**文章编号:** 0254 - 5357(2012)05 - 0884 - 05

# 典型岩溶水系统碳汇通量估算

裴建国[1,2], 章 程[2], 张 强[2], 朱 琴[3]
(1. 中国地质大学(北京), 北京 100083;
2. 中国地质科学院岩溶地质研究所, 国土资源部岩溶动力学重点实验室, 广西 桂林 541004;
3. 河北水文工程地质勘查院, 河北 石家庄 050021)

**摘要:** 现代岩溶学研究成果表明,碳酸盐岩在全球碳循环中响应极其迅速,水循环过程中的碳汇效应显著。本研究选取广西桂林寨底地下河系统、广西环江大安地下河系统、重庆北碚青木关地下河系统三个典型岩溶地下水系统,利用各系统地下河的流量和 $HCO_3^-$ 浓度的监测资料,采用简单化学平衡模式法估算碳汇通量($CO_2$)。结果显示,寨底地下河系统的单位面积年碳汇通量为 68.82 t/(km$^2$·a),大安地下河系统的单位面积年碳汇通量为 81.18 t/(km$^2$·a),青木关地下河系统的单位面积年碳汇通量为 100.07 t/(km$^2$·a)。分析认为同一个岩溶水系统的结构特征和环境条件基本上是稳定的;地下河的流量和 $HCO_3^-$ 浓度是影响岩溶碳汇强度的关键因素,尤其是地下河流量的变化对碳汇强度的影响显著;不同岩溶水系统的碳汇通量不但受水化学条件和地下水动力条件的控制,同时受土地利用变化的影响。该研究对于改进碳循环模型和评价岩溶地质碳汇有重要意义。

**关键词:** 岩溶水系统; 碳汇通量; 化学平衡模式法
**中图分类号:** X142 **文献标识码:** A

# Flux Estimation of Carbon Sink in Typical Karst Water Systems

*PEI Jian-guo*[1,2], *ZHANG Cheng*[2], *ZHANG Qiang*[2], *ZHU Qin*[3]
(1. China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China;
2. Karst Dynamics Laboratory, Ministry of Land and Resources, Institute of Karst Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Guilin 541004, China;
3. Hydrological and Engineering Geological Survey of Hebei Province, Shijiazhuang 050021, China)

**Abstract:** Select results from modern karstology research show that carbonate rock can be actively involved in the global carbon cycle with a quick response, thus the carbon sink effect from the water cycle in carbonate rock areas is very important. As described in this paper, three representative karst groundwater systems were selected, including Guangxi province Guilin Zhaidi, Guangxi province Huanjiang county Da′an groundwater and Chongqing Qingmuguan groundwater. Carbon sink flux ($CO_2$) of each underground water system was estimated from the serial monitoring data of discharges and bicarbonate concentrations by using the simple chemical equilibrium method. The fluxes in Zhaidi, Da′an and Qingmuguan were 68.82 t/(km$^2$·a), 81.18 t/(km$^2$·a) and 100.07 t/(km$^2$·a) respectively. The structures and environmental conditions in each karst water system were relatively stable; accordingly, the groundwater discharge and $HCO_3^-$ concentration were two key factors influencing karst carbon sink intensity, especially the flow rate change of underground streams. However, the carbon sink flux could be controlled by water chemistry and hydraulic conditions and was also impacted by land use change for different karst water systems. The results of carbon sink fluxes from three typical underground water systems provided references for the improvement of the carbon cycle model and the estimation of the karst carbon sink.

**Key words:** karst water system; carbon sink flux; chemical equilibrium method

**收稿日期:** 2012 - 05 - 22; **接受日期:** 2012 - 07 - 29
**基金项目:** 国家自然科学基金项目(40772164); 国土资源部公益性科研行业专项基金(201111022); 中国地质大调查项目(1212010911062)
**作者简介:** 裴建国,研究员,主要从事水文地质与岩溶环境研究。E-mail: peijg2006@126.com。

由于大气 $CO_2$ 浓度上升对全球环境变化的重要影响,碳循环问题日益受到国际学术界关注。相关机构已组织和实施了一系列庞大的研究计划,并建立全球范围大气 $CO_2$ 浓度监测网,以了解大气与其他界面之间的 $CO_2$ 交换特征,从而鉴别 $CO_2$ 的源和汇区。但现有主要碳循环模型计算结果表明地球各碳库的流率是不平衡的,人类排放的 $CO_2$ 进入大气,其中 10% ~20% 的 $CO_2$ 去向未知。一般认为,这一未知汇可能是陆地植被或土壤,但并无直接科学证据。

遗漏碳汇产生的原因可能是由于目前对 $CO_2$ 循环机理(模式)的分析聚焦于海洋、植被和土壤、大气三个碳库,把地质作用(含岩溶作用)列为长时间尺度的循环,而没有考虑岩石圈的吸碳作用[1]。

岩石圈中的碳酸盐岩沉积是全球表层各碳库中最大的贮碳库。近年来随着全国岩溶动力系统监测网的建立及其运行机制的深入了解,对表层岩溶动力系统碳循环特征也有了一定的认识[2-4]。研究结果表明,表层岩溶系统在生物参与下积极参与全球碳循环,吸碳量占"遗漏的汇"可达到 20%。因此,表层岩溶系统的吸碳和放碳是自然界碳循环的一个重要组成部分,是被"遗漏的汇"的一部分,它对大气 $CO_2$ 起着不可忽略的调节作用。而岩溶系统碳通量的研究,对未知项的探索及全球碳循环模型的修正都有重要意义[5-8]。本文选取广西桂林寨底地下河系统、广西环江大安地下河系统、重庆北碚青木关地下河系统等三个典型岩溶地下水系统作为研究区,利用各系统地下水流量和 $HCO_3^-$ 浓度的监测资料,采用简单化学平衡模式法估算典型岩溶水系统碳汇通量($CO_2$),结合区域生态环境变化特征,探讨地下河流量、$HCO_3^-$ 浓度与碳汇通量之间的关系,反映岩溶水系统内碳循环特征。该研究可以为改进碳循环模型和评价岩溶地质碳汇提供典型岩溶水系统碳汇通量数据。

## 1　研究区概况

我国南方 8 省碳酸盐岩分布面积 111.6 万 $km^2$,类型多样。本文在溶丘洼地区、高原 - 平原斜坡地带、岩溶槽谷三种类型中各选择 1 个代表点,具体的研究区是峰林平原区选择广西桂林寨底地下河,高原 - 平原斜坡地带选择广西环江大安地下河,岩溶槽谷选择重庆北碚青木关地下河。

### 1.1　寨底地下河系统

寨底地下河系统位于广西灵川县海洋乡至潮田乡寨底村之间,面积 32.69 $km^2$。属亚热带季风气候区,主体为典型的峰丛洼地地貌。出露地层主要为上泥盆统融县组灰岩,东南部有中泥盆统东岗岭组白云质灰岩、白云岩分布,东南边界为中泥盆统的碎屑岩。灰岩出露面积占总面积的 89.5%。系统内洼地、坡立谷底部有少量溶余粘土覆盖,峰丛灰岩裸露,植被以灌草丛为主。

### 1.2　大安地下河系统

大安地下河位于广西环江县大安乡才平村,汇水面积 71 $km^2$。地处贵州高原南部边缘的斜坡地带,属亚热带季风气候区,为峰丛洼地(谷地)地貌特征。地层大面积为泥盆系上统灰岩、白云质灰岩,石炭系下统岩关阶灰岩,岩关阶上段页岩夹砂岩分布于东部边界一带和大塘阶灰岩零星分布于西部边界地带。碳酸盐岩几乎占据了整个系统,地下河呈树枝状展布。

### 1.3　青木关地下河系统

青木关地下河系统位于重庆市西部,汇水面积 12.9 $km^2$,其中岩溶区面积 11.2 $km^2$。为岩溶槽谷地貌,属于亚热带季风气候,土壤主要有矿子黄泥水稻土属、矿子黄泥土、冷砂黄泥(森林)土,槽谷中为矿子黄泥水稻土。广泛分布亚热带针叶林以及阔叶林。出露地层有上三叠统须家河组砂页岩、中三叠统雷口坡组厚层白云质灰岩、白云岩,下三叠统嘉陵江组薄中层灰岩和岩溶角砾状白云质灰岩。在其下有未出露的下三叠统飞仙关组泥页岩和灰岩。

## 2　研究区碳汇通量的估算方法

表层岩溶系统实质是一个 $CO_2 - H_2O - CO_3^-$ 的三相不平衡开放系统,系统中的碳循环强度与 $CO_2$ 循环强度密切相关,且在不同的岩溶作用方式下,碳循环的结果既可是大气 $CO_2$ 的源,又可是其汇。据此,表层岩溶动力系统碳循环模式可概括成框图,见图 1[9]。

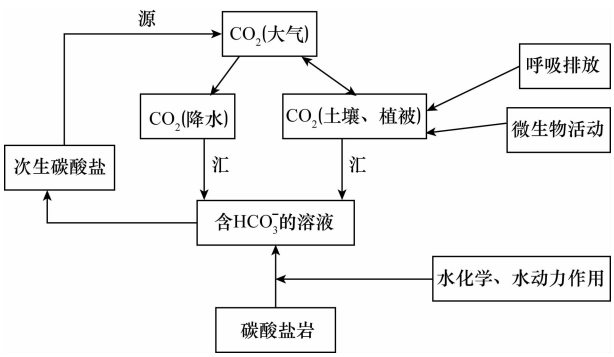


**图 1　表层岩溶动力系统碳循环模式**

Fig. 1　The carbon cycle mode of epikarst dynamic system

岩溶水化学的显著特征之一是对环境变化的敏感性,故此,本研究对水温、pH、$Ca^{2+}$、$HCO_3^-$、电导率采取现场测试的方法。每次取样前均用德国 WTW 公司生产的 pH/Cond340i 水质多参数仪和德国 Merck 公司生产的硬度计和碱度计在野外现场对水样的温度、电导率、pH 值、$Ca^{2+}$、$HCO_3^-$ 浓度进行测试,其测试精度分别为 0.1℃、1 μs/cm、0.01、2 mg/L、0.1 mmol/L。

碳循环强度一般可利用简单化学平衡模式法、化学溶蚀动力学法、野外溶蚀试验法三种主要途径获取[9-12]。本文采用简单化学平衡模式法估算典型岩溶水系统的碳汇通量,也就是常说的利用水化学-流量进行估算。

碳酸盐岩化学溶蚀的基本原理如下:

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \Leftrightarrow 2HCO_3^- + Ca^{2+}$$

$$CaMg(CO_3)_2 + 2CO_2 + 2H_2O \Leftrightarrow 4HCO_3^- + Ca^{2+} + Mg^{2+}$$

可见,碳酸盐岩的溶蚀作用主要是在侵蚀性 $CO_2$ 的参与下发生的,其结果是岩溶水 $HCO_3^-$ 中的碳有一半来源于气相 $CO_2$。因此,可利用这一简单化学模式进行碳酸盐岩溶蚀过程中的碳循环强度计算,并用它来反映岩溶水系统内碳循环特征。

首先从水化学资料中获取 $HCO_3^-$ 含量,按照以下公式计算 $CO_2$ 含量 $\rho(CO_2)$,也记作 Ch,单位为 mg/L。

$$Ch = \rho(CO_2) = \frac{\rho(HCO_3^-)}{2 \times 61} \times 44$$

利用某一地区或流域岩溶水径流量 $Q$ 与流域面积 $F$,或径流模数 $M$,求得该流域因碳酸盐岩溶蚀而消耗的 $CO_2$,单位面积年通量(碳循环强度 Cm)为:

$$Cm = 31.536 \times Q/F \times Ch \text{ 或 } Cm = 31.536 \times M \times Ch$$

式中,$M$—地下水径流模数,L/(s·km²);$Q$—岩溶地下水径流量,L/s;$F$—可溶岩面积,km²;Ch—岩溶水 $CO_2$ 含量,mg/L;Cm—碳循环强度,kg/(km²·a)。

可见碳循环强度 Cm 既与水中 $CO_2$ 含量有关,也与径流量有关。说明岩溶系统吸碳能力不但受水化学条件的影响,也受地下水动力条件的严格控制。

## 3 地下河系统的碳汇通量

### 3.1 寨底地下河系统的碳汇通量

寨底地下河系统碳汇通量计算结果见表 1。

根据水文资料,寨底地下河的流量在 7 月最高,$HCO_3^-$ 浓度在 7 月最低。统计分析 2008 年 3 月~2010 年 10 月的 10 组数据,地下河系统的碳汇主要发生在雨季,最高值是在 2008 年 7 月,碳汇通量达到 273885.96 kg/(km²·a),在枯水期碳汇比较少,2010 年 10 月最低,碳汇通量为 4392.56 kg/(km²·a)。该系统全年月平均碳汇量为 187.47 t,全年碳汇总量为 2249.62 t,单位面积的年碳汇通量约 68.82 t/(km²·a)。

**表 1　寨底地下河碳汇通量估算结果**

Table 1　Carbon sink flux of Zhaidi underground stream

| 测量时间 | $Q$/(L·s⁻¹) | $\rho(HCO_3^-)$/(mg·L⁻¹) | Ch $\rho(CO_2)$/(mg·L⁻¹) | 碳汇通量 Cm/(kg·km⁻²·a⁻¹) |
|---|---|---|---|---|
| 2008 年 3 月 | 812.88 | 179.95 | 64.90 | 50893.56 |
| 2008 年 4 月 | 1517.68 | 209.84 | 75.68 | 110803.38 |
| 2008 年 5 月 | 1435.33 | 173.85 | 62.70 | 86818.24 |
| 2008 年 6 月 | 1158.14 | 198.25 | 71.50 | 79883.81 |
| 2008 年 7 月 | 4374.55 | 179.95 | 64.90 | 273885.96 |
| 2008 年 8 月 | 440.89 | 237.90 | 85.80 | 36492.97 |
| 2009 年 9 月 | 89.60 | 251.93 | 90.86 | 7853.67 |
| 2010 年 8 月 | 313.50 | 222.04 | 80.08 | 24218.84 |
| 2010 年 9 月 | 158.59 | 234.24 | 84.48 | 12924.73 |
| 2010 年 10 月 | 52.53 | 240.34 | 86.68 | 4392.56 |
| 平均值 | 1035.37 | 212.83 | 76.76 | 68816.77 |

### 3.2 大安地下河系统的碳汇通量

大安地下河系统碳汇通量计算结果见表 2。

**表 2　大安地下河系统碳汇通量估算结果**

Table 2　Carbon sink flux of Da'an underground stream

| 测量时间 | $Q$/(L·s⁻¹) | $\rho(HCO_3^-)$/(mg·L⁻¹) | Ch $\rho(CO_2)$/(mg·L⁻¹) | 碳汇通量 Cm/(kg·km⁻²·a⁻¹) |
|---|---|---|---|---|
| 2010 年 1 月 | 24.00 | 274.50 | 99.00 | 2292.12 |
| 2010 年 2 月 | 92.26 | 282.43 | 101.86 | 9065.86 |
| 2010 年 3 月 | 55.27 | 288.53 | 104.06 | 5548.36 |
| 2010 年 4 月 | 281.10 | 263.52 | 95.04 | 25772.64 |
| 2010 年 5 月 | 3383.70 | 237.90 | 85.80 | 280072.73 |
| 2010 年 6 月 | 2948.31 | 240.95 | 86.90 | 247163.65 |
| 2010 年 7 月 | 2512.92 | 244.00 | 88.00 | 213330.53 |
| 2010 年 8 月 | 441.25 | 256.20 | 92.40 | 39332.21 |
| 2010 年 9 月 | 977.00 | 268.40 | 96.80 | 91235.03 |
| 2010 年 10 月 | 376.00 | 262.30 | 94.60 | 34313.95 |
| 2010 年 11 月 | 85.00 | 277.55 | 100.10 | 8208.14 |
| 2010 年 12 月 | 193.00 | 265.35 | 95.70 | 17818.08 |
| 全年平均值 | 947.48 | 263.47 | 95.02 | 81179.44 |

统计分析 2010 年 1 月~2010 年 12 月的全年数据,大安地下河系统全年月平均碳汇量为 480.31 t,全年碳汇量为 5763.74 t,单位面积的年碳汇通量为 81.18 t/(km²·a)。大安地下河系统的碳汇主要发生在雨季的 5~7 月份,三个月累计达 740.57 t/(km²·a)。在枯水期碳汇比较少,最小值出现在 1 月,仅为 2.29 t/(km²·a);最大值发生在 5 月,碳汇通量达到 280.07

t/(km$^2$ · a)。最大值是最小值的 122 倍。

2011 年 1 月大安地下河流量最小,而 $HCO_3^-$ 浓度接近最大,碳汇量最小;5 月地下河流量最大,而 $HCO_3^-$ 浓度最小,碳汇量最大,说明碳汇量的大小主要取决于地下河流量,碳汇量与流量成正比关系。地下河流量受降水量的控制,降水量的大小是控制碳汇量的绝对主导因素。

### 3.3　青木关地下河系统的碳汇通量

青木关地下河系统碳汇通量计算结果见表 3。

统计分析 2007 年 5 月 ~ 2008 年 4 月的数据,青木关地下河系统全年月平均碳汇量为 107.58 t,全年碳汇量为 1290.95 t,单位面积的年碳汇通量为 100.07 t/(km$^2$ · a)。青木关地下河系统的碳汇主要发生在雨季的 6 ~ 7 月份,两个月碳汇通量累计达到 800.68 t/(km$^2$ · a),占全年的 66.67%。在枯水期碳汇比较少,最小值是在 2008 年 1 月,为 21.22 t/(km$^2$ · a),仅占全年的 1.67%。年碳汇量最大值发生在 7 月,为 575.74 t/(km$^2$ · a),最大值是最小值的 27 倍。$HCO_3^-$ 浓度在年内变化幅度相对较小,流量的变化幅度很大,碳汇量、碳汇通量与流量均在 6 ~ 7 月达到最大,同步变化。

**表 3　青木关地下河系统碳汇通量估算结果**

Table 3　Carbon sink flux of Qingmuguan underground stream

| 测量时间 | $Q$/(L · s$^{-1}$) | $\rho(HCO_3^-)$/(mg · L$^{-1}$) | Ch $\rho(CO_2)$/(mg · L$^{-1}$) | 碳汇通量 Cm/(kg · km$^{-2}$ · a$^{-1}$) |
|---|---|---|---|---|
| 2007 年 5 月 | 74.63 | 332.45 | 119.90 | 25196.37 |
| 2007 年 6 月 | 834.78 | 265.35 | 95.70 | 224943.65 |
| 2007 年 7 月 | 1956.69 | 289.75 | 104.50 | 575741.03 |
| 2007 年 8 月 | 166.21 | 323.30 | 116.60 | 54568.82 |
| 2007 年 9 月 | 187.67 | 344.65 | 124.30 | 65683.09 |
| 2007 年 10 月 | 118.65 | 347.70 | 125.40 | 41893.71 |
| 2007 年 11 月 | 96.60 | 341.60 | 123.20 | 33511.29 |
| 2007 年 12 月 | 81.67 | 347.70 | 125.40 | 28835.57 |
| 2008 年 1 月 | 61.02 | 359.90 | 129.80 | 22301.89 |
| 2008 年 2 月 | 61.66 | 366.00 | 132.00 | 22917.42 |
| 2008 年 3 月 | 61.18 | 341.60 | 123.20 | 21224.40 |
| 2008 年 4 月 | 308.44 | 268.40 | 96.80 | 84068.87 |
| 平均值 | 334.10 | 327.37 | 118.07 | 100073.84 |

### 3.4　碳汇通量影响因子分析

从岩溶碳汇计算公式和计算结果(表 1 ~ 表 3)可知,地下河的流量和 $HCO_3^-$ 浓度共同影响岩溶碳汇强度的大小。$HCO_3^-$ 浓度与碳汇强度变化趋势相反,即稀释效应。如 2008 ~ 2010 年的 10 组数据发现,寨底地下河 $HCO_3^-$ 浓度的最大值为 251.93 mg/L,最小值为 173.85 mg/L,其变化幅度高达 78.08 mg/L,而对应的碳汇强度分别为 7853.67 kg/(km$^2$ · a)和 86818.24 kg/(km$^2$ · a)。地下河流量与岩溶碳汇强度具有同步变化,有很好的相关性(图 2)。可以看出,平均流量增加,$HCO_3^-$ 平均浓度减少,年碳汇通量增加,充分说明岩溶碳汇量、碳汇强度与 $HCO_3^-$ 浓度呈负相关,而与流量呈正相关。可见地下河流量的精确监测对评估岩溶碳汇量和碳汇通量计算的重要性。

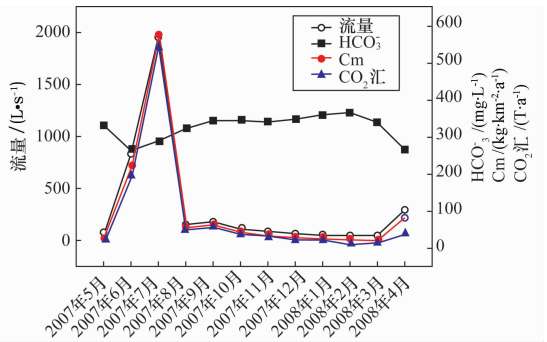


**图 2　青木关地下河流域碳汇量、碳酸氢根浓度与流量关系**

Fig. 2　The relationship between carbon sink flux, concentration of $HCO_3^-$ and discharge in Qingmuguan underground stream

## 4　地下河系统碳汇通量分析

寨底地下河系统、大安地下河系统、青木关地下河系统地质条件(岩性)和气候条件相似,植被类型存在一些差异,寨底为灌木、草丛,大安为阔叶林、灌木、草丛,青木关为针叶林、阔叶林和灌木、草丛。从降水量分析,寨底 > 大安 > 青木关,而岩溶碳汇强度正好相反(见表 4),寨底 < 大安 < 青木关。本文认为不同的岩溶水系统的碳汇通量不但受到水化学条件和地下水动力条件的控制,也可能受到生态环境和土地利用变化的影响。

从青木关和寨底的年平均溶蚀强度即可说明土地利用对碳汇通量的影响。青木关和寨底的单位面积年碳酸盐岩溶蚀量分别为 4.50 mg/(cm$^2$ · a)和 3.26 mg/(cm$^2$ · a),碳酸盐岩溶蚀强度(Cm)平均值分别为 5400.012 kg/(km$^2$ · a)和 3906.66 kg/(km$^2$ · a)。年降雨量表现为寨底 > 青木关,青木关是岩溶槽谷,谷地底部土壤分布面积广、厚度大,林地所占比例较高;而寨底土壤分布不连续,面积小,林地所占比例非常低,且存在石漠化,这就是造成寨底和青木关碳汇强度差异的原因。也就是说森林植被和土壤有利于岩溶作用。

**表 4　典型岩溶水系统碳汇通量对比**

Table 4　Carbon sink flux in different karst water systems

| 区域特征对比 | 寨底地下河 | 大安地下河 | 青木关地下河 |
|---|---|---|---|
| 地貌组合 | 峰丛洼地 | 峰丛洼地 | 岩溶槽谷 |
| 气候类型 | 亚热带季风气候 | 亚热带季风气候 | 亚热带季风气候 |
| 植被类型 | 灌木草丛 | 阔叶林灌草 | 针叶林阔叶林 |
| 地层代号 | $D_3r/D_2d, D^{12}, C_1y$ | $D_3/C_1y, C_1d$ | $T_1j, T_2l/T_3xj, T_1f$ |
| 年平均气温(℃) | 18.9 | 19.9 | 18.0 |
| 平均年降水量(mm) | 1669.2 | 1569.7 | 1250 |
| 汇水面积($km^2$) | 32.69 | 71.00 | 12.90 |
| 平均 Ch(mg/L) | 76.76 | 95.02 | 118.07 |
| Cm[mg/(km·a)] | 68820 | 81180 | 100070 |
| 全年碳汇量(t) | 2249.62 | 5763.74 | 1290.90 |

## 5　结语

在分析南方岩溶地区三个典型地下河系统(寨底地下河系统、大安地下河系统、青木关地下河系统)环境特征的基础上,利用其流量和 $HCO_3^-$ 浓度的监测资料,采用简单化学平衡模式法估算典型岩溶水系统的单位面积年碳汇通量,寨底为 68.82 t/($km^2$·a),大安为 81.18 t/($km^2$·a),青木关为 100.07 t/($km^2$·a)。分析认为地下河的流量和 $HCO_3^-$ 浓度是影响岩溶碳汇强度的关键因素,$HCO_3^-$ 浓度与碳汇强度呈现出具有负相关的趋势,地下河流量与岩溶碳汇强度呈线性正相关关系,碳汇强度随流量变化而变化。不同岩溶水系统的碳汇通量不仅受水化学条件和地下水动力条件的控制,同时也受到生态环境和土地利用变化的影响。岩溶作用以较快的速率积极参与全球碳循环,该研究有利于全球碳循环"遗漏汇"的解决和全球碳循环模型的改进。

## 6　参考文献


[1] Mackenzie F T, Mackenzie J A. Our Changing Planet, An Introduction to Earth System Science and Global Environmental Change [M]. New Jersey: Prentice Hall Press, 1995: 1 – 292.

[2] Yuan D. The carbon cycle in karst [J]. *Zeitschrift fur Geomorphologie Neue Folge*, 1997, 108 (Supplement): 91 – 102.

[3] Liu Z, Zhao J. Contribution of carbonate rock weathering to the atmospheric $CO_2$ sink [J]. *Environmental Geology*, 2000, 39: 1053 – 1058.

[4] 袁道先. 碳循环与全球岩溶[J]. 第四纪研究, 1993 (1): 1 – 6.

[5] 袁道先. 地质作用与碳循环研究的回顾和展望[J]. 科学通报, 2011, 56(26): 2157.

[6] 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.

[7] de Montety V, Martin J B, Cohen M J, Foster C, Kurz M J. Influence of diel biogeochemical cycles on carbonate equilibrium in a karst river [J]. *Chemical Geology*, 2011, 283: 31 – 43.

[8] Zhang Z C, Lian B, Hou W G, Chen M X, Li X, Li Y. Bacillus mucilaginosus can capture atmospheric $CO_2$ by carbonic anhydrase [J]. *African Journal of Microbiology Research*, 2011, 5: 106 – 112.

[9] 袁道先, 刘再华, 林玉石, 沈继芳, 何师意, 徐胜友, 杨立铮, 李彬, 覃嘉铭, 蔡五田, 曹建华, 张美良, 蒋忠诚, 赵景波. 中国岩溶动力系统[M]. 北京: 地质出版社, 2002: 39 – 42.

[10] Gams I. Comparative research of limestone solution by means of standard tablets (second preliminary report of the commission of karst denudation, ISU) [C] // Proceedings of 8th International Congress of Speleology. 1981: 273 – 275.

[11] Ellaway M, Smith D I, Gillieson D S, Greenaway M A. Karst water chemistry-limestone ranges, Western Australia [J]. *Helictite*, 1990, 28(2): 25 – 36.

[12] Dreybrodt W, Buhmann D. A mass transfer model for dissolution and precipitation of calcite from solutions in turbulent motion [J]. *Chemical Geology*, 1991, 90: 107 – 122.