

文章编号:1001-4810(2011)02-0169-06

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

胡毅军¹, 蒋勇军^{1,2,3}, 李林立^{1,2,3}

(1. 西南大学地理科学学院, 重庆 400715; 2. 西南大学岩溶环境与石漠化治理研究所, 重庆 400715;

3. 三峡库区生态环境教育部重点实验室, 重庆 400715)

摘 要:本文以水房泉表层岩溶泉域为例,通过 CDT300 多参数自动水质监测仪提供的年际连续的电导率、水温、水位,利用岩溶水化学-径流量方法计算出水房泉连续两年各月的 CO_2 吸收量和年吸收总量。计算结果显示水房泉各月 CO_2 吸收量中 6、7、8 三个月吸收量较大,1、2、12 月吸收量均较小;年最大 CO_2 吸收量出现在 7 月份,年中最小 CO_2 吸收量出现在 1 月份。水房泉各月 CO_2 吸收量同水房泉出口月径流量和月降雨量都有很好相关性,雨季吸收量远大于旱季吸收量。泉水 HCO_3^- 含量受到气温、降水、径流量和土壤 CO_2 含量的综合影响, HCO_3^- 含量的最高值与月 CO_2 吸收量的最大值在时间上存在 2 个月的滞后现象。相对于较大流域碳汇的估算,以小流域为对象从短时间尺度计算碳汇更加精确,而且对于流域岩溶作用碳汇过程及其控制机理的深入揭示也是非常必要的。

关键词:表层岩溶泉; CO_2 吸收量;相关性

中图分类号:P641.12;X141

文献标识码:A

随着人类对全球变暖问题的不断重视,全球变化学科关于温室气体的研究不断深入,引出了全球碳循环的中心问题:全球 CO_2 的收支不平衡,即遗漏 CO_2 汇(Missing Sink)的存在问题^[1-3]。然而在众多针对碳汇的变化机制、过程和环境效应的研究当中对由地质过程引起的无机碳汇的变化重视程度还不够。根据地球系统科学和岩溶动力学的观点与思想,岩溶作用是全球碳循环的重要组成部分,岩溶水通过水-岩作用以溶解无机碳(DIC)的形式固定大气中的 CO_2 ,构成了岩溶作用的碳汇效应^[4]。

目前针对岩溶水碳汇的研究已经取得很多成果,IGCP379 项目分别用石灰岩溶蚀试片法、水化学法和扩散边界层(DBL)理论^[5]对我国的碳汇效应进行了初步估算,中国为 $1.774 \times 10^7 \text{ tC/a}$ ^[6];杨立铮利用

水化学方法对我国南方六省的岩溶碳汇效应进行了估算,全年碳汇量为 $9.14 \times 10^9 \text{ kg/a}$,并划分了 4 个等级的吸碳区^[7];李彬利用贵州 123 条地下河无机碳含量计算出年碳汇效应为 $4.15 \times 10^{11} \text{ gC/a}$,即消耗 $\text{CO}_2 1.52 \times 10^9 \text{ kg/a}$ ^[8];陈鸿汉等利用水化学动力学方法对济南岩溶泉域的净 CO_2 吸收量进行了计算,结果为 $1.7 \times 10^7 \text{ kg/a}$ ^[9];万军伟对湖北清江罗家坳地块地下水碳汇效应计算得出吸收量为 $1.833 \times 10^7 \text{ kg/a}$ ^[10]。然而众多的研究都是以大面积的地下水流域为研究背景,以年为时间尺度利用水化学-径流量方法估算流域吸碳量,没有考虑短时间尺度地下水流、气候变化等因素对水-岩作用和碳汇效应的影响。本文以较小的岩溶泉域为研究对象,依靠高精度自动监测仪器获得年际连续数据,从短时间尺度研究了岩

基金项目:国家自然科学基金项目(编号:41072192)、西南大学博士基金(SWU109050)、重庆市科委科技攻关项目(CSTS, 2010BC7004)、西南大学地理科学学院自然地理博士点开放基金(250-411111)、岩溶动力学开放实验室基金

第一作者简介:胡毅军(1985—),男,硕士研究生,从事岩溶地下水和表层岩溶碳循环的研究。E-mail:castinhu@163.com。

通讯作者:李林立, E-mail: lilinli@swu.edu.cn。

收稿日期:2011-02-24

溶水碳汇效应及其影响因素,有助于深化岩溶作用碳汇过程及其控制机理的认识。

1 研究区概况

本研究区域位于重庆市南川区金佛山景区。金佛山位于我国四川盆地东南缘,是大娄山东段支脉的突兀山峰,海拔 1 400~2 251 m,为典型的喀斯特亚高山地质地貌。在山顶部形成了海拔 2 000 m 左右的较大面积的缓坡和平台,小型溶蚀洼地、地下河管道和裂隙发育。研究区云雾多,日照少,雨量充沛,湿

度大,属亚热带湿润季风气候。区内山体上部多年平均气温为 8.2 ℃,年均降雨量约 1 434.5 mm。

水房泉位于海拔 2 050 m 的金佛山山顶,出露于二叠系常兴组(P_2c)致密灰岩与龙潭煤系地层(P_2l)之间,地质构造上为一倾角很小的宽缓向斜(图 1)。泉域补给区面积 1.11 km²,分布有一个呈东北—西南走向的大洼地,土壤厚度约 0.8~1.2 m,洼地边缘落水洞发育,密度为 6~7 个/km²,是地下水的主要补给入口。因茅口组灰岩地层裂隙、管道发育,其下有煤系隔水地层分布,泉水最终出露于山顶西南坡陡崖,常年流动,径流量为 2 L/s,平均流速 0.113 m/s。

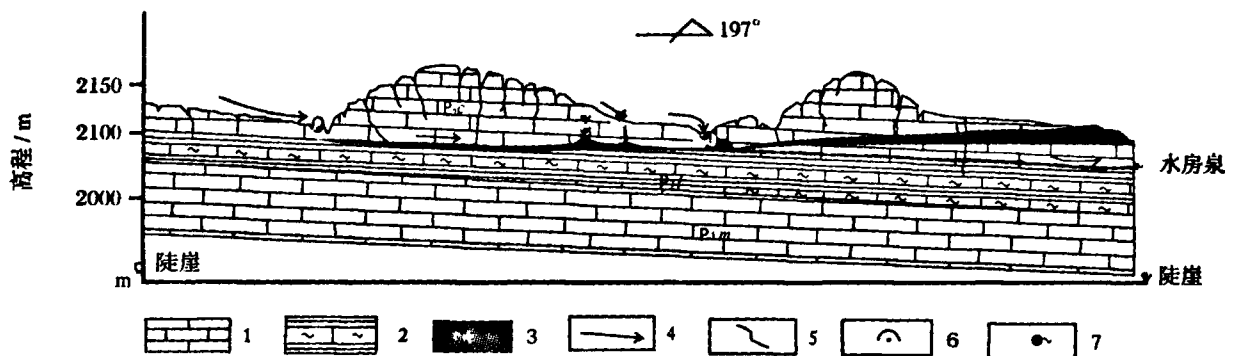


图 1 水房泉流域地质剖面图(据李管刚,2009)

Fig. 1 Geologic profile of the Shuifang Spring watershed

1. 石灰岩(P_2c 长兴组, P_1m 茅口组); 2. 龙潭煤系地层(P_2l); 3. 洞穴、管道; 4. 水流方向; 5. 裂隙; 6. 落水洞; 7. 常年泉

2 实验和数据分析

在水房泉出口处安装 CDTP300 多功能野外自动化监测记录仪(澳大利亚 Greenspan 公司),自动监测电导率、水温、水位和 pH 值,并设定仪器每隔 15 min 自动测定并存储,精度分别为 0.1 μ S/cm、0.01 ℃、0.01 cm 和 0.01,数据按月取回整理。同时野外使用德国(WTW 公司)Multi350i 便携式多参数水质分析仪现场测定水温、pH 值、电导率,用标尺现场测定出口水位,测量精度分别为 0.1 ℃、0.01 pH 单位、1 μ S/cm 和 0.1 cm;流速测定采用旋杯式流速仪测定,精度为 0.001 m/s。用钙离子试剂盒(德国 Aquanmerck)现场测定水中的 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 浓度,精度为 0.1 mg/L 和 0.1 mmol/L。

3 流量和二氧化碳吸收量的计算

3.1 流量计算

水房泉出口流量的主要根据 CDTP300 自动记录仪检测并经与实测校正过的水位和多次实测得到的泉口平均流速进行计算。

3.2 二氧化碳吸收量的计算

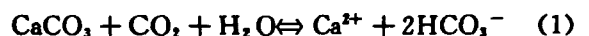
水房泉泉水多年平均 pH 值为 7.86, pH 值为 7~9 之间时,水中溶解无机碳(DIC)主要以重碳酸根(HCO_3^-)的形式存在^[11],主要水化学特征见表 1。

表 1 水房泉基本水化学特征

Tab. 1 Hydrochemical features of the Shuifang Spring

pH	Ec	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
	/μS/cm, 25 ℃	/mg/L						
7.86	232	0.89	2.66	52	1.96	8.04	10.28	132

水房泉水质属于 Ca-HCO₃ 型,水—岩作用发生的主要化学反应如下所示:



由该方程可知,在达到平衡时,形成 2 mol 的 HCO_3^- ,则吸收 1 mol 的 CO_2 ,测得的 HCO_3^- 浓度后,即可得水中 CO_2 的含量^[12],计算式为:

$$CO_2(\text{mg/L}) = \frac{HCO_3^- (\text{mmol/L})}{2} \times 44 \quad (2)$$

李林立对水房泉的研究^[13]中得出,水房泉水体的电导率 Ec 同 $[HCO_3^-]$ 和 $[Ca^{2+}]$ 存在很好的相关

性,本研究通过多次的野外实地监测也得到相似结论(图 2),其中: $[\text{HCO}_3^-]=0.0089\times\text{cond}+0.3162$, $R^2=0.9684$; $[\text{Ca}^{2+}]=0.1946\times\text{cond}+4.2976$, $R^2=0.9768$ 。利用 E_c 同 $[\text{HCO}_3^-]$ 的线性方程和 CDTP300 每 15 min 记录的 E_c ,可以求得每 15 min 水体的瞬时 $[\text{HCO}_3^-]$ 。

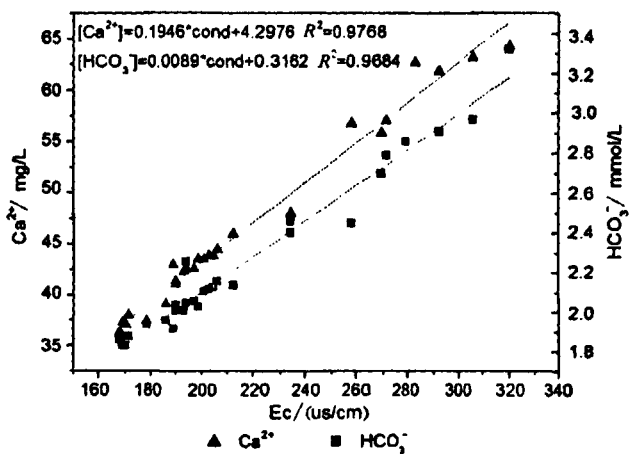


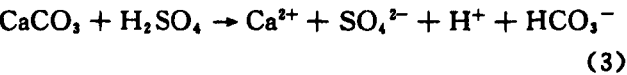
图 2 水房泉岩溶泉电导率同 $[\text{HCO}_3^-]$ 和 $[\text{Ca}^{2+}]$ 线性关系图

Fig. 2 Linear relationship between the electric conductivity and the $[\text{HCO}_3^-]$, $[\text{Ca}^{2+}]$ of the water in Shuifang Spring

为了便于计算,视瞬时值为 15 min 的平均值。同时,利用上述方法求出的 HCO_3^- 浓度,通过公式(2)便可求得单位体积水中吸收的 CO_2 含量,然后再乘以借助水位自动仪监测得到的流量 Q ,就能计算出每 15 min 所流出泉水的 CO_2 的含量。

水房泉隔水地层为二叠系龙潭煤系地层(P_2l),其泉水多年 $[\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}]/[\text{HCO}_3^-+\text{SO}_4^{2-}]$ 当

量比值在 1.1 左右,近于 1;因此水体中的部分 HCO_3^- 可能来自于含煤地层硫化物的氧化和与 CaCO_3 的复分解反应^[14],反应如下:



水房泉因地处深山且海拔较高,受到酸雨的影响微弱,泉水 SO_4^{2-} 浓度年平均为 10.28 mg/L,所能形成的 HCO_3^- 约为 6.35 mg/L,由其产生的年 CO_2 吸收量大概为 196 kg。因此在根据 HCO_3^- 计算 CO_2 吸收量时,应该扣除这部分的影响。

4 水房泉年际 CO_2 吸收量计算结果及分析

4.1 计算结果

根据上述方法,本文水利用房泉 2007、2008 两年全年连续的 CDTP300 观测数据计算 CO_2 吸收量,并以水房泉各月的 SO_4^{2-} 含量和月径流量去估算应当扣除的由含煤地层硫化物复分解 CaCO_3 形成的 HCO_3^- 所对应的 CO_2 量,从而得到各月泉水的实际 CO_2 吸收量和年尺度 CO_2 吸收量(表 2)。从表 2 可以看出两年中 6、7、8 三个月均表现出吸收量较大,都均超过了 285 kg;1、2、12 月吸收量均较小,均小于 130 kg。2007 和 2008 年最大 CO_2 吸收量都出现在 7 月份,其中 2007 年高达 328.19 kg,2008 年 320.65 kg;两年中最小 CO_2 吸收量都出现在 1 月份,其中 2007 年 100.57 kg,2008 年 97.52 kg;2007 年最大月吸收量是最小月吸收量的 3.26 倍,而 2008 年的为 3.28 倍。2007 和 2008 年 CO_2 吸收量分别为 2 476 kg 和 2 498.93 kg。

表 2 2007—2008 各月泉水的 CO_2 吸收量
Tab. 2 Monthly CO_2 consumption in 2007 and 2008

年	月份	CO_2 吸收量/kg	月份	CO_2 吸收量/kg	月份	CO_2 吸收量/kg	年吸收量/kg
2007	1	100.57	5	225.34	9	219.50	2 476.00
	2	102.06	6	308.97	10	259.10	
	3	161.21	7	328.19	11	196.01	
	4	157.67	8	288.30	12	129.08	
2008	1	97.52	5	150.62	9	194.19	2 489.93
	2	100.63	6	315.27	10	276.31	
	3	162.88	7	320.65	11	203.84	
	4	256.91	8	286.08	12	125.04	

4.2 结果分析

4.2.1 CO_2 吸收量同降雨量和径流量之间的关系

大气降水是水房泉的主要补给形式,降水后靠洼地集水经由落水洞汇流进入地下管道,落水洞和水房

泉出口之间存在单一的水力联系^[15]。因此,运用水化学-径流量方法计算泉域 CO_2 吸收量需要考虑降水和径流量的影响。由图 3 可以看出,水房泉月径流量同月降雨量基本上是同步变化,2007、2008 年最大月

降雨量都出现在 7 月,分别为 232 mm 和 225 mm;最小月降雨量都出现在 1 月,分别为 9 mm 和 7 mm。与降雨同步,水房泉月径流量最大值和最小值也分别出现在 7 月和 1 月,2007 年为 11 721 m³ 和 3 078 m³,2008 年为 11 180 m³ 和 3 054 m³。与降雨量和径流量相比,各月 CO₂ 吸收量也表现为较一致的变化,且受到降雨量影响较为敏感,如 2008 年 4 月份 CO₂ 吸收量大于 5 月,这与 2007 年相同时段有很大不同,这主要是由于 2008 年 4 月份降雨量异常增高从而使该月径流量增大的缘故。重庆地区表层岩溶地下水大多受到降雨补给的影响,雨季(4—10 月)和旱季(11 至翌年 3 月)径流量差异较大。由图 4 可看出 2007、2008 年中各月 CO₂ 吸收量雨季(4—10 月)明

显高于旱季(11 至翌年 3 月),2007、2008 年雨季 CO₂ 吸收量分别高达 1 787.07 kg 和 1 800.02 kg,分别占 2007、2008 全年 CO₂ 吸收量的 72.1% 和 72.2%。07 年 11 月到 08 年 3 月间 CO₂ 吸收量仅为 686.12 kg。

4.2.2 泉水 HCO₃⁻ 和 CO₂ 吸收量关系

泉水中 HCO₃⁻ 含量的多少反映了参与水岩作用的 CO₂ 多少,由图 5 可以看出 2007、2008 两年水房泉 HCO₃⁻ 含量在 109~140 mg/L 范围内变化,两年中 6—9 月份表现为水体 HCO₃⁻ 含量的上升阶段,变化范围为 128~140 mg/L,最高月份都出现在 9 月。桂林丫吉试验场的研究表明,泉水 HCO₃⁻ 的含量受到水—岩作用和表层带土壤 CO₂ 含量的影响^[16],而土壤 CO₂ 浓度要受到气温、土壤中微生物活性的影响^[17]。因此可以推测水房泉流域,由于夏季气温较高、降雨量较大,土壤微生物作用产生的土壤 CO₂ 含量较多,吸收了大量土壤 CO₂ 的水体更有利于水—岩作用的进行,从而引起泉水 HCO₃⁻ 的增高(图 5)。从计算结果来看 2007、2008 两年夏季 CO₂ 吸收量分别为 925.46 kg 和 922 kg,分别占该年 CO₂ 吸收量的 37.3% 和 37%,证实了以上的推测。同时从图 5 还可看出,泉水 HCO₃⁻ 含量的最高值与月 CO₂ 吸收量的最大值在时间上存在 2 个月的滞后,这主要是因为水房泉夏季雨热同期,泉水径流量较大,CO₂ 吸收量较大,但泉水 HCO₃⁻ 受到稀释效应的影响^[18],并未达到最大值;9 月初进入伏旱期,气温高而降雨量减少,由于径流量的减小引起月 CO₂ 吸收量下降,但此时稀释效应减弱,泉水 HCO₃⁻ 反而达到最高。

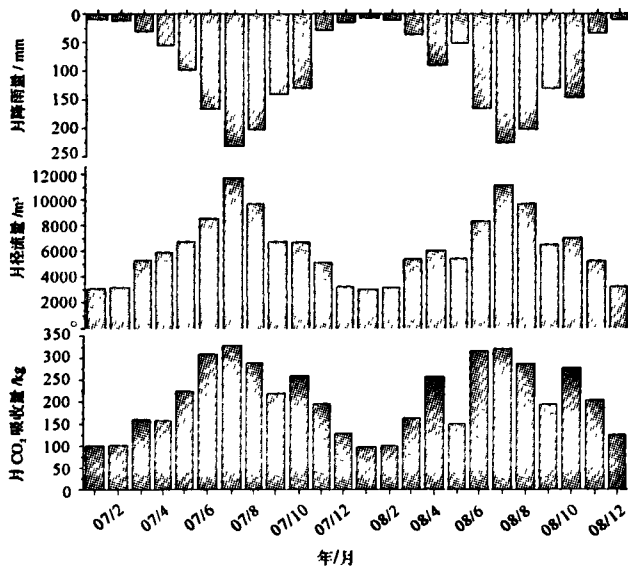


图 3 水房泉月 CO₂ 吸收量同月流量和月降雨量关系
Fig. 3 The relationship between the monthly CO₂ consumption and the discharge and rainfall

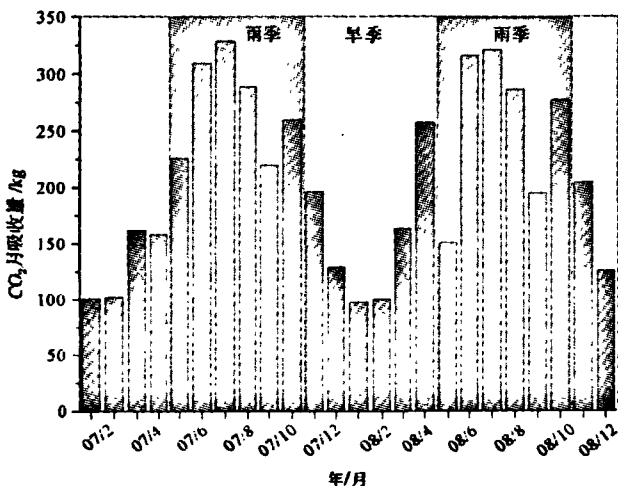


图 4 水房泉 2007—2008 各月 CO₂ 吸收量
Fig. 4 Monthly CO₂ consumption in 2007 and 2008 of the Shuifang Spring

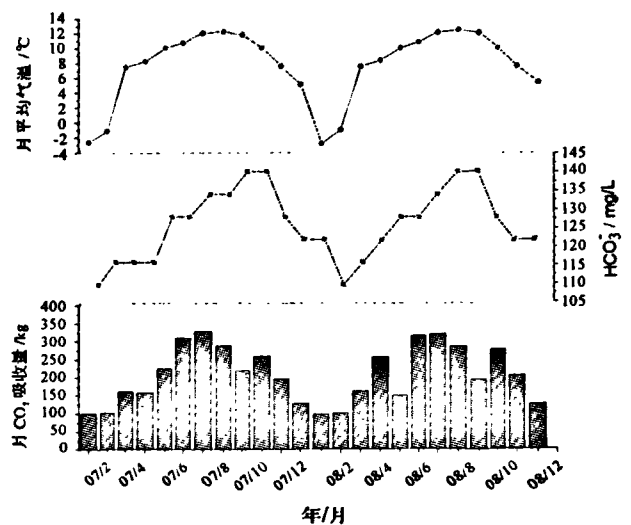


图 5 水房泉月 CO₂ 吸收量同月均气温和 HCO₃⁻ 浓度关系
Fig. 5 The relationship between the monthly CO₂ consumption and the monthly average air temperature and the concentration of HCO₃⁻

5 计算结果验证

为了验证上述水化学-径流量方法的计算结果,下面拟通过吸收模数法对水房泉年 CO_2 吸收量进行估算和对比。

计算参数及取值:水房泉泉域面积 F 为 1.11 km^2 , 平均 HCO_3^- 浓度为 132 mg/L , 径流量 Q 约为 2 L/s , 那么根据杨立铮吸收模数计算公式^[9],

$$M_c = \frac{Q}{F} \times C_k$$

$$C_k = [\text{CO}_2] (\text{mg/L}) = \frac{[\text{HCO}_3^-] (\text{mg/L})}{2 \times 61} \times 44$$

式中: M_c 为岩溶水 CO_2 吸收模数, 单位 $\text{mg/s} \cdot \text{km}^2$; C_k 为岩溶水 CO_2 含量, 单位 mg/L 。

经计算得到水房泉 M_c 为 $85.8 \text{ mg/s} \cdot \text{km}^2$, 水房泉年 CO_2 吸收量为 2705.78 kg/a 。这个结果与本研究利用精密仪器监测和计算的2007年和2008年全年 CO_2 吸收量 2476 kg 和 2489.93 kg 非常接近, 说明利用精密监测数据通过水化学-径流量方法计算小流域短周期碳汇量方法可行, 且精确度较高。

6 讨论与结论

金佛山水房泉属于典型的亚高山表层岩溶泉, 流域面积较小且流量稳定, 这就决定了利用高精度仪器连续监测和计算泉水 CO_2 吸收量的实现成为可能。本文以年为时段, 以月为时间单位, 通过对水位、电导率的连续监测, 比较精确的计算了表层岩溶泉各月的 CO_2 吸收量, 并取得了如下主要结论:

(1) 水房泉各月 CO_2 吸收量中6、7、8三个月吸收量较大, 都均超过了 285 kg ; 1、2、12月吸收量均较小, 均小于 130 kg 。年最大 CO_2 吸收量都出现在7月份, 年中最小 CO_2 吸收量都出现在1月份, 年最大月吸收量约是最小月吸收量的3.27倍左右。

(2) 水房泉各月 CO_2 吸收量与水房泉月径流量和月降雨量的变化具有高度一致性, 即雨季泉水的 CO_2 吸收量远大于旱季。而且在雨季的月降雨量最大值、径流量最大值和月 CO_2 吸收量最大值都出现在7月, 旱季的最小值均出现在1月。

(3) 水房泉 HCO_3^- 含量受到气温、降水、径流量和土壤 CO_2 含量的综合影响。泉水 HCO_3^- 含量的最高值与月 CO_2 吸收量的最大值在时间上存在2个月的滞后, 这主要是由于降雨导致的径流量差异所产生的稀释效应引起的。

相对于大流域的碳汇估算方法, 本文利用高密度

监测仪器, 运用水化学-径流量方法进行短时段碳汇计算结果较为精准。但由于表层岩溶带水-岩-气相互作用的复杂性和影响碳汇因素的多样性, 为了全面了解岩溶作用碳汇过程及其控制机理, 今后有必要对流域植被-土壤系统和生物碳汇效应开展综合研究。

参考文献

- [1] Broecker W S, Takahashi T, Simppson H J, et al. Fate of fossil fuel carbon dioxide and the global carbon budget [J]. Science, 1979, 206: 409-418.
- [2] Schindler D W. The mysterious missing sink [J]. Nature, 1999, 398: 105-106.
- [3] 王效科, 白艳莹, 欧阳志, 等. 全球碳循环中的失汇及其形成原因 [J]. 生态学报, 2002, 22(1): 95-101.
- [4] 袁道先. 现代岩溶学和全球变化研究 [J]. 地学前沿, 1997, 4(1-2): 17-24.
- [5] Zaihua Liu, Wolfgang Dreybrodt. Dissolution kinetics of calcium carbonate minerals in $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ solutions in turbulent flow, The role of the diffusion boundary layer and the slow reaction $\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2\rightarrow\text{H}^++\text{HCO}_3^-$ [J]. Geochimica Cosmochimica Acta, 1997, 61(4): 2879-2889.
- [6] 徐胜友, 蒋忠诚. 我国岩溶作用与大气温室气体 CO_2 源汇关系的初步估算 [J]. 科学通报, 1997, 42(9): 953-956.
- [7] 杨立铮, 卫迦. 岩溶系统对大气 CO_2 的调节作用 [J]. 成都理工大学学报, 1997, 24: 32-36.
- [8] Li Bin, Yuan Daoxian. Relationship between carbon cycle in karst area and CO_2 source-sink of atmosphere-Case of Guizhou Karst [J]. Carsologica sinica, 1996, 15(1-2): 41-48.
- [9] 陈鸿汉, 董英, 张永祥. 济南岩溶泉域系统碳循环 [J]. 中国岩溶, 1998, 17(4): 320-323.
- [10] 万军伟, 晁念英, 沈继方, 等. 湖北清江罗家坳河间地块岩溶系统碳循环特征 [J]. 中国岩溶, 1999, 18(2): 124-127.
- [11] 刘再华, Wolfgang Dreybrodt, 王海静. 一种由全球水循环产生的可能重要的 CO_2 汇 [J]. 科学通报, 2007, 52(20): 2418-2422.
- [12] 刘再华. 大气 CO_2 两个重要的汇 [J]. 科学通报, 2000, 45(21): 2348-2351.
- [13] 李林立. 西南典型岩溶生态环境对表层岩溶水调蓄功能的影响研究 [D]. 西南大学, 2009.
- [14] 刘丛强, 蒋颖魁, 陶发祥. 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.
- [15] 吴月霞, 蒋勇军, 袁道先等. 岩溶泉域降雨径流水文过程的模拟——以重庆金佛山水房泉为例 [J]. 水文地质工程地质, 2007, 6: 41-47.
- [16] 刘再华, 袁道先. 中国典型表层岩溶系统的地球化学动态特征及其环境意义 [J]. 地质评论, 2000, 46(3): 324-326.
- [17] 何师意, 徐胜友, 张美良. 岩溶土壤中浓度水化学观测及其与岩溶作用关系 [J]. 中国岩溶, 1997, 16(4): 319-323.
- [18] 刘再华, 李强, 汪进良. 桂林岩溶试验场钻孔水化学暴雨动态和垂向变化解释 [J]. 中国岩溶, 2004, 23(3): 169-176.

Preliminary study on short-time carbon absorption in epikarst spring basin —A case of the Shuifang Spring in Jinfo Mountain, Chongqing

HU Yi-jun¹, JIANG Yong-jun^{1,2}, LI Lin-li^{1,2}

(1. School of Geographical Sciences, Southwest University, Chongqing 400715, China;

2. Institute of Karst Environment and Rocky Desertification Control, Southwest University, Chongqing 400715, China;

3. Key Laboratory of Eco-environments in Three Gorges Reservoir Region, Chongqing 400715, China)

Abstract: The study mainly focus on the Shuifang epikarst spring basin. By using the multi-parameter instrument CDP300, interannual continuous data of conductivity, water temperature and water level are got. Annual and monthly CO₂ consumption in two years are calculated by means of karst hydrochemistry-discharge method. The result shows that CO₂ consumption of Shuifang Spring is relatively high in June, July and August; while it's low in January, February and December. The maximum value of CO₂ absorptive quantity appeared in July and the minimum in January. The result also shows that the monthly discharge of the Shuifang Spring and rainfall are intensively correlated with the CO₂ consumption, and the CO₂ consumption in rainy season is much larger than dry season. The bicarbonate concentration of the Shuifang Spring is influenced by air temperature, rainfall, discharge and soil CO₂. There are two months time-delay between the biggest monthly CO₂ consumption and the highest bicarbonate concentration. Through this study it is found that the estimate of carbon flux in small watersheds by hydrochemistry-discharge method is more accurate than large watersheds and it may give an effective method to the further research on carbon sink for karstification and its control mechanism in epikarst zone.

Key words: epikarst spring; CO₂ absorptive quantity; correlation

IGCP—598 项目“环境变化与岩溶系统可持续性” 立项通过审批

近日,由中国地质科学院岩溶地质研究所章程研究员、袁道先院士,美国西肯塔基大学 Chris Groves 博士等联合倡议的 IGCP—598 项目:“环境变化与岩溶系统可持续性”(Environmental change and sustainability in karst systems)已被国际地学计划(IGCP)科学执行局第 39 次会议正式批准立项。这是继 1990 年 IGCP299 项以来第五个与岩溶相关的 IGCP 项目,也是我国科学家作为第一国际负责人领导的第四个岩溶学领域的 IGCP 项目。

该项目于 2011—2014 年间执行,将通过多学科交叉研究,专注于不同时间与空间尺度环境变化与岩溶系统的相互作用,研究地质生物过程和人类活动(土地利用、农业活动等)对碳酸盐岩溶蚀作用的影响,更好地估算岩溶碳汇潜力;研究岩溶含水层与水资源过程对不同气象与气候事件(如极端干旱与洪涝事件)的水文地质响应;进行不同岩溶地貌/含水层系统地下水脆弱性评价方法对比研究,更加有针对性和科学地保护岩溶含水层,免于污染;利用岩溶扰动指数方法研究人类扰动对岩溶环境的影响;提取蕴含在

岩溶水体、沉积物、石笋以及文化记载中不同时间尺度环境变化信息记录(指标),并进行量化研究。

IGCP 科学执行局专家评价,该项目的批准实施得益于已有岩溶 IGCP 项目的成功执行,稳定与广泛的国际合作团队,明确的科学目标(水资源和碳循环问题),强调科学知识和年轻人才的能力建设(培训),以及可持续概念的引入(人类活动的影响)。

该项目的联合负责人还有 Augusto Auler 博士(巴西)、蒋勇军博士(中国)、Martin Knez 博士(斯洛文尼亚)、Bartolome Andreo 教授(西班牙);项目研究计有美国、斯洛文尼亚、西班牙、伊朗、巴西、中国、印度尼西亚、黎巴嫩、奥地利、罗马尼亚、越南、南非、肯尼亚、埃塞俄比亚等 40 个国家和 IUGS、IAH、UIS 等机构岩溶专业委员会的近 200 位科学家共同参加。项目第一次国际工作组会议将于 2011 年 6 月 8—10 日在美国西肯塔基大学召开的“岩溶水文地质与生态系统”国际研讨会期间举行。

(国际岩溶研究中心秘书处 供稿)