

# 峰丛洼地表层岩溶动力系统季节变化规律

姜光辉<sup>1,2</sup>, 郭芳<sup>1,2</sup>, 曹建华<sup>1,2</sup>, 游省易<sup>3</sup>, 李恩香<sup>4</sup>, 邓艳<sup>4</sup>

(1. 国土资源部岩溶动力学开放研究实验室, 广西桂林 541004; 2. 中国地质科学院岩溶地质研究所, 广西桂林 541004; 3. 中国地质大学工程学院, 湖北武汉 430074; 4. 广西师范大学生物系, 广西桂林 541004)

**摘要:** 峰丛洼地表层岩溶动力系统与土壤 CO<sub>2</sub> 密切相关, 土壤 CO<sub>2</sub> 体积分数变化受气温和降雨影响, 其季节变化特征表现为: 冬季的波谷、夏季的波峰交替出现, 秋季出现次波谷和次波峰。受降雨影响, 表层岩溶动力系统运行强度春、夏季较强, 秋、冬季较弱。从冬至夏, 在土壤 CO<sub>2</sub> 逐渐增多时, 系统溶解、转移碳的能力也逐渐增强。在土壤 CO<sub>2</sub> 和温度双重支配下, 系统由冬季的沉积趋势转为春、夏季的溶解趋势。

**关键词:** 峰丛洼地; 表层岩溶动力系统; 土壤 CO<sub>2</sub>。

**中图分类号:** P641.134 **文献标识码:** A

**文章编号:** 1000-2383(2003)03-0341-05

**作者简介:** 姜光辉(1977—), 男, 实习研究员, 2000年毕业于中国地质大学(武汉), 主要从事岩溶学、水文地质方面的研究。E-mail: jgh@karst.edu.cn

岩溶作用作为一种表层地质作用, 其产生和运行离不开构成地球表层系统的岩石圈、大气圈、水圈和生物圈。人们对岩溶的认识也是随着不断发现岩溶作用与四大圈层之间的联系而一步步推进的。袁道先<sup>[1]</sup>总结了我国岩溶研究发展的思路, 对岩溶作用作出了较科学全面的总结。从地球系统科学来看, 碳循环与 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CaCO<sub>3</sub> 三相不平衡开放系统相耦联, 构成岩溶动力系统。岩溶作用是在岩溶动力系统中碳酸盐岩被溶蚀或沉积<sup>[1]</sup>。在这种认识的指导下, 岩溶研究获得了丰硕成果: 碳酸盐岩的溶蚀和沉积分别构成了大气 CO<sub>2</sub> 的汇和源<sup>[2]</sup>。对全国和世界范围内碳酸盐岩溶蚀吸收的 CO<sub>2</sub> 进行估算<sup>[3]</sup>, 对深部 CO<sub>2</sub> 释放量也进行了研究<sup>[4]</sup>; 利用石笋提取古环境信息, 建立了恢复古环境的一条新途径<sup>[5]</sup>; 深入研究土壤 CO<sub>2</sub> 对岩溶动力系统的驱动机制, 探索了各种气候、水文、植被条件下正在运动着的碳、水、钙循环机制<sup>[6]</sup>。刘再华等<sup>[6~10]</sup>在桂林岩溶动力系统野外监测站的研究成果中, 论述了土壤、大气 CO<sub>2</sub> 动态及其与岩溶作用的关系和岩溶水文地球化学动态等。笔者在此基础上对监测站进行连续观测, 利用最新资料, 从不同角度, 分析了峰丛洼地表层岩溶动力

系统的季节变化规律, 探讨了季节变化的机理。

## 1 研究区概况

整个研究在桂林岩溶动力系统野外观测站开展。观测站建于1986年, 位于桂林市东南郊约8km的丫吉村附近。处于峰丛洼地和峰林平原的交界处。面积约2km<sup>2</sup>。峰丛洼地的地表水经洼地汇集后以泉的形式排泄于山前平原。峰丛洼地中还出露众多表层岩溶泉, 具代表性的有S25, S54, S55。S25和S54出露在山坡, S55出露在洼地底部(图1)。3个泉的流量一般在0.1L·s<sup>-1</sup>左右, S25规模最大。这

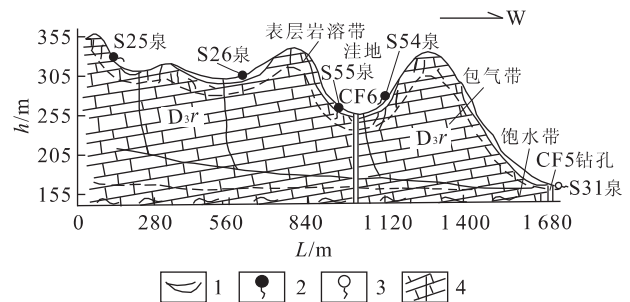


图1 试验场水文地质剖面

Fig. 1 Hydrogeological section of the experimental site

1. 土壤覆被; 2. 表层岩溶泉; 3. 饱水带泉; 4. 石灰岩

收稿日期: 2002-10-16

基金项目: 国土资源部重点科技项目(No. 2000208); 科技部公益专项(No. 2000164)。

些泉为研究表层岩溶动力系统提供了便利。峰丛洼地植被以灌木为主,黄荆、火棘、金竹、小果蔷薇、老虎刺为常见树种<sup>[11]</sup>。研究区出露地层为上泥盆统融县组(D<sub>3</sub>r)纯灰岩<sup>[8]</sup>。

## 2 研究方法

运用野外便携式仪器捕捉自然界正在进行着的岩溶作用中的碳循环。使用 Gas Detection Tubes CO<sub>2</sub> 测定仪测量土壤 CO<sub>2</sub> 体积分数。测量前预先在土壤中一定深度埋入 CO<sub>2</sub> 集气管<sup>[9]</sup>,测量时直接抽取集气管中的气体。在同一个洼地的垭口(指 2 个底部连接的山峰之间的部位)、山坡和洼地底部分别安装测量设备,并且每个地点都可以测量 20 cm 和 50 cm 2 个深度的体积分数。使用美国产 OAKTON pH 计和德国产 Aquamerck HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 计和 Ca<sup>2+</sup> 计按月测量 S25, S54 和 S55 泉的温度、pH 值、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 和 Ca<sup>2+</sup> 体积分数。根据现场测量的泉水水化学资料,采用 WATSPEC 程序<sup>[12]</sup>计算泉水 CO<sub>2</sub> 分压和饱和指数,再利用 CO<sub>2</sub> 分压采用亨利定律计算溶解在水中的 CO<sub>2</sub>。在计算 CO<sub>2</sub> 分压和饱和指数时只考虑了 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 和 Ca<sup>2+</sup>,因为这 2 种离子在泉水中的量占阴、阳离子总量的 95% 以上。在计算水中溶解的 CO<sub>2</sub> 时没有对水蒸气的分压加以校正,这会使结果稍微偏大。

## 3 结果与分析

### 3.1 土壤 CO<sub>2</sub> 动态与气象要素的关系

土壤 CO<sub>2</sub> 体积分数在空间上有一定的变化,但各点的数值随季节变化的规律基本上是一致的<sup>[9,10]</sup>,因此空间变化不会影响岩溶动力系统季节变化规律。采用各点土壤 CO<sub>2</sub> 体积分数的平均值来分析,每个月最少有 4 个数据,最多有 12 个,因此数据是可靠的。结果如图 2 所示。观测期间土壤 φ(CO<sub>2</sub>) 最低值为  $6.5 \times 10^{-3}$  (2000 年 3 月),最高值是  $48 \times 10^{-3}$  (2001 年 6 月),平均为  $17 \times 10^{-3}$ ,比大气中的 CO<sub>2</sub> 体积分数大得多。CO<sub>2</sub> 体积分数变化的规律很明显:CO<sub>2</sub> 随季节变化而上下波动。波谷出现在冬季,波峰出现在夏季。此外,9 月出现一个次波谷,10,11 月出现一个次波峰。土壤 CO<sub>2</sub> 体积分数的这种变化规律与气候有着密切的关系。从桂林月

平均气温<sup>[8]</sup>变化曲线上可以看到,气温曲线最低点和最高点出现的时间是 1 月和 7 月,CO<sub>2</sub> 曲线最低点和最高点出现的时间也是 1 月和 7 月,两者完全吻合。从 2001 年监测站和桂林月平均降雨量<sup>[8]</sup>曲线上可以看到,月平均降雨最大值出现在 4,5,6 月,比 CO<sub>2</sub> 峰值出现时间提前。秋季降雨量逐渐降低,但在 10,11 月左右有小幅回升,CO<sub>2</sub> 曲线的次波谷和次波峰正对应这个变化。可以说土壤 CO<sub>2</sub> 体积分数是随着气温和降雨量波动而波动的,其受气候控制的特点非常明显。这是因为土壤中的 CO<sub>2</sub> 主要来源于土壤有机质矿化和植物根系呼吸,由冬至夏,随着气温升高和降雨量的增加,有机质矿化速度增大、植物生长旺盛导致土壤 CO<sub>2</sub> 体积分数升高。由夏至冬则进行相反的过程,秋季次波峰的出现也可以用相同的理由来解释。

### 3.2 饱和指数、CO<sub>2</sub> 体积分数和溶解碳的动态

将泉水水温、pH 值、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 和 Ca<sup>2+</sup> 体积分数输入 WATSPEC 程序可直接得到与之对应的饱和指数和 CO<sub>2</sub> 分压,其中 CO<sub>2</sub> 分压以 10 为底的负对数表示,对数据进行指数运算就可以得到以 10<sup>-6</sup> 为单位的表层岩溶动力系统气相部分(与泉水接触的气体)的 CO<sub>2</sub> 体积分数(以下简称泉水的 CO<sub>2</sub> 体积分数)。溶解碳指的是组成可溶性分子的碳,比如 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 中的碳。它的特点是可以随水迁移,因此它的值反映了系统物质循环速度,其计算步骤是:先利用 CO<sub>2</sub> 分压根据亨利定律计算 CO<sub>2</sub> 的溶解度(相当于游离 CO<sub>2</sub>)。计算时采用 25 ℃ 时 CO<sub>2</sub> 的亨利常数  $3.38 \times 10^{-2} \text{ mol} \cdot \text{L}^{-1} \cdot \text{kPa}^{-1}$ <sup>[13]</sup>。再将 CO<sub>2</sub> 溶解度加上 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 体积分数,即得泉水溶解碳。游离 CO<sub>2</sub> 的量占总溶解碳的 13%,不容忽视。

方解石饱和指数、CO<sub>2</sub> 分压和溶解碳 3 个指标的变化如图 3。从图 3 可见 3 个表层岩溶泉 2 年时间的变化具有重复性,从中归纳出表层岩溶动力系统的特性如下:

3.2.1 表层岩溶动力系统岩溶作用强度的季节性  
表层岩溶泉的 CO<sub>2</sub> 体积分数、溶解碳和饱和指数都只有上半年的数据,这是因为下半年雨水相对稀少造成泉水断流,这说明表层岩溶动力系统与降雨的密切关系。上半年系统较活跃,下半年系统相对沉寂。同时表明,表层岩溶带的调蓄能力不足。我国南方降雨虽丰富,但多集中在上半年,这使表层岩溶动力系统岩溶作用强度的这种季节性变化具有普遍性。因此可以通过恢复植被来提高系统对降水的调

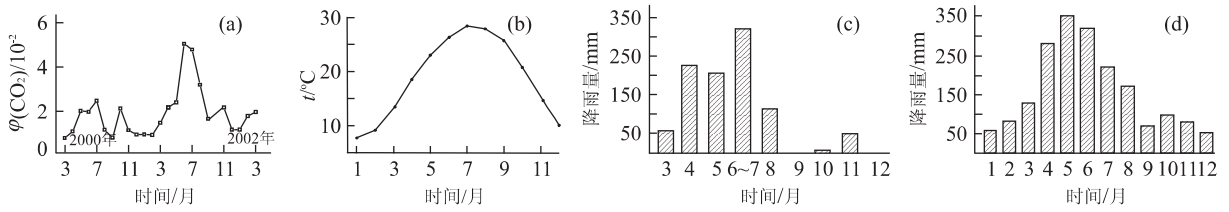


图 2 土壤 CO<sub>2</sub> 体积分数变化与气候的关系

Fig. 2 Seasonal changes of climate (temperature and rainfall) and CO<sub>2</sub> volume fraction in soil

a. 土壤 φ(CO<sub>2</sub>)月变化曲线; b. 桂林月平均气温变化曲线; c. 桂林岩溶动力系统野外监测站 2001 年降雨量月变化曲线; d. 桂林月平均降雨量变化曲线

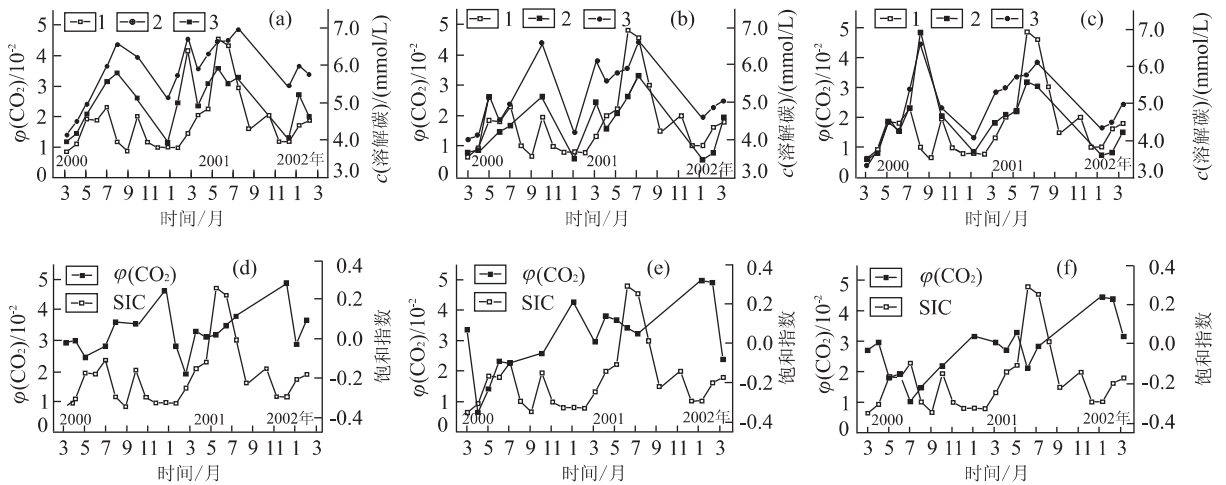


图 3 表层岩溶泉 CO<sub>2</sub> 体积分数、溶解碳和饱和度与土壤 CO<sub>2</sub> 体积分数相关变化

Fig. 3 Seasonal changes of CO<sub>2</sub> volume fraction, dissolved carbon and SIC of epi-karst spring and CO<sub>2</sub> volume fraction in soil

a, b, c. S25, S54, S55 的 CO<sub>2</sub> 体积分数和溶解碳与土壤 CO<sub>2</sub> 体积分数相关变化; 1. 土壤 CO<sub>2</sub>, 2. 泉水 CO<sub>2</sub>, 3. 溶解碳; d, e, f. S25, S54, S55 的方解石饱和度(SIC)与土壤 CO<sub>2</sub> 体积分数相关变化

蓄能力,进而减弱系统岩溶作用强度的季节性波动. 南方岩溶区虽然具有丰富的地下水,但地表严重缺水,表层岩溶泉作为具有很大潜力(单个泉水资源量虽小,但泉水数量大,水资源总和巨大)的水源,研究其季节性变化有重要的实际意义.

3.2.2 表层岩溶动力系统碳转移能力的季节性 土壤 CO<sub>2</sub> 对表层岩溶动力系统具有重要意义. 其与土壤水结合增强了土壤水的溶蚀能力. 通过比较土壤 CO<sub>2</sub>、泉水 CO<sub>2</sub>、溶解碳三者的季节变化,可以发现它们之间的密切关系. 从图 3 可见,土壤 CO<sub>2</sub> 体积分数、表层岩溶泉的 CO<sub>2</sub> 体积分数、溶解碳的变化基本一致. 从冬季到夏季土壤和泉水 CO<sub>2</sub> 体积分数及溶解碳逐渐增大,从夏季至冬季三者逐渐降低. 个别数值出现突然增大(如 S25 泉 2001 年 3 月和 2002 年 2 月)是因为每月只进行一次观测,难免出现异常. 表层岩溶泉 CO<sub>2</sub> 体积分数和土壤 CO<sub>2</sub> 体积分数比较接近,且二者变化趋势相同,在夏季两者差

别稍大. S25, S54, S55 泉 φ(CO<sub>2</sub>) 平均是 25 × 10<sup>-3</sup>, 17 × 10<sup>-3</sup>, 19 × 10<sup>-3</sup>, 大于或等于土壤平均 CO<sub>2</sub> 体积分数,泉水 φ(CO<sub>2</sub>) 平均为 2 × 10<sup>-2</sup>, 接近土壤的值,由此可以看出土壤 CO<sub>2</sub> 对岩溶作用的影响. 溶解碳随季节变化的原因显然是由 CO<sub>2</sub> 体积分数的变化引起水溶解碳酸盐岩能力的变化.

3.2.3 表层岩溶动力系统溶解沉积趋势的季节性 饱和度反映岩溶动力系统是否达到溶解平衡,通过它可以判断表层岩溶动力系统的溶解、沉积趋势. 3 个泉饱和度平均值为 0.02,刚好达到饱和. 从图 3 可见饱和度也有随季节变化的特点,但 3 个表层岩溶泉的变化规律有差别. S25 和 S54 泉变化相似. 这 2 个泉饱和度的低值出现在春季,但 S54 泉在 2001 年 7 月也出现低值. S55 泉低值出现在 6, 7 月,比其他 2 个泉推迟 2~3 个月. 饱和度的低值通常小于零,说明表层岩溶动力系统具有溶解趋势. 3 个泉的饱和度的高值无一例外地出现在冬季,

此时饱和指数大于零说明表层岩溶动力系统溶解能力趋于饱和,具有沉积的趋势。

饱和指数至少受  $\text{CO}_2$  分压和温度 2 个因素的限制。 $\text{CO}_2$  分压增大时泉水溶蚀能力随之增加,饱和指数会降低;温度的升高使  $\text{CaCO}_3$  的溶解度降低,使分子运动加快,对溶解反应产生积极影响,促使溶液尽快饱和,因此饱和指数也随之变大。饱和指数的高值都出现在  $\text{CO}_2$  体积分数最低的冬季,显然是因为  $\text{CO}_2$  分压降低导致了饱和指数升高,饱和指数低值出现在  $\text{CO}_2$  体积分数最高的 6,7 月也是这个原因。但有时饱和指数的低值没有出现在夏季而是在春季则是受气温的影响。夏季虽然  $\text{CO}_2$  分压高,但水的温度也高,6~7 月泉水平均温度为  $21.7^\circ\text{C}$ ,高温会抑制饱和指数的降低,这时饱和指数的低值出现在  $\text{CO}_2$  分压有所上升但水温还比较低( $18.2^\circ\text{C}$ )的春季。

## 4 结论

刘再华等<sup>[6]</sup>曾利用桂林监测站 1993—1998 年的观测资料提出过表层岩溶系统地球化学动态特征,其成果与此相互补充。

土壤  $\text{CO}_2$  的变化具有季节性,这种现象的实质是气候(气温、降雨)的季节变化引起土壤  $\text{CO}_2$  体积分数的变化。

表层岩溶动力系统受气候和土壤  $\text{CO}_2$  影响非常明显,系统的变化也具有季节性。系统的运行强度季节变化表现为:春季、夏季活跃;秋季、冬季沉寂。系统碳转移能力的季节性变化表现为:由冬季到夏季逐渐增强。系统溶解沉积趋势的季节性变化受土壤  $\text{CO}_2$  体积分数和温度共同控制,其规律为:冬季系统饱和,具有沉积趋势,春季和夏季系统由沉积趋势转为溶解趋势。

泉水  $\text{CO}_2$  分压、溶解碳和方解石饱和指数这 3 个指标能够反映表层岩溶动力系统的变化规律,今后还要继续关注它们的变化,并寻找其他指标,逐步推进岩溶动力系统的研究,关注地下水对环境变化的响应<sup>[14]</sup>。

## 参考文献:

[1] 袁道先. 现代岩溶学和全球变化[J]. 地学前缘, 1997, 4(1-2): 17-24.  
YUAN D X. Modern karstology and global change study[J]. Earth Science Frontiers, 1997, 4(1-2): 17-

24.  
[2] 袁道先. 碳循环与全球岩溶[J]. 第四纪研究, 1993, (1): 1-6.  
YUAN D X. Carbon cycle and the global karst [J]. Quaternary Sciences, 1993, (1): 1-6.  
[3] 徐胜友, 蒋忠诚. 我国岩溶作用与大气温室气体  $\text{CO}_2$  源汇关系初步估算[J]. 科学通报, 1997, 42(9): 953-956.  
XU S Y, JIANG Z C. Primary estimated calculation to the relationship between karst process and  $\text{CO}_2$  source-sink of greenhouse atmosphere [J]. Chinese Science Bulletin, 1997, 42(9): 953-956.  
[4] 刘再华, 袁道先, 何师意, 等. 地热  $\text{CO}_2$ -水-碳酸盐岩系统的地球化学特征及其  $\text{CO}_2$  来源[J]. 中国科学(D 辑), 2000, 30(2): 209-214.  
LIU Z H, YUAN D X, HE S Y, et al. Geochemical characteristics and origin of  $\text{CO}_2$  in geothermal  $\text{CO}_2$ -water-carbonate rock system [J]. Science in China (Series D), 2000, 30(2): 209-214.  
[5] 李彬, 袁道先. 中国近 20 万年来古气候研究概况及其发展方向[J]. 地球科学进展, 1998, 13(2): 192-197.  
LI B, YUAN D X. A survey of researches on paleoclimatic change up to 200 000 a BP in China and some suggestions [J]. Advance in Earth Sciences, 1998, 13(2): 192-197.  
[6] 刘再华, 袁道先. 中国典型表层岩溶动力系统的地球化学动态特征及其环境意义[J]. 地质论评, 2000, 46(3): 324-327.  
LIU Z H, YUAN D X. Geochemical characteristics and its environmental significance of the typical epi-karst dynamic system in China [J]. Geological Review, 2000, 46(3): 324-327.  
[7] 曹建华, 潘根兴, 袁道先, 等. 桂林岩溶洼地生态系统中大气  $\text{CO}_2$  动态及环境意义[J]. 地质论评, 1999, 45(1): 105-111.  
CAO J H, PAN G X, YUAN D X, et al. Atmospheric  $\text{CO}_2$  dynamics in the Guilin karst depression ecosystem and environmental significance [J]. Geological Review, 1999, 45(1): 105-111.  
[8] 袁道先, 戴爱德, 蔡五田, 等. 中国南方裸露型岩溶峰丛山区岩溶水系统及其数学模型的研究[M]. 广西: 广西师范大学出版社, 1996.  
YUAN D X, DAI A D, CAI W T, et al. Karst water system of a peak cluster catchment in South China's bare karst region and its mathematic model [M]. Guangxi: Guangxi Normal University Press, 1996.  
[9] 何师意, 徐胜友, 张美良. 岩溶土壤中  $\text{CO}_2$  体积分数、水

- 化学观测及其与岩溶作用关系[J]. 中国岩溶, 1997, 16(4): 319—323.
- HE S Y, XU S Y, ZHANG M L. Observation on soil CO<sub>2</sub> concentration, hydrochemistry, and their relationship with karst processes [J]. *Carsologica Sinica*, 1997, 16(4): 319—323.
- [10] 刘再华, 何师意, 袁道先, 等. 土壤中的 CO<sub>2</sub> 及其对岩溶作用的驱动[J]. 水文地质工程地质, 1998, (4): 42—45.
- LIU Z H, HE S Y, YUAN D X, et al. Soil CO<sub>2</sub> and its drive to karst process [J]. *Hydrogeology and Engineering Geology*, 1998, (4): 42—45.
- [11] 王小蓉. 环境化学[M]. 南京: 南京大学出版社, 1993.
- WANG X R. *Environment chemistry* [M]. Nanjing: Nanjing University Press, 1993.
- [12] Wigley T M L. WATSPEC: a computer program for determining equilibrium speciation of aqueous solutions [J]. *British Geomorphological Research Group Technical Bulletin*, 1977, 20: 48.
- [13] 何师意, 冉景丞, 袁道先, 等. 不同岩溶环境系统的水文和生态效应研究[J]. 地球学报, 2001, 22(3): 265—270.
- HE S Y, RAN J C, YUAN D X, et al. A comparative study on hydrological and ecological effects in different karst ecosystems [J]. *Acta Geoscientific Sinica*, 2001, 22(3): 265—270.
- [14] 沈照理, 王焰新. 水—岩相互作用研究的回顾与展望[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2002, 27(2): 127—133.
- SHEN Z L, WANG Y X. Review and outlook of water-rock interaction studies [J]. *Earth Science — Journal of China University of Geosciences*, 2002, 27(2): 127—133.

## Seasonal Change of Epi-Karst Dynamic System in Peak-Depression Area

JIANG Guang-hui<sup>1,2</sup>, GUO Fang<sup>1,2</sup>, CAO Jian-hua<sup>1,2</sup>, YOU Sheng-yi<sup>3</sup>, LI En-xiang<sup>4</sup>, DENG Yan<sup>4</sup>  
(1. *Karst Dynamics Laboratory, Ministry of Land and Resources, Guilin 541004, China*; 2. *Institute of Karst Geology, CAGS, Guilin 541004, China*; 3. *Enineering Faculty, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China*; 4. *Department of Biology, Guangxi Normal University, Guilin 541004, China*)

**Abstract:** Epi-karst dynamic system is related closely with CO<sub>2</sub> content in soil. Temperature and rainfall dominate the seasonal change of CO<sub>2</sub> content in soil. The CO<sub>2</sub> content is low in winter when it is cold and dry while it is high in summer as it is hot and wet. There are a hypo-trough and a hypo-crest in autumn when there is a sudden increasing in rainfall. Epi-karst dynamic system is more active from spring to summer than from autumn to winter, because rainfall is focus in spring and summer. The system transfers more and more carbon with the increase of CO<sub>2</sub> content in soil from winter to summer. With the control of CO<sub>2</sub> content and temperature, the sedimentation-dissolution trend of the system changes from sedimentation trend to dissolution trend from winter to spring and summer.

**Key words:** peak-cluster depression; epi-karst dynamic system; CO<sub>2</sub> in soil.