

doi:10.3799/dqkx.2012.026

缺土的板寨原始森林区岩溶地下河系统的水—碳动态特征

曾成¹, 赵敏¹, 杨睿¹, 刘再华^{1*}, 冉景丞², 熊志斌²

1. 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 550002
2. 贵州茂兰国家级自然保护区管理局, 贵州荔波 558400

摘要: 利用水文水化学自动记录仪, 对缺土的板寨原始森林区岩溶地下河系统径流排泄点进行了 3 个水文年(2007-01—2010-06)的自动监测, 运用水均衡计算、岩溶水流量衰减分析和 H、O 稳定同位素等方法, 对该地下河系统径流排泄点的水—碳动态进行了研究。结果表明: (1) 原始森林的蒸散发异常强烈, 入渗系数低, 地下河产流少; (2) 在缺乏土壤盖层的条件下, 即使是原始森林, 其水文(Q)、水化学(HCO₃⁻浓度)调控能力仍然有限, 因而岩溶作用强度和碳汇能力较低。这些特征反映出土壤在水资源和碳循环调控中的重要作用。

关键词: 板寨岩溶; 地下河系统; 岩溶作用; 碳汇; 原始森林; 石质山地; 水文地质学; 环境地球化学。

中图分类号: X143

文章编号: 1000-2383(2012)02-0253-10

收稿日期: 2011-09-12

Characteristics of Water-Carbon Regime of Banzhai Karst Subterranean Stream System Covered by Virgin Forest in Soil Shortage Environment

ZENG Cheng¹, ZHAO Min¹, YANG Rui¹, LIU Zai-hua^{1*}, RAN Jing-cheng², XIONG Zhi-bin²

1. State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, CAS, Guiyang 550002, China
2. Management Department of Maolan National Nature Reserve, Libo 558400, China

Abstract: Three hydrological years' automatic monitoring (from January, 2007 to June, 2010) was made in the discharge area of karst subterranean stream system covered by virgin forest in soil shortage environment with hydro-chemical auto-recordable instrument. In order to study the characteristics of water-carbon regime of discharge from this subterranean stream system, the methods of water balance calculation, karst water discharge recession analysis and H, O stable isotope analysis were used. The results show that: firstly, the evapotranspiration of virgin forest is unexpectedly high, indicated by low infiltration coefficient and low subterranean river runoff generation; secondly, under the conditions of shortage of soil cover, virgin forest has only moderate ability of regulation and control of hydrological (Q) and hydrochemical (HCO₃⁻ concentration) processes, which results in the karstification intensity and the relevant carbon sink capacity decrease. These characteristics reflect that soil plays important roles in the regulation and control of water resources and carbon cycle.

Key words: Banzhai karst; subterranean stream system; karstification intensity; karst process-related carbon sink; virgin forest; stony hills; hydrogeology; environmental geochemistry.

在常年的监测研究中发现, 不仅气候变化能显著影响岩溶作用碳汇, 而且人类活动对岩溶碳汇的自然过程的干扰作用也很明显。如岩溶地区土地利用方式发生变化, 则岩溶作用的碳汇强度会受到影

响。在桂林试验场 20 余年的监测表明, 原有岩溶石漠化严重的地方, 如今植被恢复, 土地利用方式改善, 岩溶作用碳汇加强 (Liu and Zhao, 2000; Liu *et al.*, 2010)。

基金项目: 中国科学院百人计划 (No. 2006-067); 中国科学院战略性科技先导专项重大课题 (No. XDA05070400); 国家自然科学基金项目 (No. 41003056); 中国地质调查局地质调查工作项目 (水[2010]矿评 03-07-02)。

作者简介: 曾成 (1979-), 男, 助理研究员, 研究方向为岩溶生态水文地质学与岩溶作用碳循环。

* 通讯作者: 刘再华, E-mail: liuzaihua@vip.gyig.ac.cn

岩溶水系统的岩溶作用碳汇强度可以由 $CSF = 0.5Q[DIC] \times 44/A$ 表示,其中 CSF 为岩溶碳汇强度(或碳汇通量,以大气 CO_2 计); A 为岩溶流域面积; Q 为径流排泄量; $[DIC]$ 为水中 HCO_3^- 的摩尔浓度($pH=7.0 \sim 8.5$ 时); 44 为 CO_2 的分子量;因子 0.5 表示碳酸盐溶解形成的 HCO_3^- 只有一半是大气成因的碳(Liu *et al.*, 2010).

由此可见,在流域面积和岩性固定的情况下,岩石风化的碳汇强度将取决于气候(White and Blum, 1995; Kump *et al.*, 2000; Riebe *et al.*, 2004; West *et al.*, 2005; Tipper *et al.*, 2006; Cai *et al.*, 2008; Macpherson *et al.*, 2008; Gislason *et al.*, 2009; Hagedorn and Cartwright, 2009; Wolff-Boenisch *et al.*, 2009)、土地利用和植被变化(Cawley *et al.*, 1969; Berner, 1992, 1997; Drever, 1994; Gislason *et al.*, 1996; Andrews and Schlesinger, 2001; Williams *et al.*, 2003; Baars *et al.*, 2008; Raymond *et al.*, 2008; Barnes and Raymond, 2009; Pagani *et al.*, 2009; Raymond and Oh, 2009) 等环境因素. 这些环境因素可通过控制 Q 和 $[DIC]$ 来改变岩石风化碳汇的强度. 2007 年国家启动岩溶区石漠化综合治理工程,覆盖中国南方 100 万 km^2 ,评价经过综合治理后我国岩溶地区对全球 CO_2 增汇减排的贡献,显然是一个紧迫的科学问题.

根据石漠化分类研究成果(张信宝等,2007),利用土壤流失程度、石漠化程度和地面物质组成类型 3 个因素叠加,可以较为合理地进行岩溶山地坡地石漠化分类. 其中说明 2 个重要的问题,就是石质坡地岩溶山地与土质坡地岩溶山地. 当土质或石质坡地岩溶山地发生石漠化现象后,对其所进行的石漠化治理工程主要是实施退耕还林、封山育林等措施,这些措施对于土质坡地岩溶山地较为有效;而对于石质坡地岩溶山地来说,因其土壤的恢复较为困难,所以治理工程所带来的增汇效应可能有限.

原始森林是顶级的生态系统,评价石质坡地岩溶原始森林覆盖的岩溶水系统水—碳动态特征,对于石漠化治理工程对全球 CO_2 增汇减排的贡献评价显然有着重要的对比意义.

板寨森林是我国亚热带岩溶地区唯一仅存的缺土的石质坡地岩溶原始森林,其特有的水文地质现象——地下水赋存的二元结构,即枯枝落叶垫积层及少量土壤、植根充填的上层表层岩溶带水和下层岩溶水同时并存,极大地改变了地下水及地表水的

循环交替条件,显示出相应的森林水文效应(周政贤,1987). 但是对缺土的石质坡地岩溶原始森林覆盖下的岩溶水系统水—碳动态特征的相关研究,特别是该区水均衡计算、地下河流量衰减分析及岩溶作用碳循环状况很少有报道,本文将对此进行专门的研究探讨.

1 研究区概况

板寨岩溶地下河系统位于贵州省黔南州荔波县,属珠江流域的柳江水系,处于茂兰国家级岩溶森林自然保护区内,地理位置为 $107^{\circ}55' \sim 108^{\circ}05' E$ 、 $25^{\circ}12' \sim 25^{\circ}15' N$. 流域面积约 19.03 km^2 ,属亚热带季风湿润气候,具有气候温热、四季分明、冬无严寒、夏无酷暑、夏长冬短、无霜期长的特点. 另外,该区雨量充沛,日照尚足,雨热同季,灾害性天气少,有明显的雨季和旱季之分(贵州省荔波县地方志编纂委员会,1997).

板寨岩溶地下河系统的地层岩性为中石炭统石灰岩与白云岩,岩层产状平缓,仅在该地下河系统的排泄区附近出露其隔水基底——下石炭统大塘阶上段 C_1d^3 泥灰岩、页岩、硅质岩地层. 研究区地下水类型主要为裸露型碳酸盐岩类裂隙溶洞水. 系统内主要分布有 3 条 NE 向局部导水正断层,洼地长轴方向也主要为 NE 向. 落水洞主要分布在经过水淹坝及更干一线呈 NE 向串珠状发育的洼地中,以此作为该系统的排泄主通道,该主通道 NW 向大部分子系统岩溶水由此排泄. 经岩溶水文地质测绘发现该

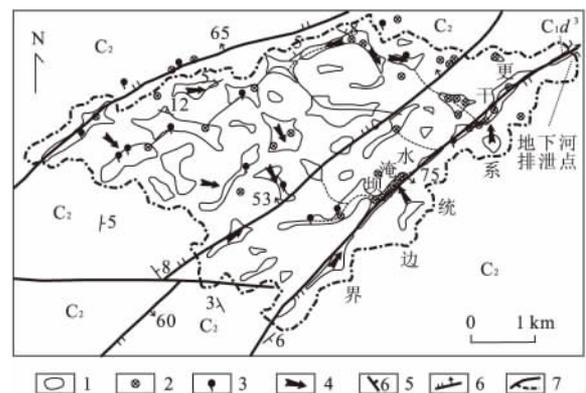


图 1 板寨岩溶地下河系统水文地质图

Fig. 1 Sketch hydrogeological map of Banzhai Karst Subterranean Stream

1. 洼地边界; 2. 落水洞; 3. 岩溶泉; 4. 地下水流向; 5. 岩层产状; 6. 断层; 7. 地下河(实线为实测,虚线为推测)

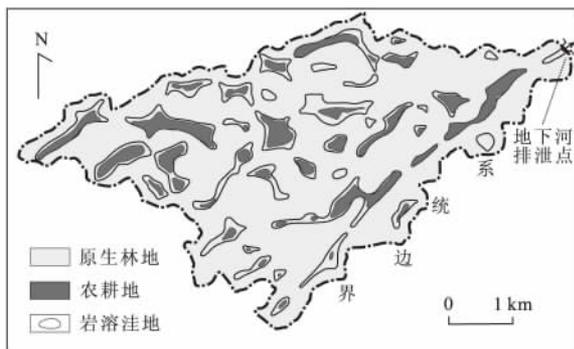


图2 板寨岩溶地下河系统土地利用分布情况

Fig. 2 Sketch land use map of Banzhai karst subterranean stream system

主通道东南侧岩溶负地形不发育, 未形成大面积的岩溶水补给区(图1)。

板寨岩溶地下河系统内土地利用类型主要是岩溶原始森林, 其主要分布于石质岩溶峰丛之上, 面积为 17.38 km², 占整个系统面积的 90.03%。森林树种的组成上, 除了山脊和顶部(通常海拔 750 m 以上)分布有少量的针、阔叶混交林, 绝大部分地区为阔叶林。由于此系统内土壤极少, 不宜农业生产, 因此, 农耕地非常少, 主要零星分布在岩溶洼地的底部(图2)。

2 研究方法

由于岩溶水系统具有水文动态变化大, 水位、水量、水质等变化快的特点; 所以在研究过程中, 野外观测采用了水文水化学自动监测仪器, 以便掌握其详细的动态变化过程。

2.1 野外水文水化学自动监测

澳大利亚 GreenSpan 公司生产的 CTDP300 水质多参数自动记录仪, 安放在所研究的岩溶地下河系统的径流排泄点。监测时间间隔设定为 15 min, 对雨量、水位、pH、水温和电导率进行自动监测记录, 测量精度分别达到 0.5 mm、0.01 m、0.01 个 pH 单位、0.01 °C 和 0.01 μS/cm。电导率由温度自动补偿至 25 °C 的值。

2.2 水样采集及其化验

水样一般按月采集。室内主要分析项目包括: K⁺、Na⁺、Mg²⁺、Cl⁻ 和 SO₄²⁻ 离子浓度, 由中国科学院贵阳地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室测定完成; 其中阴离子由美国 Dionex 公司产的 ICS-90 型离子色谱仪测定; 阳离子则用美国 Varian

公司产的 VBTA MPX 型电感耦合等离子体-光发射光谱仪测定。

由于岩溶水 pH、水温(T)、电导率(EC)、Ca²⁺、HCO₃⁻ 随环境变化迅速, 所以这些数据采用现场测得的值。具体的方法是用 CTDP300 自动记录仪现场测定水的 pH 值、T、EC, 用德国 Merck 公司生产的碱度测试盒和 Ca²⁺ 测试盒, 用于野外现场测试岩溶水中的 HCO₃⁻ 和 Ca²⁺ 的浓度, 精度分别达到 0.1 mmol/L(或 6.1 mg/L) 和 4 mg/L。

2.3 方解石饱和指数和 CO₂ 分压计算

方解石饱和指数(SI_C)和 CO₂ 分压(P_{CO₂})利用 WATSPEC 程序计算获得(Wigley, 1977)。

二氧化碳分压(P_{CO₂})计算公式为:

$$P_{CO_2} = \frac{[HCO_3^-][H^+]}{K_1 K_{CO_2}}$$

式中: K₁ 和 K_{CO₂} 为 H₂CO₃ 和 CO₂ 的平衡常数; [HCO₃⁻]、[H⁺] 为离子的摩尔活度。

方解石饱和指数(SI_C)则由下式得出:

$$SI_C = \lg\left(\frac{[Ca^{2+}][CO_3^{2-}]}{K_C}\right)$$

式中: K_C 为方解石平衡常数; [Ca²⁺]、[CO₃²⁻] 为离子的摩尔活度。

当 SI_C = 0 时, 表示溶液中的方解石呈平衡状态; 当 SI_C > 0 时, 表示溶液中方解石浓度已超过饱和, 可能沉淀方解石; 当 SI_C < 0 时, 表示溶液中方解石尚未饱和, 可以溶解更多的方解石。

岩溶水的 CO₂ 分压和方解石饱和指数主要取决于 Ca²⁺、Mg²⁺、HCO₃⁻ 离子的浓度以及 pH 和水温(刘再华等, 2003; Liu *et al.*, 2004)。其中 pH 和水温可直接采用自动监测仪记录的数据, 而对 Ca²⁺、Mg²⁺、HCO₃⁻ 的浓度必须用间接方法估算。在岩溶水系统中 Ca²⁺ 和 Mg²⁺ 是主要的阳离子, 而 HCO₃⁻ 是主要的阴离子, 这些离子是决定电导率的主要因素, 因此依据电导率值可估算 Ca²⁺、Mg²⁺、HCO₃⁻ 的浓度。板寨岩溶水系统排泄点的水化学类型主要为 HCO₃-Ca 型水。

板寨岩溶地下河系统径流排泄点 [Ca²⁺]、[HCO₃⁻]、[Mg²⁺] 与电导率(EC) 之间相应的线性关系为:

$$[Ca^{2+}] = 0.4201 \cdot EC - 78.947,$$

$$R^2 = 0.6389, n = 16,$$

$$[Mg^{2+}] = 0.0466 \cdot EC - 0.2293,$$

$$R^2 = 0.7001, n = 16,$$

$$[HCO_3^-] = 0.6807 \cdot EC - 27.33,$$

$$R^2=0.7025, n=15,$$

浓度单位为 mg/L, EC 表示 25 °C 时水的电导率, 单位为 $\mu\text{S}/\text{cm}$. 由此, 通过 CTDP300 水质多参数自动记录仪所记录的水温 (T) 和 pH, 结合由该监测仪记录的电导率经过上述相关关系换算出来的 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 等离子的浓度, 便可获得连续的方解石饱和指数 SI_C 与二氧化碳分压 P_{CO_2} 值.

2.4 流量测定

板寨岩溶地下河系统的径流排泄点建有一复合堰(图 3), 可采用复合堰流公式(吴持恭, 1982)计算流量, 计算流量时所需的水位数据可用 CTDP300 记录. 通过将 2007 年 7 月—2008 年 12 月的人工观测水位数据与 CTDP300 记录的水位数据进行对比, 发现在 2007 年 9 月 12 日 16:45 之前三角堰的堰顶水位 H 与 CTDP300 记录的水位 H_y 存在如下换算关系(单位, m):

$$H = H_y - 0.048.$$

2007 年 9 月 12 日 16:45 之后, 人为调整了 CTDP300 探头的基准水位, 使换算关系变为:

$$H = H_y + 0.013.$$

可采用如下公式计算流量:

(1) 当 $0 < H \leq 28 \text{ cm}$ 时, 流量较小, 水从直角三角形薄壁堰中流出, 以薄壁直角三角堰流量公式计算为:

$$Q = C_0 H^{5/2},$$

式中: C_0 为流量系数; H 为三角堰的堰顶水位(m); Q 为流量(m^3/s); 取流量系数 $C_0 = 1.4$, 则公式转换为:

$$Q = 1.4H^{5/2},$$

当 $H = 28 \text{ cm}$ 时, 三角堰所能控制计算的流量达到最大值 $Q_{\text{max}} = 58.08 \text{ L/s}$.

(2) 当 $28 \text{ cm} < H \leq 46 \text{ cm}$ 时, 底部的直角三角形薄壁堰流量按满堰计算其流量, 即达到最大值 $Q_{\text{max}} = 58.08 \text{ L/s}$, 上部的按矩形薄壁堰流公式进行计算:

$$Q = m_0 b_1 \sqrt{2g}(H - 0.28)^{3/2} + 0.05808,$$

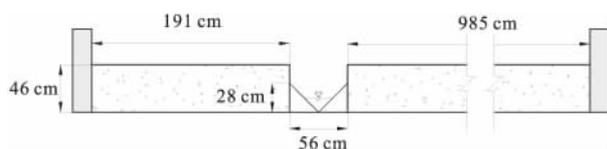


图 3 板寨地下河出口复合堰前视

Fig. 3 The front view of the compound weir of Banzhai subterranean river

式中: m_0 为矩形薄壁堰流量系数, 按 $m_0 = \frac{2}{3} \left(0.605 + \frac{0.001}{H-0.28} + 0.08 \frac{H-0.28}{0.28} \right)$ 进行计算; b_1 为矩形薄壁堰的堰宽, $b_1 = 0.56 \text{ m}$; g 为重力加速度, 取 9.8 m/s^2 .

(3) 当 $H > 46 \text{ cm}$ 时, 采用宽顶堰流公式计算三角堰两侧宽顶堰的流量, 计算公式如下:

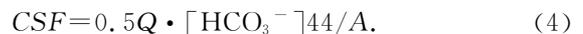
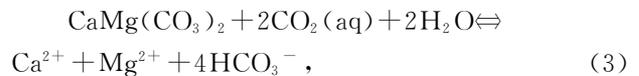
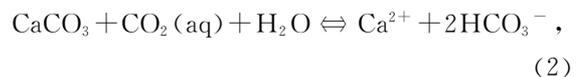
$$Q = m_1 b_2 \sqrt{2g}(H - 0.46)^{3/2} + m_0 b_1 \sqrt{2g}(H - 0.28)^{3/2} + 0.05808,$$

式中: m_1 为宽顶堰的流量系数, 按 $m_1 = 0.32 + 0.01 \times \left[3 - \frac{P}{H-0.46} \right] / \left[0.46 + 0.75 \frac{P}{H-0.46} \right]$ 进行计算, 其中 P 为堰坎高, 取 $P = 0.46 + 0.135 = 0.595 \text{ m}$, 若 $P/(H-0.46) > 3$ 时, $m_1 = 0.32$; b_2 为宽顶堰的堰宽, $b_2 = 1.91 + 9.85 = 11.76 \text{ m}$.

2.5 岩溶作用碳汇强度计算

本文对岩溶水系统碳酸盐岩溶解所致碳汇能力的计算采用水化学—流量方法(Liu and Zhao, 2000).

以下反应式(1)~(4)为估算碳酸盐岩化学风化所消耗大气 CO_2 量的基本原理与公式:



式(1)为大气或土壤中的气态 CO_2 通过慢转化过程成为溶解 CO_2 的过程; 式(2)与(3)为石灰岩或白云岩的溶蚀过程; 式(4)为岩溶水系统碳汇强度计算公式. 式(4)中 CSF 为岩溶碳汇强度(或碳汇通量); A 为岩溶流域面积; Q 为流域排泄量; $[\text{HCO}_3^-]$ 为水中 HCO_3^- 的摩尔浓度; 44 为 CO_2 的分子量; 因子 0.5 表示碳酸盐溶解形成的 HCO_3^- 只有一半是大气成因的碳.

3 结果与讨论

图 4 给出了板寨岩溶地下河系统水文年尺度上的水文水化学监测数据, 该图清晰地显示该岩溶地下河系统径流排泄点岩溶水的水温、pH、 SI_C 与 P_{CO_2} 等参数的季节变化规律. 该系统属亚热带季湿润气候区, 雨热同期, 其流量峰值主要出现于雨季; 水温雨季较高, 旱季较低; P_{CO_2} 随着土壤中生物

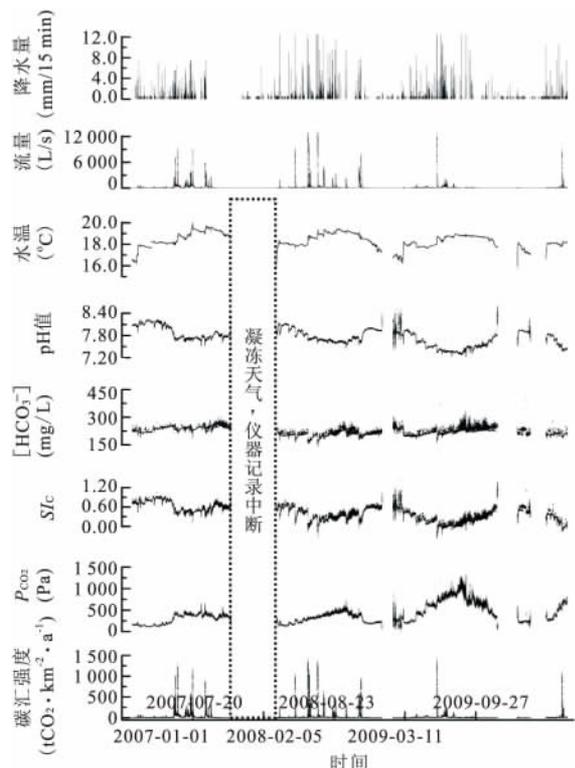


图 4 板寨岩溶地下河系统水文水化学季节变化

Fig. 4 Seasonal hydrochemical variations of Banzhai karst subterranean stream system

活动性的季节变化而显示出雨季高,旱季低,该值决定着岩溶水 pH 值与 SI_c 的变化,使得 pH 值与 SI_c 呈现雨季低、旱季高的同步变化规律。 $[HCO_3^-]$ 总体上表现出相对平稳的趋势,季节变化不明显,仅在暴雨期间流量峰值处因稀释作用而有小幅降低,反映出碳酸盐溶解的快速特征,即碳酸盐溶解属于传输控制过程(White *et al.*, 1999)。

表 1 给出了板寨岩溶地下河系统水文年尺度上的水文水化学统计特征值(统计时段为 2008—2009 年)。

对比贵州省安顺市后寨岩溶地下河系统(其上覆被以土质坡地为主,但植被稀少)研究结果(曾成等, 2011),发现板寨岩溶地下河系统的 P_{CO_2} 、 $[HCO_3^-]$ 比后寨岩溶地下河甚至更低,并没有出现因原始森林覆盖而使得 $[HCO_3^-]$ 、 P_{CO_2} 显著增大的结果。这主要与板寨缺乏连续的土壤覆盖有关。虽然板寨上覆岩溶原始森林,但由于是石质山地,缺乏土壤层,所以生物成因的 CO_2 不能被很好地蓄积于岩溶系统中,易向大气扩散。因此虽有原始森林发育,但是无土环境使得表层岩溶带 CO_2 向大气释放,从而使得下部岩溶地下水系统中的 P_{CO_2} 和 $[HCO_3^-]$ 降低。

变异系数可以反映均值不同的 2 个系列的数据离散程度,比较 $[HCO_3^-]$ 、流量和岩溶碳汇强度,发现 $[HCO_3^-]$ 的变异系数最小(0.10),流量最大(4.87),岩溶碳汇强度介于两者之间(4.04)。因岩溶碳汇强度是流量与 $[HCO_3^-]$ 的乘积,故可以推断岩溶碳汇强度主要受控于流量,即流量是岩溶碳汇强度的主要控制因素。

SI_c 值主要决定岩溶水是否具有侵蚀或是沉积碳酸钙的趋势。该岩溶地下河系统 $0 < SI_c < 0.8$,表明此时岩溶水基本处于碳酸钙饱和状态,且因 $SI_c < 0.8$,故还未具备沉积大量碳酸钙的条件(Dreybrodt *et al.*, 1992)。

3.1 水均衡、流量衰减和氧气稳定同位素特征分析

3.1.1 水均衡分析

对于具有闭合边界并以管道介质为主的岩溶地下水系统,在一定的时间段内,结合高分辨率的流量与降雨量等资料,可以建立起相应的水均衡方程。

流量数据由 CTDP300 水质多参数自动记录仪记录的水位数据通过上述有关的水力学公式计算得出,并通过数值积分方法来计算整个均衡期内岩溶地下河系统的径流排泄总量。

板寨岩溶地下河系统的均衡期选在 2008-10-31T00:00 至 2008-12-18T00:00,共计 48 d (图 5)。均衡期内总降雨量为 256 mm,系统总径流量为 $1\ 323\ 244\ m^3$,径流深度为 68.5 mm。由均衡方程可得该系统的蒸散发总量为 $3\ 618\ 657\ m^3$,换算为水柱高度为 187.5 mm,平均日水量损失深度为 3.9 mm,降水入渗系数为 0.27。对比后寨地下河的年降水入渗系数(0.66),板寨地下河流域的入渗系数仅为后寨地下河流域的 40% 左右,这说明岩溶原始森林的蒸散发量非常高,大部分的降水被植物蒸散发排泄了。

3.1.2 流量衰减分析

岩溶水系统暴雨后干旱期的流量动态信息,可以反映岩溶水的赋存状况及补、径、排特征。当所研究的岩溶水系统仅由大气降水补给而无越流补给时,在干旱无雨的条件下,该系统的径流排泄仅是其原有地下水储存量的自然消耗,并且可以用指数函数即衰减方程来描述流量的衰减过程。

岩溶含水介质大致分为三类:(1)有效直径以分米计的岩溶管道及巨大溶蚀裂隙;(2)有效直径以厘米计的张开岩溶裂隙;(3)有效直径以毫米计的微小岩溶裂隙、层间裂隙、溶孔及岩石中的孔隙等。以上三类含水介质都有各自的流量衰减系数(洛塔岩溶地质研究组, 1984)。

衰减系数(α)是流量衰减动态的一个特征量,它

表 1 板寨岩溶地下河系统岩溶水水文及物理化学参数统计

Table 1 Statistics on the hydrological and physicochemical parameters of Banzhai karst subterranean stream

统计项目	统计样本个数	max	min	平均值	标准偏差	变异系数
流量(L/s)	70 174	13 334.24	3.00	180.93	881.47	4.87
水温(°C)	57 102	19.44	15.94	18.36	0.62	0.03
pH 值	57 102	9.16	7.22	7.70	0.22	0.03
[HCO ₃ ⁻](mg/L)	57 102	369.25	141.00	218.89	21.17	0.10
SI _c	57 102	1.72	-0.37	0.34	0.21	—
P _{CO₂} (Pa)	57 102	1 361.44	10.79	441.93	240.80	0.54
岩溶碳汇强度 (tCO ₂ ·km ⁻² ·a ⁻¹)	57 102	1 426.45	0.36	25.28	102.08	4.04

注:统计时段为 2008—2009 年,这 2 年的降水总量为 3 478 mm,年平均降水量为 1 739 mm.

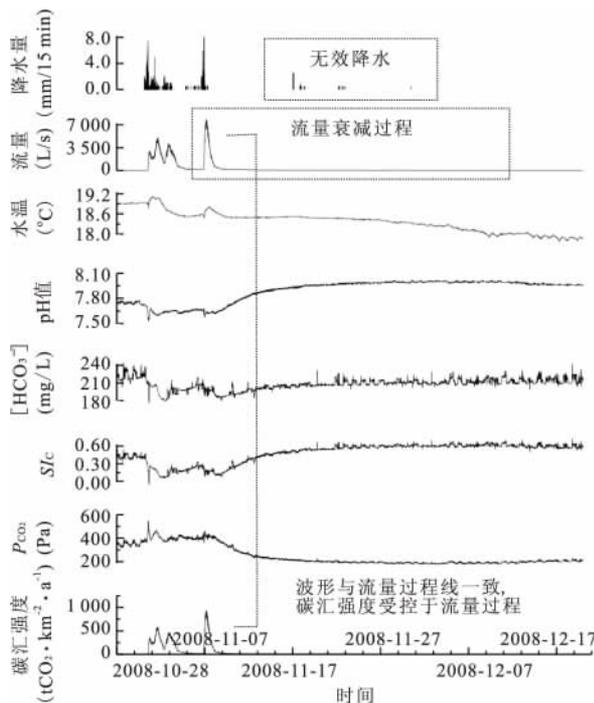


图 5 板寨岩溶地下河系统 2008 年 11 月~2008 年 12 月水文水化学过程线

Fig. 5 Hydro-chemical graph of Banzhai karst subterranean stream during Nov-Dec, 2008

表征流量衰减的变化率,并且与岩溶含水介质有关。由于岩溶水系统的内部结构是很不均匀的,因而衰减系数(α)在整个衰减期内并非常量,许多对岩溶泉流量枯季动态的研究表明,在岩溶泉流量衰减的不同时间段,衰减系数(α)依次变小,在 $t\text{-lg}Q$ 半对数坐标上,泉水流量过程线呈由陡变缓向上凹的多段线的特点。

在进行各衰减亚期衰减系数的计算中,发现除流量观测误差及在作折线拟合时的误差外,在不同年份和不同的气象条件下,对于特定的岩溶水系统其衰减系数与时间无关,也即该参数反映了岩溶含水介质的特征。基于这一情况可以将整个流量衰减

期划分为若干个亚动态,使得在同一个亚动态期的流量按同一个衰减系数(α)值衰减。

黄敬熙等(1982)提出用一种分段函数的形式来表示具有多亚动态流量衰减过程的“折线式”流量衰减方程。该方程正确地使用了各衰减亚期的初始流量及相应亚动态的衰减系数,真实地反映了岩溶水系统排泄流量的实际衰减过程(韩行瑞等,1993)。

衰减系数 α 值不仅表征岩溶含水水体中的各种不同类型的含水介质,也决定了流量衰减的速率;并且可以计算出流量的时段衰减率以及各个阶段衰减亚动态的储存量。

2008 年 10 月 31 日至 2008 年 12 月 17 日期间,板寨岩溶地下河系统有一次非常理想的流量衰减过程(图 5)。自动记录显示,降雨主要集中在 10 月 31 日至 11 月 7 日凌晨这一段时间,以 2008 年 11 月 6 日深夜至次日凌晨的降雨为最后一次降雨。该次降雨始于 11 月 6 日 18 点 15 分,结束于 11 月 7 日凌晨 2 点 45 分,降雨历时为 8.8 h,总降雨量为 62 mm,最大降雨强度为 8 mm/15 min。本次降雨所形成的洪水过程与前期未退尽的洪水叠加,形成了一次较大的洪峰。

在降雨过程结束后的一个半月内,板寨岩溶地下河系统径流排泄点所记录的水位和其他水化学指标发生趋势性变化,流量降低、水温降低、pH 与电导率和方解石饱和指数 SI_c 升高、 P_{CO_2} 下降,明显地呈现出雨季向旱季的转变过程。在此次降雨之后几乎没有降雨过程出现,仅在 2008 年 11 月 17 日~30 日零星发生过 4 mm 的累积降雨。考虑到板寨地下河系统内茂密的原始森林具有较强的降雨截留作用,所以忽略本次降雨。

图 6 为板寨岩溶地下河系统的流量衰减曲线,其衰减方程(单位为 L/s)可以分为 3 段:

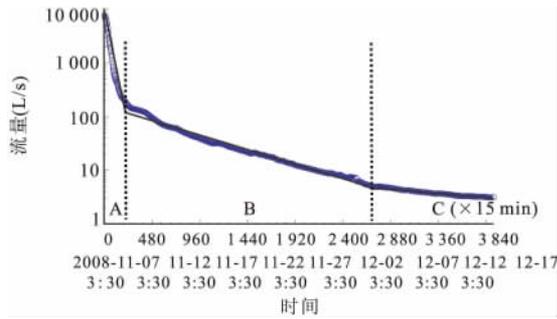


图 6 板寨岩溶地下河 2008 年流量衰减曲线

Fig. 6 Graphs of discharge regression of Banzhai karst subterranean stream in 2008

表 2 板寨岩溶地下河系统排泄流量衰减特征值

Table 2 Characteristic values of discharge regression of Banzhai karst subterranean stream

亚动态	衰减系数 (1/15 min)	15 min 衰 减率 (%)	流量平均 衰减速度 (L/15 min)	相应岩溶 水储存量 (m ³)	亚储量 所占比例 (%)
1	0.023 53	2.38	50.834 6	303 754.78	66.28
2	0.001 452	0.16	0.116 6	118 052.85	25.76
3	0.000 414	0.04	0.001 6	36 473.43	7.96

$Q_t =$

$$\begin{cases} 8\,231.8e^{-0.023\,53t}, [0, 159], r^2 = 0.976\,4, \\ 250.6e^{-0.001\,452t}, [159, 2\,706], r^2 = 0.988\,4, \\ 15.1e^{-0.000\,414t}, [2\,706, \infty], r^2 = 0.974\,7. \end{cases}$$

式中: t 为 15 min 间隔记录数据的序列号。

通过板寨岩溶地下河系统流量衰减方程, 可计算出各类含水介质的岩溶水储存量(表 2)。该岩溶地下河系统主要为有效直径以分米计的岩溶管道及巨大溶蚀裂隙与有效直径以厘米计的张开岩溶裂隙, 而有效直径以毫米计的微小岩溶裂隙、层间裂隙、溶孔及岩石中的孔隙等较少。

相对于贵州省普定县陈旗、灯盏河岩溶地下水系统的有关研究(曾成, 2009), 原始森林的存在并没有显著提高石质坡地为主的岩溶水系统的调蓄功能, 即石质坡地为主的喀斯特原始森林涵养调节水分的作用是有限的。

3.1.3 氧氘稳定同位素特征分析 图 7 为板寨岩溶地下河系统径流排泄点岩溶水与当地大气降水的 $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{D}$ 的曲线图, 当地的大气降水线方程为 $\delta^2\text{D}=7.44\delta^{18}\text{O}+4.20$, $r^2=0.958$; 而岩溶水的 $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{D}$ 点全部分布于当地的大气降水线上, 这说明板寨岩溶地下河系统内的流域蒸散发主要由岩溶原始森林的蒸腾组成。因为强烈的地面蒸发会使地下水 $\delta^{18}\text{O}$ 发生正偏移, 而植物的蒸腾作用不会改

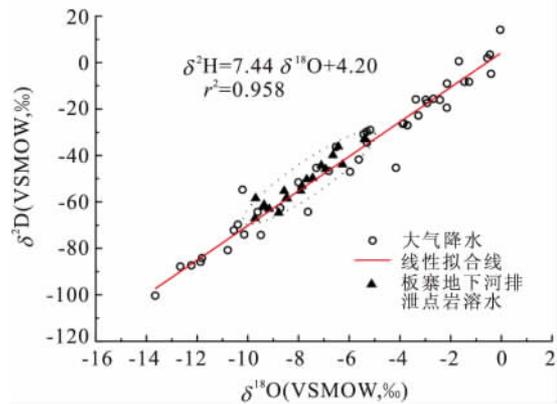


图 7 板寨岩溶地下河水与当地大气降水 O-D 同位素关系
Fig. 7 O-D isotopes of Banzhai karst water and local precipitation

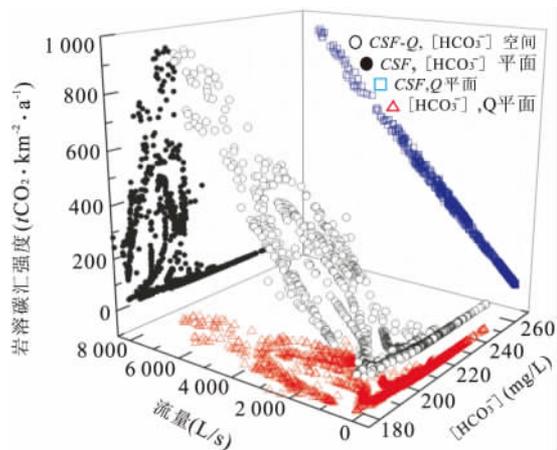


图 8 岩溶碳汇强度与流量、 $[\text{HCO}_3^-]$ 关系

Fig. 8 Relationships among CSF, discharge and $[\text{HCO}_3^-]$

变水的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^2\text{D}$ 值(Clark and Fritz, 2006)。

3.2 岩溶作用碳汇强度特征

对图 5 中的岩溶碳汇强度、流量和 $[\text{HCO}_3^-]$ 进行了统计, 发现岩溶作用碳汇强度主要取决于流量(图 8)。

在 $\text{CSF}-Q$ 平面内, 两变量呈现高度的线性相关关系: $\text{CSF}=0.116\,7 \cdot Q+0.185\,6$, $r^2=0.998\,5$; 而在 $\text{CSF}-[\text{HCO}_3^-]$ 平面内, 两者的相关性很弱, $\text{CSF}=-4.268\,2 \cdot [\text{HCO}_3^-]+921.36$, $r^2=0.150\,6$ 。这主要是由于在一次暴雨径流过程中, $[\text{HCO}_3^-]$ 因暴雨稀释效应造成的减小幅度小于流量 Q 的增大幅度; $[\text{HCO}_3^-]$ 、 Q 两者的负相关性不明显, $[\text{HCO}_3^-]=0.002\,9 \cdot Q+200.48$, $r^2=0.174\,4$, 特别是在较大流量时 ($Q>1\,500\text{ L/s}$), $[\text{HCO}_3^-]$ 并没有明显的降低趋势, 只显示出平稳的趋势(图 8)。所以, 由以上分析可以推断, CSF 主要

取决于流量 Q ;这也解释了为何板寨地下河流域的碳汇强度 ($25.28 \text{ t CO}_2 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, 表 1) 甚至远低于后寨地下河流域 ($60.82 \text{ t CO}_2 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$) (曾成等, 2011); 即板寨地下河流域不仅因缺乏土层覆盖地下水的 $[\text{HCO}_3^-]$ 降低, 更重要的是板寨地下河流域原始森林的蒸散发量大, 造成地下河的径流强度 Q 显著降低。

3.3 讨论

徐德应 (1998) 在综合前人研究的基础上, 指出降水量越大的地区, 森林蒸散在总降水量中所占的比例越小; 反之, 降水量越小, 森林蒸散在总降水量中所占比例越大。对于温带及亚热带的森林来说, 如果地区的年降水量为 1 000 mm, 则森林蒸散约占降水量的 85%, 即森林蒸散可达 850 mm, 如果年降水量达 3 500 mm, 则森林蒸散约为降水量的 20%, 即 700 mm (徐德应, 1998), 以上表明森林的蒸散发量是巨大的。根据同样处于亚热带季风气候区的日本森林年蒸散发与年平均气温统计的结果—— $E(\text{mm}) = 31.4 T(^{\circ}\text{C}) + 376$ (Komatsu *et al.*, 2008), 以板寨年平均气温 18.3°C 计, 板寨岩溶水系统森林蒸散发可达 950.6 mm/a , 以年降水量 $1\,320 \text{ mm}$ 计, 该系统的降水入渗系数仅为 $(1\,320 - 950.6) / 1\,320 = 0.28$ 。而表 1 中给出的监测年的降水量比平均年降水量要大, 达到 $1\,739 \text{ mm}$, 故降水入渗系数为 0.45 左右, 仍低于土质为主石漠化环境的普定后寨地下河系统的入渗系数 0.66 (曾成等, 2011)。说明原始森林的蒸散发量更大, 这也使得进入岩溶水系统中的水流相对减少。

岩溶水系统的岩溶作用碳汇强度主要取决于流量 Q 以及 HCO_3^- 的年平均浓度。因为板寨岩溶地下河系统为石质缺水环境, 所以虽然上覆岩溶原始森林。但是水中 $[\text{HCO}_3^-]$ 甚至低于土质为主的石漠化环境的普定后寨地下河 (曾成等, 2011), 加之原始森林极其强烈的蒸散发所致径流量偏低, 使得岩溶原始森林岩溶地下水系统的岩溶作用碳汇强度较低。

4 结论

本研究对缺土的板寨原始森林覆盖岩溶地下河系统水—碳动态进行了研究, 结果发现: (1) 原始森林的蒸散发极其强烈, 入渗系数较低, 地下河产流少; (2) 在缺乏土壤盖层的条件下, 即使是原始森林, 其水文 (Q)、水化学 (HCO_3^-) 调控能力仍然有限, 因而岩溶作用强度和碳汇能力降低。

由此得出的一个重要认识是: 由于岩溶石漠化生态修复仅可能恢复植被, 而已经流失的土壤则往往难以恢复, 因此要维持岩溶系统的水文和碳汇调控能力, 关键在岩溶石漠化的预防, 而非治理。

References

- Andrews, J. A., Schlesinger, W. H., 2001. Soil CO_2 dynamics, acidification, and chemical weathering in a temperate forest with experimental CO_2 enrichment. *Global Biogeochemical Cycles*, 15 (1): 149–162. doi: 10.1029/2000GB001278
- Baars, C., Jones, T. H., Edwards, D., 2008. Microcosm studies of the role of land plants in elevating soil carbon dioxide and chemical weathering. *Global Biogeochemical Cycles*, 22:GB3019. doi:10.1029/2008GB003228
- Barnes, R. T., Raymond, P. A., 2009. The contribution of agricultural and urban activities to inorganic carbon fluxes within temperate watersheds. *Chemical Geology*, 266 (3–4): 318–327. doi:10.1016/j.chemgeo.2009.06.018
- Berner, R. A., 1992. Weathering, plants, and the long-term carbon-cycle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(8): 3225–3231. doi:10.1016/0016-7037(92)90300-8
- Berner, R. A., 1997. The rise of plants and their effect on weathering and atmospheric CO_2 . *Science*, 276(5312): 544–546. doi:10.1126/science.276.5312.544
- Cai, W. J., Guo, X. H., Chen, C. T., et al., 2008. A comparative overview of weathering intensity and HCO_3^- flux in the world's major rivers with emphasis on the Changjiang, Huanghe, Zhujiang (Pearl) and Mississippi Rivers. *Continental Shelf Research*, 28 (12): 1538–1549. doi:10.1016/j.csr.2007.10.014
- Cawley, J. L., Burruss, R. C., Holland, H. D., 1969. Chemical weathering in central Iceland—an analog of Pre-Silurian weathering. *Science*, 165(3891): 391–392. doi:10.1126/science.165.3891.391
- Clark, I. D., Fritz, P., 2006. Environmental isotope in hydrogeology. Translated by Zhang, H., Zhang, X. J.. Yellow River Conservancy Press, Zhengzhou, 64 (in Chinese).
- Drever, J. I., 1994. The effect of land plants on weathering rates of silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58 (10): 2325–2332. doi: 10.1016/0016-7037(94)90013-2
- Dreybrodt, W., Buhmann, D., Michaelis, J., et al., 1992. Geochemically controlled calcite precipitation by CO_2 outgassing-field measurements of precipitation rates in comparison to theoretical predictions. *Chem. Geol.*, 97 (3–4): 285–294. doi:10.1016/0009-2541(92)90082-G
- Gislason, S. R., Arnorsson, S., Armannsson, H., 1996. Chemical

- weathering of basalt in Southwest Iceland: effects of runoff, age of rocks and vegetative/glacial cover. *American Journal of Science*, 296(8): 837—907.
- Gislason, S. R., Oelkers, E. H., Eiriksdottir, E. S., et al., 2009. Direct evidence of the feedback between climate and weathering. *Earth and Planetary Science Letters*, 277(1—2): 213—222. doi:10.1016/j.epsl.2008.10.018
- Hagedorn, B., Cartwright, I., 2009. Climatic and lithologic controls on the temporal and spatial variability of CO₂ consumption via chemical weathering: an example from the Australian Victorian Alps. *Chemical Geology*, 260(3—4): 234—253. doi:10.1016/j.chemgeo.2008.12.019
- Han, X. R., Lu, R. A., Li, Q. S., 1993. Karst water system—study on big springs in Shanxi Province. Geological Publishing House, Beijing, 70—74 (in Chinese).
- Huang, J. X., 1982. Flux recession equation and its application—an example from Luota karst valley. *Carsologica Sinica*, (2): 118—126 (in Chinese).
- Komatsu, H., Maita, E., Otsuki, K., 2008. A model to estimate annual forest evapotranspiration in Japan from mean annual temperature. *Journal of Hydrology*, 348(3—4): 330—340. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.10.006
- Kump, L. R., Brantley, S. L., Arthur, M. A., 2000. Chemical weathering, atmospheric CO₂, and climate. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28: 611—667. doi:10.1146/annurev.earth.28.1.611
- Liu, Z. H., Dreybrodt, W., Wang, H. J., 2010. A new direction in effective accounting for the atmospheric CO₂ budget: considering the combined action of carbonate dissolution, the global water cycle and photosynthetic uptake of DIC by aquatic organisms. *Earth-Sci. Rev.*, 99(3—4): 162—172. doi:10.1016/j.earscirev.2010.03.001
- Liu, Z. H., Groves, C., Yuan, D. X., et al., 2003. Study on the hydrochemical variations caused by the water-rock-gas interaction—an example from the Guilin karst experimental site. *Hydrogeol. Engineer. Geol.*, 30(4): 13—18 (in Chinese with English abstract).
- Liu, Z. H., Groves, C., Yuan, D. X., et al., 2004. Hydrochemical variations during flood pulses in the southwest China peak cluster karst: impacts of CaCO₃-H₂O-CO₂ interactions. *Hydrol. Proc.*, 18(13): 2423—2437. doi:10.1002/hyp.1472
- Liu, Z. H., Zhao, J. B., 2000. Contribution of carbonate rock weathering to the atmospheric CO₂ sink. *Environ. Geol.*, 39(9): 1053—1058.
- Local Chronicles Commission of Libo County, Guizhou Province, 1997. The annals of the Libo County. Local Chronicles Press, Beijing (in Chinese).
- Luota Karst Geology Research Group, 1984. Study on the Luota karst and its water resources assessment and utilization. Geological Publishing House, Beijing, 169—177 (in Chinese).
- Macpherson, G. L., Roberts, J. A., Blair, J. M., 2008. Increasing shallow groundwater CO₂ and limestone weathering, Konza Prairie, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(23): 5581—5599. doi:10.1016/j.gca.2008.09.004
- Pagani, M., Caldeira, K., Berner, R., et al., 2009. The role of terrestrial plants in limiting atmospheric CO₂ decline over the past 24 million years. *Nature*, 460(7251): 85—U94. doi:10.1038/nature08133
- Raymond, P. A., Oh, N. H., 2009. Long term changes of chemical weathering products in rivers heavily impacted from acid mine drainage: insights on the impact of coal mining on regional and global carbon and sulfur budgets. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(1—2): 50—56. doi:10.1016/j.epsl.2009.04.006
- Raymond, P. A., Oh, N. H., Turner, R. E., et al., 2008. Anthropogenically enhanced fluxes of water and carbon from the Mississippi River. *Nature*, 451(7177): 449—452. doi:10.1038/nature06505
- Riebe, C. S., Kirchner, J. W., Finkel, R. C., 2004. Erosional and climatic effects on long-term chemical weathering rates in granitic landscapes spanning diverse climate regimes. *Earth and Planetary Science Letters*, 224(3—4): 547—562. doi:10.1016/j.epsl.2004.05.019
- Tipper, E. T., Bickle, M. J., Galy, A., et al., 2006. The short term climatic sensitivity of carbonate and silicate weathering fluxes: insight from seasonal variations in river chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(11): 2737—2754. doi:10.1016/j.gca.2006.03.005
- West, A. J., Galy, A., Bickle, M., 2005. Tectonic and climatic controls on silicate weathering. *Earth and Planetary Science Letters*, 235(1—2): 211—228. doi:10.1016/j.epsl.2005.03.020
- White, A. F., Blum, A. E., 1995. Effects of climate on chemical-weathering in watersheds. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(9): 1729—1747. doi:10.1016/0016-7037(95)00078-E
- White, A. F., Bullen, T. D., Vivit, D. V., et al., 1999. The role of disseminated calcite in the chemical weathering of granitoid rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(13—14): 1939—1953. doi:10.1016/S0016-7037(99)00082-4
- Wigley, T. M. L., 1977. A computer program for determining the equilibrium speciation of aqueous solutions. *British*

- Geomorphological Research group, Technical Bulletin*, 20:1—40.
- Williams, E. L., Walter, L. M., Ku, T. C. W., et al., 2003. Effects of CO₂ and nutrient availability on mineral weathering in controlled tree growth experiments. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(2): 1041. doi: 10.1029/2002GB001925
- Wolff-Boenisch, D., Gabet, E. J., Burbank, D. W., et al., 2009. Spatial variations in chemical weathering and CO₂ consumption in Nepalese High Himalayan catchments during the monsoon season. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(11): 3148—3170. doi: 10.1016/j.gca.2009.03.012
- Wu, C. G., 1982. *Hydraulics (Volume one)*. Higher Education Press, Beijing, 364—420 (in Chinese).
- Xu, D. Y., 1998. The adjust capacity of forest. *World forestry research*, (6): 24—28 (in Chinese).
- Zeng, C., 2009. Study on the response of hydrology and hydrochemistry of karst systems to different land uses under humid subtropical climate (Dissertation). Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 88—113 (in Chinese with English abstract).
- Zeng, C., Zhao, M., Yang, R., et al., 2011. Comparison of karst process-related carbon sink intensity between an alpine glaciated and snow covered karst water system and humid subtropical karst water system. *Advances in Climate Change Research*, 7(3): 162—170 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, X. B., Wang, S. J., He, X. B., et al., 2007. A preliminary discussion on the rocky desertification classification for slope land in karst mountain areas of southwest China. *Earth and Environment*, 35(2): 188—192 (in Chinese with English abstract).
- Zhou, Z. X., 1987. The reports series of Maolan karst forest scientific expedition. Guizhou People Press, Guiyang, 74—95 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- Clark, I. D., Fritz, P., 2006. 水文地质学中的环境同位素. 张慧, 张新基, 译. 郑州: 黄河水利出版社, 64.
- 贵州省荔波县地方志编纂委员会, 1997. 荔波县志. 北京: 方志出版社.
- 韩行瑞, 鲁荣安, 李庆松, 1993. 岩溶水系统——山西岩溶大泉研究. 北京: 地质出版社, 70—74.
- 黄敬熙, 1982. 流量衰减方程及其应用——以洛塔岩溶盆地为例. *中国岩溶*, (2): 118—126.
- 刘再华, Chris, G., 袁道先, 等, 2003. 水—岩—气相互作用引起的水化学动态变化研究——以桂林岩溶试验场为例. *水文地质工程地质*, (4): 13—18.
- 洛塔岩溶地质研究组, 1984. 洛塔岩溶及其水资源评价与利用的研究. 北京: 地质出版社, 169—177.
- 吴持恭, 1982. 水力学(上册). 北京: 高等教育出版社, 364—420.
- 徐德应, 1998. 森林调节水的能力. *世界林业研究*, (6): 24—28.
- 曾成, 2009. 湿亚热带岩溶系统水文水化学对不同土地利用的响应研究(博士学位论文). 北京: 中国地质科学院, 88—113.
- 曾成, 赵敏, 杨睿, 等, 2011. 高寒冰雪覆盖型和湿润亚热带型岩溶水系统碳汇强度对比. *气候变化研究进展*, 7(3): 162—170.
- 张信宝, 王世杰, 贺秀斌, 等, 2007. 西南岩溶山地坡地石漠化分类刍议. *地球与环境*, 35(2): 188—192.
- 周政贤, 1987. 茂兰喀斯特森林科学考察集. 贵阳: 贵州人民出版社, 74—95.