

岩溶水文地质系统的自动化监测研究 是岩溶水文地质学创新和发展的需要 —桂林岩溶试验场研究的体会*

刘再华^{1**}, Chris GROVES², 袁道先¹, Joe MEIMAN², 姜光辉¹, 何师意¹

1.中国地质科学院岩溶地质研究所, 岩溶动力学开放研究实验室, 桂林 541004

2.Hoffman Environmental Research Institute, Department of Geography and Geology, Western Kentucky University, Bowling Green, KY 42101 USA

摘要: 利用多参数自动记录仪对桂林岩溶试验场的降水量、水位、水温、pH 值和电导率进行了监测, 数据采集间隔根据参数变化的程度由 2 分钟到 1 小时不等。结果发现, 岩溶裂隙水在洪水期间 pH 值呈降低趋势, 而电导率呈升高的不寻常变化。与此相反, 对于岩溶管道水, 同样是在洪水期间, 它的 pH 值是升高的, 而电导率呈正常的降低。考虑到 Ca^{2+} 和 HCO_3^- 分别为地下水中主要的阴阳离子(>90%), 及它们与电导率的线性关系, 计算得到了洪水期间方解石的饱和指数(SIc)和水的 CO_2 分压(Pco_2)的变化情况。发现洪水时裂隙水的 Pco_2 高于正常情况的 Pco_2 , 而它的 SIc 值比正常情况低。与此相对, 对于管道水, 尽管同一洪水期间其 SIc 降低, 但 Pco_2 也降低。从这些结果, 可以推断, 至少有两个关键的过程控制着洪水期间的水化学变化。一个是雨水的稀释作用, 另一个是水—岩—气的相互作用。然而, 对于裂隙水来说, 后者的作用可能更重要, 即在洪水期间, 高浓度的土壤 CO_2 溶解于水中, 则更具侵蚀性的水能溶解更多的石灰岩, 从而增强水的电导率。而对于管道水, 雨水的稀释作用更重要, 因为研究区较高的 pH 和低电导率的雨水能更快地通过管道流出, 所以, 要了解岩溶系统水化学的变化, 仅考虑水—岩相互作用是不够的, 我们还必须重视 CO_2 气体对岩溶系统中水化学变化的影响。总之, 水—岩—气相互作用的概念必须引入岩溶水化学的研究中。该项研究也给了我们一个重要启示, 那就是, 我们必须重视岩溶水文地质系统的自动化监测—这是由岩溶水文地质系统对环境变化具有的特殊敏感性决定的, 否则, 难以取得岩溶水文地质学的创新和发展。

关键词: 岩溶水文地质系统; 自动化监测; 水—岩—气相互作用; 稀释作用; 桂林岩溶试验场

桂林岩溶试验场于 1986 年由中国地质科学院岩溶地质研究所和法国蒙比利埃大学水文地质实验室合作建造, 其目的是考察岩溶峰丛地区岩溶水文地质系统的运行规律。峰丛作为塔状岩溶的一种类型, 其特征为在具同一基座的一群石峰间有着许多洼地。在我国西南地区有约 50 万平方公里的峰丛岩溶地区。

该试验场运行过程中, 通过多种工作, 如航片卫片解译、地质填图、钻孔揭露、气象观测、地下水探测、示踪试验、岩溶地球化学^[1-4]和同位素分析、暴雨效应观测等, 已经取得许多新的数据和认识, 这些工作为流量和降雨量关系、入渗速率、系统内部结构和岩溶峰丛系统, 特别是它的表层岩溶带的水文调蓄功能的认识提供了新线索。一个新的岩溶水文系统数学模型已经建立^[5]。

*本研究得到了国家自然科学基金项目(40073026)、国家重大基础研究前期研究专项(2002CCA05200)、国土资源部“百人计划”项目(9806)、广西自然科学基金项目(桂科回 0144010)的资助。

**第一作者简介: 刘再华, 男, 1963 年 6 月生, 博士, 研究员, 水文地质和地球化学专业。zliu@karst.edu.cn

然而，由于过去缺乏水化学自动监测仪，因而无法把握系统中的水化学变化，特别是在洪水期间的水化学动态变化的详细情况，而洪水期是了解系统对降雨反映和水化学变化主要过程的至关重要时段。最近，我们使用功能强大的多参数自动记录仪，来试图解决这一问题。

1 试验场气候和水文地质背景

试验场位于桂林市区东南约 8km 的丫吉村附近，从地貌上看，处在峰丛洼地和峰林平原的交界地带(图 1)。试验场自成一个岩溶水文地质系统，总面积约 2km^2 ，它的补给区位于峰丛洼地区，有 13 个洼地，而它的排泄区，由位于桂林峰林平原东部边缘的一个常年流泉水 (s31 号泉) 和三个季节性泉 (s29、s291、s32 号泉) 组成 (图 1)。平原面标高 150m，而补给区内的最高峰为 652m，其内洼地底部标高介于 250—400m 之间。整个系统发育的是上泥盆统融县组质纯块状灰岩，地层约呈东南 $5-10^\circ$ 倾斜。在场区西部边界峰丛洼地区有一主干断层，北北东走向，根据地表调查和航片解译结果，主要的节理和断层呈北西西、北东东、北北东向，它们对洼地的形成和岩溶水运移有重要影响(图 1)，例如，1 号洼地、3 号洼地和 4 号洼地沿着一主干断裂带分布，这个断裂带发育有一条呈北东东向的方解石脉(形成阻水带)。岩溶小形态如溶沟、溶痕、溶盘在洼地周围斜坡上发育良好，但是它们仅集中分布于表层岩溶带 3—10m 深度内。区内发现的最大溶洞位于 s291 号泉东部山坡上，洞口标高为 197.5m，可进入部分长 100m，宽 1—20m，高 5—20m。

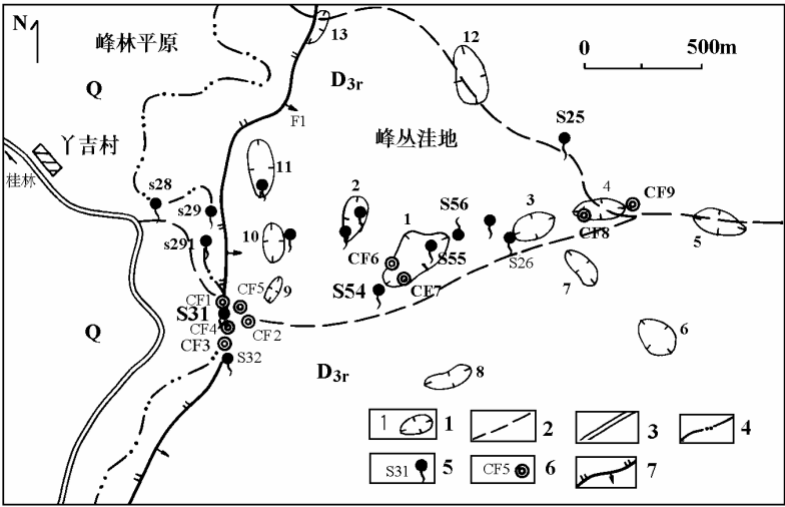


图 1 桂林试验场水文地质平面图

1. 洼地及其编号 2. 山间小路 3. 公路 4. 峰丛洼地和峰林平原边界线 5. 岩溶泉及其编号 6. 钻孔及其编号 7. 断层 Q 第四纪沉积物 D_{3r} 上泥盆系融县组石灰岩

试验场岩溶水文系统的主要特点是：包气带巨厚，内部结构和输入输出极不均一(图 2)。

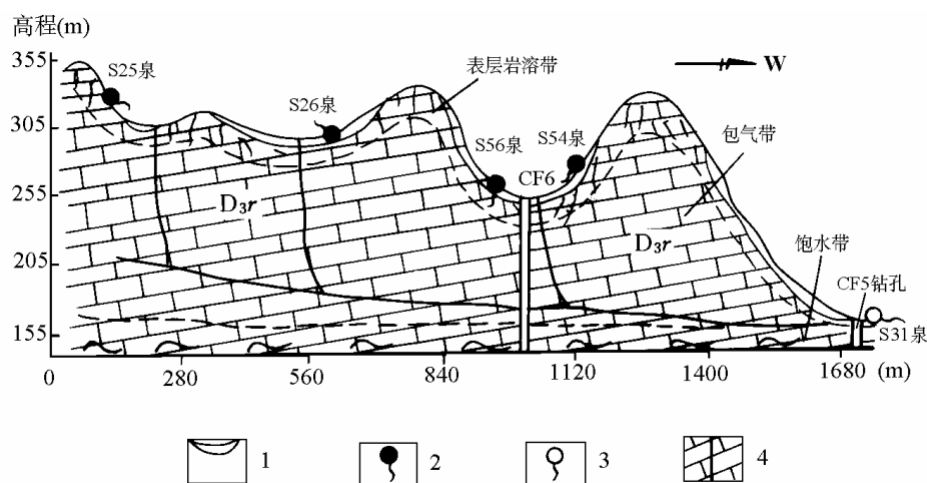


图 2.试验场水文地质剖面图

1.土壤覆被 2.表层岩溶泉 3.饱水带泉 4.石灰岩

包气带厚度介于 110m (由低洼地底部起算) —400m (由洼地顶部算)。系统结构的不均一性表现在表层岩溶带的存在及岩溶管道和裂隙并存。例如, 补给区四个钻孔中的两个 (CF6 和 CF9) 揭露了管道。此外, s31 号泉周围的 5 个钻孔显示了同样的特点。降水是系统的主要补给来源, 桂林附近多年平均降水量是 1914.3mm, 然而 75.42% 的降水集中于 4—8 月的雨季, 并且, 分析自动记录仪器在系统不同部位记录的多场降雨数据可知, 从平原到洼地, 从较低洼地到较高洼地, 月降雨量和一场暴雨事件两者都具有明显差别。位于系统排泄区的四个泉 (图 1 中 s29 号、s291 号、s31 号、s32 号泉) 的流量变化明显^[5], 这不仅是补给不均匀, 而且也是系统结构不均一的反映。

在补给区, 有很多表层岩溶泉从洼地斜坡或其底部流出, 其中一些泉 (如 s25 号和 s26 号泉) 是常年流水, 一些泉 (如 s54 号泉和 s56 号泉) 是间歇性的。

2 研究方法

如上所述, 岩溶系统的含水介质包括管道和裂隙。为了了解在这些介质中水化学详细的变化情况, 在 1 号钻孔 (图 1 中的 CF1) 安置了 CTDP300 多参数自动记录仪 (由澳大利亚 Greenspan 公司生产)。根据钻孔揭露, 它代表了裂隙介质中的情况。PC208 多参数自动记录仪 (美国 Campbell 科学仪器公司生产) 被安装于 s31 号泉中。s31 代表管道介质中的情况。利用这些自动记录仪, 对系统的 5 个参数 (降雨量、水位、水温、pH 和电导率) 进行了监测。其中 CTDP300 仪数据采集间隔设定为 15min, 而 PC208 仪则可根据参数的变化程度, 其数据采集间隔自动设定, 从 2—60min 不等。

为了弄清系统中其它主要离子的特征, 每隔两周在试验场取水样, 拿回实验室分析。由这些分析结果, 用 WATSPEC 计算机软件^[6]计算了水的方解饱和指数 (SIc) 和 CO₂ 分压 (Pco₂)。

3 结果和讨论

3.1 试验场地下水水化学特征

表 1 显示了桂林试验场地下水的水化学特征，从表中可看出试验场地下水的 Ca^{2+} 和 HCO_3^- 浓度分别占阴阳离子的 90%以上，所有水的类型为 $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ 型，它反映了试验场泥盆系质纯灰岩对水化学特征的控制作用。

表 1 试验场地下水水化学特征
Table 1 Hydrochemical features of the Experimental Site

泉点- 取样日期	水温 (°C)	pH	K^+ (mg/l)	Na^+ (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Cl^- (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	HCO_3^- (mg/l)	电 导 率 ($\mu\text{s}/\text{cm}$, 25°C)	Slc	Pco_2 (ppmv)
S31-3.26	19.2	7.08	0.00	0.05	90.5	0.29	3.48	13.84	259.95	408	-0.08	19498
S31-4.12	19.4	7.33	0.01	0.22	93.87	0.58	5.22	12.4	265.91	431	0.19	11220
S31-4.26	19.4	7.27	0.02	0.25	93.38	2.34	4.35	11.8	273.84	438	0.14	13182
S31-5.9	19.2	7.28	0.05	0.25	93.87	0.58	3.48	10.4	271.86	434	0.15	12882
S31-5.21	19.3	7.32	0.04	0.07	89.53	1.17	5.21	10.38	257.97	421	0.15	10964
S31-6.4	19.5	7.29	0.00	0.02	81.27	1.61	3.48	6.35	244.08	395	0.06	11220
S31-6.18	19.6	7.27	0.00	0.02	82.15	0.54	4.34	5.29	246.51	393	0.05	12022
S31-7.2	19.7	7.35	0.00	0.16	83.92	0.54	3.48	7.41	253.56	399	0.15	10232
S31-7.16	19.7	7.13	0.06	0.45	88.78	0.27	4.34	8.47	261.87	422	-0.03	17378
S29-3.26	19.0	7.10	0.00	0.04	88.57	0.88	2.61	17.31	238.12	396	-0.38	13803
S29-4.12	19.0	7.36	0.01	0.26	89.05	0.58	3.48	16.00	252.02	418	-0.09	8128
S29-4.26	19.1	7.34	0.02	0.30	93.38	0.58	3.48	12.80	263.92	435	0.19	10715
S29-5.9	19.1	7.31	0.01	0.26	90.98	0.88	6.09	16.40	252.02	423	0.13	10964
S29-5.21	19.0	7.34	0.08	0.05	85.20	0.58	5.21	12.69	240.11	366	-0.15	8128
S29-6.4	19.3	7.37	0.00	0.04	73.76	0.80	2.61	9.53	212.33	360	0.05	8128
S29-6.18	19.5	7.26	0.00	0.13	82.15	0.27	3.48	6.35	231.31	386	0.02	11481
S29-7.2	19.6	7.46	0.00	0.15	77.29	0.27	4.34	6.35	224.46	364	0.18	7079
S291-3.26	18.8	7.19	0.00	0.02	82.79	0.29	2.61	20.77	230.19	379	-0.07	13489
S291-4.26	19.1	7.47	0.02	0.25	86.64	0.58	3.48	14.40	242.09	406	0.26	7413
S291-5.21	19.1	7.43	0.06	0.05	78.46	0.88	4.34	16.15	212.33	368	0.12	7079
S291-6.4	19.7	7.43	0.00	0.03	68.02	0.80	3.48	10.58	196.45	340	0.05	6606
S291-6.18	20.1	7.41	0.00	0.14	62.72	0.80	3.48	4.23	184.04	308	-0.02	6606
S291-7.2	20.4	7.52	0.00	0.04	68.90	0.54	4.34	4.23	199.52	334	0.16	5495
Mean	19.4	7.32	0.02	0.14	83.70	0.72	3.93	11.05	239.76	392	0.05	10596

3.2 试验场洪水期间地下水水化学的变化

3.2.1 方解石饱和指数和 P_{CO_2} 的计算

运用 WATSPEC 计算机软件^[6]计算方解石饱和指数 (SI_c) 和 CO_2 分压 (P_{CO_2}), 至少需要 9 个参数, 它们是水温、pH、7 种主要离子 (Ca^{2+} 、 HCO_3^- 、 K^+ 、 Na^+ 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-}) 的浓度。由于 K^+ 、 Na^+ 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 和 SO_4^{2-} 浓度很低(表 1), 因此用多参数记录仪记录的数据计算方解饱和指数和 CO_2 分压时, 它们随时间的变化可忽略不计, 在计算中采用表 1 列出的 5 种离子各自的平均值, 计算误差估计不超过 3%。

接下来, 还须知道 Ca^{2+} 和 HCO_3^- 的浓度才能计算得到连续的方解石饱和指数和 CO_2 分压变化情况。好在 Ca^{2+} 和 HCO_3^- 的浓度与电导率存在良好的线性关系(图 3), 由图 3 可知:

$$[Ca^{2+}](mg \cdot l^{-1}) = 0.24 \times \text{电导率} - 9.97, \gamma^2 = 0.93$$

$$[HCO_3^-](mg \cdot l^{-1}) = 0.68 \times \text{电导率} - 27.03, \gamma^2 = 0.92$$

由于其误差在 5% 左右, 所以计算获得的 SI_c 和 P_{CO_2} 的总体误差应在 8% 以内。

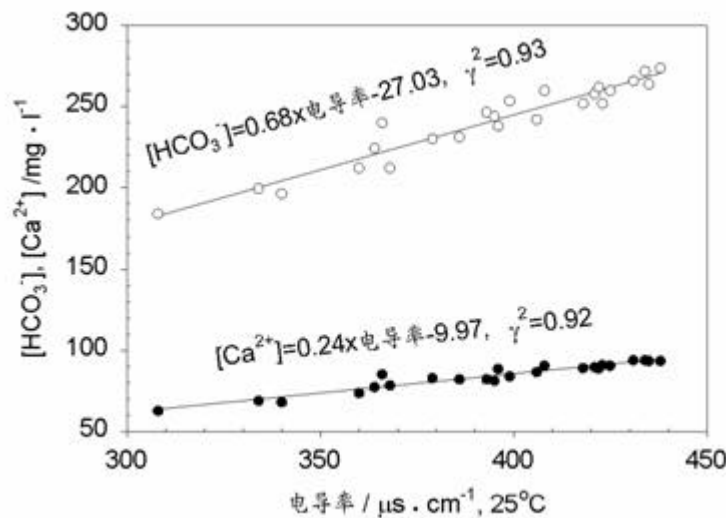


图 3 试验场 $[Ca^{2+}]$ 、 $[HCO_3^-]$ 和电导率的关系图

3.2.2 试验场地下水水化学的变化

图 4 和图 5 分别表示了桂林试验场 2002 年 5 月 13 日—5 月 15 日 s31 号泉和 1 号钻孔的水化学动态。可看出 5 月 14 日有一次强降雨过程, 5 小时内降水量达 100mm, 它可分为两部分: 前 3 小时的暴雨和后 2 小时的大雨(图 4 或图 5)。降雨开始后约 1.5 小时 s31 号泉和 1 号钻孔两处的水位即开始上升。

a) 管道介质中的水化学动态

对应两个雨峰, 尽管 s31 号泉电导率也有两个峰, 但整场降雨的总体影响是稀释作用为主, 因为洪水期的电导率总是比正常情况下低, 最大降幅达 $60 \mu s/cm$ (图 4), 洪水期这一现象在 P_{CO_2} 变化上更明显, 降水开始后 P_{CO_2} 降低, 最大降幅达 4000 ppmv (图 4)。稀释作用对方解石饱和指数的变化也有影响, 在洪水期, SI_c 值降低并逐渐变成负值。暴雨事件中 pH 值的升高也可能与降雨稀释有关, 因为具低缓冲能力的雨水的 pH 值通常高于场区地下水, 这是空气中石灰岩尘埃中和的结果^[7]。

b) 岩溶裂隙介质中的水化学特征

比较图 5 与图 4 可以看出,在洪水期裂隙介质中(以 CF1 号钻孔为代表)水化学的变化情况与管道介质(s31 号泉为代表)中不同。对于前者,地下水在洪水期的 pH 值呈降低趋势,而电导率呈升高趋势。与此相反,如上所述,对于管道水,同样在同一洪水期,其 pH 值升高,而电导率降低。另外,还发现洪水期裂隙水的 P_{CO_2} 比正常情况下还高。

从这些结果,可以推断出,在洪水期至少有两个重要过程在控制水化学的变化,一是前面所述的稀释过程,另一个是水—岩—气相互作用过程^[8]。然而,对于裂隙水的水化学动态,水—岩—气相互作用过程更重要,即在洪水期,高浓度的土壤 CO_2 ^[9]溶解于水中,使水更具侵蚀性,能溶解更多的石灰岩,从而水的电导率升高。对于管道中的水化学变化,雨水的稀释则成为主要的控制过程,因为具高 pH 和低电导率的雨水可很快地通过管道流出系统。

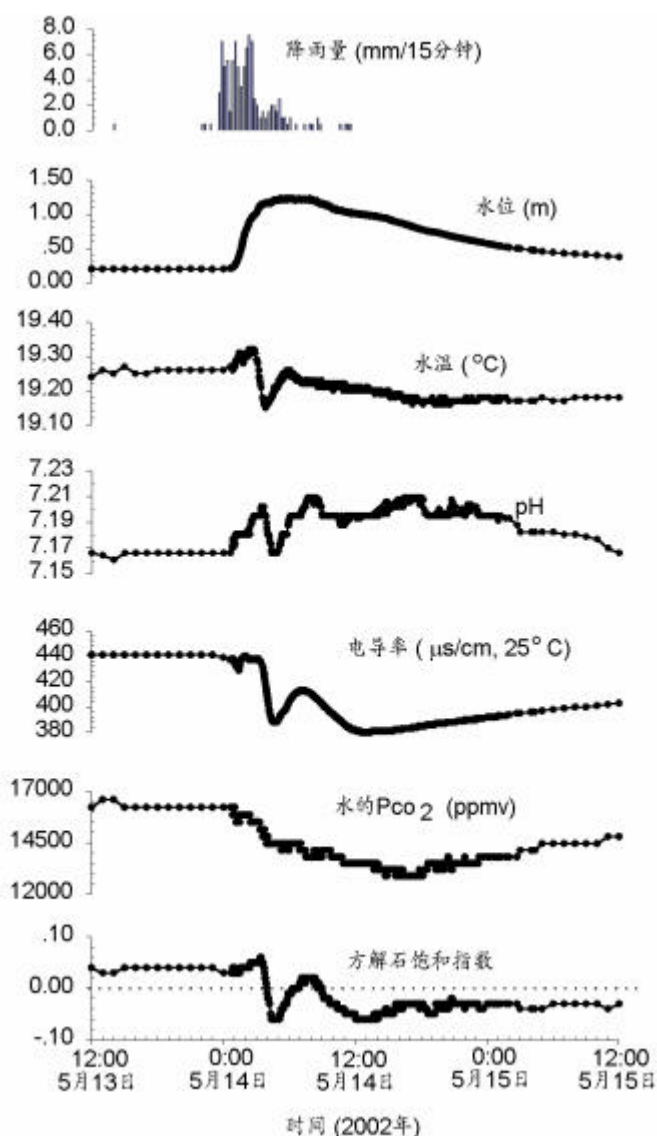


图 4 2002 年 5 月 14 日大雨 (100mm) 后桂林试验场 s31 号泉水化学动态曲线图

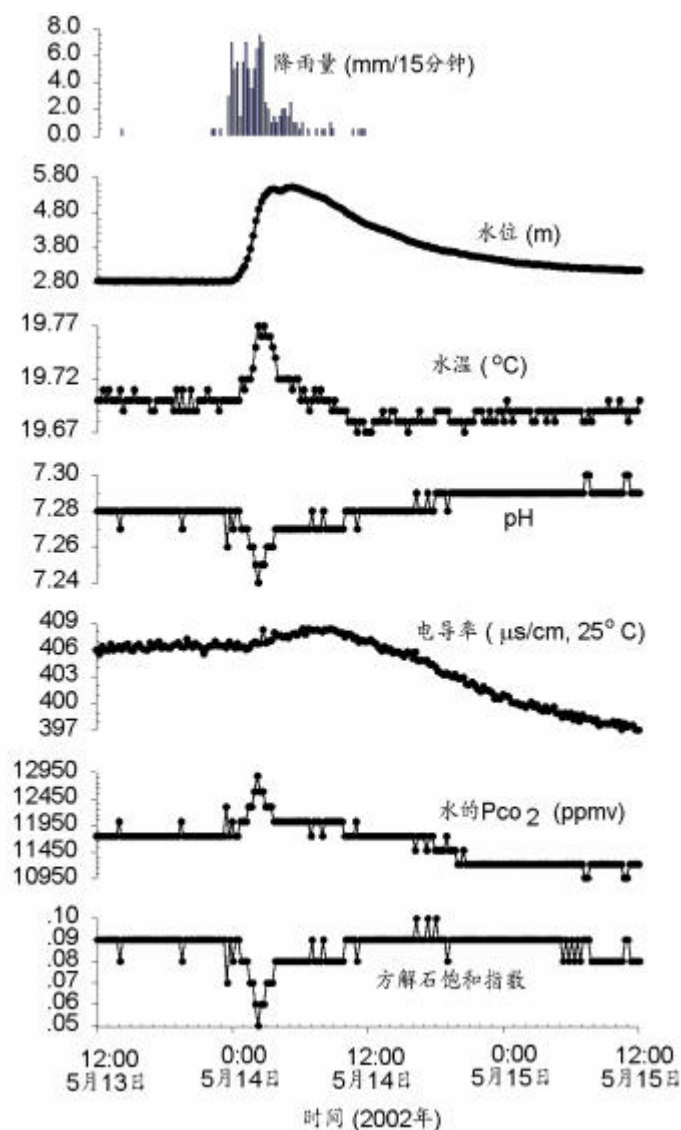


图 5 2002 年 5 月 14 日大雨 (100mm) 后桂林试验场 1 号钻孔水化学动态曲线图

洪水期岩溶裂隙水水化学变化的规律是不同寻常和更有趣的,图 6 是这种变化的又一个例子。可以看出,类似的规律再次发生。这里,尽管整个洪水期的总体降水量仅 60mm,对应水位 1m 的变化,但 pH 值降低可达 0.4 个单位,电导率则升高约 40 $\mu\text{s}/\text{cm}$,这可能是一段长时间干旱后,雨水溶解了更多的土壤 CO_2 而具有更大的侵蚀力的结果。如图 6,该洪水期水的 CO_2 分压最大增加高达 7000ppmv,而图 5 中洪水后的最大增长仅 1200ppmv。

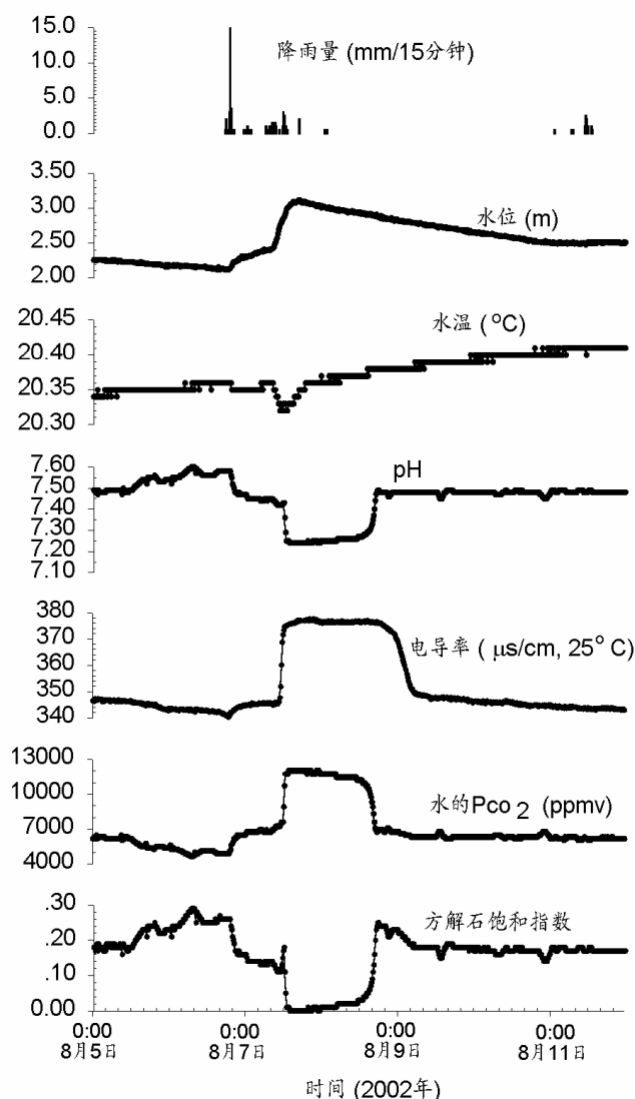


图 6.2002 年 8 月 6 日—7 日桂林试验场一场 60mm 降雨后 1 号钻孔水化学变化曲线图

5 结论

使用功能强大的多参数自动记录仪，发现在洪水期水化学不同寻常的变化，即，在洪水期裂隙介质中的地下水电导率比正常情況下升高，而 pH 值降低。对应于这些变化，同一洪水期地下水的 CO_2 分压升高。

由这一发现，可以得出结论：要弄清岩溶系统中水化学的动态，仅仅考虑水—岩相互作用是不够的，还必须特别重视 CO_2 气体对系统中水化学变化的影响。总而言之，水—岩—气相互作用的概念必须引入岩溶水化学的研究中。

该项研究也给了我们一个重要启示，那就是，我们必须重视岩溶水文地质系统的自动化监测—这是由岩溶水文地质系统对环境变化具有的特殊敏感性决定的，否则，难以取得岩溶水文地质学的创新和发展。

参考文献

- [1] 刘再华. 桂林岩溶水文地质试验场岩溶水文地球化学的研究. *中国岩溶*, 1992, 11: 209-217.
- [2] Liu Z, Yuan D, He S. Stable carbon isotope geochemical and hydrochemical features in the system of Carbonate-H₂O-CO₂ and their implications -- Evidence from several typical karst areas of China. *Acta Geologica Sinica*, 1997, 71(4): 446-454.
- [3] 刘再华, 何师意, 袁道先. 土壤中的 CO₂ 及其对岩溶作用的驱动. *水文地质工程地质*, 1998, 25(4):42~45
- [4] Liu Z, Zhao J. Contribution of carbonate rock weathering to the atmospheric CO₂ sink. *Environmental Geology*, 2000. 39(9):1053-1058.
- [5] 袁道先, 戴爱德, 蔡五田, 刘再华, 何师意等. 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. 桂林: 广西师范大学出版社, 1996.
- [6] Wigley, T. M. L. WATSPEC: a computer program for determining equilibrium speciation of aqueous solutions: British Geomorphological Research Group Technical Bulletin no. 20, 1977.
- [7] Sanden, P., Karlsson, S., Dueker, A., Ledin, A. and Lundman, L. Variations in hydrochemistry, trace metal concentration and transport during a rain storm event in a small catchment. *J. Geochemical Exploration*, 1997, 58(2-3):145-155.
- [8] Brusca, L., Aiuppa, A., D'Alessandro, W., Parello, F., Allard, P. and Michel, A. Geochemical mapping of magmatic gas-water-rock interactions in the aquifer of Mount Etna volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2001.108(1-4):199-218.
- [9] Reardon, E.J., Allison, G.B. and Fritz, P. Seasonal chemical and isotopic variations of soil CO₂ at Trout Creek, Ontario. *J. Hydrology*, 1979, 43:355-371.