

土壤化学场对桂林地区表层岩溶的影响^①

——野外监测与实验室模拟

潘根兴 腾永忠^② 陶于祥^③ 孙玉华 何师意 张美良

(南京农业大学资源与环境科学院 南京 210095) (国土资源部岩溶动力学开放实验室)

摘要 以桂林附近岩溶水文地球化学试验场为基点研究了土壤化学条件对岩溶的影响, 分别用砂滤管法、便捷式 pH 计及 CO₂ 浓度计及水化学简易测定在野外监测了岩石试片的溶解, 土壤覆盖条件下土壤及岩溶水 pH、CO₂ 浓度及 HCO₃⁻ 浓度。用淋溶柱法实验室模拟了不同土壤覆盖下岩石试片的溶解。对岩溶系统中植物—凋落物—土壤有机质—土壤 CO₂—岩溶水 HCO₃⁻—钙华—岩石的¹³C 进行了采样和分析。结果表明, 土壤 pH、土壤有机质(由此影响 CO₂ 浓度)及 Ca²⁺ 饱和度构成影响岩溶活动的土壤化学场。岩溶水 HCO₃⁻ 和钙华 CaCO₃ 中的 C 与土壤 CO₂-C 密切相关。因此, 岩溶过程涉及土壤发生性碳的作用, 它通过大气—植物—有机质—土壤 CO₂—岩溶水 HCO₃⁻ 而在系统中转移, 岩溶水文地球化学流中存在土壤 Ca²⁺ 与岩溶水的界面交换。据此提出了研究区表层岩溶碳转移模式。

关键词 土壤化学场; 表层岩溶; 野外与实验室模拟; 桂林

岩溶形成被广泛地认为与全球碳循环有关的重要地球表层过程之一^[1]。湿润地区岩溶过程十分活跃, 被认为是活跃的大气 CO₂^[2, 3] 汇。现代岩溶学研究已由侧重于地学和气候学转向着眼于大气—植物—岩石—水相互作用的多学科研究, 重点是与 CO₂ 消耗有关的岩溶作用驱动力^[1]。从认识到岩溶作用动态受到系统中 pH、CO₂ 浓度的调节^[3-5]。野外调查表明, 岩溶发育过程伴随着土壤覆盖的形成。然而, 土壤反过来对岩溶作用的影响还甚清楚。我们已专文报道了岩溶区碳循环若干特点研究结果^[6]。此项研究旨在阐明土壤覆盖及其化学条件对岩溶过程的影响及探讨土壤对岩溶作用的驱动。

1 试验及其方法

1.1 研究区和土壤

本研究在桂林丫吉村岩溶水文地球化学试验场进行。该场位于桂林东南 8km, 为泥盆纪融县组(D_{3r})纯灰岩发育的岩溶峰丛洼地, 为湿润亚热带典型岩溶地貌。其表层岩溶现象由包

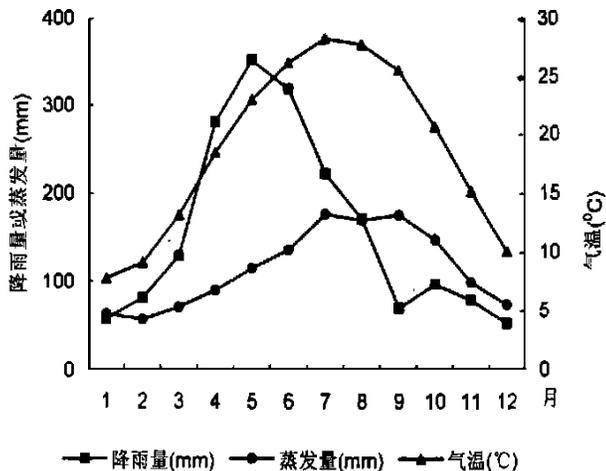


图1 研究区气候(据袁道先等, 1996^[8]整理)

① 国家自然科学基金项目(49272141)

② 现工作单位是云南曲靖卷烟厂烟科所

③ 现工作单位是南京地质矿产研究所。

气带岩溶泉、岩溶洞穴、落水洞、钙华及小暗河构成。所处的气候条件如图 1 所示。

其鞍部、坡地和洼地存在着厚度不同的土壤覆盖, 土壤为钙质湿润雏形土或钙质湿润富铁土^[7]。表 1 列出了其基本性质。

1.2 溶蚀试验

1.2.1 野外砂滤管溶蚀监测。用试验场纯灰岩(含CaO54.4%, MgO1.34%及不溶物0.38%)制成直径3.5cm, 厚3mm的试片, 置于直径3.8cm, 高25cm的金刚砂滤管中, 装入100.0g处理土。不同处理的砂滤管置于坡地和洼地土壤中。

表 1 试验场区土壤性质

土样号	地形部位	层次	深度 Cm	pH	SOC* g/kg	< 0.002mm	CEC Cmol/kg
SO ₁	有表层泉 的坡地	A	0~14	5.91	34.17	506.0	25.71
		B ₁	14~40	6.01	16.88	564.8	24.82
		B ₂	40~60	7.02	10.43	n. d	29.62
SO ₂	有落水洞 的洼地	A	0~33	7.04	45.80	575.4	51.94
		B ₁	33~90	7.00	25.47	600.0	45.53
		A	0~18	5.47	45.59	637.2	17.22
SO ₃	鞍部	B	18~70	6.04	11.41	718.8	17.14

*SOC 表示土壤有机碳, 下同。

试验结束后取出试片, 蒸馏水洗, 称重。所有试片的溶蚀失重按 100 天计算, 单位以每片毫克表示。本试验中以石英砂覆盖代替土壤作为对照。重复两次, 取其平均值。

1.2.2 实验室溶蚀试验 采用直径 10cm, 高 50cm 的塑料管。在管底置一层玻璃纤维和石英砂, 覆以 30cm 厚度的处理土, 其底部埋入灰岩试片。同样用石英砂覆盖作对照。重复 2 次。模拟桂林降雨进行间断性淋溶, 淋溶液收集之, 并作化学分析。

1.3 土壤和岩溶水的 pH、CO₂ 和 HCO₃⁻ 浓度的野外监测

对试验场中的三个表层岩溶泉及相关土壤作监测研究。用 GAS-TEC CO₂ 浓度计, 便捷式 pH 计及硬度计就地监测。测定在岩溶作用强度不同的各季进行。

1.4 土壤碳库分析

测定了土壤有机碳总量, 分别分析土壤有机碳复合状况^[9]及其易氧化性分级^[10]。用¹³C 稳定性同位素方法追踪大气—土壤—水—岩石—钙化的碳转移。样品¹³C 用英国产 Micro 902 质谱仪分析。

2 结果与讨论

2.1 土壤条件下的岩石溶蚀速度

表 2 列出了野外及实验室得到的溶蚀结果。对照的结果相当低(均为 4mg/试片左右), 代表了简单的岩—气—水界面岩溶强度。而在不同的土壤覆盖条件下的速率为 17~37mg/试片。因此, 随着岩溶发育而形成的土壤反过来促进着岩溶作用。

上述土壤下的溶蚀数据与报道的广州、柳州及日本西南部的野外实例数据相当^[11]。可以认为, 20mg/试片这一值可作为桂林条件下的平均溶蚀速率, 这一地区被覆盖或多或少是连续的。但是, 这一速率与依据水化学资料计算得到数据相比低得多^[12], 可能与水化学计算中未考虑土壤移动性 Ca 的淋溶有关。

上述溶蚀资料反映了土壤不同性质对岩溶的影响。残落物处理和土壤有机质含量高的

土壤处理下溶蚀强度提高了。D、E 两处理的结果表明酸性土与低 Ca 活性、有机质含量低的土壤相比,并未促进岩溶。而有机质含量极高的原始土事实上没有溶蚀(仅 1.61mg/片),说明移动性钙的富集阻抑了溶蚀。不同化学性质的土壤下的溶蚀结果支持了不是单一参数而是其组合决定着溶蚀过程。也就是说,在土壤覆盖的条件下,土壤 pH、SOC、活

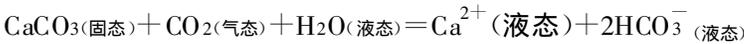
表 2 不同土壤覆盖下灰岩溶蚀率

处理号	土壤处理	pH	土壤性质		溶蚀率	
			SOC g/kg	移动性 Ca mg/kg	野外 mg/ 片, 100d	室内 mg/ 片, 100d
A	对照				4.30	4.78
B	凋落有机物		406.6		27.62	66.35
C	鞍部 A 层	6.40	30.12	5035.5	22.05	17.92
D	鞍部 B 层	5.81	20.47	1680.2	24.76	22.37
E	坡地 B 层	5.37	4.23	1409.2	17.71	17.45
F	岩-土界面土	7.29	1.58	699.2	36.86	22.88
G	洼地 B 层	5.55	59.15	2306.3	/	32.56
H	溶盘原始土	8.12	284.19	14203.0	1.61	n. d.

动性 Ca^{2+} 及水分相互影响构成了影响表层岩溶的土壤化学场,这也可以解释华北、西北岩溶作用可以忽略的事实,上述地区土壤 pH 高,但 Ca^{2+} 过饱和, SOC 含量低,土壤水分缺少。

2.2 土壤化学场对岩溶水文地球化学的影响

依据岩溶过程的基本原理:



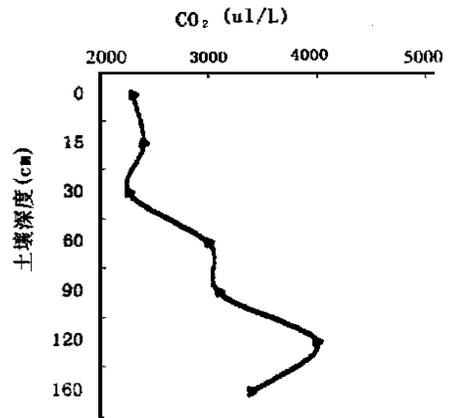
在土壤条件下, CO_2 浓度可高达 3% ~ 10%, 而土壤中存在: $CO_2 + H_2O \rightleftharpoons H^+ + HCO_3^-$ 。

当土壤吸着水分, 溶液中 Ca^{2+} 或 HCO_3^- 能移出时, 岩溶作用受到促进。因而, 岩溶水地球化学动态受到土壤 pH 和 CO_2 、 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 浓度的波动所影响。

2.2.1 土壤 CO_2 自由大气 CO_2 通常含 350 $\mu\text{L}/\text{L}$, 而土壤中含有高得多的 CO_2 。试验场坡地表层(0 ~ 10cm 以内)上午 10 时的平均 $CO_2 \mu\text{L}/\text{L}$ 如下: 春季 3600; 夏季 22000; 秋季 2000 及冬季 1000。图 2 是坡地土壤 CO_2 浓度剖面, 最高的 CO_2 浓度存在于 50cm 以下的深度。这与没有岩溶的耕地土壤不同^[13]。这支持了徐胜友等(1996)报道的土壤 CO_2 浓度峰总是在离下伏基岩一定距离的土壤剖面深层的结果。

2.2.2 土壤和岩溶水的 pH 和 HCO_3^- 浓度 土壤中高浓度 CO_2 左右着土壤溶液 pH 和 HCO_3^- 浓度, 反过来影响岩溶水 pH 和 HCO_3^- 野外土壤和岩溶泉的监测结果示于图 3。表明了土壤 pH 和 HCO_3^- 浓度与土壤 CO_2 浓度有相似的变化规律, 岩溶水的动态变化亦趋同, 但时间上滞后。岩溶水 pH 与土壤 pH 相关说明岩溶水对土壤 CO_2 浓度变化的敏感性, 这喻示着土壤 CO_2 对岩溶作用的驱动作用。这也解释了桂林地区春夏岩溶作用甚为活跃^[11], 其时有机质分解释放了足够的 CO_2 且集中的降雨提供了充足的土壤水分^[8]。因此, 土壤条件下的表层岩溶由土壤 CO_2 、pH 和 HCO_3^- 等所构成的土壤化学场所调节。不过, 这种调节作用可能涉及到土壤-岩石-水界面 H^+ 、 CO_3^{2-} 、及 HCO_3^- 在土壤颗粒、土壤溶液中的交换。

2.3 系统中土壤 C 库及 C 稳定性同位素示踪

图 2 土壤中 CO_2 浓度的深度分布

表层岩溶受土壤 CO₂ 的驱动程度取决于土壤 C 库。事实表明, 试验场土壤有相当大的土壤有机碳(SOC) 储库(表 3)。

表 3 场区土壤有机质状况(g/ kg)

土样号	深度 cm	SOC	松结合态 SOC	易氧化态 SOC*
SO ₁	0~14	34.09	14.19**	23.95
	14~40	16.85	9.56	4.03
	40~64	10.91	5.98	2.21
SO ₂	0~33	45.69	19.81	40.19
	33~90	25.41	6.41	14.65
	0~18	45.48	26.64	27.53
SO ₃	18~70	12.13	6.41	1.82
	0~15	44.97	21.33	37.82
SO ₅₄	15~20	23.90	13.55	8.52
	45~50	13.01	5.33	2.84

* 1/3 mol/L KMnO₄ 浸提

大致 50% 的 SOC 呈松结合态存在。且 60% 的 SOC 呈易氧化态, 极易分解释放 CO₂。总 SOC 储库为 10kg/m², 其中大约 2kg/m² 在野外有机质分解试验中被分解。加上每年凋落物量(C) 为 0.3~0.4kg/m²。因而, 总的有机质分解释放 CO₂ 量在 2kg/m²a 水平, 除 CO₂ 排放逸失外, 有剩余进入土壤系统, 而驱动岩溶作用。试验场岩溶系统中¹³C 示踪结果示于图 4。SOC 的 δ¹³C 为 -25‰(PDB)~-20‰(PDB), 说明为场区内 C-3 植物起源。根据碳同位素分馏原理, 沉淀 CaCO₃ 的 δ¹³C(PDB) 应该比与之平衡的气体 CO₂ δ¹³C(PDB) 重 10‰(PDB)。而观察到岩溶水 HCO₃⁻, δ¹³C 值比土壤 CO₂ 重 6‰(PDB), 而比场区空气 CO₂ δ¹³(PDB) 轻 5‰。更有意义的是, 岩溶泉附近新形成的钙华 CaCO₃ δ¹³C 比土壤中 CO₂ 重 5~9‰(PDB)。因此, 岩溶泉 HCO₃⁻ 及钙华 CaCO₃-C 大部分是土壤发生性碳。这亦符合 Sposito 等(1992)^[14] 指出的土壤中次生碳酸盐多是土壤发生性碳酸盐。考虑到土壤发生碳的参与, 针对表层带的岩溶动力系统建立碳转移模式如图 5 所示。

3 结 论

1. 土壤条件下表层岩溶受到土壤化学场促进, 桂林地区土壤条件下溶蚀速率每百天约为 20mg/ 试片(即 5.8mg/cm²a)。
2. 表层带岩溶反映了对土壤深部 CO₂ 浓度, pH 和 H₂CO₃ 浓度的敏感性。
3. 表层带岩溶受到土壤发生性碳驱动, 系统中活性碳库充足。

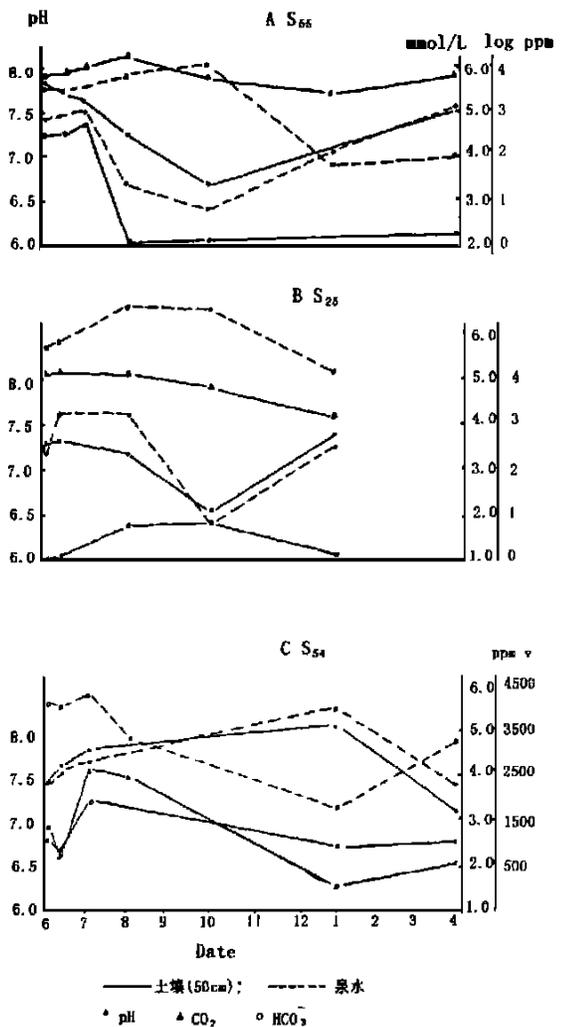


图 3 土壤与岩溶泉 CO₂, pH and HCO₃⁻ 浓度间的相关性

(A. S₅₅表层泉部位; B. S₂₅表层泉部位; C. S₅₄表层泉部位)

4. 土壤所调节碳转移对于岩溶动力系统显得十分重要, 需要着眼于岩—土—水—气界面相互作用的进一步研究。

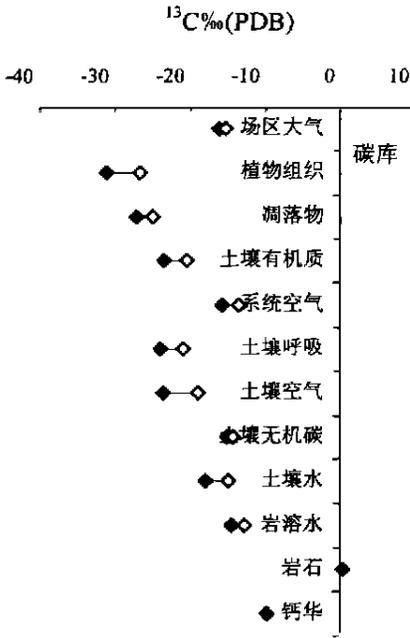


图4 系统中不同碳¹³C丰度

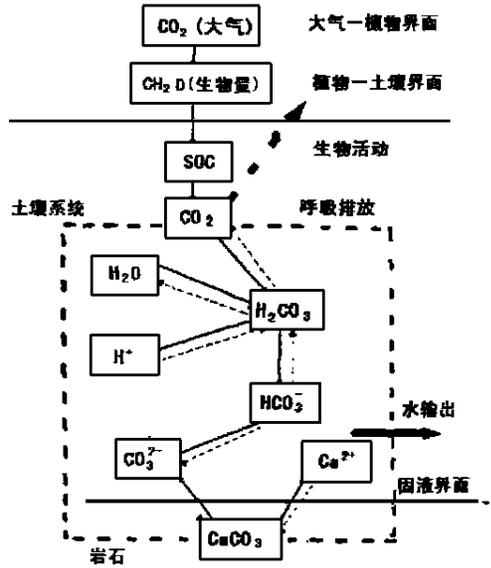


图5 表层岩溶动力系统中碳转移模型

参 考 文 献

- 1 袁道先. 碳循环与全球岩溶. 第四纪研究, 1993, 1:1~16
- 2 Brown, M., Examples of recent IGCP research: Introduction. Nature & Resources, 1994, 30 (3&4), 8~30
- 3 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(3):209~219
- 4 李彬, 袁道先. 岩溶区碳循环与大气CO₂的源汇关系. 见: 中国地质学会岩溶地质专业委员会编. 岩溶与人类生存、环境、资源、灾害. 广西师范大学出版社, 1996, 64~70
- 5 徐胜友, 袁道先. 碳酸盐土壤CO₂的动态特征及其对溶蚀作用的驱动. 见: 中国地质学会岩溶地质专业委员会编. 岩溶与人类生存、环境、资源、灾害. 广西师范大学出版社, 1996, 82~90
- 6 Pan Genxing, Tao Yuxiang, Sun Yuhua, et al. Some features of carbon cycles in karst and the implication for epikarstification. The Journal of Chinese Geography, 1997, 7(3):48~57
- 7 中国科学院南京土壤研究所系统分类课题组等. 中国土壤系统分类(修订方案). 中国农业科技出版社, 1995, pp. 111~121
- 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. 桂林: 广西师范大学出版社, 1996, 1~5
- 9 傅积平. 有机无机复合体分级. 见: 熊毅等. 土壤胶体(第二册). 科学出版社, 1985, 54~67
- 10 Blair, G.J., Lefory, R.D.B., and Lisle L., Soil carbon fractions based on their degree of oxidation and the development of a carbon management index for agricultural systems. Australian Journal of Agricultural Research, 1995, 46, 59~66.
- 11 袁道先, 蔡桂鸿. 岩溶环境学. 重庆出版社, 1998, 89~145
- 12 周世英, 朱德浩, 劳文科. 桂林岩溶峰丛区溶蚀速度计算及探讨. 中国岩溶, 7(1), 1988, pp. 73~79
- 13 Richter, J. The Soil as a Reactor; Modeling Process in the Soil. CATENA (Paperback), 1987, 34~40
- 14 Sposito G. & Reginato, R. J. (eds.) Opportunities in Basic Soil Science Research. Soil Science Society America Inc., Madison, Wisconsin, USA. 1992, 32~53