

【研究简报】

我国岩溶作用与大气温室气体 CO₂
源汇关系的初步估算

徐胜友 蒋忠诚

(中国地质科学院岩溶地质研究所, 桂林 541004)

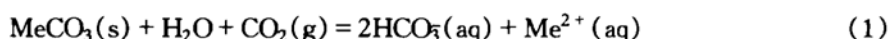
关键词 碳酸盐岩 岩溶作用 CO₂ 源汇

IPCC^[1,2], 田中正之^[3]以及 Tans 等人^[4]的研究均认为进入大气的 CO₂ 约有 10%~20% 去向不明, IPCC 称之为“遗漏的 CO₂ 汇”(Missing sink). 近年来, 许多学者对此进行了大量的研究, 试图捕捉这 10%~20% 的 CO₂ 的行踪^[5]. 虽然其研究取得了一定的进展, 但对这一“遗漏的汇”至今仍无令人满意的解释.

袁道先^[6]提出的碳酸盐岩-水-CO₂ 三相岩溶动力系统概念模型不但清楚地表明了岩溶作用与大气 CO₂ 之间的密切关系, 而且为由此形成的岩溶过程中的碳循环理论开辟了大气 CO₂ 源汇研究的新领域. 本文试图运用其理论方法, 根据我国典型岩溶区的现场监测和统计资料, 对我国的岩溶作用与大气 CO₂ 的源汇关系进行初步的定量评价.

1 岩溶作用与大气 CO₂ 源汇关系及估算方法

为便于计算, 将岩溶动力系统概念模型简化为如下化学模型, 并用 MeCO₃ 代表实际岩溶动力系统系统中的 CaCO₃, MgCa(CO₃)₂ 等可能存在的碳酸盐组分:



从该化学模型可以得出, 岩溶作用过程中 MeCO₃ (碳酸盐岩碳库), CO₂ (大气圈碳库), HCO₃⁻ (水圈碳库) 和 Me²⁺ 在循环过程中的量的关系, 即溶蚀掉 1 mol MeCO₃ 或产生 2 mol 的 HCO₃⁻ 需要从大气中吸收 1 mol CO₂; 反之, 若水中 HCO₃⁻ 减少 2 mol 或沉淀 1 mol 的 MeCO₃ 则

和磁铁矿. 铁的唯一可能的存在形式是结构铁.

致谢 应育浦研究员和徐祖雄教授对本文的研究给予了热情帮助和指导, 一并表示诚挚的谢意. 本工作作为国家自然科学基金(批准号:49172085)资助项目.

参 考 文 献

- 1 Cuttler A H. The behavior of a synthetic ⁵⁷Fe-doped kaolin; Mössbauer and electron paramagnetic resonance studies. Clay Miner, 1980, 15:429
- 2 Fysh S A. Mössbauer effect studies of iron in kaolin I. structural iron. Clays and Clay Minerals, 1983, 31:285
- 3 Tim P. Mössbauer spectra of soil kaolins from south-western Australia. Clays and Clay Miner, 1995, 40:341

(1996-08-21 收稿, 1996-11-21 收修改稿)

可向大气中放出 1 mol CO_2 。这是我们对岩溶作用与大气 CO_2 源汇关系进行定量评价的理论依据。据此可以提出水化学法、溶蚀实验法、沉积速率法及 CO_2 直接观测法等几种估算方法。本文将以溶蚀实验法、水化学法和沉积速率法对我国岩溶作用与大气 CO_2 的源汇关系进行估算。

2 岩溶过程中大气 CO_2 汇的估算

为了研究和对比不同环境条件下岩溶动力系统的运行机制, 分别在代表我国几种主要岩溶类型的地区建立了相应的岩溶动力系统观测站, 对有关环境参数和岩溶水化学指标进行观测, 并进行标准石灰岩试片(表面积为 28.91 cm^2 , 酸不溶物含量为 0.97%)的溶蚀实验。表 1 为几个代表性观测站 1994 年的溶蚀实验结果。结合该地区碳酸盐岩裸露面积的统计(李大通等人, 1983), 可以计算出岩溶作用过程中 CO_2 的回收量。其计算公式为:

$$F = E \times S \times R \times M_{\text{CO}_2} / M_{\text{CaCO}_3}, \quad (2)$$

式中 F 为 CO_2 的回收量($\text{g} \cdot \text{a}^{-1}$), E 为试片溶蚀量($\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$), S 为岩溶区面积(cm^2), R 为灰岩的纯度(%), M_{CO_2} 和 M_{CaCO_3} 分别为 CO_2 和 CaCO_3 的摩尔重量。

据此计算出各岩溶类型区 CO_2 的年回收通量(表 2)。由此得出我国岩溶区总的 CO_2 回收通量约为 $1.176 \times 10^{13} \text{ g} \cdot \text{a}^{-1}$ 。

表 1 各个观测站 1994 年标准石灰岩溶蚀试片的溶蚀量 (单位: g)

试片放置部位	黄龙	茂兰	桂林	秦岭	北京	沈阳
空中	0.015 1	0.029 0	—	0.006 8	—	0.013 6
地面	0.017 0	0.038 0	0.145 6	0.001 3	0.033 6	0.004 8
土下 20 cm	0.169 0	0.167 0	0.222 2	—	0.002 1	0.001 4
土下 50 cm	0.192 0	0.052 0	0.265 7	—	0.001 8	0.001 4
平均溶蚀量	0.098 0	0.071 0	0.211 2	0.004 1	0.012 5	0.005 3
单位面积溶蚀量/ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$	3.390×10^{-3}	2.456×10^{-3}	7.310×10^{-3}	2.352×10^{-4}	4.323×10^{-4}	1.833×10^{-4}

表 2 我国主要岩溶类型的分布及 CO_2 回收量^{a)}

岩溶类型	分布	裸露面积 $\times 10^4 / \text{km}^2$	年均雨量/mm	代表站	CO_2 回收量 $/ \text{g} \cdot \text{a}^{-1}$
热带亚热带岩溶	两广、台湾、浙、云、贵、湘、赣、川东、鄂西等地	44.6	1 000 ~ 1 850	桂林、茂兰	9.489×10^{12}
高山、高原岩溶	川西、西藏昆仑山等地	13.6	300 ~ 800	黄龙	2.008×10^{12}
半干旱岩溶	山西、河北、河南西部、陕西渭北、山东等地	13.2	400 ~ 600	北京	2.486×10^{11}
温带湿润岩溶	太子河流域、徐淮地区	1.6	800 ~ 1 000	太子河	1.278×10^{10}

a) 不含干旱岩溶区。

再用水化学方法对我国碳酸盐岩分布区 CO_2 的回收通量进行估算。其计算公式为

$$F = 1/2 \times [\text{HCO}_3^-] \times Q \times M_{\text{CO}_2} / M_{\text{HCO}_3}, \quad (3)$$

式中 $[\text{HCO}_3^-]$ 为岩溶水的 HCO_3^- 离子含量($\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$); Q 为岩溶地下水径流量($\text{L} \cdot \text{s}^{-1}$), 等于岩溶面积与径流模数的乘积; M_{CO_2} 和 M_{HCO_3} 分别为 CO_2 和 HCO_3^- 的摩尔重量。

我国南、北方岩溶区的裸露面积、岩溶地下水 HCO_3^- 含量、岩溶地下水径流模数(据李国芬等 1992 年编绘的 1:4 000 000 万中国岩溶水文地质图计算)有关参数及因岩溶作用从大气中回收的 CO_2 通量列于表 3.

表 3 我国南、北方碳酸盐岩分布区有关参数及大气 CO_2 回收量计算结果

碳酸盐岩分布区	裸露面积 $\times 10^4/\text{km}^2$	岩溶水 HCO_3^- 含量/ $\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$	岩溶地下水径流 模数/ $\text{L}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$	大气 CO_2 回收量 $/\text{g}\cdot\text{a}^{-1}$
南方	44.6	0.237	11.67	1.40×10^{13}
北方	46.1	0.272	2.62	3.74×10^{12}

根据水化学方法估算,我国碳酸盐岩分布区 CO_2 的回收通量为 $1.774 \times 10^{13} \text{ g}\cdot\text{a}^{-1}$,其结果与用溶蚀试验法的结果处于同一数量级,说明估算结果是可信的. 如果进一步考虑全球 $22 \times 10^6 \text{ km}^2$ 的碳酸盐岩,此项回收量无疑更大. 因此,在进行全球 CO_2 收支平衡计算时,必须考虑岩溶作用的 CO_2 汇项.

此外,根据桂林观测站的溶蚀资料计算,该地区 1993~1995 年因碳酸盐岩的溶蚀作用从大气中回收的 CO_2 量依次为 6.129×10^9 , 10.774×10^9 及 $11.582 \times 10^9 \text{ g}\cdot\text{a}^{-1}$. 这一事实表明这个汇还在不断地增加.

3 岩溶过程中大气 CO_2 源的估算

由于岩溶作用过程中,碳酸盐岩的沉积作用所发生的场所具有随机性特点,据目前所掌握的资料还无法对岩溶作用过程中 CO_2 的释放量进行大面积评价. 但我们可以用典型实例来说明其估算方法.

我国很多岩溶区的岩溶泉、瀑布和跌水地段形成了大量的钙华沉积,并伴随有 CO_2 的释放. 现以黄龙岩溶瀑布为例,用沉积速率法估算该岩溶瀑布向大气中释放的 CO_2 的年通量. 据已有研究成果^[7,8],其平均沉积速率为 $4 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$, ^{14}C 测年表明该钙华的沉积主要集中在 8 000~2 000 a B.P. 之间,即 6000 年间钙华的总沉积厚度为 24 m. 该钙华瀑布总长度约 3 500 m,平均宽 300 m,钙华比重以 2 来计,并设钙华体全部为 CaCO_3 沉积,则向大气中释放 CO_2 的年通量可按下式计算

$$F_{\text{释放}} = V/T \times \rho \times M_{\text{CO}_2}/M_{\text{CaCO}_3}, \quad (4)$$

式中 V 为钙华体积(m^3), T 为形成钙华的时间(a), ρ 为钙华的比重($\text{t}\cdot\text{m}^{-3}$), M_{CO_2} 和 M_{CaCO_3} 分别为 CO_2 和 CaCO_3 的摩尔重量.

黄龙岩溶瀑布向大气释放 CO_2 的年通量为 $3\,696 \text{ t}\cdot\text{a}^{-1}$. 这仅仅是一个点的 CO_2 释放通量,就全国或者全球各岩溶区广泛分布的次生碳酸盐沉积来说,这种释放也是很可观的.

从分布在世界各个岩溶区的次生碳酸盐沉积体来看,大多发生在液-气界面上 CO_2 的浓度梯度较大的部位(如岩溶泉泉口、跌水和瀑布、洞穴滴水、有地热活动的岩溶地区等). 因此,沉积作用是局部的,而溶蚀作用分布相对广泛. 由此,可以得出一个初步的概念,即岩溶作用对大气 CO_2 的汇大于其对大气 CO_2 的源. 但对地热岩溶区高浓度的幔源 CO_2 强烈释放量,还有待于进一步研究.

4 结论

(1) 岩溶作用与大气温室气体 CO_2 之间存在着密切的联系. 当岩溶作用表现为以溶蚀作

【研究简报】

温度梯度诱导薄膜水迁移的冻胀机理

徐学祖^① 王家澄^① 张立新^① 邓友生^① 邱维林^②叶尔晓夫^② 石崎武志^③ 福田正己^③

(①中国科学院兰州冰川冻土研究所冻土工程国家重点实验室, 兰州 730000; ②俄罗斯莫斯科大学地质系, 莫斯科 119899;

③日本北海道大学低温科学研究所, 札幌 N19W8)

关键词 温度梯度 薄膜水 冻胀

土体冻结后, 由于土颗粒表面能的作用, 土中始终存在部分未冻结的薄膜水, 在温度梯度诱导下, 薄膜水会从温度高处向温度低处迁移, 并在土中分凝成冰, 引起冻胀. 这早已成为冻土学界的共识, 关键在于如何定量.

分凝冻胀量可按式计算:

用为主时, 相对于大气 CO_2 来说, 它是一个汇; 当岩溶作用表现为以沉淀作用为主时, 相对于大气 CO_2 来说, 则是一个源.

(2) 根据我国碳酸盐岩分布区的裸露面积估算, 每年因溶蚀作用从大气中回收的 CO_2 约 $1.77 \times 10^{13} \text{g}$. 从全球考虑, 溶蚀作用回收的 CO_2 可能是“遗漏的汇”的重要组成部分, 而且这个 CO_2 汇具有不断增加的趋势.

(3) 初步研究表明, 表层岩溶作用对大气 CO_2 的贡献总的来看是汇大于源.

致谢 中国科学院院士、岩溶地质研究所研究员袁道先先生对本文的撰写和修改给予指导. 岩溶地质研究所何师意、曹建华等同志参加了野外观测工作, 在此表示衷心感谢. 本工作为国家自然科学基金(批准号:49070155)和地矿部重要基础研究(批准号:8502218)资助项目.

参 考 文 献

- 1 Houghton J T, Jenkins G J, Ephraums J J. Climate change. In: The IPCC Scientific Assessment. New York: Cambridge Univ Press, 1990. 365
- 2 Houghton J T, Jenkins G J, Ephraums J J. Climate change. In: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment. New York: Cambridge Univ Press, 1992. 200
- 3 田中正之. 地球在变暖. 北京:气象出版社, 1990
- 4 Tans P P, Fung I Y, Takahashi T. Observational constraints on the global atmospheric CO_2 budget. Science, 1990, 247: 1431~1438
- 5 徐永福. 二氧化碳生物地球化学循环研究的进展. 地球科学进展, 1995, 10(4): 367~372
- 6 袁道先. 碳循环与全球岩溶. 第四纪研究, 1993, 1: 1~6
- 7 陈先等. 黄龙风景区岩溶水及泉化沉积的同位素研究. 中国岩溶, 1988, 7(3): 209~212
- 8 刘再华, 袁道先等. 四川黄龙钙华的形成. 中国岩溶, 1993, 12(3): 185~191

(1996-06-05 收稿, 1996-09-03 收修改稿)