

# 洞穴次生碳酸盐中“死碳”对 $^{14}\text{C}$ 法测年的影响

蔡演军 彭子成 W. Beck 张兆峰

( 中国科学院地球环境研究所, 西安 710075; 中国科学技术大学地球与空间科学系, 合肥 230026; University of Arizona, Tucson, AZ 85721, USA; University of Illinois-Urbana Champaign, Urbana, IL61801, USA. E-mail: [caiyj@loess.llqg.ac.cn](mailto:caiyj@loess.llqg.ac.cn))

**摘要** 通过加速器质谱  $^{14}\text{C}$  法测年和不平衡铀系热电离质谱(TIMS)法测年结果的对比, 结合已发表的  $^{14}\text{C}$  法测年结果和对应的日历年代, 研究了特定的洞穴次生碳酸盐沉积中“死碳”混入比例及其对  $^{14}\text{C}$  法测年的影响. 结果表明, 洞穴次生碳酸盐中“死碳”混入比例变化较大; “死碳”混入比例的不确定使得洞穴次生碳酸盐的  $^{14}\text{C}$  法测年结果具有较大的误差. 在对经过老灰岩地层形成的洞穴石笋样品进行  $^{14}\text{C}$  或 AMS  $^{14}\text{C}$  法定年时, 要充分考虑“死碳”对年龄可靠性的影响.

**关键词** 洞穴次生碳酸盐  $^{14}\text{C}$  法测年 “死碳”校正 TIMS 铀系年龄

洞穴次生碳酸盐不仅是记录气候和环境变化的自然载体, 而且对于考古、水文地质等其他方面的研究有着重要的意义, 因而受到各国研究者的密切关注<sup>[1,2]</sup>. 不论是进行古气候和古环境记录研究, 还是进行考古研究, 洞穴次生碳酸盐沉积年代的确定至关重要<sup>[3~5]</sup>. 当前, 应用于洞穴次生碳酸盐测年的方法已有很多, 例如,  $^{14}\text{C}$ 法、热释光法、裂变径迹法、ESR法、古地磁法和铀系不平衡法等. 但是, 对于最近 50 ka 以来的洞穴次生碳酸盐高精度沉积年代的测定, TIMS, ICP-MS 铀系不平衡法和  $^{14}\text{C}$ 法则是目前主要的测年方法<sup>[6,7]</sup>. 在中国, 由于物质材料(主要是  $^{229}\text{Th}$ - $^{233}\text{U}$ - $^{236}\text{U}$  稀释剂的缺乏)和技术手段的限制, 高精度的不平衡铀系年龄测定尚不能够广泛开展,  $^{14}\text{C}$  测年仍然是距今 50 ka 以来洞穴次生碳酸盐年代学研究的常用测年方法之一.

## 1 $^{14}\text{C}$ 法测定洞穴次生碳酸盐年龄的影响因素

$^{14}\text{C}$  法测年的基本出发点是, 如果某一含碳物质一旦停止与外界发生含碳组分的交换, 例如有机体的死亡或碳酸盐的沉积, 那么有机碳或无机碳酸盐中的  $^{14}\text{C}$  将得不到新的补充, 样品中的  $^{14}\text{C}$  按指数规律衰减. 根据样品中现存的  $^{14}\text{C}$  浓度和初始  $^{14}\text{C}$  浓度就可以由公式  $t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{N_0}{N}$  计算样品的年龄, 其中:  $t$  为样品形成并与外界停止  $^{14}\text{C}$  交换后至今的年龄,  $\lambda$  为放射性  $^{14}\text{C}$  的衰变常数,  $N$  为样品当前的  $^{14}\text{C}$  浓度,  $N_0$  为样品形成时的  $^{14}\text{C}$  浓度. 当前样品中的  $^{14}\text{C}$  浓度可以通过仪器测定获得, 而初始  $^{14}\text{C}$  浓度则假设为样品

和外界停止  $^{14}\text{C}$  交换时的大气  $^{14}\text{C}$  的浓度相同, 且最近几万年以来大气  $^{14}\text{C}$  浓度没有发生变化, 样品形成时的  $^{14}\text{C}$  浓度就与现代大气  $^{14}\text{C}$  浓度相同. 由于 20 世纪 50 年代全球核试验开始不断进行, 大气  $^{14}\text{C}$  浓度发生显著改变<sup>[8]</sup>, 因此在实际测年的过程中均以 1950 年  $^{14}\text{C}$  浓度为原始大气  $^{14}\text{C}$  浓度.

近年来, 随着研究的深入和测量技术的日益提高, 研究者已经能够准确测量大气中  $^{14}\text{C}$  浓度, 并且发现大气中  $^{14}\text{C}$  浓度随太阳黑子活动、地球磁场变化和地球表面碳循环等的变化而变化<sup>[9]</sup>. 通过对多个连续和相互重叠树轮样品中  $^{14}\text{C}$  浓度的测定, 并结合树轮年代学, 目前已经确定了 11.86 kaBP 的大气  $^{14}\text{C}$  浓度变化<sup>[10]</sup>. 11.86 kaBP 以前  $^{14}\text{C}$  浓度的变化, 则通过珊瑚和陆相沉积碳酸盐的  $^{230}\text{Th}$  测年和  $^{14}\text{C}$  测年的对比研究<sup>[11~15]</sup>、大洋浮游有孔虫和冰芯的交叉校正<sup>[16]</sup>以及极地冰芯和沉积物中的  $^{36}\text{Cl}$  和  $^{10}\text{Be}$  的浓度对比<sup>[11,17~19]</sup>直接或间接给出, 但是并不十分完整. 巴哈马水下洞穴石笋的 TIMS 铀系测年和加速器  $^{14}\text{C}$  法测年对比研究<sup>[20]</sup>则揭示, 在 45~33 kaBP 之间, 石笋记录中的  $^{14}\text{C}$  浓度有显著增加, 而且在整体增加的趋势上还存在多个快速的波动变化, 其中最明显的一个快速变化是发生在 44.3~43.3 kaBP, 这种巨大的变化即使用“死碳”混入比例变化从 16.5% 减少到 0% 也无法解释. 通过运用碳循环模型的模拟计算, Beck 等人<sup>[20]</sup>进一步指出, 太阳和陆地磁场的变化并不能够完全解释这种巨大的  $^{14}\text{C}$  浓度变化, 其还与全球的碳循环变化相联系, 而碳循环的变化很可能与全球碳酸盐沉积和大洋热盐水环流相关. 因此, 过去 50 ka

中, 大气  $^{14}\text{C}$  浓度曾发生过显著的变化, 通常测定的  $^{14}\text{C}$  年代只有经过校正( $^{14}\text{C}$  初始浓度变化校正和半衰期校正<sup>1)</sup>)后, 才可以和其他测年方法获得的日历年代进行对比. 通过树轮及其他沉积物研究所获得的大气  $^{14}\text{C}$  浓度随时间变化的记录, 则是对测定的  $^{14}\text{C}$  年代进行校正而使之成为日历年代的基础.

然而, 由于洞穴次生碳酸盐的形成主要经历了: (1)由地表水溶解土壤中的  $\text{CO}_2$  气体形成土壤水; (2)含  $\text{CO}_2$  的土壤水沿碳酸盐岩裂隙下渗形成饱和  $\text{HCO}_3^-$  和  $\text{Ca}^{2+}$  的洞穴滴水; (3)洞穴滴水渗入洞穴后, 由于溶液中的  $\text{CO}_2$  分压远高于洞内的  $\text{CO}_2$  分压, 溶液中  $\text{CO}_2$  逸出, 或在湿度较低的情况下, 也有部分水分蒸发, 结果致使溶液中  $\text{CaCO}_3$  达到饱和, 形成  $\text{CaCO}_3$  沉淀 3 个过程, 因此影响洞穴次生碳酸盐的初始  $^{14}\text{C}$  浓度不仅与土壤  $\text{CO}_2$  的  $^{14}\text{C}$  浓度有关, 也与不含  $^{14}\text{C}$  的老灰岩围岩的混入多少有关.

通过对多个正在沉积洞穴石笋的  $^{14}\text{C}$  浓度进行测定及石笋形成所经过的地球化学过程进行分析, 根据 20 世纪 60 年代核爆造成大气  $^{14}\text{C}$  浓度的急剧增长及其对大气  $^{14}\text{C}$  浓度变化指示的研究, Genty 等人<sup>[21~23]</sup>指出土壤不同时代有机质的分解速率、包气带水与围岩(或围岩裂隙中沉积的次生碳酸盐沉积)的交换均可造成洞穴次生碳酸盐中初始  $^{14}\text{C}$  浓度的变化. 图 1 是洞穴碳酸盐中放射性  $^{14}\text{C}$  从上覆土壤经碳酸盐围岩的地球化学迁移过程, 清楚地展示了影响洞穴次生碳酸盐初始  $^{14}\text{C}$  浓度的几个因素: 植被呼吸形成土壤  $\text{CO}_2$  过程中同位素分馏所引起的土壤  $\text{CO}_2$  放射性强度的变化; 不同时代土壤有机质经微生物分解形成  $\text{CO}_2$  对土壤  $\text{CO}_2$  的贡献; 碳酸盐围岩溶解所引入“死碳”(不含放射性  $^{14}\text{C}$  的碳)比例的大小. 为此, 在次生碳酸盐  $^{14}\text{C}$  法测年过程中, 获得可靠的日历年代不仅要获得大气中初始  $^{14}\text{C}$  浓度的变化, 而且还要确定“死碳”(这里我们将由围岩混入和较老地表土壤有机质分解等一起所引入的不含放射性  $^{14}\text{C}$  的碳统称为“死碳”)混入的比例.

目前在使用  $^{14}\text{C}$  法测定洞穴次生碳酸盐时, 通常利用现代正在生长的洞穴次生碳酸盐的  $^{14}\text{C}$  测定结果计算的“死碳”混入比例或给出一定的死碳混入比例

进行校正. Li 等人<sup>[2]</sup>曾对石花洞石笋 S312 进行系统的  $^{14}\text{C}$  年代测定研究, 提出可通过系统的  $^{14}\text{C}$  年代测定, 利用直线回归的方法, 确定石笋的沉积速率, 计算石笋中“死碳”混入比例, 进而建立较可靠的年代标尺. 本文通过 TIMS 铀系测年和加速器  $^{14}\text{C}$  法测年进行对比, 定量研究洞穴次生碳酸盐中“死碳”混入比例的变化及其对  $^{14}\text{C}$  法测年的影响.

## 2 洞穴次生碳酸盐 $^{14}\text{C}$ 法测年和 TIMS 铀系法测年对比

采自于贵州都匀的石笋样品 QX-1(洞穴和样品的详细描述见文献<sup>[24]</sup>), 顶部和底部的两个样品先在美国亚利桑那大学加速器质谱实验室(Accelerator mass spectrometry (AMS) laboratory, The university of arizona)进行加速器  $^{14}\text{C}$  法定年, 同层的两个样品后又在中国科学技术大学环境地球化学实验室进行了

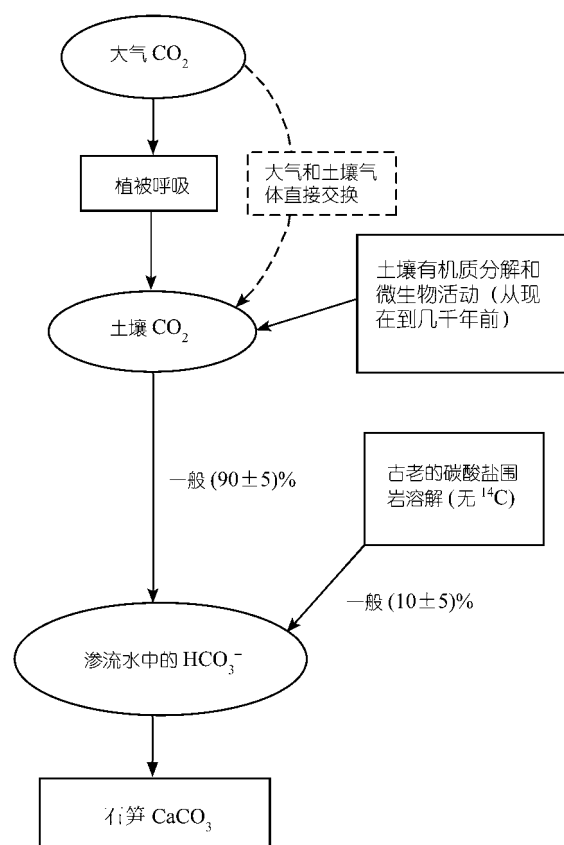


图 1 洞穴次生碳酸盐中  $^{14}\text{C}$  来源示意图<sup>[23]</sup>

1)  $^{14}\text{C}$  测年最早使用的半衰期为  $5568\pm 60$  年, 后经过多次测定确定为  $5730\pm 40$  年. 为了保证  $^{14}\text{C}$  年代之间的相互对比, 在计算  $^{14}\text{C}$  年代时半衰期仍然使用  $5568\pm 60$  年, 而在进行日历年代校正过程中, 半衰期修正为  $5730\pm 40$  年

TIMS 铀系测年. 结果分别见表 1 和表 2. 对比表 1 和表 2, 可以发现加速器测定的  $^{14}\text{C}$  年代经过校正程序 (Radiocarbon calibration program rev 4.4<sup>[10]</sup>) 校正后的日历年代, 比 TIMS 测定的铀系年龄分别偏老 870 和 1500 年, 表明有相当比例“死碳”的混入, 而年龄值相差达 630 年, 则反映了两个样品中“死碳”混入的比例有所不同.

$^{14}\text{C}$  测年过程中, “死碳”混入比例的引入或计算有两种方法. 其一, 就是在计算  $^{14}\text{C}$  年代时直接进行校正, 这时若假设“死碳”混入比例为  $X$ , 则  $^{14}\text{C}$  年代计算公式为:  $A_p = A_0 (1-X) \exp(-\lambda t)$ , 其中  $A_p$  为样品测定的  $^{14}\text{C}$  浓度(或放射性强度);  $A_0$  为初始的  $^{14}\text{C}$  放射性浓度(或放射性强度), 等于 1950 年大气  $^{14}\text{C}$  浓度(或放射性强度),  $t$  为样品的  $^{14}\text{C}$  年代, 衰变常数  $\lambda$  根据半衰期为  $5568 \pm 30$  年计算获得. 利用这种对“死碳”混入比例的校正方法, 相同“死碳”混入比例所引入的  $^{14}\text{C}$  年代偏差相同, 但经过  $^{14}\text{C}$  初始浓度和衰变常数校正后的日历年代偏差并不相同. 日历年代偏差大小不仅与初始  $^{14}\text{C}$  浓度有关, 也与样品的年龄有关. 这种方法常用于假设“死碳”混入比例为一定值时使用.

第二种方法就是计算洞穴次生碳酸盐在沉积时, “死碳”混入的真实比例. 使用这种方法计算时, 需要已知样品现代的  $^{14}\text{C}$  浓度(通过测定获得)、样品的日历年代(通过其他测年方法, 例如通过铀系测年获得)、沉积时大气的  $^{14}\text{C}$  浓度(也就是  $\delta^{14}\text{C}$ <sup>1)</sup>, 已经通过树轮、珊瑚和湖泊纹泥的研究恢复到 24 kaBP). 假设混入“死碳”的真实比例为  $X$ , 利用公式  $A_p = (1 + \delta^{14}\text{C}/1000) A_0 (1-X) \exp(-\lambda t_{\text{cal}})$  就可以计算“死碳”混入比例. 值得注意的是, 这里直接采用日历年代  $t_{\text{cal}}$ , 相应的衰变常数  $\lambda$  根据半衰期为  $5730 \pm 40$  年计算获得. 当然在获得样品的绝对年代, 并知道  $\delta^{14}\text{C}$  的情况下, 利用

两种方法都可以计算样品中定义不同的“死碳”的混入比例. 但是第二种方法则更为合理一些, 因为这种方法计算的是真实的“死碳”混入比例.

使用上述第二种方法, 我们根据铀系绝对年龄、加速器测定的现代  $^{14}\text{C}$  浓度, 以及利用树轮恢复的  $^{14}\text{C}$  初始浓度分别计算了七星洞石笋两个样品的“死碳”混入比例, 其中顶部样品死碳混入比例为  $(10.8 \pm 0.6)\%$ , 底部样品为  $(15.8 \pm 0.8)\%$ . 如果使用顶部 10.8% 的“死碳”混入比例对底部样品进行校正, 这时校正年龄与真实年龄将有 600 年左右的偏差. 这说明, 若使用相同的“死碳”混入比例对洞穴次生碳酸盐的  $^{14}\text{C}$  测年结果进行校正, 可能会引入数百年的偏差(偏差的大小取决于“死碳”混入比例的变化幅度).

本文又根据文献[7]的  $^{14}\text{C}$  年代测定结果与 Tan 等人<sup>[25]</sup>基于铀系测年并依据石笋微层计数获得的绝对年代, 利用上述第二种方法进行死碳混入比例计算(两文中的石笋为同一石笋, 且均从顶部计算样品位置, 可以直接对比), 得到了 Li 等人<sup>[2]</sup>文中 11 个  $^{14}\text{C}$  测年样品中的“死碳”混入比例(表 3). 结果表明, 文献[7]中直线回归的两组年龄数据, 其死碳混入比例分别为 15.8%~20.4% 和 0.1%~1%. 另外, 没有落在回归直线上的两个散点(样品 S312-12, S312-17)的死碳混入比例分别为 5.9% 和 10%, 这与文献[7]利用线性回归和沉积速率方法确定的“死碳”混入比例大致相当, 说明在样品沉积速率变化不大的情况下, 该模式能够得出洞穴次生碳酸盐中的“死碳”混入比例的大致范围. 但是, “死碳”比例在一定范围内的波动依然会引入较大的误差. 更重要的是, 文献[7]提出的利用回归直线的截距作为初始“死碳”混入的比例进行校正, 其根本的立足点在于石笋沉积速率没有变化或变化不大, 因此这种方法尚不能应用于沉积速率变化较大的洞穴次生碳酸盐样品.

表 1 石笋 QX-1 两个样品的  $^{14}\text{C}$  测年结果

| 样品号<br>(深度, cm)      | PM <sup>a)</sup>    | $^{14}\text{C}$ 年龄<br>/aBP | 校正年龄/aBP       | $\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$ | 死碳混入比例            |
|----------------------|---------------------|----------------------------|----------------|--------------------------------|-------------------|
| QX-1-Top (0~0.2)     | 0.8736 $\pm$ 0.0061 | 1085 $\pm$ 55              | 1030 $\pm$ 111 | -1.8                           | (10.8 $\pm$ 0.6)% |
| QX-1-Botto (32~32.2) | 0.3585 $\pm$ 0.0029 | 8240 $\pm$ 65              | 9217 $\pm$ 188 | -3                             | (15.8 $\pm$ 0.8)% |

a) PM 代表样品中的  $^{14}\text{C}$  放射性强度(或浓度)与现代(1950 年)大气  $^{14}\text{C}$  放射性强度(浓度)的比值

1) 文中采用的  $\delta^{14}\text{C}$  值均来自于文献[10]

表 2 石笋 QX-1 两个样品的 TIMS 测年结果<sup>[24]</sup>

| 样品号(深度, cm)    | U/ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ | ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ) activity | ( $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ ) activity | ( $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ ) activity | 未校正年龄/a BP    | 校正年龄 <sup>a)</sup> /aBP |
|----------------|--------------------------------------|----------------------------------------------|-----------------------------------------------|------------------------------------------------|---------------|-------------------------|
| QX-1 (0~0.2)   | 1.609 $\pm$ 0.006                    | 1.57 $\pm$ 0.05                              | 0.00371 $\pm$ 0.00025                         | 2.11 $\pm$ 0.14                                | 257 $\pm$ 17  | 157 $\pm$ 53            |
| QX-2 (32~32.2) | 8.012 $\pm$ 0.022                    | 2.19 $\pm$ 0.03                              | 0.10328 $\pm$ 0.00107                         | 863.8 $\pm$ 13.7                               | 7725 $\pm$ 83 | 7717 $\pm$ 83           |

a) 这里初始 Th 校正采用国际通用的  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}_{\text{atomic}}$  比值, 也就是 $(4.4 \pm 2.2) \times 10^{-6}$

表 3 石花洞石笋 S312  $^{14}\text{C}$  测年结果<sup>[2]</sup>及计算的“死碳”混入比例<sup>a)</sup>

| 样品号     | 距顶距离/mm | $I_t/\text{cpm} \cdot \text{g}^{-1}$ | P M                 | 死碳校正后的 $^{14}\text{C}$ 年龄/aBP <sup>[2]</sup> | 日历年代 <sup>[25]</sup> /aBP (cal) | “死碳”/% | $\delta^{14}\text{C}/\text{‰}$ |
|---------|---------|--------------------------------------|---------------------|----------------------------------------------|---------------------------------|--------|--------------------------------|
| S312-09 | 24      | 7.11 $\pm$ 0.03                      | 0.7717 $\pm$ 0.0033 | 630 $\pm$ 35                                 | 673                             | 16.3   | -0.1 $\pm$ 1.5                 |
| S312-10 | 32      | 8.34 $\pm$ 0.03                      | 0.9052 $\pm$ 0.0033 | 800 $\pm$ 115                                | 868                             | 0.1    | -14.1 $\pm$ 1.5                |
| S312-11 | 40      | 6.62 $\pm$ 0.05                      | 0.7185 $\pm$ 0.0054 | 1210 $\pm$ 40                                | 1011                            | 17.5   | -16 $\pm$ 1.5                  |
| S312-12 | 48      | 7.35 $\pm$ 0.03                      | 0.7978 $\pm$ 0.0033 | 1330 $\pm$ 90                                | 1238                            | 5.9    | -15.7 $\pm$ 1.5                |
| S312-13 | 56      | 7.68 $\pm$ 0.04                      | 0.8336 $\pm$ 0.0043 | 1460 $\pm$ 65                                | 1414                            | 0.1    | -20.5 $\pm$ 2.1                |
| S312-14 | 64      | 6.29 $\pm$ 0.05                      | 0.6827 $\pm$ 0.0054 | 1620 $\pm$ 55                                | 1602                            | 15.4   | -20 $\pm$ 1.8                  |
| S312-15 | 72      | 7.28 $\pm$ 0.04                      | 0.7902 $\pm$ 0.0043 | 1890 $\pm$ 75                                | 1746                            | 1      | -15 $\pm$ 1.3                  |
| S312-16 | 80      | 7.18 $\pm$ 0.03                      | 0.7793 $\pm$ 0.0033 | 2000 $\pm$ 80                                | 1882                            | 0.6    | -15.6 $\pm$ 2.3                |
| S312-17 | 88      | 6.40 $\pm$ 0.05                      | 0.6947 $\pm$ 0.0054 | 2200 $\pm$ 70                                | 2003                            | 10     | -17.8 $\pm$ 1.4                |
| S312-18 | 96      | 5.56 $\pm$ 0.05                      | 0.6035 $\pm$ 0.0054 | 2625 $\pm$ 20                                | 2171                            | 20.8   | -10.4 $\pm$ 1.9                |
| S312-19 | 104     | 6.74 $\pm$ 0.05                      | 0.7316 $\pm$ 0.0054 | 2510 $\pm$ 70                                | 2340                            | 2.3    | 6 $\pm$ 1.6                    |

a) 由于测年样品采样厚度为 4 mm, 根据该石笋的沉积速率计算这一厚度跨越时间 $\leq 100$  年. 因此文献[25]中的日历年代可给予约 50 年的误差, 表中就不一一列出;  $I_t$  代表测年样品的放射性强度

3 讨论和结语

研究结果表明, 洞穴次生碳酸盐沉积中, “死碳”混入比例的变化较大, 这将对洞穴次生碳酸盐的  $^{14}\text{C}$  测年的测年结果引入较大的误差; 对于沉积速率变化不大的样品, 虽然可以通过系统的  $^{14}\text{C}$  测年研究确定“死碳”混入比例的大致范围, 但仍很难获得可靠的误差较小的年代测定结果.

现在, 部分研究者拟利用洞穴石笋恢复 24 kaBP 以前大气中的  $^{14}\text{C}$  浓度, 进而建立完整的(直至 70~50 kaBP)  $^{14}\text{C}$  年代校正曲线. 但是, 根据我们计算“死碳”实际混入比例的公式, 尽管我们可以通过不平衡铀系测年方法获得洞穴次生碳酸盐高精度的日历年龄, “死碳”混入比例和  $^{14}\text{C}$  初始浓度的双重不确定对于能否利用洞穴次生碳酸盐恢复原始大气  $^{14}\text{C}$  浓度就提出了一个值得思考的问题. 当然, 如果我们能够采用其他研究方法获得“死碳”混入比例, 或确定“死碳”混入比例在整个沉积过程中没有发生变化, 那么利用洞穴次生碳酸盐重建原始大气  $^{14}\text{C}$  的浓度仍然是可行的.

致谢 安芷生研究员对本文的研究工作进行了指导, 谭明副研究员提供了石笋 S312 的日历年代资料, 并与作者进行了有益的讨论, 杨礼平高级工程师提供了诸多的指导和帮助, 在中国科学技术大学 TIMS 实验室的测年工作中得到贺剑峰硕士、夏小平同学的帮助, 在此一并表示感谢. 本工作受中国科学院知识创新项目(KZCX1-Y-05), 中国科学院知识创新方向性项目(KZCX3-SW-120)和国家重点基础研究发展规划项目(G1999043401)资助.

参 考 文 献

1 袁道先. 岩溶与全球变化, 地球科学进展, 1995, 10(5): 471~474

2 谭明, 刘东生. 洞穴碳酸盐沉积的古气候记录研究. 地球科学进展, 1996, 11(4): 388~395

3 沈冠军. 钟乳石铀系年龄与洞穴遗址年代测定. 贵州大学学报(自然科学版), 1991, 8(2): 114~120

4 彭子成. 第四纪年龄测定的新技术——热电离质谱铀系法的发展近况, 第四纪研究, 1997, (3): 259~264

5 汪永进, Hai Cheng, 陆从伦, 等. 南京汤山洞穴碳酸盐沉积物的电离质谱铀系年代. 科学通报, 1999, 44(14): 1548~1551

6 彭子成, 王兆荣, 孙卫东, 等. 高精度热电离质谱(TIMs)铀系法对第四纪标样年龄测定的研究. 科学通报, 1997, 42(19):

2090~2093

- 7 Li H C, Ku T L, Chen W J, et al. Isotope studies of Shihua Cave, Beijing(II): radiocarbon dating and age correction of stalagmite. 地震地质, 1996, 18(4): 329~338 (In English)
- 8 Levin I, Graul R, Trivett N B A. Long-term observations of atmospheric CO<sub>2</sub> and carbon isotopes at continental sites in Germany. Tellus, 1995, 47B: 23~24[DOI]
- 9 Stuiver M, Braziunas T F, Becker B, et al. Climatic, solar, oceanic, and geomagnetic influences on late-glacial and Holocene atmospheric <sup>14</sup>C/<sup>12</sup>C change. Quaternary Research, 1991, 35: 1~24[DOI]
- 10 Stuiver M, Reimer P J, Bard E, et al., Intcal98 radiocarbon age calibration, 24000-0 cal BP. Radiocarbon, 1998, 40(3): 1041~1083
- 11 Bard E. Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1998, 62(12): 2025~2038[DOI]
- 12 Burr G S, Beck J W, Taylor F W, et al. A high resolution radiocarbon calibration between 11,700 and 12,400 calendar years B.P. derived from <sup>230</sup>Th ages of corals from Espirito Santo island, Vanuatu. Radiocarbon, 1998, 40(3): 1093~1105
- 13 Edwards R L, Beck J W, Burr G S, et al. A Large drop in atmospheric <sup>14</sup>C/<sup>12</sup>C and reduced melting in the Younger Dryas, documented with <sup>230</sup>Th ages of corals. Science, 1993, 260: 962~967
- 14 Yokoyama Y, Esat T M, Lambeck K, et al., Last ice age millennial scale climate changes recorded in Huon Peninsula corals. Radiocarbon, 2000, 42(3): 383~401
- 15 Schramm A, Mordechai S, Goldstein S L. Calibration of the <sup>14</sup>C time scale to >40 ka by <sup>234</sup>U-<sup>230</sup>Th dating of Lake Lisan sediments (last glacial Dead Sea). Earth and Planetary Science Letters, 2000, 175: 27~40[DOI]
- 16 Voelker A H L, Sarnthein M, Grootes P M, et al. Correlation of Marine <sup>14</sup>C ages from the nordic seas with the GISP2 isotope record: implications for <sup>14</sup>C calibration beyond 25ka BP. Radiocarbon, 1998, 40(1): 517~534
- 17 Beer J, Joos C F, Lukasczyk C, et al. <sup>10</sup>Be as an indicator of solar variability and climate. In: Nesme-Ribes, E, ed. The Solar engine and its Influence on Terrestrial Atmosphere and Climate. Vol I. Berlin: NATO ASI Springer, 1994. 221~233
- 18 Frank M, Schwarz B, Baumann S, et al. A 200 kyr record of cosmogenic radionuclide production rate and geomagnetic field intensity from <sup>10</sup>Be in globally stacked deep-sea sediments. Earth and Planetary Science Letters, 1997, 149(1-4): 121~129[DOI]
- 19 Muscheler R, Beer J, Wagner G, et al. Changes in deep-water formation during the Younger Dryas event inferred from <sup>10</sup>Be and <sup>14</sup>C records. Nature, 2000, 408: 567~570[DOI]
- 20 Beck J W, Richards D A, Edwards R L, et al., Extremely large variations of atmospheric <sup>14</sup>C concentration during the last glacial period. Science, 2001, 292: 2453~2458[DOI]
- 21 Genty D, Vokal B, Obelic B, et al. Bomb <sup>14</sup>C time history recorded in two modern stalagmites: importance for soil organic matter dynamics and bomb <sup>14</sup>C distribution over continents. Earth and Planetary Science Letters, 1998, 160: 795~809[DOI]
- 22 Genty D, Massault M. Carbon transfer dynamics from bomb <sup>14</sup>C and  $\delta^{13}\text{C}$  time series of a laminated stalagmite from SW France - Modeling and comparison with other stalagmite records. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1999, 63(10): 1537~1548[DOI]
- 23 Genty D, Baker A, Massault M, et al. Dead carbon in stalagmites: carbonate bedrock paleodissolution vs. ageing of soil organic matter. Implications for  $\delta^{13}\text{C}$  variations in speleothems. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2001, 65(20): 3443~3457[DOI]
- 24 蔡演军, 彭子成, 安芷生, 等. 贵州七星洞全新世石笋的氧同位素记录及其指示的季风气候变化. 科学通报, 2001, 46(16): 1398~1402[摘要] [PDF]
- 25 Tan M, Liu T S, Hou J Z, et al. Cyclic rapid warming on centennial-scale revealed by a 2650-year stalagmite record of warm season temperature. Geophysical Research Letters, 2003, 30(12): 1617~1620

(2004-09-10 收稿, 2004-12-20 收修改稿)