

有机质分解对青海湖湖水溶解无机碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$)的影响及其指示意义——来自沉积物捕获器的研究

汪进^{1,2}, 金章东^{1,3}, 张 飞¹

(1. 中国科学院地球环境研究所 黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710075;
2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 西安交通大学 人居环境与建筑工程学院, 西安 710049)

摘要:青海湖沉积物稳定碳同位素常常被用来指示古环境的变化,然而准确地解译其信号需要充分认识溶解无机碳同位素比值($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$)变化及其控制因素。本文利用沉积物捕获器连续一年收集的青海湖湖水及颗粒物,通过其中湖水的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 和细颗粒沉积物中碳酸盐稳定碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$)的同步分析,结合湖水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 的垂直分布和表层沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 及有机碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$),探讨了有机质分解在 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 中的调节作用。结果表明,从沉积物捕获器中获得的湖水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 的变化主要受控于与外界隔绝后(微)生物对有机质的分解作用,但这种(微)生物分解作用并不会影响到 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 比值。这些现象反映了(1)还原环境下(微)生物对有机质的分解作用对水体 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 有重要影响和(2)青海湖自生碳酸盐主要从上层湖水沉淀,且形成后不再与周围水体发生交换作用。

关键词:沉积物捕获器;溶解无机碳;稳定碳同位素;有机质分解;青海湖

中图分类号: P597.2 **文献标志码:** A **文章编号:** 1674-9901(2013)03-1322-06

Effect of organic-matter degradation on dissolved inorganic stable carbon isotopic compositions ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) and its implications in Lake Qinghai: A time-series sediment trap study

WANG Jin^{1,2}, JIN Zhang-dong^{1,3}, ZHANG Fei¹

(1. State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710075, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. School of Human Settlement and Civil Engineering, Xi'an Jiaotong University, Xi'an 710049, China)

Abstract: The stable carbon isotopes in sediment have been widely used to indicate the paleo-environment changes in Lake Qinghai. A better understanding of the controlling factors of dissolved inorganic carbon (DIC) isotopic composition ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) is of significance to withdraw the sedimentary carbon isotopic signal. In this study, the samples of lake water and settling particles collected *in situ* by a time-series sediment trap over a whole year in Lake Qinghai were used to synchronously measure stable carbon isotopic compositions of DIC in waters ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) and fine-grain carbonates in sediments ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$). The impacts of organic-matter degradation on $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ of lake water and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ of authigenic carbonates in the sediment trap were discussed, by combining with $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ profile of lake water with water depth and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and organic carbon isotopic ratios ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) of surface sediments in Lake Qinghai. The results indicated that the $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ of lake water samples in the sediment trap was regulated by the organic-matter

degradation by (micro-)organism after the sample bottles were sealed when the collection was completed, but not for $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ of authigenic carbonates of the settling particles. These observations suggested (1) that there was significant impact of organic-matter degradation by (micro-)organism on water $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ under a closed reducing (micro-)environment and (2) that the precipitation of authigenic carbonate was precipitated mostly in the surface water, with limited interaction with ambient water after its precipitation.

Key words: Sediment trap; dissolved inorganic carbon; stable carbon isotope; organic-matter degradation; Lake Qinghai

湖泊沉积物的稳定碳同位素常常用来指示湖沼中的生物生产力、植被、降雨与蒸发等的变化(如 Lamb et al, 2007; Lane et al, 2008; Henderson et al, 2010; Li et al, 2012)。青海湖流域受东亚和印度夏季风及西风的影响,对气候变化敏感,因此得到古气候、古环境学者的青睐(Henderson and Holmes, 2009; An et al, 2012)。近年来,青海湖沉积物的稳定碳同位素研究也取得了一些有益的认识。例如,刘兴起等(2003)利用青海湖 16 ka 以来的沉积物有机碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)的变化,探讨了不同时间阶段同位素变化的控制因素及其所反映的季风气候变化;Xu et al(2006)分析了青海湖表层沉积物中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和碳酸盐碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$),认为其碳同位素主要反映了流域温度和蒸发的变化;Li et al(2012)则认为控制青海湖沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 变化的最终因素是湖水的盐度。由于沉积物中稳定碳同位素是由湖水溶解无机碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$)以及 DIC 与沉降碳酸盐之间的分馏系数所决定(Lee et al, 1987; Li et al, 2012),而影响湖水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 的因素众多,因此青海湖沉积物稳定碳同位素的控制因素及其所代表的环境意义还存在不同的认识和争议。所以,要想准确地解译青海湖沉积物 $\delta^{13}\text{C}$ 的指示意义必须先认识湖水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 的控制因素。

湖水的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 受到不同来源碳的输入和输出通量及其过程的影响。其中,输入过程包括:大气二氧化碳在水体中的溶解、有机物质的呼吸和分解、地表水和地下水的流入、方解石溶解和甲烷氧化等;输出过程则包括二氧化碳的逃逸、方解石沉淀、水生生物的光合作用及湖水的流出等(Bade et al, 2004)。长期以来,有机物的新陈代谢被认为是影响湖体 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 变化的一个关键因素(Oana and Deevey, 1960)。早期的研究发现,在生物的光合作用过程中,无机碳转化为有机碳,富含 ^{12}C 的无机碳会被藻类优先吸收,进而导致水体 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值增高;而在有机物分解和呼吸过程中, ^{12}C 优先释放出来,而使水体 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值降低(Leng and Marshall, 2004; Eastwood et al, 2007)。因此,生物的新陈代谢常常是影响湖水

$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 垂直变化和季节性变化的主要原因(Lee et al, 1987; Aravena et al, 1992)。有研究者认为,青海湖的初级生产量较小,生物作用不足以对湖水的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 产生较大的影响(Xu et al, 2006; Li et al, 2012)。因此,在青海湖湖水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 和沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 的解译中,(微)生物作用及其对有机质降解的影响往往被排除或忽视。

本研究利用放置于青海湖的沉积物捕获器连续收集到季节性湖水的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 和细颗粒沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 的同步分析,结合分层水样的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 以及湖泊表层沉积物的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 组成,探讨了在封闭系统中湖水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值随时间的变化及其影响因素,提出了(微)生物对有机质的分解是造成捕获器中湖水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 显著降低的决定因素。这对于湖水化学演化、自生碳酸盐形成以及利用钻孔中的 $\delta^{13}\text{C}$ 重建古气候和古环境变化具有重要的启示意义。

1 样品与实验分析

本研究所采用的样品是 2011 年 10 月 8 日到 2012 年 10 月 25 日期间在青海湖南盆获得的 13 个季节性湖水和自然沉降颗粒物样品。这些湖水和颗粒物样品是通过 Mark 8-13 型时间序列沉积物捕获器原位连续获取的,每个样品收集的时间则是通过电子步进电机齿轮牵引自动控制的,每次采样前后,每个样品瓶均是密闭的(工作原理见金章东等, 2013a, 本专辑)。前 12 个样品的采集时间均为 28 天,最后一个样品的收集时间是 15 天。同时,在沉积物捕获器放置的附近,我们用管式取样器分层采了 16 个湖水样品,采样间隔为 2 m。

所有湖水样品现场经 Whatman[®] 0.2 μm 孔径的尼龙滤纸过滤,装入塑料瓶密封后带回实验室冷藏。对于颗粒物样品,采用 63 μm 孔径的筛子筛出细颗粒物,烘干后用于实验分析。采用正磷酸法测量所有湖水样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 组成:在真空条件下将磷酸与湖水样品反应生成的 CO_2 ,用液氮冷阱收集纯化 CO_2 后,送入 Finigan-MAT251 气体稳定同位素质谱仪进行碳同位素分析,测试误差约为 $\pm 0.1\%$ 。同

时,我们还采用同样的正磷酸法在 Finigan-MAT252 上分析了 <63 μm 细颗粒中碳酸盐组分的碳同位素组成 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$), 测量精度在 0.2‰ 以内。测得所有 $\delta^{13}\text{C}$ 结果均以 VPDB 为标准。这些分析均是在中国科学院地球环境研究所稳定同位素实验室完成的。

2 结果与讨论

2.1 青海湖湖水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 的垂直分布

青海湖不同深度湖水的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 的变化范围为 +0.42‰ ~ +1.16‰, 波动较为平缓, 平均值为 +0.72‰ \pm 0.22‰ (表 1, 图 1)。这些数据与前人的实验结果接近 (-1.66‰ ~ +1.03‰, 图 2; Li et al (2012)), 表明青海湖湖水具有较为均一的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 组成。湖表面的水接近于平均值, 在离湖面 2 m、6 m 和底部的湖水 DIC 中贫 ^{13}C , 而在离湖面 14 m 和 16 m 处湖水的 DIC 最为富集, $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 达到了 +1.16‰。

表 1 青海湖溶解无机碳稳定同位素 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) 的垂直分布

Table 1 Dissolved inorganic carbon isotopic ratios ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) of lake water with water depth in Lake Qinghai

样号	湖水深度 (m)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ (VPDB, ‰)
QH1-0	0	+0.85
QH1-1	2	+0.42
QH1-2	4	+0.69
QH1-3	6	+0.46
QH1-4	8	+0.75
QH1-5	10	+0.99
QH1-6	12	+0.93
QH1-7	14	+1.16
QH1-8	16	+1.16
QH1-9	18	+0.93
QH1-10	20	+0.74
QH1-11	22	+0.82
QH1-12	24	+0.70
QH1-13	26	+0.84
QH1-14	28	+0.54
QH1-15	30	+0.69

控制湖水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 的最主要的三个因素包括: 与大气二氧化碳的交换、河水和地下水的流入、生物呼吸和光合作用。大气中 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 约为 -7‰, 溶解碳酸盐和大气 CO_2 的碳同位素分馏系数在 0°C 条件下为 9.2‰, 在 30°C 条件下则为 6.8‰ (Deuser and Degens, 1967), 因此在不受其他因素影响的情况下, 自然湖水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值应为 0 ~ 2.0‰。本研究的垂

直分层样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 均在此范围内, 这表明巨大的青海湖湖水与大气 CO_2 有充足的交换时间, 两者碳同位素接近平衡状态。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 微弱的季节变化 (Li et al, 2012) 和较为均一的垂直分布, 进一步说明青海湖湖水的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 处于一种同位素分馏的平衡状态, 由此我们认为正常情形下青海湖湖水的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 主要受控于湖水与大气的交换作用。

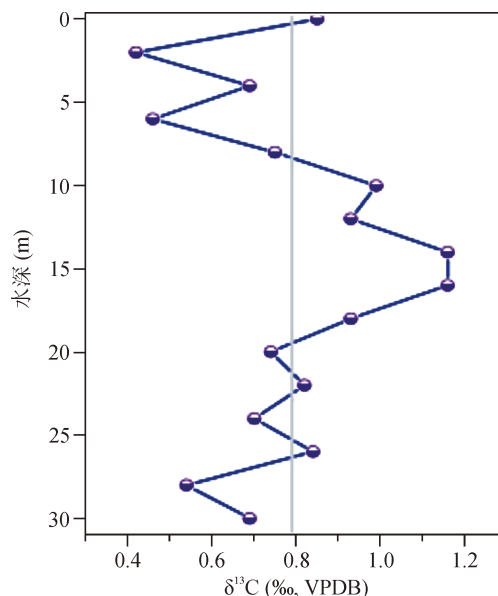


图 1 青海湖溶解无机碳稳定同位素 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) 随水深变化
灰色竖线为平均值

Fig. 1 Dissolved inorganic carbon isotopic ratio ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) profile versus water depth in Lake Qinghai
Gray line marking an average value of $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$.

2.2 自生碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 的组成

分析结果表明, 沉积物中 <63 μm 细颗粒中碳酸盐组分的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 组成也较为均一 (图 3), 除了第一个样品值较低 (+1.66‰) 外, 其他样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 变化于 +2.25‰ ~ +3.38‰, 平均值为 +3.05‰ \pm 0.38‰ (表 2)。这些值接近于 2010—2011 年的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (李燕和金章东, 2013) 和前人发表的青海湖表层沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (+1.96‰ ~ +3.14‰, Li et al, 2012)。矿物学研究表明, 沉积物捕获器所获得的颗粒物中的碳酸盐矿物主要是从湖水中直接沉淀的自生成因的方解石和文石 (金章东等, 2013b)。因此, 我们测量的细颗粒碳酸盐主要为自生碳酸盐, 而自生碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 是与形成水体中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 紧密相关的。

目前, 青海湖湖水处于碳酸盐过饱和状态, 其

DIC 平均含量为 $24 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$, 是海水 ($2 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$) 的 10 倍 (Zeebe and Wolf-Gladrow, 2005), 明显地高于入湖河水和地下水的 DIC 浓度 ($0.3 \sim 3.5 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$), 而其 Ca^{2+} 浓度仅为 $0.28 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$, 远远低于河水和地下水 ($1.4 \sim 2.2 \text{ mmol}\cdot\text{L}^{-1}$) (金章东, 2010), 属于贫钙型 (Ca-limited) 水体。在此情形下, 由流域水体带入湖泊的 Ca^{2+} 和 DIC 通过自生碳酸盐沉淀迅速转入沉积物 (金章东, 2010), 而这种沉淀过程主要发生于水体上层 (Wei and Gasse, 1999; Henderson et al, 2003; 金章东等, 2013b), 因此生成的自生碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 反映的是水体上层 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 特征。这与上述湖水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 和自生碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 组成均较为均一的事实相吻合。同时, 我们注意到青海湖 2~8 m 湖水的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 偏负 (图 1), 这可能与这些主要形成于水体上层、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 系统高于湖水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 的自生碳酸盐沉淀有关。

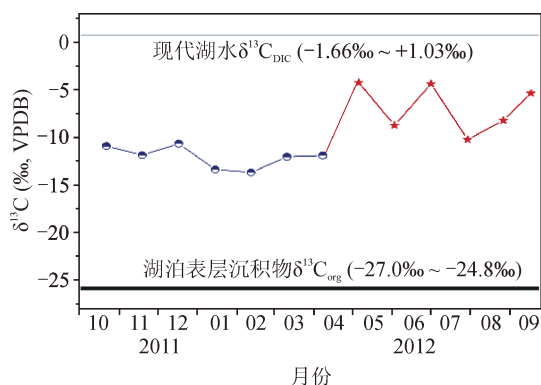


图 2 沉积物捕获器在不同时间收集的湖水溶解无机碳稳定同位素 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$)

上部灰色阴影代表是青海湖现代湖水的平均 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, 下部黑色阴影代表的是青海湖表层沉积物有机碳同位素 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) (数据来自 Xu et al, 2006)

Fig. 2 Dissolved inorganic carbon isotopic ratios ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) of lake water collected by the sediment trap in Lake Qinghai

The top gray bar is the average $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ values of lake water in open Lake Qinghai and the bottom black bar is the average values of surface sediment organic carbon isotopic ratios ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) in Lake Qinghai (data from Xu et al, 2006)

2.3 沉积物捕获器中湖水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 组成及其变化

与自生碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和自然开放水体中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 组成均较为均一的特征不同, 沉积物捕获器中收集的青海湖湖水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 组成具有明显的季节性变化, 且比自然开放湖水的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 显著偏负。表 2 和图 2 为沉积物捕获器于 2011 年 10 月到 2012 年 10 月一年期间在青海湖南盆收集的 13 个湖水样品

中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 数据及其季节性变化。数据显示, 这些湖水的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 变化于 -13.71‰ 至 -4.02‰ , 平均值为 -9.69‰ , 标准偏差达到 3.25‰ 。其中, 2011 年 10 月 8 日至 2012 年 4 月 22 日期间湖水的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 更负, 平均值为 -12.09‰ , 而从 2012 年 4 月 22 日至 2012 年 9 月 25 日的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 相对偏正, 平均值为 -6.84‰ 。那么, 这些比正常开放情形下采集的表层和不同深度湖水样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 明显偏负是什么因素造成的呢? 因为这么大的差别并不可能由盐度、温度等湖水本身物理性质的波动造成的 (Li et al, 2012)。

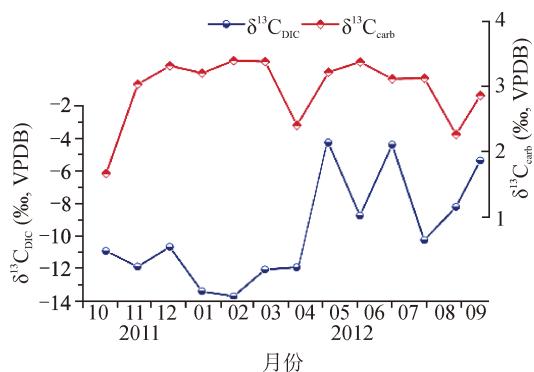


图 3 青海湖沉积物捕获器收集自生碳酸盐碳同位素比值 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) 和溶解无机碳稳定同位素比值 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) 季节性变化的对比

Fig. 3 Seasonal variations in carbon isotopic ratios of authigenic carbonate ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) in $<63 \mu\text{m}$ fraction of particles and dissolved inorganic carbon isotopic ratios ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) of lake water collected by the sediment trap in Lake Qinghai.

控制湖水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 的三个主要因素中, 虽然青海湖流域河水的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ (-6.51‰ , Xu et al (2006)) 较湖水偏负, 但是河水和地下水的供给不可能引起巨量的青海湖湖水的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 如此大的降低, 即使有, 也只会发生在雨季。考虑到沉积物捕获器中每一个样品被收集后处于一种完全封闭的状态, 湖水和沉降的颗粒物形成一个独立的微环境, 也将处于一种物质守恒状态。那么, 这些在较长时间 (根据收集时间, 11 个月至半个月不等) 保存在 250 mL 瓶子中湖水的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 从初始 $0 \sim 2\text{‰}$ 降低了约 10‰ 左右, 可能的原因有二: 一是水体中的 ^{13}C 优先于 ^{12}C 以自生碳酸盐的形式沉淀下来; 二是, 颗粒物中的比 ^{13}C 更多的 ^{12}C 因某种机制重新进入水体, 致使水体 DIC 中的 ^{13}C 相对亏损。如上所述, 青海湖内自生碳酸盐的确有相对于湖水 DIC 偏正的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 组成, 但是其与 DIC 之间的碳同位素分馏系数只约为 2‰ , 加之这

种贫 Ca^{2+} 型的湖水,不可能造成 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 如此偏负的湖水,更不可能引起如此大的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 季节性变化,两者也缺乏相关性(图3)。

在此,我们认为(微)生物对颗粒物中有机质的分解是造成这些样品采集后处于封闭环境的湖水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 大幅度降低的主要原因,因为大量的研究表明(微)生物作用在湖泊物质循环和稳定同位素分馏中起着重要的作用(如 Degens, 1969; Li and Ku, 1997; Striegl et al. 2001; Leng and Marshall, 2004)。水生植物的光合作用可以使水体的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 升高达6‰(Li and Ku, 1997; Leng and Marshall, 2004),而有机物的呼吸和分解可以很大程度上降低 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 的值,使得湖泊的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 降到-20‰左右(Degens, 1969),甚至达到-26‰(Striegl et al, 2001)。由于较深的水体及相对寒冷的环境,青海湖表层沉积物中含有大量的有机质,其总有机碳(TOC)平均含量为3.40%,且其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 为-27.0‰~-24.8‰(平均值为-26.1‰)(Xu et al, 2006)(图2)。因此,当捕获器采集的湖水和颗粒物较长时间地处在一个封闭的、厌氧的微环境中,其中具有低 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的有机质经过(微)生物的分解,完全可以使得其中的湖水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 大大降低。由于每个样品从收集到分析所经历的时间长短不一样,更早收集样品中因(微)生物分解和呼吸时间长,分解相对充分,从而造成这些湖水具有更负的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 组成。另一方面,自生碳酸盐较为均一的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 则表明,其沉淀后 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 基本不受这些低 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 湖水的影响。

由于平均水深达22 m,青海湖沉积物-水交界面光合作用较弱,往往处于的厌氧还原环境,类似于沉积物捕获器收集样品后的微环境,那么保留于沉积物中的有机质可能已经经历了,或者还在经历,(微)生物的分解,这种分解作用也可能是造成图1所示下部湖水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 偏低的主要原因。因此,(微)生物分解有机质对 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 的影响将对沉积物中自生碳酸盐和/或生物壳体的碳同位素的解释具有一定的指示意义,因为这些碳酸盐均是从水体中直接吸收DIC的。

3 结论

通过沉积物捕获器收集到的不同季节的青海湖湖水样品 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 和细颗粒物中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 的同步分析,结合青海湖分层湖水的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 值以及表层沉积物中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$,我们得出以下结论:

(1)青海湖自然开放的湖水具有均一的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 组成,主要受控于大气 CO_2 和水体的交换,且接近平衡分馏。

(2)青海湖沉积物的自生碳酸盐沉淀作用主要发生于上层湖水,具有较均一的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 组成,且沉淀后基本不再受湖水组成的影响。

表2 青海湖沉积物捕获器 2011/10/8—2012/9/25 收集的13个样品中湖水的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 和 $<63\ \mu\text{m}$ 组中自生碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$

Table 2 Dissolved inorganic carbon isotopic ratios ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) of lake water and carbon isotopic ratio of authigenic carbonate ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) in $<63\ \mu\text{m}$ fraction of particles collected by a sediment trap in Lake Qinghai during October 8, 2011 and September 25, 2012

样号	采样时间	$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (‰)
ST-4-1	2011/10/8—2011/11/5	-10.93	+1.66
ST-4-2	2011/11/5—2011/12/3	-11.89	+3.03
ST-4-3	2011/12/3—2012/1/1	-10.68	+3.31
ST-4-4	2012/1/1—2012/1/29	-13.40	+3.20
ST-4-5	2012/1/29—2012/2/26	-13.71	+3.39
ST-4-6	2012/2/26—2012/3/25	-12.07	+3.37
ST-4-7	2012/3/25—2012/4/22	-11.93	+2.40
ST-4-8	2012/4/22—2012/5/20	-4.28	+3.21
ST-4-9	2012/5/20—2012/6/17	-8.76	+3.37
ST-4-10	2012/6/17—2012/7/16	-4.41	+3.11
ST-4-11	2012/7/16—2012/8/13	-10.26	+3.12
ST-4-12	2012/8/13—2012/9/10	-8.23	+2.25
ST-4-13	2012/9/10—2012/9/25	-5.39	+2.85

(3)由于处于封闭还原微环境,(微)生物对有机质的分解导致沉积物捕获器收集的湖水样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 较自然开放湖水显著偏负。这对于沉积物孔隙水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 影响因素的认识、深水湖泊自生/生物碳酸盐碳同位素的环境信息提取具有参考价值。

致谢:中科院地球环境研究所李燕对本研究样品的测试,沉积物捕获器工程师张小波和徐栋,课题组成员周玲、万的军、金玉安、王玉娇、彭玉梅、贺茂勇在仪器回收和布放中给予的帮助,在此一并给予感谢!

参考文献

- 金章东. 2010. 青海湖的无机碳收支[J]. 第四纪研究, 30(6): 1162—1168. [Jin Z D. 2010. The inorganic carbon budget of Lake Qinghai [J]. *Quaternary Sciences*, 30(6): 1162—1168.]
- 金章东,张 飞,游镇烽,等. 2013a. 时间序列沉积物捕获器

- (sediment trap)及其在青海湖的放置[J]. *地球环境学报*, 4(3): 1301–1305. [Jin Z D, Zhang F, You C F, et al. 2013a. Time-series sediment trap and a deployment in Lake Qinghai [J]. *Journal of Earth Environment*, 4(3): 1301–1305.]
- 金章东, 张飞, 李福春, 等. 2013b. 青海湖湖水性质、颗粒物沉积通量季节和年际变化——来自沉积物捕获器的研究[J]. *地球环境学报*, 4(3): 1306–1313. [Jin Z D, Zhang F, Li F C, et al. 2013. Seasonal and interannual variations of the lake water parameters and particle flux in Lake Qinghai: A time-series sediment trap study [J]. *Journal of Earth Environment*, 4(3): 1306–1313.]
- 李燕, 金章东. 2013. 青海湖介形虫壳体丰度与氧碳同位素的季节和年际变化及其控制因素——来自沉积物捕获器的研究[J]. *地球环境学报*, 4(3): 1328–1337. [Li Y, Jin Z D. 2013. Seasonal and interannual variations in abundance and oxygen-carbon isotopic compositions of ostracod shells from Lake Qinghai and their control factors: A case study on the sediment trap [J]. *Journal of Earth Environment*, 4(3): 1328–1337.]
- 刘兴起, 王苏民, 沈吉, 等. 2006. 16 ka 以来青海湖沉积物有机碳同位素的变化特征及其影响因素[J]. *自然科学进展*, 13(2): 169–173. [Liu X Q, Wang S M, Shen J, et al. 2006. Variation and the controlling factors of organic carbon isotope composition of Lake Qinghai sediment since 16 ka [J]. *Progress in Natural Science*, 13(2): 169–173.]
- An Z S, Colman S M, Zhou W J, et al. 2012. Interplay between the Westerlies and Asian monsoon recorded in Lake Qinghai sediments since 32 ka [J]. *Scientific Reports*, 2: 619, doi: 10.1038/srep00619.
- Aravena R, Warner B G, MacDonald G M, et al. 1992. Carbon isotope composition of lake sediments in relation to lake productivity and radiocarbon dating [J]. *Quaternary Research*, 37(3): 333–345.
- Bade D L, Carpenter S R, Cole J J, et al. 2004. Controls of $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ in lakes: geochemistry, lake metabolism, and morphometry [J]. *Limnology and Oceanography*, 49: 1160–1172.
- Degens E T. 1969. Biochemistry of stable carbon isotopes [M]// Eglinton G, Murphy M J. Organic geochemistry-methods and results. Springer-Verlag, 304–356.
- Deuser W G, Degens E T. 1967. Carbon isotope fractionation in the system $\text{CO}_2(\text{gas})-\text{CO}_2(\text{aqueous})-\text{HCO}_3^-(\text{aqueous})$ [J]. *Science*, 215: 1033–1035.
- Eastwood W J, Leng M J, Roberts N, et al. 2007. Holocene climate change in the eastern Mediterranean region: a comparison of stable isotope and pollen data from a lake record in southwest Turkey [J]. *Journal of Quaternary Science*, 22: 327–341.
- Henderson A C G, Holmes J A. 2009. Palaeolimnological evidence for environmental change over the past millennium from Lake Qinghai sediments: A review and future research prospective [J]. *Quaternary International*, 194: 134–147.
- Henderson A C G, Holmes J A, Leng M J. 2010. Late Holocene isotope hydrology of Lake Qinghai, NE Tibetan Plateau: effective moisture variability and atmospheric circulation changes [J]. *Quaternary Science Reviews*, 29: 2215–2223.
- Lamb H F, Leng M J, Telford R J, et al. 2007. Oxygen and carbon isotope composition of authigenic carbonate from an Ethiopian lake: a climate record of the last 2000 years [J]. *The Holocene*, 17(4): 517–526.
- Lane C S, Mora C I, Horn S P, et al. 2008. Sensitivity of bulk sedimentary stable carbon isotopes to prehistoric forest clearance and maize agriculture [J]. *Journal of Archaeological Science*, 35: 2119–2132.
- Lee C, Mckenzie J A, Sturm M. 1987. Carbon isotope fractionation and changes in the flux and composition of particulate matter resulting from biological-activity during a sediment trap experiment in Lake Greifen, Switzerland [J]. *Limnology and Oceanography*, 32: 83–96.
- Leng M J, Marshall J D. 2004. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives [J]. *Quaternary Science Reviews*, 23: 811–831.
- Li H C, Ku T L. 1997. $\delta^{13}\text{C}-\delta^{18}\text{O}$ covariance as a paleohydrological indicator for closed basin lakes [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 133: 69–80.
- Li X Z, Liu W G, Xu L. 2012. Carbon isotopes in surface-sediment carbonates of modern Lake Qinghai (Qinghai – Tibet Plateau): Implications for lake evolution in arid areas [J]. *Chemical Geology*, 300–301: 88–96.
- Oana S, Deevey E S. 1960. Carbon 13 in lake waters and its possible bearing on paleolimnology [J]. *American Journal of Science*, 258: 253–272.
- Striegl R G, Kortelainen P, Chanton J P, et al. 2001. Carbon dioxide partial pressure and ^{13}C content of north temperate and boreal lakes at spring ice melt [J]. *Limnology and Oceanography*, 46: 941–945.
- Wei K Q, Gasse F. 1999. Oxygen isotopes in lacustrine carbonates of West China revisited: implications for post glacial changes in summer monsoon circulation [J]. *Quaternary Science Reviews*, 18: 1315–1334.
- Xu H, Ai L, Tan L, et al. 2006. Stable isotopes in bulk carbonates and organic matter in recent sediments of Lake Qinghai and their climatic implications [J]. *Chemical Geology*, 235: 262–275.
- Zeebe R E, Wolf-Gladrow D. 2005. CO_2 in Seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes (Volume 65) [M]. Amsterdam: Elsevier, 20–22.