湖泊自生碳酸盐碳同位素在环境变化中的应用

曾 承
(阜阳师范学院社会发展学院, 安徽 阜阳 236041)

摘 要: 湖泊自生碳酸盐碳同位素组成($\delta^{13}C_c$)在区域气候与环境变化方面的应用研究近年来进展迅速, 成果显著, 保存在各类湖泊沉积物柱芯中的 $\delta^{13}C_c$记录揭示了湖表水体与大气 CO_2的交换程度、暖季降水量的多少、流域 C_3和 C_4植被变化情况、水生生物光合作用或呼吸作用强弱、湖泊生产力大小、湖泊水体化学特征、湖水不同深度层的有机质变化过程等重要的气候和环境信息; 对此进行归纳和述评。

关键词: 湖泊自生碳酸盐; 碳同位素; 环境变化
中图分类号: P597.2 文献标识码: A 文章编号: 1008-858X(2010)02-0001-06

近年来, 众多学者利用湖泊碳酸盐碳同位素组成($\delta^{13}C_c$)的变化对古气候及古环境进行研究[1-10], 湖泊 $\delta^{13}C_c$可能反映了碳酸盐沉淀时总溶解无机碳(TDIC)的碳同位素组成($\delta^{13}C_{TDIC}$)及其变化, 无机碳酸盐 $\delta^{13}C$主要反映湖水表层 $\delta^{13}C_{TDIC}$; 生物碳酸盐 $\delta^{13}C$主要反映湖水底层 $\delta^{13}C_{TDIC}$。湖水表层 $\delta^{13}C_{TDIC}$所受的影响包括来自流域的影响和来自湖泊表层水体的影响。其中流域影响主要为汇水区内补给水的 $\delta^{13}C$, 地下水及河水 TDIC的 $\delta^{13}C$低于湖水 $\delta^{13}C$(但岩溶地区的地下水一般含有较高的 $\delta^{13}C$), 一般在 -10‰~-15‰之间, 其中的 C源主要来自流域土壤产生的 CO_2或植物呼吸产生的 CO_2[3-6]。湖泊表层水体影响十分复杂, 包括浮游植物和水生植物及藻类的光合作用、水溶 CO_2浓度、大气 CO_2与湖水 DIC池的交换程度、湖水中无机碳的滞留时间、冰冻时间、较小盐湖 CO_2的放气作用、湖水硬度、盐度、矿化度、湖泊生产力、温度、湖水蒸发降水比(E/P)等等。湖水底层 $\delta^{13}C_{TDIC}$的影响包括有机质降解使湖底的 DIC池中富集 ^{12}C, 有机质腐烂释放 ^{12}C进 TDIC[1]等。随着有机质的下沉和氧化, 在底部水体中放出富含 ^{12}C的 CO_2。此外, 细菌作用的大小、湖水水化学、湖水深浅、湖水是否分层、湖水混合是否均匀、pH值及温度等因素都会影响湖泊碳酸盐的 $\delta^{13}C$组成。鉴于湖泊 $\delta^{13}C_c$在环境变化研究中显示出的重要作用, 本文对前人的主要研究成果, 尤其是最近十余年的研究进展作扼要的介绍和必要的简评。

1 研究现状

1.1 反映湖表水体与大气 CO_2的交换程度

湖泊表层水体所含 CO_2与大气 CO_2交换会导致湖泊 $\delta^{13}C_c$增大, 尤其是当湖水 CO_2压力低于大气 CO_2压力时(如 pH高时), 这种增大是由湖水及湖水中无机碳的滞留时间增加所致[5]。

1.2 反映暖季降水量的多少

通过对 1999年所采错鄂 CE-1孔自生碳酸盐碳同位素与 1955~1999年暖季(5~10月)器测降水、气温资料的统计分析, 获取了自

收稿日期: 2009-09-10; 修回日期: 2009-12-31
基金项目: 国家自然科学基金(40872114); 安徽省高校省级优秀青年人才基金项目(2010SQRW113); 安徽省高校省级人文社会科学研究项目(2010SR337); 安徽省教育科学规划项目(JC09160); 阜阳师范学院教学研究项目(2008JYXM45)
作者简介: 曾承(1975-), 男, 博士, 副教授, 主要从事地球化学和环境变化研究。
(C)1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

生碳酸盐碳同位素与气候要素的定量关系,据此恢复了 1770年以来该地区的古气候演化过程。结果表明,错鄂沉积物中自生方解石碳同位素与降水负相关,而与气温相关性不显著。1770年以来,错鄂地区在 20世纪初气候环境发生了根本的改变,1900年以前降水偏少,为沼泽环境,1900年后降水增加,湖泊发育[11]。

1.3 反映流域 C_3和 C_4植被变化情况

陆地植被中,C_3、C_4、CAM植物 $\delta^{13}C$分别约为 −27‰(−20‰~−32‰)、−14‰(−9‰~−17‰)、−9‰~−29‰;C_4植被的增加会导致湖泊 $\delta^{13}C_c$的增大[12]。

1.4 反映水生生物光合作用或呼吸作用强弱

藻类等浮游植物生长利用表层水体 DIC池中的 ^{12}C,使得 ^{13}C在 DIC池中富集[13−14];水生植物和藻类长期的光合作用平衡(光合作用优先吸收 ^{12}C,使得 TDIC相对富集 ^{13}C);同时光合作用产生的有机物富含 ^{12}C,植物光合作用强烈,湖水 DIC碳源的 ^{12}C随着有机质沉淀从水体中移出。湖水 DIC的 $\delta^{13}C$值的水平变化可因湖泊水生植物分布不均,形成“生命效应”的不同,从而导致稳定碳同位素动力学分馏不同。湖泊生物呼吸作用选择性吸收碳同位素的结果使得湖泊碳酸盐碳同位素偏正(而湖泊生物有机碳同位素偏负)。

与大气中的 CO_2相比,水溶的 CO_2的 $\delta^{13}C$值偏重[15],故以大气 CO_2为光合作用来源的挺水植物的 $\delta^{13}C$值一般低于以水溶 CO_2为光合作用来源的沉水植物的 $\delta^{13}C$值。因为光合作用时植物优先吸附 ^{12}C,即植物通过光合作用富集 ^{12}C,高度还原环境(如沼泽)中的产烷生物的存在会使得 TDIC富集重碳同位素。

1.5 反映湖泊生产力大小

湖泊在富营养阶段,由于藻类光合作用强烈干扰,造成碳酸盐在同位素非平衡状态下快速沉淀,使得碳酸盐同位素强烈偏负[4]。藻类光合作用可以使得湖泊水体 pH值升高形成碳酸盐,导致碳酸盐同位素偏负[7]。碳酸盐同位素偏负强度与湖泊初级生产力及其变温层 pH值、CO_3^{2-}浓度正相关,同位素分馏系数是变温层碳酸盐同位素平衡变化的函数[8]。因此同位素变化可以指示湖泊初级生产力及湖泊营养状态[10]。

1.6 反映湖泊水体化学特征

湖水硬度高,湖水含有溶解大气 CO_2量少,碳酸盐富集重碳同位素。对处于碳酸盐沉积阶段的湖泊而言,湖水硬度的高低定性地指示了湖泊水体蒸发浓缩的程度,硬度变化体现了盐度变化,盐度高对应碳同位素值高。壳体碳同位素主要与湖水的矿化度及湖泊初级生产力有关,湖水矿化度高对应于碳酸盐碳同位素值大。

1.7 反映湖水不同深度层的有机质变化过程

有机质降解使湖底的 DIC池中富集 ^{12}C,有机质腐烂释放 ^{12}C进 TDIC[1]等。随着有机质的下沉和氧化,在底部水体中放出富含 ^{12}C的 CO_2。故其垂直变化表现为在湖水中产生一个上、下 $\delta^{13}C$不同的剖面,表层 $\delta^{13}C$更正,底层 $\delta^{13}C$更负[2]。青海湖无机碳酸盐 $\delta^{13}C$高于介壳 $\delta^{13}C$[9],便被如此解释。当然,对于较浅没有分层的湖泊体系而言,湖水表层的碳也会对介壳 $\delta^{13}C$的组成产生一定的影响。

1.8 反映其它一些环境信息

CO_2通过深部垂直断层逃逸,会使得底层水体 TDIC富集重碳同位素;湖泊流域土壤 CO_2压力降低也会导致湖泊表层水体 TDIC富集重碳同位素;较短的冰冻时间会使 $\delta^{13}C$增高;较小盐湖 CO_2的放气作用,使湖水碳池的 ^{13}C增加;E/P与碳同位素正相关,强烈的蒸发作用会导致碳同位素值增大。此外细菌作用的大小、湖水深浅、是否分层、混合是否均匀、pH值等因素都会影响湖泊碳酸盐的 $\delta^{13}C$组成。由于碳同位素在碳酸盐中的温度分馏效应十分微弱,所以介壳的碳同位素一般不反映温度的变化。

(C)1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnk

2　应注意的问题

2.1　原生与次生碳酸盐矿物的分离/区分

碳酸盐具有多源性, 既有陆源原生的碎屑碳酸盐, 又有湖泊自生的次生碳酸盐。二者所代表的气候或环境意义迥异, 在利用湖泊碳酸盐进行古气候及古环境意义判读时, 必须先确定碳酸盐来源。根据具体研究情况可分别采用"过筛/浮洗法"、"镜下鉴定法"、"忽略法"、"同位素法"等法进行区分/分离。当然, 每一种分离/区分方法都有其前提条件, 如"过筛/浮洗法"的前提是"外源碳酸盐颗粒相对于湖泊自生碳酸盐较粗"; "镜下鉴定法"基于"原生碳酸盐矿物由于长距离搬运, 磨圆度较高, 棱角较少, 而次生碳酸盐则相反"; "忽略法"需假定"湖积物中陆源碎屑碳酸盐相对含量较少且稳定, 不同时期碎屑碳酸盐的同位素值基本恒定"; "同位素法"需要"存在湖泊水生植物, 且植物纤维素和湖水氧同位素之间的分馏系数稳定, 且不受植物种类、光合作用模式、水体温度等环境因素的影响"。

2.2　各种来源碳比例的确定

湖泊沉积碳酸盐的碳同位素由于各种来源碳的比例不确定, 所以应用不是很广, 以前曾在研究荷兰 Lisse湖的碳同位素平衡时发现, $\delta^{13}C$增大的一半是光合作用产生的碳酸钙沉淀, 而另一半是与大气 CO_2的交换, 这一比例关系是否具有普遍性, 目前并没有明确的结论[16]。而 Fontes[5]在利用湖泊自生无机碳酸盐碳同位素对青藏高原班公错环境进行研究时也假定湖表 TDIC的 $\delta^{13}C$增大主要是由于与大气 CO_2的交换所致。

2.3　$\delta^{13}C_c$与气候要素统计关系的时空局限性

部分研究工作从统计学出发, 通过测定湖泊流域范围内现代水文气象参数及一些相关的同位素资料直接建立起湖泊自生碳酸盐碳同位素值与气候要素间的统计模型, 进而恢复古气候变化。然而, 其时空的局限性也是显而易见的。对于不同自然地理带的湖泊而言, 其碳酸盐碳同位素与气候要素的相关关系是不同的。同样的道理, 对于一个湖泊体, 其碳酸盐碳同位素值与气候要素相关关系也有可能随其所经历的不同演化阶段而有所变化; 尤其是经历了冰期与间冰期气候环境大幅度转变, 湖泊水位发生了巨大变化的湖泊体更是如此。因此, 统计模型的应用具有较大的局限性, 尤其在长序列中更显示了它的不足[17]。

2.4　不同前处理方法对湖泊自生碳酸盐碳同位素值测定的影响

由于湖泊生物碳酸盐样品不同的前处理方法可能会影响到稳定同位素测试结果的重现性、辨析率以及实验室之间数据的可比性。采用有效的方法对介形虫壳体进行预处理是保证介壳稳定同位素测试的一个关键环节[18], 因此, 不同处理方法对介壳 $\delta^{13}C$值的影响是需要关注的问题。由于湖泊中有机质碳同位素组成偏负 (<−20‰), 通常认为如果样品中存在有机质并在样品制备时与碳酸盐一起参与反应会造成测定结果较正常值偏负。对于生物成因碳酸盐的介形虫壳体来说, 在进行稳定同位素测试之前, 通常用 H_2O_2溶液或甲醇来去除有机质[19−20], 这样去除介壳表面有机质后会使所测介壳 $\delta^{13}C$值较有机质干扰情况下的介壳 $\delta^{13}C$值偏正。然而, 目前的研究结果对此尚无明确的结论。Grotton等[21]在研究处理方法对珊瑚礁样品稳定同位素测试的影响时发现, 经过 H_2O_2溶液处理的大部分珊瑚礁样品的 $\delta^{13}C$值偏负。Xia等[19]进行介形虫壳体氧同位素分馏机制研究时发现, 用 H_2O_2溶液去除有机质后介壳的 $\delta^{13}C$值与不做处理介壳的 $\delta^{13}C$值变化很小 (0.1‰~0.3‰左右), 并且没有明显的规律。李详忠等[18]的实验表明, 用 H_2O_2溶液处理过的介壳样品的 $\delta^{13}C$平均值与只用去离子水清洗处理后介壳样品的 $\delta^{13}C$平均值相比, 有3个平均偏负 0.14‰, 另外 2个偏正 0.05‰左右。去除有机质后, 介壳样品的 $\delta^{13}C$平均值整体呈现偏负, 只有少数偏正, 并且平均 $\Delta\delta^{13}C$值变化很小 (0.05‰~0.14‰左右)。这与 Grotton等[21]和 Xia等[19]的结论是一致的。李详

(C)1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

忠等[18]认为造成上述去除有机质后介壳样品的 $\delta^{13}C$值变化很小且无明显规律的原因有两个：1)介形虫壳体表面的有机质含量有限，不足以对介壳样品的平均 $\delta^{13}C$值产生影响；2)介形虫壳体表面的有机质在 70 ℃真空条件不会与正磷酸发生反应。

2.5 湖泊不同碳酸盐矿物间碳同位素组成差值的确定

碳同位素分馏可产生于气态 CO_2、溶解 CO_2、溶解重碳酸盐、溶解碳酸盐矿物之间，它们之间的碳同位素分馏系数见表 1。

表 1 含磷化合物之间的磷同位素分解系数

Table 1 Equilibrium fractionation factors of carbon isotope between different carbonaceous compounds

	α	Δ_{A-B}	t/℃	引自
溶解重碳酸盐—气态 CO_2	1.008	7.9‰[#]	20 ℃	Mook[22]
溶解矿物碳酸盐—气态 CO_2	1.013	12.9‰[#]	25 ℃	Thode[23]
溶解 CO_2—气态 CO_2		−1‰	湖泊温度范围	

[#]系作者据“$\Delta_{A-B}=\delta_A-\delta_B=10^3\ln\alpha$”计算所得

研究表明，不同成因碳酸盐同位素之间存在明显差异。对于生物成因碳酸盐而言，即使同一介形类不同属种间的同位素差异也非常明显，甚至超过 1‰[24−30]。但也有研究表明，生物与化学碳酸盐碳同位素值十分接近[28]，生命效应极小[31]。Keatings[28]的研究表明，不同种属（H. reptans与 C. candida）C同位素值差异不到 1‰。

2.6 湖泊不同碳酸盐单矿物同位素组成的确定

正是因为不同碳酸盐矿物间碳同位素组成存在比较大的差异，在实际研究过程中需要分别测试，而不能混合在一起分析，这是目前高分辨率古气候研究的基本要求。对于生物成因碳酸盐而言，可以通过挑选的方式，选择同一介形类进行分析测试。对于化学成因碳酸盐而言，由于颗粒极细且常以不同矿物形式高度混杂，分离矿物难度极大。曾有学者考虑在不分离碳酸盐矿物的情况下，利用两种碳酸盐矿物的不同活性，控制适当的反应温度和时间，在一份样品中先后分步收集制样时磷酸与方解石和白云石反应生成的 CO_2，然后分别进行同位素比值的测定[32−33]。但如何确定某种矿物在先反应分离时没有另外一种矿物同时参与反应的干扰，以及如何确定先反应分离的矿物完全反应完，即余下的碳酸盐矿物是单矿物而非混合样的问题仍难解决。另外一种思路通过化学反应除去某几种碳酸盐矿物，从而分离出单一类型，常见的是分离出白云石。不同学者采用了不同反应条件进行不同尝试[34−41]，当然针对具体的样品时，需要通过预实验确定符合自己样品实际的实验条件[42]。需要注意的是，如果白云石富含镁，则可能出现白云石部分被溶，因为富镁白云石和高镁方解石在 di-Na-EDTA中的溶解性质很相似。还有一个问题在于如果样品中碳酸盐矿物以方解石或文石或以二者为主，白云石缺失或极少，又该如何处理。而这种情况在青海湖常见，如 QH14B岩芯部分层位白云石相对含量仅 4%[43−47]。

参考文献：

[1] Kelts K R, Talbot M R. Lacustrine carbonates as geochemical archives of environmental changes and biotic/abiotic interactions[C]//Tilzer M M, Serruya C, eds. Large Lakes: Ecological Structure and Function. Madison: Science & Technology Publishers, 1990: 288−315.

[2] Lazar B, Erez J. Carbon geochemistry of marine-derived brines: $\delta^{13}C$ depletion due to intense photosynthesis[J]. Geochem Cosmochem Acta, 1992, 56(1): 335−345.

[3] Andrews J E, Riding R, Dennis P F. Stable isotope compositions of recent freshwater cyanobacterial carbonates from the British Isles: local and regional environmental controls[J]. Sedimentology, 1993, 40(2): 303−314.

[4] Fronval T, Jensen N B, Buchardt B. Oxygen isotope disequilibrium precipitation of calcite in Lake Arres, Denmark[J]. Geology, 1995, 23(5): 463−466.

(C)1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

[5] Fontas J C, Gasse F, Gibert E. Holocene environmental changes in Lake Bangong basin(Western Tibet). Part 1-Chronology and stable isotopes of carbonates of a Holocene lacustrine core[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1996, 120(1—2): 25—47.

[6] Andrews J E, Riding R, Dennis P F. The stable isotope record of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates from Europe[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1997, 129(1): 171—189.

[7] Thompson J B, Schultze-Lam S, Beveridge T J, et al. Whiting events: Biogenic origin due to the photosynthetic activity of cyanobacterial picoplankton[J]. Limnology and Oceanography, 1997, 42(1): 133—141.

[8] Teranes J L, McKenzie J A, Lotter A F, et al. Stable isotope response to lake eutrophication: calibration of a high resolution lacustrine sequence from Baldeggersee, Switzerland[J]. Limnology and Oceanography, 1999, 44(2): 320—333.

[9] Henderson A C, Holmes J A, Zhang J W, et al. A carbon- and oxygen-isotope record of recent environmental change from Qinghai Lake, NE Tibetan Plateau[J]. Chinese science bulletin, 2003, 48(14): 1463—1468.

[10] 吴敬禄, 王苏民. 云南程海富营养化过程的碳氧稳定同位素示踪[J]. 第四纪研究, 2003, 23(5): 557—564.

[11] 吴艳宏, 王苏民, 夏威岚, 等. 1770年以来青藏高原错鄂地区古气候定量恢复[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2003, 23(4): 115—120.

[12] Dalnes P. The isotopic composition of reduced organic carbon[C]//Fritz P, Fontes J C, eds. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry: 1. The Terrestrial Environment, A. Amsterdam: Elsevier, 1980, 329—406.

[13] Stuiver M. Climate versus changes in C-13 content of the organic component of lake sediments during the late quaternary[J]. Quat Res, 1975, 5(2): 251—262.

[14] Stuiver M. Oxygen and carbon isotope ratios of fresh-water carbonates as climatic indicators[J]. J Geophys Res, 1970, 75(27): 5247—5257.

[15] Deuser W G, Degens E T. Carbon isotope fractionation in the system CO_2(gas)-CO_2(aqueous)-HCO_3^-(aqueous)[J]. Nature, 1967, 215(5105): 1033—1035.

[16] Mook W G. Paleotemprratures and chlorinities from stable carbon and oxygen isotope in shell carbonate[J]. Palaeogeogr Palaeoclim Palaeoeeol, 1997, 9(4): 245—263.

[17] 吴敬禄, 王苏民, 施雅风, 等. 若尔盖盆地 200ka以来氧同位素记录的古温度定量研究[J]. 中国科学, 2000, 30(1): 73—80.

[18] 李详忠, 刘卫国, 张玲, 等. 介形虫碳氧同位素测定样品处理方法对比研究[J]. 盐湖研究, 2007, 15(1): 5—11.

[19] Xia J, Engstrom D R, Ito E. Geochemistry of ostracode calcite: Parts 2. The effects of water chemistry and seasonal temperature variation on Candona rawsoni[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1997, 61(2): 383—391.

[20] Rosenmeier M F, Hodell D A, Brenner M, et al. A 4000-Year Lacustrine Record of Environmental Change in the Southern Maya Lowlands, Peten, Guatemala[J]. Quaternary Research, 2002, 57(2): 183—190.

[21] Grottoni A G, Rodrigues L J, Matthews K A, et al. Pretreatment effects on coral skeletal $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$[J]. Chemical Geology, 2005, 221(3—4): 225—242.

[22] Mook W G, Bommerson J C, Staverman W H. Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide[J]. Earth Planet Sci Lett, 1974, 22(2): 169—176.

[23] Thode H G, Shima M, Rees C E, et al. Carbon-13 isotope effects in systems containing carbon dioxide, bicarbonate, carbonate, and metal ions[J]. Can J Chem, 1965(43): 582—595.

[24] Gasse F, Fontes J C, Plaziat J C, et al. Biological remains, geochemistry and stable isotopes for the reconstruction of environmental and hydrological changes in the Holocene lakes from North Sahara[J]. Palaeogeogr Palaeoclim Palaeoeeol, 1987, 60(1—2): 1—46.

[25] Abell P I, Williams M A J. Oxygen and carbon isotope ratios in gastropods shells as indicators of paleoenvironments in the Afarregion of Ethiopia[J]. Palaeogeography, Palaeolimnology, Palaeoecology, 1989, 74(3—4): 265—278.

[26] Aball P I, Hoelzmann P. Holocene palaeoclimates in northwestern Sudan: stable isotope studies on molluscs[J]. Global and Planetary Change, 2000, 26(1—3): 1—12.

[27] Lister G S, Kelts K, Chen K Z, et al. Lake Qinghai, China: closed-basin lake levels and the oxygen isotope record for ostracoda since the latest Pleistocene[J]. Palaeogeogr Palaeoclim Palaeoeeol, 1991, 84(1—4): 141—162.

[28] Keatings K W, Heaton T H E, Holmes J A. Carbon and oxygen isotope fractionation in non-marine ostracods: results from a "natural culture" environment[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2002, 66(10): 1701—1711.

[29] Leng M J, Marshall J D. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives[J]. Quaternary Science Reviews, 2004(23): 811—831.

[30] Li X Z, Liu W G, Zhang P X, et al. Species, valve size and pretreatment effects on $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ values of ostracod valves from Lake Qinghai, Qinghai-Tibet Plateau[J]. Chemical Geology, 2007, 246(1—2): 124—134.

[31] Grafenstein U V, Erlenkeuser H, Trimborn P. Oxygen and carbon isotope in modern fresh-water ostracod valves: assessing vital offsets and autecological effects of interest for palaeoclimate studies[J]. Palaeogeogr Palaeoclim Palaeoecol, 1999, 148(1—3): 133—152.

(C)1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

[32] 吴静淑, 李金城, 朱井泉. 连续测定方解石和白云石中碳氧同位素比值的方法及其意义[J]. 岩石矿物学杂志, 1990, 9(2): 174—179.

[33] 龚冰, 郑永飞. 不同碳酸盐与磷酸反应的 C, O同位素效应[J]. 地球学报, 1997, 18(增刊): 254—256.

[34] Hill W E, Runnels R T, Versene. new tool for study of carbonate rocks[J]. Bull AAPG, 1960, 44(5): 631—632.

[35] Peterson M N, Vonder B C, Bien G S. Growth of dolomite crystals[J]. Amer. J Sci, 1966, 264(4): 257—272.

[36] Deffeyes K S, Martin L E. Absence of carbon-14 activity in dolomite from Florida Bay[J]. Science, 1962, 136(3518): 782.

[37] Degens E T, Epstein S. Oxygen and carbon isotope ratios in coexisting calcites and dolomites[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 1964, 28(1): 23—44.

[38] Weber J H. Oxygen isotope fractionation between coexisting calcite and dolomite[J]. Science, 1964, 145(3638): 1303—1305.

[39] Glover E D. Method of solution of calcareous materials using the complexing agent EDTA[J]. J Sediment Petrology, 1961, 31(4): 622—626.

[40] Babcock R S, Atwood D K, Perry D, et al. Separation of dolomite from fine grained recent sediments[J]. The American mineralogist, 1967, 52(5): 1563—1567.

[41] Goldsmith J R, Donald G I. Structural and compositional variations in some natural dolomites[J]. J Geo., 1958, 66(6): 678—693.

[42] 曾承. 青海湖及邻近地区碳酸盐同位素环境记录与季风—干旱环境变迁[D]. 西安: 中国科学院地球环境研究所, 2008.

[43] Yu J Q, Kelts K R. Abrupt changes in climatic conditions across the late glacial/Holocene transition on the N E Tibet-Qinghai Plateau: evidence from Lake Qinghai, China[J]. J Paleolimno, 2002, 28(2): 195—206.

[44] Yu J Q, Kelts K, Chen K Z, et al. An arid event at the Younger Dryas time window in the N E Tibet-Qinghai Plateau: evidence from Qinghai Lake[J]. Geolines, 2000, (11): 38—41.

[45] 余俊清, 曾承, 张丽莎, 等. 青海湖不同碳酸盐矿物之间氧同位素分馏的评估及其环境意义[J]. 湖泊科学, 2004, 16(3) 223—226.

[46] 曾承, 余俊清. 环境同位素记录中共生碳酸盐氧同位素分馏差值的影响[J]. 盐湖研究, 2004, 12(2): 14—18.

[47] 曾承. 闭流湖泊碳酸盐氧同位素环境记录与气候变化[D]. 西宁: 中国科学院青海盐湖研究所, 2004.

Carbon Isotopic Records from Lacustrine Authigenic Carbonates as Environmental Change Indicators

ZENG Cheng

(School of Social Development, Fuyang Teacher s College, Fuyang, 236041, China)

Abstract: Carbon isotopic records from lacustrine authigenic carbonates ($\delta^{13}C_e$) are valuable proxies indicating climatic and/or environmental change information including CO_2 exchange between atmosphere and lake water, precipitation in warm season, vegetation development in the catchment dominated by C_4 or C_3 plants, photosynthesis/respiration of aquatic plants within the lake basin, lake productivity and chemical character of the lake water. In the paper, environmental explanation models proposed by investigators in the previous researches for those long-term isotopic records showing different curve patterns are reviewed.

Key words: Lacustrine authigenic carbonate; Carbon isotope; Environmental change

(C)1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net