

湖泊碳酸盐在过去环境变化研究中的应用

郭金春^{1,2}, 马海州¹, 宋恩玉³, 陈 宁⁴

(1. 中国科学院青海盐湖研究所, 青海 西宁 810008; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100039)
3. 青海省国土规划院, 青海 西宁 810001; 4. 青海省地质矿产开发局, 青海 西宁 810001)

摘要: 国内外的研究成果表明, 湖泊沉积碳酸盐矿物及其微量元素、同位素分布特征记录了全球或区域古气候环境演变历史, 可以从中提取大量定量化的古气候参数。因此, 可以根据湖泊碳酸盐矿物的含量和碳、氧同位素变化等信息推知其形成时期的气候环境, 重建古环境, 揭示气候环境演变的规律。湖泊碳酸盐是一种研究古环境演化重要的代用指标, 在过去气候环境变化研究中有广阔的应用前景。

关键词: 湖泊碳酸盐; 碳、氧同位素; 古气候; 古湖泊环境

中图分类号: P597 文献标识码: A 文章编号: 1008—858X(2008) 02—0066—07

湖泊沉积物作为一种环境信息记录材料, 具有沉积速率较大, 分辨率高的特点。湖泊碳酸盐沉积是许多现代及古代湖相沉积的共同特点, 其中的碳、氧同位素分析是研究湖泊环境的一项重要手段^[1]。湖泊沉积碳酸盐作为碳的一个宿体, 蕴涵了流域内环境变化的重要信息。其碳、氧同位素组成受湖泊水平平衡、碳酸盐体系溶解平衡、温度等多种环境因素的控制。有研究表明, 在碳酸盐形成和沉积的过程中, 与湖水达到了同位素交换平衡^[2]。本文对湖泊碳酸盐在湖泊古有效湿度的判别、湖泊封闭程度的判断、湖泊古温度的定性与定量恢复、湖泊古生产力变化的恢复、湖泊古盐度的研究、湖泊古水文环境重建等方面的研究应用进展进行了综述。

1 影响湖泊碳酸盐碳氧同位素值变化的因素

湖泊自生碳酸盐氧同位素的变化主要取决于湖水 $\delta^{18}\text{O}$ 的组成和碳酸盐沉淀时的温度^[3-5], 而湖泊水体氧同位素值主要与大气相

对湿度有关, 并与之呈负相关, 同时也与补给水 $\delta^{18}\text{O}$ 含量和蒸发量与补给水量的比值有关并与之呈正相关。在大气水分总量和变化量很少的地区, 相对湿度的变化主要受到温度的控制, 表现为温度越高, 相对湿度越低; 反之, 相对湿度增大, 低温利湿的效应较为明显^[6]。但是在一些环境条件下, 盐度对湖水氧同位素的影响也是不可忽略的, 因为湖泊水体受强烈蒸发作用浓缩而富集重氧同位素, 从而影响沉淀碳酸盐氧同位素组成。另外, 流域水文特征的变化等都将影响湖泊水体氧同位素组成, 进而有可能影响沉淀碳酸盐氧同位素组成^[7]。对于干旱区封闭湖泊, 自生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化取决于湖水氧同位素的组成, $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化则主要反映了流域降水与蒸发的比率(P/E)^[8-10]。影响湖泊水体氧同位素的主要因素有^[11] 蒸发过程、入湖水的来源(冰川融水或环流格局改变而导致降水的变化)、降水季节和湖泊水位的变化等。

湖泊沉积物碳酸盐碳同位素组成主要和大气 CO_2 与湖泊水体中碳的交换、湖水的硬度、湖泊生产力等因素有关^[12-13]。大气 CO_2 与湖泊水体中碳的交换程度越高, 湖泊沉积物自生碳

酸盐碳同位素越富含¹³C, 这是因为在 CO₂ 水—气交换的过程中, 会产生碳同位素分馏效应, 富¹²C 的 CO₂ 优先向大气扩散, 使得湖水相对富集¹³C, 最终也导致湖泊沉积物自生碳酸盐沉淀的 δ¹³C 增大^[14]。湖泊自生碳酸盐的沉淀过程中温度对碳同位素的分馏效应很小 (0.035 5 °C⁻¹), 并且湖泊水体总的溶解无机碳 (TDIC) 与固相碳酸盐之间的分馏效应也较小^[15], 因此湖泊自生碳酸盐 δ¹³C 值的变化主要取决于 TDIC 的碳同位素组成^[16]。TDIC 碳同位素的组成主要由两个要素所控制^[17-18], 一是地方性生物作用所产生的 CO₂ 生产率; 二是湖泊水体与大气 CO₂ 交换的程度, 后者为主导因素。另外, 湖水的硬度也是影响湖泊沉积物碳酸盐碳同位素组成的主要因素, 湖水的硬度高, 湖水溶解大气 CO₂ 量少, 湖泊沉积物碳酸盐富集重碳同位素。已有研究表明, 如果湖泊碳酸盐 δ¹³C 与 δ¹⁸O 值两者呈反相变化, 其 δ¹⁸O 主要受温度影响, 表现为温度越高, 沉淀碳酸盐越富集重氧同位素, 即 δ¹⁸O 值越高; 若 δ¹³C 与 δ¹⁸O 值两者呈正相关变化时, 其 δ¹⁸O 不仅受温度的控制, 还要受到水体氧同位素的影响, δ¹⁸O 值高, 指示湖泊水体处于蒸发浓缩期, 即湖水盐度大; 反之, 湖泊水体处于淡化期, 即湖水盐度小^[19]。一般说来, 碳酸盐 (如 MgCO₃, CaCO₃ 等) 的溶解度在纯水中比较小, 而一旦加入强电解质 (如 KCl、NaCl 等), 碳酸盐的溶解度就要增大, 溶液的硬度也相应的随着增加。即溶液的盐度增加, 其硬度也增大。反过来说, 溶液硬度的高低反映了溶液盐度的大小^[20]。因此对处于碳酸盐沉积阶段的湖泊而言, 湖水硬度的高低定性指示了湖泊水体蒸发浓缩的程度, 它体现了湖泊盐度的变化。盐度高对应碳同位素值高, 氧同位素值也偏高; 反之, 碳同位素值低, 氧同位素值也偏低。

2 古气候古环境的重建

2.1 湖泊古有效湿度的判别

碳酸盐沉积与古气候有密切的关系。湿润

地区由于降水量接近蒸发量, 湖泊补给量超过支出量, 盆地中水量不断积累而外泄, 因此多为外流湖, 不利于碳酸盐沉积; 处在长期干旱气候条件下的湖泊, 由于湖水高度浓缩, 碳酸盐沉积为其他盐类沉积所代替。所以只有半干旱气候条件下的湖泊碳酸盐沉积作用才能比较明显地表现出来, 这是因为流域河流或泉水不断补给形成碳酸盐所必需的 Ca²⁺、Mg²⁺ 等离子, 同时半干旱的气候背景为碳酸盐积累创造了有利条件。但是沉积物中碳酸盐有各种类型, 陆源碎屑碳酸盐的存在干扰对古气候的正确判断。生物贝壳碳酸盐和藻类分解伴生的团块, 往往反映古环境对这些湖泊生物的适宜程度。只有化学成因或生物化学成因的微粒碳酸盐, 受其他因素影响较小, 能够真实地反映和古气候的关系。一般来说湖泊沉积物中自生微粒碳酸盐含量主要是湖泊生物活动或物理化学作用的结果, 其含量的高低分别指示湖水的咸化和淡化, 间接地反映气候的干湿变化。内陆半干旱气候区湖泊沉积物中的自生碳酸盐的含量和变化受制于湖区的气候和入湖水量的变化, 当蒸发量远远大于降水量时, 湖水中的 Ca²⁺ 出现过饱和状态, 碳酸盐开始结晶沉淀; 当入湖水量增大时, 湖水淡化, 湖泊沉积物碳酸盐含量降低。

强明瑞等对苏干湖沉积碳酸盐稳定同位素的古气候意义进行了研究^[21]。结果显示, 苏干湖沉积碳酸盐的氧同位素反映了区域的有效湿度, 即 δ¹⁸O 偏正指示了流域较低的有效湿度, δ¹⁸O 偏负则指示了较高的有效湿度。由于湖面冰封时期的长短直接与冬半年的气温有关, 碳同位素值的变化很可能间接地指示了区域冬半年气温的变化, 即 δ¹³C 高值指示了温暖的冬半年或者较高的气温, δ¹³C 低值则指示了较低的气温。研究初步表明, 苏干湖沉积碳酸盐碳、氧同位素能够揭示研究区古气候变化的信息, 即氧同位素反映了流域的有效湿度, 而碳同位素则指示区域冬半年气温的变化。

2.2 湖泊封闭程度的判断

利用湖泊自生碳酸盐的碳氧同位素值的协变性可判断湖泊的封闭性^[22]。在封闭湖泊沉积物中无机碳—氧同位素表现出一定程度的相

关性已经为许多研究者所发现^[23-27]。对现代不同类型湖泊中碳酸盐氧碳同位素进行大量测试后发现,开放型淡水湖泊中,原生碳酸盐 $\delta^8\text{O}$ 和 $\delta^3\text{C}$ 之间不相关或略呈相关,而且 $\delta^8\text{O}$ 和 $\delta^3\text{C}$ 均为负值,在以 $\delta^8\text{O}$ 为横坐标、 $\delta^3\text{C}$ 为纵坐标、0 为原点的坐标系中,其投点落在第 III 象限,如瑞士格赖芬湖、美国亨德森湖和以色列 Huleh 湖;而封闭型咸水、半咸水湖泊中, $\delta^8\text{O}$ 和 $\delta^3\text{C}$ 之间呈明显的相关关系,相关系数(r)一般大于 0.7,封闭性越强,相关系数越大,且 $\delta^8\text{O}$ 正负均有, $\delta^3\text{C}$ 则基本为正值,其投点大多落在 I、IV 象限,如美国大盐湖、图尔卡纳、纳特龙—马加迪湖^[28-29]。

刘传联等对山东东营、南海珠江口古近纪盆地的湖相碳酸盐碳、氧同位素特征进行了研究^[30],并结合两盆地的沉积学和古生物学特征,认为东营盆地生油湖泊为封闭型咸水或半咸水湖, $\delta^8\text{O}$ 多为负值、 $\delta^3\text{C}$ 基本为正值,相关系数大于 0.8;珠江口盆地湖泊为开放型淡水湖, $\delta^3\text{C}$ 和 $\delta^8\text{O}$ 均为负值,两者不相关。

王全伟等对四川盆地早侏罗世自流井组湖相碳酸盐岩的碳、氧同位素的特征进行了研究^[31],结果表明,在靠近盆地边缘的自贡地区和盆地中部的合川地区,两者在碳、氧同位素组成上存在一定的差异,反映了在盆地内不同地区湖泊水体的开放性与封闭性的不同。在自贡剖面上,碳、氧同位素均为负值,两者具有一定的相关性,表明这时期该处湖泊是一个开放性的淡水湖泊;合川炭坝剖面上,碳同位素正负均有,氧同位素均为负值,碳、氧同位素具有一定的相关性,表明该处这一时期湖泊的水体滞留时间较长,湖水具有一定的封闭性,湖水为微咸水,这一结论与沉积学和古生物学的证据是相吻合的。这也表明,早侏罗世与恐龙生活环境密切相关的湖泊水体基本上是一个淡水湖泊。

2.3 古温度的定性与定量恢复

湖泊碳酸盐中 $\delta^8\text{O}$ 和 $\delta^3\text{C}$ 古气候代用指标的研究近年已引起国内外研究者的重视^[32-39],被认为是进行古气候定量研究最有潜力的代用指标之一。湖泊自生碳酸盐氧同位素变化除受湖水温度影响外,还与碳酸盐沉淀时

周围的湖水氧同位素变化密切相关。湖水氧同位素值高同样会导致碳酸盐富集重氧同位素。因此,识别水体氧同位素对碳酸盐氧同位素变化的影响程度,是正确判别碳酸盐氧同位素指标古气候意义的关键。国内外大多数研究者都是通过多指标综合判别来定性获取氧同位素指标所代表的古气候信息。至于定量研究方面,尚处于探索之中,其难点主要在于湖水氧同位素变化过程的模拟。已有的研究工作多从统计学出发,将定量恢复古湖水体氧同位素这一复杂过程简单化或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氧同位素与温度间的统计模型,从而避开求解湖水氧同位素这一难题。这一思路与方法在一些地区的应用研究中,获得了较好的结果,并为国内外一些专家所推崇。

在平衡条件下,从海水或湖水中析出的自生碳酸盐矿物的氧同位素组成是水体温度和水体氧同位素组成的函数, Gasse 等人^[37]在前人研究的基础上得出了以下关系式:

$$t(\text{ }^{\circ}\text{C}) = 16.9 - 4.38(\delta^8\text{O}_c - \delta^8\text{O}_w + 0.27) + 0.1(\delta^8\text{O}_c - \delta^8\text{O}_w + 0.27)^2 \tag{1}$$

式中 $t(\text{ }^{\circ}\text{C})$ 为碳酸盐矿物沉淀时的水体温度; $\delta^8\text{O}_c$ 为自生碳酸盐矿物的氧同位素组成; $\delta^8\text{O}_w$ 为当时水体的氧同位素组成。对于海洋沉积物而言,通常假设海水的氧同位素组成自更新世以来保持不变,其 SNOW 值为零,因而(1)式可改写为

$$t(\text{ }^{\circ}\text{C}) = 16.9 - 4.38(\delta^8\text{O}_c + 0.27) + 0.1(\delta^8\text{O}_c + 0.27)^2 \tag{2}$$

根据海洋沉积物中自生碳酸盐矿物(或化石壳体的碳酸盐成分)的氧同位素组成,利用后式即可获得古海水温度,这是用海洋沉积物的氧同位素剖面重建古气候的理论基础^[38]。

对于内陆封闭湖泊而言,地质历史时期湖水的氧同位素组成不是恒定不变的,它主要受控于湖区大气降水的氧同位素组成、汇水区大气降水量以及湖面的蒸发量^[39]。其中,大气降水的氧同位素组成在一定时间范围内可假设基本保持恒定,而汇水区大气降水量和湖面蒸发量可用湖水盐度指示。因此,运用前述公式计

算古湖水温度转化为需要获得湖水的古盐度及建立湖水盐度与氧同位素组成的函数关系式。Chivas 等人^[40-41]通过野外采样及实验室培养,对湖泊环境多个属种介形类壳体及其宿生水体的微量元素进行了研究,获得了介形类壳体中微量元素与湖水盐度的定量关系。其中,某一特定属种介形类壳体的 Sr 含量与其宿生水体中 Sr^{2+} 含量的分配系数 $K_d(\text{Sr})$ 的表达式为

$$K_d[\text{Sr}^{2+}] = \left(\frac{[\text{Sr}^{2+}]}{[\text{Ca}^{2+}]} \right)_{\text{介形类}} / \left(\frac{[\text{Sr}^{2+}]}{[\text{Ca}^{2+}]} \right)_{\text{湖水}} \tag{3}$$

通常,湖水的 $[\text{Sr}^{2+}]/[\text{Ca}^{2+}]$ 与盐度呈正相关关系^[42],其关系式为

$$[\text{Sr}^{2+}]/[\text{Ca}^{2+}] = AS + B \tag{4}$$

(4) 式中 S 为湖水盐度, A 和 B 为常数,将 (3) 式与 (4) 式合并,即可获得定量计算古盐度的公式

$$S = 1/A \left(\left(\frac{[\text{Sr}^{2+}]}{[\text{Ca}^{2+}]} \right)_{\text{介形类}} / K_d([\text{Sr}^{2+}] - B) \right) \tag{5}$$

式中, S 为古湖水盐度, $K_d[\text{Sr}^{2+}]$ 为某一特定属种介形类的 Sr^{2+} 分配系数, $[\text{Sr}^{2+}]/[\text{Ca}^{2+}]_{\text{介形类}}$ 为岩芯沉积中该属种介形类壳体的比值。

沈吉等对内蒙古岱海古水温进行了定量恢复^[43]。对湖泊岩芯沉积中的优势介形类壳体的 $[\text{Sr}^{2+}]/[\text{Ca}^{2+}]$ 进行分析,最后获得了岱海湖水古盐度定量值。建立了岱海湖水盐度与氧同位素组成的函数关系,获得了岱海古湖水的氧同位素组成。最后根据湖泊自生碳酸盐矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,带入上述公式,获得了岱海古水温定量值。

在利用湖泊碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化来定量计算湖泊古气温变化时,要考虑气温影响碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化的机制;在利用介形虫 $[\text{Sr}^{2+}]/[\text{Ca}^{2+}]$ 反演湖水古盐度时,要注意是对岩芯沉积中的优势介形类进行分析;(1) 式和 (2) 式中 $\delta^{18}\text{O}$ 为湖泊水体的化学过程形成的自生碳酸盐矿物的氧同位素组成,因而要获得准确的古湖水温度,首先需要从湖泊沉积物中分离出自生碳酸盐矿物。

2.4 古生产力变化的恢复

湖泊自生碳酸盐的碳同位素组分与湖水中

溶解无机碳的碳同位素组分变化是一致的,而影响湖水溶解无机碳同位素组分的一个重要因素就是湖泊的生产力。当湖泊生产力高时,浮游植物繁盛,浮游植物通过光合作用吸收较多的 ^{12}C ,使表层水体中溶解无机碳储库中的 ^{13}C 含量相对增加,从而使形成的原生碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏高。因此,根据湖相碳酸盐岩碳同位素组分的变化可以恢复古湖泊生产力的变化^[44-46]。王全伟等研究了四川盆地侏罗世自流井组两个剖面碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 值^[32],在高硐桥剖面,由下至上 $\delta^{13}\text{C}$ 值总是降低,反映了该处湖泊生产力具有又高到低的变化趋势;而在合川炭坝剖面上,由下至上 $\delta^{13}\text{C}$ 值总是升高,反映了该处湖泊生产力具有由低到高的变化趋势。

陈敬安等通过对云南程海现代沉积物的自生碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 及有机碳含量分析^[47],发现碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 与 C_{org} 呈反相关关系,指出用湖泊沉积物自生碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 揭示湖泊古生产力变化值得谨慎考虑,该方法可能只适用于富营养化湖泊。

2.5 湖泊古盐度的研究

利用海相生物碳酸盐稳定同位素含量研究海水古盐度,前人已作了大量的工作,然而,对于淡水环境的生物碳酸盐研究较少,用湖相生物碳酸盐氧同位素测定古盐度是一个新的研究领域。用 $\delta^{18}\text{O}$ 值计算古盐度的基本原理是 Epstein 和 Mayeda(1953)建立的。认为海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值随盐度的增高而增加,其原因主要是蒸发作用,且碳酸盐岩中 $\delta^{13}\text{C}$ 值也随盐度的变化而变化(Clayton and Degens, 1959)。因此, $\delta^{18}\text{O}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}$ 值都与盐度有关,其变化趋势是盐度越高, $\delta^{18}\text{O}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}$ 值越大。M. L. Keith 和 J. N. Waber(1964)把 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 二者结合起来用来指示古盐度,推导出下列方程式用以区分侏罗纪和时代更新的海相灰岩和淡水灰岩: $Z = 2.048 \times (\delta^{13}\text{C} + 50) + 0.498 \times (\delta^{18}\text{O} + 50)$, 式中, δ 为 PDB 标准。当 $Z > 120$ 时为海相灰岩,为咸水一半咸水环境; $Z < 120$ 时为淡水灰岩,为淡水环境; $Z = 120$ 时为未定型灰岩。赵永胜等根据江川盆地及星云湖贝壳碳酸盐碳氧同位素

$\delta^{18}\text{O}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}$ 值^[48], 指出该式也适合于湖泊沉积, 即 Z 值小于 120 为淡水湖泊, 并从湖泊沉积物中未发现蒸发盐岩加以佐证。

2.6 湖泊古水文环境重建

湖泊沉积碳酸盐氧同位素的分馏可以通过湖水的蒸发而发生, 较轻的 $\delta^{18}\text{O}$ 易于随蒸发而带入水汽之中, 而留下较重的 $\delta^{18}\text{O}$ 存于湖水中, 这一过程较之大气降水更易富集 $\delta^{18}\text{O}$ ^[49]。但一般说来这一过程较之由温度效应而导致的 $\delta^{18}\text{O}$ 含量的变化其影响幅度要小; 另外, 随着温度的增加, 沉积物碳酸盐与湖水之间的分馏平衡会导致 $\delta^{18}\text{O}$ 减少。所以, 湖泊沉积物碳酸盐氧同位素含量的变化除与温度、入湖径流、相对湿度、湖面上大气中氧同位素的组成等有关外, 这同湖泊的水量平衡有很大的关系^[50]。故湖泊沉积物碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值在入湖水量较大时变低, 而在湖水变浅、湖面缩小期中增高。Benson 和 Bischoff 认为, 当湖泊沉积物碳酸盐氧同位素含量增加值大于 -4‰ 时, 湖泊处于收缩封闭状态^[50]。 $\delta^{13}\text{C}$ 值波动于 -6.78‰ 至 -1.67‰ 之间。影响湖相沉积物中 $\delta^{13}\text{C}$ 含量变化的因素非常复杂, 湖相沉积碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 含量主要受湖水与大气 CO_2 同位素交换程度、湖水中无机碳的滞留时间以及湖水的盐度、冰冻时间以及湖泊生产力等因素的控制。这其中, 湖泊的生产力一般被认为是最重要的影响因素^[50-51], 当湖泊退缩时, 湖面缩小, 湖泊营养成分相对富集, 湖泊跃温层范围扩大, 这些都会导致湖泊生产力的提高, 从而使得水生植被吸收 ^{12}C 的能力增强, 而使得湖水富集 ^{13}C 。湖水与大气之间强烈的 CO_2 交换及较高的湖水盐度和较短的冰冻时间都会使得 $\delta^{13}\text{C}$ 值增加。另外, 湖水的硬度越高, 湖水含有溶解大气 CO_2 量越少, 碳酸盐越易于富集重碳同位素, 故 $\delta^{13}\text{C}$ 值的高低定性地指示了湖泊水体的缩涨变化。Owen 湖的研究表明, 湖相沉积物中 CaCO_3 含量可以反映湖水的滞留时间, 较低的 CaCO_3 含量暗示了湖水水量的增加, 而较高 CaCO_3 含量则反映了湖水变浅, 湖面缩小^[50]。另外, 由于 CaCO_3 的溶解度是随着温度的升高而下降, 故沉积物中其值越高, 代

表的沉积环境越干暖, 反之则反映相对冷湿的环境^[52-53]。综上所述, 湖泊沉积物碳酸盐氧、碳同位素含量的波动以及二者之间的波动关系可以作为湖泊古水文状况变化研究的代用指标。

3 结 语

湖泊沉积碳酸盐被广泛应用于对古气候、古环境的恢复研究中, 在有效湿度、古温度、古水文及古生产力等方面都取得了一定的进展, 取得了重要成果, 成为古气候、古环境演变的有效代用指标, 从而对未来的气候环境变化趋势的预测具有重要意义。对湖泊碳酸盐的研究, 今后应该加强碳酸盐矿物含量、物质来源及其比例、其中赋存元素及同位素分布特征的变化机理等方面的研究。生物介壳碳酸盐是环境演变研究相对理想的实验材料, 应加强现代生物壳, 特别是人工环境实验工作, 建立不同种群对同一气候环境反映的标准模式, 作为研究地质历史环境演化的对照。加强寻找碳酸盐中更多能反映气候环境特征的高分辨率、高灵敏度的新指标, 作为互相对比验证的依据, 推进湖相碳酸盐在湖泊环境恢复中得到更大的应用。

参考文献:

- [1] Talbot M R A review of the palaeo-hydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates[J]. Chemical Geology, 1980(80): 261-279.
- [2] Schelske C L, Hodell D A. Recent changes in productivity and climate of lake Ontario detected by isotopic analysis of sediments[J]. Limnology. Oceanography, 1991, 36(5): 961-975.
- [3] Craig H. The measurement of oxygen isotope palaeotemperature[M]//Tongiorgi E. ed. Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Palaeotemperature. Pisa: Cons Naz Rich Lab Geo Nucl, 1965: 161-182.
- [4] Stuiver M. Oxygen and carbon isotope ratios of freshwater carbonate as climatic indicators[J]. Journal of Geophysics Research, 1970(75): 5247-5257.
- [5] Bowen R. Isotope and Climates[J]. Science, 1990; 96-100.
- [6] 姚顒栋. 古里雅冰芯近 2000 年气候环境变化记录[J]. 第四纪地质, 1997(1): 52-59.
- [7] Mok W. Carbon 13 in hydrogeological studies[M]//P Fritz and J C Fontes. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Part I Amsterdam: Elsevier Scientific Publishers, 1980: 47-49.

- [8] Rhodes T E, Gasse F, Lin R F, *et al.* A late Pleistocene-Holocene lacustrine record from Lake Manas, Zunggar (northern Xinjiang, Western China)[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimate, Palaeoecology*, 1996(120): 105—121
- [9] Lister G S, Kelits 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]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1991(84): 141—162
- [10] Leng M J, Marshall J D. Palaeoclimate interpretation of stable data from lake sediment archives[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2004(23): 811—831
- [11] Fontes J C, Gasse F, Gibert E. Holocene environmental changes in Lake Bangong basin (western Tibet). Part 1: Chronology and stable isotopes of carbonates of Holocene lacustrine core [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1996(120): 25—47.
- [12] Emrich K. Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate[J]. *Earth Planet. Sci. Letts.*, 1970(8): 363—371
- [13] Rubinson M, Clayton R N. Carbon 13 fraction between aragonite and calcite [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1969(33): 997—1002
- [14] 王苏民, 张振克. 中国湖泊沉积与环境演变研究的新进展[J]. *科学通报*, 1999, 44(6): 579—584
- [15] Romanek C S, Grossman E L, Morse J W. Carbon isotopes fractionation in synthetic aragonite and calcite: effects of temperature and precipitation rate[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992(56): 419—430
- [16] Gasse F, Fontes J C, Plaztat 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]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1987(60): 1—46
- [17] Rhodes T E, Gasse F, LIN R F, *et al.* A late Pleistocene ~ Holocene lacustrine record from Lake Manas, Zunggar (northern Xinjiang, Western China) [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimate, Palaeoecology*, 1996(120): 105—121.
- [18] 李国胜. 艾比湖冰消期以来的 $\delta^{13}\text{C}$ 记录与突变气候事件研究[J]. *科学通报*, 1993, 38(22): 2069—2071
- [19] 姚檀栋, Thompson L G. 敦煌冰芯记录与 5ka 温度变化 [J]. *中国科学, B 辑*, 1992(10): 1089—1093.
- [20] 张丕远, 王铮, 刘啸雷, 等. 中国近 2000 年来气候演变的阶段性[J]. *中国科学, B 辑*, 1994, 24(9): 998—1006
- [21] 强明瑞, 陈发虎, 高尚玉. 苏干湖沉积碳酸盐稳定同位素古气候意义的初步研究[J]. *第四纪研究*, 2004, 24(5): 598—599.
- [22] 李红春, 朱照宇. 美国西部 Owens 湖地球化学记录及其古气候意义[J]. *第四纪研究*, 2002, 22(6): 578—588.
- [23] Talbot M R. A review of the palaeo-hydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates[J]. *Chemical Geology*, 1980(80): 261—279
- [24] Schelske C L, Hodell D A. Recent changes in productivity and climate of lake Ontario detected by isotopic analysis of sediments [J]. *Limnology, Oceanography*, 1991, 36(5): 961—975.
- [25] Stuiver M. Oxygen and carbon isotope ratio of fresh-water carbonates as climatic indicators [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1970(75): 5247—5257.
- [26] Li H-C, Ku T-L. $\delta^{13}\text{C}$ — $\delta^{18}\text{O}$ covariance as a paleo-hydrological indicator for closed basin lakes [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1997(133): 69—80.
- [27] 陈敬安, 万国江, 唐德贵, 等. 洱海近代气候变化的沉积物粒度与同位素记录[J]. *自然科学进展*, 2000(3): 253—259.
- [28] Talbot M R, Kelts K. Paleolimnological signature from carbon and oxygen isotopic ratios in carbonates from organic carbon-rich lacustrine sediments[J]. *AAPG Memoir*, 1990(50): 61—76.
- [29] Talbot M R. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates[J]. *Chem Geol*, 1990(80): 261—279.
- [30] 刘传联, 赵全鸿, 汪品先. 湖相碳酸盐氧碳同位素的相关性与生油古湖泊类型[J]. *地球化学*, 2001, 30(4): 363—367.
- [31] 王全伟, 梁斌, 阚泽忠. 四川盆地下侏罗统自流井组湖相碳酸盐岩的碳、氧同位素特征及其古湖泊学意义[J]. *矿物岩石* 2006, 26(2): 87—91.
- [32] Gasse F, Arnold M, Li B Y, *et al.* A 130 000-year climate record from western Tibet[J]. *Nature*, 1991, 353(24): 742—745.
- [33] Wu J L. Compositions of ^{18}O and ^{13}C in various carbonates of core RM in the Zoige basin and climatic significance [J]. *Chinese Geographical Science*, 1996, 17(1): 18.
- [34] 张彭熹, 张保珍, 钱桂敏, 等. 青海湖全新世以来古环境参数的研究[J]. *第四纪研究*, 1994(3): 225—336.
- [35] Grafenstein U V, Erlenkeuser H, Kleinmann A, *et al.* High-frequency climatic oscillations during the last deglaciation as revealed by oxygen-isotope records of benthic organisms (Ammersee, Southern Germany) [J]. *Journal of Paleolimnology*, 1994(11): 349—357.
- [36] 卫克勤, 林瑞芬. 内陆封闭湖泊自生碳酸盐氧同位素剖面的古气候意义[J]. *地球化学*, 1995, 24(3): 215—223.
- [37] Gasse F, Fontes J C, Plaztat 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 Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1987(60): 1—46.
- [38] Irwin H, Coleman M L, Curtis C. Isotope evidence for the source of diagenetic carbonate during burial of organic rich sediments [J]. *Nature*, 1977(269): 209—213

- [39] Taylor H.P. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks[J]. Earth Planet Sci Lett, 1971(38): 177
- [40] Chivas A R, De Deckker P, Shelley J M G. Strontium content of ostracods indicates lacustrine paleosalinity [J]. Nature, 1986 (316): 251—253
- [41] Chivas A R, De Deckker P, Shelley J M S. Magnesium content of non-marine ostracod shells; A new palaeosalinometer and palaeothermometer[J]. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 1986 (54): 43—61.
- [42] DE DECKKER P, CHIVAS A R, SHELLEY J M G, *et al.* Ostracod shell chemistry: A new palaeoenvironmental indicator applied to a regressive/transgressive record from the Gulf of Carpentaria[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1988(66): 231—241
- [43] 沈吉, 王苏民, R Matsumoto, 等. 内蒙古岱海古水温定量恢复及其古气候意义[J]. 中国科学(D 辑), 2001, 31 (12): 1017—1023.
- [44] Talbot M R, Kells K. Paleolimnological signatures from carbon and oxygen isotopic ratio in carbonates from organic carbon rich lacustrine sediments[J]. AAPG Memoir, 1990(50): 61—76.
- [45] Lister G S. Stable isotopic from lacustrine ostracoda as tracers for continental palaeoenvironments[M] //De Deckker P. Colin J P. Ostracoda in the Earth Science. Amsterdam; Elsevier 1988: 201—218
- [46] 刘传联. 稳定同位素地球化学方法在古湖泊学研究中的应用[M] //汪品先, 刘传联. 台油盆地古湖泊学研究方法[M]. 北京: 海洋出版社, 1993: 96—123
- [47] 陈敬安, 万国江, 汪福顺, 等. 湖泊现代沉积物碳环境记录研究[J]. 中国科学(D 辑), 2002, 32(1): 73—80.
- [48] 赵永胜, 赵霞飞. 内陆湖泊贝壳碳酸盐碳氧同位素组成与气候研究[J]. 成都地质学院学报, 1990, 17(3): 83—92
- [49] Humfrey J D, Ferring C R. Stable isotopic evidence for latest pleistocene and central Holocene climatic change in north Texas [J]. Quat Res, 1994(41): 200—213
- [50] Menking K M, Bischoff J L, Fitzpatrick J A *et al.* Climatic/ Hydrologic Oscillation since about 15500aB.P. at Owens lake, reflected in Abundance and stable isotope composition sediment carbonate[J]. Quat Res, 1997(48): 58—68
- [51] Krishnamurthy R V, Micheal J, Deniro J. Isotope evidence for pleistocene change in Kashmir, India [J]. Nature, 1982 (298): 640—641.
- [52] 刘英俊. 元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1984: 154—168
- [53] 李志中. 论新疆巴里坤湖沉积地球化学指标的累积规律[J]. 海洋与湖沼, 1994, 25(4): 429—437.

Applications of Lacustrine Carbonate in Palaeoenvironment Research

GUO Jing-chun^{1,2}, MA Hai-zhou¹, SONG En-yu³, CHEN Ning⁴

- (1. *Qinghai Institute of salt lakes, Chinese Academy of Sciences, Xining, 810008, China;*
2. *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100039, China;*
3. *Qinghai Institute of Territorial Planning, Xining, 810001, China;*
4. *Qinghai Geology and Mineral Resources Exploration Development Bureau, Xining, 810001)*

Abstract: Investigations revealed that the distribution of carbonates in lake sediments as well as trace elements and isotopes predominantly record the evolution of global or regional environments, from which many palaeoenvironmental parameters, such as paleotemperature, paleoprecipitation, paleosalinity, paleozoology, and paleo-productivity can be extracted. According to the contents and C, O isotopes of carbonate rocks, the rules of paleoclimate evolution can be inferred and the palaeoenvironment can be reconstructed. Lacustrine carbonate will have a vast application prospect in the future study on palaeoenvironment evolution.

Key words: Lacustrine carbonate; Oxygen and carbon isotopes; Paleoclimate; Palaeoenvironment