

# 湖泊沉积中碳酸盐、有机质及其同位素的古气候意义\*

蓝江湖<sup>1,2\*\*</sup> 徐海<sup>1</sup> 刘斌<sup>1,2</sup> 盛恩国<sup>1,2</sup> 赵江涛<sup>1,2</sup> 郁科科<sup>1,2</sup>

(<sup>1</sup>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; <sup>2</sup>中国科学院大学, 北京 100049)

**摘要** 综述了近几十年来国内外湖泊沉积在全新世尺度上碳酸盐及其同位素、有机质及其同位素的研究进展。主要讨论了湖泊沉积物中碳酸盐含量、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ 的环境意义以及二者之间的协同变化,生物成因碳酸盐及其同位素和微量元素等的影响因素及所指示的环境意义,湖泊沉积物中有机质及其同位素和C/N等的影响因素及所指示的气候信息,同时文中还讨论了碳酸盐含量、有机质及其同位素在古气候重建中的应用。

**关键词** 湖泊沉积; 碳酸盐; 有机质; 稳定同位素; 古气候

**中图分类号** P532 **文献标识码** A **文章编号** 1000-4890(2013)5-1326-09

**Paleoclimate implications of carbonate, organic matter, and their stable isotopes in lacustrine sediments: A review.** LAN Jiang-hu<sup>1,2\*\*</sup>, XU Hai<sup>1</sup>, LIU Bin<sup>1,2</sup>, SHENG En-guo<sup>1,2</sup>, ZHAO Jiang-tao<sup>1,2</sup>, YU Ke-ke<sup>1,2</sup> (<sup>1</sup>State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710075, China; <sup>2</sup>University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China). *Chinese Journal of Ecology*, 2013, **32**(5): 1326-1334.

**Abstract:** This paper summarized the research advances of carbonate, organic matter, and their stable isotopes in lacustrine sediments at holocene scale over the past decades, with the focuses on the environmental implications of carbonate concentration,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ , and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ , and their synergistic variations in lacustrine sediments, the affecting factors of biogenic carbonate and its stable isotopes and trace elements in lacustrine sediments and related environmental implications, and the affecting factors of organic matter, its stable isotopes, and C/N ratio in lacustrine sediments and related climatic implications. This paper also discussed the applications of carbonate concentration, organic matter, and their stable isotopes in lacustrine sediments in the reconstruction of paleoclimate.

**Key words:** lacustrine sediments; carbonate; organic matter; stable isotope; paleoclimate.

湖泊是陆地水圈的重要组成部分,与大气圈、生物圈和岩石圈有着密切的联系,这为湖泊沉积物记录过去气候变化提供了可能性。而湖泊本身又是一个相对独立的系统,有其形成、发展和消亡的过程。湖泊沉积物岩性的变化、湖泊生物种属的变化等都记录了自然环境的变化过程,因此被认为是过去环境变化的信息库(Stuiver, 1970; Kelts, 1990),对湖泊沉积物进行物理学、化学和地质学研究能够重建湖泊古气候、古环境(王苏民, 1991)。全新世湖泊沉积物不仅记录了气候自然变化过程,还为未来气

候变化提供了历史相似型,因此全新世尺度的研究在湖泊沉积研究中尤为重要。通过<sup>210</sup>Pb、<sup>137</sup>Cs和AMS<sup>14</sup>C建立精确年代-深度模式的基础上,结合多种代用指标,从湖泊沉积物中提取多种环境信息。重建古气候信息的指标众多,本文主要讨论自生碳酸盐和生物成因碳酸盐及其同位素、有机质及其同位素的环境意义,以及在全新世气候重建中的应用。

## 1 碳酸盐含量及其 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$

### 1.1 碳酸盐含量的控制因素及气候意义

湖泊沉积物中碳酸盐含量(TCC)及其同位素的变化记录了区域乃至全球气候变迁过程,可以从中提取定量/半定量的古气候参数,在过去全球变化研

\* 国家自然科学基金项目(41173122)资助。

\*\* 通讯作者 E-mail: lanjh115@163.com

收稿日期: 2012-10-29 接受日期: 2013-01-28

究中已广泛应用(Talbot, 1990; Leng & Marshall, 2004; Moreno *et al.*, 2011)。湖泊沉积碳酸盐有自生碳酸盐和外源碳酸盐之分,自生碳酸盐包括湖水中无机化学沉淀产生的碳酸盐和生物成因碳酸盐,以及少量沉积物埋藏后早期成岩作用产生的碳酸盐;外源碳酸盐是指湖盆流域化学风化产生的,由地表径流搬运至湖泊水体中的碳酸盐。自生碳酸盐能很好地指示区域气候的变化,但陆源碎屑碳酸盐则对古气候重建起干扰作用。一般来说,湖泊自生碳酸盐反映湖泊生物活动和物理化学作用,其含量的高低分别指示湖水的咸化与淡化,从而反映气候的干湿变化。目前在提取自生碳酸盐这一问题上还没有成熟的方法,一般采用粒径 $<60\ \mu\text{m}$ 部分作为自生碳酸盐,但也不排除这部分中含有部分外源碳酸盐的可能性。

在湖泊中产生碳酸盐沉淀的必要条件是水体中碳酸盐含量过饱和,引起碳酸盐过饱和的可能机制包括2个方面(Kelts & Hsu, 1978):(1)生物因素。植物生长控制湖泊中 $\text{CO}_2$ 的收支。藻类在光合作用过程中吸收 $\text{CO}_2$ ,引起水体pH值升高、 $\text{H}^+$ 浓度减少、离子活度积增大,导致湖泊中碳酸盐过饱和而引发碳酸盐沉淀。而有机质进入湖盆底部分解释放出 $\text{CO}_2$ 进入均温层,最终在涡流和水循环的作用下进入温跃层,进一步产生碳酸盐沉降。(2)物理化学因素。影响湖泊碳酸盐沉淀的物理化学因素包括温度的变化、 $\text{CO}_2$ 的溶解和释放以及与不同水体之间的混合。

虽然影响碳酸盐沉淀的因素包括上述几个因子,但在短时间尺度上,温度可能是最重要的影响因子。碳酸盐的溶解能力受控于温度的变化:随着湖水温度的升高,碳酸盐在水体中溶解度减小,导致其以气体形式从水体中逸出,同时也易于导致过饱和条件的形成。在温暖年份,湖水热力分层出现较早且持续时间较长,藻类通过光合作用从湖泊表层水中吸收 $\text{CO}_2$ 的时间和强度增大,有利于过饱和条件的形成。同时湖水浮游微型生物数量增加,它们一方面可直接形成湖水对碳酸钙过饱和的局部微环境,另一方面还可作为碳酸钙沉淀的结晶核促使碳酸钙快速沉淀。高温期湖水蒸发作用增强,湖水中各种 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{CO}_3^{2-}$ 和 $\text{HCO}_3^-$ 等浓度随着湖水浓缩而增大,从而形成过饱和的条件(陈敬安等,2002)。当两个都处于碳酸盐饱和或不饱和的水体(pH值不同)相互混合时也能导致过饱和条件的形成(Wigley

& Plummer, 1976)。而湖泊沉积物中方解石的沉淀同样也记录了环境的变化,为了解释方解石沉淀对环境的响应,需进一步了解方解石的来源。通常认为,细菌和藻类是导致方解石沉降的主要原因,但其中具体的机制还有待进一步研究。Dittrich和Obst(2004)对方解石沉降与自养超微型浮游生物之间的关系展开了研究,其野外调查表明,在贫营养湖中方解石沉降与picocyanobacteria细菌繁殖紧密相关;而实验研究表明,由picocyanobacteria细菌导致的方解石沉降受到多种因素的影响,包括无机碳的吸收量和细胞壁的结构;同时作者还指出环境条件(如湖水组成)对方解石的沉降也有一定程度的影响。

不同地区湖泊沉积物中碳酸盐含量所代表的气候意义也不完全相同,这与气候及区域水文有密切联系。曾承(2009)认为,碳酸盐含量的变化主要反映水分条件的变化,与温度变化的关系不明显。碳酸盐含量增高可能对应暖干、冷干或暖湿气候,这取决于气温和水分对碳酸盐含量的综合影响程度。Xu等(2006)认为,碳酸盐含量的变化主要反映区域温度的变化。青海湖表层沉积物研究表明,碳酸盐沉降速率主要受盐度控制,盐度越高其沉降速率越大,因此碳酸盐含量就越高,反之亦然。而盐度主要受蒸发/降水比率(E/P)控制,青海湖水文数据表明蒸发对盐度的影响远大于降水的影响,因此碳酸盐含量主要受区域温度变化控制。但在干旱区,当湖泊已经处于碳酸盐沉积阶段,若气候条件进一步恶化则碳酸盐沉积可能演化为其他沉积类型(硫酸盐或卤化物沉积),导致碳酸盐含量降低。

Wittkop等(2009)对北美大平原Derby Lake沉积物研究指出,受岁差驱动全新世生长季节长度的变化导致碳酸盐含量在6 cal ka BP之后开始降低,而有机碳含量增加;这种区域气候变化模式表明,叠加在岁差驱动之上的温度与湿度之间的平衡控制了碳酸盐和有机碳含量的变化。Nelson等(2010)指出,Duck Lake碳酸盐含量在7.9~3.3 cal ka BP增加指示该时段气候的干旱化过程。然而,Mullins(1998)对北美Cayuga Lake研究却得出相反的结论,根据Milankovitch理论,在全新世大暖期时(9~4 ka BP [ $^{14}\text{C}$ ])北半球夏季太阳辐射量的变化导致沉积物中碳酸盐含量先是大量增加(达55%),而后降低至 $<5\%$ 。作者认为这是由于温暖的夏季导致湖水热力分层开始的时间提前,导致湖泊初级生产力和浮游生物量都增加,从而引起碳酸盐沉积增加。

在 3.5 ka BP 以后由于全新气候变冷导致碳酸盐含量大量降低。然而,最近几十年来 Cayuga Lake 碳酸盐含量再次增加(达 20%),作者提出两种截然不同的假说:一是湖泊富营养化导致碳酸盐含量增加;另一种解释则称可能与全球环境变化有关。刘东生(2009)通过对巴里坤湖沉积物研究认为,碳酸盐和石膏等盐类矿物含量的增加是由温度上升、冰川后退、降水增多、淋洗地表盐类物质和风化作用加强,以及蒸发加强同时引发的,碳酸盐含量增加指示流域降水增加和地表化学风化作用的加强。青海湖在全新世大暖期时碳酸盐含量处于高值时段(Shen *et al.*, 2005),结合有机碳等指标表明青海湖在这一时期处于温暖湿润阶段。色林错湖 1.4 ka BP 以来碳酸盐含量以及同位素都有所降低,表明湿度有所增加(顾兆炎等,1993)。

## 1.2 碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 的控制因素及气候意义

研究表明,湖泊水体中析出的碳酸盐氧同位素( $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ )是碳酸盐宿生水同位素组成( $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ )和水温的函数(Epstein *et al.*, 1953; Leng & Marshall, 2004; Shapley *et al.*, 2008; Olsen *et al.*, 2010; Zhang *et al.*, 2011)。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ 是湖水  $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$  的主要反映,二者呈正相关,但与温度呈负相关。而影响  $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$  的因素主要有大气降水、地表径流和地下径流等入湖水的  $\delta^{18}\text{O}$  及入湖水量,以及蒸发、地表和地下径流等出湖水的  $\delta^{18}\text{O}$  及出湖水量。另外,湖水滞留时间也会影响  $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ 。对于不同湖泊, $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$  环境解释模式也是不一样的。若湖泊水体  $\delta^{18}\text{O}$  保持恒定,则沉积碳酸盐  $\delta^{18}\text{O}$  只随温度的变化而变化。然而通常湖泊水体  $\delta^{18}\text{O}$  随时间发生了显著的变化,因此难以求得具体的温度。湖泊  $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$  值的变化可以指示湖水温度的变化,由于湖水温度与气温密切相关,故湖泊  $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$  值的变化进而可以反映湖泊汇水区域气温的变化。低  $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$  反映较高的湖水温度和较为温暖的气候阶段,而高  $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$  反应较低的湖水温度和较为寒冷的气候阶段(沈吉和安芷生,1997)。湖泊沉积物中同一层位的化学沉积碳酸盐  $\delta^{18}\text{O}$  值低于介壳碳酸盐  $\delta^{18}\text{O}$  值(Lister *et al.*, 1991; Yu & Kelts, 2002),其原因可能是湖泊水深导致的水温差异。生物碳酸盐形成于湖泊底部,化学沉积碳酸盐主要形成于湖泊表层。对于深水湖泊而言,底层水体温度几乎恒定在 4 °C 左右,表层夏季水温与气温相近,通常高于 4 °C,故形成于湖

泊表层水体的化学沉积碳酸盐  $\delta^{18}\text{O}$  值低于形成于湖泊底层水体的生物碳酸盐  $\delta^{18}\text{O}$  值(Lister *et al.*, 1991)。蒸发(E)和降水(P)是水位变化的最主要因素,尤其是 E/P 的平衡状态和由 E/P 决定的水位变化(Lister *et al.*, 1991; Xu *et al.*, 2006)。另外,受冰雪融水  $\delta^{18}\text{O}$  的影响,湖水  $\delta^{18}\text{O}$  偏低,导致碳酸盐  $\delta^{18}\text{O}$  也偏低。Epstein 等(1953)建立了温度与碳酸盐  $\delta^{18}\text{O}$  分馏的经验关系:

$$t(^{\circ}\text{C}) = 16.5 - 4.3\delta + 0.14\delta^2$$

式中, $\delta$  为样品与参照气体间  $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$  的差值(‰)。Craig(1965)在 1965 年将该公式进一步演化为:

$$t(^{\circ}\text{C}) = 16.0 - 4.14(\delta_{\text{car}} - \delta_{\text{water}}) + 0.13(\delta_{\text{car}} - \delta_{\text{water}})^2$$

式中, $\delta_{\text{car}}$  为碳酸盐  $\delta^{18}\text{O}$  (VPDB, 即标准样品是美国北卡罗来纳州白垩系皮狄组 Pee Dee Formation 的拟箭石), $\delta_{\text{water}}$  为湖水  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW, 即现代海水氧同位素标准 Standard Mean Ocean Water)。

而 Gonfiantini (1986) 认为,淡水湖和咸水湖  $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$  与盐度呈正相关,而盐湖  $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$  与盐度呈负相关。Leng 和 Marshall(2004)则认为,热带大型封闭湖泊体系中  $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$  值较高且变化较大, $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$  值的变化是 E/P 比率长期变化的函数;相反,在小型湖泊体系中  $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$  变化较小(小于几个‰),而这种变化则应归因于温度或降水同位素( $\delta_p$ )的变化。总体来说,对于大型深水湖泊  $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$  能较好地反映气候的低频变化,而对于小型浅水湖泊  $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$  主要反映气候的高频变化(刘东生,2009)。但在利用湖沼沉积物中同位素数据进行古气候解释时应充分考虑区域生物地球化学过程的影响,利用现代湖泊系统对古气候信息进行有力校正,在这基础上建立测量信息、湖水同位素组成和气候之间的关系。

最近 Bird 等(2011)对南美安第斯山地区 Pumacocha 湖泊研究指出,沉积物  $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$  反映  $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$  的变化,而  $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$  记录了大气降水  $\delta^{18}\text{O}$  同位素组成,后者又受南美夏季风(SASM)势力强弱所控制。基于这种关系,作者将湖泊沉积物  $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$  作为大气降水  $\delta^{18}\text{O}$  的代用指标,即 SASM 强弱的代用指标。在 11.2 ~ 10.3 cal ka BP 该湖泊沉积物  $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$  从 -14.5‰ 快速增加至 -10.5‰,并在 9.8 cal ka BP 达到最大值(-10.3‰)。之后受南半球夏季太阳辐射量增加而持续降低。这表明 SASM 导致降水的增强与岁差驱动有关。最近,Zhang 等(2011)总结并对比分析了来自印度季风区的 10 个湖泊沉积物  $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$ ,也认为  $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$  主要受  $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$  所控制,而

$\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$  又是区域蒸发/降水比率 (E/P) 平衡和受季风控制的降水多寡的函数。在此基础上将  $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$  集成为一条湿度指数曲线, 认为在全新世时期亚洲季风区气候具有广泛的一致性, 并不认同前人提出的印度夏季风和东亚夏季风呈反相位关系的结论。青海湖 1.7 cal ka BP  $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$  向负的方向转变 (Lister *et al.*, 1991; Wei *et al.*, 1999), 表明气候条件向湿润方向转变, 但不及早全新世的气候暖湿。班公错  $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$  在 1.3 cal ka BP 发生了巨大变化, 从很低水平增加到较高水平 (Fontes *et al.*, 1996; Wei & Gasse, 1999), 表明在这个时段班公错水文条件发生了巨大变化, 此时的湿润条件几乎可与 10.5 cal ka BP 相比, 这可能是班公错从开放系统向封闭系统转变的标志。但 Holmes 等 (2010) 却指出由于  $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$  变化过大, 而不能用于解释温度的变化, 相反可以用于揭示与大气环流有关的水汽来源和传输路径的变化。Jonsson 等 (2010) 也利用  $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$  反演北欧地区大气和海洋环流变化过程。

### 1.3 碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 的控制因素及 $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ 的协同变化

湖泊沉积物中自生碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  的变化主要是由自生碳酸盐沉降过程中同位素分馏 (Romanek *et al.*, 1992) 和湖泊中溶解无机碳  $\delta^{13}\text{C}$  (Talbot, 1990; Li & Ku, 1997; Lamb *et al.*, 2002; Leng & Marshall, 2004; Verbruggen *et al.*, 2010) 所致。在碳酸盐沉降过程中, 温度和碳酸盐沉降速率 (Romanek *et al.*, 1992) 以及溶解无机碳 (DIC) 含量 (Spero *et al.*, 1997) 都会影响同位素分馏。然而, 温度和碳酸盐沉降速率的影响是相对较小而且是不变的, DIC 含量对碳同位素在沉降过程中分馏的影响也较小。因此只有完全理解  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  的地球化学过程才能正确理解  $\delta^{13}\text{C}$  的环境意义。影响  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  的主要过程有: (1) 入湖水对  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  稀释。Xu 等 (2006) 认为, 对于青海湖, 由于入湖水量远小于湖中水量, 入湖淡水中的 DIC 含量也远小于湖中 DIC 含量, 所以青海湖入湖淡水的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  对湖中  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  影响甚小; (2) 水生植物通过光合作用和呼吸作用利用 DIC 中的碳酸盐 ( $\text{HCO}_3^-$ ) 而影响  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  (Meyers, 1997, 2003); (3) 蒸发作用使湖泊水体急剧减小, 这将导致湖泊深层水通过温跃层或化学跃变层与表层水加速混合而影响  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ; (4) 蒸发作用还引起湖水  $\text{CO}_2$  和大气  $\text{CO}_2$  交换, 从而可能导致湖水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  的增加 (尤其当湖水  $\text{CO}_2$  分压低于大气  $\text{CO}_2$  分压时) (曾承,

2010), 如青海湖就主要通过这种方式导致  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  的变化 (Xu *et al.*, 2006)。

在封闭湖泊中碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  间的关系能指示湖泊水文条件、蒸发交换、湖泊生产量和总  $\text{CO}_2$  含量的变化。在封闭的水文条件下, 时间达 5 ka 甚至更长的尺度下湖泊沉积物中碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  协同变化非常明显; 而在较短的时间尺度上,  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  相关性则可能大为降低。如在 9.7 ~ 8.7 ka BP 和 6.5 ~ 5.9 ka BP 时段 Mono Lake 沉积物中  $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$  和  $\delta^{18}\text{O}_{\text{car}}$  之间的相关系数分别达 0.97 和 0.83 (Li *et al.*, 1997)。由于  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  之间相关系数太低 ( $r=0.4$ ), Olsen 等 (2010) 认为丹麦 Bliden Lake 处于开放条件。但对盐度较低的封闭湖泊来说, 碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  会随着湖泊水体体积上升和下降发生协同变化。因此, 湖泊沉积中碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  发生协同变化还有待深入探讨。当湖泊所处条件快速恶化会因为蒸发-生产力的耦合效应引起碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  发生快速而较小的变化 (Li & Ku, 1997)。封闭湖泊水量平衡的巨大变化, 导致  $\delta^{18}\text{O}$  的变化大于 2‰。而在开放湖泊体系中碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  间相关性不高。而对水体滞留时间较短的湖泊而言, 碳酸盐  $\delta^{18}\text{O}$  几乎不变, 而且与入湖水的主要来源紧密相关。而在水体滞留时间较长的湖泊中, 碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  组成则是协同变化的 (Drummond *et al.*, 1995), 其相关系数大于 0.7。因此,  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  的协同变化系数和  $\delta^{18}\text{O}$  值的变化能够区分出湖泊是封闭环境还是开放环境产生的碳酸盐沉降。 $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  的协同变化能重建湖盆水文条件的演化历史、水体的演化等。比如, 从 Mono 湖沉积物中碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  的协同变化重建了湖泊古水文和古盐度的变化, 并且由  $\delta^{18}\text{O}$  所推导出的全新世湖面波动与其他代用指标所得结果一致 (Li & Ku, 1997)。

### 1.4 生物成因碳酸盐及其同位素组成

在生物成因碳酸盐方面的研究中主要以介形虫及其同位素和微量元素比值为主。介形虫是一种小型甲壳类动物, 大都生活在水生环境中, 它们通过有性或无性繁殖, 在性成熟前, 其生长过程中不断脱壳。成熟的非海相介形虫的体长一般在 0.5 ~ 2.5 mm, 虽然在孔隙水呈酸性, 其保存的部分较少, 但在湖泊沉积物中依然很常见。不同介形的种属和丰度受多种因素控制, 主要包括: 寄生水体的自然特征 (湖泊大小、形状、能量水平、浊度和大型植物数量

等)、水体温度、盐度、阴离子组成、营养补给以及水生生物的捕食作用,等。虽然一些介形虫有特定的生态幅,但生态幅大都较宽(Holmes, 1996)。

在古湖沼学研究中,介形虫壳体分析有其自身的优势:(1)介形虫脱壳是在很短的时间内完成的,并且很快形成,介形虫壳体组成是湖水条件时间和空间的详细记录;(2)避免了碎屑碳酸盐因混入流域内碳酸盐基岩而导致分析产生的误差;(3)对介形虫生活深度和季节生长周期的了解有助于利用各个介形种属确定碳酸盐形成的时间和地点。但也有其不足之处:(1)从沉积物中提取介形虫壳体以及其后的清洗过程的方法有待改进;(2)壳体埋藏后的成岩作用及其发生的变化;(3)钙化作用机制的复杂性;(4)壳体组成在时间和空间上的变化;(5)各个种属间的生态幅;(6)壳体化学特征与古水文间的关系。在某种程度上说,由于湖泊系统的多样性这些问题是不可避免的,但随着对各个种属生理特征、生命周期和生态特征的深入研究,加上对现代湖泊的研究,这些问题都将解决。

在介形虫壳体中微量元素随方解石发生沉降,在正常条件下,异壳介虫属(*Heterocypris*) 在脱壳后很短时间内就重新形成其壳体,从其宿生水体中直接吸收Ca,不会从以前蜕掉的壳体中吸收Ca,同时也只会从脱壳之后才能保存(Turpen & Angell, 1971)。这个发现表明,介形虫壳体反映了宿生水体的组成。也有研究表明,非海相介形虫壳体微量元素的化学性质与其宿生水体的物理化学特征之间存在定量关系。Chivas(1983)在实验室内人工可控的条件下养殖澳大利亚特有种 *Mytilocypris henricae*,并与已知湖泊环境下的该种对比研究得出,其壳体吸收的Mg、Sr和Ba记录了其生长的环境条件;他还发现,壳体对Mg的吸收量随温度的增加而增加,在15℃时Mg的吸收量为(6720 ± 1160) mol · L<sup>-1</sup>,在25℃时为(9320 ± 1410) mol · L<sup>-1</sup>。虽然壳体对Mg的吸收量变化甚小,但仍可以看出,在具有不同Mg/Ca值的水体中Mg的吸收量还是有很大差异的。重建过去Mg、Sr等微量元素的含量有重要意义,因为这些微量元素通常与盐度是协同变化的。比如,在封闭湖盆中盐度的演化(受蒸发量控制)过程中伴随着各种矿物的沉淀,并且盐度与Mg/Ca、Sr/Ca呈显著正相关(Chivas *et al.*, 1986a, 1986b; 张彭熹等, 1994)。夏娟娟(1996)测定了实验室养殖的介形虫 *Candona rawsoni* 和宿生水体的

氧同位素分馏系数,结果表明,该种属介形虫壳体的氧同位素组成是它宿生水体氧同位素组成和水温的函数。

Verbruggen等(2010)从瑞士Rotsee湖泊沉积物中介形虫氧同位素重建晚冰期到早全新世湖水 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化过程。Chivas等(1985)利用Keilambete湖沉积物中介形虫Sr/Ca重建了过去10 ka BP以来的盐度。Xia等(1997)对地处美国大平原北部地区的Coldwater湖研究后认为,由于太阳辐射和冰量的变化引起太平洋、北冰洋和墨西哥湾三大气团对该区贡献量的差异导致这一地区气候的冷暖干湿变化,介形虫 $\delta^{18}\text{O}$ 、Mg/Ca和Sr/Ca表明2.4~0.6 ka BP以来以冷湿气候为主,而小冰期(600~150 a BP)该区气候则表现为暖干气候条件,最近100年的气候则与器测资料相吻合,表现为进一步变干。对北美大平原北部封闭湖泊Rice湖沉积物中介形虫Mg/Ca研究后,Yu和Ito(1999)认为,该区2.1 ka BP以来气候存在400、200、130和100年的准周期变化,并且这些周期与大气放射性碳所记录的太阳辐射的3个主周期相吻合。这表明太阳辐射驱动具有400年准周期的世纪干旱周期,这与代表太阳辐射的 $\delta^{14}\text{C}$ 记录和极地气候代用指标 $\delta^{18}\text{O}$ 一致,同时表明在太阳辐射极小值时北美大平原处于干旱期,与此同时格陵兰处于寒冷期。

如上所述碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 反映了湖水温度和同位素组成,而湖水同位素组成也会发生很大的变化,其原因包括降水和流域入湖水的同位素组成的变化,E/P以及湖水滞留之间等。相反,碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 受温度的影响较小,但随总溶解无机碳(TDIC)同位素的变化而变化,而TDIC的 $\delta^{13}\text{C}$ 又受与大气中 $\text{CO}_2$ 交换速率、光合作用和有机质分解速率、细菌作用和输入的溶解碳酸盐含量等因素控制。人工养殖和现代湖泊中野外采集的介形虫表明,介形虫壳体的方解石是宿生水体与TDIC近于同位素平衡条件下形成的。但是,由于介形虫壳体形成是在很短时间内完成的,其 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 在反应宿生水体和TDIC同位素组成方面存在很大的局限性,这点对利用介形虫同位素研究古湖沼学有重大意义。

## 2 有机质含量及C/N、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$

湖泊沉积物中有机质的含量和类型保存了古环境古气候信息以及人类活动对区域生态系统的影响(Meyers, 1994, 2003)。虽然有机质在沉降过程中

只有小部分保留于沉积物中,但总有机质含量(TOC)及其碳同位素组成( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ )和C/N仍保存了有机质的来源和古气候信息。湖泊沉积物中有机质主要有两个来源:内源,即来源于湖泊水生植物;外源,即流域内陆生植物残体经入湖径流带入湖泊中(Talbot & Johannessen, 1992; Meyers, 1994)。而湖泊沉积物有机质C/N能区分出有机质是外源还是内生(Talbot & Johannessen, 1992; Meyers & Ishiwatari, 1993; Meyers, 1994; Kaushal & Binford, 1999),水生植物因纤维素含量低而蛋白质含量高使得C/N值较低,一般在4~10,而陆生植物则相反,因富纤维素贫蛋白质导致C/N>20(Meyers, 1994, 1997, 2003; Meyers & Takemura, 1997; Muller & Mathesius, 1999)。湖泊沉积物中有机质是水生植物和陆源高等植物的混合,因此其C/N一般在10~20(Meyers, 1994)。虽然早期成岩作用使有机质组成发生变化导致沉积物中有机质C/N发生变化,但处于水下环境沉积物,其C/N依然保存了有机质源的信号(Meyers & Lallier-Verges, 1999)。湖泊沉积物研究表明,C/N和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 能确定藻类和陆生有机质在总有机质中所占的比重。虽然有机质在湖底被埋藏后进一步分解,导致有机碳积累量降低,同时 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 也可能发生变化,但仍可能从残存的有机质中提取出物质的主要来源(Hodell *et al.*, 1998)。

通常情况下,总有机碳被认为是湖区降水量的代用指标(Stockhausen & Zolitschka, 1999; Xiao *et al.*, 2006; Xu *et al.*, 2006),高TOC含量指示高降水量,低TOC含量指示低降水量;而总无机碳(TIC)含量反映了湖区温度的变化,TIC含量增加表明湖区温度上升,反之则意味着温度下降(Xiao *et al.*, 2006, 2008)。

影响湖泊沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的因素多种,其中湖泊初级有机生产力和外源/内源有机质来源的变化可能是最重要的影响因素,即温度对湖泊初级生产力的影响和生物物种变化对有机质来源的影响(Håkansson, 1985; Olsen *et al.*, 2010)。温度增加导致湖泊沉积物中 $^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 含量增加;浮游生物和大型沉水植物相对比例的变化也会引起 $^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 含量的变化,大型沉水植物减少浮游生物增加使得 $^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 含量降低;若沉积物中几乎无来源于碳酸盐岩的 $\text{CO}_2$ ,也会导致沉积物有机质 $^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 含量的降低;当流域从几乎无植被状态向高植被覆盖度方向转变时,亦会引起这

种效应;大气 $\text{CO}_2$ 中 $^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 含量降低时同样会发生这种情况。Stuiver(1975)认为,多种因素影响湖泊沉积物中 $^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 含量,其中水体硬度和有机质生产量的变化起主要作用。而吴敬禄等(1996)则认为,湖泊沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 与气候间的关系较为复杂,在中低纬度和海拔地区 $\delta^{13}\text{C}$ 增加对应于暖期,低值对应于冷期(沈吉等,1996),这主要是由 $\text{C}_4$ 植物分布和水中溶解 $\text{CO}_2$ 含量所决定的;在高纬度和高海拔地区由于特殊的自然环境造成 $\delta^{13}\text{C}$ 低值时对应于暖期,而高值时对应于冷期。陈敬安等(2002)认为,温度及其引起的相关变化是控制沉积物中有机碳含量变化关系的主要因素。而Xu等(2006)认为,当湖泊沉积物中TOC增加时,C/N也随之增加,而 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 将降低,其原因是入湖 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的降低以及陆源有机质通量的增加,这就造成TOC(去趋势)与C/N呈正相关,而TOC与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 呈负相关,C/N与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 也呈负相关。湖泊沉积物中有机碳与碳酸盐含量经常呈负相关,这种负相关常发生在同一湖泊不同部位的表层沉积物、不同湖泊的表层沉积物以及全新世沉积物的不同部位(Dean, 1999)。

最近,薛积彬和钟魏(2011)以巴里坤湖为研究对象,利用TOC和碳酸盐同位素( $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ )重建了该地区全新世气候变化过程,指出该地区全新世气候变化不仅受来自北大西洋气候变化的影响(西风),还可能受来自热带低纬过程的海-气相互作用(ENSO)。Xiao等(2008)通过对采自内蒙达里湖长8.5 m长的岩芯研究得出,TOC和TIC的波动指示湖水水位的变化。但导致湖水水位变化的原因却是多样的,在早全新世湖面扩张可能由于北半球夏季太阳辐射量增加引起冰雪融水所致,而不是季风降水增加导致的;但在7.6 cal ka BP以后湖面上升原因可能是西太平洋暖池温度、大小增加和向西移动以及西太平洋黑潮势力增强导致季风降水增加所致;同时这一时期湖面大幅度波动记录了东亚夏季风的快速变化,这可能是由于ENSO强弱和频率的变化有关。Andreev等(2005)对乌拉尔山北极地区研究指出,在10.7~7.8 cal ka BP时期,TOC、TN达到最大值反映湖泊生产力达到最大,同时 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 处于最低值也表明湖泊沉积物有机质主要来源于浮游生物和生产力达到最大值。而Morellón等(2009)认为, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 主要反映湖泊生产力和营养水平的变化,而不能反映物质来源。Lücke等(2003)对德国玛珥湖Holzmaar研究后指出,湖泊沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 揭

示了湖泊古生产力并提供了古气候和古环境信息。在末次冰消期和全新世由于环境参数(降水量、太阳辐射量和温度等)的变化导致湖泊流域系统的藻类组合和反应湖泊初级生产力的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  发生变化。在中全新世时期,由于气候条件的改善,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  稳步增加,在 6.5 varve ka BP 时达到最高值。而在 2.7 varve ka BP 之后,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  发生大幅度快速的变化,这表明该流域遭到了巨大的扰动,这可能是由人类活动导致森林破坏和修复以及径流量的变化引起。北美安大略湖湖泊沉积物  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  在 20 世纪呈逐渐增加趋势,并在 70 年代初到中叶达到最大值,而后一直呈下降趋势,这个趋势与进入罗彻斯特盆地磷含量趋势一致,表明  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  是古生物量的可靠代用指标 (Schelske & Hodell, 1991; Hodell *et al.*, 1998)。Dean (1999) 对 Elk Lake 的研究表明,沉积物中有机碳与碳酸盐含量呈负相关,在 4 ka BP 到工业革命前(约 AD 1850) Elk Lake 湖心沉积物中有机碳含量增加从 3% ~ 7% 持续增加,而  $\text{CaCO}_3$  含量从 50% ~ 40% 一直减少,这种变化应该是自然状态下富营养化的结果;从 AD 1850 其有机碳含量从 7% ~ 10% 一直增加,而  $\text{CaCO}_3$  含量从 40% ~ 10% 急剧减少,这是人类活动导致的富营养化,与 1903—1919 年在伊塔斯加国家公园的伐木有关 (Dean, 1999)。一支钻取自美国东北部 Pleasant 湖 70 cm 长的岩芯研究表明,自 AD 1780 以来沉积物的 C/N 急剧增加,这与该区森林破坏导致流域内进入湖中的物质增加有密切联系,并且表层沉积物 C/N 在空间上的变化远小于因森林破坏引起的变化 (Kaushal *et al.*, 1999)。青海湖 600 a BP 以来 C/N 虽然在 8.8 ~ 10.4, Xu 等 (2006) 认为,有机质主要来源于藻类或浮游植物,但陆源有机质却也有一定的贡献。

### 3 总结

本文回顾了在全新世尺度上国内外几十年来湖泊沉积在碳酸盐及其同位素、有机质及其同位素的研究现状。碳酸盐及其同位素影响因素众多,如温度、降水、盐度、湖泊生产力及湖泊封闭状况等。文中主要讨论了湖泊自生碳酸盐、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  和  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$  的环境意义及二者之间的协同变化关系、生物成因碳酸盐及其同位素及微量元素等所指示的环境意义。在不同地区湖泊沉积中碳酸盐含量及其同位素所代表的气候意义也是不完全相同,有的地区主要代表

降水,有的则指示温度;而有机质及其同位素和 C/N 等影响因素同样复杂,其代表的气候意义也不一样。湖泊沉积研究环境代用指标的深入研究,有助于重建过去气候变化历史,探索气候变化机制,并预测未来气候变化,是过去全球变化研究的重要内容。

### 参考文献

- 陈敬安,万国江,汪福顺,等. 2002. 湖泊现代沉积物碳环境记录研究. 中国科学: 地球科学, **32**(1): 73-80.
- 顾兆炎,刘嘉麒,袁宝印,等. 1993. 12000 年来青藏高原季风变化——色林错沉积物地球化学的证据. 科学通报, **38**(1): 61-64.
- 刘东生. 2009. 黄土与干旱环境. 合肥: 安徽科学技术出版社.
- 吴敬禄,王苏民,沈吉. 1996. 湖泊沉积物有机质  $\delta^{13}\text{C}$  所揭示的环境气候信息. 湖泊科学, **8**(2): 113-118.
- 沈吉,王苏民,羊向东. 1996. 湖泊沉积物中有机碳稳定同位素测定及其古气候环境意义. 海洋与湖沼, **27**(4): 400-404.
- 沈吉,安芷生. 1997. 大布苏湖沉积剖面碳酸盐含量氧同位素特征的古气候意义. 湖泊科学, **9**(3): 217-222.
- 王苏民. 1991. 湖泊沉积学. 地球科学进展, **6**(6): 62-63.
- 夏娟娟. 1996. 湖相介形虫壳的稳定同位素和微量元素在古气候研究中的应用. 第四纪研究, (4): 345-352.
- 薛积彬,钟巍. 2011. 新疆巴里坤湖全新世气候环境变化与高低纬间气候变化的关联. 中国科学(地球科学), **41**(1): 61-73.
- 张彭熹,张保珍,钱桂敏,等. 1994. 青海湖全新世以来古环境参数的研究. 第四纪研究, (3): 225-238.
- 曾承. 2009. 湖泊自生碳酸盐含量环境记录. 海洋湖沼通报, (1): 67-72.
- 曾承. 2010. 湖泊自生碳酸盐碳同位素在环境变化中的应用. 盐湖研究, (2): 1-6.
- Andreev AA, Tarasov PE, Ilyashuk BP, *et al.* 2005. Holocene environmental history recorded in Lake Lyadhej-To sediments, Polar Urals, Russia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **223**: 181-203.
- Bird BW, Abbott MB, Rodbell DT, *et al.* 2011. Holocene tropical South American hydroclimate revealed from a decadal resolved lake sediment  $\delta^{18}\text{O}$  record. *Earth and Planetary Science Letters*, **310**: 192-202.
- Chivas AR. 1983. Magnesium, strontium and barium partitioning in nonmarine ostracode shells and their use in paleoenvironmental reconstructions a preliminary study// Maddocks RE, eds. Applications of Ostracoda. Houston: The University of Houston: 238-249.
- Chivas AR, Dedecker P, Shelley JMG. 1985. Strontium content of ostracods indicates lacustrine paleosalinity. *Nature*, **316**: 251-253.
- Chivas AR, Dedecker P, Shelley JMG. 1986a. Magnesium and strontium in nonmarine ostracod shells as indicators of paleosalinity and paleotemperature. *Hydrobiologia*, **143**:

135–142.

- Chivas AR, Dedecker P, Shelley JMG. 1986b. Magnesium content of nonmarine ostracod shells: A new paleosalinometer and paleothermometer. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **54**: 43–61.
- Craig H. 1965. The measurement of oxygen isotope palaeotemperatures// Tongiorgi E, ed. *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Palaeotemperatures*. Pisa: Consiglio Nazionale Della Ricerca; 161–182.
- Dean WE. 1999. The carbon cycle and biogeochemical dynamics in lake sediments. *Journal of Paleolimnology*, **21**: 375–393.
- Dittrich M, Obst M. 2004. Are picoplankton responsible for calcite precipitation in lakes. *Ambio*, **33**: 559–564.
- Drummond CN, Patterson WP, Walker JCG. 1995. Climatic forcing of carbon-oxygen isotopic covariance in temperate-region marl lakes. *Geology*, **23**: 1031–1034.
- Epstein S, Buchsbaum R, Lowenstam HA, et al. 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin*, **64**: 1315–1325.
- Fontes JC, Gasse F, Gibert E. 1996. Holocene environmental changes in Lake Bangong basin (western Tibet). I. Chronology and stable isotopes of carbonates of a Holocene lacustrine core. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **120**: 25–47.
- Gonfiantini R. 1986. Environmental isotopes in lake studies// Fritz P, Fontes JC, eds. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. v. 2: The Terrestrial Environment, B. Vol. 2, The Terrestrial Environment. Amsterdam: Elsevier; 113–168.
- Hakansson S. 1985. A review of various factors influencing the stable carbon isotope ratio of organic lake-sediments by the change from glacial to postglacial environmental-conditions. *Quaternary Science Reviews*, **4**: 135–146.
- Hodell DA, Schelske CL. 1998. Production, sedimentation, and isotopic composition of organic matter in Lake Ontario. *Limnology and Oceanography*, **43**: 200–214.
- Hodell DA, Schelske CL, Fahnenstiel GL, et al. 1998. Biologically induced calcite and its isotopic composition in Lake Ontario. *Limnology and Oceanography*, **43**: 187–199.
- Holmes J, Arrowsmith C, Austin W, et al. 2010. Climate and atmospheric circulation changes over the past 1000 years reconstructed from oxygen isotopes in lake-sediment carbonate from Ireland. *The Holocene*, **20**: 1105–1111.
- Holmes JA. 1996. Trace-element and stable-isotope geochemistry of non-marine ostracod shells in Quaternary palaeoenvironmental reconstruction. *Journal of Paleolimnology*, **15**: 223–235.
- Jonsson CE, Andersson S, Rosqvist GC, et al. 2010. Reconstructing past atmospheric circulation changes using oxygen isotopes in lake sediments from Sweden. *Climate of the Past*, **6**: 49–62.
- Kaushal S, Binford MW. 1999. Relationship between C/N ratios of lake sediments, organic matter sources, and historical deforestation in Lake Pleasant, Massachusetts, USA. *Journal of Paleolimnology*, **22**: 439–442.
- Kelts. 1990. Lacustrine carbonates as geochemical archives of environmental change and biotic/abiotic interactions// Tilzer MM, Serruya C, eds. *Large Lakes: Ecological Structure and Function*. Madison: Science and Technology Publishers; 288–315.
- Kelts K, Hsu KJ. 1978. Fresh water carbonate sedimentation// Lerman, ed. *Lakes: Chemistry Geology Physics*. New York: Springer; 295–323.
- Lücke A, Schleser GH, Zolitschka B, et al. 2003. A Lateglacial and Holocene organic carbon isotope record of lacustrine palaeoproductivity and climatic change derived from varved lake sediments of Lake Holzmaar, Germany. *Quaternary Science Reviews*, **22**: 569–580.
- Lamb AL, Leng MJ, Lamb HF, et al. 2002. Climatic and non-climatic effects on the  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  compositions of Lake Awassa, Ethiopia, during the last 6.5 ka. *Quaternary Science Reviews*, **21**: 2199–2211.
- Leng MJ, Marshall JD. 2004. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quaternary Science Reviews*, **23**: 811–831.
- Li HC, Ku TL. 1997.  $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{C}$  covariance as a paleohydrological indicator for closed-basin lakes *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **133**: 69–80.
- Lister GS, Kelts K, Zao CK, et al. 1991. Lake Qinghai, China: Closed-basin lake levels and the oxygen isotope record for ostracoda since the Latest Pleistocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **84**: 141–162.
- Meyers PA. 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic-matter. *Chemical Geology*, **114**: 289–302.
- Meyers PA. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, **27**: 213–250.
- Meyers PA. 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: A summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*, **34**: 261–289.
- Meyers PA, Ishiwatari R. 1993. Lacustrine organic geochemistry: An overview of indicators of organic-matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic Geochemistry*, **20**: 867–900.
- Meyers PA, Lallier-Verges E. 1999. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *Journal of Paleolimnology*, **21**: 345–372.
- Meyers PA, Takemura K. 1997. Quaternary changes in delivery and accumulation of organic matter in sediments of Lake Biwa, Japan. *Journal of Paleolimnology*, **18**: 211–218.
- Morellón M, Valero-Garcés B, Vegas-Vilarrúbia T, et al. 2009. Lateglacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: The Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews*, **28**: 2582–2599.

- Moreno A, López-Merino L, Leira M, *et al.* 2011. Revealing the last 13500 years of environmental history from the multiproxy record of a mountain lake (Lago Enol, northern Iberian Peninsula). *Journal of Paleolimnology*, **46**: 327–349.
- Muller A, Mathesius U. 1999. The palaeoenvironments of coastal lagoons in the southern Baltic Sea. I. The application of sedimentary C<sub>org</sub>/N ratios as source indicators of organic matter. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **145**: 1–16.
- Mullins HT. 1998. Environmental change controls of lacustrine carbonate, Cayuga Lake, New York. *Geology*, **26**: 443–446.
- Nelson JA, Licht K, Yansa C, *et al.* 2010. Climate-related cyclic deposition of carbonate and organic matter in Holocene lacustrine sediment, Lower Michigan, USA. *Journal of Paleolimnology*, **44**: 1–13.
- Olsen J, Noe-Nygaard N, Wolfe BB. 2010. Mid- to late-Holocene climate variability and anthropogenic impacts: Multiproxy evidence from Lake Bliden, Denmark. *Journal of Paleolimnology*, **43**: 323–343.
- Romanek CS, Grossman EL, Morse JW. 1992. Carbon isotopic fractionation in synthetic aragonite and calcite: Effects of temperature and precipitation rate. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, **56**: 419–430.
- Schelske CL, Hodell DA. 1991. Recent changes in productivity and climate of Lake Ontario detected by isotopic analysis of sediments. *Limnology and Oceanography*, **36**: 961–975.
- Shapley MD, Ito E, Donovan JJ. 2008. Isotopic evolution and climate paleorecords: Modeling boundary effects in groundwater-dominated lakes. *Journal of Paleolimnology*, **39**: 17–33.
- Shen J, Liu X, Sumin W, *et al.* 2005. Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18000 years. *Quaternary International*, **136**: 131–140.
- Spero HJ, Bijma J, Lea DW, *et al.* 1997. Effect of seawater carbonate concentration on foraminiferal carbon and oxygen isotopes. *Nature*, **390**: 497–500.
- Stockhausen H, Zolitschka B. 1999. Environmental changes since 13000 cal. BP reflected in magnetic and sedimentological properties of sediments from Lake Holzmaar (Germany). *Quaternary Science Reviews*, **18**: 913–925.
- Stuiver M. 1970. Oxygen and carbon isotope ratios of fresh-water carbonates as climatic indicators. *Journal of Geophysical Research*, **75**: 5247–5257.
- Stuiver M. 1975. Climate versus changes in C-13 content of organic component of lake sediments during Late Quaternary. *Quaternary Research*, **5**: 251–262.
- Talbot MR. 1990. A review of the paleohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic-ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology*, **80**: 261–279.
- Talbot MR, Johannessen T. 1992. A high-resolution paleoclimatic record for the last 27500 Years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic-matter. *Earth and Planetary Science Letters*, **110**: 23–37.
- Turpen JB, Angell RW. 1971. Aspects of molting and calcification in the ostracode *Heterocypris*. *Biological Bulletin*, **140**: 331–338.
- Verbruggen F, Heiri O, Reichert GJ, *et al.* 2010. Chironomid  $\delta^{18}\text{O}$  as a proxy for past lake water  $\delta^{18}\text{O}$ : A Lateglacial record from Rotsee (Switzerland). *Quaternary Science Reviews*, **29**: 2271–2279.
- Wei K, Gasse F. 1999. Oxygen isotopes in lacustrine carbonates of West China revisited: Implications for post glacial changes in summer monsoon circulation. *Quaternary Science Reviews*, **18**: 1315–1334.
- Wigley TML, Plummer LN. 1976. Mixing of carbonate waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **40**: 989–995.
- Wittkop CA, Teranes JL, Dean WE, *et al.* 2009. A lacustrine carbonate record of Holocene seasonality and climate. *Geology*, **37**: 695–698.
- Xia J, Haskell BJ, Engstrom DR, *et al.* 1997. Holocene climate reconstructions from tandem trace-element and stable-isotope composition of ostracodes from Coldwater Lake, North Dakota, USA. *Journal of Paleolimnology*, **17**: 85–100.
- Xiao J, Si B, Zhai D, *et al.* 2008. Hydrology of Dali Lake in central-eastern Inner Mongolia and Holocene East Asian monsoon variability. *Journal of Paleolimnology*, **40**: 519–528.
- Xiao JL, Wu JT, Si B, *et al.* 2006. Holocene climate changes in the monsoon/arid transition reflected by carbon concentration in Daihai Lake of Inner Mongolia. *The Holocene*, **16**: 551–560.
- Xu H, Ai L, Tan LC, *et al.* 2006. Stable isotopes in bulk carbonates and organic matter in recent sediments of Lake Qinghai and their climatic implications. *Chemical Geology*, **235**: 262–275.
- Yu JQ, Kelts KR. 2002. Abrupt changes in climatic conditions across the late-glacial/Holocene transition on the N. E. Tibet-Qinghai Plateau: Evidence from Lake Qinghai, China. *Journal of Paleolimnology*, **28**: 195–206.
- Yu Z, Ito E. 1999. Possible solar forcing of century-scale drought frequency in the northern Great Plains. *Geology*, **27**: 263–266.
- Zhang J, Chen F, Holmes JA, *et al.* 2011. Holocene monsoon climate documented by oxygen and carbon isotopes from lake sediments and peat bogs in China: A review and synthesis. *Quaternary Science Reviews*, **30**: 1973–1987.

作者简介 蓝江湖,男,1986年生,博士研究生,主要研究方向为湖泊生态学和湖泊碳循环。E-mail: lanjh@ieecas.cn  
责任编辑 魏中青