

# 湖泊沉积有机碳同位素 与环境变化的研究进展

余俊清<sup>1,2</sup> 王小燕<sup>1</sup> 李 军<sup>1</sup> 安芷生<sup>2</sup>

(1: 中国科学院盐湖研究所西安二部, 西安 710043; 2: 中国科学院黄土与第四纪国家重点实验室, 西安 710054)

**提 要** 湖泊沉积有机质稳定碳同位素( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ )在区域气候与环境变化方面的应用研究近年来发展迅速, 成果令人瞩目. 保存在各类湖泊岩芯中的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  记录揭示了晚更新世以来大气  $\text{CO}_2$  浓度的变化、湖泊水位波动、湖区生态与植被的变迁以及气温变化等重要环境信息. 由于造成  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值变化的影响因素较多, 确定个湖与环境变化有关的主导因素时常有赖于其它证据的帮助, 诸如地球化学、古湖沼学、孢粉学、分子同位素地层学等等. 前人通过研究来自不同类型湖泊、具不同曲线形态特征的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  记录, 提出了多种环境解释模型. 本文对此作了归纳和评述.

鉴别和澄清湖泊沉积有机质的源物质以及有机物源随环境变化而发生过的变动, 是研究  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  记录环境意义至关重要的基础性工作. 由于有机质含量、碳氮比值、氢指数、生物残留物鉴别等常能提供有关湖泊有机质来源、产率、成岩作用等方面的有用信息, 这方面的研究成果应该尽可能一并提供, 以利于恰当地应用现有的环境解释模型, 或者建立个湖新模型. 单体生物标志化合物鉴别通常也能为区分湖积有机质中陆生、水生、细菌生等不同碳的来源提供有用信息. 特定化合物同位素分析技术近年来成功地应用于建立单体生物标志化合物碳同位素地层学, 为湖积有机碳同位素在生态环境演变研究方面的应用提供了新思路. 我国许多湖泊的湖底沉积岩芯尚未钻取, 那些对过去全球变化研究很有价值的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  记录有待我们去获取和研究.

**关键词** 湖泊沉积 有机质 碳同位素 环境解释模型 冰后期气候变化

**分类号** P512.3 P532

Stuiver 于 1975 年报道了 12 个湖泊沉积剖面中有机质的碳同位素值, 探讨了影响  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值变化的一些因素及其与末次冰期以来气候变化的关联<sup>[1]</sup>. 尽管由于缺乏各湖有机质来源的证据因而局限了环境变化讨论的深入, 但他抛砖引玉, 引起了人们对湖泊沉积  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  记录环境意义研究工作的重视. 以新英格兰的 5 个湖泊<sup>[2]</sup>和瑞典南部的 7 个湖泊的研究成果为主要依据, Hakansson 对影响湖泊沉积  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  变化的诸多因素展开了较为全面的讨论<sup>[3]</sup>. 从 20 世纪 90 年代起, 我国学者开始研究湖泊沉积  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  记录的环境意义, 取得了有益的成果<sup>[4-10]</sup>. 与此同时, 国际同行对这一重要环境同位素记录的研究也取得了令人瞩目的成果<sup>[11-14]</sup>. 最近五年以来, 鉴别可能指示湖泊沉积物中有机碳的特定生物起源的类脂类生物标志化合物, 利用其特定化合物碳同位素值指示冰期/间冰期生态环境变化的研究工作取得了显著成绩<sup>[15-17]</sup>. 我国学者也对湖积物中不易被降解和改变其同位素组成的  $\alpha$  纤维素碳同位素值的分析测试方法及其环境意义进行了有益的探讨<sup>[18]</sup>. 鉴于湖泊沉积  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  记录显露出来的重要研究潜质, 本文

• 中国科学院重大项目(KZ951-A1-402)和国家自然科学基金项目(49971074)联合资助.  
收稿日期: 2000-06-20. 收到修改稿日期: 2000-11-01. 余俊清, 男, 1954年生, 研究员.

谨对前人的主要研究成果作扼要介绍和必要的简评。

应用湖泊沉积有机质稳定碳同位素解释冰后期气候环境变化大体可以归纳为以下几种主要模型:

### (1) 大气 CO<sub>2</sub> 主控模型 (I)

一些湖泊每年的对流混合和生物成因碳酸盐的快速溶解使得大气 CO<sub>2</sub> 与湖中溶解 CO<sub>2</sub> 保持平衡。由于依赖水体中溶解 CO<sub>2</sub> 为生的水生生物的  $\delta^{13}\text{C}$  值取决于水体中溶解 CO<sub>2</sub> 的浓度<sup>[19]</sup>, 当大气中 CO<sub>2</sub> 浓度 ( $p\text{CO}_2$ ) 发生变更时, 会影响到水生生物的碳同位素分馏, 即造成其  $\delta^{13}\text{C}$  值的改变。例如, 大气 CO<sub>2</sub> 浓度的增大及水体中 CO<sub>2</sub> 含量的增高会造成水生生物的  $\delta^{13}\text{C}$  值的负增长。对日本琵琶湖底 12m 长岩芯柱有机质碳同位素的研究结果表明<sup>[11]</sup>, 造成  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值在末次冰期至冰后期时段从 -21.5‰ 至 -25.5‰ 改变的原因既非有机质保存或源物质的改变, 也非水温改变所致, 而是水生生物对当时湖水中 CO<sub>2</sub> 含量的提高即大气 CO<sub>2</sub> 含量从 200mg/kg 至 280mg/kg 改变反应的结果。对贝加尔湖钻孔岩芯有机碳同位素测定结果显示,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  记录具有与琵琶湖记录类似的变化格局, 因而也被归结为当时大气  $p\text{CO}_2$  变化所致<sup>[20]</sup>。

### (2) 植被类型主控模型 (II)

众所周知, 陆生 C3 植物的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值 (-22‰ 至 -33‰) 明显低于 C4 植物 (-10‰ 至 -20‰)<sup>[21]</sup>。如果湖泊有机质源于陆生植物孢粉而非自生浮游生物, 而且有证据说明  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值保持了其同位素信息的原始性, 不存在诸如成岩作用引发的  $^{13}\text{C}$  贫化等后期改变。在这种情况下, 湖区周围的植被类型及其随气候变化而发生的改变, 会成为导致湖泊沉积  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值变化的主控因素。对喀麦隆西部热带雨林区的火山口湖湖心 110m 水深处钻取的岩芯进行了  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 、孢粉、C/N 比值、氢指数的分析测定并研究建立了此类  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  环境解释模型, 即把  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  的变化作为指示 C3/C4 生物量变化的良好指标<sup>[12]</sup>。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  记录与孢粉记录一道, 指示了湖区 25kaB.P. 以来发生的主要环境变迁及 4 个主要的植被与气候分段。此前对维多利亚湖等东非湖泊沉积  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  记录的研究业已提出了模型 (II) 的基本构型<sup>[13]</sup>。

### (3) 大气 CO<sub>2</sub> 主控 $\delta^{13}\text{C}_{\text{alg}}$ 及植被变迁模型 (III)

对东非肯尼亚赤道附近的两个高海拔浅水湖泊 Lake Kimilili 尤其是 Lake Sacred 沉积岩芯的研究结果<sup>[16]</sup>表明, 末次冰期 (约 24 - 13kaB.P.) 沉积物中富含草本植物孢粉, 其  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值为 -18‰ 至 -14‰。在全新世开始前 (约 10.3kaB.P. 左右),  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值急剧下降至 -31.5‰, 相应出现了 TOC 含量从 20% 迅速增长到 50%。同期还出现了指示森林上界线的迅速上升的孢粉组合。沉积岩芯中类脂化合物及其主要单体生物标志化合物碳同位素含量的分析结果显示, 叶蜡组分 (代表较高等植物来源) 的  $\delta^{13}\text{C}$  值冰期至冰期的平均变化超过 +15‰。其同位素高值出现在 13kaB.P. 以前的沉积物中, 指示在冰期输入该湖的陆生碳主要以 C4 植物碎屑为主。同位素相对低值则出现在 13kaB.P. 以后, 反映了沉积物总有机碳主要源于 C3 植物, 与此时湿润山地森林再度覆盖该区的孢粉记录相一致。沉积物中的烯 (属) 烃被认为主要源于该湖的绿藻 *Botryococcus braunii*。其碳同位素值在冰期明显高于全新世, 与叶蜡组分的一些特定化合物碳同位素值相比, 变化趋势一致即  $\delta^{13}\text{C}$  曲线彼此之间基本平行, 而且变幅更大。研究者在分析和探讨了各种可能的影响因素之后认为, 该湖沉积物中绿藻烯烃  $\delta^{13}\text{C}$  相对高值是由于冰期湖水中溶解 CO<sub>2</sub> 浓度偏低造成的, 而这种偏低又是由于当时大气 CO<sub>2</sub> 分压

较低所致. 由此推论, 大气  $\text{CO}_2$  浓度从冰期至全新世由低到高的变化不仅造成湖水溶解  $\text{CO}_2$  浓度的增高, 而且主导了陆地生物量的增长及非洲热带雨林的扩张, 由此造成该湖沉积物  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值从冰期至全新世显著的负增长.

#### (4) 浮游植物型温度主控模型 ( $\text{IV}_1$ )

对瑞士湖泊现代水体碳同位素研究结果显示, 在以硅藻为主的浮游植物茂盛和高产的 7, 8, 9 三个月中, 溶解无机碳与微粒有机碳的同位素值之间存在有  $+0.36\%$  分馏因子均值<sup>[14]</sup>. 研究者认为, 此分馏因子主要受温度控制, 其值与海洋同类研究成果以及实验室研究计算值类似, 即当温度低于  $16^\circ\text{C}$  时此分馏因子为  $+0.36\%$ <sup>[22]</sup>, 而高于  $16^\circ\text{C}$  时为  $-0.36\%$ <sup>[23]</sup>. 对该湖泊沉积岩芯自生有机物质  $\delta^{13}\text{C}$  测定结果显示, 全新世早期的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值要比晚全新世晚期低约  $2\%$ . 假定该湖有机与无机碳库的同位素分馏作用不随时间变化, 并且应用  $-0.36\%$  的分馏因子解释岩芯的变化曲线则可以得出以下结论: 阿尔卑斯山地区全新世早期的温暖气候致使该湖的表面水温升高, 比全新世晚期高约  $5.5^\circ\text{C}$  左右.

#### (5) 陆源 C3 植物型温度主控模型 ( $\text{IV}_2$ )

如果湖泊沉积剖面中的有机碳主要来源于陆生植物, 并且有证据说明沉积有机质保持了原始母质的性质, 此外还因为植物整体的  $\delta^{13}\text{C}$  值与其纤维素的  $\delta^{13}\text{C}$  值具有较好的相关关系<sup>[24]</sup>, 那么, 植物光合作用过程中的同位素分馏近似表达式<sup>[25]</sup>以及这种分馏随温度和湿度变化的机理就可以用来解答沉积剖面中  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值的不同取向与湖区气候变化相关联. 一般而言, 这种关联与干旱区树木年轮的环境同位素结果相类似:  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值增大反映温度升高, 降水量降低. 反之亦反. 沈吉等在研究大布苏湖东部学字井沉积剖面  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  记录的过程中建立了这一模型<sup>[8]</sup>, 藉此解释了湖区 15kaB.P. 以来的气候变化.

#### (6) 有机产率主控模型 (V)

Stuiver<sup>[1]</sup> 分析 12 个湖泊沉积岩芯  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值随深度变化的结果时发现, 一些湖泊的低  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值对应于气候较冷期和湖泊低生产率期, 而高  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值则对应于全新世较暖气候和较高湖泊生产率期. 对此他认为, 湖泊的有机生产率提高后, 水生植物会增大对  $^{12}\text{CO}_2$  选择性吸收, 从而提高水体中  $\text{HCO}_3^-$  的  $^{13}\text{C}$  水平, 造成水生生物的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值增大.

以上扼要介绍了湖泊沉积  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  环境解释模型. 它们在一定程度上反映了最近二、三十年以来这方面研究工作的概貌和进展. 早期的模型 (V), 由于当时对沉积有机碳来源方面的信息缺乏了解, 似乎很少得到以后的研究工作的验证和应用. 许多湖泊的有机生产率在全新世显著提高, 而  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值却明显偏负<sup>[3, 16]</sup>. 是由于其它“致负”因素的作用, 还是该模型所述机理适用性方面的问题, 似乎有深入探讨的必要.

显而易见的是, 在应用上述环境解释模型时必须满足各模型所设定的基本前提条件. 例如, 模型 ( $\text{IV}_2$ ) 的基本前提条件是, 在过去 15000 年即形成所研究的整个沉积序列的过程中, 以陆生植物为主导的有机质的输入保持不变. 又如模型 ( $\text{IV}_1$ ), 除了假设所研究湖泊的有机碳和无机碳储存库之间的同位素分馏在全新世期间保持不变外, 还应该能证明在全新世早期  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值比晚期偏负  $2\%$  与其它影响因素无关. 再如模型 (II), 必须确认湖泊浮游植物对沉积物中的有机碳的贡献甚微. 对模型 (I) 而言, 只有当湖泊中的溶解  $\text{CO}_2$  与大气  $\text{CO}_2$  保持平衡, 而且水生生物的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值的取向受控于  $\text{CO}_2$  浓度这些条件的确具备的前提下, 该模型才具备被

应用的基础。

随着研究工作的深入,人们对湖泊有机碳来源、碳循环、碳同位素分馏机制及影响因素的认识有了显著的提高。同时,有待解决的遗留问题也不少。举例说,模型(IV<sub>1</sub>)中的温度主控同位素分馏因子为何以 16℃ 为界出现正或负两种取向问题仍然是个迷团。就模型(IV<sub>2</sub>)涉及到的 C3 植物同位素分馏关系式<sup>[25]</sup>本身而言,虽然对美国亚利桑那州干旱区桧树细枝和叶子以及荷兰树木的同位素测定结果证明了温度和湿度与 C3 植物光合作用过程中同位素分馏取向的相关关系的可行性,但复杂性在于:植物相对于温度系数的碳同位素分馏并非简单的线性相关关系,而是会有正负两种取向,这要看分馏时的温度是低于还是高于植物本身的最佳光合作用峰值温度;而且,不同种类的植物又会有不同的最佳峰值温度。C3 植物的最佳光合作用峰值温度在 20 - 30℃ 之间,即便 C3 植物同位素分馏关系式可用于 C4 植物<sup>[4]</sup>,考虑到 C4 植物的最佳峰值温度在 30 - 40℃ 之间,与 C3 植物的差别较大,其影响程度有赖于实验或理论计算进行论证。

查明湖泊沉积物中有机质的主要来源以及在过去不同时期内出现过的变化,这是应用或建立  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  环境解释模型要作的基本和必须要作的工作。为此,有机 C/N 比值通常不失为一种有效且较为简单明了的方法。由于有机氮优先出现在植物的蛋白和核酸中,低等植物如湖藻和大型藻类的原蛋白含量为 24% 左右,远高于陆生禾木科或莎草科植物 6% 左右的原蛋白含量,因此,前者的 C/N 比值较低,仅为 5 - 12 左右,而后的 C/N 比值可以高达 45 - 50。正因为不同种类植物的 C/N 比值具有这种鲜明的差异,通过测定沉积物中有机质的 C/N 比值,就能够大体判别其中的有机质是源于湖泊自生还是湖泊以外。一些湖泊沉积物的有机碳与氮随孔芯深度呈现同步变化和较好的正相关关系,且 C/N 比值在 5 - 12 之间。这种情况表明,沉积有机物质始终源于湖泊自产且来源稳定。青海湖底部岩芯有机碳氮测定结果就显示了这种特征<sup>[26]</sup>。有些湖泊沉积岩芯的 C/N 比值可能会指示有机质外源与内源交错的混合源模式。这同样会为  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  记录的环境解释提供极为有用的基础信息。对那些时间跨度大、包含了多次古气候循环的湖泊沉积档案而言<sup>[6,27]</sup>, C/N 比值的提供对  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  记录的环境解释显得尤其必要。它在相当大程度上帮助判别在整个沉积序列形成过程中何时为湖泊自生有机碳源,何时为外源,何时又可能是混合碳源。湖积物的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值在一定的条件下也能指示有机物源,以湖外有机物源为主的湖泊尤其如此。需要注意的是,由于湖泊中的浮游生物与陆生 C3 植物的  $^{13}\text{C}$  含量范围相当接近,获取沉积有机质的 C/N 比值对于了解有机物源因此显得十分必要。与此同时,有针对性地开展湖泊周围现代植物的  $^{13}\text{C}$  含量和 C/N 比值的测定,对该湖  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  记录的环境解释会助益非浅。

湖泊有机质沉积后期改造及成岩作用对  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  记录的环境解释也是个必须考虑的影响因素。对百慕达 Mangrove 湖沉积物的研究结果表明,选择性成岩作用造成  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值 - 2‰ 的改变<sup>[13]</sup>。造成这种改变的重要原因是,这种沉积物的有机碳含量超过 20%,而且含有大量氨基化合物和糖,它们含较重碳同位素,因而对成岩作用反应敏感。对于有机碳含量低于 2% - 3% 的沉积物而言,成岩作用对总有机质的同位素组成的改变可能就不那么重要了。此外,湖泊有机淤泥的发酵作用的增强可能会导致  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值的增大<sup>[3]</sup>。湖积物有机质遭受氧化作用会使其  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值偏正<sup>[13]</sup>。在细菌化作用过程和无机氧化反应主导时,植物材料在分解过程中  $^{13}\text{C}$  的富

集估计不大于 1% - 2%。对非洲维多利亚湖和鲁夸湖古湖沼学研究结果表明, 湖水位变浅以致干涸, 会使原本在还原环境条件下形成的有机质遭受氧化, 表现为氢指数和总有机碳的显著降低。而同步出现的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值偏正, 有些可能与选择性地氧化  $^{12}\text{C}$  组分有关, 但主要还是与供给湖泊的 C3 与 C4 植物材料的相对比例有关, 即在湖面积缩小及湖水位变浅乃至干涸时, 湖周禾木科 C4 植物或湖泊近岸沉水水生植物对沉积有机质的贡献增大所致。氢指数 (HI) 仅在高于 200 左右的情况下才能较为直接地指示有机质的组成特征。HI 很低时, 反映有机质沉积时可能遭受碳化作用, 或者沉积后遭受氧化。例如, 遭受含氧湖水的导入, 或者湖底出露地表会使有机质遭受氧化作用的影响。在这种情况下, 应用岩性地层学、生物地层学等方法仔细观察沉积物, 找出独立于  $\delta^{13}\text{C}$ , HI, TOC 以外的湖沼学证据, 会大大有助于  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  记录的环境解释。

泥炭沉积有机质早期成岩作用的某些信息可以从单体碳水化合物的碳同位素组成获得<sup>[28]</sup>。研究工作证实, 泥炭沉积(表层 30cm)有机质中的纤维素在早期成岩作用过程中其碳同位素组成基本保持不变。据此, 湖泊沉积中  $\alpha$  纤维素  $\delta^{13}\text{C}$  记录被认为比  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  更能反映原始环境信息<sup>[18]</sup>。针对湖泊沉积物  $\alpha$  纤维素含量通常较低(0.1 - 0.22mg/g 干样), 陈毅凤等提出了提取方法流程, 并且藉此测定了云南泸沽湖湖底岩芯(长 44cm)部分样品  $\alpha$  纤维素  $\delta^{13}\text{C}$  值<sup>[18]</sup>。泸沽湖沉积有机质 C/N 比值为 4 - 5, 表明纤维素主要源于该湖自生藻类植物。该沉积岩芯  $\delta^{13}\text{C}_{\text{cellulose}}$  从 -17‰ 至 -28‰ 值的变化被归结为过去 100 年中气候变化所致。由气温变化造成近百年中沉积物  $\delta^{13}\text{C}_{\text{cellulose}}$  值如此大的波动的机理有待探讨。冰期/间冰期湖泊沉积岩芯  $\delta^{13}\text{C}_{\text{cellulose}}$  与  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  记录在同一岩芯的对比或许也是值得做的研究课题。

将分子技术与稳定碳同位素测试相结合的分析方法, 如氨基酸稳定碳同位素测试, 应用于研究成岩作用过程中脱羧作用效应和天然生物合成途径方面的工作在 20 世纪 60 年代处业已开始。由于一些特定化合物分离提取技术要求高, 实验室工作量大, 以及化学处理过程中对同位素分馏效应需要严格控制等等因素, 限制了这方面研究工作的广泛开展<sup>[28]</sup>。随着八十年代末色 - 质谱测定技术和化学分离技术的进一步改进, 一定程度上使分子稳定同位素地层学的研究成为可能。对非洲东部肯尼亚国几个位于赤道附近的山地浅水湖泊沉积岩芯进行的分子同位素地层学的研究实践<sup>[15-17]</sup>为继续开展这方面的研究工作提供了成功范例。相应也提出了一些需要在以后的研究工作中加以解决的新问题。例如, 一些单体生物标志化合物并非只代表单一生物有机来源<sup>[17]</sup>。

## 参 考 文 献

- 1 Stauver M. Climate versus changes in  $^{13}\text{C}$  content of the organic component of lake sediments during the late Quaternary. *Quat Res*, 1975, 5:251 - 262
- 2 Oana S, Deevey E S. Carbon-13 in lake waters, and its possible bearing on paleolimnology. *Am J Sci (Bradley Volume)*, 1960, 258-A:253 - 272
- 3 Hakansson S A. review of various factors influencing the stable carbon isotope ratio of organic lake sediments by the change from glacial to post-glacial environmental conditions. *Quat Sci Rev*, 1985, 4:135 - 146
- 4 王富葆, 卞 革, 林本海. 若尔盖高原泥炭  $\delta^{13}\text{C}$  的初步研究. 科学通报, 1993, 38(1):65 - 68
- 5 薛 滨, 王苏民, 沈 吉. 呼伦湖东露头矿剖面有机碳总量及其稳定碳同位素和古环境演化. 湖泊科学, 1994, 6(4):308 - 316
- 6 张平中等. 湖相有机质的氢指数及碳同位素组成—湖面波动评价的指标. 科学通报, 1995, 40(18):1682 - 1685

- 7 吴敬禄,王苏民.湖泊沉积中有机质碳同位素特征及其古气候.海洋地质与第四纪地质,1996,16(2):103-109
- 8 沈吉,吴瑞金,安芷生.大布苏湖沉积剖面有机碳同位素特征与古环境.湖泊科学,1998,10(3):8-12
- 9 林瑞芬,卫克勤.草海柱状沉积物有机质的记录及其古气候信息.地球化学,2000,29(4):390-395
- 10 林涛,彭平安,刘荣谟.鄂陵湖浅层冻结湖相沉积物中埋藏植物屑稳定碳同位素组成特征.地球化学,2000,29(5):425-429
- 11 Meyer P A, Horie S. An organic carbon isotopic record of glacial-postglacial change in atmospheric  $p\text{CO}_2$  in the sediments of Lake Biwa, Japan. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1993, 105:171-1178
- 12 Giresse P, et al. Late Quaternary palaeoenvironments in the Lake Barombi Mbo (West Cameroon) deduced from pollen and carbon isotopes of organic matter. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1994, 107:65-78
- 13 Talbot M R, Livingstone D A. Hydrogen index and carbon isotopes of lacustrine organic matter as lake level indicator. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1989, 70:121-137
- 14 Ariztegui D, McKenzie J A. Temperature dependent carbon-isotope fractionation of organic matter: a potential paleoclimatic indicator in Holocene lacustrine sequences. In: Frenzel B, ed. Problems of stable isotopes in tree-rings, lake sediments and peat-bogs as climatic evidence for the Holocene. Gustav Fischer Verlag, SEMPER, 1995. 17-28
- 15 Huang Y, Street-Parrott F A, Perrott R A, et al. Molecular and carbon isotopic stratigraphy of sediments from the last glacial/interglacial sequence of a tropical freshwater lake, Lake Sacred, Mt. Kenya. In: Grimalt J Q, Dorronsoro C, eds. Organic geochemistry: developments and applications to energy, climate, environment and human history. Pergamon, 1995. 826-829
- 16 Street-Parrott F A, Huang Y, Perrott R A, et al. Impact of lower atmospheric carbon dioxide on tropical mountain ecosystems. *Science*, 1997, 278:1422-1426
- 17 Ficken K J, et al. Glacial/interglacial variations in carbon cycling revealed by molecular and isotope stratigraphy of Lake Nkunga, Mt. Kenya, East Africa. *Org Geochem*, 1998, 29:1701-1719
- 18 陈毅凤,万国江.泸沽湖沉积物纤维素的提取及其稳定碳同位素研究初探.地质地球化学,1999,27(4):72-75
- 19 Broecker W S. Glacial to interglacial changes in ocean chemistry. *Prog Oceanogr*, 1982, 11:151-195
- 20 Williams D F, Liu T S. The study of lake sediments for global change research. *Earth Sci. Frontiers*, 1997, 4(1-2):34-41
- 21 Bender M M. Variations in the  $^{13}\text{C}$  ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation. *Phytochemistry*, 1971, 10:1239-1244
- 22 Degens E T, et al. Metabolic fractionation of carbon isotopes in marine plankton (I); Temperature and respiration experiments. *Deep-Sea Res*, 1968, 15:1-9
- 23 Sackett W M. Stable carbon isotope studies on organic matter in the marine environments. In: Fritz P, Fontes J C, eds. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry: The Marine Environment. Amsterdam: Elsevier, 1989. 139-169
- 24 刘荣谟,刘禹,黄土·第四纪地质·全球变化.北京:科学出版社,1990.7-14
- 25 Francey R J, Farquhar G D. An explanation of  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  variations in tree rings. *Nature*, 1982, 297:28-31
- 26 Yu Jun Q, Kelts Kerry R. Abrupt hydro-climatic changes across the late glacial-to-Holocene transition on the N. E. Tibet-Qinghai Plateau: evidence from Qinghai Lake, China. *J Paleolimnol* (in review)
- 27 Krishnamurthy R V, et al. Palaeoclimatic changes deduced from  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  and C/N ratios of Karewa lake sediments, India. 1986. *Nature*, 323:150-152
- 28 Macko S A, et al. Isotopic compositions of individual carbohydrates as indicator of early diagenesis of organic matter in peat. 1991. *Chem Geol*, 1991, 93:147-161

## Paleoenvironmental Interpretations on Organic Carbon Isotopic Records from Lake Sediments: A Critique

YU Junqing<sup>1,2</sup> WANG Xiaoyan<sup>1</sup> LI Jun<sup>1</sup> AN Zhisheng<sup>2</sup>

(1: *Institute for Salt Lake Studies, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710043, P. R. China;*

2: *State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Xi'an 710054, P. R. China*)

### Abstract

Organic carbon isotopic records from lake sediments are valuable proxies used to indicate glacial-interglacial change in atmospheric pCO<sub>2</sub>, major changes in catchment vegetation, lake level fluctuations, and variations in regional temperature. While factors affecting variations in organic carbon isotope ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ) are numerous, predominant control(s) on the shift of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  value were often found out with the aid of evidence from other investigations on the lake sediments such as paleolimnological, geochemical, sedimentological and palynological studies, as well as molecular-isotopic stratigraphy. Environmental explanation models (EEMs), proposed by investigators in the previous researches for those long-term isotopic records showing different curve patterns, are reviewed.

Recognition and clarification of source materials of organic matter (OM) buried in lake sediments and of possible changes in organic source materials in the past are fundamental aspects and important for the environmental interpretations of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  records. OM contents, organic carbon to nitrogen (C/N) ratios, hydrogen index (HI), petrographic examination of organic remains in lake sediments often provide useful information on organic productivity, origin, maturation, and diagenesis. Hence, they should be presented, if available, alongside with  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  record. In this way, EEMs can then be properly applied, otherwise new EEMs may well be provided. In addition, identification of individual biomarkers often provides indication of specific terrestrial, aquatic, and bacterial sources of organic matter in lake sediments. New carbon isotopic signals reflecting Glacial/interglacial environmental change may well be indicated by molecular-isotopic stratigraphy. Long-term  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  records from many interested lakes in China await us to investigate, depending largely on bottom sediment cores from those lake centers become available. These records have great potential for the researches of the past global changes.

**Key Words** Lake sediments, organic matter, carbon stable isotope, environmental explanation models, post-glacial climatic change