

文章编号: 1000-4734(2009)04-0530-06

## 湖光岩玛珉湖沉积物硅藻硅同位素环境示踪

李键<sup>1</sup>, 张维<sup>2</sup>, 田世洪<sup>3</sup>, 陈敬安<sup>1\*</sup>

(1. 中国科学院 地球化学研究所 环境地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002;

2. 贵州省环境科学研究设计院, 贵州 贵阳 550002; 3. 中国地质科学院 同位素地质重点实验室, 北京 100037)

**摘要:** 硅是硅藻生长所必需的养分, 硅藻在生长过程中从水体吸收主要以硅酸( $H_4SiO_4$ )形式存在的溶解硅。硅藻 $\delta^{30}Si_{diatom}$ 可反映硅藻吸收硅酸比例的变化, 进一步可以反映湖区气候与环境变化。为探索湖泊沉积物硅藻 $\delta^{30}Si_{diatom}$ 在指示湖泊古环境方面的潜力, 我们测定了湖光岩玛珉湖沉积物硅藻硅同位素变化。研究结果表明, 沉积物 $\delta^{30}Si_{diatom}$ 变化与生物硅和有机碳含量变化呈显著相似性, 可作为一种有效的古环境代用指标。同时, 与已有温度记录的对比分析表明, 两者具有很好一致性。较高的 $^{30}Si_{diatom}$ 指示了温度较高的气候条件下硅藻对硅酸的利用率较高; 当 $^{30}Si_{diatom}$ 较低时, 对应着在温度较低的气候条件下硅藻对硅酸的利用率较低。目前, 热带陆地区域古气候重建的方法中可用的温度代用指标很少, 此项研究证明了 $\delta^{30}Si_{diatom}$ 是一种很有潜力的古环境代用指标, 有望在低纬度地区古温度重建中发挥重要作用, 值得进一步深入研究。

**关键词:** 硅同位素; 硅藻; 古环境代用指标; 湖光岩玛珉湖

中图分类号: P532; P597; P941.78; X141 文献标识码: A

作者简介: 李键, 男, 1978年生, 博士研究生, 环境地球化学专业。E-mail: lijian1412@163.com

硅藻广泛分布于湖泊沉积物中, 通过吸收水体中的溶解硅形成硅质骨骼( $SiO_2 \cdot nH_2O$ ), 其硅质骨骼的硅氧同位素组成( $\delta^{18}O$ 、 $\delta^{30}Si$ )通常可以记录当时水体的温度和同位素组成<sup>[1-4]</sup>。近十年来, 湖泊沉积物硅藻氧同位素组成( $\delta^{18}O_{diatom}$ )被广泛用于指示湖区温度变化和同位素组成的变化<sup>[5-10]</sup>。然而, 目前国际上对湖泊沉积物硅藻硅同位素的系统研究却非常少。其原因可能有两个方面: 其一,  $\delta^{30}Si_{diatom}$ 的测定需用到氟化物气体, 增加了测量的难度和危险性; 其二, 湖泊沉积物 $\delta^{30}Si_{diatom}$ 作为古气候代用指标的潜力长期以来被忽视。

硅在自然界有3种稳定同位素 $^{28}Si$ 、 $^{29}Si$ 、 $^{30}Si$ 相对丰度依次为92.23%、4.67%、3.10%。硅藻在生长过程中从水体吸收主要以硅酸( $H_4SiO_4$ )形式存在的溶解硅。已有研究表明, 硅藻在吸收硅酸时排斥 $^{30}Si$ , 而优先吸收 $^{28}Si$ , 实验测

定硅藻生物硅与水体硅酸之间的同位素分馏系数约为0.9989, 而且对于不同硅藻种类, 在硅藻适宜生长的通常温度范围内(12~22℃)和不同硅藻生长速率条件下, 这一分馏系数非常稳定<sup>[11]</sup>。这使得硅藻硅同位素应用起来较为方便, 不用挑选单一的硅藻种类。

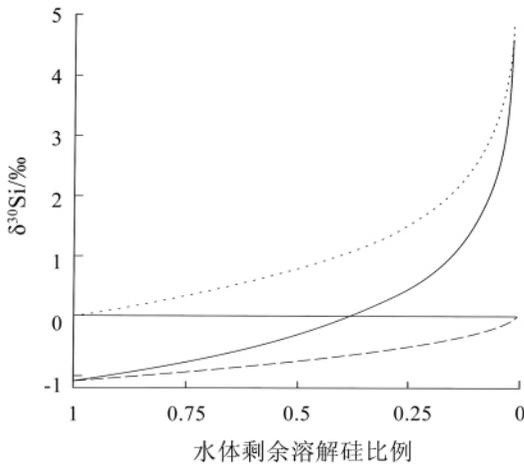
在水体溶解硅供应量一定的情况下, 硅藻从水体中吸收溶解硅形成生物硅的过程可近似为一个瑞利分馏过程<sup>[11, 12]</sup>。随着溶解硅的逐渐消耗, 水体中剩余溶解硅的 $\delta^{30}Si$ 值和新产生的硅藻生物硅的 $\delta^{30}Si$ 值均逐步增大, 累积生成的生物硅的 $\delta^{30}Si$ 值也逐步升高(图1)。因此, 沉积物硅藻生物硅 $\delta^{30}Si$ 值可反映硅藻消耗水体溶解硅的比例, 对示踪水体硅循环过程具有重要意义。目前国内外对硅藻生物硅 $\delta^{30}Si$ 记录的研究主要集中在海洋沉积物中, Rocha等<sup>[12]</sup>已成功利用海洋沉积物中的硅藻 $\delta^{30}Si$ 记录揭示了末次冰期南海溶解硅酸的利用比例远低于早全新世暖期, 该项成果发表在Nature杂志上。然而, 国际上有关湖泊沉积物硅藻 $\delta^{30}Si$ 记录的研究目前还非常少, 为了探求 $\delta^{30}Si_{diatom}$ 在湖泊环境中的指示意义, 我们测定了中国湖光岩玛珉湖沉积物中的 $\delta^{30}Si_{diatom}$ , 并对湖

收稿日期: 2009-05-06

基金项目: 国家自然科学基金面上项目(40303014); 国家自然科学基金国际合作项目(40610021)

\* 通讯作者, E-mail: chenjingan@vip.skleg.cn

泊沉积物  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  的作为古环境代用指标的有效性进行初步探讨。



··· 表示溶解硅  $\delta^{30}\text{Si}$  值变化, — 表示某一瞬间新形成生物硅的  $\delta^{30}\text{Si}$  值变化, - - - 代表累积生成的生物硅的  $\delta^{30}\text{Si}$  值变化

图1 硅藻吸收溶解硅形成生物硅过程中各组分  $\delta^{30}\text{Si}$  值的变化(引自文献 [12])

Fig. 1.  $\delta^{30}\text{Si}$  variations during the process of absorption of dissolved silicon by diatoms according to the Rayleigh model (after Rocha et al., 1997).

## 1 湖区概况及沉积物样品

湖光岩玛珉湖 (21°9'N, 110°17'E) 位于中国南方雷州半岛, 为一封闭型火山湖, 水面面积 2.3 km<sup>2</sup>, 最大水深 22 m<sup>[13]</sup>。区域气候受东南季风影响强烈, 受西南季风影响较弱, 季节性显著。每年 4~10 月, 东南和西南暖气流到来, 期间平均降水量超过 1600 mm 的年份占 85% 以上; 11 月到来年 3 月, 在北方冷空气的影响下降水很少。该区年平均气温 23℃, 年平均蒸发量 1770 mm。湖泊即无流入河也无流出河, 湖水主要来源于大气降水, 水位在近 10 年来非常稳定。湖水呈弱碱性 (pH 7.6), Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup> 和 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 为湖水中主要的阴阳离子。

湖盆形成于火山玄武岩的喷发<sup>[4]</sup>, 火山围墙高于湖泊水面 10~58 m, 主要由火成碎屑物组成。火口周围的火山角砾玄武岩的 K/Ar 定年说明此火山年龄可能为 127 ka 左右<sup>[15,16]</sup>。湖区植被茂盛, 主要为常绿亚热带森林。

2004 年于中国湛江湖光岩玛珉湖湖心位置 17 m 水深处, 使用重力采样器, 采集沉积物柱芯。采集过程中沉积物界面水保持澄清, 沉积物柱芯保持完好。沉积物采集后立即进行现场分样, 分

样间距 1.0~1.5 cm, 分好的样品于干净的塑料袋中保存。

## 2 样品分析

硅藻硅同位素的分析测试对硅藻样品的纯度要求很高。因为测试过程中氟化物气体会使样品中所有的硅释放出来, 如果样品中仍然含有较多石英碎屑和粘土杂质, 将对硅藻硅同位素结果造成影响。因此, 在测试硅藻硅同位素前必须从沉积物样品中提取出高纯度的硅藻。通过对各种分离提纯过程的反复实验和镜下观察对比分析, 建立了一套有效的五阶段硅藻提纯方法(盐酸和双氧水除碳酸盐与有机质-过筛除粗颗粒碎屑-沉降除粘土-重液浮选纯化硅藻-过筛除杂)<sup>[17]</sup>。使用此方法成功的从湖光岩玛珉湖沉积物 142 个样品中提取出 88 个纯度超过 95% 的硅藻样品, 其中有 60 个可以满足硅藻硅同位素的测试要求。

硅同位素比值的测定使用 SiF<sub>4</sub> 法<sup>[18]</sup>。SiO<sub>2</sub> 和 BrF<sub>5</sub> 在一金属真空管中反应生成 SiF<sub>4</sub>, 将生成的 SiF<sub>4</sub> 通过深冷分离法从 O<sub>2</sub>、N<sub>2</sub>、BrF<sub>5</sub> 和 BrF<sub>3</sub> 中分离出来, 然后将分离出来的 SiF<sub>4</sub> 通过装有纯锌颗粒的铜管, 使剩余的少量氟化物气体与锌反应, 生成 ZnF<sub>2</sub> 和 ZnBr<sub>2</sub>, 最后收集纯净的 SiF<sub>4</sub>, 进行硅同位素分析。测量仪器使用中国地质科学院同位素地质重点实验室的 Finnigan MAT 253 质谱仪, 标准样品为 NBS28, 测量精度 <0.1‰。

沉积物中生物硅含量的测定使用碱式提取和分光光度法<sup>[9]</sup>。准确称取研磨后的均匀样品 200 mg 放入 50 mL 聚乙烯离心管中。加入 5 mL 10% 的 H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> 震荡摇匀, 30 min 后加入 5 mL 1 mol/L 的 HCl, 摇匀后静置 30 min。加入 20 mL 去离子水于离心管中, 以 4000 r/min 离心 5 min。倒掉溶液, 在 60℃ 烘箱中烘一夜。准确吸取 40 mL 2 mol/L Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> 于离心管中, 盖盖混匀, 放在 85℃ 水浴锅中恒温加热, 以 2 h 间隔搅拌混合, 5 h 后取出离心管, 在 4000 r/min 下离心 5 min, 快速移出约 20 mL 溶液, 以备测定。然后使用分光光度法对提取液中的硅含量进行测定, 通过换算得到沉积物中生物硅的含量。

沉积物中 TOC(有机碳)含量测定使用美国 PE 公司生产的 PE2400 SERIES II 型元素分析仪对盐酸处理后的沉积物粉末样品进行分析。该仪器燃烧温度为 975℃, 还原温度为 500℃, 分析误差均小于 5%。

年代鉴定采用放射性<sup>14</sup>C、<sup>210</sup>Pb和<sup>137</sup>Cs对比定年方法。挑取沉积物柱芯不同层段中的6片陆源植物碎片,于苏格兰大学环境科学中心(Scottish Universities Environmental Research Centre),采用质谱分析仪(AMS)进行放射性<sup>14</sup>C测定。<sup>210</sup>Pb比活度采用α光谱法进行测定。<sup>137</sup>Cs比活度采用γ光谱法进行测定。

### 3 结果

湖光岩玛珥湖沉积物由灰绿色腐殖泥组成,无明显纹层。沉积物年龄使用<sup>14</sup>C、<sup>210</sup>Pb和<sup>137</sup>Cs进行鉴定。采用沉积物质量深度(g/cm<sup>2</sup>)计算沉

积物沉积速率,而不是实际深度(cm),因为随沉积物深度的增加,沉积物空隙率会减小,即沉积物会出现被压缩现象,且被压缩程度随深度增加而增加<sup>[20]</sup>。<sup>210</sup>Pb在沉积物柱芯中的分布显示可用CIC模式计算沉积物堆积速率<sup>[21]</sup>。结果显示,沉积物堆积速率为0.061 g/(cm<sup>2</sup>·a)。通过<sup>137</sup>Cs在沉积物柱芯的分布特征进一步验证了该结果的有效性。<sup>137</sup>Cs的峰值出现在1963~1976年间(图2),对应着全球大气中核素的主要沉降时期。<sup>210</sup>Pb与<sup>137</sup>Cs定年记录的一致性证明了湖光岩玛珥湖沉积速率的稳定性和沉积物样品保存的完整性。

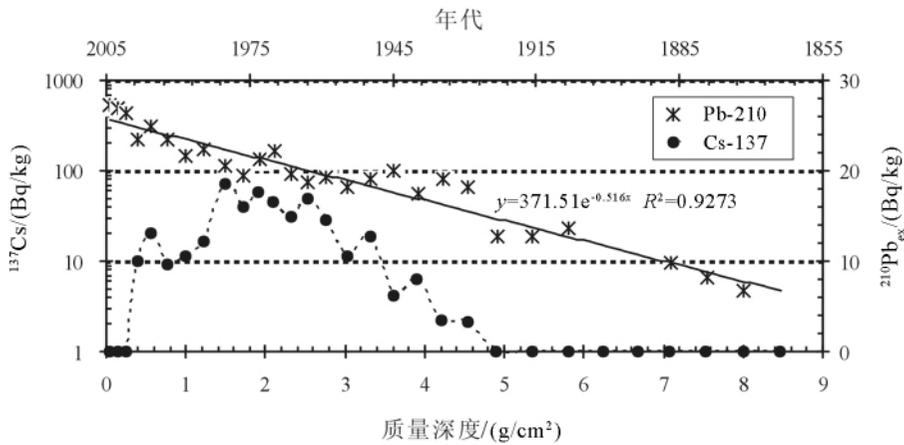


图2 湖光岩玛珥湖沉积物柱芯<sup>210</sup>Pb<sub>ex</sub>和<sup>137</sup>Cs年龄鉴定

Fig. 2. Variations in specific activities of <sup>210</sup>Pb<sub>ex</sub> and <sup>137</sup>Cs in the sediment core of Lake Huguangyan.

根据沉积物柱芯54.5 cm、56 cm和58 cm深度处的6个陆源植物碎片<sup>14</sup>C定年数据,可计算出其上部沉积物堆积速率为0.066 g/cm<sup>2</sup>·a(表

1)与<sup>210</sup>Pb和<sup>137</sup>Cs定年方法计算出的沉积物堆积速率结果基本一致。

表1 湖光岩玛珥湖沉积物柱芯6个陆源植物碎片的<sup>14</sup>C定年数据  
Table 1. Radiocarbon dating results in Lake Huguangyan

样品	δ <sup>13</sup> C(PDB)/‰	<sup>14</sup> C年龄	校准年龄	选用年龄	深度/cm	质量深度/(g/cm <sup>2</sup> )	沉积速率/(g/cm <sup>2</sup> ·a)	
F-55	陆源植物碎屑	-28.1	290 ± 18	265 ± 35	265	54.5	17.694	0.067
F-57	陆源植物碎屑	-27.7	303 ± 20	280 ± 35	280	56.0	18.738	0.067
F-58-1	陆源植物碎屑	-25	366 ± 23	370 ± 35	328	58.0	21.362	0.065
F-58-2	陆源植物碎屑	-27.7	319 ± 20	300 ± 35				
F-58-3	陆源植物碎屑	-29.2	351 ± 23	315 ± 35				
F-105	陆源植物碎屑	-25	1273 ± 20	1275 ± 35	1275	116.0	45.480	0.036

在显微镜下观察提纯后的硅藻样品已达到很高的纯度(图3),其中少量杂质对δ<sup>30</sup>Si<sub>diatom</sub>结果的影响可以忽略。整个沉积物柱芯δ<sup>30</sup>Si<sub>diatom</sub>值的

变化范围为-0.6‰~1.1‰。沉积物生物硅含量(BS)变化范围为4.0%~13.8%,沉积物有机碳(OC)变化范围为1.25%~4.88%。δ<sup>30</sup>Si<sub>diatom</sub>、BS

和 OC 的总体变化趋势是一致的(图 4)。

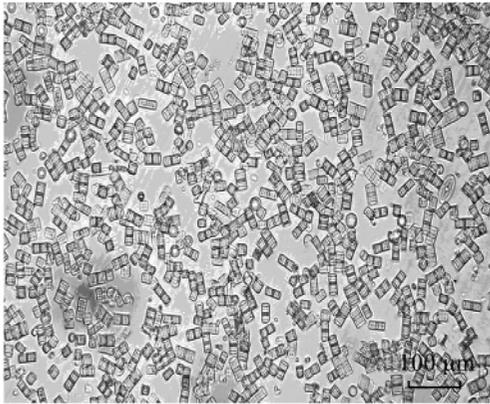


图 3 显微镜下提纯后用于硅藻硅同位素测定的硅藻样品

Fig. 3. Optic microscope images of diatom samples used for the silicon isotope analysis.

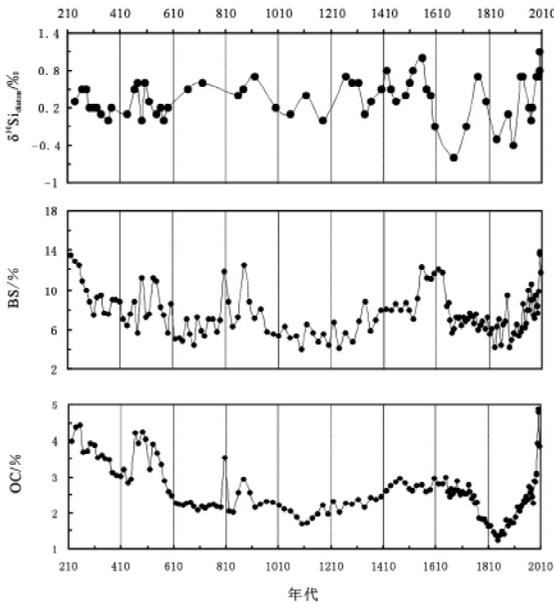


图 4 湖光岩玛珉湖沉积物  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$ 、BS 和 OC 的变化

Fig. 4. Variations in  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$ , BS, and OC in the sediment core of Maar Lake Huguangyan.

### 4 讨论与结论

硅藻吸收硅酸的过程中, 优先吸收较轻的硅同位素( $^{28}\text{Si}$ ), 在硅酸中则富集较重的硅同位素( $^{30}\text{Si}$ )。在一个封闭系统中, 当水体溶解硅供应量一定的情况下, 硅藻从水体中吸收溶解硅形成

生物硅, 致使剩余溶解硅的  $\delta^{30}\text{Si}$  增大, 硅藻继续从  $\delta^{30}\text{Si}$  不断增大的溶解硅中吸收硅, 导致硅藻  $\delta^{30}\text{Si}$  也随之变大, 而且这一过程可近似为一个瑞利分馏过程, 因此硅藻  $\delta^{30}\text{Si}$  的变化可以反映当时水体溶解硅  $\delta^{30}\text{Si}$  的变化。

在自然湖泊系统中, 湖水溶解硅  $\delta^{30}\text{Si}$  的变化主要由两方面决定。其一, 集水区不断向湖泊水体补给溶解硅的量和  $\delta^{30}\text{Si}$ ; 其二, 硅藻对溶解硅酸的利用率。湖光岩玛珉湖湖水中溶解硅酸来源于湖区火成岩的风化产物, 而且为一小型封闭火山口湖, 集水区面积仅  $3.5 \text{ km}^2$ , 湖水硅酸的来源比较单一, 所以向水体供应的溶解硅酸的  $\delta^{30}\text{Si}$  是稳定的。湖水中的溶解硅由于硅藻优先吸收较轻的硅同位素( $^{28}\text{Si}$ ), 其  $\delta^{30}\text{Si}$  将高于向水体供应的溶解硅的  $\delta^{30}\text{Si}$ 。因此, 随着补给硅酸的输入, 将促使湖泊水体溶解硅  $\delta^{30}\text{Si}$  减少。另一方面, 硅藻对溶解硅酸的利用将会促使溶解硅酸的  $\delta^{30}\text{Si}$  增大, 而且其利用率越高, 剩余溶解硅酸的  $\delta^{30}\text{Si}$  越大。湖光岩沉积物柱芯中 OC 和  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  呈相似性变化(图 4), 说明在湖水营养物质的供应比较充足的时期, 湖泊水体溶解硅酸的  $\delta^{30}\text{Si}$  也较高, 但是硅酸供应量增加不可能导致水体溶解硅  $\delta^{30}\text{Si}$  的增加。因此, 其溶解硅  $\delta^{30}\text{Si}$  增大的原因应该为硅藻对硅酸利用率增加, 即硅藻消耗溶解硅酸的比例增加, 从而证明了湖光岩沉积  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  的变化可以反映当时湖泊硅藻消耗溶解硅酸比例的变化。沉积物柱芯中  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  和 BS 的一致性变化也证明了这一点(图 4)。

众所周知, 环境温度与营养物质是控制硅藻生长的两个关键因素。硅藻对溶解硅酸利用率的增加可能有两方面原因: 其一, 温度升高; 其二, 溶解硅酸输入量减小。随着沉积物柱芯  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  的增大, BS 和 OC 均增加, 说明在硅藻对溶解硅酸利用率较高的时期湖泊营养物质的输入量并未减少。因此, 硅藻对溶解硅酸利用率增大的原因应该是环境温度的升高, 而不是营养物质输入量的减少。因此,  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  作为古温度代用指标是有潜力的。较高的  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  值指示温度较高的环境, 较低的  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  值指示温度较低的环境。将湛江气象站(湖光岩玛珉湖东北  $19 \text{ km}$ ) 1951 年至今的气温记录与湖光岩沉积物  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  进行对比, 二者有很好的相关性(图 5)。

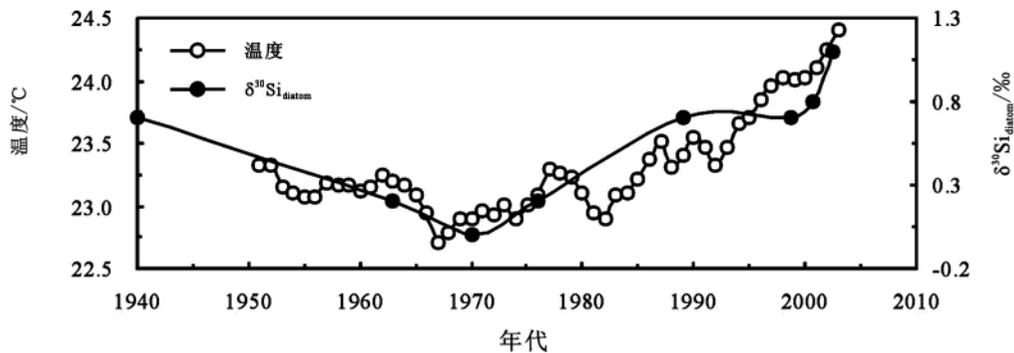


图5 湖光岩玛珉湖沉积物  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  与湛江气象站温度记录对比

Fig. 5. Comparison between  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  of Maar Lake Huguangyan and the temperature records in Zhanjiang Weather Station. Filled circles represent  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$ , and open circles stand for temperatures.

作为一种古温度代用指标,  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  与 BS 相比有两点优势。其一, 由于早期成岩作用, 沉积物硅藻通常会被分解, 因此 BS 原始信息会发生变化,  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  信息能够更好的保存于湖泊沉积物中。研究证明, 即使沉积物硅藻分解程度达 26%, 硅藻  $\delta^{30}\text{Si}$  信息仍然能够被很好的保存<sup>[12]</sup>。其二,  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  对温度的反映较 BS 更加精确, 因为  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  受湖泊水体营养物质输入量变化的影响很小。

在中高纬度地区, 大气降水  $\delta^{18}\text{O}$  与温度之间存在 Dansgaard 关系(温度每变化 1 °C, 氧同位素变化 0.6‰)<sup>[22]</sup>, 该地区湖泊沉积物自生碳酸盐氧同位素和硅藻氧同位素被广泛用于指示古温度变化。然而, 低纬度地区大气降水  $\delta^{18}\text{O}$  受降雨量

效应影响, 氧同位素记录已不适合用于古温度重建。为了解  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  作为一种古温度代用指标的可行性, 在本项研究中首次测定了湖泊沉积物  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$ ,  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  与温度记录的相关性表明  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  是一种有潜力的古温度代用指标。较重的  $^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  通常指示较高温度下硅藻对溶解硅酸的利用率较高; 较轻的  $^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  通常指示较低温度下硅藻对溶解硅酸的利用率较低。沉积物柱芯中  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  的最小值出现于 1580 ~ 1920 年间, 指示了 1580 ~ 1920 年为湖光岩地区过去 2000 年来最冷的时期, 为中国南方热带地区存在 LIA 提供了证据。

#### 参 考 文 献:

- [1] Juillet-Leclerc A, Labeyrie L. Temperature dependence of the oxygen isotopic fractionation between diatom silica and water [J]. *Earth Planetary Science Letters*, 1987, 84: 69-74.
- [2] Shemesh A, Charles C D, Fairbanks R G. Oxygen isotopes in biogenic silica: Global changes in ocean temperature and isotopic composition [J]. *Science*, 1992, 256: 1434-1436.
- [3] Brandriss M E, O'Neil J R, Edlund M B, Stoermer E. Oxygen isotope fractionation between diatomaceous silica and water [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1998, 62: 1119-1125.
- [4] Lamb A L, Brewer T S, Leng M J, Sloane H J, Lamb H F. A geochemical method for removing the effect of tephra on lake diatom oxygen isotope records [J]. *Journal of Paleolimnology*, 2007, 37: 499-516.
- [5] Rosqvist G C, Rietti-Shati M, Shemesh A. Late glacial to middle Holocene climatic record of lacustrine biogenic silica oxygen isotopes from a Southern Ocean island [J]. *Geology*, 1999, 27: 967-970.
- [6] Hu F S, Shemesh A. A biogenic-silica  $\delta^{18}\text{O}$  record of climatic change during the last glacial-interglacial transition in southwestern Alaska [J]. *Quaternary Research*, 2003, 59: 379-385.
- [7] Jones V, Leng M J, Solovieva N, Sloane H, Tarasov P. Holocene climate on the Kola Peninsula: Evidence from the oxygen isotope record of diatom silica [J]. *Quaternary Science Review*, 2004, 23: 833-839.
- [8] Rosqvist G C, Jonsson C, Yam R, Karlen W, Shemesh A. Diatom oxygen isotopes in pro-glacial lake sediments from northern Sweden: A 5000 year record of atmospheric circulation [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2004, 23: 851-859.

- [9] Lamb A L , Leng M J , Sloane H J , Telford R J. A comparison of  $\delta^{18}\text{O}$  data from calcite and diatom silica from early Holocene in a small crater lake in the tropics [J]. *Palaeogeography , Palaeoclimatology , Palaeoecology* , 2005 , 223: 290-302.
- [10] Leng M J , Barker P A. A review of the oxygen isotope composition of lacustrine diatom silica for palaeoclimate reconstruction [J]. *Earth-Science Reviews* , 2006 , 75: 5-27.
- [11] De La Rocha C L , Brzezinski M A , Deniro M J. Fractionation of silicon isotopes by marine diatoms during biogenic silica formation [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta* , 1997 , 61: 5051-5056.
- [12] De La Rocha C L , Brzezinski M A , Deniro M J , Shemesh A. Silicon-isotope composition of diatoms as an indicator of past oceanic change [J]. *Nature* , 1998 , 395: 680-683.
- [13] Chu G Q , Liu J Q , Sun Q , Lu H Y , Gu Z Y , Wang W Y , Liu T S. The Mediaeval Warm Period drought recorded in Lake Huguangyan , tropical South China [J]. *Holocene* , 2002 , 12: 511-516.
- [14] 刘嘉麒. 中国火山 [M]. 北京: 科学出版社, 1999.
- [15] 冯国荣. 华南沿海晚新生代玄武岩基本特征及其与构造环境的关系 [J]. 中山大学学报论丛, 1992, 27: 93-103.
- [16] Yancheva G , Nowaczyk N R , Mingram J , Dulski P , Schettler G , Negendank J F W , Liu J Q , Sigman D M , Peterson L C , Haug G H. Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon [J]. *Nature* , 2007 , 445: 74-77.
- [17] 李键, 陈敬安. 湖泊沉积物硅藻提纯方法 [J]. 地球与环境, 2007, 35: 91-96.
- [18] 丁梯平, 蒋少涌, 万德芳, 李金城, 宋彪, 赵敦敏. 硅同位素地球化学 [M]. 北京: 地质出版社, 1994.
- [19] 王文远, 刘嘉麒, 彭平安. 湖泊沉积物生物硅的测定与应用: 以湖光岩玛珉湖为例 [J]. 地球化学, 2000, 29: 327-330.
- [20] Chen J , Wan G J , Zhang D D , Chen Z L , Xu J Y , Xiao T F , Huang R G. The Little Ice Age recorded by sediment chemistry in Lake Erhai , Southwest China [J]. *Holocene* , 2005 , 15: 925-931.
- [21] Robbins J A , Edgington D N. Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137 [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta* , 1975 , 39: 285-304.
- [22] Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation [J]. *Tellus* , 1964 , 16: 436-468.

## Silicon Isotope Compositions of Diatoms as Indicators of Environmental Change in the Sediment of Maar Lake Huguangyan , Guangdong Province , China

LI Jian<sup>1</sup> , ZHANG Wei<sup>2</sup> , TIAN Shi-hong<sup>3</sup> , CHEN Jing-an<sup>1</sup>

(1. The State Key Laboratory of Environmental Geochemistry , Institute of Geochemistry , Chinese Academy of Sciences , Guiyang 550002 , China;

2. Guizhou Research and Designing Institute of Environmental Science , Guiyang 550002 , China;

3. Key Laboratory of Isotope Geology , CAGS , Beijing 100037 , China)

**Abstract:** Silicon is essential for the growth of diatoms , which utilize dissolved silicic acid in lake water and form opaline silica ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) . The silicon isotope compositions of diatom silica ( $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$ ) may thus record changes in the percentages of the utilization of dissolved silicic acid by diatoms , which can further reflect the changes of climate/ environment. With the aim of exploring the potential of  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  as an indicator of lacustrine environment , in this study ,  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  in the sediment core from Lake Huguangyan , a closed crater lake in Zhanjiang City , Guangdong Province , China , were firstly measured. The result shows that  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  displays broad similarities of variations in contents of biogenic silica and organic carbon throughout the sediment core.  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  is a reliable paleotemperature proxy in Lake Huguangyan , which is supported by good correlation between  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  and available temperature records. Heavier  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  indicates greater dissolved silicic acid utilization at higher temperature while lighter  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  reflects decreased utilization at lower temperature. There are few means by which to reconstruct the history of temperature changes in tropical terrestrial region.  $\delta^{30}\text{Si}_{\text{diatom}}$  , in this study , has been proven to be a new promising paleotemperature proxy in lacustrine sediments , and to play an important role in reconstructing past temperature changes at low latitudes in the future. Detailed investigations on the silicon isotopes of diatoms in more lakes would be desirable in further research.

**Key words:** silicon isotope; diatom silica; paleotemperature proxy; Maar Lake Huguangyan