

1950 年以来青藏高原兹格塘错碳酸盐稳定碳同位素变化及其原因*

类延斌^{1,2}, 张虎才^{1**}, 李世杰¹, 杨伦庆^{1,2}, 姚书春¹, 李春海¹, 雷国良¹, 张文翔¹

(1: 中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊与环境国家重点室, 南京 210008)

(2: 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘要: 兹格塘错是青藏高原中部一个典型的半混合型咸水湖泊. 本文在²¹⁰Pb 和¹³⁷Cs 定年的基础上, 研究了兹格塘错重力岩芯(ZGTC A-1) 小于 38.5 μm 细颗粒组分碳酸盐稳定碳同位素 1950 年以来的变化及其影响因素. 对冬夏季湖水水化学特征的分析表明, 夏季湖水溶解 CO₂ 呈逸出状态, 冬季湖水钙离子浓度是夏季湖水的 10 倍, 据此可以得出兹格塘错碳酸盐矿物主要在夏季沉淀. 通过与那曲气象站气象记录对比发现, 1950 年以来 A-1 岩芯碳酸盐碳同位素变化与年均温度有很好的相关性, 表现出年均温度高时碳同位素偏重, 而年均温度低时碳同位素偏轻的特征. 兹格塘错 1950 年以来自生碳酸盐碳同位素的变化是由湖区及水体碳循环(如碳酸盐沉淀, 有机质的沉淀与分解, 有机碳和无机碳的转化等)的变化引起的, 但各种因素的相互作用非常复杂. 碳酸盐含量也与温度有关, 温度越高, 碳酸盐含量越高, 同时降水量与碳酸盐含量也存在明显的相关关系. 1950 年以来有机质含量与温度呈反相关, 可能与湖泊生产力的下降有关.

关键词: 兹格塘错; 细粒碳酸盐; 无机碳同位素; 现代过程; 青藏高原

Variation of δ¹³C value in authigenic carbonates from Zigetang Co, Tibetan Plateau since 1950 AD

LEI Yanbin^{1,2}, ZHANG Hucui¹, LI Shijie¹, YANG Lunqing^{1,2}, YAO Shuchun¹, LI Chunhai¹, LEI Guoliang¹ & ZHANG Wenxiang¹

(1: *State Key Laboratory of Lake Science and Environment, Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, P. R. China*)

(2: *Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, P. R. China*)

Abstract: Zigetang Co, located on the central Tibetan Plateau, is a meromictic saline lake. A 96-cm-long core (ZGTC A-1) was taken from Zigetang Co (the water depth 25m) in summer 2006. The age of the upper 9.25cm (since 1890AD) of the core was got through CIC model of ²¹⁰Pb. The δ¹³C during the past 60 years had good correlation with the average temperature in Naqu Station, which indicated that it was mainly controlled by average temperature in a year. When the annual mean temperature was higher, the δ¹³C value in the sediment became heavier and vice versa. In Zigetang Co, the main factor controlling the δ¹³C was the CO₂ exchange between lake water and atmosphere. Seasonal variation of Ca²⁺ and dissolved inorganic carbon (DIC) indicated that the calcium carbonate (mainly composed of calcite and aragonite) mainly precipitated in summer. The dissolved CO₂ in the lake water escaped into the atmosphere due to the relatively high temperature in summer. When the average temperature in a year was higher, the escape of CO₂ into the atmosphere became larger due to the shorter frozen time on the lake surface in winter and higher water temperature in summer, which induced the δ¹³C of the dissolved inorganic carbon in the lake water was more positive, so do the δ¹³C in carbonates.

Keywords: Zigetang Co; fine carbonates; carbon isotopes; modern process; Tibetan Plateau

利用碳酸盐稳定同位素方法对青藏高原湖泊沉积物的研究最早开始于 20 世纪 80 年代末, 早期的研究

* 国家自然科学基金项目(40871096)和中国科学院重要方向项目(KZCX2-YW-338)联合资助. 2009-02-27 收稿; 2009-04-09 收修改稿. 类延斌, 男, 1981 年生, 博士研究生; E-mail: leiyanbin2002@yahoo.com.cn.

** 通讯作者; E-mail: zhanghc@niglas.ac.cn.

涉及到松西错^[1-2], 青海湖^[3], 色林错^[4], 班公湖^[5]等, 主要是通过沉积物中自生碳酸盐稳定碳同位素等指标恢复了末次冰期以来湖泊的水文波动. 近年来对青海湖^[6-8], 苏干湖^[9-10], 扎布耶盐湖^[11], 兴错^[12]及错愕^[13]等湖泊也进行了这方面的工作, 取得了很好的成果. 尽管如此, 对碳酸盐碳同位素气候指示意义机理这一关键问题的研究较少, 有的研究者将碳同位素数据与气象记录进行了简单对比, 一般则是将其它湖泊的结论直接引用. 关于湖泊中自生碳酸盐碳同位素影响因素的探讨不多也不深入, 这就导致了对这一指标解释的不确定性. 由于青藏高原海拔高、环境恶劣, 考察研究工作受到客观条件的限制, 对湖泊现代过程的观测数据较少, 对碳酸盐沉积成因及湖水现代碳循环过程的研究也不多见, 限制了进一步通过高原湖泊碳酸盐稳定碳同位素来恢复古环境工作的深入开展.

本文在2006年夏季和2007年冬季对兹格塘错进行考察、钻取岩芯并进行室内分析的基础上, 首先分析了兹格塘错现代不同季节湖水水化学特征, 讨论了碳酸盐矿物的季节性沉淀及现代湖水碳循环过程, 进而分析了该湖1950年来碳酸盐稳定碳同位素的变化, 并结合气象数据探讨了碳酸盐稳定同位素变化的主导因素, 以期认识高原湖泊气候变化记录、进而探讨区域气候变化过程与全球变化之间的关系打下基础.

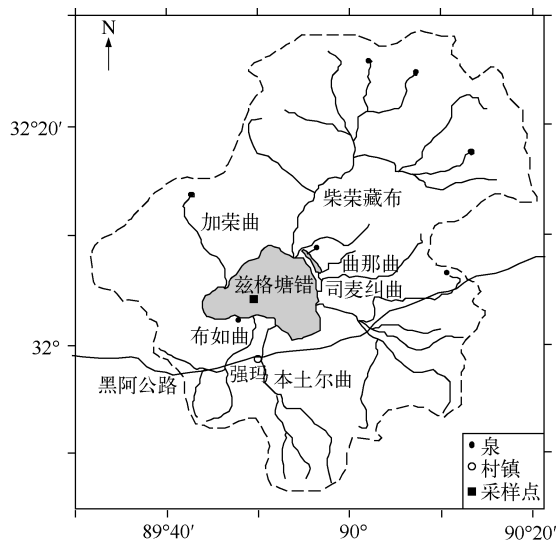


图1 研究区概况及采样点位置

Fig. 1 The general description of study area and sampling site

1 研究区概况与岩芯描述

兹格塘错(32°00'–32°09'N, 90°44'–90°57'E)位于青藏高原中部(图1), 唐古拉山南坡东巧盆地境内, 是班公湖–东巧–怒江大断裂带上的18个断陷湖泊之一^[14]. 兹格塘错为一封闭性湖泊, 流域面积3430km², 存在多条来自不同方向、流量不大的河流. 兹格塘错湖面面积为190km²(1970年实测数据), 湖面海拔为4560m, 1999年测得的最大水深为38.9m^[15]. 该区年均气温在–2℃左右, 年降雨量在250–500mm之间. 兹格塘错日照时间长, 蒸发强烈, 据估算, 年均蒸发量在800–1100mm, 其中年最小蒸发量在12月到次年1月, 最大蒸发量出现在5–6月^[16]. 兹格塘错是一强碱性咸水湖泊, 表层湖水盐度为41g/L(1999年实测数据), 湖水pH值为10左右, 离子类型为Na⁺–CO₃²⁻–SO₄²⁻型^[17]. 湖区地处高寒半湿润半干旱过渡区, 植被单调, 以高山草原为主, 兼有一定的草甸和荒漠化特征.

2006年9月, 在兹格塘错中心部位水深25m处(图1)用重力采样器采得两根平行岩芯ZGTC-A-1(以下简称A-1)和ZGTC-A-2(以下简称A-2), 其中A-1长96cm, A-2长80.5cm. 为了确保样品不受扰动, 上岸后进行现场分样, 表层20cm以0.5cm间距分样, 20cm以下以1cm间距分样. 运回实验室后A-2岩芯用于²¹⁰Pb和¹³⁷Cs年代测定, 测年结果已由Yao等发表^[18]. A-1岩芯用于指标分析, 分析前湿样放入冰箱4℃冷藏保存.

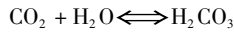
2 材料与方法

有机质和碳酸盐含量均采用烧失法测定^[19]. 其步骤为: 将湿样品放入恒重坩埚, 称重后放入105℃烘箱干燥5h, 然后迅速将样品转入干燥器中冷却, 称重从而计算含水量. 再将样品放入马弗炉中加热至550℃烧4h, 之后在950℃烧4h, 分别计算样品中有机质含量和碳酸盐含量. 为确保数据准确, 对突变点进行了重复试验. 碳酸盐含量是指烧失部分的重量乘以2.27(CaCO₃与CO₂的分子量之比)后占干样品重量的百分比.

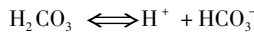
样品的X衍射分析在南京大学现代分析中心进行, 结果表明沉积物中绝大多数的碳酸盐由方解石和文

石组成,为湖泊自生碳酸盐. A-1 岩芯碳酸盐的稳定同位素在中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊与环境国家重点实验室用 Gasbench II 型质谱仪测定. 为了避免生物成因碳酸盐对分析结果的影响,分析选取沉积物中小于 38.5 μm 的细颗粒组分^[9]. 处理方法为:将湿样放入烧杯,加少量蒸馏水,用玻璃棒将样品轻轻捣碎后过38.5 μm 的筛子,离心滤液后将上清液倒掉,离心后的样品放入 40 $^{\circ}\text{C}$ 烘箱下烘干,磨碎,最后转到质谱仪测定.

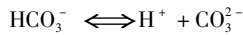
另外,对夏季水深 25.3m(2006 年 9 月)和冬季水深 25.6m(2007 年 2 月)处的湖水进行了 8 大离子分析(文章中只列出 Ca^{2+} 浓度),湖水的 Ca^{2+} 浓度在 ICP-AES Advantage 上测定完成. HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 浓度用常规酸碱滴定法完成,并换算成湖水总溶解无机碳(DIC)浓度. 湖水溶解无机碳系统的平衡方程为:



$$K_H = \frac{\text{H}_2\text{CO}_3}{P_{\text{CO}_2}} \quad (1)$$



$$K_1 = \frac{[\text{H}^+][\text{HCO}_3^-]}{[\text{H}_2\text{CO}_3]} \quad (2)$$



$$K_2 = \frac{[\text{H}^+][\text{CO}_3^{2-}]}{[\text{HCO}_3^-]} \quad (3)$$

通过公式(1)、(2)、(3)可以计算出湖水溶解 CO_2 分压. 计算过程中,兹格塘错湖面大气压力取 431.5mmHg,夏季表层湖水温度取 15 $^{\circ}\text{C}$,冬季湖水温度取 0 $^{\circ}\text{C}$. 由于兹格塘错湖水离子浓度很高,需要将离子浓度转化为离子活度后再进行计算,计算方法参见文献[20].

3 年代序列

兹格塘错 A-2 岩芯¹³⁷Cs 含量从 4.75cm 开始明显增加,3.25cm 出现峰值(图 2),分别对应于 1953 年的核试验开始年代和 1963 年的核泄漏事件. ²¹⁰Pb 活度随深度呈指数变化,用 CRS 和 CIC(质量深度)模式计算的岩芯在各层位的年代在 7.75cm 以上比较接近,而在 8.25cm 以下相差较大^[18]. 对比两种计算发现,CRS 模式计算的沉积物年代在 8.25cm 一下明显偏老^[18]. 在本文中,兹格塘错 A-1 岩芯 1950 年以来样品年代通过 CIC 模式计算获得,共有 9 个样品,样品分辨率为 4-7 年.

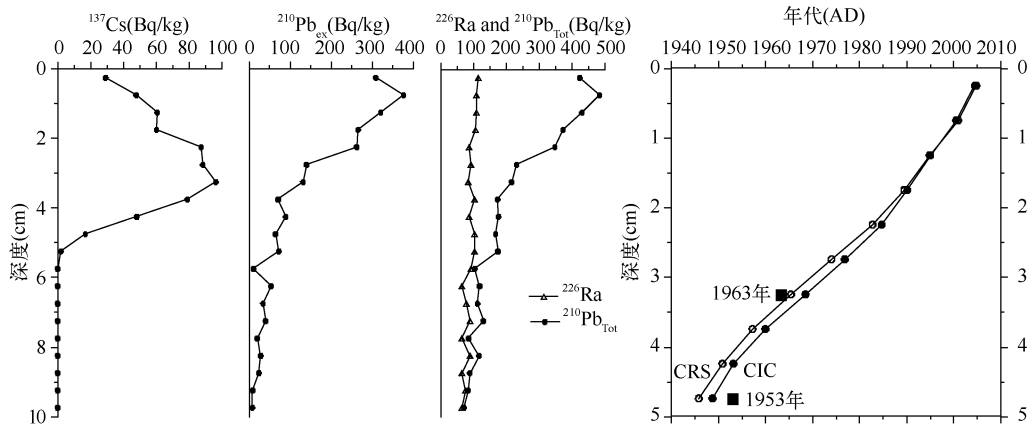


图 2 A-2 岩芯¹³⁷Cs,过剩²¹⁰Pb,补偿²¹⁰Pb 及总²¹⁰Pb 活度随深度变化
Fig. 2 Depth profiles of ¹³⁷Cs, ²¹⁰Pb_{ex}, ²²⁶Ra and ²¹⁰Pb_{Tot} in core A-2

4 结果与讨论

4.1 碳酸盐矿物的季节性沉淀及现代湖水碳循环

夏季湖水中钙离子浓度仅为 0.02–0.1 mmol/L, 平均值为 0.05 mmol/L, 而冬季湖水钙离子浓度为 0.4–0.8 mmol/L, 平均值为 0.55 mmol/L, 冬季湖水钙离子浓度的平均值是夏季湖水的 10 倍 (图 3). 由于兹格塘错是一个碳酸盐型咸水湖泊, 湖水总溶解无机碳 (DIC) 浓度很高, 夏季和冬季湖水 DIC 平均浓度分别为 119.5 mmol/L 和 116.4 mmol/L, 夏季略高于冬季.

对兹格塘错数次考察表明, 湖水中浮游植物的生物量比较小, 浮游植物光合作用不足以引起碳酸钙的明显沉淀. 另外实测数据表明, 兹格塘错水体温度不超过 15°C, pH 值为 10, 盐度在 40g/L 左右, 这种环境下碳酸盐的沉淀应该是以化学沉淀为主, 不可能是由生物作用引起. 兹格塘错河水中 Ca^{2+} 浓度在 0.35–4.9 mmol/L 之间^[18], 虽然平均值高出夏季湖水 Ca^{2+} 浓度 10 倍以上, 但河水与冬季湖水 Ca^{2+} 浓度相近. 由前面分析可知, 兹格塘错湖水 Ca^{2+} 浓度并没有在冬季下降, 相反却出现在夏季, 这说明夏季河水与湖水混合作用也不是导致兹格塘错碳酸钙沉淀的主要因素. 兹格塘错夏季表层湖水溶解 CO_2 分压为 5.4×10^{-4} atm, 高于湖面大气 CO_2 分压 (2.0×10^{-4} atm) (图 3), 因此夏季湖水溶解 CO_2 呈逸出状态. 夏季混合层湖水温度升高, 溶解 CO_2 的逸出会导致碳酸盐矿物从水中沉淀出来, 从而使得湖水中的钙离子浓度明显降低. 冬季表层湖水溶解 CO_2 分压为 0.63×10^{-4} atm, 低于湖面大气 CO_2 分压 (2.0×10^{-4} atm), 但由于湖面结冰, 大气 CO_2 不能与湖水发生交换. 据此, 我们推测秋季湖水降温时碳酸盐矿物的溶解度升高和冬季湖面结冰对湖水的浓缩作用是冬季湖水 Ca^{2+} 浓度增加的主要原因, 而夏季湖水温度升高导致溶解 CO_2 逸出是湖水碳酸钙沉积的主要原因.

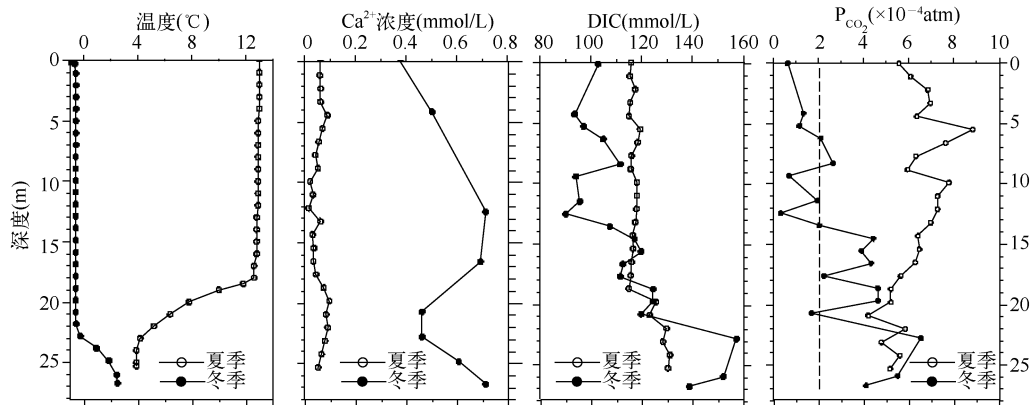


图 3 兹格塘错 2006 年 9 月和 2007 年 2 月湖水离子浓度对比

Fig. 3 The comparison of ion concentration in September 2006 and February 2007

4.2 1950 年以来碳酸盐和有机质含量及无机碳同位素变化特征

兹格塘错 A-1 岩芯 1950 年以来的细粒碳酸盐碳同位素、碳酸盐含量和有机质含量的变化曲线 (图 4) 表明, $\delta^{13}\text{C}$ 值在 2.6‰–4.2‰ 之间, 平均值为 3.3‰. 对比那曲站的年均温度和 A-1 岩芯的碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 可以看出, 1950 年来 $\delta^{13}\text{C}$ 与年均温度均呈逐渐增高趋势, 两者变化具有较好的一致性. 在此我们将碳同位素值和每个样品所对应的年均温度平均值进行了相关性分析, 结果表明碳同位素与年均温度的相关性较高 ($R^2 = 0.72$), 而与夏季温度 (5–10 月) 的相关性较差 ($R^2 = 0.45$) (图 5). 说明 1950 年来兹格塘错自生碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 主要与年均温度有关, 温度较高时, $\delta^{13}\text{C}$ 偏正, 而温度低时, $\delta^{13}\text{C}$ 偏轻. 年降水量与碳同位素相关性不太明显 ($R^2 = 0.40$).

A-1 岩芯的碳酸盐含量在 11.4%–30.5% 之间, 平均值为 20.1%. 1950 年以来碳酸盐含量明显增加, 并与 $\delta^{13}\text{C}$ 具有非常相似的变化趋势, 两者的相关系数较高 ($R^2 = 0.87$). 对碳酸盐含量和年均温度的相关性分析表明, 碳酸盐含量与年均温度的相关性更高 ($R^2 = 0.89$), 与夏季温度的相关性同样要低些 ($R^2 = 0.66$).

(图 5), 说明 1950 年以来碳酸盐含量的变化也主要受年均温度影响. 碳酸盐含量与年降水量也存在正相关关系 ($R^2 = 0.61$), 年降水量越高, 碳酸盐含量也越高.

A-1 岩芯的有机质含量在 10.1% - 18.0% 之间, 平均值为 14.5%. 1950 年以来有机质含量逐渐降低, 与温度的变化呈明显的负相关. 有机质含量与年均温度的相关性同样很高 ($R^2 = 0.81$), 与夏季温度的相关性要低些 ($R^2 = 0.57$), 说明 1950 年以来温度对沉积物中有机质含量的变化也有重要影响.

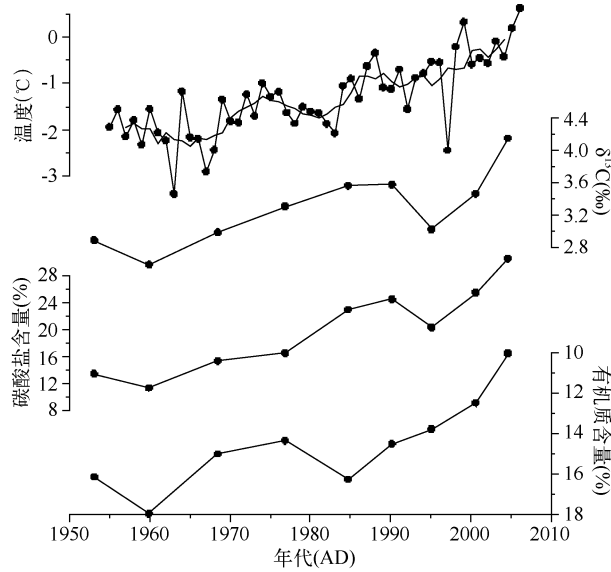


图 4 A-1 岩芯细粒碳酸盐碳同位素 ($\delta^{13}\text{C}$), 碳酸盐和有机质含量与那曲气象站年均温度的对比

Fig. 4 The comparison of $\delta^{13}\text{C}$, carbonate and organic content in core A-1 with average temperature in Naqu Meteorological Station

4.3 碳酸盐稳定碳同位素对气候变化的响应

封闭湖泊中内生碳酸盐稳定同位素作为恢复古环境的有效指标, 已经得到了广泛的应用^[21]. 内生碳酸盐碳同位素主要反映水体中溶解无机碳同位素的变化. 而水体中溶解无机碳同位素的影响因素主要有三个, 即湖泊生产力的的高低, 水体与大气 CO_2 的交换程度, 入流河流中溶解无机碳同位素值等^[21]. 强明瑞等^[9]对苏干湖沉积物细粒碳酸盐碳同位素的研究表明, 1960 年以来碳同位素和附近的冷湖气象站冬季温度具有较好的相关性, 冬季温度低时碳同位素值偏负, 而温度高时碳同位素偏正. 其原因是在较寒冷地区湖面冰冻时间的增加将使湖水与大气 CO_2 交换程度降低, 从而导致内生碳酸盐碳同位素偏负^[9]. Gasse^[1]和 Fontes^[2,5]等在研究高原西部松西错和班公湖时也将碳同位素变化解释为湖水与大气 CO_2 的交换程度, 类似的结论也出现在色林错^[4], 但是以上研究均未给出数据证实.

兹格塘错是一碳酸盐型咸水湖泊, 碳酸盐矿物的沉积主要以化学沉积为主. 影响兹格塘错碳酸盐沉淀的主要因素是湖区的蒸降比 (蒸发降水比率) 和温度^[6]. 蒸降比越高或者温度越高, 碳酸盐从水中沉淀出来的量越大. 那曲气象站的资料显示, 1965 年以来该区降水呈明显增加趋势而蒸发却是减小的^[22]. 吴绍洪等^[23]对 1970 - 2000 年间青藏高原最大可能蒸散和干燥度计算结果表明, 那曲地区最大可能蒸散呈减小趋势, 干燥度也是减少的, 这说明该区有效湿度是增加的. 因此兹格塘错 1960 年来碳酸盐含量的增加不是有效湿度变化引起的. 而温度升高导致湖水溶解 CO_2 活化度增强, 更容易从水中逸出, 从而使得碳酸盐矿物从水中沉淀出来. 碳酸盐含量与年降水量也存在较好的线性相关, 这表明降水量对碳酸盐矿物的沉淀也起到重要作用. 兹格塘错湖水溶解无机碳浓度很高, 而且远高于钙离子, 因此钙离子是碳酸钙沉淀的限制因子, 其输入量的大小对碳酸钙沉淀起到重要作用. 降水量大时, 更多的钙离子由河流带入湖泊, 从而为碳酸钙的沉淀提供了物质基础.

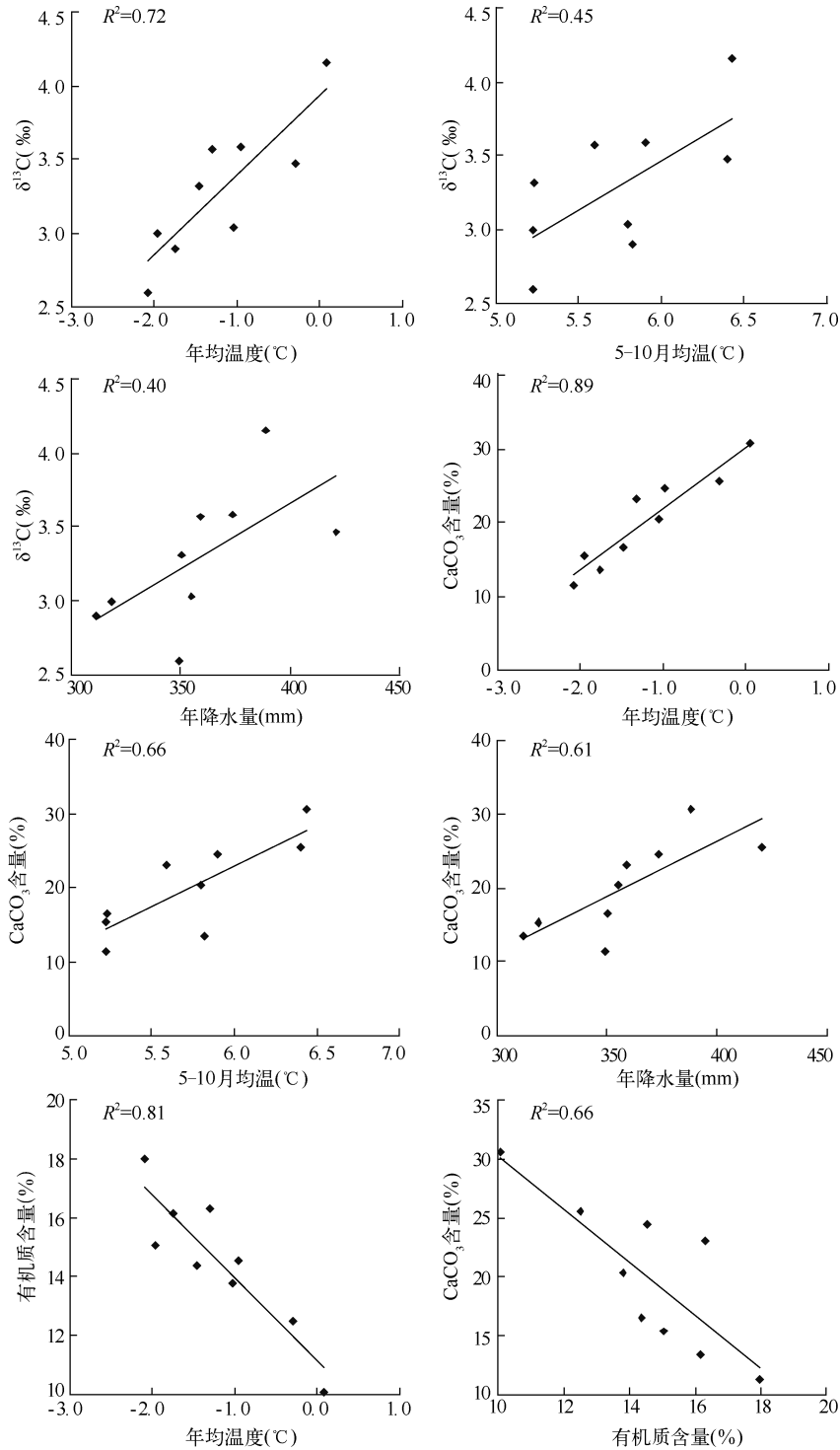


图 5 1950 年以来 A-1 岩芯中细粒碳同位素, 碳酸盐和有机质含量与那曲站温度降水的相关性分析

Fig. 5 The correlation coefficient between $\delta^{13}\text{C}$, carbonate, organic content of core A-1 and temperature, precipitation at Naqu Meteorological Station since 1950s

有机质含量虽然受很多因素的影响,但总体是流域生产力的反映,主要受控于陆源有机质的输入和湖泊生产力^[6]。有机质含量高反映了陆源输入的增加或者湖泊生产力的提高。结合沉积物有机碳同位素和 TOC/TN 比值,吴艳宏等^[24]认为全新世以来兹格塘错沉积物中的有机质以内源为主,外源有机质贡献量不大。因此兹格塘错沉积物有机质含量的逐渐降低反映了 1950 年以来湖泊生产力下降,或者是温度升高水体微生物对有机质分解程度增加。Dean^[25]对美国多个湖泊中碳酸盐和有机质含量的反相关变化特征进行了研究,认为这种反相关变化不是由于两者相互稀释作用引起,而是随着有机质含量增加其分解量也增加,这个过程降低了湖水的 pH 值,并使得部分的碳酸盐矿物再次溶解。兹格塘错湖水 pH 值较高,但是在对湖芯分样过程中能够闻到刺鼻的 H₂S 气体,说明沉积物中的还原反应会显著降低 pH 值,从而溶解部分碳酸盐矿物。

导致兹格塘错 1950 年来自生碳酸盐碳同位素值增高的原因主要有三个,第一,湖水溶解 CO₂ 的逸出会导致碳同位素发生分馏,逸出 CO₂ 的碳同位素要比湖水溶解无机碳同位素偏轻 8‰-9‰^[21],这就导致了湖水溶解无机碳同位素的偏重。年均温度与碳同位素的相关性要比夏季温度高,说明了冬季结冰时间的长短对大气 CO₂ 和湖水的交换有重要影响。年均温度高时,冬季湖面结冰时间短,而且夏季湖水温度高,湖水溶解 CO₂ 的逸出量大,从而使得湖水溶解无机碳同位素偏重,相反,年均温度低,湖水溶解无机碳同位素偏轻。第二,温度升高导致土壤中有有机质分解加快,河水带入湖泊的有机质的量减少。第三,水体中有机质的分解会将同位素值比较低的碳释放到水体,从而使得水体碳同位素偏负。1950 年以来沉积物中有机质含量下降,说明有机质分解所释放的碳的量是减少的,这也会在一定程度上使得水体无机碳同位素偏正。综上所述,兹格塘错 1950 年来自生碳酸盐碳同位素的变化是由于湖区及水体碳循环(如碳酸盐沉淀,有机质的沉淀与分解,有机碳和无机碳的转化等)的变化引起的,但各种因素的相互作用非常复杂,不能简单归结为一种气候因素控制。另外,需要指出的是,碳同位素的影响因素很多,在不同湖泊甚至同一湖泊的不同时间段都可能存在差别,兹格塘错 1950 年之前影响兹格塘错自生碳酸盐碳同位素变化的主导因素还有待于进一步研究。

5 结论

对兹格塘错 A-1 岩芯细颗粒碳酸盐碳同位素 1950 年以来变化的研究可以得出以下认识:

(1) 兹格塘错碳酸盐矿物主要在夏季沉淀,湖水溶解 CO₂ 在夏季呈逸出状态,而冬季湖面结冰,湖水不与大气 CO₂ 交换。年均温度高时,湖面结冰时间变短,湖水温度较高,溶解 CO₂ 逸出量大,湖水溶解无机碳同位素偏正;而年均温度低时,湖面结冰时间变长,湖水温度较低,湖水溶解 CO₂ 逸出量小,湖水溶解无机碳同位素偏负。

(2) 1950 年来 A-1 岩芯碳酸盐碳同位素变化主要与年均温度有关。温度高时碳同位素偏正,而温度低时碳同位素偏轻。兹格塘错 1950 年来自生碳酸盐碳同位素的变化是由于湖区及水体碳循环(如碳酸盐沉淀,有机质的沉淀与分解,有机碳和无机碳的转化等)的变化引起的,但各种因素的相互作用非常复杂。碳酸盐含量也与温度有关,温度越高,碳酸盐含量越高。降水量与碳酸盐含量也存在明显相关关系。有机质含量 1950 年来是逐渐降低的,可能反映了湖泊生产力的变化。

致谢:非常感谢中国科学院南京地理与湖泊所张恩楼副研究员在测试碳氧同位素过程中给予的帮助,十分感谢审稿专家对本文所提的修改建议,申慧彦、牛洁等参加了野外采样工作,作者在此深表谢意!

6 参考文献

- [1] Gasse F, Arnold M, Fontes JC *et al.* A 13 000 year climate record from western Tibet. *Nature*, 1991, **353**(24): 742-745.
- [2] Fontes J Ch, Mélières F, Gibert E *et al.* Stable isotope and radiocarbon balances of two Tibetan lakes (Sumxi Co-Longmu Co) from 13,000 yr B. P. *Quaternary Science Review*, 1993, **12**: 875-887.
- [3] Lister GS, Kelts K, Zao CK. Lake Qinghai, China: Closed basin lake levels and the oxygen isotope record for ostracoda since the latest Pleistocene. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1991, **84**: 141-162.
- [4] 顾兆炎,刘嘉麒,刘东生等. 12000 年以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*, 1993, **38**(1): 61-64.

- [5] Fontes CJ, Gasse F, Gibert E. Holocene environmental change in Lake Bangong Basin (west Tibet). Part 1: Chronology and stable isotope of carbonates of a Holocene lacustrine core. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1996, **120**: 25-47.
- [6] 张家武, 金明, 陈发虎等. 青海湖沉积岩芯记录的青藏高原东北部过去 800 年以来的降水变化. 科学通报, 2004, **49**(1): 10-14.
- [7] Henderson ACG, Holmes JA, Zhang Jiawu *et al.* A carbon-and oxygen-isotope record of recent environmental change from Qinghai Lake, NE Tibetan Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 2003, **48**(14): 1463-1468.
- [8] 刘兴起, 沈吉, 王苏民等. 晚冰期以来青海湖地区气候变迁受西南季风控制的介形类壳体氧同位素证据. 科学通报, 2006, **51**(22): 2690-2694.
- [9] 强明瑞, 陈发虎, 张家武等. 2ka 来苏干湖沉积碳酸盐稳定同位素记录的气候变化. 科学通报, 2005, **50**(13): 1385-1394.
- [10] Holmes JA, Zhang J, Chen F *et al.* Paleoclimatic implications of an 850 year oxygen isotope record from the northern Tibetan plateau. *Geophysical Research Letters*, 2007, **34**: L23403.
- [11] Wang RL, Scarpitta SC, Zhang SC *et al.* Later Pleistocene/Holocene climate conditions of Qinghai-Xizhang Plateau (Tibet) based on carbon and oxygen stable isotopes of Zabayue Lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, **203**: 461-477.
- [12] 吴敬禄, Schleser GH, 夏威夷等. 青藏高原东部兴措湖生物壳体元素及同位素记录的气候环境信息. 湖泊科学, 2001, **13**(3): 220-226.
- [13] 吴艳宏, 王苏民, 夏威夷等. 1770 年以来青藏高原错鄂地区古气候定量恢复. 海洋地质与第四纪地质, 2003, **23**(4): 115-120.
- [14] 关志华, 陈传友, 区裕雄等. 西藏河流与湖泊. 北京: 科学出版社, 1984: 203-205.
- [15] 李万春. 青藏高原湖泊现代过程研究——以兹格塘错为例[博士学位论文]. 北京: 中国科学院研究生院, 2001: 1-118.
- [16] 李万春, 李世杰, 濮培民. 高原咸水湖水面蒸发估算——以兹格塘错为例. 湖泊科学, 2001, **13**(3): 227-232.
- [17] 李万春, 李世杰, 尹宇等. 青藏高原腹地半混合型湖泊的发现及其意义. 中国科学(D 辑)(增刊), 2001, **30**: 269-272.
- [18] Yao SC, Li SJ, Zhang HC. ^{210}Pb and ^{137}Cs dating of sediments from Zigetang Lake, Tibetan Plateau. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 2008 (DOI: 10.1007/s10967-007-7191-2).
- [19] Boyle John. A comparison of two methods for estimating the organic matter content of sediments. *Journal of Paleolimnology*, 2004, **31**: 125-127.
- [20] Stumm W, Morgan JJ. Aquatic chemistry, 3rd ed. New York: Wiley Interscience, 1986.
- [21] Leng MJ, Marshall JD. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quaternary Science Reviews*, 2004, **23**: 811-831.
- [22] 类延斌, 张虎才, 王姓等. 青藏高原中部兹格塘错 1970 年来的湖面变化及原因初探. 冰川冻土, 2009, (1): 48-53.
- [23] 吴绍洪, 尹云鹤, 郑度等. 青藏高原近 30 年气候变化趋势. 地理学报, 2005, **60**(1): 3-11.
- [24] 吴艳宏, Lücke A, Wünnemann B 等. 青藏高原中部全新世气候变化的湖泊沉积地球化学记录. 中国科学(D 辑): 地球科学, 2007, **37**(9): 1185-1191.
- [25] Dean WE. The carbon cycle and biogeochemical dynamics in lake sediments. *Journal of Paleolimnology*, 1999, **21**: 375-393.