

柴达木盆地察尔汗古湖贝壳堤剖面 沉积地球化学与环境变化

常凤琴^{1,2}, 张虎才^{1,2*}, 陈 玥², 杨明生², 牛 洁²,
樊红芳², 雷国良², 张文翔², 类延斌¹, 杨伦庆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实验室, 江苏南京 210008

2. 兰州大学资环学院, 西部环境教育部重点实验室, 甘肃兰州 730000

摘要: 通过对柴达木盆地察尔汗古湖贝壳堤剖面沉积物中总有机碳、有机质碳同位素及碳酸盐含量、碳氧同位素的分析, 并结合粒度数据, 将研究剖面所记录的古湖泊环境演化过程划分为5个阶段。其中254(连续古湖泊沉积开始与第八层底部)~210 cm(距今39.7~35.8 ka BP)为湖泊发育期。210~185 cm(距今35.8~33.6 ka BP), 185~112 cm(距今33.6~27.2 ka BP): TOC、CaCO₃含量较高、 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏正, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 偏负, Mz值较低, 反映了当时温度较高, 湖水水位较高; 而112~55 cm(距今27.2~22.3 ka BP)和55~0 cm(距今22.3~17.5 ka BP): TOC、CaCO₃含量较低、 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏负, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 偏正, Mz值较高, 表明了温度相对较低(但气候仍较温暖), 湖水水位较低, 湖泊处于退缩时期。其间分别在距今32.2~32.4 ka BP、30.4~29.8 ka BP和28.4~27.2 ka BP出现了3次较大的退缩过程, 约22 ka BP出现了一次气候突变。贝壳堤剖面揭示在39.7~18.5 ¹⁴C ka BP之间柴达木盆地气候较温暖湿润, 形成高湖面。从18.2 ka BP开始, 湖泊进入退缩阶段。到17.5 ka BP快速形成盐壳, 高湖面持续历史结束。

关键词: 柴达木盆地; 贝壳堤; 碳氧同位素; 古环境意义。

中图分类号: P597

文章编号: 1000-2383(2008)02-0197-08

收稿日期: 2007-05-12

Sedimentation Geochemistry and Environmental Changes during Late Pleistocene of Paleolake Qarhan in the Qaidam Basin

CHANG Feng-qin^{1,2}, ZHANG Hu-cai^{1,2*}, CHEN Yue², YANG Ming-sheng², NIU Jie²,
FAN Hong-fang², LEI Guo-liang², ZHANG Wen-xiang², LEI Yan-bin¹, YANG Lun-qing¹

1. State Key Laboratory of Lake Science and Environment, Nanjing Institute of Geography and Limnology, CAS, Nanjing 210008, China

2. Key Laboratory of Western China's Environments, MOE, College of Earth Sciences and Environments, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China

Abstract Based on the analysis of TOC, CaCO₃, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ of shell bar sediments in the Qaidam basin and the comparison with grain size, the environmental change of the studied section are divided into five stages. From 39.7 to 35.8 ka BP is the period of high paleolake level development. From 35.8 to 33.6 ka BP and 33.6 to 27.2 ka BP, TOC and CaCO₃ contents, $\delta^{18}\text{O}$ value are high, while $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ value and median size content are low, which reflects a warm-humid climate and high lake level. During 27.2~22.3 ka BP and 22.3~17.5 ka BP, both the temperature and the lake level are lower than that of previous stages (but the climate was still warmer and more humid than that of today). The lake level decreased between 32.4 and 32.2 ka BP, 30.4 and 29.8 ka BP, 28.4 and 27.2 ka BP. Generally speaking, the climate was warm and humid in Qaidam basin and the high lake level sustained between 39.7 and 17.5 ka BP. The lake retreated abruptly at 17.5 ka BP, with a very strong increase of evaporation which resulted in the salt formation and the decrease of the high lake level.

Key words: Qaidam basin; shell bar; stable oxygen and carbon isotopes; paleoenvironmental significance.

基金项目: 中国科学院“百人计划”项目; 国家自然科学基金项目(No. 40371117)。

作者简介: 常凤琴(1976—), 女, 同位素与地球化学方向博士研究生。

* 通讯作者: 张虎才, E-mail: zhanghc@niglas.ac.cn

湖泊沉积物包含了丰富的环境变化信息. 由于它具有沉积连续、沉积速率大、分辨率高、生物种类丰富等特点, 因而有效地记录了气候环境的演变历史. 尤其是内陆干旱、半干旱区的封闭湖泊对区域气候变化十分敏感, 往往反映了区域性气候环境变化, 是研究古气候、特别是水文循环与大气环流变化的理想场所. 近年来随着有机地球化学的发展与同位素技术的提高, 在利用沉积物中有机碳稳定同位素恢复古气候方面已有较多探讨(沈吉等, 1996, 1998; 吴敬禄和王苏民, 1996; 林瑞芬和卫克勤, 2000; 吴敬禄等, 2000). 同时, 湖泊碳酸盐沉积中的碳氧同位素分析作为研究湖泊环境的一项重要手段(Talbot, 1980), 许多学者进行了这方面的分析研究, 建立了许多不同的古气候、古环境解释模式. 但是, 大量的分析研究结果证明, 对于不同地理环境、地质背景和生物气候带湖泊古气候与古环境的研究, 情况可能复杂得多而不能简单套用已有模式.

本文通过对柴达木盆地贝壳堤剖面湖泊沉积稳定同位素分析及与其他指标的对比, 并结合年代学分析(另文讨论), 来讨论柴达木盆地距今 39.7 ~ 17.5 ka BP(未经校正的 AMS14C 年代, 下同)期间的湖泊及古气候演变历史.

1 研究区自然地理背景

柴达木盆地地处中国西北内陆干旱—半干旱区, 位于青藏高原东北部. 盆地周围高山环绕, 海拔均在 4 500 ~ 5 000 m 以上. 盆地内属于典型的高原大陆

性气候, 以寒冷、干旱、富日照与多风为特征. 多年平均年降水量仅为 24 ~ 40 mm, 而年平均(潜)蒸发量达 3 250 mm, 是实际年降水量的 100 倍左右, 为世界上罕见的干旱地区之一. 植被以耐干寒的种属为主, 形成典型的高原荒漠景观.

贝壳堤位于柴达木盆地中的南霍布逊湖东南大约 40 km 察尔汗古湖东南缘, 是到目前为止在柴达木盆地发现的唯一的大型贝壳堤, 是柴达木盆地晚更新世具有代表性的剖面之一. 此堤裸露地表且高出地表约 3 m, 顶面海拔高度为 2 698 ~ 2 702 m, 最宽处为 140 m 左右, 东西延伸 2 130 m(图 1). 在整个剖面中发现大量的贝壳化石, 这些贝壳保存完整, 未经明显的搬运. 根据地层沉积特征、已有的微体化石(介形虫)和孢粉种属及组合特征(另文讨论)综合分析, 认为该剖面为一连续水下沉积; 由于它位于古湖泊边缘地带, 因而应更能敏感的反映湖水水位、特别是高湖面的变化过程.

2 样品与分析方法

2.1 样品采集

样品采集于柴达木盆地察尔汗湖贝壳堤剖面, 本剖面是一个深度为 270 cm(包括顶部 10 cm 的盐壳)的人工开挖剖面, 地理坐标为 36°30'50"N, 96°12'10"E. 根据剖面沉积特征和瓣鳃化石的分布可将此剖面分为 2 段 9 个层. 其岩性特征自上而下描述如下:

第 1 段: 以细粉砂为主

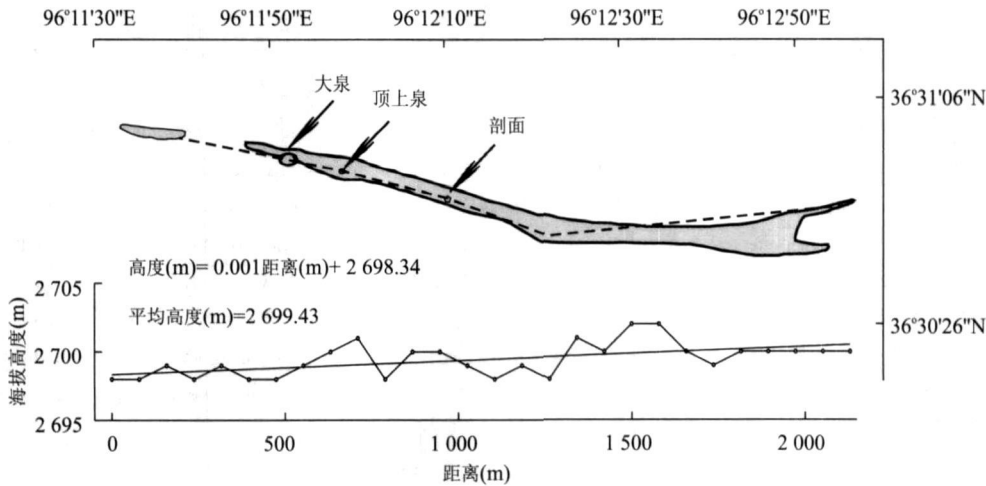


图 1 贝壳堤野外展布及剖面位置

Fig. 1 The field distribution pattern of the shell bar and the section site

第一层: 0~55 cm, 以不同颜色的细粉砂为主, 均匀含有大量贝壳化石。细分如下:

0~27 cm, 灰绿色、棕褐色细粉砂; 27~33 cm, 棕绿色, 细粉砂; 33~43 cm, 青灰色粉砂、带棕褐色斑点; 43~49 cm, 棕褐色夹灰绿色粉砂, 粒度较下部粗; 49~55 cm, 灰绿色细粉砂夹棕褐色斑点。

第二层: 55~112 cm, 灰黄色粉砂, 含有少量贝壳及腹足类化石, 偶见直径 2 cm 砾石, 磨圆度好。

第 2 段: 以粉砂质粘土为主

第三层: 112~127 cm, 青灰色粉砂质粘土, 有原生贝壳化石;

第四层: 127~142 cm, 灰绿色粘土;

第五层: 142~149 cm, 青灰色粘土层, 夹有原生贝壳化石;

第六层: 149~185 cm, 青灰色粉砂质粘土;

第七层: 185~210 cm, 青灰色细粉砂原生贝壳层

第八层: 210~254 cm, 细分如下:

210~216 cm, 浅青灰色粘土; 216~242 cm, 青灰色—浅褐色粉砂质粘土; 242~248 cm, 棕红色细粉砂粘土; 248~254 cm, 浅棕色粘土。

第九层: 254~260 cm, 灰黄色, 细粉砂, 未见底

在野外根据地层变化情况, 以 2~5 cm 为间距连续采样, 共获样 90 个。年代学研究分别在不同的实验室进行测年试验, 其中有有机质、瓣鳃化石测年在兰州大学、德国 Hannover 年代学实验室利用常规 ¹⁴C 方法和 Kiel 大学利用 AMS 方法测定。在仔细分析所有测年结果的基础上, 建立了贝壳堤剖面的年代序列。同时, 根据地层沉积特征认为, 剖面记录的连续古湖泊沉积开始于第八层底部, 即 254 cm 处, 从而获得剖面顶部年代为距今约 17.5 ka BP, 古湖泊沉积底界年龄为距今 39.7 ka BP。研究剖面记录了持续约 22 500 年的湖泊与气候演变历史。

2.2 实验分析

碳酸盐含量: 采用气量法测试样品中 CaCO₃ 含量。其原理是利用 HCl 和 CaCO₃ 反应产生 CO₂ 气体, 再通过 CO₂ 体积计算 CaCO₃ 含量。CaCO₃ 含量 (n%) 的换算公式为:

$$n\% = 100 \times (PV)/(RTm)$$

其中, P 为 CO₂ 气体压力 (KPa); V 为 CO₂ 气体的体积; R 为气体常数 (8.314 J/(mol·K)); T 为绝对温度 (273+t, t 为反应时温度, 单位 °C); m 为样品重量 (g); 常数 100 为 CaCO₃ 的原子量 (兰州大学西部重点实验室测试)。

无机碳、氧同位素 (^{δ3}C、^{δ8}O): 采用过饱和五

氧化二磷法, 称取 20~30 mg 样品, 在侧管注入 1 mL 的过饱和五氧化二磷, 经水浴 (90 °C) 加热约 20 min 后进行纯化, 收集的 CO₂ 气体在 Delta Plus 气体质谱仪上测试 ^{δ3}C 和 ^{δ8}O, 测试精度分别为 ±0.054‰ 与 ±0.153‰ 分析结果以:

$$R = (R_{\text{样}} - R_{\text{标}})/R \times 1\,000\text{‰} (\text{PDB}, R = \delta^3\text{C}/\delta^8\text{O})$$
 表示 (兰州大学西部重点实验室测试)。

有机碳 (TOC): ①将样品磨细, 风干称重 (其值在 0.05~0.5 g 之间, 视有机质含量而定, 精确到 0.000 1 g), 放入硬质试管中, 吸入 0.800 0 N 重铬酸钾标准溶液 5 mL, 再注入 5 mL 浓硫酸摇匀。②预先将石蜡油浴锅温度升到 185~190 °C, 将试管插入铁丝笼中并放入油锅中加热, 温度控制在 170~180 °C, 溶液沸腾 5~7 min 取出。③冷却后将试管内溶物洗入 250 mL 三角瓶中, 加邻苯氨基苯甲酸指示剂 2~3 滴, 用 0.2 mol/L 硫酸亚铁溶液滴定, 溶液由棕红色经过紫色突变到绿色即为终点。④在测定样品的同时必须做 2 个空白试验, 取其平均值。可用纯砂或灼烧土代替样品, 以免溅出液体, 其他步骤同上。

结果计算:

有机碳含量 (%) =
$$\frac{0.800\,0 \times 5}{V_0} \times (V_0 - V) \times 0.003 \times 1.1 \times 100$$

$$M$$

式中: V₀ 为 5 mL 0.800 0 N 标准重铬酸钾空白滴定用去的硫酸亚铁毫升数; V 为滴定待测液中过剩的 0.800 0 N 标准重铬酸钾用去的硫酸亚铁毫升数; M 为样品重量 (g); 0.003 为 1 mL 当量碳的克数; 1.1 为校正常数; 100 为换算成百分数 (中科院兰州地质所测试)。

有机质碳同位素 (^{δ3}C_{org}): 样品磨至 80 目, 取 5 g 置于洁净烧杯中并加入适量 5% 稀盐酸反应 24 h (以便去除样品中的碳酸盐), 再用蒸馏水冲洗至中性后放入烘箱烘干, 烘干后研磨过 150 目, 取 300 mg 左右与氧化铜和箔丝 (催化剂) 一同装入玻璃管抽真空, 烧封后放入马弗炉反应 (温度设定为 850 °C, 时间为 225 min), 过夜冷却后取出进行纯化, 纯化后的二氧化碳气体在 MAT-252 质谱仪上测试有机碳同位素, 分析结果采用 PDB 标准, 测试误差小于 0.2‰ (中科院西安地球环境研究所测试)。

3 试验结果与分析讨论

湖泊沉积中无机碳主要来源于湖泊外源碳酸盐和自生碳酸盐. 自生碳酸盐主要是通过有机和无机方式从水体中沉淀的, 其中非生物成因的碳酸盐沉淀过程为:



这个过程发生的必要条件是水体过饱和. 引起过饱和条件的因素有: (1)生物因素; (2)物理化学因素(包括温度变化、水体蒸发浓缩、 CO_2 的溶解与释放等). 其中温度变化起着最为重要的作用(陈敬安等, 2002).

不同粒径中碳酸盐含量实验分析和扫描电镜结果显示柴达木盆地贝壳堤剖面的碳酸盐缺少或不存在机械沉积作用形成的碳酸盐, 因此主要是由化学沉积作用形成的. 尽管在分析实验过程中可以有效的排除生物壳体(瓣鳃类)碎片的影响, 但并不能彻底排除微体化石(介形虫)壳体的贡献. 但是, 考虑到这部分含量较微, 可以认为碳酸盐分析结果代表了自生无机矿物质, 碳酸盐含量的变化反映了湖泊自生碳酸盐的变化. 对于水体巨大、湖面高度变化并不十分显著的湖泊而言, 环境温度的升高可以导致 CO_2 活度的增高而加速其逃逸速度, 导致碳酸盐的沉淀. 故而, 贝壳堤剖面碳酸盐含量(CaCO_3)较高时对应其温度较高, 湖水位较高; 碳酸盐含量(CaCO_3)较低时则对应环境温度较低, 湖水位下降, 湖泊相对较咸化的时期. 即碳酸盐的含量(CaCO_3)可以反映温度和湖泊水位的变化.

沉积碳酸盐中的氧同位素组成主要反映了温度和盐度状况(张虎才, 1997). 通过研究发现, 对于湖泊和水下沉积自生碳酸盐而言, 可能至少存在两种稳定同位素平衡机理, 而这两种不同的机理过程会造成对环境(水体)温度不同的反映. 其一是当环境(水体)温度升高时, 较轻的 ^{16}O 首先被激活并与沉淀的碳酸盐发生同位素平衡分馏, 这样沉淀的碳酸盐具有较负的 $\delta^{18}\text{O}$ (Zhang *et al.*, 2000); 其二是随着水体蒸发作用加强, 轻的同位素 ^{16}O 优先逸出, 使湖水的 ^{18}O 含量随之增加并与自生碳酸盐发生同位素平衡交换, 导致沉积物碳酸盐具有较正的 $\delta^{18}\text{O}$ 值. 也就是说, 尽管湖水 $\delta^{18}\text{O}$ 的组成和碳酸盐沉淀时的温度是决定湖泊自生碳酸盐氧同位素变化的主要因素, 但是, 由于湖水水体积和动力状态的不同, 使产生的自生碳酸盐对环境温度有不同的响应和

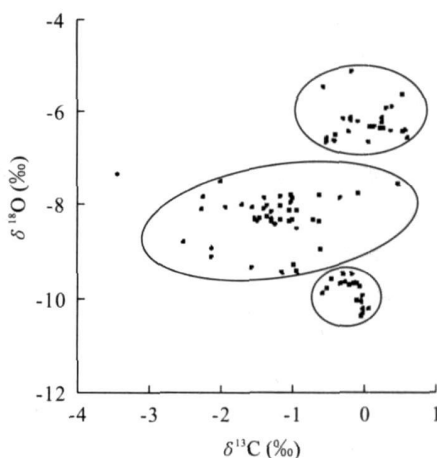


图 2 贝壳堤剖面碳酸盐碳氧同位素相关性

Fig. 2 The coefficient between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of the CaCO_3 in shell bar section

记录.

湖泊自生碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化范围为 $-2\text{‰} \sim -6\text{‰}$ (Kelts and Talbot, 1990). 贝壳堤剖面样品分析结果显示, 其 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $-3.43\text{‰} \sim -0.60\text{‰}$ 之间变化, 平均值为 -0.92‰ , 且 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化在几个阶段呈明显的负相关(图 2). 这表明该湖泊是以自生碳酸盐沉积为主的封闭性湖泊, 与该时段柴达木盆地地形地貌与沉积特征相一致.

湖泊沉积物中总有机碳含量(TOC)是湖泊沉积物中有机质含量最基本的反映, 是判别湖泊环境、恢复古气候的重要指标之一(吴敬禄和王苏民, 1996; 张玉芬等, 2005). 泊沉积物中有机质主要有两大来源: 一是来源于入湖水流带来的陆源生物; 二是来源于内部的湖泊水生生物. 柴达木贝壳堤剖面 TOC 含量在 $0.05\% \sim 0.22\%$ 之间(平均值为 0.11%)变化, 整个剖面显示了有机质含量很低的特点. 分子化石研究结果表明其 TOC 主要为来源于湖泊自身微生物的贡献(Zhang *et al.*, 2007), 而影响湖泊自身生物量的控制因素为温度和湿度. 贝壳堤剖面沉积特征和延续时间决定其中的有机质具有相同的保存条件, 故 TOC 高值对应适宜微生物生存的较温暖湿润的气候环境, 低值则对应较冷较干的时期.

通过对剖面沉积物碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 的相关性进行分析, 可以将其分为 3 个分布范围(图 2). 图中分布于第 1 个范围的点对应于研究剖面的 260 ~ 210 cm 之间, $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 值基本上无相关性, 这可能与湖泊发育早期沉积(碳酸盐)与环境没有达到真

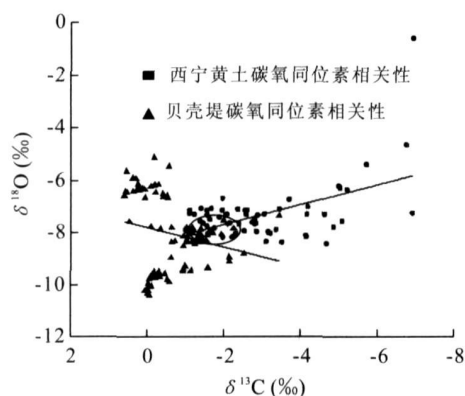


图 3 贝壳堤和西宁黄土碳氧同位素相关性的比较

Fig. 3 Comparison of the carbonate $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ between shell bar section and Late Pleistocene loess in Xining

正的同位素平衡有关。分布于第 2 个范围的点对应于研究剖面的 210~104 cm 和 14~0 cm 之间, $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 值呈较高的正相关性, 相关系数达到 0.8; 而分布于第 3 个范围的点则对应于研究剖面的 104~14 cm 之间, 其 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 值之间具有一定的相关性。碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 的相关性显示了剖面物质来源及其与同位素平衡分馏的复杂性。证明即使在封闭湖泊中无机碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 也并不一定具有良好的相关性。

贝壳堤剖面与西宁大岭岭剖面晚更新世黄土样品无机碳酸盐的碳氧同位素相关性分析显示(图 3): 贝壳堤湖相沉积物的稳定同位素与黄土的碳酸盐稳定同位素组成之间无明显的相关性, 可能意味着这两种沉积环境的重大差别或是两地物质来源上没有重要的关联。此图中贝壳堤剖面仅有一小部分与西宁大岭岭剖面的重叠, 这些重叠的部分处于剖面 210~140 cm 之间, 可能意味着具有广源的粉尘堆积物对两地不同沉积环境的物质输入有一定的贡献。贝壳堤剖面沉积物在某些有限的时期和沉积中可能包括了内源物质和外源物质的多源贡献, 但这一点还需其他资料的佐证。

根据稳定同位素组成及相关参数的特征, 贝壳堤剖面揭示的环境变化过程可归纳为以下 5 个阶段(图 4)。

阶段 1: 254~210 cm (距今 39.7~35.8 ka BP 之间), 这一阶段与本剖面其他阶段之间存在明显差异。尤其从 254~242 cm, 沉积物岩层的颜色为棕色或黄色, 为黄土状沉积。而其他阶段基本上是以青色或青灰色为基调, 为典型的湖相沉积。由微体化石

(介形虫)分析也表明(另文讨论)在 242 cm 以下未发现微体生物化石(介形虫), 先锋种出现于 242 cm 处, 这说明高湖面开始形成于剖面 254 cm 处, 从剖面 242 cm 所在位置形成稳定的典型湖泊环境。242~210 cm 为粘土层, 其 TOC、 CaCO_3 含量较高, $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 也较偏正, Mz 在整个剖面中处于较低值, 说明气候开始变得更加湿润, 随着降水与径流量的增大, 湖泊进入高湖面期。

阶段 2: 210~185 cm (距今 35.8~33.6 ka BP 之间), $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 平均值为 -22.80‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值有较高的负相关性, 相关系数为 -0.88 , 说明湖盆封闭性好, 湖面稳定。此段 $\delta^{18}\text{O}$ 值平均值为 -8.02‰ , 比上阶段明显偏负(低 1.79‰)。 CaCO_3 含量、 $\delta^{13}\text{C}$ 值和均比上阶段偏低, 平均值分别为 12.54‰ 、 -1.84‰ , 其中 $\delta^{13}\text{C}$ 值达最低值。TOC 平均值为 0.10% , Mz 平均值 $54.47\text{ }\mu\text{m}$, 明显较上段高。相对上阶段来说, 本段对应的温度及湖水水位均有所降低。此层含有大量贝壳化石, 根据贝壳的生存环境也可说明这一时期湖水水位较前期低。尤其在 210 cm 处(距今 35.8 ka BP 左右), $\delta^{13}\text{C}$ 值达最低值 -3.43‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 值突降, CaCO_3 含量和 TOC 也出现明显降低, Mz 明显增大, 这些可能说明这时气候发生了突变, 可能是湖泊快速扩张又收缩的过程。

阶段 3: 185~112 cm (距今 33.6~27.2 ka BP 之间), 本段可分为两亚层, 185~150 cm (距今 33.6~30.6 ka BP 之间), 沉积物以青灰色粉砂质粘土为主。TOC 和 CaCO_3 含量增大, 分别在 0.10% ~ 0.19% 和 13.21% ~ 16.24% 之间变化, 平均值分别为 0.13% 和 15.08% 。处于相对较高值; Mz 在 $9.60\sim37.00\text{ }\mu\text{m}$ 之间, 平均值为 $16.32\text{ }\mu\text{m}$, 相对较小, 与上阶段相比对应的是温度较高, 水位较深, 反映较高的湖泊生产力, 湖泊处于相对扩张时期。另一亚层是 150~112 cm (距今 30.6~27.2 ka BP 之间), $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 平均值为 -23.25‰ , 处于较低值。TOC 在 0.08% ~ 0.22% 之间变化, 平均值 0.16% , 为剖面中的最高值, CaCO_3 含量在 9.4% ~ 19.32% 之间变化, 平均值 16.31% , Mz 在 $7.20\sim88.60\text{ }\mu\text{m}$ 间变化, 平均值为 $15.20\text{ }\mu\text{m}$ 。反映湖泊生产力较高, 湖水水位较高。但此阶段中有 3 次较大的波动, 分别出现于 32.4~32.2 ka BP 之间、30.4~29.8 ka BP 之间和 28.4~27.2 ka BP 之间, 其中 30.4~29.8 ka BP 之间和 28.4~27.2 ka BP 之间发育贝壳层, 说明此时期湖水水位变浅。

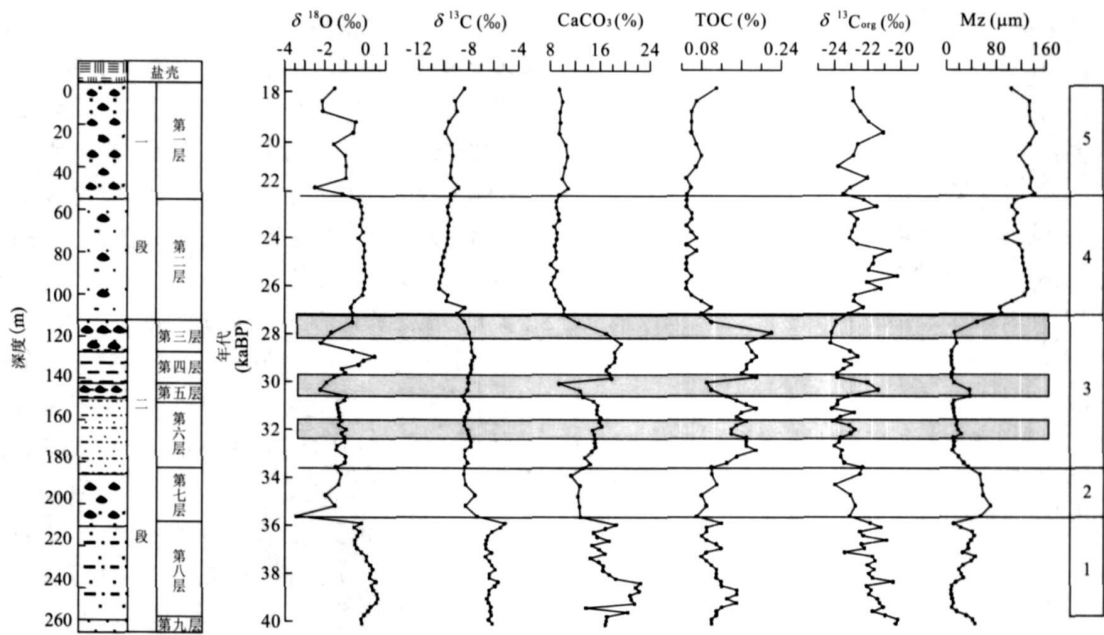


图 4 贝壳堤剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 CaCO_3 含量、TOC、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和中值粒径(Mz)

Fig. 4 The $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ of CaCO_3 and its content, TOC content and its $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and median of the grain size

阶段 4: 112 ~ 55 cm (距今 27.2 ~ 22.3 ka BP 之间), $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 平均值为 -22.12‰ ; 较前两阶段显示出明显偏正, $\delta^{18}\text{O}$ 在 -10.38‰ ~ 8.31‰ 之间变化, 平均值为 -9.74‰ , 达到最低值, 此段 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值呈负相关性, 相关系数为 -0.65 . 本段中 TOC 和 CaCO_3 含量变化较稳定, 平均值为 0.06% 和 9.04% , 已降至整条曲线最低值. Mz 明显比前几阶段偏大, 变化范围在 $85.40 \sim 129.91 \mu\text{m}$ 之间, 此段平均值为 $113.08 \mu\text{m}$, 说明沉积物为颗粒较大的粉砂. 可见, 突变均出现在 112 cm 附近 (距今 27.2 ka BP), 随后又稳定变化, 湖泊水位较前期有所下降.

阶段 5: 55 ~ 0 cm (距今 22.3 ~ 17.5 ka BP 之间), 此段 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 平均值为 -22.74‰ , 比下部稍显偏负, 大气 CO_2 浓度比上段稍有增大. $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值呈负相关性, 相关系数 -0.7 , $\delta^{18}\text{O}$ 值较低, 为 -9.07‰ , 但在此段呈逐渐增大趋势. TOC 和 CaCO_3 含量变化较稳定, 平均值为 0.07% 和 9.26% , 处于整条曲线低值. Mz 平均值为 $123.27 \mu\text{m}$, 在整个剖面中为最大值, 沉积物颗粒以粉砂为主. 此阶段仍然处于湖水退缩阶段. 在距今 22 ka BP 左右, $\delta^{13}\text{C}$ 值突降, Mz 增大, 可能存在气候的突变. 在 10 cm 左右 (距今约 18.2 ka BP 左右), $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 和 TOC 值有较明显的增大, 而 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和 Mz 值有较明显的降低, 可能指示湖泊进入迅速干涸、快速盐化阶段. 最后在

距今 17.5 ka BP 左右湖泊形成 10 cm 厚的盐壳, 湖泊退出剖面所在的位置.

4 结论

柴达木盆地贝壳堤稳定同位素有效地反映了气候变化信息:

- (1) 距今 39.7 ~ 35.8 ka BP 期间是湖泊的发育期. 气候变化导致察尔汗古湖的发育, 湖水水位不断上升, 达到剖面所在位置.
- (2) 本剖面记录了距今 39.7 ~ 17.5 ka BP 期间察尔汗古湖演化过程, 在距今 39.7 ka BP 左右开始扩张, 此后到距今约 35.8 ka BP 左右湖泊水位比较稳定, 在距今 35.8 ka BP 左右有一次较快的湖面波动, 这次气候突变极好对应了全球著名的 H4 事件. 在距今 28.3 ~ 27.2 ka BP、30.4 ~ 29.8 ka BP 和 32.2 ~ 32.4 ka BP, 记录了湖泊 3 次较大的退缩过程, 说明此时期湖泊水位不稳定, 其中, 距今 28.4 ~ 27.2 ka BP 的波动恰好对应于 H3 事件, 在距今 27.2 ka BP 左右湖泊演化进入到退缩期. 大约 18.2 ka BP 开始, 湖泊进入迅速干涸、快速盐化的阶段. 约在 17.5 ka BP 左右形成盐壳, 湖泊退出剖面所在的位置, 此后研究区湖泊水位再也没有达到这个高度.

(3)总体上来讲本剖面记录的古湖泊演化过程中表现为温暖湿润的气候条件.尤其在剖面中下部,当时的温度和湿度均高于现代,形成高湖面,与青藏高原(李炳元等, 1991; 李炳元, 2000; 贾玉连等, 2001)和腾格里沙漠该时段“大湖期”(张虎才和 Wünnemann, 1997; 张虎才等, 2002; Zhang *et al.*, 2002)对应,再次证明该时段湖泊发育的广泛性,指示了气候环境条件、特别是水文循环发生了重大调整与变化.

致谢:在分析研究过程中王苏民、刘卫国研究员、李春海博士给予了指导与支持,在此诚挚感谢.

References

- Chen, J. A., Wan, G. J., Wang F. S., et al., 2002. Research of the carbon environment records in the lake modern sediments. *Science in China (Seri. D)*, 32: 73—80 (in Chinese).
- Jia, Y. L., Shi, Y. F., Wang S. M., et al., 2001. 4 times paleolake level risings and their formation mechanisms during last 40 ka on the Tibetan plateau. *Science in China (Seri. D)*, 31(Suppl.): 241—251 (in Chinese).
- Kelts, K., Talbot, M., 1990. Lacustrine carbonates as geochemical archives of environmental change and biotic/abiotic interactions. In: Tilzer, M. M., Serruya, C. C., eds., *Ecological structure and function in large lake, Madison. Wis. Science Tech.*, 290—317.
- Li, B. Y., 2000. The last greatest lakes on the Xizang (Tibetan) plateau. *Acta Geographica Sinica*, 55(2): 174—182 (in Chinese with English abstract).
- Li, B. Y., Zhang Q. S., Wang F. B., 1991. Evolution of the lakes in the Karakorum-West Kunlun Mountains. *Quaternary Sciences*, (1): 64—71 (in Chinese with English abstract).
- Lin, R. F., Wei, K. Q., 2000. A $\delta^{13}\text{C}$ record of the organic matter in lacustrine sediments of the core ZHJ from Lake Caohai and its palaeoclimate implications. *Geochimica*, 29(4): 390—395 (in Chinese with English abstract).
- Shen, J., Wang S. M., Yang, X. D., 1996. Measurement of organic carbon stable isotope in lacustrine seiments and its significance on palaeoclimate and environment. *Oceanologic and Limnologic Sinica*, 27(4): 400—404 (in Chinese with English abstract).
- Shen, J., Wu, R. J., An Z. S., 1998. Characters of the organic $\delta^{13}\text{C}$ and palaeoenvironment in the section of Dabusu Lake. *Journal of Lake Sciences*, 10(3), 8—12 (in Chinese with English abstract).
- Talbot, M. R., 1980. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology*, 80: 261—279.
- Wu, J. L., Luecke, A., Li, S. J., et al., 2000. Modern climatic signals from records of contents of TOC and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ in the Xingcui Lake sediments in eastern Tibetan Plateau, China. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 20(4): 37—42 (in Chinese with English abstract).
- Wu, J. L., Wang, S. M., 1996. Climate versus change in $\delta^{13}\text{C}$ values of the organic matter in lake sediments. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 16(2): 103—108 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, H. C., 1997. The superficial elemental geochemistry and theoretical principles. Lanzhou Univ. Press, Lanzhou (in Chinese).
- Zhang, H. C., Ma, Y. Z., Wünnemann, B., et al., 2000. A Holocene climatic record from arid northwestern China. *Palaeog., Palaeoclim., Palaeoec.*, 162: 389—401.
- Zhang, H. C., Ma, Y. Z., Peng, J. L., et al., 2002. Palaeolake and palaeoenvironment between 42—18 ka BP in Tengger desert, NW China. *Chinese Science Bulletin*, 47(24): 1847—1857 (in Chinese).
- Zhang, H. C., Chang, F. Q., Li, B., et al., 2007. Branched aliphatic alkanes of the Late Pleistocene paleolake deposits from the Qaidam basin, NE Tibetan plateau. *Chinese Science Bulletin*, 52(9): 1248—1256.
- Zhang, H. C., Wünnemann, B., 1997. Preliminary study on the chronology of lacustrine deposits and determination of high palaeo-lake level in Tengger desert since Late Pleistocene. *Journal of Lanzhou University (Natural Sciences)*, 33(2): 87—91 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Y. F., Li, C. A., Chen, G. J., et al., 2005. Characteristics and paleoclimatic significance of magnetic susceptibility and stable organic carbon isotopes from a bore in Zhoula Town, Jiangnan plain. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 31(1): 114—120 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 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(D辑)*, 32: 73—80.
- 贾玉连, 施雅风, 王苏民, 等, 2001. 40 ka 以来青藏高原的 4 次湖涨期及其形成机制初探. *中国科学(D)*, 31(增刊): 241—251.

李炳元, 2000. 青藏高原大湖期. 地理学报, 55(2): 174—182.

李炳元, 张青松, 王富葆, 1991. 喀喇昆仑山—西昆仑山地区的湖泊演化. 第四纪研究, (1): 64—71.

林瑞芬, 卫克勤, 2000. 草海柱样沉积物有机质的记录及其古环境信息. 地球化学, 29(4): 390—395.

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意义. 海洋与沼泽, 27(4): 400—404.

沈吉, 吴瑞金, 安芷生, 1998. 大布苏湖沉积剖面有机碳同位素特征与古环境. 湖泊科学, 10(3): 8—12.

吴敬禄, Luecke, A., 李世杰, 等, 2000. 兴措湖沉积物有机碳及其同位素记录所揭示的近代环境与气候. 海洋地质与第四纪地质, 20(4): 37—42.

吴敬禄, 王苏民, 1996. 湖泊沉积物中有机碳同位素特征及其古气候. 海洋地质与第四纪地质, 16(2): 103—108.

张虎才, 1997. 元素表生地球化学特征及理论基础. 兰州: 兰州大学出版社.

张虎才, 马玉贞, 彭金兰, 等, 2002. 距今 42~18 ka BP 腾格里沙漠古湖泊及环境. 科学通报, 47(24): 1847—1857.

张虎才, Wünnemann, B., 1997. 腾格里沙漠晚更新世以来湖相沉积年代学及高湖面期的初步确定. 兰州大学学报, 33(2): 97—91.

张玉芬, 李长安, 陈国金, 等, 2005. 江汉平原湖区周老镇钻孔磁化率和有机碳稳定同位素特征及其古气候意义. 地球科学——中国地质大学学报, 31(1): 114—120.

《地球科学——中国地质大学学报》

2008 年 第 33 卷 第 3 期 要目预告

托云深源岩石包体计算波速与地震波速共同约束西南天山壳—幔过渡带	焦淑娟 等
西秦岭党川地区花岗岩的成因及其构造意义	王 婧 等
南海北部中新世以来粘土矿物特征及东亚古季风记录	万世明 等
东菲律宾海新型铁锰结壳中元素的赋存状态	徐兆凯 等
青藏高原当雄地区方沸石响岩的主要造岩矿物特征: 原生方沸石的证据	蒋 云 等
莺歌海盆地异常裂后沉降的动力学机制	崔 涛 等
火山岩天然气成藏要素时空匹配及对成藏的控制作用: 以徐家围子地区深层为例.....	付 广 等
大港中部滩海新近纪古湖泊发育的证据	廖远涛 等
塔河油田中下奥陶统岩溶缝洞方解石碳、氧、锶同位素地球化学特征	刘存革 等
伊通盆地梁家地区奢岭组混源扇三角洲内幕结构	石万忠 等