

文章编号: 1000-0550(2007) 02-0274-09

# 柴达木盆地察尔汗古湖贝壳堤剖面粒度特征及其沉积环境

雷国良<sup>1,2</sup> 张虎才<sup>1,2</sup> 张文翔<sup>2</sup> 常凤琴<sup>2</sup>  
樊红芳<sup>2</sup> 杨明生<sup>2</sup> 陈 露<sup>2</sup> 牛 洁<sup>2</sup>

(1. 中国科学院南京地理与湖泊研究所 南京 210008 2. 兰州大学资环学院 西部环境教育部重点实验室 兰州 730000)

**摘 要** 通过对柴达木察尔汗盐湖贝壳堤剖面沉积物粒度、碳酸盐和磁化率的对比, 结合沉积物粒度频率曲线与多种粒度参数分析, 详细讨论了研究剖面形成过程中物质搬运和沉积作用以及所反映的环境变化。结果表明沉积物粒度特征指示了湖泊水位的相对变化。在距今约 38.2 ka BP(14~C 年代, 未校正, 下同)左右, 沉积记录指示古湖泊的范围和水位已达到剖面位置, 之后湖泊继续扩张、水位波动上升; 在距今约 35.5 ka BP, 粒径有一突然变细又变粗的过程, 可能为一次较快速的湖面波动; 在距今约 35.5~33.3 ka BP 之间, 沉积物颗粒较粗, 碳酸盐含量和磁化率值低, 揭示湖泊水位较低。距今约 33.3~27.1 ka BP 之间, 沉积物颗粒较细, 碳酸盐含量较前一阶段高, 表明此阶段湖泊水位相对较深, 但粒度、碳酸盐和磁化率等指标也记录了三次较明显的湖泊快速但短暂的退缩过程; 在距今约 29.7~28.3 ka BP, 沉积物颗粒最细, 指示了此时期可能为湖泊水位最高期。从距今约 27.1 ka BP 开始, 沉积物颗粒明显变粗, 揭示湖泊进入到退缩期, 距今约 18.1 ka BP, 粒度指标的变化和上层的盐壳指示湖泊进入快速盐化阶段, 之后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。

**关键词** 柴达木盆地 贝壳堤 粒度特征 沉积环境

**第一作者简介** 雷国良 男 1981 年出生 在读博士 湖泊沉积与环境变化

**通讯联系人** 张虎才 E-mail: zhanghc@niglas.ac.cn

**中图分类号** P512.2 **文献标识码** A

湖泊沉积物粒度是重建古环境的重要指标之一, 因对气候变化敏感而受到研究者重视<sup>[1~6]</sup>。已有研究表明, 湖泊中从湖岸至湖心, 随着水深逐步增大, 水动力条件由强变弱, 湖泊沉积物粒度呈环带状分布, 即从湖岸至湖心依次出现砾砂、粉砂及粘土带, 沉积物粒径逐渐减小。因此在同一个研究剖面中, 沉积物粒度的变细指示了湖泊水位的升高; 反之, 湖泊沉积粒度的变粗指示湖泊水位的下降。在中国西部干旱一半干旱区, 湖泊的形成、湖泊面积的扩大和水位的升高与湿润气候相关, 而湖泊的退缩和水位的下降则与气候的干冷化相联系。因此, 沉积物粒度的变化可以作为气候环境变化的指标之一。

在极端条件下, 比如气候突然干旱化, 湖水水位强烈下降, 沉积物搬运区与沉积区的距离减少, 也容易造成沉积物粒度值增大, 并使其它沉积作用参与湖泊沉积过程<sup>[2]</sup>。在短时间尺度高分辨率(年际 10a)研究中, 在降雨量突然增大时, 较多粗颗粒物质被带入湖中, 因此沉积物粒度的增大指示为降雨量较大的湿润年份; 细粒沉积物指示降雨量相对较小的干旱年

份<sup>[4]</sup>, 气候突变会使得沉积物粒度增大, 而介于冷干和暖湿之间的过渡性气候条件下, 湖区植被生长良好, 地表径流稳定, 沉积物粒径的变化相对平缓<sup>[3]</sup>。因此, 粒度指标的指示意义必须结合湖盆的地形与径流特征来综合判断。

湖泊沉积和孢粉记录显示, 青藏高原及邻区在深海氧同位素的三阶段普遍呈现高湖面与湖水淡化现象, 比如班公错<sup>[7,8]</sup>、青海湖<sup>[9]</sup>和纳木错<sup>[8]</sup>等湖面面积均大于现面积 1.5 倍以上, 腾格里沙漠发育了大面积的古湖泊<sup>[10~14]</sup>, 巴丹吉林沙漠也存在明显变湿的证据<sup>[15]</sup>, 古里雅冰芯记录显示在 MIS3 阶段异常高温<sup>[16]</sup>, 柴达木盆地察尔汗盐湖钻井的介形化石<sup>[17]</sup>和 GR 曲线<sup>[18]</sup>等资料也报道了柴达木盆地此期环境较现在温湿。尽管现有的地质证据均说明晚更新世存在湖泊发育, 但我们还不能肯定的给出该时段的气候特征——是温暖还是寒冷, 是温湿还是冷湿? 这就需要进一步开展深入、细致的研究工作, 力争对这些基本问题做出比较满意的回答。贝壳堤剖面位于察尔汗古湖范围, 前人对贝壳堤的年代已有过报

道<sup>[19,20]</sup>,但并未对剖面进行详细的描述和系统的研究。本文通过对剖面沉积物粒度特征的研究,探讨察尔汗古湖水动力的变化特征和湖泊水位的变化过程以及所揭示的古环境变化。

## 1 研究区自然地理概况

柴达木盆地察尔汗湖贝壳堤是至今在柴达木盆地发现的惟一大型贝壳堤。该贝壳堤位于南霍布逊

湖东南约 40 km 察尔汗古湖东南缘,地理坐标为 36°30'N, 96°12'E。贝壳堤裸露地表且高出地面约 2~3 m,顶面海拔高度为 2698~2702 m,平均约 2700 m,最宽达 140 m 左右,东西延伸约 2130 m(图 1)。地层由湖相灰绿色含 CaCO<sub>3</sub>粉砂及粉砂质粘土组成。它不但有空间分布清晰,厚度大的特点,而且贝壳丰富,壳体完整且未经再搬运和后期明显再改造,相关生物化石丰富。

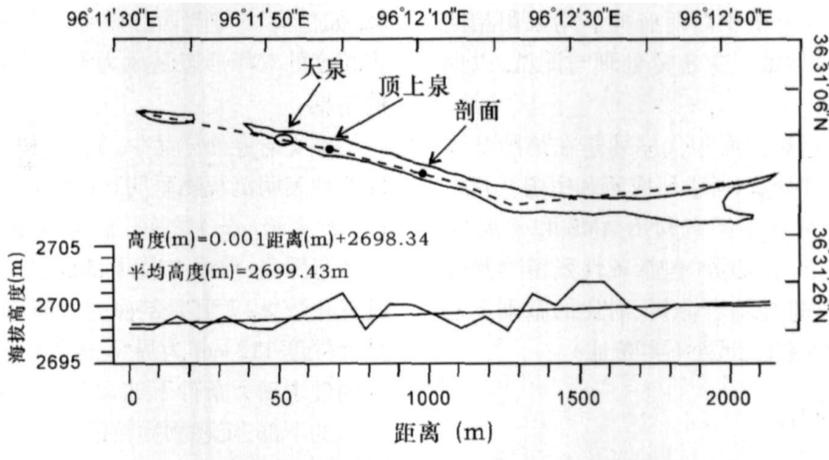


图 1 柴达木盆地察尔汗湖贝壳堤剖面形态及其高度

Fig 1 The distribution pattern and altitude of the Shell Bar Section in salt Lake Qahan Qaidam Basin

剖面从上到下总共可分为九层(见图 4),各层的特征为:

0段:顶盖:厚达 10 cm 的盐壳(主要为 NaCl)

一段:以细粉砂为主

第一层,0~55 cm,以不同颜色的细粉砂为主,均匀的含有大量的贝壳化石。可进一步细分如下:

0~27 cm,灰绿色、棕褐色为其基调细粉砂;

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,含贝壳及腹足类化石,偶见直径达 2 cm 左右砾石,磨圆较好;

二段:以粉砂质粘土为主。可进一步细分如下:

第三层,112~127 cm,青灰色粉砂质粘土,有褐色黄色,棕褐色斑点。有原生贝壳化石;

第四层,127~142 cm,灰绿色粘土、较均匀;

第五层,142~149 cm,青灰色粘土层,中间夹有原生贝壳化石;

第六层,149~185 cm,青灰色粉砂质粘土,有由

植物根系造成的水平状棕褐色层理

第七层,185~210 cm,青灰色细粉砂原生贝壳层,有棕褐色斑点

第八层,210~254 cm,可进一步细分如下:

210~216 cm,浅青灰色粘土、中间夹棕褐色粉砂质条带;

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,浅棕褐色粘土、质地比较硬;

第九层,254~260 cm 灰黄色、细粉砂,未见底。

## 2 材料与分析方法

贝壳堤剖面沉积结构清晰,变化明显,沉积物主要是由粉砂以及粉砂质粘土组成。依据剖面的岩性特征,在粘土层以 2 cm 间距,砂层以 3~6 cm 间距连续采样并进行粒度分析、磁化率和碳酸盐测试。其中磁化率测试使用 MS2B 型磁化率仪;碳酸盐分析使用气体方法测定(即先测定加入盐酸后产生的 CO<sub>2</sub> 气体的量,然后转化成 CaCO<sub>3</sub> 含量);粒度分析通过 Mastersize2000 型激光粒度仪测定,前处理程序为:取样品 0.2~0.5 g(取样时,在机械破碎的基础上使样

品混合,然后采用少量多次的方法取 0.2~0.5 g,加入 10 ml 浓度为 10% 的  $H_2O_2$  在加热板上加热使其充分反应以有效的除去样品中的有机质,之后加入 10 ml 浓度为 10% 的 HCl 并煮沸使其充分反应除去碳酸盐。将烧杯中注满蒸馏水并静置一夜,抽去上层清液,在底层的浊液中加入 10 ml 浓度为 0.05 mol/L 的六偏磷酸钠作为分散剂,用超声波清洗机振荡 10 min 后,将全部浊液移至 Mastersize2000 粒度仪的进样槽进行测量。实验分析中对所有样品均采用相同的处理方法,每个样品做 3 次重复处理与测试,以保证其准确性<sup>[21]</sup>。

样品年代的测定和剖面年代序列是在德国基尔大学、德国汉洛威应用地球科学研究所和中国兰州大学西部环境教育部重点实验室利用 AMS 和常规 14-C 方法对原生贝壳、有机质(包括碱性残留物和胡敏酸)及无机碳酸盐进行综合分析、对比的基础上建立的(将有专文详细讨论,此处不再赘述)。

### 3 沉积粒度特征

沉积物颗粒分布特征与沉积环境密切相关。沉积物粒度分析结果表明,贝壳堤剖面沉积物粒度组成主要分布在 0.3~400  $\mu\text{m}$ ,在整个剖面上呈现粗—细—粗有规律的变化并与地层沉积变化一致。整个剖面粒度组成以粉砂和砂为主,粉砂含量平均为 45.4%,砂含量平均为 39.6%,粘土含量平均为 15.0%。根据地层特征和粒度构成,研究剖面可明显的分为上下两段:上段为 0~112 cm,剖面主要由砂组成(砂含量为 78%),颗粒较粗并伴有原地生、未经搬运的贝壳化石,指示典型的水下沉积环境;下段埋深 112~260 cm,沉积颗粒较细,主要以粘土和粉砂质粘土为主(粘土含量为 23%),其中部分层位也发育有贝壳化石。剖面中以 242 cm 为界,其上基本以青色或绿色为基调,是典型的湖相沉积,这与贝壳生长的水生环境相一致。由微体古生物分析也表明(将另有专文详细讨论),此界线之上开始出现微体生物化石(介形虫),而此界线之下未发现微体生物化石。其下(即第八层的下部和第九层)颜色为棕色或黄色,可能是湖泊发育早期沉积的近源更早湖相沉积的搬运物。上述证据表明,自 242 cm 处剖面点已处于稳定的湖泊环境中。在此之前,尽管湖泊可能已经开始发育,但其记录的湖泊沉积信息不明显。因此可以确定本文研究剖面基本涵盖了湖泊从扩张到消亡的整个历史。

#### 3.1 粒度形态与沉积过程:

沉积物粒度特征是判断沉积作用形式的重要手段之一。沉积过程首先是对沉积物来源的判定,一般认为粒度频率曲线的多峰特征表示了沉积颗粒的多个来源。例如黄土粒度频率曲线的双峰分布可能是西风环流与季风环流两种搬运的叠加的结果<sup>[22]</sup>。湖泊除接纳地表径流搬运来的流域物质外,还可能接受风力输送来的物质,后者进入湖泊后直接参与沉降,如岱海<sup>[21]</sup>与陕西红碱淖湖<sup>[6]</sup>中沉积物的研究证实粒度的双峰形态是风力作用和流水作用共同影响的结果。

本文研究的样品中,粒度频率曲线(图 2)与累积曲线均表明沉积物呈明显的双峰型,前峰分布在细粉砂(10~20  $\mu\text{m}$ )之间,后峰出现在砂级(60~200  $\mu\text{m}$ )范围内,前峰在整个剖面上均相对一致,而后峰则变化较大,尤其是剖面的上部与下部差异明显。以剖面深度 112 cm 为界可分为两部分,表明沉积物在不同的水动力条件下或由不同的物质来源形成。在剖面的下部,沉积物颗粒的后峰较为一致,均在 70~90  $\mu\text{m}$  范围内;剖面上部,沉积物的后峰相对较粗,后峰明显向粗颗粒方向偏移(120~150  $\mu\text{m}$ )。利用计算粒级—标准偏差的方法<sup>[23]</sup>,对数据进行处理,结果清晰的显示了两个沉积物环境敏感组分(图 3),标准偏差峰值所对应的粒度为 80  $\mu\text{m}$  和 151.2  $\mu\text{m}$ ,其低谷值出现在 22.0  $\mu\text{m}$  处。而以 112 cm 层为界计算剖面上下部分各自的敏感组分结果显示,前一敏感组分在整个剖面均存在,峰位置也相对一致(4~20  $\mu\text{m}$ );50~100  $\mu\text{m}$  之间的敏感组分在剖面的上下两段均较明显,在此组分之后,剖面的上部还有另一敏感组分,说明剖面上部与下部的沉积过程有较大的不同,可能受到了不同的沉积动力与沉积来源的影响,这与频率曲线所表现的信息一致。

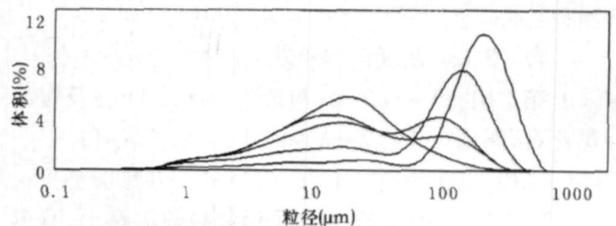


图 2 贝壳堤沉积物典型粒度频率曲线

Fig 2 Distribution of grain size frequencies obtained from typical samples

概率值累积曲线显示,沉积物主要以悬浮与跃移

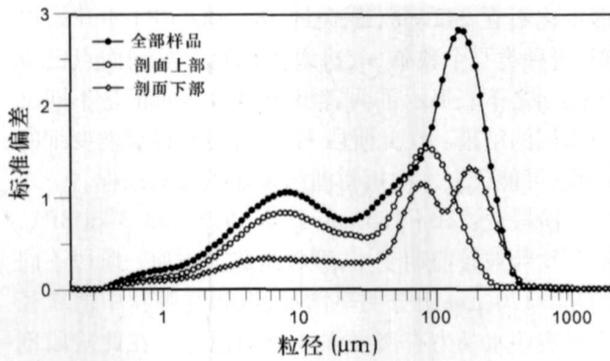


图 3 标准偏差随粒级组分变化

Fig 3 The change of standard deviation with grain-size of sediments

形式搬运,也有一些样品存在推移或牵引负载搬运作用。按照截点的位置和颗粒各组分组成沉积形式明显的表现为三种方式(图 4), 1. 细粒样品: 分布接近直线, 斜率较低, 呈明显的正态分布, 沉积物主要由粘土与粉砂组成, 相对粒径也是剖面沉积物中最细的, 剖面中在第四、六和八层均有分布; 2. 粗粒样品: 以  $4.5\Phi$  为界可分为两段, 砂含量较细粒高, 在剖面下部沉积物中分布较广; 3. 极粗粒样品: 节点较粗粒样品靠前, 在  $4\Phi$  位置, 砂含量可达 70% 以上, 剖面一层和二层基本为此形态。维谢尔<sup>[24]</sup>通过对搬运方式与粒度分布之间的研究, 给出了不同沉积作用下典型的概率累积曲线图, 柴达木剖面沉积物细粒样品分布表现为较单一的搬运方式, 主要以悬浮搬运为主, 指示了长距离搬运过程和水下沉积环境; 粗粒样品与极粗粒样品的粗粒部分可能主要以跃移为主, 其概率曲线特征也与古河流粒度特征或三角洲上的沉积特征比较接近, 指示了此时沉积点水位较浅, 离岸较近, 也可能是因为剖面为水下堤受较强水动力作用。需要指出的是, 现代的实验方法与测量精度已经有了较大的提高, 与前人的研究结果不可能完全对比, 但从粒度特征参数和组成来看, 沉积剖面所处的位置仍可能距河流入湖处相距有一定的距离。

在湖泊高水位发育及演化的过程中, 地处现代荒漠区的柴达木盆地察尔汗湖区区域降水无疑高于现代, 同时, 盆地周围山地, 如北部祁连山、西北部当金山和南部昆仑山等山区丰沛的降水形成径流补给。在这个过程中, 径流所携带的陆源碎屑沉积在湖中, 从而对沉积物粗颗粒贡献较大, 但搬运能力受搬运距离与流速的影响较大, 从而粗颗粒众数变化较大; 而对于搬运距离长或流速小的径流, 则主要对沉积物细

颗粒部分贡献较大, 细颗粒主要以悬浮为主, 可以搬运较长的距离, 受搬运距离与流速的影响较小, 故细颗粒众数分布较为稳定。因此, 沉积物的双峰分布可能是由不同来源的沉积物贡献不同形成的。剖面上部样品颗粒较粗, 其颗粒组成特征均表现为以砂粒级为主, 含量在 80% 以上, 其中细砂含量在 40% 以上, 且粉砂和粘土含量较低, 在粒度频率曲线分布图上, 沉积物粒度分布具有明显的双峰组成, 主峰位于  $100 \sim 300 \mu\text{m}$ , 次峰位于  $10 \sim 30 \mu\text{m}$ ,  $30 \sim 50 \mu\text{m}$  之间含量急剧降低甚至为零, 与已报道的现代风成沙的分布特征十分相似<sup>[25, 26]</sup>。  $30 \sim 50 \mu\text{m}$  这一组分在剖面中的变化也明显的以  $112 \text{ m}$  将剖面分为上下两部分(如图 5), 在剖面的下部,  $30 \sim 50 \mu\text{m}$  虽有波动, 但含量明显的高于剖面的上部, 指示了沉积过程中环境的变化。

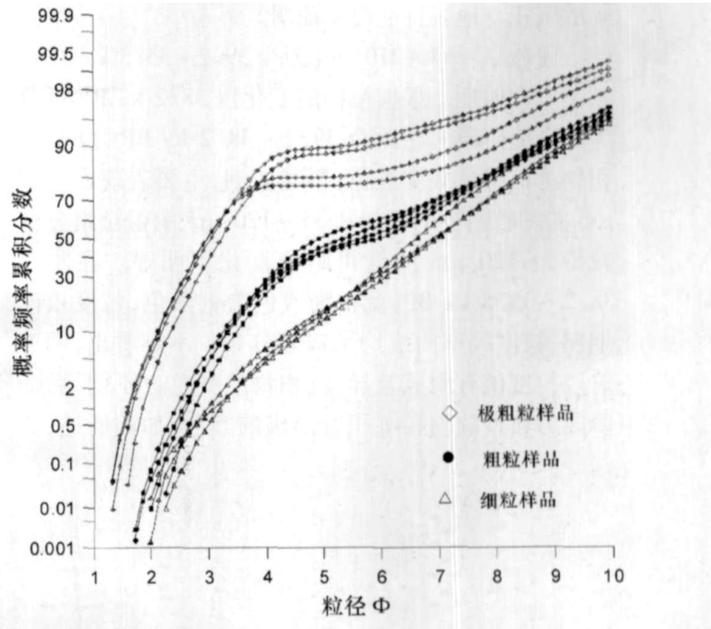


图 4 沉积物累积概率值表示的粒度分布

Fig 4 Distribution of cumulative probability of grain-size obtained from typical samples

综上所述, 在剖面上部的沉积物可能为风力与水流共同作用的结果, 风力作用把裸露的沉积碎屑搬运到河流中, 然后河流把这些碎屑物带到湖中沉积下来或是流水作用直接把风成堆积物带入湖中, 因沉积颗粒较大, 故搬运距离不会太远, 沉积物来源于离湖岸较近的地方, 揭示了当时的湖水水位较浅, 剖面点已处于湖滨带。而剖面的中部与中下部, 因沉积物颗粒相对较细, 反映湖泊水位较高, 沉积环境较上部(晚期)更为湿润。

### 3 2 沉积物粒度特征与湖泊水位变化历史

根据测年数据所建立的年代序列,按照粒径对搬运作用、沉积过程和环境敏感性,将沉积物按粒级  $< 4 \mu\text{m}$ 、 $4 \sim 35 \mu\text{m}$ 、 $35 \sim 120 \mu\text{m}$ 、 $> 120 \mu\text{m}$  组分颗粒的百分含量和中值粒径做图(图 5),可以清楚的看到各指标之间相关性很好,剖面从下到上颗粒大小明显呈现粗—细—粗的变化规律。

依据不同粒度组分百分含量变化,可以把该时段湖泊沉积过程和相关的演化历史分为六个阶段:

阶段一: 254 cm (距今 39.2 ka BP)以下,大湖形成前期。剖面最底部为灰黄色细粉砂,颗粒相对较粗,频率分布曲线呈双峰型,从沉积特征分析可能是贝壳堤剖面所代表的一次大湖形成前期近源剥蚀—搬运—沉积的更老的沉积,这点可从研究剖面所在海拔高度 2700 m 周围分布的、海拔高度在 2700~2734 m 的沉积与地貌特征得以证明。

阶段二: 254~210 cm (距今 39.2~35.5 ka BP),湖泊发育时期。根据粒径的变化以 38.2 ka BP 可分为两个亚阶段。在距今 39.2~38.2 ka BP 之间,沉积物为棕褐色或棕红色,颗粒较细,主要表现在  $< 35 \mu\text{m}$  的细粒组分的增加和  $35 \sim 120 \mu\text{m}$  的粗粒组分的减少,  $> 120 \mu\text{m}$  的极粗组分变化不明显。在距今 38.2~35.5 ka BP,沉积物颜色为青灰色,粒度较前期粗,粒度频率曲线均呈双峰分布。不难看出,两亚阶段粒度值有明显差异,沉积物的颜色也不同,后一阶段为典型的湖相沉积所形成的颜色,如前所述,介

形虫化石在 242 cm (距今约 38.2 ka BP)才开始出现,且种类与个数单一,这说明在此阶段剖面点已位于水面之下。揭示了两沉积相的不同正是不同沉积作用的结果。在此阶段末期,有一粒径突然变细的过程,可能代表一次短暂湖泊快速扩张的过程。

阶段三: 210~185 cm (距今 35.5~33.3 ka BP),沉积物颗粒较前期变粗,颗粒组成上与前一阶段不同的是  $> 120 \mu\text{m}$  组分明显增加,沉积物颗粒中值粒径变粗表明水动力有所增强或湖泊退缩。在此阶段剖面中出现了第一层贝壳(湖蓝蚬和河蓝蚬)化石。湖蓝蚬和河蓝蚬是生活在温暖浅水环境生物种,说明盆地当时的气候环境、特别是研究区域的年降水量和元月的平均温度要远远高于现代。此阶段湖泊水位较前期降低、面积有所退缩,可能为大气降水和入湖水量的减少或温度升高导致的实际蒸发量增加所致。

阶段四: 185~112 cm (距今 33.3~27.1 ka BP),沉积物颗粒变细,粒度组成中  $< 35 \mu\text{m}$  的细组分相对高于其它段。这一特征指示此阶段湖泊面积有所扩张、水位较深。同时,各指标所指示沉积环境存在较明显的波动,在距今 32.1~32.3 ka BP、30.3~29.7 ka BP 和 28.3~27.1 ka BP 期间有三次粒度明显变粗的过程,并在距今 30.3~29.7 ka BP 和 28.3~27.1 ka BP 发育了贝壳层,说明此时期湖泊水位并不稳定,有三次湖泊明显退缩的过程。在整个湖泊演化阶段,较高的水位以及贝壳的存在说明此时期可能是水热配置均为最佳,粒度指标表明在此阶段中期(距

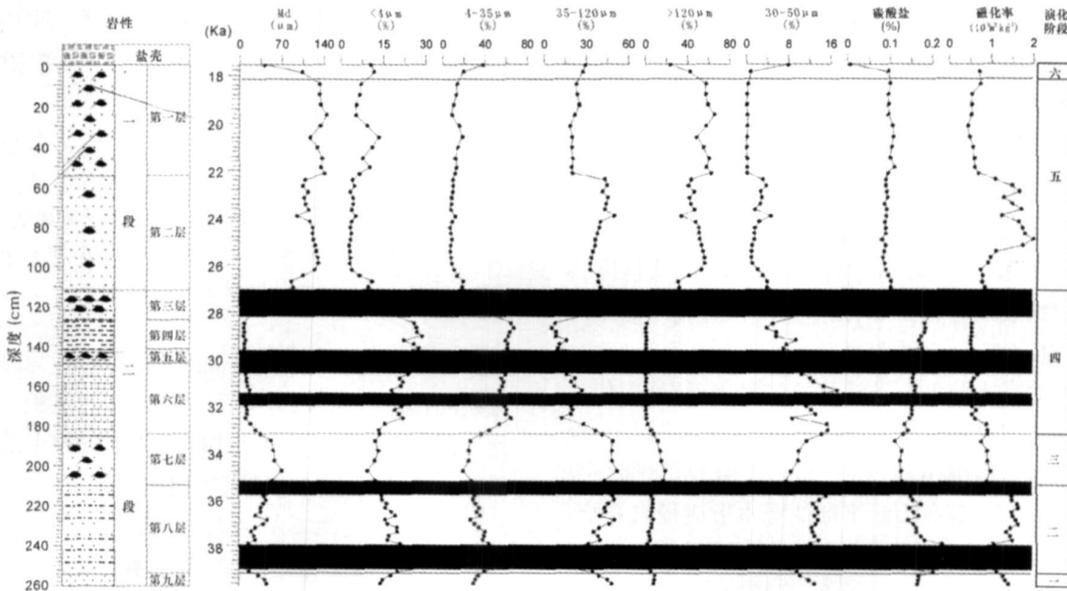


图 5 贝壳堤剖面沉积物粒度不同组分、磁化率和碳酸盐变化

Fig. 5. The variation of grain-size, carbonate content and magnetic susceptibility of Shell Bar Section

今约 29.7~28.3 ka BP)沉积物颗粒在湖泊演化过程中最细,是整个剖面所记录的湖泊发育最大的时期,持续时间大约为 1.4 ka。

阶段五: 112~7 cm(距今 27.1~18.1 ka BP),湖泊退缩期。此段沉积物颗粒最粗,粒度构成表现为砂含量(78.66%)>粉砂含量(14.19%)>粘土含量(7.15%),说明此期环境已经发生较大的变化。在此阶段 30~50  $\mu\text{m}$  组分含量较低且较前期也明显的降低,如前所述与风成砂的特征很相似,风力搬运的大颗粒距离较短,能在湖泊中沉积下来,也说明沉积处离搬运处较近,指示了湖泊较前期退缩,湖水变浅。剖面中丰富的贝壳化石说明此时期气候条件适宜于湖蓝蚬和河蓝蚬的大量繁育和生长。粒度的变化特征显示此期可以以距今 22.2 ka BP 为界分为两个亚阶段,主要反映在 30~50  $\mu\text{m}$ 、35~120  $\mu\text{m}$  和 >120  $\mu\text{m}$  的粗组分呈现明显的不同。另外,沉积物中贝壳化石的数量也不同,在距今 27.1~22.2 ka BP 时段贝壳化石数量较少,而后一时段的沉积物中贝壳化石则很丰富,表明后期较前期水位更浅,入湖水量和水动力明显减弱。

阶段六: 7~0 cm(距今 18.1~17.5 ka BP),湖泊的快速盐化阶段。沉积物中粘土与粉砂的含量增加,颗粒变细,结合上层的 10 cm 厚的盐层,揭示了湖泊进入快速退缩时期。该阶段后期入湖水量急剧减小,蒸发强烈,在剖面顶部形成厚达 10 cm 的盐层。湖泊从此退出剖面所在的位置,并自此以后湖泊水位再也没有到达这个高度。这也说明在全新世气候适宜期湖泊即使有扩张,但湖面远没有达到本研究剖面形成时期的范围与高度。

## 4 磁化率与碳酸盐

磁化率是指示湖泊演化的有效指标之一<sup>[27]</sup>。大量研究表明流域的碎屑是湖泊沉积中磁性矿物的主要来源之一,可以利用磁性参数来研究流域侵蚀历史<sup>[28]</sup>。但是事实上湖泊沉积物中的磁性矿物成因十分复杂,来源也并非单一,既有外源的,也有自生的。因此某一湖泊沉积物磁学信号对于环境变化的响应模式往往不能直接用于其它湖泊,甚至同一湖泊的不同部位<sup>[27]</sup>。在本研究中磁化率值在剖面上变化明显,在距今 25.3~22.0 ka BP、37.7~35.6 ka BP 和 39.2 ka BP 以前磁化率值均较高,其它层位则明显较低。

湖泊中的碳酸盐在剖面上总体呈降低的趋势,在

湖泊的二四阶段相对较高,在第五阶段最低,且含量变化很小。X-衍射和矿物分析结果(另文讨论)显示样品中碳酸盐矿物以方解石( $\text{CaCO}_3$ )和白云石( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ )为主。湖泊沉积中碳酸盐来源通常认为有外源与自生两种:外源碳酸盐指陆源碎屑,即是湖泊周围源区的碳酸盐岩石受侵蚀由径流搬运沉积形成;自生碳酸盐较为复杂,受湖泊生产力、温度和盐度等因素的影响。

通过对比分析可以得出,整个剖面磁化率和碳酸盐与粒度各参数之间的相关性均较差,说明各指标对环境的响应模式在不同层位并不相同。在剖面的下部,磁化率与碳酸盐成反相关变化,与中值粒径成正相关变化。在碳酸盐含量较高的湖泊中,碳酸盐的沉积会稀释磁性物质,从而表现为与碳酸盐成负相关变化。但在本剖面中碳酸盐含量为 8%~23%(图 5),碳酸盐的稀释作用显然不能全部解释磁化率的变化。磁化率、碳酸盐和中值粒径的相关关系表明其与沉积物粒度有关,表明沉积环境或沉积物来源对碳酸盐和磁化率的影响不能忽视。沉积层氧化还原界面的变化会影响碳酸盐和磁化率的变化。当处于还原环境时,部分磁性物质会被溶解,因而磁化率会降低,如在距今 38.5~38.2 ka BP 和 29.5~28.3 ka BP 期间,沉积物的粒度频率曲线分布特征基本相同,但两者的磁化率分别为 0.65 和 0.53(为平均值),后期磁化率值明显较低,可能正是水下还原环境的溶解作用。在氧化的环境下,部分磁性物质可能因氧化作用而生成磁性更强的矿物。碳酸盐虽然受氧化还原环境的直接影响较小,但氧化还原环境的变化会影响有机质的保存与分解,当有机质氧化分解时,会生成  $\text{CO}_2$ ,使水中的  $\text{H}^+$  离子增加,从而不利于碳酸盐的沉积。当然对磁化率影响最大的可能是沉积来源。如前所述,沉积物可能受多个径流源的共同影响,不同来源的沉积物磁性大小也不会相同,那么不同来源之间沉积物的相对贡献的变化也会使磁化率与碳酸盐发生变化,不同来源沉积颗粒的变化跟粒度有密切的关系,从而使磁化率与碳酸盐值的变化与粒径表现出一定的相关性。但湖泊沉积过程中磁化率与碳酸盐变化过于复杂,要详细的了解其变化的过程与所表示的古环境信息,还需通过对磁性矿物鉴定和来源确定等进一步的工作。

## 5 结果与讨论

综上所述,本文研究的贝壳堤剖面记录了距今约

40~17 ka BP 察尔汗古湖的扩张与消亡历史。其沉积物粒度特征研究表明, 沉积物沉积模式较为复杂, 沉积过程中受到多个沉积源影响, 沉积物的颗粒大小记录了湖泊水位的变化。结合剖面的贝壳化石, 揭示了距今 38~18 ka BP 这一时期柴达木盆地察尔汗湖存在海拔高度大于 2 700 m、高出现代盐湖区最低点 25 m 高湖面和湖水淡化现象, 表明当时的气候条件要比现代温暖湿润。结合年代数据, 沉积物的粒度特征表明: 剖面记录了距今 39.6~17.5 ka BP 期间察尔汗古湖演化过程, 在距今 38 ka BP 左右, 粒度、磁化率和碳酸盐均变化明显, 揭示古湖扩张并达到了剖面点位置, 之后继续扩张, 距今约 37.5~35.5 ka BP, 各指标相对稳定, 指示了湖泊水位比较稳定, 在距今约 35.5 ka BP 左右粒度突然变细又变粗, 可能指示了一次较为快速的湖面波动。距今约 35.5~33.3 ka BP 期间, 沉积物粒度较上一阶段明显变粗, 揭示了湖泊水位变浅, 且本阶段发育了第一层贝壳化石, 表明当时的气温较高, 环境条件要好于现代。距今约 33.3~27.1 ka BP 期间, 沉积物颗粒变细, 碳酸盐含量较上一阶段有所升高, 磁化率值较低, 揭示本阶段湖泊水位相对较深, 但是各指标也记录了湖泊三次较大的退缩过程, 分别出现在距今约 28.3~27.1 ka BP、30.3~29.7 ka BP 和 32.1~32.3 ka BP, 且后两期的退缩过程中发育了贝壳层, 说明此时期湖泊水位并不稳定, 距今约 29.7~28.3 ka BP, 沉积物颗粒最细, 表明此阶段中期可能发育了最高湖面, 相比湖泊发育的整个过程, 较深的水位以及贝壳的生长可推断出此期可能是水热配置为最佳的阶段。在 27.1 ka BP 开始, 沉积物颗粒快速变粗, 指示湖泊演化开始进入退缩期, 湖泊水位较前期浅。大约 18.1 ka BP 开始, 湖泊进入快速盐化阶段。沉积物的磁化率和碳酸盐值变化特征复杂, 仅从其值的变化特征较难理解其代表的古环境的信息, 初步的分析表明, 不同的沉积物来源对磁化率和碳酸盐影响较大, 沉积界面氧化还原作用也有一定的贡献。

结合贝壳的发育及湖泊水位的变化特征, 揭示了在距今约 38~18 ka BP 期间, 柴达木盆地的气候环境要远远好于现代, 温度较现代高, 降水量较现代多。在湖泊发育前期, 第一层贝壳化石发育于湖泊的第一次退缩期, 很可能说明在早期湖泊发育的初期, 区内温度相对较低, 因此在湖泊扩张过程中, 剖面点位置未能发育贝壳化石。也就是说湖泊发育早期区内气候的变化应是降水早于温度, 这种组合相对有利于湖

泊的发育。在湖泊的退缩期的快速盐化表明, 气候变化可能为降水量的减少早于温度的降低。

致谢 本研究为中国科学院“百人计划”和国家自然科学基金(40371117)资助项目。在分析研究过程中, 王苏民研究员、李春海博士给予了指导与支持, 在此表示感谢。

## 参考文献 (References)

- 1 王苏民, 张振克. 中国湖泊沉积与环境演变研究的新进展. 科学通报, 1999, 44(6): 579-587 [Wang Sumin Zhang Zhenke New progress of study in environmental evolution and lacustrine sedimentation. *China Chinese Science Bulletin*, 1999, 44(6): 579-587]
- 2 孙千里, 周杰, 肖举乐. 岱海沉积物粒度特征及古环境意义. 海洋地质与第四纪地质, 2001, 21(1): 93-95 [Sun Qianli Zhou Jie Xiao Jule Grain-size characteristics of lake Daihai sediments and its paleo-environment significance. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2001, 21(1): 93-95]
- 3 刘兴起, 王苏民, 沈吉. 青海湖 QH-2000 钻孔沉积物粒度组成的古气候古环境意义. 湖泊科学, 2003, 15(2): 112-117 [Liu Xingqi Wang Sumin and Shen Ji The grain-size of the core QH-2000 in Qinghai lake and its implication for paleoclimate and paleoenvironment. *Journal of Lake Science*, 2003, 15(2): 112-117]
- 4 陈敬安, 万国江, 徐经意. 洱海沉积物粒度记录与气候干湿变迁. 沉积学报, 2000, 18(3): 341-345 [Chen Jingan, Wan Guojiang and Xu Jingyi Sediment particle sizes and the dry-humid transformation of the regional climate in Erhai Lake. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2000, 18(3): 341-345]
- 5 陈敬安, 万国江, 张峰, 等. 不同时间尺度下的湖泊沉积物环境记录——以沉积物粒度为例. 中国科学(D辑), 2003, 33(6): 563-568 [Chen Jingan, Wan Guojiang and Zhang Feng *et al* Environment record by lake sediments from different time scale: a case study of sediment grain size. *Science in China (Series D)*, 2003, 33(6): 563-568]
- 6 沈吉, 汪勇, 羊向东, 等. 湖泊沉积记录的区域风沙特征及湖泊演化历史: 以陕西红碱淖湖泊为例. 科学通报, 2006, 51(1): 87-92 [Shen Ji Wang Yong Yang Xiangdong *et al* Paleosandstorm characteristics and lake evolution history deduced from investigation on lacustrine sediments: the case of Hongjiannao Lake, Shaanxi Province. *Chinese Science Bulletin*, 2006, 51(1): 87-92]
- 7 李炳元, 张青松, 王富葆. 喀啦昆仑山—西昆仑山地区的湖泊演化. 第四纪研究, 1991, (1): 64-70 [Li Bingyuan Zhang Qingsong Wang Fubao Evolution of the lakes in the Karakorum—West Kunlun Mountains. *Quaternary Sciences*, 1991, (1): 64-70]
- 8 李炳元. 青藏高原环境演变的主要表征——湖泊演化. 见: 施雅风, 李吉均, 李炳元, 主编. 青藏高原晚新生代的隆升与环境变化. 广州: 广东科技出版社, 1998, 331-372 [Li Bingyuan Main Characteristics of the Environmental Change on the Qinghai-Xizang Plateau Lake Development. In: Shi Yafeng, Li Jijun, Li Bingyuan, eds. *Uplift and Environment Changes on the Qinghai-Xizang Plateau in the Lake Cenozoic*. Guangzhou: Guangdong Science and Technology

- Press 1998. 331-372]
- 9 陈克造, Bowler JM, Kelts K. 四万年来青藏高原的气候变迁. 第四纪研究, 1990, 3(1): 21-31 [Chen Kezao, Bowler JM, Kelts K. Climate change in the Tibetan Plateau since 40 kaBP. Quaternary Sciences 1990, 3(1): 21-31]
  - 10 张虎才, Wuennemann B. 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, 1997, 33(2): 87-91 [Zhang Hucai, Wuennemann B. Preliminary study on the chronology of lacustrine deposits and determination of high paleo-lake level in Tengger Desert since Late Pleistocene. Journal of Lanzhou University (Natural Sciences), 1997, 33(2): 87-91]
  - 11 张虎才, 马玉贞, 彭金兰, 等. 距今 42~18ka 腾格里沙漠古湖泊及古环境. 科学通报, 2002, 47(24): 1847-1857 [Zhang Hucai, Ma Yuzhen, Peng Jinlan, et al. Palaeolake and palaeoenvironment between 42~18ka BP in Tengger Desert, NW China. Chinese Science Bulletin, 2002, 47(24): 1847-1857]
  - 12 Zhang Hucai, Li Jijun, Ma Yuzhen, et al. Paleolake evolution and abrupt climate changes during last glacial period in NW China. Geophysical Research Letters, 2001, 28: 3203-3206
  - 13 Zhang Hucai, Wuennemann B, Ma Yuzhen, et al. Lake level and climate changes between 42,000 and 18,000 14C yr B.P. in the Tengger desert, Northwest China. Quaternary Research, 2002, 58: 62-72
  - 14 Zhang Hucai, Peng Jinlan, Ma Yuzhen, et al. Late Quaternary palaeolake levels in Tengger Desert, NW China. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2004, 211: 45-58
  - 15 杨小平, 刘东生. 距今 30ka 前后我国西北沙漠地区古环境. 第四纪研究, 2003, 23(1): 25-30 [Yang Xiaoping, Liu Dongsheng. Palaeoenvironments in desert regions of northwest China around 30 ka BP. Quaternary Science, 2003, 23(1): 25-30]
  - 16 姚檀栋, Thompson L.G., 施雅风, 等. 古里雅冰芯末次间冰期以来气候变化记录研究. 中国科学(D辑), 1997, 27(5): 447-452 [Yao Tandong, Thompson L.G., Shi Yaofeng, et al. Climate variation since the last interglaciation recorded in Guliya ice core. Science in China (Series D), 1997, 27(5): 447-452]
  - 17 杨藩, 孙镇城, 马志强, 等. 柴达木盆地第四系介形类化石带与磁性柱. 微体古生物学报, 1997, 14(4): 378-390 [Yang Pan, Sun Zhencheng, Ma Zhiqiang, et al. Quaternary Ostracode Zones and Magnetostratigraphic Profile in the Qaidam Basin. Acta Micropalaeontologica Sinica, 1997, 14(4): 378-390]
  - 18 袁林旺, 陈晔, 周春林, 等. 柴达木盆地自然伽玛曲线与古里雅冰芯记录的末次间冰期以来气候环境变化过程对比. 冰川冻土, 2000, 22(4): 327-332 [Yuan Linwang, Chen Ye, Zhou Chunlin, et al. Correlation of environmental and climatic change between Qaidam Basin gamma ray logging curve and Guliya ice core  $\delta^{18}\text{O}$  record since the last interglacial cycle. Journal of Glaciology and Geocryology, 2000, 22(4): 327-332]
  - 19 陈克造, 鲍勒 JM. 柴达木盆地晚更新世盐湖演化. 中国—澳大利亚第四纪学术讨论会论文集. 北京: 科学出版社, 1987. 83-91 [Chen Kezao, Bowler JM. Evolution of Salt Lakes in Late Pleistocene in Qaidam Basin, Qinghai Province, China. In: Article Collection of China-Australia Quaternary Symposium (in Chinese). Beijing: Science Press, 1987. 83-91]
  - 20 黄麒, 蔡碧琴. 察尔汗盐湖沉积物年代学的初步研究. 中国—澳大利亚第四纪学术讨论会论文集. 北京: 科学出版社, 1987. 106-114 [Huang Qi and Cai Biqin. Geochronological Study on the Sediments in Qarhan Lake. In: Article Collection of China-Australia Quaternary Symposium (in Chinese). Beijing: Science Press, 1987. 106-114]
  - 21 雷国良, 张虎才, 张文翔, 等. Mastersize2000 型激光粒度仪分析数据可靠性检验及意义——以洛川剖面 S4 层古土壤为例. 沉积学报, 2006, 24(4): 531-539 [Lei Guoliang, Zhang Hucai, Zhang Wenxiang, et al. The reliability and significance of the grain-size obtained by Mastersize 2000 Laser Analyzer. Acta Sedimentologica Sinica, 2006, 24(4): 531-539]
  - 22 孙东怀, 鹿化煜, David Rea, 等. 中国黄土的双峰分布及其古气候意义. 沉积学报, 2000, 18(3): 327-335 [Sun Donghuai, Lu Huayun, David Rea, et al. Bimodal grain-size distribution of Chinese loess and its paleoclimate implication. Acta Sedimentologica Sinica, 2000, 18(3): 327-335]
  - 23 孙有斌, 高抒, 李军. 边缘海陆源物质中环境敏感粒度组分的初步分析. 科学通报, 2003, 28(1): 83-86 [Sun Youbin, Gao Shu, Li Jun. Preliminary analysis of grain size populations with environmentally sensitive terrigenous components in marginal sea setting. Chinese Science Bulletin, 2003, 28(1): 83-86]
  - 24 成都地院陕北队编. 沉积岩粒度分析与应用. 北京: 地质出版社, 1978 [Shanbei Team of Chengdu Geological College. Grain-size Analysis and Application to Sedimentary Rock. Beijing: Geological Publishing House, 1978]
  - 25 张虎才. 撒哈拉沙漠东北部苏丹境内东西断面粒度分布特征及其成因与环境. 中国沙漠, 1996, 16(3): 242-246 [Zhang Hucai. The characteristics of sand grains from northeastern Sahara and their formation mechanism and environment. Journal of Desert Research, 1996, 16(3): 242-246]
  - 26 胡刚, 王乃昂, 赵强, 等. 花海湖泊古风成砂的粒度特征及其环境意义. 沉积学报, 2001, 19(4): 642-647 [Hu Gang, Wang Naiong, Zhao Qiang, et al. The grain size characteristics of aeolian sand: its environmental significance. Acta Sedimentologica Sinica, 2001, 19(4): 642-647]
  - 27 胡守云, 邓成龙, Appel E, 等. 湖泊沉积物磁化性质的环境意义. 科学通报, 2001, 46(17): 1491-1494 [Hu Shouyun, Deng Chenglong, Appel E, et al. Environmental magnetic studies of lacustrine sediments. Chinese Science Bulletin, 2001, 46(17): 1491-1494]
  - 28 Dearing J.A., Eber J.K., Hapley-Wood C.M. Recent sediment flux and erosion processes in a Welsh upland lake-catchment based on magnetic susceptibility measurements. Quaternary Research, 1981, 16: 356-372

## Characteristics of Grain-size and Sedimentation of Shell Bar Section in Salt Lake Qarhan, Qaidam Basin

LEI Guo-liang<sup>1,2</sup> ZHANG Hu-cai<sup>1,2</sup> ZHANG Wen-xiang<sup>2</sup> CHANG Feng-qin<sup>2</sup>  
FAN Hong-fang<sup>2</sup> YANG Ming-sheng<sup>2</sup> CHEN Yue<sup>2</sup> NU Jie<sup>2</sup>

(1. Nanjing Institute of Geography and Limnology, Nanjing 210008;

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

★ corresponding author H. C. Zhang E-mail zhanghc@niglas.ac.cn

**Abstract** Based on the grain size analysis, carbonate, magnetic susceptibility measurements on the shell bar section at Qarhan Lake in Qaidam Basin, the translation and sedimentation processes of the materials have been discussed and the lake level change history is reconstructed. The results suggest that from 38.2 to 35.5 ka C-14 BP be the period of lake formation, the grain size recorded a quick lake level rise event at 35.5 ka BP; from 35.5-33.3 ka BP the grain-size indicates that the lake level was low; from 33.3 to 27.1 ka BP, the fine grain-size, higher carbonate content and low magnetic susceptibility demonstrate a high lake level period. During this time, there are three times (28.3-27.1 ka BP, 30.3-29.7 ka BP and 32.1-32.3 ka BP) during them lake level decreased. The lake level reached its maximum between 29.7 and 28.3 ka BP with a finest grain-size. Between 27.1 and 18.1 ka BP, the lake level started to decrease, and from 18.1 ka BP, the lake retreated abruptly with a very strong increase of the evaporation, resulted in the salt formation. After that the lake shrank further and never reached this level again.

**Key words** Qaidam Basin, shell bar section, grain-size, sedimentation environments