

文章编号: 0455-2059(2015)04-0478-11

# 藏北库木库里盆地 KM 剖面晚更新世沉积物粒度特征及其环境意义

吴晓英<sup>1</sup>, 张倩雯<sup>2</sup>, 张志高<sup>3</sup>, 滕晓华<sup>4</sup>, 苗运法<sup>5</sup>, 卓世新<sup>6</sup>, 严永耀<sup>5</sup>

1. 兰州资源环境职业技术学院, 兰州 730021
2. 武汉大学 资源与环境科学学院, 武汉 430079
3. 阳师范学院 资源环境与旅游学院, 河南 安阳 455002
4. 兰州大学 西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000
5. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所 沙漠与沙漠化重点实验室, 兰州 730000
6. 中国气象 哈密地区气象局, 新疆 哈密 839001

**摘要:** 对青藏高原东北缘库木库里盆地阿牙克库木湖南缘的 KM 剖面沉积物进行了粒度分析, 剖面粒度组成主要以细粉砂和砂粒占优势, 质量分数分别为 39.2%、26.9%。剖面粒度整体分选较差, 频率分布曲线呈现多峰分布的特征, 偏度从极负偏到正偏、峰态从窄到宽, 反映了多种搬运方式存在; 各粒度组分的分析结果表明研究区气候演化可以划分为 5 个阶段: 1) 22.0~21.0 kaBP 气候冷干, 湖泊水位低, 西风较强, 沙尘暴频繁; 2) 21.0~16.0 kaBP 气候较前一阶段湿润, 湖泊水位升高, 西风减弱, 沙尘暴减少; 3) 16.0~10.5 kaBP 气候冷干、不稳定, 波动幅度大, 风力作用强, 湖泊水位浅, 沙尘暴增多; 4) 10.5~3.5 kaBP 气候最为暖湿, 西风减弱, 湖水水位上升, 湖泊水位达到剖面最高; 5) 3.5~2.0 kaBP 湖泊水位降低, 风力作用较强, 气候变得干冷。末次盛冰期以来, 受控于北大西洋气候的西风起主导作用, 研究区气候随着西风的增强而变得冷干, 湖泊水位降低, 沙尘暴较为频繁, 直至全新世受控于北纬 65° 太阳辐射强度的季风占主导作用, 气候最为暖湿, 沙尘暴较少, 晚全新世以来随着太阳辐射的减弱, 季风减弱, 气候再次朝着冷干方向发展。

**关键词:** 晚更新世; 粒度; 湖泊沉积物; 库木库里盆地

中图分类号: P512

文献标识码: A

DOI: 10.13885/j.issn.0455-2059.2015.04.005

## Grain-size characteristics and environmental significance of late Pleistocene sediments at KM section in Kumukuli Basin, northern Tibetan Plateau

Wu Xiao-ying<sup>1</sup>, Zhang Qian-wen<sup>2</sup>, Zhang Zhi-gao<sup>3</sup>, Teng Xiao-hua<sup>4</sup>, Miao Yun-fa<sup>5</sup>,  
Zhuo Shi-xin<sup>6</sup>, Yan Yong-yao<sup>5</sup>

1. Lanzhou Resources and Environment Voc-tech College, Lanzhou 730021, China
2. School of Resource and Environmental Sciences, Wuhan University, Wuhan 430079, China
3. School of Resource Environment and Tourism, Anyang Normal University, Anyang 455002, Henan, China
4. Key Laboratory of Western China's Environmental Systems with the Ministry of Education, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China
5. Key Laboratory of Desert and Desertification, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China
6. Hami Meteorological Bureau of Xinjiang, Hami 839001, Xinjiang, China

收稿日期: 2015-04-30; 修回日期: 2015-06-04

基金项目: 国家自然科学基金项目(41172153); 中国科学院盐湖资源与化学重点实验室开放基金项目(KLSLRC-KF-13-DX-1)

作者简介: 吴晓英(1975-), 女, 黑龙江佳木斯人, 讲师, e-mail: 65267831@qq.com, 研究方向为环境变化;

苗运法(1978-), 男, 江苏徐州人, 副研究员, 博士, e-mail: yunfine2000@sina.com, 研究方向为孢粉学, 通信联系人。

**Abstract:** Grain-size analyses of the sediments of KM section in southern Ayakekumu lake, northeastern Tibetan Plateau, indicated that sediments of KM section is mainly composed of fine silty sand and sand components, their contents being 39.2% and 26.9% respectively. The sorting is poor, the frequency distribution curves mainly contain several peaks, the skewness is from negative to positive, and kurtosis from narrow to wide, indicating a variety of transportation patterns. Based on the analysis of the grain-size distribution, this paper reconstructed the sedimentary paleo-environment of the study area as five sections: 1) 22.0~21.0 kaBP: the grain-size distribution reflects a cold and dry climate when the lake level was low and westerlies were strong with frequent dust storms; 2) 21.0~16.0 kaBP: the climate was humid, instable and compared with the previous stage, the lake level rose, the westerlies weakened and sand storms decreased; 3) 16.0~10.5 kaBP: the climate became cold and dry, the lake level was shallow, wind was strong and dust storms increased, but being instable and kurtosis; 4) 10.5~3.5 kaBP: the climate was humid, the westerlies weakened and the lake level reached the highest; 5) 3.5~2.0 kaBP: the lake level was reduced, the wind was strong, and the climate became dry and cold. Since the last glacial maximum, the westlies, controlled by the North Atlantic climate, had played a leading role, the climate became dry and cold with the enhancement of westerly, the lake level was reduced and dust storms increased. Until the Holocene, the monsoon, controlled by the intensity of solar radiation in the northern hemisphere's 65° latitudes, had dominated the region, when the climate became humid and dust storms decreased. During the late Holocene, the climate became dry and cold with weakened monsoon and solar radiation.

**Key words:** late Pleistocene; grain size; lacustrine sediment; Kumukuli Basin

湖泊沉积物记录了湖泊及其流域内环境变化的信息, 具有连续性、敏感性和高分辨率的特点, 是研究全球过去环境气候变化的良好载体<sup>[1-2]</sup>。沉积物粒度作为重建古环境的重要指标, 被广泛应用于各种沉积环境研究中, 已成为恢复古气候、古环境状况的最重要的替代指标之一<sup>[3-8]</sup>。然而, 不同学者对于湖泊沉积物中粒度的古环境意义存在不同的观点。已有的湖泊学沉积研究表明: 湖水能量是控制沉积物粒度分布的重要因素, 粒度的粗细代表了水动力的强弱、湖泊输入水量的相对大小, 在一定程度上可以反映湖区降水的变化, 因而具有干湿变化的指示意义<sup>[9-15]</sup>, 然而对于水位变化却有不同的解释, 有的学者认为粒度越粗, 水位越低<sup>[9-13]</sup>, 有的则认为粒度小指示湖泊水位低或气候干旱<sup>[14-15]</sup>。相关研究表明湖泊沉积物的粒度组成也可以作为地质历史时期干旱事件和风沙活动的良好指标<sup>[6,16]</sup>。

末次冰期是第四纪众多冰期-间冰期气候旋回中距今最近的一次冰期, 对现代自然环境的形成和演化产生了重要影响, 对末次冰期以来的气候变化的研究, 更有利于人们预测未来的气候变化趋势<sup>[17]</sup>。目前, 已获得了来自不同载体的末次冰期以来的古气候记录<sup>[18-21]</sup>, 然而末次冰消期高分辨率环境记录在西北干旱半干旱地区还较少, 青藏高原独特的地理位置及其巨大地形对自然环境乃至全球变化产生了深刻影响<sup>[22-23]</sup>。本文通过对位于青藏高原东北部的库木库里盆地阿牙克库木湖南缘 KM 剖面沉积物粒度的分析, 探讨了湖泊

沉积物粒度组成的古气候意义, 并恢复该区末次冰盛期以来的环境变化过程。

## 1 研究区域概况

库木库里盆地位于新疆维吾尔自治区东南边缘(图 1), 柴达木盆地西南部, 介于东昆仑的祁漫塔格山与东昆仑阿尔喀山之间, 东与布仑台相接, 西与库木布彦山为界, 地理位置为 87°10'~90°50'E,

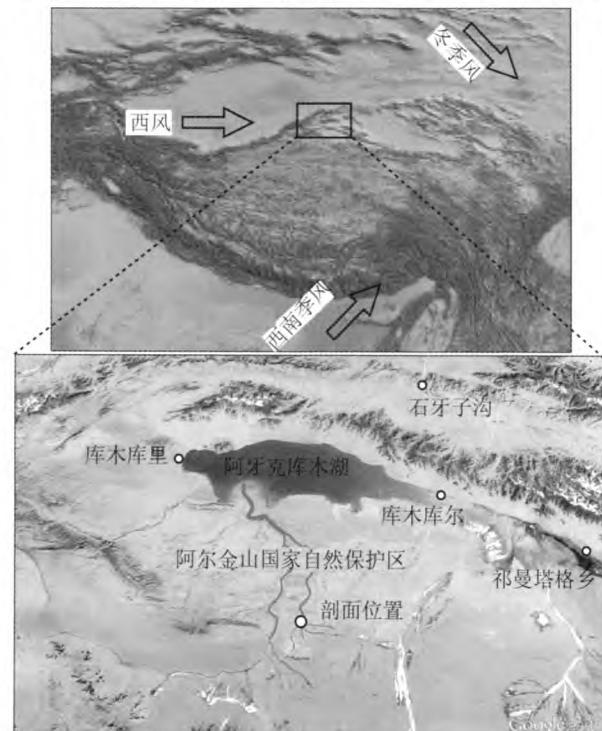


图 1 库木库里盆地及剖面位置

Figure 1 Location of the Kumukuli Basin and stratigraphic section

36°50'~37°50'N. 盆地东西长约250 km, 南北宽约70 km, 受周围断裂的影响, 呈东西向展布, 近似菱形, 盆地海拔3800~5221 m, 总的地势由西南向东北倾斜, 面积约17500 km<sup>2</sup>, 是昆仑山系腹地面积最大的盆地. 盆地发育于渐新世<sup>[24]</sup>, 受印度板块与欧亚板块碰撞所致的北西-南东向构造格局的影响, 山地与湖盆洼地成带状相间分布, 自南向北水平挤压的新构造运动, 使盆地南升北降, 因而湖泊北深南浅, 且沉积中心不断向北移动.

库木库里盆地具有典型的大陆性气候, 气候干寒, 终年无夏, 年均气温0~1°C, 1月最冷, 7~8月最热, 最热月均温8°C, 极端最低气温-37°C, 日较差25°C, 年较差50~60°C. 年均降水量100~200 mm, 多集中于5~8月, 且以固态形式降落为主, 空间分布上呈现由东向西递减, 垂直方向上随海拔增高而增加, 高位山间谷地雨量相对充沛, 气候湿润, 皮提勒克河穿越其中, 四周山峦降水汇聚, 高原湖泊星罗棋布. 东北部有新疆最大的不冻湖阿牙克库木湖, 中部有阿其克库勒湖, 南部有鲸鱼湖. 盆地内经常刮西风或西北风, 一般风速10~15 m/s, 风沙大, 区内植被稀少, 岩石和土壤裸露地表, 属于高寒荒漠植被区.

## 2 样品采集与方法

### 2.1 剖面与采集

研究样品采自库木库里盆地阿牙克库木湖南缘, 为天然湖相沉积剖面(KM剖面, 图1), 剖面底部不整合于新生代地层之上, 整个剖面厚380 cm, 自下向上岩性特征: 0~20 cm 浅棕红色泥质粉砂夹薄层灰白色的粉砂条带; 20~80 cm 棕褐色粉砂与浅白色钙质粉砂不等厚互层; 80~100 cm 中厚层砾石层, 呈透镜状, 见铁锈锈斑; 100~128 cm 浅灰绿色、浅蓝灰色粉砂质黏土, 成层明显, 富含莎草叶茎; 128~183 cm 浅灰绿色、灰黄色粉砂质黏土, 成层明显, 富含莎草叶茎; 183~215 cm 蓝灰色、浅蓝灰色粉砂质黏土, 成层明显, 富含莎草叶茎; 215~380 cm 灰黄色粉砂质黏土, 富含莎草根系和叶片, 最上边约10 cm 为生草层. 以2 cm为间隔进行取样, 共获得样品181余块, 并于剖面不同层位采集了12个放射性碳测年样品(图2、表1).

### 2.2 实验方法

粒度样品在常温烘干后称取约0.2 g放入烧杯中, 视有机质多少加入10 mL 体积分数为30%的双氧水放在电热板上加热煮沸至无气泡产生为

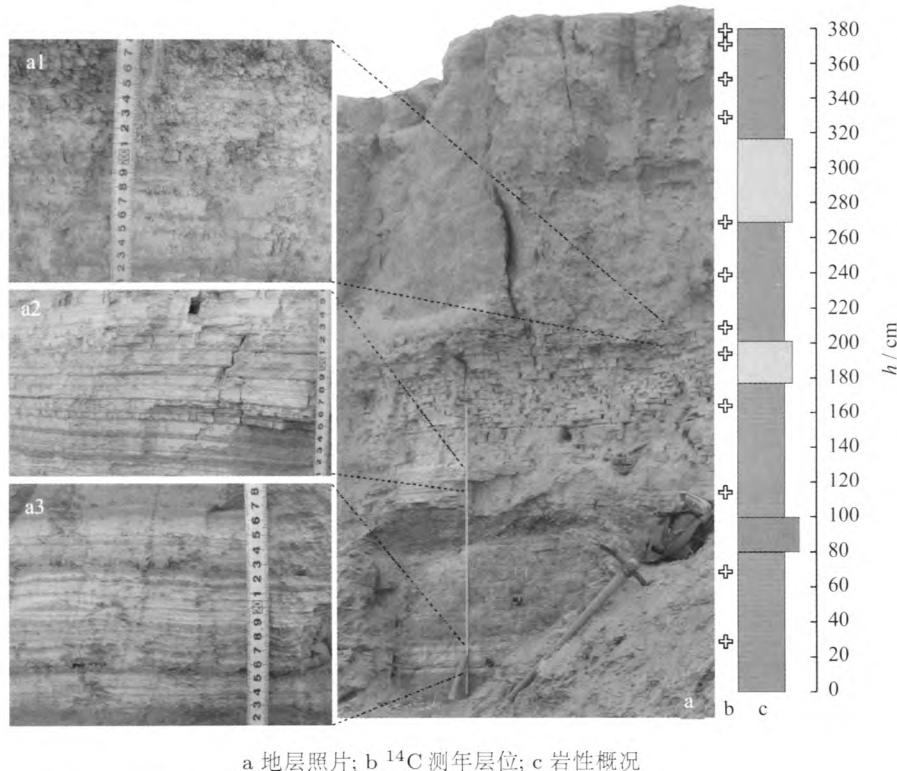


图2 藏北库木库里盆地阿牙克库木湖南缘KM剖面地层照片、<sup>14</sup>C测年层位与岩性概况

Figure 2 Photo of lithology, facies and stratigraphy location of <sup>14</sup>C samples of the KM section in the Kumukuli Basin, northern Tibetan Plateau

表 1 库木库里盆地 KM 剖面  $^{14}\text{C}$  测年Table 1  $^{14}\text{C}$  age at KM section from Kumukuli Basin

实验室编号	样品原编号	h/cm	$^{14}\text{C}$ 年/BP	误差/a
BA130604	KM-20	20	16 890	50
BA130605	KM-60	60	15 110	60
BA130606	KM-105	105	19 930	70
BA130607	KM-155	155	15 940	60
BA130608	KM-185	185	22 030	70
BA130609	KM-200	200	20 370	70
BA130610	KM-230	230	20 410	80
BA130611	KM-260	260	16 870	70
BA130612	KM-320	320	6 850	30
BA130613	KM-342	342	7 980	40
BA130614	KM-362	362	6 825	35
BA130615	KM-370	370	4 625	35

所用  $^{14}\text{C}$  半衰期为 5 568 年, BP 为距 1950 年的年代.

止, 以去除有机质, 之后加入 10 mL 体积分数为 10% 的稀盐酸并加热去除碳酸盐. 待样品冷却后, 将烧杯注满蒸馏水, 静置 24 h 后抽去上层清液, 加入 0.05 mol/L 六偏磷酸钠( $\text{NaPO}_3$ )<sub>6</sub> 10 mL 作为分散剂, 摆匀后置于超声波振荡器中振荡 10 min 以达到充分分散的效果, 采用英国 MAVLEN 公司生产的 Mastersize 2000 型激光粒度仪进行分析, 仪器测量范围为 0.02~2 000  $\mu\text{m}$ , 多次重复测量误差不超过 1%. 测量结果用 GRADISTAT 程序中修正后的几何图解法<sup>[25]</sup>计算平均粒径、中值粒径、分选系数(标准偏差)、偏度和峰度等粒度参数. 以上粒度实验测试及分析在兰州大学西部环境教育部重点实验室完成.

剖面共采集 12 个  $^{14}\text{C}$  测年样品, 均为湖泥, 测量在北京大学考古文博学院加速器  $^{14}\text{C}$  测年实验室进行, 测定结果经国际最新通用的 CALIB 6.0 进行日历年校正<sup>[26]</sup>, 年代测定结果及校正值见表 1.

### 3 结果与分析

#### 3.1 年代结果

表 1 所示为 KM 剖面  $^{14}\text{C}$  年代结果, 最老年代为  $22 030 \pm 70$  aBP, 最小为  $4 625 \pm 35$  aBP, 全部 12 个样品年代与深度相关系数为 0.4866, 相关性较差(图 3). 由年代结果可知, 主要是剖面下部 4 个测年结果相差不大, 年龄倒置, 均比剖面 185 cm 处年代小, 野外观测可知, 剖面底部尤其是 80~100 cm 为一砾石层, 为河流冲积物, 其沉积速率大, 且可见明显铁锈斑, 表明剖面底部受到地下水的影响, 这可能是底部年代倒置的原因. 顶部 8 个测年样品  $^{14}\text{C}$  年龄依次减小, 测年结果与深度有很好的

相关关系, 相关系数可达 0.95. 湖泊沉积物  $^{14}\text{C}$  测年中, 由于湖岸物质向湖心的迁移作用、沉水植物会吸收地下水中的老碳物质( $^{14}\text{C}$  浓度极低)等因素会影响沉积物中碳同位素组成, 造成老碳效应而使年龄普遍偏老<sup>[26~27]</sup>. 陆生高等植物残体  $^{14}\text{C}$  测年误差只跟其搬运与沉积的滞后作用和迁移作用有关, 一般不存在碳库效应, 但在剖面中没有找到较好的陆生植物残体, 此次  $^{14}\text{C}$  测年采用沉积物的总有机质进行测定, 可能会有老碳效应.

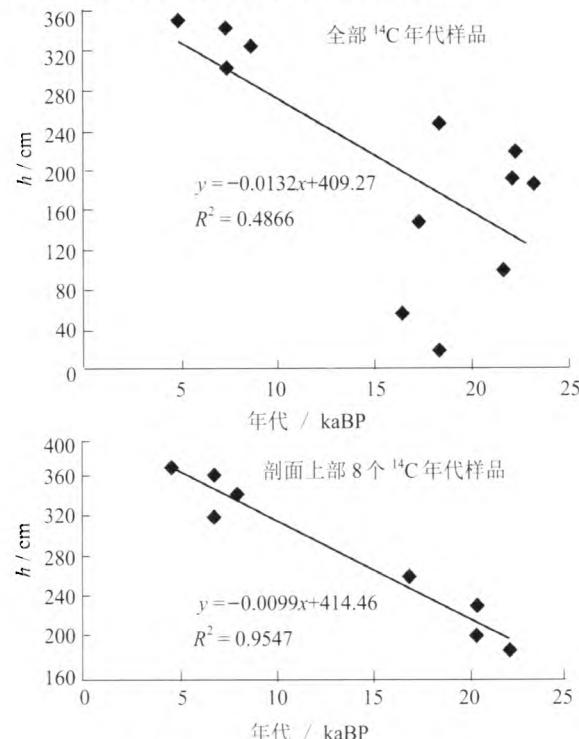


图 3 KM 剖面年代-深度关系

Figure 3 Relationship between age and depth in KM section

#### 3.2 各粒级组分质量分数及其沿剖面的变化

粒度组成是表述碎屑类沉积物特征的重要指标之一, 根据 Udden-Wentworth 标准并结合前人研究成果将 KM 剖面粒径划分为黏粒( $< 4 \mu\text{m}$ )、细粉砂( $4\sim16 \mu\text{m}$ )、中粉砂( $16\sim32 \mu\text{m}$ )、粗粉砂( $32\sim63 \mu\text{m}$ )、砂粒( $> 63 \mu\text{m}$ )、 $63\sim90 \mu\text{m}$ 、 $> 90 \mu\text{m}$  组分<sup>[28~29]</sup>. 图 4 为 KM 剖面各粒级组分随深度的变化曲线. 粒度分析结果表明: 黏粒质量分数为 4.4%~32.1%, 平均为 14.8%; 细粉砂质量分数为 5.8%~60%, 平均为 30.9%, 黏粒和细粉砂长期趋势上有增加的趋势; 中粉砂质量分数为 2.1%~23.9%, 平均为 12.6%; 粗粉砂质量分数为 2.5%~29.8%, 平均为 14.7%, 从剖面底部到顶部波动减小; 砂粒质量分数为 0.2%~78.1%, 平均为 26.9%, 在剖面底部达到最大, 质量分数随深度的减小逐步降低, 其中 63~

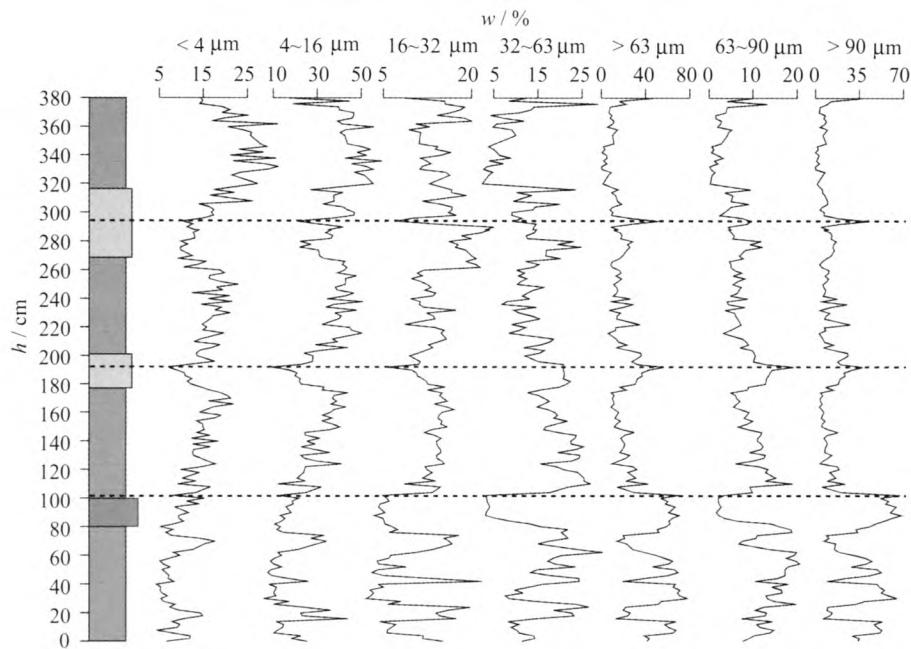


图 4 KM 剖面黄土各粒级组分随深度的变化

Figure 4 Grain size fractions distribution of the loess at KM section with the depth

90  $\mu\text{m}$  组分质量分数为 0.2%~20.5%，平均为 8.7%，>90  $\mu\text{m}$  组分质量分数为 0~68.1%，平均为 18.2%。剖面粒度组成以细粉砂和砂粒为主，二者平均质量分数可达 57%。各粒度组分随剖面波动变化明显，可分为 4 段：

阶段 I, 0~102 cm. 各粒度组分波动幅度最大，为全剖面波动最剧烈阶段，粒度较粗，黏粒质量分数最少，为 4.4%~17.8%，平均为 9%；细粉砂质量分数为 5.8%~44.1%，平均为 17%；中粉砂质量分数为 2.1%~21.8%，平均为 8.4%；粗粉砂质量分数为 3.2%~29.8%，平均为 14.7%；砂粒质量分数在剖面质量分数最大，为 13.1%~78.1%，平均为 50.9%。

阶段 II, 102~192 cm. 粗粒质量分数较上阶段减少，细粒质量分数上升。黏粒质量分数为 7.1%~22%，平均为 14.6%；细粉砂质量分数为 9.5%~44.1%，平均为 29.3%；中粉砂质量分数为 5.7%~17.1%，平均为 13.6%；粗粉砂质量分数为 12.7%~27.1%，平均为 20.3%；砂粒质量分数为 8.8%~57%，平均为 22.3%；>90  $\mu\text{m}$  组分迅速降低。

阶段 III, 192~294 cm. 黏粒、细粉砂、中粉砂等质量分数进一步增加，粗粉砂质量分数进一步下降，但是砂粒，尤其是>90  $\mu\text{m}$  粒度组分质量分数又有增加。黏粒质量分数为 9.2%~23%，平均为 15.3%；细粉砂质量分数为 20.9%~50.8%，平均为 37%；中粉砂质量分数为 7.3%~23.9%，平均为 14.8%；粗粉砂质量分数为 6.9%~24.9%，平均为 13.9%；砂粒质量分数 6.3%~51.9%，平均为 19%。

阶段 IV, 294~380 cm. 粒度最细，中粉砂以上粒级组分均较上阶段含量减少，黏粒和细粉砂质量分数进一步增加，达到全剖面最大值。该阶段黏粒质量分数为 14.1%~32.1%，平均为 22.2%；细粉砂质量分数为 17.1%~59.6%，平均为 43.7%；中粉砂质量分数为 8.7%~20.1%，平均为 14.4%；粗粉砂质量分数为 2.5%~28.7%，平均为 9.5%；砂粒质量分数 0.2%~47.2%，平均为 10.3%。

### 3.3 粒度参数特征

常用的粒度参数有颗粒的中值粒径、平均粒径、标准偏差、偏度系数和峰态等。分选系数代表沉积物的分选程度，即不同粒径颗粒的分散和集中状态，分选系数越小分选程度越好，标准偏差数值越大，表示其分选程度越差，反映了较强的水动力条件。偏态用来表示频率曲线的对称程度，即与正态分布曲线相比较时，频率曲线主峰的位置，可判别分布的对称性，并表示平均值与中位数的相对位置。如为负偏，沉积物偏粗，平均值将向中位数的较粗方向移动；如为正偏，平均值向中位数的较细方向移动。峰态是用来衡量粒度分布曲线的尖锐或钝圆的程度。KM 剖面各粒度参数随深度变化波动明显(图 5)，可分为 5 段。

阶段 I, 0~80 cm, 中值粒径和平均粒径较大，分别为 62.4、53  $\mu\text{m}$ ，波动范围较大，分别为 11~119.4、17~127  $\mu\text{m}$ ，分选系数平均为 3.7，最小 2.8，最大 5.1，分选较差，偏度平均值 -0.37，最小 -0.6，最大 0.09，大部分为负偏，沉积物偏粗，峰

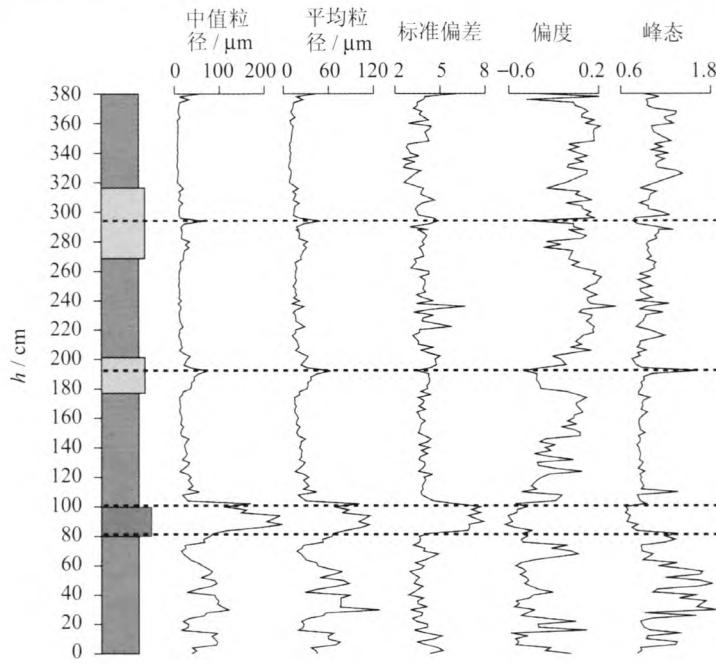


图5 粒度各参数随深度的变化

Figure 5 Grain size parameters vertical changes with depth

态平均为1.23, 最小0.81, 最大1.87, 大部分峰态较窄, 说明颗粒分布较集中。

阶段Ⅱ, 80~102 cm, 剖面中值粒径和平均粒径达到最大值, 分别为165.5、88  $\mu\text{m}$ , 波动范围较大, 分别为86.1~239.7、64~114  $\mu\text{m}$ , 分选系数平均为6.5, 达到全剖面最大值, 最小3.6, 最大7.8, 分选较差到很差, 偏度平均值-0.5, 最小-0.6, 最大-0.4, 大部分为负偏, 沉积物偏粗, 峰态平均为0.95, 最小0.74, 最大1.3, 峰态宽到中等, 颗粒分布较分散。

阶段Ⅲ, 102~192 cm, 中值粒径为25.5  $\mu\text{m}$ , 波动范围为10.4~72.1  $\mu\text{m}$ , 平均粒径为24  $\mu\text{m}$ , 波动范围为14~63  $\mu\text{m}$ , 较上段更细, 分选系数平均为3.9, 最小3.4, 最大4.5, 分选较差到很差, 偏度平均值-0.18, 最小-0.5, 最大0.1, 峰态平均为0.89, 最小0.81, 最大1.61, 大部分峰态较宽, 颗粒分布较分散。

阶段Ⅳ, 192~294 cm, 中值粒径为17.5  $\mu\text{m}$ , 波动范围为8.5~68.5  $\mu\text{m}$ , 平均粒径为21  $\mu\text{m}$ , 波动范围为11~49  $\mu\text{m}$ , 较上段更细, 分选系数平均为4, 最小3, 最大6.7, 分选较差, 偏度平均值0.02, 最小-0.43, 最大0.35, 大部分为正偏, 沉积物偏细, 峰态平均为0.95, 最小0.74, 最大1.3, 峰态宽到中等, 颗粒分布较分散。

阶段Ⅴ, 294~380 cm, 剖面中值粒径为11.8  $\mu\text{m}$ , 波动范围为14.2~55.9  $\mu\text{m}$ , 平均粒径为13  $\mu\text{m}$ , 波动范围为7~43  $\mu\text{m}$ , 达到全剖面最小, 分选系数平

均为3.6, 最小2.5, 最大6.1, 分选较差, 偏度平均值0.02, 最小-0.44, 最大0.21, 大部分为正偏, 沉积物偏细, 峰态平均为1.09, 最小0.8, 最大1.43, 峰态窄到中等, 颗粒分布较为集中。

### 3.4 粒度频率分布和概率累积曲线

不同沉积物类型具有不同的粒度频率分布曲线, 沉积物由于搬运方式和搬运距离的不同, 会产生多成因组分。单成因组分的频率分布为单峰光滑曲线, 多成因组分的频率曲线是多峰分布的连续光滑曲线<sup>[30~32]</sup>, 沉积物的频率曲线特征是判断沉积作用形式的重要手段之一。从KM沉积物不同层位的频率分布曲线来看(图6), 频率曲线类型多样, 大多呈多峰态分布形式, 多峰分布形式样品里, 大部分具有一个明显的主峰, 同时有2、3个弱峰, 就偏态来说, 从极负偏到极正偏都有。部分呈双峰分布, 两主峰区分不明显。随剖面深度变化, 频率分布曲线形态也随之变化, 0~80 cm 样品频率分布曲线一般有一个明显的主峰, 主峰峰值较大, 位于120  $\mu\text{m}$ , 偏度一般为极负偏到负偏, 表明样品粒度偏粗; 80~100 cm 存在一个显著的主峰, 位于300~400  $\mu\text{m}$ ; 100~175 cm 样品以近似双峰分布为主, 主峰与次主峰区分不明显, 峰值分别在10、60  $\mu\text{m}$ , 175~205 cm 样品以正偏为主, 多峰分布, 峰值约为70  $\mu\text{m}$ ; 205~270 cm 样品以负偏分布为主, 以近似双峰分布为主, 峰值约为8、60  $\mu\text{m}$ , 峰态以近似正态分布到正偏为主; 270~320 cm 样品呈近

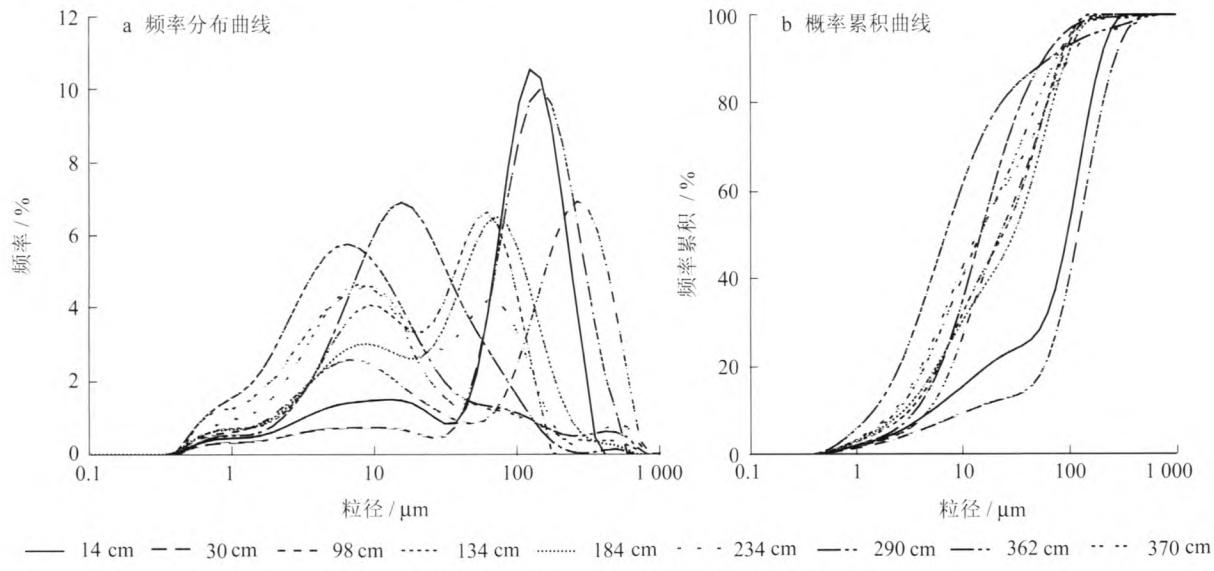


图 6 KM 剖面粒度频率分布曲线和概率累积曲线

Figure 6 Grain size frequency distribution and probability cumulative curves of samples at the KM section

似单峰分布, 峰值约为  $17 \mu\text{m}$ ; 320~364 cm 以单峰分布为主, 峰值约为  $6 \mu\text{m}$ , 但偏态变为正偏到极正偏, 反应沉积物颗粒偏细, 此外还存在几个弱峰; 364~380 cm 以单峰分布为主, 峰值增加, 为  $10 \mu\text{m}$ 。湖泊沉积物粒度一般由多个组分叠加构成, 表现为多组分粒度分布特征, 表明 KM 沉积物可能为同一物源但在不同的沉积动力过程作用下最终按照不同比例混合而成, 也可能是不同的物源和不同的沉积动力条件综合作用的结果<sup>[7, 31]</sup>。对于湖泊尤其是封闭湖泊来说其沉积作用形式主要包括流水作用、风力作用以及流水与风力的混合作用<sup>[7]</sup>, KM 剖面沉积物粒度频率曲线特征指示风力作用以及流水与风力的共同沉积作用。此外, 剖面概率累积曲线显示绝大多数表现为多段型, 有两个或多个拐点, 表明颗粒没有经过良好的分选, 也反映了多种搬运方式的共存, 且随剖面深度变化曲线形态也发生变化。

## 4 讨论

### 4.1 粒度特征及其环境意义

封闭湖泊的物质来源主要是陆源碎屑物, 沉积物来源单一, 沉积物粒度值的大小与湖区降水丰度、湖面高度的变化密切相关。较高的平均粒径值和粗颗粒组分质量分数代表了较强的水动力搬运条件, 较低的平均粒径值和细颗粒组分质量分数代表了相对较为稳定的水动力条件<sup>[30, 33]</sup>。KM 剖面沉积物主要以细粉砂和砂粒为主, 分选较差, 偏度、峰度以及标准偏差等粒度参数与各粒级组分均呈现出明显的规律性变化(图 4、5)。粒度频

率曲线和概率累积曲线指示(图 6)KM 沉积物可能为不同的物源和不同的沉积动力条件综合作用的结果。殷志强等<sup>[33]</sup>通过多个河流与湖泊的粒度研究, 认为湖泊沉积物粒度一般由多个组分叠加构成, 受控于水动力强度和搬运方式等因素, 最多可含有 6 个组分, 分属于悬浮、跳跃和跃移组分, 并认为  $10\sim70 \mu\text{m}$  组分可作为流域内风成作用强弱的判别标志; 一些研究认为湖泊沉积物中  $>63 \mu\text{m}$  粒度组分主要由风力搬运, 其质量分数可以用来指示研究区的尘暴事件<sup>[7, 16]</sup>, An 等<sup>[21]</sup>则将  $25 \mu\text{m}$  作为区别河流作用和西风作用的分界。因此, 我们以  $4, 25, 63, 90 \mu\text{m}$  为分界线,  $<4 \mu\text{m}$  的黏粒质量分数记录了受气候变化控制的硅酸盐化学风化的过程和强度<sup>[34]</sup>,  $4\sim25 \mu\text{m}$  的粒度组分指示河流悬浮作用,  $25\sim63 \mu\text{m}$  的粒度组分主要指示西风风力作用,  $63\sim90 \mu\text{m}$  的粒度组分指示尘暴作用,  $>90 \mu\text{m}$  的粒度组分指示河流跃移组分(图 6)。

### 4.2 末次盛冰期以来的气候变化及驱动机制

由于剖面底部可能受到河流冲刷作用的影响, 4 个  $^{14}\text{C}$  测年年龄关系倒置, 我们仅用剖面顶部 8 个  $^{14}\text{C}$  测年年龄, 结合剖面深度进行分段线性拟合, 从而得到剖面 184~380 cm 样品的年代范围为 22 066~1 875 kaBP(图 7)。

图 7 为 KM 平均粒径、黏粒质量分数、 $4\sim25$ 、 $25\sim63$ 、 $63\sim90$ 、 $>90 \mu\text{m}$  的粒度组分质量分数变化曲线, 并与青海湖的夏季风指数、西风指数曲线<sup>[21]</sup>、北纬  $65^\circ$  太阳辐射强度和北格陵兰氧同位素曲线<sup>[35]</sup>对比, 可将剖面环境演化分为 5 个阶段:

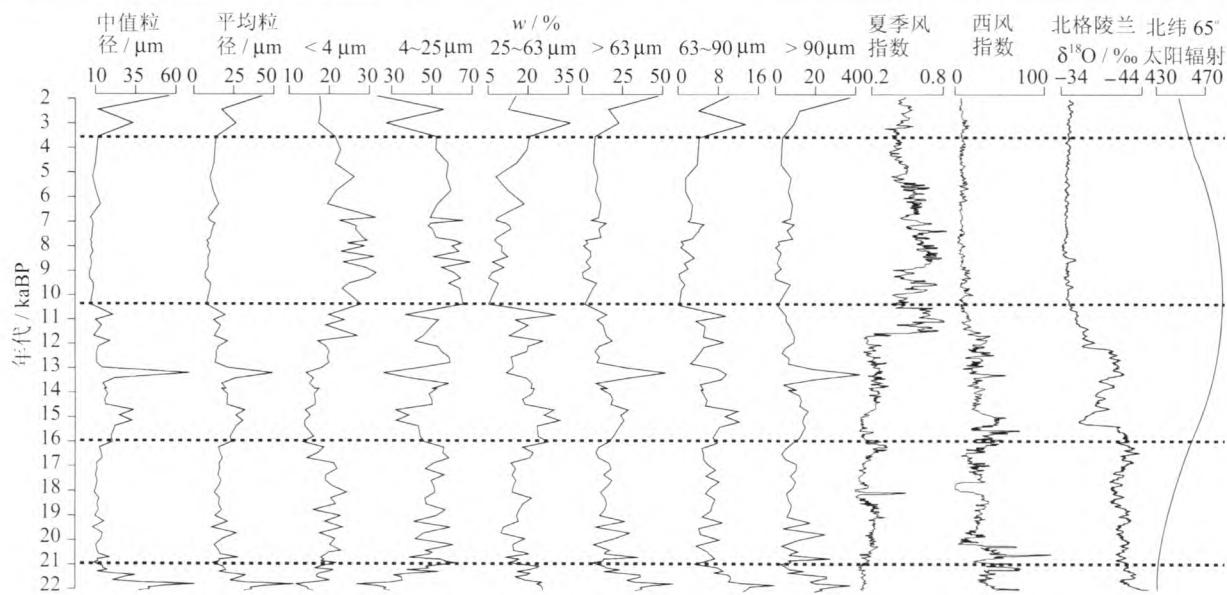


图 7 KM 剖面粒度变化曲线与青海湖季风、西风指数、北格陵兰氧同位素和北纬 65° 太阳辐射强度对比

Figure 7 Comparison of grain-size curves at KM section with monsoon and westerlies records of Lake Qinghai,  $\delta^{18}\text{O}$  record from north greenland ice core project and July 65°N insolation

阶段 I, 22.0~21.0 kaBP(184~206 cm). 中值粒径和平均粒径最大, 分别为 36.4、33.3  $\mu\text{m}$ , 黏粒和 4~25  $\mu\text{m}$  组分平均质量分数最少, 分别为 12.6%、31.1%, 指示了湖泊水位较浅, 风化作用弱, 25~63  $\mu\text{m}$  组分平均质量分数为 21.9%, 反映了气候干旱、西风较强、沙尘暴频繁. 频率曲线结果也显示代表沙尘暴和西风的峰值较高, 其它峰值不明显.

阶段 II, 21.0~16.0 kaBP(206~270 cm). 平均粒径波动范围为 11.3~28.3  $\mu\text{m}$ , 平均为 6.3  $\mu\text{m}$ , 黏粒质量分数较高, 平均为 16.8%, 4~25  $\mu\text{m}$  质量分数为 37.4%~61.4%, 平均为 50.4%, 25~63  $\mu\text{m}$  质量分数较低, 为 9.9%~27.7%, 平均为 17.2%, 63~90  $\mu\text{m}$  组分质量分数为 3.2%~9.1%, 平均为 6.3%. 反映了当时气候较前一阶段湿润, 湖泊水位升高, 西风减弱, 沙尘暴减少. 此外, 该段分选较差, 绝大多数样品呈多峰分布, 但有明显的一个主峰, 偏度 -0.07~0.35, 绝大部分为正偏态, 峰态宽到中等, 颗粒分布分散. 表明该阶段内水动力条件复杂, 此阶段平均粒径等粒度参数波动剧烈, 反映了不稳定的水动力条件, 进而反映了湖区环境变化频繁. 16.8~15.5 kaBP 博斯腾湖沉积物为风砂沉积物, 气候干旱, 并无积水, 15.5~11.4 kaBP 沉积物为风、水两相沉积, 气候较干旱<sup>[36]</sup>.

阶段 III, 16.0~10.5 kaBP(270~320 cm). 剖面粒度曲线波动幅度大, 指示气候不稳定, 平均粒径波动范围为 8.0~49.4  $\mu\text{m}$ , 平均为 20.9  $\mu\text{m}$ , 较上一阶段有所增加, 而黏粒和 4~25  $\mu\text{m}$  组分平均质量分数为 15.1%、46.9%, 比上一阶段小, 表明该时期湖

水面积较上一阶段萎缩. 25~63  $\mu\text{m}$  组分质量分数显著增加, 为 5.3%~31.9%, 平均为 20.1%, 反映了西风急剧增强, 63~90  $\mu\text{m}$  组分平均质量分数为 6.4%, 反映了沙尘暴频繁, 风力作用大, 湖泊水位浅, 气候较干冷.

阶段 IV, 10.5~3.5 kaBP(320~374 cm). 剖面平均粒径波动范围为 7.1~15.6  $\mu\text{m}$ , 平均为 10.4  $\mu\text{m}$ , 较上一阶段大幅度减小, 达到剖面最小值, 黏粒和 4~25  $\mu\text{m}$  组分质量分数大幅度增加, 平均分别为 24.9%、57.7%, 达到剖面最大值, 25~63  $\mu\text{m}$  组分质量分数达到剖面最低值, 为 5.2%~20.5%, 平均为 10.8%, 63~90  $\mu\text{m}$  平均质量分数为 2.2%, > 90  $\mu\text{m}$  平均质量分数为 4.4%, 风沙活动减弱. 该段分选较差, 呈近似正态分布, 频率分布曲线显示主要有两个峰, 指示西风的峰值降低, 指示了早中全新世期间, 气候较暖湿, 湖水水位上升, 西风减弱, 湖泊水位达到最高. Yu 等<sup>[37]</sup>认为, 中国西部干旱区的湖泊水位在约 13.0~6.0 kaBP 相对较高. 岱海孢粉研究结果认为 7.25~3.5 kaBP 区域总体上温暖湿润<sup>[35]</sup>.

阶段 V, 3.5~2.0 kaBP(374~380 cm). 剖面平均粒径急剧增加, 平均为 25.2  $\mu\text{m}$ , 波动范围为 13.9~42.8  $\mu\text{m}$ , 黏粒平均质量分数显著下降, 为 15.7%, 最大 19.3%, 最小 14.2%, 4~25  $\mu\text{m}$  粒径组分质量分数平均为 39.5%, 25~63  $\mu\text{m}$  粒径组分质量分数急剧上升, 为 12.7%~35.8%, 平均为 21.2%, 63~90  $\mu\text{m}$  粒径组分质量分数平均为 7.9%. 分选较差, 沉积物颗粒偏粗. 指示了中晚全新世尤其

是 3.5 kaBP 以来湖泊水位显著降低, 风力作用较强, 气候冷干且不稳定。Yu 等<sup>[37]</sup>认为, 中国西部干旱区的湖泊在 6.0 kaBP 之后显著变干。新疆天山巴里坤湖及周边地区的 7 个剖面的研究结果也表明 4.0 kaBP 以来湖泊逐渐萎缩、气候变干的特点<sup>[38]</sup>。岱海孢粉研究结果也指示了 3.5~1.7 kaBP 以来区域气候逐渐变得冷干<sup>[35]</sup>。此外, 共和盆地达连海地区在 3.8 kaBP 以来森林退缩、荒漠草原扩大, 气候凉干<sup>[39]</sup>。

粒度曲线与青海湖记录的结果对比显示, 25~63  $\mu\text{m}$  曲线与西风指数的波动曲线具有很好的一致性, 显示了西风波动减弱的特征, 同时 <4  $\mu\text{m}$ 、4~25  $\mu\text{m}$  的曲线与东亚夏季风指数的波动曲线结果也一致, 均显示了季风缓慢增强的过程, 说明研究区末次盛冰期以来的气候变化同青海湖地区一样受控于季风和西风两种环流系统, 且两种系统呈现反相位变化的特点。An 等<sup>[21]</sup>的研究结果表明西风指数的波动曲线与北格陵兰氧同位素曲线<sup>[40]</sup>相似, 说明西风强度主要受控于北半球高纬度气候, 东亚夏季风指数的波动曲线与北半球 65° 太阳辐射曲线<sup>[41]</sup>具有很好的对比性, 说明东亚夏季风主要受控于太阳辐射强度变化, 此外北大西洋的气候突变事件以及太阳活动变化可能导致了东亚夏季风的千年波动。KM 粒度曲线与北纬 65° 太阳辐射曲线及北格陵兰氧同位素的对比结果显示, 随着末次盛冰期以来北纬太阳辐射强度的逐渐增强, <4  $\mu\text{m}$ 、4~25  $\mu\text{m}$  粒度组分质量分数也相应增加, 直至早全新世达到最高, 此时, 夏季风强盛时能够深入到亚洲腹地<sup>[42~43]</sup>。中晚全新世以来北半球 65° 太阳辐射的减弱<sup>[41]</sup>导致了 3.5 kaBP 以来季风的减弱, 气候变得冷干; 25~63  $\mu\text{m}$  曲线与北格陵兰氧同位素具有很好的相似性, 即随着温度的升高, 西风强度逐渐减弱, 且新仙女木和 Heinrich 事件在西风强度上也有很好的记录。季风和西风环流系统的强弱对比状况, 可能对该地区的气候环境变化模式有重要影响<sup>[44]</sup>, 末次盛冰期以来, 西风起主导作用, 气候随着西风的增强而变得冷干, 湖泊水位降低, 沙尘暴较为频繁, 直至全新世受控于北纬太阳辐射强度的季风占主导作用, 气候最为暖湿, 沙尘暴较少, 晚全新世以来随着太阳辐射的减弱, 季风减弱, 气候再次朝着冷干方向发展。

## 5 结论

KM 剖面粒度组成主要以细粉砂和砂粒占优势, 质量分数分别为 39.2%、26.9%, 整体分选较

差, 频率分布曲线呈现多峰分布的特征, 偏度从极负偏到正偏、峰态从窄到宽, 反映了多种搬运方式的共存。<4  $\mu\text{m}$  的黏粒质量分数记录了受气候变化控制的硅酸盐化学风化的过程和强度, 4~25  $\mu\text{m}$  粒度组分质量分数指示河流悬浮作用, 25~63  $\mu\text{m}$  的粒度组分质量分数主要指示西风风力作用, 63~90  $\mu\text{m}$  粒度组分质量分数指示尘暴作用, >90  $\mu\text{m}$  粒度组分质量分数指示河流跃移组分。

库木库里盆地气候演化可以划分为 5 个阶段: 22.0~21.0 kaBP 气候冷干, 湖泊水位低, 西风较强, 沙尘暴频繁; 21.0~16.0 kaBP 气候较前一阶段湿润, 湖泊水位升高, 西风减弱, 沙尘暴减少; 16.0~10.5 kaBP 气候冷干且不稳定, 波动幅度大, 风力作用强, 湖泊水位浅, 沙尘暴增多; 10.5~3.5 kaBP 气候较暖湿, 湖水水位上升, 西风减弱, 湖泊水位达到剖面最高; 3.5~2.0 kaBP(364~380 cm) 湖泊水位降低, 风力作用较强, 气候再次朝着冷干方向发展。

气候变化主要受北纬太阳辐射强度和北大西洋气候控制, 末次盛冰期以来, 西风起主导作用, 随着西风的增强, 气候变得冷干, 湖泊水位降低, 沙尘暴较为频繁, 直至全新世受控于北纬太阳辐射强度的季风占主导作用, 气候最为暖湿, 沙尘暴较少, 晚全新世以来随着太阳辐射的减弱, 季风减弱, 气候再次朝着冷干方向发展。

## 参考文献

- [1] 刘东生, 刘嘉麟, 吕厚远. 玛珥湖高分辨率古环境研究的新进展[J]. 第四纪研究, 1998, 18(4): 289~295.
- [2] 王苏民, 张振克. 中国湖泊沉积与环境演变研究的新进展[J]. 科学通报, 1999, 44(6): 579~587.
- [3] Bianchi G G, McCave I N. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland[J]. Nature, 1999, 397(6719): 515~517.
- [4] 王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志[M]. 北京: 科学出版社, 1998: 374~377.
- [5] 管清玉, 桂洪杰, 潘保田, 等. 黄河宁蒙河段沙样粒度与分形维数特征[J]. 兰州大学学报: 自然科学版, 2013, 49(1): 1~6.
- [6] 金章东, 王苏民, 沈吉, 等. 岱海地区近 400 年来的“尘暴”事件: 来自岱海沉积物粒度的证据[J]. 湖泊科学, 2000, 12(3): 193~198.
- [7] 孙千里, 周杰, 肖举乐. 岱海沉积物粒度特征及其古环境意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2001, 21(1): 92~95.

- [8] Porter S C, An Zhi-sheng. Correlation between climate events in the North Atlantic during the last glaciations[J]. *Nature*, 1995, 375: 305–308.
- [9] 陈敬安, 万国江. 云南洱海沉积物粒度组成及其环境意义辨识[J]. *矿物学报*, 1999, 19(2): 175–182.
- [10] 陈敬安, 万国江, 黄荣贵. 云南程海沉积物粒度研究[J]. *环境科学进展*, 1999, 7(4): 76–82.
- [11] 李志明, 吕金福, 冷雪天, 等. 大布苏湖全新世沉积岩芯的粒度特征与湖面波动[J]. *东北师范大学学报: 自然科学版*, 2000, 32(2): 117–122.
- [12] 王君波, 朱立平. 藏南沉错沉积物的粒度特征及其古环境意义[J]. *地理科学进展*, 2002, 21(5): 459–467.
- [13] 类延斌, 张成君, 尚华明, 等. 青藏高原东北部希门错湖岩芯粒度特征及其环境意义[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2006, 26(3): 31–39.
- [14] Chen T C, Lou J Y, Wann J K. Preliminary paleoclimatological records from high mountain lakes in Taiwan[J]. *TAO*, 1993, 4(3): 321–329.
- [15] 蒋庆丰, 刘兴起, 沈吉. 乌伦古湖沉积物粒度特征及其古气候环境意义[J]. *沉积学报*, 2006, 24(6): 877–882.
- [16] 强明瑞, 陈发虎, 周爱锋, 等. 苏干湖沉积物粒度组成记录尘暴事件的初步研究[J]. *第四纪研究*, 2006, 26(6): 915–922.
- [17] 黄昌庆. 末次冰期以来中亚干旱区孢粉记录的环境变化[D]. 兰州: 兰州大学资源环境学院, 2011: 1–10.
- [18] Wang Yong-jin, Cheng Hai, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene Monsoon record from Hulu Cave, China[J]. *Science*, 2001, 294(5550): 2345–2348.
- [19] 刘晶晶. 树轮记录的青藏高原南部过去526年降水变化特征[J]. *兰州大学学报: 自然科学版*, 2014, 50(3): 293–298.
- [20] Imbrie J, Hays J D, Martinson D G, et al. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record[C]// Berger A. Milankovitch and Climate. Dordrecht: Reidel Publishing, 1984: 269–305.
- [21] An Zhi-sheng, Colman S M, Zhou Wei-jian, et al. Interplay between the Westerlies and Asian monsoon recorded in Lake Qinghai sediments since 32 ka[J]. *Scientific Reports*, 2012, 619: 1–7.
- [22] 施雅风. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化[M]. 广州: 广东科学技术出版社, 1998: 455–456.
- [23] Liu Xiao-dong, Yin Zhi-yong. Sensitivity of East Asian monsoon climate to the uplift of the Tibetan Plateau[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2002, 183(3): 223–245.
- [24] 张云翔, 车自成, 刘良. 新疆库木库里盆地新生代沉积序列与青藏高原第四纪晚期隆起的新证据[J]. *地质论评*, 2001, 47(2): 218–222.
- [25] Folk R L, Ward W C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters[J]. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1957, 27(1): 3–26.
- [26] Karrow P F, Warner B G, Fritz P. Corry Bog, Pennsylvania: a case study of the radiocarbon dating of marl[J]. *Quaternary Research*, 1984, 21(3): 326–336.
- [27] 张成君, 曹洁, 类延斌, 等. 中国新疆博斯腾湖全新世沉积环境年代学特征[J]. *沉积学报*, 2004, 22(3): 494–499.
- [28] 丁仲礼, 孙继敏, 刘东生. 联系沙漠—黄土演变过程中耦合关系的沉积学指标[J]. *中国科学D辑: 地球科学*, 1999, 29(1): 82–87.
- [29] 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[J]. *湖泊科学*, 2003, 15(2): 112–117.
- [30] 成都地质学院陕北队. 沉积岩(物)粒度分析及其应用[M]. 北京: 地质出版社, 1976: 1–147.
- [31] Ashley G M. Interpretation of polymodal sediments[J]. *Journal of Geology*, 1978, 86(4): 411–421.
- [32] 谢远云, 李长安, 王秋良, 等. 江汉平原江陵湖泊沉积物粒度特征及气候环境意义[J]. *吉林大学学报: 地球科学版*, 2007, 37(3): 570–577.
- [33] 殷志强, 秦小光, 吴金水, 等. 湖泊沉积物粒度多组分特征及其成因机制研究[J]. *第四纪研究*, 2008, 28(2): 345–353.
- [34] White A F, Blum A E. Effects of climate on chemical weathering in watersheds[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, 59(9): 1729–1747.
- [35] Yang Xiao-lan, Xu Qing-hai, Liang Wen-dong, et al. Holocene vegetation variation in the Daihai Lake region of north-central China: a direct indication of the Asian monsoon climatic history[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2004, 23(14): 1669–1679.
- [36] 黄小忠. 新疆博斯腾湖记录的亚洲中部干旱区全新世气候变化研究[D]. 兰州: 兰州大学资源环境学院, 2006.
- [37] Yu Ge, Xue Bin, Wang Su-min, et al. Lake-level records and the LGM climate in China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2000, 45(3): 250–255.
- [38] 汪海燕, 岳乐平, 李建星, 等. 全新世以来巴里坤湖面积变化及气候环境记录[J]. *沉积学报*, 2014, 32(1): 93–100.
- [39] 胡金明, 崔海亭, 李宜垠. 西辽河流域全新世以来人地系统演变历史的重建[J]. *地理科学*, 2002, 22(5): 535–542.

(下转第495页)

## 参考文献

- [1] 夏青松,田景春,张锦泉,等.鄂尔多斯盆地陇东地区三叠系延长组长6—长8储层评价及有利区带[J].油气地质与采收率,2003,10(4): 11—13.
- [2] 杨慧,丁丽可,莫建武,等.城壕油田西259井区长3特低渗透储层特征及综合评价[J].石油钻探技术,2010,38(4): 112—117.
- [3] 杨明明,王建民,王新,等.志丹地区长2储层非均质性研究[J].石油地质与工程,2014,28(3): 34—37.
- [4] 高辉,宋广寿,孙卫,等.储层特低渗透成因分析与评价:以安塞油田沿25区块为例[J].地球科学进展,2007,22(11): 1133—1139.
- [5] 卢德根.镇原—泾川区块延长组长8\_1储层油气富集因素研究[D].西安:西北大学地质学系,2010.
- [6] 覃利娟,张金亮.淮城油田南区沙二上2+3油藏储层评价[J].西安石油大学学报:自然科学版,2007,22(4): 44—52.
- [7] 马淑英.鄂尔多斯盆地白马南地区长8\_1储层非均质性研究[D].西安:西北大学地质学系,2006.
- [8] 王建民.陕北志丹地区长6—长2油层组水退型三角洲沉积演化特征[J].石油勘探与开发,2008,35(2): 182—187.
- [9] 王化爱,钟建华,杨少勇,等.柴达木盆地乌南—绿草滩地区下油砂山组滩坝砂岩特征与储层评价[J].石油地球物理勘探,2009,44(5): 597—602.
- [10] 李南星,刘林玉,郑锐,等.鄂尔多斯盆地镇径地区超低渗透储层评价[J].岩性油气藏,2011,23(2): 41—44.
- [11] 史基安,王金鹏,毛明陆,等.鄂尔多斯盆地西峰油田三叠系延长组长6—长8段储层砂岩成岩作用研究[J].沉积学报,2003,21(3): 373—380.
- [12] 耿进卫,王建民.西峰油田LM井区长7储层微观孔隙结构特征[J].西安石油大学学报:自然科学版,2013,28(3): 6—11.
- [13] 亓雪静.利津油田砂砾岩扇体发育特征及储层评价[J].石油地球物理勘探,2006,41(4): 410—414.
- [14] 杨正明,张英芝,郝明强,等.低渗透油田储层综合评价方法[J].石油学报,2006,27(2): 65—67.
- [15] 葛鹏莉.鄂尔多斯盆地富县地区延长组储层评价[D].成都:成都理工大学能源学院,2010.
- [16] 唐建云,任战利,宋红霞,等.子北油田毛家河区长6储层特征与物性影响因素[J].兰州大学学报:自然科学版,2013,49(1): 32—37.
- [17] Dove P I M. The dissolution kinetics of quartz in sodium chloride solutions at 25°C to 300°C[J]. American Journal of Science, 1994, 294: 665—712.
- [18] 陈洪斌,唐大海,赵正望,等.川西北部上三叠统储层评价研究[J].天然气勘探与开发,2007,30(1): 9—15.
- [19] Scherer W. Parameters influencing porosity in sandstones: a model for sandstone porosity prediction[J]. AAPG Bulletin, 1987, 71(5): 485—491.
- [20] 唐建云,宋红霞,赵进义.鄂尔多斯盆地西区油田延长组长8储层特征及影响因素[J].兰州大学学报:自然科学版,2014,50(6): 779—785.
- [21] 谢青,王建民.鄂尔多斯盆地志丹、安塞地区长6低阻油层成因机理及识别方法[J].岩性油气藏,2013,25(3): 106—110.

(责任编辑:王春燕)

(上接第487页)

- [40] Rasmussen S O, Andersen K K, Svensson A M, et al. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2006, 111(D6): 907—923.
- [41] Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years[J]. Quaternary Science Reviews, 1991, 10(4): 297—317.
- [42] 李吉均.中国西北地区晚更新世以来环境变迁模式[J].第四纪研究,1990,10(3): 197—204.
- [43] Morrill C, Overpeck J T, Cole J E. A synthesis of abrupt changes in the Asian summer monsoon since the last deglaciation[J]. Holocene, 2003, 13(4): 465—476.
- [44] 薛积彬,钟巍.新疆巴里坤湖全新世气候环境变化与高低纬间气候变化的关联[J].中国科学D辑:地球科学,2011,41(1): 61—73.

(责任编辑:王春燕)