

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2019110602

巴丹吉林沙漠南缘高台盐湖记录的中晚全新世气候变化

伏梦璇¹, 于世永², 吴金甲³, 陈诗越², 侯战方^{1,4}, 周瑞文¹, 李政¹, 魏本杰¹

1. 聊城大学环境与规划学院, 聊城 252000

2. 江苏师范大学地理测绘与城乡规划学院, 徐州 221116

3. 聊城大学运河学研究院, 聊城 252000

4. 中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710061

摘要: 位于季风边缘区和受西风环流显著影响的巴丹吉林沙漠南缘的高台盐湖提供了中晚全新世亚洲干旱区气候变化的可靠记录。在 OSL 测年的基础上, 通过对高台盐湖剖面 CaCO_3 含量、色度 (L^* 、 a^* 、 b^*)、粒度端元组分 (EM) 等环境代用指标的综合分析, 重建了我国西北地区中晚全新世的气候变化。结果表明, 中晚全新世高台盐湖地区气候变化经历了 4 个阶段: 约 7.1~5.3 ka, 代表河流作用的 EM2 占主导, 为浅湖/滨湖相沉积环境, 气候相对干旱; 5.3~1.2 ka 期间, 代表悬移作用的 EM1 占主导, 指示深湖相沉积环境, CaCO_3 含量和 a^* 和 b^* 指示流域降水增多, 地表侵蚀加强, 近源物质输入较多, 为中晚全新世以来的最湿润期; 1.2~0.2 ka 期间, EM2 指示沉积环境转为滨湖/浅湖相沉积, 气候变干; 0.2 ka 以来, 气候进一步变干, 湖泊消亡, 演变为现代沙丘堆积。区域古气候替代记录的对比表明, 高台地区中晚全新世以来演化过程与中亚干旱区湖泊记录具有一致性, 气候变化主要受西风环流与高纬度北大西洋共同影响。

关键词: 粒度端元; 气候变化; 中晚全新世; 高台盐湖

中图分类号: P532

文献标识码: A

Mid-to-Late Holocene climate changes on the southern margin of the Badain Jaran Desert: Evidence from the Gaotai Lake sediments

FU Mengxuan¹, YU Shiyong², WU Jinjia³, CHEN Shiyue², HOU Zhanfang^{1,4}, ZHOU Ruiwen¹, LI Zheng¹, WEI Benjie¹

1. School of Environment and Planning, Liaocheng University, Liaocheng 252000, China

2. School of Geography, Geomatics and Planning, Jiangsu Normal University, Xuzhou 221116, China

3. The Grand Canal Research Institute, Liaocheng University, Liaocheng 252000, China

4. State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, CAS, Xi'an 710061, China

Abstract: The Gaotai Lake is located on the southern margin of the Badain Jaran Desert. Under the influence of Asia monsoon and westerlies, there preserve reliable records of climatic changes for the Asia's interior during the Mid-to-Late Holocene. Based on OSL dating and high-resolution multi-proxy records such as carbonate content, color, grain-size end-member (EM) modeling, it is inferred that the lake has experienced four distinct phases of climatic changes during the period from Mid-to-Late Holocene. Our results suggest that it used to be a shallow lake or nearshore environment during 7.1~5.3 ka, under a relatively dry climate condition. During the period of 5.3~1.2 ka, the lake was expanded and reached its highest level. Also, the records of carbonate content and a^* and b^* indices indicate that precipitation was increased and erosion intensified, representing the wettest period during the time of Mid-to-Late Holocene. In the period of 1.2~0.2 ka, the region changed back to a shallow lake or nearshore environment, and the climate turned to dry again. After 0.2 ka, the lake disappeared and the place is predominated by modern sand dunes under a drier climate. Regional proxy records show that the evolution of the Gaotai Lake is consistent and comparable with the lake records in arid Central Asia, where the climate is mainly affected by the westerlies and the high-latitude North Atlantic Ocean.

Key words: grain-size end member; climatic change; Mid-to-Late Holocene; Gaotai Lake

资助项目: 黄土与第四纪地质国家重点实验室开放基金项目“鲁西南安山湖形成、演化与黄河改道变迁的关系研究”(SKLLQG1509)

作者简介: 伏梦璇(1994—), 女, 硕士研究生, 研究方向为湖泊演变与气候变化, E-mail: fumengxuan2018@163.com

通讯作者: 于世永(1969—), 男, 教授, 主要从事湖泊演变与气候变化研究, E-mail: syu@sdu.edu.cn

侯战方(1985—), 男, 博士, 讲师, 主要从事湖泊演变研究, E-mail: houzhanfang@lzu.edu.cn

收稿日期: 2019-11-06; 改回日期: 2020-04-08. 文凤英编辑

全新世气候变化研究作为过去全球变化(PAGES)关注的核心内容之一, 不仅对深入认识过去百年、千年尺度气候变化和气候异常事件规律和驱动机制, 而且对评估现代气候变化, 预估未来的气候变化等都具有重要的科学价值^[1-2]。全新世是与人类关系最为密切的一个地质时期, 深入研究其气候变化过程和机制对了解未来全球变暖的趋势是科学界关注的重要科学问题之一^[3]。在全球变暖的背景下, 我国西北地区沙漠化和生态系统退化日益严重, 已引起了国内外学者的广泛关注^[4-6]。前人研究表明, 沙漠化是全球变化直接作用的结果, 并强调沙漠化与全球气候变化有直接联系^[4,7]。

国内学者就全新世期间我国西部地区干旱化的起始时间和成因开展了广泛研究, 并取得了诸多成果^[8-12], 但仍存在一些争议。如 Yu 等^[13]认为, 我国西部地区的湖泊在 6.0 cal. kaBP 之后显著变干, 沙漠化严重, 并强调东亚夏季风衰退南撤主导了该时期的干旱; 但近年来, 陈发虎等^[14-16]研究指出, 中晚全新世期间(6.0~1.5 cal. kaBP)我国西部地区存在高湖面, 气候达到全新世期间最湿润期, 并强调亚洲中部受西风影响的地区全新世气候变化框架与亚洲季风区的变化模式显著不同, 具有近似反相位的变化特征, 可能受西风环流和高纬度北大西洋

的变化驱动。因此, 我国西北地区的干旱化过程和其驱动机制尚需进一步研究。

我国西北内陆干旱区处于气候响应敏感地带, 基于高分辨率的湖泊沉积物, 利用多环境代用指标重建过去的古气候古环境具有独特优势, 对深入理解干旱区气候变化过程和驱动机制具有重要意义^[14-18]。巴丹吉林沙漠, 位于现代东亚夏季风的北部边缘区和西风环流过渡地带, 对气候变化响应十分敏感, 该地区高分辨率的湖泊沉积记录为重建亚洲中部气候变化历史提供了极佳材料^[19-21]。本文选择巴丹吉林沙漠南缘的高台盐湖剖面作为研究对象, 通过光释光(OSL)定年建立年代学框架, 并进行高分辨率的碳酸盐含量、色度等多代用指标分析, 结合沉积物粒度端元模拟, 探讨中晚全新世高台盐湖地区气候变化过程, 为重建我国西北内陆干旱地区气候变化历史、揭示其驱动机制、阐释沙漠化过程及全球变化研究提供重要资料。

1 研究区概况

高台盐湖(39°43'~39°45'N、99°10'~99°22'E)(图 1)地处黑河中游冲积平原腹地, 河西走廊中段, 祁连山中段山前凹陷盆地, 为黑河流域马营河与丰

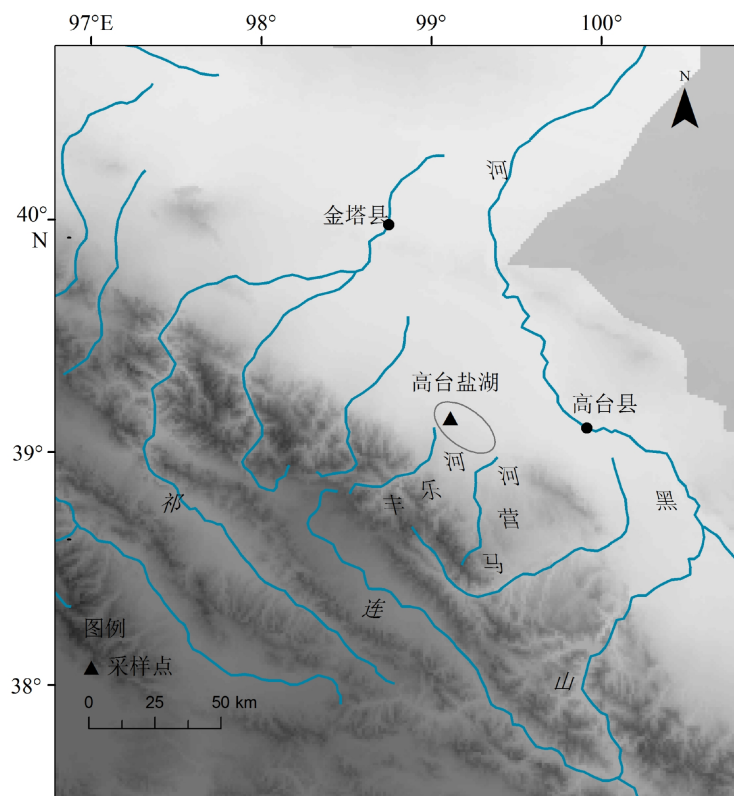


图 1 高台盐湖及采样点位置

Fig.1 Study area and location of the sampling sites in Lake Gaotai

乐河的终间湖。高台盐湖流域内河网密度较小,均为季节性河流,主要靠季节性降水和地下水补给,雨期常形成短暂性洪水,携带流域碎屑物质注入湖盆^[20]。高台盐湖周围主要分布白垩纪的砂岩和砾岩^[22],其沉积物主要由黑河上游和周围干燥剥蚀山地和戈壁流域碎屑物质、大气粉尘和湖泊自生沉积组成,为重建该区的气候变化提供了理想材料^[20-21]。高台盐湖处于亚洲夏季风的北界,主要受西风带影响,属北温带大陆性气候,冬季寒冷、干燥,夏季干热、少雨。年均温约为7.4℃。最高气温在7月,为22.7℃;最低气温在1月,为-10.4℃。年平均降水量不足100 mm,主要集中在6-8月份,年蒸发量高达2 000 mm^[21-22]。

2 材料与方法

2.1 样品采集

2011年11月在高台盐湖北岸(39°46'42"N、99°12'38"E)开挖深度为357.5 cm的探槽剖面。对该剖面黏土层以2 cm、砂层以5 cm为间隔进行系统采样,共获得136个散样,并对样品进行粒度、碳酸盐、色度测试分析;光释光样品采用直径5 cm、长度20 cm的钢管采集,并用黑色塑料袋密封避免曝光,共采集OSL年代样品5个。

从高台盐湖剖面沉积物岩性特征来看,沉积剖面可能包含有浅湖相、滨湖相、深湖相、风成沉积,自下而上分为4层(图2),具体描述如下:

第1层: 357.5~285 cm, 浅棕色粉砂, 质地较均一;

第2层: 285~85 cm, 浅灰色黏土与粉砂互层, 黏度较高, 具明显水平层理;

第3层: 85~15 cm, 深褐色细砂, 具有交错层理;

第4层: 15~0 cm, 浅褐色细砂, 现代沙丘。

2.2 OSL 测年

含水量样品采集用铝盒密封包装,最大程度防止水分蒸发,之后在实验室测得其湿重和干重。对采集的5个光释光样品,根据前人建立的一套完善的前处理方法^[23-24]:首先在实验室弱红光条件下将不锈钢管两端可能曝光的约3 cm的样品取出,测量其放射性同位素U、Th、K含量。将中间部分约100 g样品取出加入到1 000 mL的烧杯中,并加入500 mL的蒸馏水搅拌浸泡12 h。再使用30%的HCl和30%的H₂O₂分别去除样品中碳酸盐和有机质,并使用蒸馏水洗至中性。然后利用静水沉降法分离出4~11 μm的细颗粒混合矿物,加入30%的H₂SiF₆,在超声波中浸泡3~5天,去除长石类矿物,提纯细颗粒石英矿物。最后使用酒精将提纯石英颗粒放到9.7 mm不锈钢盘上,以备测量使用。

细颗粒石英的释光信号和β辐照在美国生产

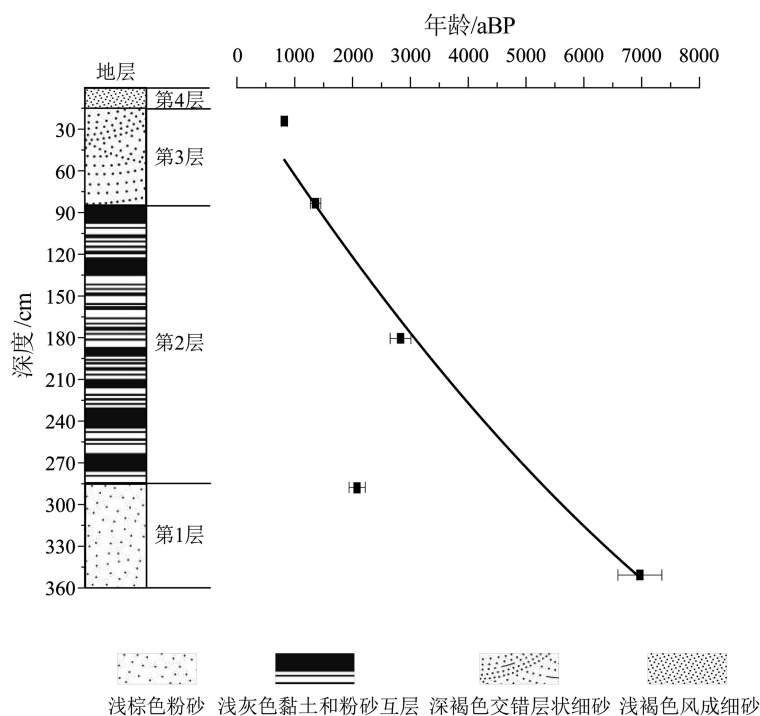


图2 高台盐湖剖面岩性及深度、年代关系

Fig.2 Lithology and depth-age relationship of the Lake Gaotai section

的 Daybreak 2200 型释光仪上测量, 其红光激发源波长为 (880 ± 60) nm 和蓝光激发源波长为 (470 ± 5) nm, 激发温度为 125 ℃。样品释光信号通过 EMI 9235QA-光电倍增管并在其前后段附加两个 3 cm 的 U-340 滤光片(290~370nm)进行检测。样品 β 放射源辐照的再生剂量率和等效剂量测定采用杨铭等^[25] 描述的实验方法。OSL 测年在中国科学院黄土与第四纪地质国家重点实验室完成。

2.3 物化指标测试

对采集的 136 个散样样品进行粒度、碳酸盐、色度测试分析。每个样品取约 0.3~0.5 g, 加入浓度为 10% 的稀盐酸去除碳酸盐, 再加入 30% 的 H_2O_2 去除有机质, 然后加入去离子水洗至中性, 之后加入 0.05 mol/L 的 $(NaPO_3)_6$ 分散剂并超声震荡。最后使用英国马尔文仪器公司生产的 Mastersizer 2000 激光衍射粒度仪进行测试, 重复测量误差 $\leq 0.2\%$ 。碳酸盐含量测试采用气量法测定, 具体实验步骤详见杨波等^[26] 描述的方法。色度分析采用 MINOLTA CM-508i 分光光度计测定, 共测得 a^* 、 b^* 、 L^* 三个参数, 其中 a^* 代表红度, b^* 代表黄度, L^* 代表亮度, 每个样品测量 3 次, 求平均值来表征每个颜色参数的实际值。样品处理和测试均在中国科学院黄土与第四纪地质国家重点实验室完成。对粒度数据, 采用 Yu 等^[27] 开发的分层贝叶斯模型(BEMMA)进行粒度端元分离, 以便判别高台盐湖沉积物的来源或传输过程。

3 实验结果

3.1 年代学框架

高台盐湖剖面不同深度的 5 个年代样品结果见表 1 和图 2。从年代结果来看, 高台盐湖剖面年龄覆盖了中晚全新世, 其底界年代约为 7.12 ka。除

2.86 m 处样品外, 其余 4 个样品的年龄符合下老上新的特点。2.86 m 处年龄发生倒转的原因可能是环境剂量率的改变。已有的研究表明, 沉积物中放射性核素的新近吸收会影响环境剂量率^[28]。环境剂量率是指埋藏矿物颗粒在一定时间内接受本身及其周围沉积物中放射性核素 ^{40}K 、 ^{238}U 、 ^{232}Th 的 α 、 β 和 γ 衰变以及宇宙射线产生的放射性剂量。研究表明, 含水量、宇宙射线、 a 值的改变以及氦逃逸等也会影响环境剂量率^[29-30], 从而产生局部的 OSL 年代倒转现象。本研究将 2.86 m 处的 OSL 年龄作为异常值进行剔除^[22]。利用 Origin8.5 软件对其他 4 个 OSL 年代数据进行二项式拟合回归分析, 得到年代深度方程: $Y=aX^2+bX+c$, 其中 Y 代表年龄, X 代表深度(图 2)。

3.2 环境代用指标特征

高台盐湖沉积物 $CaCO_3$ 含量为 3.00%~15.02% (图 3), 平均值为 9.68%。 $CaCO_3$ 曲线呈现明显的阶段性变化特征: 第 1 阶段(357.5~285 cm, 7.1~5.3 ka), $CaCO_3$ 含量为 5.17%~9.75%, 平均值为 6.78%, 低于剖面的平均值; 第 2 阶段(285~85 cm, 5.3~1.2 ka), $CaCO_3$ 含量急剧升高并表现快速震荡的特征, 其值为 3.00%~15.02%, 平均值为 10.89%, 为剖面最高值; 第 3 阶段(85~15 cm, 1.2~0.2 ka), 与第 2 阶段相比, $CaCO_3$ 含量呈现快速下降趋势, 为 4.18%~8.21%, 平均值为 5.63%, 为剖面最低值; 第 4 阶段(15~0 cm, 0.2 ka~现代), $CaCO_3$ 含量较第 3 阶段略有升高, 平均值为 7.02%, 但仍低于剖面平均值。

沉积物中色度参数同样呈现阶段性变化特征(图 3), a^* 和 b^* 表现出相同的变化特征, 而 L^* 呈现反位相的变化: 第 1 阶段(357.5~285 cm, 7.1~5.3 ka), a^* 和 b^* 平均值分别为 4.99、16.03, 为剖面较高值, L^* 平均值为 63.00, 为剖面较低值; 第 2 阶段(285~85 cm, 5.3~1.2 ka), a^* 和 b^* 值呈现快速降低的趋势, 平均值分别为 2.25、13.35, 为剖面最低值, L^* 值

表 1 高台盐湖剖面 OSL 测年数据
Table 1 OSL ages of the Gaotai Lake section

实验室编号	深度/cm	U/ (mg/L)	Th/ (mg/L)	K/%	含水量/%	剂量率/ (Gy/ka)	等效剂量/Gy	年龄/ka
IEE3606	23~25	1.40	7.49	1.51	15±5	2.77±0.14	2.26±0.08	0.82±0.05
IEE3607	82~84	4.62	7.71	1.57	15±5	3.80±0.25	5.16±0.07	1.36±0.09
IEE3608	179~181	3.41	13.78	2.32	15±5	4.59±0.26	12.98±0.41	2.83±0.18
IEE3609	286~288	2.93	8.35	1.59	15±5	3.27±0.21	6.80±0.11	2.08±0.14
IEE3610	349~351	1.98	6.00	1.72	15 ±5	2.88±0.15	20.07±0.29	6.97±0.38

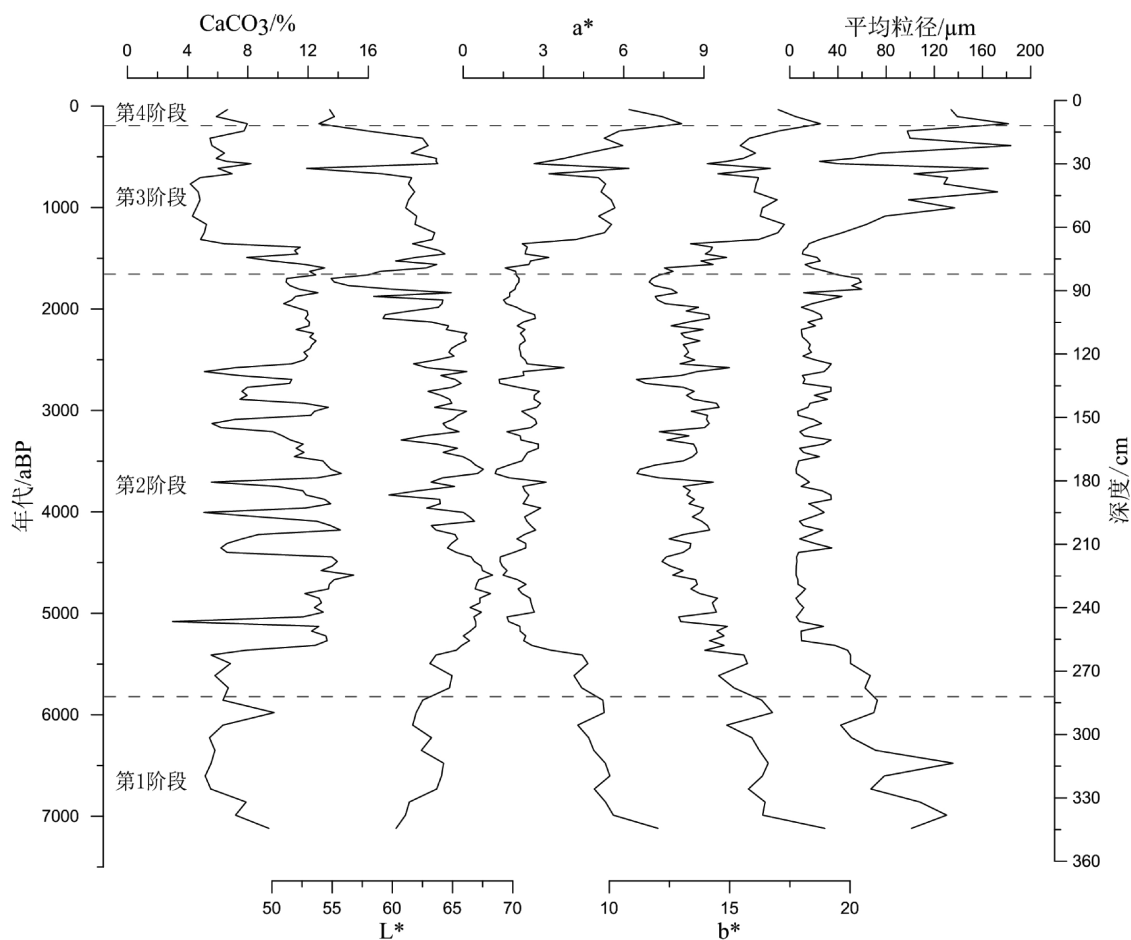


图3 高台盐湖沉积物 CaCO_3 、色度、粒度平均粒径随深度的变化

Fig.3 Changes in carbonate content, color, and the mean grain size with depth for the Gaotai Lake

的平均值为 64.21, 为剖面最高值; 第3阶段 (85~15 cm, 1.2~0.2 ka), 相对第2阶段, a^* 和 b^* 值呈现明显上升趋势, 平均值分别为 4.79、15.92, 为剖面较高值, 而 L^* 值呈现下降趋势, 平均值为 61.19; 第4阶段 (15~0 cm, 0.2 ka), a^* 和 b^* 值再次升高, 平均值分别为 6.94、17.72, 为剖面最高值, 而 L^* 值呈现显著下降趋势, 平均值为 55.61, 为剖面最低值。

将高台盐湖沉积物粒度进行端元分离^[22], 共分离出 3 个端元 (End-Member, EM)。各端元粒度分布频率曲线如图 4 所示。除 EM1 外, EM2、EM3 均为单主峰, 接近正态分布。EM1 呈非对称分布, 且分布范围宽, 主峰峰值在 40 μm (粗粉砂), 次峰在 5 μm (细粉砂), 该端元众数粒径均属于悬移组分^[27]; EM2 近似对称分布, 主峰的众数粒径为 125 μm (细砂), 在 4 μm (黏土) 处有 1 次峰, 主体部分为跃移组分, 较细的次峰属于悬移组分^[31-32]; EM3 为双峰分布, 主峰在 4 μm (黏土), 并在 150 μm (细砂) 左右有 1 次峰, 主体部分为悬移组分, 较粗的次峰为跃移组分^[31-32]。

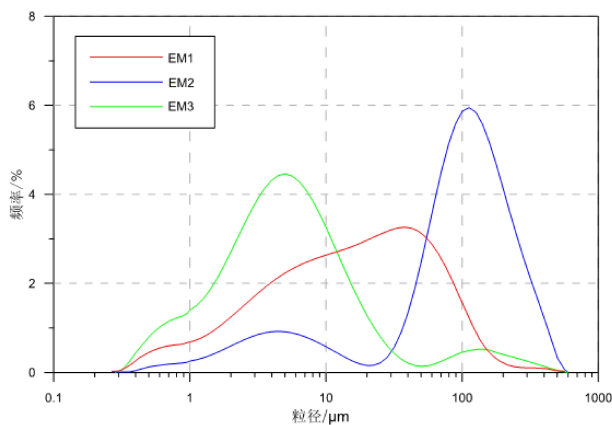


图4 高台盐湖粒度端元分析

Fig.4 Grain-size end-member spectra for the Lake Gaotai section

高台盐湖粒度平均粒径 (图 3) 和粒度端元 (图 5) 随深度变化表现出阶段性变化特征: 第1阶段 (357.5~285 cm, 7.1~5.3 ka), 该时段沉积物平均粒径平均值为 76.9 μm , 为剖面较大值, EM2 与 EM3 组分在剖面中处于较高值, 平均值分别为 0.43、0.46, 而 EM1 组分平均值为 0.11, 在剖面中处于较小值;

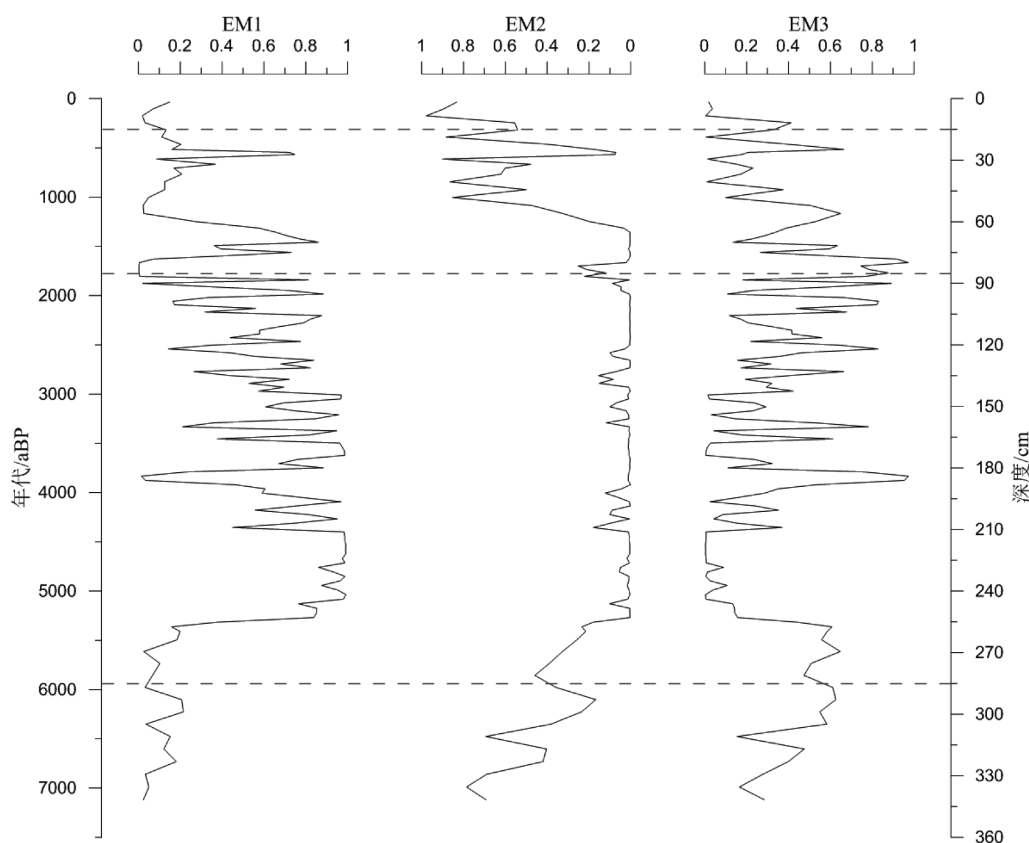


图 5 高台盐湖粒度端元随深度的变化

Fig.5 Changes in end members with depth for the Gaotai Lake

第 2 阶段(285~85 cm, 5.3~1.2 ka), 沉积物平均粒径快速减小, 平均值为 $18.9 \mu\text{m}$, 为剖面最小值, EM1 组分快速升高, 平均值为 0.64, 达到剖面的最高值, EM3 组分呈现先降低后升高的趋势, 平均值较上一阶段有所降低, EM2 组分急剧减少, 平均值仅为 0.04, 为剖面最低值; 第 3 阶段(85~15 cm, 1.2~0.2 ka), 沉积物平均粒径快速增大, 平均值达到 $100.2 \mu\text{m}$, 为剖面较高值, EM2 组分快速升高, 平均值为 0.50, 相反 EM1、EM3 组分均呈下降趋势; 第 4 阶段(15~0 cm, 0.2 ka), 沉积物粒径再次增大, 平均值为 $154.0 \mu\text{m}$, 为剖面最大值, EM2 组分继续升高, 达到 0.80, 而 EM1 和 EM3 组分均呈现下降趋势。

4 讨论

4.1 环境代用指标的指示意义

4.1.1 碳酸盐的环境意义

湖泊沉积碳酸盐主要由自生碳酸盐和碎屑碳酸盐组成, 前者为化学和生物沉积, 后者主要为外源输入。因高台盐湖处于西北内陆地区, 且湖水盐度较高, 生物量较少, 生物成因碳酸盐可忽略不计;

外源主要由地表径流搬运的流域内化学风化产生的碎屑碳酸盐组成^[33]。沉积物碳酸盐主要受流域气候和湖水量变化影响, 同时要考虑流域的侵蚀环境和湖泊沉积环境的影响。在我国西北干旱区, 当沉积环境为浅湖相和风成沉积时, 碳酸盐来源主要以流域碎屑碳酸盐或远源碎屑碳酸盐为主, 碳酸盐含量较低, 反映较干的气候环境^[34]。但沉积环境转变为深湖相沉积时, 地表径流将流域范围内较多的 Ca^{2+} 携带至湖盆内, 考虑西北内陆地区的蒸发量远大于降水量, 造成湖水中 Ca^{2+} 过饱和, 碳酸盐易发生化学沉淀^[33]。因此, 高台盐湖沉积物中碳酸盐含量的变化可以用来重建沉积环境的变化。沉积物中碳酸盐含量较低, 可能对应沉积环境为浅湖相沉积或风成沉积, 指示气候较为干旱; 相反, 沉积物中碳酸盐含量较高, 反映沉积环境转变为湖相沉积, 指示流域降水增多, 气候湿润。

4.1.2 色度的环境意义

色度作为沉积物环境指标中最直观的特征之一, 近年来被广泛用于古气候古环境重建中, 并取得诸多成果^[35-38]。前人^[37-38]对湖泊沉积物色度研究发现, 色度参数 a^* 值与沉积物中的 Mg 含量正相关, b^* 值与 Fe^{3+} 含量正相关, 可以反映湖泊的氧化还

原条件与湖泊水位情况。当湖面水位较低时,氧化作用较强,有利于 Mg^{2+} 和 Fe^{3+} 形成, a^* 值与 b^* 值较大,气候较干旱;反之,当湖泊水位较高时,氧化作用减弱, a^* 值与 b^* 值较小,气候湿润。 L^* 值与沉积物中碳酸盐呈正相关,沉积物中的 L^* 值可以直观反映碳酸盐含量的变化^[37]。

4.1.3 粒度端元的环境意义

碎屑物质在水中主要通过滚动、跃移和悬移3种方式进行传输,并伴随搬运介质速率减小,颗粒物依次发生沉降^[39]。EM1 组分为双峰态,峰值分别为 5 和 40 μm ,都为悬移搬运,前人^[39]将细颗粒组分归因为湖泊中的化学沉积,而粗颗粒组分是地表径流携带来的流域侵蚀碎屑物经湖水改造作用之后的沉积物^[22]。因此,我们将 EM1 组分归结为湖泊内生沉积,悬移粒度的含量主要取决于由降水量控制的地表径流量的大小^[39]。因此,EM1 组分含量指示了流域气候干湿的变化,EM1 组分含量较高,指示流域降水增多,气候较湿润;相反,EM1 组分含量较低,指示流域降水较少,气候较干旱。EM2 为双峰

分布,主峰众数粒径为 125 μm (极细砂),次峰众数粒径为 4 μm (黏土),分别代表跃移和悬移组分粒径,跃移和悬移组分粒径具有较大的差别且不同组分粒度分布范围几乎不重叠,反映了浅湖相或滨湖相沉积物的基本特征^[39-40]。EM3 为双峰分布,主峰众数粒径为 4 μm (黏土),次峰为 150 μm (细砂),分别代表悬移和跃移组分粒径,分别代表了高空西风输送携带的远源粉尘沉积以及对流层湍流扰动近地源沉积^[41],反映风成沉积过程。

4.1.4 粒度端元与物理指标的关系

沉积物的粒度端元分析结果表明高台盐湖沉积物来源较为复杂。因此,各物理指标的环境意义需进一步明确。我们将各物理指标与粒度端元进行相关性分析(图6): EM1 与 L^* 呈正相关,而与 a^* 和 b^* 呈负相关,EM1 组分主要反映流域降水和湖水位环境指标,EM1 组分较高,流域降水增多,风化侵蚀加强,地表径流携带更多的 Ca^{2+} 进入湖盆,碳酸盐易于沉积。 L^* 增大,同时造成湖泊水位上升,沉积物处于还原环境, a^* 和 b^* 值减小。EM2 与各环境

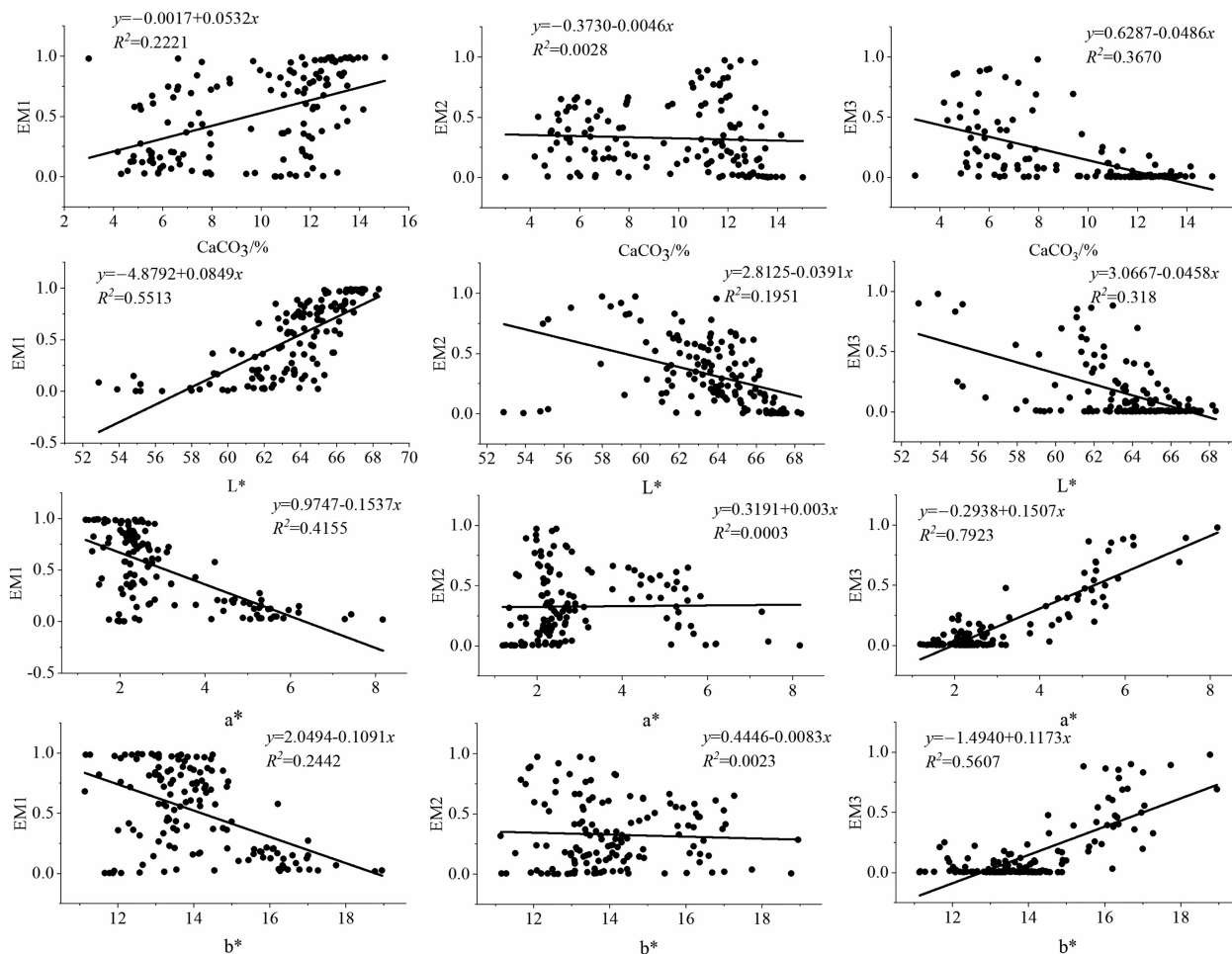


图6 高台盐湖剖面各粒度端元与各物理指标的相关性

Fig.6 Relationship between grain-size end members and environmental proxies of the Gaotai Lake

指标无明显相关关系,可能与EM2代表浅湖相或滨湖相沉积,流域侵蚀较弱,主要为流域碎屑沉积,与气候指示不明显相关;EM3与 CaCO_3 和亮度 L^* 呈反相关,与 a^* 和 b^* 呈正相关,EM3与EM1的曲线变化呈现相反的变化趋势(图6),可能指示了两种物质来源彼此消长的变化。

4.2 湖泊演变与古气候重建

基于建立的年代框架,综合高台盐湖剖面沉积物平均粒径、粒度端元、碳酸盐含量、色度等环境代用指标的变化特征,可以将高台盐湖中晚全新世气候变化序列划分为4个阶段(图3,图5):

第1阶段(7.1~5.3 ka):该时段沉积物岩性为浅棕色细砂,平均粒径为剖面的较大值,高于剖面的平均值,主要以EM2和EM3组分为主,EM1组分为剖面较低值,表明沉积物主要由河流冲积携带的流域碎屑物质和西风带携带的细颗粒以及对流层湍流扰动的近源物质组成,为浅湖相或滨湖相沉积,湖泊水位较低,较粗颗粒物易于到达采样点^[42-43]; CaCO_3 含量和 L^* 值均为剖面较小值,反映流域侵蚀较弱,水中 Ca^{2+} 浓度较低, CaCO_3 难以沉积,主要以流域碎屑碳酸盐和远距离的黏土碳酸盐沉积^[33]; a^* 值和 b^* 平均值为剖面较高值,表明沉积环境为氧化条件^[36-37],沉积物易于暴露在地表,水位较低。以上环境指标均指示了该时段高台盐湖地区降水较少,流域侵蚀较弱,气候相对干旱。来自巴丹吉林沙漠西部的居延泽和腾格里沙漠西部的渚野泽孢粉记录也表明,本区在7.0~5.0 ka期间发生了明显的气候干旱,湖泊干涸^[44]。在7.4~6.0 ka期间,蒙古高原南部旗盖努尔湖的花粉记录也表明区域气候较为干冷,湖泊水位较低^[45]。亚洲中部的博斯腾湖岩性和孢粉记录也指示了8.0~6.0 ka期间的气候相对干旱,湖泊水位相对较浅^[46];博斯腾湖孢粉记录显示,该湖在8 ka开始形成现代湖泊,区域气候逐渐变湿,但是相比6.0~1.5 ka最湿润阶段,气候相对干旱^[15]。

第2阶段(5.3~1.2 ka):该时段沉积物岩性为浅灰色黏土和深灰色粉砂,平均粒径为剖面最小值,EM1组分急剧上升,达到了0.64,粒度端元EM2组分为全剖面最低值,指示该时期高台盐湖沉积环境转变为湖相沉积,流域来水增多,湖泊水位快速升高,较粗颗粒沉积物不易达到采样点^[42-43]。 CaCO_3 含量和 L^* 值均为剖面最大值,也表明该时期降水量增多,流域侵蚀加强,地表径流携带更多的 Ca^{2+} 进入湖盆。研究区蒸发量远大于降水量^[21-22], Ca^{2+} 易于饱

和, CaCO_3 易于沉淀; a^* 值和 b^* 值为剖面的最低值,表明沉积环境处于还原环境,湖泊水位较高。以上环境指标均指示该时期高台盐湖水源增多,流域侵蚀较强,气候湿润。造成湖泊水位增高的原因可能有两个方面:其一,中晚全新世期间大气降水增多,如天山中段巴音布鲁克剖面地层结果显示,5.0~1.6 ka期间,古土壤发育,指示我国西北地区在该时段气候湿润^[47];内蒙古北部的金努尔湖沉积物记录表明,在约5.6~2.5 ka期间,沉积物中TOC含量明显增多,指示该时期气候明显转湿^[48];来自内蒙古中北部的特尔曼湖孢粉证据显示,在4.5~2.5 ka期间,该湖泊水位明显升高,气候最湿润^[49];其二,高台盐湖通过弱水河与高山冰川相连,温暖的气候造成周边高山冰川融水增多,入湖水量增多^[50]。

第3阶段(1.2~0.2 ka):该时段沉积物岩性为深褐色交错层状细砂,平均粒径较第1阶段较粗,主要以EM2组分为主,EM1组分快速减少,为全剖面较低值,沉积物物源主要为河流冲积携带的流域碎屑物质,为河流相或滨湖相沉积,水位急剧下降,较粗颗粒物易于到达采样点^[42-43]。 CaCO_3 含量为剖面最低值, L^* 值为剖面较低值,反映流域侵蚀较弱,水中 Ca^{2+} 浓度快速降低, CaCO_3 不易沉积,主要反映流域碎屑碳酸盐含量^[33]; a^* 值和 b^* 值呈现快速上升趋势,较第1时段值更高,表明沉积环境处于氧化环境,水位更低,更容易暴露地表。综合以上环境指标,该时期气候发生转型,流域降水急剧减少,侵蚀较弱,气候干旱。该时期气候转型在西北地区其他湖泊也有诸多记录,如陈发虎等^[14]对亚洲中部的博斯腾湖盘星藻、孢粉A/C比值研究发现,在1.5 ka以来,湖泊开始萎缩,气候变干;Tian等^[51]对内蒙古南部戈登努尔湖多环境指标分析表明,1.9 ka以来,湖泊开始收缩,气候开始转干;唐晓宏等^[52]通过分析新疆巴里坤湖地球化学元素指标表明,在1.0 ka以后,气候转为干旱。

第4阶段(0.2 ka~):该时段沉积物岩性为浅棕色细砂,平均粒径为全剖面最大值,EM2组分为剖面最大值,达到0.8,EM1组分和 L^* 值为剖面最小值, CaCO_3 含量为剖面较小值, L^* 值为剖面最小值, a^* 和 b^* 值达到剖面最高值。综合以上环境指标表明,该时期湖泊处于强氧化环境,沉积物可能完全暴露地表,流域侵蚀较弱,降水极少,气候十分干旱,为风成沙丘沉积,高台盐湖消亡。陶士臣等^[53]通过新疆巴里坤湖孢粉记录研究表明,在0.53 ka以来,我国西北地区出现荒漠植被景观,气候干旱。近0.1 ka以来新疆伊犁河谷气候也趋于暖干^[54]。

4.3 研究区环境变化模式探讨

可靠的年代学是古气候记录的基础,是过去环境与气候变化重建的关键,沉积年代测定有多种方法,加速器 ^{14}C 质谱测年方法(AMS- ^{14}C)与OSL测年是较为常见的两种测年方法。然而AMS- ^{14}C 在西北干旱贫有机质地区存在较大的测年误差,Feng等^[55]论述了亚洲干旱区风成地层和湖相地层放射性碳测年值得注意的一些问题,指出湖相沉积物容易受到生物干扰和植物生长的影响,容易造成测年的不确定性。例如,青藏高原西部的班公错受湖水大量老碳的输入影响,存在6000多年的碳库效应^[56]。陈天源等^[57]对巴丹吉林沙漠湖泊沉积物进行了 ^{14}C 测年研究,发现沙漠中湖泊植物残体来源存在很大的不确定性,可能来源于地层较老的植物残体

再沉积,导致测年结果整体偏老。因此,巴丹吉林沙漠附近湖泊沉积物进行AMS- ^{14}C 测年时,由于受各种确定性因素影响,应谨慎选择AMS- ^{14}C 作为测年方法。

高台盐湖剖面多代用指标记录(粒度端元、 CaCO_3 、色度)表明,研究区从中全新世开始由干转向湿润再转为干旱,在5.3~1.2 ka气候达到中全新世以来的最湿润期,在晚全新世中期(约1.2 ka)开始转干。陈发虎等^[14]对亚洲中部干旱区博斯腾湖记录研究表明,约6.0~1.5 ka期间代用指标A/C值指示的流域湿度增加,盘星藻指示湖泊深度最大,为全新世以来的最湿润时段,并在1.5 ka之后气候明显干旱,与本研究结果相一致(图7),反映了中亚内陆干旱区环境演变的“西风模式”^[15]。Yu等^[22]通过高台盐湖剖面的全有机质AMS- ^{14}C 测年和光

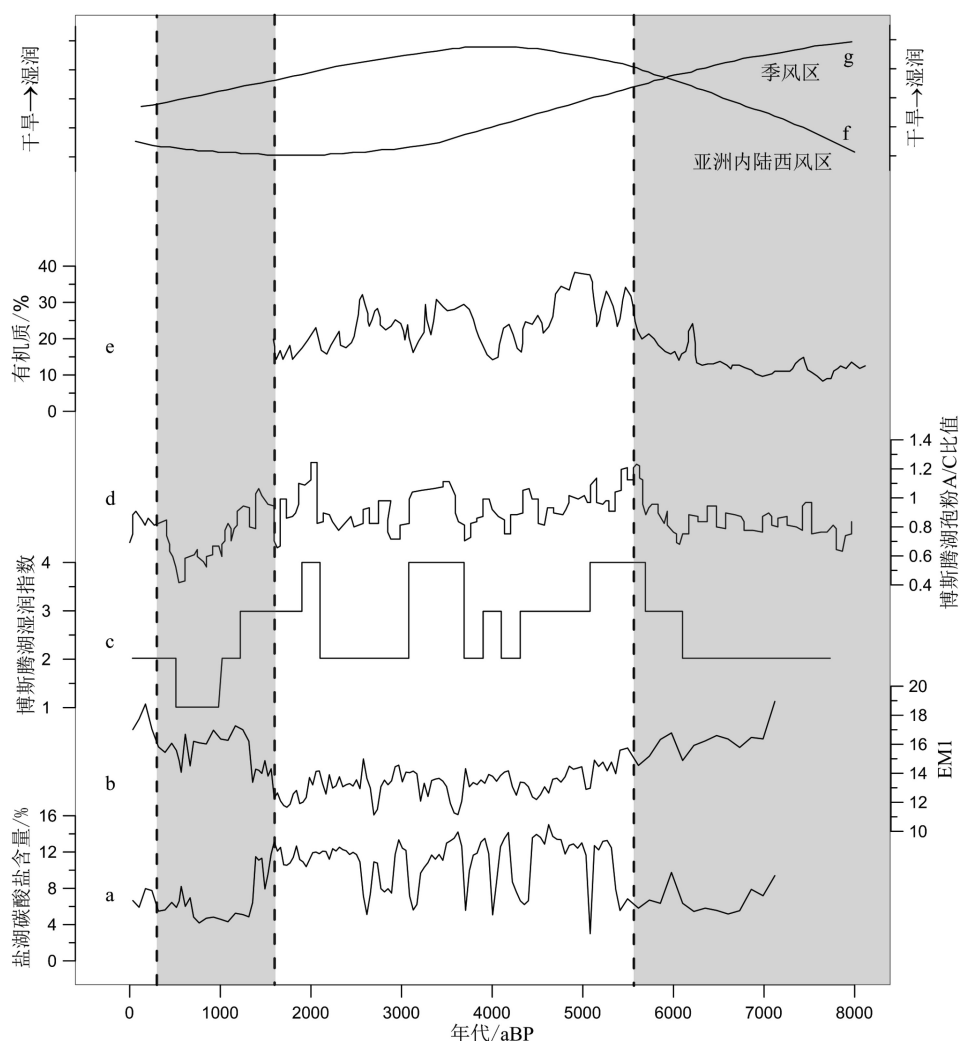


图7 高台盐湖 CaCO_3 含量(a)与EM1(b)、博斯腾湖湿润指数^[15](c)、博斯腾湖孢粉A/C比值^[15](d)、Gun Nuur有机质含量^[48](e)、西风模式(f)、季风模式^[14](g)对比

Fig.7 Comparison of the carbonate content of Gaotai Lake (a) and EM1 (b) with Holocene moisture records from Bosten Lake (c), Pollen A/C index from Bosten Lake (d), organic matter content in Gun Nuur (e), patterns in westerly Central Asia (f) and monsoonal Asia (g)

释光测年对比,发现该湖泊剖面的 AMS- ^{14}C 测年同样出现多次的年龄倒转,可能存在最大 $11\,000\pm2\,000\text{ a}$ 的碳库效应,原因主要来自于外源老碳输入和湖泊内源贫无机碳经光合作用转化的有机碳,并强调在西北地区的盐湖使用 ^{14}C 测年应充分考虑“碳库效应”的影响,本论文选择光释光测年建立年代序列可有效避免这一问题。

高台盐湖曲线降水指标 EM1 和湖泊水位指标 CaCO_3 曲线与博斯腾湖 A/C、湿润指示及西风指数曲线阶段性变化的一致性(图 7),可能表明在中晚全新世之间区域气候受到相似气候系统的控制,具有明显的“西风模式”特征。因此,高台盐湖中晚全新世气候变化可能受到了西风环流和高纬度大西洋变化的共同驱动。

5 结论

高台盐湖中晚全新世气候变化可以划分为 4 个阶段:早中全新世期间(7.1~5.3 ka),沉积物物源主要以河流冲积携带的流域碎屑物质和西风带携带的细颗粒以及对流层湍流扰动的近地源物质为主,为浅湖相或湖滨相沉积环境,气候相对干旱;5.3~1.2 ka 期间,沉积物物源主要以地表径流携带的近地源物质经湖水改造沉积为主,流域降水增多,湖泊水位较高,气候暖湿,为中全新世以来的最湿润期;1.2~0.2 ka 期间,沉积物物源主要以河流冲积携带的流域碎屑物质为主,为河流相或滨湖相沉积环境,湖泊萎缩,水位降低,气候转为干旱;约 0.2 ka 以来,湖泊消亡,湖盆广泛接受风沙沉积。

区域古气候记录对比表明,高台盐湖中晚全新世气候变化与中亚干旱区湖泊反映的气候变化具有一致性;高台盐湖中晚全新世湿润期可能受西风环流与高纬度北大西洋共同驱动造成,反映了亚洲内陆干旱区气候环境演变的“西风模式”。

致谢: 中国科学院地球环境研究所李祥忠研究员、蓝江湖博士、冯添博士参与了野外采样,吴旭龙研究员、杜金花博士在光释光测试中提供了帮助,谨此感谢!

参考文献 (References)

- [1] Kaufman D S, Axford Y L, Henderson A C G, et al. Holocene climate changes in Eastern Beringia (NW North America)-A systematic review of multi-proxy evidence [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2016, 147: 312-339.
- [2] Zhang J W, Chen F H, Holmes J A, et al. Holocene monsoon climate documented by oxygen and carbon isotopes from lake sediments and peat bogs in China: a review and synthesis [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2011, 30 (15-16): 1973-1987.
- [3] Zhang H C, Ma Y Z, Wünnemann B, et al. A Holocene climatic record from arid northwestern China [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2000, 162 (3-4): 389-401.
- [4] Zhang R P, Liang T G, Guo J, et al. Grassland dynamics in response to climate change and human activities in Xinjiang from 2000 to 2014 [J]. *Scientific Reports*, 2018, 8: 2888.
- [5] Lu R J, Jia F F, Gao S Y, et al. Holocene Aeolian activity and climatic change in Qinghai Lake basin, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2015, 430: 1-10.
- [6] Liu B, Jin H L, Sun L Y, et al. Geochemical evidence for Holocene millennial-scale climatic and environmental changes in the south-eastern Mu Us Desert, northern China [J]. *International Journal of Earth Sciences*, 2015, 104 (7): 1889-1900.
- [7] 王洪波. 半干旱地区历史时期沙漠化成因研究进展[J]. 干旱区资源与环境, 2015, 29 (5): 69-74. [WANG Hongbo. Collision and integration-an overview of desertification in semiarid area during the historical period [J]. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 2015, 29 (5): 69-74.]
- [8] 张文丽. 粒度与磁化率反映的中晚全新世以来玛曲高原的沙漠化演化[D]. 西北师范大学硕士学位论文, 2015. [ZHANG Wenli. The desertification evolution reflected by Grain-size and Magnetic susceptibility in Maqu plateau since Middle-late Holocene[D]. Master Dissertation of Northwest Normal University, 2015.]
- [9] 鹿化煜, 郭正堂. 末次盛冰期以来气候变化和人类活动对我国沙漠和沙地环境的影响[J]. 中国基础科学, 2015 (2): 3-8. [LU Huayu, GUO Zhengtang. Impact of climatic change and human activity on desert and sand field in northern China since the last glacial maximum [J]. *China Basic Science*, 2015 (2): 3-8.]
- [10] 杨利荣, 岳乐平. 光释光测年揭示的科尔沁沙地末次晚冰期-全新世沙漠空间格局变化[J]. 第四纪研究, 2013, 33 (2): 260-268. [YANG Lirong, YUE Leping. Horqin Dunefield in northeastern China in the Last Late Glacial and Holocene as revealed by OSL dating [J]. *Quaternary Sciences*, 2013, 33 (2): 260-268.]
- [11] 刘冰, 靳鹤龄, 孙忠. 中晚全新世科尔沁沙地演化与气候变化[J]. 中国沙漠, 2013, 33 (1): 77-86. [LIU Bing, JIN Heling, SUN Zhong. Desert evolution and climate change in the Horqin Sandy Land in Middle and Late Holocene [J]. *Journal of Desert Research*, 2013, 33 (1): 77-86.]
- [12] 尚可政, 董光荣, 王式功, 等. 我国北方沙区气候变化对全球变暖的响应[J]. 中国沙漠, 2001, 21 (4): 387-392. [SHANG Kezheng, DONG Guangrong, WANG Shigong, et al. Response of climatic change in north China deserted region to the warming of the earth [J]. *Journal of Desert Research*, 2001, 21 (4): 387-392.]
- [13] Yu G, Xue B, Wang S M, et al. Lake records and LGM climate in China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2000, 45 (13): 1158-1164.
- [14] 陈发虎, 黄小忠, 杨美临, 等. 亚洲中部干旱区全新世气候变化的西

- 风模式——以新疆博斯腾湖记录为例[J]. *第四纪研究*, 2006, 26(6): 881-887. [CHEN Fahu, HUANG Xiaozhong, YANG Meilin, et al. Westerly dominated Holocene climate model in arid central Asia—Case study on Bosten Lake, Xinjiang, China [J]. *Quaternary Sciences*, 2006, 26(6): 881-887.]
- [15] Chen F H, Yu Z C, Yang M L, et al. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2008, 27(3-4): 351-364.
- [16] 陈发虎, 陈建徽, 黄伟. 中纬度亚洲现代间冰期气候变化的“西风模式”讨论[J]. *地学前缘*, 2009, 16(6): 23-32. [CHEN Fahu, CHEN Jianhui, HUANG Wei. A discussion on the westerly-dominated climate model in mid-latitude Asia during the modern interglacial period [J]. *Earth Science Frontiers*, 2009, 16(6): 23-32.]
- [17] Chen J H, Chen F H, Feng S, et al. Hydroclimatic changes in China and surroundings during the Medieval Climate Anomaly and Little Ice Age: spatial patterns and possible mechanisms [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2015, 107: 98-111.
- [18] Huang X T, Oberhänsli H, von Suchodoletz H, et al. Hydrological changes in western Central Asia (Kyrgyzstan) during the Holocene as inferred from a palaeolimnological study in lake Son Kul [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2014, 103: 134-152.
- [19] Wang N A, Ning K, Li Z L, et al. Holocene high lake-levels and pan-lake period on Badain Jaran Desert [J]. *Science China Earth Sciences*, 2016, 59(8): 1633-1641.
- [20] 李育, 张成琦, 周雪花, 等. 我国西北夏季风边界千年尺度变化的证据——来自盐池和猪野泽盐类矿物分析结果[J]. *沉积学报*, 2015, 33(3): 524-536. [LI Yu, ZHANG Chengqi, ZHOU Xuehua, et al. An evidence of millennial-scale summer monsoon boundary change in the Northwest China—analysis results from saline minerals in lake sediments of Yanchi Lake and Zhuye Lake [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2015, 33(3): 524-536.]
- [21] 李育, 王乃昂, 李卓仑, 等. 河西走廊盐池晚冰期以来沉积地层变化综合分析——来自夏季风西北缘一个关键位置的古气候证据[J]. *地理学报*, 2013, 68(7): 933-944. [LI Yu, WANG Naiang, LI Zhuolun, et al. Comprehensive analysis of lake sediments in Yanchi Lake of Hexi Corridor since the late glacial [J]. *Acta Geographica Sinica*, 2013, 68(7): 933-944.]
- [22] Yu S Y, Cheng P, Hou Z F. A caveat on radiocarbon dating of organic-poor bulk lacustrine sediments in arid China [J]. *Radiocarbon*, 2014, 56(1): 127-141.
- [23] Wintle A G. Luminescence dating: laboratory procedures and protocols [J]. *Radiation Measurements*, 1997, 27(5-6): 769-817.
- [24] Lu Y C, Wang X L, Wintle A G. A new OSL chronology for dust accumulation in the last 130, 000 yr for the Chinese Loess Plateau [J]. *Quaternary Research*, 2007, 67(1): 152-160.
- [25] 杨铭, 王松娜, 康树刚, 等. 河南三杨庄剖面光释光年代学研究[J]. *地球环境学报*, 2018, 9(6): 580-588. [YANG Ming, WANG Songna, KANG Shugang, et al. Optically stimulated luminescence dating of Sanyangzhuang profile, Henan Province [J]. *Journal of Earth Environment*, 2018, 9(6): 580-588.]
- [26] 杨波, 刘兴起, 王永波. 湖泊沉积物碳酸盐含量的XRD半定量分析[J]. *湖泊科学*, 2014, 26(4): 637-640. [YANG Bo, LIU Xingqi, WANG Yongbo. Carbonate contents of lake sediments determined by XRD method [J]. *Journal of Lake Sciences*, 2014, 26(4): 637-640.]
- [27] Yu S Y, Colman S M, Li L X. BEMMA: A hierarchical Bayesian end-member modeling analysis of sediment grain-size distributions [J]. *Mathematical Geosciences*, 2016, 48(6): 723-741.
- [28] Li B, Li S H, Wintle A. Overcoming environmental dose rate changes in luminescence dating of waterlain deposits [J]. *Geochronometria*, 2008, 30: 33-40.
- [29] 张克旗. 释光测年中环境剂量率影响因素研究[J]. *地质力学学报*, 2012, 18(1): 62-71. [ZHANG Keqi. Quantitative calculations of environmental dose rate at different influencing factors in luminescence dating [J]. *Journal of Geomechanics*, 2012, 18(1): 62-71.]
- [30] 张克旗, 吴中海, 吕同艳, 等. 光释光测年法——综述及进展[J]. *地质通报*, 2015, 34(1): 183-203. [ZHANG Keqi, WU Zhonghai, LÜ Tongyan, et al. Review and progress of OSL dating [J]. *Geological Bulletin of China*, 2015, 34(1): 183-203.]
- [31] Song C H, Hu S H, Han W X, et al. Middle Miocene to earliest Pliocene sedimentological and geochemical records of climate change in the western Qaidam Basin on the NE Tibetan Plateau [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2014, 395: 67-76.
- [32] Sun D H, Bloemendal J, Rea D K, et al. Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and Aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components [J]. *Sedimentary Geology*, 2002, 152(3-4): 263-277.
- [33] 蓝江湖, 徐海, 刘斌, 等. 湖泊沉积中碳酸盐、有机质及其同位素的古气候意义[J]. *生态学杂志*, 2013, 32(5): 1326-1334. [LAN Jianghu, XU Hai, LIU Bin, et al. Paleoclimate implications of carbonate, organic matter, and their stable isotopes in lacustrine sediments: A review [J]. *Chinese Journal of Ecology*, 2013, 32(5): 1326-1334.]
- [34] 陈忠, 马海州, 曹广超, 等. 尕斯库勒湖晚冰期以来沉积记录的气候环境演变[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2007, 27(1): 131-138. [CHEN Zhong, MA Haizhou, CAO Guangchao, et al. Climatic-environmental evolution in Gahai Lake area since the late Glacial period from loss-on-ignition [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2007, 27(1): 131-138.]
- [35] Sun Y B, He L, Liang L J, et al. Changing color of Chinese loess: geochemical constraint and paleoclimatic significance [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011, 40(6): 1131-1138.
- [36] 陈宗颜, 陈克龙, 罗正霞. 察尔汗地区130 ka B.P.以来湖相沉积物颜色记录的气候变化探讨[J]. *盐湖研究*, 2011, 19(4): 1-14. [CHEN Zongyan, CHEN Kekong, LUO Zhengxia. Climatic change recorded by the Chroma of lacustrine sediments from 130 ka B.P. in Qarhan Area [J]. *Journal of Salt Lake Research*, 2011, 19(4): 1-14.]
- [37] 吴艳宏, 李世杰. 湖泊沉积物色度在短尺度古气候研究中的应用[J]. *地球科学进展*, 2004, 19(5): 789-792. [WU Yanhong, LI Shijie. Significance of Lake sediment color for short time scale climate variation [J]. *Advance in Earth Science*, 2004, 19(5): 789-792.]
- [38] 章云霞, 叶玮, 马春梅, 等. 浙江北湖桥孔色度记录的早-中全新世环境变化[J]. *第四纪研究*, 2016, 36(5): 1331-1342. [ZHANG Yunxia,

- YE We, MA Chunmei, et al. Environment variabilities archived by color of the drill core Beihuqiao in Hangjiahu Plain during the Early-Mid Holocene, China [J]. *Quaternary Sciences*, 2016, 36(5): 1331-1342.]
- [39] 孙东怀, 安芷生, 苏瑞侠, 等. 古环境中沉积物粒度组分分离的数学方法及其应用[J]. *自然科学进展*, 2001, 11(3): 269-276. [SUN Donghuai, AN Zhisheng, SU Ruixia, et al. The mathematical methods and their application to separate sediments in ancient environment [J]. *Progress in Natural Science*, 2001, 11(3): 269-276.]
- [40] 聂军胜, 李曼. 柴达木盆地晚中新世河湖相沉积物粒度组成及其古环境意义[J]. *第四纪研究*, 2017, 37(5): 1017-1026. [NIE Junsheng, LI Man. A grain size study on late Miocene Huaitoutala section, NE Qaidam Basin, and its implications for Asian monsoon evolution [J]. *Quaternary Sciences*, 2017, 37(5): 1017-1026.]
- [41] Dietze E, Maussion F, Ahlborn M, et al. Sediment transport processes across the Tibetan Plateau inferred from robust grain size end-members in lake sediments [J]. *Climate of the Past*, 2013, 9(4): 4855-4892.
- [42] Sly P G. Sedimentary processes in lakes[M]//Lerman A. Lakes: Chemistry, Geology, Physics. New York: Springer, 1978: 65-89.
- [43] Sly P G. Sediment dispersion: part 1, fine sediments and significance of the silt/clay ratio [J]. *Hydrobiologia*, 1989, 176(1): 99-110.
- [44] Chen F H, Wu W, Holmes J A, et al. A mid-Holocene drought interval as evidenced by lake desiccation in the Alashan Plateau, Inner Mongolia, China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2003, 48(14): 1401-1410.
- [45] Sun A Z, Feng Z D. Holocene climatic reconstructions from the fossil pollen record at Qigai Nuur in the southern Mongolian Plateau [J]. *The Holocene*, 2013, 23(10): 1391-1492.
- [46] Huang X Z, Chen F H, Fan Y X, et al. Dry late-glacial and early Holocene climate in arid central Asia indicated by lithological and palynological evidence from Bosten Lake, China [J]. *Quaternary International*, 2009, 194(1-2): 19-27.
- [47] Long H, Shen J, Tsukamoto S, et al. Dry early Holocene revealed by sand dune accumulation chronology in Bayanbulak Basin (Xinjiang, NW China) [J]. *The Holocene*, 2014, 24(5): 614-626.
- [48] Feng Z D, Wang W G, Guo L L, et al. Lacustrine and eolian records of Holocene climate changes in the Mongolian Plateau: preliminary results [J]. *Quaternary International*, 2005, 136(1): 25-32.
- [49] Fowell S J, Hansen B C S, Peck J A, et al. Mid to late Holocene climate evolution of the Lake Telmen Basin, North Central Mongolia, based on palynological data [J]. *Quaternary Research*, 2003, 59(3): 353-363.
- [50] Yu Y T, Yang T B, Li J J, et al. Millennial-scale Holocene climate variability in the NW China drylands and links to the tropical Pacific and the North Atlantic [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2006, 233(1-2): 149-162.
- [51] Tian F, Wang Y, Liu J, et al. Late Holocene climate change inferred from a lacustrine sedimentary sequence in southern Inner Mongolia, China [J]. *Quaternary International*, 2017, 452: 22-32.
- [52] 唐晓宏, 钟巍, 尹焕玲. 新疆巴里坤湖9.0 cal.kBP以来沉积物地球化学元素分布特征与古气候环境演化[J]. 华南师范大学学报: 自然科学版, 2012, 44(2): 134-140. [TANG Xiaohong, ZHONG Wei, YIN Huanling. Study on the characteristics of the geochemical elements and paleoclimate changes in Lake Barkol, Xinjiang since about 9.0 cal.kBP [J]. *Journal of South China Normal University: Natural Science Edition*, 2012, 44(2): 134-140.]
- [53] 陶士臣, 安成邦, 陈发虎, 等. 孢粉记录的新疆巴里坤湖16.7 cal.kBP以来的植被与环境[J]. *科学通报*, 2010, 55(22): 2449-2457. [TAO Shichen, AN Chengbang, CHEN Fahu, et al. Pollen-inferred vegetation and environmental changes since 16.7 kaBP at Balikun Lake, Xinjiang [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2010, 55(22): 2449-2457.]
- [54] 靳建辉, 李志忠, 陈秀玲, 等. 新疆伊犁河谷晚全新世风沙沉积主量元素特征及其气候意义[J]. *古地质量学*, 2010, 12(6): 675-684. [JIN Jianhui, LI Zhizhong, CHEN Xiuling, et al. Major elements in Aeolian sediments of the Late Holocene in Yili valley and their climatic implications [J]. *Journal of Palaeogeography*, 2010, 12(6): 675-684.]
- [55] Feng Z D, Ran M, Yang Q L. Geomorphological and sedimentological precautions in radiocarbon dating of eolian and lacustrine sequences in arid Asia [J]. *Quaternary International*, 2013, 286: 126-137.
- [56] Fontes J C, Gasse F, Gibert E. Holocene environmental changes in Lake Bangong basin (Western Tibet). Part 1: Chronology and stable isotopes of carbonates of a Holocene lacustrine core [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1996, 120(1-2): 25-47.
- [57] 陈天源, 刘斯文, 赖忠平, 等. 巴丹吉林沙漠湖泊年轻沉积物¹⁴C测年初步研究[J]. *盐湖研究*, 2017, 25(2): 60-66. [CHEN Tianyuan, LIU Siwen, LAI Zhongping, et al. A preliminary study of AMS ¹⁴C dating of young lacustrine sediments in the Badain Jaran Desert [J]. *Journal of Salt Lake Research*, 2017, 25(2): 60-66.]