

MIS-3 晚期以来乌伦古湖古湖相沉积记录的初步研究*

蒋庆丰^{1,2}, 钱 鹏^{1,2}, 周 侗^{1,2}, 洪 佳¹, 范 华¹, 刘静峰¹

(1: 南通大学地理科学学院, 南通 226007)

(2: 南通大学地理与工程技术研究所, 南通 226007)

摘 要: 通过对现代乌伦古湖附近出露的古湖相沉积剖面的 AMS¹⁴C 测年, 粒度、总有机碳、总有机氮以及碳酸盐等环境代用指标的分析及其与全新世钻孔沉积记录的对比研究, 结果发现: 乌伦古湖在 MIS-3 晚期的 33600—22500 cal a BP 以及冰后期至早中全新世的 16500—6500 cal a BP 期间, 维持着湖相沉积环境, 湖面约比现在湖面高 40 m. 33600—22500 cal a BP 的 MIS-3 晚期, 气候相对温暖, 乌伦古湖呈现高湖面特征, 湖泊沉积物来源以流水搬运为主; 22500—16500 cal a BP 的末次冰期冰盛期, 气候寒冷干燥, 湖泊沉积物来源以风力搬运为主; 16500—6500 cal a BP 的冰后期以及早、中全新世期间, 气候回暖, 湖泊沉积物主要来源于河流径流作用. 6500—5500 cal a BP, 受高温干旱事件的影响, 湖面收缩、水位剧降, 除沉积中心外的其它钻孔位置出现沉积中断. 5500 cal a BP 后气候转冷变湿, 湖泊重新恢复到现在的状态. 乌伦古湖 MIS-3 晚期以来的古湖相沉积环境变化及其反映的古气候万年尺度上的干湿变化与周边区域气候环境变化记录有很好的一致性, 响应了区域环境变化和全球气候突变事件. 季风和西风的强度消长变化及其引起的环流条件改变以及温度变化引起的蒸发效应可能是区域气候环境变化的主要原因. 这一古湖相沉积记录的研究可为 MIS-3 晚期以来北疆地区的古湖泊演化以及长时间尺度上西风和季风环流相互关系及其影响区的气候环境演化提供地质证据.

关键词: 乌伦古湖; 古湖相沉积; MIS-3 晚期; 干旱事件; 古气候; 西风

Preliminary research on ancient lacustrine sediments in Lake Ulungur in arid Central Asia since late MIS-3

JIANG Qingfeng^{1,2}, QIAN Peng^{1,2}, ZHOU Tong^{1,2}, HONG Jia¹, FAN Hua¹ & LIU Jingfeng¹

(1: School of Geography Sciences, Nantong University, Nantong 226007, P.R.China)

(2: Institute of Geographic Engineering Technology, Nantong University, Nantong 226007, P.R.China)

Abstract: Ancient Lake Ulungur lasted from 33600 cal a BP to 22500 cal a BP and from 16500 cal a BP to 6500 cal a BP with lake level 40 m higher than that of current Lake Ulungur through analysis of AMS¹⁴C dating, grain-size, total carbon and total nitrogen, carbonate content sampled from Ulungur ancient lacustrine sediment profiles around the current Lake Ulungur and through comparison to previous Holocene core lake sediment research results. During late MIS-3 (33600 – 22500 cal a BP) stage, the climate was relatively warm, ancient Lake Ulungur was in high lake levels and lake sediments transported mainly by river runoff. During Last Glacial Maximum (LGM, 22500 – 16500 cal a BP), the climate was cold and dry and sources of lake sediments transported by winds. During Postglacial and early to middle Holocene (16500 – 6500 cal a BP), the climate returned to warm and lake sediments were mainly from runoff again. During the period between 6500 – 5500 cal a BP, ancient Lake Ulungur shrunk, lake level sharply declined and cores lacked deposits except for the core in the central depression under the influence of high temperature and drought events. And it restored to current status since 5500 cal a BP when the climate turned cold and wet. The records of climatic and environmental evolution of ancient Lake Ulungur were in good accordance with those of adjacent areas. It responded to regional environmental change and global abrupt climate events. Strength and circulation conditions changes between Monsoon and the Westerly and the evaporation effects caused by temperature could be the main causes of regional climate and environmental variation. The study of the sedimentary records from ancient Lake Ulungur can provide geological evidence to ancient large lake evolution in northern Xinjiang and interrelationships between monsoon and the westerly and climate change in their domain areas on long time scales since late MIS-3.

* 国家自然科学基金项目(40802084)和南通大学自然科学基金前期预研项目(12ZY014)联合资助. 2015-01-27收稿; 2015-08-14收修改稿. 蒋庆丰(1976~), 男, 博士, 副教授; E-mail: qfjiangz@163.com.

Keywords: Lake Ulungur; ancient lacustrine sediments; late MIS-3; drought events; paleoclimatic evolution; the westerly

MIS-3 阶段是末次冰期中气候相对温湿的特殊时期,其晚期的“高温大降水事件”^[1-2]在中国不同区域不同沉积物中都留下了证据^[3]。这一时期,西北干旱区多地湖泊出现了高湖面、古大湖特征^[4-6]。囿于沉积记录的不连续,先前研究缺乏对 MIS-3 晚期至全新世阶段的古湖泊演化的探讨;而基于现代湖泊沉积中心的记录研究因可靠测年材料的难以获取,往往仅限于早-中全新世以来的时段。究竟 MIS-3 晚期至全新世之间西北干旱区古湖泊是如何演化和消亡的、什么时间消亡、消亡的原因等问题尚不清楚。

乌伦古湖位于新疆北部准噶尔盆地北缘,现代湖面海拔 478.6 m,面积 927.0 km²^[7]。其湖盆形成于第四纪早期^[8-9],受构造活动、气候变化和额尔齐斯河汇水的影响,在第四纪中晚期曾出现了比现在湖泊面积大 2~3 倍的古大湖^[9]。早期古湖相沉积研究主要依据湖泊及其入湖河流乌伦古河发育的高、中、低级阶地而划分,缺少准确的年代界定。乌伦古湖地区目前的气候主要受西风影响,显著不同于季风区。区域全新世气候环境演化特别是湿度演化上存在与季风区千年尺度上的“同步”以及“反相位”等模式的争论^[10-13]。乌伦古湖古湖相沉积存续期间的湖泊环境如何演化?区域气候如何变化?在长时间尺度上西风区气候环境演变是否与季风区一致?

上述问题的回答,需要对乌伦古湖古湖相沉积记录进行年代学测定和古气候环境代用指标分析。本文依据乌伦古湖古湖相沉积剖面的 AMS¹⁴C 测年结果以及粒度、有机碳、氮含量以及碳酸盐含量等代用指标的分析,探讨 MIS-3 晚期以来的古湖相沉积环境变化及其反映的区域气候变化,可为北疆地区 MIS-3 晚期以来的古湖泊演化、长时间尺度上西风区气候环境演化以及西风和季风环流的相互关系提供参考。

1 材料与方法

乌伦古湖古湖相沉积剖面 WLGP (47.086°N, 87.477°E, 海拔高程 520 m) 位于距离乌伦古湖和吉力湖湖区约 10 km 的福海县城南 (图 1), 为当地砖窑厂开挖出露的自然剖面。整个剖面自上而下, 高约 560 cm, 未见底。顶部 0~44 cm 为风化层, 其中 41~44 cm 为砂质含砾层; 中部 45~210 cm 为厚 166 cm 的粗、细砂交替的滨岸相或河流相沉积砂层; 下部 211~560 cm 为厚 350 cm 的湖相沉积层 (未见底, 分为明显的 3 层)。为后文表述方便, 对 350 cm 厚的湖相层按自上而下的相对深度顺序描述如下: 0~92 cm 为青灰色黏土质粉砂, 92~148 cm 为灰褐色黏土质粉砂, 148~350 cm 为青灰色黏土质粉砂 (图 1), 其中在 320~350 cm 段中多层见贝壳。

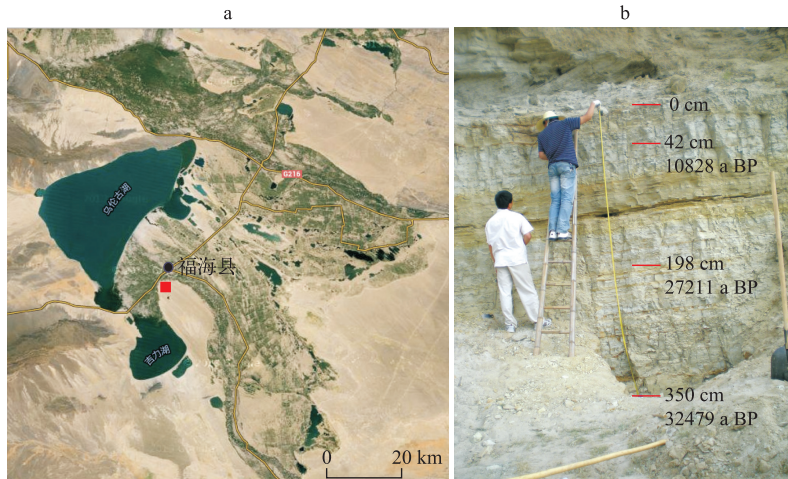


图 1 研究区及乌伦古湖古湖相沉积剖面概况 (a: 乌伦古湖地区 Google 地图影像,

■ 示剖面位置; b: WLGP 剖面照片, 标注深度以及 AMS¹⁴C 年代层位和结果)

Fig.1 Geography and profile site of the ancient lacustrine sediments in Lake Ulungur (a);
WLGP photo with AMS¹⁴C dates of the profile (b)

野外对沉积剖面中的湖相沉积层按 2 cm 间距采样,共获得湖相沉积样品 175 个,密封在自封袋里带回实验室进行分析处理.

湖相沉积样品的 AMS¹⁴C 年代测定由中国科学院广州地球化学研究所 AMS¹⁴C 制样实验室和北京大学核物理与核技术国家重点实验室联合完成. 3 个样品的测年材料全部为沉积物全样有机质,¹⁴C 年代结果根据半衰期 5730 a 计算得出,校正采用 IntCal13^[14].

粒度采用英国 Malvern Mastersizer 2000 激光粒度仪测定,总有机碳(TOC)和总氮(TN)含量采用意大利 Euro vector EA-3000 元素分析仪测定,碳酸盐含量采用酸碱中和滴定法测定. 具体分析方法如下:1)取少量样品(0.3 g 左右)放入 100 ml 烧杯中,加入 20 ml 的蒸馏水和 10 ml 10%的双氧水(H₂O₂),待充分反应直至过量的 H₂O₂ 分解完毕,再加入 10 ml 10%的盐酸(HCl),待反应停止后,加入蒸馏水 100 ml,静置 24 h,抽去蒸馏水,洗去过量的 HCl,使样品呈中性. 加入 20 ml 蒸馏水和 10 ml 浓度为 0.05 mol/L 的六偏磷酸钠,超声振荡 15 min 后用英国 Malvern 公司生产的 Mastersizer 2000 型激光粒度仪进行测试,重复测量误差小于±2%;2)称取一定量用 10% HCl 去除碳酸盐后经低温(40℃)烘干并研磨至 200 目的样品,上意大利 Euro vector 公司生产的 EA-3000 元素分析仪测定 TOC 和 TN 含量,每 10 个样品加入 1 个标样进行质量控制,测试误差小于 5%;3)称取研磨烘干后的样品 0.12~0.2 g,置于三角瓶内加入 0.1 mol/L 的 HCl 20 ml,而后将三角瓶置于 80℃恒温水浴锅中加热 20 min,冷却后加入酚酞 1~2 滴,以 0.1 mol/L NaOH 滴定至微红色,计算碳酸盐含量,重复测试误差小于 5%. 上述所有实验均在南通大学地理科学学院环境演变与要素分析部省共建实验室完成.

2 结果

2.1 年代序列

沉积年代序列的建立由不同深度的 3 个 AMS¹⁴C 年代样品加以控制(图 1,表 1). 先前的全新世沉积研究认为乌伦古湖湖泊沉积样品存在约 800 a 的“老碳效应”^[15-16],故各 AMS¹⁴C 年代减去 800 a 后进行日历校正,沉积剖面湖相沉积层底部 350 cm 处校正年代约为 33600 cal a BP. 其它各层位年代按碳库校正后的年龄进行线性内插和外推,经外推乌伦古湖古湖相沉积剖面湖相沉积层顶部 0 cm 处的年龄约为 6500 cal a BP.

表 1 乌伦古湖古湖相沉积剖面年代
Tab. 1 AMS¹⁴C ages of profile sediments in Lake Ulungur

深度/cm	样品性质	¹⁴ C 年代/a BP	碳库校正值	校正年代/(cal a BP, 2σ)(中间值)
42	沉积物	10828±70	10028±70	9308—9873(9587)
198	沉积物	27211±106	26411±106	28520—29019(28781)
350	沉积物	32479±135	31679±135	33222—34023(33620)

2.2 粒度

整个剖面的中值粒径(Md)均值为 29.4 μm,变化于 4.0~86.8 μm 之间(图 2). 粒径分布中以粉砂(4.0~63.0 μm)为主,约占 58.2%,黏土(<4.0 μm)占 33.3%,砂(>63.0 μm)占 8.5%. 33600—22500 cal a BP 间,中值粒径均值为 24.3 μm,粉砂、黏土和砂含量平均分别为 58.0%、37.9%和 4.1%. 22500—16500 cal a BP 间,砂含量增加,平均占 29.0%,从而使中值粒径平均增大到 53.6 μm,但依然以粉砂为主,平均约为 55.5%;黏土含量降低,平均为 16.5%. 16500—6500 cal a BP 间,中值粒径为 27.5 μm,粉砂、黏土和砂含量平均分别为 60.3%、33.0%和 6.7%.

2.3 总有机碳、总氮含量变化

整个古湖相剖面沉积期间,TOC 含量变化于 0.3%~2.0%之间,平均值为 1.1%;TN 含量在 0.1%~0.5%之间变化,平均为 0.3%(图 2). 33600—22500 cal a BP 期间,TOC 和 TN 平均含量分别为 1.3%和 0.3%;16500—6500 cal a BP 间,TOC 和 TN 平均含量分别为 0.9%和 0.3%;22500—16500 cal a BP 间,TOC 和 TN 平均含量显著降低,均值分别降到 0.5%和 0.2%.

2.4 碳酸盐含量

整个剖面碳酸盐含量(以 CaCO_3 记)于 2.7%~22.6% 之间变化,平均值为 11.7% (图 2)。其中 33600—22500 cal a BP 期间,碳酸盐含量平均为 11.8%;22500—16500 cal a BP 期间,碳酸盐平均含量降低到 9.0%;16500—6500 cal a BP 期间,碳酸盐平均含量相对升高至 12.8%。

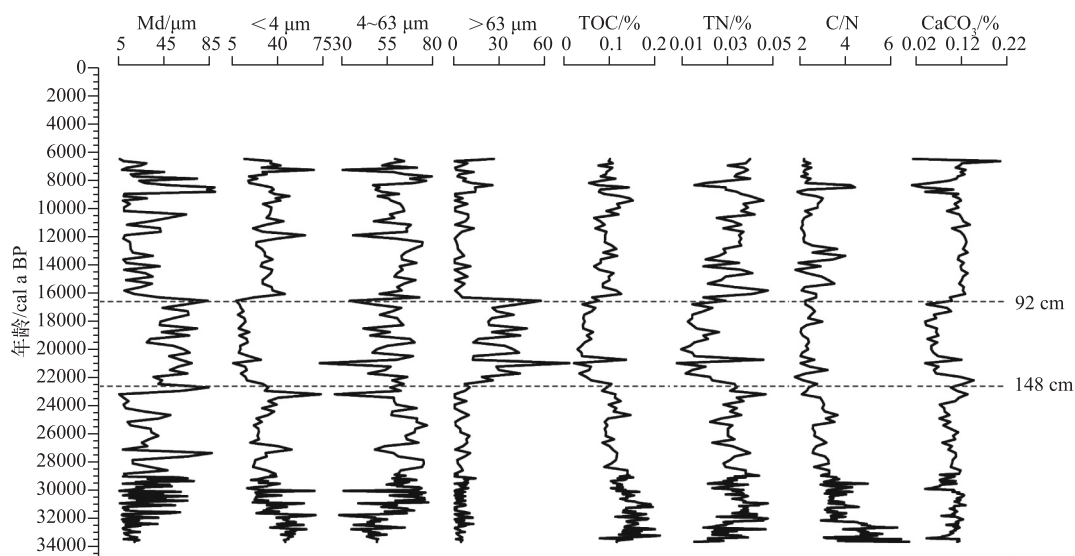


图 2 乌伦古湖古湖相沉积剖面代用指标记录(虚线表示湖相沉积分段)

Fig.2 Diagram of proxies records in the ancient lacustrine sediments profile in Lake Ulungur

3 讨论

3.1 沉积环境的变化

位于湖泊中心的沉积物粒度变化与进入湖泊的物源粗细以及湖水环境对颗粒的再改造再分布作用两个因素有关。对于大型深水湖泊,湖心沉积物所受的风浪和湖流等引起的湖水环境的改造和再分布作用小,对粒度变化的影响不及入湖径流变化引起的物源输入作用大,因此可以认为位于湖心的沉积物粒度值的变化主要取决于输入物源的粗细变化,大致反映了外力搬运能力的强弱^[17]。处于干旱区的湖泊,其外力搬运作用主要为降水或冰雪融水等引起的径流作用以及引起沙尘暴等风沙活动的风力作用,这 2 种作用的相互强弱关系可以从粒度频率曲线特征加以识别^[18]。

从乌伦古湖古湖相沉积物典型粒度频率曲线特征图(图 3)可以看出:代表古湖相沉积上段(0~92 cm)的 wlgp02(图 3a)、wlgp46(图 3b)样品的粒度频率分布曲线和代表古湖相沉积下段(148~350 cm)的 wlgp77(图 3g)、wlgp172(图 3h)样品的粒度频率分布曲线呈单峰状态,接近正态分布的形态,表明其主要受单一作用影响,粒度组成高度集中于峰形中间的粉砂粒级,峰形两端的黏土和砂含量较低,为典型流水搬运作用粒度频率曲线,表明这两个阶段的沉积物为湖相沉积环境下沉积的;代表古湖相沉积中段(92~148 cm)的 wlgp49(图 3d)、wlgp72(图 3e)样品的粒度频率分布曲线也呈单峰状态,这表明其也主要受单一作用影响,但明显偏向砂粒级的峰形,表明其明显受到不同于上述两个阶段的作用,为典型风力搬运作用粒度频率曲线,说明这一阶段的沉积物来源主要为风力作用;而处于下段(148~350 cm)向中段(92~148 cm)过渡的 wlgp76(图 3f)样品和中段(92~148 cm)向上段(0~92 cm)过渡的 wlgp47(图 3c)样品的粒度频率分布曲线呈双峰形态,表明其受两种作用共同影响,基本持平的双峰形态反映风力搬运作用和流水搬运作用基本相同,其中 wlgp76(图 3f)代表 148~350 cm 以流水搬运为主作用段向 92~148 cm 以风力搬运为主作用段的过渡, wlgp47(图 3c)代表 92~148 cm 以风力搬运为主作用段向 0~92 cm 以流水搬运为主作用段的过渡。

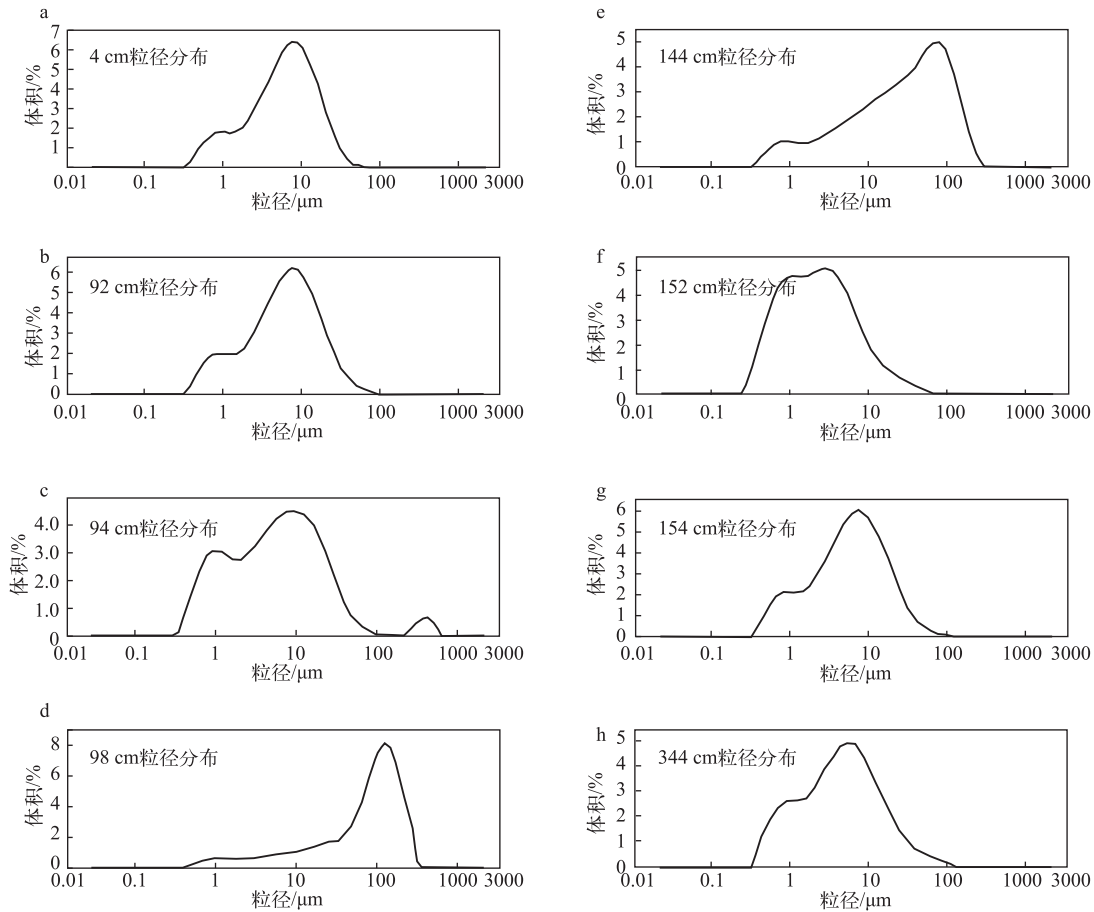


图3 乌伦古湖古湖相沉积物典型粒度频率曲线特征

(为提高图件清晰度,没有列出每段所有样品的粒度频率曲线,仅选取每段的顶部和底部各1个样品作为代表,示意本段的粒度频率曲线情况;a、b代表0~92 cm的上段,d、e代表92~148 cm的中段,g、h代表148~350 cm的下段;c和f分别代表上段向中段以及中段向下段的过渡)

Fig.3 Frequency curve of sedimentary grain-size in the ancient lacustrine sediments profile in Lake Ulungur

从乌伦古湖古湖相沉积物的粒度频率分布曲线与现代乌伦古湖沉积物、区域风成沙以及黄土的粒度频率分布曲线的比较图(图4)可以看出,以wlgp02、wlgh46为代表的乌伦古湖古湖相沉积上段(0~92 cm)以及以wlgp77、wlgp172为代表的乌伦古湖古湖相沉积下段(148~350 cm),粒度频率分布曲线基本接近于现代乌伦古湖湖泊沉积物,这表明乌伦古湖古湖相沉积的上、下2段为典型的湖相沉积环境。峰值向细颗粒段偏移,表明其颗粒比现在的乌伦古湖的沉积物更细,为深湖相沉积环境。而以wlgp49和wlgp72为代表的乌伦古湖古湖相沉积中段(92~148 cm),粒度分布频率曲线的峰值介于区域黄土和风成沙的峰值之间,这表明中段沉积物更接近于风成沉积来源,进一步证实了风力搬运在该段沉积物的形成中起主导作用,这一阶段的沉积环境为非湖相沉积。

有机碳、氮和碳酸盐含量的变化也从另一方面证实了上述沉积环境的判断。当为湖相沉积环境时,区域降水或融水增多,气候相对暖湿,水生植物等湖泊生物生长好,初级生产力高,沉积物中的总有机碳、氮含量高;繁盛的湖泊生物将使水体的 CO_2 降低,使湖水中方解石等处于过饱和状态,导致碳酸盐的沉积,因而碳酸盐含量较高。相反,当为以风力作用为主的非湖相沉积环境时,区域气候相对干燥,湖泊水位下降或干涸,水生植物等湖泊生物生长受到抑制,沉积物中的有机碳、氮含量和碳酸盐含量下降。

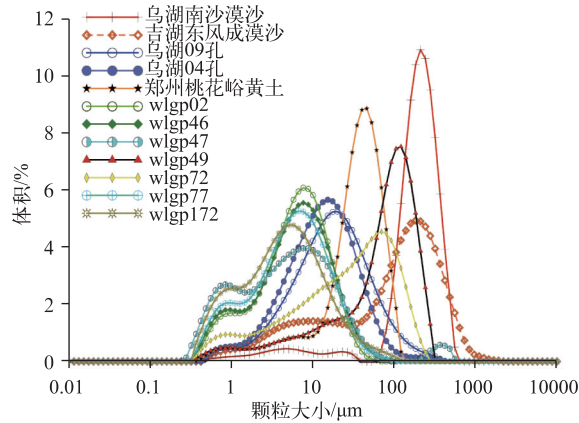


图4 乌伦古湖古湖相沉积物与现代乌伦古湖湖泊沉积、风成沉积(风沙、黄土)的粒度比较
(乌湖南沙漠沙、吉湖东风成沙、乌湖09孔粒度数据均为蒋庆丰未发表数据;
郑州桃花峪黄土粒度为钱鹏未发表数据;乌湖04孔数据引自文献[18];
wlgp02、wlgp46、wlgp47、wlgp49、wlgp72、wlgp77 和 wlgp172 为本文剖面粒度数据,
分别代表深度为4、92、94、98、144、154和344 cm的样品粒度)

Fig.4 Grain-size compared between the ancient lacustrine sediments,
aeolian sand and loess sediments in Lake Ulungur

综合上述结果和分析,将33600 cal a BP以来的乌伦古湖古湖相沉积环境变化简述如下:

约33600—22500 cal a BP期间,湖泊沉积物粒径较小,黏土等细颗粒含量高,主要以流水搬运沉积作用为主,为相对稳定的深湖相沉积环境。区域降水或融水作用强,相对暖湿的气候条件较适宜水生生物的生长,湖泊初级生产力较高,有机碳、氮含量和碳酸盐含量较高。

22500—16500 cal a BP期间,湖泊沉积物粒径较大,砂等粗颗粒含量高,主要以风力搬运沉积为主,为非湖相沉积环境阶段。相对干旱的气候条件不适宜水生生物的生长,湖泊初级生产力低下,有机碳、氮含量和碳酸盐含量降低。

16500—6500 cal a BP期间,湖泊沉积物粒径变小,砂含量降低,黏土等细颗粒含量升高,沉积物主要来源于径流搬运作用,为较为稳定的湖相沉积阶段。这一时期降水或冰雪融水增加,气候条件重新变得适宜水生生物的生长,湖泊初级生产力提高,有机碳、氮和碳酸盐含量增加。

3.2 区域对比

3.2.1 MIS-3 晚期(33600—22500 cal a BP)的古大湖和高湖面特征 乌伦古湖古湖相沉积所反映出的 MIS-3 晚期的大湖期和高湖面特征在包括新疆在内的西北干旱区和青藏高原北部等西风影响区内被包括湖泊、黄土、沙漠等信息载体在内的沉积物广泛记录。

同处准噶尔盆地的玛纳斯湖^[19-20]在27.4—38.3 ka间出现了比现在高约20 m的高湖相沉积。吐鲁番盆地的艾丁湖在24.9 ka前为黏土、粉砂等碎屑淡水湖相沉积^[21]。柴窝堡湖^[22]这一时期存在高出现代湖面25~28 m的统一大湖;天山东部的巴里坤湖^[23]在37 ka BP间出现以黏土和粉砂为主的深水湖相沉积环境;西天山中段、海拔2070 m的赛里木湖也发现了比现今湖面高7~9 m,形成于24.8—27.6 ka的湖滩岩沉积^[24]。伊犁盆地则克台黄土26.1 ka前后出现指示气候温暖湿润的弱成壤古土壤层^[25]。古尔班通古特沙漠南缘风沙沉积中28.7 ka BP间夹有指示湿润气候的含钙结核的黏土层^[26]。塔里木盆地的塔克拉玛干沙漠中心30 ka前为一巨大的古湖泊^[27]。

西北干旱区的腾格里沙漠在35—22 ka间形成大湖期^[4,28],居延泽^[29]、柴达木盆地^[30]、巴丹吉林沙漠腹地^[31]、雅布赖盐湖^[5]也都曾发现过高湖面湖岸地貌和湖泊沉积。青藏高原大湖期形成于距今30—40 AMS¹⁴C ka BP^[32-33],甚至更早^[34]。这些高湖面和大湖期的存在至少说明,在中国的干旱区甚至青藏高原 MIS-3 晚期

曾经存在过异常温暖湿润的气候环境.

3.2.2 末次冰期冰盛期(LGM, 22500—16500 cal a BP) 乌伦古湖古大湖沉积所反映出的末次冰期冰盛期的寒冷干燥在区域上有广泛的响应. 玛纳斯湖在 LGM 时碳酸盐含量、孢粉浓度都是全剖面最低的时段, 指示气候干旱、湖面急剧收缩^[19]. 罗布泊在 LGM 时为荒漠草原^[35]. 巴里坤湖 LGM 时蒸发盐含量和白云石含量增加, 气候干旱. 新近的巴里坤湖孢粉记录也表明该湖 LGM 时孢粉组合以藜科和菊科为主, 气候极端干旱^[36-37]. 伊犁黄土中指示西风强度变化的细颗粒含量在寒冷的冰盛期减少, 指示西风风力增强^[25], 西北地区的沙漠这一时段持续发展和扩张^[38].

3.2.3 冰后期及早中全新世(16500—6500 cal a BP) 以来的沉积记录对比 16500 cal a BP 以来的冰后期回暖升温阶段, 但总体仍为干旱的气候特征, 与区域上已有记录基本一致. 这一时段玛纳斯湖岩性记录有 3 层薄层细砂, 花粉沉积率最低, 以旱生非乔木花粉为主, 表明气候干旱^[39]. 以冰融水补给的湖泊此时随补水量的增加开始出现高湖面, 如艾比湖、柴窝堡湖等^[40], 罗布泊在 14.5 ka BP 左右出现典型的湖相沉积^[41].

10000—6500 cal a BP 时段的乌伦古湖古大湖沉积和全新世同时期的 WLG04^[42] 沉积代用指标的对比分析表明, 其代用指标数据变化具有很好的对应性和变化趋势的一致性(图 5). 首先, 粒径的大小和分布规律基本一致. 古大湖沉积的中值粒径均值为 29.4 μm , 以粉砂为主, 约占 58.3%, 黏土占 33.3%, 砂占 8.4%; 乌伦古湖全新世沉积物的中值粒径均值为 26.7 μm , 粉砂、黏土和砂含量平均分别为 72.3%、18.5% 和 9.2%, 这表明两者的物源来源相同. 其次, 中值粒径和各粒径含量的曲线变化趋势也基本相同, 这表明它们反映的是同一沉积环境变化过程. 再次, 除粒度外的其它代用指标, 如 TOC、TN、C/N 和碳酸盐含量, 两者的曲线变化趋势的一致性进一步表明其沉积记录为同一湖泊沉积过程. 这一对比结果表明乌伦古湖在 10000—6500 cal a BP 的早中全新世面积较大, 淹没了包括乌伦古湖古湖相沉积剖面在内的沉积点. 同时, 16500—6500 cal a BP 期间, 乌伦古湖古湖相沉积剖面反映出的沉积过程以流水作用为主, 为湖相沉积环境, 据此推断, 冰后期乌伦古湖也可能维持了较大的湖泊面积.

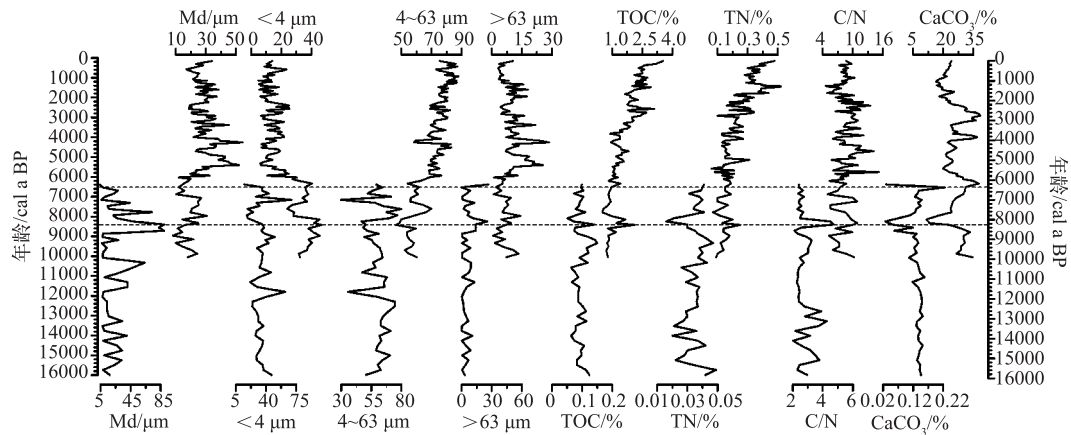


图 5 乌伦古湖古湖相沉积和全新世湖泊沉积的记录对比

(黑色曲线示乌伦古湖古大湖剖面沉积记录; 蓝色曲线示乌伦古湖全新世钻孔 WLG04 沉积记录^[42])

Fig.5 Sediments records compared between Ulungur ancient lacustrine sediments and Holocene Lake Ulungur

同时, 2009 和 2010 年在现代乌伦古湖其它位置取得的全新世沉积钻孔 WLG09 和 WLG10B 分别在 5.5 cal ka BP (114.5 cm) 和 7.2 cal ka BP (227 cm) 以下出现陆相黏土、含砂砾的厚砂层沉积, 表明这一时期, 钻孔所在地没有被湖泊覆盖, 缺失早全新世以来的湖相沉积(图 6). 而位于最大深洼近中部的 WLG04 钻孔同时段仍接受湖泊沉积, 未发生记录中断, 这表明 7.2—5.5 cal ka BP 期间, 乌伦古湖仅占据了深洼所在的局部湖盆, 湖面发生了急剧收缩(图 6).

上述对比和分析表明, 乌伦古湖自 MIS-3 晚期以来, 湖相沉积环境持续到 22500 cal a BP 的末次冰盛期之前, 维持了一个巨大的古湖相沉积. 其后由于末次冰盛期的影响, 气候冷干, 湖水水位急剧下降、湖面收缩,

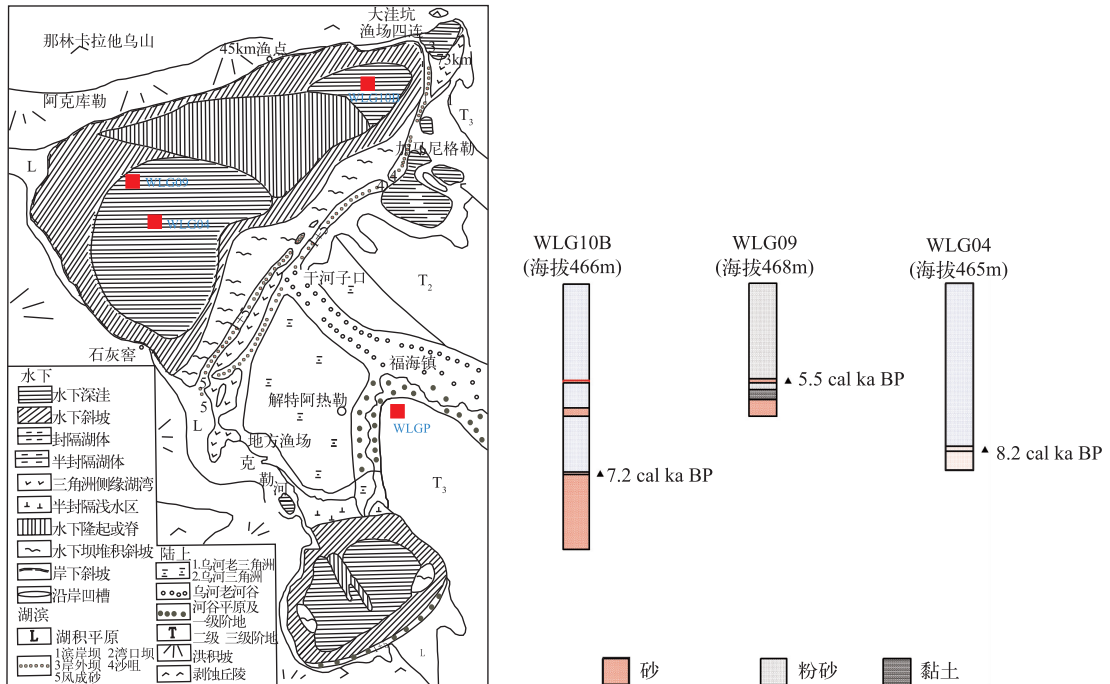


图6 乌伦古湖沉积记录点分布以及与地貌的关系

(左: 乌伦古湖地貌图^[43]; 右: 现代乌伦古湖钻孔岩性, 其中 WL10B 参照文献[16]; WL09 参照文献[44]; WL04 参照文献[42]; 图中现代湖泊钻孔处的海拔高程参照文献[7]估计)

Fig.6 Sediment record sites and its geomorphic location in Ulungur areas

WLGP 沉积记录点中断了湖相沉积, 转变为以风力作用为主的非湖相沉积环境。16500—6500 cal a BP 的冰后期及早中新世阶段, 气候回暖转湿, WLGP 又恢复了湖相沉积记录, 指示湖水位增加、湖面扩张。7200—5500 cal a BP 阶段, 因高温干旱事件的影响, 湖泊萎缩, 水位下降, 面积缩小, WLGP、WL09 和 WL10B 沉积记录点都中断了湖相沉积。5500 cal a BP 后, 气候转冷变湿, WL09、WL10B 又恢复了湖相沉积记录, 指示湖水位增加、湖面扩张, 但远远低于古湖相沉积时期的深度和范围。

发生在 6.5 cal ka BP 前后、持续千年的高温干旱事件在周边湖泊、沙漠沉积等沉积物中都有一致的记录。玛纳斯湖在 6.8—5.2 cal ka BP 期间经历干旱^[45], 出现河流相沉积, 介形虫同位素值明显偏负。赛里木湖 6.5—5.5 cal ka BP 期间, 高温干旱, 植被由荒漠草原/草原迅速转变为荒漠, 区域有效湿度明显降低^[46]。博斯腾湖孢粉 A/C 比值^[47]和巴里坤湖的碳酸盐^[48]都记录到了湿度降低和温度升高的干旱事件。托勒库勒湖在 6.1—4.9 cal ka BP 出现强风尘堆积^[49], 指示气候干旱。伊塞克湖在 6.9—4.9 cal ka BP 期间由外流淡水湖转变成封闭的咸水湖^[50], 5.7 cal ka BP 前后其自生碳酸盐氧同位素发生明显转折, 表明气候向干旱转型。阿拉善高原中新世 7000—5000 a 的高温干旱事件造成了黑河的终间湖泊居延泽、石羊河的终间湖泊渚野泽以及腾格里沙漠东缘的头道湖泊缩小和干涸^[51]。

3.3 可能的机制

对于 MIS-3 晚期 33600—22500 cal a BP 期间形成的高湖面, 目前尚缺乏统一的认识^[4, 52]。Jiang 等^[52]认为这一时期太阳辐射下降引发的降温以及高纬植被的减少强化了极地冰盖的发育, 造成低纬和高纬热力和压力差异增大, 西风增强, 给西北地区带来了丰沛的水汽。Shi 等^[33]认为当时的强盛季风可能给包括青藏高原东部在内的西北地区带来了丰沛的降水, 从而形成高湖面。太阳辐射、极地冰盖及其引发的季风、西风环流条件的改变等多方面因素共同作用^[3]可能是造成这一时期西北内陆出现高湖面的主要原因, 还需要进一步的深入研究^[4]。

末次冰期冰盛期(22500—16500 cal a BP) 乌伦古湖呈现出的以风力作用为主的非湖相沉积环境, 与当时北半球冰盖增大, 气温降低, 寒冷干燥的气候条件有关。冰后期的温度回升引起的冰融水增加以及早全新世亚洲季风的再次强盛及其西进影响则可能是冰后期及早中全新世(16500—6500 cal a BP) 乌伦古湖古湖相沉积存续的主要原因。中全新世时季风衰弱撤退及与西风的增强南迁之间的控制转换以及高温引起的蒸发量增加则可能是造成乌伦古湖古湖相沉积消亡的原因所在。

乌伦古湖古湖相沉积记录的 MIS-3 晚期(33600—22500 cal a BP) 湿润、末次冰期冰盛期(22500—16500 cal a BP) 干旱和冰后期及早中全新世(16500—6500 cal a BP) 湿润, 其在万年尺度上的干湿变化主要与地球轨道要素变化引起的北半球太阳辐射变化导致的冰期间冰期变化及其引起的季风和西风等区域主要的大气环流形势相应的发生改变有关。季风和西风环流对区域水汽来源和湿度的贡献以及温度变化引起的蒸发效应对湿度变化的影响程度还有待进一步的量化研究。

4 结论

乌伦古湖古湖相沉积剖面的 AMS¹⁴C 测年, 粒度, 总有机碳、氮以及碳酸盐等环境代用指标的分析以及与全新世钻孔沉积记录的综合对比分析表明: 乌伦古湖自 MIS-3 晚期 33600—22500 cal a BP 末次冰盛期前, 以及 16500 cal a BP—约 6500 cal a BP 期间, 维持着古湖相沉积环境, 湖面约比现在湖面高约 40 m。33600—22500 cal a BP 的 MIS3 晚期, 气候相对温暖, 乌伦古湖呈现古大湖和高湖面特征, 湖泊沉积物来源以流水搬运为主; 22500—16500 cal a BP 的末次冰期冰盛期, 气候寒冷, 湖泊沉积物来源以风力搬运为主; 16500—6500 cal a BP 的冰后期以及早、中全新世期间, 气候回暖, 湖泊沉积物主要来源于径流作用。6500 cal a BP 后, 受高温干旱事件的影响, 湖面收缩、水位剧降, 除沉积中心外的钻孔位置出现沉积中断。5500 cal a BP 后气候转冷变湿, 湖泊重新恢复到现在的状态。乌伦古湖 MIS-3 晚期以来的沉积环境的变化及其反映的古气候在万年尺度上的干湿变化与周边区域环境变化记录有很好的 consistency, 响应了区域环境变化和全球气候突变事件。季风和西风的强度变化及其引起的环流条件改变以及温度变化引起的蒸发效应可能是包括乌伦古湖地区在内的西北干旱区气候变化的主要原因。环流条件及其对湿度变化的深入量化研究是理解区域气候变化机制的重要途径。

致谢: 感谢参加野外采样工作的南通大学地理科学学院的钞振华博士和帮助测试分析有机碳、氮的闫德智博士。

5 参考文献

- [1] 施雅风, 贾玉连, 于革等. 40—30 ka BP 青藏高原及邻区高温大降水事件的特性、影响及原因探讨. 湖泊科学, 2002, 14(1): 1-11. DOI 10.18307/2002.0101.
- [2] 李世杰, 张宏亮, 施雅风等. 青藏高原甜水海盆地 MIS3 阶段湖泊沉积与环境变化. 第四纪研究, 2008, 28(1): 122-131.
- [3] 甄治国, 钟巍, 薛积彬等. 中国不同区域 MIS-3 时期气候特征研究进展. 冰川冻土, 2008, 30(5): 814-824.
- [4] 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.
- [5] 王乃昂, 李卓仑, 程弘毅等. 阿拉善高原晚第四纪高湖面与大湖期的再探讨. 科学通报, 2011, 56(17): 1367-1377.
- [6] Zhang HC, Peng JL, Ma YZ et al. Late Quaternary palaeolake levels in Tengger Desert, NW China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2004, 211: 45-58.
- [7] 王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998: 346-347.
- [8] 严钦尚, 夏训诚. 新疆额尔齐斯河与乌伦古河流域地貌发育. 地理学报, 1962, 28(4): 257-272.
- [9] 毛德华. 第四纪时期乌伦古湖的地貌演变. 干旱区地理, 1981, 4(2): 15-22.
- [10] Chen FH, Yu ZC, Yang ML et al. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. *Quaternary Science Reviews*, 2008, 27: 351-364.
- [11] Li XQ, Zhao KL, Dodson J et al. Moisture dynamics in central Asia for the last 15 kyr: new evidence from Yili Valley, Xinjiang, NW China. *Quaternary Science Reviews*, 2011, 30(23/24): 3457-3466.

- [12] Cheng H, Zhang PZ, Spötl C *et al.* The climatic cyclicity in semiarid-arid central Asia over the past 500,000 years. *Geophysical Research Letters*, 2012, **39**: L01705.
- [13] Long H, Shen J, Tsukamoto S *et al.* Dry early Holocene revealed by sand dune accumulation chronology in Bayanbulak Basin(Xinjiang, NW China). *The Holocene*, 2014, **24**(5): 614-626.
- [14] Reimer PJ, Bard E, Bayliss A *et al.* IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years cal BP. *Radiocarbon*, 2013, **55**(4): 1869-1887.
- [15] Liu XQ, Herzschuh U, Shen J *et al.* Holocene environmental and climatic changes inferred from Wulungu Lake in northern Xinjiang, China. *Quaternary Research*, 2008, **70**: 412-425.
- [16] 赵永涛, 安成邦, 陈玉凤等. 晚冰期以来乌伦古湖沉积物多指标高分辨率的古环境演化. *干旱区地理*, 2014, **24**(2): 222-229.
- [17] 孙永传, 李惠生. 碎屑岩沉积相和沉积环境. 北京: 地质出版社, 1986: 65-81.
- [18] 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. *沉积学报*, 2006, **24**(6): 877-882.
- [19] Rhodes TE, Gasse F, Lin RF *et al.* A late Pleistocene-Holocene lacustrine record from Lake Manas, Zunggar(northern Xinjiang, western China). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1996, **120**(1/2): 105-125.
- [20] Fan AC, Li SH, Chen YG. Late pleistocene evolution of Lake Manas in western China with constraints of OSL ages of lacustrine sediments. *Quaternary Geochronology*, 2012, **10**: 143-149.
- [21] 李秉孝, 蔡碧琴, 梁青生. 吐鲁番盆地艾丁湖沉积特征. *科学通报*, 1989, **34**(8): 608-610.
- [22] 王靖泰, 焦克勤. 柴窝堡-达坂城地区地貌、第四纪沉积及湖面变化. 见: 施雅风, 曲耀光编. 乌鲁木齐地区水资源若干问题研究(I)柴窝堡-达坂城地区水资源与环境. 北京: 科学出版社, 1989: 11-22.
- [23] 韩淑缙, 袁玉江. 新疆巴里坤湖 3.5 万年以来气候变化序列. *地理学报*, 1990, **45**(3): 350-362.
- [24] 陈明勇, 徐胜利, 吴中海等. 新疆赛里木湖的湖滩岩特征、时代及其对 MIS3 阶段湖面变化的指示意义. *地质力学学报*, 2014, **20**(2): 174-184.
- [25] 叶玮, 董光荣, 袁玉江等. 新疆伊犁地区末次冰期气候的不稳定性. *科学通报*, 2000, **45**(6): 641-646.
- [26] 黄强, 周兴佳. 晚更新世晚期以来古尔班通古特沙漠南部的气候环境演变. *干旱区地理*, 2000, **23**(1): 55-59.
- [27] Yang XP, Scuderi L, Paillou P *et al.* Quaternary environmental changes in the drylands of China—A critical review. *Quaternary Science Reviews*, 2011, **30**: 3219-3233.
- [28] Pachur HJ, Wünnemann B, Zhang HC. Lake evolution in the Tengger desert, Northwestern China during last 40000 years. *Quaternary Research*, 1995, **44**(2): 171-180.
- [29] Yang XP, Liu TS, Xiao HL. Evolution of megadunes and lakes in the Badain Jaran Desert, Inner Mongolia, China during the last 31000 years. *Quaternary International*, 2002, **104**(1): 99-112.
- [30] Chen KZ, Bowler JM. Late Pleistocene evolution of salt lakes in the Qaidam Basin, Qinghai Province, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1986, **54**(1/2/3/4): 87-104.
- [31] Li ZL, Wang NA, Cheng HY *et al.* Formation and environmental significance of late Quaternary Calcareous root tubes in the deserts of the Alashan Plateau, northwest China. *Quaternary International*, 2015, **372**: 167-174.
- [32] 李炳元. 青藏高原大湖期. *地理学报*, 2000, **55**(2): 174-181.
- [33] Shi YF, Yu G, Liu XD *et al.* Reconstruction of the 30—40 ka B. P. enhanced India monsoon climate based on geological record from the Tibetan Plateau. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2001, **169**(1/2): 69-83.
- [34] 赵希涛, 朱大岗, 严富华等. 西藏纳木错末次间冰期以来的气候变迁与湖面变化. *第四纪研究*, 2003, **23**(1): 42-51.
- [35] 阎顺, 穆桂金, 许英勤. 罗布泊地区第四纪环境演化. *微体古生物学报*, 2000, **17**(2): 165-169.
- [36] An CB, Tao SC, Zhao JJ *et al.* Late Quaternary (30.7—9.0 cal. ka BP) vegetation history in central Asia inferred from pollen records of Lake Balikun, northwest China. *Journal of Paleolimnology*, 2013, **49**(2): 145-154.
- [37] 安成邦, 赵永涛, 施昭. 末次盛冰期新疆的湖泊记录及其气候环境意义. *海洋地质与第四纪地质*, 2013, **33**(4): 87-91.
- [38] 高尚玉, 王贵勇, 哈斯等. 末次冰期以来我国季风区西北边缘沙漠演化研究. *第四纪研究*, 2001, **21**(1): 66-71.
- [39] 孙湘君, 杜乃秋, 翁成郁等. 新疆玛纳斯湖盆周围近 14000 年以来的古植被古环境. *第四纪研究*, 1994, **14**(3): 239-248.

- [40] 沈吉. 末次盛冰期以来中国湖泊时空演变及驱动机制研究综述: 来自湖泊沉积的证据. 科学通报, 2012, **57** (34): 3228-3242.
- [41] 吴玉书. 新疆罗布泊 F4 浅坑孢粉组合及意义. 干旱区地理, 1994, **17**: 24-28.
- [42] 蒋庆丰, 沈吉, 刘兴起等. 西风区全新世以来湖泊沉积记录的高分辨率古气候演化. 科学通报, 2007, **52**(9): 1042-1049.
- [43] 崔先立, 吴赐林. 福海县志. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 2003: 232.
- [44] 钱鹏, 蒋庆丰, 任雪梅. 新疆乌伦古湖黏土矿物古气候环境意义. 干旱区资源与环境, 2014, **28**(4): 108-115.
- [45] Tudryn A, Tucholka P, Gibert E *et al.* A late Pleistocene and Holocene mineral magnetic record from sediments of Lake Aibi, Dzungarian Basin, NW China. *Journal of Paleolimnology*, 2010, **44**: 109-121.
- [46] Jiang QF, Ji JJ, Shen J *et al.* Holocene vegetational and climatic variation in westerly-dominated areas of Central Asia inferred from the Sayram Lake in northern Xinjiang, China. *Science China Earth Sciences*, 2013, **56**(3): 339-353.
- [47] 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[学位论文]. 兰州: 兰州大学, 2006: 99-115.
- [48] 薛积彬, 钟巍. 新疆巴里坤湖全新世环境记录及区域对比研究. 第四纪研究, 2008, **28**: 610-620.
- [49] An CB, Zhao JJ, Tao SC *et al.* Dust variation recorded by lacustrine sediments from arid Central Asia since ~15 cal. ka BP and its implication for atmospheric circulation. *Quaternary Research*, 2011, **75**: 566-573.
- [50] Ricketts RD, Johnson TC, Brown ET *et al.* The Holocene paleolimnology of Lake Issyk-Kul, Kyrgyzstan: Trace element and stable isotope composition of ostracodes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2001, **176**: 207-227.
- [51] 陈发虎, 吴薇, 朱艳等. 阿拉善高原中全新世干旱事件的湖泊沉积记录研究. 科学通报, 2004, **49**(1): 1-9.
- [52] Jiang HC, Mao X, Xu HY *et al.* Last glacial pollen record from Lanzhou (Northwestern China) and possible forcing mechanisms for the MIS 3 climate change in Middle to East Asia. *Quaternary Science Reviews*, 2011, **30**: 769-781.