

2.5ka 来新疆吉力湖湖泊沉积记录的气候环境变化*

蒋庆丰^{1,2,3}, 沈吉², 刘兴起², 季峻峰³

(1:南通大学地理科学学院,南通 226007)

(2:中国科学院南京地理与湖泊研究所,南京 210008)

(3:南京大学地球科学与工程学院,南京 210093)

摘要: 选择位于西风区的吉力湖为研究对象,利用²¹⁰Pb、¹³⁷Cs 和 AMS¹⁴C 测年手段,建立了吉力湖沉积岩芯 2.5ka 以来的时间序列.对湖泊沉积物的粒度、总有机碳、总氮以及有机碳同位素等多环境指标的综合分析,重建了吉力湖 2.5ka 以来的气候环境演化特征.2.5ka 以来吉力湖气候环境变化大致经历了 5 个阶段:500BC - 50BC,暖干;50BC - 650AD,冷湿,气候不稳定,冷暖波动较大;650 - 1350AD,暖干,对应于中世纪暖期(MWP),1350 - 1850AD,冷干,对应于小冰期(LIA);1850AD 以来,温干,其中 20 世纪 20 年代后,尤其是 70 年代以来,气候变暖.吉力湖多环境指标记录的气候环境变化与其它地质记录以及历史文献记录均具有较好的一致性.

关键词: 吉力湖;过去 2ka;多指标分析;气候环境变化

Environmental changes recorded by lake sediments from Lake Jili, Xinjiang during the past 2500 years

JIANG Qingfeng^{1,2,3}, SHEN Ji², LIU Xingqi² & JI Junfeng³

(1:Geographical Science School, Nantong University, Nantong 226007, P. R. China)

(2:Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, P. R. China)

(3:School of Earth Science and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210093, P. R. China)

Abstract: An 80-cm-long sedimentary core from Lake Jili, which lies in westerly area of China, provided detailed information about paleoclimatic and paleoenvironmental changes in the past 2500 years. The temporal sequence of sedimentary core was constructed using the ²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs and AMS ¹⁴C dating methods on the bulk organic matter. Based on analyses of grain-size, total organic carbon, total nitrogen and organic carbon isotope, climatic and environmental evolution history in the past 2500 years was reconstructed. The sequence of climatic changes in the region since 2.5ka BP was established. The climatic changes experienced five stages: warm-wet climate during 500BC - 50BC; cold-wet climate during 50BC - 650AD; warm-dry climate during 650 - 1350AD warm period(MWP); cold-dry climate period during 1350 - 1850AD(LIA), and moderate-dry since 1850AD, including climate warming after 1920s, especially since 1970s. The records of climatic and environmental evolution of Lake Jili were in good accordance with the historical literature records and other geologic records of adjacent areas.

Keyword: Lake Jili; the past 2ka; multi-proxy analyses; palaeoclimatic and paleoenvironmental changes

距今 2ka 来的时段是衔接地质记录和器测、文献资料,进而预测未来人类生存环境变化的一个重要“时间窗”,因此一直是过去全球变化(PAGES)研究的重要时段之一,已成为全球地质学家和古气候学家们关注的热点^[1-6].湖泊沉积因其连续性好、分辨率高、包涵信息丰富、分布范围广而日益受到研究者重视.近些年来科学家利用封闭湖泊对区域气候变化响应的敏感性,提取了 2ka 来湖泊沉积记录的环境变化信息,恢复和建立了较高分辨率的气候变化序列,揭示了中世纪暖期、小冰期以及 20 世纪变暖等特征时期的气候变化

* 国家自然科学基金项目(40802084)、江苏省高校自然科学基金项目(08KJD170006)和中国科学院南京地理与湖泊研究所所长基金项目联合资助.2009-03-05 收稿;2009-07-01 收修改稿.蒋庆丰,男,1976 年生,博士,副教授; E-mail: qjiangz@163.com.

过程^[7-13].

位于西风区和季风环流作用交汇地带的乌伦古河流域地处西北干旱-半干旱区的准格尔盆地北缘,面积32000km²,对区域气候的变化十分敏感.前人对该区的古气候研究较少,尤其是近2ka来高分辨率气候变化的研究尚无报道.鉴于此,本文利用乌伦古河的终端湖泊——吉力湖的湖泊沉积记录,采用多环境指标综合分析手段,重建该区2.5ka以来时间分辨率约为30a的气候变化序列,探讨了2.5ka以来气候环境变化历史,同时与其他记录进行了比较.本文为进一步理解西北干旱区2.5ka以来干旱化历史以及特征时期的气候变化过程积累一定的基础资料,也有助于深化对西风区短时间尺度气候变化的研究.

1 材料与方法

吉力湖(46°51′-47°00′N,87°20′-87°32′E)湖面海拔482.8m,面积174.0km²,最大水深14.7m,平均水深9.9m.湖区属温带大陆性干旱气候,年均气温3.4℃,1月平均气温-19.8℃,7月平均气温22.8℃.年均降水量116.5mm,最大年降水量215mm,最小年降水量42.3mm,蒸发量1844mm.10月下旬至12月上旬开始封冻,翌年3月中、下旬解冻,封冻期约120d,冰厚0.5-0.6m.湖水pH值8.2,矿化度441.0mg/L.阳离子K⁺+Na⁺,Mg²⁺,Ca²⁺含量分别是106.0,45.3,14.9g/L;阴离子HCO₃⁻,SO₄²⁻,Cl⁻,CO₃²⁻含量分别为164.8,129.5,70.2,0.5g/L,属重碳酸盐类钙钠组II型水^[15].湖水主要依赖乌伦古河补给,乌伦古河长821.0km,由发源于阿尔泰山系东段南侧我国青河县内的大、小青格里河、查干河和来自蒙古国的布尔根河,分别在不同的河段汇合而成^[14].全新世时期,吉力湖与乌伦古湖属同一湖泊,后因乌伦古河入湖河口三角洲发育,湖泊退缩分离成独立湖泊^[15].

2004年7月,利用奥地利产的UWITEC水上平台和活塞取芯设备,在吉力湖中部水深12.8m处采得—长80cm的连续完整柱状沉积岩芯(图1),岩芯全部为浅灰色粘土质粉沙.现场按0.5cm(0-20cm岩芯)和1cm(20-80cm岩芯)间隔对样品进行分割取样,共采集样品100个,密封包装后带回实验室进行分析.

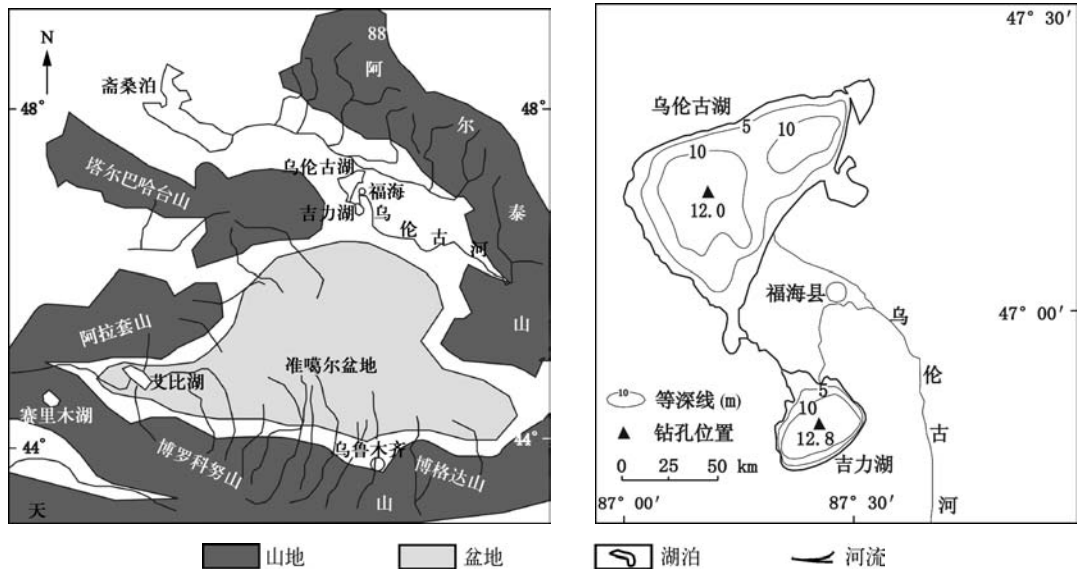


图1 研究区自然地理概况及采样点位置

Fig. 1 General geographic conditions and core site of study area

利用²¹⁰Pb和¹³⁷Cs测年确定湖泊的现代沉积速率,取风干后的样品约5g,研磨至100目以下,装入5ml圆柱型塑料桶,由美国EG&G Ortec公司生产的高纯锗井型探测器与Ortec919型谱控制器和IBM微机构成的16k道多道分析器所组成的γ谱分析系统进行测量.沉积岩芯的AMS¹⁴C年代测定由日本名古屋大学加速器质谱实验室完成.2个样品的测年材料为沉积物中的全有机质,AMS¹⁴C的年代校正采用INTCAL98^[16].

粒度分析采用英国 Malvern 公司的 Mastersizer-2000 激光粒度仪测试. 取少量样品(0.3g)放入 100ml 烧杯内, 加入 20ml 蒸馏水和 10ml 10% 双氧水(H_2O_2) 以除去有机质, 待充分反应至过量的双氧水完全分解后, 再加入 10ml 10% 的 HCl 以除去碳酸盐, 反应完全后加入蒸馏水至 100ml, 静置一夜, 抽去蒸馏水, 洗去过量的 HCl. 加入 20ml 蒸馏水和 10ml 0.05mol/L 的六偏磷酸钠, 超声振荡 15min 后进行测量.

称取一定量的除去碳酸盐并低温(40℃)烘干研磨至 200 目的样品用美国 Leeman 公司生产的 CE440 元素分析仪测定总有机碳(TOC)和总氮(TN)含量. 有机碳同位素($\delta^{13}C_{org}$)采用 Finnigan 公司生产的 Delta-plus 型质谱仪测定, 样品前处理及气体制备采用静态氧化试验装置^[17], 结果以 PDB 标准表示.

除 AMS¹⁴C 外, 所有实验均在中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊与环境国家重点实验室完成.

2 结果

2.1 时间序列

²¹⁰Pb 年龄利用恒定补偿速率(CRS)模式计算, 该模式可以反映实际沉积通量随时间变化的情况, 且得到较合理的年龄^[18-19]. 根据²¹⁰Pb 获得沉积通量, 利用最小二乘法进行拟合求得吉力湖现代沉积速率为 0.12mm/a, 吉力湖现代沉积物深度 17.75cm 处年龄为 1793 年(图 2). ¹³⁷Cs 结果显示, 4.75cm 处的 1963 年峰值时标显著, 与²¹⁰Pb 的模式计算的年代数据吻合. 这样由²¹⁰Pb 和¹³⁷Cs 计年方法可获得吉力湖沉积物 211 年的时间序列.

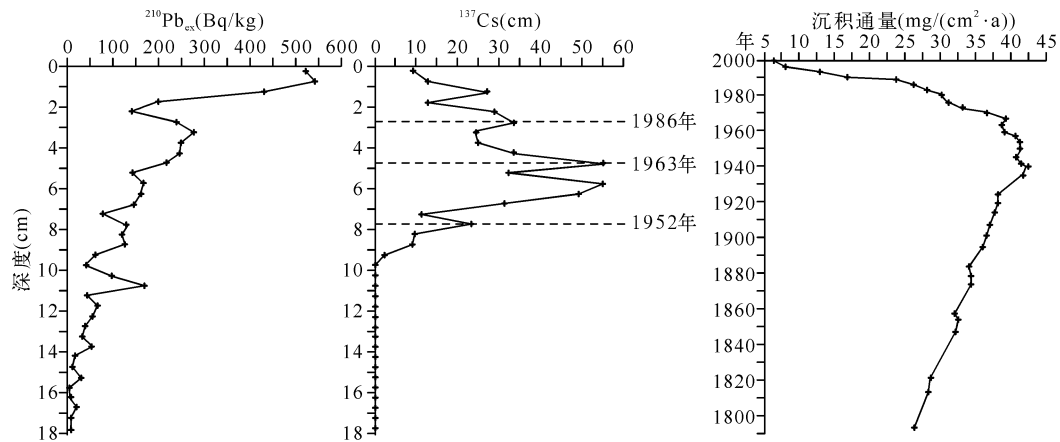


图 2 吉力湖现代沉积物²¹⁰Pb 和¹³⁷Cs 测试结果

Fig. 2 ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs versus depth of core sediments in Lake Jili

吉力湖沉积岩芯不同层位的 2 个 AMS¹⁴C 年代分析结果及其年龄校正值见表 1. 依据表层²¹⁰Pb、¹³⁷Cs 测年结果进行趋势拟合, 再结合邻近的乌伦古湖钻孔相近层位的 AMS¹⁴C 年代(图 1, 表 1), 我们认为 39cm 处的¹⁴C 年代比较可靠, 69cm 处的¹⁴C 年代差距较大, 是不可信的, 故舍去. 据此依据 17.75cm 的²¹⁰Pb 和¹³⁷Cs 年代和 39cm 的 AMS¹⁴C 年代为节点, 推算岩芯底部 80cm 处年代大致为 2500cal aBP, 获得整个岩芯平均沉积速率为 0.29mm/a, 其它层位的岩芯年代采用线性内插法获得, 从而建立了吉力湖 2500 年来湖泊沉积的时间序列.

2.2 环境指标

整个沉积岩芯剖面中中值粒径变化于 8.6% - 61.7% 之间, 平均为 15.9%; 粘土组分(<4 μ m)变化于 10.4% - 40.7% 之间, 平均值 29.6%; 砂含量(>64 μ m)变化于 0.4% - 21.7%, 平均值 3.8% (图 3). 粒度组成以粘土和粉砂(4 - 64 μ m)为主, 其中又以粉砂含量占优, 整个剖面的粉砂含量平均达到了 66.6%. 此外, 剖面中粒度的波动变化也很明显, 44cm 以上曲线平直, 少有波动; 44cm 以下, 波动频繁.

表1 吉力湖和乌伦古湖岩芯 AMS¹⁴C 结果

Tab.1 AMS radiocarbon dates and corrected ages of Lake Jili and Lake Wulungu core sediments

样品号	实验室编号	深度 (cm)	测年材料	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	¹⁴ C 年龄 (aBP)	校正年龄 (cal aBP(2 σ))	平均值 (cal aBP)
JLH-59	NUTA2-9330	39	TOC	-23.7	1057 ± 28	932-976	962
JLH-89	NUTA2-9333	69	TOC	-25.2	1135 ± 28	981-1036	1027
WLGH-27	NUTA2-9319	27	TOC	-25.6	1026 ± 28	928-958	945
WLGH-53	NUTA2-9328	53	TOC	-25.5	1371 ± 29	1282-1306	1295
WLGH-97	NUTA2-9327	97	TOC	-22.7	2466 ± 29	2465-2700	2560

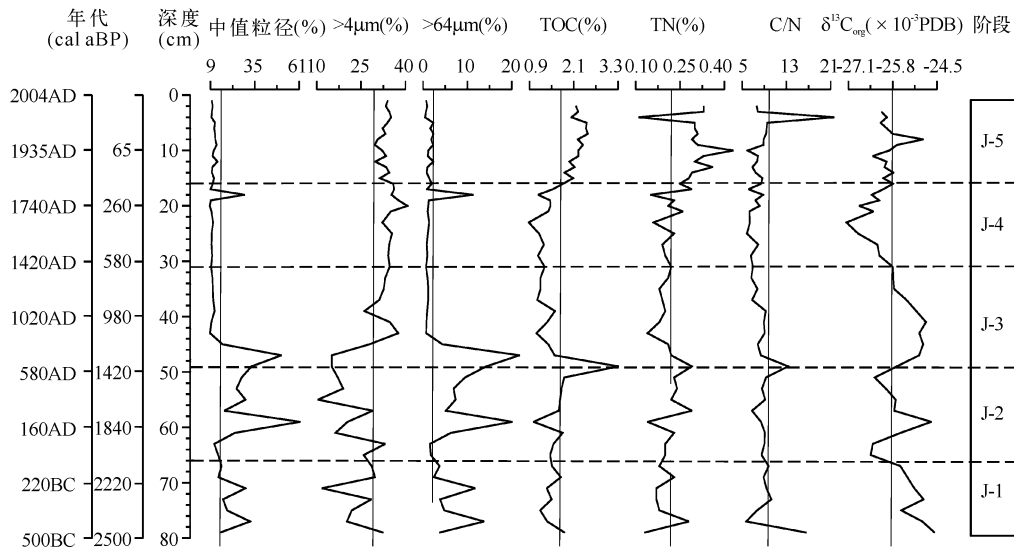


图3 吉力湖环境指标

Fig. 3 Multi-proxy of core sediments in Lake Jili

剖面中总有机碳(TOC)和总氮(TN)基本呈上升趋势,尤其在23cm后上升明显。TOC变化于0.9%–3.3%之间,平均值1.7%;TN变化于0.13%–0.43%之间,平均值0.24%;除个别点外,C/N比值都小于12.0,平均值8.6,也基本以23cm为分界线向表层和岩芯下部略有增加。有机碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)值变化于-27.2‰至-24.6‰之间,平均值-25.8‰,23cm以下在波动中下降(偏负),23cm以上逐步上升(偏正)。

3 讨论

3.1 年代

由于沉积物有机质的来源复杂,测年结果可能误差较大^[20],但从质谱加速器给出的 $\delta^{13}\text{C}$ (表1)来看,其值变化于-25.6‰至-22.7‰,接近于直接利用大气 CO_2 作为碳源的陆生植物,因此基本上可以不考虑因沉水植物等利用无机碳而导致的“碳库效应”对测年结果的影响。

考虑到同一区域气候事件应在相邻两个湖泊的沉积指标尤其是同位素指标中会有相同的反映,对比吉力湖和相邻的乌伦古湖^[21]的综合指标,尤其是有机碳同位素的变化趋势(图3),吉力湖有机碳同位素24cm处的极负值变化约对应乌伦古湖有机碳同位素40cm(1120cal aBP)处的极负值变化,42cm约对应52cm(1282cal aBP)处的有机碳同位素变化,据此建立了两湖之间的相对年代框架,这与利用吉力湖表层²¹⁰Pb、¹³⁷Cs测年和39cm处的AMS¹⁴C年代结果建立的时间序列较为一致,因此年代序列是可靠的。

3.2 指标的气候环境意义

3.2.1 粒度 已有的湖泊沉积研究表明,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

动力的强弱和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^[22-23].对于物质来源单一的封闭湖泊,位于湖心的沉积物粒度值的变化能大致反映水动力搬运条件强弱的变化^[24].高平均粒径值和粗颗粒代表了较强的水动力搬运条件,此时流域降水较丰亦或为高湖面时期;低平均粒径值和细颗粒代表了少降水或低湖面时期相对较为稳定的水动力条件^[25-26].

3.2.2 总有机碳、总氮、C/N 和有机碳同位素 沉积物中的总有机碳、氮含量指示了内、外源生物量之和,是湖泊生产力的综合反映^[27].水生植物和陆生植物的 C/N 比值差异明显,因此可通过 C/N 比值来判断有机质的来源.水生植物的 C/N 比值一般小于 10,变动在 5-12 之间;而陆生植物的 C/N 比值一般在 20-30 之间,甚至高达 45-50^[28-29].除个别点外,吉力湖沉积物有机质的 C/N 比值变化于 5.7-10.3 之间,平均值 8.6,小于 10,表明其有机质主要来源于湖泊自身的水生植物.

湖泊水生植物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值组成复杂且分布范围较大.直接利用水中 HCO_3^- 作为碳源的沉水植物,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值偏重,一般为 -12‰ 至 -20‰ ^[30],平均 -15‰ .漂浮植物如果主要利用大气 CO_2 作为碳源,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值通常比大气 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 偏轻 20‰ - 30‰ ,最大可偏轻至 -35.5‰ ;但如果它们主要利用水中的溶解 HCO_3^- 作为碳源,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值可偏正达 -12‰ 至 -24‰ ^[31].通常漂浮植物的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值与陆生植物接近,低于沉水植物的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值,为 -24‰ 至 -30‰ ^[32].吉力湖沉积物的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值表明,其同位素组成主要为利用大气 CO_2 作为碳源的水生漂浮植物.

对于位于温带干旱区的封闭湖泊,水生漂浮植物的生长季节一般为 5-9 月,此间 CO_2 浓度等环境因子的年际变化对植物的碳同位素分馏不会产生太大的影响,湖水温度、盐度变化是植物生长的主要限制因子.盐度高时,植物叶子细胞内部和外部的局部压力或者浓度差增大^[33-35],相对富集 ^{13}C ,导致 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值偏负;相反,盐度低时, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值偏正.决定盐度的是蒸发量与降水量的比值,蒸发在很大程度上决定于温度.高温或少降水都会使盐度增加, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值偏负;低温或多降水时,盐度降低, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值偏正.同为乌伦古河终端湖泊的乌伦古湖表层沉积岩芯的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值同临近气象站实测降水量和温度的关系进一步表明温度变化引起的盐度改变是控制 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值变化的主要因素(图 4).

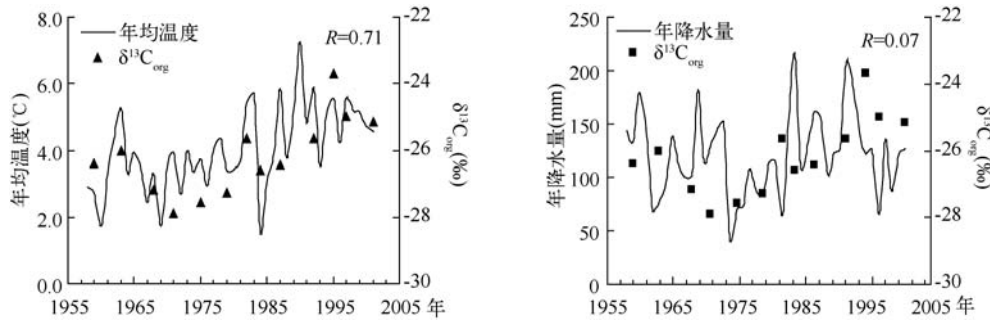


图 4 乌伦古湖表层沉积岩芯 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值与福海气象站 1958-2001 年气候资料的相关性

Fig. 4 Correlation between core $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ of Lake Wulungu and meteorological data of Fuhai Meteorological station during 1958-2001

3.3 2.5ka 来湖泊沉积记录的气候环境变化

根据前面的分析,2.5ka 以来吉力湖气候环境变化可划分为以下 5 个阶段(图 3):

J-1 (80-66cm, 约 2500-2050cal aBP, 500BC-50BC): 该时段 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值降低,表明气温下降,但 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 平均值偏正,反映气候偏暖.岩芯中值粒径较小,粘土组分($<4\mu\text{m}$)含量较高.较低的平均粒径和较高的细颗粒含量说明水动力搬运能力较弱,降水较少,气候干旱. TOC、TN 含量较低,反映湖泊生产力较低.

J-2 (66-49cm, 约 2050-1350cal aBP, 50BC-650AD): $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值波动较大,但平均值偏负,表明气候偏冷并且极不稳定,降温阶段为 50BC-100AD 和 500-650AD,升温阶段为 100-500AD. 粘土组分($<4\mu\text{m}$)含量减少,粗组分含量和中值粒径急剧增加,反映流水搬运能力增强,有效湿度增加,降水增多. 升温阶段的中值

粒径和粗组分含量急剧增加,表明湿度增大,降水增多,气候暖湿. TOC、TN 含量略有上升,湖泊生产力有所提高. 阶段末, TOC 含量和 C/N 比值的增大,可能是外源输入增强所致.

J-3(49–31cm, 约 1350–650cal aBP, 650–1350AD): 本阶段 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 平均值偏正, 为剖面最高最稳定阶段, 反映气候温暖且稳定, 可能对应于中世纪暖期(MWP). 中值粒径和粗颗粒急降之剖面最低值后保持稳定不变, 细组分较快增加, 表明水动力急剧减弱, 有效湿度大幅降低, 流域降水减少, 气候干旱. TOC、TN 含量急剧降至较低值, 反映湖泊生产力水平降低.

J-4(31–16cm, 约 650–150cal aBP, 1350–1850AD): 本阶段 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 平均值偏负, 为剖面最低阶段, 反映温度偏低, 气候较冷, 可能对应于小冰期(LIA). 中值粒径和粗颗粒基本保持稳定不变, 表明和上一阶段相比, 流域气候依然干旱, 降水稀少; 细组分含量达到剖面最高值且保持稳定, 表明此时水动力条件相当稳定, 为低湖面时期. TOC、TN 含量很低, 反映湖泊生产力水平低下.

J-5(16–0cm, 约 150cal aBP 以来, 1850–2004AD): 本阶段以 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值的缓慢增加为特征, 反映气候回暖, 温度有所升高. 和上一阶段相比, 中值粒径变化较小, 粗颗粒含量略有增加, 细组分稍有下降, 反映有效湿度有所增加, 流域降水稍增, 但气候依然干旱. 1920AD 后, 气温存在着短暂的波动, 升温时段为 1920–1950AD 和 20 世纪 70 年代至今, 降温时段为 1950–1970AD. TOC、TN 含量急速上升, 反映营养水平增加导致湖泊生产力大幅提高. 5cm 后, TOC、TN 含量下降, C/N 比值在 4cm 处(1978AD) 突然增加到 21.6, 反映外源输入的突发增强, 这与 1970 年竣工的“引额济乌”工程及其以后的扩建工程有关, 每年约 $10 \times 10^8 \text{ m}^3$ 的引水量稀释了湖水中的营养浓度, 降低了湖泊生产力.

2.5ka 以来研究区的气候变化模式基本表现为冷湿-暖干组合, 可能与吉力湖地处蒸发量远大于降水量的干旱区, 只有在降温的背景下有效湿度才会增加有关^[13]. 吉力湖湖泊沉积记录的 2.5ka 以来的气候环境变化与乌伦古湖孢粉等记录的晚全新世气候环境变化具有一致性. 乌伦古湖沉积岩芯的孢粉显示 2800–1240cal aBP(800BC–760AD) 期间 A/C 比值由平均 1.0 增加至 1.4, 气候温湿, 降水增多, 植被由早期的草原或荒漠草原发展为草原, 1240cal aBP(760AD) 以来, A/C 比值降低, 气候转干, 温度升高, 植被重又演替为荒漠草原^[36]. 同一流域两个不同湖泊沉积岩芯记录的气候环境变化信息的一致性表明, 吉力湖 2.5ka 以来的气候环境演化是区域气候变化的反映. 100–500AD 的暖湿事件相当于我国的两汉暖期(206BC–220AD), 这与 Yang 等对西北干旱区的冰芯、树轮、河湖相沉积、湖岸阶地、古土壤以及文献资料的综合研究结论较为一致^[37], 也与亚欧大陆北部树轮宽度^[38] 以及 GISP2 冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ ^[39] 记录的暖期一致, 但与苏干湖^[13] 同时段记录的暖干事件有一定的差别. 吉力湖多环境指标记录的 650–1350AD 温暖期与物候记录的隋唐温暖期(581–907AD)^[40] 时段相吻合, 与湖光岩玛珥湖^[41] 和苏干湖^[13] 记录的中世纪暖期变化过程基本一致. 吉力湖记录的小冰期冷干气候在内蒙古岱海^[42]、台湾大鬼湖^[43] 等也记录明显, 但与古里雅冰芯^[1]、青海湖^[11]、湖光玛珥湖^[41] 以及苏干湖^[13] 等的冷湿气候记录不一致, 反映了小冰期时期的降水分布的时空差异性^[44]. 吉力湖湖泊沉积记录的 20 世纪变暖在青海湖^[11]、苏干湖^[13] 等有类似的事实, 尤其是 20 世纪 70 年代以来的变暖不但和当地气象台站(图 4) 的观测资料一致, 而且对应于近乎整个西北地区^[45].

4 结论

吉力湖沉积物粒度、有机质及其同位素等多环境指标分析表明, 2.5ka 以来吉力湖气候环境变化大致经历了 5 个阶段: 500BC–50BC, 暖干; 50BC–650AD, 冷湿, 气候不稳定, 冷暖波动较大; 650–1350AD, 气候暖干, 对应于中世纪暖期(MWP); 1350–1850AD, 气候冷干, 对应于小冰期(LIA); 1850AD 以来, 气候温干. 20 世纪 20 年代以来的气候变化, 尤其是 70 年代以来的变暖, 与观测资料一致. 吉力湖沉积记录的 2.5ka 以来的气候环境变化, 尤其是冷暖变化与其它记录具有较好的一致性, 也与历史文献记录的温度变化具有可比性.

致谢: 中国科学院南京地理与湖泊研究所夏威岚高级工程师参加了野外工作并帮助完成了 ^{210}Pb 和 ^{137}Cs 测年分析, 张恩楼副研究员帮助完成了 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 测试分析, 在此表示感谢.

5 参考文献

- [1] 姚檀栋. 古里雅冰芯近 2000 年来气候环境变化记录. 第四纪研究, 1997, (1): 52-59.

- [2] Yang Bao, Wang Jinsong, Brauning A *et al.* Late Holocene climatic and environmental changes in arid central Asia. *Quaternary International*, 2009, **194**: 68-78.
- [3] Holmes JA, Cook ER, Yang Bao. Climate change over the past 2000 years in Western China. *Quaternary International*, 2009, **194**: 91-107.
- [4] Mackay AW, Ryves DB, Battarbee RW *et al.* 1000 years of climate variability in central Asia: assessing the evidence using Lake Baikal (Russia) diatom assemblages and the application of a diatom-inferred model of snow cover on the lake. *Global and Planetary Change*, 2005, **46**: 281-297.
- [5] 王绍武, 闻新宇, 罗 勇等. 近千年中国温度序列的建立. 科学通报, 2007, **52**(8): 958-964.
- [6] 许清海, 肖举乐, 中村俊夫等. 孢粉记录的岱海盆地 1500 年以来气候变化. 第四纪研究, 2004, **24**(3): 341-347.
- [7] 王苏民, 薛 滨, 夏威夷. 希门错 2000 多年来气候变化的湖泊记录. 第四纪研究, 1997, (1): 62-67.
- [8] 张振克, 吴瑞金, 王苏民等. 近 2600 年来内蒙古居延海湖泊沉积记录的环境变迁. 湖泊科学, 1998, **10**(2): 44-51.
- [9] 张振克, 吴瑞金, 沈 吉等. 近 1800 年来云南洱海流域气候变化与人类活动的湖泊沉积记录. 湖泊科学, 2000, **12**(4): 297-303.
- [10] 曹建廷, 王苏民, 沈 吉等. 近千年来内蒙古岱海气候环境演变的湖泊沉积记录. 地理科学, 2000, **20**(5): 391-396.
- [11] 沈 吉, 张恩楼, 夏威夷. 青海湖近千年来气候环境变化的湖泊记录. 第四纪研究, 2001, **21**(6): 508-513.
- [12] 阎 顺, 穆桂金, 远藤邦彦等. 2500 年来艾比湖的环境演变信息. 干旱区地理, 2003, **26**(3): 227-232.
- [13] 强明瑞, 陈发虎, 张家武等. 2ka 来苏干湖沉积碳酸盐稳定同位素记录的气候变化. 科学通报, 2005, **50**(13): 1385-1393.
- [14] 崔先立, 吴赐林. 福海县志. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 2003: 232.
- [15] 王苏民, 窦鸿身主编. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998: 351-352.
- [16] Stuiver M, Reimer PJ, Bard E *et al.* INTCAL98 radiocarbon age calibration 24,000 ~ 0calBP. *Radiocarbon*, 1998, **40**: 1041-1083.
- [17] 沈 吉, 王苏民, 羊向东. 湖泊沉积物中有机碳稳定同位素测定及其古气候环境意义. 海洋与湖沼, 1996, **27**(4): 400-403.
- [18] 万国江. 现代沉积的²¹⁰Pb 计年. 第四纪研究, 1997, (3): 230-239.
- [19] 程致远, 梁卓成, 林瑞芬等. 云南滇池现代沉积物²¹⁰Pb 法的 CF 模式年龄研究. 地球化学, 1990, (4): 327-332.
- [20] Colman SM, Jones GA, Rubin Meyer *et al.* AMS radiocarbon analyses from Lake Baikal, Siberia: Challenges of dating sediments from a large, oligotrophic lake. *Quaternary Science Reviews*, 1996, **15**: 669-684.
- [21] 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.
- [22] Celina C. Late Holocene lake sedimentology and climate change in southern Alberta, Canada. *Quaternary Research*, 1997, **49**: 96-101.
- [23] 陈敬安, 万国江, 唐德贵等. 洱海近代气候变化的沉积物粒度与同位素记录. 自然科学进展, 2000, **10**(3): 253-259.
- [24] 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.
- [25] 孙千里, 周 杰, 肖举乐. 岱海沉积物粒度特征及其古气候环境意义. 海洋地质与第四纪地质, 2001, **21**(1): 93-95.
- [26] Peng YJ, Xiao JL, Nakamura T *et al.* Holocene East Asian monsoonal precipitation pattern revealed by grain-size distribution of core sediments of Daihai Lake in Inner Mongolia of north-central China. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, **233**: 467-479.
- [27] 沈 吉, 杨丽原, 羊向东等. 全新世以来云南洱海流域气候变化与人类活动的湖泊沉积记录. 中国科学(D 辑), 2004, **34**(2): 130-138.
- [28] Meyers P, Horie S. An organic carbon isotopic of glacial-postglacial change in atmosphere pCO₂ in the sediments of Lake Biwa, Japan. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1993, **105**: 171.
- [29] Krishnamurthy RV, Bhattacharya SK, Kusumgar S. Palaeoclimatic change deduced from ¹³C/¹²C and C/N ratios of Karewa lake sediments India. *Nature*, 1986, **323**: 150-152.
- [30] Pearson FJ, Coplen TB. Stable isotope studies of lake. In: Lerman A ed. Lakes: Chemistry, Geology, Physics. New

- York: Springer-verlag, 1978: 235-236.
- [31] Smith BN, Epstein S. Two categories of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ration for higher plants. *Plant Physiology*, 1971, **47**: 380-384.
- [32] Aravena R. Carbon isotope composition of lake sediments in relation to lake productivity and radiocarbon dating. *Quaternary Research*, 1992, **37**: 333-345.
- [33] Francey RJ, Farquhar GD. An explanation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ variation in tree rings. *Nature*, 1982, **295**: 28-31.
- [34] Stuiver M, Braziunas TF. Tree cellulose $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ isotope ratios and climatic change. *Nature*, 1987, **328**: 58-60.
- [35] 李相博,陈践发. 植物碳同位素分馏作用与环境变化研究进展. 地球科学进展, 1998, **13**(1): 285-290.
- [36] 肖霞云,蒋庆丰,刘兴起等. 乌伦古湖全新世以来高分辨率的孢粉记录与环境变迁. 微体古生物学报, 2006, **23**(1): 77-86.
- [37] Yang B, Braeuning A, Shi YF *et al.* Evidences for a late Holocene warm and humid climate period and environmental characteristics in the arid zones of northwest China during 2.2 - 1.8 kyr B. P. *Journal of Geophysical Research*, 2004, **109**(D2): 81-87.
- [38] Briffa KR, Osborn TJ. Seeing the wood from the trees. *Science*, 1999, **284**: 926-927.
- [39] Stuiver M, Grootes PM, Braziunas TF. The GISP2 ^{18}O climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes. *Quaternary Research*, 1995, **44**: 341-354.
- [40] 竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究. 中国科学, 1973, **2**: 168-189.
- [41] Chu GQ, Liu JQ, Qing S *et al.* The 'Mediaeval Warm Period' drought recorded in Lake Huguangyan, tropical South China. *The Holocene*, 2002, **12**: 511-516.
- [42] 王苏民,李建仁. 湖泊沉积——研究历史气候的有效手段. 科学通报, 1991, **36**(1): 54-56.
- [43] 罗建育,陈镇东,万政康. 台湾大鬼湖的古气候研究. 中国科学(D辑), 1997, **26**(5): 474-480.
- [44] 王苏民,刘健,周静. 我国小冰期盛冰期的气候环境. 湖泊科学, 2003, **15**(4): 369-376.
- [45] 施雅风,沈永平,胡汝骥. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前景初步探讨. 冰川冻土, 2002, **24**(3): 219-226.