

DOI: 10.3724/SP.J.1140.2009.03123

兴凯湖沉积物磁化率和色度 反映的 28 kaBP 以来区域古气候环境演化

吴健^{1,2}, 沈吉¹

(1 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, 南京 210008;

2 中国科学院 研究生院, 北京 100039)

摘要: 对兴凯湖长 269 cm 的沉积岩心的研究结果显示: 沉积物的色度和磁化率特征可以较好地反映区域气候环境变化。沉积物明度分别与红度、磁化率、黏土和有机质含量之间及磁化率与黏土之间有很好的相关性; 红度高值与明度低值对应暖湿气候环境, 磁化率低值反映沉积物较粗的较低湖面, 对应冷干气候。28 480~26 160 cal. aBP, 湖区处于温湿气候时期; 22 880~18 170 cal. aBP, 岩心孢粉浓度很低, 流域处于末次盛冰期疏桦林草原环境; 18 170~12 650 cal. aBP 处于 Bølling/Older Dryas/Allerød 暖期。岩心深度 90~78 cm 段, 对应于新仙女木期; 11 500~4 570 cal. aBP, 进入全新世暖期, 其中 8 000~5 000 cal. aBP, 本区处于全新世大暖期(气候适宜期); 4 570~1 470 cal. aBP 气候变为凉干; 1 470 cal. aBP 以来, 流域又变为暖湿气候环境, 同时, 人类活动逐渐增强造成水土流失加剧。

关键词: 漫反射光谱; 古气候环境; 磁化率; 兴凯湖

中图分类号: P539.3

文献标识码: A

文章编号: 0256-1492(2009)03-0123-09

兴凯湖地处我国黑龙江省的东部边缘, 横跨中俄边界, 为东北亚最大的淡水湖。兴凯湖流域位于中高纬度湿润的温带典型东亚季风区内, 该区域冬季受蒙古冷高压的控制, 气候寒冷干燥, 夏季受湿热的海洋性气团的影响, 炎热多雨, 全年季节性分明。其自末次盛冰期以来气候的冷暖、干湿变化较为突出, 如同我国其他高纬度地带一样, 温暖期起始的时间普遍比低纬度地带要早, 而且持续的时间也长^[1-3], 使该地区成为全球变化研究的敏感地区。自 20 世纪 80 年代以来, 国内多位学者对湖泊北面的三江平原及穆稜—兴凯平原沼泽做过一些孢粉和泥炭的研究, 而兴凯湖中国一侧湖泊沉积物多种环境代用指标记录的古气候环境变化研究至今尚未见报道。湖泊沉积物是研究古气候及古季风变化的重要载体之一, 其记录的信息很丰富^[3]。湖泊沉积物磁化率测试简便、快速、经济, 同时, 又不具破坏性的特点, 色度(漫反射光谱)具有用量少且快速的特点, 二者都对气候变化敏感而常作为研究湖泊沉积物古气候常用环境代用指标^[4-8]。本文通过兴凯湖沉积物磁化率和色度的变化特征, 探讨约 28 kaBP 以来

兴凯湖区域的古气候环境变化。

1 区域地理概况

兴凯湖由大小两湖组成, 一条东西向的天然沙堤将两湖隔开, 历史上由天然形成的新开流河道流向大兴凯湖。南面的大兴凯湖位于 44°32′~45°21′N、131°58′~132°51′E, 水位平均海拔约 69 m, 南北长 91.3 km, 东西最大宽 62.5 km, 平均宽 48 km, 最大水深约 10 m, 平均水深 4~5 m, 湖面积 4 380 km²。湖面上以松阿察河口与白棱河口连线为界, 我国境内湖面积约 1 080 km²。1942 年前兴凯湖全湖流域面积为 22 400 km², 1942 年兴修穆兴分洪道, 河水一路沿穆兴水路(分洪河道)注入小兴凯湖, 一路沿穆稜河原河道继续东流。现兴凯湖全湖流域面积为 36 400 km², 以湖东面松阿察河为唯一出水口(图 1), 湖流域南部和东部濒临日本海。兴凯湖北岸平原又称穆稜—兴凯平原, 平原地势呈西北高、东南低, 由两级湖成阶地组成。一级湖积阶地, 相对高度 3~5 m; 二级湖成阶地, 相对高度 10~15 m^[9]。中国兴凯湖平原植被属温带针阔叶混交林、草甸和沼泽类型, 本区地带性植被是红松阔叶混交林, 在落叶阔叶林中以蒙古栎为主。年平均温度 2.9~3.1 °C^[10]。湖面多年平均降水量为 567.5

基金项目: 国家自然科学基金项目(40872117)

作者简介: 吴健(1965—), 男, 博士生, 主要从事湖泊沉积与环境研究, E-mail: jianwu88@126.com

收稿日期: 2009-01-13; 改回日期: 2009-04-07. 文凤英编辑

mm, 多年平均蒸发量 587.2 mm^[11]。兴凯湖地区春夏季盛行西南风, 秋冬季多西北风。

兴凯湖水系中我国境内直接流入大兴凯湖的河流主要是白棱河; 兴凯湖的主要水源来自俄罗斯境内, 它们主要有大乌萨奇河、科米萨罗夫卡河(新土河)、梅尔古诺夫卡河(莫河)、伊利斯塔亚河(勒富河)、斯帕索夫卡河(三道河子)。兴凯湖的水质数据为: pH=8.1, 电导 167.2 μS/cm; TN、TP、K⁺、Na⁺、Mg²⁺、Ca²⁺、F⁻、Cl⁻ 和 SO₄²⁻ 的浓度分别为 0.68、0.122、3.615、11.085、5.215、16.3、0.345、5.2 和 12.15(单位: mg/L, 水质数据均为 2007 年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测出), 水质特征为低矿化度且浑浊度高的湖水。

兴凯湖为在新近纪时期, 因敦化—密山断裂带沉降凹陷而形成的构造湖, 多期火山喷发引起面积最大的玄武岩覆盖层, 形成玄武岩台地, 盆地第四纪洪积冲积物厚度可达约 300 m^[12]。更新世晚期以来, 由于古气候的波动, 使兴凯湖发生了几次湖退, 在北岸遗留了四道古沙堤, 自岸边向外(北)依次为大湖岗、太阳岗、二道岗、荒岗—南岗。荒岗—南岗据测定形成于约 63 900±610 aBP, 而大、小兴凯湖之间的大湖岗是在约 12 190±610 aBP 前后形成的, 在近五万年内共后退 15.5 km, 湖退过程中淤积残留形成小兴凯湖, 同期湖泊收缩形成现今南面的大兴凯湖^[9]。

2 样品与方法

2007 年 7 月, 利用奥地利产 UWITEC 水上平

台和活塞取心设备, 在兴凯湖北部距离湖北岸约 18 km、位置 45°12'21.7"N、132°30'33.3"E(图 1)、水深 6.6 m 处采得两根平行岩心, 用其中一根长 269 cm 的完整岩心 XK₁ 作为研究对象。岩性基本为灰黑色细粉砂质泥, 顶部 30 cm 以上为灰黑显黄绿色, 其中 22~25 cm 显示较深黄褐色。在深度 80~83 cm 和深度 227~233 cm 处有两个砂层(图 2)。岩心带回实验室按 1 cm 间隔进行分样, 共得到样品 269 个。

本研究使用的是英国 Bartington 公司生产的 MS₂ 型磁化率测量仪和 MS₂B 双频探头(高、低频分别为 4.7 kHz 和 0.47 kHz)测得磁化率。样品冻干、磨碎(以不损伤自然颗粒为度), 装入特制的方形样品测量盒, 稍微压紧后称重, 即可测量质量磁化率(低频磁化率)。频率磁化率是通过分别对沉积物样品进行高频(χ_{hf})和低频(χ_{lf})磁化率测量后按公式 χ_{fd}=(χ_{lf}-χ_{hf})/χ_{lf}×100% 计算得出。样品的红度和亮度是在南京大学地球科学与工程学院表生地球化学实验室完成, 用漫反射光谱 Perkin-Elmer Lambda 900 分光光度计测量。样品的前处理及测试分析按文献[13]的步骤: 先用玛瑙研钵将样品研磨至 200 目以下, 然后将研磨好的粉末样品取一小部分放在干净的薄片上, 加蒸馏水使粉末呈泥浆状, 并把它涂平, 最后在低温下(<40℃)慢慢烘干。仪器的测量范围为 250~850 nm, 其中可见光波段(VIS)为 400~700 nm, 样品所测数据间隔为 1 nm。根据标准颜色波段可见光可分为 6 个波段, 依次为: 紫光=400~450 nm; 蓝光=450~490 nm; 绿光=490~560 nm; 黄光=560~590 nm; 橙光=590~630 nm; 红光=630~700 nm。红度(Redness)为波

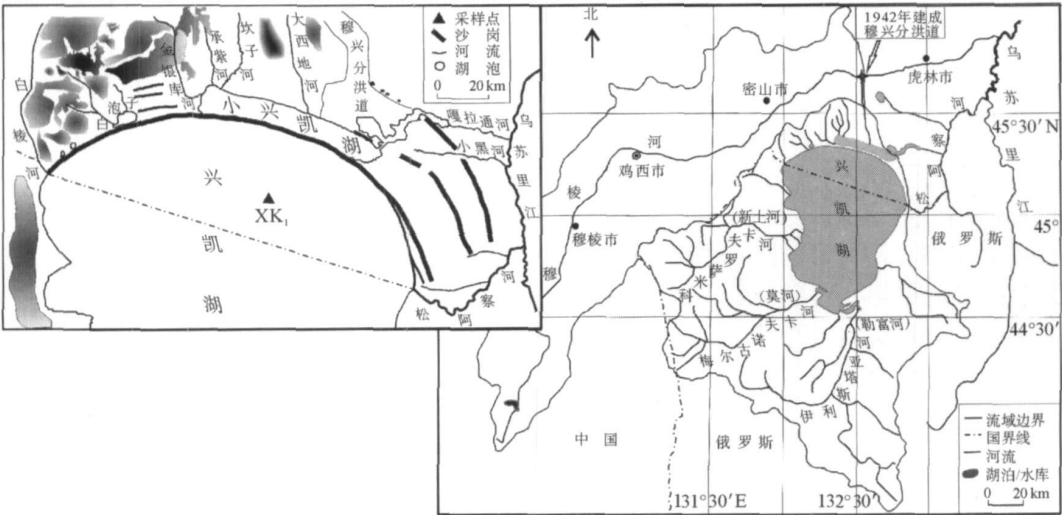


图 1 兴凯湖流域图及北部地形与采样点位置

Fig. 1 Map of Lake Xingkai basin, relief map of the north of Xingkai Lake and the position of drilling

段 630 ~ 700 nm 反射率大小占该样品的可见光总反射率(400 ~ 700 nm 的反射率之和)的百分比(%), 明度(Brightness)为可见光各波段的反射率曲线下面积之和^[8]。

3 结果与讨论

3.1 年代序列的建立

我们对 XK₁ 岩心取 3 个全有机质样品送日本东京大学进行¹⁴C 的 AMS 测年, 取样位置分别为沉积物深度 10 cm 处、底部深度 223 和 258 cm 处, 3 个¹⁴C 年龄和校正日历年龄见表 1。10 cm 处日历年龄采用 Calib5.0.2 校正程序完成; 223 和 258 cm 处两个日历年龄根据 Hughen K 的校正曲线^[14], 采用 CalPal-online 网上在线校正。另外, 根据岩心深 81 ~ 83 cm 段有较明显集中的砂粒标志层, 并与兴凯湖面国界线俄罗斯一侧湖中水深 6 m 处采得的岩心同层位对比, 确定此砂层形成于新仙女木期(Younger Dryas)^[15]。然后按照国际第四纪联合会(INQUA)古气候委员会整合冰心、海洋和陆地古气候记录(INTIMATE)中关于新仙女木期划定的日历年龄段 11.5 ~ 12.65 kaBP^[16], 再通过平均沉积速率推算出深度 10 cm 处的日历年龄约为 1 474 cal. aBP, 也就是说表层 10 cm 处由于“碳库效应”产生的偏老年龄约为 3 490 a。兴凯湖有机碳的百分含量极低, 平均只有 0.5% 左右, 湖泊流域老地层侵蚀带来的有机碳相对比例较大, 造成带来的“老碳”或“死碳”使年龄偏老^[17]。假定岩心表层和底部的“碳库效应”年龄大约相等, 底部两个日历年龄同时减去 3 490 aBP, 便得到两个二次校正日历年龄分别为 26 540 cal. aBP 和 28 019 cal. aBP (见表 1), 然后再用内插法按照平均沉积速率推算出岩心各处沉积物的日历年龄。

磁性矿物含量的环境代用指标。已有的研究发现, 控制碎屑沉积物磁化率的矿物主要是磁铁矿与磁赤铁矿^[18-20]; 沉积物磁化率主要与沉积时水动力的强弱和沉积物的物源有关, 也就是与反映水动力强弱的粒度组成相关^[19-20]。因此, 本岩心沉积物磁化率越高, 表示沉积水动力越弱, 反之, 表示沉积水动力越强。从图 2 可以看出, 兴凯湖采样点岩心磁化率在总体上受黏土含量的控制, 黏土含量较多的部位, 往往表现出相对较强的磁性, 反之则较小。这是由于搬运和沉积分选过程引起磁性物质赋存方式的变化, 结果密度更大的铁磁性矿物富集在更小粒级的沉积物中, 这与太湖、滇池和巢湖的沉积物磁性物质赋存形式是一致的^[20, 23, 25]。沉积物中的细黏滞性超顺磁颗粒(0.015 ~ 0.025 μm)只对低频磁化率有贡献, 这是造成低频磁化率与高频磁化率之差的原因, 因此, 频率磁化率能够更加细致地反映流域环境变化的有关细节, 特别是历史时期人类活动增强会增加湖泊沉积物频率磁化率^[21-24]。漫反射光谱对土壤和沉积物中铁的氧化物和氢氧化物特别敏感, 已广泛用于海洋、黄土和湖泊沉积物古气候研究的环境代用指标, 其中主要是红度和明度指标^[8, 26-28]。兴凯湖采样点沉积物红度值大小主要受控于磁铁矿和针铁矿含量, 通常其高值反映暖湿的气候状况, 低值反映冷干气候; 明度值越高, 沉积物有机质和铁的氧化物含量越低, 反映气候冷干; 反之, 其值越低, 表示沉积物中铁的氧化物和有机质含量越高, 反映气候更加暖湿^[7-8, 28-31]。兴凯湖沉积物碳酸钙百分含量很低, 平均约 1%, 其对明度的影响可以忽略不计。杨胜利等人的研究表明, 在湿热和湿冷的气候环境下, 土壤磁化率只能表达部分气候意义, 因为磁化率的主要贡献者磁铁矿和磁赤铁矿要么来源和沉积不稳定, 要么过量的水热和高的相对湿度使这些磁性矿物或是氧化成低磁性的赤铁矿等, 或是还原成低磁性的针铁矿等^[29]。赤铁矿和针铁矿等是自然界最重要的致色矿物, 因此气候湿润地区的兴凯湖沉积物色度能够更好地表达气候变化^[28, 32]。

3.3 兴凯湖沉积物岩心磁化率和色度的变化特征及古气候演变

兴凯湖岩心 XK₁ 沉积物低频质量磁化率比较低, 平均为 $19.4 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, 可能与湖周围多平缓的沼泽湿地有关^[33]; 明度值比较高, 平均值为 4.155^[8]; 红度值平均为 27.3%。XK₁ 岩心黏土、总有机碳、磁化率、明度和红度垂向变化如图 2 所示。其相关系数见表 2, 表中显示明度和红度、黏土及磁

表 1 兴凯湖 XK₁ 岩心¹⁴C 年龄和校正年龄

Table 1 The determined and calibrated ¹⁴C ages of core XK₁ from Xingkai Lake

深度/cm	10	223	258
¹⁴ C 年龄/aBP	4 410±40	25 080±110	26 700±130
校正年龄/cal. aBP	4 965	30 031	31 510
二次校正年龄/cal. aBP	1 474	26 540	28 019

3.2 磁化率和色度的古气候意义

磁化率(低频质量磁化率 χ_{lf})是反映样品中铁

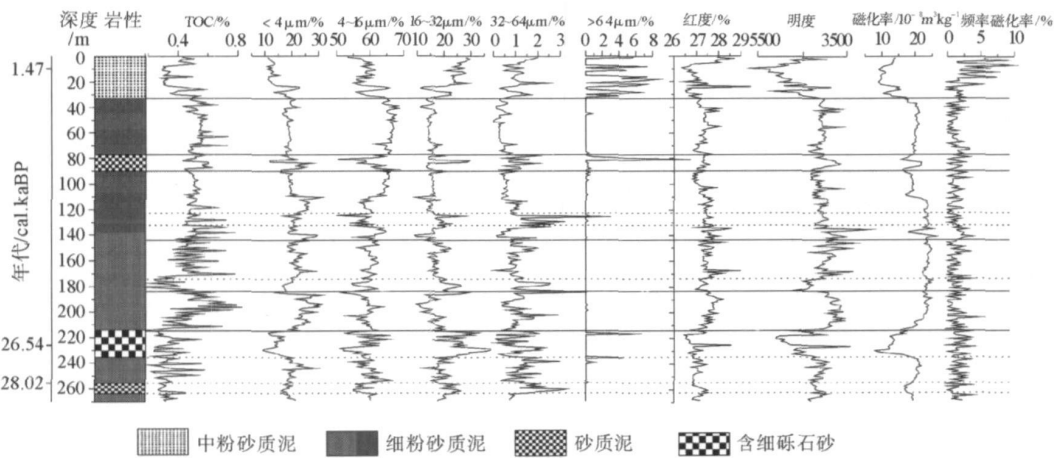


图2 兴凯湖沉积物色度和磁化率与有机碳含量和黏土含量变化的比较
Fig. 2 Redness, brightness and magnetic susceptibility records of Xingkai Lake sediments compared to changes of TOC and clay content in core XK₁

化率具有很好的负相关性;明度与有机碳具有中等程度的负相关性;磁化率与黏土具有很好的正相关性;磁化率与红度具有中等程度的正相关性。

表2 兴凯湖沉积物黏土、总有机碳、磁化率、明度和红度的相关系数

Table 2 Correlative coefficients of clay, magnetic susceptibility, TOC, brightness and redness for Xingkai Lake sediments

	黏土	TOC	磁化率	明度	红度
黏土	1				
TOC	0.34	1			
磁化率	0.68	0.38	1		
明度	-0.60	-0.42	-0.73	1	
红度	0.36	0.33	0.45	-0.70	1

注: n=269, 均 0.01 水平(双侧)上 Pearson 统计显著相关。

(1)269~214 cm (约 28 480~26 160 cal. aBP) 阶段,反映气候温暖湿润程度的红度值处于本岩心平均最低值,明度逐渐升高到较高值,有机质含量平均最低,黏土平均含量也很低,中粗粉砂含量相对较高,表明此时期兴凯湖地区基本上处于很低湖面的冷干时期。尤其是 235~214 cm (约 2 7050~26 160 cal. aBP)段含有较多的砂,黏土含量是本岩心最低的,且顶部 2 cm 厚度和底部 4 cm 厚度的岩心内都含有较多的细砾石;磁化率平均为最低值,反映磁性矿物急剧减少,说明此时期采样点位于水动力很强的湖滨沉积环境,磁性矿物被强的风浪淘洗分选出去而留下较多的无磁性的长石和石英。另外,根据本岩心的孢粉分析数据(全部 XK₁岩心按 1

cm 间隔分样,送中国地质科学院水文地质环境地质研究所进行了孢粉鉴定,结果另文待发表,以下所指均为我们所获得的孢粉分析结果),269~214 cm 也是云杉百分含量最高的阶段,对应于三江平原等东北地区的中顾乡屯组的阿什河冰阶^[34-35],与俄罗斯莫河河口此时期高云杉含量孢粉剖面也是对应的^[15]。

(2)214~184 cm (约 26 160~22 880 cal. aBP) 阶段,黏土成分增加为本岩心最高值段,中粗粉砂显著降低,明度平均值最小,有机碳含量先增加到本岩心的最高值然后又降低,红度值和磁化率也大幅度增加,说明气温回升,气候湿润,湖面比较开阔;本岩心孢粉分析显示仍然有一定量的云杉存在,对应于三江平原等东北地区的中顾乡屯组的山根屯间冰阶^[34-35],与俄罗斯莫河河口孢粉剖面此阶段桦和云杉组合也是相对应的,其河口剖面岩性特征也显示湖面处于升高阶段^[15]。

(3)184~143 cm (约 22 880~18 185 cal. aBP) 阶段,通过我们的样品鉴定分析数据显示,孢粉浓度是整个岩心中最低的,主要是桦(可能是耐寒的岳桦型^[34,36])和蒿及藜等草本植物,反映了疏桦林草原植被特征,对应于末次盛冰期。此时期黏土成分有所减少,红度值仍然保持较高值,明度值也处于较低值,有机碳含量有所降低但降低幅度不大。在深度 184~174 cm 段,红度、黏土和有机碳含量迅速降低,粗粉砂迅速增加,明度迅速升高,反映了一次冷干事件,持续约几百年,可能对应于北大西洋的 Heinrich 2 冷事件。174~143 cm 段,磁化率和红度仍然较高,明度仍然较低,这可能是由于盛冰期时

气候寒冷, 多年冻土的存在, 使流域土壤表层经常处于过湿状态^[36-37], 而湖面长期结冰造成蒸发较弱, 湖面不会下降得太低, 沉积环境相当稳定, 沉积物细颗粒比较多, 也使得磁化率变化不大。

(4) 143 ~ 90 cm (约 18 185 ~ 12 650 cal. aBP) 阶段。在开始阶段红度、有机碳含量、黏土和细粉砂迅速增加, 中粗粉砂迅速降低; 磁化率也迅速降低, 反映了湖区植被茂盛, 地表侵蚀较弱^[38], 显示气候迅速转暖湿。随后红度和黏土含量先后经历了降低-升高-降低变化, 中粗粉砂减少, 细粉砂升高, 磁化率先升高后降低, 而有机碳含量变化不大, 显示土壤侵蚀趋势减弱, 反映经历了凉干-温湿-凉干的气候变化。同期本段岩心桦属孢粉含量也先后出现了高-低-高-低的变化, 对应于北欧的 Bølling/Older Dryas/Allerød 气候频繁波动暖期。

(5) 岩心深度 90 ~ 78 cm 段, 岩性为泥夹细砂, 前文已经叙述俄罗斯该湖中岩心同层位对应于 Younger Dryas 事件, 年代约为 12 900 ~ 11 500 aBP。此段岩心红度增加, 但中间明度明显减少, 而磁化率、黏土和有机碳含量明显升高后又迅速降低, 粗粉砂迅速增加, 显示前后冷干, 中间出现湿润的阶段, 这与我国黄土高原东亚季风的研究结果是一致的, 这是由于在新仙女木期北半球夏季太阳辐射强度比较大, 造成夏季海陆间的气压梯度增大、东亚夏季季风增强和降水增加^[39-40]。

(6) 78 ~ 31 cm (约 11 500 ~ 4 570 cal. aBP) 阶段, 黏土成分减少, 细粉砂成分明显逐渐增加并达到本剖面最高值; 此阶段红度和有机碳含量处于高值阶段, 明度处于低值; 本段岩心桦属花粉含量也是全剖面中最高的, 反映了降水逐渐增多的高湖面时期, 这些都说明了此时期处于降水充沛的全新世暖期。由于径流量的增大加强了流水动力, 造成了黏土成分减少和细粉砂成分的逐渐增加, 因此磁化率有所降低。其中约 8 000 ~ 5 000 cal. aBP 期间, 红度值和磁化率达到最高, 本区气候处于全新世大暖期(气候适宜期); 这个时期海面快速上升, 沿海各地发生海侵, 黑潮北进, 在 10 000 ~ 5 500 cal. aBP 时间段对马暖流逐渐增加为最强时期, 日本海海水表面温度比现在平均高约 1 °C^[41-42], 兴凯湖地区变为沿海气候环境。冰后期北半球夏季受岁差引起的日射强度不断增加, 夏季太阳辐射增强引起海陆热力对比度加大, 东亚夏季风强大, 给兴凯湖地区带来丰富的由低纬海洋和西太平洋暖湿气流产生的降水。

(7) 31 ~ 0 cm (约 4 570 cal. aBP 以来) 阶段, 各环境代用指标波动幅度较大。其中 31 ~ 10 cm 段

(约 4 570 ~ 1 470 cal. aBP), 表现为黏土和细粉砂、红度值、磁化率和有机碳含量显著降低, 砂的含量迅速明显增加, 明度值显著升高, 反映了湖面水位下降幅度较大, 此时期气候处于凉干气候阶段。本段孢粉组合中松属花粉开始大量增加并成为优势属群, 这与俄罗斯莫河河口孢粉剖面^[15] 和乌苏里江与黑龙江俄罗斯汇合处东边 Kiya 点孢粉剖面^[43]、兴凯湖北边密山杨木、三江平原、辽宁南部和长白山区孤山屯沼泽地泥炭孢粉剖面中^[33-36, 45-46] 松属大量增加的大约起始时间是对应的。据大湖岗上新开流考古发掘墓葬¹⁴C 年龄为 5 430 aBP^[9], 可以推测 5 430 aBP 前湖面开始下降。另据俄罗斯兴凯湖附近的滨海边疆区环境考古证实, 自约 4 cal. kaBP 以来, 人类开始大规模地栽培耐干旱的粟类农作物, 并发生了森林的砍伐, 引起了水土流失^[47-48]。但深度 27 ~ 24 cm 处(约 3 800 cal. aBP), 黏土、红度和磁化率显著增加, 对应于迅速升温的温湿气候。10 ~ 0 cm (约 1 470 cal. aBP 以来) 阶段, 红度值显著增加, 明度值显著降低, 同时黏土成份继续减少, 但磁化率有所增加, 这是与别的层位不同之处; 也伴随着喜暖湿的栎属大量增加, 表明流域又处于温湿气候环境, 这从兴凯湖北岸及密山杨木泥炭孢粉分析也可以得到印证^[10, 33]。从深度 16 cm 开始(约 2 250 cal. aBP 以来), 本岩心首次出现频率磁化率逐渐增加的较高值阶段, 这是由于土壤表层中的极细超顺磁颗粒增加, 反映了 2 250 cal. aBP 以来尤其是 1 470 cal. aBP 以来人类活动强度逐渐加强, 引起土壤侵蚀加剧, 造成了水土流失^[49-50]。

4 结论

兴凯湖岩心沉积物研究结果表明: 明度分别与红度、磁化率、黏土和有机质之间及磁化率与黏土之间有很好的相关性; 磁化率越高, 表示沉积水动力越弱; 红度高值反映暖湿的气候状况, 红度低值反映冷干气候; 表明兴凯湖沉积岩心色度和磁化率环境代用指标可以较好地反映 28 kaBP 以来区域气候环境变化; 频率磁化率很好地显示了人类活动强度的逐渐增强。XK₁ 岩心揭示的区域环境气候演变过程如下:

(1) 28 480 ~ 26 160 cal. aBP 阶段, 红度值处于平均最低值, 气候冷干, 尤其 27 050 ~ 26 160 cal. aBP 时期, 红度值和磁化率达到最低值, 明度处于较高值, 气候更加寒冷干燥。

(2) 26 160 ~ 22 880 cal. aBP 阶段, 明度为平均

最小值, 红度值和磁化率大幅度增加, 显示气候比较温湿。

(3) 22 880~18 185 cal. aBP 阶段, 红度仍然较高, 明度仍然较低, 对应于末次盛冰期, 但由于多年冻土的存在, 使土壤表层经常处于过湿状态, 磁化率变化也不大。

(4) 18 185~12 650 cal. aBP 阶段, 红度、明度和磁化率波动频繁, 对应于 Bølling/Older Dryas/Allerød 气候频繁波动暖期。

(5) 12 650~11 500 cal. aBP 时期对应于 Younger Dryas 事件, 红度、明度和磁化率波动变化, 显示前后冷干, 中间出现湿润气候变化。

(6) 11 500~4 570 cal. aBP 阶段, 红度处于高值时期, 到达全新世暖期, 其中 8 000~5 000 cal. aBP 为本段红度值和磁化率较高的全新世大暖期(气候适宜期)。

(7) 4 570~1 470 cal. aBP 时期, 红度值、磁化率显著降低, 明度值显著升高, 湖区处于凉干气候阶段。

(8) 1 470 cal. aBP 以来, 红度值显著增加, 磁化率也有所增加, 明度值显著减小, 区域处于温湿气候环境。约 2 250 cal. aBP 以来, 频率磁化率逐渐增加, 反映了人类活动强度的加强, 同时也造成土壤侵蚀加剧⁴⁹⁻⁵⁰。

致谢: 张恩楼副研究员、刘恩峰副研究员和姚书春副研究员共同参加了野外水上平台采样, 张恩楼副研究员和刘恩峰副研究员给予实验指导和帮助, 在此一并表示感谢!

参考文献(References)

- [1] 王志国. 吉林金川泥炭纤维素稳定碳同位素组成序列与东北季风区五千多年来的环境变迁[J]. 矿物岩石地球化学通报, 1998, 17(1): 52-54. [WANG Zhiguo. Reconstruction of past 5 000-year humidity changes of northeast China using $\delta^{13}\text{C}$ values of peat cellulose in Jinchuan region, Jilin Province[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 1998, 17(1): 52-54.]
- [2] 李文滢. 中国第四纪植被与环境[M]. 北京: 科学出版社, 1998: 230. [LI Wenyi. Vegetation and Environment during the Quaternary in China[M]. Beijing: Science Press, 1998: 230.]
- [3] 刘嘉麒, 倪云燕, 储国强. 第四纪的主要气候事件[J]. 第四纪研究, 2001, 21(3): 239-248. [LIU Jiaqi, NI Yunyan, CHU Guoqiang. Main paleoclimatic events in the Quaternary[J]. Quaternary Sciences, 2001, 21(3): 239-248.]
- [4] 胡守云, 邓成龙, Appel E. 等. 湖泊沉积物磁性性质的环境意义[J]. 科学通报, 2001, 46(17): 1491-1494. [HU Shouyun, DENG Chenglong, Appel E. Environmental magnetic studies of lacustrine sediments[J]. Chinese Science Bulletin, 2002, 47(7): 613-616.]
- [5] 姜月华, 殷鸿福, 王润华. 环境磁学理论、方法和研究进展[J]. 地球学报, 2004, 25: 357-362. [JIANG Yuehua, YIN Hongfu, WANG Runhua. The theory, method and research progress of environmental magnetism[J]. Acta Geoscientica Sinica, 2004, 25: 357-362.]
- [6] 俞立中, 许羽, 张卫国. 湖泊沉积物的矿物磁性测量及其环境应用[J]. 地球物理学进展, 1995, 10(1): 11-22. [YU Lizhong, XU Yu, ZHANG Weiguo. Magnetic measurement on lake sediment and its environmental application[J]. Progress in Geophysics, 1995, 10(1): 11-22.]
- [7] Grygar T., Kadlec J., Pruner P., et al. Paleoenvironmental record in Lake Baikal sediments: Environmental changes in the last 160 ky[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2006, 237: 240-254.
- [8] Ji Junfeng, SHEN Ji, William Balsam, et al. Asian monsoon oscillations in the northeastern Qinghai-Tibet Plateau since the late glacial as interpreted from visible reflectance of Qinghai Lake sediments[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2005, 233: 61-70.
- [9] 裘善文, 万恩璞, 李凤华等. 兴凯湖北部平原的发展与湿地的形成[J]. 湿地科学, 2007, 5(2): 153-158. [QIU Shanwen, WAN Enpu, LI Fenghua, et al. Development of the plain in the north of the Xingkai Lake and formation of its wetlands[J]. Wetland Science, 2007, 5(2): 153-158.]
- [10] 张淑芹, 邓伟, 阎敏华, 等. 中国兴凯湖北岸平原晚全新世花粉记录及泥炭沼泽形成[J]. 湿地科学, 2004, 2(2): 110-115. [ZHANG Shuqin, DENG Wei, YAN Minhua. Pollen record and forming process of the peatland in Late Holocene in the north bank of the Xingkai Lake, China[J]. Wetland Science, 2004, 2(2): 110-115.]
- [11] 孟凡志, 赵艳波, 崔玉玲. 兴凯湖生态水位分析[J]. 水资源保护, 2008, 24(6): 46-48. [MENG Fanzhi, ZHAO Yanbo, CUI Yuling. Analysis of ecological water level of Xingkai Lake[J]. Water Resources Protection, 2008, 24(6): 46-48.]
- [12] 万波, 钟以章. 东北地区的新构造运动特征分析及新构造运动分区[J]. 东北地震研究, 1997, 13(4): 64-75. [WAN Bo, ZHONG Yizhang. Features analysis and divisions of new tectonic movement in northeast China[J]. Seismological Research Northeast China, 1997, 13(4): 64-75.]
- [13] Balsam W L, Deaton B C. Sediment dispersal in the Atlantic Ocean: evaluation by visible light spectra[J]. Reviews in Aquatic Sciences, 1991, 4: 411-447.
- [14] Hughen K., Lehman S, Southon J. et al. ^{14}C Activity and global carbon cycle changes over the past 50 000 years[J]. Science, 2004, 303(9): 202-207.
- [15] Korotkii A M, Grebennikova T A, et al. Lacustrine transgressions in the late Cenozoic Ussuri-Khanka depression (Primor'e)[J]. Russian Journal of Pacific Geology, 2007, 1(4): 53-68.
- [16] Svante B, Michael J C W, Les C C, et al. An event stratigraphic

- phy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the intimate group [J]. *Journal of Quaternary Science*, 1998, 13 (4): 283-292.
- [17] 吴艳宏, 王苏民, 侯新花. 青藏高原中部错鄂全新世湖泊沉积物年代学研究 [J]. *中国科学 D 辑*, 2006, 36 (8): 713-722. [WU Yanhong, WANG Sumin, HOU Xinhua. Chronology of Holocene lacustrine sediments in Co Ngoin, central Tibetan Plateau [J]. *Science in China (Series D)*, 2006, 49 (9): 991-1001.]
- [18] Zhou L P, Oldfield F, Wintle A G, et al. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess [J]. *Nature*, 1990, 346: 737-739.
- [19] Thompson R, Oldfield F. *Environmental Magnetism* [M]. London: Allen and Unwin, 1986: 11-18.
- [20] 王建, 刘泽纯, 姜文英, 等. 磁化率与粒度、矿物的关系及其古环境意义 [J]. *地理学报*, 1996, 51 (2): 155-163. [WANG Jian, LIU Zechun, JIANG Wenying, et al. A relationship between susceptibility and grain-size and minerals, and their paleoenvironmental implication [J]. *Acta Geographica Sinica*, 1996, 51 (2): 155-163.]
- [21] Dearing J A, Jones R T, Shen J, et al. Using multiple archives to understand past and present climate-human-environment interactions: the lake Erhai catchment, Yunnan Province, China [J]. *Journal of Paleolimnology*, 2008, 40: 3-31.
- [22] 张振克, 沈吉, 羊向东, 等. 近 8 ka 来云南洱海湖泊沉积记录的气候变化与夏季印度季风强弱变化的关系 [J]. *亚热带资源与环境学报*, 2008, 3 (3): 1-6. [ZHANG Zhenke, SHEN Ji, YANG Xiangdong, et al. Climate changes and Indian Monsoon variations recorded by the lacustrine sediments from Erhai Lake, Yunnan Province during the past 8 ka [J]. *Journal of Subtropical Resources and Environment*, 2008, 3 (3): 1-6.]
- [23] Yu Lizhong, Oldfield F, Wu Yushu, et al. Paleoenvironmental implications of magnetic measurements on sediment core from Kunming Basin, Southwest China [J]. *Journal of Paleolimnology*, 1990, 3: 95-111.
- [24] Qu Wenchuan, Xue Bin, Dickman M D, et al. A 14 000-year record of paleoenvironmental change in the western basin of China's third largest lake, Lake Taihu [J]. *Hydrobiologia*, 2000, 432: 113-120.
- [25] 王心源, 吴立, 张广胜, 等. 安徽巢湖全新世湖泊沉积物磁化率与粒度组合的变化特征及其环境意义 [J]. *地理科学*, 2008, 28 (4): 549-553. [WANG Xinyuan, WU Li, ZHANG Guangsheng, et al. Characteristics and environmental significance of magnetic susceptibility and grain size of lake sediments since Holocene in Chaohu Lake, Anhui Province [J]. *Acta Geographica Sinica*, 2008, 28 (4): 549-553.]
- [26] Balsam W L, Deaton B C, Damuth J E. Evaluating the optical lightness as a proxy for carbonate content in marine sediment cores: implication for marine sedimentation [J]. *Marine Geology*, 1999, 161: 141-53.
- [27] Balsam W L, Ji J F, Chen J. Climatic interpretation of the Luochuan and Lingtai loess sections, China, based on changing iron oxide mineralogy and magnetic susceptibility [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 223: 335-348.
- [28] Vodyanitskii Y N, Vasil'ev A A, Kozheva A V, et al. Influence of iron-containing pigments on the color of soils on alluvium of the middle Kama Plain [J]. *Eurasian Soil Science*, 2007, 40 (3): 289-301.
- [29] 杨胜利, 方小敏, 李吉均, 等. 表土颜色和气候定性至半定量关系研究 [J]. *中国科学 D 辑*, 2001, 31 (增刊): 175-181. [YANG Shengli, FANG Xiaomin, LI Jijun, et al. Transformation functions of soil color and climate [J]. *Science in China (Series D)*, 2001, 44 (S1): 218-226.]
- [30] 陈一萌, 陈兴盛, 宫辉力, 等. 土壤颜色——一个可靠的气候变化代用指标 [J]. *干旱区地理*, 2006, 29 (3): 309-313. [CHEN Yimeng, CHEN Xingsheng, GONG Huili, et al. Soil color—a new sensitive indicator for climatic change [J]. *Arid Land Geography*, 2006, 29 (3): 309-313.]
- [31] YIN Yong, FANG Nianqiao, HU Chaoyong, et al. Relative brightness index and its climatic significance from lacustrine sediment of Napahai lake, Northwestern Yunnan Plateau, China [J]. *Chinese Geographical Science*, 2002, 12 (3): 249-253.
- [32] Yang S L, Chen S Y, Yan M D, et al. Soil color: a new sensitive indicator for climatic change [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1999, 44 (S1): 282-285.
- [33] 夏玉梅, 汪佩芳. 密山杨木 3000 多年来气候变化的泥炭记录 [J]. *地理研究*, 2000, 19 (1): 53-59. [XIA Yumei, WANG Peifang. Peat record of climate change since 3 000 years in Yangmu, Mishan Region [J]. *Geographical Research*, 2000, 19 (1): 53-59.]
- [34] 王曼华. 我国东北平原晚更新世晚期植物群与古气候指标初探 [J]. *冰川冻土*, 1987, 9 (3): 229-238. [WANG Manhua. Preliminary study of palaeovegetation and palaeoclimatic index in the later period of late Pleistocene in Northeast Plain of China [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1987, 9 (3): 229-238.]
- [35] 孙建中, 王淑英, 王雨灼, 等. 东北末次冰期的古环境 [J]. *中国第四纪研究*, 1985, 6 (1): 82-89. [SUN Jianzhong, WANG Shuying, WANG Yuzhuo, et al. Paleoenvironment of the Last Glacial stage in Northeast China [J]. *China Quaternary Research*, 1985, 6 (1): 82-89.]
- [36] 徐文铎, 何兴元, 陈玮, 等. 长白山植被类型特征与演替规律的研究 [J]. *生态学杂志*, 2004, 23 (5): 162-174. [XU Wenduo, HE Xingyuan, CHEN Wei, et al. Characteristics and succession rules of vegetation types in Changbai Mountain [J]. *Chinese Journal of Ecology*, 2004, 23 (5): 162-174.]
- [37] Michael Z, Roland Z, Bruno G. A 240 000-year stable carbon and nitrogen isotope record from a loess-like palaeosol sequence in the Tumara Valley, Northeast Siberia [J]. *Chemical Geology*, 2007, 242: 307-318.
- [38] Wang J S, Gimley D A., Xu C G, et al. Soil magnetic susceptibility reflects soil moisture regimes and the adaptability

- of tree species to these regimes[J]. *Forest Ecology and Management*, 2008, 255: 1664-1673.
- [39] ZHOU Weijian, Douglas J. Variability of monsoon climate in East Asia at the end of the Last Glaciation[J]. *Quaternary Research*, 1996, 46(3): 219-229.
- [40] AN Zhisheng, Stephen C. Episode of strengthened summer monsoon climate of Younger Dryas age on the Loess Plateau of central China[J]. *Quaternary Research*, 1993, 39(1): 45-54.
- [41] 闻国年. 距今三万年来西北太平洋洋流系统变化的初步研究[J]. *海洋科学*, 1989(3): 13-20. [LÜ Guonian. Changes of ocean current system in the western North Pacific since 30 000 aBP[J]. *Marine Science*, 1989(3): 13-20.]
- [42] Kyung E L. Surface water changes recorded in Late Quaternary marine sediments of the Ulleung Basin, East Sea (Japan Sea) [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2007, 247(1-2): 18-31.
- [43] Bazarova V B, Klimin M A. New pollen records of Late Pleistocene and Holocene changes of environment and climate in the Lower Amur River basin, NE Eurasia[J]. *Quaternary International*, 2008, 179(1): 9-19.
- [44] 叶永英, 严富华, 麦学舜. 东北三江平原几个钻孔剖面的孢粉组合分析及其意义[J]. *地质科学*, 1983, 3: 259-267. [YE Yongying, YAN Fuhua, MAI Xueshun. The spore-pollen assemblages in three well logs from Three-River Plain, North-east China and their geological significance[J]. *Scientia Geologica Sinica*, 1983, 3: 259-267.]
- [45] 张玉兰. 同江地区中全新世以来的植被与环境研究[J]. *同济大学学报*, 2003, 31(6): 668-671. [ZHANG Yulan. Studies on vegetation and environment since mid-Holocene in Tongjiang region, Heilongjiang Province [J]. *Journal of Tongji University*, 2003, 31(6): 668-671.]
- [46] 刘金陵. 长白山区孤山屯沼泽地 13 000 年以来的植被和气候变化[J]. *古生物学报*, 1989, 28(4): 495-511. [LIU Jinling. Vegetational and climatic changes at Gushantun bog in Jilin, NE China since 13 000 aBP[J]. *Acta Palaeontologica Sinica*, 1989, 28(4): 495-511.]
- [47] Kuzmin Y V, Jull A J T, Jones G A. Early agriculture in Primorye, Russian Far East: new radiocarbon and pollen data from Late Neolithic sites [J]. *Journal of Archaeological Science*, 1998, 25: 813-816.
- [48] Kuzmin Y V. People and environment in the Russian Far East from Paleolithic to Middle Ages: chronology, palaeogeography, interaction [J]. *GeoJournal*, 1995, 35(1): 79-83.
- [49] 张振克, 吴瑞金, 朱育新, 等. 云南洱海流域人类活动的湖泊沉积记录分析[J]. *地理学报*, 2000, 50(1): 66-74. [ZHANG Zhenke, WU Ruijin, ZHU Yuxin, et al. Lacustrine records of human activities in the catchment of Erhai Lake, Yunnan Province[J]. *Acta Geographica Sinica*, 2000, 50(1): 66-74.]
- [50] 张振克, 吴瑞金, 王苏民. 岱海湖泊沉积物频率磁化率对历史时期环境变化的反映[J]. *地理研究*, 1998, 17(3): 297-302. [ZHANG Zhenke, WU Ruijin, WANG Sumin. Implications of magnetic of frequency dependent susceptibility on environmental changes from lacustrine sediments in Daihai Lake[J]. *Geographical Research*, 1998, 17(3): 297-302.]

PALEOENVIRONMENTAL AND PALEOCLIMATIC CHANGES REFLECTED BY DIFFUSE REFLECTANCE SPECTROSCOPY AND MAGNETIC SUSCEPTIBILITY FROM XINGKAI LAKE SEDIMENTS

WU Jian^{1,2}, SHEN Ji¹

(¹ State Key Laboratory of Lake Science and Environment, Nanjing Institute of Geography and Limnology,

Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China; ² Graduate School Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China)

Abstract: The Xingkai Lake, a transboundary lake by China and Russia, is the largest freshwater lake in Northeast Asia. We used diffuse reflectance spectroscopy and magnetic susceptibility to characterize the sediments in a 269 cm long core from deepwater in the northern part of the lake. Redness in sediment is primarily related to wet-warm climate, which seems to monitor paleoclimatic changes in the area; brightness has a good correlation with magnetic susceptibility, clay, TOC and redness, and likewise, magnetic susceptibility with clay. As lacustrine sediment becomes coarser, magnetic susceptibility generally decreases in the core. So both brightness and magnetic susceptibility can be used as a proxy indicator of palaeoclimate evolution in the area. Climate changes recorded by the lake sediments from Xingkai Lake were mainly characterized by the warm-wet and cold-dry alternation, based on accelerator mass spectrometry (AMS) radiocarbon chronology. An extreme cold-dry period occurred during 28 480 ~ 26 160 cal. aBP, especially during 27 050 ~ 26 160 cal. aBP. It was colder drier, with redness decreasing evidently. During 26 160 ~ 22 880 cal. aBP, redness reached the lowest value while climate transited to warm and wet conditions. 22 880 ~ 18 185 cal. aBP was a very cold period with very poor pollen grain in the sediments corresponding to the Last Glacial Maximum (LGM). 18 185 ~ 12 650 cal. aBP was a frequent oscillation period of redness and magnetic susceptibility correlating with Bølling/Older Dryas/Allerød warm period. A sharp fluctuation of redness, brightness and magnetic susceptibility occurred around the Younger Dryas cold event, at about 90 ~ 78 cm depth in the core. During 11 500 ~ 4 570 cal. aBP, redness increased to higher values, indicating a wet and warm climate in Holocene, and 8 000 ~ 5 000 cal. aBP represented Holocene Megathemal period (Holocene thermal optimum) with the highest redness value of the horizon in the area. During 4 570 ~ 1 470 cal. aBP, redness and magnetic susceptibility decreased markedly, reflecting the prevalence of cold-dry climate. Since 1 470 cal. aBP, frequency dependent susceptibility and redness increased drastically, climate became warm-wet again, and human activities resulted in remarkable increase of erosion and more terrestrial material carried into the lake.

Key word: diffuse reflectance spectroscopy; magnetic susceptibility; lacustrine sediments; Xingkai Lake; Northeast China