科学通报 2011 年 第 56 卷 第 24 期：2017 ~ 2025
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

湖岗光释光测年揭示的近 200 ka 兴凯湖湖泊环境演化

朱芸[①②], 沈吉[①*], 雷国良[②], 汪勇[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 福建师范大学地理科学学院, 湿润亚热带生态-地理过程省部共建教育部重点实验室, 福州 350007
* 联系人, E-mail: jishen@niglas.ac.cn

2011-02-28 收稿, 2011-05-13 接受
国家自然科学基金资助项目(40872117)

摘要 横跨中俄边界的兴凯湖是东北亚最大的淡水湖, 该湖北部平原上展布有四道由风浪搬运堆积而成的湖岗, 主要发育于湖泊持续稳定的扩张期, 并在大规模湖退过程中保存. 利用湖岗剖面沉积物中的 18 个光释光测年数据, 对各道湖岗进行了系统的年代学研究并恢复出其主要的发育时期, 结合多项指标分析, 发现近 200 ka 兴凯湖北部和东北部湖岸线阶段性向南退缩, 期间至少出现了 4 次大规模湖侵和 3 次湖退, 在 193~183, 136~130, 24~15 及 3 ka 至今为湖泊稳定扩张期, 各期结束后湖水快速大幅退缩. 研究结果显示中更新世以来兴凯湖大规模的扩张和收缩分别与全球气候冷期和暖期相对应, 气候冷暖变化通过影响流域内河谷的冲积积累强度和湖区的相对湿度控制湖泊的长期演化. 此外, MIS3a 时期兴凯湖发生的一次大规模湖侵可能与该期较大降水有关, 而在千年尺度上短期湖泊水位波动也更直接地响应于区域降水的变化.

关键词
兴凯湖
湖岗
光释光测年
200 ka
湖泊环境演化

位于我国中高纬度的东北地区, 作为东亚季风和极地气候系统的交汇部位, 是全球变化的敏感地区[1,2]. 区内的兴凯湖地处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, 是 PAGES pole-equator-pole 计划中根据气候变化的敏感性和区域重要性提出的几个全球湖泊钻探点中唯一建议的东北区域湖泊[3]. 20 多年来, 众多学者对兴凯湖北面的三江平原及穆棱-兴凯平原沼泽做了孢粉和泥炭研究[4~7], 近来湖泊钻孔的研究工作也逐步开展[8,9], 但是由于缺乏准确定年, 上述研究对超过 ^{14}C 测年范围的中晚更新世湖泊的演化过程一直未能进行深入讨论, 对兴凯湖及其周边平原的定年问题需要辅助其他材料和方法进行研究.

兴凯湖西、南、东北侧为丘陵山地, 北、东侧为平原, 平原上展布有四道形态完整的湖岗(砂堤), 这几道湖岗的形成和保存与湖泊演化过程密切相关, 其记录的信息是湖泊钻孔研究不可或缺的对比资料. 基于 20 世纪 80 年代对湖岗和岗间河流剖面沉积物中 3 个不连续的热释光测年数据[10], 研究者对兴凯湖北部平原的形成和发展过程进行过探讨[11], 但由于测年数据较少, 且受测年方法的限制, 确定湖岗形成时代的依据不够充分, 缺乏更为详细、准确且可与国际上最新研究结果进行对比的研究资料. 随着光释光(OSL)测年技术的发展, OSL 测年方法无论在实验技术还是应用方面均获得了巨大的发展[12~14]. 一些学者通过 OSL 测年结果与 ^{14}C 结果的对比, 证实了 OSL 方法年代测定的可靠性[15,16], 尤其是利用石英颗粒单测片释光测年方法被广泛地应用于沉积物的年代测定[17~19]. 因此, 利用 OSL 方法开展兴凯湖湖岗系统的年代学研究, 进而重建兴凯湖及其周边地区的演化过程, 对认识东北地区湖泊与气候环境变化及区域环境变化与全球变化的相互关系有着重要意义.

英文版见: Zhu Y, Shen J, Lei G L, et al. Environmental evolution of Xingkai (Khanka) Lake since 200 ka by OSL dating of sand hills. Chinese Sci Bull, 2011, 56, doi: 10.1007/s11434-011-4593-x

1 研究区及样品概况

乌苏里-兴凯凹陷内的兴凯湖处于 44°32′~45°21′N, 131°58′~132°51′E 之间(图 1), 湖面平均海拔约 69 m, 总湖面积 4380.0 km^2, 最大水深约 10 m, 平均水深 4~5 m. 湖区北、东侧的兴凯湖平原又称穆棱-兴凯平原, 位于三江平原的南部, 面积约 10000 km^2. 兴凯湖为在晚第三纪时期, 因敦化-密山断裂带沉降凹陷而形成的构造湖, 多期火山喷发形成玄武岩台地, 第四纪洪积冲积层厚度可达 300 m. 我国境内直接流入兴凯湖的河流主要是白棱河, 俄罗斯境内主要有大乌萨奇河、科米萨罗夫卡河(新土河)、梅利古诺夫卡河(莫河)、伊利斯塔亚河(勒富河)、斯帕索夫卡河(三道河子), 是兴凯湖的主要水源. 湖区属中温带湿润的大陆性季风气候, 年平均温度 2.9~3.1℃, 最冷月 1 月均温约–18℃, 最热月 7 月均温 21℃. 湖区年降水量 554~690 mm, 年蒸发量约 490 mm, 无霜期 149 d, 封冻日数为 135 d, 春夏季盛行西南风, 秋冬季多西北风.

受湖岸周边地质地貌条件和季风气候的控制, 在兴凯湖平原上, 沿北、东侧湖岸自岸向内陆呈同心弧状平行排列有四道形态相仿、规模不等的砂质湖岗, 依次为大湖岗、太阳岗、二道岗、荒岗-南岗, 呈现宽窄(30~200 m)、长短(20~80 km)、高低(3~10 m)不一的砂垅状, 平行或近于平行湖岸线. 本研究组于 2009 年 10 月对这几道湖岗进行了野外考察, 选取了 6 个典型剖面进行研究(图 2), 包括大湖岗上的 D1 和 D2 剖面、太阳岗上的 T1 剖面、二道岗上的 E1 剖面及荒岗-南岗上的 H1 和 H2 剖面. 通过岩性特征分析, 发现除现在仍在发展的大湖岗外, 其他湖岗剖面顶部均覆有岩性与下部砂层(前人研究中所称的“湖岗”[10,11])明显不同的沉积较厚的成壤或耕作层; 在太阳岗剖面的下部砂层中还夹有一段具有明显水平层理的湖相沉积. 此外, 在大湖岗和太阳岗剖面砂层中也夹有数层颜色略深的条带.

清理剖面使原生沉积物出露, 在所有剖面都进行了光释光年代样品和其他实验样品采集. 采集光释光样品时, 用长 30 cm 的不锈钢管在不同的层位垂直于剖面打进, 取出后立即用铝箔和黑色塑料盖密封管子两端, 并用不透明黑色塑料袋包好密封, 以确保不曝光、水分不散失; 光释光年代样品在各剖面湖岗下部砂层的顶部和底部附近均有采集(图 2). 其他实验样品根据岩性间隔采样, 间距为 5~20 cm, 置于样品袋中密封保存.

2 实验方法

光释光样品的制备和测试在国土资源部地下水

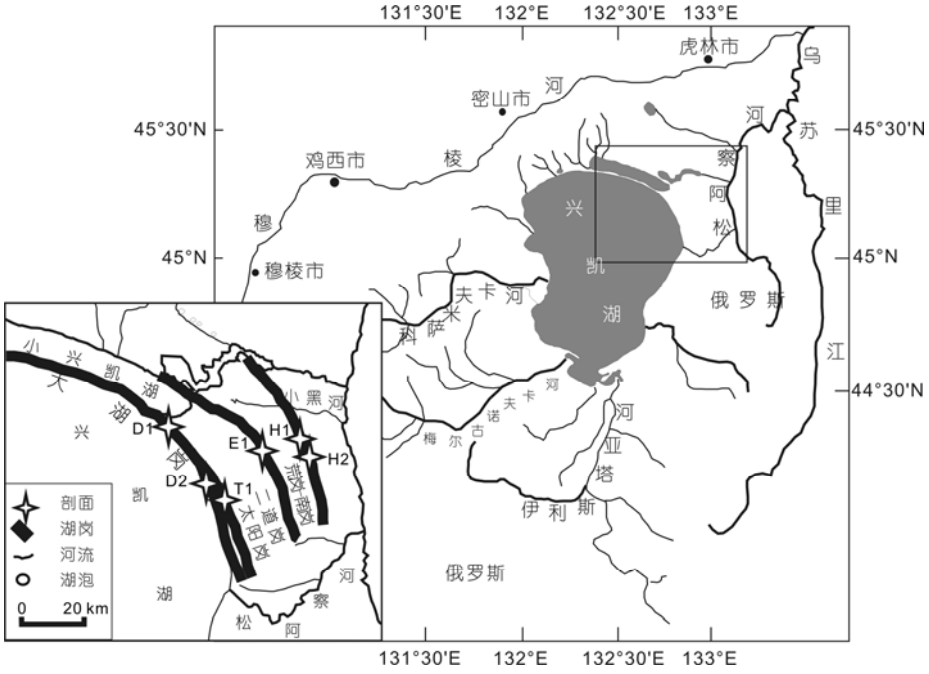

图 1 兴凯湖湖岗及采样剖面位置图

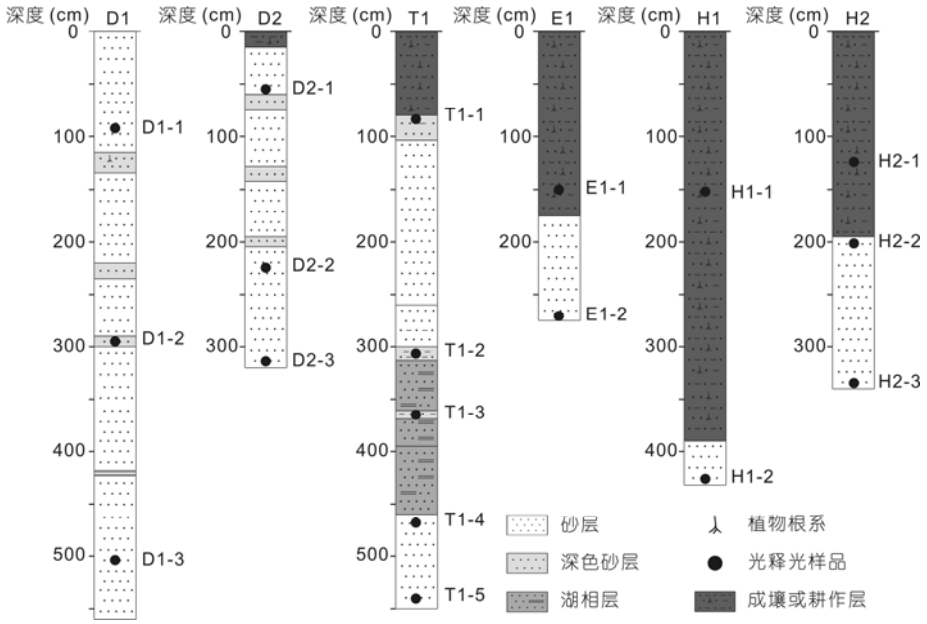

图 2　湖岗各剖面岩性及光释光测年样品深度

矿泉水及环境监测中心完成. 在实验室红光(波长640±10 nm)条件下打开不锈钢管中的样品, 先取 20 g 左右用于测定含水量及铀、钍和钾含量分析, 再取中心样品对细颗粒组分和粗颗粒组分分别进行制样. 细颗粒组分(4~11 μm)制样: 样品过 180 目筛, 将筛下部分放入烧杯中; 用浓度为 40%的双氧水和 30%的盐酸去除有机质和碳酸盐类, 然后加 30%的氟硅酸腐蚀 3 d 后, 用蒸馏水清洗至中性; 将中性悬浊液倒入烧杯, 根据静水沉降原理分离出 4~11 μm 的颗粒; 将分离好的细颗粒组分充分摇匀后, 注入事先准备好的放了不锈钢片的漏斗中, 等颗粒完全沉淀在不锈钢片上后, 再将水慢慢滴尽, 放入烘箱中低温烘干(40℃), 每个不锈钢片上的样品重约 1 mg. 粗颗粒(90~125 μm)石英制样: 取样约 300 g, 加适量双氧水和盐酸去除有机质和碳酸盐类, 用氢氟酸腐蚀 60 min, 然后用蒸馏水清洗; 低温烘干后去除磁性矿物, 用硅胶把剩下的纯石英样品固定在不锈钢测片上; 取少量样品进行红外激发检测, 没有红外信号之后进行释光测量.

光释光样品在美国生产的 Daybreak 2200 光释光仪上测定. 该系统蓝光光源波长为 470 nm, 红外光源波长为 880 nm, 在 260℃预热为 10 s, 试验剂量在 220℃预热 10 s; 需要辐照的测片均在 801 E 辐照仪中进行, 其 ^{90}Sr-γβ 放射源的照射剂量率约为 0.103871 Gy/s. 铀、钍和钾含量用中子活化法测得, 并用 Fleming 提出的校正方法对环境剂量率进行了修正[20].

粒度和磁化率指标的测定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. 取少量样品放入烧杯内, 加入蒸馏水和 5%的双氧水放置过夜以去除有机质, 再加入 5%的稀盐酸放置过夜以除去碳酸盐, 漂洗至中性后加入浓度为 0.05 mol/L 的六偏磷酸钠, 通过超声波振荡 15 min 后用英国 Malven 公司生产的 Mastersizer2000 激光粒度分析仪进行粒度测试; 将样品于 40℃下低温烘干, 经适度研磨后装入特制的方形样品测量盒进行准确的质量称取, 然后用英国 Bartington 公司生产的 MS_2 型磁化率测量仪和 MS_2B 双频探头(高、低频分别为 4.7 和 0.47 kHz)进行磁化率指标测试.

3　分析与讨论

3.1　湖岗的形成及其控制因素

兴凯湖湖岗剖面下部砂层沉积物的粒度成分主要集中在 1.8~2.4 Φ 的细砂部分, 粉砂、黏土的含量不超过 5%; 分选很好, 在粒度频率曲线上为单峰态. 所有样品的 C-M 散点图及各剖面典型样品的概率累积曲线如图 3 所示.

概率累积曲线图可以很好地揭示不同搬运状态(推移、跳跃、悬浮)的颗粒粒度分布状况, 据此恢复

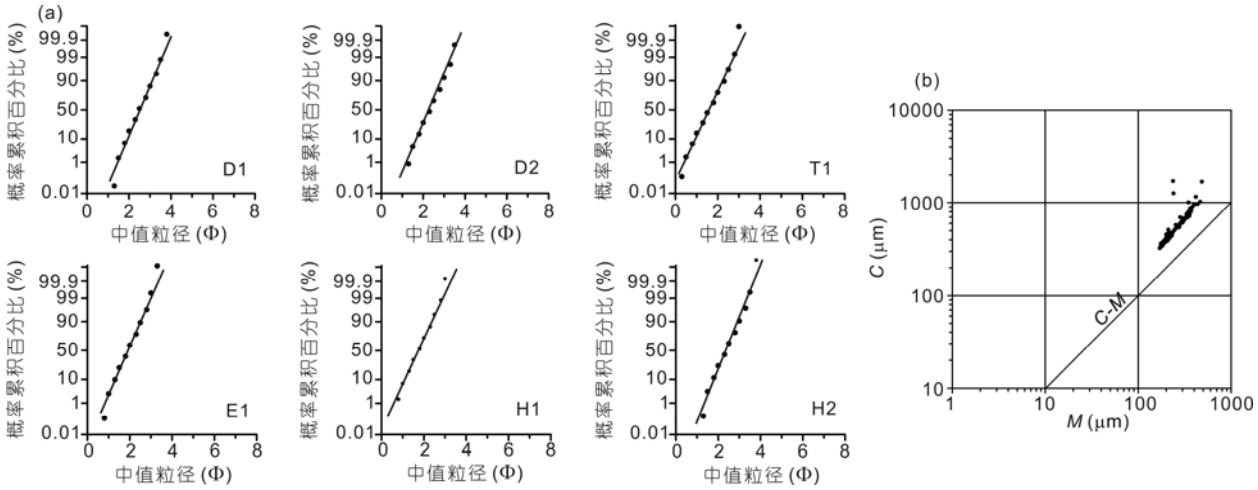

图 3 湖岗砂层样品的粒度概率累积曲线图(a)和 *C-M* 散点图(b)

搬运介质的动力特征[21]. 兴凯湖各湖岗砂层的粒度概率累积曲线特征基本一致, 粒径分布在 0.5~4 Φ 之间, 跃移总体占 98%以上, 曲线斜率高, 分选很好. *C-M* 散点图反映出沉积物搬运的最大动能和平均动能, 兴凯湖湖岗砂层样品在 *C-M* 图中较为集中, 主要分布在 *C*(300~1000 μm)与 *M*(200~500 μm)的交错区域, 搬运沉积物的动力条件较强且单一.

综合各项粒度指标, 兴凯湖湖岗砂层沉积物表现出明显的风成特征, 主要属海(湖)滩风成沙丘沉积, 与浪成沙不同[21], 是在湖滩地区, 由风力搬运堆积而成的产物. 此外, 湖岗沉积物的表面比较光滑且磨圆较好, 可能与湖浪作用有关. 由此可以判断, 在湖岸稳定时期, 湖浪作用将兴凯湖中的砂及砾石携带至岸边堆积成滨湖沙滩, 经湖风的再搬运, 在岸边 200~300 m 的范围内堆积下来, 经漫长地质时期的重复加积而成为湖岗. 当湖风较大时, 在湖滨沙滩上现在仍能够直接观察到这种搬运和堆积过程, 而湖岗之所以呈曲率均匀的弧形分布特征也与这种湖浪和风积作用有关[22].

从湖岗形成过程可见, 湖岗的发展与湖泊的变化密切相关. 首先, 湖泊扩张带来的泥沙为堆积成岗提供了充足的物源, 有利于初期湖岗的形成[23]. 其次, 湖岗的发展依赖较为稳定的湖水位, 且稳定持续时间越长湖岗规模越大. 再次, 如果在湖岗形成后湖泊出现长期大幅扩张, 湖浪的侵蚀和再搬运作用会导致早期堆积的岗上沉积物被破坏. 最后, 大规模湖水退缩将使湖岗远离物源而停止加积, 但这也是湖岗最终得以保存的必要条件. 由此可见, 湖岗主要发育于湖泊持续稳定的扩张期, 且终止于大规模湖退开始的阶段.

除现在仍在发展的大湖岗外, 兴凯湖其他湖岗剖面的顶部均覆有岩性与下部砂层明显不同的成壤或耕作层, 其粒度和磁化率测试结果显示, 湖岗砂层沉积物所有样品的中值粒径平均为 2.1 Φ, 磁化率平均 0.5×10^{-8} m^3/kg, 而砂层上部的成壤层样品中值粒径平均为 5.2 Φ, 磁化率平均 2.9×10^{-8} m^3/kg. 湖岗砂层是在湖岗堆积初期由风浪作用形成的沙堤, 即狭义上所说的“湖岗”, 在湖泊退缩、砂层停止发育后岗上开始堆积成壤或耕作层, 这标志着湖泊扩张的终结且湖泊水位再也没有达到前期的高度, 兴凯湖湖岗剖面的岩性和粒度、磁化率特征很好地记录到了湖泊水位的这一变化过程.

此外, 在湖岗发育时期, 如果湖泊出现短期进退波动也会对岗上的沉积物产生影响. 比如在小幅湖进过程中因搬运距离变小会造成岗上沉积的物质相对更粗, 反之短期湖退不但使岗上沉积相对更细的物质, 同时还有利于岗上植物的生长和成壤作用, 从而影响沉积物的有机质含量和磁化率等指标.

3.2 湖岗发育年代

利用光释光的方法, 对于细颗粒样品采用简单多片再生法测量等效剂量[24], 粗颗粒样品采用单片再生法测量等效剂量[25]. 图 4 显示了样品石英光释光信号的衰减曲线和生长曲线, 其衰减曲线显示样品的释光信号衰减较快, 并且其生长曲线使用指数方法可以很好地拟合(图 4), 说明简单多片法获得的

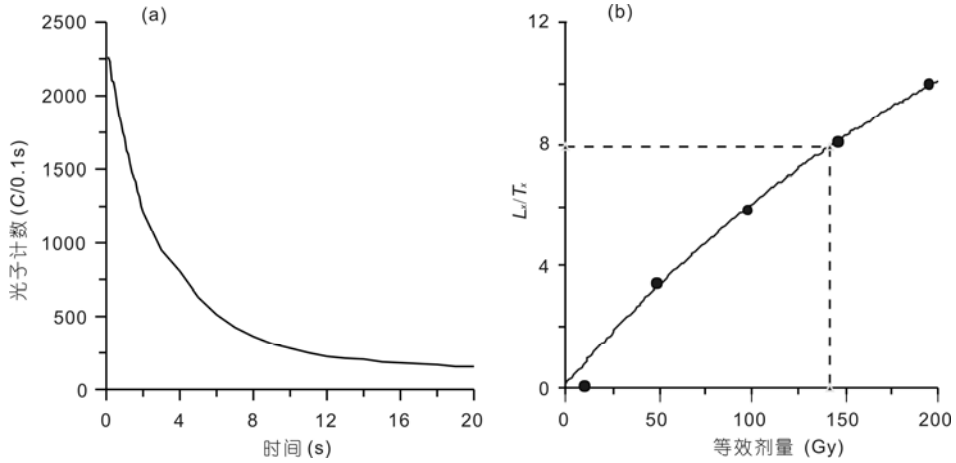

图 4　样品 T1-3 的衰减曲线(a)和生长曲线(b)

样品再生剂量点分布好, 生长曲线没有明显饱和[26]. 粗颗粒单片再生法测得的等效剂量值也较为集中, 循环比率波动范围小于 5%, 揭示出本文所选择的样品晒褪情况良好[27], 其年龄可以代表相应地层的沉积年龄. 因此, 本文样品的光释光年代数据是准确可靠的(表 1).

根据野外考察结果, 兴凯湖湖岗各剖面沉积过程连续, 未发现剖面存在明显的沉积间断或侵蚀. 结合测年结果, 兴凯湖湖岗各剖面的光释光年代和深度数据呈很好的线性关系, 指示了湖岗形成时的沉积过程相对稳定, 与野外考察结果相一致. 在此基础上, 利用内插或外延等线性方法建立了各剖面的年代模型, 得到了兴凯湖湖岗各剖面中砂层的年代序列. 其中, D1, D2, T1 和 H2 剖面, 其砂层的顶部和底部均有测年控制点, 结合这些测年点利用内插的方法分别计算了不同层位的沉积速率, 剖面顶部缺乏测年数据部分的沉积速率由相邻层位外延得到, 从而建立了剖面的年代序列, 计算结果显示, H2 剖面砂层约为 193.0~183.6 ka, T1 剖面砂层约为 23.8~14.5 ka, D1 剖面砂层年代为 3.1 ka 至今, D2 为 2.0 ka 至今; E1 剖面成壤层底部接近砂层的部位有一个测年控制点, 由于与砂层顶部非常接近, 所以将这一测年点参与计算利用内插的方法计算砂层的沉积速率并建立年代序列, 结果显示 E1 剖面砂层为 136.1~130.4 ka; H1 剖面砂层中只有一个测年控制点, 且其成壤层中的测年点距离砂层较远, 所以没有参与砂层年代序列的计算(其结果与砂层年代结果对比表明未发生倒转), 对 H1 砂层的年代只是用一个测年数据作了估算, 年代为 183.8 ka 上下, 其结果与同时期发展的 H2 剖面测年结果非常一致.

由于兴凯湖湖岗砂层的岩性及粒度、磁化率特征与其上部沉积物明显不同, 表明沉积环境发生了显著变化, 上部沉积物的出现可能代表了湖岗停止发育, 即砂层顶部年代与湖岗发育停止时段应一致, 据此本文确定了湖岗停止发育的年代; 研究剖面有些砂层虽未见底, 但是结合砂层较高的沉积速率和湖岗沉积区域的特点, 也可以推断出湖岗主要的发育时期. 自内陆向湖岸依次为: 荒岗-南岗主要在 193~183 ka 发育; 二道岗在 136~130 ka 发育; 太阳岗的形成时期为 24~15 ka; 仍在发育的大湖岗形成于约 3 ka.

3.3　近 200 ka 兴凯湖湖泊环境演化及其控制因素

如前所述, 兴凯湖北部和东北部四道湖岗的发展与湖泊的变化密切相关, 通过对湖岗年代的分析, 结合国内外近年来在乌苏里-兴凯坳陷中的研究成果[28], 重建了湖岗发育时期兴凯湖湖泊的演化过程. 结果显示, 近 200 ka 左右兴凯湖扩张, 北部岸线长期稳定在荒岗-南岗内侧沿线一带, 此时伊利斯塔亚河和梅利古诺夫卡河的地质数据也显示其下游河段存在一个相连的湖泊水体[29]. 183 ka 后湖水快速退缩, 北部岸线远离荒岗-南岗. 约 136 ka, 乌苏里-兴凯坳陷内出现相当大的湖侵[30], 兴凯湖扩张至二道岗沿线, 直到 130 ka 湖水再次退缩, 俄境内的 Nakhodka 地层底部黏土序列中出现指示湖水变浅的孢粉型. 130~25 ka 兴凯湖北部和东北部岸线在二道岗以内波动, 期间在末次冰期早期梅利古诺夫卡河口兴凯湖湖岸附近的钻孔中记录到出现一层含磨圆较好的砂

表 1 湖岗各剖面光释光年代测试数据 a)

样号	深度(cm)	*U* (ppm)	Th (ppm)	*K* (%)	等效剂量(Gy)	年剂量(Gy/ka)	含水量(%)	年代(ka)
D1-1	85	0.4	2.08	2.89	2.32±0.22	3.79	1.98	0.7±0.1
D1-2	295	0.4	1.79	2.97	7.82±0.19	3.42	4.74	2.3±0.1
D1-3	495	0.39	1.72	2.88	9.24±0.44	3.19	5.69	2.9±0.1
D2-1	57	0.41	1.87	2.96	3.23±0.12	3.42	2.65	0.9±0
D2-2	227	0.38	1.69	2.88	5.2±0.42	3.24	5.41	1.6±0.1
D2-3	317	0.34	1.21	2.48	5.72±0.48	2.80	3.50	2.0±0.2
T1-1	97	0.38	1.68	3.34	62.49±3.63	3.85	3.07	16.2±1.1
T1-2	307	0.82	3.07	2.71	82.49±2.63	3.40	6.44	24.2±1.2
T1-3	370	0.4	2.25	3.04	100.41±1.73	3.59	2.01	28.0±1.2
T1-4	462	0.75	2.74	3.13	143.1±3.01	3.81	3.06	37.6±1.3
T1-5	547	0.43	1.74	3.08	163.75±3.6	3.43	4.40	47.7±2.2
E1-1	152	1.31	6.62	2.07	412.69±15.16	3.21	9.23	128.4±7
E1-2	257	1.26	5.96	2.45	483.18±20.25	3.58	5.11	135.0±7.8
H1-1	152	1.6	4.66	2.06	424.14±16.08	3.12	11.10	135.9±9.1
H1-2	425	0.68	4.25	2.2	509.57±17.29	2.59	19.43	183.8±9.6
H2-1	127	0.86	4	2.16	479.48±13.6	2.95	9.37	162.7±7.7
H2-2	182	0.77	3.43	2.22	501.9±13.06	2.73	20.57	183.8±8.8
H2-3	312	0.66	2.18	2.39	568.55±4.45	2.96	4.52	191.9±7.8

a) 1 ppm=1 μg/g, 余同

砾和卵石的石英-长石海滩砂, 指示出现了一次新的湖侵[31], 但是可能受到了后期更大湖侵的破坏, 在北岸未能有湖岗记录保存下来. 此后湖盆和周围山麓地带的沉积物地层中出现了一个由湖退的部分冲刷作用造成的明显分界, 在盆地北部湖退伴随着广大的低地沼泽出现[29]. 24 ka 左右湖泊再次扩张, 北部和东北部岸线长期稳定在太阳岗内侧沿线一带, 乌苏里-兴凯坳陷中的钻孔记录也显示末次冰期晚期出现了大规模湖侵, 除现在的河流外, 别拉亚河和穆棱河分别在东部和西部流入湖泊[32]. 在太阳岗形成期间记录到出现了一次短期较大幅度湖侵, 并在湖退后残留成小兴凯湖. 15 ka 以后湖水再次快速退缩, 北岸退至太阳岗内侧波动. 最后一次湖退阶段开始于 8.5~5 ka, 在 3.2~2.8 ka 结束[33], 这次湖退幅度较小, 东北部湖岸退移距离最大, 向北逐渐变小. 此后至今兴凯湖再次稳定扩张, 湖泊东部和北部周边出现大面积沼泽. 总体来说, 近 200 ka, 兴凯湖北部和东北部湖岸线阶段性向南退缩, 期间至少出现了 4 次大规模湖侵和 3 次湖退, 即在 193~183, 136~130, 24~15 以及 3 ka 至今为湖泊稳定扩张期, 各期结束后湖水快速大幅退缩.

对比发现(图 5), 湖岗记录的近 200 ka 以来兴凯湖 4 次湖泊扩张期的出现与全球气候冷期基本一致, 尤其在 MIS2 和 MIS6 早期及晚期这 3 个最冷时段都出现了湖侵, 而湖退期与暖期开始阶段也同时发生, 这种现象在兴凯湖南部的研究中也得到了证实[34]. 实际上, 这种对应关系自中更新世开始就已存在[29,35], 比如在中更新世早期的 Shmakovka 冷期兴凯湖出现大量湖侵, 其后的 Sungach 暖期在盆地中心部位也发现了湖沼相沉积.

兴凯湖面积广大且周边区域地形平坦, 湖泊的形成和发展主要由地层下降和沉积作用控制, 自中更新世以来可以不考虑地层下降对湖泊演化的影响[30]. 根据兴凯湖南部区域湖泊沉积地层及其河流地层记录分析发现, 乌苏里-兴凯凹陷中平坦地形对湖泊的扩张与退缩有重要的影响. Korotkii 等人[28,36]认为, 虽然暖期时湖区降水增加, 但同时流域侵蚀强度和河流溯源侵蚀的加强造成湖水沿河道外泄, 从而并不利于湖泊扩张; 而冷期时碎屑物质填入河谷导致稳定沉积区域扩大, 加之堆积形成的湖岗阻塞了湖水外泄, 有利于湖泊的发展. 此外, 其他因素也可能导致湖泊的扩张, 比如冷期时较低的夏季温度引起的蒸发量降低使得湖泊流域范围有效湿度较高, 另外由于在终年积雪地区和永久冰冻带等局部保存有降水, 冷期时河流的年径流量可能更均衡[31]. 兴凯湖北部湖岗的光释光测年为这一解释提供了有力

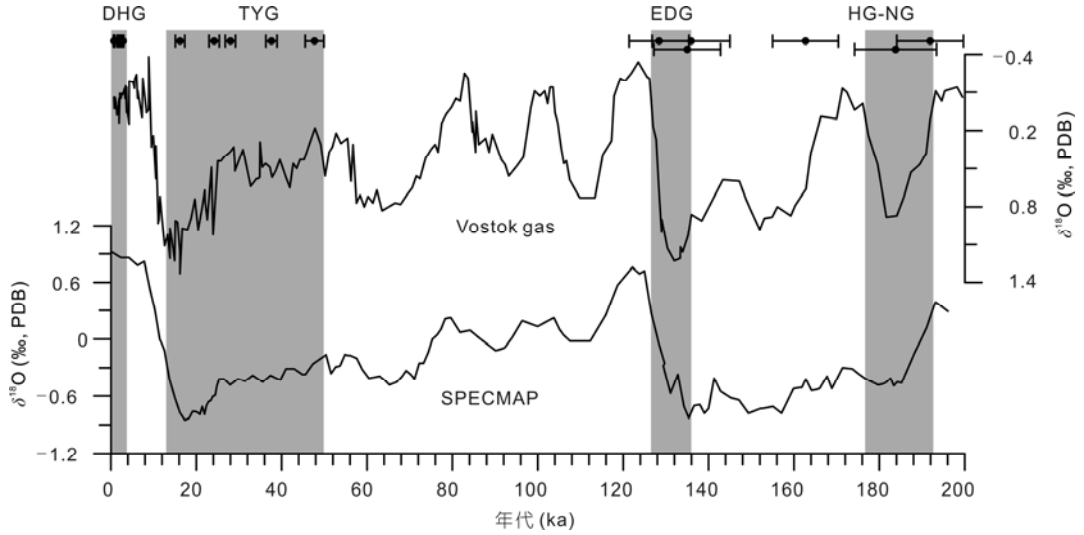

图 5　各湖岗砂层发育年代(深色条带)与 Vostok gas atm-δ^{18}O 及 SPECMAP δ^{18}O 变化记录的对比

DHG 为大湖岗, TYG 为太阳岗, EDG 为二道岗, HG-NG 为荒岗和南岗

的证据支持, 同时年代数据也表明, 中更新世以来兴凯湖湖泊的演化与气候冷暖变化有很好的相关性.

200 ka以来兴凯湖除发生上述4次湖侵外, 在T1剖面中, 太阳岗砂层中出现了一个有水平层理的典型湖相沉积层, 记录了一次湖泊扩张过程. 这次扩张大约开始于 37 ka, 北部岸线扩张超过后期太阳岗沉积的范围, 但未达到二道岗, 直到 25 ka 左右湖水快速退缩, 沉积物出露. 对比发现, 出现于末次冰期间冰阶晚期(MIS3a)的这次扩张与湖岗记录的其他几次湖泊扩张期不同, 不是发生在全球气候冷期中的最冷阶段. MIS3a 是一个比较特殊的时期, 此时在我国西北干旱区和青藏高原出现大面积古湖泊和高湖面[37~39], 施雅风等人[40]称之为特强夏季风事件; 我国东部的渤海沿岸、长江三角洲和珠江三角洲发生气候-冰川型海侵[41]; 蒙古高原北部戈壁大面积退缩同时形成相应的古土壤[42]; 土耳其的 Konya 湖[43]及阿拉伯沙漠地区同样发现有该时期湖泊沉积或高湖面记录. 据申洪源等人[44]的研究, MIS3a 时期东北地区年降水量比现代要增加 100~400 mm 不等, 因此我们有理由相信 37~25 ka 在兴凯湖发生的这次湖泊扩张虽然与末次冰期的低温有关, 但主导因素不是温度, 而是由岁差旋回太阳辐射及海陆水汽潜热释放促使东亚夏季风的增强[45], 从而造成的兴凯湖地区降水增加并促使湖泊扩张.

除了上述长期演变, 湖岗对湖泊水体的短期波动也有记录. 在本研究的几个剖面中, 太阳岗和大湖岗剖面砂层的样品分辨率较高, 粒度和磁化率等指标指示了一致的变化趋势(图 6). 其中在 T1 剖面沉积物记录中, 17.2~15.7 ka 出现沉积物颜色加深、粒度变细、磁化率含量增高的层段, 同样的特点在 D1, D2 沉积物记录的 1.4 ka 左右也有显示, 反映在这两个湖岗砂层堆积的时期出现短期湖泊退缩事件, 此时岗上沉积相对更细的物质, 同时成壤作用也使磁化率增高. 这两次湖泊退缩事件虽然在时间上正对应全球气候记录中的两个典型冷期, 但笔者认为该地区气候变冷不应引起湖泊退缩. 与众多东亚夏季风记录对比发现, 17~15 ka 东亚季风区多处出现气候变干, 而此时兴凯湖北部岸线也开始退缩. 同样的变化在 1.4 ka 时期大湖岗剖面记录中再次出现, 这与我国北方地区的沙漠化扩张过程一致[46]. 可以看出, 与长期演化和全球气候冷暖的响应方式不同, 在千年尺度上, 兴凯湖湖泊水位的变化更直接地响应于东亚夏季风强度影响的区域降水的变化.

4　结论

本文对兴凯湖北部四道湖岗剖面沉积物进行了光释光年代测试和粒度、磁化率等指标分析, 首次对各道湖岗进行了系统的年代学研究, 恢复出湖岗主要的发育时期, 重建了近 200 ka 以来兴凯湖湖泊环境的演化过程, 其主要结论如下:

(1) 兴凯湖北部平原上展布的四道湖岗是在湖滩地区由湖浪和湖风搬运堆积而成的产物, 其形成

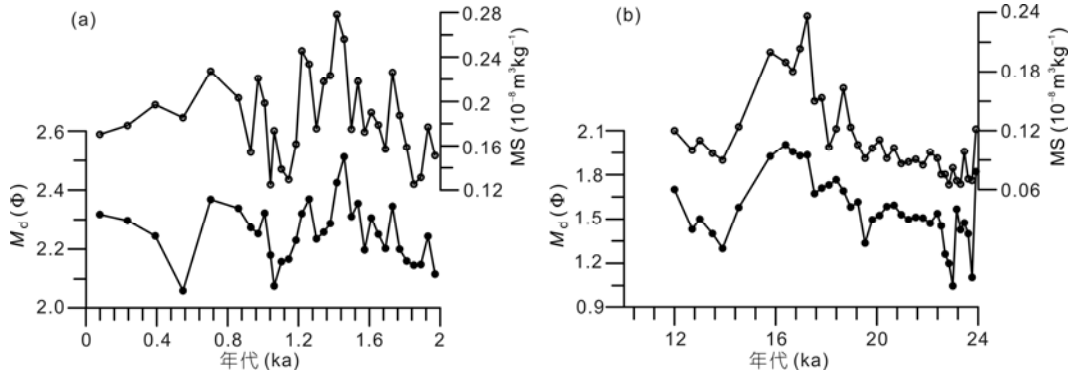

图 6 大湖岗剖面 D2(a)和太阳岗剖面 T1(b)的粒度和磁化率记录

发展与湖泊的变化密切相关, 主要发育于湖泊持续稳定的扩张期, 并在大规模湖退过程中保存, 且在湖岗发育时期湖泊的短期进退波动也会对岗上的沉积物产生影响. 基于 18 个光释光测年数据, 用湖岗记录重建的湖泊演化过程显示, 近 200 ka 兴凯湖北部和东北部湖岸线阶段性向南退缩, 期间至少出现了 4 次大规模湖侵和 3 次湖退, 在 193~183, 136~130, 24~15 以及 3 ka 至今为湖泊稳定扩张期, 各期结束后湖水快速大幅退缩.

(2) 结果显示, 中更新世以来兴凯湖大规模的扩张和收缩分别与全球气候冷期和暖期相对应, 通过对流域内河谷的冲积积累强度和湖泊的相对湿度的控制, 气候冷暖对湖泊的长期演化影响显著. 此外, MIS3a 时期兴凯湖发生的一次较大规模湖泊扩张可能与东亚夏季风引起的降水增加有关, 而在千年尺度上, 15 和 1.4 ka 左右出现的 2 次湖泊退缩事件也显示短期湖泊水位波动更直接地响应于区域降水的变化.

参考文献

1 An Z S, Porter S C, Kutzbach J E, et al. Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon. Quat Sci Rev, 2000, 19: 743–762
2 李文漪. 中国第四纪植被与环境. 北京: 科学出版社, 1998
3 Williams D F, Kuzmin M I, Prokopenko A A, et al. The lake Baikal drilling project in the context of a global lake drilling initiative. Quat Int, 2001, 80-81: 3–18
4 裘善文, 姜鹏, 李风华, 等. 中国东北晚冰期以来自然环境演变的初步探讨. 地理学报, 1981, 36: 315–327
5 夏玉梅, 汪佩芳. 密山杨木 3000 多年来气候变化的泥炭记录. 地理研究, 2000, 19: 53–59
6 杨永兴, 王世岩. 8.0 ka BP 以来三江平原北部沼泽发育和古环境演变研究. 地理科学, 2003, 23: 32–38
7 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. 湿地科学, 2004, 2: 110–115
8 吴建, 沈吉. 兴凯湖沉积物磁化率和色度反映的 28 ka BP 以来区域古气候环境演化. 海洋地质与第四纪地质, 2009, 29: 123–130
9 吴建, 沈吉. 兴凯湖沉积物粒度特征揭示的 28 ka BP 以来区域古气候环境演化. 湖泊科学, 2010, 22: 110–118
10 裘善文, 万恩璞, 汪佩芳. 兴凯湖北部湖岸线的变迁及松阿察河古河源的发现. 科学通报, 1988, 12: 937–940
11 裘善文, 万恩璞, 李风华, 等. 兴凯湖北部平原的发展与湿地的形成. 湿地科学, 2007, 5: 153–158
12 Wintle A G. Luminescence dating: laboratory procedures and protocols. Radiat Meas, 1997, 27: 769–817
13 Prescott J R, Robertson G B. Sediment dating by luminescence: A review. Radiat Meas, 1997, 27: 893–922
14 赵华, 卢演俦, 陈杰, 等. 华北晚第四纪沉积物细颗粒组分红外释光与绿光释光测年. 科学通报, 2000, 45: 2332–2337
15 Huntley D J, Hutton H T, Prescott J R. The standed beach-dune sequence of south-east South Australia: A test of thermoluminescence dating, 0–800 ka. Quat Sci Rev, 1993, 12: 1–20
16 赵华, 卢演俦, 王成敏, 等. 疏勒河冲积扇绿洲全新世古水文演化释光年代学. 核技术, 2007, 30: 893–898
17 Long H, Lai Z P, Wang N A, et al. Holocene climate variations from Zhuyeze terminal lake records in East Asian monsoon margin in arid northern China. Quat Res, 2010, 74: 46–56
18 Yang L H, Zhou J, Lai Z P, et al. Lateglacial and Holocene dune evolution in the Horqin dunefield of northeastern China based on luminescence dating. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2010, 296: 44–51
19 鹿化煜, Thomas S, 弋双文, 等. 高密度光释光测年揭示的距今约 15~10 ka 黄土高原侵蚀事件. 科学通报, 2006, 51: 2767–2772

20 Prescott J R, Robertson G B. Sediment dating by luminescence: A review. Radiat Meas, 1997, 27: 893–922
21 成都地质学院陕北队. 沉积岩(物)粒度分析及其应用. 北京: 地质出版社. 1976
22 胡君生. 兴凯湖湖岗及其成因. 黑龙江地质, 2001, 12: 89–95
23 王开成, 成光民. 刍议兴凯湖湖岗的形成. 黑龙江水利科技, 2005, 4: 52–53
24 王旭龙, 卢演俦, 李晓妮. 黄土细颗粒单片再生法光释光测年的进展. 核技术, 2005, 28: 383–387
25 Murray A S, Wintle A G. Luminescence dating of quartz using an improved sinle-aliquot regenerative-dose protocol. Radiat Meas, 2000, 32: 57–73
26 Roberts H M, Duller G A T. Standardised growth curves for optical dating of sediment using multiple-grain aliquots. Radiat Meas, 2004, 38: 241–252
27 Olley J M, Caitcheon G G, Roberts R G. The origin of dose distributions in fluvial sediments, and the prospect of dating single grains from fluvial deposits using optically stimulated luminescence. Radiat Meas, 1999, 30: 207–217
28 Korotkii A M, Grebennikova T A, Karaulova L P, et al. Lacustrine transgressions in the late Cenozoic Ussuri-Khanka depression (Primor'e). Russian J Pacific Geol, 2007, 1: 53–68
29 Korotkii A M, Karaulova L P, Romashkova N I. Lacustrine transgressions and late Cenozoic sedimentationin Ussuri-Khanka depression (in Russian). Geol-Geomor Conf Compl Far East, 1980, 162–181
30 Korotkii A M, Kitaev I V, Mikhailove N A, et al. Lithological characteristics of modern sediments in lake Khanka (in Russian). Sediment Petrol-Bearing Areas Far East, 1975: 78–96
31 Korotkii A M. Lake types and Quaternary limnogenesis in the southern far east. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2000, 4: 106–125
32 Korotkii A M, Karaulova L P, Alekseeva E V, et al. On finding the Khorol'sky mammoth (Primorye) (in Russian). Evol Environ, 1981: 29–50
33 Bazarova V B, Mokhova L M, Orlova L A, et al. Variation of the lake Khanka level in the late Holocene. Russian J Pacific Geol, 2008, 23: 272–276
34 Bersenev I I, Sokhin V K. Quaternary deposits (in Russian). Geol USSR, 1969, 32: 373–389
35 Pavlyutkin B I, Khanchuk A I. New data on the age of lake Khanka, the Russian far east. Earth Sci, 2002, 383: 187–189
36 Korotkii A M. Relationship between tectonic and climatic factors during the late Cenozoic evolution of river valleys in the Sikhote Alin and southwestern Primorye (in Russian). Evol River Valleys Lands Reclam, 1979: 29–35
37 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: 41–52
38 杨小平, 刘东生. 距今 30 ka 前后我国西北沙漠地区古环境. 第四纪研究, 2003, 23: 25–30
39 张虎才, 雷国良, 常凤琴, 等. 柴达木盆地察尔汗贝壳堤剖面年代学研究. 第四纪研究, 2007, 27: 511–521
40 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征、影响及原因探讨. 湖泊科学, 2002, 14: 1–11
41 郑卓, 王建华. 珠江三角洲北部晚第四纪孢粉植物群的古环境意义. 热带海洋, 1998, 17: 1–9
42 Feng Z D. Gobi dynamics in the northern Mongolian Plateau during the past 20000+ yr: Preliminary results. Quat Int, 2001, 76: 77–83
43 Roberts N, Erol O, de Meester T, et al. Radiocarbon chronology of the late Pleistocene Konya lake, Turkey. Nature, 1979, 281: 662–664
44 申洪源, 张红梅, 贾玉连. 内蒙古黄旗海湖泊沉积物 $\delta^{13}C_{org}$ 记录的环境演变信息. 海洋地质与第四纪地质, 2005, 25: 35–40
45 赵侃, 孔兴功, 程海, 等. MIS3 晚期东亚季风强度和 D-O 事件年龄. 第四纪研究, 2008, 28: 177–183
46 李智佩, 岳乐平, 郭莉, 等. 全新世气候变化与中国北方沙漠化. 西北地质, 2007, 40: 1–29