

呼伦湖晚第四纪湖相地层沉积学 及湖面波动历史

王 苏 民 吉 磊

(中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊沉积与环境开放研究实验室, 南京 210008)

摘要 对内蒙古呼伦湖盆地扎赉诺尔地区晚第四纪湖泊沉积物进行了沉积学(沉积构造、结构、垂向层序等)和 ^{14}C 年代地层学研究,并逐层识别出地层剖面的各种沉积相类型,包括开阔湖、近岸带、滨岸沙滩、滨岸沼泽和滨岸沙丘等不同类型沉积,依此恢复了30ka B.P.以来的湖泊演化和湖面波动历史。其中13~11ka B.P.是湖面最高时期,10.9~10.6ka B.P.的低湖面可能与新仙女木事件有关。

关键词 呼伦湖 晚第四纪沉积 沉积环境 湖面波动 气候变化

在湖泊沉积记录中,沉积学特征是反映沉积环境变化的最直观证据。由于气候波动引起湖泊水位、水动力学、水化学、生物群落、流域侵蚀等湖泊环境要素发生变化,从而表征在沉积物的颗粒结构、形态、粒度、层理、层面痕迹、自生矿物、化学成分、生物遗迹等方面上。因此对沉积学证据进行详细的野外观察描述和室内实验分析,是古湖泊学研究的最基本手段。

本文以内蒙古呼伦湖盆地扎赉诺尔晚第四纪湖泊沉积物为例,通过对地层的沉积学研究,恢复此区30ka B.P.以来的湖泊演化和湖面波动历史,为区域气候变化序列的建立提供证据。有关环境磁学、地球化学和孢粉学的研究已另文发表^[1~3]。

呼伦湖位于内蒙古呼伦贝尔草原西侧,地处大兴安岭以西的非季风区,是我国第五大湖,也是我国纬度最高的大湖(48°30'40"~49°20'40"N)。本世纪20年代起,就在该湖以北的扎赉诺尔发现了扎赉诺尔人头骨化石,以后陆续又发现了多个人骨化石和一些哺乳动物化石,从而引起了地质学、地理学、古生物学和考古学家的广泛注意^[4~6]。

1 研究区及第四纪地层

呼伦湖盆地在形态上呈NE向延伸的不规则斜长方形,区域地质构造上为一开阔向斜。盆地东西两侧分别被嵯岗正断层和西山正断层所控制,因此属于断陷构造盆地。扎赉诺尔位于盆地的北侧,即呼伦湖以北约12km处(图1),这里由于东露天煤矿的开采,揭示了发育良好的晚第四纪湖泊沉积剖面,在厚度为十几至二十几米的第四系之下为角度不整合接触的

• 国家自然科学基金项目(49172119)。

收稿日期:1995年3月25日;接受日期:1995年5月9日。

作者简介:王苏民,男,1939年生,研究员。1962年南京大学地理系毕业。主要从事湖泊沉积学和第四纪地质学研究。著有《岱海》、《呼伦湖》等。

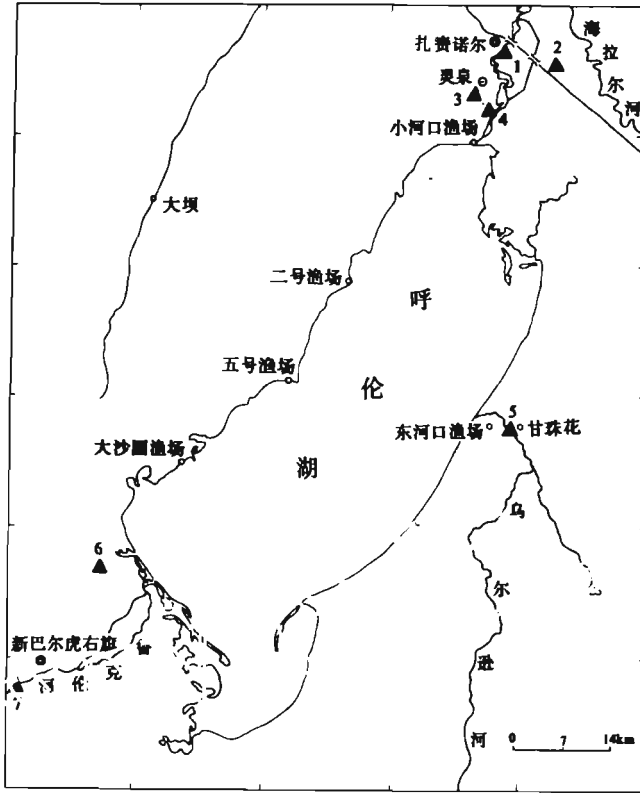


图1 呼伦湖及其研究区剖面位置

1. 东露天矿剖面; 2. 秃尾巴山剖面; 3. 孤山剖面; 4. 航电站剖面; 5. 甘珠花剖面;
6. 巴隆萨波剖面; 7. 西旗剖面

Fig. 1 Map showing Hulun Lake and the locations of the study sections

侏罗纪煤系地层。

对东露天矿南端第四纪沉积剖面进行的详细观察表明,该剖面第四系厚度为 14.6m,按岩性、沉积构造和生物化石组合可以分为 7 个岩性层和 9 个亚层(图 2)。该地层剖面中共有 8 个 ^{14}C 测年数据。层 2 和层 3 的年龄采用 FJ-2101 型液体闪烁计数器改进系统测得^①。层 5~7 的 ^{14}C 年龄根据同一剖面中黎兴国等所测的数据^[7]。层 1 中的 $26890 \pm 1500\text{a}$ 的 ^{14}C 年龄数据是根据秃尾巴山同层位砾石层所夹古土壤层样品所测, $19900 \pm 575\text{a}$ 的年龄取自孤山与东露天矿砾石层呈相变关系的泥炭层。

2 沉积学特征

2.1 沉积学分析内容

东露天矿剖面的沉积学观察和实验分析包括以下几个方面:

(1) 沉积构造 本剖面中发育有多种类型的层理与层面构造。按 Reineck 和 Singh^[8]对

① 南京大学大地海洋科学系 ^{14}C 分析实验室测试。

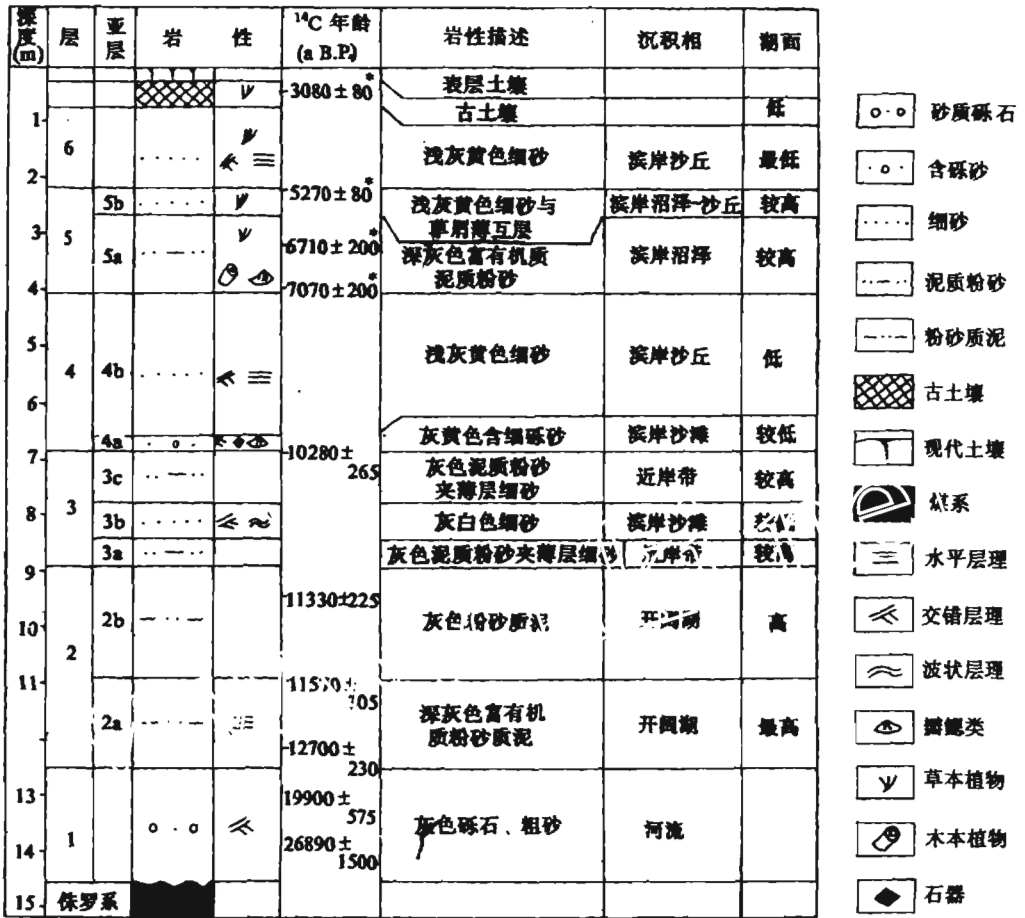


图2 东露天矿的第四纪地层柱状剖面图(注“*”的¹⁴C数据引自黎兴国等^[7])
 Fig. 2 Columnar profile of the Quaternary sediments from East Open Cut Mine

层理的分类,剖面中出现的层理类型有:

- 平行层理
- 交错层理 {
 - 槽状交错层理
 - 板状交错层理
- 脉状层理和透镜层理 {
 - 脉状层理
 - 波状层理
 - 透镜层理
- 上叠波痕层理 {
 - 同相位上叠波痕层理
 - 迁移上叠波痕层理
- 互层层理(或纹理)

(2) 沉积物颗粒的形态和表面结构 砂粒形态制成油浸薄片在偏光显微镜下观察,表面结构通过扫描电镜(SEM)观察,对部分样品的石英砂粒在JSM-35CF型扫描镜上进行图像扫描照相。

(3) 粒度分析 样品分散后在RPS-75型音波振动式全自动筛分仪和SKC-2000型光

透式粒度仪进行分析,结果经微机处理并成图。

(4) 大化石和生物遗迹 东露天矿剖面中出现的大化石有瓣鳃类、草本植物和木本植物。此区曾发现大量人头骨化石、哺乳动物化石、鱼类化石及文化遗物^[5-7]。

(5) 地层层序 主要包括沉积组合、沉积韵律和旋回。

2.2 地层沉积学特征

东露天矿剖面晚第四纪地层的沉积学特征自下而上依次描述如下:

层 1(14.59~12.49m)

厚层灰色砾石层,夹薄层含砾粗砂或透镜体(图版 I-1)。砾石粒径 0.5~5cm,次棱角状-次圆状,略显定向排列。砂层内部发育板状交错层理,垂向层序中由 4~6 个正韵律单元组成,底面为侵蚀冲刷面。这些特征说明砾石形成于河流的河床沉积,其中砂质透镜体或薄层可能属于河滩沉积。

层 2(12.49~8.89m)

包括亚层 2a 和亚层 2b。亚层 2a(12.49~10.89m)为厚层灰色含粉砂泥,发育薄互层层理或纹理,纹层通常厚 1~3mm(图版 I-2)。沉积物的物质成分、沉积构造及其在横向上的稳定性说明此层形成于静水环境,属于开阔湖沉积。镜下沉积物较细,以粘土为主,含少量粉砂(20~30%)和细砂(5~10%),砂粒次棱角状-次圆状,含植物碎屑和大量硅藻壳体。亚层 2b(10.89~8.89m)为厚层深灰色粉砂质泥,发育互层层理,单个纹层厚度毫米至数厘米不等。此层沉积物亦形成于开阔湖环境。镜下沉积物含粉砂 30~45%,细砂 5~10%,较亚层 2a 略粗。

层 3(8.89~6.83m)

包括亚层 3a、亚层 3b 和亚层 3c。亚层 3a 和 3c 为灰色厚层粉砂质泥夹灰白色薄层细砂,局部出现一些含植物残体的薄层富有机质腐泥。亚层 3b 为灰白色厚层细砂。层 3 中最典型的沉积构造是脉状层理、波状层理和透镜层理,其中在砂、泥互层中波状和透镜层理常见(图版 I-3),而在砂层内部可见脉状层理(图版 I-4)。对于脉状和透镜层理系列,通常认为形成于水流活动期与静工期交替出现条件下,多为潮汐环境的产物^[9]。因此,可以认为层 3 形成于湖泊滨岸环境,包括近岸带和滩地。层 3 中砂层的砂粒多为圆状、次圆状,分选极好,细砂含量可达到 90%(图版 II-6)。3 个砂样的粒度分析表明,分选度 S_0 为 1.16~1.29,具滩沙的特点。

砂层中石英颗粒的 SEM 分析显示贝壳断口、V 形撞击坑、溶解-沉淀面等(图版 II-7),反映水下环境特征^[10]。一些样品中出现少量具碟形坑、磨圆面的石英颗粒,代表风蚀作用的影响^[10],推测这些砂粒来源于附近的风成砂丘。

层 4(6.83~4.13m)

包括亚层 4a 和亚层 4b。亚层 4a(6.83~6.59m)为灰黄色含细砾粗砂。分选较好,发育板状交错层理(图版 I-5)。局部见大量瓣鳃类化石堆积,在剖面的同一层位还发现有石器、陶片、碎砖和炭灰层(图版 I-6)。此层底面与下伏沉积层为一侵蚀冲刷面。这些反映湖滨沙滩沉积,石器、陶片等人类遗物及炭灰表明人类曾在此生活。亚层 4b(6.59~4.13m)是浅灰黄色厚层细砂,局部含草本植物碎屑及其腐烂后形成的有机腐泥。发育板状交错层理、槽状交错层理、平行层理和风蚀-充填构造。常出现交错层理与平行层理的层组互层。陡倾斜的前

积纹层(约 30℃)为风成砂丘的主要特征之一^[11]。一个最典型的风成作用标志是风蚀-充填构造, 原先具层理构造的砂层被风力侵蚀, 随后又迅速充填而成(图版 I-7)。镜下此层细砂分选较好, 多为圆状-次圆状。2个样品的粒度分析表明 S_0 为 1.17~1.24。SEM 分析显示出石英颗粒具有磨圆颗粒、碟形坑、贝壳断口和溶解-沉淀面等特征(图版 I-8), 与风成环境砂颗粒特征一致^[11,12]。

亚层 4a 和亚层 4b 下部砂层中曾发现有十几个著名的“扎赉诺尔人”头骨和大量石器; 此外还有哺乳动物化石包括牛、野牛、马、鹿、羚羊、狼、猛犸象等以及一些鱼类、鸟类化石^[5~7]。这些人类和动物化石的存在说明这一阶段已以陆地环境为主。

层 5(4.13~2.23m)

包括亚层 5a 和亚层 5b。亚层 5a(4.13~2.73m)为深灰色厚层含有机质泥质粉砂, 中部夹灰色薄层泥质细砂。含非常丰富的草本和木本植物(图版 I-8, II-1), 底部见密集分布的较大个体瓣鳃类化石(图版 II-2)。此外还发育生物扰动构造。推测该层沉积物形成于滨岸沼泽环境。亚层 5b(2.73~2.23m)为浅灰黄色细砂, 含非常丰富的草本植物碎屑。薄层状草屑与薄层砂构成薄互层。草甸在生长过程中不断被风成砂所覆盖, 因此形成砂-草屑的薄互层。层 5 厚度各处差别较大, 说明发育沼泽的原始地形并不平坦, 只有在湖滨低洼地才具备形成沼泽沉积的良好条件。

层 6(2.23~0.68m)

浅灰黄色厚层细砂, 局部含细砾。其中夹几层土壤化的浅褐色薄层细砂。含大量草本植物碎屑。发育板状交错层理、平行层理和上叠交错层理。此层显示出风成砂丘的特征, 尤其是交错层理前积纹层的倾角较陡, 达 30℃, 是风成砂丘的重要标志。另一风成作用的现象是砂层中的滞留砾石(lag gravel)沉积(图版 II-3), 上叠交错层理的发育表明砂质供应较为充足(图版 II-4), 几层土壤化的薄砂层代表了活动沙丘发展过程中曾出现几次短暂的停顿阶段(图版 II-5)。镜下沉积物特征与亚层 4a 相似, 分选良好, 颗粒呈圆状-次圆状, 2个样品粒度分析表明其分选度 S_0 为 1.15~1.22, 石英颗粒表面的 SEM 分析显示出磨圆面、碟形撞击坑、溶解-沉淀面等结构特征, 均与风成作用有关。

层 7(0.68~0.27m)

深灰色古土壤层, 属灰栗土, 含大量植物根系和有机质团块。下伏细砂层为成壤母质。层 7 之上为现代土壤层。

3 湖面波动与环境演化

根据上述沉积特征的分析, 可以逐层建立剖面的沉积环境演变序列(图 2)。在此基础上能够对湖盆 30ka B. P. 以来湖面波动及环境演化历史作一个大致的推测(图 3)。以下¹⁴C 年龄除实测值外, 均采用内插法推算。

3.1 13ka B. P. 以前

这一时期是河流相沉积发育阶段。根据呼伦湖北部灵泉和灵东地区的地质勘探资料, 全区发育厚 5~11m 的河流相和冲积相砂砾层, 说明在约 13ka B. P. 以后呼伦湖可能才真正

形成。此外,由于砂砾层中普遍发育较大规模的冻融褶皱,反映当时的气候寒冷^[4]。扎赉诺尔以东的秃尾巴山地区河流相砂砾层之间的古土壤层(¹⁴C 年龄 26890±1500a)代表严寒气候条件中的一度较为温湿时期,属末次间冰段的产物。

3.2 13~11ka B. P.

层 2 即为这一时期的沉积,反映开阔湖沉积环境。早期沉积(亚层 2a)沉积物较细,薄互层层理或纹理较发育,说明湖水更深,湖面较大。晚期(亚层 2b)湖水位稍有降低,反映细砂和粉砂含量有所增加。但总体上看,这一时期的沉积物岩性变化小,说明环境较为稳定,湖面波动幅度不大,此期是湖面最高的一个阶段。在西侧西庙附近巴隆萨波发现一处高湖面期形成的阶地(图 1),标高 560m,为滨岸相砂、泥互层,对其中所夹植物根系进行¹⁴C 测年为 11410±270a。这说明呼伦湖晚冰期后期最高湖面高出出现代湖面约 15m。

3.3 11~10ka B. P.

此期的沉积物(层 3)形成于滨岸、近岸环境。岩性变化较大,反映环境的强烈波动。与前一阶段相比,这一时期总体上处于湖退过程中,但湖面的次级波动较为频繁。例如 11.3~10.9ka B. P. (亚层 3a)是这一时期中湖面相对较深阶段,以近岸相沉积为主;10.9~10.6a B. P. (亚层 3b)湖面明显下降,形成滨岸砂;而 10.6~10.3a B. P. (亚层 3c)的近岸相泥质沉积反映湖面再次上升。这一过程与新仙女木(Younger Dryas)期前后的环境剧变是一致的。

3.4 10~7.1ka B. P.

这一时期的早期,本区处于滨岸滩地环境沉积阶段(亚层 4a)。随后进入滨后环境,形成滨岸沙丘(亚层 4b)。说明湖面持续下降,湖泊大规模退缩,而且风沙活动逐渐加强,可能反映区域有效湿度的降低。这与相邻地区毛乌苏和腾格里沙漠的严重沙化时段是一致的^[15]。

3.5 7.1~5.3ka B. P.

7.1~5.3ka B. P. 已处于中全新世温暖期,本区的沉积物表现为滨岸沼泽沉积。与前一阶段即 10~7.1ka B. P. 的湖面位置相比,7.1~5.3ka B. P. 再次出现湖泊扩张,湖面有所升高。在呼伦湖东侧甘珠花乡附近乌尔逊河谷中发育有该时期的滨岸沼泽沉积,其高程为 550m。因此,推测此期湖面高程可能曾达到这一高度。这是呼伦湖形成以来的第二个高湖面时期。湖面上升、沼泽发育以及动植物的繁盛反映这一时期有效湿度明显增加。但至晚期(亚层 5b)气候条件开始恶化,出现风沙作用的影响。

3.6 5.2~3.1ka B. P.

这一时期的沉积物(层 6)与亚层 4b 相似,为滨岸沙丘沉积,但风成作用更为明显,说明湖面再次下降,研究区出露湖面。虽然此期间可能存在几次短暂的湿度增加,形成土壤化沙丘时期,但总体趋势是有效湿度下降,形成了较大范围的沙丘沉积。根据下伏沉积层的大规模冻融褶皱,反映 5.2~3.1ka B. P. 又进入一个冷期。

3.1ka B. P. 前后扎赉诺尔地区长期出露,形成了范围广大的厚度不等的古土壤层。该时期的古土壤层在呼伦湖周围地区普遍发育,如新巴尔虎左旗西公庄、赫尔洪德等地^[14]。

总之,约 13ka B. P. 该湖形成以来,经历了 13~11ka B. P. 的高湖面、11~10ka B. P. 的湖面频繁波动、10~7.1ka B. P. 较低湖面、7.1~5.3ka B. P. 较高湖面和 5.3~3.1ka B. P. 的低湖面几个阶段(图 3)。图 3 中各个时代的湖面高程主要是根据东露天矿剖面沉积特征所作出的。亚层 3b 和 4a 的滨岸沙滩沉积和亚层 5a 的滨岸沼泽沉积均大致代表湖面位置。

11.4ka B.P.的高湖面位置采用了呼伦湖西侧巴隆萨波剖面滨岸沉积的高程,7ka B.P.左右的高湖面在呼伦湖东部甘珠花剖面滨岸沼泽沉积的标高是550m。

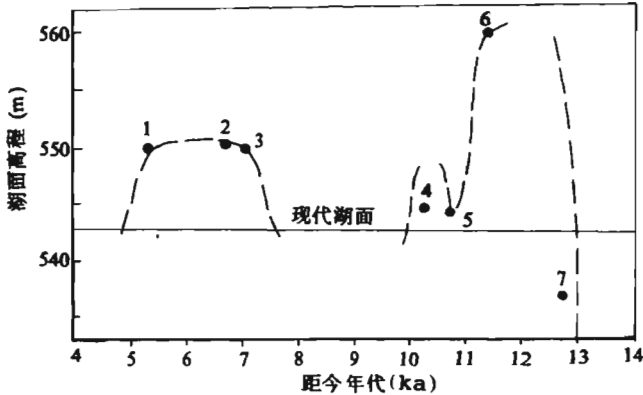


图3 呼伦湖湖面高程变化历史(虚线表示推测的古湖面高程;“·”表示剖面中的 ^{14}C 年代数据,1~5,7为东露天剖面年龄,6为巴隆萨波剖面年龄)

1. 亚层 5b, $5270 \pm 80\text{a}$; 2. 亚层 5a, $6710 \pm 200\text{a}$; 3. 亚层 5a, $7070 \pm 200\text{a}$; 4. 亚层 4a, $10280 \pm 265\text{a}$;
5. 亚层 3b, 10700a (内插年龄); 6. $11410 \pm 270\text{a}$; 7. 亚层 2a, $12700 \pm 230\text{a}$

Fig. 3 History of the lake level elevation in Hulun Lake

由于构造作用盆地内部长期以来有一定幅度的下沉。同一时代的滨岸沼泽相沉积如东露天矿的亚层 5a 和甘珠花剖面的沼泽相沉积,前者同时代的高程较后者低约 11m。说明 7ka B.P. 以采盆地内部可能相对下沉了约 11m。故在图 3 中为了恢复 10.9~10.6 ka B.P.、10ka B.P. 前后及 7.1~5.3ka B.P. 的湖面高程均扣除了约 11m 的构造沉降差。

4 关于湖面变化的讨论

4.1 晚冰期的高湖面

按 Zubakov 和 Borzenkova^[15]对全球不同纬度带湖泊不同时期湖面变化的分析,发现在低纬度($0\sim 25^\circ$)和高纬度($>60^\circ$)地区,由于冷干和暖湿的气候交替演化过程,表现出在冷期的低湖面和暖期的高湖面。而在中纬度地区($25\sim 60^\circ$)、在冷湿和暖干交替的气候背景下,表现为冷期的高湖面和暖期的低湖面。在北半球的中纬度地区如美国西南、非洲西北、地中海以东地区和蒙古北部的湖泊都属于后一种情况,如土耳其的柯尼亚湖、凡湖、里海、瑞士的日内瓦湖、前苏联的咸海、巴尔喀什湖等^[15]。

根据上述东露天矿剖面的研究,呼伦湖最高湖面的时间大致在 13~11ka B.P.。该湖虽然也处于这一纬度带,但在冰盛期并未出高湖面,这与其以南的岱海^[16]、黄旗海^[17]的情况类似。究其原因,可能是受强大的蒙古冷高压的控制,阻碍了水汽来源,而东部大陆架大范围出露,海洋水汽也无法长距离输送到该地区。呼伦湖在晚冰期的成湖,可能与当时全球性升温有关,在升温条件下冻土融化和冰雪融水可能造成湖盆来水量迅速增加。我国西部一些湖泊如青海湖^[18]、柴窝堡湖^[19]在晚冰期后期出现高湖面也都主要是冰雪融水补给造成的。

4.2 10.9~10.6ka B.P. 的低湖面

东露天矿剖面显示出在 10.9~10.6ka B.P. 有一个短暂的湖泊收缩阶段,随后湖面再

次上升,直至 10ka B. P. 以后湖泊才进入长期的收缩阶段。10.9~10.6ka B. P. 的低湖面与岱海和青海湖^[20]在同期的湖面变化相似。岱海在 10.6ka B. P. 前后发生湖面急剧下降随后快速上升,被认为是新仙女木期的沉积记录^[21]。因此呼伦湖 10.9~10.6ka B. P. 的湖面下降推测也与新仙女木事件有关。

4.3 全新世中期的高湖面

上述中纬度地区湖泊在冰期为高湖面,在温暖期大多数表现为低湖面,然而季风活动可使各纬度带热量和温度的空间配置关系以及湖泊水位变化偏离一般的分带规律,使湖泊对气候波动的响应格局更为复杂。因此,在高温期季风区范围急速扩大的情况下,中纬度非季风区表现为冰期的高湖面和全新世高温期的较高湖面^[15]。根据我国全新世湖面变化资料,在 7~3ka B. P. 普遍出现湖泊扩张^[22,23],而且极锋位置北推,季风降水的范围已超越国界,达到蒙古和黑海地区^[18]。

呼伦湖的高湖面持续时间较短,只有 2ka。而现今季风边缘地区湖泊的高湖面时间持续很长,岱海在全新世有 6ka 的连续高湖面时期^[23];青海湖高湖面过程虽有明显的次级波动,但整个冰后期的高湖面时期共持续了 6ka^[23]。因此呼伦湖在全新世温暖期的湖面波动反映了在此区季风环流已经较弱。

5 结 论

(1) 根据湖泊沉积物的沉积构造、结构和垂向层序沉积学特征,可以有效地反映沉积相类型,并以此推测湖泊的环境演化和湖面波动。东露天矿剖面中有开阔湖、近岸带、滨岸湖滩、滨岸沙丘、滨岸沼泽等不同沉积相类型,据此将剖面分成 7 个岩性层和 9 个亚层。

(2) 呼伦湖自约 13ka B. P. 形成以来,经历了 13~11ka B. P. 的高湖面、11~10ka B. P. 的湖面频繁波动、10~7.1ka B. P. 的较低湖面、7.1~5.3ka B. P. 的较高湖面和 5.3~3.1ka B. P. 的低湖面等阶段。10.9~10.6ka B. P. 短暂急速湖退可能与新仙女木事件有关。

致谢 野外工作得到了内蒙古达赉湖渔场以及扎赉诺尔矿务局王正一高级工程师的大力帮助,插图由董本风和桑婉玉清绘,在此深表谢意。

参 考 文 献

- 薛 滨,王苏民,沈 吉等.呼伦湖东露天矿剖面有机碳总量及其稳定碳同位素和古环境演化.湖泊科学,1994,6(4): 308~316
- 胡守云,吉 磊,王苏民等.呼伦湖地区扎赉诺尔晚第四纪湖泊沉积物的磁化率变化及其影响因素.湖泊科学,1995,7(1):33~40
- 羊向东,王苏民,薛 滨等.晚更新世以来呼伦湖地区孢粉植物群发展与古环境变迁.古生物学报,1995,24(5):647~656
- 黎兴国,刘光联,许国英等.内蒙扎赉诺尔东露天矿冰缘现象及其地质时代的初步探讨.冰川冻土,1982,4(3):65~72
- 魏正一.扎赉诺尔第四纪地质新知.见:徐占江主编.呼伦湖志.长春:吉林文史出版社,1989.637~641
- 石彦群.扎赉诺尔附近木质标本的¹⁴C年代测定及其地质意义.古脊椎动物与古人类,1978,16(2):144~145
- 黎兴国,刘光联,许国英等.内蒙扎赉诺尔东露天矿晚更新世地层年代学的初步研究.见:第一次全国¹⁴C学术会议文集.北京:科学出版社,1984.136~140

- 8 王乃梁,郭绍礼,杨绪山. 呼伦贝尔盟达赉湖的形成及其变迁的初步分析. 见:干旱区地理学术会议论文集. 北京:科学出版社,1966. 22~31
- 9 Reineck H E, Singh I B. *Depositional sedimentary environments*, 2nd edition. Berlin: Springer-Verlag, 1980. 95~131
- 10 Krinsley D, Doornkamp J. *Atlas of quartz sand grain surface textures*. New York: Cambridge Univ Press, 1973
- 11 Glennie K W. *Desert sedimentary environments. Developments in sedimentology*, Vol 14. Amsterdam, Elsevier, 1970
- 12 谢又予. 中国石英砂表面结构特征图谱. 北京:海洋出版社,1984
- 13 高尚玉,陈渭南,靳鹤龄等. 全新世中国季风区西北缘沙漠演化初步研究. 中国科学(B辑),1993,23(2):202~208
- 14 夏玉梅. 呼伦贝尔沙地土壤孢粉特征与大暖期环境的初步研究. 见:包活生主编. 中国生存环境历史演变规律研究(一). 北京:海洋出版社,1993. 44~53
- 15 Zubakov V A, Borzenkova I I. *Global paleoclimate of the late Cenozoic. Developments in paleontology and stratigraphy*, Vol 12. Amsterdam, Elsevier, 1990
- 16 王苏民,冯敏. 内蒙古岱海湖泊环境变化与东南季风强弱的关系. 中国科学(B辑),1991,(7):759~768
- 17 李华章,刘清酒,汪家兴. 内蒙古高原黄旗海、岱海全新世湖泊的演变研究. 湖泊科学,1992,4(1):31~39
- 18 Wang Sumin, Wang Yunfei, Wu Ruijin *et al.* Qinghai Lake fluctuation and climatic change since the last glaciation. *Chin J Oceanog Limnol*, 1991,9(2):170~183
- 19 施雅风,文启忠,曲耀光等. 新疆柴窝堡盆地第四纪气候环境变迁的水文地质条件. 北京:海洋出版社,1989
- 20 施雅风,孔昭宸,王苏民等. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件. 中国科学(B辑),1992,(12):1300~1308
- 21 安芷生,吴锡浩,汪品先等. 末次间冰期以来中国古季风气候与环境变迁. 见:冯乐生,安芷生主编. 黄土·第四纪地质·全球变化,第三集. 北京:科学出版社,1992. 14~30
- 22 Fang Jinqi. Lake evolution during the past 30000 years in China, and its implications for environmental change. *Quaternary Research*, 1991,20:37~60
- 23 王苏民,王德藻. 全新世气候变化和湖泊记录. 见:施雅风主编. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京:海洋出版社,1992. 146~152

SEDIMENTOLOGY OF LATE QUATERNARY LACUSTRINE DEPOSITS AND HISTORY OF LAKE LEVEL FLUCTUATION IN HULUN LAKE

Wang Sumin Ji Lei

(Lake Sedimentation and Environment Lab., Nanjing Inst. of Geography & Limnology, CAS, Nanjing 210008)

Abstract

A well-exposed late Quaternary lacustrine deposit section was excavated by East Opencut Coal Mine at Jalai Nur in northern Hulun Lake Basin. The 14.6m-section is divided into 7 lithologic beds and 9 sub-beds according to lithology, sedimentary structures, fossils and vertical sequences.

Bed 1 (14.59~12.48m): Thick-layered gray gravels with intercalated thin-layered sands. The well-rounded gravel shape, positive cyclothem and planar cross-bedding indicate their alluvial origin.

Bed 2 (12.49~8.89m): Thick-layered gray silty muds with thinly interlayered bedding

or lamination, formed in an open-lake environment.

Bed 3 (8.89~6.83m): Gray muddy silts with thin intercalation of light-gray fine sands, light-gray fine sands with faster bedding. Neritic zone and coastal sand beach environments are considered.

Bed 4 (6.83~4.13m): Thick-layered gray-yellow fine sands with typical aeolian sedimentary structures such as inclined foreset laminae and wind scour-filling structure, formed in coastal sand dune environment.

Bed 5 (4.13~2.23m): Thick-layered dark-gray organic muddy silts containing large amount of bivalve, woody plant and herb, formed in coastal marsh environment;

Bed 6 (2.23~0.68m): Thick-layered light-gray yellow fine sands with steeply inclined foreset laminae and lag gravels, indicating the aeolian sand dune.

Bed 7 (0.68~0.27m): Paleosol.

The lake level variation and environmental evolutionary history of Hulun Lake in the past 30 ka can be inferred based on the sedimentological analysis of the strata, i.e.: (1) Before 13ka B. P.: The study site was occupied with fluvial environment, which implies that Hulun Lake did not come into being until about 13ka B. P. (2) 13~11ka B. P.: The highest lake level appeared, of which the altitude might be up to 560m estimated by the lake terrace. (3) 11~10 ka B. P.: On the background of regression, the lake level fluctuated frequently. The most obvious falling of lake level occurred in 10.9~10.6ka B. P., related possibly to Younger Dryas event. (4) 10~7.1 Ka B. P.: The lake level dropped and the lake area shrank dramatically. (5) 7.1~5.3ka B. P.: The lake level rose again, reaching the altitude of 550m estimated on the lake terrace. (6) 5.3~3.1ka B. P.: The lake level descended greatly. The study site exposed subaerially after 3.1ka B. P.

Key Words Hulun Lake, late Quaternary deposit, sedimentary environment, lake level fluctuation, climate change

图 版 说 明

图版 I:

1. 河流相砾石, 砂质薄夹层中发育板状交错层理;
2. 开阔湖相粉砂质泥, 具薄互层层理;
3. 泥层中的砂质波状层理和透镜层理;
4. 砂层中的泥质脉状层理;
5. 含砾粗砂层中的大型板状交错层理;
6. 砂层中挖掘出的部分石器、陶片和碎砖;
7. 滨岸沙丘层中风蚀-充填构造;
8. 沼泽相沉积, 见大量木本植物

图版 II:

1. 沼泽相沉积中的大量草本植物;
2. 沼泽相沉积相沉积, 产丰富的瓣鳃类化石;
3. 风成沙丘沉积中的滞留砾石;
4. 风成沙丘沉积中的上叠波浪层理;
5. 风成沙丘沉积中发育3层土壤化的薄层砂;
6. 磨圆度高、分选好的湖滩相细砂, 浸油薄片, 正交偏光, $\times 70$;
7. 石英颗粒的贝壳断口, SEM 照片, $\times 400$;
8. 石英颗粒的磨圆面和碟形凹坑, SEM 照片, $\times 1400$

