

150ka 以来内蒙古河套古大湖沉积物粒度记录的湖泊水位变化

杨星辰¹, 叶培盛¹, 蔡茂堂¹, 常鹏渊², 游报捷², 李成路², 叶梦旒², 蔡惠慧²
YANG Xingchen¹, YE Peisheng¹, CAI Maotang¹, CHANG Pengyuan², YOU Baojie²,
LI Chenglu², YE Mengni², CAI Huihui²

1. 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081;

2. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083

1. *Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China;*

2. *China University of Geosciences, Beijing 100083, China*

摘要: 基于内蒙古河套盆地山前兵房沟湖相层剖面沉积物的粒度记录, 结合¹⁴C和光释光年代学测试, 对比分析沉积物粒度敏感粒级及频率曲线特征, 反演了河套古大湖150ka以来的湖泊水位变化。研究表明, 河套古大湖水位变化经历了4个阶段: ①初始形成阶段(150~130ka), 河套古大湖处于浅湖环境, 沉积物粒度由粗变细, 湖泊处于水位上升期; ②发展阶段(130~54ka), 早期湖面较高, 处于深水环境, 晚期沉积物粒度逐渐变粗, 湖泊水位有所下降; ③萎缩阶段(54~18ka), 湖泊水位快速下降, 细粒沉积物含量减少, 中粗粒沉积物含量增大, 湖泊水位迅速下降; ④消亡阶段(18ka至今), 由于山前活动断裂影响, 阴山快速隆升, 湖泊急剧萎缩, 湖相层顶部被山间冲洪积物覆盖。控制河套古大湖湖泊水位变化的主要因素是构造运动和气候环境突变。

关键词: 河套古大湖; 粒度; 水位; ¹⁴C; 光释光

中图分类号: P512.2 **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2017)06-1043-08

Yang X C, Ye P S, Cai M T, Chang P Y, You B J, Li C L, Ye M N, Cai H H. Variation of lake water level recorded by grain sizes of sediments from Hetao Paleolake since 150ka. *Geological Bulletin of China*, 2017, 36(6):1043-1050

Abstract: Based on size data of Bingfanggou lacustrine sedimentation section, which lies in Hetao basin piedmont, combined with chronologic test of ¹⁴C and OSL, the authors comparatively analyzed sediment particle size sensitivity and frequency curve characteristics, and made inversion of the lake water level change of Hetao Paleolake since 150ka. The result indicates that the lake water level change of Hetao Paleolake has gone through four stages: ①Initial forming stage (150~130ka): Hetao Paleolake was in a shallow lake environment, sediment particle sizes were from coarse to fine, and the water level of the lake was in rising period; ②Developing stage (130~54ka): the lake surface was higher in deep water environment early, sediment particle sizes gradually became thicker and the lake surface declined; ③Contraction stage (54~18ka): the lake water level dropped rapidly, the fine-grained sediments decreased, and the coarse-grained sediments increased; ④Demise stage (18ka-now): due to the influence of active faults in piedmont, the Yinshan Mountain uplifted rapidly, the lake atrophied swiftly, the top of the lacustrine strata was covered by diluvial and alluvial materials between the mountains. The main factors controlling the water level change of the paleolake seem to have been the tectonic movement and abrupt change of climate environment.

Key words: Hetao Paleolake; grain size; lake level; ¹⁴C; OSL

收稿日期: 2017-01-12; 修订日期: 2017-04-17

资助项目: 中国地质调查局项目《内蒙古1:5万呼勒斯太苏木(K48E017024)、塔尔湖镇(K48E018024)、复兴城(K48E019024)、吉尔嘎朗图乡幅(K48E020024)填图试点》(编号: 12120114042101)和中国地质科学院地质力学所所长基金(编号: DZLXJK201609)

作者简介: 杨星辰(1986-), 男, 博士, 从事区域地质调查及构造地质研究。E-mail: staryang1986@126.com

通讯作者: 叶培盛(1964-), 男, 博士, 研究员, 从事区域地质调查及构造地质研究。E-mail: yepeisheng@263.net

碎屑沉积物的粒度组合是地形条件、搬运介质、动力条件、物源与沉积环境等综合信息的记录。在湖泊环境下,碎屑沉积呈带状分布,其模式与湖泊的水动力环境条件大体一致,粗粒沉积物指示低水位时期的干旱气候,细粒沉积物指示高水位时期的湿润气候^[1-3]。因此,研究湖相沉积物粒度的时空分布特征可以指示湖泊水位的变化,同时为区域水文及气候变化提供重要的证据。

已有研究表明,河套盆地在晚更新世时存在统一的古大湖,其形成演化过程与消失时代还有争议^[5-8]。前人在该地区的研究主要集中在古大湖的入口和出口处,对于古大湖内部湖相沉积物的研究不够充分^[6-7]。本文通过剖面测制、地层层序分析,结合粒度统计及光释光(OSL)、¹⁴C测年结果,划分了河套古大湖150ka以来的湖泊水位变化阶段,探讨河套盆地晚更新世以来古大湖阶段性演化的驱动机制。

1 研究区概况

河套盆地是一个新生代断陷盆地,位于内蒙古自治区中西部地区。东起蛮汉山西麓,西止于狼山脉、乌兰布和沙漠以东,南临库布齐沙漠、鄂尔多斯高原,北靠阴山山脉,黄河沿盆地东南缘晋陕峡谷东流经托克托县(图1)。整个断陷盆地主要由阴山南部山前的正断层及鄂尔多斯北缘的隐伏断裂控制,盆地北缘阴山山前广泛发育晚更新世湖相沉积^[9]。河套盆地位于大陆性干旱半干旱气候区,年平均温度5.6~7.8℃,年平均降雨量130~215mm,平均蒸发率1810~3005mm,主要的降水来自于东亚夏季风^[10-11]。而区域干旱的气候形成了库布齐及乌兰布和两大沙漠(图1)。本文的研究重点位于阴山山前出露良好露头及详细湖相沉积序列的兵房沟剖面(图1)。

2 材料与方法

2.1 剖面描述及样品采集

兵房沟剖面(北纬41°17'22.80"、东经107°47'14.42")位于内蒙古乌拉特中旗呼勒斯太苏木西北山前,剖面顶部海拔高度1090m。该剖面位于色尔腾山低台地前缘^[12],兵房沟沟口的西侧,地层出露良好(图2)。

兵房沟剖面出露地层厚度23.7m,根据岩性特

征可分为9层,从新到老地层描述如下。

- 9.冲洪积砾石层,砾石磨圆度、分选性较差,砾石成分主要为花岗岩、砂岩等,砾径为2~7cm,局部可见较大砾石,砾径可达30cm,砾石间隙中充填有粗砂和细砾 2.5m
----- 平行不整合 -----
- 8.黄棕色粗砂,顶部可见厚1~2cm的黄色铁质氧化条带,其中夹细小砾石 1m
- 7.黄棕色粗砂与黄白色钙板互层,显示较强淋滤作用,钙板厚0.5~1cm,粗砂成分主要为具一定磨圆的石英,底部可见细砾和厚约10cm的钙质层,成为较好的标志层 0.55m
- 6.黄色含砾细砂与黄灰色含粘土粉砂混层,可见交错层理,黄色含砾细砂呈透镜体产出 0.15m
- 5.青灰色、灰黄色、灰白色粘土、粘土质粉砂、粉砂质粘土层,具水平层理,局部可见植物根孔,其中含多条宽2~5cm的灰黄色粉细砂夹层 0.6m
- 4.青灰色、灰白色粘土、粉砂质粘土层,底部为约5cm厚的橘红色粗砂层,整体沉积较稳定 2.5m
- 3.灰白色、灰黄色粘土、粉砂质粘土、粉砂,上部偏灰白色,下部偏灰黄色,分别在该层0、0.2m、0.5m、0.7m、0.9m、1.1m、1.6m、1.7m、2.4m、2.5m、3m、3.1m、3.6m、3.7m、4.5m、4.8m、5m处有1~3cm厚灰黄色结晶较好的石膏层 6.4m
- 2.浅黄色细砂、灰棕色粗砂、灰白色砾石层,上部主体为细砂和粗砂,下部为砾石层,砾石层厚约20cm,磨圆度较好,分选性较差,主要砾径1~3cm,主要成分为花岗岩、砂岩、闪长岩等,砾石表面有钙质薄膜 2.9m
----- 平行不整合 -----
- 1.砖红色砂砾岩,含少量灰白色、灰绿色钙质、泥砂质团块,具小型楔状交错层理 7.1m
----- 未见底 -----

剖面上部沉积物粒度过粗而下部红层年代较老,各类第四纪测年方法均不适用,因此主要对剖面中部的湖相层采集测年样品。由于各种测年方法存在一定的时间段限制,故根据剖面的深度和岩性采用不同的方法。

在湖相层的上部位置采集了3块¹⁴C样品,分别位于第5层0.05m、第4层0.6m、第4层2.24m处,样品均为灰白色钙质粘土,使用锡箔纸包装后放入塑料自封袋并编号BFG-AMS-5、BFG-AMS-28、BFG-AMS-39。在湖相层的中下部位置采集了4件光释光(OSL)样品,分别为第3层0.42m、第3层1.39m、第3层3.08m、第2层0.19m处,第3层的样品均为灰白色粉砂,第4层样品为灰黄色粉细砂,采集OSL样品时,先用地质锤刨去剖面表面数厘米,再将一头塞入黑色塑料袋的不锈钢圆管垂直敲入直至末端,拔出后迅速密封钢管另一端,将整个不锈

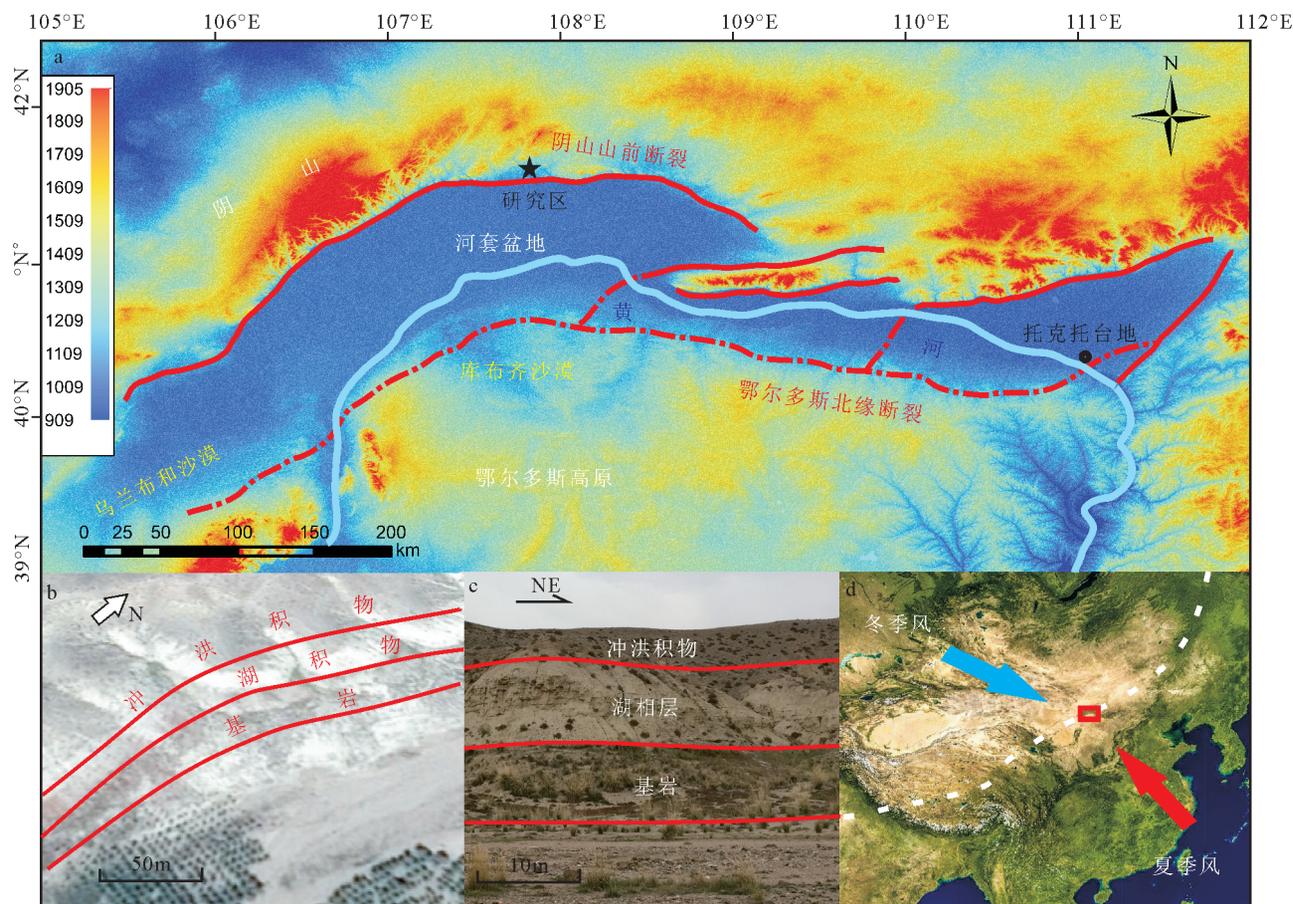


图 1 研究区位置、剖面测制位置及取样地点

a—研究区及河套地区 DEM 数字高程; b—兵房沟湖相层剖面遥感影像;
c—兵房沟湖相层剖面; d—河套地区位置

Fig. 1 Location of the study area

钢管用黑色塑料袋严密包裹,并用胶带固定,以保证样品未曝光,同时避免沉积物中水分流失。将采集的 4 件 OSL 样品编号 BFG-OSL-1、BFG-OSL-2、BFG-OSL-3 和 BFG-OSL-4。粒度分析以 5cm 间隔取样,共获样品 195 个。

2.2 测年方法与粒度分析方法

^{14}C 样品在美国 BETA 实验室进行加速器质谱 (accelerator mass spectrometry, AMS) ^{14}C 测年, 2 个样品的年龄都经过 $\delta^{13}\text{C}$ 值进行分流效应校正, 采用的年龄校正曲线是 Intcal13 曲线。OSL 样品在中国地震局地质研究所释光年代学实验室完成, 测试的对象为石英颗粒, 4 件样品粒度均较细, 所以都采用细颗粒 (4~11 μm) 简单多片再生法 (SMAR)。

粒度分析在中国地质科学院地质力学研究所

第四纪地质重点实验室完成。分析方法的第一步是进行预实验, 预实验的目的是初步判断所需要的测试样品的干重量, 经过预实验, 选取 0.3~0.5g 为称重区间。将经过筛选的 164 个样品烘干、称重后放入烧杯, 加入 20mL 10% 的双氧水, 加热去有机质, 洗至中性, 再加入 10mL 10% 的盐酸充分反应, 洗至中性。最后加入 10mL 浓度 0.05mol/L 的六偏磷酸钠作为分散剂, 使用超声波震荡 10min 后进行测试。测量仪器为英国产的 Malvern Masterizer 2000 激光粒度仪, 测量范围 0.02~2000 μm , 重复测量误差小于 1%。所有样品均重复测量 3 次, 取平均值。

为了更好地反演湖泊水位的变化及对气候环境进行讨论, 对测得的粒度数据进行敏感粒级提取, 目前有多种方法可以进行敏感粒级提取^[13-16], 本文采取能够直观反映各粒级离散程度、操作过程容易而得以

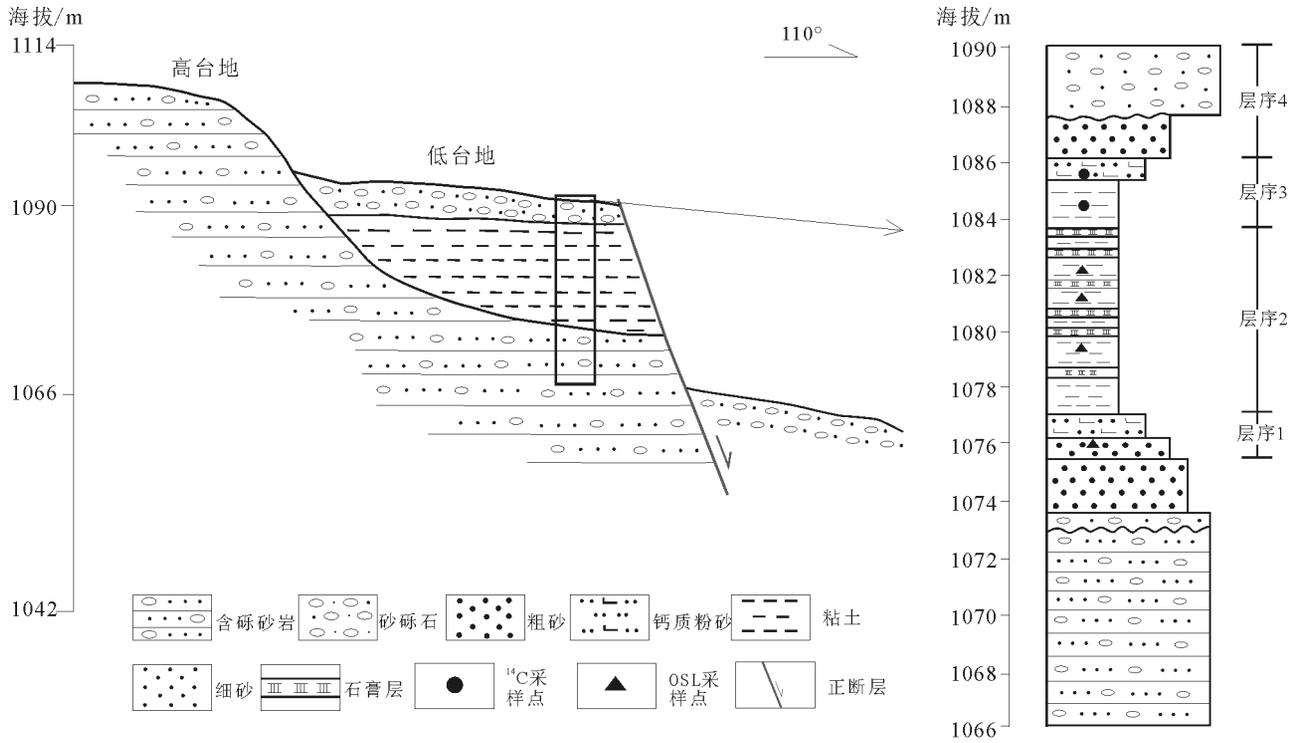


图2 兵房沟综合剖面

Fig. 2 Composite profile of the location of Bingfanggou section

广泛运用的粒度-标准偏差法^[13]。首先,对粒度数据 0.02~2000 μm 按等对数间距划分出 100 个等级;其次,对每个粒度下的所有百分含量求标准偏差,并绘制粒度-标准偏差图。上述步骤均在 Mastersizer 2000 软件中完成。

3 结果

3.1 测年结果

最下部的 ¹⁴C 样品 BFG-AMS-39 超出了测试范围,所得年龄不可用,其余 2 个样品 BFG-AMS-5、BFC-AMS-28 经过校正后的年龄分别为 18270±60a 和 41840±530a(表 1)。4 件 OSL 样品的测试结果见表 2。

3.2 粒度结果

3.2.1 敏感粒级和频率曲线

湖泊沉积物颗粒粒径的大小直接反映了沉积水动力的状况^[17]。在较长时间尺度上,其粗细变化能反映湖面的扩张和收缩,进而可指示湖区气候的干湿变迁,即细粒沉积物增加、粗粒减少,指示水位较高,气候湿润;细粒减少、粗粒增加,指示水位较低,气候干旱^[1-5]。

粒度-标准偏差法提取的粒度敏感组分结果显示,标准偏差峰值对应的粒级为对环境变化最敏感的组分,即 7~12 μm、63~105 μm 和 831~1258 μm,为河套古大湖的敏感粒级指标(图 3-a)。河套平原现代沉积物主要以湖相沉积物、河流相沉积物和冲

表 1 兵房沟剖面 AMS¹⁴C 测试结果和校正
Table 1 Results of AMS¹⁴C dating and calibration of the Bingfanggou section

样品编号	BETA 实验室编号	深度/m	测试材料	δ ¹³ C/‰	测试年龄/a	校正年龄/a
BFC-AMS-5	436741	4.25	钙质粘土	-24.2	17970±60	18270±60
BFC-AMS-28	436742	5.4	钙质粘土	-24.1	41470±530	41840±530

表 2 光释光测年样品测试结果及其参数
Table 2 Results of OSL dating and its parameters

原始编号	埋藏深度/m	含水率/%	U/ 10^6	Th/ 10^6	K/%	剂量率/(Gy·ka ⁻¹)	等效剂量/Gy	年龄/ka
BFG-OSL-1	7.82	6±3	3.36±0.02	4.41±0.03	2.06±0.03	3.22±0.10	272.11±5.55	84.61±3.21
BFG-OSL-2	8.69	6±3	1.79±0.01	2.34±0.03	1.73±0.02	2.34±0.08	210.53±5.99	89.82±4.08
BFG-OSL-3	10.38	10±5	6.60±0.10	5.54±0.05	1.97±0.02	4.73±0.36	494.62±17.12	104.61±8.65
BFG-OSL-4	13.89	6±3	1.79±0.02	2.33±0.04	1.71±0.01	2.67±0.13	406.25±12.51	152.09±8.76

洪积物为代表,每一种沉积物均有特定的频率曲线特征(图3-b)。

3.2.2 河套古大湖沉积物粒度特征

根据兵房沟剖面湖相层序列样品的粒度频率曲线和敏感粒级的特征,将河套古大湖的沉积序列分为4个次一级的沉积层序,由下至上其粒度特征如下。

层序1(13.88~12.35m):中粒组分(63~105 μm ,下同)含量较高,细粒组分(7~12 μm ,下同)含量相对较低(图4-a)。该单元自下而上中粒组分呈减少趋势,细粒组分呈增加趋势,说明河套古大湖刚刚形成,平均水位较低,整体水位呈上升趋势。少部分样品在200 μm 左右存在一个低峰(图4-a),可能与偶尔的洪水事件有关。

层序2(12.35~6.05m):细粒组分含量明显增高,说明此时河套古大湖处于深水环境(图4-b)。细粒组分在单元底部比例很高,向上含量逐渐减少,而中粒组分的含量呈增加趋势,表明湖泊水位逐渐降低。

层序3(6.05~4.05m):绝大部分样品粒度集中在

细粒组分和中粒组分区间,少部分样品在在粒组分100 μm 附近有一个高峰,在细粒组分10 μm 附近有一个低峰,同时,部分样品在粗粒组分(831~1258 μm)区间存在一个低峰值(图4-c),说明此时河套古大湖水位非常低,局部时期该地区甚至发育河流。

层序4(4.05~0m):该单元样品由于粒度较大,并没有取样进行粒度分析。通过岩性观察发现,细粒和中粒组分含量均急剧下降,而粗粒组分急剧增加,表明河套古大湖已经逐渐消亡并发育多期河流相沉积,最终河道被现代冲洪积扇所覆盖。

4 讨论

4.1 河套古大湖水位变化阶段初步划分与区域对比

基于精准的¹⁴C及OSL测年数据,根据兵房沟剖面湖相层序列样品的粒度特征,将河套古大湖150ka以来的水位变化过程划分为4个阶段。

初始形成阶段(150~130ka):此阶段与沉积序列单元1相对应,细粒组分含量较低,并有逐步增

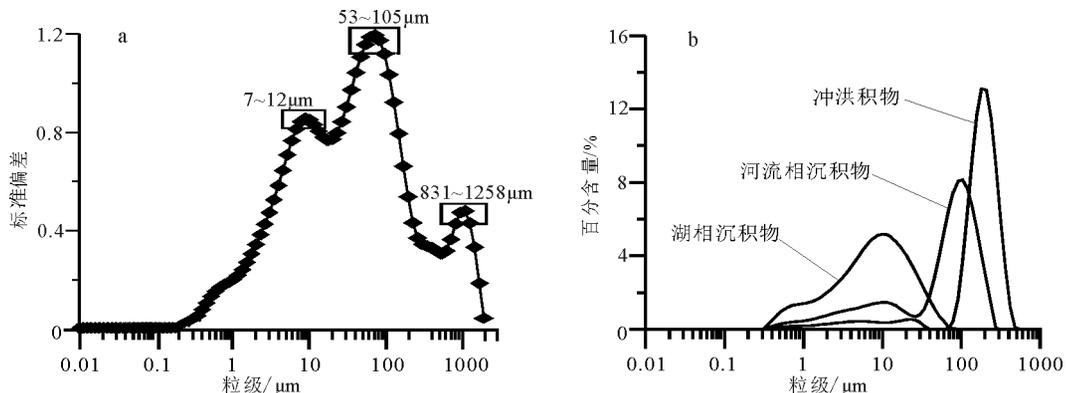


图3 河套古大湖粒级-标准偏差图(a)和河套盆地现代沉积物频率曲线特征(b)

Fig. 3 Maps of particle size-standard deviation of sediments in Hetao Paleolake (a) and characteristics of particle size frequency curves of sediments in Hetao basin (b)

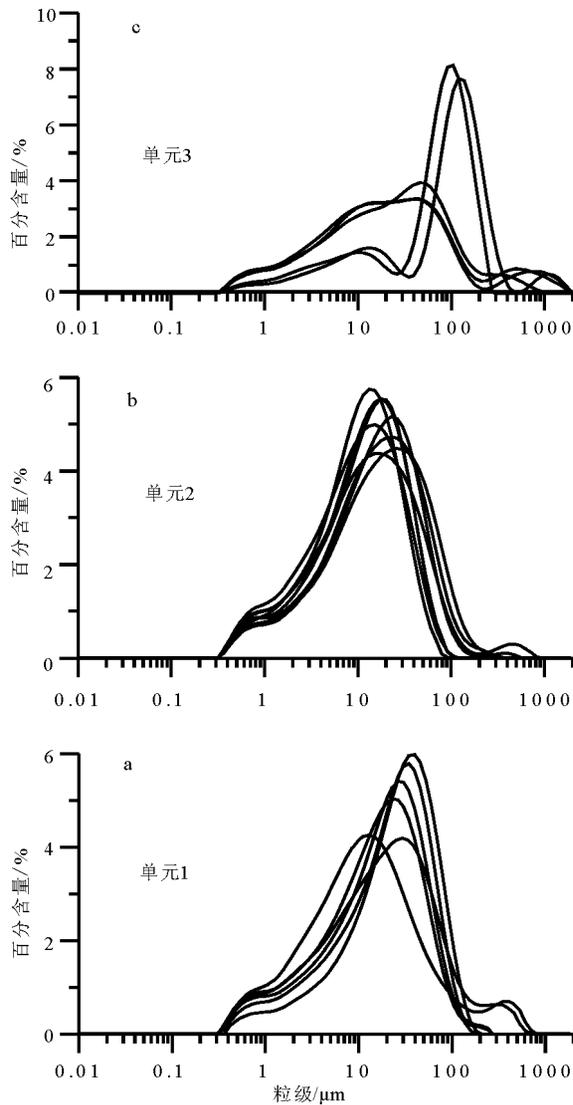


图4 河套古大湖沉积物粒度分布
Fig. 4 Particle size distribution of sediments
in Hetao Paleolake

加的趋势(图5-a),说明古大湖水位逐步增长,气候逐渐变湿润。此阶段与深海氧同位素六阶段(MIS6)末期及古乡冰期(倒数第二次冰期)末期相对应,区域上对应的地层为离石组上段和萨拉乌苏组下段^[18],当时气候寒冷湿润,又适逢共和运动的促进作用,使该阶段沉积物不稳定。河套古大湖就是在这样的背景下形成的,湖相沉积物底部发育的细砂、粗砂及砾石组合表明,在古大湖形成前河套地区曾经发育规模较大的河流,可能为古黄河的故道^[19]。同时,在此阶段,洛川黄土^[20]的磁

化率特征显示冬季风环境效应突出,气候偏干冷(图5-e)。

发展阶段(130~54ka):此阶段可进一步划分为2个亚阶段,分别为亚阶段一(130~80ka)和亚阶段二(80~54ka)。

亚阶段一与沉积序列单元2中下段相对应,较高的细粒组分指示深水环境(图5-a)。多层石膏层的出现说明湖泊此阶段为封闭湖泊,湖水矿化度很高。该时间段与MIS5阶段及末次间冰期相对应,区域上可以对比的地层为萨拉乌苏组中上段^[18]。整个亚阶段夏季风的环境效应突出,较丰富的降水在古地形凹陷中积水成湖,因而能够形成厚层而稳定的湖相沉积。在此阶段,洛川黄土的磁化率特征显示夏季风环境效应突出,气候偏暖湿。

亚阶段二与沉积序列单元2上段相对应,细粒组分含量虽然依然很高但已经逐步呈下降趋势(图5-a),中粒组分呈上升趋势(图5-b),此时古大湖水位依然较高,水位整体逐步降低。该时间段与MIS4阶段及末次冰期早期相对应,区域对比的地层为城川组下段。在此阶段,洛川黄土的磁化率特征显示冬季风环境效应突出,气候偏干冷。

萎缩阶段(54~18ka):此阶段与沉积序列单元3相对应,细粒组分整体迅速降低,而中粒组分及粗粒组分含量整体显著上升(图5-a~c),河套古大湖湖水已经开始外泄,整体呈半开放的浅湖状态。此阶段与MIS3、MIS2阶段及末次冰期中晚期相对应,区域上可与城川组上段相对应。MIS3阶段是一个气候温暖的特殊时期,已有学者对该阶段河套古大湖的演化过程进行了较详细的研究^[21-24],发现细粒组分和中粒组分在MIS3阶段温暖潮湿的气候均有所相应。MIS2阶段是末次冰期最寒冷干旱的时期,该阶段细粒组分迅速降低,中粒及粗粒组分迅速上升,洛川黄土的磁化率在该阶段也显著降低。以上特征说明,该阶段气候干冷环境恶劣,河套古大湖逐步走向消亡。

消亡阶段(18ka—现今):该阶段已几乎没有湖泊相沉积物出现,主要发育多期河流相沉积物,此时河套古大湖已经消亡。该阶段对应MIS1阶段,气候逐渐转暖,洛川黄土的磁化率指标也有所响应,同时北方黄土的研究表明,该阶段气候由干旱转为湿润,而到了全新世末期又继续干

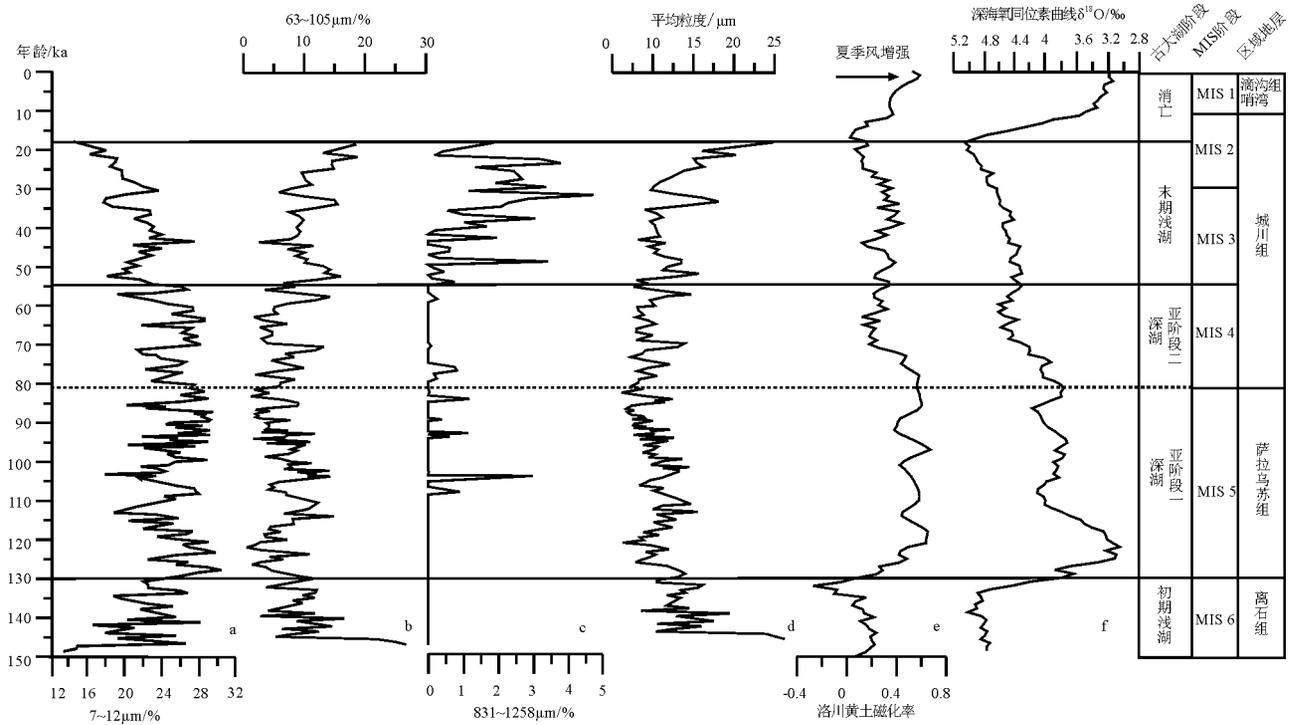


图 5 河套古大湖粒度记录与其他古气候指标的对比

Fig. 5 Comparison of particle size records of Hetao Paleolake and other paleoclimate records

a—7~12 μm 粒级百分含量; b—63~105 μm 粒级百分含量; c—831~1258 μm 粒级百分含量; d—平均粒度; e—洛川黄土磁化率^[20]; f—深海氧同位素曲线

旱^[25], 色尔腾山的强烈隆升及山前活动断裂的发育使得山前大规模发育现代冲洪积扇^[19]。河套古大湖的消亡在该阶段受到气候和构造运动的共同影响。

4.2 古湖泊水位变化驱动机制

前人的研究成果表明, 构造活动和气候变化是导致古湖形成演化的主要原因^[19,26]。河套盆地周缘断裂使盆地不断拗陷, 河套地区具备了发育古湖的先成条件, 只要气候足够湿润, 就在拗陷区形成湖泊, 可见构造运动是湖泊形成的重要因素, 气候条件也是不可或缺的重要前提。

初步研究表明, 150ka 左右河套古湖发育可能与共和运动导致的河套盆地强烈下陷和末次间冰期暖湿气候有关, 黄河的形成演化历史与古湖发育具有密切的联系, 所以 80ka 时候的古湖消退与末次冰期强冷气候和此前黄河外流有关^[9], 18ka 之后古湖最终消亡, 可能与末次冰期极端寒冷的气候与河套盆地周缘强烈的构造运动有关^[21-23], 之后古地理面貌逐渐接近于现今。

5 结 论

(1) 基于河套古大湖沉积物的 ¹⁴C 和 OSL 测年, 建立了过去近 150ka 年来的年代序列。

(2) 通过河套古大湖沉积物粒度记录的湿度变化与深海氧同位素、洛川黄土磁化率记录对比分析, 认为 150ka 以来河套古大湖的水位变化过程可以划分为 4 个阶段: 初始形成阶段 (150~130ka), 沉积物粒度由粗变细, 湖泊水位上升; 发展阶段 (130~54ka) 初期粒度较细, 湖泊水位较深, 后期粒度缓缓变粗, 湖泊水位有所下降; 萎缩阶段 (54~18ka) 细粒沉积物含量减少, 中粗粒沉积物含量增多, 湖泊水位迅速下降; 消亡阶段 (18ka—现今): 湖泊急剧收缩, 湖泊沉积物逐渐被河流沉积物及后期的冲洪积物所覆盖。

(3) 初步认为, 构造活动和气候变化是导致古湖形成演化的主要原因, 150ka 左右河套古湖发育可能与共和运动导致的河套盆地强烈下陷和末次间冰期暖湿气候有关, 18ka 之后古湖最终消亡可能

与末次冰期末期极端寒冷的气候与河套盆地周缘强烈的构造运动有关。

致谢:对中国地质大学(北京)周青硕、吴泽群、刘晓彤同学在样品采集及实验环节中给予的帮助,致以诚挚的谢意。

参考文献

- [1]孙千里,周杰,肖举乐.岱海沉积物粒度特征及其古环境意义[J].海洋地质与第四纪地质,2001,21(1):93-95.
- [2]Shuman B, Bravo J, Kaye J, et al. Late Quaternary water-level variations and vegetation history at Crooked Pood, Southeastern Massachusetts[J]. Quaternary Research, 2001,56:401-410.
- [3]陈敬安,万国江,张峰,等.不同时间尺度下的湖泊沉积物环境记录—以沉积物粒度为例[J].中国科学(D辑),2003,33(6):563-568.
- [4]施祺,王建民,陈发虎.石羊河古终端湖泊沉积物粒度特征与沉积环境初探[J].兰州大学学报,1999,35(1):194-198.
- [5]李志忠,海鹰,罗若愚,等.乌鲁木齐河下游地区湖泊沉积物的粒度特征与沉积环境[J].干旱区研究,2000,17(3):1-5.
- [6]Li G Q, Jin M, Chen X M, et al. Environmental changes in the Ulan Buh Desert, southern Inner Mongolia, China since the middle Pleistocene based on sedimentology, chronology and proxy indexes[J]. Quaternary Science Reviews, 2015,128: 69-80.
- [7]陈发虎,范育新,Madsen D B,等.河套地区新生代湖泊演化与“吉兰泰-河套”古大湖形成机制的初步研究[J].第四纪研究,2008,28(5):866-873.
- [8]蒋复初,王书兵,李朝柱,等.内蒙古托克托台地湖相地层及其初步意义[J].第四纪研究,2012,32(5):866-873.
- [9]李建彪,冉勇康,郭文生.呼包盆地第四纪地层与环境演化[J].第四纪研究,2007,(4):632-644.
- [10]贾铁飞,银山,赵明,等.黄河托克托段早中更新世湖相地层剖面的建立及其意义[J].内蒙古师大学报自然科学(汉文)版,2001,30(1):74-78.
- [11]Ye Z Y, Guo K Z, Zhao S Y, et al. The Current Development and Focal Points in Short-term Water-saving Agriculture in Hetao Irrigation District[J]. China Rural Water and Hydropower, 2010, 6: 81-84.
- [12]公王斌,胡健民,李振宏,等.河套盆地西缘山前低台地沉积特征对“吉兰泰-河套”古湖消退过程及其控制因素的指示意义[J].地学前缘,2013,20(4):190-198.
- [13]Boulay S, Colin C, Trentesaux A, et al. Mineralogy and Sedimentology of Pleistocene Sediment in the South China Sea(ODP Site1144)[J]. Proceedings of the Ocean Drilling Program,2002,184(1):1-21.
- [14]汪海斌,陈发虎,张家武.黄土高原西部地区黄土粒度的环境指示意义[J].中国沙漠,2002,22(1):21-26.
- [15]Prins M A, Postma G, Cleveringa C. Controls on Terrigenous Sediment Supply to the Arabian Sea during the Late Quaternary: The Makran Continental slope[J]. Marine Geology, 2000,169(3):351-371.
- [16]孙东怀,安芷生,苏瑞侠,等.古环境中沉积物粒度组分离的数学方法及应用[J].自然科学进展,2001,11(3):269-276.
- [17]王君波,朱立平.藏南沉错沉积物的粒度特征及其古环境意义[J].地理科学进展,2002,21(5):459-467.
- [18]李保生,靳鹤龄,祝一志,等.萨拉乌苏河流域第四系岩石地层及其时间界限[J].沉积学报,2004,22(4):676-682.
- [19]Jia L Y, Zhang X J, Ye P S, et al. Development of the Alluvial and Lacustrine Terraces on the Northern Margin of the Hetao Basin, Inner Mongolia, China: Implication for the Evolution of the Yellow River in the Hetao Area since the Late Pleistocene[J]. Geomorphology, 2016,263:87-98.
- [20]Sun Y B, Clemens S C., An Z S, et al. Astronomical Timescale and Palaeoclimatic Implication of Stacked 3.6-Myr Monsoon Records from the Chinese Loess Plateau[J]. Quaternary Science Reviews, 2006, 25(1/2): 33-48.
- [21]陈发虎,范育新,春喜,等.晚第四纪“吉兰泰-河套”古大湖的初步研究[J].科学通报,2008,10(53):1207-1219.
- [22]李建彪,冉勇康,郭文生.河套盆地托克托台地湖相层研究[J].第四纪研究,2005,25(5):630-639.
- [23]李建彪.河套盆地晚第四纪成湖环境变化与构造活动研究[D].中国地震局地质研究所博士学位论文,2006.
- [24]马保起,李德文,郭文生.晚更新世晚期呼包盆地环境演化与地貌响应[J].第四纪研究,2004,24(6):630-637.
- [25]鹿化煜,周亚利, Mason J, 等.中国北方晚第四纪气候变化的沙漠与黄土记录——以光释光年代为基础的直接对比[J].第四纪研究,2006,26(6):888-894.
- [26]何泽新,张绪教,贾丽云,等.内蒙古狼山山前台地成因及其新构造运动意义[J].现代地质,2014,28(1):98-108.