第 24 卷第 2 期
2018 年 4 月

地 质 力 学 学 报
JOURNAL OF GEOMECHANICS

Vol. 24 No. 2
Apr. 2018

DOI：10.12090/j.issn.1006－6616.2018.24.02.027

文章编号：1006-6616（2018）02-0253-10

河套盆地北部 344 ka 以来沉积环境演化

蔡茂堂[1]，叶培盛[1]，杨星辰[1]，张绪教[2]，李成路[2]，周　维[2]，卢　晶[2]，王　涛[2]

（1. 中国地质科学院地质力学研究所，北京 100081；
2. 中国地质大学地球科学与资源学院，北京 100083）

摘　要：通过对河套盆地北部获取的 377 m 钻孔岩芯进行沉积相及粒度特征分析，并结合多种测年手段，揭示了河套盆地北部中更新世晚期以来的沉积环境演变过程。根据粒度参数特征变化把钻孔划分为 6 个沉积环境阶段：344～326 ka 为滨湖相沉积环境；326～165 ka 为半深湖相沉积环境；165～130 ka 为滨湖三角洲相沉积环境；130～100 ka 为浅湖相沉积环境；100～10 ka 为滨湖—河流相沉积环境；10 ka～今为河漫滩相沉积环境。河套盆地中更新世晚期到晚更新世期间存在统一的古大湖，晚更新世以后古大湖分解并消失。

关键词：粒度；沉积环境；古湖演化；河套盆地

中图分类号：P512.2　　**文献标识码：**A

EVOLUTION OF SEDIMENTARY ENVIRONMENT IN THE NORTH HETAO BASIN SINCE 344 Ka

CAI Maotang[1], YE Peisheng[1], YANG Xingchen[1], ZHANG Xujiao[2], LI Chenglu[2], ZHOU Wei[2], LU Jing[2], WANG Tao[2]

(1. *Institute of Geomechanics*, *Chinese Academy of Geological Sciences*, *Beijing* 100081, *China*;
2. *School of Earth Sciences and Resources*, *China University of Geosciences*, *Beijing* 100083, *China*)

Abstract: Through analysis of sedimentary facies and grain size characteristics from 377 m drilling cores in the north Hetao Basin, combined with different dating methods, the evolution of sedimentary environment in the north Hetao Basin since late Middle Pleistocene is revealed. According to the characteristics of grain size parameters, sedimentary environment can be divided into 6 stages: lakeshore (344～326 ka) —semi-deep lake (326～165 ka) —lakeshore delta (165～130 ka) —shallow lake (130～100 ka) —lakeshore-fluvial (100～10 ka) —washland (10 ka～now). Comprehensive research shows that a unified paleo-megalake has been existed in the Hetao Basin from middle Pleistocene to late Pleistocene. After late Pleistocene, the paleo-megalake disintegrated and disappeared.

Key words: grain size; sedimentary environment; paleolake evolution; the Hetao Basin

0　引言

河套盆地位于鄂尔多斯高原的北缘，阴山山脉以南。盆地西界为狼山，北界自西向东为色尔腾山、乌拉山、大青山，是一个新生代断陷盆地，盆地中心沉积了巨厚的第四系河湖相沉积[1]。气候上河套盆地位于中国现代季风的边缘区，属大

基金项目：地质力学研究所基本科研业务费（DZLXJK201609）；中国地质调查局项目（DD20160060）

作者简介：蔡茂堂（1981-），男，博士，助理研究员，主要从事新生代沉积环境与气候研究。E-mail：caimaotang@126.com

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

收稿日期：2017-09-10；**修回日期：**2018-01-08　　吴芳编辑

陆性半干旱气候，年均温 5.6 ~ 7.8 ℃，地表植被稀少，降雨量较少，主要集中在夏季，年降水量从东向西变化于 100 ~ 300 mm 之间，年蒸发量 1800 ~ 3000 mm [2]，乌兰布和沙漠和库布齐沙漠分别位于盆地西南和南部（见图 1）。

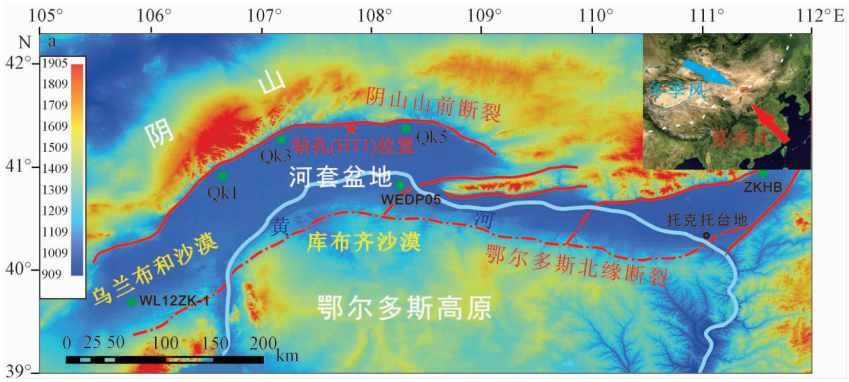

图 1 研究区及钻孔位置图（Qk1 ~ 5，WEDP05 为钻孔编号）

Fig. 1 The DEM map of study area showing drilling core site (Qk1 ~ 5 and WEDP05 are the number of the cores)

河套盆地地表现今被河流冲积物和沙漠所覆盖，黄河从中穿过，属于黄河水系的关键部位，也是中国西部干旱区沙尘源地之一。研究发现盆地内古湖泊细粒沉积物为现代粉尘提供了主要物源[3]，其对区域（黄土高原），甚至全球的气候变化都有影响[4]。因此，盆地内湖相沉积研究可为揭示河套地区古水系演化和沙尘起源提供重要依据。此前在河套盆地研究表明，晚更新世河套盆地可能存在“河套古湖”[4~7]，但对古湖存在时间和存在形式一直存在争议。陈发虎等[5]认为，在距今 50 ~ 60 ka 之前，河套地区存在一个覆盖吉兰泰和河套盆地大部分地区的“吉兰泰—河套”古大湖。蒋复初等[7]对托克托台地的湖相地层研究得出，145 ~ 100 ka 之间湖泊处于封闭环境，100 ka 左右湖水外泄，湖泊结束。Jia et al. [8]则认为河套古湖为被黄河贯穿的过水湖。对河套盆地北缘台地的湖相地层研究得出，古湖一直持续到 20 ka 左右才消失[9]。最近乌兰布和沙漠地区研究认为吉兰泰—河套古湖形成于 155 ka，结束于 87 ka[4]。Li et al. [10]通过对盆地南部，鄂尔多斯高原北缘钻孔研究发现，该地区第四纪发育多期湖相沉积。此前对河套盆地湖泊演化过程的研究主要来自盆地周缘台地和黄河流经盆地出入口的湖相堆积层，然而由于构造抬升的影响，台地湖相地层不能完整的记录湖泊的演化过程，只能反映某一时间之后湖水退出该地区，沉积间断；而湖泊沉积中心沉积连续，可以完整的记录湖泊演化过程。由于第四纪以来河套盆地北部山前断陷速率快，使得河套盆地的沉积中心位于盆地北部[11]，并且河套盆地位于季风影响的边缘区，对气候变化反映敏感。

因此，对河套盆地北部有准确年代控制的连续沉积序列研究可以更好地了解该地区古湖泊的演化过程及其对气候变化的响应。在河套盆地北部沉积中心进行钻探，获取 377 m 长岩芯，通过对岩芯沉积物进行沉积相和粒度分析，结合光释光、^{14}C 和 ^{230}Th 测年结果，重建中更新世晚期以来河套盆地北部沉积环境演化过程。

1 研究材料与方法

1.1 钻孔岩相特征

钻孔位于河套盆地北部（41°14′43″N，107°46′6″E，海拔 1030 m），孔深 377 m，根据钻孔岩性、颜色、沉积结构、构造等特征变化从下往上划分以下 6 层（见图 2）：

第 1 层（377 ~ 358 m）：此段总体以棕黄色粉砂、细砂为主，间或粘土和黑色碳质夹层，可见水平层理和斜层理。

第 2 层（358 ~ 194 m）：此段总体上以粘土、粉砂为主，可细分为五个部分：①358 ~ 317 m 以青灰色、灰黑色粘土和黑色碳质层为主，水平层理普遍发育，352 m 有 33 cm 钙板层，质地较硬；②317 ~ 306 m 以棕黄色粘土和灰黑色碳质层为主，含大量 2 ~ 10 cm 的粉砂夹层，有黄色铁锈浸染现象；③306 ~ 293 m 以灰棕色、灰黑色粉砂和粘土质粉砂为主，含粘土薄层；④293 ~ 230 m

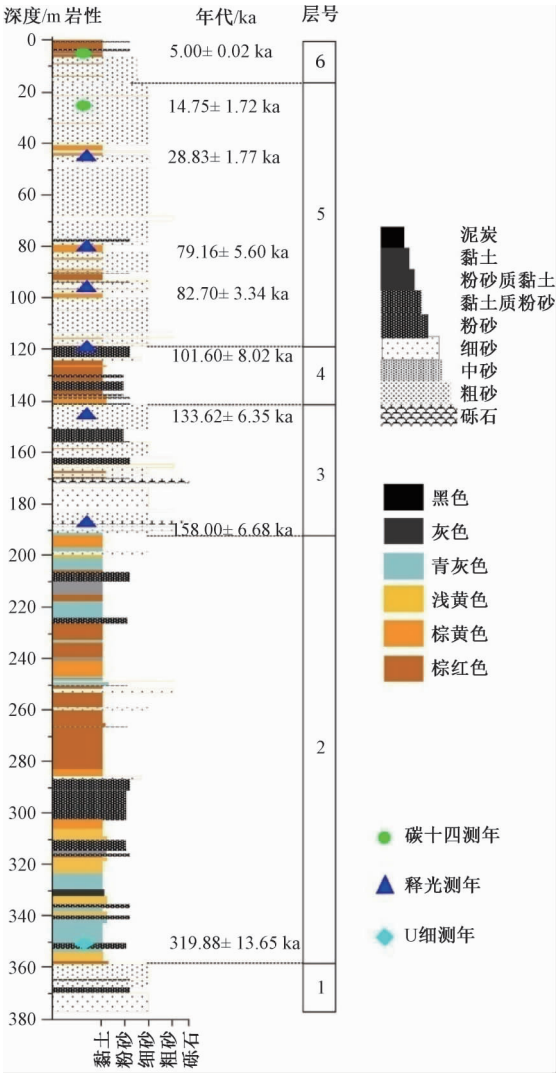

图 2　钻孔岩性及年代图

Fig. 2　Lithology of the drilling core and the dating results

以棕色粘土、粉砂质粘土为主，夹粉砂层和黑色有机质薄层，水平层理和纹层发育；⑤230 ~ 194 m 以青灰色、灰棕色粘土为主，含黑色炭质、黄色铁质条带及大量厘米级粉砂夹层。

第 3 层（194 ~ 142 m）：以棕黄色含砾粗砂和砾石层为主，砾石层分选较差，磨圆较差，砾石分大小两组，其中大砾石组可见粒径约 0.5 ~ 7 cm 的砾石，小砾石组粒径约 1 ~ 5 mm，结构松散，成分复杂，为砂岩、花岗岩、闪长岩、变质岩；粗砂磨圆也较差，多以石英为主，可见云母、长石、角闪石；157 ~ 152 m 以棕黄色、浅青灰色细砂为主，夹粘土层，可见植物炭化残体，虫孔和大云母片；该层和滨湖相十分相似，但其分选差，碎屑混杂堆积，表明在滨湖三角洲环境中，由流水带来的碎屑流进入湖泊后改造形成。

第 4 层（142 ~ 117 m）：以棕红色、棕黄色粘土为主，夹粉砂夹层，水平层理发育，含灰黑色有机质条带、炭斑和微体贝壳碎屑。

第 5 层（117 ~ 17 m）：以浅青灰色、灰黑色细砂为主，夹红棕色粘土层；细砂层多以石英和云母为主，可见 1 ~ 2 mm 云母片，含灰黑色碳质条带、植物残体和大量贝壳生物碎屑，发育水平层理、低角度斜层理和粘土透镜体；粘土层质地均匀，部分含有炭质，呈块状结构；91 m 处发现哺乳动物化石。

第 6 层（17 ~ 0 m）：以红棕色粉砂为主，呈块状结构，可见黄色铁质和黑色有机质斑块；0.3 m以上为耕植土，含植物根系，生物扰动强烈。

总体上来说，整个钻孔岩芯沉积物颗粒从底部向上有逐渐变粗的趋势，粗粒组分含量相对增多，说明底部沉积环境的水动力相对较弱，向上逐渐变强。

1.2　年代样品采集与测试

为获取钻孔准确的年代，分别在钻孔 5.57 m 和 25.9 m 有机质含量较高的层位取 2 个 AMS^{14}C 测年样品，样品测试在美国 Beta 实验室测试完成。全有机质^{14}C 测年样品采用酸—碱—酸的前处理过程，测年结果使用 CalPal 程序[12] 校正成日历年（用 Cal BP 表示）。光释光测年样品共获得 6 个，分别在 45.54 m，79.98 m，96.18 m，118.78 m，145.12 m 和 187.61 m 处。光释光样品年代测定在中国地震局地质研究所释光实验室进行，根据样品岩性，79.98 m 和 118.78 m 样品取细颗粒组分（4 ~ 11 μm）制样；45.54 m，96.18 m，145.12 m 和 187.61 m 样品取粗颗粒（90 ~ 125 μm）石英制样，样品前处理是按照常规方法[13] 进行的。样品用丹麦 Risø 实验室生产的 Risø TL/OSL-DA-20 热释光/光释光仪器完成，采用简单多片光释光方法进行测定。剂量率是通过中子活化法测量了 K，Th 和 U 的含量，并根据这些元素与剂量率之间的转化函数[14] 计算得出，其中宇宙射线对剂量率的贡献按照 Prescott 的函数[15] 计算。在钻孔底部存在 33 cm 长的钙板层，碳酸钙含量高，质地硬，为获得钻孔底部年龄对该层顶部 352 m 处样品进行^{230}Th 年代测定，样品测试在中国科学院地质与地球物理研究所测试完成。

1.3　粒度样品采集与室内分析

河套钻孔岩芯以 50 cm 左右为间隔进行取

样，共获得粒度样品 722 个。样品在中国地质科学院地质力学研究所第四纪粒度实验室测试，测试仪器为 Mastersizer 2000 型激光粒度仪（英国 Malvern 公司生产），测量范围为 0.02 ~ 2000 μm，重复测量误差不超过 1%。测试样品制备方法具体步骤如下：（1）称取样品 0.1 ~ 0.3 g，置于 50 ml 烧杯中加入浓度 10% 的双氧水 10 ml，加热沸腾一段时间至没有细小的白色泡沫产生以充分去除有机质，注意加热期间要不停的用清水冲洗烧杯壁，防止烧干；（2）然后加入浓度 10% 的盐酸 10 ml，加热至再次沸腾，以充分去除碳酸盐；（3）将烧杯注满蒸馏水并静置 24 h 后，抽去烧杯中的上层液体。加入 10 ml 六偏磷酸钠溶液作为分散剂，浓度为 0.05 mol/L，上机测试前利用超声波振荡仪振荡 10 min 左右，然后进行测量。

2 结果分析

2.1 年代结果

不同测年方法年龄结果见表 1 ~ 3。根据样品年代数据，计算各段平均沉积速率，运用线性内插和外推的计算方法，获得了钻孔不同深度的年龄值。钻孔全新世（10 ka）底界位于 17 m 左右，晚更新世（130 ka）底界位于 142 m，钻孔最底部年代为 344 ka 左右。通过年代—沉积速率曲线得出（见图 3）钻孔平均沉积速率约 1.6 m/ka，在约 150 ka（1.7 m/ka），100 ka（2.9 m/ka）和 13ka（2.2 m/ka）左右存在 3 次高沉积速率时期。该地区其他钻孔的研究也获得了相似的结果，QK1 钻孔平均沉积速率约 1.4 m/ka，QK3 钻孔约 1.2 m/ka，QK5 钻孔约 1.6 m/ka[16]（见图 1）。

表 1 钻孔光释光年代数据

Table 1 OSL dating data of the drilling core

原始编号	埋藏深度/m	含水率/%	U/ $\times 10^{-6}$	Th/ $\times 10^{-6}$	K/%	剂量率（Gy/ka）	等效剂量（Gy）	年龄/ka
C2-29	45.54	11 ± 5	1.82 ± 0.03	8.87 ± 0.03	1.57 ± 0.01	2.45 ± 0.09	70.67 ± 3.46	28.83 ± 1.77
C2-44	79.98	13 ± 5	2.77 ± 0.04	13.16 ± 0.32	1.93 ± 0.04	3.89 ± 0.23	307.63 ± 11.40	79.16 ± 5.60
C2-53	96.18	32 ± 5	1.31 ± 0.02	6.36 ± 0.06	1.93 ± 0.05	2.04 ± 0.08	168.55 ± 2.15	82.70 ± 3.34
C2-64	118.78	20 ± 5	2.57 ± 0.06	14.02 ± 0.11	2.09 ± 0.03	3.76 ± 0.22	382.15 ± 20.35	101.61 ± 8.02
C2-75	145.12	26 ± 5	2.22 ± 0.02	11.63 ± 0.14	1.98 ± 0.02	2.65 ± 0.09	354.37 ± 11.65	133.62 ± 6.35
C2-92	187.61	24 ± 5	1.13 ± 0.01	5.95 ± 0.04	2.10 ± 0.01	2.26 ± 0.09	356.93 ± 2.61	158.00 ± 6.68

表 2 钻孔 ^{14}C 年代数据

Table 2 ^{14}C dating results of the drilling core

原始样号	测年材料	深度/m	AMS ^{14}C 年代/a BP	^{13}C/‰	校正年代/a BP	日历年代/Cal a BP
HL-223	有机质全样	5.57	4470 ± 30	−24.2	4480 ± 30	4995 ± 20
HL-1028	有机质全样	25.9	13790 ± 50	−24.1	13800 ± 50	14747 ± 172

表 3 钻孔 ^{230}Th 年代数据

Table 3 ^{230}Th dating results of the drilling core

样号	^{238}U/ $\times 10^{-9}$	^{232}Th/ $\times 10^{-12}$	$^{230}Th/^{232}Th$	$\delta^{234}U$ *	^{230}Th Age/yr（校正）	$\delta^{234}U_{Initial}$ **（校正）	^{230}Th Age/yr BP
zk1	2886 ± 4	2251524 ± 45118	24.8 ± 0.5 $\times 10^{-6}$	170.2 ± 1.8	319945 ± 13649	420 ± 17	319880 ± 13649

2.2 粒度分析结果

钻孔岩芯粒径分级主要参照 Udden-Wentworth 粒级标准，粒径采用如下的分级标准：粘土（<4 μm；>8Φ），细粉砂（4 ~ 16 μm；8 ~ 6Φ），中粗粉砂（32 ~ 63 μm；6 ~ 5Φ）和砂（>63 μm；<4Φ）。粒度参数采用福克和沃德提出的 4 种参数[17]，即平均粒径（Mz）、分选系数（σi）、偏态（SK1）和峰态（KG）。分析结果表明（见图 4），整个河套钻孔沉积物中粘土占 0.5% ~ 59.4%，平均 16.6%；细粉砂占 0.6% ~ 62.1%，平均 21.9%；中粗粉砂占 0% ~ 66.7%，平均 20.6%；砂含量占 0% ~ 98.9%，平均 40.8%。其平均粒径变化范围为 1.8 ~ 240.2 μm，平均为 50.9 μm。分选系数在 0.5 ~ 2.6 之间，平均 1.69，从分选较好—分选很差，其中以分选差的样品占绝对优势（73%），钻孔从下往上分选系数逐渐变小，分选程度逐渐变好。偏态（SK1）在 −0.4 ~ 0.7 之间，平均 0.33，包含负偏—极正偏，随着钻孔深度变浅逐渐从近对称到极正偏态。峰态（KG）在 0.6 ~ 3.2 之间，平均 1.44，从宽峰态至很窄峰态均有分

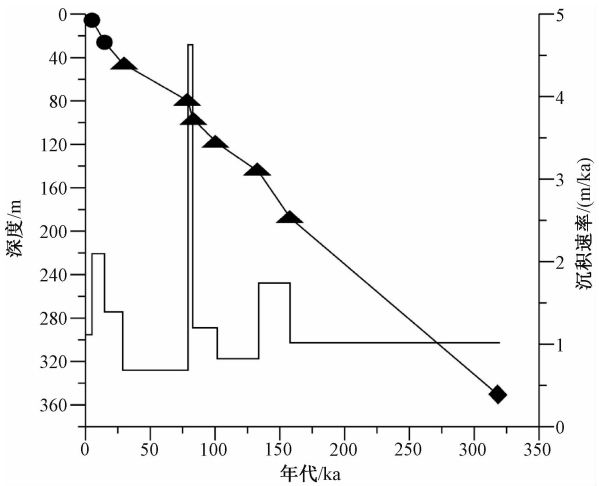

图 3　钻孔年龄—深度—沉积速率图

Fig. 3　Relationship of depth with age and the sedimentation rate of the drilling core

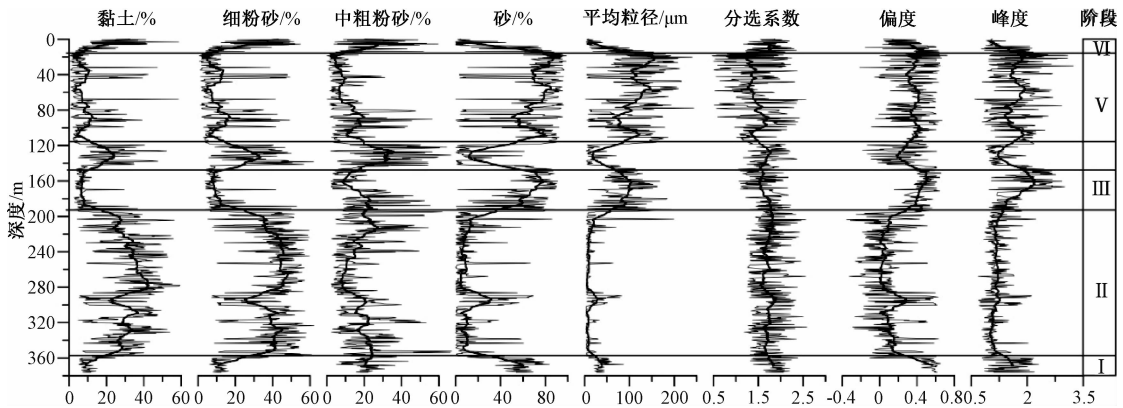

图 4　钻孔粒径组成和参数随深度变化图（粗线为 31 点平滑）

Fig. 4　Composition of the drilling core grain size and variations of parameters with depth

平均为 13.2 μm；粘土含量显著增加为 4.8% ~ 59.4%，平均为 31.1%；粉砂含量增加，其中细粉砂含量增加为 7.4% ~62.1%，平均为 40%，而中粗粉砂有所减少为 2.2% ~ 66.7%，平均为 17.9%；砂含量与上一阶段相比明显减少为 0% ~ 69.1%，平均为 10.9%。分选系数分布在 1.2 ~ 2.6，平均为 1.7，分选差；样品偏度减小，分布在 -0.35 ~ 0.63，平均为 0.1，主要集中在近对称；样品峰度减小，分布在 0.7 ~ 2.1，平均为 1.2，主要集中在中等和窄的范围内，尖锐程度降低。

阶段 III（194 ~ 142 m）：该阶段沉积物粒度组成主要以砂为主，平均粒径范围为 5.8 ~ 304.3 μm，平均为 97 μm；砂含量明显增加为 1.2% ~92.1%，平均为 68.1%；而粘土和细粉砂含量明显减少，分别为 1.6% ~ 36.7%，平均为 7.3% 和 3.1% ~ 52.8%，平均为 9.6%；粗粉砂含量也有所减少为 2.1% ~55.3%，平均为 15.1%。分选系数分布在 1 ~ 2.4，平均为 1.6，分选性较上一阶段变好；样品偏度增加，分布在 0 ~ 0.66，平均为 0.5，主要集中在极正偏；样品峰度增加，分布在 0.8 ~ 3.0，平均为 1.9，主要集中在很窄到极窄的范围内，尖锐程度明显增加。

阶段 IV（142 ~ 117 m）：该阶段沉积物粒度组成主要以粉砂为主，平均粒径范围为 4.0 ~ 70.7 μm，平均为 17.6 μm；粗粉砂、细粉砂和粘土含量都明显增加，分别为 1.9% ~ 66.4%，平均为 32.6%、5.7% ~61.9%，平均为 31.7% 和 4.9% ~52.2%，平均为 23.5%；砂含量明显减少为 0% ~61.3%，平均为 12.2%。分选系数分布在 1.2 ~ 2.4，平均为 1.7，分选性较上一阶段变差；样品偏度减小，分布在 -0.18 ~ -0.6，平均为 0.2，主要集中在

布，钻孔下部以中等和窄峰态为主，而上部以很窄态为主。

根据钻孔沉积物粒径组成和参数变化特征，把钻孔剖面自下而上划分为以下 6 个沉积时段（见图 4）：

阶段 I（377 ~ 358 m）：从此段粒度特征看，整体上沉积物粒度组成以粗粉砂和细砂为主，平均粒径范围为 9.1% ~ 86.8 μm，平均 36.8 μm；细砂含量为 10.3% ~ 83.6%，平均 57.2%；粘土含量较少，为 5.1% ~ 24.7%，平均 9.6%。分选系数主要分布在 1.3 ~ 2.4，平均为 1.8，分选很差—差；偏度分布在 0.1 ~ 0.7，平均 0.5，主要为极正偏；峰度为 0.8 ~ 2.3，平均为 1.6，峰态为很窄。

阶段 II（358 ~ 194 m）：沉积物粒度组成以粉砂和粘土为主，平均粒径范围为 2.6 ~ 83.1 μm，

近对称—正偏；样品峰度减小，分布在0.9～2.0，平均为1.2，主要集中在中等到窄的范围内，尖锐程度明显降低。

阶段Ⅴ（117～17 m）：该阶段沉积物粒度组成主要以砂为主，平均粒径范围为1.8～243.6 μm，平均为114.3 μm；砂含量明显增加为1.2%～92.1%，平均为73.4%；而粗粉砂、细粉砂和粘土含量都明显减少，分别为0%～56.4%，平均为10.1%、0.6%～49.3%，平均为9.3%和0.5%～58.5%，平均为7.2%。分选系数分布在0.5～2.6，平均为1.4，分选性较上一阶段变好；样品偏度增加，分布在－0.2～0.7，平均为0.4，主要集中在极正偏；样品峰度增加，分布在0.6～3.2，平均为1.7，主要集中在窄到极窄的范围内，尖锐程度明显增加。

阶段Ⅵ（17～0 m）：该阶段沉积物粒度组成主要以细粉砂为主，平均粒径范围为3.4～99.9 μm，平均为26.24 μm；粗粉砂、细粉砂和粘土含量都明显增加，分别为3.8%～59.6%，平均为27.0%、6.1%～54.9%，平均为28.8%和5.2%～58.6%，平均为21.0%；砂含量明显减少为0%～76.5%，平均为23.3%。分选系数分布在1.2～2.3，平均为1.8，分选性较上一阶段变差；样品偏度减小，分布在0～0.6，平均为0.3，主要集中在正偏—极正偏；样品峰度分布在0.8～2.1，平均为1.2，主要集中在中等到窄的范围内，尖锐程度明显降低。

3 讨论

沉积物粒度各参数可以反映碎屑物质搬运、沉积作用的动力状况，识别沉积环境[18]。频率分布曲线反映样品总体粒度特征，不同沉积物类型具有不同的粒度频率分布曲线和粒度概率累积曲线，沉积物中若具有几个众数粒径峰值，反映了多种搬运方式的共存以及较强动力过程的存在[18]。平均粒径（Mz）代表着粒度分布的集中趋势，代表了沉积介质的平均动能。一般来说，平均粒径低值代表了静水、低能的沉积环境，反之则代表高能的水动力环境。分选系数（σi）反映沉积物颗粒的均一程度，即反映样品粒级的分散和集中情况，与沉积物搬运动力条件密切相关，分选系数越小，表明样品的粒级越集中，分选程度越好。中值粒径与分选系数作散点图，能够较好的区分沉积环境和水动力的变化。C-M图中C值和M值分别反映了水动力条件的最大状况和平均状况，从而能够指示沉积环境的差异[18]。

3.1 钻孔典型样品粒度频率曲线与概率曲线分析

河套钻孔沉积物粒度频率分布曲线主要有5种类型（见图5、图6）：A型：频率曲线为单峰型态，为单峰细偏分布曲线，由众数粒径<8 μm的细粉砂峰组成，峰态值较高，分选程度较好。概率累计曲线为两段式，主要是悬、跃移两个总体组成，缺乏推移，反映水动力条件比较弱且稳定的深湖相环境。B型：频率曲线为双峰型态，由众数粒径<8 μm细粉砂和50 μm左右的粗粉砂峰组成，<8 μm细粉砂含量高，呈负偏，分选程度较差。概率累计曲线为两段式，主要是跃、悬移两个总体组成，跃移组分较A型增加，反映了该段沉积物颗粒变粗，湖泊沉积水动力波动。A型和B型曲线几乎全部由细粉砂和粗粉砂组成，不含砂组分，表明沉积物形成于安静的水体中，指示静水沉积环境。C型：频率曲线为双峰型态，由众数粒径<8 μm细粉砂和80 μm左右的细砂峰组成，随细粉砂和细砂含量不同呈正偏或负偏，分选程度较差。概率曲线为三段式，以跃移和悬移沉积物为主，占80～90%，少量的推移组分。推移和跃移的粗颗粒组分与B型样品相比增加，反映了水动力条件较B型环境增强，波动变化，处于滨浅湖相环境。D型：频率曲线为双峰型态，呈典型的主次双峰分布模式，主峰众数粒径80～200 μm，曲线尖锐，分选程度较高；细颗粒峰为次峰，众数粒径位于8～16 μm的范围内，曲线宽缓，分选程度不高。概率累计曲线为三段式，以推移和跃移组分为主，占60～80%左右。这种双峰分布形式表明沉积物是由少量悬浮和大量跃移、推移成因的颗粒堆积而成，是在浅水水动力环境下，由河流携带而来的物质堆积而成，为滨湖相或河流相。E型：频率曲线为双峰形态，主次双峰分布模式，主峰由众数粒径>250 μm的中砂峰组成，峰态值较高，分选程度好，次峰为20～30 μm的细粒峰，含量很少；概率累计曲线为三段式，以推移和跃移组分为主，占80～90%左右，反映了沉积动力很强，与现代沙尘暴粒度曲线相似，因此，此类型可能为风成来源。

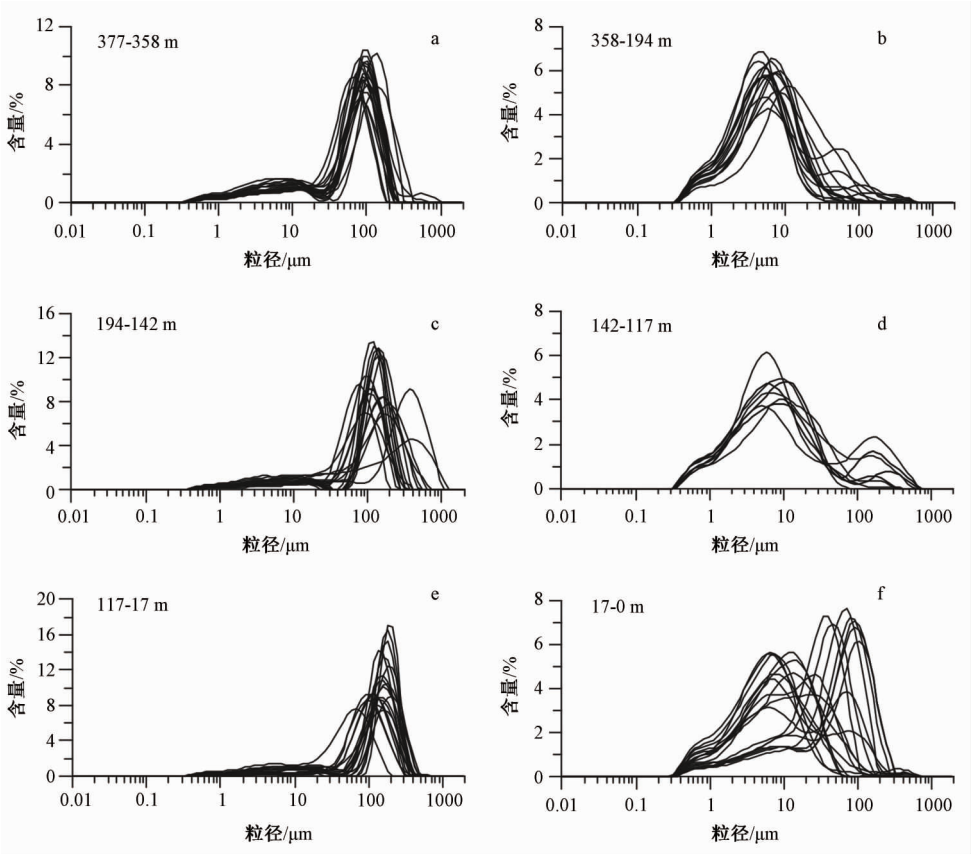

图 5　河套钻孔不同深度样品粒度频率曲线

Fig. 5　Grain size frequency curves of samples at different depth from the Hetao drilling core

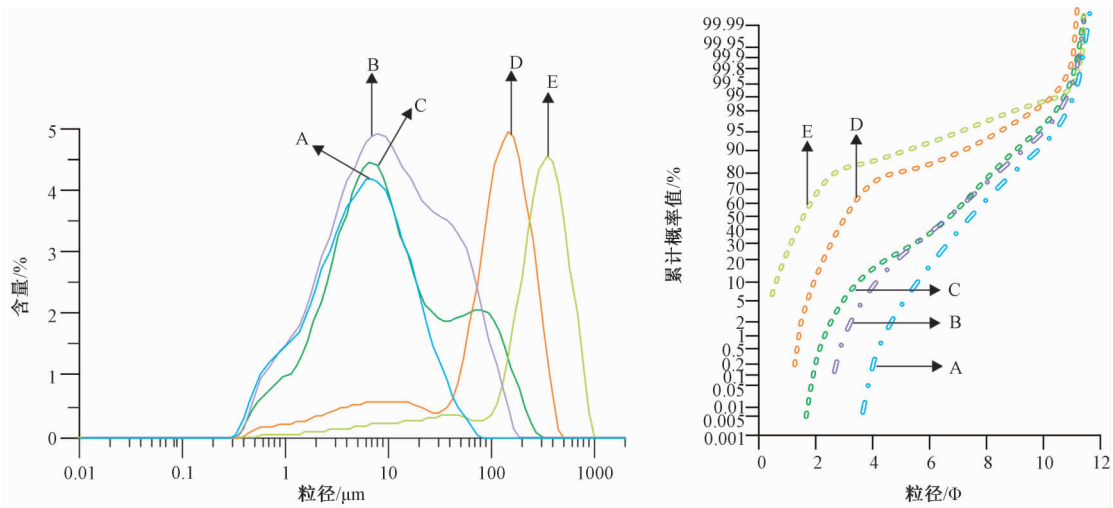

图 6　河套钻孔典型样品频率曲线和概率曲线

Fig. 6　Frequency and probability curves of typical samples from the Hetao drilling core

3.2　沉积物粒度组成和参数特征指示的中更新世以来沉积环境变化

根据沉积物粒度组成和参数特征的结果，并结合钻孔沉积相分析及测年结果对钻孔进行沉积环境恢复。

377 ~ 358 m（344 ~ 326 ka），该阶段沉积物岩性主要为棕黄色粉砂、细砂，发育水平层理和斜层理。沉积物粒度组成以粗粉砂为主，中值粒径

（Md）大部分 <60 μm，粒度较细；样品以 D 型双峰为主，分选差，极正偏，很窄峰态，以跃移和推移搬运为主（见图 5a）；C-M 图表明样品包含在递变悬浮与均匀悬浮两个区域，水动力较强（见图 6、图 7）。岩性和粒度特征表明，该阶段是在浅水水动力环境下，沉积水动力较强，由河流携带而来的物质堆积而成，为滨湖相沉积环境。

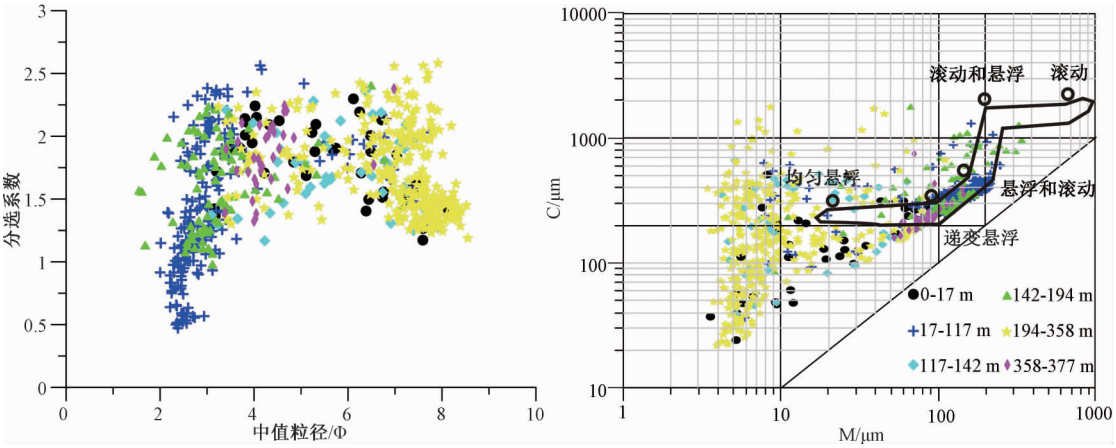

图 7 河套钻孔样品分选系数与中值粒径和 C-M 图

Fig. 7 Sorting coefficient and σi-Md of samples from the Hetao drilling core and the C-M map

358 ~ 194 m（326 ~ 165 ka），该阶段沉积物岩性主要以青灰色、灰黑色粘土和黑色碳质层为主，水平层理和纹层普遍发育。沉积物粒度组成以粘土和细粉砂为主，中值粒径（Md）大部分 <10 μm，粒度很细；样品以 A 型单峰为主，偶有 B 和 C 型双峰，分选差，并随着粒度变细分选变好，近对称，峰态中等，以悬移和跃移搬运为主（见图 5b）；C-M 图表明样品主要集中在在均匀悬浮区域，少量在递变悬浮区域，水动力很弱（见图 6、图 7）。岩性和粒度特征表明，该阶段沉积形成于极弱稳定的水动力条件下，湖泊水面广阔，湖泊水位较深的湖相沉积环境。

194 ~ 142 m（165 ~ 130 ka），该阶段沉积物岩性主要以棕黄色含砾粗砂和砾石层为主，砾石磨圆差，结构松散，成分复杂，为砂岩、花岗岩、闪长岩、变质岩，可见植物炭化残体。沉积物粒度组成以砂为主，中值粒径（Md）大部分 > 73 μm，粒度粗；样品以 D 型双峰为主，分选性较上一阶段变好，极正偏，峰态很窄到极窄，以跃移和推移搬运为主（见图 5c）；C-M 图表明样品包含在滚动和悬浮、悬浮和滚动及递变悬浮区域，水动力不稳定，变化很大（见图 6、图 7）。该相和滨湖相十分相似，但其以分选差、杂基支撑和与碎屑流沉积产物共生为特征，结合上一阶段为湖相环境，因此，该阶段是在滨湖三角洲环境中，由碎屑流入湖沉积产物经湖泊作用改造形成。

142 ~ 117 m（130 ~ 100 ka），该阶段沉积物岩性主要为棕红色、棕黄色粘土和粉砂，水平层理发育，含灰黑色有机质条带、炭斑和微体贝壳碎屑。沉积物粒度组成以粘土和细粉砂为主，中值粒径（Md）大部分 <20 μm，粒度较细；样品以 A 型单峰和 C 型双峰为主，分选差，近对称—正偏，峰态中等到窄，以悬移和跃移搬运为主（见图 5d）；C-M 图表明样品主要集中在均匀悬浮区域，水动力弱（见图 6、图 7）。岩性和粒度特征表明，该阶段为沉积水动力条件较弱的浅湖相沉积环境。

117 ~ 17 m（100 ~ 10 ka），该阶段沉积物岩性以浅青灰色、灰黑色细砂为主，含植物残体和大量贝壳生物碎屑，发育水平层理、低角度斜层理和粘土透镜体。沉积物粒度组成以细砂为主，中值粒径（Md）大部分 > 80 μm，粒度粗，并且钻孔沉积物粒度由下至上逐渐变粗；样品以 D 型和 E 型双峰为主，分选性较上一阶段变好，极正偏，峰态窄到极窄，以推移和跃移搬运为主（见图 5e）；C-M 图表明大部分样品包含在悬浮和滚动与递变悬浮区域，少量在均匀悬浮区域，水动力较上一阶段变强（见图 6、图 7）。该阶段沉积物的粗颗粒和良好的分选性都反映了其形成时动荡的沉积环境，钻孔沉积水动力由下至上逐渐变强，指示了滨湖—河流相沉积环境。此外，E 型样品的增加表明此阶段环境受到风成作用影响增强。

17 ~ 0 m（10 ka ~ 今），该阶段沉积物岩性主

要以红棕色粉砂为主，呈块状结构，可见黄色铁质和黑色有机质斑块。沉积物粒度组成以细粉砂为主，中值粒径（Md）大部分 < 20 μm，粒度较细；样品以 A 型单峰和 D 型双峰为主，少量 B 型双峰，分选性较上一阶段变差，正偏—极正偏，峰态中等到窄，以跃移和悬移搬运为主（见图 5f）；C-M 图表明样品主要集中在均匀悬浮和递变悬浮区域，水动力较弱（见图 6、图 7）。岩性和粒度特征表明，此阶段沉积水动力条件较弱，结合上一阶段滨湖—河流相沉积环境，此阶段为河漫滩相沉积环境。

总体来说，通过钻孔沉积环境分析得出，河套盆地北部 344 ~ 100 ka 主要为湖相沉积。其它研究也得出类似结论，河套盆地南部钻孔 WEDP05 在 470 ~ 130 ka 期间岩性主要为青灰色粘土和粉砂质粘土，为湖相沉积环境[10]。呼包盆地钻孔 ZKHB 也显示 363 ~ 86 ka 存在典型的湖相沉积层[19]。其中，344 ~ 326 ka 河套地区北部为滨浅湖相沉积环境，湖泊水位较浅。326 ~ 165 ka 时期该区为半深湖相环境，水动力弱，湖泊水位深。钻孔 WEDP05[10]结果也表明，该时段湖相细粒组分增加，湖泊水位深。165 ~ 130 ka 时期该区为滨湖三角洲相环境，水动力强，湖泊水位变浅，波动变大。此外，钻孔在这一阶段沉积速率明显增高（见图 3），指示了该地区可能存在构造隆升活动[8,20]，构造隆升使得剥蚀作用增强，产生大量的松散堆积物。由于湖泊水位变浅，北部山区河流携带的冲洪积物更容易到达钻孔位置。130 ~ 100 ka该地区为浅湖相环境，湖泊水位变深。陈发虎等[5]对河套盆地周缘湖相沉积台地研究得出，末次间冰期河套盆地存在“吉兰泰—河套古大湖”，面积可达 3.4×10^4 km^2。托克托地区剖面研究也得出，在约 150 ~ 100 ka[5]或 122 ~ 82 ka[21]为湖相沉积环境。钻孔 WL12ZK-1 研究显示，155 ~ 87 ka 乌兰布和地区存在典型的湖相沉积[4]。100 ka ~ 10 ka，该地区沉积环境逐渐由滨湖相过渡到河流相，湖泊水位逐渐降低并被河流代替。托克托地区在 100 ka 以后[5,21]湖相沉积结束，风成黄土开始堆积；乌兰布和沙漠在 87 ka 后湖相沉积结束，风成砂开始堆积[4]，表明河套盆地在 100 ka 左右大范围的湖泊环境开始消失，被河流相和风成相沉积所取代。在 10 ka 左右，河套盆地北部沉积环境变为河漫滩相。

4　结论

（1）光释光、^{14}C 和 ^{230}Th 测年结果显示，河套盆地北部 377 m 钻孔底部年代为 344 ka 左右，钻孔平均沉积速率很高，约 1.6 m/ka。

（2）通过沉积物粒度特征和粒度参数分析结合沉积物岩性得出，河套盆地北部中更新世晚期以来沉积环境经历了滨湖相（344 ~ 326 ka）—半深湖相（326 ~ 165 ka）—滨湖三角洲相（165 ~ 130 ka）—浅湖相（130 ~ 100 ka）—滨湖—河流相（100 ~ 10 ka）—河漫滩相（10 ka ~ 今）演变，反映了湖泊逐渐消亡的过程。

（3）通过综合研究得出，河套地区中更新世晚期到晚更新世存在大范围湖相地层，表明此阶段河套盆地存在统一的古大湖，晚更新世以后古大湖解体并逐渐消失。

参考文献/References

[1] 国家地震局鄂尔多斯周缘活动断裂系课题组. 鄂尔多斯周缘活动断裂系［M］. 北京：地震出版社，1988，1 ~ 328.
The Research Group on “Active Fault System around Ordos massif”, State Seismological Bureau. Active fault system around Ordos massif［M］. Beijing: Seismological Press, 1988, 1 ~ 328.（in Chinese）

[2] Rao W B, Chen J, Tan H B, et al. Sr-Nd isotopic and REE geochemical constraints on the provenance of fine-grained sands in the Ordos deserts, north-central China［J］. Geomorphology, 2011, 132（3/4）: 123 ~ 138.

[3] 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.

[4] Nie J S, Stevens T, Rittner M, et al. Loess Plateau storage of northeastern Tibetan Plateau-derived Yellow River sediment［J］. Nature Communications, 2015, 6: 8511.

[5] 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，2008，53（10）：1207 ~ 1219.
CHEN Fahu, FAN Yuxin, CHUN Xi, et al. Preliminary research on Megalake Jilantai-Hetao in the arid areas of China during the Late Quaternary［J］. Chinese Science Bulletin, 2008, 53（11）: 1725 ~ 1739.

[6] 范育新，陈发虎，范天来，等. 乌兰布和北部地区沙漠景观形成的沉积学和光释光年代学证据［J］. 中国科学：地球科学，2010，40（7）：903 ~ 910.
FAN Yuxin, CHEN Fahu, FAN Tianlai, et al. Sedimentary

documents and Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating for formation of the present landform of the northern Ulan Buh Desert, northern China [J]. Science China Earth Sciences, 2010, 53 (11): 1675 ~ 1682.

[7] 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): 931 ~ 937.
JIANG Fuchu, WANG Shubing, LI Chaozhu, et al. On study of lacustrine formation and its meaning in the Togtoh Platform, inner Mongolia [J]. Quaternary Sciences, 2012, 32 (5): 931 ~ 937. (in Chinese with English abstract)

[8] 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: Implications for the evolution of the Yellow River in the Hetao area since the late Pleistocene [J]. Geomorphology, 2016, 263: 87 ~ 98.

[9] 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.
GONG Wangbin, HU Jianmin, LI Zhenhong, et al. The sediment features of lower piedmont platforms along western Hetao Basin and implication for subsiding process and controlling factors of "Jilantai-Hetao" megalake [J]. Earth Science Frontiers, 2013, 20 (4): 190 ~ 198. (in Chinese with English abstract)

[10] Li B F, Sun D H, Xu W H, et al. Paleomagnetic chronology and paleoenvironmental records from drill cores from the Hetao Basin and their implications for the formation of the Hobq Desert and the Yellow River [J]. Quaternary Science Reviews, 2017, 156: 69 ~ 89.

[11] 曹刚. 内蒙古地震研究 [M]. 北京: 地震出版社, 2001, 1 ~ 40.
CAO Gang. Study on the paleoseism in inner Mongolia autonomous region [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2001, 1 ~ 40. (in Chinese)

[12] Reimer P J, Bard E, Bayliss A, et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0 ~ 50, 000 years cal BP [J]. Radiocarbon, 2013, 55 (4): 1869 ~ 1887.

[13] Aitken M J. An introduction to optical dating [M]. Oxford: Oxford University Press, 1998, 1 ~ 60.

[14] Aitken M J. Thermoluminescence dating [M]. London: Academic Press Inc Ltd, 1985, 67.

[15] Prescott J R, Hutton J T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations [J]. Radiation Measurements, 1994, 23 (2/3): 497 ~ 500.

[16] 刘哲, 赵华, 王成敏, 等. 临河凹陷晚更新世以来沉积地层的光释光年龄 [J]. 干旱区地理, 2014, 37 (3): 439 ~ 446.
LIU Zhe, ZHAO Hua, WANG Chengmin, et al. OSL ages of sedimentary layers in Linhe Depression since Late Pleistocene [J]. Arid Land Geography, 2014, 37 (3): 439 ~ 446. (in Chinese with English abstract)

[17] Folk R L, Ward W C. Brazos River bar [Texas]: a study in the significance of grain size parameters [J]. Journal of Sedimentary Research, 1957, 27 (1): 3 ~ 26.

[18] 成都地质学院陕北队. 沉积岩 (物) 粒度分析及其应用 [M]. 北京: 地质出版社, 1976, 1 ~ 147.
Shanxi Team of Chengdu College of Geology. Grain size Analysis and application of sediment rock [M]. Beijing: Geological Press, 1976, 1 ~ 147. (in Chinese)

[19] 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, 27 (4): 632 ~ 644.
LI Jianbiao, RAN Yongkang, GUO Wensheng. Division of quaternary beds and environment evolution in Hubao Basin in China [J]. Quaternary Sciences, 2007, 27 (4): 632 ~ 644. (in Chinese with English abstract)

[20] Chun X, Chen F H, Fan Y X, et al. Formation of Ulan Buh desert and its environmental changes during the Holocene [J]. Frontiers of Earth Science in China, 2008, 2 (3): 327 ~ 332.

[21] 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.
LI Jianbiao, RAN Yongkang, GUO Wensheng. Research on the lacustrine strata of the Tuoketuo mesa, Hetao Basin, China [J]. Quaternary Sciences, 2005, 25 (5): 630 ~ 639. (in Chinese with English abstract)