

近 1200 a 来黄河下游梁山泊沉积记录的环境变迁^{*}

侯战方^{1,2,3}, 陈诗越^{3**}, 孟静静^{1,2}, 刘加珍¹, 刘晓迪¹, 魏本杰¹, 孙莉¹, 陈影影³, 刘子亭¹, 肖燕¹

(1: 聊城大学环境与规划学院, 聊城 252000)

(2: 中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪国家重点实验室, 西安 710061)

(3: 江苏师范大学地理测绘与城乡规划学院, 徐州 221116)

摘要: 利用梁山泊 670 cm 柱状岩芯沉积物, 基于精确的 AMS-¹⁴C 年代测定, 通过高分辨率的粒度、磁化率、总有机碳、C/N 比值等环境代用指标的综合分析, 并结合历史文献记载, 初步揭示了 1200 a 来黄河下游地区平原湖泊沉积特征及环境演化历史。结果表明, 梁山泊环境演化大致分为 5 个阶段: 790–940 AD 期间, 为低湖面的沼泽沉积环境, 气候冷干; 940–1215 AD 期间, 屡次受到黄河决溢洪水影响, 湖盆扩张, 湖泊水位上升, 为梁山泊极盛期, 气候暖湿; 1215–1310 AD 期间, 黄河夺淮入黄海, 湖区淤积严重, 湖泊萎缩减小; 1310–1470 AD 期间, 再次受到黄河决溢洪水影响, 水位上升, 面积扩张, 但逊于极盛期; 1470 AD 至现代, 黄河河道进一步南移, 远离梁山泊, 湖盆淤积抬高, 梁山泊最终消失, 直到 1855 AD, 黄河第 6 次大改道北移, 湖泊再次受到黄河洪水影响, 由于前期受到泥沙淤积抬高, 该地区仅作为黄河泥沙承载区。在气候变化大背景下, 黄河改道决溢是梁山泊演化的主因。

关键词: 粒度; 磁化率; 改道; 决溢; 古湖沼; 湿地; 古环境

Environmental changes in the lower reaches of Yellow River area during the last 1200 years revealed by multiple proxies from the Lake Liangshanpo

HOU Zhanfang^{1,2,3}, CHEN Shiyue^{3**}, MENG Jingjing^{1,2}, LIU Jiazhen¹, LIU Xiaodi¹, WEI Benjie¹, SUN Li¹, CHEN Yingying³, LIU Ziting¹ & XIAO Yan¹

(1: School of Environment and Planning, Liaocheng University, Liaocheng 252000, P.R.China)

(2: State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, CAS, Xi'an 710061, P.R.China)

(3: School of Geography, Geomatics and Planning, Jiangsu Normal University, Xuzhou 221116, P.R.China)

Abstract: A 670-cm-long sediment core from Lake Liangshanpo, a waterbody used to connect to the Yellow River, was analyzed to understand environmental changes in the lower reaches of Yellow River area during the late Holocene. Based on AMS-¹⁴C dating and the integration of high-resolution multi-proxy records such as grain size, magnetic susceptibility, total organic carbon, and C/N as well as historical documents, we infer that the lake has experienced five distinct phases of environment evolution during the last 1200 years. Our results show that a low lake-level stand with a wetland environment prevailed during 790–940 AD under dry and cold climate conditions. Then during 940–1215 AD, the lake expanded and reached to the maximum depth due to the flooding of the lower Yellow River (LYR) under relatively warm and wet climate conditions. In 1215–1310 AD, the lake began siltation likely due to the southward displacement of the Yellow River, experienced rapidly shrunk and a wetland environment. During 1310–1470 AD, the lake expanded due to the flooding of the LYR again, albeit the area is smaller than that of the maximum phase. From AD 1470 to the present, rapid siltation corresponding to the further southward displacement of the Yellow River especially in 1494 AD and until 1855 AD flooding events occurred when the channel of the LYR shifted back and the river discharged to the Bohai Bay. In

^{*} 国家自然科学基金项目 (41702373, 41672345, 41505112)、黄土与第四纪地质国家重点实验室开放基金项目 (SKLLQG1509, SKLLQG1504) 和山东省自然科学基金项目 (ZR2011DQ015) 联合资助。2017–01–10 收稿; 2017–03–19 收修改稿。侯战方 (1985~), 男, 讲师; E-mail: houzhanfang@lcu.edu.cn。

^{**} 通信作者; E-mail: sychen2@163.com。

sum, under the background of climate change, the avulsion and levee breaches of the LYR are the major reason for the environmental evolution of Lake Liangshanpo.

Keywords: Grain size; magnetic susceptibility; avulsion; levee breaches; palaeolimnology; wetland; palaeoenvironment

黄河是中华文明的发源地之一,孕育了灿烂的华夏文明. 来自热带珊瑚礁的记录表明,末次冰期结束后,随着气候转暖,全球海面持续上升,约距今 7000 a 左右全球海面达到现今位置并基本保持稳定^[1]. 黄河河道随之从下切转为加积,在全新世晚期,频繁的开道和泛滥洪水在黄河下游地区低洼地带形成众多湖泊^[2]. 历史时期,黄河下游湖泊与河道变迁为该区经济、社会发展以及运河通航发挥着重要作用^[2-5]. 在全球气候变化背景下,由于受到黄河频繁改道变迁及人类活动加剧的影响,绝大多数湖泽已经消亡^[2],尚存的湖泊面积也在日益萎缩,湖泊污染及富营养化日趋严重^[6-8]. 黄河下游冲积平原河湖关系及与黄河改道、人类活动关系尚不十分清楚. 因此,针对黄河下游湖泽湿地演变过程进行深入分析和研究具有重要科学意义.

湖泊作为一个相对独立的体系,经历了较长的地质历史,其连续的沉积和沉积物保存的丰富信息,加上较高的沉积速率,忠实地记录了全球、区域及局部气候环境信息,是研究过去气候环境变化的重要载体^[9-10]. 目前,在湖泊沉积物中已经开发了多种针对气候变化和环境演变的环境辨识手段和方法,重建了流域内气候变化和区域环境演变序列^[4,11-14]. 梁山泊位于山东省西南部,地处黄河下游、汶水和古济水汇聚地. 在全球气候变化背景下,梁山泊的兴衰受到黄河改道决溢和人类活动的影响,并处在黄河不断发展变化的影响下进而演变^[2]. 前人针对梁山泊的演化做了相关研究并取得了一些成果,如张汉洁、王乃昂主要根据文献记载,并结合该地区的地理环境及考古调查,讨论了梁山泊在历史时期的形成和发展过程^[15-16];后来的学者通过地层对比,并结合野外考察及文献记载,确定了梁山泊的沉积记录,指出历史时期梁山泊的演化与黄河关系密切,尤其在 1494—1885 AD 期间,黄河第 5 次大改道南迁,梁山泊失去黄河水源,明确了黄河改道变迁是梁山泊最终淤积消失的主因^[2]. 但前人研究过于重视历史文献资料,容易导致结论不尽客观;在沉积学相关研究中缺乏精确年代学支撑及气候环境代用指标的综合分析,结果不够精确. 因此,梁山泊的环境演变仍需进一步深入研究.

本文选择梁山泊沉积岩芯作为研究对象,通过 AMS-¹⁴C 定年建立年代学框架,并进行高分辨率的粒度、磁化率、TOC 和 C/N 比值测试分析,初步探讨近 1200 a 来梁山泊的沉积环境演化,为进一步研究气候变化背景下,黄河改道决溢和人类活动对黄河下游湖泊环境的影响提供重要资料.

1 研究区概况

梁山泊最早记载见于《左传》,源于大野泽. 自公元前 132 年开始,大野泽屡次受到黄河洪水影响,湖区泥沙淤积抬高,五代后晋开远元年(944 AD),大野泽向北扩至梁山以北,到宋真宗天禧四年(1020 AD),大野泽改名梁山泊,现已消亡^[2]. 梁山泊位于黄河下游南岸,鲁中低山丘陵西侧,黄河扇形冲积平原东缘的低洼地带,总的地势趋势为东高西低,为山区和冲积平原的过渡地带^[16](图 1). 湖区属于大陆性季风气候,年平均气温为 13.5℃,年平均降雨量约为 601 mm. 冬季主要受西伯利亚高压控制,低温少雨;夏季主要受东亚夏季风影响,温暖湿润,全年降水量主要集中在 7—10 月份,占总降水量的 80% 以上. 梁山泊为平原浅水型湖泊,水源主要与黄河之水关系密切,黄河频繁的开道决溢,洪水多次流入湖泊,使湖面扩大;黄河改道远离湖区,湖泊失去黄河供水而萎缩,之后淤积消亡^[2]. 此外,入湖河流还有山东省境内汶水和古济水等河流,为湖盆提供区域性水源^[2].

2 材料与方法

2.1 材料与样品采集

根据历史地图、文献记载以及野外考察,确定了梁山泊湖心位置^{①②}. 于 2011 年 5 月在山东省济宁市梁

① [唐]李吉甫. 元和郡县志(第一版)卷十一. 上海:上海古籍出版社,1987:262.

② [元]脱脱等. 金史四十七卷食货志(第一版). 北京:中华书局,1975:1047.

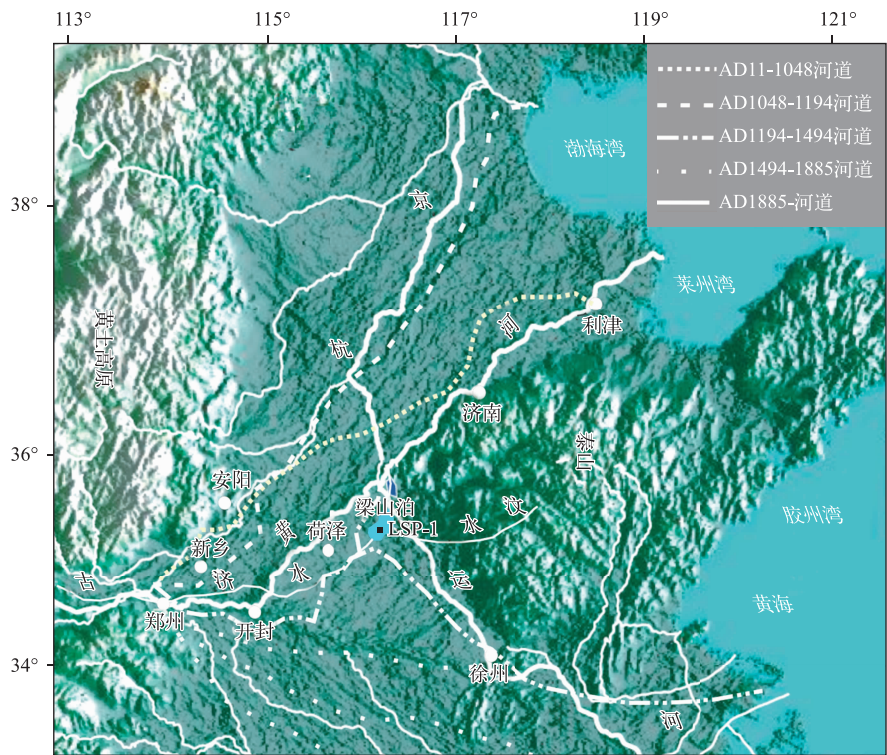


图 1 梁山泊柱状样采样点位置

Fig.1 Study area and location of the sampling site in the ancient Lake Liangshanpo

山县梁山镇梁山泊湖心位置(35°43′53.52″N, 116°07′19.98″E)(图 1)采用无磁性 PVC 塑管在机械重力作用下钻取了 LSP-1 柱状沉积样,长约 670 cm。在野外,将柱状样岩芯沿纵向剖开,对岩性、层位上下层接触关系、沉积构造、颗粒大小进行照相、描述。在实验室,将柱状岩芯已被污染表层去掉,对其中的一半柱状样品,按照 2 cm 进行分样,装入聚乙烯塑料样品袋,以备各种环境代用指标的测定,另一半柱状样品存放于冷库。其中 AMS-¹⁴C 年代、粒度、总有机碳(TOC)、总氮(TN)实验在中国科学院地球环境研究所国家重点实验室测定,磁化率在聊城大学测试中心进行测定。

根据沉积物特征,LSP-1 柱状岩芯由上往下可分为 6 层(图 2),具体描述如下:

第 1 层:0~10 cm,棕黄色粉砂质黏土,下部含较多根系,为耕作层。

第 2 层:10~145 cm,棕黄色粉砂质淤泥,其中上部为粉细砂层,中下部颗粒较细,上部 12 cm 左右处含有螺壳。

第 3 层:145~240 cm,为青灰色淤泥,质地较一致,连续水平纹理,含有植物残体等。

第 4 层:240~395 cm,最上部(240~265 cm)为黑色淤泥,含少量植物残体,265 cm 以下为棕黄色粉砂质淤泥,含砂量较高。

第 5 层:395~635 cm,青灰色淤泥,含有生物螺壳和植物残体。

第 6 层:635~670 cm,深黑色淤泥,含大量植物残体,有机质含量丰富。

2.2 实验分析

选取 335 个样品进行粒度分析,每个样品取约 0.3~0.5 g,先后加入浓度约 10%的双氧水和浓度约 10%的稀盐酸,分别除去有机质和碳酸盐,加入 0.05 mol/L 的六偏磷酸钠分散剂并超声震荡,使用英国 Malvern 公司生产的 Mastersizer 2000 型激光粒度仪进行分析,实验误差≤0.1%。选取 320 个样品进行磁化率分析,使用英国 Bartington 公司生产的 MS2 型磁化率仪测定,结合样品质量获得质量磁化率。对 124 个样品进行 TOC

和 TN 测定,取约 0.5 g 样品,加入浓度约 10% 的稀盐酸,除去碳酸盐,室内晾干并磨成粉末. 取 10 μg 粉末样品包裹在锡箔胶囊中在 Costech 元素分析仪上进行测试,实验误差 $\leq 0.2\%$.

植物残体和螺壳分别作为一种植物和生物大化石,由于其来源较为单一稳定,是一种较好的测年物质. 在梁山泊钻孔中共挑选出 5 个植物残体和 1 个螺壳样品作为测年物质. 植物残体前处理采用周卫健等建立的酸-碱-酸处理方法^[17],首先,将植物残体置入烧杯中,加入蒸馏水,超声震荡约 30 min,分离植物残体表面杂质;再加入 10 ml 的 10% HCl 除去植物残体表面残留的碳酸盐和富非酸,并洗至中性;加入 2 ml 5% 的 NaOH 除去植物残体中的腐植酸,洗至中性;再加入 5 ml 的 10% 的 HCl,洗至中性,在室内晾干;将样品磨成粉末,称重 0.01 g,进入真空燃烧装置,收集 CO₂ 气体;最后制靶、进入加速器质谱中心测试. 针对螺壳样品,在前处理前进行了 X 衍射扫描,结果显示螺壳主要由文石组成,表明其在后期埋藏过程尚未受到重结晶作用,可以用来定年. 螺壳的前处理过程采用祝一志等^[18]建立的方法,首先将螺壳置入烧杯中,加入蒸馏水震荡,去除表面杂质;再用蒸馏水洗至中性,烘干;放入叉形反应器中,加入浓磷酸(85%),收集 CO₂ 气体、制靶、进入加速器质谱中心测试.

3 结果与分析

3.1 钻孔年代序列建立

从 LSP-1 钻孔湖相层中挑选出的 5 个植物残体(芦苇叶片等)和一个螺壳用于 AMS-¹⁴C 测年. 水生挺水植物残体(芦苇茎叶等)是一种良好的测年物质,代表了沉积时期的大气 ¹⁴C 浓度的情况,没有受到老碳效应的影响,能够较好地代表沉积层位的真实年代. 所测得的年代数据使用 Calib 6.11 校正程序^[19],校正为日历年龄,结果见表 1 和图 2. 第 1 层与第 2 层交界处,深度为 12 cm(XA8598)螺壳样品的测年结果显示为现代,指示梁山泊地区在近现代时期仍有物质输送. 梁山泊钻孔的年代序列按照测年之间的年代按照线性内插建立(图 2),得到梁山泊钻孔底部的年代约为 790 AD. 同时根据建立的年代序列和钻孔深度关系,建立起千年来梁山泊的沉积速率变化(图 2).

表 1 LSP-1 柱状样的 AMS-¹⁴C 年龄
Tab.1 AMS radiocarbon ages of Core LSP-1

深度/cm	实验室编号	材料	年龄/a BP	校正年龄/AD
12	XA8598	螺壳	104.4 PMc	现代
160	XA8600	植物残体	521 \pm 24	1396—1440
262	XA8601	植物残体	700 \pm 30	1262—1309
400	XA8599	植物残体	833 \pm 26	1164—1260
623	XA8602	芦苇叶片	1002 \pm 25	986—1047
663	XA8604	芦苇叶片	1201 \pm 24	766—895

其中底部沼泽相和第 4 层上部沼泽相中的植物残体样品属于原位的,没有经过搬运,因此,获得的年代是可靠的,可以代表钻孔原层位的年龄. 梁山泊沉积柱样岩性较大变化处(第 4、5 层交界处和第 2、3 层交界处)反映沉积环境有很大的改变,植物残体可能来自再沉积,植物残体年龄可能存在不确定性. 因此,我们做了进一步分析,在 265~400 cm 处为棕黄色粉砂质淤泥,与下层黏土质淤泥湖相沉积有较大差异. 历史上,1194—1494 AD 为黄河第 4 次大改道(图 1),黄河南移,夺淮入黄海,黄河河道开始远离梁山泊地区,湖盆淤积,与柱状样的沉积特征一致. 因此,初步判断该段为黄河第 4 次改道之后淤积物. 同时测得 XA8599 样品的年龄为 1164—1260 AD,与黄河第 4 次大改道的时间吻合;第 2、3 层岩性再次发生变化,历史上,1494—1885 AD 期间,为黄河第 5 次大改道(图 1),黄河进一步南移,黄河河道进一步离开梁山泊,梁山泊又一次淤积. 因此,初段判断第 2 层沉积物为黄河第 5 次改道之后的冲积物,为洪泛平原相沉积. 同时测得 XA8600 样品的年龄为 1396—1440 AD,与黄河改道的时间较为吻合. 可见,样品 XA8599 和 XA8600 的年龄也是可靠的.

3.2 环境代用指标特征

根据粒度分析结果(图 3),LSP-1 孔沉积物主要由黏土质粉砂组成,其中 245~395 cm 和 10~145 cm 两

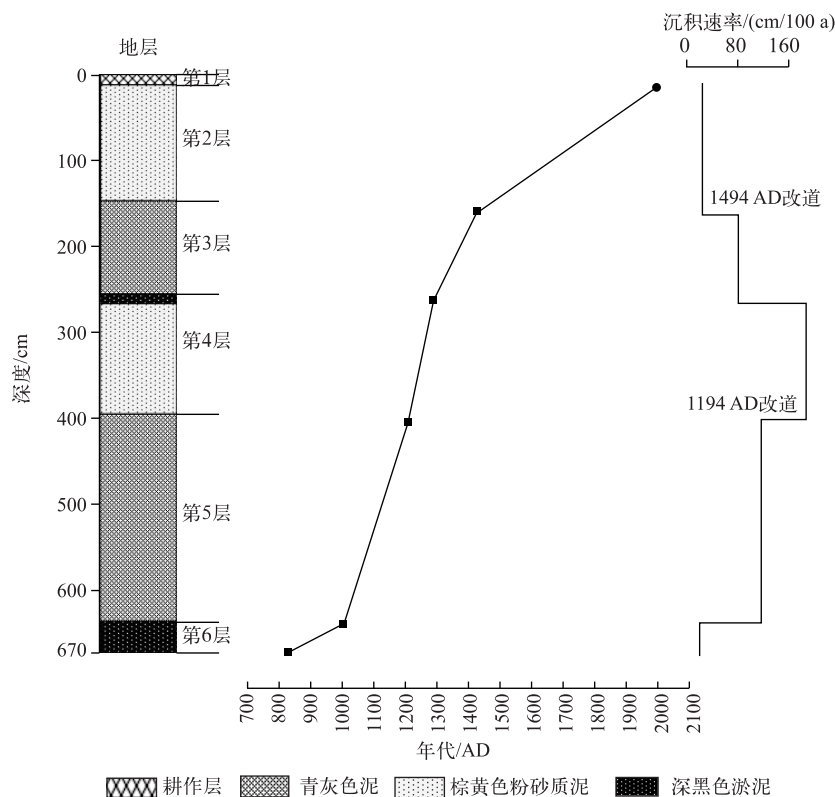


图 2 梁山泊 LSP-1 柱状钻孔地层、岩性、年代序列及沉积速率

Fig.2 Stratigraphy, lithology, chronology, and sedimentation rates of Core LSP-1, ancient Lake Liangshanpo

个层位的砂含量较高。全钻孔平均粒径介于 $3.61 \sim 84.56 \mu\text{m}$ 之间, 平均值为 $32.7 \mu\text{m}$, 其中黏土含量介于 $1.59\% \sim 63.82\%$ 之间, 平均值为 16.1% ; 粉砂含量介于 $27.89\% \sim 93.39\%$ 之间, 平均值为 65.9% ; 砂含量组分介于 $0 \sim 69.65\%$ 之间, 平均值为 17.9% 。根据 LSP-1 钻孔沉积物粒度平均粒径、黏土、粉砂和砂含量的变化特征, 梁山泊沉积物粒度随深度变化可以分为 5 个阶段: 第 1 阶段 ($670 \sim 635 \text{ cm}$, $790 \sim 940 \text{ AD}$), 沉积物粒度以黏土质粉砂为主, 黏土含量平均值为 26.5% , 为全钻孔较高值, 砂的含量为 2.36% , 属于全钻孔较低值, 平均粒径为 $16.7 \mu\text{m}$, 为全钻孔较细值; 第 2 阶段 ($635 \sim 395 \text{ cm}$, $940 \sim 1215 \text{ AD}$), 沉积物粒度以黏土质粉砂为主, 平均粒径介于 $3.61 \sim 64.5 \mu\text{m}$ 之间, 平均值为 $10.4 \mu\text{m}$, 为全钻孔最低值, 黏土含量平均值为 27.9% , 为全钻孔最高值, 砂的含量为全钻孔最低值, 平均值为 1.1% ; 第 3 阶段 ($395 \sim 240 \text{ cm}$, $1215 \sim 1310 \text{ AD}$), 沉积物粒度砂的含量显著增加, 介于 $2.2\% \sim 69.6\%$, 平均值达到 38.6% , 为全钻孔最大值, 黏土含量平均值为 6.54% , 为全钻孔最小值, 平均粒径为 $55.8 \mu\text{m}$, 达到全钻孔最大值; 第 4 阶段 ($240 \sim 145 \text{ cm}$, $1310 \sim 1470 \text{ AD}$), 沉积物粒度以粉砂质黏土为主, 平均粒径随深度呈现先减小再增大的趋势, 平均粒径为 $22.4 \mu\text{m}$, 粒径较第 2 阶段明显增粗, 黏土含量平均值为 14.6% , 较第 3 阶段明显增多, 砂的含量平均值为 6.1% , 较第 2 阶段明显减小; 第 5 阶段 ($145 \sim 10 \text{ cm}$, 1470 AD 至现代), 沉积物粒度砂的含量再次显著增加, 平均值为 38.3% , 黏土含量平均值为 3.9% , 平均粒径为 $58 \mu\text{m}$, 该阶段的粒度组合特征与第 2 阶段相似。

磁化率结果见图 3, LSP-1 钴孔沉积物磁化率值介于 4.7~84.3 亿 m^3/kg 之间, 平均值为 28.6 亿 m^3/kg , 磁化率曲线呈现明显的阶段性特征: 第 1 阶段, 磁化率值介于 8.6~12.0 亿 m^3/kg , 平均值为 10.5 亿 m^3/kg , 为全钴孔最低值; 第 2 阶段, 磁化率值介于 5.7~84.3 亿 m^3/kg , 平均值为 27.2 亿 m^3/kg , 磁化率值较第 1 阶段明显增高, 并呈现上升趋势, 尤其在本阶段后期磁化率值升高趋势更加明显; 第 3 阶段, 磁化率值均处于较高值, 平均值为 37.3 亿 m^3/kg , 为全钴孔最高值; 第 4 阶段, 磁化率值介于 4.66~74.88 亿 m^3/kg 之间, 平均值

为 $20.3 \text{ 亿 m}^3/\text{kg}$, 呈现先升高后降低的趋势变化特征; 第五阶段, 磁化率值介于 $10.3 \sim 58.3 \text{ 亿 m}^3/\text{kg}$ 之间, 平均值为 $30.8 \text{ 亿 m}^3/\text{kg}$, 为全钻孔较高值。

沉积物的 TOC 和 C/N 比值同样呈现阶段性特征 (图 3)。第 1 阶段, TOC 含量介于 $3.21\% \sim 5.32\%$ 之间, 平均值为 3.7% , 为全钻孔最高值, C/N 比值介于 $9.17 \sim 12.0$ 之间, 平均值为 10.81 ; 第 2 阶段, TOC 值相对第 1 阶段明显降低, 平均值为 1.9% , 仍处于较高值, C/N 比值介于 $4.59 \sim 13.29$ 之间, 平均值为 8.03 , 多数样品的 C/N 比值低于 10 ; 第 3 阶段, TOC 平均值为 0.75% , 为全钻孔最低值, C/N 平均值为 17.52 , 相对前两个阶段, C/N 比值明显增大, 多数样品 C/N 比值大于 12 ; 第 4 阶段, TOC 含量再次升高, 并呈现下降的趋势, 平均值为 1.43% , C/N 比值较上一阶段急剧减小, 介于 $7.55 \sim 12.18$ 之间, 平均值为 9.71 , 大部分样品的 C/N 比值低于 10 ; 第 5 阶段, TOC 值减少, 平均值为 0.80% , 为全钻孔较低值, C/N 比值再次增大, 介于 $11.45 \sim 21.75$ 之间, 平均值为 15.88 。

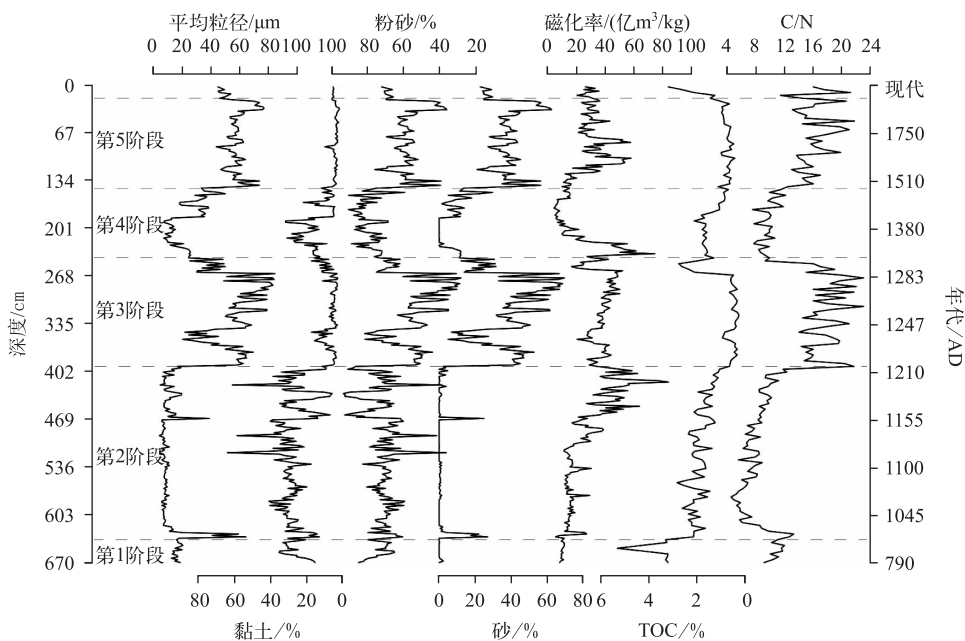


图 3 LSP-1 沉积柱样平均粒径、黏土、粉砂、砂含量、磁化率、总有机碳及 C/N 比值随深度的变化

Fig.3 Changes in mean grain size, fraction of sand, silt, and clay, magnetic susceptibility, total organic carbon, and C/N ratios with depth of Core LSP-1

4 讨论

4.1 环境指标的指示意义

近年来, 湖泊沉积物的粒度组成作为一种有效的环境代用指标被广泛应用于古气候古环境重建中^[20-21]。前人的研究表明, 湖泊沉积物的粒度组成受湖泊水位和湖盆地质地貌影响^[22-24], 湖泊沉积环境下的粒度组成比河流相、黄土沉积更为复杂^[24-25]。在湖泊沉积环境下, 沉积物粒度组成主要受水动力影响^[24-25]。在湖泊水位较低时, 采样点距湖岸相对较近, 采样点位置所受的水动力越强, 粗颗粒物易于到达, 该位置的沉积物粒度较粗; 相反, 在湖泊扩张时, 水位升高, 采样点距湖岸较远, 主要沉积悬浮颗粒物, 粗颗粒物难以到达, 该位置沉积物粒度较细。因此, 沉积物粒度较细指示湖泊水源增多、湖泊扩张, 处于高水位湖泊环境, 对应气候湿润期; 粒度变粗, 湖泊水源减少, 指示低水位湖泊环境和气候干旱期^[26]。另外, 梁山泊位于黄河下游地区, 历史时期频繁受到黄河洪水的影响, 沉积物粗颗粒可能指示黄河洪水泛滥带来较多的粗颗粒物^[26]。

磁化率值主要取决于沉积物中磁性矿物的种类、含量以及磁性矿物颗粒的形态、结构和粒度特征等^[27]。近年来,磁化率被广泛应用到反演古气候环境的湖泊沉积物中,并取得了诸多成果^[28-30]。梁山泊沉积物中的磁化率与各粒级组分之间的相关性并不明显(图 4),可能是由于湖泊沉积的磁化率受到多种因素的共同控制。例如,有研究表明^[31],有机质对磁性矿物具有稀释作用,有机质含量高,则磁化率降低,有机质含量低,磁化率反而增加;另外,梁山泊频繁受到黄河改道决溢洪水影响,洪水带来了大量高磁性矿物的黄土物质沉积,致使磁化率值升高。因此,黄河下游湖泊沉积物中的高磁化率可能反映了黄河洪水的影响^[4]。

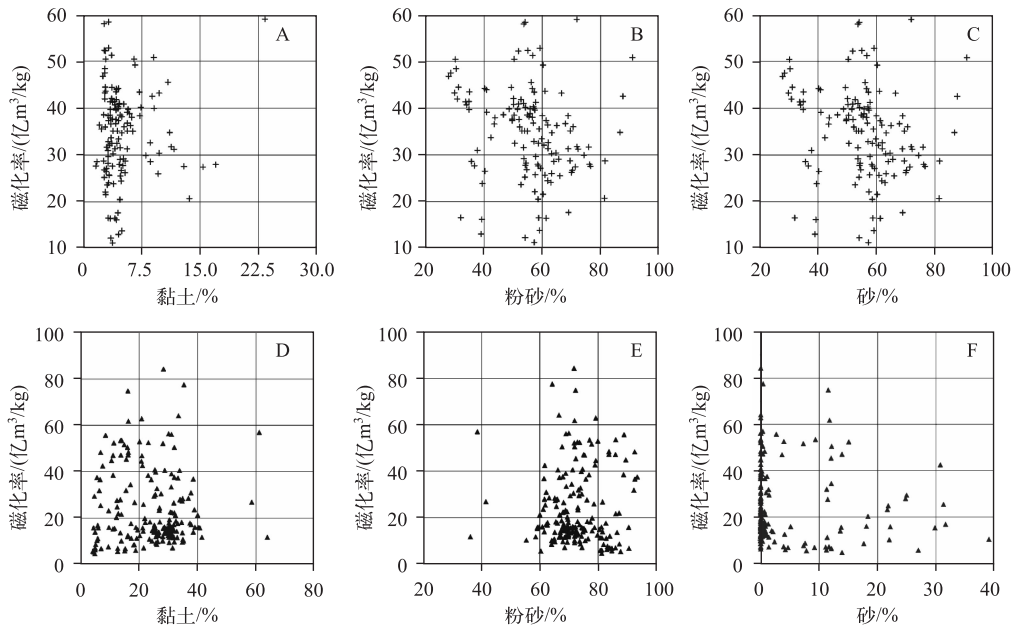


图 4 LSP-1 沉积物磁化率与不同粒级粒度的相关性
(其中 A~C 为第 1、2、4 层位两者的相关性,D~F 为第 3、5 层位两者的相关性)

Fig.4 Correlation between magnetic susceptibility and grain size for Units 1, 2, and 3 (A-C) and Units 3 and 5 (D-F) of Core LSP-1

湖泊沉积物中的 TOC 是湖泊碳循环的地化指标,其含量可以代表湖泊生产力,是判断湖泊沉积环境的重要标志之一^[26]。当湖泊处于低水位(甚至沼泽环境下),湖泊系统水生生物广泛发育,有机质升高,沉积物中的有机碳含量增加;相反,当湖泊扩张,水位上升,有机质颗粒被广泛带往整个湖区,对有机质产生稀释效应,有机质含量较低^[26]。湖泊沉积物中的 TOC 来源主要包括陆源有机质和水系统自身的初始生产力^[32-33]。一般来讲,水生植物中的 C/N 比值较低(4~10),而陆源有机质的 C/N 比值较高(>12)。因此,沉积物中的 C/N 比值可以分辨湖泊有机碳的来源^[26]。

4.2 湖泊演变与环境重建

基于建立的年代框架,综合分析 LSP-1 柱状样粒度组成、磁化率、TOC、C/N 比值等环境代用指标的变化特征,可以将梁山泊近 1200 a 来的环境演化序列划分为 5 个阶段(图 3):

第 1 阶段(790—940 AD,670~635 cm):该时段沉积物的平均粒径属全钻孔较小值,TOC 含量为全钻孔的最高值,C/N 比值较低,磁化率值为全钻孔最低值。该时段总有机碳处于最高值,表明湖泊中沼生植物十分繁盛,提供了丰富的有机质来源,使之堆积形成近似泥炭状沉积物。袁旭音等^[34]对太湖现代沉积物的研究表明,在湖泊浅水区,芦苇等水生植物大量发育,有机质大量沉积;相反在开阔水域,水生植物发育较差,沉积物有机质含量较低。综合考虑该时段沉积物的岩性为深黑色淤泥,有机质含量高,C/N 比值较全钻孔处于低值,表明有机质来源多以内源为主,水生植物发育茂盛,指示该时期水生生产力较高,梁山泊在该时段

处于沼泽相沉积环境,水位偏低,湖泊水域降水偏少,气候干旱.该时段粒径较细也反映了入湖水动力较弱,可能指示了流域内降水较少,流域侵蚀能力弱,沉积物粒径较细.

磁化率处于最低值,可能受3种因素的控制:首先,该时段高含量有机物质对磁性矿物具有稀释作用,有机质含量高造成沉积物磁化率降低^[31];再者,69—1048 AD期间,东汉王景治理黄河,千年来河道处于稳定期,黄河鲜有决口,梁山泊区域很少受到黄河洪水影响,高磁性矿物的黄土物质输入较少^[35];最后,该时期气候处于冷干期,降水量较少,流域内表层侵蚀较弱,也造成该时期磁化率处于低值,梁山泊在该时段的沉积速率为全钻孔的最低值(20.3 cm/100 a),进一步验证了该观点.综合该时段环境代用指标特征,梁山泊处于沼泽相沉积环境,很少受到黄河洪水影响,流域降水较少,湖泊处于低水位状态,对应气候冷干期.葛全胜等^[36]综合过去2000 a我国气候变化曲线,提出780—940 AD期间华北地区处于冷干期,这与梁山泊的记录是一致的.据喻宗仁等^[2]通过总结历史文献资料研究,600—944 AD期间,大野泽的范围大致在巨野县北、梁山之南,944 AD年大野泽主体向北迁移至梁山以北,至1020 AD大野泽改称梁山泊.因此,总体来说此时期“梁山泊”属于大野泽的一部分.

第2阶段(940—1215 AD, 635~395 cm):该时段沉积物的平均粒径为全钻孔最低值,黏土、粉砂含量波动剧烈,有机质较第1阶段降低,但处于较高值,指示该时段梁山泊湖盆处于扩张期,水位上升,气候暖湿.梁山泊水位上升,粗颗粒难以到达湖心位置,导致沉积物中的粒度变细,同时湖泊扩张将有机质颗粒带到整个湖区,对有机质起到稀释作用,有机质含量降低^[26].但是,有机质在本时段仍处于高值,且C/N比值为全钻孔最小值,其比值多小于10,表明有机质来源以内源为主,指示湖泊水生生物广泛发育,水生生物量较高.

梁山泊在该时段扩张主要有以下几个因素影响:葛全胜等^[36]综合过去2000 a的我国气候变化曲线,显示940—1290 AD期间华北地区处于暖湿期,对应中世纪暖期,梁山泊流域降水增加,湖盆水源增多;其次,五代后期、北宋和元朝前期(940—1194 AD),黄河改道决溢频繁,数次决入梁山泊地区^[2],例如,五代后晋开远元年(944 AD),黄河在滑州(今滑县)决口,河水东漫,汇入梁山泊;宋真天禧四年(1020 AD),黄河再次在滑州(今滑县北)西北天台山和城西南岸决口,向东流入梁山泊;宋神宗熙宁十年(1077 AD),黄河再次决口,流入梁山泊,湖盆再次扩大;南宋高宗建炎二年(1128 AD),黄河又在浚县、滑县决口,经延津、长垣、东明一带入梁山泊;金世宗大定六年(1166 AD),黄河在阳武城决口,迁徙郛城,入注梁山泊.黄河频繁决口,给梁山泊带来大量的水源,湖盆不断扩大,水位上升.该时段湖泊沉积速率达到了较高值(85 cm/100 a),可能与黄河洪水带来大量泥沙堆积有关.黄河洪水带来了大量高磁性的黄土,沉积物磁化率值升高,在梁山泊钻孔中有明显的体现.同时,磁化率曲线显示该时段其值为全钻孔较高值,且呈现不断增加的趋势.磁化率值较高的另一因素可能是流域内降水增多,侵蚀加剧,从流域内带来较多的磁性矿物所致.

第3阶段(1215—1310 AD, 395~240 cm):该时段,沉积物的平均粒径达到全钻孔最大值,砂的含量急剧增加,指示湖盆淤积严重,加速萎缩.金章宗明昌五年(1194 AD),黄河在阳武光禄决口,由清江口入黄海,至此,黄河开始了长达近700 a的夺淮入黄海的历史^[37].黄河河道开始远离梁山泊地区,原河道被泥沙淤积,同时期受到人类活动的影响,如菏泽垫土、围湖造田,导致济水、汶水湮没,梁山泊失去水源,湖水开始涸退,湖面萎缩^[2].湖面下降,湖心位置靠近湖岸,粗颗粒物质比较容易到达钻孔位置,粒径变粗.有机质曲线显示其值显著降低,C/N比值明显增高,多数样品C/N大于12,指示湖泊水生生物发育较差,湖泊生产力很弱,以外源有机质输入为主.此时段后期,梁山泊岩性显示为深黑色淤泥,平均粒径变细,砂含量减少,黏土含量升高,有机质含量迅速升高,C/N比值减小,指示梁山泊在该时段后期水位较低,演变为沼泽相沉积环境,水生植物增多.综上所述,此时段梁山泊由于黄河改道夺淮入黄海,湖盆加速淤积,沉积速率达到了全钻孔的最高值(186 cm/100 a),印证了该观点.后期成为一片浅水洼地,与喻宗仁等^[2]利用历史文献和地层考察的结论是一致的.

第4阶段(1310—1470 AD, 240~145 cm):该阶段沉积物的平均粒径较上一阶段显著变细,比第2阶段粒径偏粗,黏土含量增加,砂含量显著降低,指示梁山泊再次扩张,湖面上升,湖泊面积要逊于第2阶段.此时段湖泊再次扩张与黄河关系密切,元顺帝至正四年(1344 AD),黄河在曹县西北决口,再次决入梁山泊,湖盆再次扩张.相对第3阶段,有机质含量增加,C/N比值减小,指示湖泊水位上升,水生生物再次发育,陆源有机质输入相对减少.LSP-1钻孔年代模型推测240 cm处的年代为1310 AD,与元顺帝至正四年(1344 AD)

年代相近,当时黄河在曹县西北白茅决口,入注梁山泊,湖盆再一次扩大,水面上升^[2]。钻孔较高的沉积速率(78 cm/100 a)与黄河携带的大量泥沙堆积有关。钻孔磁化率曲线呈现迅速上升后下降的趋势特征,说明黄河在 1344 AD 决口,洪水带来大量的磁性矿物质黄土沉积物,然后随着湖盆扩大,磁性物质被流水带到湖盆各处,磁性物质被稀释,磁化率值下降。葛全胜等^[36]重建的过去 2000 a 的中国温度变化序列显示,1310—1900 AD 期间中国华北地区处于冷干期,降水量较少。另外,该时期黄河决口入注梁山泊的次数要远少于第 2 阶段。因此,该时段湖泊面积要逊于最盛期。粒度曲线特征显示沉积物平均粒径大于第 2 阶段,表现出黏土含量较低、砂含量较高的特征,指示较粗颗粒较第 2 阶段易于到达钻孔位置。

第 5 阶段(1470 AD 至现代,145~10 cm):该阶段沉积物平均粒径迅速变粗,黏土含量达到全钻孔最低值,砂含量急剧增加,TOC 含量极低,指示湖盆快速萎缩,淤积加剧。明孝宗弘治二年(1489 AD),黄河在开封及荆隆口决口,分为三支入黄海,最终在 1494 AD 造成黄河第 5 次改道^[38],黄河进一步远离梁山泊(图 1),湖盆失去黄河之水,迅速淤积抬高成陆。此时段 TOC 含量很低,且 C/N 值多数大于 12,指示梁山泊地区的有机质主要来源于陆生植被,水生生物近乎消失,梁山泊已不复存在。《明史·河渠志》中记载明景泰六年(1455 AD),黄河沙湾决口被完全堵塞后,梁山泊最终消失^[38],这与 DYZ-1 钻孔记录是一致的。梁山泊淤积抬高成为陆地之后又多次受到黄河改道决溢影响。1855 AD 洪水事件,黄河在河南铜瓦厢决口,第 6 次大改道形成,夺大清河至利津入渤海,结束长达 700 a 的夺淮入黄海的格局,洪水泛滥至梁山泊地区^[2]。又如,1935 AD 洪水事件,黄河在山东鄆城决口,泛至济宁以西梁山泊地区^[39]。LSP-1 钻孔磁化率曲线显示该时段其值一直保持在高值,是黄河洪水带来较多的高磁性黄河泥沙所致。直到 1950 年,为保证黄河河道安全,龙羊峡、刘家峡、三门峡和小浪底等沿黄河水库的相继建立,黄河下游才免遭黄河洪水侵袭^[40]。

在气候变化背景下,梁山泊的环境变迁与黄河决口和改道关系密切,经历了黄河决口注入和改道流经湖区,河水注入、湖面扩大,河徙水退、湖面萎缩的复杂过程。在气候暖湿背景下,940—1215 AD 期间,黄河频繁改道,洪水数次决入梁山泊致使其湖盆不断扩张,湖泊扩大为“八百里梁山泊”,达到极盛期,期间湖泊扩张是气候变化和黄河洪水注入共同作用的结果。1215—1310 AD 期间,黄河在阳武决口(1194 AD),黄河夺淮入泗,开始长达 700 a 的夺淮入黄海历史^[37],远离梁山泊地区,失去黄河来水后梁山泊逐渐淤积萎缩,期间暖湿的气候提供区域性降水来源是梁山泊不至于消亡的原因。1310—1470 AD 期间,在气候冷干背景下,再次接受黄河决溢洪水注入,湖盆再次扩张,但由于黄河河道远离梁山泊区域,黄河洪水入注梁山泊的次数要少于第 2 时期,且流域性降水较少,湖泊面积要逊于极盛期。1470 AD 至现代,黄河在开封及荆隆口决口(1489 AD),黄河第 5 次大改道,河道进一步南移,梁山泊彻底失去黄河水源,淤积成陆,且期间气候冷干,流域性降水较少,梁山泊最终消失。因此,在气候变化背景下,黄河改道决溢洪水是梁山泊环境变迁的主因。

5 结论

1)梁山泊湖区近 1200 a 环境演变可以划分为 5 个阶段:790—940 AD 期间,为湖泊沼泽化阶段,湖泊处于低水位;940—1215 AD 期间,为湖水加深、湖泊扩张阶段,梁山泊达到极盛期;1215—1310 AD 期间,湖泊淤积加剧,为湖泊萎缩期,后期成为沼泽相沉积;1310—1470 AD 期间,湖泊再次扩张,但较逊于极盛期;1470 AD 至现代期间,湖泊淤积萎缩,最终消失,1855 AD 黄河第 6 次改道后,仍受到黄河洪泛影响,但由于前期湖区淤积抬高成陆,梁山泊地区只作为泥沙承载区。

2)梁山泊的环境演变受到气候变化、黄河改道决溢的共同影响。但在气候变化大背景下,黄河改道决溢洪水是梁山泊环境演变的主因。决溢洪水入注梁山泊,湖盆扩张,水位上升,黄河改道远离湖区,梁山泊失去黄河来源,淤积萎缩,水位下降。

致谢:中国科学院南京地理与湖泊研究所王苏民研究员指导了野外采样;美国明尼苏达大学太湖研究中心于世永教授在论文的写作方面提供了帮助;聊城大学刘子亭博士在磁化率实验中提供了帮助。谨此感谢!

6 参考文献

- [1] Bard E, Hamelin B, Arnold M *et al.* Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, 1996, **382**(6588): 241-244.

- [2] Yu ZR, Dou SZ, Zhao PC *et al.* Relationship between changes of Dongping Lake and shifting of the Yellow River in Shandong Province. *Journal of Palaeogeography*, 2004, **6**(4): 469-479. [喻宗仁, 窦素珍, 赵培才等. 山东东平湖的变迁与黄河改道的关系. 古地理学报, 2004, **6**(4): 469-479.]
- [3] Zhang ZL, Nie XH, Bian XC. Environmental change of lakes in Xiaqinghe River drainage, Shandong Province. *Journal of Palaeogeography*, 2004, **6**(2): 226-233. [张祖陆, 聂晓红, 卞学昌. 山东小清河流域湖泊的环境变迁. 古地理学报, 2004, **6**(2): 226-233.]
- [4] Zhang ZK, Wang SM, Shen J *et al.* River channel changes recorded by lake sediments in Nansihu Lake, the lower reaches of the Yellow River. *J Lake Sci*, 1999, **11**(3): 232-236. DOI: 10.18307/1999.0307. [张振克, 王苏民, 沈吉等. 黄河下游南四湖地区黄河河道变迁的湖泊沉积响应. 湖泊科学, 1999, **11**(3): 232-236.]
- [5] Chen SY, Wang SM, Chen YY *et al.* Vertical distribution and chronological implication of ^{210}Pb and ^{137}Cs in sediments of Dongping Lake, Shandong Province. *Quaternary Sciences*, 2009, **29**(5): 981-987. [陈诗越, 王苏民, 陈影影等. 东平湖沉积物 ^{210}Pb 、 ^{137}Cs 垂直分布及年代学意义. 第四纪研究, 2009, **29**(5): 981-987.]
- [6] Chen YY, Chen SY, Yu SY *et al.* Distribution and speciation of phosphorus in sediments of Dongping Lake, North China. *Environmental Earth Sciences*, 2014, **72**(8): 3173-3182.
- [7] Wang LF, Yang LY, Kong LH *et al.* Spatial distribution, source identification and pollution assessment of metal content in the surface sediments of Nansi Lake, China. *Journal of Geochemical Exploration*, 2014, **140**: 87-95.
- [8] Wang YQ, Yang LY, Kong LH *et al.* Spatial distribution, ecological risk assessment from Dongping Lake, Shandong, East China. *Catena*, 2015, **125**: 200-205.
- [9] Shen J. Progress and prospect of palaeolimnology research in China. *J Lake Sci*, 2009, **21**(3): 307-313. DOI:10.18307/2009.0301. [沈吉. 湖泊沉积研究的历史进展与展望. 湖泊科学, 2009, **21**(3): 307-313.]
- [10] Wang SM, Xue B, Shen J *et al.* The lake environment changes in China and its mechanical explanation. *Geological Journal of China Universities*, 2009, **15**(2): 141-148. [王苏民, 薛滨, 沈吉等. 我国湖泊环境演变及其成因机制研究现状. 高校地质学报, 2009, **15**(2): 141-148.]
- [11] An ZS, Clemens SC, Shen J *et al.* Glacial-interglacial Indian summer monsoon dynamic. *Science*, 2011, **33**: 718-723.
- [12] An ZS, Colman SM, Zhou WJ *et al.* Interplay between the Westerlies and Asian monsoon recorded in Lake Qinghai sediments since 32 ka. *Scientific Report*, 2012, **2** (8): 619. DOI: 10.1038/srep00619.
- [13] Li SH, Guo W, Yin Y *et al.* Environmental changes inferred from lacustrine sediments and historical literature: A record from Gaoyou Lake, eastern China. *Quaternary International*, 2015, **380/381**: 350-357.
- [14] WuH, Chang FQ, Zhang HC *et al.* Grain-size distribution patterns of the surface sediments and their influential factors in lake Lugu. *Acta sedimentologica Sinica*, 2016, **34**(4): 679-687. [吴汉, 常凤琴, 张虎才等. 泸沽湖表层沉积物粒度空间分布特征及其影响因素. 沉积学报, 2016, **34**(4): 679-687.]
- [15] Zhang HJ. Process of lakes along the lower Yellow River in ancient time. *Yellow River*, 1997, **5**: 67-69. [张汉洁. 黄河下游山东段古湖泽的变迁. 人民黄河, 1997, **5**: 67-69.]
- [16] Wang NA. The formation and evolution of the Liangshanpo Lake. *Journal of Lanzhou University: Social Sciences*, 1998, **4**: 74-80. [王乃昂. 梁山泊的形成和演变. 兰州大学学报, 1998, **4**: 74-80.]
- [17] Zhou WJ, Lu XF, Wu ZK *et al.* Peat record reflecting Holocene climatic change in the Zoigê Plateau and AMS radiocarbon dating. *Chinese Science Bulletin*, 2002, **47**(1): 66-70.
- [18] Zhu YZ, Yu HG, Cheng P *et al.* A preliminary study of radiocarbon dating of soil humin and shells in the loess sequence from Guanzhong area since 20 ka BP using ^{14}C Accelerator Mass Spectrometry technique. *Advance in Earth Science*, 2008, **23**(9): 958-964. [祝一志, 余华贵, 程鹏等. 关中平原 2 万年以来黄土序列中蜗牛化石及其有机质的 ^{14}C -AMS 测年初探. 地球科学进展, 2008, **23**(9): 958-964.]
- [19] Reimer PJ, Baillie MGL, Bard E *et al.* Intcal 09 and Marine 09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 2009, **51**: 1111-1150.
- [20] Peng YJ, Xiao JL, Nakamura TS *et al.* Holocene East Asian monsoonal precipitation pattern revealed by grain-size distribution of core sediments of Daihai Lake in Inner Mongolia of north-central China. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, **233**: 467-479.
- [21] Shen J, Liu XQ, Wang SM *et al.* Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18,000 years. *Quaternary International*, 2006, **136**: 131-140.

- [22] Ashley GM. Interpretation of polymodal sediments. *Journal of Geology*, 1978, **86**: 411-421.
- [23] Middleton GV. Hydraulic interpretation of sand size distributions. *Journal of Geology*, 1976, **84**: 405-426.
- [24] Sly PG. Sedimentary processes in lakes. In: Lerman A ed. *Lakes: Chemistry, geology, physics*. Springer, 1978: 65-89.
- [25] Sly PG. Sediment dispersion: part 1, fine sediments and significance of the silt/clay ratio. *Hydrobiologia*, 1989, **176** (177): 99-110.
- [26] Li SH, Guo W, Yin Y *et al.* Environmental changes inferred from lacustrine sediments and historical literature: A record from Gaoyou Lake, eastern China. *Quaternary International*, 2015, **380/381**: 350-357.
- [27] Mohamed KJ, Dey D, Rubio B *et al.* Onshore-offshore gradient in reductive early diagenesis in coastal marine sediments of the Ria de Vigo, Northwest Iberian Peninsula. *Continental Shelf Research*, 2011, **31**(5): 433-447.
- [28] Thompson R, Bettarbee RW, O'Sullivan PE *et al.* Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology and Oceanography*, 1975, **20**: 687-698.
- [29] Canfield DE, Bemer RA. Dissolution and pyritization of magnetite in anoxic marine sediment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1987, **51**(3): 645-659.
- [30] Rowan CJ, Roberts AP, Broadbent T. Reductive diagenesis, magnetite dissolution, greigite growth and paleomagnetic smoothing in marine sediments: A new view. *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, **277**(1/2): 223-235.
- [31] Hilton J. A simple model for the interpretation of magnetic records in lacustrine and ocean sediments. *Quaternary Research*, 1987, **27**: 160-166.
- [32] Meyers PA. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, 1994, **144**: 289-302.
- [33] Meyers PA. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: A summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*, 2003, **34**: 261-289.
- [34] Yuan XY, Chen J, Ji JF *et al.* Characteristics and environmental changes of pollution elements in Taihu sediments and soils near the lake. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2002, **20**(3): 427-434. [袁旭音, 陈骏, 季峻峰等. 太湖沉积物和湖岸土壤的污染元素特征及环境变化效应. 沉积学报, 2002, **20**(3): 427-434.]
- [35] Zou YL. Restudy on the long period without severe flooding on Lower Yellow River during 70-870. *Yellow River*, 1989, **2**: 60-66. [邹逸麟. 东汉以后黄河下游出现长期安流局面问题的再认识. 人民黄河, 1989, **2**: 60-66.]
- [36] Ge QS, Zheng JY, Hao ZX *et al.* State-of-the-arts in the study of climate changes over China for the past 2000 years. *Acta Geographica Sinica*, 2014, **69**(9): 1248-1258. [葛全胜, 郑景云, 郝志新等. 过去 2000 年中国气候变化研究的新进展. 地理学报, 2014, **69**(9): 1248-1258.]
- [37] Cui BL, Li XY. Coastline change of the Yellow River estuary and its response to the sediment and runoff. *Geomorphology*, 2011, **127**: 32-40.
- [38] Zhang TY ed. *Rivers. History of Ming dynasty*. Beijing: Zhonghua Book Company, 1974, **85**: 2077. [张廷玉. 明史·河渠志. 北京: 中华书局, 1974, **85**: 2077.]
- [39] Mao JQ ed. Quaternary system in Shandong. *Geology of Shandong*, 1987, **3**(2): 1-15. [毛家衢. 山东第四系. 山东地质, 1987, **3**(2): 1-15.]
- [40] Peng J, Chen SL, Dong P. Temporal variation of sediment load in the Yellow River basin, China, and its impacts on the lower reaches and the river delta. *Catena*, 2010, **83**: 135-147.