

陕西红碱淖近百年来的环境变化的湖泊沉积记录*

汪 勇^{1,2} 羊向东¹ 沈 吉¹ 潘红玺¹ 肖霞云¹

(1: 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008; 2: 中国科学院研究生院, 北京 100039)

提 要 本文通过岩性、粒度、磁化率、有机碳、化学元素的多指标综合分析, 对陕西红碱淖近百年以来的环境演化进行了探讨. 红碱淖于 1927 年后开始成湖, 以较低的磁化率值、低湖泊生产力和较高的 Fe/Mn 比值为特征; 1952 - 1960 年, 为短暂湖泊快速扩张时期, 在沉积物中表现为粘粒含量一度下降、各元素浓度明显被稀释; 自 1960 年以来, 岩性和指标特征反映了该湖演化为稳定的深湖环境. 湖泊的形成和扩张与区域降水量的增加有关, 而 50 年代后期以来湖面的迅速扩大同时得益于人类滩地疏导导致入湖水量增加. 人类活动也引起了近 40 年来湖泊生产力的提高和沉积物 - 水界面氧系统的变化. 此外, 钻孔粒度特征较好地分辨出 20 世纪 30 年代末至 40 年代 3 次强沙尘暴事件.

关键词 红碱淖 湖泊沉积 环境演变

分类号 P512.32

短时间尺度的气候、环境变化研究是衔接地质记录与器测资料, 预测未来气候变化趋势的关键环节^[1-3], 而湖泊沉积具有连续性好、沉积速率大、分辨率高、信息量丰富的特点, 利用其对气候、环境变化的敏感性可以高分辨率地恢复过去气候、环境变化的过程^[4-6]. 陕西红碱淖地处沙漠 - 黄土边界带, 生态环境脆弱, 对气候、环境变化及人类活动具有敏感响应. 本文拟通过湖泊沉积的多指标分析, 结合历史记载和器测资料, 对红碱淖近一百年来环境演化进行恢复.

1 概况

红碱淖(39°04' - 39°08' N, 109°50' - 109°56' E)是跨陕西省神木县和内蒙古伊金霍洛旗的界湖(图 1), 隶属于榆林地区, 系风蚀洼地所成, 成湖前是一片低洼湿地, 盆地内广泛分布富碱绛红色沙壤, 历史时期一直被作为碱矿开采地, 而洼地中心也形成一南北贯通的运输通道. 由于 20 世纪初期降水增多, 于 1929 年前后洼地积水成湖^[7]. 据记载, 1929 年湖泊形成初期水面积仅 1.3 km², 至 1947 年, 逐步扩大到 20 km². 1958 年, 由于人为疏导入湖水量增加, 湖面积猛增到 40 km², 60 年代初期, 随着降水的不断增多, 湖泊水位已接近现在水平^①. 现湖面积 60.3 km², 最大水深 10.5 m, 平均水深 8.2 m, 蓄水量 4.9 × 10⁸ m³. 湖水依赖时令河、湖面降水和地下水补给, 入湖主要河流 4 条, 无出流, 系内陆封闭湖盆. 湖区处在东亚季

* 中国科学院西部创新项目(KZCX1-10)资助. 2003-09-01 收稿, 2003-11-05 收修改稿. 汪勇, 男, 1977 年 4 月生, 硕士研究生. wangyong@niglas.ac.cn.

① 陕西省神木县红碱淖旅游区管理委员会办公室. 红碱淖风景名胜区长红石岛和东部码头区详细规划说明书, 1998.

风区西北边缘和沙漠-黄土边界带,对气候变化有敏感响应.湖区属半干旱气候,年平均气温 8.5℃,年降水量为 400 mm,其中 60%集中在 7-9 月份.

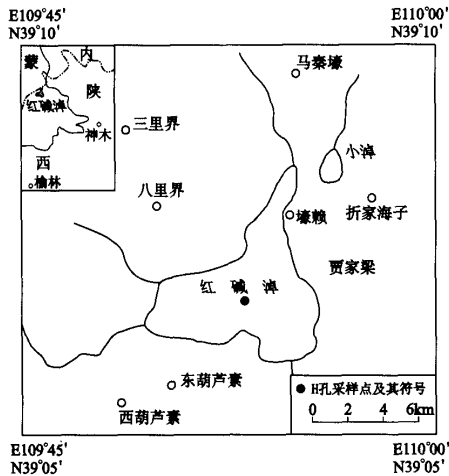


图 1 红碱淖位置及 H 孔采样点

Fig. 1 Location of sampling site in Hongjiannao Lake

2 方法

2002 年 6 月,在红碱淖中部水深 7.5 m 处(图 1),用 Kajak 重力采样器获得长 71.5 cm 柱状岩芯(H 孔),同时平行采得长 53 cm 柱状岩芯用于年代测定.野外现场以 0.5 cm 间距进行分样,样品密封于塑料袋内运回实验室进行多环境指标分析.

沉积剖面的年代序列的建立是根据 ^{137}Cs 测年数据.根据沉积物柱心垂直剖面上 ^{137}Cs 峰值位置所对应时标,算出钻孔不同时标段内的平均沉积速率,通过内插和外推法确定整个钻孔的年代序列.

粒度分析采用英国 Malvern 公司 Mastersizer2000 粒度仪测定;矿物元素分析在 ICP-AES 元素分析仪上完成;有机碳含量由 CE440 型元素分析仪测定;磁化率的测定在南京师范大学完成,测定频率为 0.47kHz.

3 结果

3.1 岩性和年代序列

H 孔岩性特征为:42 cm 以上为灰黑色粉砂质泥,42-65 cm 为灰白色粉细砂,65 cm 以下为绛红色细砂.

由于 ^{137}Cs 分子扩散作用不足以改变其在沉积物柱心垂直剖面上的峰值位置,因此利用 ^{137}Cs 的积蓄峰值位置可以计算沉积物的平均沉积通量 $S(\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a}))^{[8-10]}$:

$$S = Z'_{\max} / (T_c - T_m)$$

式中 Z'_{\max} 为积蓄峰位的质量深度 (g/cm^2), T_c 为采样日期 (a), T_m 为峰值时间 (a). 依据 ^{137}Cs 的全球降落通量与年代关系,可求出柱状样品 ^{137}Cs 出现峰值深度所对应的年代. 1952 年为全球首次进行核试验年, ^{137}Cs 在湖泊沉积物中有所蓄积. 红碱淖 H 孔中 ^{137}Cs 蓄积从 48 cm 出现,应对应于 1952 年. 从 ^{137}Cs 活性与质量深度剖面中可以分辨出两个明显的峰值(图 2),上部 18.75 cm 深度处 ^{137}Cs 峰值对应于 1986 年切尔诺贝利核泄露事件;39 cm 深度的峰值记录了北半球核试验高峰年(1963 年)^[11]. 根据这三个时标分别计算出每两个时标间隔内钻孔的平均沉积速率,从而推得各样品层位的年龄(图 3).

由于 ^{137}Cs 测年的限制,对钻孔 48 cm 以下层位的年龄无法直接获得.为尽量避免误差,又考虑到 42 cm 以下沉积物岩性比较一致,因此采用 39-48 cm 的沉积速率对下部 48-65 cm 层段年龄进行推算.由此计算出 65 cm 处的年龄为 1927 年.钻孔 65 cm 以下,岩性为绛

红色细砂,代表了红碱淖成湖前的基底沉积,故没有对其进行年代推算.依据 ^{137}Cs 建立的钻孔年代序列,推算的红碱淖成湖开始时间(1927年)恰好与记载的成湖时间(1929年前后)接近^[7],可以看出,钻孔的年代测定和推导还是可信的.钻孔湖相沉积层代表了近百年的沉积,沉积速率很大(平均为 1.15 a/cm),样品年代分辨率很高(平均为 0.58 a/样),可以满足年分辨研究的要求.

3.2 钻孔沉积指标特征

根据钻孔岩性、粒度、磁化率、有机碳、元素、 Fe/Mn 比值多指标综合分析,将H孔柱状岩芯自下而上划分为5个阶段(图4),各阶段的环境指标特征如下:

H-1阶段(71.5–65 cm, 1927年前)岩性为绛红色细砂.该阶段沉积物粒度较粗, $<4\ \mu\text{m}$ 细颗粒物百分含量(粘粒含量)很低(13%–19%), $>100\ \mu\text{m}$ 的粗颗粒物含量(细砂含量)高达38%,中值粒径介于 $60\text{--}100\ \mu\text{m}$ 之间.磁化率在本阶段为剖面最高值段,在 $(2.9\text{--}4)\times 10^{-8}\ \text{m}^3/\text{kg}$ 之间. Ca 、 Fe 、 Mn 元素浓度为明显谷值段,与较低的TOC含量、 P 和 Pb 浓度值对应.本阶段 Fe/Mn 比值极高(>57),为剖面之最.

H-2阶段(65–48 cm, 1927–1952年)为灰白色细砂.粒度分析表明,粘粒含量较前一阶段有较大增加(20%–30%);细砂含量有所降低(均值在22%左右),58–54 cm处粗颗粒含量和中值粒径出现剧烈波动,为3个明显的高值(58 cm、55 cm和54 cm处,分别对应于1936年、1939年和1941年).磁化率在本阶段为明显的谷值段,平均值为 2×10^{-8}

m^3/kg . Fe/Mn 比值自本阶段开始有所降低,平均在55左右. TOC含量、 P 和 Pb 浓度较上阶段相比无明显变化,但 Fe 、 Mn 元素浓度有较大幅度增高.值得指出的是,58–54 cm段粒度出现剧烈波,而其它沉积指标中并没有反映,相反其它各指标在本阶段的变化非常稳定.

H-3阶段(48–42 cm, 1952–1960年)为灰白色细砂和粗粉砂.该阶段大部分指标都有显著变化.粘粒含量迅速下降到剖面最低值(5%),粗颗粒含量又一次升高,中值粒径变化与之对应.磁化率值在中上部开始增高($3\times 10^{-8}\ \text{m}^3/\text{kg}$). Fe/Mn 比值和 TOC 含量较前阶

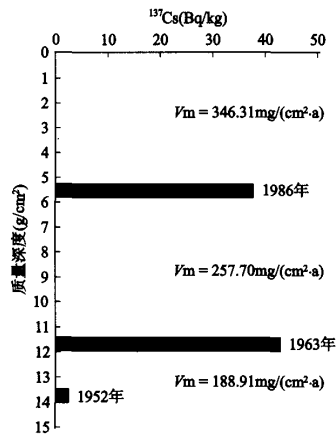


图2 H孔 ^{137}Cs 峰值位置(V_m 表平均沉积通量)

Fig. 2 Peak values of ^{137}Cs in the H Core of Hongjiannao Lake (V_m indicates sedimentation fluxes)

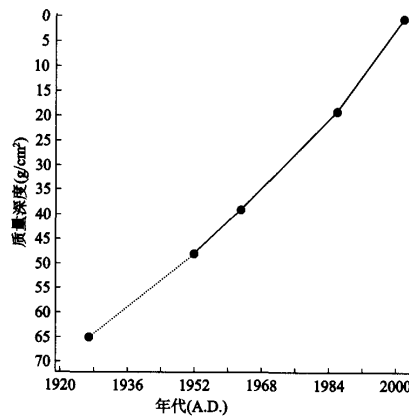


图3 H孔深度与年代关系

Fig. 3 The depth-age relationship of the Core H in Hongjiannao Lake

段没有变化,但各元素浓度曲线均表现为明显的低值段。

H-4 阶段(42–18.75 cm, 1960–1986 年)从本阶段开始岩性变细,为粉砂质泥。粒度中粗颗粒迅速减少,含量几乎为 0,相反粘粒含量逐步上升,略高于 H-2 阶段。显著的变化还表现为 TOC 含量的增加, P、Ca、Pb 等浓度的增高,以及 Fe/Mn 比值的降低(平均为 46–49)。磁化率仍维持在前阶段较高水平上。

H-5 阶段(18.75–0 cm, 1986–2002 年)本阶段与 H-4 阶段类似,各指标没有根本性变化。但细颗粒含量、各元素浓度均有不同程度的增高。顶部 2 cm, TOC 含量、P 和 Pb 浓度出现较快速的增高,并最终达到各自极值。Ca、Fe、Mn 有所下降, Fe/Mn 比值、粒度等变化很小。

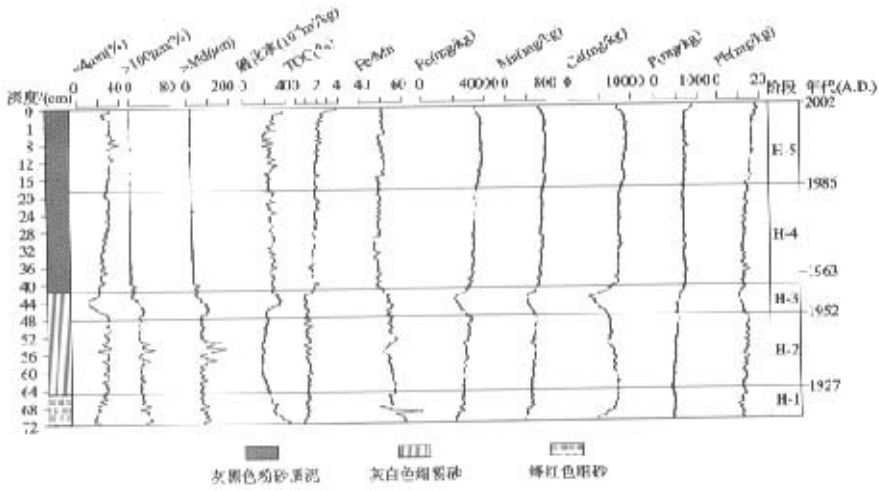


图 4 红碱淖 H 孔环境代指标变化曲线

Fig. 4 Curves of environmental proxies of the H Core sediments in Hongjiannao Lake

4 讨论

4.1 各环境指标意义

4.1.1 粒度 在没有“外源”物质(如冰碛物、粉尘等)加入的体系中,湖水物理能量是控制沉积物粒度分布的主要因素,根据沉积物机械分选的原理^[12],颗粒大小应由湖岸向湖心逐渐变细,呈带状分布,粒度频率曲线呈正态分布。因此湖泊沉积物粒度可以用来指示湖水动能的变化,进而反映湖面的变化。在干旱-半干旱区的湖泊,除接收地表径流搬运的流域物质外,还接纳风力输送搬运来的物质,后者进入湖泊中直接参与沉降。这两种不同动力机制的沉积物必然会对沉积物粒度频率曲线的峰态和偏态产生影响^[13]。但仅仅根据颗粒粗细变化区分风成与水流搬运还是很难的,需要借助于其它沉积环境指标来进行综合判识。

4.1.2 磁化率 沉积物中的细粘滞颗粒对低频磁化率贡献较高^[14,15],其值的高低与人湖磁性矿物总量有关,利用磁化率可以反映湖泊流域土壤受侵蚀程度^[16],也可以追踪沉积物来源情况^[17]。

4.1.3 总有机碳(TOC) 湖泊沉积物总有机碳由内源和外源两部分组成. 可以用C/N比值来大体地区分内源与外源. 一般认为, C/N比值处于14-23之间时有机碳以外源为主, C/N比值在4-10之间有机碳则以内源为主. H孔C/N比值均在11以下, 因此可以忽略外源有机碳的影响. 有机碳的变化反映了湖泊生产力的高低与湖泊营养条件的变化^[18-21].

4.1.4 Fe/Mn比值 Fe和Mn是变价元素, Fe/Mn比值很好地反映了沉积物-水界面氧化还原条件^[22]. 在还原条件下, 沉积物中Mn的活性往往大于Fe. 通常认为Fe/Mn比值高, 代表湖泊沉积物-水界面的有氧条件相对较好, 氧化还原电位偏正; 相反, Fe/Mn比值低, 代表沉积物-水界面氧化还原电位偏负, 在营养程度较低的湖泊, 可以指示深湖相环境^[23].

4.1.5 地化元素指标 沉积物中大多数元素指示了流域入湖物质来源, 如Ca、Fe、Mn、P等. 其浓度的变化取决于湖盆的大小、搬运距离的远近、水动力条件、以及溶蚀作用和结合态等. 总磷含量主要来源于入湖的颗粒态磷, 大致反映了湖泊营养负荷的变化^[25]. 在低营养态下, 沉积钻孔中地化指标P与水体总磷的变化基本同步, 可以指示初级生产力的大小^[22, 24]. Ca主要来自CaCO₃的沉降, 但也和藻类生物光合作用有关^[22], Ca和Fe、Mn均是各种磷结合态的重要组成成分. 因此在近代湖泊沉积物中, 它们经常出现同步变化^[22]. Pb通常与人类活动相联系, 煤的燃烧、生活垃圾的排放会使得沉积物中的Pb含量增高. 特别是近几十年来, 由于石油的燃烧, Pb含量的增高可以作为指示大气污染的指标^[26].

4.2 环境演化阶段

H孔年代和多指标分析结果清楚地反映了近百年来红碱淖的环境演化经历了5个发展阶段:

1927年前(H-1阶段): 沉积物岩性表明在1927年前红碱淖尚未形成, 沉积物应属于盆地成湖前的基底地层, 由于与上部湖相沉积不连续, 沉积年代无法推知. 据当地记载, 红碱淖成湖前是一片风蚀洼地. 粒度频率的双峰分布和极高的Fe/Mn比值特征反映当时为气态下氧化环境, 沙丘堆积发育, 磁化率高可能指示了半固定沙丘的特点, 具有一定成壤粒度.

1927-1952年(H-2阶段): 红碱淖自本阶段开始成湖, 且沉积物岩性指示了浅湖相沉积特征. 较高的Fe/Mn比值说明当时沉积物-水界面有较高的氧化还原电位, 溶氧条件好, 同时暗示了湖水较浅; 低磁化率值、TOC含量和总磷浓度反映了很低的人湖磁性矿物总量, 湖泊生产力也不高. 从粒度频率的双峰分布特点来看, 当时湖区风尘沉降发育, 其中1936年、1939年和1941年出现的3次粗颗粒含量的峰值年, 可能反映了3次明显的沙尘暴沉降事件, 其理由是粒度记录的这3次波动在其它指标中均没有出现相应的变化, 各元素、TOC及磁化率指标变化非常稳定, 体现了相对稳定的流域搬运特点, 风尘的沉降源于小流域的沉积物指标应该是影响不大. 对比该地区气象监测资料, 红碱淖沉积物记录的这3次事件较好地对应了20世纪30年代末至40年代, 该地区记录的干旱事件^①. 有资料表明, 20世纪60年代以来, 我国沙尘暴呈减弱的趋势^[27], 这从H孔不同部位的粒度频率分布结果的对比中也有所反映(图5).

1952-1960年(H-3阶段): 各指标特征表明该时期沉积环境出现明显的变化. 该时段湖泊生物量仍维持在较低水平. 细颗粒的减少和粗颗粒的增加反映当时水动力条件增强,

① 陕西省气象局气象台资料, 1976.

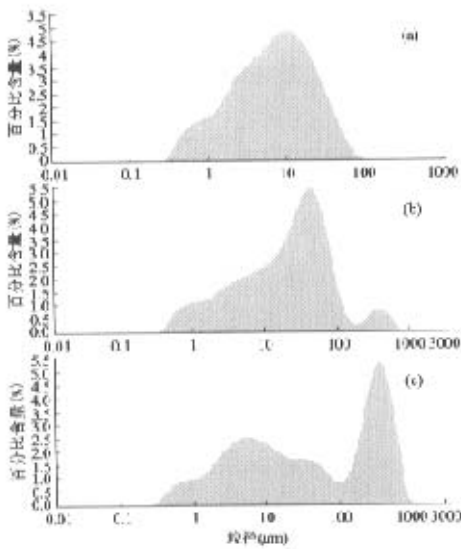


图 5 H 孔沉积物粒度分布特征 (a: 剖面 0-42cm 段; b: 42-48cm 段; c: 48-71.5cm 段)

Fig. 5 Characteristics of grain size distribution of the three sections of Core H in Hongjiannao Lake (a: 0-42cm interval; b: 42-48cm interval; c: 48-71.5cm interval)

此种情况下湖水溶氧条件较好, 与较高 Fe/Mn 比值所反应的沉积物-水界面氧化还原电位偏正相对应; 各元素浓度的降低和磁化率的增加反映了流域侵蚀速率增强, 以及沉积加快引起的稀释效应. 可以得出该时段为红碱淖入湖水量快速增加, 但持续时间较短, 这与记载的 1958 年前后和 60 年代初期湖泊的急剧扩张^[7]在时间上相吻合. 结合当地记载和气象记录, 该时间段湖面迅速扩大主要归结为两个原因: 50 年代中期至 60 年代区域降水量的进一步增多和人类对红碱淖周围滩地的排灌疏导, 增大了补给水量.

1960-1986 年 (H-4 阶段): 自本阶段开始, 沉积物颗粒明显变细, 发育湖相泥沉积, 表明湖泊演化为稳定的深湖环境. 本阶段 Fe/Mn 比值极低, 反映的沉积物-水界面氧化还原电位明显偏负. 有机碳和总磷的增高, 指示了湖泊营养负荷的增高以及湖泊生产力提高, 湖水中总磷的增加也有助于藻类生物的发育. Ca 与总磷的同步性说明 Ca 并不只来源于碳酸盐沉淀, 或许

与生物的作用和磷的结合态也有关.

1986-2002 年 (H-5 阶段): 从本阶段各指标和岩性结果来看, 红碱淖环境在最后十几年内一直维持在高湖面状态. 与前一阶段相比, Pb 的增加尤为明显, 反映了区域化石燃料增加了大气 Pb 的沉降. Fe/Mn 比值较前阶段有所上升, 与 TOC、TP 的微弱增加相对应, 反映了随湖泊营养物质的增多, 生物量也相应增多, 水-土界面氧化还原电位仍偏负. 事实上, 对于一个贫营养湖泊而言, 水体中 TP 的微弱增加, 便会引起水生生物的迅速发育^[28]. 钻孔顶部 TOC、TP、Pb 的迅速增加, 更反映了近几年来人类活动的加剧, 尤其是最近两年来红碱淖旅游业的发展和公路的建设, 使得入湖生活污水的排放量和汽车尾气排放量增多, 湖泊水质污染尤其是 Pb 污染程度有所增加.

5 结论

1) 红碱淖钻孔多指标分析揭示了近百年来湖泊形成与演化的历史. 红碱淖于 1927 年开始成湖, 1952 年后湖泊经历了短暂的快速扩张, 于 1960 年后演变为稳定的深湖环境. 湖面的持续升高反映了自小冰期结束以来, 随温度的上升, 该区降水量也有增多, 而人类的积极疏导也是湖泊扩张的一个主要原因. 针对干旱半干旱区湖泊近几十年来普遍出现的萎缩

现象, 红碱淖是一个特例。

2) 红碱淖钻孔沉积物粒度频率分布可以指示沙尘暴强度的变化。沉积物粒度记录的 3 次强沙尘暴事件较好地对应了 20 世纪 30 年代末至 40 年代该地区记录的干旱事件。除粒度指标外, 风尘的沉降来源于流域的沉积物指标影响不大。

3) 红碱淖高分辨率沉积精确地反映了该区近 100 年来气候、环境变化过程以及人类活动的特征, 其结果与历史记载和器测资料都有很好地对应。反映出近代湖泊沉积在进行更短时间尺度(年变化)的高分辨率环境变化研究上初显优势。

致 谢 夏威夷副研究员提供了年代数据, 王苏民研究员在论文的撰写过程中给予了指导, 在此深表感谢!

参 考 文 献

- 1 Hegerl G. The past as guide to the future. *Nature*, 1998, **392**: 758 - 759
- 2 汪品先, 葛建强. 寻求高分辨率的古环境记录. 第四纪研究, 1999, (1): 1 - 17
- 3 王苏民, 薛滨, 张振克. 研究季风区历史时期湖泊环境演化的意义. 湖泊科学, 1998, **10**(2): 1 - 4
- 4 Steven M Colman. Continental drilling for paleoclimate records. In: PAGES Workshop Report. 1996, Series96 - 4
- 5 王苏民, 李建仁. 湖泊沉积——研究历史气候的有效手段. 科学通报, 1990, **36**(1): 54 - 56
- 6 张振克, 王苏民. 中国湖泊沉积记录的环境演变: 研究进展与展望. 地球科学进展, 1999, **14**(4): 417 - 421
- 7 王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998: 339 - 340
- 8 万国江. ^{137}Cs 及 ^{210}Pb 方法湖泊沉积记年研究进展. 地球科学进展, 1995, **10**(2): 188 - 192
- 9 万国江. 环境质量的地球化学原理. 北京: 中国环境科学出版社, 1998. 1 - 211
- 10 万国江, 桑季 P, 法任库忍 K 等. 瑞士 Greifen 湖新近沉积物中的 ^{137}Cs 分布及其计年. 环境科学学报, 1985, **10**(3): 360 - 365
- 11 Appleby P G, Richardson N and Nolan P J ^{241}Am dating of lake sediments. *Hydrobiologia*, 1991, **214**: 35 - 42
- 12 Lerman A. Lake: Chemistry, Geology, Physics. Berlin: Springer - Verlag, 1978: 79 - 83
- 13 金章东, 邹成娟, 高南华等. 小冰期以来岱海地区的环境变迁与尘暴事件. 西安工程学院学报, 2001, **23**(4): 6 - 10
- 14 吴瑞金. 湖泊沉积物的磁化率、频率磁化率及其古气候意义. 湖泊科学, 1993, **5**(2): 128 - 135
- 15 曹建廷, 沈吉, 王苏民. 内蒙古岱海湖泊沉积记录的小冰期气候环境. 湖泊科学, 2000, **12**(2): 97 - 103
- 16 羊向东, 王苏民, 沈吉等. 近 0.3ka 来龙感湖流域人类活动的湖泊环境响应. 中国科学 (D 辑), 2001, **31**(12): 1031 - 1038
- 17 羊向东, 吴艳宏, 朱育新等. 龙感湖钻孔揭示的末次盛冰期以来的环境演化. 湖泊科学, 2002, **14**(2): 106 - 110
- 18 薛滨, 王苏民, 吴敬禄等. 青藏高原东北部末次间冰期以来的古气候——以若尔盖盆地 RM 孔分析为例. 海洋与湖沼, 1999, **30**(3): 327 - 332
- 19 薛滨, 瞿文川, 吴艳宏等. 太湖水冰期——全新世气候、环境变化的沉积记录. 湖泊科学, 1998, **10**(2): 30 - 36
- 20 吴艳红, 吴瑞金, 薛滨等. 13kaBP 以来滇池地区古环境演化. 湖泊科学, 1998, **10**(2): 5 - 9
- 21 王苏民, 余源盛, 吴瑞金等. 岱海——湖泊环境与气候变化. 合肥: 中国科技大学出版社, 1990
- 22 Anderson N J, Rippey B and Gibson C E. A comparison of sedimentary and diatom-inferred phosphorus profiles: implications for defining pre-disturbance nutrient conditions. *Hydrobiologia*, 1993, **253**: 357 - 366
- 23 王随继, 黄杏珍, 妥进才等. 泌阳凹陷核桃园微量元素演化特征及古气候意义. 沉积学报, 1997, **3**: 65 - 70
- 24 Carignan R and Flett R J. Postdepositional mobility of phosphorus in lake sediments. *Limnol Oceanogr*, 1981, **26**: 361 - 366
- 25 东野脉兴. 湖泊中磷的循环与沉积作用. 化工矿产地质, 1996, **18**(4): 258 - 262

- 26 张乃明. 大气沉降对土壤重金属累积的影响. *土壤与环境*, 2001, 10(2): 91-93
- 27 全林生, 时少英, 朱亚芬等. 中国沙尘天气变化的时空特征及其气候原因. *地理学报*, 2001, 56(4): 477-485
- 28 Yangdong P, Brugam R. Human disturbance and trophic status changes in Crystal Lake, McHenry county, Illinois, USA. *Journal of Paleolimnology*, 1997, 17: 369-376

A 0.1 ka-year Record of Environmental Evolution in Hongjiannao Lake, Shaanxi Province

WANG Yong^{1,2}, YANG Xiangdong¹, SHEN Ji¹, PAN Hongxi¹ & XIAO Xiayun¹

(1: *Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese of Sciences, Nanjing 210008, P. R. China;*

2: *Graduate School, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, P. R. China*)

Abstract

The environment evolution in the past nearly 100 years was revealed by the multi-proxy analysis of lithology, grain size, magnetic susceptibility, TOC and geochemical elements from the Core H in Hongjiannao Lake, Shaanxi Province. The result indicates that Hongjiannao Lake was formed at about 1927 AD, characterised by a relatively higher value of Fe/Mn ratio and a lower level of lake productivity and magnetic susceptibility value. During the span between 1952 and 1960, the lake level rose remarkably, as shown by the sharp decrease of clay fraction and the obvious dilution effect on the geochemical elements concentration in sediment. The lithologic character and sediment proxies reflect that the lake has developed into a stable deep-water condition since 1960. The lake formation and its subsequent rapid expansion in the late 1950s related closely to the regional rainfall increases, and the latter also benefited from extensive reclamation of the lowland around the lake. Human activities have also resulted in the higher lake production and the changing of redox condition on sediment-water interface in the recent 40 years. Moreover, the 3 strong dust storm events happened in the late 1930s and 1940s were well distinguished in terms of the features of grain size frequency distributions in the sediment core.

Keywords: Hongjiannao Lake; lake sediment; environmental evolution