

南四湖的形成及水环境演变^{*}

张祖陆 沈 吉[†] 孙庆义^{††} 姜鲁光

(山东师范大学地理系 济南 250014)

[†] (中国科学院南京地理与湖泊研究所 南京 210008)

^{††} (济宁市水资源管理委员会办公室 济宁 272119)

提要 采用重力活塞取样器在南四湖的独山湖和微山湖分别采取了两个湖底沉积剖面的样品。通过对湖底沉积物高分辨率的粒度、矿物、磁化率、有机碳、色素等环境指标和沉积年代学的综合研究,结合研究区的历史文献资料,探讨了南四湖形成近 2.5ka 以来的水环境演变过程。研究表明,南四湖的形成和发展可分为 4 个阶段:初时,湖区为古泗水及其沿岸平原;西汉时期古泗水中下游段形成分散的湖沼地;唐—明代受黄河夺泗入淮和开挖京杭运河等人类活动的影响,湖沼扩张、合并;清同治 11 年黄河大决于东明后,先后出现的南阳、昭阳、独山、微山湖合并为统一的南四湖。

关键词 南四湖,湖泊沉积研究,水环境演变,黄河迁徙,运河开挖

中图分类号 X144

关于南四湖的形成与水环境演变,前人作了不少的研究工作。有的学者利用历史文献对南四湖的形成和演变作过考证(朗丽如,1983;郭永盛,1990;邹逸麟,1993),还有学者从地质构造角度对南四湖的成因作过论述(姜达权等,1956;王洪道等,1984),但从湖泊沉积学角度进行的研究为数甚少(沈吉等,1998;张祖陆等,1999)。本文通过对南四湖中独山湖 D_s 孔与微山湖 W_s 孔沉积物剖面的高分辨率分析,结合考古、历史文献的研究,分析探讨了南四湖的形成和水环境演变。

1 湖泊概况与地质构造背景

南四湖位于东经 116°34′—117°21′,北纬 34°27′—35°20′,地处山东省西南部与江苏省交界位置。全湖南北长 126km,东西宽仅为 5—25km,面积约为 1266km²,是我国十大淡水湖泊之一。南四湖自北向南分为南阳湖、独山湖、昭阳湖和微山湖 4 个相互连通的湖泊(图 1),呈 NNW—SSE 向延伸。该湖为典型的平原浅水湖泊,平均水深尚不足 1.5m,湖身狭长,大运河纵贯其中。自 1960 年在昭阳湖最狭处建成二级坝工程及在湖泊南端建成韩庄闸工程之后,又具蓄水功能,成为一座水库型湖泊(王洪道等,1984)。近 20 年来,南四湖水环境状况日趋恶化,主要表现为水污染加重,湖底淤积加剧,富营养化程度增高等方面(张祖陆等,1999)。南四湖水环境的变化对山东省及至南水北调东线工程的水环境将产生重大影响,因此,研究南四湖的形成与水环境演变具有重要意义。

^{*} 山东省自然科学基金重点项目, Z2000E01 号和中国科学院湖泊沉积与环境开放实验室基金资助项目。张祖陆,男,出生于 1949 年 6 月,教授, E-mail: zulzhang@263.net.cn

收稿日期:2001-06-20, 收修改稿日期:2001-10-12

南四湖湖盆座落于受 NNW 与近 EW 向断裂控制的嘉尼凸起、鱼滕凹陷与济宁凹陷之上。NNW 向的峰山断裂新生代以来活动明显, 为湖区东部鲁中南山地丘陵与西部鲁西平原的分界。受此构造格局制约, 南四湖呈 NNW—SSE 狭长带状, 水体滞积于两大地貌单元的交接带上: 湖东为鲁中南侵蚀丘陵与山前剥蚀堆积平原, 湖西为黄河下游冲积扇平原。据有关资料¹⁾, 西部平原在新构造运动期呈向东掀斜式的不均匀沉降运动, 历史上黄河冲积扇不断向东泛滥推进, 其前缘已逼至湖东山麓带, 冲积扇前缘之交接洼地带随之积水成湖。

2 样品采集与研究方法

2.1 样品采集

现场利用美国产活塞型采样器(Livingstone)在南四湖北部(独山湖)与南部(微山湖)(图 1)分别采得两个长度为 120cm 的沉积岩芯, 以 2cm 间隔切割岩芯, 样品密封于塑料袋后运回实验室进行沉积环境指标分析。

2.2 研究方法

沉积物的形成年代分别用 ^{137}Cs 、 ^{210}Pb 和 ^{14}C 方法测定。 ^{137}Cs 方法采用美国 Ortec 公司生产的高纯锗井型探测器与 Ortec 919 型谱控制器构成的 γ 谱分析系统; ^{210}Pb 方法采用国产四路 α 谱仪; ^{14}C 年代采用 Pharmaica 公司生产的 1220 型低本底液体闪烁计数仪测定。

有机碳含量用重铬酸钾容量法——外加加热方法测定; 有机碳同位素采用 MAT-251 型质谱仪分析测定; 沉积物中的色素分析采用丙酮萃取法提取色素, 然后用分光光度计比色定量。

在沉积物的粒度分析中, 对大于 $45\mu\text{m}$ 的颗粒采用常规粒度分析方法, 对小于 $45\mu\text{m}$ 的样品, 先将其溶解成溶液, 再用沉降法测定。

沉积剖面的磁化率采用英国 Bartington

仪器公司生产的 MS2 型磁化率仪测定。测试时分别使用低频(X_f) 0.46kHz 和高频(X_H) 4.6kHz 测得相应的低频磁化率和高频磁化率, 最后计算出频率磁化率(X_{fd})。

3 研究结果

3.1 沉积剖面分析

由图 2、3 可以看出: Ds 孔和 Ws 孔两个沉积剖面基本代表了南四湖南、北两段约 2.5ka 以来的沉积过程。两剖面的岩性变化较简单, 除 20cm 以上为灰黑色粉砂质淤泥沉

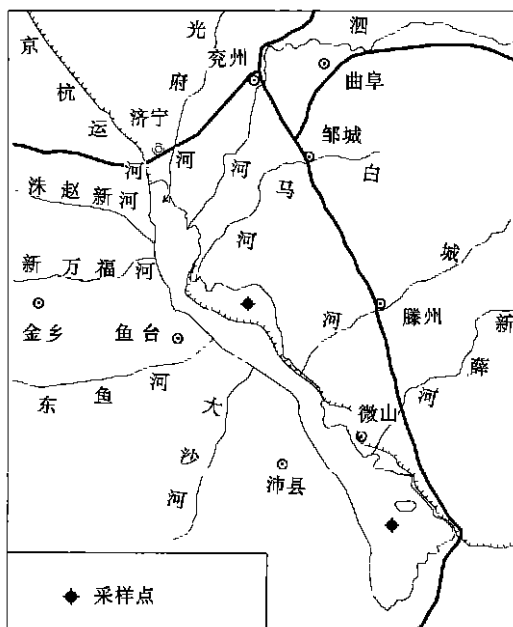


图 1 南四湖采样点位置图

Fig. 1 Map of sampling stations in Nansihu Lake

1) 中国科学院地质研究所山东地震考察队, 1970. 山东省地震地质调查报告

积以外, 下部均为灰黄色粉砂- 粘土沉积, 其平均粒径在 4—9 ϕ 之间。经主要矿物成分鉴定和沉积环境分析, 这些粉砂物质大部分应属黄河泛滥带入。只有 Ds 孔因靠近东部山前平原, 其剖面中上部出现两层稍粗的松散泥质粗碎屑沉积。

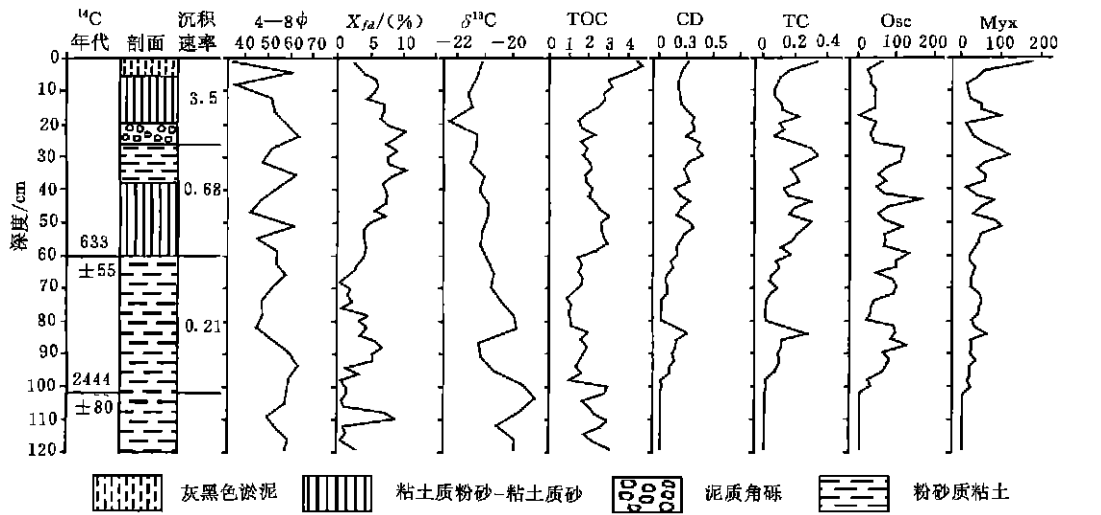


图 2 独山湖 Ds 孔剖面沉积指标变化

Fig.2 Sediment indexes of Ds core in Dushan Lake

注: 横坐标中的年代指 ^{14}C 年代/(a B. P.); 沉积速率单位为 mm/a; 4—8 ϕ 是指 4—8 ϕ 粒级颗粒占总颗粒物的质量百分比(%); $\delta^{13}\text{C}$ 指 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB, ‰); CD、TC、Osc、Myx 单位均为($\mu\text{g/g}$) (图 3 同)

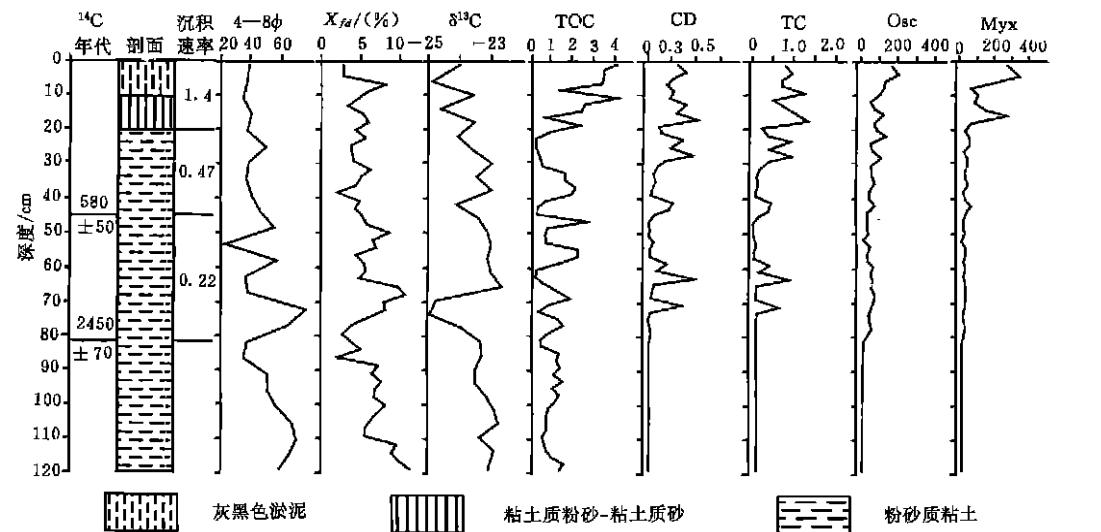


图 3 微山湖 Ws 孔剖面沉积指标变化

Fig.3 Sediment indexes of Ws core in Weishan Lake

3.2 沉积速率分析

微山湖、独山湖两剖面的沉积速率均呈由下至上逐渐增大的趋势。下部(约

2400a B. P. —600a B. P.) 沉积速率较小且大致都在 0.2mm/a 左右, 剖面上部 30cm 以上沉积速率快速增大。在剖面的中、上部, 独山湖的沉积速率明显高于微山湖(图 2, 3)。

3.3 磁化率变化特征

Ds 孔剖面的磁化率平均值为 $25.08 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$, 频率磁化率为 4.7% 。剖面磁化率自下而上逐渐增大, 达到最高值后向表层又趋于降低(图 2)。

Ws 孔剖面的磁化率和频率磁化率平均值均高于 Ds 孔, 分别为 $32.53 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ 和 6.07% , 底部磁化率较高, 向上逐渐降低且波动变化频繁(图 3)。

3.4 有机地球化学指标变化特征

湖泊沉积物中叶绿素及其衍生物(CD)和总类胡萝卜素(TC)的含量可用于表示当时湖泊的初始生产水平, 蓝藻叶黄素(Myx)的测定可为浮游植物中占主导地位的蓝藻提供重要沉积证据(Wetzel, 1970; Zullig, 1981)。由于颤藻黄素(Osc)仅存在于一个科的两个属 *Oscillaria* 与 *Arthrospira* 中, 前者是湖泊明显富营养化时湖泊浮游植物中占主导地位的蓝藻之一, 因此 Osc 含量可反映当时湖泊营养状况(Swain, 1985; 马燕等, 1996)。两剖面各项有机地球化学指标测定结果如下。

3.4.1 独山湖剖面 该剖面总有机碳(TOC)值波动变化在 $1.0\% - 4.7\%$ 之间, 平均为 2.2% , 并具有较明显的阶段性变化特征。4 项色素指标值在 102cm 以下为零值; $102 - 80\text{cm}$ 之间, CD、TC 和 Osc 为峰值段, Myx 达到一定含量; $80 - 30\text{cm}$ 之间 4 项指标均逐渐波动上升, 变幅较大, 在 30cm 处为一峰值; 30cm 以上先下降而后表层迅速上升(图 2)。

3.4.2 微山湖剖面 微山湖剖面沉积物中 TOC 值变化在 $0.62\% - 4.2\%$ 之间, 平均为 1.8% , 且波动变化很大。该剖面 82cm 以下 4 项色素指标均为零值; $82 - 58\text{cm}$ 之间, CD、TC 和 Osc 为峰值段, Myx 达到一定含量; $58 - 30\text{cm}$ 之间, CD 和 TC 除中间有一小的峰值外, 基本处在低值; 30cm 以上先下降而后表层迅速上升(图 3)。

4 讨论

4.1 南四湖水环境演变过程

根据有机地球化学指标的分析结果, 可将南四湖地区水环境演变分为如下 4 个阶段:

(1) Ds 剖面 102cm ($2444 \pm 80\text{a B. P.}$) 以下和 Ws 剖面 82cm ($2450 \pm 70\text{a B. P.}$) 以下段: CD、TC 值全为零, 说明该时期的沉积环境为氧化环境, 有机色素难以保存; Myx 和 Osc 指标值均为零, 表明当时两剖面位置尚未有水体形成, 属陆地环境。

(2) Ds 剖面 $102 - 80\text{cm}$ [$(2440 \pm 80) - (1395 \pm 55) \text{a B. P.}$] 和 Ws 剖面 $82 - 58\text{cm}$ [$(2450 \pm 70) - (1307 \pm 50) \text{a B. P.}$] 段: CD、TC 均为较高峰值时期, 且 Myx 和 Osc 也已达到了一定的含量, 表明当时两剖面位置已有长期停蓄的固定水体, 并且具有一定的生产力; $\delta^{13}\text{C}$ 偏于负值和 CD/TC 值较高表明有机质主要是外源带入(沈吉等, 1996)。据此推断南四湖地区一些分散的湖沼地已经形成, 且主要是由客水蓄积而成。

(3) Ds 剖面 $80 - 28\text{cm}$, Ws 剖面 $58 - 18\text{cm}$ (约 $1300 - 120\text{a B. P.}$) 段: CD、TC 和 Myx 、Osc 以及 TOC 含量均呈波动上升趋势, 反映出湖泊在不断积水扩大, 生产力水平逐渐提高, 沉积物中的有机质含量也在逐步增多。Ws 剖面 TOC 含量波动变化剧烈, 推测当时该位置客源来水动荡不定, 屡屡受到黄河决口泛滥的影响, 而在 Ds 剖面其影响时间相对比较集中。两剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值均呈不断波动下降的趋势, 表明在这一漫长的湖泊扩张时期中, 大量

外源有机物质被带入湖内。

(4) 距今 100 多年来,在 Ds 剖面 28cm 以上和 Ws 剖面 18cm 以上(约 120a B. P. 以来)的表层沉积中,Myx、Osc 的增长显著,且 TOC 值也迅速上升,表明大面积水域环境的南四湖已经形成,出现典型的现代湖沼沉积,蓝藻占优势的藻类植物繁盛,湖泊生产力水平迅速提高,并有向富营养化方向发展的趋势。而微山湖剖面 CD、TC 值向表层趋于降低的现象,经调查证实,是由于钻孔位置曾在这一时期的枯水年份多次出露水面,叶绿素、胡萝卜素等难以保存所致。

4.2 沉积指标与历史资料的相互印证

沉积指标分析表明:南四湖的形成是 2.5ka 以来的事情,而这一时期以来史料记载已相当丰富,将沉积学研究结果与历史学研究相互印证,可以彼此取长补短,更加深化对南四湖形成与演化的认识。同时,这一时期也是人类活动对自然环境开始造成明显影响的时期,揭示人类活动对南四湖形成与演化的影响也具有重要意义。

4.2.1 南四湖的形成年代 本次沉积学研究结果表明:自 2.5ka B. P. 开始,两剖面位置已有长期停蓄的固定水体,并且具有一定的生产力。而成书于 2.3ka 前的《禹贡》也记述了当时鲁西平原区已分布着大野泽、菏泽、雷夏泽、梦渚泽等大面积水域(邹逸麟,1993)。

4.2.2 黄河泛滥、改道对南四湖的影响 全新世晚期,约 2.5ka. B. P. 以来,我国东部气候由暖湿向温干方向发展(徐馨等,1990;施雅风等,1992)。此时期黄河流域随气候变迁和人类活动的加强,生态环境退化,进入下游河道的泥沙大大增加,河道不稳,改道频繁,黄河在鲁西平原屡屡决口泛滥(岑仲勉,1957;张祖陆,1990)。这对鲁西湖泊的变迁与南四湖的形成和演化产生了重大影响(曹银真,1989)。

南四湖周围地区主要为石灰岩低山丘陵区,其风化产物中的铁磁性物质含量很少,而黄河携带来的黄土粉砂中的铁磁性物质的含量却相对较高(刘秀铭等,1990;张卫国等,2000)。实测数据表明两剖面沉积物的磁化率偏高,而且磁化率的变化趋势与沉积物中粉砂粒级(4—8 ϕ)颗粒所占百分比的变化趋势基本一致(图 2、3),因此剖面磁化率的变化间接反映了黄河泛滥对湖泊的影响。

Ds 孔剖面磁化率的阶段性较明显,若将其代表的沉积年代与同时期的历史文献记载(邹逸麟,1993)相对照可以发现:磁化率高值段和低值段分别对应着黄河的泛滥频繁期和相对稳定期(表 1)。

表 1 Ds 孔剖面磁化率对黄河泛滥的响应

Tab. 1 The response of magnetic susceptibility in Ds-core to overflows of the Yellow River

阶段序号	剖面深度(m)	起始年代	磁化率特征	黄河的主要影响
V	0—15	1870 A. D.	较前期明显降低	全流入大清河,泛滥减少
IV	15—68	1200 A. D.	高值段	明、清夺淮入海,泛滥频繁
III	68—88	170 A. D.	低值段	王景治河后,近 800 年河无大患
II	88—100	400 B. C.	高值段	西汉黄河频繁决口南泛
I	100—120	1350 B. C.	低值段	尚未受黄河泛滥影响

(1) 100cm 以下(400a B. C. 以前),该阶段相当于战国时期之前,为沉积物磁化率低值段,据此推测黄河在此阶段对南四湖地区的影响还不大,历史文献中也鲜见记载。

(2) 100—88cm(400—170a A. D.) 该阶段的磁化率明显上升, 黄河泛滥开始影响本区。汉武帝元光三年(公元前 132 年),“河决于瓠子(今濮阳), 东南注巨野, 通于淮泗”。这是历史记载的黄河第一次大规模夺淮入海事件。这次黄河决口历时二十余年, 直至元封二年(公元前 109 年) 始予堵塞。

王莽始建国三年(公元 11 年), 黄河发生第二次大徙“河决魏郡, 泛清河以东数郡”。洪水在今鲁西、豫东一带泛滥了近 60 年, 直至东汉明帝永平十三年(公元 70 年) 在王景的主持下对黄河下游河道进行了大规模的整治, 才使黄河出现长期安流的局面(邹逸麟, 1993)。其后黄河泛滥对南四湖的影响开始减小, 但频率磁化率仍呈增加趋势, 可能与人类活动有关。该阶段相当于战国到东汉末年, 黄河下游冶铁业和制作“秦砖汉瓦” 的建材业都非常发达(邹逸麟, 1993), 它们都要消耗大量木炭, 必然导致本地区植被的大量破坏, 加速了周边地区的土壤侵蚀, 故沉积物的频率磁化率仍可能有上升趋势。

(3) 88—68cm(170—1200a A. D.), 该阶段磁化率和频率磁化率明显降低并在较低水平上波动至 13 世纪初。这一阶段早期(170—800a A. D.) 的频率磁化率和磁化率的降低, 主要受两个方面因素的影响: 黄河安流是主要原因之一, 但由于东汉末年到西晋十六国时期战乱和疫病频发, 造成流域人口下降, 农事活动减少, 流域植被得到恢复, 土壤侵蚀强度降低, 也是导致磁化率和频率磁化率降低的重要原因。后期(800—1200a A. D.) 黄河泛滥曾再度影响鲁西南地区, 但并未波及现在的湖盆位置, 故磁化率和频率磁化率仍处于低值段。

(4) 68—15cm(1200—1870a A. D.), 在整个若芯剖面上, 该阶段的磁化率和频率磁化率的增加最为突出。1128 年, 黄河夺淮、泗入海, 历时达 700 年, 期间黄河多次泛滥影响到南四湖地区, 如 1344 年黄河曾在曹县西北白茅决口, 鲁西南地区皆罹水患; 元末黄河曾北徙,“上自东明、曹、濮, 下及济宁, 皆被其害”; 此外, 1391 年和 1565 年, 黄河泛滥皆造成南四湖地区大运河淤塞(邹逸麟, 1993)。黄河泥沙在本区的大量沉积使湖泊沉积物中的铁磁性矿物明显增加, 从而导致磁化率和频率磁化率的升高。

(5) 15—0cm(1870 年至今), 1855 年黄河在铜瓦厢决口, 结束了 700 余年黄河夺淮、泗入海的历史。1872 年, 黄河大决于东明, 运河堤防被毁, 统一的南四湖形成。此后, 南四湖地区已较少受到黄河泛滥的影响。同时, 人类活动虽然不断加强, 但土壤侵蚀过程中的铁磁性碎屑多在湖岸平缓地带沉积, 已较少进入湖盆之中, 远不及黄河泛滥时带来大量泥沙沉积的影响显著, 故本阶段的磁化率和频率磁化率皆相对降低。

Ws 孔剖面磁化率的阶段性虽不明显, 但其高值段依然与史料记载的黄河泛滥频繁期相对应(表 2)。

表 2 Ws 孔剖面磁化率对黄河泛滥的响应

Tab. 2 The response of magnetic susceptibility in Ws core to overflows of the Yellow River

阶段序号	剖面深度(m)	年 代	黄 河 的 主 要 影 响
V	18—28	1840—1870 A. D.	铜瓦厢决口, 1876 年河入大清河
IV	40—46	1230—1420 A. D.	元、明黄河夺泗入淮入海时期, 1232 年金人决河于凤池口, 1344 年曹县白茅堤北决, 明徐达塌场口引黄入运
III	54—70	140—870 A. D.	唐代 300 年河溢 7 次, 决 5 次, 冲毁城垣 2 次
II	74—92	860—120 B. C.	两汉至王莽始建国时期决溢 10 次,“河决酸枣, 东溃金堤”,“河决于瓠子, 东南注巨野, 通于泗淮”
I	98 以下	1130 B. C. 以前	较少受黄河影响

4.2.3 大运河的开挖对南四湖的影响 元朝定都大都后,为方便南粮北运,1289 年决定开挖由徐州经任城(今济宁)、寿张、东昌(今聊城)至临清的会通河(南段亦称济州河),这是南四湖地区第一次大规模开挖运河。由于会通河地处山东丘陵西缘,地形高低起伏,运河水流全靠建船闸加以节制,工程十分艰巨,对地表状况的改造也很明显。明洪武 24 年(公元 1391 年),河决原武县(今河南原阳县西北),会通河完全淤塞。永乐 9 年(公元 1411 年),明成祖决定重开会通河,恢复漕运。此时,“昭阳湖在漕河之东北,四周高阜”,具备理想的蓄水条件,是明初四大“水柜”之一,是调节运河水位的重要水体。1565 年,“河大决沛县,漫昭阳湖,……,运河淤塞百余里”。1567 年,在昭阳湖东侧重新开挖运河,自鱼台南阳镇经微山夏镇、沛县留城,至徐州附近入黄河,史称南阳新河,又称夏镇新河,这是南四湖地区运河的第一次大改道。开凿南阳新河有两利:其一,旧河(会通河)所经地区地势低下,与北面南阳地区的地形悬殊较大,各闸水位落差大,水易流失,河道易浅阻;新河多位于高阜,河面较一致。其二,旧河在昭阳湖西,易受黄河影响而淤塞,新河以昭阳湖为黄河泛水停蓄之所,减轻了黄泛压力。运河的东移使昭阳湖成为黄河“散漫之区”,失去了水柜的地位,而位于新河以东的独山湖则开始发挥水柜的作用(韩昭庆,2000)。

万历三十一年(公元 1603 年),黄河又在单、曹、沛县决口,洪水灌进昭阳湖,冲进改线后的新运河河道,运河再度淤塞。次年,重新开挖由夏镇经韩庄至 口的新河道,称为 河,这是南四湖地区运河的第二次大改道。 河避开了徐州附近的黄河水险,既道路近直,又水源丰沛,凿成后大部分漕舟改就 河,徐州运道逐渐废弃(韩昭庆,2000)。

综上所述,历史上运河的几次线路改变与挖掘,修建水柜以及“借黄行运”、“引黄济运”、“遏黄保运”等不同历史时期水利工程的兴建,对南四湖的形成及剖面上的沉积速率、磁化率等沉积指标的变化都会产生深刻影响。另外,大运河的开挖促进了沿岸社会经济活动的发展,湖泊的围垦、周围山地区的植被破坏引起的地表侵蚀都加速了南四湖的沉积过程。

5 结论

5.1 鲁西南平原新构造运动时期形成的湖西冲积扇前缘与湖东山前剥蚀平原、冲洪积扇之间的交接洼地是现代南四湖形成的地貌基础。在晚全新世区域环境变化的背景下,黄河下游迁徙泛滥及其导致的泗河等河流的变迁、大运河的开挖和改道都构成了湖泊汇水淤塞、淤积等方面的直接外动力条件。因此,不能仅将南四湖的成因简单归结为构造断层湖或河迹湖(泗河淤塞)。

5.2 南四湖的形成年代最早可追溯到 2450a B.P.。南四湖的水环境演化大致可分为 4 个阶段:(1)陆地环境阶段(2450a B.P. 以前);(2)分散成湖阶段(2450—1300a B.P.);(3)发展扩张阶段(1300—120a B.P.);(4)统一南四湖阶段(120a B.P. 至今)。

5.3 黄河两千余年的迁徙泛滥对南四湖的形成与演化产生巨大影响;自 13 世纪后期以来,大运河的开挖、改道与南四湖的变迁息息相关;本地区历史上人类活动对南四湖的形成和水环境演变产生了重要影响。

参 考 文 献

马燕,王苏民,潘红玺,1996. 硅藻与色素在古环境演化研究中的意义. 湖泊科学, 8(1): 16—26

- 王洪道, 窦鸿身, 王宪 等, 1984. 我国的湖泊. 北京: 商务印书馆, 6—9, 33—34
- 刘秀铭, 刘东生, F Heller 等, 1990. 黄土频率磁化率与古气候冷暖变换. 第四纪研究, 1: 42—49
- 岑仲勉, 1957. 黄河变迁史. 北京: 人民出版社, 135—667
- 郇逸麟, 1993. 黄淮海平原历史地理. 合肥: 安徽教育出版社, 170—205
- 沈吉, 王苏民, 羊向东, 1996. 湖泊沉积物中有机碳稳定同位素测定及其古气候环境意义. 海洋与湖沼, 27(4): 400—403
- 沈吉, 张祖陆, 孙庆义等, 1998. 南四湖沉积剖面中色素与有机碳同位素特征的古环境意义. 湖泊科学, 10(2): 17—22
- 张祖陆, 1990. 鲁北平原黄河古河道初步研究. 地理学报, 45(4): 458—466
- 张祖陆, 牛振国, 孙庆义等, 1999. 南四湖底泥污染及其变化过程. 中国环境科学, 19(1): 29—32
- 张祖陆, 孙庆义, 彭利民等, 1999. 南四湖地区水环境问题探析. 湖泊科学, 11(1): 86—90
- 张卫国, 俞立中, Hutchinson S. M. 2000. 长江口南岸边滩沉积物重金属污染记录的磁诊断方法. 海洋与湖沼, 31(6): 616—623
- 郎丽如, 1983. 南四湖形成问题初探. 海洋湖沼通报, 1: 31—38
- 姜达权, 孙昌仁, 1956. 鲁西湖泊群成因及水文地质和工程地质特性探讨. 水文地质与工程地质, 3: 87—89
- 施雅风, 孔昭宸等, 1992. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京: 海洋出版社, 88—93
- 郭永盛, 1990. 历史上山东湖泊的变迁. 海洋湖沼通报, 43: 15—22
- 徐馨, 沈志达, 1990. 全新世环境. 贵阳: 贵州人民出版社, 70—74, 201—209
- 韩昭庆, 2000. 南四湖演变过程及其背景分析. 地理科学, 20(2): 133—138
- Swain F B, 1985. The Paleo-Productivity of the Lake. Freshwater Biology, 15: 53—75
- Wetzel R C, 1970. Evolution of the lake environment by pigment. Limnology and Oceanography, 15: 491—503
- Zullig H, 1981. On the use of carotenoid stratigraphy in lake sediments for detecting past developments of phytoplankton. Limnology and Oceanography, 26: 970—976

FORMATION AND WATER ENVIRONMENT'S EVOLUTION OF THE NANSIHU LAKE

ZHANG Zi-Lu, SHEN Ji[†], SUN Qing-Yi^{††}, JIANG Li-Guang

(Department of Geography, Shandong Normal University, Jinan, 250014)

[†](Nanjing Institute of Geography & Limnology, The Chinese Academy of Sciences, Nanjing, 210008)

^{††}(Office of Water Resources Management Committee of Jining City, Jining, 272119)

Abstract In order to probe into the formation cause of the Nansihu Lake and its water Environmental changes, the authors made high resolution research of modern sedimentology on the environmental indexes of magnetic parameters, pigment content, organic matter content and chronology of sediment of Ds-core in Dushan Lake and Ws-core in Weishan Lake, which are all small lakes lie in Nansihu Lake. Historical documents are also analyzed to reach the conclusion. The authors define that the Nansihu Lake came into being about 2500 a. B. P. and the succession can be divided into four stages. In this evolution process, several scattered lakes merge into a large lake in the east of China. This process is distinctively affected by the overflow of the Yellow River, the extraction of the Grand Canal and other human activities.

Key words Nansihu Lake, Lake sediment study, Evolution of water environment, Migration and overflow of the Yellow River, Excavation of the Grand Canal