J. Lake Sci.(湖泊科学), 2009, **21**(5): 741-748
http://www.jlakes.org. E-mail: jlakes@niglas.ac.cn
©2009 by *Journal of Lake Sciences*

苏州澄湖 SC7 孔沉积物粒度特征及其古环境意义*

史　凯, 戴雪荣**, 师育新, 俞立中
(华东师范大学资源与环境科学学院地理学系, 上海 200062)

摘　要: 苏州澄湖湖底主要由硬粘土组成, 同时残留有湖沼洼地和古河道. 古河道大致呈 NNW-SSE 延伸, 与历史文献所载"古三江"之一的东江基本一致, 保存着硬粘土平原形成后从河流到湖泊环境演化的良好沉积记录. 通过对湖心区古河道 SC7 孔 2cm 间隔取样和 AMS^{14}C 测年、粒度、磁化率等测试分析, 初步探讨了该孔的沉积粒度特征及古环境意义. 研究结果表明, 沉积物粗粉砂含量极少或不含, 中—细粉砂和粘土分别占 53%–65.8%和 19.7%–40.1%; 与河床硬粘土相比, 粉砂含量较低, 粘土含量较高, 平均粒径较小, 为正偏(硬粘土为极正偏), 磁化率也明显较高. 多种粒度指标和磁化率指标均表明, 澄湖的形成具有河流、河流—湖泊过渡到湖泊的阶段性演化特点, 为太湖平原湖荡区湖泊的河泛成因提供了新的证据. 现代澄湖则明显受到人类活动的扰动影响.
关键词: 东江; 沉积记录; 粒度; 磁化率; 澄湖; 太湖平原

Grain-size characteristics and their paleoenvironmental significance of SC7 core sediments in Lake Chenghu, Jiangsu Province, China

SHI Kai, DAI Xuerong, SHI Yuxin & YU Lizhong
(*Department of Geography, School of Resources and Environmental Science, East China Normal University, Shanghai* 200062, *P.R.China***)**

Abstract: The sediment of Lake Chenghu, located in the southeastern area of Suzhou, is mainly composed of 'hard clay' (a kind of sediment consisting of silt and clay), and has been featured with lake depressions and a paleo-channel in the central area. The paleo-channel, along the direction of NNW-SSE, is accord with the Dongjiang River recorded in historical documents, and its sediments may become good archives of environmental evolution of the hard clay plain from river to lake. The grain-size characteristics of core SC7 of Lake Chenghu, AMS^{14}C and their magnetic susceptibility were analyzed in this paper, then the sedimentary characteristics and paleoenvironmental significance were discussed. The results indicate that the sediments of Lake Chenghu mainly consisted of fine-medium silt and clay, and the percentage of fine-medium silt was about 53%–65.8%, clay about 19.7%–40.1%. The grain-size parameters of the sediments above 336cm was different from hard clay, and magnetic susceptibility was significantly higher. Grain-size parameters and magnetic susceptibility of the sediments show that the sedimentary environment of Lake Chenghu had experienced four main phases from river to lake after the formation of hard-clay plain, and also provided new evidence for the causes of river-flooding lakes in Taihu Plain. It also suggested that the formation of surface sediments had been seriously affected by human activities.
Keywords: Dongjiang River; sedimentary records; grain-size; magnetic susceptibility; Lake Chenghu; Taihu Plain

太湖处于江南碟形洼地的中心[1], 太湖地区晚第四纪环境演变一直为从事过去全球变化研究的学者们所关注, 特别是对硬粘土平原的成因、时代、环境已作了大量研究, 并出版了不少专著和论文, 但对其

* 国家自然科学基金项目(40571170)资助. 2008–03–10 收稿; 2009–04–08 收修改稿. 史凯, 男, 1980 年生, 硕士研究生; E-mail: shikaihdpu@163.com.
** 通讯作者; E-mail: xrdai@geo.ecnu.edu.cn.

上发育的古河道及其中的沉积物以及所反映的气候环境演化研究尚显薄弱, 因此仅对太湖的研究很难正确解释整个太湖平原湖泊地貌发育过程. 另外, 虽然前人对长江、钱塘江大型古河道内的地层发育已做了一定研究, 但对长江三角洲平原的小型古河道研究还不够详细和深入, 仅停留在河道分布的推断或缺乏较为详细的测年资料和古环境分析[2]. 前人大量研究表明, 在长江三角洲东部平原地区及东海海底陆架区的全新统之下, 普遍埋藏着一层厚度为 1–10m 不等的晚更新世晚期暗绿色、黄褐色硬质粘土层, 长期以来被作为划分全新统与更新统的重要标志层[3-4]. 晚更新世晚期在全球性的末次冰期的作用和影响下发生大规模海退, 全球海平面下降引起河流基面的下降, 长江及其支流河道产生溯源侵蚀和强烈的下切作用. 太湖平原地区的古河道就是在这个时期开始形成的, 其上堆积了全新世以来的河湖沉积物, 保存了湖区沉积环境演变的良好信息. 因此, 以澄湖为代表来研究太湖平原湖荡区湖泊地貌发育及古河道环境演化, 可以获得完整的湖区沉积演化史.

沉积物的粒度特征是恢复古气候、古环境状况的重要替代指标[5]. 利用沉积物的粒度特征来识别沉积环境, 解释搬运和沉积作用的动力状况, 已经成为沉积学研究的重要方法之一[6]. 同时, 环境磁学作为一门新兴的应用科学, 也已经被广泛地应用到湖泊沉积物的物源分析、环境演变等研究中. 由于沉积物的磁性特征直接反映的是磁性矿物的含量、类型和颗粒大小等信息, 这些因子又是沉积物物源、搬运和沉积动力等综合作用的结果, 因而沉积物磁性特征蕴含了环境演变的信息[7]. 本文即选择发育在澄湖古河道中的河湖沉积物的粒度、磁化率为研究对象, 并结合 AMS^{14}C 测年、沉积构造特征对其反映的古环境意义进行初步探讨, 试图揭示湖区沉积环境的演变过程, 为太湖平原全新世地貌与环境演变研究提供新的依据.

1 研究区概况

澄湖位于苏州市东南约 15km 处, 地处太湖平原中部的湖荡平原, 湖区北部堆积面标高 4.5–4.7m(吴淞高程, 下同). 湖区水域近三角形, 湖盆自西北向东南微倾(图 1a). 澄湖湖区长约 10.4km, 最大宽为 6.8km, 平均宽为 4.32km, 总面积约 45.0km^2, 最大水深为 3.2m, 平均水深约 2.0m, 蓄水量为 0.8×10^{8}m^3, 属一浅水型湖泊[8]. 澄湖水位年内变化为 2.5–3.0m, 历史最高水位 4.12m(1954 年), 最低水位 2.18m(1956 年). 湖水主要由地表径流和湖面降水补给. 据王苏民等[8]研究, 出入湖区的大小河港有 45 条, 其中进水河港 21 条, 出水河港 24 条. 进水河港大多分布在湖泊的西部和北部, 较大者有大姚港、席墟浦、碛砂港和黄泥兜. 显然, 湖水的补给与太湖主要泄水通道之一的吴淞江有关. 出水河港则大多分布在湖泊的东南部, 并主要经由三路汇入淀山湖, 再经黄浦江入长江出海. 左路为洋泾港–万千湖–杨氏田湖–白莲湖; 中路为明镜荡–长白荡–汪洋荡; 右路为白蚬湖–下急水港–急水港. 因此, 澄湖也是一个河源型湖泊和淀山湖的上游湖泊.

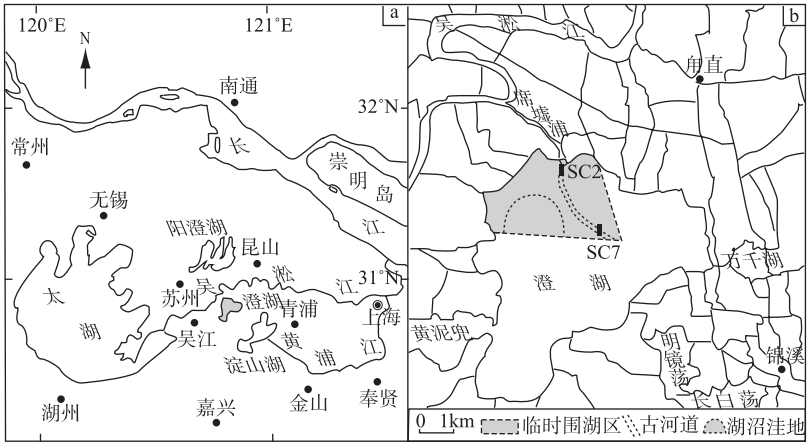


图 1 太湖平原中部的澄湖位置(a)及 SC7 钻孔位置(b)

Fig.1 The location of Lake Chenghu in the central of Taihu Plain (a) and the coring site of SC7 (b)

2003 年苏州市为修建苏沪高速公路实施了一项围湖取土工程. 围湖区位于澄湖西北部(包含源自吴淞江的席墟浦河口), 其最外端已经到达澄湖的中心位置, 面积 10km^2, 约占澄湖面积的四分之一(图 1b). 在对围湖区的实地调查中我们发现, 湖底硬粘土平原(平均标高为 1.0m)同时发育了充满泥炭(或泥炭质沉积)的湖沼洼地和 NNW-SSE 展布并已淤平的河谷(下称"古河道"). 古河道北起席墟浦河口, 向南东方向一直延伸到湖中心, 残留宽度 70–80m, 切割深度近 4m(图 1b). 根据史书记载, 澄湖位于古三江口附近. "古三江"通常被认为是古代太湖下游纳海的三条主要河流, 即松江、娄江和东江. 可见"古三江"在太湖平原形成演化历史中的重要性. 为探讨这一段历史, 人们一直在寻找已经湮废的娄江和东江. 1974 年复旦大学历史地理研究室的考察报告[9]中曾提到, 澄湖湖底存在一条南北向延伸的深槽, 并推测这条河道与古东江有关系. 在谭其骧[10]主编的《中国历史地图集》中, 东江沿 NNW-SSE 方向横穿澄湖, 并与下游谷水相通注入杭州湾. 因此, 我们认为澄湖湖底的古河道很可能是历史时期的东江.

2 材料与方法

至 2006 年, 湖底泥土中的水分已彻底排干. 通过踏勘, 分别选择在席墟浦河口区和湖心区的古河道内进行施钻. 前者为 SC2 孔(31°14′36.4″N, 120°49′11.0″E), 钻深 4.2m, 2.7m 处见到硬粘土物质构成的河床(古河道中的沉积物下文称之为"河湖沉积物"); 后者为 SC7 孔(31°13′15.3″N, 120°49′50.8″E), 钻深 4.0m, 3.36m 深处见底. 样芯取出后即进行清理、观察和描述, 最后放入 PVC 瓦用 PE 保鲜膜封装、编号. 本文选用的是 SC7 孔, 按深度岩性描述如下:

①0–18cm: 灰色粉砂质粘土, 层理不明显, 但有多处薄层铁锈色夹层, 其中表层 7cm 以内含有新鲜植物根系, 16cm 处夹有贝壳碎片. ②18–177cm: 为灰色粉砂质粘土, 上部具有明显层理特征, 层厚数毫米. 中部分布有多处铁锈色夹层, 但颜色较上部为浅, 112cm 处有一薄层粉砂层, 与上部开裂. 中下部无明显层理特征, 但有多处铁锈色夹层, 层厚约 2cm. ③177–192cm: 由灰色逐渐过渡到青灰色粉砂质粘土, 无层理构造特征和铁锈色夹层. ④192–233cm: 为青灰色粉砂质粘土, 具不明显铁锈色夹层, 下部见有明显层理特征. ⑤233–336cm: 为青灰色粉砂质粘土, 上部无明显特征, 中部具有多处水平纹层, 纹层内含砂, 中下部见有贝壳层、铁锈色夹层以及植根状腐烂物, 并含有质地较硬、无棱角的球状颗粒. 330cm 处见有贝壳和植根状腐烂物, 336cm 处侵蚀面界线清晰. ⑥336cm 以下为暗绿色、灰绿色硬粘土, 质地坚硬, 呈致密块状, 不具层理结构, 含有较多散布的铁锰浸染斑痕以及细小铁锰结核, 地层剖面呈现花斑色, 局部含有少量细小的植物根茎和半腐烂贝壳碎片.

实验室对柱样进行 1cm 连续分割并藏于冰柜中冷冻. 用于粒度分析和磁化率测试的样品为 2cm 间隔取样, 共计 197 个. 在进行粒度测试之前, 对样品进行了前期的预处理: 取 0.06g 代表性干样放入 100ml 小烧杯中, 加入 10%的过氧化氢 10ml, 并加热以去除样品中的有机质, 然后再加入 2%的六偏磷酸钠 10ml, 使其充分分散, 搅拌后静置一夜. 测试之前置于超声波振荡器中振荡 10min, 以形成高分散的颗粒悬浮液待测. 所用仪器为美国 Beckman Coulter 公司生产的 LS13320 型激光粒度仪. 粒度测试范围为 0.040–2000μm, 重复测量误差小于±1%, 可以保证获得完整的粒度分布曲线. 最后, 通过与仪器相配套的粒度分析软件来实现分析结果, 主要包括各粒级百分含量、频率分布曲线及平均粒径、众数粒径、偏度(*SK*)、峰度(*KG*)、标准偏差(σ)等粒度参数. 与此同时, 分别称取 6–10g 干样, 用保鲜膜包裹好置于 10ml 的圆柱状聚乙烯样盒中, 压实后进行磁化率测量, 实验采用英国 Bartington MS2 磁化率仪. 剖面 AMS^{14}C 年代测试由北京大学考古文博学院科技考古与文物保护实验室完成, 共测得 6 个有效年代数据.

3 结果与讨论

3.1 河湖沉积物粒度和磁化率特征

粒度组成是表示碎屑类沉积物特征的重要指标之一, 在作为沉积物命名的定量依据的同时, 也用以追溯沉积物形成的动力学性质、物质来源、输送介质和沉积环境等, 但国内外所运用的粒度标准并不统一[11]. 本文采用的粒级划分方案为: 粘土(＜4μm), 细粉砂(4–16μm), 中粉砂(16–32μm), 粗粉砂(32–63μm), 砂(＞63μm).

粒度分析结果表明, SC7 柱样沉积物粒径大于 63μm 的砂级组分最多仅占 8.1%, 沉积物粒径主要分布在 63μm 以内, 粒度组成相对集中, 粘土和粉砂粒级占绝对优势. 由于整个剖面砂的含量很低, 所以粘土和粉砂的百分含量曲线呈现较明显互补(图 2). 其中粘土组分占到 22.9%–40.1%, 粉砂组分占到 58.2%–72.7%, 粘土和粉砂组分总含量在 92%以上, 因此, 澄湖湖底沉积物为粘土质粉砂. 粉砂组分中细粉砂占到 33.0%–45.5%, 中粉砂占到 14.2%–25.1%, 粗粉砂占到 1.5%–11.4%. 沉积物平均粒径变化于 8.5–26.1μm, 众数粒径变化于 5.88–28.70μm, 平均粒径和众数粒径在随深度变化上具有较好的一致性. 所有沉积物的偏度皆为正偏, 其值变化于 0.01–0.39 之间. 峰度变化于 0.83–1.18 之间, 以中等峰度(0.90–1.11)为主. 标准偏差介于 1.78–2.13 之间, 因分选差级为 1.00–2.00, 分选很差级为 2.00–4.00[12], 所以该柱样整体分选为差到很差.

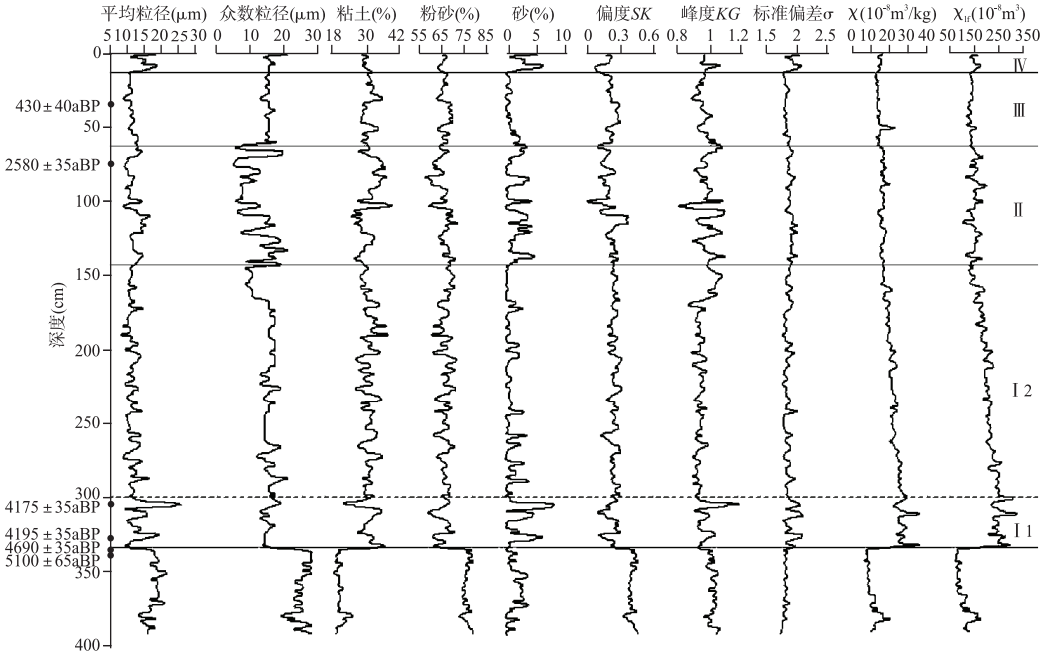


图 2 SC7 孔各粒度参数与磁化率垂向变化

Fig.2 Vertical variation of sedimentary grain size parameters and magnetic susceptibility of core SC7

磁化率方面: 在整个 SC7 剖面上, 质量磁化率和低频磁化率对应很好, 均呈现向上减小的变化趋势, 其中 336–144cm 减小趋势最为明显, 144–68cm 低频磁化率波动强烈、幅度大, 68–16cm 二者逐渐趋于稳定, 但质量磁化率呈微弱减小变化趋势, 16cm 以上二者又有明显波动(图 2).

3.2 河湖沉积物与硬粘土对比

大量的钻孔资料表明, 在长江三角洲东部平原地区及东海海底陆架区的全新统之下, 普遍埋藏着一层厚度为 1–10m 不等的晚更新世晚期暗绿色、黄褐色硬质粘土层, 长期以来被作为划分全新统与更新统的重要标志层[4]. 末次冰期极盛期, 全球海面下降幅度达到最大, 长江及其支流河道产生溯源侵蚀和强烈的下切作用. 太湖平原地区的古河道就是在这个时期开始形成的, 其上堆积了全新世以来的河湖沉积物.

该柱样 336cm 以下为暗绿色、灰绿色硬粘土, 它是全新世河湖沉积物的基底. 澄湖古河道中的河湖沉积物与下伏的硬粘土沉积有明显的不同. 粘土和粉砂的含量相差较大, 河湖沉积物中粘土含量(平均为 31.8%)明显高于下伏硬粘土中粘土含量(平均为 20.9%), 而粉砂含量(平均为 66.9%)低于硬粘土之值(平均为 76.9%). 粉砂组分中, 上部细粉砂的含量高于下部, 而中、粗粉砂却明显低于下伏硬粘土层. 所以, 澄

湖古河道中河湖沉积物平均粒径和众数粒径(分别为 12.53μm 和 14.93μm)明显小于其下硬粘土之值(分别为 18.40μm 和 25.91μm)(表 1). 此外, 前面的岩性描述中也指出, 上部河湖沉积物中含多层铁锈色氧化夹层, 且具明显水平层理结构, 这是河湖沉积物的典型构造特征. 而下伏硬粘土呈块状构造, 课题组已对其成因进行了研究, 认为是风成的[13].

SC7 柱样沉积物粒度频率分布曲线也显示, 上部河湖沉积物与下伏硬粘土具有明显不同. 硬粘土沉积为 A 类频率分布曲线, 而河湖沉积物则有 B、C、D 三种类型, 其中又以 B 类型为主(图 3). 河湖沉积物三种类型频率曲线的众数粒径均小于 20μm, 而 A 代表的硬粘土沉积的众数粒径则大于 25μm, 且其众数粒径百分含量也明显高于上部的河湖沉积物. 此外, 河湖沉积物的偏度比硬粘土的偏度小, 河湖沉积物偏度值位于 0.1–0.3 之间, 平均偏度为 0.24, 呈正偏, 而硬粘土沉积偏度值均大于 0.4, 平均偏度为 0.42, 呈极正偏. 同时, 河湖沉积物平均质量磁化率和低频磁化率分别为 $20.72\times10^{-8}m^3/kg$、$192.29\times10^{-8}m^3$, 明显高于硬粘土之值(分别为 $11.82\times10^{-8}m^3/kg$ 和 $112.05\times10^{-8}m^3$)(表 1).

表 1 澄湖 SC7 孔河湖沉积物与硬粘土粒度和磁化率参数比较

Tab.1 The difference between river-lake sediments and hard-clay sediment

	各粒级百分含量(%)			粒度参数				磁学参数	
	粘土	粉砂	砂	平均粒径(μm)	众数粒径(μm)	偏度	频率曲线	$\chi(10^{-8}m^3/kg)$	$\chi_{lf}(10^{-8}m^3)$
河湖沉积物	31.8	66.9	1.3	12.53	14.93	0.24	B、C、D	20.72	192.29
硬粘土	20.9	76.9	2.2	18.40	25.91	0.42	A	11.82	112.05

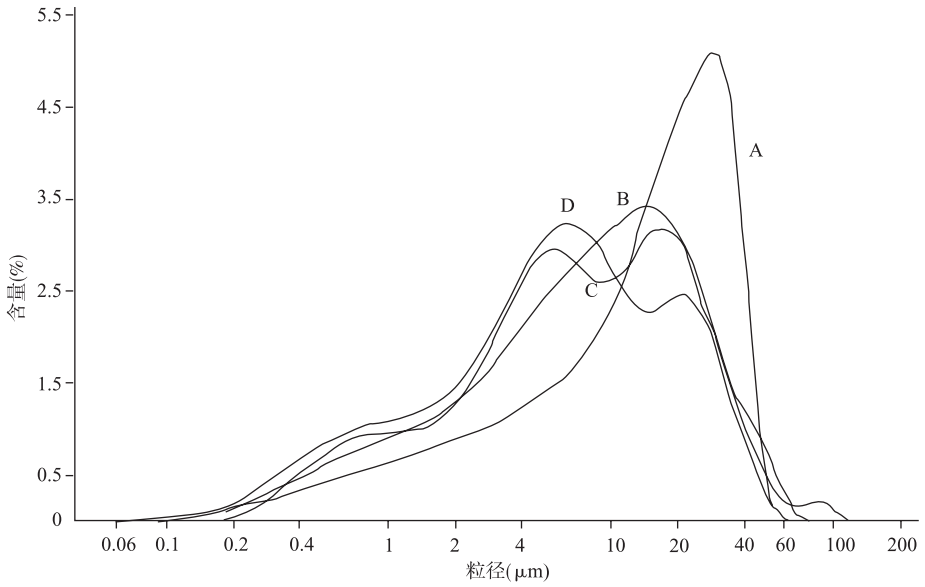


图 3 SC7 柱样沉积物粒度频率分布曲线

(A: 不对称单峰型; B: 近对称单峰型; C: 主峰在粗端的双峰型; D: 主峰在细端的双峰型)

Fig.3 Frequency curve of sedimentary grain size in core SC7

3.3 河湖沉积物指标曲线的垂向变化及古环境意义

为体现湖底古河道演化的阶段性, 有必要依据 AMS^{14}C 年代数据、沉积粒度指标、磁化率指标并结合沉积构造特征对 SC7 孔进行分层. 这里所采用的粒度指标包括平均粒径、众数粒径、各粒级百分含量以及偏度、峰度、标准偏差、频率分布曲线等, 磁化率指标有质量磁化率和低频磁化率(图 2).

湖泊沉积物的粒度可以记录其沉积环境的信息，是恢复湖泊古环境的一种指标. 湖水物理能量是控制沉积物粒度分布的主要因素，细粒和粗粒沉积物分别代表了湖水物理能量减弱和增强的阶段，也就是分别代表了湖泊的高水位时期和低水位时期[14]. 偏度表示沉积物粗细分布的对称程度，可判别分布的对称性，并表示平均值与中位数的相对位置. 如为负偏，则沉积物是粗偏，平均值将向中位数的较粗方向移动；正偏则是细偏，平均值向中位数的较细方向移动[15]. 沉积物的频率曲线特征是判断沉积作用形式的重要手段之一，频率曲线的峰度变化常反映沉积作用形式的变化[16]，一般窄峰度的曲线，其中部较尾部分选好. 如果峰度值很低或非常低时，说明该沉积物是未经改造就进入新环境，而新环境对它的改造又不明显，因此，它仍然代表几个物质(或总体)直接混合而成，其分布曲线则可能是宽峰或鞍状分布，或者多峰曲线[15].

太湖平原湖泊的形成和发展与河流水系演变有密切关系. 该区多为浅水湖泊，波浪和湖流对湖底沉积物常有扰动，特别是在台风季节，巨大的风浪强烈地翻搅着湖底沉积物，甚至形成风暴流沉积[8]. 景存义研究表明，澄湖是因河道沼泽排水不畅而积水成湖[17]. 倪华[18]等也认为阳澄湖周围小湖荡是河流长期侵蚀、冲刷形成的宽浅河槽的一部分，当河段淤塞、水流不畅、河水泛滥后即形成小湖荡. 澄湖作为在古河道上发育的湖泊，湖底沉积物存在由河流沉积到湖泊沉积的相变转化过程. 因此，根据粒度指标所反映的沉积动力条件的差异、AMS^{14}C 年代数据、磁化率变化特征和沉积构造特征，可将澄湖湖区的沉积环境演化大致分为四个主要阶段:

Ⅰ: 336–144cm，河流沉积阶段: 澄湖作为在古河道上发育的湖泊，古河道中的河湖沉积物存在由河流沉积到湖泊沉积的相变转化过程，因此可以初步判断底部的沉积物为河流相沉积. 底部沉积物由含砾粗砂组成，向上逐渐变细变薄，沉积构造以水平纹层理、小波纹交错层理为主，并见有微倾斜层理发育. 该相缺乏潮汐影响所形成的诸如泥砂互层等典型沉积构造，可以看出当时沉积的动力环境已经超过了潮流作用的限制. 因此，可以解释该相为河流体系的一部分，可能为河床内沉积到曲流河体系的边滩沉积[19-20]. 说明全新世大暖期，海平面快速回升，海水首先沿河谷内侵形成溺谷，古河道接受河床内沉积和曲流河的边滩、河漫滩沉积[21]. 其中Ⅰ1: 336–302cm，平均粒径、砂的含量均为该剖面(336cm 以上)的最大值，且波动频繁；分选系数普遍大于 2.0，分选很差；峰度值波动较大，频率曲线峰度呈中等至尖锐状态. χ、χ_{lf} 同为剖面最大值段，具有明显波动性，能与粒度指标变化较好吻合. AMS^{14}C 测年显示，剖面 336cm 处前后共取得 2 个贝壳测年样，年代分别为 5100±65aBP、4690±35aBP; 327cm 和 305cm 处分别有一植物碎片测年样，年代分别为 4195±35aBP、4175±35aBP. 说明上游较强的水动力条件把冲刷下来的泥沙堆积在河道下游，以致沉积物粒径在 336cm 以上为最大、砂的含量也最高；由于河水流速变动范围比较大，而且频繁，又因该时期海平面仍处于较高层位，古河道下游沉积物的堆积速度较快，不能充分分选，故分选系数较大，分选很差. Ⅰ2: 302–144cm，偏度、峰度等参数变化不明显，频率分布曲线以 B 类型为主，偶有双峰或宽峰现象，说明流水是主要的沉积作用；平均粒径、众数粒径在呈现大小波动的同时存在向上微弱减小的变化，具典型的向上变细层序，且砂的含量呈向上周期性递减变化，具有河流二元相沉积结构，为河流沉积[15]. 该段 χ、χ_{lf} 呈现减小的变化趋势，质量磁化率由 30.52 逐渐减小到 17.82，低频磁化率与之较好对应.

Ⅱ: 144–68cm，河流–湖泊过渡沉积阶段: 常见有铁锈色夹层和粉砂层呈现，含黑色半腐烂–腐烂植物根茎、炭颗粒，并分布有大量针尖状根孔. 该层偶夹砂质透镜体，其厚度为数厘米. 沉积物频率分布曲线包括 B、C、D 三种类型，且变化极为复杂，宽峰、双峰和多峰频率分布曲线交错呈现是该段沉积物粒度最明显的特征. 平均粒径、众数粒径、偏度、峰度以及低频磁化率等指标均是整个柱样变化最为剧烈的阶段，砂的含量大小也呈现明显的波动性. 偏度值介于 0.01–0.39，变化范围大、频率高，表明沉积环境多变，此外，外来沉积组分的加入也使得偏度有所变化. 峰度值变化于 0.83–1.11，呈现近正态分布(0.90–1.11)为主、宽峰现象(0.67–0.90)较明显的特点. 纵观该段，沉积物质量磁化率在 17.79 上下轻微波动，未呈现渐大或渐小的变化趋势. 剖面 76cm 处有一半腐烂植物根系，测年显示为 2580±35aBP，推测年代偏老，可能因吸收老炭所致. 全新世中后期，澄湖古河道排水不畅，河水溢出古河道，浸没相邻河间地，沉积物大量淤积，古河道开始被埋藏[21]，发育了以粘土质粉砂为主的湖沼相沉积，继而形成澄湖的雏形.

此外, 澄湖位于东部季风区, 气候环境变化异常敏感, 风力也是主要的沉积作用. 沉积物多源性、沉积作用多样性、沉积环境多变性是河流–湖泊过渡沉积阶段最明显的特点.

Ⅲ: 68–16cm, 湖泊沉积阶段: 由灰色粉砂质粘土组成, 具有明显的水平纹层理, 层厚约数毫米不等. 沉积物粒度组成相对集中, 粘土和粉砂粒级占绝对优势, 二者总含量在 97%以上, 其中又以粘土和细粉砂为主; 众数粒径较为一致, 基本没有变化, 而平均粒径、砂的含量均逐渐减小, 平均粒径由 15.06μm 逐渐减小到 11.30μm, 砂的含量也由 3%减小到 0.1%; 沉积物质量磁化率除在 52cm 处存在极值点外, 也呈现向上微弱减小的变化趋势, 说明磁性颗粒物粒径逐渐减小. 说明随着湖泊水位加深, 水动力条件减弱, 沉积环境趋于稳定, 从而表现出现代湖相沉积特征. 剖面 35cm 处有一贝壳测年数据, 年代显示为 430±40aBP. 据孙东怀等[22]研究, 湖泊沉积物主要是降水形成的地表径流所搬运的细粉砂级悬移组分, 该段沉积物平均粒径为 12.09μm, 属于细粉砂级悬移组分. 此外, 澄湖湖相沉积物的粒度特征与刘建军、吴敬禄[23]对太湖大浦湖区沉积物粒度的研究结果相一致, 沉积物粒径主要分布在 0–63μm 之间, 但澄湖湖相沉积物中粘土含量(31.8%)明显高于太湖大浦湖区(15%), 而粉砂含量(66.9%)则低于大浦湖区(85%). 这种不同主要与研究区采样点的位置有关, 大浦湖区位于河流入湖口, 水动力较强, 沉积物源复杂; 而澄湖 SC7 孔位于湖心位置, 水位较深, 水动力较弱, 沉积环境更为稳定. 频率分布曲线以 B 类型(近正态单峰型)为主, 说明风力引起的湖流作用是湖泊沉积阶段最主要的沉积作用力. 标准偏差变化于 1.80–1.97 之间, 沉积物分选差, 但较之下部的河流相沉积分选要好. 澄湖作为一宽浅型湖泊, 频繁的湖流、风浪作用以及众多入湖河流带来不同的沉积物源而使沉积物分选差.

Ⅳ: 16cm 以上, 人类扰动阶段: 为灰色粉砂质粘土, 层理不明显, 近地表层含新鲜植物根系, 底部偶见贝壳碎片. 沉积物平均粒径为 15.13μm, 明显高于下部湖泊沉积平均粒径(12.09μm), 砂的含量由 0.1%迅速增加到 6.4%, 具有明显波动性, 反映这一时期湖区降水增加, 地表径流增大, 水动力增强, 相对较多的粗颗粒物质被携带入湖; 而降水量的季节或是年际差异则是平均粒径和砂的含量等频繁波动的原因所在. 分选系数的变化范围为 1.80–2.11, 根据福克和沃德(1957), 分选性由差到很差, 反映出澄湖水动力相对较强, 说明澄湖现代沉积环境受周围入湖河流的影响较大. 偏度值较之下部有所减小, 根据特拉斯克(1932)划分的偏度等级显示, 频率曲线近于对称, 为马鞍形双峰曲线, 但也有单峰和多峰型曲线. 表明澄湖在静水湖泊沉积的同时, 有外来或粗或细新组分的加入, 从而导致分选变差. 磁化率方面也显示, 表层沉积物质量磁化率值较之下部有所增加, 低频磁化率在增加的同时存在明显波动性, 这与粒度指标显示出较好的一致性. 太湖流域是我国人口和城镇最为密集的经济发达地区, 也是目前经济发展最具活力的地区之一, 流域土地利用高度集约化, 土地开发强度大、变率快, 人口增长迅速, 城市化进程越来越快, 从而导致流域沉积物源、沉积环境发生明显变化. 所以, 入湖河流水动力条件和沉积物多源性是沉积物平均粒径变大、砂含量增加、分选变差的直接原因, 而日益加剧的区域人类活动则是导致粒度参数频繁变化的根本原因.

4 初步结论

澄湖湖底 NNW-SSE 展布的古河道很可能是历史时期“古三江”之一的东江. 作为在古河道上发育的湖泊, 澄湖湖底保存着硬粘土平原形成后从河流到湖泊环境演化的良好沉积记录. 本文通过对澄湖湖心 SC7 孔沉积物 AMS^{14}C 测年、沉积粒度和磁化率的测试分析, 并结合沉积构造特征可以得到以下初步结论:

(1)澄湖湖底古河道中的沉积物主要为粘土质粉砂, 其中又以粘土和中–细粉砂为主, 分别占 19.7%–40.1%和 53%–65.8%, 代表太湖平原地区河湖沉积物的基本粒度构成.

(2)河湖沉积物与下伏(河床)硬粘土有明显不同: 其平均粒径、众数粒径均明显小于硬粘土之值; 河湖沉积为正偏(0.24), 而硬粘土属于风成沉积, 表现为极正偏(0.42); 河湖沉积物磁化率也明显高于硬粘土之值.

(3)基于沉积物 AMS^{14}C 测年、沉积粒度和磁化率指标的垂向变化分析, 该孔大致经历了河流沉积(336–144cm)、河流–湖泊过渡沉积(144–68cm)、湖泊沉积(68–16cm)以及人类扰动沉积(16cm 以上)等四个

阶段. 表层沉积明显受到日益加剧的人类活动的扰动影响.

沉积物粒度参数很好地反映了其沉积环境, 结合 AMS^{14}C 测年、磁化率参数以及沉积构造特征, 可以用来重建湖区古地理环境演化特征, 也可作为太湖流域环境变化与人类适应性响应过程研究的重要指标. 本文提出的澄湖环境演化阶段性特点虽然是初步的, 但毕竟为该地区由早期河流向晚期湖泊演化的湖泊成因提供了新的证据.

致谢: 北京大学考古文博学院科技考古与文物保护实验室帮助完成了本剖面 AMS^{14}C 测年工作, 华东师范大学资源与环境科学学院地理学系高级实验师沈铭能以及研究生管章志、畅莉、赵敏、付苗苗、周晶等在野外采样和室内实验分析中给予了多方面的帮助, 在此一并表示衷心地感谢.

5 参考文献

[1] 洪雪晴. 太湖的形成和演变过程. 海洋地质与第四纪地质, 1991, **11**(4): S87-98.

[2] 赵宝成, 王张华, 李 晓. 长江三角洲南部平原古河谷充填沉积物特征及古地理意义. 古地理学报, 2007, **9**(2): 217-226.

[3] 许世远. 严钦尚地学论文选. 上海: 上海科学技术文献出版社, 1994.

[4] 郑祥民. 长江三角洲及海域风尘沉积与环境. 上海: 华东师范大学出版社, 1999.

[5] 孙千里, 周 杰, 肖举乐. 岱海沉积物粒度特征及其古环境意义. 海洋地质与第四纪地质, 2001, **21**(1): 92-95.

[6] 戴雪荣, 李吉均, 俞立中等. 兰州风尘沉积的粒度分布模式及其古气候意义. 沉积学报, 2000, **18**(1): 36-42.

[7] 张福瑞, 戴雪荣, 王立群等. 安徽龙河口水库沉积物磁性特征及其环境意义. 上海地质, 2005, (3): 6-9.

[8] 王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998: 290-291.

[9] 复旦大学历史地理研究室. 太湖以东及东太湖地区历史地理调查考察简报. 历史地理, 上海人民出版社: 187-194.

[10] 谭其骧. 中国历史地图集. 北京: 中国地图出版社, 1982: 55-56.

[11] 顾成军, 戴雪荣, 张海林等. 巢湖沉积物粒度特征与沉积环境. 海洋地质动态, 2004, **20**(10): 10-13.

[12] 罗传秀, 潘安定, 施汝权. 珠江三角洲江村 ZK2 钻孔沉积物粒度的环境意义. 地层学杂志, 2005, **29**: 631-634.

[13] 付苗苗, 戴雪荣, 师育新等. 苏州澄湖湖底硬粘土粒度特征及成因初探. 沉积学报, 2008, **26**(5): 828-832.

[14] Lerman A. Lakes: Chemistry, geology, physics. Berlim Springer, 1978.

[15] 戴东林, 陈庸勋. 沉积岩(物)粒度分析及其应用. 北京: 地质出版社, 1976.

[16] 赵 强, 王乃昂, 程弘毅等. 青土湖沉积物粒度特征及其古环境意义. 干旱区地理, 2003, **26**(1): 1-5.

[17] 景存义. 太湖地区全新世以来古地理环境的演变. 地理科学, 1985, **5**(3): 227-233.

[18] 倪 华, 吉 磊. 从古文化遗址看阳澄湖地区环境变迁与湖群形成. 湖泊科学, 1997, **9**(1): 35-40.

[19] Hori Kazuaki, Saito Yoshiki, Zhao Quanhong *et al*. Sediment facies of the tide-dominated paleo-Changjiang (Yangtze) estuary during the last transgression. *Marine Geology*, 2001, **177**: 331-351.

[20] Zhong JH, Shen XH, Ni JR *et al*. The Shenli Ⅰ Point Bar on the Yellow River Delta: Three-dimensional structures and their evolution. *Acta Geologica Sinica* (English Edition), 2002, **76**: 463-477.

[21] 林春明, 李广月, 卓弘春等. 杭州湾地区晚第四纪下切河谷充填物沉积相与浅层生物气勘探. 古地理学报, 2005, **7**: 12-24.

[22] 孙东怀, 安芷生, 苏瑞侠等. 古环境中沉积物粒度组分分离的数学方法及其应用. 自然科学进展, 2001, **11**(3): 269-276.

[23] 刘建军, 吴敬禄. 太湖大浦湖区近百年来湖泊记录的环境信息. 古地理学报, 2006, **8**(4): 559-564.