

长江中游泥沙与洪水来源的网湖沉积记录*

易朝路^{1,2} 刘惠芳³ N. Rose⁴ 倪乐意⁵ 刘克新⁶

(1: 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100092; 2: 南京大学城市与资源学系, 南京 210093; 3: 中国地质大学(武汉)测试中心, 武汉 430073; 4: 英国伦敦大学学院地理系环境演变研究中心; 5: 中国科学院水生生物研究所淡水生态技术国家重点实验室, 武汉 430072; 6: 北京大学重离子物理研究所, 北京 100864)

提 要 在长江中游湖北省东部网湖湖心的采取柱状沉积物, 用²¹⁰Pb+¹³⁷Cs方法测定表层的沉积速率. 制作连续切片, 选取深度723 - 881mm的层型沉积较完整的一段样品, 用显微镜量测浅色层和暗色层的厚度, 采用电子探针确定层的地球化学成份, 并由此计算了纹层的主要矿物组成. 认为纹层主要是由于在洪水季节长江带来的浅色泥沙与在枯水季节富水河带来的含暗色矿物泥沙交替沉积形成的. 泥沙主要来源于夏季长江倒灌入湖的洪水, 部分来自长江支流富水河; 冬季枯水季节, 泥沙基本来源于长江支流富水河.

关键词 湖泊层型沉积 泥沙来源 长江干流和支流 地球化学元素 纹层厚度

分类号 P512.31

沉积记录用于将沉积量与降水历史^[1-2]和洪峰流量^[3]联系起来. 在澳大利亚^[4]和美国^[5], 俄国^[6]和中国^[7-9]等地, 河湖沉积系列也用于研究晚更新世以来洪水事件的强度和频率, 如地中海浊流沉积^[10]、新西兰惠灵顿港口^[11]、新西兰 Waipaoa 河泛滥平原^[12]、长江三角洲太湖^[13]等各种沉积记录用于揭示全球各地半个多世纪以来的洪水变化.

湖泊的层型沉积是由于水动力条件变化引起沉积作用差异并交替变化形成的沉积类型, 它像纹层, 但又不同于纹层. 对湖泊纹层的研究主要集中在温带和寒温带湖水存在温度跃变层的深水湖泊^[14-15]. 这类湖泊的纹层沉积能够提供分辨率高达年或季的去环境变化的记录. 由于这类湖泊沉积比较少, 在我国, 只是位于火山口湖^[16]和西部的一些湖泊中. 河流和湖泊层型沉积的分布更为广泛. 研究它们所含的环境变化信息具有更现实的意义.

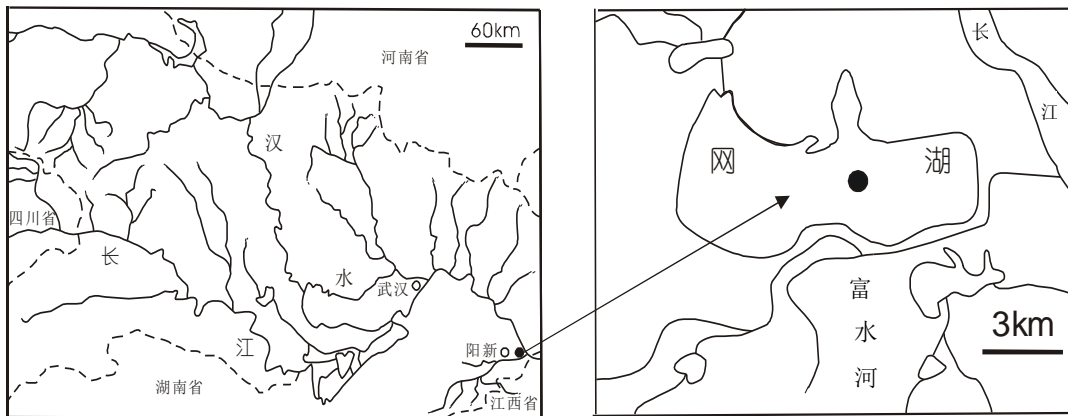
对于大河两岸的湖泊来说, 湖泊泥沙主要来源于河流输入. 长江中下游两岸的湖泊多有长江的支流汇入, 经过湖泊吞吐后, 排入长江. 但是, 在夏季, 有时河水上涨, 河水位超过了湖泊水位, 河水倒灌入湖. 这些湖泊中常常存在层型沉积. 这些沉积层的特征反映了入湖河流和湖泊水动力的变化, 是浅水湖泊中高分辨率环境演变信息源的一个方面, 但目前还没有人进行研究. 本文通过长江中游网湖的层型沉积的厚度及其化学、矿物成份研究, 探讨层型沉积与过去洪水泥沙的来源的关系.

1 研究区域概况

网湖位于长江中游的湖北省阳新县境内, 濒临长江南岸(图1). 湖泊面积42.3 km², 平

*国家自然科学基金(40271016 和 4997108)联合资助.
2003-07-30 收稿; 2003-12-06 收修修改稿. 易朝路, 男, 1959 年生, 研究员, email:clyi@nju.edu.cn.

均水深5.2m. 20世纪50年代以前, 发源于鄂东南幕阜山的富水河(全长196km)由南向北直接注入网湖, 然后从富池口流入长江. 现在, 河湖受人工控制, 富水河从湖的东侧流入长江. 湖泊周围只有若干细小沟渠汇入. 每年长江上游的来水都从阳新县江段通过. 20世纪90年代作者曾多次在该湖泊调查, 其基本情况见《中国湖泊志》^[17]. Rose^[18]分析了网湖湖心表层12cm的沉积物中大气沉降的碳微粒浓度的垂向变化, 并由此估计网湖表层的沉积速率为0.31cm/a.



图例: ○ 湖泊或水库 河流 ● 钻孔 省界

图1 网湖地理位置

Fig. 1 Geographical location of Wanghu Lake

2 研究方法

2.1 样品的采集和处理

用内径为48 mm、外径为50 mm的PVC管, 用静压方法于1998年秋季在湖心取得长约1米的柱状样品二个. 一个柱状样品用²¹⁰Pb+¹³⁷Cs方法测定沉积速率. 用电渗析铡刀纵向剖切另一个柱状标本后, 进行初步观察并进行岩相描述. 然后用电渗析小刀将柱状样品连续分割成长度为20mm左右的泥块. 泥块的分割处多数选在厚度较大的纹层中间/之间. 分割处再取约10cm的小泥块, 以备复核切割处的纹层厚度. 小泥块用丙酮多次浸泡脱水后, 用减压法注入不饱和聚脂树脂. 样品固化后磨成厚度为0.4mm薄片, 并抛光和喷碳. 在富水河畔和河心、富水入长江处附近采集了4个现代泥沙样品用于与纹层对比分析.

2.2 纹层的厚度量测

样品含水分时, 暗色纹层和浅色纹层较清晰. 样品脱水后, 纹层用肉眼难以分辨. 薄片样品在喷碳之前, 在用反射式光学显微镜和偏光显微镜先对薄片标本进行观察, 选取纹层较清晰的、深度为723-881mm的沉积段, 对纹层的厚度进行多点量测并计算平均厚度.

2.3 纹层的化学和矿物成分分析

对纹层进行电子探针元素定量分析, 束斑直径40 μm. 分析了SiO₂, Al₂O₃, FeO, TiO₂, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, CuO, ZnO等11种主要元素化合物组成. 当层的厚度小于或等

于电子探针的束斑直径时, 没有分析层的化学成分. 采用两点平均法计算每层元素的含量, 若干厚纹层分析了4个点. 取6个原始样品经过X荧光化学分析, 与电子探针分析的结果对比. 4个现代河流泥沙样品也用此方法分析, 其中电子探针每样分析三点.

在电镜下找到粒度 $10\text{--}20\ \mu\text{m}$ 的金红石、钛铁矿、褐铁矿等, 并进行电子探针元素定量分析. 得到一些单矿物成分 $W(B)\%$: 如钛铁矿 (TiO_2 50.52%, FeO 47.75%, MnO 0.25%, Mg 0.76%); 金红石 (TiO_2 97.93%, FeO 0.59%, SiO_2 0.04%), 褐铁矿 (Fe_2O_3 76.92%, SiO_2 0.89%, TiO_2 0.22%, Al_2O_3 0.13%, MnO_2 0.20%, MgO_2 0.06%, CaO 0.07%) 等. 用X射线衍射对各沉积物进行物相分析, 确定晶质铁矿物含量很低. 因此可以认为铁的存在形式以无定形(氢)氧化铁凝胶为主, 并存在于粘土矿物中. 对样品的水进行了烧失量分析. 计算了各矿物相的相对含量, 物相总量92.1%以上, 配平系数较理想.

3 结果

3.1 岩相特征

岩相特征见表1. 表层 $0\text{--}5\text{cm}$ 是含粗有机质碎屑的软泥, 其下是棕色粘土. 样品含水分时, $43\text{--}90\text{cm}$ 的沉积段可见细微层理, 主要由厚度 $1\text{--}8\text{mm}$ 的棕色层与厚度 3mm 以下的黑色或深灰色层交替形成的. 样品脱水后这些层在肉眼观察则不明显. 深度为 $723\text{--}881\text{mm}$ 的沉积段的薄片标本中的纹层在显微镜下较明显(图2).

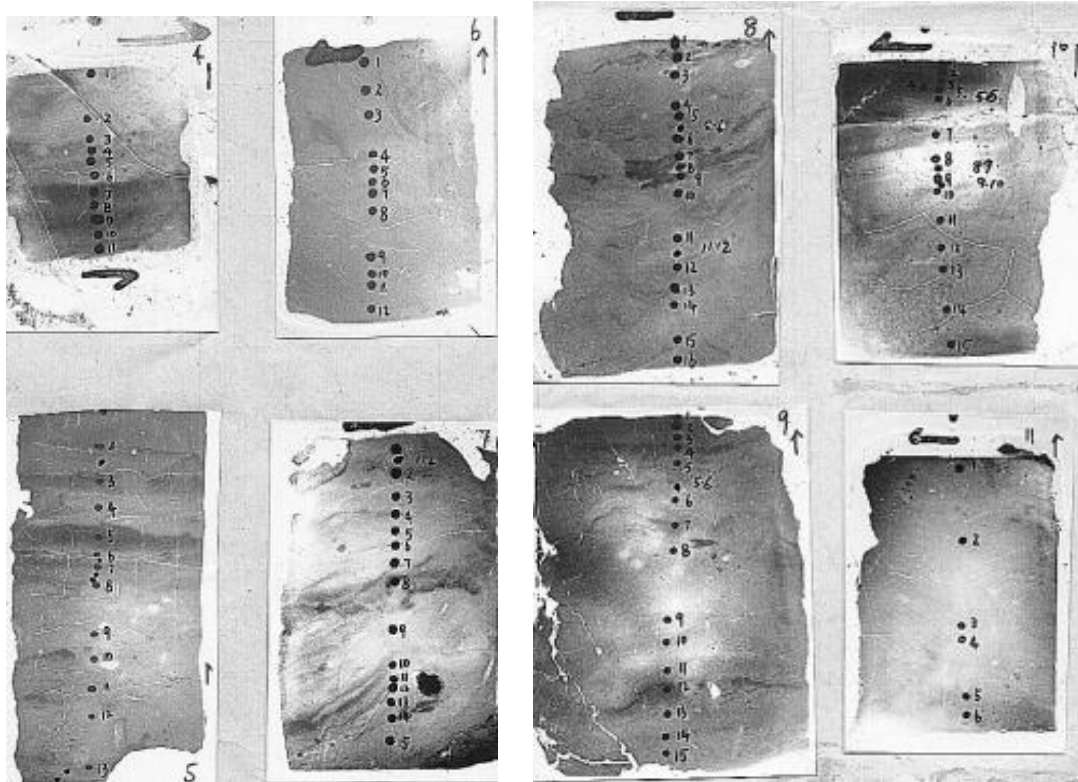


图2 纹层在反光镜下的影象

Fig. 2 Images of lamina in reflecting microscope

表1 钻孔的岩相特征

Tab. 1 Lithostratigraphy of the sediment core

深度 (cm)	年代 (ka) ^①	沉积物描述
0-2		含有机碎屑的深灰色软泥
2-5		含有机碎屑的棕黄色软泥
5-43	0.014-0.09	灰棕色粘土
43-90	0.09-0.166	具粗略层理的灰棕色粘土
90-140	0.166-0.47	灰棕色粘土

^①根据²¹⁰Pb和¹³⁷Cs确定的平均沉积速率推测的沉积物年代。

3.2 沉积物年代

用²¹⁰Pb和¹³⁷Cs方法确定的柱状沉积物表层的平均沉积速率为0.36 mm/a。深度440 mm处的年代为距今93a。深度在340-440 mm之间,沉积速率已经稳定,平均沉积速率为2.77mm/a。由此推测深度在881mm处的年代约为距今252a,在723mm处的年代约为距今195a。即深度723-881mm (158 mm) 的沉积物年代大约为公元1745-1802年,年代跨度约为57a。

3.3 纹层的厚度、化学和矿物成分

所分析的沉积纹层有 107 个深浅相间的单层, 53 对半个偶层。每个偶层的平均厚度为 3.00mm, 厚度的变异系数 0.56, 其垂向变化见图 3。浅色纹层有 53 条, 平均厚度较大, 为 1.92mm, 其厚度波动较大, 变异系数 0.84。暗色纹层有 54 条, 平均厚度较小, 为 1.09mm, 厚度波动较小, 变异系数 0.55。暗色纹层和浅色纹层厚度的垂向变化见图 4。

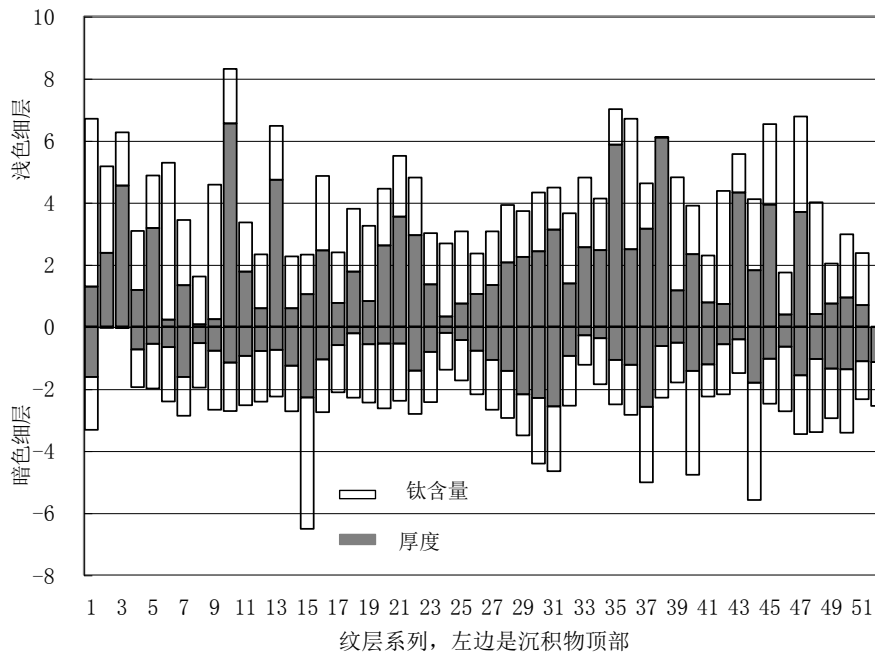
图3 纹层厚度和 TiO₂ 含量的垂向变化

Fig. 3 Vertical changes of thickness and content of titanium

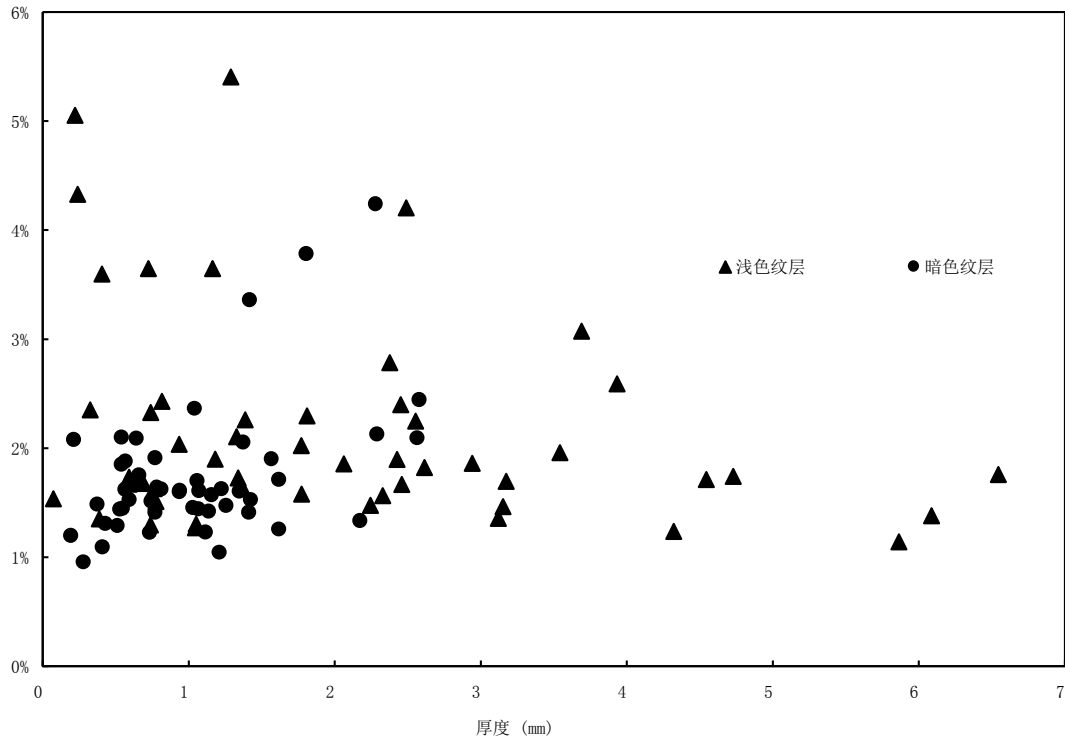


图4 浅色纹层和暗色纹层的厚度对地球化学元素钛含量散点图

Fig.4 Scattering diagram of thickness vs titanium in light and dark laminae

表2 纹层的厚度与矿质元素和矿物含量的相关系数

Tab. 2 Correlation coefficients between laminae thickness and geochemical and mineral composition

矿质元素 和矿物名称	暗色层 (样本数51)			浅色层 (样本数52)		
	平均含量	相关系数	显著性水平	平均含量	相关系数	显著性水平
氧化硅	54.04%	0.021	未通过	53.41%	0.237	0.10
氧化钛	1.661%	0.328	0.01	2.14%	-0.267	0.10
氧化铁	17.78%	0.061	未通过	17.87%	-0.305	0.05
氧化镁	1.84%	0.275	0.05	1.82%	-0.094	未通过
氧化钾	2.69%	-0.325	0.01	2.59%	0.214	0.85
水云母	26.7%	-0.315	0.05	26.7%	0.122	未通过
铁质胶结物	8.83%	-0.106	未通过	8.93%	-0.313	0.05
金红石和钛铁矿等	0.76%	0.343	0.01	0.95%	-0.226	0.85

暗色纹层和浅色纹层的化学元素和矿物组成的平均含量百分比见表1. 其中浅色单层和暗色单层的TiO₂平均含量分别为1.66%和2.14%. 来自富水河的泥沙中TiO₂的平均含量为4.57%, 明显高于富池口附近的长江泥沙中0.97%的TiO₂平均含量.

纹层的厚度与化学元素并无显著性相关关系. 但是, 将纹层分为暗色层和浅色层后, 纹层的厚度与钛、铁、钾、镁和硅等元素, 以及与比重大的金红石和钛铁矿等矿物和比重

小的云母的含量呈明显的正相关或负相关关系(表2)。纹层厚度与钛元素的关系见图4。其中,钛的含量、金红石和钛铁矿混合物含量与暗色纹层的厚度正相关,显著性水平为0.01;与浅色纹层的厚度负相关,显著性水平分别为0.10和0.85。暗色纹层的厚度还与钾的含量呈负相关,与镁的含量呈正相关,与水云母含量呈负相关。浅色纹层的厚度还与铁的含量和铁质胶结物的含量呈明显负相关,与硅的含量呈正相关。

4 讨论

53对半纹层跨年代57a,说明“纹层”不一定是年层,可能某些年份出现“缺层”。网湖纹层的成因与通常认为的湖泊年层的成因是不同的,它与入湖径流泥沙的来源和变化有关。

暗色纹层和浅色纹层钛含量的平均值明显高于富池口附近的长江沉积物的含量,也高于张朝生等^[19]所报导的长江中下游河流沉积物和悬浮物中钛的0.93%~1.32%的含量,但却明显低于富水河泥沙中钛的含量。说明湖泊沉积中的泥沙有来自富水河流域的泥沙。浅色纹层的钛含量的平均值明显高于暗色纹层,说明浅色纹层中有更多的泥沙来自富水河流域。

暗色纹层的厚度与钛的含量显著正相关,与钾和水云母的含量显著负相关,作者认为,暗色纹层物源不是来自长江,而是来自流经鄂东南山地的变质岩区的富水河。地层中含有较多比重较大的锆石和钛铁矿等含钛矿物。它们比重较大。水流越大,带入湖泊中的重矿物的总量相对含量就越多,轻矿物则相对减少,同时纹层的厚度也越大。

浅色纹层的厚度与钛铁元素、铁质胶结物、金红石和钛铁矿的含量呈负相关。浅色纹层的化学元素和矿物特征说明纹层,尤其是较厚的纹层,主要或有相当一部分来源于长江,湖泊曾与长江相通。洪水季节,长江洪水倒灌入湖,带来大量浅色矿物到网湖中沉积下来,形成浅色的夏季洪水纹层。洪水越大,纹层越厚,钛和铁含量高的钛铁矿和金红石等暗色矿物的含量相对就越低。秋季水退,湖泊补给长江,细颗粒沉积下来,同时生物死亡后沉积到湖底,富水河给网湖还带来一些含钛和铁等暗色矿物较多的泥沙,形成暗色的纹层。

暗色纹层也可能含有比浅色纹层多一些的有机质,但并不一定有显著性的差异。本文中的浅色层和暗色层的化学元素物相总量无显著性差异,前者为69.7%,后者为71.3%。剩余部分一般为有机质和水分。由于样品已经脱水,所以剩余部分为有机质和孔隙总量。而暗色纹层的剩余部分的平均含量为30.3%,比浅色纹层28.7%的平均含量还高一些,说明暗色纹层的有机质含量不一定比浅色纹层的高。易朝路等^[20]报道网湖沉积物中存在纹层,他们用厚度0.03mm的切片在偏光显微镜下也没有观察到暗色纹层中含有明显的有机质。一般而言用X射线衍射对各沉积物进行物相分析,确定晶质铁矿物含量很低,可以认为铁的存在形式以无定形(氢)氧化铁凝胶为主。

5 结论

网湖纹层的成因主要是由于长江和富水河这两条河流补给网湖的季节性交替形成的。200多年前的一段湖泊纹层的厚度和地球化学元素显示,网湖的泥沙主要来自长江,即来自长江洪水的泥沙。

致谢:沉积物表层的沉积速率委托华东师范大学河口海岸动力沉积和动力地貌学国家重点实验室用²¹⁰Pb+¹³⁷Cs方法测定。

参 考 文 献

- 1 Lamoureux S. Five centuries of interannual sediment yield and rainfall-induced erosion in the Canadian High Arctic recorded in lacustrine varves. *Water Resources Research*, 2000, 36 (1): 309-318
- 2 Royall D. Lake-sediment-based evaluation of recent sediment yield from a small Appalachian watershed, Thompson Lake, Virginia. *Physical Geography*, 2000, 21 (1): 68-88
- 3 Evans J K, Gottgens J F, Gill W M, *et al.* Sediment yields controlled by intrabasinal storage and sediment conveyance over the interval 1842-1994: Chagrin River, northeast Ohio, USA. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2000, 55 (3): 264-270
- 4 Kos A M. Stratigraphy, sedimentary development and palaeoenvironmental context of a naturally accumulated pitfall cave deposit from southeastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 2001, 48 (5): 621-632
- 5 Pederson J L. Holocene paleolakes of Lake Canyon, Colorado Plateau: Paleoclimate and landscape response from sedimentology and allostratigraphy. *Geological Society of American Bulletin*, 2000, 112 (1): 147-158
- 6 Gey V, Saarnisto M, Lunkka J P, *et al.* Mikuhno and Valdai palaeoenvironments in the Vologda area, NW Russia. *Global and Planetary Change*, 2001, 31 (1-4): 347-366
- 7 Zhu C, Yu S Y, Shi W. Holocene deposits and paleo-floods on the north bank of the Yangtze river. *Geographical Research*, 1997, 16(4): 23-30. (in Chinese with English abstract)
- 8 Yang D Y, Yu G, Xie Y B, *et al.* Sedimentary records of large Holocene floods from the middle reaches of the Yellow River, China. *Geomorphology*, 2000, 33 (1-2): 73-88
- 9 Yin C M, Qiu W L, Li R Q. Holocene paleofloods in the north China plain. *Journal of Beijing Normal University (Natural Science)*, 2001, 37(2): 280-284. (in Chinese with English abstract)
- 10 Mulder T, Migeon S, Savoye B, *et al.* Twentieth century floods recorded in the deep Mediterranean sediments. *Geology*, 2001, 29 (11): 1011-1014
- 11 Goff J R, Dunbar G B, Barrett P J. Monthly to decadal sediment accumulation rates in a semi-enclosed embayment. *Journal of Coastal Research*, 1998, 14 (2): 461-471
- 12 Gomez B, Eden D N, Peacock D H, *et al.* Floodplain construction by recent, rapid vertical accretion, Waipaoa River, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1998, 23 (5): 405-413
- 13 Yi C L, Appleby P G, Boyle J F, *et al.* The sedimentary record of a significant flooding event in Lake Taihu on the Yangtze delta, China. *Journal of Coastal Research, Special issue*, 2003, (in press)
- 14 Gajewski K, P B Hamilton, Mcneely R. A high resolution proxy-climate record from an arctic lake with annually-laminated sediments on Devon Island, Nunavut, Canada. *Journal of Paleolimnology*, 1997, 17: 215-225
- 15 Hardy D R, Bradley R, Zolitschka B. The climatic signal in varved sediments from Lake C2, northern Ellesmere Island, Canada. *Journal of Paleolimnology*, 1995, 16:227-238
- 16 刘嘉麒, Neg J F W, 王文远等. 中国玛珥湖的时空分布与地质特征. *第四纪研究*, 2000, 20(1):78-86
- 17 王苏民, 窦鸿身主编. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 2000
- 18 Rose N L. Carbonaceous particle profiles for sediment cores from lakes on the Jiangnan plain in Hubei. In: *Research Report of palaeolimnological investigations of lakes on the Jiangnan Plain, Central China*. 1994
- 19 张朝生, 王立军, 章申. 长江中下游河流沉积物和悬浮物中金属元素的形态特征. *中国环境科学*, 1995, 15 (5) :342-347
- 20 易朝路, 吴显欣, 刘会平等. 长江中游湖泊沉积微结构特征与沉积环境. *沉积学报*, 2002, 20 (2) : 295-302

Sources of Bedload and Flooding in Wanghu Lake: Evidence from the Lake Sediment Record

YI Chaolu^{1,2}, LIU Huifang³, Neil L. Rose⁴, NI Leyi⁵ & LIU Kexing⁶

(1: Institute of the Tibetan Plateau, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100092, P.R. China;

2: Department of Geography, Nanjing University, Nanjing 210093, P.R. China, China;

3: Testing Center, China University of Geosciences at Wuhan 430073, P.R. China;

4: Environmental Change Research Centre, University College London, 26 Bedford Way, London, WC1H 0AP, UK;

5: Donghu Experimental Station of Lake Ecosystems, State Key Laboratory for Freshwater Ecology and Biotechnology of China,

Institute of Hydrobiology, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430071, P.R. China;

6: Institute of Heavy Ion Physics, Peking University, Beijing 100871, P.R. China)

Abstract

A sediment core was collected from the centre of Wanghu Lake, in the middle reaches of the Yangtze River. The core was dated using a combination of ^{210}Pb , ^{137}Cs ; spheroidal carbonaceous particle (SCP) techniques were applied. The laminated section between 723 and 881mm, dated to the 18th century, was selected for detailed study. The thickness of the laminae was measured using a reflecting microscope whilst geochemistry was determined by an electron probe. The thickness of the dark layers was found to be positively correlated with titanium concentrations and the minerals rutile and ilmenite, and negatively correlated with potassium concentrations and the mineral hydromica. The thickness of the light layers was found to be negatively correlated with the concentrations of potassium, titanium and ferric oxide and the minerals rutile and ilmenite. It is concluded that the dark layers were deposited from the Fushui River, a tributary of the Yangtze River, under periods of normal flow whilst the light layers were deposited from the Fushui and the Yangtze River itself during flood periods.

Keywords: Laminated sediments, Yangtze River, sediment geochemistry, flood sources