中国科学: 地球科学 2024 年 第 54 卷 第 9 期: 2977 ~ 2988
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

长江中下游沿江湖泊沉积物高程对全新世干流水位重建的潜在意义

姚书春[1*], 李春海[1*], 薛滨[1,2]

1. 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008;
2. 中国科学院大学, 北京 100049
* 通讯作者, E-mail: shchyao@niglas.ac.cn (姚书春), chhli@niglas.ac.cn (李春海)

收稿日期: 2023-11-27; 收修改稿日期: 2024-04-30; 接受日期: 2024-07-02; 网络版发表日期: 2024-07-18
国家自然科学基金项目(41972194)和江苏地域文明探源工程资助

摘要 长江中下游地区是我国淡水湖泊主要分布区域之一. 全新世以来受海平面上升、气候变化以及人类活动的影响, 长江中下游水位抬升, 形成了泛滥平原地貌, 沿江发育了典型的浅水湖泊. 但全新世长江干流水位变化的模式还不清晰, 影响了对长江流域泥沙输移、河湖关系的深入理解以及对洪水灾害的防治. 本研究收集了研究区81个湖泊的水位、水深等资料, 以及长江干流沙市至江阴8个站点1900s~1970s期间的水位数据. 对比发现, 荆江河段内大部分湖泊湖底高程低于旱季水位, 受人类筑堤等影响干流水位高于堤内平原、湖泊; 感潮河段内湖泊尤其是太湖流域湖泊湖底高程基本低于海平面; 城陵矶至芜湖河段内湖泊湖底高程约束在附近长江多年平均水位和旱季水位之间. 基于此, 本研究提出利用长江中下游广泛存在的沿江湖泊沉积物高程来重建全新世年平均水位的方法, 并利用长江下游的南漪湖、陈瑶湖进行了8ka以来长江干流水位的重建.

关键词 长江中下游, 全新世, 长江水位, 湖泊, 沉积物高程

1 引言

长江是中国的第一长河, 全长6300余公里. 长江连接了地球上最大的大陆/高原和最大的海洋, 流域面积约180万km^2. 长江干流自江源至宜昌划属上游, 宜昌至湖口划属中游, 湖口以下为下游. 长江中下游即湖北宜昌到上海, 全长约1800km, 多年平均水位落差约43m, 水位比降沿程减小, 平均2.39m (100km)$^{-1}$(中国科学院地理研究所等, 1985; 杨达源, 1989). 受海平面、气候变化和人类活动的影响, 全新世长江水位变化明显, 整体上呈现增加的趋势(周凤琴, 1986; 杨达源, 1989; 车群, 2022), 如镇江附近约7600a来长江洪水位上升了7~8m. 准确获取全新世长江水位的变化过程和模式, 有益于加深对长江流域泥沙侵蚀、输移以及湖泊形成、沉积过程的理解(杨达源, 1989; Yu等, 2018; 徐砚田, 2019; An等, 2022; Zhao等, 2023). 目前全新世长江水位重建主要依赖历史文献调查、考古遗址、河漫滩、水文模型模拟等(周凤琴, 1986; 杨达源, 1989;

中文引用格式: 姚书春, 李春海, 薛滨. 2024. 长江中下游沿江湖泊沉积物高程对全新世干流水位重建的潜在意义. 中国科学: 地球科学, 54(9): 2977–2988, doi: 10.1360/SSTe-2023-0296
英文引用格式: Yao S, Li C, Xue B. 2024. Elevation of basal lacustrine sediments along the mid-lower reaches of the Yangtze River and its implications for the reconstruction of Holocene water levels. Science China Earth Sciences, 67(9): 2924–2936, https://doi.org/10.1007/s11430-023-1374-y

© 2024 《中国科学》杂志社

方金琪, 1991; 车群, 2022), 且关注的是长江洪水位的变化. 不同研究的结果还存在较大差异, 如历史文献调查揭示1790~1910年荆江洪水位一直线性上涨, 120年间升高了近15m(车群, 2022), 荆江大堤的堤防高度变化间接揭示荆江大堤连成整体以来的350a间洪水位快速上升了约9m, 而基于古遗址、古墓葬等揭示的荆江洪水位近5000a来上升13.60m, 且主要在宋末元初急剧上升(周凤琴, 1986). 究其原因可能是目前长江水位的地质载体研究方法还存在分辨率较低、误差相对较大、载体分布限制等问题, 历史文献调查还受资料所限局限于历史时期. 例如, 周凤琴(1986)在荆江附近重建的洪水位缺乏约4.5~3.0ka之间的数据, 河湖5.5~4.0ka水位下降的证据来源于该阶段海平面的变化(赵成双苹和莫多闻, 2020), 实际上不同的海平面重建结果也存在差异(杨怀仁和谢志仁, 1984; Zong, 2004; Song等, 2013).

全新世长江中下游干流水位自下而上相继上升, 导致两岸洼地相继蓄水成湖(杨达源和李徐生, 2000). 长江中下游目前沿江1.0km^{2}以上湖泊598个, 总面积达15311.9km^2(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 2019). 这些湖泊历史上均与长江干流自由连通, 具有夏洪冬枯的自然水位波动节律, 但目前只有鄱阳湖、洞庭湖以及石臼湖与长江自然联通. 长江中下游沿江湖泊共同的水文特征是, 湖泊水位在很大程度上受长江水位的控制, 长江洪水对湖泊出水有明显的顶托作用, 甚至出现在洪水期, 长江水沙向湖泊倒灌的现象(杨达源和李徐生, 2000). 目前, 长江中下游湖泊淤积严重. 据泥沙资料, 鄱阳湖1956~1994年平均淤高0.128m, 巢湖1958~1994年平均淤高0.248m, 太湖1954~1977年平均淤高0.112m(姜加虎和窦鸿身, 2003). 三峡大坝建成以后, 湖口长江水位下降, 侵蚀基准面降低, 增大湖口携沙出流的能力, 改变鄱阳湖沉积环境(向诗月等, 2021). 1955~2000年鄱阳湖净沉积泥沙总量约为307.43×10^{6}t, 2001~2010年鄱阳湖整体净侵蚀量为59.65×10^{6}t(齐述华等, 2016). 洞庭湖在三峡大坝建成前后泥沙淤积也发生了类似的变化, 1995~2003年淤积速率为0.41cm a^{-1}, 2003~2014年平均侵蚀速率达到1.21cm a^{-1}(Yu等, 2018). 可见, 长江中下游干流水位的变化深切影响着沿江湖泊的沉积过程, 反之, 湖泊沉积也可能被用来揭示长江水位的变化.

通过资料对比, 本研究发现长江中下游湖泊平均湖底高程基本约束在湖泊附近长江多年平均水位和旱季水位之间. 基于此, 本研究提出了利用长江中下游湖泊沉积物高程来重建全新世长江年平均水位的方法, 并初步利用长江下游的南漪湖、陈瑶湖进行了8ka以来长江干流水位的重建.

2 方法

2.1 资料收集

长江沿江81个湖泊的面积、水位、水深等数据来源于中国科学院南京地理与湖泊研究所出版的文献资料, 湖泊分布如图1所示. 长江中下游绝大多数湖泊已经人工建闸隔断与长江的直接联系, 建闸时间集中在20世纪50~70年代(王苏民和窦鸿身, 1998), 建闸以后湖泊水位受人工控制的影响. 基于此, 本研究搜集长江20世纪80年代以前的沙市至江阴8个站点1900s~1970s期间的干流水位数据(表1), 高程基准为吴淞高程.

2.2 样品采集与测试

本研究利用长江下游的南漪湖、陈瑶湖沉积物进行了干流水位的重建. 陈瑶湖流域跨安徽省铜陵市枞阳县和芜湖市无为县. 陈瑶湖水体位于沿江近代冲积平原上, 目前陈瑶湖面积19.8km^2(中华人民共和国水利部, 2017). 南漪湖为安徽省郎溪县和宣城市两个行政区域所包围, 湖泊参数见网络版附表S1(http://earthcn.scichina.com).

我们于2015年4月在陈瑶湖围垦区利用泥炭采样设备采集了钻孔(CYHLD), 孔长3.0m, 210~120cm为泥炭层. 2016年底在陈瑶湖的湖区利用水上平台活塞采样器钻取了3.71m的钻孔沉积物(CYHHP), 共发现两层泥炭层. 2016年底在南漪湖水域运用水上平台采集了约7m的沉积物钻孔(NYH2016)(图1). 采用高精度GPS联合CORS账号测定采样点经纬度与高程.

在CYHLD选择了6个, 在CYHHP选择了10个, 在NYH2016选择了11个植物残体/碳屑用于^{14}C测年. 测年样品中CYHHP、NYH2016钻孔测年样采用随机编号, 27个样品送波兰波兹南加速器质谱实验室进行AMS^{14}C测年.

烧失量(LOI)的分析方法参照Heiri等(2001). 称取一定量样品, 在105℃下将样品烘干至恒重, 然后在550℃下烘4h, 干燥器中冷却至常温称重, 计算得到烧失量.

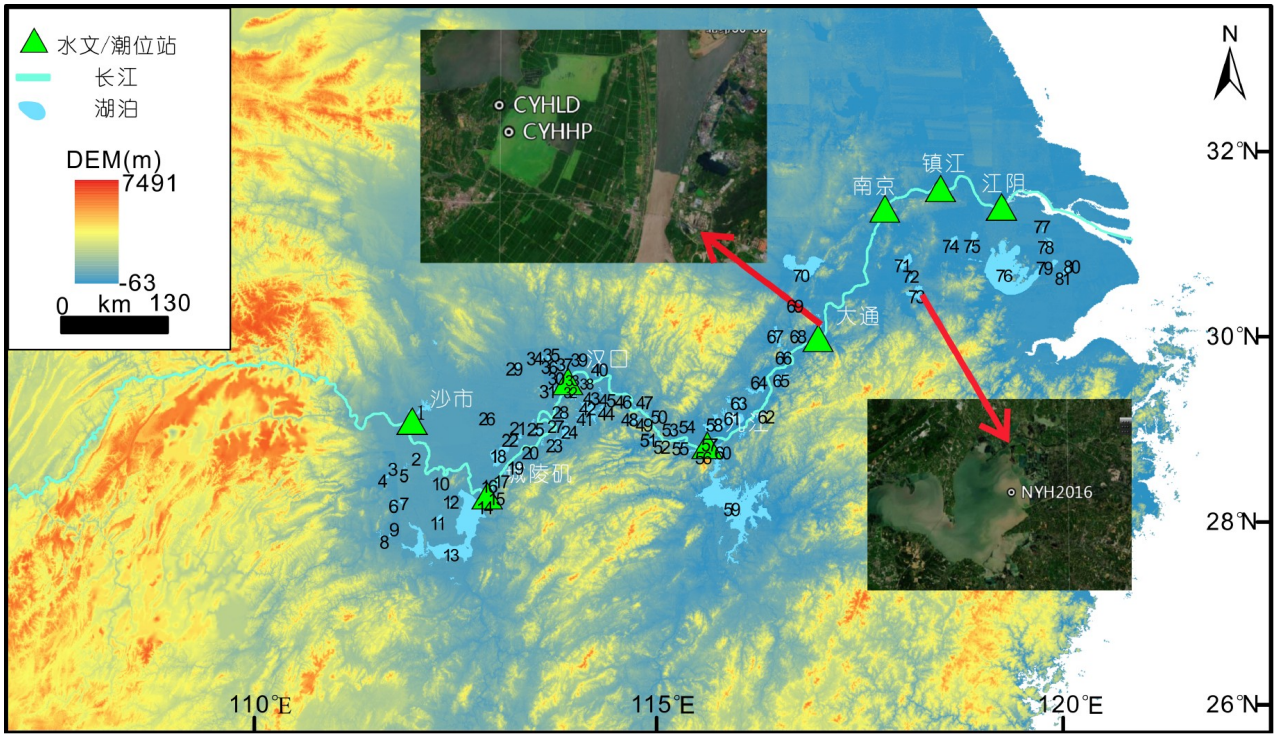

图 1　长江中下游湖泊、水文/潮位站点以及采样点

水文/潮位站, 从中游往下游依次沙市(二郎矶)、城陵矶(七里山)、汉口(武汉关)、九江、大通(梅梗)、南京、镇江、江阴; 钻孔: 陈瑶湖CYHLD、CYHHP, 南漪湖NYH2016; 阿拉伯数字为湖泊编号, 具体见网络版附表S1(http://earthcn.scichina.com)

表 1　长江中下游湖泊参数和水文(潮位)站水位数据来源

湖泊/水文(潮位)站		数据
湖泊		面积、水位、水深
水文(潮位)站	沙市(二郎矶)	年平均水位: 1903~1939年, 1946~1979年; 每年的月平均水位: 1904~1937年, 1946~1979年
	城陵矶(七里山)	年平均水位: 1903~1939年, 1946~1979年; 每年的月平均水位: 1953~1979年
	汉口(武汉关)	年平均水位: 1900~1943年, 1946~1979年; 每年的月平均水位: 1900~1943年, 1946~1979年
	九江	年平均水位: 1904~1937年, 1946~1978年; 多年月平均水位均值(统计年限1901年1月至1938年5月, 1946年1月至1978年12月)
	大通(梅梗)	年平均水位: 1923, 1924, 1930, 1936, 1937, 1948, 1950~1979年; 多年月平均水位均值(统计年限1936年1月至1937年12月, 1947年1月至1949年2月, 1949年7月至1978年12月)
	南京	年平均水位: 1920, 1922~1926, 1928~1937, 1948~1979年; 每年的月平均水位: 1920年1月至1920年12月, 1921年4月至1926年12月, 1927年7月至1937年11月, 1947年5月至1979年12月
	镇江	年平均水位: 1920~1922, 1924~1936, 1946~1949, 1952~1979年; 每年的月平均水位: 1920年1月至1922年12月, 1923年4月至1937年10月, 1946年1月至1949年12月, 1952年1月至1979年12月
	江阴	年平均水位: 1916~1936, 1948~1979年; 每年的月平均水位: 1915年2月至1937年10月, 1948年1月至1949年4月, 1949年6月至1979年12月

a) 湖泊的面积、水位和水深数据，以及水文(潮位)站的数据来自如下文献: 中国湖泊志(王苏民和窦鸿身, 1998); 中国湖泊调查报告(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 2019); 长江中下游防汛基本资料(水情)(长江中下游防汛总指挥办公室汇编, 1980); 《全国主要河流水文特征统计》第二部分 逐年统计(至1979年)(水利电力部水文局印, 1982); 江苏省水文统计(江苏省革命委员会水电局, 1978); 江苏省水文统计(江苏省水文总站, 1984); 长江流域水文资料(中央水利部南京水利实验处刊印, 1951)

3 结果

3.1 长江中下游湖泊特征

长江中下游平原发育了典型的亚热带浅水湖泊群, 所收集的81个湖泊信息见网络版附表S1. 湖泊成因主要包括堤间洼地湖、河迹洼地湖、泻湖等. 收集的湖泊面积范围在6.96~2625km^2. 这些湖泊平均水深范围在1.1~7.6m, 平均3.5m(SD=1.5m); 最大水深的范围在1.0~29.2m, 平均5.0m(SD=3.6m). 平均水深/最大水深的均值在0.74(SD=0.15), 说明湖底比较平坦.

3.2 长江水位变化

3.2.1 年际变化

收集了沙市至江阴8个站点的1900s~1970s的长江年平均水位数据(图2). 沙市至汉口3个站平均水位未观察到显著的下降(P>0.05). 九江至江阴长江年平均水位存在显著下降的趋势(P<0.05), 九江至江阴1950s~1970s的平均水位均值相比1900s~1940s低了0.19~0.55m.

沙市至南京长江年平均水位波动明显, 江阴波动最小, 波动最大的出现在汉口和九江. 汉口最高(21.93m)和最低(16.45m)相差5.48m; 九江最高(16.06m)和最低(11.42m)相差4.64m; 江阴最高(3.76m)和最低(2.99m)相差0.77m.

3.2.2 年内变化

长江水位具有明显的季节性变化特征(图3). 整体上1月、2月低且稳定, 较高的月份出现在5~10月, 每年最高水位出现在夏季. 长江体现出汛期季节水位升高, 干旱期季节水位下降的显著特征. 汛期(5~10月)和干旱期(1~4月, 11~12月)差值最大的出现在城陵矶和汉口, 接近6.8m, 最低的出现在江阴, 仅0.97m. 大通以下属于感潮河段, 南京到江阴潮差(高潮-低潮)在增加, 从0.30m增加到1.61m.

3.3 钻孔分析

3.3.1 年代和沉积速率

年代测试结果见表2. 受20世纪70年代新郎川河开挖的影响, 南漪湖NYH2016孔最上部的年代出现倒转, 可能是老的沉积物再次搬运造成. NYH2016孔底部为硬黏土层, 在7828~7005cal a BP, 沉积速率高达0.44cm a^{-1}, 与长江中下游现代湖泊沉积速率类似; 但在7005cal a BP至现代表层沉积物, 平均沉积速率仅0.03cm a^{-1}. CYHLD孔位于围垦区内, 上部3个年代属于近现代时间范畴, 可能是现代围垦活动造成的. CYHLD孔泥炭层以及下覆年代揭示平均沉积速率约0.08cm a^{-1}. CYHHP孔位于现代湖泊内, 7364~6647cal a BP内沉积速率平均0.25cm a^{-1}, 6647~2758cal a BP之间平均沉积速率仅0.02cm a^{-1}, 2758cal a BP以来平均沉积速率0.04cm a^{-1}. 总体上, 全新世海平面快速上升期间所研究孔沉积速率较快, 约5.6~2.8ka期间的沉积速率最低, 2.8ka以来沉积速率有所增加.

3.3.2 指标变化

南漪湖NYH2016整个岩芯LOI均值5.5%, 出现2个阶段的高值, 对应两层富含植物碎屑的堆积层位, 分别位于543~492和216~195cm, 平均值分别为10.3%和10.1%(图4). 陈瑶湖CYHHP孔有两层LOI较高, 分别是下部310~190cm, 上部106~24cm, 平均值分别为18.7%和14.0%(图4), 包含了两层泥炭层. 陈瑶湖CYHLD, 根据测年结果, 上部100cm沉积物为近现代沉积, 并且为青灰色, 反映较低的有机质含量(该段LOI未测试)(图4). 陈瑶湖CYHLD孔在213~141cm LOI显著高于CYHHP孔, 平均值高达66.7%; 237~213cm LOI含量平均为13.1%(图4). 整体上, 陈瑶湖2个点钻孔泥炭层样品有机质含量(LOI)大于10%.

4 讨论

4.1 湖底高程与长江水位关系

湖泊沉积物顶部平均高程(湖底高程)数据主要源于2006~2012年调查数据以及《中国湖泊志》的数据(王苏民和窦鸿身, 1998; 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 2019), 采用湖面高程扣除平均水深的方法获取. 在计算的湖底高程的基础上, 结合多个湖泊的近现代沉积速率(网络版附表S1), 校正获取1950年(建闸以前)的湖底高程. 对于没有沉积速率数据的湖泊, 采用长江中下游湖泊的平均沉积速率(网络版附表S1, 0.45cm a^{-1})进行计算扣除获取湖底高程.

图5显示长江中下游沿江湖泊底部高程与长江水位的关系可以分为3个区域: 一是荆江河段, 二是城陵

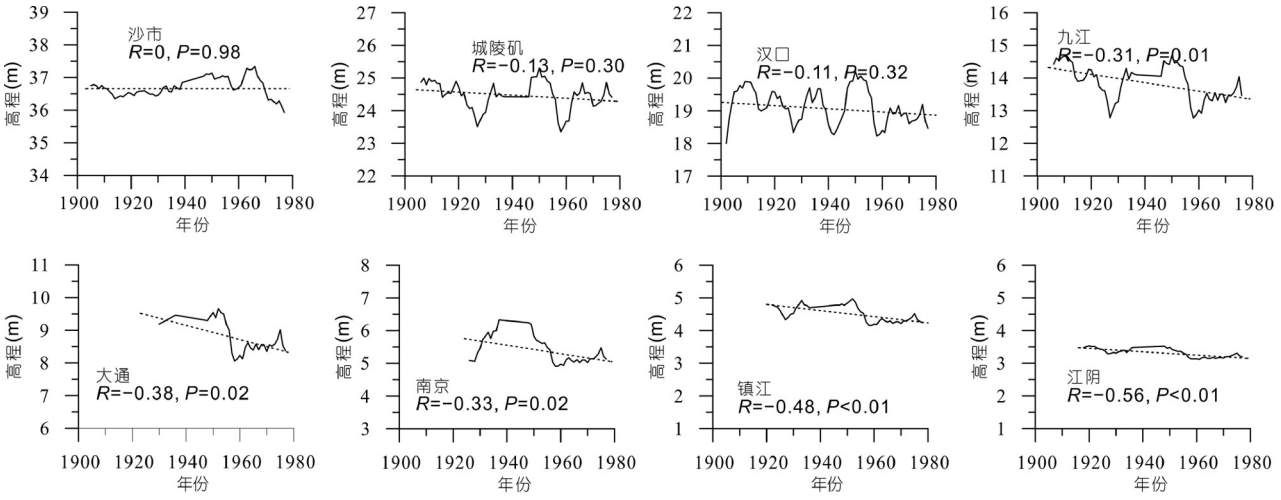

图 2　长江各站点年平均水位的变化情况

实线: 5年滑动平均; 虚线: 趋势线

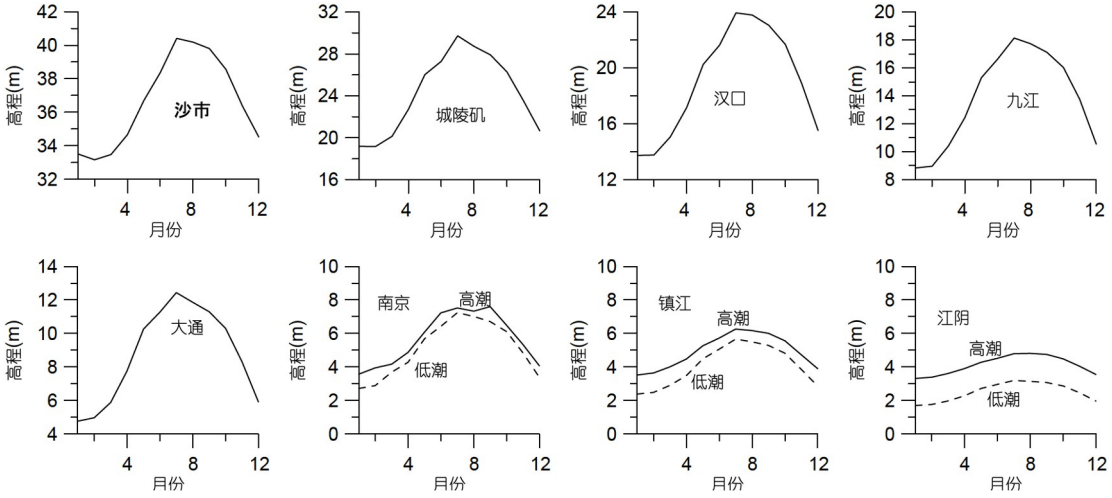

图 3　长江各站点各月水位统计特征

矶至大通河段, 三是感潮河段, 为大通至河口. 荆江河段大部分湖泊湖底高程低于长江旱季水位, 城陵矶至大通区域所有湖泊的湖底高程介于长江旱季水位与汛期水位之间, 且大部分湖泊介于旱季水位与年平均水位之间, 感潮区域尤其是太湖流域湖泊的湖底高程低于旱季水位, 且除了洮湖都低于海平面. 荆江河段荆江大堤的修建与加固历史悠久, 荆江大堤前后修建了1000多年. 一方面, 随着荆北烷田的不断扩大, 防止江水泛滥淹没农田进行修筑堤防; 另一方面, 随着堤防的加高加固束洪归槽, 长江水位不断升高, 河床不断淤积. 荆江于明末形成悬河, 水位高于堤内平原、湖泊等(荆州市长江河道管理局, 2012). 荆江水位与沿江湖泊沉积物高度的关联受到人为因素的干扰. 从大通至江阴, 年内水位变化开始减小, 感潮作用越来越显著. 海平面变化对于太湖流域湖泊泥沙沉积过程有着显著的影响. 20世纪50年代以来海平面上升造成太湖非汛期湖平面上升0.4~1.1mm a^{-1}(Chen和Wang, 1999), 但太湖流域显著的沉降作用可能是该区域湖泊底部高程低于附近长江水位以及海平面的重要原因(陈中原, 2001).

大通至芜湖潮差较小, 在0.22m以内(1950~1973年)(中国科学院地理研究所等, 1985). 城陵矶至大通

表 2　不同钻孔植物残体/碳屑AMS^{14}C测年结果

钻孔	钻孔顶高程 (m)	实验室编号	送样编号	深度 (cm)	测年材料	沉积物性质	^{14}C年龄 (a BP)	中值(范围) (校正年龄/cal a BP)
CYHHP	7.90	Poz-90349	CYH-9	99.1	碳屑	泥炭	2380±30	2404(2490~2342)
		Poz-90344	CYH-4	117.1	植物残体	–	2635±30	2758(2791~2728)
		Poz-90350	CYH-10	190.0	植物残体	泥炭	5830±30	6647(6732~6554)
		Poz-90343	CYH-3	210.3	碳屑	泥炭	5905±35	6723(6797~6653)
		Poz-90346	CYH-6	226.1	碳屑	泥炭	6010±40	6851(6948~6746)
		Poz-90351	CYH-11	254.3	碳屑	泥炭	6180±40	7080(7176~6952)
		Poz-90345	CYH-5	270.1	植物残体	泥炭	6130±35	7023(7160~6929)
		Poz-90348	CYH-8	306.2	植物残体	泥炭	6340±35	7326(7418~7261)
		Poz-90341	CYH-1	332.2	植物残体	–	6390±40	7273(7329~7170)
		Poz-90342	CYH-2	370.6	植物残体	–	6440±40	7364(7427~7286)
CYHLD	8.37	Poz-75254	CHYH-67	67	植物残体	–	120±30	119(149~11)
		Poz-75255	CHYH-72	72	植物残体	–	75±30	103(140~27)
		Poz-75256	CHYH-93	93	植物残体	–	50±30	–
		Poz-75525	CHYH-153	153	植物残体	泥炭	4950±35	5675(5741~5602)
		Poz-75257	CHYH-172	172	植物残体	泥炭	5355±35	6139(6218~6095)
		Poz-75479	CHYH-238	238	植物残体	–	5920±40	6742(6805~6658)
NYH2016	6.09	Poz-90336	NYH-8	87.5	植物残体	–	6320±40	7251(7324~7164)
		Poz-90335	NYH-7	166.8	植物残体	–	4945±35	5668(5737~5602)
		Poz-90322	NYH-3	198	植物残体	富含有机质	6120±40	7005(7157~6902)
		Poz-90320	NYH-1	252.6	植物残体	湖泊沉积物	6190±40	7086(7179~6975)
		Poz-90321	NYH-2	321.5	植物残体	湖泊沉积物	6260±50	7194(7277~7142)
		Poz-90334	NYH-6	365.5	植物残体	湖泊沉积物	6290±60	7217(7329~7145)
		Poz-90339	NYH-10	424.5	植物残体	湖泊沉积物	6310±50	7239(7336~7156)
		Poz-90323	NYH-4	474.3	植物残体	湖泊沉积物	6680±40	7547(7614~7477)
		Poz-90340	NYH-11	508.8	碳屑	富含有机质	6740±40	7604(7669~7564)
		Poz-90338	NYH-9	557.4	植物残体	湖泊沉积物	6990±35	7828(7880~7726)
		Poz-90324	NYH-5	688	植物残体	硬黏土	8100±50	9040(9144~8968)

区域, 以及大通至芜湖, 该河段的湖泊平均湖底高程基本约束在附近长江多年平均水位和旱季水位之间, 尤其是对于湖底较平, 原长江古河道形成的, 或离江较近的湖泊, 这种约束关系就更为显著(图6). 对于较大的湖泊, 由于空间异质性显著, 不同区域水下地形、水位会存在差异, 如鄱阳湖存在高水位时水位空间一致性, 但低水位时水位存在较大的空间差异, 湖泊水位差可达到5m(齐述华等, 2010).

城陵矶至芜湖河段的湖泊湖底高程比相应长江的年平均水位低0~3.4m. 类似地, 杨达源(1989)发现长江中下游江心洲与边滩的高程比相应长江的一般洪水位低0~2.5m, 他们据此推断出长江中下游全新世以来不同河段水位不断上升使得两岸河漫滩出现“超厚”现象. 同样可以推测, 长江水位的上升会导致沿江湖泊不断淤积, 湖底高程增加(An等, 2022).

长江流域典型的通江湖泊鄱阳湖、洞庭湖的水沙研究分析为该假说机制解释提供了可能. 泥沙平衡揭示, 洞庭湖5~10月进入淤积期, 11月至翌年4月冲刷期, 并且洞庭湖泥沙淤积强度有随高程增加逐步减弱的规律(姜加虎等, 2009). 洞庭湖出湖径流量主要集中在5~10月, 峰值一般在7月出现, 输沙量主要集中在3~8月, 峰值出现在4月, 输沙量的季节性特征具有超前效

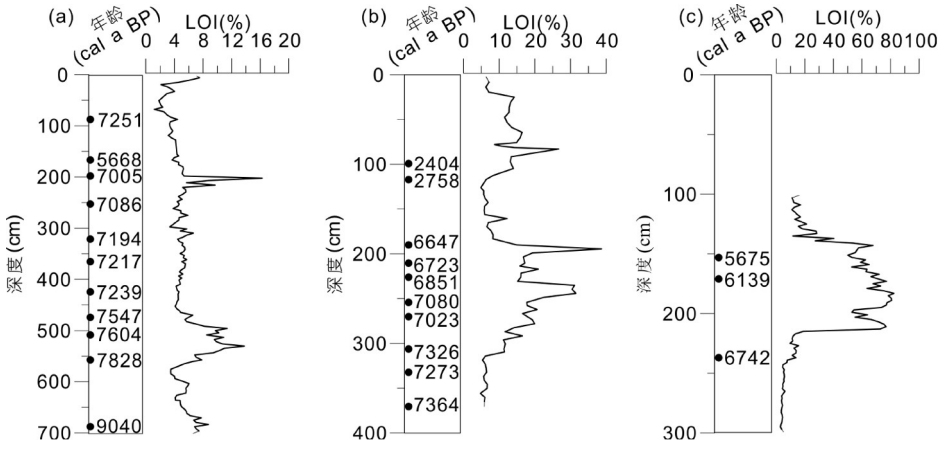

图 4　南漪湖(a)、陈瑶湖区(b)以及陈瑶湖陆地围垦区钻孔(c)烧失量变化

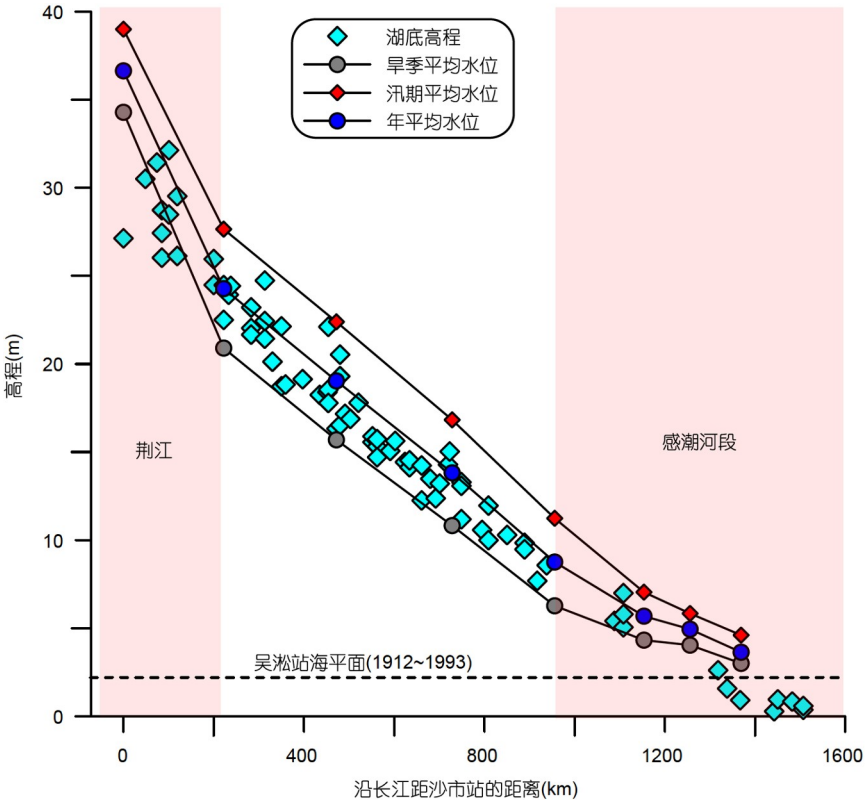

图 5　长江各站点水位与湖泊底部高程关系

除鄱阳湖、洞庭湖以外, 其他湖泊的湖底高程通过湖面高程与平均水深的差值获取(网络版附表S1), 并利用沉积速率校正到1950年; 洞庭湖的湖底高程(1956年)来源于姜加虎和窦鸿身(2003); 鄱阳湖的湖底高程来源于Feng等(2011), 并利用沉积速率校正到1950年; 吴淞站海平面数据来源于秦曾灏和李永平(1997)

应(于亚文等, 2018). 洞庭湖的泥沙淤积过程揭示长江高水位下湖泊存在泥沙堆积, 低水位下存在侵蚀冲刷. 三峡水库运行后, 鄱阳湖侵蚀基准面下降是导致鄱阳湖转化为净侵蚀的重要原因(向诗月等, 2021). 此外, 长江故道20世纪形成的牛轭湖沉积速率介于0.74~2.83cm a^{-1}(王峰, 2015), 远高于长江中下游湖泊

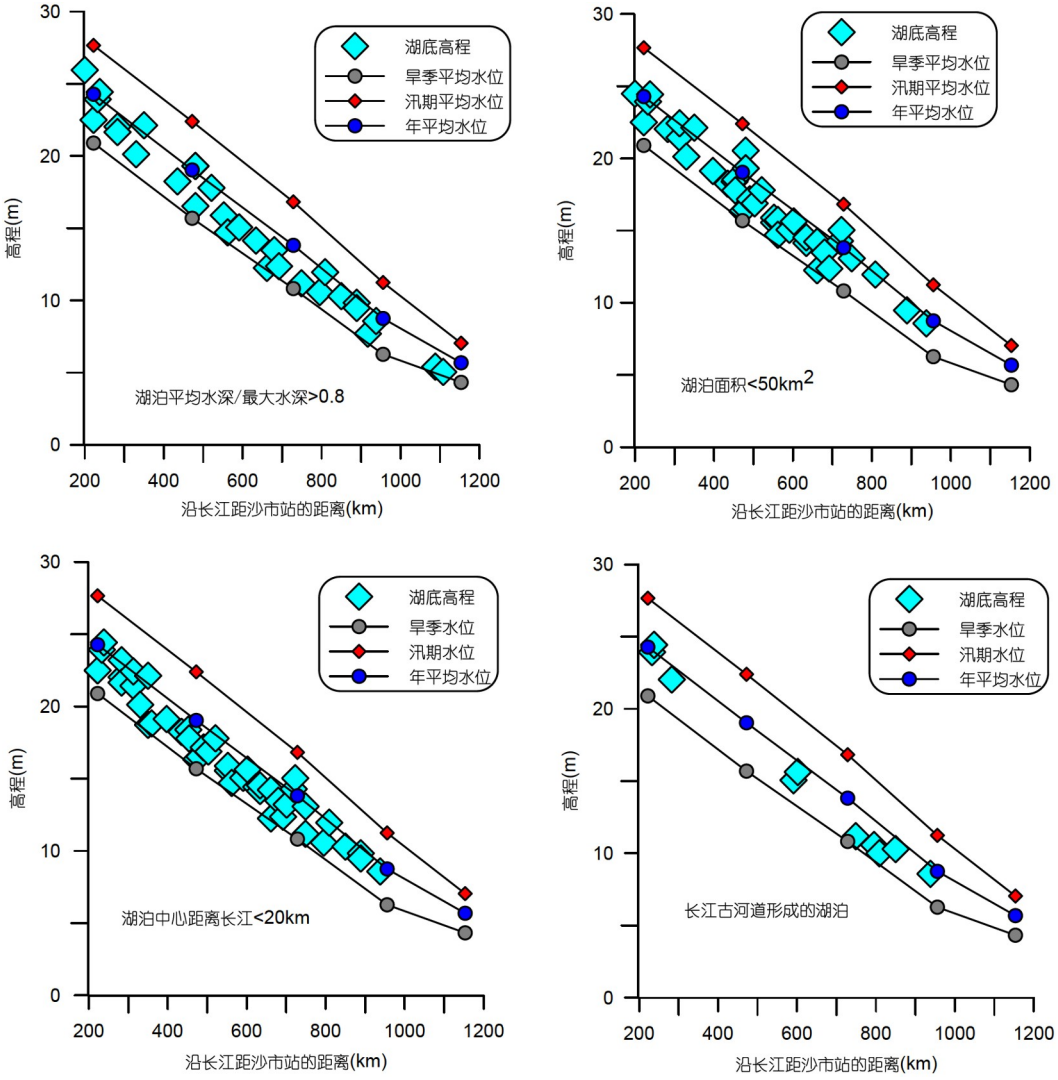

图 6　城陵矶-南京长江水位与不同分类湖底高程关系

近现代平均沉积速率(网络版附表S1)，揭示当长江水位远高于湖底高程时会促使湖泊快速淤积，进一步说明长江水位作为附近湖泊的侵蚀基准面，对沿江湖泊的水位变化、沉积物堆积侵蚀过程起着重要的作用.

4.2　全新世长江水位重建

4.2.1　长江水位重建

上述研究揭示，长江中下游城陵矶-芜湖的沿江湖泊平均湖底高程基本介于附近长江多年平均水位(AL)和旱季水位(DL)之间. 将今论古, 通过湖泊钻孔沉积物某个具有定年的层位获得的沉积物高程(SL)，很可能介于该定年时段的该地长江年平均水位与旱季水位之间. 假设现代多年平均长江水位与旱季水位之差(AD)的定量结果可以应用到全新世，当获取了具有精确定年的全新世某个时段的沿江湖泊沉积物高程时，就可能揭示该时段该地长江年平均水位在(SL，SL+AD)范围内(式(1))．此外，长江河漫滩上发育的泥炭层的高度, 接近于当时该地长江一般洪水位(FL)的高度, 或略高于年平均水位(杨达源，1985)．类似地，河漫滩或湖泊泥炭层的高程(PL)可能揭示泥炭形成时期长江年平均水位在(PL−(FL−AL)，PL)范围内(式(2))．具体表达如下:

$$WL = (SL,\ SL + AD), \tag{1}$$

$$WL = (PL - (FL - AL),\ PL), \tag{2}$$

式中, WL指重建的长江年平均水位.

南漪湖前期研究揭示全新世约8ka已经成湖, 呈现湖泊沉积环境(赵炳炎等, 2021). 本研究根据泥炭层有机质含量(图4)结合现代湖泊有机质含量, 初步以LOI>10%作为指示沼泽泥炭环境的标准. 对陈瑶湖泥炭以及南漪湖富含有机质层位(LOI>10%)采用式(2), 对湖泊沉积物(LOI<10%, 揭示湖泊环境)采用式(1)获取对应时段干流水位范围, 并利用现代长江水位比降, 将重建的水位结果校准到长江大通站位置, 结合研究区以往研究成果获得全新世8ka以来的大通长江年均水位的变化(图7). 重建结果显示8ka以来, 长江干流水位快速上升, 约6~3ka长江干流水位可能保持相对平稳, 3~2.5ka以来水位再次出现增加的趋势.

4.2.2　全新世长江水位变化的驱动机制

全新世长江干流洪水位的变化的驱动机制, 已经作了较为详细的分析, 涉及气候变化、海面变化、床底加积淤高、人类活动包括开垦、修筑江堤、围湖造田、下荆江的裁弯与河势控制工程等(杨达源, 1989). 本研究重建的3ka以前的结果与海平面变化具有较好的一致性, 全新世海平面快速上升至7ka, 重建的水位揭示8~6ka长江水位快速上升. 6~3ka可能长江水位比较平稳(图7), 但该阶段缺乏足够可靠的湖泊沉积物定年数据(姚书春等, 2019). 长江中游大九湖泥炭以及长江下游湖泊的研究揭示该阶段气候变干(Xie等, 2013; Liu等, 2021), 石笋磁通量揭示洪水减少(Zhu等, 2017), 再加上海平面不再快速上升甚至下降(图7), 使得长江水位不再上升. 长江3~2.5ka以来水位进一步增加, 与河漫滩洪水位重建结果以及江汉-洞庭盆地多钻孔揭示的晚全新世以来河湖水位上升一致(杨达源, 1989; 赵成双苹和莫多闻, 2020), 生物标志物也揭示过去2000年鄱阳湖水位呈现上升趋势(Wang等, 2023). 现代监测资料揭示降水增加会导致长江水位升高(陈新玉等, 2003; Liu等, 2019). 3~1.7ka长江中下游长期湿润(谢树成等, 2015), 降雨较多(Hu等, 2008), 洪水频发(Zhu等, 2017), 促进了长江水位的上升. 长江流域3ka

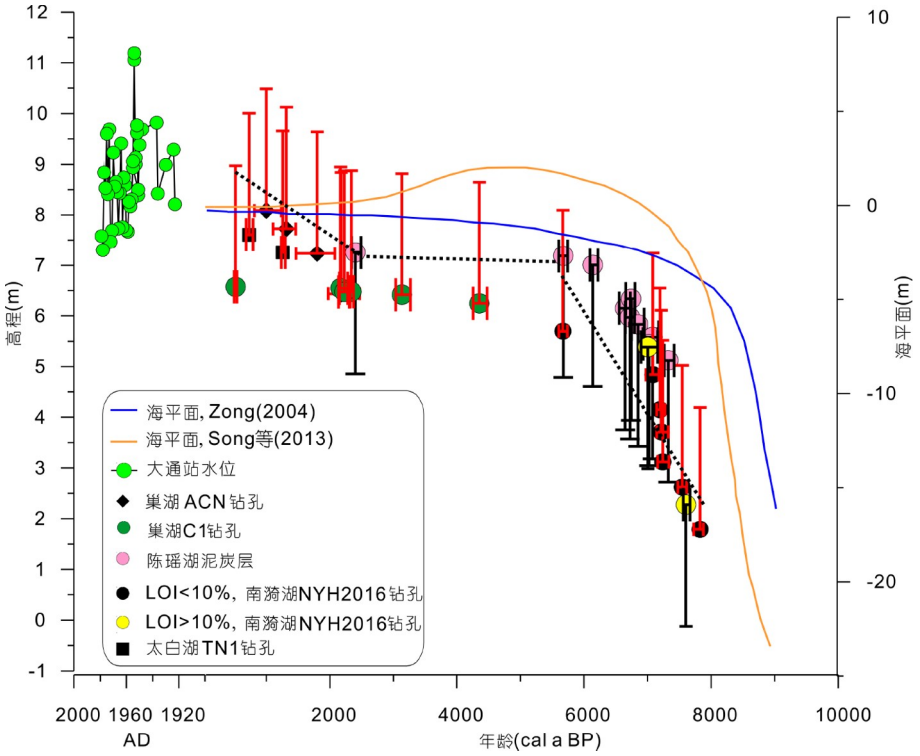

图 7　重建的大通附近8ka以来长江干流水位的变化

巢湖ACN孔和C1孔、太白湖TN1孔植物残体/碳屑数据以及高程来源于Chen等(2009)、 Xiao等(2013)、 中国科学院南京地理与湖泊研究所(2019)、 柯瑞等(2023); 海平面数据来源于Zong(2004)、 Song等(2013); 红色实线段指的是重建的长江平均水位在(SL, SL+AD)之内; 黑色实线段指的是重建的长江平均水位在(PL−(FL−AL), PL)之内; 虚线指示重建的水位变化的趋势

以来人口增加, 人类活动不断加强(Wu等, 2019; Pei等, 2020), 造成流域土壤侵蚀加速(Zhao等, 2023), 再加上频发洪水易造成洲滩淤积, 长江中下游淤积严重, 河道淤浅, 水位上涨(殷鸿福等, 2004; Zhang等, 2006; 王张华等, 2007; Zhu等, 2017; Wang等, 2018). 此外, 历史时期人类在长江两岸修堤, 直接影响到了干流的水位, 如荆江大堤修建等使得该地区宋代以来洪水位上升了14m之多(周凤琴, 1986).

4.2.3 误差分析

长江中下游的几个大型湖泊洼地多有构造沉降因素, 如洞庭盆地、鄱阳盆地、太湖盆地和江汉盆地等(杨达源和李徐生, 2000). 根据1925年、1947年和1975年长江流域水准点三次重复测量的结果, 江汉平原仍在下沉(肖平和易朝路, 1989). 洞庭湖区1953~1977年重复水准测量, 沉降速率达到l~8mm a^{-1}, 但洞庭湖东北部出水口城陵矶-岳阳构造沉降速率接近于零(湖南省地质矿产局水文地质工程地质二队, 1991). 可见, 不同位置不同时间其沉降速率可能存在差异, 选择沉降较小的区域利用湖泊沉积物进行全新世水位重建是一个可行的办法, 对于沉降显著的区域需要进行评估校正. 已有研究表明沉积物压实作用对于利用沉积物重建海平面的结果有着重要影响(Bird等, 2007, 2010), 但准确估算压实量非常困难, 一些研究往往不予考虑, 也有一些研究还认为可以忽略压实作用(徐起浩, 2018). 福建沿海地区全新世钻孔约40m的沉积物样品最大压实量可达3m(杨建明, 1988). 张凤英和刘尚仁(1996)发现深度约60m的全新世钻孔, 沉积物的压实量可达4.27m. 沉积物压实作用可能对长江水位重建的结果有着重要的影响, 例如, 根据重建结果可知, 近3ka以来大通附近的长江水位上升幅度为1~3m, 这个结果可能存在一定误差, 需要予以评估. 选择类似基底泥炭的湖泊沉积物进行水位重建可以避免压实作用的影响(Tornqvist等, 2004; 战庆, 2015). 重建水位时利用近现代长江水位比降校正到某个长江点时, 所选湖泊距离该长江点愈近其误差就愈小. 大通站到南京站(1920s~1970s)水位比降在1.7m (100km)$^{-1}$, 陈瑶湖距离大通比较近(图1), 全新世该段水位比降的变化对于利用陈瑶湖重建水位影响较小; 南漪湖和巢湖(图1和7)距离大通沿长江的距离在120~140km, 根据现代长江大通南京之间水位比降, 校正值在2.0~2.4m, 全新世期间水位比降的变化就会通过距离效应放大校正值的误差. 其他如将水位的年内变化等推广到全新世沉积物, 以及采样点的代表性等也会影响到利用沿江湖泊沉积物高度重建古水位的精度.

5 结论

全新世海平面上升, 伴随着长江干流水位的上升长江中下游平原发育了密布的浅水湖泊. 长江干流水位的变化和沿江湖泊泥沙堆积存在密不可分的关系. 全新世长江水位变化显著, 以往重建主要关注洪水位的变化, 缺乏对平均水位的重建. 洪水事件地质记录载体主要依赖考古遗址、河漫滩等, 存在载体获取、分布等限制, 文献资料局限于历史时期且零散. 长江中下游沿江湖泊众多, 长江水位与湖泊沉积过程关系密切. 本研究通过对比长江中下游地区不同区域的现代81个湖泊水位、水深资料和长江干流8个站点的水位数据, 发现荆江河段、感潮河段以及城陵矶至芜湖河段的湖泊湖底高程和长江水位之间存在不同的相位关系. 其中城陵矶至芜湖河段内湖泊湖底高程约束在附近长江多年平均水位和旱季水位之间. 据此, 本研究提出了利用沿江湖泊高程重建全新世长江位的方法, 并利用长江下游的南漪湖、陈瑶湖进行了大通附近8ka以来长江干流水位重建, 结合其他研究, 揭示8~6ka水位快速上升, 6~3ka可能长江水位比较平稳, 3~2.5ka以来长江水位进一步上升. 重建结果显示长江水位变化与海平面上升、气候变化以及人类活动有关. 研究进一步提出, 运用长江沿江湖泊沉积物高程重建全新世干流水位, 需要关注构造沉降、压实作用、水位比降以及采样点的代表性对结果的影响.

致谢 于世永教授对中文文稿的修改以及英文的润色提供了帮助, 责任编委和审稿专家的评审意见和建议对文章的进一步优化起到了重要的作用, 在此一并感谢.

参考文献

车群. 2022. 1世纪至20世纪中期上荆江流域河道与水环境变迁——基于荆江洪水位历史变迁的考察. 历史地理研究, 42: 1–15

陈新玉, 王传根, 殷鹏. 2003. 长江九江站水位变化与气象要素的关系. 气象, 29: 55–57

陈中原. 2001. 长江三角洲之沉降. 火山地质与矿产, 22: 95–101

方金琪. 1991. 冰后期海面上升对长江中下游影响的探讨. 地理学报, 46: 427–435
湖南省地质矿产局水文地质工程地质二队. 1991. 湖南省洞庭湖平原环境地质问题综合评价报告. 长沙
江苏省革命委员会水电局. 1978. 江苏省水文统计全册
江苏省水文总站. 1984. 江苏水文统计(1972–1982). 第三册太湖区
姜加虎, 窦鸿身. 2003. 中国五大淡水湖. 合肥: 中国科学技术大学出版社
姜加虎, 黄群, 孙占东. 2009. 洞庭湖泥沙淤积与洲滩变化研究. 人民长江, 40: 74–75
荆州市长江河道管理局. 2012. 荆江堤防志. 北京: 中国水利水电出版社
柯瑞, 肖霞云, 迟长婷, Hillman A, 贾宝岩, 羊向东. 2023. 中晚全新世长江中下游气候和人类活动导致环境变化的多指标记录. 中国科学: 地球科学, 53: 1461–1478
齐述华, 龚俊, 舒晓波, 陈良富. 2010. 鄱阳湖淹没范围、水深和库容的遥感研究. 人民长江, 41: 35–38
齐述华, 熊梦雅, 廖富强, 刘贵花, 郑海金. 2016. 人类活动对鄱阳湖泥沙收支平衡的影响. 地理科学, 36: 888–894
秦曾灏, 李永平. 1997. 上海海平面变化规律及其长期预测方法的初探. 海洋学报, 19: 1–7
水利电力部水文局印. 1982. 全国主要河流水文特征统计. 第二部分逐年统计(至1979年)
王峰. 2015. 近百年来长江中游牛轭湖沉积特征及其环境意义——以长江荆江段牛轭湖群为例. 硕士学位论文. 上海: 上海师范大学. 1–46
王苏民, 窦鸿身. 1998. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社
王张华, Liu J P, 赵宝成. 2007. 全新世长江泥沙堆积的时空分布及通量估算. 古地理学报, 9: 419–429
向诗月, 程和琴, 滕立志. 2021. 鄱阳湖流域侵蚀基准面近期变化及其影响. 泥沙研究, 46: 47–54
肖平, 易朝路. 1989. 江汉平原全新世环境变化初探. 干旱区资源与环境, 8: 158–162
谢树成, 胡超涌, 顾延生, 黄咸雨, 朱宗敏, 黄俊华. 2015. 最近13 ka以来长江中游古水文变化. 地球科学—中国地质大学学报, 40: 198–205
徐起浩. 2018. 无明显压实的滨海相沉积孔隙度识别及其机理与意义. 沉积学报, 36: 1091–1104
徐砚田. 2019. 海平面变化驱动的长江中下游湖泊的形成. 博士学位论文. 武汉: 中国地质大学. 1-97
杨达源. 1985. 苏南全新世泥炭与海面. 海洋科学, 9: 11–14
杨达源. 1989. 晚更新世末期以来长江中下游水位的变化. 第四纪研究, 8: 114–121
杨达源, 李徐生. 2000. 长江中下游湖泊的成因与演化. 湖泊科学, 12: 226–232
杨怀仁, 谢志仁. 1984. 中国东部近20000年来的气候波动与海面升降运动. 海洋与湖沼, 15: 1–13
杨建明. 1988. 海平面变化研究中沉积压物实量的估算. 台湾海峡, 7: 382–388
姚书春, 李春海, 凌超豪, 张坤, 周忠泽, 刘金亮, 陶玉强, 程龙娟, 薛滨. 2019. 全新世中期相对稳定的长江水位造成约3000年的湖泊沉积缺失. 第四纪研究, 39: 1148–1158
殷鸿福, 陈国金, 李长安, 魏源. 2004. 长江中游的泥沙淤积问题. 中国科学D辑: 地球科学, 34: 195–209
于亚文, 戴志军, 梅雪菲, 王杰, 魏稳. 2018. 近60年来洞庭湖出湖泥沙动态变化与影响机制. 华东师范大学学报(自然科学版), 4: 159–170
战庆. 2015. 长江三角洲全新世海平面重建研究综述. 上海国土资源, 36: 80–85
张凤英, 刘尚仁. 1996. 沉积物压实量分式及其在研究海面高度中的应用. 中山大学学报: 自然科学版, 35(增刊): 42–48
长江中下游防汛总指挥办公室. 1980. 长江中下游防汛基本资料(水情)
赵炳炎, 胡建芳, 刘丰豪, 陈炜, 王伟铭. 2021. 长江下游南漪湖沉积记录的全新世以来温度变化. 第四纪研究, 41: 1044–1055
赵成双苹, 莫多闻. 2020. 长江中游江汉-洞庭盆地全新世以来水文环境演变与人类活动. 地理学报, 75: 529–543
中国科学院地理研究所, 长江水利水电科学研究院, 长江航道局规划设计研究所. 1985. 长江中下游河道特性及其演变. 北京: 科学出版社
中国科学院南京地理与湖泊研究所. 2019. 中国湖泊调查报告. 北京: 科学出版社. 671
中华人民共和国水利部. 2017. 中华人民共和国水利行业标准SL 261-2017. 湖泊代码. 北京: 中国水利水电出版社. 1–97
中央水利部南京水利实验处刊印. 1951. 长江流域水文资料. 第三辑, 长江下游区(第一册)
周凤琴. 1986. 荆江近5000年来洪水位变迁的初步探讨. 历史地理(第四辑): 46–53 上海: 上海人民出版社
An C, Fang H, Zhang L, Su X, Fu X, Huang H Q, Parker G, Hassan M A, Meghani N A, Anders A M, Wang G. 2022. Poyang and Dongting Lakes, Yangtze River: Tributary lakes blocked by mainstem aggradation. Proc Natl Acad Sci USA, 119: e2101384119
Bird M I, Fifield L K, Teh T S, Chang C H, Shirlaw N, Lambeck K. 2007. An inflection in the rate of early mid-Holocene eustatic sea-level rise: A new sea-level curve from Singapore. Estuar Coast Shelf Sci, 71: 523–536
Bird M I, Austin W E N, Wurster C M, Fifield L K, Mojtahid M, Sargeant C. 2010. Punctuated eustatic sea-level rise in the early mid-Holocene. Geology, 38: 803–806
Chen W, Wang W M, Dai X R. 2009. Holocene vegetation history with implications of human impact in the Lake Chaohu area, Anhui Province, East China. Veget Hist Archaeobot, 18: 137–146

Chen Z Y, Wang Z H. 1999. Yangtze Delta, China: Taihu lake-level variation since the 1950s, response to sea-level rise and human impact. Environ Geol, 37: 333–339

Feng L, Hu C, Chen X, Li R, Tian L, Murch B. 2011. MODIS observations of the bottom topography and its inter-annual variability of Poyang Lake. Remote Sens Environ, 115: 2729–2741

Heiri O, Lotter A F, Lemcke G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: Reproducibility and comparability of results. J Paleolimnology, 25: 101–110

Hu C, Henderson G M, Huang J, Xie S, Sun Y, Johnson K R. 2008. Quantification of Holocene Asian monsoon rainfall from spatially separated cave records. Earth Planet Sci Lett, 266: 221–232

Liu J, Deng J, Chai Y, Yang Y, Zhu B, Li S. 2019. Variation of the waterlevel in the Yangtze River in response to natural and anthropogenicchanges. Water, 11: 2594

Liu J, Shen Z, Chen W, Chen J, Zhang X, Chen J, Chen F. 2021. Dipolar mode of precipitation changes between north China and the Yangtze River Valley existed over the entire Holocene: Evidence from the sediment record of Nanyi Lake. Int J Climatol, 41: 1667–1681

Pei W, Wan S, Clift P D, Dong J, Liu X, Lu J, Tan Y, Shi X, Li A. 2020. Human impact overwhelms long-term climate control of fire in the Yangtze River Basin since 3.0 ka BP. Quat Sci Rev, 230: 106165

Song B, Li Z, Saito Y, Okuno J I, Li Z, Lu A, Hua D, Li J, Li Y X, Nakashima R. 2013. Initiation of the Changjiang (Yangtze) delta and its response to the mid-Holocene sea level change. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 388: 81–97

Törnqvist T E, González J L, Newsom L A, van der Borg K, de Jong A F M, Kurnik C W. 2004. Deciphering Holocene sea-level history on the U.S. Gulf Coast: A high-resolution record from the Mississippi Delta. Geol Soc Am Bull, 116: 1026–1039

Wang H, Liu W, Leng Q, Yang L, Zhao H, Yang J, Chen Y, Xiao S, Cao Y, Hu J, Qiang X, Cheng P, Du H, Li X, Yao Y, He Y, Zhao Z, Yang H. 2023. 2000 years of lake-level fluctuations and human adaptation around China's largest freshwater lake. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 612: 111397

Wang Z, Saito Y, Zhan Q, Nian X, Pan D, Wang L, Chen T, Xie J, Li X, Jiang X. 2018. Three-dimensional evolution of the Yangtze River mouth, China during the Holocene: Impacts of sea level, climate and human activity. Earth-Sci Rev, 185: 938–955

Wu L, Li L, Zhou H, Wang X, Zhang G. 2019. Holocene fire in relation to environmental change and human activity reconstructed from sedimentary charcoal of Chaohu Lake, East China. Quat Int, 507: 62–73

Xiao X, Yang X, Shen J, Wang S, Xue B, Tong X. 2013. Vegetation history and dynamics in the middle reach of the Yangtze River during the last 1500 years revealed by sedimentary records from Taibai Lake, China. Holocene, 23: 57–67

Xie S, Evershed R P, Huang X, Zhu Z, Pancost R D, Meyers P A, Gong L, Hu C, Huang J, Zhang S, Gu Y, Zhu J. 2013. Concordant monsoon-driven postglacial hydrological changes in peat and stalagmite records and their impacts on prehistoric cultures in central China. Geology, 41: 827–830

Yu Y W, Mei X F, Dai Z J, Gao J J, Li J B, Wang J, Lou Y Y. 2018. Hydromorphological processes of Dongting Lake in China between 1951 and 2014. J Hydrol, 562: 254–266

Zhang Q, Liu C L, Xu C Y, Xu Y P, Jiang T. 2006. Observed trends of annual maximum water level and streamflow during past 130 years in the Yangtze River basin, China. J Hydrol, 324: 255–265

Zhao H F, Lin Y, Zhou J, Sun Q, Yang L, Delang C O, He H. 2023. Quantifying the dynamic processes of soil erosion and lake sediment deposition in the Holocene in China. Quat Sci Rev, 304: 107993

Zhu Z, Feinberg J M, Xie S, Bourne M D, Huang C, Hu C, Cheng H. 2017. Holocene ENSO-related cyclic storms recorded by magnetic minerals in speleothems of central China. Proc Natl Acad Sci USA, 114: 852–857

Zong Y. 2004. Mid-Holocene sea-level highstand along the Southeast Coast of China. Quat Int, 117: 55–67

(责任编委: 李小强)