

30-36

P531

太湖晚冰期—全新世气候、
环境变化的沉积记录

薛滨 瞿文川 吴艳宏 王苏民 吴瑞金

(中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊沉积与环境开放实验室, 南京 210008)

摘要 本文根据西太湖 3.96m 长湖泊岩芯沉积物的地球化学、微体古生物的综合分析, 讨论了太湖距今 14000 多年来的演化过程, 结果表明: 14300-13000aBP 气候干旱, 西太湖尚未形成; 13000-11030aBP 降水增加, 湖泊形成, 但气候偏凉; 11030-10200aBP 是一个较显著的冷偏湿期, 湖泊水位相对较深; 10200-9500aBP 为一温干时期; 9500-7200aBP 是偏暖湿的过渡阶段, 内部波动剧烈; 7200-5700aBP 为一暖湿期; 5700-4900aBP 各项指标发生突变, 地层存在沉积间断; 4900aBP 至今, 湖泊水深减小, 湖底沉积物受波浪扰动, 藻类生长茂盛, 富营养化程度逐渐严重。

关键词 太湖 14ka 环境变化 沉积记录

分类号 P343.3 P532

全新世, 古气候

太湖是我国第三大淡水湖, 地处人口稠密、经济发达的长江三角洲, 湖泊面积 2428km², 平均水深 1.89m, 为典型的平原浅水型湖泊。关于其形成与演化历史, 历来受众多古生物与古地理学家的重视^[1-4], 近年来, 又有学者根据太湖湖泊沉积物的古湖沼学研究, 对太湖是否在全新世受到海侵等问题进行了深入的探讨^[5]。本文是作者根据在西太湖钻取的沉积岩芯化学分析与微体古生物研究结果, 对 14000aBP 以来太湖记录的气候、环境提出初步的认识。

1 材料与方法

柱状样于 1995 年 11 月在西太湖马迹山东南用 Livingstone 采样器获得, 水深 2.7m, 两个柱样孔位接近, 约位于 31°22' N, 120°7' E, 一孔长 3.96m (WT1), 另一孔 (WT2) 3.78m, 样品于野外按 2cm 间隔采集, 密封运回, 置于温度小于 4℃ 的冰柜, 对沉积物进行了化学分析 (有机碳、氮, 有机碳同位素, 氢指数, 色素) 与微体古生物 (介形虫、有孔虫) 分析, 有孔虫和介形虫的分析鉴定由中科院南京地质与古生物研究所完成, 有机碳含量 (TOC) 的测试采用重铬酸钾容量法 (外加加热法)^[6]; 太湖沉积物中无机氮含量很低, 用沉积物总氮含量代替总有机氮 (TON), 总氮的测试采用过硫酸盐—紫外分光光度法^[7]; 有机碳同位素 ($\delta^{13}C_{org}$) 的分析使用静态氧化法制备 CO₂ 气体, 在 Finnigen MAT-251 型质谱仪上测定其 $\delta^{13}C_{org}$ (PDB); 氢指数 (HI) 的测定在 Rock-Eval 热解仪上进行, 结果以 $S_2 \times 100 / TOC$ 计算, 单位是 mg 烃/g · TOC, 即每克有机碳热解所产生的毫克烃量; 色素含量的测试参考 Swain 的方法^[8], 采用 90% 丙酮萃取和萃取液的不同处理方法后, 使用 752 紫外分光光度计, 根据各色素的特点波长, 分别测定叶绿素

中国科学院重大项目 (KZ951-A-402) 和湖沼专项课题资助。
收稿日期: 1998-01-04, 薛滨, 男, 1970 年生, 博士生, 助理研究员。

及其衍生物总量(CD),总类胡萝卜素(TC),颤藻黄素(Osc)和蓝藻叶黄素(Myx)的样液并计算各色素的含量,具体见韩晓钟(1992)^[9]。

2 地层年代和环境参数

2.1 地层年代

WT1 孔用本所低本底液体闪烁计数仪 Wallac Quatulus1220 型获得¹⁴C 年代 4 个,即: 5936±44aBP(50—60cm), 7899±110aBP(108—124cm), 10299±123aBP(202—212cm), 14188±865aBP(374—384cm), 得出的年代—深度关系见图 1,令人惊奇的是,该曲线与刘金陵等在西太湖相近位置获得的 2.8m 长钻孔年代深度吻合较好,而且他们所用的两个年代 8575±410aBP(160—170cm), 6145±370aBP(60—70cm)也由本所测定,可见本文所研究钻孔的年代序列具有很好的可信度,说明西太湖可能早在 14000aBP 就有积水洼地存在。从太湖湖底广泛分布的基底“黄土物质”的年代看, W. Chang 曾在东太湖获得其顶部年代为 15885±170aBP^[10], 尽管已有的年龄表明这层坚硬黄土层可能沉积年代延续到 11240aBP^[11], 但毋庸置疑,在西太湖所采集样品的洼地早在 14000aBP 就有局部水下沉积,并且,就目前研究而言, WT1 孔也是迄今在西太湖洼地钻取的最长的一个湖泊钻孔,记录了距今 14000aBP 以来的太湖形成演化的信息。

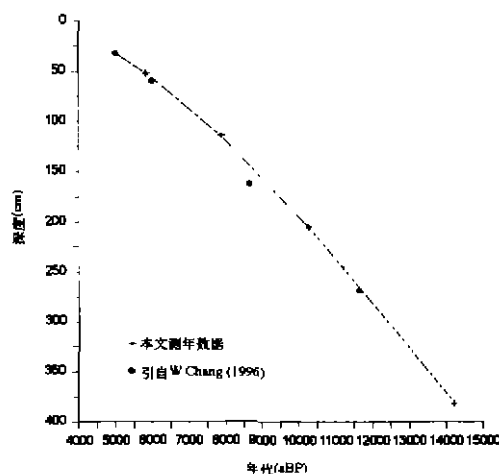


图 1 WT1 孔的年代—深度关系
Fig. 1 Age-depth curve of West Taihu Lake core

2.2 环境参数的分析结果

2.2.1 地球化学分析 对 WT1 孔沉积物进行了 TOC、TN、HI、色素等地球化学分析,总的来说,含量均较低(图 2)。

TOC 的含量除了 325cm 以下较低(小于 0.3%),其它均大于 0.3%,反映 325cm 以上较为稳定的湖泊环境,其中仍有波动,325cm 以下低的 TOC 值可能与初始生产力低和较差的保存条件有关。

氮的含量分布有明显的三段,325cm 以下和 80cm 以上均为相对的低值段,平均接近 0.05%,其中 40cm 以上 TN 有所增加,达 0.07%;整个岩芯的 TN 高值出现在 325—80cm,平均约 0.09%,可能与当时较好的温度条件有关,水生生物的大量繁衍使得沉积物中 N 的含量升高,40cm 向上 TN 的再次升高可能与人类活动作用的加强有关,是湖泊的逐步富营养化的结果。

HI 近年来已成为评价湖泊沉积环境的一项有效指标,可用于判识有机质的来源和沉积时的氧化还原环境,并可间接指示水位波动。HI 的低值,可能是由于沉积物的陆上暴露,或是充分混合的含氧水柱的分解作用,使有机质的数量与类型发生变化^[12],同样,HI 的高值代表内

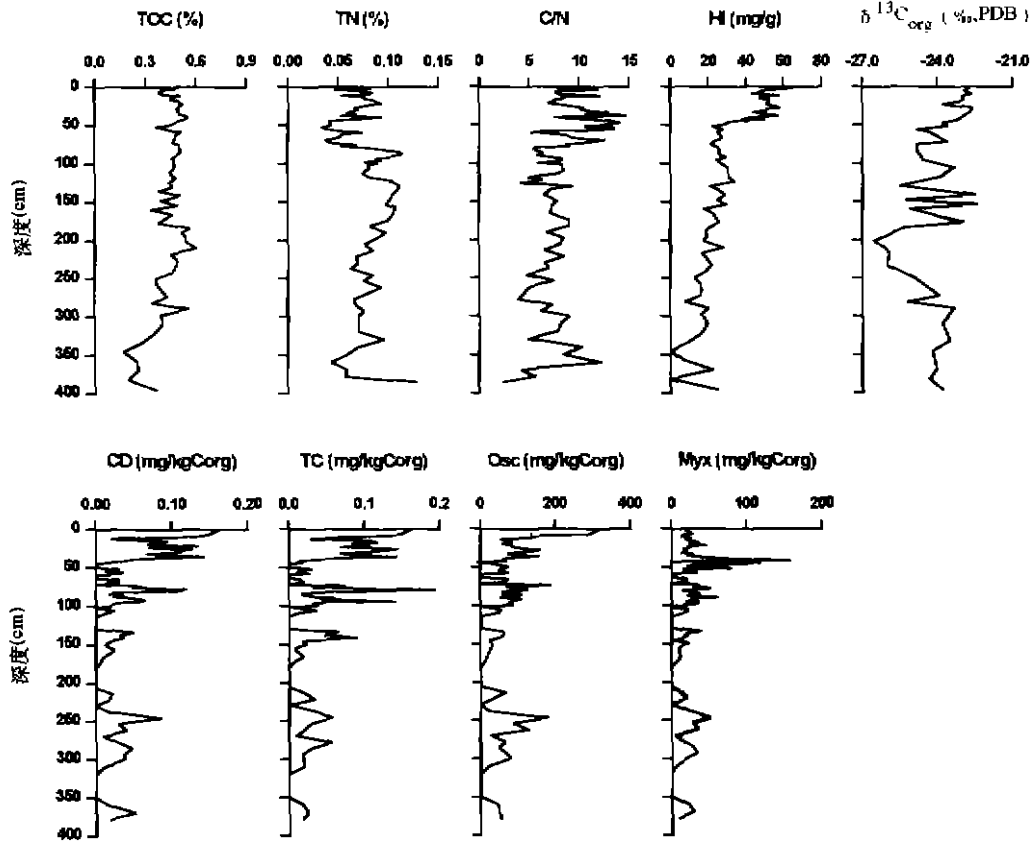


图 2 WT1 孔的地球化学指标分析

Fig. 2 The results of geochemical proxies from WT3 core

源有机质增加与湖泊水深较大的稳定还原环境。西太湖钻孔 325cm 以下为显著的谷值段, 在 346cm、382cm 的零值可能与沉积物的出露水面有关, 325cm 向上 HI 逐渐增加, 40cm 是一个明显的突变面, 往上 HI 显著升高, 与沉积有机质中藻类的贡献增加有关(这从 $\delta^{13}C_{org}$ 及色素含量曲线上也能得到证实)。

有机碳同位素 $\delta^{13}C_{org}$ 变化直接取决于沉积物有机质的来源, 根据其值的变化, 结合其它环境代用指标, 能够间接地反映古气候状况。Pearson 等认为在较冷的气候期, $\delta^{13}C_{org}$ 值是偏正的, 较负的 $\delta^{13}C_{org}$ 值表明陆源的或漂浮的有机物质注入湖泊。对青藏高原 RH 孔的研究也表明, $\delta^{13}C_{org}$ 偏负阶段代表偏湿的环境, 偏正段为冷干的环境^[12]。当然, 在考虑湖泊沉积有机质 $\delta^{13}C_{org}$ 变化的影响因素时, 同样得考虑湖泊水生生物, 尤其是低等植物藻类的参与, 因为藻类的 $\delta^{13}C_{org}$ 值为 -12 至 -23‰, 此外在太湖还得考虑海水的影响, 因为海相沉积物 $\delta^{13}C_{org}$ 通常高于淡水沉积物, 前者一般为 -18 至 -22‰, 后者 -23 至 -29‰^[13]。WT1 孔 $\delta^{13}C_{org}$ 值在 200—250cm 是一个明显的谷值段, 反映在约 10000aBP 前后太湖地区前后条件已变得相当温暖湿

润,这和前人研究也较一致,250cm 以下 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的高值对应于海水作用的影响,200cm 以上 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值的增加可能与气候变凉有关,50cm 以上 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值明显稳步增加,可能是太湖藻类的逐渐繁盛的结果。作者在东太湖水域中心也曾获得一长 2.46m 的湖泊岩芯,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 曲线与前人研究结果^[13]极为相似(图 3),220—90cm $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值平均小于 -26‰,尽管东太湖的湖泊沉积岩芯表明只有 6500 年的历史^[14],但和西太湖 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 曲线相比,后者基本维持在 -24‰ 左右,因此,看来东、西太湖在其各自的演化历史存在明显的生态环境差异。刘金陵等曾提出西太湖在 11000aBP 受到海水作用的影响,而东太湖一直处于淡水的作用,这从本文的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 曲线上也可得到证实。东太湖 90cm 以上 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 明显增加,也和王金权等研究一致^[13],说明东太湖湖底沉积物 90cm 以上由河流环境逐渐过渡为湖泊环境,沉积有机质中藻类的贡献增加;同样,从东西太湖的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 曲线比较看,西太湖的成湖远早于东太湖。

湖泊沉积色素近年来在湖泊环境研究方面,愈加得到重视,根据其在沉积剖面中的含量、种类可用来解释湖泊初始生产力,进而分析湖泊温度、水深、营养态。西太湖钻孔样品的色素分析表明,总体含量偏低,但波动频繁,50—100,140—160,210—300cm 是色素含量的高值段,但色素含量的显著增加发生在 40cm 处,CD、TC 平均由 0.05 $\mu\text{g/g}$ 增加到 0.1 $\mu\text{g/g}$,Osc、Myx 也同步增加,这种色素浓度的增加是否与良渚文化导致营养盐输入增加有关,尚不得而知,但从年代上来看是较为一致的。钻孔顶部(0—2cm)各项色素含量也是一个更为显著的高值,尤其 CD、TC、Osc 基本代表全剖面的峰值,这是太湖近年藻类的大量繁殖、人类影响加剧,湖水环境进一步恶化的结果。

2.2.2 生物地层学 对 WT2 孔进行介形类与有孔虫化石的分析,分析间距 2cm,分析结果如下:

WT2 孔 210—378cm 检出含近海相介形类,经鉴定总计有 11 科,18 属,6 种及若干未定种,主要包括豆艳花介 *leguminocythereis* Howe,网纹新中华介 *Neosinocythere reticulata* (Chen),中华洁面介 *Albileberis sinensis* Hou,新单角介 *Neomonoceratina*,弯贝介 *Loroxoncha*,宽卵中华美花介 *Sinocytheridea latiovata* Hou,戈琼沟眼花介 *Alocopocythere goujoni* (Brady),肯登格沟眼花介 *A. Kendengensis* (Kingma) 等。这些种属均属近海相,不含淡水属种,主要分布在我国沿海浅水低盐区,总的来说,个体偏小,壳壁偏薄,装饰更弱。其中偏咸的沟眼花介属在 370cm 以下及 230—240cm 出现较多。

该孔有孔虫分析结果表明,210cm 以上缺少有孔虫,210cm 以下含丰富的有孔虫,并以底栖有孔虫占绝对优势,共 29 属 61 种,而浮游有孔虫仅 3 属 5 种。各样品所含有孔虫总体面貌基本一致,优势种为 *Ammonia beccarii*, *A. multicella*, *A. tepida*, *Cribronion frigidum*,

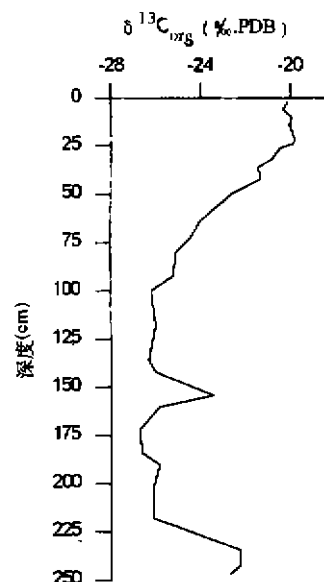


图 3 东太湖的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 曲线
Fig. 3 The result of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ from east Taihu core

Elphidiella kiangsuensis, *Elphidium magellanicum*, *E. nakanokawaense*, *Nonion anomalinoides*; 常见者有 *Ammonia globosa*, *A. granuloumbilica*, *A. takanabensis*, *Anomalinoides globulosa*, *Buccella inusitata*, *Cribrononion gnythosuturatum*, *C. laevigatum*, *Elphidium subcrispum*, *Nonion boueanum*, *N. extensum*, *Nonionella atlantica*, *N. auricula*, *N. jacksonensis*, *Pseudogyroidina sinensis*, *Quinqueloculina* sp., 以及浮游有孔虫 *Globigerina bulloides* 等, 整个有孔虫动物群可以称为 *Ammonia beccarii* - *Cribrononion frigidum* - *Elphidium magellanicum* 组合(简称 A-C-E 组合)这种组合的有孔虫分子与江苏东部第四纪晚期有孔虫面貌比较接近, 与现代黄海和东海的有孔虫也比较相似, 总体来说 WT2 孔含有孔虫壳体偏小, 壳壁较厚, 含有大量广盐性属种, A-C-E 组合当时所处环境是比较隔绝、盐度偏低、与浅海联系密切的海水环境, 就沉积岩芯含有孔虫层段而言, 有孔虫丰度和分异度并不一致, 约 2.86-2.98m 有孔虫个体数和种数明显减少, 几乎不见浮游有孔虫, 可能代表一种盐度偏低的环境。

3 西太湖钻孔揭示的过去 14000 年气候环境演化

根据上述代用指标的综合分析结果, 可以将西太湖晚冰期至全新世环境演化过程划分为 8 个阶段, 其中 WT1 孔年代按¹⁴C 年龄内插, WT2 孔和 WT1 孔大致按深度对比。

(1) 14300-13000aBP(396-325cm), 该沉积段 HI、TOC、TN 等为明显的谷值段, 高的 C/N 比值可能与陆源物质来源较多有关, HI 两次出现零值, 色素含量极低, 说明沉积物可能出露水面, 该时段环境和下伏层位硬土层形成环境相比, 虽有所改善, 表现为间歇性积水, 总的来说仍偏干。至于沉积物中海相因子的检出, 对应了 $\delta^{13}C_{org}$ 值较高, 也是浮游有孔虫的普遍峰值段, 也是介形虫种属中偏咸的沟眼花介属含量高值段, 一方面对应偏干的气候, 同时也不能排除残留相产物的可能性。

(2) 13000-11030aBP(325-240cm), 沉积物中有机碳、氮含量均有升高, 反映湖泊的保存条件逐渐改善, 碳氮比值较前期下降, 对应湖泊沉积有机质中内源的比例加大, 同样 HI 也相应升高; 色素含量普遍是一个高值段, 所有上述指标表明西太湖在这一时期开始形成, 流域降水增加, 相应海相有孔虫丰度明显降低; 而 $\delta^{13}C_{org}$ 值仍然偏高说明当时气候偏温凉, 总体表明该时期温凉湿润的气候期。

(3) 13000-10200aBP(240-210cm), 这一时期是一个较显著的冷期, 当然内部也有波动。尽管海相有孔虫丰度在本沉积段下部再次出现峰值, 但 $\delta^{13}C_{org}$ 却是整个剖面的谷值, HI 继续稳步升高, TOC 值波动上升, 说明湖泊水位相对较深, 但偏咸的沟眼花介属在 230-240cm 出现较多, 加上色素含量在本段也有下降, 说明气候冷偏湿, 但较前略有干燥。

(4) 10200-9500aBP(210-175cm), TOC 含量为明显峰值, 色素含量低, $\delta^{13}C_{org}$ 值下部低谷, 上部明显增加, 有孔虫与介形虫均从剖面中消失, 这一时期可能对应全新世初期的温偏干时期。

(5) 9500-7200aBP(175-100cm), $\delta^{13}C_{org}$ 值在该时期波动剧烈, 并且幅度很大, TOC 有所降低, 但色素含量基本呈一个小的波峰, HI 较前期略有增加, 所有指标表明这是偏暖湿的过渡阶段, 内部波动剧烈, 其中尤以 125-115cm(7900-7600aBP)冷干波动最为突出。

(6) 7200-5700aBP(100-50cm), 色素含量丰富, 并再次出现一个峰值, 为整个研究时段

一个暖湿期。TOC、TN、HI 值较高, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值略有下降,也和暖湿的气候有关。

(7) 5700—4900aBP(50—30cm), W. Chang 等曾在西太湖钻孔 20、33cm 分别获得 5490 ± 140aBP、5020 ± 75aBP, 因此结合本文的年代序列, 推测 30cm 处年代约 4900aBP, 从前述分析结果看, HI、TN、各项色素含量等指标均在 40cm 处发生突变, 这和人认为该处存在沉积间断似乎完全一致。

(8) 4900aBP 至今(30—0cm), 太湖在长达 5000 年的历史仅有 30cm 的沉积, 看来可能缺失部分时段的沉积, 这与 3000—4000aBP 东、西太湖的连通及太湖统一水体的形成密切相关^[11], 湖泊水深明显减少, 湖底沉积物受波浪扰动加剧, 在西太湖所进行的短柱岩芯²¹⁰Pb 研究也证实了这一点, 所以很难讨论沉积地层记录的演化序列, 但总体来讲, HI 为全剖面明显的峰值, 而且 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值也接近整个柱子的峰值, 暗示藻类生长茂盛, 湖泊富营养化程度严重, 同样, 色素含量也为剖面的峰值段, 所有指标均记录了距今 4900a 以来太湖环境的一个混合信息。

4 结果与讨论

西太湖沉积孔柱忠实地记录了西太湖 14000aBP 以来的形成演化过程: 14300—13000aBP 气候干旱, 环境条件较差, 西太湖还未形成; 13000—11030aBP 降水增加, 湖泊开始形成, 但气候偏凉, 是一个凉湿的气候期; 11030—10200aBP 是一个较显著的冷偏湿时期, 湖泊水位相对较深; 10200—9500aBP 为一温偏干时期; 9500—7200aBP 是偏暖湿的过渡阶段, 内部波动剧烈; 7200—5700aBP, 为整个研究时段一个暖湿期; 5700—4900aBP 各项指标发生突变, 地层可能存在沉积间断; 4900aBP—至今, 湖泊水深明显减少, 湖底沉积物受波浪扰动, 但各项指标的混合信息表明湖泊藻类生长茂盛, 富营养化程度严重。

本文研究结果表明, 沉积物中海相有孔虫、介形虫出现较早, 约在 14KaBP, 但显然这和海水进入太湖并无关联, 可能的解释是受太湖平原上局部盆地残留海水作用, 这也有待今后的进一步的分析研究。

致谢 中科院南京地质与古生物研究所黄宝仁先生帮助分析介形虫, 王治耕先生分析有孔虫, 本所夏威夷工程师协助野外工作, 在此, 一并表示感谢!

参 考 文 献

- 1 孙顺才, 黄漪平等. 太湖. 北京, 海洋出版社, 1993
- 2 严钦尚, 许世远. 长江三角洲现代沉积研究. 上海, 华东师范大学出版社, 1987
- 3 洪雪晴. 太湖的形成与演变过程. 海洋地质与第四纪地质, 1991, 11(4), 87—98
- 4 杨怀仁, 谢志仁. 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, 1984, 15(1), 1—13
- 5 William Y B Chang, 许雪珉, 杨景荣等. 从沉积物特征谈太湖的演变. 湖泊科学, 1994, 6(3), 217—226
- 6 于天仁, 王振权. 土壤分析化学. 北京, 科学出版社, 1980. 15—17
- 7 钱君龙, 张连第, 乐美麟. 过硫酸盐消化法测定土壤全氮全磷. 土壤, 1990, 22(5), 258—262
- 8 Swain B. Measurement and interpretation of sedimentary pigments. *Freshwater Biology*, 1985, 15, 53—75
- 9 韩晓钟, 沈瀚, 王苏民等. 青海湖沉积物的色素含量及其意义. 见: 刘东生, 安芷生主编. 黄土. 第四纪地质, 全球变化. 北京, 科学出版社, 1992. 116—121
- 10 William Y B Chang, 刘金陵. 11000 年以来太湖的形成与演变. 古生物学报, 1996, 35(2), 129—135

- 11 Talbot M, Livingstone D A. Hydrogen index and carbon isotopes of lacustrine organic matter as lake level indicators. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1989, 70, 121—137
- 12 吴敬祿, 沈吉, 王苏民. 湖泊沉积物中有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 形成条件兼论若尔盖盆地中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值所示古气候特征. 见: 青藏项目专家委员会编. 青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究学术论文年刊(1994). 北京: 科学出版社, 1995. 175—181
- 13 王金权, 刘金陵, W. Chang. 太湖全新世沉积物有机碳同位素的分布及其古气候意义. *古生物学报*, 1996, 35(2): 234—240
- 14 王 建, 汪永进, 刘金陵等. 太湖 16000 年沉积环境的演变. *古生物学报*, 1996, 35(2): 213—223

Sedimentological Record of Paleoenvironment of Taihu Lake in Late-Glacial to Holocene

Xue Bin Qu Wenchuan Wu Yanhong Wang Sumin Wu Ruijin

(Lake Sedimentation and Environment Lab., Nanjing Institute of Geography and Limnology, CAS, Nanjing 210008)

Abstract

According to the analysis on TOC, TN, pigment, organic carbon isotope, HI and ^{14}C dating etc. obtained from the sediments of a 3.96m—long core in West Taihu Lake, it is possible to understand the evolution of paleoenvironment during the last 14000 years in Taihu Lake. The results show that the evolution of paleoenvironment has undergone the following stages: Before West Taihu Lake was formed, there existed exposed feature from the proxies in 14300—13000aBP, reflecting arid paleoclimate. After the lake was formed, the climate got cool in 13000—11030aBP. All proxies showed a distinct cold and wetter climate in 11030—10200aBP. It was a warm and dry period in 10200—9500aBP, and then turned into a transitional stage of warmer and wetter climate with drastic fluctuation. It was warm and wet during 7200—5700aBP. Some proxies changed violently in 5700—4900aBP, reflecting a probable interruption of sedimentation. The lake began to be eutrophic in 4900aBP or later.

Key Words Taihu Lake, 14ka, environmental change, sedimentological record