

# 太湖8 000年来沉积物元素变化特征及古环境指示

吴永红<sup>1</sup>, 郑祥民<sup>2</sup>, 周立旻<sup>2</sup>

(1. 阔江学院地理科学系,福建 福州 350108;2. 华东师范大学地理学系,上海 200062)

**摘要:**通过对太湖北部钻孔沉积物地球化学元素的测试分析,可以很好的反演太湖8 000年来沉积环境演变,大体可以分为4个阶段:1)8.0~6.6 kyr BP气候温暖湿润阶段;2)6.6~2.6 kyr BP气候趋冷及频繁波动阶段;3)2.6~1.5 kyr BP气候回暖阶段;4)1.5 kyr~现在,气候再次快速变冷阶段。认为两次暖湿阶段指示近8 000年来东亚季风两次明显的加强,此变化导致长江中下游湖泊在全新世期间两次明显的高水位期。

**关键词:**太湖;地球化学元素;古环境

中图分类号:P595

文献标识码:A

文章编号:1008-858X(2015)01-0016-06

湖泊沉积是环境变化的良好载体,在区域环境变化研究中有着非常重要的意义<sup>[1-5]</sup>。湖泊沉积物中的化学元素种类和含量主要决定于汇水区的母岩性质、流域的气候条件、元素的地球化学特征等<sup>[6]</sup>,而汇水区母岩性质未发生变动的情况下,沉积物化学元素的种类和含量主要受气候条件、元素地球化学性质控制,所以在构造相对稳定的情况下,湖泊沉积物地球化学元素变化能够很好的指示该区域气候环境变化。本研究通过对太湖北部TH-004钻孔多指标分析,探讨区域全新世气候变化特征,对预测未来气候变化及区域气候影响因子的相互耦合关系、建立区域全新世气候变化序列具有重要意义。

## 1 研究区概况

太湖流域多年平均气温为15~17℃,无霜期平均为220~240 d,区内气候温和湿润,雨量充沛,年降水量1 100~1 150 mm。太湖位于长江三角洲南侧河湖密布的太湖平原上,是长江

下游重要的淡水湖,湖泊面积2 427.8 km<sup>2</sup>,除去湖中岛屿,湖泊实际水面面积为2 338.1 km<sup>2</sup>,南北长68.5 km,东西平均宽34 km,湖岸线总长405 km,平均水深1.89 m,最大水深2.6 m,为一较典型的浅水型湖泊。太湖平原在地形上是一个巨大的蝶形洼地,它与里下河蝶形洼地南北遥相对应。蝶形洼地的底部就是老三角洲部分的湖沼平原,地面高度都在4 m以下,一般2.5~3.5 m。这里是长江三角洲湖泊集中分布区,大小湖荡200多个,以太湖为最大,是仅次于鄱阳湖、洞庭湖的我国第三大淡水湖,上海、苏州、无锡等大城市与其相邻<sup>[7]</sup>。

## 2 样品采集及实验手段

2010年12月18日于太湖采集湖泊沉积柱样5例,取其1例(TH-004)作为本项研究样品,TH-004采样点位于北纬31°25.362',东经120°08.676',岩芯长2.5 m,上部60 cm以2 cm间隔分样,下部以1 cm间隔分样,共取得样品220个(图1)。样品化学元素用日本产

收稿日期:2014-04-02;修回日期:2014-04-16

基金项目:福建省中青年教师教育科研项目(JA13256);闽江学院科研计划项目(MYK14013)资助

作者简介:吴永红(1980-),男,博士,讲师,主要从事第四纪地质与环境地球化学研究。Email:shuangyun2626@163.com。

XRF - 1800 扫描型 X 射线荧光光谱仪测定。将样品在 40℃ 烘箱中干燥 72 h, 用玛瑙研钵充分研磨, 过 100 目筛, 称取 2~4 g 样品放入聚乙烯圆片中, 在 37.5 t 压力下制成内径约为 30 mm, 外径约为 40 mm 的样片, 上机测试。本方法选用国家一级标准物质水系沉积 GSD - 9 为控制标准<sup>[7]</sup>。

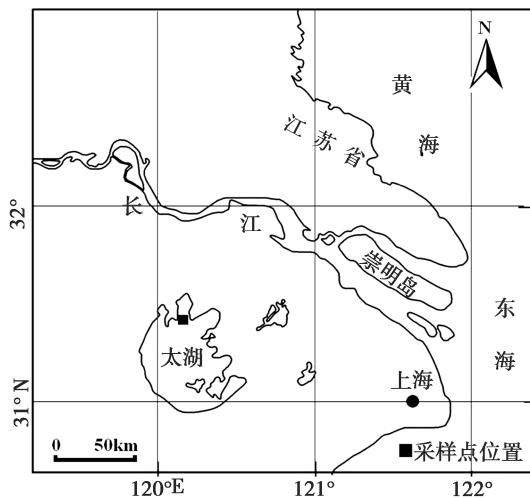


图 1 TH - 004 钻孔沉积物采样点位置

**Fig. 1** Location map showing the positions of TH - 004

沉积柱样年代测定在日本大学地球科学系完成, 沉积柱样有 2 个样品符合测年标准, 分别位于 40 cm、250 cm 深处, 前一样品为贝壳, 后者为木屑样品, 测试年代为 1994 AD、8 065 yr BP。分析认为 40 cm 处贝壳样品测试年代偏轻, 可能是由于活体贝壳下潜所致, 有较大误差, 不能很好代表该层位年代, 所以不计入选本研究年代—深度序列构建。本文年代—深度序列是在假定沉积柱样顶部为“0”年, 250 cm 深处年代为 8 065 yr BP, 对其进行线性回归来完成年代序列的确定<sup>[7]</sup>。因为在年代资料相对较少的情况下, 复杂的年代—深度回归构建并不一定能提供更可靠的年代序列<sup>[8~9]</sup>, 所以本文采取相对简单的线性回归方法进行年代序列回归。

沉积岩芯为青灰色粘土, 无明显分层现象, 仅在 30、40 cm 处有两个贝壳层, 在岩芯底部 250 cm 处出现大块树木残体<sup>[7]</sup> (图 2)。

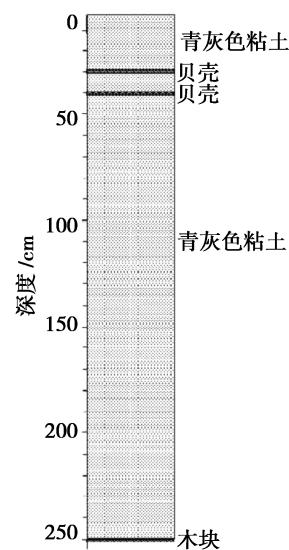


图 2 TH - 004 钻孔沉积剖面柱状图

**Fig. 2** Histogram of core TH - 004 section

### 3 沉积物地球化学元素在古气候研究中的应用

#### 3.1 化学风化指数

根据一些元素在不同环境条件下的不同地球化学行为, 可以判断当时的气候条件<sup>[10~13]</sup>。化学风化作用的强弱主要受制于水分的丰沛程度, 以及发生风化的温度条件。在强烈风化淋溶环境下, K、Ca、Na 快速淋失, 富铝铁化过程强烈, 所以化学蚀变指数 ( $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$ ) 与化学风化指数 ( $CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \times 100$ ) 可以很好的反映一个地区的环境条件<sup>[7,10~17]</sup>。

$SiO_2/Al_2O_3$  比值变化反映了 Si 通过化学淋溶搬运的变化情况<sup>[7]</sup>。同时, Fe 作为惰性元素, 难以流失, 所以  $SiO_2/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$  也可以作为风化系数, 具有同样的意义<sup>[14]</sup>。而  $Al_2O_3/Na_2O$ 、 $K_2O/Na_2O$  和  $CaO/K_2O$  能够很好的反映区域元素淋滤作用的强弱变化,  $CaO/K_2O$  降低指示  $Ca^{2+}$  的快速淋失,  $K_2O/Na_2O$  增大指示 Na 的快速淋失<sup>[18]</sup>。同时, 元素富集量的变化, 也能够很好反映区域气候的变

化特征,如在淋滤作用强的环境下, $K^+$ 、 $Mg^{2+}$  比  $Ca^{2+}$ 、 $Na^+$  更容易富集<sup>[10-11]</sup>。

### 3.2 Fe/Mn

$Fe$ 、 $Mn$  都是变价元素,对环境的氧化—还原性质反应敏感。由于  $Mn$  与  $O$  的亲和力明显低于  $Fe$  与  $O$  的亲和力,沉积过程中易发生  $Fe$ 、 $Mn$  分离, $Fe$  先沉淀导致沉积物  $Fe/Mn$  比值偏高<sup>[14]</sup>。所以, $Fe/Mn$  值能够很好反映沉积环境的氧化—还原性质。但太湖属于典型浅水型湖泊,沉积环境属于强氧化条件,湖泊水位变化对  $Fe/Mn$  影响并不明显。但是由于  $Fe$  比  $Mn$  更容易沉淀,也即  $Mn$  有着比  $Fe$  更强的活性,风

化过程中, $Mn$  首先被淋溶,使得  $Fe/Mn$  值增大<sup>[7]</sup>。

### 3.3 Rb/Sr

$Rb$ 、 $Sr$  有不同的地球化学特性,在表现地球化学过程中很容易分离<sup>[7,19-20]</sup>。许多研究已经显示,由于  $Sr$  比  $Rb$  有更强的活性,从而在风化过程中, $Sr$  更容易淋失, $Rb$  更容易富集,使得  $Rb/Sr$  降低<sup>[7,21-23]</sup>,所以  $Rb/Sr$  能够很好的反应一地区的风化程度。通常干冷气候时, $Sr$  不容易被淋失, $Rb/Sr$  减小;气候湿热时, $Rb/Sr$  增大,且湿度对  $Sr$  的影响更大<sup>[7,23-24]</sup>。

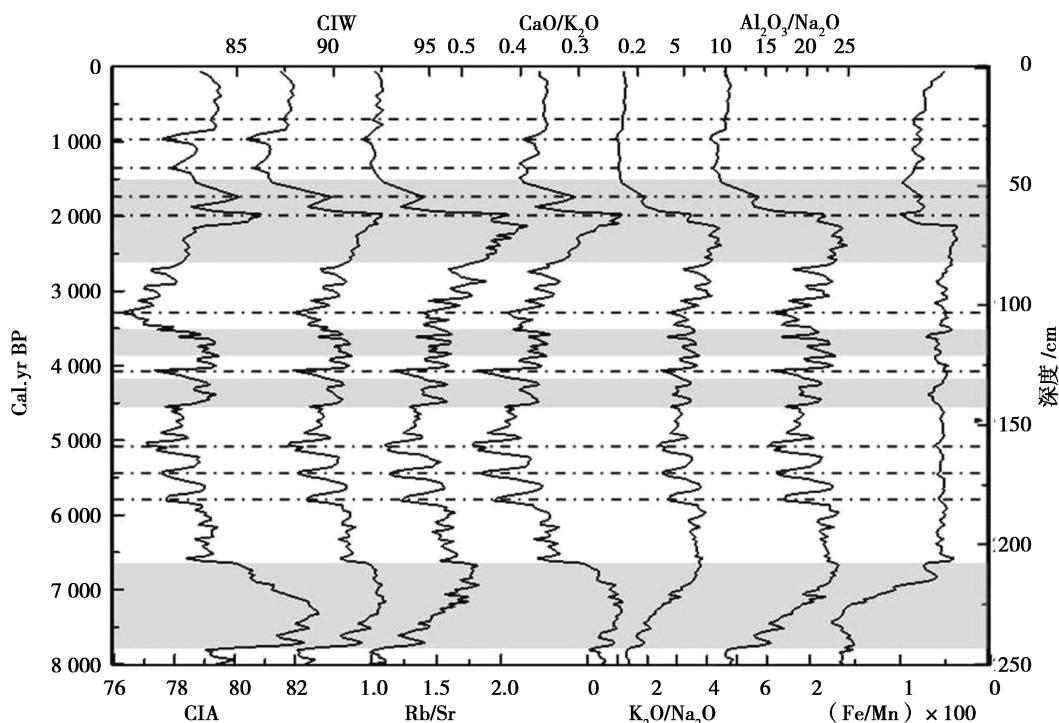


图 3 TH-004 钻孔沉积物地球化学元素指标变化曲线

Fig. 3 Ratios of major element content for the Taihu (TH-004) section

## 4 太湖 8 000 年来元素变化特征分析

太湖沉积物样品元素变化序列能够很好的指示沉积环境演变,而不同的指标对环境变化的敏感度不同,导致不同指标对环境变化的响应程度以及响应时间有所差异。自 8 kyr BP 以来(图 3),CIW、CIA 在 8~6.6 kyr BP 阶段处于

一个明显的高值阶段, $CaO/K_2O$  在该阶段处于明显的低值阶段,而  $Fe/Mn$  在该阶段为明显的高值,各项指标都指示该阶段沉积环境属高温高湿状态。但在该阶段有一很明显的特征, $Rb/Sr$ 、 $K_2O/Na_2O$  和  $Al_2O_3/Na_2O$  指标并没有表现出高值,而是明显的增加趋势,这可能是由于  $Rb/Sr$ 、 $K_2O/Na_2O$ 、 $Al_2O_3/Na_2O$  指标对环境变化的敏感性不如 CIW、CIA、 $CaO/K_2O$  以及

Fe/Mn,使得指标对环境变化的指示有所滞后。其间有明显的小尺度气候震荡在7.6 kyr BP左右,7.4 kyr BP左右也有一个小型气候震荡,这些变化在 CIW、CIA、CaO/K<sub>2</sub>O、Rb/Sr、K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Na<sub>2</sub>O 指标变化中都有着明显的指示。

6.6 kyr BP之后,CIW、CIA、Fe/Mn 以及 Rb/Sr 都进入一个相对低值阶段,而 CaO/K<sub>2</sub>O 进入一个相对高值阶段,一直持续到 2.6 kyr BP 左右。但这一变化特征在 K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Na<sub>2</sub>O 指标变化中并没有很好的指示,可能是由于指标敏感度的影响。期间有多次明显的气候波动,5.1、5.4、5.8 kyr BP 左右有 3 次明显的气候震荡,在 CIW、CIA、CaO/K<sub>2</sub>O、Rb/Sr、K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Na<sub>2</sub>O 指标变化中都有着明显的指示。4.5~3.5 kyr BP 左右,各项指标都指示该阶段太湖沉积环境有明显的回暖,但期间有一个快速的寒冷事件在 4.1 kyr BP 左右。在这次回暖期之后,风化指数快速降低,最低点出现在 3.3 kyr BP 左右。在此之后,指标显示太湖沉积环境开始缓慢回暖,最盛期出现在 2.6~1.5 kyr BP 左右,最温暖事件出现在 2.0、1.8 kyr BP 左右,期间有一个明显的寒冷事件在 1.9 kyr BP 左右。

从 1.5 kyr BP 开始,指标显示太湖沉积环境进入一个相对干冷阶段,期间也有几次明显的气候突变事件在 1.4、1.0 kyr BP 左右,1.4 kyr BP 气候事件在 CIW、CIA、CaO/K<sub>2</sub>O 中有着更为明显的指示,而 1.0 kyr BP 气候事件在各项指标中都有着很好的指示。

## 5 太湖8 000年来气候演化序列探讨

太湖湖泊沉积物地球化学元素变化特征很好的记录了近 8 000 年来该区域气候变化。8.0 kyr BP 之后,气候快速转暖,一直持续到 6.6 kyr BP,最盛期约在 7.3 kyr BP 左右,期间有两次快速的气候变冷事件约在 7.6 kyr BP、7.4 kyr BP 左右。GISP2 δ<sup>18</sup> O 记录在 7.0 kyr BP 也达到了其最高值,指示温暖气候事件。

6.6 kyr BP 之后,太湖沉积环境进入快速变冷并频繁波动阶段,各项指标指示 5.1、5.4、5.8 kyr BP 左右有 3 次明显的寒冷事件。4.5 kyr BP 之后气候有暂时转暖,一直持续到约 3.5 kyr BP 左右,期间有一个明显的寒冷事件在 4.1 kyr BP,这可能是称之为“4 000 yr BP 事件”<sup>[25]</sup>气候寒冷事件在太湖区域的响应,北大西洋浮冰变化也指示 4.0 kyr BP 左右寒冷气候事件的存在<sup>[26]</sup>,该事件可能导致埃及、印度、美索不达米亚古文明的衰落<sup>[25,27~32]</sup>,以及中国中原地区新石器文明的转型<sup>[33]</sup>。从 3.5 kyr BP 开始,太湖沉积环境再一次明显趋冷,期间有一些小型的气候波动,寒冷最盛期在 3.3 kyr BP 左右。在 GISP2<sup>[34]</sup>、古里雅冰芯<sup>[35]</sup>、敦德冰芯<sup>[36]</sup> δ<sup>18</sup> O 纪录中也指示 3.0 kyr BP 左右有快速降温事件,北大西洋及西伯利亚在该时段也有西风带加强的记录<sup>[37]</sup>。从各项指标该阶段变化特征来看,6.6~4.5 kyr BP 与 4.5~2.6 kyr BP 两个阶段各项指标的波动变化特征有明显不同,6.6~4.5 kyr BP 期间表现为明显的小型气候震荡,而 4.5~2.6 kyr BP 期间表现为大型的气候旋回中夹杂小型快速的波动。前人研究<sup>[38]</sup>也表明在 4 kyr BP 左右,太湖水文状况发生了较大变化,可能发生了东太湖与西太湖的连通<sup>[7]</sup>。

从 2.6 kyr BP 开始,气候再一次转暖,特别是 2.1 kyr BP 左右,气候快速转暖,最盛期在 2.1~1.5 kyr BP,在 2.0、1.8 kyr BP 左右达到了最高点,而在 1.9 kyr BP 有明显的突变寒冷事件。在长江三角洲南翼 PJ 钻孔研究中<sup>[39]</sup>,也指示该寒冷气候事件的存在,古里雅冰芯<sup>[35]</sup>、敦德冰芯<sup>[36]</sup> δ<sup>18</sup> O 记录也有非常好的对应性。

1.5 kyr BP 之后,气候再一次趋冷,两次明显的降温事件在 1.4、1.0 kyr BP 左右。古里雅冰芯<sup>[35]</sup>、敦德冰芯<sup>[36]</sup>、河西走廊扁都口黄土剖面<sup>[40]</sup>、赤道大西洋沉积记录、墨西哥湾海相沉积、GISP2<sup>[34]</sup> δ<sup>18</sup> O 研究中都显示 900 yr BP 左右有快速降温事件。厄瓜多尔在该时段有异常的干旱事件发生,肯尼亚山表现出大规模的冰川推进<sup>[41]</sup>,新西兰冰川有明显扩大迹象,非洲东南部在该时段也表现出寒冷干旱气候<sup>[42]</sup>。

我国史料对该降温事件也有很好记载<sup>[43]</sup>。

总体来说,太湖近8 000年来经历两次温暖阶段,分别在8.0~6.6 kyr BP、2.6~1.5 kyr BP,太湖盆地ZX-1孔孢粉及地球化学纪录也指示在8.0~6.0 kyr BP,区域气候相对温暖湿润,而在此之后气候开始恶化,在4.0 kyr BP左右到寒冷阶段的最盛期,这一寒冷事件之后,气候再次转暖,一直持续到2.5 kyr BP左右<sup>[18]</sup>。长江三角洲北翼启东沉积剖面研究显示,孢粉富集的最盛深度在35~25 m深度处,大约8.3~5.0 kyr BP,在10 m深度左右孢粉富集量明显降低,之后又出现大幅度的回升,孢粉富集量再次增加<sup>[44]</sup>。长江中下游几个湖泊<sup>[45~48]</sup>的水位变化也指示有两个高水位阶段分别在8 000~7 000 cal yr BP与3 000~0 cal yr BP,研究认为第一个高湖面阶段可能是由于全新世气候转暖,亚洲东南季风加强导致降水增加引起,第二个高湖面可能是由于蒸发减少与持续季风降水的共同作用的结果<sup>[49]</sup>。

## 6 结语

通过对太湖北部TH-004钻孔沉积物地球化学元素的测试分析,可以反演区域近8 000年来沉积环境演变。8.0 kyr BP之后区域气候快速转暖,一直持续到6.6 kyr BP;6.6 kyr BP之后区域气候快速趋冷并频繁波动,期间有频繁小型气候震荡,最寒冷期出现在3.3 kyr BP左右,但在4.5~3.5 kyr BP期间有短暂回暖;2.6 kyr BP区域气候再次转暖,最盛期在2.1~1.5 kyr BP,期间有一明显的寒冷气候事件在1.9 kyr BP;1.5 kyr BP开始气候再次趋冷,期间两次明显的降温事件在1.4、1.0 kyr BP左右。

## 参考文献:

- [1] Liu M, Baugh P J, Hutchinson S M, et al. Historical record and sources of polycyclic aromatic hydrocarbons in core sediments from the Yangtze Estuary China[J]. Environ Pollut, 2000, 110:57~65.
- [2] Huang C C, Connell M O. Recent land-use and soil-erosion history within a small catchment in Connemara, western Ire-
- land: evidence from lake sediments and documentary sources [J]. Catena, 2000, 41:293~335.
- [3] Tibby J. Explaining lake and catchment change using sediment derived and written histories: an Australian perspective[J]. Sci Total Environ, 2003, 310:61~71.
- [4] Keits K. Reading environmental signals from lake sediment archives[C]//Report of XIII INQUA Congress. Beijing: Science Press, 1991:10~19.
- [5] 韦朝阳,万国江.用湖泊沉积研究过去气候变化[J].地质地球化学,1995(1):54~57.
- [6] 翟秋敏,郭志永.坝上高原安固里淖全新世沉积地球化学特征与环境变化[J].古地理学报,2002,4(4):55~60.
- [7] 吴永红.长江三角洲与贵州草海地区全新世环境变化对比研究[D].上海:华东师范大学,2012.
- [8] Telford R J, Heegaard E, Birks, H J B. All age-depth models are wrong: but how badly? [J]. Quaternary Science Reviews, 2004, 23:1~5.
- [9] Mischke S, Kramer M, Zhang C, et al. Reduced early Holocene moisture availability in the Bayan Har Mountains, northeastern Tibetan Plateau, inferred from a multi-proxy lake record[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2008, 267: 59~76.
- [10] Nesbitt H W, Young G M. Formation and diagenesis of weathering profiles[J]. The Journal of Geology, 1989, 97(2): 129~147.
- [11] Nesbitt H W, Young G M. Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering: effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy[J]. Sedimentology, 1996, 43:341~358.
- [12] Chen Z L. The Geochemical Record of the Past 15 000-Year Environmental Change Derived from the Sediments In Bo Sea and Huang Sea in China[R]. Postdoctoral Research Report. East China Normal University, Shanghai, China, 1996.
- [13] Young G, Nesbitt H W. The chemical index of alteration as a palaeoclimatic proxy, new and refined proxies in palaeceanography and palaeoclimatology[C]. Abstracts for EUG XI, Theme CC: Climate Change. Cambridge Publications, the Conference Company, Cambridge, U. K., 2001: 108.
- [14] 杨建强,崔之久,易朝露,等.云南点苍山全新世以来的冰川湖泊沉积[J].地理学报,2004, 59(4): 525~533.
- [15] Wen Q Z, Diao G Y, Jia R F, et al. Geochemical indicators and their significance in paleoclimatic changes in Weinan loess section since the last interglacial[J]. Geochimica, 1996, 25(6):529~535.
- [16] Wen Q Z, Sun, F Q, Diao, G Y, et al. The ratios of oxides in a Luochuan Loess section, Shaanxi Province, and the geological significance and its weathering coefficient

- [R]//Annual reports. Guiyan: Institute of Geochemistry, Academia Sinica, 1981;168 - 170.
- [17] Nyakairu G W A, Koeberl C. Mineralogical and chemical composition and distribution of rare earth elements in clay-rich sediments from central Uganda[J]. *Geochemical Journal*, 2000, 35:13 - 28.
- [18] Tao J, Chen M, Xu S. A Holocene environmental record from the southern Yangtze River delta, eastern China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2006, 230:204 - 229.
- [19] Leinen M, Heath G R. Sedimentary indicators of atmospheric circulation in the northern hemisphere during the Cenozoic[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1981, 36:1 - 21.
- [20] White J W C, Cials P, Figgo R A, et al. A high-resolution record of atmospheric CO<sub>2</sub> content from carbon isotopes in peat[J]. *Nature*, 1994, 365:153 - 156.
- [21] Parrington J R, Zoller W H, Aras N K. Asian dust: seasonal transport to the Hawaiian Islands[J]. *Science*, 1983, 220:195 - 197.
- [22] Chen J, An Z, Wang Y. Rb/Sr distribution in Luochuan loess profile and paleomonsoon variation since 800 ka[J]. *Science in China (D)*, 1998, 28(6):498 - 504.
- [23] Chen J, An Z, Head J. Variation of Rb/Sr ratios in the loess-paleosoil sequences of Central China during the last 130,000 years and their implications for monsoon paleoclimatology[J]. *Quaternary Research*, 1999, 51:215 - 219.
- [24] Jin Z, Wang S, Shen J, et al. Chemical weathering since the little ice age recorded in lake sediments: a high-resolution proxy of past climate[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2001, 26(7):775 - 782.
- [25] Perry C A, Hsu K J. Geophysical, archaeological, and historical evidence support a solar-output model for climate change[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2000, 97:12433 - 12438.
- [26] Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates[J]. *Science*, 1997, 278:1257 - 1266.
- [27] Dalfes N, Kukla G, Weiss H. Third Millennium B. C. Climate Change and Old World Collapse[C]//NATO ASI Series 1, 49. Berlin: Springer, 1997:17 - 23.
- [28] Cullen H M, deMenocal P B, Hemming S. Climate change and the collapse of the Akkadian Empire: evidence from the deep sea[J]. *Geology*, 2000, 28:379 - 382.
- [29] deMenocal P B. Cultural responses to climate change during the last late Holocene[J]. *Science*, 2001, 292:667 - 673.
- [30] Hsu J, Sun K. Climate, hunger, and mass migration[J]. *Science in China (Series D)*, 1998, 41:449 - 472.
- [31] Weiss H, Courty M A, Wetterstrom W, et al. The genesis and collapse of third millennium North Mesopotamian civilization[J]. *Science*, 1993, 261:995 - 1004.
- [32] Weiss H. Beyond the Younger Dryas-collapse as adaptation to abrupt climatic change in ancient west Asia and the eastern Mediterranean[C]//Bawden, G., Reyher, R. Eds. *Confronting Natural Disaster: Engaging the Past to Understand the Future*. University of New Mexico Press, Albuquerque, 2000: 75 - 98.
- [33] Wu W, Liu T. Possible role of the "Holocene Event 3" on the collapse of Neolithic Cultures around the Central Plain of China[J]. *Quaternary International*, 2004, 117:153 - 166.
- [34] Tarlow K C, Lamorey G W, Doyle G A, et al. The flickering switch of late Pleistocene climate change[J]. *Nature*, 1993, 361:432 - 436.
- [35] Thompson L G, Yao T, Davis M E, et al. Tropical climate instability: the last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core[J]. *Science*, 1997, 276:1821 - 1825.
- [36] Thompson L G, Thompson E M, Davis M E, et al. Holocene-late Pleistocene climatic ice core records from Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Science*, 1989, 246:474 - 477.
- [37] Meeker L D, Mayewski P A. A 1 400 - year high-resolution record of atmospheric circulation over the North Atlantic and Asia[J]. *Holocene*, 2002, 12: 257 - 266.
- [38] Chang W Y B, 刘金陵. 11000年以来太湖的形成与演变[J]. *古生物学报*, 1996, 35(2):129 - 135.
- [39] Wu Yonghong, Zheng Xiangmin, Zhou Limin. Geochemical record of core PJ in Yangtze River Delta and implications for variations in paleoenvironment[J]. *Advanced Materials Research*, 2011, 183 - 185:161 - 165.
- [40] 吴永红,杨太保,于永涛,等.河西走廊全新世气候变迁与古文化响应[J].*干旱区研究*, 2006, 23(4):650 - 653.
- [41] Karle' n W, Fastook J L, Holmgren K, et al. Holocene glacier fluctuations on Mount Kenya, East Africa, between 6 000 cal. years BP and the present[J]. *Ambio*, 1999, 28:409 - 418.
- [42] Mayewski P A, Rohling E E, Stager J C, et al. Holocene climate variability[J]. *Quaternary Research*, 2004, 62: 243 - 255.
- [43] 于希贤. 近四千年来中国地理环境几次突发变异及其后果的初步研究[J]. *中国历史地理论丛*, 1995(2):45 - 63.
- [44] Liu K, Sun S, Jiang X. Environmental change in the Yangtze River Delta since 12,000 years B. P. [J]. *Quaternary Research*, 1992, 38:32 - 45.
- [45] 施雅风. 中国全新世大暖期气候与环境[M]. 北京:海洋出版社, 1992.
- [46] 孙顺才,伍贻范. 太湖形成演变与现代沉积作用[J]. *中国科学 B辑*, 1987(30):1329 - 1339.

(下转第37页)

depth of 12 m to 65 m. It mainly stored in crystalline grain halite or clay layer and distributed in thin layer. Based on drilling core chemical analysis results, the  $K_2SO_4$  grades between 2.43% and 8.78%, the average is 3.95%. The paper preliminary discussed the causes of different occurrences of the polyhalite, and two possibilities causes were speculated. During the salt lake deposit, when the gypsum and halite were deposited, the reaction of high concentrations brine and anhydrite generated polyhalite, and replaced the anhydrite or crystallized in halite holes. In the dramatic lifting period of tectonic movement, as the potassium is easily absorbed by clay material, when the further concentrated brine react with the clay, potassium will be deposited in the form of the polyhalite, and such polyhalite has significant primary sedimentary characteristics. In short, Kunty Salt Lake solid potash resources have high potential of mineralization. Finding out their causes and distribution can provide theoretical support for the development of Kunty Salt Lake solid potassium mineral.

**Key words:** Kunty salt lake; Polyhalite; Solid potash; Causes

(上接第 21 页)

- [47] 鄱阳湖研究委员会. 鄱阳湖研究 [M]. 上海:上海科技出版社, 1987:63–69.
- [48] Xu X, Zhu M. Changes in the vegetation and environment in the Zhenjiang region since 15,000 years ago [J]. *Acta Geographica Sinica*, 1984, 39: 277–284.
- [49] An Z, Porter S C, Kutzbach J E, et al. Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2000(19):743–762.

## Variation of Elements in Sedimentary and Paleoenvironment Indicators during the Last 8 000 Years in Taihu Lake

WU Yong-hong<sup>1</sup>, ZHEN Xiang-min<sup>2</sup>, ZHOU Li-min<sup>2</sup>

(1. *The Geography Science Department of Minjiang University, Fuzhou, 350108, China;*  
 2. *The Geography Department of East China Normal University, Shanghai, 200062, China*)

**Abstract:** Depending on the geochemical elements analyses of sediments in northern Taihu lake. We try to rebuild environmental change over the past 8 000 years. The evolution of sedimentary environments in Taihu lake can be divided into four stages: 1) 8.0 ~ 6.6 kyr BP, the warm and wet period; 2) 6.6 ~ 2.6 kyr BP, the deterioration and frequent fluctuations period; 3) 2.6 ~ 1.5 kyr BP, the warming period; 4) 1.5 ~ now, rapid deterioration of the climate. Two warm and wet period mentioned in present paper may instruct that there were two obvious enhanced of the East Asian monsoon during 8 000 years, which led to the two distinct high-water period of lakes in the Yangtze River during the Holocene.

**Key words:** Taihu lake; Geochemical elements; Paleoenvironment