文章编号:1009-2722(2007)04-0021-05

江苏固城湖近代沉积210Pb、137Cs 计年及其环境意义

王小林^{1,2},姚书春^{1,2},薛 滨¹

(1 中国科学院南京地理与湖泊研究所,南京 210008; 2 中国科学院研究生院,北京 100039)

摘 要:对江苏固城湖沉积柱状岩心进行了²¹⁰ Pb、¹³⁷ Cs 测定,以研究湖泊沉积过程和人类 活动的关系。¹³⁷ Cs 剖面显示的蓄积峰和 1986 年前苏联切尔诺贝利核电站核泄漏相对应, 由此获得的沉积速率为 0.066 cm/a;同时,利用²¹⁰ Pb 计年的 CRS 模式计算了固城湖 20 世纪初以来不同时段的沉积速率,结果表明,在上世纪 60 年代初沉积物堆积速率最高,达 到 0.187 g/(cm² · a),80 年代后沉积速率趋于稳定,约 0.067 cm/a,与¹³⁷ Cs 结果相一致。 对比洪湖沉积钻孔²¹⁰ Pb、¹³⁷ Cs 分布后发现,洪湖¹³⁷ Cs 分布和固城湖相似。其人类围垦最 强烈的时期正好是其¹³⁷ Cs 峰值减弱或消失的时间段,同时也是沉积速率最高的时期。可 见人类活动的影响会导致放射性核素在垂直剖面分布的不同。

关键词:沉积速率;²¹⁰Pb;¹³⁷Cs;固城湖

中图分类号:P512.32 文献标识码:A

湖泊沉积物记录了湖泊及其流域内环境变 化的信息。湖泊沉积物的研究,对评价、预测区 域环境质量,了解湖泊演化、环境变迁等具有重 要的意义。精确确定湖泊沉积物的沉积年代, 是重建过去环境变化的关键。目前,利用湖泊 沉积物中天然和人为产生的放射性核素确定现 代沉积物的年代获得了广泛的应用^[14]。本文 采用²¹⁰ Pb 和¹³⁷ Cs 相结合的方法获取固城湖百 年来沉积速率,探讨固城湖近代沉积模式及其 与人类活动的关系,并与长江中下游其他湖泊 进行了比较研究。

1 固城湖的自然地理特征

固城湖位于江苏省西南高淳县境内,湖的 南部与安徽宣城县接壤。湖泊大致呈三角形,

收稿日期:2006-11-28

北宽南窄。固城湖目前面积 24.5 km²,平均水 深 1.56 m, 最大深度 4.4 m, 长期以来是湖区 人民灌溉、养殖、航运的重要场所,湖泊的自然 环境对湖区人民的生活和经济发展起着重要的 作用。固城湖是个开口湖,属长江干流的青弋 江、水阳江水系,水量主要来源于皖南山区,长 江高水位时部分水流可倒灌入湖。湖水依赖地 表径流和湖面降水补给,丰水年入湖水量7.4 ×10⁸ m³,枯水年入湖水量 1.4×10⁸ m³,湖面 降水量 0.27×10⁸ m³,合计年最大入湖水量 7.67×10⁸ m³。主要人湖河流有牛儿港、胥溪 河及漆桥河等。官溪河为固城湖唯一出流河 道。湖区属北亚热带季风气候区,年均气温 15.5 ℃,1 月平均气温 2.4 ℃,7 月平均气温 27.1 ℃,年降水量1105.1 mm,蒸发量940.7 mm。滨湖岗丘区植被为以马尾松和青刚栎为 主的针阔叶混交林,土壤为红黄壤,平原圩区为 水稻土^[5,6]。

近年来由于节制阀的兴建,该湖已经由原 来的天然湖泊变成了受人工控制的湖泊,其水 量已经受到人为调节。

基金项目:国家自然科学基金项目(40472085)、973 项目 (2002CB412300)资助.

作者简介:王小林(1980一),男,硕士,从事湖泊沉积与环 境演化.Email:xlwag@niglas.ac.cn

2 材料与方法

2.1 样品采集

2005 年 4 月在固城湖湖心处(31°17′48.0″ N,118°54′07.2″E)用水上平台采得长 1.78 m 的岩心柱,用于常规实验;用重力采样器在附近 采得长 32 cm 的岩心柱用于²¹⁰ Pb、¹³⁷ Cs 测年。 岩心在野外按 0.5 cm 间距分样,自上而下连续 编号,放入塑料盒中,密封保存,带回实验室后 置于冰箱中温度为 4 ℃冷藏以备分析测试。

2.2 年代测定

²¹⁰ Pb 和¹³⁷ Cs 测定在中国科学院南京地理 与湖泊研究所进行。样品风干后选取适量(2~ 5 g),研磨至过 100 目孔筛。采用 γ 分析方法, 分析用仪器为美国 EG&GOrtec 公司生产的高 纯锗井型探测器和 IBM 微机构成的 16K 多道 分析器。¹³⁷ Cs 和²²⁶ Ra 标准样品由中国原子能 研究院提供;²¹⁰ Pb 标准样品由英国利物浦大学 做比对标准。

3 结果

3.1 ²¹⁰ Pb、¹³⁷ Cs 测年法

²¹⁰ Pb 是由 U 系衰变产生的一种放射性子体同位素,半衰期为 22.26 年。²¹⁰ Pb 计年法一般采用 CRS(稳恒沉积通量)和 CIC(稳定初始放射性通量)两种模式。其计年方法基于 3 条假设:①来自大气的²¹⁰ Pb_{ex}的沉积通量是恒定的;②在新鲜水体里的²¹⁰ Pb_{ex}会很快的从溶解状态转移到颗粒物体上,这样沉积物中的²¹⁰ Pb_{ex}的量取决于上层大气的沉降;③先前沉积在湖泊底泥中的²¹⁰ Pb_{ex}不再受后期沉积过程的扰动,严格按其自身的衰变规律随时间放射性衰变^[1,7]。

CRS(稳恒沉积通量):公式(1)给出了

CRS 模式年代的计算方式,沉积物年代 t 为:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln(\frac{A(0)}{A(h)}) \tag{1}$$

式中:A(0)为沉积物岩心中²¹⁰ Pb_{ex}的总累计输 入量;

A(h)为一定深度 h 以下各层沉积物中
²¹⁰Pb_{ex}的累计总量;

λ 为²¹⁰ Pb 放射性衰变常数(λ=0.031 14/a)。

此方法较适合于沉积物中的²¹⁰ Pb_{ex}主要来 源于湖面大气沉降,物源区携来的²¹⁰ Pb_{ex}对其总 量不产生影响的情况下,即当²¹⁰ Pb_{ex}输入通量保 持恒定,而沉积物堆积速率可能随时间而变化的 条件下计算沉积物堆积速率。

CIC(稳定初始放射性通量):深度为 h 的 沉积层的年龄 t 可以用以下公式(2)得出:

 $C(h) = C(0)e^{-u}$ (2) 式中:C(0)、C(h)分别表示沉积物表层和深度 为h处(层)²¹⁰ Pb_{ex}比活度。

这种方法由 Pennington 等在对 Blelham 湖的沉积测年中首次得到了证实^[8]。CIC 模式 中沉积物主要来源于表层侵蚀产物,并且在湖 水中滞留时间较短。²¹⁰ Pb_{ex}含量明显受到物源 的影响,即沉积物的增加能同时导致相应的 ²¹⁰ Pb_{ex}的增加。

¹³⁷Cs 是 20 世纪以来人工核试验产生的放 射性核素,核试验后通过大气层散落沉降到地 表,是一个独特而实用的示踪剂。因¹³⁷Cs 半衰 期仅为 30.2年,20 世纪 50 年代初核试验证实 沉积物中的¹³⁷Cs 活度已经很低,1963 是全球 最大沉降年,这在北半球更为明显,成为重要的 计年标志。后因 70 年代中期很多发展中国家 的核试验又使得沉降量增加,使其成为 1975 年 的计年时标,但在中国的一些地区,此峰不明 显^[9]。1986 年的切尔诺贝利事件是惟一一次 与核试验无关的¹³⁷Cs 在自然界中大规模的核 散落,可作为 1986 年的计年时标。

3.2 沉积钻孔中的¹³⁷Cs、²¹⁰ Pb 剖面

图 1 为固城湖柱状孔¹³⁷Cs 和²¹⁰ Pb 比活度

垂直分布。



in Gucheng Lake core

固城湖¹³⁷ Cs 剖面中可以看出,总体来说 ¹³⁷ Cs比活度偏小,其最大峰值比活度仅为 8.0 Bq/kg,出现在深度 1.25 cm 处,在 3.75 cm 以 下比活度为零。在整个剖面中,¹³⁷ Cs 只出现了 一个峰,可能与 1986 年前苏联切尔诺贝利核电 站核泄漏有关。利用此蓄积峰值出现位置作为 计年时标,获得该岩心 1.25 cm 以上沉积速率 为 0.066 cm/a。

²¹⁰ Pb_{ex}比活度在剖面 9 cm 以下低于检测 的本底值,所以其数据未采用。从图 1(表 1)中 可以看出,²¹⁰ Pb_{ex}比活度在0~3.5 cm间迅速 减小,3.5 cm 以下变化不大。用 CIC 模式对该 孔数据进行拟合,得出其平均沉积速率为 0.077 cm/a,这和¹³⁷ Cs 的 1986 年时标所得出 的沉积速率 0.066 cm/a 差别较大;同时,研究 发现²¹⁰ Pb_{ex}比活度随深度并不呈指数衰减,这 表明沉积物的沉积速率可能随时间发生变化。 运用 CIC 模式只能得到平均的沉积速率,无法 得出各时段的沉积速率,因此,作者在这里选择 了 CRS 模式计年,以研究不同时间段沉积速率的变化特征。

表1是CRS模式下²¹⁰ Pb所确定的年代。

表 1 固城湖沉积物²¹⁰ Pb 剖面年龄

Table 1 The age of ²¹⁰ Pb profiles in Gucheng Lake core

深度/cm	¹³⁷ Cs 强度	²¹⁰ Pb _{ex} 强度	年代(CRS)
0~0.5	5.82	385.74	1998
0.5~1.0	5.52	258.86	1992
1.0~1.5	8.00	335.57	1981
1.5~2.0	4.46	152.87	1975
2.0~2.5	1.36	103.47	1971
2.5~3.0	0.72	79.71	1967
3.0~3.5	0.21	52.85	1963
3.5~4.0	0.00	54.70	1960
4.0~4.5	0.00	64.43	1955
4.5~5.0	0.00	56.82	1950
5.0~5.5	0.00	39.61	1946
5.5~6.0	0.00	49.78	1940
6.0~6.5	0.00	31.83	1936
6.5~7.0	0.00	32.07	1931
7.0~7.5	0.00	48.74	1921
7.5~8.0	0.00	53.41	1905
8.0~8.5	0.00	45.26	1881
8.5~9.0	0.00	28.56	1839
9.0~9.5	0.00	(4.03) *	1824
9.5-10.0	0.00	(0.34) *	1822
10.0~10.5	0.00	-3.04*	
10.5~11.0	0.00	-1.37*	
11.0~11.5	0.00	-0.90*	
11.5~ 12 .0	0.00	-4.40*	

注:9 cm 以下(即"*"号处)所测总²¹⁰Pb 强度或小于背景 值²²⁶Ra的强度或为不可信值,用 CRS 计算沉积物年代时所用 剖面累计过剩²¹⁰Pb 值(1 885 Bq/kg)是通过实验原始数据计 算出的。

用 CRS 模式进行计算获得的沉积物堆积速 率如图 2 所示。图中可以看出,自上世纪 20 年 代以来固城湖沉积物堆积速率波动很大,呈现双 峰型结构。第1个峰值段出现在1930—1940年 间,该段平均堆积速率为0.115 g/(cm²•a);另一 个峰值段在1955—1966年间,其平均堆积速率 为0.136 g/(cm²•a)。在1940—1955年间堆积 速率较小,平均值为0.101 g/(cm²•a)。1971 年后沉积物堆积速率迅速下降,到1981时仅 0.013 g/(cm²•a),之后堆积速率趋于稳定。



4 讨论

4.1 固城湖的沉积过程

²¹⁰ Pb 的 CRS 模式测出固城湖沉积速率变 化较大,在 0.056~0.167 cm/a 之间。1981 年 后的平均沉积速率为 0.067 cm/a,这和¹³⁷ Cs 蓄 积峰所确定的 1986 年时标得出的平均沉积速 率 0.066 cm/a 比较接近。同时,固城湖上世纪 60 年代初开始的大规模围湖垦殖活动必然使 得当时湖泊的沉积速率增大,在²¹⁰ Pb 年代上正 好表现出了上世纪 60 年代初的高沉积速率,最 高值达到 0.167 cm/a。吉磊曾经在对固城湖 沉积岩心的研究中得出湖心处的平均沉积速率 为 0.071 cm/a,和本文利用 CIC 模式得出的平 均沉积速率 0.077 cm/a 比较接近^[6]。

从沉积物的堆积速率来看,在上世纪固城湖 存在两个高堆积速率的时间段,第1个是在上世 纪30年代中期,最高值达0.155g/(cm²•a),可 能和20世纪初上游地区皖南丘陵区植被破坏

严重有关,如,至新中国成立初,上游的宣城地 区森林覆盖率仅为 12.68%^[10], 而 30 年代时的 两次大洪水也有可能造成入湖泥沙增多;第2 个高峰期是在上世纪 60 年代初,最高堆积速率 达到了 0.187 g/(cm²•a),也是上世纪湖区堆积 速率的最高时间段,这可能和湖区 50 年代末大 跃进及六七十年代大范围的围垦活动有关。 1958 全县进入大跃进的高潮时期,由于大炼钢 铁导致山乡树木被砍伐一空,所有的山全部光 秃,水土流失严重,以致许多地方几乎寸草不 生。在六七十年代"以粮为纲"的方针指导下, 不顾湖泊的生态环境条件,盲目围湖造田,使湖 泊的面积急剧缩小[11],这也是造成固城湖高沉 积速率的原因。据与固城湖相邻的安徽宣城县 志记载,上世纪六七十年代是丹阳、石臼和固城 3 湖围垦的高峰期^[12],从 1960 至 1980 年的 20 年间,固城湖面积从 65 km² 缩小到 24.5 km², 被围垦了 40.5 km²;同时,60 年代也是固城湖 的低水位时期,1960年的最高水位只有8.41 m, 是 1950—2000 年间的最低值[13]。强烈的人类 活动和很低的湖泊水位,可能就是造成进入湖泊 的沉积物大量增多,堆积速率增高的原因。此后 堆积速率变低,平均值为 0.013 g/(cm²•a),并趋 于稳定。

在固城湖沉积剖面中,¹³⁷ Cs 比活度剖面只 出现了一个蓄积峰,对应切尔诺贝利事件时标; 而 1963 年的峰值却未出现。分析固城湖 1963 年峰值消失的原因,可能是带放射性核素的沉 积物沉积后再迁移造成的,即上世纪 60 年代强 烈的人类围垦活动。前面已经指出,上世纪 60 年代初是固城湖受扰动最厉害的时期,其沉积 物堆积速率也是最高的,大量沉积物突然进入 湖泊,可能造成¹³⁷ Cs 的混合迁移,使得¹³⁷ Cs 峰 消失。

4.2 和洪湖的比较

图 3 为 洪 湖¹³⁷ Cs、²¹⁰ Pb 的 垂 直 剖 面^[14]。 洪湖和固城湖一样,位于长江中下游,近代都曾 受到过强烈的人类围垦活动。洪湖主要围垦时



间开始于上世纪 50 年代中期,结束于上世纪 80年代初^[15],到1982年时仅348.3 km²,导致 湖泊面积减少一半以上。洪湖钻孔¹³⁷Cs 剖面 虽然出现了3个峰,但1963、1975年的峰都较 小,1986 年峰比较明显,这和固城湖钻孔¹³⁷Cs 剖面相类似。根据¹³⁷Cs时标,过去50年里洪 湖沉积速率经历了一个从慢到快又到慢的过 程。1963年至1986年间沉积速率最大,这可 能是因为大规模围垦导致湖区周围水土流失, 大量的侵蚀物质被带入湖中,从而导致沉积速 率上升。当物质转移趋于稳定时,进入湖中的 侵蚀物质数量趋于稳定,沉积速率也趋于稳定。 从固城湖和洪湖沉积物137Cs、210Pb 的垂直剖面 的对比可以看出,强烈的人类活动对放射性核 素在垂直剖面的分布影响较大,在进行沉积物 年代测定时要加以注意。

5 结论

通过对固城湖岩心柱垂直剖面中²¹⁰ Pb、 ¹³⁷Cs放射性核素的分布研究,得出以下结论:

(1)在上个世纪中,固城湖有两个堆积速率的高峰期,分别在上世纪的 30 年代和 60 年代,60 年代时的堆积速率最高,和当时强烈的人类活动有关;

(2)强烈的人类活动(如围湖垦殖、砍伐森 林等)能导致放射性核素在岩心柱剖面上分布

的变化,这在固城湖、洪湖上都有所体现。

参考文献:

- [1] Appleby P G. Chronostratigraphic techniques in recent sediments[C]//Last W M & Smol J P. Tracking Environmental Change Using Lake Sediments Volume 1; Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques. Netherlands; Kluwer Academic, 2004; 171-203.
- [2] Carroll J L, Abraham J A, Cisar D J, et al. Sediment ages and flux variations from depth profiles of ²¹⁰ Pb: lake and marine examples[J]. Applied Radiation and Isotopes, 1999 (50):793-804.
- [3] Michael W B, Jeffrey S K, Stephen A N. Interpretation of ²¹⁰ Pb profiles and verification of the CRS dating model in PIRLA project sediment cores[J]. Journal of Paleolimnology, 1993, 9(3):275-296.
- [4] Ronald B D, Stephen A N, Denis W H, et al. ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pb dating of sediments from soft-water lakes in New England (U. S. A.) and Scandinavia, a failure of ¹³⁷Cs dating[J]. Chemical Geology, 1984, 44:151-185.
- [5] 王苏民,窦鸿身.中国湖泊志[M].北京:科学出版社, 1998:293-294.
- [6] 吉 磊,王苏民,郑长苏,等.浅钻岩心揭示的固城湖
 4 000 年来环境演化[J].湖泊科学,1993,5(4): 316-323.
- [7] 万国江.现代沉积的²¹⁰ Pb 记年[J].第四记研究,1997 (3):230-239.
- [8] Pennington W, Cambray R S, Eakins J D, et al. Radionuclide dating of the recent sediments of Blelham Tarn
 [J]. Freshwater Biology, 1976 (6):317-331.
- [9] 张信宝. 有关湖泊沉积¹³⁷ Cs 深度分布资料解释的探讨 [J]. 山地学报,2005,23(3): 294-299.
- [10] 胡 伟,余遵本.社会林业是林业二次革命的突破口 [J].中国林业,2002,9:30-32.
- [11] 窦鸿身,汪宪栕.固城湖的成因与历史演变[J]. 地理文 集,1983,1(7):1-9.
- [12] 宣州市地方志编撰委员会. 宣城县志[M]. 北京:方志 出版社,1996.
- [13] 《高淳县水利志》编纂委员会.高淳县水利志[M].南京:江苏古籍出版社,2002.
- [14] 姚书春,薛 滨,夏威岚.洪湖历史时期人类活动的湖 泊沉积环境响应[J].长江流域资源与环境,2005,14 (4):475-480.
- [15] 卢山,李世杰,王学雷.洪湖的环境变迁与生态保护
 [J].湿地科学,2004,2(3):234-237.