

^{137}Cs 法和 ^{210}Pb 法对比研究 鄱阳湖近代沉积速率

叶崇开

(江西省工业卫生研究所)

提要 本文报道了应用 ^{137}Cs 法和 ^{210}Pb 法对比研究鄱阳湖近代沉积速率。按黄海高程11.1—14.6m湖区的沉积速率在 $1.0\text{—}3.7\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 之间,平均值为 $2.2\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 。文中还讨论了用 γ 谱法验证 ^{137}Cs 法和 ^{210}Pb 法给出的沉积速率的结果。 ^{137}Cs 法给出的沉积速率与 γ 谱法的结果是一致的,而 ^{210}Pb 法给出的沉积速率比 γ 谱法和 ^{137}Cs 法的结果约偏低16%。

关键词 ^{137}Cs ^{210}Pb 对比 沉积速率 鄱阳湖

作者简介 叶崇开 男 54岁 副研究员 环境同位素

前 言

自从 Goldberg E.D.提出天然放射性元素 ^{210}Pb 可作为百年内发生的地质事件的时钟 (Goldberg, 1963), 1973年 Pennington W.等利用大气层核试验裂变产物 ^{137}Cs 测定湖泊沉积速率获得成功 (Pennington, 1973) 以来, 放射性同位素剂量学方法测龄已发展成为核科学领域中一门新兴的边缘学科。可广泛应用于地质年代学、湖泊沉积学、环境污染等方面的研究。

本文应用 ^{137}Cs 法和 ^{210}Pb 法对比研究鄱阳湖近代沉积物的沉积速率, 目的在于为鄱阳湖开发与治理提供基础资料。

一、鄱阳湖概况

鄱阳湖是我国第一大淡水湖, 位于长江中下游南侧, 江西省北部。由于历代围垦, 至1985年湖面积只剩 4646km^2 (黄海高程湖口水位19.8m时, 下同), 其中受闸坝控制的湖汊 1636km^2 , 实有敞口通江湖面积 3210km^2 。湖容积 33.3bm^3 。汇纳赣、抚、信、饶、修五河 162200km^2 的迳流来水, 从湖口入长江, 水量 $145.7\text{bm}^3\cdot\text{a}^{-1}$, 超过黄河、淮河、海河入海年水量的总和。

鄱阳湖是季节性吞吐型过水湖“洪水期浩瀚连天水一片, 枯水期蜿蜒河道几条线”。加之湖内岛屿、洲滩、港汊、河道纵横交错, 湖滨盲目围垦, 流域水土流失严重。上述诸多因素构成鄱阳湖地形、地貌、水文复杂的特征。

二、基本原理及实验方法

¹³⁷Cs 是核爆炸产生的人工放射性核素。物理半衰期 30.174 年。

核爆炸→...¹³⁷I→...¹³⁷Xe→...¹³⁷Cs→...¹³⁷Ba (稳定元素)。核爆炸产生的放射性烟云在大气层扩散, ¹³⁷Cs 随大气沉降物一起散落到地球表面。

²¹⁰Pb 是自然环境中存在的天然放射性核素。物理半衰期 22.3 年。

天然 ²³⁸U→...²²⁶Ra→²²²Rn→...²¹⁰Pb→²¹⁰Bi→²¹⁰Po→...²⁰⁶Pb (稳定元素)。

衰变链中的 ²²²Rn (气体) 从地球表面进入大气层很快衰变成 ²¹⁰Pb, 随大气沉降物均匀散落到地面。

¹³⁷Cs 和 ²¹⁰Pb 从大气层进入水体后很快吸附在微小颗粒上, 随水中悬浮物一起沉降进入湖底, 在湖底逐年依次一层层沉积, 形成自我封闭的沉积物。取不被扰动的原状沉积物, 逐层测量出 ¹³⁷Cs 和 ²¹⁰Pb 活性与沉积物垂直深度关系, 从而导出沉积物的年龄和沉积速率。

1. ¹³⁷Cs 法 自从美国在 1945 年 7 月 16 日第一次核试验以来至 1980 年止, 全世界大气层核试验总裂变当量 80% 以上集中在 1961 年冬至 1962 年底进行。仅苏联百万吨级以上大当量核试验就有 30 次之多。大当量的核爆炸裂变产物可射入同温层, 经过 10—12 个月的半滞留期, 于 1963 年沉降到地面, 造成全球性放射性污染。故出现 1963 年核裂变产物 ¹³⁷Cs 的最大峰值。1963 年后虽也进行过有限的大气层核试验, 其裂变当量仅占世界总当量的 10%。产生的 ¹³⁷Cs 不足以干扰 1963 年 ¹³⁷Cs 最大峰值的确定。故可根据世界核试验进程和 ¹³⁷Cs 沉降进入湖底沉积物的特点, 只要逐层测出沉积物垂直深度 ¹³⁷Cs 最大峰值层, 该层就是 1963 年的沉积物层位。从而得到 1963 年以来的沉积厚度和平均年沉积速率。

2. ²¹⁰Pb 法 从大气中沉降下来的 ²¹⁰Pb (称过剩 ²¹⁰Pb_过), 它在湖底自我封闭体系中随沉积物的深度呈指数衰减。同时, 湖底沉积物自身也有一定的铀系核素, 同样衰变产生 ²¹⁰Pb (称附加 ²¹⁰Pb_附)。因此, 首先要测出沉积物泥芯某一深度 ²¹⁰Pb 的总量, 然后扣除 ²¹⁰Pb_附, 得到 ²¹⁰Pb_过, 假设:

- (1) 沉积物中 ²¹⁰Pb_过 的通量是一常数;
- (2) 沉积物中 ²¹⁰Pb_附 与深度无关;
- (3) 不存在 ²¹⁰Pb 沉积后再迁移;

在这些条件下沉积物泥芯某一深度的 ²¹⁰Pb 活性 (A) 与沉积物年龄 (t) 的关系可用下式表示: $A_t = A_0 e^{-\lambda t} + A'$ (1)

因为: $t = Z / s$, 故 (1) 式可写成:

$$A_t = A_0 e^{-\lambda Z / s} + A' \text{ (2)}$$

式中, λ 是 ²¹⁰Pb 的衰变常数 ($0.693 / 22.3a^{-1}$);

A' 是 ²¹⁰Pb 附的活性

Z 是沉积物泥芯深度 (cm)

S 是沉积速率 ($cm \cdot a^{-1}$)

λ / S 和 A_0 值, 可由 $\ln (A_t - A')$ 对 Z 作图得到。($A_t - A'$) 是 ²¹⁰Pb_过。 λ 值已知。故可计算出 S 值。用间接法求 A' 值 (陈进兴等, 1984), 因为沉积物中 ²²⁶Ra 半衰期长达 1622 年, 在百年内其含量不受泥芯深度的影响。 ²²⁶Ra 与 ²¹⁰Pb 处于平衡状态, 测出 ²²⁶Ra 的量得

^{210}Pb 的量。

3. 样品采集及分析测定方法 根据上述测龄原理, 结合鄱阳湖的实际情况, 制定布点取样原则: (1) 避开各河入湖扩散区推移质淤积地带; (2) 避开主槽航道区, 可能有人为扰动自然沉积层序, 加上枯水期湖水归槽流速增大对沉积物冲刷破坏自然沉积层序; (3) 1963年最高水位线以上湖区受 ^{137}Cs 测龄原理所限不宜设点, 因 ^{137}Cs 主要随水体进入湖底。

根据上述情况自行设计一套取样设备, 在1985年枯水期, 设六个点。每点取得直径为20cm, 长50cm, 不扰动的原状沉积物圆柱形泥芯2个。在现场用分层器, 依次切取直径17cm, 厚1cm (或2cm) 为一层的小样, 将小样装入塑料袋密封以防水分损失, 带回实验室称重, 干燥恒重, 粉碎至60目。

^{137}Cs 放射分析 取经过预处理的沉积物样品50—100g, 在 $\text{HCl}-\text{HNO}_3$ 体系中加入Cs载体浸煮提取样品液, 加入A.m.P.作吸附剂过滤弃去溶液, 用 NaOH 溶解, 在冰浴下加入 $\text{Na}_3\text{Bi}_2\text{I}_9$ 作沉淀剂, 生成 $\text{Cs}_3\text{Bi}_2\text{I}_9$, 制源。用FJ-2603型 $\alpha\beta$ 弱放射性测量装置测 ^{137}Cs β 活性。控制测量误差 $<20\%$ 。仪器灵敏度 10^{-2}Bq 。用英国核子中心的 ^{137}Cs 标准源校正仪器效率。全程化学回收率70.0—80.5%。

^{210}Pb 放射分析 沉积物中 $^{210}\text{Pb} \rightarrow ^{210}\text{Bi} \rightarrow ^{210}\text{Po}$ 已处于衰变平衡状态, ^{210}Pb 的活性相当于 ^{210}Po 的活性。故可直接从沉积物中分离出 ^{210}Po , 取经过预处理的沉积物样品3克, 置

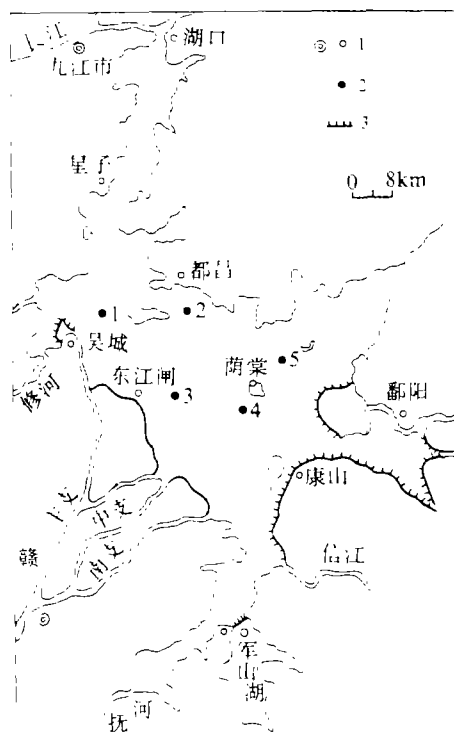


图 1 鄱阳湖沉积物取样点分布示意图

Fig. 1 A diagram distribution of location for sampling of sediments in Poyang Lake.

于 $\text{H}_2\text{SO}_4\text{-HNO}_3$ 体系中加热, 用 1:1 $\text{HNO}_3\text{-HClO}_4$ 除去 HSiO_4 盐, 制成 $0.5\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}\text{HCl}$ 体系样品液, 在 $70\text{--}80^\circ\text{C}$ 温度水浴振荡装置中自沉积 2 小时制成 ^{210}Po 铜片源。用 FJ-332 型 α 低本底测量仪测 ^{210}Po α 活性。仪器灵敏度 0.07dpm 。控制测量误差 $<20\%$ 。用 ^{239}Pu 标准源校正仪器效率。全程化学回收率 $70.0\text{--}80.0\%$ 。

γ 谱 ^{137}Cs 峰值定位 选择有代表性的取样点的沉积物泥芯样品 $100\text{--}300$ 克, 用低本底 γ 谱仪逐层测量 ^{137}Cs 活性, 确定 ^{137}Cs 最大峰值层位。作为 ^{137}Cs 法和 ^{210}Pb 法的验证。

三、 结果与讨论

由于鄱阳湖地形、地貌、水文要素复杂, 为了获得准确的沉积速率, 每个沉积物泥芯用 ^{137}Cs 法和 ^{210}Pb 法作对比测定。其中有代表性的泥芯还作 γ 谱 ^{137}Cs 峰值定位验证。六个取样点的分布及测定结果见图 1 表 1-7。

表 1 1985 年鄱阳湖沉积物取样点分布及沉积速率

Table 1 Distribution of location for sampling of sediments, and sedimentation rates in Poyang Lake in 1985.

编号	湖区分类	取样位置	高程 (黄海) m	1963 年 最高水位 (黄海) m	沉积速率 $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$
1	赣江入湖扩散区	令公洲南端 0.7km, 主槽东约 130m 扩散区自然湖堤内坡	12.9	14.78	2.8
2	主湖区	都昌县城东南约 3km 主槽南 200m 主槽边滩自然湖堤顶部	11.91	14.36	3.2
3	主湖区	东江闸东北约 3.2km 中心湖盆西部滩地	12.11	未观测	1.1
4	主湖区	棠荫西南 4km 主槽西 500m 中心湖盆主槽边滩外坡	11.41	14.39	1.0
5	东北大湖湾区	下山西 1.5km 距岸边 200m 东北大湖湾拦门沙顶部	11.1	14.39	3.9
6	抚河入湖扩散区	军山湖内堤内 400m 滩地中部	14.61	16.19	1.2

从图 1 和表 1 看, 全湖六个取样点沉积速率最小的是主湖区中心湖盆 3[#]和 4[#]点, 其沉积速率分别为 1.1 和 $1.0\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$, 说明该湖区的湖流及泥沙沉积状况变化不大, 盆底宽平; 但是位于湖盆北侧主槽边滩上的 2[#]点, 由于受到抚河、信江、饶河汇合形成的东水道的影响, 其来水来沙等水文要素非常复杂。湖流和泥沙沿主槽纵向和横向扩散, 使主槽边滩成为自然湖堤高淤积地带, 故该点沉积速率高达 $3.2\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$; 5[#]点位于东北大湖湾湾口地带, 由于湾内无大的河流注入, 湖流小, 湖水清, 清水期长, 湾内清水与湾外浊水在湾口形

表 2 1号样芯核素活性随深度变化

Table 2 No.1 sample core, variation of radio-activity with depth

深度 * cm	¹³⁷ Cs 法	²¹⁰ Pb 法	γ 谱法
	Bq · kg ⁻¹	dpm · g ⁻¹	¹³⁷ Cs · Bq · kg ⁻¹
0-1.2	3.4	5.4	3.6
1.2-2.4	3.6	4.2	5.3
2.4-3.7	5.0	4.0	7.2
3.7-4.9	8.3	2.7	10.0
4.9-6.2	14.1	4.0	18.0
6.2-7.2	6.8	3.5	9.8
7.2-9.7	1.5	2.2	1.8
9.7-14.5	0.4	1.2	0.3
14.5-19.3	n.d	0.5	n.d
19.3-21.5		n.d	
沉积速率 mm.a ⁻¹	2.8	2.8	2.8

* 表 2-7 中的深度已作了孔隙率校正

表 3 2号样芯核素活性随深度变化

Table 3 No.2 sample core, variation of radio-activity with depth

深度 * cm	¹³⁷ Cs 法	²¹⁰ Pb 法
	Bq · kg ⁻¹	dpm · g ⁻¹
0-2.4	2.8	1.6
2.4-4.2	4.0	1.3
4.2-5.6	5.7	-
5.6-6.5	6.9	1.2
6.5-7.4	9.6	-
7.4-8.4	6.1	-
8.4-9.5	5.4	-
9.5-10.5	3.9	0.6
10.5-12.4	0.9	0.5
12.4-13.5	n.d	n.d
沉积速率 mm.a ⁻¹	3.2	3.0

表 4 3号样芯核素活性随深度变化

Table 4 No.3 sample core, variation of radio-activity with depth

深度 * cm	¹³⁷ Cs 法	²¹⁰ Pb 法
	Bq · kg ⁻¹	dpm · g ⁻¹
0-2.4	1.6	0.8
2.4-3.9	0.3	0.6
3.9-5.2	0.3	0.4
5.2-6.6	n.d	n.d
沉积速率 mm.a ⁻¹	1.1	1.0

表 5 6号样芯核素活性随深度变化

Table 5 No.6 sample core, variation of radio-activity with depth

深度 * cm	¹³⁷ Cs 法	²¹⁰ Pb 法
	Bq · kg ⁻¹	dpm · g ⁻¹
0-1.3	2.0	2.2
1.3-2.6	3.6	1.8
2.6-4.8	0.5	0.9
4.8-6.9	0.2	0.3
6.9-8.9	n.d	n.d
沉积速率 mm.a ⁻¹	1.2	1.0

成阻沙界面,把泥沙阻拦于湾口地带,形成拦门沙型高淤积区,故该点沉积速率高达 3.7mm a⁻¹; 1#点位于赣江主支入湖扩散区自然湖堤内坡,在广阔入湖扩散区具有一定代表性,其水文变化和泥沙来源同属于高淤积地带,该点沉积速率为 2.8mm · a⁻¹; 6#点位于军山湖堤内,1958年建闸筑堤把军山湖与鄱阳湖大湖体隔开形成受控内湖,沉积物来源基本

上与抚河入湖扩散区悬移质泥沙无关,测得的沉积速率 $1.2\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$,只代表受控后的内湖沉积状况。

各取样点之间的沉积速率差别较大,与鄱阳湖的地形及水文条件复杂有关外,还受到取样点部位各种“微地形”的影响。

从表2—7看 ^{137}Cs 法和 ^{210}Pb 法对比情况,1号点 ^{137}Cs 法和 ^{210}Pb 法给出的沉积速率都是 $2.8\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$, γ 谱法验证也是 $2.8\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$,3种方法的结果完全相同;2号点 ^{137}Pb 法给出的沉积速率为 $3.0\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 比 ^{137}Cs 法 $3.2\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 约偏低6%;3号点 ^{210}Pb 法给出的沉积速率为 $1.0\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 比 ^{137}Cs 法 $1.1\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 约偏低10%;4号点 ^{210}Pb 法给出的沉积速率为 $0.9\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 比 ^{137}Cs 法 $1.0\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 约偏低10%,而 γ 谱验证为 $1.0\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 与 ^{137}Cs 法的结果完全相同;5号点 ^{210}Pb 法给出的沉积速率为 $2.3\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 比 ^{137}Cs 法 $3.7\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 约偏低38%,而 γ 谱验证为 $3.7\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 与 ^{137}Cs 法的结果完全相同;6号点 ^{210}Pb 法给出的沉积速率为 $1.0\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 比 ^{137}Cs 法 $1.2\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 约偏低17%。上述六个点中,2、3、4、5、6号这五个点 ^{210}Pb 法给出的沉积速率比 ^{137}Cs 法的结果平均约偏低16%;1、4、5号这三个有代表性的取样点 ^{137}Cs 法给出的沉积速率,经 γ 谱验证, ^{137}Cs 法与 γ 谱法的结果完全一致。

表6 4号样芯核素活性随深度变化

Table 6 No.4 sample core, variation of radio-activity with depth

深度 * cm	^{137}Cs 法 $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$	^{210}Pb 法 $\text{dpm}\cdot\text{g}^{-1}$	γ 谱法 $^{137}\text{Cs}\cdot\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$
0—2.4	1.6	3.5	1.1
2.4—3.5	1.2	—	1.0
3.5—4.5	0.4	2.1	n.d
4.5—5.6	0.3	—	—
5.6—6.5	n.d	1.4	—
6.5—7.8	—	—	—
7.8—8.5	—	0.7	—
8.5—9.4	—	0.5	—
9.4—10.3	—	n.d	—
沉积速率 $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$	1.0	0.9	1.0

表7 5号样芯核素活性随深度变化

Table 7 No.5 sample core, variation of radio-activity with depth

深度 * cm	^{137}Cs 法 $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$	^{210}Pb 法 $\text{dpm}\cdot\text{g}^{-1}$	γ 谱法 $^{137}\text{Cs}\cdot\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$
0—2.4	5.4	—	5.4
2.4—3.7	5.1	—	—
3.7—4.9	6.1	4.2	8.1
4.9—6.2	7.3	—	—
6.2—7.4	10.5	3.3	4.6
7.4—8.5	12.6	—	14.2
8.5—9.1	8.3	2.3	10.8
9.1—11.0	3.8	—	11.1
11.0—12.1	4.6	1.7	3.5
12.1—14.5	0.9	n.d	1.0
14.5—16.1	n.d	—	n.d
沉积速率 $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$	3.7	2.3	3.7

通过对比验证,说明 ^{137}Cs 法给出的沉积速率是可靠的。因为, ^{137}Cs 法和 γ 谱法都是利用核试验裂变产物 ^{137}Cs 从大气中沉降到湖底的特点, ^{137}Cs 在湖底沉积物中有较强的活性,1963年最大峰值非常突出,如图2所示,特别有利于年序定位,容易得到准确的结果;而 ^{210}Pb 法由于其测龄原理要求沉积物条件严格,沉积物中 ^{210}Pb 活性较弱,而且 ^{210}Pb 从大气到湖底的沉积过程中和实验分离提纯过程中的干扰因素较多,因而 ^{210}Pb 法的结果与 ^{137}Cs 法

的结果比较,有些偏差是可以理解的。

综合分析 ^{137}Cs 法和 ^{210}Pb 法对比和 γ 谱法验证的结果,认为 ^{137}Cs 法和 ^{210}Pb 法都可以应用于鄱阳湖测定沉积速率;但是, ^{210}Pb 法给出的沉积速率更为可取。

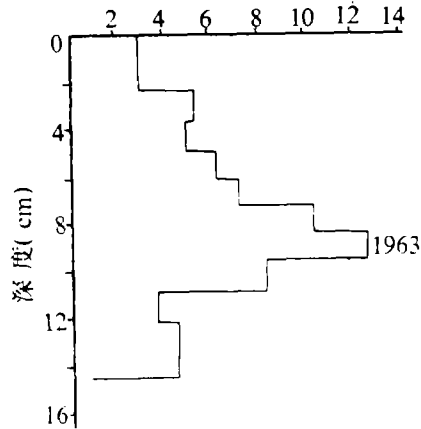


图 2 5号沉积物样芯深度与 ^{137}Cs 活性分布关系

Fig. 2 5# sample core of sediment, distribution of radio-activity of ^{137}Cs with depth.

结 论

1. 应用 ^{137}Cs 法与 ^{210}Pb 法对比, γ 谱法验证,基本掌握了鄱阳湖近代按黄海高程 11.1—14.6m 湖区的沉积速率在 $1.0\text{—}3.7\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 之间,平均为 $2.2\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 。为鄱阳湖开发与治理提供了有价值的基础资料。

2. ^{137}Cs 法和 γ 谱法测定鄱阳湖沉积速率获得一致结果; ^{210}Pb 法测定的沉积速率比上述两种方法约偏低 16%。偏低幅度不大。

3. 对地形、地貌、水文复杂的鄱阳湖应用两种以上测龄方法对比研究沉积速率是必要的,可以获得较满意的结果。

收稿日期: 1988年9月2日

参 考 文 献

- (1) 邹汉阳等, 1982, ^{210}Pb 法测定东海大陆架现代沉积速率, 台湾海峡, 1卷, 2期, 30—39页。
- (2) 陈进兴等, 1984, 用 ^{210}Pb 法测定沉积率时有关补偿值扣除的研究, 海洋湖沼通报, 3期, 27—33页。
- (3) 万国江, Santschi P.H.等, 1986, 放射性核素和文理计年对比研究瑞士格来芬湖近代沉积速率, 地球化学, 3期, 259—264页。
- (4) Goldberg E.D., 1963. In radioactive dating, p.121. I.A.E.A.Vienna.
- (5) Pennington W., Cambray R.S. and Fisher E.M., 1973, Nature, V.242, p.324—326.
- (6) Hardy E.P., Volchok H.L., Livingston H.D., Burke J.C., 1980, Environment International,

V.4, p.21—30.

- (7) Krishnaswami S., Lal D., Martin J.M., and Meybeck M., 1971, *Earth and Planetary Science Letters*, V.11, No.5, p.407—414.
- (8) Pennington W., Cambray R., Eakins J., Harkness D., 1976, *Freshwater Biology*, V.6, p.317.
- (9) Robbins J.A., Edgington D.N., 1975, *Geochem. et Cosmochem. Acta*, V.39, No.3, p.285—304.
- (10) Ritchie J.C., Mchenry J.R., and Angela C.G., 1973, *Limnology and Oceanography*, V.18, No.2, p.254—263.

Contrasting Investigation by ^{137}Cs Method and ^{210}Pb Method for the Present Sedimentation Rate of Poyang Lake, Jiangxi

Ye Chongkai

(Jiangxi Provincial Institute of Industrial Hygiene)

Abstract

Poyang Lake, located in the south of the middle reaches of Yangtze River, is the largest freshwater lake in China, with an area of 4646km^2 and a capacity of 333 hundred million m^3 respectively. Its run-off to the Yangtze River is 1457 hundred million m^3 every year, which is larger than the total amount of that of the Yellow, Huaihe and Haihe rivers to the seas. It is one of the seasonal transit of water, where the islands and islets, beach-sands and branching streams and channels are distributed crisscross. In addition, many dykes were built widely and blindly around it, which have caused the serious loss of water and soil. Many factors, such as mentioned above, form the landforms, complicated topography and hydrologic conditions made its environment very complicated.

It is a new technique developed recently in more than a decade that sedimentation rates in lakes are determined with radioisotopes ^{137}Cs and ^{210}Pb . ^{137}Cs is an artificial nuclide of fall-out from nuclear testing in atmospheric layer, the highest fall rate of which in the whole world occurred in 1963. It is the stratification of sedimentation in the lake in 1963, if only the maximum peak value of ^{137}Cs in the layer in the vertical depth of the sediment undisturbed at the bottom of the lake should be determined; thus, its sedimentation rate will be obtained. ^{210}Pb is a natural nuclide, if only the relation between the vertical depth of the sediment undisturbed at the bottom and the reduction of ^{210}Pb activity index could be determined, its sedimentation rate will be obtained.

A method of contrasting ^{137}Cs to ^{210}Pb has been used to give the high range of the lake 11.1—14.6m water level based on Yellow Sea, and sedimentation rates in the region of the lake, $1.0\text{—}3.7\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$, average $2.2\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$. Moreover, contrasting ^{137}Cs method to ^{210}Pb method, and results checked by γ spectrum method are discussed. The results of sedimentation rate determined by ^{137}Cs method are as the same of those by γ spectrum method. Because both of the method are carried out with rather strong radio-activity of ^{137}Cs from nuclear testing in the sediment and the obvious characteristic of its maximum peak value of

^{137}Cs in 1963, which especially helpful in determining year order. an accurate sedimentation rate will be obtained. The sedimentation rate measured by ^{210}Pb method is about 16% lower than that by ^{137}Cs or γ spectrum method, because ^{210}Pb activity in the sediment at the bottom is weaker and, furthermore, during the course of ^{210}Pb both from atmosphere to the bottom of the lake with complicated environment and in its separation and purification, a lot of disturbing factors easily cause errors as to lead a lower result. Therefore, it is very important to choose a proper location for sampling and it is necessary to apply two methods of determining year order to contrast sedimentation rates so as to reach satisfactory results. Thus, valuable basic information will be offered for exploration, and harnessing of the Poyang Lake.