

云南滇池近现代沉积速率及气候干湿变化的 粒度记录

王小雷¹, 杨 浩^{1*}, 赵其国^{1,2}, 陈 晔¹, 陈劲松¹, 王琳贤¹

(1. 南京师范大学地理科学学院, 南京 210046; 2. 中国科学院南京土壤研究所, 南京 210008)

摘要: 通过对云南滇池沉积物柱芯 DC1 样品的放射性核素¹³⁷Cs 和²¹⁰Pb 测试分析, 发现该柱芯¹³⁷Cs 自 1954 年首次沉降以来存在 1963 年、1975 年和 1986 年三个较为明显的蓄积峰, 获得滇池自¹³⁷Cs 相应的时标年份到 2007 年的平均沉积速率分别为 0.062g/cm²·a⁻¹、0.051g/cm²·a⁻¹、0.049g/cm²·a⁻¹ 和 0.043g/cm²·a⁻¹。借助²¹⁰Pb CRS 计年模式, 获得滇池过去 159 年间的沉积速率是不稳定的, 整体上呈现先升高后降低的趋势。这种不稳定的沉积环境, 可能与滇池地区相应历史时期的人类活动有密切关系。对两种计年结果产生差异的可能原因进行了探讨。对比分析了沉积物柱芯 DC1 相应时段颗粒的中值粒径和当地距今 50 多年的降雨资料变化关系, 发现滇池沉积物粒度的中值粒径与该地区降雨量呈现出良好的同步波动。在短时间尺度、高分辨率 (10a、年际) 的研究中, 沉积物粒度的中值粒径可以有效地指示湖区降雨量的大小变化。

关键词: 放射性核素; 沉积速率; 粒度; 气候干湿; 滇池

文章编号: 1000-0585(2011)01-0161-11

1 引言

湖泊作为陆地水圈的主要组成部分, 是流域陆源物质的重要蓄积场所。湖泊所接纳陆源物质形成的沉积物, 具有剖面保存较为完整且连续性强的优点, 加之丰富的地质环境信息, 从而成为揭示全球气候环境变化的重要指示器^[1]。准确提取过去环境信息、评价当前环境质量以及预测未来环境变化需要以精确的沉积年代为前提。地表环境中存在的环境放射性核素 (²¹⁰Pb 和¹³⁷Cs), 因其特定的来源和地球化学特征, 近些年来已被广泛应用于湖泊、海洋等沉积物的计年研究^[2~6]。我国学者也利用²¹⁰Pb 和¹³⁷Cs 计年法对不同地区的湖泊做了大量的研究。姚书春等利用¹³⁷Cs 和²¹⁰Pb 研究了太湖 THS 孔的现代沉积速率^[7], 刘志广等分析了天津三河岛潮间带¹³⁷Cs 与²¹⁰Pb 的分布及现代沉积过程^[8], 赵锁志等研究了内蒙古乌梁素海的现代沉积速率^[9], 张瑞等利用²¹⁰Pb 计年法分析了长江河口水下三角洲的沉积速率^[10], 刘广山等研究了胶州湾沉积物的放射性核素含量分布与沉积速率^[11]。以上研究应用²¹⁰Pb 和¹³⁷Cs 计年法估算湖泊的现代沉积速率 (沉积通量), 尚缺乏将沉积

收稿日期: 2009-12-14; **修订日期:** 2010-05-23

基金项目: 国家自然科学基金项目 (40873071, 41030751); 江苏省高校自然科学研究重大项目 (09KJA170002); 南京师范大学优秀博士学位论文培育基金项目 (1243211601039)

作者简介: 王小雷 (1982-), 山西翼城人, 博士研究生, 主要从事湖泊沉积与环境演化研究。

E-mail: xlwang0718@163.com

*** 通讯作者:** 杨浩 (1960-), 江苏东台人, 教授, 博士生导师, 主要从事土壤侵蚀与环境影响等研究。

E-mail: yanghao@njnu.edu.cn

速率与湖泊不同历史时期沉积环境相比较的研究。因此,有必要了解湖区历史时期的环境变化对湖泊沉积速率产生的影响。

在以往恢复过去气候和环境信息研究的各项指标中,沉积物的粒度分布特征起着重要作用。一般而言,湖泊沉积物的粒度则可揭示历史时期气候干湿和风沙运移状况^[12~14]。以往对长时间尺度、低分辨率(千年、百年)的粒度研究表明,粗颗粒沉积物反映采样点距离湖岸较近,湖泊水位下降,指示气候干旱;细颗粒沉积物则反映采样点距离湖岸距离较远,湖泊水位上升,指示气候湿润^[15~19]。然而基于放射性核素(^{210}Pb 和 ^{137}Cs)精确计算的湖泊沉积物年代,在短时间尺度、高分辨率(10a、年际)的研究中,沉积物粒度所反映的气候环境意义与长时间尺度、高分辨率(千年、百年)的研究结果是否具有相似性有待进一步探讨。

鉴于此,本文通过对云南滇池沉积物柱芯 DC1 样品放射性核素 ^{210}Pb 和 ^{137}Cs 的测试分析,探讨了影响过去滇池沉积速率变化的各种沉积环境因素,同时分析了两种计年结果存在差异的可能原因。进而,结合过去 50 多年来滇池沉积物的粒度分布特征与当地的降雨资料,客观分析了滇池沉积物粒度的中值粒径与该地区降雨量的变化关系。

2 数据来源与研究方法

2.1 研究区概况

滇池($102^{\circ}36'\sim 102^{\circ}47'\text{E}$ 、 $24^{\circ}40'\sim 25^{\circ}02'\text{N}$)古称大泽,滇南泽,又称昆明湖,昆明海。位于我国云贵高原中部,湖泊水位 1855m,面积 297km^2 ,受断陷盆地控制,滇池呈南北长、东西窄的弓弦形,北部有一天然堤(海埂)将其分成两水域,海埂以北称草海,以南称外海。湖区属中亚热带高原季风气候,降水主要集中在 5~10 月,年均降水量 1036mm。年均气温 14.4°C ,无霜期 227d。湖区集水面积 2866km^2 ,补给系数 8.6。滇池属金沙江水系,湖水主要依靠地表径流和湖面降水补给,主要入湖河流有东北部的盘龙江、宝象河、马料河,东部的洛龙河、梁王河,东南部的大河、柴河和西南部的大河等,西部来水全为短小溪流。湖水出流位于西部的海口河,经螳螂川下注普渡河,最终汇入金沙江^[1]。近些年来随着城镇化的迅速发展,大量工业废水、农业退水和生活污水流入湖中,导致滇池的富营养化状况极为严重。

2.2 样品的采集与处理

2007 年 10 月,使用奥地利产的聚丙烯筒式沉积物取样器(内径 6cm)在水深 4.5m

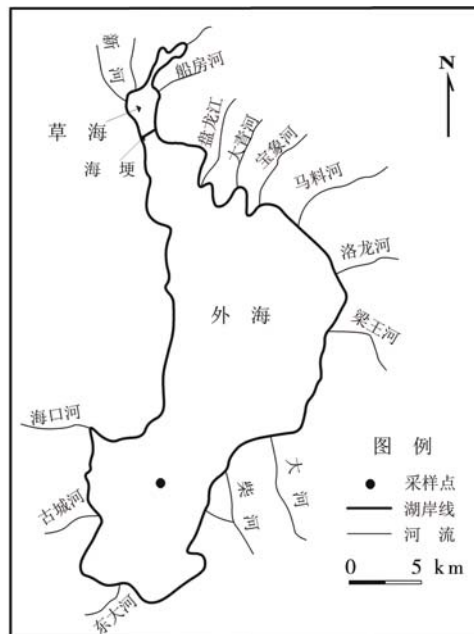


图 1 采样点位置图

Fig. 1 Map of the sampling site

处采集滇池沉积物柱芯 (102°39'9.8"E、24°44'32.4" N) (图 1), 采得沉积物柱芯 DC1 长 40cm (其中上覆水约 5cm, 沉积物底泥约 35cm), 悬浮层未受扰动, 界面水清澈, 该柱芯上部呈现灰黑色, 有机质含量高, 中部水平呈青灰色, 纹理较为清晰, 靠近下部出现黑褐色泥炭淤泥。采集后将柱芯带回实验室放入超低温冰箱里冷冻 (温度设置为-50℃, 时间为 48h), 用自制的样品切割机按照 3mm~5mm 的间距截分沉积物柱芯。然后将样品风干, 研磨, 过 100 目筛, 105℃下烘干至恒重。称取 10g 左右样品放入同一规格的塑料容器密封一个月, 目的是使²²⁶Ra 与²¹⁰Pb 处于永久衰变平衡体系, 然后测定放射性核素²¹⁰Pb 和¹³⁷Cs 含量, 测试仪器为美国 EG&GORTEC 公司生产的高纯锗探测器、数字化谱仪及多通道分析系统。其中¹³⁷Cs 的比活度由 661.6Kev 处的 γ 射线谱峰面积获得,²¹⁰Pb_{ex} 的比活度为²¹⁰Pb 的比活度与²²⁶Ra 比活度的差值。²¹⁰Pb 的比活度由 46.5Kev γ 射线谱峰面积求算,²²⁶Ra 比活度根据²¹⁴Pb 的谱峰面积 (351.9Kev) 求算, 半衰期极短的²¹⁴Pb 是²²⁶Ra 的衰变产物。其中¹³⁷Cs 和²²⁶Ra 标准样品由中国原子能研究所提供,²¹⁰Pb 标准样品由英国利物浦大学提供的标准样品做比对。

样品粒度分析采用激光粒度仪法。称取干样 0.10g 左右放于 100 ml 的小烧杯中, 加入 10% 的双氧水 10ml 并加热去除样品中的有机质, 待充分反应至过量的双氧水完全分解后, 再加入 10% 的盐酸 5ml 去除碳酸盐及有机质胶结物 (主要是钙质胶结物), 反应完全后加入蒸馏水至 100 ml, 静置 12h, 抽取上清液, 反复 3~4 次, 洗去过量的盐酸使溶液趋于中性, 最后加入 2% 的分散剂六偏磷酸钠 10ml, 摇匀后置于超声波振荡离散 15min, 形成高分散的颗粒悬浮液供测定。用英国 Malvern 公司生产的 Mastersizer2000 型激光粒度仪进行测量, 测量范围为 0.02~2000 μ m, 粒级分辨率为 0.1 μ m, 重复测量的相对误差 <3%。所有样品测试分析均在南京师范大学地理科学学院江苏省环境演变与生态建设重点实验室完成。

2.3 ²¹⁰Pb 和¹³⁷Cs 计年原理

由于滇池的沉积速率是随着时间而变化的, 所以使用²¹⁰Pb CRS 计年模式计算沉积物柱芯年代, 建立沉积层年代序列^[20]。沉积物某层的沉积年代为:

$$t = \lambda^{-1} \ln (A_0 / A_h) \quad (1)$$

式中, A_0 为沉积物岩芯中²¹⁰Pb_{ex} 的总累计输入量 (Bq/cm²), A_h 为一定深度 h 以下各层沉积物中²¹⁰Pb_{ex} 的累计总量 (Bq/cm²), λ 为²¹⁰Pb 的放射性衰变常数 ($\lambda=0.03114/a$)。

由此得到沉积速率 $S=Z/t$, 式中 Z 为质量深度, 某一深度 Z 以上沉积物的累计值, 由孔隙度校正而得 (g/cm²); S 为沉积速率 (g/cm² · a⁻¹)。

利用¹³⁷Cs 特定的蓄积峰位置可以计算其沉积物的沉积速率:

$$S = D / (T_1 - T_0) \quad (2)$$

式中, S 为平均沉积速率 (g/cm² · a⁻¹); T_1 为采集的沉积物所对应的年代 (a); T_0 为出现¹³⁷Cs 比活度峰值所对应的年代 (a); D 为沉积物柱样中¹³⁷Cs 浓度分布峰值对应的质量深度 (g/cm²)。

3 结果分析

3.1 ²¹⁰Pb 和¹³⁷Cs 的垂直分布与计年

研究表明, 沉积物在沉积后受上覆水及上层沉积物压实作用的影响, 会改变其孔隙度的变化, 下层沉积物容重大于上层, 使得相同质量的沉积物在表层的厚度与在沉积物底层

的厚度有所不同,即使两年份实际入湖泥沙量相同,年份在前的泥沙沉积厚度也小于年份在后的沉积厚度,即仅由实际厚度表示的沉积速率会与实际情况有较大误差^[21]。因此本研究统一用质量深度 (g/cm^2) 代替深度 (cm) 更适合描述实际沉积状况,以提高计年结果的精确性。

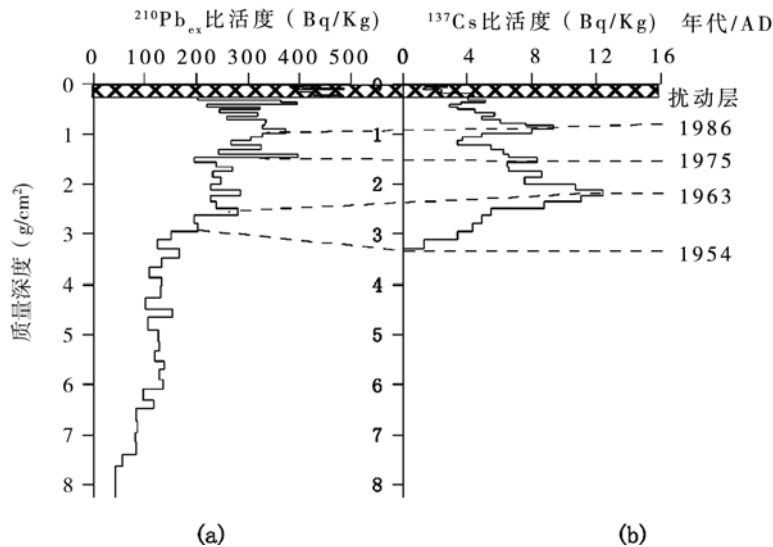


图2 滇池沉积物柱芯 DC1 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 和 ^{137}Cs 的垂直剖面

Fig. 2 The vertical profiles of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ and ^{137}Cs in sediments of Dianchi Lake

图2和表1给出了滇池沉积物柱芯 DC1 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 和 ^{137}Cs 比活度的垂直分布,在质量深度 $0\sim 0.08\text{g}/\text{cm}^2$ 之间两种核素的垂直分布相对比较紊乱(图2中阴影部分),推测可能与湖泊表层沉积物的混合作用以及近几年强烈的人为干扰有关,沉积物的稳定性较差,因此该扰动层的计年结果有待进一步深入讨论。从图2(b)可以看出,根据 ^{137}Cs 在北半球50多年来的沉降规律,可以初步断定质量深度 $3.29\text{g}/\text{cm}^2$ (深度为 16.0cm) 的起始值为1954年。 ^{137}Cs 的比活度随质量深度的增加出现了两个较为明显的蓄积峰,最大峰值出现在质量深度 $2.23\text{g}/\text{cm}^2$ (深度为 13.2cm) 处, ^{137}Cs 的比活度为 $12.45\text{Bq}/\text{Kg}$,该蓄积峰标记了1963年的全球核素散落沉降,是全球公认的蓄积峰值。另外一个蓄积峰出现在质量深度 $0.90\text{g}/\text{cm}^2$ (深度为 7.6cm) 处, ^{137}Cs 的比活度为 $9.36\text{Bq}/\text{Kg}$,该蓄积峰可能与1986年前苏联的切尔诺贝利核泄漏事件有关。切尔诺贝利事故是有史以来最严重的放射性核素泄漏事故,该事故导致了 ^{137}Cs 在自然环境中的大量散落,致使全球自然环境中的 ^{137}Cs 的总蓄积量增加了约5%,尤其对北半球 ^{137}Cs 的分布产生的影响较为明显^[22]。此外,关于1975年的 ^{137}Cs 次级蓄积峰存在一些争议^[23]。在本研究中发现质量深度 $1.57\text{g}/\text{cm}^2$ (深度为 10.8cm) 处存在一个次级蓄积峰, ^{137}Cs 的比活度为 $8.35\text{Bq}/\text{Kg}$,推测可能是1975年的中国大气核试验造成的 ^{137}Cs 次级蓄积峰。中国大气核试验始于1964年10月,尤其是20世纪60年代末与70年代中期为中国大气核试验集中时期^[24],虽然中国核试验总次数远不及美、苏^[25],对世界范围 ^{137}Cs 的贡献也有限,但不排除成为局部地区 ^{137}Cs 淀积的重要来源的可能性。张燕等^[26]、项亮等^[27]对滇池的研究中均发现存在1975年左右的次级蓄积

峰，另外云南的洱海^[28]、程海^[29]和属都湖^[30]以及贵州的红枫湖^[28]等均有明显的 1975 年¹³⁷Cs 蓄积峰。滇池与上述几个研究区的湖泊同属云贵高原湖泊，¹³⁷Cs 具有相似的沉降规律。因此将质量深度 1.57g/cm²处（深度为 10.8cm）的¹³⁷Cs 蓄积峰作为 1975 年的辅助定年时标是可信的。

表 1 滇池沉积物柱芯 DC1 的²¹⁰Pb_{ex}和¹³⁷Cs 剖面年龄
Tab. 1 The age of ²¹⁰Pb_{ex} and ¹³⁷Cs profiles in Dianchi Lake core

质量 深度 (g/cm ²)	²¹⁰ Pb _{ex} 比活度 (Bq/kg)		¹³⁷ Cs 比活度 (Bq/kg)		年代	质量 深度 (g/cm ²)	²¹⁰ Pb _{ex} 比活度 (Bq/kg)		¹³⁷ Cs 比活度 (Bq/kg)		年代
0.04	438.9	±17.0	1.32	±0.44	2006.0	2.11	227.5	±4.4	10.69	±0.41	1966.5
0.06	382.3	±63.6	2.74	±0.55	2005.1	2.23	284.8	±4.5	12.45	±0.11	1964.2
0.08	405.5	±26.1	1.41	±0.47	2004.1	2.35	227.1	±4.3	11.05	±0.41	1962.3
0.11	485.8	±24.8	1.27	±1.27	2003.0	2.48	238.0	±4.9	8.79	±0.53	1960.1
0.16	388.0	±14.2	2.37	±0.53	2002.0	2.63	282.0	±3.9	5.50	±0.34	1958.4
0.19	432.9	±25.2	2.22	±0.44	2000.9	2.79	195.5	±3.2	4.88	±0.31	1956.4
0.23	426.4	±17.8	4.29	±0.27	1999.7	2.94	202.1	±4.0	4.30	±0.17	1954.2
0.27	485.2	±21.2	4.37	±0.31	1998.4	3.10	150.1	±3.7	3.38	±0.45	1952.4
0.32	202.2	±15.9	4.06	±0.48	1997.8	3.29	124.3	±2.0	1.34	±0.25	1950.9
0.36	363.7	±20.3	5.08	±0.60	1996.7	3.48	166.9	±2.7	—	—	1948.8
0.41	395.2	±16.4	3.64	±0.28	1995.5	3.67	134.3	±2.1	—	—	1946.9
0.46	221.3	±13.2	2.86	±0.24	1994.8	3.86	108.1	±2.3	—	—	1945.3
0.51	323.0	±13.9	3.41	±0.00	1993.7	4.04	133.4	±3.8	—	—	1943.3
0.58	244.9	±9.4	4.49	±0.18	1992.9	4.25	129.9	±2.4	—	—	1941.1
0.64	319.6	±11.3	5.70	±0.20	1991.8	4.49	101.5	±1.6	—	—	1939.4
0.70	258.8	±10.7	4.92	±0.18	1990.9	4.66	153.6	±2.2	—	—	1936.5
0.77	335.0	±13.3	6.06	±0.59	1989.7	4.91	106.3	±1.3	—	—	1934.3
0.83	331.7	±10.0	7.65	±0.98	1988.4	5.13	126.5	±1.9	—	—	1931.6
0.90	328.1	±11.5	9.36	±0.37	1987.1	5.33	128.2	±1.6	—	—	1928.5
0.98	373.3	±10.1	8.01	±0.15	1985.6	5.53	120.3	±2.2	—	—	1925.3
1.05	327.2	±9.5	4.92	±0.17	1984.1	5.70	136.9	±2.3	—	—	1921.3
1.12	306.4	±9.9	3.68	±0.18	1982.7	5.90	129.3	±1.8	—	—	1916.9
1.21	267.3	±9.2	3.39	±0.27	1981.5	6.08	135.0	±2.8	—	—	1911.6
1.30	325.3	±8.3	5.46	±0.14	1979.9	6.31	96.8	±1.8	—	—	1907.2
1.39	241.8	±7.7	6.26	±0.14	1978.6	6.48	118.2	±2.8	—	—	1900.8
1.47	397.2	±8.4	6.55	±0.14	1976.4	6.73	84.6	±1.8	—	—	1895.4
1.57	195.2	±6.9	8.35	±0.12	1975.3	6.97	85.2	±1.7	—	—	1888.7
1.66	238.0	±7.0	6.51	±0.40	1973.3	7.15	81.7	±3.9	—	—	1880.7
1.75	269.3	±7.0	6.55	±0.14	1971.5	7.39	82.8	±2.3	—	—	1869.8
1.87	230.6	±5.8	8.62	±0.29	1970.0	7.62	57.7	±3.0	—	—	1859.2
1.99	246.9	±5.4	7.55	±0.21	1968.2	8.25	44.7	±2.6	—	—	1847.6

根据¹³⁷Cs 沉降的初始年份（1954 年）和三个典型的蓄积峰作为计年时标，利用公式

(2) 计算出滇池沉积物柱芯 DC1 自 1954 年、1963 年、1975 年及 1986 年以来到 2007 年的平均沉积速率分别为 $0.062\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$ 、 $0.051\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$ 、 $0.049\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$ 和 $0.043\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$ (表 2)。

表 2 滇池沉积物柱芯 DC1 的 ^{137}Cs 时标计年沉积速率结果

Tab. 2 ^{137}Cs dating for sedimentation rates of Dianchi Lake

时标年	对应层节 cm	累加质量深度 g/cm^2	计时区间年	平均沉积速率 $\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$
1954	16.0	3.29	1954~2007	0.062
1963	13.2	2.23	1963~2007	0.051
1975	10.8	1.57	1975~2007	0.049
1986	7.6	0.90	1986~2007	0.043
			1975~1986	0.061
			1963~1975	0.055
			1954~1963	0.118

虽然 ^{137}Cs 时标法不能给出各层节具体的沉积速率, 只能给出一个阶段的平均沉积速率, 但根据计算结果仍可知过去 50 多年以来, 滇池沉积速率整体上经历了一个先增大后减小的过程。将这些结果与已有的研究成果进行比较, 与项亮等^[27]估算的 1963~1993 年之间 $0.048\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$ 的结果最为接近, 也符合项亮^[31]近 100 年内 $0.014\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{a}^{-1} \sim 0.128\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$ 的估算范围; 张燕等^[26]借助 ^{137}Cs 估算的滇池五个采样点的平均沉积速率, 其中位于滇池正中湖心区的样点, 1954~1963、1963~1976、1976~1986 和 1986~2003 各区段间的平均沉积速率为 0.258 、 0.107 、 0.079 和 $0.057\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$, 本文所得的结果与之相比略小, 可能是由于采样点的位置不同造成的。与程致远等^[32]借助 ^{210}Pb CF 法测定的 20 世纪 50~60 年代的沉积速率为 $0.250\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$, 近 20 年降为 $0.225\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$ 的结果相比较小。于银亭等^[34]对滇池草海和外海约 40cm 长的两个沉积物柱芯的研究也发现, 12cm 以下即 40 年之前, 平均沉积速率约为 $0.29\text{cm}/\text{a}$ 。将本研究 ^{137}Cs 方法得到的沉积速率以沉积厚度表示, 得出 1954~2007 年沉积速率为 $0.28\text{cm}/\text{a} \sim 0.36\text{cm}/\text{a}$, 这也与湖泊一般沉积速率为 $0.3\text{cm}/\text{a} \sim 0.5\text{cm}/\text{a}$ 的数值相吻合^[33]。

基于 ^{210}Pb CRS 计年模式确定的沉积年代 (图 2a), 质量深度为 $3.29\text{g}/\text{cm}^2$ (深度为 16.0cm)、 $2.23\text{g}/\text{cm}^2$ (深度为 13.2cm)、 $1.57\text{g}/\text{cm}^2$ (深度为 10.8cm)、 $0.90\text{g}/\text{cm}^2$ (深度为 7.6cm) 所对应的年代分别为 1951 年、1964 年、1975 年和 1987 年, 与 ^{137}Cs 计年法在相同质量深度 (深度) 所确定的年代出现了一定的偏差 (图 2 中虚线所示)。分析其原因可能有两个方面: (1) ^{210}Pb 计年法要求比较严格, 只有在尽量不受干扰的情况下才可能真实反映沉积速率, 但是有着“高原明珠”美誉之称的滇池, 近些年来成当地闻名的旅游度假胜地 (海埂公园), 一定程度上受到了自然环境变化和人类活动的强烈干扰, 而且沉积物中 ^{210}Pb 的活性较弱, ^{210}Pb 从大气沉降到湖底的过程和实验分离提纯中仅用 γ 谱仪进行简单处理的无损测定, 而不是用 α 谱仪的化学方法测定, 因此存在的干扰因素也可能较多, 尤其是处于沉积物-水界面以及界面附近存在着强烈的 Fe、Mn 循环, 沉积物界面上非碳酸盐相铅可能转移到可溶性碳酸盐中, 并通过孔隙水产生扩散迁移, 沉积后的再迁移与 Fe 有关, 造成 ^{210}Pb 发生沉积后扩散再迁移过程^[35, 36]。(2) ^{137}Cs 是大气核试验和核事

故的产物,在湖水中具有较高的溶解度和活性。当其沉降到湖泊中易溶于水且被有机质吸收,而富集于其之中。因滇池的有机质含量较高^[37, 38],大部分的¹³⁷Cs 会随有机质沉积埋藏。当有机质沉降后经一段时间分解释放出¹³⁷Cs,如果在同一沉积层位缺少足以吸附有机质中释放出¹³⁷Cs 的粘土矿物,则¹³⁷Cs 将通过间隙水向上下层位迁移^[39],会造成¹³⁷Cs 的再迁移和重新分布,使¹³⁷Cs 出现在比预期更深的层段。因此本研究利用²¹⁰Pb 和¹³⁷Cs 两种计年方法得出不完全对应的沉积年代存在一定的合理性,可以用来协助探讨滇池近 150 年来的沉积环境变化。

3.2 滇池近现代沉积速率的变化分析

根据²¹⁰Pb CRS 模式计年原理,可以推算出该柱芯最底层所对应的年代为 1848 年,并进一步得到滇池自 1848 年到 2007 年的平均沉积速率为 $0.052\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$ 。利用公式 (1) 将沉积物柱芯对应的质量深度与沉积年代相比,即可得到沉积物的沉积速率 (图 3)。

从图 3 可以看出,过去 159 年间滇池的沉积速率是不稳定的,既有长期缓慢的变化,又存在短期的急剧变化,整体上呈现先升高后降低的趋势。为方便讨论,可大致将滇池沉积物柱芯所反映的环境意义分为三个阶段来分析:

(1) 1949 年以前,沉积速率整体上呈现上升的趋势,在三、四十年代表现为频繁的波动。1848~1949 年新中国成立,这一

时期社会动荡,国力衰败,生产力水平低下,人们环保意识淡薄,造成滇池周围的土壤侵蚀现象极为严重,大量的泥沙等物质流入湖中,造成沉积速率缓慢增大。

(2) 1949~1980 年,沉积环境不稳定。沉积速率出现了波动变化趋势。新中国成立后,国内掀起大规模生产活动,尤其是 1958 年“大跃进”时期,流域内的植被遭到严重破坏,多数森林被砍伐,用以烧制木炭,炼铁炼铜,导致水土流失严重、沉积速率增大。20 世纪 60 年代初,一批水库在滇池东岸和南岸河流上游建起,控制流域面积达 47%^[40],有效地拦截了上游山区的水土流失^[41],造成湖泊沉积速率下降;60 年代末,滇池周围大规模围湖造田和蚕食湖湾,一定程度上抵消了水库的拦截作用,入湖泥沙迅速增加,沉积速率变大。20 世纪 60、70 年代,在“文革”的大背景下,滇池周围的生态环境又一次遭到破坏,结果使得周围入湖泥沙增多,沉积速率相应增大。因此,滇池周围不稳定的沉积环境严重制约了湖泊沉积速率的变化。

(3) 1980 年至今,沉积速率先小幅度的增大然后缓慢降低。1980 年以来,伴随着“改革开放”重大决策的提出,滇池流域周围零星出现了卷烟厂、农药厂、造纸厂、冶炼厂等等一系列大小企业,加之城镇化的快速发展,大量工业废水、农业退水和生活污水流入湖中,给滇池的环境污染带来的极大的压力,导致滇池湖水变浅,水质恶化,富营养化和重金属负荷极为严重^[42]。1998 年以来,随着国家退耕还林、还草工程措施的实施,以及可持续发展思想的提出,滇池的生态环境得到一定程度的改善,同时沉积速率亦相应的减小,但整体上还是不能遏制人类活动对滇池生态环境破坏的现象,以至近些年来沉积速

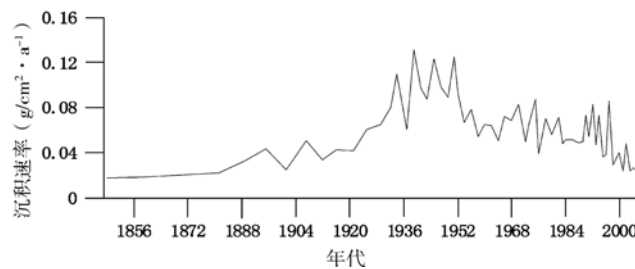


图 3 滇池沉积物柱芯 DC1 沉积速率图

Fig. 3 The sedimentation rates of Dianchi Lake since 1848

率仍有缓慢增长的趋势。

3.3 沉积物粒度的中值粒径与当地的降雨量呈良好的同步波动

参照放射性核素 (^{210}Pb 和 ^{137}Cs) 计算的精确沉积年代和高精度的采样分辨率, 滇池的平均沉积速率约为 3mm/a , 按照 $3\sim 5\text{mm}$ 的间距分割的沉积物样品大约相当于 1a 或者 2a 的沉积, 因此可以将滇池 1951 年以来的降雨量资料 (昆明水文站资料) 与滇池沉积物柱芯的粒度记录进行比较。为方便计算, 代表 1a 的沉积物柱芯对应于相应年代的降雨量, 代表 2a 的沉积物柱芯对应于相应年代 (2a) 的平均降雨量, 即沉积物的粒度分布特征对应相同年代的降雨量, 由此得到滇池地区中值粒径与降雨量之间的变化关系图 (图 4)。

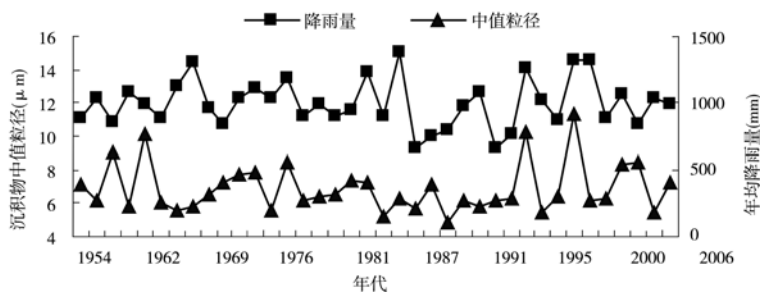


图 4 滇池沉积物中值粒径与降雨量变化关系图

Fig. 4 The variations of grain size and annual rainfall in Dianchi Lake

由图 4 可见, 滇池沉积物中值粒径与该地区降雨量变化呈现良好的同步波动变化, 峰值几乎一一对应, 均在 1959、1976、1983、1988、1994、1997 和 2001 年前后出现峰值, 在 1962、1969、1977、1987、1992、1996 和 2003 年前后出现谷值。这说明了滇池沉积物中值粒径与当地的降雨量呈良好的同步波动, 即中值粒径可有效地指示湖区降雨量的变化情况。一般情况下, 人们认为, 在长时间尺度、高分辨率的研究中, 沉积物粒径增大反映采样点离湖岸距离减小、湖泊水位下降, 指示气候干旱; 沉积物粒径减小反映采样点离湖岸距离增大、湖泊水位上升, 指示气候湿润。本文对滇池的研究结果不同于已有对沉积物粒度与气候干湿关系的研究结论。在短时间尺度、采样高分辨率和定年误差小的研究中, 一个沉积样品通常可以代表 1a 或者 2a 的沉积, 沉积物中值粒径可以有效反映历史时期降雨量的变化: 即粒径大指示降雨量较大的湿润年份, 粒径小指示降雨量小的干旱年份。因此在不同地区、不同湖泊的沉积物粒度所指示的环境意义研究中, 只有选择合适的时间尺度和分辨率, 才能得出较为可信的结论。

4 结论与讨论

基于放射性核素 (^{210}Pb 和 ^{137}Cs) 两种计年方法对比获得的精确计年结果, 本文对滇池现代沉积物的研究得出以下几点结论:

(1) 利用 ^{210}Pb CRS 计年模式得出滇池自 1848 年到 2007 年的平均沉积速率为 $0.052\text{g/cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$, 与已有的滇池沉积速率研究相比较, 其结果较为接近。受 20 世纪 60 年代末与 70 年代中期中国大气核试验的影响, 发现滇池沉积物中存在 1975 年 ^{137}Cs 蓄积峰, 并与云贵高原的其他湖泊相比较, 验证了其存在的合理性。两种计年方法对比得出了

滇池过去 159 年间的沉积速率呈现出先增大后减小的变化趋势, 这与湖泊周围历史时期不稳定的沉积环境(围湖造田、砍伐森林、特定历史事件等)有着密切的关系。

(2) 滇池沉积物粒度的中值粒径与该地区降雨量呈现出良好的同步波动。在短时间尺度、高分辨率(年际、10a)的研究中, 粒径大指示降雨量较大的湿润年份, 粒径小指示降雨量小的干旱年份。此结论不同于长时间尺度、低分辨率的沉积物粒度所指示的气候环境意义。因此, 在对沉积物粒径指示气候环境的信息研究中, 尤其是地学领域的研究中一定要考虑“时间尺度”的影响, 才能得出较为可靠的结论。

(3) 精确定年是研究高分辨率湖泊沉积记录的基础, 受湖泊周围自然环境变化和人类活动的强烈干扰以及 Pb 和 Cs 两种元素特定物理化学性质的制约, ^{210}Pb 和 ^{137}Cs 两种计年法有时非但不能相互印证, 还会自相矛盾, 目前这是一个尚未妥善解决的难题。因此为提高湖泊沉积速率测定的精确度和可靠性, 需要进一步探讨的是减小 ^{210}Pb 发生沉积后扩散再迁移过程以及 ^{137}Cs 的沉积滞后效应给计年结果造成的误差影响。

致谢: 徐从安、刘磊、林加加、桑利娟等协助采集样品; 杨本俊、涂华、戎静等协助样品测试, 丁兆运老师, 隋志龙老师为本文提出指导性意见, 在此一并感谢。

参考文献:

- [1] 王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998. 374~377.
- [2] Evangeliou N, Florou H, Bokoros P, *et al.* Temporal and spatial distribution of ^{137}Cs in Eastern Mediterranean Sea, horizontal and vertical dispersion in two regions. *Journal of Environmental Radioactivity*, 2009, 100: 626~636.
- [3] Putyrskaya V, Klemm E, Röhlén S. Migration of ^{137}Cs in tributaries, lake water and sediment of Lago Maggiore (Italy, Switzerland): Analysis and comparison with Lago di Lugano and other lakes. *Journal of Environmental Radioactivity*, 2009, 100: 35~48.
- [4] 王小雷, 杨浩, 赵其国, 等. 利用 ^{210}Pb 、 ^{137}Cs 和 ^{241}Am 计年法研究云南抚仙湖现代沉积速率. *湖泊科学*, 2010, 22(1): 136~142.
- [5] Wu Y H, Wang S M, Hou X H. Chronology of Holocene lacustrine sediments in Co Ngoin, central Tibetan Plateau. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2006, 49: 991~1001.
- [6] Simms A D, Woodroffe C, Jones B G, *et al.* Use of ^{210}Pb and ^{137}Cs to simultaneously constrain ages and sources of post-dam sediments in the Cordeaux reservoir, Sydney, Australia. *Journal of Environmental Radioactivity*, 2008, 99: 1111~1120.
- [7] 姚书春, 李世杰, 刘吉峰, 等. 太湖 THS 孔现代沉积物 ^{137}Cs 和 ^{210}Pb 的分布及计年. *海洋地质与第四纪地质*, 2006, 26(2): 79~83.
- [8] 刘志广, 王福, 裴艳东, 等. 天津三河岛潮间带 ^{137}Cs 与 ^{210}Pb 的分布及现代沉积过程. *地质通报*, 2007, 26(7): 864~868.
- [9] 赵锁志, 孔凡吉, 王喜宽. 内蒙古乌梁素海 ^{210}Pb 和 ^{137}Cs 测年与现代沉积速率. *现代地质*, 2008, 22(6): 909~914.
- [10] 张瑞, 潘少明, 汪亚平. 长江河口水下三角洲 ^{210}Pb 分布特征及其沉积速率. *沉积学报*, 2009, 27(4): 704~713.
- [11] 刘广山, 李冬梅, 易勇. 胶州湾沉积物的放射性核素含量分布与沉积速率. *地球学报*, 2008, 29(6): 769~777.
- [12] Street-Perrott F A, Holmes J A, Waller M P, *et al.* Drought and dust deposition in the west African Sahel: A 5500-year record from Kajamarum Oasis, Northeastern Nigeria. *The Holocene*, 2000, 10(2): 293~302.
- [13] 强明瑞, 陈发虎, 周爱锋, 等. 苏干湖沉积物粒度组成记录尘暴事件的初步研究. *第四纪研究*, 2006, 26(6): 915~922.
- [14] 王永波, 刘兴起, 张恩楼, 等. 青藏高原北部可可西里地区近 4000 年来尘暴事件初探——来自库赛湖沉积物粒度的证据. *沉积学报*, 2009, 27(4): 691~696.

- [15] Digerfeldt G. Studies on past lake-level fluctuations, In: Berglund B E. Hand-book of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology, Chichester: John Wiley, 1986. 127~143.
- [16] Menking K M, Bischoff J L, Fitzpatrick J A, *et al.* Climatic/hydrologic oscillations since 155,000 yr B. P. at Owens Lake, California, reflected in abundance and stable isotope composition of sediment carbonate. *Quaternary Research*, 1997, 48: 58~68.
- [17] Digerfeldt G, Olsson S, Sandgren P. Reconstruction of lake-level changes in lake Xinias, central Greece, during the last 40 000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2000, 158: 65~82.
- [18] Wang H, Liu H, Cui H, *et al.* Terminal Pleistocene/Holocene palaeoenvironmental changes revealed by mineral-magnetism measurements of lake sediments for Dali Nor area, southeastern Inner Mongolia Plateau, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2001, 170: 115~132.
- [19] 王永波, 刘兴起, 羊向东, 等. 可可西里库赛湖揭示的青藏高原北部近 4000 年来的干湿变化. *湖泊科学*, 2008, 20(5): 605~612.
- [20] 万国江. 现代沉积的²¹⁰Pb 计年. 第四纪研究, 1997, 17(3): 230~239.
- [21] 师长兴, 尤联元, 李炳元, 等. 黄河三角洲沉积物的自然固结压实过程及其影响. *地理科学*, 2003, 23(2): 175~181.
- [22] Cambray R S, Cawse P A, Garland J A, *et al.* Observations on radioactivity from the Chernoby accident. *Nuclear Energy*, 1987, 26: 77~101.
- [23] 张信宝. 有关湖泊沉积¹³⁷Cs 深度分布资料解释的探讨. *山地学报*, 2005, 23(3): 294~299.
- [24] Editorial Board of Science Yearbook. *China Encyclopedia Yearbook*. Beijing: Encyclopedia of China Publishing House, 1980. 645~653.
- [25] Editorial board of science yearbook. *Science yearbook*. Shanghai: Shanghai translation publishing corporation, 1992. 2~37.
- [26] 张燕, 彭补拙, 陈捷, 等. 借助¹³⁷Cs 估算滇池沉积量. *地理学报*, 2005, 60(1): 71~78.
- [27] 项亮, 吴瑞金, 吉磊. ¹³⁷Cs 和 ²⁴¹Am 在滇池、剑湖沉积物孔柱中的蓄积分布及时标意义. *湖泊科学*, 1996, 8(1): 27~34.
- [28] 万国江. 现代沉积分辨率的¹³⁷Cs 计年——以云南洱海和贵州红枫湖为例. 第四纪研究, 1999, (1): 73~80.
- [29] 胥思勤, 万国江. 云南省程海现代沉积物中²¹⁰Pb、¹³⁷Cs 的分布与计年研究. *地质地球化学*, 2001, 29(4): 28~31.
- [30] 姚远, 张恩楼, 沈吉, 等. 云南属都湖流域人类活动的湖泊沉积响应. *海洋地质与第四纪地质*, 2007, 27(5): 115~120.
- [31] 项亮. 用 γ 分析方法研究滇池现代沉积年代. *核技术*, 1997, 20(2): 100~104.
- [32] 程致远, 梁卓成, 林瑞芬, 等. 云南滇池现代沉积物²¹⁰Pb 法的 CF 模式年龄研究. *地球化学*, 1990, (4): 127~332.
- [33] Wise S M. Caesium-137 and lead-210: a review of the techniques and some applications in geomorphology. In: Cullingford R A, Davidson D A, Lewin J. *Timescales in Geomorphology*. Chichester, U K: Wiley, 1980. 109~127.
- [34] 于银亭, 李培泉, 吴润, 等. 昆明滇池沉积速率的测定. *海洋与湖沼*, 1996, 27(1): 41~45.
- [35] 万国江. 现代沉积的²¹⁰Pb 计年. 第四纪研究, 1997, 17(3): 230~239.
- [36] 徐经意, 万国江, 王长生, 等. 云南省泸沽湖、洱海现代沉积物中²¹⁰Pb、¹³⁷Cs 的垂直分布及其计年. *湖泊科学*, 1999, 11(2): 110~116.
- [37] 卢少勇, 金相灿, 张烨, 等. 滇池内湖滨带底泥的有机质分布规律. *湿地科学*, 2009, 7(2): 135~141.
- [38] 彭丹, 金峰, 吕俊杰, 等. 滇池底泥中有机质的分布状况研究. *土壤*, 2004, 36(5): 568~572.
- [39] 项亮. ¹³⁷Cs 湖泊沉积年代学方法应用的局限——以 Crawford 湖为例. *湖泊科学*, 1995, 7(4): 307~313.
- [40] 昆明环境科学研究所. 滇池富营养化调查研究. 昆明: 云南科技出版社, 1992. 156~159.
- [41] 阎自申. 前置库在滇池流域运用研究. *云南环境科学*, 1996, 15(2): 33~35.
- [42] 李仁英, 杨浩, 王丽, 等. 滇池沉积物中重金属的形态分布特征. *土壤*, 2008, 40(2): 264~268.

Modern sedimentation rates and dry-humid change inferred from grain size records in Dianchi Lake, Yunnan Province

WANG Xiao-lei¹, YANG Hao¹, ZHAO Qi-guo^{1, 2},
CHEN Ye¹, CHEN Jing-song¹, WANG Lin-xian¹

(1. College of Geography Science, Nanjing Normal University, Nanjing 210046, China;

2. Institute of Soil Science, CAS, Nanjing 210008, China)

Abstract: Based on radionuclide dating (^{210}Pb and ^{137}Cs) in the sediment core of the Dianchi Lake, Yunnan Province of China, we calculated the sedimentation rates in the past 159 years. The vertical profile of ^{137}Cs has three obvious ^{137}Cs peaks in the core corresponding to 1963, 1975 and 1986, since the onset of ^{137}Cs fallout in 1954. Using the dating of the ^{137}Cs peaks, the four time-averaged accumulation rates of the Dianchi Lake were 0.062, 0.051, 0.049 and 0.043 $\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$, respectively. Four stages with different accumulation rates in core DC1 indicated a slower process since the onset of atmospheric nuclear weapons testing in the 1954. According to the result of ^{210}Pb (CRS) dating in DC1, the sedimentation rate is 0.052 $\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$, which is unstable in the past 129 years, which might be related to human activities during different historical periods of the past 100–150 years. As for dissimilar physical and chemical associations, diffusion characteristics for the two radionuclides (Pb and Cs), we interpreted the rationality of deviation by the two dating methods. The further precise result can be obtained by combining two or more dating methods, respectively. Compared with the local rainfall in the past 50 years with sediment grain size in the region of Dianchi Lake, it is found that there was an obvious variation trend in the sediment grain size with the fluctuations of rainfall. All these findings indicate that there is a positive correlation between grain size and the fluctuations of rainfall. This shows that sediment grain size could reflect the rainfall changes trend at a short time-scale and high resolution investigations, i. e. larger sediment grain size reflected more rainfall and wetter climate while smaller sediment grain size reflected less rainfall and drier climate.

Key words: radionuclide dating (^{210}Pb and ^{137}Cs); sedimentation rate; grain size; wet and dry climate; Dianchi Lake