

结合粒度和¹³⁷Cs对小流域水库沉积物的定年——以黔中喀斯特地区克酬水库为例*

王文博, 蔡运龙, 王红亚

(北京大学资源与环境地理系, 地表过程分析与模拟教育部重点实验室, 北京 100871)

摘要: 对取自黔中喀斯特地区克酬水库 32cm 长沉积物柱样进行 ¹³⁷Cs 比活度以及粒度测定, 结合气象站点降雨数据进行比对分析, 对沉积物不同层位的年代进行了划分, 并以此结合质量深度推算了 1960–2004 年间该水库的沉积速率. 结合实例分析了 ¹³⁷Cs 沉降、运移和沉积, 改进了仅依靠 ¹³⁷Cs 峰值定年方法, 认为在流域面积较小、¹³⁷Cs 比活度测试绝对数值较小的流域, 降水和其他条件造成的土壤侵蚀程度差异可能是造成土壤中 ¹³⁷Cs 进入湖泊沉积物多少的更主要原因, 并表现为沉积物中 ¹³⁷Cs 不同层位的差异.

关键词: ¹³⁷Cs 定年; 喀斯特小流域; 水库沉积物; 粒度

Dating by sediment grain size and ¹³⁷Cs in small reservoir: a case study of Kechou reservoir, in Karst area of central Guizhou Province

WANG Wenbo, CAI Yunlong & WANG Hongya

(Key Laboratory for Earth Surface Processes, Ministry of Education, Department of Resources Environment and Geography, Peking University, Beijing 100871, P.R.China)

Abstract: A 32cm long sediment-core was sampled from Kechou reservoir located in Karst area of central Guizhou Province. According to study on grain size pattern and ¹³⁷Cs dating in the profile, comparing with precipitation records, we determined the sediment ages in different depth of this core. Using the cumulative mass depth, we also calculated the deposit rates in different stages from 1960 to 2004. We improved the traditional ¹³⁷Cs dating method which only relied on the position of peaks in profile. By analyzing the ¹³⁷Cs depositing transportation and sedimentation, we found that the absolute values of ¹³⁷Cs in the certain small catchment often appear in the low level. We believe that the soil erosion, which was caused by precipitation and other reasons, should intensively affect the amount of ¹³⁷Cs depositing from soil to the sediment in reservoir. That should be the main reason of different pattern of ¹³⁷Cs distributions in the sediment-core.

Keywords: ¹³⁷Cs dating; small Karst catchment; reservoir sediments; grain size

依靠湖泊和水库沉积物信息分析流域历史时期的环境变化的研究中, 常采用放射性同位素 ¹³⁷Cs 进行年代划分, 特别是应用某些年份的沉降通量峰值和沉积物中检测的比活度峰值相对应^[1-2]. 但对于面积较小的流域来说, 沉积物中 ¹³⁷Cs 比活度含量绝对值往往较低, 其峰值不能与沉降通量峰值很好对应, 从而难以进行年代划分. 本文针对这一问题, 选取黔中喀斯特地区克酬小流域作为研究对象, 结合降水资料, 对沉积物样柱粒度和 ¹³⁷Cs 比活度进行分析, 认为土壤侵蚀程度差异可能是造成流域土壤中 ¹³⁷Cs 进入沉积物多少的主要原因, 并据此对样品进行了年代划分, 结合质量深度推算了水库的沉积速率.

1 采用沉积物 ¹³⁷Cs 峰值定年及其问题

1.1 ¹³⁷Cs 峰值定年方法综述

湖泊沉积物是由来自汇水区的侵蚀物质与湖泊内生物物质堆积组成, 湖泊沉积物可以反映流域过去的土

* 国家自然科学基金重点项目(40335046)资助. 2007-06-04 收稿; 2007-06-27 收修改稿. 王文博, 男, 1981 年生, 博士研究生; E-mail: Morgan@pku.edu.cn.

壤侵蚀情况, 表达一定的环境信息. 利用沉积物指标反映过去环境变化的首要问题是找到沉积物样品对应深度的年代信息, 然后可以根据不同深度的沉积物各种实验结果指标推估对应时期的环境条件以及土壤侵蚀状况.

对于短时间尺度(近 40 年)的湖泊和水库沉积物的定年多研究采用半衰期为 30 年左右的 ^{137}Cs 同位素纪年. ^{137}Cs 通过核爆炸试验进入全球循环, 经过同温层转移到对流层, 直到进入到地球表层. ^{137}Cs 在地表沉降后被强烈吸附于粘土和有机质颗粒上, 基本不能被置换. 土壤对 ^{137}Cs 的吸附是很迅速的, 其在土壤剖面中的分布随土壤深度呈指数递减^[3]. ^{137}Cs 降落到植被上可能被吸附也可能被吸收, 但植物从土壤和水体中吸收的 ^{137}Cs 是很低的. 大多吸附的 ^{137}Cs 也都从植被上冲刷掉而转移到土壤中, 吸收的 ^{137}Cs 在植被死亡并腐烂后也被释放到土壤中.

湖泊和水库沉积物中的 ^{137}Cs 主要来源于以下几部分: 一是在水体表面随大气直接沉降的 ^{137}Cs ; 二是侵蚀下来的土壤颗粒上吸附的 ^{137}Cs ; 三是可能在大的降雨事件中来源于以前就有土壤吸附而当时没有被侵蚀 ^{137}Cs , 一般的研究认为, 前两种 ^{137}Cs 湖泊沉积物中是主要的来源^[4-5]. 因此, 在土壤侵蚀情况相近的情况下, 由于核试验的次数和爆炸当量的不均一性, ^{137}Cs 沉降量的差异可以直接反映在沉积物不同的层位上, 特别是对应的峰值, 可以起到定年的作用^[6].

全球范围的 ^{137}Cs 核素沉降始于 1952±2 年, 到 1954 年累积到一个峰值, 但经过 30 多年的衰变, 1954 年的时标目前已难于辨识^[1-2]. 1960-1964 年是一个重要的沉降期, 北半球最后一次显著沉降发生在 1963 年, 湖泊沉积物 ^{137}Cs 峰值对应 1963 沉降已经得到众多学者的认可; 由于 1963 年的试验禁止条约, 全球放射性核素沉降速率已稳定地降低, 有研究认为在 1971 年和 1974 年, 非条约国家在地上开展的核试验产生了一个 ^{137}Cs 沉降的次级阶段. 然而, 有研究者则指出, 从大气沉降观测记录显现的 1974 年的沉降量并不能作为蓄积峰显现在湖泊沉积物中^[7], Cambay 等报导, 1983 和 1984 年北半球的核沉降速率已低于检测极限^[8]. 但地方性的事件, 如 1986 年的 Chernobyl 事件对区域核放射学产生显著的影响^[9]. 而 1986 年的核泄露事故散落的 ^{137}Cs 对于北半球湖泊沉积物记录应该存在, 特别是高纬度地区的湖泊, 其 1986 年峰值往往超过 1963 年的蓄积, 成为整个剖面的主峰^[2,10]. 从大气沉降上记录上可以分析沉降的背景情况, 东京的大气沉降通量监测和北半球沉降量分布, 虽在 1963 和 1986 峰值沉降量都有表现, 但也存在一些差异(图 1)^[2,7,11-12].

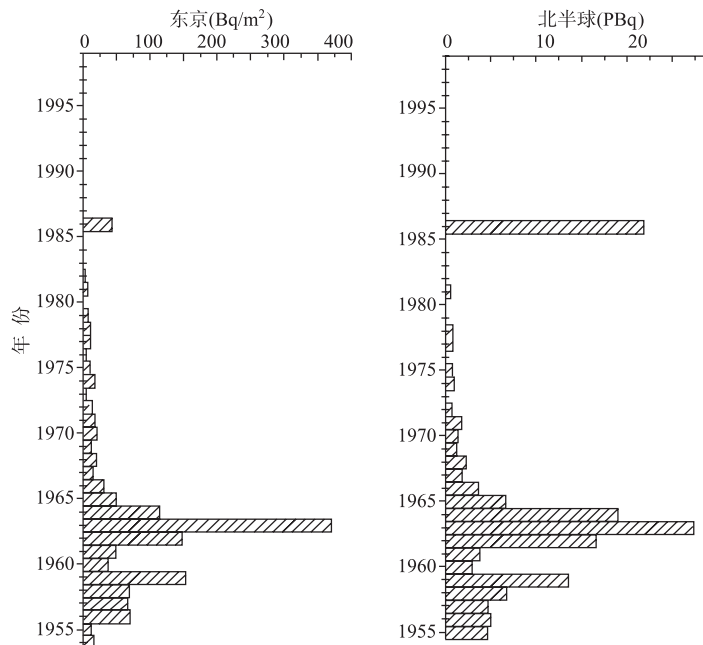


图 1 东京 1954-1999 年间和北半球 1955-1989 年间 ^{137}Cs 沉降量(校正到 2006 年水平)

Fig.1 The annual ^{137}Cs deposition flux records in Tokyo and Northern Hemisphere
(Revised the activities to the year 2006)

部分研究揭示了 ^{137}Cs 的沉积后由于湖水扰动、间隙水或有机物富集程度不均等原因会发生 ^{137}Cs 在沉积物中垂直方向上的向上或向下移动,致使峰变动产生定年误差^[13-14]。但多数研究者认为,这种迁移仍然保持了蓄积峰值的存在,与 ^{210}Pb 定年方法结合校正,可以更好保证定年的正确性^[1, 10]。

1.2 沉积物中 ^{137}Cs 比活度差异的影响分析

1.2.1 不同区位大气沉降通量对 ^{137}Cs 活度绝对数值的影响 由于1963年是全球性的沉降,在各区域的大气沉降通量基本一致,普遍可以进行定年。而1986年沉降为区域性事件,湖泊对其的记录中明显存在差异,主要受区域位置和当时的气候影响。例如,项亮等对苏皖湖泊中1986年峰值和1963年峰值对比显示,前者为后者的1.1-1.3倍^[2],而夏威夷等对于吉林小龙湾的分析则表明1986年峰值相对来说更高,1963年峰值则表现的不明显^[10],远超过苏皖湖泊的比例。因此,不同大气沉降通量决定沉降到流域土壤中 ^{137}Cs 的数量多少,是进行 ^{137}Cs 剖面变化分析的前提条件。

1.2.2 不同空间和时间降水量对 ^{137}Cs 沉降的影响 降水多少往往影响 ^{137}Cs 的沉降量。齐永青利用模型对中国本底值区域分布进行了模拟并与文献报道的实测数据进行对比,指出除了纬度因素外,区域降水量差异决定了中国 ^{137}Cs 本底值的分布格局^[15]。侯价礼对 40° - 50°N 的众多土壤样品 ^{137}Cs 含量进行对比,得到结果表明, ^{137}Cs 在空间分布上除了高原地区高于平原地区以及土壤类型的影响外,其含量和年降水量多寡呈现正相关($r=0.88$),且认为湿沉降比例约为干沉降的一倍^[16]。因此,在 ^{137}Cs 沉降源,即携带 ^{137}Cs 的颗粒相对均匀分布于大气的条件下,降水是导致沉降的重要因素。可以推断不同年份中,特别是在1970s以后没有核爆输入的相对稳定偏小的 ^{137}Cs 通量变化上,其沉降量很可能和当年降水有关。

1.2.3 地表状态对沉积物 ^{137}Cs 比活度绝对数值的影响 不同的地表覆被和土壤情况,也将影响沉积物中 ^{137}Cs 比活度的绝对数值。张信宝比较众多湖泊中1963年沉积物 ^{137}Cs 比活度峰值,分析红枫湖峰值浓度高于 100Bq/kg ,而其他湖泊均在 $5-50\text{Bq/kg}$ 之间,认为喀斯特地区地表覆被情况差是造成 ^{137}Cs 随降水沉降到地面后基本不被吸附而直接进入湖泊沉降的比例高于其他地区^[7]。

1.2.4 土壤侵蚀部分在不同流域尺度对沉积物 ^{137}Cs 比活度绝对值的影响 以往研究往往笼统的对单个湖泊的特征沉降年作为定年参考,而忽略了湖泊所在流域尺度的影响。但是通过文献分析,往往相近地区不同尺度的流域的 ^{137}Cs 比活度测定的绝对数值不同,而面积较小的流域的比活度绝对数值往往较低,而且在峰值上也不能很好的体现。如齐永青等分析的川中丘陵区和三峡区的四个面积为 $0.1-0.6\text{km}^2$ 的小流域,出现的峰值数值从 7Bq/kg 到 25Bq/kg 不等^[17]。贺秀斌等利用1970s湖泊沉积物 ^{137}Cs 浓度递减速率,计算运用模型农耕和非农耕坡面土壤表层侵蚀的情况,实际上也是基于土壤侵蚀情况影响 ^{137}Cs 沉积变化的原理。在文章所列举的国内外小流域中,面积从 $1.5-4.9\text{km}^2$ 不等,而沉积物中 ^{137}Cs 比活度的最大值差异则从 $1.2-136\text{Bq/kg}$,除了区位差异造成沉降通量、测定时间不同造成的衰变多少差异,也应存在流域侵蚀差异带来的影响,其中英国Old Mill和Stourton两个小流域 ^{137}Cs 峰值浓度相差1倍多,而实测的侵蚀模数也相差接近1倍^[18]。

就近期在贵州省中部猫跳河流域开展研究来说,在区位临近且地表覆被条件相近的不同尺度范围的流域,沉积物中检测到 ^{137}Cs 的比活度也不相同,对于红枫湖这样流域面积为一千多平方公里的流域来说,得到的结果较大(峰值约 45Bq/kg)^[19]。而相同时间测定邻近的克酬、鹅项^[20]、小河^[21]等面积为十几到几十平方公里的小流域来说,得到的结果往往较小(峰值约 $5-7\text{Bq/kg}$)。

这也就表明了土壤侵蚀作为沉积物中 ^{137}Cs 来源比湖面直接沉降占到更重要的作用。因为如果在仅考虑湖面沉降因素时,或者以该因素为主,那么相对于沉降和沉积的范围都是湖面面积,那么无论流域范围如何,两者结果应该可比,至少在相同数量级内。但是如果更多考虑土壤侵蚀情况或者以其为主,那么沉降范围将对应整个流域,流入湖泊的是被侵蚀掉的其中一部分,而沉积范围将对应湖泊面积。这样看来不同尺度流域的流域面积和湖面面积比可以大体反映沉积物中 ^{137}Cs 可能比活度的多少之比,因此不同年份降水和其他因素带来的土壤侵蚀范围和程度的影响也必然影响到不同层位沉积物中 ^{137}Cs 的比活度变化。而由于小流域沉积物测定 ^{137}Cs 比活度绝对数值较小,受到土壤侵蚀带来 ^{137}Cs 物源多少影响就可能越明显,出现的峰值,往往不能简单用对应年份大气沉降通量来解释,因此用 ^{137}Cs 定年就必须考虑土壤侵蚀量变化带来的影响。

2 研究区概况和采样分析情况

克酬流域位于贵州省中部平坝县猫跳河上游支流马场河上, 面积 24.18km^2 。流域地形狭长, 高程最低值为 1255m , 最高值为 1495m , 平均高程 1306m 。岩性为碳酸岩类, 包括灰岩和白云岩。克酬流域以喀斯特地貌为主, 地形则以丘陵、山地为主, 呈台地、山地、盆地坝子交错分布, 由于侵蚀的原因, 部分裸岩和石质山地出露。流域内植被覆被状况较差, 以次生针叶林、灌丛草坡为主, 林种如马尾松、油茶、白杨等。

流域气候为亚热带季风湿润气候, 气候温和、水热同季。年平均气温在 $13\text{--}14\text{℃}$ 之间, 全年日照数在 $1147\text{--}1296\text{h}$ 间, 无霜期平均为 273d , 年平均相对湿度为 83% , 降雨多年平均在 1298mm 左右。流域多年平均径流深在 $515\text{--}676\text{mm}$ 间, 由于地表径流受人类活动影响大, 多年平均径流深与降水不一致, 变差系数较大。流域内土壤类型包括黄壤、石灰土和水稻土 3 个土类, 9 个亚类, 13 个土属, 其中石灰土分布面积占整个流域面积的 44% , 其次是黄壤, 占流域面积 29% , 水稻土占流域面积的 24% 。流域内土壤接近中性, 平均 C/N 为 10, 平均容重 1.07g/cm^3 [20]。

2005 年 10 月, 使用中国科学院贵阳地球化学研究所研制的 SWB-1 型便携式湖泊沉积物-界面水取样器对克酬水库进行沉积物采样, 样柱深度约 32cm , 样柱无明显分层现象, 水泥界面清晰无扰动, 可以较好反映沉积时状况。现场按照 1cm 间隔取样得到样品 32 个。鉴于采样时间是 2005 年, 因此首层定为 2004 年, 由于水库开始蓄水时间为 1959 年, 1962 完全建成, 因此, 最底部层位可大致定为 1960 年。32 个样品数量与沉积年份 44a 基本可比, 因此可以与对应的年度气候数据进行分析。

样品的粒度测试在北京大学地表分析与模拟教育部重点实验室进行, 采用仪器是 Winner 2005 激光粒度分析仪。 ^{137}Cs 比活度测试是在中国农业科学院农业环境与可持续发展研究所使用 Canberra 公司生产的 Be5030 型配备高纯锗探头的能谱仪完成。

3 比活度绝对值偏低的小流域粒度与 ^{137}Cs 结合定年方法

我们认为对于比活度绝对值偏低的小流域, 运用 ^{137}Cs 定年不能采用传统的 2 个或 3 个峰值定年, 必须具体分析降水和土壤侵蚀带来的影响, 需要结合大气沉降特点和可能的土壤侵蚀情况, 综合沉积物粒度分析方法进行定年。

3.1 沉积物粒度变化反映的环境条件

与长时间尺度(百年、千年)主要反映水动力条件带来的湖面变化, 进而反映气候干湿条件不同。对于中短时间尺度、高分辨率(年际、几十年)的封闭性内陆湖泊或水库来说, 在过去几十年间可能并不存在水位的大幅度涨落, 水位变化对粒度分布的影响很小。相反, 湖盆流域降雨量的变化通过影响地表径流强度在相当程度上决定着进入湖泊的陆源颗粒物的粗细和多少, 进而影响沉积物粒度 [22]。在沉积水动力状况相对稳定的情况下, 沉积物的粒度变化也同时反映了陆源物质供给的状况。

从粒度情况看, 本研究区克酬水库流域所在地区的基岩类型主要为碳酸盐岩, 其风化残坡积物主要为微细物质, 发育土壤质地较粘重, 整个剖面变化不大。土壤流失殆尽后直接出露不可移动的基岩, 较粗的颗粒相对较少 [23], 因而进入水体的沉积物也以细粒径物质为主, 而粗颗粒的输入受到其在地表丰富与否的限制。

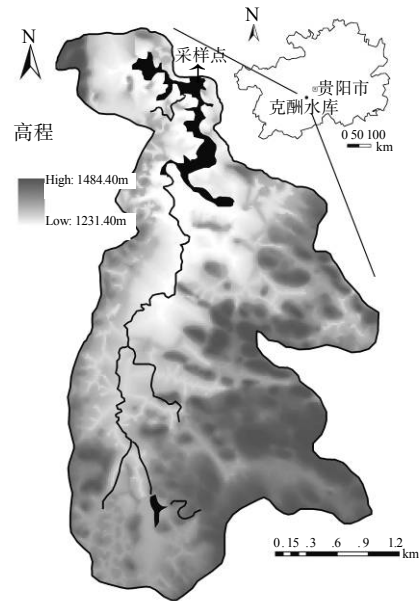


图2 采样点、克酬水库及其汇水流域
Fig.2 Sampling site, Kechou Reservoir and its catchment

3.2 结合粒度和 ¹³⁷Cs 的沉积物年代划分

采自克酬水库沉积物样品的中值粒径(*Md*)和平均粒径(*Mz*)等粒度信息, 以及 ¹³⁷Cs 比活度测定结果, 以及与之邻近的清镇气象站对应年份的降水数据(表 1 和图 3).

表 1 克酬沉积物孔柱中值粒度 *Md* 和 ¹³⁷Cs 测试数值
Tab.1 Content of ¹³⁷Cs, *Md* of grain size in sediment-core sampled from Kechou Reservoir

深度 (cm)	0.5	1.5	2.5	3.5	4.5	5.5	6.5	7.5	8.5	9.5	10.5	11.5	12.5	13.5	14.5	15.5
<i>Md</i> (μ m)	6.84	6.48	6.16	6.30	7.27	7.39	7.54	6.53	6.64	6.82	6.92	6.39	6.84	6.73	7.50	7.46
¹³⁷ Cs (Bq/kg)	-	-	-	-	-	4.27	4.83	-	-	7.96	5.28	-	4.58	4.68	4.99	-
深度 (cm)	16.5	17.5	18.5	19.5	20.5	21.5	22.5	23.5	24.5	25.5	26.5	27.5	28.5	29.5	30.5	31.5
<i>Md</i> (μ m)	7.43	7.38	6.49	6.78	6.47	6.85	6.34	6.20	6.23	7.56	6.77	6.30	6.22	6.47	6.44	6.19
¹³⁷ Cs (Bq/kg)	4.75	3.89	-	3.87	3.38	4.79	6.68	3.09	4.10	4.21	7.73	3.75	7.41	3.39	4.29	-

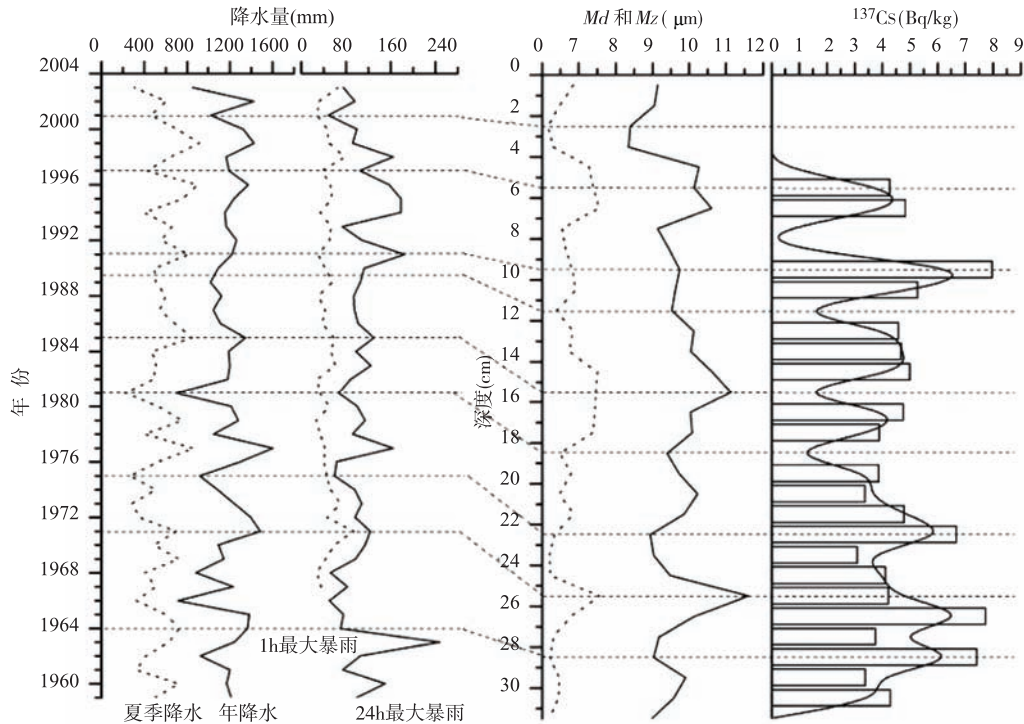


图 3 清镇气象站 1959-2003 年降水数据(夏季降水/年降水/1h 最大暴雨/24h 最大暴雨) 以及克酬水库沉积物孔柱粒度数据(*Md* 和 *Mz*)和 ¹³⁷Cs 测试数据

Fig.3 Annual precipitation, summer (June, July and August) precipitation and 24 hours' torrential rain (≥ 50 mm) showed by the data of 1960-2003, and 1 hour's torrential rain (≥ 16 mm) showed by the data of 1967-2003 from Qingzhen meteorological station; Content of ¹³⁷Cs, *Md* and *Mz* of grain size in sediment-core sampled from Kechou Reservoir

结合以上气候数据和粒度数据来看, 粒度的峰值和谷值应对应降水数据的峰值和谷值, 沉积物粒度峰值对应样柱深度主要有 6.5cm、15.5cm、20.5cm、25.5cm 和 29.5cm, 谷值主要有 2.5cm、7.5cm、11.5cm、

18.5cm、23.5–24.5cm 和 27.8–28.5cm。而 ^{137}Cs 活度的峰值则出现在了 9.5cm、22.5cm、26.5cm 和 28.5cm 处。对应的在 11.5cm、15.5cm 和 18.5cm 出现测不出的低活度以及 23.5cm 和 27.5cm 出现对应峰值之前的谷值。除了利用绝对的峰值和谷值来评估可能的侵蚀状况, 还需要考虑峰值和谷值之间的联系, 如从某一低值达到某一高值的变化。当然影响 ^{137}Cs 比活度变化的因素是多样的, 除了大气沉降量、降水量、土壤侵蚀, 还有碎屑和黏粒的吸附能力区别等等, 各因素的作用强度也不尽相同。因此难以用一个完美的模式去解释某因素如何变化一定引起 ^{137}Cs 比活度的如何变化, 更难以用数理统计方法进行确切的分析。本部分只是试图通过该小流域的个例分析, 发现这些变化之间可能关系, 以此进行年代的划分。

自下而上分析, 29.5cm(质量深度 $7.30\text{g}/\text{cm}^2$)处沉积物粒度峰值对应 1963 年的年降水和特别是 24h 最大暴雨的高值, 此时的沉积物层位记载的 ^{137}Cs 比活度并不高。而其上一层 28.5cm(质量深度 $7.00\text{g}/\text{cm}^2$) 出现粒度相对谷值, 虽然在年降水和夏季降水中, 1963 和 1964 年差别不大, 但可以认为是对应与 1963 年相比 1964 年较低的 24h 暴雨产生的这一不很明显粒度变化。而对应层位 ^{137}Cs 比活度峰值对应由于 1963 年大气沉降最为集中, 加上 ^{137}Cs 在土壤或湖泊中的 6–12 个月的滞留时间^[1,19,24], 因此, 该 ^{137}Cs 沉积峰值对应 1964 年期间 ^{137}Cs 由湖泊直接沉降到沉积物以及流域表层土壤侵蚀带入沉积物中的, 从大气沉降图中的峰值可以认为 ^{137}Cs 这一峰值是由主要集中在沉降带来的。

由 27.5cm 到 25.5cm, 粒度特征由谷值上升, 可以和降水中 1966 年到 1971 年的夏季降水和年降水持续的上升(虽然 1967 年稍有波动)较好对应。在 1971 年, 夏季降水、年降水、1h 和 24h 暴雨均出现峰值, 可对应粒度数据峰值在 25.5cm(质量深度 $6.18\text{g}/\text{cm}^2$)处到达峰值。在 ^{137}Cs 数据方面 26.5cm(质量深度 $6.45\text{g}/\text{cm}^2$)处的峰值可以用 1966–1967 年的降水变化解释, 首先, 从大气沉降角度看, 1964–1967 期间沉降依然明显, 绝对数值较大, 而 1966 年却对应夏季降水、年降水、24h 暴雨低值, 因此沉降到流域土壤表层中的 ^{137}Cs 没有在当年被侵蚀到沉积物中, 而相对应 1967 年夏季降水、年降水、24h 暴雨都出现小峰值, 这使得新沉降的 ^{137}Cs 和之前沉降到土壤中而未得到侵蚀 ^{137}Cs 在这一时期一起进入到沉积物中, 使 ^{137}Cs 比活度在 26.5cm 处得到继高值 28.5cm 后的又一高值。随后尽管 1971 年的降水各项指标达到峰值, 但由于之前一年的缺乏降雨谷值保留沉降的 ^{137}Cs 到后面的年份侵蚀(类似 1974–1975 年对于 1976–1977 年的影响), 因此在 25.5cm 仅从粒度上得到对应, 而 ^{137}Cs 没有出现高值, 这也是正常的现象。

在 24.5cm 到 22.5cm 处出现粒度的谷值, 中值粒径在 21.5cm(质量深度 $5.12\text{g}/\text{cm}^2$)而平均粒径在 20.5cm(质量深度 $4.87\text{g}/\text{cm}^2$)处出现峰值。而从 1972 年到 1975 年的各降水指标都呈现低值, 1975 年年夏季降水、年降水和 24h 暴雨同时出现谷值, 1976 年略高, 直到 1977 年同时达到峰值。这样看来, 23.5cm 到 22.5cm 出现的粒度谷值可能对应 1975 年降水谷值, 而 21.5cm 到 20.5cm 出现的粒度峰值可能对应 1977 年的降水峰值。从 ^{137}Cs 在沉积物中的比活度情况看, 在 23.5cm 处出现低值后, 在 21.5cm 到 22.5cm 出现高值。从大气沉降监测情况看到 1974 年到 1975 年有可检测到的沉降而之前的 1973 年则没有。因此, 综合沉降(加上时间延迟)和降雨情况看, 在 23.5cm 出现的 ^{137}Cs 比活度低值可能对应 1974 年到 1975 年降雨少的时期沉积的由 1973 年到 1974 年的沉降少阶段。而 21.5cm 到 22.5cm 的高值则对应 1976 到 1977 年降雨多的时期沉积的由 1974 年到 1975 年沉降到土壤表层, 而由于当时降水少而直到这时段才被侵蚀并沉积的部分。

在 18.5cm(质量深度 $4.38\text{g}/\text{cm}^2$)处出现粒度的谷值, 同时 ^{137}Cs 也降低到检测不到的比活度。可以对应 1981 年的夏季降水、年降水和 24h 暴雨降水的谷值。同时, 大气沉降资料在 1980 年没有检测到, 处于很低水平, 这也在 ^{137}Cs 角度上提出该层位对应 1981 年, 而其上层位 17.5cm 到 16.5cm 的 ^{137}Cs 比活度可能和 1981 年监测到的大气沉降相关, 粒度上也对应了 1982–1984 年较丰沛的降水, 尤其是 1983 年出现的 24h 暴雨峰值, 可能造成 16.5cm(质量深度 $3.87\text{g}/\text{cm}^2$)处相对较高的 ^{137}Cs 比活度值以及粒度。

在 15.5cm(质量深度 $3.64\text{g}/\text{cm}^2$)处出现平均粒径的峰值, 但是中值粒径并不明显增高, 仍然和前一阶段持平, 处于较高水平。这和 1985 年夏季降水和年降水明显达到峰值, 24h 暴雨降水较 1984 年也是高值状态但数值上并不很高。然而此处的降水峰值并没有 ^{137}Cs 峰值的体现, 反而在 15.5cm 处出现检测不到的比活度数值, 这很可能是由于在 1981 年以后普遍没有大气沉降的情况下, 1982 年到 1984 年间不低的降水已经降可冲刷带走的土壤表层 ^{137}Cs 侵蚀干净, 而在 1985 年没有更多留在土壤表层的 ^{137}Cs 可沉积于沉积物中。另外, 由于 1985 年暴雨期间对应层位粒度大, 而碎屑颗粒含量比例增多, 其对 ^{137}Cs 吸附能力

不如黏土强,一定程度上造成¹³⁷Cs含量比例减少,而出现难以检测的情况。

14.5cm到12.5cm出现了¹³⁷Cs比活度可测值,粒度较15.5cm逐渐降低,但并没有到谷值。这一阶段对应1986年到1989年间比较平稳雨量居中的各降水条件,而出现的¹³⁷Cs沉积则可解释为在1986年期间被监测到的,由于切尔诺贝利核事故而泄漏的沉降量。值得指出的是,由于没有由于干到雨的条件使得¹³⁷Cs呈现集中的峰值,这一阶段3处的¹³⁷Cs活度处于较为平均的中等状态,稍有逐渐减少的趋势,可能和降水的略微减少或沉降时间有关。

在11.5cm(质量深度2.59g/cm²)处,出现粒度的谷值和¹³⁷Cs比活度的不可测值,这可能对应1989年到1990年的各降雨量指标较小的情况。而10.5cm到9.5cm处出现的¹³⁷Cs可测值,特别是9.5cm(质量深度2.11g/cm²)处出现了¹³⁷Cs峰值以及平均粒度的不明显的峰值。这可能对应1991年在年降水、夏季降水特别是24h暴雨中出现的峰值。由于直接的大气沉降已经不可测,这次出现的¹³⁷Cs峰值只能来自以前沉降而存留在土壤中的¹³⁷Cs,特别是在一般降水条件下不易被侵蚀的位于土壤较深处的¹³⁷Cs也被侵蚀并沉积,导致该处出现比活度峰值。

在8.5cm到7.5cm,粒度值较低,并在7.5cm(质量深度1.56g/cm²)达到谷值。可能对应1992年到1994年的降水的低值,特别是1993年和1994年年降水的谷值、1993年24h最大暴雨的谷值和1994年夏季降水和1h暴雨的谷值。此处不能测到¹³⁷Cs比活度,除了本身大气沉降很低或基本没有的情况下,也关系到降雨较小,存余在易侵蚀部位的¹³⁷Cs已在1991年基本侵蚀完成。

6.5cm到4.5cm处在粒度方面,无论是中值粒径还是平均粒径都明显增大,6.5cm和5.5cm也出现了¹³⁷Cs可测值。6.5cm(质量深度1.27g/cm²)处的粒度增加这可能和1994年到1996年出现的24h最大暴雨降雨峰值,1995年到1996年出现的1h最大暴雨降雨和夏季降雨峰值,以及1996年出现年降水峰值相关。出现可测的¹³⁷Cs值可能和这次的降水造成的土壤侵蚀向更大范围扩展有关,由于24h暴雨和年降水的峰值到达时间不一,这次降水的侵蚀可能更为特别,在1994年年降水偏低的情况下仍然有24h最大暴雨的峰值出现,这可能使原先难于被侵蚀到的区域被侵蚀,而使土壤中残留的¹³⁷Cs进入湖泊沉积,而产生可测值。在5.5cm(质量深度1.05g/cm²)处平均粒径出现的相对低值则或许可以对应1997年夏季降水和24h暴雨以及1h暴雨的谷值。4.5cm(质量深度0.82g/cm²)处平均粒径再次升高,可能对应1998年24h暴雨和1h暴雨的高值以及1999年年降水和夏季降水的高值。

3.5cm到0.5cm处,粒度在3.5cm和2.5cm处值呈现谷值,继而上升在1.5cm和0.5cm处达到高值。位于2.5cm处的粒度谷值可能对应2001年降水各项指标的谷值。

综合上述判断,对沉积物样柱结合粒度和¹³⁷Cs数据进行的年代分析基本完成,总结如表2所示。

表2 克酬沉积物粒度和¹³⁷Cs与降水数据分析
Tab.2 Analysis on grain size and ¹³⁷Cs in sediment-core with precipitation records

深度(cm)	粒度情况	¹³⁷ Cs情况	降水情况	定年
28.5	28.5cm相对29.5cm的谷值	28.5cm峰值	24h暴雨1964年相对1963年出现谷值	1964
25.5	25.5cm峰值	继27.5cm低值后26.5cm出现峰值	1967年相对1966年的谷值增加;1971年达峰但1970年不很低	1971
22.5	22.5-23.5cm谷值; 20.5-21.5cm峰值	对应23.5cm低值的22.5cm峰值	1975年谷值;1977年峰值	1975
18.5	18.5cm出现谷值	18.5cm检测不到	1981年谷值;1982-1983年丰沛	1981
15.5	15.5cm峰值;14.5-12.5cm较 15.5cm降低	16.5cm较高;15.5cm不可测(1981年以 来沉降少);14.5cm开始可测(1986沉降)	1983年24h暴雨峰值;1985年峰值;1985 1986-1989年平稳居中	1985
11.5	11.5cm谷值	11.5cm不可测	1989-1990年各指标不高	1989-1990
9.5	9.5cm比邻近层位更高	9.5cm峰值	1991年24h暴雨峰值	1991
8.5-7.5	7.5cm谷值	8.5-7.5cm不可测(沉降少)	1993-1994年年降水低值;1993年 24h暴雨谷值;1994年夏季降水和 1h暴雨谷值	1992-1994
5.5	6.5cm较7.5cm增高,出现 峰值;5.5cm的Mz低值	6.5-5.5cm可测	1994-1996年24h降水高值; 1997年夏季和24h降水谷值	1997
2.5	2.5cm谷值	不可测	2001年各指标谷值	2001

根据上述定年的关键时间点绘制图 4 表示深度和年代的关系, 结果表明, 沉积深度和年代基本对应, 部分深度有细微差异. 图 5 则是根据质量深度和推算年代得到的沉积速率的示意图, 从沉积速率情况看从 1960 年到 2004 年间沉积速率对应着较高-低-较高-高-较高-较低的变化过程, 这可能和区域土地利用变化的整体变化情况以及人类活动有关, 需要后续工作进一步分析和研究.

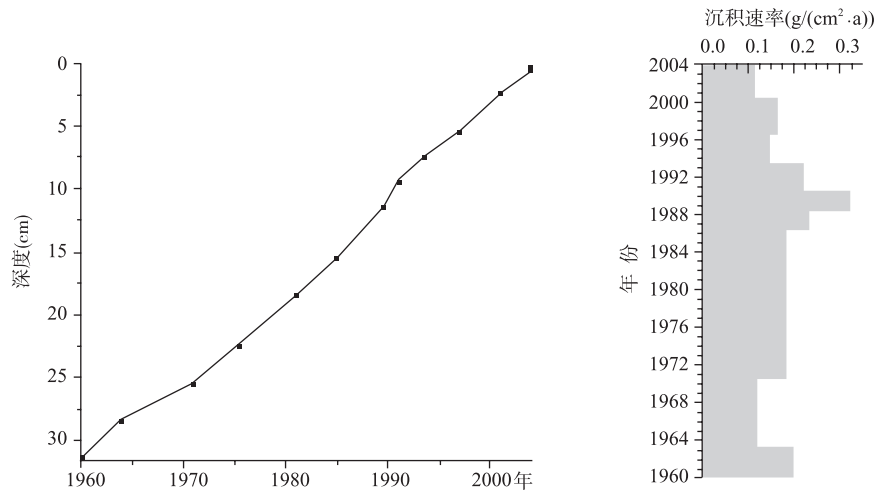


图 4 沉积物深度-年代关系结论

Fig.4 Conclusion on depth-year relationship

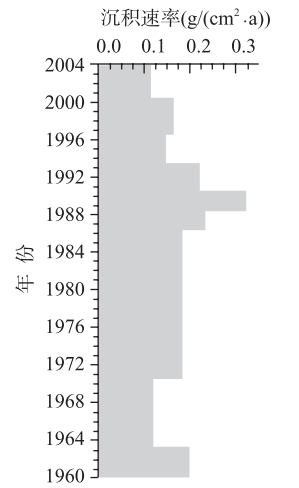


图 5 沉积速率推算

Fig.5 Calculation of deposition rate

4 结论

对于¹³⁷Cs 比活度绝对数值并不大的小流域水库沉积物来说, 决定其¹³⁷Cs 剖面分布更重要的因素可能是降雨或其他因素带来的被侵蚀土壤中的¹³⁷Cs 成分, 不应简单的对应沉降峰值定年. 结合沉积物样柱剖面粒度分析和¹³⁷Cs 测定结果, 综合降水资料可以更有针对性的对这类沉积物样柱进行年代划分, 从而进一步通过沉积速率表达不同年代阶段的土壤侵蚀情况.

致谢: 感谢中国科学院贵阳地球化学所赵由之博士, 在沉积物采样中给予的帮助. 感谢中国农业科学院李勇研究员和李俊杰博士在同位素测试中给与的帮助.

5 参考文献

- [1] 万国江. ¹³⁷Cs 及 ²¹⁰Pbex 方法湖泊沉积计年研究新进展. 地球科学进展, 1995, **10**(2): 188-192.
- [2] 项亮, 王苏民, 薛滨. 切尔诺贝利核事故泄漏 ¹³⁷Cs 在苏皖地区湖泊沉积物中的蓄积及时标意义. 海洋与湖沼, 1996, **27**(2): 132-137.
- [3] Ritchie JC, McHenry JR. Application of radioactive fallout ¹³⁷Cs for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterns: A review. *Environ Qual*, 1990, **19**: 215-233.
- [4] Ritchie JC, McHenry JR. A comparison of three methods for measuring recent rates of sediment accumulation. *Water Resources Bulletin*, 1985, **21**(1): 99-103.
- [5] Walling DE, He Q. Use of fallout ¹³⁷Cs in investigations of over-bank sediment deposition on river flood plains. *Catena*, 1997, **29**: 263-282.
- [6] 吴秀芹. 土地利用/土地覆被变化的土壤侵蚀效应研究——中国西南喀斯特小流域案例[博士学位论文]. 北京: 北京大学, 2004: 43-53.
- [7] 张信宝. 有关湖泊沉积 ¹³⁷Cs 深度分布资料解译的探讨. 山地学报, 2005, **23**(3): 294-299.
- [8] Cambay RS, Playford K, Lewis NJ. Radioactive fallout in air and rain: results to the end of 1984, UK Atomic energy authority

- Rep. AERE-R-11915.U.K. AERE, Harwell UK.
- [9] Volchok HL, Chieco NA. Compendium of the environmental measurements laboratory's research projects related to the Chernobyl nuclear accident. USDOE REP.EML-460. EML, New York, 1986.
- [10] 夏威岚, 薛滨. 吉林小龙湾沉积速率的²¹⁰Pb和¹³⁷Cs年代学方法测定. 第四纪研究, 2004, **24**(1): 124-125.
- [11] Japan Meteorological Agency. Bulletin of the Radioactivity vol.183. Tokyo: JMA, 2001: 21.
- [12] Rowan JS, Higgitt DL, Walling DE. Incorporation of Chernobyl-derived radi-caesium into the sediments of Lake Vyrnwy, Mid Wales. In: McManus J, Duck RW ed. Geomorphology and sedimentology of lakes and reservoirs. Chichester: Wiley, 1993: 55-72.
- [13] 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.
- [14] 姚书春, 李世杰, 刘吉峰等. 太湖THS孔现代沉积物¹³⁷Cs和²¹⁰Pb的分布及计年. 海洋地质与第四纪地质, 2006, **26**(2): 79-83.
- [15] 齐永青, 张信宝, 贺秀斌等. 中国¹³⁷Cs本底值区域分布研究. 核技术, 2006, **29**(1): 42-50.
- [16] 侯价礼. 铯—137沉积密度与降水量关系的探讨. 中华放射医学与防护杂志, 1994, **14**(2): 106-108.
- [17] 齐永青, 张信宝, 贺秀斌等. 川中丘陵区 and 三峡地区小流域侵蚀产沙的塘库沉积¹³⁷Cs断代. 地理研究, 2006, **25**(4): 641-648.
- [18] 贺秀斌, 张信宝. 基于湖库沉积剖面¹³⁷Cs变化的流域表层侵蚀速率计算模型. 自然科学进展, 2005, **15**(4): 195-498.
- [19] 吕明辉. 基于湖泊(水库)沉积物分析的土壤侵蚀研究——以黔中喀斯特地区红枫湖流域为例[博士论文]. 北京: 北京大学, 2007: 43-53.
- [20] 路云阁. 黔中喀斯特地区土地利用/覆被变化及其生态环境效应的小流域对比研究[博士论文]. 北京: 北京大学, 2005: 80-85.
- [21] 徐琳, 王红亚, 蔡运龙. 黔中喀斯特丘陵区小河水库沉积物的矿物磁性特征及其土壤侵蚀意义. 第四纪研究, 2007, **27**(3): 408-416.
- [22] 陈敬安, 万国江, 张峰等. 不同时间尺度下的湖泊沉积物环境记录——以沉积物粒度为例. 中国科学(D辑), 2003, **33**(6): 563-568.
- [23] 周游游, 时坚, 刘德深. 峰丛洼地的基岩物质组成与土地退化差异分析. 中国岩溶, 2001, **20**(1): 35-39.
- [24] Ritchie JC, McHenry JR, Gill AC. Dating recent reservoir sediments. *Limnology and Oceanography*, 1973, **18**: 254-263.