

贵州红枫湖 HF1-2 孔沉积物的磁性特征及其土壤侵蚀意义*

吕明辉^{1,2}, 王红亚^{1**}, 蔡运龙¹, 王文博¹, 徐琳¹

(1: 北京大学城市与环境学院资源与环境地理系, 北京 100871)

(2: 中国气象局国家气候中心, 北京 100081)

摘要: 通过对红枫湖沉积物柱芯 HF1-2 磁性参数测量, 总结出不同阶段沉积物磁性参数变化的特征, 再结合 ¹³⁷Cs、粒度、TOC(%) 和 C/N 的分析结果, 解译出红枫湖流域自 1960-2003 年的土壤侵蚀变化过程。从沉积物的分析得出, 流域的土壤侵蚀经历了强弱交替的过程, 两个明显土壤侵蚀增强的过程分别是 1977-1980 年和 1987-1997 年。初步探讨土壤侵蚀强烈的原因可能与降水量有关, 但也明显存在着其它因素的影响。

关键词: 喀斯特地区; 沉积物; 磁性特征; 土壤侵蚀

Magnetic properties of core HF1-2 from Lake Hongfeng in Guizhou Province and its implications for soil erosion

LV Minghui^{1,2}, WANG Hongya¹, CAI Yunlong¹, WANG Wenbo¹ & XU Lin¹

(1: *Department of Resources, Environments and Geography, College of Environmental Sciences, Peking University, Beijing 100871, P.R.China*)

(2: *National Climate Center, CMA, Beijing 100081, P.R.China*)

Abstract: Lake Hongfeng is a reservoir located in the center of Guizhou Province, which was built in 1960. A 35cm sediment core HF1-2 was sampled from the lake for analysis in 2004. Some mineral magnetism parameters such as SIRM, χ_{if} , IRM_{20mT}, χ_{ARM} , Hard, $\chi_{rd}\%$ are measured, furthermore HIRM, ARM/SIRM, IRM_{20mT}/SIRM, ARM/ χ_{if} , SIRM/ χ_{if} are calculated from them. Based on magnetic measurements of the core, we can find the changes of magnetic properties influenced by soil erosion in the catchments during the past 43 years from 1960 to 2003. Combination with the results of analyses of ¹³⁷Cs, grain size, TOC(%) and C/N, we divide the changes of soil erosion in the drainage area into several periods during these 43 years, the most seriously soil-erosion periods are during 1977 to 1980 and 1987 to 1997. Compared with the rainfall data, we find the precipitation, especially summer precipitation may be the major reason of soil-erosion during 1977-1980, and there are some other unknown complex factors to affect the serious soil-erosion during period of 1987 to 1997.

Keywords: Karst area; sediments; magnetic characteristics; soil erosion

土壤侵蚀是目前全球性的环境问题, 据估算全球水土流失面积约 $16.43 \times 10^6 \text{ km}^2$, 占地表总面积的 10.95%^[1]。土壤侵蚀及水土流失可导致河湖淤积、土壤肥力降低等一系列的环境问题。研究土壤侵蚀过程对于防治水土流失、改善生态平衡具有非常重要的理论和实践意义。

湖泊是流域地表物质运移的“汇”, 其沉积物连续性好、沉积速率较快, 对流域环境变化敏感^[2-3], 湖泊沉积物磁性特征又常蕴含丰富的环境演变信息^[4], 因此通过对湖泊沉积物的分析, 可以追溯流域土壤侵蚀发生、发展的过程。Thompson 和 Oldfield 在《Environmental Magnetism》指出水土流失是导致沉积物磁性增加的一个主要原因^[5]。由于磁性矿物在环境变化的过程中, 物理风化、侵蚀搬运和沉积等过程通

* 国家自然科学基金重点项目(40335046)资助。2007-04-21 收稿; 2007-10-31 收修改稿。吕明辉, 女, 1972 年生, 博士; E-mail: lvminghui@126.com.

** 通讯作者; E-mail: why@urban.pku.edu.cn.

常只起到使磁性矿物迁移、分选和重新组合等作用,特别是在很多湖泊沉积环境中的相对稳定性,使湖泊沉积物中磁信息的环境应用具有广泛的意义^[6].因此,通过对沉积物磁性的研究,可识别不同时期沉积物的来源及流域物质侵蚀强度变化,恢复流域土壤侵蚀的自然变化及人为开垦历史^[7-10].本文通过对贵州红枫湖沉积物的磁性特征的研究,结合粒度、有机碳含量(TOC)、碳氮比值(C/N)及¹³⁷Cs年代学的分析,研究了红枫湖流域 1960-2003 年间土壤侵蚀强度演变过程,初步探讨了影响土壤侵蚀强度变化的原因.

1 研究区概况

红枫湖(106°20'-106°28'E, 26°25'-26°34'N)地处贵州高原中部,位于乌江水系上游,是贵州省最大的人工湖泊,也是贵阳市饮用水水源地.红枫湖始建于 1958 年,于 1960 年竣工蓄水.水源主要来自于羊昌河、麦翁河、麻线河和后六小河等入湖河流,流域面积约 1551km².正常水位时,水库总面积为 57.2km²,最大水深 45m,水体更换周期为 0.26 年^[11].因其坐落于喀斯特峡谷地区,物质来源单一,已有的研究表明,红枫湖沉积物所受的生物和物理扰动较小,是研究流域及湖泊环境演化的理想对象^[12].

红枫湖流域处于亚热带季风湿润气候带,根据对红枫湖最近的清镇市气象站 1960-2003 年的气象资料分析,年平均降水量为 1176mm,主要集中在 5-10 月,夏季(6-8 月)平均降水量一般占全年的 80%,并以阵雨和暴雨的形式出现(图 1).

红枫湖流域地处喀斯特地区,流域内地貌类型多样,岩溶发育,碳酸盐岩大部分为三叠系白云岩和灰岩,纯碳酸盐岩出露面积 877km²,占流域总面积 54.95%^[13],石灰土和黄壤广泛分布.据统计,红枫湖流域的土壤侵蚀较为严重,水土流失面积达到 311.45km²,占流域面积(除湖面)的 20.24%;流失面积平均侵蚀模数 4495t/km²,相当于每年剥去表土 3mm^[13].

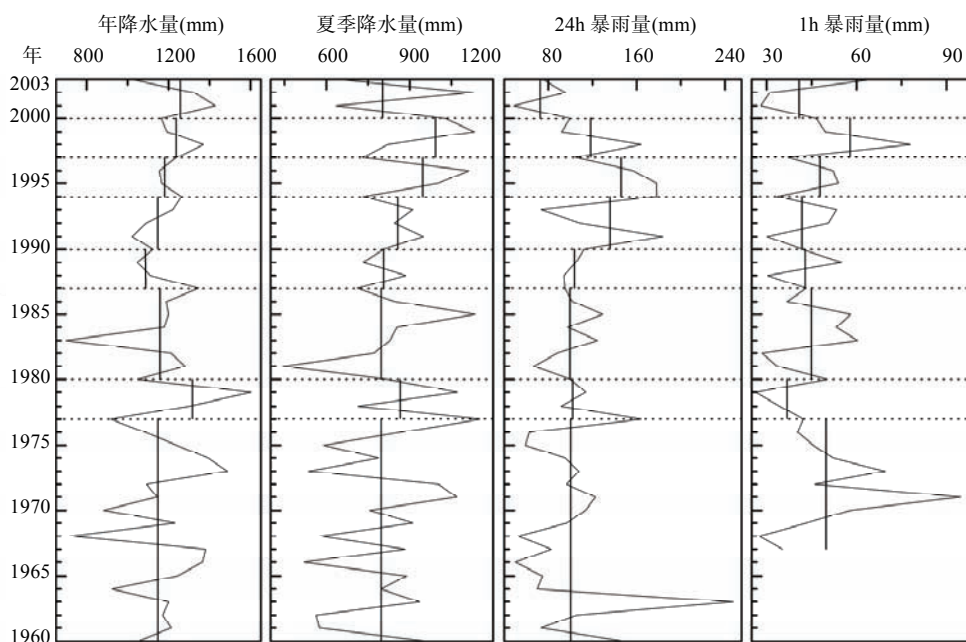


图 1 清镇气象站 1960-2003 年降水量统计

Fig.1 Annual precipitation, summer 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

2 采样和实验方法

2.1 样品野外采集

2004年7月,使用中国科学院贵阳地球化学研究所研制的SWB-1型重力采样器,在红枫湖南湖取得长35cm的沉积物样柱HF1-2(106°24'53"E, 26°29'47"N),以1cm间隔现场分割,样品装入离心管中密封保存。

2.2 主要分析方法

样品在实验室经离心、冷冻干燥后,用玛瑙研钵轻轻研磨成粉状,以不损坏自然颗粒为度,装入2cm×2cm×2cm的样品盒中压实密封后,进行磁性测量。采用英国Bartington仪器公司生产的MS2磁化率仪测量样品的低频磁化率(χ_{lf})和高频磁化率(χ_{hf}),计算得出频率磁化率($\chi_{fd}\%$);采用Molspin公司生产的交变退磁仪使样品获得非磁滞剩磁(ARM);利用脉冲磁化仪和旋转磁力仪测量样品,获得等温剩磁(IRM)、饱和等温剩磁(SIRM);计算出非磁滞剩磁磁化率(χ_{ARM})、硬剩磁(Hard)、HIRM,以及各类磁性参数比值ARM/SIRM、IRM_{20mT}/SIRM、IRM_{300mT}/SIRM、ARM/ χ_{lf} 、SIRM/ χ_{lf} 等,并绘制出各磁性参数及比值参数的曲线图。

样品¹³⁷Cs比活度的测量是使用Canberra公司生产的Be5030型配备高纯锗探头的能谱仪完成。样品粒度分析采用英国Malvern Instruments公司生产的Mastersizer 2000激光粒度仪;沉积物样品总有机碳(TOC)和总氮(TN)分析采用电加热—K₂Cr₂O₇容量法和凯氏法。

3 结果分析

根据沉积物的¹³⁷Cs比活度测定结果,并校正为质量深度,对比万国江等在红枫湖沉积物中¹³⁷Cs计年的研究,绘入图2。从图中可以看到,分别采集于2004年和1988年的两个柱芯的峰值在底部的基本吻合,具有很好对应关系。由于¹³⁷Cs自大气散落到沉积物蓄积具有6-12个月的滞后期,因此将红枫湖沉积物以一年的滞后期处理^[11],推测33.5cm、30.5cm和19.5cm分别对应1964年(全球¹³⁷Cs沉降高峰期)、1975年(全球¹³⁷Cs沉降次高峰期)和1987年(1986年前苏联切尔诺贝利核泄露事件),加上红枫湖已知沉积起点为1960年,样品采集时间为2004年,就可对红枫湖沉积物的大致年代进行划定。与此同时,我们根据沉积物的¹³⁷Cs定年的结果,计算出1960-2003年红枫湖沉积物的平均沉积速率为0.156g/(cm²·a),与

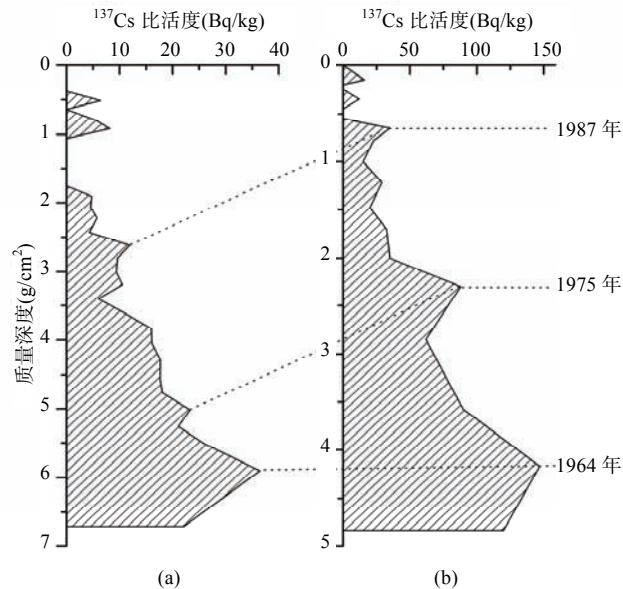


图2 红枫湖沉积物柱芯 HF1-2¹³⁷Cs比活度测量对比图 (a)HF1-2; (b)HF8801^[11]

Fig.2 Content of ¹³⁷Cs of HF1-2 sampled from Lake Hongfeng
(a) HF1-2; (b) HF8801^[11]

前人计算结果 $0.17\text{g}/(\text{cm}^2\cdot\text{a})$ 较为接近^[11], 从而在一定程度上验证了利用 ^{137}Cs 比活度定年的可靠性。

沉积物粒度分析(图 3)表明, 在 26.5cm、15.5cm 和 8.5cm 处沉积物的粒度有明显变粗的特征。因为在短时间的沉积过程中, 湖泊的水位变化幅度不大, 因而沉积物的粒度变化在一定程度上是由于流域内被侵蚀物质的变化所引起的^[9,14], 对应降水量变化, 若少降水量年份沉积物变粗, 则表明流域内侵蚀的增强可能由于其它因素, 如人类活动导致侵蚀加剧, 从而使进入沉积物的物质颗粒变粗。

TOC(%) 和 C/N 分析结果(图 3)表明, 在 19.5cm 以下 TOC(%) 的含量较小, 且变化不大, 在 10.5cm 和 14.5cm 处有两个明显峰值; C/N 变化波动较大, 在 8.0-19.5 之间数值明显增强。通常情况下, 湖泊沉积物含有较高的 TOC 值及高的 C/N 比值, 代表来自陆上的高等植物碎屑相对于水中低等水生植物(藻类)较多; 反之, 表示来自陆源的有机质及植物碎屑相对较少^[15]。

在碳酸盐类岩石为母质发育的土壤中, 磁性矿物主要是在成土过程中形成的亚铁磁性矿物(如磁铁矿和磁赤铁矿), 且在表层或浅部相对富集; 在这些土壤的较深部位, 反铁磁性矿物(如赤铁矿、针铁矿)则相对富集^[5,9,16]。因此, 当侵蚀作用发生时, 不同的侵蚀阶段被侵蚀的土壤物质中, 亚铁磁性矿物和反铁磁性矿物的含量也会相应的发生变化, 从而使进入到沉积物中的磁性矿物的含量出现变化。

SIRM 反映样品中等温剩磁的主要贡献者(亚铁磁性矿物和反铁磁性矿物)的含量, 因而常用来指示样品中磁性矿物的总量; χ_{lf} 主要反映样品中亚铁磁性矿物(磁铁矿和磁赤铁矿)的含量; $\chi_{\text{rd}}(\%)$ 可以反映样品中超顺磁颗粒(SP)的存在和相对含量; χ_{ARM} 常用来指示环境中单畴的亚铁磁性矿物; $\text{IRM}_{20\text{mT}}$ 指示亚铁磁性矿物的含量, 其变化特征常常与 χ_{lf} 和 SIRM 的变化特征较接近; Hard 和 HIRM 是反映样品反铁磁性矿物的含量; $\text{IRM}_{20\text{mT}}/\text{SIRM}$ 反映样品亚铁磁性晶粒的比例; ARM/SIRM 反映样品中较细的稳定单畴颗粒在磁性矿物集合体中的比例; $\text{IRM}_{300\text{mT}}/\text{SIRM}$ 指示反铁磁性矿物在磁性矿物集合体中的相对比例^[5,17-18]; $\text{ARM}/\chi_{\text{lf}}$ 主要指示磁性矿物颗粒的大小变化, 其高值一般指示了稳定单畴 SSD 晶粒, 低值反映样品中以超

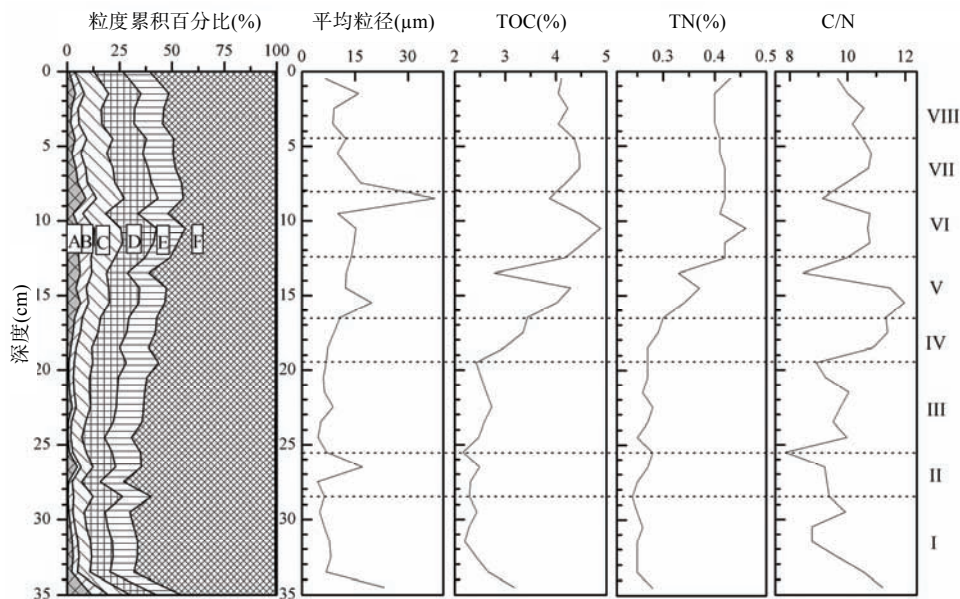


图 3 红枫湖沉积物柱芯 HF1-2 粒度、TOC(%)、C/N 值

(A: 砂($>62.5\mu\text{m}$); B: 粗粉砂($31.5\text{--}62.5\mu\text{m}$); C: 中粉砂($15.7\text{--}31.5\mu\text{m}$))

D: 细粉砂($7.8\text{--}15.7\mu\text{m}$); E: 极细粉砂($2\text{--}7.8\mu\text{m}$); F: 粘土($<2\mu\text{m}$))

Fig.3 Content of mean grain-size, content of organic carbon(TOC)and ration of carbon to nitrogen(C/N)of HF1-2 sampled from Lake Hongfeng

(A: sand($>62.5\mu\text{m}$); B: coarse silt($31.5\text{--}62.5\mu\text{m}$); C: medium silt($15.7\text{--}31.5\mu\text{m}$))

D: fine silt ($7.8\text{--}15.7\mu\text{m}$); E: very fine silt($2\text{--}7.8\mu\text{m}$); F: clay($<2\mu\text{m}$))

顺磁 SP 和多畴 MD 颗粒为主^[19-21]; SIRM/ χ_{lf} 常用于识别矿物磁性类型, 也有助于分辨铁磁晶粒特征. 通常不完整反铁磁性物质具有较大的 SIRM/ χ_{lf} 值^[16,22].

磁性测量的结果表明(图 4), SIRM、 χ_{lf} 、IRM_{20mT}、 χ_{ARM} 、Hard、HIRM 和 SIRM/ χ_{lf} 的变化都比较一致, 均在 28.5–25.5cm 和 16.5–8.0cm 处有两个明显的峰值. $\chi_{fd}\%$ 、ARM/SIRM、IRM_{20mT}/SIRM、IRM_{300mT}/SIRM、ARM/ χ_{lf} 的变化趋势在 8.0cm 以下较为一致, 且在 16.5–8.0cm 之间出现明显的低值; 但在 8.5–0cm 处 IRM_{300mT}/SIRM 和 ARM/ χ_{lf} 的数值则比 $\chi_{fd}\%$ 、ARM/SIRM 和 IRM_{20mT}/SIRM 有更为明显的增加趋势.

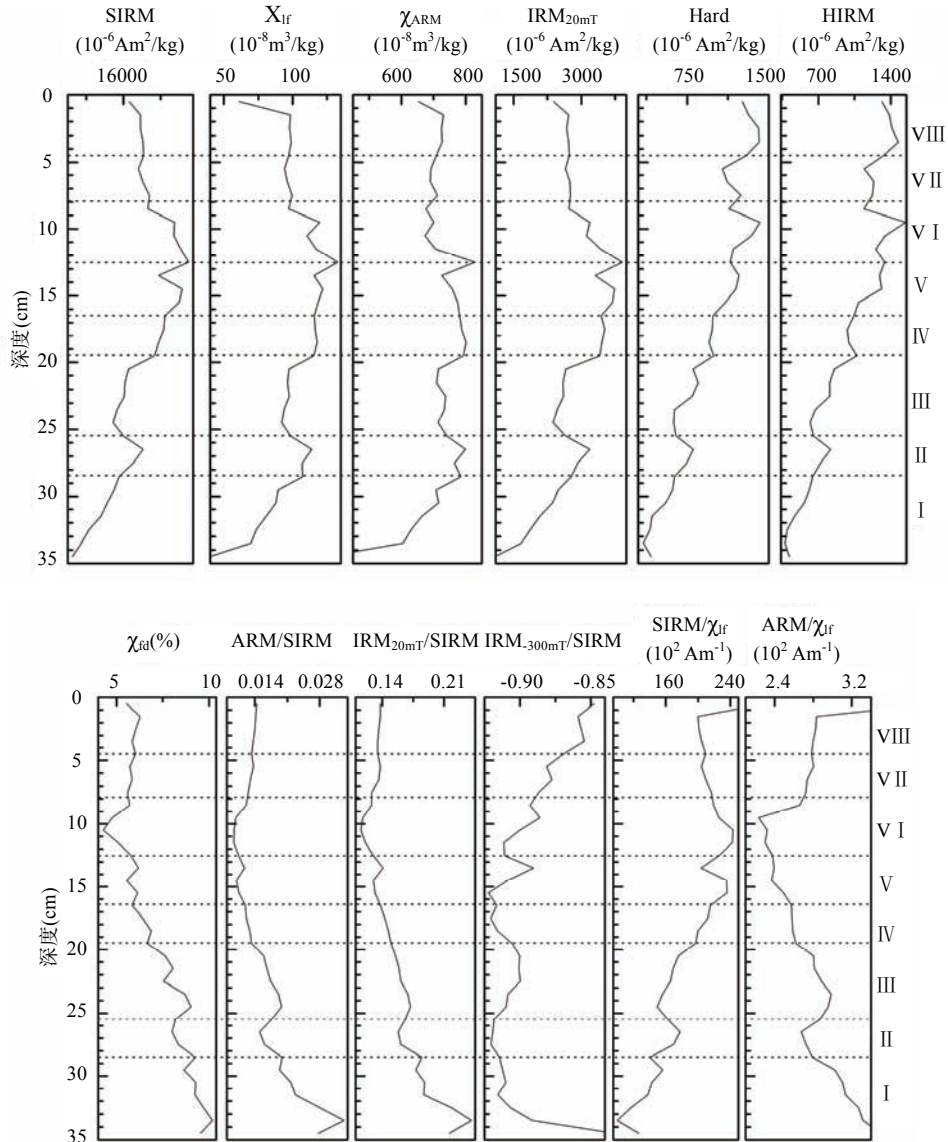


图 4 红枫湖沉积物 HF1-2 柱芯的磁性参数

Fig.4 Mineral-magnetism parameter of HF1-2 sampled from Lake Hongfeng

根据沉积物中所保留的环境信息, 以磁性特征为依据, 参考粒度、TOC 和 C/N 的变化情况, 解译出红枫湖沉积物柱芯 HF1-2 中所包含的土壤侵蚀信息. 将 HF1-2 沉积物所反映出来的土壤侵蚀过程划分为

8 个阶段.

3.1 第 I 阶段(1960-1977 年) (35.0-28.5cm)

沉积物中磁性矿物的总量及其不同组成成分(亚铁磁性矿物、SSD 颗粒和反铁磁性矿物)的含量均很低, 并且较细的 SP 颗粒、SSD 颗粒的相对比例偏高; 反铁磁性矿物在磁性矿物的含量则较少. 沉积物的磁性特征说明此阶段侵蚀作用较弱, 侵蚀过程主要限于土壤表层.

TOC(%), C/N、平均粒径、粉砂、砂的含量都在明显减少, 粘土的含量明显增加, 表明了沉积物中有机质含量低、沉积物粒度明显变细. 总体上说是一个侵蚀作用较弱的阶段.

3.2 第 II 阶段(1977-1980 年) (28.5-25.5cm)

此阶段中沉积物中磁性矿物的总量及其不同组成成分(亚铁磁性矿物、SSD 颗粒和反铁磁性矿物)的含量均逐渐增加, 达到了一个峰值. 磁性物质中的 SP 颗粒明显减少, 而相对粗的 MD 颗粒的含量则有所增加. 反铁磁性物质在磁性矿物总量的比例保持不变, 但由于 SIRM 的值是明显增加的, 说明进入沉积物中的反铁磁性矿物的数量也是增加的. 推测此阶段为一个较强烈的侵蚀阶段, 流域的土壤侵蚀不仅集中在土壤表层, 同时也向深部发展, 使得进入沉积物中的亚铁磁性矿物和反铁磁性矿物的含量均有所增加.

除 TOC(%)变化不大之外, C/N、平均粒径、粉砂和砂的含量都有明显增加, 出现了第一个峰值, 表明此阶段的土壤侵蚀作用强烈, 进入沉积物的磁性物质和有机物质均很多, 且沉积物粒度明显变粗, 表明此阶段为侵蚀作用强烈的过程.

3.3 第 III 阶段(1980-1987 年) (25.5-19.5cm)

沉积物中的磁性物质的总量、亚铁磁性矿物、反铁磁性矿物的数量在此阶段比较稳定, 相对前一阶段有所减少, 且颗粒变细. 表明此阶段为一个侵蚀相对较弱的阶段, 流域内土壤侵蚀在经过前一阶段的强烈侵蚀后有所恢复, 侵蚀作用较弱并主要集中在土壤的表层或浅部.

TOC(%), 平均粒径、粉砂和砂的含量在此阶段均为较低值, 表明进入沉积物的侵蚀物质有机质含量减少, 颗粒变细, C/N 比值虽出现一个小的峰值, 但数值仍较小. 因此, 总体上来说此阶段的土壤侵蚀作用较弱, 是经过第 II 阶段强烈侵蚀后的一个缓和期.

3.4 第 IV 阶段(1987-1990 年) (19.5-16.5cm)

在此阶段中进入沉积物的磁性物质的总量、亚铁磁性矿物、SSD 颗粒的数量均保持稳定状态, 亚铁磁性矿物、SSD 颗粒在磁性物质总量中的比例有所降低, SP 颗粒的含量也有所降低; 而 MD 颗粒有所增多; 反铁磁性矿物的数量有所上升, 但在磁性物质总量的比例则明显下降趋势, 表明进入沉积物中的反铁磁性矿物的量可能有所增加, 但其在磁性物质总量中的比例则明显下降, 表明此阶段流域的土壤侵蚀强度有所增加.

TOC(%), C/N 比、平均粒径、粉砂和砂的含量都在此阶段呈现稳定增加的趋势, 表明第 IV 阶段中, 进入沉积物的磁性物质、有机物质和颗粒都呈增大的态势, 表明此时流域中土壤侵蚀作用增强.

3.5 第 V 阶段(1990-1994 年) (16.5-12.5cm)

此阶段进入沉积物的磁性物质的总量、亚铁磁性矿物和 SSD 颗粒均有明显增多, 并达到最大值; 反铁磁性矿物的数量及其在磁性矿物总量中的比例则明显增加, 而 SP 颗粒的减少, 亚铁磁性矿物、SSD 颗粒在磁性物质总量中的比例呈下降趋势, 说明颗粒有变粗的趋势, 推测流域中土壤侵蚀作用强烈, 不仅侵蚀土壤的表层或浅部, 侵蚀的强度亦有所加强, 还逐渐向土壤的深部发展, 使进入沉积物的粗颗粒磁性物质, 和反铁磁性矿物的数量和比例都明显增加, 因此是一个侵蚀强烈的阶段.

TOC(%), C/N 比、平均粒径、粉砂和砂的含量在此阶段均有所增加, 粒度和 C/N 的数值在 15.5cm 处均出现一个明显峰值, TOC(%)和 TN(%)在 14.5cm 处出现一个明显的峰值, 说明进入沉积物的有机物质增多, 颗粒变粗, 表明此阶段为一个侵蚀作用强烈的时期.

3.6 第 VI 阶段(1994-1997 年) (12.5-8.0cm)

在此阶段中, 沉积物中的磁性物质中亚铁磁性矿物、SSD 颗粒、反铁磁性矿物的含量均存在较大的波动, 但同前一阶段的相比, 仍呈下降趋势, SP 颗粒的数量很少, SSD 颗粒和软剩磁在磁性物质总量中的比例也较低; 反铁磁性物质的含量仍在总的磁性物质总量占较高比例, 表明此阶段中侵蚀作用达到了最

强, 表层的细颗粒磁性物质进入到沉积物中的比例达到了最低值, 而粗颗粒物明显增加. 这些磁性特征表明, 此阶段流域的土壤侵蚀最为强烈, 侵蚀不仅集中在土壤的表层和浅部, 同时也深入到土壤的深部, 从而使进入沉积物的磁性物质总量、亚铁磁性矿物、反铁磁性矿物的数量及在总量中的比例都出现较高值, 磁性颗粒明显变粗. 推测流域因前一阶段的强烈侵蚀的作用, 使部分易侵蚀的地块上表层土壤已经被剥蚀殆尽, 深部土壤直接出露被侵蚀, 从而形成了进入沉积物的反铁磁性矿物的数量和比例都明显增加的状况, 可能在侵蚀强度上有所减弱, 但部分地区仍存在着较为强烈的侵蚀过程, 其强度甚至可能超过第 V 阶段.

TOC(%)、C/N 比、平均粒径、粉砂和砂的含量在此阶段均有明显增大, TOC(%)、平均粒径、粉砂的含量均在此阶段达到整个柱芯中的最大值, 表明流域在此阶段中土壤侵蚀作用极为强烈.

3.7 第Ⅶ阶段(1997–2000 年) (8.0–4.5cm)

沉积物中磁性矿物总量、亚铁磁性矿物含量、反铁磁性矿物含量均明显减少, SP 颗粒的含量略有减少, 亚铁磁性矿物和 SSD 颗粒在磁性物质总量中的比例稍有上升, 沉积物中的磁性颗粒有变细的趋势. 表明流域土壤的侵蚀作用主要集中在表层, 颗粒以细的 SSD 颗粒为主, 反铁磁矿物的数量及在磁性物质总量中的比例均呈下降趋势, 推测此阶段为前一阶段强烈侵蚀作用后的缓和期或恢复期, 流域的土壤侵蚀作用较弱, 侵蚀主要发生在土壤的表层或浅部.

平均粒径和砂的含量明显减少, 粉砂的含量基本保持在一个较高的水平, TOC(%)和 C/N 比的数值较前一阶段有明显减少, 表明进入沉积物的有机物质明显减少, 从总体上来说, 此阶段流域的侵蚀作用较弱.

3.8 第Ⅷ阶段(2000–2003 年) (4.5–0cm)

沉积物中的磁性矿物总量在下降, 亚铁磁性矿物、SSD 磁性颗粒的含量均呈下降趋势; 反铁磁性矿物的数量和磁性物质总量中的比例则有所上升, 说明虽然细颗粒的物质在磁性物质总量中的比例有所上升, 但较粗颗粒的磁性物质和反铁磁性矿物的含量亦在增加, 表明第 VIII 阶段中地表的侵蚀虽然较弱, 但深层的粗颗粒物质和反铁磁性物质进入沉积物的数量在增加, 且比例有所上升. 推测流域的土壤侵蚀作用总体上仍较弱, 主要集中在表层, 以细颗粒的磁性物质为主, 但也可能存在向土壤深层扩展的趋势.

TOC(%)和 C/N 比的变化不大, 平均粒径、粉砂和砂的含量有所波动, 但总体数值较小, 细颗粒的粘土的含量有明显增加. 表明此阶段流域的侵蚀作用较弱.

4 讨论和结论

基于以上对沉积物的多指标分析, 解译出自 1960–2003 年以来, 红枫湖流域土壤侵蚀的变化过程, 对解译进行合并总结基础上, 结合 ^{137}Cs 定年的结果, 得出红枫湖流域自 1960 年至 2003 年间的土壤侵蚀过程, 大致经历了由“弱→强→弱→更强→弱”的一个过程, 其中存在着两个侵蚀强烈期, 即在第 II 阶段和第 IV、V、VI 阶段, 分别对应了 1977–1980 年和 1987–1997 年这两个时间段.

喀斯特地区降水通常是影响土壤侵蚀的一个重要因素, 从降水量的变化(图 2)可以看出, 1977–1980 年的强烈土壤侵蚀过程对应此阶段的降水量、夏季降水量、24h 暴雨量均较大, 表明在此阶段降水量可能是影响流域土壤侵蚀过程的重要因素; 但在 1987–1994 年间土壤侵蚀强烈的时间段中, 除 24h 暴雨量的稍大外, 年降水量、夏季降水量和 1h 暴雨量的平均值均很小, 因而推断可能在此阶段中, 降水并不是影响土壤侵蚀过程的主导因素, 而存在着其它影响因素; 在 1994–1997 年间的土壤侵蚀强烈阶段, 年降水量有所增加、夏季降水量增加较为明显, 而这一时期的土壤侵蚀最为强烈, 从而推测这一阶段的强烈土壤侵蚀过程, 可能是由于降水因素与其它因素共同作用所致.

从沉积物的磁学特征及粒度、TOC(%)、C/N 等指标得出的土壤侵蚀信息, 在一定程度上能反映流域中土壤侵蚀的变化过程, 但仍需要准确的验证过程和解释过程. 红枫湖流域的范围相对较大, 自然因素和人文因素也比较复杂, 因而对土壤侵蚀作用发生的机理和机制, 将有待于进行更深入的研究和探讨.

致谢: 中国科学院地理科学与资源研究所杨京蓉老师为沉积物粒度分析、TOC 和 C/N 测试提供了帮助; 华东师范大学河口海岸动力沉积和地貌综合国家重点实验室张卫国副教授为矿物磁性的测量提供了帮

助; 中国农业科学院农业环境与可持续发展研究所李勇研究员为 ^{137}Cs 分析提供了帮助, 为此, 谨致谢忱.

5 参考文献

- [1] Brubaker SC, Jones AJ, Lewis DT *et al.* Soil Properties Associated with Landscape Position. *Soil Sci Soc Am J*, 1993, **57**: 235-239.
- [2] 俞立中, 许羽, 许世远等. 太湖沉积物的磁性特征及其环境意义. *湖泊科学*, 1995, **7**(2): 141-50.
- [3] 胡守云, 邓成龙, Apple E 等. 湖泊沉积物磁学性质的环境意义. *科学通报*, 2001, **46**(17): 1491-1494.
- [4] 谢红霞, 张卫国, 顾成军等. 巢湖沉积物磁性特征及其对沉积动力的响应. *湖泊科学*, 2006, **18**(1): 43-48.
- [5] Thompson R, Oldfield F. *Environmental Magnetism*. London: Allen & Unwin(Publisher)Ltd, 1986.
- [6] 俞立中, 许羽, 张卫国. 湖泊沉积物的矿物磁性测量及其环境应用. *地球物理学进展*, 1995, **10**(1): 11-22.
- [7] Huang CC, O'Connell M. Recent land-use and soil-erosion history within a small catchment in Connemara, Western Ireland: evidence from lake sediments and documentary sources. *Catena*, 2000, **41**: 293-335.
- [8] Eriksson MG. Mineral magnetic analyses of sediment cores recording recent soil erosion history in central Tanzania. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1999, **152**: 365-383.
- [9] 王红亚, 霍豫英, 吴秀芹等. 贵州省关岭县石板桥水库沉积物的矿物磁性特征及其土壤侵蚀意义. *地理研究*, 2006, **25**(5): 865-876.
- [10] 吕明辉, 王红亚, 蔡运龙. 基于湖泊(水库)沉积物分析的土壤侵蚀研究. *水土保持通报*, 2007, **27**(3): 36-41.
- [11] 万国江, 林文祝, 黄荣贵等. 红枫湖沉积物 ^{137}Cs 垂直剖面的计年特征及其侵蚀示踪. *科学通报*, 1990, **19**: 1487-1490.
- [12] 王雨春, 马梅, 万国江等. 贵州红枫湖沉积物磷赋存形态及沉积历史. *湖泊科学*, 2004, **16**(1): 21-27.
- [13] 赵吉发. 红枫湖流域面源污染调查研究. *环保科技*, 1995, **1**: 1-9.
- [14] 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(6): 563-568.
- [15] Kaushal S, Binford MW. Relationship between C/N ratio of lake sediments, organic matter sources, and historical deforestation in Lake Pleasant, Massachusetts, USA. *Journal of Paleolimnology*, 1999, **22**: 439-442.
- [16] 朱立军, 傅平秋, 万国江. 贵州碳酸盐岩发育土壤磁学性质及其发生机理. *土壤学报*, 1997, **34**(2): 212-220.
- [17] Oldfield F. Environmental magnetism – a personal perspective. *Quaternary Science Review*, 1991, **10**: 73-85.
- [18] 董瑞斌等. 土壤和沉积物的磁参数及其在环境科学中的应用. *科技通报*, 2000, **16**(6): 479-483.
- [19] Banerjee SK, King J, Marvin J. A rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental studies. *Geophys Res Lett*, 1981, **8**: 333-336.
- [20] King J, Banerjee SK, Marvin J *et al.* A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: some results from lake sediments. *Earth Planet Sci Lett*, 1982, **59**: 404-419.
- [21] 卢升高. *中国土壤磁性与环境*. 北京: 高等教育出版社, 2003.
- [22] 陈满荣, 王少平, 俞立中. 环境磁学及其在地理环境研究中的应用. *云南地理环境研究*, 2001, **13**(11): 11-19.