

分类号 P592

密级

U D C

编号

**中国科学院地球化学研究所
博士后研究工作 报 告**

红枫湖水库沉积记录的流域气候变化和人类活动历史

盛 恩 国

工作完成日期 2015年8月—2019年3月

报告提交日期: 2019年3月

中国科学院地球化学研究所

2019年3月

红枫湖沉积记录的流域气候变化和人类活动历史

Climatic change and human activity history in the watershed inferred
from reservoir sediments at Lake Hongfeng, Guizhou province

博士后姓名：盛恩国

流动站（一级学科）名称：中国科学院地球化学研究所地质学

专 业（二级学科）名称：环境地球化学

研究工作起始时间：2015年7月28日

研究工作期满时间：2019年3月5日

中国科学院地球化学研究所

2019年3月

摘要

水库富营养化和泥沙淤积问题已成为重要的环境问题，对水库安全、人民生活和社会经济产生了显著影响。由于水库缺乏长期的水质监测数据，因此，将古湖泊学方法应用到水库沉积物中，重建水库长期营养状态和沉积动力学变化历史，对于今后有效地进行水库管理和治理具有重要意义。

我们通过对对比分析红枫湖不同湖区沉积岩芯岩性、代用指标和 ^{137}Cs 年表，选取出具有一定代表性的研究点位—南湖湖心的沉积岩芯进行重点研究。综合运用沉积岩芯 ^{137}Cs 年表，流域降水侵蚀力指数和沉积物粒度等多指标，结合流域历史文献记录，建立了红枫湖南湖湖心沉积岩芯良好的年代学模型。在此基础上进行了多种古湖泊学方法研究并取得了一定认识，证明了古湖泊学方法在水库沉积研究中具有很大潜力，具体包括：

(1) 通过测定沉积物地球化学指标 (LOI、TOC、TN、C/N 比值、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 、 $\delta^{15}\text{N}$ 、BSi)，结合历史文献记录和已有的水质监测数据，重建了红枫湖建坝以来 (近 56 年) 初级生产力和营养状态变化历史。结果表明，近 56 年来红枫湖初级生产力和营养状态经历了若干显著变化阶段。其中，1977 年前，红枫湖初级生产力较低，处于贫-中营养状态，指示了水环境可能主要受自然气候因素影响；1977~1991 年，红枫湖初级生产力较前一阶段稍有增加，但仍然处于较低的营养水平，指示了水环境除了受到自然气候因素的影响，可能还受到人类活动影响，主要是改革开放以来，流域工农业生产显著加强，向水库输入的营养物质增加所致；1991 年开始，红枫湖沉积物 BSi、TOC、TN、C/N 比值呈现出显著增加趋势，碳同位素呈现出逐渐减小趋势，表明红枫湖初级生产力显著增加，营养状态逐渐转向富营养化水体，这也得到了水质监测数据和历史文献记录的支持，主要驱动因素是人类活动引起的内外源营养物质输入显著增加所致，包括工农业废水和居民生活污水直接排放、流域土地利用方式改变造成的陆源有机质输入等，值得注意的是网箱养鱼造成的内源营养物质输入可能对水体富营养化起到重要作用；约 1999 年开始，红枫湖初级生产力逐渐降低，营养状态逐渐转向富-中营养水体，主要原因是一系列保护和治理措施的实施，包括撤销网箱养鱼等，特别是以消减氮、磷入湖量为主的综合治理工程的实施，使得红枫湖水体营养物质输入量显著减少，水质得到明显改善；最近十年来，虽然外源污染得到有效地控制，

但受到内源底泥营养物质的重新释放影响,红枫湖水体仍然处于相对较高的营养状态,水体初级生产力仍然较高。

(2) 通过沉积年表给出的沉积速率变化历史,结合粒度、元素等多种指标,开展了流域气候资料(如降水侵蚀力数据)和人类活动记录对比分析,揭示了红枫湖建坝以来(1960~2016年)沉积动力学变化历史及其相关的人为和自然气候控制因素。结果表明,红枫湖沉积物准确地记录到了流域6次洪水事件,包括1963年、1977年、1991年、1996年、2008年、2014年;红枫湖南湖沉积作用主要分为2个时段,1991年之前沉积物沉积作用主要受气候因素—降水的影响,1991年之后,沉积作用主要受到人类活动的影响,如流域工农业生产活动显著加强,土地利用方式发生改变,同时,气候因素也起着一定作用。

关键词: 红枫湖, 水库沉积物, 古湖泊学, 沉积动力学, 富营养化, 人为活动

Abstract

Eutrophication and siltation in the reservoir have been well documented environmental problems that caused deterioration of water quality and exerted significant influence in reservoir safety, human livelihood, and social economy. In the absence of historical monitoring data, paleolimnology provides tools enabling reservoir managers to retrospectively model long term fluctuations in primary productivity (PP) and nutrient loadings, and interpret sediment dynamics.

Comparing sediment core texture, geochemical index and ^{137}Cs chronology, we selected the sediment cores in the center of South Lake at Lake Hongfeng as study objects. Based on the comprehensive use of ^{137}Cs chronology of sedimentary core, rainfall erosion index, sediment grain size, and historical records in the watershed, we established an accurate chronology for the sediment core in the center of South Lake at Lake Hongfeng. On this basis, paleolimnological studies were performed on reservoir sediments. We have achieved several results as follows:

(1) We reconstructed the history of primary productivity and trophic status at Lake Hongfeng since the dam was built (nearly 56 years) by measuring sediment geochemical index (LOI, TOC, TN, C/N ratio, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, $\delta^{15}\text{N}$, BSi) and collecting historical records and existing water quality monitoring data. The results showed that the primary productivity and trophic status had undergone several significant changes in the past 56 years. Before 1977 AD, the primary productivity was low and was in an oligotrophic-mesotrophic state, indicating that the water environment might be mainly affected by natural climatic factors. 1977~1991 AD, reservoir primary productivity increased slightly, but was still in a lower trophic level, indicating the water environment was not only influenced by natural climate factors, but also be affected by human activities. Since 1991 AD, reservoir sediments index (BSi, TOC, TN, C/N ratio) increased significantly and carbon isotope gradually decreased. This suggested that lake primary productivity increased significantly and trophic status gradually changed to the eutrophication. The water quality monitoring data and the historical literature also supported this result. This change was caused by human activities, including industrial and agricultural waste water and living sewage direct emissions, watershed land use change. It was worth noting that endogenous nutrient input caused by cage culture may play an important role in water eutrophication. Since 1999 AD,

reservoir primary productivity gradually decreased and the reservoir gradually changed to the eutrophication, the main reason was that a series of the implementation of the protection and management measures. In recent ten years, although the exogenous pollution had been effectively controlled, the water environment was still in a relatively high trophic state and the primary productivity was still high due to the re-release of nutrients from the endogenous sediment.

(2) Comparing the sedimentation rate that was given by the sedimentary chronology, sediment particle size, the rainfall erosion force data, and human activity record, we understand sedimentary dynamics and related human and natural climatic control factors between 1960 and 2016 AD. The results showed that six flood events were accurately recorded in the sediments at Lake Hongfeng, including 1963, 1977, 1991, 1996, 2008 and 2014. The sedimentation history in the center of the South Lake mainly divided into two periods, before 1991 AD, lake sediment deposition was mainly influenced by precipitation; after 1991 AD, the lake sedimentation was mainly influenced by human activities, such as significantly strengthened industrial and agricultural activities, land use change. The climate factors also played a certain role.

Keywords: Lake Hongfeng, Reservoir sediment, Paleolimnology, Eutrophication, Human activity

目 录

摘 要.....	I
Abstract.....	III
插图和附表清单.....	VII
第一章 绪论.....	1
1.1 水库及其面临的主要环境问题.....	1
1.1.1 水库泥沙淤积.....	1
1.1.2 水库富营养化.....	2
1.1.3 水库环境污染物问题.....	2
1.1.4 小结.....	3
1.2 国内外水库沉积物研究进展.....	3
1.2.1 水库水质变化及其相关的流域环境变化研究.....	4
1.2.2 水库泥沙淤积及其相关的流域土壤侵蚀研究.....	6
1.2.3 水库环境污染物研究.....	6
1.3 红枫湖水库研究现状概况.....	7
1.4 选题依据、研究内容、以及研究目标.....	8
1.4.1 选题依据.....	8
1.4.2 研究内容.....	9
1.4.3 研究目标.....	10
第二章 研究区概况.....	11
2.1 红枫湖水库及其流域概况.....	11
2.1.1 红枫湖水文概况.....	11
2.1.2 红枫湖地质地貌和植被概况.....	12
2.1.3 红枫湖流域气候/气象概况.....	13
2.1.4 红枫湖流域主要社会经济参数.....	13
2.2 人类活动对红枫湖水体及其流域的影响.....	16
2.2.1 生活污水和生活垃圾的影响.....	16
2.2.2 库区发展旅游业带来的影响.....	16
2.2.3 农业导致的化肥和农药污染.....	16
2.2.4 养殖业影响.....	16
2.2.5 人为造成的水土流失带来的影响.....	17
2.3 红枫湖水质污染及治理历史概况.....	17
第三章 研究材料和方法.....	21
3.1 样品采集.....	21

3.2 实验方法.....	22
3.2.1 年代学测定方法.....	22
3.2.2 代用指标测定方法.....	26
第四章 研究结果.....	31
4.1 沉积岩芯岩性特征.....	31
4.2 沉积岩芯代用指标变化.....	36
4.3 沉积岩芯 ^{210}Pb 和 ^{137}Cs 年代学序列.....	39
4.3.1 红枫湖南湖湖心 HFS16-2-2 沉积岩芯 ^{210}Pb 和 ^{137}Cs 年代学序列..	39
4.3.2 红枫湖北湖坝前和南湖后五沉积岩芯 ^{137}Cs 年代学序列.....	41
4.4 小结.....	42
第五章 红枫湖沉积年表记录的沉积动力学变化及其驱动因素.....	43
5.1 基于降水侵蚀力、粒度和 ^{137}Cs 年表的沉积岩芯综合年代学模型.....	43
5.2 红枫湖沉积速率变化的驱动因素.....	45
5.3 小结.....	47
第六章 红枫湖水库沉积记录的建坝以来富营养化历史.....	49
6.1 代用指标的指示意义.....	49
6.2 红枫湖沉积物记录的营养状态变化历史.....	49
6.3 小结.....	54
第七章 结论.....	57
参考文献.....	59
致谢.....	67
个人简历.....	68
博士生期间发表的学术论文, 专著.....	69
博士后期间发表的学术论文, 论著.....	71
永久通信地址.....	72

插图和附表清单

表 2.1	红枫湖水库主要水文参数特征.....	11
图 2.1	红枫湖流域概况和采样点位示意图.....	12
图 2.2	清镇 1961~2017 年月平均温度和降水气象资料图.....	13
图 2.3	1950~2016 年清镇市主要社会经济参数指标.....	14
图 2.4	1950~2016 年安顺市平坝区主要社会经济参数指标.....	15
图 2.5	1950~2016 年贵州省一些社会经济参数指标	15
图 2.6	1980~2005 年红枫湖水质 TN 和 TP 变化情况.....	18
图 2.7	2003~2015 年红枫湖水体综合营养状态指数变化情况.....	18
图 2.8	1980~2015 年红枫湖水体夏季浮游植物丰度变化历史.....	19
图 3.1	^{238}U 衰变系列图.....	22
图 3.2	湖泊沉积物 ^{210}Pb 主要来源示意图.....	23
图 4.1	红枫湖后五沉积岩芯柱 (HFS16-1-2) 岩性照片.....	31
图 4.2	南湖湖心岩芯柱 (HFS16-2-1、HFS16-2-2、HFS18-4) 岩性照片..	32
图 4.3	红枫湖三岔河沉积岩芯柱 (HFS16-3 和 HFS18-8) 岩性照片.....	33
图 4.4	红枫湖北湖坝前点位 (HFN16-1 和 HFN18-1) 岩芯柱岩性照片....	34
图 4.5	红枫湖南湖西郊水厂 (HFS18-1) 和后五库湾网箱养鱼区 (HFS18-3) 沉积岩芯柱岩性照片.....	35
图 4.6	红枫湖南湖湖心 HFS16-2-2 和 HFS16-2-1 岩芯基本指标深度序列.	36
图 4.7	红枫湖南湖湖心 HFS18-4 沉积岩芯磁化率和灰度指标深度序列....	37
图 4.8	红枫湖北湖坝前水体 HFN16-1 沉积岩芯基本指标深度序列.....	38
图 4.9	红枫湖北湖坝前 HFN18-1 沉积岩芯磁化率和灰度指标深度序列....	39
图 4.10	红枫湖南湖湖心 HFS16-2-2 岩芯 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 和 ^{137}Cs 比活度序列.....	40
图 4.11	红枫湖沉积岩芯 HFS16-2-2 的基于 4 种定年模式的年代学序列... 40	
图 4.12	红枫湖南湖后五和北湖坝前沉积岩芯 ^{137}Cs 比活度序列.....	42
表 5.1	红枫湖南湖湖心 HFS16-2-2 岩芯柱平均沉积速率变化历史.....	45
图 5.1	基于 ^{137}Cs 年表的 HFS16-2-2 岩芯粒度指标与降水侵蚀力对比图... 43	
图 5.2	红枫湖南湖湖心 HFS16-2-2 沉积岩芯柱沉积速率变化历史.....	45
图 5.3	红枫湖 HFS16-2-2 沉积速率和降水侵蚀力、社会经济参数对比图.	46
表 6.1	建坝以来红枫湖水环境变化和流域人类活动历史.....	51
图 6.1	红枫湖南湖湖心 HFS16-2-2 沉积岩芯有机代用指标时间序列.....	50

第一章 绪论

1.1 水库及其面临的主要环境问题

水库通常是指在山沟或河流狭口处建造拦河大坝形成的人工湖泊^[1]。水库按照总库容大小可划分为大型水库（总库容 ≥ 1 亿立方米）、中型水库（1亿立方米 $>$ 总库容 ≥ 0.1 亿立方米）、小型水库（总库容 < 0.1 亿立方米）。据第一次全国水利普查公报显示，截至到2011年底，全国共有98002座水库，总库容为9323.12亿立方米，大型水库756座，中型水库3938座，小型水库93308座，其中水源型水库4386座。目前，我国天然湖泊总贮水量为7550.87亿立方米，淡水湖泊贮水量为2350.16亿立方米^[2]，我国水库总库容为天然湖泊总贮水量的1.23倍，接近淡水湖泊贮水量的4倍，且地域分布面积广，水环境质量总体上优于天然湖泊。

我国人口众多，而人均水资源占有量仅为2200立方米/年，仅为世界平均水平的1/4。受季风气候和地形条件影响，我国水资源分布极不均衡，降水呈现南多北少，年内年际间变化较大的特征，水旱灾害频发，对我国饮水安全、粮食安全、以及人民生命财产造成很大危害。水库作为重要的水利基础设施，能够调蓄和优化配置水资源，起到调洪蓄水、灌溉、供水、发电、旅游、航运、养殖等功能，在保障人民生活和社会经济可持续发展，促进生态文明建设方面发挥着显著作用。

近年来，随着社会经济快速发展，人口规模显著增加，造成水资源日益紧缺，一些主要大中型水库已由建库初期以农业灌溉、防洪等功能为主，逐渐转变成以水源地供水为主导功能^[1]。同时，随着库区人口快速增长和工农业迅猛发展，造成水库流域土地利用方式发生显著改变，土壤侵蚀愈发严重，水环境质量逐渐恶化，使得我国水库环境面临日益严峻的挑战，主要环境问题可以归纳为以下三个方面：

1.1.1 水库泥沙淤积

由于库区人口快速增加，工农业快速发展，水库流域土地利用方式发生显著改变，使得流域水土流失问题十分严重，造成部分水库淤积问题严重。水库淤积不仅造成水库库容减少，蓄水能力下降，另外，淤积向库首延伸会引起流域淹没

和洪涝灾害增加,影响上游生态环境;同时,水库坝前淤积对水力发电设施运行也会产生威胁,大坝下游河床也会发生重大调整,对下游河流水生生态系统产生严重影响。此外,水库沉积物也会产生二次污染,向水体重新释放有害重金属元素和营养元素,造成水体富营养化,水环境质量下降^[3]。田海涛等^[4]通过对中国115座代表性水库淤积资料进行统计分析表明,我国水库平均淤积比例高达20%,库容年均淤积率为0.76%,相当于每年损失一座库容近42.3亿立方米的超大型水库。

我国水库泥沙淤积现状十分严峻,对于其产生原因,既有自然因素,也有人类活动因素。要想更进一步了解其原因,需要对泥沙来源和泥沙传输过程进行示踪,以及对水库沉积动力学机制进行分析,以获得水库沉积过程,进而了解其控制因素。

1.1.2 水库富营养化

富营养化是水体衰老和水质退化的一种现象,自然条件下,随着时间推移,水库物理、化学和生物等特性也会发生变化,逐渐从贫营养状态过渡到富营养化状态。这个过程通常十分缓慢,需要几百年甚至更长时间;一旦人类活动严重影响到这个过程,比如人为排放大量含氮、磷等营养物质的工业废水和生活污水,水体会在短期内极大地加快富营养化进程,导致水质严重下降^[5]。近年来,随着经济快速发展,人类活动加剧,我国大部分淡水水体存在着富营养化问题。目前,我国不少水库受到富营养化影响,导致城市供水紧张。据水利部环境监测报告显示,最近10年来我国水库水质明显下降,被监测的重要供水水库有1/3达到富营养化水平,例如浙江的新安江水库、贵州红枫湖水库等重要的大型供水水库先后发生不同规模的蓝藻水华^[1]。水体富营养化严重影响到社会的供水保障和经济可持续发展,因此水库的水质安全越来越受到社会的关注和重视。

造成水库富营养化的主要原因是流域内植被覆盖率减少、农业面源污染的日益加剧、城市污水排放量剧烈增加、水土流失造成水库泥沙淤积严重、水库蓄水量减少、以及水库网箱养鱼的快速发展等。

1.1.3 水库环境污染物问题

水库上游流域内人类活动越强烈,森林植被覆盖度越少,水库的水质越差。随着水库淤积过程和流域营养盐输入,水库养殖造成的污染、水库有机污染、氮

磷营养盐负荷增加，水环境问题突出。随着工业化进程的加快，带来大量工业废水，工业废水排入水库会造成严重的污染事件。

影响到水库水质以及水生生物的环境污染物包括重金属和有机污染物两类。水库重金属污染，主要是指水体重金属含量超标，鱼类等水生生物通过生物富集和生物放大作用，使得水生生物体内富集重金属，进而威胁到人类身体健康和生存安全。同样地，有机污染物，主要是指持久性有机污染物（POPs），包括多环芳烃、多氯联苯、有机氯农药（如 DDT 等）、二噁英等，通过生物富集作用，通过饮水和食用鱼类等水生生物，最终进入到人体中，影响人体健康和生存安全。

1.1.4 小结

针对水库存在的环境问题，国内外研究者进行了很多研究。我们通常能够收集短时间的水质监测数据；另外，监测数据在空间范围和时间频率上可能并不完全。水库通常在长时间尺度上经历了显著的水质变化，基于短期的水质监测数据，我们无法充分地认识水库长期环境变化，难以辨识水质变化的驱动因素，无法有效地解决水质恶化问题。因而，古湖泊学方法常常作为替代方法用来推断过去水质变化历史。

1.2 国内外水库沉积物研究进展

湖泊/水库历史监测数据对于理解湖泊/水库历史环境演变非常重要，但由于湖泊/水库历史水质和环境监测数据相对有限，因而，需要替代方法去获得湖泊/水库历史环境演化趋势。沉积物作为流域物质迁移的“汇”，其记录了湖泊/水库及其流域环境变化的重要信息^[6]。这些信息包括：（1）流域乃至区域污染物历史信息（如有害重金属、持久性有机污染物等）；（2）湖泊/水库水体环境变化信息（如富营养化）；（3）由于砍伐森林、农业活动等造成的流域土壤侵蚀状况；（4）气候和人为原因造成的沉积速率变化。因而，对于缺乏历史监测数据的湖泊/水库来说，沉积物保存的物理/化学/生物指标能够用来重建湖泊/水库富营养化历史，以及沉积动力学变化。最近数十年来，研究者对湖泊沉积物开展了广泛研究，成功地提取了过去湖泊环境演变信息，并通过与历史文献对比分析，揭示了人类活动对湖泊沉积环境的影响过程^[7-11]。

虽然古湖泊学研究已经广泛地应用于湖泊沉积物中，但较少地应用于水库历

史环境演变研究中。研究者主要担心水库沉积物不能准确地记录水库水质和流域环境变化历史^[12~14]，主要是基于以下几个原因：（1）水库沉积物年代相对较短（对于年轻的水库来说，平衡/非平衡 ^{210}Pb 边界可能达不到，另外，大气热核测试产生的 1963 年大气 ^{137}Cs 峰值可能不存在），加之沉积物可能出现扰动，这些问题会阻碍传统的自然湖泊沉积物放射性同位素定年技术应用到水库沉积物中，造成水库沉积物年代具有不确定性，无法获得准确的沉积年表；（2）相较于自然湖泊，水库显示出较高的沉积物累积速率，加之水库具有不同的沉积体系和湖盆形态学特征，使得富营养化等代用指标（如营养元素浓度和有机质碳氮同位素）在水库沉积物中的指示意义更加复杂^[12~15]；（3）水库水动力学不同于自然湖泊，水库受来自流域上游、水库调水、人类活动等影响较大，其拦坝蓄水的成因导致库底出现复杂的沉积地形，河流区、过渡区、积累区的沉积物厚度往往差别很大，因此难以确切用来解释过去环境演变信息^[12]；（4）自然湖泊在人类影响之前的环境状况可作为确定人类对水质影响的背景^[16]，而水库通常建在已经受人类活动影响的流域中，因而水库没有原始环境条件作为人类影响的参考标准。

因而，对于水库沉积物研究，只有确保采样点具有一定代表性，沉积记录连续，沉积岩芯柱才能完整、科学地反映环境信息。最近十年来，国内外学者对水库沉积物开展了较多研究，可以归纳为三个方面：（1）利用水库沉积物追溯水库营养状态变化历史（富营养化演化过程）；（2）利用水库沉积物获得沉积年表，揭示沉积速率变化历史，探讨水库沉积动力学过程，阐明沉积过程变化的驱动因素；（3）利用水库沉积物反演水库及其流域环境污染物演变历史，包括重金属污染物（如 Hg、Pb、Cr、Cd 等）和有机污染物（如多氯联苯、多环芳烃、二噁英、DDT 等）。

1.2.1 水库水质变化及其相关的流域环境变化研究

在自然湖泊研究中，常用来指示湖泊营养状态的代用指标包括营养元素指标（TOC、TN、TP）、生物硅、有机质碳氮同位素、生物性指标如硅藻等。先前的研究表明，这些指标能够较好地指示湖泊古生产力变化，进而指示湖泊营养状态变化历史^[17~21]。由于水库受到人类活动影响显著高于自然湖泊，加上水库具有不同的沉积体系和湖盆形态学特征，造成营养指标应用到水库沉积物中，解释起来不同于自然湖泊，具有显著差异。最近十年来，利用古湖泊学方法来反演水库

富营养化过程的研究已经较好地开展起来。

Filstrup 等^[14]利用水库沉积物营养元素（POC、PON、TP、C/N 比值和 N/P 比值）和同位素组成（ $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和 $\delta^{15}\text{N}$ ）记录，重建了美国德克萨斯州一完全循环水库的富营养化历史；这项研究证明了古湖泊学方法具有巨大的潜力去进行水库富营养化评价。尽管这项研究取得了成功，但一些混杂因素，如较大的外源有机质负荷、有机质降解速率差异、以及外部氮源变化，使得水库沉积物营养指标解释复杂化。因而，需要更多的研究去理解水库沉积物营养指标变化，更好地推断水库水质变化历史。Costa-Böddeker 等^[22]通过分析水库沉积物粒度指标、地球化学指标（TOC、TN、TOC/TN、TP 等）、以及硅藻组合指标，并结合流域土地利用历史记录，推断出巴西一热带浅水城市水库最近 110 年（1894~2005 AD）富营养化历史。Winston 等^[15]通过测定美国阿肯色州 Beaver 水库一根 83 cm 沉积岩芯 LOI、TOC、TN、C/N 比值、TP、N/P 比值、有机质碳氮同位素、硅藻等，重建了水库营养状态变化历史；这项研究表明，尽管水库沉积物可能存在扰动和定年方面的问题，但水库沉积物在某种程度上能够提供过去水质变化的有价值信息。Woodbridge 等^[23]通过分析英格兰西南部 Venford 水库沉积岩芯的硅藻和孢粉指标，推断出过去 100 年水库水体 pH 值以及流域土地利用变化情况。Schroeder 等^[24]利用水库沉积岩芯硅藻组合指标记录，示踪了 1932~2005 年美国俄亥俄州一河流型供水水库流域环境变化历史（主要是流域土地利用变化）；这项研究成功地利用古湖泊学方法，将水库水质和流域环境变化很好地对应起来。

利用古湖泊学方法进行水库富营养化历史重建的研究在我国开展较晚且相对较少。Liu 等^[25]将古生态学研究指标—硅藻组合应用到水库沉积物中，利用古湖泊学手段，揭示出广东流溪河水库水动力变化及其对应的流域人类活动变化历史。陈秋菊^[26]利用沉积物硅藻组合指标，结合其他理化指标和气象资料，重建了广东流溪河水库近 50 年富营养化历史，揭示了水体富营养化进程的主要驱动因素，研究了近 50 年来人类活动对广东流溪河水库富营养化进程的影响。朱正杰等^[27]利用多种有机代用指标，结合 ^{137}Cs 定年手段，重建了重庆长寿湖最近 60 年来营养水平变化历史，结果表明人类活动在水库富营养化进程中扮演着重要作用。

综合以上的水库富营养化历史研究，可以总结为，古湖泊学方法在水库富营

养化历史重建研究中能够作为有效的方法手段,获取水库长期水质变化历史。在良好定年基础上,水库沉积物多代用指标能够较好地记录水体营养水平变化历史,进而反映相关的流域土地利用变化和人类活动历史。

1.2.2 水库泥沙淤积及其相关的流域土壤侵蚀研究

随着水库衰老,水库泥沙淤积问题成为影响水库安全的重要问题之一,严重影响水库寿命和安全。泥沙淤积通常会造成水库库容减少,大型河流型水库往往通过调节水量来冲刷底部泥沙。一般而言,大多数水库淤积的泥沙无法排出,堆积在水库中,因而,了解水库泥沙淤积历史和速率,以及查明水库泥沙来源和影响因素,对于更好地管理和治理水库具有重要意义。

研究者通常通过确定水库沉积物年代,建立水库沉积物时间序列,获得沉积物沉积速率变化历史,结合流域人为活动和气候资料,探讨沉积速率变化原因,进而反映沉积物记录的流域人类活动历史。

Foster and Walling^[28]利用水库沉积物重建了英国南德文郡 Old Mill 水库流域泥沙产量和来源变化。Kunz 等^[29]研究了赞比亚/津巴布韦边界区热带大型水库—卡里巴水库的沉积物累积和 C、N、P 沉积变化历史。Nehyba 等^[30]通过对水库沉积物进行岩性分析,以及磁化率、粒度、TOC 含量指标分析,结合放射性同位素测定,确定了捷克 Brno 水库近 70 年现代沉积物沉积历史。Thothong 等^[31]对泰国北部水库沉积物进行稳定碳同位素分析,发现种植不同农作物与流域的土壤侵蚀有一定的相关性。

徐琳等^[32]分析了我国贵州中部小河水库沉积物矿物磁性,结合 ^{137}Cs 、粒度、TOC、TN、C/N 比值,定性地推测了 1960~2005 年贵州小河水库流域内土壤侵蚀变化。Gao 等^[33]利用沉积岩芯 ^{137}Cs 年代指标,结合降水侵蚀力指数和粒度等指标,解释了重庆长寿湖的沉积动力学变化历史。在此基础上,Anjum 等^[34]利用重新解释的沉积年表,揭示出重庆长寿湖水库沉积速率变化历史及其相关的人为和自然控制因素。

1.2.3 水库环境污染物研究

Müller 等^[35]通过对德国东部矿山区一个水库柱状沉积物进行重金属元素含量分析,发现德国统一后明显地加大了对工农业的环保重视程度,沉积物重金属含量明显下降。Audry 等^[36]分析了法国 Lot 河水库沉积物记录的最近 50 年重金

属 (Cd、Zn、Cu、Pb) 污染情况, 通过比较沉积岩芯重金属含量序列和流域内工业活动历史变化, 重建了人为活动对 Lot 河流域的影响情况。Gray 等^[37]研究了美国科罗拉多 Nar 水库历史 Hg 沉积趋势, 确定了水库 Hg 来源。Chi 等^[38]对台湾中部水库埋藏沉积物重金属和二噁英类化合物历史变化趋势进行了研究。Thevenon 等^[39]通过研究瑞士一饮用水源地水库 (Lake Bret) 沉积物高分辨率营养元素和微量元素, 以及有机氯 (DDT 和 PCB) 历史沉积记录, 揭示了局地 and 区域污染来源。Wu 等^[40]通过分析中国北京密云水库两根定年良好的沉积岩芯, 重建了重金属污染历史, 探讨了气候变化对沉积物重金属浓度变化的影响。

1.3 红枫湖水库研究现状概况

红枫湖水库位于贵州高原中部, 是贵阳人民的“大水缸”, 对贵阳人民生活产生重要影响。建库之初, 主要用于防洪发电, 1997 年转为以供水为主, 兼有发电、防洪、灌溉、旅游等功能, 随着 2007 年红枫湖发电厂的拆除, 红枫湖水库发电功能消失, 目前的功能主要以供水为主, 兼有防洪、灌溉、旅游等功能。红枫湖水质监测最早开始于 20 世纪 80 年代, 只有零星记录, 且监测项目相对较少, 年份有限, 主要监测记录开始于 20 世纪 90 年代, 但仍然相对缺乏。作为贵州具有代表性的水库, 研究者对其进行了广泛地科学研究, 包括红枫湖水质参数监测、浮游植物研究、沉积物和水体重金属研究、水体悬浮物和沉积物碳氮同位素研究、等等。研究覆盖内容广泛, 时间尺度从短时间 (月、季、年) 水质监测数据到历史 (建坝以来) 沉积物研究。

在沉积物定年和沉积历史方面, 万国江课题组^[41~43]利用放射性同位素 ^{210}Pb 、 ^{137}Cs 和 $^{(239+240)}\text{Pu}$ 技术, 对红枫湖沉积物开展了广泛研究, 获得了沉积物良好的年代序列, 揭示了沉积物沉积速率变化历史。在流域土壤侵蚀和土地利用变化方面, 吕明辉等^[44]利用磁学技术, 通过对红枫湖沉积岩芯进行磁性参数测定, 结合 ^{137}Cs 、粒度、TOC 等代用指标, 重建了 1960~2003 年红枫湖流域土壤侵蚀变化过程。在重金属研究方面, 何天容等^[45,46]研究了红枫湖沉积物汞的环境地球化学循环, 以及富营养化对红枫湖汞形态和分布特征的影响; 曾艳等^[47]对红枫湖主要入库河流沉积物重金属污染状况进行了评价, 结果表明桃花源河污染最为严重, 达到中等污染水平; 田林锋等^[48]通过测定红枫湖表层沉积物重金属含量, 分析了重金属含量分布特征, 并对其生态风险性进行了评价; Zhao 等^[49]利用湖泊沉积

物 Pb 同位素记录, 重建了贵州中部地区铅污染历史。在红枫湖浮游植物和水质污染研究方面, 研究者^[50~55]通过测定浮游植物种群数量和组合, 获得了 1980~2015 年红枫湖浮游植物演变趋势以及相关的水体富营养化历史; 同时, 研究者^[56,57]利用水质参数对红枫湖水体污染和富营养化特征进行了评价。在环境有机污染物研究方面, 李秋华等^[58]研究了红枫湖沉积物多环芳烃分布特征, 并对其组成特征、来源及其生态风险进行了分析; 刘琰等^[59]对红枫湖流域表层沉积物全氟化合物进行了测定, 分析了其污染水平、空间分布和组成特征, 结果表明, 大气沉降可能是红枫湖流域全氟化合物的主要来源。在红枫湖碳、氮、磷元素研究方面, 肖化云^[60]研究了红枫湖的氮生物地球化学循环, 利用硝酸根和铵根氮同位素示踪了河流季节性氮污染^[61], 另外, 利用沉积物氮同位素反映了流域工业和农业废水输入状况^[62]; 王雨春等^[63]探讨了红枫湖沉积物磷赋存形态及沉积历史变化; Li 等^[64]分析了红枫湖溶解有机碳的时空分布特征。

虽然研究者对红枫湖水体和沉积物进行了广泛研究, 但是利用沉积物来反演湖泊富营养化进程和不同湖区沉积物沉积动力机制仍然相对欠缺; 另外, 对一些关键问题仍然不完全清楚, 例如, 红枫湖不同湖区沉积物积累深度和沉积速率差异较大, 需要对不同湖区沉积岩芯进行综合分析, 选择具有代表性的研究点位沉积岩芯重点研究; 沉积岩芯年代仍然存在不确定性, 先前的研究主要利用 ^{137}Cs 定年手段, 需要开展更多年代学方法, 比如洪水事件沉积层; 环境代用指标的指示意义不清晰, 无法全面有效地进行重建, 需要开展现代环境过程和长尺度对比分析, 以获得代用指标的准确指示意义。

1.4 选题依据、研究内容、以及研究目标

1.4.1 选题依据

目前, 水库缺乏长期的水质监测和流域环境变化数据, 限制了我们有效地管理和运行水库。古湖泊学方法, 作为一种有效的工具, 已经广泛地应用在湖泊沉积物研究中, 用来重建水体初级生产力和营养负荷变化历史, 以及反演流域环境变化情况及其相关的人类活动和气候变化历史, 但较少地应用于水库沉积物研究中。这主要是由于水库相较于自然湖泊, 其水动力条件和湖盆构造特征复杂, 加之受人类活动影响较大, 其沉积物可能受到扰动; 另外, 通常水库形成时间较短, 传统的自然湖泊定年方法可能无法较好地应用在水库沉积物中, 沉积物年代具有

较大不确定性；此外，由于水库系统相对复杂以及人类活动的显著影响，水库沉积物营养指标（如有机质碳氮同位素等）明显地表现出不同于自然湖泊的变化特征，其解释起来非常复杂，这也限制了我们将古湖泊学方法应用于水库沉积物研究中。

为了更好地验证古湖泊学方法在水库沉积物中的应用情况，需要更多的水库沉积物研究，更好地理解水库沉积物代用指标的指示意义，以便更好地将其应用到水库水质变化和流域环境变化研究中。

红枫湖水库作为贵阳居民重要的饮用水源地，对贵阳人民生活产生了显著影响。红枫湖所处的贵州高原中部地区经历了人口和社会经济的持续增加，加上该区为典型的喀斯特地貌，土壤贫瘠易流失，因此，人为活动产生的废水以及土壤侵蚀给水库输入了大量 N、P 等营养物质和泥沙，导致红枫湖水体出现严重的污染，呈现富营养化，水质污染较为严重，水华、黑水事件频繁发生，红枫湖出现沉积物淤积，影响了水库库容，同时沉积物也会重新释放营养元素和有害物质进入水体。最近 20 年来围绕红枫湖，已经开展了许多研究工作，主要包括红枫湖短期水质参数、浮游植物组成特征、表层沉积物营养盐和重金属等。这些研究工作，给我们提供了许多重要的基础数据，为水库的保护和治理提供了参考。但是，利用水库沉积物重建建坝以来水库富营养化过程以及沉积动力变化历史的研究较少。因此，本论文拟选择红枫湖沉积物为研究对象，利用古湖泊学方法，完成如下任务：（1）通过开展不同湖区沉积岩芯的对比分析，选择具有代表性的研究点位沉积岩芯进行分析，通过 ^{210}Pb - ^{137}Cs 年代学测定方法，结合流域降水侵蚀力指数和沉积物粒度等指标，并开展流域气象资料和人类活动记录对比分析，综合获得沉积岩芯良好的年代学模型；（2）在此基础上，建立水库沉积物时间序列，获得沉积物沉积速率变化历史，结合流域人为活动和气候资料，探讨沉积速率变化原因，进而反映沉积物记录的流域人类活动和气候变化历史；（3）在良好的年代学模型基础上，通过测定沉积岩芯多种地球化学指标，包括烧失量、TOC、TN、TOC/TN 比值、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 、 $\delta^{15}\text{N}$ 、生物硅含量（BSi），结合历史文献记录和已有的水质监测数据，重建红枫湖建坝以来初级生产力和营养状态变化历史，探讨人类活动和气候变化对湖泊营养变化的驱动机制。

1.4.2 研究内容

本研究主要从以下几个方面开展研究：

(1) 建立红枫湖水库建坝以来的沉积岩芯综合年代学模型

通过分析红枫湖水库不同区域沉积岩芯，识别出具有代表性的沉积岩芯。利用 ^{210}Pb 、 ^{137}Cs 放射性同位素定年手段，结合沉积事件（例如洪水事件），综合确定具有代表性的红枫湖沉积岩芯综合年代学模型。

(2) 反演红枫湖沉积过程及其对应的人为和自然控制因素

通过建立的红枫湖沉积岩芯沉积年表，获得红枫湖沉积速率变化历史，结合粒度和地球化学指标，以及流域人类活动记录和气候资料，探讨红枫湖沉积动力变化历史及其对应的人为和自然驱动因素。

(3) 重建红枫湖建坝以来富营养化历史及其驱动因素

在准确的沉积岩芯综合年代学模型基础上，通过测定沉积岩芯多种营养代用指标，包括LOI、TOC、TN、TOC/TN比值、有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 、生物硅等，重建红枫湖建坝以来营养变化历史，同时紧密地结合流域人类活动记录和气候资料数据，探讨红枫湖富营养化的驱动因素。

1.4.3 研究目标

通过分析红枫湖水库不同区域沉积岩芯，识别出具有代表性的沉积岩芯；通过多种定年学手段，建立红枫湖沉积岩芯综合年代学模型，在此基础上，获得红枫湖沉积速率变化历史，进而理解红枫湖沉积动力学机制及其相关的人为和自然控制因素；同时，反演出红枫湖建坝以来的富营养化历史，通过与历史文献记录和气象资料对比分析，阐明水体营养变化的人为和自然驱动因素。

第二章 研究区概况

2.1 红枫湖水库及其流域概况

2.1.1 红枫湖水文概况

红枫湖水库处于贵州高原中部清镇市、安顺平坝区境内，位于乌江支流猫跳河上游，是猫跳河梯级水电站的第一级水库，为一多用途水库，具有供水、灌溉、发电、养殖、旅游等多种功能。红枫湖水库开建于 1958 年 8 月，于 1960 年建成蓄水。红枫湖主要水文参数见表 2.1，红枫湖蓄水水位高程最高达到 1240 m，正常水位高程为 1230 m，最大水深约 45 m，平均水深约 20 m，正常水位时水域面积 57.2 km²，流域面积 1570 km²。红枫湖水库总库容为 7.53 亿立方米，年均蓄水量为 3.86 亿立方米（2001~2016 年红枫湖蓄水量数据），红枫湖补给系数大，为 27.9，年平均水体滞留时间为 271 天（贵州省 2017 年水资源公报）。

表 2.1 红枫湖水库主要水文参数特征

参数名称	描述
最高水位高程 (m)	1240
正常水位高程 (m)	1230
水域面积 (km ²)	57.2
流域面积 (km ²)	1570
湖水平均停留时间 (d)	271
平均水深 (m)	20
最大水深 (m)	45
流域/水域面积比 (补给系数)	27.9
总库容 (m ³)	7.53×10 ⁸
年均蓄水量 (m ³)	3.58×10 ⁸

红枫湖水库处于峡谷地带，为狭长的河流形态。红枫湖主要由三部分组成：北湖、南湖和后湖。红枫湖湖水补给主要靠河流入流和水面降水。如图 2.1 所示，入湖河流主要包括麦包河、桃花源河、羊昌河、麻线河、后六河，其中，羊昌河为入库河流中径流量最大的河流，是水库水体最主要的补给来源。水库经大坝下

泄进入猫跳河，最终汇入乌江。

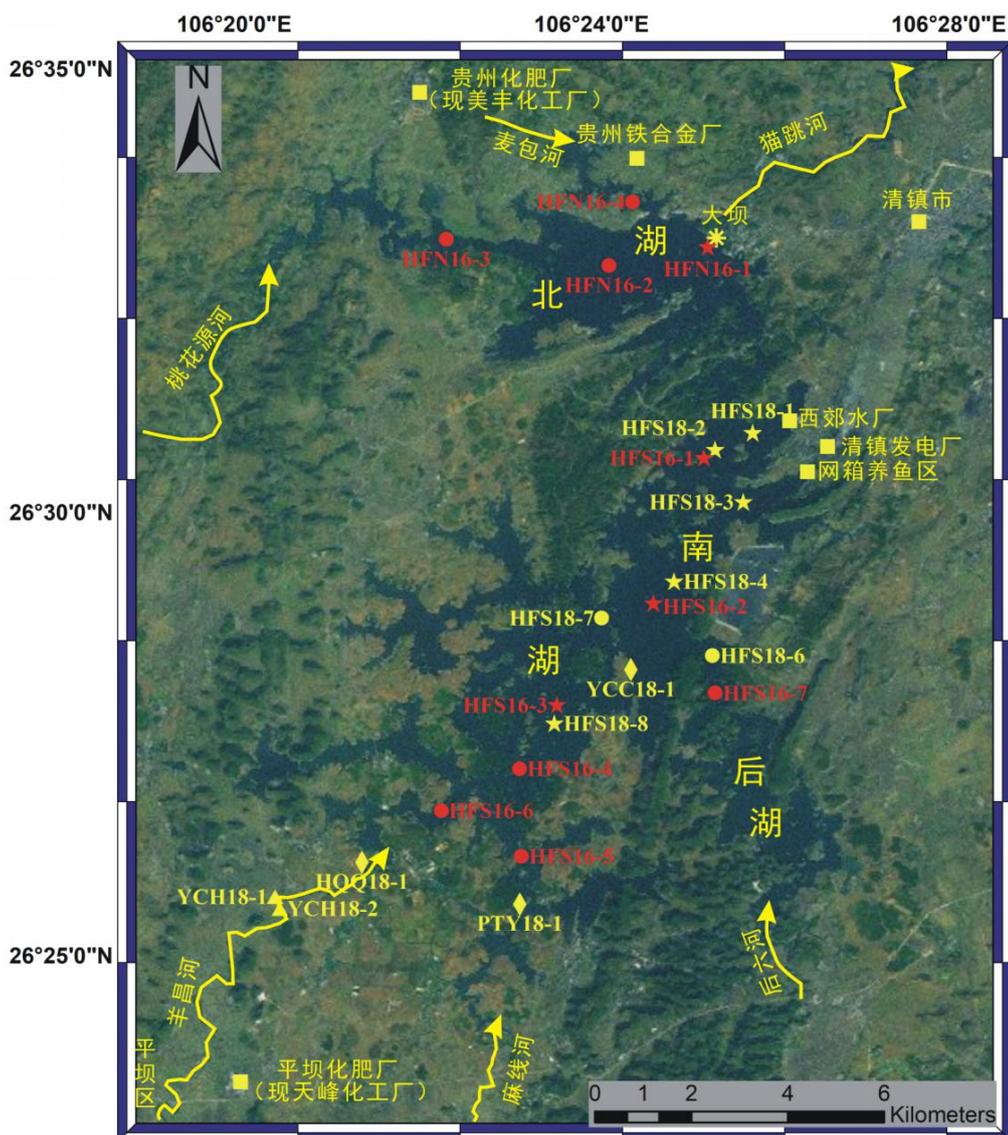


图 2.1 红枫湖流域概况和采样点位示意图

(红色点位为 2016 年 10~11 月采集，黄色为 2018 年 1 月采集。五角形表征沉积岩芯柱点位，实心圆表征表层沉积物点位，菱形表征土壤剖面点位，三角形表征河流沉积物，正方形表征流域工矿企业和城镇)

红枫湖水库为典型的高原深水型水库，为单循环淡水水库，每年 5~9 月湖水出现分层现象，9 月下旬分层现象消失，9 月到第二年 4 月，水体混合，呈现完全循环状态。每年 4 月底到 5 月初，水体出现分层现象。

2.1.2 红枫湖地质地貌和植被概况

红枫湖水库流域为典型的喀斯特岩溶地貌，流域内碳酸盐岩主要为三叠系白

云岩和石灰岩，碳酸盐岩出露面积约 877 km²，占流域总面积的 55%^[65]。流域内土壤类型多样，以石灰土和黄壤为主，南湖分布部分红壤丘陵。

红枫湖流域受人为活动等因素影响，流域内原生植被破坏殆尽，次生植被分布较广。流域植被主要以灌木林为主，部分分布松林、白桦林等。原生植被仅有北湖小片石楠、云南樟等。

2.1.3 红枫湖流域气候/气象概况

红枫湖水库位于贵州高原中部，为亚热带季风性气候。夏季主要受印度夏季风和东亚夏季风共同影响，冬季主要受西风南支急流和东亚冬季风影响。据 1961~2017 年清镇气象站气象资料数据表明（如图 2.2），研究区年平均气温 14.3℃，7 月平均气温为 22.7℃，1 月平均气温为 4.1℃，年平均降水 1171.3 mm，降水季节性明显，主要集中在 5~10 月，降水量通常占全年降水量的近 80%，并多以阵雨、暴雨形式出现，极易造成土壤流失（参照清镇气象站 1961~2017 年气象数据，来源于中国气象科学数据共享服务网，<http://cdc.cma.gov.cn>）。

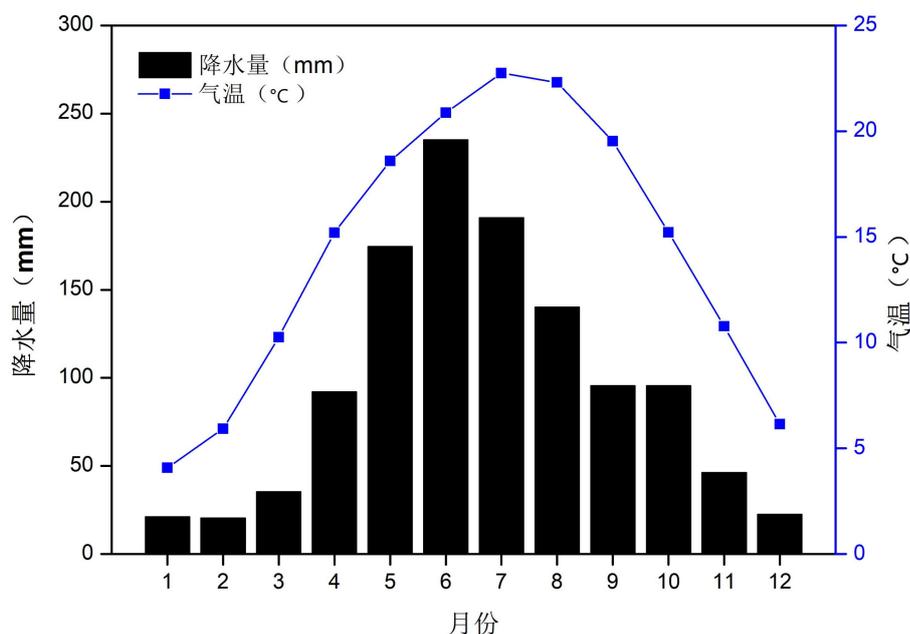


图 2.2 清镇 1961~2017 年月平均温度和降水气象资料图

2.1.4 红枫湖流域主要社会经济参数

如图 2.1 所示，红枫湖水库主要位于贵阳市所属县级市清镇市和安顺市平坝区（原平坝县）。我们通过对平坝县志、清镇县志、以及贵州年鉴资料进行收集，

获得了平坝和清镇两地主要社会经济参数指标变化, 这些社会经济指标主要包括人口数量、国内生产总值、粮食产量等。如图 2.3 所示, 1960 年~1976 年, 清镇国内生产总值仅增加了 1.7 倍, 年均增长率为 6.40%, 粮食产量增加了 30.28%, 此时期包括 1966~1976 年文化大革命时期, 社会经济发展滞缓。1977 年~20 世纪 90 年代初 (1991 年), 文化大革命结束, 社会经济得到了迅速恢复, 国内生产总值增加了近 7.7 倍, 年均增长率为 13.58%, 粮食产量增加了 42.31%。20 世纪 90 年代初 (1991 年)~2010 年, 清镇经济高速发展, 国内生产总值增加了 10.9 倍, 年均增长率为 14.75%, 粮食产量增加了 57.40%。2011~2016 年, 经济呈现稳定发展, 国内生产总值增加了 2 倍, 年均增长率为 20.11%, 粮食产量减少了 33.46%。如图 2.4 所示, 平坝县主要社会经济指标呈现与清镇市相似的变化特征。如图 2.5 所示, 1978 年~1995 年贵州省森林面积处于低值, 此时期社会经济快速发展, 滥砍滥伐现象严重, 1996 年开始森林面积快速增加, 主要得益于实行“退耕还林”政策。

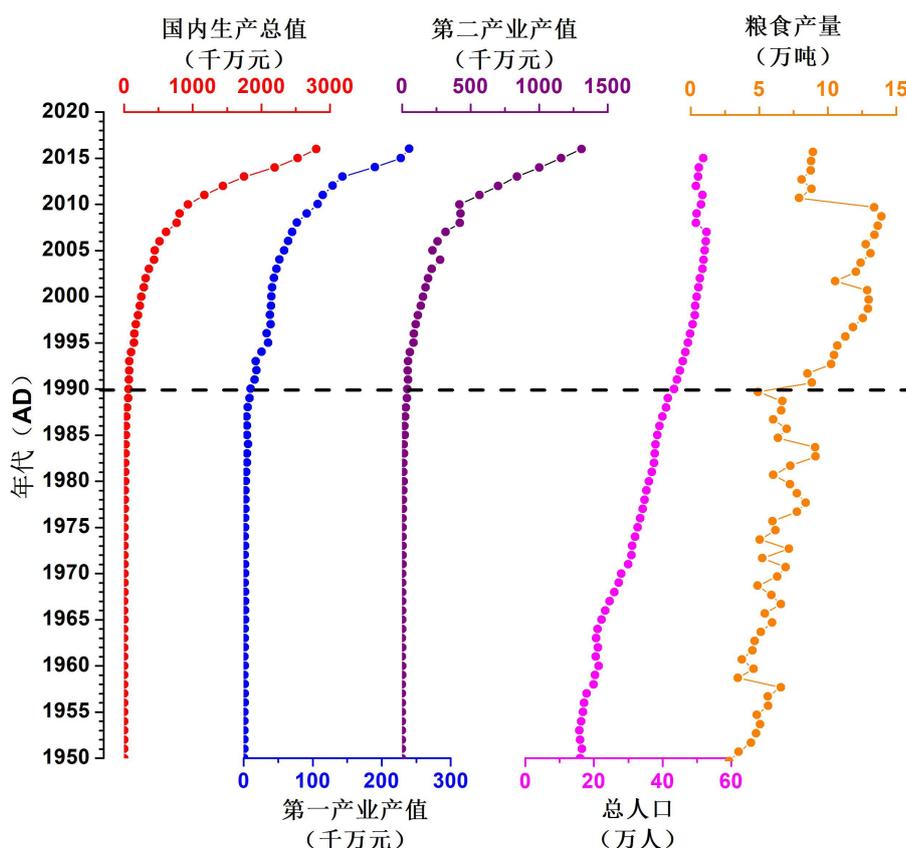


图 2.3 1950~2016 年清镇市主要社会经济参数指标

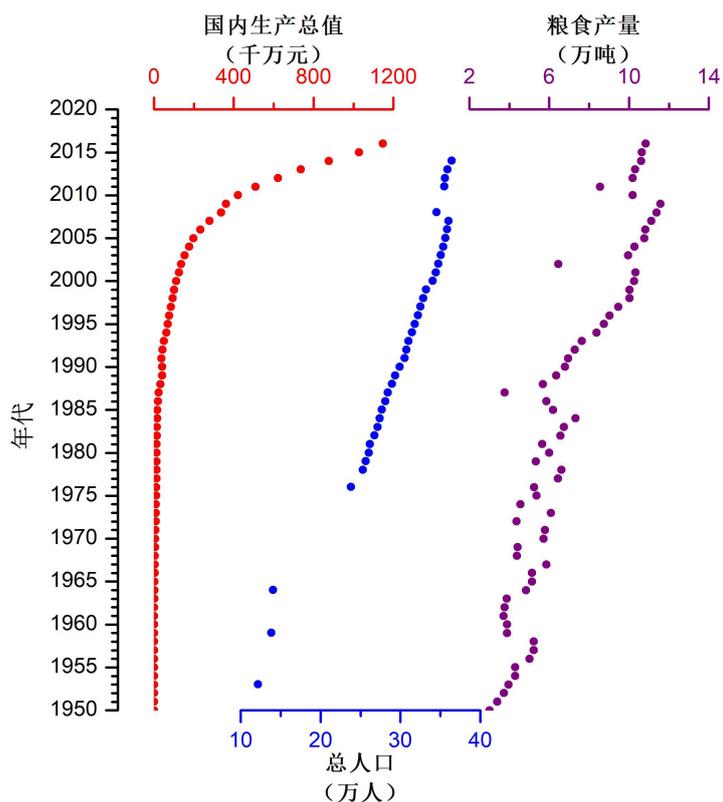


图 2.4 1950~2016 年安顺市平坝区主要社会经济参数指标

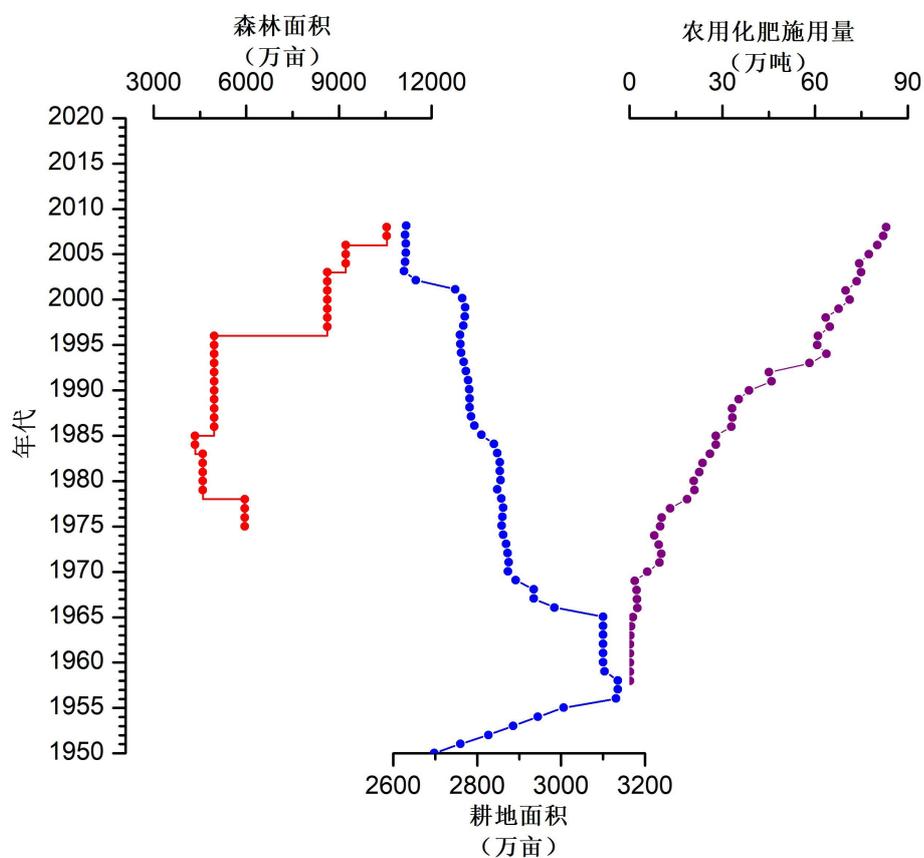


图 2.5 1950~2016 年贵州省一些社会经济参数指标

2.2 人类活动对红枫湖水体及其流域的影响

近几十年来,红枫湖流域工农业迅猛发展,人口密度显著增加,对红枫湖水体及其流域产生了显著影响。红枫湖水体从 20 世纪 90 年代之前的贫-中营养状态逐渐转向 20 世纪 90 年代中后期的富营养化水平,水质严重恶化,出现黑潮、水华等水污染事件,给人民生活和社会生产产生显著影响。红枫湖水环境主要受到以下因素影响:

2.2.1 生活污水和生活垃圾的影响

目前,红枫湖水库及其上游安顺平坝区羊昌镇缺少污水处理设施,居民生活污水直接排放到河流等表层水域。近年来,流域人口有所上升,居民排放的生活污水和垃圾大量增加。生活污水中不仅含有大量有机物、合成洗涤剂和氯化物等物质,同时还含有病原菌、病毒和寄生虫卵等,在厌氧菌的作用下容易产生恶臭物质。生活污水不仅对水库水质造成一定影响,还会造成水体 TN、TP 升高,从而加速水体富营养化进程。

2.2.2 库区发展旅游业带来的影响

每年都有大批游客前往红枫湖水库及其附近游玩。旅游业的兴起,虽然给当地带来了一定的经济效益,但也在一定程度上影响了当地的生态环境。相当数量的当地居民生活、旅游业住宿和餐饮业的建筑设施直接建在水库旁,导致不少未经处理的生活污水直接排放到水库中,随处可见的生活垃圾也给当地环境带来很大影响。同时,大量汽油、柴油机游船在水库中穿梭,也会给水库造成严重污染。旅游业发展,使得大量有机物质和营养盐排放到水库中,影响着红枫湖水库的水质状况,使得水库富营养化问题日益突出。

2.2.3 农业导致的化肥和农药污染

近几年,红枫湖流域的农业快速发展,除常规的农作物种植之外,还经营大片果园。由于许多农民缺乏合理的使用化肥农药知识,滥用化肥和农药,导致大量化肥农药通过地表径流进入红枫湖水库,从而污染水库水质,同时也加速了水体富营养化进程。

2.2.4 养殖业影响

近年来,红枫湖流域养殖业发展迅速,尤其是家禽养殖业增长最快。尽管家

禽养殖对环境污染程度不及其它养殖业，但如果不加以合理控制和治理，也会对河流水质造成一定影响。1991~2003年，红枫湖水库进行了大面积的渔业养殖，主要以网箱饲料养鱼为主。由于残留饲料和鱼类排泄的影响，大面积高密度养殖会带来大量外源性营养元素（氮、磷等），极易导致水库出现富营养化状况。虽然在2003年，贵阳市展开联合行动，拆除红枫湖水库养鱼网箱，水库水质得到了一定改善，但大面积养鱼对水库造成的影响是非常深远的。

20世纪90年代以来，投饵水产养殖业发展迅速，规模扩大。1994年两湖网箱养殖规模约2万平米，自1996年以来各种投饵水产养殖已发展到约7万平米，年投饵约1.5万吨。由于网箱养鱼的发展，使得红枫湖水质逐年下降，导致20世纪90年代中后期爆发了几次黑水事件，使得网箱鱼大量死亡，加上出现多次水华暴发事件，导致湖区大部分水域无法满足功能区规定的水质类别。

2.2.5 人为造成的水土流失带来的影响

红枫湖水库自1960年蓄水以来，尤其是从1978年改革开放以来，库区周围和上游流域的自然环境发生较大变化，特别是森林植被受到破坏，以及由此带来的严重水土流失问题。流失的水土中也带有丰富的有机质和养分，也会成为水体污染的来源之一。由于人类活动频繁，水库上游的森林资源受到了不同程度的开发，其植被从森林-灌丛-草丛-裸岩的逆向演替方向退化。由于植被受到破坏，导致林木稀疏，使得土壤的侵蚀作用更加强烈，水库沿岸带坍塌时有发生，造成大量泥沙入库。另一方面，水库建成，改变了流域原来的水动力条件，使得大部分上游砂砾沉积在水库内，不仅会淤积库容，还会导致河床上升，为红枫湖的防洪情势埋下隐患，直接影响水库的寿命和水质状况。。

2.3 红枫湖水质污染及治理历史概况

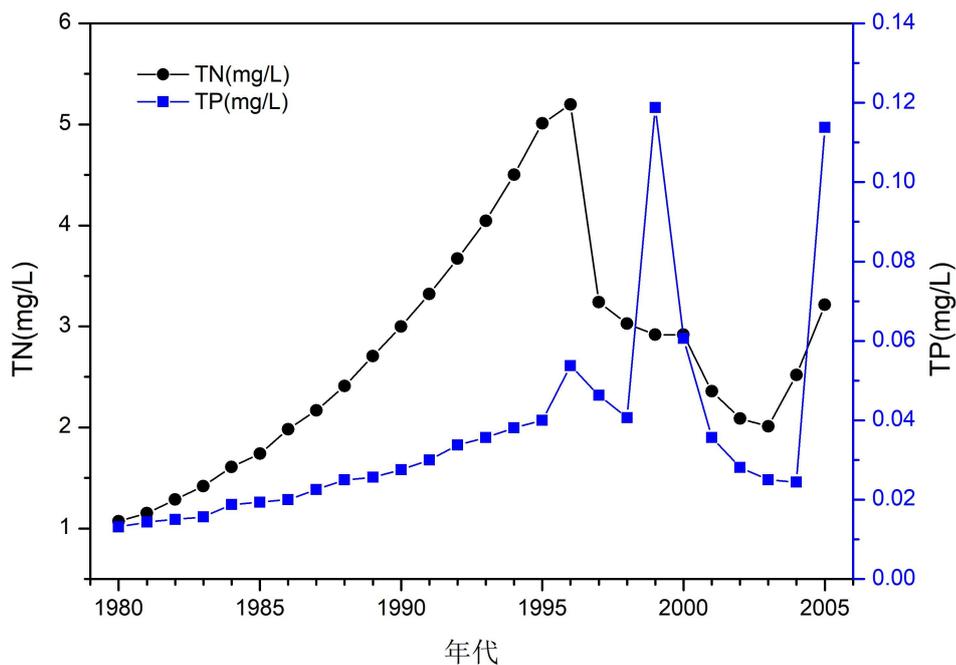


图 2.6 1980~2005 年红枫湖水质 TN 和 TP 变化情况

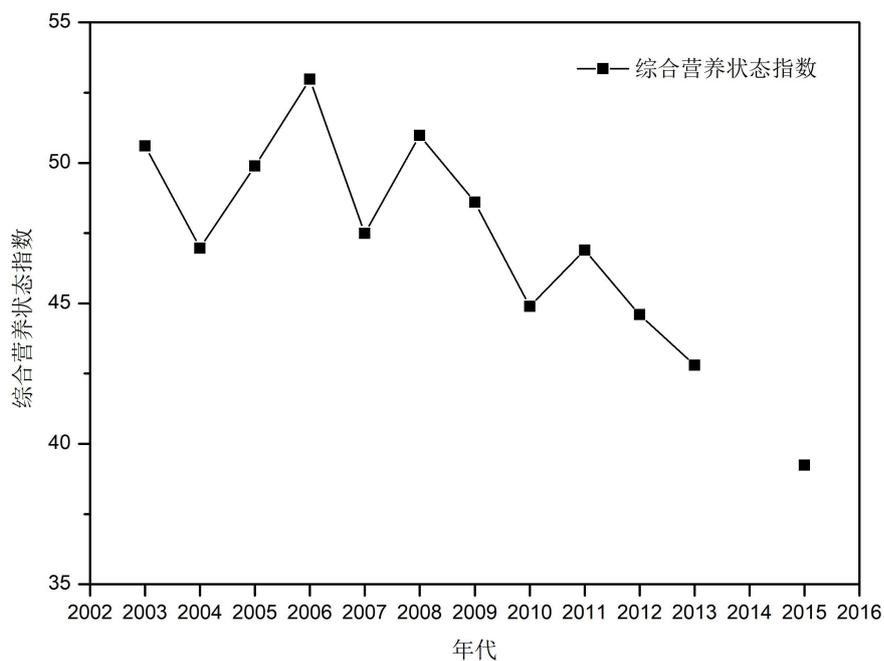


图 2.7 2003~2015 年红枫湖水体综合营养状态指数变化情况

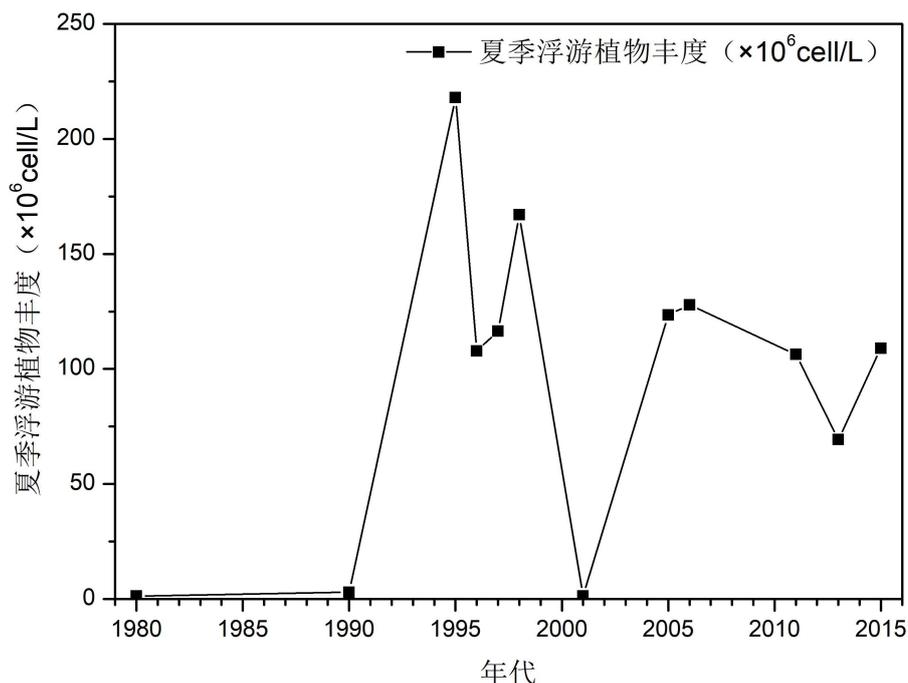


图 2.8 1980~2015 年红枫湖水体夏季浮游植物丰度变化历史

如图 2.6~图 2.8 所示,我们汇总了 1980~2015 年浮游植物监测数据^[50~55]和水质参数监测数据 (TN、TP、氨氮等)^[56,57],以及历史文献资料,将红枫湖水质演变分为 5 个阶段:

(1) 20 世纪 80 年代初~20 世纪 90 年代初

1991 年之前,红枫湖水质基本达到 II 类和 III 类水质要求。藻华和富营养化现象未曾出现。此阶段浮游植物细胞数量少,且增幅不大。表明该时期红枫湖水质较好。

(2) 20 世纪 90 年代初~1999 年

网箱养殖业最早开始于 1987 年,1991 年以后形成规模,2008 年网箱彻底拆除。1994~1999 年,红枫湖水体总体处于 IV、V 和劣 V 类水质,主要超标污染物为氨氮、总氮和总磷。1994 年 9 月,水体出现“黑潮”或“翻湖”事件;1996 年湖区发生大面积蓝、绿藻水华现象;1999 年 6 月红枫湖湖区出现网箱养鱼死亡事件。此阶段为浮游植物增殖高峰期,藻类大量繁殖,数量剧增。表明该时段湖泊水质差。

(3) 2000~2003 年

此阶段为浮游植物消退平稳期,尤其是 2001 年藻类数量急剧下降,接近 20

世纪 80 年代的细胞密度，这表明红枫湖污染治理工程取得了阶段性成果，暂时控制了水体污染。

(4) 2004~2008 年

2004 年 5 月红枫湖西郊水厂附近出现大面积绿藻；2005 年 7 月底到 8 月初，南湖中心湖面出现藻华现象。此阶段浮游植物再次处于增殖高峰期，藻类又开始暴长，标志着第二个藻类增殖高峰期的到来。表明此阶段湖泊水质较差。

(5) 2009 年以来

2009~2010 年水库总体上处于Ⅱ类和Ⅲ类水质，局部区域水质为Ⅳ和Ⅴ类水质。此阶段藻华和富营养化现象未曾出现，表明红枫湖水质得到了有效改善。

1980 年据省环保监测资料，排入红枫湖的废水达 63000 吨/天，湖水 Hg 含量为 0.0025 mg/L，已超过生活饮用水卫生标准。红枫湖底泥 As 含量最高达到 52.4 mg/kg，Hg 含量最高为 285 mg/kg，可以说红枫湖水体污染已经存在，局地更加严重。清镇电厂的煤灰场对红枫湖库湾危害较为严重。1991 年以来，红枫湖流域开始网箱养鱼；1994 年 9 月网箱养鱼遭受巨大损失。贵州化肥厂于 1987 年建成投产。1992 年 10 月，多部门联合调查形成的《红枫湖水环境容量研究》认定，每年排入红枫湖的工业废水总量为 6342 万吨，其中，贵州化肥厂是最大污染源之一。

红枫湖自 90 年代以来水体富营养化加剧，是红枫湖流域工矿企业长期排放大量工业废水和生活污水、农田径流、污染物长期累积的结果。对两湖的治理自 1996 年以来逐渐加大，尤其是 1999 年实施了以消减氮、磷入湖排放量为目的的“两湖”综合治理一期工程后，水质得到了较为明显的改善。

第三章 研究材料和方法

3.1 样品采集

红枫湖位于贵阳清镇市和安顺平坝区，流域主要受到两地人类活动影响。如图 2.1 所示，红枫湖主要分为北湖、南湖、后湖三部分。我们的样品采集工作分两个时间段进行，分别为 2016 年 10~11 月和 2018 年 1 月，采集的样品包括沉积岩芯柱、表层沉积物样品、分层水样、土壤剖面样品和河流沉积物样品。通过对红枫湖已有的等深线图，湖盆形态学特征，水动力学特征的理解，我们制定了详细的采样计划。我们于 2016 年 10~11 月利用奥地利 UWITEC 公司生产的重力采样器，沿着水库主要水流方向（羊昌河、麻线河—三岔河—南湖湖心—后五—大坝前），分别在红枫湖水库南湖三岔河点位（水深 11 m；经纬度：26.4636°N，106.3935°E；沉积岩芯柱编号为 HFS16-3）、南湖湖心点位（水深 18 m；经纬度：26.4828°N，106.4116°E；编号为 HFS16-2）、后五点位（水深 20 m；经纬度：26.5101°N，106.4210°E；编号为 HFS16-1）、以及北湖大坝前（水深 35 m；经纬度：26.5497°N，106.4217°E；编号为 HFN16-1），共 4 个点位处，其中南湖湖心和后五处各采集了 2 根保持完好的平行沉积岩芯柱，三岔河和大坝前采集了 1 根沉积岩芯柱，岩芯-水沉积物界面清晰无扰动，平行沉积岩芯表观（肉眼观察）岩性对应良好。同时，利用抓泥器在这些点位处采集了表层沉积物样品。此外，采集了红枫湖两岔口（水深 13 m；经纬度：26.4517°N，106.3866°E；编号为 HFS16-4）、麻线河河口（水深 7 m；经纬度：26.4352°N，106.3869°E；编号为 HFS16-5）、羊昌河河口（水深 4 m；经纬度：26.4438°N，106.3720°E；编号为 HFS16-6）、后湖—南湖库湾（水深 6 m；经纬度：26.4659°N，106.4231°E；HFS16-7）、北湖湖心处（水深 18 m；经纬度：26.5463°N，106.4033°E；HFN16-2）、桃花源河河口（水深 18 m；经纬度：26.5512°N，106.3729°E；HFN16-3）、麦包河河口（水深 15 m；经纬度：26.5582°N，106.4077°E；HFN16-4），共计 7 个点位处的表层 10 cm 沉积物样品。我们还利用 YSI 多参数水质分析仪对上述 11 个点位处的水体水质参数进行了测定（包括 pH、溶解氧、电导、温度等）。

为了对比分析不同湖区沉积物累积深度和沉积特征，我们于 2018 年 1 月进行了补充采样，包括对红枫湖南湖西郊取水口（水深 15 m；经纬度：26.5148°N，106.4301°E；编号为 HFS18-1）、后五点位（水深 16 m；经纬度：26.5116°N，

106.4231°E; 编号为HFS18-2)、后五网箱养鱼点位(水深 12 m; 经纬度: 26.5018°N, 106.4283°E; 编号为 HFS18-3)、南湖湖心点位(水深 17 m; 经纬度: 26.4869°N, 106.4154°E; HFS18-4)、三岔河(水深 11 m; 经纬度: 26.4602°N, 106.3931°E; HFS18-8) 共计 5 个点位处采集沉积岩芯柱和表层沉积物样品。同时对红枫湖南湖-后湖库湾处(水深 9 m; 经纬度: 26.4729°N, 106.4226°E; HFS18-6)、猫猫洞(水深 10 m; 经纬度: 26.48°N, 106.4019°E; HFS18-7)、两岔口(水深 12 m; 经纬度: 26.4496°N, 106.3859°E; HFS18-9) 三个点位处采集了表层沉积物样品。

我们还采集了南湖羊昌河和麻线河流域土壤剖面样品(葡萄园土壤剖面 PTY18-1, 经纬度: 26.4262°N, 106.3866°E, 海拔为 1239 m; 羊昌村土壤剖面 YCC18-1, 经纬度: 26.4703°N, 106.4074°E, 海拔为 1240 m; 红旗桥土壤剖面 HQQ18-1, 经纬度: 26.4341°N, 106.3572°E, 海拔为 1245 m) 和羊昌河河流沉积物(YCH18-1, 经纬度: 26.4276°N, 106.3410°E, 海拔为 1242 m; YCH18-2, 经纬度: 26.4254°N, 106.3419°E, 海拔为 1241 m)。

3.2 实验方法

3.2.1 年代学测定方法

3.2.1.1 ^{210}Pb 测年基本原理

准确的沉积年表对解释地质档案至关重要。确定近代沉积物(0~150 年)年代模型最重要的方法之一是 ^{210}Pb 定年方法。 ^{210}Pb 是铅的天然放射性核素, 半衰期为 22.3 年。如图 3.1 所示, ^{210}Pb 是 ^{238}U 衰变系列中自然产生的放射性核素。

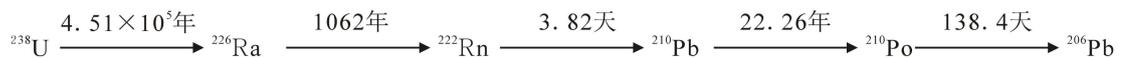
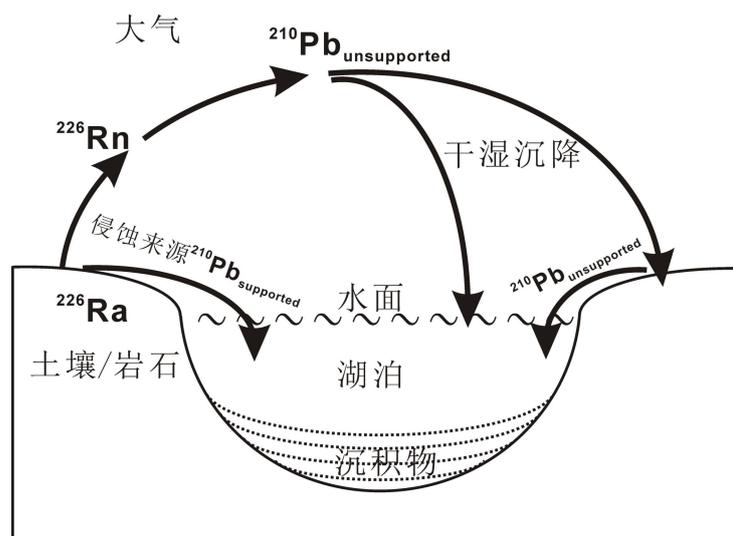


图 3.1 ^{238}U 衰变系列图

(给出了衰变相关的主要核素及其半衰期, 根据 Appleby^[66]绘制)

^{210}Pb 和母体同位素 ^{226}Ra 之间的不平衡是通过中间气态同位素 ^{222}Rn 扩散产生的。土壤中 ^{226}Ra 衰变产生的部分 ^{222}Rn 逃逸进入到大气中, 在大气中通过一系列短时间的衰变产生 ^{210}Pb , 然后通过降水或干沉降从大气中移除, 最终降落在陆地表面或湖泊、海洋中, 直接沉降到湖泊中的 ^{210}Pb 从水体中迁移进入湖底沉积物中(如图 3.2)。

图 3.2 湖泊沉积物 ^{210}Pb 主要来源示意图

(根据 Håkanson and Jansson [67]重绘)

如图 3.2 所示，沉积物中的 ^{210}Pb 活度有两个组成部分：一个是来源于母体核素 ^{226}Ra 原地衰变获得的 $^{210}\text{Pb}_{\text{supported}}$ （补偿 ^{210}Pb ）；另一个是来源于大气干湿沉降获得的 $^{210}\text{Pb}_{\text{unsupported}}$ （非补偿 ^{210}Pb 或过剩 ^{210}Pb ）。 $^{210}\text{Pb}_{\text{supported}}$ 通常与 ^{226}Ra 处于放射性平衡状态，而 $^{210}\text{Pb}_{\text{unsupported}}$ 通过沉积物总 ^{210}Pb 活度扣除 $^{210}\text{Pb}_{\text{supported}}$ 获得。

为了定量描述 ^{210}Pb 在沉积岩芯中的深度分布，假设满足以下几个基本条件：

- (1) 沉积物中 ^{226}Ra 衰变产生的 $^{210}\text{Pb}_{\text{supported}}$ 活度不随深度变化；
- (2) 沉积物作为封闭系统，与 ^{210}Pb 运输和衰变相关的沉积作用必须相对稳定。

例如，水-沉积物界面上的 $^{210}\text{Pb}_{\text{unsupported}}$ 通量是常数，沉积物的堆积速率随时间变化不大；

- (3) 相比于湖水的停留时间， ^{210}Pb 在水体中停留时间较短，即输入到湖泊中的 ^{210}Pb 能快速有效地迁移至沉积物中，且 ^{210}Pb 进入到沉积物（除了界面层）后不再发生迁移。

在这些假定条件下，沉积物的 ^{210}Pb 定年模型可分为以下 3 种：

- 1) CFCS 模式（Constant flux and constant sedimentation model，稳定通量-稳定沉积速率模式）：

流域侵蚀过程和水体生产速率稳定的湖泊具有稳定的沉积堆积速率，假定各层沉积物有相同的初始 $^{210}\text{Pb}_{\text{unsupported}}$ 比活度 (C_0)。沉积物-水界面以下质量深度

m ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$) 处年代 t 如公式 (3.1) :

$$t = \frac{m}{r} \quad (3.1)$$

式中, r 为质量沉积速率 ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{y}^{-1}$)。

m 处 $^{210}\text{Pb}_{\text{unsupported}}$ 比活度 (C_m) 随深度变化, 符合公式 (3.2) :

$$C_m = C_0 \times e^{-\lambda m/r} \quad (3.2)$$

式中 λ 为 ^{210}Pb 的放射性衰变常数 (0.03114 y^{-1})

将过剩 ^{210}Pb 与质量深度关系绘制在对数刻度上, 产生的 ^{210}Pb 相对于质量深度呈线性关系。用最小二乘法获得的斜率 k 来确定质量沉积速率 r :

对公式 (3.2) 对数化:

$$\ln C_m = -\frac{\lambda}{r} m + \ln C_0 \quad (3.3)$$

由公式 (3.3) 得到斜率 k 为 $-\lambda/r$, 最终获得 m 处沉积物 ^{210}Pb 年代的计算公式 (3.4) :

$$t = \frac{mk}{\lambda} \quad (3.4)$$

2) CRS 模式 (Constant rate of supply model, 稳定补给速率模式)

考虑到最近 150 年环境发生过剧烈变化, 这段时期很多湖泊侵蚀速率和沉积堆积速率可能显著变化。 $^{210}\text{Pb}_{\text{unsupported}}$ 活度随深度发生显著变化, $^{210}\text{Pb}_{\text{unsupported}}$ 与深度呈非线性关系, 这可能由以下过程造成的^[66]:

- (1) 沉积速率增加导致大气放射性沉积物稀释;
- (2) 沉积物聚结程度发生变化;
- (3) 沉积积累过程中断;
- (4) 物理、生物或化学过程造成的混合效应。

这个模型假设 ^{210}Pb 补给速率 P 恒定, t 年代的沉积物剩余 ^{210}Pb (A) 是:

$$A = \frac{P}{\lambda} \times e^{-\lambda t} \quad (3.5)$$

而 $A_0 = \frac{P}{\lambda}$; 推得 $A = A_0 e^{-\lambda t}$, 最终获得 ^{210}Pb 年代 t 的计算公式为:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{A_0}{A} \right) \quad (3.6)$$

由此可以获得 m 处沉积物的 ^{210}Pb 年代 t 计算公式 (3.7) :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{A_0}{A_m} \right) \quad (3.7)$$

式中， A_0 为沉积岩芯柱中各层 $^{210}\text{Pb}_{\text{unsupported}}$ 活度和； A_m 为质量深度 m 以下沉积柱各层 $^{210}\text{Pb}_{\text{unsupported}}$ 活度和。

3) CIC 模型 (Constant input concentration model, 恒定初始浓度模式)

这个模型假定沉积物具有恒定的初始 ^{210}Pb 比活度 C_0 。那么，质量深度 m 处的沉积物 $^{210}\text{Pb}_{\text{unsupported}}$ 随 m 呈指数衰减关系。可利用公式 (3.8) 计算质量深度 m 处沉积层的 ^{210}Pb 年代 t ：

$$C_m = C_0 \times e^{-\lambda t} \Rightarrow t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{C_0}{C_m} \right) \quad (3.8)$$

此模式适用于沉积物 ^{210}Pb 来源于侵蚀产物。

许多环境下应用任一简单模型都是不合理的，原因包括以下几点：

- (1) 物理或生物过程产生的表层沉积物混合效应；
- (2) 沉积物聚合特征改变造成 ^{210}Pb 补给变化；

对于以上问题，使用其他独立定年方法去验证 ^{210}Pb 年代非常重要。目前广泛使用的其他定年方式主要是 ^{137}Cs 定年方法。

3.2.1.2 ^{137}Cs 测年基本原理

^{137}Cs 是人工放射性核素，半衰期为 30.17 年。开始于 1952 年 11 月的高当量热核武器测试导致人工核素 ^{137}Cs 在全球范围扩散，核爆产生的尘埃进入平流层，通过平流运动运输到全世界，再重新进入到对流层，最后沉降到地球表面。北半球沉降物中 ^{137}Cs 在 1954 年达到显著水平，随后快速增加。由于核试验暂停，1958 年后 ^{137}Cs 出现短暂下降，1961 年核试验暂停到期后 ^{137}Cs 出现剧烈上升，到 1963~1964 年达到峰值。1963 年禁止核试验条约生效后，沉积物中 ^{137}Cs 出现剧烈下降，由于非条约国家的大气核试验导致 70 年代早期 ^{137}Cs 活度轻微上升。总之，全球尺度 ^{137}Cs 沉降出现于 1954 年，在禁止核试验条约生效之后的 1963~1964 年达到最高值。最近的切尔诺贝利核电站事故可以用来识别 1986 年深度。目前，人工放射性沉降核素 ^{137}Cs 有两个主要来源：一个是 1953~1963 年的大气核武器测试；另一个是 1986 年的切尔诺贝利核电站事故。

质量深度 m ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$) 处沉积物的 ^{137}Cs 年代 t 计算公式为：

$$t = \frac{m}{r} \quad (3.9)$$

式中, r 为质量沉积速率 ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{y}^{-1}$), 其计算公式为:

$$r = \frac{m}{T_c - T_m} \quad (3.10)$$

式中, T_c 为沉积岩芯采样时间; T_m 为蓄积峰峰值时间。

3.2.1.3 ^{210}Pb 和 ^{137}Cs 比活度测定方法

沉积物 ^{210}Pb 和 ^{137}Cs 比活度测量在中科院地球环境研究所湖沼环境与过程实验室进行, 测量仪器为美国 ORTEC 公司生产的高纯锗井型探测器(GWL-250-15) 与 γ 能谱仪分析系统, 探测器的探测能量范围为 5~2100 keV, γ 能谱仪对 ^{60}Co 的 1.33 MeV 的能量分辨率为 2.4 keV, 样品测量时间为 12 h。使用谱分析程序分析 ^{137}Cs 的 661.6 keV 特征峰和 ^{210}Pb 的 46.5 keV 特征峰, 计算样品中 ^{137}Cs 和 ^{210}Pb 的放射性比活度。测量样品前处理方法: 将冷冻干燥后的样品去除植物残体, 研磨装入 5 ml 塑料管中上机测试。

3.2.2 代用指标测定方法

3.2.2.1 含水率和干密度测定方法

湖泊沉积物按 1 cm 分样后所获得的湿样重量记为 M_1 , 湿样用冷冻干燥机处理后的干样重量记为 M_2 , 最终获得沉积物的含水率 $W(\%)$ 和干密度 $\rho(\text{g}\cdot\text{cm}^{-3})$, 计算公式如下:

$$W(\%) = \frac{M_1 - M_2}{M_1} \times 100 \quad (3.11)$$

$$\rho = \frac{M_2}{V} \quad (3.12)$$

式中, V 为样品的体积。

3.2.2.2 粒度测定方法

湖泊沉积物 (1 cm 间隔) 粒度测定步骤: (1) 称取适量烘干原样于 300 ml 烧杯中, 加入适量质量浓度为 30% 的 H_2O_2 溶液, 静置 12 小时以上以去除有机质; (2) 将烧杯放于电热板上加热, 直至有机质彻底去除后, 加入适量 10% 盐酸, 充分搅拌以去除碳酸盐; (3) 将蒸馏水加入烧杯中, 静置 12 小时以上后, 轻轻倒掉上层液体, 加入已配置好的 10 ml 10% 六偏磷酸钠 (NaPO_3)₆ 溶液, 放入超声波振荡器中超声 5 分钟以上分散颗粒; (4) 然后用 Malvern Mastersizer-2000 激

光粒度仪测定粒度。测量粒径范围为 0.02~2000 μm ，重复测量误差 < 3%。

3.2.2.3 TOC、TN、C/N 比值、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 、 $\delta^{15}\text{N}$ 测定方法

测定步骤如下：（1）称取适量已研磨的干样品于 50 ml 离心管中，加入过量 1 mol/L 稀盐酸以去除碳酸盐，充分搅拌，静置 24 小时以上，离心并用蒸馏水洗至中性；（2）将样品放入 50°C 烘箱中烘干并研磨；（3）用精度为万分之一的 M3 电子天平称取适量研磨过的样品于锡舟中，使用元素分析仪（vario EL III）测试总有机碳含量（TOC）、总氮含量（TN），测量误差 < 0.2%。根据 TOC 和 TN 含量，称取适量样品于锡舟中，利用 MAT 253 同位素质谱仪测定 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和 $\delta^{15}\text{N}$ 。

3.2.2.4 碳酸盐测定方法

碳酸盐测定步骤如下：（1）称取约 0.3 g（记为 M_1 ）磨细过 100 目筛的干样于锥形瓶中，加入 30 ml 0.1 mol/L 的 HClO_4 溶液，放于 90°C 恒温水浴锅中加热 10 分钟，其间不断振荡使其充分反应；（2）反应结束后，自然冷却至室温，将锥形瓶中样品全部倒入 50 ml 离心管中进行离心；（3）移取上清液 10 ml 于 50 ml 锥形瓶中，加入 2 滴酚酞指示剂，用 0.1 mol/L NaOH 溶液进行滴定，至溶液呈粉红色，结束滴定，记录消耗的 NaOH 溶液体积 V_1 ，最终获得样品的碳酸盐含量。碳酸盐含量计算公式如（3.13）：

$$\text{CaCO}_3(\%) = \frac{(C_1 \times 0.03 - 3 \times C_2 \times V_1 \times 0.001) \times 100}{2 \times M_1} \times 100 \quad (3.13)$$

式中： C_1 为标定后的 HClO_4 溶液浓度（mol/L）； C_2 为标定后的 NaOH 溶液浓度（mol/L）； V_1 为样品消耗的 NaOH 溶液体积（ml）； M_1 为样品的质量（g）。

NaOH 溶液浓度 C_2 标定步骤：称取约 0.3 g（记为 M_2 ）已烘干（105°C）至恒重的基准邻苯二甲酸氢钾于 50 ml 容量瓶中，加水至刻度线，制成基准邻苯二甲酸氢钾溶液。将溶液倒入锥形瓶中，加入两滴酚酞溶液，用约 0.1 mol/L 的 NaOH 溶液滴定至溶液呈粉红色，滴定结束，记录消耗的 NaOH 溶液体积 V_2 ，同时做空白试验，记录消耗的 NaOH 溶液体积 V_3 ，最终得到 NaOH 溶液的浓度，计算公式如（3.14）：

$$C_2 = \frac{M_2}{0.20422 \times (V_2 - V_3)} \quad (3.14)$$

HClO₄ 溶液浓度的标定：移取 25 ml 约 0.1 mol/L 的 HClO₄ 溶液于锥形瓶中，加入两滴酚酞指示剂，用标定后的浓度为 C₂ 的 NaOH 溶液滴定，至溶液呈粉红色，滴定结束，记录消耗的 NaOH 溶液体积，如此，反复三次，取平均体积 V₄，最终获得 HClO₄ 溶液浓度，计算公式如 (3.15)：

$$C_1 = \frac{V_4 \times C_2}{25} \quad (3.15)$$

3.2.2.5 烧失量测定方法

烧失量测定具体步骤如下：（1）将空坩埚置于马弗炉中，于 550°C 灼烧至恒重，冷却后称其重量（记为 M₁）；（2）称取大约 0.5 g 干样于坩埚中，转移至 105°C 烘箱中烘干至恒重，冷却后称重（记为 M₂）；（3）将坩埚置于马弗炉中，升温至 550°C 灼烧 4 小时，冷却后称量（记为 M₃）；（4）将坩埚置于马弗炉中，升温至 950°C 灼烧 1 小时，冷却后称量（记为 M₄）。用 550°C 的烧失量值代表有机质含量，记作 LOI_{550°C}（%），计算公式如 (3.16)。用 950°C 的烧失量值代表碳酸盐含量，记作 LOI_{950°C}（%），计算公式如 (3.17)：

$$LOI_{550^\circ\text{C}} = \frac{(M_2 - M_3) \times 100}{(M_2 - M_1)} \quad (3.16)$$

$$LOI_{950^\circ\text{C}} = \frac{(M_3 - M_4) \times 100}{(M_2 - M_1)} \quad (3.17)$$

3.2.2.6 生物硅测定方法

参照刘斌等^[21]的方法，具体步骤如下：（1）称取 120 mg 样品放入聚丙烯圆底离心管中，加入 10% H₂O₂ 去除有机质，再加入 1.0 mol/L HCl 溶液去除碳酸盐；（2）加入 20 ml 去离子水，6000 r/min 离心约 5 分钟，倒掉上清液，放在 50°C 烘箱中烘 12 h；（3）准确吸取 40.0 ml 的 0.5 mol/L Na₂CO₃ 溶液于管中，超声震荡后放在 85°C 振荡式水浴锅中恒温加热 7 小时，而后从锅内拿出冷却，并迅速在 6000 r/min 下离心约 5 分钟；（4）取 5 ml 上清液放入 100 ml 容量瓶，加入 7 ml 1 mol/L 的盐酸溶液，用蒸馏水稀释至 50 ml，摇匀，加入 5 ml 的 50 g/L 的钼酸铵溶液，摇匀，放置 30 分钟，加入 10 ml 的 2 g/L 抗坏血酸。摇匀放置冷却后用蒸馏水稀释至刻度，摇匀，放置 1.5~2 小时；（5）利用分光光度计进行测量。用 1 cm 比色皿，于分光光度计上波长 680 nm 处，以试剂空白（指添加试剂的蒸馏水）做参比溶液，测定吸光度。

3.2.2.7 主量和微量元素测定方法

沉积物干样研磨过 100 目筛后，称取 0.2000 ± 0.0010 g 样品于特氟龙烧杯中，经 HNO_3 -HF- HClO_4 三酸体系在电热板上完全消解后，经滤纸过滤，上机采用 ICP-OES 测定，测定项目包括 Cd、Cr、Cu、Zn、Ni、Pb。采用荷兰产帕纳科 X 荧光光谱仪（PNA XRF）测试样品常量元素，分析过程中采用标准物质进行精度对比，各元素的最大误差均小于 7%。

第四章 研究结果

4.1 沉积岩芯岩性特征

(1) 南湖后五点位处

我们在南湖后五点位处共采集了 3 根沉积岩芯柱, 编号分别为 HFS16-1-1 (岩芯长度 81 cm)、HFS16-1-2 (74 cm) 和 HFS18-2 (74 cm)。如图 2.1 所示, HFS16-1-1 和 HFS16-1-2 沉积岩芯柱采集于同一点位, HFS18-2 沉积岩芯柱点位与 HFS16-1-2 点位相距 280 m。

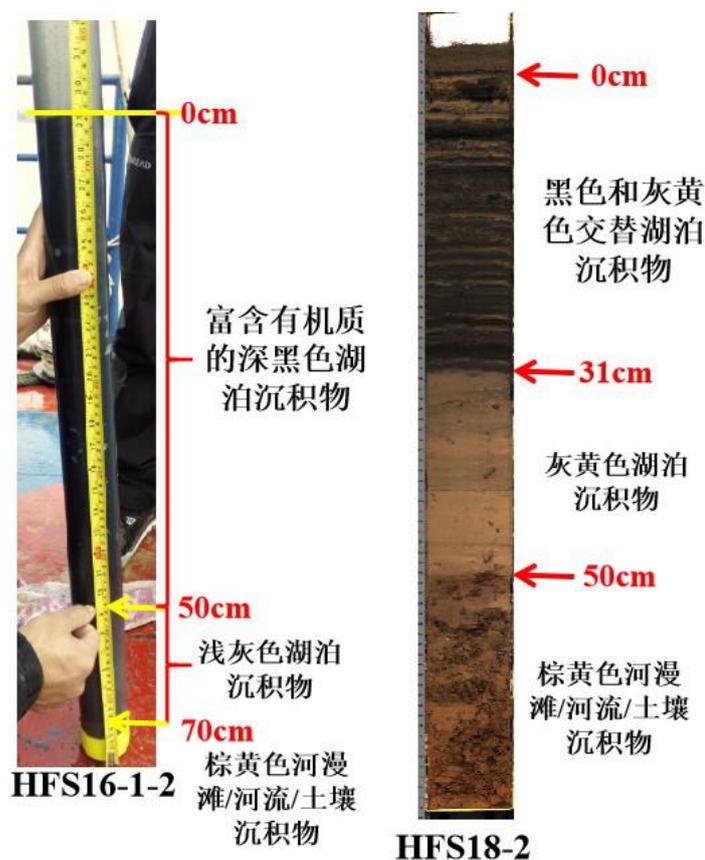


图 4.1 红枫湖后五沉积岩芯柱 (HFS16-1-2) 岩性照片

如图 4.1 所示, HFS16-1-2 沉积岩芯肉眼可见分成三层:

- ①建坝前棕黄色河漫滩/河流沉积物 (74~70 cm);
- ②蓄水后灰色湖泊沉积层 (70~50 cm);
- ③上部黑色富含有机质湖相沉积层 (50~0 cm)。

平行沉积岩芯柱 HFS16-1-1 表现出与 HFS16-1-2 岩芯柱一致的岩性。

如图 4.1 所示, HFS18-2 沉积岩芯柱岩性大致可分为以下三层:

- ①0~31 cm: 黑色湖泊沉积物, 夹杂着条带状黄色沉积物, 呈现纹层沉积特征;
- ②31~50 cm: 黄色湖泊沉积物;
- ③50~74 cm: 棕褐色河漫滩或土壤沉积物。

(2) 南湖湖心处

我们在南湖湖心处共采集了 3 根沉积岩芯柱, 编号分别为HFS16-2-1 (岩芯长度 85 cm)、HFS16-2-2 (74 cm)和HFS18-4 (98 cm)。如图 2.1 所示, HFS16-2-1和HFS16-2-2 沉积岩芯柱采集于同一点位, HFS18-4 沉积岩芯柱点位与HFS16-2-2 点位相距 600 m。

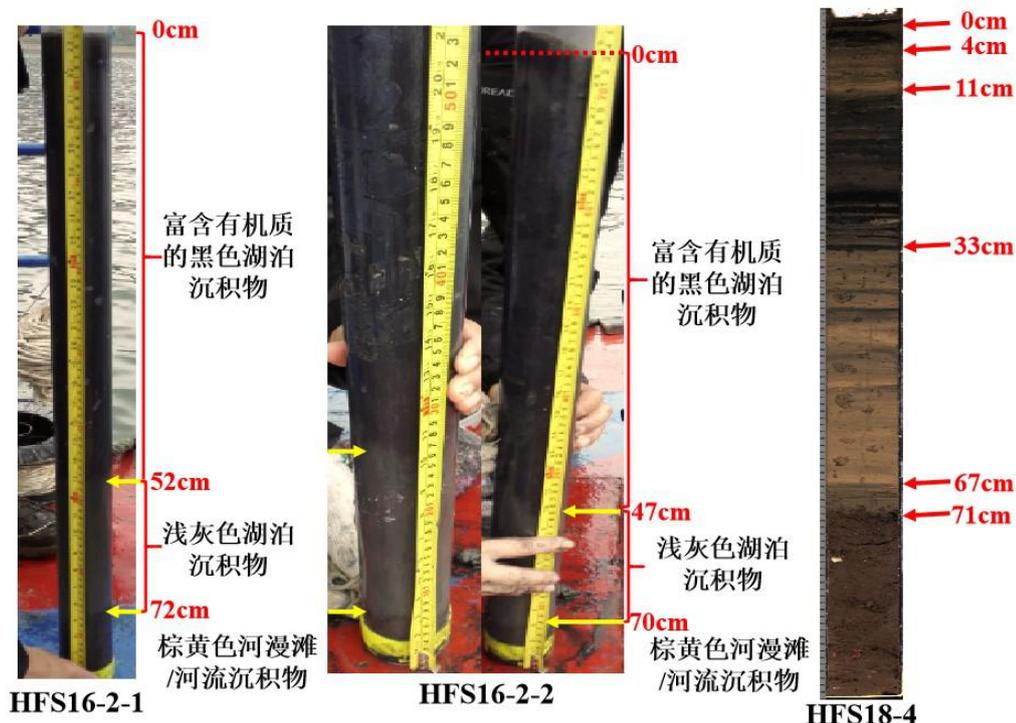


图 4.2 南湖湖心岩芯柱 (HFS16-2-1、HFS16-2-2、HFS18-4) 岩性照片

如图 4.2 所示, HFS16-2-2 沉积岩芯肉眼可见分成三层:

- ①黑色富含有机质湖相沉积层 (0~47 cm)。
- ②灰黄色湖泊沉积层 (47~70 cm) ;
- ③建坝前棕黄色河漫滩/河流沉积物 (70~74 cm) ;

平行沉积岩芯柱HFS16-2-1 表现出与HFS16-2-2 岩芯柱一致的岩性。

如图 4.2 所示, HFS18-4 沉积岩芯柱岩性大致可分为以下几层:

- ①0~4 cm: 黑色表层湖泊沉积物;

- ②4~11 cm: 黄色湖泊沉积物;
- ③11~33 cm: 黑色湖泊沉积物, 夹杂着条带状黄色沉积物;
- ④33~67 cm: 黄色湖泊沉积物;
- ⑤67~71 cm: 过渡阶段沉积物;
- ⑥71~98 cm: 棕褐色河漫滩或土壤沉积物。

(3) 南湖三岔河

我们在南湖三岔河点位处共采集了 2 根沉积岩芯柱, 编号分别为HFS16-3-1 (岩芯长度 75 cm) 和HFS18-8 (105 cm)。如图 2.1 所示, HFS16-3-1 沉积岩芯柱点位与HFS18-4 点位相距 390 m。

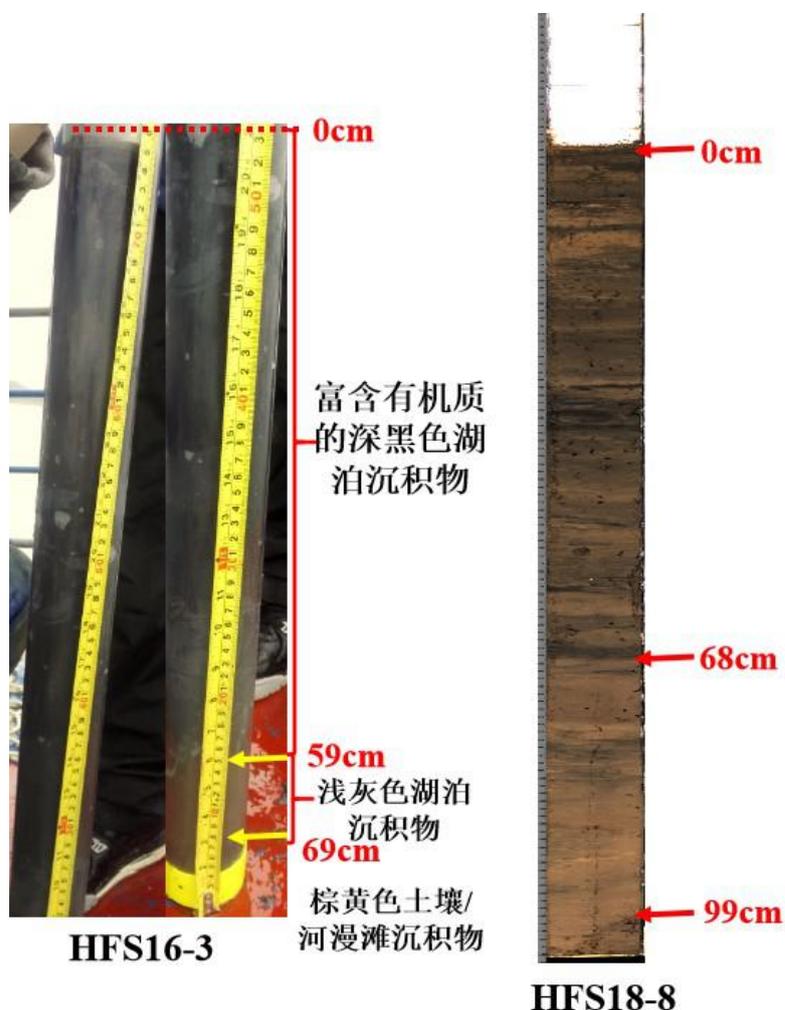


图 4.3 红枫湖三岔河沉积岩芯柱 (HFS16-3 和HFS18-8) 岩性照片

如图 4.3 所示, HFS16-3 沉积岩芯肉眼可见分成三层:

- ①黑色富含有机质湖相沉积层 (0~59 cm) ;

②灰黄色湖泊沉积层（59~69 cm）；

③棕黄色河漫滩/河流或土壤沉积物（69~75 cm）。

如图 4.3 所示，HFS18-8 沉积岩芯柱岩性大致可分为以下几层：

①0~68 cm：黑色湖泊沉积物，夹杂着条带状黄色沉积物；

②68~99 cm：黄色湖泊沉积物，夹杂着黑色沉积物；

③99~105 cm：棕褐色河漫滩或土壤沉积物。

（4）北湖大坝前

我们在红枫湖北湖大坝前点位处共采集了 2 根沉积岩芯柱，编号分别为 HFN16-1（岩芯长度 74 cm）和 HFN18-1（76 cm）。如图 2.1 所示，HFS16-1 沉积岩芯柱点位与 HFN18-1 点位几乎重合。

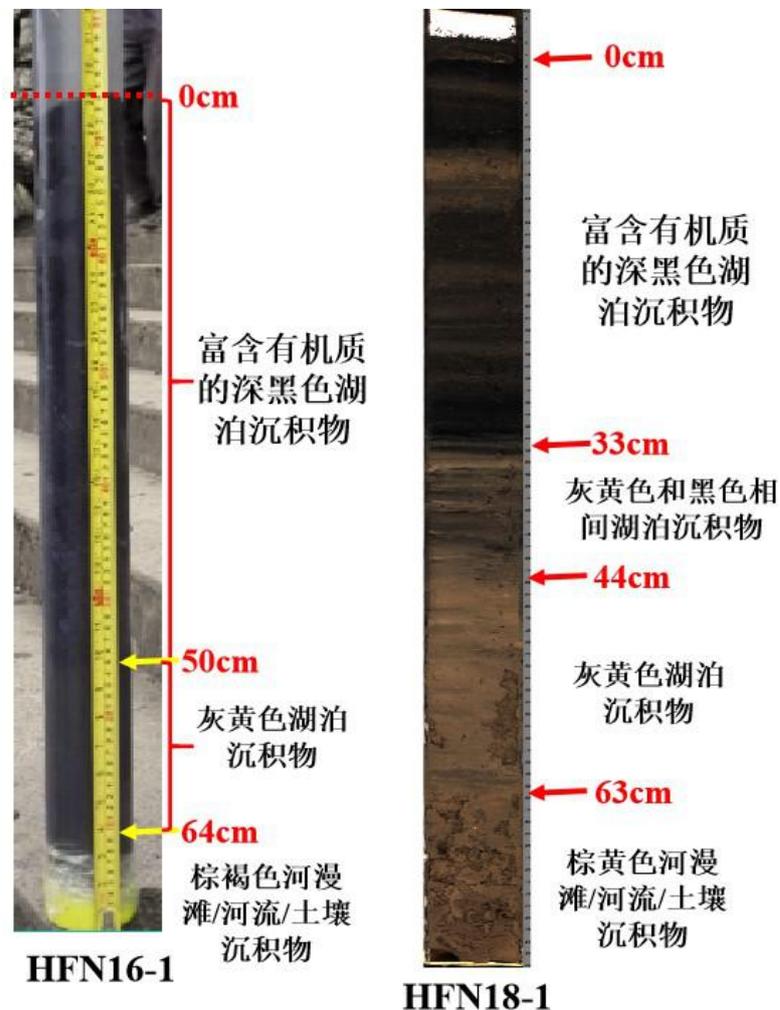


图 4.4 红枫湖北湖坝前点位（HFN16-1 和 HFN18-1）岩芯柱岩性照片

如图 4.4 所示，HFN16-1 沉积岩芯肉眼可见分成三层：

- ①黑色富含有机质湖相沉积层（0~50 cm）；
- ②灰黄色湖泊沉积层（50~64 cm）；
- ③棕黄色河漫滩/河流或土壤沉积物（64~74 cm）。

如图 4.4 所示，HFN18-1 沉积岩芯柱岩性大致可分为以下几层：

- ①0~33 cm：黑色湖泊沉积物，夹杂着条带状黄色沉积物；
- ②33~44 cm：灰黄色和黑色相间的湖泊沉积物；
- ③44~63 cm：灰黄色湖泊沉积物；
- ④63~76 cm：棕褐色河漫滩或土壤沉积物。

（5）南湖西郊取水口和后五网箱养鱼库湾

如图 2.1 所示，我们在红枫湖南湖西郊水厂取水口附近和后五库湾网箱养鱼区各采集了 1 根沉积岩芯柱，编号分别为HFS18-1（岩芯长度 79 cm）和HFS18-3（岩芯长度 101 cm）。

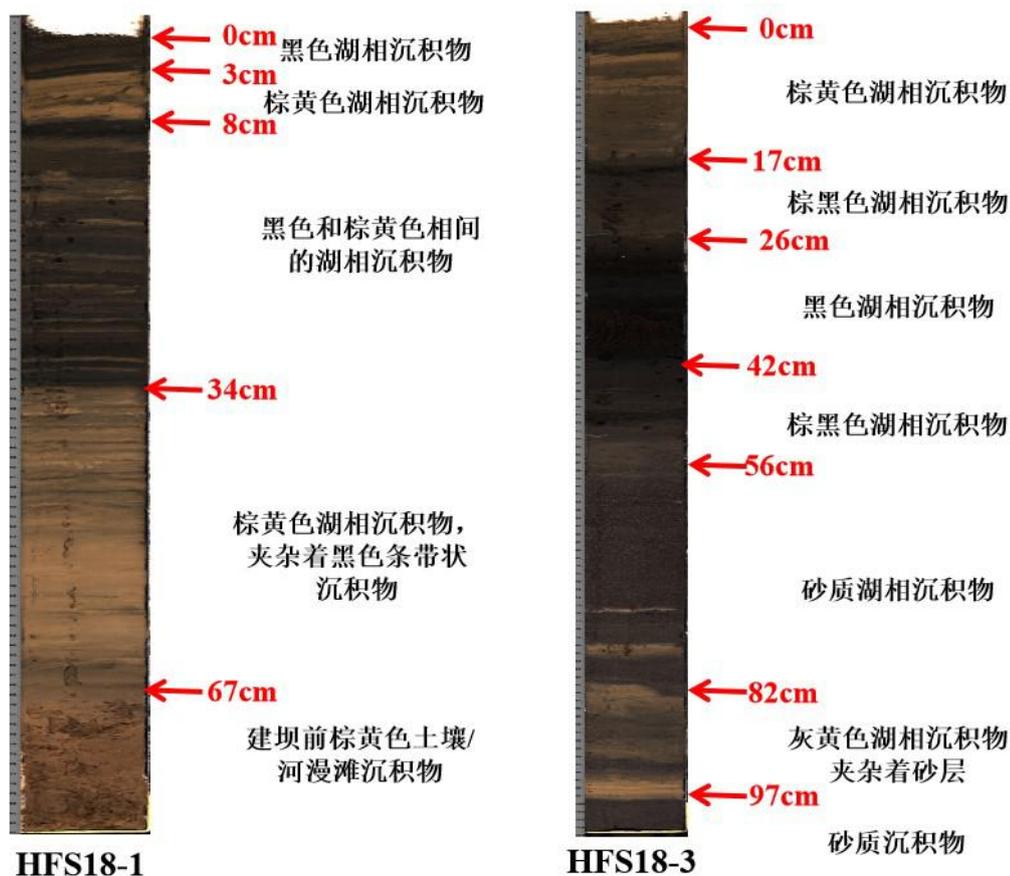


图 4.5 红枫湖南湖西郊水厂（HFS18-1）和后五库湾网箱养鱼区（HFS18-3）沉积岩芯柱岩性照片

如图 4.5 所示，HFS18-1 沉积岩芯柱岩性大致可分为以下几层：

- ①黑色湖相沉积层（0~3 cm）；
- ②棕黄色湖相沉积层（3~8 cm）；
- ③黑色和棕黄色相间的湖相沉积层（8~34 cm）；
- ④棕黄色湖相沉积层，中间夹杂着黑色沉积层（34~67 cm）；
- ⑤棕色河漫滩/河流或土壤沉积物（67~79 cm）。

如图 4.5 所示，HFS18-3 沉积岩芯柱岩性大致可分为以下几层：

- ①0~17 cm：棕黄色湖相沉积物；
- ②17~26 cm：灰黄色和黑色相间的湖泊沉积物；
- ③26~42 cm：黑色湖相沉积物；
- ④42~56 cm：棕黑色湖相沉积物；
- ⑤56~82 cm：砂质湖相沉积物；
- ⑥82~97 cm：灰黄色湖相沉积物，夹杂着砂层；
- ⑦97~101 cm：砂质沉积物。

4.2 沉积岩芯代用指标变化

(1) 红枫湖南湖湖心沉积岩芯指标

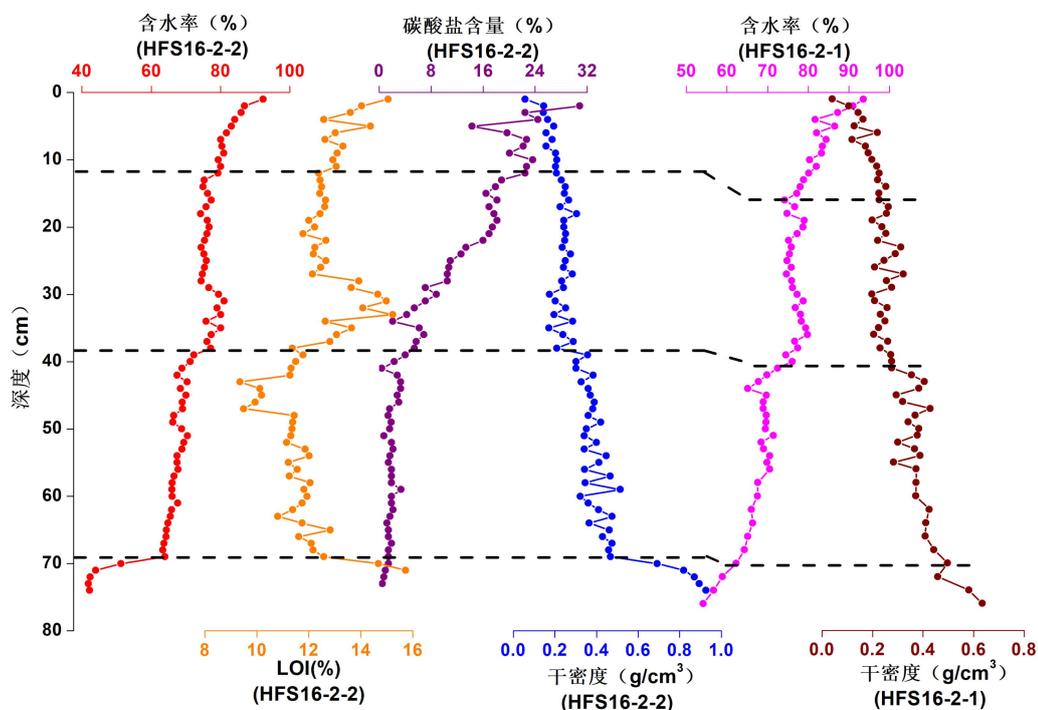


图 4.6 红枫湖南湖湖心HFS16-2-2 和HFS16-2-1 岩芯基本指标深度序列

HFS16-2-2 沉积岩芯柱位于南湖湖心，从其指标含水量、干密度、碳酸盐含量、烧失量表征的有机质含量来看（如图 4.6），主要可以分为以下几个阶段：

- ①0~11 cm为沉积岩芯表层疏松层，黑色富含有机质；
- ②12~38 cm为沉积岩芯稳定阶段，黑色富含有机质，其中，29~38 cm段沉积物含水量偏高，干密度偏低，有机质含量偏高；
- ③39~70 cm为灰黄色湖相沉积物，碳酸盐含量较低；其中，39~42 cm为过渡阶段，为黑色富含有机质层向灰黄色沉积物过渡；69~70 cm为蓄水初始阶段，建库之前棕黄色土壤/河漫滩沉积物向建库之后灰黄色湖相沉积物过渡阶段；
- ④70~74 cm为棕黄色土壤/河漫滩沉积物，含水率低，干密度高，有机质含量高。

如图 4.6 所示，平行沉积岩芯柱HFS16-2-1 表现出一一致的岩性变化趋势。

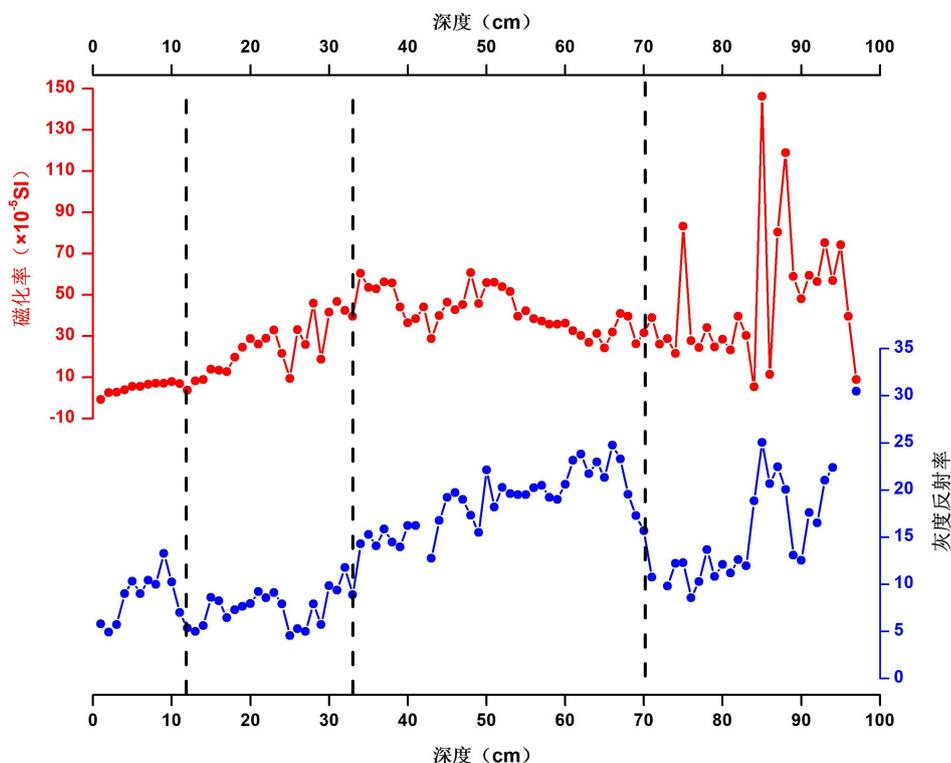


图 4.7 红枫湖南湖湖心HFS18-4 沉积岩芯磁化率和灰度指标深度序列

沉积物灰度值是沉积物物理性质的表现，可以反映沉积物物质组成和矿物学信息，目前，沉积物灰度指标已经广泛地应用在黄土、泥炭、石笋、以及海洋沉积物中。HFS18-4 沉积岩芯柱从其指标磁化率和灰度来看（如图 4.7），主要可以分为以下几个阶段：

- ①0~11 cm为沉积岩芯表层疏松层，磁化率值处于沉积岩芯的最低值阶段；

- ②11~33 cm阶段磁化率值逐渐增加，灰度值处于岩芯的最低值阶段；
- ③33~70 cm阶段沉积物磁化率处于高值阶段，灰度值呈现高值；
- ④70~98 cm为棕黄色土壤/河漫滩沉积物，磁化率较前一阶段偏低，灰度值偏低。

(2) 红枫湖北湖坝前沉积岩芯指标

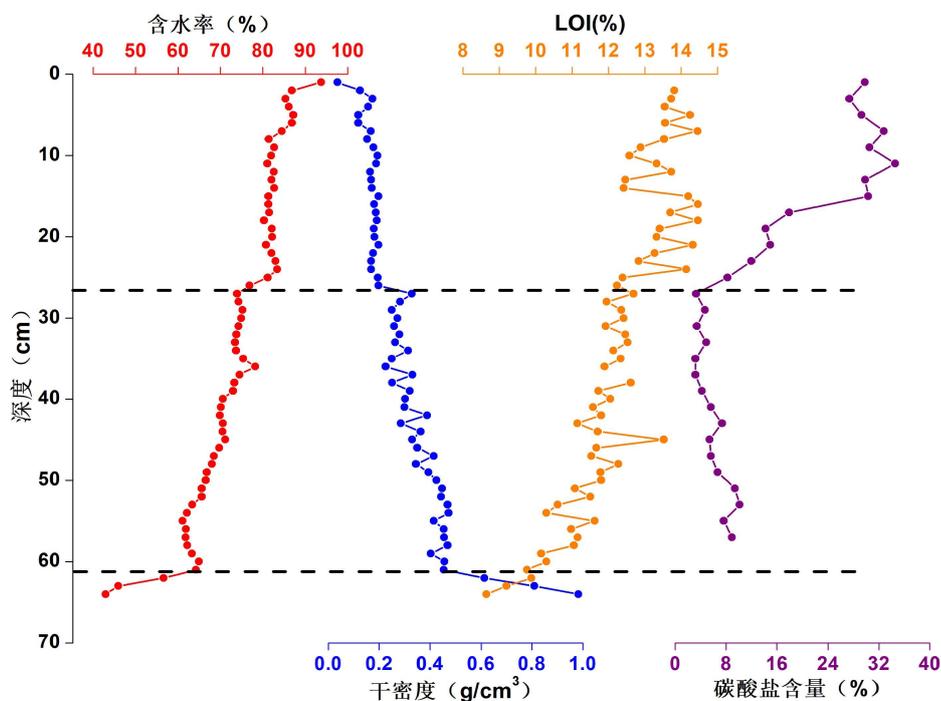


图 4.8 红枫湖北湖坝前水体HFN16-1 沉积岩芯基本指标深度序列

HFN16-1 沉积岩芯柱位于北湖大坝前，从其指标含水量、干密度、碳酸盐含量、烧失量表征的有机质含量来看（如图 4.8），主要可以分为以下几个阶段：

- ①0~8 cm为沉积岩芯表层疏松层，黑色富含有机质；
- ②8~24 cm为沉积岩芯稳定阶段，黑色富含有机质；
- ③24~61 cm为灰黄色湖相沉积物，碳酸盐含量较低；其中，24~27 cm为过渡阶段，为黑色富含有机质层向灰黄色沉积物过渡；
- ④61~64 cm为棕黄色土壤/河漫滩沉积物，含水率低，干密度高，有机质含量低。

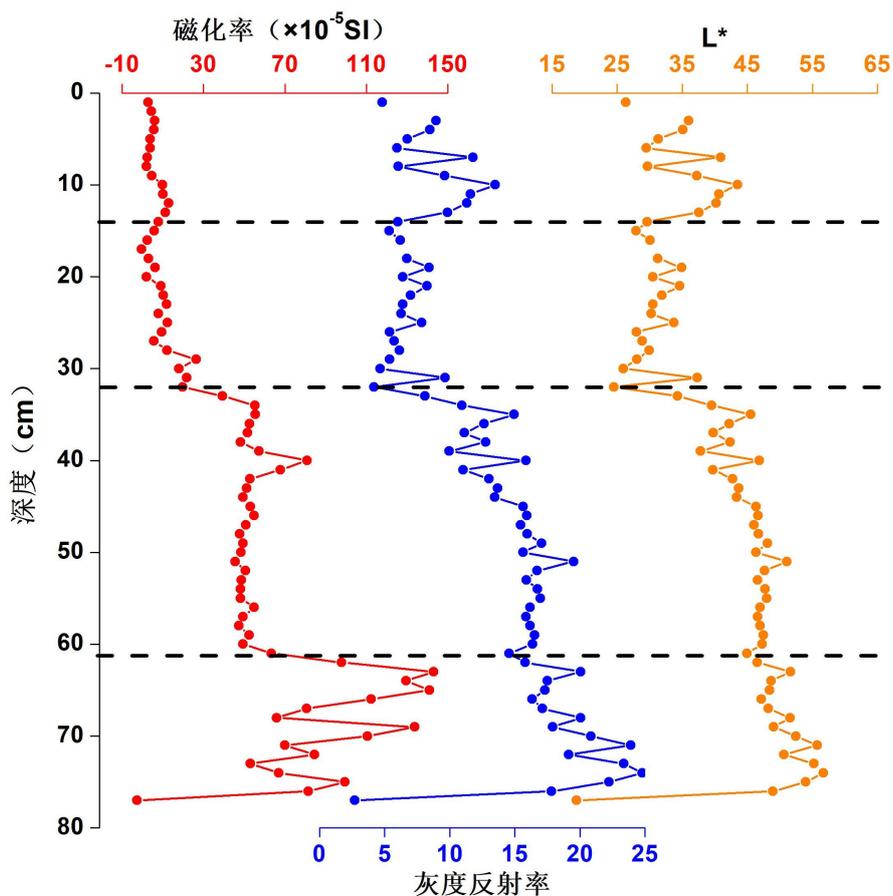


图 4.9 红枫湖北湖坝前HFN18-1 沉积岩芯磁化率和灰度指标深度序列

HFN18-1 沉积岩芯柱从其指标磁化率和灰度来看,主要可以分为以下几个阶段:

- ①0~14 cm为沉积岩芯表层疏松层,磁化率值处于沉积岩芯的低值阶段,灰度值处于岩芯的高值阶段;
- ②14~32 cm阶段磁化率值逐渐增加,灰度值处于岩芯的最低值阶段;
- ③32~61 cm阶段沉积物磁化率处于高值阶段,灰度值呈现高值;
- ④61~77 cm为棕黄色土壤/河漫滩沉积物,磁化率较前一阶段偏高,变化频率高,灰度值偏高。

4.3 沉积岩芯 ^{210}Pb 和 ^{137}Cs 年代学序列

4.3.1 红枫湖南湖湖心 HFS16-2-2 沉积岩芯 ^{210}Pb 和 ^{137}Cs 年代学序列

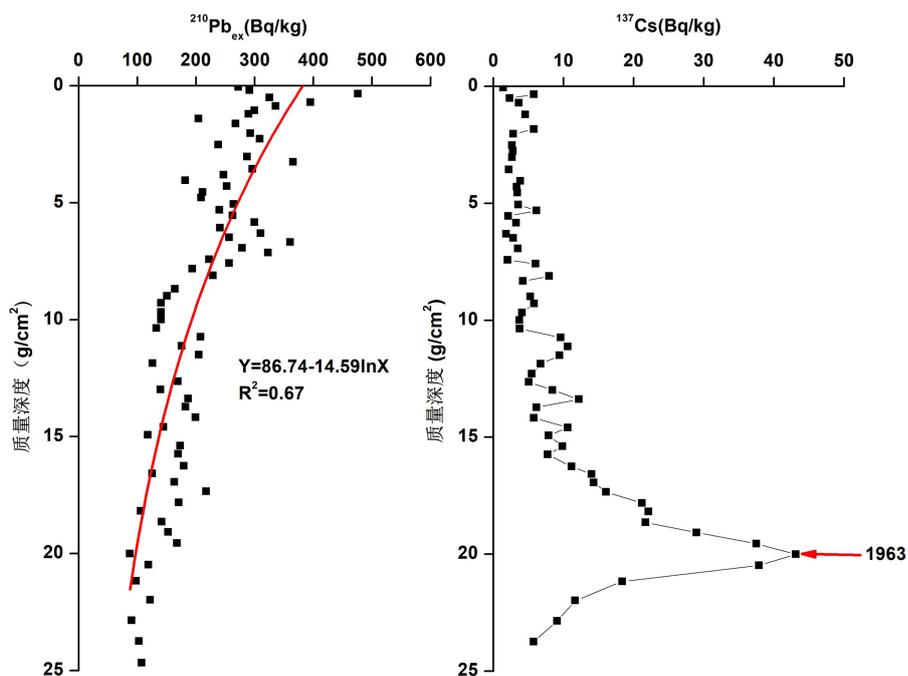


图 4.10 红枫湖南湖湖心HFS16-2-2 岩芯 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 和 ^{137}Cs 比活度序列

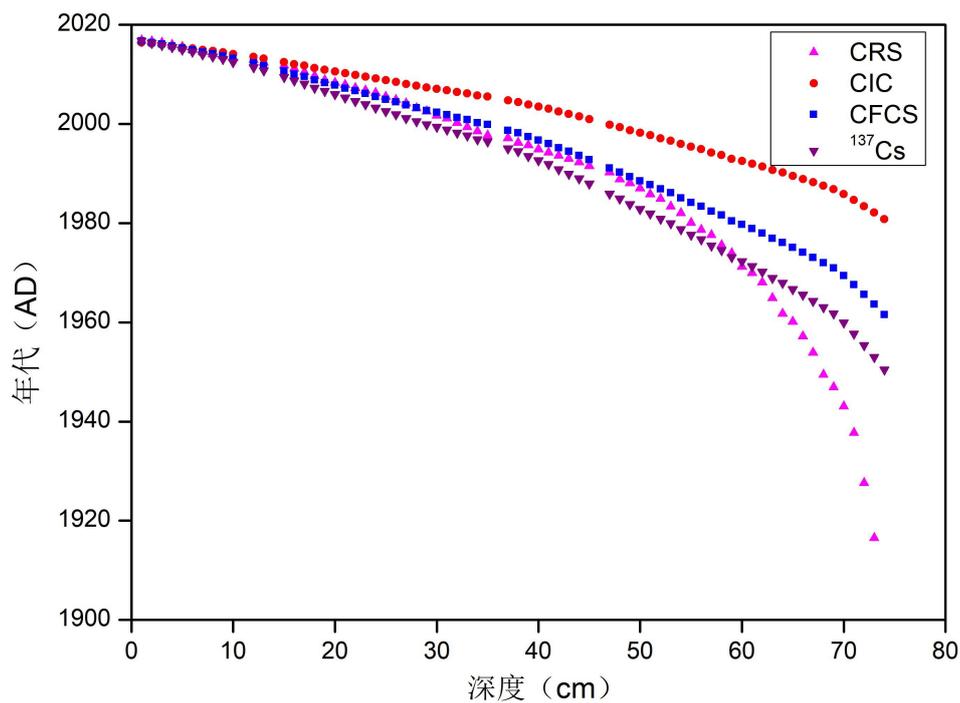


图 4.11 红枫湖沉积岩芯HFS16-2-2 的基于 4 种定年模式的年代学序列

从HFS16-2-2 沉积岩芯岩性观察来看，70 cm处大致为建坝事件层（棕黄色河漫滩/土壤沉积物向灰黄色湖泊沉积物过渡的沉积层）。如图 4.2 所示，与

HFS16-2-2 沉积岩芯柱相距较近的沉积柱HFS18-4 的扫描岩芯照片清晰地展示了这种岩性变化。由此, 我们认为 70 cm沉积层的沉积年代为建坝蓄水的年代, 为 1960 年。

如图 4.10 所示, 红枫湖南湖湖心沉积岩芯HFS16-2-2 的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 呈现出一定的指数衰减模式 ($R^2=0.67$)。如图 4.11 所示, 我们给出了基于 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 比活度变化的三种模式 (CFCS、CIC和CRS) 给出的沉积岩芯年代, 这三种模式给出的年代具有一定差异, 特别是与 1960 年事件沉积层差异较大。

如图 4.10 所示, 沉积岩芯 ^{137}Cs 比活度序列呈现出经典的大气 ^{137}Cs 沉降特征, 质量深度 20.005 g/cm^2 (几何深度 68 cm处) 处出现 ^{137}Cs 的峰值, 比活度为 43.13 Bq/kg 。我们可以视南湖为一吞吐性湖泊, 由于南湖湖心距离大坝和河口较远, 水动力条件较为稳定, 一定程度上可以避免因大坝下泄和河流冲击产生的影响, 因此, 我们假定建坝以来红枫湖南湖湖心沉积物质量沉积速率稳定。利用 1963 年 ^{137}Cs 峰值沉积层和采样沉积层 (2016 年), 采用线性内插方法, 给出了红枫湖沉积岩芯HFS16-2-2 的 ^{137}Cs 年代学序列, 1963~2016 年沉积物质量堆积速率为 $0.37 \text{ g/(cm}^2\cdot\text{a)}$, 平均几何沉积速率为 1.26 cm/a 。利用此年代序列推出 70 cm沉积层年代为 1960 年, 与建坝事件沉积层 (1960 年) 一致, 更加验证了 ^{137}Cs 年代学模型的可靠。万国江等^[42]对红枫湖沉积岩芯进行了最早的研究, 于 1988 年在红枫湖大坝前采集了一根沉积岩芯柱HF8801, 进行了 ^{210}Pb 和 ^{137}Cs 测定, 采样时间为 1988 年 3 月 25 日, 沉积岩芯柱的覆水深度为 30 m, 建立了初步的沉积岩芯年代学模型, 获得了红枫湖坝前水体沉积物沉积速率, 从沉积岩芯柱 (HF8801) ^{137}Cs 结果中可以发现 1963 年 ^{137}Cs 峰值 81 Bq/kg , 1975 年峰值 64 Bq/kg , 1963~1988 年的平均几何沉积速率为 0.67 cm/a 。

4.3.2 红枫湖北湖坝前和南湖后五沉积岩芯 ^{137}Cs 年代学序列

如图 4.12 所示, 南湖后五沉积岩芯 HFS16-1-2 的 ^{137}Cs 比活度序列同样呈现出经典的大气 ^{137}Cs 沉降特征, 质量深度 17.902 g/cm^2 (几何深度 67 cm 处) 处出现 ^{137}Cs 的峰值, 比活度为 37.14 Bq/kg 。利用 1963 年 ^{137}Cs 峰值沉积层和采样沉积层 (2016 年), 采用线性内插方法, 给出了红枫湖南湖后五沉积岩芯 HFS16-1-2 的 ^{137}Cs 年代学序列, 1963~2016 年沉积物质量堆积速率为 $0.33 \text{ g/(cm}^2\cdot\text{a)}$, 平均几何沉积速率为 1.21 cm/a 。利用此年代序列推出 69 cm 沉积层年代为 1960 年,

与建坝事件沉积层（1960年）基本一致。红枫湖北湖坝前沉积岩芯 HFN16-1 也呈现出一致的 ^{137}Cs 变化特征，由此给出了北湖坝前水体 1963~2016 年沉积物质量堆积速率为 $0.29 \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$ ，平均几何沉积速率为 $1.10 \text{ cm}/\text{a}$ 。

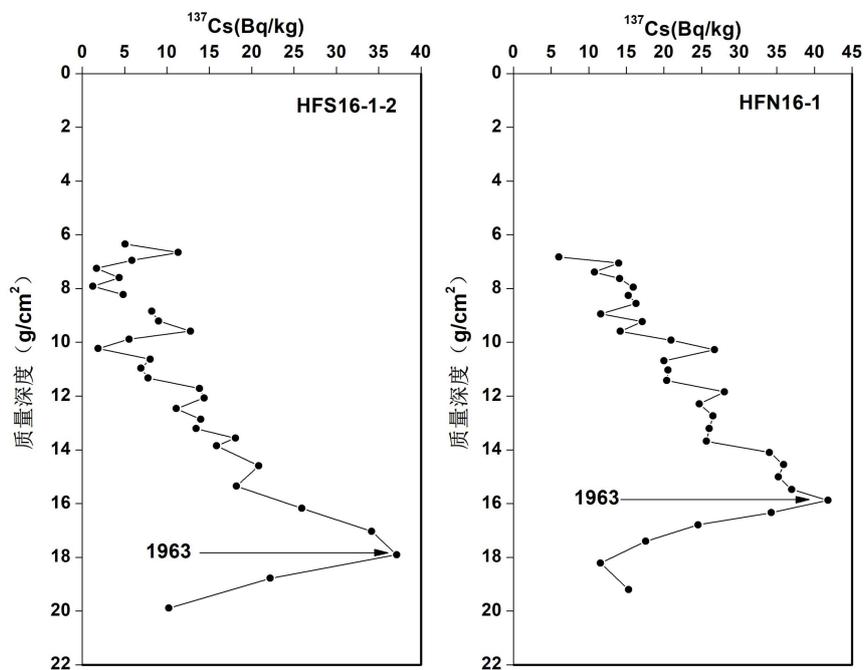


图 4.12 红枫湖南湖后五和北湖坝前沉积岩芯 ^{137}Cs 比活度序列

4.4 小结

综合了红枫湖不同湖区沉积岩芯岩性、代用指标以及 ^{137}Cs 年代序列，我们认为红枫湖南湖湖心沉积岩芯 HFS16-2-2 具有一定的代表性，可以表征南湖水环境变化和流域人类活动。这主要是基于南湖湖心沉积岩芯具有连续沉积记录，分辨率高，加上南湖湖心距离河口和大坝较远，受到河流和大坝下泄的影响相对较小；另外，红枫湖南湖在一定程度上可近似为一吞吐性湖泊。因此，后面论文分析中，我们主要选择南湖湖心沉积岩芯进行重点分析，包括综合年代模型的建立，并在此基础上，利用营养代用指标，重建红枫湖建坝以来富营养化历史，探讨沉积动力变化，结合流域人为活动和气象资料，查明其驱动因素。

第五章 红枫湖沉积年表记录的沉积动力学变化及其驱动因素

5.1 基于降水侵蚀力、粒度和 ^{137}Cs 年表的沉积岩芯综合年代学模型

许多研究表明,降水是控制土壤侵蚀、泥沙传输和水库淤积的主要气候因素[33,68,69]。强降水通常具有高的土壤侵蚀力,能够产生洪水,具有高的土壤侵蚀速率和沉积物传输速率[69~71]。这些强降水事件能够造成湖泊、洪泛平原、或水库沉积剖面中出现厚的粗颗粒层[68,72,73]。一个厚和/或粗颗粒地层,通常与气象数据中的暴雨事件相关,因而可作为年代标志层[72,73]。

为了验证并校正基于 ^{137}Cs 年代模型的可靠性,我们引入了降水侵蚀力这一参数。降雨侵蚀力是反映气候因素—降水对土壤侵蚀的潜在作用能力。降水是引起土壤侵蚀的主要动力因素,雨滴飞溅和分离土壤颗粒,以及地表径流冲刷和传输导致土壤流失。准确评估计算由降雨引起土壤侵蚀的潜在能力,即降雨侵蚀力,对预测土壤流失,优化水土保持等具有重要意义。

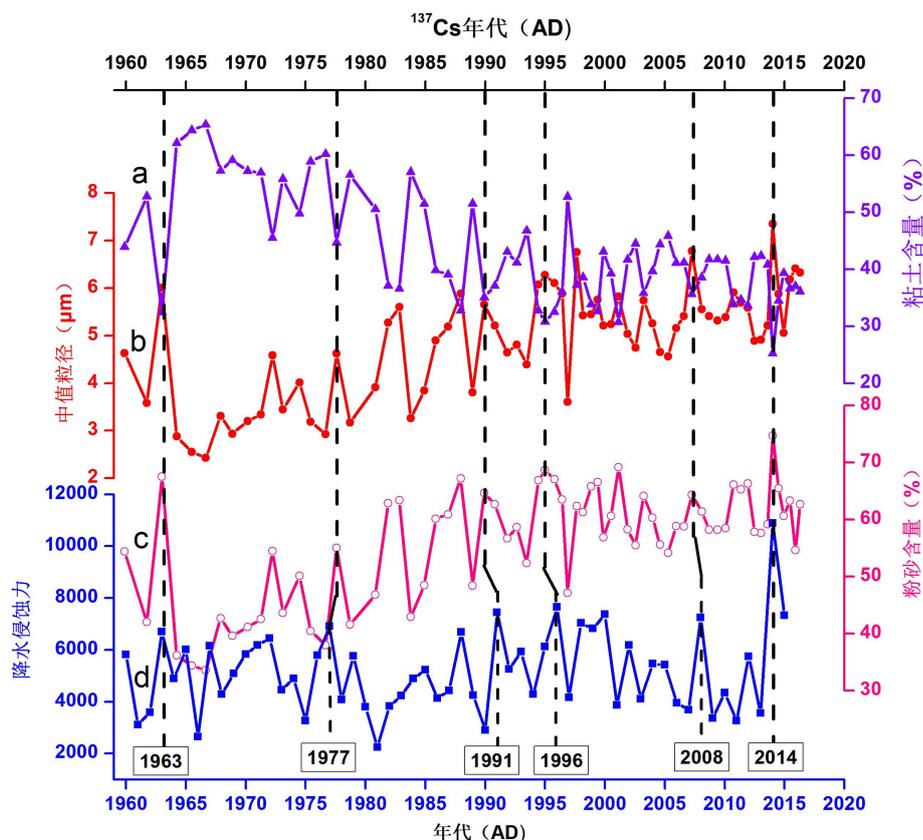


图 5.1 基于 ^{137}Cs 年表的 HFS16-2-2 岩芯粒度指标与降水侵蚀力对比图

降水侵蚀力能够表征降雨对土壤侵蚀和沉积物传输的能力。利用降水侵蚀力

指数^[33]，结合沉积物粒度指标的方法，对¹³⁷Cs年表进行了验证和校正。如图 5.1 所示，沉积物粉砂含量、中值粒径、粘土含量序列与降水侵蚀力在年际尺度上呈现非常好的一致性。从图中可以看到，降水侵蚀力的峰值正好对应于沉积物粉砂含量、中值粒径的峰值，以及粘土含量的谷值；反之，降水侵蚀力的谷值对应于粉砂含量、中值粒径的谷值，以及粘土含量的峰值。通过对平坝区和清镇市历史文献资料（平坝县志和清镇县志）的研究，发现 1960~2016 年共出现 6 次大洪水（特大洪水）事件，包括 1963 年、1977 年、1991 年、1996 年、2008 年、2014 年，而这些事件正好在沉积岩芯中得到了良好记录。这进一步支持了我们的观点，即强降水时段，降雨对土壤的侵蚀能力加强，泥沙传输能力加强，造成沉积物粒径变大，沉积层位变厚。

综合以上分析，我们利用 21.162 g/cm²（70 cm）建坝事件沉积层（1960 年），20.005 g/cm²（68 cm）处¹³⁷Cs峰值和第一次洪水事件沉积层（1963 年），14.582 g/cm²（55 cm）第二次洪水事件沉积层（1977 年）、10.002 g/cm²（43 cm）第三次洪水事件沉积层（1991 年）、8.117 g/cm²（37 cm）第四次洪水事件沉积层（1996 年）、3.562 g/cm²（18 cm）第五次洪水事件沉积层（2008 年）和 1.054 g/cm²（7 cm）第六次特大洪水事件沉积层（2014 年），以及采样时间（2016 年），综合构建了红枫湖南湖湖心沉积岩芯 HFS16-2-2 的年代学模型。

如表 5.1 和图 5.2 所示，基于上述构建的综合年代学模型，我们获得了 HFS16-2-2 沉积岩芯的沉积速率变化历史，1960~2016 年时段平均沉积速率为 1.21 cm/a，1960~1963 年时段平均沉积速率为 0.67 cm/a，1963~1977 年时段平均沉积速率为 0.93 cm/a，1977~1991 年时段平均沉积速率为 0.86 cm/a，1991~1996 年平均沉积速率为 1.20 cm/a，1996~2008 年平均沉积速率为 1.58 cm/a，2008~2014 年时段平均沉积速率为 1.83 cm/a，2014~2016 年平均沉积速率为 2.46 cm/a。

表 5.1 红枫湖南湖湖心HFS16-2-2 岩芯柱平均沉积速率变化历史

深度 (cm)	质量深度 (g/cm ²)	年代 (AD)	降水侵蚀力 (MJ·mm·hm ⁻² ·h ⁻¹ ·a ⁻¹)	时段 (AD)	平均沉积速率 (cm/a)
0	0	2016			
7	1.054	2014	10892	2016~2014	2.46
18	3.562	2008	7251	2014~2008	1.83
37	8.117	1996	7657	2008~1996	1.58
43	10.002	1991	7442	1996~1991	1.20
55	14.582	1977	6912	1991~1977	0.86
68	20.005	1963	6699	1977~1963	0.93
70	21.162	1960	5810	1963~1960	0.67
平均沉积速率 (cm/a)				1960~2016	1.21

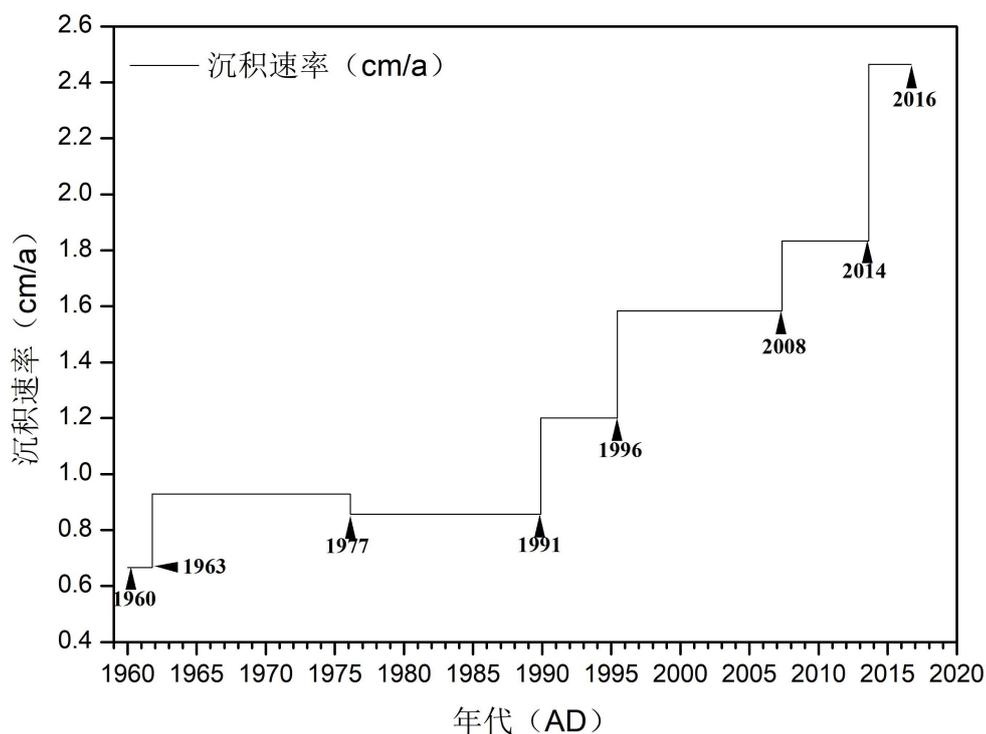


图 5.2 红枫湖南湖湖心HFS16-2-2 沉积岩芯柱沉积速率变化历史

5.2 红枫湖沉积速率变化的驱动因素

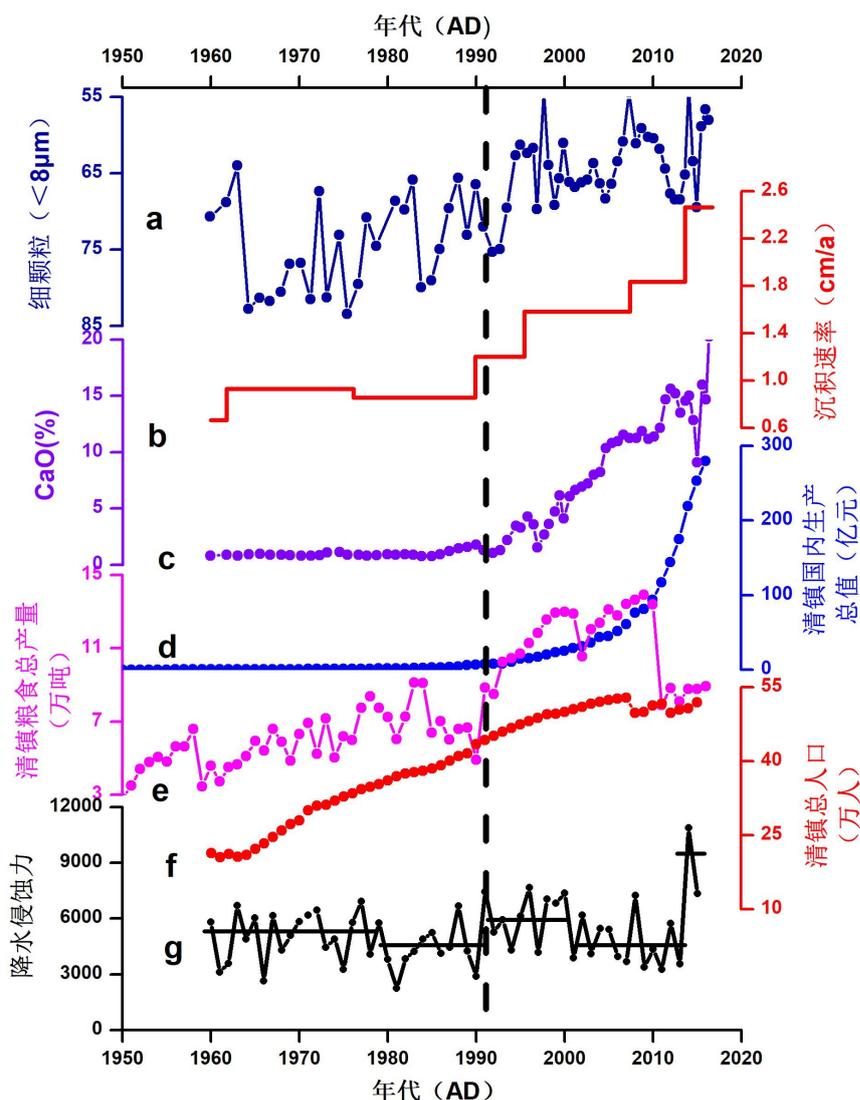


图 5.3 红枫湖 HFS16-2-2 沉积速率和降水侵蚀力、社会经济参数对比图

1960~2016 年时段红枫湖南湖湖心平均沉积速率为 1.21 cm/a, 如图 5.3 所示, 通过将沉积速率变化序列和流域气候因素—降水侵蚀力指数, 以及流域社会经济参数对比分析, 可以明确地看出红枫湖沉积作用主要分为 2 个阶段:

(1) 1960~1990 年:

此时段沉积物沉积速率远低于平均值, 其中, 1960~1963 年时段平均沉积速率为 0.67 cm/a, 1963~1977 年时段平均沉积速率为 0.93 cm/a, 1977~1990 年时段平均沉积速率为 0.86 cm/a。此阶段粒度整体偏细。通过对比分析, 我们认为此阶段沉积作用主要受气候因素的影响。1960~1977 年时段降水侵蚀力数值整体上较 1977~1990 年偏高, 对应的沉积速率也呈现一致的变化趋势, 即 1963~1977

年时段沉积速率高于 1977~1990 年时段。

(2) 1991~2016 年:

此阶段红枫湖南湖湖心沉积速率呈现逐渐增加的趋势,且整体上高于岩芯沉积速率平均值,其中,1991~1996 年平均沉积速率为 1.20 cm/a,1996~2008 年平均沉积速率为 1.58 cm/a,2008~2014 年时段平均沉积速率为 1.83 cm/a,2014~2016 年平均沉积速率为 2.46 cm/a。此阶段,沉积岩芯粒度指标—细颗粒含量较前一阶段整体偏低。沉积速率逐渐增加的趋势,在沉积物 Ca 元素序列中也得到了体现。流域粮食产量较前一阶段明显增加,表明农业生产活动得到显著加强,同时流域国内生产总值显著增加,而此阶段降水侵蚀力数值并没有显著高于前一阶段。这在一定程度上反映了 1991 年以来,流域人类工农业生产活动加强,土地利用方式发生改变,使得流域土壤侵蚀显著加强,沉积物沉积速率明显增加,表明了此阶段人为因素对沉积速率变化起着重要作用。但同时我们也不能忽略气候因素的作用,如图 5.3 所示,我们明显地看到 2014~2016 年沉积速率处于最高值,正好对应于降水侵蚀力的最高值,表明降水因素起着重要作用;还看到 1991~2000 年时段降水侵蚀力处于相对高值阶段,要高于前一阶段,表明降水可能起着一定的作用。2001~2013 年时段降水侵蚀力处于明显相对低值阶段,对应的沉积速率却在增加,这反映了人为因素在控制沉积物沉积方面发挥着重要作用。

5.3 小结

利用沉积岩芯 ^{137}Cs 年表,结合流域降水侵蚀力指数和粒度指标,并开展流域历史文献记录对比分析,我们获得了准确的红枫湖南湖湖心沉积岩芯的综合年代学模型,了解了沉积速率变化历史,结合流域主要社会经济参数和降水侵蚀力指数对比分析,结果表明,红枫湖南湖湖心沉积作用主要分为 2 个时段:1991 年之前,红枫湖南湖沉积作用主要受气候因素—降水的影响,其中,1977~1990 年沉积速率响应于降水变化,要低于 1963~1977 年时段;1991 年之后,红枫湖南湖沉积作用主要受到人类活动的影响,如流域工农业生产活动显著加强,土地利用方式发生改变,同时,气候因素也起着一定作用。

总而言之,红枫湖南湖湖心沉积物准确地记录到流域 6 次洪水事件,沉积物粒度指标在年际尺度上能够反映降水强弱变化;同时,沉积物记录表明了 1991

年之前南湖湖心沉积作用主要受气候因素的影响；1991年之后沉积作用主要受到人类活动的作用，还受到降水因素的影响。

第六章 红枫湖水库沉积记录的建坝以来富营养化历史

6.1 代用指标的指示意义

湖泊沉积物 TOC、TN 含量常用来反演湖泊初级生产力变化,进而推断湖泊营养状态变化,沉积物 TOC/TN 比值常用来辨别沉积物有机质来源^[17~19]。主要机理是,陆生维管束植物通常富含纤维素,贫乏蛋白质,即富集碳,氮贫乏,其 TOC/TN 比值通常 >20 ;而湖泊内生浮游藻类通常富含蛋白质,缺乏纤维素,其 C/N 比值通常位于 4~10。因此,常用沉积物 C/N 比值辨别有机质来源。

沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 能够用来指示有机质来源和湖泊初级生产力^[74,75]。陆地 C_3 植物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值为-22~-33‰,平均值为-27‰;陆源 C_4 植物因其光合作用碳同化途径方式不同,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 明显高于陆地 C_3 植物, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值为-19‰~-9‰,平均值为-14‰;浮游植物通常利用与大气 CO_2 相平衡的水体溶解 CO_2 (约为-7‰) 作为碳源,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值类似于陆地 C_3 植物。通常来说,湖泊初级生产力和沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 之间存在着正相关关系,这种关系的机理是浮游藻类通过光合作用优先吸收 ^{12}C ,造成上层水体剩余 DIC 储库相对富集 ^{13}C ,随着生产力的增加,新产生的藻类 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 增加,最终造成沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 增加。

湖泊沉积物氮同位素常常用来反映有机质来源、DIN 的输入、以及湖泊氮循环过程中的生物地球化学过程引起的同位素分馏等^[60~62,76]。通常湖泊非固氮藻类 $\delta^{15}\text{N}$ 约为+8‰,固氮蓝藻通常利用大气氮气直接合成有机质,其 $\delta^{15}\text{N}$ 约为 0‰,陆生植物 $\delta^{15}\text{N}$ 约为+1‰(由于陆地植物通常直接利用大气氮气,其有机质氮同位素值较小)。矿化作用优先矿化 ^{14}N 使得剩余有机质 $\delta^{15}\text{N}$ 偏正,通常矿化作用引起的同位素分馏较小,硝化、反硝化作用引起水体无机氮同位素发生显著变化,通常使得剩余 NO_3^- 富集 ^{15}N 。湖泊无机氮的输入会引起藻类吸收的无机氮库发生变化。湖泊生产力对浮游藻类有机质氮同位素的影响,类似于碳同位素。

沉积物生物硅含量常用来推断湖泊初级生产力变化^[20,21]。生物硅主要来源于硅藻等硅质生物,湖泊/水库硅质生物主要由硅藻组成,因此,通常通过测定沉积物生物硅含量,来重建湖泊初级生产力变化及其相关的营养盐输入多寡。

6.2 红枫湖沉积物记录的营养状态变化历史

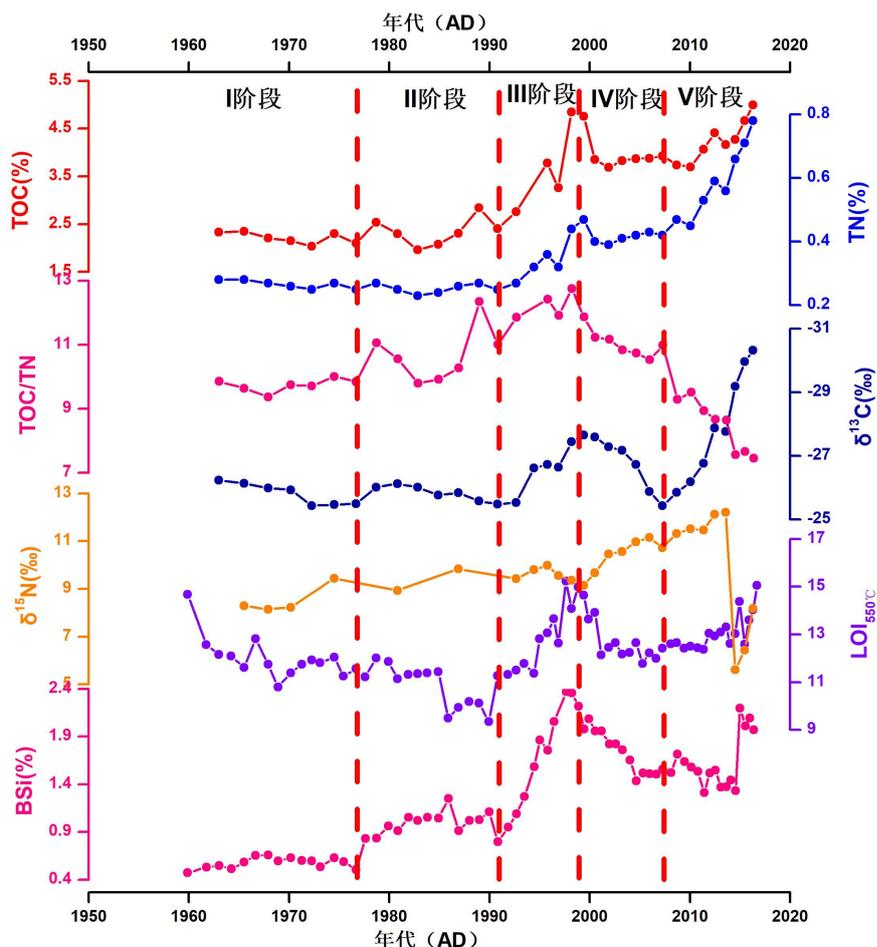


图 6.1 红枫湖南湖湖心 HFS16-2-2 沉积岩芯有机代用指标时间序列

通过对红枫湖沉积岩芯 HFS16-2-2 地球化学指标（如图 6.1）进行综合分析，结合历史文献记录和已有的水质监测数据（如表 6.1），我们重建了红枫湖建坝以来初级生产力和营养状态变化历史，主要分为以下几个阶段：

（1）1960 年~1976 年：湖泊初级生产力较低，处于贫-中营养状态。

此阶段沉积物 TOC、TN、BSi 含量均处于最低值，指示了湖泊初级生产力较低，营养水平较低，可能为贫-中营养水体。TOC/TN 平均值为 9.7，均 < 10，表明沉积物有机质主要来源为浮游藻类； $\delta^{13}C_{org}$ 处于最高值阶段，平均值为 -25.8‰，范围为 -26.2‰~-25.4‰，更加指示了有机质来源为浮游藻类，且此时初级生产力较低；沉积物总氮 $\delta^{15}N$ 处于较低水平，平均值 8.03‰，浮游藻类 $\delta^{15}N$ 通常为 +8‰，同样也支持了有机质来源为浮游藻类。综合这些指标共同表明，此

表 6.1 建坝以来红枫湖水环境变化和流域人类活动历史

	水质参数（TN、TP、浮游植物）及水质恶化事件（水华、黑水）	人类活动（建厂，网箱养鱼、保护和治理措施等）
1960~1976 年		1960 年红枫湖水库建成投入使用
1976~1991 年	1980~1990 年红枫湖浮游藻类处于稀少平稳期，藻类数量少且相对稳定； 1988~1991 年，红枫湖处于中营养状态。	20 世纪 70 年代，红枫湖流域很多化工、机械、煤矿等企业建成投产，包括贵州化肥厂、贵州铁合金厂、贵州有机化工厂、清镇发电厂等。
1991~1999 年	1995~1998 年红枫湖浮游藻类处于增殖高峰期； 1996 年红枫湖综合营养状态指数为 60.2，属中度富营养化水体； 1994 年 9 月，红枫湖大面积水体变色，出现网箱死鱼； 1995 年 9 月，红枫湖出现“黑水”事件； 1996 年 6 月，红枫湖出现大面积蓝、绿藻水华； 1997 年 3~4 月，南湖两岔洞及其以北出现水华，9 月湖水变黑； 1998 年 3~4 月上旬，出现“水华”事件； 1999 年 6 月，湖水突然变色，出现“水华”，网箱死鱼	网箱养鱼 1996 年“两湖条例”颁布实施，治理力度逐年加大；1997 年政府对红枫湖进行综合治理；1999 年实施以消减氮、磷入湖排放量为目的的红枫湖综合治理一期工程；1999 年治理企业“三废”排放，结合综合治理一期工程实施，拆除一级保护区网箱养鱼
1999~2004 年	2001 年浮游藻类处于消退平稳期； 1999~2004 年红枫湖水体 TN、TP 显著下降， 2003~2004 年，大坝、花鱼洞、后五、三岔河基本符合国家地表水环境标准规定的水域功能要求，为 III 类水体	1999~2004 年实施了三期污染源限期治理工程
2004~2007 年	2005~2006 年，浮游藻类处于增值高峰期； 2005 年~2008 年，各个监测断面水质均在 IV 类、V 类、甚至劣 V 类，超标项目为总磷和/或氨氮。 2005~2007 年，红枫湖连续暴发蓝藻水华，总氮、总磷超标；	
2007 年以来	2008 年以来水质明显改善，2009 年水体为 II、III 类水质；2010 年水质 III 类，取水口 II 类水质，2010 年综合营养状态指数 42，为中营养水库；2013 年 III 类、局部 II 类水质	2007 年治理上游贵州天峰化工厂磷石膏废渣；2007 年成立两湖一库管理局，对流域企业进行综合治理，拆除网箱养鱼和投饵养殖场。2008 年网箱养鱼完全拆除。2008 年起，通过企业节能减排，调整农业产业结构，实施项目综合治理，外源污染物输入量显著减少。

阶段湖泊初级生产力较低，水体为贫-中营养状态，水环境变化主要受自然过程影响，人类活动对水质变化的影响较小。

(2) 1976年~1991年：湖泊初级生产力略有增加，营养水平仍然较低，为中营养状态。

此阶段沉积物 TOC、BSi、C/N 比值、 $\delta^{15}\text{N}$ 较前一阶段增加，指示了湖泊初级生产力逐渐增加。C/N 比值平均值为 10.7，变化范围为 9.8~12.4%，表明陆源有机质输入相对增加，但沉积物有机质来源仍然主要为浮游藻类； $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 较前一阶段变化不大，指示了此时期有机质为浮游藻类，且营养水平相对较低； $\delta^{15}\text{N}$ 平均值为+8.9‰，也同样指示了有机质来源仍然为浮游藻类。水体浮游藻类观测数据表明，此时期浮游藻类处于稀少平稳期，藻类数量较少，且相对平稳。水质参数也表明此时期水体为中营养状态。此时期湖泊初级生产力的增加，可能是由于人类活动产生的营养物质输入增加所致。20 世纪 70 年代，红枫湖流域很多化工、机械、煤矿等企业建成投产，包括贵州化肥厂、清镇纺织厂、贵州铁合金厂、贵州有机化工厂、清镇发电厂等，随着这些工厂的投入使用，含 N、P 的废水直接排放进入红枫湖水体，加上流域土地利用方式的改变，导致陆源有机质和营养物质输入增加，这些人为因素造成了湖泊初级生产力增加。

(3) 1991~1999 年：湖泊初级生产力显著增加，水体由中营养状态逐渐转向富营养化水体。

1991 年开始，TOC、TN、BSi、C/N 比值显著增加，指示了湖泊生产力显著增加，营养水平明显提高。此阶段 C/N 比值平均值为 12.2，范围为 11.9~12.8，表明陆源有机质输入明显增加；沉积物总氮 $\delta^{15}\text{N}$ 呈现先增加后减小趋势，总体上变化不大，变化范围为 8.64‰~9.48‰，平均值为 9.04‰。初级生产力的增加并没有造成 $\delta^{15}\text{N}$ 值的增加，这表明可能主要受到 DIN 来源变化，造成沉积物总氮 $\delta^{15}\text{N}$ 变化。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 逐渐减小，从-25.49‰逐渐减小到-27.66‰，随着初级生产力的增加， $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 逐渐减小，这与传统的观点不一致，其原因可能包括：（1）富营养化初级阶段，浮游藻类部分吸收水体溶解 CO_2 作为碳源合成有机体，随着初级生产力的显著增加，大气 CO_2 与水体溶解 CO_2 的交换平衡被打破，浮游藻类转而利用藻类有机质降解产生的 CO_2 来合成有机体，导致新产生的藻类有机质偏负，沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 偏负^[27,77,78]；（2）微生物及其代谢产物显著偏负，微生物特

别是化能自养细菌和产甲烷细菌的增加, 可能导致沉积物有机质 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 偏负^[79];

(3) 偏负的碳源输入造成, 通常农业废水 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏负, 因此, 当农业废水输入显著增加, 浮游藻类利用偏负的农业废水作为碳源, 合成自身有机体, 可能导致沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 偏负^[80]; (4) 由于浮游藻类部分利用 HCO_3^- 作为碳源合成自身有机体, 通常浮游藻类 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 较陆生 C_3 植物偏正, 因而陆源有机质输入增多也会导致沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 偏负; (5) 早期成岩作用能够改变沉积物有机质碳同位素, 通常造成碳同位素亏损, 呈偏负 (主要是由于亏损 ^{13}C 的难降解有机物选择性保存所致)^[81-83], 但是这种变化通常较小, 并没有显著地改变沉积物有机质碳同位素^[74]。第二种原因通常出现在超富营养化水体中, 但是红枫湖水体并没有出现; 由于红枫湖水域面积大, 工农业废水直接排放造成浮游藻类碳源变化, 这种情况可能不会出现; 至于陆源有机质输入增加所致, 可能会对沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 产生一定影响; 因此, 我们认为可能是第一种原因导致的沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 偏负。水体浮游植物观测数据表明, 此阶段浮游藻类处于增值高峰期, 浮游藻类大量繁殖。水质监测数据也表明, 水体逐渐变为富营养化, 水质污染严重, 蓝、绿藻水华事件、黑水事件等水质恶化事件频发。此时期红枫湖水体呈现显著富营养化的主要原因是, 人类活动导致的大量营养物质输入到水体造成初级生产力显著增加, 包括工农业废水和居民生活污水的直接排放, 耕作和建设用地等人为活动导致土地利用方式的改变, 造成陆源有机质和营养物质的输入增多, 值得注意的是网箱养鱼输入大量的氮、磷等营养物质, 可能对此阶段的初级生产力显著增加起到重要作用。

(4) 1999 年~2007 年: 红枫湖初级生产力逐渐减小, 水体从富营养化逐渐转向中营养状态。

1999~2003 年 BSi 含量、TOC、TN 显著下降, 指示了湖泊初级生产力下降, 水质逐渐得到改善。2003/2004 年~2007 年 BSi、TOC、TN 相对稳定, 略微增加, 表明湖泊初级生产力仍然相对较高。1999~2007 年 TOC/TN 比值逐渐下降, 但 C/N 比值仍然 >10 , 表明陆源有机质输入逐渐减少, 浮游藻类贡献比例逐渐增加; $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 呈现逐渐增加趋势, 随着初级生产力的减少, 藻类有机质分解减弱, 浮游藻类主要利用水体溶解 CO_2 作为碳源, 导致沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org-PP}}$ 之间呈现负相关关系, 更加证实了富营养化水体中, 藻类有机质的分解作用对 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org-PP}}$ 关系起着主要作用, 另外, 陆源有机质输入减少, 藻类有机质贡献比例增加也会导致沉积

物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 偏正；沉积物总氮 $\delta^{15}\text{N}$ 逐渐增加，从 8.64‰逐渐增加到 10.66‰，这并不能用初级生产力来解释，可能由于 DIN 来源变化，红枫湖南湖主要接收的是居民生活污水和人畜废水，南湖流域居民密度较高，羊昌河接收的主要来自平坝的生活污水，加上畜牧业发展非常快，农场较多，生活污水和人畜废水的 $\delta^{15}\text{N}$ 值较高，流域居民生活污水具有较高的 $\delta^{15}\text{N}$ 值，因而藻类有机质 $\delta^{15}\text{N}$ 偏正。水体浮游藻类监测数据表明，2001 年浮游藻类数量较前一阶段显著减少；水质观测数据也表明 1999 年~2003 年红枫湖水体 TN、TP 含量逐渐下降，2003 年开始波动增加。2005~2007 年红枫湖发生水华事件，水质处于 V 类甚至劣 V 类，表明水体污染较为严重。1999 年初级生产力减小，营养状态的转变，可能是由于政府出台了“两湖条例”，同时实施了以消减氮、磷输入的综合治理工程，撤销网箱养鱼，使得外源和内源营养物质输入显著减少。2004 年~2007 年，受到外源污染持续排放，以及内源底泥营养物质的二次释放，造成水质污染仍然严重。

(5) 2007 年~2016 年：初级生产力整体偏低，营养状态为中营养水体。

2007 年开始，BSi 含量呈现逐渐下降趋势，表明此时期藻类生产力逐渐下降；TOC、TN 含量呈现上升趋势，C/N 比值进一步下降， <10 ，表明此时期红枫湖沉积物主要以浮游藻类来源有机质为主； $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 呈现单调递减趋势，与 C/N 比值呈现显著正相关关系。如图 6.1 所示，2007 年之前 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 与 C/N 比值呈现显著负相关关系。通过历史文献记录表明，2007 年随着两湖一库管理局的成立，对红枫湖及其流域的保护和治理措施逐渐加大且严格。水质观测数据表明，2008 年以来红枫湖水质得到明显改善，从 V 类水质逐渐转变为 III 类水质。沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值从-27.66‰逐渐下降到-30.32‰，沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 显著偏负，如此负的沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值不是藻类有机质的分解作用，以及初级生产力等原因造成的。此阶段红枫湖水体受到内源污染物的二次释放，营养物质输入量仍然相对较高。

6.3 小结

在良好的年代学模型基础上，通过测定沉积物 TOC、TN、C/N 比值、BSi、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 、 $\delta^{15}\text{N}$ 等指标，结合历史文献记录和已有的水质监测数据，重建了红枫湖建坝以来营养水平变化历史，及其对人类活动和气候变化的响应特征，探讨了人类活动和气候变化对水环境变化的驱动机制。获得了如下结果：

(1) 1991 年之前，红枫湖水体初级生产力较低，营养状态为中营养水体，

水质变化的主要驱动因素是自然因素，人为活动影响较小；1991年之后，红枫湖初级生产力显著增加，营养状态由中营养逐渐转为富营养化，藻华等水质污染事件频发，水质污染严重，主要驱动因素是人为活动向水体输入大量营养物质所致，包括工农业废水和居民生活污水的直接排放、土地利用方式改变造成的陆源有机质和营养物质输入增多，值得注意的是人类网箱养鱼向水体输入大量 N、P 营养物质，可能对红枫湖水体的富营养化起到重要作用。

(2) 1999 年开始，红枫湖初级生产力逐渐降低，营养状态由富营养化逐渐转为中营养，水质得到改善，主要原因是政府出台一系列保护和治理措施，尤其是以消减氮、磷入湖量为主的综合治理工程的实施，撤销网箱养鱼等，使得营养物质输入量显著减少。虽然水质得到了一定改善，但红枫湖初级生产力仍然相对较高，营养水平处于中营养状态，2005~2007 年出现水体藻华事件，随着 2007 年两湖一库管理局的成立，红枫湖水质得到了明显改善，但受到内源底泥营养物质的重新释放影响，水体初级生产力仍然相对较高。近年来，水体初级生产力呈现增加趋势，表明红枫湖水体出现了一定恶化。

古湖泊学方法在红枫湖沉积岩芯中得到了良好地应用，让我们了解了红枫湖建坝以来初级生产力和营养状态变化历史，同时探讨了红枫湖营养状态变化的驱动因素，对我们今后进行污染治理和水库管理提供了理论依据，也为将古湖泊学方法应用在云贵高原其他水库研究中提供了理论基础。

第七章 结论

通过对红枫湖不同区域沉积岩芯岩性、代用指标和 ^{137}Cs 年表进行对比分析, 我们选择具有一定代表性的南湖湖心沉积岩芯进行重点分析。我们利用沉积物 ^{137}Cs 年表, 结合降水侵蚀力指数和沉积物粒度等多指标, 以及流域洪水事件记录, 综合构建了红枫湖南湖湖心沉积岩芯良好的年代学模型。

在良好的年代学模型基础上, 通过测定沉积物 TOC、TN、C/N 比值、BSi、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 、 $\delta^{15}\text{N}$ 等指标, 结合历史文献记录和已有的水质监测数据, 重建了红枫湖建坝以来 (1960~2016 年) 初级生产力和营养水平变化历史, 探讨了营养状态变化的人为和气候驱动因素。获得了如下结果:

(1) 1991 年之前, 红枫湖水体初级生产力较低, 营养状态为贫-中营养水平, 水质受人为活动影响较小, 主要受气候因素影响; 1991 年之后, 红枫湖初级生产力显著增加, 营养状态由中营养逐渐转为富营养化水平, 此阶段水华、黑潮等水质污染事件频发, 水环境受到严重污染, 主要驱动因素是人为活动向水体输入大量含 N、P 的营养物质所致, 包括工农业废水和居民生活污水的直接排放、土地利用方式改变造成的陆源有机质和营养物质输入增多。值得注意的是, 人类网箱养鱼向水体输入大量 N、P 营养物质, 可能对红枫湖水体的富营养化起到重要作用。

(2) 1999 年开始, 红枫湖初级生产力逐渐降低, 营养状态由富营养化逐渐转为中营养, 水质得到改善, 主要原因是政府出台一系列保护和治理措施, 尤其是以消减氮、磷入湖量为主的综合治理工程的实施, 以及撤销网箱养鱼等, 使得营养物质输入量显著减少。虽然水质得到了一定改善, 但红枫湖初级生产力仍然相对较高, 营养水平处于中营养状态, 2005~2007 年出现水体藻华事件。随着 2007 年两湖一库管理局的成立, 红枫湖水质得到了明显改善, 但受到内源底泥营养物质的重新释放影响, 水体初级生产力仍然相对较高。近年来, 水体初级生产力呈现增加趋势, 表明红枫湖水体出现了一定恶化。

通过沉积年表给出的沉积速率变化历史, 结合粒度等多种指标, 开展了流域气候资料 (如降水侵蚀力数据) 和人类活动记录对比分析, 揭示了红枫湖建坝以来 (1960~2016 年) 沉积作用变化历史及其相关的人为和自然气候控制因素。结果表明: 红枫湖沉积物准确地记录到了流域 6 次洪水事件, 包括 1963 年、1977

年、1991年、1996年、2008年、2014年；红枫湖南湖沉积作用主要分为2个时段，1991年之前，红枫湖南湖沉积物沉积作用主要受气候因素—降水的影响；1991年之后，红枫湖南湖沉积作用主要受到人类活动的影响，如流域工农业生产活动显著加强，土地利用方式发生改变，同时，气候因素也起着一定作用。

参考文献

- [1] 钱新等. 气候变化及人工调控对大型水库水环境的影响[M]. 南京: 南京大学出版社, 2015: 1-2.
- [2] 刘吉峰, 吴怀河, 宋伟. 中国湖泊水资源现状与演变分析[J]. 黄河水利职业技术学院学报, 2008, 20(1): 1-4.
- [3] 韩其为. 水库淤积[M]. 北京: 科学出版社, 2003: 18-25.
- [4] 田海涛, 张振克, 李彦明, 等. 中国内地水库淤积的差异性分析[J]. 水利水电科技进展, 2006, 26(6): 28-33.
- [5] 金相灿. 中国湖泊水库环境调查研究: 1980~1985[M]. 北京: 中国环境科学出版社, 1990: 25-30.
- [6] Smol J P. Paleolimnology: an important tool for effective ecosystem management[J]. *Journal of aquatic ecosystem health*, 1992, 1(1): 49-58.
- [7] Shen J, Jones R T, Yang X, et al. The Holocene vegetation history of Lake Erhai, Yunnan province southwestern China: the role of climate and human forcings[J]. *The Holocene*, 2006, 16(2): 265-276.
- [8] Zhang E, Tang H, Cao Y, et al. The effects of soil erosion on chironomid assemblages in Lugu Lake over the past 120 years[J]. *International Review of Hydrobiology*, 2013, 98(3): 165-172.
- [9] Zhang W, Ming Q, Shi Z, et al. Lake Sediment Records on Climate Change and Human Activities in the Xingyun Lake Catchment, SW China[J]. *PloS one*, 2014, 9(7): e102167.
- [10] Wu D, Zhou A, Liu J, et al. Changing intensity of human activity over the last 2,000 years recorded by the magnetic characteristics of sediments from Xingyun Lake, Yunnan, China[J]. *Journal of Paleolimnology*, 2015, 53(1): 47-60.
- [11] 沈吉, 杨丽原, 羊向东, 等. 全新世以来云南洱海流域气候变化与人类活动的湖泊沉积记录[J]. *中国科学: D辑*, 2004, 34(2): 130-138.
- [12] Shotbolt L A, Thomas A D, Hutchinson S M. The use of reservoir sediments as environmental archives of catchment inputs and atmospheric pollution[J]. *Progress in Physical Geography*, 2005, 29(3): 337-361.

- [13] Shotbolt L, Hutchinson S M, Thomas A D. Sediment Stratigraphy and Heavy Metal Fluxes to Reservoirs in the Southern Pennine Uplands, UK[J]. *Journal of Paleolimnology*, 2006, 35(2): 305-322.
- [14] Filstrup C T, Thad Scott J, White J D, et al. Use of sediment elemental and isotopic compositions to record the eutrophication of a polymictic reservoir in central Texas, USA[J]. *Lakes & Reservoirs: Research and Management*, 2010, 15(1): 25-39.
- [15] Winston B, Hausmann S, Escobar J, et al. A sediment record of trophic state change in an Arkansas (USA) reservoir[J]. *Journal of Paleolimnology*, 2014, 51(3): 393-403.
- [16] Bennion H. Defining ecological and chemical reference conditions and restoration targets for nine European lakes[J]. *Journal of Paleolimnology*, 2011, 45(4): 415-431.
- [17] Meyers P A. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes[J]. *Organic geochemistry*, 1997, 27(5): 213-250.
- [18] Meyers P A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes[J]. *Organic Geochemistry*, 2003, 34(2): 261-289.
- [19] Meyers P A. An overview of sediment organic matter records of human eutrophication in the Laurentian Great Lakes region[J]. In: *the Interactions Between Sediments and Water*. Springer, Dordrecht, 2006: 89-99.
- [20] Xiao J, Yoshio I, Hisao K, et al. Biogenic Silica Record in Lake Biwa of Central Japan over the Past 145,000 Years[J]. *Quaternary Research*, 1997, 47(3):277-283.
- [21] 刘斌, 徐海, 蓝江湖, 等. 青海湖沉积物生物硅的环境意义初步研究[J]. *第四纪研究*, 2010, 30(6): 1169-1176.
- [22] Costa-Böddeker S, Bennion H, Tatiane Araújo de Jesus, et al. Paleolimnologically inferred eutrophication of a shallow, tropical, urban reservoir in southeast Brazil[J]. *Journal of Paleolimnology*, 2012, 48(4):

- 751-766.
- [23] Woodbridge J, Davies H J, Blake W H, et al. Recent environmental change in an upland reservoir catchment: a palaeoecological perspective[J]. *Journal of Paleolimnology*, 2014, 52(3): 229-244.
- [24] Schroeder L A, Martin S C, Kerns G J, et al. Diatom assemblages in a reservoir sediment core track land-use changes in the watershed[J]. *Journal of Paleolimnology*, 2016, 55(1): 17-33.
- [25] Liu J, Lin Z, Zhang H, et al. Hydrodynamic change recorded by diatoms in sediments of Liuxihe Reservoir, southern China[J]. *Journal of Paleolimnology*, 2012, 47(1): 17-27.
- [26] 陈秋菊. 近 50 年来人类活动对流溪河水库富营养化进程的影响[D]. 暨南大学硕士学位论文, 2015.
- [27] 朱正杰, 肖军, 龚业超, 等. 湖泊沉积多指标记录的长寿湖近 60 年来营养化过程[J]. *地球环境学报*, 2016, 7(3): 292-300.
- [28] Foster I D L, Walling D E. Using reservoir deposits to reconstruct changing sediment yields and sources in the catchment of the Old Mill Reservoir, South Devon, UK, over the past 50 years[J]. *International Association of Scientific Hydrology Bulletin*, 1994, 39(4): 347-368.
- [29] Kunz M J, Anselmetti F S, Wüest A, et al. Sediment accumulation and carbon, nitrogen, and phosphorus deposition in the large tropical reservoir Lake Kariba (Zambia/Zimbabwe)[J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2011, 116(G03003): 1-13.
- [30] Nehyba S, Nývlt D, Schkade U, et al. Depositional rates and dating techniques of modern deposits in the Brno reservoir (Czech Republic) during the last 70 years[J]. *Journal of Paleolimnology*, 2011, 45(1): 41-55.
- [31] Thothong W, Huon S, Janeau J L, et al. Impact of land use change and rainfall on sediment and carbon accumulation in a water reservoir of North Thailand[J]. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 2011, 140(3-4): 521-533.
- [32] 徐琳, 王红亚, 蔡运龙. 黔中喀斯特丘原区小河水库沉积物的矿物磁性特征

- 及其土壤侵蚀意义[J]. 第四纪研究, 2007, 27(3): 408-416.
- [33] Gao J, Long Y, Zhang X, et al. Interpreting sedimentation dynamics at Longxi catchment in the Three Gorges Area, China, using ^{137}Cs activity, particle size and rainfall erosivity[J]. *Journal of Mountain Science*, 2016, 13(5): 857-869.
- [34] Anjum R, Tang Q, Collins A L, et al. Sedimentary chronology reinterpreted from Changshou Lake of the Three Gorges Reservoir Area reveals natural and anthropogenic controls on sediment production[J]. *Environmental Science and Pollution Research*, 2018, 25(18): 17620-17633.
- [35] Müller J, Ruppert H, Muramatsu Y, et al. Reservoir sediments-a witness of mining and industrial development (Malter Reservoir, eastern Erzgebirge, Germany)[J]. *Environmental Geology*, 2000, 39(12): 1341-1351.
- [36] Audry S, Schäfer J, Blanc G, et al. Fifty-year sedimentary record of heavy metal pollution (Cd, Zn, Cu, Pb) in the Lot River reservoirs (France)[J]. *Environmental Pollution*, 2004, 132(3): 413-426.
- [37] Gray J E, Fey D L, Holmes C W, et al. Historical deposition and fluxes of mercury in Narraguinnep Reservoir, southwestern Colorado, USA[J]. *Applied Geochemistry*, 2005, 20(1): 207-220.
- [38] Chi K H, Luo S, Hsu S C, et al. Historical trends of dioxin-like compounds and heavy metals in sediments buried in a reservoir in central Taiwan[J]. *Chemosphere*, 2009, 76(2): 286-292.
- [39] Thevenon F, de Alencastro L F, Loizeau J L, et al. A high-resolution historical sediment record of nutrients, trace elements and organochlorines (DDT and PCB) deposition in a drinking water reservoir (Lake Brêt, Switzerland) points at local and regional pollutant sources[J]. *Chemosphere*, 2013, 90(9): 2444-2452.
- [40] Wu Q, Qi J, Xia X. Long-term variations in sediment heavy metals of a reservoir with changing trophic states: Implications for the impact of climate change[J]. *Science of the Total Environment*, 2017, 609: 242-250.
- [41] Zheng J, Wu F, Yamada M, et al. Global fallout Pu recorded in lacustrine sediments in Lake Hongfeng, SW China[J]. *Environmental Pollution*, 2008, 152(2): 314-321.

- [42] 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侵蚀示踪[J]. 科学通报, 1990, 35(19): 1487-1487.
- [43] 万国江. 现代沉积年分辨的 ^{137}Cs 计年—以云南洱海和贵州红枫湖为例[J]. 第四纪研究, 1999, 1: 72-80.
- [44] 吕明辉, 王红亚, 蔡运龙, 等. 贵州红枫湖 HF1-2 孔沉积物的磁性特征及其土壤侵蚀意义[J]. 湖泊科学, 2008, 3: 38-45.
- [45] 何天容, 冯新斌, 郭艳娜, 等. 红枫湖沉积物中汞的环境地球化学循环[J]. 环境科学, 2008, 29(7): 1768-1774.
- [46] 何天容, 吴玉勇, 冯新斌. 富营养化对贵州红枫湖水库汞形态和分布特征的影响[J]. 湖泊科学, 2010, 22(2): 208-214.
- [47] 曾艳, 张维, 陈敬安, 等. 红枫湖入库河流沉积物中重金属污染状况分析[J]. 地球与环境, 2010, 38(4): 470-475.
- [48] 田林锋, 胡继伟, 秦樊鑫, 等. 红枫湖沉积物重金属元素地球化学特征及风险评价[J]. 环境化学, 2011, 30(9): 1590-1598.
- [49] Zhao Z Q, Liu C Q, Zhang W, et al. Historical lead pollution in the central region of Guizhou province, China: A record of lead stable isotopes of lake sediments[J]. Applied Geochemistry, 2011, 26: S267-S270.
- [50] 施颂发, 吴本寿. 红枫湖、百花水库的浮游生物[J]. 贵州农业科学, 1982, 3.
- [51] 陈椽, 胡晓红, 刘美珊, 等. 红枫湖浮游植物分布 (1995~1996) 与水质污染评价初步研究[J]. 贵州师范大学学报: 自然科学版, 1998, 2: 5-10.
- [52] 吴沿友, 李萍萍, 王宝利, 等. 红枫湖百花湖水质及浮游植物的变化[J]. 农业环境科学学报, 2004, 23(4): 745-747.
- [53] 陈作州, 陈椽, 晏妮, 等. 红枫湖水库浮游植物演变 (1980~2006) 和富营养化趋势研究[J]. 贵州师范大学学报 (自然科学版), 2007, 25(3): 5-10.
- [54] 龙胜兴, 陈椽, 郭云, 等. 红枫湖水库水体富营养化及浮游植物群落结构特征[J]. 中国环境监测, 2013, 29(1): 23-29.
- [55] 郭云, 谢太岭, 赵宇中. 红枫湖浮游植物群落结构季节性变化特征及水质生物学评价[J]. 贵州科学, 2018, 36(2): 25-32.
- [56] 詹苏, 杨大鹏. 红枫湖水体的富营养化特征评价[J]. 贵州农业科学, 2012,

- 40(10): 200-203.
- [57] 郭云, 赵宇中, 龙胜兴, 等. 湖泊富营养化治理成效阶段水环境特征研究——以贵阳市饮用水源地红枫湖为例[J]. 环境污染与防治, 2015, 37(6): 55-62.
- [58] 李秋华, 朱元荣, 张瑞卿, 等. 红枫湖多环芳烃的高分辨沉积记录[J]. 生态学杂志, 2013, 32(9): 2424-2432.
- [59] 刘琰, 江秋枫, 韩梅, 等. 红枫湖流域表层沉积物中全氟化合物的污染特征[J]. 环境科学研究, 2015, 28(4): 517-523.
- [60] 肖化云. 季节性缺氧湖泊氮的生物地球化学循环[D]. 中国科学院地球化学研究所博士学位论文, 2002.
- [61] 肖化云, 刘丛强. 氮同位素示踪贵州红枫湖河流季节性氮污染[J]. 地球与环境, 2004, 32(01).
- [62] 肖化云, 刘丛强. 贵州红枫湖现代沉积物氮同位素组成反映的废水输入状况[J]. 科学通报, 2006, 51(9).
- [63] 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[J]. 湖泊科学, 2004, 16(1): 21-27.
- [64] Li W, Wu F, Liu C, et al. Temporal and spatial distributions of dissolved organic carbon and nitrogen in two small lakes on the Southwestern China Plateau[J]. *Limnology*, 2008, 9(2): 163-171.
- [65] 白占国, 万国江. 贵州碳酸盐岩区域的侵蚀速率及环境效应研究[J]. 土壤侵蚀与水土保持学报, 1998, 1: 1-7.
- [66] Appleby P G. Chronostratigraphic Techniques in Recent Sediments[J]. *Basin Analysis Coring & Chronological Techniques*, 2001, 1: 171-203.
- [67] Håkanson L, Jansson M. Principles of Lake Sedimentology[M]. Berlin: Springer-Verlag, 1983: 241.
- [68] He X B, Zhang X B, Wen A B, et al. A conceptual model for fingerprinting catchment erosion and sediment source in upper Yangtze River. Proceedings of the ninth international symposium on river sedimentation, 2004, 18-21: 2649-2653.
- [69] Xu J X. Some rainfall-related thresholds for erosion and sediment yield in the upper Yangtze River basin[J]. *Environmental Geology*, 2009, 56(6): 1183-1192.

- [70] Wischmeier W H, Smith D D. Predicting rainfall erosion losses-a guide to conservation planning. U. S. Department of Agriculture Handbook, 1978: 537.
- [71] Huang J, Zhang J, Zhang Z, et al. Spatial and temporal variations in rainfall erosivity during 1960-2005 in the Yangtze River basin[J]. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 2013, 27(2): 337-351.
- [72] Wei J, He X, Bao Y. Anthropogenic impacts on suspended sediment load in the Upper Yangtze river[J]. Regional Environmental Change, 2011, 11(4): 857-868.
- [73] 颜艳, 岳大鹏, 陈宝群, 等. 陕北黄土洼天然淤地坝沉积物粒度特征与降雨关系研究[J]. 干旱地区农业研究, 2014, 32(6): 201-206.
- [74] Meyers P A, Elisabeth Lallier-vergés. Lacustrine Sedimentary Organic Matter Records of Late Quaternary Paleoclimates[J]. Journal of Paleolimnology, 1999, 21(3): 345-372.
- [75] Leng M J, Marshall J D. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives[J]. Quaternary Science Reviews, 2004, 23(7): 811-831.
- [76] Xu H, Yu K, Lan J, et al. Different responses of sedimentary $\delta^{15}\text{N}$ to climatic changes and anthropogenic impacts in lakes across the Eastern margin of the Tibetan Plateau[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2016, 123: 111-118.
- [77] 周志华, 刘丛强, 李军, 等. 巢湖沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和 $\delta^{15}\text{N}$ 记录的生态环境演化过程[J]. 环境科学, 2007, 28(6): 1338-1343.
- [78] 朱正杰, 陈敬安, 曾艳, 等. 湖泊沉积物有机质碳同位素研究[J]. 矿物学报, 2009, 29(S1): 412-413.
- [79] Hollander D J, Smith M A. Microbially mediated carbon cycling as a control on the $\delta^{13}\text{C}$ of sedimentary carbon in eutrophic Lake Mendota (USA): new models for interpreting isotopic excursions in the sedimentary record[J]. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 2001, 65(23): 4321-4337.
- [80] Rosenmeier M F, Brenner M, Kenney W F, et al. Recent Eutrophication in the Southern Basin of Lake Petén Itzá, Guatemala: Human Impact on a Large Tropical Lake[J]. Hydrobiologia, 2004, 511(1-3): 161-172.
- [81] Herczeg A L. Early diagenesis of organic matter in lake sediments: a stable

- carbon isotope study of pore waters[J]. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 1988, 72(3): 199-209.
- [82] Lehmann M F, Bernasconi S M, Barbieri A, et al. Preservation of organic matter and alteration of its carbon and nitrogen isotope composition during simulated and in situ early sedimentary diagenesis[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2002, 66(20): 3573-3584.
- [83] Kohzu A, Imai A, Ohkouchi N, et al. Direct evidence for the alteration of ^{13}C natural abundances during early diagenesis in Lake Kasumigaura, Japan[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2011, 12: Q10008.

致谢

感谢国家基金委、中国科学院地球环境研究所和中国科学院地球化学研究所给予的基金支持。

感谢合作导师肖化云研究员提供的科研方面帮助，感谢课题组成员对我在实验和采样过程中的帮助。

感谢中科院地球化学研究所各部门给予我博后期间的帮助。

感谢地化所博士后同事的帮助。

感谢家人！

个人简历

作者简历:

1985年8月生于安徽省滁州市

2004年9月—2008年7月，西北大学环境科学系获理学学士学位

2009年9月—2012年7月，中国科学院地球环境研究所环境科学专业，获
理学硕士学位

2012年9月—2015年7月，中国科学院地球环境研究所第四纪地质学专业
攻读博士学位

2015年8月至今，在中国科学院地球化学研究所地质学博士后流动站工作。

博士生期间发表的学术论文, 专著

- [1] **Enguo Sheng**^{*}, Keke Yu, Hai Xu^{*}, Jianghu Lan, Bin Liu, Shuai Che. Late Holocene Indian summer monsoon precipitation history at Lake Lugu, northwestern Yunnan Province, southwestern China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2015, 438: 24-33
- [2] Hai Xu^{*}, **Enguo Sheng**, Jianghu Lan, Bin Liu, Keke Yu, Shuai Che. Decadal/multi-decadal temperature discrepancies along the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Quaternary Science Review*, 2014, 89: 85-93
- [3] Hai Xu^{*}, Jianghu Lan, **Enguo Sheng**, Yong Liu, Bin Liu, Keke Yu, Peng Cheng, Xiaoke Qiang, Fengyan Lu, Xulong Wang. Tropical/Subtropical Peatland Development and Global CH₄ during the Last Glaciation. *Scientific Reports*, 2016, 6: 30431.
- [4] Hai Xu^{*}, Jianghu Lan, **Enguo Sheng**, Bin Liu, Keke Yu, Yuanda Ye, Zhengguo Shi, Peng Cheng, Xulong Wang, Xinying Zhou, Kevin M. Yeager. Hydroclimatic contrasts over Asian monsoon areas and linkages to tropical Pacific SSTs. *Scientific Reports*, 2016, 6: 33177.
- [5] Keke Yu, Hai Xu^{*}, Jianghu Lan, **Enguo Sheng**, Bin Liu, Huixian Wu, Yuanda Ye, Liangcheng Tan, Kevin M. Yeager. Climate change and soil erosion in a small alpine lake basin on the Loess Plateau, China. *Earth Surface Processes & Landforms*, 2017, 42(8): 1238-1247.
- [6] Hai Xu^{*}, Keke Yu, Jianghu Lan, **Enguo Sheng**, Bin Liu, Yuanda Ye, Bin Hong, Huixian Wu, Kangen Zhou, Kevin M. Yeager. Different responses of sedimentary $\delta^{15}\text{N}$ to climatic changes and anthropogenic impacts in lakes across the Eastern margin of the Tibetan Plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2016, 123: 111-118.
- [7] Hai Xu^{*}, Bin Liu, Jianghu Lan, **Enguo Sheng**, Shuai Che, Sheng Xu. Holocene peatland development along the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Quaternary Research*, 2013, 80(1): 47-54.
- [8] Hai Xu^{*}, Jianghu Lan, Bin Liu, **Enguo Sheng**, Kevin M. Yeager. Modern carbon

- burial in Lake Qinghai, China. *Applied Geochemistry*, 2013, 39: 150–155.
- [9] 盛恩国*, 徐海, 蓝江湖, 刘斌, 青藏高原东部边缘泥炭腐殖化度作为评价有机质含量的指标研究, *地球与环境*, 2013, 1: 37~42
- [10] 徐海*, 盛恩国, 蓝江湖, 刘斌, 郁科科. 青藏高原东缘近 2000 年湖泊气候记录及全球联系. *矿物岩石地球化学通报*, 2015, 34(2): 257~268

博士后期间发表的学术论文，论著

- [1] Lan Jianghu*, Xu Hai, Yu Keke, **Sheng Enguo**, Zhou Kangen, Wang Tianli, Ye Yuanda, Yan Dongna, Wu Huixian, Cheng Peng, Abuliezi Waili, Tan Liangcheng. Late Holocene hydroclimatic variations and possible forcing mechanisms over the eastern Central Asia[J]. Science China Earth Sciences, 2018, 61: 1-14.
- [2] Lan Jianghu*, Xu Hai, **Sheng Enguo**, Yu Keke, Wu Huixian, Zhou Kangen, Yan Dongna, Ye Yuanda, Wang Tianli. Climate changes reconstructed from a glacial lake in High Central Asia over the past two millennia[J]. Quaternary International, 2018, 487: 43-53.

永久通信地址

盛恩国，遵义师范学院，贵州省遵义市汇川区上海路遵义师范学院硕博楼 B404，563000