

洱海近代气候变化的沉积物 粒度与同位素记录*

陈敬安 万国江 唐德贵 黄荣贵

(中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002)

摘要 通过对洱海现代沉积物的精细采样和分析,成功地建立了近700 a来洱海沉积物平均粒径和碳酸盐C、O同位素的时间变化序列,恢复了近700 a来洱海区域气候与环境演化历史,揭示了洱海区域暖干冷湿相交替的气候演替类型.洱海区域气候冷暖变化存在200和400 a准周期,干湿变化存在100, 200和400 a准周期.14世纪和公元1500~1800年是洱海近700 a来的两个主要冷期,其中公元1550~1800年间的冷期可能是现代小冰期在西南地区的反映.

关键词 湖泊沉积物 平均粒径 碳酸盐 同位素 气候变化 洱海

近半个世纪以来,地质学家利用各种地质档案(如极地冰芯、黄土和深海沉积等)开展了大量卓有成效的古气候重建工作^[1-6].但目前这些研究大多集中于东南季风区,而且多为大时间范围(百万年)、大时间尺度(千年、万年)的研究.当“温室效应”、土地荒漠化以及淡水资源短缺等一系列全球性环境问题日益严峻地摆在我们面前的时候,人们就开始更加关心那些与人类生活密切相关的晚近过去发生的各种短时间尺度(年际、十年、百年)的气候变化.为此,“过去全球变化/南北半球古气候计划”(PAGES/PANASH)已将获取最近2000 a来连续、高分辨自然记录作为该项目的工作重点之一^[7,8],作为流域地表物质运移的主要宿体,湖泊沉积物连续、敏感地记录了区域及全球环境变化,它可提供时间分辨率达年际至十年的高精度环境信息.毫无疑问,它将会在PAGES/PANASH计划中发挥重要作用.作为东亚季风与印度季风对比的重要纽带,西南季风区的古气候研究对丰富和完善亚洲古季风研究具有重要意义^[9],但直到目前为止,我国对西南季风区的研究仍然十分薄弱.为加强对西南季风区气候变化特征的认识,同时充实我国对短时间尺度气候变化的研究,我们选择位于云贵高原的洱海开展湖泊现代沉积记录与气候变化研究,以期揭示洱海区域气候变化特征,重建洱海区域气候及环境演化历史.

1 研究方法

1991年用自行设计研制的湖泊沉积物-水界面采样装置^[10],在洱海深水湖区采得长度分别为90和82 cm的沉积物孔柱EH911208-3-4, EH911208-3-5.所采沉积物柱保持完好,悬浮层

1999-01-20 收稿, 1999-04-19 收修改稿

* 国家自然科学基金资助项目(批准号: 49894170, 49773207, 49333040)

未受扰动,界面水清亮透明. 沉积物柱按 0.5~1.0 cm 间距在分样台上野外现场精细分截.

EH911208-3-4 柱沉积物碳酸盐 C, O 同位素采用磷酸法测定. 沉积物样品磨成粉末后在 475℃ 的流动氮气下烘烤 15 min, 以除掉有机质, 然后加 100% 的磷酸在真空中恒温 25℃ 反应 6 h, 得到的 CO₂ 气体纯化后在 MAT-252 型质谱仪上测定其 $\delta^{13}\text{C}$ 及 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 结果采用 PDB 标准, 测量误差小于 0.1‰. EH911208-3-5 柱样品的粒度分析, 采用德国飞驰公司生产的扫描光电沉淀测定仪“分选系 20”进行, 粒度测量范量为 0.5~500 μm , 重复测量误差小于 3%.

2 结果与讨论

2.1 洱海沉积物粒度

粒度分析结果表明: EH911208-3-5 柱沉积物颗粒分布在 0~60 μm 区间, 其中, 粘粒组分 (<2 μm) 占 4.0%~25.1%, 细粉砂组分 (2~20 μm) 占 62.6%~84.1%, 粗粉砂组分 (20~60 μm) 占 4.6%~29%, 属粉砂-粘土质粉砂.

沉积物放射性核素 ^{137}Cs 和 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 法计年结果^[11,12]表明, 洱海沉积物平均堆积速率约为 $0.046 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, 由此经高分辨计算可得出各样品的沉积年代. EH911208-3-5 柱沉积物平均粒径变化区间为 8.55~15.52 μm , 并显示出不同层次的高低波动, 总体上呈现出“W”型的变化趋势(见图 1).

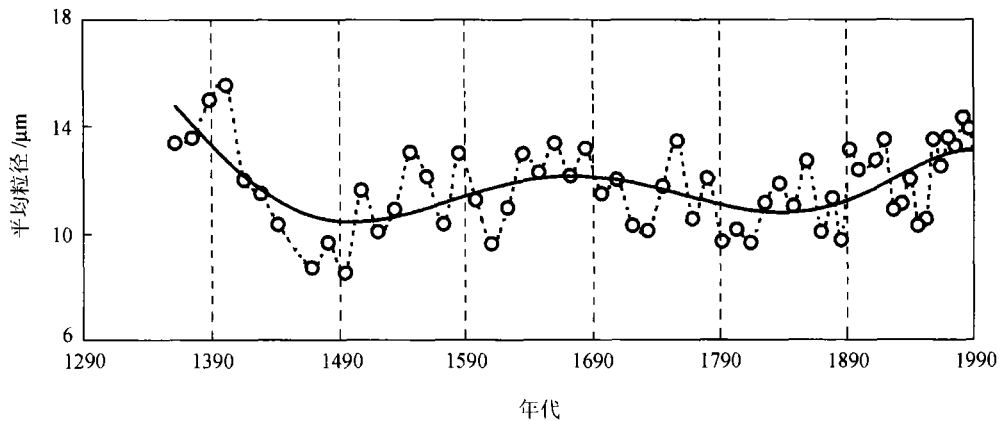


图 1 洱海 EH911208-3-5 柱沉积物平均粒径变化曲线

已有研究指出, 湖水物理能量是控制沉积物粒度分布的重要因素, 细粒和粗粒沉积物分别代表了湖水物理能量降低和增强的阶段, 也就是分别代表了湖泊水位增高和降低的时期^[13,14]. 事实上, 这一规律只适用于封闭型湖泊和进行大时间尺度研究. 洱海是一个半封闭的外流型湖泊, 在过去几百年间可能并不存在水位的大幅度涨落. 1963 年当地政府为了控制洱海水位, 在洱海出水口西洱河修建了水闸. 1963 年以前, 洱海水位处于自然调节阶段. 大理水文站提供的洱海 1952~1963 年的水文资料显示: 尽管在此期间洱海的降雨量变化很大, 但洱海水位基本稳定在 1974 m 上下(表 1), 水位年变幅不超过 0.40 m. 这一方面反映了洱海作为半封闭、外流型湖泊的固有特征, 另一方面又与洱海较小的湖水补给系数(湖泊汇水面积与湖泊水面面积之比)有关. 洱海水面面积约 249.8 km^2 , 汇水面积约 2 470 km^2 , 湖水补给系数

约为 10. 而洞庭湖和鄱阳湖的湖水补给系数分别为 86.6 和 45.3, 历年水位平均变幅分别达 13.18 和 7.46 m^[15], 均远大于洱海.

表 1 洱海水位及降雨量变化^{a)}

年份	年降雨量/mm	年平均水位/m	年份	年降雨量/mm	年平均水位/m
1952	-	1974.16	1958	653.8	1973.90
1953	-	1974.27	1959	1031.6	1970.04
1954	960.1	1974.14	1960	802.3	1973.98
1955	1121.8	1974.14	1961	1115.9	1974.29
1956	897.1	1974.03	1962	1105.6	1974.26
1957	1107.0	1974.15	1963	927.8	1973.88

a) 大理水文站资料

由此可见, 在过去的几百年间, 洱海作为一个半封闭的外流型湖泊, 其水位波动很小. 因此, 洱海的水位变化不可能成为控制沉积物粒度分布的主要因素, 我们难以用水位的大幅度涨落来解释 EH911208-3-5 柱沉积物平均粒径的变化. 相反, 湖盆流域降雨量的变化则可能是控制沉积物粒度分布的重要因素. 显而易见, 降雨量大时湖盆流域地表径流发育, 较强的机械搬运作用可将较粗的陆源微粒携带至湖泊并迁移至深水湖区沉降, 从而导致沉积物粒径变粗; 降雨量小时湖盆流域地表径流贫乏, 较弱的机械搬运作用难以将粗颗粒陆源物质携带至湖泊, 只有少量细颗粒物质能够到达深水湖区沉降, 沉积物粒径较小. 因此, 洱海沉积物粒度变化在一定程度上可反映湖区降雨量的变化, 从而具有气候干湿变化指示意义: 颗粒粗指示降水较多时的湿润气候, 颗粒细指示降水较少时的干旱气候.

2.2 洱海沉积物碳酸盐 C, O 同位素

同位素测定结果表明, 洱海 EH911208-3-4 柱沉积物碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 变化于 -13.6‰ ~ -5.7‰ 之间, $\delta^{13}\text{C}$ 变化于 -7.9‰ ~ -1.6‰ 之间, 两者呈同步变化, 近 700 a 来经历了由重→轻→重→轻→重的变化(图 2).

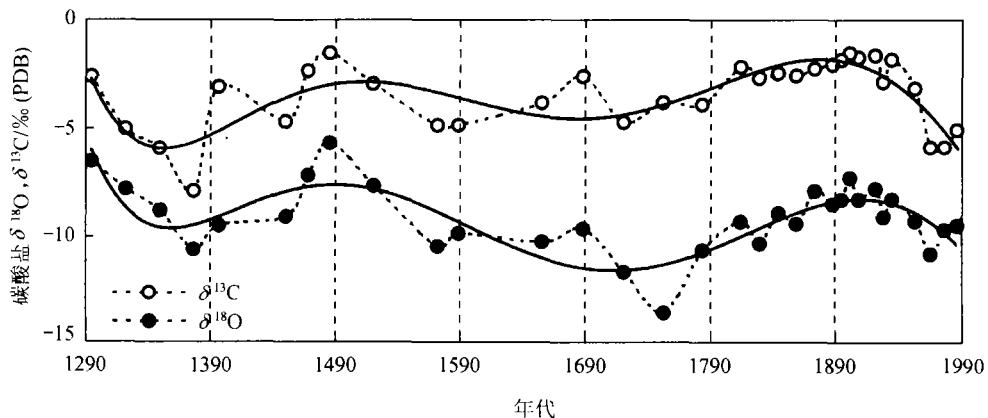


图 2 洱海 EH911208-3-4 柱沉积物碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ 变化曲线

许多研究表明, 湖泊水生植物光合作用过程会导致显著的碳同位素分异. 光合作用是绿

色植物将无机碳转变为有机碳的一个重要环节,其实质是碳的还原反应,其同位素分馏的动力学机制是: $^{12}\text{CO}_2$ 比 $^{13}\text{CO}_2$ 优先溶解到细胞质中,优先转化为磷酸甘油酸,从而 ^{12}C 被选择性富集到植物体内,使得湖泊水体相对富集 ^{13}C ,湖泊自生碳酸盐则因与水体达到同位素平衡^[16-18]而富集 ^{13}C ,导致其 $\delta^{13}\text{C}$ 增大.当湖区气温较高时,湖泊水生植物光合作用增强,更多的 $^{12}\text{CO}_2$ 将被植物所吸收,从而使湖泊水体更加富集 ^{13}C ;同时,湖区气温高时湖水蒸发作用增强,在 CO_2 水-气交换过程中,也会产生同位素分馏^[19],富 ^{12}C 的 CO_2 优先向大气扩散,从而使湖水相对富集 ^{13}C ,最终也导致湖泊自由碳酸盐沉淀的 $\delta^{13}\text{C}$ 增大.由此可见,湖泊自生碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化可反映湖区气温的变化.当湖区大的地质背景不变、陆源输入的外源碳酸盐碳同位素组成比较稳定时,湖泊沉积物碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化主要反映湖泊自生碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化,因而具有与自生碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 相同的气候指示意义:其高值指示湖区气温较高,低值指示气温偏低.洱海外源碳酸盐主要来源于流域内广泛分布的大理岩,其 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 的测定结果分别为 0.0‰ 和 -4.6‰ ,而湖泊沉积物总碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 分别变化于 $-7.9\text{‰} \sim -1.6\text{‰}$ 和 $-13.6\text{‰} \sim -5.7\text{‰}$,这说明在深水湖区湖泊自生碳酸盐占有相当比重,沉积物总碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化主要反映湖泊自生碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化.

湖泊自生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 取决于湖水 $\delta^{18}\text{O}$ 和湖水温度,它的变化主要反映湖水 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化,湖水温度造成分馏系数变化的影响是次要的^[20].而湖水 $\delta^{18}\text{O}$ 值又受汇水区大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值、气温和蒸发作用强度等因素的控制,在降雨量大、气温波动相对较小的地区,大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值起着决定性作用.

世界上很多站点的雨水同位素组成的季节性分布遵循“温度效应”,即炎热夏季雨水 $\delta^{18}\text{O}$ 大,寒冷冬季雨水 $\delta^{18}\text{O}$ 小^[21].但昆明气象台的雨水 $\delta^{18}\text{O}$ 测定结果^[22]表明(表2):在6~10

表2 1980年昆明气象台大气降水的氧同位素组成

测量时间	气温/℃	降水量/mm	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$
3月26日	11.5	1.4	0.80
4月16日	12.0	0.7	1.24
5月8日	12.9	7.1	-4.73
5月22日	17.7	3.0	0.29
6月6日	19.3	5.1	-9.55
6月12日	19.8	9.4	-9.42
6月29日	20.9	1.7	-15.20
7月6日	20.2	9.2	-9.39
7月24日	18.1	5.2	-11.73
8月5日	18.9	7.9	-11.11
8月12日	17.4	2.0	-10.19
8月18日	18.1	16.2	-14.87
8月28日	20.4	12.3	-15.87
9月27日	16.4	5.3	-10.02
10月8日	17.3	1.1	-13.49
10月14日	15.4	20.9	-8.20
12月15日	8.6	2.1	-3.75
12月21日	7.3	2.1	-4.44

月夏季风盛行的高气温时段, 雨水 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏低, 为 $-15.87\text{‰} \sim -8.2\text{‰}$, 其余月份反而偏高, 为 $-4.73\text{‰} \sim +1.24\text{‰}$ 。显然, 这种雨水同位素组成的季节分布与“温度效应”是相反的, “温度效应”在该地区表现并不明显。

在我国的季风气候区, 不同季节的降水可能有不同的水汽来源。雨水氘过剩值 ($d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$) 可反映降水汽团的同位素组成特征, 包含有水汽源区蒸发过程的重要信息^[21,23]。水汽源区蒸发速率越大, 气候越干旱, d 值就越大。林瑞芬^[23]采用氘过剩值对云南腾冲雨水的研究表明: 冬季降水的 d 值平均为 17.7。反映内陆水汽源区在不平衡条件下的快速蒸发过程; 夏季降水的 d 值平均为 9, 反映了印度洋水汽源区的缓慢蒸发过程。由此可见, 在我国的西南季风区, 冬季与夏季的降水云团有不同的水汽来源, 冬季多来自亚洲内陆, 而夏季多来自印度洋。这可能就是导致该地区雨水 $\delta^{18}\text{O}$ 值异常季节分布的原因。姚檀栋等人^[24]对青藏高原降雪 $\delta^{18}\text{O}$ 的研究结果也表明, 海洋气团形成的降雪比大陆气团形成的降雪的 $\delta^{18}\text{O}$ 值低 14.63‰。

综上所述, 夏季风期间, 来自印度洋蒸发源区的降水云团在向亚洲大陆运移过程中, 因沿途多次降水过程的分馏效应, 水汽的 $\delta^{18}\text{O}$ 变得越来越小, 导致雨水 $\delta^{18}\text{O}$ 偏低; 冬季风期间, 内陆成因的降水气团 $\delta^{18}\text{O}$ 往往较高, 雨水 $\delta^{18}\text{O}$ 也偏高, 从而导致该地区雨水同位素组成不遵循“温度效应”。另外, 雨水同位素组成的“降水量效应”^[21]也会产生相同结果: 云南夏季降水多, 雨水 $\delta^{18}\text{O}$ 偏低, 冬季降水少, 雨水 $\delta^{18}\text{O}$ 偏高。由前述可知, 大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 通过控制湖水 $\delta^{18}\text{O}$ 而间接影响着湖泊自生碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 。因此, 湖泊自生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 低值段与雨水 $\delta^{18}\text{O}$ 偏低、夏季降水较多、夏季风增强时期相对应; 高值段与雨水 $\delta^{18}\text{O}$ 偏高、夏季降水减少、夏季风减弱时期相对应。洱海地处西南季风区, 该区降水主要集中在 6~10 月, 其降雨量占全年的 80% 以上^[15], 夏季降水量基本决定了全年雨量的多寡。也就决定了该区气候的干湿状况。因此, 洱海自生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 可用于揭示该区域的气候干湿变迁: 其低值段反映降水量大、夏季风增强时期的湿润气候; 高值段反映降水量小、夏季风减弱时期的干旱气候。前面已经指出, 洱海沉积物碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化主要反映湖泊自生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化, 因而它也具有与自生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 同样的气候指示意义。

2.3 近 700 a 来洱海的气候变化

由图 2 中的 EH911208-3-4 柱 $\delta^{13}\text{C}$ 变化趋势可看出: 13 世纪末~15 世纪末, 沉积物碳酸盐碳同位素经历了由重→轻→重的变化, 反映了洱海气候经历了一个 200 a 时间跨度的“暖-冷-暖”周期; 15 世纪末~19 世纪末, 沉积物碳酸盐碳同位素总体上呈现出重→轻→重的变化, 反映了洱海气候经历了一个时间尺度约 400 a 的大“暖-冷-暖”周期, 其间可进一步划分出两个约 200 a 的次级周期, 即约公元 1485~1688 年和公元 1688~1901 年。1901~1935 年间, 沉积物碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 仍然维持在较高水平, 指示升温现象仍在延续; 1935 年后则出现了持续 40 a 的降温过程, 80 年代至今气温又逐步回升。

沉积物碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 主要的低值段为 14 世纪和公元 1550~1800 年间, 反映了洱海近 700 a 来的两个主要冷期。竺可桢^[25]利用物候资料的研究结果也表明, 13 世纪的温暖期是短暂的, 14 世纪比 13 世纪和现在冷。公元 1550~1800 年间的冷期则可能是现代小冰期(一般泛指 1550~1850 年间的气候相对寒冷时期^[26]) 在西南地区的反映。本世纪初出现的世界范围的增温现象在北半球一直延续到 40 年代前后, 这在洱海地区也得到了很好的反映。由此可见, 洱

海区域的气候冷暖变化与全球气候冷暖变化是息息相关的,全球性气候因子对洱海气候起着很强的控制作用。

由上述可知,洱海沉积物平均粒径的高值指示降水较多时的湿润气候,低值指示降水较少时的干旱气候;而沉积物碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 的高值指示降水较少时的干旱气候,低值指示降水较多时的湿润气候。因此,洱海沉积物平均粒径和碳酸盐氧同位素均具有气候干湿变化指示意义:沉积物平均粒径的高值与碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 的低值指示湿润气候,反之则指示干旱气候。对比图 1 和 2 不难发现,沉积物平均粒径与沉积物碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 呈现出完全相反的变化趋势,这进一步相互印证了它们作为气候干湿变化代用指标的可靠性,将两者综合起来则可恢复近 700 a 来洱海区域气候的干湿变迁:13 世纪末~15 世纪末,洱海气候经历了一个约 200 a 时间跨度的“干-湿-干”周期;15 世纪末~19 世纪末,洱海气候经历了一个约 400 a 时间尺度的“干-湿-干”周期,其间还存在 200 和 100 a 准周期的次级波动;本世纪初以来洱海气候向湿润化方向发展,但 80 年代后又转向干旱。

此外,从图 1 和 2 中还可看出,沉积物碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 呈同步变化趋势,而与沉积物平均粒径呈反向变化。这说明洱海区域气候变化的基本模式是干早期对应于暖期、湿润期对应于冷期,表现为暖干与冷湿相交替的气候演替类型。这反映了西南季风区与东南季风区具有明显不同的气候变化特征。在东南季风区,气候的干早期一般对应于冷期,湿润期一般对应于暖期^[1]。西南季风区固有的地理位置、特殊的地貌类型以及青藏高原隆升效应的强烈影响可能是产生这种差异的主要原因。

3 结论

当我们利用各种气候变化代用指标进行古气候重建工作时,不能一概照搬套用其一般气候指标意义,对于具体地区、具体湖泊,必须对其地质背景、基本水文条件进行具体分析后才能得出可靠结论。本文通过对云南洱海沉积物平均粒径及碳酸盐 C、O 同位素指标的精细辨识与剖析,得到了如下认识:洱海沉积物碳酸盐碳同位素可用于指示湖区气候冷暖变化,而沉积物平均粒径和碳酸盐氧同位素则具有气候干湿变化指示意义;洱海区域主要表现为暖干与冷湿相交替的气候演替类型,其冷暖变化存在 200 和 400 准周期,干湿变化存在 100, 200 和 400 a 准周期;14 世纪和公元 1550~1800 年是洱海近 700 a 来的两个主要冷期,其中,1550~1800 年间的冷期可能是现代小冰期在西南地区的反映;洱海地区的气候变化既具有全球一致性,又具有明显的区域特色,加强对该地区的古气候研究对丰富全球变化、认识西南季风区气候变化特征、完善亚洲古季风研究均具有重要的理论与现实意义。

参 考 文 献

- 1 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985. 336~348
- 2 万国江. 环境质量的地球化学原理. 北京: 中国环境科学出版社, 1998. 51~52
- 3 Cohnap M. Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. *Science*, 1988, 241(4868/4869): 1043~1052
- 4 安芷生, 呈锡浩, 卢演传, 等. 最近 18 000 年中国古环境变迁. *自然科学进展——国家重点实验室通讯*, 1991, 1(2): 153~159

- 5 韩淑缙, 瞿章. 北疆巴里坤湖内陆型全新世气候特征. 中国科学, B辑, 1992(11): 1201 ~ 1209
- 6 王苏民, 冯敏. 内蒙古岱海湖泊环境变化与东南季风强弱的关系. 中国科学, B辑, 1991(7): 759 ~ 768
- 7 谭明, 秦小光, 刘东生. 石笋记录的年际、十年、百年尺度气候变化. 中国科学, D辑, 1998, 28(3): 272 ~ 277
- 8 PAGES Paleoclimates of the Northern and Southern Hemispheres, Pages, Series, 95-1. Bern: Pages Press, 1995. 1 ~ 92
- 9 羊向东, 王苏民, 童国榜, 等. 云南鹤庆古湖晚更新世的孢粉记录及其古气候学意义. 第四纪研究, 1998(4): 335 ~ 342
- 10 袁自强, 吴德殊, 黄荣贵, 等. 湖泊沉积物-水界面系列采样装置的研制. 环境科学, 1993, 14(1): 70 ~ 73
- 11 万国江. 现代沉积年分辨的¹³⁷Cs计年——以云南洱海贵州红枫湖为例. 第四纪研究, 1999(1): 73 ~ 80
- 12 Wan G J, Santschi P H, Sturm M, et al. Natural (²¹⁰Pb, ⁷Be) and fallout (¹³⁷Cs, ^{239, 240}Pu, ⁹⁰Sr) radionuclides as geochemical tracers of sedimentation in Greifensee, Switzerland. Chemical Geology, 1987, 63(1/2): 181 ~ 196
- 13 Lerman A. Lakes: Chemistry, Geology, Physics. Berlin: Springer-Verlag, 1978. 79 ~ 83
- 14 张实, 谢先德, 万国江. 云南泸沽湖矿物学沉积记录及其环境辨识意义. 矿物学报, 1997, 17(2), 183 ~ 193
- 15 沈仁湘. 云南洱海科学论文集. 昆明: 云南民族出版社, 1989. 291 ~ 296
- 16 Turner J V, Fritz P, Karrow P F, et al. Isotopic and geochemical composition of marl lake waters and implication for radiocarbon dating of marl lake sediments. Can J Earth Sci, 1983, 20(4): 599 ~ 615
- 17 Fritz P, Morgan A V, Eicher U, et al. Stable isotope, fossil Coleoptera and pollen stratigraphy in Late Quaternary sediments from Ontario and New York State. Palaeogeography, palaeoclimatology, Palaeoecology, 1987, 58(1-2): 183 ~ 202
- 18 Gases F, Fontes J C, Plaziat J C, et al. Biological remains, geochemistry and stable isotopes for the reconstruction of environmental and hydrological changes in the Holocene lake from North Sahara. Palaeogeography, palaeoclimatology, Palaeoecology, 1987, 60(1-2): 1 ~ 46
- 19 Deuser W C, Degens E T. Carbon isotope fractionation in the system CO₂(gas)-CO₂(aq)-HCO₃(aq). Nature, 1976, 215(5086): 1033 ~ 1035
- 20 Talbot M R. A review of paleohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), 1990, 80(4): 261 ~ 279
- 21 Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. Tellus, 1964, 16(4): 436 ~ 468
- 22 郑淑蕙, 侯发高, 倪葆龄. 我国大气降水的氢氧同位素研究. 科学通报, 1983, 28(13): 801 ~ 806
- 23 林瑞芬, 卫克勤. 新疆玛纳斯湖沉积物氧同位素记录的古气候信息探讨——与青海湖和色林错比较. 第四纪研究, 1998(4): 308 ~ 316
- 24 姚檀栋, 丁良福, 蒲建辰, 等. 青藏高原唐古拉山地区降雪中 δ¹⁸O 特征及其与水汽来源的关系. 科学通报, 1991, 36(20): 1570 ~ 1573
- 25 竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究. 中国科学, 1973(2): 168 ~ 189
- 26 Lamb H H. Climate; Present, Past and Future. London: Methuen, 1977. 835