

湖泊沉积记录的区域风沙特征及湖泊演化历史： 以陕西红碱淖湖泊为例

沈吉 汪勇 羊向东 张恩楼 杨保 季峻峰

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008; 中国科学院研究生院, 北京 100039; 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000; 南京大学地球科学系, 南京 210093. E-mail: jjshen@niglas.ac.cn)

摘要 沙漠区湖泊沉积岩芯是记录历史时期风沙发生频率和强度的良好载体。通过沉积岩芯中粒度、磁化率、有机碳以及 Rb/Sr 等物理、化学指标分析, 对陕西红碱淖地区近 80 年以来风沙特征及其演化历史进行了探讨。结果表明, 红碱淖湖泊于 1928 年开始成湖, 成湖初期流域风沙发育, 其中 1936, 1939 和 1941 年有 3 次强风暴气候, 沉积物中记录了 3 次显著的粗颗粒沉降事件。1952~1960 年为该湖泊快速扩张期, 由于入湖水量增加, 地表径流搬运入湖的物质也明显增多。1960 年以后湖区风沙发生的频率和强度明显下降, 沉积物粒度频率曲线也由双峰变为单峰。流域生态研究表明, 近 40 年来湖区植树造林和地表水土涵养生物工程措施有效遏止了风沙的发生。

关键词 湖泊沉积 风沙特征 演化历史 红碱淖

风沙现象在中国北方, 尤其是干旱、半干旱地区十分普遍, 风沙沉积在陆相地层中也多有保存^[1-3]。然而, 连续、完整的高分辨率风沙沉积记录在地层中一般难以保存。湖泊作为相对稳定的静水水体, 对风沙物质具有良好的保存性, 尤其是中国北方干旱、半干旱区湖泊, 其沉积物记录了风沙发生的频率、强度以及与之有关的流域自然环境。由于风沙过程与土地沙漠化和沙尘暴具有十分密切的联系^[4-6], 因此提取沙尘源区湖泊沉积物中的风沙沉积记录, 研究风沙演化历史与流域环境变化的相互关系, 对深刻理解区域土地沙漠化的历史原因, 揭示沙尘暴发生的自然或人为因素具有十分重要的意义。

本文以陕西红碱淖湖泊为例, 通过对湖泊沉积物粒度特征以及多项环境指标的分析, 力图析别湖泊沉积中所保存的风沙记录, 并由此探讨历史时期风沙发生的频率和强度。

1 研究区概况

红碱淖(39°04'~39°08'N, 109°50'~109°56'E)是跨陕西省神木县和内蒙古伊金霍洛旗的界湖(图 1), 隶属于榆林地区。湖区处在东亚季风区西北边缘和沙漠-黄土边界带, 是中国风沙频繁发生的主要地区之一, 中国沙尘暴运行的两条主要路径经过该区^[7]。湖区属半干旱气候, 年平均气温 8.5℃, 年降水量为 400

mm, 其中 60%的降水量集中在 7~9 月份。该湖系风蚀洼地所成, 成湖前是一片低洼湿地, 盆地内广泛分布富碱绛红色沙壤, 历史时期一直被作为碱矿开采地, 而洼地中心也形成一南北贯通的运输通道。由于 20 世纪初期降水增多, 于 1929 年前后洼地积水成湖^[8]。据记载, 1929 年湖泊形成初期水面积仅 1.3 km², 至 1947 年逐步扩大到 20 km²。1958 年对湖周湿地进行人为疏导, 使入湖水量增加, 湖泊面积猛增到 40 km²。上世纪 60 年代初期随着湖区汇流的不断增多, 湖泊水位已接近现在水平¹⁾。现湖泊面积 60.3 km², 最大水深 10.5 m, 平均水深 8.2 m, 蓄水量 4.9 × 10⁸ m³。湖水依赖时令河、湖面降水和地下水补给, 入湖主要河流 4 条, 无出流, 为内陆封闭湖泊。

2 样品采集与实验方法

2002 年 6 月, 在湖泊中部水深 9.5 m 处(图 1), 用 Kajak 重力采样器取得长 71.5 cm 柱状岩芯(H 孔), 岩芯的岩性特征为: 42 cm 以上为灰黑色粉砂质泥, 42~65 cm 为灰白色粉细砂, 65 cm 以下为绛红色细砂。野外现场以 0.5 cm 间隔切割岩芯样品, 样品密封于塑料袋内, 运回实验室进行多环境指标分析。

岩芯剖面年代序列的建立是根据 ¹³⁷Cs 测年数据。¹³⁷Cs 定年采用美国 EG&G Ortec 公司生产的高纯锗井型探测器与 Ortec919 型谱分析器构成的 16 k 多道

1) 神木县旅游局. 红碱淖风景名胜区红石岛和东部码头区详细规划说明书. 1998

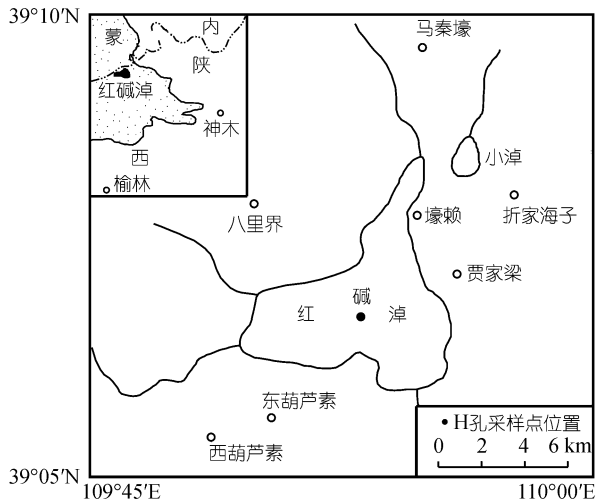


图 1 红碱淖位置及 H 孔采样点

分析器所组成的 γ 谱分析系统, 采用中国原子能研究院提供的 ^{137}Cs 定年标样进行结果比对与校正^[9]. 粒度分析采用英国Malvern公司Mastersizer2000 激光粒度仪; 有机碳含量由美国Leeman公司生产的CE440型元素分析仪测定. 上述实验分析均在中国科学院湖泊沉积与环境重点实验室完成(国家认可实验室, No. L1628). Rb, Sr含量测定采用日本产VP-320型X荧光光谱分析仪, 在南京大学地球科学系完成. 磁化率的测定在南京大学采用英国Bartinton公司生产的MS₂型磁化率仪测定.

3 分析结果

3.1 岩芯年代序列的建立

湖泊沉积物的 ^{137}Cs 计年是基于该放射性核素在沉积层位中的蓄积. 由于 ^{137}Cs 分子扩散作用不足以改变其在沉积物柱芯垂直剖面上的峰值位置, 因此利用 ^{137}Cs 的蓄积峰值位置可以计算沉积物的平均沉积速率 $S(\text{g}/\text{cm}^2\text{a})$ ^[10-12]:

$$S = Z'_{\text{max}} / (T_c - T_m),$$

式中 Z'_{max} 为蓄积峰位的质量深度(g/cm^2), T_c 为采样日期(a), T_m 为峰值时间(a). 依据 ^{137}Cs 全球降落通量与年代关系, 可求出柱状岩芯中 ^{137}Cs 出现峰值深度所对应的年代. 1952 年为全球开始进行核试验, ^{137}Cs 在湖泊沉积物中有所蓄积. 红碱淖H孔中 ^{137}Cs 蓄积从 48 cm出现, 应对应于 1952 年. 从 ^{137}Cs 活性与质量深度剖面中可以分辨出两个明显的峰值(图 2), 上部 18.8 cm 深度处 ^{137}Cs 峰值对应于 1986 年切尔诺贝利核泄露事件; 39 cm深度的峰值记录了北半球核试验

高峰年^[13]. 根据这三个时标分别计算出每两个时标间隔内钻孔的平均沉积速率, 从而推得各样品层位的年龄(图 3).

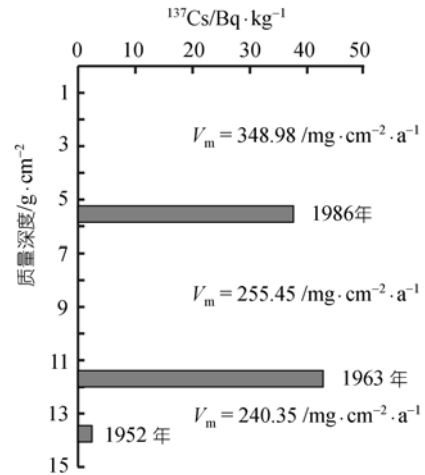


图 2 H 孔 ^{137}Cs 峰值位置(V_m 表示沉积通量)

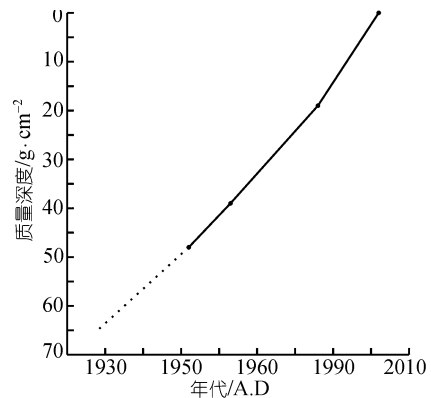


图 3 H 孔深度与年代关系

由于受 ^{137}Cs 测年的限制, 对钻孔 48 cm以下层位的年龄无法直接获得. 考虑到 42~65 cm时段内沉积物岩性变化不大, 因此采用 39~48 cm之间的沉积速率对下部 48~65 cm层段年龄进行外推, 为尽量避免误差, 采用平均沉积通量并去除压实影响, 由此计算出 65 cm处的年龄为 1928 年. 钻孔 65 cm以下岩性为绛红色细砂, 代表了红碱淖成湖前的基底沉积, 因此红碱淖成湖时期应在 65 cm深度处. 依据 ^{137}Cs 建立的钻孔年代序列, 推算的红碱淖成湖时间(65 cm深度)为 1928 年, 与历史记载的成湖时间十分吻合^[8], 由此表明钻孔的年代测定和推导是可信的, 钻孔内湖相沉积层代表了近 80 年的沉积, 沉积速率很大(平均为 0.87 cm/a), 样品年代分辨率很高(平均为 1.74 a/样),

可以满足年分辨率研究的要求。

3.2 沉积岩芯环境指标的变化特征

() 粒度. H 钻孔 65 cm 以下沉积物粒度较粗, <4 μm 细颗粒物百分含量(黏粒含量)很低(13%~19%), >64 μm 的粗颗粒物含量(细砂含量)高达 38%, 中值粒径介于 60~100 μm 之间; 65~48 cm 黏粒含量较前一阶段有所增加(20%~30%), 细砂含量有所降低(均值在 22%左右); 钻孔 58~54 cm 处粗颗粒含量和中值粒径出现剧烈波动, 58, 55 和 54 cm 处出现 3 个明显的峰值, 年代分别对应于 1936 年, 1939 年和 1941 年; 钻孔 48~42 cm 黏粒含量迅速下降到剖面最低值(5%), 粗颗粒含量又一次升高, 中值粒径变化与之对应. 42 cm 以上岩性为粉砂质泥, 粒度中粗颗粒物迅速减少, 含量几乎为 0, 相反黏粒含量逐步上升, 且 18.8 cm 以上更为明显(图 4).

() 磁化率. H 钻孔沉积物磁化率值总体较低, 平均为 $2.4 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$. 其中 65 cm 以下磁化率为剖面最高值段, 介于 $2.9 \sim 4 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 之间; 65~48 cm 磁化率为明显的谷值段, 平均为 $2.0 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$; 磁化率值在 48~42 cm 阶段快速增高, 从 $1.8 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 增至 $3.2 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$, 随后略有回落; 42 cm 以上磁化率维持在较高水平. 总体来看, 磁化率

与 32~64 μm 粒级组分有很好的正相关关系(图 5).

() 总有机碳(TOC). H 钻孔 42 cm 以下 TOC 含量处于低值段, 平均为 0.82%左右; 42 cm 以上 TOC 含量明显高于下部, 平均值为 1.79%, 且向上呈稳定增加趋势; 钻孔顶部 TOC 含量有一快速增加的峰值.

() Rb, Sr 含量及其比值. H 钻孔 65 cm 以下 Rb 含量极低而 Sr 含量为峰值. 65~48 cm Rb 含量快速增加, 从 60 μg/g 增加至 80 μg/g; Sr 含量则快速下降, 由 950 μg/g 下降至 600 μg/g, 相应 Rb/Sr 比值呈快速增加趋势. 48~42 cm Rb 含量有一回落, 而 Sr 含量则快速下降, 呈一明显谷值, Rb/Sr 比值在该阶段表现为一快速增加的峰值. 42 cm 以上 Rb, Sr 含量基本稳定, 其中 Rb 含量表现为逐渐增加的趋势, Sr 含量也有缓慢增加, Rb/Sr 比值相对稳定.

4 讨论

4.1 指标的环境意义

() 粒度. 在一个稳定的湖泊体系中, 湖水物理能量是控制沉积物粒度分布的主要因素. 根据沉积物机械分选原理^[4], 颗粒大小应由湖岸向湖心逐渐变细, 呈带状分布, 粒度频率曲线呈正态分布. 在

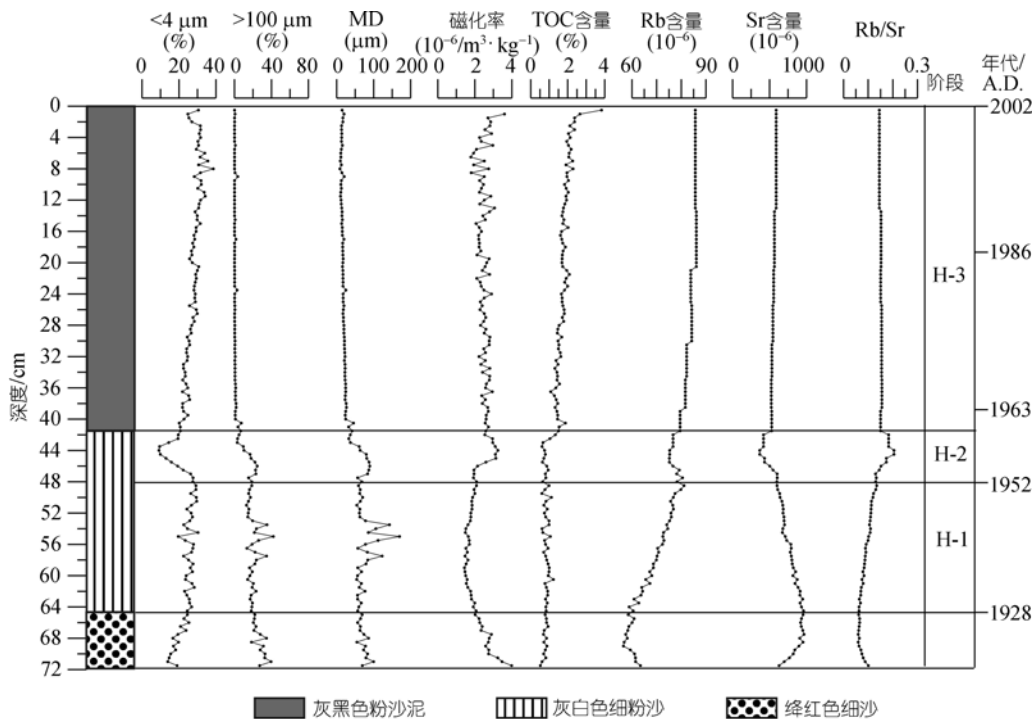


图 4 红碱淖 H 孔环境代用指标变化曲线

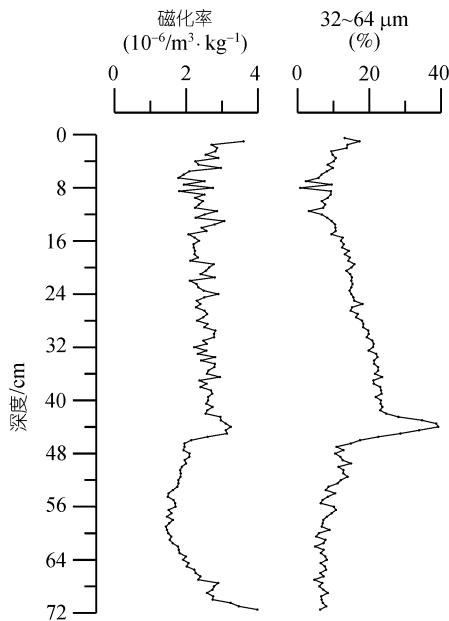


图5 红碱淖H孔磁化率与粗粉砂含量关系

干旱-半干旱地区, 湖泊除接纳地表径流搬运来的流域物质外, 还接受风力输送来的物质, 后者进入湖泊后直接参与沉降. 这两种不同动力机制的沉积物必然会对沉积物粒度频率曲线的峰态和偏态产生影响^[15-17]. 孙千里^[18]、金章东等^[19]在对岱海的研究中, 认为沉积物粒度分布的双峰形态是风力作用和流水作用共同影响形成的, 粗粒(>100 μm)小峰反映了外源风尘物质的输入. 另有资料显示, 尘暴降尘粒度具有双峰分布的特征, 反映了地方性(较粗颗粒)和远程搬运(较细颗粒)的粉尘混合物特征^[20]. 1993年覆盖中国北方42 h之久的“5.5”特大沙尘暴粒度曲线显示出明显的双峰分布特征, 峰值分别出现在粉砂粒级(含量39.5%)和细砂粒级(含量33.1%)^[15,21]. 由此可见, 较强尘暴降尘粒度的双峰分布叠加在河流搬运组分的粒度分布上, 完全可能在细砂粒级以上部分显露出次峰来, 而次峰强弱能够很好地反映强风沙沉降事件强弱的变化. 对于较弱的尘暴降尘, 由于其颗粒物粒级减小, 次峰减弱, 与河流搬运物质粒度分布重合而被其掩盖, 因而不再生能识别沉积物中流水搬运和风力输送组分.

() 磁化率. 湖泊沉积物磁化率的高低取决于沉积物中磁性矿物的种类、含量和磁性颗粒的粒度组分^[22-26], 当沉积物磁化率与某一级组含量密切相关时(正相关)时, 则说明该粒级组分富含磁性颗粒. 影响磁化率的因素还包括物源、水体动力条件以及沉

积后的非同生作用. 未受次生变化和灼烧影响的沉积物, 磁化率可以反映沉积动力强弱及其变化, 当沉积动力与沉积环境相对不变时, 磁化率可以反映沉积物物源的变化^[27]. 因而湖泊沉积物的磁性特征可以反映沉积物物源特征及湖泊的环境过程.

() 总有机碳(TOC). 流域风化物质通常参与成壤作用, 从而含有较高的有机碳. 当这些物质被地表径流搬运入湖而成为湖泊沉积物时, 其有机碳含量一般高于由风力作用从流域外干旱区搬运入湖的风成物^[28].

() Rb, Sr含量及其比值. Rb, Sr在表生地球化学环境中存在着显著的地球化学行为差异, 化学风化过程中Sr极易淋失; Rb与K性质相似, 常以类质同象进入钾长石、黑云母等含钾矿物中, 使得风化产物中Rb相对富集. Rb/Sr比值是衡量自然界化学风化的良好指标, 在黄土-古土壤序列和湖泊沉积研究中已被广泛应用^[29,30], 湖泊沉积物中较高的Rb/Sr比值反映流域内化学风化强烈. 由风力搬运入湖的沉积物主要经历物理风化^[21], 其颗粒中所含Rb, Sr一般不发生分馏, 它与由地表径流搬运入湖的流域化学风化产物具有十分不同的Rb/Sr比值特征. 因此在干旱-半干旱地区, 湖泊沉积物Rb/Sr比值是判别沉积物物源特征的良好指标.

4.2 沉积岩芯记录的区域风沙特征及其演化历史

红碱淖成湖于1929年, 成湖前是一片低洼湿地. H钻孔沉积岩芯的岩性特征表明, 1928年(约65 cm)以前, 沉积物的岩性为绛红色细砂, 且颗粒很粗. Fe/Mn比值特征反映当时为氧化环境条件^[31], 粒度特征以及较高的磁化率值指示了当地半固定沙丘的特点, 且具有一定的成壤母质. 极低的Rb含量以及Rb/Sr比值反映当时气候干旱, 化学风化较弱的特点. Sr含量的快速增加反映当时地表径流开始向该低洼处汇聚, 由于干旱气候条件下的强烈蒸发作用, 低洼积水处积聚了较高的Sr含量.

1928~1952年(H-1阶段): 红碱淖自本阶段开始积水成湖, 沉积物岩性指示了浅湖相沉积特征. 从粒度频率的双峰分布特点来看(图6), 当时湖区风沙沉降发育, 风力携带的粗、细颗粒物进入湖泊后直接参与沉降, 形成与地表径流搬运入湖的细颗粒物截然不同的两个粒度频率分布峰. 由于风力携带物质到达湖区已经过分选, 因此沉降入湖的粗颗粒相对均一, 表现为一粒径相对集中的窄峰. 岩芯中1936,

1939 和 1941 年出现的三次粗颗粒含量年(图 4), 可能反映了三次明显的强风沙沉降事件^[31,32], 对比该气象监测资料发现, 红碱淖湖泊沉积记录的这三次粗颗粒沉降事件较好地对应于该时期内湖区发生的三次干旱事件¹⁾. 另外这三次事件还与 20 世纪 30 年代前后马兰冰芯中较高的污化层厚度比率值相对应²⁾, 反映出中国北方这一时期沙尘天气普遍较为强烈. 该阶段总体较粗的粒径反映该时期湖区内风沙发育; 岩芯中较低的磁化率和 TOC 含量进一步指示风力搬运入湖的沉积物占有较高比例. 由于该阶段是红碱淖的成湖期, 因此流域内通过地表径流搬运入湖的风化物质逐渐增多, 表现为沉积物中 Rb 含量的快速增加. 随着湖水的逐渐加深, 水体中 Sr 含量被稀释, Rb/Sr 比值快速上升.

1952~1960 年(H-2 阶段): 该阶段粒度频率曲线虽仍呈双峰分布, 但风力携带入湖的粗颗粒峰值大大下降, 仅呈很小的一个频率峰(图 6). 榆林地区降水资料显示, 20 世纪 50 年代中后期至 70 年代早期区域降水量显著增加³⁾. 文献记载^[8], 1958 年对红碱淖周围滩地进行人为疏导, 使入湖水量大增. 该时期是红碱淖湖泊的快速注水期, 湖面积由 20 km² 猛增至

40 km². 沉积岩芯中粒度的增粗, 主要缘于粗粉砂的快速增多, 反映当时水动力增强; 磁化率和粗粉砂含量快速增加, 亦说明这一点. 由于沉积速率增大使沉积物中有机质含量受到稀释, 因此岩芯中 TOC 含量增加不明显. 该时期入湖水量的快速增加和沉积速率的提高还表现为湖泊水体中 Sr 含量的下降和沉积物 Rb 含量的降低. 总体而言, 该阶段风沙粗颗粒物质在沉积物中所占比例急剧下降.

1960~2002 年(H-3 阶段): 自本阶段开始, 沉积物颗粒明显变细, 发育湖相泥沉积, 表明湖泊演化为稳定的深湖环境. 该阶段粒度频率曲线已呈单峰分布, 根据其粒径分布特征, 主要来自地表径流搬运入湖的细颗粒物. 前人的研究表明^[33~35], 20 世纪 60 年代以来, 中国北方风沙发生的频率有明显减小趋势, 近四、五十年来内蒙古腾格里沙漠、乌兰布和沙漠以及毛乌素沙地、科尔沁沙地等流动沙丘面积呈显著减少趋势^[36], 尤其是榆林地区, 近 40 年来由于植树造林和地表水土涵养生物工程措施, 沙尘暴发生频率已明显降低^[37~40]. 岩芯中较高的磁化率和粗粉砂含量指示地表径流搬运入湖的物质增多. 较高的 Rb/Sr 比值反映流域内化学风化增强, 沉积物来自风化产物的比例较高. 这也与较高的 TOC 含量相对应. 对红碱淖表层沉积物的研究还发现^[31], 最近 2~3 年由于红碱淖旅游业的发展和公路建设, 汽车尾气中 Pb 污染已在红碱淖表层沉积物中有所蓄积.

冰芯和树轮记录所反映的中国北方不同地点近 100 年来降水变化情况显示, 中国北方中西部大部分地区呈上升趋势²⁾. 历史文献和气象观测资料所揭示的陕、甘、宁、青在 20 世纪前半叶干旱而在后半叶多雨^[41], 以及上世纪 20 年代以来黄河中上游年径流量的增加趋势^[42]也说明了 20 世纪中国北方中西部地区降水量存在增加趋势, 这和红碱淖自 1929 年以来形成与扩展的历史相对应. 降水的增加也使地表土壤湿度增加, 从而对地面起沙扬尘起有一定的抑制作用, 这也是红碱淖上个世纪 50 年代以来沙尘暴减弱的一个重要原因.

5 主要结论

() 湖泊沉积中风成沙与地表径流搬运入湖的流域风化物质其环境指标具有一定的差异, 据此可

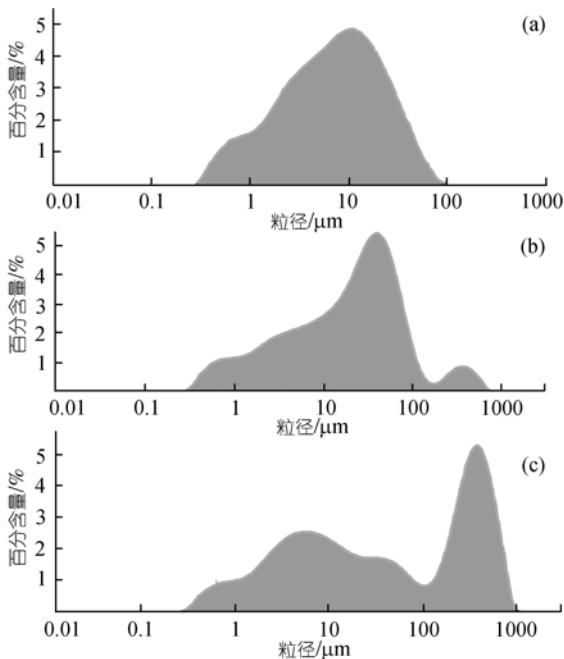


图 6 H 孔沉积物粒度分布特征

(a) 剖面 0~42 cm 段; (b) 42~48 cm 段; (c) 48~71.5cm 段)

1) 陕西省气象局气象台资料, 1976

2) 数据由中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰芯与寒区环境重点实验室王宁练研究员提供, 2004

3) 数据由中国科学院南京地理与湖泊所王苏民研究员提供, 2004

在一定程度上识别湖泊沉积记录中的风沙沉积。粒度分布特征能够较好地反映较强风沙沉降事件的强弱变化。

() 红碱淖沉积岩芯记录了该地区近 80 年以来风沙发生频率和强度由高逐渐变低的历史过程, 区域降水的增多以及湖区近 40 年来植树造林和地表水土涵养生物工程措施对该地区风沙发生强度和频率具有明显的抑制作用。

() 红碱淖沉积岩芯极高的沉积速率(0.87 cm/a) 和样品的年分辨率特征(1.74 a/样)揭示了 20 世纪 30 年代末至 40 年代初湖区发生的三次强风暴气候事件及其风沙的搬运沉积。

致谢 夏威岚高级工程师完成了年代测定, 王苏民研究员对论文的修改提出了宝贵的意见, 在此一并致谢。本工作得到国家重点基础研究发展规划(2004CB720205)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX3-SW-341)资助。

参 考 文 献

- 董光荣, 李保生, 高尚玉, 等. 鄂尔多斯高原第四纪古风成沙的发现及其意义. 科学通报, 1983, (16): 998~1001
- 苏志珠, 董光荣, 李小明, 等. 晚冰期以来毛乌素沙漠环境特征的湖沼相沉积记录. 中国沙漠, 1999, (2): 104~109
- 李保生, 董光荣, 高尚玉, 等. 陕西北部榆林第四纪地层剖面的粒度分析与讨论. 地理学报, 1988, 43(2): 127~132
- 陈镇东, 罗建育, 万政康, 等. 中国台湾大鬼湖沉积物所保留之降尘记录. 第四纪研究, 2001, 21(1): 18~28
- 王式功, 董光荣, 陈惠中, 等. 沙尘暴研究的进展. 中国沙漠, 2000, 20(4): 349~356
- 张德二. 中国历史时期以来降尘的天气气候学初步分析. 中国科学, B 辑, 1984, 24(3): 278~288
- 张小曳, 亚洲粉尘的源区分布、释放、输送、沉降与黄土堆积. 第四纪研究, 2001, 21(1): 29~40
- 王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998. 339~340
- 夏威岚, 薛滨. 吉林小龙湾沉积速率的 ^{210}Pb 和 ^{137}Cs 年代学方法测定. 第四纪研究, 2004, 24(1): 124~125
- 万国江. ^{137}Cs 及 ^{210}Pb 方法湖泊沉积记年研究进展. 地球科学进展, 1995, 10(2): 188~192
- 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. 1~211
- 万国江, 桑季 P, 法任库忍 K, 等. 瑞士 Greifen 湖新近沉积物中的 ^{137}Cs 分布及其计年. 环境科学学报, 1985, 10(3): 360~365
- Appleby P G, Richardson N, Nolan P J. ^{241}Am dating of lake sediments. Hydrobiologia, 1991, 214: 35~42[DOI]
- Lerman A. Lake: Chemistry, Geology, Physics. Berlin: Springer-Verlag, 1978. 79~83
- 师育新. 兰州“930505”特大沙尘暴沉积物特征研究. 沉积学报, 1995, 13(3): 76~82
- Mctainsh G H, Nickling W G. Dust deposition and particle size in Mali, West Africa. Catena, 1997, 29: 307~322
- 王赞红. 现代沙尘暴降尘与非沙尘暴降尘的粒度特征. 地理学报, 2003, 58(4): 606~610
- 孙千里, 周杰, 肖举乐. 岱海沉积物粒度特征及其古环境意义. 海洋地质与第四纪地质, 2001, 21(1): 93~95
- 金章东, 邹成娟, 高南华, 等. 小冰期以来岱海地区的环境变迁与尘暴事件. 西安工程学院学报, 2001, 23(4): 6~10
- Pye K. Aerolian Dust and Dust Sediment. Beijing: Ocean Publishing House, 1991. 79~80
- 樊恒文, 肖洪浪, 段争虎, 等. 中国沙漠地区降尘特征与影响因素分析. 中国沙漠, 2002, 22(6): 559~565
- Creer K M, Morris A. Proxy-climate and geomagnetic paleointensity records extending backing to Ca 75,000 BP derived from sediments cored from Lago Grande Di Monticchio, Southern Italy. Quaternary Science Review, 1996, 15: 167~188[DOI]
- Thouveny N, Debeaulieu J L, Bonifay E, et al. Climate variations in Europe over the past 140-Kyr deduced from rock magnetism. Nature, 1994, 371: 503~506[DOI]
- 胡守云, 王苏民, Appel E, 等. 呼伦湖湖泊沉积物磁化率变化的环境磁学机制. 中国科学, D 辑, 1998, 28: 334~339
- 吴瑞金. 湖泊沉积物的磁化率、频率磁化率及其古气候意义——以青海湖、岱海近代沉积为例. 湖泊科学, 1993, 5(2): 118~135
- 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): 141~150
- 王建, 刘泽纯, 姜文英, 等. 磁化率与粒度、矿物的关系及其古环境意义. 地理学报, 1996, 51(2): 155~163
- 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. 中国科学, D 辑, 2004, 34(2): 130~138
- 陈骏, 安芷生, 汪永进, 等. 最近 800 ka 洛川黄土剖面中 Rb/Sr 分布和古季风变迁. 中国科学, D 辑, 1998, 28(6): 498~504
- 沈吉, 吕厚远, 王苏民, 等. 错鄂孔深钻揭示的青藏高原中部 2.8 Ma 以来环境演化及其对构造事件响应. 中国科学, D 辑, 2004, 34(4): 359~366
- 汪勇, 羊向东, 沈吉, 等. 陕西红碱淖近百年来环境变化的湖泊沉积记录. 湖泊科学, 2004, 16(2): 105~112
- 李小明, 周卫健, 安芷生, 等. 沙漠/黄土过渡带 13 ka BP 以来季风演化的古植被记录. 植物学报, 2000, 42(8): 868~872
- 钱正安, 宋敏红, 李万元. 近 50 年来中国北方沙尘暴的分布及变化趋势分析. 中国沙漠, 2002, 22(2): 106~111
- 全林生, 时少英, 朱亚芬, 等. 中国沙尘天气变化的时空特征及其气候原因. 地理学报, 2001, 56(4): 477~485
- 周自江, 王锡稳, 牛若芸, 等. 近 47 年中国沙尘暴气候特征研究. 应用气象学报, 2002, 13(2): 193~200
- 乌云娜, 裴浩, 白美兰. 内蒙古土地沙漠化与气候变化和人类活动. 中国沙漠, 2002, 22(3): 292~299
- 刘子林, 刘晓丽, 毕旭. 榆林沙尘暴天气的气候特征及其对策. 陕西气象, 2002, (5): 7~9
- 严钦尚. 陕北榆林定边间流动沙丘及改造. 科学通报, 1954, (11): 28~34
- 张凤荣, 王立新, 牛振国, 等. 伊金霍洛旗土地利用变化与可持续利用. 中国沙漠, 2002, 22(2): 166~171
- 吴薇. 近 50 年来毛乌素沙地的沙漠化过程研究. 中国沙漠, 2001, 21(2): 164~169
- 吴永森, 孙武林. 陕、甘、宁、青干旱序列表及其气候特征. 见: 孙国武. 中国西北干旱气候研究. 北京: 气象出版社, 1997. 59~63
- 史辅成, 王国安, 高治定, 等. 黄河 1922~1932 年连续 11 年枯水段的分析研究. 水科学进展, 1991, 2(4): 258~263

(2005-07-11 收稿, 2005-09-08 接受)