科学通报 2011 年 第 56 卷 第 31 期：2580 ~ 2590
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

山西宁武公海湖泊岩芯的环境磁学特征及中世纪暖期湿润气候探讨

刘建宝[①], 陈发虎[①*], 陈建徽[①], 许清海[②], 夏敦胜[①], 王宗礼[①], 李月丛[②]

① 兰州大学西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000;
② 河北师范大学资源与环境学院, 石家庄 050016
* 联系人, E-mail: fhchen@lzu.edu.cn

2011-02-15 收稿, 2011-05-16 接受
国家重点基础研究发展计划(2010CB950202)和国家自然科学基金(40971056, 41001114)资助项目

摘要 对山西宁武公海 GH09B1 孔 2.8 m 长岩芯进行的磁化率、非磁滞剩磁、等温(饱和)剩磁、*J-T* 曲线、磁滞回线和 XRD 等测试结果表明, GH09B1 孔岩芯磁性矿物以磁铁矿为主, 磁性矿物含量高的岩芯段, 磁性颗粒也较细, 形成于湖盆流域土壤发育较强、降水量较多的时期, 而磁性矿物含量低的时期则相反. 公海湖泊沉积物环境磁学参数变化主要受控于湖盆流域土壤发育程度, 进而指示亚洲夏季风强弱, 尤其是 χ 与 S_{-300} 参数清晰地记录了近 1200 年来宁武公海地区夏季风的变化历史, 发现中世纪暖期(910~1220 AD)显著湿润, 夏季风强盛, 这一结果得到同岩芯孢粉记录的支持. 3~6 年分辨率的环境磁学参数记录还显示, 中世纪暖期内部存在 980~1050 AD 的次级干旱阶段. 公海沉积物磁学参数记录的近千年夏季风变化与历史文献记载、万象洞石笋氧同位素和气候模拟结果一致, 共同指示了中世纪暖期季风强盛的湿润气候环境且内部存在百年尺度的气候干湿波动. 环境磁学参数可作为高分辨率湖泊沉积记录的季风气候变化的有效参数.

关键词
山西宁武公海
湖泊沉积
磁学参数
中世纪暖期
湿润气候

由于磁性参数测量(磁化率、等温剩磁、饱和等温剩磁及非磁滞剩磁等)的无破坏性、快捷性和灵活性, 环境磁学手段被广泛应用于深海沉积[1,2]、湖泊沉积[3]、黄土沉积[4,5]等长序列环境变化、气候变化和地层对比中, 是古气候、古环境变化重建的重要代用指标之一[6,7]. 然而, 由于湖泊沉积物本身的磁性较弱以及沉积后磁性矿物的次生变化和湖泊自生矿物对原生剩磁的影响[8,9], 哪些环境磁学参数能够敏感揭示湖泊沉积物记录到的短尺度(如几十年-百年尺度)气候和环境变化事件, 尚需深入探讨.

近 1000 年来全球气候曾发生过显著变化, 存在中世纪暖期、小冰期和现代变暖的 3 个气候异常时期[10~14]. 其中, 北半球中世纪暖期明显较小冰期温暖[13,14], 我国东部中世纪暖期内两个百年温暖时段的冬半年温度甚至比 20 世纪还高[15]. 由于中世纪暖期是距现代全球变暖最近的一次百年尺度温暖时期, 能为预测未来气候变化长期趋势提供可供参考的历史相似型, 因而受到国际学术界长期关注[13,16~18]. 这一时期, 全球许多区域的水文状况发生异常[19,20], 但相对于温度变化, 中世纪暖期的降水和干湿变化在全球不同区域表现差异较大, 例如, 美国中西部地区气候严重干旱[21], 而英国降水则处于高值时段[22,23], 有的区域甚至没有出现明显异常[24]. 我国中世纪暖期不同区域的表现差别也较大, 西部干旱区湖泊记录[25,26]、风沙记录[27]和树轮记录[28]均显示中世纪暖期整体干旱而小冰期湿润的气候框架[29]. 尽管亚洲季风作为全球气候系统的重要组成部分, 其在地质时期各个时间尺度的演化历史和规律历来是古气候

英文版见: Liu J B, Chen F H, Chen J H, et al. Humid Medieval Warm Period recorded by magnetic characteristics of sediments from Gonghai Lake, Shanxi, North China. Chinese Sci Bull, 2011, 56: 2464–2474, doi: 10.1007/s11434-011-4592-y

学界的研究重点[30,31], 国内学者也已经在季风影响区开展了近千年来气候变化的大量研究工作, 发现小冰期时期我国东部季风区是弱季风的干旱时期[32~34], 但中世纪暖期在不同记录间的结果差异较大. 孢粉记录显示, 我国东北地区中世纪暖期气候湿润, 夏季风强盛[33], 近来发表的高分辨石笋记录也支持中世纪暖期整体季风强盛[35]. 但有些区域的石笋记录则显示, 中世纪暖期季风并不强[36,37], 集成的石笋氧同位素记录发现, 中世纪暖期在近千年中并没有显示出显著的异常, 甚至在11~13世纪初期夏季风处于稍弱阶段[38]. 根据历史资料重建的干湿变化显示, 华北地区在中世纪暖期气候偏湿[39,40], 但在整个中国东部地区中世纪暖期显示出以干旱为主[41]. 在我国东部地区不同记录指示的中世纪暖期季风强度、降水和干湿变化之所以存在如此大的差异, 一则可能在于不同记录代用指标的指示意义不同, 二则可能反映了亚洲季风强弱对我国东部不同区域降水的影响不同. 如果以华北夏季降水多(少)作为亚洲季风强(弱)的指示[42,43], 在这一关键区域获取过去千年的高分辨率地质记录就显得尤为重要. 本文选择现代季风边缘区的山西北部宁武公海湖泊岩芯记录, 开展高分辨率多参数环境磁学研究, 结合其他代用指标, 探讨了湖泊岩芯的环境磁学特征, 并通过其变化开展近千年来区域环境和气候变化重建, 重点讨论中世纪暖期亚洲季风和降水变化历史.

1 自然环境概况和采样

公海(38°54′N, 112°14′E, 海拔 1860 m)位于吕梁山北段山西宁武县城西南20 km的东庄乡境内, 湖泊发育在桑干河和汾河分水岭的夷平面上. 该夷平面平均海拔1800 m, 其上分布着包括公海在内的11个大小不等的湖泊, 形成华北地区为数很少的高山湖泊群[44]. 其中, 公海海拔最高, 面积 0.36 km^2, 最大水深小于 10 m, 湖床平坦, 为降水补给的小型封闭湖泊(图 1). 宁武西临我国中部沙漠和沙地, 如毛乌素沙地、库布齐沙漠、腾格里沙漠和巴丹吉林沙漠等, 属于典型季风边缘区(图 1), 县城(海拔 1500 m)年降水量468 mm, 6~8月降水占全年65%, 区域山地植被为针阔叶混交林为主, 低于湖泊的山地有片状针叶林分布. 区域土壤为山地草甸土、棕壤、褐土、栗钙土以及草甸土5大类, 其中以褐土为主. 区域地表出露基岩从太古界到新生界均有, 主要是磁性较弱的白云岩、灰岩和砂岩、砂页岩、砂砾岩等[45], 为开展湖泊沉积物的环境磁学研究提供了较好条件. 2009年1月在公海中心位置(图 1)开展GH09B孔钻探, 钻孔处水深 8.96 m, 采用奥地利 UWITEC 平台钻获得无扰动岩芯, 每管岩芯进深 2.8 m, 保存在内塑料管内, 获得总长 7.68 m 的 GH09B 岩芯. 在周围地表流域采集获得15个基岩样品, 3个土壤样品. 岩芯就地冷冻后运回实验室, 保存在4℃下冷冻箱内. GH09B1

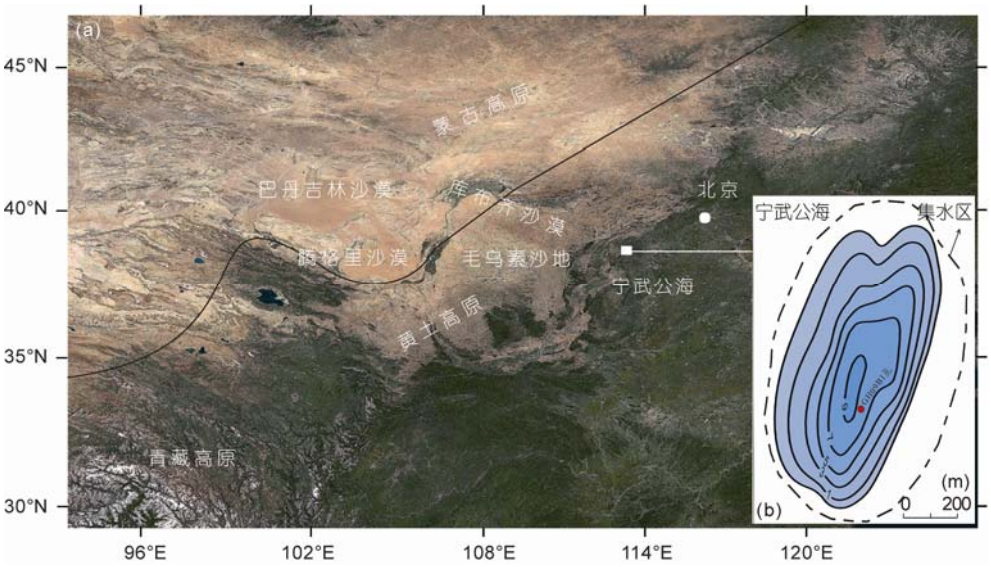

图 1 区域自然地理概况

(a) 区域遥感影像, 实线为现代夏季风边界线(引自文献[46]); (b) 公海状况和岩芯位置

是该岩芯的第一管岩芯, 长度 2.8 m, 岩性为粉沙质泥, 岩芯上部 1.0, 2.0 m 前后和下部 2.5~2.8 m 较粗. GH09B1 孔岩芯在室内按 1 cm 间隔分样, 利用冷冻干燥仪干燥后进行磁性等测量.

2 实验方法

环境磁学参数按照 Dearing[47]描述的方法测量和计算相关参数. 使用 Bartington MS2 磁化率仪测量低频磁化率(χ_{LF})和高频磁化率(χ_{HF}); Molspin 旋转磁力仪测量非磁滞剩磁(ARM, 交变磁场峰值 50 mT, 直流磁场 0.05 mT)、1 T 磁场的饱和等温剩磁(SIRM), 以及−20, −100 和−300 mT 磁场下的等温剩磁(IRM). 计算质量磁化率(χ)、频率磁化率(χ_{FD}%)、S 比值(S_{-300})、非磁滞磁化率(χ_{ARM}), 以及比值参数, 如 χ_{ARM}/SIRM, χ_{ARM}/χ 与 SIRM/χ 等. 根据上述测量结果, 挑选 50 个代表性样品, 利用 MMVFTB 可变场强磁天平进行热磁曲线与磁滞回线的测量; 挑选 5 个代表性样品, 利用 D/max-3BX 型号 X 射线衍射分析仪进行 XRD 测试. 挑选 8 个岩芯样品, 按照 Moore 等人[48]描述的方法开展孢粉分析. 孢粉分析在河北师范大学孢粉实验室完成, 其他测试全部在兰州大学西部环境教育部重点实验室完成.

3 实验结果

3.1 年代结果

GH09B1 孔 ^{14}C 测年全部选用岩芯中保存完好的陆生植物残体, 避免了湖泊测年中存在的碳库效应问题. 陆生植物残体样品送中国科学院地球环境研究所 AMS 实验室进行测量. ^{14}C 结果使用 OXCAL4.1 程序[49], 采用 Intcal04 校正数据进行日历年龄校正[50], 获得深 0.63 m 处年代为 415±83 cal a BP, 1.16 m 处为 617±52 cal a BP, 1.99 m 处为 884±80 cal a BP, 2.45 m 处为 1011±43 cal a BP, 可以满足确定中世纪暖期的年代范围. 样品对应的年龄通过内插获得, 岩芯底部年龄 840 AD. 样品的时间分辨率在 1300 AD 以来为 4~8 年, 1300 AD 以前为 3~6 年.

3.2 磁性矿物类型与组合

GH09B1 孔岩芯样品的热磁曲线基本相似(图 2(a)和(b)), 随温度升高磁化强度先微弱降低, 但在 450℃以后磁化强度迅速升高, 并在 500℃左右达到峰值, 这一磁化强度的升高, 应是样品中含铁硅酸盐矿物或黏土矿物等顺磁矿物转变为磁铁矿的结果[51]. 冷却过程中磁化强度明显高于加热过程的磁化强度, 也进一步证明加热过程中确实有大量磁性矿物生成. 随温度的进一步升高, 磁化强度逐步降低并在 580℃时接近于零, 表明样品中的磁性矿物主要是磁铁矿. GH09B1 孔岩芯样品的磁滞曲线狭窄形状在外加磁场在 300 mT 以内的可逆性(图 2(e)和(f)), 说明磁铁矿是该磁滞回线的主要源体, 而在磁场强度高达 1000 mT 时磁化强度仍在升高而没有达到饱和, 进一步说明岩芯样品中有相当大一部分是顺磁性矿物[52].

X 射线衍射分析结果(图 3(a)和(b))发现, GH09B1 孔岩芯样品的矿物成分主要由石英、钠长石、斜长石、正长石、角闪石、伊利石、云母和磁铁矿以及碳酸盐(主要为方解石)等组成, 并存在富铁绿泥石类黏土矿物, 支持热磁曲线和磁滞回线的结果, 说明 GH09B1 孔岩芯样品磁性矿物主要以磁铁矿为主, 并含有较多的含铁硅酸盐、黏土矿物等顺磁性矿物. 样品的饱和等温剩磁与质量磁化率之比(SIRM/χ)可用于区分磁性矿物的类型, 如磁黄铁矿、胶黄铁矿多集中于 100 kA/m 左右, 赤铁矿的值通常大于 200 kA/m, 而(钛)磁铁矿的值很低, 低于 30 kA/m, 多集中于 10 kA/m[53,54]. 所有样品的 SIRM/χ 平均值为 13.25 kA/m, 支持岩芯样品的磁性矿物以磁铁矿为主.

3.3 磁性矿物的粒度

沉积物磁铁矿的颗粒大小, 可用饱和剩磁与饱和磁化强度之比(M_{rs}/M_s)和矫顽力比(B_{cr}/B_c)之间的关系图(即 Day 图)区分开来[55~57]. GH09B1 孔岩芯样品全部落在 Day 图的假单畴(PSD)区域内(图 4), 表明公海湖泊沉积物中的磁性矿物颗粒以 PSD 颗粒为主. 然而, 通过此方法获得的沉积物磁性矿物的 PSD 也可能是稳定单畴(SSD)与多畴(MD)颗粒混合造成的[58], 不完全代表磁性矿物的颗粒就在 PSD 范畴, 需要其他方法才能够进一步区分开来. Dearing 等人[59]利用 χ_{FD}%和 χ_{ARM}/SIRM 间的 Dearing 图, 能够有效区分不同范畴的沉积物磁性矿物粒度大小. GH09B1 孔岩芯样品几乎全部落在 Dearing 图的粗粒 SSD 范围, 只有少量样品落在了 MD+PSD 范畴(图 5), 进一步区分出 GH09B1 湖泊沉积物中的磁性矿物颗粒主要属于 SSD 范畴. 来自岩芯表层样品具有

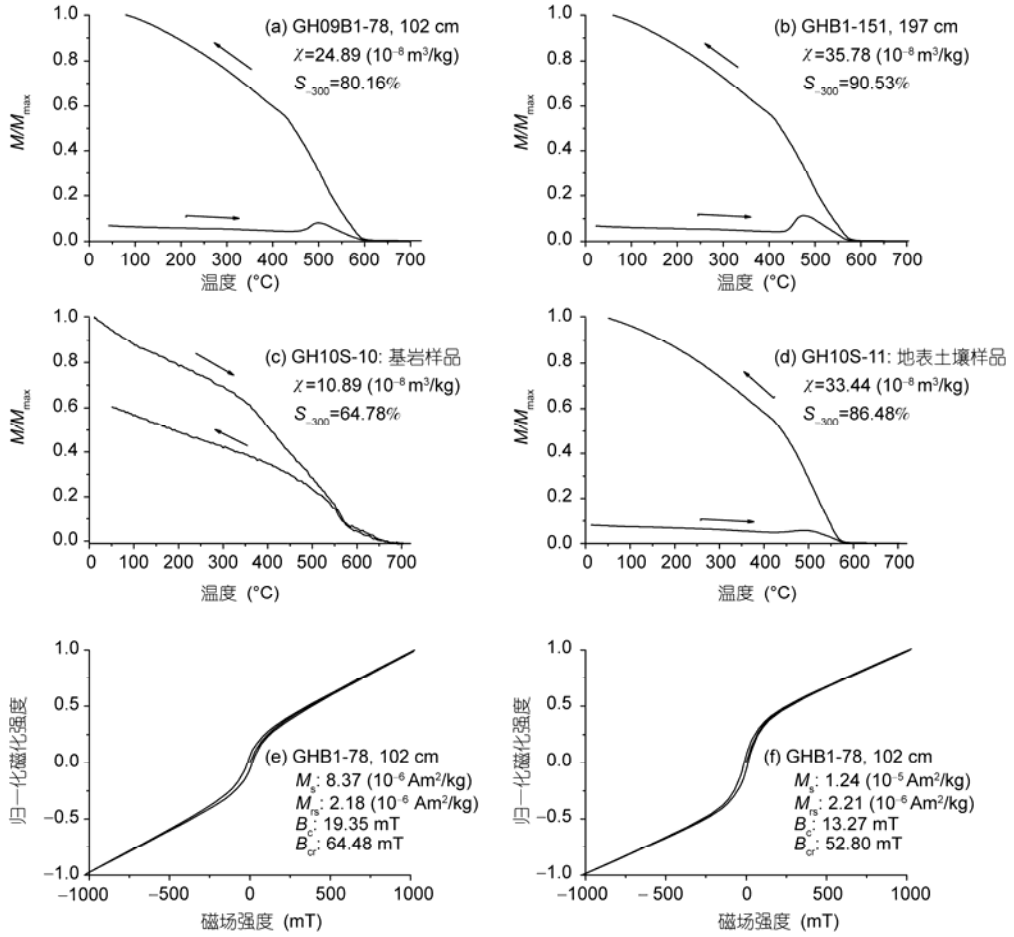

图 2　GH09B1 孔岩芯样品((a), (b))、流域基岩(c)和土壤(d)的热磁曲线(外磁场强度为 1100 mT)及经过校正的岩芯样品磁滞回线((e), (f))

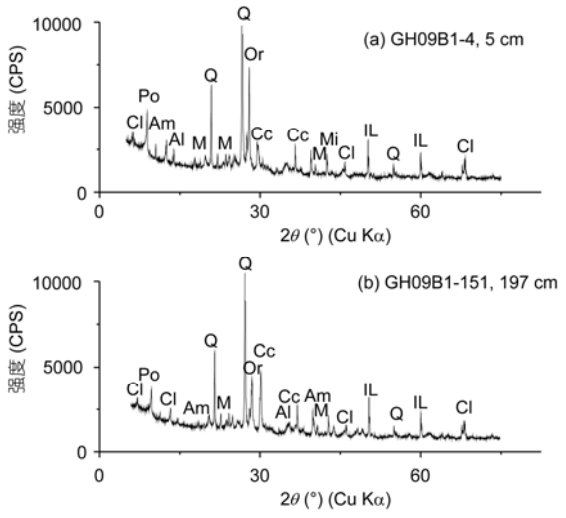

图 3　GH09B1 孔岩芯典型样品的 X 射线衍射图谱

(a) GH09B1-4, 5 cm; (b) GH09B1-151, 197 cm. CL, 富铁绿泥石; Po, 斜长石; Am, 角闪石; AL, 钠长石; M, 磁铁矿; Q, 石英; Or, 正长石; Cc, 方解石; Mi, 云母; IL, 伊利石

MD+PSD 粒级的磁性矿物, 这些少量 MD+PSD 颗粒可能是大气污染物输入湖泊造成的, 因为 MD+PSD 粒级的磁性矿物是我国北方大气颗粒污染物中的主要粒级[60]. 非磁滞剩磁磁化率(χ_{ARM})反映单畴磁性颗粒的磁性矿物浓度[6], 岩芯 χ_{ARM} 与 χ 变化的一致性(见图 6), 支持除了岩芯顶部近 100 年外 GH09B1 岩芯样品的磁性矿物大小主要属于 SSD 范围.

3.4　环境磁学参数随岩芯深度的变化

反映样品磁性强弱的质量磁化率 χ 随深度的变化可以划分为 4 个阶段(图 6): 第一个阶段(深 2.80~2.55 m, 840~910 AD), 质量磁化率为整个岩芯最低值; 第二个阶段(深 2.55~1.50 m, 910~1220 AD): 质量磁化率整体较高, 形成岩芯的峰值, 说明湖泊沉积物中磁铁矿的浓度较高. 这一时期, 在距今 980~1050 AD 间出现质量磁化率的谷值; 第三阶段

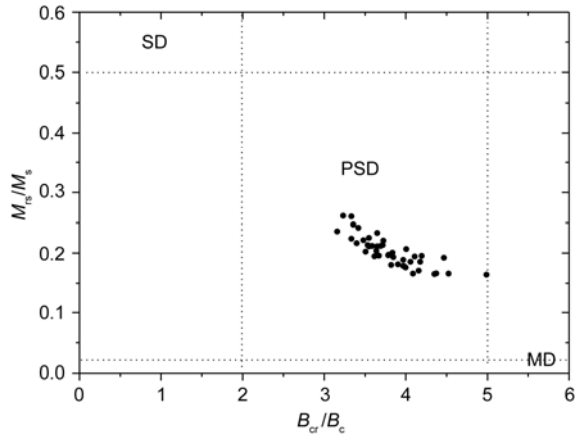

图 4 GH09B1 岩芯样品的 Day 氏图

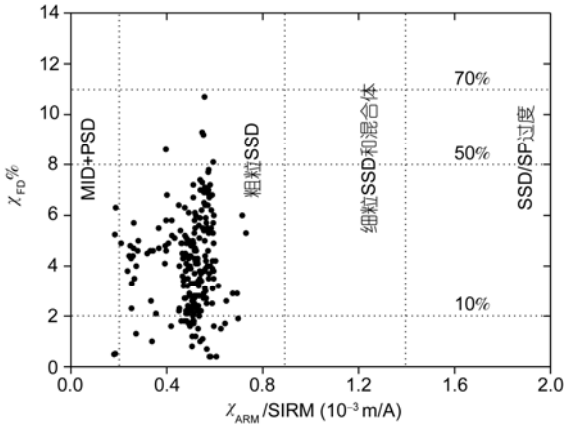

图 5 GH09B1 岩芯样品的 Dearing 图

(深 1.50~0.21 m, 1220~1850 AD): 质量磁化率逐步降低, 磁化率在岩芯中整体较低, 总体上磁性较弱, 其中最低段出现在深 1.35~0.80 m(1270~1450 AD); 第四阶段(深 0.21~0 m, 1850 AD 至今): 质量磁化率快速上升, 岩芯的磁性增强, 波动较大, 但整体不如第二阶段磁化率高. 环境磁学指标 S_{-300} 用来衡量低矫顽力铁磁性矿物与高矫顽力反铁磁性矿物的相对比例[61], 其值大于 80%反映以磁铁矿(或磁赤铁矿)为主, 而小于此值反映反铁磁性矿物(赤铁矿或针铁矿)贡献的增加[62]. 公海岩芯沉积物剖面的 S_{-300} 全部大于 80%(图 6), 说明主要是磁铁矿的贡献, 与热磁曲线和 X 射线衍射分析给出的公海岩芯样品主要以磁铁矿为主的结论一致. S_{-300} 随岩芯深度的变化曲线与质量磁化率完全一致(图 6), 进一步指示 GH09B1 孔岩芯样品的质量磁化率主要反映的是磁铁矿的磁性强弱变化. 饱和等温剩磁(SIRM)随深度的变化与质量磁化率和 S_{-300} 的变化趋势基本一致(图 6), 也表示超顺磁颗粒(SP)对样品的磁性强弱贡献不大[6]. 结合岩芯样品磁性矿物的大小主要是 SSD 范围, 因此质量磁化率和 S_{-300} 总体都指示样品中磁铁矿浓度的变化.

环境磁学的比值参数 χ_{ARM}/χ 和 χ_{ARM}/SIRM 的变化较为一致; 在岩芯底部(深 2.55 m 以下)、中世纪暖期期间的 980~1050 AD 的中部(深 2.2 m 左右)以及岩芯顶部近 50 年以来, 出现整个岩芯的谷值, 这与质量磁化率 χ 和 S_{-300} 参数的变化不同(图 6). 由于 χ_{ARM}/χ

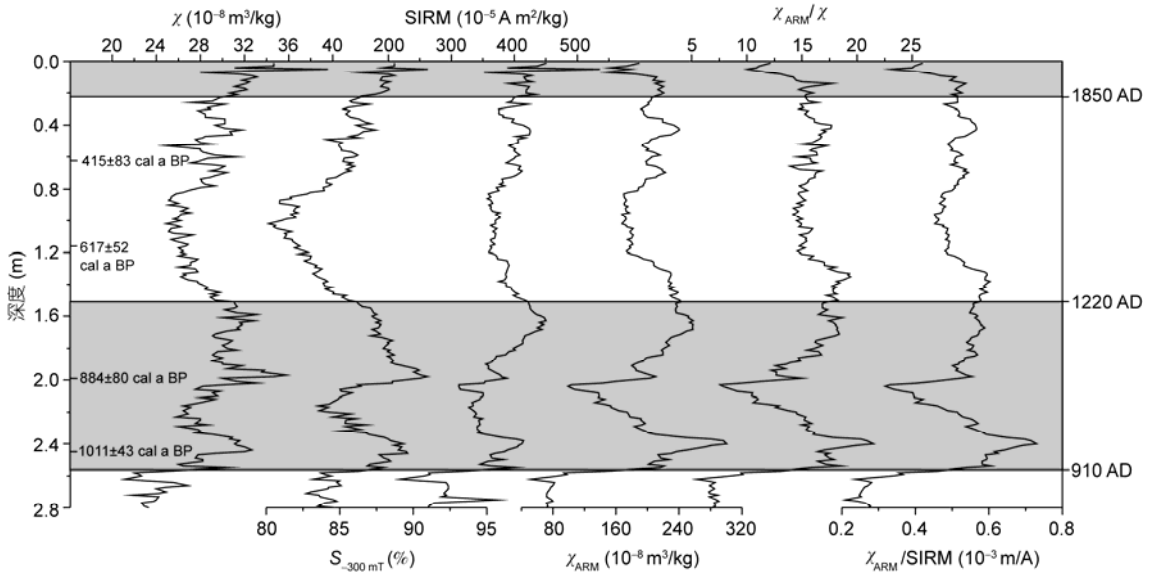

图 6 GH09B1 孔岩芯样品主要环境磁学参数随深度的变化

图中标出了 ^{14}C 测年结果, 阴影部分给出了质量磁化率较高岩芯段及其所对应的年代

和 χ_{ARM}/SIRM 对细颗粒亚铁磁性矿物, 特别是细粒磁铁矿敏感, 磁性矿物的颗粒越小, 比值参数越大[63,64], 两者变化的一致性说明, 中世纪暖期磁性矿物颗粒整体较细, 但在 980~1050 AD 明显变粗, 对磁性矿物粒级敏感的 SIRM 也明显变小, 说明是磁性矿物颗粒大小变化导致了质量磁化率 χ 和 S_{-300} 出现低值. 在 1850 AD 以来, 这两个比值参数也出现显著降低, 表明磁性颗粒变粗, 但质量磁化率χ与S_{-300}是处于高值阶段(图 6), 样品的磁性较强. 显然, 这与中世纪暖期中部 980~1050 AD 间粗颗粒导致的低磁化率和较小的χ_{ARM}/χ及χ_{ARM}/SIRM不同, 可能指示了公海附近宁武县城大气污染带来的粗颗粒磁性矿物输入.

4 讨论和结论

4.1 磁性矿物来源及其指示意义

湖泊中的磁性矿物无非湖泊自生和外源输入两种方式[6]. GH09B1 孔岩芯样品磁性矿物以粗粒的 SSD 或者 PSD 磁铁矿为主, 其来源存在碎屑输入或生物成因两种可能. 公海 GH09B1 孔岩芯样品中指示磁性矿物颗粒大小的 χ_{ARM}/χ 平均值为 6.69(最大值不超过 25, 见图 6), χ_{ARM}/χ_{FD} 的平均值也为 65.14, ARM/SIRM 的值介于 0.016~0.058 之间, 都相当低, 完全属于碎屑来源的磁铁矿范围[65,66]. 在外源输入的碎屑磁性矿物中, 不外乎湖盆周围集水区磁性矿物随径流的输入和大气粉尘的输入两种方式. 除了岩芯顶部 0.14 m 外, 岩芯其他部位的质量磁化率 χ 和 S_{-300} 与反映磁性矿物粒度的 χ_{ARM}/χ 呈正向变化, 磁化率高的磁性颗粒也较细(图 6), 这通常与土壤发育有关. 对公海湖盆流域的基岩(砂岩、砂页岩、砂砾岩)开展了环境磁学参数测量, 其质量磁化率值平均仅为 9.12(10^{-8} m^3/kg), 最高不超过 13.2(10^{-8} m^3/kg), S_{-300} 也非常低(介于 58.5%~73.9%之间), 热磁曲线形态(图 2(c))与岩芯样品的形态(图 2(a)和(b))差异很大, 磁性矿物以赤铁矿为主. 地表土壤质量磁化率平均值为 28.9(10^{-8} m^3/kg), 最小值大于 22(10^{-8} m^3/kg), S_{-300} 均值为 85.2%, 且全部大于 80%, 热磁曲线形态(图 2(d))与岩芯样品的形态(图 2(a)和(b))几乎完全一致, 磁性矿物以磁铁矿为主. 过去的研究揭示大气粉尘的磁性矿物以亚铁磁性矿物为主, 颗粒大小以粗颗粒为主[60,67]. 无疑, GH09B1 岩芯样品中的磁铁矿是湖盆周围成壤过程形成的, 沉积后发生的次生作用较弱, 可以反映湖盆周围土壤发育的强弱.

在中国黄土高原地区, 成壤过程形成大量细粒磁性矿物[68], 表土磁化率与降水呈现显著正相关[69], 这一区域黄土地层中磁化率和其他环境磁学参数被成功作为夏季风强弱变化的指标[5], 成功重建了东亚地区第四纪季风气候的变化历史[30]和末次冰期夏季风的快速变化事件[70]. 公海湖盆位于黄土高原边缘地带, 湖盆流域地表为厚度不等的黄土覆盖. 若公海岩芯样品的磁性矿物来自湖盆周围集水区土壤侵蚀输入湖泊, 环境磁学参数就能够记录地表土壤的发育程度, 进而指示夏季风的变化历史. 土壤发育越强, 成壤产生的磁性矿物粒度就越小, 磁性矿物的浓度也会越高, 径流带入公海的磁性矿物就会越多, 导致岩芯样品的质量磁化率χ和S_{-300}就越高. 为了检验这一模式, 挑选样品开展了孢粉分析(图 7(g)). 公海湖盆周围现代植被是草原和灌丛, 针阔混交林位于低于公海所在夷平面之下, 木本花粉的含量无疑可以反映区域降水的多少, 同时在木本花粉小于 50%以下的我国半干旱半湿润地区, 孢粉谱中蒿藜比(A/C)也是有效湿度的较好代用指标[71~74]. 在 GH09B1 孔岩芯孢粉谱中, 最高木本花粉含量位于深 1.97 m, 含量达到 47.2%, 本本花粉中阔叶树和针叶树花粉相当, 当时湖盆周围发育有针阔混交林. 最低的位于深 1.05 m, 本本花粉不足 7%, 比湖泊表土木本花粉含量(占 15.8%)还要低. 木本花粉含量高的样品与高质量磁化率 χ 和高的 S_{-300} 相吻合. 孢粉 A/C 比值反映的情形与木本花粉含量基本一致(图 7(g)), 支持高磁化率时期植被发育好, 气候湿润多雨, 夏季风强盛. 因此, GH09B1 孔岩芯样品的质量磁化率 χ 和 S_{-300} 可以作为夏季风指标, 其值越大指示夏季风越强.

4.2 中世纪暖期的强盛夏季风及其区域对比

GH09B1 孔底部年代 840 AD, χ 与 S_{-300} 序列呈现出两个低值段和两个高值段(图 7(f)和(e)). 两个高值段分别位于 910~1220 和 1850 AD 以来, 分别对应于中世纪暖期(MWP)及 20 世纪暖期(CWP)[14] (见图 7(a)). 两个低值段位于 840~910 和 1220~1850 AD 间, 后者处于全球小冰期时段[14](LIA, 图 7(a)). 无疑, 过去千年北半球典型气候事件在公海湖泊沉积中有较好记录. 其中, χ 与 S_{-300} 在 910~1220 AD 表现为总体高值, 说明在该时期土壤最为发育, 降水丰富, 指示出中世纪暖期时亚洲季风强盛. 根据粗分辨率的孢

粉分析结果(图 7(g)), 这一时期木本花粉含量较高, 流域发育森林植被, 孢粉 A/C 比值指示的区域湿度最大, 当时的自然环境明显较 20 世纪暖期要好, 而小冰期阶段木本花粉含量不足 10%, 孢粉 A/C 比值也处于低值, 当时气候干旱, 季风衰退.

中世纪暖期公海沉积物磁学参数样品的高分辨率(3~6 年)使我们得以讨论年代际-百年尺度的变化. 就夏季风整体强盛的中世纪暖期而论, 最显著的次级波动出现在 980~1050 AD, 当时 χ 与 S_{-300} 处于相对低值, 说明湖盆周围土壤发育相对较弱, 降水相对较少, 指示出中世纪暖期并非持续数百年的夏季风强盛阶段, 其内部存在明显的百年尺度的次级夏季风衰退期.

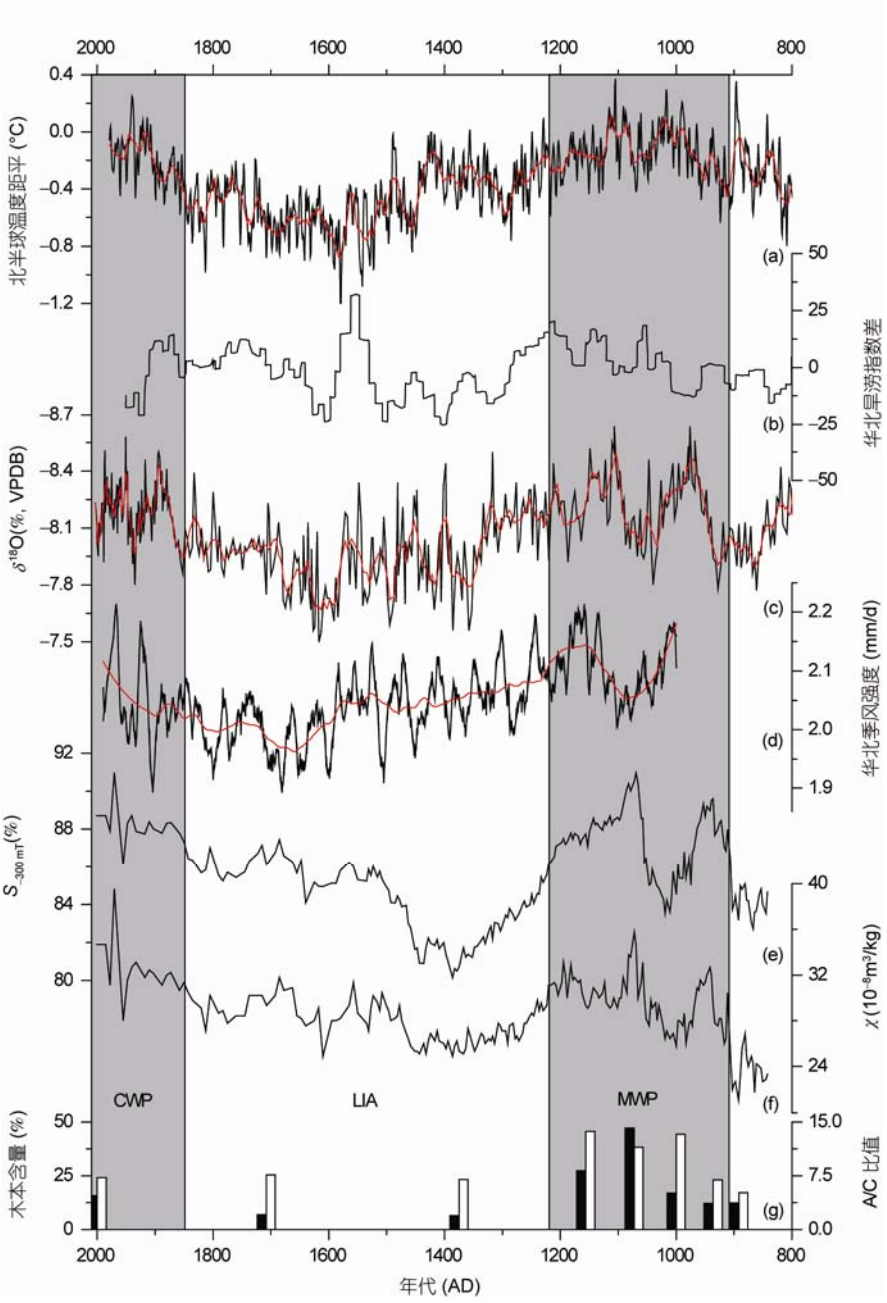

图 7 北半球温度[14](a)、华北旱涝指数[40](b)、万象洞石笋氧同位素记录[35](c)、我国华北地区季风强度变化模拟结果[43](d)、与 GH09B1 孔岩芯 S_{-300} 指标(e)和质量磁化率(f)随时间变化的对比

图(g)中实心和空心柱状图分别是 GH09B1 岩芯样品的木本花粉含量和孢粉 A/C 比. 阴影部分是中世纪暖期和现代全球变暖时期

图 7 显示了公海沉积磁学参数与根据历史文献重建的华北旱涝指数序列[40](图 7(b))和同处现代夏季风边缘区的万象洞石笋氧同位素序列[35](图 7(c))的对比. 在数百年尺度上, 3 个地点的代用资料在近千年来显示出总体一致的格局: 中世纪暖期亚洲季风强盛, 降水量增加使得公海沉积物 χ 与 S_{-300} 处于高值、华北地区总体偏涝、万象洞石笋氧同位素处于偏负时段; 小冰期时情况则大体相反. 不仅如此, 在年代际-百年尺度上, 公海沉积磁学参数揭示了 11 世纪夏季风在整体强盛背景下的衰退, 高分辨率的万象洞石笋氧同位素序列对此有清晰的记录, 同时在华北旱涝指数序列中该事件也有所体现, 支持公海沉积物磁学参数记录的不仅是千年尺度夏季风变化, 即便在较短的时间尺度上对亚洲季风的强弱也有敏感响应. 公海沉积物环境磁学参数和万象洞石笋氧同位素记录的亚洲夏季风变化历史也得到季风气候模拟结果[43](图 7(d))的支持, 说明公海沉积物环境磁学参数确实记录了近千年来亚洲夏季风的变化历史.

我们重建的公海湖泊沉积物记录的近千年夏季风(降水)变化与亚洲中部西风区干湿变化[29]存在显著差异, 进一步支持在现代间冰期多时间尺度西风亚洲存在与季风亚洲降水(湿度)差异变化的"西风模式"[46,75]. 不仅如此, 实际上季风边缘区中世纪暖期夏季风的总体强盛格局(图 7)与我国南方的石笋记录[38,76,77]和湖泊记录[78]资料也不一致, 与历史文献重建的南方干湿指数[40,41]也有差别. 究其原因, 年代学的不确定性并不足以影响对数百年尺度气候变化的记录, 这可能意味着同一气候事件即使在我国东部季风区的表现也不相同. 例如, 现代器测资料显示, 近 50 年来华北降水显著减少(夏季风衰退)而江南降水增加[79]. 事实上, 通过集成研究已经发现, 在过去千年的数百年尺度上, 不但我国中纬度季风区与西风区气候变化存在显著差异, 而且我国东部季风区的气候干湿变化也存在显著的空间分异, 其变化格局和形成原因将另文探讨. 然而, 不论如何, 公海地处亚洲季风边缘区, 具备敏感记录季风进退的位置条件; 其沉积物环境磁学参数能够反映夏季风强弱变化, 大趋势上与周边代用资料一致, 也受到模拟结果的支持; 这些优势再加上较高的分辨率, 使其成为详细研究亚洲季风演变的良好材料.

需要指出的是, 由于目前年代控制点不多(1000 年内仅 4 个 AMS ^{14}C 年代), 限制了对年代际尺度气候事件的精确对比; 同时, 详细的现代过程研究和同岩芯多指标记录相互印证, 不仅可以完善对磁学参数的解释, 更能够确保对研究区古环境-气候状况的理解更为全面、系统和深入, 应成为进一步工作的重点.

4.3 主要结论

对宁武公海 GH09B1 钻孔沉积物的环境磁学研究表明, 磁铁矿是岩芯样品的主要磁性矿物, 主要来源于湖盆周围地表的土壤发育, 沉积后发生的自生与次生作用较弱. 岩芯样品的磁性矿物颗粒较细, 主要属于粗粒的 SSD 粒级范围. 总体上磁铁矿相对含量高的沉积物磁性强、磁性颗粒较细, 而磁铁矿相对含量低的沉积物磁性弱、磁性颗粒较粗, 这一变化主要受湖盆周围环境控制, 反映了成壤作用强弱和降水多少, 进而能够指示亚洲季风强弱变化.

基于对磁学参数环境指示意义的认识, 利用 χ 与 S_{-300} 指标重建了宁武公海地区近 1200 年以来的夏季风变化历史. 结果显示, 这一区域存在中世纪暖期(910~1220 AD)的显著湿润时期, 表明当时夏季风总体强盛, 当时湖盆周围发育了较好的森林植被, 这与我国中纬度西风区中世纪暖期总体干旱的气候变化格局形成显著对照. 此外, 在中世纪暖期降水总体较高的背景下, 存在 980~1050 AD 的夏季风较弱时段, 说明中世纪暖期并非持续数百年的夏季风强盛阶段, 其内部有明显的百年尺度的次级变化.

过去千年公海沉积磁学参数记录的总体特征得到季风边缘区其他代用资料和气候模拟结果支持, 甚至在中世纪暖期期间年代际-百年尺度的变化也可以对比, 显示了磁学参数对区域环境变化的敏感性, 较高的分辨率辅以更精确的年代控制, 使其可望成为详细研究亚洲季风演变历史的良好材料.

致谢 河北师范大学曹现勇参加了公海的湖泊岩芯钻探, 兰州大学高姝君参与岩芯分样、李琼帮助分析 XRD, 中国科学院南京地理与湖泊研究所胡守云研究员、兰州大学魏海涛、贾佳、吕斌等对论文提出了有益建议, 在此一并致谢.

参考文献

1 Robinson S G. The late Pleistocene palaeoclimatic record of North Atlantic deep-sea sediments revealed by mineral magnetic measurements. Phys Earth Planet Int, 1986, 42: 22–57
2 Thompson R, Stober J C, Turner G M, et al. Environmental applications of magnetic measurements. Science, 1980, 207: 481–486
3 Thouveny N, Beaulieu J L, Bonifay E, et al. Climate variations in Europe over the past 140 ka deduced from rock magnetism. Nature, 1994, 371: 503–506
4 Heller F, Liu T S. Magnetism of Chinese loess deposits. Geophys J Int, 1984, 77: 125–141
5 Kukla G, Hellerf F, Liu X M, et al. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. Geology, 1988, 16: 811–814
6 Thompson R, Oldfield F. Environmental Magnetism. London: Allen Unwin, 1986. 1–127
7 邓成龙, 刘青松, 潘永信, 等. 中国黄土环境磁学. 第四纪研究, 2007, 27: 193–209
8 Lanci L, Hirt A M, Lowrie W, et al. Mineral-magnetic record of late Quaternary climatic changes in a high Alpine lake. Earth Planet Sci Lett, 1999, 170: 49–59
9 Hu S, Deng C, Appel E, et al. Environmental magnetic study on lacustrine sediments. Chinese Sci Bull, 2002, 49: 613–616
10 Esper J, Cook E R, Schweingruber F H. Low frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. Science, 2002, 295: 2250–2253
11 Juckes M N, Allen M R, Briffa K R, et al. Millennial temperature reconstruction intercomparison and evaluation. Clim Past, 2007, 3: 591–609
12 Mann M E, Zhang Z, Hughes M K, et al. Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. Proc Natl Acad Sci USA, 2008, 105: 13252–13257
13 Mann M E, Zhang Z, Rntherford S, et al. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval climate anomaly. Science, 2009, 326: 1256–1259
14 Moberg A, Sonechkin D M, Holmgren K, et al. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. Nature, 2005, 433: 613–617
15 Ge Q S, Zheng J Y, Fang X Q, et al. Winter half-year temperature reconstruction for the middle and lower reaches of the Yellow River and Yangtze River, China, during the past 2000 years. Holocene, 2003, 13: 933–940
16 McIntyre S, McKitrick R. Corrections to the Mann et al. (1998) proxy data based and Northern Hemispheric average temperature series. Energy Environ, 2003, 14: 751–771
17 Soon W H, Legates D R, Baliunas S L. Estimation and representation of long-term (>40 year) trends of Northern-Hemisphere-gridded surface temperature: A note of caution. Geophys Res Lett, 2004, 31: L032091, doi: 10.1029/2003GL019141
18 Jones P D, Mann M E. Climate over past millennia. Rev Geophys, 2004, 42: 1–42
19 Seager R, Graham N, Herweijer C, et al. Blueprints for Medieval hydroclimate. Quat Sci Rev, 2007, 26: 2322–2336
20 Graham N E, Ammann C M, Fleitmann D, et al. Support for global climate reorganization during the “Medieval Climate Anomaly”. Clim Dyn, 2010, doi: 10.1007/s00382-010-0914-z
21 Cook E R, Woodhouse C A, Eakin C M, et al. Long-term aridity changes in the Western United States. Science, 2004, 306: 1015–1018
22 Proctor C J, Baker A, Barnes W L, et al. A thousand year speleothem proxy record of North Atlantic climate from Scotland. Clim Dyn, 2000, 16: 815–820
23 Charman D J, Blundell A, Chiverrell R C, et al. Compilation of non-annually resolved Holocene proxy climate records: Stacked Holocene peatland palaeo-water table reconstructions from northern Britain. Quat Sci Rev, 2006, 25: 336–350
24 Hodell D A, Curtis J H, Brenner M. Possible role of climate in the collapse of Classic Maya civilization. Nature, 1995, 375: 391–394
25 陈发虎, 黄小忠, 张家武, 等. 新疆博斯腾湖记录的亚洲内陆干旱区小冰期湿润气候研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37: 77–85
26 陈建徽, 陈发虎, 张恩楼, 等. 柴达木盆地苏干湖年纹层岩芯摇蚊记录的过去 1000 年干旱区湿度变化及其意义. 科学通报, 2009, 54: 3127–3135
27 Liu W G, Liu Z H, An Z S, et al. Wet climate during the “Little Ice Age” in the arid Tarim Basin, northwestern China. Holocene, 2010, doi: 10.1177/0959683610378881
28 Shao X, Xu Y, Yin Z Y, et al. Climatic implications of a 3585-year tree-ring chronology from the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau. Quat Sci Rev, 2010, 29: 2111–2122
29 Chen F H, Chen J H, Holmes J, et al. Moisture changes over the last millennium in arid central Asia: A review, synthesis and comparison with monsoon region. Quat Sci Rev, 2010, 29: 1055–1068
30 An Z S. The history and variability of the east Asian paleomonsoon climate. Quat Sci Rev, 2000, 19: 171–187

31 Wang P X, Clemens S, Beaufort L, et al. Evolution variability of the Asian monsoon system: State of the art and outstanding issues. Quat Sci Rev, 2005, 24: 595–629

32 Gong G, Hameed S. The variation of moisture conditions in China during the last 2000 years. Int J Climatol, 1991, 11: 271–283

33 Ren G Y. Pollen evidence for increased summer rainfall in the medieval warm period at Maili, Noertheast China. Geophys Res Lett, 1998, 25: 1931–1934

34 Hou J Z, Tan M, Cheng H, et al. Stable isotope records of plant cover change and monsoon variation in the past 2200 years: Evidence from laminated stalagmites in Beijing, China. Boreas, 2003, 32: 304–313

35 Zhang P Z, Cheng H, Edwards R L, et al. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record. Science, 2008, 322: 940–942

36 何尧启, 汪永进, 孔兴功, 等. 贵州董哥洞近 1000 a 来高分辨率洞穴石笋 δ^{18}O 记录. 科学通报, 2005, 50: 1114–1118

37 覃嘉铭, 袁道先, 林玉石, 等. 公元 8 世纪以来贵州荔波石笋高分辨率的气候变化记录. 中国岩溶, 2008, 27: 266–272

38 杨保, 谭明. 近千年东亚夏季风演变历史重建及与区域温湿变化关系的讨论. 第四纪研究, 2009, 29: 880–887

39 郑景云, 张丕远, 葛全胜. 过去 2000 a 中国东部干湿分异的百年际变化. 自然科学进展, 2001, 11: 65–70

40 满志敏. 中国历史时期气候变化研究. 济南: 山东教育出版社, 2009. 316–329

41 Zheng J Y, Wang W C, Ge Q S, et al. Precipitation variability and extreme events in eastern China during the past 1500 years. Terr Atmos Ocean Sci, 2006, 17: 579–592

42 Wang B, Wu Z W, Li J P, et al. How to measure the strength of the East Asian summer monsoon. J Clim, 2008, 21: 4449–4463

43 Liu J, Wang B, Wang H, et al. Forced response of the East Asian summer rainfall over the past millennium: Results from a coupled model simulation. Clim Dyn, 2010, doi: 10.1007/s00382-009-0693-6

44 朱大岗, 孟宪刚, 邵兆刚, 等. 山西地区高山湖泊全新世湖相地层划分及干海组的建立. 地质通报, 2006, 25: 1303–1310

45 孟宪刚, 朱大岗, 邵兆刚, 等. 山西宁武地区全新世以来的气候与环境变化. 地质学报, 2007, 81: 316–323

46 Chen F H, Yu Z C, Yang M L, et al. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. Quat Sci Rev, 2008, 27: 351–364

47 Dearing J A. Magnetic susceptibility. In: Walden J, Oldfield F, Smith J, eds. Environmental Magnetism: A Practical Guide No. 6. London: Quaternary Research Association, 1999. 35–62

48 Moore P D, Webb J A, Collinson M E. Pollen Analysis. Oxford: Blackwell Science, 1991. 39–62

49 Bronk R C. Bayesian analysis of radiocarbon dates. Radiocarbon, 2009, 51: 337–360

50 Reimer P J, Baillie M G L, Bard E, et al. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 cal ka BP. Radiocarbon, 2004, 46: 1029–1058

51 Liu Q S, Deng C L, Yu Y J, et al. Temperature dependence of magnetic susceptibility in an argon environment: Implications for pedogenesis of Chinese loess/palaeosols. Geophys J Int, 2005, 161: 102–112

52 孙知明, 胡守云, 马醒华. 现代湖泊沉积物中磁性矿物的研究及其环境意义. 地球物理学报, 1996, 39: 178–187

53 Peters C, Dekkers M J. Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concent ration and grain size. Phys Chem Earth, 2003, 28: 659–667

54 孟庆勇, 李安春, 李铁刚, 等. 西菲律宾海沉积物的岩石磁学性质及其古环境意义. 自然科学进展, 2009, 19: 868–876

55 Day R, Fuller M D, Sehmidt V A. Hysteresis properties of titanomagnetite: Grain size and composition dependence. Phys Earth Planet Int, 1997, 13: 260–267

56 Dunlop D J. Theory and appfication of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c), 1, Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. J Geophys Res, 2002, 107: 2056, doi: 10.1029/2001JB00487

57 Dunlop D J. Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c), 2, Application to data for rocks, sediments and soils. J Geophys Res, 2002, 107: 2057, doi: 10.1029/2001JB00487

58 敖红, 邓成龙. 磁性矿物的磁学鉴别方法回顾. 地球物理学进展, 2007, 22: 432–442

59 Dearing J A, Bird P M, Dann R J L. Secondary ferrimagnetic minerals in Welsh soils: A comparison of mineral magnetic detection methods and implications for mineral formation. Geophys J Int, 1997, 130: 727–736

60 夏敦胜, 杨丽萍, 马剑英, 等. 中国北方城市大气降尘磁学特征及其环境意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37: 1073–1080

61 Bloemendal J, King J W, Hall F R, et al. Rock magnetism of Late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments: Relationship to sediment source, diagenetic process and sediment lithology. J Geophys Res, 1992, 97: 4361–4375

62 Wang X S, Lovlie R, Pu S, et al. Magnetic signature of environmental change reflected by Pleistocene lacustrine sediments from the Nihewan Basin, North China. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2008, 260: 452–462

63 Banerjee S K, King J, Marvin A J. Rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental studies. Geophys Res Lett, 1981, 8: 333–336

64 Heider F, Zitzelsoberger A, Fabian K. Magnetic susceptibility and remanent coercive force in grown magnetite crystals from 0.1 μm to 6 mm. Phys Earth Planet Int, 1996, 93: 239–256
65 Moskovitz B M, Frankel R B, Bazylinski D A. Rock magnetic criteria for the detection of biogenic magnetite. Earth Planet Sci Lett, 1993, 120: 283–300
66 Oldfield F. Toward the discrimination of fine-grained ferrimagnets by magnetic measurements in lake and near-shore marine sediments. J Geophys Res, 1994, 99: 9045–9050
67 Oldfield F, Dearing J A, Thompson R, et al. Some magnetic properties of lake sediments and their possible links with erosion rates. Pol Arch Hydrobiol, 1978, 25: 321–331
68 Zhou L P, Oldfield F, Wintle A G, et al. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess. Nature, 1990, 346: 737–739
69 吕厚远, 韩家懋, 吴乃琴, 等. 中国现代土壤磁化率分析及其古气候意义. 中国科学 B 辑, 1994, 24: 1290–1297
70 Chen F H, Bloemendal J, Wang J M, et al. High-resolution multi-proxy climate records from Chinese loess: Evidence for rapid climatic changes over the last 75 ka. Paleogeogr Paleoclimatol Palaeoecol, 1997, 130: 323–335
71 孙湘君, 杜乃秋, 翁成郁, 等. 新疆玛纳斯湖盆周围近 14000 年来的古植被古环境. 第四纪研究, 1994, 3: 239–248
72 Liu H Y, Wang Y, Tian Y H, et al. Climatic and anthropogenic control of surface pollen assemblages in East Asian steppes. Rev Palaeobot Palynol, 2006, 138: 281–289
73 郑卓, 黄康有, 许清海, 等. 中国表土花粉与建群植物地理分布的气候指示性对比. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38: 701–714
74 Zhao Y, Yu Z C, Chen F H, et al. Sensitive response of desert vegetation to moisture change based on a near-annual resolution pollen record from Gahai Lake in the Qaidam Basin, northwest China. Global Planet Change, 2008, 62: 107–114
75 陈发虎, 陈建徽, 黄伟. 中纬度亚洲现代间冰期气候变化的“西风模式”讨论. 地学前缘, 2009, 16: 23–32
76 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asia monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. Science, 2005, 308: 854–857
77 Li H C, Lee Z H, Wang N J, et al. The δ^{18}O and δ^{13}C records in an aragonite stalagmite from Furong Cave, Chongqing, China: A-2000-year record of monsoonal climate. J Asian Earth Sci, 2010, doi: 10.1016/j.jseaes.2010.06.011
78 Chu G, Liu J, Sun Q, et al. The “Mediaeval Warm Period” drought recorded in Lake Huguangyan, tropical South China. Holocene, 2002, 12: 511–516
79 马柱国, 符淙斌. 1951~2004 年中国北方干旱化的基本事实. 科学通报, 2006, 51: 2429–2439