

韩志勇,李徐生,陈英勇等. 矫顽力组分定量分析揭示下蜀黄土磁化率异常降低的原因. 地球物理学报, 2008, 51(6): 1835~1843
Han Z Y, Li X S, Chen Y Y, et al. Quantification of magnetic coercivity components reveals the cause of anomalous decrease of magnetic susceptibility of the Xiashu loess. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, 51(6): 1835~1843

矫顽力组分定量分析揭示下蜀黄土 磁化率异常降低的原因

韩志勇, 李徐生, 陈英勇, 杨达源

南京大学地理与海洋科学学院, 南京 210093

摘 要 镇江大港下蜀黄土剖面多个层位的磁化率出现异常降低, 导致与北方黄土的磁化率记录难以对比. 为探讨磁化率异常降低的原因, 我们在大港钻探 ZK 孔获取了岩芯. 在 10 个具代表性的层位采样并测量了其等温剩磁获得曲线. 通过基于期望最大化算法的计算程序(Irmunmix V2. 2), 定量分析了样品的磁性矫顽力组分(magnetic coercivity component). 结果显示这 10 个样品可大致分成 3 类, 第一类不含中磁组分, 第二类含有较少的中磁组分, 第三类则含较多的中磁组分. 矫顽力组分的含量与样品中铁锰结核的含量密切相关. 铁锰结核含量高的样品, 中磁组分、硬磁组分含量也高, 而软磁组分含量低, 与此对应的是这类样品的磁化率低. 表明在铁锰结核的形成过程中, 原始的软磁组分被溶解, 而产生新的中磁组分、硬磁组分, 这个次生变化过程导致样品磁化率异常降低. 铁锰结核含量高的样品, 经历过较强的还原作用, 因此 ZK 剖面磁化率异常降低是还原作用的结果, 可能是某时期降水量增大所致.

关键词 下蜀黄土, IRM, 矫顽力组分, 铁锰结核, 磁化率, 还原作用

文章编号 0001-5733(2008)06-1835-09

中图分类号 P318

收稿日期 2008-03-20, 2008-06-10 收修定稿

Quantification of magnetic coercivity components reveals the cause of anomalous decrease of magnetic susceptibility of the Xiashu loess

HAN Zhi-Yong, LI Xu-Sheng, CHEN Ying-Yong, YANG Da-Yuan

School of Geographic and Oceanographic Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China

Abstract The magnetic susceptibility of the Xiashu loess of several layers in Dagang section in Zhenjiang anomalously decreases, which results in a poor correlation of the susceptibility record with its counterpart in North China. In order to explore the cause of the anomalous decrease, we drilled the ZK core in Dagang. Ten representative samples are collected from different depths and their isothermal remanent magnetization acquisition curves are measured. Quantification of magnetic coercivity components is carried out by using the program (Irmunmix V2. 2) that uses the expectation-maximization algorithm. The results show that these ten samples can be divided into three groups. The first group contains no moderate magnetic coercivity component; the second group only contains a few moderate magnetic coercivity components; the third group contains many moderate magnetic coercivity components. The content of magnetic coercivity components is closely related to the content of the ferromanganese concretion. More ferromanganese concretions the sample contains, fewer soft magnetic coercivity components and more moderate and hard magnetic coercivity components the sample contains. Correspondingly,

the sample of this kind has a low magnetic susceptibility. The magnetic coercivity component analysis indicates that the soft magnetic coercivity components were dissolved and new moderate and hard magnetic coercivity components were precipitated during the formation process of the ferromanganese concretion. This secondary process leads to the anomalous decrease of the magnetic susceptibility. The sample containing more ferromanganese concretions underwent stronger reducing action. Therefore, we conclude that the anomalous decrease of the magnetic susceptibility is the result of the reducing action, which might be the production within a period of enhanced precipitation.

Keywords Xiashu loess, IRM, Magnetic coercivity component, Ferromanganese concretion, Magnetic susceptibility, Reducing action

1 引言

宁镇地区的下蜀黄土主要分布于长江两岸的岗地上,出露厚度通常只有 20 m 左右.因其地处北亚热带季风气候区,与北方黄土分布区的气候明显不同,所以是研究风成沉积纬度效应和第四纪气候变化纬度效应的对象之一.以前研究下蜀黄土参考了北方黄土的研究思路,即在剖面中划分出“黄土”和“古土壤”层,利用物理、化学指标,或与北方黄土剖面对比,或与海洋沉积记录对比.但对比的效果并不理想,特别是最近研究的镇江大港剖面^[1].该剖面的磁化率记录与北方黄土的磁化率记录以及海洋氧同位素记录难以对比,尤其是剖面下部的磁化率存在急剧降低的现象,在以前的研究中未曾发现.这说明下蜀黄土与北方黄土磁化率的变化机制有所不同.所以在使用磁化率指标之前,首先需要了解本区磁化率异常降低的原因.

磁性矿物种类、含量、粒径等参数决定了样品的磁学性质.但因为黄土样品中磁性矿物含量少、颗粒细,无法提取,所以不能直接测量这些参数.在此情形下,环境磁学在黄土研究中发挥了独特的作用^[2~6].其中测量等温剩磁(IRM)获得曲线是常用的分析方法,通过逐步施加单向场可达到无损检测样品矫顽力谱的目的^[7],并可以估计样品中高矫顽力磁性矿物与低矫顽力磁性矿物的相对含量.实验观察到单矿物的 IRM 获得曲线符合累积对数—高斯(CLG)曲线,所以实测样品的 IRM 获得曲线可以分解成许多的 CLG 曲线,每个对应一个矫顽力组分^[8].在此基础上,许多研究者开始对 IRM 获得曲线做拟合分析,试图解析出不同的矫顽力组分^[9~12].目前,基于期望最大化算法的一个自动计算程序(Irmunmix V2.2)已经被验证^[13],从而为环

境磁学提供了一个可以定量估计样品矫顽力组分的方法.本文采用该计算程序对镇江 ZK 剖面的样品做了分析,并从矫顽力组分的角度讨论了磁化率异常降低的原因.

2 ZK 剖面与实验

大港位于江苏省镇江市以东约 20 km 的长江南岸,区内广泛分布着下蜀黄土岗地.ZK 剖面位于国亨化工厂工地,剖面顶海拔约 30 m,地理位置 $32^{\circ}13'14''N, 119^{\circ}41'12''E$ (图 1).1997 年所研究的大港剖面(为与本文的剖面区别,称其为 DG 剖面)由两部分组成,上部 0~18.5 m 为人工露头剖面,下部 41 m 为钻孔剖面,整个下蜀黄土剖面厚度近 60 m^[1].考虑到人工露头剖面风化严重,同时为研究剖面横向的变化,所以将 ZK 剖面设置在 DG 剖面北面约 50 m 处.用钻机由地表向下取岩芯样,孔深为 59.4 m.

岩芯样品在室内沿轴部切开,在靠近切面的核心部分取 $2\text{ cm} \times 2\text{ cm} \times 2\text{ cm}$ 的块样,取样间距约 10 cm.样品自然风干后,用 Munsell 土壤比色卡测颜色,用 Bartington MS2 磁化率仪测量低场磁化率(χ).整体上看,磁化率曲线具有以下特征:(1)剖面

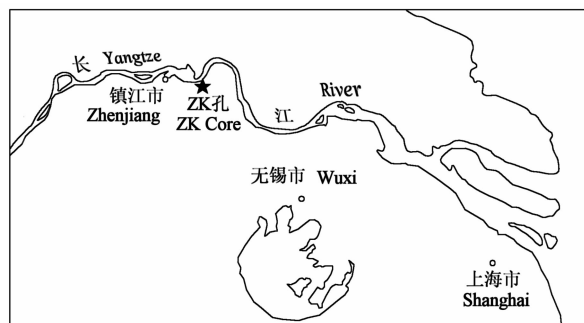


图 1 镇江大港 ZK 孔的位置

Fig. 1 Location of ZK borehole in Dagang, Zhenjiang

上磁化率值变化幅度较大,最高值、最低值和平均值分别为 $186.3 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 、 $6.4 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 、 $71.1 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$; (2) 大致以深度约 24 m 为界,磁化率曲线明显可以划分为上、下两段,上段磁化率值整体偏高,平均磁化率值为 $126.1 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$,且变幅较小,下段则磁化率值偏低,平均值仅 $34.8 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$,且变幅较大; (3) 尽管 ZK 剖面与 DG 剖面相距约 50 m,但两个剖面的磁化率曲线高度相似(图 2)。由此可见,该地区下蜀黄土的地层横向延续稳定,这从另一个侧面说明下蜀黄土具有风成的特点。

依据磁化率随深度的变化曲线,确定了 10 个处于峰或谷位置上的层位(图 2),分别取块状样品做 IRM 获得曲线测量。为了解这 10 个代表性样品所含的铁锰结核特征,分别淘洗 200 g 的平行样品,筛选出粒径 $>0.2 \text{ mm}$ 的结核,用结核质量除以样品质量,得到结核含量(表 1)。结果发现,10 个样品中仅 ZK165、ZK176、ZK472 不含铁锰结核,而 ZK220

只含少量的、总体上较细小的铁锰结核,ZK332 的铁锰结核粒径与含量均有所增加,ZK351、ZK364、ZK455、ZK550、ZK572 均含有粒径较大的铁锰结核,且含量较高。

在脉冲磁场下(2G-Enterprises 脉冲磁力仪)依次对样品施加不同强度的恒定磁场,施加的步骤分别是 10、20、30、40、50、75、100、150、200、250、300、400、500、750、1000、1500、2000、2500 mT,获得样品的饱和等温剩磁(SIRM)。IRM 的测量在 2G-755 超导磁力仪上进行。获得饱和等温剩磁后,样品反向加场到 300 mT,等温剩磁($\text{IRM}_{-300 \text{ mT}}$) 在 2G-760 U-Channel 超导磁力仪上测量,并据此计算 $S_{-300 \text{ mT}}$ ($\text{IRM}_{-300 \text{ mT}}/\text{SIRM}$)。所有磁学实验都是在中国科学院地质与地球物理研究所古地磁实验室完成。

IRM 获得曲线(图 3)显示,这 10 个代表性样品大致可分为两类,第一类在较低的恒定磁场下 IRM 即达到饱和(ZK165、ZK176、ZK220、ZK332、ZK472、

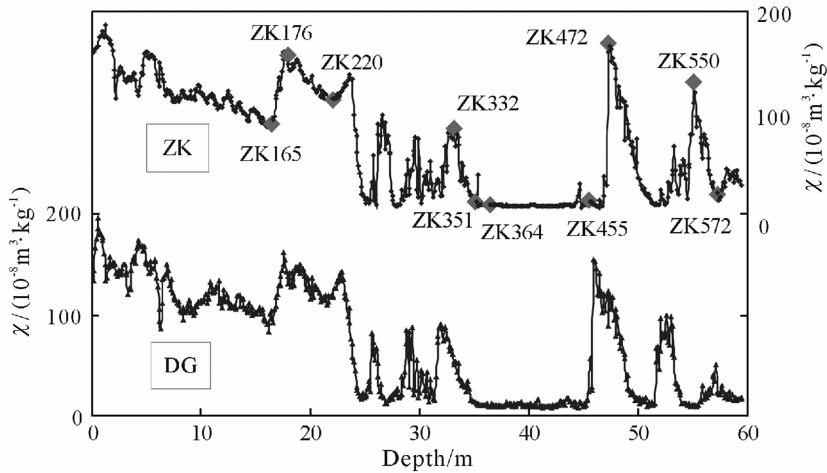


图 2 镇江 ZK 剖面与 DG 剖面^[1]的磁化率曲线及样品所在的位置
Fig. 2 Comparison of the magnetic susceptibility curve of ZK section with that of DG section^[1] and the sample position

表 1 镇江 ZK 剖面样品的特征

Table 1 Characteristics of typical samples of ZK section in Zhenjiang

	ZK165	ZK176	ZK220	ZK332	ZK351	ZK364	ZK455	ZK472	ZK550	ZK572
深度/m	16.5	17.6	22	33.2	35.1	36.4	45.5	47.2	55	57.2
Munsell	10YR 7/4	7.5YR 6/4	10YR 7/4	10YR 7/4	2.5YR 8/4	10YR 7/4	10GY 6/1	2.5YR 8/4	7.5YR 6/4	7.5YR 6/6
颜色	浊黄橙	浊橙	浊黄橙	浊黄橙	浅淡黄	浊黄橙	绿灰	浅淡黄	浊橙	橙
结核含量/(%)	无	无	0.01	0.10	0.25	0.68	0.28	无	0.09	1.14
结核最大粒径/mm			2	2	3	4	6		1	2
$\chi/(10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1})$	89.49	159.59	113.01	84.99	12.20	8.73	12.67	169.34	131.01	19.22
$S_{-300 \text{ mT}}$	0.95	0.95	0.95	0.94	0.64	0.44	0.42	0.95	0.87	0.46

ZK550), 第二类则需要较高的恒定磁场才能饱和 (ZK351、ZK364、ZK455、ZK572). 其他磁参数表明 (表 1), 第一类样品具有较高的 χ 与 $S_{-300\text{ mT}}$ 值. 同时, 这 10 个样品的 SIRM 与 $\text{IRM}_{-300\text{ mT}}$ 之间存在明显的相关性 (相关系数为 0.99). 这些现象说明, 镇江 ZK 剖面样品的磁化率变化主要受不同矫顽力矿物相对含量的控制, 高矫顽力矿物的相对含量越高, 则磁化率越低.

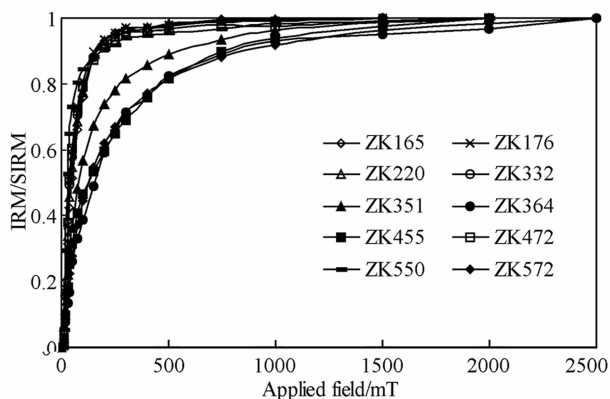


图 3 镇江 ZK 剖面代表性样品的 IRM 获得曲线
Fig. 3 IRM acquisition curves of typical samples of ZK section in Zhenjiang

3 矫顽力组分的拟合

样品的 IRM 获得曲线由不同的磁性矫顽力组分 (magnetic coercivity component) 所贡献, 如果样品中没有磁的相互作用, 则每个矫顽力组分的获得曲线呈对数—高斯分布^[8]. 如果场强为 B , 用 $\log_{10}(B)$ 与 IRM 获得曲线的一阶导数为坐标作图, 可得到梯度获得曲线图 (GAP). 这样可以根据实测的 GAP, 拟合出许多高斯概率密度函数, 而每个函数对应一个矫顽力组分^[14, 15]. 每个矫顽力组分可用 3 个参数描述, 即 (1) $B_{1/2}$: 每种矫顽力组分获得其饱和等温剩磁 (SIRM) 值一半时所施加的磁场大小, 反映矫顽力组分的平均矫顽力; (2) M_{fi} : 每个矫顽力组分的含量, 反映对全岩 IRM 曲线的贡献; (3) DP: 分散度参数, 反映每个矫顽力组分矫顽力的分布, 对应对数—高斯函数的一个标准偏差.

我们采用的拟合程序是 Irmunmix V2.2^[13]. 不论 IRM 获得曲线是否饱和, 该程序都能有效地确定单个矫顽力组分及其对全岩 IRM 的贡献, 在拟合矫顽力谱重叠的矫顽力组分时尤其明显^[13]. 程序在拟合时需要数据在 $\log_{10}(B)$ 为坐标的轴上是等间距

的, 不等间距的数据、需要平滑的数据则要生成样条后再拟合.

我们在生成样条时, 首先选择不对原始数据做平滑处理. 由程序自动确定拟合的矫顽力组分数目, 并设定用于统计的显著水平置为 0.9. 拟合的结果显示, 仅 ZK351、ZK455、ZK572 这 3 个样品拟合出的矫顽力组分多于 6 个. 通常情况下, 黄土中常见的磁性矿物数目在 4 个左右^[16], 所以拟合出太多的矫顽力组分数目可能表明拟合偏离了实际情况. 为此, 我们检查了这几个样品的 GAP, 发现它们有一个共同的特点, 即这些样品的数据点明显偏离了光滑的线 (图 4). 所以对这几个样品重新做了平滑处理, 即允许程序对原始数据做最大程度的平滑, 但限定样条上的数据偏离原始数据在 2% 的范围内. 经平滑处理后, 这几个样品拟合出的矫顽力组分数目都降到 6 个以内.

结果显示, 大部分样品的拟合效果很好, 实测的数据基本落在拟合曲线上, 其中 4 个样品 (ZK351、ZK364、ZK455、ZK472) 的拟合效果则差一些 (图 4). 所有拟合效果差的样品, 其 IRM 数据点本身没有落在一条光滑的线上, 所以拟合效果稍差也就在预料之中了. 由此可见, 拟合效果变差应该是测量数据本身的问题, 而不是程序处理的问题. 其中样品 ZK364 的情况比较特殊, 在做了同样的平滑处理后, 拟合效果仍然没有得到改善. 最后我们尝试删除第 4 个较为“异常”的点, 再做同样的平滑处理, 结果所拟合出的矫顽力组分从最初的 6 个减少到 2 个, 其 M_{fi} 、 $B_{1/2}$ 、DP 值分别是 33%、43 mT、0.30 和 67%、257 mT、0.38. 但这个拟合效果依然不佳. 不过, 即便接受这样的拟合结果, 也不会对研究结论有大的影响. 考虑到目前没有理由删除其中的“异常”点, 所以这里仍保留 6 个矫顽力组分的拟合方案.

4 讨论

拟合效果稍差的 4 个样品的 IRM 数据之所以与其余的略有不同, 我们推测原因之一是这几个样品的 IRM 值都较低 (表 2), 从而产生了较大的测量误差. 另外, 这几个样品中含铁锰结核, 结核的存在改变了原黄土中磁性颗粒的赋存状态, 这也许导致磁性颗粒出现了相互作用, 而使得单个矫顽力组分的 IRM 获得曲线不再呈累积对数—高斯分布. 模拟的研究显示, 拟合的偏差随 IRM 数据误差的增大而增大, 当实测的数据误差大约是 2% 时, 这些随机分

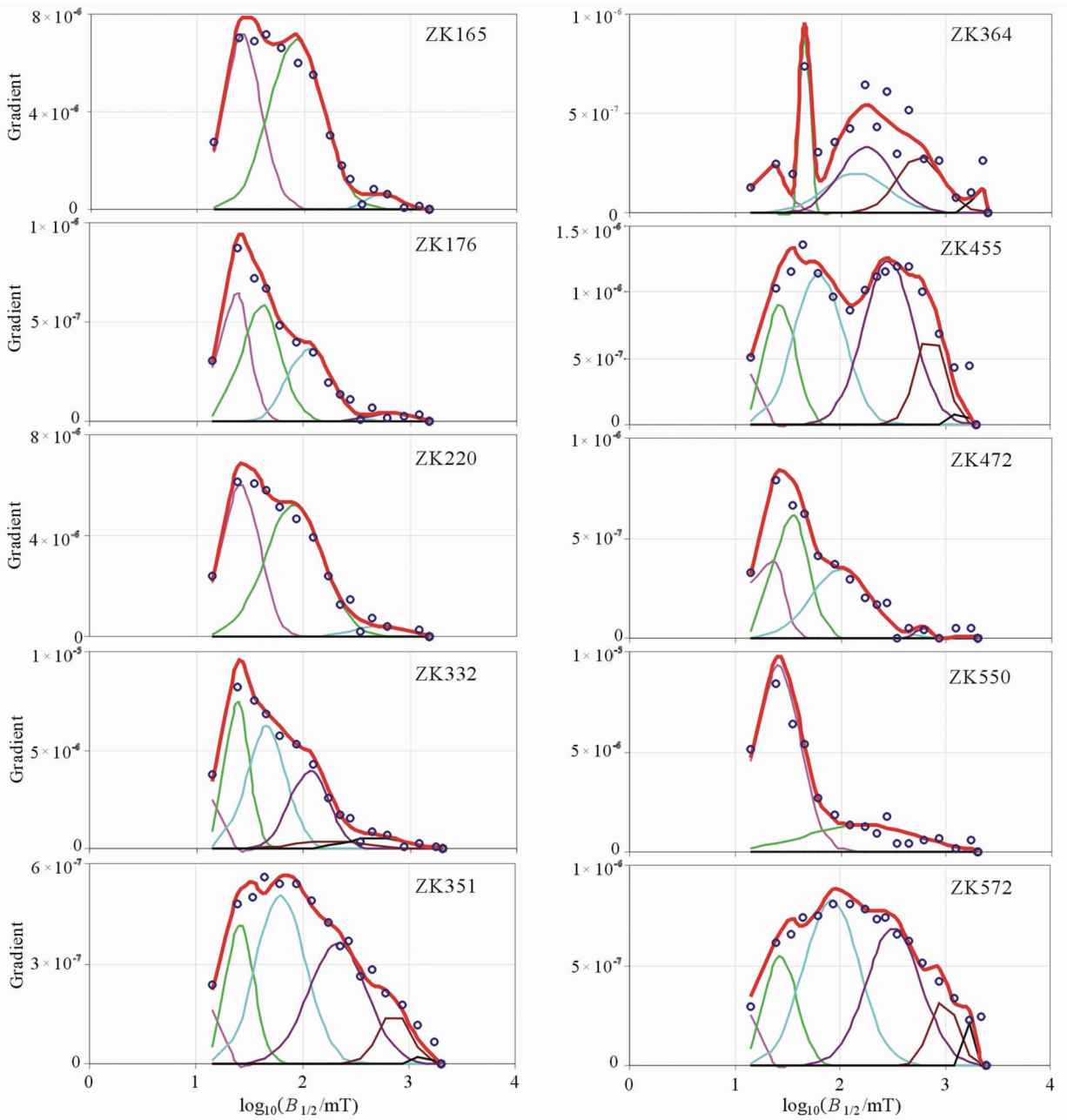


图 4 IRM 的梯度获得曲线图(GAP). 图中圆点代表测量数据, 红色粗线为拟合的曲线, 其他每个曲线代表一个矫顽力组分
 Fig. 4 The gradient of acquisition plot (GAP) of IRM. Circles denoting measured data, red thick line denoting the fitted curve, each curve in other colors denoting one magnetic coercivity component

布的误差对拟合的影响不大^[10]. 更大的数据误差则对于拟合有显著的影响, 因为拟合使用了 IRM 值的导数, 对数据误差很敏感^[10].

为了获得满意的拟合效果, IRM 获得曲线最好由 25 个点构成, 而且外加场的值在对数坐标上大致是等间距的^[8]. 另外, 当样品含相近矫顽力的多种矫顽力组分时, 各矫顽力组分的矫顽力谱会部分重叠, 如样品中出现胶黄铁矿和磁黄铁矿共存或赤铁矿和针铁矿共存时, 应选择测试数据点较密的样品进行分析^[12]. 我们使用的 IRM 获得曲线由 16~18 个点

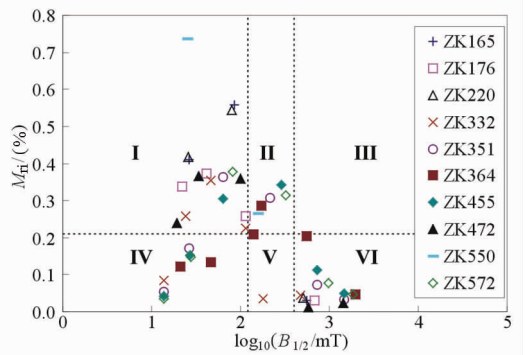


图 5 拟合的矫顽力组分分布
 Fig. 5 Distribution of each magnetic coercivity component

表 2 样品的 SIRM 以及矫顽力组分的数目和参数

Table 2 SIRM and the number and parameter of each magnetic coercivity component

样品	SIRM /(Am ² ·kg ⁻¹)	组分 1			组分 2			组分 3			组分 4			组分 5			组分 6		
		M _{ri}	B _{1/2}	DP	M _{ri}	B _{1/2}	DP	M _{ri}	B _{1/2}	DP	M _{ri}	B _{1/2}	DP	M _{ri}	B _{1/2}	DP	M _{ri}	B _{1/2}	DP
		/%	/mT		/%	/mT		/%	/mT		/%	/mT		/%	/mT		/%	/mT	
ZK165	0.0099	41	26	0.18	56	85	0.25	3	552	0.15									
ZK176	0.0134	34	22	0.14	37	41	0.18	26	114	0.20	3	674	0.21						
ZK220	0.0099	42	26	0.18	55	81	0.27	4	503	0.26									
ZK332	0.0081	8	14	0.03	26	24	0.11	35	46	0.18	23	114	0.18	4	180	0.32	4	474	0.26
ZK351	0.0009	5	14	0.03	17	26	0.13	36	63	0.23	31	216	0.27	7	722	0.15	3	1460	0.03
ZK364	0.0007	12	21	0.14	13	47	0.04	21	141	0.30	29	173	0.25	20	562	0.21	5	1978	0.03
ZK455	0.0010	4	14	0.03	15	27	0.14	31	63	0.23	34	286	0.24	11	725	0.14	5	1460	0.03
ZK472	0.0162	24	19	0.13	37	34	0.16	36	99	0.28	1	585	0.07	2	1432	0.03			
ZK550	0.0063	74	25	0.21	26	156	0.51												
ZK572	0.0013	4	14	0.03	15	28	0.15	38	82	0.26	31	323	0.26	8	968	0.13	5	1839	0.03

表 3 矫顽力组分的分布区域及对全岩 IRM 贡献的统计

Table 3 Statistics of distribution and contribution to the bulk IRM of the magnetic coercivity component

区域	ZK165	ZK176	ZK220	ZK332	ZK351	ZK364	ZK455	ZK472	ZK550	ZK572	
I	✓	✓	✓	✓	✓		✓	✓	✓	✓	
II					✓	✓	✓		✓	✓	
III											
IV				✓	✓	✓	✓			✓	
V				✓							
VI	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓		✓	
对全岩 IRM 的贡献/(%)	软磁组分	97	97	96	92	59	26	50	96	74	56
	中磁组分				4	31	49	34		26	31
	硬磁组分	3	3	4	4	10	25	16	4		12

构成,低场范围的数据点略少,可能影响到低矫顽力的矫顽力组分的拟合.这可能就是部分样品中拟合出平均矫顽力($B_{1/2}$)为 14 mT 的矫顽力组分的原因,而这个矫顽力组分实际不一定存在.

我们尝试将每个样品拟合出的矫顽力组分投到以 M_{ri} 、 $\log_{10}(B_{1/2})$ 为坐标的图上(图 5).同时以 <120 mT、 $120\sim 400$ mT、 >400 mT 为界^[17],将矫顽力组分分为软磁组分、中磁组分和硬磁组分,同时以所有组分 M_{ri} 的平均值为界,将图中分成 6 个区域,即 I、II、III、IV、V、VI.然后统计每个样品矫顽力组分所在的区域(表 3).结果显示,这 10 个样品可分成 3 类.第一类含 4 个样品,即 ZK165、ZK176、ZK220、ZK472.这类样品含较多的软磁组分和较少的硬磁组分,而不含中磁组分.第二类含 1 个样品,即 ZK332.与第一类样品的区别是含有较少的中磁组分.第三类含 5 个样品,即 ZK351、ZK364、ZK455、ZK550、ZK572,这类样品的一个共同特征是

含较多的中磁组分.不过,第三类样品之间还存在一些差异,例如 ZK351、ZK455、ZK572 含较多的软磁组分和较少的硬磁组分,ZK174 含较少的软磁组分和硬磁组分,而 ZK550 仅含较多的软磁组分.

所有的样品中,仅 ZK550 未能拟合出硬磁组分,但仔细观察其 GAP 曲线,可以发现在 $B_{1/2}$ 接近 3 的位置,曲线有一个轻微的凸起,显示可能存在未能自动拟合出的矫顽力组分.所以在原先拟合出的 2 个矫顽力组分的基础上,增加了一个矫顽力组分,重新做 3 个矫顽力组分的拟合,结果发现确实可以拟合出一个新的矫顽力组分,其 M_{ri} 、 $B_{1/2}$ 、DP 分别是 4%、977 mT、0.19.由此可见,所有的样品均含较少的硬磁组分.

第一类样品对应于 ZK 剖面的磁化率高值段,第二类样品对应于磁化率次一级的高值段,第三类样品对应于磁化率低值段(图 2).由此可见,ZK 剖面的磁化率变化与样品中的矫顽力组分的变化密切

相关。一个基本的规律是,当样品中不出现中磁组分时,样品的磁化率值较高,当样品中出现较少的中磁组分时,磁化率要有所下降,而当样品中含较多的中磁组分时,磁化率则很低。同时,我们也发现,这 3 类样品与样品铁锰结核关系密切。第一类样品不含、或仅含极少的铁锰结核,第二类样品铁锰结核的平均粒径与含量均有所增加。第三类样品均含有平均粒径较大的铁锰结核,且含量较高(表 1)。

进一步统计各种矫顽力组分的贡献就可以看出,ZK 剖面铁锰结核含量较高的样品,中磁组分、硬磁组分一般含量也高(ZK550 除外),而软磁组分含量则低。如果可以假定组成下蜀黄土的原始粉尘物质中磁性矿物的种类、浓度、粒径等在不同的时期是一致的,则目前看到的矫顽力组分的差异就应该源自粉尘堆积后的次生变化。不同矫顽力组分之间相对含量的差异可能是某些组分绝对含量减少所致,也可能是某些组分绝对含量增加所致,抑或是两者同时作用的结果。如果原始矫顽力组分不变,而额外增加了矫顽力组分,那么样品的 SIRM 应该有所增加。反观我们的样品,发现铁锰结核含量较高的样品,其 SIRM 均有不同程度的下降,而且下降的幅度与铁锰结核的含量和粒径大体上正相关(表 2)。因此 ZK 剖面下蜀黄土中某些原始矫顽力组分绝对含量减少了。

铁氧化物对氧化还原条件敏感,在低氧和缺氧条件下溶解,而在锰与铁的氧化还原界线之间沉淀下来^[18]。铁锰结核含量较高的样品,其软磁组分含量较低。因此,在形成铁锰结核的同时,软磁组分一定被溶解了,而使得其绝对含量下降。黄土中的软磁组分主要是磁铁矿和磁赤铁矿,是磁化率的主要贡献者^[16],其含量的下降导致了磁化率显著降低。这就是 ZK 剖面磁化率异常降低的主要原因。

铁锰结核通常含铁氧化物、氢氧化物,例如针铁矿、纤铁矿或赤铁矿^[19~22]。这些矿物均具有较高的矫顽力,一些研究也显示铁氧化物在氧化还原边界具有高矫顽力^[23~25],这与我们观察到的现象是相似的,即含较多铁锰结核的样品硬磁组分有所增加。但这还不能解释为何这些样品出现较多的中磁组分。我们推测一种可能是,除铁锰结核外,还原环境也导致产生铁硫化物^[26, 27],它们的出现导致样品的中磁组分明显增加。

矫顽力组分的定量研究证实了对镇江 DG 剖面磁化率变化主要受次生作用影响的推断^[1]。前人对其他气候区黄土的还原作用与磁化率的关系已做过

对比^[27, 28],例如,阿拉斯加黄土成壤作用与磁化率负相关,其成因机制是在年降水量或有效湿度高于某个临界值的条件下,次生作用实际上处于还原环境,这时铁磁性矿物就会被分解,而被转化形成该环境下稳定的铁的硫化物,导致磁化率与成壤作用强度呈负相关^[27]。我们认为镇江 ZK 剖面下部磁化率异常降低由相似的成因机制所控制。

根据以上的分析,可以确定镇江 ZK 剖面磁化率异常降低是受还原作用的控制,而磁性矿物组合偏离初始状态的程度就反映样品经历还原作用的强度。矫顽力组分的差异,反映出镇江 ZK 剖面不同层位经历过不同程度的还原作用。还原环境的出现意味着下蜀黄土存在过高湿或滞水的情况。如果地貌没有显著的变化,则高湿或滞水的现象就应该是降水量增加所导致的。如果某个时期降水丰富,那么就可能造成这个时期的下蜀黄土中铁矿物发生强烈的淋溶、淀积。在这个意义上说,镇江 ZK 剖面中富含铁锰结核的层位可能代表这样一个降水比较丰富的时期。

5 结 论

我们从镇江 ZK 剖面选取了 10 个具代表性的下蜀黄土样品,应用基于期望最大化算法的一个自动计算程序(Irmunmix V2. 2),根据等温剩磁获得曲线定量分析了矫顽力组分。拟合出的矫顽力组分介于 2~6 个,平均矫顽力($B_{1/2}$)介于 14~1978 mT,各矫顽力组分对全岩 IRM 的贡献(M_{ri})介于 1%~74%之间。这 10 个样品大致分成 3 类,第一类不含中磁组分(ZK165、ZK176、ZK220、ZK472),第二类还含有较少的中磁组分(ZK332),第三类含较多的中磁组分(ZK351、ZK364、ZK455、ZK550、ZK572)。矫顽力组分的含量与样品中铁锰结核的含量密切相关。铁锰结核含量高的样品,经历过较强的铁、锰的淋溶、淀积,使原始粉尘中的软磁组分被溶解,而新产生了中磁组分和硬磁组分,使得磁化率值显著降低,这就是 ZK 剖面磁化率异常降低的原因。铁锰结核是还原作用产生的,形成于下蜀黄土出现高湿或滞水的条件下,因而可能是降水量增大时期的产物。

参考文献(References)

- [1] 李徐生, 杨达源. 镇江下蜀黄土一古土壤序列磁化率特征与环境记录. 中国沙漠, 2002, 22(1): 27~32

- Li X S, Yang D Y. Magnetic susceptibility features and environmental records of the Xiashu loess in Zhenjiang, Jiangsu Province. *Journal of Desert Research* (in Chinese), 2002, **22**(1): 27~32
- [2] 朱日祥, 李春景, 吴汉宁等. 中国黄土磁学性质与古气候意义. 中国科学(B辑), 1994, **24**(9): 992~997
Zhu R X, Li C J, Wu H N, et al. Magnetic property of Chinese loess and its paleoclimate significance. *Science in China (Series B)* (in Chinese), 1994, **24**(9): 992~997
- [3] 郭斌, 朱日祥, 白立新等. 黄土沉积物的岩石磁学特征与土壤化作用的关系. 中国科学(D辑), 2001, **31**(5): 377~386
Guo B, Zhu R X, Bai L X, et al. Rock magnetic property of loess and its relationship with the pedogenesis. *Science in China (Series D)* (in Chinese), 2001, **31**(5): 377~386
- [4] Deng C L, Zhu R X, Verosub K L, et al. Mineral magnetic properties of loess/paleosol couplets of the central loess plateau of China over the last 1.2 Myr. *Journal of Geophysical Research*, 2004, **109**, B01103, doi:10.1029/2003JB002532
- [5] 王喜生, 杨振宇, Reidar Løvlie 等. 黄土高原东南缘黄土—古土壤序列的环境磁学结果及其古气候意义. 科学通报, 2006, **51**(13): 1575~1582
Wang X G, Yang Z Y, Løvie R, et al. Environmental magnetism and paleoclimate significance of the loess-paleosol sequence in the southeastern extremity of the Chinese Loess Plateau. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 2006, **51**(13): 1575~1582
- [6] Zhang W G, Yu L Z, Lu M, et al. Magnetic properties and geochemistry of the Xiashu Loess in the present subtropical area of China, and their implications for pedogenic intensity. *Earth Planet Sci. Lett.*, 2007, **260**(1-2): 86~97
- [7] Dunlop D J, Özdemir Ö. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge: Cambridge University Press, 1997. 288~296
- [8] Robertson D J, France D E. Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetisation acquisition curves. *Phys. Earth Planet Inter.*, 1994, **82**: 223~234
- [9] Thomas D N, Rolph T C, Friel D F. Permo-Carboniferous (Kiaman) palaeointensity results from the western Bohemian Massif, Germany. *Geophys. J. Int.*, 1997, **130**: 257~265
- [10] Stockhausen H. Some new aspects for the modeling of isothermal remanent magnetisation acquisition curves by cumulative log Gaussian functions. *Geophys. Res. Lett.*, 1998, **25**: 2217~2220
- [11] Kruiver P P, Dekkers M J, Heslop D. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetization. *Earth Planet Sci. Lett.*, 2001, **189**: 269~276
- [12] 王喜生, 李学军. 等温剩磁获得曲线的累积对数高斯模型在泥河湾盆地磁组分识别中的运用. 地学前缘, 2003, **10**(1): 163~169
Wang X S, Li X J. Identification of remanence-carrying minerals of Nihewan samples, using the modeling of isothermal remanent magnetization acquisition curves by cumulative log Gaussian functions. *Earth Science Frontiers* (in Chinese), 2003, **10**(1): 163~169
- [13] Heslop D, Dekkers M J, Kruiver P P, et al. Analysis of isothermal remanent magnetization acquisition curves using the expectation-maximization algorithm. *Geophys. J. Int.*, 2002, **148**: 58~64
- [14] McIntosh G, Rolph T C, Shaw J, et al. A detailed record of normal-reversed-polarity transition obtained from a thick loess sequence at Jiuzhoutai, near Lanzhou, China. *Geophys. J. Int.*, 1996, **127**: 651~664
- [15] France D, Hu Y, Snowball I, et al. Additional rock magnetic measurements. In: Walden J, Oldfield F, Smith P. eds. *Environmental Magnetism: a Practical Guide*. London: Quaternary Research Association, 1999. 197~211
- [16] 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**(2): 193~209
Deng C L, Liu Q S, Pan Y X, et al. Environmental magnetism of Chinese loess-paleosol sequences. *Quaternary Sciences* (in Chinese), 2007, **27**(2): 193~209
- [17] Shi H, Tarling D H. The origin of bore-core remanences: mechanical-shock-imposed irreversible magnetizations. *Geophys. J. Int.*, 1999, **137**(3): 831~838
- [18] Kruiver P P, Passier H F. Coercivity analysis of magnetic phases in sapropel S1 related to variations in redox conditions, including an investigation of the S ratio. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2001, **2**(12), doi:10.1029/2001GC000181
- [19] Latrille C, Elsass F, van Oort F, et al. Physical speciation of trace metals in Fe-Mn concretions from a rendzic lithosol developed on Sinemurian limestones (France). *Geoderma*, 2001, **100**: 127~146
- [20] Vodyanitskii Y N. The composition of Fe-Mn nodules as determined by synchrotron X-ray analysis (Review of publications). *Eurasian Soil Science*, 2006, **39**(2): 147~156
- [21] Ram H, Singh R P, Prasad J. Chemical and mineralogical composition of Fe-Mn concretions and calcretes occurring in sodic soils of Eastern Uttar Pradesh, India. *Aust. J. Soil Res.*, 2001, **39**(3): 641~648
- [22] Sanz A, Garcia-Gonzalez M T, Vizcayno C, Rodriguez R. Iron-manganese nodules in a semi-arid environment. *Aust. J. Soil Res.*, 1996, **34**(5): 623~634
- [23] Tarduno J A, Wilkison S L. Non-steady state magnetic mineral reduction, chemical lock-in, and delayed remanence acquisition in pelagic sediments. *Earth Planet Sci. Lett.*, 1996, **144**: 315~326
- [24] Tarduno J A, Tian W, Wilkison S. Biogeochemical remanent magnetization in pelagic sediments of the western equatorial Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 1998, **25**: 3987~3990
- [25] Passier H F, de Lange G J, Dekkers M J. Magnetic

- properties and geochemistry of the active oxidation front and the youngest sapropel in the eastern Mediterranean Sea. *Geophys. J. Int.*, 2001, **145**: 604~614
- [26] Rowan C J, Roberts A P. Magnetite dissolution, diachronous greigite formation, and secondary magnetization from pyrite oxidation: Unravelling complex magnetizations in Neogene marine sediments from New Zealand. *Earth Planet Sci. Lett.*, 2006, **241**(1-2): 119~137
- [27] 刘秀铭, 夏敦胜, 刘东生等. 中国黄土和阿拉斯加黄土磁化率气候记录的两种模式探讨. *第四纪研究*, 2007, **27**(2): 210~220
Liu X M, Xia D S, Liu T S, et al. Discussion on two models of paleoclimatic records of magnetic susceptibility of Alaskan and Chinese loess. *Quaternary Sciences* (in Chinese), 2007, **27**(2): 210~220
- [28] 刘秀铭, 刘东生, 夏敦胜等. 中国与西伯利亚黄土磁化率古气候记录-氧化和还原条件下的两种成土模式分析. *中国科学(D辑)*, 2007, **37**(10): 1382~1391
Liu X M, Liu T S, Xia D S, et al. Paleoclimate recorded by magnetic susceptibility of Chinese and Siberian loess-comparison of two pedogenesis modes under oxidating or reducing conditions. *Science in China (Series D)* (in Chinese), 2007, **37**(10): 1382~1391

(本文编辑 胡素芳)