

发育于石英岩之上的表土磁学性质及其环境磁学意义^①李 勇¹, 李海燕², 白凌燕², 秦炎福¹, 官邦贵¹, 吕跃凤¹

(1 安徽科技学院理学院, 安徽凤阳 233100; 2 中国地质大学, 北京 100083)

摘 要: 通过对石英岩及发育于石英岩之上表土的磁化率(χ)、频率磁化率(χ_{fd})、等温剩磁(IRM)、非磁滞剩磁(ARM)、 κ -T曲线等磁学参数测定和石英岩显微镜下观察, 结果表明, 石英岩中磁性矿物含量极少; 表土中含磁铁矿、磁赤铁矿、铁的氢氧化物等磁性矿物, 磁性矿物主要以稳定单畴(SSD)和超顺磁性颗粒(SP)形式存在, 磁赤铁矿是石英岩在成土过程中形成的次生矿物。表土磁性增强, 说明石英岩的磁性对表土磁性影响甚小, 而成土作用对表土磁性增强起到了重要作用。表土的磁化率值和磁赤铁矿含量都反映了成土作用的强弱。

关键词: 石英岩; 表土; 磁性矿物; 磁赤铁矿; 环境磁学

中图分类号: X123

自 20 世纪以来, 我国学者对南方玄武岩和花岗岩、贵州碳酸盐岩等岩石发育土壤的磁学性质进行过深入研究^[1-5]。岩成土的磁性及其变化特征主要由母岩的性质控制, 不同母岩发育而成的土壤, 磁学性质差异巨大^[6], 弱磁性岩石发育而成的土壤磁性极弱^[7]。但也有研究指出玄武岩发育土壤的磁性强弱还受成土环境的影响^[1]。C₃、C₄植物的生长和燃烧对土壤磁学性质也有重要影响^[8]。

已有研究表明, 石英岩是逆磁性岩石^[9], 其磁化率值为负, 说明石英岩中几乎不含磁性矿物。由石英岩发育而成的土壤, 其中含有的磁性矿物几乎都是石英岩风化成土过程中的新生矿物, 弄清这些新生磁性矿物种类、数量及其在土壤形成过程中的变化规律对了解石英岩发育土壤的磁学性质有重要意义。但迄今未见对石英岩发育土壤的磁学性质的系统研究。

本文结合矿物学研究, 用环境磁学方法对石英岩及发育于石英岩之上的表土磁学性质进行讨论, 以揭示石英岩及发育于石英岩之上的表土中主要磁性载体、磁性颗粒的粒度及其环境意义。

1 材料与方法

1.1 样品采集

样品分两类, 一类是石英岩样品(以下称为母岩样品), 另一类是发育于石英岩之上的表土样品(以下称为表土样品), 两类样品均采自安徽省凤阳县灵山上, 凤阳处于亚热带向暖温带交替的过渡地带, 气候湿润, 年平均气温为 13℃~16℃, 年降水量 700~1200 mm。

灵山远离城市, 其附近没有生产企业。灵山石英岩系沉积-变质矿床, 成矿时代为元古代, 距今约 10 亿年, 石英岩颜色主要是白色, 块状, 节理较发育, 岩石成份简单, SiO₂含量高, 另外还含有少量Fe、Al杂质。山上土壤较薄, 平均厚度在 50~180 cm, 表土颗粒细小呈灰色, 20 cm以下土壤颗粒变粗呈黄色, 50 cm以下土壤中含有大量砾石, 180 cm以下是石英岩, 土壤植被丰富。表土样品均采集山上 1~8 cm的土壤, 母岩样品均采集山上块状石英岩, 共采集表土样品 46 个, 母岩样品 40 个。表土样品自然风干后过 80 目筛, 母岩样品先捣碎再过 80 目筛, 装入 8 cm³无磁性塑料样品盒, 压实、称重, 进行环境磁学测量。

1.2 测量项目及方法

磁学测量包括: ①低场体积磁化率; ②低频(0.47 kHz)和低频(4.7 kHz)磁化率; ③非磁滞剩磁(交变场峰值为 100 mT, 稳定直流磁场为 0.05 mT); ④在磁场强度为 20 mT、300 mT中获得等温剩磁(IRM_{20mT}, IRM_{300mT}); ⑤饱和等温剩磁(磁场强度为 1T); ⑥磁化率随温度变化曲线测量(利用KLY-4S磁化率仪和CS-3 温度控制系统在氩气环境下完成)。所用仪器分别为KLY-4S磁化率仪、Bartinton MS2 型双频磁化率仪、D-2000 交变退磁仪、IM10-30 脉冲磁化仪、JR-6A 旋转磁力仪。并根据测量结果计算了单位质量磁化率(χ)、频率磁化率(χ_{fd})、饱和等温剩磁(SIRM)、非磁滞剩磁磁化率(χ_{ARM})、磁化系数(F_{300mT})、“软”剩磁(soft IRM)等参数, 以及磁学参数比值SIRM/ χ 、 χ_{ARM}/χ 、 $\chi_{ARM}/SIRM$ 等。磁化率、 κ -T曲线、非磁滞剩磁及等

①基金项目: 安徽科技学院引进人才基金项目(ZRC2007103)资助。

作者简介: 李勇(1975—), 男, 湖南祁东人, 硕士, 讲师, 主要从事环境磁学研究。E-mail: liyong197510@163.com

温剩磁测量在中国地质大学(北京)古地磁学与环境磁学实验室完成, 频率磁化率在北京大学环境磁学实验室完成。

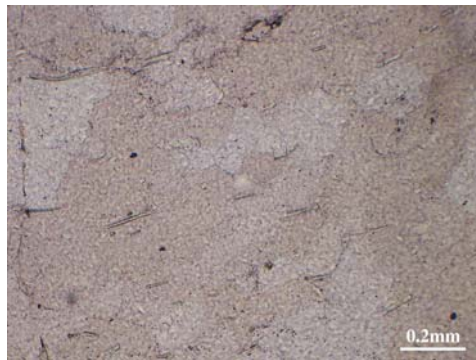
2 结果与讨论

2.1 显微镜下观察

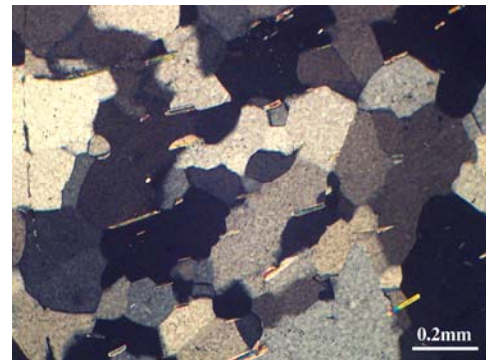
母岩显微镜下照片如图1, 石英岩主要由石英(>

95%)、白云母(<5%)和极少量不透明矿物组成, 块状构造, 石英呈等粒状, 粒度约0.2~0.5 mm, 彼此呈镶嵌粒状变晶结构, 白云母呈片状, 长0.1 mm左右, 多位于石英颗粒之间, 且定向排列。

石英岩中铁元素主要以铁的硅酸盐、磁性铁、铁的氢氧化物、铁的碳酸盐等形式存在^[10]。含铁化合物或镶嵌于石英颗粒中, 或附于石英表面^[11]。



(a) 单偏光



(b) 正交偏光

图1 石英岩显微镜下照片

Fig. 1 The photos of quartzite under microscope

2.2 磁性矿物

石英岩样品及发育于石英岩之上的表土样品磁学参数统计结果见表1。样品的 χ 和SIRM值能粗略反映样品中磁性矿物含量, 但也受到磁性矿物类型和颗粒大小的影响^[9,12]。表1的数据显示母岩样品的 χ 值范围为 $2.0 \times 10^{-8} \sim 16.0 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, 平均值为 $7.4 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, SIRM值范围为 $15.2 \times 10^{-5} \sim 145.7 \times 10^{-5} \text{ Am}^2/\text{kg}$, 平均值为 $57.2 \times 10^{-5} \text{ Am}^2/\text{kg}$, 说明母岩样品中磁性矿物含量极少。表土样品的 χ 值范围为 $46.7 \times 10^{-8} \sim 217.8 \times 10^{-8}$

m^3/kg , 平均值为 $116.2 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, SIRM值范围为 $289.3 \times 10^{-5} \sim 1450.5 \times 10^{-5} \text{ Am}^2/\text{kg}$, 平均值为 $901.4 \times 10^{-5} \text{ Am}^2/\text{kg}$ 。合成实验证明^[13], 反铁磁性矿物($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, $\alpha\text{-FeOOH}$)的 $\chi < 100 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, 因此, 表土样品中存在一定数量的亚铁磁性矿物(Fe_3O_4 , $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$), 如果仅有反铁磁性矿物对 χ 的贡献难以解释表土磁性的产生机制。表土样品的 χ 和SIRM值都远远高于母岩样品, 说明由石英岩发育而成的表土, 磁性大大增强。

表1 石英岩样品及发育于石英岩之上的表土样品磁学参数统计结果

Table 1 Statistical results of magnetic parameters for quartzite samples and surface soil samples derived from quartzite

磁学参数及磁学参数比值	表土样品 (n = 46)		母岩样品 (n = 40)	
	范围	平均值	范围	平均值
磁化率 (χ , $10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$)	46.7 ~ 217.8	116.2	2.0 ~ 16.0	7.4
频率磁化率 (χ_{fd} , %)	9.3 ~ 14.4	11.0	1.7 ~ 6.2	3.7
非磁滞剩磁 (ARM, $10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$)	161.5 ~ 837.3	445.3	1.3 ~ 70.0	13.3
ARM磁化率 (χ_{ARM} , $10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$)	507.1 ~ 2629.7	1398.5	4.1 ~ 219.9	41.7
软磁 (Soft, $10^{-5} \text{ Am}^2/\text{kg}$)	88.7 ~ 423.5	236.7	3.5 ~ 37.7	12.4
硬磁 (Hard, $10^{-5} \text{ Am}^2/\text{kg}$)	19.2 ~ 75.6	53.6	-1.2 ~ 48.8	9.2
磁化系数 ($F_{300\text{mT}}$, %)	90.8 ~ 95.5	93.8	34.7 ~ 102.6	83.0
饱和等温剩磁 (SIRM, $10^{-5} \text{ Am}^2/\text{kg}$)	289.3 ~ 1450.5	901.4	15.2 ~ 145.7	57.2
SIRM/ χ (A/m)	5769.5 ~ 11344.2	7973.4	3374.2 ~ 13184.2	8206.3
χ_{ARM}/χ	8.7 ~ 15.3	12.1	1.4 ~ 13.9	5.7
$\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ (10^{-4} m/A)	12.8 ~ 20.3	15.4	2.3 ~ 18.1	8.1

SIRM与 χ 散点分布图能指示磁性矿物类型的变化,当样品中有多种磁性矿物存在时,SIRM与 χ 关系图呈分散的点分布,线性差;当样品中只有一种磁性矿物存在或有一种磁性矿物含量占绝对优势,即使磁性矿物颗粒大小变化,SIRM与 χ 散点分布图也将呈一条直线,直线的斜率SIRM/ χ 则可用于粗略估计磁性晶

体的晶粒度^[9,14]。图 2a显示表土样品SIRM与 χ 散点分布图高度线性相关($R^2=0.7931$),反映表土样品中的磁性矿物组成极为一致(或以一种磁性矿物占优势)。相对而言,母岩样品的SIRM与 χ 散点分布图线性相关性较差($R^2=0.6160$)(图 2b),据此推断母岩样品中可能有多种磁性矿物存在。

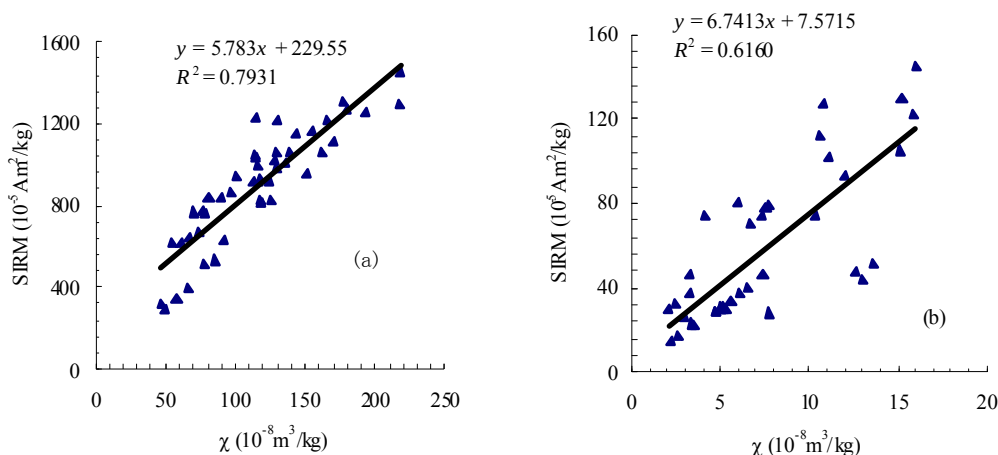


图 2 表土样品(a)和母岩样品(b)的 SIRM 与 χ 关系图

Fig. 2 Correlation between SIRM and χ of surface soil samples(a) and quartzite samples(b)

磁化系数 $F_{300\text{mT}}$ 反映样品中亚铁磁性矿物与不完整反铁磁性矿物的相对比例,它随着不完整反铁磁性矿物含量的增加而下降。表土样品 $F_{300\text{mT}}$ 值的范围为 90.8% ~ 95.5%(表 1),平均值达到了 93.8%,说明亚铁磁性矿物主导了表土样品磁性特征。母岩样品的 $F_{300\text{mT}}$ 值的范围从 34.7% ~ 102.6%,平均值为 83.0%,说明母岩样品中磁性矿物成分比较复杂。

“软”剩磁(Soft IRM)主要反映了样品中亚铁磁性矿物的含量。表土样品的SIRM与Soft IRM呈极显著正相关($R^2=0.9302$)(图 3a),这也反映了表土样品中 χ 的变化主要受到亚铁磁性矿物的控制。母岩样品的SIRM与Soft IRM也呈高度正相关($R^2=0.7611$)(图 3b),说明母岩样品中同样是亚铁磁性矿物主导了样品的磁性特性。

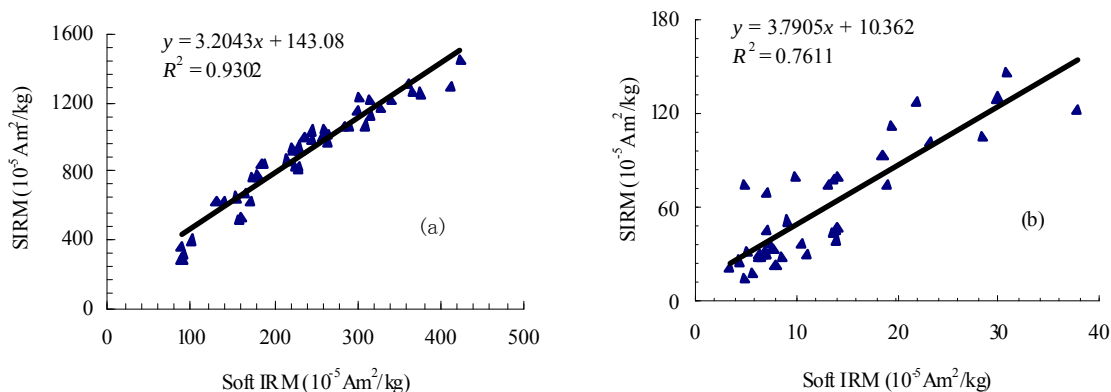


图 3 表土样品(a)和母岩样品(b)的 SIRM 与 Soft IRM 关系图

Fig. 3 Correlation between SIRM and Soft IRM of surface soil samples (a) and quartzite samples (b)

κ -T曲线特征可以识别样品中赋存的磁性矿物类型,也可以分析磁性矿物在加热过程中的转变规律^[15-18]。图4a是典型表土样品的 κ -T曲线。在200℃以下,随着温度的升高表土样品的磁化率略有增加,在200℃~250℃之间,加热曲线出现一个小峰值,这可能是加热过程中铁的氢氧化物(如纤铁矿)脱水生成了少量磁赤铁矿($\gamma\text{-FeOOH} \rightarrow \gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$)造成的^[16-17,19]。在250℃~430℃之间,磁化率随温度的升高逐渐线性降低,这可能是亚稳定、强磁性的磁赤铁矿受热转化成热稳定的、弱磁性的赤铁矿($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$)造成的^[15, 20-21]。当温度超过430℃后,样品磁化率随温度的升高又有回升,并在500℃左右又出现一个峰值,这种现象在第四纪黄土的 κ -T曲线上比较常见^[16, 20-21]。一般用两种可能性来解释这个峰值的出现:①样品在加热过程中生成了新的强磁性矿物,如含铁硅酸盐矿物或黏土矿物在高温下分解形成磁铁矿^[15-17,19-21],这可能是形成此峰的主要原因;②由磁铁矿的Hopkinson效应引起^[21],由此峰值的高度判断表土样品中磁铁矿含量可能很少。当温度加热到550℃时,表土样品的磁化率急剧下降,当温度加到590℃附近时,样品的磁化率几乎降到了零,表现出磁铁矿的居里温度。表土样品加热曲线和冷却曲线显示了不可逆特征,冷却曲线位于加热曲线之上,而且呈现出磁铁矿的冷却曲线,另外从

表土样品的 κ -T曲线上发现冷却后的磁化率是加热前的数倍,这都说明在高温段有大量磁铁矿生成。由以上分析可以得出表土样品中可能含有一定量的磁赤铁矿和铁的氢氧化物(如纤铁矿),另外可能还含有少量磁铁矿及含铁硅酸盐矿物或黏土矿物。其中磁赤铁矿是表土样品磁化率的主要贡献者。

图4b是典型母岩样品的 κ -T曲线,图中显示母岩样品在加热到320℃之前,磁化率基本上没有发生变化,当加热到350℃~450℃之间时,样品磁化率值慢慢地略微有所升高,这可能是母岩中含有极少量的含铁硅酸盐矿物在高温下分解生成强磁性矿物所引起。从500℃开始,样品的磁化率一直降低,但在500℃~570℃之间下降得快,显示出磁铁矿的居里温度(由于样品中磁铁矿含量极低,这种现象不太明显),在570℃~700℃之间磁化率下降得慢,在700℃左右几乎降到了零,显示出赤铁矿的居里温度。样品的冷却曲线在700℃~500℃之间一直都在上升,但在570℃~500℃之间上升得最快(这也反映出磁铁矿的居里温度),从500℃一直下降到室温阶段,样品的磁化率几乎没有变化。图4c是从母岩中提取出来的含铁矿物的 κ -T曲线图,从图中反映出母岩中可能含有的含铁矿物主要有铁的氢氧化物、含铁硅酸盐矿物、磁铁矿及赤铁矿。

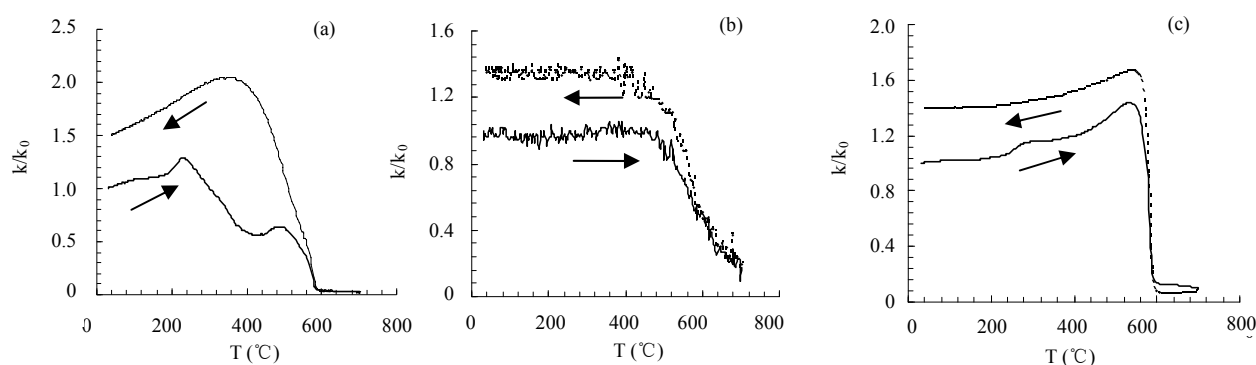


图4 典型表土样品、母岩样品及提取出的含铁矿物的 κ -T曲线

Fig. 4 κ -T curves of surface soil samples (a), quartzite samples (b) and iron ore samples extracted from quartzite (c)

对比3个样品的加热曲线得到表土样品在250℃~430℃之间由于磁赤铁矿的分解使得磁化率大幅线性下降,母岩样品因不含磁赤铁矿,在250℃~430℃之间磁化率基本不变。磁赤铁矿是次生磁性矿物,与成土作用有关,因此加热曲线在250℃~430℃之间磁化率值降低的幅度与样品中磁赤铁矿的相对含量和成土作用存在一定关系。

2.3 磁性矿物的粒度

χ_{fd} 是反映样品中接近稳定单畴(SSD)-超顺磁(SP)

过渡态的磁性颗粒浓度的指标,可作为样品中超顺磁性颗粒(SP)浓度的量度。国内外学者都发现只要土壤中 $\chi_{fd} > 10\%$,超顺磁性颗粒(SP)已相当可观^[22-23]。 χ_{ARM} 对样品中亚铁磁性矿物数量和颗粒大小都极为敏感,尤其是对细晶粒的稳定单畴(0.02~0.04 μm) (SSD)颗粒最为敏感^[24-25]。表1的数据显示,表土样品的 χ_{fd} 值变化范围介于9.3%~14.4%之间,平均值为11.0%, χ_{ARM} 值的变化范围介于 $507.1 \times 10^{-8} \sim 2629.7 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,表明表土样品中的磁性矿物以稳定单畴(SSD)

和超顺磁性颗粒(SP)为主。图 5a显示表土样品的 χ 与 χ_{ARM} 呈极显著线性正相关($R^2=0.8892$),表明表土样品磁化率主要由亚铁磁性矿物的稳定单畴(SSD)和超顺磁性颗粒(SP)所贡献。母岩样品的 χ_{fd} 变化范围介于 1.7%~6.2%之间,平均值为 3.7%, χ_{ARM} 值的变化

范围介于 $4.1 \times 10^{-8} \sim 219.9 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,表明母岩样品中基本不含超顺磁性颗粒。图 5b显示母岩样品的 χ 与 χ_{ARM} 相关性较差($R^2=0.3388$),表明母岩样品磁化率主要由较粗的假单畴(PSD)和多畴磁性颗粒所贡献。

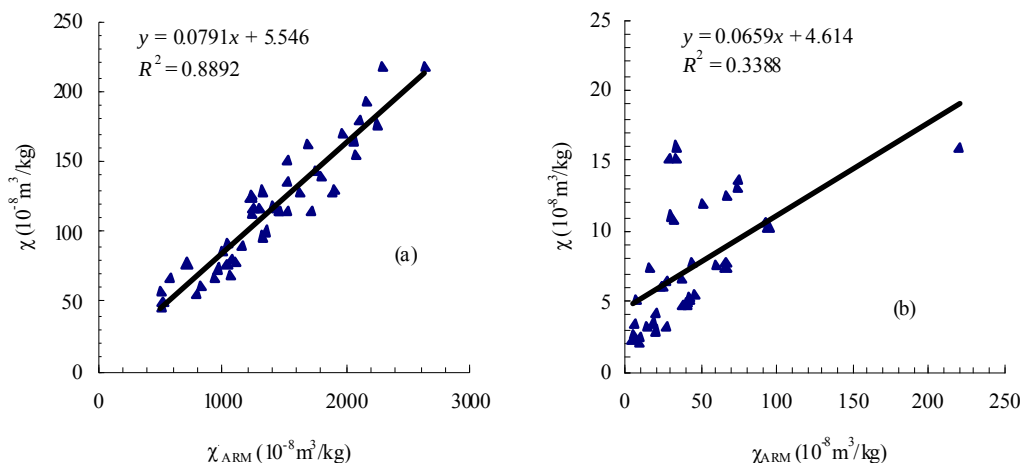


图 5 表土样品 (a) 和母岩样品 (b) 的 χ 与 χ_{ARM} 相关图

Fig. 5 Correlation between χ and χ_{ARM} of surface soil samples (a) and quartzite samples (b)

由于超顺磁性颗粒对常温下的剩磁没有贡献,但对 χ 起相当大的作用,因此,低的SIRM/ χ 值表示了高浓度的超顺磁性颗粒的存在。磁性比值参数 χ_{ARM}/χ 和 $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ 也是指示磁性矿物颗粒大小的指标, χ_{ARM}/χ 高值代表样品中磁性矿物以稳定单畴(SSD)为主,低值反映样品中磁性矿物以粗粒假单畴(PSD)和多畴(MD)为主; $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ 对超顺磁性颗粒(SP)的鉴定也相当有用。表土样品SIRM/ χ 平均值比母岩样品的平均值低,而表土样品 χ_{ARM}/χ 平均值比母岩样品的平均值高,这都说明表土样品中的磁性矿物以稳定单畴(SSD)和超顺磁性颗粒(SP)为主,而母岩样品中的磁性矿物以较粗的假单畴(PSD)和多畴(MD)颗粒为主。

表土样品与母岩样品中磁性矿物粒度大小不一样,说明石英岩在风化成土过程中不仅磁性矿物种类发生了变化,而且磁性颗粒的粒度也发生了改变,即次生磁性矿物的粒度相对原生磁性矿物的粒度而言变得更细了。

2.4 环境磁学意义

母岩中磁性矿物含量极低,但在成土作用下使原生的弱磁性矿物转化成了强磁性的亚铁磁性矿物,同时又形成了新的自生磁性矿物,特别是磁赤铁矿出现,使得表土的 χ 和SIRM值大大升高。根据成土地球化学规律,在湿热气候条件下,土壤氧化铁化合物最终向

磁赤铁矿和赤铁矿转化^[20-21]。邓成龙等^[16]在研究黄土的热磁曲线时发现,加热曲线在 $300^\circ\text{C} \sim 450^\circ\text{C}$ 之间,磁化率值降低的幅度与样品中磁赤铁矿的相对含量和成土作用强度呈显著正相关,对比母岩样品和表土样品的 κ -T曲线,也有相似规律,因此在由石英岩发育而成的表土中磁赤铁矿的出现及含量的变化反映了成土作用的强弱。

母岩在成土过程中磁性矿物的颗粒大小也发生了变化,由母岩样品和表土样品的 χ_{fd} 、 χ_{ARM} 及磁性比值参数可知,母岩中磁性矿物颗粒主要以较粗假单畴(PSD)和多畴(MD)为主,而表土在风化成土过程中生成的次生磁性矿物以稳定单畴(SSD)和超顺磁性颗粒(SP)为主。

表土磁性增强与成土作用分不开,Zhou等^[26],Han等^[27],Maher等^[28]都认为成土作用是土壤磁化率增强的主要原因。还有学者指出生物作用特别是表土上生长的植物对表土磁性的增强也起到了很大的作用^[8]。

母岩中磁性矿物含量极少,但由它发育而成的表土磁性大大增强,说明母岩磁性对表土磁性影响甚小,而成土作用对表土磁性的增强起到了重要作用。表土的磁化率反映了成土作用的强弱,而生物的作用对表土磁性增强可能也起到了一定的作用。

致谢:感谢周力平教授和朱艳明博士在实验中

提供帮助。

参考文献：

- [1] 卢升高, 张子玉, 俞劲炎, 张卫国, 俞立中. 玄武岩发育土壤的磁化率及其机理解析. 土壤学报, 1999, 36(4): 544-550
- [2] 卢升高, 俞劲炎. 土壤磁学及其研究进展. 土壤学进展, 1991, 19(5): 1-8
- [3] 尧德中, 俞劲炎, 刘榜华. 红壤中磁性矿物的磁性与含量的穆斯堡尔谱研究. 科学通报, 1989, 34(16): 1263-1265
- [4] 俞劲炎, 詹硕仁, 吴芳生, 朱祖祥. 亚热带和热带土壤的磁化率. 土壤学报, 1986, 23(1): 50-56
- [5] 朱立军, 傅平秋, 万国江. 贵州碳酸盐岩发育土壤磁学性质及其发生机理. 土壤学报, 1997, 34(2): 212-219
- [6] 饶志国, 朱照宇, 吴翼, 杨恬, 付淑清. 华南地区发育于不同母岩之上的表土磁化率特征及其意义. 第四纪研究, 2007, 27(4): 651-652
- [7] 卢升高. 岩成土的磁性测量及其与土壤发育的关系. 浙江大学学报, 1999, 25(6): 603-607
- [8] 吕厚远, 刘东生. C₃、C₄植物及燃烧对土壤磁化率的影响. 中国科学(D辑), 2001, 31(1): 43-53
- [9] Thompson R, Oldfield F. Environmental magnetism. London: Allen and Unwin, 1986
- [10] 赵洪大, 郑世阳, 张万庆. 强磁选机用于石英砂除铁效果的比较. 非金属矿, 2005, 28(3): 39-41
- [11] 贾剑青, 王宏图, 胡国忠, 刘菊梅, 徐仁勇, 黄永强. 南川市石英砂资源的开发及利用. 矿业研究与开发, 2005, 25(4): 37-39
- [12] Maher BA. Characterization of soils by mineral magnetic measurements. Phy. Earth Planet. Inter., 1986, 42: 76-92
- [13] 卢升高. 亚热带土壤的磁性与氧化铁矿物学及其环境意义 (博士学位论文). 杭州: 浙江大学, 1998
- [14] Thompson R, Morton DJ. Magnetic susceptibility and particle-size distribution in recent sediments of the Loch Lomond drainage basin. Scotland J. Sed. Petrol., 1979, 49(3): 801-812
- [15] Dunlop DJ, Ozdemir O. Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. Cambridge(UK): Cambridge University Press, 1997: 1-573
- [16] 邓成龙, 朱日祥, 袁宝印. 黄土高原全新世风成沉积的岩石磁学性质及其古气候意义. 海洋地质与第四纪地质, 2002, 22(4): 37-44
- [17] 王喜生, Lovlie R, 苏朴. 许家窑泥河湾沉积物的岩石磁学性质. 中国科学(D辑), 2002, 32(4): 271-278
- [18] 李海燕, 张世红. 黄铁矿加热过程中的矿相变化研究. 地球物理学报, 2005, 48(6): 1384-1391
- [19] Oches EA, Banerjee SK. Rock-magnetic proxies of climate change from loess-paleosol sediments of the Czech Republic. Studina Geoph. Et Geod., 1996, 40: 287-300
- [20] Zhu RX, Lin M, Pan Y. History of the temperature-dependence of susceptibility and its implications: Preliminary results along an E-W transect of the Chinese Loess Plateau. Chinese Sci.Bull., 1999, 44(suppl.1): 81-86
- [21] Florindo F, Zhu RX, Guo B, Yue L, Pan Y, Speranza F. Magnetic proxy climate results from the Duanjiapo loess section, southernmost extremity of the Chinese Loess Plateau. J. Geophys. Res., 1999, 104: 645-659
- [22] Fine P, Singer MJ. New evidence for the origin of ferromagnetic minerals in loess from China. soil Sci. Soc. Am. J., 1993, 57: 1537-1542
- [23] 卢升高. 土壤频率磁化率与矿物粒度的关系及其环境意义. 应用基础与工程科学学报, 2000, 8(1): 9-15
- [24] 刘青松, Yu YJ, 潘永信, 朱日祥, 赵西本. 单畴和多畴磁铁矿合成样品的部分非磁滞剩磁研究. 科学通报, 2005, 50(20): 2267-2270
- [25] Maher BA. Magnetic properties of some sub-micro magnetite. Geophys J, 1998, 94: 83-96
- [26] Zhou LP, Oldfield F, Wintle AG, Robinson SG, Wang JT. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess. Nature, 1990, 346: 737-739
- [27] Han JM. Palaeoclimatic impact on the magnetic and stable isotopic characteristics of the Chinese loess (PhD Thesis). Vrije Universiteit Brussel, 1991: 190-191
- [28] Maher BA. Magnetic properties of modern soil and quaternary loessic paleosols: Palaeo-climatic. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1998, 137: 25-54
- [29] 陆景陵. 植物营养学. 北京: 北京农业大学出版社, 1994: 92-110
- [30] 马斯纳著 (曹一平译). 高等植物的矿质营养. 北京: 北京农业大学出版社, 1991: 270-327

Magnetic Property and Environmental Magnetism Significance of Surface Soil Derived from Quartzite

LI Yong¹, LI Hai-yan², BAI Ling-yan², QIN Yan-fu¹, GUAN Bang-gui¹, LV Yue-feng¹

(1College of Sciences, Anhui Science and Technology University, Fengyang, Anhui 233100, China;

2 China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: Mineral magnetic parameters, including magnetic susceptibility, frequency dependent susceptibility, isothermal remanent magnetization, anhysteretic remanent magnetization, temperature-dependence of susceptibility, were measured on quartzite and surface soil derived from quartzite. The results in combination with the microscope observation indicated little magnetic mineral in quartzite but a few magnetite, maghemite, iron oxyhydroxides in surface soil. The magnetic grains were mainly superparamagnetic (SP) and stable single domain (SSD). Maghemite is secondary mineral formed in the process of pedogenesis. The magnetic enhancement of surface soil showed that quartzite magnetism influenced little the magnetism of surface soil, but pedogenesis influenced it obviously. The magnetic susceptibility and maghemite content of surface soil can reflect process of pedogenesis.

Key words: Quartzite, Surface soil, Magnetic mineral, Maghemite, Environmental magnetism