

毛学刚,赵丽娟.沙漠、戈壁和黄土表土岩石磁学特征及其对黄土磁化率机制的意义[J].中国沙漠,2022,42(2):183-193.

沙漠、戈壁和黄土表土岩石磁学特征及其对黄土磁化率机制的意义

毛学刚^{ab}, 赵丽娟^a

(福建师范大学 a.地理科学学院, b.地理研究所, 福建 福州 350007)

摘要:黄土高原黄土来自于其北部或西北部的沙漠和戈壁被广泛认可。本文选取西北地区典型的沙漠、戈壁和黄土表土样品,进行系统的岩石磁学研究。结果显示:沙漠和戈壁磁学特征相似,以磁铁矿占绝对优势,磁颗粒为多畴和假单畴,几乎不含超顺磁颗粒,磁性矿物总体含量高于黄土表土。黄土表土以磁铁矿为主,同时含有磁赤铁矿,磁颗粒以成壤过程中形成的超顺磁和单畴颗粒为主。虽然沙漠和戈壁细粒中亚铁磁性矿物相对比例明显高于粗粒,但粗粒组分含量大,对磁性稀释作用显著,全样总体表现为粗粒磁性特征。影响沙漠、戈壁和黄土磁化率的主导因素不同,沙漠和戈壁为磁性矿物含量主导型,磁性矿物总含量高,黄土表土为磁性矿物粒度主导型,超顺磁对磁化率贡献占主导。合理区分风速论和成土论两种磁化率机制,需准确判断成壤程度和氧化还原状态。因此,不同环境条件下磁化率的环境意义及古气候重建,需首先准确区分影响磁化率的主导因素。

关键词:黄土;磁化率;沙漠;成壤作用

文章编号: 1000-694X(2022)02-183-11

DOI: 10.7522/j.issn.1000-694X.2021.00097

中图分类号: P56

文献标志码: A

0 引言

黄土是风力搬运和沉积下来的以粉砂颗粒为主的沉积物^[1-2],在全球广泛分布^[3],黄土沉积序列是研究和重建古气候冷暖干湿变化的重要载体^[4-5]。以粉砂为主的粉尘颗粒主要来自于上风向干旱半干旱的沙漠或戈壁地区^[6],沉积之后在当地气候条件下经历不同形式的风化过程,一方面继承了源区信息,另一方面也反映了沉积后的气候条件。黄土高原是世界上最典型的风成沉积,风成沉积历史可追溯到22 Ma以前^[7]。虽然目前对黄土高原的准确物源存在争论^[8-10],但基本上认为来自于其西北部或北部干旱区的沙漠和戈壁^[11],沙漠或戈壁中的粉尘颗粒通过高空西风和近地面西北风沉积到黄土高原,现代沙尘暴的气象观测可证实这一点^[12]。因此,研究沙漠、戈壁与黄土之间的关系对于理解黄土物源以及三类不同自然环境的关系有重要意义。

粉尘沉积后,在当地自然环境下经历不同程度

的成壤过程,发育不同类型的古土壤,如在中国黄土高原主要为半干旱环境中形成的具有明显钙积层的古土壤^[13],而在高纬高寒的阿拉斯加和西伯利亚则形成潜育化的古土壤^[14-15]。黄土层与古土壤层的交替出现反映古气候的周期变化^[4]。黄土-古土壤中磁性矿物的岩石磁学性质是重建古气候的重要手段^[16-18],其中以磁化率应用最普遍^[19]。不同自然条件下磁性矿物的生成和转化对磁化率产生直接影响^[20-21],从而在磁化率的古气候重建过程中可能产生很大的不确定性^[22-24]。长期以来,在黄土古气候重建中,磁化率与古气候的关系一直存在两种争论,即风速论和成土论。成土论主要体现在中国黄土高原,黄土层对应磁化率低值,古土壤对应磁化率高值,认为成壤过程中形成的超顺磁颗粒是古土壤磁化率增强的主要原因^[25-26]。风速论最早见于对阿拉斯加黄土的研究^[15,27],西伯利亚黄土也被认为遵循相似模式^[28],磁化率高值出现在黄土层,低值出现在古土壤层,冰期时风力大,沉积了更多的

收稿日期:2021-04-21; 改回日期:2021-07-29

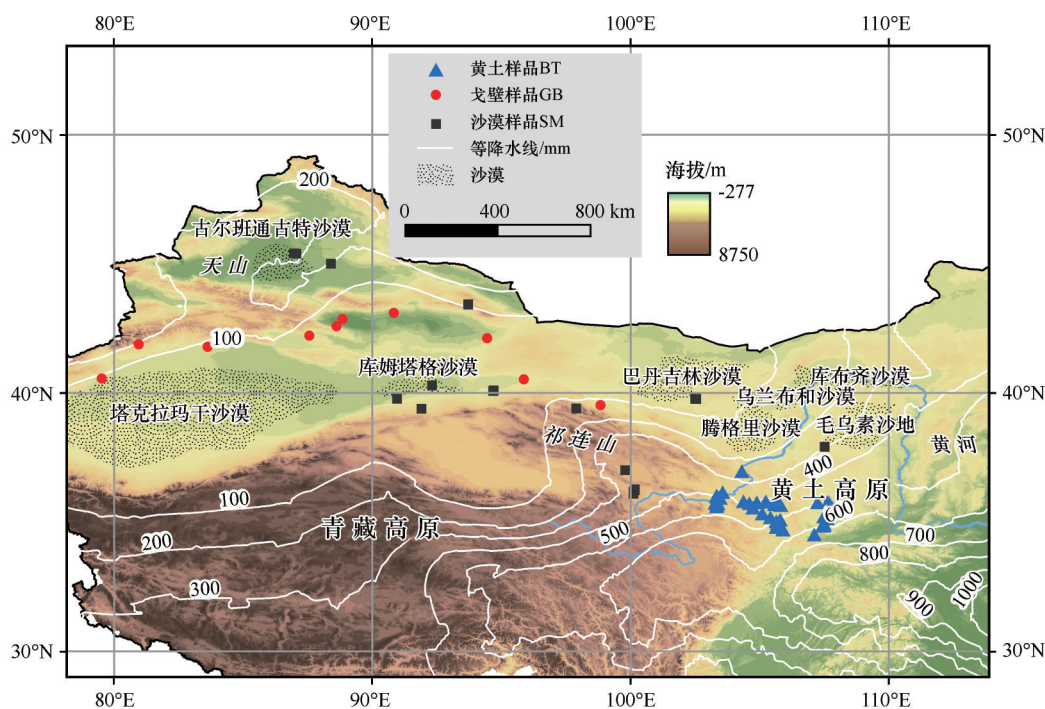
资助项目:福建省自然科学基金项目(2020J01141);国家自然科学基金(42130507)

作者简介:毛学刚(1982—),男,河南开封人,博士,讲师,主要研究方向为环境磁学与第四纪地质。E-mail: maoxuegang1@163.com

通信作者:赵丽娟(E-mail: zhaolijuan202010@163.com)

磁性矿物使磁化率更高^[15]。有研究者对此解释提出质疑,认为古土壤中强磁性矿物磁铁矿或磁赤铁矿被分解或还原成低磁性矿物^[29-30],从而使古土壤磁化率降低,总体上仍是成土论。同样,关于欧洲黄土也存在风速论和成土论的争辩^[31],在阿根廷部分黄土剖面中两种模式都存在^[32],致使磁化率与古气候之间的关系并不明确^[33-34]。因此,进一步明确两种模式的适用范围,区分不同自然条件下的磁化率机制是磁化率古气候重建的前提。

作为黄土高原的主要物源区,中国西北沙漠和戈壁大部分处于干旱区,年均降水不足 300 mm(图 1)。李平原等^[35]认为,年均降水量低于此临界值,磁性参数与气候参数关系不明确或不明显,但并未指出影响其磁化率的关键因素。研究沙漠、戈壁和黄土表土岩石磁学性质是理解干旱区磁化率机制的关键,本文选取西北典型的沙漠、戈壁样品和黄土高原表土样品,通过系统的岩石磁学结果,分析影响磁化率的主导因素。



等降水量线数据来自文献[35]

图1 研究区及采样点分布

Fig.1 Study areas and distribution of sampling sites

1 材料与方法

本文主要研究区域为中国西北的干旱半干旱地区,涉及新疆干旱区、河西走廊、黄土高原的西部和中部。样品分为三类:沙漠、戈壁和黄土表土,各类样品分布点见图1,总体上戈壁样品位于沙漠样品外围。戈壁、沙漠和黄土整体呈现由西向东分布,其中戈壁样品($n=10$)来自新疆塔克拉玛干沙漠北部和甘肃西北及河西走廊地区,戈壁样品一般分选差,含有 >1 mm小砾石,过筛去除小砾石。沙漠样品($n=24$)主要来自沙漠边缘,包括古尔班通古特沙漠、库姆塔格沙漠、巴丹吉林沙漠、毛乌素沙地以及青藏高原东北部沙漠。黄土表土($n=31$)主要分布在黄土高原中西部。野外样品采自未受人类活

动影响区域,取表层 5 cm 范围散样,室内自然晾干,取 7—8 g 样品轻轻研磨成粉末状,用保鲜膜包紧并压实在非磁性的样品盒中(2 cm×2 cm×2 cm)进行常温磁学测试。使用 Bartington MS2 高低频(470 Hz, 4 700 Hz)磁化率仪测得高频磁化率(χ_{hf})和低频磁化率(χ_{lf}),以下无特别说明磁化率皆指低频磁化率,并计算出百分比频率磁化率 $\chi_{fd}\%=(\chi_{lf}-\chi_{hf})/\chi_{lf}\times 100\%$;用 DTECH 交变退磁仪进行交变退磁,获得非磁滞剩磁(ARM),交变磁场峰值为 100 mT,直流场强度为 0.1 mT,用小旋转磁力仪测得非磁滞剩磁,非磁滞磁化率 $\chi_{ARM}=ARM/H$ (H 为直流场强度 0.1 mT);利用 MMPM10 强磁仪对样品施加强磁场获得等温剩磁(IRM),以 1 T 强磁场下的等温剩磁作为饱和

等温剩磁 SIRM, 并用小旋转磁力仪测得 SIRM; 对样品施加反向磁场退磁, 利用内插法获得剩磁矫顽力 (Bcr)。取 300 mg 左右粉末样品, 用居里称 (VFTB) 测量磁滞回线和磁化强度随温度的变化 (热磁曲线), 从室温到 700 °C 并冷却到室温, 从磁滞回线可获得饱和磁化强度 (Ms)、剩余磁化强度 (Mrs) 和矫顽力 (Bc)。将部分沙漠和戈壁样品过筛 (100 μm), 分为粗粒和细粒样品, 用 VFTB 分别测量磁滞回线和热磁曲线。

对戈壁样品和黄土表土样品测量粒度, 用马尔文激光粒度仪 Master2000 测量粒度, 测量范围 0.2—2 000 μm , 测量前对样品进行一系列前处理^[36], 从而去除碳酸盐和有机质。沙漠样品粉砂颗粒少, 以粗砂为主, 激光粒度仪测试误差大, 因此没有实际测量其粒度分布。

以上实验在兰州大学西部环境教育部重点实验室完成。

2 结果

2.1 粒度特征

沙漠、戈壁和现代黄土表土粒度明显不同 (图 2)。黄土各样品粒度相似, 主要分布在 <100 μm , 部分样品含少量 >100 μm 组分, 总体呈现典型的双峰分布^[37], 细粒组分集中在 <2 μm , 一般为成壤过程中形成的黏土颗粒, 粗粒组分主要分布在 10—100 μm , 以粉砂颗粒为主。戈壁样品分选差, 粒度大, 主要分布在 >100 μm 范围, <100 μm 组分含量低。沙漠

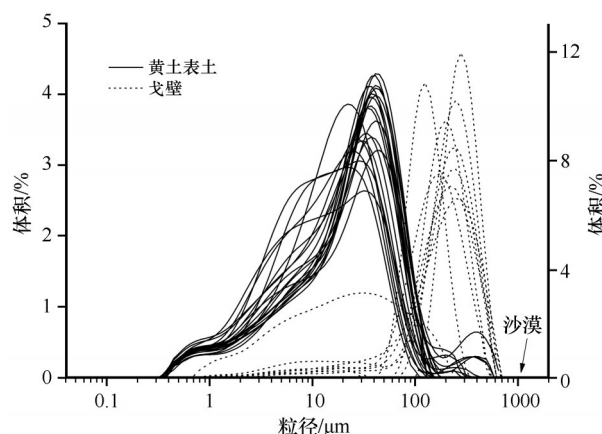


图2 戈壁和黄土表土粒度频率分布 (沙漠粒度总体 >1 000 μm , 没有经过激光粒度仪测量)

Fig.2 The particle size distributions of Gobi and loess topsoil. The particle size of deserts is greater than 1 000 μm , not measured using Masters2000

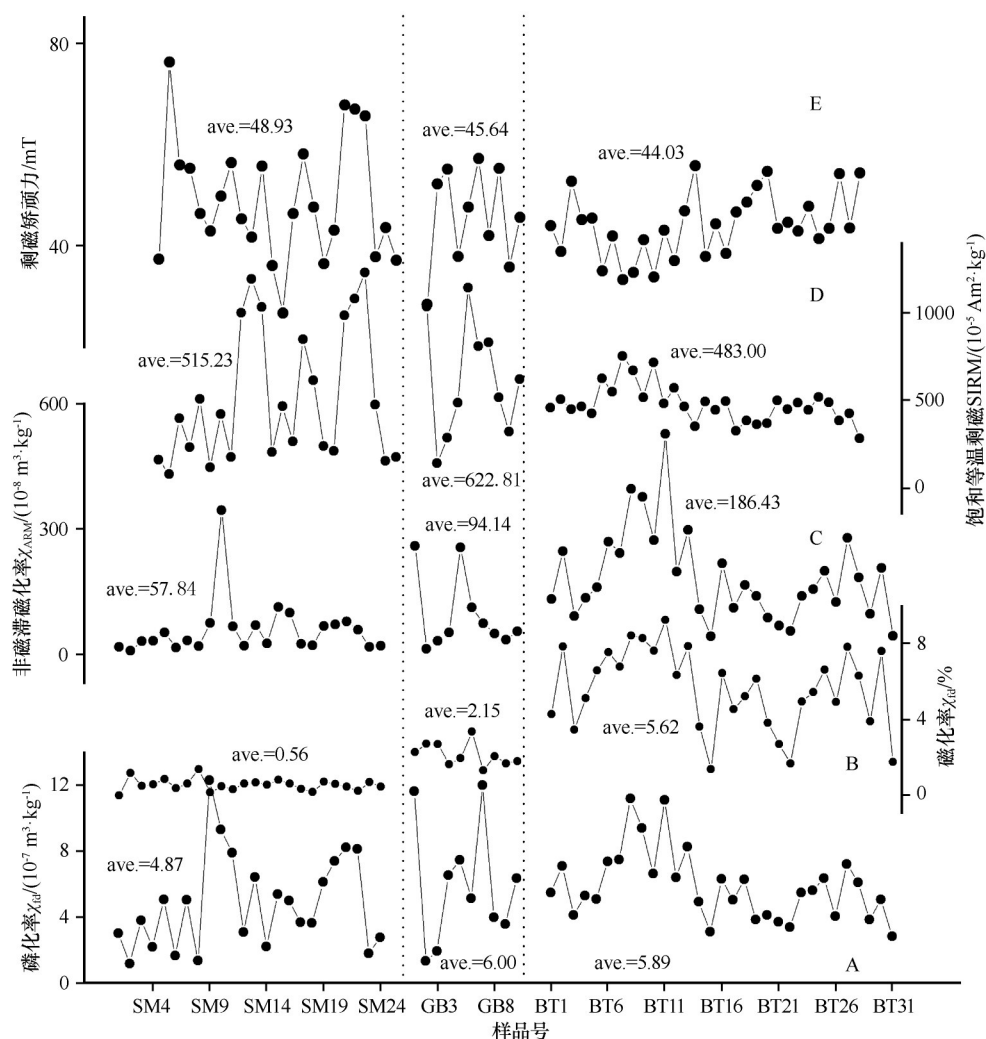
样品含有较多的粗砂, 粒度主要分布在 >1 000 μm , 无实际测量。

2.2 常温磁学特征

磁化率 (χ_{ir}) 反映磁性矿物被磁化的能力, 受磁性矿物类型、磁颗粒大小和含量的影响^[19], 是样品磁性的总体反映。沙漠、戈壁和黄土表土样品中, 同类型样品磁化率变化较大 (图 3), 可能与样品所在的局部环境有关。总体上, 三类样品平均值接近, 戈壁和黄土表土磁化率稍高于沙漠样品。百分比频率磁化率 ($\chi_{\text{fd}}\%$) 对成壤过程中形成的细小 (0.03 μm 左右) 超顺磁 (SP) 颗粒较为敏感^[38-39], 通常反映 SP 颗粒的相对含量, 一般认为 $\chi_{\text{fd}}\% < 5\%$, 说明几乎不含 SP 颗粒^[40], 而是以多畴 (MD) 颗粒为主。

三类样品 $\chi_{\text{fd}}\%$ 明显不同, 沙漠样品 $\chi_{\text{fd}}\% < 1\%$, 戈壁样品 $\chi_{\text{fd}}\%$ 虽然比沙漠样品高, 但平均值仅为 2.15%, 黄土表土的 $\chi_{\text{fd}}\%$ 明显高于沙漠和戈壁样品, 平均值为 5.62%, 表明 SP 颗粒含量较大, 说明黄土表土较沙漠和戈壁经历了明显的成壤过程。对比图 3A 和图 3B 可知, 黄土表土 $\chi_{\text{fd}}\%$ 与 χ_{ir} 近似同步变化, 反映 SP 颗粒对磁化率的贡献, 而沙漠和戈壁部分样品 $\chi_{\text{fd}}\%$ 与 χ_{ir} 呈现反向变化, 或没有明显对应关系, 说明 SP 颗粒对磁化率的贡献非常有限。非磁滞磁化率 (χ_{ARM}) 对单畴 (SD) 磁颗粒较为敏感^[41], 这些 SD 颗粒可能是原生的, 也可能在成壤过程中形成, 磁铁矿的 SD 颗粒主要分布在 0.03—0.1 μm 。

三类样品的 χ_{ARM} 总体特征与 $\chi_{\text{fd}}\%$ 相似, 平均值由黄土表土到沙漠、戈壁依次降低, 除个别样品异常高外, 沙漠和戈壁的 χ_{ARM} 明显低于黄土表土。另外, 黄土表土 χ_{ARM} 与 $\chi_{\text{fd}}\%$ 和 χ_{ir} 呈现同步变化, 而沙漠和戈壁样品相应磁学参数没有明显的对应关系, 说明成壤作用对沙漠和戈壁样品磁性的贡献有限。SIRM 是在强磁场 (本文为 1 T) 作用下使所有磁颗粒沿磁场排列而获得的剩磁, SP 颗粒在常温下不获得剩磁, 因此 SIRM 反映所有磁性矿物 SD 到 MD 颗粒的总体剩磁。戈壁样品 SIRM 平均值最高 (平均 $622.81 \times 10^{-5} \text{ Am}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$), 其次是沙漠样品 (平均 $515.23 \times 10^{-5} \text{ Am}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$), 黄土表土样品 SIRM 最低 (平均 $483.00 \times 10^{-5} \text{ Am}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$), 沙漠和戈壁黄土 SIRM 内部变化较大, 而黄土样品 SIRM 变化较小。剩磁矫顽力 (Bcr) 反映磁性矿物的“软硬”程度, Bcr 越大越



图中两条虚线为三类样品的分界线,沙漠样品为SM1—SM24,戈壁样品为GB1—GB10,黄土表土样品为BT1—BT31,ave.指不同样品磁学参数的平均值

图3 沙漠、戈壁和现代黄土表土常温磁学参数

Fig. 3 Room temperature magnetic parameters of deserts, Gobi and loess topsoil. The dashed lines delimit the samples of desert, Gobi and loess. SM1—SM24 are desert samples. GB1—GB10 are Gobi samples. BT1—BT31 are loess samples. Ave. represents mean of magnetic parameters

硬,剩磁方向越不易改变,通常亚铁磁性矿物(如磁铁矿或磁赤铁矿)的Bcr值低于不完全反铁磁性矿物(如赤铁矿),同类型磁性矿物(如磁铁矿)SD颗粒的Bcr值高于MD颗粒^[39]。

三类样品Bcr平均值相近,总体较低,反映三类样品都以亚铁磁性特征为主。

通过磁学参数及比值可以进一步分析磁颗粒大小。Dearing图($\chi_{ARM}/SIRM$ 与 $\chi_{fd}\%$ 关系)^[42]反映三类样品磁颗粒大小(图4)。三类样品总体上分布在不同区域,黄土表土样品以粗稳定单畴(SSD)为主,SP颗粒含量集中在10%—50%,沙漠和戈壁以多畴和假单畴为主,SP颗粒含量较低或可忽略。

2.3 热磁曲线

热磁曲线是判断磁性矿物类型的重要方法。在加热过程中,随着温度升高,磁颗粒沿磁场的排列逐渐被热扰动打乱,达到一定温度后磁颗粒随机排列,表现为顺磁性特征,磁化强度骤降到零,此临界温度称为居里温度或居里点^[39],不同磁性矿物居里温度不同,以此判断磁性矿物类型。沙漠和戈壁典型样品的热磁曲线见图5。与黄土表土样品相比(图6),沙漠和戈壁样品热磁曲线相似,从室温到500℃,磁化强度缓慢下降,在接近580℃附近骤降至零,呈现磁铁矿的居里温度(580℃),说明磁铁矿是其中最主要的携磁矿物。加热和冷却曲线基本

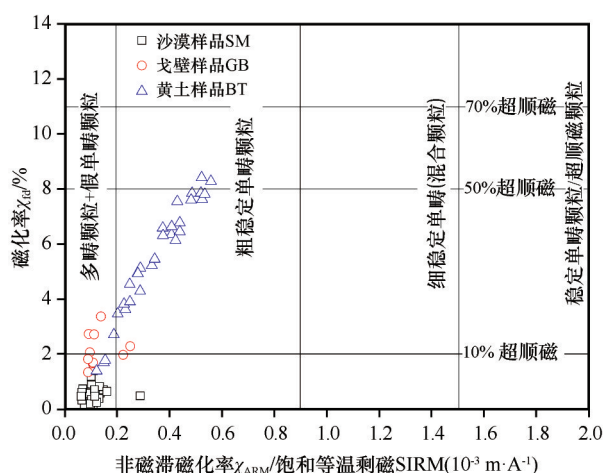


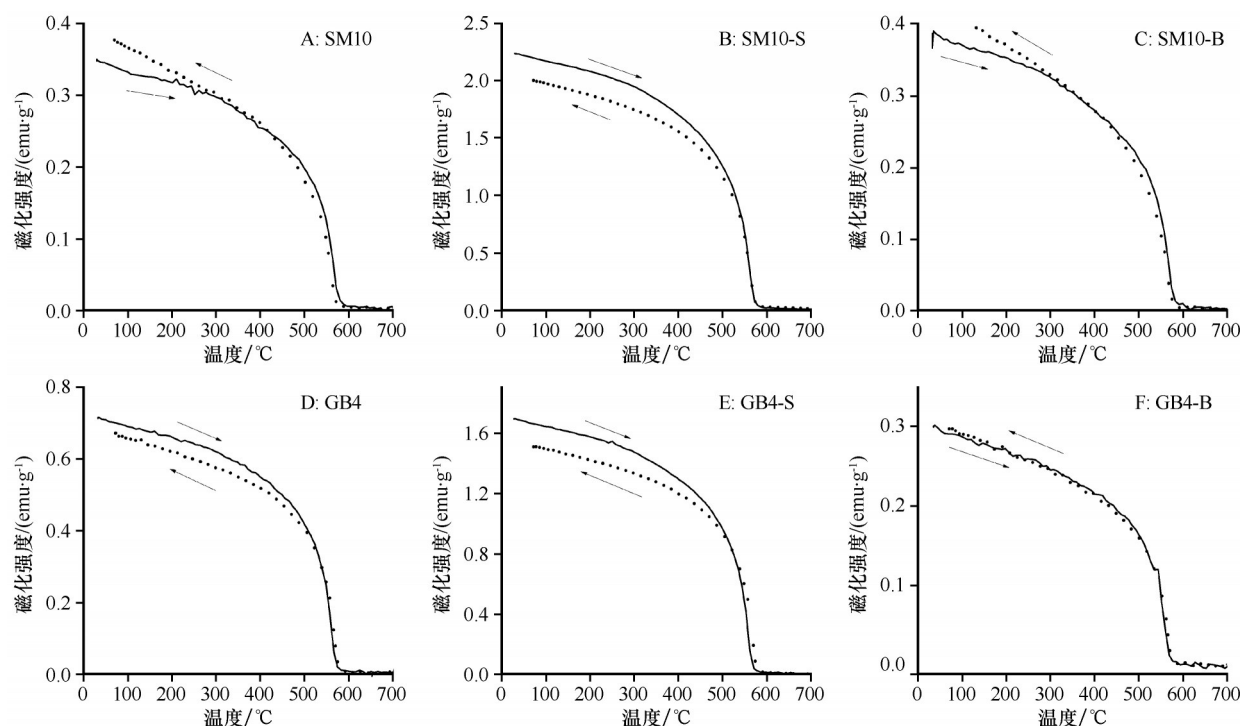
图4 沙漠(SM)、戈壁(GB)和黄土表土(BT)Dearing图

Fig.4 Dearing plot ($\chi_{ARM}/SIRM$ vs. $\chi_{rd}\%$) of the desert, Gobi and loess topsoil samples

可逆,戈壁样品冷却曲线较加热曲线略有降低,说明在加热过程中磁性矿物转化不显著。对比沙漠和戈壁细粒和粗粒(以100 μm 为界)的热磁曲线可知,粗粒的热磁曲线与全样较为接近,而细粒样品冷却后磁化强度有一定程度的降低,说明细粒中少

量强磁性矿物在加热过程中转化成了低磁性矿物,如磁赤铁矿加热过程中转变为赤铁矿引起磁性降低^[43]。从磁化强度降低幅度可知,这部分热不稳定的磁性矿物含量较少,样品总体表现为粗颗粒磁性特征。

黄土表土的热磁曲线与沙漠戈壁样品差异显著。黄土表土的加热和冷却曲线不可逆,其热磁曲线有两种形式。一种形式是冷却后磁化强度降低,300—450 $^{\circ}\text{C}$ 磁化强度的降低,通常是热不稳定的磁赤铁矿转化成了赤铁矿^[43]。另一种形式是冷却后磁化强度升高,可能反映了低磁性磁性矿物在加热过程中因有机质的存在形成还原环境^[44-45],转化成了强磁性矿物(如磁铁矿),从而使冷却后磁性增强。另外,样品BT16磁化强度在500 $^{\circ}\text{C}$ 左右急剧上升,然后在580 $^{\circ}\text{C}$ 骤降,可能是SD颗粒表现出的霍普金森峰(Hopkinson peak)^[39],即SD颗粒在加热过程中发生解阻,表现为SP特征,使磁性瞬间增强,到达居里点后又急剧下降^[19]。与沙漠和戈壁样品相似的是,黄土表土样品主要表现为580 $^{\circ}\text{C}$ 的居里温度,磁铁矿是其中最主要的磁性矿物。



实线为加热曲线,点线为冷却曲线,左侧为全样样品,中间-S为对应样品<100 μm 的细粒,右侧-B为对应样品>100 μm 的粗粒

图5 沙漠(SM10)和戈壁(GB4)典型样品磁化强度随温度变化

Fig.5 Thermomagnetic curves of typical desert sample (SM10) and gobi sample (GB4). The solid line is heating curve and the dashed line is cooling curve. The left panels are for bulk samples, middle panels (<100 μm) for fine subsamples and right panels for coarse (>100 μm) subsamples

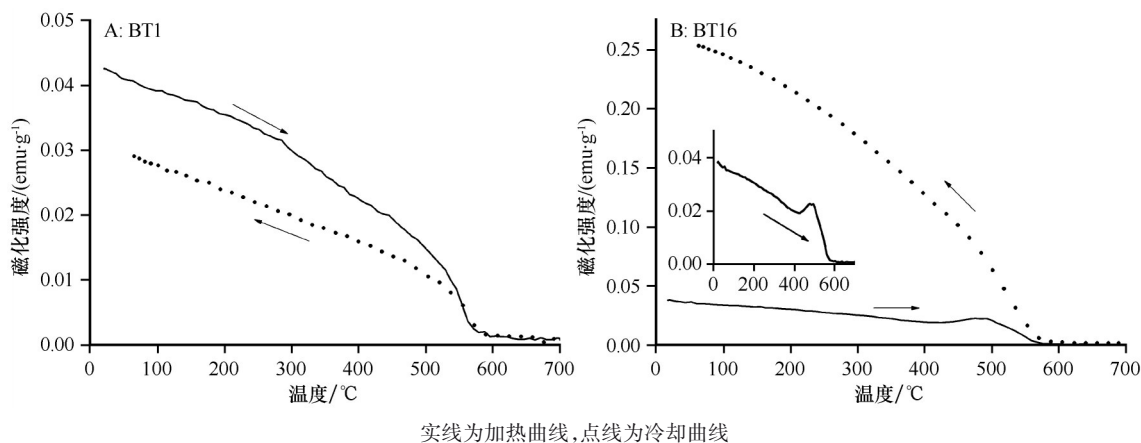


图6 黄土表土典型样品(BT1和BT16)磁化强度随温度变化

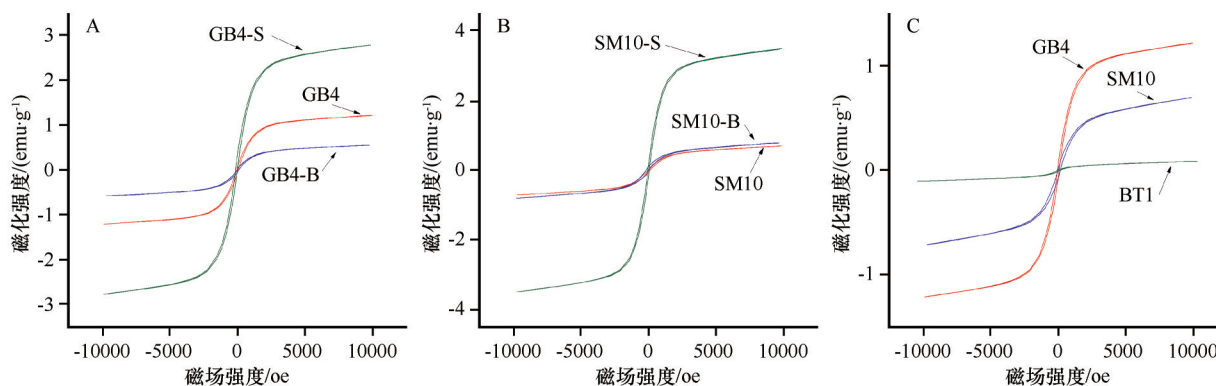
Fig.6 Thermomagnetic curves of typical loess topsoil samples (BT1 and BT16).

The solid line is heating curve and dashed line is cooling curve

2.4 磁滞回线

室温下,随着外加磁场强度和方向的变化,磁化强度随之变化,当外加磁场撤去后磁化强度并不为零,表现为磁滞现象,磁滞回线形态和磁滞参数是分析磁性矿物类型(“软”或“硬”)和磁颗粒大小的重要手段^[39,46]。沙漠、戈壁和黄土表土的磁滞回线见图7,相应磁滞参数见表1。总体上三类样品磁滞回线都呈现细腰型,矫顽力相近,以亚铁磁性矿物为主,主要为磁铁矿(图5—6)。戈壁细粒(GB4-S)的 M_s 是全样(GB4)和粗粒(GB4-B)的2倍和4

倍,相应 M_{rs} 为2倍和5倍,说明细粒中亚铁磁性矿物相对比例明显高于粗粒,但是戈壁样品以粗颗粒为主(图2),大量的粗颗粒磁性矿物对全样磁性呈现稀释作用,使全样亚铁磁性矿物相对比例降低。沙漠的磁滞特征与戈壁相似,并且沙漠样品中细颗粒更少,粗颗粒磁性矿物稀释作用更显著,使全样更接近于粗颗粒磁滞特征。与沙漠、戈壁磁滞回线相比,黄土表土磁滞回线顺磁性特征更显著,即磁化强度随外加磁场更加接近线性变化。另外,黄土表土 M_{rs} 和 M_s 均显著低于沙漠和戈壁。



-S为对应样品<100 μm的细粒,-B为对应样品>100 μm的粗粒

图7 戈壁(GB4)、沙漠(SM10)和黄土表土(BT1)典型样品的磁滞回线

Fig.7 Hysteresis loops of typical gobi (GB4), desert (SM10) and loess (BT1) samples. The-S represents fine (<100 μm) subsamples and -B represents coarse (>100 μm) subsamples

3 讨论

3.1 沙漠、戈壁和黄土表土磁性特征

西北地区的沙漠、戈壁和黄土高原是三类显著

不同的自然环境,沙漠或戈壁中的粉砂颗粒(<100 μm)在风力搬运下成为黄土高原的物源^[47]。沙漠、戈壁和黄土表土的磁性特征可以从磁性矿物类型、磁颗粒大小和含量3个方面对比分析。首先,由热磁曲线分析可知,三类样品的磁性矿物都以亚铁磁

表 1 戈壁(GB4)、沙漠(SM10)和黄土表土(BT1)的磁滞参数

Table 1 Hysteretic parameters of typical Gobi (GB4), desert (SM10) and loess (BT1) samples. The-S represents fine (<100 μm) subsamples and -B represents coarse (>100 μm) subsamples

样品 编号	磁化强度 Ms /(10 ⁻³ Am ² /kg)	剩余磁化 强度 Mrs /(10 ⁻⁵ Am ² /kg)	矫顽力 Bc/mT	剩余 矫顽力 Bcr/mT
GB4	1.02	6.68	6.48	37.80
GB4-S	2.42	15.80	7.16	n.a.
GB4-B	0.42	3.00	5.49	n.a.
SM10	0.49	4.41	8.41	49.71
SM10-S	3.00	17.50	5.60	n.a.
SM10-B	0.53	6.31	10.98	n.a.
BT1	0.05	0.66	8.25	43.87

性矿物磁铁矿为主(图 5—6),但其成因却有差异。沙漠和戈壁样品中磁铁矿几乎是唯一的磁性矿物,主要为物理风化过程中形成的原生磁性矿物,几乎没有成壤过程中形成的次生磁性矿物。黄土表土中的磁性矿物一部分来自于物源区原生环境,另一部分来自于沉积后的成壤过程(χ_{fd} %),且成壤过程中形成的磁铁矿主导黄土表土磁性。此外,黄土表土中同时包含成壤过程中形成的磁赤铁矿。磁颗粒大小是影响磁性特征的关键因素,通过 χ_{fd} %可知,黄土表土中磁性颗粒以超顺磁 SP 为主,根据 χ_{ARM} 和 Dearing 图可判断含有一定量的稳定单畴(SSD)颗粒,这些小颗粒主要在成壤过程中形成。沙漠和戈壁磁性颗粒以 MD 和 PSD 为主(图 4),几乎不含 SP 颗粒,反映成壤程度弱,以物理风化为主。虽然磁化率可总体反映磁性矿物含量,但对磁颗粒大小非常敏感,黄土与沙漠和戈壁磁化率相近(图 3),但黄土磁化率主要受 SP 颗粒影响,而沙漠和戈壁磁化率主要受 MD 和 PSD 颗粒影响。西北的沙漠和戈壁地处内陆,受夏季风影响弱,降水少,以物理风化为主,接近于沙漠和戈壁的黄土沉积同样表现为这样的特征,如新疆干旱区的黄土中原生粗颗粒磁性矿物对磁性贡献显著高于成壤作用^[48-52]。而在河西走廊和黄土高原西部^[53-54],随着降水增多,成壤过程中形成的细小磁性矿物对磁性的贡献逐渐增大。在黄土高原其他地区,成壤过程主导黄土磁性。

磁化率是原生磁性矿物和成壤形成磁性矿物

的综合表现。通过对比磁化率与其他磁学参数的关系,可粗略分析原生或次生磁性矿物对磁化率的贡献。如果将 χ_{fd} %为零时对应的磁化率看作原生磁性矿物的贡献,可推知黄土表土源区磁化率背景值约为 $2.1(10^{-7} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1})$,约占总磁化率(平均 $5.89 \times 10^{-7} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$)的 36%,相应成壤对磁化率的贡献约为 64%(图 8)。 χ_{ARM} 与 χ_{ir} 的相关关系反映 SD 磁颗粒对磁化率的贡献,三类样品的两个参数都呈正相关关系,但是黄土表土明显比沙漠和戈壁颗粒细小,包含更多的 SD 颗粒,从线性拟合斜率判断,黄土表土中 SD 颗粒对磁化率的贡献显著高于沙漠和戈壁。沙漠和戈壁样品趋势线经过坐标原点,说明 SD 颗粒对磁化率的贡献受相对单一来源影响,即来自于原生磁性矿物。然而,黄土表土的趋势线并不经过原点,而是与横轴交叉于 $2.2(10^{-7} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1})$,说明黄土表土中既包含源区原生 SD 磁颗粒,同时也包含成壤过程中形成的 SD 磁颗粒,可推知黄土表土源区 SD 颗粒的磁化率贡献约为 $2.2(10^{-7} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1})$,约为总磁化率的(平均 $5.89 \times 10^{-7} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$)的 37%,相应成壤作用对磁化率的贡献为 63%,与频率磁化率结果相似,表明 SD 颗粒主要为成壤过程中形成。三类样品 SIRM 与 χ_{ir} 都呈现正相关关系,由于三类样品都以磁铁矿为主,说明 SD 和 MD 磁性颗粒含量都对磁化率有贡献,且沙漠和戈壁比黄土表土更显著(趋势线斜率高),表明沙漠和戈壁中粗磁性颗粒对磁化率的贡献高于黄土表土。饱和磁化强度 Ms 不受磁性矿物粒度影响,三类样品 Ms 与 χ_{ir} 都表现出正相关关系,且趋势线斜率相近,表明三类样品中磁性矿物含量对磁化率贡献相似,但是黄土表土磁性矿物颗粒细小,磁性矿物总体含量明显低于沙漠和戈壁。

对沙漠和戈壁样品分粒级磁学测试可知(图 7,表 1),粗粒和细粒磁性矿物相同,都为磁铁矿(图 5)。虽然细粒具有较高的磁化强度,但含量低,在粗颗粒稀释作用下,沙漠和戈壁样品总体表现为粗粒的磁学特征。由此可知,接近沙漠和戈壁的风积物中粗颗粒含量主导样品总体磁性^[55],而远离沙漠和戈壁物源区,随着原生细粒组分相对比例增加或成壤中生成更多的细颗粒(SP 和 SD),细颗粒将主导样品总体磁性。

3.2 沙漠、戈壁和黄土表土磁学性质对磁化率增强机制的意义

在半干旱半湿润的黄土高原,同一沉积序列

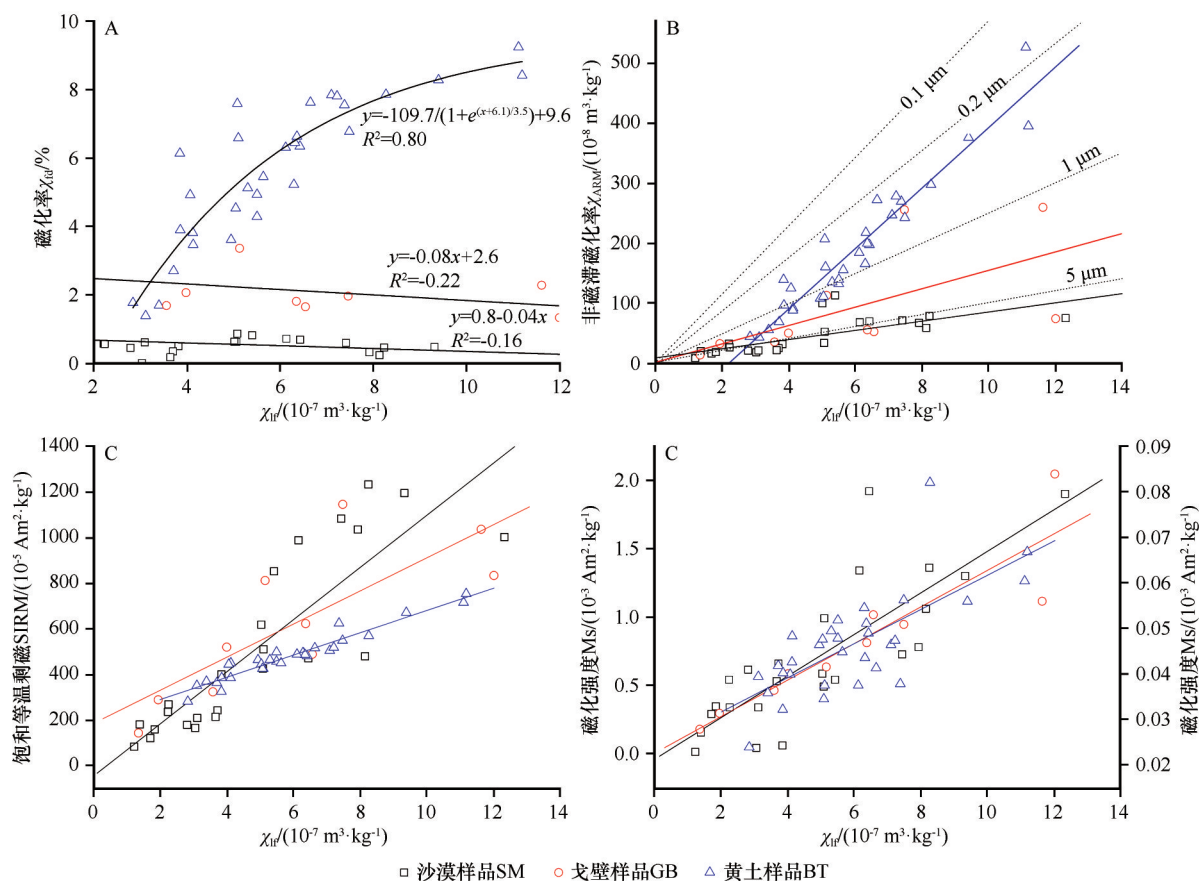


图8 磁化率与不同磁学参数的相关关系

Fig.8 The correlation between magnetic susceptibility and other magnetic parameters

中,磁化率在黄土层为低值,在古土壤层为高值,成壤过程中形成的超顺磁颗粒被认为是磁化率在古土壤中增强的主要原因^[25,56]。然而,在西伯利亚和阿拉斯加黄土沉积中,磁化率高值出现在黄土层,低值出现在古土壤层。对此解释有两种截然不同的观点,一是基于“风速论”^[15,28],认为冰期时风较大,沉积了更多的磁性矿物,使磁化率增大,而间冰期时风速小,磁性矿物少,从而磁化率低。另一观点基于“成土说”,认为成壤过程中磁性矿物发生了转变,从而使磁化率发生变化^[29-30]。研究发现,由于蒸发弱,土壤中有效湿度大,西伯利亚和阿拉斯加黄土地层中出现灰白色的潜育化现象,磁学测试证实古土壤层强磁性矿物磁铁矿或磁赤铁矿转化成了氢氧化物,使磁化率降低^[57]。

事实上,黄土-古土壤磁性特征同时受原生和次生环境影响,区别在于不同环境中哪种环境起关键作用。对比可知,风速论观点强调原生磁性矿物含量对磁化率的影响,即风速影响磁性矿物累积总量。成土说强调次生磁性矿物类型(是否有磁性矿

物转化)和磁颗粒大小(如超顺磁颗粒)对磁化率的影响。然而,如前所述,磁化率是磁性矿物类型、磁颗粒大小和含量的综合体现,在不同环境中影响磁化率的主导因素可能不同。黄土高原地区整体处于半干旱半湿润的氧化环境,黄土沉积之后开始不同程度的成壤过程,成壤过程中形成的超顺磁颗粒虽然含量有限,但对磁化率极其敏感,可使磁化率急剧上升^[58],其贡献远超原生磁性矿物,是古土壤磁化率增强的主要因素^[25],可认为是磁性矿物粒度主导型。新疆大部分干旱区年均降水 $<200 \text{ mm}$,以物理风化为主,成壤作用弱,在临近沙漠和戈壁地区,粉砂颗粒被风力搬运并沉积到近物源区,其黄土沉积中磁性矿物的粒度和含量受风速影响,风速越大,则搬运和沉积的磁颗粒就越粗越多,风积黄土磁化率主要受粗颗粒磁性矿物含量影响,与沉积物粒度有较好的正相关性^[49,59],是磁化率风速论机制的典型区域,在此环境中磁化率反映风速大小,可看作磁性矿物含量主导型。对比沙漠、戈壁和黄土表土三类样品常温磁学参数可知,三者磁化率相

似,但是沙漠和戈壁饱和等温剩磁SIRM明显高于黄土表土,说明沙漠和戈壁磁性主要受控于粗磁颗粒(SD,MD)磁性矿物含量,而黄土表土磁性特征主要受成壤过程中形成的细小颗粒影响。

黄土沉积后,在潜育化或干湿交替环境中,铁的氧化物(如磁铁矿或磁赤铁矿)易转化成为氢氧化物或硫化物,黄土剖面呈现黄色,或干湿交替过程中Fe离子淋失,黄土剖面出现青灰色斑块,这些环境中原始风成沉积中的强磁性矿物转变为低磁性矿物或被淋失,使磁化率降低,磁性特征受磁性矿物类型影响,可认为是磁性矿物类型主导型。上述现象在西伯利亚和阿拉斯加黄土^[15,28]中较为普遍,最初认为符合风速论。然而,磁学测量进一步显示,其中的磁性矿物发生了转变^[29-30],其磁化率不再代表沉积时的原始风力信息,无法用风速论得以合理解释。如果在一个地区不存在稳定的主导因素,而是以上两种或3种因素的交替影响,就可能出现磁化率与气候关系不明确现象,如阿根廷黄土,磁化率变化无法用单独的风速论或成土论解释^[32,60],推测在某些时段为类型主导型,其他时段为粒度主导型或含量主导型。

由此可见,区分风速论和成土论的关键在于成壤程度和氧化还原状态的判断。成壤程度可以从古土壤的发育程度、土壤结构等判断,可结合地球化学、磁学等测试准确判断。氧化还原状态可以通过沉积特征、土壤结构以及地球化学等测试判断。无明显成壤过程的氧化环境一般适用于风速论,如西北新疆干旱区黄土^[49,61];有明显成壤过程的氧化环境一般适用于成土论,如黄土高原大部分地区;有明显成壤过程的还原或弱氧化环境,不适用风速论,可以看作还原成土论,如西伯利亚和阿拉斯加黄土。沙漠、戈壁和黄土表土的磁学特征表明,三类环境的磁化率相似,但形成环境截然不同。因此,磁化率并不能直接反映其形成环境,需首先分清原生磁性矿物和次生成壤作用对磁化率的影响。黄土磁化率的环境意义以及古气候重建需合理区分影响磁化率的主导因素。

4 结论

沙漠和戈壁磁学特征相似,原生粗颗粒(MD和PSD)磁铁矿占绝对优势,磁性矿物总含量较黄土表土高。沙漠和戈壁样品中细颗粒磁性强,但含量低,沙漠和戈壁样品总体表现为粗颗粒的磁性特征。

黄土表土含有源区原生磁性矿物(SD颗粒)和次生成壤中形成的磁性矿物(SP和SD),以磁铁矿为主,同时含有磁赤铁矿,其中成壤中形成的超顺磁和单畴颗粒决定黄土表土总体磁性特征。

沙漠、戈壁和黄土表土磁学性质说明,磁化率高低并不能直接反映气候特征,需区分影响磁化率的主导因素,包括粒度主导型、含量主导型和类型主导型。合理区分风速论和成土论两种磁化率机制需准确判断成壤程度和氧化还原状态。

致谢:感谢宋友桂老师提供戈壁样品,感谢王振亭老师提供沙漠样品。感谢两名审稿人和编辑提出的意见,福建师范大学连悦辰在图1绘制中提供了帮助。

参考文献:

- [1] 刘东生等.黄土与环境[M].北京:科学出版社,1985.
- [2] Meijer N, Dupont-Nivet G, Licht A, et al. Identifying eolian dust in the geological record[J]. *Earth-Science Reviews*, 2020, 211:102853.
- [3] Li Y, Shi W, Aydin A, et al. Loess genesis and worldwide distribution[J]. *Earth-Science Reviews*, 2020, 201:102947.
- [4] Maher B A. Palaeoclimatic records of the loess/palaeosol sequences of the Chinese Loess Plateau[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2016, 154:23-84.
- [5] Song Y, Yang S, Nie J, et al. Quaternary paleoclimate and paleoenvironmental changes in Central Asia[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2021, 568:110319.
- [6] Sun Y, Yan Y, Nie J, et al. Source-to-sink fluctuations of Asian aeolian deposits since the late Oligocene[J]. *Earth-Science Reviews*, 2020, 200:102963.
- [7] Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China[J]. *Nature*, 2002, 416(6877):159-163.
- [8] 杨杰东,李高军,戴溪,等.黄土高原黄土物源区的同位素证据[J]. *地学前缘*, 2009, 16(6):195-206.
- [9] 李高军,车旭东,肖国桥,等.西宁黄土碎屑锆石年龄特征及其对黄土高原黄土物源的指示意义[J]. *第四纪研究*, 2013, 33(2):345-350.
- [10] Jia J, Wang Y J, Xia D S, et al. Dust sources of Last Glacial Chinese loess based on the iron mineralogy of fractionated source samples[J]. *Geophysical Research Letters*, 2019, 46(4):2103-2110.
- [11] 孙继敏.黄土沉积与地球圈层相互作用[J]. *第四纪研究*, 2020, 40(1):1-7.
- [12] 张小曳.亚洲粉尘的源区分布释放、输送、沉降与黄土堆积[J]. *第四纪研究*, 2001, 21(1):29-40.
- [13] 赵景波.西安刘家坡第1、第5层古土壤研究[J]. *地理研究*, 1991, 10(4):51-58.

- [14] Chlachula J. The Siberian loess record and its significance for reconstruction of Pleistocene climate change in north-central Asia[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2003, 22(18/19): 1879–1906.
- [15] Begét J E, Stone D B, Hawkins D B. Paleoclimate forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the late Quaternary [J]. *Geology*, 1990, 18(1): 40–43.
- [16] 邓成龙, 刘青松, 潘永信, 等. 中国黄土环境磁学[J]. 第四纪研究, 2007, 27(2): 193–209.
- [17] Liu Q, Deng C, Torrent J, et al. Review of recent developments in mineral magnetism of the Chinese loess [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2007, 26(3/4): 368–385.
- [18] Long X, Ji J, Barrón V, et al. Climatic thresholds for pedogenic iron oxides under aerobic conditions: processes and their significance in paleoclimate reconstruction [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2016, 150: 264–277.
- [19] 刘青松, 邓成龙. 磁化率及其环境意义[J]. 地球物理学报, 2009, 52(4): 1041–1048.
- [20] Hu P, Liu Q, Torrent J, et al. Characterizing and quantifying iron oxides in Chinese loess / paleosols: implications for pedogenesis[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, 369/370: 271–283.
- [21] Long X, Ji J, Barrón V, et al. Climatic thresholds for pedogenic iron oxides under aerobic conditions: processes and their significance in paleoclimate reconstruction [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2016, 150: 264–277.
- [22] Balsam W L, Ellwood B B, Ji J, et al. Magnetic susceptibility as a proxy for rainfall: worldwide data from tropical and temperate climate [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2011, 30(19/20): 2732–2744.
- [23] Orgeira M J, Egli R, Compagnucci R H. A quantitative model of magnetic enhancement in loessic soils [M]//E. Petrovský E, Ivers D, Harinarayana E, et al. *The Earth's Magnetic Interior*. Dordrecht, Netherlands: Springer, 2011: 361–397.
- [24] Maher B A, Thompson R. Paleorainfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese Loess and Paleosols [J]. *Quaternary Research*, 1995, 44: 383–391.
- [25] Zhou L P, Oldfield F, Wintle A G, et al. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess [J]. *Nature*, 1990, 346(6286): 737–739.
- [26] Heller F, Liu T. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China [J]. *Nature*, 1982, 300(5891): 431–433.
- [27] Begét J E, Hawkins D B. Influence of orbital parameters on Pleistocene loess deposition in central Alaska [J]. *Nature*, 1989, 337(6203): 151–153.
- [28] Chlachula J, Rutter N W, Evans M E. A late Quaternary loess-palaeosol record at Kurtak, southern Siberia [J]. *Canadian Journal of Earth Science*, 1997, 34: 679–686.
- [29] 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[J]. 第四纪研究, 2007, 27(2): 210–220.
- [30] 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[J]. 中国科学(D辑), 2007, 37(10): 1382–1391.
- [31] Seto Y, Stevens T. Magnetic susceptibility in the European Loess Belt: new and existing models of magnetic enhancement in loess [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2021, 569: 110329.
- [32] Bidegain J C, Evans M E, van Velzen A J. A magnetoclimatological investigation of Pampean loess, Argentina [J]. *Geophysical Journal International*, 2005, 160(1): 55–62.
- [33] Bidegain J C, van Velzen A J, Rico Y. The Brunhes/Matuyama boundary and magnetic parameters related to climatic changes in Quaternary sediments of Argentina [J]. *Journal of South American Earth Sciences*, 2007, 23(1): 17–29.
- [34] Kemp R A, Toms P S, King M, et al. The pedosedimentary evolution and chronology of Tortugas, a Late Quaternary type-site of the northern Pampa, Argentina [J]. *Quaternary International*, 2004, 114(1): 101–112.
- [35] 李平原, 刘秀铭, 郭雪莲, 等. 西北戈壁沙漠-黄土高原区表土磁化率特征及其意义[J]. 第四纪研究, 2013, 33(2): 360–367.
- [36] 王涛, 刘秀铭, 吕镔, 等. 新疆尼勒克黄土岩石磁学特征及变化机制研究[J]. 第四纪研究, 2014, 34(3): 491–503.
- [37] Sun D, Bloemendal J, Rea D, et al. Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components [J]. *Sedimentary Geology*, 2002, 152(3/4): 263–277.
- [38] Liu Q, Roberts A P, Larrasoña J C, et al. Environmental magnetism: principles and applications [J]. *Reviews of Geophysics*, 2012, 50(4): 197–215.
- [39] Dunlop D J, Özdemir Ö. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers* [M]. Cambridge, UK: Cambridge University, 1997.
- [40] Fine P, Singer M J, Verosub K L, et al. New evidence for the origin of ferrimagnetic minerals in loess from China [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1993, 57(6): 1537–1542.
- [41] 段宗奇, 高星, 刘青松. 非磁滞剩磁 (ARM) 及其在地学中的应用[J]. 地球物理学报, 2012, 27(5): 1929–1938.
- [42] Dearing J A, Bird P M, Dann R J L, et al. Secondary ferrimagnetic minerals in Welsh soils: a comparison of mineral magnetic detection methods and implications for mineral formation [J]. *Geophysical Journal International*, 1997, 130(3): 727–736.
- [43] 刘秀铭, Shaw J, 蒋建中, 等. 磁赤铁矿的几种类型与特点分析[J]. 中国科学(D辑), 2010, 40(5): 592–602.
- [44] Deng C, Zhu R, Jackson M J, et al. Variability of the temperature-dependent susceptibility of the holocene eolian deposits in the Chinese loess plateau: a pedogenesis indicator [J]. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 2001, 26(11/12): 873–878.
- [45] Liu Q, Deng C, Yu Y, et al. Temperature dependence of magnetic susceptibility in an argon environment: implications for pedogenesis of Chinese loess/paleosols [J]. *Geophysical Jour-*

- nal International, 2005, 161: 102–112.
- [46] Fukuma K, Torii M. Variable shape of magnetic hysteresis loops in the Chinese loess-paleosol sequence [J]. *Earth, Planets and Space*, 1998, 50(1): 9–14.
- [47] 孙继敏, 许立亮. 8 Ma以来黄土高原风尘堆积的物源变化与上地壳演化的关系[J]. *第四纪研究*, 2007, 27(2): 187–192.
- [48] 陈渠, 刘秀铭, Heller F, 等. 伊犁黄土磁化率的增减及其成因[J]. *科学通报*, 2012, 57(24): 2310–2321.
- [49] 吕镔, 刘秀铭, 赵国永, 等. 新疆博乐黄土岩石磁学特征及环境意义[J]. *兰州大学学报(自然科学版)*, 2012, 48(5): 1–8.
- [50] 宋友桂, 史正涛, 方小敏, 等. 伊犁黄土的磁学性质及其与黄土高原对比[J]. *中国科学(D辑)*, 2010, 40(1): 61–72.
- [51] 贾佳, 刘现彬, 夏敦胜, 等. 坎苏剖面记录的天山地区黄土磁学性质及其控制因素初探[J]. *干旱区地理*, 2011, 34(1): 124–132.
- [52] 叶玮. 新疆伊犁地区自然环境特点与黄土形成条件[J]. *干旱区地理*, 1999, 22(3): 9–15.
- [53] 王勇, 潘保田, 管清玉, 等. 西北干旱区黄土-古土壤磁化率变化特征[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2008, 28(1): 111–114.
- [54] 刘秀铭, 毛学刚, 丁仲礼, 等. 黄土古气候变化趋势与青藏高原隆升关系初探[J]. *第四纪研究*, 2009, 29(5): 988–999.
- [55] 李平原, 刘秀铭, 刘植, 等. 腾格里沙漠边缘表土磁学性质及其意义[J]. *第四纪研究*, 2012, 32(4): 771–776.
- [56] Maher B A, Taylor R M. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils[J]. *Nature*, 1988, 336: 368–370.
- [57] 刘秀铭, 刘植, 吕镔, 等. 塞尔维亚黄土的磁学性质及其环境意义[J]. *科学通报*, 2012, 57(33): 3173–3184.
- [58] Maher B A. Magnetic properties of modern soils and quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1998, 137(1/2): 25–54.
- [59] Jia J, Xia D, Wang B, et al. The investigation of magnetic susceptibility variation mechanism of Tien Mountains modern loess: Pedogenic or wind intensity model? [J]. *Quaternary International*, 2013, 296: 141–148.
- [60] Iriando M H, Kröhling D M. Non-classical types of loess [J]. *Sedimentary Geology*, 2007, 202(3): 352–368.
- [61] 叶玮. 新疆西风区黄土与古土壤磁化率变化特点[J]. *中国沙漠*, 2001, 21(4): 380–386.

Rock magnetic properties of deserts, gobi and loess topsoils and their implications in models of magnetic susceptibility

Mao Xuegang^{ab}, Zhao Lijuan^a

(a. School of Geographical Sciences / b. Institute of Geography, Fujian Normal University, Fuzhou 350007, China)

Abstract: It is widely accepted that the loess on the Chinese Loess Plateau is derived from dust accumulation from the northern or eastern deserts and gobi. In the present study, typical samples of deserts, gobi and loess were collected and measured for rock magnetic measurements, and the mechanism of magnetic susceptibility was discussed as well. The results showed that the deserts and gobi samples were dominated by magnetite of multi domain (MD) and pseudo single domain (SSD) size with no ultrafine magnetic particles formed during pedogenesis. The magnetic concentration of deserts and gobi was higher than loess topsoil. The loess topsoil was dominated by magnetite with presence of maghemite. Single domain (SD) and superparamagnetic domain (SP) size formed during pedogenesis contributed considerably to the magnetic susceptibility of loess topsoil. Although the concentration of ferrimagnetic minerals was higher in the fine particles than the corresponding coarser ones, the magnetic properties of deserts and gobi samples displayed similarities to coarser particles, because the bulk samples were dominated by coarse particles. The magnetic susceptibility values of deserts, gobi and loess were similar but the critical factors could be different. The critical factor controlling the magnetic susceptibility of deserts and gobi was magnetic content due to high concentration of coarse magnetic particles. The critical factor controlling the magnetic susceptibility was magnetic domain size due to ultrafine particles formed during pedogenesis. The pedogenic development and redox states could be used to distinguish pedogenesis model and wind-vigour model of magnetic susceptibility. Therefore, the critical factors should be distinguished when interpreting different environments and reconstructing paleoclimate using the magnetic susceptibility.

Key words: loess; magnetic susceptibility; deserts; pedogenesis