

吕珂欣,赵爽,张文昌,等.萨拉乌苏河流域全新世风成砂-湖沼相沉积物磁学性质[J].中国沙漠,2024,44(1):75-85.

萨拉乌苏河流域全新世风成砂-湖沼相沉积物磁学性质

吕珂欣¹, 赵爽¹, 张文昌¹, 夏敦胜²

(1.曲阜师范大学 济宁市地表生态修复重点实验室/地理与旅游学院, 山东 日照 276826; 2.兰州大学 西部环境教育部重点实验室, 甘肃 兰州 730000)

摘要:磁化率是古环境研究常用的代用指标,不同沉积环境中沉积物的磁化率增强机制不同,系统的磁学性质研究对磁化率参数的古环境意义解读尤为重要。选取萨拉乌苏河流域滴哨沟湾全新世风成砂-湖沼相沉积剖面为研究对象,通过系统的环境磁学参数研究,明确不同沉积相的磁学性质,并探讨其变化机制。结果表明:风成砂和湖沼相沉积物的磁学性质存在显著差异。风成砂中的磁性矿物以亚铁磁性磁铁矿和磁赤铁矿为主,矫顽力较低,磁性矿物的含量较高,且磁粒径较粗,以多畴和假单畴为主;湖沼相沉积物中除亚铁磁性和反铁磁性矿物以外,可能还含有磁性较弱的铁的硫化物,矫顽力较高,磁性矿物的含量较低,且磁粒径较细,以稳定单畴为主。风成砂的磁化率受成土作用影响小,主要受“风尘输入模式”的影响,风尘输入的粗粒磁铁矿和磁赤铁矿对磁化率的贡献大;湖沼相的磁性特征则受湖泊的还原环境的影响,还原作用导致强磁性的铁的氧化物发生溶解并向弱磁性的铁的硫化物转化,进而磁性矿物粒径减小,磁化率降低,矫顽力增加。

关键词:风成砂;湖沼相沉积物;磁学性质;萨拉乌苏河流域

文章编号: 1000-694X(2024)01-075-11

DOI: 10.7522/j.issn.1000-694X.2023.00078

中图分类号: P539.3

文献标志码: A

0 引言

萨拉乌苏河流域处于鄂尔多斯高原毛乌素沙地的东南缘,位于沙漠与黄土的过渡带,该区的生态环境对气候变化反应非常敏感,是研究古气候变化的理想区域,因而成为研究的热点。该流域保存着完整的全新世风成砂-湖沼相标准地层,详细地记录了全新世以来气候环境的变迁^[1]。前人在重建萨拉乌苏河流域的古气候变化和环境演化过程中,主要应用粒度、总有机碳、CaCO₃含量、地球化学元素等方法^[2-9]。同时,有学者^[7-9]在萨拉乌苏河流域全新世河湖相地层研究中将磁化率作为夏季风的代用指标,但在使用磁化率分析气候演变时,未深入研究磁性矿物种类、含量和粒径,因而对磁化率增强机制缺乏足够的认识。

环境磁学是应用岩石磁学和矿物磁学技术重

塑环境演化过程的一门边缘学科,沉积环境中矿物的形成、搬运和沉积等过程受气候变化和环境过程的控制,因此,沉积物的磁学性质可作为环境和气候变化的代用指标^[10]。1986年,《Environmental Magnetism》一书的出版标志着环境磁学作为一个相对独立的分支学科正式建立^[11]。此后,利用沉积物磁学性质解决环境问题的研究逐渐在全球范围内广泛开展,涉及岩石圈、大气圈、生物圈等各个圈层的磁性颗粒^[12]。目前,环境磁学研究取得了令人瞩目的成果,尤其黄土高原黄土-古土壤序列的磁化率作为夏季风代用指标在古气候研究中得到广泛应用,并且与深海氧同位素记录的全球气候变化可以很好地对比^[13]。黄土-古土壤序列的磁化率可以指示夏季风强度是由于黄土磁化率较低,而古土壤磁化率较高,成土过程形成的细粒/超细粒亚铁磁性矿物是磁化率变化的主要原因,但这一模式不是

收稿日期:2023-03-16; 改回日期:2023-05-20

资助项目:国家自然科学基金项目(41907380)

作者简介:吕珂欣(1998—),女,内蒙古赤峰人,硕士研究生,主要从事风成沉积环境磁学研究。E-mail: 15547596124@163.com

通信作者:赵爽(E-mail: zhaos@qfnu.edu.cn)

到处适用,阿拉斯加和西伯利亚黄土、新疆黄土,甚至黄土高原周边都有不少例外的报道^[14-18]。随着磁学研究的广泛开展,发现不同沉积环境中沉积物的磁性变化机制存在较大差异,除成土作用外,沉积物压实和碳酸盐淋溶作用^[19]、黄土/古土壤原始物质的源区差异^[20]、弱磁性颗粒对恒定输入的强磁性颗粒的稀释作用^[21-22]、还原环境下磁性矿物的次生变化^[23]等因素都对沉积物的磁化率有贡献。因此,在将磁化率作为古气候代用指标之前,明确其变化机制十分必要。

基于此,本研究选取萨拉乌苏河流域全新世风成砂-湖沼相沉积物为研究对象,通过系统的环境磁学研究,明确地层中磁性矿物的种类、含量和粒径,在此基础上分析不同沉积相的磁化率变化机制,为研究区的磁气候学研究提供依据。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

鄂尔多斯高原位于黄河“几字弯”以南,西、北、东三面被黄河所环绕,南以长城为界,海拔1 100~1 500 m,西北高东南低,地表起伏小。高原内部风沙沉积广布,北有库布齐沙漠,南为毛乌素沙地,盐

湖众多,是中国沙漠中水源丰富的地区。萨拉乌苏河流域(图1)位于鄂尔多斯高原毛乌素沙地南缘,属于东亚夏季风边缘的干旱和半干旱气候区,年平均气温6.0~8.5 °C,1月平均气温-9.5~-12 °C,7月平均气温22~24 °C。年平均降水量由东南部的440 mm,向西北递减至250 mm;全区降水量集中于7—9月,占全年降水量的60%~70%;全年蒸发量1 800~2 500 mm。萨拉乌苏河流域的植被土壤为干草原栗钙土、荒漠草原棕钙土、盐碱土和沙土等。

1.2 研究剖面描述与采样

选择萨拉乌苏河流域滴哨沟湾剖面(37°43′04″N、108°31′20″E,图1)为研究对象。剖面厚度为3.3 m,其中0~70 cm(DS1)和250~330 cm(DS5)为风成砂,70~250 cm(DS2~DS4)为湖沼相沉积,详细岩性描述见表1。自上而下以2 cm为间隔等距采样,共采集165个样品用于环境磁学参数的测量。剖面260 cm处石英粗颗粒光释光(Optically Stimulated Luminescence, OSL)年龄为8.43±0.77 ka(表2),表明剖面中部的湖沼相地层沉积于中全新世气候最适期,与前人对萨拉乌苏河谷全新世湖沼相地层的测年结果相吻合^[5-6]。

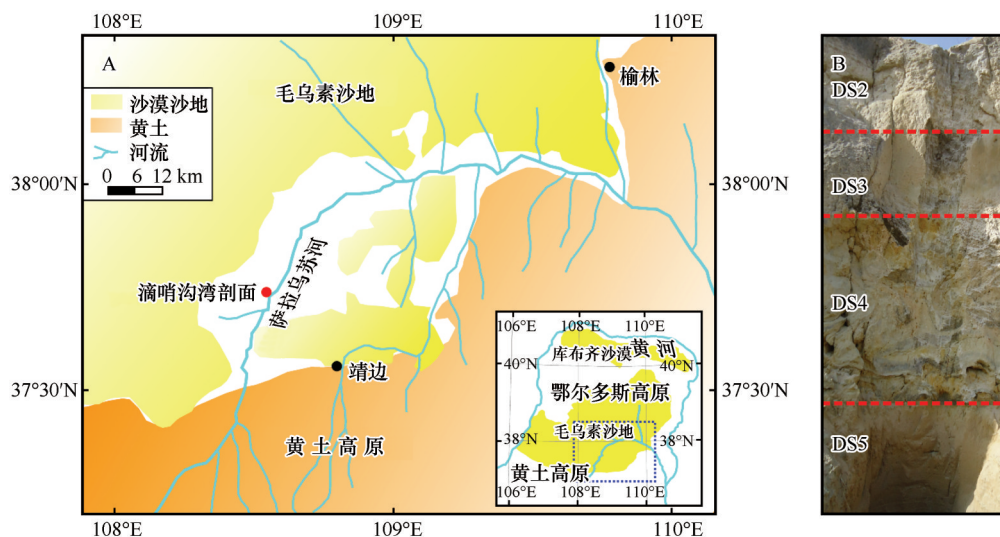


图1 滴哨沟湾剖面地理位置图和野外照片

Fig.1 Geographical map and photo of the Dishagouwan section

1.3 实验方法

磁化率及其他磁学参数的实验步骤为:将样品在室内自然风干后,轻磨至粉末状,称取适量样品装入方形磁学专用样品盒,依次进行低频和高频磁

化率(low-frequency magnetic susceptibility, χ_{lf} 和 high-frequency magnetic susceptibility, χ_{hf})、非磁滞剩磁(anhyseretic remanent magnetization, ARM)、等温剩磁(isothermal remanent magnetization, IRM)

表 1 滴哨沟湾剖面地层特征

Table 1 The stratigraphic characteristics of Dishaogouwan section

分层	深度/cm	地层特征
DS1	0~70	风成砂。淡黄色细砂,质地疏松,分选较好,偶见植物根系
DS2	70~120	湖泊相。青灰色粉砂质细砂,结构紧实,质地较硬,含根孔
DS3	120~170	沼泽相。灰黑色黏土质细砂,结构紧实,质地较硬
DS4	170~250	湖泊相夹有风成砂。青灰色粉砂质细砂夹杂黄色细砂,分选较差,底部可见冻融褶皱
DS5	250~330	风成砂。淡黄色细砂,质地较疏松,分选较好,有近似水平层理

表 2 滴哨沟湾剖面光释光测年结果

Table 2 OSL age of the Dishaogouwan section

实验室编号	埋深/m	U/(mg·kg ⁻¹)	Th/(mg·kg ⁻¹)	K/%	年剂量/(Gy·ka ⁻¹)	等效剂量/Gy	年龄/ka
Lzu1122	2.6	1.91±0.09	5.2±0.19	1.45±0.05	2.49±0.14	20.98±1.52	8.43±0.77

等参数的测量。磁化率使用 Bartington MS2 磁化率仪测量。ARM 使用 DTECH LDA-4 型交变退磁仪在 0.1 mT 的直流场叠加峰值为 100 mT 的交流场中获得。IRM 使用 ASC IM-10-30 型脉冲强磁仪获得,外加磁场依次为 1 T、-20 mT 和 -300 mT,其中在 1 T 的磁场中所获得的等温剩磁为饱和等温剩磁(saturation isothermal remanent magnetization, SIRM),并挑选典型样品测量 IRM 获得曲线及反向场退磁曲线。所有剩磁参数均使用 Molspin Minispin 小旋转磁力仪测量。根据以上参数计算百分频率磁化率(percentage of frequency-dependent magnetic susceptibility, $\chi_{fd}\%$) $\chi_{fd}\% = (\chi_{lf} - \chi_{hf})/\chi_{lf} \times 100\%$ 、非磁滞剩磁磁化率 χ_{ARM} 、“软”等温剩磁 $Soft = (SIRM - IRM_{-20mT})/2$ 和“硬”等温剩磁 $HIRM = (SIRM + IRM_{-300mT})/2$ 等磁学参数。根据上述测量结果挑选典型样品测量磁化率随温度的变化曲线(κ - T),所用仪器为 KLY-3S 卡帕桥磁化率仪。

2 结果与分析

2.1 磁性矿物种类

根据物质在外磁场中表现出来的特性,可将其分为顺磁性、抗磁性、反铁磁性、亚铁磁性和铁磁性 5 种类型^[10-13,24]。强磁性的亚铁磁性矿物(磁铁矿、磁赤铁矿和磁黄铁矿等)和弱磁性的反铁磁性矿物(赤铁矿、针铁矿和纤铁矿等)是沉积物中常见的磁性矿物^[10-13,24]。按照矫顽力特征,磁性矿物可分为低矫顽力(剩磁矫顽力约 30 mT)、中矫顽力(剩磁矫顽力约 100 mT)和高矫顽力(剩磁矫顽力约 500 mT)

3 种类型。低矫顽力矿物(“软”磁性矿物)以磁铁矿和磁赤铁矿为代表,高矫顽力矿物(“硬”磁性矿物)以赤铁矿和针铁矿为代表,而中矫顽力矿物主要为磁黄铁矿和胶黄铁矿^[25-26]。环境磁学中鉴定样品的磁性矿物类型的常用方法有 κ - T 曲线、IRM 获得曲线及反向场退磁曲线和 SIRM/ χ_{lf} 参数等^[10-13,24]。

κ - T 曲线的变化特征如图 2 所示,所有样品的磁化率均在 580 °C 左右剧烈下降,表明样品中磁性矿物以磁铁矿为主。样品加热到 580 °C 之后,随温度的继续增加,磁化率仍有明显下降,表明样品中含有奈尔温度更高的赤铁矿。除剖面底部的风成砂层(DS5)样品外,加热曲线均在 450 °C 之后显示出快速的增加,并且在 510 °C 左右出现一个明显的峰值。这种行为可能与单畴(single domain, SD)磁铁矿在居里点以下的霍普金森效应和/或在加热过程中顺磁性矿物或弱亚铁磁性的硫化物转化为磁铁矿有关^[12,27]。由于所有样品的冷却曲线均明显高于加热曲线,说明加热过程中有大量强磁性矿物生成,因此,霍普金森效应最多只对 510 °C 的磁化率峰值有部分贡献^[27]。

如图 3 所示,剖面典型样品的等温剩磁在 20~300 mT 呈现出快速增长的趋势;在 300 mT 磁场中的等温剩磁达到饱和值的 70%~90%,这说明样品中的磁性矿物主要是低矫顽力磁性矿物(磁铁矿和磁赤铁矿)。等温剩磁在 300~1 000 mT 的磁场区间中仍有明显升高,说明剖面中存在一定量的高矫顽力磁性矿物(赤铁矿和针铁矿)。IRM 获得曲线呈现出两种变化趋势:湖沼相(DS2 和 DS3)样品在 200 mT

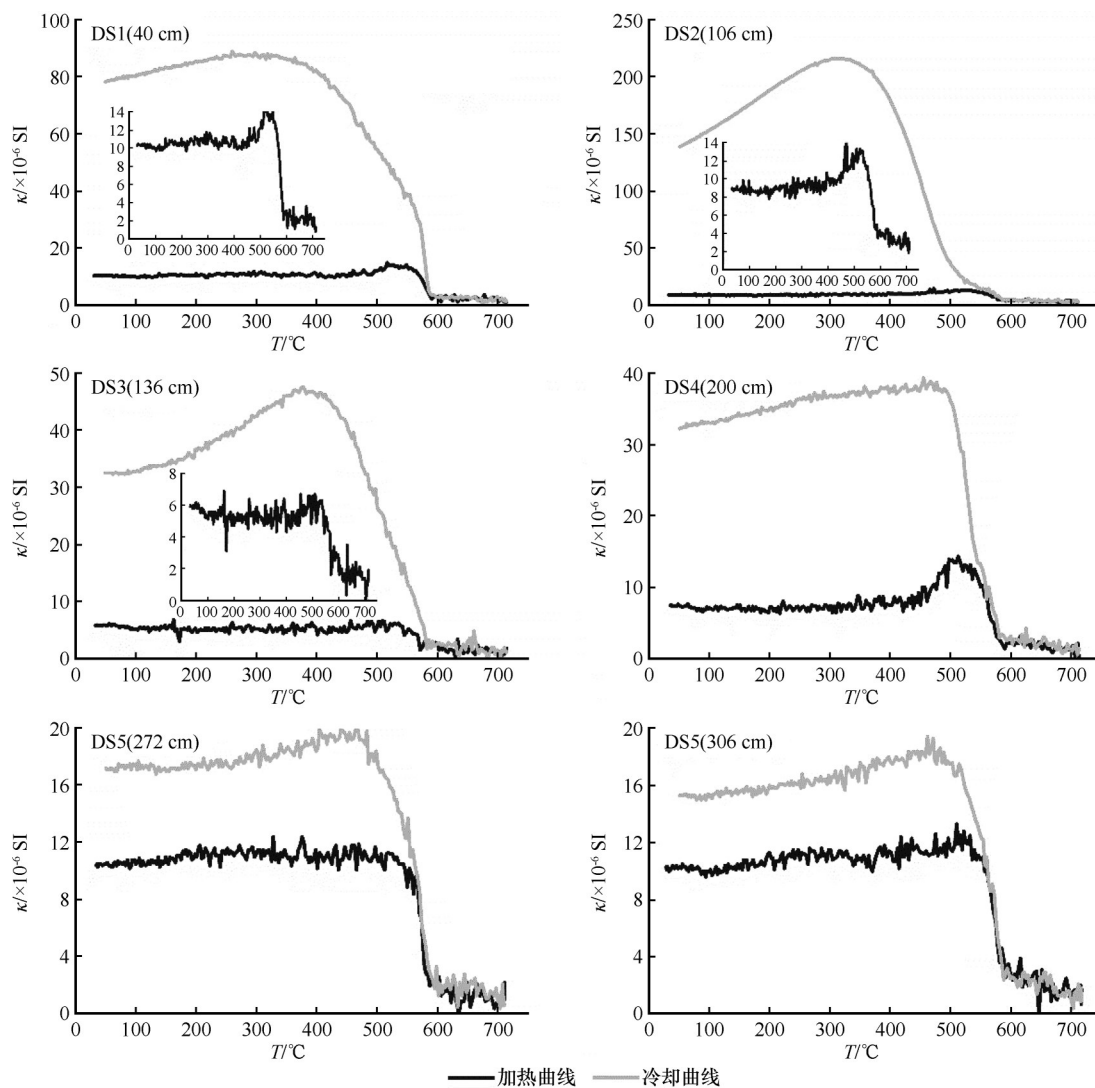
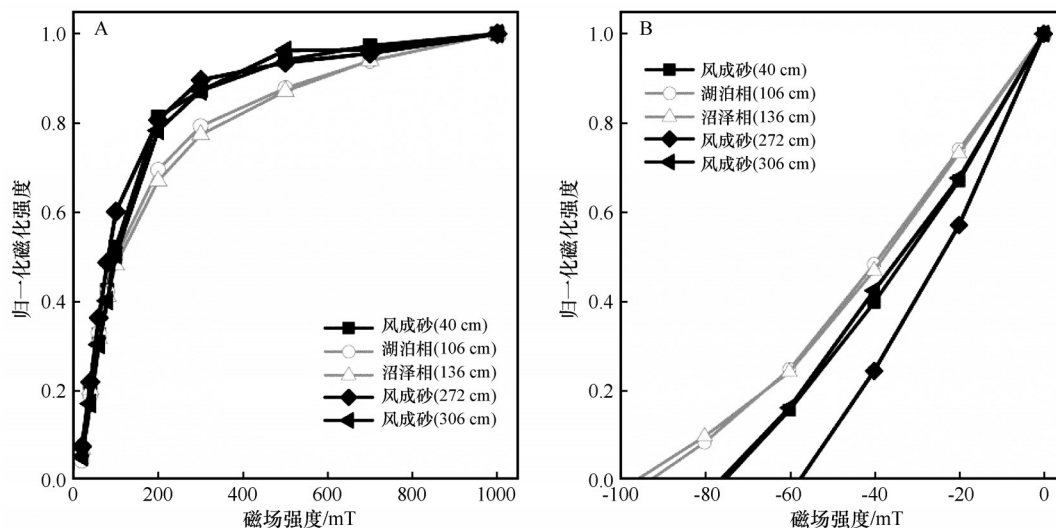
图2 滴哨沟湾剖面典型样品的 κ - T 曲线Fig.2 κ - T curves of typical samples for the Dishaogouwan section

图3 滴哨沟湾剖面典型样品的IRM获得曲线(A)和反向场退磁曲线(B)

Fig.3 IRM acquisition curves (A) and backfield curves (B) for selected samples of the Dishaogouwan section

的磁场下的等温剩磁达到饱和值的70%,在施加300 mT的磁场后等温剩磁达到饱和值的75%,在500 mT的磁场下等温剩磁达到饱和值的85%,在700 mT的磁场中等温剩磁达到饱和值的92%;风成砂(DS1和DS5)样品在200 mT的磁场下等温剩磁达到饱和值的80%,在300 mT的磁场下等温剩磁达到饱和值的85%,在300 mT的磁场之后逐渐获得等温剩磁达到饱和。所有样品在300~1 000 mT的磁场区间里仍然能获得等温剩磁。这说明湖沼相和风成砂中的主要载磁矿物均为低矫顽力矿物,同时存在一定量的高矫顽力矿物,且湖沼相中的低矫顽力磁性矿物相对含量比风成砂少。

IRM反向场退磁曲线显示,滴哨沟湾剖面典型样品的剩磁矫顽力(B_{cr})值为56~96 mT,属于中低矫顽力范畴;结合IRM获得曲线在低磁场端剩磁大幅增加,高磁场端剩磁仍未饱和,说明剖面中的磁性矿物为高、低矫顽力矿物的混合物,且以低矫顽力矿物为主要剩磁载体。风成砂的剩余矫顽力为56~75 mT,湖沼相的剩磁矫顽力为92~96 mT,说明风成砂的磁性较湖沼相“软”。湖沼相沉积物的剩磁矫顽力接近中矫顽力磁性矿物,暗示除低、高矫顽力矿物以外,可能还含有中矫顽力的铁硫化物矿物(如磁黄铁矿和胶黄铁矿)。

饱和等温剩磁和磁化率的比值($SIRM/\chi_{if}$)也可以大致反映磁性矿物的组成特征,同时一定程度上受磁性矿物粒径的影响^[11,28]。亚铁磁性的磁铁矿和磁赤铁矿的 $SIRM/\chi_{if}$ 值通常较低,平均值约为 $11.0 \times 10^3 \text{ A} \cdot \text{m}^{-1}$;反铁磁性的赤铁矿和针铁矿的

$SIRM/\chi_{if}$ 值相对较高,平均值分别为 $261 \times 10^3 \text{ A} \cdot \text{m}^{-1}$ 和 $57.4 \times 10^3 \text{ A} \cdot \text{m}^{-1}$;顺磁性矿物(如黏土矿物、黄铁矿等)不能携带剩磁($SIRM=0$),因此 $SIRM/\chi_{if}$ 值为零^[28]。滴哨沟湾剖面的 $SIRM/\chi_{if}$ 的平均值为 $7.65 \times 10^3 \text{ A} \cdot \text{m}^{-1}$,其中,风成砂的 $SIRM/\chi_{if}$ 的平均值为 $10.44 \times 10^3 \text{ A} \cdot \text{m}^{-1}$,呈现出亚铁磁性磁铁矿和磁赤铁矿的特征;湖沼相的 $SIRM/\chi_{if}$ 的平均值仅为 $5.32 \times 10^3 \text{ A} \cdot \text{m}^{-1}$,介于亚铁磁性和顺磁性矿物之间,说明除亚铁磁性矿物外,可能还含有顺磁性的铁的硫化物,如黄铁矿。

2.2 磁性矿物含量

磁化率是衡量在外磁场作用下物质被磁化的难易程度的物理量,可以反映样品中磁性矿物的总体浓度^[10-13]。如图4所示,滴哨沟湾剖面 χ_{if} 的平均值为 $10.24 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$,变化范围为 $2.81 \times 10^{-8} \sim 36.84 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 。与鄂尔多斯高原表土(χ_{if} 平均值为 $25.52 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$)^[29]相比,滴哨沟湾剖面磁化率总体水平较低,指示样品中磁性矿物含量较少。剖面顶部(DS1)和底部(DS5)风成砂的磁化率值较高,平均值分别是 $14.55 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 $20.07 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$,变化范围分别为 $7.00 \times 10^{-8} \sim 18.08 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 $3.73 \times 10^{-8} \sim 36.85 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 。湖沼相地层(DS2~DS4)的磁化率值较低且变化幅度较小,平均值分别为 3.62×10^{-8} 、 4.43×10^{-8} 、 $4.10 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$,变化范围依次是 $2.81 \times 10^{-8} \sim 7.00 \times 10^{-8}$ 、 $3.85 \times 10^{-8} \sim 4.96 \times 10^{-8}$ 、 $3.13 \times 10^{-8} \sim 5.11 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 。滴哨沟湾剖面磁化率分析结果表明,风成砂中磁性矿物的总体浓度较

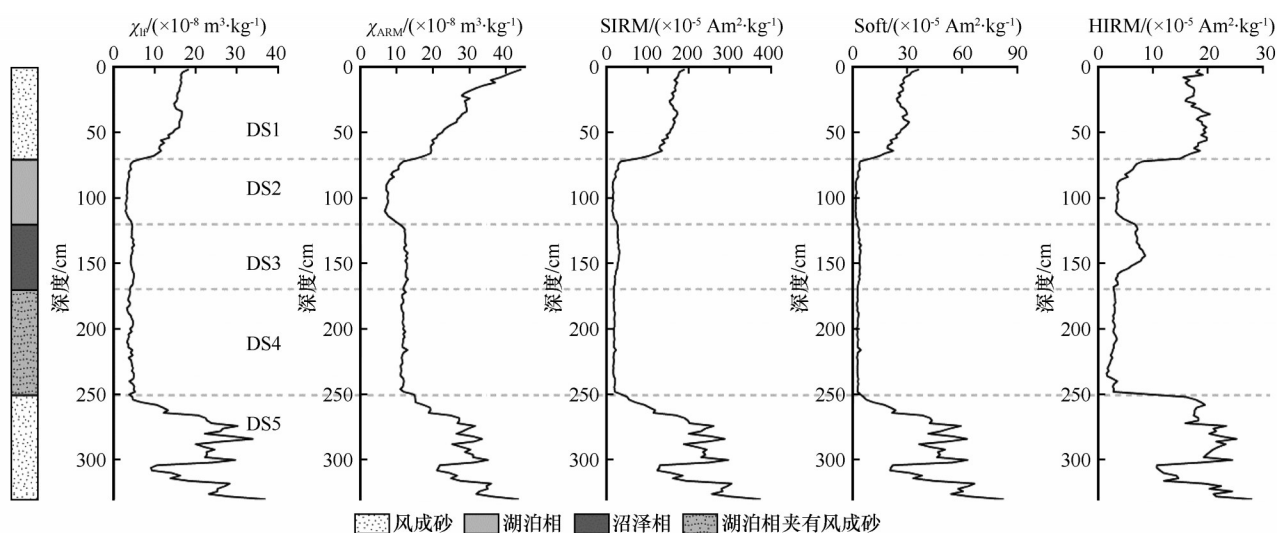


图4 χ_{if} 、 χ_{ARM} 、SIRM、Soft和HIRM随深度的变化曲线

Fig.4 Variations of χ_{if} , χ_{ARM} , SIRM, Soft and HIRM with depth

高,且波动较大;湖沼相中磁性矿物的总体浓度较低,且变化幅度较小。

ARM对SD颗粒反应灵敏, χ_{ARM} 侧重于指示SD颗粒的含量^[10-13]。如图4所示,与鄂尔多斯高原表土(χ_{ARM} 平均值为 $1\,173.14 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$)^[29]相比,滴哨沟湾剖面的 χ_{ARM} 值较低,变化范围为 $6.71 \times 10^{-8} \sim 44.01 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$,平均值为 $18.47 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$,说明SD颗粒平均含量较少。湖沼相(DS2~DS4)层的 χ_{ARM} 值较小且变化范围较小,变化范围为 $6.71 \times 10^{-8} \sim 15.20 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$,平均值为 $11.06 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 。风成砂(DS1和DS5)的 χ_{ARM} 值明显高于湖沼相,变化范围为 $14.73 \times 10^{-8} \sim 44.01 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$,平均值为 $27.30 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 。 χ_{ARM} 随深度变化的趋势与 χ_{lf} 较为相似,但DS1层自底部到顶部 χ_{ARM} 增加的幅度大于 χ_{lf} ,DS2层 χ_{ARM} 减小的幅度大于 χ_{lf} 。整体而言,风成砂中SD颗粒的含量较高,且波动较大;湖沼相中SD颗粒含量低,且变化幅度较小。

SIRM值是由可携带稳定剩磁的磁性矿物的含量和粒度决定^[10-13]。如图4所示,滴哨沟湾剖面SIRM的平均值为 $93.89 \times 10^{-5} \text{ Am}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$,与鄂尔多斯高原表土(SIRM平均值为 $2\,918.22 \times 10^{-5} \text{ Am}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$)相比数值较低,说明地层中载磁矿物含量较少。风成砂(DS1和DS5)的SIRM值的变化范围为 $36.71 \times 10^{-5} \sim 375.17 \times 10^{-5} \text{ Am}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$,平均值为 $180.10 \times 10^{-5} \text{ Am}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$;湖沼相(DS2~DS4)的SIRM值的变化范围为 $13.82 \times 10^{-5} \sim 74.82 \times 10^{-5} \text{ Am}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$,平均值为 $22.11 \times 10^{-5} \text{ Am}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$ 。SIRM曲线随深度变化趋势与 χ_{lf} 基本一致,说明磁化率主要由可携带稳定剩磁的磁性矿物贡献,顺磁性物质对磁化率的贡献较小。

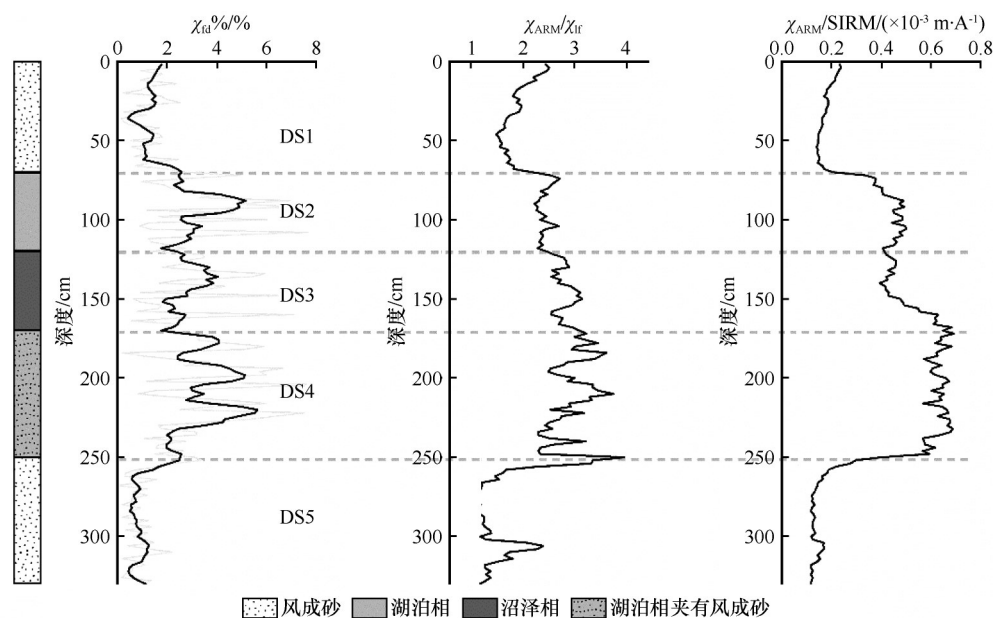
Soft和HIRM分别指示样品中“软”磁性矿物(磁铁矿/磁赤铁矿)与“硬”磁性矿物(赤铁矿/针铁矿)的含量^[10-13]。如图4所示,滴哨沟湾剖面Soft和HIRM的平均值分别为 $17.20 \times 10^{-5} \text{ Am}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 $10.76 \times 10^{-5} \text{ Am}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$,变化范围分别为 $1.34 \times 10^{-5} \sim 82.60 \times 10^{-5} \text{ Am}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 $1.55 \times 10^{-5} \sim 28.09 \times 10^{-5} \text{ Am}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$ 。Soft曲线的变化趋势与SIRM的基本一致,指示“软”磁性矿物对剩磁的贡献较高;HIRM曲线的变化趋势与其他参数有所不同,表明不同地层“硬”磁性矿物对剩磁的贡献存在差异。地层DS1和DS5中Soft和HIRM值均较高,曲线波动明显,变化趋势与SIRM基本一致,表明风成砂中“软”磁性和“硬”磁性矿物的含量均较高;湖沼相(DS2~DS4)的Soft

和HIRM值均较低,表明湖沼相中“软”磁性和“硬”磁性矿物的含量均较低。与其他参数相比,沼泽相(DS3层)HIRM增加较为明显,说明在这阶段“硬”磁性矿物含量增加。

2.3 磁性矿物的粒径

观测频率对粒径细小的超顺磁颗粒(superparamagnetic, SP)和SD颗粒临界点附近的磁性颗粒的磁化率有重要的影响,因此,百分频率磁化率($\chi_{\text{fd}}\%$)可以反映SP/SD边界颗粒所占的比重,进而指示磁性矿物磁粒径^[10-13]。当 $\chi_{\text{fd}}\%$ 值 $\leq 3\%$ 时,说明SP/SD颗粒所占比重很小,磁性矿物粒径较粗; $\chi_{\text{fd}}\%$ 值为 $3\% \sim 10\%$,说明样品中含有SP/SD颗粒和粗颗粒;当 $\chi_{\text{fd}}\%$ 值为 $10\% \sim 14\%$,则说明样品中SP/SD颗粒占主导,磁性颗粒粒径较细^[10-13]。如图5所示,滴哨沟湾剖面的 $\chi_{\text{fd}}\%$ 值的变化范围为 $0 \sim 7.69\%$,平均值为 2.25% ,说明SP/SD颗粒所占比重很小,样品中磁性颗粒的粒径较粗。风成砂的 $\chi_{\text{fd}}\%$ 值为 $0 \sim 3.41\%$,平均值为 1.14% ;湖沼相的 $\chi_{\text{fd}}\%$ 值为 $0.2\% \sim 7.69\%$,平均值为 3.22% 。湖沼相的 $\chi_{\text{fd}}\%$ 高于风成砂,表明其中细粒SP/SD颗粒含量多,磁性矿物粒径较风成砂细。

χ_{ARM} 对单畴颗粒敏感,所以可利用 $\chi_{\text{ARM}}/\chi_{\text{lf}}$ 和 $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ 判断单畴颗粒的相对含量^[10-13]。一般, $\chi_{\text{ARM}}/\chi_{\text{lf}}$ 和 $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ 值越大,单畴颗粒所占的比重越大,磁性矿物颗粒越细;反之 $\chi_{\text{ARM}}/\chi_{\text{lf}}$ 和 $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ 值越小,磁性矿物粒径越粗^[10-13,28]。在分辨磁性矿物的粒度时, $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ 的应用比 $\chi_{\text{ARM}}/\chi_{\text{lf}}$ 更准确,主要是因为前者不受超细粒SP颗粒的影响。 $\chi_{\text{ARM}}/\chi_{\text{lf}} < 4$ 、 $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM} < 0.3 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{A}^{-1}$,说明沉积物中亚铁磁性矿物晶粒以假单畴(pseudo single domain, PSD)/多畴(multi-domain, MD)为主,反之则说明沉积物中亚铁磁性矿物晶粒以SD为主^[30]。如图5所示,滴哨沟湾剖面 $\chi_{\text{ARM}}/\chi_{\text{lf}}$ 的变化范围为 $0.99 \sim 3.95$, $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ 的变化范围为 $0.12 \times 10^{-3} \sim 0.69 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{A}^{-1}$;其中,风成砂(DS1和DS5) $\chi_{\text{ARM}}/\chi_{\text{lf}}$ 的平均值为 1.73 , $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ 的平均值为 $0.17 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{A}^{-1}$,表明风成砂中的亚铁磁性矿物晶粒以颗粒较粗的PSD和MD为主;湖沼相(DS2~DS4) $\chi_{\text{ARM}}/\chi_{\text{lf}}$ 的平均值为 2.74 , $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ 的平均值为 $0.54 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{A}^{-1}$,表明湖沼相中的亚铁磁性矿物晶粒以SD为主。综上所述,剖面顶部和底部风成砂的磁性颗粒较粗,SD颗粒所占比重

图5 $\chi_{fd}/\%$ 、 χ_{ARM}/χ_{IF} 和 $\chi_{ARM}/SIRM$ 随深度的变化曲线Fig.5 Variations of $\chi_{fd}/\%$, χ_{ARM}/χ_{IF} and $\chi_{ARM}/SIRM$ with depth

较小;剖面中部的湖沼相磁性颗粒较细,SP和SD颗粒比重较大。

在样品中的主要载磁矿物是亚铁磁性矿物的情况下,King氏图^[31]和Dearing氏图^[32]可以有效鉴别磁性矿物粒度。King氏图(图6A)显示,剖面的磁性矿物的磁晶粒度跨度较大,介于 $0.1\sim 5\mu\text{m}$,处于稳定单畴(stable single domain, SSD)、PSD和MD范畴。DS1风成砂地层的等效磁晶粒度从 $1\mu\text{m}$ 至约 $5\mu\text{m}$ 都有分布,磁粒径较粗;DS5风成砂地层的等效磁晶粒度变化范围较大,从小于 $0.1\mu\text{m}$ 至将近

$5\mu\text{m}$ 之间都有分布,且随着磁性矿物浓度的增加磁性矿物粒度逐渐变粗,这说明原生粗颗粒对磁化率有贡献。湖沼相(DS2~DS4)地层中磁性矿物粒度大致位于 $1\mu\text{m}$ 附近,磁性矿物粒度较细。Dearing图可以半定量地指示样品颗粒中磁性矿物颗粒的粒径^[32]。如图6B所示,滴哨沟湾剖面样品中磁性矿物粒度分布集中在粗粒SSD和MD+PSD范畴,风成砂(DS1和DS5)的大部分样品粒径属于MD+PSD范畴,湖沼相(DS2~DS4)的样品接近于粗粒SSD,这与King氏图的分析相吻合。

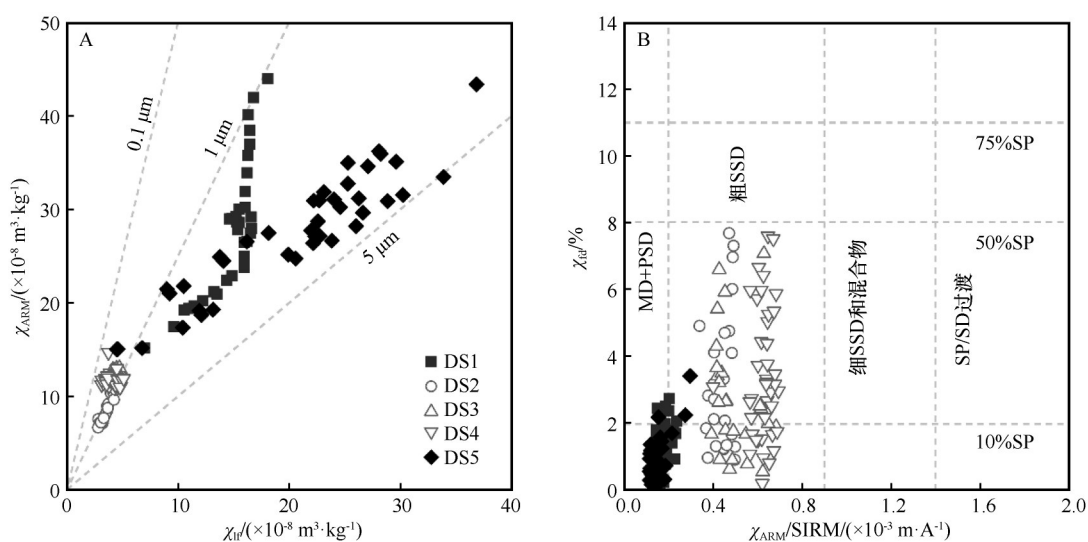


图6 滴哨沟湾剖面样品磁学参数King图和Dearing图

Fig.6 King plots and Dearing plots of magnetic parameters in the Dishagouwan section

3 讨论

3.1 滴哨沟湾剖面的磁学特征

滴哨沟湾剖面的环境磁学研究结果表明,鄂尔多斯高原全新世风成砂和湖沼相沉积物中既含有低矫顽力亚铁磁性矿物(磁铁矿、磁赤铁矿),又含有一定量的高矫顽力不完全反铁磁性矿物(赤铁矿、针铁矿)。 χ_{ir} 指示磁性矿物的总体含量,Soft指示软磁性

矿物(磁铁矿和磁赤铁矿)含量,SIRM指示亚铁磁性矿物和不完全反铁磁性矿物的含量^[10-13]。如图7所示,滴哨沟湾剖面中风成砂与湖沼相的 χ_{ir} 、SIRM和Soft之间存在显著的相关关系,表明地层中 χ_{ir} 和SIRM的主要贡献者是低矫顽力的亚铁磁性矿物,这与IRM获得曲线和 κ - T 曲线的分析结果一致。同时,IRM获得曲线和反向场退磁曲线及 κ - T 曲线结果均显示剖面中含有相当数量的高矫顽力矿物,且湖沼相中的高矫顽力磁性矿物的相对含量高于风成砂。

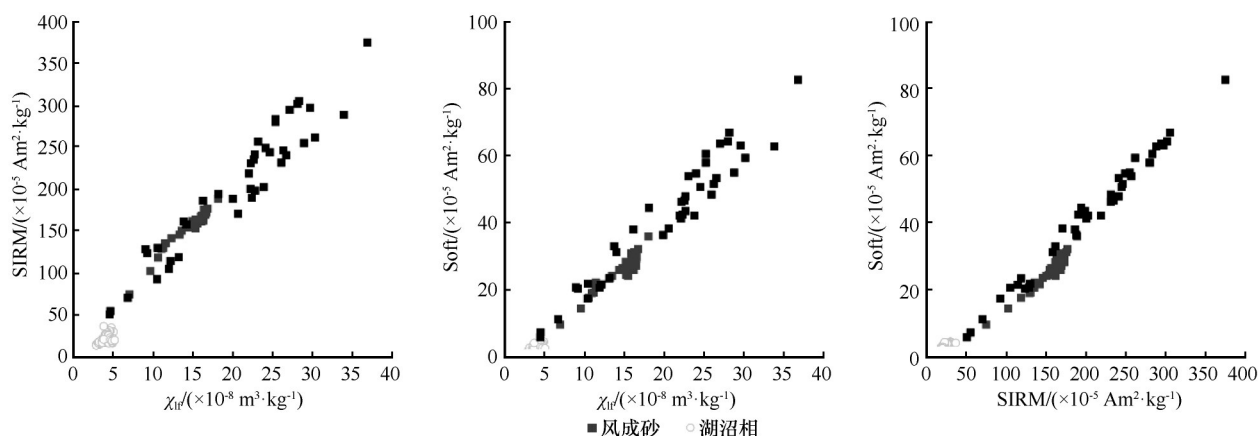


图7 χ_{ir} 与SIRM、Soft和SIRM与Soft散点图

Fig.7 Scatter plots of χ_{ir} versus SIRM, Soft, and SIRM versus Soft

此外,风成砂和湖沼相沉积物中磁性矿物的含量和粒径也存在明显差异。磁学参数 χ_{ir} 、SIRM、Soft和HIRM分析结果显示,风成砂中无论是磁性矿物总体含量,还是低矫顽力和高矫顽力磁性矿物含量都要显著高于湖沼相沉积物。比值参数 $\chi_{\text{rd}}\%$ 、 $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ 和 $\chi_{\text{ARM}}/\chi_{\text{ir}}$,以及King氏图和Dearing氏图分析结果表明,风成砂中的磁性矿物粒径较粗,以MD和PSD为主,而湖沼相中的磁性矿物粒径较细,以粗粒SSD为主。

相沉积物的磁学性质存在显著差异:风成砂中磁性矿物的含量较高,且低矫顽力磁性矿物所占比重较高,磁性矿物粒径较粗;而湖沼相中磁性矿物的含量较少,且高矫顽力磁性矿物所占比重较高,磁性矿物粒径较细。

以上分析表明,萨拉乌苏河流域风成砂和湖沼

3.2 滴哨沟湾剖面的磁学性质变化机制

如图8所示,磁学参数的相关性分析表明,风成砂和湖沼相中磁学参数的相关关系明显不同。风成砂的 χ_{ir} 值随 $\chi_{\text{rd}}\%$ 、 $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ 和 $\chi_{\text{ARM}}/\chi_{\text{ir}}$ 值增大而减

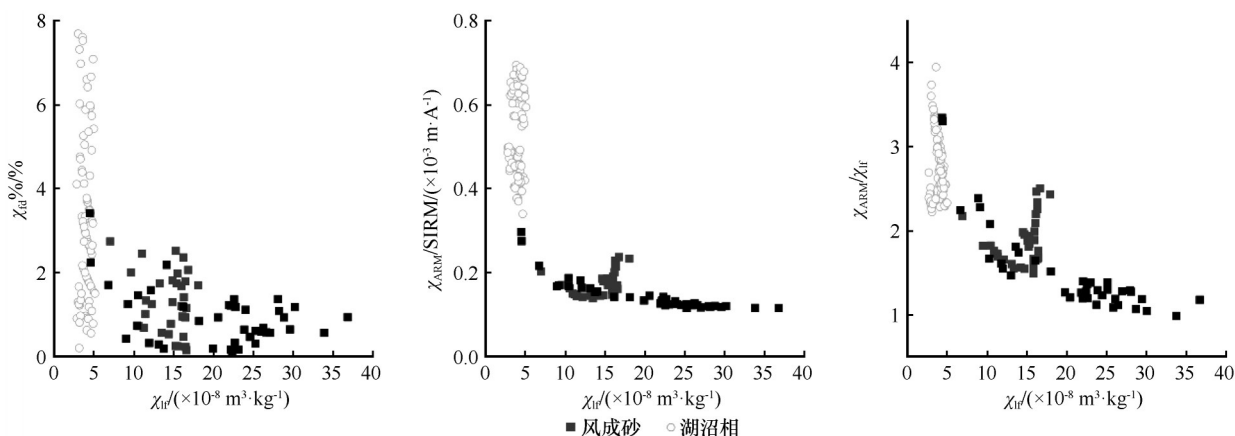


图8 χ_{ir} 与 $\chi_{\text{rd}}\%$ 、 $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ 和 $\chi_{\text{ARM}}/\chi_{\text{ir}}$ 的散点图

Fig.8 Scatter plots of χ_{ir} versus $\chi_{\text{rd}}\%$, $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ and $\chi_{\text{ARM}}/\chi_{\text{ir}}$

小,表明磁性矿物的粒径越小,磁化率越低。这与黄土研究中“夏季风越强,降水量越多,土壤发育越强,成土细粒(SP和SD)磁性矿物浓度越高,磁化率越高”的“成土增强模式”^[33-34]刚好相反,表明成土作用对风成砂的磁性影响不大,因而,在风沙沉积物中磁化率并不能指示夏季风强度。与成土磁性颗粒相比,风尘磁性颗粒的粒径较粗,以MD和PSD为主导^[12,18]。亚铁磁性矿物的密度是石英等碎屑物质的约2倍,在风力搬运和沉积的过程中,由于“分馏效应”,亚铁磁性矿物比其他碎屑物质更易于沉积^[35]。因此,随着风力增强,沉积物中磁性矿物粒径变粗,磁性矿物的浓度增大。滴哨沟湾剖面风成砂的磁性变化机制可以用“风尘输入模式”来解释,即风力越强,沉积物中磁性矿物颗粒越粗,同时磁化率值越高^[35-36]。随着磁性矿物粒度的变粗($\chi_{fd}\%$ 、 $\chi_{ARM}/SIRM$ 和 χ_{ARM}/χ_{if} 值的减小), χ_{if} 值增加的速率逐渐变快,这也说明风成砂磁性的增强主要由风尘输入的粗粒磁性矿物控制。由此可见,滴哨沟湾剖面风成砂地层的磁化率主要受风动力的影响,因此不能用作东亚夏季风的代用指标。相比较而言,表征成土细粒磁性矿物的相对含量的 $\chi_{fd}\%$ 、 $\chi_{ARM}/SIRM$ 和 χ_{ARM}/χ_{if} 能够更好地指示成土作用的强度,进而指示古降水量和东亚夏季风的强度^[37]。

与风成砂相比,湖沼相沉积物整体表现为较细的磁性矿物粒径和较低的磁化率,并且 χ_{if} 值基本不受 $\chi_{fd}\%$ 、 $\chi_{ARM}/SIRM$ 和 χ_{ARM}/χ_{if} 值变化的影响(图8)。可见,滴哨沟湾剖面湖沼相沉积物的磁化率受风尘粗颗粒输入和湖泊集水区内成土细颗粒输入的影响均较小,磁化率值较低的原因可能是由于湖泊自生和成岩作用的影响^[11-12]。磁性矿物在湖泊还原环境下可发生次生变化,包括强磁性矿物(磁铁矿和磁赤铁矿)的溶解和弱磁性的铁的硫化物(顺磁性黄铁矿和亚铁磁性胶黄铁矿)的形成等^[11-12]。因此,湖沼相中磁性矿物含量减少且粒径变细,可能是由于沉积物中含有大量的有机质,有机质分解消耗大量的氧气,形成了缺氧环境,使得亚铁磁性颗粒的溶解作用增强^[38-39]。若有机质的含量多,铁的氧化物会继续发生还原反应生成铁的硫化物,铁的硫化物会依次从亚稳定性的磁黄铁矿、胶黄铁矿转化为稳定的黄铁矿,若在还原反应过程中硫元素消耗殆尽,则处于中间过程的磁黄铁矿和胶黄铁矿保存下来,胶黄铁矿以SSD和SP颗粒存在^[40-42]。Geiss等^[43]研究发现,黄铁矿、胶黄铁矿和磁黄铁矿等铁的硫化物的加热曲线在250~300℃和500℃时磁化

率都有明显的增加,并且在加热后均不可逆地变成了磁铁矿(居里温度580℃),使得冷却曲线的磁化率较加热曲线明显增加。滴哨沟湾剖面湖沼相(DS2~DS4)的 κ - T 曲线形态与Geiss等^[43]的研究结果类似,并且冷却曲线的磁化率值显著高于加热曲线,表明样品中存在弱磁性的铁的硫化物在加热的过程中转化为磁铁矿。此外,湖沼相沉积物的剩磁矫顽力为92~96 mT,且 $SIRM/\chi_{if}$ 值较低,平均值仅为 $5.32 \times 10^3 \text{ A} \cdot \text{m}^{-1}$,均表明湖沼相中可能含有磁性较弱的铁的硫化物——黄铁矿和胶黄铁矿^[10-13,28]。可见,滴哨沟湾剖面湖沼相地层的磁化率较低主要受湖泊还原环境下磁性矿物的次生变化的影响,并非东亚夏季风减弱导致的湖泊集水区成土作用减弱所致。湖泊水位越高,磁性矿物的还原和溶解作用越强,磁性矿物的粒径越细。因此,表征磁性矿物粒径的 $\chi_{fd}\%$ 、 $\chi_{ARM}/SIRM$ 和 χ_{ARM}/χ_{if} 等参数能够反映湖泊水位的高低,进而指示东亚夏季风的强度。

综上所述,滴哨沟湾剖面风成砂和湖沼相的磁化率分别反映风动力和湖泊溶解作用的强弱,对古环境的指示意义存在差异;而风成砂和湖沼相中磁性矿物的粒径分别受成土作用和湖泊水位的影响,因此磁粒径参数 $\chi_{fd}\%$ 、 $\chi_{ARM}/SIRM$ 和 χ_{ARM}/χ_{if} 在不同沉积相中均能够用作东亚夏季风的代用指标。如图5所示,剖面中部的湖沼相沉积的磁性矿物粒径较细,上、下两层风成砂的磁性矿物粒径较粗,大致与中全新世气候湿润,早全新世和晚全新世气候相对干旱的东亚季风区湿度演化模式相吻合^[44]。

4 结论

萨拉乌苏河流域全新世风成砂和湖沼相沉积物的磁学性质存在显著差异:风成砂中磁性矿物以亚铁磁性磁铁矿和磁赤铁矿为主,矫顽力较低,磁性矿物含量较高,且磁粒径较粗,以MD和PSD为主;湖沼相沉积物中除亚铁磁性和反铁磁性矿物以外,可能还含有磁性较弱的铁的硫化物,矫顽力较高,磁性矿物含量较低,且磁粒径较细,以粗粒SSD为主。风成砂的磁化率受“风尘输入模式”的影响,风尘输入的粗粒磁铁矿和磁赤铁矿对磁化率的贡献大;湖沼相的磁化率受湖泊还原环境的影响,还原作用导致强磁性的铁的氧化物发生溶解并向弱磁性的铁的硫化物转化,进而磁性矿物粒径减小,磁化率降低,矫顽力增加。

参考文献:

- [1] de Chardin T, Licent E. On the discovery of a palaeolithic indus-

- try in Northern China[J]. *Bulletin of the Geological Society of China*, 1924, 3(1): 45–50.
- [2] 董光荣, 李保生, 高尚玉. 由萨拉乌苏河地层看晚更新世以来毛乌素沙漠的变迁[J]. *中国沙漠*, 1983, 3(2): 9–14.
- [3] 苏志珠, 董光荣, 靳鹤龄. 萨拉乌苏组地层年代学研究[J]. *地质力学学报*, 1997, 3(4): 90–96.
- [4] 吕玉晓, 李保生, 靳鹤龄, 等. 萨拉乌苏河流域末次间冰期全球变化区域响应的主元素记录[J]. *中国沙漠*, 2004, 24(2): 136–143.
- [5] 赵琦, 樊荣, 李保生, 等. 内蒙古萨拉乌苏河流域滴哨沟湾全新世早-中期湖相沉积的地球化学古气候响应[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2013, 33(4): 103–112.
- [6] Li S H, Sun J, Li B. Holocene environmental changes in central Inner Mongolia revealed by luminescence dating of sediments from the Sala Us River valley[J]. *The Holocene*, 2012, 22(4): 397–404.
- [7] Li B, Zhang D D, Jin H, et al. Paleo-monsoon activities of Mu Us Desert, China since 150 ka B.P.: a study of the stratigraphic sequences of the Milangouwan Section, Salawusu River area[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2000, 162(1/2): 1–16.
- [8] 靳鹤龄, 李明启, 苏志珠, 等. 220 ka以来萨拉乌苏河流域地层磁化率与气候变化[J]. *中国沙漠*, 2006, 26(5): 680–686.
- [9] Lu Y, Li B, Wen X, et al. Millennial-centennial scales climate changes of Holocene indicated by magnetic susceptibility of high-resolution section in Salawusu River Valley, China[J]. *Chinese Geographical Science*, 2010, 20(3): 243–251.
- [10] Evans M E, Heller F. *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics*[M]. London, UK: Academic Press, 2003.
- [11] Thompson R, Oldfield F. *Environmental Magnetism*[M]. London, UK: Allen & Unwin, 1986.
- [12] Liu Q S, Roberts A P, Larrasoã J C, et al. Environmental magnetism: principles and applications[J]. *Reviews of Geophysics*, 2012, 50(4): RG4002.
- [13] Heller F, Liu T S. Palaeoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China[J]. *Geophysical Research Letters*, 1986, 13(11): 1169–1172.
- [14] 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: 地球科学*, 2007, 37(10): 1382–1391.
- [15] 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.
- [16] Nie J, King J W, Fang X. Enhancement mechanisms of magnetic susceptibility in the Chinese red-clay sequence[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34: L19705.
- [17] Nie J, Song Y, King J W, et al. Six million years of magnetic grain-size records reveal that temperature and precipitation were decoupled on the Chinese Loess Plateau during ~ 4.5–2.6 Ma[J]. *Quaternary Research*, 2013, 79(3): 465–470.
- [18] 谢巧勤, 陈天虎, 徐晓春, 等. 中国黄土中磁性矿物赋存形式研究[J]. *中国科学: D辑*, 2008, 38(11): 1404–1412.
- [19] Heller F, Liu T S. Magnetism of Chinese loess deposits[J]. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1984, 77(1): 125–141.
- [20] Pye K. *The Dynamic sand Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems*[M]. London, UK: Geological Society of London, 1993.
- [21] 乔彦松, 赵志中, 王燕, 等. 川西甘孜黄土磁性地层学研究及其古气候意义[J]. *第四纪研究*, 2006, 26(2): 250–256.
- [22] Porter S C, Hallet B, Wu X H, et al. Dependence of near-surface magnetic susceptibility on dust accumulation rate and precipitation on the Chinese Loess Plateau[J]. *Quaternary Research*, 2001, 55(3): 271–283.
- [23] Liu X, Mao X. Loess-palaeosol sequences in diverse environments: aeolian accumulation identification and magnetic susceptibility models[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2021, 584: 110683.
- [24] 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.
- [25] Kruiver P P, Dekkers M J, Heslop D. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetization[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 189(3/4): 269–276.
- [26] Yamazaki T, Ikehara M. Origin of magnetic mineral concentration variation in the southern Ocean[J]. *Paleoceanography*, 2012, 27(2): PA2206.
- [27] 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.
- [28] Peters C, Dekkers M J. Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size[J]. *Physics and Chemistry of the Earth*, 2003, 28(16/19): 659–667.
- [29] 夏敦胜, 魏海涛, 马剑英, 等. 中亚地区现代表土磁学特征及其古环境意义[J]. *第四纪研究*, 2006, 26(11): 937–946.
- [30] Dong Y, Zhang W G, Dong C Y, et al. Magnetic and diffuse reflectance spectroscopic characterization of iron oxides in the tidal flat sequence from the coastal plain of Jiangsu province, China[J]. *Geophysical Journal International*, 2014, 196(1): 175–188.
- [31] King J, Banerjee S K, Marvin J, et al. A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: some results from lake sediments[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1982, 59(2): 404–419.
- [32] 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.

- [33] Maher B A, Taylor R. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils[J]. *Nature*, 1988, 336: 368–370.
- [34] Zhou L P, Oldfield F, Wintle A G, et al. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess[J]. *Nature*, 1990, 346: 737–739.
- [35] 魏海涛, Banerjee S K, 夏敦胜, 等. 天山北麓黄土环境磁学特征及其古气候意义[J]. *地球物理学报*, 2013, 56(1): 150–158.
- [36] Begét J E, Stone D B, Hawkins D B. Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the late Quaternary[J]. *Geology*, 1990, 18(1): 40–43.
- [37] 赵爽, 高福元, 贾佳, 等. 毛乌素沙地风沙沉积物磁学特征及其古环境意义[J]. *地球物理学报*, 2015, 58(10): 3706–3718.
- [38] Williams M. Evidence for the dissolution of magnetite in recent Scottish peats[J]. *Quaternary Research*, 1992, 37(2): 171–182.
- [39] Yamazaki T, Abdeldayem A L, Ikehara K. Rock magnetic changes with reduction diagenesis in Japan Sea sediments and preservation of geomagnetic secular variation in inclination during the last 30, 000 years[J]. *Earth, Planets and Space*, 2003, 55(6): 327–340.
- [40] Rao V P, Kessarkap P M, Patil S K, et al. Rock magnetic and geochemical record in a sediment core from the eastern Arabian Sea: diagenetic and environmental implications during the late Quaternary [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2008, 270(1/2): 46–52.
- [41] Hanesch M, Stanjek H, Petersen N. Thermomagnetic measurements of soil iron minerals: the role of organic carbon[J]. *Geophysical Journal International*, 2006, 165(1): 53–61.
- [42] Schill E, Appel E, Gautam P. Towards pyrrhotite/magnetite geothermometry in low-grade metamorphic carbonates of the Tethyan Himalayas (Shiar Khola, Central Nepal) [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2002, 20(3): 195–201.
- [43] Geiss C E, Banerjee S K. A multi-parameter rock magnetic record of the last glacial-interglacial paleoclimate from south-central Illinois, USA[J]. *Earth and Planetary Science Letter*, 1997, 152(1/4): 203–216.
- [44] Chen F, Xu Q, Chen J, et al. East Asian summer monsoon precipitation variability since the last deglaciation [J]. *Scientific Reports*, 2015, 5, 11186.

Magnetic properties of Holocene aeolian sand and lacustrine sediments from the Salawusu River Basin

Lü Kexin¹, Zhao Shuang¹, Zhang Wenchang¹, Xia Dunsheng²

(1. Key Laboratory of Terrestrial Ecological Remediation in Jining City / School of Geography and Tourism, Qufu Normal University, Rizhao 276826, Shandong, China; 2. Key Laboratory of Western China's Environmental Systems (Ministry of Education), Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

Abstract: Magnetic susceptibility is a commonly used proxy for paleoenvironmental research. However, the magnetic enhancement mechanism of sediments from different sedimentary environments is different, so the systematic magnetic study is particularly important for the interpretation of the paleoenvironmental significance of magnetic susceptibility. In this study, we selected the Holocene aeolian sand and lacustrine sedimentation section of Dishagouwan from the Salawusu River Basin to clarify the magnetic properties of different sedimentary facies and explore their variation mechanisms through systematic study of environmental magnetic parameters. The results show that the magnetic properties of aeolian sand and lacustrine sediments are significantly different. The magnetic minerals in aeolian sand are mainly ferrimagnetic magnetite and maghemite, with lower coercivity, higher magnetic minerals concentration, and coarser magnetic grain size, mainly multi-domains and pseudo-single domains. In addition to ferromagnetic and antiferromagnetic minerals, lacustrine sediments may also contain weakly magnetic iron sulfides, with higher coercivity, lower concentration of magnetic minerals, and finer magnetic grain size, mainly coarse stable single domains. Magnetic susceptibility of aeolian sand are less influenced by pedogenesis and are mainly influenced by the “dust input mode”, with the dominant contribution of coarse-grained magnetite and maghemite to the magnetic susceptibility. The magnetic characteristics of the lacustrine sediments are influenced by the reducing environment of the lake, where the strongly magnetic iron oxides undergo dissolution and conversion to the weakly magnetic iron sulfides, resulting in a decrease in the magnetic grain size, a decrease in the magnetic mineral concentration and an increase in the coercivity.

Key words: aeolian sand; lacustrine sediments; magnetic properties; Salawusu River Basin