

doi:10.7515/JEE201402005

准噶尔盆地南缘黄土磁化率变化规律及影响因素

温仰磊, 王友郡, 柳加波, 赵爽, 李冠华, 贾佳, 夏敦胜

(兰州大学 西部环境教育部重点实验室, 干旱环境与气候变化协同创新中心, 兰州 730000)

摘要: 准噶尔盆地南缘柏杨河典型风成黄土剖面的岩石磁学与粒度研究结果指示该地区黄土磁性矿物以亚铁磁性矿物为主, 主要载磁矿物为粗粒原生强磁性矿物, 同时含有少量细粒磁性矿物, 磁性矿物含量远低于黄土高原黄土。磁性矿物磁晶粒度以假单畴和多畴(PSD/MD)为主, 后期成壤过程对磁性矿物颗粒的改造作用很小。柏杨河黄土磁化率增强机制较为复杂, 磁学与粒度的曲线对比表明风动力强度对含磁性矿物较粗颗粒具有分选作用, 是导致磁化率变化的重要因素, 但二者的低相关性又暗示了风动力强度在解释磁化率增强机制中的局限性。古尔班通古特沙漠在末次间冰期以来的收缩与扩张导致的物源变化可能是影响磁化率变化的又一重要因素。

关键词: 准噶尔盆地; 柏杨河黄土; 磁化率; 粒度

中图分类号: P318; P532 **文献标志码:** A **文章编号:** 1674-9901(2014)02-0085-08

Magnetic susceptibility variation of loess deposit in the Southern Junggar Basin and its influence factors

WEN Yang-lei, WANG You-jun, LIU Jia-bo, ZHAO Shuang, LI Guan-hua, JIA Jia, XIA Dun-sheng

(Key Laboratory of Western China's Environmental Systems, Ministry of Education of People's Republic of China, Collaborative Innovation Centre for Arid Environments and Climate Change, Lanzhou University, Lanzhou 73000, China)

Abstract: Rock magnetic parameters and grain sizes were measured and analyzed in a loess section in the Southern Junggar Basin. The results show that the content of magnetic mineral of the section is much lower than Loess Plateau of China, and the dominant magnetic mineral is ferromagnetic. Native strong magnetic mineral is the primary cause of magnetic susceptibility rise. The analysis of grain size of magnetic minerals indicates that the property of the loess is dominated by PSD/MD magnetite. The change mechanism of magnetic susceptibility of Xinjiang Loess is complex. Comparison of magnetic susceptibility curves and grain size curves show that wind is the important reason leading to magnetic susceptibility changes, but not the only one. The changing of provenance may be the other reason leading to magnetic susceptibility changes, because the expansion and contraction of Gurbantunggut Desert would be occur when the climate changes since the last interglacial period.

Key words: Junggar Basin; Baiyanghe loess; magnetic susceptibility; grain size

土壤成壤层通常含有较多的强磁性颗粒, 这些强磁性颗粒均为纳米级的磁铁矿和磁赤铁矿(邓成龙等, 2007)。大量研究表明(安芷生等, 1989; 刘秀铭等, 1992), 干旱氧化环境下适当的降水有利于细小的磁铁矿和磁赤铁矿的形成, 磁化率与成壤强度呈现良好的正相关关系。然而, 在不同环境

下的古土壤序列中, 二者的这种关系较为复杂, 通常可分为三种类型: (1) 正相关, 如中国黄土高原黄土(刘秀铭等, 1992; 强小科等, 2012; Song et al, 2013); (2) 负相关, 如西伯利亚(刘秀铭等, 2007)和阿拉斯加黄土(Begét and Hawkins, 1989; Begét, 2001; 刘秀铭等, 2007); (3) 不

收稿日期: 2013-12-18

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目(2010CB950202); 国家自然科学基金项目(41130102)

通讯作者: 夏敦胜, E-mail: dsxia@lzu.edu.cn

相关,如阿根廷黄土(Ruocco, 1989)。不同地区黄土磁化率与成壤强度的不同相关关系表明,黄土地层记录的磁学参数受控因子比较复杂,不同地区黄土磁化率的主要受控因子存在差别。

新疆地区是除黄土高原外最重要的中国黄土分布区之一。前人研究表明,新疆地区黄土磁化率的变化规律十分复杂(叶玮, 2001; 宋友桂等, 2010a, 2010b; 夏敦胜等, 2010; 贾佳等, 2011; 陈渠等, 2012)。叶玮(2001)首先发现同一地区两个相邻黄土剖面的磁化率与成壤关系截然相反,并提出碳酸钙淋溶可能是控制磁化率变化的主要因素。系统的环境磁学研究发现,本区黄土沉积物中原生强磁性矿物是主要的载磁矿物,其浓度可能受控于风动力强度(魏海涛等, 2013)。然而,最新研究指出在新疆黄土磁化率较低的地层,

强磁性矿物可能被地下水改造为弱磁性矿物而导致磁性降低(Jia et al, 2012)。为了更加清晰的认识新疆黄土磁化率增强机制,本研究选取准噶尔盆地古尔班通古特沙漠南部边缘,未受饱水环境影响的柏杨河黄土剖面为研究对象,探讨新疆黄土磁化率和风动力之间的关系。

1 材料与方法

新疆黄土主要分布在准噶尔盆地和塔里木盆地南缘以及伊犁河谷。黄土呈斑点状分布在低山丘陵、山麓平原和河流阶地之上,分布面积广,沉积厚度从几米到几十米不等。研究剖面(44°02'N, 87°48'E, 图1)位于准噶尔盆地南缘的河流阶地之上,海拔622 m。研究区年均降水量约200 mm,年均温-7.5~6.2℃。

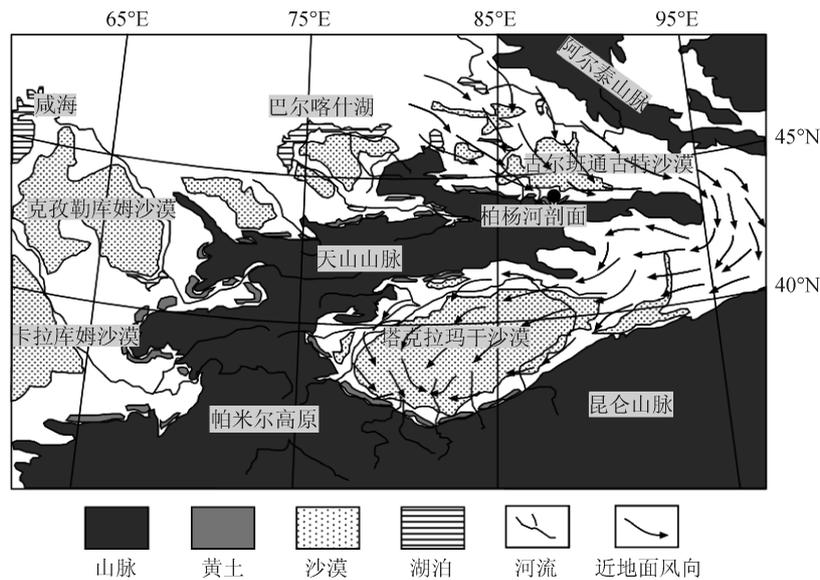


图1 研究剖面位置图

Fig.1 Map showing study area

柏杨河剖面黄土地层厚36.40 m。除顶部现代土壤层有明显成壤痕迹外,剖面整体成壤十分微弱,地层划分较为困难。就地层颜色而言,剖面19.90 m以上颜色较为均一,呈浅黄褐色,以下部分层位出现偏红褐色地层,深度分别为19.90~20.30 m、22.30~25.70 m、29.30~31.50 m和34.30~36.40 m。就钙积现象而言,现代土壤层下部1.80 m以上出现较明显的钙结核物质;1.80~19.90 m,钙积现象仅出现在部分层位,深度分别为2.60~2.80 m、4.00~4.20 m和7.60~8.20 m;钙积现象在19.90 m以下地层表现得更为明显,

层位深度分别为19.90~20.30 m、22.30~25.70 m和26.90~31.50 m。OSL测年结果表明,本剖面应为末次间冰期以来的黄土沉积物(图2)。对剖面以2 cm间距进行采样,共获得散样1820块。

样品置于室内自然风干,将干燥后的样品用研钵磨成粉末状,称重后用塑料薄膜包紧,装入专用样品盒中压实密封。磁化率由英国Bartington公司生产的MS2型磁化率仪进行测量,分别测量样品的低频(470 Hz)磁化率(χ_{lf})和高频(4700 Hz)磁化率(χ_{hf}),并计算百分频率磁化率 $\chi_{fd}^{\%}=(\chi_{lf}-\chi_{hf})/\chi_{lf}\times 100\%$ 。无磁滞剩磁(ARM)

由 AGICO 公司生产的 LDA-3 型交变退磁仪获得, 使用小旋转磁力仪 (Molspin Minispin) 测量, 并计算无磁滞磁化率 (χ_{ARM})。使用 Magnetic

Measurement 公司生产的 MMPM10 强磁仪获得饱和和等温剩磁 (SIRM), 然后使用小旋转磁力仪 (Molspin Minispin) 测量。

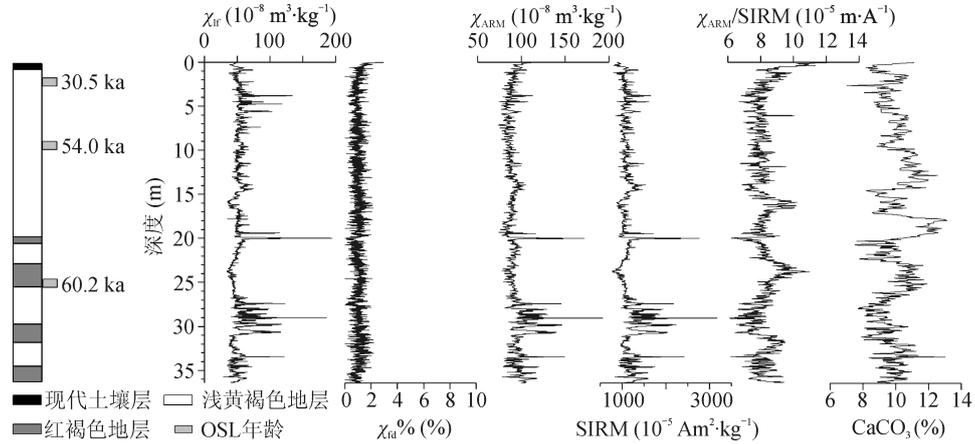


图 2 柏杨河剖面地层与环境磁学参数和碳酸钙含量对比图
Fig.2 Comparison of stratigraphic sequences and magnetic parameters and content of CaCO_3

粒度由英国 Malvern Instrument 公司生产的 Mastersizer 2000 激光粒度仪测量, 测量范围为 $0.02\sim 2000\ \mu\text{m}$, 实验误差小于 1%。粒度测量前需要对样品所含胶结物质进行处理。前处理步骤如下: ①每个样品取约 0.3 g 放入烧杯中, 加入 10 mL 浓度为 10% 的双氧水 (H_2O_2), 去除样品中有机质, 为加快反应速度对烧杯进行加热, 直至反应完成为止; ②加入 10 mL 浓度为 10% 的稀盐酸 (HCl), 去除样品中碳酸盐, 同样为加快反应速度对烧杯进行加热, 直至反应完成为止; ③加入蒸馏水至烧杯满, 静置 12 小时, 待颗粒物质完全沉淀后, 用橡皮管吸出上层水; ④加入六偏磷酸钠作为分散剂并在超声波振荡器上振荡 5 分钟, 进一步将可能的胶结颗粒打散; ⑤将样品放入激光粒度仪中进行测量。

所有样品均测量粒度、 χ_{ir} 和 χ_{hf} 等参数, 以 4 cm 为间隔选取样品测量 ARM 和 SIRM。上述实验均在兰州大学西部环境教育部重点实验室完成。

2 结果

2.1 岩石磁学特征

χ_{ir} 是指物质在外加磁场作用下所产生的磁化强度与外加磁场的磁场强度之比, 可以大致反映样品中亚铁磁性矿物的富集程度, 同时受磁性矿物种类和粒径的影响 (Oldfield, 1991; 刘青松和邓成

龙, 2009)。经测量发现, 研究剖面 χ_{ir} 主要集中于 $40\times 10^{-8}\sim 70\times 10^{-8}\ \text{m}^3\cdot\text{kg}^{-1}$, 均值为 $52.61\times 10^{-8}\ \text{m}^3\cdot\text{kg}^{-1}$, 只有少部分超过 $80\times 10^{-8}\ \text{m}^3\cdot\text{kg}^{-1}$; 峰值区深度分别为 19.78~20.06 m、27.10~30.10 m 和 33.34~33.50 m; χ_{ir} 最大值为 $194.82\times 10^{-8}\ \text{m}^3\cdot\text{kg}^{-1}$, 深度为 20.00 m。柏杨河黄土 χ_{ir} 大致与西风区其他黄土剖面黄土 (刘现彬, 2012; 李冠华等, 2012) 相当, 但明显低于黄土高原黄土 (安芷生等, 1989; Song et al, 2013), 表明其磁性矿物含量较黄土高原黄土少。黄土高原地区成壤作用较强, χ_{ir} 在很大程度上反映的是次生强磁性矿物的贡献, 其未经风化的原生黄土磁化率值 (χ_0) 仅为 $15\times 10^{-8}\sim 20\times 10^{-8}\ \text{m}^3\cdot\text{kg}^{-1}$ (王喜生等, 2006)。研究区黄土 χ_{ir} 主要受控于原生强磁性矿物 (刘现彬, 2012), 因而其原生碎屑磁性矿物含量远高于黄土高原黄土。

$\chi_{fd}\%$ 可以表征晶体粒径介于超顺磁 (SP, $<20\ \text{nm}$) 和稳定单畴 (SSD, $30\sim 100\ \text{nm}$) 颗粒边界的超细粒亚铁磁性矿物对样品总磁化率的贡献 (刘秀铭等, 1990; 刘青松和邓成龙, 2009), 进而指示超细粒磁性矿物在总磁性矿物中的比重。超细粒磁性矿物的形成与成壤过程密切相关, 因此 $\chi_{fd}\%$ 可以近似反映成壤强度。由图 2 可见, 柏杨河黄土 $\chi_{fd}\%$ 值较低, 98.6% 的黄土 $\chi_{fd}\%$ 值都小于 2%, 仅顶部现代土壤层部分样品 $\chi_{fd}\%$ 值略高于 2%。表明样品中几乎不含成壤成因的超细粒磁性矿物, 土壤发育十分微弱, 与野外观测结果一致。

χ_{ARM} 和 SIRM 与磁性矿物晶体粒径的关系较为相似, 单位质量的磁性通常对 SSD 颗粒亚铁磁性矿物较为敏感, 区别在于前者表现尤其突出, 且峰值集中于更细粒端; 同时, 二者还受亚铁磁性矿物浓度影响, 尤其是后者 (邓成龙等, 2007)。因此, SIRM 可以粗略指示样品中亚铁磁性矿物的浓度, 而当样品晶体粒径分布较为集中时其准确性会增加。相对于 χ_{lf} , SIRM 不受 SP 颗粒的影响, 但包含了更多反铁磁性矿物的信号。此外, 由于 χ_{ARM} 和 SIRM 与磁晶体粒径的依赖关系存在差别, 二者的比值可以指示样品磁晶体粒径的大小, 通常 $\chi_{ARM}/SIRM$ 随磁晶体粒径的增加而减小。由图 2 可见: χ_{ARM} 主要集中于 $80 \times 10^{-8} \sim 110 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$, 均值 $92.31 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$, 少量值超过 $130 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$, 其峰值区的深度大体与 χ_{lf} 相似, 但最大值位置与 χ_{lf} 不同, 深度为 28.98 m。SIRM 主要集中于 $800 \times 10^{-5} \sim 1500 \times 10^{-5} \text{ Am}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$, 均值 $1134.98 \times 10^{-5} \text{ Am}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$, 少量值超过 $1800 \times 10^{-5} \text{ Am}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$, 其峰值区的深度大体与 χ_{lf} 相似, 同时在 3.54~5.86 m 处出现一个次峰值区, 最大值位置为 29.02 m, 显著高于 20.00 m 和 28.98 m 处的数值。 $\chi_{ARM}/SIRM$ 主要集中于 $7 \times 10^{-5} \sim 9.5 \times 10^{-5} \text{ Am}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$, 均值 $8.23 \times 10^{-5} \text{ Am}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$, 少量值超过 $10 \times 10^{-5} \text{ Am}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$, 其峰值区的深度与 χ_{lf} 谷值区基本一致, 分别为: 0~2.50 m、15.54~16.82 m、22.16~24.94 m 和 31.02~33.14 m。

柏杨河黄土 χ_{lf} 与 SIRM 曲线基本对应表明 χ_{lf} 主要由亚铁磁性矿物控制。 $\chi_{ARM}/SIRM$ 值较低, 说明黄土磁性矿物晶体粒径较粗。 $\chi_{ARM}/SIRM$ 和 $\chi_{fd}^{\%}$ 值在 Dearing 图 (Dearing et al, 1997) 中的投影表明磁性矿物的磁畴状态以多畴 (MD) 和假单畴 (PSD) 为主 (图 3)。此外, $\chi_{ARM}/SIRM$ 的峰值区与 χ_{lf} 的谷值区相对应, 即随着磁晶体粒径的变粗, χ_{lf} 不断增大, 反映了粗粒磁性矿物对 χ_{lf} 的贡献。综上所述, 柏杨河黄土磁性矿物以亚铁磁性矿物为主, 磁性矿物含量远低于黄土高原黄土, 原生强磁性矿物含量较多, 次生强磁性矿物含量较少。磁性矿物磁晶粒度以 PSD/MD 为主, 后期成壤过程对磁性矿物颗粒的改造作用很小。

2.2 CaCO₃ 特征

钙积现象是黄土地层的重要特征之一 (刘东生, 2009)。黄土中的碳酸盐可按成因分为两类: 一类是以碎屑形式存在的原生碳酸盐, 另一类是黄土堆积后, 成土过程中产生的次生碳酸盐 (刘

东生, 2009)。柏杨河黄土 CaCO₃ 多是以碎屑形式存在的原生 CaCO₃, CaCO₃ 含量总体较高 (图 2), 主要集中在 8%~12%, 平均值为 9.96%。浅黄褐色地层的平均值为 10.02%, 红褐色地层为 9.55%, 整个剖面 CaCO₃ 含量相差不大, 暗示了末次间冰期以来准噶尔盆地干旱的气候条件。而史正涛等 (2006) 研究指出, 天山北坡在 0.25 Ma 左右出现强烈的干旱化事件并延续至今, 与本研究结果一致。

2.3 粒度特征

风尘沉积物的颗粒粒度可以用于指示搬运介质的动力大小 (孙东怀, 1997)。柏杨河黄土粒度分析 (图 4) 表明, 中值粒径在 19~50 μm , 平均值为 30.6 μm ; 粘粒 (<5 μm) 含量变化范围为 6.76%~25.72%; 粉砂 (5~63 μm) 含量变化范围为 55.76%~78.51%; 砂 (>63 μm) 含量变化范围为 3.81%~31.20%。粉砂是剖面黄土的主要粒级组分。各粒级含量曲线对应较好, 中值粒径与砂含量呈正相关, 与粉砂和粘粒含量呈负相关。整个剖面存在四个粒度较粗的层位, 与 SIRM 峰值基本对应 (图 2 和图 4)。这表明风力对源区磁性矿物有一定的分选作用, 强风搬运的粗粒粉尘蕴含了更多的磁性矿物。

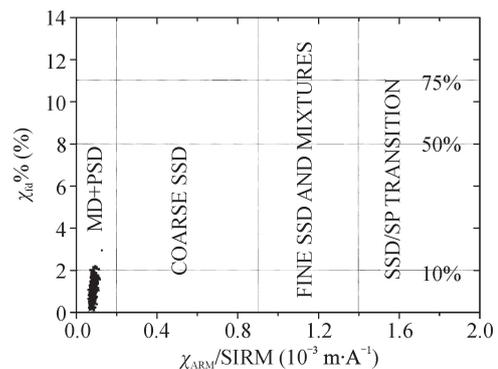


图 3 柏杨河黄土 Dearing 图
Fig.3 Dearing plot of Baiyanghe loess

3 黄土磁化率增强机制探讨

黄土磁化率增强机制的假说有很多种。就黄土高原而言, Heller and Liu (1984) 认为, 成土过程中碳酸盐的淋失和压实作用是古土壤磁性增强的原因; Meng et al (1997) 则认为是植物残体的分解导致了黄土磁化率的增强。目前普遍接受的成壤说 (Maher and Taylor, 1988) 突出了成壤作用对黄土磁化率增强的贡献: 即间冰期时

气候湿润, 成壤作用较强, 大量细粒磁性矿物生成促使磁化率增强; 冰期时气候干冷, 成壤作用较弱, 细粒磁性矿物含量减少, 磁化率降低。但是, 磁化率成壤增强模式并不适用于所有黄土分布区, 如阿拉斯加黄土 (刘秀铭等, 2007; Begét and Hawkins, 1989; Begét, 2001)、西伯利亚黄土 (刘秀铭等, 2007)、阿根廷黄土 (Ruocco,

1989) 和我国新疆黄土 (叶玮, 2001; 宋友桂等, 2010a, 2010b; 夏敦胜等, 2010; 贾佳等, 2011; 陈渠等, 2012)。这种差异的产生是粉尘沉积和成壤强度共同作用的结果: 当粉尘沉积变化不大而成壤作用较强时, 成壤强度控制磁化率的变化; 当成壤作用较弱而粉尘沉积变化较大时, 磁化率由沉积的粉尘控制。

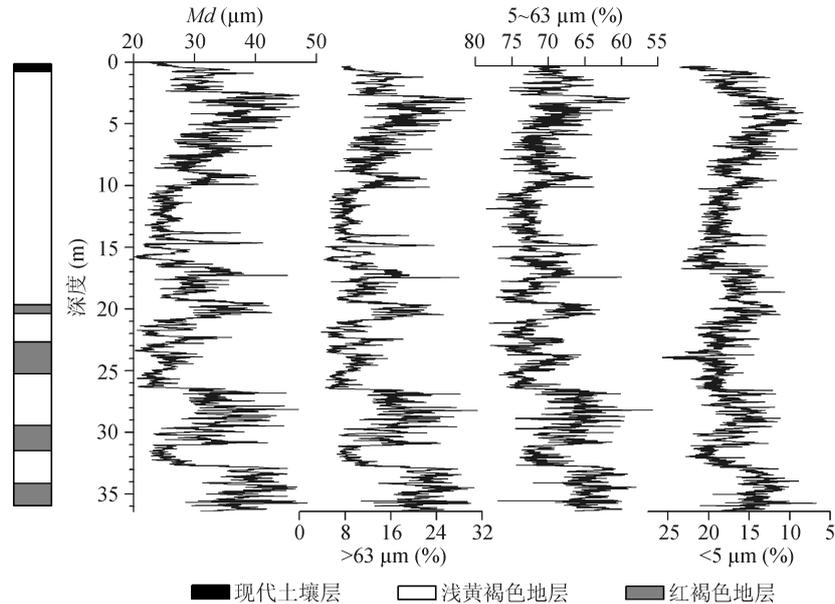


图4 柏杨河剖面地层与粒度参数对比图

Fig.4 Comparison of stratigraphic sequences and grain-size parameters

新疆地区位于亚洲中部干旱区, 气候干旱, 成壤作用较弱, 成壤过程中产生的细粒磁性矿物较少, 黄土磁化率主要由沉积粉尘控制。一般认为沉积粉尘的变化受控于风力强度的改变 (An et al, 1991; 于兆杰等, 2012)。风力强盛时, 风尘沉积速率较高, 搬运来的粉尘颗粒较粗, 由于磁性矿物如磁铁矿密度较大而导致磁性矿物含量相对增加, 磁化率增加; 反之, 磁化率减小。这一模式被称为“风速论”磁化率增强模式 (Begét et al, 1990)。由图2和图4可见, 柏杨河黄土中值粒径与各磁学参数均具有较好的对应关系: 中值粒径较粗的层位与磁化率、 χ_{ARM} 和 SIRM 峰值区对应较好, 且与 χ_{ARM} /SIRM 谷值区基本对应, 即中值粒径越粗, 磁晶体粒径越粗, 亚铁磁性矿物浓度越高, 磁化率越大。这一特征与钟梁 (刘现彬, 2012)、塔城 (李冠华等, 2012) 和博乐黄土 (邓少福等, 2012) 具有一定的相似性, 反映了风动力强度对含磁性矿物较粗颗粒的分选作用, 在一定程度上契合“风速论”模型。然而, 更细致对比发

现 (图5), 柏杨河黄土磁化率与中值粒径的关系在整个剖面上并不呈线性正相关, 例如 2.5~8 m 和 17.5~19 m, 中值粒径的变化趋势明显大于磁化率; 33~36.4 m 中值粒径为全剖面最大, 但该段的磁化率却并非全剖面最高。这种情况在整个剖面中普遍存在, 因此在磁化率与中值粒径的相关关系图中 (图6) 并未发现明显的正相关关系。由此可见, “风速论”模型不能完全解释研究剖面黄土磁化率增强机制, 磁化率还可能受到其他因素的影响。

方小敏等 (2002) 研究指出, 天山北麓广泛分布的黄土是准噶尔盆地古尔班通古特沙漠的同源异相沉积。史正涛等 (2006) 认为, 古尔班通古特沙漠在 0.8 Ma 形成以来经历了“基本稳定—强烈扩张—收缩稳定”三个阶段, 0.13 Ma 以来是沙漠的收缩稳定期, 在此期间, 小幅度的气候波动引起的沙漠进退仍然是存在的。陈惠中等 (2001) 研究古尔班通古特沙漠西南部的莫索湾剖面后指出, 全新世以来沙漠气候历经多次温湿 (凉湿) 和冷干变化, 沙漠也相应经历了多次收缩、

固定的逆过程和活化、扩大的正过程。沙漠的收缩与扩张必然导致黄土源区的变化,进一步改变沉积物中磁性矿物种类、含量以及粒度特征,进而导致黄土磁化率的变化。进一步对比 χ_{lf} 和 $\chi_{ARM}/SIRM$ 参数发现, $\chi_{ARM}/SIRM$ 值在剖面中变化不大,即磁性矿物磁晶粒度在剖面中变化不明显,而 χ_{lf}

却波动剧烈且在多个层位出现极值。这可能是由于风向的改变导致源区位置改变,而不同源区磁性矿物的多寡可能对 χ_{lf} 产生很大影响。因此, χ_{lf} 的剧烈波动和极值的出现在一定程度上体现了物源的贡献,但源区变化所导致的磁性矿物和 χ_{lf} 变化幅度的大小存在不确定性。

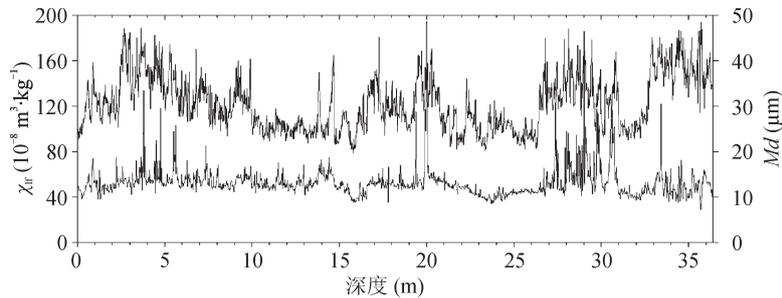


图5 柏杨河剖面磁化率(黑色)与中值粒径(灰色)曲线对比图

Fig.5 Comparison of χ_{lf} curves (the black) and Md curves (the gray)

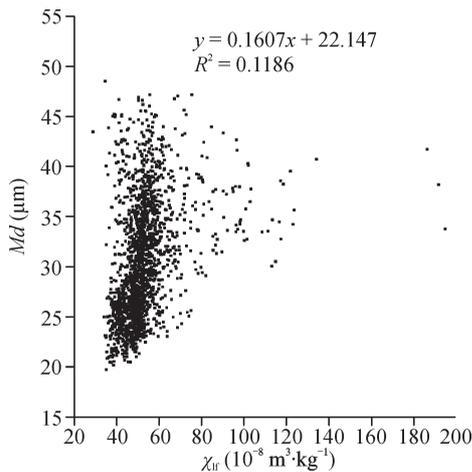


图6 柏杨河剖面磁化率与中值粒径相关关系图

Fig.6 The correlative curves of magnetic susceptibility and median size parameters

4 结论

柏杨河剖面地层研究结果指示准噶尔盆地南缘黄土磁性矿物以亚铁磁性矿物为主,磁性矿物含量远低于黄土高原黄土,原生强磁性矿物含量较多,次生强磁性矿物含量较少。磁性矿物磁晶粒度以PSD/MD为主,地层成壤强度较弱,后期成壤过程对磁性矿物颗粒的改造作用很小。磁学与粒度曲线良好的相位关系指示了风动力强度对含磁性矿物较粗颗粒具有分选作用,是导致黄土磁化率变化的重要因素,但二者的低相关性又指示了风动力强度的局限性。末次间冰期以来,新疆地区气候复杂多变,古尔班通古特沙漠也随着

气候的变化不断收缩与扩张,由此引发的物源变化可能是影响黄土磁化率的又一重要因素。

参考文献

- 安芷生, Kukla G, 刘东生. 1989. 洛川黄土地层学 [J]. 第四纪研究, (2): 155-168. [An Z S, Kukla G, Liu T S. 1989. Loess stratigraphy in Luochuan of China [J]. *Quaternary Sciences*, (2): 155-168.]
- 陈惠中, 金炯, 董光荣. 2001. 全新世古尔班通古特沙漠演化和气候变化 [J]. 中国沙漠, 21(4): 333-339. [Chen H Z, Jin J, Dong G R. 2001. Holocene evolution processes of Gurbantunggut desert and climatic changes [J]. *Journal of Desert Research*, 21(4): 333-339.]
- 陈渠, 刘秀铭, Heller F, 等. 2012. 伊犁黄土磁化率的增减及其成因 [J]. 科学通报, 57(24): 2310-2321. [Chen Q, Liu X M, Heller F, et al. 2012. Susceptibility variations of multiple origins of loess from the Ili Basin [J]. *Chinese Science Bulletin*, 57(24): 2310-2321.]
- 邓成龙, 刘青松, 潘永信, 等. 2007. 中国黄土环境磁学 [J]. 第四纪研究, 27(2): 193-209. [Deng C L, Liu Q S, Pan Y X, et al. 2007. Environmental magnetism of Chinese loess-paleosol sequence [J]. *Quaternary Sciences*, 27(2): 193-209.]
- 邓少福, 杨太保, 鄂崇毅, 等. 2012. 新疆博乐黄土磁化率特征及影响因素 [J]. 土壤通报, 43(5): 1054-1059. [Deng S F, Yang T B, E C Y, et al. 2012. Magnetic susceptibility and influencing factors of loess from Bole, Xinjiang

- province [J]. *Chinese Journal of Soil Science*, 43(5): 1054–1059.]
- 方小敏, 史正涛, 杨胜利, 等. 2002. 天山黄土和古尔班通古特沙漠发育及北疆干旱化 [J]. *科学通报*, 47(7): 540–545. [Fang X M, Shi Z T, Yang S L, et al. 2002. The development of Tianshan Loess and Gurbantunggut Desert and the drying of northern Xinjiang [J]. *Chinese Science Bulletin*, 47(7): 540–545.]
- 贾佳, 夏敦胜, 魏海涛, 等. 2011. 阿西克剖面记录的西天山地区黄土磁学性质及古气候意义初探 [J]. *中国沙漠*, 31(6): 1406–1415. [Jia J, Xia D S, Wei H T, et al. 2011. Magnetic property and paleoclimatic implication recorded by AXK sequence in west Tianshan area [J]. *Journal of Desert Research*, 31(6): 1406–1415.]
- 李冠华, 夏敦胜, 赵爽, 等. 2012. 新疆塔城地区黄土沉积的磁学特征及其对古环境变化的指示 [J]. *中国沙漠*, 32(6): 1565–1575. [Li G H, Xia D S, Zhao S, et al. 2012. Magnetic properties and palaeoclimatic implication of the loess deposits in Tacheng, northwest China [J]. *Journal of Desert Research*, 32(6): 1565–1575.]
- 刘东生. 2009. 黄土与干旱环境 [M]. 合肥: 安徽科学技术出版社, 25–370. [Liu T S. 2009. Loess and arid environment [M]. Hefei: Anhui Science and Technology Publishing House, 25–370.]
- 刘青松, 邓成龙. 2009. 磁化率及其环境意义 [J]. *地球物理学报*, 52(4): 1041–1048. [Liu Q S, Deng C L. 2009. Magnetic susceptibility and its environmental significance [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 52(4): 1041–1048.]
- 刘现彬. 2012. 天山北麓典型黄土磁学与地球化学特征研究 [D]. 兰州: 兰州大学. [Liu X B. 2012. Magnetic and geochemistry characteristics of loess deposits at northern foot of Tianshan Mountains [D]. Lanzhou: Lanzhou University.]
- 刘秀铭, 刘东生, Heller F, 等. 1990. 黄土频率磁化率与古气候冷暖变换 [J]. *第四纪研究*, (1): 42–50. [Liu X M, Liu T S, Heller F, et al. 1990. Frequency-dependent susceptibility of loess and Quaternary paleoclimate [J]. *Quaternary Sciences*, (1): 42–50.]
- 刘秀铭, 刘东生, Heller F, 等. 1992. 中国黄土磁化率与第四纪古气候研究 [J]. *地质科学*, 279–285. [Liu X M, Liu T S, Heller F, et al. 1992. Study on magnetic susceptibility of loess and Quaternary climate in China [J]. *Scientia Geologica Sinica*, 279–285.]
- 刘秀铭, 刘东生, 夏敦胜, 等. 2007. 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)*, 37(10): 1382–1391. [Liu X M, Liu T S, Xia D S, et al. 2007. Discussion on two soil patterns on oxidizing and reducing conditions of paleoclimatic records of magnetic susceptibility of Chinese and Siberian Loess [J]. *Science in China (Series D)*, 37(10): 1382–1391.]
- 刘秀铭, 夏敦胜, 刘东生, 等. 2007. 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*, 27(2): 210–220. [Liu X M, Xia D S, Liu T S, et al. 2007. Discussion on two models of paleoclimatic records of magnetic susceptibility of Alaskan and Chinese Loess [J]. *Quaternary Sciences*, 27(2): 210–220.]
- 强小科, 孙玉芳, 陈艇, 等. 2012. 末次冰期以来黄土高原粉尘沉积的岩石磁学空间特征 [J]. *地球环境学报*, 3(2): 810–818. [Qiang X K, Sun Y F, Chen T, et al. 2012. Mineral magnetism and the spatial comparison of the loess sediments in Loess Plateau since the last glacial period [J]. *Journal of Earth Environment*, 3(2): 810–818.]
- 史正涛, 方小敏, 宋友桂, 等. 2006. 天山北坡黄土记录的中更新世以来干旱化过程 [J]. *海洋地质与第四纪地质*, 26(3): 109–114. [Shi Z T, Fang X M, Song Y G, et al. 2006. Loess sediments in the north slope of Tianshan Mountains and its indication of desertification since middle Pleistocene [J]. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 26(3): 109–114.]
- 史正涛, 宋友桂, 安芷生. 2006. 天山黄土记录的古尔班通古特沙漠形成演化 [J]. *中国沙漠*, 26(5): 675–679. [Shi Z T, Song Y G, An Z S. 2006. Evolution of Gurbantunggut Desert recorded by Tianshan Loess [J]. *Journal of Desert Research*, 26(5): 675–679.]
- 宋友桂, Nie J S, 史正涛, 等. 2010a. 天山黄土磁化率增强机制初步研究 [J]. *地球环境学报*, 1(1): 66–72. [Song Y G, Nie J S, Shi Z T, et al. 2010a. A preliminary study of magnetic enhancement mechanisms of the Tianshan Loess [J]. *Journal of Earth Environment*, 1(1): 66–72.]
- 宋友桂, 史正涛, 方小敏, 等. 2010b. 伊犁黄土的磁学性质及其与黄土高原对比 [J]. *中国科学: 地球科学*, 40(1): 61–72. [Song Y G, Shi Z T, Fang X M, et al. 2010b. Loess magnetic properties in the Ili Basin and their correlation with the Chinese Loess Plateau [J]. *Science China Earth Sciences*, 40(1): 61–72.]

- 孙东怀. 1997. 晚新生代黄土高原风尘序列的磁性地层与古气候记录 [D]. 西安: 中国科学院地球环境研究所. [Sun D H. 1997. Magnetostratigraphy and paleoclimate records of late Cenozoic eolian sequence in the Loess Plateau of China [D]. Xi'an: Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences.]
- 王喜生, 杨振宇, LØvlie R, et al. 2006. 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 [J]. *科学通报*, 51(13): 1575-1582. [Wang X S, Yang Z Y, LØvlie R, et al. 2006. Environmental magnetism and paleoclimate interpretation of the loess/paleosol sequence in the southeastern extremity of the Chinese Loess Plateau [J]. *Chinese Science Bulletin*, 51(13): 1575-1582.]
- 魏海涛, Banerjee S K, 夏敦胜, 等. 2013. 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*, 56(1): 150-158. [Wei H T, Banerjee S K, Xia D S, et al. 2013. Magnetic characteristics of loess-paleosol sequence on the north slope of the Tianshan Mountains, northwestern China and their paleoclimate implication [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 56(1): 150-158.]
- 夏敦胜, 陈发虎, 马剑英, 等. 2010. 新疆伊犁地区典型黄土磁学特征及其环境意义初探 [J]. *第四纪研究*, 30(5): 902-910. [Xia D S, Chen F H, Ma J Y, et al. 2010. Magnetic characteristics of loess in the Ili area and their environmental implication [J]. *Quaternary Sciences*, 9(30):902-910.]
- 叶玮. 2001. 新疆西风区黄土与古土壤磁化率变化特点 [J]. *中国沙漠*, 21(4): 380-386. [Ye W. 2001. Study on magnetic susceptibility of loess and paleosol sequences in westerly region of Xinjiang [J]. *Journal of Desert Research*, 21(4): 380-386.]
- 于兆杰, 万世明, 孙晗杰, 等. 2012. 近百万年来亚洲风尘在西菲律宾海的沉积物粒度记录 [J]. *地球环境学报*, 3(2): 792-800. [Yu Z J, Wan S M, Sun H J, et al. 2012. Grain-size records of Asian eolian input to the West Philippine Sea over the last one million years [J]. *Journal of Earth Environment*, 3(2): 792-800.]
- An Z S, Kukla G, Porter S C, et al. 1991. Late Quaternary dust flow on the Chinese Loess Plateau [J]. *Catena*, 18: 125-132.
- Begét J E, Hawkins D B. 1989. Influence of orbital parameters on Pleistocene loess deposition in central Alaska [J]. *Nature*, 337: 151-153.
- Begét J E, Stone D B, Hawkins D B. 1990. Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the late Quaternary [J]. *Geology*, 18: 40-43.
- Begét J E. 2001. Continuous late Quaternary proxy climate records from loess in Beringia [J]. *Quaternary Science Reviews*, 20: 499-507.
- Dearing J A, Bird P M, Dann R J L, et al. 1997. Secondary ferrimagnetic minerals in Welsh soils: a comparison of mineral magnetic detection methods and implications for mineral formation [J]. *Geophysical Journal International*, 130: 727-736.
- Heller F, Liu T S. 1984. Magnetism of Chinese loess deposits [J]. *Geophysical Journal International*, 77(1): 125-141.
- Jia J, Xia D S, Wang B, et al. 2012. Magnetic investigation of late Quaternary loess deposition, Ili area, China [J]. *Quaternary International*, 250: 84-92.
- Kukla G, Heller F, Liu X M, et al. 1988. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility [J]. *Geology*, 16: 811-814.
- Maher B A, Taylor R M. 1988. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils [J]. *Nature*, 336: 368-370.
- Meng X M, Derbyshire E, Kemp R A. 1997. Origin of the magnetic susceptibility signal in Chinese loess [J]. *Quaternary Science Reviews*, 16: 833-839.
- Oldfield F. 1991. Environmental magnetism—A personal perspective [J]. *Quaternary Science Reviews*, 10(1): 73-85.
- Ruocco M. 1989. A 3 Ma paleomagnetic record of coastal continental deposits in Argentina [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 72: 105-113.
- Song Y G, Fang X M, King J W, et al. 2014. Magnetic parameter variations in the Chaona loess/paleosol sequences in the central Chinese Loess Plateau, and their significance for the middle Pleistocene climate transition [J]. *Quaternary Research*, 81(3): 433-444.