中国科学: 地球科学 2010 年 第 40 卷 第 1 期: 61 ~ 72
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

伊犁黄土的磁学性质及其与黄土高原对比

宋友桂[①*], 史正涛[②], 方小敏[③], NIE Junsheng[④], NAOTO Ishikawa[⑤], 强小科[①], 王旭龙[①]

① 中国科学院地球环境研究所, 黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710075;
② 云南师范大学地理科学与旅游学院, 昆明 650092;
③ 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085;
④ Jackson School of Geosciences, University of Texas at Austin, Austin, Texas 78712, USA;
⑤ Graduate School of Human and Environmental Studies, Kyoto University, Sakyo-ku, Kyoto 606-8501, Japan
* E-mail: syg@ieecas.cn

收稿日期: 2009-6-11; 接受日期: 2009-11-30
国家自然科学基金(批准号: 40772116, 40871018, 40972230)、国家重点基础研究规划项目(编号: 2010CB833406)、中国博士后科学基金(编号: 200231234)、黄土与第四纪地质国家重点实验室自主部署课题(编号: LQ0701)以及荷兰科学研究组织(NWO)基金资助

摘要 近 20 多年来黄土高原的黄土磁学性质与古气候研究取得了重要进展, 极大地推动了东亚古季风演化、亚洲内陆干旱化及过去全球变化的研究, 但对亚洲内陆天山地区的黄土磁学性质知之甚少. 选择天山伊犁盆地黄土剖面进行了系统的磁性测量, 包括磁化率、无磁滞磁化率、高低温磁化率和磁滞参数等, 并与黄土高原进行了对比, 开展了伊犁黄土的 X 射线衍射矿物学分析, 初步探讨了伊犁黄土磁化率增强的机制. 结果表明, 伊犁黄土磁性矿物的总含量要远远低于黄土高原, 但磁性矿物类型与黄土高原黄土基本类似, 以磁铁矿、磁赤铁矿和赤铁矿为主, 部分样品还有钛铁矿等. 在磁性矿物中磁赤铁矿占的比例总体上要比黄土高原黄土低, 而磁铁矿和赤铁矿占的比例比黄土高原黄土要高. 磁性矿物的粒度要比黄土高原粗, 以准单畴(PSD)和多畴(MD)为主. 成壤作用产生的细粒超顺磁体对磁化率的贡献非常有限, 粒径为 PSD 和 MD 的磁铁矿和磁赤铁矿为伊犁黄土磁化率的主要贡献者. 伊犁黄土磁化率增强既有风速论模式(阿拉斯加或西伯利亚黄土成土模式), 又有黄土高原超细颗粒成壤模式, 但以前一种模式为主导. 伊犁黄土磁化率增强除与源区的原生磁性矿物有关以外, 还与当地的地形气候环境和地质背景有关. 伊犁黄土磁化率增强的机制十分复杂, 将磁化率应用古气候的解释时要慎重.

关键词
黄土
磁学性质
磁化率
伊犁盆地
黄土高原

近 20 多年来随着黄土高原黄土磁学性质的深入研究, 黄土的磁学参数在古气候环境重建、海陆对比和全球变化研究中发挥了重要作用,取得了举世瞩目的成就[1~5]. 例如磁化率作为重要古气候替代性指标已广泛应用到东亚古季风演化[6~8]、海陆气候对比[9~12]、古气候(如古降雨量)定量重建[13~15]、青藏高原隆升[3,8,16]以及亚洲内陆干旱化[4]研究. 中亚地区是世界的主要黄土分布区之一, 地处研究程度很高的中国黄土高原和欧洲两大黄土区之间的关键部位, 是连接这两个区域的纽带, 对研究亚洲内陆干旱化、北半球粉尘来源、古大气环流和全球气候环境变化具有重要的意义.

引用格式: Song Y G, Shi Z T, Fang X M, et al. Loess magnetic properties in the Ili Basin and their correlation with the Chinese Loess Plateau. Sci China Earth Sci, 2010, doi: 10.1007/s11430-010-0011-5

中亚南部塔吉克斯坦、哈萨克斯坦南部的黄土近些年来引起了国际地学界的重视[17~23], 研究发现中亚黄土记录的古环境信息能与黄土高原相媲美. 然而对中亚东北部的天山地区黄土研究涉及较少, 初步研究发现天山黄土的形成演化与中亚沙漠的演化[22,24,25]和亚洲内陆干旱化[26,27]密切相连, 但对天山黄土的磁学性质的古气候意义知之甚少. 吕厚远等[28]通过对新疆地区表土的磁学性质的研究, 发现表层土壤磁化率与温度、降水量的关系比较复杂, 与黄土高原差别很大, 然而岩石磁学研究[29] 表明中亚地区表土磁性矿物含量总体都较低, 磁性矿物含量在空间上与降雨量成正比. 近些年来叶玮等[30~32]以及史正涛等[33,34]在伊犁盆地开展了黄土调查与古环境研究, 发现伊犁黄土剖面的磁化率的变化远比黄土高原复杂, 古土壤的磁化率并不是全部像黄土高原那样比黄土中的磁化率高, 部分层位的黄土磁化率反而高[31,33,34], 伊犁黄土剖面磁化率测量显示出不同地区、不同海拔高度的黄土与古土壤的磁化率变化特征不尽相同, 造成这种差异的原因是什么呢? 磁化率能否作为古气候替代性指标? 这些问题的解决都有待于系统的岩石磁学研究, 从机制上弄清其原因, 为解译本区古环境演化提供科学依据. 本文选择天山北麓伊犁盆地南缘的两个黄土剖面进行了系统的磁学性质测量和矿物学研究, 并与黄土高原黄土进行了对比, 比较了这两个地区黄土的磁学性质的异同, 初步探讨了伊犁黄土磁化强增机的机制.

1 地理背景与采样

伊犁盆地位于天山造山带中所夹持的一个中新生代断陷盆地, 地貌轮廓为向西敞开的喇叭形, 并具东高西低之势, 西边为哈萨克斯坦的中亚戈壁沙漠区(图 1). 伊犁盆地地处欧亚大陆腹地, 远离海洋, 属大陆性中温带干旱气候,其独特的地形地貌和山体走向,使来自大西洋及地中海、黑海的西风气流可以沿谷上升形成降水. 该区冬季为蒙古高压所控制, 主要受北支西风气流影响; 夏季受印度热低压影响, 南支西风北进控制本区, 高空一年四季都盛行西风[35]. 伊犁盆地年平均气温 2.6~10.4℃, 受地形的影响区内降水分布很不均匀, 总的空间分布趋势为东多西少, 山区多平原少, 平原地区年降水量为 200~500 mm, 山区为>600 mm.

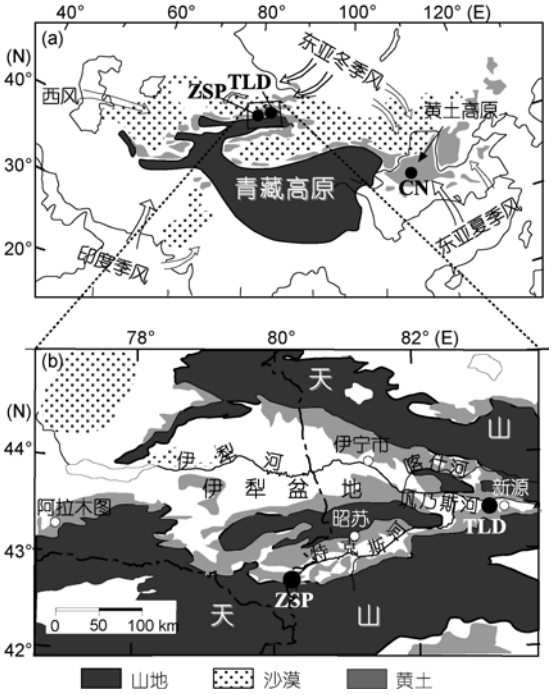

图 1 亚洲黄土[5](a)和天山伊犁盆地黄土空间分布(b)与研究剖面位置图

ZSP, 昭苏剖面; TLD, 塔勒德剖面; CN, 朝那剖面

天山伊犁盆地黄土分布广泛(图 1(b)), 呈条带状, 主要分布于伊犁河、巩乃斯、特克斯河、喀什河各级河流阶地上、低山丘陵区、山麓斜坡及沙漠边缘, 厚度从数米到近百米不等, 盆地东部厚, 西部薄, 多为末次冰期以来的沉积, 东部的巩乃斯河谷可能达中更新世[32]. 在昭苏盆地, 黄土的分布上限为 1900~2100 m, 在伊犁谷地北侧, 黄土分布上限自西向东由低变高, 西部 1200~l600 m, 东部 1800~2100 m, 分布高度主要为 700~1800 m, 在伊犁谷地南侧天山北麓, 分布上限 1700~1800 m, 在黄土集中分布的巩乃斯谷地, 主要分布在 900~1500 m的低山、丘陵和高阶地上[32]. 伊犁黄土的物质组成[35]、粒度组成[30,36]、石英表面形态[37]、地球化学等[38,39]分析表明伊犁黄土具有典型的风成沉积特征. 自从 20 世纪 90 年代末, 我们开展了该区的黄土考察与研究, 并于 2001 年夏在新源县塔勒德镇附近巩乃斯河阶地上钻取了一根长达 96 m的黄土岩芯. 在测定黄土剖面磁化率时发现, 不同海拔高度的黄土剖面磁化率特征存在较大差 异[33,34], 有些古土壤地层磁化率值低, 有些高, 磁化率与古土壤之间的关系不稳定, 因此, 急需对伊犁黄土

的磁化率增强机制进行研究.

本文选择中哈边界上的新疆昭苏剖面(ZSP)(80.25°E, 42.69°N, 1875 m)和新疆新源县塔勒德(TLD)(83.01°E, 43.42°N, 850 m)露头剖面以及部分钻孔样品进行黄土磁学性质调查. 这两个剖面均位于天山的北坡的河流阶地上, 伊犁盆地的南缘(图 1(b)), 两剖面直线距离约 240 km, 黄土沉积厚度差别较大, 但具有典型的风成沉积特征[38]. 昭苏黄土剖面厚 6.9 m, 到S1 顶部, 底部为河流砾石层, 据光释光年龄外推其黄土底部年代为 8 万年(图 2), 塔勒德天然剖面厚约 40 m, 其中S1 以来厚 34 m[33]. 为了对比研究伊犁黄土与黄土高原黄土的磁学性质的异同, 我们采集了黄土高原中部的朝那剖面(107.2°E, 35.1°N, 1495 m)(图 1(a))S1 以来的样品. 昭苏剖面和朝那剖面的采样间距均为 5 cm, 而塔勒德剖面为 10 cm.

2　实验方法

磁化率用英国产的Bartington MS2 双频(470 和 4700 Hz)磁化率仪测量了低频磁化率(χ_{lf})和高频磁化率(χ_{hf}), 并计算了高低频率磁化率差χ_{fd} ($\chi_{lf}-\chi_{hf}$), 百分频率磁化率χ_{fd}% [($\chi_{lf}-\chi_{hf}$)/χ_{lf}×100%]. 在 100 mT的交变磁场峰值, 直流场为 0.05 mT的条件下测量无磁滞剩磁(ARM), 并转换成无磁滞磁化率(χ_{ARM}). 磁化率、ARM测量在中国科学院地球环境研究所古地磁实验室完成. 磁滞参数(包括饱和剩磁Mrs、饱和磁化强度Ms、矫顽力Bc、剩磁矫顽力Bcr)在日本京都大学古地磁室的美国普林斯顿仪器公司生产的Micromag^{TM}2900-02C型变梯度磁力仪测量. 温度磁化率在荷兰乌德勒支大学古地磁室用捷克AGICO公司生产的KLY-3 卡帕桥及其CS-3 温度控制系统测量, 为了防止在加热过程中样品氧化, 加热均在氩气环境中进行. X衍射分析在中国科学院地球环境研究所环境矿物学实验室的荷兰帕纳科公司的X'pert Pro衍射仪(铜靶)进行, 扫描速度为 2°/min, 扫描范围为 5°~60°.

3　实验结果

3.1　磁化率和频率磁化率

图 2 显示了三个剖面的磁化率和百分频率磁化率随深度的变化特征. 从图 2 很容易发现伊犁黄土(图 2(a), (b))的磁化率和频率磁化率值均低于黄土高原黄土(图 2(c)), 其变化幅度也小, 并不是所有的土壤中的磁化率值都高, 在 S1 古土壤中出现了磁化率低值, TLD 剖面的 S1 的磁化率值甚至低于 L1, 塔勒

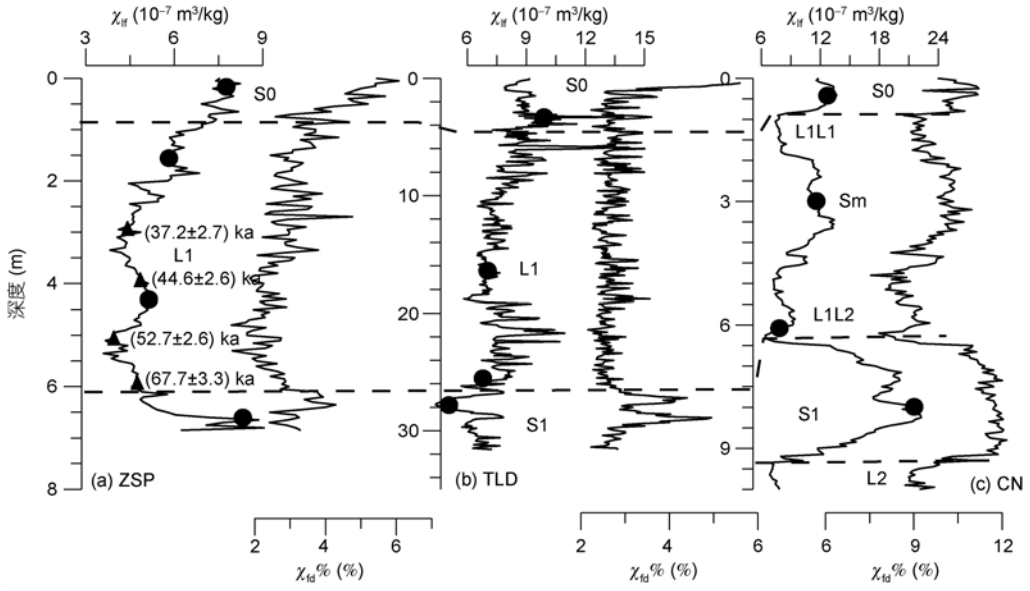

图 2　天山伊犁盆地昭苏剖面(a)、塔勒德剖面(b)和黄土高原朝那剖面(c)的低频质量磁化率(χ_{lf})与频率磁化率(χ_{fd}%)随深度变化图

实心圈为磁学分析样点, 实心三角形为热释光年代采样点, 后面为年代

德钻孔古土壤样品的磁化率值也忽高忽低. 磁化率值在一定程度上反映了样品中磁性矿物总含量, ZSP和TLD剖面的χ_{lf}平均值分别为 5.43×10^{-7}和 7.69×10^{-7} m^3/kg, 远远小于黄土高原CN剖面的平均值 11.68×10^{-7} m^3/kg, 说明伊犁黄土样品中的磁性矿物总含量远远低于黄土高原. ZSP剖面的χ_{lf}平均值比TLD剖面低, 说明伊犁盆地西边黄土磁性矿物含量低, 东部含量高. 伊犁黄土的频率磁化率值非常低, 变化频率高, 但变化幅度小, 变化范围为 1.33%~6.07%, 平均值仅为 2.9%, 反映成壤作用比较弱. 但在同一个剖面中, 土壤层的频率磁化率值要比黄土层稍高(图 2(a), (b)), 这说明在伊犁地区似乎频率磁化率比质量磁化率更能有效地区别古土壤与黄土层. 黄土高原朝那剖面的频率磁化率(χ_{fd}%)与磁化率(χ_{lf})能呈较好的对应关系(图 2(c), 3(c)), 其变化范围为 7.5%~12.15%, 远远高于伊犁黄土的频率磁化率. CN剖面L1 中的Sm弱古壤(大致相当于氧同位素 3 阶段)无论在磁化率还是频率磁化率上都有较好的表现, 而伊犁黄土中并没有清晰的峰值. 频率磁化率通常被视为超顺磁颗粒对磁化率值贡献大小的量度[1,40,41], 这表明伊犁黄土中的超顺磁颗粒含量很低, 对磁化率贡献非常有限. 从这三个剖面的频率磁化率与低频磁化率的关系图(图 3)可以看出, 黄土高原CN剖面的频率磁化率与低频磁化率相关系数达 0.76, 呈较好的正相关关系(图 3(c)), 而伊犁ZSP剖面(图 3(a))黄土则仅 0.4, TLD剖面(图 3(b))则几乎没有什么关系.

高低频率磁化率差(χ_{fd})能反映粒度在约 20~25 nm的较大或胶粒(viscous)的超顺磁性颗粒如磁赤铁矿的含量[42,43], 而无磁滞磁化率(χ_{ARM})则反映粒度在约 25~100 nm更粗大的磁性颗粒含量如较大稳定的单畴和较小准单畴磁赤铁矿[44~46]. 伊犁黄土的χ_{fd}和χ_{ARM}均低于黄土高原黄土, 尤其是χ_{fd}几乎差一个数量级(图 4(a), 4(b)), χ_{ARM}的较大值才与黄土高原黄土地层中的较低值相当(图 4(c)), 说明伊犁黄土中无论粒度是约 20~ 25 nm还是约 25~100 nm的超顺磁性颗粒含量均低于黄土高原. 从χ_{fd}, χ_{ARM}和χ_{lf}的关系图(图 4)可以很容易地将伊犁黄土与黄土高原黄土区分出来, 无论是伊犁黄土各参数的绝对值还是相关系数都明显低于黄土高原. 但从相关系数来看伊犁黄土与黄土高原黄土之间的有一定相似性, 说明在伊犁成壤作用产生的超顺磁性颗粒对磁化率的增强有一定贡献的, 相似系数低说明黄土高原成壤作用导

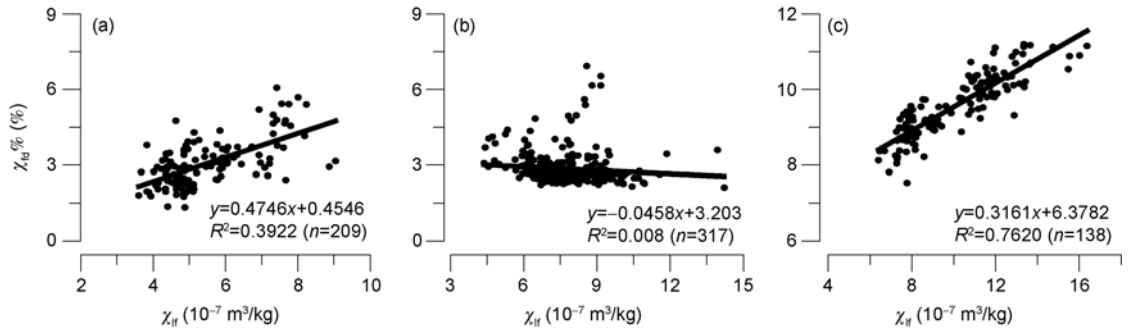

图 3　伊犁昭苏剖面(a)、塔勒德剖面(b)和黄土高原朝那剖面(c)低频磁化率χ_{lf}与百分频率磁化率χ_{fd}%关系图

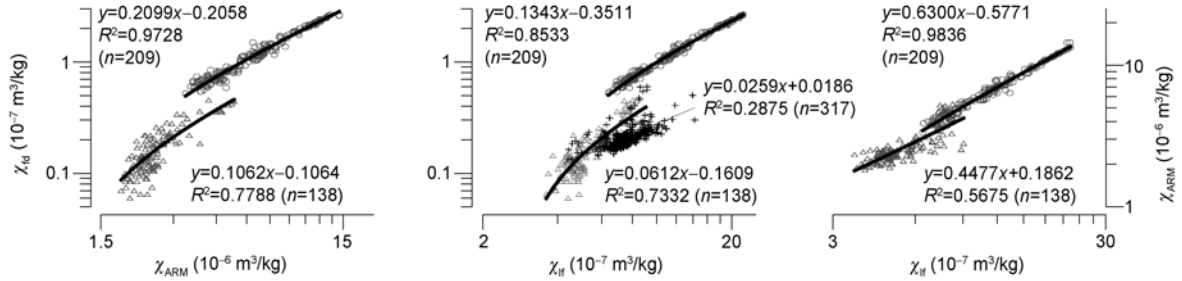

图 4　伊犁黄土昭苏剖面(三角形)、塔勒德剖面(十字形)和朝那剖面(圆圈)低频磁化率χ_{lf}、频率磁化率差χ_{fd}和无磁滞磁化率χ_{ARM}的关系

致的古土壤磁化率增强的模式并不能完全适合于伊犁黄土, 尤其是塔勒德的黄土(图 3(b), 4(b)).

3.2　磁化率随温度变化曲线

利用磁化率随温度变化的特征, 即TDS曲线, 可以有效地判别黄土沉积物中的磁性矿物在热退磁过程中的转变规律[47~51]. 从图5可以看出无论是伊犁黄土还是黄土高原黄土当加热到 580℃左右, 即磁铁矿的居里点附近, 磁化率值突然降低, 表明磁铁矿是磁化率的主要贡献者, 而冷却曲线除少数样品(如图 5(d), (g))外, 其余位于加热曲线之上, 说明在加热过程中大多数样品中有新的磁性矿物生成. 在降温过程中磁化率值在 580℃居里点附近急剧上升, 说明新生成的磁性矿物还是以磁铁矿为主. 从冷却曲线高于加热曲线程度看, 近地表的样品磁化率增加量要多, 说明近地表中的样品含有更多的可以转换成强磁性矿物的组分. 冷却曲线低于加热曲线说明在加热过程中磁赤铁矿转换成赤铁矿, 导致磁化率的降低. 这种现象在西伯利亚黄土[52]和阿拉斯加[53,54]黄土中均存在.

为了研究在加热过程中磁化率值的变化过程和方便对比, 我们将加热曲线归一化(将室温的磁化率视为 1)(图 6). 从图 6 可以看出伊犁黄土与黄土高原的加热曲线具有明显的差异. 在ZSP剖面(图 6(a))中, L1 和S0 的样品加热曲线呈现明显的双峰结构, 即在 260 和 520℃附近各有一个峰. 从室温到 260℃的加热过程中磁化率缓慢升高, 可能是由于纤铁矿脱水转化为磁赤铁矿造成的($\gamma FeOOH \rightarrow \gamma Fe_2O_3$)[55]或细粒单畴颗粒解阻造成的[51]. 在 300 和 440℃之间随着温度的升高磁化率明显下降, 这一般被认为是亚稳定、强磁性的磁赤铁矿或细粒超顺磁体或针铁矿受热转化成热稳定、弱磁性的赤铁矿($\gamma Fe_2O_3 \rightarrow \alpha Fe_2O_3$)[14,48,51,55]. 当加热温度超过 450℃之后, 磁化率随温度的升高而急剧增加并在 520°C左右出现峰

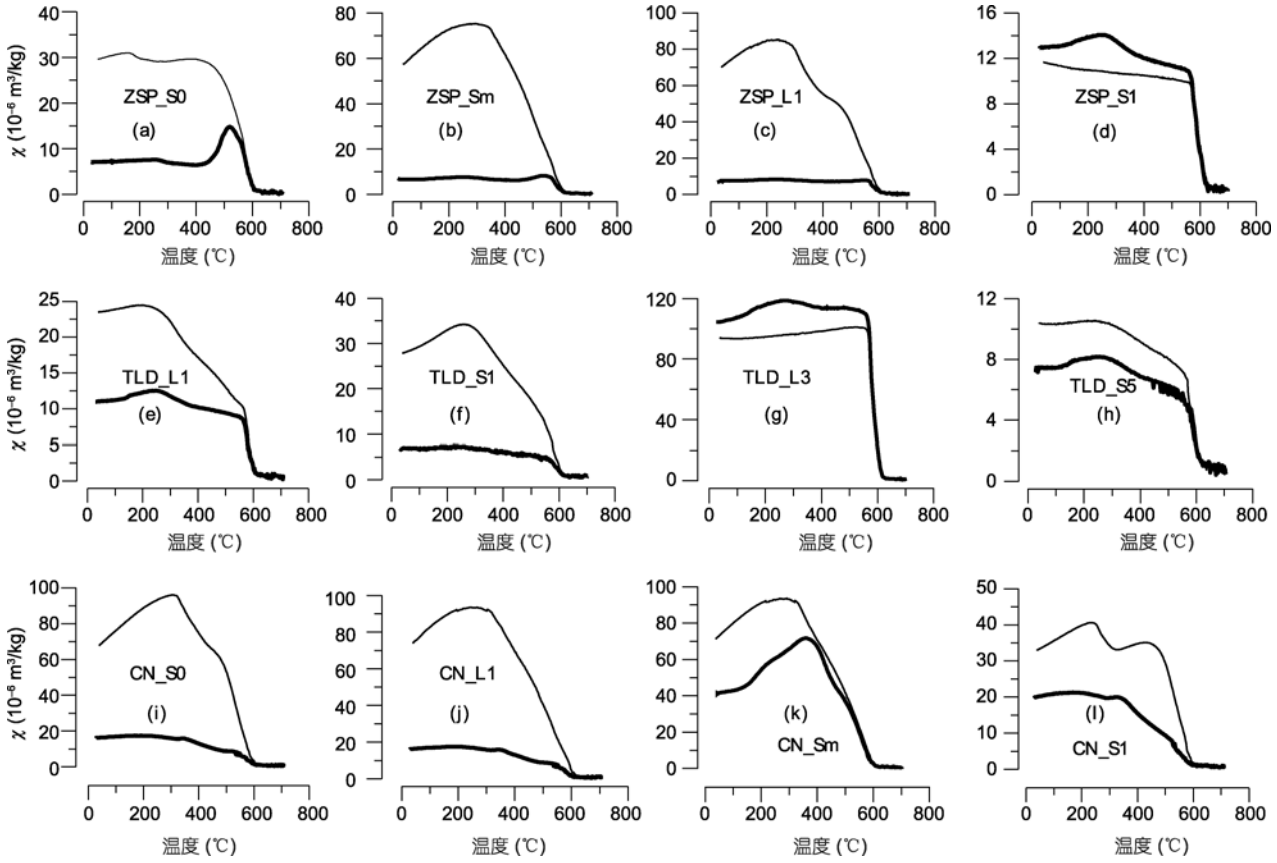

图 5　伊犁黄土和黄土高原黄土磁化率-温度曲线

粗线和细线分别表示加热和冷却过程

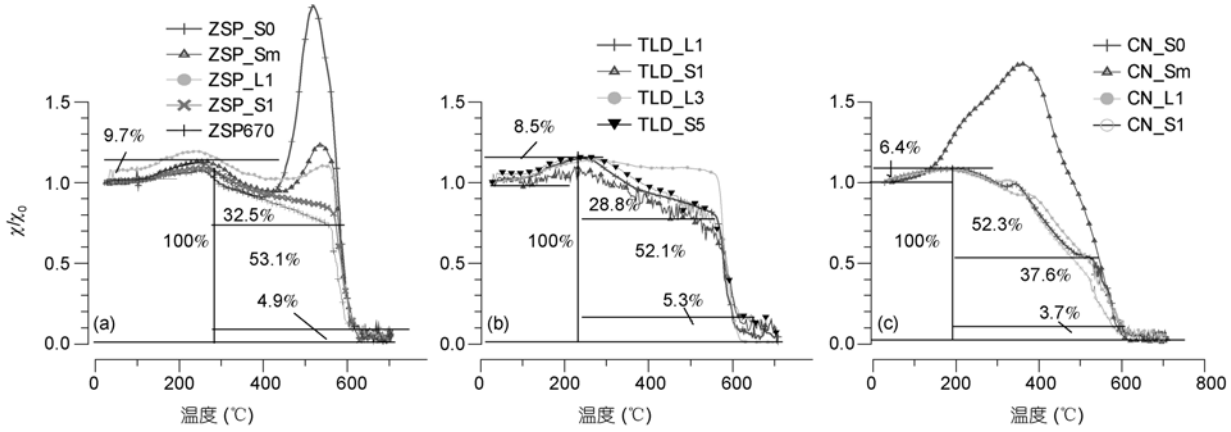

图 6　伊犁黄土归一化后的磁化率加热曲线与黄土高原朝那剖面对比

(a) 昭苏剖面; (b) 塔勒德剖面; (c) 朝那剖面

值, 加热过程中新生成的强磁性矿物可能是磁化率升高的主要原因[49,51], 因为含铁硅酸盐矿物或黏土矿物在高温下分解可形成磁铁矿, 含铁水合物(或褐铁矿)也可能转化成磁铁矿. 加热曲线 520℃的峰在ZSP剖面的S1 样品、TLD剖面和黄土高原CN剖面均不存在或不明显(图 6(b), (c)), 主要以 260 和 580℃为界划分三段, 磁化率值首先逐渐增加然后缓慢较少, 最后急剧减少. 值得注意的是在TLD剖面L3 样(图 5(g), (b))和CN剖面的Sm样(图 5(k), 6(c))的加热曲线与众不同. 前者在磁化率值 260~580℃加热过程中衰减很少, 到 580℃时急剧下降, 这是典型多畴磁铁矿存在的表现[56], 后者从室温到 380℃左右, 磁化率值一直升高, 然后快速下降, 到600°C时几乎降到0, 说明该样品以磁铁矿为主, 同时还可能含有较高的铁硅酸盐矿物或黏土矿物. 仔细对比发现, 伊犁黄土磁化率在 260~580℃的减小只占全部的 30%左右, 而黄土高原黄土占 50%左右, 说明伊犁黄土的磁赤铁矿所占磁性矿物的总量比例要比黄土高原低. 而580~600℃的磁化率减少量伊犁黄土(~50%)要高于黄土高原(~38%)10%以上, 说明磁铁矿在磁性矿物中的比例要比黄土高原高. 从 600~700℃的加热过程中伊犁黄土的磁化率的减少量亦要比黄土高原黄土稍高, 而且在 700℃时并未全部接近 0, 说明伊犁黄土比黄土高原黄土含有更多的赤铁矿.

低温磁化率能有效地判断磁铁矿的粒度和赤铁矿的存在. 伊犁黄土低温磁化率曲线在−197℃~−150℃显示出明显的受 Verway 转换的影响(图 7), 这说明伊犁黄土中存在粗颗粒的多畴磁铁矿, 而黄土高原

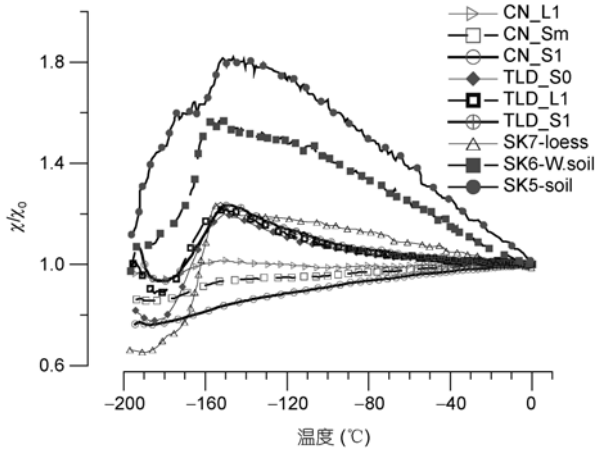

图 7　伊犁黄土、黄土高原黄土和西伯利亚黄土[57]的低温磁化率变化特征比较

黄土则没有明显的Verway转换, 但古土壤样品显示出超顺磁性磁铁矿的特征. 西伯利亚Kurtak剖面黄土样品的低温磁化率曲线存在着Verway转换[57], 似乎说明伊犁黄土的磁学性质更类似于西伯利亚黄土, 但在降幅上伊犁黄土的要比西伯利亚的低的多.

3.3　磁滞参数

磁滞回线的形状能够较好指示磁性矿物的种类[56]. 伊犁黄土的磁滞回线总体形态与黄土高原类似, 均呈S形, 大多数样品的磁滞回线在 200~300 mT 趋向闭合, 400~500 mT完全闭合, 但又具备明显的自身特点(图 8). 黄土高原的磁滞回线除Sm(图 8(j))外其余陡而窄,呈细长条形(图 8(i), (k), (l)), 在 200 mT 以前就开始趋向闭合; 伊犁黄土的磁滞回线整体要

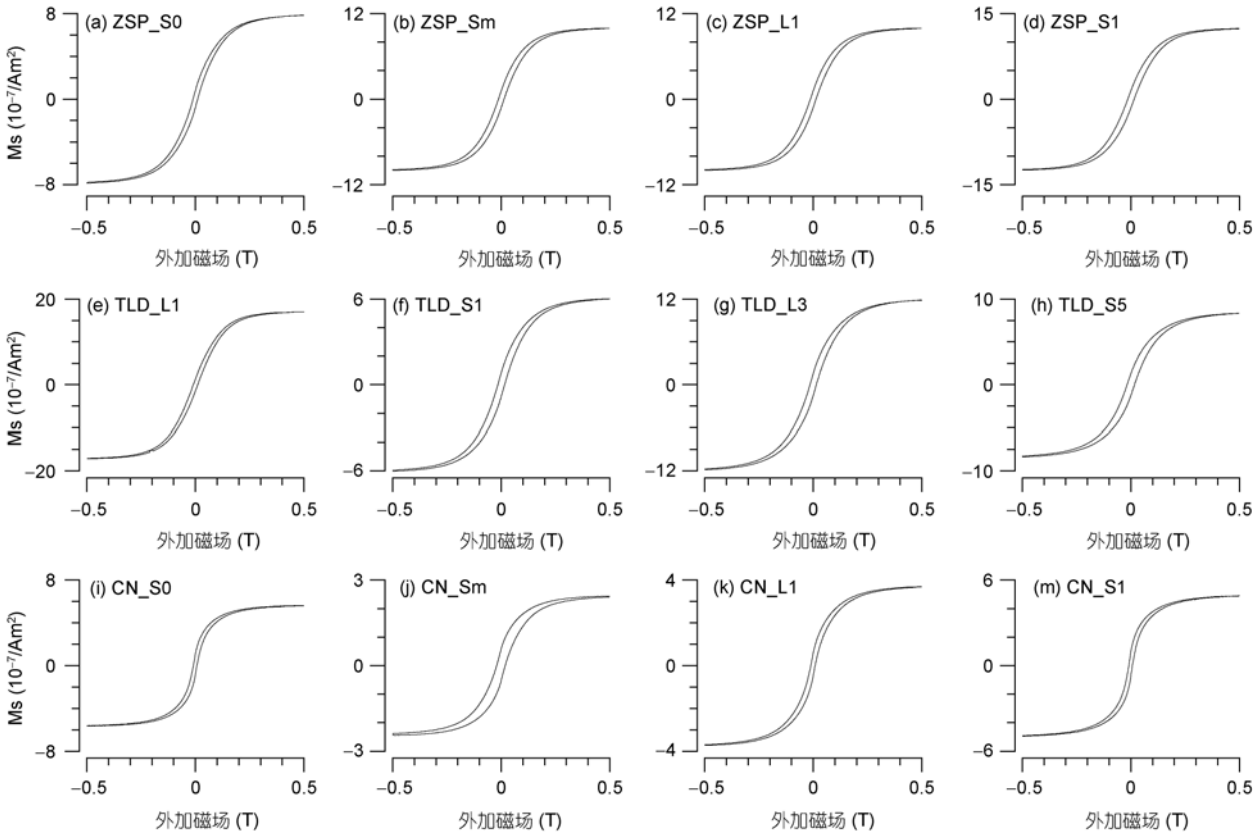

图 8　昭苏剖面、塔勒德剖面和朝那剖面黄土典型样品顺磁校正后的磁滞回线

宽而平缓(图 8(a)~(h)), 到 300 mT以后才开始趋向闭合, 表明伊犁黄土样品中也存在着相当多的低矫顽力亚铁磁性矿物和顺磁性矿物的混合物, 造成形态的差异主要是由于含量不同引起的. 黄土沉积中高矫顽力的反铁磁性矿物(如赤铁矿、针铁矿)含量相对较高时磁滞回线较为宽缓[58], 表明总体上伊犁黄土的赤铁矿等反铁磁性矿物在磁性矿物中占的比例要比黄土高原高, 这与温度磁化率分析的结果一致.

3.4　X 射线衍射图谱

为了进一步解释和探讨磁化率加热过程矿物转换的机理, 我们同时对温度磁化率样品进行了全岩X衍射分析(图 9). 从图 9 看来, 主要峰的图谱十分类似, 但强度不一, 表明伊犁黄土的矿物组成基本相同, 但含量有差异. 主要由石英、长石和云母以及碳酸盐(主要为方解石和白云石)等组成, 还有富铁绿泥石(Ferrous chlorite)类黏土矿物, 部分样品还有钛铁矿(图 9(j), (h)). 未见有意义的磁铁矿、磁赤铁矿和赤铁矿的特征谱, 说明它们在全样中的含量很低(重矿物的含量在伊犁黄土中不到 5%[37]), 不能达到XRD的检测限. 磁性矿物提取物中含有大量的含铁硅酸盐(主要是铁镁角闪石)和黏土矿物(主要是富铁绿泥石).

4　讨论

4.1　天山伊犁黄土的磁性矿物含量与类型

磁化率值χ_{lf}在一定程度上反映了样品中磁性矿物总含量, 伊犁黄土的平均χ_{lf} 值远远小于黄土高原, 说明伊犁黄土样品中的磁性矿物含量远远低黄土高原, 而处于西部的ZSP剖面比东部的TLD剖面低说明伊犁盆地西边黄土磁性矿物含量低, 东部含量高. 这可能与这两个剖面的地形位置(如海拔高度、风尘源区的距离)有关, ZSP剖面更靠近沙漠, 海拔高(1875 m), 现在年降水量 512 mm, 而TLD剖面深居中天山腹地, 海拔低(850 m), 地形雨少, 年降水量仅 350 mm[33], 如果按降水导致成壤作用加强, 磁化率增高的理论, 那么显然无法解释TLD平均磁化率高的原因, 这很可能因海拔低, 接受从近源如伊犁河谷

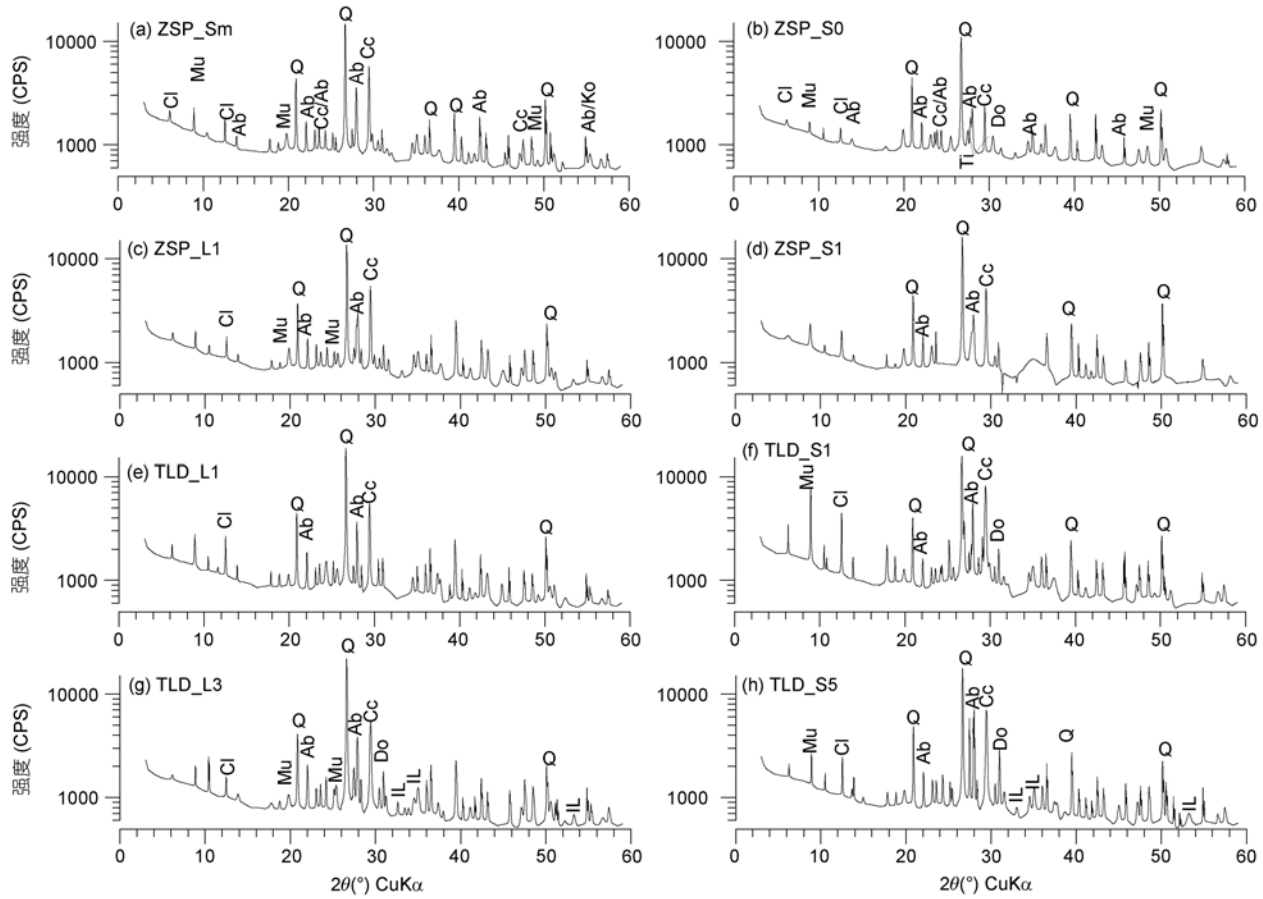

图 9　伊犁黄土的 X 射线衍射图谱

Q, 石英; CL, 富铁绿泥石; Mu, 白云母; Ab, 纳长石; Cc, 方解石; Do, 白云石; IL, 钛铁矿

的河床带来的粉尘量多, 沉积物中的磁性矿物含量相对增多, 导致磁化率的增高. 说明磁化率值的大小与降水量并不一定成正比. 温度磁化率和磁滞曲线研究表明伊犁黄土比黄土高原黄土含有更多高矫顽力的反铁磁性矿物如赤铁矿和针铁矿. 研究表明[45]随着反铁磁性矿物的增加, 样品在DAY图[59]上的位置会向增大的方向偏移(图 10), 也说明伊犁黄土含有比黄土高原黄土更多的反铁磁性矿物如赤铁矿. 本文XRD分析和重矿物[37]分析表明伊犁黄土中含有一定数量的含铁硅酸盐如角闪石和含铁黏土矿物如绿泥石, 含铁矿物在加热过程中可能分解成磁铁矿, 造成磁化率的增高.

磁铁矿、磁赤铁矿、赤铁矿和针铁矿是黄土高原黄土-古土壤中主要的磁性矿物. 对伊犁黄土样品的磁化率随温度变化的研究表明, 伊犁黄土中的磁性矿物种类与黄土高原相似. 在黄土高原的黄土与古土壤序列中, 相对磁铁矿和磁赤铁矿来说, 赤铁矿和针铁矿对磁化率的贡献可以忽略, 因为纯单畴磁铁矿的质量磁化率(450×10^{-6} m^3/kg)是赤铁矿的质量磁化率(6×10^{-6} m^3/kg)的 75 倍, 换句话说, 75 份赤铁矿对磁化率的贡献仅相当于 1 份磁铁矿对磁化率的贡献. 因此, 黄土磁化率主要取决于磁铁矿的含量. 但伊犁黄土的磁化率加热曲线(图 7(a), (b))明显地表明了赤铁矿的存在, 这不但说明赤铁矿对伊犁黄土磁化率有贡献, 而且说明了赤铁矿在伊犁黄土中的含量很高. 但很可惜, 在进一步的X射线衍射分析只检测到了钛铁矿, 没有检测到赤铁矿的特征谱. 伊犁黄土重矿物分析[37]也证明了磁铁矿、褐铁矿(针铁矿、水针铁矿和纤铁矿等的集合体)和钛铁矿的存在, 磁铁矿形态为棱、次棱状, 粒径较细(普通显微镜下观察, 其实相对超磁性颗粒来说是很粗的了), 而褐铁矿多为次圆状, 粒径较粗.

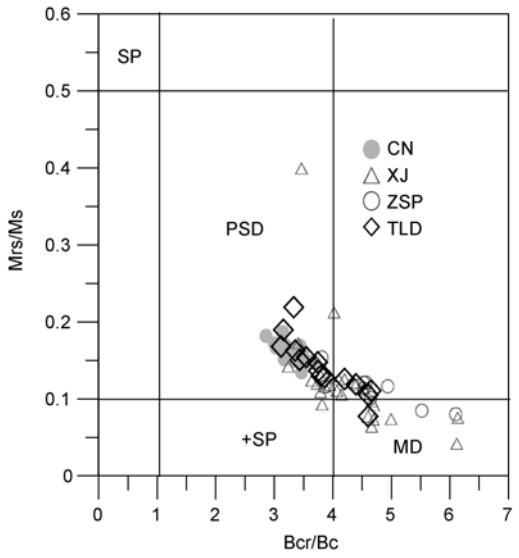

图 10　天山伊犁黄土(ZSP 空心圈, TLD 菱形)与黄土高原黄土(黑实圈)以及新疆表土(三角形)的 Mrs/Ms 与 Bcr/Bc 的对比分布曲线

4.2　伊犁黄土的磁性矿物粒度特征与成壤作用

磁性矿物的磁化强度比(Mrs/Ms)和矫顽力比(Bcr/Bc)(即DAY图)[59]是确认样品中磁性矿物颗粒的大小的最理想办法. 粒径的临界值本文采用Thompson等[56]的定义, 即单畴(SD)颗粒的磁性特征为Mrs/Ms>0.5 且Bcr/Bc<1.5, 多畴(MD)颗粒的磁性特征是Mrs/Ms<0.1 且Bcr/Bc>4; 介于二者之间的则为准单畴(PSD)颗粒. 黄土高原黄土地层中含有大量稳定单畴(SSD)和超顺磁性矿物颗粒(SP)等细颗粒磁性矿物. 从图 10 可以看出黄土高原的样品集于分布于PSD区域, 伊犁黄土的样品近一半落在PSD区(比黄土高原黄土更趋近于多畴区)一半落在MD区, 而新疆表土样品(来自于塔里木盆地、伊犁盆地、准噶尔盆地以及天山和阿尔泰山等)的Mrs/Ms和Bcr/Bc则与伊犁黄土类似, 但更分散. 这些表明伊犁黄土的亚铁磁性矿物的粒度要比黄土高原粗, 这与低温磁化率显示出来的特征一致. 说明研究区样品中磁性矿物颗粒为准单畴和多畴为主. 仔细对比天山黄土的DAY氏图, 发现ZSP剖面的样品磁性矿物的粒度比TLD剖面更粗, 更趋向MD区域(图 10). 反映超顺磁性颗粒的频率磁化率χ_{fd}或χ_{fd}%平均值均比黄土高原低, 说明粒度处于~25~100 nm的超顺磁性矿物含量很低. 新疆表土样品与伊犁黄土的DAY氏图的一致性, 这可能指示伊犁黄土系近源沉积, 系从周边的戈壁沙漠风力搬运过来的.

Liu等[51]将TDS曲线中磁化率在 300~400℃之间的衰减值视为成壤作用强度的指标, 即指标成壤过程中超顺磁性颗粒的含量变化. 从图 6 可以看出, 伊犁黄土此段的磁化率衰减量只有黄土高原的一半左右, 说明伊犁黄土的整体成壤作用远不如黄土高原. 频率磁化率被用作衡量粒级<0.03 μm的超顺磁性颗粒的含量, 伊犁黄土的频率磁化率远远低于黄土高原黄土, 但略高于西伯利亚黄土(接近 0)[57], 这说明了伊犁黄土的成壤作用很弱, 但强于西伯利亚黄土, 介于二者之间.

4.3　伊犁黄土磁化率增强的机制初探

黄土磁化率增强机制一直是一个有争论的话题, 磁化率值的大小是受到物源、沉积过程和沉积后风化成壤和生物作用的影响. 因此, 各个地区黄土-古土壤序列磁化率机制可能不同[52,53,57,60]. 关于黄土高原黄土磁化率增强机制, 存在着几种说法, 如宇宙降尘稀释说[61]、沉积物的压实和碳酸盐淋溶作用[62], 植物残体分解[63], 但目前普遍接受了成壤说[1,43], 即磁化率增强的主要原因是成土过程中形成了细粒磁性矿物, 间冰期时气候湿润有利于成壤作用, 成壤作用导致新的细粒磁性矿物的生成, 从而导致磁化率的增强, 成壤作用越强磁化率越高. 从上面的论述我们知道伊犁黄土的成壤作用并不强烈, 成壤作用对磁化率的贡献非常有限, 主要的还是准单畴和多畴磁铁矿的贡献最大. 在黄土中的磁性矿物来源分两类, 即原生的和次生的. 原生指的是直接来源于粉尘的那部分磁性矿物, 而次生指的是由黄土沉积后在风化成壤作用形成的细小磁性矿物(SP). DAY图和温度磁化率结果表明MD颗粒的大量存在, 这是次生的成壤作用很难产生的, 更多的是来自源区的碎屑成因磁性矿物. 因此成壤说不能很好地解释伊犁黄土的磁化率增强原因. 在黄土高原, 成壤环境随气候温湿程度增加, 总体还是向着氧化方向发展, 在成壤过程形成了细小的磁赤铁矿和磁铁矿, 使其磁化率增高, 并显示出与古气候的温湿程度基本呈正比关系, 磁化率因而被当成古降水量的指标[13,14,57,64], 然而ZSP剖面的降水量(512 mm)与黄土高原洛川剖面(~550 mm)和西峰(560 mm)几乎相当, 而TLD更低(350 mm), 表明伊犁黄土磁化率与年降水量和成壤作用的关系更

为复杂. 水热组合模式(降水、温度和蒸发量等)的差异对成壤强度产生重要影响, 进而影响到磁学性质. 处于东亚季风区的黄土高原, 高温多雨的水热同期的气候特征有利于化学风化和生物作用, 成壤作用强烈, 有利于超顺磁性颗粒的增加, 而处于西风区ZSP剖面平均年均气温低(2.9℃)和年蒸发量高(1261 mm), 化学风化和生物作用均较弱, 则不利用成壤作用的发生, 从而导致磁化率值偏低. 另外, 成土母质的粒度可能也会影响成壤作用的强度.

磁化率增强的另一个著名学说就是风速论[65](或阿拉斯加或西伯利亚模式), 即磁化率大小反映了风力的大小, 冰期风大间冰期风小, 靠近源区或强风作用下的黄土沉积会表现出高磁化率和较粗的粒径. 矿物学研究表明[37]伊犁黄土中的矿物多呈棱角状和次棱角状, 圆形颗粒较少, 且矿物表面较为洁净, 说明该区黄土系近源沉积, 后期生物化学改造较弱. 在矿物组成上, 与黄土高原相对比, 伊犁地区黄土重矿物组成中以角闪石类占优势, 而角闪石则是天山基岩、伊犁河谷以及西部沙漠中常见的矿物, 角闪石类含有大量富铁镁角闪石, 或许对磁化率有较大的贡献. 我们在磁化率测量中发现, 个别样品中的磁化率值特别高, 高出上下样品的数倍, 这说明样品中含有近源的强磁性矿物. 因此, 伊犁黄土主要来自中亚的戈壁沙漠, 伊犁河谷的沉积物也可能是黄土的物源之一. 伊犁黄土中含有较多的近源物质, 从而导致沉积物含有较多粗粒的亚铁磁性矿物颗粒, 表现在磁学性质上就是黄土层样品中亚铁磁性矿物颗粒粒度为多畴, 随着风力强弱的变化, 所携带的磁性矿物含量发生变化, 从而导致磁化率变化. 风速论能解释近源区的ZSP剖面的磁性矿物粒度比TLD剖面的粗(图10)的现象, 但不能解释前者的平均磁化率比后者低的原因, 这可能还与地形(海拔高度)差异引起的降雨量的多寡有关. 刘秀铭等[53,57]近期对中国黄土与西伯利亚[57]和阿拉斯加黄土[53]的磁化率的成土模式进行了很好的比较分析, 认为无论是哪种成土模式, 成壤(土)作用对磁化率的影响是不可忽视的, 同时提出西伯利亚黄土沉积的初期主要反映风力的变化, 而沉积后的环境对含铁矿物的变化起主要作用. 伊犁黄土就提供了一个很好的例子. 天山伊犁黄土的磁化率增强既有风速论模式, 又有黄土高原超细颗粒成壤模式, 但以前一种模式为主导. 这与青藏高原东北部西宁黄土磁化率增强机制[60]有着类似之处. 然而, 由于天山伊犁盆地磁化率的大小与古土壤或黄土层的关系的不确定性, 导致磁化率增强的解释更加复杂化. 特殊的地形条件、沉积条件和气候环境, 决定了天山伊犁黄土磁化率增强的复杂性. 因此, 在对伊犁黄土的磁记录进行气候解释的时候, 要注意到地形、沉积环境和气候等因素对磁化率变化的影响.

5 结论

(1) 伊犁黄土的岩石磁学研究表明: 伊犁黄土磁性矿物的总含量要远远低于黄土高原, 但磁性矿物类型与黄土高原黄土基本类似, 以磁铁矿、磁赤铁矿和赤铁矿为主, 部分样品还有钛铁矿等. 在磁性矿物中磁赤铁矿占的比例总体上要比黄土高原黄土低, 而磁铁矿和赤铁矿占的比例比黄土高原黄土要高.

(2) 磁性矿物的粒度以准单畴(PSD)和多畴(MD)为主. 成壤作用产生的超细粒顺磁颗粒对磁化率的贡献非常有限, 粒径为 PSD 和 MD 的磁铁矿和磁赤铁矿为伊犁黄土磁化率的主要贡献者.

(3) 天山伊犁磁化率增强既有风速论模式, 又有黄土高原超细颗粒成壤模式, 但以前一种模式为主导. 伊犁黄土磁化率增强除与源区的原生磁性矿物有关以外, 还与当地的地形气候环境和地质背景有关. 伊犁黄土磁化率增强的机制很复杂, 将磁化率应用古气候的解释时要慎重.

致谢 安芷生院士对本项工作给予支持并对初稿提出建议, 两位审稿人对初稿提出了宝贵意见, 荷兰乌德勒支大学 Cor Langereis, Mike Dekker, Guillaume Dupont-Nivet 教授以及宫志红博士给予实验指导和热心帮助, 在此一并致谢.

参考文献

1 Zhou L P, Oldfield F, Wintle A G, et al. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess. Nature, 1990, 346: 737—739

2 Heller F, Liu T S. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. Nature, 1982, 300: 431—433
3 An Z S, Kutzbach J E, Prell W L, et al. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan Plateau since Late Miocene times. Nature, 2001, 411: 62—66
4 Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. 2002, 416: 159—163
5 Liu T S. Loess and the Environment. Beijing: China Ocean Press. 1985. 1—251
6 An Z S, Kukla G J, Porter S C, et al. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130,000 years. Quat Res, 1991, 36: 29—36
7 An Z S. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. Quat Sci Rev, 2000, 19: 171—187
8 Fang X M, Ono Y, Fukuksawa H, et al. Asian summer monsoon instability during the past 60,000 years: magnetic susceptibility and pedogenic evidence from the western Chinese Loess Plateau. Earth Planet Sci Lett, 1999, 168: 219—232
9 Hovan S A, Rea D K, Pisias N G, et al. A direct link between the China loess and marine δ^{18}O records: aeolian flux to the north Pacific. Nature, 1989, 340: 296—298
10 Porter S C, An Z S. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. Nature, 1995, 375: 305—308
11 An Z S, Liu T S, Lu Y C, et al. The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in Central China. Quat Int, 1990, 7-8: 91—95
12 李吉均, 朱俊杰, 康建成, 等. 末次冰期旋迴兰州黄土剖面与南极东方站冰岩芯的对比. 中国科学 B 辑, 1990, 20: 1086—1095
13 Maher B A, Thompson R. Paleorainfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese loess and paleosols. Quat Res, 1995, 44: 383—391
14 Florindo F, Zhu R, Guo B, et al. Magnetic proxy climate results from the Duanjiapo loess section, southernmost extremity of the Chinese Loess Plateau. J Geophys Res, 1999, 104(B1): 645—659
15 Han J, Lü H, Wu N, et al. The magnetic susceptibility of modern soils in China and its use for paleoclimate reconstruction. Stud Geophys Geodaet, 1996, 40: 262—275
16 Fang X M, Li J J, Van Der Voo R. Rock magnetic and grain size evidence for intensified Asian atmospheric circulation since 800,000 years B.P. related to Tibetan uplift. Earth Planet Sci Lett, 1999, 165: 129—144
17 Ding Z L, Ranov V, Yang S L, et al. The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess. Earth Planet Sci Lett, 2002, 200: 387—400
18 Dodonov A E. Loess of Central Asia. GeoJournal, 1991, 24: 185—194
19 Dodonov A E, Sadchikova T A, Sedov S N, et al. Multidisciplinary approach for paleoenvironmental reconstruction in loess-paleosol studies of the Darai Kalon section, Southern Tajikistan. Quat Int, 2006, 152-153: 48—58
20 Dodonov A E, Shackleton N, Zhou L P, et al. Quaternary loess-paleosol stratigraphy of Central Asia: geochronology, correlation, and evolution of paleoenvironments. Stratigr Geol Correl, 1999, 7: 581—593
21 Smalley I J, Mavlyanova N G, Rakhmatullaev K L, et al. The formation of loess deposits in the Tashkent region and parts of Central Asia; and problems with irrigation, hydrocollapse and soil erosion. Quat Int, 2006, 152-153: 59—69
22 Machalett B, Oches E A, Frechen M, et al. Aeolian dust dynamics in central Asia during the Pleistocene: Driven by the long-term migration, seasonality, and permanency of the Asiatic polar front. Geochem Geophys Geosyst, 2008, 9: 1—22
23 Zhou L P, Dodonov A E, Shackleton N J. Thermoluminescence dating of the orkutsay loess section in Tashkent region, Uzbekistan, Central Asia. Quat Sci Rev, 1995, 14: 721—730
24 方小敏, 吕连清, 杨胜利, 等. 昆仑山黄土与中国西部沙漠发育和高原隆升. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 31: 177—184
25 史正涛, 宋友桂, 安芷生. 天山黄土记录的古尔班通古特沙漠形成演化. 中国沙漠, 2006, 26: 675—679
26 史正涛, 方小敏, 宋友桂, 等. 天山北坡黄土记录的中更新世以来干旱化过程. 海洋地质与第四纪地质, 2006, 26: 109—114
27 方小敏, 史正涛, 杨胜利, 等. 天山黄土和古尔班通古特沙漠发育及北疆干旱化. 科学通报, 2002, 47: 540—545
28 吕厚远, 韩家懋, 吴乃琴, 等. 中国现代土壤磁化率分析及其古气候意义. 中国科学 B 辑, 1994, 24: 1290—1297
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. 第四纪研究, 2006, 26: 937—946
30 叶玮, 靳鹤龄. 新疆伊犁地区黄土的粒度特征与物质来源. 干旱区地理, 1998, 21: 1—8
31 叶玮. 新疆西风区黄土与古土壤磁化率变化特点. 中国沙漠, 2001, 21: 380—386
32 叶玮. 新疆伊犁地区自然环境特点与黄土形成条件. 干旱区地理, 1999, 22: 9—16
33 史正涛, 董铭, 方小敏. 伊犁盆地晚更新世黄土-古土壤磁化率特征. 兰州大学学报(自然科学版), 2007, 43: 7—10

34 Song Y G, Shi Z T, Dong H M, et al. Loess magnetic susceptibility in Central Asia and its paleoclimatic significance. IGARSS, 2008, 2: 1227—1230
35 叶玮. 新疆西风区黄土沉积特征与古气候. 北京: 海洋出版社, 2001
36 史正涛, 董铭. 天山黄土粒度特征及粉尘来源. 云南师范大学学报(自然科学版), 2007, 27: 55—57
37 叶玮. 新疆伊犁地区黄土矿物特征与沉积环境. 干旱区研究, 2000, 17: 1—10
38 史正涛. 新疆伊犁黄土地层形成时代及环境研究. 西安: 中国科学院地球环境研究所博士后出站报告, 2005
39 叶玮, 矢吹真代, 赵兴有. 中国西风区与季风区黄土沉积特征对比研究. 干旱区地理, 2005, 28: 789—794
40 刘秀铭, 刘东生, Heller F, 等. 黄土频率磁化率与古气候冷暖变换. 第四纪研究, 1990, 1: 42—50
41 Liu X M, Shaw J, Heller F, et al. Magnetic mineralogy of Chinese loess and its significance. Geophys J Int, 1992, 108: 301—308
42 Bloemendal J, Barton C E, Radhakrishnamurthy C. Correlation between Rayleigh loops and frequency-dependent and quadrature susceptibility: application to magnetic granulometry of rocks. J Geophys Res, 1985, 90(B10): 8789—8792
43 Maher B A, Taylor R M. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. Nature, 1988, 336: 368—370
44 Banerjee S K, King J, Marvin J. A rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental studies. Geophys Res Lett, 1981, 8: 333—336
45 Dunlop D J, Ozdemir. Rock magnetism: Fundamentals and Frontiers. New York: Cambridge University Press, 1997
46 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 form lake sediments. Earth Planet Sci Lett, 1982, 59: 404—419
47 Hunt C P, Banerjee S K, Han J M, et al. Rock-magnetic proxies of climate change in the loess-paleosol sequences of the western Loess Plateau of China. Geophys J Int, 1995, 123: 232—244
48 Deng C L, Zhu R X, Verosub K, et al. Paleoclimatic significance of the temperature-dependent susceptibility of Holocene Loess along a NW-SE transect in the Chinese Loess Plateau. Geophys Res Lett, 2000, 27: 3715—3718
49 Deng C L, Zhu R X, Jackson M J, et al. Variability of the temperature-dependent susceptibility of the Holocene eolian deposits in the Chinese Loess Plateau: a pedogenesis indicator. Phys Chem Earth Part A, 2001, 26: 873—878
50 Zhu R X, Lin M, Pan Y X. History of the temperature-dependence of susceptibility and its implications: preliminary results along an E-W transect of the Chinese Loess Plateau. Chin Sci Bull, 1999, 44(Suppl): 53—63
51 Liu Q S, Deng C L, Yu Y J, et al. Temperature dependence of magnetic susceptibility in an argon environment: implications for pedogenesis of Chinese loess/palaeosols. Geophys J Int, 2005, 161: 102—112
52 朱日祥, Kazansky A, Matasova G, 等. 西伯利亚南部黄土沉积物的磁学性质. 科学通报, 2000, 45: 1200—1205
53 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: 210—220
54 Liu X M, Hesse P, Rolph T, et al. Properties of magnetic mineralogy of Alaskan loess: evidence for pedogenesis. Quat Int, 1999, 62: 93—102
55 Oches E A, Banerjee S K. Rock-magnetic proxies of climate change from loess-paleosol sediments of the Czech Repubulic. Stud Geophys Geod, 1996, 40: 287—300
56 Thompson R, Oldfield F. Environmental Magnetism. London: Allen & Unwin, 1986
57 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: 地球科学, 2007, 37: 1382—1391
58 Koji F, Masayuki T. Variable shape of magnetic hysteresis loops in the Chinese loess-paleosol sequence. Earth Planetary Space, 1998, 50: 9—14
59 Day R, Fuller M, Schmidt V A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. Phys Earth Planet Inter, 1977, 13: 260—267
60 王晓勇, 鹿化煜, 李珍, 等. 青藏高原东北部黄土堆积的岩石磁学性质及其古气候意义. 科学通报, 2003, 48: 1693—1699
61 Kukla G, An Z. Loess stratigraphy in Central China. Palaeogeogr Palaeoclimat Palaeoecol, 1989, 72: 203—225
62 Heller F, Liu T S. Magnetism of Chinese loess deposits. Geophys J Royal Astron Soc, 1984, 77: 125—141
63 Meng X, Derbyshire E, Kemp R A. Origin of the magnetic susceptibility signal in Chinese loess. Quat Sci Rev, 1997, 16: 833—839
64 Maher B A. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. Palaeogeogr Palaeoclimat Palaeoecol, 1998, 137: 25—54
65 Begèt J E, Hawkins D B. Influence of orbital parameters on Pleistocene loess deposition in central Alaska. Nature, 1989, 337: 151—153