中国科学: 地球科学 2018 年 第 48 卷 第 2 期: 210 ~ 223
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

下蜀黄土底界的年代及其对区域气候变干的指示

李徐生[1*], 韩志勇[1†], 鹿化煜[1,2], 陈英勇[1,3], 李洋[1], 苑晓康[1], 周玉文[1], 蒋梦瑶[1], 吕存娟[1]

1. 南京大学地理与海洋科学学院, 南京 210023;
2. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101;
3. 河南大学环境与规划学院, 开封 475001
* 通讯作者, E-mail: lixusheng@nju.edu.cn
† 通讯作者, E-mail: zyhan@nju.edu.cn

收稿日期: 2017-03-10; 接受日期: 2017-11-03; 网络版发表日期: 2017-12-20
国家自然科学基金项目(批准号: 41571188、41671191、41690111和40971004)资助

摘要 下蜀黄土是中国南方地区典型的第四纪风尘堆积, 是低纬季风区气候变化的重要地质记录. 但是, 下蜀黄土的沉积年代问题一直未能得到有效解决. 明确其起始堆积的年代对于深入理解晚第四纪亚洲大陆干旱化进程、东亚季风演化和亚热带区域环境变迁具有重要意义. 本文针对这一科学问题对下蜀黄土进行了系统的年代学研究. 磁性地层学结果表明, 江苏的仪征青山剖面和镇江大港钻孔岩芯下蜀黄土地层中均存在松山/布容(M/B)古地磁极性倒转记录(这也是首次在下蜀黄土中发现古地磁M/B界线), 确认最早的下蜀黄土堆积要早于中更新世, 为探讨下蜀黄土底界的年代问题提供了重要的古地磁约束. 以此为基础, 结合剖面上部的光释光(OSL)测年结果, 推算出下蜀黄土的底部年龄约为0.9Ma, 这是迄今所获得的下蜀黄土最老年龄, 与安徽宣城红土堆积底部年龄大致相当. 下蜀黄土的开始堆积指示了亚洲大陆干旱区域在晚第四纪的进一步扩张, 它是江淮亚热带地区气候显著变干和冬季风增强的直接证据. 我们认为, 这可能主要受到全球变冷和北半球高纬冰量增加的驱动, 是中国南方地区对全球降温"0.9Ma事件"的区域响应.

关键词 下蜀黄土, 沉积年代, 磁性地层, 干旱化, 东亚季风

1 引言

中国黄土高原的风尘沉积序列因连续性好、年代框架可靠以及环境信息丰富而成为古气候变化研究的重要载体, 对其进行系统研究揭示了亚洲季风和内陆干旱化过程的演变历史(刘东生, 1985; An等, 1990; Ding等, 1995; Guo等, 2002). 黄土高原以外的其他地区也有第四纪风成黄土的分布, 例如江苏省的南京、镇江和扬州一带(宁镇扬地区)分布的下蜀黄土(图1), 因其位于中国黄土分布区的东南缘而引人注目.

下蜀黄土所在的亚热带地区深受东亚季风的影响, 因此, 下蜀黄土成为低纬季风区气候变化的重要地质记录. 黄土开始堆积代表了风尘物源区和/或沉积区气候环境发生了重大变化(Pye, 1995), 下蜀黄土起始堆积就意味着低纬季风区气候环境的显著转变. 这一转变发生的时间对于理解晚第四纪以来亚洲大陆干旱

中文引用格式: 李徐生, 韩志勇, 鹿化煜, 陈英勇, 李洋, 苑晓康, 周玉文, 蒋梦瑶, 吕存娟. 2018. 下蜀黄土底界的年代及其对区域气候变干的指示. 中国科学: 地球科学, 48: 210–223, doi: 10.1360/N072017-00077
英文引用格式: Li X S, Han Z Y, Lu H Y, Chen Y Y, Li Y, Yuan X K, Zhou Y W, Jiang M Y, Lv C J. 2018. Onset of Xiashu loess deposition in southern China by 0.9 Ma and its implications for regional aridification. Science China Earth Sciences, 61: 256–269, https://doi.org/10.1007/s11430-017-9134-2

© 2017 《中国科学》杂志社

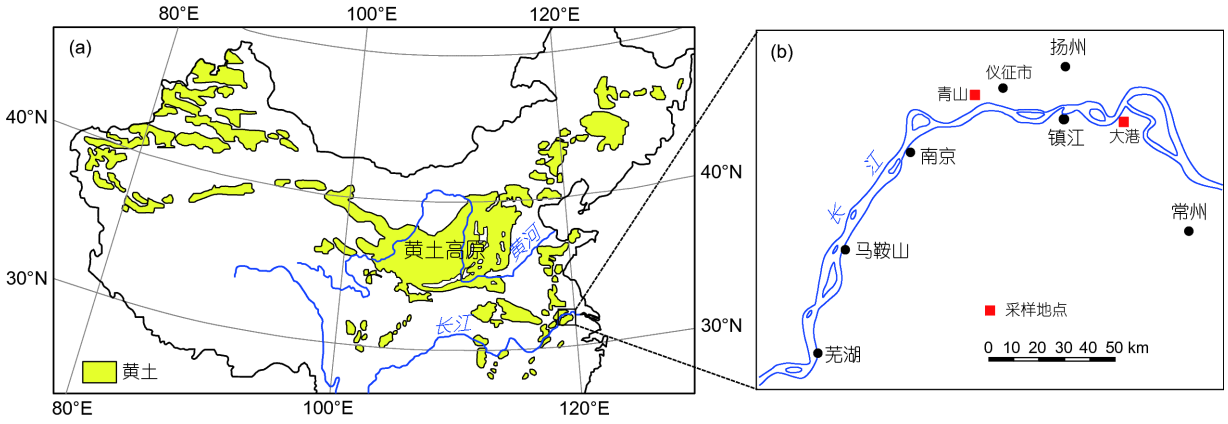


图 1　**我国黄土的分布(a)及采样地点位置图(b)**

(a) 据刘东生(1985)

化进程、东亚季风演化和亚热带区域环境变迁有着重要意义.

尽管下蜀黄土被广泛关注, 但受限于测年方法、测年材料以及地层剖面, 下蜀黄土底界的年代问题始终没有得到有效解决. 早期的意见认为下蜀黄土是晚更新世的地层(李立文等, 1978; 吴标云, 1985); 后来的意见一般都认为是中更新世以来的沉积(刘东生, 1985; 黄姜侬等, 1988; 郑洪汉等, 1994; Xiao和An, 1999; 赖忠平等, 2001; 武春林等, 2006; Zhang等, 2009; Hao等, 2010), 其中主流的观点认为下蜀黄土可能开始发育于距今约50万年前的中更新世中期(刘东生, 1985; Xiao和An, 1999; 赖忠平等, 2001; Zhang等, 2009), 但基本上都缺乏确切的年代学证据.

下蜀黄土底界年代的确定, 一方面要有完好的沉积剖面, 另一方面要有可靠的测年方法. 我们在对下蜀黄土的调查过程中, 分别在扬州和镇江境内发现了两个理想的研究对象, 即扬州的仪征市青山剖面和镇江的大港钻孔岩芯. 前者黄土底部界线清晰, 后者地层厚度大. 本文对这两个地点进行系统的磁性地层学研究, 结合光释光(OSL)年代测定和沉积学分析, 探讨下蜀黄土的起始堆积年代及其环境指示意义.

2　剖面地层与采样测试

2.1　下蜀黄土分布

在长江下游的宁镇扬地区, 下蜀黄土广泛分布, 占当地总面积的35~50%, 组成高低起伏的岗地和较广阔的台地. 受古河道及沟谷影响, 下蜀黄土地貌被切割成大小不一、形状各异的条块, 可见自然侵蚀和人工开挖而出露的剖面. 下蜀黄土出露的高程差异很大, 高的在海拔60m以上, 低的甚至掩埋在海拔−20m左右. 区域内下蜀黄土的厚度差异也很大, 镇江大港东南部最厚可达50m以上; 而在仪征的青山镇一带, 下蜀黄土分布于相对较高的古地貌面上, 构成下蜀黄土岗地, 地面高程海拔30~40m, 黄土厚度一般接近20m.

2.2　研究对象与地层

青山剖面为人工开挖出露的剖面, 位于长江北岸的扬州仪征市青山镇西北约1km处(119°3′19.13″E, 32°15′40.06″N, 顶面高程海拔36.3m, 图1). 剖面黄土总厚度17.3m, 出露良好, 可见黄土地层直接覆盖在雨花台砾石层(未见底)之上, 呈不整合接触(图2). 下蜀黄土大体由5个浅色粉砂层夹4个深色粉砂层组成, 详细地层描述见表1.

大港钻孔位于长江以南的镇江市以东约20km处(119°41′11.17″E, 32°13′18.36″N, 顶面高程海拔26.5m, 图1), 下蜀黄土总厚度达59.5m, 大体呈8个浅色粉砂层与7个深色粉砂层交替出现. 浅色层从淡黄(2.5Y 7/3)~浊黄橙(10YR 6/4); 深色层颜色从橙(7.5YR 6/6)~浊橙(7.5YR 6/4). 整体而言, 岩芯上部0~24m的黄土成分和质地较为均一, 没有明显后期扰动或改造等作用迹象; 24m以下的岩芯可见较明显铁锰结核和淡灰~灰白色网纹(10YR 7/1~5Y 8/2)发育, 受次生还原作用的影响较为明显. 钻孔底部的黄土地层与下伏含砾风化层呈



图 2　青山主剖面(a)、平行剖面(b)以及主剖面下蜀黄土与雨花台砾石层的接触关系(c)照片

表 1　仪征市青山剖面下蜀黄土地层特征描述

分层	起止深度(m)	Munsell颜色	描述
1	0~1.0	浅淡黄, 2.5Y8/4	浅色粉砂层, 疏松, 含较多植物根系
2	1.0~4.0	亮红棕, 5YR 5/8	深色粉砂层, 块状结构, 质地均一, 向下颜色逐渐变浅
3	4.0~6.8	浅淡黄, 2.5Y 8/4	浅色粉砂层, 可见白色菌丝状碳酸盐沉积
4	6.8~8.0	浊黄橙, 10YR 7/4	深色粉砂层, 质地颜色较均一, 含少量黑色铁锰胶膜
5	8.0~9.8	浅淡黄, 2.5Y 8/4	浅色粉砂层, 含较多的细粒斑点状铁锰结核, 黄土多被棕褐色铁锰质胶膜所浸染
6	9.8~10.8	浊黄橙, 10YR 7/4	深色粉砂层, 质地颜色较均一, 含少量黑色铁锰胶膜
7	10.8.~12.0	浅淡黄, 2.5Y 8/4	浅色粉砂层, 含铁锰结核和铁锰胶膜, 开始出现淡灰色网纹(10YR 7/1)
8	12.0~13.5	黄棕, 10YR 5/8	深色粉砂层, 含灰白色网纹(5Y 8/1), 中部出现大量铁锰结核
9	13.5~17.3	淡黄橙, 10YR 8/4	浅色粉砂层, 含灰白色网纹(5Y 8/1). 其中16.8~17.3m为过渡层, 主体为黄土, 块状结构, 内部有灰白色网纹发育, 上部网纹近垂直方向延伸, 底部网纹成水平状发育, 黄土内部铁锰结核密集分布, 底部可见少量砾石, 直径1cm以内
10	17.3~未见底	–	雨花台砾石层, 粒径大的10cm, 一般3~5cm, 分选较好, ab面倾向180°, 基质支撑, 基质风化强烈, 为青灰色砂和粉砂

不整合接触.

2.3　样品采集

青山剖面包含主剖面(QS-I, 厚17.3m)与平行剖面(QS-II, 厚6.4m), 平行剖面位于主剖面以西约200m处. 主剖面以10~40cm不等的间距以手工方式共获得古地磁定向样品116块, 其中从11.8m深度开始往下统一按10cm间距采样; 分别在主剖面顶部0.5m和2.4m深度处采取光释光测年样品两个(样品编号分别为QS-I-05和QS-I-24); 在不同深度采集6个样品用于温度磁化率和

磁滞回线测量, 还采集了用于磁化率、粒度分析的散样. 另外, 为了验证磁性地层测试结果的可靠性和可重复性, 同时在平行剖面底部关键层位进行局部采样, 从下蜀黄土底界开始自下而上, 以5~30cm间距手工采集了古地磁定向样品41块. 整个青山剖面(包括QS-I和QS-II)一共获得157块古地磁手标本, 均加工成2cm×2cm×2cm的立方体样品.

对镇江大港的下蜀黄土进行钻孔取样, 获得长度近60m、直径8cm的下蜀黄土柱状岩芯, 取芯率>95%. 在室内以10~40cm不等的间距获取古地磁样品243块, 其中从48.8m深度开始往下统一按10cm间距采样, 并将每个样品加工成两套2cm×2cm×2cm的立方体样品. 在4.5m深度处采取OSL测年样品1个(样品编号DG45). 此外还采集了用于磁化率、粒度分析的散样.

2.4 测试方法

2.4.1 岩石磁学测量

青山剖面和大港钻孔均进行了质量磁化率测量, 使用Bartington MS2型磁化率仪采用低频(470Hz)测试, 在南京大学地表过程实验室完成. 选取典型样品进行了磁化率随温度变化(χ-T)曲线和磁滞回线测量, χ-T曲线采用捷克AGICO公司生产的KLY-4S卡帕乔及CS 3温度系统测试, 最高加热温度为700℃, 变速为4℃ min^{-1}, 测量场是300A m^{-1}, 频率是875Hz, 在中国地质大学(北京)古地磁实验室完成. 磁滞回线使用美国Princeton公司生产的MicroMag 3900型变梯度磁力仪测得, 量程为50μemu~10emu, 灵敏度为0.5μemu, 在中国科学院地质与地球物理研究所古地磁与年代学实验室完成.

2.4.2 古地磁测量

采用热退磁方法进行退磁, 剩磁测量采用2G-755R型超导磁力仪, 测量范围: 1.0×10^{-12}~2.0×10^{-4}Am^2, 灵敏度:1.0×10^{-12}Am^2; 热退磁及剩磁的测量均在磁屏蔽环境中(<300nT)进行. 其中, 大港岩芯的样品在中国科学院地质与地球物理研究所古地磁与年代学实验室测量, 使用MMTD 60热退磁炉处理; 青山剖面的样品在南京大学古地磁实验室进行, 使用的退磁炉为ASC-TD 48. 首先测量样品的天然剩磁(NRM), 然后按照15~50℃的间隔分15~18步从室温逐步退磁至680℃并测量每一步剩磁.

2.4.3 粒度测量

粒度测量在南京大学地表过程实验室进行, 先后加入10%的H_2O_2和10%的HCl煮沸处理分别去除有机质和碳酸盐, 并加入0.05mol L^{-1}的$(NaPO_3)_6$作为分散剂, 上超声波清洗机震荡10min后上机测量. 测量仪器为英国Malven公司产的Mastersizer 2000激光粒度测量仪. 测量范围0.01~2000μm, 测量误差<2%.

2.4.4 光释光测年

青山主剖面两个OSL样品同时使用石英单片再生剂量法(Wintle和Murray, 2006)和钾长石红外后红外释光法(Yi等, 2015)进行测试. 在暗室中将样品的曝光部分去除, 用于剂量率和含水量的测定; 剩余未曝光部分分别用于提取63~90μm粗颗粒石英和长石. 石英提取方法为: 未见光部分经10%的HCl和30%的H_2O_2浸泡分别除去碳酸盐和有机质, 湿筛提取后经40%的HF溶蚀40min除去长石. 钾长石提取步骤为: 首先用10%的HF处理20min除去α辐射外层, 然后用10%的HCl处理20min洗去氟化物沉淀, 再用重液(ρ=2.58g cm^{-3})浮选出钾长石待测. 等效剂量(De)的测试在南京大学光释光年代实验室完成, 使用仪器为Risø TL/OSL DA-20 C/D全自动释光仪, 配有蓝光激发光源(λ=470nm; ~80mW cm^{-2})和红外激发光源(λ=870nm; ~135mW cm^{-2}). 石英释光信号检测时使用一块Hoya U340滤光片, 长石释光信号检测则使用Schott BG39和Corning7-59滤光片组合. 人工β辐射源为^{90}Sr/^{90}Y源, 辐射剂量率为0.145Gy s^{-1}. 样品的U、Th和K含量在中国原子能科学研究院利用中子活化法(NAA)测定. 大港钻孔顶部的1个样品采用细颗粒(4~11μm)石英多测样绿光释光测年, 前处理方法参见文献(赵华等, 2000), 在国家地震局地质研究所光释光测年实验室测试. 使用仪器为Daybreak 1100型TL/OSL测量仪, 采用高强度卤素灯产生的绿光束(λ=(514±14)nm)作为激发光源, 激发功率15~16.5mW, 测样的人工辐照在Daybreak 801型多样品自动照射仪进行.

3 结果

3.1 岩石磁学

磁化率随温度变化(χ-T)曲线可以用来判断磁性矿物种类及其在加热过程中的变化(Hunt等, 1995; Deng

等, 2001; Liu等, 2005). 图3为青山剖面典型样品的χ-T曲线, 大体可分为两种类型.

第一类主要出现在剖面的上、中部, 如图3a~c所示, 这类样品具有相对较高的磁化率, 从室温到300℃的加热过程中, 磁化率呈缓慢升高趋势, 并在260℃附近形成一个小峰, 这可能是由细颗粒亚铁磁性矿物的逐渐解阻造成的(Deng等, 2005; Liu等, 2005), 或者是弱磁性矿物(如钎铁矿/针铁矿)在加热过程中转化成其他磁性较强的成分(如磁赤铁矿)引起的(Oches和Banerjee, 1996; Deng等, 2001). 从300~450℃加热过程中磁化率快速下降, 这通常被认为是亚稳定、强磁性的磁赤铁矿向热稳定、弱磁性的赤铁矿转化的信号(Oches和Banerjee,1996; Florindo等, 1999; Deng等, 2001), 表明样品中可能含有较多的成土成因的细颗粒磁赤铁矿(Liu等, 2005). 加热到585℃左右, 磁化率明显降低且基本降为零, 显示磁铁矿是这类样品的主要磁性矿物. 在降温过程中磁化率值在585℃附近急剧上升, 至400℃附近则形成较明显的峰值, 且580~400℃温度段冷却曲线均位于加热曲线上方, 表明加热过程中有新的磁铁矿生成, 可能是含铁硅酸盐或粘土矿物受热转化为磁铁矿(Hunt等, 1995; Deng等, 2001). 上述特征表明, 这一类样品的磁性矿物组成主要有强磁性的磁铁矿和磁赤铁矿, 可能还有弱磁性的针铁矿/纤铁矿.

第二类样品主要出现在剖面的下部, 如图3d~f所示, 这类样品的磁化率都很低, 反映了强磁性矿物的含量较少. 升温过程中磁化率总体呈下降趋势, 但在

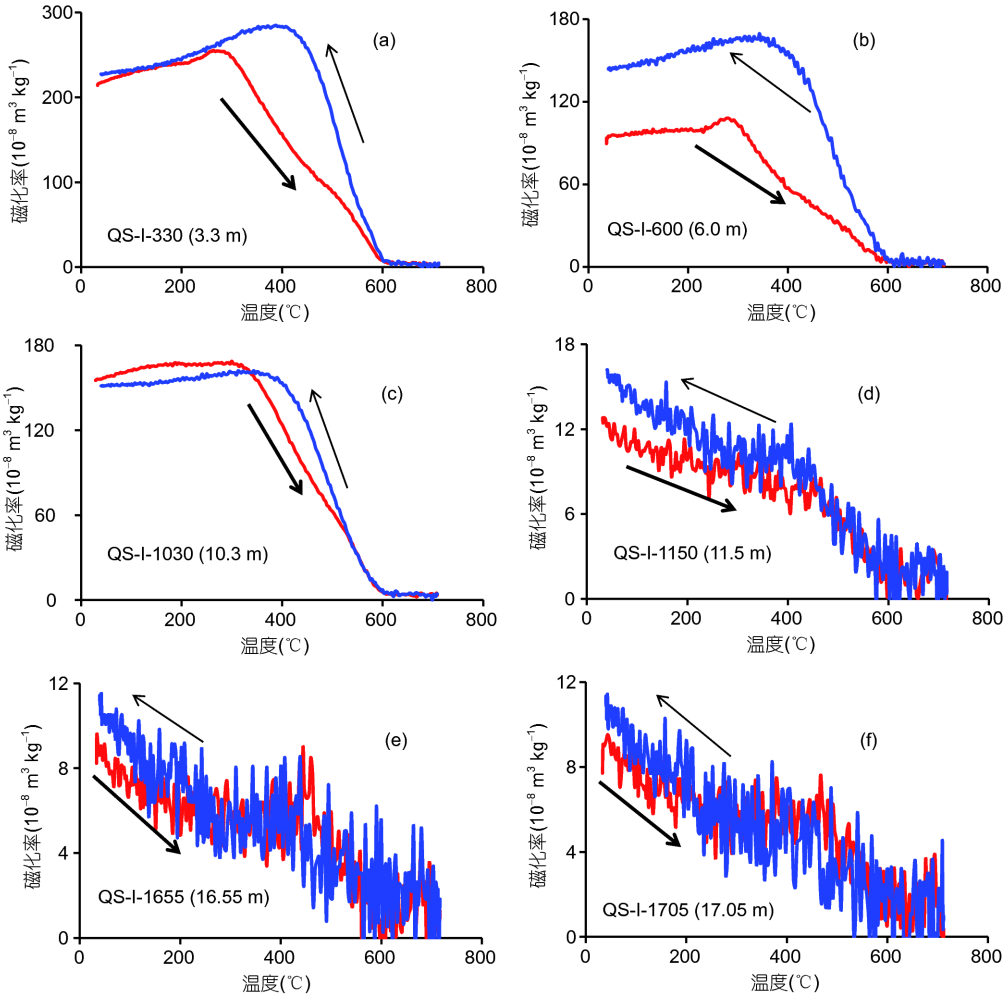


图 3　青山剖面下蜀黄土典型样品的磁化率随温度变化(χ-T)曲线

红色表示加热曲线, 蓝色表示冷却曲线

300~450℃温度区间加热曲线凸起，没有出现明显下降，表明不存在大量的磁赤铁矿转化为赤铁矿的情况；温度升至585℃之后磁化率强度仍有一部分残留，直至680℃附近磁化率值才基本接近零，说明样品中除了少量的磁铁矿之外，还含有较多的赤铁矿.

磁滞回线可以进一步用于磁性矿物的分析(Dunlop和Ozdemir, 1997; Deng等, 2004). 第一类样品具有较高的饱和剩磁强度(M_{rs})和饱和磁化强度(M_s)，磁滞回线在200~300mT基本闭合(图4a~c)，表明低矫顽力组分主导这些样品的磁滞行为，结合χ-T曲线分析，该矫顽力组分应为磁铁矿和磁赤铁矿. 第二类样品的磁滞回线至1000 mT仍未闭合(图4d~f)，回线形态呈细腰特征，指示样品中存在矫顽力差别很大的磁组分混合(Roberts等, 1995; Deng等, 2004)，同时也表明样品中高矫顽力组分的含量较高，其信号未被强磁性的低矫顽力矿物信号所掩盖. 结合χ-T曲线分析结果，可以认为这一类样品含有较多高矫顽力的赤铁矿和较少低矫顽力的磁铁矿.

大港岩芯的岩石磁学研究(韩志勇等, 2008; 陈英勇等, 2015)和青山剖面的结果基本相似. 钻孔的上、中部地层以低矫顽力的亚铁磁性矿物(磁铁矿和磁赤铁矿)为主要磁性矿物，岩芯下部含有较少的亚铁磁性矿物和较多的高矫顽力矿物(赤铁矿).

3.2　磁性地层与OSL年代

对古地磁样品进行系统热退磁处理，所有样品的剩磁特征相应地也可分为两类(图5).

第一类：大部分样品(主要分布于剖面上、中部)具有3个剩磁分量，出现的温度区间分别为：0~100/150℃、100/150℃~250/300℃、250/300℃~585℃(图5a1、b1、e1)，分别用A、B、C表示；第二类：少部分样品(主要分布于剖面下部)具有4个剩磁分量，除前述的3个分量外，还存在一个D分量，温度区间为585~680℃(图5c1、d1、f1). 根据前文的岩石磁学分

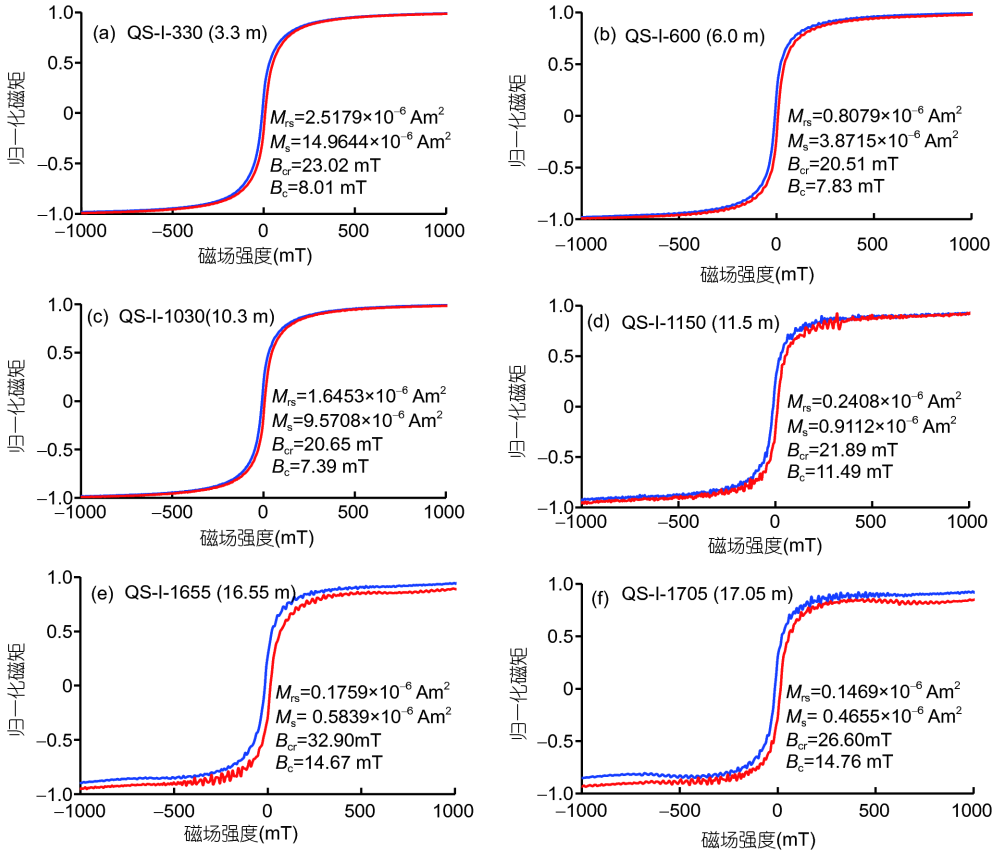


图 4　青山剖面下蜀黄土典型样品顺磁校正后的磁滞回线(外加场为±1.5T)

M_{rs}为饱和剩磁强度，M_s为饱和磁化强度，B_{cr}为剩磁矫顽力，B_c为矫顽力

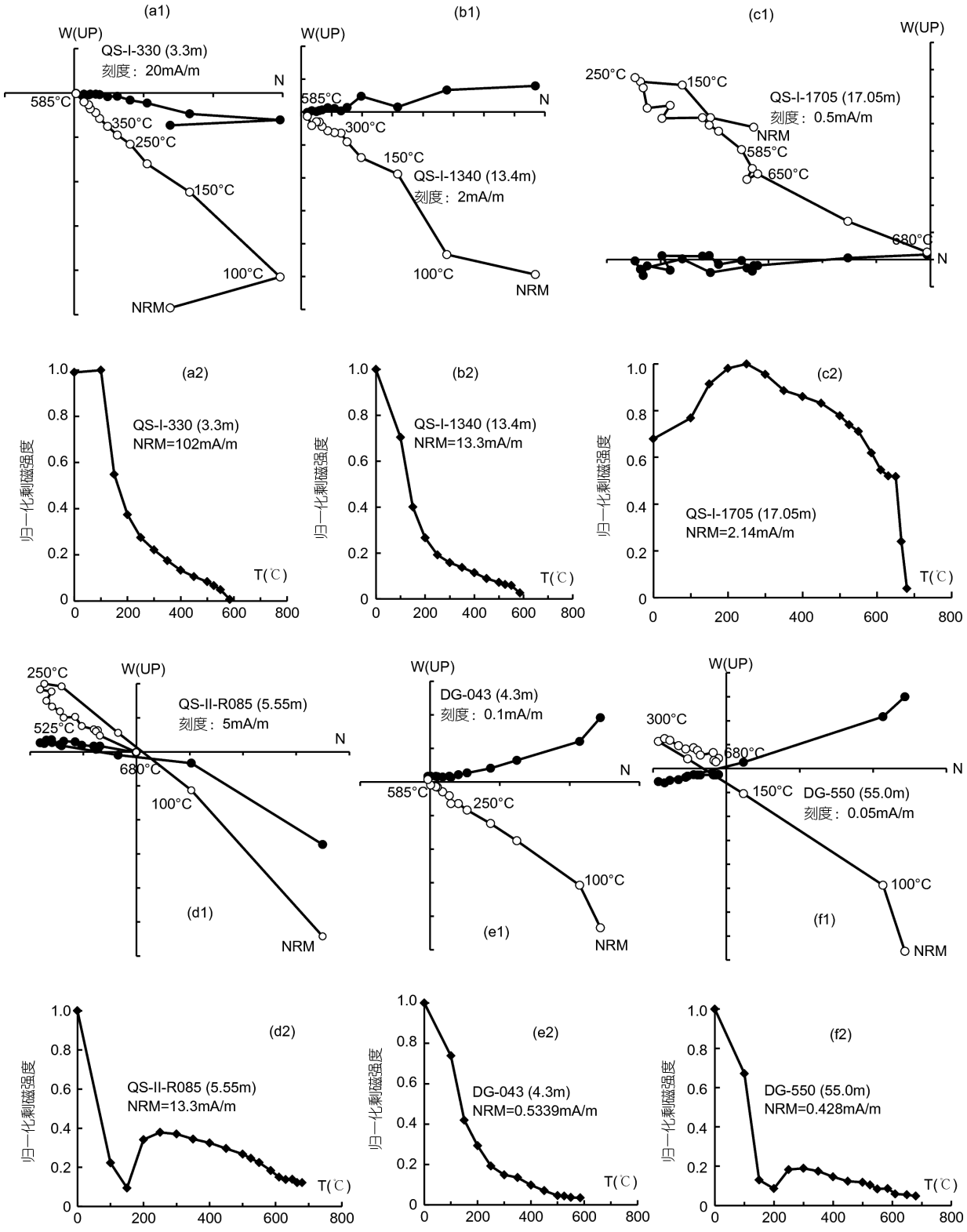


图 5　青山剖面和大港岩芯代表性样品系统退磁结果的正交投影图((a1)~(f1))与剩磁强度衰减曲线((a2)~(f2))

实心(空心)圆点符号代表水平(垂直)分量投影; NRM为天然剩磁

析, 下蜀黄土中普遍含有两种以上磁性矿物, 低温段剩磁A、B分量可能分别由针铁矿和磁赤铁矿携带, 高温段C、D分量则分别由磁铁矿和赤铁矿携带. 从矢量正交投影图(Zijderveld, 1967)可以看出, 退磁温度达到250/300℃以后, 剩磁矢量方向开始趋向稳定, 剩磁强度也随加热温度稳步衰减, 趋于原点(图5). 表明低温段的A、B分量为次生剩磁, 加热至250/300℃即可被清洗掉; 250/300℃之后的高温段则代表了原生(特征)剩磁(ChRM)的矢量方向. 其中, 大部分样品在585℃附近剩磁强度衰减了95%以上(图5a2、b2、e2), 反映磁铁矿是ChRM的主要载体; 少部分样品加热至585℃时仍有较高的剩磁强度(图5c2、d2、f2), 需要进一步加热到680℃附近才接近原点, 反映该层位同时含有磁铁矿和赤铁矿两种磁性矿物, 且都携带了稳定的剩磁成分, 两者方向相近, 都可能代表特征剩磁矢量方向.

综上, 通过主成分分析法(Kirschvink, 1980)并过原点线性拟合得到特征剩磁方向, 大部分样品选择300~585℃温度段进行拟合, 少数样品的拟合温度范围扩展至585~680℃. 分析过程中, 要求至少有4个连续实验点, 最大角偏差必须小于15°, 拟合出的磁倾角和磁偏角所代表的极性方向必须一致(大港岩芯因是钻孔取样, 只有磁倾角数据有效). 据此标准, 大港岩芯有229块样品(占94%)获得可靠的特征剩磁方向; 青山剖面有138块(占88%)获得可靠的特征剩磁方向(包括主剖面104块和平行剖面34块). 通过特征剩磁的磁倾角和磁偏角计算得到虚地磁极(VGP)纬度来建立青山剖面磁极性地层序列, 根据磁倾角的变化建立大港岩芯磁极性地层序列. 磁性地层结果分别见图6~8.

结果表明, 青山剖面和大港岩芯下蜀黄土地层中均出现古地磁极性倒转现象. 青山主剖面(QS-I)、青山平行剖面(QS-II)和大港岩芯(DG)分别在15.4、4.9和54.6m深度处发生极性倒转, 界线以上为正极性(N1), 界线以下为负极性(R1), 应分别对应于地磁极性年表的布容正向极性时(Brunhes)和松山负向极性时(Matuyama).

OSL测年结果见表2, 青山主剖面两个样品的石英和长石测年结果吻合良好. OSL测年数据表明下蜀黄土堆积至少持续到了末次冰期.

4　讨论

4.1　风尘沉积的证据

无论是青山剖面还是大港钻孔岩芯, 新鲜的下蜀

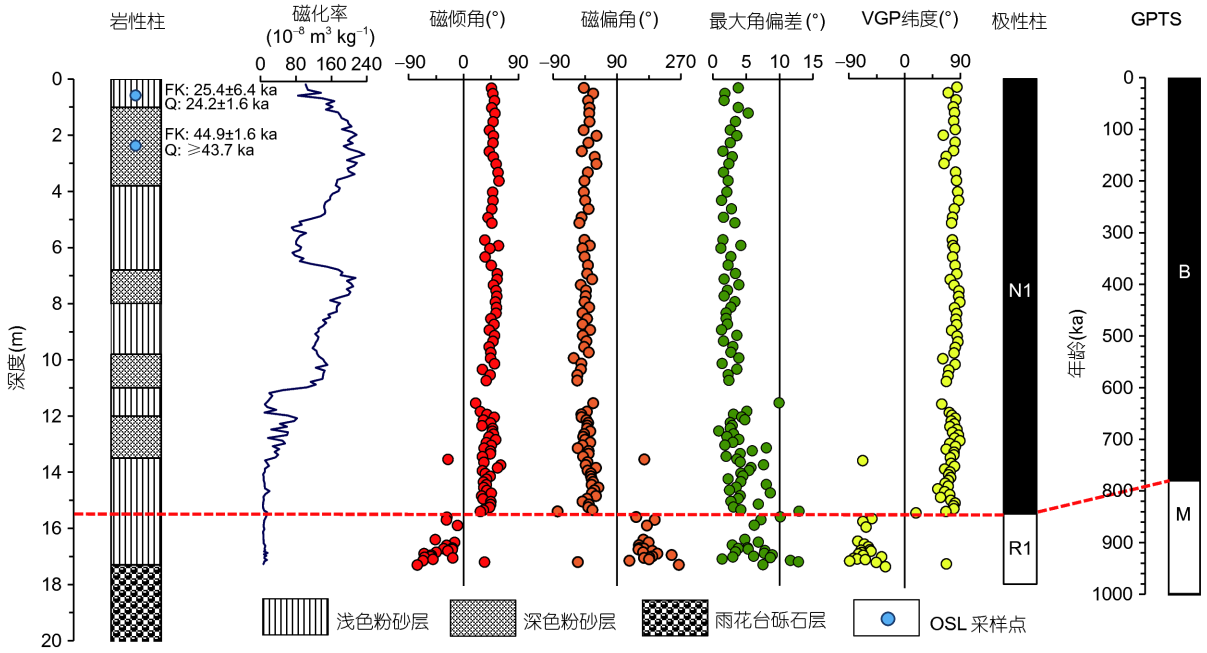


图 6　青山主剖面(QS-I)岩性、磁化率、磁极性序列及其与地磁极性年表(Cande和Kent, 1995)的对比

FK, 长石年龄; Q, 石英年龄; VGP, 虚地磁极; GPTS, 地磁极性年表; N, 正极性; R, 负极性; B, 布容正向极性时; M, 松山负向极性时

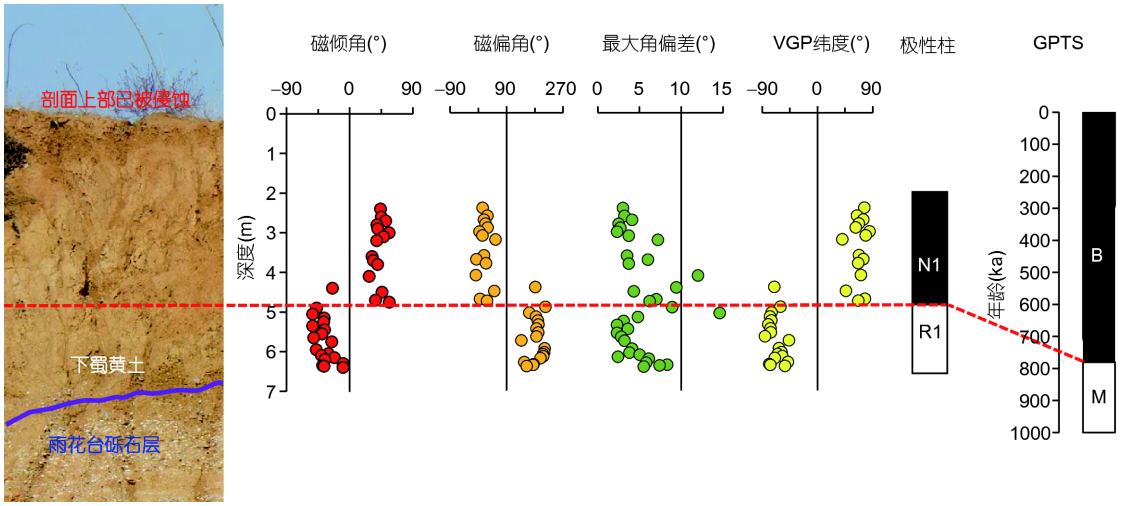


图 7　青山平行剖面(QS-II)地层照片、磁极性序列及其与地磁极性年表(Cande和Kent, 1995)的对比

VGP, 虚地磁极; GPTS, 地磁极性年表; N, 正极性; R, 负极性; B, 布容正向极性时; M, 松山负向极性时

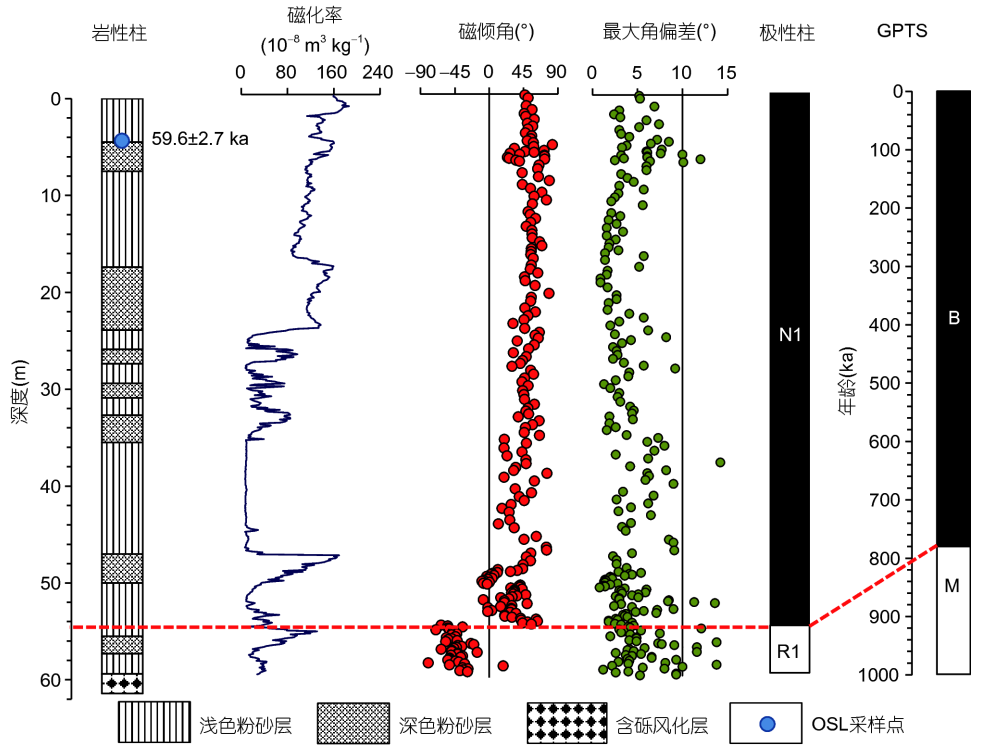


图 8　大港钻孔岩芯下蜀黄土的岩性、磁化率、磁极性序列及其与地磁极性年表(Cande和Kent, 1995)的对比

GPTS, 地磁极性年表; N, 正极性; R, 负极性; B, 布容正向极性时; M, 松山负向极性时

黄土具有典型的风尘沉积特征, 例如质地较疏松, 富含孔隙, 可见白色菌丝状碳酸盐沉积, 块状构造, 垂直节理发育. 黄土多被棕褐色的铁锰质胶膜所浸染, 部分层位含有较多的细粒斑点状铁锰结核. 垂向上深色层与浅色层互层, 与黄土高原典型的黄土–古土壤序列极为相似.

表 2　青山主剖面和大港岩芯的OSL测年结果

样品号	深度(m)	矿物	含水量(%)	U(ppm)	Th(ppm)	K(%)	剂量率(Gy/ka)	等效剂量(Gy)	年龄(ka)
QS-I-05	0.5	长石	5.3	2.82±0.10	15.1±0.39	2.04±0.06	4.27±0.13	108.3±27.1	25.4±6.4
		石英					3.87±0.13	93.7±5.2	24.2±1.6
QS-I-24	2.4	长石	4.2	2.32±0.09	15.1±0.39	1.94±0.06	3.97±0.12	178.2±4.1	44.9±1.6
		石英					3.66±0.11	≥160.1	≥43.7
DG-45	4.5	石英	15.9	3.27	8.58	1.91	4.45	261.0±5.2	59.6±2.7

青山剖面位于高岗地地貌上, 地面高程大多在海拔30m以上, 高出长江的河漫滩约25m. 岗地上广泛分布着厚度从几米到几十米不等的黄土堆积, 其下伏地层顶面起伏不平, 岩性多样. 在空间上, 青山一带的黄土呈披覆式分布. 大港钻孔则位于一个半封闭的盆地内, 盆地底部直径约1.5km, 西低(~15m)东高(~30m). 这个特殊的地形有利于风尘的堆积, 这也可以解释为何大港钻孔的下蜀黄土厚度最大.

青山剖面和大港钻孔的黄土颗粒很细, 且均一, 平均粒径的分布为6.2~14.6μm(平均值10.8μm)和5.1~13.0μm(平均值9.4μm); 粉砂粒级(4~63μm)含量最高, 平均值分别为75.9%和74.3%, 粘粒级(<4μm)次之, 平均值分别为21.8%和23.9%, >63μm的砂粒很少, 平均值分别为2.4%和1.9%. 粒度分布曲线见图9. 黄土高原典型风成黄土普遍包含有3个不同众数的粒度组分, 第一个众数位于16~32μm, 主要为近距离低空搬运的粉尘物质; 第二个众数位于4~8μm, 主要为高空气流搬运的远源粉尘; 第三个众数<1μm, 与成壤作用有关(Sun等, 2004; 孙东怀, 2006). 青山剖面(图9a和b)和大港钻孔(图9c和d)的粒度频率分布曲线中同样呈现出3个众数, 分别位于20~40、3~6和<1μm. 这样的粒级分布模式与北方黄土非常相似, 符合典型风尘堆积的

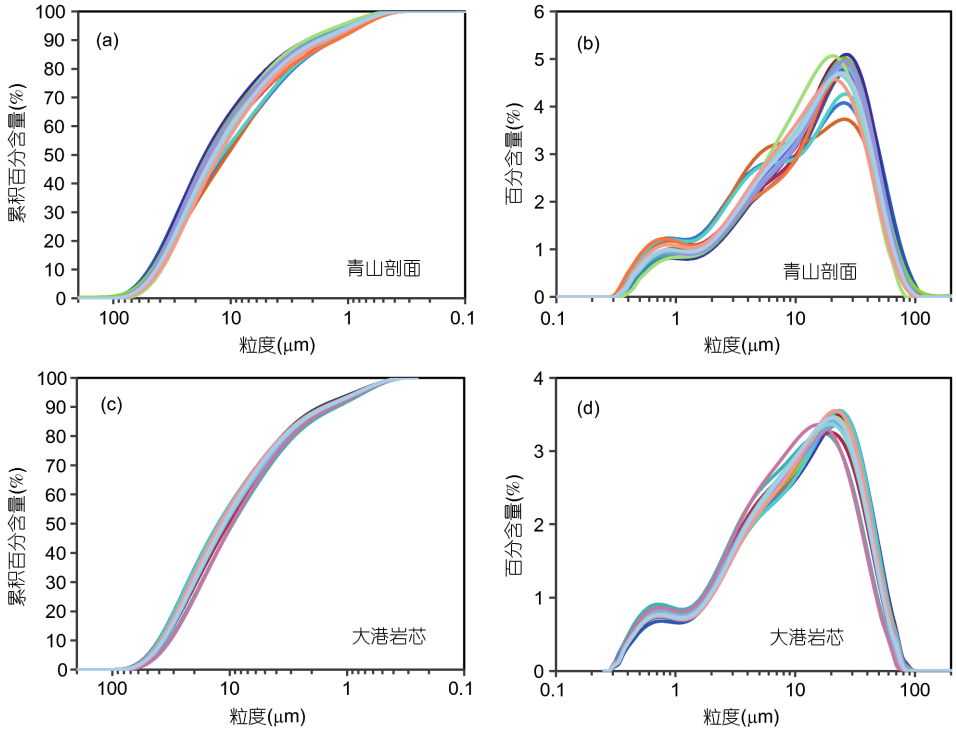


图 9　青山剖面(QS-I)和大港岩芯下蜀黄土的粒度累积曲线((a)和(c))和频率分布曲线((b)和(d))

特征.

4.2 下蜀黄土底界的年代

我们在下蜀黄土地层中首次发现古地磁M/B界线, 为探讨下蜀黄土底界的年代问题提供了重要的古地磁约束. 两个地点的黄土底界年龄都超出了M/B界线所对应的0.78Ma, 表明下蜀黄土的起始堆积年代要早于中更新世. 两个剖面底部均未出现贾拉米洛(J)正极性亚时, 从而将下蜀黄土的底界年代约束在了0.78~0.99Ma. 根据青山主剖面的OSL测年结果(表2)和M/B界线年龄, 可以计算出剖面2.4~15.4m深度间的平均沉积速率, 据此外推, 估算青山主剖面下蜀黄土底部的沉积年代约为0.9Ma. 以同样的方法估算, 位于长江以南的大港钻孔下蜀黄土底部年龄也超过了0.85Ma. 青山剖面与大港钻孔分别位于长江两岸, 相距约60km, 且位于不同的地貌部位, 但底部年代比较相近. 综上, 我们认为宁镇扬地区下蜀黄土的底界年代大约为0.9Ma.

一直以来, 传统的中国地层划分方案是将下蜀黄土作为中国南方地区晚更新世(Q_3)的岩石地层单位, 称为"下蜀组"(袁宝印等, 2008). 在新发布的中国地层表(2014)中, 中国南方的下蜀组依旧被划为与中国北方的马兰黄土相对应, 底界年代为0.126Ma(全国地层委员会, 2014). 本项研究在下蜀黄土地层中捕捉到M/B界线, 找到了下蜀黄土沉积年龄大于0.78Ma的确切证据, 并在此基础上推算下蜀黄土从早更新世晚期约0.9Ma就已经开始发育, 这比传统的下蜀组地层划分的观点(0.126Ma)至少往前推了70多万年; 比目前主流的观点(约0.5Ma)往前推了约40万年. 这也是迄今所获得的下蜀黄土最老的年龄, 在解决下蜀黄土起始堆积年代这一悬而未决的科学问题上取得新进展.

4.3 风尘堆积的阶段性扩张及区域气候变干的指示

许多学者对黄土高原及其外围区域的大量风尘沉积剖面进行过详细的年代学研究, 建立了地层年代框架. 结果表明, 各地风尘沉积起始堆积的年代并不一致, 但在空间分布上却有一定的规律(图10). 最早的风尘沉积出现在六盘山以西的甘肃秦安、庄浪等黄土高原西部地区, 底界年代为22~25Ma(Guo等, 2002; Hao和Guo, 2004; 强小科等, 2010; Ge等, 2012); 至中新世晚期, 风尘堆积范围扩张至六盘山以东的黄土高原中部地区, 发育大范围的风成红粘土堆积, 起始堆积年代大约在6.8~8.35Ma(丁仲礼等, 1998; Sun等, 1998; Qiang等, 2001); 黄土高原东部地区的风尘堆积一般开始于3.6Ma, 并且在2.6Ma前后, 黄土–古土壤序列取代红粘土沉积开始广泛发育于整个黄土高原地区(Lu等,

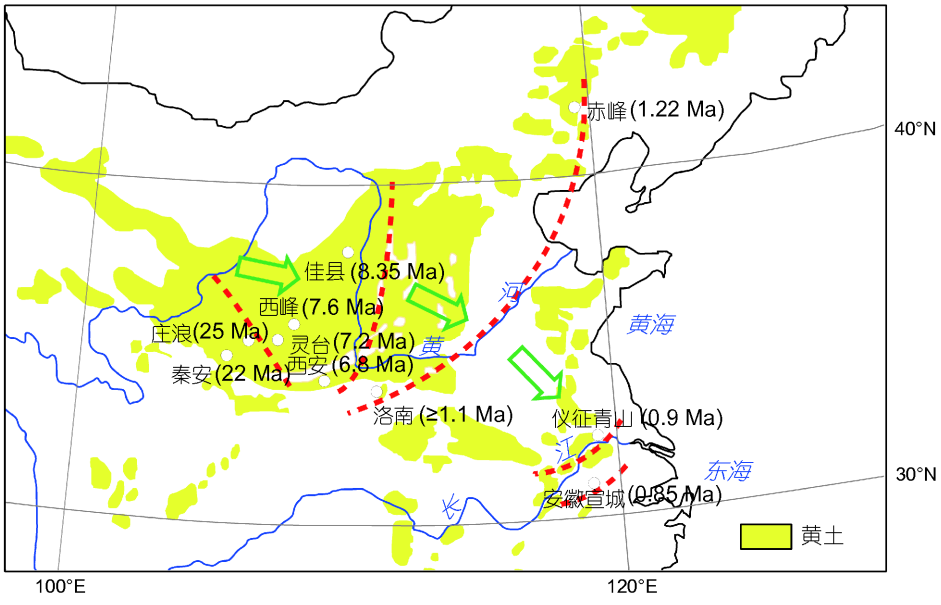


图 10 中国风尘堆积底界年代的空间变化

红色虚线代表不同时期风尘堆积的大致范围; 绿色箭头代表风尘堆积阶段性扩张的大致方向

2010); 大约在1.1~1.2Ma, 东北地区赤峰一带(曾琳等, 2011; Zeng等, 2016)以及秦岭的山间盆地洛南一带(鹿化煜等, 2007)开始出现黄土堆积, 指示风尘堆积有向东、向南扩张的趋势. 本文的研究表明, 早更新世晚期风尘黄土进一步向南扩张, 0.9Ma长江下游宁镇扬地区的下蜀黄土开始堆积; 大约同时皖南宣城的风成红土堆积在0.85Ma出现(乔彦松等, 2003). 综上, 中国风尘沉积的发育在空间上呈现出明显的阶段性扩张的特点(Dodonov和Zhou, 2008; 鹿化煜等, 2008), 其中, 宁镇扬地区下蜀黄土开始堆积是晚新生代以来中国风尘沉积空间扩张过程中的重要阶段和区域体现.

一般来说, 厚层黄土的形成至少需要两个最基本条件: (1) 存在较大规模的风尘源区; (2) 具有足够强劲的搬运风力(Tsoar和Pye, 1987; Guo等, 2002; 郭正堂, 2017). 因黄土堆积依赖于干旱化的"荒漠母亲"提供充足的粉尘物源, 同时也离不开"冬季风父亲"的搬运输送, 黄土高原的黄土被称为"季风和荒漠"由来的见证者(郭正堂, 2017). 下蜀黄土的形成同样需要干旱化的环境提供物质来源. 目前, 关于下蜀黄土的物源问题虽未完全明确, 但越来越多的证据显示江淮地区的近源物质在下蜀黄土的粉尘供应中占有重要地位(Hao等, 2010; Qiao等, 2011; Liu等, 2014). 因此, 0.9Ma以来下蜀黄土开始堆积是一个重要的区域性气候环境事件, 反映了长江下游地区从早更新世晚期开始具备风尘堆积的气候环境. 它可能指示了江淮亚热带地区气候显著变干为风尘源区的建立提供了条件. 同时, 下蜀黄土开始发育也是冬季风增强的直接证据.

风尘黄土于0.9Ma扩张至亚热带地区有着特定的全球气候变化背景. 晚新生代以来气候环境的变化趋势突出表现为以大陆冰盖扩张为主要标志的全球变冷, 并伴随东亚季风环境和大陆干旱环境的形成与发展(郭正堂, 2010). 进入第四纪, 约1.25~0.7Ma发生了"中更新世气候转型"(Mid-Pleistocene Transition, MPT), 全球冰量进一步增大, 气候变化的主导周期从41ka转变为100ka(Ruddiman等, 1986; Clark等, 2006). 其中, 0.9Ma是MPT中一个重要的时间点. 伴随着大陆冰盖大规模扩张, 几乎所有的海水表面温度(SST)记录均显示0.9Ma强烈变冷, 这一全球极端冷事件, 被称为"0.9Ma事件"(Clark等, 2006; Elderfield等, 2012; McClymont等, 2013). 北半球高纬大陆冰盖扩张和气候变冷可以引起经向温度梯度增大, 西伯利亚高压增强, 极地冷峰南移, 导致亚洲中部冷干环境的快速发展以及东亚冬季风的急剧增强. 相应地, 中国北方黄土面积扩张, 粉尘沉积速率加快(鹿化煜等, 2008; Lu等, 2010), 黄土高原普遍沉积了粒度明显增粗的"上砂质黄土层"L9(刘东生, 1985; Guo等, 1998; Lu等, 2000). 本文的研究揭示, 0.9Ma的气候变化不仅导致中国北方内陆干旱化环境快速发展, 同时, 秦岭以南的江淮亚热带地区也深受影响, 呈现出区域气候显著变干的特点. 增强的冬季风产生强烈风蚀作用, 为下蜀黄土粉尘提供有利的搬运动力; 冰期区域干旱程度的加剧可使大量河湖滩地干涸暴露, 从而为下蜀黄土堆积提供充足的粉尘来源. 因此, 我们认为, 0.9Ma全球变冷和冰量增加所驱动的东亚冬季风增强与江淮地区气候变干是下蜀黄土开始堆积的主要原因, 下蜀黄土的开始发育是中国南方亚热带地区对0.9Ma全球降温事件的区域响应.

5　结语

本项研究在江苏的仪征青山和镇江大港两个地点的下蜀黄土地层中均发现了古地磁M/B极性倒转记录, 为下蜀黄土沉积年代框架的建立提供了重要的古地磁约束. 以此为基础, 结合剖面上部的OSL年代数据, 推算获得宁镇扬地区下蜀黄土底界的年代约为0.9Ma, 这是迄今所报道的下蜀黄土最老年龄. 0.9Ma下蜀黄土开始堆积是一个重要的区域性气候环境事件, 它是江淮亚热带地区气候显著变干和冬季风增强的直接证据. 我们认为, 下蜀黄土的开始堆积指示了亚洲大陆干旱区域在晚第四纪的进一步扩张, 主要受全球变冷和北半球高纬冰量增加的驱动, 是中国南方地区对全球降温"0.9Ma事件"的区域响应.

致谢　感谢赵希涛研究员、杨达源教授在野外踏勘中提供了剖面信息. 感谢邓成龙研究员、李永祥教授、弋双文高级工程师、王晓勇副教授和曾琳博士在实验测试和数据分析等方面给予的重要帮助. 张斌、叶晓雯、王乃瑞、吕安琪、马渝欣等参与了样品采集与处理, 特此致谢.

参考文献

陈英勇, 李徐生, 韩志勇, 王晓勇, 鹿化煜. 2015. 镇江下蜀土的岩石磁学特征及磁化率变化机制. 高校地质学报, 21: 727–735

丁仲礼, 孙继敏, 杨石岭, 熊尚发, 顾兆炎, 刘东生, 朱日祥, 郭斌, 岳乐平. 1998. 灵台黄土一红粘土序列的磁性地层及粒度记录. 第四纪研究, 18: 86–94

郭正堂. 2010. 22~8Ma风尘沉积记录的季风演变历史. 见: 丁仲礼, 编著. 中国西部环境演化集成研究. 北京: 气象出版社. 1–19

郭正堂. 2017. 黄土高原见证季风和荒漠的由来. 中国科学: 地球科学, 47: 421–437

韩志勇, 李徐生, 陈英勇, 杨达源. 2008. 矫顽力组分定量分析揭示下蜀黄土磁化率异常降低的原因. 地球物理学报, 51: 1835–1843

黄姜侬, 方家骅, 邵家骥, 杨达源. 1988. 南京下蜀黄土沉积时代的研究. 地质论评, 34: 240–245

赖忠平, 周杰, 夏应菲, 汪永进, 陈骏. 2001. 南京下蜀黄土红外释光地层年代学. 中国沙漠. 21: 116–121

李立文, 方邺森, 邱淑彰. 1978. 南京北郊老虎山“下蜀组”钙质结核内鹿、牛化石的发现及其意义. 南京师大学报(自然科学版), 1: 22–26

刘东生. 1985. 黄土与环境. 北京: 科学出版社. 481

鹿化煜, 张红艳, 王社江, Cosgrove R, 赵存法, Stevens T, 赵军. 2007. 东秦岭南洛河上游黄土地层年代的初步研究及其在旧石器考古中的意义. 第四纪研究, 27: 559–567

鹿化煜, 王先彦, 李郎平. 2008. 晚新生代亚洲干旱气候发展与全球变冷联系的风尘沉积证据. 第四纪研究, 28: 949–956

强小科, 安芷生, 宋友桂, 常宏, 孙有斌, 刘卫国, 敖红, 董吉宝, 符超峰, 吴枫, 卢凤艳, 蔡演军, 周卫健, 曹军骥, 徐新文, 艾莉. 2010. 晚渐新世以来中国黄土高原风成红粘土序列的发现: 亚洲内陆干旱化起源的新记录. 中国科学: 地球科学, 40: 1479–1488

乔彦松, 郭正堂, 郝青振, 吴文祥, 姜文英, 袁宝印, 张仲石, 魏建晶, 赵华. 2003. 皖南风尘堆积-土壤序列的磁性地层学研究及其古环境意义. 科学通报, 48: 1465–1469

全国地层委员会. 2014. 中国地层表(2014). 地球学报, 35: 插图I

孙东怀. 2006. 黄土粒度分布中的超细粒组分及其成因. 第四纪研究, 26: 928–936

吴标云. 1985. 南京下蜀黄土沉积特征研究. 海洋地质与第四纪地质, 5: 113–121

武春林, 朱诚, 鹿化煜, 马春梅, 朱光耀, 郑朝贵, 许信旺. 2006. 南京地区下蜀黄土磁性地层年代与古环境变化. 地层学杂志, 30: 116–123

袁宝印, 夏正楷, 李保生, 乔彦松, 顾兆炎, 张家富, 许冰, 黄慰文, 曾荣树. 2008. 中国南方红土年代地层学与地层划分问题. 第四纪研究, 28: 1–13

曾琳, 鹿化煜, 弋双文, 徐志伟, 邱志敏, 杨振宇, 李永祥. 2011. 我国东北地区黄土堆积的磁性地层年代与古气候变化. 科学通报, 56: 2267–2275

赵华, 卢演俦, 陈杰, 尹功明. 2000. 华北晚第四纪沉积物细颗粒组分红外释光与绿光释光测年. 科学通报, 45: 2332–2337

郑洪汉, 朱照宇, 黄宝林, 卢良才. 1994. 山东半岛及苏皖北部黄土地层年代学研究. 海洋地质与第四纪地质, 14: 63–68

An Z S, Liu T S, Lou Y C, Porter S C, Kukla G, Wu X H, Hua Y M. 1990. The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in Central China. Quat Int, 7-8: 91–95

Cande S C, Kent D V. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. J Geophys Res, 100: 6093–6095

Clark P U, Archer D, Pollard D, Blum J D, Rial J A, Brovkin V, Mix A C, Pisias N G, Roy M. 2006. The middle Pleistocene transition: Characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO_2. Quat Sci Rev, 25: 3150–3184

Deng C L, Zhu R X, Jackson M J, Verosub K L, Singer M J. 2001. Variability of the temperature-dependent susceptibility of the Holocene eolian deposits in the Chinese loess plateau: A pedogenesis indicator. Phys Chem Earth Part A-Solid Earth Geodesy, 26: 873–878

Deng C L, Zhu R X, Verosub K L, Singer M J, Vidic N J. 2004. Mineral magnetic properties of loess/paleosol couplets of the central loess plateau of China over the last 1.2 Myr. J Geophys Res, 109: B01103

Deng C L, Vidic N J, Verosub K L, Singer M J, Liu Q S, Shaw J, Zhu R X. 2005. Mineral magnetic variation of the Jiaodao Chinese loess/paleosol sequence and its bearing on long-term climatic variability. J Geophys Res, 110: B03103

Ding Z L, Liu T S, Rutter N W, Yu Z W, Guo Z T, Zhu R X. 1995. Ice-volume forcing of East Asian winter monsoon variations in the past 800000 years. Quat Res, 44: 149–159

Dodonov A, Zhou L P. 2008. Loess deposition in Asia: its initiation and development before and during the Quaternary. Episodes, 2008, 31: 222–225

Dunlop D J, Ozdemir O. 1997. Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. New York: Cambridge University Press. 573

Elderfield H, Ferretti P, Greaves M, Crowhurst S, McCave I N, Hodell D, Piotrowski A M. 2012. Evolution of ocean temperature and ice volume through the mid-pleistocene climate transition. Science, 337: 704–709

Florindo F, Zhu R X, Guo B, Yue L P, Pan Y X, Speranza F. 1999. Magnetic proxy climate results from the Duanjiapo loess section, southernmost extremity of the Chinese loess plateau. J Geophys Res, 104: 645–659

Ge J, Guo Z, Zhan T, Yao Z, Deng C, Oldfield F. 2012. Magnetostratigraphy of the Xihe loess-soil sequence and implication for late Neogene deformation of the West Qinling Mountains. Geophys J Int, 189: 1399–1408

Guo Z T, Liu T S, Fedoroff N, Wei L Y, Ding Z L, Wu N Q, Lu H Y, Jiang W Y, An Z S. 1998. Climate extremes in Loess of China coupled with the strength of deep-water formation in the North

Atlantic. Glob Planet Change, 18: 113–128

Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, Wu H B, Qiao Y S, Zhu R X, Peng S Z, Wei J J, Yuan B Y, Liu T S. 2002. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. Nature, 416: 159–163

Hao Q Z, Guo Z T. 2004. Magnetostratigraphy of a late Miocene-Pliocene loess-soil sequence in the western Loess Plateau in China. Geophys Res Lett, 31: L09209

Hao Q Z, Guo Z T, Qiao Y S, Xu B, Oldfield F. 2010. Geochemical evidence for the provenance of middle Pleistocene loess deposits in southern China. Quat Sci Rev, 29: 3317–3326

Hunt C P, Banerjee S K, Han J, Solheid P A, Oches E, Sun W, Liu T. 1995. Rock-magnetic proxies of climate change in the loess-palaeosol sequences of the western Loess Plateau of China. Geophys J Int, 123: 232–244

Kirschvink J L. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. Geophys J Int, 62: 699–718

Liu F, Li G J, Chen J. 2014. U-Pb ages of zircon grains reveal a proximal dust source of the Xiashu loess, Lower Yangtze River region, China. Chin Sci Bull, 59: 2391–2395

Liu Q S, Deng C L, Yu Y, Torrent J, Jackson M J, Banerjee S K, Zhu R X. 2005. Temperature dependence of magnetic susceptibility in an argon environment: Implications for pedogenesis of Chinese loess/palaeosols. Geophys J Int, 161: 102–112

Lu H Y, van Huissteden K, Zhou J, Vandenberghe J, Liu X D, An Z S. 2000. Variability of East Asian winter monsoon in Quaternary climatic extremes in North China. Quat Res, 54: 321–327

Lu H Y, Wang X Y, Li L P. 2010. Aeolian sediment evidence that global cooling has driven late Cenozoic stepwise aridification in central Asia. In: Clift P D, Tada R, Zheng H, eds. Monsoon Evolution and Tectonics-Climate Linkage in Asia. London: Geological Society Special Publications. 29–44

McClymont E L, Sosdian S M, Rosell-Melé A, Rosenthal Y. 2013. Pleistocene sea-surface temperature evolution: Early cooling, delayed glacial intensification, and implications for the mid-Pleistocene climate transition. Earth-Sci Rev, 123: 173–193

Oches E A, Banerjee S K. 1996. Rock-magnetic proxies of climate change from loess -paleosol sediments of the Czech Republic. Stud Geophys Geod, 40: 287–300

Pye K. 1995. The nature, origin and accumulation of loess. Quat Sci Rev, 14: 653–667

Qiang X K, Li Z X, Powell C M A, Zheng H B. 2001. Magnetostratigraphic record of the Late Miocene onset of the East Asian monsoon, and Pliocene uplift of northern Tibet. Earth Planet Sci Lett, 187: 83–93

Qiao Y S, Hao Q Z, Peng S S, Wang Y, Li J W, Liu Z X. 2011. Geochemical characteristics of the eolian deposits in southern China, and their implications for provenance and weathering intensity. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 308: 513–523

Roberts A P, Cui Y, Verosub K L. 1995. Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. J Geophys Res, 100: 17909–17924

Ruddiman W F, Raymo M, McIntyre A. 1986. Matuyama 41000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets. Earth Planet Sci Lett, 80: 117–129

Sun D H, An Z S, Shaw J, Sun Y B. 1998. Magnetostratigraphy and palaeoclimatic significance of Late Tertiary aeolian sequences in the Chinese Loess Plateau. Geophys J Int, 134: 207–212

Sun D H, Bloemendal J, Rea D K, An Z S, Vandenberghe J, Lu H Y, Su R X, Liu T S. 2004. Bimodal grain-size distribution of Chinese loess, and its palaeoclimatic implications. Catena, 55: 325–340

Tsoar H, Pye K. 1987. Dust transport and the question of desert loess formation. Sedimentology, 34: 139–153

Wintle A G, Murray A S. 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. Radiat Measurements, 41: 369–391

Xiao J L, An Z S. 1999. Three large shifts in East Asian monsoon circulation indicated by loess-paleosol sequences in China and late Cenozoic deposits in Japan. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 154: 179–189

Yi S W, Buylaert J, Murray A S, Thiel C, Zeng L, Lu H Y. 2015. High resolution OSL and post-IR IRSL dating of the last interglacial-glacial cycle at the Sanbahuo loess site (northeastern China). Quat Geochronol, 30: 200–206

Zeng L, Lu H Y, Yi S W, Li Y X, Lv A Q, Zhang W C, Xu Z W, Wu H F, Feng H, Cui M C. 2016. New magnetostratigraphic and pedostratigraphic investigations of loess deposits in north-east China and their implications for regional environmental change during the Mid-Pleistocene climatic transition. J Quat Sci, 31: 20–32

Zhang W G, Yu L Z, Lu M, Zheng X M, Ji J F, Zhou L M, Wang X Y. 2009. East Asian summer monsoon intensity inferred from iron oxide mineralogy in the Xiashu Loess in southern China. Quat Sci Rev, 28: 345–353

Zijderveld J D A. 1967. AC demagnetization of rocks: Analysis of results. In: Collison D W, Creer K M, Runcorn S K, eds. Methods in Palaeomagnetism. New York: Elsevier. 254–286