中国科学: 地球科学 2017 年 第 47 卷 第 2 期: 205 ~ 216
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

印度河-恒河平原风成黄土的发现及其意义

刘秀铭[1,2,3], 马明明[1,2*], 吴海斌[1,2], 周子博[1,2]

1. 福建师范大学地理研究所, 福州 350007;
2. 湿润亚热带山地生态国家重点实验室培育基地, 福州 350007;
3. Department of Environment and Geography, Macquarie University, NSW2109, Australia

* 通讯作者, E-mail: mamm@fjnu.edu.cn

收稿日期: 2016-09-19; 接受日期: 2016-12-05; 网络版发表日期: 2017-01-09
国家自然科学基金项目(批准号: 41210002、U1405231和41602185)资助

摘要 风成黄土堆积包含了丰富的古气候演化信息, 如中国黄土古环境研究在过去几十年取得了重要进展. 目前在印度地区黄土研究大都集中于其北部喜马拉雅山南坡的Kashmir地区, 其他地区很少见到风成黄土的报道. 通过对印度新德里-安格拉-斋普尔地区平原沉积物的地貌地形及沉积物地层的野外观察, 发现其与大部分中国黄土古土壤序列相似, 地层之间为过渡的渐变关系, 不具有河流冲积物层理, 且发育着明显的土壤层次, 说明印度河-恒河平原很有可能存在未被识别的风积黄土古土壤序列. 为了进一步确定其存在性, 本文对位于印度河-恒河平原的一处疑似黄土堆积进行了采样及室内分析, 结果表明代表性样品的粒度分布及稀土元素(REE)的配比模式与中国黄土极为相似, 同时代表性样品的单颗粒石英扫描电镜(SEM)图像显示出新鲜的贝壳状断口、丰富的撞击圆麻点、机械撞击形成的碟型坑等风尘颗粒具有的特征. 此外, 环境磁学与岩石磁学实验表明, 样品中的主导磁性矿物为亚铁磁性的磁铁矿及磁赤铁矿, 可能含有少量的赤铁矿, 并且其常温磁学参数与中国黄土具有很好的可比性. 综合以上结果, 我们认为印度河-恒河平原地区广泛分布着风成黄土堆积, 且黄土的存在可能促进了印度农耕的发展, 从而推动印度古文明的兴起与繁荣. 这也为日后对该地区地层中蕴含的古气候信息解读提供了新的更成熟的研究载体.

关键词 印度河-恒河平原, 黄土, 粒度, SEM, REE, 磁学, 古文明

1 引言

风成黄土是目前古气候演化重建的最重要研究载体之一(Heller和Liu, 1982; An, 2000; Geiss等, 2008), 其沉积连续且忠实地记录了沉积及沉积后期经历的气候变化. 在中国黄土高原, 风尘堆积的年代至少起始于晚渐新世-早中新世(25~22Ma)(Guo等, 2002; 强小科等, 2010), 并且可以很好地与深海氧同位素曲线进行对比, 在古气候重建方面获得了巨大的成功.

印度的黄土早有报道, 但是主要是针对北部喜马拉雅山高山区的Kashmir及北方邦的Son Valley地区的研究, 这些研究涉及黄土的年代学(Kusumgar等, 1986; Singhvi等, 1987)、地球化学特征(Lodha等, 1987; Ahmad和Chandra, 2013)、磁学特征(Gupta等, 1991)、

中文引用格式: 刘秀铭, 马明明, 吴海斌, 周子博. 2017. 印度河-恒河平原风成黄土的发现及其意义. 中国科学: 地球科学, 47: 205–216, doi: 10.1360/N072016-00167
英文引用格式: Liu X M, Ma M M, Wu H B, Zhou Z B. 2017. Identification of aeolian loess deposits on the Indo-Gangetic Plain (India) and their significance. Science China Earth Sciences, 60: 428–437, doi: 10.1007/s11430-016-5167-1

© 2017 《中国科学》杂志社

微形态学(Pant等, 1985; Dar等, 2015)、物源(Ahmad和Chandra, 2013)及其古气候指示意义(Gupta等, 1991; Pant等, 2005; Dar等, 2015)等各个方面. 环境磁学及形态学研究揭示出在整个Kashmir地区黄土-古土壤地层具有很好的可对比性, 说明他们具有相似的物源特征, 且地层中的主导磁性矿物与中国黄土高原一样, 为磁铁矿、磁赤铁矿及赤铁矿, 此外, 黄土-古土壤地层的磁化率曲线同样表现出黄土中获得低值, 而古土壤中获得高值, 且可以与阿拉伯海沉积物的氧同位素曲线对比, 表明地层中蕴含着丰富的印度西南季风的演化历史.

根据自然环境特点通常将印度全国分成3大地形区: 北部的喜马拉雅山区、中部印度大平原(Indo-Gangetic Plain)以及南部的德干高原(Ramakrishnan, 2008). 中部印度大平原是印度河-恒河平原的总称, 东部属于恒河平原, 是古印度文明发祥地, 西部是印度河平原一部分, 大部分为印度(Thar)沙漠. 两大平原之间有海拔200m左右分水岭, 大平原东西长约3000km, 南北宽250~300km, 面积约80×10^4km^2, 是南亚的大平原之一. 该平原沉积层巨厚, 一般达300m以上, 最厚达1800m, 一直被认为是由印度河和恒河长期冲积而成(Bhartiya等, 1995). 但是, 在印度西北部与巴基斯坦交界处是干旱的Thar沙漠, 它的存在可以提供充分的粉尘物源, 因此在其下风向地区的印度大平原很有可能保存有完好的未被识别的黄土-古土壤沉积物. 为此, 本文对采集于印度沙漠附近的疑似风尘沉积物的代表性样品进行详细的分析, 从粒度分布特征、地球化学、单颗粒SEM分析及磁学手段入手, 并与中国黄土高原典型样品进行对比, 确定其风成成因, 以期日后深度挖掘其地层中蕴含的古气候演化信息.

2 研究区概况与实验方法

2.1 研究区概况

采样位置位于印度拉贾斯坦邦斋普尔(Jaipur)附近(图1, 左图), 地理座标为27°14.313′N, 75°56.840′E, 海拔424m, 靠近印度沙漠的边缘, 该沙漠是印度西部及巴基斯坦东部沙尘暴的主要物源区(Pease等, 1998; Washington等, 2003; Prakash等, 2013). 在夏季期间, 南-西南风盛行, 途径印度沙漠时能带来大量的沙尘袭击其下风向的临近地区(Yadav和Rajamani, 2006; Yadav等, 2007), 因此Jaipur地区也是印度北方沙尘暴多发地区(Prakash等, 2013; Verma等, 2013). 该地区年均降雨量约为600mm(Verma等, 2013), 与中国黄土高原中部地区类似, 现代地表植被稀疏, 偶有木本发育, 如图1a是从首都新德里至东南方向阿格拉(Agra)途中所见地形地貌, 这种陡坎地形是中国黄土区常见的地貌特征, 根据野外大范围的地貌形态来看, 该陡坎实为自然形成而非人为活动造成. 图1a~e是采样点几十米范围内不同照片, 清晰地显示着沉积物成层构造, 但是它的成层是由发育土壤的黏化层和钙积层的不同层次所形成, 如同中国第四纪和新近纪风积古土壤地层中层与层之间表现出来的过渡和渐变关系, 而非水成层理所显示的比较截然的变化. 其中图1b为研究区一处典型的剖面, 从外观颜色上来看, 存在明显的分层, 即两层黄色松散沉积物中间夹有一层颜色相对较红的沉积物, 该红色层经历了较强的成壤作用, 甚至出现了轻微的网纹化(图1e). 各分层之间没有明显的突变界线, 为过渡的渐变关系. 剖面整体质地较均一, 疏松多孔, 无胶结, 粉砂-砂质, 无层理, 发育明显的土壤黏化层淀积层层次. 图1c为附近的另一个剖面, 在该剖面的附近散落着大量直径1~2cm的钙质结核, 剖面的表层土壤坡下也散落着大量的钙质结核(图1d), 表明土层的发育过程中发生过明显的淋溶淀积作用. 从结构上来看, 表土层疏松多孔, 颜色明显偏暗, 与中国黄土高原的黑垆土相似, 不同的是表土之下发育明显的钙结核层(图1d), 从地层对应上来说, 推测其属于S_0, 为全新世古土壤. 该剖面的底部对应于图1b剖面的红色古土壤层, 该土壤层可能对应于中国黄土高原的L_1S或者S_1, 从野外形态来看, 该层土壤的发育程度要远高于表土层, 因此为S_1的可能性更大. 该剖面S_0已经发育了钙结核, 以及S_1显示出轻度网纹土化, 可能均由于地理位置比中国黄土高原更加温湿的条件导致. 为了进一步确定该剖面沉积物的成因, 我们对图1c的剖面采集了3块代表性样品带回实验室进行详细的室内测试分析, 编号为Jaipur1、Jaipur2及Jaipur3, 其中Jaipur1为现代表土样品(Munsell颜色为10YR 5/4), Jaipur2为黄土样品(颜色为7.5YR 6/4), Jaipur3为底部古土壤样品(颜色为2.5YR 5/3). 距离该采样点约几十米外就是一个相对高出约百米的岩石山丘, 因此推测, 采样剖面中

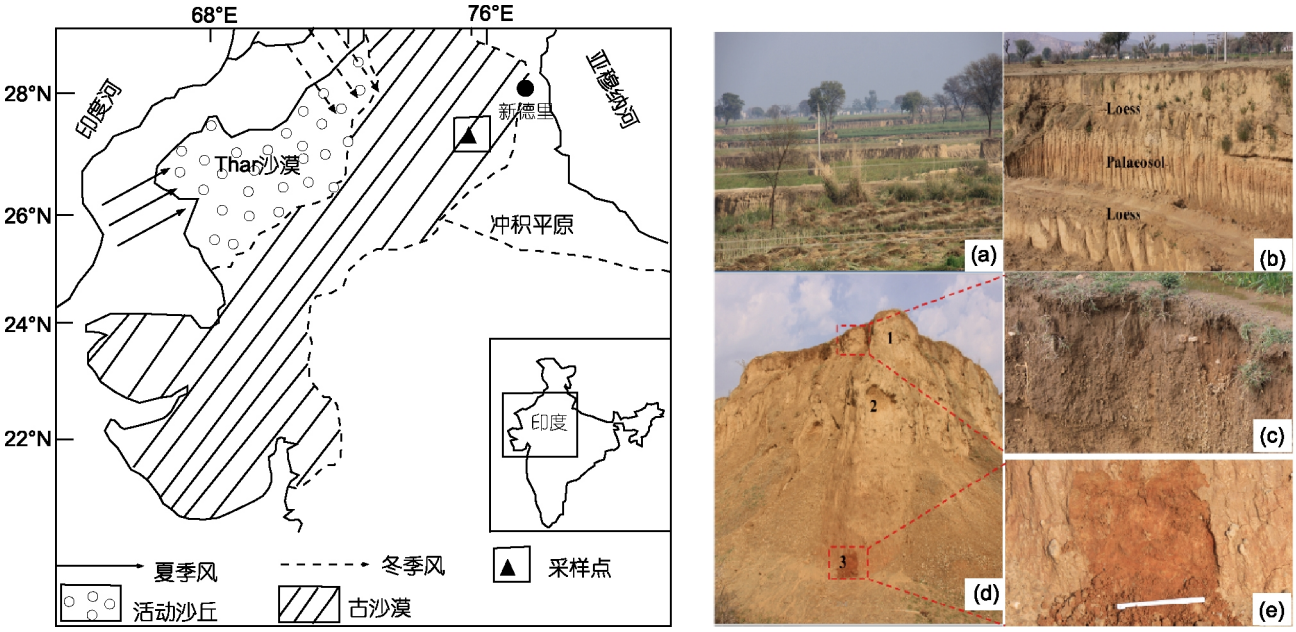

图 1　采样位置图

左图修改自Yadav等(2007), 注意作者将印度平原划分为冲积相; 右图为野外照片. (a)为研究区现在地貌及植被状况; (b)为该地区一个典型剖面, 从中可以很好地辨别出类似中国黄土高原的黄土层及古土壤层; (c)为采样剖面, 1, 2, 3代表样品采集的具体位置; (d)展示了现代土壤层(S_0)下发育的钙结核; (e)显示了该层经历了较强的风化成壤过程

中可能会混入一些粗粒坡积物.

2.2　实验方法

粒度测试采用的是英国马尔文公司Mastersizer 2000激光粒度仪, 该仪器的测试范围为0.02~2000μm, 重复测试误差低于1%. 样品在测试前先用盐酸及H_2O_2处理, 以去除样品中存在的碳酸盐, 有机质及铁氧化物. 处理后的样品在上机测试前, 加入分散剂在超声波中震荡5min.

稀土元素(REE)测量前流程为: 准确称取0.004g于Teflon容器中, 加入电子级混合酸(HF:HNO_3=3:1)2mL, 150℃加热12h. 样品冷却后加入0.25mL $HClO_4$, 于150℃电热板上蒸至近湿盐状, 再加(HNO_3:H_2O=1:2)回溶12h, 冷却后用超纯水(18.2MΩ)定容至40mL容量瓶中待测. 全程加入黄土标准物质测定进行质量控制, 以保证实验的可靠性. 稀土元素测量使用X-SERIES型ICP-MS质谱仪进行测试.

用S-4800场发射扫描电子显微镜对单颗粒石英的表面形态进行鉴定. 单石英颗粒的提取方法如下: 取风干样品先加入30%的H_2O_2及6mol/L的HCl去除有机质、碳酸盐及铁氧化物和部分粘土矿物, 之后采用焦硫酸钾熔融-氟硅酸溶解法, 除去云母、粘土矿物、层状硅酸盐及长石, 得到比较纯净的石英单矿物(孙有斌, 2001).

样品在室内自然晾干后研磨成粉末, 用保鲜膜包住装入磁测专用样品盒中. 高低频磁化率(κ_{hf}, κ_{lf})采用英国造Bartington MS2磁化率仪测量, 测试频率分别为4.7及0.47kHz, 后经质量校正得到χ_{hf}及χ_{lf}, 计算百分比频率磁化率χ_{fd}(%)=((χ_{lf}−χ_{hf})/χ_{lf})×100. 无磁滞剩磁(ARM)测量由D-2000型交变退磁仪(100mT交变场, 50μT直流场)和Molspin小旋转磁力仪完成. 等温剩磁(IRM)测量由IM-10-30脉冲磁力仪和Molspin小旋转磁力仪完成, 本文将1T场强下获得的IRM视为饱和等温剩磁(SIRM), 获得SIRM后, 继续以10mT的步长给样品施加反向磁场, 并用Molspin小旋转磁力仪测试剩磁, 直至剩磁反向, 利用线性内插计算剩磁矫顽力(Bcr), 并计算S-ratio=−IRM_{-300}/SIRM. 磁滞回线和热磁曲线由德国VFTB居里秤测量.

以上实验中, SEM鉴定在中国科学院厦门城市与环境研究所完成, 其余实验均在福建师范大学湿润亚热带山地生态重点实验室(省部共建国家重点实验室培育基地)完成.

3 结果

3.1 粒度

沉积物的粒度分布可以用来指示其搬运动力及搬运条件. 从图2a可以看出, Jaipur代表性样品的粒度频率分布曲线形态与西峰样品非常相似, 都显示了多峰偏负态非对称分布, 且它们的粒度分布曲线由众数值向粗颗粒区间变化时较迅速, 而向细颗粒区间变化时较缓慢. 它们的频率累计曲线(图2b)都呈“multi-S”型(Ashley, 1978; Bagnold和Barndorff-Nielsen, 1980), 表明有多种不同搬运方式的组分存在. 孙东怀(2006)曾利用数学方法将中国黄土典型样品的粒度分布曲线分解为3个组分: 超细粒组分、细粒组分及粗粒组分, 不同的组分代表着不同的搬运动力或形成条件, 如超细粒组分往往与成土作用有关, 细粒组分与西风带有关, 而粗粒组分则代表着集中发生的降尘过程, 是黄土的主要组成部分, 与冬季风的强度有关. 一般来说, 正态分布和Weibull分布是沉积物粒度分布拟合常用的类型, 前人对于河流、湖泊、海洋及黄土样品的粒度曲线拟合结果表明, 尽管Weibull分布的拟合度更高, 但是两者差别不大, 正态分布拟合结果也可以接受(孙东怀等, 2001; Yi等, 2012), 基于此, 我们选取其中一个代表样品的频率分布曲线, 根据曲线上存在的峰态个数, 对每个峰进行相应的正态分布拟合, 并计算该组分所占的百分比, 以此对样品的粒度频率分布曲线进行拟合分解, 结果同样得到了超细粒、细颗粒及粗颗粒3个不同的组分(如图2c红、绿、蓝色拟合曲线所示), 含量分别为3%、53%及44%, 这一结果与孙东怀(2006)结果一致. 不同的是, 与中国黄土相比, 其粒度明显偏粗, 中值粒径可达48~68μm, 尤其是其主峰达到了100μm左右, 远高于中国黄土的30~40μm左右. Pye(1987)的研究认为>70μm的颗粒只能通过短距离跃移搬运, Jaipur样品中>70μm的颗粒含量可达35~45%, 表明其含有更多的近源物质.

除了粒度分布曲线外, 常用的粒度参数有平均粒径(mean diameter, MD)、偏度Sk和峰度KG等. 其中MD代表了沉积物粒度分布的趋势, 它不仅与沉积介质的平均动力能有关, 而且在一定程度上还受源区物质的粒度分布所控制; Sk值可以反映沉积物粒度分布的对称性; KG主要反映了沉积物粒度频率分布曲线中峰的高矮、宽窄的特征, 可以揭示沉积物各组分的集中程度. 图2展示了Jaipur黄土样品与西峰黄土样品MD与Sk、MD与KG、KG与Sk的散点图, 尽管Jaipur样品只有3个, 但是其分布趋势与西峰黄土一致, 表明

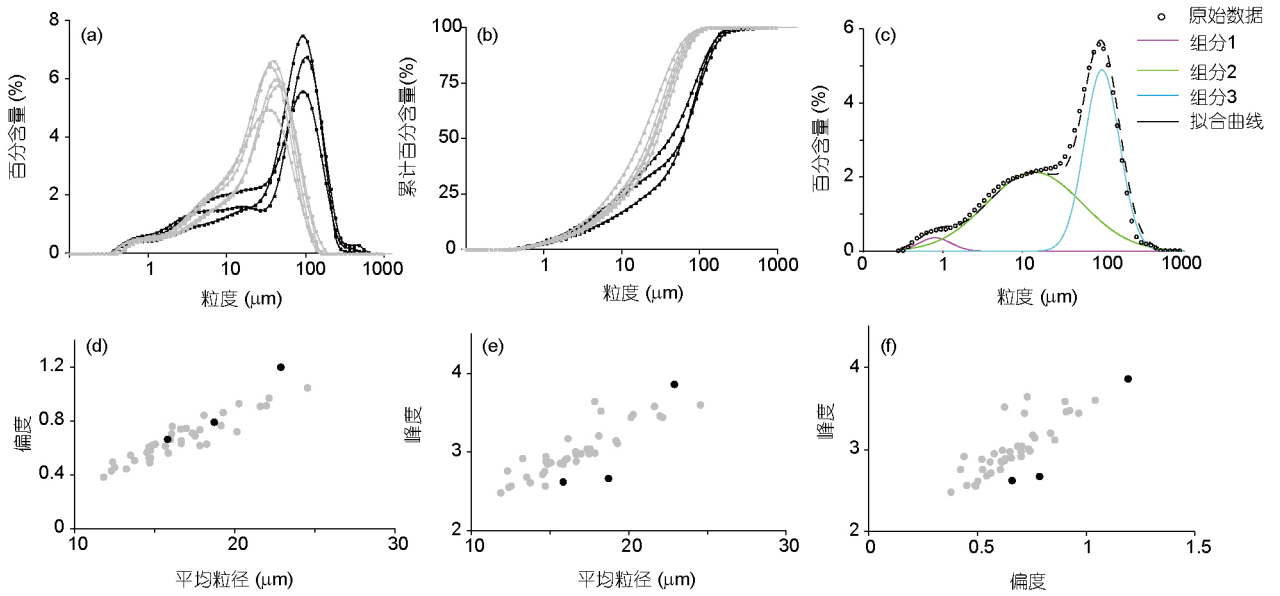

图 2　代表性样品的粒度频率分布曲线(a)、频率累计曲线(b)、组分分解拟合结果(c)、MD与Sk散点图(d)、MD与KG散点图(e)、KG与Sk散点图(f)及其与西峰典型黄土沉积物的对比

灰色曲线或圆点代表西峰样品, 黑色曲线或圆点代表Jaipur样品, 其中(a)和(b)图展示了5个西峰代表性样品, (c)中空心圆代表原始数据, 黑色虚线为拟合结果, 红绿蓝线分别为拟合的3个组分; (d)~(f)图中展示了40个西峰代表性样品

Jaipur样品具有与西峰样品相似的搬运动力, 搬运条件及搬运过程, 且具有高度的分选性.

3.2　稀土元素(REE)

稀土元素(REE)在不同成因的沉积物中其含量与分布模式是不同的, 作为示踪元素在指示各种沉积物的成因、物源、演化及形成环境等方面均具有重要意义(张虎才, 1996; 刁桂仪和文启忠, 2000; 张玉芬等, 2013). 表1列出了研究区样品及典型黄土样品的REE元素含量, 本文样品的ΣREE值介于172.11~197.38μg/g, 要高于西峰S_1以来黄土古土壤的平均值157.72μg/g(Jahn等, 2001), 而与Kashmir Valley的38个黄土古土壤样品的平均值186.46μg/g(Ahmad和Chandra, 2013)非常接近, 暗示着研究区样品与Kashmir Valley的黄土古土壤具有相似的物质来源. 图3为研究区代表性样品的REE配比模式, 3个样品的曲线几乎重合, 分布曲线均为负斜率, La-Eu曲线较陡, Eu-Lu曲线较为平缓, 均为LREE相对HREE富集, Eu呈较明显的负异常, 说明该处沉积物物源相对较为稳定, 与中国西峰黄土的REE的分布曲线高度吻合, 尽管与Kashmir黄土有一定的差异, 主要表现在后者没有明显的Eu负异常(Ahmad和Chandra, 2013), 可能与后期所经历的风化条件不同有关, 但他们也有一定的相似性, 说明研究区样品与典型的风成黄土类似, 即来自于一个广泛而开放的空间范围, 在搬运沉积过程中物质经过了充分的混合.

3.3　石英单颗粒SEM

石英颗粒具有非常稳定的化学性质, 其形态特征和表面微结构, 真实地记录了它在沉积前后所经历的物理化学风化过程、搬运动力介质及沉积环境特征

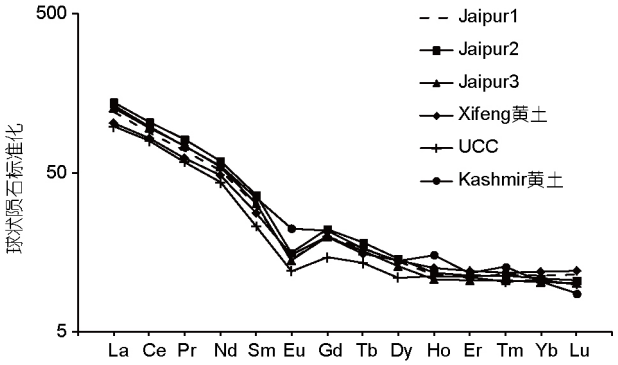

图 3　经球形陨石标准化(Boynton, 1984)的Jaipur样品REE配比模式及其与西峰黄土、Kashmir黄土的对比

(王颖和迪纳瑞尔, 1985). 不同的动力过程在石英颗粒的表面形成特殊的形态标志, 这些标志的组合特征与相互关系可以用来反映颗粒所经历的环境. 风成颗粒在搬运过程中, 由于颗粒间存在相互撞击摩擦等作用, 其表面往往留下一些特殊的形态, 比如撞击形成的断口、碟型坑等(Guo等, 2002; Pye, 1987; 孙有斌和安芷生, 2000). 图4展示了部分石英单颗粒的SEM图像, 颗粒多为次圆-次棱角状-棱角状, 形状不规则, 表面几乎不见次生硅质沉淀, 没有遭受明显的后期成壤溶蚀作用. 颗粒表面形态表现出明显的风力搬运特征, 如新鲜的贝壳状断口、有丰富的圆麻点和机械撞击形成的碟型坑. 这些特征与典型的风成颗粒一致.

3.4　环境磁学

根据高温κ-T曲线上不同的居里温度(或尼尔温度)点及分解温度, 可以判断样品中含有的特定种类的磁性矿物, 如磁铁矿、磁赤铁矿和赤铁矿等, 除此之外,

表 1　研究区样品的REE元素含量(μg/g)及其与典型黄土样品的比较[a)]

样品	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE
Jaipur1	37.78	71.79	8.42	30.81	6.05	1.05	5.10	0.79	4.44	0.82	2.35	0.37	2.36	0.37	172.11
Jaipur2	43.00	83.40	9.80	35.63	7.00	1.15	5.73	0.86	4.64	0.84	2.38	0.36	2.26	0.34	197.38
Jaipur3	39.66	77.39	8.98	32.61	6.23	1.03	5.13	0.76	4.17	0.76	2.19	0.34	2.12	0.32	181.71
西峰	31.68	66.35	7.47	28.67	5.40	1.11	5.14	0.73	4.49	0.91	2.54	0.38	2.48	0.39	157.72
Kashmir	40.62	78.26	8.85	33.06	6.81	1.63	5.59	0.79	4.48	1.09	2.45	0.41	2.14	0.28	186.46

a) 西峰样品为S1以来的10个黄土古土壤样品的平均值(Jahn等, 2001), Kashmir数值为来自于Kashmir Valley的38个黄土古土壤样品的平均值(Ahmad和Chandra, 2013)

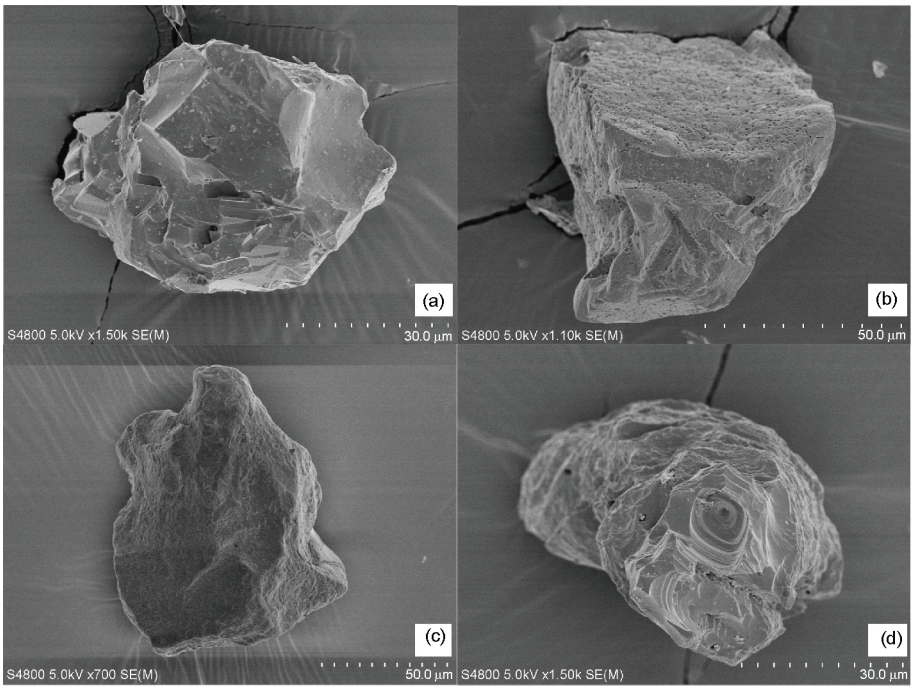

图 4　代表性样品的SEM石英单颗粒表面形态

(a)、(d) 明显的贝壳状断口; (b)、(c) 丰富的圆麻点, (c) 机械撞击形成的碟型坑

κ-T曲线还受控于样品中磁性矿物的颗粒大小(Liu等, 2005). Jaipur1(图5a)样品的加热曲线从室温到300℃基本不变, 在300~400℃有一个微弱的下降, 可能指示着热不稳定的磁赤铁矿受热转化为硬磁性的赤铁矿(Liu等, 1999), 之后磁化率在~580℃急剧下降, 表现为明显的磁铁矿的居里点. Jaipur2(图5b)样品的加热曲线从室温到300℃缓慢升高, 可能与加热过程中细的磁性矿物的解阻有关(刘青松等, 2007), 在300~400℃有一个明显的下降, 指示着热不稳定的磁赤铁矿的存在, 在500℃左右, 磁化率明显升高, 与加热过程中含铁硅酸盐转化为强磁性矿物有关(朱日祥等, 2001; Deng等, 2001; Liu等, 2005), 到~580℃磁化率急剧下降接近零, 说明磁铁矿的存在. Jaipur3(图5c)样品的加热曲线从室温到200℃缓慢升高, 之后随温度的升高磁化率降低, 在580℃附近存在明显的转折, 此后到700℃磁化率一直呈明显的下降趋势, 可能指示着样品中存在硬磁性的赤铁矿. 3个样品的冷却曲线都位于加热曲线的上方, 表明在加热过程中有大量的顺磁性或弱磁性矿物转化为强磁性矿物(朱日祥等, 2001; Deng等, 2001; Liu等, 2005).

磁滞回线包含了丰富的信息, 可以用它来反映样品中磁性矿物的软硬、磁颗粒的大小等基本特点(Thompson和Oldfield, 1986). 图5d~f展示了代表性样品的磁滞回线, 3个样品经顺磁性矫正后的曲线在小于300mT的外加磁场下已经闭合, 说明样品中的磁性矿物以软磁性矿物, 如磁铁矿及磁赤铁矿(图5a~c)为主, 而原始曲线在闭合之后随外加场的增加缓慢升高, 说明样品中含有少量的顺磁性或硬磁性矿物, 如赤铁矿(图5c). 其Bc值在7mT左右, 进一步证明了亚铁磁性矿物的主导地位.

除了κ-T曲线及磁滞回线外, 表2还列出了Jaipur样品的常温磁学参数值. 相比于中国黄土-古土壤序列(邓成龙等, 2007; Guo等, 2013), 其χ(均值为$35.33\times10^{-8}\,m^3\,kg^{-1}$)、ARM(均值为$9.76\times10^{-5}\,Am^2\,kg^{-1}$)及SIRM(均值为$242.97\times10^{-5}\,Am^2\,kg^{-1}$)值略低, 与黄土层相当, 但其$\chi_{fd}$%值却较高(均值为7.52%), 与古土壤层相当, 说明含有较多的SP磁颗粒(Dearing等, 1996), 可能暗示其经历过比中国黄土层更显著的成壤作用. 较高的S-ratio(均值为88.03%)及低的Bcr(均值为36.37mT)同时表明样品中的磁性矿物以软磁性矿物(磁铁矿及磁赤铁矿)为主, 与磁滞回线及热磁曲线(图5)结果一致. 总的来看, Jaipur样品的常温磁学参数与中国黄土

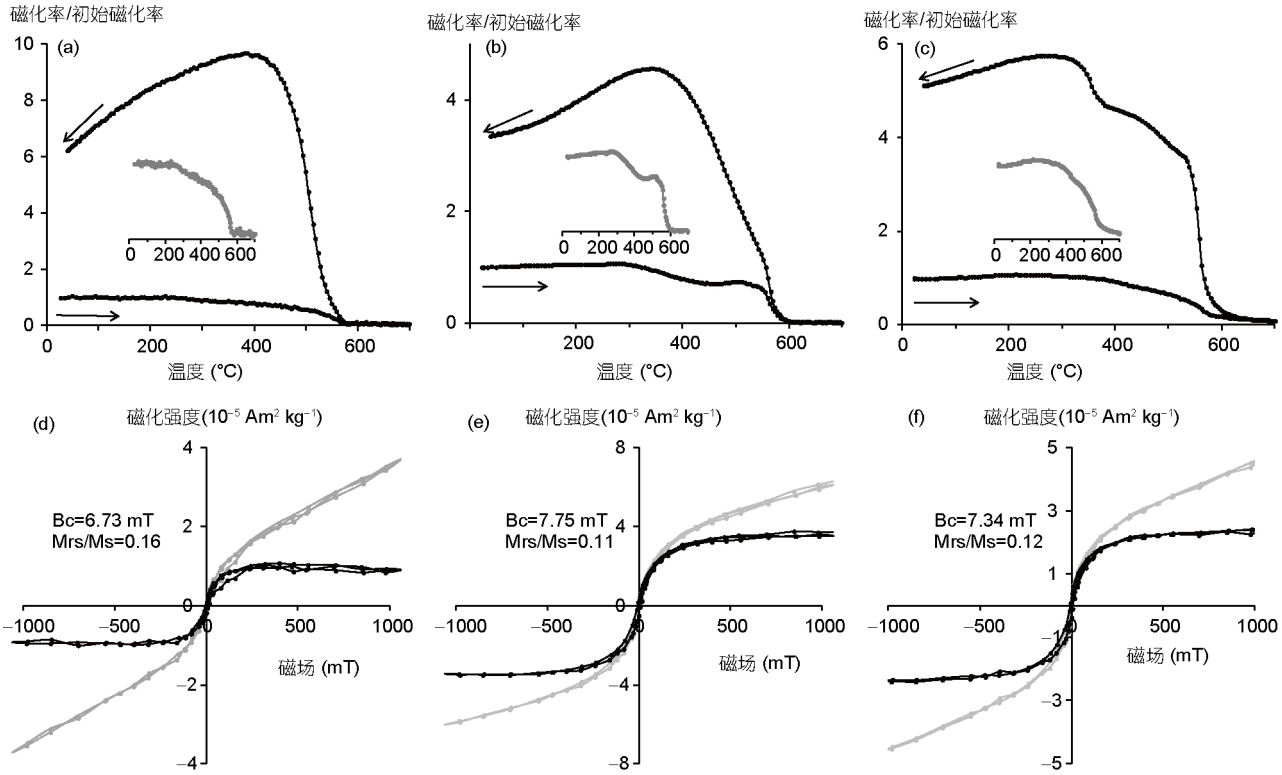

图 5　代表性样品的高温*κ*-*T*曲线以及磁滞回线

κ-*T*曲线: (a) Jaipur1, (b): Jaipur2, (c) Jaipur3; 磁滞回线: (d) Jaipur1, (e) Jaipur2, (f) Jaipur3. 灰色线为原始曲线, 黑线为校正曲线

表 2　代表性样品的常温磁学参数

样品	χ(10^{-8}m^3 kg^{-1})	χ_{fd}	ARM(10^{-5}Am^2 kg^{-1})	SIRM(10^{-5}Am^2 kg^{-1})	$S_{\text{-ratio}}$	Bcr(mT)
Jaipur1	21.7	8.76%	6.08	136.51	87.01	36.72
Jaipur2	46.5	6.58%	11.58	299.50	89.26	35.15
Jaipur3	38.7	7.24%	11.62	289.92	87.83	37.23

具有相当的可比性.

4　讨论

4.1　黄土发现的环境意义

迄今为止, 对于印度黄土的研究主要集中于北部喜马拉雅山区的Kashmir及Son Valley地区, 很少有关于印度河-恒河平原地区黄土的报道, 长期以来该平原一直以来被认为完全是由河流冲积形成(Bhartiya等, 1995; Yadav等, 2007). 研究区以西毗邻Thar沙漠(图1), 前人的研究证实了Thar沙漠是印度西北部地区频发的沙尘暴的主要物源区, 且沙尘暴的多发期集中于S-SW风向占主导的夏季, 从位置上看, 本文研究区位于Thar沙漠盛行风的下风向(图1), 为研究区可能存在的风成黄土堆积提供了物源上的保证, 除了Thar沙漠之外, 该地区毗邻河流, 比如其东北方向的亚穆纳河(图1), 河流的干河床也可能提供了部分的粉尘物源, 但是从前人对该地区沙尘暴的物源研究结果(Yadav和Rajamani, 2006; Yadav等, 2007)及该地区的主导风向(西南、西北风, 图1)来看, 上风向的沙漠对粉尘的贡献应该占主导. 这与中国黄土高原的形成过程相似, 即在西风及冬季风(西北风)盛行期间, 从西北沙漠戈壁区、青藏高原北部地区、柴达木盆地以及黄河干河床等(刘东生, 1985; Sun等, 2008; Pullen等, 2011; Nie等, 2015;

Licht等, 2016)带来了大量的粉尘颗粒, 沉降在黄土高原堆积而成. 黄土堆积发育除了要有物源的保证外, 还与其后期保存条件有关, 研究区属于干旱-半干旱气候带, 其现代气候条件(年均降雨量~600mm, 年均温约25℃)与植被发育情况(图1)与中国黄土高原的中部地区相似, 为风成黄土的保存提供了必要的条件. 此外, 从研究结果来看, 典型样品的粒度频率分布曲线及频率累计曲线显示了与中国黄土类似的分布(图2), 颗粒分布具有高度的分选性, 频率分布曲线同样可以分解为3个组分: 超细粒组分、细粒组分及粗粒组分, 代表着与中国黄土类似的搬运过程和搬运模式, 不同的是Jaipur黄土的粒度较西峰黄土明显粗得多, 且代表性样品的粒度频率分布曲线约在200~300μm存在小峰(图2a), 表明其含有更多的近源物质, 这可能与其靠近沙漠以及剖面几十米外的岩石山丘坡积物有关. 其次, REE配比模式(图3)与西峰黄土基本一致, 与Kashmir黄土稍有差异, 其形态与上地壳(UCC)相似, 说明其在沉积之前, 物质在源区及搬运的过程中经过了充分的混合. SEM石英单颗粒表面形态(图4)具有明显的贝壳状断口, 密集的麻点及碟形坑等, 与风动力搬运过程中颗粒之间的撞击摩擦等形成的特征形态一致, 表现出典型的风尘颗粒的特征. 样品的热磁曲线及磁滞回线(图5)测试表明, 样品中的主导磁性矿物以软磁性的磁铁矿、磁赤铁矿为主, 可能含有赤铁矿, 这与中国黄土完全一致, 此外, 其余磁学参数也与中国黄土具有可对比性(表2). 综合以上数据表明, 研究区存在典型的风成黄土沉积, 由此我们可以断定, 在广阔的印度河-恒河平原上应该有风尘堆积的存在.

在中国黄土高原, 粒度和磁化率作为重建冬季风与夏季风演化历史的代用指标获得了成功的应用. 一般来说, 在冰期-间冰期尺度上, 冬夏季风呈反相位演变, 因此黄土高原大部分地区粒度与磁化率呈反相关关系. 目前普遍被接受用来解释这种关系的学说为“成壤说”(Zhou等, 1990; Maher等, 1994; Hao和Guo, 2005). 随着研究的进行, 人们发现在西伯利亚、阿拉斯加及中国新疆的部分地区, 黄土-古土壤地层的磁化率与粒度的对应关系显示出与中国黄土高原基本相反的特点: 冰期堆积下来的黄土层粒度及磁化率同时获得高值, 而在间冰期发育的古土壤层粒度及磁化率反而获得低值, 于是研究者们提出两种假说来解释: 一是“风速论”(Begét和Hawkins, 1989; Chlachula等, 2002; Kravchinsky等, 2008), 二是“还原说”(Maher, 1998; 刘秀铭等, 2007).

本文研究区靠近Thar沙漠(图1), 是沙尘暴的多发地, 为本区黄土提供了物源. 前人的研究(Yadav和Rajamani, 2006; Yadav等, 2007)说明研究区黄土主要是由印度夏季风从沙漠搬运而来, 这与中国黄土及西伯利亚, 阿拉斯加黄土主要由冬季风搬运而来完全不同. 夏季风越强, 其携带的颗粒越多越粗, 同时带来更多的降水, 促进成壤作用的发育, 就有可能形成更多的细颗粒的磁性矿物, 导致更高的磁化率, 因此其黄土-古土壤序列蕴含了印度西南季风的演化信息, 且其粒度和磁化率与黄土-古土壤地层的对应关系可能并不符合单纯的“风速论”的模式, 也不符合单纯的“成壤说”或“氧化-还原说”, 值得以后进行更深入的探讨.

4.2 黄土地与原始农耕及其文明的关系

中国和印度都是文明古国, 中国古文明发育在黄河中游渭河流域的关中平原. 现在印度河-恒河平原风积黄土被认识, 或许可以提出这样的问题: 早期文明的发育是否与黄土地适合原始农耕有着密切关系?

黄土由于土质均匀肥沃、疏松多孔、透水透气性较好, 是天然的草原, 为草食动物提供基本食物. 此外, 黄土还易于旱耕农业的发展, 而且有利于早期人类的洞穴生活. 中国黄河流域众多古文化遗址的发现, 足以证明中华文明的产生与黄土息息相关. 有学者认为中国黄土和黄土高原的地质生态系统, 以及与之相关的旱作农业是中华文明起源、发展和形成过程中不曾中断的重要原因之一(吴文祥和刘东生, 2001).

另外一种观点强调文明与河流的关系, 认为“四大文明古国”——中国、古埃及、古巴比伦、古印度的文明形成, 在地理位置上均与大河息息相关. 比如黄河是造就中华文明的母亲河, 尼罗河是哺育古埃及文明的母亲河, 幼发拉底河、底格里斯河与恒河分别也是养育巴比伦文明和印度文明的母亲河, 因此提出“大河文明”这一概念(张敬秀, 1996; 姜守明和贾雯, 2011; 余秋雨, 2007).

诚然, 人类生存离不开水, 发育文明一样离不开水. 大河发展历史悠久, 形成了诸多河流阶地与冲积扇, 这些地方地势平坦, 靠近水源, 可能是早期人类社会产生的“伊甸园”. 但是, “大河文明”的提法会使人容易误解成为, 流量大的河流与古文明密切相关, 事

实却非如此. 世界前十大河流中, 仅仅在尼罗河、黄河等少数河流中产生了影响世界的文明. 亚马孙河流量、流域面积都属世界第一, 却没有产生发达的古代文明, 同样美国的密西西比河, 也没有产生发达的古代文明. 就中国而言, 长江无论是长度、流量与流域面积均比黄河要大要长, 中国南方也还有许多比黄河流量更多的河流, 为什么华夏文明却出现在黄土高原的黄河流域, 而非长江流域? 或者其他南方大河流域? 这就意味着文明与河流的关系并不是那么简单.

古文明的发育首先需要发展农业来保证粮食, 即能够产生古文明的地域应当是粮食生产得以保障的地方. 发展农业, 尤其是发展原始农业, 需要一定的地理条件相适应, 才能事半功倍. 早期原始文明阶段人类还处于劳动力低下、工具很初级的发展阶段, 在这种条件下, 人类到了森林密布的热带亚热带长江, 亚马孙河, 或中国南方各大河流域, 纵然有用不完的河水, 也只能眼看着东流而去, 却未必能想出有效办法来利用它. 此外在南方森林中生存, 还会随时受到虎豹蛇虫的威胁, 稍不小心就沦为它们的“快餐”和牺牲品. 工具落后的时代人类很难在密林中大规模的发展粮食生产, 或许也只能够像今天丛林中的各部落那样生存着.

而黄土高原地处半干旱区一望无际的草原环境, 易于原始农业的烧垦活动(周新郢等, 2011), 使用简单的工具便可以在黄土表层种植粮食. 黄土疏松多孔, 土质均匀肥沃, 透水透气好, 易于开垦种地, 而且, 黄土还可以挖窑洞栖身, 最适合于早期人类生存和农业发展. 从早期农业的起源及农作物的扩散传播来看, 中国北方及西北地区的原始农业以旱作农业为主(Li 等, 2007; 李小强等, 2007; 张健平等, 2010), 黍、粟等旱作农作物因能适应半干旱区的自然降水特征(郭贤仕, 1999; 何德亮, 2004), 对黄土文明的起源与发展意义重大, 随着农耕技术及农作物的传播与扩散, 农业多样化才应运而生(李小强等, 2007). 因此, 在早期人类劳动力低下的前提下, 原始农业主要不是靠大河引水人工浇灌, 而是靠天下雨自然浇灌, 相比于大河水源来说, 先民们更需要的是容易开垦的黄土地, 黄土高原的大部分地区到现在依然一直沿袭着这种传统的耕种方法. 如果从耕作土壤、适度降雨这两方面来考察中华文明区域, 就会发现黄土高原大部分地区都能够满足条件. 八百里秦川黄土地就是因为该区拥有合适的年降雨量, 能够旱涝保收, 成为历史上远近闻名的米粮仓, 也是产生中华文明的重要摇篮. 因此, 中华文明与“大河”之间没有必然的联系, 而是一望无边黄土地的自然地理条件更适合劳动力低下的原始农业耕种方式, 人类很容易将原来天然的无边草原开垦成为一片片庄稼地. 是黄土地宜耕条件, 使得早期先民的原始农业得到快速发展, 丰硕的粮食收获为人类生存提供根本保障, 在此物质基础上, 人口不断发展, 文明也随之孕育成长. 因此, 我们推测, 中华文明发源于黄河流域, 而非发源于长江或者其他南方大河流域的根本原因并非因为大河, 而是因为黄土地能够快速扩大农业牧业的生产.

印度恒河平原可以分为3部分: 上游、中游及下游. 上游平原气候相对干旱, 但是研究表明相对干旱的恒河平原的上游地区是印度农业的一个起源中心(Singh, 2012), 始于新石器时代(Vishnu-Mittre, 1978; Tripathi, 2008). 考古资料表明该区是水稻驯化的起源地之一, 同时也是其他小麦、谷类和豆类等农作物的驯化及传入地, 随着农业的不断发展, 这一地区的人口也随之增多, 促使其不断的向外扩张到恒河平原的其他地区, 经济得以兴起与繁荣, 进而推动了城市的出现及原始印度教教义的形成, 因此恒河平原的上游被认为是印度农业文明的摇篮(Singh, 2012). 上述研究证明, 在恒河平原的上游附近地区广泛分布着与中国黄土高原类似的黄土堆积, 但是该平原所处地理位置比黄河流域更偏南方, 因此落下的风积物比中国黄土高原普遍经受更加强烈的风化成土过程, 造成认识上的一些困难. 如果水源是原始农业的决定性因素, 那么恒河平原的中游及下游地区比起上游地区有着更加充足的水资源, 但是农业文明的摇篮却出现在有着典型黄土分布的相对干旱的上游地区, 这可能验证了在原始农业的起源阶段, 黄土地能够快速扩大农业生产, 易于形成古文明摇篮的假说.

如此看来, 所谓“大河文明”与大河之间的关系, 更多的是一种非水文因素的关系, 影响人类文明进展的不仅仅只有河流这单一因素, 还有气候、植被、土壤与交流、内部文化等诸多因素, 如果仅仅以河流论文明, 存在相当大的不足, 河流与文明之间, 更像一种偶然关系, 陆地表面河流的覆盖面积广阔, 产生这种偶然性的机会很多. “大河”与文明之间不存在必然的联系, 文明不一定要发源于大河流域, 而世界性的大河

流域也不一定会产生发达的文明. 因此, “大河文明”这一概念的提出带有片面性的因素.

5 结论

(1) 通过对印度河-恒河平原地区代表性样品的粒度、地球化学、SEM及磁学等手段分析, 并与中国黄土样品进行对比, 确定了研究区存在典型的风尘黄土堆积, 且其主导磁性矿物为磁铁矿及磁赤铁矿, 可能含有少量赤铁矿, 常温磁学参数与中国黄土具有很大的可对比性, 暗示其具有作为古气候研究载体的潜力.

(2) 研究区的黄土主要来自于夏季风, 与中国及西伯利亚黄土主要来自于冬季风不同, 因此其磁化率与粒度之间的关系及其地层磁化率增强机制很有可能与目前已有的模式完全不同.

(3) 中国古文明的发展离不开黄土高原, 同样印度河-恒河平原大范围存在的黄土可能也为古印度的农业发展提供了不可或缺的条件, 从而促进古印度文明的兴起与繁荣, 从这方面来看, “大河文明”这一概念具有一定的片面性.

致谢 中国科学院厦门城市与环境研究所郑越博士协助SEM分析, 福建师范大学地理科学学院方虹硕士协助REE测试, 作者在此一并表示感谢.

参考文献

邓成龙, 刘青松, 潘永信, 朱日祥. 2007. 中国黄土环境磁学. 第四纪研究, 27: 193–209

刁桂仪, 文启忠. 2000. 渭南黄土剖面中的稀土元素. 海洋地质与第四纪地质, 20: 57–61

郭贤仕. 1999. 谷子旱后的补偿效应研究. 应用生态学报, 10: 563–566

何德亮. 2004. 山东新石器时代农业试论. 农业考古, 3: 58–69

姜守明, 贾雯. 2011. 世界大河文明. 山东: 山东画报出版社. 252

李小强, 周新郢, 周杰, Jonh D, 张宏宾, 尚雪. 2007. 甘肃西山坪遗址生物指标记录的中国最早的农业多样化. 中国科学D辑: 地球科学, 27: 934–940

刘东生. 1985. 黄土与环境. 北京: 科学出版社. 481

刘青松, 邓成龙, 潘永信. 2007. 磁铁矿和磁赤铁矿磁化率的温度和频率特性及其环境磁学意义. 第四纪研究, 27: 955–962

刘秀铭, 刘东生, 夏敦胜, Hesse P, Jiri C, 王冠. 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. 中国科学D辑: 地球科学, 37: 1382–1391

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: 1469–1488

孙东怀, 安芷生, 苏瑞侠, 吴锡浩, 王苏民, 孙千里, David R, Bloemendal J. 2001. 古环境中沉积物粒度组分分离的数学方法及其应用. 自然科学进展, 11: 269–276

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

孙有斌, 安芷生. 2000. 风尘堆积物中石英颗粒表面微结构特征及其沉积学指示. 沉积学报, 18: 506–509

孙有斌. 2001. 黄土样中石英单矿物的分离. 岩矿测试, 20: 23–26

王颖, 迪纳瑞尔B. 1985. 石英砂表面结构模式图集. 北京: 科学出版社. 10

吴文祥, 刘东生. 2001. 试论黄土、黄土高原与原始农业和文明的关系. 见: 2001年原始农业对中华文明形成的影响研讨会论文集. 10–16

余秋雨. 2007.中华永不衰败的大河文明. 中国三峡建设, 4: 18–23

张虎才. 1996. 武都黄土剖面稀土元素研究. 地球化学, 25: 545–550

张健平, 吕厚远, 吴乃琴, 李丰江, 杨晓燕, 王炜林, 马明志, 张小虎. 2010. 关中盆地6000~2100cal. a B.P. 期间黍、粟农业的植硅体证据. 第四纪研究, 30: 287–297

张敬秀. 1996. 东亚五大文明阶段历史演进加速度效应. 内蒙古大学学报(社会科学版), 6: 107–108

张玉芬, 李长安, 邵磊, 周耀, 刘引迪. 2013. “巫山黄土”的稀土元素特征与成因. 地球科学——中国地质大学学报, 38: 181–187

周新郢, 李小强, 赵克良, John D, 孙楠, 杨青. 2011. 陇东地区新石器时代的早期农业及环境效应. 科学通报, 56: 318–326

朱日祥, 石采东, Suchy V, Zeman A, 郭斌, 潘永信. 2001. 捷克黄土的磁学性质及古气候意义. 中国科学D辑: 地球科学, 31: 146–154

Ahmad I, Chandra R. 2013. Geochemistry of loess-paleosol sediments of Kashmir Valley, India: Provenance and weathering. J Asian Earth Sci, 66: 73–89

An Z. 2000. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. Quat Sci Rev, 19: 171–187

Ashley G M. 1978. Interpretation of polymodal sediments. J Geol, 86: 411–421

Bagnold R A, Barndorff-Nielsen O. 1980. The pattern of natural size distributions. Sedimentology, 27: 199–207

Begét J E, Hawkins D B. 1989. Influence of orbital parameters on Pleistocene loess deposition in central Alaska. Nature, 337: 151–153

Bhartiya S P, Narayan S, Nigam A C. 1995. Lithostratigraphy and alluviation history of quaternary deposits of southern part of Gangetic Plain, Uttar Pradesh. J Geol Soc India, 46: 393–399

Boynton W V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P, ed. Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier. 63–114

Chlachula J, Evans M E, Rutter N W. 2002. A magnetic investigation of a Late Quaternary loess/palaeosol record in Siberia. Geophys J Int, 132: 128–132

Dar R A, Chandra R, Romshoo S A, Kowser N. 2015. Micromorphological investigations of the Late Quaternary loess-paleosol sequences of the Kashmir Valley, India. J Asian Earth Sci, 111: 328–338

Dearing J A, Dann R J L, Hay K, Lees J A, Loveland P J, Maher B A, O'Grady K. 1996. Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials. Geophys J Int, 124: 228–240

Deng C, Zhu R, 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, 26: 873–878

Geiss C E, Egli R, Zanner C W. 2008. Direct estimates of pedogenic magnetite as a tool to reconstruct past climates from buried soils. J Geophys Res, 113: B11102, doi: 10.1029/2008JB005669

Guo X, Liu X, Li P, Lü B, Guo H, Chen Q, Liu Z, Ma M. 2013. The magnetic mechanism of paleosol S5 in the Baoji section of the southern Chinese Loess Plateau. Quat Int, 306: 129–136

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

Gupta S K, Sharma P, Juyal N, Agrawal D P. 1991. Loess-palaeosol sequence in Kashmir: Correlation of mineral magnetic stratigraphy with the marine palaeoclimatic record. J Quat Sci, 6: 3–12

Hao Q, Guo Z. 2005. Spatial variations of magnetic susceptibility of Chinese loess for the last 600 kyr: Implications for monsoon evolution. J Geophys Res, 110: B12101

Heller F, Liu T S. 1982. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. Nature, 300: 431–433

Jahn B, Gallet S, Han J. 2001. Geochemistry of the Xining, Xifeng and Jixian sections, Loess Plateau of China: Eolian dust provenance and paleosol evolution during the last 140 ka. Chem Geol, 178: 71–94

Kravchinsky V A, Zykina V S, Zykin V S. 2008. Magnetic indicator of global paleoclimate cycles in Siberian loess-paleosol sequences. Earth Planet Sci Lett, 265: 498–514

Kusumgar S, Agrawal D P, Juyal N, Sharma P. 1986. Palaeosols within Loess: Dating palaeoclimatic events in kashmir. Radiocarbon, 28: 561–565

Li X, Dodson J, Zhou X, Zhang H, Masutomoto R. 2007. Early cultivated wheat and broadening of agriculture in Neolithic China. Holocene, 17: 555–560

Licht A, Pullen A, Kapp P, Abell J, Giesler N. 2016. Eolian cannibalism: Reworked loess and fluvial sediment as the main sources of the Chinese Loess Plateau. Geol Soc Am Bull, 128: 944–956

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

Liu X M, Hesse P, Rolph T. 1999. Origin of maghaemite in Chinese loess deposits: Aeolian or pedogenic? Phys Earth Planet Inter, 112: 191–201

Lodha G S, Sawhney K J S, Razdan H, Agrawal D P, Juyal N. 1987. Geochemical studies on Kashmir loess profiles. J Earth Syst Sci, 96: 135–145

Maher B A, Thompson R, Zhou L P. 1994. Spatial and temporal reconstructions of changes in the Asian palaeomonsoon: A new mineral magnetic approach. Earth Planet Sci Lett, 125: 461–471

Maher B A. 1998. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: Paleoclimatic implications. Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol, 137: 25–54

Nie J, Stevens T, Rittner M, Stockli D, Garzanti E, Limonta M, Bird A, Andò S, Vermeesch P, Saylor J, Lu H, Breecker D, Hu X, Liu S, Resentini A, Vezzoli G, Peng W, Carter A, Ji S, Pan B. 2015. Loess Plateau storage of Northeastern Tibetan Plateau-derived Yellow River sediment. Nat Commun, 6: 8511, doi: 10.1038/ncomms9511

Pant R K, Basavaiah N, Juyal N, Saini N K, Yadava M G, Appel E, Singhvi A K. 2005. A 20-ka climate record from Central Himalayan loess deposits. J Quat Sci, 20: 485–492

Pant R K, Krishnamurthy R V, Tandon S K, Bisht K. 1985. Loess lithostratigraphy of Kashmir basin, India. In: Agrawal D P, Kusumgar S, Krishnamurthy R V, eds. Climate and Geology of Kashmir and Central Asia for the Last 4 Million Years. New Delhi: Today and Tomorrow's Printers and Publishers. 123–129

Pease P P, Tchakerian V P, Tindale N W. 1998. Aerosols over the Arabian Sea: Geochemistry and source areas for aeolian desert dust. J Arid Environ, 39: 477–496

Prakash D, Payra S, Verma S, Soni M. 2013. Aerosol particle behavior during dust storm and diwali over an urban location in north western India. Nat Hazards, 69: 1767–1779

Pullen A, Kapp P, McCallister A T, Chang H, Gehrels G E, Garzione C N, Heermance R V, Ding L. 2011. Qaidam Basin and northern Tibetan Plateau as dust sources for the Chinese Loess Plateau and paleoclimatic implications. Geology, 39: 1031–1034

Pye K. 1987. Aeolian Dust and Dust Deposits. London: Academic Press. 334

Ramakrishnan M. 2008. Geology of India. Bangalore: Geological Society of India. 994

Singh A K. 2012. Probable agricultural biodiversity heritage sites in India: XI. The Upper Gangetic Plains region. Asian Agri-History, 16: 21–44

Singhvi A K, Bronger A, Pant R K, Sauer W. 1987. Thermoluminescence dating and its implications for the chronostratigraphy of loess-paleosol sequences in the Kashmir Valley (India). Chem Geol-Isotope Geosci Section, 65: 45–56

Sun Y, Tada R, Chen J, Liu Q, Toyoda S, Tani A, Ji J, Isozaki Y. 2008. Tracing the provenance of fine-grained dust deposited on the central Chinese Loess Plateau. Geophys Res Lett, 35: L01804

Thompson R, Oldfield F. 1986. Environmental Magnetism. London: Allen & Unwin. 228

Tripathi V. 2008. Agriculture in the Gangetic plains during the First Millennium BC. In: Gopal Lallanji, Srivastava V C, eds. History of Agriculture in India up to c. 1200 AD. History of Science, Philosophy and Culture in Indian Civilization, Vol. V, Part 1. New Delhi: Concept Publishing. 348–365

Verma S, Payra S, Gautam R, Prakash D, Soni M, Holben B, Bell S. 2013. Dust events and their influence on aerosol optical properties over Jaipur in Northwestern India. Environ Monit Assess, 185: 7327–7342

Vishnu-Mittre . 1978. Origins and history of agriculture in the Indian sub-continent. J Human Evolution, 7: 31–36

Washington R, Todd M, Middleton N J, Goudie A S. 2003. Dust-storm source areas determined by the total ozone monitoring spectrometer and surface observations. Ann Assoc Am Geogr, 93: 297–313

Yadav S, Chauhan M S, Sharma A. 2007. Characterisation of bio-aerosols during dust storm period in N-NW India. Atmos Environ, 41: 6063–6073

Yadav S, Rajamani V. 2006. Air quality and trace metal chemistry of different size fractions of aerosols in N-NW India—Implications for source diversity. Atmos Environ, 40: 698–712

Yi L, Yu H, Ortiz J D, Xu X, Qiang X, Huang H, Shi X, Deng C. 2012. A reconstruction of late Pleistocene relative sea level in the south Bohai Sea, China, based on sediment grain-size analysis. Sediment Geol, 281: 88–100

Zhou L P, Oldfield F, Wintle A G, Robinson S G, Wang J T. 1990. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess. Nature, 346: 737–739