

下蜀黄土参数化粒度端元分析及其物源示踪

刘梦慧¹, 李徐生¹, 韩志勇¹, 陈英勇², 汪雨辰¹, 苑晓康¹, 任翌成¹

1. 南京大学 地理与海洋科学学院, 南京 210023

2. 河南大学 环境与规划学院, 开封 475001

摘要: 下蜀黄土的物源问题对于理解亚热带东亚季风区干旱化过程至关重要。目前采用的物源示踪方法存在一定的局限性, 对下蜀黄土物源的认识也存在争议。粒度端元分析可定量分解出沉积物中不同动力过程和来源的粒度组分, 具有解析风尘沉积物源的较好潜力。本文应用参数化粒度端元分析方法, 对镇江大港和九江马垱两个下蜀黄土剖面的物源组分进行了研究。结果发现: 下蜀黄土可分离为超细粒(EM1)、细粒(EM2)、中粒(EM3)和粗粒(EM4)4个粒度端元, 其中EM1(众数分别为0.7 μm和0.9 μm)源于粉尘沉积后风化成壤作用形成的次生组分, EM2(众数均为6 μm)为长距离搬运的远源组分, EM3(众数分别为25 μm和28 μm)是区域近地面冬季风搬运的近源粉尘, EM4(众数分别为44 μm和45 μm)则来自于沉积区附近的局地源组分。相似的区域风化成壤背景导致两地的EM1含量及变化均十分相似(镇江9.88%, 九江9.06%); 近源加局地源组分(EM3+EM4)则构成了两地下蜀黄土的主要来源(镇江51.79%, 九江63.35%); 西北气流将干旱-半干旱地区的粉尘输送至长江下游地区形成远源组分(EM2, 镇江38.33%, 九江27.59%), 而在区域近地面东北风的作用下, 两剖面间粒度端元的变化序列存在“异元相似”的现象(即大港剖面EM3与马垱剖面的EM2变化曲线相似, 大港剖面EM4与马垱剖面EM3变化曲线相似)。因此, 下蜀黄土是不同物源组分混合而形成的沉积物, 不同区域下蜀黄土的物源既有差异, 又存在一定的空间联系。

关键词: 粒度端元; 物源示踪; 下蜀黄土; 冬季风; 粉尘沉积

Parametric end-member analysis of the grain size distribution of the Xiashu loess and its provenance tracing

LIU Menghui¹, LI Xusheng¹, HAN Zhiyong¹, CHEN Yingyong², WANG Yuchen¹, YUAN Xiaokang¹, REN Yicheng¹

1. School of Geography and Ocean Science, Nanjing University, Nanjing 210023, China

2. College of Environment and Planning, Henan University, Kaifeng 475001, China

Abstract: Background, aim, and scope Determining the provenance of the Xiashu loess deposition located in the middle and lower reaches of the Yangtze River is very important for understanding the evolution of the East Asian monsoon circulation in the subtropical region of China. This issue has induced widespread concern and controversy in previous studies. At present, the provenance tracing methods used (such as elemental

收稿日期: 2021-02-18; 录用日期: 2021-06-24; 网络出版: 2021-06-30

Received Date: 2021-02-18; **Accepted Date:** 2021-06-24; **Online first:** 2021-06-30

基金项目: 国家自然科学基金项目(40971004, 41571188, 41671191)

Foundation Item: National Natural Science Foundation of China (40971004, 41571188, 41671191)

通信作者: 李徐生, E-mail: lixusheng@nju.edu.cn

Corresponding Author: LI Xusheng, E-mail: lixusheng@nju.edu.cn

引用格式: 刘梦慧, 李徐生, 韩志勇, 等. 2021. 下蜀黄土参数化粒度端元分析及其物源示踪 [J]. 地球环境学报, 12(5): 510–525.

Citation: Liu M H, Li X S, Han Z Y, et al. 2021. Parametric end-member analysis of the grain size distribution of the Xiashu loess and its provenance tracing [J]. *Journal of Earth Environment*, 12(5): 510–525.

geochemistry, detrital zircon U-Pb age spectra, etc.) have certain limitations. The grain size composition is closely related to dynamic sedimentary conditions. Parametric end-member analysis (EMA) based on grain size distribution data can quantitatively decompose components representing different sedimentary dynamic processes and sources and has great potential in extracting information regarding the transportation and provenance of the Xiashu loess. In this paper, parametric EMA is applied to study the provenance tracing of the Xiashu loess. By separating and extracting the grain size end-members of the Xiashu loess from two profiles in the Dagang (DG) profile, Zhenjiang City, and Madang (MD) profile, Jiujiang City, we identified the source of dust material. **Materials and methods** A total of 325 samples in the DG profile and 332 samples in the MD profile were collected for grain size testing. After pretreatment, the grain size distribution was measured by a Mastersizer 2000 laser particle size analyser produced by Malvern, UK, with a detection range of 0.02—2000 μm . The results were analysed by the AnalySize programme based on MATLAB software provided by Paterson and Heslop (2015). Ninety-six Xiashu loess samples were selected from top to bottom in the MD profile, and X-ray fluorescence spectrometry was used to analyse major element compositions. We calculated the chemical index of alteration (CIA) of the above samples and quoted 34 CIA values of the DG profile to assist in the determination of the source components. **Results** The results show that the grain size composition of the Xiashu loess in both profiles can be decomposed into four main end members. The modal grain sizes of the four end members in the DG profile are EM1=0.7 μm , EM2=6 μm , EM3=25 μm and EM4=44 μm ; in the MD profile, they are EM1=0.9 μm , EM2=6 μm , EM3=28 μm and EM4=45 μm . **Discussion** EM1 (modal grain size <1 μm in both profiles) is the secondary weathering and pedogenic component, and the proportions in the two profiles are close (9%—10%). EM2 (modal grain sizes are 6 μm in both profiles) consists of a distant-source aeolian deposition, and the content of the DG profile (38.33%) is higher than that of the MD profile (27.59%). EM3 (modal grain size is 25 μm in the DG profile and 28 μm in the MD profile) consists of nearby-source deposition, and EM4 (modal grain size is 44 μm in the DG profile and 45 μm in the MD profile) is a local-source deposit. The proportion of nearby sources + local sources was higher in the MD profile (63.35%) than in the DG profile (51.79%). The change curves of fine-grained end members (EM1) of the two profiles are relatively similar. The change curves of coarse-grained end members are different while still being interrelated. The variation curve of the nearby-source component (EM3) in the DG profile is similar to that of the distant-source component (EM2) in the MD profile, and the variation curve of the local-source component (EM4) in the DG profile is similar to that of the nearby-source component (EM3) in the MD profile. **Conclusions** The above results and discussion indicated that the Xiashu loess is composed of secondary weathering and pedogenic components, as well as distant-source deposition, nearby-source deposition and local-source deposition. Although the proximal dust materials (including nearby-source and local-source dust material derived from the beaches of rivers and lakes in the Yangtze River and Huaihe areas) are mainly components of the Xiashu loess, there is a certain source connection between different locations, rather than each having an independent source area. **Recommendations and perspectives** The Xiashu loess in the lower reaches of the Yangtze River is a complex mixed sediment formed by different material sources under variable sedimentary dynamics. Neither can the Xiashu loess simply be interpreted as the result of the southward invasion of aeolian materials from the northern desert-loess region, nor is its provenance completely derived from nearby-source materials in southern China. The Xiashu loess is composed of not only regional nearby-source and local-source components by the winter monsoon but also distant-source dust transported by long-distance suspension from the northern desert-loess region.

Key words: parametric end-member analysis; provenance tracing; Xiashu loess; winter monsoon; dust deposition

黄土是地质时期大气粉尘活动的产物与记录
(刘东生, 1985)。开展风尘黄土物源示踪研究和

源区特征分析, 有助于追踪风尘源区的环境状况,
揭示风尘物质的产生、释放机制以及解读风尘沉

积古环境记录，进而探讨大气环流格局变化。风尘黄土物源示踪研究已成为过去全球变化研究中的一个重要方向和研究热点（孙继敏等，1995；鹿化煜和安芷生，1998；Guo et al, 2002；Sun, 2002；陈骏和李高军，2011）。

下蜀黄土是晚第四纪以来长江中下游地区发育的风成黄土，位于我国风成黄土堆积的南缘和南方红土发育的北界，是我国南方地区重要的第四纪地层，也是研究我国亚热带地区古气候环境演变的重要载体（杨达源，1991；李徐生等，2018）。下蜀黄土的风尘物质来源于何处，众多学者对此进行了大量研究，但仍存在争议。早期研究认为下蜀黄土的堆积主体来自冬季风加强时北方干旱地区粉尘颗粒的远距离输送，是晚第四纪冰期大规模“黄土南侵”的结果（李吉均等，1983；吴标云，1985；邵家骥，1988；熊尚发等，1999；李徐生等，2001）。而近些年来，更多学者认为北方干旱区的远源粉尘在下蜀黄土形成过程中的贡献被高估了，并推断下蜀黄土的粉尘堆积主要来源于长江流域附近的基岩剥蚀物、河漫滩、冲积平原、湖床等近源物质（Hao et al, 2010；Qiao, et al, 2011；Liu et al, 2014；凌超豪等，2018；Wang et al, 2018；Han et al, 2019）。

目前下蜀黄土物源示踪所采用的研究方法主要有两种，一种是元素地球化学示踪（Hao et al, 2010；Qiao et al, 2011，凌超豪等，2018），另一种是单矿物锆石 U-Pb 年龄谱示踪（Liu et al, 2014；Wang et al, 2018）。元素地球化学方法应用最广泛，早期研究中大多基于成对元素比值在散点图中的分区定性地分析黄土的粉尘来源，近年来一些研究将这种方法与其他示踪手段相结合，在半定量和定量揭示粉尘物源方面也表现出了很大的优势（Li et al, 2020a；Li et al, 2020b；Wu et al, 2021）。但在利用元素地化手段示踪黄土物源时，许多常用的示踪指标受粒级效应（风力分选）和沉积后次生作用（风化成壤）的干扰明显，从而影响示踪结果的可靠性；同时，虽然期望根据元素地球化学组成差异区分沉积物的潜在粉尘源区，但如果下蜀黄土是来自两个（比如同时包含近源和远源组分）或多个源区的混合粉尘沉积，要明确源汇之间的物质关联性则非常困难，使得示踪结果具有多解性和不确定性（陈骏和李高军，2011；曹向明等，2020）。锆石年龄

谱示踪黄土物源也有很大的局限性，作为比重大的重矿物，被挑选出来的锆石本身就倾向于主要来自上风向的附近地区，样品的局部性强而不能代表整个黄土的物源信息，对远距离传输的细粒粉尘示踪存在困难（陈骏和李高军，2011）。

粒度是风尘沉积物最重要的物理指标之一。粉尘沉积物的粒度既受空气流动状态影响，也与粉尘搬运距离有关（Pye, 1987；Tsoar and Pye, 1987）。因此，黄土的粒度组成能直接反映粉尘沉积时的风力强弱和源区范围的变化，研究黄土的粒度特征有助于揭示粉尘物质的来源及其变化、阐明大气粉尘搬运与沉积机制以及解译古气候的变化过程。在重建古季风气候的研究中，黄土的粒度组成是应用最早和最广泛的环境指标之一（鹿化煜和安芷生，1997a；丁仲礼等，1999）。近年来，粒度端元分析法获得较好发展，该方法默认沉积物的粒度分布是由不同物源或动力过程决定的，其实质是通过数学算法逆向从沉积物的粒度数据中分解出一定比例的粒级组合，即端元。粒度特征端元可揭示沉积物所蕴含的物源和沉积动力信息（Weltje, 1997；Weltje and Prins, 2007）。

黄土研究中常用的粒度端元方法主要分为两大类，即函数曲线拟合法和非参数化分解法。函数曲线拟合法认为单一动力所搬运的沉积物粒度在数字特征上服从自然界的某种分布函数，对于多成因的沉积物，可通过函数拟合运算和参数设置将其粒度分解为连续的单峰分布，得到多个粒度组分，常用的两种函数拟合方法为正态分布函数拟合（Qin et al, 2005；殷志强等，2009；刘秀铭等，2017）和 Weibull 函数拟合（孙东怀等，2000；孙东怀等，2001；孙东怀，2006；Li et al, 2014；Wang et al, 2015）。孙东怀等（2000）根据粒度分布的对称性和分布形态的自由度，推测黄土高原黄土更符合 Weibull 分布类型，且风场统计数据也证实某地确定方向上风的风速服从 Weibull 函数分布（张秀芝，1996）。在使用 Weibull 函数对黄土高原黄土的粒度数据进行拟合的过程中，以各粒级的粒度为自变量，以该粒级的百分含量为分布密度函数值，并以残差平方和最小为拟合目标，计算出各个参数值，得到各个粒度组分的分布函数和百分含量。计算结果表明：Weibull 函数分布的拟合效果优于其他函数，且粒度组分个数为 3 时，拟合度最高，即黄土高原黄土可分解为超

细组分、细组分和粗组分(孙东怀等, 2001; 孙东怀, 2006)。使用函数曲线拟合法时, 粒度组分的个数和分布函数的类型是通过观察粒度频率分布曲线上峰的个数和形态来设定的, 可能会受到样品偶然性和研究者主观性的影响(Weltje and Prins, 2007; Paterson and Heslop, 2015), 但其合理性可通过拟合残差的计算进行最终检验, 所以在风尘沉积研究中应用比较广泛。非参数化分解法是基于特征空间分析对批量样本中的粒度分布数据进行信息提取, 把粒度分布分解到一个最优序列的比例贡献中。Weltje(1997)提出了粒度端元模型算法(end-member modelling algorithm, EMMA), 通过主成分分析、因子旋转、非负最小二乘法等运算过程将粒度数据分解为对应于不同动力的多个粒级端元, 粒度端元的形态、位置和参数取决于数据集本身, 不需人为设定, 能同步对某一地区或一定深度的大批沉积物粒度数据进行信息提取, 且在黄土高原和青藏高原东北部等地的黄土物源研究中得到应用(Vriend and Prins, 2005; Prins et al, 2007; Prins et al, 2009)。随后, 该方法经不同算法改进, 优化了数值计算过程和模型稳定性(Dietze et al, 2012; IJmker et al, 2012; Yu et al, 2016), 但使用该方法分解混合程度较高的样品时, 某些组分可能跨越整个粒级, 不具备指示特定沉积动力的意义; 可能在粗粒末端出现多峰假象, 或忽略细粒端的解释, 不能分离出黄土中 $<1\text{ }\mu\text{m}$ 的超细粒组分(孙东怀, 2006; Sun et al, 2011)。Paterson and Heslop(2015)提出了一种能结合上述两种方法优点的参数化EMA(end-member analysis)方法, 随后在黄土高原、新疆、黄河中游—淮河上游和长江北岸地区的风尘沉积物源研究中得到了广泛应用(Jiang et al, 2017; 李帅等, 2018; 刘浩等, 2018; 王兆夺得, 2018; Jiang et al, 2020)。

黄土粉尘的搬运并不是一个统一的过程, 而是根据源区条件、运输高度以及搬运距离以不同的方式发生(Vandenbergh, 2013)。采用粒度端元分析方法对于提取风尘黄土中不同组分的物质来源信息则具有明显优势。本文采用参数化粒度端元分析方法, 对长江下游地区两个典型下蜀黄土剖面进行端元分离与提取, 结合区域自然地理特征和沉积动力学原理判断下蜀黄土中各粒度端元的来源, 以期为下蜀黄土物源示踪提供新的

依据。

1 研究区域与剖面概况

1.1 下蜀黄土分布

下蜀黄土分布于宜昌以东的长江中下游两岸, 多沉积于沿岸地带的河流阶地、低山、丘陵和岗地等地貌单元上。在湖南、湖北的一些地方俗称作“老黄土”, 在江西有的地方被称为“九江黄土”, 江苏的宁镇扬(南京-镇江-扬州)地区则是下蜀黄土分布最典型的地带。厚层的下蜀黄土主要沉积于低山丘陵的山麓面及山前岗地上, 厚度可达20—30 m或更厚(刘东生, 1985; 杨达源, 1991; 李徐生, 2001)。

1.2 剖面概况

本文选取2个下蜀黄土剖面为研究对象——江苏镇江的大港剖面(简称DG)和江西九江的马垱剖面(简称MD)。DG剖面($32^{\circ}13'14''\text{N}$, $119^{\circ}41'12''\text{E}$)位于镇江市以东约20 km的大港镇, 顶部海拔26.5 m, 是宁镇扬地区下蜀黄土的代表性剖面之一(韩志勇等, 2008; 李徐生等, 2018)。镇江地处北亚热带季风区, 年均温15.7℃, 年降水量1053 mm(中国气象数据网中国地面累年值年值数据集(1981—2010年), <http://data.cma.cn>)。该区域下蜀黄土组成高低起伏的岗地, 有的被沟谷切割成形状各异的条块, 形成自然侵蚀或人工开挖的剖面。DG剖面位于长江南岸下蜀黄土岗地的北坡, 地貌上为一个沉积盆地, 西南侧分布着宁镇山脉。剖面总厚度59.5 m, 经古地磁年代约束, 剖面底部年代早于0.78 Ma(李徐生等, 2018), 并基于地磁场相对古强度变化建立了该剖面的年代标尺(任翌成等, 2020)。

MD剖面($29^{\circ}59'29''\text{N}$, $116^{\circ}39'44''\text{E}$)位于江西省九江市彭泽县马垱镇, 距长江中、下游分界点的鄱阳湖湖口仅60 km。剖面所在的彭泽县地处中亚热带季风湿润区, 年均温17.1℃, 年均降水量1485 mm(中国气象数据网中国地面累年值年值数据集(1981—2010年), <http://data.cma.cn>)。彭泽地区主要以丘陵地形为主, 海拔高度约30—60 m, 黄土主要分布在20—50 m不等的岗地上, 地势由东南向西北逐渐降低, 剖面东南部为赣东北中低山丘陵区, 发育较多冲沟和河谷; 中部为低山丘陵岗地, 地形起伏较大; 北部沿江一带由冲积平原构成, 平均海拔为20 m, 沿江有长条状的

沙山分布；西北方向为大别山绵延分布。MD 剖面位于山前地带，地面高程超过 30 m。MD 剖面为人工开挖暴露的剖面，主体呈棕黄色，质地均匀，厚度达 20 m，上部 0—13.2 m 出露地表，下

部 13.2—20 m 为钻孔取样。通过气候地层对比并结合剖面上部的光释光测年，建立了该剖面的沉积年代标尺，显示剖面底部 20 m 深度的年龄约为 430 ka（苑晓康，2017）。

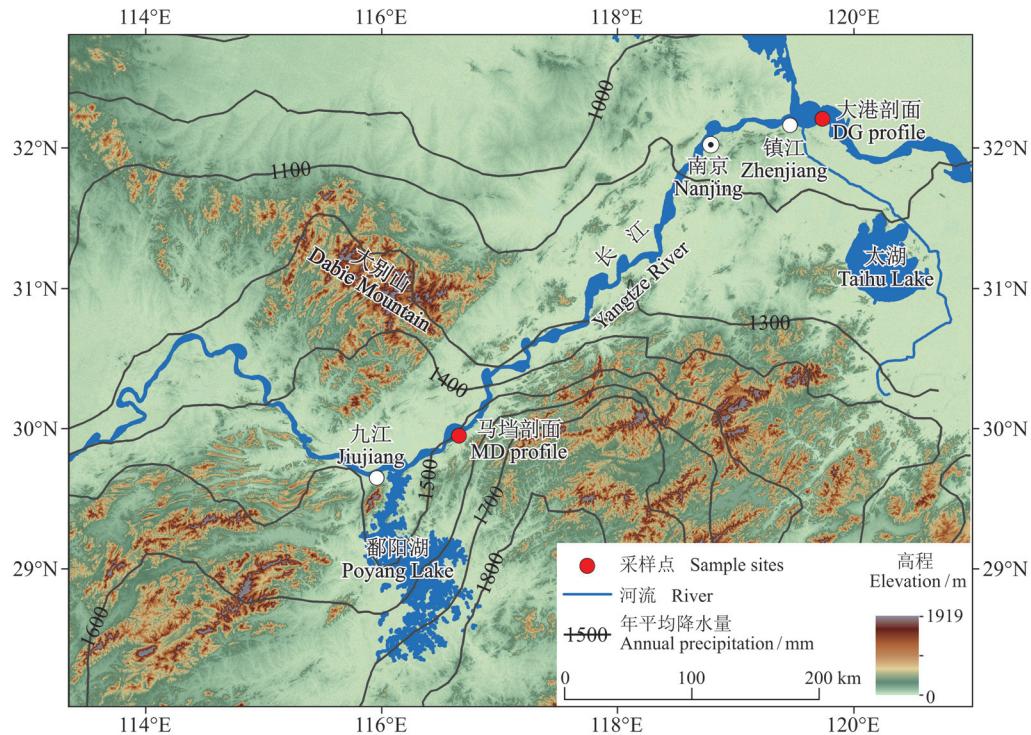


图 1 长江中下游地区地形和采样点分布图

Fig. 1 Shaded relief map of the middle and lower reaches of the Yangtze River and the sampling locations

为便于对比，DG 剖面同样取剖面上部约 430 ka 以来的样品进行粒度分析，按照基于地磁古强度相对变化建立的 DG 剖面年代标尺，对应的地层深度为 0—34 m（任翌成等，2020）。

2 研究方法

2.1 样品采集与粒度测试

DG 剖面 0—34 m 不同深度共取 325 个样品进行粒度测试。MD 剖面 0—20 m 不同深度共取 332 个样品进行粒度测试。实验流程如下：取约 0.5 g 样品先加入 10% 双氧水充分反应，再加入 10% 稀盐酸。期间，使用电热板对溶液加热并煮沸，分别去除有机质、碳酸盐。再往烧杯中注满蒸馏水，静置一夜后，倒掉上清液，加入 10 mL 六偏磷酸钠（浓度为 $0.05 \text{ mol} \cdot \text{L}^{-1}$ ）作为分散剂，在超声波震荡仪振动 15 min 后上机测量（鹿化煜和安芷生，1997b）。仪器为英国 Malvern Instruments Ltd. 公司生产的 Mastersizer 2000 型激光粒度仪，

测量范围 $0.02—2000 \mu\text{m}$ ，测量误差 $<2\%$ 。粒度测试在南京大学地表过程实验室完成。

2.2 粒度端元分离

对粒度数据使用 Paterson and Heslop (2015) 提供的基于 MATLAB 软件的 AnalySize 程序进行分析。AnalySize 程序提供了非参数化 EMA 和四种参数化 EMA 方法，根据粒度数据特点和分析结果比较，本文选择 Gen.Weibull 参数法进行 EMA 分解，这种方法在 Weibull 分布函数的基础上增加了一个附加位置参数，可在形状选择上有更大的灵活性，能更好地控制偏度。确定端元数量的标准一般是结合 R^2 (linear correlations: 表示原始粒度数据集与拟合端元数据之间的相关性)、EM R^2 (end member correlations: 表示端元之间的相关程度，数值过大表示存在过度拟合)、 θ (angular deviation: 端元数据与粒度曲线分布偏离角度) 等参数，评估端元数量的简约性和再现性，在拟合效果较好、且不存在过度拟合的前提下

下, 选择尽可能少的端元数量。

2.3 元素测试及 CIA 计算

为配合物源分析, 需获得代表剖面风化程度的化学蚀变指数 (chemical index of alteration, CIA)。MD 剖面不等距选取 96 个样品进行常量元素分析, 样品自然风干后, 每个样品取约 5 g 置于玛瑙研钵中磨至 200 目以下, 在南京大学现代分析中心用 X 射线荧光光谱仪完成常量元素测试。并按公式计算: $CIA = \frac{Al_2O_3}{(Al_2O_3 + KO + Na_2O + CaO^*)} \times 100$, 公式中的氧化物以物质的量为单位, CaO^* 为沉积物中的硅酸盐矿物中的 Ca 含量, 不包括碳酸盐和磷酸盐矿物中的 Ca 含量 (Nesbitt and Young, 1982)。大港剖面在 0—34 m 深度选取 34 个 CIA 数据, 引自李徐生等 (2007)。

3 结果

3.1 粒度组成特征

本文按伍登 - 温德华 (Udden-Wentworth scale) 等比粒级方法划分粒组 (任明达和王乃梁, 1981): <4 μm (黏土)、4—63 μm (粉砂)、>63 μm (砂), 并将粉砂划分为极细粉砂 (4—8 μm)、细粉砂 (8—16 μm)、中粉砂 (16—32 μm) 和粗粉砂 (32—63 μm)。DG 和 MD 剖面粒度组成十分相似, 粒度分布范围分别为 0.27—126 μm 和 0.34—137 μm。粉砂 (4—63 μm) 是优势粒级, DG 剖面粉砂含量 68.7%—79.6% (平均值 75.7%), MD 剖面为 71.6%—79.4% (平均值 76.1%), 众数粒径分别为 30 μm 和 32 μm。DG 剖面黏粒 (<4 μm) 平均含量 (22.1%) 略高于 MD 剖面 (19.5%), 砂粒 (>63 μm) 含量相对较低 (DG 2.1%; MD 4.3%)。从平均粒径看, DG 剖面 (9.9 μm) 相对于 MD 剖面 (12.2 μm) 整体偏细。

3.2 端元分解特征

将粒度数据分解为 3—5 个端元时, 各拟合参数值如表 1 和图 2 所示: 端元个数 $n=3$ 时, $EM\ R^2 < 0.02$, $R^2 > 0.98$, 拟合效果较好, 但两剖面的 θ 值仍未趋于稳定; 端元数 $n=5$ 时, DG 剖面的 $EM\ R^2$ 值较高 (0.5985), 可能存在过度拟合; 当端元数 $n=4$ 时, 两剖面的 R^2 更趋近于 1, θ 值较小且趋于稳定, 尽管 MD 剖面的 $EM\ R^2$ 值较 $n=3$ 时增大, 但并不存在过度拟合的现象, 即拟合趋于

稳定。综合看来, 两个剖面的粒度数据在端元数 $n=4$ 时, 拟合效果最好。如图 3 所示, DG 剖面 4 个端元的众数粒径分别为: $EM1=0.7\ \mu m$ 、 $EM2=6\ \mu m$ 、 $EM3=25\ \mu m$ 、 $EM4=44\ \mu m$; MD 剖面 4 个端元的众数粒径为: $EM1=0.9\ \mu m$ 、 $EM2=6\ \mu m$ 、 $EM3=28\ \mu m$ 、 $EM4=45\ \mu m$ 。端元 EM1、EM2、EM3 分别与粒度频率分布曲线中的三个众数峰相对应, 而 EM4 在频率分布曲线中分布并不明显, 是通过程序运算得到的拟合端元。据此, 本文将下蜀黄土分离为四个不同的粒度端元, 分别命名为超细粒 (EM1)、细粒 (EM2)、中粒 (EM3) 和粗粒 (EM4) 组分以示区别。

表 1 大港剖面与马垱剖面粒度 Gen.Weibull 拟合参数
Tab. 1 Gen.Weibull fitting parameters of DG and MD profiles

剖面编号 Profile ID	端元个数 n	端元相关性 $EM\ R^2$	线性相关性 R^2	角度偏差 $\theta/(^\circ)$
DG	$n=3$	0.0168	0.9947	2.9301
	$n=4$	0.1310	0.9986	1.4815
	$n=5$	0.5985	0.9993	1.0458
MD	$n=3$	0.0185	0.9897	4.7953
	$n=4$	0.3669	0.9996	0.9913
	$n=5$	0.2650	0.9999	0.4416

3.3 各端元变化特征

各端元含量随时间序列变化如图 4 所示。DG 剖面中, EM1 的含量为 6%—17%, 平均值 9.88%; EM2 的含量为 29%—52%, 平均值 38.33%; EM3 是 DG 剖面粒度的主要组成, 含量为 32%—49%, 平均值 40.39%; EM4 含量变化区间为 0%—27%, 平均值 11.40%。在 MD 剖面中, EM1 组分含量占比 6%—13%, 平均值为 9.06%; EM2 组分含量占比 23%—32%, 平均值 27.59%, 约比 DG 剖面低 10%; EM3 组分也是 MD 剖面的主要组成成分, 变化区间为 47%—65%, 平均值达到 56.62%, 约比 DG 剖面高 16% 左右; EM4 含量占比为 0%—15%, 平均值 6.73%。

4 讨论

4.1 各端元的物源组分判定

4.1.1 EM1 超细粒端元——成壤组分

两剖面的 EM1 组分粒径、含量差别都不大, 众数粒径均 <1 μm, 含量 9%—10% (表 2)。关于黄土中超细粒组分的来源, 一种观点认为是以吸附于粗颗粒或者以颗粒聚集体的形式被搬运沉积的 (Pye, 1987, 1995; Derbyshire et al, 1998; Qiang

et al, 2010; Vlaminck et al, 2016); 另一种观点则认为其形成与成壤作用有关(孙东怀, 2006; Sun et al, 2011)。风尘物质受成壤作用的改造而引起粒度变化的原因可能有两方面, 一是风尘沉积物中的不稳定矿物经化学风化后粒径变小甚至被彻底分解; 二是表生风化成壤过程中会有新的黏土矿物生成(孙东怀, 2006)。化学蚀变指数(CIA 指数)可以有效指示化学风化程度, DG 和 MD 剖面的 CIA 指数变化曲线分别与各自的 EM1 曲线同步变化且趋势一致(图 5), 证实 EM1 组分确与风化过程明显相关。大港剖面和马垱剖面的平均 CIA 值分别为 70.5 和 72.8, 与反映中等化学风化程度的温暖、湿润环境条件相对应, 且这一环境条件下成壤过程较强, 因此, 下蜀黄土的 EM1 组分应主要来源

于风化成壤作用形成的超细粒物质。相比 Sun et al (2011) 在黄土高原黄土研究中得到的超细组分众数粒径约 $0.37 \mu\text{m}$ 、平均含量约 6.4% (据 Sun et al (2011) Fig. 2 数据统计获得), 下蜀黄土的 EM1 组分含量更高(9%—10%), 可能是因为下蜀黄土地处亚热带季风湿润区, 热量更充足且降水更丰沛, 原始粉尘沉积后经历了更强烈的成壤改造。从这个意义上说, EM1 组分含量的变化在一定程度上能够反映研究区夏季风变化信息。值得注意的是, DG 和 MD 剖面 EM1 组分的众数粒径略粗于黄土高原黄土超细组分的平均众数粒径, 暗示下蜀黄土中 $2 \mu\text{m}$ 以下的超细组分中可能除了成壤贡献外, 不排除有少量原生的超细粉尘以吸附态或聚合态从源区被搬运而至。

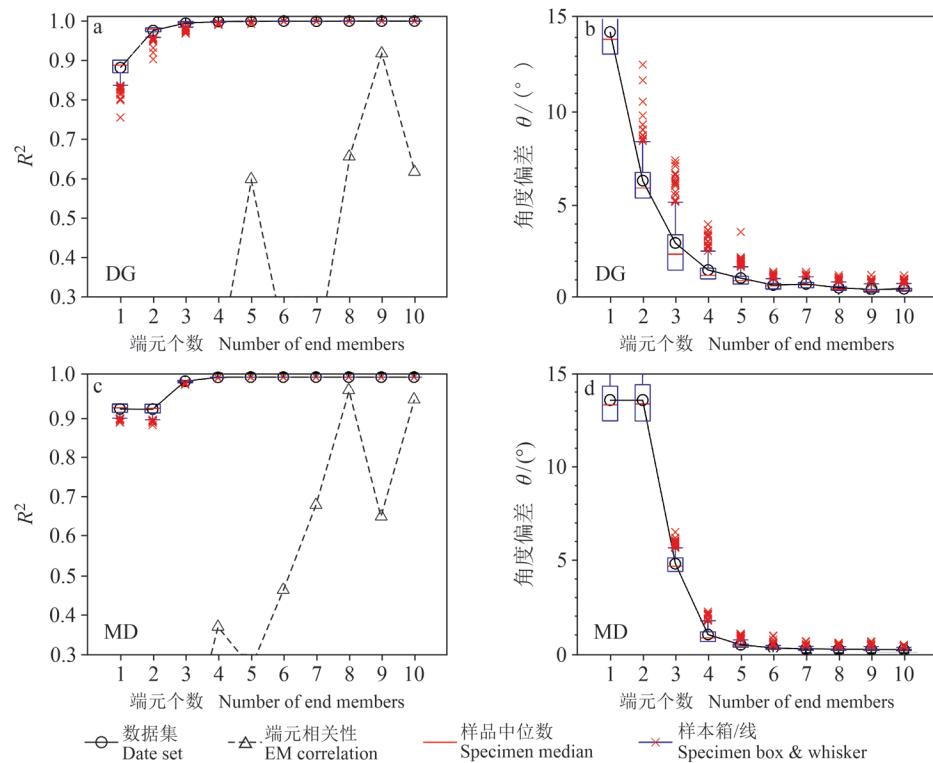


图 2 各剖面 Gen.Weibull 参数化端元拟合和端元数量选取
Fig. 2 Gen.Weibull parametric EMA fitting and end member numbers choosing for each profile

4.1.2 EM2 细粒端元——远源组分

两剖面 EM2 的众数粒径一致, 均为 $6 \mu\text{m}$, 属于极细粉砂粒级, 平均含量分别为 38.33% 和 27.59%。Sun et al (2011) 对黄土高原黄土进行粒度端元分解, 第 2 个粒度端元的结果与本文 EM2 较为相近, 其平均众数粒径为 $5.8 \mu\text{m}$, 平均含量

为 38.5% (据 Sun et al (2011) Fig. 2 数据统计获得), 并将其解释为常态存在的、西风气流搬运的远源粉尘。空气动力学模拟和卫星观测结果表明: 这一粒径范围内的粉尘沉降速率低、能被风抬升到一定高度并保持悬浮状态, 进行长距离输送 (Pye and Zhou, 1989; Pye, 1995; Shao et al,

2011; Vandenberghe, 2013)。因此, EM2 组分满足长期以悬浮状态形式进行远距离输送的基本条件。已有研究也表明这一粒级组分为外来风尘

组分, 随搬运距离增加其粒度大小变化不大, 且很少受到成壤作用的影响 (Lu et al, 2001; Vandenberghe, 2013)。

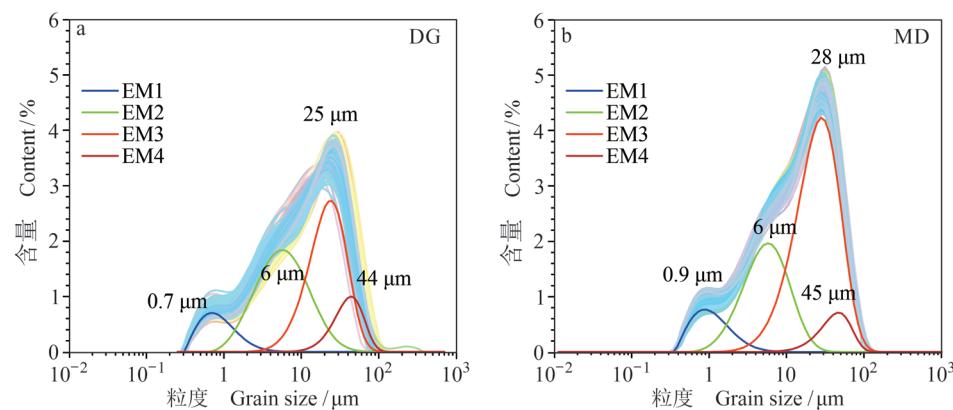


图 3 Gen. Weibull 参数化端元数粒径与含量分布

Fig. 3 Distributions of modal grain sizes and contents of end members by Gen. Weibull parametric EMA in each profile

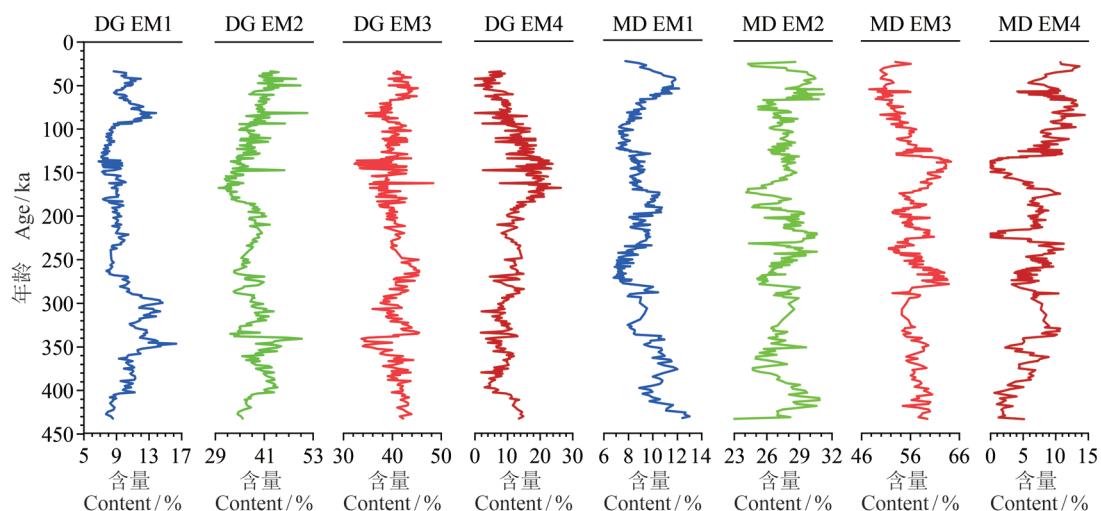


图 4 各剖面 Gen. Weibull 参数化端元含量随时间序列变化

Fig. 4 Contents of end members by Gen. Weibull parametric EMA varying with time series in each profile

自从认识到黄土是大气粉尘沉积物这一基本事实以来, 现代降尘过程和特征及其气候背景一直被视为追溯黄土风尘来源、了解黄土沉积过程及其古气候状况最直接的见证。本文两剖面 EM2 组分中 90% 以上的颗粒都小于 16 μm , 其中 4—16 μm 的平均含量均为 60%。这与李徐生等 (2009) 研究的南京现代春季“泥雨”降尘 (湿降尘) 的结果十分相似 (“泥雨”降尘众数粒径为 7.68 μm , < 16 μm 的组分占 91.91%, 4—16 μm 组分占 61.86%)。通过对“泥雨”降尘各项沉积特征的研究, 结合天气活动过程可以判定其主要

来源于北方尘暴活动产生的远源细粒粉尘, 寒潮冷锋的南侵为粉尘的远源输送提供了动力, 长江下游暖湿气流对细粒粉尘的清除则促使了湿降尘的发生 (李徐生等, 2009)。另外, 对南京地区现代降尘的长期观察发现, 除春季“泥雨”湿降尘频发外 (图 6a、图 6b), 远源粉尘还能以“干降尘”的方式被长途输送至长江下游地区沉降, 例如: 2010 年 3 月 19—20 日前后北方大规模沙尘活动及伴有寒潮南侵背景下, 南京地区发生了浮尘天气及干降尘事件 (图 6c、图 6d)。

将今论古, 来自西北沙漠—黄土区的远源粉

尘应当也是晚第四纪下蜀黄土的重要物源。而且即使在现代气候条件下，这样的粉尘释放、远源输送和沉降过程依然以“尘暴活动+寒潮冷锋南侵+干湿降尘”的模式在进行。综上，本文认定下蜀黄土中的 EM2 组分主要为远源风尘输入。

表 2 大港剖面和马挡剖面各来源组分所占比重
Tab. 2 Proportion of each provenance component in DG and MD profiles

端元 End member	物源组分 Provenance component	比重 Proportion/%	
		大港剖面 DG profile	马挡剖面 MD profile
EM1	风化成壤 Weathering and pedogenic	9.88	9.06
EM2	远源 Distant-source	38.33	27.59
EM3	近源 Nearby-source	40.39	56.62
EM4	局地 Local-source	11.40	6.73
EM3+EM4	近源+局地 Nearby + Local-source	51.79	63.35

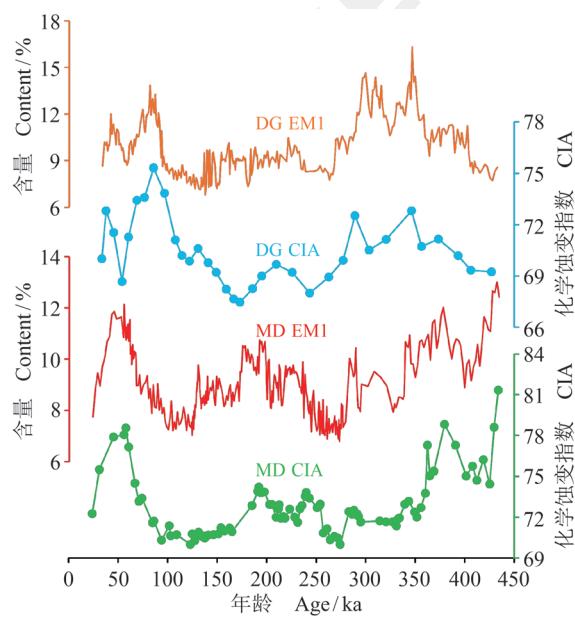


图 5 大港剖面和马挡剖面 CIA 与各自 EM1 含量对比
Fig. 5 Comparison of CIA with contents of EM1 in DG and MD profiles

4.1.3 EM3 中粒组分——近源组分

DG 和 MD 剖面的 EM3 组分众数粒径分别为 $25 \mu\text{m}$ 和 $28 \mu\text{m}$ ，属于中粉砂粒级，平均含量分别为 40.39% 和 56.62%，是下蜀黄土的主要组成成分。

粉尘动力学模型显示，普通风暴条件下， $>20 \mu\text{m}$ 的粉尘颗粒主要在 100 m 以下的低空范围内搬运，强风暴条件下上升高度也不超过 1 km； $>20 \mu\text{m}$ 的粉尘一般运输距离不超过 30 km，在强对流条件下，输送距离可达到 500—1500 km (Tsoar and Pye, 1987; Pye and Zhou, 1989)。因此，该组分主要以短期悬浮形式在低空水平输送，运输距离取决于粉尘颗粒自身的重力作用和输送粉尘的风暴强度。对各地黄土进行端元分析研究时，除 Vriend et al (2011) 将这一组分解释为长期悬浮组分外，多数研究将这一粒度端元解释为短距离低空悬浮搬运的粉尘物质 (Sun et al, 2004; Prins et al, 2009; Nottebaum et al, 2015; 刘浩等, 2018)。DG 和 MD 剖面位于长江下游南岸，其冬季风上风向分布着广阔的河湖滩地，冰期气候条件下为风力吹蚀提供了充足的近源物质。MD 剖面纬度较低，其近源物质可能主要来自于上风向的长江河谷以及长江北岸的湖泊浅滩，而 DG 剖面纬度更高，向北更靠近淮河流域，其粉尘来源除包括上述的长江河谷外，可能还有淮河流域粉尘的供给加入。综上，下蜀黄土中 EM3 组分是低空近源物质组分，同时该组分也构成了下蜀黄土的主要来源。

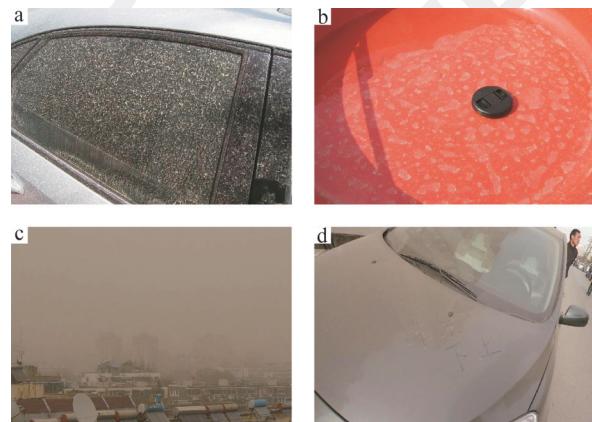


图 6 南京 2006 年 3 月 11 日 (a)、2007 年 4 月 15 日 (b) “泥雨” 湿降尘和 2010 年 3 月 20 日浮尘天气 (c)、干降尘 (d)
Fig. 6 “Mud rain” (wet dust deposition) on March 11, 2006 (a), April 15, 2007 (b); floating dust weather (c) and dry dust deposition (d) on March 20, 2010 in Nanjing City

4.1.4 EM4 粗粒端元——局地源组分

在常规的粒度频率分布图上，EM1、EM2 和 EM3 均呈现出较明显的 3 个峰态，而 EM4 则隐藏在 EM3 的分布曲线内不易显现。DG 和 MD 剖面 EM4 组分的众数粒径分别为 $44 \mu\text{m}$ 和 $45 \mu\text{m}$ ，属

于粗粉砂粒级, 粒度较 EM3 更粗且有砂粒成分的加入, 平均含量分别为 11.4% 和 6.73%。根据空气动力学原理, $>30 \mu\text{m}$ 组分的迁移距离一般只有几十到几百千米, 一般将其解释为沙尘暴爆发期间, 近地面季风间歇性悬浮降落的产物, 沉积区的邻近区域提供的局地物质 (Pye, 1987; Prins et al, 2007; Vriend et al, 2011)。Sun et al (2004) 利用 Weibull 函数分离出黄土高原北部黄土序列中粗粒组分众数粒径集中于 40—50 μm , 并将该粗粒组分解释为区域冬季风作用下, 尘暴前进或撤退时, 在近地面高度搬运的间歇性悬浮组分。Vandenbergh (2013) 认为粒度在 25—65 μm 范围内的粉尘 (即本文 EM3 和 EM4 组分) 有相似的输送模式, 风力强度、局部地形环境和下垫面条件的影响造成了其粒度组成差异。较粗的粒度组成也反映了这一粗粒端元较其他组分有更快的沉积速率和更强的搬运能力 (Gao et al, 1997; Shao et al, 2011)。粒度数据表明: DG 和 MD 剖面中 EM4 组分含量与各自的 $>63 \mu\text{m}$ 砂粒含量变化趋势一致, 均呈极显著的正相关 ($P < 0.001$)

(图 7)。砂粒物质由于粒径较粗, 通常只能以跃移和滚动的形式在近地面作短距离运输, 粉尘主要来源于沉积区附近, 其输送距离取决于源区物质的粒度大小、沉积面的坡度和风能的强弱等因素, 多出现在河漫滩上方的不同高度 (Tsoar and Pye, 1987; Vandenbergh, 2013)。基于此, 本文认为 EM4 组分是局地源物质经强劲风力吹蚀短距离搬运而至。在以往黄土高原黄土的研究中, 局地源组分往往没有被单独分离出来, 而是与近源组分合在一起讨论 (Sun et al, 2004; Sun et al, 2005)。

4.2 区域内部的物源差异与联系

根据以上分析, 可以大致定量下蜀黄土中各来源组分所占的比重 (表 2)。整体而言, 下蜀黄土以近源 + 局地源组分 (EM3+EM4) 为主, 两剖面的平均含量分别为 51.79% (DG) 和 63.35% (MD); 其次为远源组分 (EM2), 平均含量分别为 38.33% (DG) 和 27.59% (MD); 再次为风化成壤组分 (EM1), 平均含量分别为 9.88% (DG) 和 9.06% (MD)。各组分中, 两剖面的 EM1 成壤组分含量最为接近。DG 和 MD 剖面虽然相差 2 个纬度, 年均温相差近 2℃, 年降水量相差约 400 mm, 但可能受剖面所在局地地形与水文条件等诸多因素的叠加影响, 两剖面的 CIA 指数

平均值非常接近 (分别为 70.5 和 72.8), 均处于中等化学风化水平, 说明这两个剖面的成壤强度整体也较为相近, 这可能是两者的 EM1 组分含量接近的原因。此外, 两剖面的 EM1 组分含量曲线的变化趋势也较为相似, 反映了长江中下游地区相似的区域化学风化强度和成壤背景 (整体水热条件相近)。当然, 从长期演化来看, 可以发现两个剖面 EM1 端元组分含量时间序列峰谷对比有一定的错位 (图 5), 虽然局地水文气候条件的差异可能会对剖面的化学风化和成壤过程产生影响, 但这一因素可能更多表现为两曲线在形态上的细微差异, 而不是峰谷的错位, 本文认为这种错位主要还是两个剖面年龄模型构建方法不同而存在的年代误差所导致的。

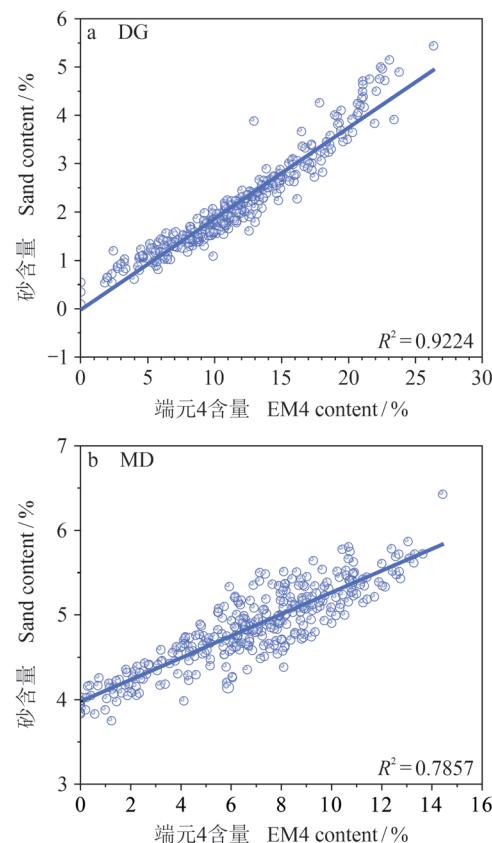


图 7 DG 剖面和 MD 剖面 EM4 含量与 $>63 \mu\text{m}$ 砂粒含量的相关关系

Fig. 7 Correlation between EM4 content and sand content of $>63 \mu\text{m}$ in DG and MD profiles

黄土高原黄土主要为近源低空搬运的粉尘沉积物 (杨石岭和丁仲礼, 2017)。下蜀黄土的粉尘也以低空搬运的近源 + 局地源组分为主, 以近地面强劲的冬季风为搬运动力。基于粉尘动力学模

型 (Tsoar and Pye, 1987)，估算黄土高原粉尘源区与沉积区的距离，发现间冰期源区—沉积区距离约 340 km，冰期时源区—沉积区距离更小（约 100 km）（董欣欣等，2016）。DG 剖面和 MD 剖面虽同属下蜀黄土，但两者相距较远（直线距离近 400 km），镇江和九江两地的近源+局地源组分应当分别有各自独立的源区。近源中一粗粒物质的沉积通量大小除受区域低空冬季风强度影响外，也会受到区域地形的影响 (Tsoar and Pye, 1987; Pye, 1995)，MD 剖面地处鄱庐断裂带南缘，是大别山和赣东山丘之间的风口地带，近地面冬季风风速更大，这可能是造成 MD 剖面近源端组分 (EM3+EM4) 含量更高的原因。

对比端元变化序列，约 400 ka 以来 DG 剖面和 MD 剖面之间存在“异元相似”的现象（图 8），即 DG 剖面的近源组分 (EM3) 与 MD 剖面的远源组分 (EM2) 的变化曲线相似，DG 剖面的局地源组分 (EM4) 与 MD 剖面的近源组分 (EM3) 变化曲线相似（需要指出的是，两剖面的年代标尺是采用不同的方法所建立，具体年代对比上难免存在一定的偏差）。地质记录综合对比显示，沉积区距物源区的距离变化对黄土粒度的影响是第一位的（杨石岭和丁仲礼，2017）。前文分析表明：中—粗粒端元（近源+局地源）的搬运动力和搬运方式为近地面短期悬浮或跃移输送，主要动力为区域近地面盛行冬季风，且风成沉积物粒度通常沿顺风方向，随着距离源区距离的增加而变得更细 (Tsoar and Pye, 1987; Ding et al., 2005; Vandenberghe, 2013)，造成有相似物源和运输驱动动力的风尘，受风力大小和途径环境的影响，最终沉积地点不同。现代近地面平均风场显示（图 9a），受地球自转偏向力等因素的影响，偏北冬季风到达长江下游地区逐渐转为东北风向，在盛行东北冬季风的吹蚀下，粉尘物质顺长江河谷从下游逆江向长江中游方向输送。故从冬季近地面风向来看，DG 剖面所在的宁镇扬地区为上风方向，而 MD 剖面所在的九江彭泽地区处于下风方向。DG 剖面与 MD 剖面距离接近 400 km，这一距离处于粉尘沉积的“快速分异区”，粉尘沉积的粒度随搬运距离增加迅速变细（杨石岭和丁仲礼，2017）。可以推测，一次典型风暴过程中，来自宁镇扬上风向源区的近源物质顺风搬运，较粗的砂和粗粉砂在近地面悬浮过程中于镇江大港一带率先降落沉积，而更细的粉尘继续悬

浮输送，最终以干、湿降尘的形式降落到地面，这一过程中可能有部分粉尘在输送至长江中游的彭泽马垱一带时成为当地的远源粉尘物质沉积下来，从而形成上述的“异元相似”现象。综上，下蜀黄土虽然总体以近源和局地源为主，但不同地点之间依然存在一定的物源联系，而不能一概而论地认为各自有完全独立的源区。

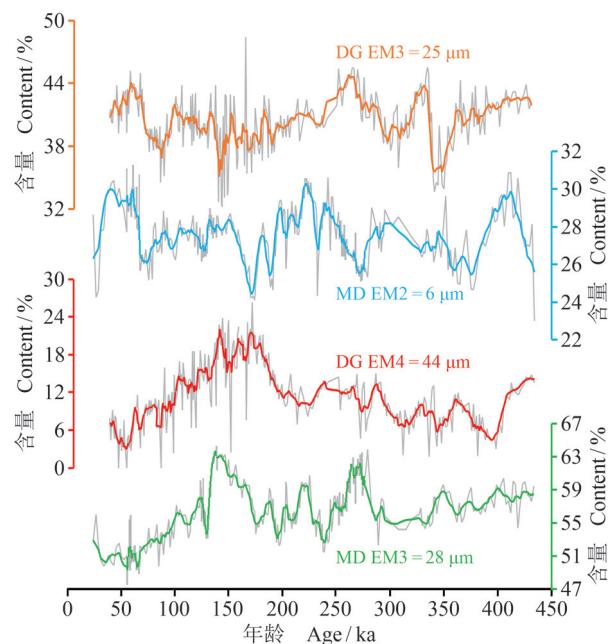


图 8 大港剖面 (DG) 和马垱剖面 (MD) “异元相似”对比图 (灰色折线为所有数据点，彩色折线为 5 点滑动平均)

Fig. 8 Misplaced similarity of end members in DG profile and MD profile (Gray polylines represent all data points, and color polylines are 5-point moving average data)

如此看来，DG 剖面远源组分 (EM2) 的来源可能相对稳定而单一，主要为来自于西北沙漠—黄土区的远源粉尘供应（干、湿降尘）；而根据上述对“异元相似”的分析结果可以推测 MD 剖面的远源组分除西北沙漠—黄土区的长途输送外，还有一定比例的远源粉尘可能来自于上风方向的长江下游宁镇扬以北的江淮粉尘源区。两地 EM2 远源组分的含量相差了 10% 以上，DG 剖面含量更高，主要还是西北干旱—半干旱地区远源组分对两地的供应差异较大所导致。位于 MD 剖面西北侧的大别山对于北方沙漠—黄土区远程输送的粉尘有较明显的阻挡作用，从现代冬季 850 hPa 高度 (1500 m) 的风场分布来看，由于西北—东南走向的大别山的阻挡，九江彭泽一带的风速较宁镇扬地区要小很多。

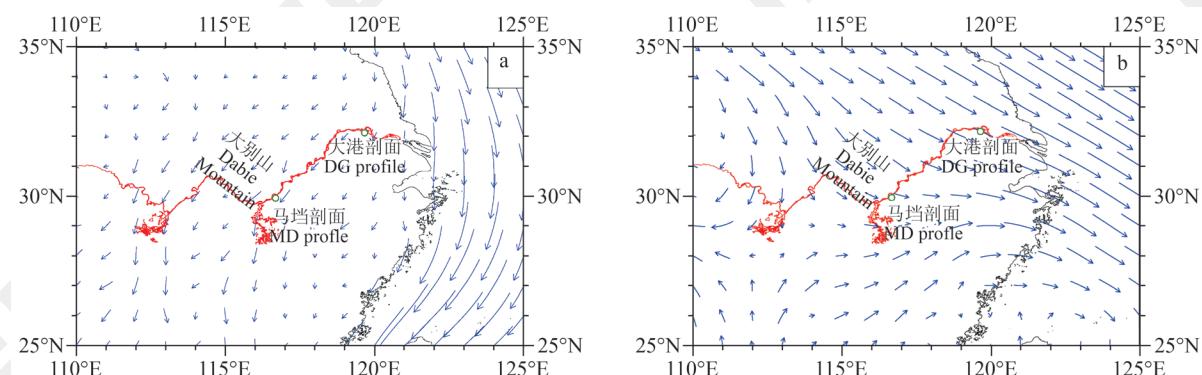


图9 1981—2010年长江中下游地区冬季近地面(10 m)风场分布图(a)、850 hPa(1500 m)风场分布图(b)

Fig. 9 Mean near surface (10 m: as shown on the left) and 850 hPa (1500 m: as shown on the right) wind field of middle and lower reaches of the Yangtze River in winter from 1981 to 2010

5 结论

镇江大港和九江马垱两个剖面的下蜀黄土均可分解为4个粒度端元(分别为超细粒、细粒、中粒和粗粒端元)，其中EM1组分(众数 $<1\text{ }\mu\text{m}$)源于粉尘沉积后的次生风化成壤作用；EM2(众数均为 $6\text{ }\mu\text{m}$)主要为长距离搬运的远源组分；EM3(众数分别为 $25\text{ }\mu\text{m}$ 和 $28\text{ }\mu\text{m}$)是区域近地面冬季风搬运的近源粉尘；EM4(众数分别为 $44\text{ }\mu\text{m}$ 和 $45\text{ }\mu\text{m}$)则来自于沉积区附近的局地源组分。

近源和局地源组分(EM3+EM4)构成了两地下蜀黄土的主要来源，且马垱剖面的比重更高，而大港剖面的远源组分含量更高；两剖面粒度端元的变化序列存在“异元相似”的现象，这是区域性粉尘在搬运过程中随搬运距离的不同而产生的重力分选作用造成的。以上反映了区域内部下蜀黄土的物源组成既有差异，又存在一定的空间联系。

长江下游地区的下蜀黄土是不同物质来源和沉积动力作用下形成的复杂的混合沉积物，既不能将其简单解释为北方沙漠—黄土区风尘物质南侵的结果，也不能限定其物源完全来自于我国南方区域性河湖滩地等近源物质。下蜀黄土的组成既有近地面冬季风带来的区域性近源和局地源组分，也含有经长距离悬浮输送而至的远源粉尘，还包括粉尘沉积后风化成壤作用形成的次生黏粒组分。

致谢：张肖剑副教授提供了风场数据，谨此致谢。

参考文献

- 曹向明, 钟威, 张智, 等. 2020. 赣北风沙-粉尘堆积体系元素地球化学变化特征及其对黄土物源示踪意义[J]. 第四纪研究, 40(1): 203–213. [Cao X M, Zhong W, Zhang Z, et al. 2020. The systematic variation of geochemistry in Furong-Zhouxi aeolian sand-dust depositional cell in middle and lower reaches of Yangtze River and its implications for provenance tracing of loess [J]. Quaternary Sciences, 40(1): 203–213.]
- 陈骏, 李高军. 2011. 亚洲风尘系统地球化学示踪研究[J]. 中国科学: 地球科学, 41(9): 1211–1232. [Chen J, Li G J. 2011. Geochemical studies on the source region of Asian dust [J]. Science China: Earth Sciences, 41(9): 1211–1232.]
- 丁仲礼, 孙继敏, 刘东生. 1999. 联系沙漠-黄土演变过程中耦合关系的沉积学指标[J]. 中国科学(D辑), 29(1): 82–87. [Ding Z L, Sun J M, Liu T S. 1999. A sedimentological proxy indicator linking changes in loess and deserts in the Quaternary [J]. Science in China (Series D), 29(1): 82–87.]
- 董欣欣, 杨石岭, 唐自华, 等. 2016. 基于黄土粒度估算粉尘源区—沉积区距离的新方法[J]. 中国科学: 地球科学, 46(10): 1406–1412. [Dong X X, Yang S L, Tang Z H, et al. 2016. A grain-size-based model for dust source-to-sink distance reconstruction: a case study from Chinese loess [J]. Scientia Sinica (Terra), 46(10): 1406–1412.]
- 韩志勇, 李徐生, 陈英勇, 等. 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[J]. 地球物理学报, 51(6): 1835–1843. [Han Z Y, Li X S, Chen Y Y, et al. 2008. Quantification of magnetic coercivity components

- reveals the cause of anomalous decrease of magnetic susceptibility of the Xiashu loess [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 51(6): 1835–1843.]
- 李 帅, 杨胜利, 梁敏豪, 等. 2018. 青藏高原东部黄土粒度分布的端元模型研究 [J]. 地球与环境, 46(4): 331–338. [Li S, Yang S L, Liang M H, et al. 2018. The end member model analysis on grain size of loess in the eastern Tibetan Plateau [J]. *Earth and Environment*, 46(4): 331–338.]
- 李吉均, 张林源, 邓养鑫, 等. 1983. 庐山第四纪环境演变和地貌发育问题 [J]. 中国科学 (B 辑), 13(8): 734–745. [Li J J, Zhang L Y, Deng Y X, et al. 1983. Problems on Quaternary environmental evolution and geomorphic development in the Lushan Mountain [J]. *Scientia Sinica (Series B)*, 13(8): 734–745.]
- 李徐生, 韩志勇, 陈英勇, 等. 2009. 2006 年 3 月 11 日南京“泥雨”降尘特征及其粉尘来源 [J]. 第四纪研究, 29(1): 43–54. [Li X S, Han Z Y, Chen Y Y, et al. 2009. Characteristics and source of rain dust in Nanjing on March 11, 2006 [J]. *Quaternary Sciences*, 29(1): 43–54.]
- 李徐生, 韩志勇, 鹿化煜, 等. 2018. 下蜀黄土底界的年代及其对区域气候变干的指示 [J]. 中国科学: 地球科学, 48(2): 210–223. [Li X S, Han Z Y, Lu H Y, et al. 2018. Onset of Xiashu loess deposition in southern China by 0.9 Ma and its implications for regional aridification [J]. *Scientia Sinica (Terrae)*, 48(2): 210–223.]
- 李徐生, 韩志勇, 杨守业, 等. 2007. 镇江下蜀土剖面的化学风化强度与元素迁移特征 [J]. 地理学报, 62(11): 1174–1184. [Li X S, Han Z Y, Yang S Y, et al. 2007. Chemical weathering intensity and element migration features of the Xiashu loess profile in Zhenjiang [J]. *Acta Geographica Sinica*, 62(11): 1174–1184.]
- 李徐生, 杨达源, 鹿化煜. 2001. 镇江下蜀黄土粒度特征及其成因初探 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 21(1): 25–32. [Li X S, Yang D Y, Lu H Y. 2001. Grain-size features and genesis of the Xiashu loess in Zhenjiang [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 21(1): 25–32.]
- 李徐生. 2001. 长江以南第四纪风尘堆积序列与环境记录研究 [D]. 南京: 南京大学. [Li X S. 2001. Quaternary aeolian-dust accumulation sequences to the south of the Yangtze River and their environmental records [D]. Nanjing: Nanjing University.]
- 凌超豪, 张 智, 贾玉连, 等. 2018. 元素地球化学揭示的长江中下游下蜀黄土物源及其环境意义 [J]. 地层学杂志, 42(3): 328–335. [Ling C H, Zhang Z, Jia Y L, et al. 2018. Geochemical evidence for provenance of Xiashu loess in the middle and lower reaches of the Yangtze River and its environmental implication [J]. *Journal of Stratigraphy*, 42(3): 328–335.]
- 刘 浩, 贾 佳, 路彩晨, 等. 2018. 则克台黄土粒度组分分离及其记录的末次冰期气候波动 [J]. 干旱区地理, 41(6): 1260–1269. [Liu H, Jia J, Lu C C, et al. 2018. Multi-components separation of loess grain size in Zeketai and the recorded climate fluctuation during the last glacial period [J]. *Arid Land Geography*, 41(6): 1260–1269.]
- 刘东生. 1985. 黄土与环境 [M]. 北京: 科学出版社: 191–379. [Liu T S. 1985. Loess and environment [M]. Beijing: Science Press: 191–379.]
- 刘秀铭, 马明明, 吴海斌, 等. 2017. 印度河 - 恒河平原风成黄土的发现及其意义 [J]. 中国科学: 地球科学, 47(2): 205–216. [Liu X M, Ma M M, Wu H B, et al. 2017. Identification of aeolian loess deposits on the Indo-Gangetic Plain (India) and their significance [J]. *Scientia Sinica (Terrae)*, 47(2): 205–216.]
- 鹿化煜, 安芷生. 1997a. 洛川黄土粒度组成的古气候意义 [J]. 科学通报, 42(1): 66–69. [Lu H Y, An Z S. 1997a. Grain-size composition of Luochuan loess and paleoclimate implication [J]. *Chinese Science Bulletin*, 42(1): 66–69.]
- 鹿化煜, 安芷生. 1997b. 前处理方法对黄土沉积物粒度测量影响的实验研究 [J]. 科学通报, 42(23): 2535–2538. [Lu H Y, An Z S. 1997b. Pretreated methods on loess-palaeosol samples granulometry [J]. *Chinese Science Bulletin*, 42(23): 2535–2538.]
- 鹿化煜, 安芷生. 1998. 黄土高原黄土粒度组成的古气候意义 [J]. 中国科学 (D 辑), 28(3): 278–283. [Lu H Y, An Z S. 1998. Paleoclimatic significance of grain size of loess-palaeosol deposit in Chinese Loess Plateau [J]. *Science in China (Series D)*, 28(3): 278–283.]
- 任明达, 王乃梁. 1981. 现代沉积环境概论 [M]. 北京: 科学出版社: 9. [Ren M D, Wang N L. 1981. Modern sedimentary environments [M]. Beijing: Science Press: 9.]
- 任翌成, 李徐生, 韩志勇, 等. 2020. 基于地磁场相对古强度变化的下蜀黄土年代序列及其古气候意义 [J]. 地球物理学报, 63(5): 2024–2035. [Ren Y C, Li X S, Han Z Y, et al. 2020. Chronological sequence of the Xiashu loess based on the relative paleointensity of geomagnetic field and its implications [J]. *Chinese Journal of Geophysics* (in

- Chinese*, 63(5): 2024–2035.]
- 邵家骥. 1988. 长江下游第四纪下蜀黄土的成因探讨 [J]. *中国区域地质*, 7(4): 24–31. [Shao J J. 1988. The origin of the Xiashu loess in the lower reaches of the Yangzi River [J]. *Regional Geology of China*, 7(4): 24–31.]
- 孙东怀, 安芷生, 苏瑞侠, 等. 2001. 古环境中沉积物粒度组分分离的数学方法及其应用 [J]. *自然科学进展*, 11(3): 269–276 [Sun D H, An Z S, Su R X, et al. 2001. Mathematical method of separation of sediment grain-size components in paleoenvironment and its application [J]. *Ziran Kexue Jinzhan*, 11(3): 269–276]
- 孙东怀, 鹿化煜, David Rea, 等. 2000. 中国黄土粒度的双峰分布及其古气候意义 [J]. *沉积学报*, 18(3): 327–335. [Sun D H, Lu H Y, Rea D, et al. 2000. Bimode grain-size distribution of Chinese loess and its paleoclimate implication [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 18(3): 327–335.]
- 孙东怀. 2006. 黄土粒度分布中的超细粒组分及其成因 [J]. *第四纪研究*, 26(6): 928–936. [Sun D H. 2006. Superfine grain size components in Chinese loess and their palaeoclimatic implication [J]. *Quaternary Sciences*, 26(6): 928–936.]
- 孙继敏, 丁仲礼, 刘东生, 等. 1995. 黄土与古土壤磁组构测定在重建冬季风风向上的初步应用 [J]. *科学通报*, 40(21): 1976–1978. [Sun J M, Ding Z L, Liu T S, et al. 1995. Preliminary application of magnetic fabric determination of loess and paleosol in reconstructing the direction of winter monsoon [J]. *Chinese Science Bulletin*, 40(21): 1976–1978.]
- 王兆夺, 黄春长, 杨红瑾, 等. 2018. 六盘山东麓晚更新世以来黄土粒度指示的物源特征及演变 [J]. *地理科学*, 38(5): 818–826. [Wang Z D, Huang C C, Yang H J, et al. 2018. Loess provenance characteristics and evolution indicated by grain size since late Pleistocene at the eastern foot of Liupan Mountains, China [J]. *Scientia Geographica Sinica*, 38(5): 818–826.]
- 吴标云. 1985. 南京下蜀黄土沉积特征研究 [J]. *海洋地质与第四纪地质*, 5(2): 113–123. [Wu B Y. 1985. On depositional characteristics of Xiashu loess from Nanjing [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 5(2): 113–123.]
- 熊尚发, 丁仲礼, 刘东生. 1999. 赣北红土与北京郊区黄土及沙漠砂的粒度特征对比 [J]. *科学通报*, 44(11): 1216–1219. [Xiong S F, Ding Z L, Liu T S. 1999. Comparisons of grain size characteristics of red earth from southern China with that of loess and dune sand from Bering region [J]. *Chinese Science Bulletin*, 44(11): 1216–1219.]
- 杨达源. 1991. 中国东部的第四纪风尘堆积与季风变迁 [J]. *第四纪研究*, 11(4): 354–360. [Yang D Y. 1991. The quaternary dust-fall accumulation and the monsoon variability in eastern China [J]. *Quaternary Sciences*, 11(4): 354–360.]
- 杨石岭, 丁仲礼. 2017. 黄土高原黄土粒度的空间变化及其古环境意义 [J]. *第四纪研究*, 37(5): 934–944. [Yang S L, Ding Z L. 2017. Spatial changes in grain size of loess deposits in the Chinese Loess Plateau and implications for palaeoenvironment [J]. *Quaternary Sciences*, 37(5): 934–944.]
- 殷志强, 秦小光, 吴金水, 等. 2009. 中国北方部分地区黄土、沙漠沙、湖泊、河流细粒沉积物粒度多组分分布特征研究 [J]. *沉积学报*, 27(2): 343–351. [Yin Z Q, Qin X G, Wu J S, et al. 2009. The multimodal grain-size distribution characteristics of loess, desert, lake and river sediments in some areas of northern China [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 27(2): 343–351.]
- 苑晓康. 2017. 江西彭泽黄土记录的 400 ka 以来低纬季风气候演化 [D]. 南京: 南京大学. [Yuan X K. 2017. The low altitude monsoon climate changes since 400 ka recorded by the loess in Pengze of Jiangxi Province [D]. Nanjing: Nanjing University.]
- 张秀芝. 1996. Weibull 分布参数估计方法及其应用 [J]. *气象学报*, 54(1): 108–116. [Zhang X Z. 1996. Parameter estimate method application of Weibull distribution [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 54(1): 108–116.]
- Derbyshire E, Meng X M, Kemp R A. 1998. Provenance, transport and characteristics of modern aeolian dust in western Gansu Province, China, and interpretation of the Quaternary loess record [J]. *Journal of Arid Environments*, 39(3): 497–516.
- Dietze E, Hartmann K, Diekmann B, et al. 2012. An end-member algorithm for deciphering modern detrital processes from lake sediments of Lake Donggi Cona, NE Tibetan Plateau, China [J]. *Sedimentary Geology*, 243/244: 169–180.
- Ding Z L, Derbyshire E, Yang S L, et al. 2005. Stepwise expansion of desert environment across northern China in the past 3.5 Ma and implications for monsoon evolution [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(1/2): 45–55.

- Gao Y, Arimoto R, Duce R A, et al. 1997. Temporal and spatial distributions of dust and its deposition to the China Sea [J]. *Tellus B*, 49(2): 172–189.
- Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. 2002. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China [J]. *Nature*, 416(6877): 159–163.
- Han L, Hao Q Z, Qiao Y S, et al. 2019. Geochemical evidence for provenance diversity of loess in southern China and its implications for glacial aridification of the northern subtropical region [J]. *Quaternary Science Reviews*, 212: 149–163.
- Hao Q Z, Guo Z T, Qiao Y S, et al. 2010. Geochemical evidence for the provenance of Middle Pleistocene loess deposits in southern China [J]. *Quaternary Science Reviews*, 29(23/24): 3317–3326.
- IJmker J, Stauch G, Dietze E, et al. 2012. Characterisation of transport processes and sedimentary deposits by statistical end-member mixing analysis of terrestrial sediments in the Donggi Cona lake catchment, NE Tibetan Plateau [J]. *Sedimentary Geology*, 281: 166–179.
- Jiang H C, Wan S M, Ma X L, et al. 2017. End-member modeling of the grain-size record of Sikouzi fine sediments in Ningxia (China) and implications for temperature control of Neogene evolution of East Asian winter monsoon [J]. *PLoS One*, 12(10): e0186153. DOI: 10.1371/journal.pone.0186153.
- Jiang Q D, Hao Q Z, Peng S Z, et al. 2020. Grain-size evidence for the transport pathway of the Xiashu loess in northern subtropical China and its linkage with fluvial systems [J]. *Aeolian Research*, 46: 100613. DOI: 10.1016/j.aeolia.2020.100613.
- Li Y, Gholami H, Song Y G, et al. 2020a. Source fingerprinting loess deposits in Central Asia using elemental geochemistry with Bayesian and GLUE models [J]. *Catena*, 194: 104808. DOI: 10.1016/j.catena.2020.104808.
- Li Y, Song Y G, Fitzsimmons K E, et al. 2020b. Origin of loess deposits in the North Tian Shan piedmont, Central Asia [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 559: 109972. DOI: 10.1016/j.palaeo.2020.109972.
- Li Z J, Sun D H, Chen F H, et al. 2014. Chronology and paleoenvironmental records of a drill core in the central Tengger Desert of China [J]. *Quaternary Science Reviews*, 85: 85–98.
- 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 [J]. *Chinese Science Bulletin*, 59(20): 2391–2395.
- Lu H Y, Vandenberghe J, An Z S. 2001. Aeolian origin and palaeoclimatic implications of the ‘red clay’ (north China) as evidenced by grain-size distribution [J]. *Journal of Quaternary Science*, 16(1): 89–97.
- Nesbitt H W, Young G M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites [J]. *Nature*, 299(5885): 715–717.
- Nottebaum V, Stauch G, Hartmann K, et al. 2015. Unmixed loess grain size populations along the northern Qilian Shan (China): relationships between geomorphologic, sedimentologic and climatic controls [J]. *Quaternary International*, 372: 151–166.
- Paterson G A, Heslop D. 2015. New methods for unmixing sediment grain size data [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(12): 4494–4506.
- Prins M A, Vriend M, Nugteren G, et al. 2007. Late Quaternary aeolian dust input variability on the Chinese Loess Plateau: inferences from unmixing of loess grain-size records [J]. *Quaternary Science Reviews*, 26(1/2): 230–242.
- Prins M A, Zheng H B, Beets K, et al. 2009. Dust supply from river floodplains: the case of the lower Huang He (Yellow River) recorded in a loess-palaeosol sequence from the Mangshan Plateau [J]. *Journal of Quaternary Science*, 24(1): 75–84.
- Pye K, Zhou L P. 1989. Late Pleistocene and Holocene aeolian dust deposition in north China and the northwest Pacific Ocean [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 73(1/2): 11–23.
- Pye K. 1987. Aeolian dust and dust deposits [M]. London: Academic Press.
- Pye K. 1995. The nature, origin and accumulation of loess [J]. *Quaternary Science Reviews*, 14(7/8): 653–667.
- Qiang M, Lang L, Wang Z. 2010. Do fine-grained components of loess indicate westerlies: insights from observations of dust storm deposits at Lenghu (Qaidam Basin, China) [J]. *Journal of Arid Environments*, 74(10): 1232–1239.
- Qiao Y S, Hao Q Z, Peng S S, et al. 2011. Geochemical characteristics of the eolian deposits in southern China, and their implications for provenance and weathering

- intensity [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 308(3/4): 513–523.
- Qin X G, Cai B G, Liu T S. 2005. Loess record of the aerodynamic environment in the east Asia monsoon area since 60,000 years before present [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B1). DOI: 10.1029/2004JB003131.
- Shao Y P, Wyrwoll K H, Chappell A, et al. 2011. Dust cycle: an emerging core theme in Earth system science [J]. *Aeolian Research*, 2(4): 181–204.
- Sun D H, Bloemendal J, Rea D K, et al. 2004. Bimodal grain-size distribution of Chinese loess, and its palaeoclimatic implications [J]. *Catena*, 55(3): 325–340.
- Sun D H, Gagan M K, Cheng H, et al. 2005. Seasonal and interannual variability of the Mid-Holocene East Asian monsoon in coral $\delta^{18}\text{O}$ records from the South China Sea [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(1/2): 69–84.
- Sun D H, Su R X, Li Z J, et al. 2011. The ultrafine component in Chinese loess and its variation over the past 7.6 Ma: implications for the history of pedogenesis [J]. *Sedimentology*, 58(4): 916–935.
- Sun J M. 2002. Provenance of loess material and formation of loess deposits on the Chinese Loess Plateau [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(3/4): 845–859.
- Tsoar H, Pye K. 1987. Dust transport and the question of desert loess formation [J]. *Sedimentology*, 34(1): 139–153.
- Vandenberge J. 2013. Grain size of fine-grained windblown sediment: a powerful proxy for process identification [J]. *Earth-Science Reviews*, 121: 18–30.
- Vlaminck S, Kehl M, Lauer T, et al. 2016. Loess-soil sequence at Toshan (Northern Iran): insights into late Pleistocene climate change [J]. *Quaternary International*, 399: 122–135.
- Vriend M, Prins M A, Buylaert J P, et al. 2011. Contrasting dust supply patterns across the north-western Chinese Loess Plateau during the last glacial-interglacial cycle [J]. *Quaternary International*, 240(1/2): 167–180.
- Vriend M, Prins M A. 2005. Calibration of modelled mixing patterns in loess grain-size distributions: an example from the north-eastern margin of the Tibetan Plateau, China [J]. *Sedimentology*, 52(6): 1361–1374.
- Wang F, Sun D H, Chen F H, et al. 2015. Formation and evolution of the Badain Jaran Desert, north China, as revealed by a drill core from the desert centre and by geological survey [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 426: 139–158.
- Wang X Y, Lu H Y, Zhang H Z, et al. 2018. Distribution, provenance, and onset of the Xiashu loess in southeast China with paleoclimatic implications [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 155: 180–187.
- Weltje G J, Prins M A. 2007. Genetically meaningful decomposition of grain-size distributions [J]. *Sedimentary Geology*, 202(3): 409–424.
- Weltje G J. 1997. End-member modeling of compositional data: numerical-statistical algorithms for solving the explicit mixing problem [J]. *Mathematical Geology*, 29(4): 503–549.
- Wu C, Zheng X M, Zhou L M, et al. 2021. Quantitative estimation of provenance contributions to loess deposits in eastern China and implication for paleo-dust storm activity [J]. *Geomorphology*, 373: 107489. DOI: 10.1016/j.geomorph.2020.107489.
- Yu S Y, Colman S M, Li L X. 2016. BEMMA: a hierarchical Bayesian end-member modeling analysis of sediment grain-size distributions [J]. *Mathematical Geosciences*, 48(6): 723–741.