

中新世黄土-古土壤序列的粒度特征及其对成因的指示意义*

乔彦松^{①③} 郭正堂^{①②**} 郝青振^① 尹秋珍^① 袁宝印^① 刘东生^①

(① 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; ② 中国科学院地球环境研究所, 西安 710075;

③ 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081)

摘要 对甘肃秦安 QA-I 中新世黄土剖面进行了系统的粒度分析, 并与第四纪黄土、古土壤及代表性河湖相沉积样品的粒度特征进行了对比. 结果表明, 中新世和第四纪黄土、古土壤样品具有相似的粒度分布特征, 而与河湖相沉积有较大区别. 中新世黄土-古土壤序列与第四纪黄土-古土壤序列一样, 黄土层粒度较粗, 而古土壤层粒度较细, 反映了气候的冷暖、干湿变化. 从长尺度上看, 中新世黄土-古土壤序列的中值粒径与沉积速率的变化大致同步, 与北太平洋深海风尘沉积通量变化也具有较好的一致性. 上述结果不仅进一步证实研究序列的风成成因, 而且说明中新世黄土-古土壤序列的粒度变化与源区的干旱化程度有密切关系.

关键词 秦安 中新世黄土-古土壤序列 粒度特征 成因

分布于六盘山以西陇中盆地的中新世黄土-古土壤序列^[1]是继第四纪黄土-古土壤序列^[2]、三趾马红土^[3-7]之后发现的一套风尘堆积序列. 以前的研究^[8]将其归入甘肃系. 近年来进一步的研究揭示出, 甘肃系与黄土高原的第四系一样, 包含了多种成因类型的沉积物, 其中包含在台地上形成的典型风尘堆积^[1,9]和盆地内的水成沉积, 二者在空间上共存. 从目前已发表的QA-I, QA-II^[11]、糜子湾^[9]和西宁高阶地上^[10]的风尘堆积剖面来看, 中新世的风尘堆积范围相

当广泛, 且同时代的风尘沉积为盆地内的水成沉积提供了大量细粒沉积物^[11]. 同一地区也保存了晚中新世-上新世的黄土-古土壤序列^[12]. 目前, 对这些风尘堆积的成因已从其地球化学特征^[1,12]、包含的数百层古土壤^[1,12]、陆生软体动物化石^[13,14]、石英颗粒形态^[1,15]和石英粒度变化^[15]、大范围内地层和磁化率等的空间可对比性^[9]等多种角度得到进一步证实. 这些特征多数为风尘堆积所特有. 然而, 由于对中新世黄土的系统研究起步较晚, 蕴涵的大量古环境信息还

收稿日期: 2005-11-15; 接受日期: 2006-03-07

* 中国科学院知识创新工程重要方向项目(批准号: KZCX3-SW-139)、国家自然科学基金(批准号: 40231001, 40272088)和国家“九七三”计划(批准号: 2004CB720203)资助项目

** 联系人, E-mail: ztguo@mail.jgccas.ac.cn

有待进一步挖掘, 序列的全岩粒度变化特征尚未进行系统研究。

沉积物的粒度特征与沉积环境有密切的关系, 常被用于不同沉积物成因类型的判别及搬运动力条件的研究^[16-19], 也是提取古气候信息的常用指标^[20-24]。本文对QA-I剖面样品进行了系统的粒度分析, 并与第四纪黄土、古土壤及河湖相沉积的粒度参数进行了对比, 进一步研究序列的沉积特征, 并对其粒度特征的古环境意义进行初步探讨。

1 样品及测试

本文研究的QA-I剖面(105°27'E, 35°02'N)位于甘肃省秦安县境内^[1], 剖面厚度 253.1 m, 时间跨度约为 6.2~22 Ma BP, 其中包含肉眼可识别的 230 多层褐色古土壤层。本次研究以 50 cm 间距对剖面的 507 个样品进行了粒度测试。同时, 为了进行对比, 我们在西峰剖面选取第四纪黄土样品 10 个、古土壤样品 9 个; 在四川泸定海子坪剖面^[25]选取湖相样品 5 个; 在安徽宣城剖面下部^[26]取得河流相样品 8 个。在样品的前处理过程中, 首先加入 10 mL 30%的H₂O₂, 加热至 140℃去除有机质; 然后加入 10 mL 10%的盐酸, 加热至 200℃去除碳酸盐; 最后加入 10 mL 0.05 mol/L的(NaPO₃)₆分散剂, 并用超声波清洗机振荡 10 min后上机测量。样品测量在英国Marvern仪器有限公司生产的Mastersizer 2000 上完成, 重复测量的相对误差<1%。

2 中新世黄土的粒度特征及其与第四纪黄土及河湖相样品的对比

2.1 粒度分布特征

图 1(a)~(c)为QA-I剖面上、中、下部相邻黄土、古土壤样品粒度分布的频率曲线, 它们与第四纪黄土、古土壤样品(图 1(d))一样, 都呈双峰分布, 以粉砂颗粒为主, 缺少粗尾, >63 μm颗粒的含量很少, 与湖相(图 1(e))、河流相(图 1(f))样品的多峰分布特征有很大区别。另外, 比较中新世的黄土和古土壤样品(图 1(a)~(c))可以发现, 二者的差异与第四纪黄土和古土壤样品(图 1(d))的差异类似。即古土壤样品的第一众数均明显细偏, 黄土中含有更多的粗粒组分, 而古土

壤中含有更多的细粒组分。第四纪黄土和古土壤的这种粒度差异反映了冰期-间冰期的气候波动^[22], 上述特点不仅反映出中新世与第四纪黄土具有相同的成因类型, 而且说明中新世黄土、古土壤粒度变化的旋回与第四纪黄土、古土壤一样也反映了气候冷暖、干湿的变化。

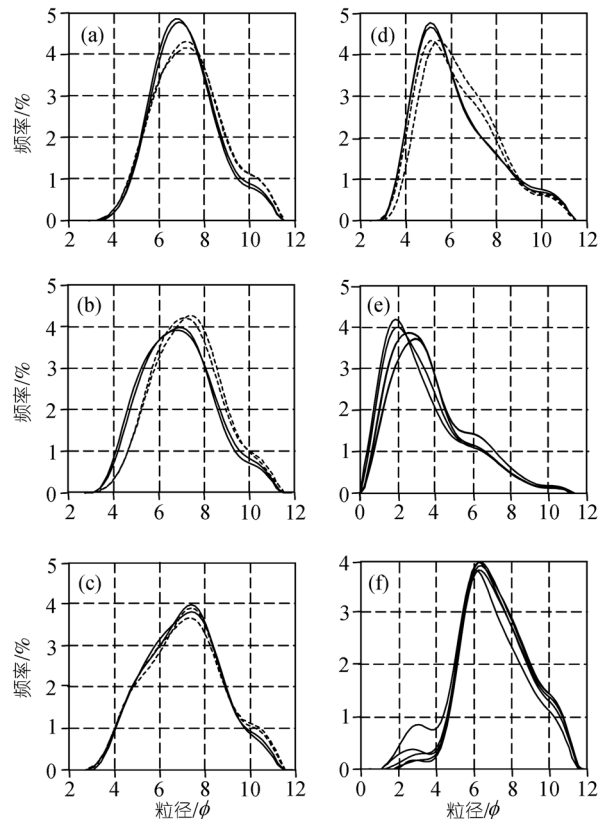


图 1 中新世黄土、古土壤与第四纪黄土、古土壤及河湖相样品粒度分布的频率曲线

图中(a), (b), (c)分别为 QA-I 剖面上、中、下部相邻黄土、古土壤样品 (实线为黄土样品、虚线为古土壤样品); (d) 第四纪相邻黄土、古土壤样品 (实线为黄土样品、虚线为古土壤样品); (e) 湖相样品; (f) 河流相样品

2.2 粒度参数

沉积物的粒度参数与形成环境及搬运动力条件具有密切的关系。常用的粒度参数统计分析方法包括矩法^[27]和图解法^[28]两种, 本文采用了矩法计算粒度参数的方法, 计算公式如下^[27]:

$$\text{平均粒径} \quad \bar{X} = \frac{1}{100} \sum_{i=1}^n f_i X_i, \quad (1)$$

$$\text{标准偏差 } \sigma = \sqrt{\frac{1}{100} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 f_i}, \quad (2)$$

$$\text{偏度 } S = \sigma^{-3} \frac{1}{100} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^3 f_i, \quad (3)$$

$$\text{峰度 } K = \sigma^{-4} \frac{1}{100} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^4 f_i, \quad (4)$$

上式中, X_i 为第 i 个粒级的中点粒径, f_i 为第 i 个粒级的百分含量. 图 2 为 QA-I 剖面不同深度的典型黄土(20 个)、古土壤(15 个)样品与第四纪黄土、古土壤以及河湖相沉积粒度参数的对比. 从图中可以看出, 中新世黄土的平均粒径一般在 $7.2 \sim 6.5 \phi$ ($6.8 \sim 11.0 \mu\text{m}$) 之间, 与第四纪古土壤比较接近, 而与第四纪黄土相比总体偏细, 但二者的标准偏差非常接近, 分选程度明显高于湖相及河流相沉积, 表明其搬运动力的相对稳定性. 两个时代的黄土、古土壤样品均呈正偏态, 但中新世黄土、古土壤偏度较小, 接近正态分布. 虽然湖相样品也为正偏态, 但其偏度明显大的多. 中新世与第四纪黄土、古土壤以及河流相样品的峰度比较接近, 明显比湖相样品的峰度值小.

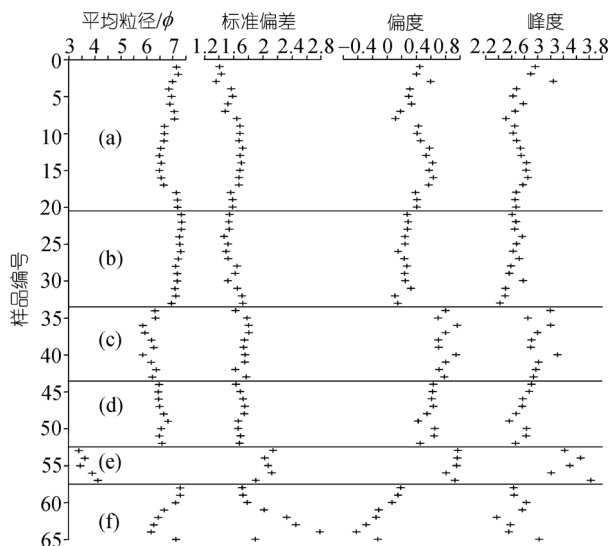


图 2 中新世黄土、古土壤与第四纪黄土、古土壤及河湖相样品的粒度参数对比

(a), (b) 分别为中新世黄土、古土壤; (c), (d) 分别为第四纪黄土、古土壤; (e) 湖相样品; (f) 河流相样品

由以上分析可以看出, 每个粒度参数都具有有一

定的沉积环境的判别意义. 但是, 沉积环境的各种条件非常复杂, 用单一的粒度参数有时难以严格区分两种不同类型的沉积物, 常常需要对各种粒度参数进行综合分析, 才能得出比较可靠的结论. 通过对已知环境的现代沉积物粒度结构参数散点图的研究表明^[29], 不同类型沉积物的某些数据点虽然可以互相穿插, 但点群的界线则常常很明显. 前人^[18,19]对三趾马红土与第四纪黄土、古土壤以及河湖相沉积的粒度结构参数的对比研究也表明, 三趾马红土的粒度结构参数散点图与第四纪黄土、古土壤非常相似, 而与河湖相沉积有很大区别. 在粒度结构参数散点图中(图 3), 中新世与第四纪黄土、古土壤具有非常相近的投影区域, 而与河流相、湖相样品存在很大区别. 反映了中新世黄土与第四纪黄土相同的成因.

2.3 粒度指数特征

四分位值(Q1, Q3)和中位数(Md)是反映沉积物特征的重要参数, 综合利用这些参数可以直接看出四分位标准差、偏度等的变化, 从而判别不同的沉积物类型^[16]. 从图 4 可以看出, 中新世与第四纪黄土、古土壤的粒度指数图非常相似, 而与河流相、湖相沉积有很大区别.

2.4 综合 C-M 图

C-M图是一种综合性的成因图解^[29], 其中, C和M分别代表样品累积含量为 1%时对应的粒径及中值粒径. 在沉积物成因研究中, 主要通过未知样品在 C-M图中的投影区域与已知成因样品投影区域的比较来确定其沉积环境^[18,19]. QA-I剖面不同深度的典型黄土、古土壤与西峰第四纪黄土、古土壤样品在 C-M图中的投影呈带状分布(图 5). 在该带中, 第四纪黄土样品的中值粒径偏粗, 位于 C-M图的右上方, 中新世黄土样品的粒度偏细, 位于 C-M图的左下方. 其中, 中新世黄土与第四纪古土壤样品的投影区域更为接近. 湖相、河流相样品的投影区域与上述样品明显不同.

2.5 判别分析

判别分析是一种多元统计分析, 可用来寻找适当的统计值以判断不同的沉积作用和沉积环境. 通过

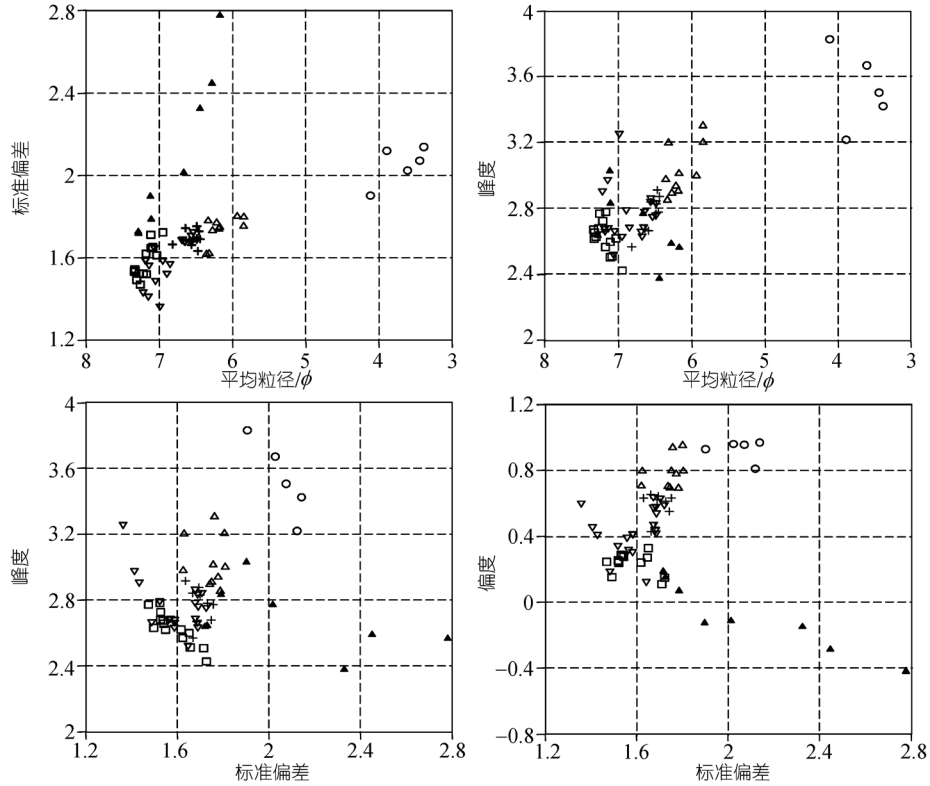


图 3 中新世黄土、古土壤与第四纪黄土、古土壤以及河湖相样品的粒度结构参数散点图
▽示中新世黄土；□示中新世古土壤；△示第四纪黄土；+示第四纪古土壤；○示河湖相样品；▲示河流相样品

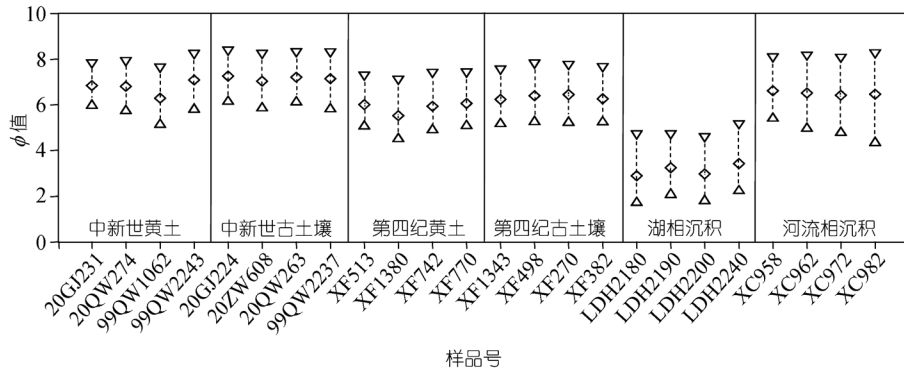


图 4 中新世黄土、古土壤与第四纪黄土、古土壤以及河湖相样品的粒度指数图
▽示累积含量为 75%时的粒径(Q1)；△示累积含量为 25%时的粒径(Q3)；◇示中位数(Md)

对沉积物粒度参数的统计分析，可以找出判别不同沉积类型的指标值。我们用下面的公式来计算样品的判别值^[30]：

$$Y = 3.5688 M_Z + 3.7016 \sigma_I^2 - 2.0766 K_Z + 3.1135 K_G, \quad (5)$$

式中 Y 为判别参数， M_Z 、 σ_I^2 、 K_Z 、 K_G 分别为平均粒

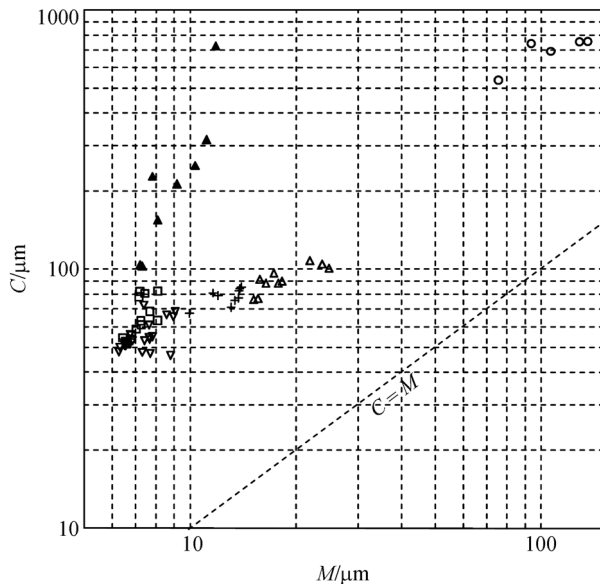


图 5 中新世黄土、古土壤与第四纪黄土、古土壤以及河湖相样品的综合 C-M 图

▽示中新世黄土; □示中新世古土壤; △示第四纪黄土; +示第四纪古土壤; ○示湖相沉积; ▲示河流相沉积

径、标准偏差、偏度、峰度。所研究样品的计算结果见图 6。从图中可以看出,湖相沉积的判别参数为正值,其余的全为负值。中新世黄土、古土壤与第四纪黄土、古土壤的判别参数比较接近,而且其判别参数值也比较稳定,而河流相与湖相样品的判别参数变化较大。根据 Sahu^[30]的研究,上式计算的风尘堆积的判别值应该小于-2.7411。我们研究的所有中新世黄土、古土壤样品的判别值全部在该范围之内。前人^[18,19]

用同样的方法计算了不同地区河流相、湖相样品的判别参数,计算结果均为正值,也说明不同时间、地点的河湖相样品的判别参数有较大的变化范围,但中新世黄土、古土壤样品的判别参数范围非常集中,需要十分稳定的动力条件和沉积环境。以上判别分析的结果也反映出中新世黄土、古土壤与第四纪黄土、古土壤具有相同的成因。

2.6 QA-I 剖面粒度中值粒径及各粒级组分在剖面上的变化

对 QA-I 剖面 507 个样品的粒度分析结果(图 7)也表明,在整个序列中,所有样品都以粉砂颗粒为主,中值粒径变化范围在 6~13 μm 之间; >63 μm 的粗颗粒含量最大值为 5.3%,平均值为 0.9%。虽然剖面所在露头的个别层位中发现极少数粒径可达 1~2 mm 的石英颗粒,是黄土堆积过程中从附近基岩高地带来的近源组分,这种特征在河流阶地上第四纪黄土中比较常见,但因其数量极为稀少,未在采样和分析中捕获到。在长达 16 Ma、厚达 253.1 m 的序列中,这种稳定的细粒沉积不能用任何其他动力解释,是风尘堆积的典型特征。

3 QA-I 剖面粒度、沉积速率的长尺度变化及与深海风尘沉积通量的对比

在我国北方风尘堆积的研究中,粒度常被作为冬季风强度变化的替代性指标,沉积速率往往被认为与风尘物源区的干旱化程度有关^[20]。对第四纪黄土-古土壤序列^[31]、三趾马红土^[32]的研究表明,我国北方风尘堆积在构造时间尺度上粒度与沉积速率具

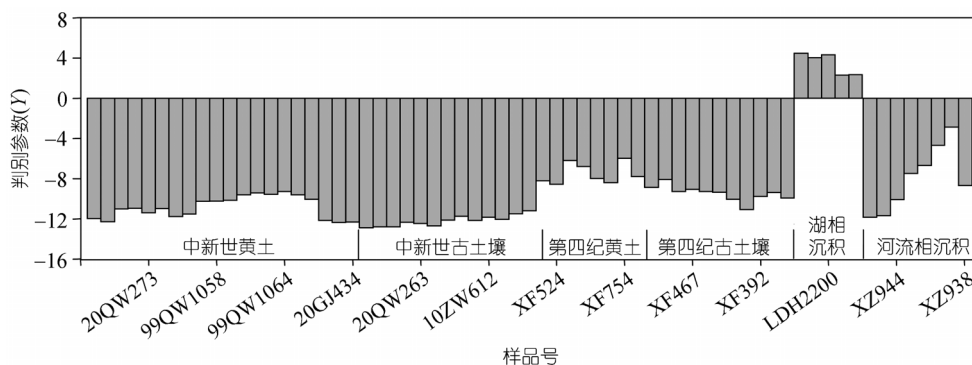


图 6 中新世黄土、古土壤与第四纪黄土、古土壤以及河湖相样品的判别参数

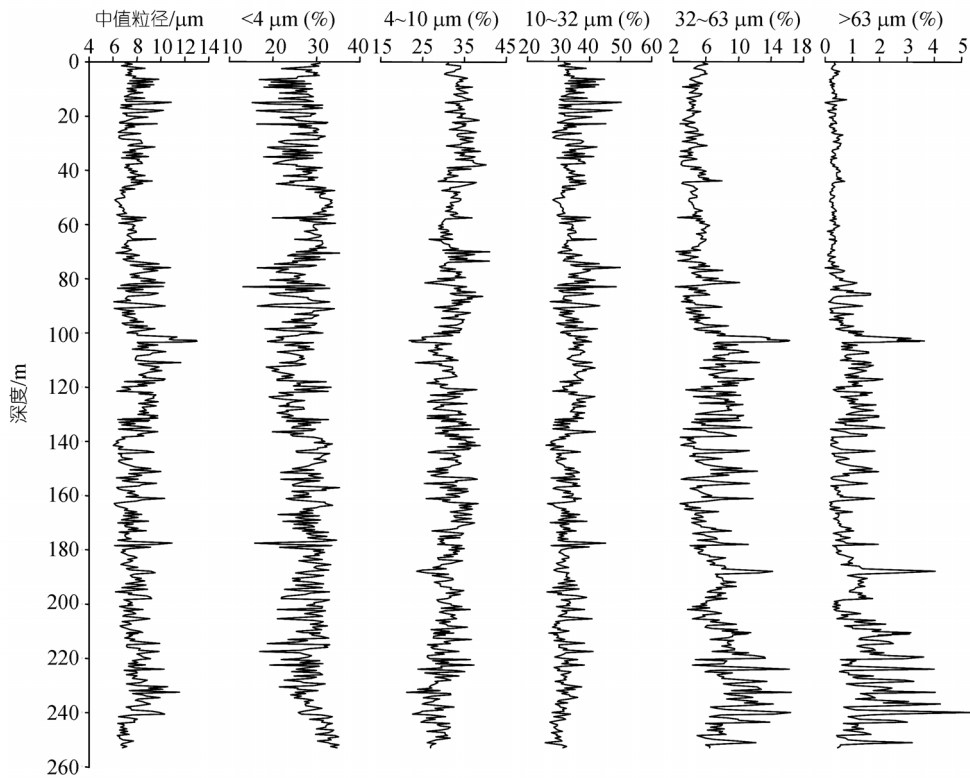


图7 QA-I剖面粒度中值粒径及各粒级组分变化

有大致同步的特点。用古地磁界限作为年龄控制点, 根据Kukla磁化率时间模式^[33]获得QA-I剖面的时间标尺^[1]。从图8可以看出, 21.3~20.2, 16.0~13.3及8.7~6.9 Ma BP是QA-I剖面粒度较粗的时期, 与该序列的风尘沉积速率(图8(b))^[1]变化大致一致。一般认为, 北太平洋深海风尘沉积来源于亚洲内陆干旱区, 其沉积通量反映了亚洲内陆的干旱化程度^[34]。根据北太平洋885/886孔风尘沉积通量的变化曲线(图8(c))^[34], 8 Ma BP左右是中新世期间显著的高粉尘沉积通量时期, 而该时段也是QA-I剖面中粒度较粗、沉积速率较高的时期(图8(a), (b)), 两者的变化具有较好的一致性。上述事实不仅从另一个侧面证明了中新世黄土-古土壤序列与第四纪黄土-古土壤序列一样是典型的风尘堆积, 而且还说明中新世期间的粒度变化与物源区的干旱化程度有关, 在大尺度上也可以作为反映物源区干旱化程度的替代性指标。

4 结论

本文通过对中新世与第四纪黄土、古土壤以及代表性河湖相样品全岩粒度特征的对比研究, 并结合QA-I剖面粒度变化及其与沉积速率、深海风尘沉积通量的对比分析, 可以得到以下认识: (1) 中新世黄土-古土壤序列与第四纪黄土-古土壤序列一样是典型的风尘堆积; (2) 中新世黄土与第四纪黄土相比总体偏细, 其粒度特征与第四纪古土壤更为相似, 表明相对较弱的风动力条件或相对较低的源区干旱程度; (3) 中新世相邻黄土、古土壤与第四纪相邻黄土、古土壤具有相似的粒度反差特征, 说明中新世黄土、古土壤粒度变化的旋回与第四纪黄土、古土壤一样, 反映了气候冷暖、干湿的变化; (4) 在构造时间尺度上, 中新世黄土-古土壤序列的粒度与沉积速率的变化大致同步, 与北太平洋深海风尘沉积通量的变化也具有较好的一致性。因此, 我们认为, 中新世黄土-古土壤序

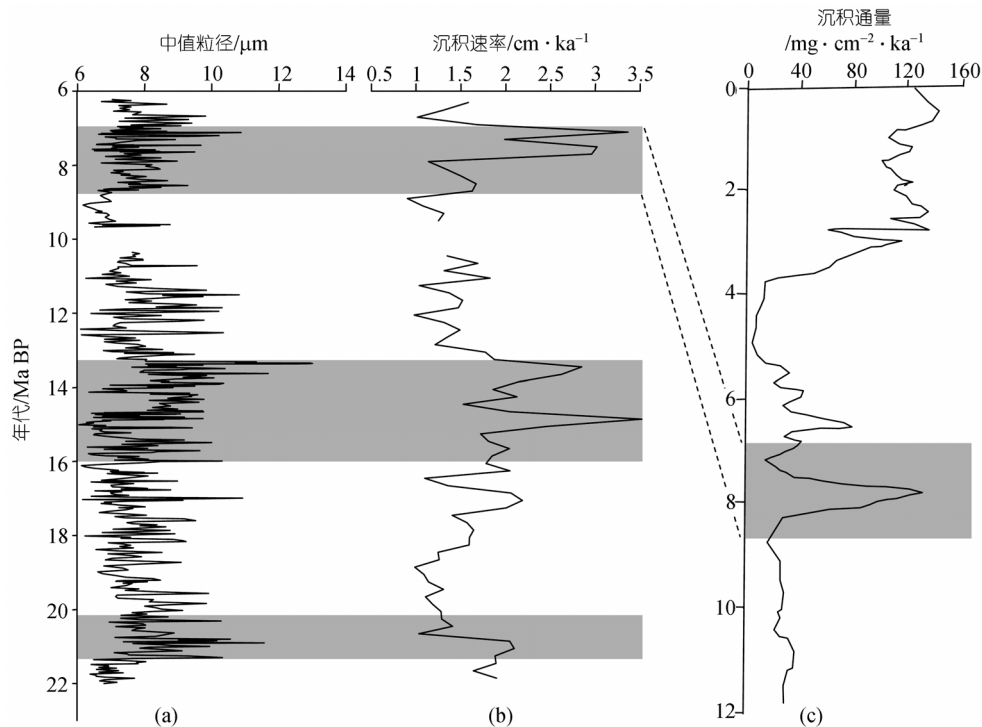


图 8 QA-I 剖面粒度、沉积速率的变化及其与北太平洋深海风尘沉积通量的对比
(a), (b) 分别为 QA-I 中新世黄土剖面粒度、沉积速率记录^[1]; (c) 北太平洋 885/886 孔风尘沉积通量记录^[34]

列的粒度变化不仅与风力变化有关, 而且与源区的干旱化程度密切相关。

参 考 文 献

- Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 2002, 416: 159–163 [DOI]
- 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985
- An Z S, Kutzbach J E, Prell S C, et al. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan Plateau since Late Miocene times. *Nature*, 2001, 411: 62–66 [DOI]
- Guo Z T, Peng S Z, Hao Q Z, et al. Origin of the Miocene-Pliocene Red-Earth Formation at Xifeng in northern China and implications for paleoenvironments. *Palaeogeogr Palaeoclimatol*, 2001, 170: 11–26 [DOI]
- Ding Z L, Sun J M, Liu T S, et al. Wind-blown origin of the Pliocene red clay formation in the central Loess Plateau, China. *Earth Planet Sci Lett*, 1998, 161: 135–143 [DOI]
- Sun D H, Shaw J, An Z S, et al. Magnetostratigraphy and paleoclimatic interpretation of a continuous 7.2 Ma Late Cenozoic eolian sediments from the Chinese Loess Plateau. *Geophys Res Lett*, 1998, 25(1): 85–88 [DOI]
- Qiang X K, Li Z X, Powell C, et al. Magnetostratigraphic record of the Late Miocene onset of the East Asian monsoon, and Pliocene uplift of northern Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 187: 83–93 [DOI]
- 甘肃省地质矿产局. 甘肃省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1989. 298–302
- 刘进峰, 郭正堂, 郝青振, 等. 甘肃秦安糜子湾剖面中新世风尘堆积的磁性地层学研究. *第四纪研究*, 2005, 25(4): 503–509
- 鹿化煜, 安芷生, 王晓勇, 等. 最近 14 Ma 青藏高原东北缘阶段性隆升的地貌证据. *中国科学, D 辑*, 2004, 34(9): 855–864 [摘要]
- Garzzone C N, Ikari M J, Basu A R. Source of Oligocene to Pliocene sedimentary rocks in the Linxia basin in northeastern Tibet from Nd isotopes: Implications for tectonic forcing of climate. *Geol Soc Am Bull*, 2005, 117: 1156–1166 [DOI]
- Hao Q Z, Guo Z T. Magnetostratigraphy of a late Miocene-Pliocene loess-soil sequence in the western Loess Plateau in China. *Geophys Res Lett*, 2004, 31, L09209, doi: 10.1029/2003GL019392
- 李丰江, 吴乃琴, 裴云鹏. 黄土高原西部秦安新近纪风尘堆积的蜗牛化石记录. *第四纪研究*, 2005, 25(4): 510–515
- 李丰江, 吴乃琴, Denis-Didier Rousseau. 黄土高原秦安中新世黄土-古土壤序列的蜗牛化石初步研究. *中国科学, D 辑*, 2006, 36(5): 438–444 [摘要]
- 刘进峰, 郭正堂, 乔彦松, 等. 秦安中新世黄土-古土壤序列石英颗粒形态特征、粒度分布及其对成因的指示意义. *科学通报*,

- 2005, 50(24): 2806—2809[摘要]
- 16 Doglas D T. Grain-size indices, classifications and environment. *Sedimentology*, 1968, 10: 132—152
- 17 Visher G S. Grain size distribution and depositional process. *J Sediment Petrol*, 1969, 39: 1074—1106
- 18 Lu H Y, Vandenberghe, An Z S. Aeolian origin and paleoclimatic implications of the 'Red Clay' (north China) as evidenced by grain-size distribution. *J Quat Sci*, 2001, 16(1): 89—97[DOI]
- 19 鹿化煜, 安芷生. 黄土高原红粘土与黄土古土壤粒度特征对比——红粘土风成成因的新证据. *沉积学报*, 1999, 17(2): 226—232
- 20 An Z S, Kukla G, Porter S C, et al. Late Quaternary dust flow on the Chinese Loess Plateau. *Catena*, 1991, 19: 171—187[DOI]
- 21 An Z S. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. *Quat Sci Rev*, 2000, 19: 171—187
- 22 Ding Z L, Yu Z W, Rutter N W, et al. Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits. *Quat Sci Rev*, 1994, 13: 39—70[DOI]
- 23 Xiao J L, Poter S C, An Z S, et al. Grain size of quartz as an indicator of winter monsoon strength on the Loess Plateau of central China during the last 130000Yr. *Quat Res*, 1995, 43: 22—29[DOI]
- 24 鹿化煜, 安芷生. 黄土高原黄土粒度组成的古气候意义. *中国科学, D辑*, 1998, 28(3): 278—283
- 25 蒋复初, 吴锡浩. 青藏高原东南部地貌边界带晚新生代新构造运动. *成都理工学院院报*, 1998, 25(2): 162—168
- 26 乔彦松, 郭正堂, 郝青振, 等. 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*, 2003, 48(13): 1465—1469[摘要]
- 27 Friedman G M, Sanders J E. *Principles of Sedimentology*. New York: John Wiley & Sons, 1978. 792
- 28 Folk R L, Ward W C. Brazos River bar: A study in significance of grain size parameters. *J Sediment Petrol*, 1957, 27(1): 3—26
- 29 Passega R. Grain size representation by CM pattern as a geologic tool. *J Petrol*, 1964, 34: 830—847
- 30 Sahu B K. Depositional mechanism from the size analysis of clastic sediments. *J Sediment Petrol*, 1964, 34: 337—343
- 31 Ding Z L, Yu Z W, Yang S L, et al. Coeval changes in grain size and sedimentation rate of eolian loess, the Chinese Loess Plateau. *Geophys Res Lett*, 2001, 28(10): 2097—2100[DOI]
- 32 Guo Z T, Peng S Z, Hao Q Z, et al. Late Miocene-Pliocene development of Asian aridification as recorded in the Red-Earth Formation in northern China. *Glob Planet Change*, 2004, 41: 135—145[DOI]
- 33 Kukla G, Heller F, Liu X M, et al. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. *Geology*, 1988, 16: 811—814[DOI]
- 34 Rea D K, Snoeckx H, Joseph L H. Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asian drying, Tibetan uplift, and cooling of the northern hemisphere. *Paleoceanography*, 1998, 13(3): 215—224[DOI]