

文章编号: 1000-0550(2000)03-0327-09

# 中国黄土粒度的双峰分布及其古气候意义<sup>①</sup>

孙东怀<sup>1</sup> 鹿化煜<sup>1</sup> David Rea<sup>2</sup> 孙有斌<sup>1</sup> 吴胜光<sup>1</sup>

1 (中国科学院西安黄土与第四纪地质研究室 西安 710054)

2 (Department of Geological Science, University of Michigan, USA)

**摘要** 中国黄土的粒度分布由分布峰度较高、分选较好的粗粒组分和分布峰度较低、分选较差的细粒组分叠加组成;前者代表了冬季风盛行季节近距离低空搬运的粉尘物质,其粒度指示了东亚冬季风所主导的近地面气流的强度,它在全样中的含量可能反映了冬季风粉尘的沉积通量;细粒组分可能主要为常态存在的、由高空气流搬运的远源粉尘,代表了黄土高原原始粉尘的本底,它的粒度特征与北太平洋西风带粉尘基本一致,可能指示了主要由西风带控制的高空气流的强度。黄土的粒度分布函数可用代表这两个组分分布的两个 WEIBULL 函数的和函数表示。用实测粒度分布数据对分布函数进行拟合可计算出该分布函数的各参数,同时可获得黄土粒度的两个组分各自的分布函数及两个组分在总样中所占的百分比。

**关键词** 黄土 粒度分布 冬季风 西风带

**第一作者简介** 孙东怀 男 1962 年出生 研究员 晚新生代环境演变及磁性地层学

**中图分类号** P642.13<sup>+</sup>1 **文献标识码** A

中国北方风尘沉积的源区、搬运路径和沉积区主要分布于北纬 30°~45° 的纬度带内,这里是东亚季风的重要活动场所之一,也位于北半球西风环流的主要活动带上,季风环流与西风环流的迭加共同控制着东亚大陆大气环流的基本格局。在冬季风盛行的季节里,强盛的冬季风环流主导着黄土高原及西北干旱区的近地面气流,在高空则是加强的西风环流,中国北方的风尘物质正是通过这两种大气环流系统来传输的。粉尘搬运与沉积的气候动力学研究表明<sup>[1]</sup>,对于组成黄土主要组分的粉砂级粉尘来说,近地面的气流是它搬运的主要营力,短距离近地面低空悬移是它们最主要的搬运方式;它们沉积的主要机理是由于重力的存在而由搬运距离对不同粒度的颗粒进行分选。对于粘土级以下的细粒粉尘来说,高空长距离悬浮是它的主要搬运方式,主要由近地面冬季风搬运的粗粒粉尘以短距离悬移方式被逐步搬运到以黄土高原为主体的中国北方粉尘沉积区,再上升到高空大气中。被高空西风气流所携带的细粒粉尘可因降水而沉积到包括黄土高原、东南沿海、日本及北太平洋在内的大部分下风西风带所覆盖大陆或海洋中。所以,对于冬季风所不能到达的地区,如北太平洋,只有细粒的西风带粉尘沉积,而中国北方的广大地区可能同时沉积了高空西风粉尘和近地面的冬季风粉尘。通过大量的粒度分布曲线研究,我们发现了黄土中这两种类型的粒度组分,并通过粒度分布函数的研究,提出了两个分量分离的数

学方法。

## 1 黄土的粒度分析方法与粒度分布曲线

### 1.1 粒度分析

粒度分析的两个主要环节是样品的前处理和粒度测量。样品前处理的目的是将原始样品分散成单颗粒以用于仪器测量,所以,处理过程的不同将明显地影响着粒度测量的结果。对中国黄土来说,主要是除去有机质和碳酸盐等胶结物质。然而,成壤的黄土和古土壤中有些粘土矿物的形成可能与黄土沉积后的成壤作用有关<sup>[4,5]</sup>,所以,我们采用了较彻底的前处理方法<sup>[9]</sup>,以除去与成壤作用有关的有机质、碳酸盐和粘土矿物等。这一方法被广泛用于现代海相及陆相水成及风成沉积物粒度分析中<sup>[6]</sup>。这一研究中所用仪器为德国 FRITSCH 公司生产的 A22 型激光粒度仪。其测量范围为 0~1 000 μm,测量的粒度组分间距为 0.25Φ,从 0~1 000 μm 的测量区间共可获得 54 个粒级的百分含量数据,测量结果将给出每一粒度组分的百分含量,并可提供粒度分布曲线和累积曲线。部分样品同时在其它激光粒度仪上作了平行测量以检验结果的可靠性。

### 1.2 粒度分布曲线

搬运介质的动力大小和搬运方式是决定沉积物粒度组成的两个基本因子,对于同一搬运方式而言,具有

① 国家自然科学基金重大项目(批准号:49894170)和基金项目(批准号:49972056)资助

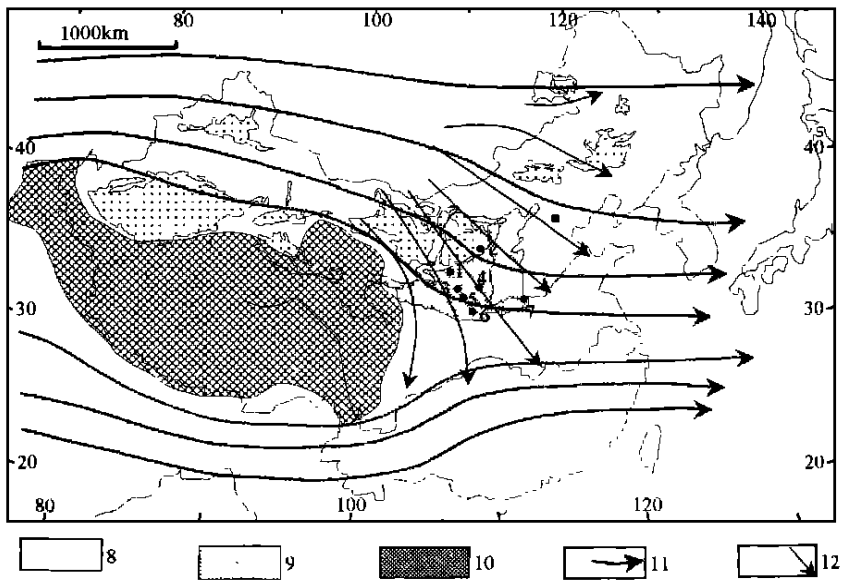


图 1 中国北方冬季大气环流基本特征示意图及风成沉积的分布

- 1. 环县剖面; 2. 榆林剖面; 3. 西峰剖面; 4. 洛川剖面; 5. 旬邑剖面; 6. 西安剖面; 7. 郑州剖面; 8. 黄土; 9. 沙漠;
- 10. 青藏高原的大致范围(3 000 m 等高线); 11. 以冬季风环流为主的 1 月份近地面气流的平均状况示意<sup>[2]</sup>;
- 12. 冬季以西风环流为主的 3 000 m 高空气流的大致平均状况示意<sup>[3]</sup>。

Fig. 1 Eolian sediment distribution and the associated atmosphere circulation regime in winter over North China

一定动力分布的流体所搬运的沉积物的粒度总体实际上是单因子随机事件的集合, 并且其数字特征服从自然界的某种分布函数。这种单成因组分的频率分布为具有不同对称型、不同曲线形态的单峰(即单众数)光滑连续曲线。由于大多常见类型的分布函数的形式以指数函数为基础, 因而累积分布曲线的主体部分在对数坐标上一般为直线。沉积学研究早就发现介质中由于搬运方式不同所产生的多成因组分的存在<sup>[7]</sup>。由统计分布的数学规律我们知道, 多组分的总体分布函数即为各组分分布原型函数与组分百分比乘积的和函数。这一数学规律的存在, 使得多组分的总体分布在频率曲线上表现为与组分相对应的多峰分布的连续光滑曲线, 它们的累积曲线主体在对数坐标上为与各组分相对应的多个光滑相连的直线段。所以, 根据频率分布曲线上分布的众数(峰)及其与之对应的分布体的个数或累积曲线主体直线段的个数都可确定总体分布的组分数, 其中频率分布曲线对多组分的反映更为直观和明确。图 2 为两个典型黄土样品的粒度频率曲线和累积曲线, 我们看到, 在频率曲线上, 风成黄土的粒度分布范围一般为 0 ~ 150 μm, 粒度总体分布为负偏态非对称分布, 众数粒径一般在 32 ~ 16 μm 之间, 并以这个众数为中心向粗粒及细粒减小, 但一个明显的变化特征是自众数径向细粒端减小的速率比粗粒端快得多 并且向粗粒端的减小是一个相对平滑的过程

而在变细的一端这种变化并不是一个平滑的过程。一般在 2 ~ 4 μm 处存在一个明显的平台, 即出现第二个众数。由图 2 我们也清楚地看到, 黄土粒度累积曲线的主体由两个线段组成, 它们分别对应于频率曲线上的两个组分, 每个线段的长度与组分的粒度范围有关, 它的斜率则取决于组分的峰度即分选程度。

黄土粒度分布的这种双峰式特征并不是某个剖面上或某个层位仅有, 它在不同的剖面上和不同时代的风成黄土中是普遍存在的。图 3 中给出了不同剖面上晚更新世马兰黄土的粒度分布曲线, 很明显, 几乎每个剖面的样品粒度分布曲线都存在代表细粒组分的“峰”或“拐点”, 特别是北部较粗的样品中, 两个组分差别较大, 第二组分的存在更为明显。图 3 中的洛川剖面上各层位的粒度分布曲线也证明了这种双峰式分布特征在时间序列上的一致性。

从黄土形成、搬运与演化过程来理解的话, 风成沉积物中的粘粒(细粒)主要有三种成因, 第一种与普通风成颗粒一样被风单独搬运而沉降; 第二种是细粒附着于大颗粒或粘结成大颗粒而搬运和沉降<sup>[8]</sup>; 第三种是风成物沉积后产生于成壤作用中的细颗粒<sup>[4, 5, 18, 24]</sup>。

土壤中成壤作用的研究表明, 成壤作用中所产生的后生物物质大多数为胶体和盐类化合物, 其颗粒的粒径一般不超过 1 μm<sup>[5, 9]</sup> 这一次产生的化学物质和超

细粒粘土矿物绝大多数已在粒度分析前的化学前处理过程中被除去<sup>[6 10]</sup>。所以, 可以认为经过前处理后用于粒度分析的颗粒绝大多数是原始的风成粉尘。碎屑石英的粒度分布曲线同样证明了细粒组分与成壤作用的相关性。石英是黄土中最为稳定的矿物之一, 且是黄土的主要成分, 所以它的粒度分布在风成物质中含量的一致性, 基本代表了全样的原始粒度。图 3 中给出了我们用文献[10]介绍的方法分离的石英所作的粒度分布曲线, 图中也给出了同一样品原样粒度分布曲线, 我们看到它与原样的粒度组成基本一致。第二分量在石英粒度分布曲线上表现得同样明显, 有些甚至比原样更明显。

也较细; 而在南部的剖面上(图 2 中的西安剖面), 粗粒主组分相对变细时, 细粒组分的含量反而增加且粒度并没有减小。所以, 风成黄土粒度的第二组分的形成可能还是主要以单颗粒搬运和沉积为主, 但不排除粘粒附着于大颗粒或粘结成大颗粒而搬运和沉积, 而这种类型的细颗粒在第二组分中到底有多少? 它的分布特征是否与第二组分的总体分布一致? 这些问题需要进一步的研究。

总之, 不同剖面 and 不同时代的黄土粒度分布曲线一致表明, 黄土粒度组分中有两个成因不同的粒度组分, 黄土粒度的总体分布为两个单一因子过程分布的和分布。

## 2 粒度分布函数与两个组分的分离

分布函数研究的关键, 一是确定分布函数的类型, 二是确定分布函数的参数。我们知道, 一个单一过程的随机变量分布服从自然界的某种类型的分布。既然我们已经确认了黄土粒度有两个分布特征不同的组分, 所以一个黄土样品的粒度总分布是这两个分量分布的和分布。确定分布函数类型的基本依据是分布线的形态, 从粒度分布曲线来看, 两个分量都为一种偏态分布, 特别是其主分量的偏度较大。在黄土和古土壤中一般为负偏态, 但也有正偏态的样品。

自然界中常见的随机变量的分布类型有十多种, 图 4 为几种常见分布的分布曲线, 可以看出, 正态分布和 POISSON 分布为对称分布, 而  $\gamma$  分布、F 分布、 $X^2$  分布和 T 分布为单偏态非对称分布。而 WEIBULL 分布的自由度较大, 由于参数设置的不同可以是正偏态或负偏态, 在设置特殊参数值时可变种为对称分布。从黄土粒度中两个组分的分布特征, 特别是对称性和分布形态的自由度变化来看属于 WEIBULL 分布类型。另一方面, 现代风场的大量统计表明<sup>[12, 13]</sup>, 某一地点上确定方向的风的风速也服从 WEIBULL 分布, 这从全球其它地区和中国的现代观测记录的分析都得到了证明, 这也从黄土成因的气候学角度提供了证据来说明用 WEIBULL 分布函数来表示黄土粉尘粒度分布的合理性。

对于两个 WEIBULL 函数组成的分布函数, 它的概率分布密度函数为两个组分布的原型函数与其百分比积的和函数, 即式(1), 式中  $\alpha_1$  和  $\beta_1$  分别为总体分布函数中第一个 WEIBULL 函数的形状和位置参数,  $\alpha_2$  和  $\beta_2$  分别为总体分布函数中第二个 WEIBULL 函数的形状和位置参数,  $c$  为细粒组分的分布函数在总体分布函数密度中的比重, 即细粒组分在全样中的百分比 由此可见 用两个两参数

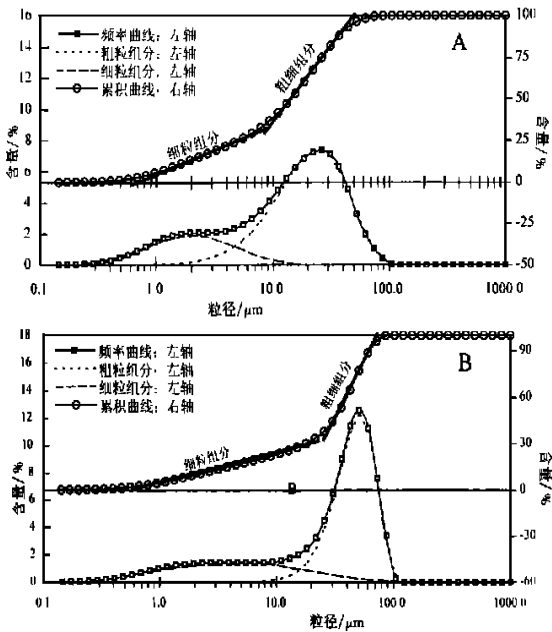


图 2 典型黄土粒度频率分布曲线和累积曲线。  
A. 西安马兰黄土, B. 榆林马兰黄土, 图中分别给出了原样粒度分布及组成它的两个组分的分布曲线, 两个组分的分离方法见后文

Fig. 2 Plots of two typical eolian loess samples. The mathematically fitting curves composed of the two single mode distribution are also given on the plots together with measured percentage data

黄土和古土壤中附着于大颗粒或粘结成大颗粒而搬运和沉降的细粒物质可能是存在的, 但它对第二组分的贡献可能不是主要的。因为如果这种成因的细粒占第二组成的主要部分的话, 它的含量及粒度应与粗粒组分的粒度和含量有关, 至少粗粒含量增加或粒度增大时细粒的含量和粒度应该增大。而比较不同剖面上不同粒度的样品我们会发现, 细粒组分的变化与粗粒之间几乎是独立的。例如在北部的剖面上(图 2 中的榆林剖面) 主组分特别粗 而细粒组分含量非常少

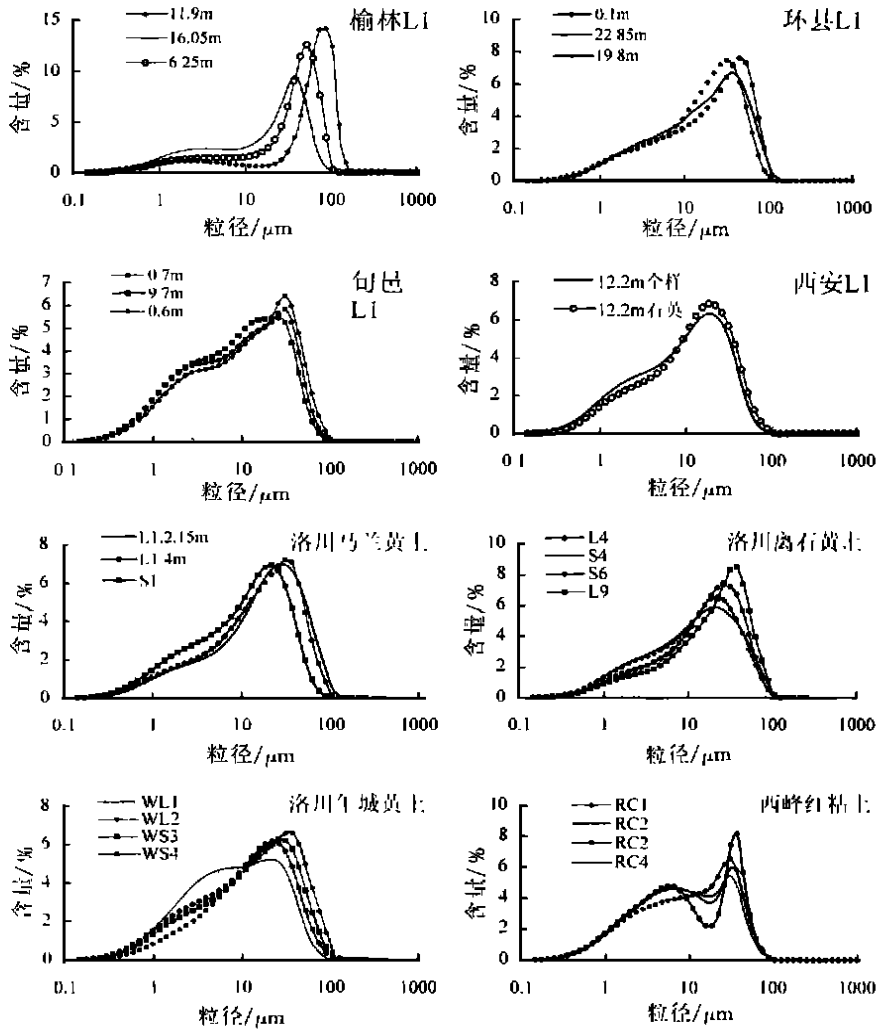


图 3 不同剖面上和不同层位黄土的粒度分布曲线, 图例中的米数为样品在剖面上的深度或层位

Fig. 3 Grain size distribution of the last glacial loess from different sections

$$f(x, \alpha_1, \beta_1, \alpha_2, \beta_2, c) = c \frac{\alpha_1}{\beta_1^{\alpha_1}} x^{\alpha_1-1} e^{-\left(\frac{x}{\beta_1}\right)^{\alpha_1}} + (1-c) \frac{\alpha_2}{\beta_2^{\alpha_2}} x^{\alpha_2-1} e^{-\left(\frac{x}{\beta_2}\right)^{\alpha_2}} \quad (1)$$

WEIBULL分布函数对黄土粒度分布曲线进行拟合时, 有 5 个待定参数。以各粒级的粒径作为自变量, 以该粒级的百分含量为分布密度函数值, 并以最小残差平方和为拟合目标, 可计算出这 5 个参数。我们用两个两参数威尔分布的和函数对大量的黄土样品的粒度分布进行了拟合, 以最小残差平方和最小为目标, 都可得到较高的拟合度的分布函数。而用其它分布函数如正态分布、F 分布、 $\chi^2$  分布等来拟合的话, 拟合度明显降低。图 4 中给出了典型样品实测粒度和分别用正态函数和 WEIBULL 函数拟合的情况及拟合残差, 很明显 WEIBULL 函数的拟合残差明显小于正态分布函数。以拟合函数与实际粒度数据的残差最小和拟合度最大为条件, 便可计算出某个给定样品粒度分布的两

个分量的 WEIBULL 分布函数的四个参数和两个分量在样品中的相对含量比例系数。这两个函数可作为样品中两个粒度分量各自的分布函数。另外需要说明的是, 如果只用一个 WEIBULL 函数来拟合的话, 拟合度明显降低, 这也同样证实了黄土粒度中第二分量的存在。

从上述粒度分布函数的拟合计算过程我们看到, 利用实测粒度对分布函数拟合获得样品粒度总体分布函数的同时就获得了各组分的粒度分布函数和该组分在全样中的比重, 从而可计算各组分的各种粒度参数, 这一过程实际上已达到了从数字特征上分离两个成因组分的目的。这种方法的理论依据, 一是单因子控制的沉积物粒度必然服从自然界的某一分布, 二是以最

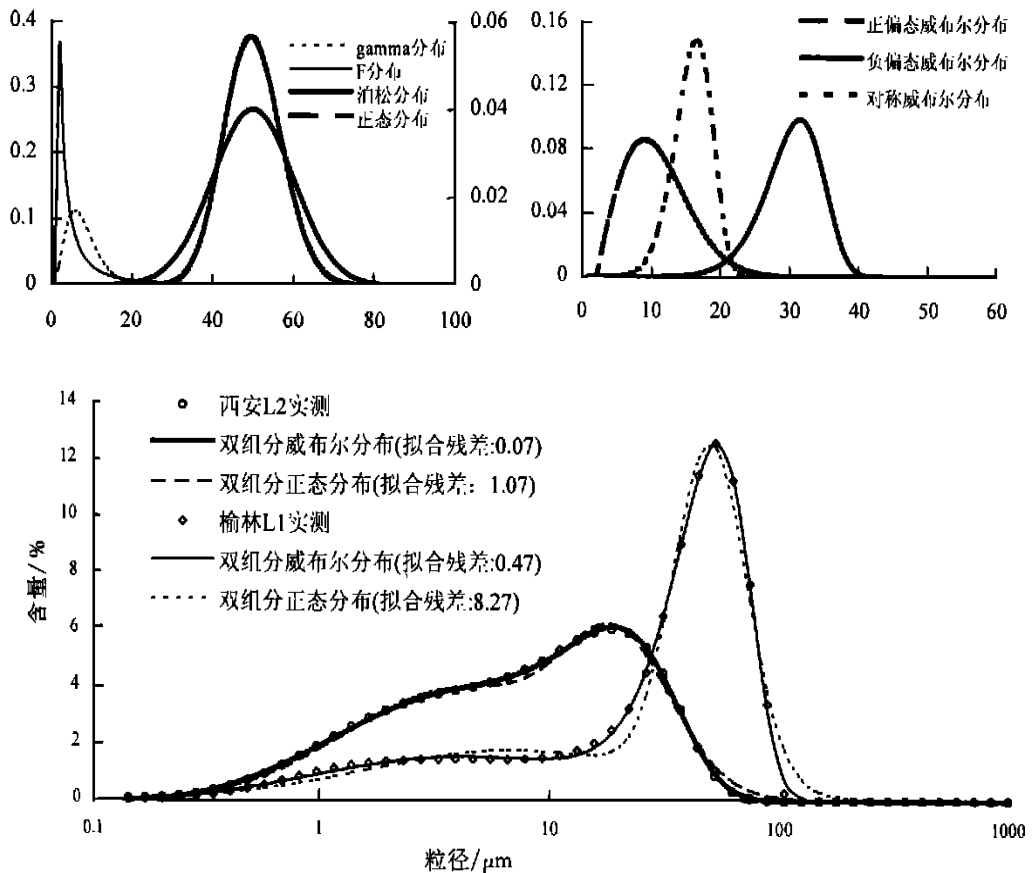


图4 常见的自然分布函数曲线和用不同分布函数对黄土粒度的拟合

Fig. 4 Grain size distribution of different loess units from Luochuan section

小残差为拟合目标对分布函数的参数解是唯一的。图5中给出了不同剖面 and 不同层位风成黄土的实测粒度分布及分离计算的二个粒度组分的粒度分布。

从大量样品粒度组分的分离结果来看(图5和图3),黄土中粗粒组分的百分含量一般在70%~90%之间,在古土壤中的含量约为50%~70%,是黄土和古土壤的主要组分,它的平均粒径和与之相近的众数粒径范围约为20~70 $\mu\text{m}$ ,这一组分布的基本特征是粒度粗、分选好、粒度分布范围较窄且多具粗偏态。同一层位的样品在横向上粗粒组分的粒度分异较大,由西北到东南粒度变细的规律十分明显,并且粗粒组分的粒度与沉积的地貌位置关系较密切。黄土中细粒组分的百分含量在黄土中约为10%~30%,在古土壤中约为30%~50%,其平均粒径和与之接近的众数粒径的范围约为2~6 $\mu\text{m}$ 。细粒组分分布的基本特征是粒度细、分选差、粒度分布范围宽且多具对称分布。同一层位样品在横向上细粒组分基本一致,即横向变化较小,它在粒度大小和分布特征上和与之同源的北太平洋粉尘<sup>[12]</sup>有着一致的特征,表现出成因上的内在联系。细粒组分的时间序列在横向变化上明显不同于粗粒组

分,在中部和南部,细粒组分粒度在冰期黄土中粗,在间冰期古土壤中细。而在北部高纬度地区,细粒组分在黄土中细,反而在古土壤中粗。细粒组分在时间序列上的另一个特征是其变率和变幅都比同样品粗粒组分开大。

值得一提的是晚第三纪风成红粘土的粒度分布在结构上与黄土完全一致,即总体粒度由粗粒组分和细粒组分组成(见图5和图3),所不同的是粗粒组分远低于黄土而细粒组分远高于黄土,并且细粒组分的粒度也比同一剖面上黄土中的细粒组分粗,其众数粒径一般为4~7 $\mu\text{m}$ ,而粗细组分的粒度则与黄土相当。这些特征不仅反映了红粘土与黄土在成因上的一致性<sup>[25]</sup>,也暗示着晚第三纪大气环流与第四纪可能有着实质性的差别<sup>[22, 26]</sup>。

### 3 古气候意义讨论

大气动力学研究表明<sup>[1]</sup>,在一定平均风速的大气边界层中风速随高度以指数函数规律增加,这一风速随高度的变化率,即风的剪切速度,决定着风对表面颗粒所施加的剪切力。它是表面颗粒克服重力和表面阻

力而运动的动力。发生于粉尘源区普通尘暴事件可同  
时起动平均粒径在几百微米以下的所有粒级,然而,这  
些起动的颗粒所能上升的高度、它的搬运方式以及搬  
运距离在风的特征一定时取决于颗粒的粒径。从风成  
相的特征粒级分布及其在空间上分布的非线性来看,  
搬运方式对粒度的分选是非线性的,即某种粒级有其  
优势的搬运方式,这可能也是搬运方式上存在明显粒  
度界限的原因。理论计算<sup>[1]</sup>和实际观测<sup>[15]</sup>都表明,风  
的剪切速度( $Uf$ )和颗粒开始运动所需的剪切速度阈  
值( $u^*$ )是颗粒运动方式是两个基本因素,并可用两  
者比值( $Uf/u^*$ )来评估,当比值大于 1 时,颗粒最多

只能沿地表滚动或爬行,比值在 1~0.7 之间的颗粒主  
要以跃移方式运动,比值小于 0.7 则主要作悬移运  
动。进一步的研究表明,一般大气环流的剪切速度存在  
一个明显的下限,对于悬移组分中剪切速度阈值远远  
小于这一下限的粘粒组分来说,它几乎处于“永久  
性”搬运状态,只有当风速明显减小时才可沉降或  
随雨水沉降。而阈值速度在此之上的悬移颗粒则只  
能悬浮一定的距离,所以悬移组分中有短距离悬移  
和长距离两种组分。Pye 研究认为短距离悬移和长  
距离悬移的  $Uf/u^*$  比值界线大约为 0.1,它们所估  
算的两者的搬运距离分别为几百千米和几千千米<sup>[1]</sup>。

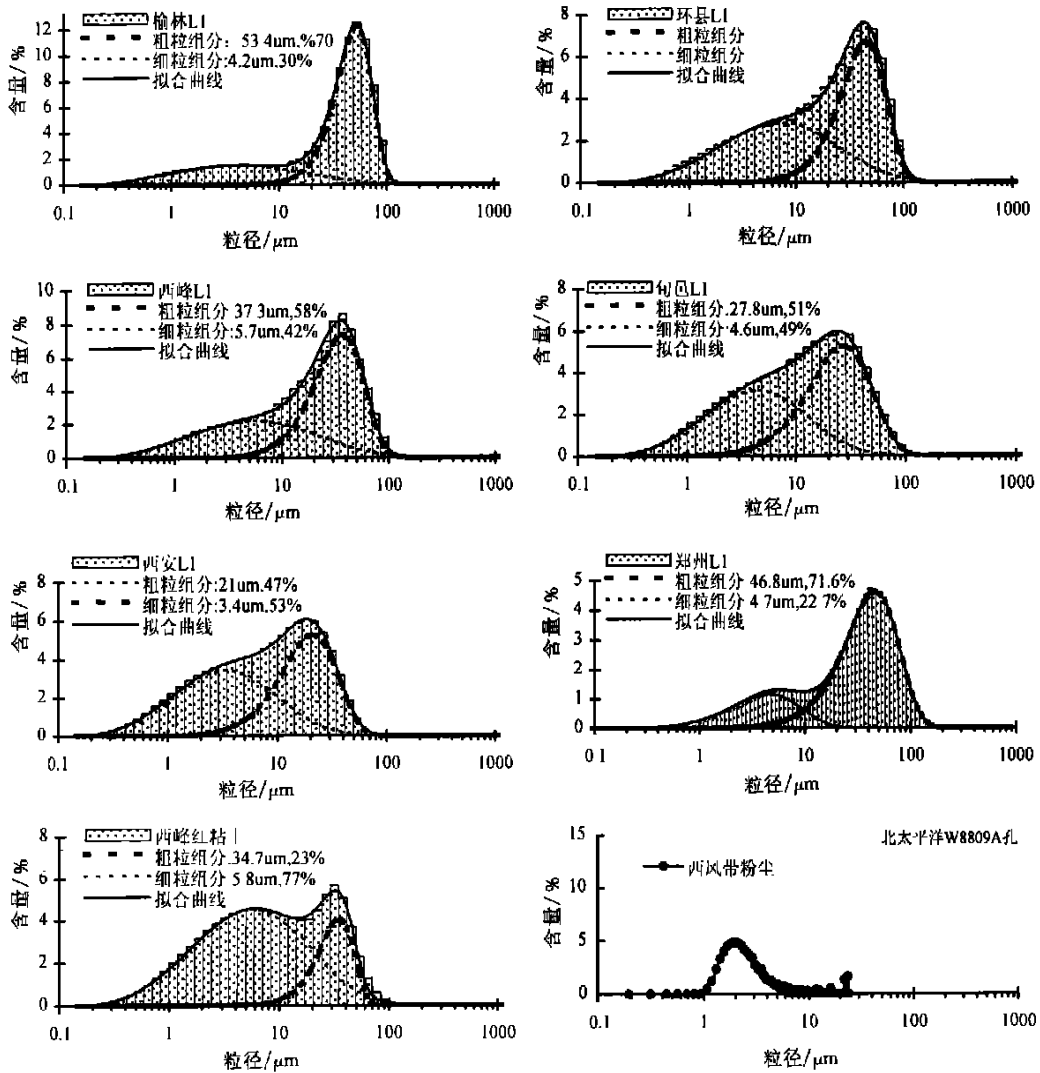


图 5 不同剖面 and 层位黄土的实测粒度分布及其两个组分的分布曲线。

图例中的数据为两个组分的众数粒径和百分含量。图中同时给出了北太平洋西风带粉尘的粒度分布<sup>[12]</sup>。

Fig. 5 Grain size distribution of detrital quartz of loess and that of total sample

在理论计算和实际观测的基础上, Pye 等总结了  
普通风暴中各粒级组分的主要搬运方式、搬运高度

和一次性搬运距离<sup>[1]</sup>。这一理论模式表明,在一般的  
尘暴事件中,砂和粉砂级粗粒组分(70~500 μm)每次

起动只能在上升到近地表的几厘米到几米的高度并在水平方向上跃移同样量级的距离,这一组就近形成风成砂;平均粒径为 $20 \sim 70 \mu\text{m}$ 的粉砂组分其 $U/U^*$ 值在普通风暴中一般为 $0.7 \sim 0.1$ 之间,这一组分粒度与风速的线性相关性较好,在一般的风暴中可上升到近地表的几百米以内,最大高度一般不超过上千米的大气边界层,理论计算的一次性搬运距离的大致在 $1\ 000 \text{ km}$ 以内,这一组分是黄土的主要组分。它们很少在空气中悬浮较长的时间,即便是被大风吹起也只能在低空作短时间的悬浮而被搬运较短的距离,一旦风速减弱便回到地面而降落,它搬运的方式是近地面短距离悬移,它沉积的机理是一旦风速减小因重力作用而降落,并且依颗粒重力大小在搬运距离上分选,因此,在一次搬运过程中粒度越粗搬动距离越小,就是说同一层位的黄土在横向上粒度的变化不能说明任何古气候问题,而且只有当源区基本一致时粒度在同一剖面上的变化才能指示风动力的相对变化。几个微米以下的细粒组分的搬运方式、搬运高度和搬运距离则与粗颗粒有实质性的不同,由于它们的沉降速率特别小,在普通大气环流的 $U^*$ 值都远远大于其沉降速率,所以它们一旦起动则很容易上升到高层大气并分散到不同高空的大气中被高空气流带到下风区的任一上空。高空长距离悬浮是粘粒级粉尘的主要搬运方式,它的粒度与搬运距离之间关系不大,并且当搬运距离超过上千千米时粉尘的粒度则与搬运它的风速达到了平衡,这一平衡的粒度变化指示了风速的变化<sup>[16, 17]</sup>。

由中国内陆沙漠、黄土高原、中国和日本海域以及北太平洋粉尘区组成的北半球风尘系统是全球规模最大、发育历史最长的风尘系统,这一系统中的风尘沉积物在粒度组成和搬运方式上都表现出与上述理论计算和实际观测相一致的规律。对比三种搬运方式的粉尘粒级范围与黄土中的二个粒度组分我们清楚地看到,黄土中的粗粒主组分的粒度完全在短距离悬移粒级范围之内。从分布曲线特征来看,主组分的峰度较高,粒度分布的范围较小且较粗,它占总样的多数,它表现出一种集中发生的降尘过程,即它们产生于黄土高原的降尘季节里。同样的比较会发现,细粒组分显然属于长距离高空悬移组分,它分布的峰度较小,分布粒度范围较大,几乎覆盖了整个黄土粒度范围,从这一特征来看,这一组分的形成为一种经常性降尘过程,代表了黄土高原大气粉尘的本底。

黄土与东亚冬季风的密切成因联系是近年黄土古气候研究的重要成果<sup>[17, 19]</sup>。黄土的古气候研究和现代粉尘的观测都表明 冬半年是黄土高原降尘的主要

季节,东亚冬季风环流主导了这些季节里的近地面气流<sup>[2]</sup>。黄土中主组分较粗的粒度、近地面短距离搬运、在全样中的百分比、特别是它所表现出的集中发生的降尘过程等特征,都揭示了它与冬季风环流的直接关系。所以,黄土主要组成部分的粗粒组分是东亚冬季风的产物,这一组分的粒度在很大程度上指示了东亚冬季风环流的强度。

虽然中国黄土主要是冬季风搬动的粉尘,但许多研究者认识到了西风环流在现代粉尘<sup>[20]</sup>第四纪黄土<sup>[8, 21, 22]</sup>和晚第三纪风成红粘土<sup>[23]</sup>搬运中的作用。西风带是北半球中纬度大气环流系统的重要组成部分,它在黄土高原活动时间比冬季风长得多,在冬半年里,西风带不仅覆盖了亚洲粉尘的源区和中国黄土高原,其强度也明显加强;在夏季,虽然西风带由于夏季风北进而北移,但它对黄土高原大气环流的影响仍明显<sup>[24]</sup>,特别是黄土高原北部和高空气流。对于黄土中可能为长距离搬运且常年性形成的细粒组分,它的形成与西风带有密切的关系是很容易理解的。所以,细粒组分的粒度在某种程度上指示了高空西风气流的强度。从细粒组分的成因来理解的话,它的含量主要取决于主要由源区干燥度决定的当时大气中的本底粉尘量,而粗粒相对于它的含量则指示了当时冬季风暴的频率,粗粒组分的粒度则指示了冬季风环流的强度。

当然,包括高空西风气流和近地面季风气流在内的任何风都可搬运细粒组分,然而现代气候研究表明<sup>[2]</sup>,东亚季风系统是活动于中国大陆的浅薄系统,其主要活动高度一般在 $1\ 000 \text{ m}$ 内的大气边界层,最大高度不超过 $3\ 000 \text{ m}$ 。而其上则为西风环流,从地面向上几千米最大至 $10\ 000 \text{ m}$ 都是西风环流的活动范围,现代粉尘活动的观测也证明高空细粒粉尘的活动可在千米以内的任一高度,对于长距离搬运的粉尘来说则主要在几千米左右。显然,对于几百米以内活动的冬季风来说,它对细粒组分的搬运同样也是存在的,但仅从其活动范围与西风气流相比则只有 $1/10$ ,且不说近地面气流中也有西风气流的贡献。所以,我们认为黄土中的细粒组分可能主要与西风带有关。

## 4 初步认识

中国黄土的粒度分布为一种非对称分布,总体粒度由两个分布特征和成因不同的组分组成,第一组分为分布峰度较高、分选较好的粗粒组分,是黄土的主要组成部分,这一组分在成壤作用非常弱的典型风成黄土中占 $70\% \sim 90\%$ ,在古土壤中约占 $50\% \sim 70\%$ ,这一粒度组分可能代表了冬季风盛行季节里近距离、低空搬运的粉尘物质 它的粒度指示了东亚冬季风环流

的强度,它在全样中的含量可能反映了冬季风粉尘的沉积通量,进而指示了粉尘源区和沉积区的干燥度;第二个组分为一种峰度较低、分布平缓、分布粒度范围较大的细粒组分,可能为一种搬运距离和搬运高度相对较大的常态粉尘物质,代表了黄土高原原始粉尘的本底特征,黄土中这一组分的粒度特征与北太平洋西风带粉尘较为一致,它可能主要由高空西风气流搬运,因此它的粒度组成可能含有北半球西风环流的某些信息。黄土的粒度分布函数可用分别代表这两个组分分布的两个 WEIBULL 函数的和表示,用实测粒度分布数据对分布函数进行拟合可计算出该分布函数的各参数,同时可获得黄土粒度的两个组分各自的分布函数及两个组分在总样中所占的百分比。

虽然我们发现了黄土中普遍存在的双组分,并对它们的成因有了初步的认识,并从古气候动力学角度给予了解释,但这些认识仍然是很浅显的,特别是对细粒组分成因和它与近地面气流和高空气流的关系的认识只是一种理论推导,它们之间的真正关系肯定要比这里所说的复杂得多,如细粒与近地面季风气流的关系、与沉积区地形的关系及它随高度的变化情况还无法回答;另外,粗细粒组分在全样中的含量的古气候意义也是十分复杂的问题,这些需要大量的现代粉尘数据,是我们以后将要研究的内容。

#### 参 考 文 献

- 1 Pye K. Aeolian dust and dust deposits[M]. Academic Press, 1987, 1~256
- 2 陈隆勋. 东亚季风[M]. 北京: 气象出版社, 1991. 1~262
- 3 乔全明, 张雅高. 青藏高原天文学[M]. 北京: 气象出版社, 1994. 1~250
- 4 刘东生. 黄土与环境[M]. 北京: 科学出版社, 1985. 1~481
- 5 Bronger A, Heinkele T. Mineralogical and clay mineralogical aspects of loess research[J]. Quaternary International, 1990, 7: 37~53
- 6 Konert M, Vandenberghe J. Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction. 1997, 44: 523~535
- 7 Ashley G M. Interpretation of polymodal sediments[J]. Journal of Geology, 1978, 86: 411~421
- 8 Paton T R. The formation of soil material[M]. London. George Allen & Uniw in Press, 1978. 1~143
- 9 鹿化煜, 安芷生. 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, 1997, 42: 2535~2538
- 10 Xiao J, Porter S, An Z, Kumai H, Yoshikawa S. Grain size of quartz as an indicator of winter monsoon strength on the loess plateau of Central China during the last 130, 000 Yr[J]. Quaternary Research, 1995, 43: 22~29
- 11 么枕生, 丁裕国. 气候统计[M]. 北京: 气象出版社, 1990. 266~300
- 12 张秀芝. Weibull 分布参数估计方法及其应用[J]. 气象学报, 1996, 54(1): 108~116
- 13 Rea D K, Hovan S. Grain size distribution and depositional processes of the mineral component of abyssal sediments: Lessons from the North Pacific[J]. Paleoceanography, 1995, 10: 251~258
- 14 Gillette D A, Blifford I B. The influence of wind velocity on the size distribution of aerosols generated by the wind erosion of soils[J]. Journal of Geophysical Research, 1974, 79: 4068~4075
- 15 Janecek T R, Rea D K. Quaternary fluctuations in the northern hemisphere trade winds and westerlies[J]. Quaternary Research, 1985, 24: 150~163
- 16 Rea D K, Leinen M, Janecek T R. Geologic approach to the long-term history of atmospheric circulation[J]. Science, 1985, 227: 721~725
- 17 安芷生, 吴锡浩, 汪品先等. 最近 130Ka 中国的古季风——II 古季风记录[J]. 中国科学(B辑), 1991, 10: 1076~1081
- 18 鹿化煜, 安芷生. 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): 1991, 278~283
- 19 Zhang Xiaoye, Shen Zhibao, Zhang Guangyu, Chen Tuo, Liu Haiyan. Remote mineral aerosols in Westerlies and their contributions to the Chinese loess[J]. Science in China (D), 1996 39: 134~143
- 20 郭正堂, 魏兰英, 吕厚远, 吴乃琴, 姜文英, 刘东生. 晚第四纪风成物质组成的变化及其环境意义[J]. 第四纪研究, 1999, (1): 41~48
- 21 Pye K, Zhou L P. Late Pleistocene and Holocene aeolian dust deposition in North China and the Northwest Pacific Ocean [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1989, 73: 11~23
- 22 丁仲礼, 杨石岭, 孙继敏, 刘东生. 2.6 Ma 前后大气环流重构的黄土—古土壤沉积证据[J]. 第四纪研究, 1999, (3): 277~281
- 23 钱林清. 黄土高原气候[M]. 北京: 气象出版社, 1991. 54~70
- 24 鹿化煜, 安芷生. 洛川黄土粒度组成的古气候意义[J]. 中国科学(D辑), 28(3): 278~283
- 25 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[J]. 沉积学报, 1999, 17(2): 226~232
- 26 丁仲礼, 孙继敏, 杨石岭等. 灵台黄土—红粘土序列的磁性地层及粒度记录[J]. 第四纪研究, 1998, (1): 86~94



## Bimode Grain—Size Distribution of Chinese Loess and Its Paleoclimate Implication

SUN Dong-huai<sup>1</sup> LU Hua-yu<sup>1</sup> DAVID Rea<sup>2</sup>

SUN You-bin<sup>1</sup> WU Sheng-guan<sup>1</sup>

1 (Xi'an Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Chinese Academy of Science Xi'an 710054)

2 (Department of Geological Science University of Michigan USA)

### Abstract

Grain—size distribution of Chinese loess consistently shows bimode spectrum, which is composed of two distinct components. The main component is coarse grain size with, large kurtosis and narrow distribution range, makes up main part of loess material. This main component is likely produced in the season when winter monsoon dominate the paleoclimate of loess plateau, and therefore its grain size indicates East Asia winter monsoon strength. The other grain size component has a wide distribution range, lower kurtosis and fine average grain size. This fine component probably represents the general dust base level of atmosphere over loess plateau, which prevails in most of the season. In some extension, it is genetically connected to the Northern Hemisphere westerly. Grain size distribution function of Chinese loess can be expressed with a sum of two Weibull distribution functions that represent two components of loess grain size. By fitting measured grain—size data to proposed distribution function, all parameters of the function can be estimated. Meanwhile, distribution function as well as the ratio of the two components can also be obtained.

**Key words** loess grain size winter monsoon westerly

## 第六届全国古地理学及沉积学学术会议在辽河油田召开

2000年8月17~20日,第六届全国古地理学及沉积学学术会议在辽宁省盘锦市召开。此次会议由中国矿物岩石地球化学学会岩相古地理专业委员会、中国矿物岩石地球化学学会沉积学专业委员会、中国地质学会沉积地质专业委员会、石油大学及辽河油田主办。

参加会议的代表有70余人,分别来自中国科学院、中国地质科学院、中国地质大学、石油大学、中国矿业大学、辽河油田研究院等地质勘查、科研及教学单位。中国科学院院士杨遵仪及中国工程院院士韩德馨出席了会议。

本次会议的主题是介绍和交流近年来古地理学和沉积学的新进展和新成果,包括①沉积环境、沉积相与岩相古地理;②古生物、古生态及生物古地理;③古构造及构造古地理;④层序地层学等内容。石油大学冯增昭教授简要介绍了中国古地理学的来源、形成、发展与展望。中国地质大学教授孟祥化作了题为“宇地系统观的沉积地质学及其意义的发言,并依据天文—地质事件的时间谱系和宇地系统场类型将旋回划分为10级;中国矿业大学张鹏飞教授从煤层和灰岩的地化特征、生物化石及海平面变化与聚煤作用的关系方面提出了对华北石炭、二叠纪海侵的新认识。会议代表们畅所欲言,各抒己见,展示和交流古地理、古生物、古生态、古构造沉积学、层序地层、储层评价等方面的论文一百余篇。会议期间,还举办了题为“古地理学和沉积学与辽河油田油气勘探”专题研讨会,与会专家就“中、新生代构造、沉积演化及其对辽河盆地油气富集的控制作用”、“辽河盆地古生代、中生代古地理背景及勘探潜力”等生产实际问题与辽河油田的研究人员展开热烈讨论,提出了许多新认识和建议,这将对辽河盆地油气勘探起到很大的促进作用。