

# 最近 7 Ma 黄土高原风尘通量记录的 亚洲内陆干旱化的历史和变率\*

孙有斌<sup>①②</sup> 安芷生<sup>①</sup>

(<sup>①</sup>中国科学院地球环境研究所、黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710075; <sup>②</sup>中国科学院海洋研究所, 青岛 266071)

**摘要** 通过对黄土高原灵台剖面风尘序列的容重和碳酸盐含量测定, 建立了以灵台剖面为代表的最近 7 Ma 黄土高原风尘沉积通量变化时间序列. 结果与北太平洋 ODP885/886 孔风尘通量记录对比表明, 最近 7 Ma 以来亚洲内陆粉尘源区存有阶段性增强的干旱化趋势和有意义的干湿气候波动. 尤其是 3.6~2.6 MaBP 时段海陆风尘通量显著增大, 反映了亚洲内陆干燥度的急剧增加, 可能与青藏高原在这一时段的加速隆升阻隔了水汽向亚洲内陆的输送相关. 2.6 MaBP 后黄土高原风尘通量的平均值及其变率较其前晚第三纪的平均值和变率显著增加, 与北半球大冰期来临后的全球冰量变化关系密切. 最近 0.6 Ma 灵台和西北太平洋 V21-146 孔的风尘记录对比表明, 海陆风尘通量变化在  $10^4\sim 10^5$  a 时间尺度上基本同步, 与全球冰量变化所诱导的冰期-间冰期气候的大幅度波动相一致.

**关键词** 黄土高原 风尘通量 亚洲内陆 干旱化

亚洲内陆干旱化是与我国西部人类生存环境和社会经济可持续发展有关的一个重大科学问题. 黄土高原风尘堆积始于 7.6 MaBP 乃至更早, 表明亚洲内陆已经开始干旱化, 并形成可供搬运的粉尘物质, 它与青藏高原在这一时期的隆升事件密切联系<sup>[1-3]</sup>. 黄土高原晚新生代的风尘堆积序列由包括全新世黑垆土、马兰黄土、离石黄土、午城黄土在内的第四纪黄土-古土壤序列以及下伏的晚第三纪红粘土序列组成<sup>[3,4]</sup>. 已经证明, 中国黄土高原的黄土-古土壤序列记录了最近 2.5 Ma 东亚季风的变迁历史, 其下伏的红粘土风尘堆积序列也表明以冬、夏季风为特征的东亚季风气候自晚中新世开始出现, 3.6~2.6 MaBP 青藏高原的加速隆升导致了东亚冬夏季风的显著加强, 奠定了第四纪东亚季风变迁的基础<sup>[1,5]</sup>. 迄今为止, 虽有许多以黄土高原风尘堆积出现为标志的亚洲内陆干旱化的报道<sup>[1-3,6,7]</sup>, 但并未涉及长时间序列风尘沉积通量的变化, 尽管风尘沉积通量已是一个众所周知的反映了粉尘源区干燥度的代用指标<sup>[8-11]</sup>. 本文试图通过以灵台黄土-古土壤-红粘土剖面为代表的最近 7 Ma 黄土高原风尘沉积通量变化序列的建立和研究, 结合北太平洋钻孔(ODP885/886 孔和 V21-146 孔)资料<sup>[8,11]</sup>, 重建亚洲内陆粉尘源区干旱化的历史和变率. 文中引用的剖面及钻孔位置见图 1.

2000-10-31 收稿, 2001-04-10 收修改稿

\* 国家重点基础研究发展规划(G1999043401)、中国科学院知识创新工程(KZCX1-Y-05)和国家自然科学基金(批准号: 49823001, 49902009)资助项目

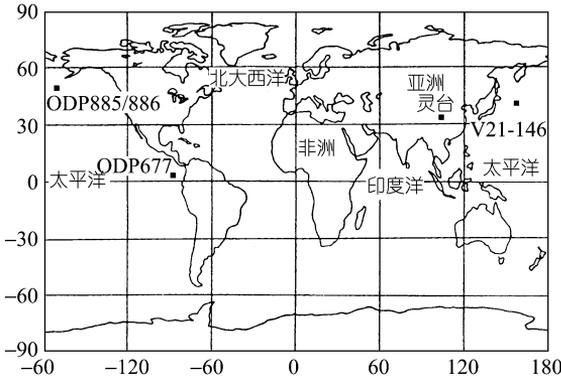


图 1 黄土高原的风尘剖面 and 北太平洋的钻孔位置图

### 1 灵台风尘堆积序列和时间标尺的建立

位于黄土高原中部偏南的甘肃省灵台县任家坡村的灵台剖面(35°04'N, 107°39'E), 为黄土高原出露较完整、厚度较大的风尘黄土-古土壤-红粘土序列. 全剖面由 168 m 厚的第四纪黄土-古土壤序列和约 120 m 厚的晚第三纪红粘土堆积组成, 该剖面红粘土厚度明显大于黄土高原其他剖面, 可能与灵台剖面低洼的古地形有关, 底部与中生代暗红色河湖相粘土质砂岩呈不整合接触(图 2). 第四纪黄

土-古土壤序列的发育同其他典型的黄土剖面类似, 标志层出露明显并具有很好的横向可比性. 下伏的红粘土序列由浅红黄色粉砂质类黄土层和浅红褐色古土壤层组合而成. 灵台剖面的磁性地层研究表明<sup>[12]</sup>, B/M 界线位于黄土层中(L8, 深度为 57.6 m), M/G 界线位于 168.7 m 深的午城黄土底部, G/Gi 界限位于红粘土上部 199.1 m 深处, Gi/3A 极性时界线位于红粘土下部 263.5 m 处, 底界年龄约为 7.2 MaBP(图 2). 图 2 示出了灵台剖面古地磁界限点年龄-深度对应关系及相应的线性沉积速率变化, 风尘沉积速率在约 4.5 MaB 最低, 随后呈阶段性增加的变化趋势.

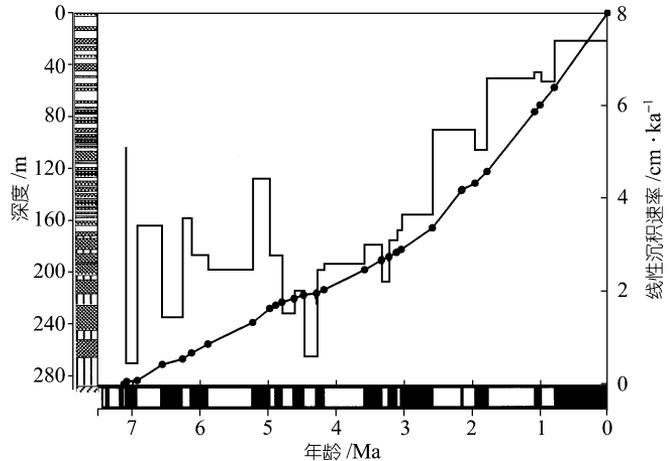


图 2 灵台剖面岩性、磁性地层、年龄-深度对应关系及线性沉积速率变化

笔者等于 1998 年对该剖面进行了 2~4 cm 分辨率的粉末样采集, 室内用英制 Bartinton MS2 测量了样品的磁化率; 用焦硫酸钾熔融-氟硅酸浸泡法<sup>[13]</sup>提取全样中的石英颗粒, 在 Mastersizer 激光粒度仪进行了粒度测量. 本文采用标准极性柱的古地磁界限年龄作为控制点<sup>[14]</sup>, 对剖面中极性界限段内年龄应用粒度-年代模式<sup>[15]</sup>, 采用 >43 μm 石英粗颗粒含量做为沉积速率替代性指标内插, 从而获得了灵台剖面晚新生代风尘堆积的时间序列.

### 2 最近 7 Ma 灵台剖面的风尘沉积通量变化

#### 2.1 风尘通量的计算

风尘沉积的真容重和线性沉积速率是计算风尘沉积通量的关键<sup>[9]</sup>, 笔者等分别用浸油法<sup>[16]</sup>测量了样品的容重、气量法<sup>[17]</sup>测量了碳酸盐含量(图 3). 由于黄土、古土壤的形成主要取决于由生物气候条件所决定的粉尘沉积速率和成壤速率间的相互消长关系<sup>[4]</sup>, 气候条件尤其

是降水的多寡对原始粉尘中  $\text{CaCO}_3$  有着不同程度的淋溶作用<sup>[9]</sup>, 因而, 黄土-古土壤中  $\text{CaCO}_3$  含量对原始粉尘的容重计算有着较大的影响. 为此, An 等<sup>[9]</sup>提出了基于碳酸盐含量变化将干容重校正为真容重的方法, 即

$$CDBD = DBD / (1 - (ACC - CC)), \quad (1)$$

式中  $CDBD$  为碳酸盐校正后的真容重,  $DBD$  为干容重,  $CC$  为碳酸盐含量,  $ACC$  为本底碳酸盐含量. 由于风成红粘土和黄土-古土壤序列中碳酸盐含量和赋存方式存有差异, 公式中  $ACC$  表示的本底碳酸盐含量值采用两段计算, 即取晚第三纪以高粗颗粒含量和低磁化率值所标志的高粉尘堆积红粘土层的平均碳酸盐含量平均值为 18%; 和第四纪黄土-古土壤序列的典型粉砂层 (L9, L15, L34) 的碳酸盐含量平均值为 12%. 校正后获得的真容重变化见图 3.

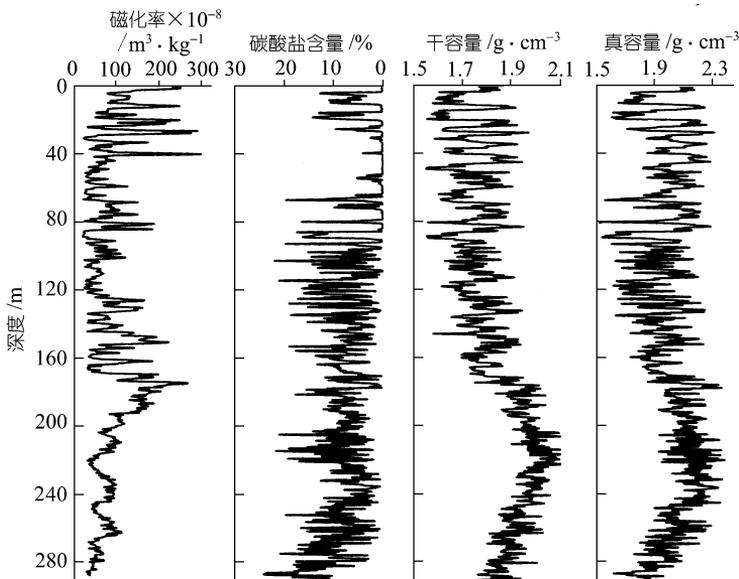


图3 灵台风尘序列的磁化率、碳酸盐含量、干容重及真容重随深度变化

风尘沉积通量记录了单位时间、单位面积所接受的粉尘堆积量大小, 可用以下公式计算获得:

$$EF = CDBD \times LSR, \quad (2)$$

$EF$  即风尘沉积通量, 单位为  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ , (2)式中  $CDBD$  为  $\text{CaCO}_3$  含量校正后的真容重;  $LSR$  为线形沉积速率, 即样品点之间占有的深度与年代比值.

## 2.2 灵台风尘沉积通量变化

图4示出了最近7Ma以来灵台剖面风尘通量变化和5点滑动平均结果, 在2.6MaBP前后表现出不同的演化阶段和变化特征, 分别对应以下4个时段. 7~4.5MaBP时段: 灵台风尘通量总体较低, 变化范围为  $1.65 \sim 16.26 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ , 平均值为  $6.85 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ . 记录了3次明显的约0.5Ma周期的高沉积通量对应的亚洲内陆干燥期, 对应时段为7~6.6MaBP(Dry1), 6.2~5.9MaBP(Dry2), 5.3~4.75MaBP(Dry3), 期间为相对温湿时期(下同); 在每一个相对干燥或湿润期间, 存有次一级  $10^4 \text{ a}$  时间尺度的干湿波动. 4.5~2.6MaBP时段: 风尘通量变化范围为

1.23~30.22  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ , 记录了 5 次明显的风尘通量高值, 依次为 10.85  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$  (Dry4 年龄为~4.1 MaBP), 11.16  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$  (Dry5 年龄为~3.43 MaBP), 12.57  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$  (Dry6 年龄为~3.12 MaBP), 14.49  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$  (Dry7 年龄为~2.76 MaBP), 30.22  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$  (Dry8 年龄为~2.58 MaBP); 其中 4.5~3.6 MaBP 时段的风尘通量值相对较低, 平均值仅为 5.30  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ ; 自 3.6 MaBP 开始风尘通量开始逐渐增加, 平均值增加了近 1.34 倍为 7.11  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ . 2.6~1.2 MaBP 时段: 风尘通量的变率增大, 变化范围为 6.11~17.80  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ , 平均值为 12.91  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ . 风尘通量高值记录了 6 次粉尘源区的干燥度显著增加, 对应时段分别为 2.5~2.4 MaBP (Dry10), 2.2~2.14 MaBP (Dry11), 1.95~1.85 MaBP (Dry12), 1.75~1.62 MaBP (Dry13), 1.55~1.45 MaBP (Dry14), 1.28~1.18 MaBP (Dry15). 在每一个相对干燥或湿润期间, 同样存有次一级的干湿波动. 1.2~0 MaBP 时段: 风尘通量的变幅和变率显著增加, 变化范围达 5.22~36.15  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ , 平均值为 14.97  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ . 通量高值记录了 7 次粉尘源区干燥度的增加, 良好对应于野外黄土层 (L13, L9, L6, L5, L4, L2, L1) 的发育, 而更新世气候最佳期 (S5) 黄土高原风尘通量达到第四纪的最低值约 5.22  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ .

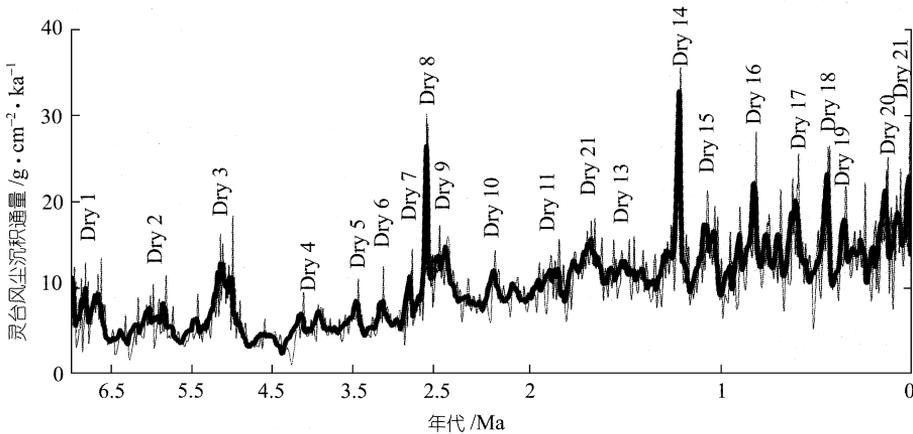


图 4 最近 7 Ma 甘肃灵台剖面的风尘沉积通量变化

### 3 亚洲内陆干旱化的历史和变率

#### 3.1 最近 7 Ma 海陆风尘通量变化与亚洲内陆干旱化历史

历史上关于“雨土”的记载、现代粉尘过程观测、气象云图资料以及黄土堆积过程的研究表明<sup>[4,18,19]</sup>, 中国北方和西北内陆的戈壁和沙漠是黄土高原和北太平洋地区粉尘沉积的主要源区, 西风环流、冬季风环流及相关的气压系统是搬运粉尘的主要营力. 尽管自晚新生代以来, 黄土高原和北太平洋的风尘沉积在搬运动力机制上存有差别, 但海陆风尘通量变化对亚洲内陆粉尘源区干旱化的演变有着同样重要的指示意义; 尤其是作为粉尘主要沉降区的黄土高原, 其靠近源区而对亚洲内陆的干旱化过程更为敏感.

最近 7 MaBP 黄土高原的风尘沉积通量变化可划分为 4 个阶段 (图 5), 分别为 7~4.5 MaBP 时段的风尘通量变化 (平均值为 6.85  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ ), 记录了粉尘源区的干燥度已达到一定程度; 4.5~3.6 MaBP 间风尘通量的平均值仅为 5.30  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ , 随后在 3.6~2.6 MaBP 时段通

量值逐渐增高, 平均值达  $7.11 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ , 表明此时段亚洲内陆干燥度及干旱化范围的增加; 在 2.6 MaBP 时段开始, 风尘通量的变率和平均值逐渐增大, 约在 1.2 MaBP 至今, 风尘通量平均值和变率再次显著增加. Rea 等<sup>[11]</sup>通过对北太平洋 ODP885/886 孔(44.7°N, 168.3°W, 水深 5710 m)风尘记录的研究, 确认了位于西风环流下风方向的北太平洋风尘通量变化, 记录了北半球过去大气环流状况及亚洲内陆粉尘源区的干旱化历史. 对应时段分别为: 7~5 MaBP 时段风尘通量总体较高, 通量值在  $0.011 \sim 0.093 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$  间变化, 平均值为  $0.036 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ ; 风尘通量在 5~3.6 MaBP 间出现低值, 仅为  $0.003 \sim 0.017 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ , 平均值为  $0.009 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ . 北太平洋风尘记录最主要的变化发生在 3.6~2.6 MaBP, 风尘通量开始急剧增加了 11 倍到  $0.144 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ , 平均值增加为  $0.079 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ . 2.6 MaBP 以来风尘通量一直在  $0.093 \sim 0.15 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$  之间波动, 平均值为  $0.122 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ .

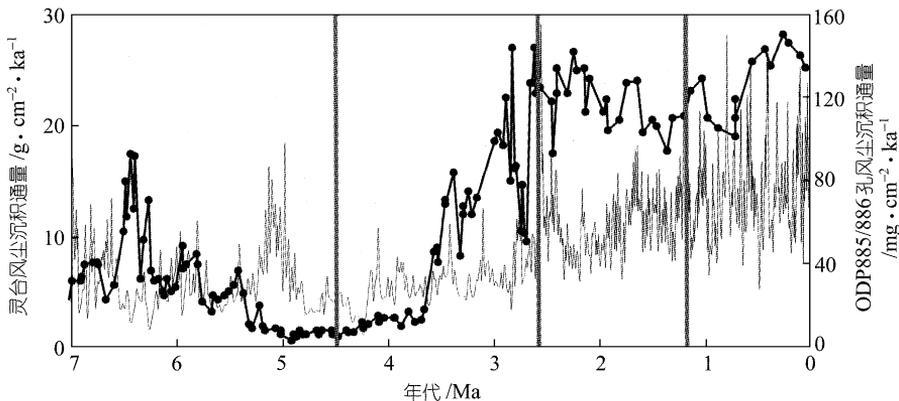


图5 最近 7 MaBP 西北太平洋 ODP885/886 孔和黄土高原风尘通量变化对比

仔细对比黄土高原和北大西洋 ODP885/886 孔的风尘沉积通量变化(图 5), 不难发现海陆风尘通量在最近 7 MaBP 具有大致相同的变化趋势, 表现为在晚第三纪的通量值总体较低并存在 3 个的演化阶段, 依次为 7~4.5 MaBP, 4.5~3.6 MaBP 间的较低的风尘通量记录和 3.6~2.6 MaBP 时段风尘通量急剧增加的演化过程. 到了第四纪, 尽管 ODP885/886 孔的分辨率相对较低, 风尘通量的变化仍可划分为 2.6~1.2 MaBP 和 1.2~0 MaBP 两个演化时段; 但在靠近粉尘源区的黄土高原风尘通量自 2.6 MaBP 以来则表现出较大的变幅和逐渐增大的演化趋势, 约在 1.2 MaBP 前后表现出的不同变率特征, 指示了在第四纪亚洲内陆粉尘源区的干旱化过程中至少存在两个明显不同的演化阶段.

### 3.2 最近 0.6 Ma 海陆风尘通量记录的亚洲内陆干旱化变率

为了深入理解最近 0.6 Ma 黄土高原和西北太平洋风尘通量记录的亚洲内陆干旱化历史, 在黄土高原选择灵台剖面 L6 以来的黄土-古土壤序列(相当于深海氧同位素阶段 16 以来)为研究对象, 同距亚洲内陆粉尘源区约 3500 km 的西北太平洋 V21-146 孔<sup>[8]</sup> (37°41'N, 163°02'E, 水深 3968 m), 记录的亚洲内陆粉尘源区对西北太平洋的粉尘输入和北半球大气环流的演化信息进行对比(图 6).

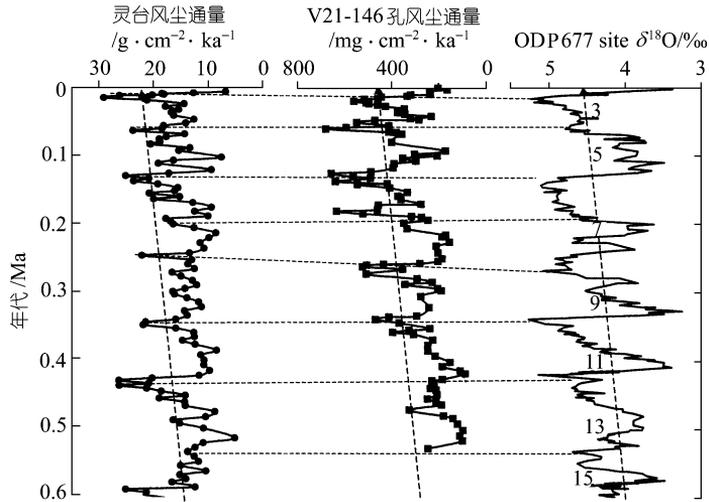


图 6 最近 0.6 Ma 黄土高原和西北太平洋风尘通量变化与全球冰量变化对比

尽管黄土高原和西北太平洋 V21-146 孔风尘记录的年代标尺不尽相同,但从图 6 示出的风尘通量变化曲线对比可以看出,约在 0.43, 0.35, 0.25, 0.14, 0.015 MaBP 时段,海陆风尘通量均出现高值,并良好对应于 ODP677 孔氧同位素记录的全球冰量高值期<sup>[20]</sup>;反之,在间冰期时段,海陆两地的风尘通量变化都处在低值期.仔细对比由轨道要素间接驱动的全球冰量变化和指示粉尘源区的干燥度的沉积通量变化,认为在冰量低值期,一方面由于增强的夏季风环流携带的水汽有助于减少粉尘源区东部的干燥度<sup>[21]</sup>,另一方面可能由于西风环流南支北移至高原北侧,携带较多大西洋的水汽从而降低亚洲内陆的干燥度;同时削弱的冬季风和西风环流强度使得粉尘源区粉尘产率减小和携带粉尘能力的降低,对应了海陆两地的低粉尘通量值.在冰量高值期,由于全球冰量的增加和下垫面状况的改变,增加的粉尘源区的干燥度和范围及增强的携带粉尘的大气环流条件,使得海陆两地的风尘沉积通量显著增加.从靠近粉尘源区而对源区干燥度变化响应更敏感的灵台剖面风尘通量变化曲线可看出,在冰期-间冰期旋回时间尺度上,黄土高原风尘通量的变化范围为  $5.22\sim 29.09 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$ ,高值是低值的 5.6 倍;而在远离粉尘源区的西北太平洋 V21-146 孔的风尘通量变化范围为  $0.089\sim 0.678 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$ ,高值是低值的 7.4 倍,海陆两地的风尘通量变化幅度不尽相同.从冰期-间冰期海陆风尘通量的变化可以看出,冰期亚洲内陆粉尘源区对黄土高原的粉尘输入大约为对北太平洋粉尘输入的 50~80 倍,而间冰期则为 40~60 倍,暗示了冰期和间冰期气候条件下粉尘源区的干燥度和分布范围不尽相同,而海陆风尘沉积的传输动力机制也存在差异.最近 0.6 Ma 黄土高原和西北太平洋风尘通量呈逐渐增大的变化趋势,揭示了叠加在冰期-间冰期时间尺度粉尘源区的干湿波动之上的亚洲内陆干燥度的增加趋势.

## 4 讨论和结论

亚洲内陆的戈壁和沙漠地区由于缺少连续的沉积记录,难以获得晚新生代以来完整的干旱化演化序列.分布在沙漠外围黄土高原及远离粉尘源区的北太平洋地区的晚新生代风尘记录,为亚洲内陆粉尘源区干旱化的演变提供了不可多得的信息.图 5 示出的晚新生代黄土高原

灵台剖面 and 北太平洋 ODP885/886 孔风尘沉积通量变化, 揭示出至少距今 7 MaBP 以来亚洲内陆干旱化的开始, 在 4.5~3.6 MaBP 时段源区的干燥度总体较低, 3.6~2.6 MaBP 间粉尘源区的干燥度开始显著增加; 自 2.6 MaBP 开始, 靠近源区的黄土高原风尘沉积通量则表现出阶段性增大, 表明在第四纪亚洲内陆粉尘源区至少经历了 2.6~1.2 MaBP, 1.2 MaBP 以来的两次干燥度阶段性增强的演化历程。

亚洲内陆干旱化的发展一方面既与青藏高原构造隆升有关, 因为隆升的高原既对印度洋水汽的向北输入有阻挡作用, 同时受夏季高原上空发育上升气流和高原北侧发育的下沉气流的增温效应, 蒸发增大从而引起内陆的干旱化<sup>[21]</sup>; 另一方面也可能与约 8~7 MaBP 时段全球冰量增加、大洋蒸发减少的全球现象有关<sup>[22,23]</sup>。在 3.6~2.6 MaBP 时段海陆风尘通量的同步增加, 指示了亚洲内陆粉尘源区干燥度的急剧增加, 可用青藏高原在此时段的加速隆升阻隔了印度洋水汽向亚洲内陆的输送及其所导致的干旱化加剧<sup>[11]</sup>, 以及全球冰量的显著增加从而加剧了内陆的干旱化来解释<sup>[24,25]</sup>。事实上高原的隆升不仅会造成高原北侧亚洲内陆的干旱化及沙漠的扩展, 为维持黄土的物源提供了物质保证, 而且高原隆升致使西风带发生明显的季节性变化<sup>[26]</sup>, 表现为冬半年分为南北分支, 在春季由于南支急流北退和北支气流的不稳定及增强的冬季风环流为粉尘的产生和搬运提供了良好的动力条件。与安芷生等<sup>[3]</sup>所提出的东亚冬、夏季风在 3.6~2.6 MaBP 时段的同步增强, 反映了在此时段青藏高原的加速隆升, 并随着大冰期的来临, 东亚地区进入了以冬、夏季风相互消长演化的季风气候格局相一致。黄土高原风尘堆积由红粘土向黄土-古土壤序列的转变<sup>[27,28]</sup>, 佐证了 2.6 MaBP 前后北半球大冰期来临和发展加剧了粉尘源区的干燥度和增强了东亚冬季风环流的强度, 表现为 2.6 Ma 后黄土高原风尘通量的显著增加, 第四纪冰期和间冰期的交替出现增强了由风尘通量指示的内陆干旱化变率, 显示出亚洲内陆在干旱化趋势的背景下, 经历着频繁的干湿气候波动。而最近 1.2 MaBP 后黄土高原风尘通量的增加和变率加大, 与洛川黄土粒度和磁化率阶段性增加所反映的东亚冬、夏季风环流加强相一致<sup>[29]</sup>, 间接指示了在约 1.2 MaBP 青藏高原的又一次阶段隆升。

## 参 考 文 献

- 1 An Z S. The history and variability of the East Asian paleomonsoon. *Quaternary Sciences Reviews*, 2000, 19: 171~187
- 2 Sun D H, An Z S, Shaw J, et al. Magnetostratigraphy and paleoclimatic significance of late tertiary aeolian sequences in the Chinese Loess Plateau. *Geophysical Journal International*, 1998, 134: 207~212
- 3 安芷生, 王苏民, 吴锡浩, 等. 中国黄土高原的风积证据: 晚新生代北半球大冰期开始及青藏高原的隆升驱动. *中国科学*, D 辑, 1998, 28(6): 481~490
- 4 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985. 300~392
- 5 An Z S, Liu T S, Lu Y C, et al. The long-term Paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in central China. *Quaternary International*, 1990, 7/8: 91~95
- 6 陈明扬. 中国风尘堆积与全球干旱化. *第四纪研究*, 1991, 4: 361~371
- 7 郭正堂, 彭淑贞, 郝青振, 等. 晚第三纪中国西北干旱化的发展及其与北极冰盖形成演化和青藏高原隆升的关系. *第四纪研究*, 1999, 6: 556~567
- 8 Hovan S A, Rea D K, Pisias N G, et al. A direct link between the China loess and marine  $\delta^{18}\text{O}$  records: Aeolian flux to the north Pacific. *Nature*, 1989, 340: 296~298
- 9 An Z S, Kukla G, Porter S C, et al. Late Quaternary dust flow on the Chinese Loess Plateau. *Catena*, 1991, 18: 125~132
- 10 Rea D K. The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: the geologic history of wind. *Rev Geophy*,

- 1994, 32:159~195
- 11 Rea D K, Snoeckx H, Joseph L P. Late Cenozoic eolian deposition in the north Pacific: Asian drying, Tibetan uplift, and cooling of the Northern Hemisphere. *Paleoceanography*, 1998, 15(3): 215~224
- 12 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. *Geophysics Research Letters*, 1998, 25(1): 85~88
- 13 孙有斌, 鹿化煜, 安芷生. 黄土-古土壤中石英颗粒的粒度分布特征. *科学通报*, 2000, 45(19): 2094~2097
- 14 Cande S C, Kent D V. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scales for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100: 6093~6095
- 15 Porter S C, An Z S. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last Glaciation. *Nature*, 1995, 375: 305~308
- 16 孙有斌, 安芷生, 周杰, 等. 浸油法测量黄土样品的容重. *地质论评*, 2000, 42(2): 220~224
- 17 刁桂仪. 黄土中  $\text{CaCO}_3$  含量的快速测定. *地质地球化学*, 1984, 9: 63~64
- 18 张德二. 我国历史时期以来降尘的天气气候学初步分析. *中国科学, B 辑*, 1984, (3): 278~288
- 19 Zhang X Y, Arimoto R, An Z S. Dust emission from Chinese desert sources linked to variations in atmospheric circulation. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102(D23): 28041~28047
- 20 Shackleton N J, Berger A, Peltier W R. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. *Transactions of the Royal Society of Edingbergh: Earth Sciences*, 1990, 81: 251~261
- 21 陈隆勋, 刘骥平, 周秀骥, 等. 青藏高原隆起及海陆分布变化对亚洲大陆气候的影响. *第四纪研究*, 1999, 4: 314~329
- 22 李吉均, 方小敏. 青藏高原隆起与环境变化研究. *科学通报*, 1998, 43(15): 1569~1574
- 23 Shi Y F. Formation and evolution, environmental change and sustainable development on the Tibetan Plateau. In: Zheng Du, et al eds. Beijing: Academy Press, 2000. 149~164
- 24 Shackleton N J, Hall M A, Pate D. Pliocene stable isotope stratigraphy of site 846. In: Pisias N G, et al eds. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station: TX (Ocean Drilling Program)*, 1995, 138: 337~355
- 25 Ruddiman W F (eds). *Tectonic Uplift and Climate Changes*. New York: Plenum Press, 1997. 1~239
- 26 叶笃正, 高由禧. *青藏高原气象学*. 北京: 科学出版社, 1979. 1~257
- 27 吴锡浩, 安芷生. 黄土高原黄土-古土壤序列与青藏高原隆升. *中国科学, D 辑*, 1996, 26(2): 103~110
- 28 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 and Planetary Science Letters*, 1998, 161: 135~143
- 29 Xiao J L, An Z S. Three large shifts in East Asian monsoon circulation indicated by loess-paleosol sequences in China and late Cenozoic deposits in Japan. *Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology*, 1999, 154: 179~189