

近百万年来亚洲风尘在西菲律宾海的沉积物粒度记录

于兆杰^{1,2}, 万世明¹, 孙晗杰¹, 黄杰¹, 徐兆凯¹, 李安春¹, 李铁刚¹

(1. 中国科学院海洋研究所 海洋地质与环境重点实验室, 青岛 266071; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘要:海洋沉积物中的风尘组分被认为可以用来建立陆地黄土和深海氧同位素记录之间的直接联系。前人研究表明中国内陆黄土可以通过东亚冬季风搬运而输送到西菲律宾海。本文运用粒度-标准偏差方法,对西菲律宾海国际海洋过去气候变化(IMAGES)MD06-3050岩芯400个样品的陆源沉积物粒度组成进行了分析,讨论了过去一百万年以来东亚冬季风和亚洲内陆干旱程度的长期演化。通过对三个敏感粒度组分2.4~4.6 μm , 14~22 μm 和36~50 μm 百分含量、堆积速率的分析,讨论了不同粒度沉积物的物质来源,并选用14~22 μm 陆源组分堆积速率作为东亚冬季风强度变化的指标。我们的结果结合以前的黄土和深海风尘记录表明了0.6 Ma以来亚洲内陆干旱度和冬季风强度相对1.0~0.6 Ma整体增强的趋势。

关键字:风尘; 东亚季风; 粒度; 冰期-间冰期; 西菲律宾海; 国际海洋过去气候变化(IMAGES)

中图分类号: P736.21 **文献标志码:** A **文章编号:** 1674-9901(2012)02-0792-09

Grain-size records of Asian eolian input to the West Philippine Sea over the last one million years

YU Zhao-jie^{1,2}, WAN Shi-ming¹, SUN Han-jie¹, HUANG Jie¹, XU Zhao-kai¹, LI An-chun¹, LI Tie-gang¹

(1. Key Laboratory of Marine Geology and Environment, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: The eolian component in ocean sediments has been recognized as providing a direct link between the continental loess and marine $\delta^{18}\text{O}$ climate records. Previous studies have suggested that the East Asian winter monsoon circulation could have carried eolian dust from central Asia to the West Philippine Sea. Grain-size distribution of terrigenous materials of 400 samples from the International Marine Past Global Change (IMAGES) core MD06-3050 in the basin were analyzed using grain-size class vs. standard deviation method in order to obtain the long-term evolution of the East Asian winter monsoon over the last one million years. Three grain-size populations with high variability through time were defined as 2.4~4.6 μm , 14~22 μm and 36~50 μm . The mass accumulation rate of 14~22 μm terrigenous materials was used as a proxy of the East Asian winter monsoon intensity and Asian inland aridity. Our proxy combined with previous eolian records both on land and in the deep-sea suggests a strengthened Asian aridity and East Asian winter monsoon since 0.6 Ma than 1.0~0.6 Ma.

Key words: Eolian dust; East Asian winter monsoon; grain-size; glacial-interglacial; West Philippine Sea; International Marine Past Global Change Study (IMAGES)

东亚季风是联系陆地、海洋和大气的纽带,是建立海-陆-气-冰相互作用的重要载体(An and Porter, 1997),它控制着整个亚洲东部地区季节性变化的风力、降雨量、径流和陆地植被等气候变化特

征(Webster and Tomas, 1998)。利用黄土记录来研究第四纪东亚冬夏季风的历史和驱动机制在中国取得了卓越的成就(An et al, 2001; Ding et al, 2002; Sun and An, 2005)。在南海,近年来大洋钻探

ODP184 航次取得的样品在微体古生物(Chen et al, 2003)、稳定同位素(Jia et al, 2003; Jian et al, 2003; Tian et al, 2004)、沉积地球化学(Wehausen and Brumsack, 2002)、粘土矿物(Liu et al, 2003; Wan et al, 2007)等方面开展了大量有关东亚季风重建方面的工作。亚洲内陆粉尘在大气环流的作用下,早已被证明可以被携带至太平洋(Rea, 1994)、北美(McKendry et al, 2001),甚至到达格林兰(Biscaye et al, 1997)。因此,海洋沉积物中的风尘可以直接联系起陆地和海洋古气候。我们曾对南海北部 ODP1146 站陆源沉积物粒度数据用粒度-标准偏差和粒度端元模拟算法两种方法分析提取了风尘输入历史,探讨了东亚季风近 20 Ma 以来的演化历史(万世明等, 2007)。但是,边缘海由于河流物质的强烈稀释作用,提取风尘信号非常困难。相比之下,位于吕宋岛东侧的西菲律宾海也处于东亚季风的影响范围,但远离亚洲大河输入,是亚洲风尘研究的理想海区之一。最近西菲律宾海本哈姆高原 MD06-3050 岩芯的粘土矿物研究揭示了过去一百万年以来亚洲风尘在菲律宾海盆的输入历史(Wan et al, 2012)。但是总体来说该海区的相关研究较少,其中利用菲律宾海沉积物粒度资料详细研究东亚季风在轨道时间尺度上的长期演化尚未见报道。

沉积物粒度资料曾广泛用于物质运动方式的判别和沉积环境的识别,然而受多种物源或复杂沉积动力过程所限,全样的粒度参数(如平均粒径、分选系数等)只能近似的作为沉积环境的代用指标。随着对沉积环境研究的深入,如何从多峰的频率分布中分离出单一粒度组分的特征(如众数值、分布范围和含量等),进而探讨各组分指示的沉积学意义,已成为古环境研究的关键(孙有斌等, 2003)。在运用沉积物粒度数据进行古环境分析时,通常需把沉积序列中不同物质来源或不同动力条件下的粒度组分分离,再详细研究不同组分所代表的地质环境意义,进而根据其在沉积序列中的变化推断气候环境的演化历史(向荣等, 2007)。目前从沉积物粒度中进行粒度组分分离的方法主要有 3 种:(1) 以 Weibull 分布作为黄土和河流沉积物的拟合函数,运用数学方法对多成因的沉积物粒度进行组分分离(Sun et al, 2002);(2) 粒度端元组分模拟算法(Weltje, 1997),该方法在近几年古气候古环境研究中获得了较好的应用;(3) 粒径-标准偏差法(Boulay et al, 2003),即通过提取最高标准偏差的方法来定义对环境最敏感的粒度组分。粒径-标准

偏差法由于简单实用,在古气候古环境研究中得到了较广泛的应用(孙有斌等, 2003; 肖尚斌等, 2004; 向荣等, 2007)。在这里,我们采用该方法,对西菲律宾海 MD06-3050 孔过去一百万年以来的沉积物粒度组成进行分析并讨论其古气候学意义。

1 材料与方法

本文研究材料来自 2006 年 6 月中法国际合作项目 MD155-Marco Polo 2/IMAGES XIV 航次,由法国极地研究所 R/V Marion Dufresne 极地考察船获取。MD06-3050 孔柱状岩芯(15° 57. 0943' N, 124° 46. 7747' E)全长 31. 7 m,位于西菲律宾海水深约 2967 m 的本哈姆隆起(图 1)。本哈姆隆起是沿着菲律宾海中央海脊形成于 45 ~ 50 Ma 的一个海底高原(Hilde and Chao-Shing, 1984)。MD06-3050 孔位于吕宋岛以东 240 km,由于吕宋岛以东的陆架非常狭窄(平均小于 10 km),并且该孔相对距离陆架较远(大约 230 km),因此冰期-间冰期海平面变化对研究站位离吕宋河流河口远近的影响可以忽略(Wan et al, 2012)。吕宋地区气候主要受亚热带季风气候控制,年降雨量 1900 ~ 2100 mm,五月至十月的夏季降雨占到了全年的 85% ~ 90%。全年温度变化介于 23 ~ 34℃,四月中旬达到最高温度 34℃(Liu et al, 2009)。

本研究分析了该孔上半部 16. 40 m 柱状样,按照 4 cm 间隔共获取 400 个样品。该孔主要是褐-灰色粘土质的沉积物,富含大量超微化石。此外还夹杂着 12 层富含火山玻璃的火山灰层,火山灰层可以从分样时剖开岩芯的沉积物颜色和结构变化上识别出来(Wan et al, 2012)。样品中未发现浊积层,这是因为研究站位位于海底高原之上,并且吕宋岛与本哈姆高原之间被吕宋东部海沟和菲律宾海沟所分隔,因此浊流很难到达。该孔的地层年代学框架由浮游有孔虫 *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ 同位素与 LR04 合成 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素曲线对比而得(Sun et al, 2011)。根据这个年代框架,10. 20 m 上部柱状岩芯的平均沉积速率是 $\sim 2. 3 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$, 10. 20 ~ 16. 40 m 段下降至 $1. 3 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$ 。研究的整个柱状样年龄跨度是 1. 02 Ma,分辨率大约是 2. 5 ka。此外,为了进行对比,还取了 9 个采自兰州末次冰期时的黄土样品进行了同样的前处理和粒度分析。

样品粒度分析的两个主要环节是样品的前处理和粒度测量。粒度分析需要前处理以尽可能提取出陆源信息去除干扰并将原始样品分散成单颗粒以用

于仪器测量。具体的操作如下:粒度分析的样品每样约取 0.3 g, 先后加 15% 的 H_2O_2 和 25% 醋酸于 60℃ 水浴充分反应去掉有机质和碳酸盐, 离心清洗一次后, 再加入 2M Na_2CO_3 于 85℃ 水浴 1.5 h 反应去掉生物硅, 离心清洗两次。加少许蒸馏

水并经超声波分散 1 min 后在中国科学院海洋研究所海洋地质与环境重点实验室用法国产 Cilas940L 激光粒度仪进行粒度测量。其测量范围为 0.5 ~ 2000 μm , 重复测量的相对误差小于 2%。

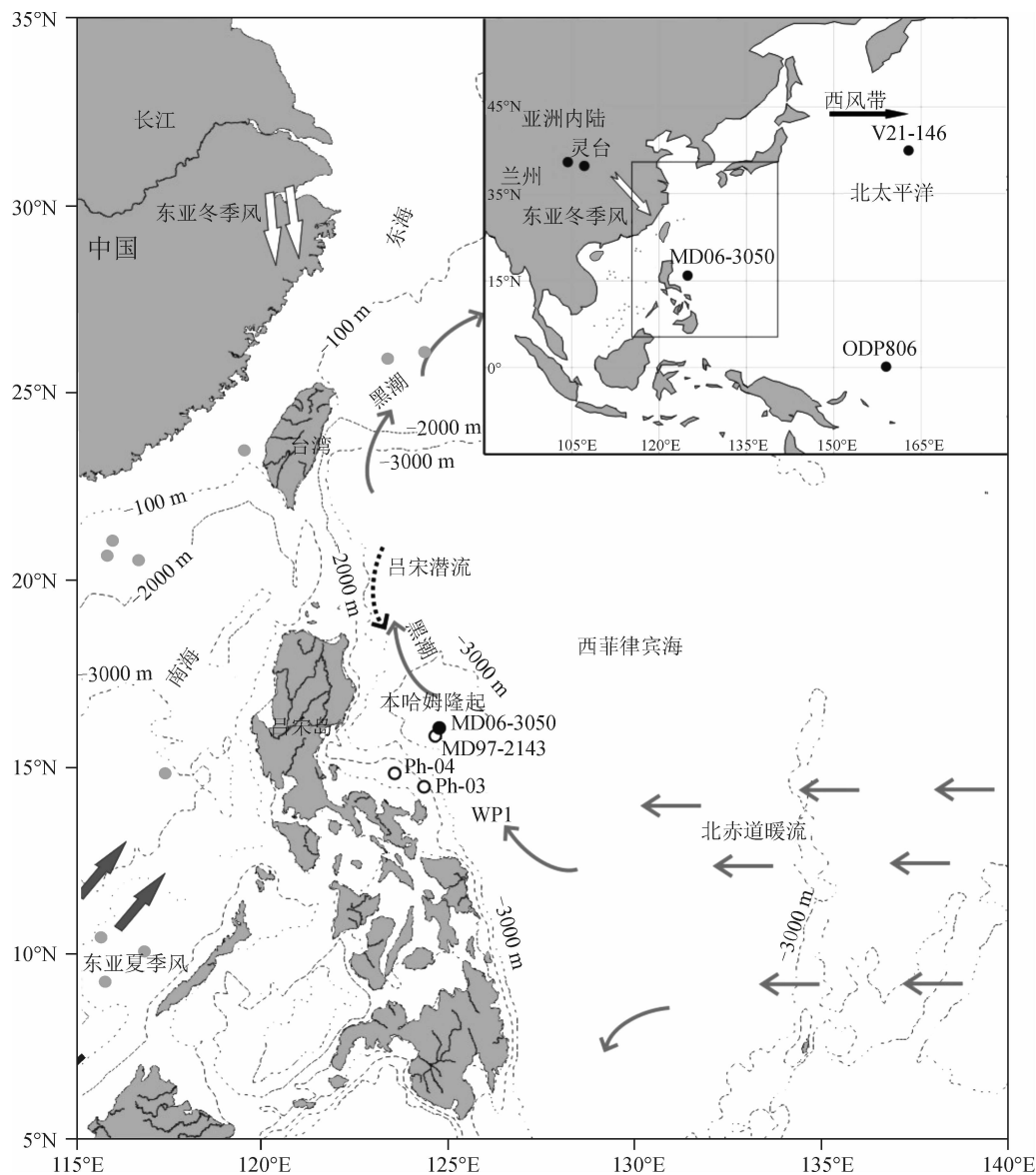


图1 本文研究站位 MD06-3050 站和文中所引用站位以及区域流系图 (Wan et al, 2012)

Fig. 1 The location of Cores MD06-3050, WP1, Ph03 and Ph04 in the West Philippine Sea, the Lingtai section in the Chinese Loess Plateau, Core V21-146 in the North Pacific, and ODP Site 806 in the West Equatorial Pacific and ocean current chart mentioned in this paper (Wan et al, 2012).

总物质堆积速率 (Mass Accumulation Rate, MAR) ($g \cdot cm^{-2} ka^{-1}$) 的计算按照方法: $MAR = LSR \times DBD$, 其中 LSR 为线性沉积速率 ($cm \cdot ka^{-1}$), DBD 为干容重 ($g \cdot cm^{-3}$) (Rea and Janecek, 1981), LSR 根据建立的年代深度框架获得, DBD 数据根据

样品含水量测得。由于考虑了压实校正, 物质堆积速率 MAR 比线性沉积速率要更为真实。总陆源物质的堆积速率可通过绝对百分含量与总物质堆积速率相乘获得, 在已获得总陆源物质堆积速率的基础上, 将环境敏感组分的百分含量与之相乘可计算出

环境敏感组分的堆积速率。

2 粒度分析结果

图2展示了MD06-3050孔的有代表性的粒度分布曲线和400个样品的粒级-标准偏差统计曲线。其中图2A为MD06-3050孔两个层位96~

100 cm和532~536 cm以及取自兰州末次冰期黄土的样品粒度分布。这两个层位展示了MD06-3050钻孔400个样品出现的典型粒度分布型式,三个峰值大约为1.5 μm 、10 μm 和40 μm 。另本文用同样的前处理方法测试了9个黄土样品,均如上图2A中显示具有“双峰”特征,峰值分别在1.5 μm 和40 μm 左右。

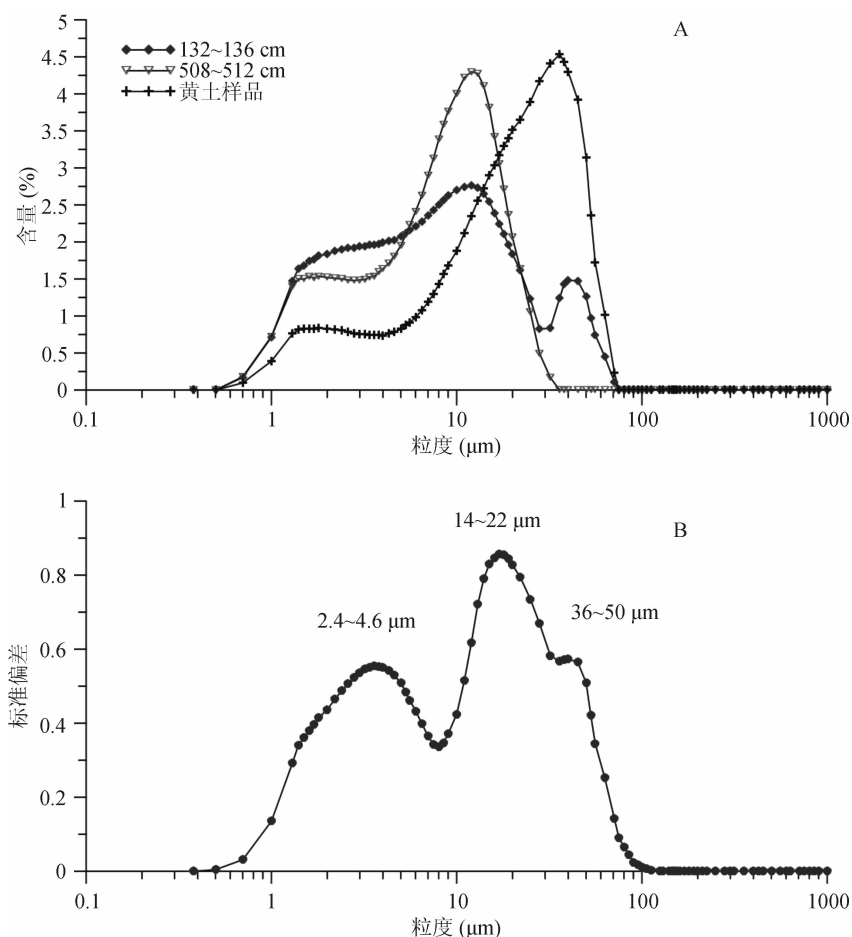


图2 MD06-3050孔典型层位粒度和粒级-标准偏差曲线

Fig. 2 Result of grain-size analysis in MD06-3050 Core

A. Grain-size distribution curves of MD06-3050 Core sediments at different depths;

B. Grain-size classes vs. standard deviation diagram of MD06-3050 Core

图2B粒级-标准偏差曲线显示了MD06-3050孔400个样品的标准偏差随粒级变化的规律,曲线呈现出三个特征峰,表示MD06-3050孔近1 Ma以来有三个对环境敏感的粒度组分,其峰值分别是3 μm 、18 μm 和40 μm ,所对应的敏感粒度范围为2.4~4.6 μm 、14~22 μm 和36~50 μm 。我们同时计算出了MD06-3050孔陆源物质的平均粒径,2.4~4.6 μm 、14~22 μm 和36~50 μm 三个粒度组分所占的体积百分含量。在已获得的总陆源物质堆积速率的基础上,将百分含量与之相乘可计算出

三个对环境敏感组分2.4~4.6 μm 、14~22 μm 和36~50 μm 的堆积速率。

从图3可以看出,MD06-3050孔陆源物质平均粒径与14~22 μm 百分含量的变化比较一致,而与2.4~4.6 μm 百分含量变化正好相反,与36~50 μm 百分含量没有明显的相关性。具体表现在,冰期时,14~22 μm 百分含量多出现较高值(可达30%),间冰期时多出现较低值(约为10%);反之2.4~4.6 μm 百分含量冰期多出现较低值(约为10%),间冰期多出现较高值(可达20%)。尤其是

0.6 Ma 以来上述现象更加明显,然而 1.0~0.6 Ma 两种组分的百分含量比较稳定,2.4~4.6 μm 组分和 14~22 μm 组分百分含量分别维持在 20% 和 10% 左右。36~50 μm 组分百分含量在冰期-间冰期尺度上没有呈现明显的规律波动。这表明,陆源物质的平均粒径实际上主要受到较粗粒级组分 14~22 μm 含量变化所控制。总体上,总陆源物质堆积速率在 1.0~0.5 Ma 较低且保持平稳,大约在 $1\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$, 而 0.5 Ma 以来较高,平均在 $1.5\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$ 。14~22 μm 粒级陆源物质的堆积速率与总陆源物质的堆积速率的长期变化基本相似。在冰期-间冰期时间尺度上,除在氧同位素期 MIS 9 (300~350 ka)、MIS 11 (400~450 ka) 和 MIS 21 (850 ka) 三个间冰期时间段出现大幅度高

速堆积(平均值分别是 $2.5\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$ 、 $1.5\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$ 和 $1\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$) 的情况外,其余均为冰期堆积速率相对增加,间冰期堆积速率降低。由于 MD06-3050 孔的主要物源为近源吕宋岛的河流输入物质,而风尘只是次要组分(Wan et al, 2012),因此由粒度和总陆源物质堆积速率估算出的风尘堆积速率会在某种程度上受到河流物质堆积速率的影响,表现为 2.4~4.6 μm 粒级陆源物质堆积速率与 14~22 μm 段趋势较为相似,但区别在于 14~22 μm 段在冰期出现较高值间冰期出现较低值的特征更加明显,如 MIS 5 和 MIS 9。36~50 μm 粒级含量很低,其陆源物质堆积速率在冰期-间冰期尺度上没有稳定的规律性波动。

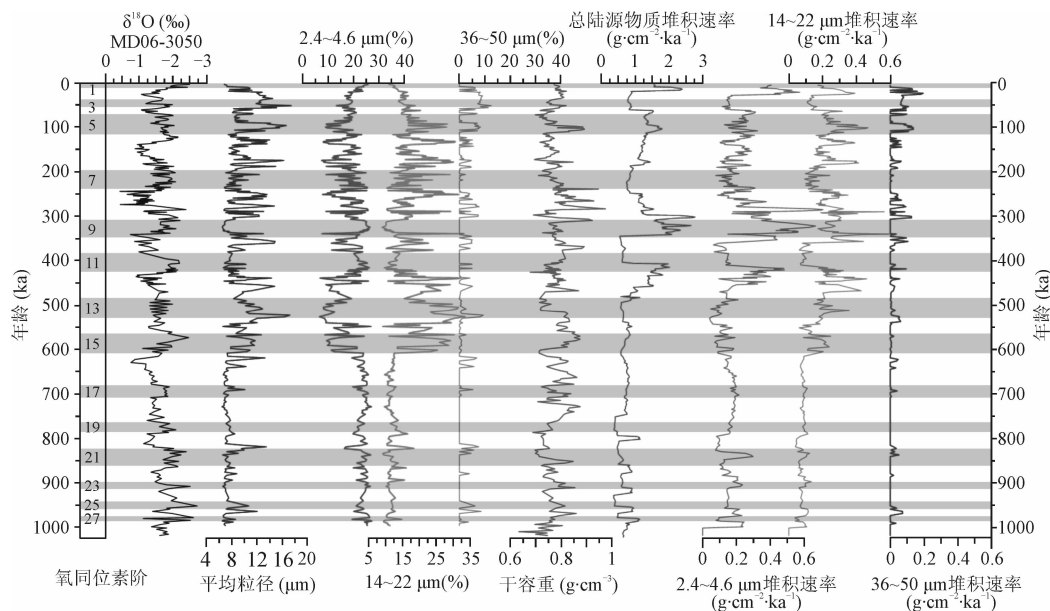


图3 近 1 Ma 以来 MD06-3050 孔有孔虫氧同位素 (Sun et al, 2011)、平均粒径、陆源堆积速率和 3 个环境敏感粒度组分的含量和堆积速率的变化(阴影部分和数字代表氧同位素阶)

Fig. 3 Variation of *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ (Sun et al, 2011), mean grain size, terrigenous MAR, content and MAR of three environmentally sensitive grain-size populations at the core MD06-3050. The shaded bars and numbers indicate marine isotope interglacial stages.

3 敏感粒度组分的解释

海洋沉积物粒度数据解释的前提条件是对研究区地质背景、物源和传输动力过程的详细了解(万世明等, 2007; 肖尚斌等, 2004)。MD06-3050 孔最重要的沉积物物源是距离该孔位置最近的吕宋岛(Wan et al, 2012)。吕宋是由欧亚板块中的巽他陆块和菲律宾板块沿着两个俯冲带马里亚纳海沟和吕宋海槽汇聚而成的岛弧(Hall, 1996; Liu et al,

2009)。吕宋岛主要由白垩纪到第四纪的安山-玄武质火山岩和火山碎屑沉积岩组成,而低纬地区暖湿季风气候会促使火山岩快速化学风化从而可以产生大量的蒙脱石等风化产物(Liu et al, 2009)。据估计,吕宋岛四条主要的河流(Pampanga 河, Agno 河, Cagayan 河和 Vigan 河)每年大约可以输运 16×10^6 吨悬浮沉积物进入附近的深海中(Liu and Li, 2011)。此外,西太平洋最重要的表层流是起源于北赤道流的黑潮(NEC)(图 1)。黑潮携带高温高

盐的热带水沿着吕宋岛东部边缘、台湾东部和东海大陆架向北输运。前人对菲律宾海表层粘土矿物研究认为细粒级的沉积物可能被黑潮和它的支流分散、悬浮,首先向北输运,然后逆时针方向运移进入西菲律宾海(Kolla et al, 1980)。然而,MD06-3050孔位于黑潮北向运移的主干流之上(图1),因此东海陆架或者台湾的物质不可能被黑潮从北向南携带至研究钻孔。不过,位于水深500~2000 m的南向流动的吕宋潜流作为黑潮的次表层逆流(Qu et al, 1997; Xie et al, 2009),可能会将台湾东部的陆架沉积物再悬浮然后搬运到西菲律宾海。但是,对于该潜流的存在与否以及作用大小,目前所知甚少。

MD06-3050孔陆源物质平均粒径与14~22 μm 百分含量的变化比较一致,而与2.4~4.6 μm 百分含量变化正好相反,与36~50 μm 百分含量没有明显的相关性。这表明,陆源物质的平均粒径实际上主要受到粗粒级组分14~22 μm 含量变化所控制。2.4~4.6 μm 粒级物质含量变化与浮游有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线基本相反(如图3),即前者波峰与后者波谷同时出现,反之亦然。且14~22 μm 含量变化具有非常明显的冰期-间冰期波动,与 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线符合的较好。冰期时,14~22 μm 百分含量出现峰值,堆积速率也出现峰值,间冰期时14~22 μm 出现低值,而2.4~4.6 μm 相反。如果MD06-3050孔仅接受来自吕宋岛河流沉积物的影响,那么14~22 μm 与 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线之间非常好的对应关系很难解释,因为间冰期更强盛的夏季风降水将会携带更多的风化物质入海。36~50 μm 百分含量变化剧烈,其中约60% (240个)样品值为0,且非零值浮动剧烈。前文已经阐述,MD06-3050孔位于地形凸起的本哈姆海底高原,与吕宋岛又有海沟相隔,而且分样过程中未见明显的浊流沉积,因此可以排除浊流影响。另外,该地区构造活动剧烈、火山活动频繁,东亚夏季风强盛时经常有台风带来的暴雨使得吕宋岛河流冲刷大量的粗颗粒物进入西菲律宾海。因此,我们认为36~50 μm 主要为火山物质和吕宋岛河流带来的粗颗粒物。事实上,吕宋岛和西菲律宾海的区域气候同时受控于亚洲冬季风和夏季风(Compo et al, 1999)。研究岩芯MD06-3050离中国大陆下风方向约1300 km,离亚洲中部黄土高原风尘源区大约2600 km。现代观测表明亚洲粉尘的传输主要有两个路径(如图1),一是西风急流从西向东将粉尘带

到北太平洋,另一是东亚冬季风自西北向东南将粉尘携带至低纬大洋(Shao et al, 2011)。以前的矿物学研究结果也表明亚洲冬季风环流可以携带来自亚洲中部的风尘组分进入菲律宾海盆(Qin et al, 1995)。

故此,我们作如下推测,MD06-3050孔位于北纬15°左右,此处间冰期时东亚夏季风强盛,气候湿润,降水较多,河流输入的沉积物增加;冰期时夏季风减弱,冬季风增强,气候干燥,降水较少,河流输入的沉积物减少,然而此时干燥的气候条件,使得亚洲内陆干旱-半干旱地区沉积物风化加剧,强劲的冬季风将风化产生的粉尘大量带入位于其下风向的西菲律宾海。因此2.4~4.6 μm 粒级主要受到吕宋岛河流沉积物的影响,36~50 μm 层段应主要为火山物质和吕宋岛河流带来的粗颗粒物,而14~22 μm 粒级主要受到来自亚洲内陆干旱-半干旱地区风尘的输入。此外,从中国兰州末次冰期黄土的粒度分布(图2A)可以看出,黄土呈双峰分布,其较粗组分大致在6~70 μm 左右,这实际上包含了MD06-3050孔的14~22 μm 和36~50 μm 两个较粗组分的分布范围。因为研究区与黄土高原相距近3000 km,粉尘经过风力分选,粗颗粒会就近沉降,细粉砂以下粒级更易长距离搬运(Rea, 1994)。因此,我们把14~22 μm 敏感粒度组分解释为风尘输入。

4 近百万年以来东亚季风的演化

黄土高原中部的灵台和赵家川地区的黄土堆积速率(Sun and An, 2005)和石英平均粒径(Sun et al, 2006)(图4)的变化分别记录了亚洲大陆干旱度强弱和东亚冬季风强度演变历史。亚洲内陆的干旱程度与东亚冬季风的强弱是大体呈正相关的(Guo et al, 2004)。冰期时,粉尘通量较高、粒度较粗,变化幅度更大;间冰期时,粉尘通量减弱,变化幅度较小。这表明亚洲大陆的干旱程度和东亚冬季风的强度在冰期时均要强于间冰期(Sun and An, 2005; Sun et al, 2006)。前人已经有过报道,亚洲大陆的风尘可以输运至北太平洋(Hovan et al, 1989)和中西赤道太平洋(Patterson et al, 1999; Winckler et al, 2008)。北太平洋(Hovan et al, 1989)和赤道太平洋(Patterson et al, 1999; Winckler et al, 2008)的风尘通量变化趋势与黄土高原的粉尘堆积速率和石英平均粒径变化对应的较好(Sun and An, 2005; Sun et al, 2006)(图4)。

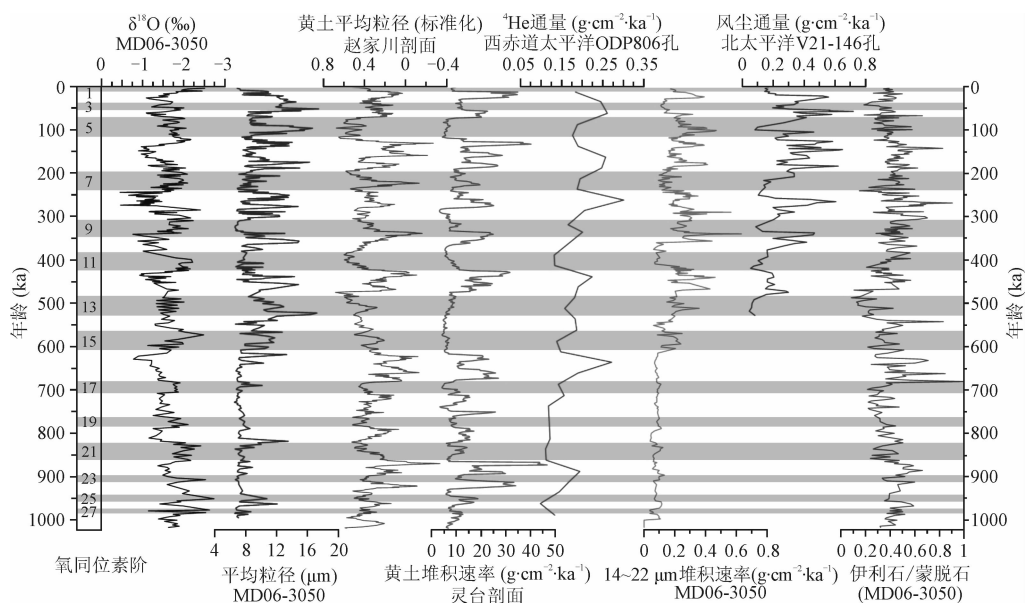


图4 近百万年来东亚冬季风代用指标变化对比图(阴影部分和数字代表氧同位素阶)

Fig. 4 Comparison between illite/smectite (Wan et al, 2012) and MAR of 14 ~ 22 μm from Core MD06-3050 in the West Philippine Sea, mean grain-size of loess quartz (Sun et al, 2006) and MAR in the Chinese Loess Plateau (Sun and An, 2005), eolian flux at Core V21-146 in the North Pacific (Hovan et al, 1989), eolian ^4He flux at ODP Site 806 in the west Equatorial Pacific (Patterson et al, 1999). The planktonic foraminifera *G. ruber* $\delta^{18}\text{O}$ stratigraphy in Core MD06-3050 (Sun et al, 2011) is shown for comparison. The shaded bars and numbers indicate marine isotope interglacial stages.

我们使用 MD06-3050 孔 14 ~ 22 μm 堆积速率作为追踪亚洲风尘输入西菲律宾海强度的指标,借此来验证 14 ~ 22 μm 组分主要来自亚洲大陆风尘输入还是吕宋岛河流输入。如果 14 ~ 22 μm 组分是风成的,那么相对于河流成因的 2.4 ~ 4.6 μm 组分来说,冰期时强盛的冬季风将会携带更多的 14 ~ 22 μm 组分到达研究钻孔。相反,如果 14 ~ 22 μm 组分由吕宋岛河流输运而来,那么间冰期强盛时吕宋岛河流冲刷将会带来更多的该组分。

如图 4, MD06-3050 孔过去 1 Ma 以来 14 ~ 22 μm 堆积速率的变化跟黄土高原粉尘的堆积速率和石英平均粒径符合的很好。由于黄土在冰期半干旱的环境中生成 (Sun and An, 2005), 如果 14 ~ 22 μm 组分是来自中亚地区,那么高 14 ~ 22 μm 堆积速率所表征的高风尘输入就应该跟晚更新世冰期相对应。MD06-3050 孔的记录跟北太平洋 V21-146 孔的风尘记录非常相似 (Hovan et al, 1989) (图 4)。该比值不仅在冰期表现为高值,在间冰期表现为低值,而且在冰期时,对应亚洲大陆干旱程度增加和东亚冬季风强度快速增强的变化出现很多峰值 (Hovan et al, 1989)。这种联系表明 14 ~ 22 μm 组分更可能主要受到东亚冬季风带来风尘组分的影

响,而不是由吕宋岛河流输运的河流物质主导,这也从另一方面证明了先前对于亚洲风尘进入菲律宾海盆的假设 (Qin et al, 1995)。MD06-3050 孔的 14 ~ 22 μm 堆积速率可以表征亚洲风尘输入西菲律宾海的强度。普遍的高值和冰期相对间冰期的较大波动表明 1 Ma 以来西菲律宾海风尘输入的增加是伴随着东亚冬季风的增强和亚洲大陆干旱程度的增加耦合发生的。MD06-3050 孔 14 ~ 22 μm 堆积速率和伊利石/蒙脱石比值 (Wan et al, 2012) 可以作为追踪亚洲风尘输入西菲律宾海强度的指标,而黄土堆积速率 (MAR) (Sun and An, 2005) 和石英平均粒径 (Sun et al, 2006) (图 4) 的变化分别表征了亚洲大陆干旱度强弱和东亚冬季风强度变化情况。以上指标的对比发现 1 Ma 以来东亚冬季风的演化总体上主要经历了两个阶段:1.0 ~ 0.6 Ma 较弱的东亚冬季风和 0.6 Ma 以来明显增强的冬季风。0.6 Ma 以来,黄土高原黄土堆积速率 (Sun and An, 2005)、输入到北太平洋 (Hovan et al, 1989)、赤道太平洋 (Winckler et al, 2008) 和西菲律宾海的风尘通量也都相应明显增加,暗示着亚洲大陆的干旱程度及东亚冬季风强度的逐渐加强。

5 结论

本文运用粒度-标准偏差的方法,对西菲律宾海 MD06-3050 钻孔 400 个样品的陆源沉积物粒度数据进行分析获得以下结论:

(1) MD06-3050 孔三个敏感组分是 $2.4 \sim 4.6 \mu\text{m}$, $14 \sim 22 \mu\text{m}$ 和 $36 \sim 50 \mu\text{m}$,通过对三个敏感组分百分含量、堆积速率的分析发现 $2.4 \sim 4.6 \mu\text{m}$ 段主要来自吕宋岛河流物质的输入, $14 \sim 22 \mu\text{m}$ 段主要是东亚冬季风从中亚携带的风尘沉积, $36 \sim 50 \mu\text{m}$ 段主要是火山物质和吕宋岛河流带来的粗颗粒物。

(2) 提取 MD06-3050 孔 $14 \sim 22 \mu\text{m}$ 堆积速率作为亚洲季风输入西菲律宾海强度的代用指标。该比值不仅在冰期表现为高值,在间冰期表现为低值,而且在冰期时,浮动更加剧烈,间冰期时趋向平稳,这表明 1 Ma 以来西菲律宾海的风尘输入变化对应亚洲大陆干旱程度和东亚冬季风强度变化是一致的。

(3) 经 $14 \sim 22 \mu\text{m}$ 堆积速率、伊利石/蒙脱石、黄土堆积速率(MAR)和石英平均粒径等季风代用指标的对比和分析,1 Ma 以来东亚季风的长期演化可以大致分为两个主要阶段: $1.0 \sim 0.6 \text{ Ma}$ 较弱的东亚冬季风和 0.6 Ma 以来明显增强的冬季风。

致谢:感谢 Marion Dufresne 科考船上的全体科学家和船员的辛勤劳动。感谢中国地震局地质研究所蒋汉朝博士提供了黄土样品以及中科院海洋研究所王红莉老师和赵德博硕士在激光粒度分析中给予的热情帮助。

参考文献

- 孙有斌,高抒,李军. 2003. 边缘海陆源物质中环境敏感粒度组分的初步分析[J]. *科学通报*, 48: 83-86. [Sun Y B, Gao S, Li J. 2003. Preliminary analysis of Environmentally sensitive grain size group of Terrigenous sediments in marginal sea[J]. *Chinese Science Bulletin*, 48: 83-86.]
- 万世明,李安春,徐方建. 2007. 南海北部 ODP1146 站粒度揭示的近 20 Ma 以来东亚季风演化[J]. *中国科学: D 辑*, 37: 761-770. [Wan S M, Li A C, Xu F J. 2007. The evolution of East Asian Monsoon from the ODP1146 core over the last 20 million years[J]. *Science in China: Series D*, 37: 761-770.]
- 向荣,杨作升, Saito Y, 等. 2007. 济州岛西南泥质区近 2300 a 来环境敏感粒度组分记录的东亚冬季风变化[J]. *中国科学: D 辑*, 13: 97-98. [Xiang R, Yang Z

- S, Saito Y, et al. 2007. The evolution of East Asian Monsoon recorded by environmentally sensitive grain size group in Southwest Cheju Island over the last 2300 years[J]. *Science in China: Series D*, 13: 97-98.]
- 肖尚斌,李安春,蒋富清,等. 2004. 近 2 ka 来东海内陆架的泥质沉积记录及其气候意义[J]. *科学通报*, 49: 2233-2238. [Xiao S B, Li A C, Jiang F Q, et al. 2004. Argillaceous sedimentary records and its climatic significance inner shelf of the East China Sea over the last 2000 years [J]. *Chinese Science Bulletin*, 49: 2233-2238.]
- An Z S, Kutzbach J E, Prell W L, et al. 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times[J]. *Nature*, 411: 62-66.
- An Z S, Porter S C. 1997. Millennial-scale climatic oscillations during the last interglaciation in central China [J]. *Geology*, 25: 603-606.
- Biscaye P, Grousset F, Revel M, et al. 1997. Asian provenance of glacial dust (stage 2) in the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core, Summit, Greenland[J]. *Journal of Geophysical Research*, 102: 26765-26781.
- Boulay S, Colin C, Trentesaux A, et al. 2003. Mineralogy and Sedimentology of Pleistocene Sediment in the South China Sea (ODP Site 1144) [R]. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 184: 1-21.
- Chen M, Wang R, Yang L, et al. 2003. Development of east Asian summer monsoon environments in the late Miocene: radiolarian evidence from Site 1143 of ODP Leg 184 [J]. *Marine Geology*, 201: 169-177.
- Compo G P, Kiladis G N, Webster P J. 1999. The horizontal and vertical structure of east Asian winter monsoon pressure surges[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125: 29-54.
- Ding Z, Derbyshire E, Yang S, et al. 2002. Stacked 2.6-Ma grain size record from the Chinese loess based on five sections and correlation with the deep-sea $\delta^{18}\text{O}$ record[J]. *Paleoceanography*, 17, doi:10.1029/2001PA000725.
- Guo Z, Peng S, Hao Q, et al. 2004. Late Miocene-Pliocene development of Asian aridification as recorded in the Red-Earth Formation in northern China [J]. *Global and Planetary Change*, 41: 135-145.
- Hall R. 1996. Reconstructing Cenozoic SE Asia[J]. *Geological Society of London Special Publications*, 106: 153-184.
- Hilde T W C, Chao-Shing L. 1984. Origin and evolution of the West Philippine Basin: a new interpretation [J]. *Tectonophysics*, 102: 85-104.
- Hovan S A, Rea D K, Pisias N G, et al. 1989. A direct link between the China loess and marine $\delta^{18}\text{O}$ records: Aeolian

- flux to the north Pacific[J]. *Nature*, 340: 296–298.
- Jia G, Peng P, Zhao Q, et al. 2003. Changes in terrestrial ecosystem since 30 Ma in East Asia: Stable isotope evidence from black carbon in the South China Sea[J]. *Geology*, 31: 1093–1096.
- Jian Z, Zhao Q, Cheng X, et al. 2003. Pliocene-Pleistocene stable isotope and paleoceanographic changes in the northern South China Sea [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193: 425–442.
- Kolla V, Nadler L, Bonatti E. 1980. Clay mineral distributions in surface sediments of the Philippine Sea [J]. *Oceanologica Acta*, 3: 245–250.
- Liu Z F, Li X J. 2011. Discussion on smectite formation in South China Sea sediments [J]. *Quaternary Sciences*, 31: 199–206.
- Liu Z, Trentesaux A, Clemens S C, et al. 2003. Clay mineral assemblages in the northern South China Sea: implications for East Asian monsoon evolution over the past 2 million years[J]. *Marine Geology*, 201: 133–146.
- Liu Z, Zhao Y, Colin C, et al. 2009. Chemical weathering in Luzon, Philippines from clay mineralogy and major-element geochemistry of river sediments[J]. *Applied Geochemistry*, 24: 2195–2205.
- McKendry I G, Hacker J P, Stull R, et al. 2001. Long-range transport of Asian dust to the lower Fraser Valley, British Columbia, Canada [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D16): 18361–18370.
- Patterson D, Farley K, Norman M. 1999. ^4He as a tracer of continental dust: A 1.9 million year record of aeolian flux to the west equatorial Pacific Ocean [J]. *Geochimica et cosmochimica acta*, 63: 615–625.
- Qin Y, Chen L, Shi X. 1995. Eolian deposition in the West Philippine Sea [J]. *Chinese Science Bulletin*, 40: 1595–1597.
- Qu T, Kagimoto T, Yamagata T. 1997. A subsurface countercurrent along the east coast of Luzon [J]. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 44: 413–423.
- Rea D K. 1994. The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind[J]. *Reviews of Geophysics*, 32: 159–196.
- Rea D, Janecek T. 1981. Mass-accumulation rates of the non-authigenic inorganic crystalline (eolian) component of deep-sea sediments from the western Mid-Pacific Mountains, Deep Sea Drilling Project Site 463 [J]. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 62: 653–659.
- Shao Y, Wyrwoll K H, Chappell A, et al. 2011. Dust cycle: An emerging core theme in Earth system science [J]. *Aeolian Research*, 2: 181–204.
- Sun D, Bloemendal J, Rea D, et al. 2002. Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components [J]. *Sedimentary Geology*, 152: 263–277.
- Sun H J, Li T G, Sun R T, et al. 2011. Calcareous nannofossil bioevents and microtektite stratigraphy in the Western Philippine Sea during the Quaternary [J]. *Chinese Science Bulletin*, 56: 2732–2738.
- Sun Y, An Z. 2005. Late Pliocene-Pleistocene changes in mass accumulation rates of eolian deposits on the central Chinese Loess Plateau [J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 110, doi:10.1029/2005JD006064.
- Sun Y, Clemens S C, An Z, et al. 2006. Astronomical timescale and palaeoclimatic implication of stacked 3.6-Myr monsoon records from the Chinese Loess Plateau [J]. *Quaternary Science Reviews*, 25: 33–48.
- Tian J, Wang P, Cheng X. 2004. Development of the East Asian monsoon and Northern Hemisphere glaciation: oxygen isotope records from the South China Sea [J]. *Quaternary Science Reviews*, 23: 2007–2016.
- Wan S, Li A, Clift P D, et al. 2007. Development of the East Asian monsoon: mineralogical and sedimentologic records in the northern South China Sea since 20 Ma [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254: 561–582.
- Wan S, Yu Z, Clift P D, et al. 2012. History of Asian eolian input to the West Philippine Sea over the last one million years [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 326: 152–159.
- Webster P J, Tomas R. 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction [J]. *Journal of Geophysical Research*, 103: 14451–14510.
- Wehausen R, Brumsack H J. 2002. Astronomical forcing of the East Asian monsoon mirrored by the composition of Pliocene South China Sea sediments [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 201: 621–636.
- Weltje G J. 1997. End-member modeling of compositional data: numerical-statistical algorithms for solving the explicit mixing problem [J]. *Mathematical Geology*, 29: 503–549.
- Winckler G, Anderson R F, Fleisher M Q, et al. 2008. Covariant glacial-interglacial dust fluxes in the equatorial Pacific and Antarctica [J]. *Science*, 320: 93–96.
- Xie L, Tian J, Hu D, et al. 2009. A quasi-synoptic interpretation of water mass distribution and circulation in the western North Pacific II: Circulation [J]. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 27: 955–965.