

# 南海北部 ODP1146 站粒度揭示的近 20 Ma 以来 东亚季风演化

万世明<sup>①②\*</sup> 李安春<sup>①</sup> Jan-Berend W. Stuut<sup>③</sup> 徐方建<sup>①②</sup>

(<sup>①</sup> 中国科学院海洋研究所, 中国科学院海洋地质与环境重点实验室, 青岛 266071; <sup>②</sup> 中国科学院研究生院, 北京 100039; <sup>③</sup> Research Center Ocean Margins, Bremen University, Bremen 28334, Germany)

**摘要** 运用粒度-标准偏差和粒度端元模拟算法两种方法, 对南海北部 ODP1146 站陆源沉积物粒度数据进行了分析和对比, 探讨了东亚季风近 20 Ma 以来的演化历史. 选用粒度-标准偏差法提取出的两个敏感粒度组分含量的比值即  $10\sim 19\ \mu\text{m}/1.3\sim 2.4\ \mu\text{m}$  用来指示东亚冬季风相对夏季风强度的变化. 粒度端元模拟法得出的粗端元组分 EM1(风尘)堆积速率用来指示东亚冬季风强度及相应的风尘源区——亚洲内陆干旱地区的干旱程度的变化, 而 EM1/(EM2+EM3)比值可以指示冬季风相对夏季风强度的变化. 组合指标变化显示出东亚冬季风强度和冬季风相对夏季风的强度在 8 Ma BP 左右显著加强, 而 3 Ma BP 左右冬夏季风可能同时增强, 结果可以与黄土、北太平洋风尘沉积、南海微体古生物记录等很好对比. 青藏高原的阶段性的隆升可能促进了东亚季风的这两次加强.

**关键词** 粒度 风尘 东亚季风 南海 ODP184 航次

东亚季风是亚洲大陆与“西太平洋暖池”(WPWP)之间差异加热驱动的热力大气环流系统, 它控制着整个亚洲东部地区季节性变化的风力、降雨量、径流量和陆地植被等气候环境特征<sup>[1]</sup>. 利用黄土、古土壤的粒度、通量、磁化率和地球化学组成等探讨长时间尺度(>1 Ma)东亚季风演化和亚洲内陆干旱历史已经开展了大量研究<sup>[2~6]</sup>, 而南海作为东亚大陆物质剥蚀的主要沉积汇, 是东亚季风研究的理想场所之一, 但由于缺乏长柱样品, 相类似工作以往未能开展<sup>[7]</sup>. 近年来利用 1999 年在中国南海实施的大洋钻探 ODP184 航次所取得的样品从放射虫<sup>[8]</sup>、有孔虫<sup>[9,10]</sup>、稳定同位素<sup>[11~13]</sup>、沉积地球化学<sup>[14]</sup>等方面进行长时间尺度东亚古季风的研究渐多, 而最近 Sun 和 Wang<sup>[15]</sup>更是从大空间和时间尺度的中国古植物分区探讨了

季风的起源. 但是, 利用南海沉积物粒度资料详细研究东亚季风在构造时间尺度上的长期演化却未见报道.

在现代和地质历史时期的沉积物往往都是多种物源或沉积动力过程的混合, 用全样的粒度参数(如平均粒径、分选系数等)只能近似地作为沉积环境的代用指标. 随着对沉积古环境定量研究的深入, 如何从多峰态的频率分布曲线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), 进而探讨各组分所指示的沉积学意义, 已成为古环境研究的关键. 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) Sun 等<sup>[16]</sup>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分布进行多组分分离; (2) Boulay 等<sup>[17]</sup>通过计

算粒度-标准偏差的变化来获得粒度组分的个数和分布范围, 后来孙有斌等 [181]、肖尚斌等 [191]、向荣等 [201] 等先后运用该方法对冲绳海槽、东海沉积物进行了敏感粒度组分的提取; (3) Weltje [211] 和 Prins 和 Weltje [221] 利用粒度端元组分模拟(end-member modeling)对沉积序列中的粒度组分进行了分离, 这一方法近几年在古气候古环境研究方面显示出了巨大的应用价值 [23-26]。非常遗憾的是, 目前该方法在中国边缘海的应用却鲜有报道。本文将首次运用粒度-标准偏差和粒度端元模拟两种方法, 对南海北部 ODP1146 站陆源物质粒度数据进行分析、对比, 并试图提取出东亚季风近 20 Ma 以来的长期演化信息。

## 1 材料和方法

研究样品为 1999 年在中国南海实施的 ODP184 航次 1146 站柱状沉积物。ODP1146 站(19°27.40' N, 116°16.37'E, 水深 2092 m, 如图 1)位于南海北部陆坡的一个张裂盆地中, 柱长 643 mcd (meters composite depth, 合成深度), 分析样品共计 273 个, 取自 1146A 孔, 其中 0~327.50 mcd 和 499.84~642.44 mcd 按 3 m 间

距取样, 327.50~498.94 mcd 按 1.5 m 间距取样。样品为黏土-粉砂粒级, 显微镜下鉴定主要由黏土矿物、石英和长石组成, 并含有大量的有孔虫壳体 and 少量的硅质放射虫和海绵骨针。年代模式采用重要的浮游有孔虫和超微化石事件以及古地磁极性事件 [21] 然后内插而成。分析样品跨度约 20 Ma, 平均分辨率为 71 ka。

陆源物质的提取步骤是取约 3 g 样品, 烘干称重, 先湿筛去掉 >63  $\mu\text{m}$  的有孔虫、海绵骨针和铁锰氧化物等, 再加双氧水和盐酸去除有机质和碳酸盐, 然后加氢氧化钠水浴反应去掉生物硅 [221]。陆源物质在全样中的重量相对含量可通过离心烘干称重得到。重复性实验表明陆源含量分析精度可达 1.3%。总物质堆积速率(Mass Accumulation Rate) ( $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ ) 计算按照 Rea 等 [281] 的方法:  $\text{MAR} = \text{LSR} \times \text{DBD}$ , 其中 LSR 为线性沉积速率( $\text{cm}/\text{ka}$ ), DBD 为干容重( $\text{g}/\text{cm}^3$ ), LSR 可以根据建立的年代深度框架获得, DBD 数据来自 ODP184 航次船上测得。由于考虑了压实校正, 物质堆积速率 MAR 比线性沉积速率更为真实。从而, 陆源物质堆积速率可以通过陆源物质百分含量与总物质堆积速率相乘获得。

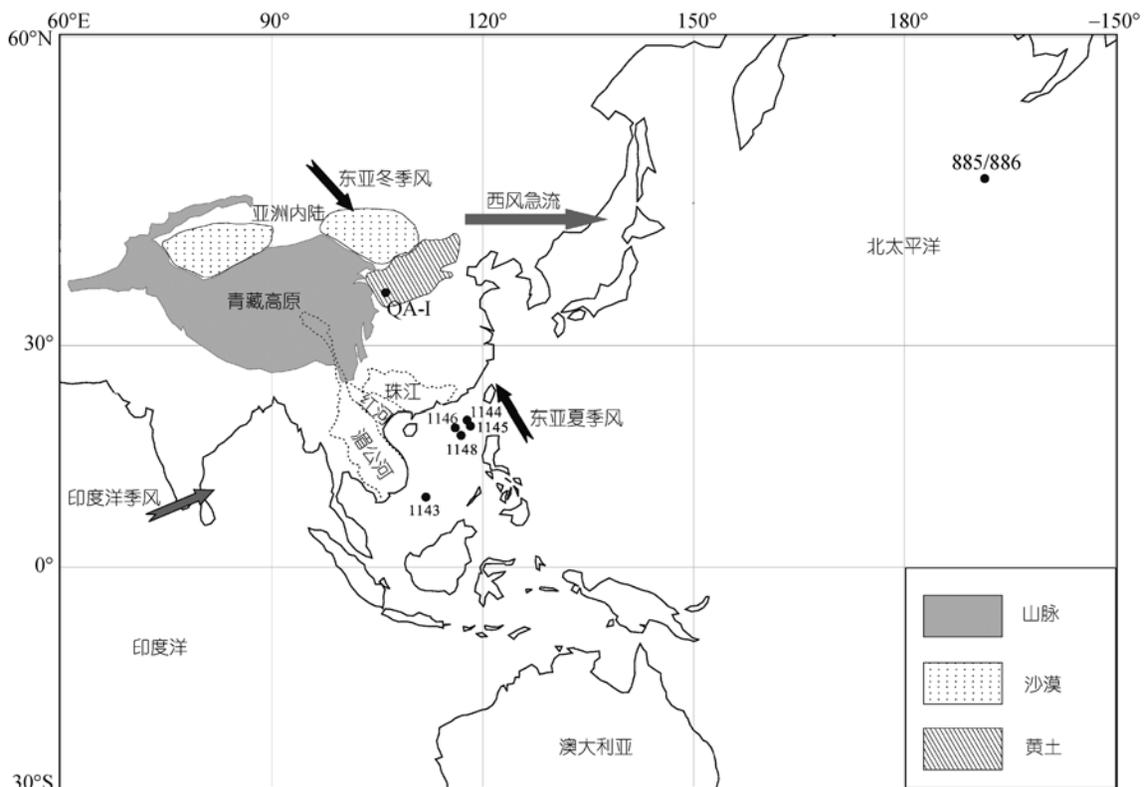


图 1 本文研究站位 ODP1146 站和文中所引用站位图

为了尽可能提取出陆源信息, 粒度分析的样品约取 0.3 g, 先后各加 10%  $H_2O_2$  和 1.0 mol/L HCl 10 mL 于 60°C 水浴反应去掉有机质和碳酸盐, 离心清洗两次. 由于在余下组分中生物硅含量很低(平均只有 ~1.5%)<sup>[29]</sup>, 所以没有再加 NaOH 热溶液处理. 加少许蒸馏水充分超声波分散 1 min 后在中国科学院海洋研究所用法国产 Cilas940L 激光粒度仪进行粒度测量. 其测量范围为 0.3~2000  $\mu m$ , 重复测量的相对误差小于 2%.

粒级-标准偏差法的原理是通过研究激光粒度仪给出的每一粒级所对应含量的标准偏差变化而获得粒度组分的个数和分布范围<sup>[17]</sup>. 而端元组分模拟算法是以协变结构用来描述给定数据序列的方差. 模拟输出为数个端元组分, 其端元个数随所解释的方差量的大小而变化<sup>[21, 22]</sup>. 由于 ODP1146 站陆源物质的粒度均小于 38  $\mu m$ , 端元模型的输入变量(粒级)数目从 100 个减少为 45 个(0.5~38  $\mu m$ ). 为了估计可以近似模拟整个数据变化的最小端元组分个数, 需要计算出决定系数(coefficient of determination). 决定系数代表了用近似数据值模拟的每一粒级方差的比例, 也即是输入变量和变量的近似数据值的相关系数平方( $r^2$ )<sup>[21, 22]</sup>.

## 2 结果

粒级-标准偏差曲线(图2)展示了 ODP1146 站 273 个样品的标准偏差随粒级变化的规律, 曲线呈现出典型的“双峰分布”, 大约以 6  $\mu m$  为界线, 表示 ODP1146 站近 20 Ma 以来有两个对环境敏感的粒度组分, 其峰值分别为 ~1.6 和 14  $\mu m$ , 所对应的敏感粒度范围分别为 1.3~2.4 和 10~19  $\mu m$ . 对环境最不敏感的粒度范围为 4.6~7  $\mu m$ . 我们还计算出了 ODP1146 站陆源物质的平均粒径, 1.3~2.4, 10~19, 4.6~7  $\mu m$  三

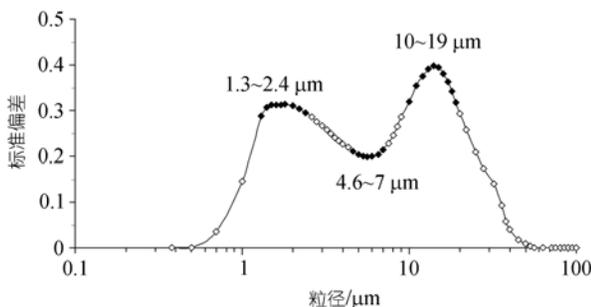


图2 ODP1146 站沉积物的粒级-标准偏差曲线  
其中深颜色标出了两个最敏感粒度组分和一个最不敏感粒度组分

个粒度组分所占的体积百分含量. 在已获得的陆源物质堆积速率的基础上, 将含量与之相乘可计算出两个对环境最敏感粒度组分 1.3~2.4 和 10~19  $\mu m$  的堆积速率.

从图3可以看出, ODP1146 站陆源物质平均粒径与 10~19  $\mu m$  百分含量的变化几乎完全一致, 而与 1.3~2.4  $\mu m$  百分含量变化正好相反. 这表明, 陆源物质的平均粒径实际上主要是受粗粒级组分 10~19  $\mu m$  的含量变化所控制的. 相对两个敏感粒度组分而言, 低敏感粒度组分 4.6~7  $\mu m$  含量变化的波动很小, 反映出随时间的低变性. 1.3~2.4 和 10~19  $\mu m$  的堆积速率与总陆源物质堆积速率的变化基本相似, 总体上, 除 17.5~15 Ma BP(图3中阴影部分)物质堆积速率都异常高外, 20~3 Ma BP 间, 物质堆积速率均很低且非常稳定. 但从约 3 Ma 以来, 两个敏感粒度组分的物质堆积速率都快速增加.

图4为端元组分模拟的结果. 其中图4(a)展示了 1146 站 273 个样品的总体粒度分布特征. 可以看出, 代表平均组成的双峰的两个众数值分别为 2 和 9  $\mu m$ . 图4(b)为在取模拟端元组分个数从 2 个到 10 个的情况下, 每一个粒级的决定系数( $r^2$ )的变化. 当端元组分个数增加时, 平均决定系数( $r^2_{平均}$ )也逐渐变大(图4(c)). 当取两个端元组分模拟时( $r^2_{平均} = 0.64$ ), 很明显在 4~8 和 >20  $\mu m$  的决定系数( $r^2$ )非常低. 当取三个端元组分模拟时( $r^2_{平均} = 0.90$ ), 只是 >22  $\mu m$  粒级的决定系数较低( $r^2 < 0.6$ ). 这一粗组分只是在取四个和四个以上端元组分模拟时, 结果比较好. 但是, 由于 >22  $\mu m$  的粗组分在 ODP1146 站陆源物质中占不到 1.2%, 所以可以忽略. 相反, 4~8  $\mu m$  粒级占到了 26.8%, 显然不可忽略. 因此, 选择三个粒度端元组分进行模拟是最佳选择.

图4(d)展示了模拟出的三端元组分的粒度分布. 三组分都是单峰分布. 三个端元组分 EM1, EM2, EM3 的粒度分布的众数值分别为 11, 7.5, 2  $\mu m$ (下文分别称为最粗、中等和细端元组分). 图5展示了近 20 Ma 以来三个端元组分 EM1, EM2, EM3 在陆源沉积物中的相对含量和堆积速率的变化. EM1, EM2, EM3 的含量变化范围和平均值分别为 56%~0%, 20%, 100%~0%, 44%, 61%~0%, 36%. 两个细端元组分 EM2 和 EM3 的堆积速率与总陆源物质堆积速率变化很相似, 值得注意的是最粗端元组分 EM1 的堆积速

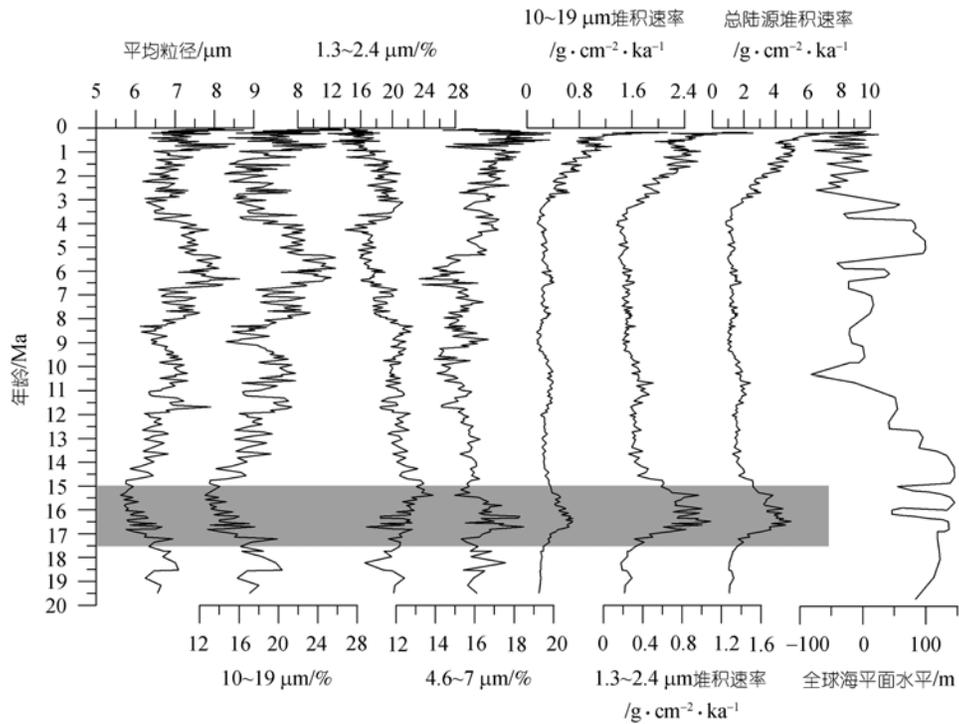


图 3 近 20 Ma 以来 ODP1146 站 3 个粒度组分的含量和堆积速率与平均粒径和陆源堆积速率的变化  
其中全球海平面变化来自 Haq 等<sup>[30]</sup>, 阴影表示指标在 17.5~15 Ma BP 可能受到了构造活动的影响

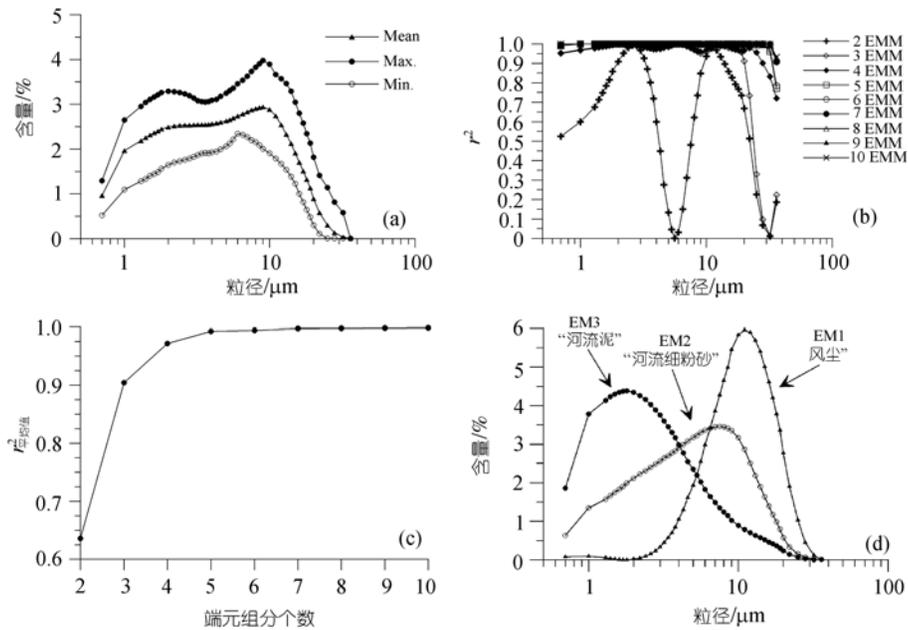


图 4 ODP1146 站粒度端元组分模拟结果

(a) 273 个样品模拟的总体粒度分布统计(Mean-平均值; Max.-最大值; Min.-最小值); (b) 用 2~10 个端元组分模拟的粒度决定系数( $r^2$ )变化; (c) 各种端元组分模型的所有粒度的决定系数( $r^2$ )平均值; (d) 用三个端元组分模拟的端元组分的分布(EM-端元组分, end member)

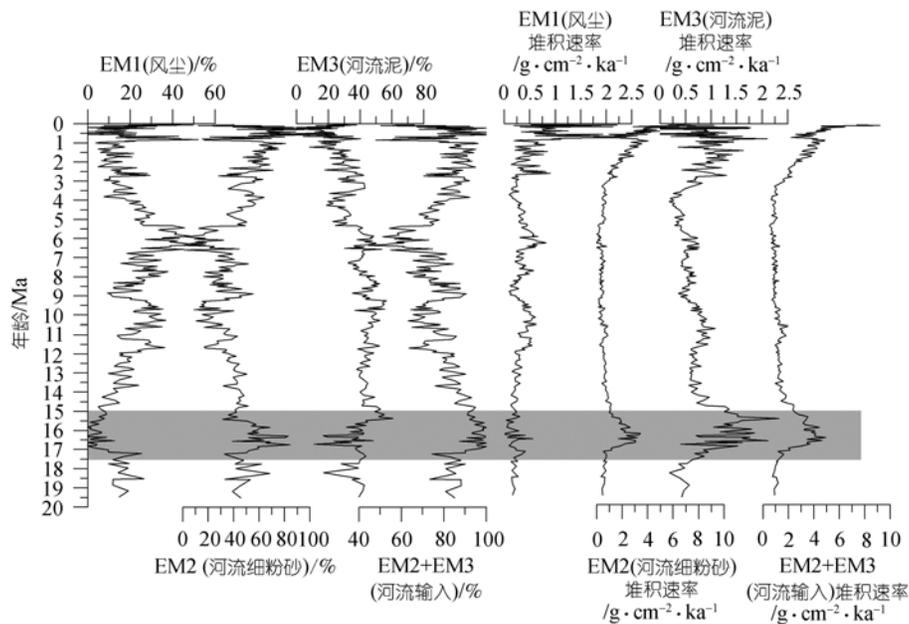


图5 近 20 Ma 以来 ODP1146 站三个粒度端元的含量和堆积速率的变化  
阴影表示指标在 17.5~15 Ma BP 可能受到了构造活动的影响

率在 17.5~15 Ma BP 间波动幅度很小。

### 3 讨论

#### 3.1 两种粒度分析方法结果的解释

粒度-标准偏差法是 Boulay 等<sup>[17]</sup>最先提出, 在应用于 ODP1144 站沉积物时, 提取出了两个最敏感粒度组分 2.5~5 和 20~40  $\mu\text{m}$ , 其中粗粒度敏感组分 20~40  $\mu\text{m}$  含量与平均粒径变化基本一致, 而与细粒度敏感组分 2.5~5  $\mu\text{m}$  含量变化正好相反, 而且 20~40  $\mu\text{m}$  含量具有非常明显的冰期-间冰期波动, 在冰期含量高, 与石英含量变化非常一致. ODP1146 站与 1144 站相隔很近(如图 1), 我们的粒度敏感组分分析结果与 Boulay 等<sup>[17]</sup>非常相似, 更重要的是, 在偏光显微镜和扫描电镜下检查发现, 粗敏感组分 10~19  $\mu\text{m}$  基本上全是石英和长石, 而细敏感组分 1.3~2.4  $\mu\text{m}$  则基本为黏土矿物. 而且, 我们通过化学提取石英的方法得出的石英加长石的相对含量<sup>[29]</sup>与 10~19  $\mu\text{m}$  含量变化几乎完全一致. 这表明, 我们所提取出的两个对环境敏感的粒度组分实际上分别对应着石英(长石)和黏土组分.

与粒度-标准偏差法相比, 端元组分模拟算法要复杂和精确的多, 它是定量识别沉积盆地多物源/传输机制的强有力数学工具, 模型的最终输出是具有真实物理意义的端元组分的粒度分布<sup>[21]</sup>. ODP1146

站的粒度端元组分模拟表明三个粒度端元组分可以非常好地模拟整个粒度数据序列. 如图 4(d), 三个端元组分 EM1, EM2, EM3 都包含了单峰粒度分布. 在以往的研究中(如 Namibia 近海), 通常最粗的两个组分分别被解释为粗粒风尘和细粒风尘, 而最细的组分则解释为河流输入的泥<sup>[23-25]</sup>. 但在南海地区, 显然不能如此解释. 虽然南海海域没有量化的粉尘数据可供参考, 但是普遍认为南海陆源物质的输入主要是靠河流输入, 而风尘只占较小的比例<sup>[7,31,32]</sup>. 根据现代大气矿物气溶胶通量值( $0.5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ )<sup>[33]</sup>和南海北部 ODP1145 站 450 ka 以来的陆源物质堆积速率大小( $10 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ ), Boulay 等<sup>[34]</sup>估计其站位有 5% 的风尘输入. 而在 1146 站, 20 Ma 以来的平均陆源物质堆积速率为  $3.2 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ , 据此风尘贡献可达 16%. 这种估计方法显然很不精确, 但也说明了在南海风尘输入与河流输入相比是很小的. 因此, 我们将最粗的端元 EM1 解释为风尘, 而中等粒度的端元 EM2 和最细粒的端元 EM3 分别解释为河流细粉砂和河流泥.

这里有一条有力的间接证据可以支持我们的这一解释. 据 Taylor 和 Hayes<sup>[35]</sup>, Lee 和 Lawver<sup>[36]</sup>等, 大约 17 Ma BP 左右, 向南运动的北巴拉望地块与加里曼丹和西菲律宾群岛的碰撞使得南海在新生代的海底扩张得以停止. 那么在逻辑上, 这一构造事件在

ODP1146 站应当有沉积记录. 如图 3, 相对于 20~3 Ma BP 间绝大部分时间里, ODP1146 站很低且非常稳定的物质堆积速率而言, 17.5~15 Ma BP 间异常高的物质堆积速率暗示了在 17.5~15 Ma BP 期间可能发生了一次强烈的构造活动, 这次运动可能与南海扩张停止有关. 与 ODP1146 站极其相似的是, ODP1148 站也清楚记录了这一高陆源物质堆积速率事件 [37]. 而且, ODP1148 站的元素地球化学记录中, 该时间段也有截然的反映 [32,38]. 这些可能表明伴随着南海扩张停止的是南海周围地区强烈的构造活动, 从而强烈的物理侵蚀就会导致更多的河流物质输入到南海北部. 因此, 如果我们对粗端元 EM1 作为风尘的解释是正确的话, 由于风尘输入不会受到南海局部构造活动影响, EM1 的物质堆积速率在 17.5~15 Ma BP 期间自然应当没有波动信号. 如图 5, EM1 的物质堆积速率在 17.5~15 Ma BP 确实没有任何增加的表现, 这和两个细端元 EM2(河流细粉砂)和 EM3(河流泥)在此期间的异常高堆积速率成鲜明对比. 这表明端元组分模拟算法成功地定量识别了 ODP1146 站的风尘和河流的输入贡献. 值得注意的是, 粒度-标准偏差法所提取出的两个对环境敏感组分 10~19 和 1.3~2.4  $\mu\text{m}$  的物质堆积速率在 17.5~15 Ma BP 均非常高, 表明这两个敏感粒度组分都受到了当时构造活动的影响, 也即都包含了河流输入增强的信息, 而对于风尘输入却较难判断, 从这里可以看出这两种方法的差异. 不过, 需要指出的是, 粒度端元模拟终归也只是一种近似模拟多元混合的数学方法, 由于多物源多传输动力和长地质时间的复杂性, 要真正的完全分离出风尘组分是极其困难的, 这还需要在以后的工作中进一步检验和完善.

### 3.2 季风代用指标的提取

沉积学古气候解释的前提是要知道其潜在物源, 其次是要提取出合适的代用指标. 而在气候变化代用指标的建立过程中, 还应当考虑非季风气候因素如海平面变化、构造活动等对指标的可能影响. 为了叙述问题的条理性, 下面首先解释在没有其他非季风因素影响条件下的代用指标的意义, 然后再讨论非季风因素对代用指标的可能影响.

ODP1146 站的物源比较复杂, Clift 等 [31] 和 Li 等 [32] 从 ODP1148 站的 Nd 同位素组成分析认为近 23 Ma 以来通过珠江运输的华南物质是南海北部的主要物源. 但最近黏土矿物和 Nd 同位素组成研究则认为,

吕宋岛和台湾岛的物质输入也不可忽略 [34,39]. 与河流输入相比, 风尘对南海北部的影响作用要小的多, 不过也常被有些研究者提及 [14,17,40]. 我们的数值模拟结果显示近 20 Ma 以来南海北部风尘对总陆源物质的平均贡献可达到~20%. 风尘贡献虽低, 但风尘中石英长石的含量可以达到 60%~80%, 远远高于河流悬浮体中的 30% [41]. 因此, 可以认为 ODP1146 站石英和长石的输入既包含有风尘的贡献, 也有河流的贡献. 而黏土矿物则可能主要还是来自于河流输入 [39].

从一个方面来说, 东亚冬季风的加强, 会从亚洲内陆干旱地区带来更多更粗的风尘, 也即 ODP1146 站会有更高含量的石英、长石(更高含量的粗粒级敏感粒度组分). 此外, 在构造时间尺度上, 河流来源石英长石含量相对黏土的变化与源区化学风化程度(季风强度)有一定的负相关性, 这是因为控制陆源物质化学风化的时间可能需要近百万年 [42]; 而从另一个方面说, 根据对南海北部类似沉积物的研究 [14,39,40], 黏土粒级物质常被认为来自河流输入, 而河流输入强度在某种程度上可以指示夏季风强度. 实际上, 10~19 和 1.3~2.4  $\mu\text{m}$  即分别对应了两个对环境最敏感的石英长石粒级和黏土粒级, 从而我们可以采用这两个敏感组分含量的比值即 10~19  $\mu\text{m}$ /1.3~2.4  $\mu\text{m}$  来指示东亚冬季风相对夏季风强度的变化.

在指示季风演化的众多的矿物和沉积学指标中, 风尘堆积速率无疑是最容易解释的一个, 这是因为风尘输入途径的独特性, 它不会受到南海局部构造、火山作用、海平面变化、洋流改变等所影响. 从现代粉尘研究来看, 中国东部海域上空的粉尘通量通常都在冬季风强盛的春冬两季最大, 粒度也最粗 [41], 来自阿拉伯海的捕集器和气象资料也清楚显示 [43], 季风强度变化与风尘物质中值粒径、堆积速率的变化都极其一致. 而从逻辑上讲, 风力强, 即意味着传输能力强, 能够传输更多更粗的粉尘物质. 因此, 本文将粒度端元组分模拟得出的粗端元 EM1(风尘)的沉积速率变化笼统的解释为冬季风的强度变化及相应的风尘源区-亚洲内陆干旱地区的干旱程度的变化. 此外, EM1/(EM2+EM3) 比值也可以作为一个冬夏季风相对强度变化指标. 粗端元 EM1(风尘)含量与细端元 (EM2+EM3) 含量比值的的变化实际上代表着风尘输入与河流输入的相对强度变化. 在不考虑其他非季风气候影响因素的情况下, 风尘输入与河流输入的相对强度变化即指示着冬季风强度和夏季风强度的相

对变化。

除了季风气候的影响外, 下面再讨论海平面变化、构造活动等对所选取指标的可能影响。由于南海北部大陆架宽达 300~500 km, 海侵和海退可能对南海北部大陆边缘的沉积作用有所影响<sup>[17]</sup>。据 Haq 等<sup>[30]</sup>和 Li 等<sup>[44]</sup>, 全球海平面和南海区域海平面从 15~10 Ma BP 逐渐下降, 而后逐渐上升直至 5 Ma BP (如图 3)。据此, 如果海平面变化对 ODP1146 站的长期沉积作用有控制性影响, 则 ODP1146 站在 10 Ma BP 左右应有较大的沉积波动, 即来自北部陆坡的物质输入应大规模增加。但是, 15~4 Ma BP 间 ODP1146 站总陆源物质堆积速率却基本保持不变, 没有大的波动 (如图 3)。此外, 对亚洲边缘海主要沉积盆地的地层剖面研究<sup>[45]</sup>也表明, 进入边缘海的亚洲大陆碎屑物质通量主要受季风侵蚀和青藏高原隆升影响, 与海平面变化没有什么关联。因此可以认为, 在百万年时间尺度上, 海平面变化幅度对 ODP1146 站的沉积作用没有明显的影响。其次, 就是构造活动的影响, 这一点在上文已有交代, 主要是 17.5~15 Ma BP 间与南海扩张停止有关的构造活动。可以想象, 南海周围地区强烈

的构造活动将导致大量的河流物质输送到南海北部, 使 ODP1146 和 1148 站的陆源物质堆积速率突然快速增加。显然, 这一构造活动对研究区粒度、矿物组成都有很大的影响, 此时的 10~19  $\mu\text{m}$ /1.3~2.4  $\mu\text{m}$  和 EM1/(EM2+EM3) 比值分别减小到 0.69 和 0.07 (如图 6), 都反映出当时细粒级河流物质输入的增强。因此该时段此二指标不能用来指示季风气候变化。

### 3.3 近 20 Ma 以来东亚季风的演化

粒度端元模拟得出的南海 ODP1146 站近 20 Ma 以来 EM1 (风尘) 堆积速率变化和 11.8 Ma 以来北太平洋 ODP885/886 站风尘堆积速率的对比如图 6 所示。ODP885/886 站位于北纬 45°、离东亚大陆近 10000 km 的西风带控制区域, 研究表明, 该站位的风尘来自于亚洲内陆的干旱戈壁、沙漠和黄土地区, 其风尘堆积速率记录了亚洲内陆的干旱化历史<sup>[46,47]</sup>。有所不同的是, ODP1146 站的风尘是东亚冬季风从亚洲内陆干旱地区带来, 其风尘堆积速率反映了冬季风强度和亚洲内陆的干旱强度的变化。由于物源远近不同, ODP1146 站的风尘堆积速率比北太平洋 ODP885/886

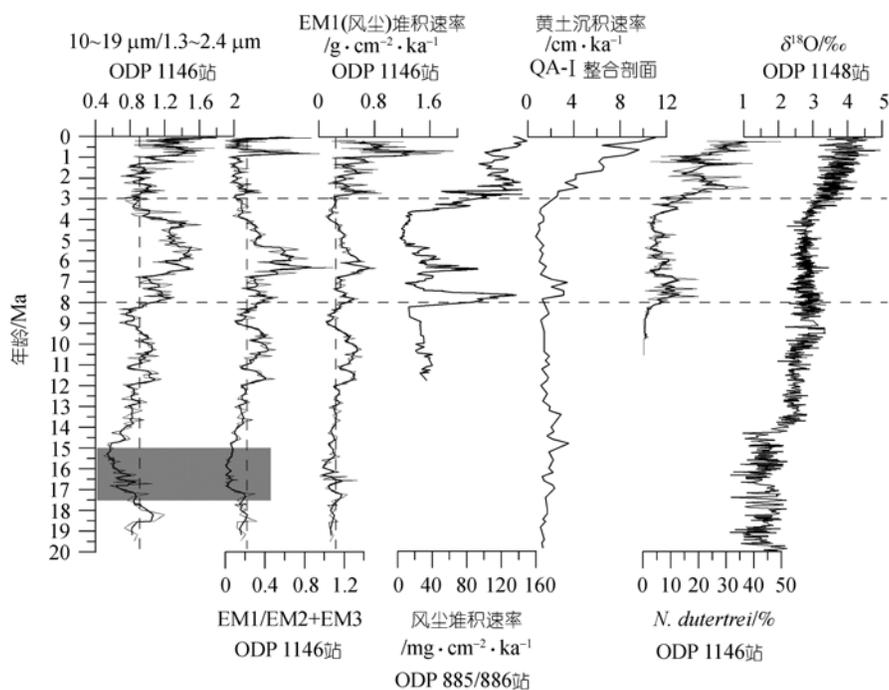


图 6 近 20 Ma 以来东亚季风演化的海洋和陆地记录

其中北太平洋 ODP885/886 站风尘堆积速率来自 Rea 等<sup>[46]</sup>; QA-1 整合剖面黄土沉积速率来自 Guo 等<sup>[4]</sup>; ODP1146 站 *Neogloboquadrina dutertrei*(%) 来自汪品先等<sup>[9]</sup>; ODP 1148 底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  来自 Cheng 等<sup>[63]</sup>; 粗线表示经过了三点滑动平均; 阴影表示指标在该时段可能受到了构造活动的影响; 各指标含义的详细解释见文中

站要高出近 10 倍,但是,非常有意思的是,两者所记录的信号极其相似,如在 7.8, 6.4, 2.8, 1.7, 1.2, 0.9 Ma BP 左右主要的峰都几乎完全对应,而且近 3 Ma 以来都显示了急剧持续增加的信号.而且,这和 QA-I 整合剖面黄土堆积速率变化 [6] 也非常相似(如图 6).这表明三个站位实际上都记录了亚洲内陆干旱化历史的同样信号.此外,另两个代用指标 EM1/(EM2+EM3) 和 10~19  $\mu\text{m}$ /1.3~2.4  $\mu\text{m}$  比值在 8 Ma BP 左右的快速增加(如图 6),反映出冬季风相对夏季风的强度在 8 Ma BP 左右发生了显著加强.不过,EM1 堆积速率和 EM1/EM2+EM3, 10~19  $\mu\text{m}$  /1.3~2.4  $\mu\text{m}$  比值在 ~6 Ma BP 左右表现出比 8 Ma BP 左右更高的变化,这一点与 855/856 站和 QA-I 整合黄土剖面的结果不同(图 6),说明 6 Ma BP 左右 ODP1146 站粗粒级物质的增加,可能不仅仅是风尘输入增强的结果,还包含有来自河流输入物质粒度增加的信号,这可能与 6 Ma BP 左右海平面急剧波动上升 [30] 或台湾岛弧-陆碰撞 [48] 有关.另外,EM1/EM2+EM3 和 10~19  $\mu\text{m}$  / 1.3~2.4  $\mu\text{m}$  比值在 ~3 Ma BP 左右看起来没有明显变大趋势.不过,据 Zhang 等 [49] 的研究,温度、降水和植被频繁、快速的变化而总处于不平衡的状态下会导致更为有效的侵蚀,这一状况在 4~3 Ma BP 后即全球气候恶化后变得极其明显.这一事件同样在南海南部发现,被认为是夏季风增强和全球气候恶化共同作用的结果 [50]. ODP1146 站的总陆源物质堆积速率和细粒级敏感组分 1.3~2.4  $\mu\text{m}$  以及细端元(EM2+EM3)的堆积速率所指示的河流物质输入量在近 3 Ma 以来快速增加,表明大陆侵蚀作用的加强,这可能就是 3 Ma 以来夏季风增强和全球气候恶化叠加作用的结果.因此,尽管 EM1/(EM2+EM3) 和 10~19  $\mu\text{m}$  / 1.3~2.4  $\mu\text{m}$  比值在近 3 Ma 以来没有明显变大趋势,而同时 EM1(风尘)堆积速率则快速增加,可能说明 3 Ma 以来冬夏季风强度都同时增强.

南亚季风(印度季风)在 8 Ma BP 加强的证据来自于阿拉伯海上升流的加强 [51,52] 以及巴基斯坦植被类型从 C<sub>3</sub> 森林向 C<sub>4</sub> 草原的转变 [53]. 相比之下,有关东亚季风的长期演化主要来自于中国黄土和最近南海 184 航次的研究结果.中国黄土高原风成红黏土普遍堆积的底界年龄大约在 8 Ma [3-5,54]. 亚洲干旱被认为开始于 22 Ma BP [6], 而大尺度中国气候和植被带在渐新世—中新世以来就一直稳定 [15], 这表明季风的

形成可能要远远早于以前所认为的 8 Ma BP. 但无论如何,黄土 [6] 和北太平洋风尘 [46] 堆积速率在 8 Ma 的增加,以及在中国西部和北部的其他记录 [55-57] 均表明亚洲干旱在 8 Ma BP 才开始加剧,而这反过来也暗示着当时冬季风的强盛.我们的东亚季风粒度代用指标(如图 6)也表明东亚冬季风强度相对夏季风的急剧加强始于 8 Ma, 这和自 8 Ma 起亚洲干旱和黄土的普遍堆积相一致.在南海, *Neoglobobadrina dutertrei*(%) 被用来作为一种典型的冬季风强度指标 [58]. *N. dutertrei* 在 8 Ma BP 左右突然增加,在 3 Ma 以来进一步增加,表明了冬季风强度的两次加强 [9,10] (如图 6).但是,需要指出的是,我们的粒度指标和古海洋指标、黄土指标、太平洋风尘沉积指标之间在变化细节上仍然有较大的差异,这一方面可能说明相对于微体古生物、黄土、深海风尘代用指标的易解性而言,海洋沉积物中陆源物质物理参数影响的因素和过程要复杂的多,另一方面也有可能是因为样品的分辨率不同.尽管如此,组合指标的综合分析仍能检出东亚季风在 8 和 3 Ma BP 左右两次显著加强的信号.此外,有关东亚季风在 8 Ma BP 左右加强的证据在南海的放射虫 [8] 和烃类 [59] 组成研究中也发现.而 3 Ma BP 左右东亚季风的加强则在陆上黄土 [3-6] 和南海沉积物 [10,13,14,50] 中均有明显的记录.

大量数值模拟表明,青藏高原在 9~8 和 3.6~2.6 Ma BP 的阶段性隆升可能促进了东亚季风的两次加强 [4,60]. 我们的研究结果倾向于支持这一结论.但是,由于季风强度和北半球冰川在 3 Ma BP 左右的耦合发展(如图 6 中的季风变化替代指标和 ODP1148 站氧同位素在 3 Ma BP 的变化),因此,在目前阶段我们还不知道 3 Ma BP 左右冬季风的加强是青藏高原的隆升驱动还是北半球冰川扩展的结果 [61], 或者是二者共同作用的结果.当然,也可能青藏高原北部在 4~3 Ma BP 左右的隆升驱动了北半球大冰期的开始 [62], 而这两者又加强了西伯利亚高压,导致了冬季风的加强和亚洲内陆的干旱.

## 4 结论

运用粒度-标准偏差和粒度端元模拟算法两种方法,对南海北部 ODP1146 站陆源沉积物粒度数据进行了分析和对比,并探讨了东亚季风近 20 Ma 以来的长时间尺度演化历史.粒度-标准偏差法检出了两个对环境敏感粒度组分 10~19 和 1.3~2.4  $\mu\text{m}$ , 分析发现

二敏感粒度组分分别主要对应着石英(长石)和黏土矿物。而粒度端元模拟算法得出了三个端元组分 EM1, EM2, EM3。其中粗端元 EM1 解释为风尘, 而细端元 EM2 和 EM3 分别解释为河流细粉砂和河流泥。选用粒级-标准偏差法提取出的两个敏感粒度组分含量的比值即  $10\sim 19\ \mu\text{m}/1.3\sim 2.4\ \mu\text{m}$  来指示东亚冬季风相对夏季风强度的变化, 粒度端元模拟法得出的粗端元组分 EM1(风尘)堆积速率用来指示东亚冬季风强度, 而 EM1/(EM2+EM3)比值可以指示冬季风相对夏季风强度的变化。组合指标显示出东亚冬季风强度和冬季风相对夏季风的强度在 8 Ma BP 左右发生了显著加强, 而 3 Ma BP 左右冬夏季风可能同时增强, 该结果可以与黄土、北太平洋风尘沉积、南海微体古生物记录很好对比。我们的研究支持青藏高原的阶段性隆升在东亚季风长期演化中的驱动作用。

**致谢** 分析研究的样品由国际大洋钻探计划提供。感谢 ODP184 航次的全体科学家和船员的辛勤劳动。

### 参 考 文 献

- Webster P J, Magana V O, Palmer T N, et al. Monsoons: processes, predictability, and the prospects for prediction, in the TOGA decade. *J Geophys Res*, 1998, 103: 14451—14510[DOI]
- Liu T S, Ding Z L. Chinese loess and the paleomonsoon. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 1998, 26: 111—145 [DOI]
- Ding Z L, Xiong S F, Sun J M, et al. Pedostratigraphy and paleomagnetism of a  $\sim 7.0$  Ma eolian loess-red clay sequences at Lingtai, Loess Plateau, north-central China and implications for paleomonsoon evolution. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoeocol*, 1999, 152: 49—663[DOI]
- An Z S, Kutzbach J E, Prell W L, et al. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan Plateau since late Miocene times. *Nature*, 2001, 411: 62—66[DOI]
- Qiang X K, Li Z X, Powell C M 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]
- 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]
- Wang P X, Prell W L, Blum P, et al. *Proc ODP, Ini Repts*, 2000, 184 [CD-ROM]. Available from: Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station, TX 77845-9547, USA, 2000. 1—77
- Chen M H, Wang R J, Yang L H, et al. Development of east Asian summer monsoon environments in the late Miocene: radiolarian evidence from Site 1143 of ODP Leg 184. *Mar Geol*, 2003, 201: 169—177[DOI]
- 汪品先, 翦知湑, 赵泉鸿, 等. 南海演变与季风历史的深海证据. *科学通报*, 2003, 48(21): 2228—2239
- Zheng H B, Powell C M, Rea D K, et al. Late Miocene and mid-Pliocene enhancement of the East Asian monsoon as viewed from the land and sea. *Glob Planet Change*, 2004, 41: 147—155[DOI]
- Jia G, Peng P, Zhao Q, et al. Changes in terrestrial ecosystem since 30 Ma in East Asia: stable isotope evidence from black carbon in the South China Sea. *Geology*, 2003, 31: 1093—1096
- Jian Z M, Zhao Q H, Cheng X, et al. Pliocene-Pleistocene stable isotope and paleoceanographic changes in the northern South China Sea. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoeocol*, 2003, 193: 425—442[DOI]
- Tian J, Wang P X, Chen X R. Development of the East Asian monsoon and Northern Hemisphere glaciation: oxygen isotope records from the South China Sea. *Quat Sci Rev*, 2004, 23: 2007—2016[DOI]
- Wehausen R, Brumsack H J. Astronomical forcing of the East Asian monsoon mirrored by the composition of Pliocene South China Sea sediments. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 201: 621—636[DOI]
- Sun X J, Wang P X. How old is the Asian monsoon system? —Palaeobotanical records from China. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoeocol*, 2005, 222: 181—222[DOI]
- Sun D H, Bloemendal J, Rea D K, et al. Grain-size distribution of function of polymodal sediments in hydraulic and Aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. *Sed Geol*, 2002, 152: 263—277[DOI]
- Boulay S, Colin C, Trentesaux A, et al. Mineralogy and sedimentology of Pleistocene sediment in the South China Sea (ODP Site 1144). In: Prell W L, Wang P, Blum P, et al, eds. *Proc ODP, Sci Res*, 2003, 184: 1—21 [Online]. Available from World Wide Web: [http://www-odp.tamu.edu/publications/184\\_SR/VOLUME/CHAPT ERS/211.PDF](http://www-odp.tamu.edu/publications/184_SR/VOLUME/CHAPT ERS/211.PDF)
- 孙有斌, 高抒, 李军. 边缘海陆源物质中环境敏感粒度组分的初步分析. *科学通报*, 2003, 48(1): 83—87
- 肖尚斌, 李安春, 蒋富清, 等. 近 2 ka 来东海内陆架的泥质沉积记录及其气候意义. *科学通报*, 2004, 49(21): 2233—2238
- 向荣, 杨作升, 郭志刚, 等. 济州岛西南泥质区粒度组分变化的古环境应用. *地球科学——中国地质大学学报*, 2005, 30(5): 582—588
- Weltje G J. End-member modeling of compositional data: numerical-statistical algorithms for solving the explicit mixing problem. *J Math Geol*, 1997, 29: 503—549
- Prins M A, Weltje G J. End-member modeling of siliciclastic grain-size distributions: the Late Quaternary record of eolian and fluvial sediment supply to the Arabian Sea and its paleoclimatic significance. In: Harbaugh J, Watney L, Rankey G, et al, eds. *Numerical Experiments in Stratigraphy: Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations*, SEPM Special Publication. *Soc Sed Geol*, 1999, 62: 91—111
- Weltje G J, Prins M A. Muddled or mixed? Inferring palaeoclimate from size distributions of deep-sea clastics. *Sediment Geol*, 2003, 162: 39—62[DOI]
- Moreno A, Cacho I, Canals M, et al. Saharan dust transport and highlatitude glacial climatic variability: the Alboran Sea record. *Quat Res*, 2002, 58: 318—328[DOI]
- Stuut J-B W, Prins M A, Schneider R R, et al. A 300-ka record of aridity and wind strength in southwestern Africa: inferences from grain-size distributions of sediments on Walvis Ridge, SE Atlantic. *Mar Geol*, 2002, 180: 221—233[DOI]

- 26 Prins M A, Bouwer L M, Beets C J, et al. Ocean circulation and iceberg discharge in the glacial North Atlantic: inferences from unmixing of sediment distributions. *Geology*, 2002, 30: 555—558
- 27 万世明, 蒋恒毅, 李安春. 海洋沉积物中石英单矿物的化学分离. *海洋地质与第四纪地质*, 2003, 23(3): 123—128
- 28 Rea D K, Janecek T R. 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. *Init Repts, DSDP*, 1981, 62: 653—659
- 29 万世明. 近 2 千万年以来东亚季风演化在南海的沉积矿物学记录. 博士学位论文. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2006. 80—84
- 30 Haq B U, Hardenbol J, Vail P R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 1987, 235: 1156—1167[DOI]
- 31 Clift P, Lee J I, Clark M K, et al. Erosional response of South China to arc rifting and monsoonal strengthening; a record from the South China Sea. *Mar Geol*, 2002, 184: 207—226[DOI]
- 32 Li X H, Wei G, Shao L, et al. Geochemical and Nd isotopic variations in sediments of the South China Sea: a response to Cenozoic tectonism in SE Asia. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 211: 207—220[DOI]
- 33 Duce R, Liss P, Merrill J, et al. The atmospherical input of trace species to the world ocean. *Glob Biogeochem Cycle*, 1991, 5: 193—259
- 34 Boulay S, Colin C, Trentesaux A, et al. Sediment sources and East Asian monsoon intensity over the last 450 ky. Mineralogical and geochemical investigations on South China Sea sediments. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 2005, 228: 260—277[DOI]
- 35 Taylor B, Hayes D E. Origin and history of the South China Sea Basin. In: Hayes D E, ed. *The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian Seas and Islands*. Am Geophys Union, Washington DC, 1983, 2: 23—56
- 36 Lee T Y, Lawver L A. Cenozoic plate reconstruction of the South China Sea region. *Tectonophysics*, 1994, 235: 149—180 [DOI]
- 37 Clift P D. Controls on the erosion of Cenozoic Asia and the flux of clastic sediment to the ocean. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 241: 571—580 [DOI]
- 38 邵磊, 李献华, 汪品先, 等. 南海渐新世以来构造演化的沉积记录-ODP1148 站深海沉积物中的证据. *地球科学进展*, 2004, 19(4): 539—544
- 39 Liu Z F, Trentesaux A, Clemens S C, et al. Clay mineral assemblages in the northern South China Sea: implications for East Asian monsoon evolution over the past 2 million years. *Mar Geol*, 2003, 201: 133—146[DOI]
- 40 Wang L, Sarnthein M, Erlenkeuser H, et al. East Asian monsoon climate during the late Pleistocene: high-resolution sediment records from the South China Sea. *Mar Geol*, 1999, 156: 245—284[DOI]
- 41 李安春. 中国东部海域上空矿物气溶胶通量和组成研究. 博士学位论文. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 1997. 46—70
- 42 Thiry M. Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits an outlook from the continental origin. *Earth-Sci Rev*, 2000, 49: 201—221[DOI]
- 43 Clemens S C, Prell W L. A 350000 year summer-monsoon multi-proxy stack from the Owen Ridge, Northern Arabian Sea. *Mar Geol*, 2003, 3366: 10—17
- 44 Li Q Y, Jian Z M, Su X. Late Oligocene rapid transformations in the South China Sea. *Mar Micropaleontol*, 2005, 54: 5—25[DOI]
- 45 Clift P D, Layne G D, Blusztajn J. The erosional record of Tibetan uplift in the East Asian marginal seas. In: Clift P D, Wang P, Hayes D, et al, eds. *Continent-Ocean Interactions in the East Asian Marginal Seas*. American Geophysical Union, Monograph 149, 2004. 255—282
- 46 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, 15: 215—224[DOI]
- 47 Pettke T, Halliday A N, Hall C M, et al. Dust production and deposition in Asia and the north Pacific Ocean over the past 12 Myr. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 178: 397—413 [DOI]
- 48 Huang C, Yuan P B, Tsao S. Temporal and spatial records of active arc-continent collision in Taiwan: a synthesis. *Geol Soc Am Bull*, 2006, 118: 274—288
- 49 Zhang P, Molnar P, Downs W R. Increased sedimentation rates and grain sizes 2–4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature*, 2001, 410: 891—897
- 50 Wan S M, Li A C, Clift P D, et al. Development of the East Asian summer monsoon: Evidence from the sediment record in the South China Sea since 8.5 Ma. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 2006, 241: 139—159 [DOI]
- 51 Kroon D, Steens T, Troelstra S R. Onset of monsoonal related upwelling in the western Arabian Sea as revealed by planktonic foraminifers. In: Prell W L, Niitsuma N, et al, eds. *Proc ODP, Sci Res*, 1991, 117: 257—263
- 52 Prell W L, Murray D W, Clemens S C, et al. Evolution and variability of the Indian Ocean summer monsoon: evidence from the western Arabian Sea drilling program. In: Duncan R A, et al, eds. *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean*, Geophysical Monograph. American Geophysical Union, Washington DC, 1992, 70: 447—469
- 53 Quade J, Cerling T E, Bowman J R. Development of the Asian monsoon revealed by marked ecologic shift in the latest Miocene of northern Pakistan. *Nature*, 1989, 342: 163—166 [DOI]
- 54 吕连清, 方小敏, Mason J A, 等. 8.1 Ma 以来朝那黄土-红黏土剖面粒度揭示的冬季风与北半球高纬气候的耦合演化. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2001, 31(增刊): 149—154
- 55 方小敏, 奚晓霞, 李吉均, 等. 中国西部晚中新世气候变干事件的发现及其意义. *科学通报*, 1997, 42(23): 2521—2524
- 56 马玉贞, 李吉均, 方小敏. 临夏地区 30.6–5.0 Ma 红层孢粉植物群与气候演化记录. *科学通报*, 1998, 43(3): 301—304
- 57 王健力, 方小敏, 李吉均. 青藏高原东北部 15 Ma 以来的风沙沉积. *科学通报*, 1999, 44(12): 1326—1331
- 58 Jian Z M, Wang P X, Chen M P, et al. Foraminiferal responses to major Pleistocene paleoceanographic changes in the southern South China Sea. *Paleoceanography*, 2000, 15(2): 229—243 [DOI]
- 59 Mercer J L, Zhao M. Alkenone stratigraphy of the northern South China Sea for the past 35 M.Y., Sites 1147 and 1148, ODP Leg 184. In: Prell W L, Wang P, et al, eds. *Proc ODP, Sci Res*, 2004, 184, 1—17 [Online]. Available from World Wide Web: [http://www-odp.tamu.edu/publications/184\\_SR/VOLUME/CHAPTERS/208.PDF](http://www-odp.tamu.edu/publications/184_SR/VOLUME/CHAPTERS/208.PDF)
- 60 Ruddiman W F, Kutzbach J E. Forcing of late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and the American West. *J Geophys Res*, 1989, 94: 18409—18427
- 61 Wang P X, Clemens S, Beaufort L, et al. Evolution and variability of the Asian monsoon system: state of the art and outstanding issues. *Quat Sci Rev*, 2005, 24: 595—629 [DOI]
- 62 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: 地球科学*, 1998, 28(6): 481—490
- 63 Cheng X R, Zhao Q H, Wang J, et al. Data report: Stable Isotopes from Sites 1147 and 1148. In: Prell W L, et al, eds. *Proc ODP, Sci Res*, 2004, 184: 1—12 [Online]. Available from World Wide Web: [http://www-odp.tamu.edu/publications/184\\_SR/VOLUME/CHAPTERS/223.PDF](http://www-odp.tamu.edu/publications/184_SR/VOLUME/CHAPTERS/223.PDF)