

12~1.6 Ma BP 南海南部深海沉积物孢粉记录及其对全球变化的响应

罗运利 孙湘君

(中国科学院植物研究所, 北京 100093; 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092. E-mail: lyl@ibcas.ac.cn)

摘要 通过南海南部ODP1143孔512~76 m层段深海沉积物的孢粉数量统计, 讨论了南海南部周边岛屿及大陆架上12~1.6 Ma BP时段孢粉组合和植被演替序列。研究表明, 8.15 Ma前, 各类型孢粉沉积率很低; 8.15 Ma后, 孢粉沉积率急剧升高。一方面, 是由于此时南海南部周边地区发生构造运动, 岛屿急剧上升, 导致了沉积物和孢粉沉积率升高; 另一方面, 在构造运动变化的大背景下, 孢粉沉积率的升高也与此时期气候变冷, 季风增强有关。2.63 Ma BP是另一个明显的界限, 在这之后, 花粉及蕨类孢子沉积率均明显增加, 主要与此时全球气候变冷有关。孢粉沉积率变化的频谱分析表明, 12~3.0 Ma BP时段发现了2, 0.67和0.19~0.17 Ma的准周期; 3.0~1.6 Ma BP时段存在0.1 Ma和46.9 ka的地球轨道周期。

关键词 孢粉 植被演化 南海 大洋钻探(ODP) 季风

研究表明, 以西太平洋暖池为中心的热带海区, 在全球气候变迁中起着关键作用^[1~8]。南海是西太平洋最大的边缘海之一, 作为一个半封闭的海盆, 具有连续的较高的沉积速率, 可以放大环境变化的信息, 有利于进行古气候环境研究^[9,10]。海洋孢粉以其高分辨率、精确测年以及长的时间序列等特点, 为研究陆地植被对气候变化的响应提供了良好的材料^[11~14]。南海南部1143深海柱状样系1999年春大洋钻探(ODP)第184航次所采集, 其地点位于“西太平洋暖池”的西部^[15]。1143深海沉积物, 连续性好, 拥有准确的年代标尺等资料, 是我国深海孢粉学研究前所未有的。本文旨在通过1143站12~1.6 Ma BP以来孢粉组合序列的变化, 揭示东亚古季风的演变历史, 着重对一些重要事件进行分析: 如中新世晚期(距今约8 Ma), 印度洋夏季风增强; 距今约2.5 Ma, 东亚冬季风的增强等事件进行讨论, 研究这些事件在1143站位孢粉记录中的反映。

1 材料和方法

ODP1143站(9°22'N, 113°17'E)位于南沙海区的西北部(图1), 深海柱状样采于水深2772 m的大陆坡, 为连续完整、未受扰动的深海沉积(沉积速率见表1)主要为橄榄色、绿色、浅灰绿色和绿灰色的富含超微化石的黏土。



图1 1143站地理位置示意图

本次研究分析了1143孔76~512 m层段深海沉积物孢粉样品共380个。其中76~190 m层段的年龄根据底栖有孔虫氧同位素建立^[10], 190 m以下由于缺乏同位素年龄控制, 因此暂时采用了微体古生物化石的年龄数据做参考(见表1)^[15]。利用这些数据, 进行线性内插, 获得各个层位的年龄数据。76 m年龄为~1.58 Ma, 512 m处年龄为~11.96 Ma。76~135 m(1.58~3.03 Ma BP)共分析了210个样品(28 cm/样), 时间分辨率约为7 ka/样; 135~512 m(3.03~11.96 Ma BP)

表 1 微体古生物化石年龄数据 [15]a)

代码	事件	深度(cd)/m	年龄/Ma	沉积速率/mm·ka ⁻¹
CN	FO <i>C. acutus</i> *	210.62	5.34	
CN	LO <i>D. quinqueramus</i>	220.64	5.54	
CN	LO <i>A. amplificus</i>	242.5	5.9	63.1
PF	FO <i>G. margaritae</i>	274.12	6.4	
CN	FO <i>A. amplificus</i>	294.04	6.76	
CN	FO <i>A. primus</i> *	342.57	7.39	
CN	FO <i>D. berggrenii</i> *	417.32	8.2	71.5
PF	FO <i>G. plesiotumida</i>	427.73	8.58	
PF	FO <i>G. exrtemus</i>	427.73	8.58	
PF	LO <i>G. mayei</i>	475.32	10.49	

a) CN-钙质超微化石, PF-浮游有孔虫; * 用于计算沉积速率的事件; 生物地层事件的初现和未现深度采用相邻两个样品之间的中间深度; cd 指的是合成深度, 下同

共分析 170 个样品(2.2 m/样), 约 52.5 ka/样。

孢粉样品处理在同济大学海洋地质国家重点实验室进行, 每个样品用量为 6~26 mL 沉积物。先用盐酸溶液去掉沉积物中的钙质, 再用氢氟酸去硅质, 最后用 7 μm 的尼龙筛在超声波中过滤, 去掉杂质, 可以得到干净富集的孢子花粉。为了计算孢粉浓度, 样品处理前加入一片石松孢子片剂。样品统计标准为每个样品陆生植物花粉 200 粒以上, 花粉含量少的样品外加石松孢子数在 1000 粒以上, 力求得到更加真实的实验统计结果。以石松孢子数量为参照, 可以得到每个样品各个花粉类型的沉积率(单位时间、单位面积上沉积的花粉粒数)。每个孢子和花粉类型的百分含量是以陆生种子植物花粉总数为基数求得的。

2 样品源区及其现代植被情况

1143 站位于婆罗洲(旧称加里曼丹岛)以北, 其西南部为著名的巽他陆架。孙湘君等人 [16,17] 的研究表明, 南海南部深海表层沉积物花粉主要源于巽他陆架南部岛屿。

巽他陆架周围岛屿如婆罗洲、苏门答腊、爪哇等地主要覆盖着热带雨林植被 [18~22]。热带低地雨林是婆罗洲的主要植被类型。海拔 1200 m 以下为低地雨林, 以龙脑香科(Dipterocarpaceae)为主, 并包括多种热带成分, 如无患子科(Sapindaceae)、桑科(Moraceae)、楝科(Meliaceae)、茜草科(Rubiaceae)、芸香科(Rutaceae)等; 海拔 1200~1500 m 之间, 植被主要为热带低山雨林, 以栲属(*Castanopsis*)、栎属(*Quercus*)、茶科(Theaceae)、桃金娘科(Myrtaceae)及杜英科(Elaeocarpaceae)等为主; 热带亚高山雨林位于海拔 1500~3000 或 3350 m 的地带, 由罗汉松属

(*Podocarpus*)及陆均松属(*Dacrydium*)构成; 当海拔超过 3000 或 3350 m 时, 热带高山森林开始出现, 植被以叶枝杉(*Phyllacladus*)、鸡毛松属(*Dacrycarpus*)及杨梅属(*Myrica*)、杜鹃花属(*Rhododendron*)的一些成分为主; 红树林主要分布在婆罗洲的东南岸, 其中以木榄属(*Bruguiera*)、海榄雌属(*Avicennia*)、红树属(*Rhizophora*)、海桑属(*Sonneratia*)等最为常见。

3 结果与分析

共鉴定统计 88 类孢粉类型, 依据生态类型, 将松属(*Pinus*)以外的花粉类型划分为几个组:

高山雨林, 主要类型为罗汉松属(*Podocarpus*)、鸡毛松属(*Dacrycarpus*) 和陆均松属(*Dacrydium*), 反映了较为凉湿的生境。

热带低山雨林, 主要类型为栎(*Quercus*)、栲(*Castanopsis*)等。

热带低地雨林, 主要类型为野桐/血桐(*Mallotus/Macaranga*)等属及大戟科(Euphorbiaceae)、棕榈科(Palmae)、木犀科(Oleaceae)、野牡丹科(Melastomataceae)、楝科(Meliaceae)、桑科(Moraceae)等反映了热湿生境。

红树林, 主要类型为红树属(*Rhizophora*)、海桑属(*Sonneratia*)等。

温带类型, 主要类型为桤木属(*Alnus*)、桦木属(*Betula*)、柳属(*Salix*)等。

草本植物花粉, 主要类型为莎草科(Cyperaceae)、禾本科(Gramineae)等。

蕨类植物孢子丰富, 含大量的光叶蕨属(*Stenochlaena*)、凤尾蕨科(Pteridaceae)、里白科(Gleicheniaceae)、水龙骨(*Polypodium*)、石韦属(*Pyrrosia*)、骨

碎补科(Davaliaceae)的孢子。

根据各生态类型孢粉沉积率随钻孔深度变化情况(图2), 可把孢粉图谱分为4带(某些层段部分样品所含的花粉数量太少, 但各类型孢粉的百分含量变化仍可大致反映研究地点周边岛屿上的植被状况, 见图3; 需要指出的是, 孢粉带P1, 413~512 m, 8.15~11.96 Ma BP时段沉积物成岩作用明显, 沉积物中花粉含量很少, 如图3所显示, 统计的花粉大多少于50粒, 这一带的花粉百分含量变动很大, 仅作参考):

P1带 512~413 m, 11.96~8.15 Ma BP: 本带孢粉沉积率很低. 孢粉总平均沉积率为 48 粒·cm⁻²·ka⁻¹ (下同). 在孢粉组合上, 本带松属花粉占优势, 为 52.1%, 其次是热带低地雨林占 16.5%, 高山雨林占

6.7%, 低山雨林为 5.6%, 温带植被为 8.1%, 蕨类植物孢子含量较高, 与花粉的比值为 107.9%. 本带未见红树林花粉. 其他类型花粉百分含量很低.

P2带 413~171 m, 8.15~4.29 Ma BP: 与P1带相比, 本带花粉沉积率急剧升高. 花粉总平均沉积率为 1648 粒·cm⁻²·ka⁻¹, 相当于P1带花粉的35倍.

从各类型花粉的百分含量看, 本带松属花粉仍然占有优势, 占 47.1%, 但与P1带相比, 略有下降; 热带低地雨林(仅为 6.5%)大大降低; 山地雨林花粉含量升高, 其中高山雨林为 10.2%, 低山雨林为 12.0%; 而值得一提的是, 本带温带植被的花粉含量大大升高, 达到 18.8%, 而蕨类孢子与花粉的比值则大大降低, 为 62.6%. 其他类型花粉百分含量很低. 未见红树林花粉.

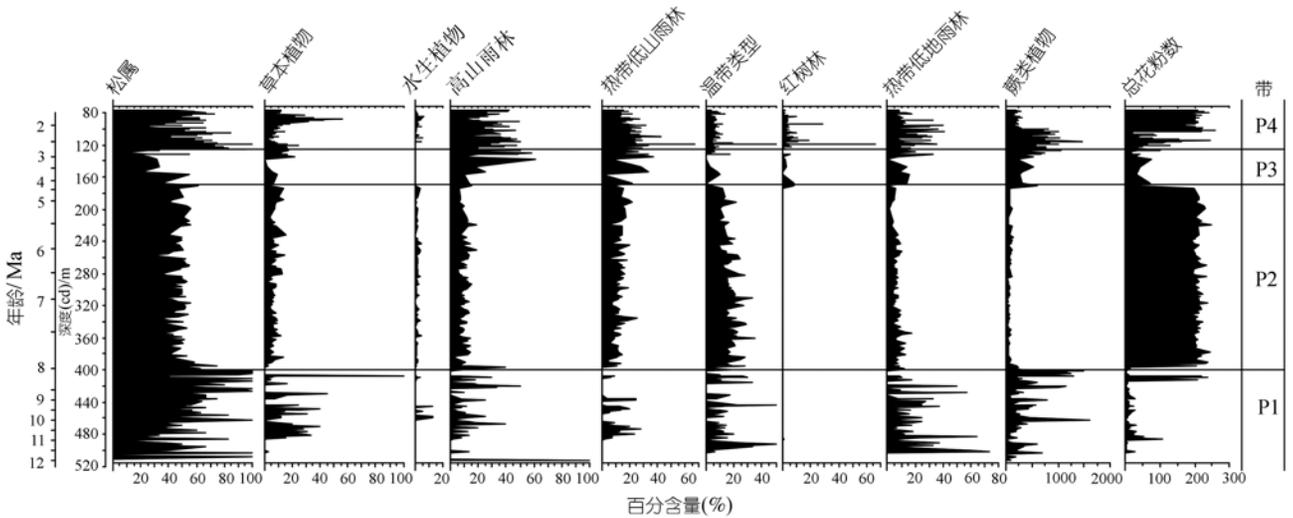


图2 1143 站位孢粉沉积率变化谱

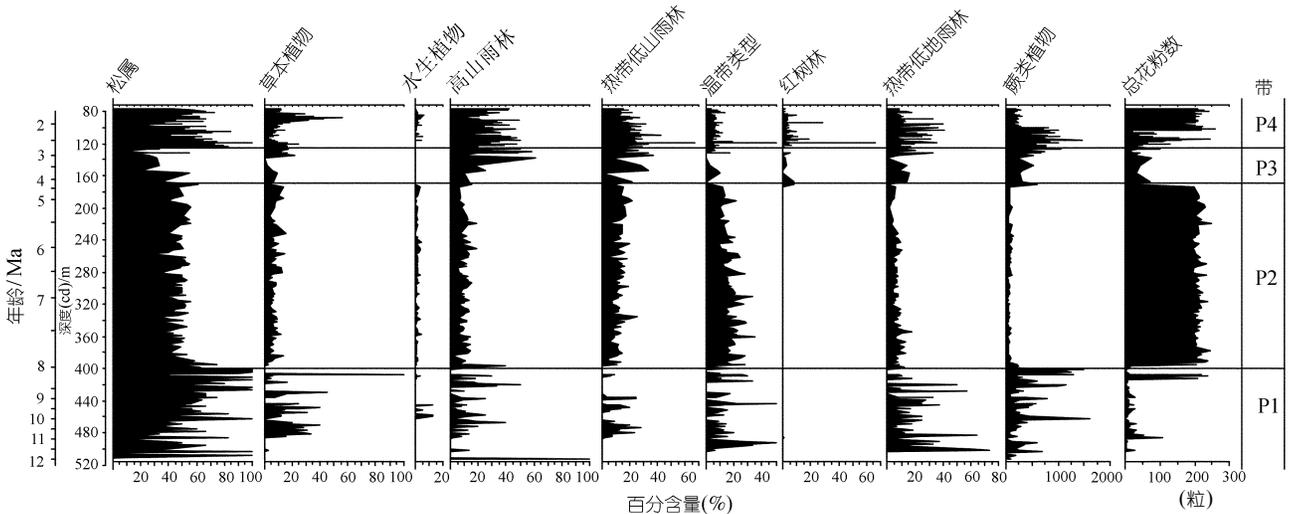


图3 1143 站位孢粉百分含量变化谱

P3 带 171 ~ 122 m, 4.29 ~ 2.63 Ma BP: 本带花粉沉积率明显降低. 花粉总平均沉积率为 85 粒·cm⁻²·ka⁻¹.

本带松属花粉仍然占优势, 为 46%; 与 P2 带相比, 热带低地植被略有上升, 为 8.0%; 山地雨林花粉变化不大, 高山雨林占 10.2%, 低山雨林为 13.4%; 温带植被花粉含量急剧下降, 仅占 2.1%; 蕨类孢子含量大大升高, 与花粉的比值为 329.4%. 其他类型花粉百分含量很低. 出现少量红树林花粉, 占 0.8%.

P4 带 122 ~ 76 m, 2.63 ~ 1.58 Ma BP: 本带花粉沉积率较高. 花粉总平均沉积率为 194 粒·cm⁻²·ka⁻¹.

本带最明显的特征是花粉沉积率呈现明显的高峰和低谷波动. 据与氧同位素曲线的详细对比, 可以发现花粉沉积率高峰对应氧同位素重值期(冰期), 花粉沉积率低谷对应氧同位素轻值期(间冰期).

在花粉的百分含量中, 松属花粉含量下降, 占 39.7%; 山地雨林花粉含量升高, 高山雨林占 24.7%, 低山雨林为 13.4%, 热带低地植被仅为 10.1%, 蕨类孢子含量高, 与花粉的比值为 336.1%. 其他类型花粉百分含量很低. 少量红树林花粉(1.3%).

4 讨论

孙湘君等人 [16,17] 依据南海表层沉积物中的孢粉分布, 分析了该地区孢粉的源区及其传播途径和传播机制, 结果表明, 南海南部海域表层沉积物的孢粉总浓度与北部海域相比要低得多, 仅为北部海域的 1/10. 南海南部海域表层沉积物, 几乎所有的孢粉类型都是在南部高, 向北、向深海处递减, 在南海中心的深海盆地内几乎见不到孢粉. 这种孢粉分布格局说明南海南部海域的孢粉可能是以河流为动力传播的. 南部的岛屿, 虽然注入南海的河流比较短小, 但由于岛屿强烈上升, 河流湍急, 可携带大量陆源碎屑及孢粉进入南海南部, 随着水动力的减弱, 孢粉与碎屑物一起沉降, 数量则随着离岸距离的增加而递减. 从孢粉成分看, 南部海域出现大量热带亚热带植物花粉, 说明这里的孢粉主要来自于南海南部周围的岛屿 [16,17]. 由于缺乏更多的研究资料, 根据目前的研究, 暂时只能认为 1143 孔的孢粉主要是来源于巽他陆架及南部的加里曼丹等岛屿, 当然并不能完全排除来自于中南半岛和中国南部大陆的孢粉.

根据南海表层沉积物中的孢粉分布格局的研究, 结合本孔孢粉谱变化, 可以发现一些值得关注的问题.

从整个钻孔的孢粉百分含量的变化上, 很难看出植被组成的明显变化, 这可能是由于研究地点处于热带低纬度地区, 构造变化和气候变化对植被的影响可能不是很显著, 而无论是构造运动还是气候变化造成的海平面的变化, 对孢粉沉积率的影响很大, 所以文中孢粉带的划分主要是依据孢粉沉积率的变化, 而在讨论问题上也主要是依据孢粉沉积率的变化, 孢粉百分含量仅做参考.

() 从图 2~4 上可以看出, 8.15 Ma BP 是个非常明显的界线. 在此之前的 P1 带, 各类型花粉沉积率都非常低, 这与现代南海表层沉积物中的花粉分布格局相近, 南海南部海域表层沉积物孢粉浓度很低. 在南海中心的深海盆地几乎见不到孢粉. 而从 8.15 Ma BP 开始到 4.29 Ma BP(P2 带), 各类型孢粉沉积率大大增加, 其中尤以山地雨林和温带植物增加更为明显, 如温带植物花粉增加近 60 倍, 高山雨林增加近 53 倍, 低山雨林增加 73 倍; 而热带低地雨林和蕨类孢子增加较少.

孢粉沉积率从 8.15 Ma BP 后急剧上升, 其中原因何在? 对比孢粉沉积率与该站位沉积率(图 4)发现, 此时非碳酸盐沉积(主要为陆源碎屑物)堆积率很高. 汪品先等人 [2,23,24] 对比了 ODP1143 站(南海南部)10 Ma BP 以来碳酸盐和非碳酸盐(主要是陆源碎屑物)的

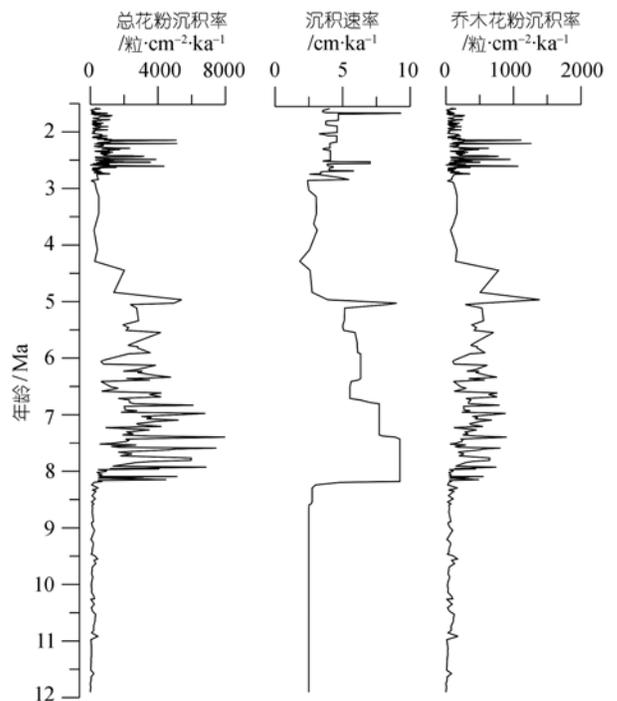


图 4 1143 站位孢粉沉积率与沉积物堆积速率对比图

堆积速率的, 结果表明: 1143 站位在 5~6 Ma BP 之前非碳酸盐沉积(主要为陆源碎屑物)堆积速率很高, 进入上新世以后显著下降, 到第四纪也无明显回升, 可能与晚中新世婆罗洲北部强烈上升有关. 1143 站位 8.15~4.29 Ma BP 时段孢粉沉积率大大升高的一个重要原因可能是此时南海南部发生构造运动, 岛屿强烈上升, 河流湍急, 可携带大量陆源碎屑及孢粉进入沉积地点.

() 从图 4 上可以看出, 尽管 8.15~4.29 Ma BP 时段孢粉沉积率很高, 但是并不稳定, 而是呈现周期性的峰值和低谷.

构造运动可能是 1143 站位从 8.15 Ma BP 之后孢粉沉积率上升的一个重要原因, 但是构造运动显然不能解释 8.15~4.29 Ma BP 时段孢粉周期性呈现峰值和低谷. 可以认为, 在构造运动的大背景下, 8.15~4.29 Ma BP 时段孢粉沉积率的变化, 还叠加了气候变化的影响.

根据表层沉积物孢粉分布格局的研究, 海洋沉积物孢粉数量随着离岸距离的增加而递减. 由此可以推论, 8.15 Ma BP 以后, 1143 站位的孢粉沉积率急剧增加, 除了构造运动的影响外, 还可能表明此时沉积地点离孢粉源区的距离缩减, 这可能表明此时南海南部的巽他陆架在此时开始大面积出露, 从而导致到达沉积地点的孢粉数量大大增加. 值得一提的是, 此时各种类型孢粉沉积率大大增加, 特别是山地雨林(高山雨林和低山雨林)和温带植物的花粉沉积率增加最大, 其增加的幅度甚至远远超过热带低地雨林花粉增加的幅度.

如果说热带低地雨林花粉沉积率增加是由于出露的大陆架上生长了大量的热带亚热带植被的缘故, 那么高山雨林和低山雨林花粉沉积率的增加很可能与其生长高度范围下降有关. 也就是说, 此时高山雨林和低山雨林生长的高度线下降, 而这意味着此时气温降低, 气候变冷. 从 8.15 Ma BP 开始, 喜湿热的热带低地植被花粉和蕨类植物孢子的百分含量都明显下降, 而温带植被的百分含量上升, 这也从另一个侧面提供了气候变冷的证据.

综上所述, 可以认为 8.15 Ma BP 前后孢粉沉积率的变化表明此时气候变冷, 海平面下降, 南海南部巽他陆架大面积出露, 出露的大陆架上生长了大量的热带低地植被, 而同时高山雨林和低山雨林生长的界限也大大下移.

关于 8 Ma BP 前后气候变化, 其他相关的研究也提供了大量的证据. 黄土高原的研究推断出 7~8 Ma BP 开始有较大规模的风尘堆积, 反映亚洲内陆在晚中新世已经变成干旱荒漠, 并认为与青藏高原在这一时期的隆升以及东亚季风加强有密切关系 [25~28]. 南北太平洋粉尘沉积通量在 8~7.7 Ma BP 增高, 表明亚洲和南美洲干旱进一步发展, 也被解释为与青藏高原大幅度快速隆升有关 [29]. 酒西盆地的沉积与高原隆升响应关系揭示出青藏高原在 8.26~4.96 Ma BP 时段为持续逐步较快速隆升时期 [30]. 孢粉资料显示, 酒西盆地在 8.5~6.0 Ma BP, 临夏盆地在 8.6~8.4 和 6.9~6.6 Ma BP 时段是草本植物大发展的时期, 说明气候干旱, 东亚季风加强 [31,32]. 巴基斯坦, 南北美洲和非洲的研究说明, 草原和 C₄ 植物在早-中中新世就已经出现, 反映气候干旱的草原植物占优势发生在 8~4 Ma BP 期间 [33,34].

在南海中 *Neoglobobadrina dutrrtrei* 的百分比的增加能够反映季风的变化 [35]. 南海北部 1146 站位在 7.6 Ma BP 前后该种突然增加, 到 3.2~2.0 Ma BP 时进一步增多, 反映了季风强化的过程. 1143 站位在 8 Ma BP 前后多孔虫类 (*Pyloniid*) 放射虫增多, 也表明夏季风的强化 [35]. 联系到印度洋夏季风在中中新世晚期 8 Ma BP 时的显著强化 [36,37], 和大体上同一时期黄土高原红黏土风尘沉积的开始 [38], 1143 站位孢粉研究的成果也反映 8 Ma BP 前后亚洲季风系统的加强.

() 从 4.29 Ma BP 开始 (P3 带), 各类型孢粉沉积率大幅度降低. 这可能表明此时气候变暖, 海平面上升, 导致原来出露的大陆架被淹没, 沉积地点离孢粉源区的距离增加, 因而到达沉积地点的孢粉数量大大减少.

这一时段孢粉沉积率过低, 所以很难从孢粉百分含量的变化来揭示植被组成的变化, 这可能是由于研究地点处于热带低纬度地区, 气候变化对植被组成的影响不是很显著所致.

从 2.63 Ma BP (P4 带) 开始, 各类型孢粉沉积率大幅度升高. 孢粉沉积率变化曲线可以同一站位底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 变化曲线进行详细对比 [10].

如果说此前 8.15~4.29 Ma BP 时段孢粉沉积率升高既有构造运动的原因, 又有气候变化的原因, 那么 2.63 Ma BP (122 m) 后, 各类型孢粉沉积率升高的原因又是什么呢?

对比 1143 站(南海南部)和 ODP1146 站(南海北部)

两个站位 10 Ma BP 以来碳酸盐和非碳酸盐(主要是陆源碎屑物)的堆积速率的结果表明 [2]：北部在 3.3 Ma BP 以后的陆源碎屑物供应增多，应该与大陆上的隆升作用和风化作用增强有关；而 1143 站位非碳酸盐沉积(主要为陆源碎屑物)进入上新世以后显著下降，到第四纪也无明显回升；位于南沙海区的 1143 站对大陆上高原隆升的反映并不显著。大陆上高原隆升并不是导致孢粉沉积率在 2.6 Ma BP 时开始增高的原因。

2.6 Ma BP 以后，各类型孢粉沉积率变化可以进一步划分为多个亚带，并可以与深海氧同位素分期相对应：孢粉沉积率高值对应于氧同位素偶数期(即冰期)，沉积率低值与氧同位素奇数期(即间冰期)。关于 1143 站 2.6 Ma BP 以后孢粉所反应的气候变化在另外的文章 [39] 中已有讨论，在此不再重复。

值得注意的是，尽管孢粉沉积率有了显著变化，但是分析整个孢粉组合中各类型花粉的百分含量，似乎看不出来 2.6 Ma BP 植被组成有明显的变化，只有温带植被百分含量略有上升(从 2.1% 上升到 3.2%)。这说明，2.6 Ma BP 前后尽管气候发生了明显的变化，但却没有影响南海南部周边地区的植被组成。

() 考虑到 12~3.0 Ma BP 时段和 3.0~1.58 Ma BP 时段孢粉样品的时间分辨率差别很大，因此利用频谱分析技术 [40] 分别计算了这两个时段高山雨林花粉类型、松属花粉类型和低山雨林的沉积率的变化周期。结果表明，在 3.0~2.0 Ma BP 存在明显的 105 ka(0.1 Ma) 周期，可以和 0.1 Ma 的地球轨道偏心率周期相对应，并且存在较为明显的 46.9 ka 周期，可以和 41 ka 的地球倾斜度周期相对应 [39]。此外似乎存在 287 ka 周期，其原因尚不清楚。而在 3.0~12 Ma BP 时段存在 2, 0.67 和 0.19~0.17 Ma 的准周期(图 5)。由于 5.0~12 Ma BP 时段年龄还只是依靠微体古生物化石的年龄，可能还存在不确定性，所以关于这一时段的孢粉沉积率变化所具有的周期还只是一个初步的粗略计算，有待于今后进一步的工作。

孢粉沉积率的变化周期，应该只是反映了气候变化引起的海平面波动的周期，而 12~1.6 Ma BP 时段，南海南部周边岛屿上植被组成成分，并没有明显的变化，这从孢粉百分含量图谱上也有反映。

5 结论

综上所述，可以初步得出以下结论：

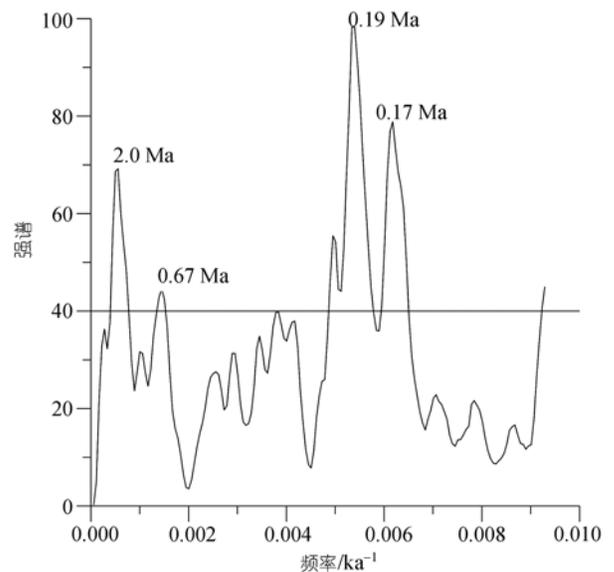


图 5 12~3 Ma 时段松属花粉沉积率变化的周期

() 南海 1143 站位 512~76 m 层段深海沉积物包括了 11.96~1.56 Ma BP 时段，根据孢粉分析可以划分出 4 个孢粉组合明显变化的时段：11.86~8.15, 8.15~4.29, 4.29~2.63 和 2.63~1.56 Ma BP。

() 8.15 Ma BP 是一个明显的孢粉谱变化界限。此前，各类型孢粉沉积率很低；此后，孢粉沉积率急剧升高。一方面，可能与此时南海南部周边地区发生构造运动，岛屿急剧上升有关；另一方面，也与此时气候变冷，季风增强有关。

() 2.63 Ma BP 是另一个明显的孢粉谱变化界限，花粉类型及蕨类孢子沉积率在 2.6~1.6 Ma BP 均明显增加，主要与此时全球气候变冷有关。此时北半球冰盖形成，海平面下降，季风显著增强。

() 孢粉沉积率变化的频谱分析表明，3.0~1.6 Ma BP 时段存在 0.1 Ma 和 46.9 ka 的地球轨道周期。而在 3.0~12 Ma BP 时段则发现了 2, 0.67 和 0.19~0.17 Ma 的准周期。这反映了由于气候变化造成的海平面波动对孢粉沉积率的影响。

致谢 本项研究所用的样品资料由大洋钻探项目(ODP)提供，实验分析由同济大学完成，孢粉统计工作在中国科学院植物研究所完成。

参 考 文 献

- 1 Zahn R. Fast flickers in the tropics. *Nature*, 1994, 372: 621—622[DOI]
- 2 汪品先, 翦知湔, 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

- 3 汪品先, 赵泉鸿, 翦知潜, 等. 南海三千万年的深海记录. 科学通报, 2003, 48(21): 2206—2215
- 4 Shackleton N J. The 100000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. Science, 2000, 289: 1897—1902[DOI]
- 5 Kerr R A. The tropics return to the climate system. Science, 2001, 292: 660—661[DOI]
- 6 Webster P J. The role of hydrological processes in ocean—atmosphere interactions. Rev Geophys, 1994, 32: 427—436[DOI]
- 7 汪品先, 田军, 成鑫荣. 第四纪冰期转型在南沙深海的记录. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 31(10): 793—799
- 8 汪品先, 田军, 成鑫荣, 等. 探索大洋碳储库的演变周期. 科学通报, 2003, 48(21): 2216—2227
- 9 汪品先. 我国海洋第四纪研究与环境演变中的海陆相互作用. 第四纪研究, 2001, 21(3): 218—222
- 10 Tian J, Wang P X, Cheng X R, et al. Astronomically tuned Pliocene benthic ^{18}O record from South China Sea and Atlantic—Pacific comparison. Earth Planet Sci Lett, 2002, 203: 1015—1029[DOI]
- 11 Heusser C J, Heusser L E. Long continental pollen sequence from Washington State (USA): Correlation of upper levels with marine pollen-oxygen isotope stratigraphy through substage 5e. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 1990, 79: 63—71[DOI]
- 12 Heusser L E, Van de Geer G. Direct correlation of terrestrial and marine Palaeoclimatic records from four glacial-interglacial cycles-DSDP Site Southwest Pacific. Quat Sci Rev, 1994, 13: 273—282[DOI]
- 13 Heusser L E, Lyle M, Mix A. Vegetation and climate of the north-west coast of North America during the last 500 kyr: High resolution pollen evidence from the northern California margin. In: Lyle M, Koizumi I, Richte C, et al, eds. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. College Station: Ocean Drilling Program, 2000. 167: 217—226
- 14 Hooghiemstra H, Agwu C. Changes in the vegetation and trade winds in equatorial Northwest Africa 140000—700000 year BP as deduced from two marine pollen records. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 1999, 147: 241—256
- 15 Wang P X, Prell W L, Blum P, et al. Proceedings of Ocean Drilling Program Initial Reports, 184. College Station: Ocean Drilling Program, 2000. 1—77
- 16 孙湘君, 李逊. 南海现在花粉传播动力与途径在南海海域的差异. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1997, 41(6): 494—498
- 17 Sun X J, Li X, Beug H. Pollen distribution in hemi pelagic surface sediments of the South China Sea and its relation to modern vegetation distribution. Mar Geol, 1999, 156: 221—226
- 18 Sun X J, Li X, Luo Y L. Vegetation and climate on the Sunda Shelf of the South China Sea during the Last Glaciation-pollen results from station 17962. Acta Bot Sin, 2002, 44(6): 746—752
- 19 李逊, 孙湘君. 南海南部末次冰期以来的孢粉记录及其气候意义. 第四纪研究, 1999, (6): 526—535
- 20 Whitmore T C. Tropical rain forests of the Far East. Oxford: Clarendon Press, 1975. 155—253
- 21 Kitayama K. An altitudinal transect study of the vegetation on Mount Kinabalu. Vegetation, 1992, 102: 149—171
- 22 Whitmore T C. Tropical Rain Forests. Oxford: Clarendon Press, 1990. 1—226
- 23 Wang P X, Prell W, Blum P, et al. Proceedings of Ocean Drilling Program, Initial Reports, volume 184. College Station: Ocean Drilling Program, 2000. 77
- 24 Sarnthein M, Pflaumamm U, Wang P X, et al. Preliminary Report on SONNE-95 Cruise “Monitor Monsoon” to the South China Sea. Reports Feol—Palaont Inst Univ Kiel, 1994. 68—225
- 25 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—566
- 26 孙有斌, 安芷生. 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. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 31(9): 769—776
- 27 An Z S, Kutzbach J E, Prell S C. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya—Tibetan plateau since late Miocene times. Nature, 2002, 411: 62—66
- 28 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]
- 29 Rea D K, Snoeckx H, Joseph L H. Late Cenozoic aeolian deposition in the North Pacific: Asian drying, Tibetan uplift, and cooling of the Northern Hemisphere. Paleoceanography, 1998, 13(3): 215—224[DOI]
- 30 宋春晖, 方小敏, 李吉均, 等. 青藏高原北缘酒西盆地 13 Ma 以来沉积演化与构造隆升. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 31(增刊): 155—162
- 31 马玉贞, 方小敏, 李吉均, 等. 酒西盆地晚第三纪—第四纪早期植被与气候变化. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34(2): 107—116
- 32 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
- 33 Quade J, Carter J M L, Ojha T P, et al. Late Miocene environmental change in Nepal and the northern Indian subcontinent: Stable isotopic evidence from paleosols. Geol Soc Ann Bull, 1995, 107: 1381—1397[DOI]
- 34 Quade J, Cerling T E, Browman 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]
- 35 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]
- 36 Prell W, Kutzbach J. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. Nature, 1992, 360: 647—652[DOI]
- 37 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, ed. The Indian Ocean: A Synthesis of Results from the Ocean Drilling Program. Washington D C: AGU, 1992. 447—469
- 38 Ding Z L, Yang S L, Hou S, et al. Magnetostratigraphy and sedimentology of Jingchuan red clay section and correlation of the Tertiary eolian red clay sediments of the Chinese Loess Plateau. J Geophys Res, 2001, 106: 6399—6407[DOI]
- 39 袁金红, 罗运利, 徐兆良. 3.0~2.0 Ma 南海南部深海沉积物孢粉记录及其对全球气候变化的响应. 海洋地质与第四纪地质, 2005, 25(3): 75—81
- 40 Schulz M, Stettger K. Spectrum analysis of uneven spaced paleoclimatic time series. Comput Geosci, 1997, 23: 929—945[DOI]