

# 南海演变与季风历史的深海证据

汪品先<sup>①</sup> 翦知湔<sup>①</sup> 赵泉鸿<sup>①</sup> 李前裕<sup>①</sup> 王汝建<sup>①</sup> 刘志飞<sup>①</sup> 吴国璋<sup>①</sup> 邵磊<sup>①</sup>  
王吉良<sup>①</sup> 黄宝琦<sup>①</sup> 房殿勇<sup>①</sup> 田军<sup>①</sup> 李建如<sup>①</sup> 李献华<sup>②</sup> 韦刚健<sup>②</sup> 孙湘君<sup>③</sup>  
罗运利<sup>③</sup> 苏新<sup>④</sup> 茅绍智<sup>④</sup> 陈木宏<sup>⑤</sup>

①同济大学海洋地质教育部重点实验室, 上海 200092; ②中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640; ③中国科学院植物研究所, 北京 100094; ④中国地质大学, 北京 100083; ⑤中国科学院南海海洋研究所, 广州 510301. E-mail: pxwang@online.sh.cn)

**摘要** 用深海记录中的地球化学、微体古生物和孢子花粉等多项指标, 获得了东亚季风演变历史, 揭示出近 8, 3.2, 2.2 和 0.4 Ma 等事件, 证明东亚和南亚季风的演变有十分相似的阶段性, 主要区别在于冬季风信号的强盛; 而南海南部季风变化的频谱, 显示出低纬海区的特色。大洋钻探 184 航次还取得了南海演变的沉积证据, 发现深海相渐新统, 证明海盆扩张初期已经有深海存在; 渐新世晚期地层有 4 次间断, 并经历明显的成岩作用, 说明是该区最强烈的构造运动; 通过沉积类型和速率的对比, 发现今天南海南北沉积环境的强烈差异, 要到 300 多万年前方才出现。

**关键词** 大洋钻探 184 航次 南海 深海沉积 东亚季风 海盆演变

1999 年春南海的大洋钻探(ODP)第 184 航次, 实现了中国海区深海科学钻探零的突破。随后的分析研究, 在古环境研究方面取得了重大进展。在文献[1,2]中, 我们介绍了西太平洋区最佳深海地层剖面的建立, 讨论了气候周期演变中热带碳循环的作用, 都是根据南海的材料, 探讨全球范围的问题。然而, 184 航次的主题就是“东亚季风历史在南海的记录及其对全球气候的影响”。本文专门对东亚季风演变的深海记录、南海海盆张裂在沉积中的反映和随后的沉积环境变迁进行探讨。

亚洲古季风研究 20 余年前始于印度洋, 尤其是阿拉伯海的大洋钻探航次提供了南亚季风演变最佳记录<sup>[3]</sup>。随后开展的东亚古季风研究, 以黄土高原的陆地研究最为成功, 近 10 余年来向海上扩展, 研究重点在于南海的深海沉积记录。1994 年“太阳号”的国际合作“追踪季风”古海洋学专题航次, 第 1 次取得了晚第四纪的高质量深海岩芯<sup>[4]</sup>; 1999 年的大洋钻探 184 航次, 更是取得了晚新生代的连续剖面<sup>[5]</sup>, 使得南海成为研究东亚季风的海洋基地。

近二三十年来, 南海的地质勘探和科学调查为研究海盆的演变历史积累了大量的材料。然而, 南海深海盆地的历史根据的是地球物理资料, 油气勘探的钻孔又大都局限在陆架浅海, ODP184 航次在北部陆坡底部取得了渐新世以来的深海沉积剖面, 首次为南海深海盆的形成、演化历史提供了直接证据。

为此, 本文就大洋钻探的结果先后对季风演变

和海盆演变两大部分进行讨论。由于文中许多内容都另有专文详细介绍, 而且不少研究分析还在继续之中, 此处只作简要的综合报道。本文讨论的大洋钻探站位, 在文献[1]中的图 1 和表 1 中展示, 此处不再重复。

## 1 东亚季风演变的深海记录

### 1.1 长期演变

建立季风演变的时间序列, 探索演变的内外驱动力, 比较东亚与南亚季风演变的历史, 是 ODP 184 航次的主要目标之一。以往南海的东亚季风研究局限于第四纪晚期<sup>[6,7]</sup>, 大洋钻探首次提供了研究长期演变的机会。

研究长期演变, 首先遇到的问题是东亚季风可以上溯到什么时代。迄今为止, 东亚季风的地质记录以黄土-古土壤剖面最为完整, 提供了 200 多万年的记录; 随着红黏土的研究, 东亚季风的历史上推到 7~8 Ma<sup>[8~10]</sup>; 而最近秦安中新世黄土-古土壤剖面的发现, 将东亚季风的记录上溯到 22 Ma<sup>[11]</sup>。南海大洋钻探的钻井中, 由于 1148 站剖面的孢粉记录局限于渐新统和第四系, 目前还没有材料可以讨论整个晚新生代的季风历史。为此, 我们将南海、东海的海洋记录和我国大陆各盆地的剖面结合起来, 讨论东亚季风在新生代的演变。综合海陆 120 个剖面的孢粉和古植物资料, 参照各地的岩性证据, 再造了新生代 5 个世古植被指示的气候分布格局, 证实了渐新世末

我国横贯东西的干旱带被西北干旱区取代, 行星风系被季风风系取代的论点<sup>[12-14]</sup>. 陇东秦安中新世(22~6 Ma)黄土-古土壤剖面<sup>[11]</sup>以及东南亚等地中新世季风证据的发现<sup>[15]</sup>, 以及古气候数值模拟的结果<sup>[16,17]</sup>, 也都支持亚洲季风记录不晚于中新世早、中期的认识. 1148 站的地球化学分析, 发现在 29.5 Ma 时亦即南海海底扩张的早期, Al/Ti, Al/K, Rb/Sr 和 La/Lu 等一系列指示化学风化程度的元素比值突然升高, 反映湿度增大, 这是否与东亚季风有关, 也值得密切注意.

在海洋, 季风驱动上升流可以导致生产力升高和温跃层变浅. 因此代表高生产力的浮游有孔虫相对丰度增高, 生活在混合层中的浅水种浮游有孔虫比例降低, 是季风加强的重要标志. 印度洋的阿拉伯海, 浮游有孔虫 *Globigerina bulloides*(%)是上升流高生产力的良好标志<sup>[18]</sup>, 但在南海其含量不高, 不如 *Neogloboquadrina dutertrei*(%)更能反映季风的变化<sup>[19]</sup>. 至于混合层中的浅水种, 根据前人工作和各种稳定同位素测定的比较, 本区以 *Globigerinoides*, *Globigerinita*, *Globigerina* 等为主要成分. 将南海北部 1146 站 12 Ma 以来 *N. dutertrei*(%)和浅水种(%)变化作图(图 1), 便可以发现 *N. dutertrei*(%)在 7.6 Ma 左右突然增加, 到 3.2~2.0 Ma 时进一步增多, 反映了季风强化的过程; 而混合层浅水种虽然在中新世中期

11 Ma 前后有碳酸盐溶解事件的干扰, 趋势比较复杂, 但 8 Ma 后浅水种(%)急剧减少, 3.2~2.0 Ma 时进一步下降, 与 *N. dutertrei*(%)的变化趋势十分吻合. 此外, 8 Ma 左右夏季风的强化, 也得到 1143 站多孔虫类(Pyloniid)放射虫增多的证明. 联系到印度洋季风在中新世晚期 8 Ma 时的显著强化<sup>[3,20]</sup>, 和大体上同一时期黄土高原红黏土风尘沉积的开始<sup>[8,21]</sup>, 南海的成果支持 8 Ma 前后亚洲季风系统加强的观点<sup>[10,22]</sup>. 至于 3.2~2.0 Ma 时的季风强化, 在 1143 站蛋白石含量增加上也有表现<sup>[23]</sup>, 而陆源碎屑物的粒度在 2.5 Ma 以后剧增, 反映出风尘搬运的强化; 而且 1148 站浮游有孔虫的  $\delta^{13}C$  从 3.1~2.2 Ma 显著降低, 根据现代南海表层沉积中浮游有孔虫  $\delta^{13}C$  的分布判断, 同样反映出冬季风的加强<sup>[24]</sup>. 由于现代的南海季风, 以冬季风对生产力和温跃层的影响为大, 上述这些变化很可能是北半球冰盖发育和增大, 引起冬季风增强的结果.

### 1.2 轨道周期

作为热带过程, 夏季风的强度主要受 20 ka 岁差周期控制<sup>[25]</sup>, 而 0.1 和 0.4 Ma 偏心率周期又调控着岁差变幅, 这种周期性在地中海的季风记录中最为清楚<sup>[26]</sup>, 现在同样在南海发现. 南海北部 1145 站上新世晚期(3.2~2.5 Ma)沉积的化学分析结果, 发现 K/Si 比值明显地随岁差和偏心率变动, 而 K/Si 反映河流

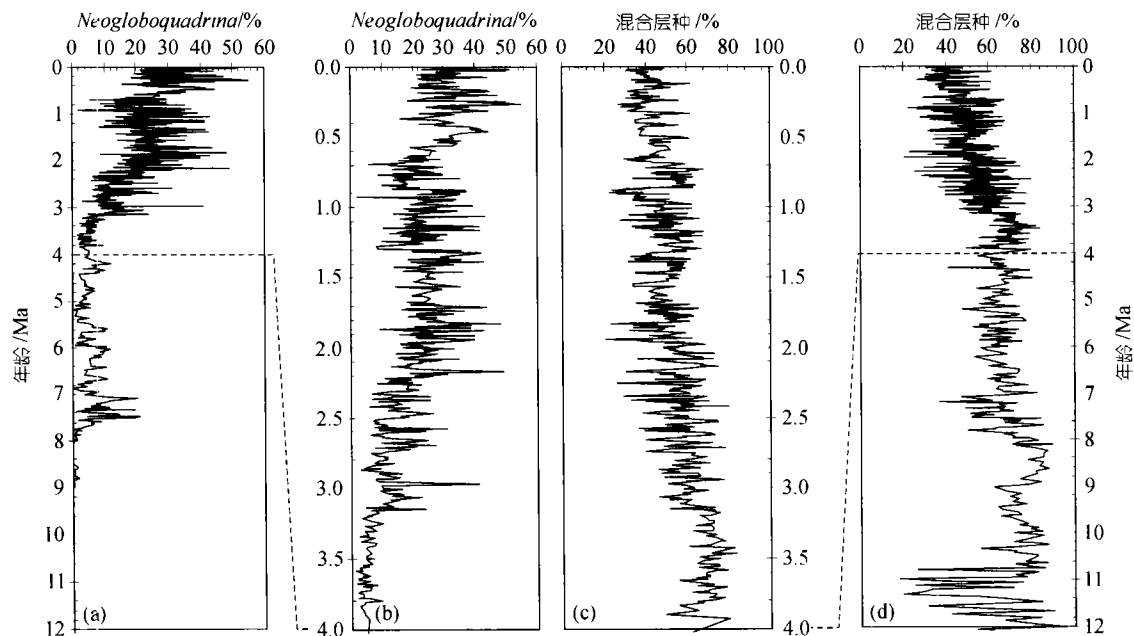


图 1 南海 1146 站 12 Ma 以来(a), (b)浮游有孔虫 *Neogloboquadrina dutertrei*(%)和(c), (d)混合层浅水种(%)的变化

输出物在沉积中的比例,能够指示夏季风降水的增减(图2(c))<sup>[27]</sup>,从而揭示出夏季风与轨道驱动的关系。值得注意的是偏心率0.4 Ma的长周期:2.8和3.2 Ma两个时期,偏心率与岁差驱动处于最低值,夏季风相应减弱(图2(a),(b)),而有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 出现重值期( $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$ )(图2(d)),说明大洋碳循环有偏心率长周期的变化<sup>[28]</sup>。季风和碳循环长周期的关系在文献[2]中已经介绍,这里要指出的只是:地中海季风记录中发现的0.4 Ma偏心率长周期,在南海的亚洲季风记录中同样存在。

进入第四纪,随着北极冰盖的增大,南海季风与冰期旋回的关系变得密切,冬季风的作用也愈益加强,无论在黏土矿物或者孢粉记录中都有证明。现代南海的黏土矿物伊利石和绿泥石主要来自中国大陆和台湾,蒙脱石主要来自南海南侧的岛屿和吕宋岛<sup>[30]</sup>,因此可以用蒙脱石相对于伊利石加绿泥石的比值,表征夏季风相对于冬季风的强度。应用于1146站2 Ma的地层,发现此值随冰期变化:间冰期时一般增高,反映夏季风强;冰期时一般降低,说明冬季

风强,而且近0.4 Ma来此值变幅减小,可见即便在间冰期时冬季风也十分强盛(图3(b))。植被对季风变化的反应更为灵敏,过去的孢粉分析已经证明末次冰期时冬季风加强、夏季风减弱使气候变干,南海北部森林被草原取代<sup>[31]</sup>。此次对1144站作高分辨率的孢粉分析,同样发现草本植物花粉百分比在冰期时升高,喜湿的蕨类孢子在间冰期增多(图3(d),(e);近280 ka记录见文献[32]),天然火灾产生的碳屑也在冰期时增加<sup>[33]</sup>,证明与冰期旋回对应的季风周期变化,贯穿于全井百万年的记录中。历次冰期相比,草本植物和碳屑的含量随时间上升,反映了冬季风向末次冰期逐渐强化的趋势。

当然,黏土矿物和陆生植物孢粉,都是从海盆之外经过搬运而异地埋葬的外来颗粒,与季风的关系比较复杂;冰期旋回中的海面升降、陆架出没,都会通过再沉积等因素影响其记录。比较直接的标志是生活在海水中的生物,图4所示是1143站近1.6 Ma来钙质超微化石和蛋白石(主要是硅藻和放射虫)的丰度变化。钙质和硅质化石在深海沉积中都有溶解

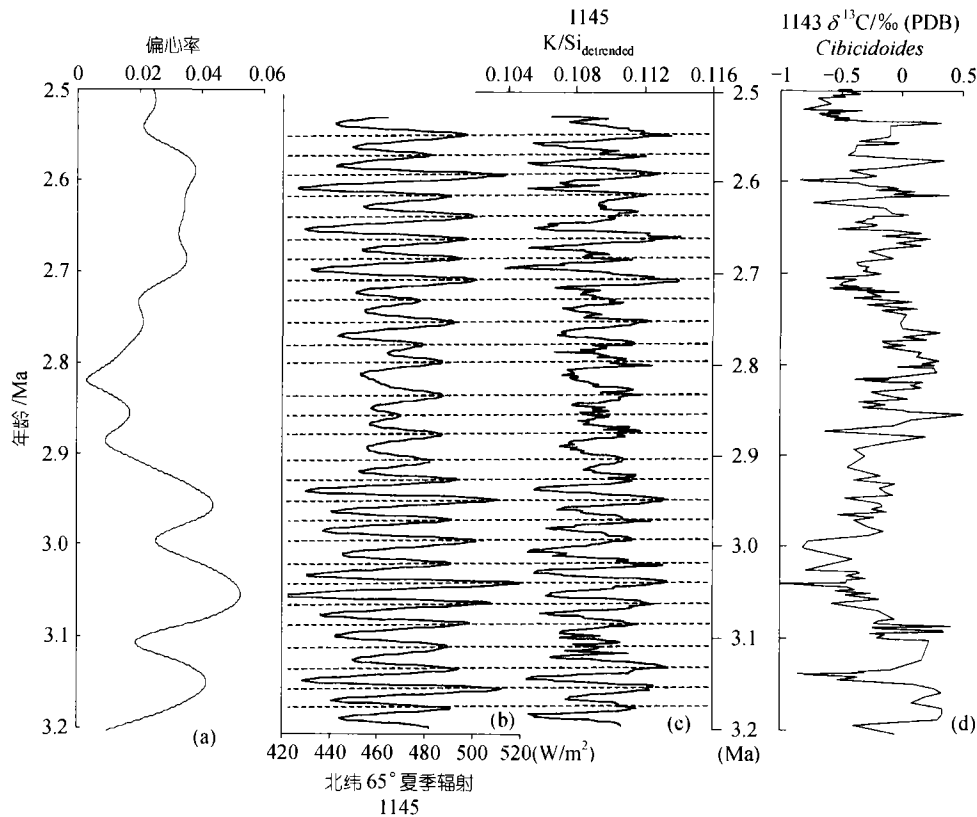


图2 上新世晚期(3.2~2.5 Ma)南海夏季风变化的轨道驱动  
(a) 偏心率<sup>[29]</sup>; (b) 65°N 夏季辐射量; (c) ODP 1145 站 K/Si 比值<sup>[27]</sup>; (d) ODP 1143 站底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$

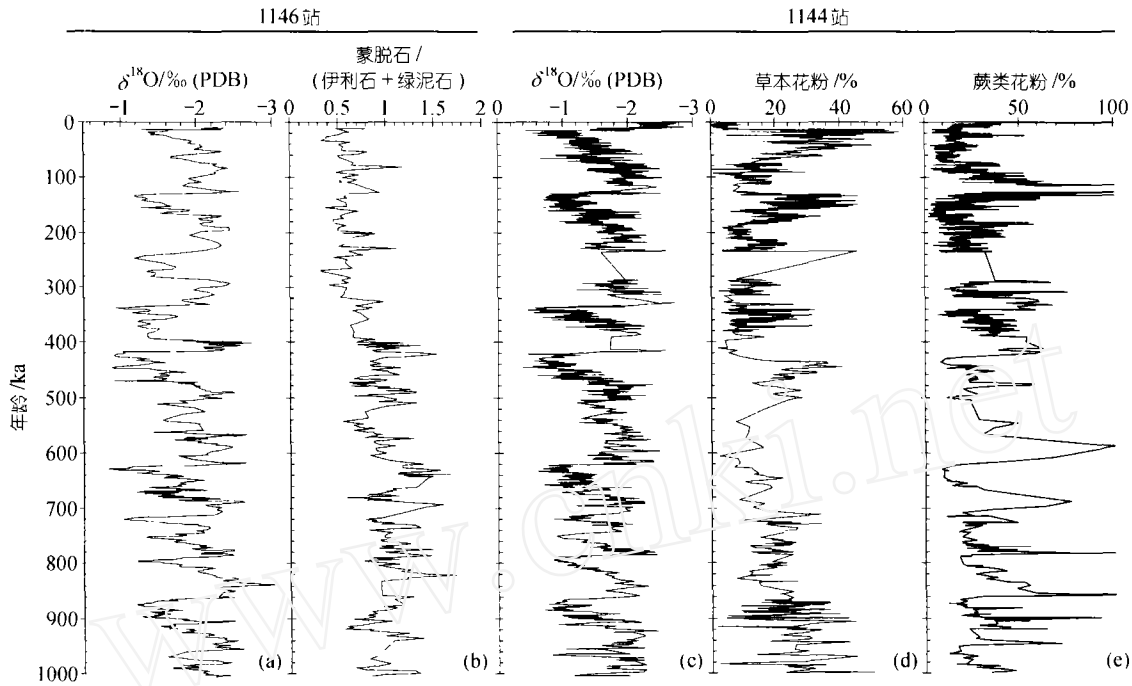


图 3 南海北部近百万年来季风变化的标志

1146 站: (a) 浮游有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$ ; (b) 黏土矿物中蒙脱石/伊利石加绿泥石的比值; 1144 站: (c) 浮游有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$ ; (d) 草本植物花粉(%); (e) 蕨类植物孢子(百分比按陆地种子植物花粉总量计算)

作用问题, 但图中无论钙质超微化石堆积速率(图 4(b))<sup>[34]</sup>还是蛋白石百分含量(图 4(c))<sup>[35]</sup>, 都在间冰期时增高, 冰期时下降, 表明南沙海区夏季风引起的上升流间冰期时强化, 使得生产力升高. 相反, 南海北部东沙附近的 1146 站, 蛋白石丰度却在冰期时上升, 说明是冬季风驱动上升流的结果.

此外, 稳定同位素也是季风驱动上升流的良好标志: 浮游有孔虫的  $\delta^{13}\text{C}$  反映上升流控制的营养水平, 南海已有证据<sup>[7]</sup>; 混合层与温跃层浮游有孔虫的  $\delta^{18}\text{O}$  差值反映温跃层深度, 在不同海区也已发现<sup>[18,36]</sup>. 南沙海区 1143 站浮游有孔虫 *Globigerinoides ruber* 的  $\delta^{13}\text{C}$ (图 4(d))和该种与温跃层种 *Pulleniatina obliquiloculate*  $\delta^{18}\text{O}$  的差值. 近 1.6 Ma 记录谱分析的结果, 都显示出有 100, 40 和 20 ka 的周期性, 其中尤以 20 ka 岁差周期与辐射量(ETP)相关程度最高, 同时还有 10 ka 左右的半岁差周期的功率. 总之, 南海南部深海沉积中的季风记录, 具有 0.4 和 0.1 Ma 偏心率周期、40 ka 斜率周期、20 ka 岁差和 10 ka 半岁差周期等最为丰富的频谱, 显示出低纬海区对轨道周期响应的特色<sup>[37]</sup>.

### 1.3 讨论

ODP184 航次首次为东亚季风提供了连续而多样的海洋记录, 研究结果与黄土剖面的比较, 进一步证明了与陆地记录的对应性, 与印度洋记录的对比, 又说明亚洲季风系统整体的一致性. 从地球系统的角度出发, 低纬区的非洲季风、亚洲季风和澳洲季风, 构成了现代地球上的全球季风系统, 都对地球运行轨道周期作出具有低纬区性质的响应, 显示出从 0.4 Ma 偏心率长周期, 到 10 ka 半岁差周期的热带驱动特有的旋回. 同时, 全球季风系统在时间和空间上又展现出多变性: 从无冰盖的早新生代到两极有冰盖的第四纪, 季风系统对太阳辐射量的响应从简单到复杂; 从非洲到东亚, 海陆分布和地形起伏也都由简单趋于复杂, 东亚季风无论是纬度范围之大或者影响因素之多, 都远远超过非洲季风. 东亚季风不仅有跨越赤道的热带影响, 还有来自太平洋的副热带影响和青藏高原的影响<sup>[38]</sup>; 不仅有热带驱动的周期性, 也含有冰盖驱动的周期性.

从现代过程和第四纪的记录看, 南海冬季风的表现强于夏季风. 但是即便在冰盖驱动十分强烈的晚第四纪, 低纬的岁差驱动仍然起着重要作用. 比如

1144站的草本植物花粉(图4(d)),确实与代表冰盖消长的 $\delta^{18}\text{O}$ 在0.1 Ma周期上相关,但是交叉频谱分析表明,它与太阳辐射量(ETP)只在20 ka的岁差周期上相关.再如上一次间冰期开始即MIS 6/5交界时,植被变化发生在冰盖( $\delta^{18}\text{O}$ )变化之前,也说明中低纬区的变化发生在高纬之前.所有这些都说明热带过程在南海季风变化中的重要性,说明在冰期旋回中,低纬区的季风变迁并非简单地响应高纬区的冰盖驱动,而是作为热带过程,季风有着自己的周期性.正像我们在文献[2]中论证的那样:热带过程通过碳循环调控着全球的冰期旋回,即使在“冰室期”,也是低纬的季风驱动和高纬的冰盖驱动共同决定着地球气候系统的变化.

## 2 南海演变的重大事件

### 2.1 深海相渐新统

ODP184航次取得的30 Ma深海记录,不仅是探

索全球和区域气候演变的依据,也首次为南海本身的历史建立了系统的档案,其中尤以1148站南海形成早期的记录最为可贵.

南海大洋钻探的一大收获是深海相渐新统的发现,说明早在南海海底扩张之前,已经存在深水盆地.1148站的生物地层研究表明,井深460m(指合成深度mcd,下同)附近见*Paragloborotalia kugleri*的初现面(23.8 Ma)和*Reticulofenestra bisectus*的末现面(23.9 Ma),是为渐新统和中新统的界限.由此到井底859.45 m(32.8 Ma)的400 m地层代表渐新世大约9 Ma的历史,其中488 m是上、下渐新统的界限(28.5 Ma)(参看文献[1]中表3).渐新统以富含钙质超微化石的黏土为主,见有*Zoophycus*等深水型遗迹化石, $\text{CaCO}_3(\%)$ 平均在30%~60%间,其中上渐新统明显高于下渐新统(图5(d)).有孔虫以浮游种占优势,底栖

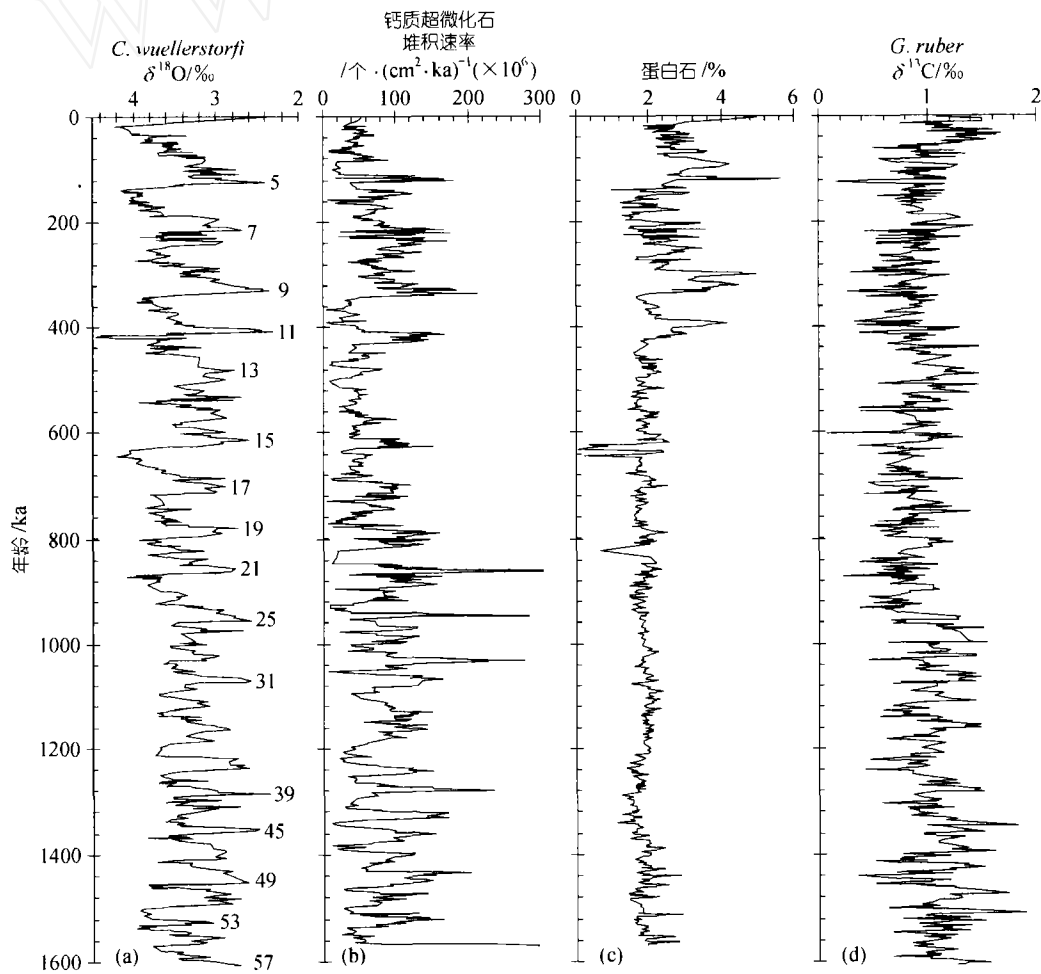


图4 南海南部1143站近1.6 Ma来季风变化的标志

(a) 底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ ; (b) 钙质超微化石堆积速率 $^{134}$ ; (c) 蛋白石( $\%$ ) $^{135}$ ; (d) 浮游有孔虫(*Globigerinoides ruber*) $\delta^{13}\text{C}^{128}$

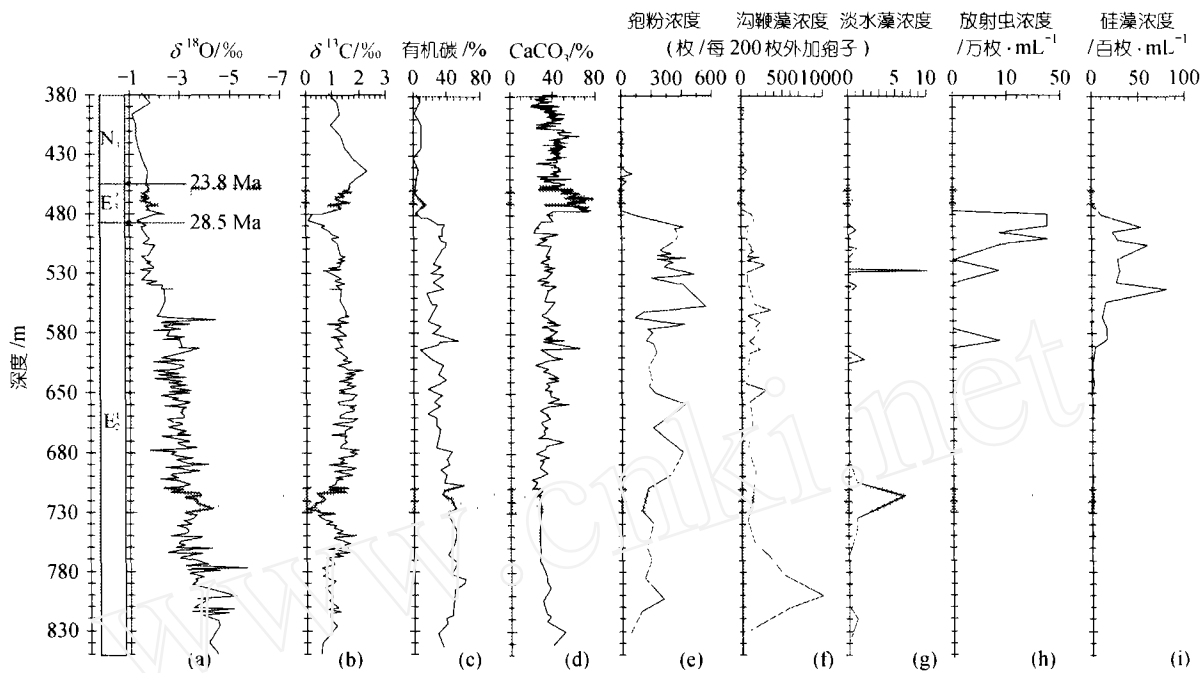


图 5 ODP 1148 井渐新统的地球化学与古生物特征

(a) 全样  $\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$ ; (b) 全样  $\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$ ; (c)  $C_{\text{org}}(\%)$ ; (d)  $\text{CaCO}_3(\%)$ ; (e) 孢子花粉浓度(枚/每 200 枚外加石松孢子); (f) 沟鞭藻丰度; (g) 淡水藻类: *Pediastrum*, *Botryococcus* 和 *Concentricystis*; (h) 放射虫丰度(1 万枚/mL); (i) 硅藻丰度。灰条指示环境重大转折期

群落由深水型的 *Cibicidoides* 等钙质壳种和多种胶结壳种构成, 在早渐新世胶结壳种可占丰度的一半<sup>[39]</sup>; 介形虫群也以深水类型的 *Krithe* 为特征, 平均占全群的 30%~40%, 反映渐新世南海海底扩张开始以前, 已经存在深海环境, 推断相当于中上陆坡, 水深在 1500 m 以内。与此同时, 1148 站的渐新统又富含孢粉和近岸型浮游藻类, 有机碳含量(0.4%~0.6%)显著高于晚第三纪(<0.2%)(图 5(c), (e)和(f)), 指示近岸环境, 反映渐新世时的南海盆地还只是一个狭窄的海湾, 两岸逼近。

在渐新世期内, 南海又经历了显著的环境变化。1148 井的底部, 出现薄层砂岩, 胶结壳有孔虫属常见于浊流的类型<sup>[39]</sup>, 堆积速率几乎高达  $60\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{ka}^{-1}$ , 属于近岸快速堆积期。尤其在井深 710 m 左右, 地震剖面有明显的反射层, 全岩碳同位素呈现强烈的低谷(图 5(b))。浮游藻类中发现有较多的淡水类型(图 5(g)), 孢粉组合也反映气候降温, 由原先的热带、亚热带低山、低地常绿树植被, 向温带高山针叶树和落叶阔叶树增多的植被转移。所有这些, 很可能与渐新世早期一次大海退相当<sup>[40]</sup>。早渐新世的晚期, 1148 井出现硅藻和放射虫的高值段(475~600 m, 图 5(h)和

(i)), 与赤道中太平洋的记录相对应<sup>[41]</sup>, 应当是太平洋和大西洋两大洋化学分馏的效果。

整个晚渐新世 (28.5~23.8 Ma) 在 1148 井的记录 (488~460 m, 图 6(a), 第 VI 岩性层)属于滑塌沉积, 短短二三十米的地层包含了 4 次大间断, 据估算累计缺失的地层达 3 Ma 年左右: 488 m 处(28.5~27.8 Ma 间缺失), 478 m 处(26~27 Ma 间缺失), 472 m 处(25.5~24.5 Ma 间缺失)和 460 m 处(23.5~24.0 Ma 间缺失), 反映了构造运动频繁的不稳定环境。考虑到此井早渐新世顶部(510~488 m)的地层取芯率甚低(<20%)<sup>[5]</sup>, 大约 30 Ma 以后的渐新世记录十分零星。然而, 晚渐新世层段正是全井所有记录突然转折的关键: 无论物理、化学测井曲线都在 475 m 上下急剧转折(图 6), 属于沉积环境和物源区的重大改组期。

## 2.2 南海海盆张裂的沉积记录

根据磁异常资料, 南海海底扩张开始于磁异常 11 期, 结束于 5 c 期, 原认为相当 32 和 16 Ma<sup>[43]</sup>, 按修订后的古地磁年表<sup>[44, 45]</sup>应为 30 Ma 和 16.7 Ma; 扩张轴的南跃发生在 7/6b 期, 也应为 23~25 Ma, 而不是原来的 24~26 Ma。ODP184 航次并没有在海盆基底取样的任务, 因而不能直接检验南海张裂的地球物

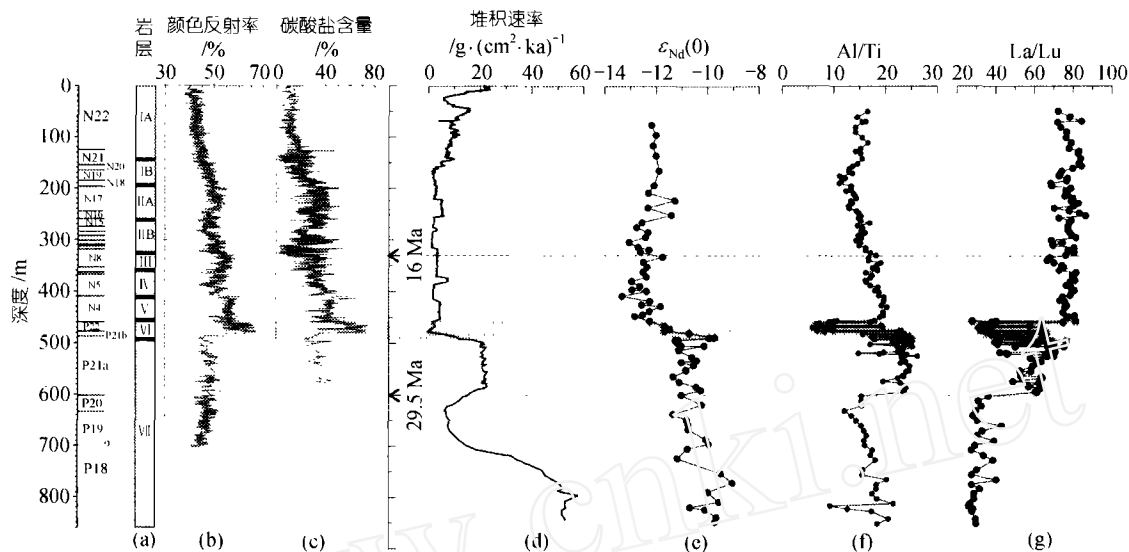


图6 ODP 1148井地层、岩性与地球化学特征

(a) 岩性分层, 罗马字示层序, 第VI层为滑塌沉积; (b) 颜色反射率,  $L^*$  (%)<sup>[41]</sup>; (c)  $\text{CaCO}_3$  (%)<sup>[42]</sup>; (d) 堆积速率( $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ ); (e) 钕同位素  $\epsilon_{\text{Nd}}$ ; (f) Al/Ti 比值; (g) La/Lu 比值<sup>[46]</sup>. 灰条指示环境重大转折期

理假说, 但 1148 井位于南海北部陆坡的外缘, 接近陆壳和洋壳的边界, 是通过沉积记录追踪海盆张裂历史的理想地点.

按年龄推断, 1148 井底部的快速堆积夹浊流沉积, 属于南海海底扩张开始之前强烈构造活动期的产物; 接近扩张开始的 30 Ma 时(井深 600 m)沉积速率下降(图 7), 此后沉积环境明显变化, 475~600 m 井段即早渐新世的晚期, 出现硅藻和放射虫的高值段(图 5(h)和(i))<sup>[41]</sup>. 南海深水相渐新世并没有发现火山活动的证据, 与日本海等海盆张裂的历史不同. 南海渐新世已经是次深海相沉积, 其中还含有始新世再沉积海相化石, 说明早第三纪早期的裂谷作用在南海已经产生了海相盆地, 海底扩张开始之前已处于深海环境. 同时化石群反映的水深而近岸的特点, 正说明扩张初期的南海, 还只是一个夹在两岸陡坡间的东西向狭长海湾(图 7).

如果磁异常条带的解释无误, 南海扩张过程的下一次事件是渐新世末期到中新世初(23~25 Ma)扩张轴的向南跳跃. 上面说过, 晚渐新世 488~460 m 的滑塌沉积, 正是全井构造活动影响最强的井段. 几乎所有的录井曲线在此发生转折, 4 次沉积间断失去了 3 Ma 左右的记录. 沉积地球化学分析的结果<sup>[46]</sup>, 发现许多元素的含量和比值在此发生突变, 尤其是钕同位素  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值, 从早渐新世的-9~-11 降至中新世的

-12~-13(图 6(e)), 说明当时南海的沉积源区从此前的南方(印尼、婆罗州等)转移到北方(中国大陆), 证明了西南海盆打开、南北两侧远离的变化(图 7), 与古地磁异常相当一致. 同时, 晚渐新世的构造运动还带来了成岩作用程度的不同: 滑塌层段以下的有孔虫壳已经充填、重结晶, 其氧同位素值强烈偏负, 硅质化石向以方石英为主的蛋白石-CT 转化<sup>[47]</sup>, 鱼牙化石经过热变作用呈褐红色, 与上复地层殊异. 可见在 1148 井记录的南海发育过程中, 这是一次最大的构造运动.

经过剧烈形变以后, 早中新世的南海盆地变得相对平静, 扩张和堆积速率均行下降(图 7), 以致从沉积学角度不容易看出海底扩张结束的迹象, 而是在底栖有孔虫群落的变化中, 可以发现 16 Ma 左右冷水组合确立<sup>[39]</sup>, 而且深海碳酸盐溶解作用强化(图 6(c)), 说明扩张的结束伴随着水深的加大. 其实 1148 井中新世早期的介形虫和底栖有孔虫化石群, 都反映出下陆坡的深度(>1500 m), 海盆水深已经加大, 到扩张结束时已经达到现代深度(3300 m), 具有与现代相近的底栖生物组合.

### 2.3 环境演变的南北差异

ODP1143 站(水深 2772 m)和 1146 站(水深 2092 m)分踞南海南北(见文献[1]的图 1), 深度又同处陆坡中段, 可以代表南北两侧进行环境演变历史的比较. 将

两站 10Ma 以来碳酸盐和非碳酸盐(主要为陆源碎屑物)的堆积速率相比, 北方 1146 站的碳酸盐堆积速率基本稳定, 而陆源碎屑沉积物在 3.3 Ma 以后急剧上升, 0.4 Ma 后上升更强(图 8(b)); 相反, 南部 1143 站在 5~6 Ma 之前堆积速率较 1146 站高出一倍, 进入上新世之后显著下降, 到第四纪也无明显回升(图 8(c)). 北部 3.3 Ma 以后的陆源物供应增多, 应与大陆上的隆升作用和风化加强相关; 南部晚中新世的高速率, 推测与当地的构造活动有关, 而碳酸盐堆积速率之高可能反映了热带太平洋的“生物勃发”事件<sup>[4]</sup>. 由此

看来, 位于南沙海区的 1143 站对于大陆上高原隆升的反应并不显著; 北部陆坡诸站所记录的陆源物增多, 也是在北极冰盖发育之后, 至少一部分属于冰期旋回中海面升降, 促使陆架沉积搬运入海的全球性原因<sup>[48]</sup>. 值得注意的是 1146 等站所在的东沙附近陆坡. 在中新世晚期  $\text{CaCO}_3$ (%) 高达 50%~60%(图 8(b)), 与今天南沙珊瑚礁区的次深海沉积相近, 由于其碳酸盐堆积速率变化不大, 可见上新世晚期以前南海东北部的河流输入物相当有限, 与现代的沉积格局大不相同.

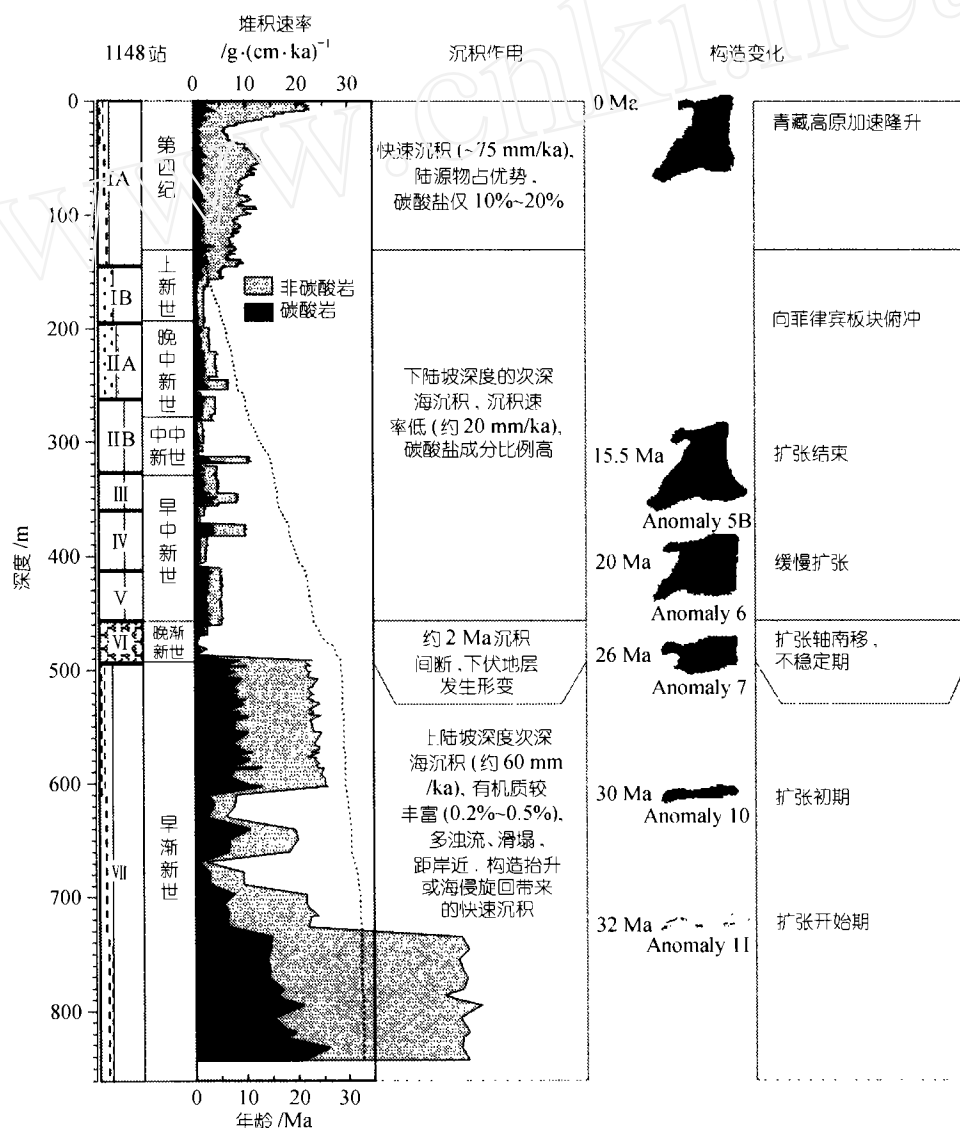


图 7 南海的海底扩张与沉积作用演变  
堆积速率据文献[5]改编, 海底扩张据文献[43]并按文献[44, 45]作年龄调整



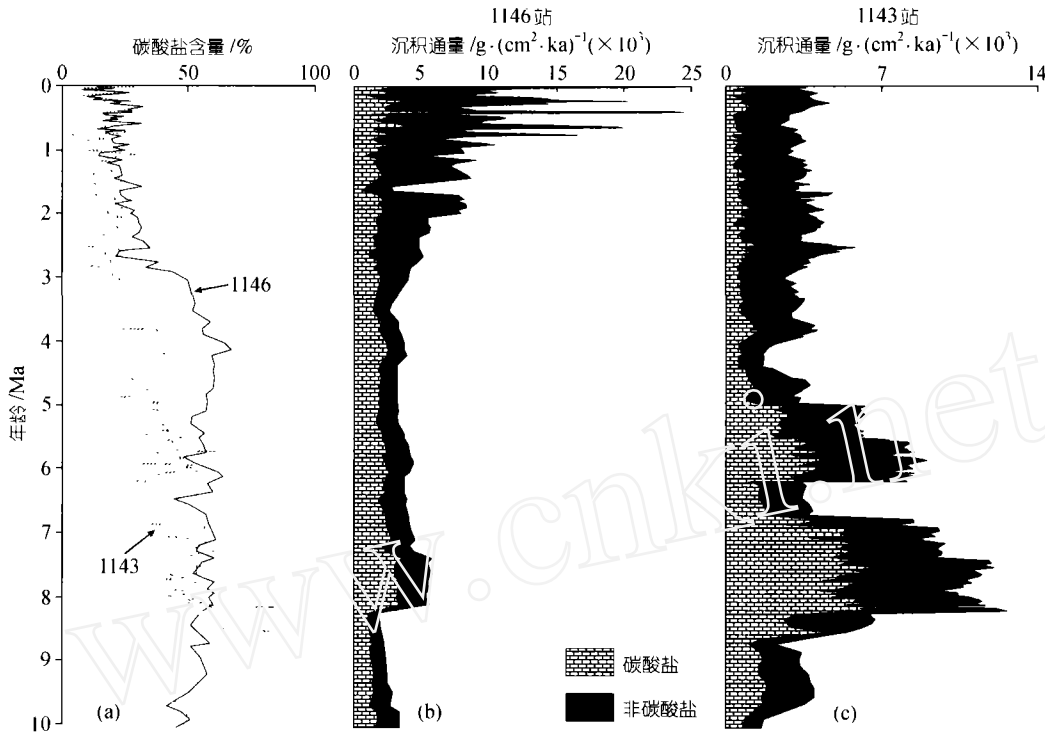


图8 南海南北近10 Ma来堆积速率和成分的比较(1146站代表北部, 1143站代表南部)  
(a) CaCO<sub>3</sub>(%) (据文献[5]改); (b) 1146站堆积速率; (c) 1143站堆积速率(据文献[5]改)

南海环境演变南北差异的另一表现, 是温跃层深度的变化. 前面说过, 浮游有孔虫属种的含量分布与上层海水的温跃层深度密切相关. 温跃层变浅时, 生活于浅水的浮游有孔虫混合层属种 (*Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides sacculifer* 和 *Globigerinita glutinata* 等) 的含量下降, 而生活于次表层较深水的浮游有孔虫温跃层属种 (*Pulleniatina obliquiloculata*, *Globorotalia menardii*, *Globorotalia inflata* 和 *Neogloboquadrina dutertrei* 等) 的含量增加<sup>[49]</sup>; 反之, 当温跃层变深时, 混合层属种含量增加, 而温跃层属种的含量下降. 从图9可以看出, 中新世约18 Ma以来, 南海的浮游有孔虫深层水种含量曾发生显著的变化. 约11.5 Ma之前, 南海北部1146站与南部1143站深层水种百分含量的变化一致, 说明南海南北的温跃层深度相差不多. 11.5~10.6 Ma之间, 南、北两站的深层水种含量出现显著差异, 南部低(最低仅3.5%)而北部高(最高达82.0%), 可能说明南部温跃层较深而北部较浅, 首次出现明显的南北梯度; 但由于受碳酸盐强烈溶解作用的干扰, 变化的原因尚待进一步查明. 3.6~3.3 Ma以来, 深层水种百分含量在南海南、北部之间呈相反走向, 变化趋势完全相

反: 北部1146站从约30%逐渐增加到60%以上, 反映温跃层明显变浅; 而南部1143站却有逐渐下降的趋势, 最低不足10%, 说明温跃层显著加深, 结果形成现代南海温跃层深度的南北梯度. 这种南北的变化应当与西太平洋暖池发育的历史相应: 混合层厚而温跃层深, 正是暖池的特征; 南北差异的出现, 正是暖池形成和强化的表现. 3.6~3.3 MaBP之后出现稳定的南北径向梯度, 说明现今暖池的形成<sup>[50]</sup>.

总之, 南海今天南北殊异的环境格局, 在很大程度上是上新世晚期、甚至更新世晚期发展起来的. 上述沉积和温跃层分布的差异是近300多万年形成的, 更新的变化如浮游有孔虫 *Pulleniatina obliquiloculata* 分布的南北不同出现还不到百万年. 这个喜暖而寡养的浮游有孔虫, 通常在间冰期增多冰期时变少, 而最近发现约0.9 Ma前的“中更新世革命”之后, 南海北部依旧, 而南部不再随冰期而变, 甚至冰期时增多, 造成南北反差. 再如晚更新世冰期里的花粉组合, 在北部陆坡显示有大量草本植物, 指示干旱, 而南部却保持湿热, 与间冰期缺乏显著差别, 说明冰期时出现南湿北旱的差异<sup>[51]</sup>. 类似的现象, 对于正确理解南海的演变历史, 具有重要意义.

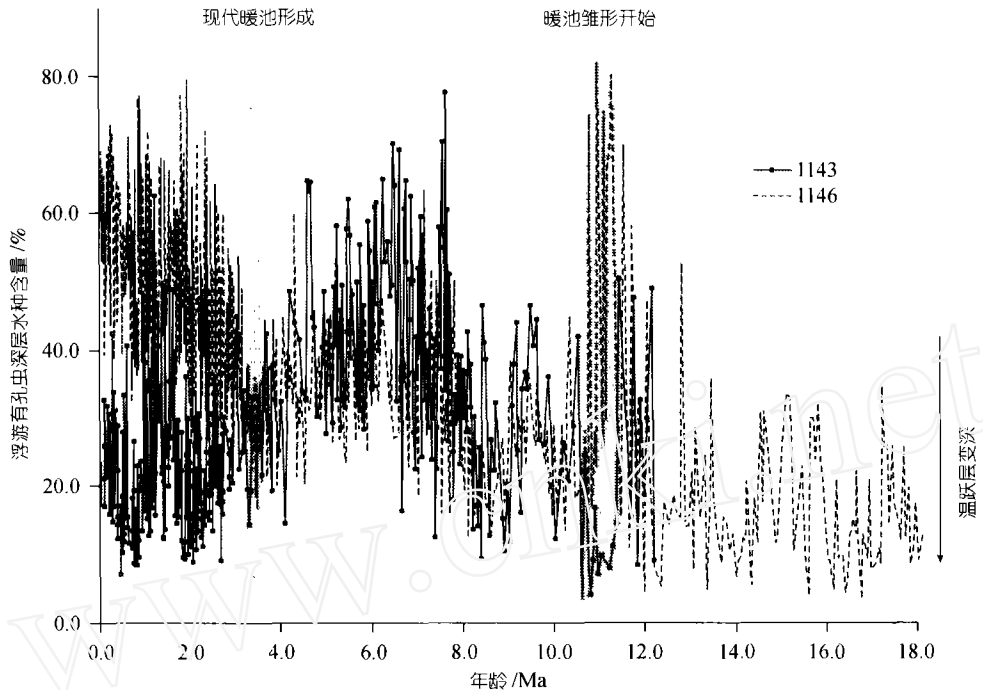


图 9 南海北部 1146 站和南部 1143 站中新世以来浮游有孔虫深层水种的百分含量变化, 示南海南北温跃层变化历史的对比<sup>1501</sup>

### 2.4 南海海盆发育的环境意义

早、晚第三纪交替的前后, 东亚地形开始倒转, 气候植被带发生改组, 南极大冰盖形成, 这些变化的时间序列及其相互之间的关系, 是我国地球系统科学中的重大课题<sup>[52]</sup>, 南海的沉积记录应当对此有所贡献. 由于此次钻探条件的限制和分析工作量过大, 以上所述犹如冰山一角, 更多的成果还在形成之中. 但至少已经告诉我们: 东亚的环境巨变在于渐新世晚期, 而不在中新世早期; 南海海底张裂、洋壳形成中经历的最大构造变动, 发生在晚渐新世末期扩张轴南移之时, 而不在张裂初期的 30 Ma; 南海深海的出现, 早在张裂之前, 而不在张裂之后.

南海张裂以后发育历史的总趋势, 是封闭程度的逐步加大. 这种封闭, 不仅加深了其南北的差异, 也削弱了太平洋与印度洋的交流, 从而又影响西太平洋暖池的盛衰. 南海深海沉积, 也为理解陆架与沿海平原的环境演变提供依据, 如 1144 井花粉记录揭示大约 150 ka(MIS 6 期)以来陆架变宽, 与我国陆架与沿海平原 MIS 5 期以来才有的明显的海侵记录相对应. 可以预计, 随着 ODP 184 航次资料的进一步分析, 随着大洋钻探揭示一系列事件与陆地的对比, 必

将进一步阐明西太平洋和我国大陆环境演变的真相和关系.

### 3 结束语

当代地球上最大大陆和最大大洋之间的一系列边缘海, 是西太平洋独有的地理特色; 边缘海的次深海沉积, 又是记录海陆相互作用的信息宝库. 深海钻探(DSDP)和大洋钻探(ODP), 30 多年来 7 次进入西太平洋<sup>[53]</sup>, 其中在日本海钻探 3 个航次, 在南海 1 次. 由于日本海纬度和钙质化石保存条件的限制, 相比之下南海取得的古环境信息要丰富得多; 而南海航次取得的大量信息, 又为我国古环境研究的海陆结合开拓了新的途径. ODP 184 航次取得的主要科学成果, 在文献[1,2]中已经介绍了西太平洋区最佳深海地层剖面的建立, 和气候周期演变中热带碳循环作用的新认识, 本文又报道了另两项成果:

(i) 取得了东亚季风演变的深海记录. 首次取得的深海长记录揭示出近 8, 3.2, 2.2 和 0.4 Ma 等事件, 和南亚季风的演变的阶段性十分相似, 区别在于冬季风信号的强盛; 南海南部的季风记录具有最为丰富的频谱, 显示出低纬海区对轨道周期响应的特色. 综合海陆资料看, 东亚季风肯定可以上溯到 2000

多万年以前。

(ii) 提供了南海演变的沉积证据。取得的沉积记录包涵了南海海盆扩张的全部历史, 深海相渐新统的发现表明海盆扩张初期已经有深海存在; 渐新世晚期距今约 25 Ma 前后的构造运动最为强烈; 直到近 300 多万年前, 南海南北沉积环境差异增大, 最终形成今天的格局。

184 航次区的成果, 有力地证明了深海研究和海陆结合对我国地球科学的重要性。

**致谢** 分析研究的样品及资料由国际大洋钻探计划提供。本工作受国家自然科学基金项目(批准号: 49999560)和国家重点基础研究发展规划项目(G2000078500)资助。

### 参 考 文 献

- 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
- 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
- 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. AGU Washington D C, 1992. 447~469
- Sarnthein M, Pflaumann U, Wang P, et al. eds. Preliminary Report on SONNE-95 Cruise "Monitor Monson" to the South China Sea. Reports Geol-Palaont Inst Univ Kiel, 1994, 68. 225
- Wang P, Prell W, Blum P, et al. Proceedings of Ocean Drilling Program, Initial Reports, Volume 184. College Station: Ocean Drilling Program, 2000. 77
- Wang P. Response of Western Pacific marginal seas to glacial cycles: paleoceanographic and sedimentological features. Marine Geology, 1999, 156: 5~39
- 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. Marine Geology, 1999, 156: 245~284
- Sun D, Shaw J, An Z, et al. Magnetostratigraphy and paleoclimatic interpretation of a continuous 7.2 Ma Late Cenozoic eolian sediments from the Chinese Loess Plateau. Geophysical Research Letters, 1998, 25: 85~88
- Ding Z L, Sun, J M, Yang, S L, et al. Preliminary magnetostratigraphy of a thick eolian red clay-loess sequence at Lingtai, the Chinese Loess Plateau. Geophysical Research Letters, 1998, 25: 1225~1228
- An Z, 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
- Guo Z, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. Onset of Asian desertification by 22 Ma ago inferred from loess deposits in China. Nature, 2002, 416: 159~163
- 周廷儒. 中国自然地理, 古地理(上册). 北京: 科学出版社, 1984. 262
- Wang P. Neogene stratigraphy and paleoenvironments of China. Palaeo Palaeo Palaeo, 1990, 77: 315~334
- 刘东生, 郑绵平, 郭正堂. 亚洲季风系统的起源和发展及其两级冰盖和区域构造运动的时代耦合性. 第四纪研究, 1998, (3): 194~204
- Ducrocq S, Chaimanee Y, Suteethorn V. Ages and paleoenvironment of Miocene mammalian faunas from Thailand. Palaeo Palaeo Palaeo, 1994, 108: 149~163
- Ramstein G, Fluteau F, Besse J, et al. Effect of orogeny, plate motion and land-sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years. Nature, 1997, 386: 788~795
- Cheng L, Liu J, Zhou X, et al. Impact of uplift of Tibetan Plateau and change of land-ocean distribution on climate over Asia. Acta Meteorologica Sinica, 2000, 14(4): 450~474
- Kroon D, Darling K. Size and upwelling control of the stable isotope composition of *Neoglobobulimina dutertrei* (D'Orbigny), *Globobulimina ruber* (D'Orbigny) and *Globobulimina bulloides* D'Orbigny: examples from the Panama Basin and Arabian Sea. Journal of Foraminiferal Research, 1995, 25: 39~52
- Jian Z, Wang P, Chen M P, et al. Foraminiferal responses to major Pleistocene paleoceanographic changes in the southern South China Sea. Paleoceanography, 2000, 15(2): 229~243
- Prell W, Kutzbach J. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. Nature, 1992, 360: 647~652
- Ding Z L, Yang S L, Hou S S, et al. Magnetostratigraphy and sedimentology of Jingchuan red clay section and correlation of the Jinchuan red clay section and correlation of the Tertiary eolian red clay sediments of the Chinese Loess Plateau. Journal of Geophysical Research, 2001, 106: 6399~6407
- Molnar P, England P, Martiod J. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau and the Indian monsoon development. Review of Geophysics, 1993, 34: 357~396
- 李建如, 王汝建, 李保华. 南海南部 12Ma 以来的蛋白石堆积速率与古生产力变化. 科学通报, 2002, 47(3): 235~237
- 翦知潜, 汪品先, 赵泉鸿, 等. 南海北部上新世晚期东亚季风增强的同位素和有孔虫证据. 第四纪研究, 2001, 21: 461~469
- Clemens S C, Prell W, Murray D, et al. Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon. Nature, 1991, 353: 720~725
- Hilgen F J. Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary. Earth and Planetary Science Letters, 1991, 107: 349~368
- Wehausen R, Brumsack H J. Astronomical forcing of the East Asian monsoon mirrored by the composition of Pliocene South China Sea sediments. Earth and Planetary Science Letters, 2002, 201: 621~636
- Wang P, Tian J, Cheng X, et al. Carbon reservoir changes precede major Ice-Sheets expansion at Mid-Brunhes Event. Geology, 2003, 31: 239~242
- Laskar J. The chaotic motion of the solar system: a numerical estimate of the size of the chaotic zones. Icarus, 1990, 88: 266~291
- Chen P Y. Minerals in bottom sediments of the South China Sea. Geol Soc Am Bull, 1978, 89: 211~222
- Sun X, Li X. A pollen record of the last 37 ka in deep sea core

- 17940 from the northern slope of the South China Sea. *Marine Geology*, 1999, 156: 227~244.
- 32 孙湘君, 罗运利. 南海北部 280 ka 以来深海花粉记录. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(10): 846~853
- 33 罗运利, 陈怀成, 吴国璋, 等. 南海最近三个冰期旋回中的天然火与气候——ODP 1144 孔深海沉积中的炭屑记录. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(10): 854~860
- 34 刘传联, 成鑫荣. 从超微化石看南沙海区近 2Ma 海水上层结构的变化. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(10): 834~839
- 35 王汝建, 李建. 南海 ODP1143 站第四纪高分辨率的蛋白石记录及其古生产力意义. *科学通报*, 2003, 48(1): 74~77
- 36 Pak D K, Kennett J P. A foraminiferal isotopic proxy for upper water mass stratification. *Journal of Foraminiferal Research*, 2002, 32: 319~327
- 37 Short D A, Mengel J G, Crowley T J, et al. Filtering of milankovitch cycles by earth's geography. *Quaternary Research*, 1991, 35: 157~173
- 38 陈隆勋. 东亚季风. 北京: 气象出版社, 1991, 362
- 39 Kuhnt W, Holbourn A, Zhao Q. The early history of the South China Sea: evolution of Oligocene-Miocene deep water environments. *Revue de Micropaléontologie*, 2002, 45: 99~159
- 40 Haq B U, Hardenbol J, Vail P R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 1987, 235: 1156~1167.
- 41 王汝建, 房殿勇, 邵磊, 等. 南海北部陆坡渐新世的蛋白石沉积. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(10): 867~872
- 42 陈晓良, 赵泉鸿, 翦知潜. 南海北部 ODP1148 站中新世以来的碳酸盐含量变化及其古环境意义. *海洋地质与第四纪地质*, 2002, 22(2): 69~74
- 43 Briais A, Patriat P, Tapponnier P. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: implications for the Tertiary tectonics of Southeast Asia. *Journal of Geophysical Research*, 1993, 98(B4): 6299~6328.
- 44 Cande S C, Kent D V. A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J Geophys Res*, 1992, 97: 13917~13951.
- 45 Berggren W A, Kent D V, Swisher III C C, et al. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren W A, et al. eds. *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. *Spec Publ SEPM* 54, 1995. 129~212
- 46 Li Xian-hua, 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 and Planetary Science Letters*, 2003, 211: 207~220
- 47 房殿勇, 王汝建, 邵磊, 等. 南海 ODP1148 站深海相渐新统硅质成岩作用. *海洋地质与第四纪地质*, 2002, 22(2): 75~79
- 48 Zhang P Z, Peter M, William R D. Increased sedimentation rates and grain size 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature*, 2001, 410: 891~897
- 49 Ravelo A C, Fairbanks R G, Philander S G. Reconstruction tropical Atlantic hydrography using planktonic foraminifera and an ocean model. *Paleoceanography*, 1990, 5(3): 409~431
- 50 翦知潜, 李保华, 王吉良. 从微体化石看西太平洋暖池的形成与演化. *第四纪研究*, 2002, 23: 185~192
- 51 Sun X, Li X, Lou Y, et al. The vegetation and climate at the last glaciation on the emerged continental shelf of the South China Sea. *Palaeo Palaeo Palaeo*, 2000, 160: 301~316
- 52 汪品先. 亚洲形变与全球变冷——探索气候与构造的关系. *第四纪研究*, 1998, (3): 213~221
- 53 金性春, 周祖翼, 汪品先. *大洋钻探与中国地球科学*. 上海: 同济大学出版社, 1995. 349

(2003-04-01 收稿, 2003-07-28 收修改稿)

### 欢迎访问中国科学网站(scichina.com)

中国科学网站(scichina.com)是中国科学杂志社创办的, 服务于《科学通报》、《中国科学》(中、英文版)读者和作者的科学信息类网站. 主要提供以下 3 方面服务:

方便、周到的全文阅读服务: scichina.com 拥有 3 种版本(简体中文版、繁体中文版、英文版), 适用于不同地区的读者, 并且使用 3 种形式出版刊物(html 格式、pdf 格式、数据库检索形式), 满足不同读者的阅读要求.

细致入微的作者投稿服务: scichina.com 提供了从模板下载到稿件状态查询等一系列服务, 形成流水线式的体系, 服务于作者.

开放、友好的信息发布服务: 用户在 scichina.com 上可以找到有关中国科学杂志社及《科学通报》、《中国科学》两刊的许多重要信息, 也可以通过客户服务程序向杂志社提出问题、获得答案. 智能化的信息发布服务把杂志社和用户紧紧地连在了一起.

scichina.com 总是不断创新, 不断进取, 力争为您更好地服务.

欢迎您访问中国科学网站.