

3 000 万年以来南海沉积矿物组成 及其地质意义^{*}

蒋恒毅^{1, 2} 李安春¹ 万世明^{1, 2}

(¹中国科学院海洋研究所, 青岛 266071)

(²中国科学院研究生院 北京 100039)

青藏高原的隆升是新生代晚期亚洲和全球重大地质事件之一, 巨大的正地形使海洋沉积、海水化学成分、大气环流甚至大气成分都发生相应变化(汪品先等, 1995), 有关专家通过数值模拟实验得出全球新生代的变冷就是由于青藏高原、美洲西部高原和非洲印度洋沿岸高原改变了大气环流所引起的, 其中又以青藏高原的隆升为主(Ruddiman *et al.*, 1989; Manable *et al.*, 1974)。然而, 对青藏高原何时达到今天这个高度, 并产生与现代相当的高原效应, 则存在许多不同的观点。李吉均等(1979)提出青藏高原隆升的多阶段多期次特征, 获得国际地学界的普遍认同, 陈俊勇等(2001)依据近 30 余年来在板块碰撞的边缘地区进行的 5 次大规模的大地测量和相应的研究工作, 其中包括天文、重力、平面、高程和大气折射率等测量项目的成果, 对该地区有关地壳运动进行了研究, 认为珠峰地区的地壳垂直运动即使在 10a 量级的时间和空间上都存在非平稳性现象。Murphy 等(1997)认为青藏高原南部-中央地区在早始新世印度-亚洲大陆碰撞以前就已经抬升。岳乐平等(2000)研究兰州盆地第三系磁性地层年代与古环境记录后认为大约在 32Ma 前青藏高原第一次发生大范围隆升并波及到其东北隅兰州地区。Copeland 等(1987)认为南部拉萨地块在 20Ma 左右就已经隆升, Coleman (1995)则从喜马拉雅山南北向的正断层上找到的年龄为 14Ma 的新生矿物推断青藏高原在 14Ma 已经达到最大高度并发生东西向拉伸塌陷, 其后高度降低。更多的学者认为约在 8Ma 时是隆升的一个重要时期, 许多证据(如: 植物的、动物的、同位素的等)均表明全球气候这时候发生重大变化。专家还认为只有当青藏高原至少达到今天高度的一半时才能产生季风气候的现今格局(Ruddiman *et al.*, 1989; Manable *et al.*, 1974)。Zheng 等(2000)依据塔里木盆地南部边缘的粗碎屑沉积推断青藏高原北部在最近 4Ma 才开始隆升。李吉均等(1979

^{*} 国家自然科学基金(批准号: 49732060 40576032)和国家重点基础研究发展规划项目(Grant No. G2000046703)资助。本研究的样品由大洋钻探委员会(ODP)提供。

通信作者: 李安春, 研究员, 从事海洋沉积学研究, E-mail: acli@ms.qdio.ac.cn

第一作者: 蒋恒毅, 博士研究生, E-mail: jianghy.cn@sina.com.

收稿日期: 2005 年 8 月 8 日。

1996)依据化石群及地貌演化等证据认为 3.4M a开始, 青藏高原整体隆升, 其后, 在 2.5M a和 1.7~1.66M a相继发生强烈隆升, 青藏高原地貌总轮廓形成, 黄河现代水系格局出现, 总称为青藏运动(A, B C 三幕)。随后在 1.1~0.6M a发生昆黄运动, 直到 0.15M a之后的共和运动才使青藏高原达到今天的高度。

南海是东亚南部最大的边缘海, 主要由 3 个次级海盆组成: 西北海盆、西南海盆和中央海盆。Taylor等 (1980)在中央海盆发现并识别出其磁异常条带 11-5 d 确定了其年龄为 32~17M a Biais等 (1993)计算出了其扩张年龄为 32~15.5M a

菱形的中央海盆由大洋地壳覆盖, 其扩张具有不稳定性、分段性及不对称性等特点 (李家彪等, 2002), 并经历了早、晚两期的海底扩张。海底扩张的磁异常条带, 在约 27Ma(异常 7 6b)有个南向的脊跳跃 (Taylor *et al.*, 1980, 1983; Biais *et al.*, 1993)。南海海盆晚期的扩张方向与早期的扩张方向并不完全一致, Taylor等 (1980, 1983)坚持晚期扩张仍是南北向, 而 Biais等 (1993), Tapponnier等 (1982)和吴金龙等 (1992)的研究则表明扩张方向为北西—南东向。南海的扩张速率也不一致, 李家彪等 (2002)研究东部海盆晚期扩张的构造地貌后认为在 21M a左右存在一次扩张增速事件, 从早期的 30.54 km M a增加到 42.88 km M a 扩张不对称性分析表明, 扩张速率南侧普遍大于北

侧, 扩张不对称率东部明显大于西部, 说明沿扩张脊向东扩张速率南大北小的特点逐渐加剧。南海地区的南北向水平运动, 使礼乐-东北巴拉望地块沿与亚洲大陆边缘缝合线处发生破裂、分离, 古南海向南运动, 俯冲于加里曼丹-西南巴拉望地块之下。到早中新世, 海底扩张停止时, 向南运动的礼乐-东北巴拉望地块与加里曼丹-西南巴拉望地块发生碰撞 (姚伯初, 1996)。

大洋钻探计划 (Ocean Drilling Program, ODP) 1148 站位 (18° 50.17'N, 116° 33.94'E) 位于南海北部陆坡下部接近陆洋壳边界水深 3 294 m 处 (图 1)。为了获得 1148 站表层沉积物缺失的部分, 在位于 1148 站位上坡约 0.45 nm ile 处钻取 114 站位。依据地层的整个岩芯的多种高分辨现场分析数据与岩芯剖面的灰度或亮度的相关性, 并利用磁化率、自然伽玛、总

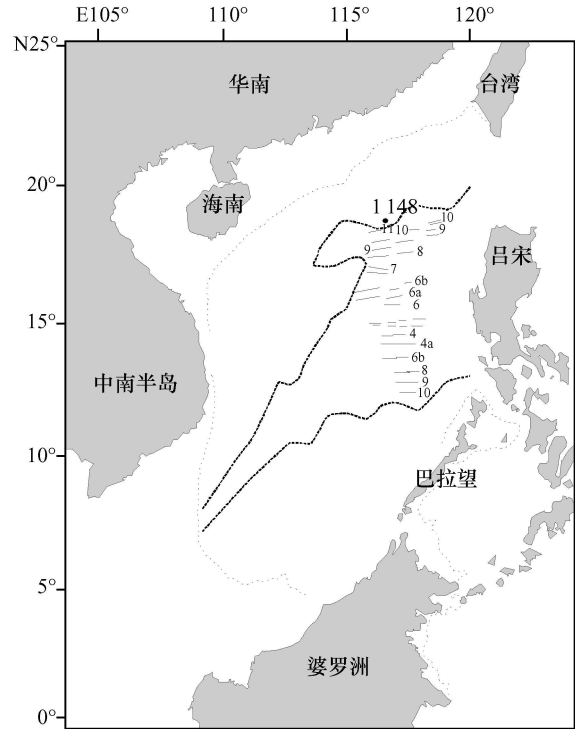


图 1 南海 ODP184航次第 1148 站的位置
短横线表示部分磁异常条带, 轻虚线表示大陆架外缘,
重虚线表示陆洋壳边缘

容重等数据建立整合深度, 1147、1148 站整合深度达到 853 m, 用生物定年法确定年龄为 3.3M a (Wang *et al.*, 2000)。这一时段正好稍早于南海中央海盆第二次扩张的开始

时间, 为研究南海扩张的沉积记录创造了条件。关于南海海底扩张历史的证据来自地球物理资料, 至今尚未见到沉积学的证据。作者试图从沉积矿物的记录中追踪这一构造事件的发生、发展及其演变, 并探讨青藏高原隆升在南海的沉积矿物的响应。

一、材料与方法

作者采用了化学分离法对 ODP 184 航次 1 148 站位的 154 个沉积样品进行了分离和定量统计。

1. 分离步骤

矿物的分离采用焦硫酸盐-氟硅酸溶蚀法(万世明等, 2003)。取湿样 3~5 g 烘干称重(W_1)。将烘干样转入离心管(顺序编号), 加 30% H_2O_2 60 ml 静置 1 h 后, 于 85℃ 水浴加热 1.5 h 超声 30 s 过 63 μ 筛, 去掉 > 63 μ 的生物碎屑, 离心筛下样。加 3 mol/L HCl 140 ml 30% H_2O_2 10 ml 85℃ 水浴加热 1.5 h, 离心清洗两次。在剩余样中加 1 mol/L NaOH 50 ml 85℃ 水浴 1 h 离心清洗两次, 转入小烧杯, 80℃ 烘干称重得到陆源物质的质量(W_2)。向烧杯加少量去离子水浸泡, 超声波分散。混匀后舀起约 1.0 g 干样的悬液入石英坩埚, 烘干称重(W_3), 烧杯中剩余样烘干保存。向坩埚加少量去离子水, 超声波分散, 然后加 20 g $NaHSO_4$, 用玻璃棒混匀, 少许去离子水冲洗玻璃棒, 然后入烘箱烘干 1~2 h 以去掉过多水分。坩埚加盖, 入马弗炉, 在高温下除掉黏土类矿物。出炉, 冷却 20 min 后, 将熔块转入离心管, 加 3 mol/L HCl 150 ml 于 85℃ 水浴加热 1.5 h 以溶解熔块, 离心, 去掉上层清液; 再加 1 mol/L NaOH 80 ml 85℃ 水浴 2 h, 离心, 去掉上层清液; 再加去离子水 100 ml 离心清洗, 重复两次, 以去掉黏土矿物分解产生的不定型硅。转入烧杯烘干称重(W_4)。将样品转入离心管, 加 30% H_2SiF_6 30 ml 浸泡 12 h 离心清洗两次, 转入烧杯烘干称重(W_5)。

2. 各种组分的含量计算公式

陆源矿物的含量: $clast\% = W_2 / W_1 \times 100\%$

生物碎屑含量: $(W_1 - W_2) / W_1 \times 100\%$

黏土矿物含量: $(W_3 - W_4) / W_3 \times clast\% \times 100\%$

长石矿物含量: $(W_5 - W_4) / W_3 \times clast\% \times 100\%$

石英矿物含量: $W_5 / W_3 \times clast\% \times 100\%$

3. 各种矿物沉积通量计算公式

$LSR = [\text{depth}(x-5) - \text{depth}(x+5)] / [\text{age}(x-5) - \text{age}(x+5)] \quad [m / (m \cdot a)]$

$MAR(\text{total}) = DD \times LSR / 10 \quad [g / (cm^2 \cdot ka)]$

$MAR(\text{单矿物}) = \% \text{单矿物} / 100 \times MAR(\text{total}) \quad [g / (cm^2 \cdot ka)]$

LSR: 沉积速率 (linear sedimentation rates)

MAR (total): 总沉积通量

MAR (单矿物): 某种单矿物的沉积通量

DD: 干容重 (dry bulk density)

线性累积速率的计算以每一时间-深度平滑曲线上每隔 5 m 取一个点, 以其上下 5 m 的深度差比上下 5 m 处的年龄, 得到每百万年的沉积厚度。

总的通量计算是用干容重乘以线性累计速率再比上十, 作为每千年每平方厘米的沉积质量。对某种单矿物的通量的计算是用其含量乘以总的通量。

二、分析结果

图 2 是各种矿物组分的含量颁布曲线。从图中可看出石英含量在 33.1 ~ 27Ma 之间含量最高, 在 32.6Ma 32.1Ma 有两个高峰, 但是在 32.4Ma 有一个低值, 变化波动

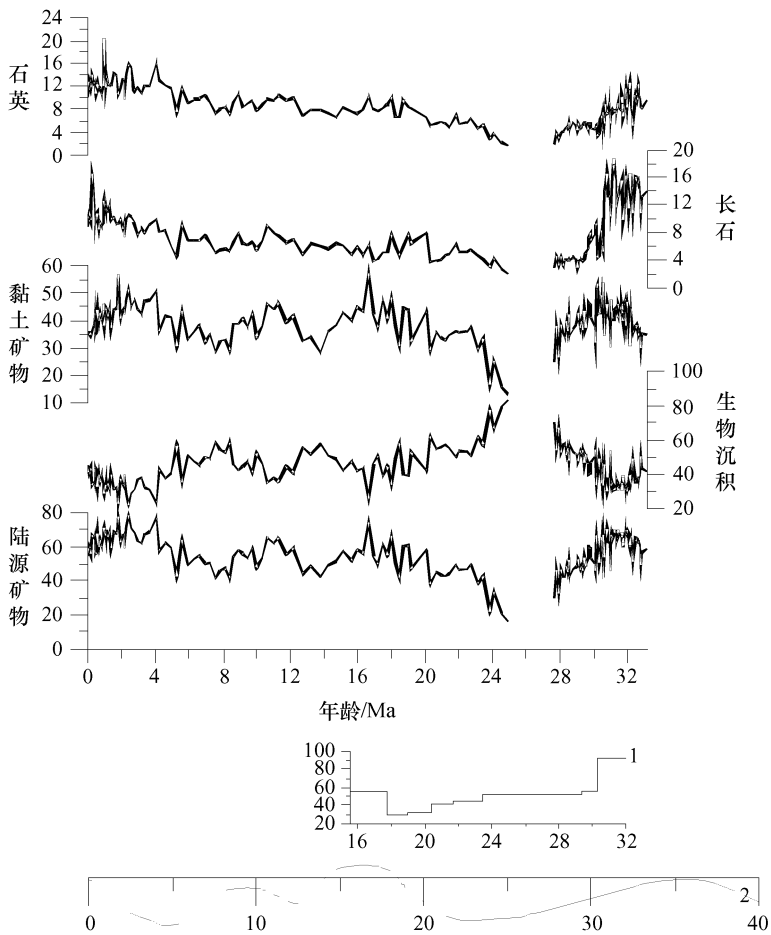


图 2 各种矿物组分的含量分布曲线

1. 南海扩张速率(据 Biais et al., 1993); 2. 青藏高原隆升曲线(据钟大赉等, 1996)

较大, 波动范围在 5% ~10% 之间。从 32.1Ma 开始呈波动式减少, 直至 24.5Ma 降至最低, 含量仅 1.9%。从 24.5Ma 之后, 石英含量开始上升, 至 23.5Ma 升至 5%, 一直到 21.8Ma 这时候有一个明显的上升, 随后稍有下降, 到 18.7Ma 又有一个明显的上升, 这一次石英高含量持续到 16.7Ma 但是中间波动很大; 随后的一段时间石英含量低, 波动也小, 到 12.2Ma 含量再次突然升高, 超过 10%, 这一高含量持续到 8.9Ma 以后到 3.9Ma 石英含量才又达到一个明显的峰值, 高达 16.22 以后又在 2.4Ma 和 0.9Ma 先后达到峰值, 尤其是 0.9Ma 峰值高达 20.3%。

长石矿物的含量总体趋势和石英矿物一致, 在 24.5Ma 以前含量很高。30.7Ma 以前为 10% 以上, 但是波动剧烈, 比石英含量波动强很多; 从 30.7 ~27Ma 波动式减少到最低, 一直到 24.9Ma 降至最低; 24.9Ma 之后, 含量迅速增加, 在 21.8Ma 达到一个峰值, 以后降低, 到 20.3Ma 降至最低; 在 20.1 ~18.0Ma 之间达到一个峰值, 之后含量再次迅速降低, 16.9Ma 又降到 3.76%, 然后缓慢增加直至 10.6Ma 达到一个峰值; 在 8.9Ma、5.6Ma、3.9Ma、2.4Ma、1.3 ~0.9Ma、0.2Ma 波动逐渐加强, 分别达到峰值。

黏土矿物在 27.7Ma 之前黏土矿物含量高。从 33.1 ~31.1Ma 缓慢增加, 从 31.1Ma 开始波动强烈, 从 29.7Ma 开始波动迅速下降。在 24.9Ma 降至最低; 之后到 22.7Ma 含量迅速增加, 从 22.7Ma 到 20.6Ma 保持相对稳定且有下降趋势; 从 20.6Ma 开始上升, 波动强烈, 到 16.7Ma 升至最高, 达到 57.51%, 以后至 13.8Ma 再降低, 下一个较高含量的时间在 11.3 ~8.6Ma, 此后逐渐增加, 在 3.9、2.4、1.8Ma 处有几个峰值。

陆源矿物的含量变化不如石英长石的含量变化曲线明显, 总的趋势上表现出在 27Ma 前高陆源含量, 从 33Ma 前增加, 到 32.3 ~31.1Ma 保持高含量, 从 31.1 ~29.8Ma 波动剧烈, 到 27.5Ma 波动式剧烈减少到最低点; 从 24.5Ma 开始迅速增加; 22.7 ~20.6Ma 保持相对稳定, 20.6 ~16.7Ma 间含量波动式增加, 以后又下降, 13.2Ma 开始又上升, 11.3 ~8.7Ma 保持在较高含量, 在 4Ma 以后陆源含量保持较高, 且从 0.8Ma 开始有微弱下降的趋势; 在 3.9Ma、2.4Ma、1.8Ma 有微弱的峰值。

图 3 为陆源物质及各陆源单矿物的沉积通量变化, 其在变化趋势上具有一致性, 即在 27.5Ma 之前含量特别高, 而在 24.5 ~27.5Ma 沉积通量非常低。在 24.5Ma 以后的沉积通量相对于 27.5Ma 之前的沉积通量低得多, 为清楚起见作者把 24.5Ma 之后的沉积通量单独列出来 (图 4), 可以看到陆源碎屑、黏土矿物、长石、石英的通量有随着时代变新阶段性增加的趋势, 具体几个高沉积通量时期出现在 24 ~17Ma、12 ~8Ma 和 4Ma 之后。

三、讨 论

陆源矿物及陆源单矿物的含量和通量变化曲线可分作 3 段, 分别是 27.5Ma 以前, 27.5 ~24.5Ma 及 24.5Ma 之后。24.5 ~27.5Ma 前后各项参数差别很大。在 27.5Ma 之前沉积通量高, 长石的含量也异常高, 长石的含量远高于石英的含量。同时, 黏土矿物

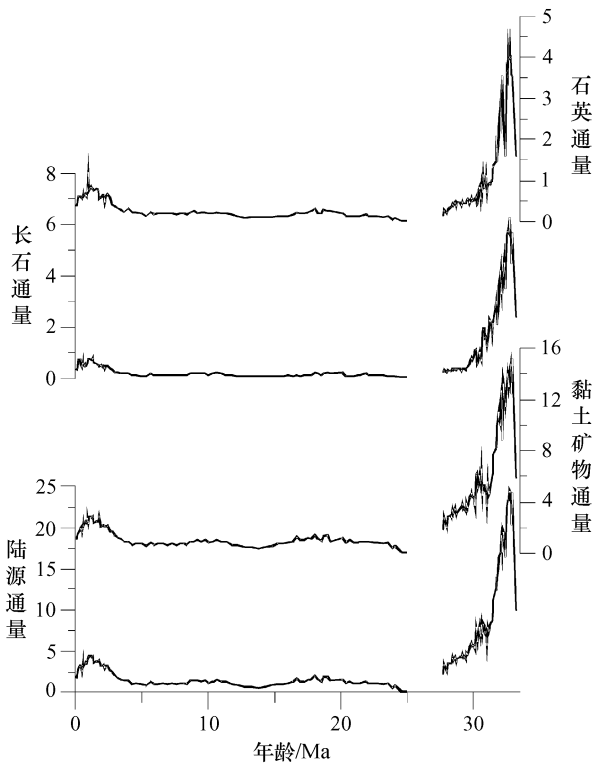


图 3 33M a以来各种矿物组分的沉积通量分布曲线

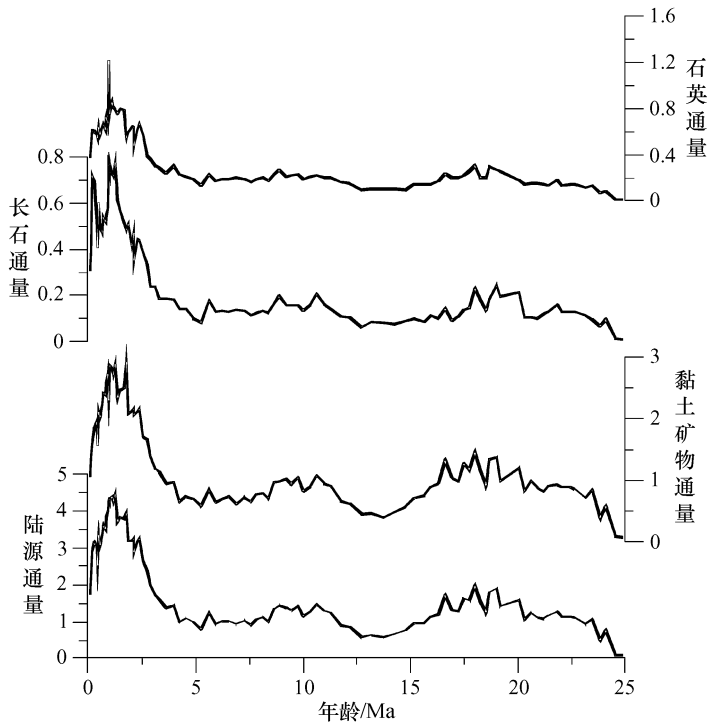


图 4 24.5M a以来各种矿物组分的沉积通量分布曲线

的含量则很低,表现出沉积物源较近。这期间的沉积物物理性质不连续,化学常量元素和痕量元素也有明显不同(Wang *et al.*, 2000)。Xian 等(2003)研究了 1 148 站位沉积物的 Nd 同位素值,通过对比不同河口的沉积物的 Nd 同位素值,发现 27Ma 之前的沉积物 Nd 同位素值更接近南部和西南部的巽他陆架和婆罗洲,23Ma 之后的 Nd 同位素值与南海北部的河口更加接近。这一改变极有可能是由于南北向的脊跳跃引起的。从 Briaud 等(1993)恢复的古南海图上看到,南海海盆扩张开始之前,1 148 站位距离当时巴拉望地块很近。因此作者认为 27.5Ma 之前 1 148 站沉积物主要来自南部东北巴拉望地块,反映了 27.5Ma 之前的沉积变化与南海海盆的构造扩张有密切关系。

从 33.1~32Ma 陆源物质通量和石英矿物通量都呈上升趋势并且迅速达到非常高的阶段。这种高沉积通量从 32.3Ma 延续到 31.1Ma。从 31.1~27.5Ma 陆源沉积物沉积通量波动剧烈,并且含量迅速降低,到 27.5Ma 波动式剧烈减少到最低点。这一记录与南海中央海盆二次扩张时间十分吻合。根据磁异常条带记录,这一时间约 32Ma(相当于磁条带 11),南海扩张速率非常快,扩张速率达到 92 mm/a。快速扩张伴随大量高强度构造活动,促使巴拉望地区和近海陆坡物质大量向深海输送,近距离的物源和强烈的构造活动是造成这一时期高沉积通量的共同原因。从图 2 中可以看出,这一时期南海海盆继续快速扩张,扩张速率稳定。随着海盆的继续扩张,东北巴拉望地块向南运动,1 148 站逐渐远离巴拉望地块。南海地壳波动式或者阶段性扩张,由于物源区的逐渐远去使整个陆源通量呈波动式减少,至 27.5Ma 减少至最低并一直持续到 24.5Ma。

根据 ODP184 航次的初始报告,24.5~27.5Ma 被确定为沉积间断,从矿物资料看沉积间断的形成与陆源物质供应匮乏密不可分。造成物质缺乏的原因主要是南来物源随着海底扩张的远去,而北方物源尚未建立,其次是随着南海海盆的张开可能当时已与外海贯通,海流增强也有一定关系。这一超低沉积速率可能反映了南海 27Ma 左右的扩张脊跃迁。Taylor 等(1980-1983)研究南海海底扩张的磁异常条带,发现在约 27Ma(异常 7/6b)有个南向的脊跳跃。作者推测由于 27Ma 的扩张加速事件,导致沉积站位加速远离南部物源区,而此时由于青藏高原的隆升引导的区域地貌变化还没有波及到云贵高原和华南地区,或者说还没有根本改变华南和西南地区的地貌变化,如珠江等大河尚未发育,因此北方华南大陆的影响还很小或根本没有影响到研究区,故陆源矿物沉积速率异常低。

陆源物质含量与通量从 24.5~22.7Ma 都迅速增加,但是其增加的幅度很大,似乎还有别的原因。作者发现在随后的一段时间,陆源含量保持平稳,并且在 21Ma 左右有个微弱的峰。

陆源物质含量的增加,与青藏高原的隆升有关。施雅风等(1998)认为青藏高原在 25~17Ma 发生第 2 次加速隆升,钟大赟等(1996)则认为这一快速隆升的时间是在 21~17Ma。Cope land 等(1987)依据单矿物钾长石的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄研究,认为南拉萨地块在 20Ma 前就已隆升。在青藏高原内部,冈底斯岛弧快速隆起,如曲水岩体在 20~18Ma 间有一次快速冷却历史抬升速率大约 2 mm/a。在青藏高原东部和横断山地区,是一系列陆内走滑断裂活动高峰时间,如红河断裂活动高峰时间为 26~23Ma(钟大赟, 1989),20~19Ma 有一次 7 km 的快速抬升历史(陈文寄等, 1992)。澜沧江断裂的活动高峰时间

为 20~17Ma 鲜水河断裂的年龄为 15Ma(许志琴等, 1992), 藏东贡日嘎布断裂的活动高峰时间为 24.7Ma, 阿尼桥断裂的活动高峰时间为 26.7Ma。在雅江碰撞带以南, 主中央断层与主边界断层相继活动、向前陆盆地方向迁移, 约 18.3Ma 开始近东西向的西瓦里克前陆拗陷形成, 并伴随大量浅色花岗岩侵位 (21~27Ma)(Scharer *et al.*, 1994)。Harris(1995)认为在 20~18Ma 之前, 喜马拉雅地体的沉积变质岩有一次构造抬升, 造成孟加拉浊积扇中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值急剧增加。上述事件都一致暗示 25~17Ma 期间青藏高原经历过较强的构造抬升。这一构造抬升, 使中国地形发生改变, 由东高西低变为西高东低, 河流方向改变, 使南海的集水区域扩大, 导致陆源物质的增加, 莺歌海在 28~16Ma 的沉积速率为 0.4mm/a。与南海盆地沉积速率增加遥相呼应的是沿着同期大型走滑断裂形成一系列走滑拉分盆地, 如青藏高原西部阿里附近的狮泉河盆地, 青藏高原北部的伦坡拉盆地、柴达木盆地, 盆地内以灰色细粒碎屑沉积为主, 植物和孢粉组合以阔叶林占优势, 反映当时热带—亚热带气候环境, 沉积速率较快, 如柴达木盆地的沉积速率约 0.1~0.2mm/a。ODP116 航次钻探也表明, 孟加拉扇在 17.5Ma 沉积速率增加。

陆源物质通量从 19.0~16.3Ma 是一个峰值, 反映了研究站位这一时期受构造活动影响增强, 沉积速率最后一次受南海扩张的构造活动影响。此后, 陆源通量很长一段时间保持很低, 进入构造扩张终止后的宁静期。

从 16.3Ma 以后, 青藏高原有一次陆源物质通量的峰值出现在 11.0~8.4Ma。通量变化在 1.14~1.48 g/(cm²·ka), 这一次陆源含量的增加, 据推测主要与青藏高原在约 8Ma 的快速隆升有关。这一时期, 青藏高原受印度板块持续挤压, 喜马拉雅块体上主边界断层开始强烈活动, 大规模逆掩推覆造成地壳增厚和重熔, 壳源浅色花岗岩的侵位和聂拉木群混合演化和叠加变质作用。康马及告乌岩体在 11~8Ma 间出现一次快速抬升。在念青唐古拉附近北东向地堑断层岩的年龄为 8~7Ma(Harrison *et al.*, 1992)。在碰撞带南侧的西瓦里克前陆盆地中, 其沉积速率由以前的 0.1mm/a 增大到 11~8Ma 的 0.3mm/a。重矿物重新大量出现角闪石, 而 8~3Ma 期间沉积速率很低, 无角闪石出现(Johnson *et al.*, 1985)。在滇川西部, 东缅甸地块东界的右旋实皆走滑断裂及其分支右旋逆冲走滑高黎贡断裂开始大规模活动, 导致安达曼海的拉开, 其走滑年龄分别为 13Ma 和 12~11Ma。在孟加拉扇的深钻也显示 13~8Ma 期间沉积速率加快, 有大量角闪石出现。

ODP722 孔浮游有孔虫和放射虫化石指示 9~8Ma 阿拉伯海上升流的增强和印度西南季风的增强(Prell *et al.*, 1992; Kroon *et al.*, 1991)。巴基斯坦土壤中的碳酸盐的氧同位素 9~8Ma 变化, 显示巴基斯坦植被在约 8Ma 前由 C3 森林型向 C4 草原型转变, 同时, 青藏高原东北部边缘由针叶阔叶混交林带转变为草原, 所有这些都表明全球气候在约 8Ma 前发生明显变化, 而依据 Ruddiman 等(1989)和 Manable 等(1974)的数值模拟, 只有当青藏高原至少达到今天高度的一半时才能产生季风气候的现今格局。

约 7.6Ma 赵家川的红壤堆积, 说明中国这时候气候季节性已经很强。强季节性气候造成冬季寒冷气候, 物理风化作用加强, 夏季降雨增加, 这一过程加速了地表侵蚀作用; 同时, 隆升导致地形落差变大, 河流溯源侵蚀增强, 使盆地内的沉积作用变得强烈。因此, 可以认为这一时期陆源物质通量的高值是对青藏高原在这一时期加速隆升的

响应。

进入 4Ma 以后, 陆源通量增加非常剧烈。4Ma 以后是青藏高原强烈隆升时期, 其标志是: 喜马拉雅东构造结的裂变径迹年龄数据显示, 不论是喜马拉雅地体和冈底斯岛弧地体都普遍记录到面状分布的 3Ma 左右的抬升记录。在喜马拉雅构造结(南迦巴鲁峰)裂变径迹年龄为 2~0.5Ma 有一次快速抬升, 速率为 5 mm/a。在西昆仑北西向正断层快速抬升发生在 2~1.5Ma, 速率为 1~4 mm/a。在滇西, 红河断裂在 4.7Ma 有一次快速抬升。在昆仑山南侧, 断续出现约千公里的时代为 2.0~0.2Ma 的钙碱性-钾质玄武岩带。这些构造-岩浆热事件年龄都落在青藏高原周围的强变形带上, 都指示上新世末到第四纪整个青藏高原处于拉伸环境, 转为整体抬升(钟大赉, 1996)。

在青藏高原上出现南北向拉张型沉积盆地, 如中喜马拉雅北坡的吉隆盆地(7Ma 开始形成, 1.6Ma 萎缩); 昆仑山垭口盆地(约 5Ma 开始断陷, 在 1.7~1Ma 开始封闭); 柴达木盆地(3Ma 左右沉积速率明显增长为 0.8 mm/a。3.5Ma 之后是柴达木盆地主要成盐期)。青藏(包括柴达木)所有中新世-上新世沉积都是前湖相细粒碎屑沉积, 三趾马动物群广泛分布, 暗示当时的青藏高原是低缓丘陵和湖盆相间的地貌格局, 推测周缘山脉在海拔 1 000~2 000 m, 河流湖盆的海拔小于 1 000 m。在现今的青藏高原周缘出现扇砾岩沉积, 如昆仑山北麓(西域砾岩 2.97Ma), 祁连山北麓的玉门砾岩(始于 2.46Ma), 龙门山山前砾岩等, 均与下伏的上新世细粒沉积岩成不整合。青藏高原东北侧的临夏盆地 3.4~2.48Ma 前盆地沉积中第一次出现砾石沉积(积石山砾石层)和不整合面, 结束湖相沉积历史(潘保田等, 1995)。

青藏高原的南侧吉隆盆地贡巴砾岩(2.4Ma), 南亚西瓦里克 5Ma 塔特罗组粒径变粗, 至 2.1Ma 出现砾岩, 再次出现大量角闪石。喜马拉雅西北段山麓前克什米尔盆地 Karewas 最早砾岩沉积始于 3.80Ma 或 3.15Ma。孟加拉扇在 6Ma 以前均为细粒浊积岩为主, 5.40~5.10Ma 前沉积速率加大, 又一次出现大量角闪石。青藏高原西南侧阿拉伯海沉积速率 3.4Ma 以后也突然加速。青藏高原东缘的横断山区, 如滇西中新世早中期的山间盆地是含煤的湖沼相砂泥岩沉积, 植物茂盛, 属热带-亚热带环境, 地面海拔在 700~800 m 之间, 而中新世晚期至早上新世地层缺失, 暗示已达到准平原化(何浩生等, 1993)。再往东至川西滇中一带, 3.4Ma 以前, 普遍发育早上新世含三趾马的红土层, 代表 3.4Ma 以前古夷平面上的古风化壳产物。

南海北部陆架和莺歌海盆地, 自 5Ma 以后出现很厚的浊积水道粗碎屑沉积, 延伸百余公里。沉积速率突然增加, 由 5Ma 以前的 0.1 mm/a 到 5Ma 以后的 0.5 mm/a。其中乐东 30-1 钻孔揭示的海相第四系沉积达 2 000 m(汪品先, 1995), 表明红河流域物源区自 5Ma 以来地表逐步快速抬升, 剥蚀速度加快。

Zheng 等(2000)研究塔里木盆地南部边缘的粗碎屑沉积后推断这是青藏高原北部在最近 4Ma 才开始隆升形成的。李吉均等(1979, 1996)也通过对青藏高原地貌演化及黄河上游河谷地貌演化的研究认为, 青藏高原的大幅度隆升是 3.6Ma 之后开始的。崔之久等(1996)认为, 目前的青藏高原起自 5Ma BP 的最新一次抬升。

四、结 论

南海 1148 站位的陆源沉积物含量和通量反映了 33Ma 以来南海海盆扩张及青藏高原各阶段快速隆升的构造事件。在 27.5Ma 以前, 沉积物主要来源于南部的东北巴拉望地块; 33.1~32Ma 时研究位置与东北巴拉望地块很近, 沉积物风化剥蚀后很快沉积; 32Ma 左右构造强烈, 使沉积通量增大, 但是随着扩张研究站位快速远离物源区, 沉积通量波动式降低; 在 27.5Ma 和 24.5Ma 之间是一个沉积速率很低的阶段; 在 24.5Ma 之后沉积速率迅速上升, 青藏高原隆升开始影响到研究区; 24.5Ma 之后至 17Ma 沉积物沉积速率受到青藏高原隆升和南海扩张的共同影响。

17Ma 以后, 沉积站位的沉积物主要受青藏高原的快速隆升影响, 结果表明无论是 10~8Ma 还是 4Ma 以后, 前人提出的青藏高原的快速隆升事件在沉积物含量和沉积通量上均有反映, 尤其是 4Ma 以来, 沉积通量的峰值和李吉均等 (1979, 1996) 依据地貌学和生态群落的研究结果相当一致; 因此作者认为在约 21Ma, 10~8Ma, 4Ma 以来都有明显加速隆升; 21Ma 的隆升规模没有引起南亚季风的形成; 在 10~8Ma 的隆升引起印度季风加强; 4Ma 以来, 青藏高原整体经历猛烈抬升。

参 考 文 献

- 万世明, 李安春, 蒋恒毅. 2003. 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, 23(3): 123~128
- 陈俊勇, 王泽民, 庞尚益等. 2001. 论珠穆朗玛峰地区地壳运动. 中国科学(D), 31(4): 265~271
- 陈文寄, TM 哈里森, OM 洛弗拉. 1992. 哀牢山-红河剪切带的热年代学研究-多重扩散域模式的应用实例. 地震地质, 24(2): 121~128
- 崔之久, 高全洲等. 1996. 夷平面、古岩溶与青藏高原隆升. 中国科学(D), 26(4): 378~385
- 邓万明. 1994. 青藏高原新生代岩浆活动与岩石圈演化. 见: 青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究. 学术论文明刊(1994). 北京: 科学出版社, 1995. 22. 707~710
- 何浩生, 何科昭. 1993. 滇西地区夷平面变形及其反映的第四纪构造运动. 现代地质, 7(1): 31~39
- 李吉均, 方小敏. 1998. 青藏高原隆起与环境变化研究. 科学通报, 43(15): 1569~1574
- 李吉均, 方小敏等. 1996. 晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆起. 中国科学(D), 26(4): 316~318
- 李吉均, 文世宣, 张青松等. 1979. 青藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨. 中国科学, (6): 608~616
- 李家彪, 金翔龙, 高金耀. 2002. 南海东部海盆晚期扩张的构造地貌研究. 中国科学(D), 32(3): 239~148
- 潘保田, 李吉均. 1995. 青藏高原: 全球气候变化的驱动力与放大器; II. 青藏高原隆起的基本特征. 兰州大学学报(自然科学版), 31(4): 160~167
- 施雅风, 汤懋荃, 马玉贞. 1998. 青藏高原二期隆升与亚洲季风孕育关系探讨. 中国科学(D), 28(3): 264~271
- 汪品先. 1995. 大洋钻探与青藏高原. 地球科学进展, 10(3): 254~257
- 吴金龙, 韩树桥, 李恒修等. 1992. 南海中部古扩张脊的构造特征及南海海盆的两次扩张. 海洋学报, 14(1): 82~95
- 许志琴, 侯立玮, 王宗秀等. 1992. 中国松潘甘孜造山带的造山过程. 北京: 地质出版社
- 姚伯初. 1996. 南海海盆新生代的构造演化史. 海洋地质与第四纪地质, 16(2): 1~13
- 岳乐平, F.H. Heller, 邱占祥等. 2000. 兰州盆地第三系磁性地层年代与古环境记录. 科学通报, 45(18): 1998~2002
- 钟大赉, Tappo, P. 1989. 大型走滑断层碰撞后陆内变形的重要形式. 科学通报, 34(7): 526~529
- 钟大赉, 丁林. 1996. 青藏高原隆升过程及其机制的探讨. 中国科学(D), 26(4): 289~295
- Briaire A., Patriat P., and Tapponnier P. 1993. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: implications for the Tertiary tectonics of South east Asia. J. Geophys. Res., 98: 6299~6328

- Brunei M., A maud N., Tapponnier P. *et al*. 1994. Kongur Shan normal fault: Type example of mountain building assisted by extension(Karakoram fault eastern Pamir). *Geology*, **22**: 707~710
- Coleman M. 1995. Evidence for Tibetan uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east west extension. *Nature* **374** (17): 49~52
- Copeland P., Harrison T.M., Kidd *et al*. 1987. Rapid Miocene acceleration of uplift in the Gangdese belt, Xizang (southern Tibet), and its bearing on accommodation mechanisms of the India-Asia collision. *Earth and Planetary Science Letters*, **86**: 240~252
- Harris N. 1995. Significance of weathering Himalayan metasedimentary rocks and leucogranites for the Sr isotope evolution of seawater during early Miocene. *Geology* **23**(9): 759~798
- Harrison T.M., Copeland P., Kidd W.S.F., *et al*. 1992. Raising Tibet. *Science* **255**: 1663~1670
- Johson N.M., Stix J., Tauxe L. 1985. Paleomagnetic chronology, fluvial processes and tectonic implications of the Siwalik deposits near Chinji village, Pakistan. *Journal of Geology*, **93**: 23~40
- Kroon D., Steens T., Troelstra S.R. 1991. Onset of monsoonal related upwelling in the western Arabian Sea. *Proc. ODP Sci. Results* **117**: 257~263
- Manabe S. and Terpstra S. 1974. The effect of mountains on the general circulation of atmosphere as identified by numerical experiments. *J. of Atmos. Sci.* **31**: 3~42
- Molnar P., England P., Martinod J. 1993. Mantle dynamics, the uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon. *Rev. Geophys.* **31**: 357~396
- Murphy M.A., Yin A., Harrison T.M., *et al*. 1997. Did the Indo-Asian collision alone create the Tibetan Plateau? *Geology* **25**: 719~722
- Prell W.L., Murray D.W., Clemens S.C., *et al*. 1992. Evolution and variability of the Indian Ocean summer monsoon: evidence from the western Arabian Sea drilling program. In: Duncan R.A., Rea D.K., Kidd R.B., von Rad U., Weissel J.K. (Eds.), *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean. Am. Geophys. Union Monogr.* **70**: 447~469
- Pan Y., Kidd W.S.F. 1992. Nyainqentanglha shear zone: a late Miocene extensional detachment in the southern Tibetan Plateau. *Geology*, **20**: 775~778
- Quade J., Cerling T.E., Brown J.R. 1989. Dramatic ecologic shift in the late Miocene of northern Pakistan and its significance to the development of the Asian monsoon. *Nature* **342**: 163~166
- Raymo M.E., Ruddiman W.F. 1992. Tectonic forcing of the late Cenozoic climate. *Nature* **359**: 117~122
- Ruddiman W.F., Kutzbach J.E. 1989. Forcing of Late Cenozoic Northern Hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and American West. *Journal of Geophysical Research*, **94**(D15): 18 409~18 427
- Scharer U., Zhang Liansheng, Tapponnier P. 1994. Duration of strike-slip movements in large shear zones: the Red River belt, China. *Earth and Planetary Science Letters* **126**: 279~297
- Tapponnier B., Peltzer G., LeDain A.Y., *et al*. 1982. Propagation extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, **10**(12): 611~616
- Taylor B., and Hayes D.E. 1980. The tectonic evolution of the South China Basin. In: Hayes D.E. (Ed.), *Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands. Geophys. Monogr., Am. Geophys. Union* **23**: 89~104
- Taylor B., Hayes D.E. 1983. Origin and history of the South China Sea Basin. In: Hayes D.E. (Ed.), *Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands. Geophys. Monogr., Am. Geophys. Union* **23**: 23~26
- Wang P., Prell W.L., Blum P., *et al*. 2000. Leg 184 Summary: Exploring the Asian Monsoon Through Drilling in the South China Sea. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports Volume 184*
- Xianhua Li, Gangjian Wei, Lei Shao *et al*. 2003. 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* **211**: 207~220
- Yao Bochu. 1996. Tectonic Evolution of The South China Sea in Cenozoic. *Marine Geology & Quaternary Geology* **16**(2): 1~13
- Zeitler P.K. 1982. Fission track evidence for Quaternary uplift of Nangaparba region Pakistan. *Nature* **298**: 255~257

Zheng H., Powell C.M., An Z., *et al* 2000. Pliocene uplift of the northern Tibetan Plateau. *Geology* **28**: 715~718

Terrigenous Mineralogical Component in the Sediments from SCS since 30Ma and Their Geological Significance

JIANG Hengyi^{1,2} LIANCHUN¹ WAN Shiming^{1,2}

(¹*Institute of Oceanography Chinese Academy of Sciences Qingdao 266071*)

(²*Graduate School of Chinese Academy of Sciences Beijing 100039*)

ABSTRACT

Minerals are the main components of sediments whose terrigenous parts are carried into the ocean by rivers or winds and deposit directly or indirectly. The amount of the terrigenous minerals in marine sediments indirectly indicates the source area of supply and the strength of the transport agent. Minerals in sediment are strongly affected by tectonic movement and geomorphic evolution in long time scale. Therefore large tectonic movement must lead to change of mineral components and fluxes.

The South China Sea (SCS) basin experienced two tectonic expansions in Cenozoic; the second expansion occurred between 32~15.5Ma formed the central basin. The Palawan block moved far away from the northern continent. The Tibet Plateau experienced three accelerated uplifts at 25~17Ma, B.P., 10~8Ma, B.P. and ~4Ma, B.P.~present. In order to determine the effective tectonic movement proxy indexes and find more evidence for the two large tectonic events in marginal sea sedimentary mineral composition and their fluxes were studied.

Quartz, feldspar, clay minerals and terrigenous minerals were extracted from the sediments of site 1148 of ODP LEG 184 by chemical dissolution method. The contents and their mass accumulation rate (MAR) were calculated. According to the chronology data in the initial report of ODP LEG 184, vertical distribution of the terrigenous minerals and their content and fluxes against age were established. Therefore the response of content and flux of terrigenous minerals to the expansion of South China Sea floor (SCS) and the uplift of the Tibet Plateau were discussed. The results showed that the highest terrigenous mineral components between 33~27.5Ma was correlated with the start of SCS floor expansion and the ridge jump while it was affected by the uplift of Tibet Plateau after 24.5Ma. The accelerated uplift phases were very prominently revealed in the sediments, especially the rapid uplift since 4Ma ago. The provenance of terrigenous mineral components changed from southeast to northwest at about 24.5Ma as the southern source departed from the deposition site and the effects weakened with the expansion of the SCS floor when the Tibet Plateau uplifted led to morphologic gradient increase, change of river direction and enhanced of erosion.