

# 渐新世以来的南海沉积量及其分布<sup>\*</sup>

黄 维<sup>\*\*</sup> 汪品先

(同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092)

**摘要** 对南海张裂以来从渐新世到现代的沉积量进行统计, 进而探讨南海作为边缘海盆地在沉积物分布宏观格局上的特色及其演变过程. 在前渐新世基底之上, 南海海盆接受了  $1.44 \times 10^{16}$  t 的沉积, 其中渐新世的沉积总量最多, 堆积速率最高. 南海沉积物主要堆积在陆架和陆坡上的沉积盆地中, 海盆内无大型深海扇发育, 明显不同于开放大洋, 也不同于小型西太平洋边缘海弧后盆地. 南海沉积物分布格局的形成, 区域性构造运动和全球性气候变化等因素起着显著的控制作用.

**关键词** 沉积格局 沉积量 西太平洋边缘海 南海

近年来, 南海已成为国际海洋地质学界的热点之一. 在大洋钻探掀起的古海洋学研究浪潮中, 南海沉积物是东亚季风、陆地构造历史的记录; 在海底石油和天然气水合物的勘探中, 南海沉积又是当前与未来的能源载体. 南海沉积学的研究虽然已有长期的历史, 但迄今缺乏全面的汇总和统计, 而南海接受了多少沉积物, 本身就是一个重要的古环境信息, 这一问题的实质就是探求沉积厚度的宏观分布格局. 本文试图在现有资料基础上, 对渐新世张裂以来的沉积量进行统计, 并从中求取构造运动和气候演变信息.

## 1 材料与方法

为研究渐新世以来的南海沉积, 不能简单地选用今天的南海范围. 本文的研究区域界于  $0^{\circ} \sim 24^{\circ} \text{N}$  和

$104^{\circ} \sim 121^{\circ} \text{E}$  之间, 而不包括大部分泰国湾和一部分巽他陆架, 但包括部分沉积盆地在陆地上的自然延伸. 在此区域内所收集的有地震剖面 94 条、石油钻井 34 个、岩芯柱状样 121 个, 另外还包括大量的地层综合柱状图、浅地层剖面和沉积等厚图等资料(图 1). 1999 年南海大洋钻探 184 航次采得的渐新世以来的岩芯, 为南海提供了高质量的地层学基础和地震测线地层学解释的标准 [1~3]. 本文材料中测线最密集的北部地区, 采用的是广州海洋地质调局中美合作第一阶段的地震剖面 [4], 虽然分辨率并不高, 但能识别出沉积物基底及  $E_2/E_3$ ,  $E_3/N_1^1$ ,  $N_1^2/N_1^3$ ,  $N_1^3/N_2$  等可进行全区性对比的不整合界面, 其他资料主要来源于文献 [5~16], 均已进行过地层划分解释.

收稿日期: 2006-04-07; 接受日期: 2006-06-07

<sup>\*</sup> 国家重点基础研究发展规划资助项目(批准号: G2000078500)、创新研究群体科学基金(批准号: 40321603)、国家自然科学基金重点项目(批准号: 40331002)、国家自然科学基金项目(批准号: 40276019, 40506014, 40476027)和教育部科技基础资源数据平台项目(批准号: 505003)

<sup>\*\*</sup> E-mail: [huangwei@mail.tongji.edu.cn](mailto:huangwei@mail.tongji.edu.cn)

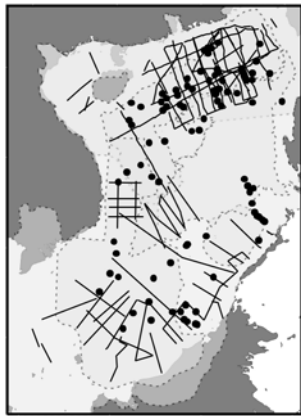


图 1 本文使用的站位(图中圆点)、地震剖面(图中实线)和等厚图资料

地层厚度的计算和密度的求取是沉积量统计的关键。由于时间跨度较大，同时受限于地球物理资料的分辨率，过细的地层划分难以实现，本文按渐新世、早、中、晚中新世、上新世、第四纪将所收集的资料划分地层，进而经过插值计算整合成各时期的沉积等厚图。

沉积物密度难以直接获得。但沉积物的颗粒比重通常是常量，南海大洋钻探所有沉积物的颗粒比重 [11] 为  $\rho_g \approx (2.69 \pm 0.19) \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ，而沉积物孔隙率与埋藏深度呈指数关系，根据南海大洋钻探的岩芯物理性质 [11] 以及南海的深部油井资料 [12] 所拟合的结果为  $\omega = 0.7263e^{-z/1064}$ ，因而沉积物密度就可以通过沉积物埋深  $z$  来计算： $\rho = \rho_g(1 - \omega)$ ，即单位面积上沉积物质量可用公式  $M = \int_{z_1}^{z_2} \rho dz$  计算出，其中  $z_1$  和  $z_2$  分别是该地层的顶底深度。具体的计算方法及误差分析详见文献 [18]。

## 2 渐新世以来南海的沉积量与平均堆积速率

渐新世以来南海沉积物主要集中在南海陆架和陆坡的沉积盆地(图 2)中，中央海盆、南沙及东部地区沉积厚度薄得多。莺歌海盆地和曾母盆地的沉积物最厚，最厚处 20 km 左右。计算得出南海沉积物总量为  $1.44 \times 10^{16} \text{ t}$ ，平均堆积速率  $12.8 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ 。而各时期的沉积总量(表 1)，以渐新世最多，其次是

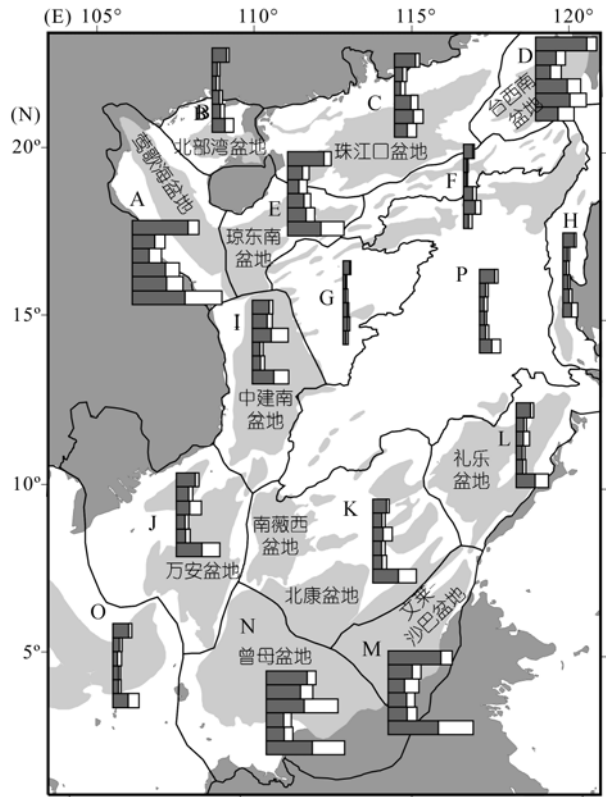


图 2 本文的沉积学区及其平均堆积速率

图中海区内灰色区域为沉积盆地。各分区的堆积速率用条形图标示。条形图中深色为陆源沉积堆积速率，白色部分为碳酸盐堆积速率。条形图纵向自上而下分别为渐新世、早中新世、中中新世、晚中新世、上新世和第四纪

中新世，而第四纪沉积总量最少。

需要指出的是，作为初步研究，本文未能就构造运动对沉积量的影响进行评估。对于沉积量统计来说，难以估算的是伴随板块俯冲所消失的沉积量，如晚中新世之前古南海海洋壳的俯冲和中央海盆东部在马尼拉海沟消失的部分。而由于构造运动所造成的局部地区沉积物剥蚀，例如南海运动、东沙运动，考虑到南海的封闭性，其实对沉积总量的统计并无大碍，但必然影响堆积速率的计算和沉积历史的讨论(见后)。从 ODP 1148 井的记录看，最大的剥蚀发生在晚渐新世，4 个不连续面缺失大约 3 Ma 的沉积 [13]。由于本文只对南海地层分为六段作粗略统计，剥蚀作用影响的精确度可以在讨论中指出。

在沉积总量中陆源碎屑物和碳酸盐的比值，是

表 1 南海沉积量分区统计表

分区	面积 /10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup>	质量/10 <sup>15</sup> t												全部	
		Q		N <sub>2</sub>		N <sub>1</sub> <sup>3</sup>		N <sub>1</sub> <sup>2</sup>		N <sub>1</sub> <sup>1</sup>		E <sub>3</sub>		总量	陆源
		总量	陆源	总量	陆源	总量	陆源	总量	陆源	总量	陆源	总量	陆源		
A	0.15	0.10	0.08	0.09	0.06	0.14	0.08	0.20	0.14	0.30	0.20	0.71	0.42	1.53	0.98
B	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.07	0.04	0.15	0.10
C	0.26	0.06	0.05	0.06	0.04	0.09	0.05	0.17	0.12	0.29	0.20	0.29	0.17	0.96	0.63
D	0.12	0.07	0.06	0.07	0.04	0.09	0.05	0.15	0.10	0.24	0.16	0.24	0.14	0.85	0.56
E	0.09	0.04	0.03	0.04	0.03	0.06	0.03	0.06	0.04	0.10	0.07	0.29	0.17	0.59	0.38
F	0.08	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.06	0.04	0.04	0.02	0.16	0.11
G	0.14	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.04	0.03	0.04	0.02	0.15	0.10
H	0.09	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.07	0.04	0.16	0.10
I	0.16	0.03	0.03	0.06	0.04	0.18	0.10	0.05	0.03	0.08	0.05	0.31	0.18	0.70	0.43
J	0.31	0.07	0.06	0.10	0.07	0.25	0.13	0.11	0.08	0.18	0.12	0.72	0.43	1.43	0.89
K	0.31	0.05	0.04	0.07	0.05	0.19	0.10	0.11	0.08	0.18	0.12	0.72	0.43	1.33	0.82
L	0.17	0.03	0.02	0.03	0.02	0.07	0.04	0.04	0.03	0.07	0.05	0.30	0.17	0.54	0.34
M	0.13	0.08	0.07	0.08	0.06	0.13	0.07	0.10	0.07	0.15	0.10	0.59	0.35	1.12	0.71
N	0.32	0.15	0.13	0.28	0.21	0.72	0.38	0.22	0.16	0.34	0.23	1.32	0.78	3.03	1.87
O	0.42	0.08	0.06	0.07	0.05	0.11	0.06	0.09	0.06	0.14	0.09	0.58	0.34	1.07	0.68
P	0.52	0.09	0.08	0.09	0.06	0.14	0.08	0.11	0.08	0.13	0.09	0.12	0.07	0.68	0.45
全部	3.34	0.90	0.75	1.07	0.77	2.23	1.21	1.49	1.04	2.34	1.58	6.41	3.77	14.44	9.12

一个重要但目前难以确切回答的问题。在南海沉积物中,无疑陆源碎屑物是主要的,其次是生源的碳酸盐。根据作者对南沙、西沙群岛礁盘的粗略统计,南海中珊瑚礁体的总量约为  $0.19 \times 10^{15}$  t,不足沉积总量的百分之一,可忽略不计。但是不能忽略的是浮游生物产生的碳酸盐。由于缺乏资料依据,只能做粗略的估算。迄今为止,作者所能收集到能提供包括第三纪地层中碳酸盐含量的岩芯资料只有 ODP 184 航次的 3 个钻孔 [14]。其中南陆坡中段的 1143 孔钻穿了晚中新世地层;北陆坡中段的 1146 孔达到了早中新世上部;北部陆坡底部的 1148 孔井底年龄 32 Ma。为了统计的方便,作者按沉积盆地分布将南海划分成 16 个沉积分区(图 2),并分别计算各区每一时期的沉积总量。按照就近原则,北部的 A~H 及 P 区以 1146 和 1148 为依据、其他区域以 1143 或 1148(中中新世以前)为依据,分别按各孔相应时代的碳酸盐平均含量计算出每一分区每一时期的碳酸盐及陆源物质总量(表 1,篇幅所限,碳酸盐总量未列出)。结果表明,在所有沉积物中 37% 为碳酸盐,而陆源物质占沉积总量的 63% 左右,反映了南海的深海沉积以陆源物质为主的特点。当然这一数字可能与实际情况有较大的出入,有待将来资料充足时校正。

沉积量统计的年代跨度并不一致,使用堆积速率才能有效地揭示沉积作用的演化特征。而堆积速率的计算需要考虑到构造作用造成的海盆形态变化,对南海的面积进行校正。目前对南海海盆精确地古地理再造还相当困难,特别是伴随中央海盆张裂所产生的周边陆壳形变及位移极其复杂,因此本文只能假设陆架及陆坡的面积是固定不变的,仅依据磁异常条带的分布校正中央海盆扩张期间(30~16.7 Ma)的面积,讨论没有水平运动的“静态”南海的沉积作用演变。而校正的依据是 Briaies 等 [19~21] 对中央海盆磁异常条带的解释并参照修订后的古地磁年表 [22,23]。

按照上述的分区方案所计算的各区平均堆积速率标识为图 2 的条形图,显示大多数分区都是渐新世最高,南部晚中新世、北部第四纪堆积速率也较高。而整个南海的平均堆积速率,以渐新世最高,为  $22.08 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ ,其次是第四纪和晚中新世,分别是  $14.86$  和  $11.34 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$ ,而中中新世和上新世最低(图 3)。图 3 中所标示的碳酸盐和陆源物质堆积速率是根据前面的沉积量统计结果计算的,由于是粗放型的估算,本文不便讨论碳酸盐堆积速率的古环境意义,但是陆源物质与全部沉积物的堆积速率变化趋势相一致应当没有疑议。因此后文将分

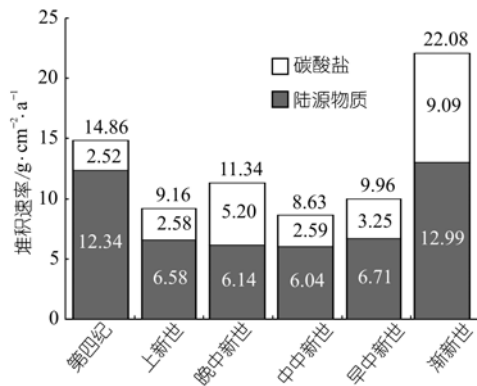


图3 南海各时期的平均堆积速率

析南海总体的堆积速率变化, 讨论陆源物质沉积作用的环境意义。

### 3 南海沉积格局的演变过程

#### 3.1 渐新世

在渐新世堆积速率分布图中中央海盆尚未形成洋壳以及没有接受沉积物的地区用空白表示(图4(a)). 当时北部大陆架上沉积边界的北缘远在现在的海岸之外, 反映当时该区应处于剥蚀阶段. 与此相似, 南海南部的沉积边界也应当与现在有所差异, 可惜没有相关的地球物理资料加以校验。

渐新世时南海沉积显示出快速堆积的特征, 这应与当时南海开始扩张、构造作用强烈有关. 在接受沉积物的地区, 堆积速率普遍高于  $10 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$ , 而在南部高于  $50 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$  的占有很大比例. 当时以莺歌海盆地中心处堆积速率最高, 达  $200 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$ , 厚度约  $8500 \text{ m}$ ; 其次是曾母盆地, 其南部最高的堆积速率超过  $150 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$ . 相对来说莺歌海盆地比较狭窄, 沉积规模比以曾母盆地为中心的南海南部小得多. 南部地区堆积速率普遍较高, 盆地中沉积物厚度一般均逾  $1000 \text{ m}$ , 其中万安盆地、曾母盆地、文莱-沙巴盆地最厚处都在  $4000 \text{ m}$  以上, 几乎连成一片. 而北部大部分地区沉积物都很薄, 在  $500 \text{ m}$  以内, 只有琼东南盆地、珠江口盆地南部最厚处可超过  $4000 \text{ m}$ 、北部陆缘的一些断陷盆地有厚度可达  $2000 \text{ m}$ , 显示南海的南北差异十分明显(图4(a)). 另外, 北部陆缘的断陷盆地呈串珠状分布, 琼东南盆

地与莺歌海盆地之间有隆起相隔, 是与现在南海沉积盆地分布不同的特征。

#### 3.2 晚第三纪

渐新世末期到中新世初是南海构造作用最强的时期, 造成了沉积环境和物源区发生了重大改组 [21]. 此后直到中新世早期扩张结束时都没有构造运动的迹象 [2], 早、中中新世的南海变得相对平静, 堆积速率普遍下降(图 4(b), (c)), 仅曾母盆地南部的堆积速率较高, 但已低于  $100 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$ , 其他地区仅略高于  $10 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$ , 下降幅度近 70%(图 4(b), (c)). 西北部的莺歌海盆地的最高堆积速率约  $100 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$  (图 4(b), (c)). 例外的是珠江口盆地和台西南盆地, 堆积速率反而有所上升(图 4(b), (c)), 原来零散的断陷中心已经成为一个统一的沉积盆地, 由于当时构造作用并不剧烈, 因此这应与这两个盆地基底地壳的大规模均衡沉降有关 [24], 同时 1148 站的物源区由南向北的改变 [25]也间接表明了进入中新世之后具有补偿北部陆缘盆地均衡沉降的充足物源供应。

南海早、中中新世堆积速率之低, 应当反映集水流域构造上的相对平静. 这与同时期青藏高原南部和喜马拉雅山脉进入快速剥蚀阶段形成对照 [26]. 可能的解释是南海沉积作用对于青藏高原、至少是其南部的隆升并不敏感, 早中新世的高原隆升造成了印度洋方面沉积速率的加快, 导致了孟加拉扇开始堆积 [27], 但在南海方面并无反映. 另外, 中中新世末期的东沙运动造成南海北部地区大规模区域不整合 [15], 也造成堆积速率计算结果偏低, 可惜具体的剥蚀量难以估算, 有待将来更深入的研究。

晚中新世时南海南部地区堆积速率则明显增加(图 4(d)), 曾母盆地堆积速率高达  $300 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$ , 同时其沉积中心由中中新世之前的北纬  $5^\circ$  以南迁移至  $5^\circ\text{N}$  以北, 南海西南部的中建南盆地、万安盆地的堆积速率也较早、中中新世高. 而北部地区堆积速率有所下降, 普遍低于  $10 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$ . 此时莺歌海盆地与琼东南盆地由以前的独立发展成为统一的沉积盆地, 沉积中心向两个盆地交界处迁移, 最高的堆积速率已不足  $50 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$ . 北部陆坡区的珠江口盆地和台西南盆地已经基本看不出盆地的形态, 没有明显

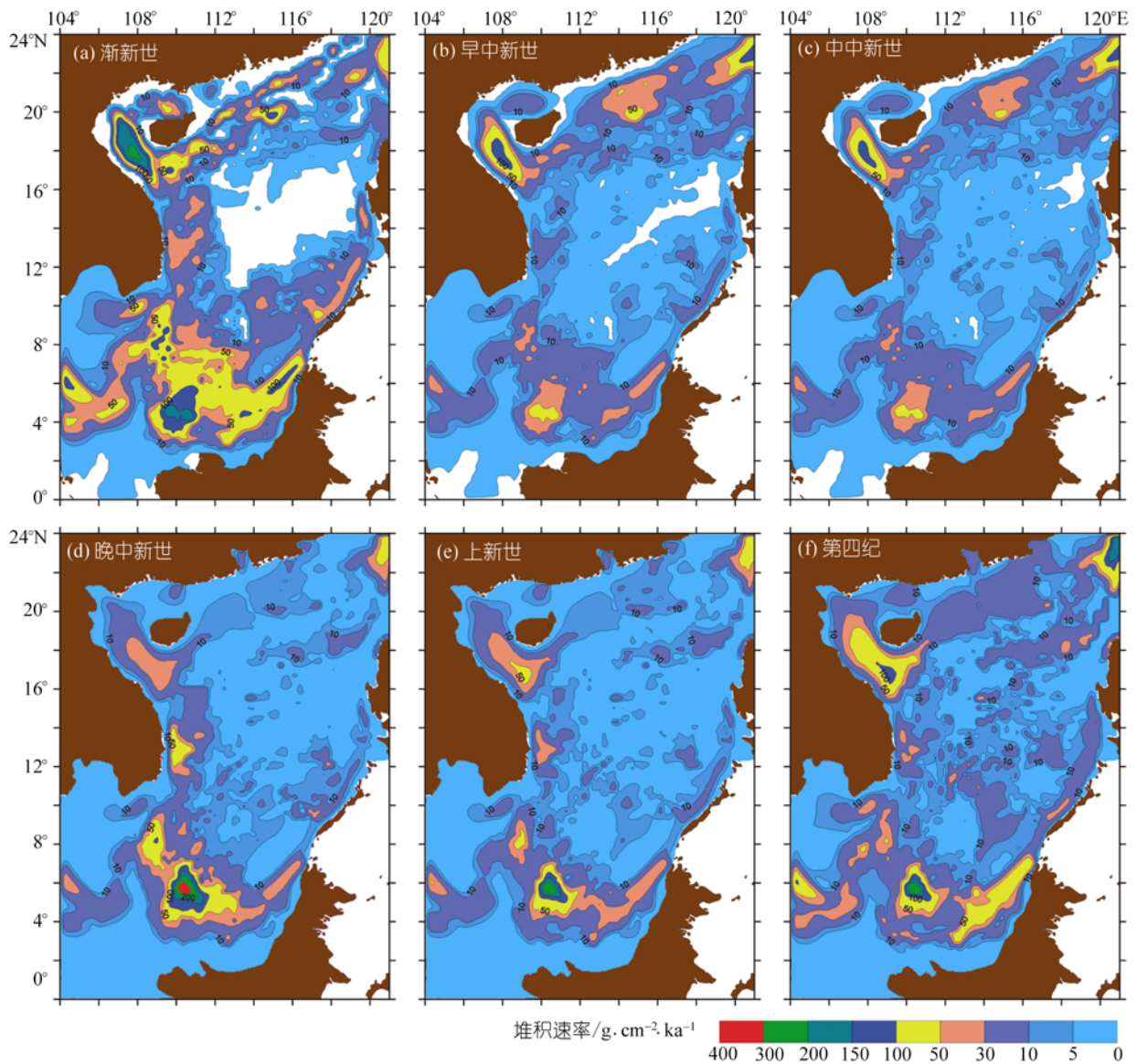


图 4 南海的堆积速率分布

的沉积中心, 沉积物呈披覆式发育。

晚中新世南部地区的高速沉积, 推测与构造活动的重新活跃有关. 晚中新世澳大利亚板块北移造成印尼海道的逐渐变窄, 以致 3~4 Ma 前的关闭, 引起南海南部的构造运动活跃 [28], 晚中新世菲律宾海板块的旋转和弧陆碰撞 [29,30], 不仅造成台湾的迅速抬升、剥蚀, 而且还阻挡了南海东侧与太平洋的开放联系, 增加的封闭性, 使得更多的陆源沉积留在边缘海内, 提高了沉积速率。

上新世之后南海再无强烈构造运动, 因此, 南海南部进入平静状态, 北部地区的上新世与晚中新世沉积格局没有太多的差别, 只是莺歌海盆地的沉积速率略有增高(图 4(e)).

### 3.3 第四纪

第四纪时南海北部地区堆积速率突然加快, 莺歌海盆地的最高值达  $100 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$  以上, 珠江口盆地和台西南盆地甚至中央海盆也大幅度增加(图 4(f)),

但在南部地区并不显著, 有些地区反而略有降低. 这种加速, 也与南海大洋钻探 1143 站和 1146 站的记录相一致 [2].

南海的这种加速现象具有全球性背景, 即近 2~4 Ma 来全球沉积速率普遍性地突然增加了 2~10 倍, 无论构造稳定区还是活动区均不例外 [31]. 因此这只能是气候因素的效果, 是由于全球气候变幅剧增, 造成气温、降水和植被不断地经历着大幅度变化, 地形难以达到平衡状态, 因而侵蚀作用加剧, 增大了全球的沉积速率 [31]. 而南海南部堆积速率增速缓慢则是由于远离陆源物源区, 不能反映陆地剥蚀作用的变化.

可见, 在第四纪之前, 主要是源区构造运动为南海的沉积作用提供了大量物质来源, 邻近构造作用强烈的沉积盆地具有较高速率沉积物堆积. 而第四纪以来, 全球气候环境变化, 对沉积作用有重要影响.

#### 4 南海沉积作用的边缘海特点

在西太平洋边缘海中, 南海周边都是陆地的强烈剥蚀区, 大陆来源的物质供应十分充分, 深海沉积物以陆源碎屑物质为主, 生源沉积主要是碳酸盐. 南海深海沉积速率比开放的太平洋高得多. 太平洋海盆内远洋沉积的沉积速率不超过  $1 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$  [32,33], 比南海深水区沉积速率要低一个数量级, 衬托出南海作为边缘海的一大特色, 为古海洋学、古环境研究提供了良好的条件.

学术界根据几十年 DSDP/ODP 的结果, 对世界大洋新生代以来堆积速率的变化有过多次总结, 图 5 (a) 列出了 Hay 等 [34] 对八千多万年来洋底沉积物, 以每五百万年为单位的年龄分布. 区域性的总结, 有法国 Métivier 等 [17] 对亚洲沉积盆地新生代沉积的统计, 廖宗廷 [35] 对我国新生代沉积盆地充填量的初步计算, 和刘志飞等 [36] 为探讨新生代古地形, 对我国及周围沉积盆地沉积量的汇总(图 5(b), (c)). 所有这些研究表达了共同的趋势: 从渐新世到第四纪, 堆积速率逐步上升. 与此对比, 我们对南海沉积量的统计(图 5(d)) 大不相同: 最高堆积速率出现在渐新世, 其次才是第四纪, 然后是晚上新世. 无论是全大洋或者亚洲和中国的数据, 渐新世都是新生代沉积速率的低谷, 唯独

南海却是高峰, 显示出边缘海盆地的沉积速率, 首先受该地构造作用的控制, 因为渐新世是南海开始张裂形成、构造活动强烈的时期. 晚中新世沉积速率较高, 也因为海底张裂之后的又一次构造活跃期.

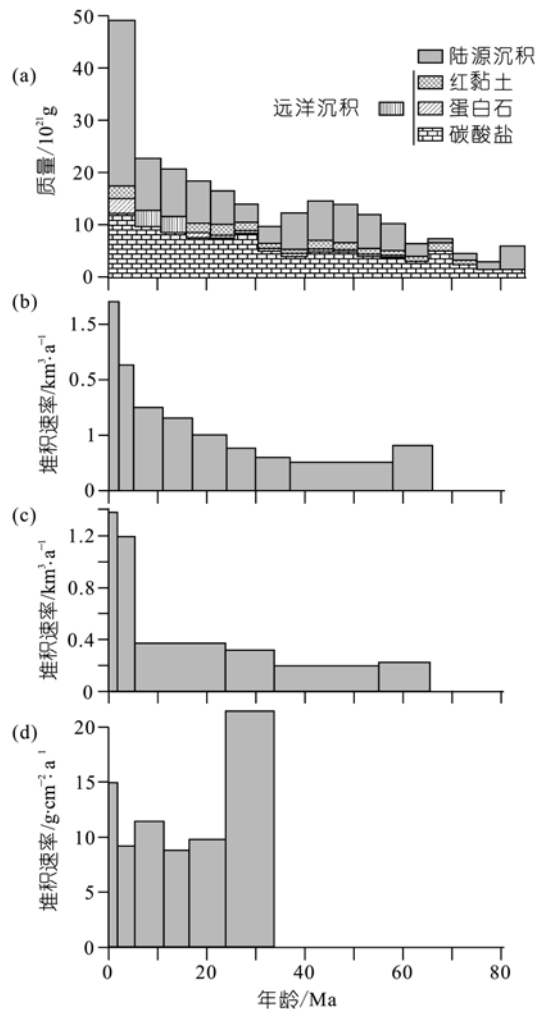


图5 南海与其他地区的堆积速率对比  
(a) 世界洋底沉积物质量的年龄分布(据文献 [34]修改); (b) 亚洲主要沉积盆地新生代年平均堆积量(据文献 [17]修改); (c) 中国中生代盆地年平均堆积量(据文献 [35]修改); (d) 南海渐新世以来平均堆积速率的变化(本文)

南海的形成与其他某些西太平洋边缘海弧后盆地不同, 在海底扩张的同时周围的陆缘也被拉张减薄 [19], 产生了一系列沉积盆地. 这些沉积盆地不断地被充填最终形成现在广阔而宽缓的陆架与陆坡的地貌特征. 而其他的弧后盆地, 例如苏禄海, 周围被

岛弧所环绕,陆坡陡峭,陆架狭窄,陆上的沉积物大多通过浊流方式直接向深海搬运<sup>[37]</sup>,在水深四千多米处全新世沉积速率可高达 60 cm/ka 以上<sup>[38]</sup>,而南海的最高沉积速率则在陆坡中部.可见边缘海的规模和地形,是沉积布局的控制因素.

在被动型大陆边缘的开放大洋,深海沉积扇十分发育,如印度洋的孟加拉扇和印度河扇,是第三纪中期以来喜马拉雅山脉上升剥蚀的产物<sup>[39]</sup>.孟加拉扇是世界上最大的深海沉积扇,其南端水深 4000 m 处也至少有 2000 m 厚细粒浊流沉积<sup>[40]</sup>.而大西洋水系的流域面积是三大洋中最大的,大型深海扇也较常见,如亚马逊河的深海扇.但是由于西太平洋边缘海的存在,使得亚洲大陆的陆源物质向太平洋深海盆的搬运受到阻隔,深海扇亦无法形成,与印度洋或大西洋边缘明显不同.南海中深海扇鲜为发育,应与河口外沉积盆地广泛分布有关.沉积盆地的构造沉降速率与沉积速率之间的均衡使南海的沉积中心在陆架和陆坡上集中,而这些沉积盆地也就起着与开放大洋中深海扇相似的作用,这是南海作为西太平洋边缘海与其他海区和大洋与众不同的特点.

## 5 结论

通过对渐新世以来南海沉积物的分布规律及其演变历史的分析,南海具有如下的宏观沉积学特征:

(1) 渐新世以来,南海海盆内共接受了约  $1.44 \times 10^{16}$  t 的沉积物.

(2) 南海总体的堆积速率以张裂初期的渐新世最高,其次是第四纪,然后是晚中新世.对比全球沉积速率的演变,渐新世都是沉积速率的低谷,唯独南海是高峰.表明构造运动是边缘海的沉积过程的至关重要的控制因素.

(3) 南海作为大型的西太平洋边缘海,由于大量沉积盆地的发育,难以在深海盆内形成深海扇,这是与西太平洋边缘海弧后盆地和大西洋、印度洋的被动大陆边缘明显不同的沉积特征.

**致谢** 本研究承广州海洋地质调查局吴能友、王嘹亮、李学杰、王宏斌等同志提供的地震剖面及等厚图资料,在此一并致谢.

## 参 考 文 献

- 1 Wang P, Prell W L, Blum P. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 184: Available from: Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station TX 77845-9547, USA, 2000
- 2 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
- 3 Li Q, Jian Z, Su X. Late Oligocene rapid transformations in the South China Sea. *Mar Micropaleontol*, 2005, 54(1-2): 5—25[DOI]
- 4 地质部南海地质调查研究所. 中华人民共和国地质部南海地质调查指挥部、美利坚合众国哥伦比亚大学拉蒙特-多尔蒂地质观测所南海海洋地质联合调查中方报告(第一阶段), 1982
- 5 地质矿产部第二海洋地质调查大队. 南海地质地球物理图集. 广州: 广东地图出版社, 1987
- 6 地质矿产部第二海洋地质调查大队. 南海北部陆坡区综合地球物理调查总结报告, 1990
- 7 地质矿产部第二海洋地质调查大队. 中美南海海洋地质科学联合调查及研究中方报告(第二阶段), 1992
- 8 白志琳, 张光学, 曾祥辉. 南沙海域东南部地质地球物理综合研究专辑. 武汉: 中国地质大学出版社, 1996
- 9 Sarnthein M, Pflaumann U, Wang P. Preliminary Report on Sonne-95 Cruise "Monitor Monsoon" to the South China Sea, *Berichte-Reports*: 1—225. Kiel: Geologisch-Paleontologisches Institut und Museum, Christian-Albrechts-Universität, 1994
- 10 刘海龄, 郭令智, 孙岩, 等. 南沙地块断裂构造系统与岩石圈动力学研究. 北京: 科学出版社, 2002
- 11 邱燕, 姚伯初, 李唐根, 等. 南海西部中建南盆地地质构造特征. 见: 姚伯初, 邱燕, 吴能友主编. 南海西部海域地质构造特征和新生代沉积. 北京: 地质出版社, 1999. 56—70
- 12 詹文欢, 丘学林, 孙宗勋, 等. 红河活动断裂带在南海西北部的反映. *热带海洋学报*, 2003, 22(2): 10—16
- 13 中国科学院南沙综合科学考察队. 南沙群岛及其邻近海区综合调查研究报告(一). 北京: 科学出版社, 1989
- 14 中国科学院南沙综合科学考察队. 南沙群岛及其邻近海区地质地球物理与油气资源. 北京: 科学出版社, 1996
- 15 姚伯初, 曾维军, Hayes D E, 等. 中美合作调研南海地质专报. 武汉: 中国地质大学出版社, 1994
- 16 龚再升, 李思田, 谢泰俊, 等. 南海北部大陆边缘盆地分析与油气聚集. 北京: 科学出版社, 1997
- 17 Métivier F, Gaudemer Y, Tapponnier P, et al. Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic. *Geophys J Int*, 1999, 137: 280—318[DOI]
- 18 黄维, 汪品先. 南海沉积物总量的统计: 方法与结果. *地球科学进展*, 2006, 21(5): 465—473
- 19 Briais A, Patriat P, Tapponnier P. Update interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: Implications for the Tertiary tectonics of southeast Asia. *J Geophys Res*, 1993, 98(B4): 6299—6328
- 20 方迎尧, 周伏洪. 南海中央海盆条带状磁异常特征与海底扩张. *物探与化探*, 1998, 22(4): 272—278

- 21 夏戡原. 南海洋壳区基本结构及扩张史. 见: 龚再升, 李思田, 谢泰俊等主编. 南海北部大陆边缘盆地分析与油气资源. 北京: 科学出版社, 1997. 41—44
- 22 Cande S C, Kent D V. A new geomagnetic Polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J Geophys Res*, 1992, 97(B10): 13917—13951.
- 23 Cande S C, Kent D V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J Geophys Res*, 1995, 100(B4): 6093—6095[DOI]
- 24 龚再升. 中国近海大油气田. 北京: 石油工业出版社, 1997
- 25 Li X, Wei G, Shao L, Liu Y, 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]
- 26 Harrison T M, Copeland P, Kidd W S, et al. Raising Tibet. *Science*, 1992, 255: 1663—1670
- 27 Johnson M R. Volume balance of erosional loss and sediment deposition related to Himalayan uplift. *J Geol Soc*, 1994, 151(2): 217—220
- 28 Cane M A, Molnar P. Closing of the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3-4 million years ago. *Nature*, 2001, 411: 157—162[DOI]
- 29 Packham G. Cenozoic SE Asia: reconstructing its aggregation and reorganization. Hall R, Blundell D, eds. *Tectonic Evolution of Southeast Asia*. *Geol Soci Special Publication*, 1996, 106: 123—152
- 30 Huang C Y, Yuan P B, Lin C W, et al. Geodynamic processes of Taiwan arc-continent collision and comparison with analogs in Timor, Papua New Guinea, Ural and Corsia. *Tectonophysics*, 2000, 325: 1—21[DOI]
- 31 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[DOI]
- 32 Kennett J P. *Marine Geology*. New Jersey: Prentice-Hall, 1982
- 33 Lisitzin A P. *Sedimentation in the World Ocean*. S E P M, 1972. No. 17
- 34 Hay W W, Sloan J L, Wold C N. Mass/age distribution and composition of sediments on the ocean floor and the global rate of sediment subduction. *J Geophys Res*, 1988, 93(B12): 14933—14940
- 35 廖宗廷. 中国中生代盆地沉积充填量的初步估算. *同济大学学报*, 1995, 23(增刊): 162—164
- 36 刘志飞, 汪品先, 王成善, 等. 中国新生代古地形演化的初步模型. *地质论评*, 2001, 47(5): 467—475
- 37 Marsaglia K M, Boggs J S, Clift P, et al. Sedimentation in western Pacific backarc basins: new insights from recent ODP drilling. In: Taylor B, Natland J, eds. *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*, 1995. 291—314
- 38 Kudrass H R, Erienkeuser H, Vollbrecht R, et al. Global nature of the Younger Dryas cooling event inferred from oxygen isotope data from Sulu Sea cores. *Nature*, 1991, 349: 406—408
- 39 Johnson M R. Volume balance of erosional loss and sediment deposition related to Himalayan uplift. *J Geol Soc*, 1994, 151(2): 217—220
- 40 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