

文章编号: 1001-8166(2006)05-0465-09

南海沉积物总量的统计:方法与结果^{*}

黄 维,汪品先

(同济大学海洋地质国家重点实验室,上海 200092)

摘 要:通过收集包括大洋钻探钻井岩芯在内的大量地质地球物理资料,获得了南海的沉积物厚度分布格局,并统计了自渐新世以来的沉积总量以及 E_3 、 N_1^1 、 N_1^2 、 N_1^3 、 N_2 、 Q 各时期的沉积量。结果表明,在前渐新世基底之上,南海海盆中共有 $7.01 \times 10^6 \text{ km}^3$ 的沉积物,总质量为 1.44×10^{16} 吨。以渐新世 33 Ma 的年龄计,南海的平均堆积速率是 $12.8 \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{ka})$ 。南海沉积物主要堆积在陆架和陆坡上,中央海盆的沉积总量不及全部的 5%。陆架和陆坡上发育的沉积盆地,如果以沉积厚度 2 km 为边界,则只占南海总面积的 34%,却堆积了南海沉积总量的 82%,表明沉积盆地是南海接受沉积物的主体。晚渐新世是南海沉积量最大、堆积速率最高的时期,与全球沉积速率演变有明显差异,显示出边缘海盆地的沉积作用,首先受该地构造作用的控制。

关 键 词:沉积量;堆积速率;渐新世;南海

中图分类号: P736.21 **文献标识码:** A

在地球科学走向系统研究时,定量的沉积学统计则显得格外重要,使我们得以更深刻地理解构造、气候等因素对环境所产生的影响。而这类研究是都在充足的深海钻探和地球物理勘探资料基础上才能实现的。早在 1977 年 Davies 等^[1]就根据 DSDP 共 335 个钻孔的统计,发现了大洋沉积速率升降的全球性。Curry^[2]则汇总了孟加拉扇的震前剖面以及 DSDP 和 ODP 资料,发现在印度板块和欧亚板块碰撞之后的沉积量是碰撞前的 2 倍以上;而 Mévier 等^[3]将统计范围扩展到亚洲造山带周围的主要沉积盆,发现沉积物是在碰撞之后 15 Ma 才呈指数增长,而在亚洲季风开始强化时并没有明显变化。Zhang 等^[4]的全球沉积速率统计结果表明自 2~4 Ma BP 开始全球沉积速率普遍性地突然增加,幅度是 2~10 倍,无论构造稳定区还是活动区均不例外,这种加速现象排除了构造运动的解释,只能是气候

因素的效果。

在当今地球表层系统中,包括南海在内的西太平洋边缘海的南部地区,当属海陆相互作用最为剧烈的地区,不仅在构造上是地球动力学演化的重要部分,对全球气候也起着举足轻重的影响。虽然与其他边缘海相比,南海的沉积学研究起步较晚,至今为止只进行过一次大洋钻探的航次,但进展却极为迅速。包括 ODP 在内的多个国内外航次已在南海取得数百个沉积柱状样,并已有大量的南海沉积学专著、论文发表^[5],其中包括依据大量实际调查资料编制的沉积图集^[6,7]。南海的地球物理调查也已相当详尽,并有大量资料公开发表^[8,9]。

但是迄今为止,南海沉积学研究所欠缺的就是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。本文试图在现有资料基础上,尝试对渐新世张裂以来南海的沉积量

* 收稿日期: 2006-03-30; 修回日期: 2006-04-20

* 基金项目: 国家自然科学基金创新研究群体科学基金项目“西太平洋暖池与东亚古环境——沉积记录的海陆对比”(编号: 40321603); 国家自然科学基金重点项目“南海中更新世气候转型期千年尺度气候波动及其全球意义”(编号: 40331002); 国家自然科学基金项目“深海沉积物物理性质用于高分辨率古气候研究的探索”(编号: 40506014)和“南海东北深海高沉积速率区的陆源区分析”(编号: 40276019); 教育部科技基础条件平台项目“海洋地质环境数据整合及共享信息平台”(编号: 505003); 科技基础性工作和社会公益研究专项“中国综合大洋钻探计划预研究”(编号: 2003D B3J114)资助。

作者简介: 黄维 (1972-), 男, 辽宁锦州人, 讲师, 主要从事海洋地质学研究。E-mail: huangwk@online.sh.cn

进行统计。由于有构造演化的因素,南海晚新生代沉积量的统计和解释都有高度的复杂性。首先“南海”的概念就并不相同:张裂初期的南海面积就小得多;其次地层对比也有差异,不同时期和不同来源的文献,采用的地层年代表不尽相同。为了简化计算过程,我们以现在南海的范围进行“静态”的统计,目的只是取得近似值和框架式的结果。希望这次初步试验建立起来的框架,能为今后新资料的补充和认识的纠正提供平台。

1 计算沉积物质量的间接方法

在理论上,精确的计算沉积物质量是通过沉积物体积和密度得到的。假设一个地层序列为 $\{(z_i, t_i), i=1, \dots, N\}$, 其中 (z_i, t_i) 为第 i 个地层的深度 z_i 与年龄 t_i , 则在给定的时间段 t 内单位面积所接受的沉积物总量 M 为:

$$M(t) = \int_{z_1}^{z_2} \rho(z) dz \quad (1)$$

其中 z_1 和 z_2 分别是在时间段 $t = t_2 - t_1$ 期间地层的底部和顶部的深度。这里密度 $\rho(z)$ 是沉积物的干

样密度,是随深度变化的,并非常量,在没有沉积物样品的情况下难以直接获得,只能寻求其他替代性方法计算。众所周知,干样密度与沉积物中固体颗粒的密度和孔隙度有关,即:

$$\rho(z) = \rho_g(z) [1 - \phi(z)] \quad (2)$$

而颗粒比重 $\rho_g(z)$ 是沉积物重要的物理性质之一,它不随深度的变化而变化,基本上是一个常量。ODP 184 航次所有站位所测得的平均颗粒比重(图 1 中虚线所示)^[10] 约为

$$(2.69 \pm 0.19) \times 10^3 \text{ kg/m}^3 \quad (3)$$

与公认的颗粒比重值 $2.7 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ (低于地壳的密度为 $2.75 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$) 极为接近^[11]。

沉积物的孔隙率函数 $\phi(z)$ 与埋藏深度则呈指数关系,由于地区的不同可能有所差异。在南海,根据 ODP 184 航次的岩芯物理性质数据以及其他一些南海深部油井孔隙率资料^[3] 的拟合结果(图 2),我们得到的孔隙率与深度的关系为(图中虚线所示):

$$\phi(z) = 0.7263 \cdot e^{-z/1064} \quad (4)$$

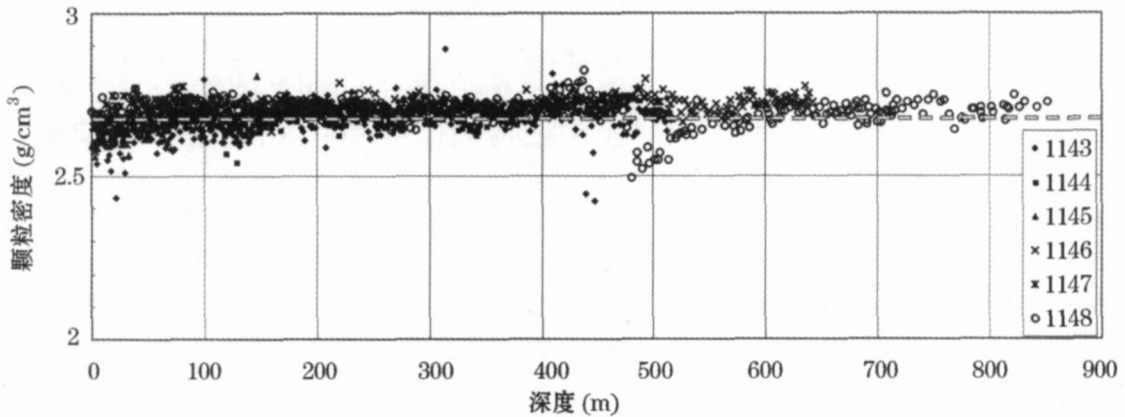


图 1 ODP 184 航次 6 个钻井样品的颗粒密度^[10]

Fig 1 Grain density of borehole data of ODP 184^[10]

因此只需知道地层厚度就可以计算出沉积物的质量:

$$M(t) = \int_{z_1}^{z_2} \rho_g(z) (1 - 0.7263 \cdot e^{-z/1064}) dz$$

$$= [(z_2 - z_1) - 0.7263 \int_{z_1}^{z_2} e^{-z/1064} dz] \quad (5)$$

2 南海的地层厚度资料的数据处理

对南海自渐新世张裂形成以来的沉积量统计,并不能简单地选用今天的南海范围。本文将研究区域限定于 0~24 N 和 104~121 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,这一研究区域总面积为 $3.34 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。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 3)。

本文的统计工作基于对上述资料的整合处理,具有范围广、年代跨度大(达 33 Ma)的特点,而对于本文的研究,这些不同类型的资料具有各自的优势与不足。石油钻井和岩芯柱状样虽然有精确的年代

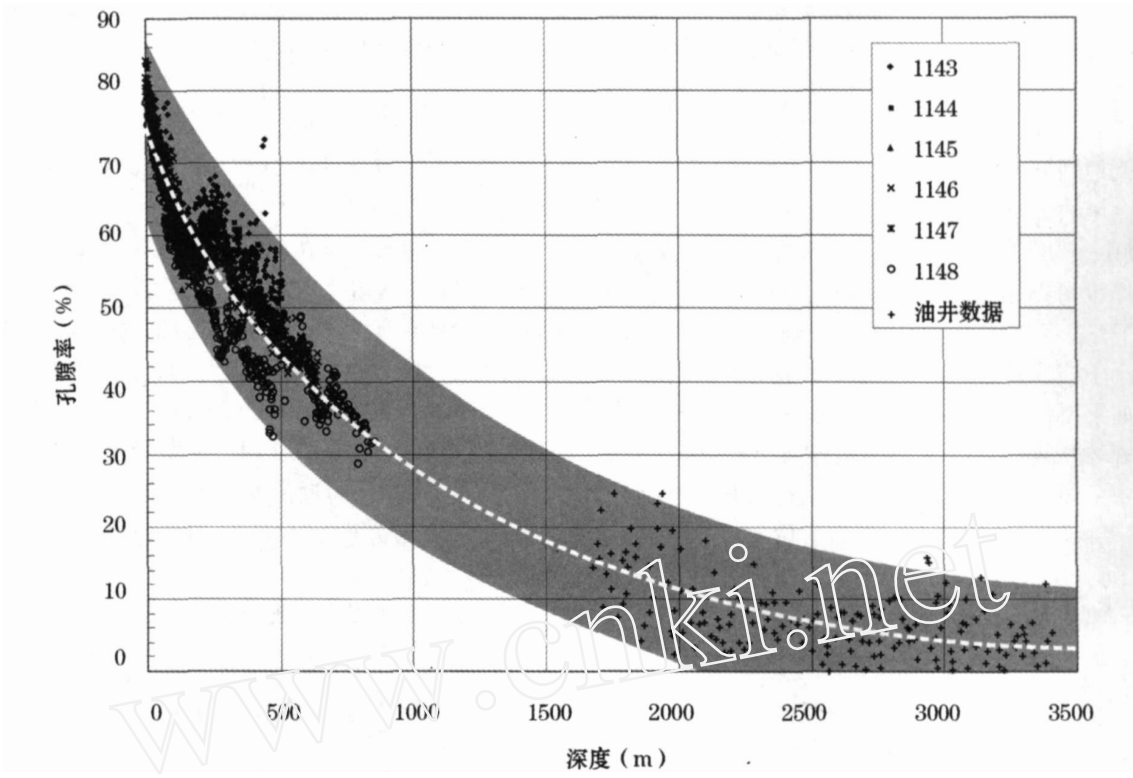


图 2 孔隙率与深度的拟合关系

Fig 2 Fitting curve of prorsity and depth

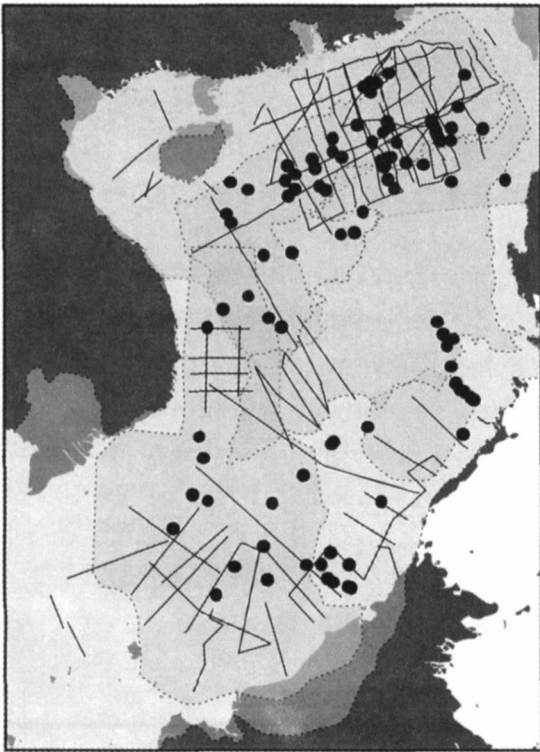


图 3 资料分布

Fig 3 Location of original data

数据,但是很少能到达渐新世基底,同时相对于南海的面积来说数量偏少,难以揭示沉积厚度的横向变化。地震剖面 and 沉积等厚图有横向的连续性,基本可以反映沉积基底之上的地层空间的变化规律,但是分辨率过低,地震资可用于全区对比的往往是精确到“统”的反射界面,而沉积等厚图甚至以“系”或“晚新生界”为单位。

为了最大程度揭示南海沉积物空间分布及演化规律,减少不同来源的资料在地层对比上的差异,本文采用低分辨率地层年代的方法,以“世”甚至“纪”(第四纪)为统计单位,在钻井和柱状样的年代框架控制下,对地震剖面和沉积地层厚度资料划分成晚渐新世 (E_3)、早中新世 (N_1^1)、中中新世 (N_1^2)、晚中新世 (N_1^3)、上新世 (N_2)、第四纪 (Q) 分别统计各时期沉积量。

2.1 地层的分层方法

首先考虑在地震剖面上的情况。如果两个反射面跨越了多个“世”,它们之前并没有明显的反射层,就必须对这段剖面进行细分。本文借鉴了 M évier 等研究沉积作用的子地层划分方法^[3, 12, 13],并根据南海海盆扩张的特点略加改进。

最关键而不得已而为之的前提是假设剖面中在指定的两个界面间的地层厚度的按比例变化的,根据位于这条剖面上的岩芯柱状样地层界线,就可以按比例地划分出剖面上的次一级地层。

令函数 $z=f(t)$ 表示柱状样的深度与年龄的关系,其中 z 为深度, t 是年龄。剖面中某一地层的沉积物厚度可以用函数 $H(x)$ 表示,底界面的年龄用 $T_b(x)$ 来表示,它们都是位置 x 的函数,而且 $T_b(x)$ 的值小于柱状样的低界年龄。

如果要剖面按年龄序列 $\{t_i, i=0, \dots, N\}$ 划分为 N 个次级地层, t_0 为剖面的顶界面年龄,对于每一个位置 x ,取 $T_i = \min(t_i, T_b(x))$,则分层的年龄序列为 $\{T_i, i=0, \dots, N\}$ 。在剖面中位置为 x_0 的柱状样上,每一次级地层的厚度为

$$h_i(x_0) = f(T_i) - f(T_{i-1}), i = 1, \dots, N \quad (6)$$

并且满足:

$$\sum_{i=1}^N h_i(x_0) = H(x_0) = f(T_N) - f(T_0) \quad (7)$$

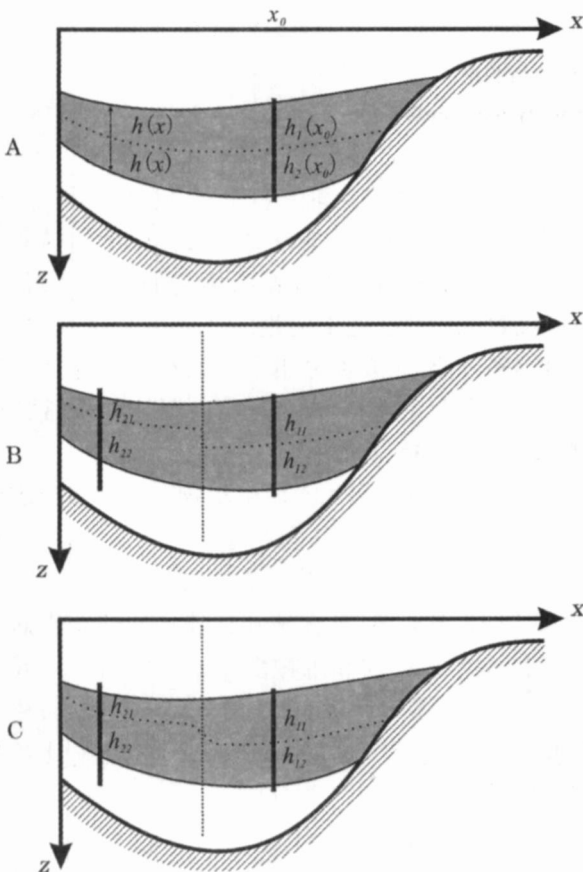


图 4 地层分层方法示意图

Fig 4 Two-dimensional reconstruction of sedimentary layers

式中: $H(x_0)$ 是在位置 x_0 这一点的总厚度。因此每一次级地层厚度与总厚度的比值为:

$$R_i = \frac{h_i(x_0)}{H(x_0)}, i = 1, \dots, N \quad (8)$$

那么在 x 点外,每一次级地层厚度为系数 R_i 与这一点处总厚度的积:

$$h_i(x) = R_i H(x), i = 1, \dots, N \quad (9)$$

图 4A 是利用这个公式计算地层分层的示意图。如果在盆地内有 M 个钻孔,则可以把盆地按照以各钻孔为中心分成 M 个区域计算(图 4B)。公式(9)改写为

$$h_{ij}(x) = R_{ij} H(x), i = 1, \dots, N, j = 1, \dots, M \quad (10)$$

其中 R_{ij} 是第 j 个钻孔的第 i 层地层厚度与总厚度的比值, $h_{ij}(x)$ 是钻孔 j 附近位置 x 处的第 i 层厚度。计算结果可能在边界产生不连续,可通过平滑处理解决(图 4C)。

上述方法可以扩展到三维空间的情况下,对于某点 (x_0, y_0) 处,有:

$$\sum_{i=1}^N h_{ij}(x_0, y_0) = H(x_0, y_0) \quad (11)$$

$$R_{ij} = \frac{h_{ij}(x_0, y_0)}{H(x_0, y_0)}, i = 1, \dots, N, j = 1, \dots, M \quad (12)$$

每一次级地层厚度为:

$$h_{ij}(x, y) = R_{ij} H(x, y), i = 1, \dots, N, j = 1, \dots, M \quad (13)$$

2.2 沉积物厚度分布图

通过上述方法可以计算出研究区域内任一点的地层厚度,进而获得区域内沉积物厚度的空间分布,即沉积等厚图,是统计沉积物总质量的基础。在计算机中,采用数字化的栅格方式存储每一栅格节点处的地层厚度。本文采用地理经纬度 $1' \times 1'$ 作为栅格的间距,以石油钻井、岩芯柱状样以及上述所获得的地震剖面地层厚度作为控制点,通过二维插值的方法计算出每一栅格节点的沉积物厚度。由于不同纬度的栅格面积并不一致,为了尽量减少误差,本文借助 ArcGIS 地理信息系统使用 Albers 等面积圆锥投影方法,计算栅格的面积。进一步将所有栅格节点处的厚度或单位质量与该栅格面积的乘积进行求和,即可得到沉积物总体积和沉积总量。图 5 是本文计算的南海渐新世以来沉积总厚度以及各时期的沉积厚度分布图。

2.3 误差分析

沉积量的统计不可避免地存在误差,特别是来源于地层分层的误差。在位置 (x, y) 的某点,次级地层厚度的误差与地层总厚度 H 误差的关系为: $h_i(x, y) = R_{ij} H_{ij}(x, y)$, 设 $S(z) = 1 - (z)$, 那么沉积

物被完全压实之后的厚度应为:

$$h_{g,i}(x,y) = \int_{z_i(x,y)}^{z_i(x,y)+h_i(x,y)+h_i(x,y)} (S(u) + S(u)) du \quad (14)$$

其中 z_i 是第 i 层地层的顶部深度。为了简化后面的公式,坐标 (x,y) 将被省略。根据图 2, $S(u)$ 估计为 $0.2 S(u)$, 因此可以得出:

$$h_{g,i} = \int_{z_i}^{z_i+h_i+h_i} S(u) du + 0.2 \int_{z_i}^{z_i+h_i} S(u) du \quad (15)$$

因为 $z_i = z_{i-1} + h_{i-1}$, 加上误差可以表示为 $z_i = z_{i-1} + h_{i-1} + h_{i-1}$, 将此式进行迭代后, 得:

$$z_i = \sum_{l=1}^{i-1} h_l + h_l \quad (16)$$

因此公式 (15) 可以改写为:

$$\begin{aligned} h_{g,i} &= \int_{z_i}^{z_i+h_i+h_i} S(u) du + 0.2 \int_{z_i}^{z_i+h_i} S(u) du \\ &= \int_{z_i}^{z_i+h_i} S(u) du + h_i S(z_i) + \\ &\quad \sum_{l=1}^{i-1} h_l (S(z_i + h_l) - S(z_i)) + \\ &\quad 0.2 \int_{z_i}^{z_i+h_i} S(u) du \end{aligned} \quad (17)$$

上面公式右侧的后 3 项为压实厚度的误差, 即:

$$h_{g,j} = \int_{z_i}^{z_i+h_i} h_i S(z_i) + \sum_{l=1}^{i-1} h_l (S(z_i + h_l) - S(z_i)) + 0.2 \int_{z_i}^{z_i+h_i} S(u) du \quad (18)$$

因而沉积量 M 的绝对误差可用式 (19) 计算。

$$M = \left(- + \frac{h_{g,i}}{h_{g,i}} \right) \cdot M \quad (19)$$

3 南海沉积物厚度分布特点

从沉积物的分布 (图 5A) 来看, 南海的沉积物主要集中在南海的周边陆架和陆坡地区, 即北部、西部和南部陆缘地区的沉积盆地中, 中央海盆、南沙及南海东部地区沉积厚度相对薄得多。西北部的莺歌海盆地和南部的曾母盆地的沉积物最厚, 最厚处可达 20 km 左右。其他沉积盆地也有厚达 10 km 的沉积。如果“剥去”晚新生代地层, 南海的“前渐新世基底” (图 5B) 与现代水深地形 (图 5C) 有着强烈的反差。其中尤以上列莺歌海、曾母等沉积盆地最为醒目。需要说明的是这张前渐新世基底图, 只是按地理位置将南海地形水深与沉积厚度进行简单的数学运算而得。由于地形图的数据来源的精度要远远高于沉积等厚图, 而部分地区工作程度较低, 如南沙或中沙等地区, 因此造成这里基底埋深图明显具有现代地形地貌的印记, 这需要以后通过更充足的地球物理资料加以解决。

渐新世是南海开始张裂形成的时期, 当时中央海盆尚未完全形成, 所以没有接受沉积物。从当时的沉积分布看 (图 6A), 北部大陆架上沉积边界的北缘远离现在的海岸, 反映了当时那里应处于剥蚀

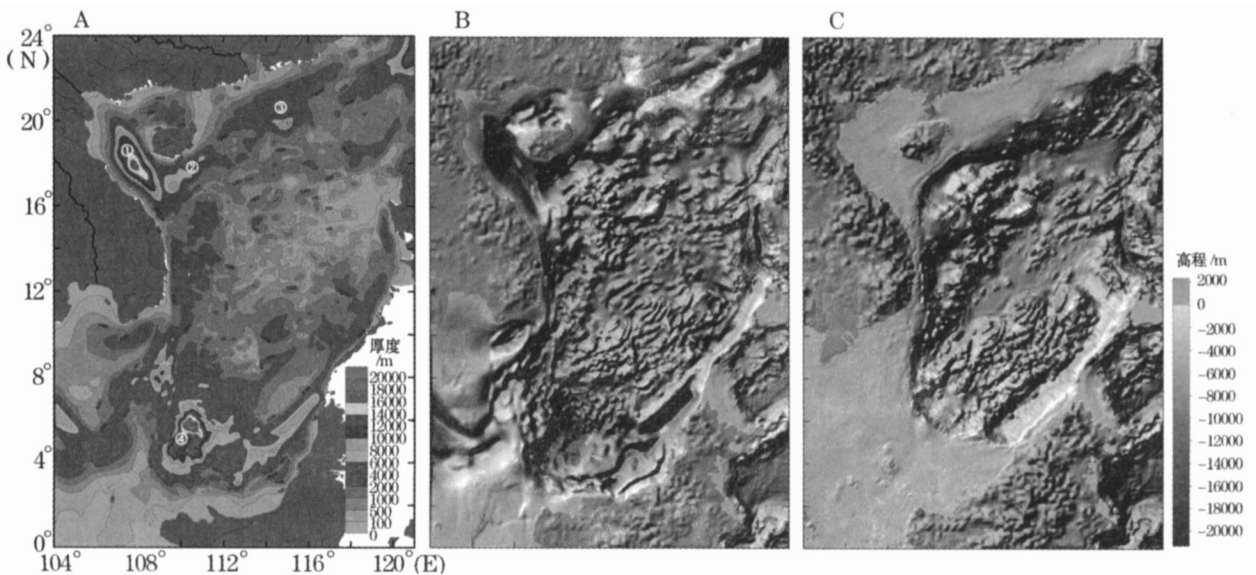


图 5 A 渐新世以来沉积等厚图 B 前渐新世基底图 C 现代南海地形图

Fig 5 A Isopach map of sediment thickness since Oligocene B Sediment base of pre-Oligocene C. Topographic map of SCS

· 莺歌海盆地; · 琼东南盆地; · 珠江口盆地; · 曾母盆地

· Yinggehai Basin; · Qiongdongnan Basin; · Zhujiangkai Basin; · Zhengnu Basin

阶段。以此类比,南海南部当时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。在渐新世期间,莺歌海盆地中心沉积物厚逾 8 500 m;曾母盆地其次,最厚处超过 6 000 m。北部地区的琼东南、珠江口盆地南部以及一些断陷盆地沉积物较厚,但零散分布,大部分地区沉积物相对较薄,仅在 500 m 以内。南部的地区的沉积规模则普遍大于北部地区,大多数沉积盆地厚度超过 1 000 m,几乎连成一片,南海的南北差异十分明显(图 6A)。

早中新世时南海扩张尚未结束,在中央海盆地区已有较薄的沉积。莺歌海盆地依然最厚,最厚逾 3 200 m,但比渐新世要薄得多,同时沉积中心略向东南迁移。珠江口盆地原来零散的多个沉积凹陷已经连成一片,成为一个统一的沉积盆地。南海南部的沉积盆地所接受的沉积物则大量减少,盆地的沉积规模已弱于北部地区,最厚的曾母盆地不足 1 500

m(图 6B)。

中中新世时南海已停止扩张,沉积物分布与早中新世基本相同,但是厚度继续变薄(图 6C)。莺歌海盆地最厚处约 2 200 m,北部地区其他盆地沉积厚度不超过 1 500 m,而曾母盆地最厚的地方只有 1 000 m 左右。

晚中新世时南海南部地区沉积厚度明显增加(图 6D),曾母盆地沉积最厚竟达 9 000 m,沉积中心向北跳跃。南海西部的沉积盆地开始发育,最厚处有 2 000 m 的沉积。这可能与南海南部有剧烈的构造运动有关。莺歌海盆地与琼东南盆地连成一体,沉积中心也向南迁移到两个盆地交界的地方,但最厚的沉积仅在 1 000 m 左右。珠江口盆地和台西南盆地已经基本看不出盆地的轮廓,沉积物呈披覆式发育。

上新世之后南海再无明显的构造运动,沉积格

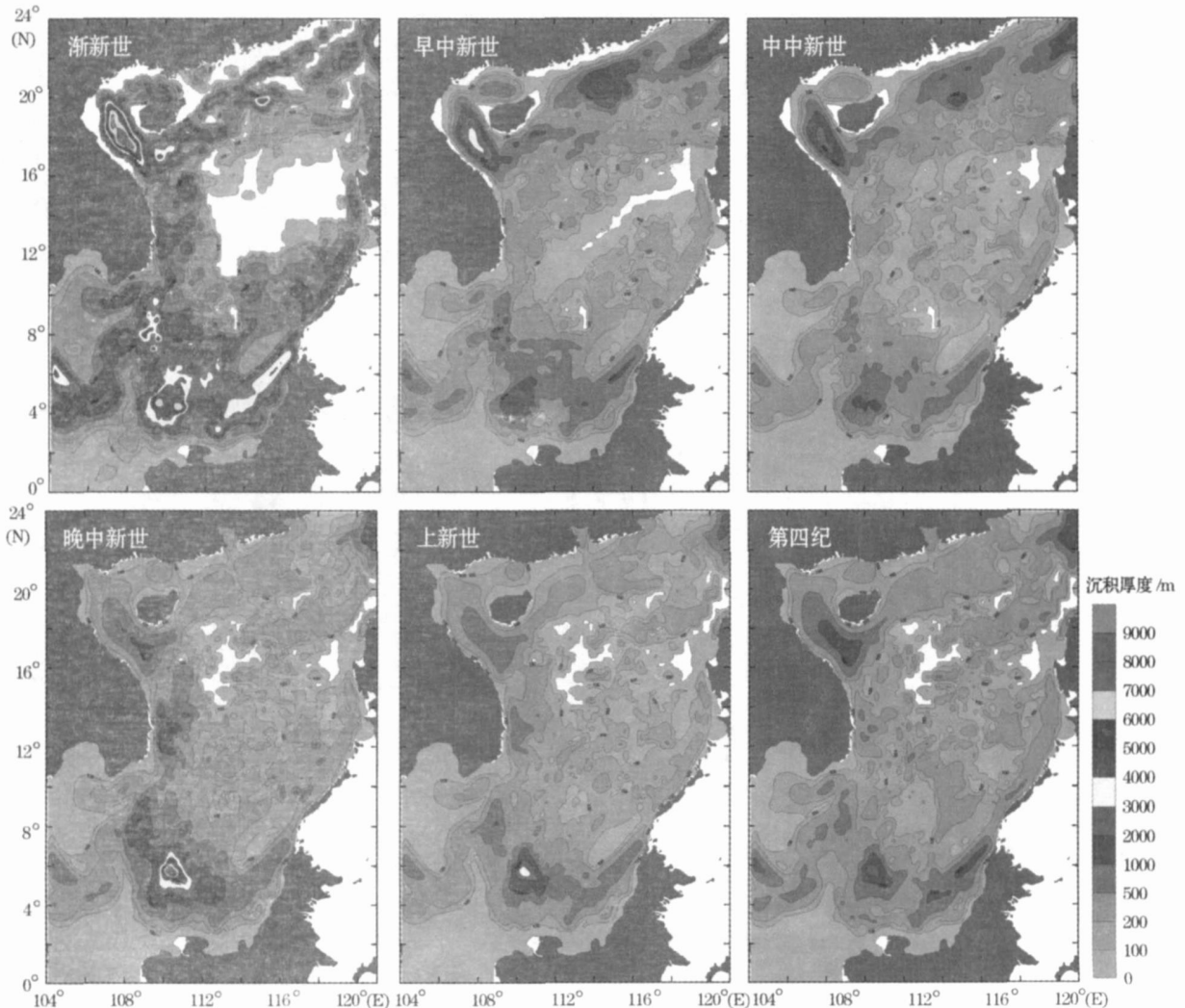


图 6 各时期沉积等厚图

Fig 6 Lsopath map of sediment thickness for each stage

局与晚中新世相差不大,而沉积厚度变薄,最厚处是曾母盆地,近 3 800 m (图 6E)。第四纪时仍是曾母盆地中心最厚,为 2600 m 左右,其次是莺歌海等其他盆地,最厚约 1 000 m (图 6F)。从各时期的沉积厚度分布来看,南海的沉积格局一直保持着外缘沉积盆地厚,中部沉积薄的特点。

4 沉积量的统计结果

根据南海沉积物的厚度,我们计算出渐新世以来南海沉积物的总体积为 $(7.01 \pm 1.48) \times 10^6 \text{ km}^3$,总质量为 $(14.4 \pm 4.06) \times 10^{15}$ 吨。相应的平均沉积速率是 6.22 cm/ka,堆积速率是 12.8 g/(cm² · ka),远高于开放大洋的不足 1 cm/ka 的沉积速率^[14]。据 Hay^[15]的估算,全世界海底的沉积物共有 26.2×10^{16} 吨,也就是说全球 5.5% 的海底沉积保留在南海,而全球海洋的总面积为 $3.62 \times 10^8 \text{ km}^2$,南海仅占 0.9%,因此作为西太平洋边缘海的南海,在

地球表面物质运移过程中的重要作用,可见一斑。

如果按地貌单元统计,中央海盆的沉积总量 0.68×10^{15} 吨,不及全部沉积量的 5%。因此南海的沉积物主要堆积在陆架或陆坡上,而在这里发育的沉积盆地是接受沉积物的主体。如果以沉积等厚线 2 000 m 作为沉积盆地的边界,根据本文计算,南海的沉积盆地总面积约为 $1.15 \times 10^6 \text{ km}^2$,占南海海区总面积的 34%。仅计算沉积盆地边界内部的沉积总量,结果为 11.9×10^{15} 吨,也就是说 82% 的沉积物堆积在沉积盆地中。而从前渐新世基底与现代地形的宏观对比来看(图 5B、C),正是由于南海周边深遂的负相地貌的沉积盆地的存在,截留了大量的陆源输入物质,尽管南海周围河流输沙量也不低,中央海盆却没有形成深海扇。这与大西洋或印度洋被动大陆边缘外侧深海盆中深海扇的广泛发育(例如孟加拉扇)的特点有明显的差异。

再对比各时期的沉积总量,以渐新世最多,达 14.4

表 1 南海沉积物体积、沉积总质量统计表
Table 1 Sediment volume and mass of South China Sea

地层	Q	N ₂	N ₁ ³	N ₁ ²	N ₁ ¹	E ₃	全部
体积 (10 ⁶ km ³)	0.80 ±0.17	0.67 ±0.14	1.12 ±0.24	0.73 ±0.15	1.05 ±0.22	2.64 ±0.55	7.01 ±1.48
质量 (10 ¹⁵ t)	0.90 ±0.25	1.07 ±0.30	2.23 ±0.63	1.49 ±0.42	2.34 ±0.66	6.41 ±1.80	14.44 ±4.06
沉积速率 (cm/ka)	13.27	5.67	5.71	4.25	4.47	9.08	6.22
堆积速率 (g/(cm ² · ka))	14.86	9.16	11.34	8.63	9.96	22.08	12.82

$\times 10^{15}$ 吨,而第四纪和上新世最少(表 1)。但是这些时期年代跨度不同,对比堆积速率更能说明问题。本文在沉积速率和堆积速率的计算中对于南海面积变化等因素作了一定程度的校正。由于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,因此本文假设陆架及陆坡的面积固定不变,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 BP)的面积,校正的依据是 Briaais 等^[16~18]对中央海盆磁异常条带的解释并参照了修订后的古地磁年表^[19,20]。具体来说,只涉及到晚渐新世、早中新世、中中新世的面积修订。在扩张之初中央海盆的面积为 0,根据磁异常条带的分布,作者计算出渐新世末期中央海盆面积为 $0.22 \times 10^6 \text{ km}^2$,早中新世末期为 $0.48 \times 10^6 \text{ km}^2$,而在中中新世 16.7 Ma BP 扩张结束时为 $0.52 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。计算这些时期的平均沉积(堆积)速率时中央海盆的面积取相应时期的平均面积。

计算结果显示堆积速率最高的是渐新世,其次是第四纪,远远高于其他时期。这与全球的沉积速率演化有明显的差异。首先,依据 Hay 等^[15]对 8 000 多万年来洋底沉积物年龄分布的研究,显示渐新世是全球新生代沉积速率的低谷,但在南海却是高速堆积(图 7),这应与当时南海的张裂过程有关。其次,早中新世青藏高原南部和喜马拉雅山脉进入快速剥蚀期^[21],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^[22],但是早、中中新世的南海沉积速率之低,应是集水流域构造相对平静的反映,可能的解释是南海沉积作用对于青藏高原的隆升并不敏感,同时也表明边缘海盆地的沉积作用,首先受邻近地区构造作用的控制。

而晚中新世堆积速率增加,推测与周边地区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 BP 前的关闭,引起南海南部的构造运动活跃^[23];晚中新世菲律宾海板块的旋转和弧陆碰撞^[24,25],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。

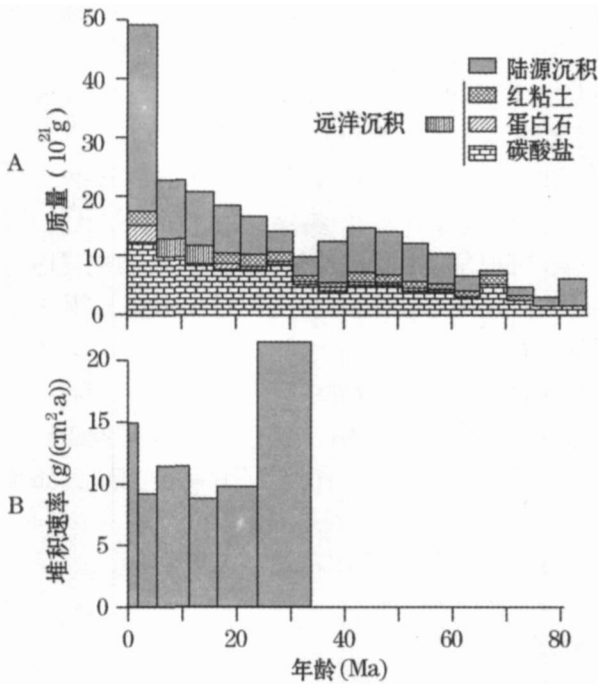


图 7 A 世界洋底沉积物的年龄分布 (据文献 [15] 修改)
B 南海渐新世以来平均堆积速率

Fig 7 A Mass/age distribution of ocean floor (modified from [15]) B Accumulation rate of SCS since Oligocene

上新世之后的第四纪沉积加速,则无构造运动的背景,与全球性沉积作用一致。即近 2~4 Ma 以来,地球上无论构造稳定区还是活动区,沉积速率均无例外地突然增加了 2~10 倍^[4]。唯一的解释是气候因素的效果,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^[4]。

5 结 论

通过对渐新世以来南海沉积量的统计,得出以下几点认识:

自渐新世张裂形成以来,南海海盆内共接受了约 1.44×10^{16} 吨的沉积物,而以晚渐新世最多。

南海平均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。而与全球沉积速率的演变过程有明显反差,反映了南海沉积过程受构造运动控制的特点。

南海的沉积物至少有 80% 堆积在周边边缘的

沉积盆地中。作为大型的西太平洋边缘海,南海以其广阔而宽缓的陆架和陆坡为特征,在这里发育的大量沉积盆地将输入的陆源物质“截留”下来,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。

参考文献 (References):

- [1] Davies T A, Hay W W, Worsley T R. Estimates of Cenozoic oceanic sedimentation rates[J]. *Science*, 1977, 197: 53-55.
- [2] Curry J R. Sediment volume and mass beneath the Bay of Bengal [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1994, 125: 371-383.
- [3] M éivier F, Gaudemer Y, Tapponnier P, Klein M. Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic [J]. *Geophysical Journal International*, 1999, 137: 280-318.
- [4] 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[J]. *Nature*, 2001, 410: 891-897.
- [5] Zhao Quanhong, Wang Pinxin. Progress in Quaternary paleoceanography of the South China Sea: A review [J]. *Quaternary Science*, 1999, 6: 481-501. [赵泉鸿, 汪品先. 南海第四纪古海洋学研究进展 [J]. *第四纪研究*, 1999, 6: 481-501.]
- [6] Su Guangqing, Fan Shiqing, Chen Shaomou. The Sedimentary Atlas of Northern and Central South China Sea [M]. Guangzhou: Science and Technology Press of Guangdong, 1989. [苏广庆, 范时清, 陈绍谋. 南海中北部沉积图集 [M]. 广州: 广东科技出版社, 1989.]
- [7] The Multidisciplinary Oceanography Expedition Team of Academia Sinica to Nansha Island. Sedimentary Atlas of Nansha Islands and Adjacent Sea Area [M]. Wuhan: Science and Technology Press of Hubei, 1993. [中国科学院南沙综合科学考察队. 南沙群岛及其邻近海区沉积图集 [M]. 武汉: 湖北科学技术出版社, 1993.]
- [8] Gong Zaisheng. The Major Oil and Gas Fields of China Offshore [M]. Beijing: Publish House of Petroleum Industry, 1997. [龚再升. 中国近海大油气田 [M]. 北京: 石油工业出版社, 1997.]
- [9] The Second marine Geological Investigation Brigade of the Ministry of Geology and Marine Resources. Atlas of Geology and Geophysics of South China Sea [M]. Guangzhou: Map Publish House of Guangdong Province, 1987. [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 [M]. 广州: 广东地图出版社, 1987.]
- [10] Wang P, Prell W L, Blum P. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 184 [M]. Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station TX 77845-9547, USA. 2000.
- [11] Baldwin B, Butler C O. Compaction curves [J]. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 1985, 69: 622-626.
- [12] M éivier F, Gaudemer Y. Mass transfer between eastern Tien Shan and adjacent basins (central Asia): Constraints on region-

- al tectonics and topography [J]. *RAS, GJI*, 1997, 128: 1-17.
- [13] M évier F, Gaudemer Y, Tapponnier P Meyer B. Northeastward growth of the Tibet plateau deduced from balanced reconstruction two dsitioar: the Qaidam and Hexi Corridor basins, China [J]. *Tectonics*, 1998, 17(6): 823-842.
- [14] Kennett J P. Marine Geology [M]. Prentice-Hall, 1982.
- [15] Hay W W, Sban J L, Wold C N. Mass/age distribution and composition of sediments on the ocean floor and the global rate of sediment subduction [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1988, 93(B12): 14 933-14 940.
- [16] Briaia 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]. *Journal of Geophysical Research*, 1993, 98(B4): 6 299-6 328.
- [17] Fang Yingyao, Zhou Fuhong. Characteristics of striped magnetic anomalies in the central sea basin of the South China Sea [J]. *Geophysical & Geochemical Exploration*, 1998, 22(4): 272-278. [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 [J]. 物探与化探, 1998, 22(4): 272-278.]
- [18] Xia Kanyuan. Basic Structure of the oceanic crust and its spreading history in the South China Sea [C]. Gong Zaisheng, Li Sitian, Xie Taijun, eds. Continental Margin Basin Analysis and Hydrocarbon Accumulation of the Northern South China Sea [C]. Beijing: Science Press, 1997. [夏戡原. 南海洋壳区基本结构及扩张史 [A]. 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 [C]. 北京: 科学出版社, 1997. 41-44.]
- [19] Cande S C, Kent D V. A new geomagnetic Polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1992, 97(B10): 13 917-13 951.
- [20] Cande S C, Kent D V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100(B4): 6 093-6 095.
- [21] Harrison T M, Copeland P, Kidd W S, et al. Raising Tibet [J]. *Science*, 1992, 255: 1 663-1 670.
- [22] Johnson M R. Volume balance of erosional loss and sediment deposition related to Himalayan uplift [J]. *Journal of the Geological Society*, 1994, 151(2): 217-220.
- [23] Cane M A, Molnar P. Closing of the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3-4 million years ago [J]. *Nature*, 2001, 411: 157-162.
- [24] Packham G. Cenozoic SE Asia: reconstructing its aggregation and reorganization [C]. Hall R, Blundell D, eds. Tectonic Evolution of Southeast Asia. Geological Society Special Publication, 1996, 106: 123-152.
- [25] Huang C Y, Yuan P B, Lin C W, Wang T K. Geodynamic processes of Taiwan arc-continent collision and comparison with analogs in Timor, Papua New Guinea, Ural and Corsia [J]. *Tectonophysics*, 2000, 325: 1-21.

The Statistics of Sediment Mass in the South China Sea: Method and Result

HUANG Wei, WANG Pin-xian

(State Key Laboratory of Marine Geology, Shanghai 20092, China)

Abstract: Based on a great deal of geological and geophysical data including ODP borehole data in the South China Sea (SCS), the figures of sediment pattern were developed and the mass volume was calculated both of the whole basin and during each stage of E_3 , N_1^1 , N_1^2 , N_1^3 , N_2 , Q . Above the pre-Oligocene base, the sediment volume of SCS was $7.01 \times 10^6 \text{ km}^3$ and the mass was $1.44 \times 10^{16} \text{ t}$, and the average sediment rate was 6.22 cm/ka and accumulation rate was $12.8 \text{ g/cm}^2/\text{ka}$ since Oligocene. Most of the sediment deposited on the continent shelf and slope, while only 5% of total mass deposited in the Center Basin. The sediment basin, developed in the continent shelf and slope, occupied 34% of the whole area of SCS given the thickness contour 2000 m as the boundary, but more than 82% of total amount mass deposited in these basin, showing that sediment basin was the major part of sedimentary process in SCS. The sediment rates were the highest and the mass volume was the largest in SCS during Oligocene, which was quite different from the evolution of global sediment rates, and it can be concluded that the deposition of marginal seas is controlled by the local tectonic movement firstly.

Key words: Mass volume; Accumulation rate; Oligocene; South China Sea