

南海海盆的地壳结构

姚伯初 王光宇

(地质矿产部第二海洋地质调查大队, 广州)

摘 要

本文根据地震声纳浮标和双船折射的探测结果, 分析了南海海盆的地壳结构特征: 这里有很厚的层 1、正常的层 2 和异常薄的层 3; 从海盆中部向南北方向, 层 3 的厚度在不断增加, 地壳也逐渐增厚. 这些结构上的特征与由磁异常所推断的新生代海底扩张模式是吻合的. 最后还讨论了产生这些特征的可能原因.

1979 年 12 月至 1980 年 8 月, 中华人民共和国地质矿产部南海地质调查指挥部和美利坚合众国哥伦比亚大学拉蒙特-多尔蒂地质观测所进行科学合作, 在南海中部和北部开展了地质地球物理调查. 调查项目有海洋重力、磁力、多道地震、单道地震、地震声纳浮标、地热流、测深、底质取样、海底拖网等. 这次在南海海盆中共投放 51 个声纳浮标, 其中 32 个可求解 (表 1).

图 1 中所示的声纳浮标站和双船地震折射剖面, 除表 1 所示之外, 其余的皆为拉蒙特地质观测所以前在这里测量的结果^[1-4]. 图中的磁异常条带及其编号取自文献[2]的研究成果, 在这次联合调查中, 也证实了这些磁异常条带的存在. 本文即是利用这些浮标和双船折射测量的结果, 对南海海盆的地壳结构进行剖析, 并对其特征和产生这些特征的可能机制进行探讨.

一、海盆的水深和沉积概况

南海是西北太平洋边缘海中最西的一个海盆, 盆底水深在 3,700—4,400 米之间, 呈北东—南南向展布, 纵长 1,600 公里, 宽 720 公里, 其中散布一些由火山喷发形成的海底山, 一般高出海底 700—1,600 米, 最高的“振华”海山高 3,905 米. 特别在 15°N 附近, 有一系列近东西向展布的海山, 将海盆分为南北两部分. 盆底的沉积变化较大, 在海盆中部(14—15°N 之间), 沉积厚度一般小于 500 米; 在海盆南部, 沉积厚度在 1—2 公里之间, 垂直方向上可分为 4 个速度层: 1.8—2.0, 2.2—2.5, 2.6 和 3.2—3.8 公里/秒; 在海盆北部, 沉积厚度达 1—3 公里, 亦可分为 4 个速度层, 其速度分别为 1.7—2.0, 2.1—2.2, 2.3—2.8 和 3.1—3.4 公里/秒. 第 4 层仅分布在盆地边缘的基底凹陷内, 可能是碎屑沉积, 也可能是火山岩^[5]. 第 3 层由于差异压实而随基底起伏, 可能是 Emery^[5] 的所谓“变形前沉积”. 第 2 层和第 1 层基本是水平层.

表 1 南海海盆的声纳浮标测量结果

浮标	H_2	H_3	H_4	H_5	H_6	H_7	H_8	H_9	H_{10}	V_2	V_3	V_4	V_5	V_6	V_7	V_8	V_9	V_{10}	V_{11}	纬度 N	经度 E
4V36	0.502									1.681	2.805	6.25								17.50°	116.90°
5V36	0.587	0.922								1.882	1.990	6.2	7.3	8.1*						17.41°	116.83°
6V36	0.33	0.477								1.78	2.098	4.7	5.8							17.10°	116.70°
8V36	0.469	0.837	0.748							1.482	2.927	3.195	4.75	5.9	6.75					12.34°	117.73
9V36	0.433	0.658	0.365	0.625						1.564	2.775	2.546	3.83	4.15	4.7	5.85	6.7	7.3	8.2	12.74°	117.51°
10V36	0.398	0.338	0.425							1.697	2.473	2.481	5.4	6.55						16.90°	115.73°
13V36	0.517	0.737								1.919	2.444	5.6	6.65							16.23°	116.12°
14V36	0.494	0.492								1.979	2.389	5.6	7.05	8.4						13.08°	116.80°
15V36	0.387	0.451	0.431	0.588						1.759	2.535	2.606	3.555	4.7	5.25	5.85	6.85	7.55	8.05	12.80°	116.96°
16V36	0.388	0.492	0.703	0.592						1.850	2.235	2.833	3.569	4.8	5.7	6.45	7.4			12.55°	117.13°
17V36	0.708									1.899	4.2	5.2								12.34°	116.84°
19V36	0.372	0.493								1.944	2.255	4.8	5.35	5.95	7.2					12.68°	116.26°
21V36	0.674									1.756	6.0	6.75								15.03°	115.13°
24V36	0.53	0.486								1.894	2.236	4.6	5.7							15.90°	115.54°
26V36	0.363	0.161								1.599	1.759	5.25	7.2							16.39°	115.44°
27V36	0.513	0.537	0.611							1.98	2.381	2.475	5.5	6.0	6.85					17.61°	114.47°
28V36	0.342	0.366	0.551							1.604	1.963	2.504	4.5	5.65	6.8	7.9				17.87°	114.37°
29V36	0.75	0.528	0.802							1.884	2.489	3.206	4.95	6.0	7.35					17.99°	114.36°
34V36	0.5	0.51	0.71							1.78	2.42	3.44	5.5							18.54°	116.25°
35V36	0.39	0.39	0.35	0.56	0.42	0.61	0.68	1.12	2.15	1.86	2.15	2.38	2.48	4.0*	4.95	5.6	6.5	7.3	8.4	17.95°	116.42°
36V36	0.36	0.38	0.72	0.93	0.47	1.56	3.02			1.59	2.22	2.9	4.0*	5.2	5.9	7.05	7.9			17.75°	115.29°
64V36	0.72	0.23	0.32	1.43						2.2*	3.6	4.4	5.35	7.35						16.77°	113.45°
65V36	0.46	0.44	0.66	1.49	1.88					1.95	3.0*	4.55	5.6	6.85	7.9					16.99°	113.85°
66V36	0.57	0.66	0.53	1.31						1.68	2.47	4.0*	5.5	6.4						17.16°	114.19°
67V36	0.53	0.40	0.55	1.13						1.83	2.18	2.5*	3.4	5.8						17.37°	114.59°
68V36	0.41	0.29	0.40	0.94	0.63	0.92	1.15	1.46		1.86	1.97	2.12	3.26	3.7	5.05	5.9	7.0	8.45		17.89°	114.33°
107V36	0.37	0.30	0.52	0.51	0.41	1.09	2.19			1.68	2.04	2.42	2.79	3.1	5.5	6.5	8.45			18.03°	114.85°
108V36	0.49	0.56	0.37	0.52	1.01	1.40				2.0	2.27	3.32	3.18	4.72	6.2	7.3				17.66°	115.40°
129V36	0.47	0.52	0.48	0.68	2.06					1.83	2.13	2.84	4.0*	5.45	6.25					18.15°	117.14°
216V36	0.76	0.24	0.47	0.45	1.16					1.55	1.63	2.63	2.65	3.26						19.96°	118.89°
229V36	0.71	0.80	0.70	1.03	0.91	1.0	2.66			1.98	2.25	2.74	4.64	5.58	6.31	6.85	7.9			18.49°	117.92°
230V36	0.34	0.35	0.44	0.51						1.62	2.01	2.45	2.63	5.05						19.20°	117.33°

注：表中经纬度的小数部分为十进制数。

V_i 表示第 i 层的地震纵波速度； H_i 为第 i 层的厚度(公里)； V^* 为假设速度，速度单位皆为公里/秒。

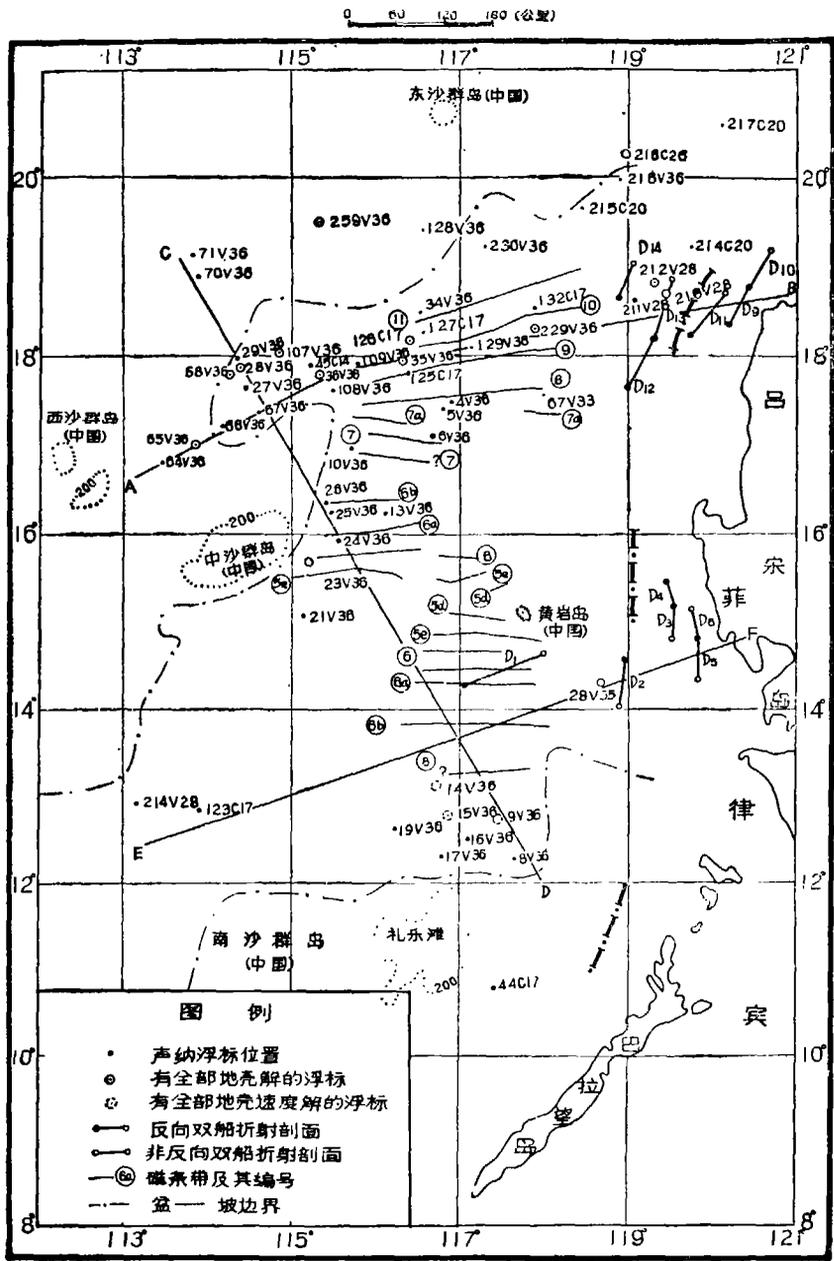


图 1 声纳浮标站及双船折射剖面的位置

二、海盆地壳的速度结构

早在 50 年代初, 科学家们已开始用地震声纳浮标来研究大洋地壳的结构。但是, 大量的工作还是在板块构造学说诞生之后。拉蒙特-多尔蒂地质观测所的地球物理学家 Houtz, 和 Ewing, 讨论了他们在大西洋和太平洋所做大量声纳浮标探测的结果, 统计分析而得出大洋地壳的速度结构如下: 层 2A 为 3.5—3.7 公里/秒, 层 2B 为 5.1—5.3 公里/秒, 层 2C 为 6.0—6.1

公里/秒,层3为6.9公里/秒.用大气枪作震源,他们还发现速度为7.4公里/秒的层3下部层(他们称之为“中间层”)^[6].我们利用南海海盆中已取得地幔顶部速度的16个声纳浮标和5个双船折射剖面的解,作出了地壳速度分布的直方图(图2).由图可见,出现频度较高的速度有2.0—2.1,2.4—2.5,5.0,5.6,5.9,6.5,7.3—7.4和8.1—8.5公里/秒,其中2.0—2.5公里/秒为地壳层1(沉积物)的速度,5.0—5.9公里/秒为地壳层2的速度,6.5—7.4公里/秒为地壳层3的速度,8.1—8.5公里/秒为地幔顶部的速度.还利用海盆中10个包括地幔顶部速度的声纳浮标解,求出了海盆地壳层的平均速度及厚度,并与相邻的菲律宾海及西北太平洋进行比较(表2).表2中 \bar{v}_i , \bar{H}_i 为地壳层的平均速度(公里/秒)及厚度(公里), Δv_i , ΔH_i 为标准偏差,脚标表示层序, \bar{v}_m 为地幔顶部的平均速度.由表2可见,南海海盆层2的平均速度和厚度跟西北太平洋类似,但比菲律宾海厚0.7公里.三者的层3速度基本相同,但厚度上南海海盆比菲律宾海小1.0公里,比西北太平洋薄1.8公里.

表2 平均地壳结构

	\bar{H}_1	ΔH_1	\bar{v}_2	Δv_2	\bar{H}_2	ΔH_2	$\Delta \bar{v}_3$	v_3	\bar{H}_3	ΔH_3	\bar{v}_m	Δv_m
南海海盆	1.76	0.62	4.99	0.27	1.99	0.40	6.80	0.23	3.22	0.70	8.18	0.18
菲律宾海(村内必典,1975)			4.85	0.18	1.27	0.30	6.70	0.10	4.29	0.80	8.27	0.15
西北太平洋(Raitt, 1963)			5.02	0.63	2.05	0.50	6.73	0.25	5.08	1.72	8.21	0.18

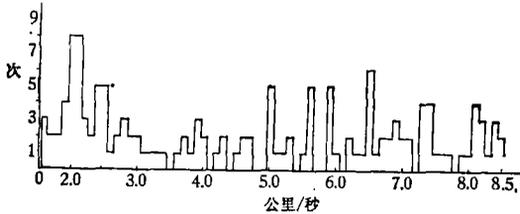


图2 南海海盆地壳内部纵波速度分布的直方图

1. 地壳层2

大洋地壳层2也称基岩层,或过渡层.从多道地震剖面上看,南海海盆的基岩顶部上绕射波发育,反射波杂乱,反映它极不平坦,一般起伏数百米.由图3可见,海盆中部的基岩深度小于5公里,向南向北逐步加深,到了边缘又变浅.海盆北部比南部更深,那里基岩面向东倾斜,在118—120°E, 18°—19°N处,有一近东西向凹陷,深度达6.4公里,其东部与马尼拉海沟及北吕宋海槽处的北东北向深达8.8公里的凹陷汇合.图4是(层2)顶部速度分布图,由此看出,海盆中部的速度较低,为4.2公里/秒左右;往北增大,但比较散乱,个别地方达6.2公里/秒,显示了层2C的速度;海盆南部的速度也增大,但低于北部的速度.层2顶部速度的这种变化,是由于海盆中部的地壳较年轻,裂隙发育,沉积薄,速度较低.往盆地南北两翼,地壳年龄在增加,沉积变厚,基岩所受的压力增加,其地震纵波速度也增加.海盆中零星分布的较高速度,可能是由于玄武质岩墙直达基岩顶面之故.

值得指出的是,在迄今为止的地震测量中,还未发现南海海盆存在由火山活动所形成的层2A(地震速度为3.6公里/秒左右).可是,与它相距不远而年龄差不多的帕里西维拉海盆却广泛存在这一层^[7].这可能是由于南海有较厚的沉积物充填了层2A的裂隙,在一定的温度与

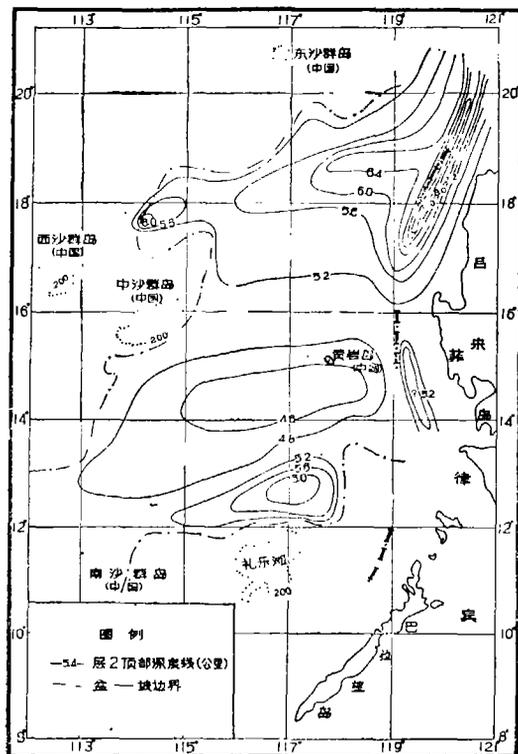


图 3 层 2 顶部深度图

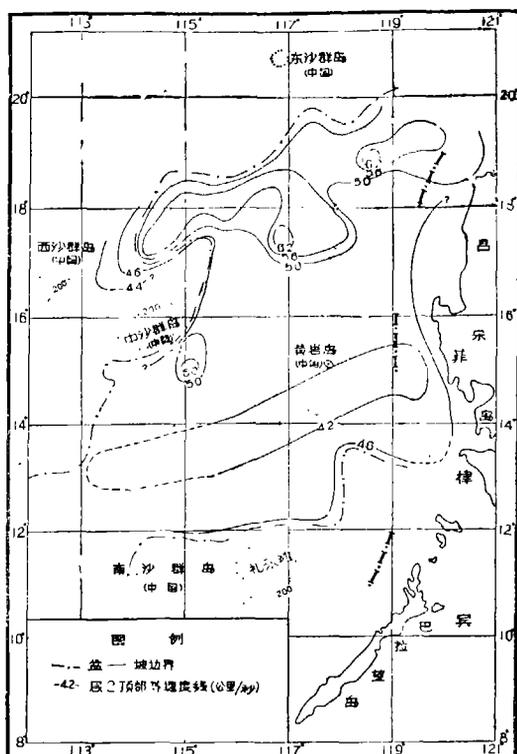


图 4 层 2 顶部速度分布图

压力条件下发生了胶结，促使层 2A 的速度较快地改变为层 2B 的速度。当然，也可能是在南海海盆形成时层 2A 就很薄，因此，用目前的地震方法难于检测。

2. 地壳层 3

层 3 是大洋地壳的主要层，其上部层的速度在 6.5—7.1 公里/秒之间，根据世界各大洋的测量结果，这一层的速度相当一致。

图 5 是南海海盆中用声纳浮标柱状解组成的剖面，它从中部向北穿过海盆。其中对应的

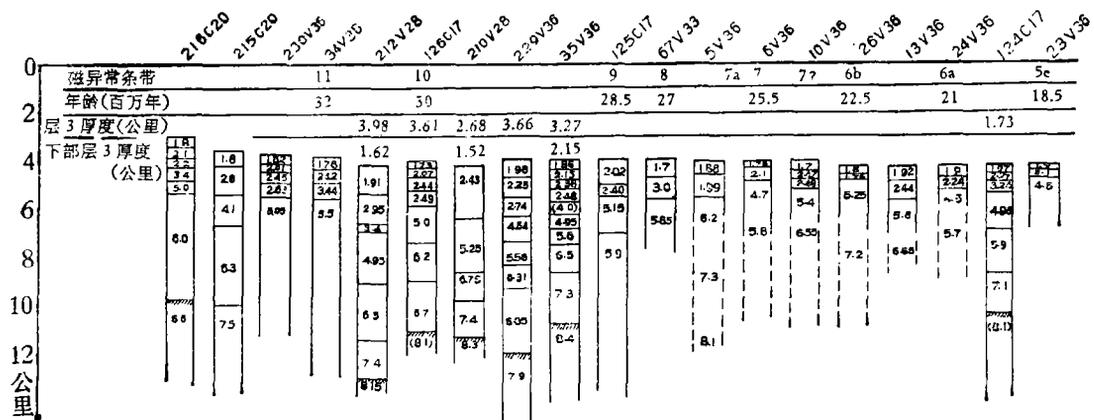


图 5 海盆中部—北部柱状剖面

地磁异常条带是根据 Taylor, 的资料^[2], 相应的年代是从拉蒙特地磁年代表^[8]查出. 由图可见, 层 3 的厚度是随地壳年龄的增长而增厚的.

Goslin 等^[9]在研究太平洋地壳时, 发现层 3 的厚度 H_3 与洋壳年龄 t 之间的关系为 (图 6)

$$H_3 = 5.05 - 1.8e^{-\frac{t}{18}}$$

式中 H_3 的单位为公里, t 为百万年. 我们也在图中画出了南海海盆的 H_3-t 曲线, 由图看出, 当 $t = 0$ 时, 南海的层 3 仅厚 1.0 公里左右; 当 $t = 20$ 百万年时, 南海的层 3 比太平洋约薄 2.0 公里, 此后它随着年龄而增厚的速率似乎快些. 不过, 由于这里的数据点不多, 所以这种增长较快的速率尚有待进一步工作去证实, 然而, 层 3 厚度随着地壳年龄而增加的趋势是可以肯定的.

一般认为, 层 3 随年龄而增厚的原因是由于板块离开扩张脊之后, 在地壳底部出现厚度不断增加的层 3 下部层所致. 图 7 是南海海盆中的层 3 下部层的分布图, 在海盆中部似乎缺少这一层, 在海盆的南北两翼, 这一层出现了, 并且速度有逐步增大的趋势. 关于逐步出现层 3 下部层的机制, Pichon^[10] 认为, 当板块离开洋中脊向两翼运动时, 由于水化作用而使地幔顶部的橄榄岩发生部分蛇纹岩化, 其地震纵波速度为 7.3 公里/秒左右, 逐步形成了层 3 下部层 (Pichon 称做“壳-幔过渡层”), 其厚度也在不断增加. 南海海盆是慢扩张 (半扩张速率为 2.5—2.9 厘米/年) 形成的^[2], 裂隙发育, 海水不断侵入, 为上地幔物质的蛇纹岩化创造了有利条件.

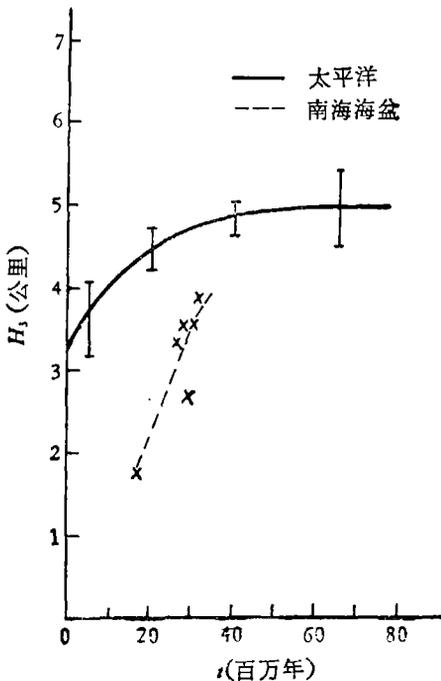


图 6 层 3 厚度 H_3 与其年龄 t 的关系曲线

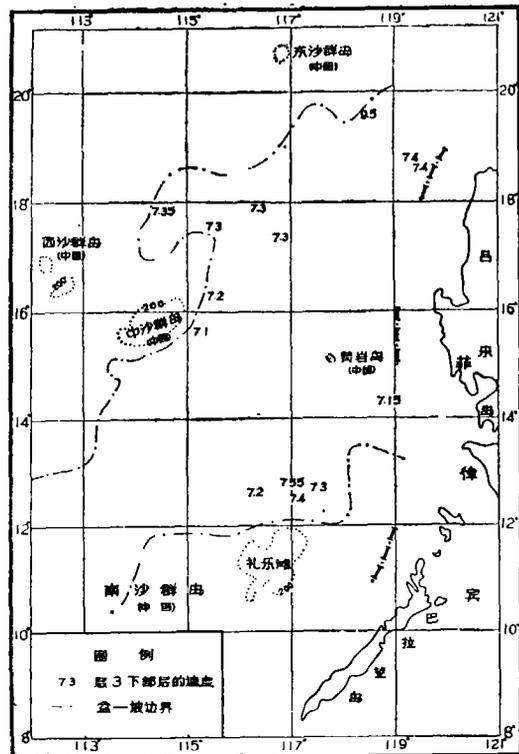
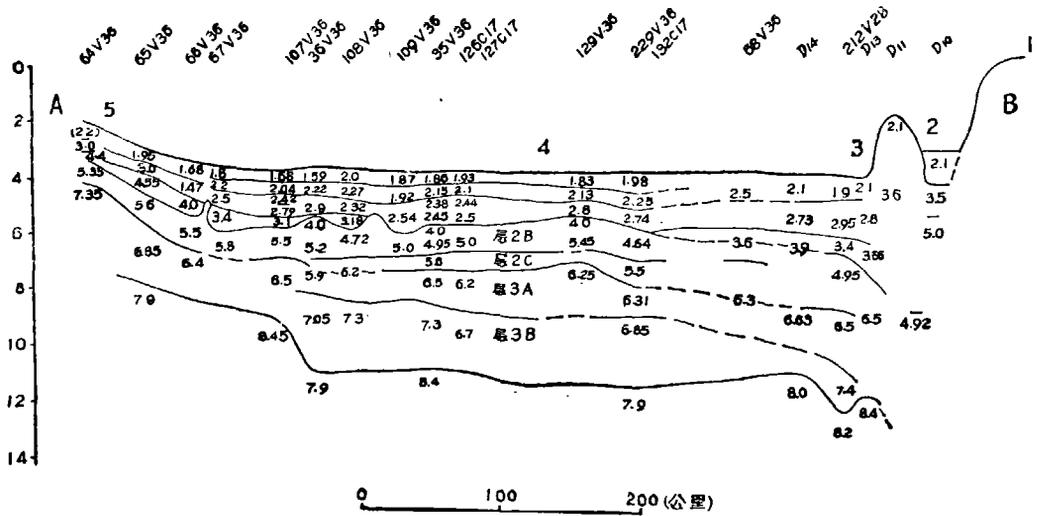
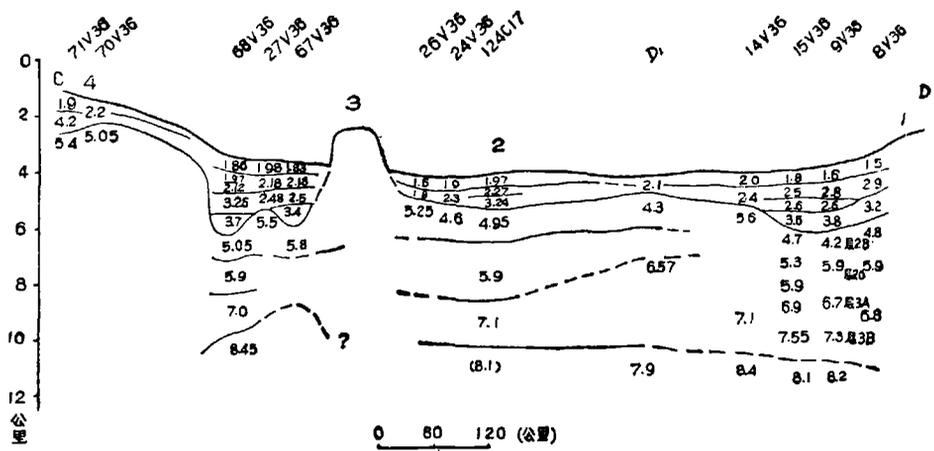


图 7 层 3 下部层的分布图



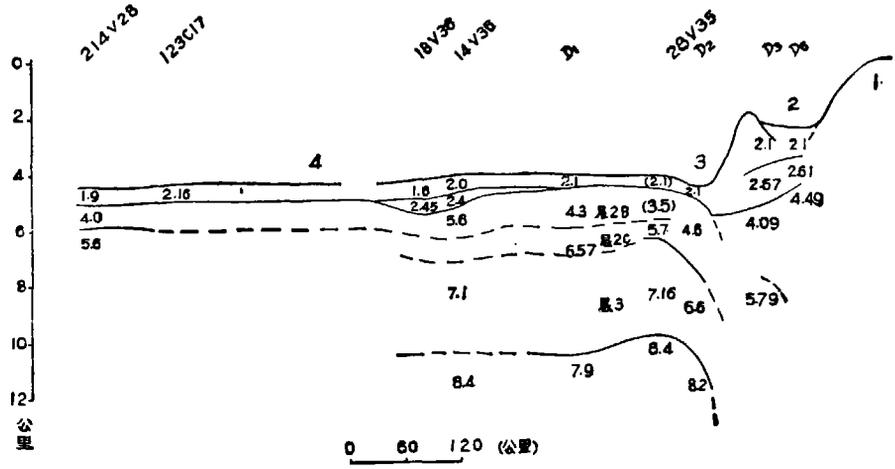
8a 地壳剖面 A—B

1. 吕宋岛, 2. 北吕宋海槽, 3. 马尼拉海沟, 4. 南海海盆, 5. 中沙地块



8b 地壳剖面 C—D

1. 礼乐滩, 2. 南海海盆, 3. 西部海山, 4. 北部边缘



8c 地壳剖面 E—F

1. 吕宋岛, 2. 西吕宋海槽, 3. 马尼拉海沟, 4. 南海海盆

图 8 南海海盆的三条地壳剖面

三、地壳综述

为了从垂直方向上讨论南海海盆的地壳结构,我们用声纳浮标和双船折射资料作了 3 条剖面(图 8),其位置见图 1。

剖面 A—B (图 8a) 横贯海盆北部边缘,大体以 36V36 浮标站为界,可将剖面分为东西两部分:东部地壳厚 7—7.6 公里,其中层 1 厚 2.0 公里,层 2 厚 1.6 公里,到马尼拉海沟处增至 2.0 公里,层 3 厚 3.5—4.0 公里,在马尼拉海沟的靠吕宋一侧 (D_{13} 附近) 有减薄的趋势;在 36V36 以西,地壳厚度仅 5.0 公里,整个地壳向东倾斜,视倾角约为 2° 。

在剖面 C—D 上(图 8b),地壳一般厚 6 公里。上伏沉积厚度变化较大,北部和南部分为 4 个速度层,总厚度在 2 公里以上;中部厚度小于 1 公里。层 2 一般分为两层,厚度变化不大。层 3 的厚度在中部小,南北两翼在逐渐增厚。

剖面 E—F (图 8c) 的走向与剖面 A—B 近似平行,横切海盆的中部 ($14-15^\circ\text{N}$)。层 1 厚度约 0.5 公里,基本呈水平分布。层 2 顶部起伏不大,在进入马尼拉海沟时,先是缓缓下倾,然后以较大角度俯冲到吕宋岛之下约 200 公里深处^[1]。在接近马尼拉海沟的轴部之前,层 3 减薄,整个地壳约减薄 0.5 公里。

图 9 是海盆中北部的地壳等厚图。从整体上看,海盆西部和中部的地壳较薄,往东往北逐渐加厚,但到北部边缘又减薄。最厚处是在 $18-19^\circ\text{N}$, $117-120^\circ\text{E}$ 的近东西展布

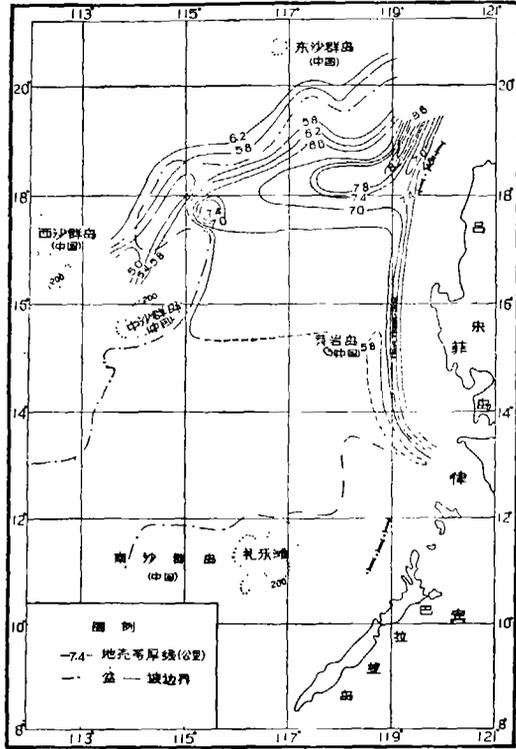


图 9 地壳等厚图

的区域,地壳厚 7.8—8.7 公里,在北部盆-坡边界处,地壳厚 5.8 公里,那里是磁异常平静区。这里地壳减薄,主要是沉积较薄所引起的。令人深思的是,全区地壳最薄的地方不是在海盆内,而是在西沙与中沙之间的 65V36 处,那里水深不到 3,000 米,属陆坡地区,地壳厚度不足 5.0 公里,比海盆中部还薄 0.8 公里。这里地幔顶部的速度是正常的(7.9 公里/秒),沉积厚 1.0 公里,层 2 厚 2.0 公里,层 3 厚 1.88 公里,速度为 6.85 公里/秒。因此,这里层 1 和层 2 与一般大洋地壳类似,只是层 3 的速度低,厚度小,而且没有层 3 下部层。因此,我们推测这里的地壳可能比较年轻。值得注意的是,大约在 115.5°E 附近,地壳厚度从 7.4 公里以较大陡度向西减薄到 5.4 公里,这一点在剖面 A—B (图 8a) 上看得更清楚。这里地壳厚度的变化很类似于东太平洋隆的 Mendocino 转换断层附近的情况^[10]。因此,我们推测,在海盆北部的 115.5°E 附近,有一条 NNE 向的转换断层,将岩石圈切断为东、西两部分。

四、讨 论

1. 南海海盆中部地区的沉积厚度小于 1.0 公里, 一般不能再分速度层. 南部边缘的沉积厚 1—2 公里, 北部边缘厚 2—3 公里, 它们的成层性较好, 都可分为 4 个速度层, 上面两层是水平层, 下面两层随基底起伏, 并趋向于将其填平. 推测速度为 3.2 公里/秒的最下部层可能是海底扩张初期从张开的大陆棱上剥蚀下来的碎屑沉积, 或是火山岩.

2. 如一般的慢扩张洋壳顶部一样, 南海海盆的层 2 顶面起伏不平, 但幅度仅数百米, 正断层发育. 从海盆北部的多道地震探测区域来看, 层 2 顶部的起伏多呈近东西向条带状, 其走向与磁异常条带近似平行, 说明这种起伏是在海盆扩张时形成的. 这里的正断层多是小断层, 断距较小, 可能是岩石圈板块在冷却收缩时表层张裂所致. 直到现代, 虽然在马尼拉海沟处仍然存在着俯冲活动, 震源深度达 200 公里以上, 但在南海海盆内只观测到小的浅源地震. 联系到海盆的沉积稳定, 除因基底不平而引起厚度变化, 以及差异压实而稍有起伏之外, 未见褶皱现象. 由此看来, 南海海盆基本上未受压缩, 仍然保持洋壳生成时的构造形迹.

3. 从统计分析看, 与标准大洋地壳相比, 南海海盆有很厚的层 1, 正常的层 2 和异常薄的层 3, 在洋壳生成时, 初始层 3 仅厚 1 公里, 比标准大洋薄 2 公里.

为什么南海海盆地壳的初始层 3 很薄呢? 这应从构成新生大洋岩石圈的物质组成及其熔融程度上去寻找. Bottiga^[12] 曾假设, 构成新生大洋岩石圈的软流圈物质是由 1 份玄武岩和 3 份橄榄岩所组成的地幔岩 (Pyrolite), 当它部分熔融并在大洋中脊处上升时, 产生了玄武岩浆, 构成了新洋壳, 余下的橄榄岩则构成了岩石圈的上地幔部分. 从柏林^[13]则认为, 大洋拉斑玄武岩大概是由小于 30 公里深度的地幔橄榄岩的部分 (20—30%) 熔融而产生的. 部分熔融后残留的物质由橄榄石和辉石组成, 并随海底扩张在大洋上地幔的最顶部构成了一层. 南海海盆是在拖曳型大陆边缘上岩石圈发生断裂之后由海底扩张而形成的, 因此, 构成新生海盆岩石圈的物质可能来自大陆上地幔, 推测其中玄武质岩石所占的比例可能小些, 其熔融程度也可能低一些. 这样, 当它在扩张脊处构成新生的南海岩石圈板块时, 其洋壳相对要薄一些. 这可能是南海海盆的初始层 3 很薄的原因.

4. 南海海盆东部边缘分布着水深达 5,000 米的马尼拉海沟, 它向北延伸到 22°N 附近^[3,4], 具有向东倾斜的本尼奥夫带, 深度超过 200 公里^[11], 海沟内热流值低 (约 1.0 HFU), 有较大的负重力值, Bowin 等^[15]认为这里是活动的俯冲带. 北部大陆边缘上发育着一系列 NEE 向新生代断裂盆地, 具有零星的基性岩活动, 地热流值高, 在盆-坡边界处测得高达 3.9 HFU 的热流值. 因此, 在新生代, 这里应是大西洋型的被动边缘. 海盆西部的盆-坡边界处, 地貌上是一 NNE 向陡崖, 高热流等值线 (2.5 HFU) 靠近并平行它, 一条很陡的重力梯阶带沿此边界分布, 推测这里是一条岩石圈断裂^[16]. 在海盆南部, 沿巴拉望-卡拉棉陆架之西和婆罗洲西北, 分布着水深为 2,000—3,000 米的巴拉望海槽 (最大水深达 3,475 米), 海槽内充填着达 3 公里厚的沉积, 平均热流值为 1.0 HFU 左右. 因此, 推测这里是一条不活动的俯冲带, 其西北部的礼乐滩地块被解释为沉没的陆块^[17]. 从地壳结构来看, 南海海盆的层 2 顶面由中部向南北两边下倾, 其地震波速度亦向南北边缘增大; 层 3 的厚度及地震波速度也从中部向南北两翼增大; 地壳厚度也有这种变化趋势, 在海盆中部约为 6.6 公里, 往北逐步加厚, 最厚可达 8.6 公里; 往南由于没有求出声纳浮标的厚度解, 准确的厚度不知道, 但从不断增加的速度层来看, 地壳

厚度也应增加。上述地壳结构上的特征进一步说明南海盆是在新生代由南北向扩张形成的,其主要残留扩张中心在海盆中部,即 15°N 附近的近东西向的海山链处。但是,在 Taylor^[2] 的磁异常图型中,在南部缺失 6C-7 系列;在北部,这个系列可能由于脊跳而重迭,也可能是缺失。从走向上看,11-8 系列是北东东,7-5D 是近东西向。另外,在我们对地壳结构的分析中,在 $17-19^{\circ}\text{N}$ 的区域,大约以 115.5°E 为界,东西两部分存在一定差异。由此可推测,南海海盆的新生代扩张至少分两幕进行:一幕在晚渐新世(前 32—26 百万年),扩张方向为北北西—南南东,中沙群岛和礼乐滩等地块南移,在它们与北部大陆之间产生了 11-8 磁异常系列所对应的洋壳;第二幕发生在早中新世(前 23—17 百万年),扩张方向为近南北向,礼乐滩地块继续南移,产生了 7-5D 系列所对应的洋壳。因此,推测在中沙地块与北部边缘之间 ($114-115.5^{\circ}\text{E}$, 18°N 附近)应有另一残留扩张中心。

参 考 文 献

- [1] Ludiwig, W. J., *Deep Sea Reserch*, 17(1970), 3: 533—571.
- [2] Taylor, B. & Hayes D. E., *Lamont-Doherty Geological Observatory of columbia University, Contribution*, 1979.
- [3] Ludiwig, W. J., et al., *J. G. R.*, 84(1979), 3505—3518.
- [4] Hayes, D. E. et al., *A Geophysical Atlas East and Southeast Asian Seas: Crustal Structure*, 1978.
- [5] Porke, M. K., Emery, K. O., et al., *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 55(1971), 723—751.
- [6] Houtz, R. & John Ewing, *J. G. R.*, 81 (1976), 2490—2498.
- [7] Cary L. Mrozowski, et al., *Earth Planetary Science Letters*, 46(1979), 49—67.
- [8] John L. Labreque et al., *Geology*, 5(1977), 330—335.
- [9] Goslin, J., et al., *Marine Geophys. Res.*, 1(1972), 418—427.
- [10] LePichon, et al., *Plate Tectonics, Elsevier Scientifici Publishing company*, 1973, 173—207.
- [11] Seno, T. & Kurita, K., *Geodynamics of the western Pacific*. Tokyo, 1978, 249—263.
- [12] Bottiga, Y., *Thermal Aspects of Sea-floor Spreading and the Nature of the Suboceanic Lithosphere* Inst. Physique Globe, Paris. 1972.
- [13] 从柏林, 岩浆活动与火成岩组合, 地质出版社, 1979, 281—294.
- [14] Kariy, *J. G. R.*, 76(1971), 2542—2561.
- [15] Bowin, C., et al., *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 62(1978), 9: 1645—1672.
- [16] 夏勘原等, 海洋学报, 3(1981), 3: 434—459.