

2-4

4-13-03

南海地质论文集

地质与地球物理



NANHAI-
DIZHI-
YI-
WU-
LI

地质矿产部南海地质调查指挥部情报研究室

封面设计：姚欣光

本期责任编辑

张 松 举

南海地质译文集

第 二 集

(内部发行)

1985年3月

编 辑 者	《 海 洋 地 质 》 编 辑 部
出 版 者	南海地质调查指挥部情报研究室
印 刷 者	广州军区空军政治部印刷厂
地 址	广 州 市 1 1 8 0 信 箱

目 录

中国南海盆地的成因和历史.....	(1)
中国南海—特别是印度尼西亚部分的构造发育.....	(34)
中国南海盆地的声纳浮标剖面仪测量.....	(46)
中国南海的一次板内冲断层地震.....	(62)
北部湾及邻区的地质和布格重力异常.....	(68)
菲律宾巴拉望西北陆架的晚第三纪地质史.....	(74)
马尼拉海沟和西吕宋海槽.....	(82)
菲律宾巴拉望—苏禄近海区的航空磁测.....	(115)
菲律宾重力工作状况.....	(126)
巽他陆架北部大纳土纳岛东部和南部的地震调查.....	(135)
爪哇和苏门答腊的新生界.....	(145)
越南北部地区地层概述.....	(151)
泰国地层.....	(184)

中国南海盆地的成因和历史

Brian Taylor,
Dennis E. Hayes

杨广泰 李小克 译
王小明 校

1979年“维玛号”调查船在中国南海调查期间获得的磁异常资料,使我们得以对以前发现的南海盆地的海底扩张模式进行了修正。盆地东部的5D—11号东西向磁异常条带表明,海底扩张的年代为中渐新世到早中新世(距今32—17百万年)。热流资料与这些年代也相符。盆地的半扩张速率为2.2厘米/年—3.0厘米/年。在磁异常条带的对称中心附近有一条东西向的海山链。从该海山链和盆地的其它海山上拖网采得的玄武岩主要为碱性玄武岩,或介于拉斑玄武岩与碱性玄武岩之间的过渡型玄武岩。该盆地较老部分的特征是具有较厚的沉积物(1—2.5公里)和比较平坦的大洋基底,而较薄的沉积物(300米到1公里)和块状基底组构则是盆地较年轻的中部的特征。盆地东中部地区有一宽广的基底穹窿,其顶部是以断层为界的翘起块体。南海盆地是一个“大西洋型”的边缘盆地,其南北皆以被动陆缘为界。盆地的张开使包括北巴拉望和礼乐滩在内的微陆块发生了移动,使它们离开了它们在早第三纪时邻接中国大陆的位置。盆地东半部的断裂带和越南以东推断的转换边缘表明,南海盆地是以南北方向张开的,要说明其张开过程,必须要有一个距离遥远的极。然而,盆地西半部与东半部的扩张组构明显不同。自由空间重力异常资料和有限的地震反射资料在南海盆地的西南部圈出了一个南西走向的残留扩张中心。在该残留扩张中心生成的洋壳比在更东面的东西向扩张中心生成的洋壳少得多。笔者推测,盆地西半部的张开主要受微陆块复合体地壳延展的控制,而据推测这一复合体曾占据过该地区很大的一部分。南海盆地正常洋壳的向陆边界以基底构造形式的变化和变化的磁异常、低的自由空间重力异常以及大的均衡重力异常梯度为标志。重力资料分析表明,该边界与地壳深部的密度反差有关,该反差在莫霍面以下得到补偿。与其它大西洋型陆缘的对比表明,洋壳与陆壳之间的正密度反差可能是陆—洋边界地带的一个共同特征。在南海盆地海底扩张以前发生的原始中国陆缘的断裂,可能开始于白垩纪末或古新世($\sim 65 \pm 10$ 百万年)。断裂是沿着过去的一个安第斯型岛弧发生的,这一岛弧的火山活动停止于距今大约85百万年时。据推测,中生代时北巴拉望和礼乐滩为弧前区。在南海边缘有一个中渐新世的区域性不整合,笔者认为它是断裂和海面升降共同作用的产物。巴拉望消亡带向南的俯冲作用于中中新世后期中止前不久,盆地的海底扩张便停止了。

引 言

南海盆地(图1)是西太平洋和东南亚的边缘盆地之一,目前尚未对其地壳和沉积



图1 南海盆地及邻域测深图。图上还标出了“维玛号”调查船第3604和3605航次所作的测线。

物进行过深海钻探取样。有人曾试图通过把观测到的磁异常条带与地磁年表进行对比来确定盆地的年龄,但未获成功(Ben-Avraham和Uyeda等, 1973; Bowin等, 1978)。因此, 对该盆地构造演化的早期研究, 主要是根据周围陆区的地史。例如, Karig曾于1973年提出, 南海盆地是作为晚白垩世—早第三纪菲律宾弧后面的一个弧间盆地而张开的。Ben-Avraham和Uyeda则于同年提出, 北越和婆罗洲西南的两条大规模的北西走向缝合线原先是邻接在一起的, 南海盆地则是晚侏罗—早白垩世时随着婆罗洲相对于中国向南移动而形成的。

最近, Taylor和Hayes (1980) 在南海盆地的东半部发现了一个东西向的晚渐新世和早中新世的对称的磁异常条带模式。他们认为南海盆地是一个“大西洋型”的小边缘盆地, 其南北均以被动陆缘为界, 西边则是一个转换边缘。为了验证Taylor和Hayes

所鉴别的磁异常，也为了更好地确定磁条带模式，1979年11月和12月间，用“维玛号”调查船对盆地的东半部进行了一次海洋地球物理调查（见图1）。这次调查是美国拉蒙特—多尔蒂地质观测所和中国地质部合作项目的一部分。

在本文的前半部分，笔者将根据新的和原有的海洋地质资料和地球物理资料，讨论南海盆地的地质演化史，并将把讨论结果与周围陆架和陆区的地质资料结合起来，进而得出该区的演化模式。

磁异常资料和海底扩张史

美国拉蒙特—多尔蒂地质观测所已搜集了南海盆地90%以上未经分类的海洋磁测资料，其中大部分是在最近5年内搜集的。图2展示了沿航迹绘制的磁异常资料。图上还

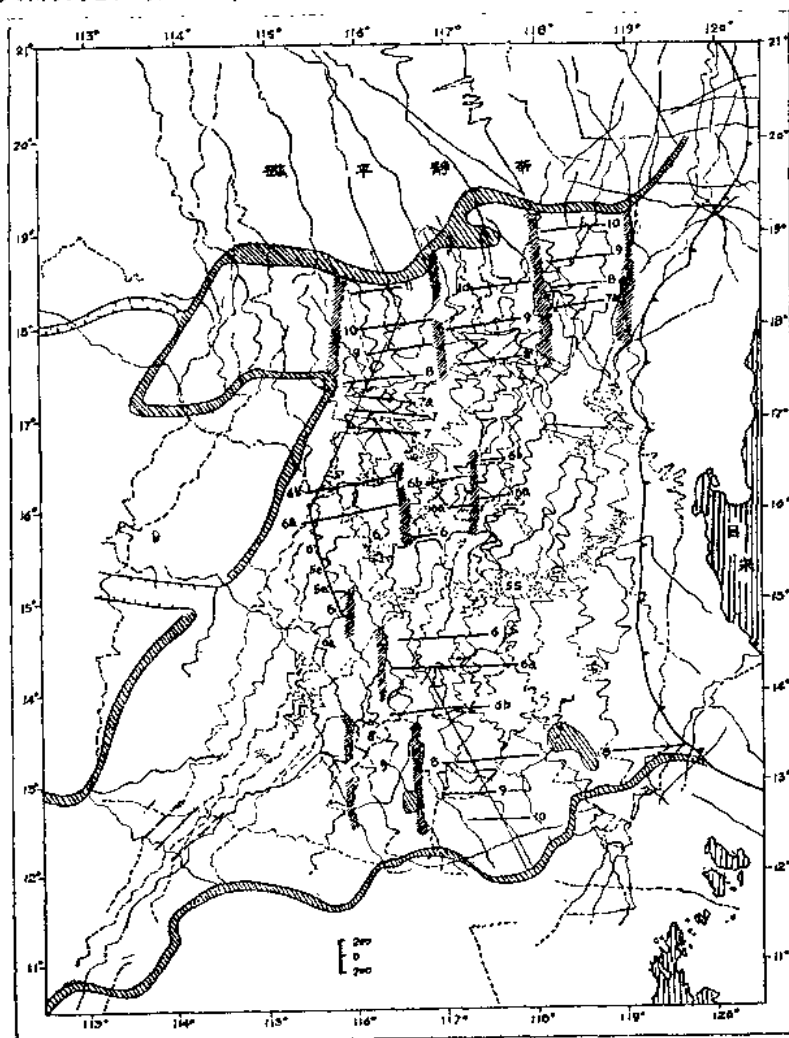


图2 沿船迹分布的南海磁异常图，粗线段表示船迹之间的地磁对比。磁异常条带是根据LaBrecqu等（1977）的编号图确定。较小的数表示可靠性较低。细斜线组成的阴影线表示断裂带。南海盆地的洋壳东临马尼拉海沟（带刺线），其它各边都是狭窄的陆—洋分界带（粗影条），文中已有论述。粗粒点区示海山。SS为黄岩岛。

见有我们所识别的磁异常条带和断裂带。对Taylor和Hayes(1980)的磁异常模式的修正,是在最近大量的北北西向探测的基础上进行的。图3a—3c展示了磁异常对比的若干细节。根据LaBrecque等(1977)的地磁反转时标,把图2中沿实线展布的磁异常与理论上的海底扩张异常剖面作了对比,并将之表示于图4上。

仿效Taylor和Hayes(1980)的做法,将南海盆地东西向的磁异常条带与晚渐新世到早中新世的磁异常序列11—5d(32—17百万年)作了对比。总的来讲,磁异常条带对称地沿着一条大致位于北纬15°和16°之间(图2)的东西向的海山链而分布,该海山链即为黄岩岛海山链。然而细研究起来,磁异常模式由于断裂带、海脊跃移和海山的影响而十分复杂。根据磁异常的错移和基底形态,已识别出几个断裂带(图2)。磁异常的错移大多较小,不到20公里。在盆地北侧观察到的6b—6磁异常序列的错移,在盆地南部尚未能测到。

如由图2所示,在异常8与7a之间这段时期,扩张方向发生了10°到15°的变化。尔后,在异常7与6c之间这段时期扩张方向又恢复了原状,与此同时,岭脊向南跳跃转移,使7a—7序列的两侧都留在了北部的板块上,异常6c和8则并列在南部板块上。而且,在盆地北部观测到的断裂带的位置在7a—7序列的两侧都是不同的,当岭脊向南跃移时,脊转换的几何形态亦发生了变化。

北部陆缘和南部陆缘的大部分地区是磁平静带(图2),但北纬20°5′东经117.5°附近的情况则明显例外,那里出现的是变化极快的异常,这些异常与可能系上新世的火山侵入活动有关。在盆地的北中部,在剖面1—3和6上(图2和3a)可识别出磁异常11,它正好位于磁平静带的向海的一侧。异常10—8业经很好确定,其走向为东偏北7°。在盆地的南侧,未见异常11,异常10则幅度值较低(图3b),异常9也只是在一个剖面上发育较好,因此,在南侧首先对异常8进行了对比。据解释,两侧的异常7a—7序列都出现在盆地的北半部,尽管这使情况变得更为复杂,我们却相信这是与现有资料一致的最简单的一种解释。7a—7序列的走向明显不同,至少异常7出现两条(图2)。磁异常6c—6(图3c)序列在盆地的北半部很容易识别出来。同样,南部与之对应的对称磁异常也很明显,虽则它们与6c—6序列不完全匹配(图3b和4)。

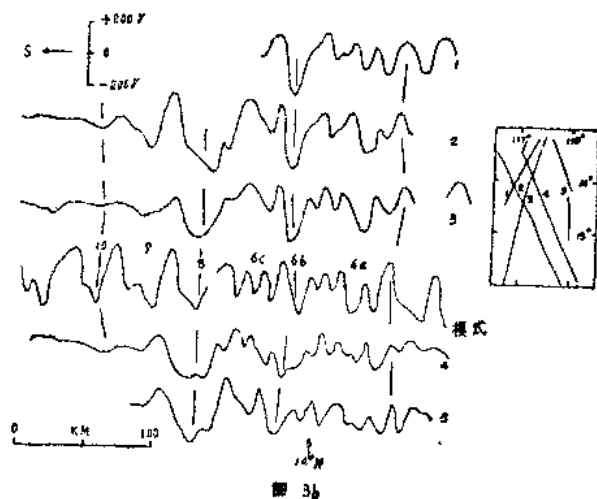
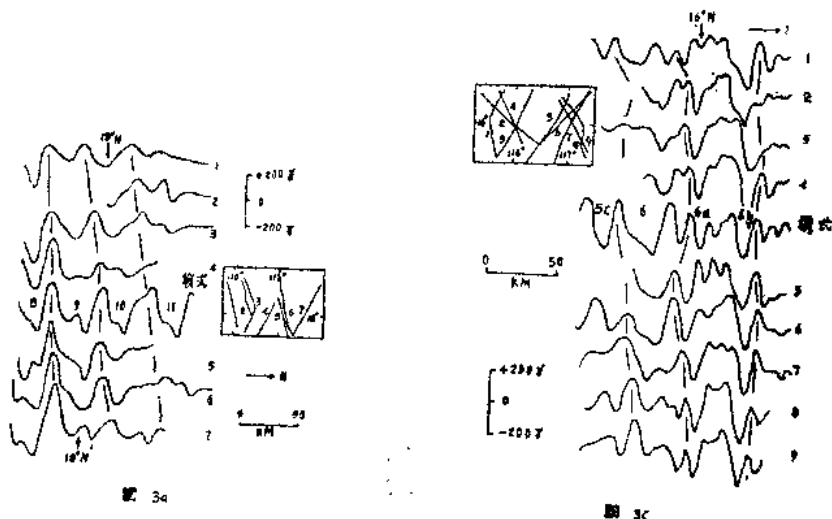
盆地中最年轻的磁异常很难识别,原因是它们通常都同与黄岩岛海山链有关的异常重合。这些海山位于对称的6b—6序列的中心部位(图2),它们可能是在海底扩张停止之时或其后,沿着残留的扩张中心而突兀崛起的(Taylor和Hayes,1980)。假定异常6形成之后扩张速度恒定不变,则可推测盆地最年轻洋壳的年龄大约为17百万年(即异常5d)。沿海山链以西50公里处的一测线测得一个对称分布于异常5e(约18百万年)两侧的磁异常序列。沿这条测线,异常6成对出现,它们之间的距离为46公里,比在东南面观察到的异常6之间的距离要小(图2)。这可能是扩张跨时代稍长的中断的证据。

沿这条测线的磁异常构成了已建立的异常剖面的一部分,图4把这一剖面与根据LaBrecque等(1977)的地磁反转时标绘制的典型磁剖面作了对比。上面一条是一个稳定不变的扩张速率模式(半扩张速率为2.5厘米/年)。下面一条为一优选模式,它包括发生于异常6c与7之间的一次脊跃移,半扩张速率为2.2厘米/年—3.0厘米/年。实

地观测到的异常与模拟的异常十分符合，只有紧靠上述脊跃移的区段情况例外，但这是意料之中的。在南部未见到异常11，这可能是由于异常8到11的异常幅值普遍降低的缘故。虽然这种异常幅值的降低在南部非常明显，但在北部也存在。观察到的磁剖面幅值变化的原因仍有待探讨。

为了使磁剖面与实地观察到的剖面相符，把它从对称的状态作了 -135° 的相位移。假定北纬 16° 东经 117° 处目前的磁倾角和磁偏角分别为 15° 和 0° ，那么偏斜参数为 $-135^\circ \pm 10^\circ$ ，磁异常条带走向为 80° 到 95° 意味着残存的有效磁倾角为 $30^\circ \pm 10^\circ$ 。（Schouten和Caude, 1976）。在板块没发生明显旋转的情况下，假定存在一个偶极场，那么与 $30^\circ \pm 10^\circ$ 的残存磁倾角相应的古纬度就为北纬 $16^\circ \pm 6^\circ$ 。换言之，虽然小规模的位置移很难分辨出来，但观察到的磁异常的相位移与南海盆地自形成以来一直无纬向运动这一事实是一致的。

同时获取的测深资料、自由空间重力异常剖面以及单道地震剖面资料（未显示）都表明，图4所示的剖面缺失明显的基底构造。重力剖面非常平缓，几乎近于0毫伽，在



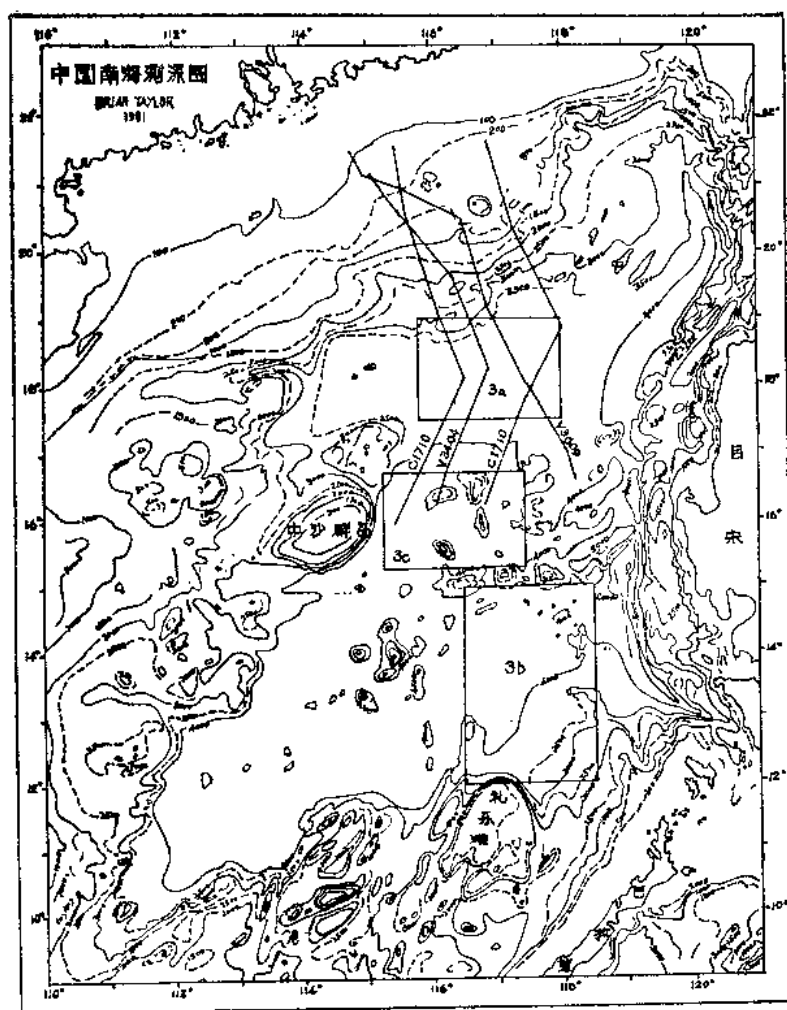


图3d

图3 南海三个测区的南北向磁异常详细对比图。三个测区的位置见图3d。图3a和3c中的模型剖面假定其参数与图4的模型剖面相同，并且半扩张速率为2.5厘米/年。图3d上所标出的4条测线的地球物理资料见图16。

- 5 到12毫伽的范围内变化。剖面两端向陆方向自由空间重力异常的梯度与洋壳向陆壳的过渡有关（见后文）。

目前还有两个地区的磁异常条带尚未编绘成图。其一是中沙群岛以北，中心位于北纬18°东经115°的一个地区（图2）。在东经116°附近的断裂带以西未见8~11号磁异常序列。虽然在这个西北次盆地内作了大量的测线，但线性磁异常并不明显，因而，其洋壳的确切年龄至今还确定不了。地震剖面表明，北纬18°处可能存在一东西向的残余裂谷轴。测深资料和地震资料表明，有一条夭折的裂谷从该西北次盆地的西部边缘向西至少延伸到东经112°（图2,5和10）。由横穿裂谷的地震剖面上表层沉积的水平错断

(图5)可见,该裂谷系边界的一些断层仍在活动。

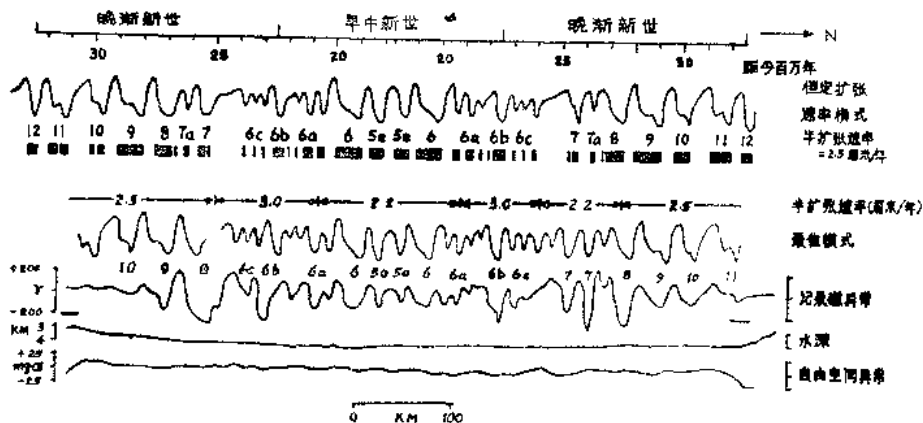


图4 沿图2中的实线所做的南北向磁异常、测深和自由空间重力异常剖面。同时显示的还有根据LaBregue等人(1977)的地磁时标计算的两个磁异常剖面,并假定磁化强度为0.007emu,偏斜参数为 -135° 。地球物理剖面两端的水平粗线代表文中所阐述的陆—洋分界带的位置。

第二个地区占据了南海盆地西南部三分之一的区域(图1和2)。现有的磁测资料表明,该次盆地的磁性组构是北东向的(Taylor和Hayes, 1980)。Taylor和Hayes(1980)根据有限的地震剖面及重力资料,推断该区存在一个残留的扩张中心。有一条中央裂谷与基底高邻接,这些基底高象是缓慢扩张的增生板块边缘的裂谷壁,它们拦阻沉积物于裂谷轴之外的能力揭示了它们与邻接高地之间的横向距离。在图6D剖面上,与该裂谷有关的自由空间重力异常幅值为50毫伽,波长近60公里。波长为30—60公里,幅值为15—50毫伽的类似于上述的重力异常,是活动的和停止活动的缓慢扩张中心的特征(Watts, 1982)。为方便对比,图6给出了珊瑚海盆地始新世残留扩张中心的重力资料和地震剖面(Wejssel和Watts, 1979)。

图7展示了“USS射水鱼号”调查船搜集的6条东西向的重力剖面,它们进一步证实了图6D剖面上的重力异常的存在,而且,由此推测起来,巽他陆架边缘西南面与此有关的残留扩张中心也是存在的。北纬 9.5° , 11° 和 13° 的三条剖面的波长及幅度分别是30—60公里和25—40毫伽。推测的裂谷轴明显呈线形,但在北纬 12° 附近则属例外,那里存在的是转换性质的小型水平错断(图7)。在水深小于4公里的盆地区,重力低出现于一与构造高邻接的宽90公里海槽的中心部位。可惜没有搜集到海底的地磁资料,因而无法得知该西南次盆地的年龄。该扩张中心在南海盆地总体张开史上的作用将于最后一节讨论。

1965年,在北纬 12.5° ,东经 114.5° 处发生了一次5.9级的地震(图7)。1966年在同一位置的 0.1° 范围内又各发生过一次5.3级地震。Wang等(1979)把1965年地震的震源机制确定为发生于很浅部位(大约5公里)上的纯逆冲作用。他们注意到这次地震并未发生在海底测深特征上,并认为其机制代表了南海总的应力分布状况。上述这些地震大致都发生在推测的残留扩张中心的裂谷壁东南30公里,裂谷轴东南60公里处(图7)。震源机制的节面走向东北,亚平行于残留的扩张中心。我们认为上述的浅源地震是沿一

断层面发生的，断层面的走向主要由以前的大洋基底的扩张组构决定。因此这一地震事件并不一定能说明横贯南海盆地的挤压应力方向，但它确实证明了在西南次盆地中存在着一个北东向的构造带。

热流、年龄和深度三者的关系

目前主要大洋盆地的深度和热流与地壳年龄关系的经验公式业已求得（例如，Parsons和Sclater, 1977）。许多边缘盆地的年龄—深度关系与主要大洋盆地的不一样，有些盆地（如劳盆地和俾斯麦盆地）太浅，深度仅0.5公里，而菲律宾板块上的盆地则深达1公里（Watanabe等, 1977）。不过，Anderson（1980）已证明西太平洋的几个边缘盆地的热流与年龄关系与太平洋盆地相同。这样，我们就可以用热流与年龄的关系来验证南海盆地的年龄，当然，可以预料到，这样求得的值与根据深度和年龄关系求得的价值会有某些差别。

表1列示了南海的35个热流测点。由于南海盆地的北部、中部和西南部分别为1,000

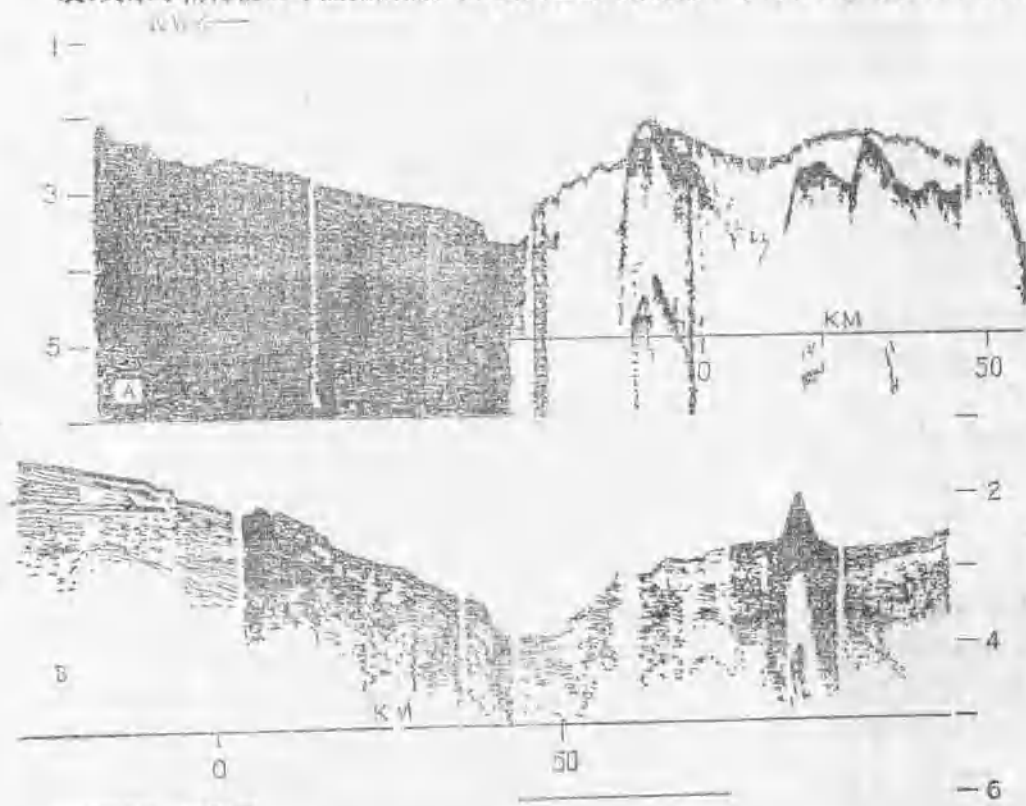


图5 穿过北纬18°附近的東西向地塹（图10）的单道地震剖面。B剖面下的水平粗线划出了相对于剖面的其他段，其水平比例放大了一倍。垂直刻度为双程旅行时间（秒）。B剖面的西北部是通过一低通滤波器记录的。我们认为该地塹代表着中渐新世时南海盆地沿其张裂的网格状断裂的一支夭折的裂谷。表层沉积物的水平错断表明，邻接该地塹的一些断层仍在活动。

米、400米和800米的沉积物所覆盖 (Taylor和Hayes, 1980), 故所测的热流值较为可靠, 不太可能受热液循环的影响。在北纬 17.5° 以北的盆地内测得热流值十分均一。表1所示的11个A环境的所测平均值为 $90 \pm 8 \text{ mW m}^{-2}$ 。根据热流—年龄关系的经验公式计算, 该热流值预测的年龄为晚渐新世, 与我们测得的磁异常年龄一致。在北纬 14° — 16° 之间的3个A环境的平均值为 $107 \pm 4 \text{ mW m}^{-2}$, 用这一热流值算得的洋壳的年龄为早中新世, 也与我们根据磁异常确定的年龄一致。表1还列出了盆地中九个热流测点的地壳年龄, 这些预测年龄与我们根据磁异常确定的年龄之差可在 ± 1 百万年之内。这些年龄与热流值的关系详见图8。南海盆地的热流—年龄资料与太平洋盆地的经验曲线极其吻合。3个测点的地壳年龄为 21 ± 1 百万年, 平均热流值为 $107 \pm 4 \text{ mW m}^{-2}$; 6个测点的年龄为 30.5 ± 1.2 百万年, 平均热流值为 $87 \pm 6 \text{ mW m}^{-2}$ 。

在盆地西南部几个分散测点测得的热流值稍许大一些, 对盆地的这一部分尚未用磁性确定年代。表1中8个B环境的平均值为 $114 \pm 20 \text{ mW m}^{-2}$ 。如果除去V28—192测点特别高的热流值, 则平均热流值为 $108 \pm 13 \text{ mW m}^{-2}$ 。这些数值与盆地中部的相似, 且与地壳年龄为早中新世相符。

南海盆地洋壳地区的水深约为4.3—3.7公里。基底深度(经沉积物校正)约为4.4—4.8公里。该数值比采用Parsons和Sclater(1975)的经验公式($d = 250 \pm 350 t^{1/2} \text{ m}$), 为这一年龄(17—32百万年)的洋壳预测的深度(3,940—4,480米)约深400米。与菲律宾板块上的盆地一样, 南海盆地比根据全球性年龄—深度曲线预测的深度要深。这可能是深于主要大洋盆地海脊脊峰的冷却作用所造成的(详细讨论见Anderson, 1980)。

海 山

在南海盆地, 有许多底宽约为20—50公里, 高出海底2—4公里的海山。其中一些海山的位置显然受盆地海底扩张组构的控制。如前所述, 黄岩岛海山群可能就是在(或非常靠近)残留扩张中心处喷发形成的。沿着盆地南部的中心部位有三座海山(图2和10), 其中在北纬 17.65° 东经 117° 的海山位于一断裂带附近(图2)。

在“维玛号”1979年的第36航次之前, 从未成功地从这些海山中捞取过岩样。在这一航次中, 我们对其中三座海山用拖网捞取了岩样。图9为横穿这三座海山的地震剖面图。表2为取样的位置和其中一些岩样的化学分析成果及其克分子标准矿物成分。所取的岩样一般是风化程度中等的表面包覆着一层锰的枕状碎块。这些岩样从隐晶质和高度多孔(岩样10)到斑状显晶质和孔隙稀少, 变化不一。在9号岩样的玄武岩中见有宽度达5毫米的斜长石斑晶(An70), 在10号岩样的玄武岩中则见有非常细密的斜长石。此外, 在8号岩样中, 找到了一块枕状漂砾, 其外壳为玻璃质, 局部已蚀变为橙棕色的次生矿物。

这些岩样主要元素的化学特征表明它们乃是碱性玄武岩(样品10)以及拉斑玄武岩与碱性玄武岩之间的过渡型玄武岩(样品8和9)。它们的岩石化学特征与其它获自主大洋盆地扩张中心处的海山的碱性玄武岩和过渡型玄武岩十分相似(Batiza, 1980)。在几个弧后盆地中也采到了与V36D8航次相似的玄武岩(Marsh等, 1980)。但目前还很少有在弧后盆地发现与V36D9和V36D10相似的玄武岩的报导; 在四国盆地DSDP 444井钻遇的碱性岩床是为数不多的发现中的一个(Marsh等, 1980)。景山(Kinan)

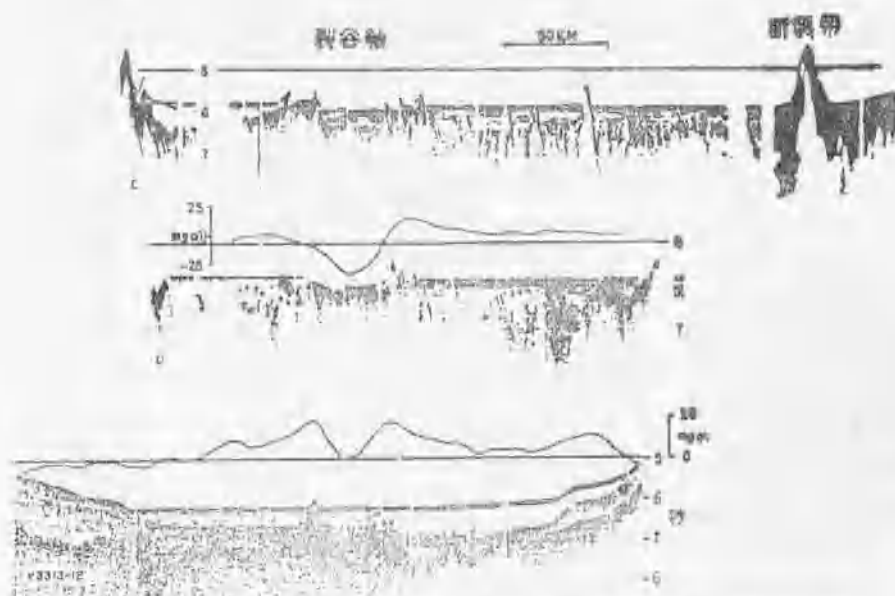


图6 南海盆地西南部(图10,剖面C和D)和珊瑚海盆地推测的残留扩张中心的自由空间重力异常剖面及地震剖面(V3313—12)。叠加在较宽阔重力高上的短波长(50—60公里)重力低代表裂谷轴。

海山群是在海底扩张停止的数百万年内,在四国盆地的扩张轴或其附近喷发形成的(Kobayashi和Nakada, 1979)。但是,它们的化学特征却是拉斑玄武岩的而不是碱性玄武岩的(Tokuyama和Fujioka, 1976)。同样,在劳盆地复杂的扩张过程中形成的许多海山。其岩样均为拉斑玄武岩(Hawkins, 1976)。虽然劳盆地和马里亚纳海槽业经广泛取样,但弧后盆地明显缺少碱性玄武岩的原因可能还是采样不够。换句话说,这可能反映了洋中脊和弧后盆地的玄武岩成因稍有不同,后者含水量更高一些(Meunow等, 1980),从而抑制了碱性熔融物的形成。与弧后盆地的岩样相比,拖网采自南海海山的岩样的岩石化学特征,与采自主要大洋盆地扩张中心附近海山的岩样更为接近。

沉积物分布与基底地形

除了有海山分布的地方之外,南海盆地的海底地形主要是平缓的深海隆起和平原。为了确定这种地貌特征不太明显的海底之下的基底地形,我们对该地区的25,000公里的剖面(以单道地震剖面为主)进行了研究。沿航迹每半小时测取一次的沉积物厚度,以双程旅行时间计为0.1秒,图10即等厚线间距为0.4秒的沉积物等厚图。新近获取的更大的资料,使我们得以对以前的图件进行修正。由于资料密度和构造类型在穿过马尼拉海沟和推测的陆—洋边界时均有变化,所以将这些边界作为盆地等厚图的边界。在资料允许的地方,可用构造符号描绘这些边界向陆侧基底的相对起伏。

为举例说明南海盆地不同的基底构造。本文转载了许多地震剖面(图5, 6, 9和11—15),剖面位置见图10。对展示北纬18°附近断裂基底和天折的裂谷(图10)的剖面A和B(图5),已经进行过讨论。通过测深和构造解释,在盆地的西部边缘及南部边缘另外还发

现了几个地堑，其中有的可见于图10。

由剖面C和D(图6)可见，盆地西南部发育有一条南西向的裂谷，其基底也非常崎岖不平。在东经116°附近剖面C的东端穿过一条大断裂带，这条断裂带是南北向的一系列断裂带中最西面的一条。图10的等厚线清楚地反映了这些断裂带的轮廓。这些断裂带构成了磁异常条带业经绘图的地区(图2)的边界。图11的剖面H为一横穿另一断裂体系的横剖面，该断裂体系的轮廓可由等厚图看出。位于盆地东北部的该断裂体系(图2和图10)，距马尼拉海沟轴不到50公里，在横剖面中，表现为两条向东下断到基底的正断层。原始地震记录表明，随着断层的活化，其落差亦增大，致使海沟下面洋壳弯曲。西面那条断层的沉积物发生了水平错断，几乎达到表层。

马尼拉海沟的沉积物体积沿走向发生明显的变化。充填海沟轴部的沉积物厚度在纬度15.6°处小于0.2秒。而到北纬18.5°处则变得大于2.5秒(图10)海沟内壁的坡度随着下伏加积棱柱体的宽度和体积的增大而向北减小(如图11)。西吕宋海槽和北吕宋海槽是沉积充填很厚的弧前盆地，这些弧前盆地是形成于加积外弧高地之后的。

北纬17.5°以北的南海盆地的沉积较厚，基底比较平坦，这与盆地中部沉积较薄，基底呈块状的特征形成了鲜明的对比。正象在图10以及图11的剖面H和I上所见到的那样，盆地北部的沉积物厚达1.2至2.0秒，盆地中部的则只有0.3到1.0秒。

在剖面H上浅层大约0.5秒处，有一反射层密集带，该带在0.8秒等值线以北和以西的整个盆地内都可编绘成图(图10)。这一层位之上的沉积物的时间厚度在盆地北缘为0.7秒，向南变为0.3秒。盆地中部特有的块状基底组构一般无择优定向性。基底高为声波透视层，一概为推测的深海沉积物所覆盖；但隆起最高处上面是深海平原(例如，图11和13的剖面I和L)。在北纬16°—17°，东经117°—119°的区域内，有一宽阔的基底穹隆，其

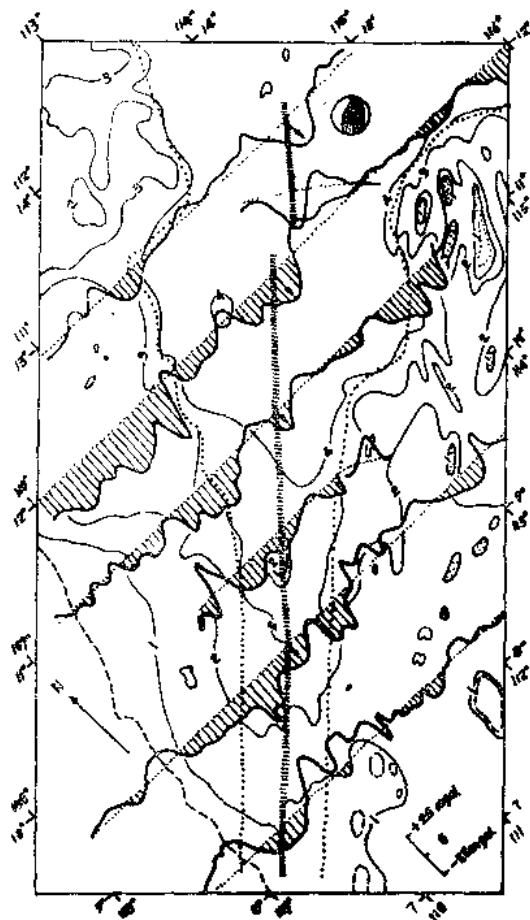


图7 在南海盆地西南部沿航迹测得的自由空间重力异常。测深等值线以公里为单位。200米等深线以虚线表示。与盆地中部附近的重力低有关的推测裂谷轴以短划线表示。点线划出了文中确定的低陆—洋分界带。图中还示出了Wany等(1979)确定的1965年北纬12.5°东经114.5°处发生的5.9级震源。

沉积盖层厚度不到0.4秒(图10)。剖面M到Q(图12)显示了以断层为界的倾斜块体,基底高部位与沉积物的关系就是上述这种特征。基底高构成了近乎平行于磁异常的东西向之海脊(图10),这些海脊部分起着堤坝的作用,阻挡着北来的沉积物向南搬运。这些相对较高的断裂基底的成因目前尚不清楚。Bowin等(1978)推测该基底穹窿是一停止活动的扩张脊,但磁异常及基底形态均与他们的见解不符。

图13为三条横贯盆地南部的V3605单道地震剖面。由于气枪震源的体积小,穿透浅,所以以前未能认识到礼乐滩边缘附近沉积的巨大厚度(例子见剖面J和K的右边)。这些剖面多数是用2个466英寸³的气枪作震源测得的。接近剖面南端的沉积物厚度大于2秒,沉积物厚度在剖面J上为2秒,向东增大,到了剖面L上变为2.4秒以上,这可能是中中新世以后巴拉望北部地块的抬升和倾斜提供了丰富的沉积物的缘故。仅在这些剖面的北端才能清楚地看到典型的大洋基底。南面根据折射资料确定的大洋基底为海平面以下6.5秒到7.5秒,并被速度为3.5到4.0公里/秒的密集的反反射层带所掩盖。声纳浮标资料(表3)表明剖面J和K(图13)的南半部存在着厚逾2公里的沉积物。

在记录的频率通带(50—60Hz)内沉积物充填的分层中等,且越往西层次越清楚。在剖面K 6秒深处其紧下方的层位在剖面J和L上也可追踪到。由于缺乏钻井资料,南海盆地的这些及其他一些层位的地层问题尚未解决。从该盆地取得的活塞岩心(≤ 12 米)由第四纪的半远洋放射虫粘土组成;盆地目前系位于碳酸盐补偿深度(CCD)以下。图13剖面上的底部高速(3.5—3.9公里/秒)沉积层与上覆地层之间的反射差别表明它们之间存在着岩性差别。正好位于大洋基底之上的强反射层位可能是碳酸盐岩沉积,这些沉积物是在盆地基底高于碳酸盐补偿深度之上沉积的,随后经过压实而固结成岩。

地壳构造

早在十多年前,人们就已经知道南海盆地的地壳从构造上讲是大洋型的(Ludwig, 1970; 1979)。然而,盆地内地壳参数(速度、厚度)的主要空间变化情况却至今也尚未弄清。“维玛号”调查船第36航次声纳浮标测量的新结果,加上Ludwig等的解释(见表3),为南海盆地(盆地中部除外)的地壳结构提供了合理的说明。盆地中部则因基底地形崎岖不平且呈块状,故其声纳浮标资料的质量很差。

南海盆地未反向的声纳浮标资料(表3)表明,地壳的厚度在4.7与6.1公里之间,到地幔的深度则为10.3~12.8公里。这些数值的上限值是属典型的太平洋洋壳型的(如Woollard, 1975)。地壳厚度和速度的解释在局部地区可能与在整个盆地一样变化不一(例如,对比一下8 V36和

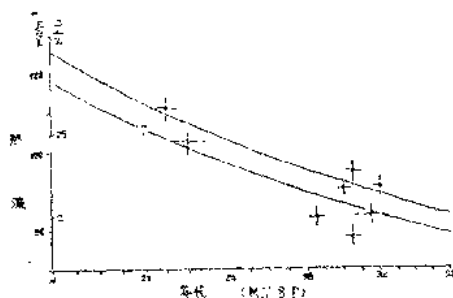


图8 南海盆地中部和北部的9个A环境热流测站的热流与年龄关系曲线图(表1)。曲线是根据太平洋板块的资料绘出的热流与年龄的经验关系。上部 and 下部曲线分别由Parsons和Sclater(1977)与Davis和Lister(1977)提供。

表1

南海热流测量

测站号	测量站位		水深(米)	热流 mW m ⁻²	实验 等级	环境	年龄
N	E						
盆地北部							
C14-37	17°58′	115°22′	3789	98	10	A	
C17-91	18°02′	114°40′	3631	79	10	A	
C17-87	17°42′	116°19′	3928	83	10	A	28.5
C17-88	18°53′	118°03′	3776	78	10	A	31.5
C17-92	18°15′	116°48′	3905	91	10	A	30.5
V36-07	18°03′	116°22′	3903	95	9	A	30
V36-08	18°14′	116°11′	3821	91	7	A	30.5
V36-10	18°36′	116°09′	3678	100	10	A	32
V28-189	18°33′	119°05′	4059	103	10	A	
C17-93	19°36′	119°42′	3680	90	10	A	
C17-96	20°19′	119°49′	3300		10	A	
盆地中部							
C17-89	16°59′	117°10′	3970	80	8	B	
C17-90	15°49′	116°37′	4168	107	10	A	20
C17-86	15°49′	115°21′	4196	111	10	A	21
TAS5-12	14°24′	116°00′	4182	103		A	22
盆地西南部							
TAS5-13	13°10′	114°43′	4446	109		B	
TAS5-14	11°59′	113°29′	4329	104		B	
TAS5-15	11°05′	112°45′	4211	129		B	
TAS5-16	10°14′	111°51′	3918	118		B	
V28-192	12°53′	113°01′	4309	152	10	B	
V28-193	12°19′	115°49′	4390	98	8	B	
C17-84	11°03′	112°49′	4219	112	10	B	
C17-85	13°40′	114°26′	4322	88	10		
边缘							
C17-95	19°58′	117°59′	3070	76	10	A	
V28-190	20°10′	118°39′	2833	62	10	A	
V28-191	16°26′	113°33′	2403	119	8	C	
C12-180	7°33′	111°13′	1952	46	7	A	
C12-181	5°02′	113°35′	1225	52	7	B	
C17-83	6°21′	110°33′	1341	79	8	A	
巴拉望海槽							
ANT13-176	6°35′	113°51′	2350	65		B	
ANT13-177	6°46′	114°15′	2863	56		A	
ANT13-178	6°53′	114°40′	2882	64		A	
ANT13-179	7°08′	115°07′	2844	58		B	
C12-182	6°00′	114°01′	2305	27	10	C	
C12-183	9°27′	114°33′	1476	14	8	C	

9 V36, 表 3)。Ludwig等(1979)在声纳浮标剖面124C17和126C17上观察到的具极大厚度的层2及极小厚度的层3, 我们在其附近做的声纳浮标25V36和35V36上都未见。然而, 南海盆地西北部的多数地壳剖面, 比该盆地其他地区的或太平洋的都要薄。

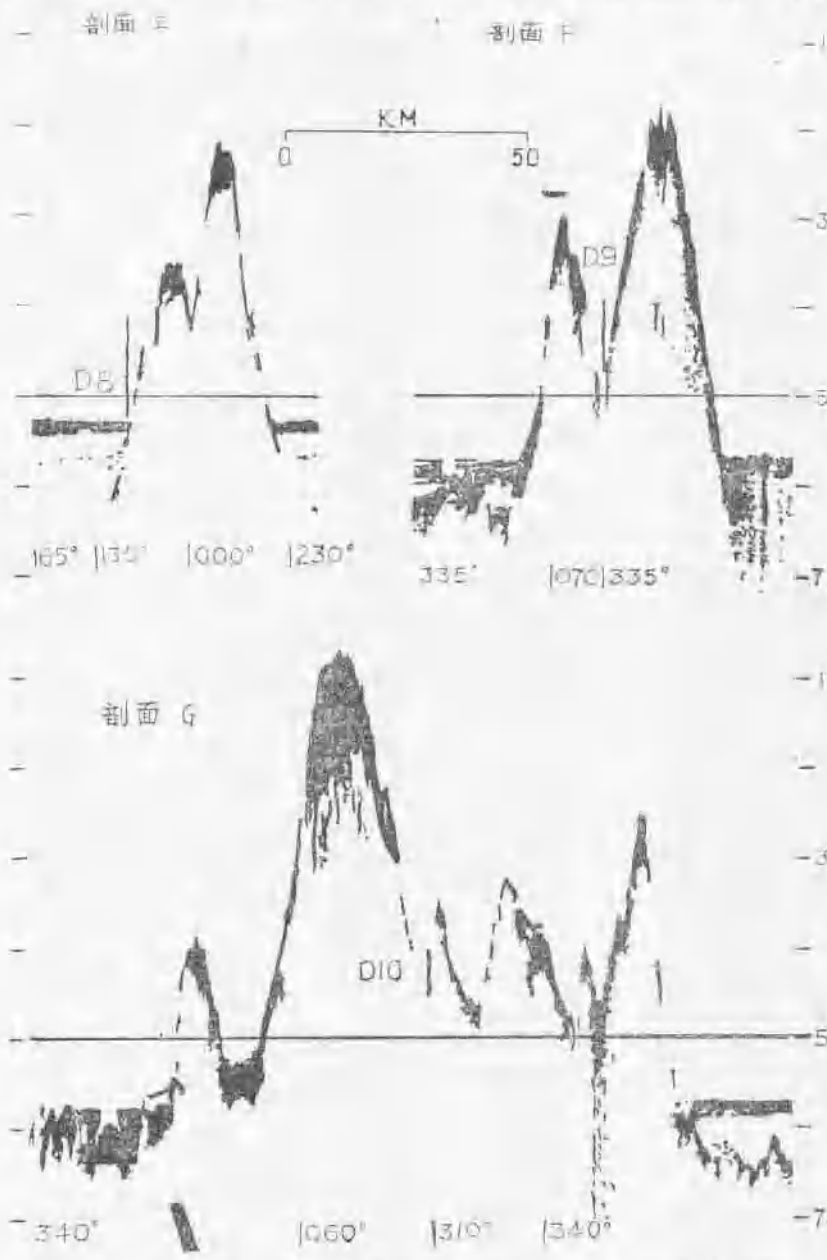


图9 “维玛号”在36—05航次中对其进行过拖网取样的各海山的单道地震剖面E、F和G(图10)。垂直刻度示双程旅行时间(秒), 每一剖面的下面都标出了船的航向变化。垂直粗线表示每次拖网采样的最大深度范围。