

冲绳海槽地震反射的结构特征*

金翔龙 庄杰枣 唐宝珏 牟敦顺 范守安 王绍智

(中国科学院海洋研究所, 青岛)

提要 冲绳海槽的地震反射波组, 根据变形程度分为三组, 即未变形的A层组, 微变形的B层组和严重变形的C层组。局部地区出现D层组。A层组的地质年代可能是更新统至现代的沉积, 海槽南段较厚, 其旅行时最大近2秒, 北段较薄, 最薄约0.3秒。B层组可能是上新统的沉积, 其厚度变化与A层组相反, 南段薄, 北段厚。C层组则可能是中新统和比中新统更老的地层。

海槽中充分发育着顺海槽走向的高角度正断层, 为海槽的裂陷成因提供了可靠的依据。

太平洋西部的沟-弧-盆系是构造上的剧烈活动带, 冲绳海槽是琉球岛弧内侧的一个弧后盆地。西太平洋(菲律宾海)板块对于琉球海沟、琉球岛弧和冲绳海槽的构造活动及

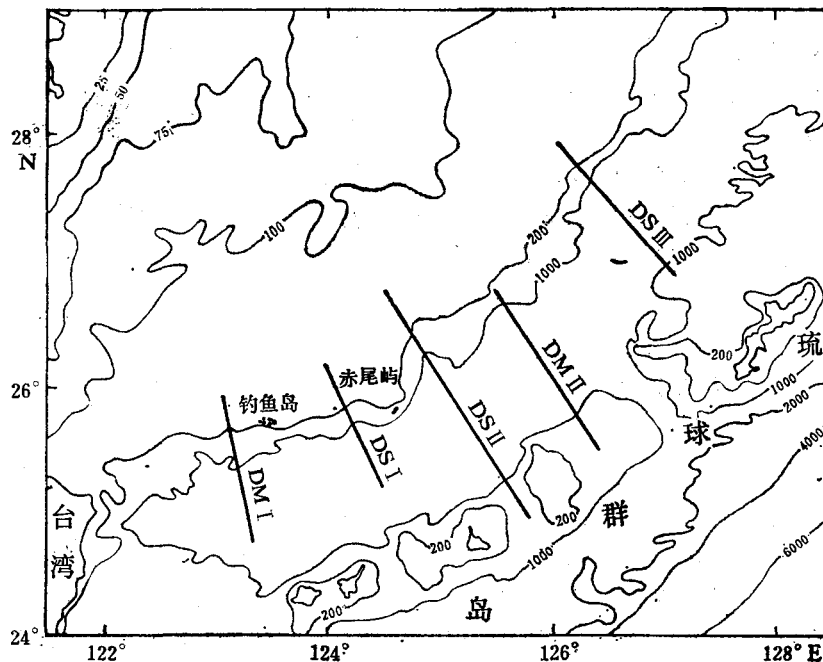


图1 地震测线位置图

* 中国科学院海洋研究所调查报告第1113号。

本文系1982年中国海洋地质学会年会上宣读的论文的地震反射部分。参加海上工作的还有喻普之、于建军、杜全胜、王刚、隋以勇、于涛、张宝禄、李本兆、吕成富、李常珍、王惠卿、李乃胜等人。

收稿日期: 1984年11月3日。

地质形成具有较大的影响,而冲绳海槽的构造研究将有助于揭示这条沟-弧-盆系的构造发展史。据研究^[1],冲绳海槽的南、北两部分在地壳结构、海底热流和构造活动等方面都有显著的差异。海槽南段地壳薄,热流值较高,构造活动强烈;北段地壳稍厚,热流值较低,构造活动较弱。冲绳海槽并非只具有地形上的含义,更重要的,它是一个构造上的弧后盆地或边缘盆地。研究海槽南段的构造地质对认识冲绳海槽的构造性质具有特殊意义。

1982年6月,中国科学院海洋研究所“科学一号”调查船,对冲绳海槽南段布测了5条地震反射剖面(图1),以研究冲绳海槽的构造性质。

一、地球物理工作方法

航行定位由卫星接收机,劳兰C和多普勒声纳等构成的组合卫星导航系统进行,定位的平均误差为45m。由于受多普勒声纳工作状态的影响(对水团或是对海底跟踪),推算船位的误差值最大为2海里,最小为0.5海里,测线最大偏差值3海里。

整个地球物理测量由三级计算机组成的地球物理资料搜集系统统一管理并自动控制。HP2112B计算机指挥组合卫星导航系统和各个地球物理测量系统。对于地震系统,PEC外围设备控制器受命于HP2112B,然后控制全部地震测量系统,其中包括Aircon-3气枪控制器,DFS-V数字地震仪,ERC照像记录器和EPC3200静电绘图仪等。接受装置采用SEI48道地震漂浮拖缆。拖缆深度一般维持在水下10m,其姿态由自动深度控制器(AC/DC)来决定,船上可随时发出指令,根据需要改变其沉放深度。声源是总容量为1820立方英寸(30L)和压力为1898磅/平方英寸(130kg/cm²)的气枪阵列,阵列由7只气枪组成(610,400,250,190,150,120和100立方英寸),它们受控于Aircon-3气枪控制器,释放同步误差保持在±1ms。气枪阵列沉放于水面下10m深处。调查船的工作航速为4—5节,气枪发射间隔为50m。

二、地震测量结果

布设于冲绳海槽南段的5条地震测线,由南向北,分别是DMI,DSI,DSII,DMII^I和DSIII,测线与海槽走向近于直交。

DMI剖面在钓鱼岛西南侧穿入冲绳海槽。DSI在钓鱼岛与赤尾屿之间通过,抵达石垣岛东北40海里处。DSII经赤尾屿东北侧至宫古岛以东30海里处。DMII位于久米岛与宫古岛之间。DSIII从陆架沿东南方向到达冲绳岛西北60海里处。

据地震近道反射(相当于垂直入射与反射)的模拟记录,海槽区的地震反射波主要可分为三组,局部地区可分为四组,它们各自对应于一定的地层层位。上层组(A层组)——由未变形的反射界面组成,界面间大都为平行或亚平行关系,基本保持着原始结构。这组界面较平直,反射能量强,可连续追踪;层组厚度各处不同,最厚者反射旅行时近2秒,最薄者约0.3秒。海槽的南段较厚,向北变薄。中层组(B层组)——由微变形的反射界面组成,地层受到轻微的挠褶,此层组反射界面倾斜或表现为弧状短线段,反射能量中等,不易大范围追踪,层组厚度变化与A层组相反,槽南较薄,向北变厚。在海槽横方向上,中部厚度稍大,两侧较小。下层组(C层组)——由严重变形的反射界面组成;下层组界面弯曲多

变或突然中断,起伏很大,反射能量极弱,甚至反射消失,界面不连续,很难追踪对比。层组下界面往往不见,厚度难于估计。在C层组之下,局部地区可隐约分出另一层组(D层组)。

各测线的基本特征如下:

DMI(图2,图版I:A) 剖面上有三个结构层。A层组具向槽中心发散的结构,底面下弯,槽中部反射界面的间距稍疏,两侧致密。该层组厚度较大,在槽内旅行时最大可达1.5秒,西坡处为1秒左右,槽内的中部厚,两侧薄。A层组各界面在槽中多表现为上超的反射终端。该层组可细分为三个亚层,代表着三次较大的沉积旋迴。B层组与A层组为假整合关系,B层组在槽内为局部充填状,厚度不稳定,最大旅行时也不超过1秒,但在陆架边缘处则变得稳定些,厚度也增大。该层组内有局部披盖和上超现象,出现在陆架边缘和槽内B层组沉积盆的边部,它们可能是岩隆。C层组基本无反射,不见底界。

海槽边坡处,地层为多个正断层切过,断层面倾向槽中,较陡,但一般上陡下缓,岩层在断层作用下向相反方向倾斜,表现为较大规模的块状滑动,海槽中出现两次反射。

DSI(图3,图版I:B) 海槽中部强烈拗陷,有A,B,C三个反射层组。A层组是未变形的反射层组,能量强,界面清晰,较为整齐,能大段追踪对比,界面间为亚平行关系,槽内层组向海槽中部呈发散结构。陆架区A层组则向西发散。A层组遭到众多断层的破坏,断层近直立,倾向槽中,出现大量的滑动构造。该层组甚厚,旅行时超过1.5秒,它还可以分出三个亚层,各亚层之间为上超关系,这说明海平面曾有过数次变动;最上一个亚层又可分为二组,其间为一较强的反射界面,划分成不同的沉积旋迴。槽中有谷,谷中充填有水平状的现代沉积。B层组是微变形层组,反射界面轻微弯曲,与上覆的A层组界面为假整合接触(A层组对B层组上超),与下伏的C层组界面为不整合接触。C层组界面严重几何变形,底界不清。海槽边坡处可能存在岩浆的侵入活动。

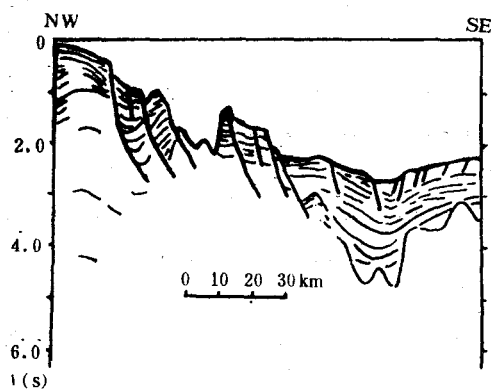


图2 DMI 地质剖面图
(地震记录见图版 I:A)

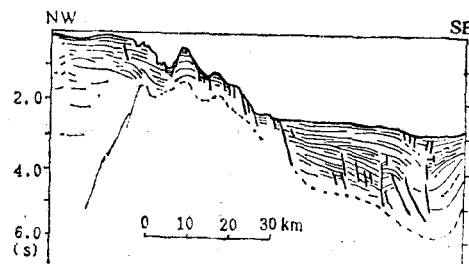


图3 DSI 地质剖面图
(地震记录见图版 I:B)

DSII(图4,图版I:C) 主要为三个层组的结构,但隐约可见D层组。A层组较平整,厚度小于1秒(旅行时),向岛弧方向变薄或缺失,向陆架方向则与B层组不易划分,两者成亚平行关系,然而部分地区可见A层组对B层组作顶超。A层组被许多近于垂直的断

层所破坏,断面向槽中微倾,这是重力滑动的同生断层,在A层组中还造成某些滚动褶曲。A层组内至少可以识别出两次上超结构,说明A层组形成时海面至少发生过两次变动。B层组微褶曲,在槽内厚约0.4—1.1秒(旅行时)。B层组反射界面在槽中多呈弯曲的弧段,组成迭乱状结构,它们可能代表着沉积物的滑动或浊流堆积。但槽中某些大振幅的短促反射与绕射,以及陆架边缘处的披盖现象则可能表明B层组被某些岩隆所穿。C层组在槽中基本无反射,但在剖面近岛弧段的褶皱变形清楚,它是构成这段海底的主体。槽东部出现巨型滑动块体,它由C层组和部分B层组所组成,两者间为不整合关系。D层组仅见于槽底西段,十分不清,有待进一步的研究。

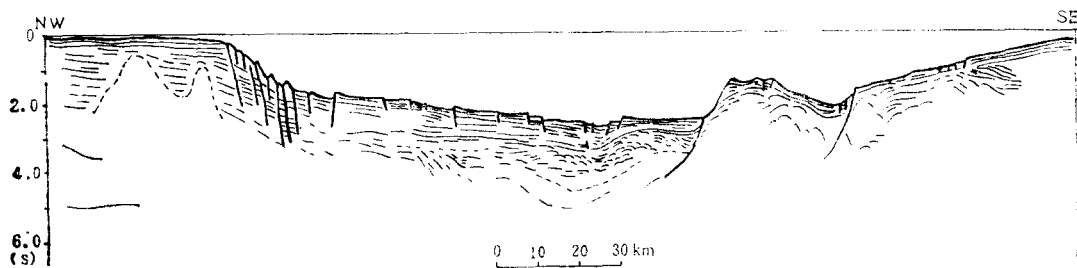


图4 DSII 地质剖面图
(地震记录见图版 I:C)

槽底有两个槽谷,皆被A层组所充填,谷中最多填有0.5秒(旅行时)厚的沉积物。向两侧逐渐减少,并与下伏界面成上超结构。此两谷可能原为一个统一沉积盆地,后被岩隆分割为二。陆架边缘处有大片没有反射的地区,这很可能是侵入岩体。

DMII(图5,图版 II: D) 仍为三层组结构。A层组较前述剖面为薄,虽海槽中部稍厚,其旅行时也仅0.5秒左右。该层组顶部受到许多同生正断层的破坏,造成向槽中部滑动的现象。B层组较前述剖面厚,可达1.2秒,变形也较重,被大量向槽中央微倾的直立断层所割。断层可切过B与A两层组,使反射界面倾斜,显出明确的块状滑动、崩塌现象;在B层组形成之时,便伴有众多的同生断层、岩层滑动和滚动,在剖面上出现许多细小的短弧状反射结构。B层组与A层组在槽中沉积在两个盆地谷中,近岛弧的一个盆谷为狭窄的构造谷,谷中充填有厚达2.5秒(旅行时)的物质,且反射界面清晰,谷之一侧为大的断层,另一侧可能是个岩隆;槽中部的一个盆谷较大,它是槽底的主体盆谷,但被火山锥和岩隆所穿刺,使此盆谷的边部分隔出两个小型的谷,谷内都充填着A与B层组的物质,但以B层组为主。C层组在槽底表现为无反射的结构,它可能是近岛弧斜坡的主要组成物,但上覆较厚的B层组。

DSIII(图6,图版 II: E) 该剖面也为三层组结构。A层组极薄,其旅行时一般为0.3—0.5秒,与下伏反射层面为上超或下超关系。总的说来,A层组具有前积结构(斜交或S形)特点,有时与B层组呈过渡关系。A层组顶部有一些重力滑动的同生断层。B层组较厚,旅行时,可达1—1.6秒,其顶部很像顶积层。B层组在槽内组成沉积中心偏东南的槽盆,它与岛弧斜坡为断层接触,此处沉积颇多,但其中可能有岩隆穿插于底部,使其与主槽盆隔离。B层组的反射界面总体上向西北发射,并被断层所切,构成块状滑动构造。

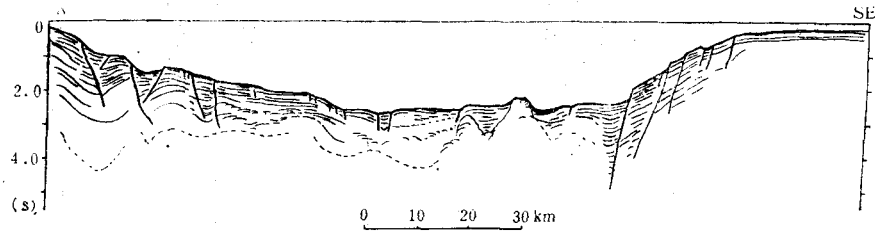


图 5 DMII 地质剖面图

(地震记录见图版 II: D)

槽中部与陆架边缘处的 B 层组也有被穿插的现象,可能仍是岩隆所致。岛弧边坡主要由 B 层组构成。C 层组顶面不清,但主体仍为无反射的结构。

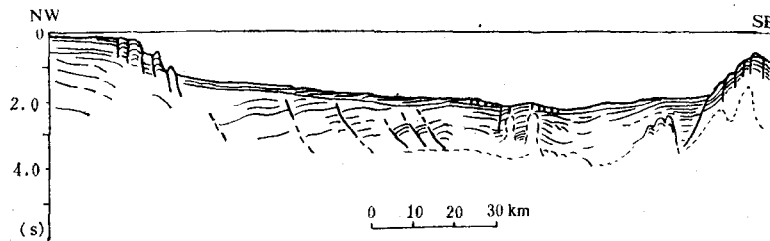


图 6 DSIII 地质剖面图

(地震记录见图版 II: E)

三、讨 论

1. 冲绳海槽一般可以划分 A, B, C 三个反射结构层组。B 层组普遍为岛弧斜坡岩石的上层组,它在剖面 DSIII 上构成岛弧边坡主体,而 DSIII 东端正好接近冲绳岛,该岛基底岩系之上的主要岩层为上新世的岛尻群,它广泛分布于整个琉球群岛,岛尻群具有轻微的褶皱^[2,3],与 B 层组的特点极为相似,故 B 层组的年代应划为上新统。A 层组在 B 层组之上,构成海底之表层,故其年代属更新世至现代。B 层组底部不整合面之下变形严重的 C 层组,应相当于中新统和比中新统更老的地层。D 层组是较 C 层组为老的地层,年代无法确定(表 1)。

2. 顺海槽延伸轴的方向上, A 层组与 B 层组的厚度分布有所变化。B 层组(上新统)

表 1 地层时代对比

层 组	时 代	与琉球群岛地层对比
A 层 组	现代至更新统	琉球群(或那须组)
B 层 组	上新统	岛尻群
C 层 组	中新统或更老	八重山群或更老
D 层 组	未确定,但较 C 层组为老	

在槽北部厚度较大,最大(双程)反射旅行时为 1.6 秒,槽南部厚度较小,反射旅行时 1 秒; A 层组(更新统)则与之相反,在槽北为 0.3—0.5 秒,槽南达 1.5 秒或略多(表 2)。

表 2 各剖面中 A、B 层组厚度(反射旅行时)变化对比表

剖面 时间 (s)	层组				
	DMI	DSI	DSII	DMII	DSIII
A 层组(更新统)	1.5	>1.5	<1	0.5	0.3—0.5
B 层组(上新统)	< 1	底界不清难度量	0.4—1.1	1.2	1—1.6

B 层组北厚南薄, A 层组南厚北薄的现象表明,冲绳海槽从上新世末到更新世初,在构造活动与沉积环境上有些变化,或是裂隙速度在南北海槽中,随时代出现相对差异,或是裂隙格局随时间发展有所变化。

B 层组中常出现一些岩隆体,据结构判断,少部分是火山作用造成的,但大部分则反映着 B 层组形成时出现礁状体或盐丘,需进一步研究。

A 层组中有多个上超结构,反映更新世以来出现过数次海平面变动,剖面上至少可以识别出三次较大的沉积旋迴。在 DSIII 剖面上出现具有前积结构的沉积层系。

3. 在海槽中部充分发育着顺槽走向的正断层,它们是海槽裂隙成因的重要证据。从地层结构上看,裂隙的最大部位(裂隙中心)偏于海槽的东半部,表明海槽裂隙的不对称性。

无论 A 层组或 B 层组中都出现许多同生断层,特别是在 B 层组中出现一些规模较大的重力滑塌构造,其塌裂面一般上陡下缓,可视之为海槽边充填、边缘裂隙的证据。

4. 地层剖面中出现的多次反射严重干扰深部反射层的识别,按其出现的时间与次数,可判断是声波在海面与海底或是海底地层之间的多次反射,其反射次数与海底地层的岩石致密程度(反射系数)成正比。据统计,海槽中多次反射一般为两次,陆架边坡处一般为 3 次,而岛弧边坡处则可达 8 至 9 次。海底地层岩石密度的总体排列顺序为由大而小,依次是岛弧边坡,陆架边坡与槽中。这种情况提示海槽多次反射发生的可能机制。

参 考 文 献

- [1] 金翔龙、喻普之、林美华等,1983。冲绳海槽地壳结构性质的初步探讨。海洋与湖沼 14(2): 105—116。
 [2] 木崎甲子郎、大城逸郎,1977。琉球群岛的古地理。(日)海洋科学 9(8): 38—45。
 [3] 颜沧波,1978。台湾北部与琉球群岛南部的地质关系。台湾海洋学报 8: 1—21。

THE STRUCTURAL FEATURES OF OKINAWA TROUGH BY SEISMIC REFLECTION*

Jin Xianglong, Zhuang Jiezao, Tang Baojue, Mu Dunshun,

Fan Shouan and Wang Shaozhi

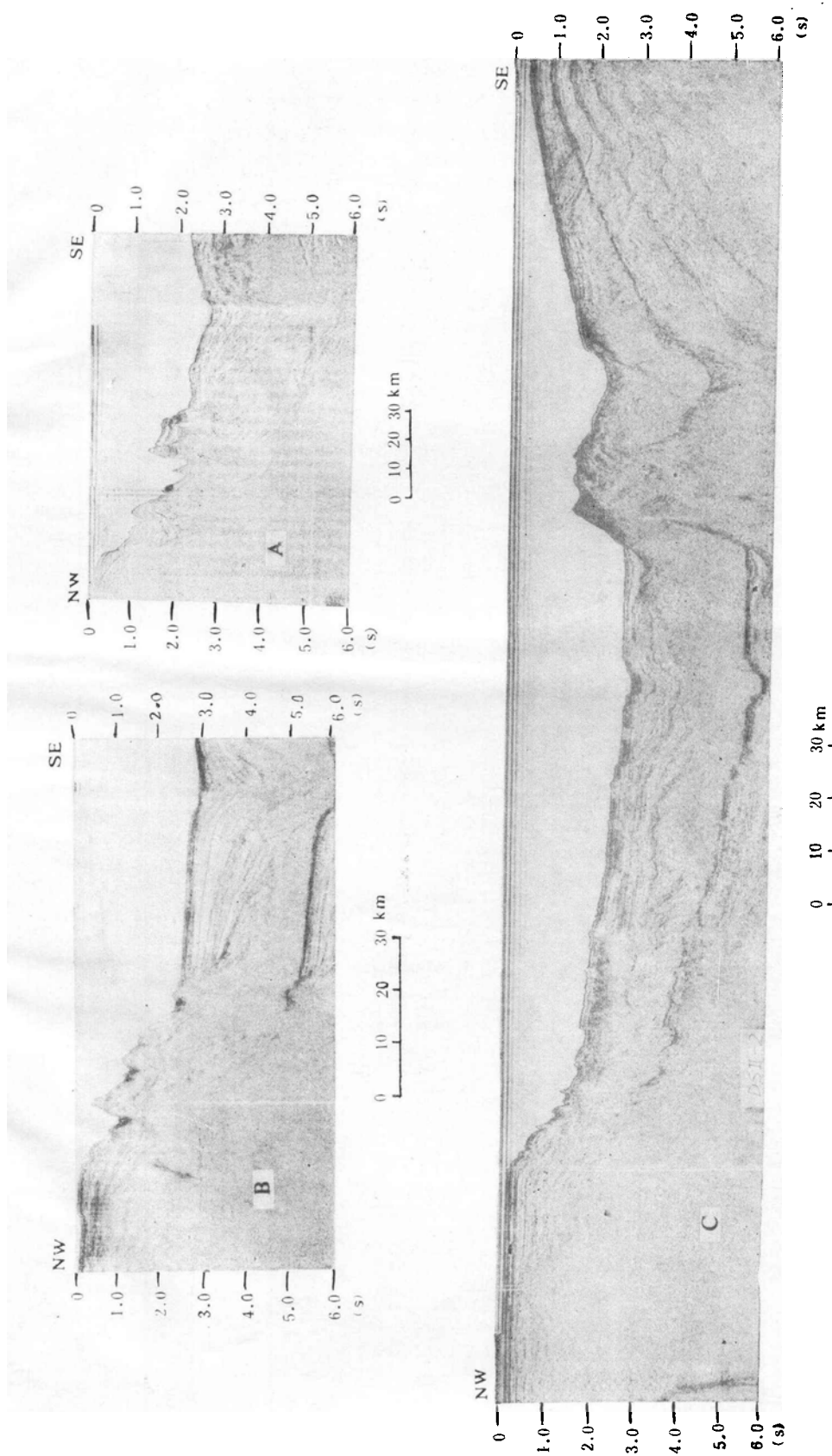
(*Institute of Oceanology, Academia Sinica, Qingdao*)

ABSTRACT

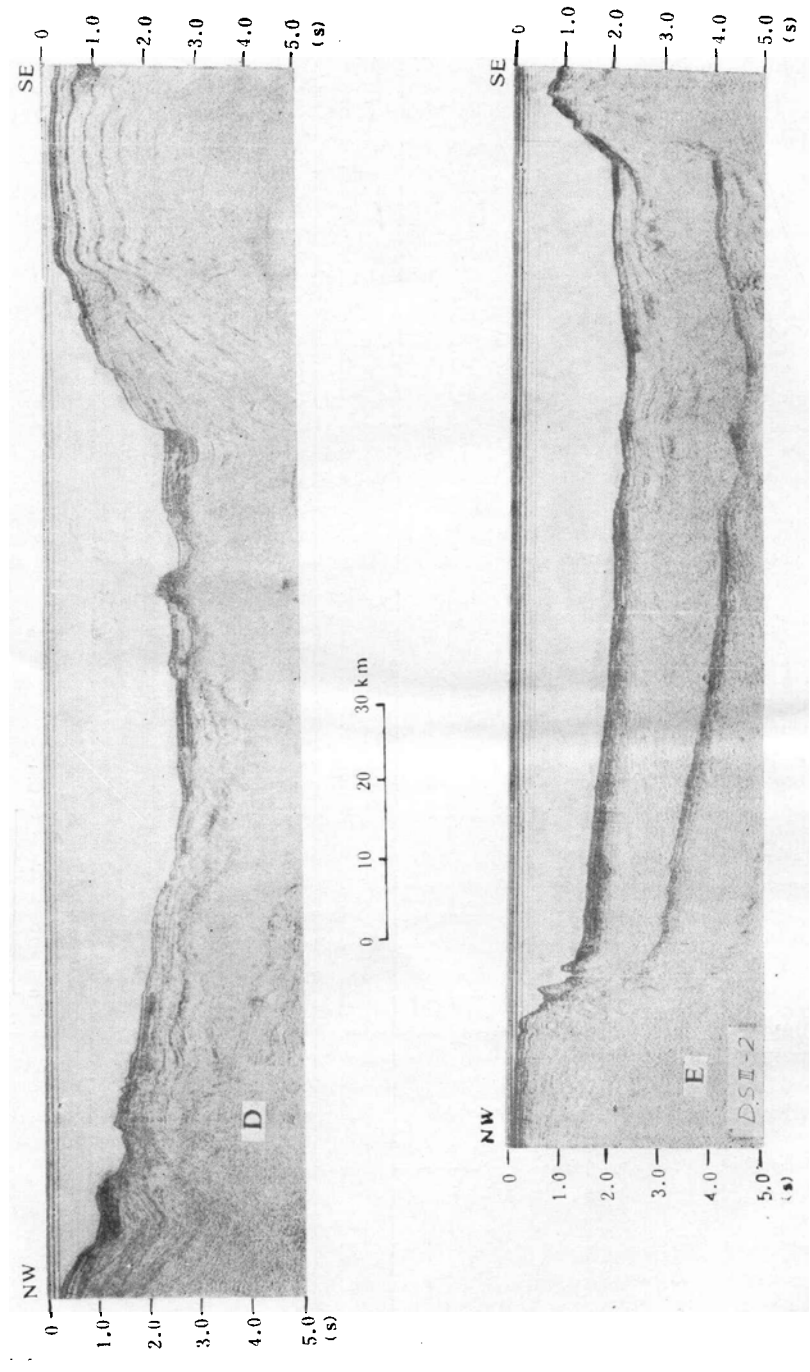
A seismic reflection survey for investigating the structure of Okinawa Trough was carried out in June, 1982. The seismic strata in the Trough are divided into three layers, the upper layer, the middle layer and the lower layer, they are Pleistocene, Pliocene and Miocene, respectively. The upper layer is of parallel or subparallel seismic reflection configuration. The reflection interfaces keep primary sedimentary structure, and are easy to be tracked continuously, the energy reflected from which is intensive. The middle layer is folded slightly. The seismic interface of middle layer appears mostly in short curves due to faulting and folding, the energy from which is either strong or weak. The interface can not be tracked in wide area, because the seismic sequences lost primary sedimentary structure already. The lower is a deformed layer. The interface of lower layer is rough and obscure, the reflection energy from which is so weak that the lower layer are even reflection-free or with chaotic seismic reflection configuration.

There are several seismic onlaps of stratal configuration for each layer, implicating relative changes of sea level in geological time. Three important sedimentation cycles were found in upper layer, and the progradational reflection configuration can be distinguished in seismic profile DSIII. Numerous contemporary structures, as growth faults and roll over structure, are produced in sedimentation process.

* Contribution No. 1113 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.



A. DMI 测线地震反射记录; B. DSI 测线地震反射记录; C. DSII 测线地震反射记录



D, DMII 测线地震反射记录; E, DSII 测线地震反射记录