

冲绳海槽地壳结构的研究*

李乃胜 姜丽丽 李常珍

(中国科学院海洋研究所 青岛 266071)

提要 根据1990年以来对冲绳海槽地质地球物理调查的最新实测资料,包括多道和单道反射地震、海底地震仪折射地震、重磁测量、水深测量、海底岩石拖网,结合国内外学者对冲绳海槽的调查研究成果,对冲绳海槽地壳结构进行了探讨,得出如下初步结论:(1)冲绳海槽是一个典型的发育在大陆地壳边缘、由陆壳张裂而成、处于裂谷作用最高演化阶段、洋壳即将产生、海底扩张即将出现的弧后活动裂谷。(2)根据火成岩发育、沉积层分布和地壳结构分析,冲绳海槽尚缺少已经开始“扩张”的证据,还不能确定海槽中央已经发育了大洋地壳。冲绳海槽目前仍属于拉薄的大陆地壳。(3)冲绳海槽作为一个浅海槽状地貌单元,形成于距今6Ma。作为一个弧后裂谷,自距今2Ma以来开始强烈的张裂活动。海槽中央张裂地堑(槽中槽)距今2Ma以来开始形成并逐渐发展。中央张裂地堑内的火成岩年龄不大于1Ma。因此,冲绳海槽是一个年青的、正在活动的弧后裂谷盆地。

关键词 冲绳海槽 地壳结构 中央地堑 地质构造

学科分类号 P738

位于东海中国东南边缘的冲绳海槽发育在东亚大陆地壳上,由陆壳张裂发展而成。在冲绳海槽和琉球海沟之间既发育了活动的火山弧(吐喀喇火山弧),也发育了大陆地壳结构的非火山弧(琉球弧主体)。如果把具有复杂的斜向张裂的安达曼海除外,冲绳海槽是世界上唯一的一个典型的发育在大陆边缘、由陆壳张裂而成、处于裂谷作用最高阶段、海底扩张即将出现的弧后活动盆地。冲绳海槽也是一个全球著名的构造活动带。迄今为止,许多国家的学者对冲绳海槽进行了大量调查研究,得出许多有益的结论。但是,随着研究的深入,争议的问题也越来越突出,关于海槽的地壳结构就是争论最多的问题之一(Kimura, 1985; Letouzey *et al.*, 1985; 木村政昭, 1990)。

1 研究方法

利用1990年以来最新的实测海洋多道反射地震和单道反射地震剖面、海洋重力和地磁测量资料、海底地质取样分析结果以及国外学者,特别是日本学者所做的海底地震仪折射资料、多道反射地震资料、海底岩石拖网及其测试分析结果,并结合海底热流、海底热水活动和其它地质地球物理资料,对冲绳海槽的地壳结构进行深入探讨。

* 中国科学院院长基金资助项目, 211950257号。李乃胜,男,出生于1957年7月,研究员, Fax: 0086-0532-2870882

收稿日期: 1996-03-23, 收修改稿日期: 1997-12-20

2 研究结果

广义的冲绳海槽,包括其东西两坡,称为“大海槽”,指界于东海陆架东缘断裂与琉球弧西缘断裂之间的海域。其南部宽约100—120km,北部宽约180—240km。狭义的冲绳海槽指习惯上的海槽槽底,可称为“小海槽”,界于西坡断裂与吐喀喇西缘断裂之间,宽度一般为60—90km。海槽中心发育的张裂地堑构成了次一级槽状地貌,称为“槽中槽”。“槽中槽”的宽度一般为10—20km。因此,冲绳海槽有三个不同宽度的“海槽”概念(图1),构成了三个不同量级的槽状地貌单元。

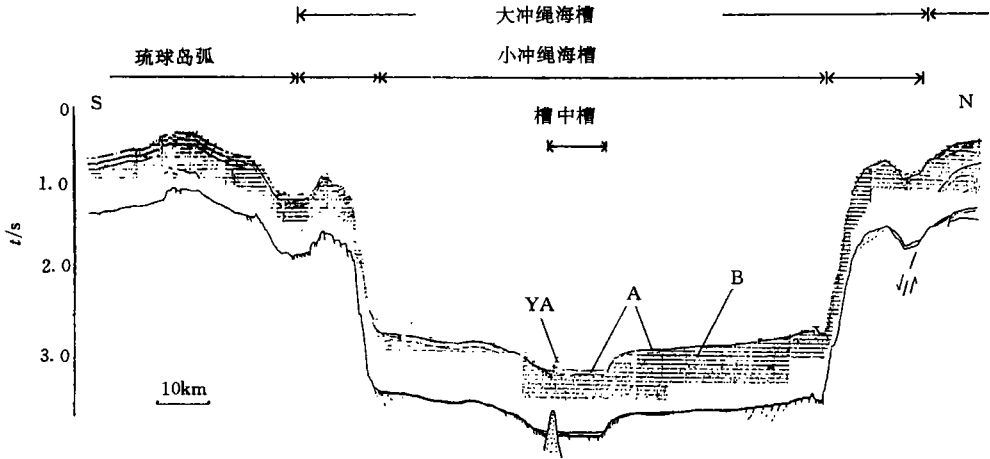


图1 横穿海槽南部的浅地层(3.5kHz)剖面[据 Kimura *et al.*, 1991];纵坐标: t/s 指双程反射时间/单位,图2,3同]

Fig.1 A sub-bottom profile (3.5 kHz) across the southern Okinawa Trough

A, B 为沉积地层(图2,图5同); YA 为八重山中央海丘;

2.1 冲绳海槽的地壳结构

2.1.1 海槽内的沉积地层 反射地震剖面揭示,冲绳海槽内在声学基底之上共发育了三套沉积地层(图2,3)。其总厚度南部约为3000m,北部厚度更大。

A层 为海底表层的全新统松软沉积物,呈透明状反射,该层声波速度为1.8—1.9km/s,厚度约为几米至几十米,但在海槽中心的张裂地堑内,厚度明显增大,在海槽中部的伊平屋地堑和南部的八重山地堑内最厚可达30m(Kimura *et al.*, 1991),并显示出浊流沉积的特征。

B层 在冲绳海槽全区分布,从两坡向槽中心厚度增大。根据地震剖面解释,该层在海槽南部的张裂地堑内最厚达3000m以上。该套地层声波速度约为1.9—2.1km/s,主要为浊流沉积和礁灰岩沉积(琉球灰岩),为一套大致属更新世的沉积层,一般称为琉球群。在海槽南部宫古海山1050m处的礁灰岩沉积中含有更新世的浮游有孔虫(*Groborotalia tosaensis*)。在海槽北部的海山上采到B层砂泥沉积物中的浮游有孔虫,鉴定为松山与布容事件边界附近(更新世中期)(木村政昭,1990)。

C层 在冲绳海槽及周边区域性分布,主要是浅海相泥岩,含有大量有孔虫(Kimura,

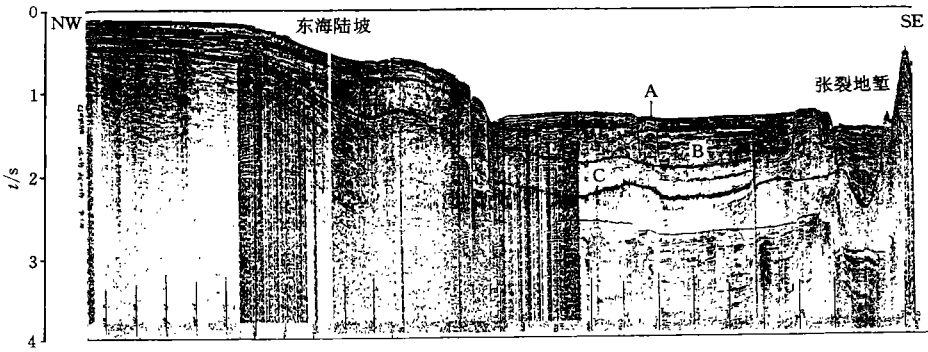


图 2 SE 向横穿海槽北部的单道反射地震剖面

Fig. 2 A single channel seismic profile across the northern Okinawa Trough in SE direction

1985)。该套地层在琉球群岛称为岛尻群,主要为上新世地层,其底部可能含有少量中新世末的沉积物,其顶部可能包括少量更新世初的沉积物。本套地层上下界面皆为区域性不整合面,在地震剖面上很容易追踪。该层厚度在琉球群岛为 1 000—2 000m,其地震波速为 2.2—3.5km/s。冲绳海槽东坡的吐喀喇一井和宫古一井都钻遇并穿透该套地层。该层走向平行琉球岛弧,层面略向东倾,其厚度在海槽两坡大,向槽中心减薄。该层作为一套区域性的沉积层覆盖了下面不同岩性不同时代的老地层。在冲绳海槽区,该层之下即是所谓的“声波基底”。

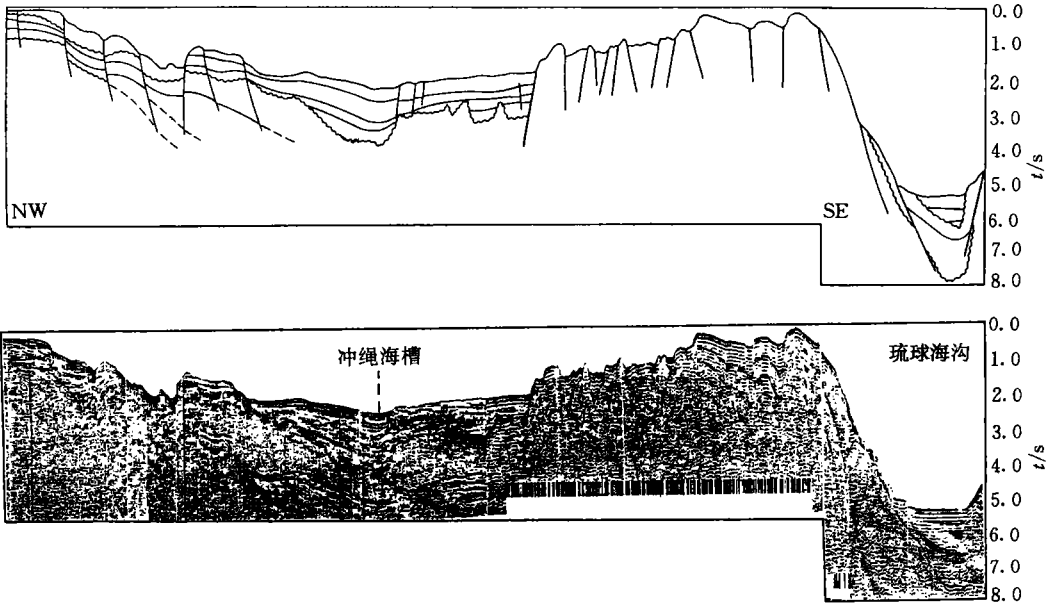


图3 横穿海槽南部的反射地震剖面

Fig. 3 A seismic profile across the southern Okinawa Trough

2.1.2 海槽内的玄武岩分布 在冲绳海槽地区的地质调查中多次获得玄武岩样品,如:1984 年 POP-1 航次在海槽南部和中部采得新鲜的玄武岩 (Sibuet *et al*, 1987); 1984 年日

本水上保安厅水路部在海槽中部也获得玄武岩样品(桂忠彦等, 1986); 1984年日本 DELP-1984 航次在海槽中部获得气孔状玄武岩和玻璃质玄武岩标本(Kimura *et al*, 1986); 1988年日本 DELP-1988 航次在海槽南部八重山地堑内八重山中央海山东侧的一个小山包上(Irabu Knoll) 采得新鲜玄武岩(Kimura *et al*, 1991)。此外, 日本地质调查所在海槽中部采到枕状玄武岩标本(Shibata *et al*, 1984), 原中国地质矿产部冲绳海槽调查队和中国科学院海洋研究所都曾采到过玄武岩标本。但到目前为止, 根据国内外的报道, 玄武岩样品主要来自八重山地堑、伊平屋地堑内, 仅有一次报道来自硫黄地堑。因此, 如果有大面积海底玄武岩层出露的话, 最大可能性在海槽南部的八重山地堑和中部的伊平屋地堑内。但在这两个地堑内又采得不同岩性的岩石, 既有流纹岩、英安岩、安山岩、也有玄武岩, 而且同一站位同一次拖网内也获得不同岩性的岩石。因此, 根据目前资料, 尚难以确定有较大规模的玄武岩层发育, 因为对这两个地堑内的拖网结果进行综合统计, 拖得的岩石样品还是以中、酸性岩石居多。根据目前的调查程度分析, 很大可能是海槽南部的八重山地堑内的八重山中央海山和海槽中部伊平屋地堑内的伊平屋海脊上发育了一定规模的玄武岩层。但尚不能说该海山和海脊完全是一个玄武岩体, 因为1984年, “拓洋”号考察船在八重山中央海山顶部获得热水生物群海底照片的同时, 也采得安山岩样品(桂忠彦

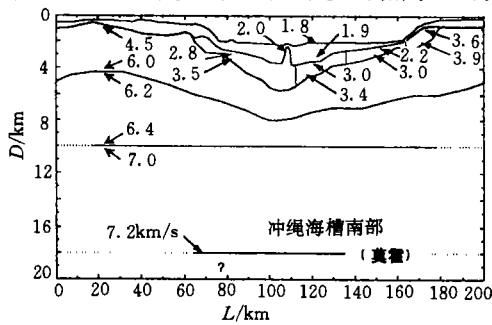


图4 DELP-1988航次 OBS 测量速度结构
[(据 Hirata, *et al*, 1991); 坐标 D 为深度, L 为
距离]

Fig. 4 Velocity structure on the basis of OBS
measurements from the DELP-1988 cruise

等, 1986)。DELP-1984 航次在伊平屋海脊周围(D-3 和 D-7 站) 也采得酸性浮岩标本(Kimura *et al*, 1986)。对玄武岩样品的分析结果也差异较大。DELP-1984 航次采集的样品鉴定为双峰态高铝系列岛弧型拉斑玄武岩(Kimura *et al*, 1986)。DELP-1988 航次采集的玄武岩样品鉴定为低碱系列岛弧型拉斑玄武岩(Ishikawa *et al*, 1991)。POP-1 航次获得的样品化学分析鉴定为岛弧型玄武岩(Sibuet *et al*, 1987)。中国科学院海洋研究所取得的样品初步分析为大洋型拉斑玄武岩。

2.1.3 冲绳海槽的地壳厚度 冲绳海槽的

地壳厚度较东海陆架和琉球岛弧明显减薄。李昭兴等人(Lee *et al*, 1980)在冲绳海槽南部双船折射获得海槽内莫霍面埋深最浅处约为 17km。根据重力资料估算(喻普之等, 1989), 东海陆架区地壳厚约为 26—30km, 冲绳海槽区为 19—22km, 琉球岛弧区为 24—28km。

DELP-1984 “若潮丸”航次用 10 个海底地震仪(OBS)和 4 吨炸药在冲绳海槽中部伊平屋地堑附近进行了地壳结构探测。结果表明(Nagumo *et al*, 1986), 即使接收距离达到 130km, 也未探测到来自莫霍面的折射波。这可能是由于异常地幔发育或局部熔融, 使莫霍面不再是一个强的波阻抗界面。但这次 OBS 探测证明了地下 5—10km 的范围内有厚度约为 5km 的花岗岩层(Nagumo *et al*, 1986), 其地震波速为 6.0km/s。

DELP-1988 “第五海工丸”航次在海槽南部横穿八重山地堑布设 19 个 OBS, 间隔为 11km, 测线长度共 195km, 使用炸药震源进行了间隔 125m 和 175m 的连续放炮。结果表明, 海槽南部地壳厚度最小处也大于 16km, 沉积层厚度自海槽两坡向槽中心加大, 上地壳

4.5—6.4km/s 的速度层向海槽中央减薄, 下地壳 7.0—7.2km/s 的速度层厚度均一, 变化不大(图 4)。因此, 海槽南部难以证实发育了大洋地壳, 而是发育了 4—5km 厚的 6.0km/s 的波速层(花岗质岩层)。

2.2 冲绳海槽的地壳年龄

根据海槽两坡、槽底海山地层出露情况分析, 距今 9—6Ma 的中新世末期是一个剥蚀期, 产生了中新世末的区域性不整合面。海槽东坡奄美大岛西北侧海域吐喀喇海峡内的吐喀喇一井(Toka-1)揭露 2 900m 厚的沉积层之下为白垩纪花岗岩, 而 2 900m 的沉积层主要是上新统岛尻群(图 5)。岛尻群底部有晚中新世火山熔岩存在, 其 K-Ar 年龄为 6Ma(Nash *et al*, 1979)。海槽东坡宫古岛西北侧海域宫古海峡内的宫古一井(Miyako-1)也证实岛尻群之下为一剥蚀面, 再往下是晚中新世之前的滨海砂泥岩(八重山群), 火山碎屑岩并夹少量煤层(Letouzey *et al*, 1985)。在海槽南部的宫古海山上拖网采样也证明岛尻群之下为前第三纪砂岩(Kimura, 1985)。因此, 中新统顶面在冲绳海槽地区是一个很强的剥蚀面, 其后的上新统覆盖在不同时代的老地层之上。即便在海槽南部局部发现中新统(八重山群)也是滨岸沼泽相碎屑沉积, 并夹薄煤层。因此, 可以确定在上新世之前(>6Ma)不存在“海槽”这个海水覆盖的半深水槽地。所以冲绳海槽的形成时代最早可追溯到中新世末(距今 6Ma)。

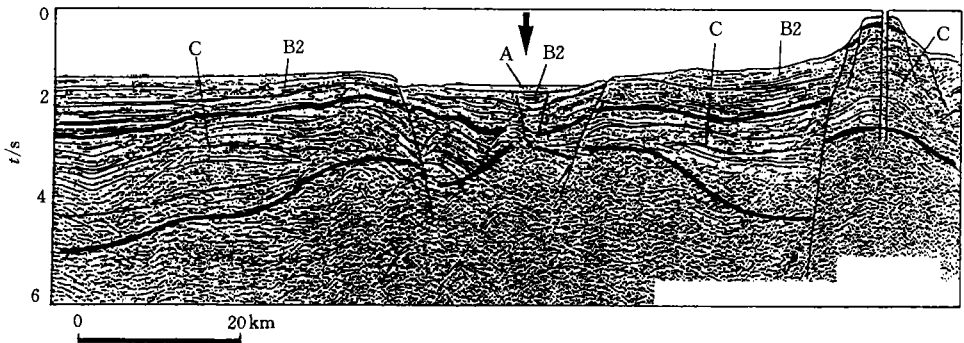


图 5 横穿海槽北部的多道反射地震剖面(据 Kimura, 1985)

Fig.5 A multi-channel seismic profile across the northern Okinawa Trough

A, B, C 为地层号; B2 为 B 层第二亚层

2.2.1 海槽内的岩石年龄

自 80 年代以来, 在海槽内拖网所采得的大量新鲜火成岩中有浮岩、流纹岩、英安岩、安山岩和玄武岩。到目前为止, 在冲绳海槽进行的海底岩石拖网多集中在槽底中央, 所获得的岩石标本, 不管是酸性还是中性和基性, 凡做过测年分析的, 其比较可信的测年数据都表明海槽中央的火成岩年龄小于 1Ma。

日本通产省地质调查所在海槽中部伊平屋洼地的 398 号站采得流纹岩和玄武岩, 其中流纹岩的 K-Ar 年龄为 $0.79 \pm 0.39\text{Ma}$, 在 S 站获得安山岩、英安岩和玄武岩标本, 其 K-Ar 法测年显示小于 0.4Ma(Shibata *et al*, 1984)。DELP-1984 航次, 在海槽中部的硫黄地堑采得橄榄玄武岩标本, 其 K-Ar 年龄为 $0.29 \pm 0.78\text{Ma}$; 在伊平屋地堑采得橄榄辉石玄武岩样品, 其 K-Ar 年龄为 $0.42 \pm 0.19\text{Ma}$ (Kimura *et al*, 1986)。1984 年, 日本的“深海 2000”号深潜艇在伊平屋洼地的夏岛-84 海山上的 SU8491303 站现场采得英安岩和安山岩样

品,其 K-Ar 年龄为 $0.22 \pm 0.08\text{Ma}$ (Kimura *et al.*, 1986)。1988 年,日本的 DELP-1988 航次,在海槽南部八重山中央地堑的八重山中央海山东侧获得新鲜的玄武岩样品,其 K-Ar 年龄为 $0.505 \pm 0.453\text{Ma}$;在伊平屋洼地的 DR-7 站采得英安岩样品,其 K-Ar 年龄为 $0.112 \pm 0.019\text{Ma}$;在 DR-8 站采得安山岩样品,其 K-Ar 年龄为 $0.496 \pm 0.380\text{Ma}$ (Ishikawa *et al.*, 1991)。

2.2.2 根据热流资料推算的地壳年龄 海槽区极高的区域热流值(李乃胜,1992)反映了海槽地壳的年青,也证明了冲绳海槽是一个正在活动的弧后裂谷盆地。另一方面,强烈的现代构造活动特征,又暗示着海槽内正发生着热构造事件。根据冲绳海槽的热流资料(图 6),利用 Parsons 等(1977)对新生洋壳的经验公式: $Q=437.1t^{-1/2}$ 对冲绳海槽的地壳年龄进

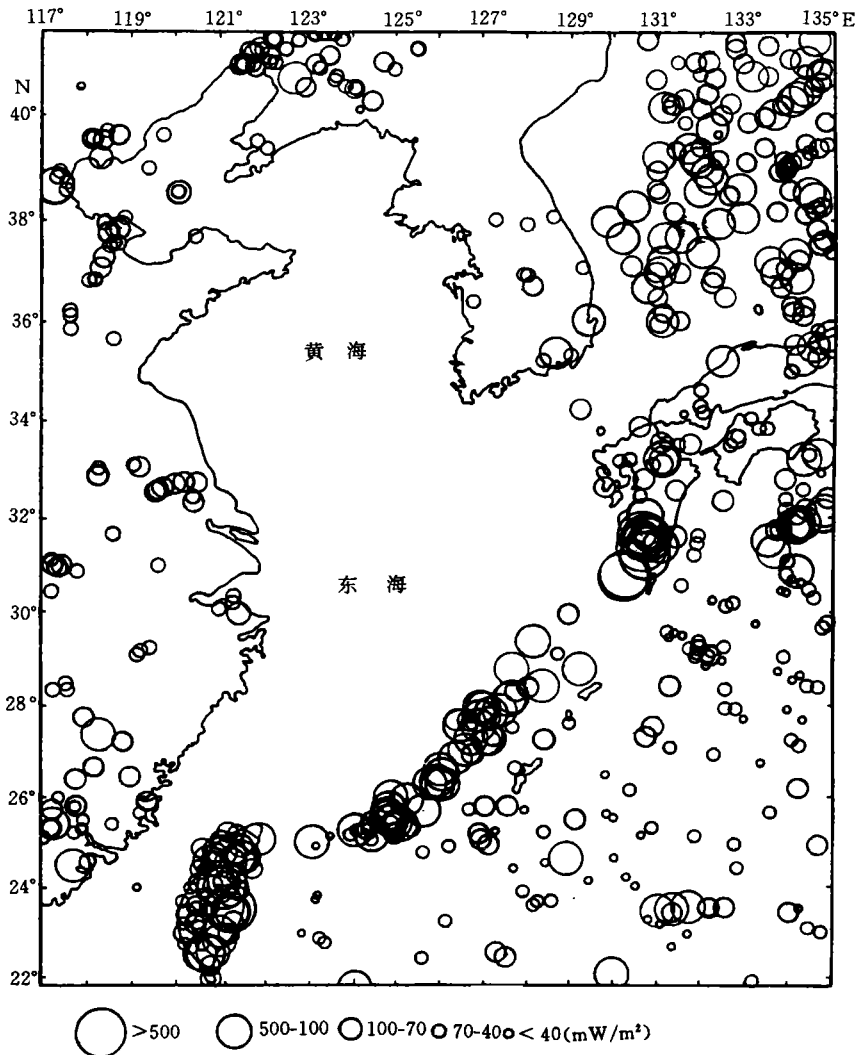


图6 冲绳海槽及邻区热流分布图

Fig. 6 Heat flow distribution over the Okinawa Trough and its adjacent areas

行估算。若取所有热流资料的平均值 $Q = 695\text{mW}/\text{m}^2$ (李乃胜, 1995), 则 $t = 0.4\text{Ma}$; 若按 146 个站位的平均值 $Q = 459\text{mW}/\text{m}^2$ 计算, 则 $t = 0.9\text{Ma}$ 。这些特别小的年龄数字, 说明了现代的热构造活动事件。按热流资料估算的地壳年龄与岩石测年结果基本一致。

2.3 冲绳海槽的地壳结构

关于冲绳海槽的地壳结构, 不同的学者根据不同的资料得出了不同的结论。围绕着地壳结构问题的争论主要表现在三个方面: (1) 海槽南部中央张裂地堑内是否发育了大洋地壳的问题, 具体地说, 指中央张裂地堑内是否大范围地发育了条带状的大洋拉斑玄武岩的问题; (2) 海槽中央张裂地堑内及其两侧是否存在古地磁条带的问题; (3) 海槽南部是否发生了或者说已经开始了“扩张”的问题。这三个方面的问题相互关联、互相印证, 最终归结到海槽的地壳结构问题。

2.3.1 张裂中心的沉积层 前已述及, 冲绳海槽槽底在声波基底之上发育了三套沉积层。如果冲绳海槽发育了大洋地壳并开始扩张的话, 其年代一定非常新。毫无疑问, 现在的中央张裂地堑应该是新生洋壳上涌形成, 并向两侧扩张的中心。因此, 中央张裂地堑的沉积层应该非常薄甚至无沉积物发育。可事实上中央张裂地堑发育了很厚的沉积物, 特别是全新统和更新统自两坡向海槽中央厚度增大, 在中央张裂地堑内最厚处已超过了 3 000m (图 2, 3)。

2.3.2 张裂中心的玄武岩 根据截止到 1994 年的海底拖网调查资料, 概括起来说海槽南部和中部中央张裂地堑内发育了一些零星的玄武岩体, 但不能确定有条带状的大范围玄武岩在张裂中心发育, 更不能说在海槽的张裂中心发育了大洋拉斑玄武岩地壳。

2.3.3 花岗岩层的存在 如前所述, DELP-1984“若潮丸”航次 OBS 折射地震调查证实海槽中部地下 5—10km 的范围内发育了厚约 5km 的花岗岩层, 其地震波速为 6.0km/s (Nagumo *et al.*, 1986)。DELP-1988“第五海工丸”航次 OBS 折射地震证明海槽南部也发育了 4—5km 厚的花岗质岩层 (波速为 6.0km/s)。该航次的调查资料也表明海槽南部地壳最薄处也大于 16km (Hirata *et al.*, 1991)。因此, 到目前为止尚缺少冲绳海槽已经发育了大洋地壳的确切证据。

2.4 冲绳海槽的形成发展

中新世末期, 距今 9—6Ma, 整个东海陆缘地区为一剥蚀期, 形成了中新世末的区域性不整合面。距今 6Ma, 冲绳海槽开始形成。此时琉球岛弧与东海陆架之间开始拉张断陷, 形成了一个浅海盆地, 接受了岛尻群的浅海相砂泥岩沉积。这种比较稳定的拉张断陷从距今 6Ma 持续到距今 2Ma 左右。在这段时间内一个大浅海槽的轮廓基本形成, 岛尻群的厚度达到 2 000m, 其走向平行于琉球岛弧, 其层面略向东倾斜, 表明沉积物主要来自西面的中国大陆。到上新世末, 距今 2Ma 左右, 冲绳海槽地区开始了强烈的弧后张裂活动, 使已经形成的厚约 2 000m 的岛尻群在海槽中央明显拉薄。从反射地震剖面上 (图 5) 可以清楚看出, 岛尻群 (C 层) 在海槽两坡及槽底边缘厚 2 000 多米, 向槽中心厚度递减, 到中央张裂地堑, 其厚度最小, 仅为几十米。相反, 更新统地层 (B 层) 从槽底两侧向中央厚度增大, 到中央张裂地堑厚度最大。说明距今 2Ma 左右, 海槽中央张裂地堑 (槽中槽) 开始出现, 琉球岛弧已远离中国大陆, 所以在琉球岛弧南部由于已基本上不受陆源沉积物的影响, 而发育了大量珊瑚礁体, 形成了更新统礁灰岩建造 (琉球灰岩)。

自中央张裂地堑形成之后, 冲绳海槽的张裂活动进一步加剧, 表现出了一系列裂谷活

动特征。特别是距今一百万年以来,沿中央张裂地堑发生了强烈的火成岩活动和海底热水活动,这些新的热构造事件使冲绳海槽地区表现出全球罕见的高热流特征。因此,通过上述分析,本文认为冲绳海槽处于扩张开始之前,洋壳即将萌芽的陆缘裂谷演化的最高阶段。从构造属性上说,冲绳海槽仍是一条正在强烈活动的弧后裂谷。

3 结论

通过对冲绳海槽地质构造活动性的综合分析,本文得出如下初步结论:

3.1 冲绳海槽是一个典型的正在活动的弧后裂谷盆地,代表了弧后盆地的一个特定发展阶段。象这种例子全球并不多见。

3.2 从火成岩分布、沉积层发育、地壳结构等方面分析,冲绳海槽尚缺少已经“扩张”的证据。根据现有资料还不能确定海槽中央已经发育了大洋地壳。冲绳海槽的地壳结构属于拉得很薄的陆壳。

3.3 冲绳海槽的构造演化处于洋壳即将萌芽,扩张即将开始前的陆缘裂谷发展最高阶段。

参 考 文 献

- 李乃胜 1992.冲绳海槽海底热流研究.海洋学报,14(4):87—93
- 李乃胜主编 1995.冲绳海槽地热.青岛:青岛出版社,138
- 喻普之 李乃胜,1989.琉球沟弧盆系及邻近海区的重力场和深部构造特征.海洋学报,11(3):325—330
- 木村政昭,1990.冲绳トテフの先生と形成.地质学论集,34:77—88
- 桂忠彦 大岛章一 荻野卓司等,1986.冲绳トテフ南西部海域の地质、地球物理的の诸性质.水路研究报告,21:21—47
- Hirata N, Kinoshita H, Kato H *et al*, 1991. Report on DELP 1988 Cruise in the Okinawa Trough, Part 3: Crustal structure of the southern Okinawa Trough. Bull Eri Univ Tokyo, 66(1):37—70
- Ishikawa M, Sato H, Furokawa M *et al*, 1991. Report on DELP 1988 Cruise in the Okinawa Trough, Part 6: Petrology of Volcanic Rocks. Bull Eri Univ Tokyo, 66(1):151—178
- Kimura M, 1985. Formation of Active Ocean Margins. Tokyo: Terra pub. 567—591
- Kimura M, Kaneoka I, Kato I *et al*, 1986. Report on DELP 1984 cruise in the middle Okinawa Trough, part 5: Topography and geology of the central grabens and their Vicinity. Bull Eri Univ Tokyo, 61(2):269—310
- Kimura M, Fukawa M, Izawa E *et al*, 1991. Report on DELP 1988 Cruise in the Okinawa Trough, Part 7: Geologic investigation of the central rift in the middle to southern Okinawa Trough. Bull Eri Univ Tokyo, 66(1):179—210
- Lee C-S, Shor G G Jr, Bibee L D *et al*, 1980. Okinawa Trough: Origin of a back-arc basin. Mar Geol, 35(1—3):219—241
- Letouzey J, Kimura M, 1985. Okinawa Trough genesis: Structure and evolution of a backarc basin developed in a continent. Mar Petroleum Geol, 2:111—130
- Nagumo S, Kinoshita H, Kasahara J *et al*, 1986. Report on DELP 1984 cruise in the Middle Okinawa Trough, Part II: Seismic structural studies. Bull Eri Univ Tokyo, 61(2):167—202
- Nash D F, 1979. The Geological development of the northern Okinawa Trough area from Neogene time to recent. J Jap Assoc Pet Technol, 44:341—351
- Parsons B, Sclater J G, 1977. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. JGR, 82:803—827
- Shibata K, Uchiumi S, Uto K *et al*, 1984. K-Ar age results—2 new data from the Geological Survey of Japan. Bull Geol Surv Japan, 35:331—340

Sibuet J-C, Letouzey J, Barbier F *et al*, 1987. Back-arc extension in the Okinawa Trough, *JGR*, 92: 14 014—14 063

A STUDY ON THE NATURE OF CRUSTAL STRUCTURES OF THE OKINAWA TROUGH

LI Nai-sheng, JIANG Li-li, LI Chang-zhen

(*Institute of Oceanology, The Chinese Academy of Sciences, Qingdao, 266071*)

Abstract The Okinawa Trough which lies at the southeastern margin of the East China Sea, is an active back-arc rift and a part of the Ryukyu T-A-BA system. Many geological and geophysical studies have shown that the Okinawa Trough is associated with an extremely high heat flow, strong submarine hydrothermal activities, frequent earthquakes, strong volcanic eruptions, well-developed central grabens and active faults, and a thin crust and lithosphere. Up to now, the crustal nature of the Trough is still a key debating question.

Based on the new geological and geophysical data collected since 1990, including, single and multiple channel seismic reflections, ocean bottom seismometer (OBS) refractions, gravity and geomagnetic measurements, water depth sounding, submarine sampling and sea bottom dragging, the authors have undertaken analyses of the crustal structure of the Okinawa Trough. The conclusions obtained in this study are listed below.

1. Except the Andaman Sea with a complex oblique opening, the Okinawa Trough is the only example in the world of an active marginal back-arc rift opening along a continental boundary; it is formed by continental crustal extension, at a special high evolving stage of a back-arc rift, near the end of a rifting period and the beginning of a spread. Hence the Okinawa Trough is tectonically a modern active rift valley.

2. Analyses of igneous rock distribution patterns, sediment thickness and crustal structures, show that there is no oceanic crust in the central graben of the Trough and the Okinawa Trough has not begun to "spread" till now. The crust of the Trough is still continental in character because of the continental extension.

3. Based on an seismic profile interpretation, the K-Ar dating for igneous rock samples and heat flow calculations, as a submarine "Trough", the Okinawa Trough was formed 6 Ma B. P.; however, as a back-arc rift valley, it has become strongly active since 2 Ma B. P. The central rifting graben of the Trough has been formed since 2 Ma B. P. and is well developed. The age of igneous rock obtained from the central graben is younger than 1 Ma. Therefore, the Okinawa Trough is a young and active back-arc rift.

4. The Okinawa Trough is a typical active zone in the marginal area of the western Pacific. The study on its crust nature and tectonic activity is of great significance for many key questions about

continental marginal tectonics such as back-arc rifting processes, influence from the subducted slab, mechanisms of the back-arc hydrothermal activity, mantle-crust interaction in the active back-arc basin, relationships between the volcanic activity and back-arc rifting, differences in crustal fluid activities between mid-ocean ridges and back-arc basins, the tectonic evolution and geodynamics of active back-arc rifts. Therefore, it is required to carry out an ODP drilling more accurate and more detailed geological and geophysical investigations for the Okinawa Trough.

Key words Okinawa Trough Crustal structure Central graben Geological structure

Subject classification number P738

大洋钻探计划学术建议征集启事

Invitation to Submit Your Scientific Ideas About Ocean Drilling in 21st Century

现行的大洋钻探项目 (ODP) 将于 2003 年 10 月 1 日结束。这个项目来源于早期的深海钻探计划 (DSDP, 1968—1983)。深海钻探的想法是美国学者在 50 年代提出的, 后来由美国的四家主要海洋研究单位牵头, 于 60 年代中期制定了 DSDP 的工作计划。DSDP 付诸实施后不久, 前苏联和德国、日本、英国、法国也加入了这个项目, 使其成为一项国际合作研究计划。80 年代初, 在 DSDP 即将完成之际, 由于国际地学界的共同努力, 深海钻探事业得以在“大洋钻探”(ODP) 的旗帜下继续发展。中国从 1998 年起成为 ODP 的正式成员国。未来, 这项事业的兴旺发达将依赖于包括中国在内的各国地学工作者的共同努力, 关键是能否提出一个全新的研究计划。为此, 地球深部取样的海洋研究联合体 (JOIDES) 拟在 1999 年春季召集一次国际会议, 来确定今后大洋钻探项目的科学目标。这次会议还将讨论非立架式钻探的技术问题 (2003 年之后将起用两条多平台钻探船; 关于立架式钻探的情况, 可查阅: <http://mstip1.jamstec.go.jp/jamstec/OD21/CONCORD/result.html>)。因此, 希望地学界的专家学者踊跃提交学术建议。建议书的内容将提供给大会组委全使用, 其篇幅限于一页左右, 内容包括具体的学科目标、其重要性和实施钻探的必要性, 可不必说明技术细节。这是一次对学科发展方向表达地学工作者的意愿并对今后大洋钻探表示自己支持的极好机会。请尽快 (最好于 1998 年 9 月之前) 把建议书提交至: JOIDES Office, Department of Geology and Geophysics, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA 02543, USA; Fax: (美国) 0508-2893481; E-mail: joides@whoi.edu。

本刊编辑部