冲绳海槽宫古段中央地堑中的 火山分布及地质意义^{*}

栾锡武 岳保静

(中国科学院海洋研究所海洋地质与环境重点实验室 青岛 266071)

提要 采用中国科学院海洋研究所"科学1号"调查船及国家海洋局"向阳红9号"调查 船,于20世纪90年代以来在冲绳海槽宫古段进行海底地形及反射地震调查,所取得的数据, 首次详细展示了冲绳海槽宫古段南北长约200km区域内海底火山的形态及其空间分布特征。 在本段冲绳海槽发育的中轴火山和岛弧火山,分别位于中央地堑和海槽盆地东部边缘紧靠 琉球岛弧的西侧。岛弧火山连续性强,总体上自东北而西南都有分布;中轴火山不如岛弧火山 的连续性强,只在崂山段、黄岛段、胶南段、莱西段、城阳段和李沧段分布。中轴火山是在 中央地堑之后发育的。中轴火山的发育不仅改变了原来中央地堑的位置,也改变了原来中央 地堑的形态。中央地堑的左旋雁行排列,以及其形态的改变都是由于中轴火山发育的结果。 中央地堑的右旋展布以及海底火山对中央地堑的改造,标志着冲绳海槽的演化已经在拉张 和沉降的基础上进入到一个更高级的演化阶段(海底扩张),在岩浆供应不太充足的条件下, 海底火山活动是冲绳海槽低速扩张的一种形式,海底扩张沿中央地堑正在进行。

关键词 冲绳海槽宫古段,中央地堑,形态分布,海底火山,海底扩张 中图分类号 P783

到目前为止,有关冲绳海槽(图 1)的地壳属 性、成因演化、南北差异的原因等问题至今仍在 争论之中。有的研究者认为是弧后拉张盆地 (Herman *et al*, 1978),有的研究者认为是弧后扩 张盆地(Lee *et al*, 1980),有的研究者认为是弧后扩 张盆地(李乃胜, 1990)。争论的主要分歧集中在这个 地区的地壳结构(岩石圈的组成与厚度)及其形成 机制的问题上,一个关键的问题是冲绳海槽是否 已经开始海底扩张,是否存在洋壳(Lee *et al*, 1980; Sibuet *et al*, 1987)? Kimura 等(1991)指出, 如果冲绳海槽存在海底扩张的话, 那么这种扩 张只可能存在于海槽中央部位的裂谷带中(即中 央地堑),冲绳海槽中央地堑是研究冲绳海槽海 底扩张和构造演化最为关键的部位。

Kimura 等(1969)最早在冲绳海槽中部找到了

中央地堑的存在。Herman 等(1978)在冲绳海槽南 部也发现了中央地堑的存在。近几年,针对冲绳 海槽中央地堑的形态与展布,中国科学院海洋研 究所在冲绳海槽中部开展了多次地质、地球物理 调查,依据所观测到的数据,在冲绳海槽宫古段 划分出了9段不连续的但基本上是直的中央地堑, 分别为崂山段、黄岛段、胶南段、胶州段、平度 段、即墨段、莱西段、城阳段和李沧段(图 2)。本 文中作者在此工作的基础上(栾锡武等,2006),给 出了中央地堑中海底山的形态与分布,并对海底 山发育的地质意义进行了讨论。

本文中讨论的冲绳海槽宫古段位于久米岛 以西,宫古岛以北,是冲绳海槽南部和冲绳海槽 中部交接的部位,也是冲绳海槽在方向上由 NE 向 向 NEE 向转接的部位,位于 25°—27°N 之间(图 1)。

收稿日期:2006-02-16,收修改稿日期:2007-01-22

© 1994-2014 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

^{*}中国科学院知识创新工程重要方向项目, KZCX2-YW-211-01 号和海洋所领域前沿项目,20032217 号。栾锡武, 博士, 研究员, E-mail: xluan@ms.qdio.ac.cn



图 1 研究区范围(方框)及地球物理测线位置 Fig.1 The Study area (block) and track lines used in this paper

资料来源 1

本文中使用的资料为中国科学院海洋研究 所"科学一号"调查船分别于 1999 年和 2001 年 在冲绳海槽宫古段所采集的水深资料、单道地震 资料和多道地震资料。作为资料的补充,本文还 使用了"科学1号"调查船于20世纪90年代以 来其他航次在该地区调查所采集的多道地震资料 以及国家海洋局"向阳红9号"调查船1995年在 该地区所采集的水深资料。本文中使用的测线资 料共 32 条, 其中 NW 向(和冲绳海槽的走向垂直) 测线 26 条, NE 向(和冲绳海槽的走向一致)测线 6 条。NW 向测线间距在 8km 左右, 可以很好地控 制中央地堑中海底山的分布(图1)。

2 结果

25

2.1 海底山的地貌形态



線田川小湖 美西斯裂 / 中央地堑 -- 断裂



盆地相对比较平坦。图 3 是本区横穿冲绳海槽的 一条海底地形剖面(H06 测线)。从该剖面可以看 出,槽底非常平坦,在近百公里的槽底宽度范围 内深度变化只有 200 m 左右, 地形坡降不到 1%, 这和东西两侧的槽坡明显不同。中央地堑则是在 比较平坦的盆地中央底部发育的槽形负地形。如 图 2 所示,中央地堑一般宽度在几 km 到十几 km, 深度从几十 m 到二百多 m。图 3 展示了该测线中 央地堑的局部地形形态。由此可以看出, 地堑两 壁陡,底部平,呈 U 型。这是不发育海底山的中 央地堑形态。



Fig.3 Water depth profile of Line H06

在本区其他一些测线上,作者在地堑区还记 录到了海底山的存在,图4是一个很好的例子。 这是另一条 NW—SE 向的单道地震测线(H13 测 线),在位置上和 H06 测线平行。但和 H06 测线 明显不同的是该剖面发育壮观的海底山地貌。剖 面上显示的海山约 1100m 高, 10km 宽, 山体大致 呈锥形, 两侧山坡坡度很大, 山体根部和海底之 间区分明显,之间无任何堆积体过度的迹象,山 体顶部呈尖峰状,无剥蚀或削平现象。该山体除 中间一个突立的尖峰外,在两侧还发育另外两个 山峰, 一高一矮, 依附于山体两侧。从图 4 的地 震剖面可以看出,山体外部轮廓反射非常清楚, 但内部(双程反射时间在 0.1s 以下)为空白反射, 无任何沉积地层发育,这和附近海底沉积地层反 射对比非常明显。本剖面除海山外,海底 1s(双程 反射时间)以下的沉积地层反射都十分清晰。在海 底以下, 山体和周围沉积地层的穿刺关系非常清 楚。这种清楚的穿刺关系,不仅表现在海山和深 部的沉积地层之间,同样表现在海山和海槽最上 部的沉积地层之间。

对比图 3 和图 4 可以看出,由于海山的发育, 中央地堑的形态和未发育海山剖面上中央地堑的 形态不同。图 4 中,除海山对沉积地层造成明显 的挤压褶曲外,海山对其西侧地层的改造也是明 显的。海山的上拱使其西侧地层全部顺山体上倾, 从而破坏了原来中央地堑东壁的形态,使原来标 准的 U 型地堑变为现在的半地堑。该剖面所呈现 的地堑形态也和图 3 中展示的地堑形态不同。图 4 清楚地表明,海山破坏了原来地堑的一侧,将 原来 U 型地堑变为现在半地堑的形态。





一些小的海底山只在中央地堑的底部形成 很小的凸起地形,对地堑整个形态基本没有改 造。如图 5 是 H03 测线记录到的海底山形态,此 海山宽约 1000m,高约 20m,规模很小,对整个地堑 形态几乎没有影响。





更加复杂的情形是沿 NW—SE 向的测线上 在地堑区出现多座海底山。如图 6 中,地堑区有 多座海底山,各海山相互独立,没有相互连接形 成脉状山体。海山的形态和图 4 显示的海山形态 相似,山体大致呈圆锥形,顶部呈尖峰状,无剥 蚀、削平的现象,根部宽 5km 左右,山高 200—500m 不等。

本文 NW—SE 向剖面上,在地堑区所记录到 的海底山大致都是圆锥形的,没有发现沿该方向 长条形脉状山体。为检查海底山沿中央地堑走向 (NE—SW 向)的展布形态,作者检查了 H11 测线 和 S32 测线。这两条测线为 NE—SW 向,基本上 都是在本区的中央地堑中。从图 7 可以看出,沿 地堑走向,海底山仍然是相互独立的锥形山体, 没有绵延脉状的海底山沿地堑发育。从形态上, H11 测线所记录的海底山形态和 NW—SE 向测线 所展示的海山形态一致,基本都是锥形尖顶山体, 山体根部宽度一般在几 km 到十几 km,高度一般 在几百 m 到上千 m。从图 7 还可以看出,海底山 在本研究区并不密集,测线中部除海底地形微有 上拱外,较长范围内都没有海山发育。









2.2 海底山的分布

图 8 标注了本文测线所观测到的所有海底山 位置。从图 8 可以看出,本区大致有两列海底山 分布。一列分布于冲绳海槽槽底的东部边缘紧靠 琉球岛弧的西侧,另一列位于冲绳海槽的中央部 位,或者位于中央地堑中或者位于中央地堑的一 侧。总体来看,两列海底山都沿冲绳海槽的走向 延伸。但相比之下,两列海底山中,靠近琉球岛 弧的一列连续性更强,而靠近中央地堑的一列则 主要分布在本研究区的东北部和东南部,即中央 地堑的崂山段、黄岛段、莱西段、城阳段和李沧 段附近,在其他的中央地堑段没有发育靠近中央 地堑的海底山。作者在 3 测线和 H06 测线(图 1) 上都没有发现海底山的记录,表明两列海底山在 即墨断裂附近是不连续的。

同样为描述方便,作者把靠近中央地堑的海 山分别命名为崂山、黄岛山、胶南西山、胶南东 山、莱西西山、莱西东山、城阳山和李沧山(图 8),其中黄岛山和李沧山是本区两座最大的海底 山。李沧山位于本研究区的东南部,紧靠中央地 堑李沧段的东侧;黄岛山位于本研究区的东北部, 中央地堑黄岛段的东侧;莱西东海山和莱西西海 山分别位于中央地堑莱西段的两侧。

3 讨论

火山作用、断层差异升降、构造挤压都可能 在海底形成海底山。但以上三种原因形成的海底 山具有不同的地貌特征和构造特征。断层差异升 降形成的海底山限于断层之间,并沿断层延伸, 山顶平整:构造挤压形成的海底山一般呈脉状延 伸, 且多是低矮的山丘, 山坡和山顶都比较平 缓。在地震剖面上, 断层差异升降和构造挤压形 成的海底山沉积地层层序发育。火山作用形成的 海底山、特别是第四纪以来形成的海底火山一般 不会出现顶平并且发育沉积层的现象。从图 4 显 示的反射地震特征,作者推断该剖面显示的海底 山是火山成因的。首先,在该地震剖面上,李沧 山山体呈圆锥形,顶部呈尖峰状,无任何反射地 层层序出现,有根,山根明显向深部延伸。山体 由下而上刺穿所有近水平的沉积地层而露出海底, 山体和沉积层交切的关系非常明显。其次,从图 4 还可以看出, 在冲绳海槽 NW—SE 向的地震剖 面上, 向冲绳海槽中轴方向倾斜的正断层普遍发 育、这显示冲绳海槽在主体上是一个拉张、沉降 的构造环境。在这样一个以沉降为主的构造环境 中发育的尖顶海底山应该是火山成因的。因为一 个拉张沉降的构造环境中由构造挤压造山的可能 性不大,而断层差异沉降形成的断块山应是平顶 的,并且发育沉积层序。

同样的理由,作者推测本研究区中央地堑以

东的另一列海山也是火山成因。本文中分别称为 中轴火山和岛弧火山(图 8)。



图 8 冲绳海槽宫古段海底山的分布 Fig.8 Sea mount distribution in Miyoko Section, Okinawa Trough

本研究区的 9 段中央地堑, 从总体上看是右 旋的,即自东北而西南,后一段中央地堑比前一 段中央地堑在位置上向东南方向偏出。如果不考 虑胶南段和即墨段的话,分别由崂山段和黄岛段, 胶州段和平度段, 莱西段、城阳段和李沧段构成 的三组中央地堑的右旋展布关系非常清楚。中央 地堑的这种右旋展布反映区域应力场的变化特 征。这种变化显示最清楚的一点就是目前的应力 场已经不是由于中国大陆岩石圈向东蠕散而引起 的单一的拉张应力场。因为在一个拉张为主的应 力背景场中形成的中央地堑应该是直的或者是连 续的,特别是在本研究区这样一个较小的范围 内。中央地堑的走向和海槽主体走向的不同也显 示当前应力场和以前以拉张为主的应力场的不 同。中央地堑的错断应该是菲律宾板块和向东蠕 散拉张的中国大陆板块碰撞、俯冲,并引起地幔 物质上涌造成的。目前作者所观测到的中央地堑 的错断和有规律的排列说明, 海槽的主体演化过 程已经在拉张盆地和断陷盆地的基础上上升到一 个更高的阶段。

按照中央地堑的这种右旋展布关系, 黄岛段 应当位于崂山段的东南侧, 城阳段应当位于莱西 段的东南侧, 李沧段应当位于城阳段的东南侧。 但从图 8 可以看出, 这些位置目前已经被黄岛 山、城阳山和李沧山所占据。就是说, 中轴火山 的发育占据了原来中央地堑的位置, 并将中央地 堑向西推出到现在的位置,从而形成了黄岛段相 对于崂山段, 城阳段相对于莱西段, 李沧段相对 于城阳段的左旋展布关系。中轴火山的发育不仅 改变了中央地堑的位置,同时也改变了中央地堑 的形态。李沧山的发育首先破坏了中央地堑李沧 段的东壁,又将李沧段地堑的底部抬升,同时将 其向西推移、从而形成了目前李沧段半地堑的地 堑形态。中央地堑胶南段和莱西段的 V 型地堑, 则是由于中轴火山(分别是胶南东山和胶南西山, 莱西东山和莱西西山)在地堑两侧同时发育,破

中轴火山和中央地堑的位置关系,至少可以 清楚地反映两个问题,一是中轴火山是在中央地 堑的位置开始发育的;二是中轴火山发育的时间 晚于中央地堑发育的时间,即中轴火山是在最近 的地质时期中发育形成的。

坏了原来地堑的东西两壁造成的。

Lee 等(1980)和 Kimura 等(1985)根据地壳速 度结构和多道地震剖面解释, 较早地提出在冲绳 海槽存在洋壳、并认为在冲绳海槽南部和中部观 测到的短波长(10-20km)、强振幅(200-300nT) 线性磁异常是洋壳存在的证据。Sibuet 等(1987) 在冲绳海槽南部拖到了新鲜的玄武岩样品,并结 合多道地震剖面解释, 认为洋壳存在于冲绳海槽 中轴地区较窄的范围内。

Sato 等(1994)认为冲绳海槽不存在转换断层, 而转换断层是海底扩张的标志,所以冲绳海槽不 存在海底扩张。Sibuet 等(1987)认为冲绳海槽不 存在转换断层,可能是由于冲绳海槽正处于不稳 定的海底扩张的初期阶段,因为同样的情况发生 在亚丁湾。海底深潜的观察结果证实, 在初生的 扩张段之间并不存在转换断层(Choukroune et al, 1986).

Sibuet 等(1987)、梁瑞才等(2001)根据冲绳海 槽磁条带计算, 栾锡武等(2006)根据现代海底热 液活动出现的数目和洋脊扩张速率的关系都得出 冲绳海槽慢速扩张的结论。

在慢速扩张中心,在岩浆供应不充足的情况 下,洋壳增生的形式出现多样化,可能是岩墙侵 位,也可能是火山喷发,也可能是熔岩沉积所致 (Smith et al, 1999)。所以, 沿慢速扩张洋脊轴谷散 乱发育的海底火山是洋壳增生的一种重要形式。

冲绳海槽是在减薄的陆壳的基础上发育起 来的。相对于洋中脊,岩浆上升到海底则需要更 大的浮力驱动,特别是在较短的距离内发育岛弧

火山和中轴火山两列火山, 在岩浆供应不很充足 的情况下、新洋壳的增生以海底火山的形式进行 是合理的。Sibuet 等(1987)也指出, 冲绳海槽中轴 的强振幅磁异常(和正极性事件相对应), 是由海 槽目前的扩张和火山活动引起的。

结论 4

在本段冲绳海槽发育两列火山, 中轴火山和 岛弧火山、分别位于中央地堑和海槽盆地东侧近 靠琉球岛弧的西侧。岛弧火山连续性强,总体上 自东北而东南都有分布, 中轴火山的连续性不很 强、只在崂山段、黄岛段、胶南段、莱西段、城 阳段和李沧段分布。中轴火山是在中央地堑之后 新近才发育的、中轴火山的发育不仅改变了原来 中央地堑的位置, 也改变了原来中央地堑的形 态。中央地堑的左旋雁行排列,地堑形态的改变 都是由于中轴火山发育的结果。

中央地堑的右旋展布以及海底火山对中央 地堑的改造,标志着冲绳海槽的演化已经在拉张 和沉降的基础上进入到一个更高级的演化阶段, 在岩浆供应不太充足的条件下,海底火山活动是 冲绳海槽低速扩张的一种形式,海底扩张沿中央 地堑正在进行。

参考文献

- 李乃胜, 1990. 冲绳海槽的地质构造属性. 海洋与湖沼, 19(4): 437-358
- 栾锡武,高金耀,梁瑞才等,2006. 冲绳海槽宫古段中央 地堑的形态与分布. 地质学报, 80(8): 1149-1155
- 梁瑞才,吴金龙,刘保华等,2001. 冲绳海槽中段线性磁 条带异常及其构造发育.海洋学报,23(2):69—78
- Choukroune P, Auvray B, Francheteau J et al, 1986. Tectonics of the westernmost Gulf of Aden and the Gulf of Tadjoura from submersible observations. Nature, 319: 396-399
- Herman B M, Anderson R N, Truchan M, 1978. Extensional tectonics in the Okinawa Trough. AAPG. Mem, 29: 119-208
- Kimura M, 1985. Back-arc rifting in the Okinawa Trough. Marine and Petroleum Geology, 2: 222-240
- Kimura M, Furukawa M, Izawa E et al, 1991. Report on DELP 1988 cruises in the Okinawa Trough part 7. Geologic investigation of the central rift in the middle to southern Okinawa Trough. Bull Earthquake Research, Inst Univ Tokyo, 66: 179-209
- Kimura M, Hiroshima T, Inoue E, 1969. Geological structure beneath the East China Sea. Monthly Marine

3期

Science, 7, 45-51 (in Japanese)

Sibuet J C, Letouzey J, Barbier F *et al*, 1987. Back arc extension in the Okinawa Trough. Journal of Geophysical Research, 92: 14041—14063

Sato T, Koresawa S, Shiozu Y et al, 1994. Microseismicit of back-arc rifting in the middle Okinawa Trough.

Geophysical Research Letter, 21(1): 13-16

Smith D K, Tivey M A, Schouten H *et al*, 1999. Locating the spreading axis along 80km of the Mid-Atlantic Ridge south of the Atlantis Transform. Mid-Atlantic ridge spreading axis, 104:7599–7612

TOPOGRAPHY AND DISTRIBUTION OF CENTRAL GRABEN VOLCANOES IN MIYOKO SECTION OF OKINAWA TROUGH

LUAN Xi-Wu, YUE Bao-Jing

(Key Lab of Marine Geology and Environment, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, 266071)

Abstract Based on geophysical data obtained in recent years by R/V "Science 1" of Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences (IOCAS) and R/V "Xiangyanghong 9" of State Oceanic Administration (SOA) in a 200-km long zone of Miyoko Section of Okinawa Trough, the topography and distribution of central graben volcanoes inside the trough was studied in great detail for the first time. Two volcanic chains have been clearly recognized whose central axis located within the central graben and the island arc volcanic chain which located at the west side of Ryukyu Island Arc in this section. The island volcanic chain has a good continuity, but the axis volcanic chain is sporadic comparatively. From seismic profile, we understand that the development of central axis volcanic chain is after the development of central graben and has effect on the topography and distribution of central graben. None of transform faults is found in this section, but we believe that in the low spreading cases, when there is short of magma supply, it is reasonable that the formation of new oceanic crust took the form of volcanism. So, this paper pointed out that the volcanism within the central graben is a form of new crust formation, and sea floor spreading is on going along the central graben of Okinawa Trough.

Key words Okinawa Trough Miyoko Section, Central graben, Topography and distribution, Volcano, Sea floor spreading