中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 7 期: 1477 ~ 1487
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

冲绳海槽海底地形地貌界限特征及影响因素

吴自银[①②*], 李家彪[①②†], 金翔龙[①②], 尚继宏[①②], 李守军[①②], 金肖兵[①②]

① 国家海洋局第二海洋研究所, 杭州 310012;
② 国家海洋局海底科学重点实验室, 杭州 310012
* 联系人, E-mail: ziyinwu@163.com
† 联系人, E-mail: jbli@sio.org.cn

收稿日期: 2013-05-14; 接受日期: 2013-12-21; 网络版发表日期: 2014-06-20
科技基础性工作专项(编号: 2013FY112900)、海洋公益项目(编号: 201105001)和国家自然科学基金项目(批准号: 40506017)资助

摘要 基于多源数据资料, 揭示了冲绳海槽海底地形地貌特征. 提出确定大陆坡折点、大陆坡脚点、中轴点和最深点的计算方法. 通过对 48 条横穿大陆坡的剖面的计算, 确定了东海大陆坡折点及连线、大陆坡脚点及连线; 通过对 39 条横穿冲绳海槽轴部地形剖面的计算和综合分析, 确定了冲绳海槽最深点、中轴点及连线. 大陆坡折线是陆架与陆坡的分界线, 东海大陆坡折线总体位于 200 m 水深, 在海槽北段至中段连续, 在海槽南段跳跃. 大陆坡脚线是陆坡与海槽底部的分界线, 其水深自冲绳海槽北向南逐渐加深, 南部大陆坡被海底峡谷强烈切割, 导致大陆坡脚点分布复杂. 横穿海槽北部、中部和南部的地形剖面分别呈现为 W 型、复合 W 型及 U 型特征, 导致中轴点在海槽中部与北部多分布在海山峰及线性海山脊, 在南部多分布于雁行洼地中央, 由中轴点形成的中轴线是冲绳海槽东西向分界线, 也表明海槽是东海大陆架向东延伸的天然分隔. 海平面波动、海底峡谷影响了大陆坡折线和大陆坡脚线分布, 构造和沉积控制了中轴线的分布.

关键词
大陆坡折线
大陆坡脚线
中轴线
最深点
地形界限
冲绳海槽

近年来, 东海及冲绳海槽是世界各国关注的焦点海区之一. 冲绳海槽是个正在拉张的弧后盆地, 存在诸多未解的科学问题, 是深入研究太平洋板块与欧亚板块相互作用的重要区域, 也是研究太平洋型大陆边缘特征的重要窗口(Lee 等, 1980; Kimura, 1985; Sibuet, 1987; 秦蕴珊, 1987; 许薇龄, 1988; 金翔龙和喻普之, 1987; 金翔龙, 1992; 刘光鼎, 1992; 李家彪, 2008), 甚至在全球边缘海盆地中, 也具有其独特的代表性, 有可能通过“解剖一个麻雀”, 揭示边缘海演变规律, 甚至重建环太平洋边缘海的初始演化史.

当前, 冲绳海槽因 200 海里以外大陆架划界问题而备受关注(http://www.un.org/Depts/los/clcs_new/submissions_files/submission_chn_63_2012.htm; http://www.un.org/Depts/los/clcs_new/submissions_files/submission_kor_65_2012.htm; http://www.un.org/Depts/los/clcs_ new/submissions_files/jpn08/jpn_execsummary.pdf). 地形地貌是 200 海里以外大陆架划界案审议所需要的重要的证据. 一方面, 海底地形地貌是论述大陆架自然延伸的重要依据, 另一方面, 地形地貌还是确定大陆坡脚点所必需的数据, 大陆坡脚点

中文引用格式: 吴自银, 李家彪, 金翔龙, 等. 2014. 冲绳海槽海底地形地貌界限特征及影响因素. 中国科学: 地球科学, 44: 1477–1487
英文引用格式: Wu Z Y, Li J B, Jin X L, et al. 2014. Distribution, features, and influence factors of the submarine topographic boundaries of the Okinawa Trough. Science China: Earth Sciences, 57: 1885–1896, doi: 10.1007/s11430-013-4810-3

(FOS, Foot of Slope)是确定公式线(FOS+60 M[1])和 1%沉积物厚度线)的起点(http://www.un.org/Depts/los/convention_agreements/texts/unclos/part6.htm; 吕文正等, 2012). 坡折线、坡脚线分别是大陆架与大陆坡, 以及大陆坡与海槽的自然分界线. 中轴线与冲绳海槽地形地貌特征及构造演化密切相关, 是海槽在东西方向的自然分界线.

坡折线、坡脚线和中轴线这几种界限与冲绳海槽地形地貌特征密切相关, 在东海冲绳海槽海底科学和海洋划界研究方面均具有重要的价值. 目前关于东海及冲绳海槽海底地形地貌研究的成果很多(范奉鑫等, 2000; 杨文达等, 2001, 2010; 吴自银等, 2004; 刘忠臣等, 2005; 栾锡武和岳保静, 2007; 赵月霞等, 2011), 但关于坡折线、坡脚线和中轴线等准确刻画海底地形地貌基本特征的研究成果极少. 本文拟基于多源水深数据资料, 从剖析冲绳海槽海底地形地貌特征入手, 进而确定并揭示冲绳海槽这几条界限的基本特征和分布规律.

1 资料与方法

研究水深数据来自多波束测深、NGDC(NOAA National Geophysical Data Center)、JODC(Japan Oceanographic Data Center)和GEBCO(General Bathymetric Chart of the Oceans)等多种来源数据, 并采用自主软件“海底地形地貌电子成图系统 MBChart 1.0”, 采用 Kriging 方法和多源数据综合成图技术将之融合为统一的水深数据网格. 文中所有与地形有关结果均来自该批水深数据的综合计算结果.

目前国内尚无自主的软件能生成坡折点、坡脚点和中轴点. CARIS LOTS 等国际商用划界软件虽能生成坡脚点, 但也无法生成坡折点和中轴点及相应界限. 基于该种实际状况, 我们用 C++语言从底层进行了程序的设计和开发, 并形成了自主软件系统“大陆架界限生成系统 CSChart 1.0”, 然后基于获取的水深数据网格, 采取人机交互方式设计典型剖面线, 并在剖面线基础上自动生成东海大陆架坡折点与坡脚点, 并通过研究确定海槽中轴点, 最终形成由这些界限点顺序连成的界限. 所有界限点均采用多种来源水深数据相互验证, 获得了趋势一致的结果.

2 冲绳海槽地形基本特征

冲绳海槽位于东海东部, 西南始自台湾宜兰平原, 东北延伸至日本的九州列岛. 海槽中轴与琉球岛弧、琉球海沟基本平行, 海槽南部走向为近 EW 向, 中部为 NE 向, 北部为 NNE 向(图 1). 海槽内 2000 m 等深线形成封闭, 南至宫古-钓北断裂以南, 北达到久米岛-渔山断裂一线(金翔龙和喻普之, 1987; 金翔龙, 1992; 刘光鼎, 1992). 海槽最深处位于海槽南部近 EW 向的中央洼地(俗称“槽中槽”, 亦称中央地堑), 实测水深超过 2300 m(吴自银等, 2004; 栾锡武和岳保静, 2007; 李家彪, 2008). 这些中央地堑在形态上和空间展布形式上都和慢速扩张洋脊具有类似特性(栾锡武和岳保静, 2007). 在海槽内还分布数量众多的孤立海山、线性海山链和雁行排列的舟状洼地. 海槽呈典型U形特征, 东深西浅, 这与东海大陆架沉积物源丰富是密不可分的, 反映了沉积物源区对海槽沉积格局及海底地形的影响. 东海陆坡地形崎岖不平, 中、南部陆坡分布多条深切的海底峡谷, 向上可至陆架外缘, 向下可达海槽底部. 在冰期低海平面时, 海底峡谷是连接陆架和海槽的重要通道(吴自银等, 2004; 李家彪, 2008; 赵月霞等, 2011), 峡谷不仅改造了东海大陆坡的形态, 也塑造了冲绳海槽西侧的海底地形. 在东海大陆北部前缘斜坡发育了系列断块隆脊地貌, 很可能是中新世构造运动的结果(范奉鑫等, 2000).

东海陆架、陆坡和冲绳海槽一起构成了典型的大陆边缘(图 1), 东海陆架和冲绳海槽水深差异非常大, 地形特征完全不同, 连接陆架和冲绳海槽的陆坡水深变化快, 海底地形坡度大, 表现为典型的大陆坡特征. 此外, 地质与地球物理学方面的证据(李巍然等, 1997; 王述功和梁瑞才, 1998; 梁瑞才和王述功, 2001a; 梁瑞才和吴金龙, 2001b; 高德章等, 2004; 郝天珧等, 2004; 黄朋等, 2006; 韩波等, 2007)表明, 在冲绳海槽南部地壳急剧减薄至 13 km 左右(高德章等, 2004; 郝天珧等, 2004; 韩波等, 2007), 局部可能已有新生洋壳生成(李巍然等, 1997; 黄朋等, 2006), 在海槽中部和南部已识别出线性磁条带雏形(梁瑞才和王述功, 2001a; 梁瑞才和吴金龙, 2001b). 地形、岩石学和地球物理等多方面的证据表明, 冲绳海槽是个处于扩张初期的弧后盆地, 东海大陆架向东自然延

1) FOS+60 M: 大陆坡脚外推 60 海里线, M 在这里表示海里, 是国际上通用的 200 海里以外大陆架划界界限与单位表示方法

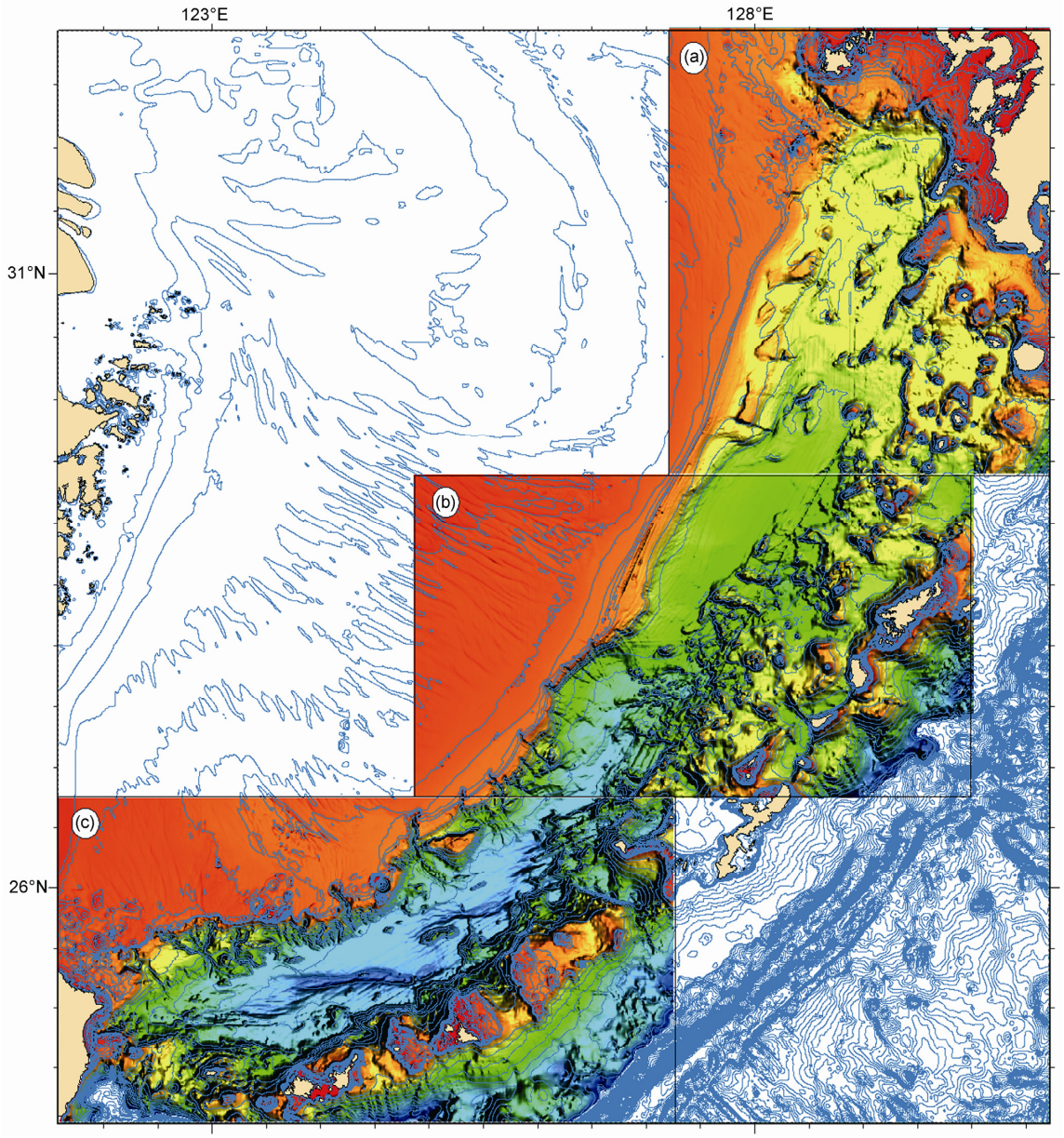


图 1　东海海底地形图

(a)~(c)分别为冲绳海槽北部、中部和南部概位

伸并终止于冲绳海槽, 冲绳海槽是东海大陆架与其东部琉球岛弧的天然分隔.

3　冲绳海槽地形界限的确定

3.1　大陆坡脚线与大陆坡折线

3.1.1　确定方法

大陆坡脚点是确定 200 海里以外大陆架系列界限的起点. 《公约》第七十六条规定(http://www.un.org/Depts/los/convention_agreements/texts/unclos/part6.htm): 在没有相反证据的情况下, 大陆坡脚点是坡底梯度变化最大之点. 确定大陆架坡脚点分为两大步骤(吕文正等, 2012): (1) 确定界定为大陆坡坡底的区域; (2) 确定大陆坡坡底坡度变化最大点的位置. 陆坡区海底地形复杂, 确定坡脚点前必须确定陆坡基部. 坡脚点位于由大陆地壳向大洋地壳转换的地

带(COB, Continent Ocean Boundary), 陆坡基部的确定需要地形地貌、地球物理与地质学等多方面的证据.

确定坡脚线最直接的方法是构建系列垂直大陆坡走向的地形剖面, 通过自动分析地形剖面从而确定坡脚点, 系列坡脚点的连线就是坡脚线. 我们提出采用地形、坡度、二阶导数和 D-P 算法(Douglas 和 Peucker, 1973)拟合剖面相结合的分析方法(TSDPIA, Topography, Slope and 2nd Derivative Profile Integrate Analysis)来确定坡脚点(图 2). 首先采用二阶导数极值点和D-P算法对原始地形剖面进行简化, 然后对原始剖面和最终简化的D-P剖面进行求导, 最后采用坡度、水深、剖面凹凸性、分段性和连续性相结合的综合判断方法, 通过编程实现了坡脚点的自动识别(图 2 中 FOS 点).

坡折线是大陆架至大陆坡的转折线. 坡折点及坡折线的定量计算目前并无现成方法或软件. 通过观察识别坡脚点的综合剖面(图 2), 即可发现坡折点与坡脚点在特征上具有相似性. 坡脚点是陆坡至海盆的转折点, 地形坡度表现为由陡变缓, 地形剖面表现为凸包. 坡折点是陆架至陆坡的转折点, 地形坡度表现为由缓变陡, 地形剖面表现为凹包. 因此, 在确定坡折点时完全可以借鉴确定坡脚点的方法, 但在判断上需给定与之相适应的限制条件, 如坡折点的凹包特征, 与坡脚点不同的分段特征等. 通过底层编程也实现了坡折点的自动识别(图 2 中 BOS 点).

3.1.2 坡脚线、坡折线及特征

构建了 48 条垂直东海陆坡的地形剖面(图 3 和 4), 采用上述方法, 获取了 48 个坡折点(图 3). 48 个坡折点平均水深约 200 m(图 5), 其中有 19 个坡折点水深小于 200 m, 大部分位于东海陆坡北段和中段, 有 23 个坡折点水深介于 200~250 m, 6 个坡折点水深大于 250 m. 坡折点总体密集于 200 m 左右水深, 变化趋势为北段浅, 南段深, 北段坡折点跳跃小, 南段坡折点跳跃大. 由坡折点形成的坡折线(图 3 中绿色线)与 200 m 等深线(图 3 中蓝色等深线)交织在一起, 在北部陆架二者几乎重合, 在中部及南部局部坡折线外延超过 200 m 等深线.

坡折点这种分布规律和陆架至陆坡的海底地形特征是密切相关的. 海槽北段虽发育有断块隆脊地貌(范奉鑫, 2000), 但陆坡地形整体比较平滑, 等深线基本平行陆坡走向, 因此, 坡折点也基本沿等深线走向分布. 海槽中、南段陆坡海底峡谷密布(吴自银等, 2004; 李家彪, 2008; 赵月霞等, 2011), 陆坡被强烈切割, 海底峡谷也改造了原有的陆架特征, 导致陆架外缘地形破碎, 坡折点水深跳跃很大, 但总体围绕 200 m 水深变化(图 5). 200 m 等深线可作为东海陆坡坡折线, 与前期的 160 m 作为东海坡折线的认识(刘忠臣等, 2005)有所不同.

采用与确定坡折点相同的 48 条地形剖面, 获取了 57 个坡脚点(图 3), 其中有 9 条剖面分别获取了上陆坡坡脚点和下陆坡坡脚点(图 3 中蓝色实心圆和红色实心圆为同一剖面识别的上、下陆坡坡脚点). 通过对这些坡脚点的分析, 可以发现坡脚点水深自北向南逐渐加深(图 5), 在海槽北段坡脚点水深约 800 m

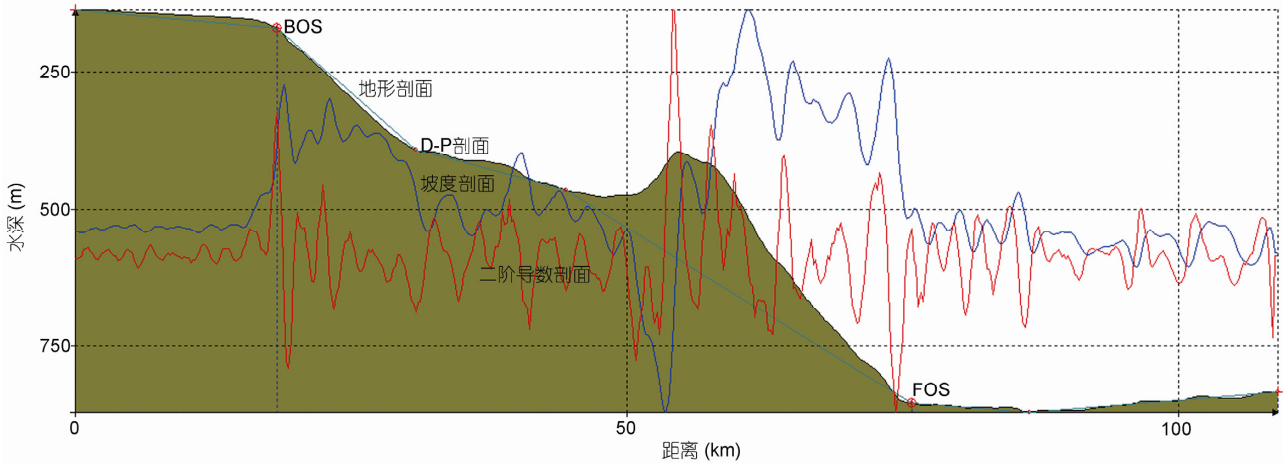


图 2 确定坡脚点的综合剖面

BOS, 坡折点; FOS, 大陆坡脚点

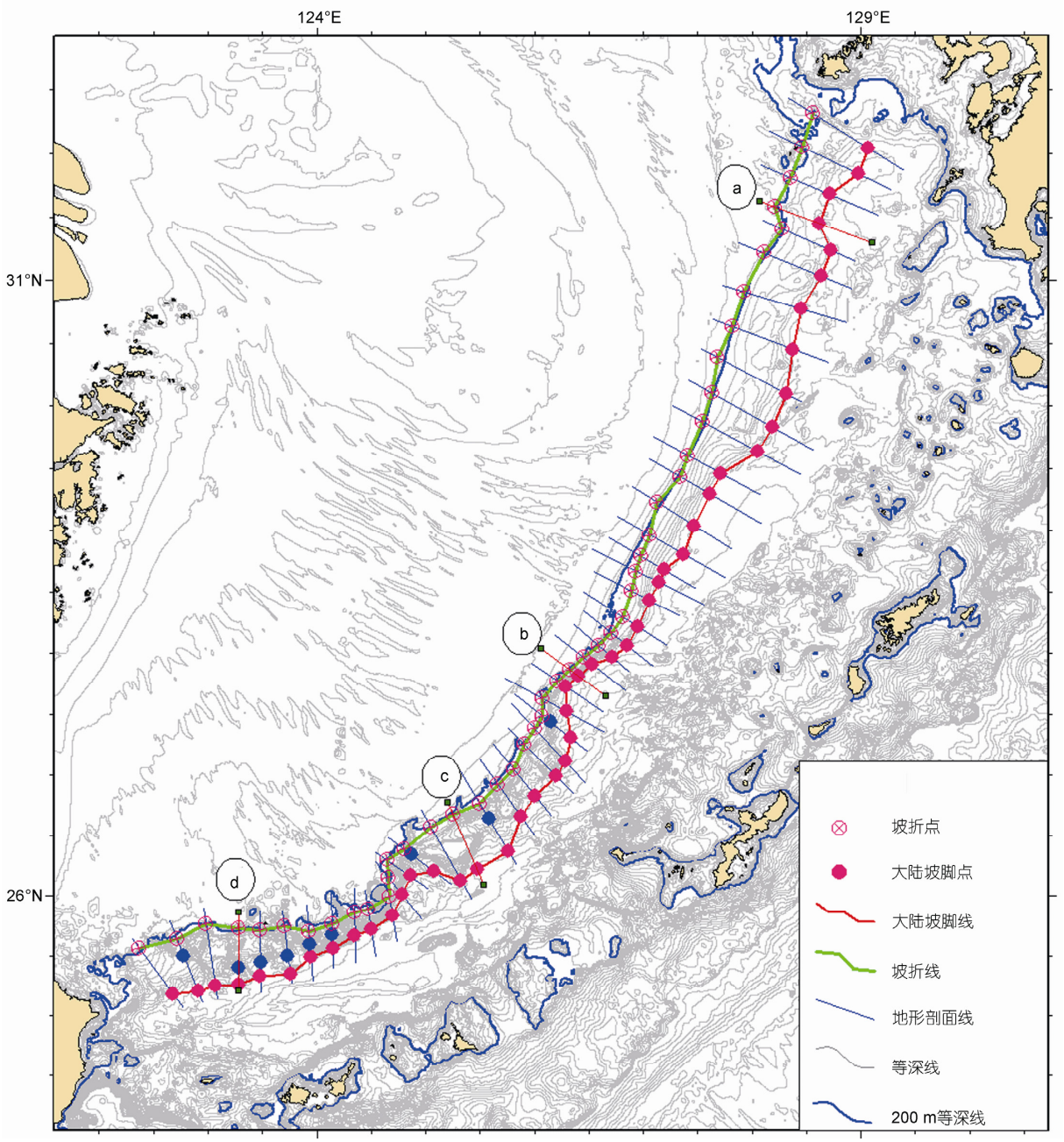


图 3　冲绳海槽及确定坡脚点和坡折点的剖面

a~d 为典型剖面线

(图 4(a)), 至海槽中段, 坡脚点水深至 1000 m 左右(图 4(b)), 到海槽中部南段, 坡脚点最大水深已近 2000 m(图 4(c)), 海槽南部坡脚点水深普遍大于 1500 m(图 4(d)). 南部中段坡脚点水深呈现震荡趋势, 局部坡脚点浅至 1400 m 左右水深(图 5), 接近台湾岛, 坡脚点水深逐渐趋浅. 海槽南段海底峡谷异常发育, 导致陆坡地形破碎, 同时浊流沉积沿峡谷到达海槽内部形成浊积扇(吴自银等, 2004; 李家彪, 2008; 赵月霞等, 2011), 海底峡谷和浊积扇改变了海底地形剖面形态, 也改变了坡脚点的位置. 在南部多数剖面上可识别

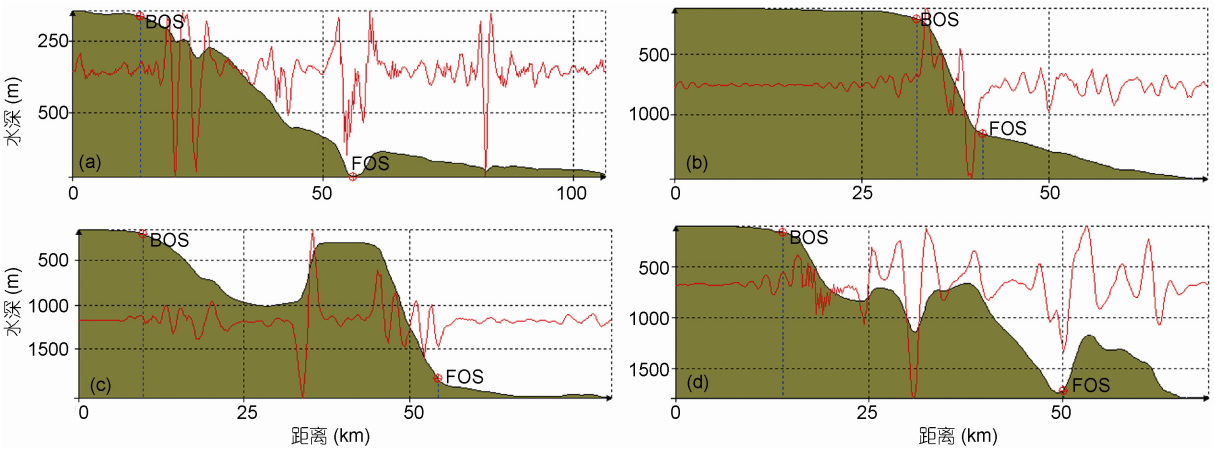


图 4　典型剖面及识别的坡折点(BOS)和坡脚点(FOS)

(a) 海槽北部剖面; (b) 海槽中部穿过狭窄陆坡的剖面; (c) 海槽中部穿过陆坡断块的剖面; (d) 海槽南部穿过海底峡谷的剖面; (a)~(d)中黑色曲线为地形剖面, 红色曲线为二阶导数剖面, 剖面位置见图 3

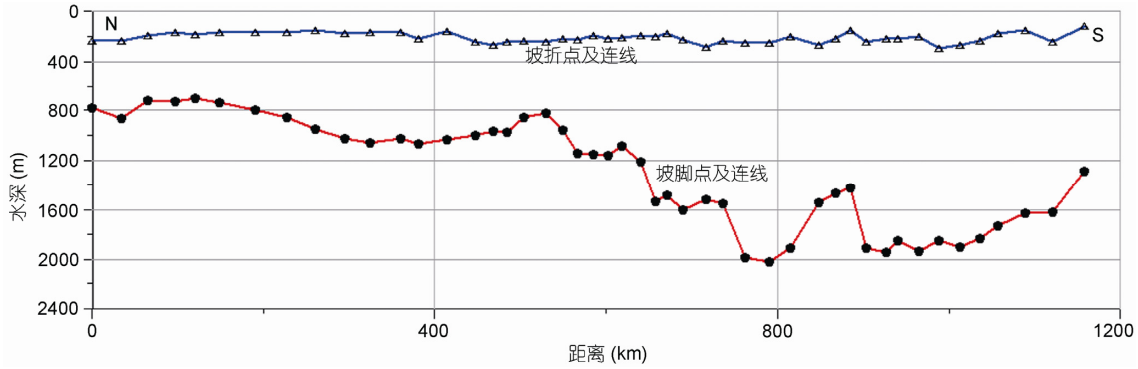


图 5　坡折点及坡脚点连线水深剖面

空间位置见图 3, 距离相同点对应同一剖面

出上陆坡和下陆坡(图 3 和 4(d)), 也分别识别出上、下陆坡坡脚点.

如果定义坡折点至坡脚点的区域为陆坡区, 东海大陆坡呈现为北段和南段宽、中段窄的基本特征(图 3). 北段陆坡宽约 40~70 km(图 4(a)), 坡折至坡脚的水深落差达到 600~800 m(图 5). 中段陆坡最窄处仅约 10 km(图 4(b)), 坡折至坡脚的水深落差达到 600~1800 m(图 5). 南段陆坡又逐渐加宽至 30~50 km(图 4(c)和(d)), 坡折至坡脚的水深落差达到 1000~1800 m(图 5). 从陆坡形态看, 海槽中段陆坡形态呈现为单一的 S 形斜坡特征(图 4(b)), 陆坡较为平滑, 北部陆坡整体也呈现为斜坡特征, 但略显破碎, 地形有小的起伏(图 4(a)), 南部陆坡受海底峡谷切割影响, 显得支离破碎(图 4(d)).

3.2　海槽中轴线

3.2.1　确定方法

冲绳海槽总体表现为 U 型槽状特征(图 1), 海槽西侧的东海陆坡和东侧的琉球岛弧岛坡形态明显. 东海大陆坡坡脚点规则, 基本位于大陆坡下部(图 3). 琉球岛弧整体形态连续, 局部被海峡断开, 其西侧坡脚点也基本可以追溯. 可采用上节所述的坡脚点定量确定方法, 分别确定冲绳海槽东、西两侧的坡脚点, 所有坡脚点的顺序连线可作为冲绳轴部区域的大致边界(图 6).

海槽中轴线的确定以海底三维地形地貌图件为基础, 通过分析典型的构造地貌单元, 如槽底雁行排列洼地的中轴和线性海山的山脊线等均是判断海槽中轴的基本依据(图 1). 通过在轴部区域地形剖面形

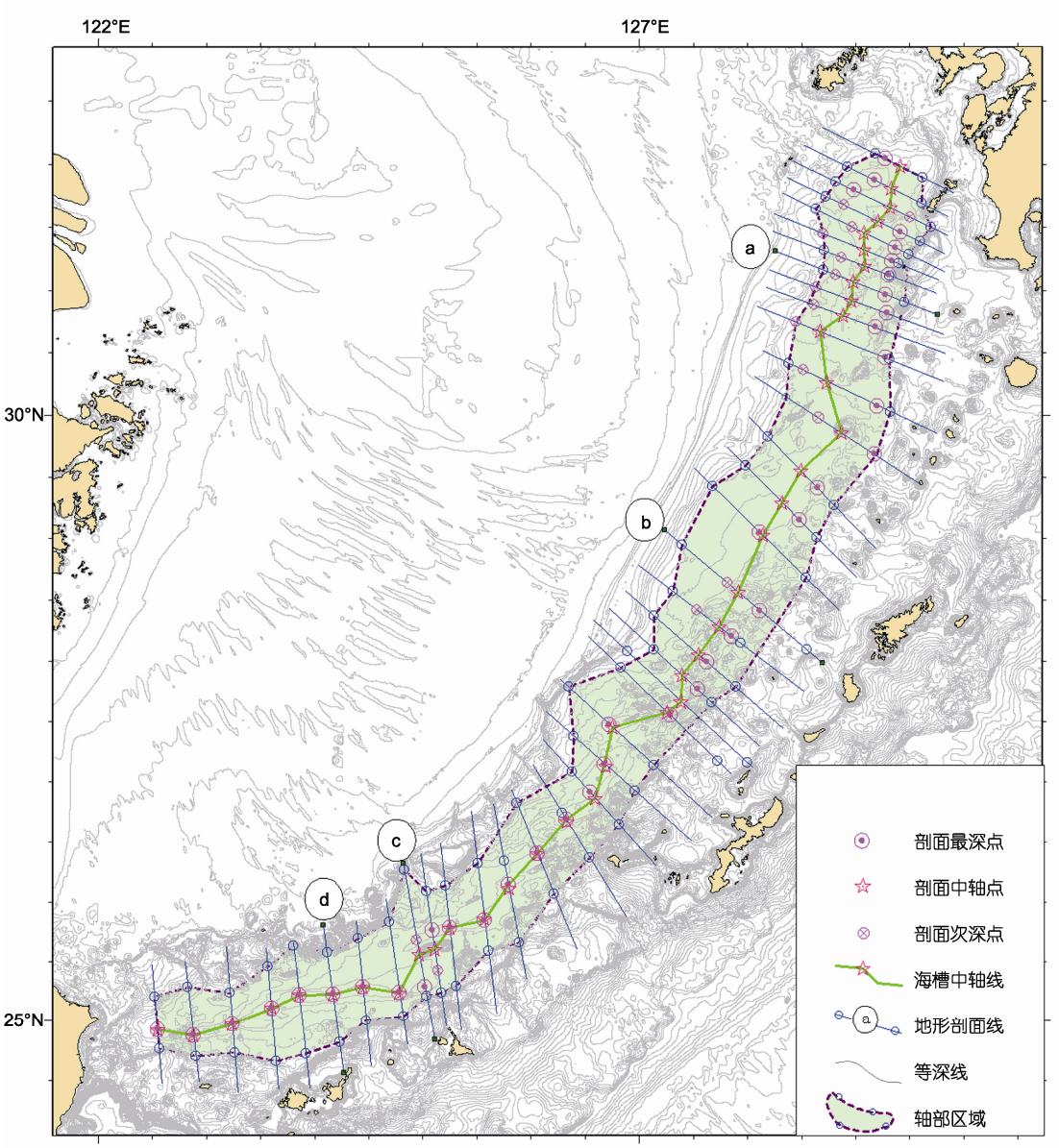


图 6　确定中轴点的地形剖面

a~d 为典型剖面线

态和三维地形特征相结合的分析方法, 可以量化确定中轴点所在位置. 如三维图中有线性海山, 应在剖面图中采用线性海山脊作为中轴, 如三维图中有特征明显的线性洼地, 则洼地最深点应为海槽中轴点. 此外, 地质学和地球物理等方面的证据对于中轴的确定也非常重要, 如单道地震与多道地震剖面所揭示的海槽浅层与深层构造特征有时能直接确定中轴位置(Sibuet, 1987; 杨文达等, 2001, 2010; 栾锡武和岳保静, 2007).

3.2.2　中轴点及中轴线特征

采用上述方法, 确定了冲绳海槽轴部区域, 并垂直轴部走向构建了 39 条典型地形剖面线(图 6 和 7). 通过分析每条剖面的地形特征, 量化确定每条剖面的地形特征点, 如: 最浅点、最深点和次深点等, 通过对这些地形剖面线和地形图的综合分析和研究,

可以确定每条剖面线的中轴点位置, 依次连接中轴点形成了冲绳海槽轴部区域中轴线(图 6 和 8).

通过三维图和典型地形剖面分析(图 1 和 7), 海槽北部、中部和南部总体形态接近, 均为 U 形槽状地形, 但地形细节存在显著差异, 这种差异性决定中轴点的位置.

在冲绳海槽北部(图 1(a)), 东海大陆坡并不平整, 分布众多的断块状地形(范奉鑫等, 2000), 在海槽东部分布较多岛屿, 导致琉球岛弧西侧显得较为破碎, 在海槽内部分布较多的低矮海丘和洼地. 海槽轴部区域地形总体表现为中间高、两侧深, 多数剖面呈现为较为对称的 W 形特征(图 7(a)). W 型剖面的两侧分布最深点和次深点, 这种特征导致少数剖面最深点呈现东西跳跃特点, 多数最深点分布于轴部东侧(图 6), 最深点水深值介于 800~1200 m(图 8 中红色线). 冲绳海槽北部最深点的这种分布规律与《部分划界案》中的界限点分布规律是一致的(http://www.un.org/Depts/los/clcs_new/submissions_files/submission_chn_63_2012.htm). 针对这种地形, 中轴点应选在地形剖面的浅点, 也就是 W 形地形的中间位置. 海槽北段中轴点基本位于轴部区域的中间位置, 水深值起伏较大, 最浅仅 200 m 左右(图 8 中绿色线), 同一剖面中最深点与最浅点水深落差达到 400 m, 局部甚至达到 1000 m(图 8).

在冲绳海槽中部(图 1(b)), 东海大陆坡狭窄、平整, 琉球岛弧西侧边坡凌乱, 在海槽的东部至琉球岛弧分布线性海山链, 以及圆锥状海山与海丘地形(吴自银等, 2004; 李家彪, 2008). 受线性海山影响, 海槽整体地形呈现为复合 W 形特征(图 7(b)). 最深点多分布于线性海山间的条带状洼地区, 且多分布于海槽轴部区域的中间地带. 从地形剖面整体特征考虑, 线性海山的脊线基本分布于轴部区域的中间, 山脊线可作为海槽中部区域的中轴线. 无线性海山区, 中央洼地最深点可作为中轴点. 从空间分布看, 海槽中段最深点与中轴点由北段的分散逐渐聚合, 甚至在在中段南部重合(图 6). 海槽中段最深点水深值由 1200 m 逐渐加深至 2000 m 以深(图 8), 中轴点水深在中段北还呈现为小幅震荡, 至南部与最深点重合.

在冲绳海槽南部(图 1(c)), 东海大陆坡支离破碎, 琉球岛弧西侧边坡较为平整. 海槽内部地形较为单一, 分布较多的沿海槽走向分布的雁行洼地地形(吴自银等, 2004; 栾锡武和岳保静, 2007; 李家彪, 2008)(半地堑), 局部分布线性海山. 横穿海槽轴部的地形剖面多呈现为标准的 U 形(图 7(d)), 局部呈现为 W 形(图 7(c)). U 形剖面的最深点和中轴点重合, W 形剖面的最大水深位于线性洼地, 中轴点位于剖面浅点(图 7(c)). 从空间分布看, 最深点均位于线性洼地中(图 6), 中轴点在多数地方与最深点重合. 存在线性海山的地方, 中轴点位于海山的脊线, 中轴点和最深点水深落差甚至超过 1000 m. 在南部的最深点水深值介于 1600~2400 m, 中轴点最浅水深约 1000 m(图 8).

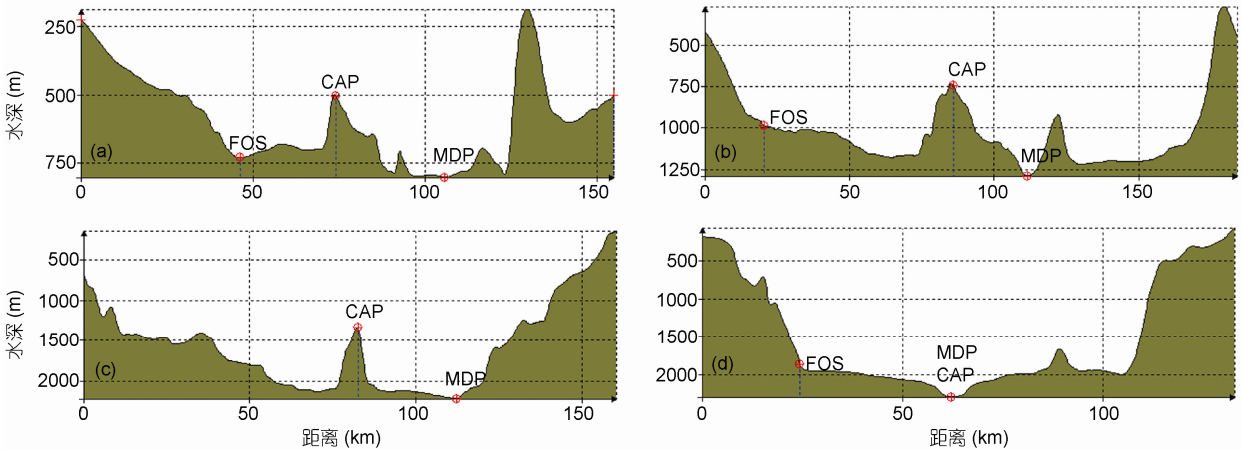


图 7　典型剖面及中轴点

(a) 北部典型剖面; (b) 中部典型剖面; (c) 南部典型剖面; (d) 南部典型剖面; (a)~(d)中 FOS: 坡脚点; MDP(Maximum Depth Points): 最深点; CAP(Central Axis Points): 中轴点; 剖面位置见图 6

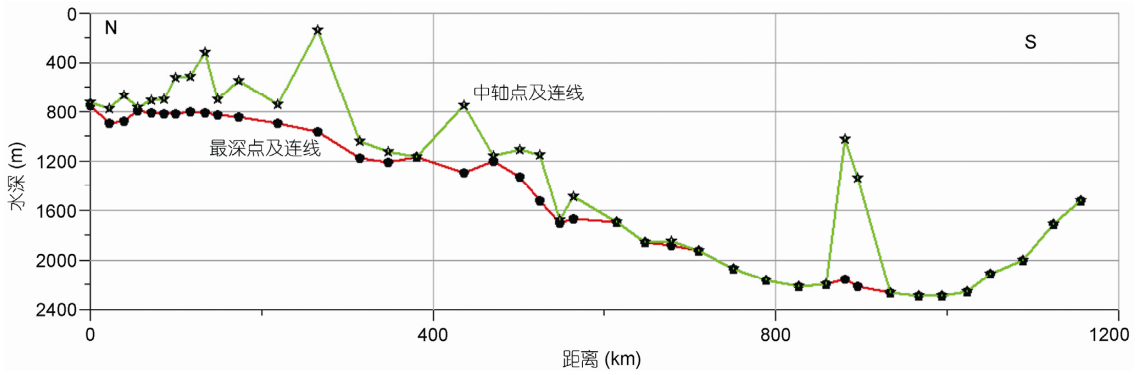


图 8　冲绳海槽中轴点及最深点连线

位置见图 6, 距离相同点对应同一剖面

4　影响界限分布的若干因素

4.1　海平面波动对界限特征的影响

海平面大幅波动是影响陆架沉积乃至海底地形地貌形态的重要因素. 以 10 万年为主周期的米兰科维奇循环(Milankovich cycles)导致了全球性的冰期-间冰期变化(林观得和孙享伦, 1987). 全球性冰川消长导致了区域性的海平面大幅度波动, 其幅度常达百余米, 末次盛冰期时, 东海陆架就曾一度下降至现水深的 140 m 处(朱永其, 1979), 导致海水在东海陆架大幅进退. 海平面变化控制了大陆架沉积地层的发育, 在海平面下降期、低水位期、枯水期、海侵期和高水位期依次发育了 FRST(Force Regression Systems Tract)、LST(Lowstand Systems Tract)、陆相沉积、TST(Transgressed Systems Tract)和 HST (High- stand Systems Tract). 高分辨率的单道地震资料揭示了东海陆架多期次可以对比的地层(吴自银等, 2002). 此外, 海平面升降所导致的水动力环境条件改变也是塑造陆架形态的主因, 海平面大幅下降导致大陆河流横穿整个陆架(李广雪等, 2004; 李家彪, 2008), 直接在陆坡前缘入海, 甚至通过东海陆坡的海底峡谷进入冲绳海槽(吴自银等, 2004; 李家彪, 2008; 赵月霞等, 2011), 为东海陆架外缘和陆坡形态的改变提供了物源和动力.

海平面波动, 尤其在极低海平面时期所导致的沉积地层和动力环境的改变, 对于陆架至陆坡的坡折形态塑造起到重要作用, 对于陆坡形态和坡脚位置也起到一定的改造作用.

4.2　构造运动对界限分布的影响

琉球海沟、琉球岛弧和冲绳海槽构成了典型的“沟-弧-盆”体系, 该种构造格局是欧亚板块与太平洋板块间相互作用的结果(Lee 等, 1980; Kimura, 1985; Sibuet, 1987; 秦蕴珊, 1987; 许薇龄, 1988; 金翔龙和喻普之, 1987; 金翔龙, 1992; 刘光鼎, 1992; 李家彪, 2008). 三期构造运动对于冲绳海槽的形成起到重要作用.

早中新世末期, 菲律宾海板块沿钓鱼岛隆褶带东侧俯冲, 形成琉球海沟、琉球岛弧和冲绳海槽盆地的雏形(许薇龄, 1988). 在海槽与琉球群岛地区普遍出现裂陷, 形成串珠状沿正断层走向分布的裂陷盆地(金翔龙和喻普之, 1987; 金翔龙, 1992), 该期运动的扩张方向是 135°~155°N(Sibuet, 1987). 上新世/更新世以来, 开始了冲绳海槽构造运动Ⅱ幕, 典型特征是倾斜断块, 并形成 45°N 走向断距达到 50 m 的正断层(吴自银等, 2004)向为 155°~170°N(Sibuet, 1987). 冲绳海槽演化为统一的海槽, 并在南端出现扩张现象(金翔龙和喻普之, 1987; 金翔龙, 1992). 晚更新世以来又开始了冲绳海槽构造运动Ⅲ幕, 典型特征是垂直断距为十余米的正断层和位于中央深海洼地的新生线性海山(吴自银等, 2004), 该期运动方向为 175°N 左右(Sibuet, 1987).

三期构造运动不仅塑造了冲绳海槽 U 形槽状特征, 还在海槽底部形成了形式多样的构造地貌类型. 如: 沿海槽轴向分布的雁行排列中央洼地(吴自银等, 2004; 李家彪, 2008), 洼地两壁分布断距为数米至十余米的正断层, 在南部中央洼地还分布着线性特征明显的新生海山(吴自银等, 2004). 在中央洼地还获

得了新鲜的橄榄拉斑玄武岩样品, 化学分析表明其具有地幔柱洋中脊玄武岩特点(李巍然等, 1997). 还分布线性海山, 如南部的小野寺海山, 以及中北部多条平行排列的线性海山链, 这些线性海山也是海槽不断扩张的产物(吴自银等, 2004; 李家彪, 2008). 穿越海槽的地震剖面证实了海底扩张中心的存在, 扩张轴沿海槽轴线方向延伸(Sibuet, 1987; 杨文达, 2001).

构造地貌(范奉鑫等, 2000; 吴自银等, 2004; 刘忠臣等, 2005; 栾锡武和岳保静, 2007; 李家彪, 2008)、岩石学(李巍然等, 1997; 黄朋等, 2006)和地球物理学(梁瑞才和王述功, 2001a; 梁瑞才和吴金龙, 2001b; 高德章等, 2004; 郝天珧等, 2004; 韩波等, 2007)的证据都标志着冲绳海槽南部已经在拉张和沉降的基础上进入海底扩张阶段. 冲绳海槽中部线性海山和中央洼地是海底拉张及扩张的结果, 山脊线及洼地轴线是冲绳海槽中轴线. 三期构造运动不仅塑造了海槽的基本形态, 也控制了海槽中轴线的分布.

冲绳海槽自北向南均存在较为明显的中轴点, 进一步证明海槽是东海大陆架向东延伸的天然分隔, 这与中国所提交《部分划界案》(http://www.un.org/Depts/los/clcs_new/submissions_files/submission_chn_63_2012.htm)中的认识是一致的.

4.3 海底峡谷对界限特征的影响

在东海陆坡, 尤其在南部陆坡分布众多规模不等的海底峡谷(图 1), 将陆坡地形切割的支离破碎. 在东海中北部陆坡多分布流线形小型海底峡谷, 在东海中部和南部陆坡分布大型峡谷. 南部峡谷一般长 10~50 km、宽 1~15 km、坡度达 5°~15°、下切深度达 100~500 m, 有些峡谷分支达 3~4 个, 其平面形状呈鹅掌型或树枝型(李家彪, 2008). 这些峡谷向上至陆架, 向下达海槽底部, 在延伸段明显可见浊积物堆积, 表明海底峡谷是浊流下泻通道, 同时也说明东海陆架为海槽西侧沉积提供了物源(吴自银等, 2002; 李家彪, 2008; 赵月霞等, 2011).

LGM(Last Glacial Maximum)时, 东海海平面曾下降至现 140 m 水深(朱永其, 1979), 陆架完全裸露甚至沙漠化(赵松龄等, 1996), 东海古河道直接穿过东海陆架(吴自银等, 2002; 李广雪, 2004)进入海底峡谷, 此时的海底峡谷很可能是连接东海陆架与海槽的直接通道. 海底峡谷的头部向陆架延伸改变了坡折点的位置, 也改变了坡折线的原有形态. 海底峡谷切割陆坡, 改变了陆坡形态, 所携带的沉积物也改变了陆坡下部至海槽底部的形态, 进而改变了东海大陆坡坡脚点和坡脚线的位置, 在南部陆坡甚至出现同条剖面线多坡脚点的特征.

5 结论

(1) 基于多源水深数据资料, 揭示了冲绳海槽海底地形地貌特征. 海槽整体呈现 U 型槽特征, 中轴水深自北部 500 m 左右向南逐渐加深至 2300 m 以深, 最大水深位于南部“槽中槽”. 海槽中部和南部线性海山和舟状洼地发育, 海槽西坡海底峡谷发育. 东海大陆架向东自然延伸并终止于冲绳海槽, 冲绳海槽是东海大陆架与琉球岛弧的天然分隔.

(2) 提出坡折点、坡脚点中轴点的量化确定方法. 通过对 48 条横穿东海陆坡的地形剖面定量计算, 首次系统量化确定了东海大陆坡坡折线与坡脚线. 通过 39 条横穿海槽轴部区域的地形剖面的计算与分析, 首次系统量化确定了冲绳海槽中轴线.

(3) 坡折线是陆架与陆坡分界线, 东海大陆坡折线总体位于 200 m 左右水深, 在海槽北段至中段连续, 在海槽南段小幅跳跃. 坡脚线是大陆坡与海槽的分界线, 其水深自北向南逐渐加深, 南部大陆坡被海底峡谷强烈切割, 导致坡脚点分布复杂, 海底峡谷影响了海槽南部坡折点和坡脚点分布.

(4) 中轴线是海槽轴部东西向分界线, 构造和沉积决定了构造最深点与中轴线的分布特征, 进一步证明海槽是东海大陆架向东延伸的天然分隔. 横穿海槽北部、中部和南部的地形剖面分别呈现为 W 型、复合 W 型及 U 型特征, 导致中轴点在海槽中部与北部多分布在海山峰及线性海山脊, 在南部多分布于雁行洼地中央.

参考文献

范奉鑫, 林美华, 江荣华, 等. 2000. 东海陆架前缘斜坡(冲绳海槽西坡)北部的断块隆脊地貌. 青岛海洋大学学报, 30: 173–176

高德章, 赵金海, 薄玉玲, 等. 2004. 东海重磁地震综合探测剖面研究. 地球物理学报, 47: 853–861
韩波, 张训华, 裴建新, 等. 2007. 东海及其邻域壳-幔结构与展布特征. 地球物理学进展, 2: 376–382
郝天珧, 刘建华, 郭锋, 等. 2004. 冲绳海槽地区地壳结构与岩石层性质研究. 地球物理学报, 47: 462–468
黄朋, 李安春, 蒋恒毅. 2006. 冲绳海槽北、中段火山岩地球化学特征及其地质意义. 岩石学报, 22: 1703–1712
金翔龙, 喻普之. 1987. 冲绳海槽的构造特征与演化. 中国科学 B 辑, 2: 715–720
金翔龙. 1992. 东海海洋地质. 北京: 海洋出版社. 303–331
李广雪, 刘勇, 杨子赓, 等. 2004. 末次冰期东海陆架平原上的长江古河道. 中国科学 D 辑: 地球科学, 35: 284–289
李家彪. 2008. 东海区域地质. 北京: 海洋出版社. 81–152
李巍然, 杨作升, 王永吉, 等. 1997. 冲绳海槽火山岩岩石化学特征及其地质意义. 岩石学报, 13: 538–550
梁瑞才, 王述功. 2001a. 冲绳海槽中段地球物理场及其对新生洋壳的认识. 海洋地质与第四纪地质, 21: 57–64
梁瑞才, 吴金龙. 2001b. 冲绳海槽中段线性磁条带异常及其构造发育. 海洋学报, 23: 69–79
林观得, 孙亨伦. 1987. 海平面. 北京: 地质出版社. 1–20
刘光鼎. 1992. 中国海区及邻域地质地球物理特征. 北京: 科学出版社. 289–301
刘忠臣, 刘保华, 黄振宗, 等. 2005. 中国近海及邻近海域地形地貌. 北京: 海洋出版社. 51–67
吕文正, 张海文, 方银霞, 等译. 2012. 大陆架外部界限——科学与法律的交汇. 北京: 海洋出版社. 329–342
栾锡武, 岳保静. 2007. 冲绳海槽宫古段中央地堑中的火山分布及地质意义. 海洋与湖沼, 38: 266–271
秦蕴珊. 1987. 东海地质. 北京: 科学出版社. 210–287
王述功, 梁瑞才. 1998. 冲绳海槽北段的重磁场特征及地质意义. 海洋地质与第四纪地质, 18: 19–27
吴自银, 金翔龙, 李家彪. 2002. 中更新世以来长江口至冲绳海槽高分辨率地震地层学研究. 海洋地质与第四纪地质, 22: 9–20
吴自银, 王小波, 金翔龙, 等. 2004. 冲绳海槽弧后扩张证据及关键问题探讨. 海洋地质与第四纪地质, 24: 67–76
许薇龄. 1988. 东海的构造运动及演化. 海洋地质与第四纪地质, 8: 9–19
杨文达, 崔征科, 张异彪. 2010. 东海地质与矿产. 北京: 海洋出版社. 65–95
杨文达, 王振宇, 曾久岭. 2001. 冲绳海槽轴线地质特征. 海洋地质与第四纪地质, 21: 1–6
赵松龄, 于洪军, 刘敬圃. 1996. 晚更新世末期陆架沙漠化环境演化模式的探讨. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2: 142–146
赵月霞, 刘保华, 李西双, 等. 2011. 东海陆坡海底峡谷——扇体系沉积特征及物质搬运. 古地理学报, 1: 119–126
朱永其. 1979. 关于东海大陆架晚更新世最低海面. 科学通报, 24: 317–320
Douglas D, Peucker T. 1973. Algorithms for the reduction of the number of points required to represent a digitized line or its caricature. Canadian Cartographer, 10: 112–122
Kimura M. 1985. Back-arc rifting in the Okinawa Trough. Mar Pet Geol, 2: 221–240
Lee C S, Shor G G, Bibee L D, et al. 1980. Okinawa Trough: Origin as backarc basin. Mar Geol, 35: 219–241
Sibuet J C. 1987. Back arc extension in the Okinawa Trough. J Geophys Res, 92: 14041–14063