

DOI: 10. 16562/j. cnki. 0256-1492. 2017. 04. 005

伊豆-小笠原-马里亚纳俯冲带地震成因

孔祥超^{1,2}, 李三忠^{1,2}, 王永明^{1,2}, 索艳慧^{1,2}, 戴黎明^{1,2},
王鹏程^{1,2}, 王倩^{1,2}, 郭玲莉^{1,2}, 朱俊江^{1,2}

(1. 海底科学与探测技术教育部重点实验室, 中国海洋大学海洋地球科学学院, 青岛 266100;

2. 青岛海洋科学与技术国家实验室海洋地质功能实验室, 青岛 266237)

摘要: 计算了伊豆-小笠原-马里亚纳弧段的浅源地震与俯冲速率的相关系数, 证实了俯冲速率是一个重要的控制因素。地震统计结果展示马里亚纳中深度(60~300 km)地震存在较明显分段性, 且与海底地形起伏度相对应, 推断这种现象一方面因为海山俯冲引起的板块破裂程度高, 导致更多的流体供应所致; 另一方面可能与海山俯冲机制导致板片局部变形有关。通过全球 P 波波速模型, 提取马里亚纳之下大约 8.0 km/s 的等值面, 揭示了俯冲板片的深部形态, 在马里亚纳弧的南北两侧之下, 存在两个明显的缺失, 代表了板片深部的撕裂, 且北部撕裂程度要比南部高, 可能与北部小笠原高原与南部卡罗琳洋中脊俯冲有关。重力数据与地震数据揭示了相对于马里亚纳俯冲带北部, 南部可能为强耦合, 菲律宾海板块之下 410~660 km 不连续界面滞留为太平洋板片, 西南部与马里亚纳俯冲带南部俯冲太平洋板片相连。初步推断这种结构与具有较大浮力的卡罗琳洋中脊可能共同决定了马里亚纳俯冲带南部 8°N、137.3°E 存在的旋转极。

关键词: 俯冲带; 地震; 海山; 板片撕裂; 俯冲速率

中图分类号: P542

文献标识码: A

文章编号: 0256-1492(2017)04-0083-15

全球大部分地震与俯冲带有关, 而不同的俯冲带地震频数、空间分布及震级都存在差异性^[1,2]。许多俯冲系统具有地震分段性, 比如伊豆-小笠原-马里亚纳弧^[3,4], 有些俯冲带为地震的活跃期, 而有些为地震的静默期^[5,6]。与俯冲带有关的地震受很多种因素控制, 如海沟沉积物、俯冲角度、俯冲速率、海底地形、板片撕裂及板片的热结构等^[7-12], 伊豆-小笠原-马里亚纳(Izu-Bonin-Mariana, IBM)俯冲带地震分布受哪些因素控制仍需要深入分析。

西太平洋俯冲板片的形态在控制地震分布上扮演着重要的角色^[13-16], 同时地震空间分布与海底地形也有着紧密的关系^[17,18]。伊豆-小笠原与马里亚纳弧分段性受小笠原高原的影响(图 1), 海底的这类海山作为西太平洋海底的独特要素对于汇聚边缘产生深远的影响。一旦这些海山进入俯冲带, 可以通过调整俯冲板片和上覆板片之间的耦合性来影响

地震的震级、频率和空间分布^[5,6,19]。之前的研究揭示俯冲海山可能通过长时间积累局部应力引发大地震^[19-24]。层析成像的低分辨率限制了对深部俯冲海山的直接观测。此外, 一些俯冲海山还表现出弱耦合的特性^[21]。如果俯冲的海山链到达中等深度(>60 km), 那么它是否会影响对地震的空间分布?

温度是孕震区一个重要的控制因素^[11,25,26], 板片撕裂可能控制年轻岩浆的空间分布, 进而改变板片的原有温度^[27]。在关岛西南的板片撕裂就是通过地震分布得到了识别^[28]。Miller 等^[29]通过抽取马里亚纳岛弧之下 P 波速度等值线的最大变化率建立了板片三维形态模型。其结果显示在 75~200 km 深度处有一个近似东西向的板片撕裂, 该板片撕裂的特点是在 >200 km 深度处地震活动相对较少(图 1)。

统计结果显示地震等级与板块的运动有关, 而且俯冲速率越快, 震级越强^[7,30], 但也有相反的结果, 如汤加^[11]。板片热结构可能对地震产生一定影响, 热参数被定义为板内年龄与汇聚速率的乘积, 在某种程度上反映了板片热结构。然而, 一些研究发现孕震区和收敛速率或年龄之间并没有关系^[9,31]。全球相关性分析结果揭示了俯冲带大多数几何参数, 包括俯冲带的俯冲角度, 与板片界面地震没有直接联系, 但是俯冲速率却被认为是重要的参数^[11,32]。

基金项目: 国家自然科学基金杰出青年基金(41325009); 山东省泰山学者特聘教授项目; 国家重点研发计划(2017YFC0601400-1); 鳌山卓越科学家计划(2015ASTP-0S10)

作者简介: 孔祥超(1985—), 男, 博士生, 海洋地质专业, E-mail: kxc_ouc@163.com

通讯作者: 李三忠(1968—), 男, 教授, 博士生导师, 构造地质与海洋地质专业, E-mail: sanzong@ouc.edu.cn

收稿日期: 2017-05-31; **改回日期:** 2017-06-19. 周立君编辑

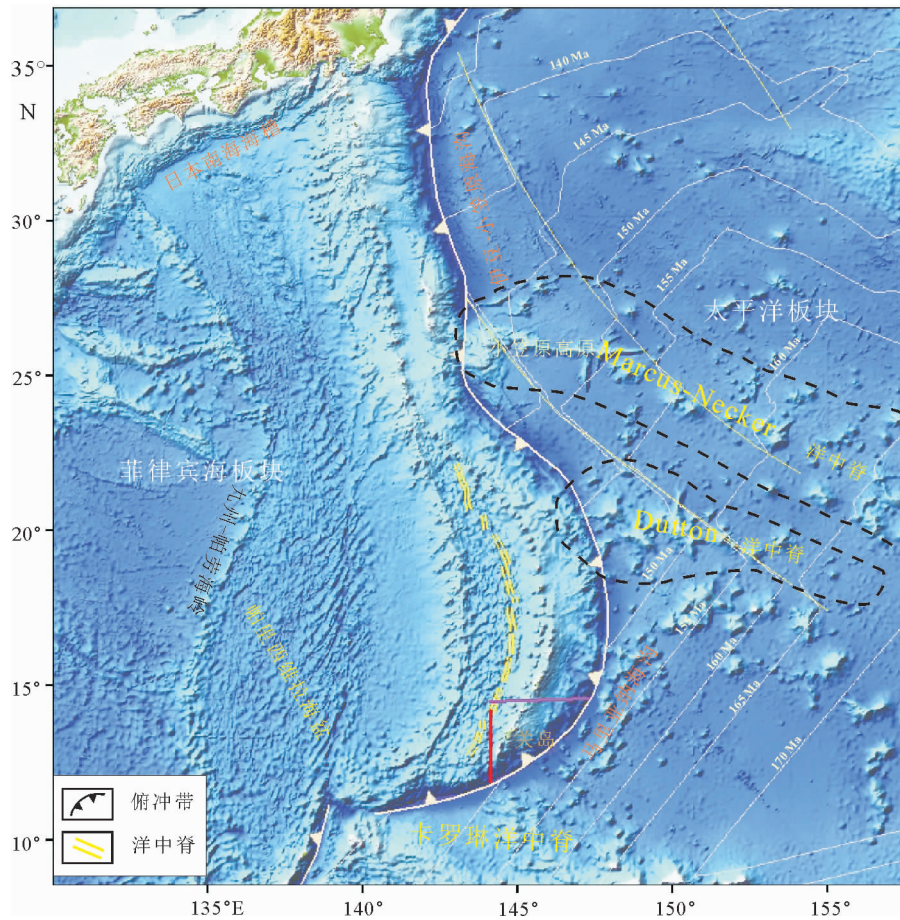


图1 伊豆-小笠原、马里亚纳俯冲带

底图为海底地形数据(ETOPO1^[45]),红线代表了通过地震分布被推断的板片撕裂,紫线代表了三维形态识别的板片撕裂^[28,29]

Fig.1 The map of IBM subduction zone(after ETOPO1^[45])

Red and purple lines denote probable slab tearing according to earthquake distribution and morphology of the subducting slab^[28,29]

沿 IBM 的地震分布还可能与位于 8°N、137.3°E 的一个欧拉极有关,绕欧拉极,太平洋板块逆时针绕菲律宾海板块旋转^[12,18,33]。

本文考虑了影响地震分布的 3 种因素:海山、板片撕裂和俯冲速率。对 IBM 浅、中、深地震频数做统计分析,与地形起伏度做对比,结果暗示如果海山链俯冲到了深部(>60 km),很可能导致中源(60~300 km)地震的发生。同时,使用全球 P 波模型(LLNL-G3Dv3)展示深部结构^[34],通过建立 IBM 弧下的三维结构揭示俯冲板片的撕裂,且对岩浆和地震的空间分布产生了影响。本文计算了俯冲速率与浅源地震的相关系数,证明了俯冲速率是 IBM 浅源地震的重要因素。

1 地质背景

伊豆-小笠原、马里亚纳俯冲带全长 2 800 km,描绘了太平洋板块与菲律宾海板块的边界^[4]。北部

的伊豆-小笠原呈直线型,对应的晚白垩世的太平洋板块,汇聚速率约为 9 cm/a,汇聚边缘类型为俯冲侵蚀型,从俯冲角度看,属于高角度俯冲,深部的俯冲方向为 NWW^[15,35,36]。南部马里亚纳呈弯曲状,对应的太平洋板块为早侏罗世,汇聚速率平均约为 5 cm/a,汇聚边缘类型为俯冲侵蚀型,其上覆板片的应力状态为拉张型^[37]。马里亚纳俯冲带的俯冲板片近乎垂直向下一直延伸到地幔,被认为是弱耦合的典型代表^[18,28]。从海沟轴到外缘隆起 100 km,广泛发育了大量的正断层^[38]。马里亚纳弧后为马里亚纳海槽,属于洋-洋俯冲的边缘海盆,被认为从 6~5 Ma 沿慢速洋中脊自南向北打开所致^[39]。马里亚纳海槽中央存在马里亚纳洋中脊为其扩张中心,扩张轴部仍然活动,可能发育了海底热液矿床^[40]。从磁条带与地形数据看,马里亚纳洋中脊是一种不对称的扩张模式,具有东慢西快的特点^[41-43]。靠近伊豆-小笠原、马里亚纳弧的广阔太平洋海底分布着大量的海山链和海底高原,从南向北依次为卡罗琳

洋中脊、Dutton 洋中脊和 Marcus-Necker 洋中脊。宋传中等认为马里亚纳海沟的形成原因较为特殊^[44],太平洋板块先经历了逆时针向陆壳俯冲,之后经历了顺时针向洋壳俯冲,海沟正是形成于逆、顺时针俯冲转换的过程。

马里亚纳海沟西南侧为雅浦海沟与帕劳海沟,两条海沟整体呈北东向,帕劳俯冲带位于九州-帕劳海岭南部延长线上,雅浦俯冲带北接马里亚纳俯冲带,西侧为帕里西维拉海盆,东侧为卡罗琳板块,之上为卡罗琳洋中脊,正在沿雅浦海沟向下俯冲,从海沟轴到外缘隆起处,分布大量的正断层^[46]。两个俯冲带的沉积层较薄,属于侵蚀型汇聚边缘,汇聚速率为 1~3 mm/a,从北向南逐渐变慢,可以说处在一种停滞状态,DeMets 等^[33]认为在靠近雅浦海沟处存在一个欧拉极(8°N、137.3°E),太平洋板块绕该欧拉极,相对于菲律宾海板块逆时针转动。帕里西维拉海盆扩张阶段为 30~17 Ma,海盆先以 2.3 cm/a 的半速率东西向扩张,接着以 4.5 cm/a 稳定扩张,最后以 2~3 cm/a 的半速率呈北东—南西向扩张^[47,48]。Fujiwara 等^[46]建立雅浦与帕劳俯冲带的演化模式,认为在渐新世(大约 25 Ma),卡罗琳板块与菲律宾海板块开始发生碰撞,此时帕里西维拉海盆最南端的扩张可能已经终止,到中新世(25~6 Ma),卡罗琳板块的持续碰撞导致了雅浦海沟相对于菲律宾海板块向西运动,马里亚纳海沟则向东运动,同时 6~5 Ma 马里亚纳海槽开始自南向北打开,直至现今的状态^[49]。

2 数据

2.1 地震统计

地震数据来自美国地质调查局(United States Geological Survey, USGS)数据库,时间范围 1973—2015 年,震级取 5 级以上,震源深度划分为 3 个等级 0~60、60~300、及大于 300 km,分别代表浅源地震、中源地震和深源地震。本文引入了另一个数据 Slab 1.0^[50],描述了深部俯冲板片的上边界形状。为深入理解地震的空间分布,沿俯冲海沟轴以 50~100 km 为一个宽度,作垂直于海沟轴的两条线,同时两条线尽可能垂直俯冲板片的上边界,两条线之间成为 50~100 km 带宽区域,将地震匹配到这些带宽区域中,并统计 1975—2015 年之间的地震频率,红色代表了浅源地震(0~60 km),黄色代表了中源地震(60~300 km),蓝色代表了深源地震

(>300 km)(图 2)。

伊豆-小笠原、马里亚纳在地震分布上存在明显的差异性,伊豆-小笠原弧浅源地震向南逐渐变少、中、深源地震基本不变,向南略变少(图 2)。伊豆-小笠原的深源地震集中在板片垂直变弯曲的位置^[14],结果与之前地震分布研究吻合^[4,12]。除了大部分弧后的应力累积与靠近海沟板块弯曲产生的地震外,沿弯曲的马里亚纳弧,自北向南浅源地震逐渐增加,小笠原高原周围最少,大部分浅源地震集中在南部。中源地震在马里亚纳段展现了明显的三个峰值,从北向南与 Marcus-Necker 洋中脊、Dutton 洋中脊与卡罗琳洋中脊基本呈错位对应。深源地震仅存在于中部,其两侧都无深源地震。

2.2 海底地形数据及处理方法

大量研究^[21,23,51,52]涉及海山对引起浅源地震影响,他们利用层析成像及地震观测识别出浅部的俯冲海山,经过长时间累积应力触发浅源地震,局部可能是大地震,但是几乎没有更深俯冲海山触发中源地震。Miller 等^[15,29]提到了 Marcus-Necker 洋中脊与卡罗琳洋中脊两次俯冲事件对马里亚纳弧状产生了重要的影响,因此,研究表面海底地形起伏度,有利于揭示沿俯冲带浅源地震、甚至中源地震分段成因。

海底地形数据来源于通用大洋水深制图(the General Bathymetric Chart of the Oceans, GEBCO)的全球大洋水深网格数据集,描绘了世界各大洋的海底地形数据。全球海底地形数据通过经纬网格划分,数据包括了 0.5、1 min 以及相关辅助数据。0.5 min 是在 1 min 数据的基础上,利用船舶的卫星重力与多波束测深数据校正综合之后的数据产品,本文采用了 0.5 min 的数据精度。

地形起伏度也被称为地势起伏度、相对地势或者相对高度,其含义是指在区域内地形最高值与最低值之差^[53],是宏观地形因子的一种,用来反映宏观地形起伏特征,也是划分地貌形态、类型的重要指标,按照差分计算的阶数可以被划分为复合地形因子。通过计算海底地形起伏度来揭示即将俯冲的太平洋板片海底起伏程度。由于研究范围是大区域,因此不需要考虑边界效应。本文运用了 ArcGIS 中的邻域统计计算,它的原理是以局部计算区域内的栅格点为中心,向其周围扩展一定范围,基于扩展范围内的栅格数据实现函数运算。在设置上选择了 5×5 单元格的矩形窗口进行邻域分析,在单元对应矩形范围内的栅格单元进行统计,将统计结果返回

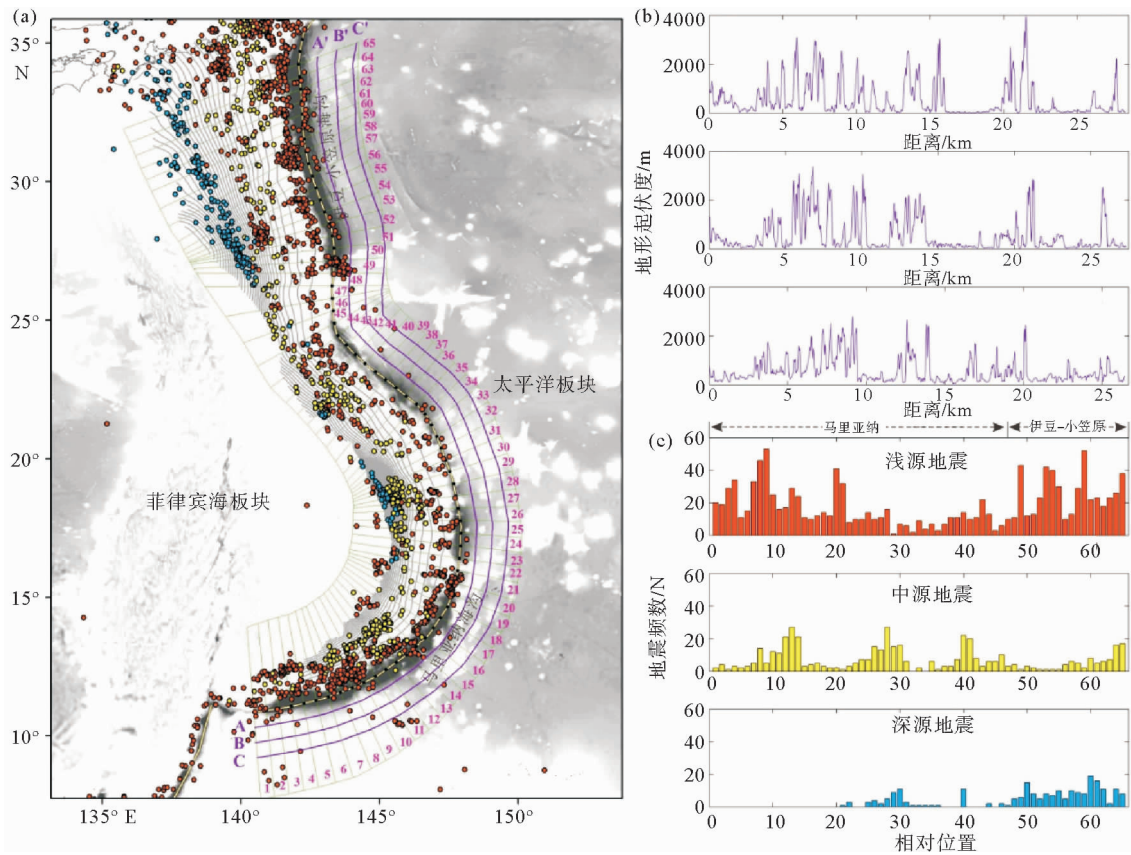


图 2 伊豆-小笠原、马里亚纳俯冲带地震分布(a),海底地形起伏度(b)与地震柱状统计图(c)
 (a)点状符号代表地震,来自 USGS 数据库,震级大于 5 级,时间为 1973—2015 年,根据深度分为了 3 个颜色,红色代表了浅源地震(0~60 km),黄色代表了中源地震(60~300 km),深源地震(>300 km)。紫色线(A-A', B-B', C-C')平行于海沟轴,灰色区域为地形起伏度低值,白色为高值;(b)紫色线为海底地形起伏度,X 轴为距离,Y 轴为起伏度;
 (c)横坐标为带宽号,与(a)带宽号和地形起伏度 X 轴距离(b)对应,纵坐标为地震频数

Fig. 2 (a)The distribution of epicenters along the IBM. Dots denote earthquakes (Mw>5, during 1973—2015, from USGS catalog)

Red dots denote shallow-depth earthquakes (depth≤60 km); Yellow dots denote intermediate-deep earthquakes (60<depth≤300 km); Blue dots denote deep (>300 km) earthquakes. Purple lines are parallel to the trench axis. Gray areas denote low values of the relief amplitude and white areas denote high values. (b) Three purple curves(A-A', B-B', C-C) show relief amplitudes parallel to the trench. X-axis is the distance and Y-axis is the relief amplitude. (c) Histograms about earthquakes. X-axis denote the area index labeled by (a) which are corresponding to the distance of (b). Y-axis denote the frequency of earthquakes.

到该单元上,计算结果为图 2b 紫色线。

2.3 震源机制解

世界上大部分地震发生在俯冲带,俯冲带周围地震有很多类型,一种是由于俯冲板片与上覆板片接触产生应力,当应力累积到一定程度时,主要通过地震来释放,因此,在震源机制上表现为逆断层,释放的应力沿俯冲界面可能产生大范围的破碎带^[54];一种板片弯曲产生,板片在下降过程中,在中等深度(俯冲角度发生变化的位置)板内以及靠近海沟轴向

海一侧的板片都有可能是板片弯曲引起地震,在海沟附近震源机制表现大部分为正断层,但也可能逆断层,在中深度的板片大部分表现为逆断层,在更深的深度,由于温度和压力较高,地震成因比较复杂^[54];另一种是累积在弧后的应力,主要是俯冲板片与上覆板片累积的应力可能会向弧后传递,应力表现为张力或者压性,震源机制表现为正断或者滑移^[54](图 3)。本文震源机制解数据主要来自全球震源机制解数据库(Global CMT Catalog)^[55](图 4)。

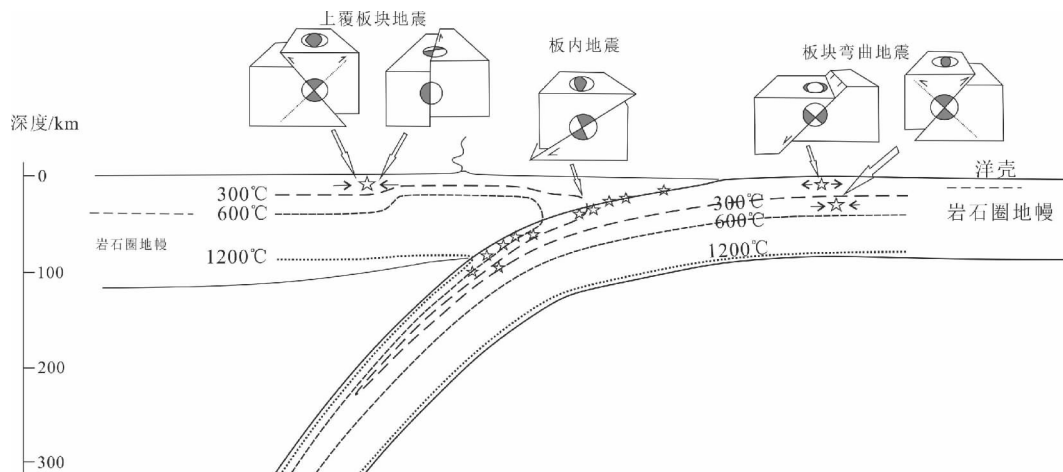


图 3 俯冲带理论的震源机制解(据文献[54]修改)

Fig. 3 Theoretical focal mechanism in the subduction zone (revised from reference[54])

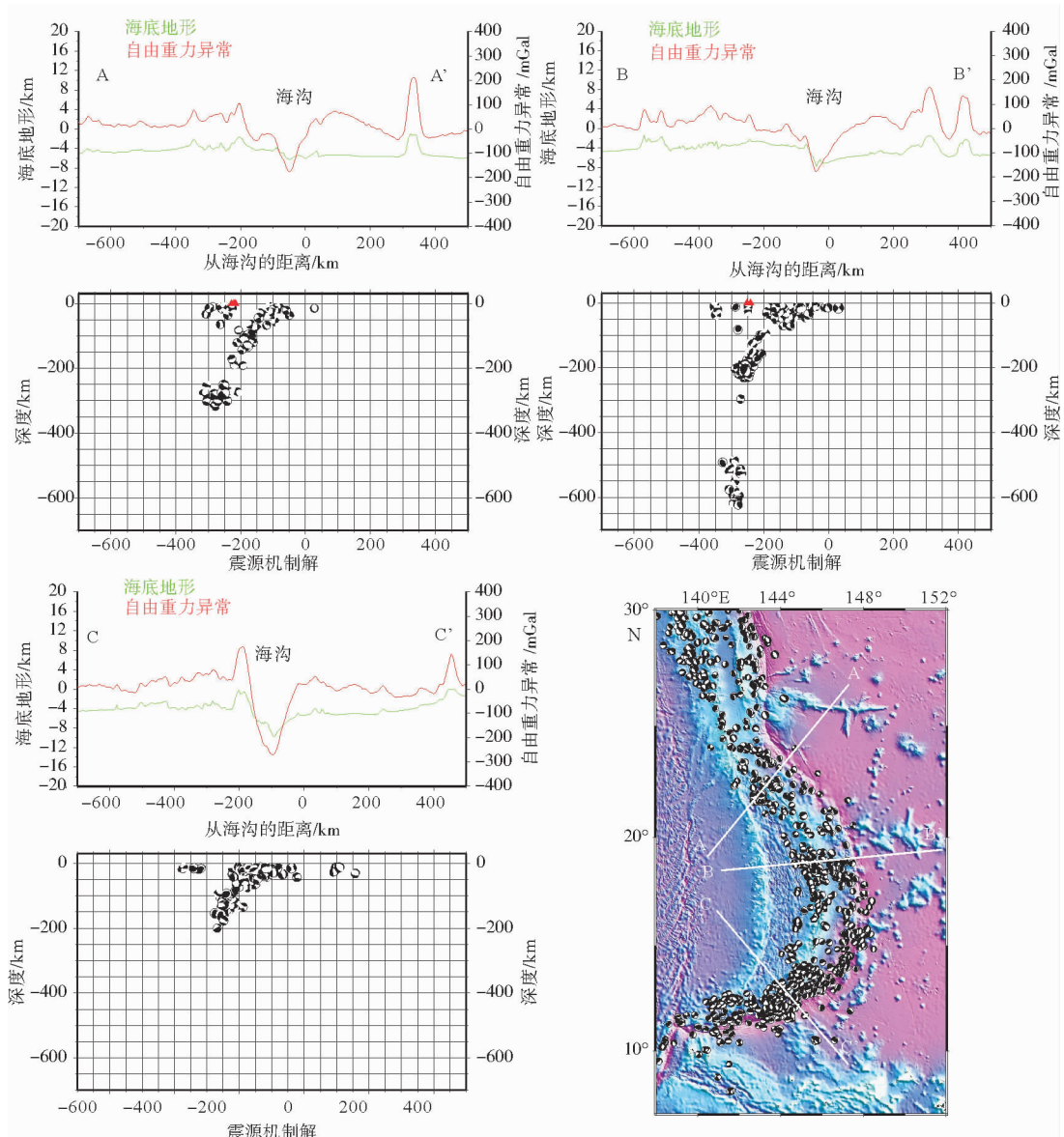


图 4 马里亚纳震源机制解

Fig. 4 Focal mechanism along the Mariana Arc

伊豆-小笠原浅源震源机制解表明,浅源地震主应力方向为近SN向、逆冲性质。Miller等^[14]推测伊豆-小笠原下的深部震源机制解反映了俯冲板片具有较大变形,是调节应力的结果。马里亚纳震源机制解可以看出(图4),北部浅、中源震源机制解主应力方向为近NE—SW向,中部为近EW向,南部为NW—SE向,与太平洋运动方向一致,主要表现为逆冲性质。但马里亚纳局部震源机制解较为复杂,图4三个剖面穿过3个中源(60~300 km)地震簇,剖面A-A'(图4)展现了浅源(<150 km)地震局部为逆冲性质,中源地震(250~330 km)为逆冲与斜向逆冲。剖面B-B'(图4)表明中源地震(100~250 km)局部为斜向逆断,深部大部分地震为垂向分布。剖面C-C'(图4)展示了浅、中源地震大部分逆冲,局部较为复杂,斜向逆冲、走滑性质都存在。

3 伊豆-小笠原-马里亚纳俯冲板片形态

3.1 俯冲板片上边界形态

Slab 1.0 数据描述了全球 85% 的俯冲板片上边界形状。它是基于概率非线性拟合数据,包括地震数据库、震源机制解、地震剖面、全球板块边界、水深及洋底沉积物厚度等^[50]。利用 ArcScene 三维显示功能,可以提供二维平面上无法获得的信息,能更真实的展现实际俯冲板片的三维形状,甚至板片深部弯曲程度,以及俯冲板片之间三维空间关系。从三维结果(图 5b)可以看出,伊豆-小笠原弧下自北向南俯冲板片逐渐变深,由北部的 380 km 向南逐渐变为 660 km,在小笠原高原之下,板片深度为 180 km。北部马里亚纳俯冲板片近乎垂直向下,俯冲可能穿过了 660 km 不连续界面,两边发生了不同程度的弯曲,其北部大约为 350 km,南部俯冲深度较浅,大约为 200 km。

伊豆-小笠原弧下板片整体倾向为南西西(图 5a,青色),深部俯冲角度等值线相对稀疏,代表俯冲板片并没有很大的水平与垂直变形,但是深部板片倾向说明在深部发生了水平的变形,俯冲深度由北部的 380 km 到南部的 660 km,俯冲角度等值线也相对密集,变为小于 30° 近乎平缓的角度(图 5b)。位于日本西南部之下,最北段伊豆-小笠原的深部板片北连日本俯冲带的俯冲板片,板片在水平变形显著,很可能受日本东北部之下俯冲板片影响。

整体而言,马里亚纳岛弧之下的板片形状为中

间长两侧短,南侧最短,与之前研究结果相似^[4,13,28,29]。马里亚纳岛弧之下自北向南,俯冲板片的倾向由SSW(图5a)逐渐变为NNE(图5a,深蓝色),代表了整体的板片弯曲形状,前人^[28,29]推断位于马里亚纳岛弧南部可能存在俯冲板片垂直向下的撕裂(图5a,红色虚线),能够维持这种弯曲形状。俯冲角度等值线在浅部相对密集(图5b),往深部越来越稀疏,说明在浅部弯曲程度高,深部俯冲角度基本维持在75°~90°之间,近乎垂直俯冲。

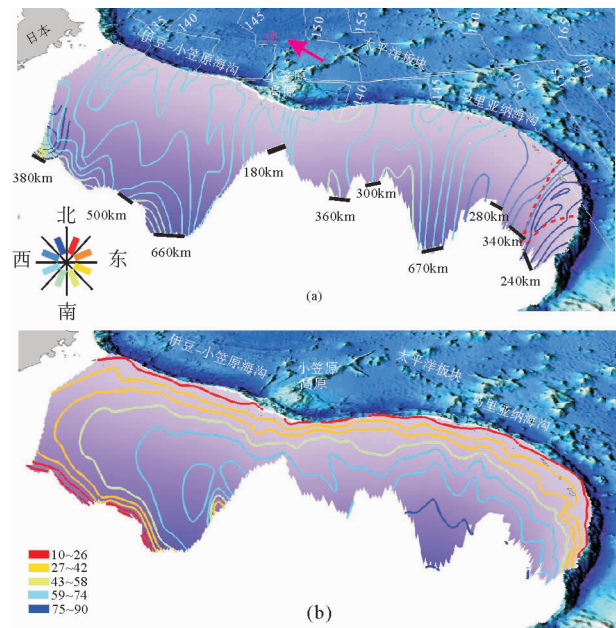


图5 伊豆-小笠原-马里亚纳弧之下太平洋俯冲板片上界面形态

(a) 板片上的曲线为倾向,颜色代表了俯冲板片的倾向方位,板片上的红色虚线为推断的板片撕裂的位置^[28,29],

太平洋板片的白色实线代表年龄等值线;(b)伊豆-小笠原-马里亚纳弧下太平洋板片上界面俯冲角度等值线

Fig. 5 A three-dimensional morphology of the upper boundary of the subducting slab beneath the IBM Arc (a) The curves denote tendencies and different color denotes different azimuth. The red dashed lines denote slab tears. The white lines denote the contour lines of slab age;

(b) The curves denote the contour lines of the subduction angles

3.2 俯冲板片深部结构

为了揭示深部的结构,本文采用了全球P波速度模型(LLNL-G3Dv3)^[34]。模型利用全球多地震事件记录了280万个P与Pn到达时间,在球格网的框架下,呈现了地壳、上地幔,而且采用了多尺度反演技术,详细揭示了复杂的上地幔、克拉通以及俯冲带的结构。

本文抽取了 6 条剖面(图 6)展示了伊豆-小笠原、马里亚纳深部结构, 伊豆-小笠原处俯冲角度变陡, 俯冲板片一直延伸到 410~660 km, 深部的高速体代表了滞留的太平洋板片, 剖面(图 6, B-B', C-C', D-D')揭示出下降的高速体逐渐被低速体截断, 可能代表了板片垂向的撕裂。在马里亚纳弧段, 剖面(图 6, D-D', E-E', F-F')呈现了在 410~660 km 不连续界面高速体滞留, 剖面 E-E'(图 6)展示了俯冲板片近乎垂直俯冲, 甚至有些高速体位于 410~660 km 不连续界面之下, 代表板片可能向下地幔延伸。

4 讨论

4.1 马里亚纳岛弧附近的海山类型

大量的海山广泛分布在西太平洋的海底, 它们最终的命运会随着板块运动被运移到海沟, 并俯冲到地幔深处。Watts 和 Ribe^[56] 将海山分为两种类型: 轴内(On-Ridge)海山与轴外(Off-Ridge)海山。

轴内是靠近洋中脊形成的海山, 弹性厚度较小(5 km), 轴外是远离洋中脊形成的海山, 弹性厚度较大(25 km)(图 7)。如果大洋岩石圈表现为弹性, 弹性厚度越大, 岩石圈变形越小。Watts 等^[6] 进一步认为在俯冲进入海沟时, 轴内海山由于板片强度小, 海山底部有很大的变形, 受到的浮力大, 更容易使弧前抬升, 与上覆板片为强耦合。而轴外海山由于板片硬度强, 海山底部岩石圈变形小, 浮力相对较小, 因此进入海沟时, 与上覆板片为弱耦合(图 8)。本文通过自由空气重力异常^[57] 对比了北部 Marcus-Necker 洋中脊与南部的卡罗琳洋中脊, 分别为 150~250 mGal 与 50~150 mGal(图 9), 结果与 Watts 和 Ribe^[56] 提到的两种海山类型相吻合, 北部为轴外型, 南部为轴内型。Koppers 和 Watts^[58] 利用重力数据计算了弹性厚度, 并且划分大于 20 km 为轴外, 小于 12 km 为轴内, 结果展示了目前靠近伊豆-小笠原、马里亚纳弧一线太平洋板块上的大部分海山都属于轴外型, 而马里亚纳岛弧南部的卡罗琳洋中脊为轴内型, 伊豆-小笠原、马里亚纳岛弧被认为是经典的弱耦合俯冲代表, 俯冲角度相对较陡, 在

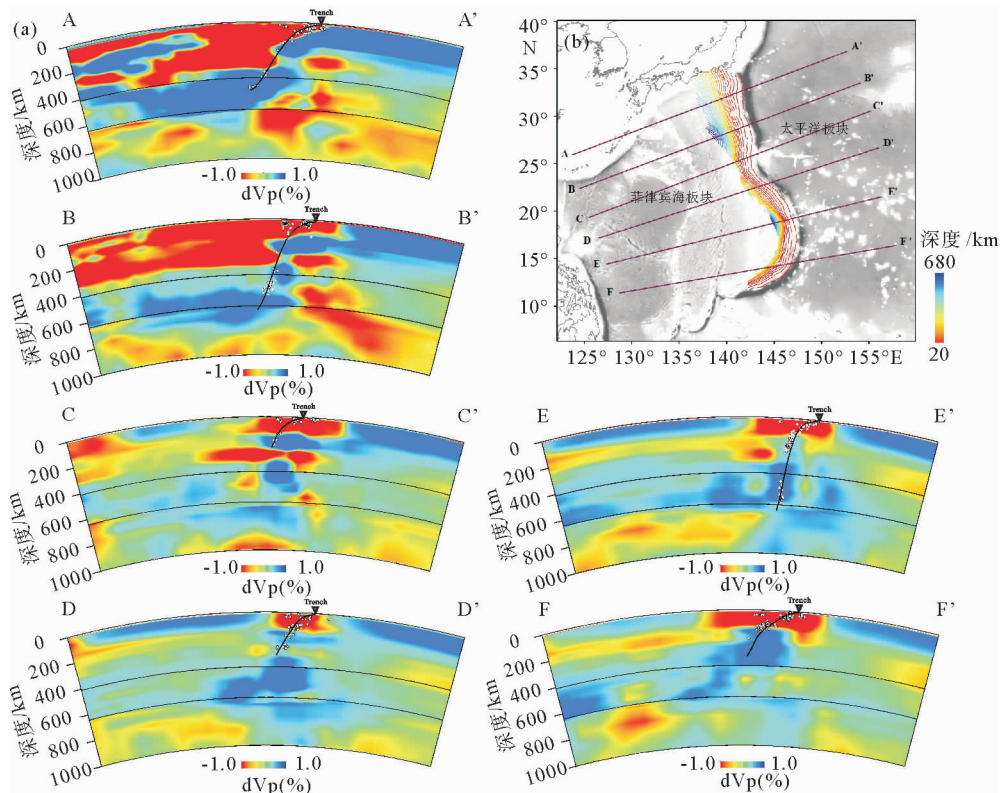


图 6 剖面展示了垂直方向的 P 波平均值扰动百分比

红色为低值, 蓝色为高值, 深度为 1 000 km, 两条黑线代表了 410 与 660 km 不连续界面, 粗黑线代表了俯冲板片上边界(Slab 1.0)

Fig. 6 Vertical cross-sections of percent perturbation relative to the P wave mean value along six profiles shown on the map. Red color denotes low velocity, while blue color denotes high velocity. The depth is 1 000 km. Two thin black lines denote respectively 410 and 660 km discontinuous interface. The thick black lines denote the upper boundary of the subducting Pacific slab (slab 1.0)

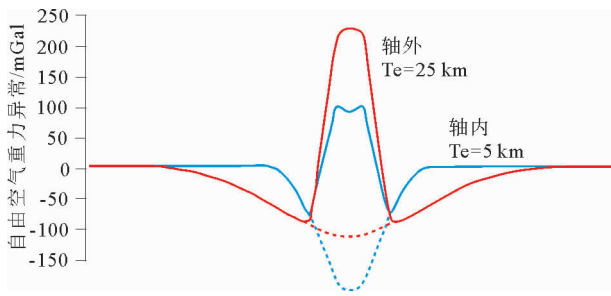


图7 两种海山类型:轴外与轴内 T_e 弹性厚度
(据文献[58]修改)

Fig. 7 Two seamount types: Off-Ridge and On-Ridge
 T_e denotes the elastic thickness (revised from reference[58])

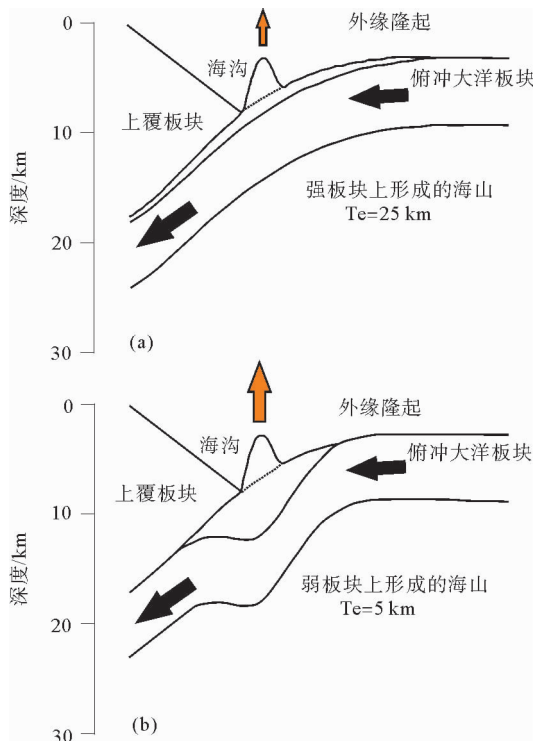


图8 两种类型海山的俯冲(据文献[6]修改)
橙色箭头大小代表了浮力大小

Fig. 8 Two subducting seamount type (revised from reference[6])
Orange arrow denotes the buoyancy

岛弧前缘几乎没有厚的增生楔,只有薄的沉积填充海沟。而且在从海沟轴到海沟外缘隆起处 100 km 内,发育了大量的正断层^[38]。同样,雅浦海沟附近存在这样的正断层^[46],这些正断层切割正常的海底和即将俯冲的海山。Cloos 和 Shreve^[8]认为马里亚纳的海山在进入到海沟之前,可能已经经历了削顶。Oakley 等^[38]调查马里亚纳岛弧段认为一些蛇纹石化海山位于海沟轴的西缘大约 50~70 km,并且推断蛇纹石化海山的形成很可能与含水的弧前地幔喷发有关,但并没有直接的证据去证实。

目前马里亚纳岛弧北部海山具有高的弹性厚度和少的压缩^[6],如果海山链的延伸属于同类海山并且已经俯冲到海沟之下,相对于弹性厚度小的海山,它们可能有较轻的浮力,更可能表现出与上覆板片的弱耦合性质,在被俯冲之前,也可能经历 Cloos 和 Shreve^[8]所提到的海山削顶模式。Cloos 和 Shreve^[8]提出俯冲侵蚀能够在浅部加厚俯冲通道,通道高度可能大于海山的高度,能够阻止俯冲海山在俯冲过程中引起地震摩擦。Scholz 和 Small^[19]通过计算认为马里亚纳岛弧北部的小笠原高原俯冲增加了局部的耦合性,附近 100~200 km 的地震缺失,为局部耦合的证据。Dominguez 等^[59]提及的俯冲海山侵蚀上覆板片顶角,这一推断可能更符合马里亚纳的俯冲海山情形。Oakley 等^[38]的调查结果提到没有明显地球物理证据证明马里亚纳海沟向岛弧的一侧经历长时间的沉积增生,而且俯冲海山引起上覆板片的抬升也无法得到证实。马里亚纳南、北两个海山由于类型不同,北部为轴外型,南部为轴内型。相对北部海山,南部海山底部岩石圈变形可能较大,受到的浮力更大,与上覆板片耦合性更强。地震统计结果(图 2)揭示了马里亚纳浅源地震由南向北逐渐增加,暗示了相对于马里亚纳北部,南部俯冲板片可能为强耦合。世界其他地方也存在洋中脊或海山浮力较大影响板片俯冲的例子,例如 Bautista 等^[60]提出的马尼拉俯冲南北差异是因为北部存在浮力较大的高原,因此北部俯冲角度较缓,还有位于秘鲁和智利中部的纳兹卡(Nazca)洋中脊俯冲可能导致了平板俯冲。

4.2 俯冲海山与地震的关系

伊豆-小笠原、马里亚纳地震俯冲板片形状和地震分布展现了明显的差异性(图 2)。Kelleher 和 McCann^[5]认为地震与俯冲板片的地形有关,Shi^[17]曾经指出相对周围正常的海底,在海山与岛弧相遇地段,地震可能会更加密集,但也可能俯冲的海山对应着地震静默带,例如马里亚纳海山俯冲与 1975—2015 年地震静止带(图 2)。本文的结果暗示了,从地震时间分布的跨度看,海山与浅源地震并没有直接的关联性,但是在局部区域,小笠原高原属于轴外型海台,海底地形起伏度与浅源地震存在某种联系,因此海山沿马里亚纳海沟俯冲时局部很可能为强耦合,而周围耦合性较弱。

如果海山链俯冲到了大于 60 km 深度,是否可能对中等深度(60~300 km)地震分布造成一定的影响。尽管前人研究^[21,23,51,52]通过投放 OBS 接收

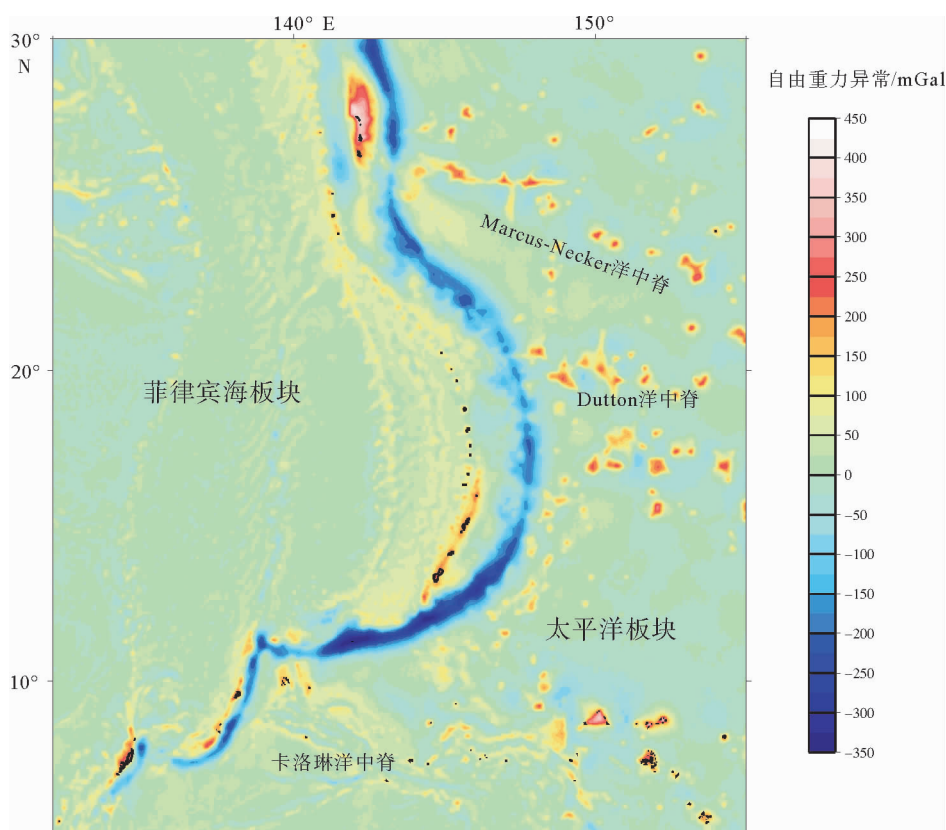


图 9 马里亚纳海域自由空气重力异常(据文献[57]修改)

Fig. 9 The free-air gravity anomaly in the Mariana Trench and surrounding seas (after reference [57])

地震反射观察到了俯冲海山的形状,但是很少发现俯冲的海山在更深处继续存在,这里可能有两个原因,一是传统的层析成像技术限制在 40 km 以内,因此缺少更深部的高分辨率成像显示;二是地幔楔与俯冲海山之间的相互作用可能已经改造了俯冲的海山,海山原始形状已经被消除。

俯冲板片的热结构被认为是控制地震分布的一个重要原因,但是本文的结果(图 2)展示了马里亚纳的中等深度地震分段效应,并且这些分段与起伏的海山对应,一个可能的假设是这些密集的中等深度地震与海山俯冲机制下的脱水有关。假设这些海山链已经俯冲到了更深的深度(>60 km)。马里亚纳段俯冲的太平洋板片与上覆板片是弱耦合,并且存在陡的角度与厚的俯冲通道,这些事实增加了海山进入更深处可能性。俯冲隧道中的流体主要来自大洋板块的沉积物、洋壳和洋幔,一方面大洋板块自身携带的沉积物是主要的含水来源,能够进入俯冲通道,而且相对正常海底,海山之下岩石圈变形使上覆沉积物更厚,另一方面,从海沟轴到外缘隆起的正断层切割海山和它周围的海底,这些断层引起的海山和周围海底的破碎,为流体提供进入洋壳甚至洋幔的通道^[61]。Fryer 和 Smoot^[62] 调查了马里亚

纳海沟中的海山,在即将俯冲到海沟前,直径小于 40 km 的海山被称为小海山,这些小海山可能比周围海底拥有更高的破裂程度,而直径为 40~100 km 的大海山被雁列式断层分成多个块体。更多流体可能通过这种方式渗入到了洋壳或者洋幔中,当这些拥有高程度破裂的海山本身或者周围海底俯冲到更深处时,流体被释放触发中深源地震。尽管如此,不确定这种中深源地震是与来自海山自身的脱水还是它周围正常海底的脱水引起的,因为图 2 揭示中等深度地震并没有和海底地形起伏度很好地对应,而且马里亚纳岛弧南部的俯冲速率较慢,卡罗琳洋中脊属于轴外型,是否已经俯冲进入了马里亚纳海沟之下仍无法确定。此外,在海山被俯冲到深部之前,很少知道它们当时的状态,如果它们是轴内型,在它们之下就有可能存在弯曲的洋壳,或者如果它们当时的俯冲角度并不是垂直进入地幔。这些条件都可能与现今的情况不同。

4.3 板片撕裂

Gideon 等^[27]提到板片撕裂引起软流圈的异常可能是俯冲带分带的一个重要的原因。板片撕裂能够引起地震在空间上的错位,Gvirtzman 和 Stern^[28]

提出在关岛西南部存在一个南北向的板片撕裂,其地震分布存在明显的错位。Miller 等^[29]通过 P 波速度提取最大变化率等值线构建了马里亚纳之下三维结构,展现了在大约 14.5°N、143.5°~146.5°E 的范围内东西向板片撕裂。两个被推断的板片撕裂都位于马里亚纳岛弧南部(图 5a)。Oakley 等^[38]推断在马里亚纳岛弧之下俯冲的板片可能发生了撕裂而非简单的弯曲,层析成像(图 6)揭示在小笠原高原之下的俯冲洋壳已经撕裂,有低速体存在。无论这些已经证实还是未被证实的板片撕裂都被推断是太平洋板片俯冲后撤的结果,通过这些撕裂能够调节弯曲的板片,并允许俯冲板片在深部保持这样的弯曲形状^[28,29,63,64]。

Gideon 等^[27]通过地震层析成像调查意大利区域的俯冲后撤,并且推断板片撕裂对岩浆岩分布有着重要的控制作用。因此,在马里亚纳岛弧之下,俯冲板片内部的撕裂很可能也影响着岩浆的空间分布,促使俯冲发生分段。本文推断马里亚纳岛弧的南北两段是一个短而狭窄的板片,是因为它们已经经历了 Gideon 等^[27]提及的一种垂向的撕裂。之后,低速体占据了原来俯冲板片的位置,这也解释了南北部不存在深源地震事件的现象。Bautista 等^[60]通过震源机制解描述了马尼拉俯冲带南北俯冲角度发生了变化,并且认为导致这种差异是因为板片发生了撕裂。Bautista 等^[60]还认为北部存在海底高原,板片浮力大,中段存在洋中脊的俯冲,因此板片南北俯冲角度具有差别,板片沿着洋中脊俯冲发生了撕裂,这些具有浮力的海山或高原可能是影响板片撕裂的重要原因。

4.4 马里亚纳分段成因探讨

统计结果显示了地震震级与板块运动有关,越快速俯冲可能对应地震震级越大^[7,30],但这种相关性并不是绝对的^[9,31]。Heuret 等^[11]对全球俯冲带参数进行相关性分析,揭示大多数几何参数与板片界面地震没有关系,但是俯冲速率被认为是关键控制参数。本文计算了浅源地震频数与俯冲速率之间的相关系数,俯冲速率是相对速率,数据来源 Submap^[65],地震频数来自统计结果(图 2),二者线性相关系数的计算结果为 0.605(图 10),可以看出,俯冲速率对于伊豆-小笠原-马里亚纳俯冲带的浅源地震是一个重要的参数,但是这种相关性并不适用于中、深源地震。

Gudmundsson 和 Sambridge^[13]提取层析成像数据的上、下表面的最大变率数据,利用空间三角格

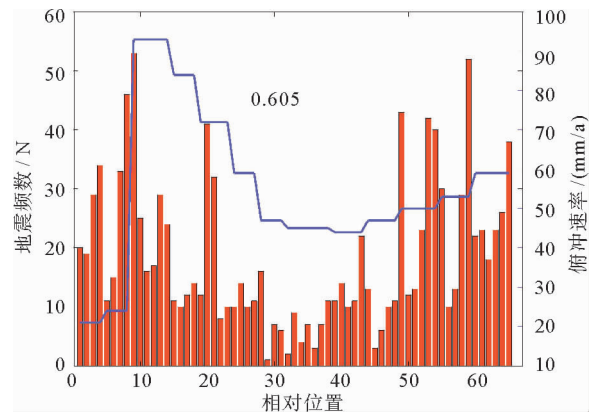


图 10 俯冲速率与浅源地震频数的相关性
地震柱状统计为浅源地震统计(图 2c),横坐标为带宽号,代表了相对位置(图 2a),左侧纵坐标为地震频数,右侧纵坐标为对应位置的俯冲速率^[65]

Fig. 10 The correlation between the subduction rate and the occurrence frequency of shallow-depth earthquakes

Histograms denote shallow-depth earthquakes (from Fig. 2c). X-axis is the area index labeled by Fig. 2a.

Left Y-axis is the occurrence frequency of shallow-depth earthquakes, and right Y-axis is subduction rate^[65]

网构建了沿千岛-日本-伊豆-小笠原-马里亚纳海沟俯冲的太平洋板片形态。Miller 等^[15,29]通过 P 波反演了伊豆-小笠原、马里亚纳深部结构,并通过提取 P 波速度等值线的最大变化率,揭示垂向俯冲板片的形态,并通过三维显示观测到二维剖面不容易观测的板片撕裂。本文基于 LLNL-G3Dv3 全球 P 波模型,利用三维软件 Paraview 对 P 波数据进行三维可视化,以描述特征信息并揭示俯冲板片的真实三维立体形态(图 11)。

太平洋板块的 P 波波速大约 7.5 km/s^[66],本文抽取了 P 波大约 8.0 km/s 的等值面(图 11 灰白色区域),可以看到在两个缺失位置(图 11, A 与 B)分别位于小笠原高原与卡罗琳洋中脊之下,可能代表了板片撕裂,小笠原高原之下的撕裂程度可能更高。深部滞留的板片南西向与马里亚纳南部俯冲板片相连,按现今俯冲速率 50~90 mm/a^[65],马里亚纳俯冲到达 700 km 大概需要 7.7~14 Ma, Müller 等^[67]的板块重建结果 25 Ma 之后,伊豆-小笠原-马里亚纳一线,太平洋板块向南西俯冲,海沟向东北俯冲后撤,与这一结果吻合,也就是说现今在菲律宾海板块之下的 410~660 km 的太平洋俯冲板片可能是在 7 Ma 之前俯冲后滞留的。马里亚纳岛弧南部是一个短板片的俯冲,没有与 410~660 km 不连续界面接触,中间为过渡性物质^[34]。DeMets 等^[33]认

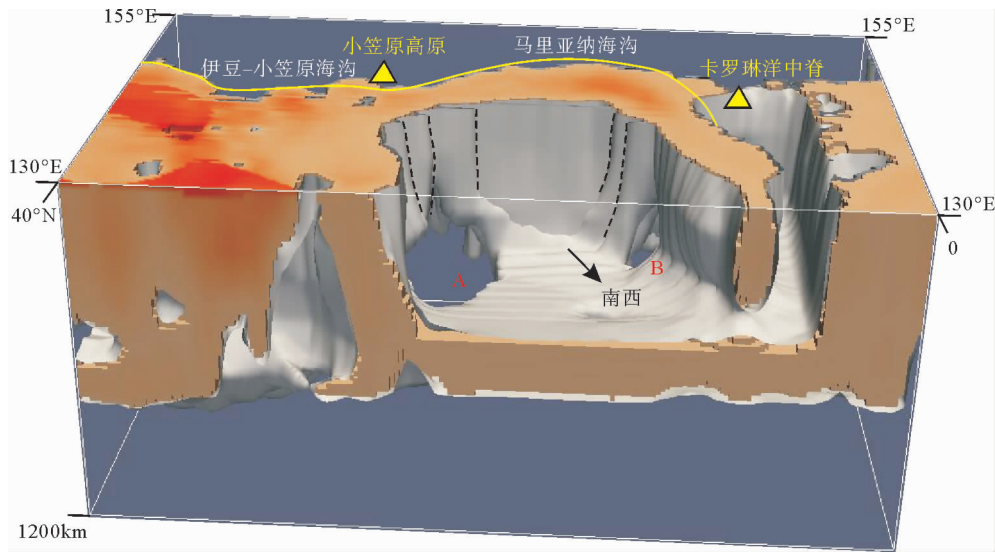


图 11 马里亚纳之下的 P 波模型立体图

灰白色界面代表 P 波为 8.0 km/s 的等值面,黄色或红色块体代表了等值面以内 7.0~8.0 km/s 的 P 波数据,黄色三角形代表了地表马里亚纳北部的小笠原高原与南部的卡罗琳洋中脊,A 与 B 可能代表了深部的板片撕裂,黑色箭头代表了深部 410~660 km 不连续界面滞留的太平洋板片南西向与马里亚纳南部俯冲板片相连

Fig. 11 The three-dimensional structure of P-wave beneath the Mariana Arc

Gray boundaries denote the contour surfaces of about 8.0 km/s P-wave velocity, and yellow or red blocks denote the P-wave velocity in the range of 7.5~8.0 km/s. Yellow triangles denote the Ogasawara Plateau and the Caroline Ridge. A and B may denote deep slab tears. Black arrow denotes a SW-directed linkage between the stagnant Pacific slab at 410-660 km and the subducting Pacific slab along the southern Mariana Arc

为在马里亚纳岛弧南部区域的 8°N 、 137.3°E 存在一个旋转极,太平洋板块绕着该旋转极作逆时针旋转,靠近旋转极的汇聚速率较慢,而远离旋转极汇聚速率较快。图 11 展示了卡罗琳洋中脊之下的深部构造特点可能决定了马里亚纳南部俯冲板片处于稳定状态。南部俯冲速率为 25 mm/a ^[65] 俯冲到 240 km 需要大约 9.6 Ma。卡罗琳洋中脊属于轴内型,底部岩石圈变形较大,受到的浮力较大。按照 Miller 等^[29]海沟迁移模式(图 12),大约 10 Ma,卡罗琳洋中脊向北西移动,由于板片受到了较大浮力,洋中脊北部俯冲板片逐渐垂向撕裂,并逐渐弯曲,4 Ma 后,轴外型的小笠原高原逐渐进入海沟,尽管浮力相对于轴内海山较弱,但由于小笠原高原为大型海台,南北直径超过了 150 km,相对于周围的海底受到的浮力仍然较大,两个高原对应的俯冲速率都较低,而中间段俯冲速率较高,因而俯冲后撤持续,导致形成现今板片的弯曲形状。因此,本文也推断卡罗琳洋中脊高浮力与深部结构共同决定了旋转极(8°N 、 137.3°E)的存在。

沿弯曲的马里亚纳岛弧地震分布具有明显的分段性,图 2c 展示了 3 个中深度地震簇似乎是不寻常的,在同样深度下,两侧为地震静默带,而且位于伊

豆-小笠原同样的深度地震相对稀少,只有北部的马里亚纳具有深源地震,其两侧小笠原高原与卡罗琳洋中脊之下都没有深源地震。如果脱水是引起中源地震原因,冷俯冲板片热结构决定了脱水深度可达到 300 km,图 4 展示的马里亚纳震源机制解局部应力方向不一致,板片是否可能发生局部的变形值得思考。

综上所述,本文提出引起马里亚纳分段成因一种可能的假设为,海山俯冲机制导致了板片的变形,这种变形在平整的板片界面上表现为凸出部分,一般位于海沟与海沟交接地带,或者海沟弯曲变形的位,但无法确定是增加还是减少局部的耦合性,也可能相比平整的板片更容易改变温度结构,表现为垂直的地震密集带或静止带,但仍需要高精度的层析成像去证实。

5 结论

通过马里亚纳俯冲海山类型、海山与地震的关系、板片撕裂等问题对伊豆-小笠原、马里亚纳分段成因进行了探讨。马里亚纳的弯曲构造很可能与北部的小笠原高原及南部的卡罗琳洋中脊俯冲有关,

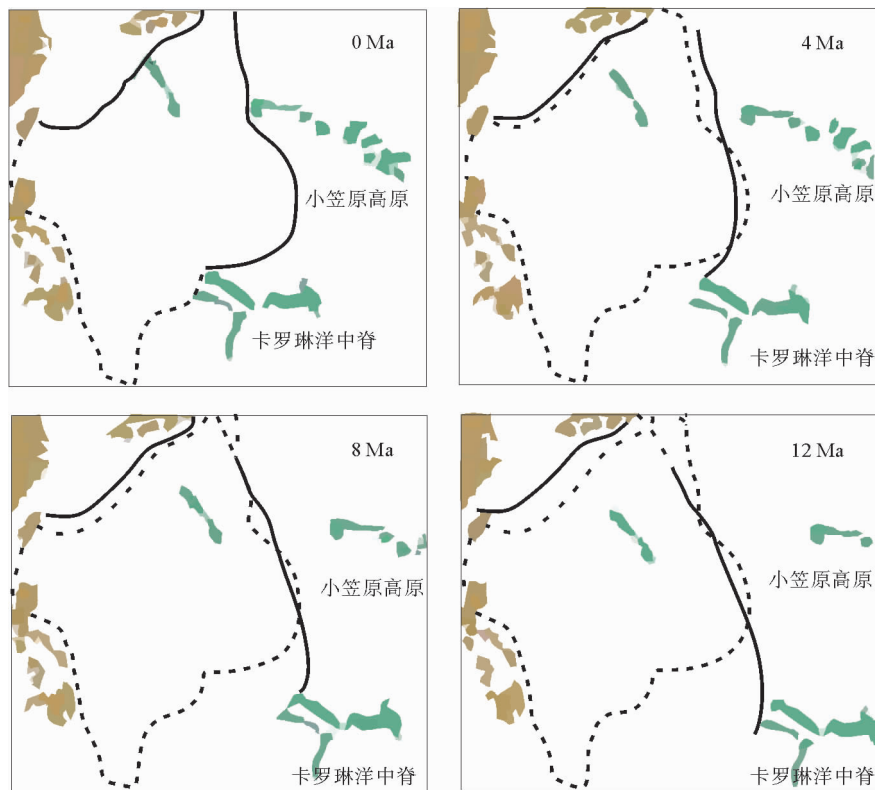


图 12 伊豆-小笠原、马里亚纳海沟的构造演化 (据文献[29]修改)

黑色虚线代表现今板块边界,黑色实线代表古板块边界

Fig. 12 The tectonic evolution of the IBM Trench (revised from reference[29])

Black dashed lines are current plate boundaries, and black solid lines are paleo-plate boundaries

从自由空气异常数据揭示,北部的小笠原高原为轴外型,弹性厚度大,底部岩石圈可能变形相对小,南部的卡罗琳洋中脊为轴内型,弹性厚度小,底部岩石圈变形可能较大。

本文计算了伊豆-小笠原、马里亚纳弧段的浅源地震与俯冲速率的相关系数为 0.605,证实了俯冲速率是一个重要的控制因素。马里亚纳弧段在地震上展现了明显的分段性,尤其在中源地震(60~300 km)展现了明显的 3 个峰值,从南向北分别对应着卡罗琳洋中脊、Dutton 洋中脊与 Marcus-Necker 洋中脊。本文推断一方面与海山俯冲引起的板片高程度破裂提供更多的流体所致,另一方面与海山俯冲机制导致的板片局部变形有关,可能改变了局部的耦合性或俯冲板片的热状态。

通过 Paraview 构建了全球 P 波速度数据的三维结构,并提取了 P 波大约 8.0 km/s 的等值面揭示了马里亚纳之下俯冲板片的形态,结果展示马里亚纳北部与南部之下存在数据的缺失,且北部比南部更大,可能代表了深部板片的撕裂。菲律宾海板块之下 410~660 km 不连续界面滞留的太平洋板块,南西向与马里亚纳南部俯冲太平洋板块相连,初

步推断这种结构与具有较大浮力的卡罗琳洋中脊可能共同决定了马里亚纳南部 8°N、137.3°E 存在的旋转极。

参考文献 (References)

- [1] Kanamori H. Great earthquakes at island arcs and the lithosphere[J]. *Tectonophysics*, 1971, 12(3): 187-198.
- [2] Lay T, Kanamori H, Ruff L J. The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes[J]. *Earthquake Prediction Research*, 1982, 1(1): 3-71.
- [3] Chiu J M, Isacks B L, Cardwell R K. 3-D configuration of subducted lithosphere in the Western Pacific[J]. *Geophysical Journal International*, 1991, 106(1): 99-111.
- [4] Jaxybulatov K, Koulakov I, Dobretsov N L. Segmentation of the Izu-Bonin and Mariana slabs based on the analysis of the Benioff seismicity distribution and regional tomography results [J]. *Solid Earth*, 2013, 4(1): 59-73.
- [5] Kelleher J, McCann W. Buoyant zones, great earthquakes, and unstable boundaries of subduction[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1976, 81(26): 4885-4896.
- [6] Watts A B, Koppers A A P, Robinson D P. Seamount subduction and earthquakes[J]. *Oceanography*, 2010, 23(1):

- 166-173.
- [7] Ruff L J, Kanamori H. Seismicity and the subduction process [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1980, 23 (3): 240-252.
- [8] Cloos M, Shreve R L. Shear-zone thickness and the seismicity of Chilean- and Marianas-type subduction zones[J]. *Geology*, 1996, 24(2): 107-110.
- [9] Gutscher M A, Westbrook G K. Great earthquakes in slow subduction, low-taper margins[M]//Lallemand S, Funicello F. *Subduction Zone Geodynamics*. *Frontiers in Earth Sciences*. Berlin Heidelberg: Springer, 2009: 119-133.
- [10] Syracuse E M, van Keken P E, Abers G A. The global range of subduction zone thermal models[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2010, 183(1-2): 73-90.
- [11] Heuret A, Lallemand S, Funicello F, et al. Physical characteristics of subduction interface type seismogenic zones revisited[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2011, 12 (1): Q01004.
- [12] 邢健, 郝天珧, 胡立天, 等. 对日本俯冲带与 IBM 俯冲带俯冲特征的地球物理研究: 来自重力与震源分布数据的启示 [J]. *地球物理学报*, 2016, 59(1): 116-140. [XING Jian, HAO Tianyao, HU Litian, et al. Characteristics of the Japan and IBM subduction zones: Evidence from gravity and distribution of earthquake sources[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2016, 59(1): 116-140.]
- [13] Gudmundsson ó, Sambridge M. A regionalized upper mantle (RUM) seismic model[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103(B4): 7121-7136.
- [14] Miller M S, Kennett B L N, Lister G S. Imaging changes in morphology, geometry, and physical properties of the subducting Pacific plate along the Izu-Bonin-Mariana arc [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 224(3-4): 363-370.
- [15] Miller M S, Gorbатов A, Kennett B L N. Heterogeneity within the subducting Pacific slab beneath the Izu-Bonin-Mariana arc: Evidence from tomography using 3D ray tracing inversion techniques[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 235(1-2): 331-342.
- [16] Wei W, Xu J D, Zhao D P, et al. East Asia mantle tomography: New insight into plate subduction and intraplate volcanism[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, 60: 88-103.
- [17] Shi X J. Spatial differences of the earthquake distribution along the island-arcs in the Western Pacific and their causes [J]. *Seismology and Geology*, 1998, 20(4): 399-404.
- [18] Stern R J, Fouch M J, Klemperer S L. An overview of the Izu-Bonin-Mariana subduction factory[M]//Eiler J. *Inside the Subduction Factory*. Washington, DC: American Geophysical Union, 2003: 175-222.
- [19] Scholz C H, Small C. The effect of seamount subduction on seismic coupling[J]. *Geology*, 1997, 25(6): 487-490.
- [20] Das S, Watts A B. Effect of subducting seafloor topography on the rupture characteristics of great subduction zone earthquakes[M]//Lallemand S, Funicello F. *Subduction Zone Geodynamics*. *Frontiers in Earth Sciences*. Berlin Heidelberg: Springer, 2009: 103-118.
- [21] Mochizuki K, Yamada T, Shinohara M, et al. Weak interplate coupling by seamounts and repeating $M \sim 7$ earthquakes [J]. *Science*, 2008, 321(5893): 1194-1197.
- [22] Cloos M. Thrust-type subduction-zone earthquakes and seamount asperities: A physical model for seismic rupture[J]. *Geology*, 1992, 20(7): 601-604.
- [23] Kodaira S, Takahashi N, Nakanishi A, et al. Subducted seamount imaged in the rupture zone of the 1946 Nankaido earthquake[J]. *Science*, 2000, 289(5476): 104-106.
- [24] Husen S, Kissling E, Quintero R. Tomographic evidence for a subducted seamount beneath the Gulf of Nicoya, Costa Rica: The cause of the 1990 $M_w = 7.0$ Gulf of Nicoya earthquake[J]. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29(8): 79-1-79-4.
- [25] Oleskevich D A, Hyndman R D, Wang K. The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1999, 104(B7): 14965-14991.
- [26] Currie C A, Hyndman R D, Wang K, et al. Thermal models of the Mexico subduction zone: Implications for the megathrust seismogenic zone[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107(B12): ETG 15-1-ETG 15-13.
- [27] Rosenbaum G, Gasparon M, Lucente F P, et al. Kinematics of slab tear faults during subduction segmentation and implications for Italian magmatism[J]. *Tectonics*, 2008, 27(2): TC2008.
- [28] Gvirtzman Z, Stern R J. Bathymetry of Mariana trench-arc system and formation of the Challenger Deep as a consequence of weak plate coupling[J]. *Tectonics*, 2004, 23(2): TC2011.
- [29] Miller M S, Kennett B L N, Toy V G. Spatial and temporal evolution of the subducting Pacific plate structure along the western Pacific margin[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2006, 111(B2): B02401.
- [30] Jarrard R D. Relations among subduction parameters[J]. *Reviews of Geophysics*, 1986, 24(2): 217-284.
- [31] Pacheco J F, Sykes L R, Scholz C H. Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1993, 98(B8): 14133-14159.
- [32] Heuret A, Lallemand S. Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2005, 149(1-2): 31-51.
- [33] DeMets C, Gordon R G, Argus D F, et al. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions[J]. *Geophysical Research Letters*, 1994, 21(20): 2191-2194.
- [34] Simmons N A, Myers S C, Johannesson G, et al. LLNL-G3Dv3: Global P wave tomography model for improved re-

- gional and teleseismic travel time prediction[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2012, 117(B10): B10302.
- [35] Seno T, Maruyama S. Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea[J]. *Tectonophysics*, 1984, 102(1-4): 53-84.
- [36] Seno T, Stein S, Gripp A E. A model for the motion of the Philippine Sea Plate consistent with NUVEL-1 and geological data[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1993, 98(B10): 17941-17948.
- [37] 臧绍先, 宁杰远. 西太平洋俯冲带的研究及其动力学意义[J]. *地球物理学报*, 1996, 39(2): 188-202. [ZANG Shaonian, NING Jieyuan. Study on the subduction zone in Western Pacific and its implication for the geodynamics[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 1996, 39(2): 188-202.]
- [38] Oakley A J, Taylor B, Moore G F. Pacific Plate subduction beneath the central Mariana and Izu-Bonin fore arcs: New insights from an old margin[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2008, 9(6): Q06003.
- [39] Hussong D M, Uyeda S. Tectonic processes and the history of the Mariana Arc: A synthesis of the results of Deep Sea Drilling Project Leg[M]//Hussong D M. Initial Report of the Deep Sea Drilling Project. 1982, 60: 909-929.
- [40] 石学法, 鄢全树. 西太平洋典型边缘海盆的岩浆活动[J]. *地球科学进展*, 2013, 28(7): 737-750. [SHI Xuefa, YAN Quanshu. Magmatism of typical marginal basins (or back-arc basins) in the West Pacific[J]. *Advances in Earth Science*, 2013, 28(7): 737-750.]
- [41] Deschamps A, Fujiwara T. Asymmetric accretion along the slow-spreading Mariana Ridge[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2003, 4(10): 8622.
- [42] Yamazaki T, Seama N, Okino K, et al. Spreading process of the northern Mariana Trough: Rifting-spreading transition at 22°N[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2003, 4(9): 1075.
- [43] Seama N, Okino K. Asymmetric seafloor spreading of the southern Mariana trough back-arc basin[M]//Ishibashi J, Okino K, Sunamura M. *Subseafloor Biosphere Linked to Hydrothermal Systems*. Tokyo, Japan: Springer, 2015: 253-260.
- [44] 宋传中, 钱德玲. 西北太平洋岛弧系列成因的探讨[J]. *地质论评*, 1993, 39(1): 1-8. [SONG Chuazhong, QIAN Delling. The genesis of the Northwest Pacific island arc system[J]. *Geological Review*, 1993, 39(1): 1-8.]
- [45] Amante C, Eakins B W. ETOPO1 1 arc-minute global relief model: Procedures, data sources and analysis[R]. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, National Geophysical Data Center, NOAA, 2009, doi: 10.7289/V5C8276M.
- [46] Fujiwara T, Tamura C, Nishizawa A, et al. Morphology and tectonics of the yap trench[J]. *Marine Geophysical Researches*, 2000, 21(1-2): 69-86.
- [47] Okino K, Ohara Y, Kasuga S, Kato, Y. The Philippine Sea: New survey results reveal the structure and the history of the marginal basins[J]. *Geophysical Research Letters*, 1999, 26(15): 2287-2290.
- [48] Fujioka K, Kanamatsu T, Ohara Y, et al. Parece Vela Rift and Central Basin Fault revisited—STEPS-IV (structure, tectonics and evolution of the Philippine Sea)—cruise summary report[J]. *InterRidge News*, 2000, 9(1): 18-22.
- [49] 宋永东, 马小川, 张广旭, 等. 西太平洋雅浦海沟区海底热流原位测量[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2016, 36(4): 51-56. [SONG Yongdong, MA Xiaochuan, ZHANG Guangxu, et al. Heat flow in-situ measurement at yap trench of the Western Pacific[J]. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 2016, 36(4): 51-56.]
- [50] Hayes G P, Wald D J, Johnson R L. Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2012, 117(B1): B01302.
- [51] Nishizawa A, Kaneda K, Watanabe N, et al. Seismic structure of the subducting seamounts on the trench axis: Erimo Seamount and Daiichi-Kashima Seamount, northern and southern ends of the Japan Trench[J]. *Earth, Planets and Space*, 2009, 61(3): BF03352912.
- [52] Singh S C, Hananto N, Mukti M, et al. Aseismic zone and earthquake segmentation associated with a deep subducted seamount in Sumatra[J]. *Nature Geoscience*, 2011, 4(5): 308-311.
- [53] 张锦明, 游雄. 地形起伏度最佳分析区域研究[J]. *测绘科学技术学报*, 2011, 28(5): 369-373. [ZHANG Jinming, YOU Xiong. Investigating optimum statistical unit of relief[J]. *Journal of Geomatics Science and Technology*, 2011, 28(5): 369-373.]
- [54] Lallemand S. Active continental margin[M]//Harff J, Meschede M, Petersen S, et al. *Encyclopedia of Marine Geosciences*. Netherlands: Springer, 2014: 1-6.
- [55] Dziewonski A M, Chou T A, Woodhouse J H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1981, 86(B4): 2825-2852.
- [56] Watts A B, Ribe N M. On geoid heights and flexure of the lithosphere at seamounts[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1984, 89(B13): 11152-11170.
- [57] Sandwell D T, Smith W H F. Marine gravity anomaly from GEOSAT and ERS 1 satellite altimetry[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102(B5): 10039-10054.
- [58] Koppers A A P, Watts A B. Intraplate seamounts as a window into deep earth processes[J]. *Oceanography*, 2010, 23(1): 42-57.
- [59] Dominguez S, Lallemand S E, Malavieille J, et al. Upper plate deformation associated with seamount subduction[J]. *Tectonophysics*, 1998, 293(3-4): 207-224.
- [60] Bautista B C, Bautista M L P, Oike K, et al. A new insight on the geometry of subducting slabs in northern Luzon, Philippines[J]. *Tectonophysics*, 2001, 339(3-4): 279-310.
- [61] Ranero C R, Morgan J P, McIntosh K, et al. Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America

- trench[J]. *Nature*, 2003, 425(6956): 367-373.
- [62] Fryer P, Smoot N C. Processes of seamount subduction in the Mariana and Izu-Bonin trenches[J]. *Marine Geology*, 1985, 64(1-2): 77-90.
- [63] Fryer P, Becker N, Appelgate B, et al. Why is the challenger deep so deep? [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 211(3-4): 259-269.
- [64] Chen P F, Chen K X, Cheng H Y. Frequent excitations of T waves by earthquakes in the South Mariana Arc[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015, 98: 50-60.
- [65] Gripp A E, Gordon R G. Young tracks of hotspots and current plate velocities[J]. *Geophysical Journal International*, 2002, 150(2): 321-361.
- [66] Peacock S M, Wang K L. Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: Examples from Southwest and Northeast Japan[J]. *Science*, 1999, 286(5441): 937-939.
- [67] Müller R D, Seton M, Zahirovic S, et al. Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2016, 44(1): 107-138.

TRIGGERING CAUSES OF EARTHQUAKES ALONG THE IZU-BONIN-MARIANA SUBDUCTION ZONE

KONG Xiangchao^{1,2}, LI Sanzhong^{1,2}, WANG Yongming^{1,2}, SUO Yanhui^{1,2},
DAI Liming^{1,2}, WANG Pengcheng^{1,2}, WANG Qian^{1,2}, GUO Lingli^{1,2}, ZHU Junjiang^{1,2}

(1. Key Lab of Submarine Geosciences and Prospecting Techniques, MOE, College of Marine Geosciences,
Ocean University of China, Qingdao 266100, China;

2. Laboratory for Marine Geology, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266237, China)

Abstract: The correlation coefficient between shallow earthquakes and plate subduction rates along the IBM is calculated in this paper. It suggests that the plate subduction rate is an important parameter to determine the spatial distribution of earthquakes. Statistic of earthquakes reveals that intermediate to deep (60~300 km) seated earthquakes along the Mariana Arc show an obvious feature of segmentation corresponding to the relief of sea floor. It is inferred to be caused by over supply of fluids during the seamount subduction, which leads to the break and local deformation of the subducting slab and change in coupling of thermal pattern. A counter surface of 8.0 km/s from the global P-wave model beneath the Mariana Arc is extracted and presented by the Paraview software. Two gaps are observed under the north and south ends of the Mariana Arc, owing to the tearing up of the subducting slab, which is stronger in the north and weaker in the south, and the difference in subduction rate in the northern Ogasawara Plateau and the southern Caroline Ridge respectively. The gravity and earthquake data also reveals that in the southern part of the Mariana Arc there may be strong interplate coupling, and 3D P-wave speed map shows that the 410~670 km remanent Pacific Plate beneath the Philippine Sea Plate extend to the southwest and there is an indirect contact with the subducting Pacific plate from the southern Mariana Arc. A preliminary deduction is that the deep structure and the buoyant Caroline Ridge may determine the existence of the rotation pole located at 8°N, 137.3°E in the southern Mariana.

Key words: subduction zone; earthquake; seamount; slab tear; subduction rate