

西太平洋洋底高原内部结构与形成演化

张锦昌^{1,2,3}, 罗怡鸣⁴, 李海勇^{1,2,3}, 杨博^{1,2,3}, 黄彦铭⁵

1. 中国科学院边缘海与大洋地质重点实验室, 中国科学院南海海洋研究所, 南海生态环境工程创新研究院, 广州 511458
2. 南方海洋科学与工程广东省实验室(广州), 广州 511458
3. 中国-巴基斯坦地球科学研究中心, 中国科学院-巴基斯坦高等教育委员会, 巴基斯坦伊斯兰堡 45320
4. 南方科技大学海洋科学与工程系, 深圳 518055
5. 油气资源与勘探技术教育部重点实验室(长江大学), 武汉 430100

摘要 洋底高原是在深海盆地中最显著的大火成岩省, 记录着海洋大规模的岩浆活动, 对研究地壳结构、板块构造、地幔动力学乃至地球演化历史都具有重要意义。西太平洋是洋底高原分布最密集的区域, 是研究洋底高原内部结构与形成演化的最佳场所。选取西太平洋中最具代表性的6座洋底高原——沙茨基海隆、赫斯海隆、麦哲伦海隆、翁通爪哇高原、马尼希基高原以及希古朗基高原, 通过对这6座洋底高原地质概况的简要描述, 归纳近年来获得的地球物理与地球化学重要观测结果, 揭示其内部结构的共性, 包括大面积地形隆起、异常厚的地壳、异常负的地幔重力异常以及形成于洋中脊之上或者附近的位置特征; 探索了其形成机制, 即地幔柱与洋中脊的相互作用可能是洋底高原的主要成因。

关键词 大火成岩省; 洋底高原; 地幔柱; 洋中脊; 西太平洋

根据地学界普遍接受的大陆漂移学说、海底扩张学说和板块构造学说, 火山是地球岩石圈基本构造单元, 火山作用将地球内部的岩浆输送到岩石圈, 塑造了地表的构造形态。地球上的火山作用主要分布在扩张型板块边界(洋中脊)、汇聚型板块边

界(俯冲带)以及与热点有关的地区。强烈的热点作用喷出大量岩浆到地表, 形成面积超过10万 km^2 、地壳异常厚的火山区域, 称为大火成岩省(large igneous province)^[1]。研究大火成岩省的形成与演化有助于探索板块构造、地壳结构、地幔动力

收稿日期: 2022-10-20; 修回日期: 2022-12-22

基金项目: 南方海洋科学与工程广东省实验室(广州)人才团队引进重大专项(GML2019ZD0205); 广东省基础与应用基础研究基金项目(2021B1515020098, 2019A1515011244); 国家自然科学基金项目(41890813, 41976066, 42006056, 91958212); 中国科学院项目(133244KYSB20180029, 131551KYSB20200021, Y4SL021, QYZDY-SSW-DQC005, ISEE2021PY03); 广东省重点领域研发计划项目(2020B1111520001); 中国博士后科学基金资助项目(2022M711480)

作者简介: 张锦昌, 研究员, 研究方向为海洋地质与地球物理, 电子信箱: jzhang@scesio.ac.cn

引用格式: 张锦昌, 罗怡鸣, 李海勇, 等. 西太平洋洋底高原内部结构与形成演化[J]. 科技导报, 2023, 41(2): 65-79; doi: 10.3981/j.issn.1000-7857.2023.02.008

学以及地球内部物质循环的重要过程。

大火成岩省拥有异常厚的地壳,记录着大陆和海洋岩石圈的超级增生过程,但是相对于研究比较多的洋中脊系统和俯冲带火山弧系统,大火成岩省的研究较为缺乏,其形成机制仍难以用板块构造学说很好地解释。研究者对地球上大火成岩省构造的系统性研究开始于大陆溢流玄武岩(continental flood basalt)^[2]。随着海洋科学技术的发展,研究者发现海洋底下也存在着类似的巨型火山构造,即洋底高原(oceanic plateau)和火山型被动大陆边缘(volcanic passive margin);这两者被认为是大陆溢流玄武岩在海洋里的兄弟姐妹^[3-4]。因此,大陆溢流玄武岩、洋底高原和火山型被动大陆边缘组成了地球上大火成岩省的3种构造类型。

为了解决大火成岩省的成因问题,在板块构造理论的基础上,学者提出了地幔柱成因假说(mantle plume)^[1,5-6],认为是地球内部温度异常导致较热的物质和能量从地幔深部上涌到地球表面,产生了热地幔柱,其中巨大的地幔柱头带着大量的岩浆喷发到地球表面形成了大火成岩省;随后为规模衰减的地幔柱尾的岩浆作用,如果上板块相对运动足够快,则会形成线性的火山岛链。相对地,有学者指出巨型火山形成不需要地幔柱,只需要基本的板块构造过程即可完成板块成因假说(plate model)^[7-8]。他们认为在板块的边界处或者是板块的破裂处,由

于板块应力变化导致岩石圈减弱,上地幔发生减压熔融,富集了大量岩浆,这些岩浆沿着板块边界和裂隙溢流到地表,即可形成大火成岩省。此外,还有学者提出是陨石撞击的成因^[9-10],但是这种假说在缺少陨石碰撞留下的痕迹以及陨石样品等证据下难以成立。总而言之,大火成岩省的成因问题,至今存在着很大争议。

洋底高原是在深海盆地中最显著的大火成岩省,是常见的海底地质构造单元(图1)。它们多为宽广的平顶海山,高几千米,面积达数百万平方千米,单个大火成岩省的体积达数百万立方千米,具有异常厚的地壳^[1]。据统计,目前已知的洋底高原总面积约占全球海洋地壳面积的5.11%^[11]。相对于大陆溢流玄武岩,洋底高原隐藏于大洋深处,避免了风化侵蚀等对原始地质现象的改造和破坏;并且,其受陆源岩石的污染较少,更能代表地幔源区的岩性特质。因此,洋底高原是地球构造演化历史进程中大规模岩浆活动的记录者,对研究地幔动力学乃至地球演化历史具有重要意义。

西太平洋是洋底高原最密集的区域(图1)。西太平洋中最具代表性的6座洋底高原,从北到南分别是沙茨基海隆(Shatsky Rise)、赫斯海隆(Hess Rise)、麦哲伦海隆(Magellan Rise)、翁通爪哇高原(Ontong Java Plateau)、马尼希基高原(Manihiki Plateau)以及希古朗基高原(Hikurangi Plateau)。

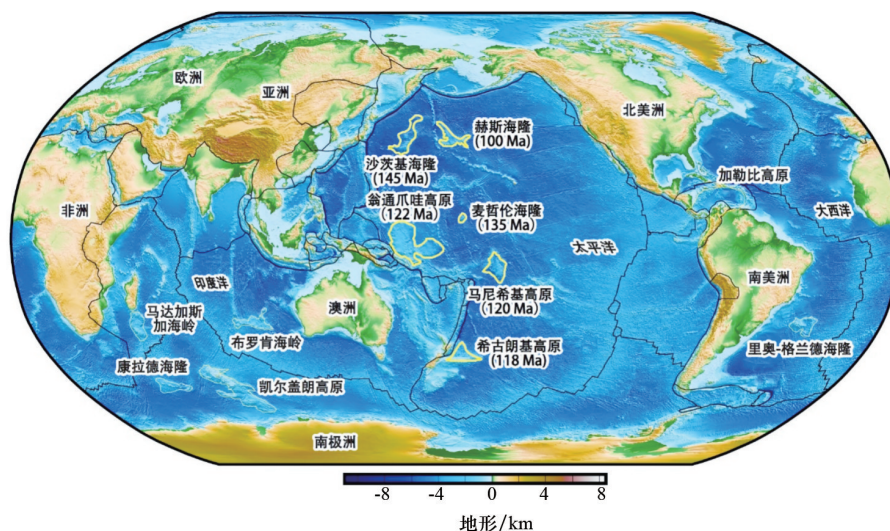


图1 全球主要洋底高原分布

通过对这6座洋底高原地质概况的描述,归纳近些年获得的地球物理与地球化学重要观测成果,揭示它们内部结构的共性特征,探索西太平洋洋底高原形成演化的基本规律。

1 数据方法

本研究使用了全球地形数据(图1,15"精度)^[12]、

海洋地壳年龄数据(图2,2弧分精度)^[13],以及自由空气重力异常(free-air gravity anomaly, FAA)数据(图2,1'精度)^[12];定量计算了西太平洋6座洋底高原的地幔布格重力异常(mantle Bouguer anomaly, MBA)、剩余地幔布格重力异常(residual mantle Bouguer anomaly, RMBA),以及重力反演的相对地壳厚度(图3)。具体计算方法参考文献[14]。MBA和RMBA能够反应地壳厚度与地幔密度存在的异

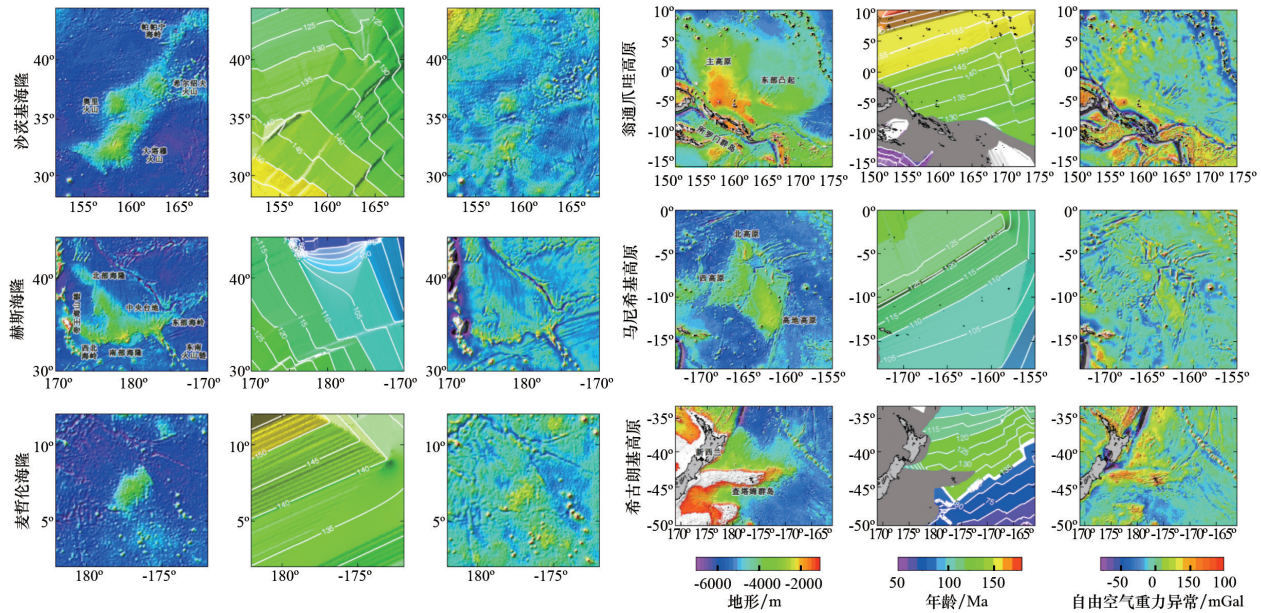


图2 西太平洋6座洋底高原地形、年龄以及自由空间重力异常分布

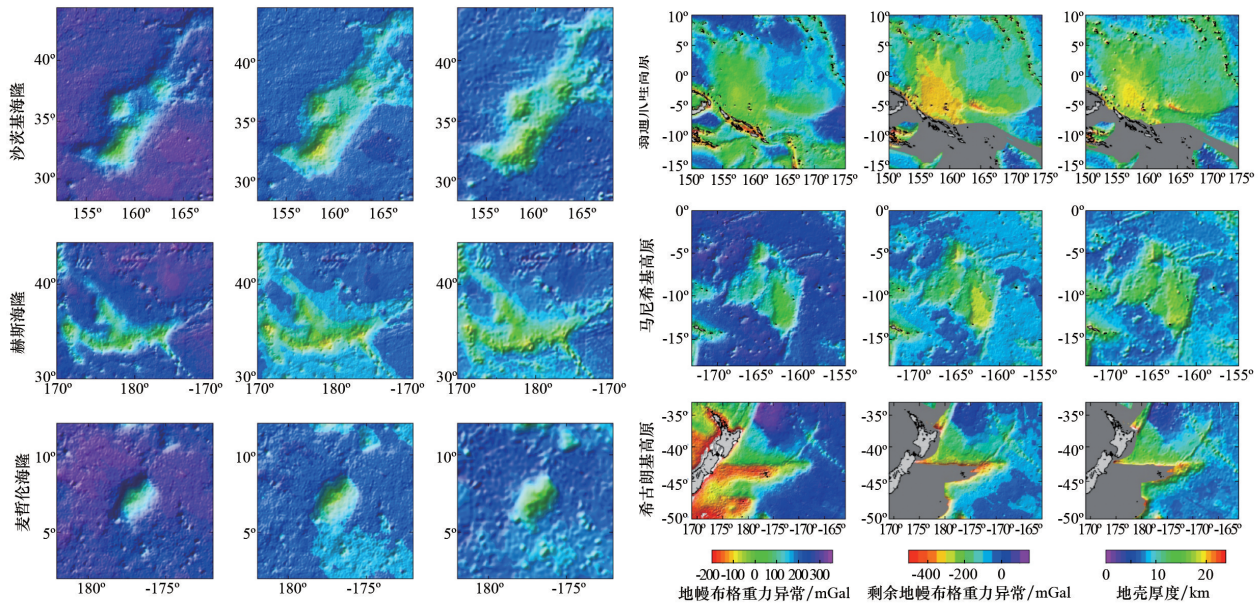


图3 西太平洋6座洋底高原地幔布格重力异常、剩余地幔布格重力异常以及相对地壳厚度模型结果

常^[15-16]。本文假设平均地壳厚度为6 km,通过向下延拓RMBA,反演得到相对地壳厚度的端元模型^[15,17]。

本文中展示的洋底高原地磁异常条带(磁条带)主要聚焦在西北太平洋沙茨基海隆和麦哲伦海隆附近。沙茨基海隆的磁条带分布数据主要来源于文献[18]~[20],麦哲伦海隆的磁条带分布数据来源于文献[21]~[24]。上述2座洋底高原的地磁异常数据皆可以在美国国家环境信息中心(National Centers for Environmental Information)下载。地磁异常数据的处理涉及内源场和外源场的去除,噪声和奇异值的去除,交叉点误差校正和专门针对早期航次的导航误差校正,具体校正方法可参照文献[20]。其中,沙茨基海隆已经过处理的地磁异常数据可由<http://earthref.org/ERDA/2423/>下载获取。

本文系统收集西太平洋6座洋底高原的Sr-Nd-Hf-Pb同位素数据,结合全岩和矿物微量元素及年代学数据,与不同地幔端元进行对比,并与地球物理观测数据相互印证,共同约束洋底高原成因。

2 地质概况

2.1 沙茨基海隆

沙茨基海隆位于西北太平洋(图1),日本以东1500 km,水深约3~4 km,相对于周边深海盆地高约4 km,面积约 $0.53 \times 10^6 \text{ km}^2$ ^[25],是全球第三大洋底高原,仅次于同处于西太平洋的翁通爪哇高原与东南印度洋的凯尔盖朗高原(Kerguelen Plateau)。沙茨基海隆总体沿着东北至西南轴线延伸分布,主要由几座已停止活动的海底火山组成,几座火山的大小和年龄具有渐进性,呈现岛链状:自西南到东北方向、从大到小排列着大塔穆火山(Tamu Massif)、奥里火山(Ori Massif)、希尔绍夫火山(Shirshov Massif)与帕帕宁海岭(Papanin Ridge),年龄逐渐变年轻^[18],其中大塔穆火山是全球最大的单体火山,面积约 $3.2 \times 10^5 \text{ km}^2$ ^[26]。

海洋地磁数据表明,这座海隆形成于太平洋、伊泽奈崎与法拉龙3个板块的洋中脊交汇处(Pa-

cific-Izanagi-Farallon RRR triple junction)^[18]。最新测量的地磁异常数据揭示了沙茨基海隆的火山内部具有条带状地磁异常特征,即磁条带,表明了该海隆类似洋中脊,是海底扩张的产物,尽管海隆拥有比正常洋中脊厚4倍的洋壳^[27-28]。由于一部分沙茨基海隆可能随着伊泽奈崎与法拉龙板块的运动俯冲到地幔,目前只残留了太平洋板块上的部分,所以沙茨基海隆形成时的实际大小可能比现在观测到的还要大^[25]。

沙茨基海隆的MBA约为20~220 mGal, RMBA约为-280~-80 mGal,重力反演的相对地壳厚度为9~18 km(图3)。其中,最负的MBA、RMBA与最厚的地壳位于大塔穆火山,奥里火山与希尔绍夫火山次之,而东北部的帕帕宁海岭重力异常最小、地壳最薄(图3)。人工地震探测结果显示沙茨基海隆的地壳厚度最厚可达30 km^[25],比本文重力反演的相对地壳厚度更厚,反映了沙茨基海隆底下的真实密度结构与计算假定的密度结构存在差异。

沙茨基海隆形成于晚侏罗纪-早白垩纪(147~121 Ma),在沙茨基海隆上钻取的玄武岩样品年龄与周围地磁年龄一致^[29]。大洋钻探计划ODP 198航次的1213站位获得该高原基底玄武岩;综合大洋钻探计划IODP 324航次在大塔穆火山、奥里火山和希尔绍夫火山共钻5个站位,其中4个站位(U1346、U1347、U1349和U1350)均获得基底玄武岩。沙茨基海隆基底以拉斑玄武岩为主,并且具有与洋中脊玄武岩相似的元素地球化学特征,可以被分为正常型、低Ti型、高Nb型和U1349站位型^[30-31]。正常型玄武岩占据主导,与正常型洋中脊玄武岩(N-MORB)相似,但形成温度和压力更高。低Ti型玄武岩具有与正常型玄武岩相似的Sr-Nd-Hf同位素组成,但MgO含量更低。高Nb玄武岩与洋岛玄武岩(OIB)非常相似,具有富集的微量元素特征和富集的放射性成因同位素组成。U1349站位型玄武岩只出露于一个站位,具有最为亏损的不相容元素和同位素组成特征^[30-31]。沙茨基海隆玄武岩的地幔源区经过15%~23%的部分熔融,与洋中脊玄武岩相似或稍高,地幔潜在温度高出正常地幔约50℃,玄武岩形成于石榴石相地幔源区的部分熔

融^[25]。通过 He 和 Li 及其他传统同位素体系研究表明,沙茨基海隆玄武岩的源区存在再循环大洋地壳组分^[32]。

2.2 赫斯海隆

赫斯海隆位于西北太平洋帝王海山链的东边(图1),以帝王海山链为对称轴,赫斯海隆和沙茨基海隆是近乎对称的2座洋底高原。地球物理和地球化学观测数据以及板块重建和数值模拟等研究均指示两者是同源的、构造相似的洋底高原^[33-35]。

赫斯海隆总体呈现倒T字形态,海底隆起沿着西北至东南方向展布,由3条线性火山构造组成,分别是北部海隆-中央台地(Northern Hess Rise-Central Platform)、西北海岭-南部海隆-东部海岭(Northwestern Ridge-Southern Hess Rise-Eastern Ridge)以及东南火山链(Southeastern Extension)。过往研究推测,赫斯海隆形成于太平洋和法拉龙板块之间的扩张洋中脊或者太平洋、伊泽奈崎和法拉龙板块的三联点^[36-38]。赫斯海隆的MBA约为0~200 mGal, RMBA约为-300~-100 mGal,重力反演的相对地壳厚度为9~19 km(图3)。

赫斯海隆形成于约100 Ma^[39],深海钻探计划DSDP 32和62两个航次在此钻取基底岩石样品,其中DSDP 62的464和465站位成功获得基底玄武岩^[40-41]。赫斯海隆基底玄武岩主要有拉斑玄武岩(464站位)和粗面岩(465站位)2种岩石类型。拉斑玄武岩具有平坦的稀土配分模式和相对亏损的同位素组成。粗面岩具有富集的微量元素组成(如高的Ce/Yb比值),同位素组成上更加富集放射性成因Pb而偏向HIMU型地幔组成^[35]。

2.3 麦哲伦海隆

麦哲伦海隆位于西太平洋中部(图1),其规模和形态与周围海山存在明显差异。它是一座东北走向的洋底高原(图2),高出海底约3 km,面积约为 $0.5 \times 10^5 \text{ km}^2$ ^[42-44]。该海隆岩浆喷发量与本文提到的其他5座洋底高原的岩浆喷发量相比要小,但也达到了夏威夷热点喷发量的3倍左右^[45]。麦哲伦海隆的MBA为90~250 mGal, RMBA为-220~-80 mGal,重力反演的相对地壳厚度为7~15 km(图3)。

有别于大多数形成于白垩纪超静磁带(Cretaceous Normal Superchron, 126~84 Ma)的洋底高原(例如赫斯海隆、翁通爪哇高原、马尼希基高原和希古朗基高原),麦哲伦海隆(和沙茨基海隆)是少有的形成于地磁倒转时期的洋底高原,其周围磁条带的分布特征使得重塑其构造演化历史成为可能。地磁数据指示麦哲伦海隆形成于菲尼克斯(Phoenix)和法拉龙板块扩张洋中脊附近^[21-24]。有学者^[24]在重塑中西太平洋磁条带记录的过程中发现麦哲伦海隆存在更多时间上连续的非尼克斯磁条带,甚至有穿过麦哲伦海隆中心的趋势。由此可见,麦哲伦海隆的形成与洋中脊扩张关系密切。此外,根据麦哲伦海隆周围的磁条带记录推测,该大型火山可能形成于145~139 Ma或139~135 Ma之间。

DSDP 167航次岩芯采样数据显示麦哲伦海隆基底玄武岩形成于早白垩纪时期(约135 Ma),与周围磁条带年龄吻合^[46-47]。由于其远在深海,观测数据相对有限,相比其他洋底高原,其地球化学研究极为匮乏。

2.4 翁通爪哇高原

翁通爪哇高原位于西南太平洋赤道附近(图1),邻近所罗门群岛,由主高原(Main Plateau)与东部凸起(Eastern Salient)组成(图2),是全球最大的洋底高原,面积约 $1.9 \times 10^6 \text{ km}^2$,水深1~3 km,高约3 km,地壳最厚可达38 km^[48-49]。翁通爪哇高原MBA为-100~150 mGal, RMBA为-410~-160 mGal,重力反演的相对地壳厚度约为12~23 km。其中,主高原最厚的MBA、RMBA与最厚的地壳位于南部,且南部比北部异常更大(图3);而东部凸起则是西部比东部具有更厚的MBA、RMBA与更厚的地壳(图3)。

翁通爪哇高原形成于122~90 Ma之间,经历2期明显的岩浆喷发。来自ODP、DSDP以及位于高原南缘的基底玄武岩⁴⁰Ar/³⁹Ar定年得出,约在122 Ma,大规模火山短期内(数个百万年)快速喷发形成翁通爪哇高原,此时距离洋中脊系统仅几百千米^[50],随后在90 Ma发生一次较小的后期火山活动^[51]。根据地形、年龄与岩石组分,Taylor^[52]提出翁通爪哇、马尼希基和希古朗基这3座高原曾为一

体,随后由于海底扩张,三者逐渐被分离至现今的位置。翁通爪哇高原没有发现火山链的存在,可能是由于翁通爪哇高原形成后,海底扩张将翁通爪哇、马尼希基和希古朗基3座高原分裂开来,使得翁通爪哇高原成为一个孤立的火山体^[52]。

DSDP 30、ODP 130和192这3个航次的8个站位(289、803、807和1183-1187)都成功获得翁通爪哇高原基底玄武岩。Fitton等^[53]将这些玄武岩分为3种类型:(1) Kwaimbaita型。是最为主要的岩石类型,具有相对平坦的微量元素配分,同位素组成类似于富集型洋中脊玄武岩(E-MORB);(2) Kroenke型。是原始的拉斑玄武岩,与Kwaimbaita型具有相似的放射成因同位素组成,但MgO含量更高,不相容元素含量更低^[54-55];(3) Singgalo型。具有更为富集的不相容元素含量和富集的EMI型Sr-Nd-Pb同位素组成^[55]。利用地球化学、同位素地球化学模拟及橄榄岩相平衡正反演,均证实翁通爪哇高原玄武岩的橄榄岩源区经历~30%的部分熔融,并且地幔潜在温度高于1500°C^[53, 55-56]。铂族元素地球化学亦需要高达约30%地幔源区的部分熔融,地幔源区最小的熔融温度大于潜在的原始温度185~235°C(即1465~1515°C, 3.5~4.0 GPa),并且极高的含量需要源区组分部分来自于地核^[57]。

2.5 马尼希基高原

马尼希基高原位于太平洋中部、翁通爪哇高原的东南部(图1),由高地高原(High Plateau)、西高原(Western Plateau)以及北高原(North Plateau)3个部分组成,总面积大约相当于翁通爪哇高原的1/3(图2)。马尼希基高原高于其周边的深海盆地约2~3 km。高原内部及边缘发育很多断层,整个高原呈现方形,内部可细分诸多线性结构,由此推测该高原可能形成于太平洋和南极洲板块之间的扩张中心,或者形成于太平洋、南极洲和法拉龙板块的三联点^[58-59]。

马尼希基高原的MBA约为-20~200 mGal, RMBA约为-320~-100 mGal,重力反演的相对地壳厚度为9~20 km(图3)。高地高原的地震探测显示地壳厚度超过20 km^[60-61]。

根据DSDP 317钻孔以及拖网等获取的基底玄

武岩定年,马尼希基洋底高原形成于125~116 Ma^[62-64],与翁通爪哇高原第一期岩浆作用时间一致。马尼希基高原基底以拉斑玄武岩为主,根据TiO₂、微量元素和同位素组成,可分为低Ti型和高Ti型^[64]。部分熔融模型显示,低Ti型玄武岩地幔源区经历30%的高度部分熔融,地幔潜在熔融温度为1510°C,高出周围洋盆达100°C,这些岩石高度亏损不相容元素,具有勺型的微量元素配分模式,同位素组成与E-MORB相似,类似于FOZO组分。高Ti型玄武岩整体上更加富集不相容元素,具有EMI型的同位素组成。因此,马尼希基高原的形成与地幔柱有关,并且地幔柱包含3种组分:FOZO型组分,EMI型大陆岩石圈地幔和以榴辉岩或辉石岩形式的HIMU型(再循环大洋地壳)组分^[64]。Golowin等^[65]计算了高Ti型玄武岩源区的地幔潜在温度,比MORB源区地幔潜在温度高30~50°C,并且认为EMI型的微量和同位素特征来源于再循环的大陆地壳或再富沃的大陆岩石圈地幔。

2.6 希古朗基高原

希古朗基高原位于太平洋南部、新西兰的东邻(图1)。高原平均水深为2.5~4.0 km,与马尼希基高原相近^[66]。高原的东北部边缘是陡峭的断崖,西、南边缘被狭长的海岛包围(查塔姆群岛, Chatham Islands),以致高原整体轮廓呈现三角形。希古朗基高原已部分俯冲到周边的俯冲带下面(冈瓦纳大陆边缘),但高原的主体由于超厚地壳和浮力作用卡在了俯冲带并没有俯冲消亡^[67-69]。希古朗基高原的MBA为-20~200 mGal, RMBA为-320~-100 mGal,重力反演的相对地壳厚度为9~20 km(图3)。

希古朗基高原形成于118~96 Ma^[63],亦与翁通爪哇高原岩浆作用时间基本一致。高原上发育大量海山和平顶山,根据拖网得到的基底玄武岩^[63, 70],希古朗基高原基底岩石主要为拉斑玄武岩,具有平坦的微量元素配分模式,不相容元素、元素比值及Sr-Nd-Hf同位素组成与翁通爪哇高原的Kwaimbaita和Kroenke型玄武岩相似,指示它们都来自相似的、富集的地幔源区,不同之处是希古朗基高原具有更低的重稀土含量和更高的中重稀土

比值,说明源区可能存在残留石榴石。其中一个基底玄武岩样品的不相容元素和同位素组成与翁通爪哇高原的 Singalo 型玄武岩相似,具有更多的 EMI 型组分^[63]。

3 西太平洋洋底高原内部结构

3.1 主要共性特征

在西太平洋中,上述6座洋底高原均形成于侏罗纪和白垩纪期间,它们都有显著的地形隆起、异常厚的地壳以及负地幔重力异常,这些特征均表明这些洋底高原之下存在地幔熔融异常,可在较短期间内(数个至数十个百万年间)提供大量岩浆,需要地幔柱的作用。另外,它们都形成于洋中脊附近。全球板块重构、地球物理和地球化学观测等研究表明地球上许多其他洋底高原在形成过程中也位于洋中脊(或洋中脊三联点)附近或者之上,例如冰岛(Iceland)^[71-72]、亚速尔(Azores)^[73-74]、加拉帕格斯(Galapagos)^[75]、特里斯坦(Tristan)^[76]、复活节岛(Easter)^[76]、马里昂(Marion)^[77-78]、布韦(Bouvet)^[77,79]、阿姆斯特丹-圣保罗(Amsterdam-St. Paul)^[80]、里奥-格兰德海隆(Rio-Grande Rise)^[81]等。火山喷发的年龄和周边洋盆的年龄差不多,证明火山形成于无或者很年轻的先存岩石圈,符合洋中脊或者近洋中脊构造。大量洋底高原伴生洋中脊说明这不是巧合^[82],因此,地幔柱与洋中脊相互作用被提出来解释这一现象^[76,83-84]。

3.2 地磁异常条带

条带状地磁异常特征,即磁条带,作为海底扩张和地磁场反转耦合的产物,在海洋岩石圈的形成和演化研究中发挥着重要作用。然而,早期研究认为洋底高原是地幔岩浆短期大量喷发的产物,形成和演化过程中可能未历经地磁场倒转,或者岩浆喷发破坏了前期形成的磁条带;因此洋底高原中可能并不存在磁条带。实际上,部分早期研究已经注意到洋底高原中存在磁条带的可能性,但是解释都十分谨慎或甚至一旦遇到洋底高原即停止磁条带的继续识别和延伸。

近期研究表明,洋底高原常见于洋中脊附近,

并且有被磁条带贯穿的迹象^[28,85]。与洋盆相似,磁条带的形态、分布特征以及定年识别为我们重塑洋底高原的构造演化历史提供了更广泛的证据。首先,这些洋底高原中心磁条带的发现表明,相关洋底高原的形成过程并不十分短暂,其构造演化过程中经历了地磁场倒转^[18, 20, 28]。沙茨基海隆的三大火山中心都囊括多个成对出现的正负地磁异常条带;麦哲伦海隆的北部地区也可能被 M20 或 M19 地磁倒转时期的磁条带所贯穿(图4)。同时,除去形成于白垩纪超静磁带的洋底高原(例如本文提到的赫斯海隆、翁通爪哇高原、马尼希基高原和希古朗基高原)没法记录到地磁极倒转,在海底扩张过程中洋中脊呈现的条带状地磁异常特征在不少同类构造中也找到了证据,例如冰岛^[86-87]、亚速尔高原^[88]等。

磁条带线性特征的留存表明,无论洋底高原的岩浆供给来源如何,洋中脊中心的岩浆喷发仍被局限在新生火山区附近,未能突破洋中脊的线性中心地带并向四周逃逸,否则磁条带的线性特征无法保留^[20,27]。另外,中心磁条带的形态和分布特征改变了人们关于洋底高原岩浆喷发机制的认知。对比洋盆中的磁条带,洋底高原磁条带的异常形态展现了其形成过程中的额外岩浆供给和喷发。例如,沙茨基海隆的大塔穆火山中心磁条带宽度为周围洋盆磁条带宽度的4~5倍,沙茨基海隆3座火山中心磁条带都带有一定程度的加宽和扭曲,大塔穆火山和奥里火山周围的弯曲磁条带揭示了其形成过程中曾作为微板块而运动时的板块边缘^[20];此外,麦哲伦海隆也曾作为微板块而在洋中脊三联点的作用下转动,从而形成了扇形的磁条带群组(图4)。洋底高原额外岩浆供给的来源可能与地幔柱有关,但结合磁条带的特征,洋底高原更可能是地幔柱与洋中脊相互作用的产物。

3.3 玄武岩同位素地球化学

在放射性同位素组成上,大部分洋底高原玄武岩的同位素介于洋中脊玄武岩(MORB)和洋岛玄武岩(OIB)之间(图5)。尽管变化范围小于洋岛玄武岩,但洋底高原玄武岩仍表现出受到多个端元影响的趋势。如洋底高原玄武岩在 Nd-Hf 同位素上

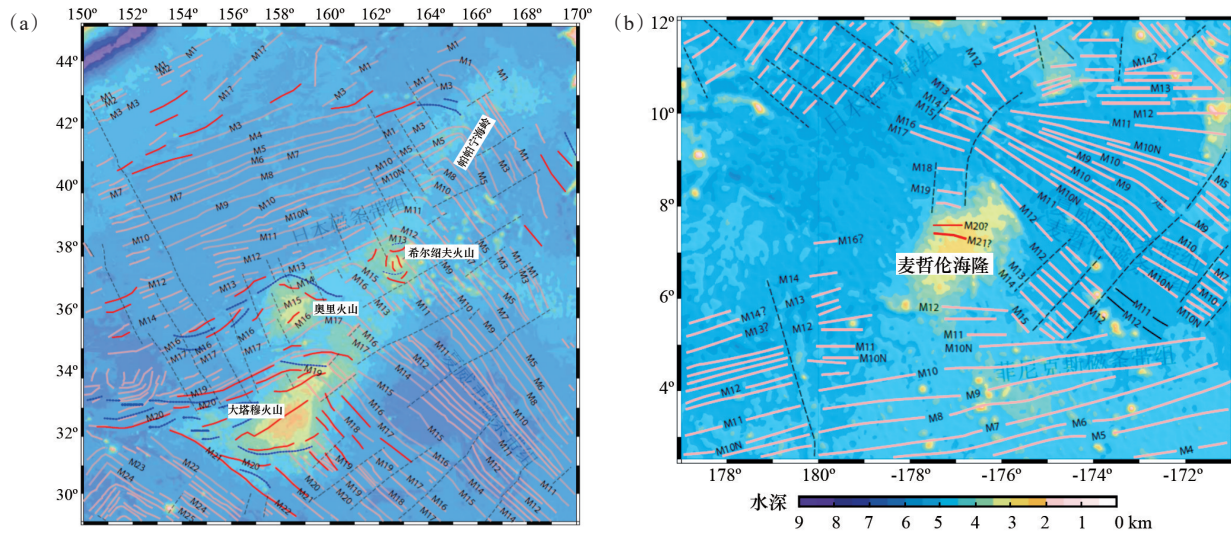


图4 沙茨基海隆(a)和麦哲伦海隆(b)的磁条带分布

表现出较为明显的正相关性,显示其地幔源区可能存在高初始U/Pb比值的富集组分(HIMU)。因此,洋底高原的地幔源区是高度不均一的,存在多种组分的贡献。在Nd和Pb同位素协变图中,不同洋底高原表现出的差异更为明显,沙茨基海隆和赫斯海隆的玄武岩具有相似且更为亏损的同位素组成,说明他们可能具有相同的地幔源区^[35]。同时,赫斯海隆粗面岩同位素组成更加偏向HIMU型地幔而与沙茨基高原的海山玄武岩相似,这2个高原由同位素亏损到同位素富集的相同的变化趋势说明他们具有相同的起源,形成于同一个地幔柱^[35]。翁通爪哇、马尼希基和希古朗基高原的同位素组成位于亏损地幔端元和EMI端元的混合趋势上,比前两者同位素更加富集,结合年代学和地球化学数据的相似性,说明它们曾经可能同属一个超巨型洋底高原^[62-65]。

另外,关于洋底高原基底玄武岩呈现多种端元地球化学特征,研究者认为上地幔为亏损MORB,下地幔为富集OIB^[89-90]。地幔柱头,大且宽阔,从深部上升过程中会和周边上地幔物质混合,导致地幔柱头中掺杂进来了上地幔亏损的物质。因此,地幔柱头喷发时,会呈现MORB和OIB这2种都有,且在地域上随机分布溢出,所以地幔柱头的化学成分

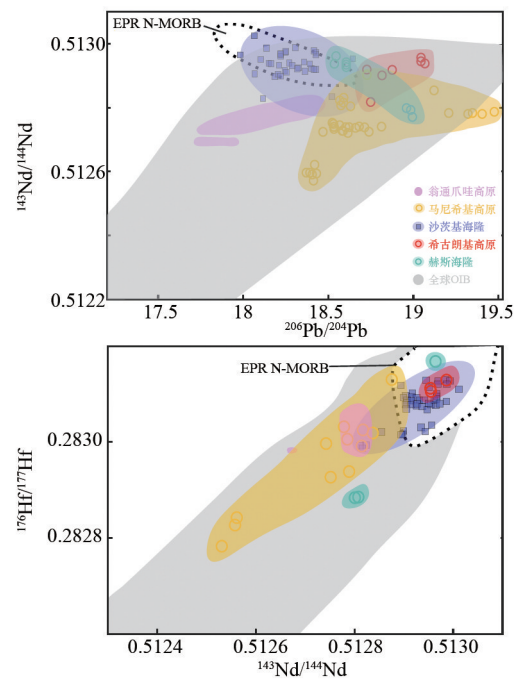


图5 西太平洋洋底高原玄武岩同位素地球化学特征

是变化、多样的。然而,地幔柱尾,小且狭窄,尾柱上升过程中不容易捕获周围的地幔物质,化学成分变化较小,更能保持富集的特征,更能反映地幔源区的地球化学特征。

4 对洋底高原形成演化的启示

洋底高原的形成机制仍未有定论。目前,最流行的两大假说即板块构造学说衍生而来的板块成因假说,即海底扩张洋中脊形成模式^[8, 91-93]和地幔柱假说衍生而来的地幔柱成因假说^[1, 5-6, 89],二者之间的争论是目前地球科学最热门的争论之一(图6)。但是,过去几十年来,没有一种假说可以完全解释所有的主要观测结果^[9-10, 94-95]。

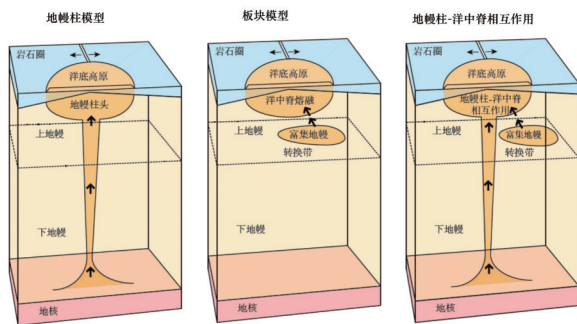


图6 洋底高原形成机制示意

支持地幔柱成因的主要证据有:大洋钻探航次在西太平洋洋底高原中钻取到巨厚的块状熔岩(可厚达 23 m),揭示大规模岩浆流、快速喷发并扩散的特征^[26, 32]。多道地震反射剖面显示,洋底高原围绕火山中心呈现盾状、两翼坡度低的特征,反映了熔岩流喷发时黏度低、喷出速率高且流动距离长,大量岩浆很快地从火山中心流出并扩散至周边洋盆^[25, 26, 96]。这些证据与地幔柱头大规模、快速的岩浆喷发特征一致。个别洋底高原(例如沙茨基海隆、赫斯海隆)区内火山年龄和规模随时间逐步变化并呈现链状排列,反映了从地幔柱头过渡到地幔柱尾的过程^[33-35]。此外,熔融模型表明洋底高原火山存在较深的熔融深度、超高温度异常以及高比例的部分熔融程度^[32],均与地幔柱模型预测相符。

支持板块成因的主要证据有:地磁异常数据指出洋底高原具有条带状地磁异常特征,例如沙茨基海隆和麦哲伦海隆,类似于海底扩张形成的洋中脊^[27, 28]。地球化学与同位素分析表明, MORB 是西太平洋洋底高原基底的一种主要岩石类型,这种岩

浆与太平洋(EPR-N-MORB)相似,但与 OIB 不同^[30-31]。洋底高原的许多测井资料表明火山经历伸展,节理倾向、张应力方向基本垂直于测井附近的磁条带方向;并且火成岩接触边界和脉体方向指出岩浆流动方向也与附近的磁条带方向垂直^[97-98],类似洋中脊的形成模式。此外,在诸多洋底高原上都能观测到与海底扩张相关的断裂构造,例如马尼希基高原和希古朗基高原^[58, 59, 66]。

因此,地幔柱和板块 2 种成因假说都有不少观测证据支持,目前还是很难衡量这 2 种端元模型哪一个能更好地解释洋底高原的成因^[14, 72]。如果这 2 种假说均无法单独地去解决洋底高原的成因问题,那就需要建立一个替代模型,如地幔柱与洋中脊相互作用,来包容两者与重要观测结果之间的矛盾。然而,地幔柱与洋中脊相互作用并不只是发生在西太平洋洋底高原上的特殊事件,在全球洋壳上已经有不少案例,例如,大西洋的冰岛^[83]、亚速尔高原^[99]以及印度洋的凯尔盖朗高原^[100]等。这几座火山构造都涉及较为慢速扩张的洋中脊,相对于本文中西太平洋的洋底高原形成于快速扩张洋中脊上不尽相同,但整合起来可以进一步丰富我们对于全球(慢速到快速)洋中脊与地幔柱相互作用的认知。

5 展望

基于现有地质与地球物理观测的分析和对比,研究者提出洋底高原形成于地幔柱与洋中脊相互作用的 2 种具体动力学模式^[6, 14, 18, 72, 83, 101-105]。第一种模式是由于地幔柱造成了岩石圈的局部异常薄弱区,容易诱导地幔柱附近的洋中脊跃迁到该薄弱区内(或者说是地幔柱对洋中脊的拖拽作用);拖拽后洋中脊岩浆和地幔柱来源的岩浆一起喷出至地表。第二种模式是地幔柱位于洋中脊附近,并不对洋中脊产生拖拽,但地幔柱可以持续通过软流圈向洋中脊供给大量岩浆。

然而,上述 2 种地幔柱与洋中脊相互作用的模式,仍停留在定性描述层面,尚未提升到定量研究层面。因此,在大量前期观测研究的基础上,未来研究可利用当今领先的地球动力学数值模拟技术,

对洋底高原开展定量理论模拟研究。从定性到定量的这一重要转变,有助于进一步聚焦、凝练和提升对洋底高原形成演化与动力学过程的认识。

地幔柱与洋中脊的相互作用的数值模拟已经成功地应用到现今正活动的海底构造,例如大西洋、印度洋和东太平洋的洋中脊等^[83,99-100,106],但应用在西太平洋这几座古老海底构造的研究极少。西太平洋拥有现存地球上最古老的海底,未来可将板块运动历史作为模拟的边界条件,利用先进的高精度地球动力学模拟平台,以高精度的海底地形、大洋钻探和地震探测等观测数据作为重要约束,模拟洋底高原深部演化过程与控制因素。这是定量分析地幔柱与洋中脊的相互作用、洋底高原内部结构以及大火成岩省形成演化的创新尝试。值得注意的是,西太平洋洋底高原不再活跃已长达1亿多年,现今没法直接观测到地幔柱的存在,对模型的约束具有一定影响;另外,洋底高原形成过程往往涉及频繁的洋中脊跃迁和微板块形成,数值模拟中应尽量将此复杂性考虑进去。

6 结论

简述了西太平洋的6座洋底高原近年来获得的主要地球物理和地球化学观测结果,总结其内部结构的共性,包括大面积地形隆起、异常厚的地壳、异常负的地幔重力异常、以及形成于洋中脊之上或者附近的位置特征。此外,从最新地磁异常数据来看,洋底高原呈现出磁条带特征;从玄武岩同位素地球化学上看,洋底高原基底具有洋岛玄武岩和洋中脊玄武岩的混合特征。上述观测皆指示了地幔柱与洋中脊的相互作用可能是洋底高原的主要成因。然而,该机制目前停留在定性描述层面,未来研究需借助地球动力学模拟等先进方法,定量研究洋底高原的形成演化与动力学过程。

参考文献(References)

[1] Coffin M F, Eldholm O. Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences[J]. *Reviews of Geophysics*, 1994, 32(1): 1-36.

- [2] Macdougall J D. Continental flood basalts[M]. Dordrecht: Springer Science & Business Media, 1988.
- [3] Mahoney J J, Coffin M F. Large igneous provinces: Continental, oceanic, and planetary flood volcanism[M]. Washington D C: American Geophysical Union, 1997.
- [4] 张国伟, 李三忠. 西太平洋-北印度洋及其洋陆过渡带: 古今演变与论争[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2017, 37(4): 1-17.
- [5] Morgan W J. Deep mantle convection plumes and plate motions[J]. *AAPG bulletin*, 1972, 56(2): 203-213.
- [6] Richards M A, Duncan R A, Courtillot V E. Flood basalts and hot-spot tracks: Plume heads and tails[J]. *Science*, 1989, 246(4926): 103-107.
- [7] Anderson D L, Tanimoto T, Zhang Y. Plate tectonics and hotspots: The third dimension[J]. *Science*, 1992, 256(5064): 1645-1651.
- [8] Foulger G R. The "plate" model for the genesis of melting anomalies[M]//Plates, Plumes and Planetary Processes. Boulder: Geological Society of America, 2007, 430: 1.
- [9] Rogers G C. Oceanic plateaus as meteorite impact signatures[J]. *Nature*, 1982, 299(5881): 341-342.
- [10] Ingle S, Coffin M F. Impact origin for the greater ontong java plateau[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 218(1/2): 123-134.
- [11] Harris P T, Macmillan-Lawler M, Rupp J, et al. Geomorphology of the oceans[J]. *Marine Geology*, 2014, 352: 4-24.
- [12] Sandwell D T, Müller R D, Smith W H, et al. New global marine gravity model from cryosat-2 and jason-1 reveals buried tectonic structure[J]. *Science*, 2014, 346(6205): 65-67.
- [13] Müller R D, Sdrolias M, Gaina C, et al. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2008, 9(4).
- [14] 罗怡鸣, 张锦昌, 林间. 太平洋大塔穆火山研究进展及对巨型洋底火山成因的启示[J]. *地球物理学进展*, 2019, 34(2): 781-795.
- [15] Kuo B-Y, Forsyth D W. Gravity anomalies of the ridge-transform system in the South Atlantic between 31 and 34.5 s: Upwelling centers and variations in crustal thickness[J]. *Marine Geophysical Researches*, 1988, 10(3): 205-232.
- [16] Canales J P, Ito G, Detrick R S, et al. Crustal thickness along the western galápagos spreading center and the

- compensation of the galápagos hotspot swell[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 203(1): 311–327.
- [17] Parker R L. The rapid calculation of potential anomalies [J]. *Geophysical Journal International*, 1973, 31(4): 447–455.
- [18] Nakanishi M, Sager W W, Klaus A. Magnetic lineations within shatsky rise, Northwest Pacific Ocean: Implications for hot spot–triple junction interaction and oceanic plateau formation[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1999, 104(B4): 7539–7556.
- [19] Nakanishi M, Sager W W, Korenaga J. Reorganization of the pacific–izanagi–farallon triple junction in the late jurassic: Tectonic events before the formation of the shatsky rise[J]. *The Origin, Evolution, and Environmental Evolution of Oceanic Large Igneous Provinces: Geological Society of America Special Papers*, 2015, 511: 85–101.
- [20] Huang Y, Sager W W, Zhang J, et al. Magnetic anomaly map of shatsky rise and its implications for oceanic plateau formation[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2021, 126(2): e2019JB019116.
- [21] Larson R L. Late jurassic and early cretaceous evolution of the western central Pacific Ocean[J]. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 1976, 28(3): 219–236.
- [22] Tamaki K, Joshima M, Larson R L. Remanent early cretaceous spreading center in the central Pacific Basin[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1979, 84 (B9): 4501–4510.
- [23] Tamaki K, Larson R L. The mesozoic tectonic history of the magellan microplate in the western central pacific [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1988, 93(B4): 2857–2874.
- [24] Nakanishi M, Tamaki K, Kobayashi K. Magnetic anomaly lineations from late jurassic to early cretaceous in the west–central Pacific Ocean[J]. *Geophysical Journal International*, 1992, 109(3): 701–719.
- [25] Zhang J, Sager W W, Korenaga J. The seismic moho structure of shatsky rise oceanic plateau, Northwest Pacific Ocean[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 441: 143–154.
- [26] Sager W W, Zhang J, Korenaga J, et al. An immense shield volcano within the shatsky rise oceanic plateau, Northwest Pacific Ocean[J]. *Nature Geoscience*, 2013, 6 (11): 976–981.
- [27] Huang Y, Sager W W, Tominaga M, et al. Magnetic anomaly map of ori massif and its implications for oceanic plateau formation[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, 501: 46–55.
- [28] Sager W W, Huang Y, Tominaga M, et al. Oceanic plateau formation by seafloor spreading implied by tamu massif magnetic anomalies[J]. *Nature Geoscience*, 2019, 12(8): 661–666.
- [29] Mahoney J J, Duncan R A, Tejada M L G, et al. Jurassic–cretaceous boundary age and mid–ocean–ridge–type mantle source for shatsky rise[J]. *Geology*, 2005, 33(3): 185–188.
- [30] Sano T, Shimizu K, Ishikawa A, et al. Variety and origin of magmas on shatsky rise, northwest pacific ocean[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2012, 13(8).
- [31] Heydolph K, Murphy D T, Geldmacher J, et al. Plume versus plate origin for the shatsky rise oceanic plateau (NW pacific): Insights from Nd, Pb and Hf isotopes[J]. *Lithos*, 2014, 200: 49–63.
- [32] Sager W W, Sano T, Geldmacher J. Formation and evolution of shatsky rise oceanic plateau: Insights from iodp expedition 324 and recent geophysical cruises[J]. *Earth–Science Reviews*, 2016, 159: 306–336.
- [33] Verzhbitskii E V, Lobkovskii L I, Kononov M V, et al. Genesis of shatsky and hess oceanic rises in the Pacific ocean as deduced from geologic–geophysical data and numerical modeling[J]. *Geotectonics*, 2006, 40(3): 236–245.
- [34] Fletcher M, Wyman D A, Zahirovic S. Mantle plumes, triple junctions and transforms: A reinterpretation of pacific cretaceous–tertiary lips and the laramide connection[J]. *Geoscience Frontiers*, 2020, 11(4): 1133–1144.
- [35] Tejada M L G, Geldmacher J, Hauff F, et al. Geochemistry and age of shatsky, hess, and ojin rise seamounts: Implications for a connection between the shatsky and hess rises[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2016, 185: 302–327.
- [36] Hilde T W, Isezaki N, Wageman J M. Mesozoic seafloor spreading in the North Pacific[J]. *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin*, 1976, 19: 205–226.
- [37] Mammerickx J, Sharman G F. Tectonic evolution of the north pacific during the cretaceous quiet period[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1988, 93(B4): 3009–3024.
- [38] Rea D K, Dixon J M. Late cretaceous and paleogene tectonic evolution of the north pacific ocean[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1983, 65(1): 145–166.

- [39] Pringle M S, Dalrymple G B. Geochronological constraints on a possible hot spot origin for hess rise and the wentworth seamount chain[M]. Washington DC: American Geophysical Union, 1993: 263–277.
- [40] Vallier T L, Windom K E, Seifert K E, et al. Volcanic rocks cored on hess rise, western pacific ocean[J]. *Nature*, 1980, 286(5768): 48–50.
- [41] Seifert K E, Vallier T L, Windom K E, et al. Geochemistry and petrology of igneous rocks, deep sea drilling project leg 62[M]. Washington: U.S. Government Printing Office, 1981: 945–953.
- [42] Keating B H, Fryer P, Batiza R, et al. Seamounts, islands, and atolls[J]. Washington DC: American Geophysical Union, 1987: 43.
- [43] Clouard V, Bonneville A. How many Pacific hotspots are fed by deep–mantle plumes[J]. *Geology*, 2001, 29(8): 695–698.
- [44] Utsunomiya A, Suzuki N, Ota T. Preserved paleo–oceanic plateaus in accretionary complexes: Implications for the contributions of the pacific superplume to global environmental change[J]. *Gondwana Research*, 2008, 14(1/2): 115–125.
- [45] Eldholm O, Coffin M F. Large igneous provinces and plate tectonics[J]. *Geophysical Monograph–American Geophysical Union*, 2000, 121: 309–326.
- [46] Zakharov Y D, Pletnev S P, Mel’nikov M E, et al. The first finds of cretaceous belemnites from the magellan rise, Pacific Ocean[J]. *Russian Journal of Pacific Geology*, 2007, 1(1): 29–41.
- [47] Kerr A C. Oceanic plateaus[M]//*Treatise on Geochemistry*. 2nd ed. Amsterdam: Elsevier, 2014: 631–667.
- [48] Neal C R, Mahoney J J, Kroenke L W, et al. The ontong java plateau[J]. *Geophysical Monograph–American Geophysical Union*, 1997, 100: 183–216.
- [49] Ridley V A, Richards M A. Deep crustal structure beneath large igneous provinces and the petrologic evolution of flood basalts[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2010, 11(9): Q09006.
- [50] Korenaga J. Why did not the ontong java plateau form subaerially[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 234(3/4): 385–399.
- [51] Mahoney J J, Storey M, Duncan R A, et al. Geochemistry and geochronology of leg 130 basement lavas: Nature and origin of the ontong java plateau[C]//*Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. College Station, TX Texas A & M University, 1993: 3–22.
- [52] Taylor B. The single largest oceanic plateau: Ontong java–manihiki–hikurangi[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 241(3/4): 372–380.
- [53] Fitton J G, Mahoney J J, Wallace P J, et al. Origin and evolution of the Ontong Java Plateau[C]//*Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. Geological Society of London, 2004: 1–18.
- [54] Fitton J G, Mahoney J J, Wallace P J, et al. Origin and evolution of the Ontong Java Plateau: Introduction[J]. Geological Society, London, Special Publications, 2004, 229: 151–158.
- [55] Tejada M L G, Mahoney J J, Castillo P R, et al. Pinpricking the elephant: Evidence on the origin of the Ontong Java plateau from Pb–Sr–Hf–Nd isotopic characteristics of odp leg 192 basalts[J]. Geological Society, London, Special Publications, 2004, 229(1): 133–150.
- [56] Herzberg C. Partial melting below the Ontong Java Plateau[J]. Geological Society, London, Special Publications, 2004, 229(1): 179–183.
- [57] Chazey III W J, Neal C R. Large igneous province magma petrogenesis from source to surface: Platinum–group element evidence from Ontong Java Plateau basalts recovered during odp legs 130 and 192[J]. Geological Society, London, Special Publications, 2004, 229(1): 219–238.
- [58] Pietsch R, Uenzelmann–Neben G. Paleocene pacific plate reorganization mirrored in formation of the suvarov trough, manihiki plateau[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2016, 121(10): 7013–7023.
- [59] Ito G, Clift P D. Subsidence and growth of pacific cretaceous plateaus[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 161(1/2/3/4): 85–100.
- [60] Hochmuth K, Gohl K, Uenzelmann–Neben G, et al. Multiphase magmatic and tectonic evolution of a large igneous province–evidence from the crustal structure of the Manihiki Plateau, Western Pacific[J]. *Tectonophysics*, 2019, 750: 434–457.
- [61] Hussong D M, Wiperman L K, Kroenke L W. The crustal structure of the Ontong Java and manihiki oceanic plateaus[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1979, 84(B11): 6003–6010.
- [62] Ingle S, Mahoney J J, Sato H, et al. Depleted mantle wedge and sediment fingerprint in unusual basalts from the manihiki plateau, central Pacific Ocean[J]. *Geology*, 2007, 35(7): 595–598.

- [63] Hoernle K, Hauff F, Van Den Bogaard P, et al. Age and geochemistry of volcanic rocks from the hikurangi and manihiki oceanic plateaus[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2010, 74(24): 7196–7219.
- [64] Timm C, Hoernle K, Werner R, et al. Age and geochemistry of the oceanic Manihiki Plateau, SW Pacific: New evidence for a plume origin[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 304(1/2): 135–146.
- [65] Golowin R, Portnyagin M, Hoernle K, et al. Geochemistry of deep Manihiki Plateau crust: Implications for compositional diversity of large igneous provinces in the western Pacific and their genetic link[J]. *Chemical Geology*, 2018, 493: 553–566.
- [66] Davy B, Hoernle K, Werner R. Hikurangi plateau: Crustal structure, rifted formation, and gondwana subduction history[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2008, 9(7): Q07004.
- [67] Bradshaw J D. Cretaceous geotectonic patterns in the New Zealand region[J]. *Tectonics*, 1989, 8(4): 803–820.
- [68] Davy B W. The influence of subducting plate buoyancy on subduction of the Hikurangi–chatham Plateau beneath the north island, New Zealand[J]. *Geology and Geophysics of Continental Margins*, 1992, 53(53): 75–92.
- [69] Wood R, Davy B. The Hikurangi Plateau[J]. *Marine Geology*, 1994, 118(1/2): 153–173.
- [70] Mortimer N, Parkinson D. Hikurangi plateau: A cretaceous large igneous province in the southwest Pacific ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1996, 101(B1): 687–696.
- [71] Ito G, Lin J, Gable C W. Dynamics of mantle flow and melting at a ridge-centered hotspot: Iceland and the mid-atlantic ridge[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1996, 144(1/2): 53–74.
- [72] Zhang H, Meng W, Zhao F. Study on the exploitation, utilization and cooperation of geothermal energy between Iceland and China[C]/IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. Bristol: IOP Publishing, 2020: 012010.
- [73] Cannat M, Briaies A, Deplus C, et al. Mid-atlantic ridge-azores hotspot interactions: Along-axis migration of a hotspot-derived event of enhanced magmatism 10 to 4 Ma ago[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 173(3): 257–269.
- [74] Escartin J, Cannat M, Pouliquen G, et al. Crustal thickness of V-shaped ridges south of the azores: Interaction of the mid-atlantic ridge (36°–39° N) and the azores hot spot[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2001, 106(B10): 21719–21735.
- [75] Ito G T, Lin J. Mantle temperature anomalies along the past and paleoaxes of the galápagos spreading center as inferred from gravity analyses[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1995, 100(B3): 3733–3745.
- [76] Ito G, Lin J. Oceanic spreading center-hotspot interactions: Constraints from along-isochron bathymetric and gravity anomalies[J]. *Geology*, 1995, 23(7): 657–660.
- [77] Georgen J E, Lin J, Dick H J. Evidence from gravity anomalies for interactions of the marion and bouvet hotspots with the southwest Indian ridge: Effects of transform offsets[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 187(3/4): 283–300.
- [78] Zhang T, Lin J, Gao J Y. Interactions between hotspots and the southwest Indian ridge during the last 90 Ma: Implications on the formation of oceanic plateaus and intra-plate seamounts[J]. *Science China Earth Sciences*, 2011, 54(8): 1177–1188.
- [79] Georgen J E, Kurz M D, Dick H J, et al. Low $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in basalt glasses from the western southwest Indian ridge (10°–24° E)[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 206(3/4): 509–528.
- [80] Janin M, Hémond C, Maia M, et al. The Amsterdam–St. Paul Plateau: A complex hot spot/dupal-flavored morb interaction[J/OL]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2012, 13(9), <https://doi.org/10.1029/2012GC004165>.
- [81] Cande S C, LaBrecque J L, Haxby W F. Plate kinematics of the south Atlantic: Chron C³⁴ to present[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1988, 93(B11): 13479–13492.
- [82] Sager W W, Foulger G R. What built shatsky rise, a mantle plume or ridge tectonics[J]. *Special Paper of Geological Society of America*, 2005, 388: 721.
- [83] Ito G, Lin J, Graham D. Observational and theoretical studies of the dynamics of mantle plume-mid-ocean ridge interaction[J]. *Reviews of Geophysics*, 2003, 41(4): 1017.
- [84] 鄢全树, 石学法. 洋中脊与地幔柱热点相互作用研究进展[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2006, 26(5): 131–138.
- [85] Sager W W, Pueringer M, Carvallo C, et al. Paleomagnetism of igneous rocks from the shatsky rise: Implications for paleolatitude and oceanic plateau volcanism[J]. *Spe-*

- cial Paper of Geological Society of America, 2015, 511: 147-171.
- [86] Ryan M P. The physical nature of the icelandic magma transport system[M]//Magma Transport and Storage. New York: Wiley, 1990.
- [87] Sigmundsson F. Iceland geodynamics: Crustal deformation and divergent plate tectonics[M]. Springer Science & Business Media, 2006.
- [88] Gente P, Dymant J, Maia M, et al. Interaction between the mid-atlantic ridge and the azores hot spot during the last 85 myr: Emplacement and rifting of the hot spot-derived plateaus[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2003, 4(10): 8514.
- [89] Campbell I H, Griffiths R W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1990, 99(1/2): 79-93.
- [90] Campbell I H, Griffiths R W. The changing nature of mantle hotspots through time: Implications for the chemical evolution of the mantle[J]. *The Journal of Geology*, 1992, 100(5): 497-523.
- [91] Foulger G R. Plumes, or plate tectonic processes[J]. *Astronomy & Geophysics*, 2002, 43(6): 6-19.
- [92] Foulger G R, Natland J H, Anderson D L. Genesis of the iceland melt anomaly by plate tectonic processes[M/OL]//Plates, plumes and paradigms. Boulder: Geological Society of America, 2005. [2022-09-28]. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2388-4.595>.
- [93] Anderson D L, Natland J H. Mantle updrafts and mechanisms of oceanic volcanism[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2014, 111(41): 4298-4304.
- [94] 宋晓晓, 李春峰. 西太平洋科学大洋钻探的地球动力学成果[J]. *热带海洋学报*, 2016, 35(1): 17-30.
- [95] 陆鹿, 严立龙, 李秋环, 等. 洋底高原及其对地球系统意义研究综述[J]. *岩石学报*, 2016, 32(6): 1851-1876.
- [96] Zhang J, Sager W W, Korenaga J. The shatsky rise oceanic plateau structure from two-dimensional multichannel seismic reflection profiles and implications for oceanic plateau formation[M]//The Origin, Evolution, and Environmental Impact of Oceanic Large Igneous Provinces. Boulder: Geological Society of America, 2015: 103-206.
- [97] 吴婷婷, 李三忠, 庞洁红, 等. IODP324航次FMS成像测井资料处理及其在Shatsky海隆构造研究中的应用[J]. *地球科学进展*, 2010(7): 753-765.
- [98] Li S Z, Suo Y H, Yu S, et al. Orientation of joints and arrangement of solid inclusions in fibrous veins in the Shatsky Rise, NW Pacific: Implications for crack-seal mechanisms and stress fields[J]. *Geological Journal*, 2016, 51: 562-578.
- [99] Dordevic M, Georgen J. Dynamics of plume-triple junction interaction: Results from a series of three-dimensional numerical models and implications for the formation of oceanic plateaus[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2016, 121(3): 1316-1342.
- [100] Bredow E, Steinberger B. Variable melt production rate of the kerguelen hotspot due to long-term plume-ridge interaction[J]. *Geophysical Research Letters*, 2018, 45(1): 126-136.
- [101] Doucet S, Scoates J S, Weis D, et al. Constraining the components of the Kerguelen mantle plume: A Hf-Pb-Sr-Nd isotopic study of picrites and high-mgO basalts from the Kerguelen Archipelago[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2005, 6(4): Q04007.
- [102] Mittelstaedt E, Ito G. Plume-ridge interaction, lithospheric stresses, and the origin of near-ridge volcanic lineaments[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2005, 6(6): Q06002.
- [103] 李三忠, 侯方辉, 吕海青, 等. 洋中脊—地幔柱, 地幔柱—海沟与海沟—洋中脊相互作用[J]. *海洋地质动态*, 2004, 20(11): 1-5.
- [104] Zhang J, Chen J. Geophysical implications for the formation of the tamu massif—the earth's largest single volcano—within the shatsky rise in the northwest pacific ocean[J]. *Science Bulletin*, 2017, 62(1): 69-80.
- [105] 罗怡鸣, 张锦昌, 林间. 全球三大洋底高原重力异常与地壳厚度特征及对比研究[J]. *热带海洋学报*, 2020, 39(4): 100-115.
- [106] Georgen J E, Lin J. Three-dimensional passive flow and temperature structure beneath oceanic ridge-ridge-ridge triple junctions[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 204(1/2): 115-132.

Structure and formation of oceanic plateaus in west Pacific Ocean

ZHANG Jinchang^{1,2,3}, LUO Yiming⁴, LI Haiyong^{1,2,3}, YANG Bo^{1,2,3}, HUANG Yanming⁵

1. CAS Key Laboratory of Ocean and Marginal Sea Geology, South China Sea Institute of Oceanology, Innovation Academy of South China Sea Ecology and Environmental Engineering, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 511458, China
2. Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Guangzhou), Guangzhou 511458, China
3. China-Pakistan Joint Research Center on Earth Science, CAS-HEC, Islamabad 45320, Pakistan
4. Department of Ocean Science and Engineering, Southern University of Science and Technology, Shenzhen 518055, China
5. Key Laboratory of Exploration Technologies for Oil and Gas Resources, Ministry of Education, Yangtze University, Wuhan 430100, China

Abstract Oceanic plateaus are the most remarkable large igneous provinces in deep sea basins. They document massive magmatism in the oceans, and are important for better understanding crustal structure, plate tectonics, mantle geodynamics and Earth's evolution history. Oceanic plateaus are most developed in west Pacific Ocean, providing the optimal place to study their internal structure and formation. This paper selects six representative oceanic plateaus within west Pacific Ocean: Shatsky Rise, Hess Rise, Magellan Rise, Ontong Java Plateau, Manihiki Plateau and Hikurangi Plateau. We present brief geologic overview of each plateau and summarize major geophysical and geochemical observations. Based on the common characteristics of these plateaus, including massive topographic uplift, abnormally thick crust, negative mantle gravity anomaly, and formation on or near the mid-ocean ridge; the formation mechanisms are discussed, and the future investigations are suggested, i. e., interaction between mantle plume and mid-ocean ridge may be the main origin of oceanic plateaus.

Keywords large igneous province; oceanic plateau; mantle plume; mid-ocean ridge; west Pacific Ocean ●



(责任编辑 王志敏)