

弧后盆地玄武岩的成分变化及其成因*

俞恂¹ 陈立辉^{2**}

YU Xun¹ and CHEN LiHui^{2**}

1. 同济大学海洋与地球科学学院, 海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

2. 西北大学地质学系, 大陆动力学国家重点实验室, 西安 710069

1. State Key Laboratory of Marine Geology, School of Ocean and Earth Science, Tongji University, Shanghai 200092, China

2. State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, China

2020-02-10 收稿, 2020-05-30 改回.

Yu X and Chen LH. 2020. Geochemical variation of back-arc basin basalt and its genesis. *Acta Petrologica Sinica*, 36(7): 1953–1972, doi:10.18654/1000-0569/2020.07.02

Abstract Back-arc basin basalt (BABB) is the product of rifting and spreading ridge magmatism of back-arc basin. The geochemical compositions of BABB record the information of their genesis, which is the key to understand the tectonic evolution of back-arc basin. Back-arc basins are mainly distributed in the Western Pacific. In this study, we summarized the elemental and isotopic characteristics of BABBs from the Western Pacific. In general, the ranges of major elements of BABBs are much larger than those of mid-ocean ridge basalt (MORB). For a given MgO, BABBs have higher Al₂O₃ content and lower TiO₂ content than MORBs, deviating from the elemental trends of MORB on the plots of Al₂O₃ and TiO₂ versus MgO. The trace elemental characteristics of BABB are generally between MORB and arc basalts. On the one hand, BABB has no obvious elemental fractionation between medium and heavy rare earth elements, which is similar to MORB. On the other hand, BABB is rich in Rb, Ba, Th, U, K, with positive Pb anomalies and negative Nb, Ta anomalies, which is similar to arc basalts. Among BABBs, some samples from Lau Basin, the Japan Sea Basin, and the Okinawa Trough have positive anomalies of Nb and Ta, similar to those of E-MORB. The Sr-Nd-Pb isotopic compositions of BABBs in Western Pacific region vary in large ranges. Compared with MORB, the enriched components in mantle sources are more common from BABB. In general, the isotopic compositions of BABB are between the depleted mantle member (DMM), the type-1 enriched mantle (EM1), and the type-2 enriched mantle (EM2). Geochemical difference is also observed for BABB between different basement settings (continental basement versus oceanic basement) and different evolution stages of back-arc basin. The geochemical diversity of BABB is mainly controlled by mantle source (the mantle wedge) heterogeneity, the degree of partial melting, and the magmatic processes during magma transportation. The mantle source heterogeneity is reflected by the difference in chemical properties of mantle wedge itself and material contributions from subduction plate. The abnormally high mantle potential temperature, high ³He/⁴He ratio, and E-MORB-type trace elemental characteristics in some BABB further indicate that their mantle source could have been affected by mantle plume activities. The higher mantle potential temperature and the more contribution of subduction fluid would cause the greater partial melting degree of the mantle wedge. In addition, crustal assimilation in continental lithosphere, melt-rock interaction in oceanic lithosphere, and the complicated history of fractional crystallization during magma transportation would all modify the geochemical compositions of BABB melts.

Key words Back-arc basin; Back-arc basin basalt; Geochemistry; Mantle heterogeneity; Oceanic subduction

摘要 弧后盆地玄武岩(BABB)是弧后盆地扩张过程中岩浆作用的主要产物,其地球化学组成是认识弧后盆地演化的关键。现今弧后盆地主要集中在西太平洋地区。本文总结了该地区弧后盆地玄武岩的元素地球化学和同位素组成特征。总体而言,相对于开阔大洋中脊玄武岩(MORB),弧后盆地玄武岩的主量元素成分变化范围很大,在Al₂O₃-MgO、TiO₂-MgO相关图上偏离了MORB的演化趋势,在MgO相同的情况下表现出更高的Al₂O₃含量和更低的TiO₂含量。弧后盆地玄武岩的微量

* 本文受国家自然科学基金项目(41688103, 41906051)和上海市青年科技英才扬帆计划项目(17YF1420300)联合资助。

第一作者简介: 俞恂,男,1988年生,副研究员,博士生导师,岩石学专业, E-mail: yuxun@tongji.edu.cn

** 通讯作者: 陈立辉,男,1972年生,教授,博士生导师,岩石学专业, E-mail: chenlh@nwu.edu.cn

元素特征一般介于 MORB 和弧玄武岩之间。一方面,它们与 MORB 一样在中、重稀土元素之间没有明显分馏;另一方面,与弧玄武岩一样富集大离子亲石元素 Rb、Ba、Th、U、K,具有 Pb 的正异常和 Nb、Ta 的负异常等。其中,劳海盆、日本海海盆和冲绳海槽有部分样品具有 Nb、Ta 的正异常,表现出类似于 E-MORB 的微量元素特征。西太平洋地区弧后盆地玄武岩的 Sr-Nd-Pb 同位素组成变化范围较大,相对于 MORB,其富集组分更常见,总体介于亏损地幔端元(DMM)、1 型富集地幔(EM1)和 2 型富集地幔(EM2)三者之间。不同基底属性(大陆基底和大洋基底)和不同阶段的弧后盆地玄武岩的地球化学组成也有明显区别。弧后盆地玄武岩地球化学成分上的多样性主要受控于源区(地幔楔)的物质组成、熔融程度和岩浆上升过程中的变化等因素。地幔源区的不均一性主要体现在地幔楔自身的化学性质和俯冲板片的物质贡献差异。部分弧后盆地玄武岩具有异常高的地幔潜能温度、高的³He/⁴He 比值以及 E-MORB 型的微量元素特征,说明其地幔源区还可能受到了地幔柱的影响。地幔潜能温度越高,俯冲流体贡献越多,地幔楔的熔融程度越大。此外,岩浆上升过程中发生的地壳混染、岩石圈中的熔体-岩石反应以及矿物的结晶分离都会改造岩浆的成分。

关键词 弧后盆地;弧后盆地玄武岩;地球化学;地幔不均一性;大洋俯冲

中图法分类号 P542; P588.145

弧后盆地是指岛弧靠近大陆一侧的深海盆地,又称边缘海盆地,与海沟、岛弧构成沟-弧-盆体系,是主动大陆边缘重要的组成部分(Taylor, 1995; Taylor and Martinez, 2003; Christie *et al.*, 2006)。弧后盆地具有清晰的洋脊构造,并有海山分布,其上部洋壳主要由玄武岩组成,被称为弧后盆地玄武岩(BABB)。作为地幔部分熔融的产物,弧后盆地玄武岩记录了区域构造演化和深部过程及其浅部响应的信息。弧后盆地玄武岩与全球开阔大洋中脊玄武岩(MORB)相似,主要都产自于扩张的洋中脊,部分形成于裂谷,以拉斑玄武岩为主,具有相似的全岩 SiO₂ 和全碱(Na₂O + K₂O)含量等(Taylor, 1995; Taylor and Martinez, 2003; Christie *et al.*, 2006; Gale *et al.*, 2013; 石学法和鄢全树, 2013; White and Klein, 2014)。两者之间也存在显著的区别。首先,两者产出的构造环境存在明显差异,MORB 形成于典型的离散型板块边界,弧后盆地玄武岩产自于汇聚型板块边界。其次,弧后盆地是在陡倾俯冲下海沟向大洋方向迁移扩张而成,其地球化学组成具有分期性。在演化早期,板块俯冲的贡献比较明显,弧后盆地玄武岩往往具有明显的岛弧玄武岩的微量元素地球化学特征。在演化晚期,俯冲物质的影响降低,弧后盆地玄武岩的微量元素特征接近 MORB(Gribble *et al.*, 1998; Peate *et al.*, 2001; Taylor and Martinez, 2003; Pearce and Stern, 2006; 杨婧等, 2016)。再者,开阔大洋玄武岩的成分往往与洋脊扩张速度有关,而弧后盆地玄武岩的成分更多受扩张中脊相对于俯冲带的距离影响(Taylor, 1995; Taylor and Martinez, 2003; Christie *et al.*, 2006)。此外,弧后盆地玄武岩的成因中还需要考虑水的影响,不同水含量影响地幔的部分熔融程度、矿物的分异顺序以及洋壳的增生速度等(Danyushevsky, 2001; Kelley *et al.*, 2006; Langmuir *et al.*, 2006; Bézou *et al.*, 2009; Kelley and Cottrell, 2009)。

全球弧后盆地主要集中分布于太平洋的两侧和地中海地区,其中以西太平洋边缘的弧后盆地最为典型(图 1),约占全球弧后盆地面积的 75%(Taylor, 1995; Christie *et al.*, 2006; 石学法和鄢全树, 2013; 曾志刚等, 2016)。西太平洋边缘共分布大小不等约二十余个弧后盆地,详细信息可参见

表 1。由于大洋钻探的钻孔较多(图 1a),西太平洋地区的弧后盆地相对于其他地区的研究程度更高(Taylor, 1995; Taylor and Martinez, 2003; Christie *et al.*, 2006; 石学法和鄢全树, 2013; 曾志刚等, 2016)。该地区的弧后盆地经历了三个扩张幕(Karig, 1971; 任建业和李思田, 2000; 石学法和鄢全树, 2013):(1)第一扩张幕发生于始新世,形成了如西菲律宾海盆等弧后盆地;(2)渐新世至中新世为第二扩张幕,形成了如四国海盆等弧后盆地;(3)晚中新世至第四纪为第三扩张幕,形成了目前正在拉张的如冲绳海槽和马里亚纳海槽等弧后盆地。另外,该地区的弧后盆地主要有两类构造背景:以陆壳为基底的弧后拉张和以洋壳为基底的弧后拉张(图 1a 和 1b),其中有个别海盆属于洋壳为基底向陆壳为基底转变的过渡背景(表 1)。由此可见,西太平洋地区弧后盆地在时空分布上具有代表性,在基底属性上具有多样性,是研究弧后盆地成因和弧后盆地岩浆作用的理想对象。

本文以西太平洋地区弧后盆地洋壳玄武岩为研究对象,通过数据收集和分析,展示该地区弧后盆地玄武岩的地球化学组成特征及其变化规律,探讨其与典型 MORB 的区别和联系。并对比了不同构造背景(大陆基底和大洋基底)和不同盆地演化阶段弧后盆地玄武岩的地球化学特征、演化规律及其影响因素。基于对弧后盆地洋壳形成的深部和浅部机制的认识,针对未来弧后盆地和弧后盆地玄武岩的研究提出了三个方面的关键科学问题。

1 弧后盆地的分类

根据弧后盆地扩张中心相对于岛弧的位置,可以将弧后盆地的扩张类型分为三类(Martinez and Taylor, 2006)。第一类盆地是由弧后发生裂解形成的弧后盆地,弧后盆地位于弧-陆之间,一侧是岛弧,另一侧则可能是大陆。该类弧后盆地形成的玄武岩在靠近岛弧一侧具有明显的弧岩浆的信号,而在相反的方向上岛弧岩浆的信号微弱。日本海海盆和冲绳海槽即为这种类型的弧后盆地(Kimura, 1985; Shinjo *et al.*, 1999; Okamura *et al.*, 2005; Hoang and Uto, 2006;

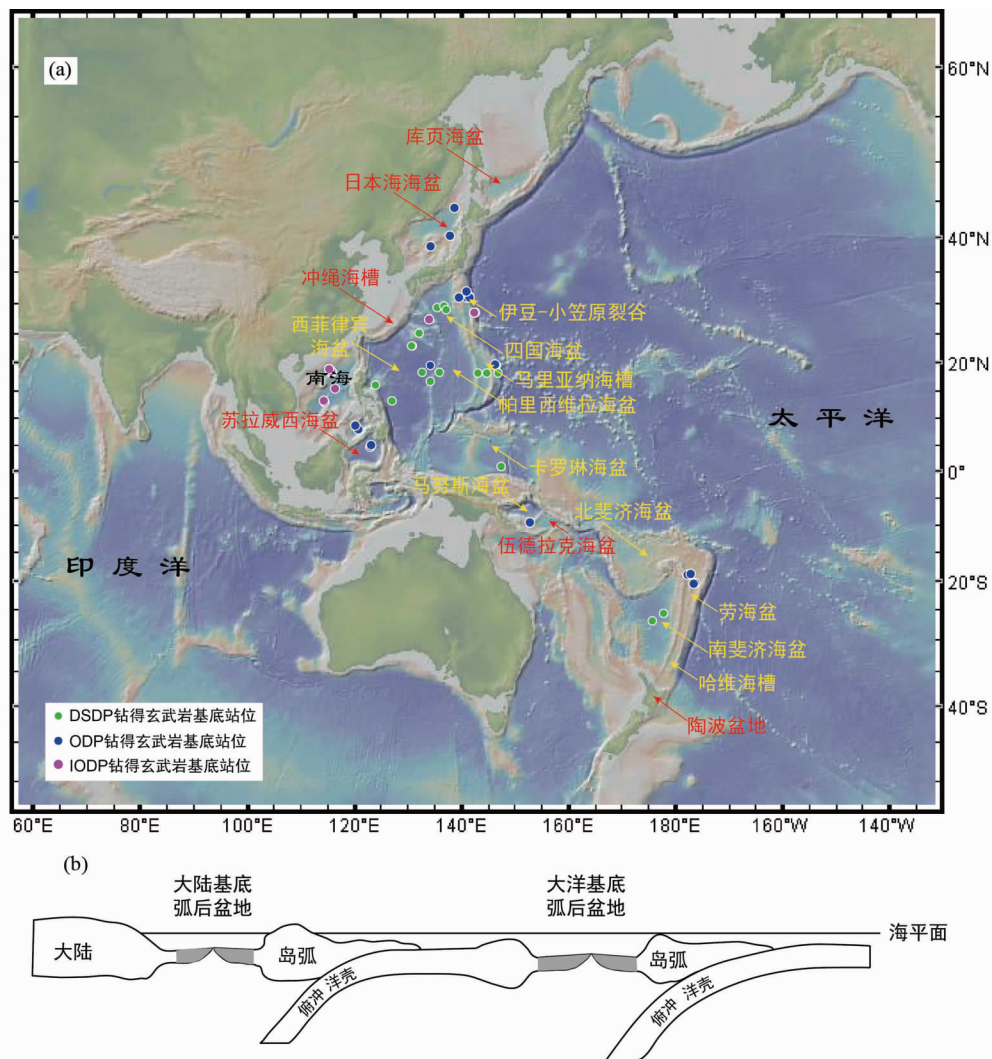


图1 西太平洋地区弧后盆地分布图(a)和不同基底弧后盆地卡通图(b)

(a)底图来自 GeoMapApp 3.6.6 (www.geomapp.org),红色字体代表大陆基底弧后盆地,黄色字体代表大洋基底弧后盆地. 大洋钻探获得的边缘海海盆洋壳基底的站点统计来自国际大洋发现计划官网 (www.iodp.org). DSDP-Deep Sea Drilling Project; ODP-Ocean Drilling Program; IODP-Integrated Ocean Drilling Program/International Ocean Discovery Program. (b)简图参考自 Martinez and Taylor (2006)

Fig.1 Distribution of back-arc basins in the Western Pacific (a) and cartoon for back-arc basins from different basement settings (b)

Nohda, 2009; Chen *et al.*, 2015a, b; Hirahara *et al.*, 2015; Yu *et al.*, 2016)。第二类盆地是由岛弧中央发生裂解形成的弧后盆地,新盆地落在了活动弧与残留弧之间,此类弧后盆地形成的早期玄武岩具有弧岩浆的信号。劳海盆和西菲律宾海盆等即为该类型的弧后盆地(Hilde and Lee, 1984; Taylor *et al.*, 1995; Zellmer and Taylor, 2001; Hickey-Vargas *et al.*, 2006)。第三类盆地是在岛弧前发生拉张形成并逐渐演变而成的弧后盆地,是由俯冲作用导致的弧前边缘的伸展减薄裂解。该类弧后盆地玄武岩形成的洋壳普遍存在俯冲带物质的影响,这种类型的弧后盆地可见于伊豆-小笠原裂谷(Hochstaedter *et al.*, 2000; Tollstrup *et al.*, 2010; Straub *et al.*, 2015)。

弧后盆地在时间演化上也存在分阶段的特征,可以概括

为四个阶段(Taylor, 1995):(1)初始裂谷阶段(initial rifting),岛弧或者弧后或者弧前开始裂开形成裂谷,裂谷内岩浆作用密集,这些岩浆具有弧岩浆的特点。典型案例如新西兰的陶波盆地和冲绳海槽的北端(Cole *et al.*, 1995; Hoang and Uto, 2006; Yu *et al.*, 2016);(2)持续拉张阶段(continued stretching),盆地被持续加宽,形成更大的沉降,大量岩浆喷出于盆地,形成不对称的分布。如冲绳海槽的中部(Hoang and Uto, 2006; Yu *et al.*, 2016);(3)初始扩张阶段(initial spreading),岩浆扩张中心形成,扩张过程与全球开放大洋接近。典型案例如冲绳海槽的南部和哈维盆地等(Gamble and Wright, 1995; Hoang and Uto, 2006; Todd *et al.*, 2010; Yu *et al.*, 2016);(4)成熟扩张阶段(mature spreading),形成成熟的海底扩张中心,产出与全球洋中脊玄

表 1 西太平洋地区主要弧后盆地汇总

Table 1 Summary of major back-arc basins in the Western Pacific

序号	中文名称	英文名称	基底属性	演化历史	活动状态
1	库页海盆	Kuril Basin	大陆基底	未知	停止拉张
2	日本海海盆	The Japan Sea	大陆基底	23 ~ 15Ma	停止拉张
3	冲绳海槽	Okinawa Trough	大陆基底	2Ma 至今	正在拉张
4	苏拉威西海盆	Celebes Sea	洋陆过渡	49 ~ 35Ma	停止拉张
5	伍德拉克海盆	Woodlark Basin	大陆基底	~5Ma 至今	正在拉张
6	陶波盆地	Taupo Volcanic Zone	大陆基底	2Ma 至今	正在拉张
7	伊豆-小笠原裂谷	Izu-Bonin Back Arc System	大洋基底	2.8Ma 至今	正在拉张
8	马里亚纳海槽	Mariana Trough	大洋基底	ca. 7Ma 至今	正在拉张
9	四国海盆	Shikoku Basin	大洋基底	ca. 30 ~ 15Ma	停止拉张
10	帕里西维拉海盆	Parece Vela Basin	大洋基底	ca. 30 ~ 15Ma	停止拉张
11	西菲律宾海盆	West Philippine Basin	大洋基底	60 ~ 35Ma	停止拉张
12	卡罗琳海盆	Caroline Sea	大洋基底	36 ~ 25Ma	停止拉张
13	马努斯海盆	Manus Basin	大洋基底	~4Ma 至今	正在拉张
14	北斐济海盆	North Fiji Basin	大洋基底	12Ma 至今	正在拉张
15	南斐济海盆	South Fiji Basin	大洋基底	23 ~ 18Ma	停止拉张
16	劳海盆	Lau Basin	大洋基底	~6Ma 至今	正在拉张
17	哈维海槽	Havre Trough	洋陆过渡	~2Ma 至今	正在拉张

注:西太平洋地区主要弧后盆地信息参考文献目录为 1, Gribidenko *et al.* (1995); 2, Okamura *et al.* (2005), Nohda (2009); 3, Kimura (1985), Shinjo *et al.* (1999); 4, Gaina and Müller (2007); 5, Taylor *et al.* (1995), Yoneshima *et al.* (2005); 6, Cole *et al.* (1995); 7, Straub *et al.* (2015); 8, Straub *et al.* (2015); 9, Straub *et al.* (2015); 10, Straub *et al.* (2015); 11, Hilde and Lee (1984), Hickey-Vargas *et al.* (2006); 12, Gaina and Müller (2007); 13, Taylor (1979); 14, Auzende *et al.* (1995); 15, Crawford *et al.* (2003), Schellart *et al.* (2006), Mortimer *et al.* (2007); 16, Taylor *et al.* (1995), Zellmer and Taylor (2001); 17, Gamble and Wright (1995), Todd *et al.* (2010)

武岩相似的洋壳。典型案例如马努斯海盆、马里亚纳海槽中部和北斐济海盆等 (Taylor, 1979; Auzende *et al.*, 1995; Straub *et al.*, 2015)。

2 弧后盆地玄武岩地球化学组成概述

本文汇总了西太平洋地区不同构造背景下、不同演化阶段的弧后盆地玄武岩的元素地球化学和放射成因同位素地球化学数据,并将其与开阔大洋 MORB 进行对比。其中,大陆基底扩张形成的弧后盆地以冲绳海槽和日本海海盆的玄武岩为代表,大洋基底拉张形成的弧后盆地以伊豆-小笠原-马里亚纳海槽和劳海盆的玄武岩为代表。本文引用的数据主要来自于岩石学数据库 PetDB (<http://www.earthchem.org/petdb>)。为了实现新鲜玄武岩样品之间的对比,本文剔除了烧失量大于 3% 的样品数据以降低海水蚀变的影响。本文也剔除了 SiO₂ 含量大于 56% 的样品数据以确保引用数据均为玄武岩样品。

在岩性化学成分分类图上,弧后盆地玄武岩与 MORB 具有相似性,整体落在了亚碱性玄武岩的范围内(图 2a)。在 MORB 成分三分图上,弧后盆地玄武岩的成分从与 N-MORB 类似变化到与 E-MORB 类似(图 2b),大多数落在 T-MORB

和 E-MORB 区间内。在主量元素相关图上,弧后盆地玄武岩相较于 MORB,具有更为宽泛的成分变化,如出现了大量 MgO 含量低于 5% 的值(图 2c-f)。在全岩 MgO 含量相似的情况下,弧后盆地玄武岩具有偏高的 Al₂O₃ 含量(图 2d)以及偏低的 TiO₂ 含量(图 2f);并且呈现出 MgO 与 SiO₂ 的负相关, MgO 与 CaO 的正相关(图 2c, e)。在微量元素蛛网图上,弧后盆地玄武岩的中稀土和重稀土元素配分模式表现平坦,与 MORB 一致,但是弧后盆地玄武岩的强不相容元素如大离子亲石元素和轻稀土元素表现为从亏损到富集的较大变化,大部分表现出了与弧玄武岩相似的特征(图 3)。相较于 MORB,弧后盆地玄武岩具有变化更大的 Nb 和 Ta 的异常,并以负异常为主(图 3),其中日本海海盆、冲绳海槽和劳海盆出现了部分 Nb-Ta 无异常甚至正异常的样品(图 3a, c)。此外,不同于 MORB,弧后盆地玄武岩往往具有 Ba 和 Rb 的正异常, Sr 和 Ti 的负异常(图 3)。

在放射成因同位素相关图上,如 Sr-Nd、Nd-Hf、以及 Pb-Pb 同位素相关图,都表现出较大的变化范围,为两端元混合或多端元混合的特征(图 4)。相对于太平洋和印度洋 MORB 而言,弧后盆地玄武岩表现出了整体偏高的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(0.7026 ~ 0.7055)和偏低的 ε_{Nd}(0 ~ +11)(图 4a, b)。在 Nd-Hf 同位素相关图上,虽然 Hf 同位素数据较少,但是西太平洋地区大部分弧后盆地玄武岩的数据落在了印度洋 MORB 的区域

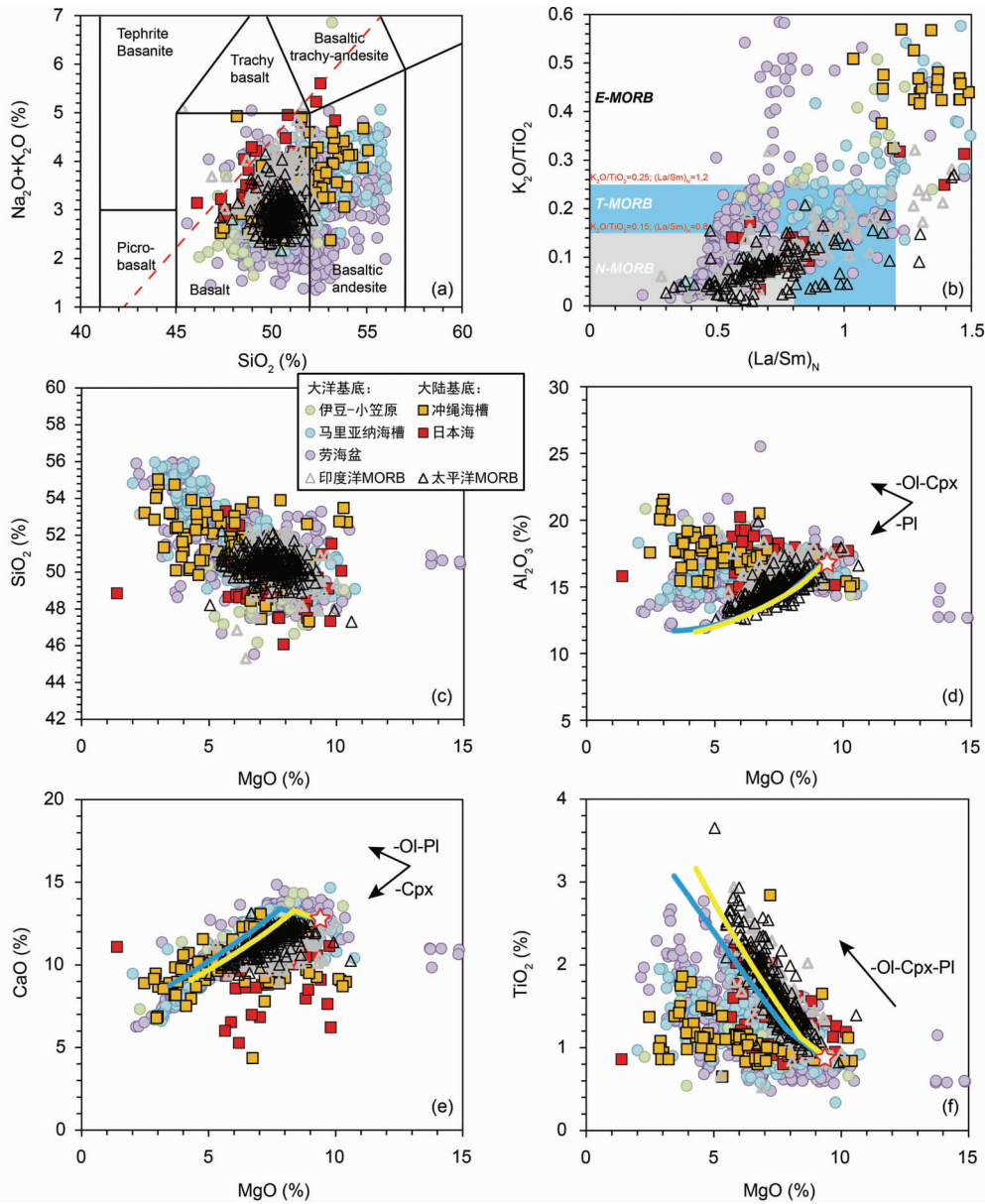


图2 弧后盆地玄武岩地球化学分类图(a,b)和主量元素相关图(c-f)

日本海和冲绳海槽的玄武岩数据代表大陆基底弧后盆地玄武岩,伊豆-小笠原-马里亚纳海槽和劳海盆玄武岩代表大洋基底弧后盆地玄武岩,其中劳海盆玄武岩还代表受到地幔柱影响形成的弧后盆地玄武岩. 弧后盆地玄武岩、印度洋和太平洋 MORB 的数据主要筛选自岩石学数据库(<http://www.earthchem.org/petdb>). 图中分离结晶模拟以合成样品 C01a ($MgO = 9.25\%$, $SiO_2 = 47.88\%$, $Al_2O_3 = 16.67\%$, $CaO = 12.77\%$, $TiO_2 = 0.88\%$; Voigt *et al.*, 2017)为起点,分别模拟了含0%水分的C01a在0.001kbar(蓝色线条)和2kbar(黄色线条)条件下的分离结晶趋势线,使用的模拟软件为 Petrolog 3 (Danyushevsky and Plechov, 2011). 图4、图5、图8、图10中样品符号同此图

Fig.2 Geochemical classification plots (a, b) and major elemental correlation plots (c-f) of back-arc basin basalt

(图4b)。Pb同位素的变化范围与太平洋和印度洋MORB大致相当(图4c, d),其中 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 的变化范围为17.60~19.20, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 的变化范围为15.35~15.65, $^{208}Pb/^{204}Pb$ 的变化范围为37.25~39.25。在Pb-Pb同位素相关图上,西太平洋地区弧后盆地玄武岩的主体也落在了印度洋MORB的区域(图4c, d)。

3 不同构造背景和不同演化阶段弧后盆地玄武岩的地球化学特征

3.1 大陆基底

3.1.1 大陆裂谷和初始拉张阶段——以冲绳海槽为例

冲绳海槽是一个处于初始拉张阶段的弧后盆地和大陆

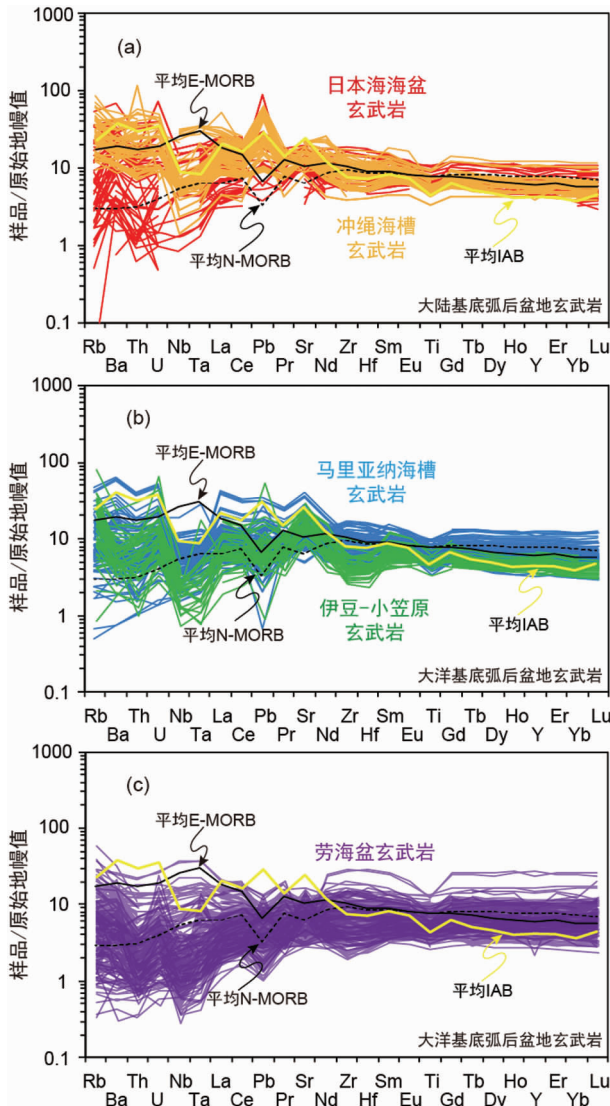


图3 弧后盆地玄武岩的原始地幔标准化微量元素蛛网图

日本海和冲绳海槽的玄武岩数据代表大陆基底弧后盆地玄武岩,伊豆-小笠原-马里亚纳海槽和劳海盆玄武岩代表大洋基底弧后盆地玄武岩,其中劳海盆玄武岩还代表了受到地幔柱影响下形成的弧后盆地玄武岩. 弧后盆地玄武岩的数据主要筛选自岩石学数据库 (<http://www.earthchem.org/petdb>). 平均 N-MORB 和 E-MORB 引自 Gale *et al.* (2013), 平均 IAB (岛弧玄武岩) 引自 Schmidt and Jagoutz (2017). 原始地幔值引自 McDonough and Sun (1995)

Fig. 3 Plots of primitive mantle-normalized trace elemental patterns for back-arc basin basalt

边缘海盆. 它北起日本的九州,南止于中国的台湾岛,是琉球沟-弧体系的重要组成部分 (Kimura, 1985; Yan and Shi, 2014; Guo *et al.*, 2016; Zhang *et al.*, 2018). 以 $\sim 130^\circ\text{E}$ 的吐噶喇断层 (Tokara fault) 和 $\sim 127^\circ\text{E}$ 的宫谷断层 (Miyako fault) 为界限,可以将冲绳海槽分为南段、中段和北段三个部

分 (Kimura, 1985; Yan and Shi, 2014; Guo *et al.*, 2016; Zhang *et al.*, 2018). 北段地壳厚 ($\sim 30\text{km}$),以流纹岩喷出为主,处于大陆裂谷阶段;南段地壳薄 ($\sim 13\text{km}$),以中基性喷出岩为主,处于海盆拉张初始阶段;中段的地壳厚度处于南北段两者之间,从基性的玄武岩,中性的安山岩,到酸性的流纹岩都有出露 (Shinjo and Kato, 2000; Hoang and Uto, 2006). 冲绳海槽保存了较为完整的大陆裂解到洋盆初始拉张过程的记录. 受到菲律宾板块俯冲的影响,该区陆壳从约 20Ma 开始发生破裂 (Shinjo *et al.*, 1999),构成了冲绳海槽发展史的第一阶段——裂谷阶段;第二期裂谷阶段大约发生在早更新世,在这一阶段,陆壳进一步发生裂解;第三阶段是弧后盆地的初始拉张阶段,从更新世 (约 2Ma) 一直持续到现在 (Sibuet *et al.*, 1998). 由于大陆地壳的存在,冲绳海槽的基性岩浆除了记录来自地幔楔、俯冲带的信号外,还具有明显的陆壳混染的信号,体现在相对于其他弧后盆地玄武岩表现出更高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和更低的 ε_{Nd} 值特征 (4a). 在微量元素蛛网图上,冲绳海槽玄武岩具有轻微富集强不相容元素、明显的 Nb-Ta 负异常和 Pb 正异常等特征 (图 3a). 在元素比值上,冲绳海槽玄武岩在具有更低 ε_{Nd} 值的同时还具有低的 Ce/Pb 和 Nb/U 比值,并且呈现出正相关性 (图 5a, b). 以上这些特征都暗示除了俯冲物质外,玄武岩成因中还存在大陆地壳物质混染的贡献. 以上推断被玄武岩的放射成因 He (R/R_A) 和 Sr 同位素的负相关性以及和劳海盆玄武岩的对比研究所证实 (Yu *et al.*, 2016). 研究进一步表明由北向南,地壳混染的信号有明显的减弱,其中来自于南部的玄武岩基本不受地壳混染的影响 (Yu *et al.*, 2016). 虽然部分玄武岩受到了地壳混染的影响,但并不影响其记录源区物质组成的多样性. 冲绳海槽玄武岩不仅具有异常高的 Ba/Nb 比值 (~ 100), Th/Nb 比值 (~ 1.3) 也相当高,说明其源区既存在俯冲板片释放的流体的贡献 (带来大量的 Ba),也存在俯冲板片释放的熔体的贡献 (带来额外多的 Th) (图 5c, d). 海槽南部的玄武岩比北部的玄武岩具有更高的 Ba/Nb 和 Th/La 比值,更低的 Ce/Pb 比值,暗示南部受到再循环沉积物的影响要显著高于北部 (Shinjo *et al.*, 1999; Hoang and Uto, 2006).

3.1.2 成熟拉张阶段——以日本海为例

日本海弧后盆地是在 35Ma 从原日本弧破裂拉张而来. 玄武岩 Ar-Ar 年代学结果显示日本海拉开的时间为 $\sim 21\text{Ma}$ 至 $\sim 15\text{Ma}$ (Nohda, 2009). 海床的扩张由北向南发生传递,形成了日本海东北部的洋壳,而西南部仍然伴随着弧陆壳的减薄和破裂 (Tamaki *et al.*, 1992; Nohda, 2009; Yoshida, 2013). 日本海主要有两个弧后盆地,分别是西侧日本海盆和东侧大和海盆. 不同于日本海盆,大和海盆的洋壳并没有显示清晰的条带状磁异常,暗示大和海盆的拉张是混乱、高频的 (Isezaki, 1986). 值得注意的是,大和海盆的洋壳厚度约为 14km,是日本海盆的两倍 (Hirata *et al.*, 1989). 日本海盆和大和海盆玄武岩样品是通过 ODP 第 127 和 128 航次获

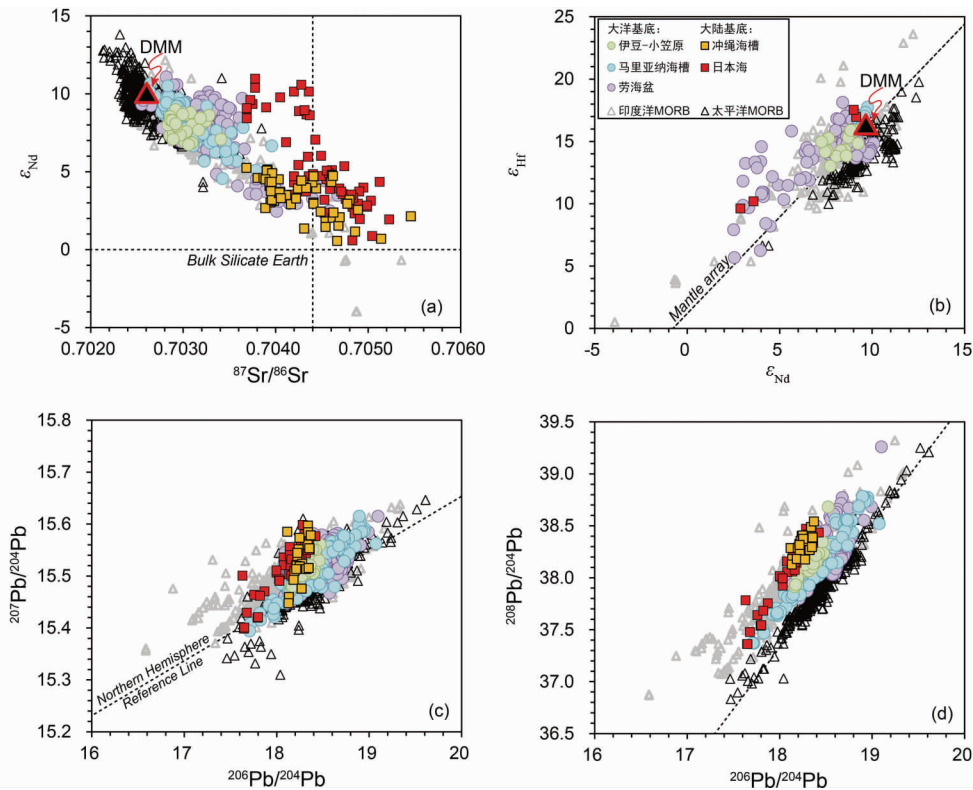


图4 弧后盆地玄武岩的放射成因同位素相关图

日本海和冲绳海槽的玄武岩数据代表大陆基底弧后盆地玄武岩,伊豆-小笠原-马里亚纳海槽和劳海盆玄武岩代表大洋基底弧后盆地玄武岩,其中劳海盆玄武岩还代表受到地幔柱影响形成的弧后盆地玄武岩. 弧后盆地玄武岩、印度洋和太平洋 MORB 的数据主要筛选自岩石学数据库 (<http://www.earthchem.org/petdb>)

Fig.4 Plots of radiogenic isotopes for back-arc basin basalt

得的。日本海的弧后盆地玄武岩有两种类型,一种非常亏损强不相容元素,另一种富集强不相容元素(图3a)(Cousens and Allan, 1992; Nohda *et al.*, 1992; Cousens *et al.*, 1994; Nohda, 2009)。富集型玄武岩的出现指示地幔源区存在富集组分,如再循环的洋壳和/或沉积物,而亏损型玄武岩是由亏损的地幔楔在高温状态下高程度熔融形成(Hirahara *et al.*, 2015)。日本海海盆虽然是大陆基底上形成的洋盆,但其主量元素组成上除了具有较低的CaO和较高的Al₂O₃含量外,与全球MORB具有一定的相似性(图2),说明成熟扩张的洋壳在成分上与全球MORB是相似的。此外,在MgO含量(>6%)相同的情况下,日本海玄武岩相较于冲绳海槽玄武岩表现出更低的SiO₂和更高的TiO₂含量(图2c, f),这可能说明陆壳物质对日本海弧后盆地玄武岩的影响已经减弱,或者日本海玄武岩地幔源区的部分熔融程度在减小。在微量元素蛛网图上(图3a),日本海玄武岩也与正常的MORB具有相似性,区别于冲绳海槽玄武岩,并没有表现出强不相容元素富集和Nb-Ta明显负异常的特征(图3a)。相对于冲绳海槽,日本海玄武岩在具有更高ε_{Nd}值的同时表现出更高的Ce/Pb和Nb/U比值(图5a, b),暗示大陆陆壳混染对于成熟扩张形成的弧后盆地玄武岩的影响已经变小。另外,相

对于冲绳海槽,在具有相似ε_{Nd}值的基础上,日本海玄武岩具有更低的Ba/Nb和Th/Nb比值(图5c, d),可能说明成熟扩张形成的洋壳受俯冲板片释放流体/熔体的影响减弱。

3.2 大洋基底

不同于以大陆为基底扩张形成的弧后盆地,洋内扩张形成的弧后盆地不用考虑陆壳对于玄武岩岩浆作用的影响。然而,大洋基底弧后盆地玄武岩表现出了变化范围更大的Ce/Pb和Nb/U比值(图5a, b),说明俯冲沉积物在大洋基底弧后盆地玄武岩成因中起到重要影响。因此,大洋基底弧后盆地玄武岩是了解俯冲体系下物质循环的理想对象,比如马里亚纳海槽和劳海盆,都是研究物质循环的热点区域(Taylor and Martinez, 2003; Pearce and Stern, 2006)。这里以伊豆-小笠原-马里亚纳海槽为案例,了解大洋基底弧后盆地玄武岩的地球化学组成和演变。

伊豆-小笠原-马里亚纳火山弧作用在约52Ma启动(Whittaker *et al.*, 2007)。然而第一个岛弧张裂和弧后扩张的时间却发生在ca. 30~15Ma,形成帕里西维拉和四国两个弧后盆地(图1、表1)。第二个阶段的扩张约从7Ma开始,形成现今的伊豆-小笠原裂谷和马里亚纳海槽(Karig, 1971;

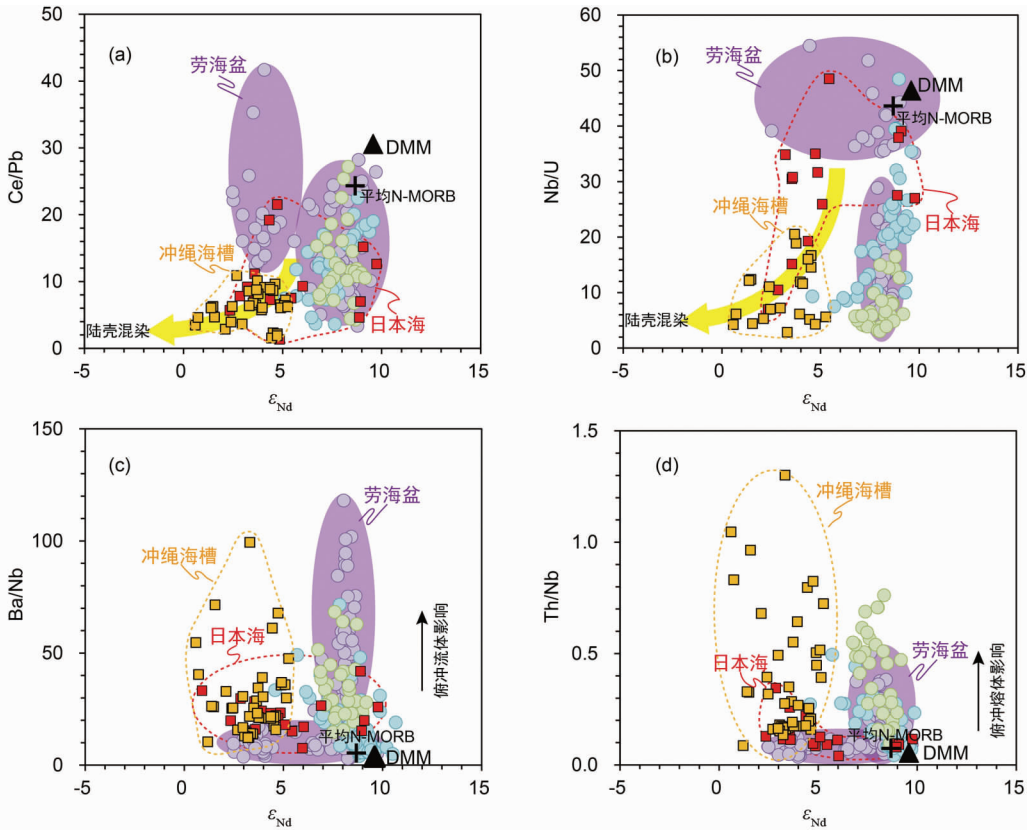


图5 弧后盆地玄武岩的Nd同位素和微量元素比值相关图

日本海和冲绳海槽的玄武岩数据代表大陆基底弧后盆地玄武岩,伊豆-小笠原-马里亚纳海槽和劳海盆玄武岩代表大洋基底弧后盆地玄武岩,其中劳海盆玄武岩还代表地幔柱影响下形成的弧后盆地玄武岩。弧后盆地玄武岩、印度洋和太平洋MORB的数据主要筛选自岩石学数据库(<http://www.earthchem.org/petdb>)

Fig. 5 Plots of Nd isotope versus trace elemental ratios for back-arc basin basalt

Straub *et al.*, 2015)。伊豆-小笠原裂谷位于北部,处于裂谷阶段,形成于火山弧前缘(Straub *et al.*, 2015);马里亚纳海槽位于南部,从岛弧中拉开,海槽的两侧分别是正在活动的马里亚纳岛弧和已经停止火山作用的西马里亚纳岛弧(Karig, 1971)。

3.2.1 裂谷阶段——以伊豆-小笠原裂谷为例

伊豆-小笠原裂谷的东端是伊豆-小笠原海沟,西端是四海盆(图1)。伊豆-小笠原裂谷由东向西依次是弧前火山、南北向的裂谷带和西面的海山链。这里仅讨论南北向裂谷带中的玄武岩。该裂谷带中的火山岩均年轻于2Ma,在化学成分上呈现双峰式火山的特点(Ishizuka *et al.*, 2003)。伊豆-小笠原裂谷玄武岩在主要元素组成上表现出与其他弧后盆地玄武岩相似的特征(图2),在微量元素蛛网图上表现出富集大离子亲石元素含量、Nb-Ta负异常和Pb正异常等明显的弧特征(图3b),并具有相对均一的放射成因同位素组成(图4)。伊豆-小笠原裂谷玄武岩虽然 ϵ_{Nd} 值较高(+6~+9),但Ce/Pb和Nb/U比偏低(图5a, b),说明源区存在俯冲物质的影响。相对于其他大洋基底玄武岩,伊豆-小笠原裂谷玄武岩具有更高的Th/Nb比值和更低的Ba/Nb比值

(图5c, d),说明俯冲洋壳释放的熔体比其释放的流体对这些玄武岩成因的贡献更显著(Hochstaedter *et al.*, 2000, 2001; Ishizuka *et al.*, 2003)。伊豆-小笠原裂谷玄武岩的同位素之间、同位素与经典元素比值之间缺少相关性,说明其地球化学特征并非完全来自于俯冲物质的影响,可能还记录了地幔楔本身固有的地球化学性质(Ishizuka *et al.*, 2003)。自东向西,随着距离海沟位置的变远,地幔源区的部分熔融程度逐渐降低,俯冲物质对于地幔楔的贡献也在减少,表现为Ce/Pb比值的升高和 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值的降低(Hochstaedter *et al.*, 2000, 2001)。

3.2.2 裂谷到成熟扩张阶段——以马里亚纳海槽为例

马里亚纳海槽沿其伸展轴可以被分为四个部分,北部火山构造带(23.1°~22.1°N)、南部火山构造带(22.1°~21.0°N)、中央地堑(21°~19.7°N)和扩张脊(19.7°N以南)(Ikeda *et al.*, 2016)。两个火山构造带的岩浆作用是弧后盆地裂谷阶段的产物,在元素地球化学特征上与马里亚纳岛弧岩浆作用存在相似性(Sinton and Fryer, 1987; Gribble *et al.*, 1996, 1998)。其他两个部分的玄武岩表现出了接近于MORB的元素地球化学特征,代表了弧后盆地拉张成熟阶段的洋壳

(Taylor and Martinez, 2003; Ikeda *et al.*, 2016)。因此, 马里亚纳海槽的玄武岩记录了大洋基底下拉张形成的弧后盆地的完整过程。对比其他海盆玄武岩, 马里亚纳海槽玄武岩具有如下地球化学特征: 1) 在主量元素成分上基本覆盖了本文所选弧后盆地玄武岩样品的变化范围(图 2); 2) 在微量元素蛛网图上具有明显的 Nb-Ta 负异常, 强不相容元素的富集程度变化较大, 其变化范围明显要大于伊豆-小笠原的裂谷玄武岩(图 3b); 3) 在放射成因同位素上, 它们相比伊豆-小笠原裂谷玄武岩具有更大的变化范围, 但是其 Sr-Nd 同位素组成整体比大陆基底弧后盆地玄武岩更为亏损, 具有偏低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和偏高的 ϵ_{Nd} 值(图 4); 4) 微量元素比值上, 马里亚纳海槽玄武岩与伊豆-小笠原裂谷玄武岩具有相似性, 表现出相似的 Ce/Pb、Nb/U、Ba/Nb 和 Th/Nb 等比值(图 5); 与劳海盆玄武岩不同的是马里亚纳海槽玄武岩与伊豆-小笠原裂谷玄武岩都指向同一个演化趋势, 且在微量元素比值和 Nd 同位素的相关图上区别于大陆基底形成的玄武岩, 并未表现出相关性(图 5)。此外, 马里亚纳海槽玄武岩从北向南(24.0° ~ 15.0°N)存在明显的成分变化规律。视纵坐标的纬度为时间序列, 马里亚纳海槽自北向南清楚的展现了由裂谷向成熟洋壳过渡的玄武岩地球化学组成演变趋势(图 6)。在马里亚纳海槽拉张初期(北部的玄武岩为代表), 玄武岩具有低的 MgO 含量(图 6a)和 Ce/Pb 比值(图 6c), 高的 Ba 含量(图 6b)和 Ba/Nb 比值(图 6d), 说明大洋基底弧后盆地玄武岩在形成初期的演化程度高, 并受到较多俯冲板片释放物质的影响; 到了成熟扩张时期, 玄武岩则具有升高的 MgO(图 6a)、降低的 Ba 含量(图 6b)和 Ba/Nb 比值(图 6d), 以及接近全球开阔大洋 MORB 的 Ce/Pb 比值(图 6c), 说明随着洋壳扩张越来越成熟, 玄武岩的地球化学成分逐渐接近 MORB, 板片俯冲带来的地球化学影响逐渐减弱。

大陆基底和大洋基底弧后盆地玄武岩地球化学成分的对比表明, 以大陆为基底裂解形成的弧后盆地玄武岩不仅仅要考虑地幔楔性质的影响、俯冲板片物质的输入, 还要考虑大陆岩石圈在玄武岩成因中扮演的角色。相比而言, 大洋基底形成的弧后盆地玄武岩主要受控于地幔楔的性质和俯冲板片物质的输入。两者相同的是, 从裂谷到海盆成熟扩张阶段, 玄武岩受到俯冲板片物质的贡献在减少, 地幔源区部分熔融程度在变小。对于不同基底类型的弧后盆地, 随着扩张的进行, 弧后盆地玄武岩的地球化学成分都在向开阔大洋 MORB 靠近。

3.3 地幔柱活动的影响

弧后盆地除了输出俯冲板片带来的再循环物质外, 还可能受地幔柱影响, 输出来自深部地幔的物质。地幔柱位于俯冲边界大洋这一侧, 由于俯冲过程中板片的破裂、板片的折返等, 导致了大洋一侧的地幔柱物质逃逸加入弧后盆地之下的地幔(Leat *et al.*, 2004; Tian *et al.*, 2011; Nebel and Arculus, 2015)。目前为止, 地幔柱影响下的弧后拉张, 最为

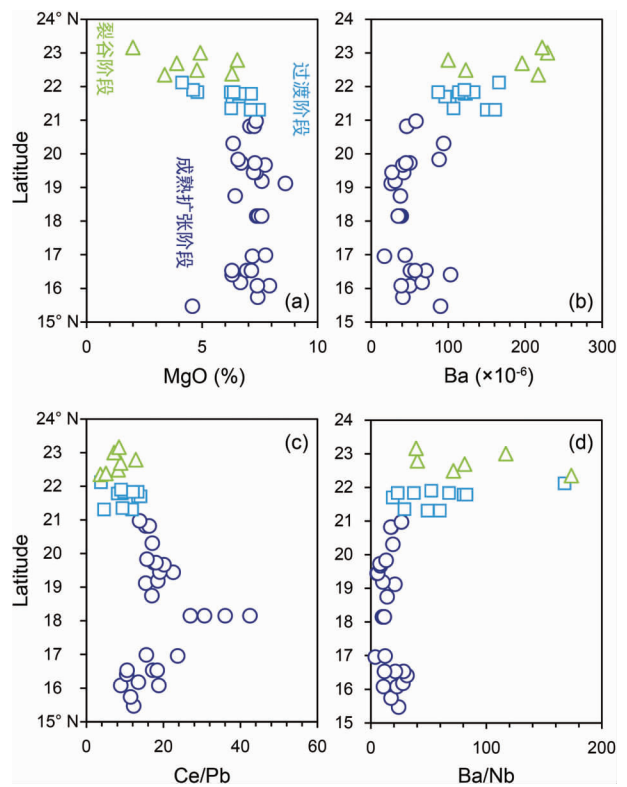


图 6 马里亚纳海槽玄武岩地球化学成分随纬度变化图。图中展示了马里亚纳海槽北部裂谷阶段玄武岩、南部成熟洋壳玄武岩和两者之间过渡带玄武岩的地球化学成分。图中数据引自 Pearce *et al.* (2005)

Fig. 6 Variations in geochemical composition of basalts in Mariana Trough with latitude

典型的案例是劳海盆和美洲南端的东斯科舍(East Scotia)海盆。此处以劳海盆为例探讨地幔柱对弧后盆地玄武岩的影响。

劳海盆是由古汤加岛弧(约 45Ma 形成)张裂形成, 在 ~6Ma 时形成裂谷, 在 ~4Ma 时海底扩张开始(Taylor, 1995; Zellmer and Taylor, 2001)。同时, 在 ~4Ma 的时候路易斯维尔(Louisville)海山链在汤加岛弧的最北端发生斜向俯冲。劳海盆具有多个扩张中心, 以中央扩张中心(Central Lau Spreading Center)、东部扩张中心(Eastern Lau Spreading Center)和瓦卢法海岭(Valu Fa Ridge)为主要扩张中心(Taylor and Martinez, 2003)。在地理位置上, 它们的相互关系是东部扩张中心向南迁移形成瓦卢法海岭, 东部扩张中心向北跃迁形成了中央扩张中心。瓦卢法海岭以南没有海底扩张发生, 以岛弧的张裂为主。中央扩张中心的北部还有数个小规模的扩张中心, 例如罗汉博海堤(Rochambeau Bank)。在岩石地球化学组成上, 瓦卢法海岭的岩石主要具有弧岩浆的地球化学特征, 中央扩张中心和东部扩张中心喷发的岩浆与大洋 MORB 相似, 而劳海盆中央扩张中心北部的岩石多以 E-MORB 为特征, 其中罗汉博海堤的玄武岩具有类似于洋岛

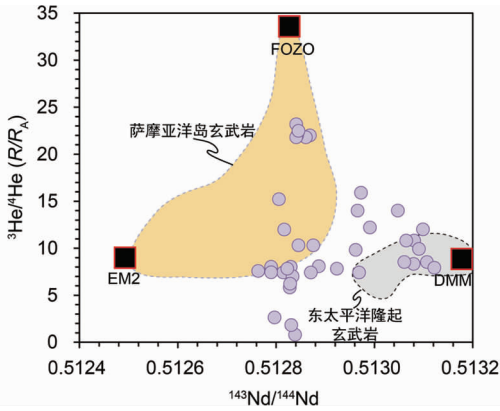


图7 劳海盆玄武岩的He同位素与Nd同位素比值相关图

图中劳海盆玄武岩以紫色圆圈标记,数据引自 Volpe *et al.* (1988), Workman and Hart (2005) 和 Tian *et al.* (2011). 萨摩亚 (Samoa) 洋岛玄武岩的数据范围引自 Tian *et al.* (2011). 东太平洋隆起玄武岩数据引自 PetDB 数据库 (<http://www.earthchem.org/petdb>). 各地幔端元的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/R_A) 组成参考 Tian *et al.* (2011), Lupton *et al.* (2012) 和 Lytle *et al.* (2012)

Fig. 7 Plot of He isotope versus Nd isotope for the Lau basin basalt

玄武岩(OIB)的地球化学特征(Taylor and Martinez, 2003)。劳海盆岩浆作用受到俯冲板片后撤和热的深部地幔物质上涌的共同作用,海盆北部玄武岩主要受到了地幔柱活动的影响,而其南部玄武岩受控于板片俯冲,总体表现出越往南俯冲板片物质影响越明显的特征(Hawkins, 1995; Escrig *et al.*, 2009)。

玄武岩主量元素地球化学对比表明劳海盆玄武岩具有变化范围最大的元素组成,其中部分玄武岩样品具有高的MgO含量(>10%)(图2)。在微量元素蛛网图上,劳海盆玄武岩的地球化学特征从类似N-MORB变化到类似E-MORB型,表现为强不相容元素的相对富集、Nb和Ta的正异常和普遍的Pb负异常,这与其他弧后盆地玄武岩略有差别(图3c)。在放射成因同位素组成上,劳海盆玄武岩在大洋基底弧后盆地玄武岩的对比中表现出范围更大的不均一性,比伊豆-小笠原-马里亚纳海槽的玄武岩具有变化范围更大的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 ϵ_{Nd} 和 ϵ_{Hf} 值(图4a, b)。相对于本文引用的其他弧后盆地,劳海盆玄武岩具有接近于全球MORB的Ce/Pb和Nb/U比值(图5a, b)。在Nd同位素和Ba/Nb、Th/Nb比值相关图上,劳海盆玄武岩具有两个演化趋势(图5c, d)。其中一个趋势与其他弧后盆地玄武岩一致,在Nd同位素不变的情况下,Ba/Nb和Th/Nb比值快速上升,代表了俯冲物质的贡献。另一个趋势是在Ba/Nb和Th/Nb比值较低的基础上,Nd同位素组成快速降低,暗示劳海盆玄武岩的源区中可能含有来自深部地幔的物质,比如EM2组分(Tian *et al.*, 2011; Lupton *et al.*, 2012; Lytle *et al.*, 2012)。劳海盆玄武

岩的惰性气体同位素研究证实其地幔源区中存在地幔柱信号(Lupton *et al.*, 2012; Lytle *et al.*, 2012; Nebel and Arculus, 2015)。图7显示劳海盆玄武岩源区具有三端元混合的特征,地幔源区除了含有亏损地幔物质(以东太平洋隆起为代表)外还存在具有高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/R_A)组成的FOZO地幔端元物质和低 ϵ_{Nd} 值的EM2地幔端元物质。其中,FOZO和EM2地幔端元与由地幔柱形成的萨摩亚(Samoa)洋岛玄武岩的地球化学特征是一致的,证实了萨摩亚(Samoa)地幔柱对劳海盆玄武岩的影响。

4 影响弧后盆地玄武岩地球化学多样性的因素

通过对比不同构造背景、不同演化阶段弧后盆地玄武岩的地球化学组成,发现大陆基底下形成的弧后盆地玄武岩需要考虑大陆地壳混染的影响。除此之外,岩浆演化对于玄武岩地球化学变化的影响也是不可忽视的(Danyushevsky, 2001; Langmuir *et al.*, 2006; Bézous *et al.*, 2009; Kelley and Cottrell, 2009)。因此,我们将从岩石成因机制的角度,重新将弧后盆地玄武岩地球化学成因的多样性归纳为以下四种机制:(1)地幔源区的多样性;(2)地幔源区的部分熔融程度;(3)大陆地壳的同化混染或者大洋岩石圈的熔体-岩石反应;(4)玄武岩岩浆的自身演化。

4.1 地幔源区多样性

Pearce and Stern (2006)通过使用弧后盆地玄武岩的微量元素比值发现弧后盆地玄武岩的源区存在三种不同来源的地幔物质,分别为地幔楔中的初始地幔物质,俯冲板片释放的流体/熔体,以及外来的地幔物质(比如上地幔的不均一性或者地幔柱活动)。例如,马里亚纳海槽玄武岩在剔除了俯冲板片释放物质对于玄武岩地幔源区的影响之后,地幔楔在Nd-Hf同位素组成上还呈现两端元混合的特征(Woodhead *et al.*, 2012)。板片俯冲不仅影响了弧玄武岩的地幔源区,也对弧后盆地的地幔源区有重要影响(Sinton and Fryer, 1987; Falloon *et al.*, 1992; Gribble *et al.*, 1996; Kamenetsky *et al.*, 1997; Shinjo *et al.*, 1999; Hochstaedter *et al.*, 2000, 2001; Macpherson *et al.*, 2000; Peate *et al.*, 2001; Ishizuka *et al.*, 2003; Tian *et al.*, 2008, 2011; Escrig *et al.*, 2009; Todd *et al.*, 2010; Ikeda *et al.*, 2016)。在弧后盆地位置,一般认为俯冲板片主要以释放流体或者熔体的形式交代上覆地幔,上覆地幔发生减压和含水部分熔融即形成弧后盆地玄武岩。流体既可能来自于俯冲洋壳也可以来自沉积物,而俯冲熔体多数来自于俯冲的沉积物(Escrig *et al.*, 2009; Todd *et al.*, 2010; Tian *et al.*, 2011; Ikeda *et al.*, 2016)。也有人认为俯冲沉积物还可能直接参与到弧后盆地地幔源区的部分熔融(Ishizuka *et al.*, 2003)。对于弧后盆地玄武岩挥发分(比如 CO_2)的研究还表明,很大一部分洋壳表层挥发分会随着板

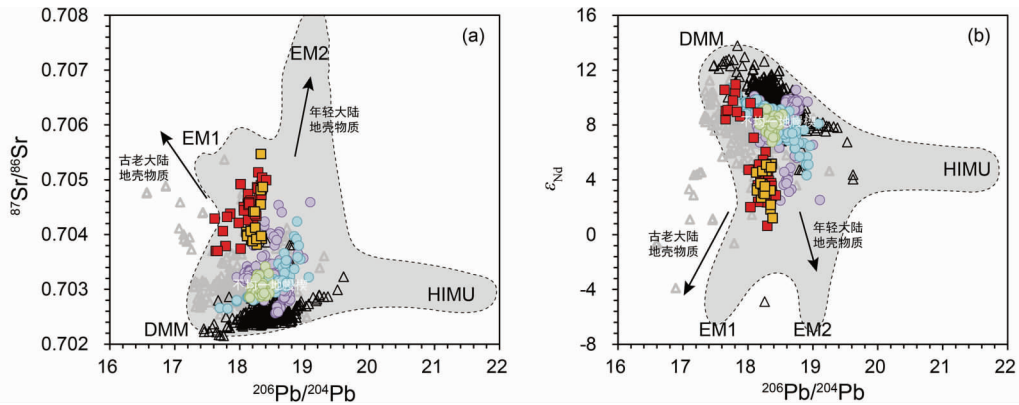


图8 弧后盆地玄武岩 Pb-Sr 同位素(a) 和 Pb-Nd 同位素(a) 相关图

日本海和冲绳海槽的玄武岩数据代表大陆基底弧后盆地玄武岩,伊豆-小笠原-马里亚纳海槽和劳海盆玄武岩代表大洋基底弧后盆地玄武岩,其中劳海盆玄武岩还代表地幔柱影响下形成的弧后盆地玄武岩. 弧后盆地玄武岩、印度洋和太平洋 MORB 的数据主要筛选自岩石学数据库(<http://www.earthchem.org/petdb>). 图中由全球 MORB 和 OIB 勾勒出的地幔端元引自王小均等(2019)

Fig.8 Plots of Pb vs. Sr (a) and Pb vs. Nd (b) isotopic compositions for back-arc basin basalt

片的俯冲进入到弧后盆地的地幔源区,暗示了板片表面的挥发分在弧岩浆活动的过程中并没有完全逃逸(Sano *et al.*, 1998; Newman *et al.*, 2000). 除了以上来源,近些年的研究表明深部地幔物质对弧后盆地玄武岩地幔源区的贡献不能忽视,越来越多的研究发现地幔柱/热点物质对于弧后盆地的影响可能比前人认识的要大,比如上述萨摩亚(Samoa)地幔柱对于劳海盆玄武岩的影响(Tian *et al.*, 2011; Lupton *et al.*, 2012; Lytle *et al.*, 2012; Nebel and Arculus, 2015). 为了直观地体现这种地幔源区的多样性,我们将弧后盆地玄武岩的地球化学数据投在了 Pb-Sr 和 Pb-Nd 同位素相关图上(图8). 首先,弧后盆地玄武岩都具有一个同位素亏损的端元,与太平洋和印度洋 MORB 的共同亏损端元相似,表现出低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和高 ϵ_{Nd} 的特征;其次,弧后盆地玄武岩的成分演变趋势可以被划分为 EM1 型和 EM2 型(图8),即弧后盆地玄武岩地幔源区的富集组分和 OIB 的源区具有一定的相似性,暗示了地幔源区物质来源的复杂性. 以大洋为基底拉张形成的弧后盆地玄武岩落在了 DMM 和 EM2 两端元混合的趋势上. 相比而言,以大陆为基底拉张形成的弧后盆地玄武岩整体还表现出指向 EM1 型地幔端元的趋势. 弧后盆地玄武岩表现出来的不同地幔端元组分的特点既有可能来自形成过程中俯冲物质贡献和大陆地壳混染,也有可能来自于深部地幔柱物质的影响.

4.2 地幔源区的部分熔融程度

弧后盆地玄武岩地幔源区的部分熔融程度主要受温度和压力的控制(Taylor, 1995; Christie *et al.*, 2006; Gale *et al.*, 2013; White and Klein, 2014),也受俯冲板片来源流体的影响(Gribble *et al.*, 1996; Macpherson *et al.*, 2000; Hochstaedter *et al.*, 2001; Kelley *et al.*, 2006; Langmuir *et al.*, 2006; Pearce and Stern, 2006). MORB 的地幔源区含水

量越高,起始熔融深度就越大,越深的源区反而发生更低程度的熔融. 低程度熔融区虽然拓宽了地幔熔融区的范围,但是降低了整个地幔熔融区的平均熔融程度,从而导致水含量和熔融程度间存在明显的负相关关系,形成的 MORB 具有 TiO_2 含量升高的特征且表现出一定的石榴子石效应(Kelley *et al.*, 2006; Langmuir *et al.*, 2006). 而在弧后盆地中,地幔源区的水含量越高,部分熔融程度越高,弧后盆地玄武岩具有的 TiO_2 含量降低,且未见石榴子石效应(Kelley *et al.*, 2006; Langmuir *et al.*, 2006). 弧后盆地玄武岩地幔源区的部分熔融还可以从两个角度进行认识:部分熔融的模式和控制部分熔融的因素. Langmuir *et al.* (2006)将弧后扩张中心地幔熔融区分成两个部分,靠近岛弧一侧的为“湿熔融区”,远离岛弧一侧的为“干熔融区”. 两个区的范围比例受到俯冲带距离的控制,随着弧后扩张中心的不断发育并逐渐远离岛弧,“干熔融区”范围增大,“湿熔融区”范围缩小. “干熔融区”发生减压熔融,形成贫 H_2O 、富 Fe 的岩浆,而“湿熔融区”发生减压和加 H_2O 的熔融,形成富 H_2O 、贫 Fe 的岩浆. 弧后盆地玄武岩正是这两种性质岩浆发生不同程度混合的产物(Langmuir *et al.*, 2006). 然而 Kelley *et al.* (2006)则认为这种分区是没有意义的,因为含水部分熔融在弧后盆地中普遍存在. 对于弧后盆地玄武岩地幔源区部分熔融的控制因素, Klein and Langmuir (1987)认为地幔潜能温度决定了地幔的平均熔融程度以及岩浆量. Niu and O'Hara (2008)则认为部分熔融程度受控于地幔的富集和亏损程度,地幔的富集和亏损决定了地幔上涌速率,越是亏损的地幔由于密度小而具有更快的上涌速率,从而导致更高层次的部分熔融. 劳海盆玄武岩地幔源区部分熔融程度研究表明,远离俯冲带的玄武岩源区的部分熔融程度受控于地幔潜能温度的控制,但是靠近俯冲带的玄武岩源区的部分熔融程度还受控于俯冲流体加入的影响(李正刚, 2015). 因此,对于弧后盆地玄武岩

而言,尽管地幔部分熔融程度主要由地幔潜能温度决定 (Wiens *et al.*, 2006),但是对于同一个弧后盆地或者更小尺度的同一个扩张中心而言,俯冲流体的加入无疑是影响熔融程度的更为主要的因素,也极有可能是控制洋壳厚度的主要因素 (Martinez and Taylor, 2002)。

4.3 地壳混染或熔体-岩石反应

在 Sr、Nd 同位素与 Pb 同位素的相关图上,大陆基底弧后盆地玄武岩相比于大洋基底弧后盆地玄武岩表现出更远离亏损地幔的特点 (图 8)。这一地球化学特征一部分继承于地幔源区,还有一部分来自于大陆地壳混染的影响 (Gamble *et al.*, 1996; Hoang and Uto, 2006; Yu *et al.*, 2016)。比如,具有低 ϵ_{Nd} 值的大陆基底弧后盆地玄武岩具有更低的 Ce/Pb 和 Nb/U 比值,符合大陆地壳混染的特征 (图 5a, b)。因此,大陆基底弧后盆地玄武岩成因中的大陆岩石圈混染无法忽视。对于大洋基底的弧后盆地玄武岩,有两方面的证据表明岩石圈中广泛发育熔体-岩石反应,这种相互作用会影响弧后盆地玄武岩的地球化学组成 (Kamenetsky *et al.*, 1998; Danyushevsky *et al.*, 2003; Lissenberg and Dick, 2008; Gale *et al.*, 2013)。比如帕里西维拉海盆的哥斯拉大洋核杂岩中的富橄榄石橄长岩就被认为是熔体-岩石反应的产物。岩石圈地幔中的纯橄岩通过与玄武岩质熔体发生反应,橄榄石被消耗,结晶出新的斜长石和透辉石,纯橄岩转化为橄长岩 (Sanfilippo *et al.*, 2013)。另外,弧后盆地玄武岩橄榄石斑晶中熔体包裹体的成分也支持下洋壳中存在熔体-岩石反应,并影响了玄武岩的成分。在 MgO 含量相似的情况下,部分熔体包裹体具有更高的 Al_2O_3 和 CaO 含量以及相对亏损的强不相容元素组成 (比如低的 La/Sm 比值) 的特征 (Kamenetsky *et al.*, 1998; Danyushevsky *et al.*, 2003)。单纯的分离结晶模式无法解释这种主量元素上的变化趋势 (图 2d-f),而同时升高的 Al_2O_3 、CaO 含量和 Sr/Sr* 比值特征可以用下洋壳深度发生的熔体-岩石相互作用来解释 (Kamenetsky *et al.*, 1998; Danyushevsky *et al.*, 2003)。

4.4 岩浆演化

弧后盆地玄武岩整体上与开阔大洋 MORB 一样以拉斑玄武岩为主,其岩浆演化遵循鲍文反应序列。但是,部分弧后盆地玄武岩的演化特点是介于开阔大洋玄武岩和岛弧岩浆岩之间,甚至更偏向于岛弧岩浆岩的演化模式。在不含水的情况下,弧后盆地玄武岩具有与开阔大洋 MORB 相似的岩浆演化趋势线,以橄榄石和斜长石的分离结晶为始,随着分离结晶的进行,辉石会加入到结晶矿物组合中,斜长石由基性长石向中性长石转变,使得岩浆朝着富 Fe 趋势发展,形成拉斑质的玄武岩 (Herzberg, 2004; Gale *et al.*, 2013; White and Klein, 2014)。熔体包裹体和矿物地球化学证据说明弧后盆地玄武岩岩浆经常是含水的,其水含量要显著大于 MORB 和 OIB (Bézos *et al.*, 2009)。在玄武岩岩浆演化过程

中,水的存在可以抑制斜长石的结晶,促使单斜辉石的优先结晶并分离,从而形成具有高 Al_2O_3 、低 CaO 含量特征的玄武岩 (Danyushevsky, 2001; Bézos *et al.*, 2009)。此外,玄武岩的水含量和氧逸度之间的关系表明,随着地幔源区中水含量的增加,地幔的氧逸度也会发生增加,从而改变弧后盆地玄武岩的氧逸度。岩浆氧逸度的改变可以进一步影响岩浆的分离结晶进程,促使部分副矿物如铁钛氧化物的优先分离,从而改造玄武岩岩浆中某些特定元素的含量,比如岩浆向贫乏 Fe 趋势演化,形成钙碱性的玄武岩 (Danyushevsky *et al.*, 2001; Arculus, 2003; Bézos *et al.*, 2009; Kelley and Cottrell, 2009)。在一些新生的弧后盆地中,比如大陆基底的冲绳海槽和大洋基底的伊豆-小笠原裂谷,双峰式火山岩组合常见,部分基性岩浆具有钙碱性岩浆的演化趋势 (Shinjo and Kato, 2000; Ishizuka *et al.*, 2003)。这说明,弧后盆地形成早期的、距离俯冲带较近的玄武岩其地幔源区或者岩浆演化上受到水的影响较大,其演化模式接近于岛弧岩浆岩的模式特征。因此,弧后盆地玄武岩岩浆自身的演化比开阔大洋玄武岩的演化更为复杂,在讨论其演化机制时需要充分考虑水的影响。

综上,弧后盆地玄武岩地球化学组成的多样性成因与开阔大洋洋脊玄武岩区分如下 (图 9): (1) 在地幔源区,弧后盆地玄武岩的地球化学组成主要受控于地幔楔的不均一性,地幔楔的不均一性受到地幔楔初始化学组成和俯冲板片提供物质多样性的控制;此外,地幔柱也会影响地幔楔的地球化学组成; (2) 在地幔源区的熔融程度上,除了地幔潜能温度外,弧后盆地玄武岩需要考虑俯冲板片释放流体的影响,俯冲流体的加入会促进弧后盆地玄武岩地幔源区的进一步熔融; (3) 在岩浆上升演化过程中,水在弧后盆地玄武岩的分离结晶过程中起到重要影响,抑制了斜长石的结晶;在考虑岩石圈中的熔体-岩石相互作用影响的同时,陆壳基底的弧后盆地玄武岩还需要考虑大陆地壳的混染。

5 关键科学问题

5.1 弧后盆地玄武岩与地幔橄榄岩和下洋壳辉长岩的成因联系

弧后盆地玄武岩的成因既受控于地幔源区又受控于岩石圈的岩浆演化。橄榄岩是地幔的主要组成部分,下洋壳辉长岩是幔源岩浆演化的直接产物。因此,橄榄岩和辉长岩都可以提供玄武岩成因的重要信息,这与玄武岩本身的岩石地球化学信息形成互补。玄武岩、辉长岩和橄榄岩是大洋岩石圈的核心组成,对三者之间成因联系的认识也是认识大洋岩石圈增生的基础。海洋中大部分橄榄岩是通过深海拖网和深潜获得 (Tisseau and Tonnerre, 1995; Lagabriele *et al.*, 1998),还有少量橄榄岩样品是通过大洋钻探获得 (Karson *et al.*, 1997)。此外,拼贴到大陆和大洋之上的蛇绿岩也是研究深海橄榄岩的重要对象。下洋壳辉长岩则主要通过蛇绿

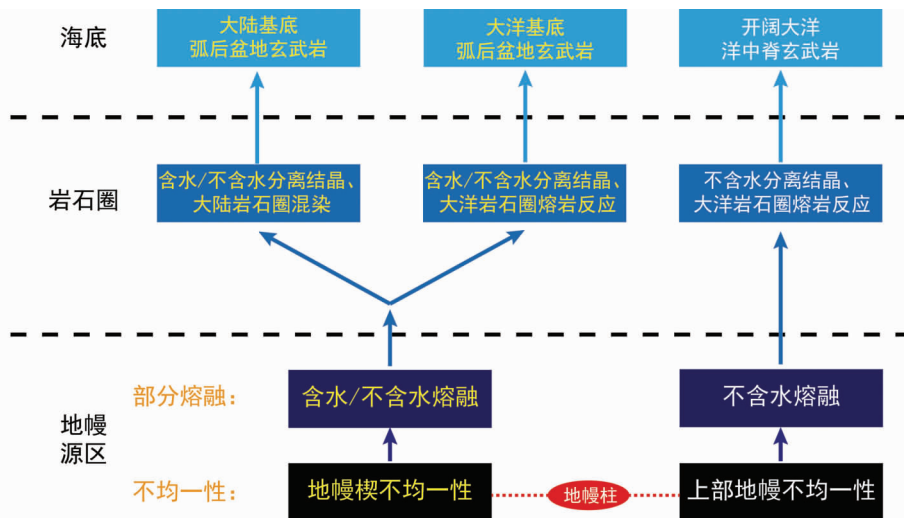


图9 弧后盆地玄武岩和开阔大洋洋中脊玄武岩地球化学多样性成因机制对比图

Fig.9 Comparative figure on the genetic mechanism for geochemical diversity between back-arc basin basalt and mid-ocean ridge basalt

岩和大洋核杂岩来获得。

通过蛇绿岩套中橄榄岩的研究发现,深海橄榄岩的来源可能需要区分开阔大洋型和弧后盆地型两种不同的构造环境。蛇绿岩套根据橄榄岩的矿物组成被分为二辉橄榄岩型和方辉橄榄岩型 (Bodinier and Godard, 2014)。Miyashiro (1975) 首次提出方辉橄榄岩型的蛇绿岩是俯冲带弧后盆地岩石圈的产物。该观点得到了以下证据的支持:(1) 方辉橄榄岩型蛇绿岩往往位于活动大陆边缘;(2) 蛇绿岩套中的喷出岩具有俯冲带岩石的地球化学信号 (Pearce *et al.*, 1981); (3) 方辉橄榄岩中存在流体交代的信号 (Tamura and Arai, 2006) 等。越来越多的研究资料表明,保存在造山带中的大多数蛇绿岩也可能来自于俯冲带上盘的盆地大洋岩石圈 (Robertson, 2002; Pearce, 2003)。想要正确认识蛇绿岩的成因以及其在板块构造中的意义,弧后盆地玄武岩、辉长岩和相应的地幔橄榄岩的研究必不可少。弧后盆地玄武岩与开阔大洋玄武岩之间存在差异,这种差异也会被表现在与之配套的下洋壳辉长岩和橄榄岩之中。然而,相比于在超慢速、慢速扩张洋中脊中普遍出露的地幔橄榄岩,弧后盆地中却并不常见橄榄岩。大洋核杂岩在弧后盆地系统中也只在三个地方被报道,分别是地中海海域的第勒尼安海 (Bonatti *et al.*, 1990)、西太平洋地区的帕里西维拉海盆 (Parkinson and Pearce, 1998) 和南美洲南部的南桑威奇弧后盆地 (Pearce *et al.*, 2000)。其中帕里西维拉海盆的哥斯拉大洋核杂岩是目前地球上出露面积最大的核杂岩。大洋钻探虽然针对帕里西维拉海盆开展了多个航次的研究 (DSDP Legs 6, 31 和 59),但是目前为止还未开展哥斯拉大洋核杂岩的针对性大洋钻探工作。相比于其他两个地区,依靠深海拖网,帕里西维拉海盆哥斯拉大洋核杂岩的研究程度已算较高 (Stern *et al.*, 1996; Ohara, 2016)。

弧后盆地玄武岩与地幔橄榄岩和下洋壳辉长岩之间的成因联系同样也是认识弧后盆地洋壳增生模式的关键。大洋壳的平均厚度约为 6.5km,其结构组成是通过地震反演、大洋钻探、大洋核杂岩、蛇绿岩套等多种手段多种研究对象获得的综合认识 (White and Klein, 2014)。洋壳的顶层是由玄武岩熔岩组成,熔岩之下为席状岩墙,而下洋壳则主要由辉长岩组成。其中玄武岩熔岩和席状岩墙的厚度被认为与洋中脊的扩张之间存在一定的关系,快速扩张的洋中脊下该两层的厚度约为 1km 到 1.5km,而慢速扩张的洋中脊下该两层厚度约为 2km 到 3km (Carbotte and Scheirer, 2004)。现有洋壳结构认识主要是通过开阔大洋来获得,洋壳的增生模式与洋中脊的扩张速度之间被认为存在一定的关系。然而,弧后盆地的洋中脊扩张存在不对称(不一致)的特点,在扩张的不同阶段因为受到不同动力学机制的影响而形成厚度不一的大洋岩石圈 (Martinez and Taylor, 2006)。比如,日本海的大和海盆和劳海盆中央海盆的地壳地球物理观察发现,它们都存在异常厚的洋壳 (>10km),并且下伏地幔还存在热异常。湿的地幔楔高程度部分熔融以及湿的岩浆复杂的分离结晶模式被认为是造成弧后盆地洋壳异常厚度的主要原因 (Martinez and Taylor, 2006; Hirahara *et al.*, 2015)。因此,弧后盆地洋壳的增生并不简单受洋中脊扩张速度的影响。高程度部分熔融残留的橄榄岩、含水分离结晶形成的下洋壳组分都应该记录了区别于开阔大洋的岩石学和地球化学差异 (Taylor, 1995; Taylor and Martinez, 2003; Martinez and Taylor, 2006)。

位于汇聚型板块边界又形成于离散型板块边界的弧后盆地,其成因的复杂性要远远超过开阔大洋 (Taylor, 1995; Christie *et al.*, 2006)。弧后盆地玄武岩的岩石成因机制显然不能简单套用开阔大洋 MORB 的岩石成因模式来解释。

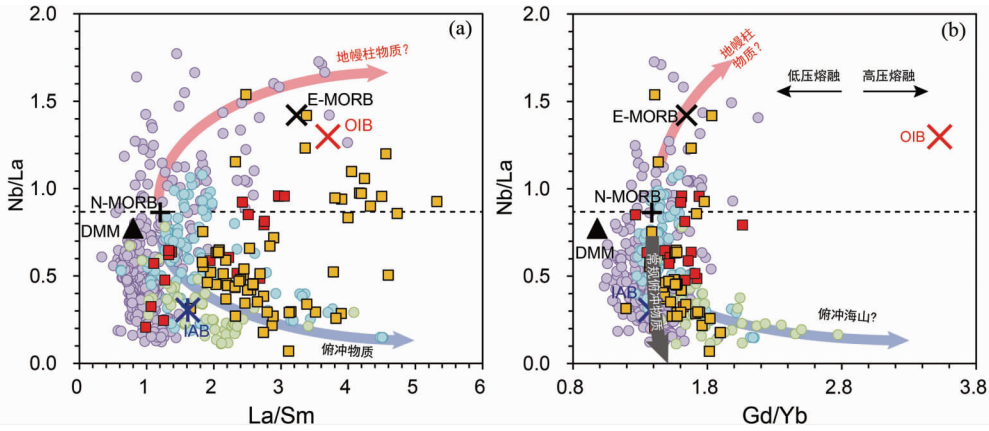


图 10 弧后盆地玄武岩的 Nb/La 对 La/Sm (a) 和 Gd/Yb (b) 比值相关图

其中 DMM 值参考自 Workman and Hart (2005), 平均 N-MORB 和 E-MORB 参考自 Gale *et al.* (2013), IAB 和 OIB 的代表值参考自 Niu and O'Hara (2003)

Fig. 10 Plots of Nb/La vs. La/Sm (a) and Nb/La vs. Gd/Yb for back-arc basin basalt

如果将开阔大洋岩石圈结构和弧后盆地岩石圈结构相提并论, 极有可能影响我们对于地质历史时期弧后盆地构造单元的定性, 和对蛇绿岩套构造意义的过度解读。

5.2 地幔柱与弧后盆地的成因联系

对于正在扩张的开阔大洋洋盆, 热点/地幔柱的影响是普遍存在的。通常认为, 洋中脊玄武岩是由较为亏损的尖晶石相地幔橄榄岩部分熔融形成, 主要由 N-MORB 组成 (Langmuir *et al.*, 1992; Gale *et al.*, 2013), 以贫乏不相容元素组成为特征。然而, 随着研究的深入, 具有富集不相容元素组成的 E-MORB 被越来越多地报道, 分布于全球各大洋 (如, Gale *et al.*, 2013; Kim *et al.*, 2017)。洋中脊玄武岩富集不相容元素的特征可以由地幔源区岩石的部分熔融程度不同造成 (Behn and Grove, 2015)。但是, 更多研究表明, 脊下地幔存在明显岩性不均一性, 石榴子石橄榄岩 (Waters *et al.*, 2011) 和辉石岩 (Gill *et al.*, 2016) 常常参与到地幔的部分熔融过程中并影响玄武岩熔体的元素地球化学的组成。对于 E-MORB 的放射成因同位素研究还发现, 玄武岩表现出了从亏损到富集的变化, 并且其富集同位素特征与周边的热点/地幔柱玄武岩相似, 暗示 E-MORB 的成因可能与热点/地幔柱活动有关, 是热点/地幔柱与洋中脊系统相互作用的结果 (Schilling *et al.*, 1985; Niu *et al.*, 1999; 鄢全树和石学法, 2006)。因此, 开阔大洋玄武岩中 E-MORB 的出现某种程度上被认为与地幔柱的活动存在联系。

弧后盆地玄武岩形成过程中也存在地幔柱的影响, 但是地幔柱活动是以间接的方式还是直接的方式影响弧后盆地玄武岩存在不同观点 (Leat *et al.*, 2004; Tian *et al.*, 2011; Nebel and Arculus, 2015)。劳海盆的地球物理工作支持地幔柱物质通过板片裂缝或者板片两侧的空隙进入到弧后盆地之下的地幔楔中从而对盆地的演化 (Lytle *et al.*, 2012)。但是, 地幔柱可能对日本海弧后盆地玄武岩的形成产生直接

影响 (Hirahara *et al.*, 2015)。日本海海盆的玄武岩岩浆活动可以划分为三个阶段 (Pouclet *et al.*, 1994)。第一阶段 (日本海拉张阶段前) 和第二阶段 (日本海拉张阶段) 的火山作用的地幔源区存在 DMM 和 EM2 两端元混合的特征, 表明俯冲太平洋板片对玄武岩源区的物质贡献。日本海海盆拉张结束后, 地幔源区又出现了一个 EM1 组分信号。这个 EM1 端元可能来自于地幔过渡带, 甚至与更深部的地幔柱活动有关 (Kuritani *et al.*, 2011; Sakuyama *et al.*, 2013; Wang *et al.*, 2017)。

与开阔大洋玄武岩一样, 对于判断弧后盆地玄武岩地幔源区是否有地幔柱信号, 目前最可靠的地球化学指标是惰性气体同位素 (如图 7)。一方面, 弧后盆地玄武岩惰性气体同位素的数据目前还非常有限; 另一方面, 并不是所有地幔柱都能保存原始地幔的气体组成, 因此需要其他可用的地球化学替代指标, 以探讨热点/地幔柱对弧后盆地的影响。本文通过不同海盆数据对比发现, 俯冲板片释放流体或者熔体的贡献直接影响强不相容元素比值 (如 $(La/Sm)_N$) 对弧后盆地玄武岩 MORB 性质的判定 (见图 2b)。但是, 相比于开阔大洋 E-MORB, 由俯冲物质影响形成的弧后盆地“E-MORB”型玄武岩还具有 Nb-Ta 负异常的特征 (图 3)。如果以 Nb-Ta 负异常作为标准剔除部分受到俯冲影响形成的弧后盆地玄武岩“E-MORB”, 其他具有 E-MORB 特征的玄武岩地幔源区极有可能记录了地幔柱物质的影响。本文以 Nb/La、La/Sm 和 Gd/Yb 等元素比值作图 (图 10), 其中 Nb/La 是可以判断源区 Nb-Ta 富集或者亏损程度的指标, La/Sm 可以反应源区部分熔融程度或者俯冲板片物质的贡献, 而 Gd/Yb 可以反应源区部分熔融深度变化或者石榴子石在源区中的影响。结果显示, 劳海盆和冲绳海槽玄武岩中存在典型的 E-MORB, 具有升高的 Nb/La 比值, 并具有向经典 OIB 和 E-MORB 演化的趋势 (图 10); 伊豆-小笠原-马里亚纳海槽玄武岩样品并不存在经典的 E-MORB, 具有降低的 Nb/La 比值, 形成向弧玄

玄武岩(IAB)演化的趋势,暗示强不相容元素富集的信号来自于俯冲板片的影响(图10a)。前人研究表明,西太平洋地区除了劳海盆,潜在的地幔柱物质的影响还存在于日本海海盆和曼努斯海盆(Sano *et al.*, 1998; Macpherson *et al.*, 2000; Shaw *et al.*, 2001; Hirahara *et al.*, 2015)。本文通过数据观察认为冲绳海槽玄武岩的地幔源区可能存在地幔柱物质的影响。

本文的观察为研究弧后盆地玄武岩提出新问题。弧后盆地玄武岩中出现的E-MORB是否也可以用来定性地幔柱物质的影响?除了俯冲板片裂缝和两侧空隙,地幔柱活动是否以其他形式影响弧后盆地玄武岩的成因?地幔柱活动在开阔大洋中普遍存在,在弧后盆地中是否也常见?本文认为弧后盆地玄武岩成因过程中的地幔柱影响需要被重视。

5.3 俯冲海山对弧后盆地玄武岩成因的贡献

以玄武岩为主的海山在板片俯冲过程中有一部分物质会随着俯冲进入地幔楔甚至是更深部的地幔,不但会造成地幔楔的不均一性,还会以地幔柱的形式造成上部地幔的物质不均一性(Ulrich *et al.*, 2012)。劳海盆东北部的洋壳玄武岩具有特殊的同位素特征,以低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7035 ~ 0.7045)、低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (~ 0.5127)、高 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (~ 19.60)和高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/R_A) 比值 (~ 20) 为特征,并且在放射成因Pb同位素和Sr、Nd同位素的相关图上落在了亏损地幔与EM1以及HIMU等地幔端元的混合趋势上,这一同位素特征与汤加岛弧东侧的萨摩亚(Samoa)地幔柱明显不同(萨摩亚地幔柱源区存在EM2地幔端元物质),与受萨摩亚(Samoa)地幔柱影响的劳海盆西北部的洋壳玄武岩地球化学组成也不同(Price *et al.*, 2016)。劳海盆东北部洋壳玄武岩高的He同位素组成($^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/R_A) > 20)证实了其地幔源区存在地幔柱物质的贡献,但其微量元素蛛网图上并没有显示出Nb-Ta的正异常,甚至有些样品显示出了Nb-Ta的负异常,这些微量元素组成上的差异以及同位素上的特征与汤加岛弧东侧正在俯冲的一些库克-奥斯特拉尔(Cook-Austral)火山链玄武岩的地球化学组成具有相似性,说明该区域弧后盆地玄武岩源区还存在与地幔柱有关的俯冲海山物质的贡献(Falloon *et al.*, 2007; Price *et al.*, 2016)。

现阶段,从弧后盆地玄武岩角度示踪海山俯冲物质循环对于玄武岩地球化学组成影响的工作还很稀缺。但是,通过弧后盆地玄武岩数据观察,我们认为俯冲海山的影响可能较为普遍(图10b)。伊豆-小笠原海槽玄武岩表现出在Nb/La降低的同时,朝着一个高Gd/Yb比值演变的趋势(图10b)。Gd/Yb比值容易受到地幔源区部分熔融过程中石榴子石残留的影响,因此Gd/Yb比值是反应源区熔融深度和源区岩性(比如榴辉岩)的重要指标。从图10b中可以看到,在同时受到太平洋板块俯冲的前提下,伊豆-小笠原裂谷玄武岩相对于马里亚纳海槽玄武岩呈现出Nb/La和Gd/Yb比值更好的负相关性,并且具有明显高于弧玄武岩的Gd/Yb比值,这

很有可能与伊豆-小笠原区域海山俯冲、海山OIB部分熔融熔体参与到伊豆-小笠原玄武岩的成因中有关。通过数据观察得到的这一点推测在弧岩石地球化学成分记录上也得到了验证。伊豆-小笠原岛弧的西之岛(Nishinoshima Island)在过去的2年时间里持续喷发,固结的岛弧岩石记录到了海山俯冲对于地幔楔地球化学成分改造的信号,表现为相比于伊豆-小笠原其他地区的弧岩石,西之岛的弧岩石呈现出更为富集高场强元素(Nb、Ta、Zr和Hf)的特征,并且Nb和Ta随着喷发的进行表现出相对于Zr和Hf的逐渐增加,这些特征被认为与西太平洋正在俯冲的具有HIMU特征的小笠原高原(Ogasawara Plateau)海山玄武岩有关(Sano *et al.*, 2016)。通过岛弧岩石地球化学成分记录的角度去观察俯冲海山对于地幔楔影响的工作还在汤加岛弧被报道。汤加岛弧北部的弧岩浆的同位素地球化学特征显示,其地幔源区存在多个端元混合的特征,特别是在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 同位素的相关图中,汤加岛弧岩浆一端落在了以劳海盆玄武岩和萨摩亚(Samoa)地幔柱为代表的两端元混合的趋势上,而另一端则落在了与HIMU地幔端元混合的趋势上。汤加岛弧东侧正在俯冲的库克-奥斯特拉尔(Cook-Austral)岛链玄武岩展现出了明显的HIMU特征。汤加岛弧岩石的这种同位素特征证实了地幔柱来源海山俯冲对于地幔楔地球化学性质的重要改造(Falloon *et al.*, 2007)。

显然,这样的例子不仅仅局限于劳海盆和伊豆-小笠原岛弧、裂谷。西太平洋地区存在大量海山(图1a),在俯冲过程中由于岩石圈变形造成崩塌,大量的海山物质会随着板片的俯冲进入深部地幔楔。不同于由MORB组成的洋壳,海山由OIB组成,具有相对富集强不相容元素的特点,并且在俯冲过程中更易于发生部分熔融,从而改造地幔楔的地球化学组成,最终影响弧后盆地玄武岩的地球化学成分。相比于海山俯冲的常见性,我们对于海山俯冲所造成的地球化学影响的认识是匮乏的。正因如此,这为我们研究海山俯冲对于弧后盆地玄武岩的影响提出了必要性。事实上,海山物质的循环不但会影响我们对于弧后盆地玄武岩地球化学多样性的认识,还会影响我们对于俯冲板片深部再循环的认识。加强海山俯冲对于弧后盆地玄武岩的成因影响的研究将为认识弧后盆地玄武岩地幔源区的多样性提供补充,同时也为认识地幔深部不同储库地球化学的不均一性提供重要补充。

6 结语

形成于俯冲带大背景下的弧后盆地玄武岩,其地球化学组成具有显著的多样性,成因也表现得更为复杂。首先,弧后盆地玄武岩地球化学成分的多样性需要考虑其形成时的基底属性(大陆基底或是大洋基底)。其次,除了地幔楔本身的化学不均一性外,弧后盆地玄武岩的地球化学成分受到俯冲物质组成、俯冲物质贡献形式和深部地幔柱物质贡献等因素的影响。另外,弧后盆地玄武岩的地幔源区部分熔融模式

和岩浆演化还要考虑俯冲加入流体的额外影响。弧后盆地作为大陆陆壳增生和壳幔相互作用的主要场所,其成因的深入认识仍然是地球科学和海洋科学研究中的核心内容之一。在未来的弧后盆地成因研究工作中,弧后盆地玄武岩仍然是研究中的重点和难点。弧后盆地玄武岩的深入研究需要借助于更先进的大洋钻探技术,范围更广,钻探深度更深的采样工作需要被推动。在取样和分析技术的支撑下,弧后盆地玄武岩的更深入的地球化学研究将提供弧后盆地和开阔大洋、弧后盆地和大陆边缘,以及弧后盆地和大陆内部的相互关系,以期在岩石学、地球化学和深部动力学等角度对弧后盆地系统乃至全球俯冲体系有更完整的认识。

致谢 在本文的写作过程中,曾罡、王小均、张笑宇和张慧丽提供了非常有价值的建议,四位匿名审稿专家对本文提出了建设性的意见和建议,在此一并致谢!

References

- Arculus RJ. 2003. Use and abuse of the terms calcalkaline and calcalkalic. *Journal of Petrology*, 44(5): 929–935
- Auzende JM, Pelletier B and Eissen JP. 1995. The North Fiji Basin geology, structure, and geodynamic evolution. In: Taylor B (ed.). *Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*. Boston: Springer, 139–170
- Behn MD and Grove TL. 2015. Melting systematics in mid-ocean ridge basalts: Application of a plagioclase-spinel melting model to global variations in major element chemistry and crustal thickness. *Journal of Geophysical Research*, 120(7): 4863–4886
- Bézos A, Escrig S, Langmuir CH, Michael PJ and Asimow PD. 2009. Origins of chemical diversity of back-arc basin basalts: A segment-scale study of the Eastern Lau Spreading Center. *Journal of Geophysical Research*, 114 (B6): B06212, doi: 10.1029/2008JB005924
- Bodnier JL and Godard M. 2014. Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites. *Treatise on Geochemistry*, 3: 103–167
- Bonatti E, Seyler M, Channell J, Giraudeau J and Mascle G. 1990. Peridotites drilled from the Tyrrhenian Sea, ODP Leg 107. In: Kastens KA and Mascle J (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. College Station, TX: Ocean Drilling Program, 37–47
- Carbotte SM and Scheirer DS. 2004. Variability of ocean crustal structure created along the global midocean ridge. In: Davis EE and Elderfield H (eds.). *Hydrogeology of the Oceanic Lithosphere*. Cambridge: Cambridge University Press, 59–107
- Chen SS, Liu JQ, Chen SS, Guo ZF and Sun CQ. 2015a. Variations in the geochemical structure of the mantle wedge beneath the Northeast Asian marginal region from pre- to post-opening of the Japan Sea. *Lithos*, 224–225: 324–341
- Chen SS, Liu JQ, Guo ZF, Chen SS and Sun CQ. 2015b. Geochemical characteristics of volcanic rocks from ODP Site 794, Yamato Basin: Implications for deep mantle processes of the Japan Sea. *Acta Geologica Sinica*, 89(4): 1189–1212
- Christie DM, Fisher CR, Lee SM and Givens S. 2006. *Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions*. Washington, DC: American Geophysical Union, 1–303
- Cole JW, Darby DJ and Stern TA. 1995. Taupo volcanic zone and central volcanic region backarc structures of North Island, New Zealand. In: Taylor B (ed.). *Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*. Boston: Springer, 1–28
- Cousens BL and Allan JF. 1992. A Pb, Sr, and Nd isotopic study of basaltic rocks from the Sea of Japan, LEGS 127/128. In: Tamaki K, Suyehiro K, Allan J and McWilliams M (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. College Station, TX: Ocean Drilling Program, 805–816
- Cousens BL, Allan JF and Gorton MP. 1994. Subduction-modified pelagic sediments as the enriched component in back-arc basalts from the Japan Sea: Ocean Drilling Program Sites 797 and 794. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117(4): 421–434
- Crawford AJ, Meffre S and Symonds PA. 2003. 120 to 0Ma tectonic evolution of the Southwest Pacific and analogous geological evolution of the 600 to 220Ma Tasman Fold Belt System. In: Hillis RR and Müller RD (eds.). *Evolution and Dynamics of the Australian Plate*. Boulder: Geological Society of America, 383–403
- Danyushevsky LV. 2001. The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 110(3–4): 265–280
- Danyushevsky LV, Perfit MR, Eggins SM and Falloon TJ. 2003. Crustal origin for coupled ‘ultra-depleted’ and ‘plagioclase’ signatures in MORB olivine-hosted melt inclusions: Evidence from the Siqueiros Transform Fault, East Pacific Rise. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(5): 619–637
- Danyushevsky LV and Plechov P. 2011. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(7): Q07021, doi: 10.1029/2011GC003516
- Escrig S, Bézos A, Goldstein SL, Langmuir CH and Michael PJ. 2009. Mantle source variations beneath the Eastern Lau Spreading Center and the nature of subduction components in the Lau basin-Tonga arc system. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(4): Q04014, doi: 10.1029/2008gc002281
- Falloon TJ, Malahoff A, Zonenshaina LP and Bogdanova Y. 1992. Petrology and Geochemistry of back-arc basin basalts from Lau Basin Spreading Ridges at 15°, 18° and 19°S. *Mineralogy and Petrology*, 47(1): 1–35
- Falloon TJ, Danyushevsky LV, Crawford TJ, Maas R, Woodhead JD, Eggins SM, Bloomer SH, Wright DJ, Zlobin SK and Stacey AR. 2007. Multiple mantle plume components involved in the petrogenesis of subduction-related lavas from the northern termination of the Tonga Arc and northern Lau Basin: Evidence from the geochemistry of arc and backarc submarine volcanics. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(9): Q09003
- Gaina C and Müller D. 2007. Cenozoic tectonic and depth/age evolution of the Indonesian gateway and associated back-arc basins. *Earth-Science Review*, 83(3–4): 177–203
- Gale A, Dalton CA, Langmuir CH, Su YJ and Schilling JG. 2013. The mean composition of ocean ridge basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(3): 489–518
- Gamble J, Woodhead J, Wright I and Smith I. 1996. Basalt and sediment geochemistry and magma petrogenesis in a transect from oceanic island arc to rifted continental margin arc: The Kermadec-Hikurangi margin, SW Pacific. *Journal of Petrology*, 37(6): 1523–1546
- Gamble JA and Wright IC. 1995. The southern havre trough geological structure and magma petrogenesis of an active backarc rift complex. In: Taylor B (ed.). *Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*. Boston: Springer, 29–62
- Gill J, Michael P, Woodcock J, Dreyer B, Ramos F, Clague D, Kela J, Scott S, Konrad K and Stakes D. 2016. Spatial and temporal scale of mantle enrichment at the Endeavour segment, Juan de Fuca Ridge. *Journal of Petrology*, 57(5): 863–896
- Gnibidenko HS, Hilde TWC, Gretskeya EV and Andreyev AA. 1995. Kuril (South Okhotsk) backarc basin. In: Taylor B (ed.). *Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*. Boston: Springer, 421–449
- Gribble RF, Stern RJ, Bloomer SH, Stüben D, O’Hearn T and Newman S. 1996. MORB mantle and subduction components interact to generate basalts in the southern Mariana Trough back-arc basin.

- Geochimica et Cosmochimica Acta, 60(12): 2153–2166
- Gribble RF, Stern RJ, Newman S, Bloomer SH and O'Hearn T. 1998. Chemical and isotopic composition of lavas from the northern Mariana Trough: Implications for magmatism in back-arc basins. *Journal of Petrology*, 39(1): 125–154
- Guo K, Zhai SK, Yu ZH, Cai ZW and Zhang X. 2016. Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of phenocrysts in pumice from the central Okinawa Trough. *Geological Journal*, 51(Suppl. 1): 368–375
- Hawkins Jr JW. 1995. The geology of the Lau Basin. In: Taylor B (ed.). *Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*. Boston: Springer, 63–138
- Herzberg C. 2004. Partial crystallization of mid-ocean ridge basalts in the crust and mantle. *Journal of Petrology*, 45(12): 2389–2405
- Hickey-Vargas R, Savov IP, Bizimis M, Ishii T and Fujioka K. 2006. Origin of diverse geochemical signatures in igneous rocks from the West Philippine Basin: Implications for tectonic models. In: Christie DM, Fisher CR, Lee SM and Givens S (eds.). *Back-arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions*. Washington, DC: American Geophysical Union, 287–303
- Hilde TWC and Lee CS. 1984. Origin and evolution of the West Philippine Basin: A new interpretation. *Tectonophysics*, 102(1–4): 85–104
- Hirahara Y, Kimura JI, Senda R, Miyazaki T, Kawabata H, Takahashi T, Chang Q, Vaglarov BS, Sato T and Kodaira S. 2015. Geochemical variations in Japan Sea back-arc basin basalts formed by high-temperature adiabatic melting of mantle metasomatized by sediment subduction components. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(5): 1324–1347
- Hirata N, Tokuyama H and Chung TW. 1989. An anomalously thick layering of the crust of the Yamato Basin, southeastern sea of Japan: The final stage of back-arc spreading. *Tectonophysics*, 165(1–4): 303–314
- Hoang N and Uto K. 2006. Upper mantle isotopic components beneath the Ryukyu arc system: Evidence for 'back-arc' entrapment of Pacific MORB mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3–4): 229–240
- Hochstaedter A, Gill J, Peters R, Broughton P, Holden P and Taylor B. 2001. Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: Contributions from the subducting slab. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(7): 2000GC00105, doi: 10.1029/2000GC00105
- Hochstaedter AG, Gill JB, Taylor B, Ishizuka O, Yuasa M and Monta S. 2000. Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: Constraints on source composition and mantle melting. *Journal of Geophysical Research*, 105(B1): 495–512
- Ikeda Y, Nagao K, Ishii T, Matsumoto D, Stern RJ, Kagami H, Arima M and Bloomer SH. 2016. Contributions of slab fluid and sediment melt components to magmatism in the Mariana Arc-Trough system: Evidence from geochemical compositions and Sr, Nd, and noble gas isotope systematics. *Island Arc*, 25(4): 253–273
- Isezaki N. 1992. A new shipboard three-component magnetometer. *Geophysics*, 51(10): 1992–1998
- Ishizuka O, Taylor RN, Milton JA and Nesbitt RW. 2003. Fluid-mantle interaction in an intra-oceanic arc: Constraints from high-precision Pb isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 211(3–4): 221–236
- Kamenetsky VS, Crawford AJ, Eggins S and Mühle R. 1997. Phenocryst and melt inclusion chemistry of near-axis seamounts, Valu Fa Ridge, Lau Basin: Insight into mantle wedge melting and the addition of subduction components. *Earth and Planetary Science Letters*, 151(3–4): 205–223
- Kamenetsky VS, Eggins SM, Crawford AJ, Green DH, Gasparon M and Falloon TJ. 1998. Calcic melt inclusions in primitive olivine at 43°N MAR: Evidence for melt-rock reaction/melting involving clinopyroxene-rich lithologies during MORB generation. *Earth and Planetary Science Letters*, 160(1–2): 115–132
- Karig DE. 1971. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 76(11): 2542–2561
- Karson JA, Cannat M, Miller DJ and Elthon D. 1997. Mid-Atlantic Ridge: Sites 920–924. In: Karson JA, Cannat M, Miller DJ and Elthon D (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. College Station, TX: Ocean Drilling Program, 577
- Kelley KA, Plank T, Grove TL, Stolper EM, Newman S and Hauri E. 2006. Mantle melting as a function of water content beneath back-arc basins. *Journal of Geophysical Research*, 111(B9): B09208, doi: 10.1029/2005jb003732
- Kelley KA and Cottrell E. 2009. Water and the oxidation state of subduction zone magmas. *Science*, 325(5940): 605–607
- Kim J, Pak SJ, Moon JW, Lee SM, Oh J and Stuart FM. 2017. Mantle heterogeneity in the source region of mid-ocean ridge basalts along the northern Central Indian Ridge (8°S ~ 17°S). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(4): 1419–1434
- Kimura M. 1985. Back-arc rifting in the Okinawa Trough. *Marine and Petroleum Geology*, 2(3): 222–240
- Klein EM and Langmuir CH. 1987. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *Journal of Geophysical Research*, 92(B8): 8089–8115
- Kuritani T, Ohtani E and Kimura JI. 2011. Intensive hydration of the mantle transition zone beneath China caused by ancient slab stagnation. *Nature Geoscience*, 4(10): 713–716
- Lagabrielle Y, Bideau D, Cannat M, Karson JA and Mével C. 1998. Ultramafic-mafic plutonic rock suites exposed along the mid-Atlantic ridge (10°N ~ 30°N): Symmetrical-asymmetrical distribution and implications for seafloor spreading processes. In: Buck WR, Delaney PT, Karson JA and Lagabrielle Y (eds.). *Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges*. Washington, DC: American Geophysical Union, 153–176
- Langmuir CH, Klein EM and Plank T. 1992. Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: Constraints on melt generation beneath ocean ridges. In: Morgan JP, Blackman DK and Sinton JM (eds.). *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*. Washington, DC: American Geophysical Union, 180–183
- Langmuir CH, Bézous A, Escrig S and Parman SW. 2006. Chemical systematics and hydrous melting of the mantle in back-arc basins. In: Christie DM, Fisher CR, Lee SM and Givens S (eds.). *Back-arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions*. Washington, DC: American Geophysical Union, 87–146
- Leat PT, Pearce JA, Barker PF, Millar IL, Barry TL and Larter RD. 2004. Magma genesis and mantle flow at a subducting slab edge: The South Sandwich arc-basin system. *Earth and Planetary Science Letters*, 227(1–2): 17–35
- Li ZG. 2015. Magmatism and mantle dynamics in the Lau back-arc basin, SW Pacific. Ph. D. Dissertation. Hangzhou: Zhejiang University, 1–131 (in Chinese with English summary)
- Lissenberg CJ and Dick HJB. 2008. Melt-rock reaction in the lower oceanic crust and its implications for the genesis of mid-ocean ridge basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1–4): 311–325
- Lupton JE, Arculus RJ, Evans LJ and Graham DW. 2012. Mantle hotspot neon in basalts from the Northwest Lau Back-arc Basin. *Geophysical Research Letter*, 39(8): L08308, doi: 10.1029/2012GL051201
- Lytle ML, Kelley KA, Hauri EH, Gill JB, Papia D and Arculus RJ. 2012. Tracing mantle sources and Samoan influence in the northwestern Lau back-arc basin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(10): Q10019, doi: 10.1029/2012GC004233
- Macpherson CG, Hilton DR, Matthey DP and Sinton JM. 2000. Evidence for an ¹⁸O-depleted mantle plume from contrasting ¹⁸O/¹⁶O ratios of back-arc lavas from the Manus basin and Mariana trough. *Earth and Planetary Science Letters*, 176(2): 171–183
- Martinez F and Taylor B. 2002. Mantle wedge control on back-arc crustal accretion. *Nature*, 416(6879): 417–420
- Martinez F and Taylor B. 2006. Modes of crustal accretion in back-arc basins: Inferences from the Lau Basin. In: Christie DM, Fisher CR,

- Lee SM and Givens S (eds.). Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions. Washington, DC: American Geophysical Union, 5–30
- McDonough WF and Sun SS. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253
- Miyashiro A. 1975. Origin of the troodos and other ophiolites: A reply to hynes. *Earth and Planetary Science Letters*, 25(2): 217–222
- Mortimer N, Herzer RH, Gans PB, Laporte-Magoni C, Calvert AT and Bosch D. 2007. Oligocene-Miocene tectonic evolution of the South Fiji Basin and Northland Plateau, SW Pacific Ocean: Evidence from petrology and dating of dredged rocks. *Marine Geology*, 237(1–2): 1–24
- Nebel O and Arculus RJ. 2015. Selective ingress of a Samoan plume component into the northern Lau backarc basin. *Nature Communications*, 6: 6554, doi: 10.1038/ncomms7554
- Newman S, Stolper E and Stern R. 2000. H₂O and CO₂ in magmas from the Mariana arc and back arc systems. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(5): 1013, doi: 10.1029/1999GC000027
- Niu YL, Collerson KD, Batiza R, Wendt JI and Regelous M. 1999. Origin of enriched-type mid-ocean ridge basalt at ridges far from mantle plumes: The East Pacific Rise at 11° 20' N. *Journal of Geophysical Research*, 104(B4): 7067–7087
- Niu YL and O'Hara MJ. 2003. Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. *Journal of Geophysical Research*, 108(B4): 2209, doi: 10.1029/2002JB002048
- Niu YL and O'Hara MJ. 2008. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth: A new perspective. *Journal of Petrology*, 49(4): 633–664
- Nohda S, Tatsumi Y, Yamashita S and Fujii T. 1992. Nd and Sr isotopic study of Leg 127 basalts: Implications for the evolution of the Japan Sea backarc basin. In: Tamaki K, Suyehiro K, Allan J and McWilliams M (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. College Station, TX: Ocean Drilling Program, 899–904
- Nohda S. 2009. Formation of the Japan Sea basin: Reassessment from Ar-Ar ages and Nd-Sr isotopic data of basement basalts of the Japan Sea and adjacent regions. *Journal of Asian Earth Science*, 34(5): 599–609
- Ohara Y. 2016. The Godzilla Megamullion, the largest oceanic core complex on the earth: A historical review. *Island Arc*, 25(3): 193–208
- Okamura S, Arculus RJ and Martynov YA. 2005. Cenozoic magmatism of the north-eastern Eurasian margin: The role of lithosphere versus asthenosphere. *Journal of Petrology*, 46(2): 221–253
- Parkinson IJ and Pearce JA. 1998. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39(9): 1577–1618
- Pearce JA, Alabaster T, Shelton AW and Searle MP. 1981. The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: Evidence and implications. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 300(1454): 299–317
- Pearce JA, Barker PF, Edwards SJ, Parkinson IJ and Leat PT. 2000. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(1): 36–53
- Pearce JA. 2003. Supra-subduction zone ophiolites: The search for modern analogues. In: Dilek Y and Newcomb S (eds.). *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought*. Colorado: Geological Society of America, 269–293
- Pearce JA, Stern RJ, Bloomer SH and Fryer P. 2005. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(7): Q07006, doi: 10.1029/2004GC000895
- Pearce JA and Stern RJ. 2006. Origin of back-arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives. In: Christie DM, Fisher CR, Lee SM and Givens S (eds.). *Back-arc spreading systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions*. Washington, DC: American Geophysical Union, 63–86
- Peate DW, Kokfelt TF, Hawkesworth CJ, van Calsteren PW, Hergt JM and Pearce JA. 2001. U-series isotope data on Lau Basin glasses: The role of subduction-related fluids during melt generation in back-arc basins. *Journal of Petrology*, 42(8): 1449–1470
- Poulet A, Lee JS, Vidal P, Cousens B and Bellon H. 1994. Cretaceous to Cenozoic volcanism in South Korea and in the Sea of Japan: Magmatic constraints on the opening of the back-arc basin. In: Smellie JL (ed.). *Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins*. Geological Society, London, Special Publications, 81(1): 169–191
- Price AA, Jackson MG, Blichert-Toft J, Blusztajn J, Conatser CS, Konter JG, Koppers AAP and Kurz MD. 2016. Geochemical evidence in the northeast Lau Basin for subduction of the Cook-Austral volcanic chain in the Tonga Trench. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(5): 1694–1724
- Ren JY and Li ST. 2000. Spreading and dynamic setting of marginal basins of the Western Pacific. *Earth Science Frontiers*, 7(3): 203–213 (in Chinese with English abstract)
- Robertson AHF. 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, 65(1–2): 1–67
- Sakuyama T, Tian W, Kimura JI, Fukao Y, Hirahara Y, Takahashi T, Senda R, Chang Q, Miyazaki T, Obayashi M, Kawabata H and Tatsumi Y. 2013. Melting of dehydrated oceanic crust from the stagnant slab and of the hydrated mantle transition zone: Constraints from Cenozoic alkaline basalts in eastern China. *Chemical Geology*, 359: 32–48
- Sanfilippo A, Dick HJB and O'Hara Y. 2013. Melt-rock reaction in the mantle: Mantle troctolites from the Parece Vela ancient back-arc spreading center. *Journal of Petrology*, 54(5): 861–885
- Sano T, Shirao M, Tani K, Tsutsumi Y, Kiyokawa S and Fujii T. 2016. Progressive enrichment of arc magmas caused by the subduction of seamounts under Nishinoshima volcano, Izu-Bonin Arc, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 319: 52–65
- Sano Y, Nishio Y, Gamo T, Jambon A and Marty B. 1998. Noble gas and carbon isotopes in Mariana Trough basalt glasses. *Applied Geochemistry*, 13(4): 441–449
- Schellart WP, Lister GS and Toy VG. 2006. A late Cretaceous and Cenozoic reconstruction of the Southwest Pacific region: Tectonics controlled by subduction and slab rollback processes. *Earth-Science Reviews*, 76(3–4): 191–233
- Schilling JG, Thompson G, Kingsley R and Humphris S. 1985. Hotspot-migrating ridge interaction in the South Atlantic. *Nature*, 313(5999): 187–191
- Schmidt MW and Jagoutz O. 2017. The global systematics of primitive arc melts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(8): 2817–2854
- Shaw AM, Hilton DR, Macpherson CG and Sinton JM. 2001. Noble argon in high ³He/⁴He lavas from the Manus back-arc basin: A new perspective on He-Ne decoupling. *Earth and Planetary Science Letters*, 194(1–2): 53–66
- Shi XF and Yan QS. 2013. Magmatism of typical marginal basins (or back-arc basins) in the West Pacific. *Advances in Earth Science*, 28(7): 737–750 (in Chinese with English abstract)
- Shinjo R, Chung SL, Kato Y and Kimura M. 1999. Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa Trough and Ryukyu Arc: Implications for the evolution of a young, intracontinental back arc basin. *Journal of Geophysical Research*, 104(B5): 10591–10608
- Shinjo R and Kato Y. 2000. Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough, an incipient back-arc basin. *Lithos*, 54(3–4): 117–137
- Sibuet JC, Deffontaine B, Hsu SK, Thureau N, Le Formal JP and Liu CS. 1998. Okinawa trough backarc basin: Early tectonic and magmatic evolution. *Journal of Geophysical Research*, 103(B12):

30245–30267

- Sinton JM and Fryer P. 1987. Mariana Trough lavas from 18° N: Implications for the origin of back arc basin basalts. *Journal of Geophysical Research*, 92(B12): 12782–12802
- Stern RJ, Bloomer SH, Martinez F, Yamazaki T and Harrison TM. 1996. The composition of back-arc basin lower crust and upper mantle in the Mariana Trough; A first report. *Island Arc*, 5(3): 354–372
- Straub SM, Woodhead JD and Arculus RJ. 2015. Temporal evolution of the Mariana arc: Mantle wedge and subducted slab controls revealed with a tephra perspective. *Journal of Petrology*, 56(2): 409–439
- Tamaki K, Suyehiro J, Allan J, Ingle Jr JC and Pisciotto KA. 1992. Tectonic synthesis and implications of Japan sea ODP Drilling. In: Tamaki K, Suyehiro K, Allan J and McWilliams M (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. College Station, TX: Ocean Drilling Program, 1333–1348
- Tamura A and Arai S. 2006. Harzburgite-dunite-orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle. *Lithos*, 90(1–2): 43–56
- Taylor B. 1979. Bismarck Sea: Evolution of a back-arc basin. *Geology*, 7(4): 171–174
- Taylor B. 1995. *Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*. New York: Springer, 1–521
- Taylor B, Goodliffe A, Martinez F and Hey R. 1995. Continental rifting and initial sea-floor spreading in the Woodlark basin. *Nature*, 374(6522): 534–537
- Taylor B and Martinez F. 2003. Back-arc basin basalt systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 210(3–4): 481–497
- Tian LY, Castillo PR, Hawkins JW, Hilton DR, Hanan BB and Pietruszka AJ. 2008. Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of lavas from the central Lau basin: Implications for the nature and influence of subduction components in the back-arc mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178(4): 657–670
- Tian LY, Castillo PR, Hilton DR, Hawkins JW, Hanan BB and Pietruszka AJ. 2011. Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of the northern Lau Basin lavas: Implications for the composition and dynamics of the back-arc basin mantle. *Journal of Geophysical Research*, 116(B11): B11201, doi: 10.1029/2011JB008791
- Tisseau C and Tonnerre T. 1995. Non steady-state thermal model of spreading ridges; Implications for melt generation and mantle outcrops. In: Vissers RLM and Nicolas A (eds.). *Mantle and Lower Crust Exposed in Oceanic Ridges and in Ophiolites*. Dordrecht: Springer, 181–214
- Todd E, Gill JB, Wysoczanski RJ, Handler MR, Wright IC and Gamble JA. 2010. Sources of constructional cross-chain volcanism in the southern Havre Trough: New insights from HFSE and REE concentration and isotope systematics. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(4): Q04009, doi: 10.1029/2009GC002888
- Tollstrup D, Gill J, Kent A, Prinkey D, Williams R, Tamura Y and Ishizuka O. 2010. Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: Contributions from the subducting slab, revisited. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(1): Q01X10, doi: 10.1029/2009GC002847
- Ulrich M, Hémond C, Nonnotte P and Jochum KP. 2012. OIB/seamount recycling as a possible process for E-MORB genesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(6): Q0AC19, doi: 10.1029/2012GC004078
- Voigt M, Coogan LA and von der Handt A. 2017. Experimental investigation of the stability of clinopyroxene in mid-ocean ridge basalts: The role of Cr and Ca/Al. *Lithos*, 274–275: 240–253
- Volpe AM, Macdougall JD and Hawkins JW. 1988. Lau Basin basalts (LBB): Trace element and Sr-Nd isotopic evidence for heterogeneity in backarc basin mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(2): 174–186
- Wang XJ, Chen LH, Hofmann AW, Mao FG, Liu JQ, Zhong Y, Xie LW and Yang YH. 2017. Mantle transition zone-derived EMI component beneath NE China: Geochemical evidence from Cenozoic potassic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 465: 16–28
- Wang XJ, Chen LH and Liu JQ. 2019. The genetic relationship and difference between typical EMI-type oceanic and continental intraplate basalts. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 38(2): 237–247 (in Chinese with English abstract)
- Waters CL, Sims KWW, Perfit MR, Blichert-Toft J and Blusztajn J. 2011. Perspective on the genesis of E-MORB from chemical and isotopic heterogeneity at 9–10° N East Pacific Rise. *Journal of Petrology*, 52(3): 565–602
- White WM and Klein EM. 2014. Composition of the oceanic crust. *Treatise on Geochemistry*, 4: 457–496
- Whittaker JM, Müller RD, Leitchenkov G, Stagg H, Sdrolias M, Gaina C and Goncharov A. 2007. Major Australian-Antarctic plate reorganization at Hawaiian-Emperor bend time. *Science*, 318(5847): 83–86
- Wiens DA, Kelley KA and Plank T. 2006. Mantle temperature variations beneath back-arc spreading centers inferred from seismology, petrology, and bathymetry. *Earth and Planetary Science Letters*, 248(1–2): 30–42
- Woodhead J, Stern RJ, Pearce J, Hergt J and Vervoort J. 2012. Hf-Nd isotope variation in Mariana Trough basalts; The importance of “ambient mantle” in the interpretation of subduction zone magmas. *Geology*, 40(6): 539–542
- Workman RK and Hart SR. 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, 231(1–2): 53–72
- Yan QS and Shi XF. 2006. Mantle plume (hotspot)-ridge interaction. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 26(5): 131–138 (in Chinese with English abstract)
- Yan QS and Shi XF. 2014. Petrologic perspectives on tectonic evolution of a nascent basin (Okinawa Trough) behind Ryukyu Arc: A review. *Acta Oceanologica Sinica*, 33(4): 1–12
- Yang J, Wang JR, Zhang Q, Chen WF, Pan ZJ, Jiao ST and Wang SH. 2016. Back-arc basin basalt (BABB) data mining: Comparison with MORB and IAB. *Advances in Earth Science*, 31(1): 66–77 (in Chinese with English abstract)
- Yoneshima S, Mochizuki K, Araki E, Hino R, Shinohara M and Suyehiro K. 2005. Subduction of the Woodlark Basin at New Britain Trench, Solomon Islands region. *Tectonophysics*, 397(3–4): 225–239
- Yoshida T, Kimura JI, Yamada R, Acocella V, Sato H, Zhao DP, Nakajima J, Hasegawa A, Okada T, Honda S, Ishikawa M, Prima ODA, Kudo T, Shibazaki B, Tanaka A and Imaizumi T. 2013. Evolution of late Cenozoic magmatism and the crust-mantle structure in the NE Japan Arc. In: Gómez-Tuena A, Straub SM and Zellmer GF (eds.). *Orogenic Andesites and Crustal Growth*. Geological Society, London, Special Publications, 385(1): 335–387
- Yu ZH, Zhai SK, Guo K, Zhou YH and Zong T. 2016. Helium isotopes in volcanic rocks from the Okinawa trough-impact of volatile recycling and crustal contamination. *Geological Journal*, 51(Suppl. 1): 376–386
- Zellmer KE and Taylor B. 2001. A three-plate kinematic model for Lau Basin opening. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(5): 2000GC000106, doi: 10.1029/2000gc000106
- Zeng ZG, Zhang YX, Chen ZX, Ma Y, Wang XY, Zhang DD and Li XH. 2016. Geological tectonics, magmatism and seafloor hydrothermal activity in the back-arc basins of the Western Pacific. *Studia Marina Sinica*, 51: 3–36 (in Chinese with English abstract)
- Zhang YX, Zeng ZG, Li XH, Yin XB, Wang XY and Chen S. 2018. High-potassium volcanic rocks from the Okinawa trough: Implications for a cryptic potassium-rich and DUPAL-like source. *Geological Journal*, 53(5): 1755–1766

附中文参考文献

- 李正刚. 2015. 西南太平洋 Lau 盆地弧后岩浆作用及地幔动力学研究. 博士学位论文. 杭州: 浙江大学, 1–131

- 任建业, 李思田. 2000. 西太平洋边缘海盆地的扩张过程和动力学背景. 地学前缘, 7(3): 203–213
- 石学法, 鄢全树. 2013. 西太平洋典型边缘海盆的岩浆活动. 地球科学进展, 28(7): 737–750
- 王小均, 陈立辉, 刘建强. 2019. 大洋与大陆板内典型 EM1 型玄武岩的成因联系和区别. 矿物岩石地球化学通报, 38(2): 237–247
- 鄢全树, 石学法. 2006. 洋中脊与地幔柱热点相互作用研究进展. 海洋地质与第四纪地质, 26(5): 131–133
- 杨婧, 王金荣, 张旗, 陈万峰, 潘振杰, 焦守涛, 王淑华. 2016. 弧后盆地玄武岩(BABB)数据挖掘: 与 MORB 及 IAB 的对比. 地球科学进展, 31(1): 66–77
- 曾志刚, 张玉祥, 陈祖兴, 马瑶, 王晓媛, 张丹丹, 李晓辉. 2016. 西太平洋典型弧后盆地的地质构造、岩浆作用与热液活动. 海洋科学集刊, 51: 3–36