

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2017.01.002

西太平洋板内玄武岩的同位素地球化学特征

施金华¹, 钟源¹, 陈立辉¹, 张国良²

(1. 南京大学地球科学与工程学院, 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京 210023;

2. 中国科学院海洋研究所海洋地质与环境重点实验室, 青岛 266071)

摘要:西太平洋板内玄武岩主要是南太平洋中生代板内岩浆作用的产物。对西太平洋板内玄武岩和南太平洋板内玄武岩的对比研究有助于进一步揭示南太平洋超级地幔柱的性质及其时空演化规律。本文收集整理了西太平洋板内玄武岩的 Sr, Nd, Pb 同位素数据, 并与南太平洋板内玄武岩对比。得到如下认识: (1) 西太平洋板内玄武岩同位素组成极不均一, 覆盖了所有的富集地幔端元, 但主要表现为 HIMU 和 EM-1 两端元的混合特征; (2) 与南太平洋板内玄武岩相比, 西太平洋板内玄武岩的同位素组成的极端程度相对偏低, 可能是其地幔源区各组分间混合更均匀的结果; (3) 自约 120 Ma 以来, 由于 HIMU 组分在西太平洋板内玄武岩中持续存在, 而 EM-1 和 EM-2 型组分表现为断续出现, 这可能暗示 HIMU 端元与两种富集端元在深部地幔中所处的空间不同。

关键词:板内玄武岩; 同位素; 深部地幔; 西太平洋

中图分类号: P736.4

文献标识码: A

文章编号: 0256-1492(2017)01-0015-08

玄武岩是地幔部分熔融的产物, 因此, 玄武岩常常被作为研究地幔组成的探针, 是研究地球深部物质组成和演化的重要窗口^[1]。同位素是研究岩浆作用的常用手段之一, 玄武岩的放射成因同位素(如 Sr, Nd, Pb 等)组成主要受源区控制, 是示踪玄武岩源区的关键工具。在地幔地球化学的发展史上, 玄武岩的同位素组成对研究地幔不均一性^[2]、地幔分层^[3]、地幔柱起源^[4]等重要问题发挥了重要作用。

西太平洋板内玄武岩包括西太平洋的海山/岛链玄武岩(图 1), 根据板块重建, 这些海山链的起源大多可以追溯到“南太平洋同位素与热异常”(South Pacific Isotopic and Thermal Anomaly, SOPITA)在中生代的岩浆活动^[5-9]。因此, 西太平洋板内玄武岩的研究有助于厘清南太平洋同位素与热异常区在中生代的活动特征; 同时, 将西太平洋与南太平洋板内玄武岩对比, 分析二者的区别及联系, 对于约束南太平洋同位素与热异常区从中生代至今的演化具有重大意义。

前人已经对西太平洋的主要海山链进行了大量分析研究^[8, 10-13], 但是前人的研究往往着重于各个海山/岛链各自的地球化学特征, 而缺乏对整个西太

平洋板内玄武岩的综合整理归纳。因此, 本文收集了前人对于西太平洋和南太平洋板内玄武岩的研究数据, 旨在归纳西太平洋板内玄武岩的同位素地球化学特征, 并与南太平洋进行对比, 简要探讨南太平洋地幔异常区白垩纪以来可能存在的演化规律, 总结其成因模型。

1 西太平洋与周边海山区简介

西太平洋海山省(West Pacific Seamount Province, WPSP)位于太平洋板块最老的部分, 主要指 Hawaiian-Emperor 岛链以西至马里亚纳海沟之间的、呈链状或群状分布的一系列海山的区域(图 1)。

WPSP 主要包括 5 个海山区^[9], 即最北端的 Japanese 海山区、Marcus-Wake 海山区、东侧的中太平洋海山(Mid-Pacific)区、南侧的 Magellan 海山区及马绍尔(Marshall)群岛(图 1)。除了 Marshall 区多有海岛, 其他区域主要以沉入水面的海山组成。已确定的海山链包括 Japanese 海山区的 Joban-Japanese 链、Marcus-Wake 区的北 Wake 及南 Wake 海山链, Magellan 区的麦哲伦(Magellan)海山链, Marshall 区的 Ujlan、Anewetak、Ralik 以及 Ratak 链。除了已确定的海山链外还包括大量未能作明确划分的独立海山(Solitary Seamounts)。

在东太平洋隆起(East Pacific Rise, EPR)、Sa-moa 岛链、Marquesas 岛链和 Cook-Austral 岛链之

基金项目: 国家自然科学基金项目(41372064)

作者简介: 施金华(1992—), 男, 硕士生, 矿物学、岩石学、矿床学专业, E-mail: shijhgeo@gmail.com

通讯作者: 陈立辉, 男, 教授, 主要从事火成岩岩石学方面的研究, E-mail: chenlh@nju.edu.cn

收稿日期: 2016-10-11; 改回日期: 2016-10-31. 周立君编辑

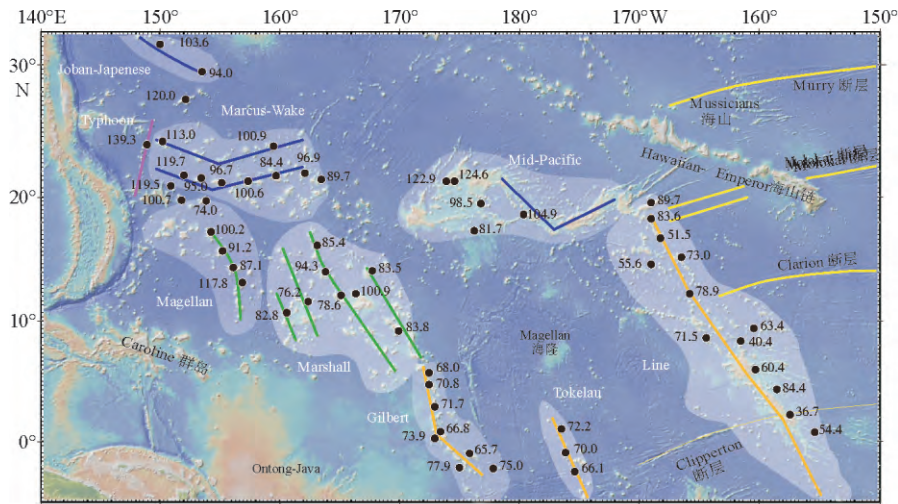


图1 西太平洋海山/岛链地形图及平均年龄

图中灰色阴影区为西太平洋主要的海山/岛链区,阴影内线条代表火山链,黑色圆圈旁的数字代表对应海山/洋岛的年龄(单位为 Ma, 年龄数据来自文献[14]),黄色线条和文字标注了区内主要断层

Fig. 1 Distribution map of oceanic seamount/island chains in West Pacific

The gray areas represent the seamount/island areas, and the lines inside represent the shape of the volcanic chains. The ages of the seamounts/islands are shown in numbers (the unit is Ma, refer to [14]) beside the black circles, and the main faults are marked as yellow lines

间,存在一个南东—北西方向延伸的同位素与热异常区(SOPITA)^[15],该异常表现为这一区域岩石圈相对较薄,热流值比周围地区高,区内洋岛玄武岩具有异常的同位素组成。这一区域内集合了大量现今仍在活动的热点,包括 Samoa, McDonald, Society, Marquesas, Pitcairn 等,因此这一区域又被称作南太平洋热点区。

南太平洋同位素与热异常区板内玄武岩的 Sr-Nd-Pb 同位素组成为地幔不均一性提供了最为可信的证据,研究者在这一区域识别了至少 4 个基本地幔端元^[2, 16-18]: (1)DMM (Depleted MORB Mantle, 亏损地幔),以低⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 和高¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 的洋中脊玄武岩为代表; (2)EM-1 (Enriched Mantle 1, I 型富集地幔),以中等的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr,低¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd,高的²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 和²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 为特征(Pitcairn); (3)EM-2 (Enriched Mantle 2, II 型富集地幔),具有极高的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 和较低的¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (Samoa); (4) HIMU (High μ , 高²⁰⁸U/²⁰⁴Pb),以低⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 和中等的¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 及极高的放射成因 Pb 同位素组成为特征(Mangaia, Rurutu, Tubuai)。

2 西太平洋板内玄武岩的时空分布及分组

Clouard 收集了已发表的太平洋海山、海岛及洋底高原的年龄^[14],所有的年龄数据都是由放射成

因同位素定年获得的,优先选取 Ar-Ar 定年的结果,其次为 K-Ar 定年数据,笔者从中整理了西太平洋板内玄武岩的年龄(图 2)。年代学数据显示 WP-SP 海山主要形成于 120~80 Ma,为早白垩世晚期至晚白垩世。

根据海山链平均年龄大小及相对位置,可将 WPSP 海山分为两组:第一组包括北侧的 Japanese 海山链、南北 Wake 海山链以及 Mid-Pacific 海山区;第二组包括 Magellan 海山链及 Marshall 区的各个岛链。自 WPSP 向南,太平洋洋底还分布有一系列北西—南东向的火山链,一直延续到至今仍在活动的南太平洋热点区^[19]。依据板块相对运动速率对热点初始位置进行回溯可知,现今存在于西北太平洋洋底的海山是由南太平洋热点区在白垩纪的大规模岩浆活动所形成^[5-9],随着太平洋板块持续不断的水平运动,这些海山/岛链作为热点作用的产物随着太平洋板块向西北运移,直到形成现今的空间分布。因此 WPSP 南侧较年轻的三条火山链 Gilbert、Tokelau 及 Line 虽然不属于西太平洋海山省(WPSP),但将它们与 WPSP 对照,可以综合反映南太平洋热点区的地球化学特征在时空上的连续变化,在之后的对比中有必要将这三条海山链编为第三组与 WPSP 进行统一讨论。

对比西太平洋 3 组海山/岛链的年龄(图 2)可知,3 组海山的年龄均较 Ontong Java 洋底高原初始隆起年代年轻。第一组海山,即最北侧的 Wake 和

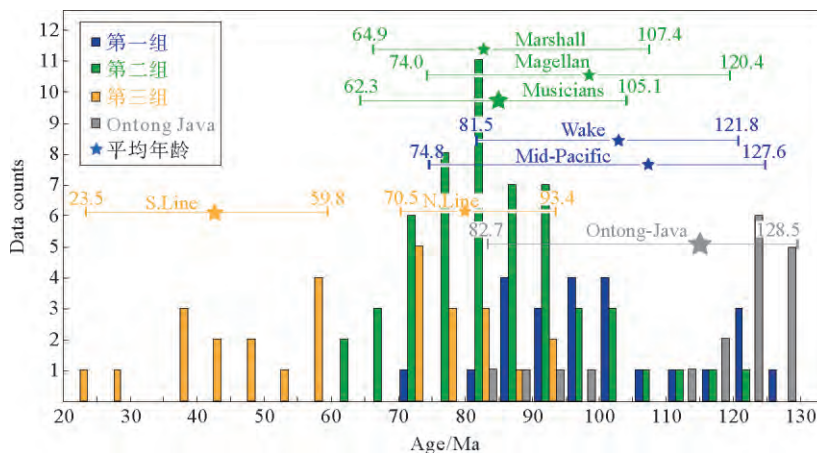


图 2 西太平洋板内玄武岩年龄分布直方图(年龄数据据文献[14]整理)

Fig. 2 Age histograms for intraplate basalts in West Pacific(Geochronological data is taken from Clouard[14])

Mid-Pacific 海山年龄最老,平均都在 100 Ma 以上,与 Ontong Java 洋底高原较老的年龄较为接近,但仍比 Ontong Java 年轻;第二组海山中 Magellan 海山年龄较老,与第一组海山年龄相当,Marshall 海山和 Musicians 海山年龄相当,较第一组海山年轻,平均年龄在 80 Ma 左右,与 Ontong Java 较年轻的一组年龄接近;第三组海山即南侧的海山最年轻,最新可以持续到 23.5~59.8 Ma(线岛群岛南段),最老为 70.5~93.4 Ma(线岛群岛北段)。每条海山/岛链的持续时间相差不大,为 36.3~52.8 Ma。3 组海山由北到南,年龄由老变新,与当时的太平洋板块运动方向相符,因此,可以说 3 组海山持续记录了 120~20 Ma 期间南太平洋热点区的板内岩浆活动。此外,西太平洋海山与 Hawaii、Louisville 等太平洋板块其他的热点形成的火山链不同,西太平洋中的海山链并不具有典型的年龄随海山链线性变化的特征[6,20,21],各个海山链持续时间短且喷发不连续。

3 西太平洋板内玄武岩的 Sr-Nd-Pb 同位素组成

本文利用地球化学数据库 GEOROC(<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>)收集整理了已发表的关于西太平洋板内玄武岩及南太平洋热点区主要端元的同位素数据,根据样品烧失量及活动元素与不活动元素的比值等参数,排除了严重蚀变的样品。这些玄武岩的 Sr、Nd 同位素组成如图 3,第一组海山总体表现为 HIMU 端元的同位素特征:其⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 较低,小于 0.704,¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 中等,为 0.5126~0.5130,其中 Wake 海山较 Joban-Japanese 的¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 略高。第二组 Ujlan 海山

⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 极高,最高达 0.7076,¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 较均一,约为 0.5124,表现为 EM-2 端元的同位素特征;除 Ujlan 外,第二组海山的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 总体中等,在 0.705 左右。第二组海山的¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 变化较大,Ratak 海山的¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 比值最高,最高可达 0.5129;Ralik 次之,在 0.51268~0.51286 之间变化;Anewetak 和 Magellan 海山最低,最低为 Magellan 的 0.51238,第二组 Ratak-Ralik-Anewetak-Magellan 海山 Sr、Nd 同位素组成连续变化,由 HIMU 逐渐变为 EM-1 的同位素组成特征。第三组海山的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值总体较低,小于 0.704,¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 同位素变化较大,在 0.5126~0.5131 之间,在 Sr-Nd 同位素相关图上表现为 HIMU 或者 DMM 的特征。

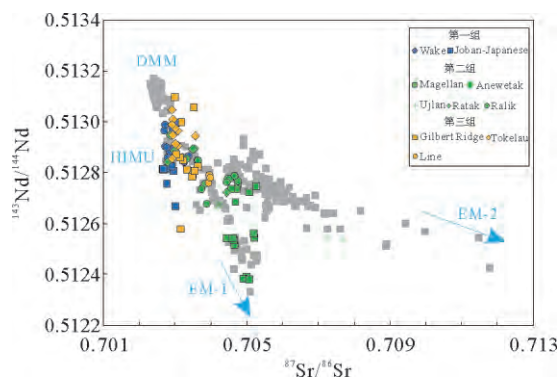


图 3 西太平洋板内玄武岩 Sr、Nd 同位素组成 灰色方块为南太平洋主要端元的同位素组成,数据来自地球化学数据库 GEOROC

Fig. 3 Sr-Nd isotopic composition of West Pacific intraplate basalts

The gray squares represent the isotopic composition of main end members in South Pacific, the data is downloaded from GEOROC

西太平洋板内玄武岩 Pb 同位素组成如图 4, 第一组海山以高放射成因 Pb 同位素为特征, Wake 除两个样品外, 其他所有样品 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 20$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 15.6$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 39$; Joban-Japanese 海山 Pb 同位素比值较 Wake 略低, 但也总体较高, 绝大部分样品 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 20$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 15.6$, 除一个样品外 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 39$, 第一组海山 Pb 同位素组成表现为 HIMU 的特征。第二组海山 Pb 同位素组成变化较大, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 在 18~21 之间变化, 其中 Ratak 海山同位素组成变化最大, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 18.6~21.2, 但其大部分样品 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 20$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 15.6$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 39.5$, 表现出与第一组样品相似的 HIMU 特征; Magellan 海山在相同的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 时, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 较高, 明显偏离了北半球参考线, 其 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 19.3$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 15.6$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 38$, 表现出 EM-2 端元的 Pb 同位素特征; Ralik, Anewetak, Ujlan 的

Pb 同位素组成则表现位于 Ratak 与 Magellan 之间, 呈现连续过渡。第三组海山 Pb 同位素组成变化也较大, 但总体不偏离北半球参考线, 其中 Gilbert 的放射成因 Pb 同位素均相对较高, 表现出 HIMU 的特征, Tokelau 和 Line 的放射成因 Pb 同位素相对较低。

结合图 5 可知, 第一组海山表现出明显的 HIMU 特征, 其中 Wake 海山可能受 DMM 的影响, 导致其 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 较 Joban-Japanese 高。第二组海山的同位素变化较大, Magellan、Anewetak、Ratak 和 Ralik 共同组成一个 HIMU 与 EM-1 二端元混合的趋势, 其中 Magellan 主要表现出 EM-1 的特征, Ratak 则主要表现为 HIMU 的特征, 此外, Ujlan 海山极高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和低的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 则表现出 EM-2 的特征。第三组海山较低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和高的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 及中等的放射成因 Pb 同位素显示其具有 HIMU 端元与 PREMA (PREvalent Mantle, 流行地幔) 混合的特征。

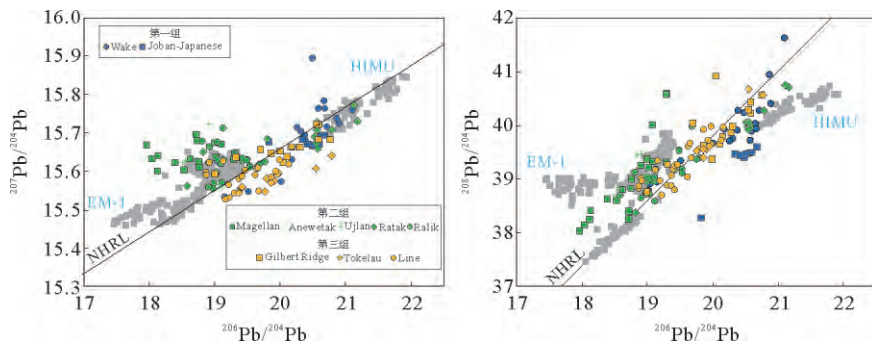


图 4 西太平洋板内玄武岩 Pb 同位素组成

灰色方块为南太平洋主要端元的同位素组成, 黑色实线为铅同位素北半球参考线 (northern hemisphere reference line, NHRL)^[22]

Fig. 4 Pb isotopic composition of West Pacific intraplate basalts

The gray squares represent the isotopic composition of main end members in South Pacific, and the black line represents the northern hemisphere reference line (NHRL)^[22]

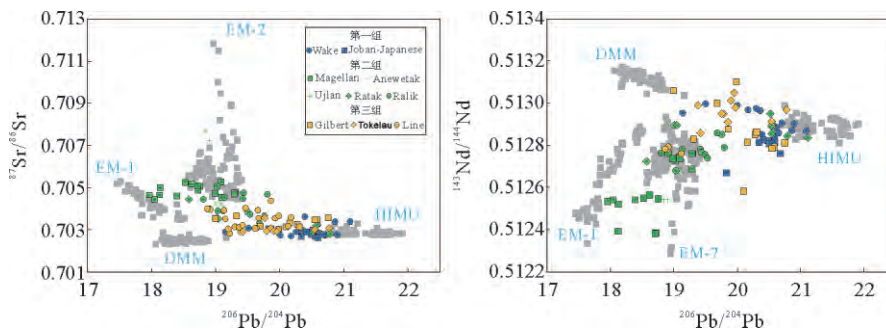


图 5 西太平洋板内玄武岩 Pb-Sr, Pb-Nd 同位素相关图

灰色方块为南太平洋主要端元的同位素组成

Fig. 5 Pb-Sr, Pb-Nd isotopic correlogram of West Pacific intraplate basalts

The gray squares represent the isotopic composition of main end members in South Pacific

虽然西太平洋各海山/岛链的同位素组成分别表现出了各自的端元特征,但是其组分的“极端性”却远不如南太平洋板内玄武岩明显。在同位素相关图上,西太平洋板内玄武岩同位素组成覆盖了富集地幔端元,分别表现出了 EM-1、EM-2 和 HIMU 的趋势,但其趋势的延伸却不如南太平洋相应的岛链延伸得远。以图 5 为例,虽然西太平洋第一组海山的同位素组成表现出 HIMU 的特征,但其 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 最大仅为 20.095,远小于南太平洋对应的岛链的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$,最大为 21.916 (Austral-Cook 岛链);又如 Ujlan 虽然表现出 EM-2 的同位素特征,但其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 最大仅为 0.7076,远小于南太平洋对应岛链的 Sr 同位素比值,最大为 0.7205 (Samoa 岛链)。

4 讨论

4.1 西太平洋板内玄武岩同位素组成不均一性

虽然西太平洋不同组、不同海山/岛链各自的同位素组成差异极大,但在区域尺度上,它与南太平洋热点区板内玄武岩的同位素组成是一致的,由图 2 可以看出,西太平洋和南太平洋同位素与热异常区玄武岩的同位素组成均覆盖了所有已知的基本富集地幔端元,HIMU、EM-1 和 EM-2 的趋势都在西太平洋板内玄武岩中有所显示。EM-1、EM-2 和 HIMU 端元都被认为与地壳物质再循环有关^[2,23-27],通常认为 EM-1 与再循环洋壳和远洋沉积物有关^[28-34],EM-2 是洋壳与陆源物质再循环形成或者交代岩石圈再循环形成^[35-37],HIMU 与经过改造的古老重循环洋壳有关^[23,25,38-43],因此,西太平洋板内玄武岩同位素组成的不均一性可能与其地幔源区存在大量的俯冲板片有关,这一源区可能是南太平洋热点区下方的“大型剪切波低速省”(LLVSP)和板片墓园 (slab graveyards)^[44]。

西太平洋板内玄武岩同位素组成虽然表现出较大的不均一性,但总体上是由 HIMU 和 EM-1 两端元混合组成,同时可能受到 EM-2 和 DMM 端元的影响。西太平洋与南太平洋同位素与热异常区的另一区别是,西太平洋虽然覆盖了所有地幔端元,但是南太平洋同位素与热异常区的同位素组成较西太平洋更为极端,这表明西太平洋板内玄武岩的地幔源区中,各地幔端元之间的混合程度更高。

4.2 西太平洋与南太平洋同位素热异常区的同位素-时间联系

从时间尺度上来看,第一组海山年龄最老,同位素组成也相对较为均一,表现出明显的 HIMU 特征。第二组海山同位素组成变化较大,Magellan 和 Ralik 表现出 EM-1 的特征,最东端的 Ratak 表现出与第一组海山一致的 HIMU 的特征,而 Ujlan 表现出 EM-2 的特征。第三组海山最年轻,表现出与第一组海山相似的同位素特征。不同时代西太平洋板内玄武岩同位素组成特征的变化,可能代表了不同的地球化学储库贡献比例的变化。

结合南太平洋热点区现今也有 HIMU 洋岛 (Austral-Cook),表明从 120 Ma 至今,HIMU 组分在西太平洋板内玄武岩源区中持续存在,而 EM-1 和 EM-2 型组分表现为断续出现。南太平洋火山作用的这一特点可能暗示了 HIMU 端元与 EM-1、EM-2 端元在深部地幔中所处的空间不同,HIMU 组分可能与来自下地幔底部的南太平洋超级地幔柱有关,因而能保持持续稳定的 HIMU 型玄武岩的形成。而 EM-1、EM-2 组分可能位于地幔过渡带,当起源于下地幔的地幔柱上升并穿过过渡带时,这些组分随机地被地幔柱物质“裹挟”,从而在板内玄武岩中断续表现出 EM-1、EM-2 组分的特征。

4.3 西太平洋板内玄武岩成因模型

一个固定的地幔柱热点火山活动,通常随着板块运动可以形成年龄随空间位置的线性变化关系,如 Hawaii、Louisville 等。然而,西太平洋及南太平洋同位素与热异常区的海山链年龄分布杂乱,同位素组成变化明显,显然无法用经典的地幔柱假说^[4,45]解释。Courtillot^[46]在经典地幔柱理论上提出 3 种不同类型的地幔柱:第一类为来自深部核幔边界的主要地幔柱或者超级地幔柱 (primary-plume 或 superplume);第二类为起源自地幔过渡带的次级地幔柱 (secondary plume);最后一类受断裂构造控制,源区为岩石圈下部,称为三级地幔柱 (tertiary plume)。

在修改后的地幔柱理论上,Koppers^[6]为南太平洋同位素与热异常区的热点活动提出一个超级地幔柱与次级地幔柱相结合的模型。在模型中,南太平洋热点区底部的异常由一个超级地幔柱引起。超级地幔柱在靠近地幔过渡带后停止上升,其中包含的大量分离开来的重循环富集物质在超级地幔柱顶部形成独立的次级地幔柱,并形成 HIMU、

EM-1 以及 EM-2 型地幔端元组分。在多热点的共同作用下,形成的火山链必然具有年龄以及同位素组成上的复杂性。

除了地幔柱理论,岩石圈扩张(lithosphere extension)也常用于解释板内火山作用^[47-49]。扩张理论同样可以解释西太平洋及南太平洋同位素与热异常区火山链的年代及同位素组成问题^[50]。在扩张的断裂周围,由于水的参与显著降低了地幔岩石的固相线,导致了断裂下方地幔的部分熔融并形成火山链(湿点, wet spots)。因此,关于西太平洋及南太平洋同位素与热异常区火山链的成因仍需要未来更多更进一步的工作,同时这个问题的解决无疑对理解板内火山作用有着重大意义。

5 结论

(1)西太平洋板内玄武岩同位素组成较不均一,覆盖了 EM-1、EM-2 和 HIMU 端元,但主要是由 HIMU 与 EM-1 混合而成。

(2)与南太平洋同位素及热异常区的板内玄武岩相比,西太平洋板内玄武岩同位素组成的极端程度相对偏低,可能是其地幔源区各组间混合更均匀的结果。

(3)在时间尺度上, HIMU 组分在西太平洋板内玄武岩源区中持续存在,而 EM-1 和 EM-2 型组分表现为断续出现,这可能暗示了 HIMU 端元与两种富集端元在深部地幔中所处的空间不同。

参考文献 (References)

- [1] White W M. Probing the earth's deep interior through Geochemistry[J]. *Geochemical Perspectives*, 2015, 4(2): 95-250.
- [2] Zindler A, Hart S. Chemical geodynamics[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1986, 14: 493-571.
- [3] Schilling J. Iceland mantle plume: geochemical study of Reykjanes Ridge[J]. *Nature*, 1973, 242: 565-571.
- [4] Morgan W J. Convection plumes in the lower mantle[J]. *Nature*, 1971, 230: 42-43.
- [5] Duncan R A, Clague D A. Pacific Plate Motion Recorded by Linear Volcanic Chains[M]. Springer, 1985: 89-121.
- [6] Koppers A A, Staudigel H, Pringle M S, et al. Short-lived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism? [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2003, 4(10): 53-68.
- [7] Koppers A A, Staudigel H, Wijbrans J R, et al. The Magellan seamount trail: implications for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 163(1): 53-68.
- [8] Smith W H, Staudigel H, Watts A B, et al. The Magellan Seamounts: Early Cretaceous record of the South Pacific isotopic and thermal anomaly[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1989, 94(B8): 10501-10523.
- [9] Winterer E L, Natland J H, Van Waasbergen R J, et al. Cretaceous guyots in the northwest Pacific: An overview of their geology and geophysics[C]. 1993: 307-334.
- [10] Shimoda G, Ishizuka O, Yamashita K, et al. Tectonic influence on chemical composition of ocean island basalts in the West and South Pacific: Implication for a deep mantle origin [J/OL]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2011, 12(7). doi: 10.1029/2011GC003531.
- [11] Konter J G, Hanan B B, Blichert-Toft J, et al. One hundred million years of mantle geochemical history suggest the retiring of mantle plumes is premature[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, 275(3): 285-295.
- [12] Koppers A A, Staudigel H, Christie D M, et al. Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of leg 144 West Pacific guyots: Implications for the geochemical evolution of the "SOPITA" mantle anomaly[C]. *Ocean Drilling Program*, 1995.
- [13] Garcia M O, Park K, Davis G T, et al. Petrology and Isotope Geochemistry of Lavas from the Line Islands Chain, Central Pacific Basin [M]. American Geophysical Union, 1993: 217-231.
- [14] Clouard V, Bonneville A. Ages of seamounts, islands, and plateaus on the Pacific plate[J]. *Geological Society of America Special Papers*, 2005, 388: 71-90.
- [15] Staudigel H. The longevity of the South Pacific isotopic and thermal anomaly[J]. *Earth Planetary Science Letters*, 1991: 24-44.
- [16] White W M. Sources of oceanic basalts: Radiogenic isotopic evidence[J]. *Geology*, 1985, 13(2): 115-118.
- [17] Tatsumoto M, Unruh D M, Stille P, et al. Pb, Sr, and Nd isotopes in oceanic island basalts[C]. 1984.
- [18] Hauri E H, Hart S R. Re-Os isotope systems of HIMU and EMII oceanic island basalts from the South Pacific Ocean[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, 114(2): 353-371.
- [19] Bemis K G, Smith D K. Production of small volcanoes in the Superswell region of the South Pacific[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, 118(1-4): 251-262.
- [20] Jackson E D. Linear volcanic chains on the Pacific plate[M]. American Geophysical Union, 1976: 319-335.
- [21] Davis A S, Gray L B, Clague D A, et al. The Line Islands revisited: New ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronologic evidence for episodes of volcanism due to lithospheric extension [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2002, 3(3): 1-28.
- [22] Hart S R. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle[J]. *Nature*, 1984, 309: 753-757.
- [23] Hofmann A W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism[J]. *Nature*. 1997, 385(6613): 219-229.
- [24] Hofmann A W, White W M. Mantle plumes from ancient o-

- ceanic crust[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1982, 57(2): 421-436.
- [25] Stracke A, Bizimis M, Salters V J M. Recycling oceanic crust: Quantitative constraints[J/OL]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2003, 4(3). doi: 10.1029/2001GC000223.
- [26] Shorttle O, MacLennan J, Lambart S. Quantifying lithological variability in the mantle[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, 395: 24-40.
- [27] Sobolev A V, Hofmann A W, Kuzmin D V, et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts[J]. *Science*, 2007, 316(5823): 412-417.
- [28] Woodhead J D, Devey C W. Geochemistry of the Pitcairn seamounts, I: source character and temporal trends[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, 116(1): 81-99.
- [29] Lassiter J C, Hauri E H. Osmium-isotope variations in Hawaiian lavas: evidence for recycled oceanic lithosphere in the Hawaiian plume[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 164(3): 483-496.
- [30] Rehkamper M, Hofmann A W. Recycled ocean crust and sediment in Indian Ocean MORB[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 147(1): 93-106.
- [31] Eisele J, Sharma M, Galer S J, et al. The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics of the Pitcairn hotspot[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 196(3): 197-212.
- [32] Chauvel C, Hofmann A W, Vidal P. HIMU-EM: The French Polynesian connection[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1992, 110(1): 99-119.
- [33] Willbold M, Stracke A. Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust[J/OL]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2006, 7(4). doi: 10.1029/2005GC001005.
- [34] Willbold M, Stracke A. Formation of enriched mantle components by recycling of upper and lower continental crust[J]. *Chemical Geology*, 2010, 276(3-4): 188-197.
- [35] Workman R K, Eiler J M, Hart S R, et al. Oxygen isotopes in Samoan lavas: Confirmation of continent recycling[J]. *Geology*, 2008, 36(7): 551-554.
- [36] Jackson M G, Hart S R, Koppers A A P, et al. The return of subducted continental crust in Samoan lavas[J]. 2007, 448(7154): 684-687.
- [37] Workman R K, Hart S R, Jackson M, et al. Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the Enriched Mantle II (EM2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain [J/OL]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2004, 5(4). doi: 10.1029/2003GC000623.
- [38] Weaver B L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, 104(2): 381-397.
- [39] 王小均, 刘建强, 陈立辉. HIMU 型洋岛玄武岩的地球化学特征[J]. *高校地质学报*, 2014, 20(3): 353-367. [WANG Xiaojun, LIU Jianqiang, CHEN Lihui. Geochemical Characteristics of HIMU-type oceanic island basalts[J]. *Geological Journal of China Universities*, 2014, 20(3): 353-367.]
- [40] Cabral R A, Jackson M G, Rose-Koga E F, et al. Anomalous sulphur isotopes in plume lavas reveal deep mantle storage of Archaean crust[J]. *Nature*, 2013, 496(7446): 490-493.
- [41] Hanyu T, Tatsumi Y, Kimura J. Constraints on the origin of the HIMU reservoir from He-Ne-Ar isotope systematics[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 307(3-4): 377-386.
- [42] Kawabata H, Hanyu T, Chang Q, et al. The Petrology and Geochemistry of St. Helena Alkali Basalts: Evaluation of the Oceanic Crust-recycling Model for HIMU OIB[J]. *Journal of Petrology*, 2011, 52(4): 791-838.
- [43] Eiler J M, Farley K A, Valley J W, et al. Oxygen isotope variations in ocean island basalt phenocrysts[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, 61(11): 2281-2293.
- [44] Spasojevic S, Gurnis M, Sutherland R. Mantle upwellings above slab graveyards linked to the global geoid lows[J]. *Nature Geoscience*, 2010, 3(6): 435-438.
- [45] Wilson J T. A possible origin of the Hawaiian Islands[J]. *Canadian Journal of Physics*, 1963, 41(6): 863-870.
- [46] Courtillot V, Davaille A, Besse J, et al. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 205(3-4): 295-308.
- [47] McNutt M K, Caress D W, Reynolds J, et al. Failure of plume theory to explain midplate volcanism in the southern Austral islands[J]. *Nature*, 1997, 389(6650): 479-482.
- [48] Anderson D L, Natland J H. Mantle updrafts and mechanisms of oceanic volcanism[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2014, 111(41): E4298-E4304.
- [49] Conrad C P, Bianco T A, Smith E I, et al. Patterns of intraplate volcanism controlled by asthenospheric shear[J]. *Nature Geoscience*, 2011, 4(5): 317-321.
- [50] Bonneville A, Dosso L, Hildenbrand A. Temporal evolution and geochemical variability of the South Pacific superplume activity[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 244(1): 251-269.

ISOTOPIC CHARACTERISTICS OF INTRAPLATE BASALTS IN WEST PACIFIC

SHI Jinhua¹, ZHONG Yuan¹, CHEN Lihui¹, ZHANG Guoliang²

(1. School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University,

State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, Nanjing 210023, China;

2. Key Laboratory of Marine Geology and Environment, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China)

Abstract: Most of the West Pacific intraplate basalts are the products of Mesozoic intraplate volcanisms in the South Pacific. The comparison made for the intraplate basalts in the West and South Pacific may reveal the characteristics and the evolution of the super plume in the South Pacific. Based on the previous data published on basalts in the West and South Pacific, we made a study of Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry and compared the results from the two regions. The results show that: 1) The isotopic composition of the West Pacific intraplate basalts shows a great heterogeneity, almost covering all the enriched mantle end members, while most of the West Pacific intraplate basalts are the mixture of HIMU and EM-1; 2) Compared to the South Pacific, the isotopic composition of the West Pacific intraplate basalts is less extreme, which indicates a more thorough mixing between mantle end members; 3) Since ~120 Ma, the HIMU-type of basalts are continuous, while EM1-type and EM2-type basalts are intermittent, which may imply that the spatial distribution of HIMU is different from other enriched end members in the deep mantle.

Key words: intraplate basalts; isotope; deep mantle; West Pacific