

研究论文

基于独立成分分析的马里亚纳弧后 地幔源区特征研究

于璐瑶^{1,2}, 田丽艳^{1,3*}, 伍锡昌^{4,5}, 孙国洪^{1,2}, 陈凌轩^{1,2}

(1. 中国科学院 深海科学与工程研究所, 海南 三亚 572000; 2. 中国科学院大学, 北京 100049;

3. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室 海洋地质过程与环境功能实验室, 山东 青岛 266003;

4. 吉林大学 地球科学学院, 吉林 长春 130012; 5. 自然资源部 第二海洋研究所, 浙江 杭州 310012)

摘要: 对采自太平洋洋中脊(277 组)、印度洋洋中脊(159 组)、马里亚纳海槽(53 组)、马里亚纳岛弧(39 组)、中南劳海盆(72 组)共 600 组玄武岩数据进行了独立成分分析, 从 Sr-Nd-Pb 多维同位素比值空间提取出占样本方差 99% 的 3 个独立成分(IC₁, IC₂, IC₃), 并利用这 3 个独立成分(ICs)与微量元素比值之间的相关性来讨论独立成分的起源。分析结果表明: IC₁ 可以将马里亚纳海槽玄武岩与太平洋洋中脊及马里亚纳岛弧玄武岩区分, 并且 IC₁ 值与 (La/Sm)_N 比值呈正相关。IC₂ 可以将马里亚纳海槽和马里亚纳岛弧玄武岩区分, 而且 IC₂ 值与 Ba/Th 比值呈正相关; IC₃ 可以将弧后盆地和洋中脊玄武岩区分, 同时 IC₃ 值与 Th/Nb 呈负相关。分析独立成分的统计特征和微量元素比值特征可知, IC₁ 与印度洋型 MORB 地幔的富集组分相关, IC₂ 与太平洋板块俯冲产生的含水流体相关, IC₃ 与再循环俯冲沉积物熔体相关。根据 ICs 地理分布特点, 我们认为: 1) 马里亚纳海槽北部比南部受到更多印度洋型 MORB 地幔富集组分的影响, 表明印度洋型 MORB 地幔可能从北部置换太平洋型 MORB 地幔; 2) 海槽北部地幔源区则是受到再循环沉积物熔体的影响较大, 而中部和南部地幔源区可能受到更多俯冲流体的影响。

关键词: 独立成分分析(ICA); 马里亚纳海槽; Sr-Nd-Pb 同位素比值; 俯冲作用; 印度洋型 MORB 地幔

中图分类号: P736

文献标识码: A

文章编号: 1671-6647(2021)01-0073-16

doi: 10.3969/j.issn.1671-6647.2021.01.008

引用格式: YU L Y, TIAN L Y, WU X C, et al. The signatures of mantle sources in the Mariana Trough indicated by independent component analysis of basalt isotopic compositions[J]. Advances in Marine Science, 2021, 39(1): 73-88. 于璐瑶, 田丽艳, 伍锡昌, 等. 基于独立成分分析的马里亚纳弧后地幔源区特征研究[J]. 海洋科学进展, 2021, 39(1): 73-88.

作为理解地球系统物质循环和能量传递的窗口之一, 俯冲带系统在人类研究和认识地球壳幔相互作用、地球深部动力学过程和岩石圈演化等各方面具有重要的科学意义。西太平洋板块会聚边缘发育有独特的沟-弧-盆构造体系和热液系统, 保留着海地板块运动的遗迹, 在这些岛弧、边缘海盆或弧后盆地开展地球物理学、岩石学、地球化学、热液矿床及热液口附近生物群体等方面的研究一直是国际海洋地质学界关注的焦点。

马里亚纳海槽是目前正在活动的、位于洋-洋板块(太平洋板块-菲律宾板块)会聚边缘的弧后盆地的典型代表^[1], 为研究弧后扩张早期演化、弧后盆地岩浆作用以及相关的地球动力学过程提供了良好的场所^[2-4]。

收稿日期: 2019-11-20

资助项目: 国家自然科学基金项目——南海初始洋壳(IODP1502B 钻孔)的 Li-Mg-O 同位素组成; 对洋壳蚀变过程中同位素组成和分馏行为 of 的初步研究(41876044); 中国科学院深海与科学与工程研究所知识创新工程领域前沿项目——冰岛和雷琼半岛 OIB 型火山熔岩的地球化学及岩石成因对比研究及其对地球动力学背景的指示(Y570031QY1)

作者简介: 于璐瑶(1994—), 女, 硕士研究生, 主要从事地球化学方面研究. E-mail: yuly@idsse.ac.cn

*** 通信作者:** 田丽艳(1979—), 女, 副研究员, 主要从事海底岩浆活动与构造演化方面研究. E-mail: lytian@idsse.ac.cn

(陈 靖 编辑)

对马里亚纳海槽玄武岩的研究由来已久,岩石学和地球化学研究结果表明马里亚纳海槽的弧后盆地玄武岩与洋中脊玄武岩(Mid-Ocean Ridge Basalt, MORB)相似,但具有富集大离子亲石元素(Large Ion Lithophile Element, LILE)(Rb, Sr, Ba, Th, U 等)及轻稀土元素(Light Rare Earth Element, LREE)和亏损高场强元素(High Field-Strength Element, HFSE)(Nb, Hf, Ta, Zr 等)的特征^[5-8]。而且,马里亚纳海槽玄武岩这种具有高 K, Rb, Ba, Pb, Sr 和 H₂O 含量的地球化学特征,与马里亚纳岛弧玄武岩相似,说明其地幔源区也受到俯冲组分的影响^[6,9-12];但是与岛弧玄武岩相比,海槽玄武岩受到俯冲组分的影响相对较小^[4]。Gribble 等^[2]和 Anderson 等^[13]进一步发现马里亚纳海槽玄武岩受俯冲组分的影响在弧后地区(17°~15°N)由北向南逐渐降低^[9,14-15]; Ikeda 等^[16]研究发现,相比海槽其他区域,19°42'N 以南的弧后盆地玄武岩的 Ba/Th 质量分数比值较高,表明俯冲流体主要影响 19°42'N 以南的海槽区域,而以高 La/Sm、低 U/Th 和 Zr/Nb 比值为特征的沉积物熔融成分主要影响 21°00'~19°42'N 的海槽区域。

Ribeiro 等^[8]对马里亚纳海槽南部(14°~12°N)玄武岩进行了研究,发现其¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 比值为 0.513 02~0.513 15,而¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 比值为 0.283 16~0.283 29,具有印度洋型 MORB 地幔特征,也与前人研究的马里亚纳海槽(23°~15°N)Nd/Hf 同位素比值结果相似^[2,14,17-19],表明马里亚纳海槽玄武岩具有印度洋型 MORB 地幔的特征。但马里亚纳海槽南部样品 Pb 同位素比值则表现出不同的趋势,部分样品表现出太平洋型 MORB 地幔特征,部分样品表现出印度洋型 MORB 地幔特征,这表明马里亚纳海槽南部岩浆可能是由太平洋型 MORB 地幔和印度洋型 MORB 地幔共同补给,而海槽其余地区为印度洋型 MORB 地幔补给^[17-18,20]。

印度洋-太平洋型 MORB 地幔边界被认为大致与伊豆-小笠原-马里亚纳俯冲带的位置一致^[9,21-22],俯冲带的东侧为太平洋型 MORB 地幔,西侧为印度洋型 MORB 地幔,在这种观点中,马里亚纳海槽岩浆由印度洋型 MORB 地幔供给;但也有人认为边界位于千岛-日本-南开-琉球海沟的东部^[19,23],由此推论,马里亚纳海槽岩浆则由太平洋型 MORB 地幔供给。因此,马里亚纳海槽弧后盆地玄武岩的源区究竟是印度洋型还是太平洋型 MORB 地幔仍然存在争议,这也是本文讨论的核心问题之一。

传统研究通常采用同位素二维协变关系图来反映不同样品同位素变量的差异,但这些变量可能在共同组成的空间上存在变量的重叠现象,并且对端元限制的条件不足,以致忽略了总体数据结构特征,使得分析结果的可信度降低,因此,可以采用反映多维数据特征的方法来研究同位素特征^[25-28]。独立成分分析方法(ICA)是一种在信息科学领域发展起来的相对新型的多元分析方法^[29],能将混合的同位素数据分解为相互独立的源,使得被分析多维同位素信号各成分之间的统计依赖性得到了最小化,突出了源信号的本质结构^[25]。

本文对采自太平洋中脊、印度洋中脊、马里亚纳海槽、马里亚纳岛弧以及中南劳海盆五个区域的 600 组玄武岩的同位素比值(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd-, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb),进行了独立成分分析,获得了 3 个独立成分(IC_s),结合样本的其他地球化学指标,获得了马里亚纳弧后地幔源区的地球化学组成的新认识。

1 地质背景

伊豆-小笠原-马里亚纳俯冲带位于西太平洋菲律宾板块的东部,长约 2 800 km,由太平洋板块向菲律宾海板块俯冲向西形成,俯冲角度较大,为研究洋内会聚板块边缘提供了一个良好场所^[4,30-31]。马里亚纳海槽东部以马里亚纳群岛火山弧为界,西部以不活跃的西马里亚纳残留脊为界,北部位于活跃的东马里亚纳火山弧和西马里亚纳残留脊相交处^[1,32](图 1)。海槽东西向最宽处(18°N)约 240 km^[1,4],南北长约 1 300 km,自北向南呈向东突出的新月型^[33]。在海槽的轴部发育一条南北向的裂谷带(图 1),从 13°N 以北的一系列阶梯状分段排列的盆地(水深约 5 000 m)过渡到南部相对较浅的山脊(水深约 3 000 m)。在距今 5 Ma 左右,由于太平洋板块俯冲和海沟后撤有关的伸展作用^[34],马里亚纳岛弧南部的岛弧开裂,形成马里亚纳海槽^[33,35-36]。至今马里亚纳海槽的扩张仍在继续,从北向南扩张速度逐渐增加^[37],全扩张速率为 15~45 mm/a。

马里亚纳海槽北段(22°~14°N)扩张中心靠近海槽的东侧,普遍发育裂谷,类似于典型的慢速扩张中心—大西洋中脊^[39](全扩张速率<35 mm/a^[38]);22°~21°N 扩张脊段的全扩张速率为 20~30 mm/a^[13,40];18°~14°N 的扩张脊段的全扩张速率为 29~40 mm/a^[39,41]。而马里亚纳海槽南段(14°N 以南)扩张中心比海槽其他区域具有较高的岩浆活动,类似于东太平洋快速扩张脊(全扩张速率>50 mm/a^[43])^[13,39,42],其扩张脊段的全扩张速率为 45 mm/a^[44]。

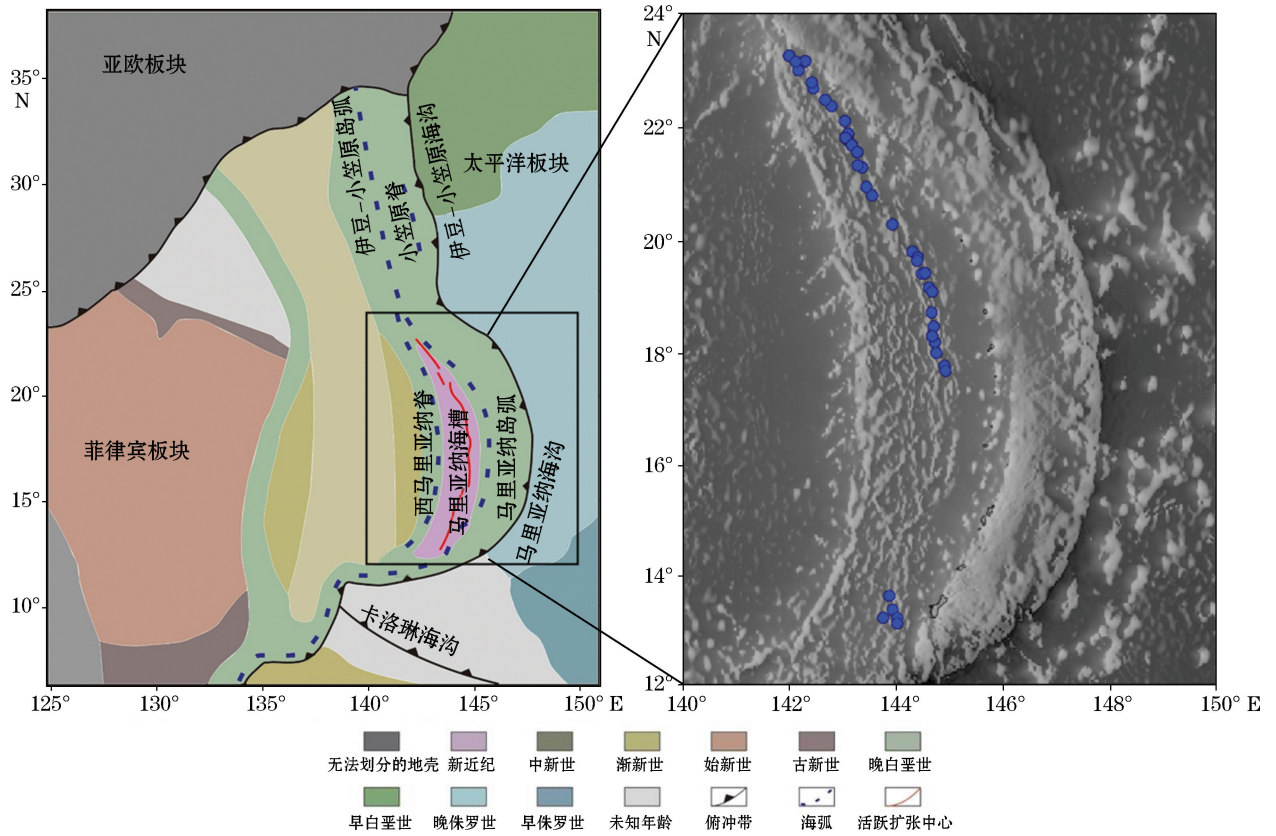


图1 马里亚纳海槽地理位置和数据分布

Figure 1 Geographic location and data distribution of the Mariana Trough

2 数据来源及处理方法

2.1 数据处理方法:独立成分分析(ICA)

独立成分分析方法是一种信号分解技术,它可以将混合的多元数据分解成相互独立的成分。FastICA 算法是极大化非高斯性的独立成分分析(Independent Component Analysis, ICA)估算方法,在本研究中利用这种算法来分解混合数据提取独立成分(IC_s)^[24-29]。

在独立成分分析模型中,多元数据被假定为未知潜在变量的线性混合物。假设一个独立成分分析模型:

$$\mathbf{X} = \mathbf{AS}, \quad (1)$$

式中: $\mathbf{X}$ 为同位素矩阵; $\mathbf{S}$ 为独立成分矩阵; $\mathbf{A}$ 为线性混合矩阵,相当于影响同位素比值的地质过程。

因此, $\mathbf{S}$ 可表述为

$$\mathbf{S} = \mathbf{WX}, \quad (2)$$

式中: $\mathbf{W}$ 是一个解混矩阵, $\mathbf{W} = \mathbf{A}^{-1}$ 。因此只要确定 $\mathbf{W}$,矩阵 $\mathbf{S}$ 即可求出。

根据中心极限定理,非高斯变量的随机混合比原始变量更接近高斯性,独立成分 S 在所有可能的不相关组分中具有最大的非高斯性。因此我们需要选择合适的 W 值使得提取出的独立成分统计独立并具有最大非高斯分布。

此外,本文中通过负熵 J 来度量独立成分的非高斯性:

$$J(y) \approx c[E\{G(y)\} - E\{G(v)\}]^2, \tag{3}$$

式中: $G(y) = -\exp(-y^2/2)$; y 是白化和投影的变量; c 是任意常数; v 是零均值和单位方差的高斯变量。如果 y 是高斯分布,负熵 $J(y) = 0$; 如果 y 是非高斯分布,负熵 $J(y) > 0$ 。当负熵 $J(y)$ 最大时,独立成分 s 具有最大非高斯分布。

在地球化学数据的分析中, IC_s 隐藏在同位素混合数据中,分解得到的 IC_s 没有特定的长度,只能反映数据差异的方向,而 IC_s 的数量是由降维和保留的原始信息决定的。

2.2 数据来源

采用 600 组来自 5 个区域的火山岩样品的 Sr-Nd-Pb 同位素数据,其中 53 组来自马里亚纳海槽(主要为海槽北部和中部),39 组来自马里亚纳岛弧,277 组来自太平洋洋中脊,159 组来自印度洋洋中脊,72 组来自中南劳海盆(西太平洋地区另一个典型的洋-洋俯冲带弧后盆地)。为了能够讨论马里亚纳海槽的地幔源区特征,所采用的火山岩样品数据必须保证具有以下 2 个特征:1) $SiO_2 < 56\%$ (后文统称为“玄武岩”); 2) Sr-Nd-Pb 同位素比值($^{87}Sr/^{86}Sr$ -, $^{143}Nd/^{144}Nd$ -, $^{206}Pb/^{204}Pb$ -, $^{207}Pb/^{204}Pb$ -, $^{208}Pb/^{204}Pb$)和微量元素(La, Sm, Ba, Th, Nb)数据完整(表 1)。所有分析数据来自 PetDB 数据库(<http://www.earthchem.org/petdb>)。

表 1 600 组玄武岩 Sr-Nd-Pb 同位素比值统计特征
Table 1 Statistical characteristics of Sr-Nd-Pb isotopic values of 600 basalts

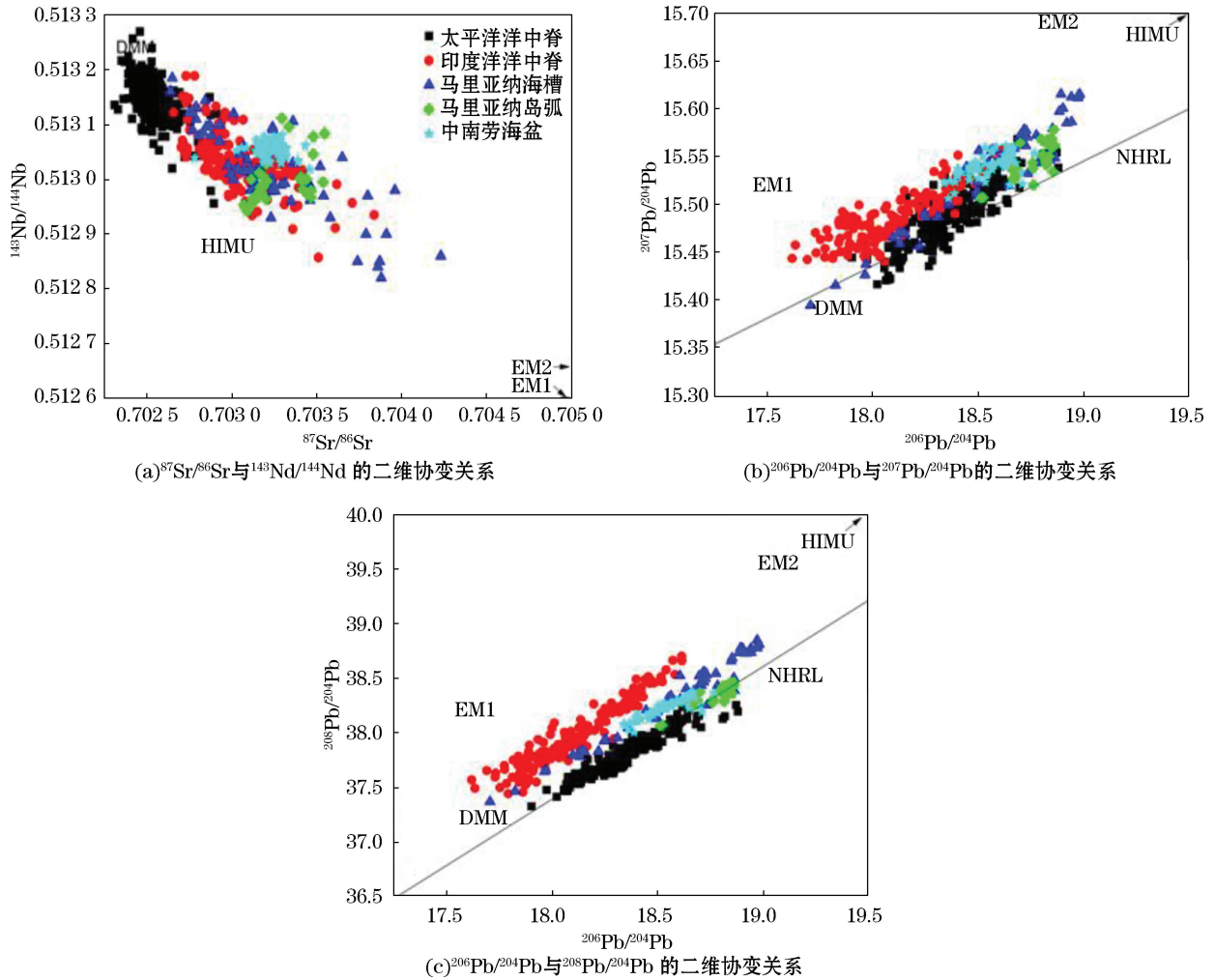
项 目	地 区	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
平均值	全部	0.702 86	0.513 084	18.357	15.500	37.978
	太平洋洋中脊	0.702 54	0.513 145	18.343	15.484	37.790
	印度洋洋中脊	0.703 05	0.513 032	18.117	15.488	37.984
	马里亚纳海槽	0.703 22	0.513 020	18.576	15.538	38.308
	马里亚纳岛弧	0.703 25	0.513 003	18.773	15.546	38.345
	中南劳海盆	0.703 23	0.513 055	18.554	15.540	38.240
最大值	全部	0.704 23	0.513 270	18.982	15.615	38.848
	太平洋洋中脊	0.702 91	0.513 270	18.882	15.568	38.253
	印度洋洋中脊	0.703 84	0.513 189	18.616	15.558	38.701
	马里亚纳海槽	0.704 23	0.513 185	18.982	15.615	38.848
	马里亚纳岛弧	0.703 55	0.513 112	18.864	15.578	38.466
	中南劳海盆	0.703 46	0.513 081	18.768	15.561	38.375
最小值	全部	0.703 07	0.513 019	18.514	15.507	38.061
	太平洋洋中脊	0.702 31	0.512 956	17.903	15.416	37.327
	印度洋洋中脊	0.702 66	0.512 857	17.620	15.440	37.443
	马里亚纳海槽	0.702 64	0.512 820	17.706	15.394	37.370
	马里亚纳岛弧	0.703 07	0.512 942	18.514	15.507	38.061
	中南劳海盆	0.702 78	0.513 019	18.340	15.506	38.004

续表						
项 目	地 区	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
标准差(准差)	全部	0.000 356	0.000 075	0.267	0.038	0.307
	太平洋洋中脊	0.000 097	0.000 039	0.154	0.026	0.170
	印度洋洋中脊	0.000 215	0.000 052	0.231	0.028	0.302
	马里亚纳海槽	0.000 391	0.000 087	0.327	0.056	0.379
	马里亚纳岛弧	0.000 146	0.000 041	0.088	0.017	0.091
	中南劳海盆	0.000 090	0.000 013	0.099	0.012	0.086
偏态	全部	0.54	−0.38	−0.06	0.39	0.45
	太平洋洋中脊	1.04	−0.77	0.63	0.38	0.51
	印度洋洋中脊	0.68	0.35	0.20	0.39	0.33
	马里亚纳海槽	0.65	−0.44	−0.82	−0.70	−0.59
	马里亚纳岛弧	0.61	1.60	−1.38	−0.38	−1.39
	中南劳海盆	−1.60	−0.48	−0.26	−0.36	−0.51
峰度	全部	2.53	2.79	2.73	2.72	2.34
	太平洋洋中脊	5.14	5.96	3.93	3.61	2.78
	印度洋洋中脊	3.59	4.09	2.09	2.37	2.16
	马里亚纳海槽	2.52	2.71	2.79	2.74	2.51
	马里亚纳岛弧	2.01	3.72	4.32	2.90	5.37
	中南劳海盆	11.07	2.86	2.14	3.09	2.65

分析玄武岩 Sr-Nd-Pb 同位素比值的统计结果见表 1,其玄武岩同位素比值之间的关系见图 2。由表 1 和图 2a 可知,马里亚纳海槽玄武岩和印度洋 MORB 的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 和¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 数据分布范围相似(马里亚纳海槽玄武岩的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr:0.702 64~0.704 23,¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd:0.512 820~0.513 185;印度洋 MORB 的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr:0.702 66~0.703 84,¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd:0.512 857~0.513 189);相对于其他区域,它们的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值变化范围更大,并且马里亚纳海槽玄武岩的数据点主要集中在⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值范围为 0.702 50~0.703 00 和 0.703 00~0.703 50两处。

由图 2b 和图 2c 可知,印度洋 MORB 的²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 和²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 比值数据位于北半球参考线(Northern Hemisphere Reference Line,NHRL)^[45]之上,具有较高的²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 和²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 值,而太平洋 MORB 的数据则集中在 NHRL 附近。马里亚纳海槽玄武岩的²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 和²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 比值数据分布在太平洋 MORB 和印度洋 MORB 数据之间,但与印度洋 MORB 区域重合较多。与中南劳海盆和马里亚纳岛弧玄武岩相比,马里亚纳海槽玄武岩的²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 和²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 比值分布范围更大(²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb:15.615~15.578,²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb:37.370~38.848)。

表 1 中列出了所研究的玄武岩同位素数据的统计特性。从平均值看,马里亚纳海槽玄武岩、马里亚纳岛弧玄武岩的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 和²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 比值大于太平洋 MORB 和印度洋 MORB 数据值;标准差数据表明,马里亚纳海槽玄武岩的五组 Sr-Nd-Pb 同位素比值标准差最大。5 个区域的总偏态显示研究样本的¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 和²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 比值为负偏态,⁸⁷Sr/⁸⁶Sr,²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 和²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 比值则为正偏态。从单个区域观察,则马里亚纳海槽、马里亚纳岛弧、中南劳海盆玄武岩的²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb,²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 和²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 同位素比值为负偏态。太平洋和印度洋 MORB 五组同位素比值全为正偏态。所有地区的偏态都不为 0,且峰度数据都不等于 3,表明分析的数据不是高斯分布,满足独立成分分析的条件,因此可以将独立成分分析方法应用到以上数据中。



注:数据源于 PetDB 数据库. DMM, HIMU, EM1, EM2^[45-46]为地幔端元;NHRL^[45]为北半球参考线

图 2 Sr-Nd-Pb 同位素二维协变关系

Fig.2 Scatter plots of Sr, Nd and Pb isotope ratios

3 结 果

本文利用 ICA 计算太平洋洋中脊、印度洋洋中脊、马里亚纳弧后盆地、马里亚纳岛弧、中南劳海盆等地区玄武岩的 5 组 Sr-Nd-Pb 同位素数据得到了 3 个独立成分(ICs),这 3 个独立成分方差占样本方差的 99.9%,在统计方面保留样品的大部分信息,可以真实反映样本的数据特征。表 2 列出了 3 个独立成分的统计学特性,图 3 展示了 3 个独立成分的相互关系。

由图 3a 和图 3b 可知,IC₁ 将马里亚纳海槽,中南劳盆地以及印度洋 MORB 与其他两个区域(马里亚纳岛弧玄武岩和太平洋 MORB)分开。其中,75.5%的马里亚纳海槽玄武岩、99%的印度洋 MORB 和 97%的中南劳海盆玄武岩位于 IC₁>0 的区域;而 97.5%的太平洋 MORB 和 72%的马里亚纳岛弧玄武岩位于 IC₁<0 的区域。此外,马里亚纳海槽玄武岩的 IC₁ 平均值位于太平洋 MORB 和印度洋 MORB 的 IC₁ 数据之间,且更靠近印度洋 MORB。从标准差来看,马里亚纳海槽玄武岩数据的标准差最大(0.71)。中南劳盆地玄武岩的偏态具有最大的绝对值(-1.73),且为负偏态,但其他 4 组数据的分布均为正偏态(表 2)。

表 2 独立成分的统计特性

Table 2 Statistical Characteristics of Three Independent Components

项 目	区 域	IC ₁	IC ₂	IC ₃	项 目	区 域	IC ₁	IC ₂	IC ₃
平均值	全部	0.00	0.00	0.00	偏态	全部	0.25	0.45	-0.02
	太平洋洋中脊	-0.89	0.24	0.04		太平洋洋中脊	0.34	-0.18	-0.49
	印度洋洋中脊	1.19	0.06	0.86		印度洋洋中脊	0.03	0.58	0.12
	马里亚纳海槽	0.57	-0.63	-0.66		马里亚纳海槽	-0.15	-0.35	0.80
	马里亚纳岛弧	-0.30	-1.03	-1.16		马里亚纳岛弧	0.29	-0.05	0.18
	中南劳海盆	0.52	-0.01	-0.96		中南劳海盆	-1.73	-0.27	0.13
标准差	全部	1.00	1.00	1.00	IC _s >0 分布比例/%	全部	46.83	51.17	69.50
	太平洋洋中脊	0.40	0.74	0.73		太平洋洋中脊	2.53	68.95	83.75
	印度洋洋中脊	0.47	1.42	0.68		印度洋洋中脊	99.37	46.54	100.00
	马里亚纳海槽	0.67	0.68	1.41		马里亚纳海槽	75.47	16.98	37.74
	马里亚纳岛弧	0.32	0.45	0.48		马里亚纳岛弧	23.08	5.13	7.69
	中南劳海盆	0.35	0.52	0.33		中南劳海盆	94.44	45.83	8.33

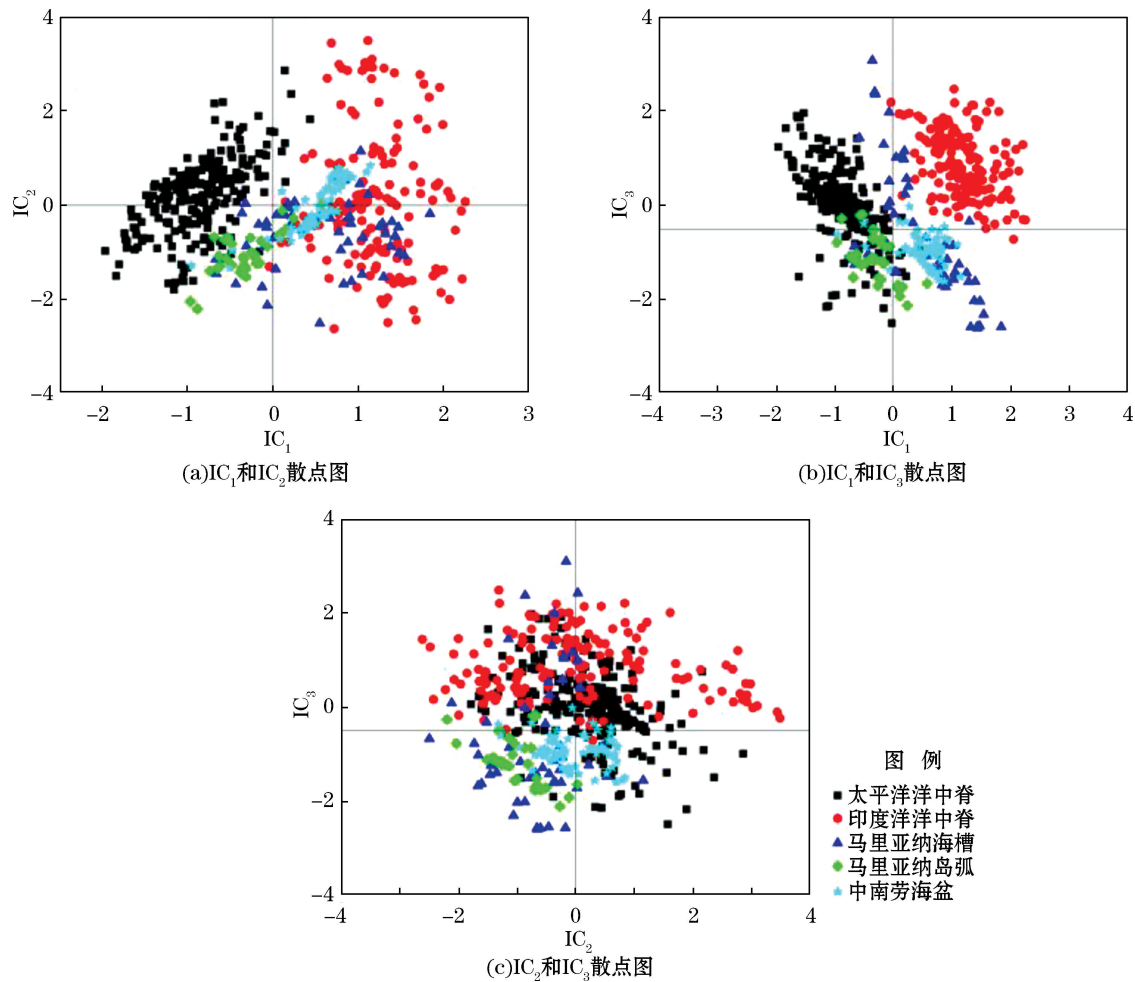


图 3 独立成分散点图

Fig.3 Scatter plots of independent components

IC_2 可以区分马里亚纳海槽玄武岩、马里亚纳岛弧玄武岩和太平洋 MORB(图 3a 和图 3c);其中 83% 的马里亚纳海槽玄武岩和 95% 的马里亚纳岛弧玄武岩分布在 $IC_2 < 0$ 的区域,而 69% 的太平洋 MORB 分布在 $IC_2 > 0$ 的区域。从平均值来看,马里亚纳海槽、马里亚纳岛弧、中南劳海盆玄武岩的 IC_2 平均值都为负值(马里亚纳海槽玄武岩: -0.63 ;马里亚纳岛弧玄武岩: -1.03 ;中南劳海盆: -0.01)。印度洋 MORB 偏态值最大,且为正偏态,其余 4 组样品均为负偏态(表 2)。

IC_3 可以将洋中脊地区(太平洋洋中脊、印度洋洋中脊)和岛弧-弧后地区(马里亚纳海槽、马里亚纳岛弧、中南劳海盆)的样本区分(图 3b 和图 3c);其中,83.5% 的太平洋 MORB 和全部印度洋 MORB 位于 $IC_3 > -0.5$ 区域,而 63% 的马里亚纳海槽玄武岩、93% 的马里亚纳岛弧玄武岩和 92% 的中南劳海盆位于 $IC_3 < -0.5$ 的区域。太平洋 MORB 的数据分布为负偏态,其他 4 组数据的分布为正偏态(表 2)。

4 讨 论

4.1 IC_1 的起源

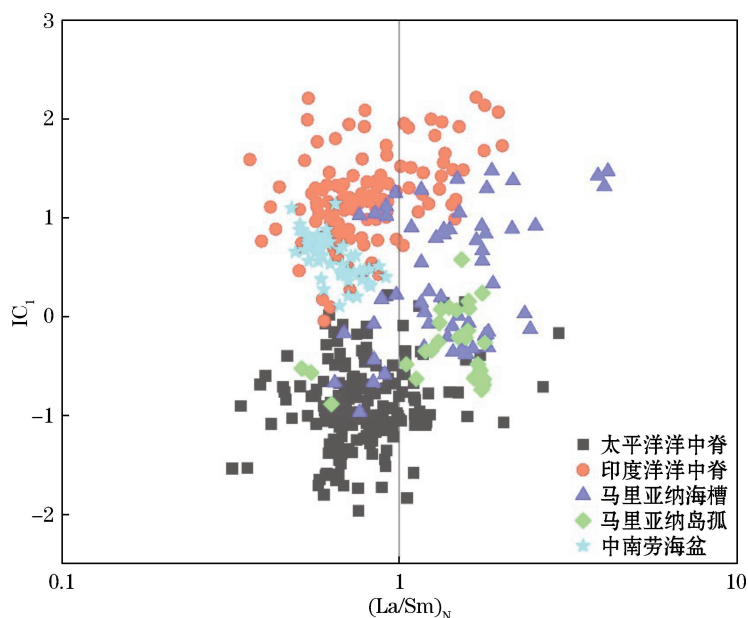
Iwamori 等^[27,29]对全球大洋玄武岩的同位素特征进行了研究,认为其中有一个 IC 可以清楚地将太平洋 MORB($IC < 0$)和印度洋 MORB($IC > 0$)分开,且该 IC 与地幔 Dupal 异常相关。本文中太平洋 MORB 和印度洋 MORB 的 IC_1 值的分布区域也存在明显不同,97.3% 的太平洋 MORB 的 $IC_1 < 0$,而 99.3% 的印度洋 MORB 的 $IC_1 > 0$ 。 $(La/Sm)_N$ 通常被用于识别 MORB 是否富集,一般认为低程度的部分熔融和富集地幔物质的加入会导致较高的 $(La/Sm)_N$ 比值^[48],因此,可以利用 IC_1 和 $(La/Sm)_N$ 的关系来揭示 IC_1 的起源。

除太平洋 MORB 以外其他区域的 IC_1 和 $(La/Sm)_N$ 比值存在相关性:印度洋洋中脊、马里亚纳岛弧、马里亚纳海槽玄武岩 IC_1 和 $(La/Sm)_N$ 比值呈正相关,中南劳海盆玄武岩 IC_1 和 $(La/Sm)_N$ 比值呈负相关(图 4)。此外,70% 的马里亚纳海槽玄武岩数据为 $(La/Sm)_N > 1$, $(La/Sm)_N$ 比值变化范围较大(0.64~4.13),均值为 1.55;89% 的马里亚纳岛弧玄武岩数据为 $(La/Sm)_N > 1$, $(La/Sm)_N$ 比值变化范围为 0.51~1.78,均值为 1.41。但 76% 的印度洋 MORB 数据为 $(La/Sm)_N < 1$, $(La/Sm)_N$ 比值变化范围为 0.36~2.01, $(La/Sm)_N$ 均值为 0.85,81% 的太平洋 MORB 数据为 $(La/Sm)_N < 1$, $(La/Sm)_N$ 比值变化范围为 0.32~2.96, $(La/Sm)_N$ 均值为 0.82。

Pearce 等^[21,49]研究表明马里亚纳海槽岩浆由印度洋型 MORB 地幔补给,相对于太平洋 MORB,印度洋 MORB 富含轻稀土元素,所以会导致马里亚纳海槽玄武岩数据 $(La/Sm)_N$ 值的增加。俯冲组分的强烈富集会导致轻稀土含量的显著增加,造成 $(La/Sm)_N$ 比值增加^[50-53],因此,这 2 种因素的叠加最终会导致 $(La/Sm)_N$ 值增大。

但与马里亚纳海槽相比,马里亚纳岛弧距离俯冲带更近,受俯冲组分影响更大,导致岛弧玄武岩的 $(La/Sm)_N$ 比值更大,而图 4 所示的计算结果却相反,因此排除 IC_1 单独代表俯冲组分的可能。由于本研究的印度洋 MORB 同位素数据是从筛选后的数据中删去过高或过低同位素比值得到的,因此无法从图 4 找到 $(La/Sm)_N$ 比值很大的数据。

计算所有筛选后的印度洋 MORB 数据的 $(La/Sm)_N$ 比值,发现 $(La/Sm)_N$ 比值最大为 4.09,与马里亚纳海槽玄武岩 $(La/Sm)_N$ 最大值(4.13)接近。综上所述,马里亚纳海槽较大的 $(La/Sm)_N$ 值主要是受到印度洋型 MORB 地幔中富集组分的影响^[54-56],因此, IC_1 可以代表来自印度洋型 MORB 地幔的富集组分。



注: $(La/Sm)_N$ 比值可以指示地幔富集程度; 球粒陨石值来自 Sun and McDonough^[57]

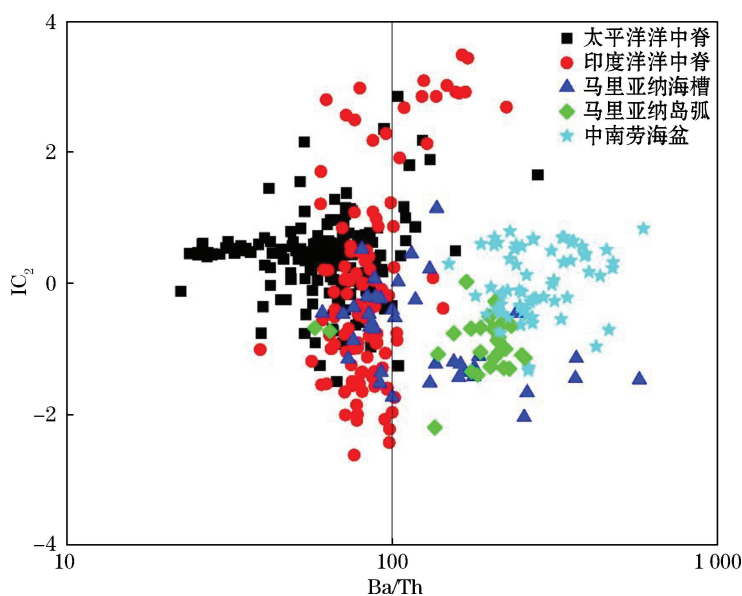
图 4 IC_1 与 $(La/Sm)_N$ 的关系

Fig.4 Scatter plots of IC_1 vs. $(La/Sm)_N$

4.2 IC_2 的起源

Iwamori 和 Albarède 等^[25-26,28]对全球大洋玄武岩的研究表明 IC_2 与俯冲带的含水流体产生过程有关。在俯冲过程中洋壳脱水形成的含水流体含有较高含量的 Rb, Sr, Ba, K, Pb 等大离子亲石元素(LILE), 较低含量的 Nb, Hf, Ta, Zr 等高场强元素。Ba 在熔体和流体都易于被携带, 而 Th 只在熔体中易于被携带^[3,11,25,49,58-59], 所以 Ba/Th 比值可以代表俯冲洋壳脱水形成的含水流体组分。因此, 本文利用 IC_2 和 Ba/Th 比值进行对比, 讨论 IC_2 的起源。

与太平洋 MORB 和印度洋 MORB 相比, 马里亚纳海槽、马里亚纳岛弧、中南劳海盆玄武岩具有较高的 Ba/Th 比值(图 5), 表明马里亚纳海槽受到含水流体的影响。马里亚纳海槽南部($14^{\circ}42'00'' \sim 13^{\circ}07'56''N$)玄武岩比北部($23^{\circ}15' \sim 18^{\circ}45'N$)玄武岩具有更高的 Ba/Th 值(南部: 200, 北部: 90), 因此, 表明海槽南部受到更多俯冲洋壳释放的含水流体的影响, 前人研究表明马里亚纳海槽最南部($14^{\circ}N$ 以南)的弧后地幔更多地受到板块产生的流体的改造^[60-62], 与本文研究结果一致。除了太平洋 MORB 以外, 其余 4 个区域的 IC_2 值和 Ba/Th 比值呈正相关。印度洋 MORB 和



注: Ba/Th 比值可以指示俯冲板块释放的含水流体组分

图 5 IC_2 与 Ba/Th 的关系

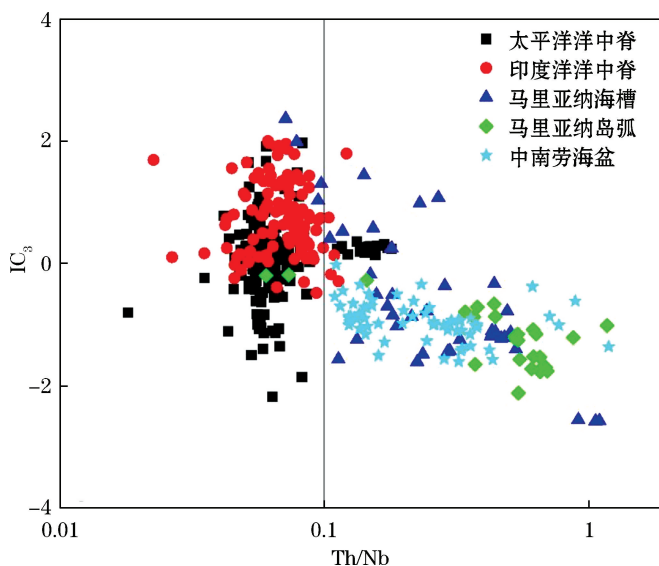
Fig.5 Scatter plot of IC_2 versus Ba/Th

马利亚纳海槽北部玄武岩($Ba/Th \approx 100$ 附近的样品),从马利亚纳海槽南部(Ba/Th 均值为 200 样品)到马利亚纳岛弧、再到中南劳海盆玄武岩, IC_2 随着 Ba/Th 比值增加而增大, Ba/Th 值随着 IC_2 的增加而增大,表明 IC_2 与俯冲洋壳含水流体组分呈正相关。Wu 等^[28]对劳盆地的研究也表明 IC_2 可以指示俯冲板块释放的含水流体组分,与本文结论相同,因此, IC_2 可以代表俯冲太平洋板块释放的含水流体。

4.3 IC_3 的起源

由图 3b 和图 3c 可知, IC_3 可以将岛弧-弧后地区和洋中脊玄武岩区分,77% 的马利亚纳海槽、90% 的马利亚纳岛弧和 91% 的中南劳海盆玄武岩的 $IC_3 < -0.5$,而太平洋、印度洋 MORB 的 $IC_3 > -0.5$ (表 2)。与 MORB 相比,弧后盆地玄武岩的形成会受俯冲作用的影响^[49]。前人研究表明在俯冲过程中沉积物中的 Th 会以熔体形式进入地幔,而 Nb 元素不易于在熔体中迁移^[49,20,65],因此,地球化学上通常利用 Th/Nb 指示俯冲沉积物^[3,63-64]。为了讨论 IC_3 的起源,我们试图将 IC_3 与 Th/Nb 比值进行对比,进而判断 IC_3 的起源。

本研究计算得到的马利亚纳海槽玄武岩的 Th/Nb 比值为 0.07~1.10,均值为 0.31;马利亚纳岛弧玄武岩的 Th/Nb 比值为 0.06~1.17,均值为 0.53。而印度洋 MORB 和太平洋 MORB 的分布范围相似,都分布在 $Th/Nb < 0.1$ 处,均值分别为 0.071 和 0.067,中南劳海盆玄武岩 Th/Nb 比值变化范围则较小(0.1~1.2),均值为 0.27。因此,与太平洋和印度洋 MORB 相比,马利亚纳海槽、马利亚纳岛弧、中南劳海盆玄武岩的 Th/Nb 比值较高。而对马利亚纳海槽玄武岩的研究表明^[16,66-67],俯冲沉积物对海槽玄武岩形成会产生影响,进入弧后地幔的俯冲沉积物会导致马利亚纳海槽玄武岩具有更高的 Ba/Nb 和 Th/Nb 比值^[56]。此外,图 6 表明,除太平洋 MORB 以外,其他 4 个区域的 IC_3 与 Th/Nb 呈明显的负相关,这 4 个区域 Th/Nb 比值随着 IC_3 的减小而增大。根据以上推测, IC_3 可能指示俯冲沉积物。



注: Th/Nb 比值可以指示俯冲沉积物熔体

图 6 IC_3 与 Th/Nb 的关系

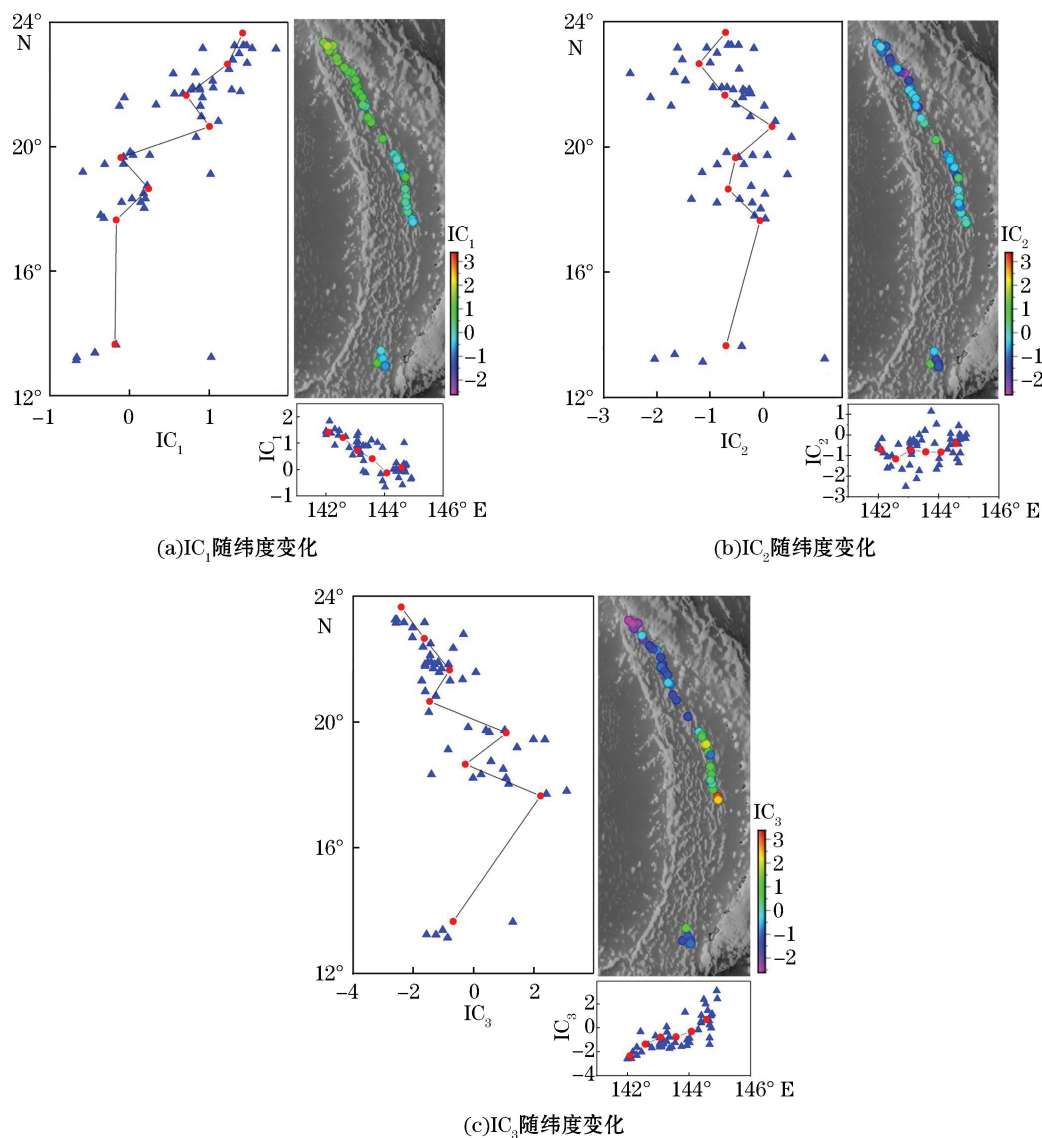
Fig.6 Scatter plot of IC_3 versus Th/Nb

独立成分分析方法得出的每个 IC 必须是相互独立的,所以 IC_2 和 IC_3 不能同时代表与现代俯冲相关的地质过程。前人研究表明马利亚纳海槽玄武岩具有 MORB 地幔、EM II 地幔(II 型富集地幔端元)的混合特征^[15], Willbold 和 Stracke^[68]对洋岛玄武岩的同位素比值和微量元素比值的研究表明,具有 EM I、EM II 的特征的富集组分可能是与再循环的陆源沉积物或陆壳相关,因此, IC_3 可能与再循环的俯冲沉积物相关。Iwamori 和 Nakamura^[27]关于大洋玄武岩的研究中也提到, IC_3 的地理分布与进入地幔再循环系统之前的大陆成分不完全混合相关,Wu 等^[28]对劳盆地的研究也提出 IC_3 可能代表再循环的俯冲沉积物熔体。因此,我们认为 IC_3 可能同样指示再循环的俯冲沉积物熔体。

4.4 ICs 的空间分布

马利亚纳海槽玄武岩的 IC_1 值在纬度和经度方向都表现出明显的变化(图 7a): IC_1 具有从海槽北部到南部逐渐变小的趋势,从西部到东部也呈现逐渐变小的趋势。从整体上看, IC_2 值由海槽北部至南部呈增大的趋势,但表现出一定分段性。在海槽北部,($24^\circ \sim 21^\circ N$), IC_2 呈现由北向南增大的趋势,在 $21^\circ N$ 达到最大值;在海槽中部,从 $20^\circ N$ 向南,继续增大(图 7b)。 IC_3 值则从北部到南部数据整体都呈变大的趋势(图 7c)。

在随经度变化的区域分布上, IC_2 值在海槽区域内无明显的变化规律, 但 IC_3 值表现出从西部到东部增大的趋势(图 7b 和 7c)。



注: 马里亚纳海槽 IC_1 , IC_2 和 IC_3 的平均值按经纬度 $0.5^\circ \sim 1^\circ$ 区间计算

图 7 马里亚纳海槽 IC_1 , IC_2 , IC_3 的区域分布

Fig.7 Regional distribution of IC_1 , IC_2 , IC_3 in Mariana Trough

前人对于马里亚纳海槽玄武岩地幔源区的争议很大^[21-23], 我们通过 IC_1 的比值大小和空间分布来探讨马里亚纳海槽玄武岩地幔源区属性。综上, IC_1 可以用来代表来自印度洋型 MORB 地幔的富集组分, IC_1 值越大表明海槽的地幔源区受到来自印度洋型 MORB 地幔中的富集组分影响越大。根据图 7a 可知, IC_1 随纬度的变化特征, 马里亚纳海槽的北部比南部受到更多印度洋型 MORB 地幔富集组分的影响, 表明印度洋型 MORB 地幔可能从北部置换太平洋型 MORB 地幔, 这与 Hickey-Vargas^[69] 和 Straub 等^[70] 的研究结果一致。Ribeiro 等^[8] 的研究表明马里亚纳海槽南部 ($14^\circ \sim 12^\circ N$) 玄武岩也具有太平洋型 MORB 地幔的特征, 提出了马里亚纳海槽南部的岩浆可能由印度洋型 MORB 地幔和太平洋型 MORB 地幔共同补给的观点, 但由于 ICA 数据分布只能说明受 IC 影响的变化趋势而无法确定 IC 的边界^[28], 因此无法对该项结论进行讨论。由于马里亚纳海槽的新月形状, 在海槽北部和中部区域 ($24^\circ \sim 17^\circ N$), 数据采集位置随经度由西至东的分布,

实际对应了其纬度上由北向南的分布,因此 IC_1 值随经度的变化没有实际的地质意义。

IC_2 可以指示太平洋板块释放的含水流体组分, IC_2 值越大,表明地幔源区受到俯冲流体的影响越大;而 IC_3 可以代表再循环俯冲沉积物熔体, IC_3 值越大,表明地幔源区受到再循环沉积物熔体的影响越小。因此,根据 IC_2 和 IC_3 的区域分布,可判别俯冲组分(含水流体和俯冲沉积物熔体)对马里亚纳海槽地幔源区的影响程度。根据图 7b 所示,尽管 IC_2 值以 $21^\circ \sim 20^\circ N$ 为界限,表现出一定的分段性,但从整体上看, IC_2 均值仍具有从海槽北部($24^\circ \sim 21^\circ N$)至中部($20^\circ \sim 17^\circ N$)增大的趋势,这表明海槽中部地幔源区可能受到更多俯冲流体的影响。而 IC_3 值则从北部到中部数据整体都呈变大的趋势,表明海槽的北部受到再循环沉积物熔体的影响较大(图 7c)。Ikeda 等^[8]对马里亚纳海槽玄武岩研究表明,在中央地堑位置($21^\circ 00' \sim 19^\circ 42' N$),玄武岩以受沉积物熔体影响为主;而在 $19^\circ 42' N$ 以南的扩张脊段,玄武岩以受含水流体影响为主,与本研究结果一致。尽管 IC_3 值呈现从西部到东部增大的趋势,但由于在海槽北部和中部区域($24^\circ \sim 17^\circ N$)的扩张中心距离活动岛弧火山前缘的变化并不明显,因此也只是对应 IC_3 随纬度的分布,没有实际的地质意义。

此外,在海槽南部区域($15^\circ \sim 13^\circ N$), IC_2 的值分布范围较大,与海槽的北部和中部相比没有明显的变化;而 IC_3 的数值相较于其他区间的均值处于中值处,因此,关于海槽南部受俯冲组分的影响无法进行讨论。但 Pearce 等^[3]认为来自南部马里亚纳海槽玄武岩明显受到浅俯冲组分(即俯冲流体)的影响;Ishibashi 等^[71]和 Ikehata 等^[72]也发现马里亚纳海槽南部玄武岩的具有富集大离子亲石元素,而亏损高场强元素(Nb, Ta)的特征表明马里亚纳海槽南部玄武岩可能受到更多板块含水流体的影响。

因此,根据 3 个 IC 在海槽内的空间分布可知:1)马里亚纳海槽北部比南部受到更多印度洋型 MORB 地幔富集组分的影响,表明印度洋型 MORB 地幔可能从北部置换太平洋型 MORB 地幔;2)海槽北部地幔源区受到再循环沉积物熔体的影响较大,而中部和南部地幔源区可能受到更多俯冲流体的影响。

5 结 论

利用独立成分分析方法,研究太平洋洋中脊、印度洋洋中脊、马里亚纳海槽、马里亚纳岛弧、中南劳盆地的 600 组玄武岩 Sr-Nd-Pb 同位素数据,提取出 3 个独立成分 IC_1 , IC_2 和 IC_3 ,并得出以下结论:

1) IC_1 将马里亚纳海槽玄武岩($IC_1 > 0$)与太平洋 MORB 以及马里亚纳岛弧玄武岩($IC_1 < 0$)区分,并与 $(La/Sm)_N$ 比值呈正相关, IC_1 代表印度洋型 MORB 地幔的富集组分。

2) IC_2 将马里亚纳海槽玄武岩、马里亚纳岛弧玄武岩($IC_2 < 0$)与其他 3 组($IC_2 > 0$)区分,并与 Ba/Th 比值呈正相关, IC_2 可以指示现代太平洋板块俯冲过程产生的含水流体,马里亚纳海槽南部玄武岩比北部玄武岩受到更多含水流体的影响。

3) IC_3 将马里亚纳海槽玄武岩、马里亚纳岛弧玄武岩、中南劳海盆($IC_3 < -0.5$)与洋中脊区域($IC_3 > -0.5$)区分,并与 Th/Nb 比值呈负相关关系, IC_3 可能指示再循环俯冲沉积物。

4) 借助 ICs 的比值大小和空间分布,我们认为马里亚纳海槽北部地幔源区受到更多印度洋型 MORB 地幔富集组分的影响,表明印度洋型 MORB 地幔可能从北部置换太平洋型 MORB 地幔。海槽北部地幔源区受到更多再循环俯冲沉积物熔体的影响,而海槽中部和南部则受到太平洋板块释放的含水流体影响较大。

相对传统地球化学方法,独立成分分析具有包含更多数据信息、可以揭示独立地质过程的优势。利用 Sr-Nd-Pb 同位素比值提出马里亚纳海槽地幔源区特征的 3 个主要影响因素,但也受到数据量和 IC 影响范围界定的局限。例如,马里亚纳海槽 $17^\circ N \sim 15^\circ N$ 和 $13^\circ N$ 以南样品数据的空白导致独立成分分析无法开展。虽然提出马里亚纳海槽北部受再循环俯冲沉积物熔体影响最大,但无法判断熔体开始影响海槽玄武岩的区域。

参考文献 (References):

- [1] STERN R J, LIN P N, MORRIS J D, et al. Enriched back-arc basin basalts from the northern Mariana Trough: implications for the magmatic evolution of back-arc basins[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1990, 100(1-3): 210-225.
- [2] GRIBBLE R F, STERN R J, NEWMAN S, et al. Chemical and isotopic composition of lavas from the northern Mariana Trough: implications for magmagenesis in back-arc basins[J]. *Journal of Petrology*, 1998, 39(1): 125-154.
- [3] PEARCE J A, STERN R J, BLOOMER S H, et al. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: implications for the nature and distribution of subduction components[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2005, 6(7): 1-27.
- [4] STERN R J, FOUCH M J, KLEMPERER S L. An overview of the Izu-Bonin-Mariana subduction factory[J]. *Geophysical Monograph*, 2003, 138(10): 175-222.
- [5] HAWKINS J W, BLOOMER S H, EVANS C A, et al. Evolution of intra-oceanic arc-trench systems[J]. *Tectonophysics*, 1984, 102(1/4): 175-205.
- [6] HAWKINS J W, MELCHIOR J T. Petrology of Mariana Trough and Lau Basin basalts[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1985, 90(13): 11431-11468.
- [7] TIAN L, ZHAO G, ZHAO G, et al. Geochemistry of basaltic lavas from the Mariana Trough: evidence for influence of subduction component on the generation of backarc basin magmas[J]. *International Geology Review*, 2005, 47(4): 387-397.
- [8] RIBEIRO J M, STERN R J, MARTINEZ F, et al. Asthenospheric outflow from the shrinking Philippine Sea Plate: evidence from Hf-Nd isotopes of southern Mariana lavas[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2017, 478: 258-271.
- [9] VLOPE A M, MACDOUGALL J D, HAWKIN J W. Mariana Trough Basalts (MTB): trace element and Sr-Nd isotopic evidence for mixing between MORB-like and arc-like melts[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1987, 82(3/4): 241-254.
- [10] HAWKINS J W, LONSDALE P F, MACDOUGALL J D, et al. Petrology of the axial ridge of the Mariana Trough backarc spreading center[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1990, 100(1/3): 226-250.
- [11] ELLIOTT T, PLANK T, ZINDLER A, et al. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102(B7): 14991-15019.
- [12] TAYLOR B, MARTINEZ F. Back-arc basin basalt systematics[J]. *Earth and Planetary Science Letter*, 2003, 210(3/4): 481-497.
- [13] ANDERSON M O, CHADWICK JR, HANNINGTON M D, et al. Geological interpretation of volcanism and segmentation of the Mariana back-arc spreading center between 12.7°N and 18.3°N[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2017, 18(6): 2240-2274.
- [14] GRIBBLE R F, STERN R J, BLOOMER S H. MORB mantle and subduction components interact to generate basalts in the southern Mariana Trough back-arc basin[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, 60(12): 2153-2166.
- [15] ZHAO G, LUO W, LAI Z, et al. Influence of subduction components on magma composition in back-arc basins: a comparison between the Mariana and Okinawa troughs[J]. *Geological Journal*, 2016, DOI: 10.1002/gj.2820.
- [16] IKEDA Y, NASUO K, ISHII T, et al. 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[J]. *Island Arc*, 2016, 25(4): 253-273.
- [17] VLOPE A M, MACDOUGALL J D, LUGMAIR G W, et al. Fine-scale isotopic variation in Mariana Trough basalts: evidence for heterogeneity and a recycled component in backarc basin mantle[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1990, 100(1-3): 251-264.
- [18] WOODHEAD J, STERN R J, PEARCE J, et al. Hf-Nd isotope variation in Mariana Trough basalts: the importance of “ambient mantle” in the interpretation of subduction zone magmas[J]. *Geology*, 2012, 40(6): 539-542.
- [19] STRAUB, S M, WOODHEAD J D, ARCULUS R J. Temporal evolution of the Mariana Arc: mantle wedge and subducted slab controls revealed with a tephra perspective[J]. *Journal of Petrology*, 2015, 56(2): 409-439.
- [20] PLANK T. Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continent[J]. *Petrology*, 2005, 46(5): 921-944.
- [21] PEARCE J A, KEMPTON P D, NOWELL G M, et al. Hf-Nd element and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in western pacific arc-basin systems[J]. *Journal of Petrology*, 1999, 40(11): 1579-1611.
- [22] KLEIN E M, LANGMUIR C H, ZINDLER A, et al. Hamelin isotope evidence of a mantle convection boundary at the Australian-Antarctic discordance[J]. *Nature*, 1988, 333(6174): 623-629.
- [23] MIYAZAKI T, KIMURA J, SENDA R, et al. Missing western half of the Pacific Plate: geochemical nature of the Izanagi-Pacific Ridge interaction with a stationary boundary between the Indian and Pacific mantles[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2015, 16(9):

3309-3332.

- [24] ZHANG J M, LIN Y P, WU H B, et al. Progress in independent component analysis[J]. Journal of System Simulation, 2006, 18(4): 922-1001. 张建明, 林亚平, 吴宏斌, 等. 独立成分分析的研究进展[J]. 系统仿真学报, 2006, 18(4): 922-1001.
- [25] IWAMORI H, ALBARÈDE F. Decoupled isotopic record of ridge and subduction zone processes in oceanic basalts by independent component analysis[J]. Geochemistry Geophysics Geosystems, 2008, 9(4): 1-15.
- [26] IWAMORI H, ALBARÈDE F, NARAMURA H. Global structure of mantle isotopic heterogeneity and its implications for mantle differentiation and convection[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2010, 299(3/4): 399-351.
- [27] IWAMORI H, NAKAMURA H. Isotopic heterogeneity of oceanic, arc and continental basalts and its implications for mantle dynamics [J]. Gondwana Research, 2015, 27(3): 1131-1152.
- [28] WU X, TIAN L, WANG X C, et al. Tracing mantle sources in the northern Lau backarc basin by independent component analysis of basalt isotopic compositions[J]. International Geology Review, 2019, 61(2): 129-256.
- [29] IWAMORI H, NARAMURA H. East-west mantle geochemical hemispheres constrained from independent component analysis of basalt isotopic compositions[J]. Express Letter, 2012, 46(4): 39-46.
- [30] STRAUB S M. The evolution of the Izu Bonin-Mariana volcanic arcs (NW Pacific) in terms of major element chemistry[J]. Geochemistry Geophysics Geosystems, 2003, 4(2): 1-33.
- [31] MILLER M S, GORBATOV A, KENNETT B L N. Three-dimensional visualization of a near-vertical slab tear beneath the southern Mariana Arc[J]. Geochemistry Geophysics Geosystems, 2006, 7(6): 1-8.
- [32] KARIG D E. Remnant Arcs[J]. GeoScience World, 1972, 83(4): 1057-1068.
- [33] BIBEE L D, SHORJR G G, LU R S. Inter-arc spreading in the Mariana Trough[J]. Marine Geology, 1980, 35(1/3): 183-197.
- [34] KARIG D E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific[J]. Journal of Geophysical Research, 1971, 76(11): 2542-2561.
- [35] KARIG D E, ANDERSON R N, BIBEE L D. Characteristics of back arc spreading in the Mariana Trough[J]. Journal of Geophysical Research, 1978, 83(B3): 1213-1226.
- [36] ZHANG G L, WANG S, ZHANG J, et al. Proceedings of subduction system and intra-oceanic volcanism of the Western Pacific[J]. Oceanologia et Limnologia Sinica, 2017, 48(6): 1220-1234. 张国良, 王帅, 张吉, 等. 西太平洋若干沟-弧-盆体系及板内岩浆成因研究进展[J]. 海洋与湖沼, 2017, 48(6): 1220-1234.
- [37] MARTINEZ F, FRYER P, BAKER N A, et al. Evolution of backarc rifting: Mariana Trough, 20°N—24°N[J]. Geophysical Research, 1995, 10(3): 3807-3827.
- [38] MUTTER J C, KARSON J A. Structural processes at slow-spreading ridges[J]. Science, 1992, 257(5070): 627-634.
- [39] MASUDA H. Geochemical characteristics of active backarc basin volcanism at the southern end of the Mariana Trough[C]//FRYER P. Subseafloor Biosphere Linked to Hydrothermal Systems; TAIGA Concept. Tokyo: Springer, 2015: 261-274.
- [40] YAMAZAKI T, MURAMI F, SAITO E. Mode of seafloor spreading in the northern Mariana Trough[J]. Tectonophysics, 1993, 221(2): 207-222.
- [41] BAKER E T, WALKER S L, RESING J A, et al. The effect of arc proximity on hydrothermal activity along spreading centers: new evidence from the Mariana Back Arc (12.78°N—18.38°N)[J]. Geochemistry Geophysics Geosystems, 2017, 18(11): 4211-4228.
- [42] KAKEGAWA T, UTSUMI M, MARUMO K. Geochemistry of sulfide chimneys and basement pillow lavas at the southern Mariana Trough (12.55°N—12.58°N)[J]. Resource Geology, 2008, 58(3): 249-266.
- [43] CANALES J P, DETRICK R S, TOOMEY D R, et al. Segment-scale variations in the crustal structure of 150-300 kyr old fast spreading oceanic crust (East Pacific Rise, 8°15'N—10°5'N) from wide-angle seismic refraction profiles[J]. Geophysical Journal International, 2003, 152(3): 766-794.
- [44] DESCHAMPS A, FUJIWA T. Asymmetric accretion along the slow-spreading Mariana Ridge[J]. Geochemistry Geophysics Geosystems, 2003, 4(10): 1-11.
- [45] HART S R. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle[J]. Nature, 1984, 309(5971): 753-757.
- [46] ZINDLER A, HART S. Chemical geodynamics[J]. Annual Review Earth Planet Science, 1986, 14(1): 493-57.
- [47] WORKERMAN R K, HART S R. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle(DMM)[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2005, 231(1-2): 53-72.
- [48] AREVALO J R, MCDONOUGH W F. Chemical variations and regional diversity observed in MORB[J]. Chemical Geology, 2010, 271(1-2): 70-85.
- [49] PEARCE J A, STERN R J. Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives[J]. Geophysical Monograph Series, 2006, 166: 63-86.

- [50] PRICE R C, KENNEDY A K, SNEERING M R, et al. Geochemistry of basalts from the Indian Ocean triple junction: implications for the generation and evolution of Indian Ocean ridge basalts[J]. *Earth and Planetary Science Letter*, 1986, 78(4): 379-396.
- [51] XU J F, CASTILLO P R. Geochemical and Nd-Pb isotopic characteristics of the Tethyan asthenosphere: implication for the origin of the Indian Ocean mantle domain[J]. *Tectonophysics*, 2004, 7(28): 9-27.
- [52] YAN Q, ZHANG P, METCALFE L, et al. Geochemistry of axial lavas from the mid-and southern Mariana Trough, and implications for back-arc magmatic processes[J]. *Mineralogy and Petrology*, 2019, 113(6): 803-820.
- [53] FLOWER M F, RUSSO R M, TAMAKI, et al. Mantle contamination and the Izu-Bonin-Mariana (IBM) 'high-tide mark': evidence for mantle extrusion caused by Tethyan closure[J]. *Tectonophysics*, 2001, 333(1-2): 9-34.
- [54] MEYZEN C M, LUDDEN J N, HUMLER E, et al. New insights into the origin and distribution of the DUPAL isotope anomaly in the Indian Ocean mantle from MORB of the Southwest Indian Ridge[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2005, 6(11): 1-34.
- [55] MAHONEY J, LEROEX A P, PENG Z, et al. Southwestern limits of Indian Ocean Ridge Mantle and the origin of Low²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb Mid-Ocean Ridge basalt-isotope systematics of the Central Southwest Indian Ridge (17°E–50°E)[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1992, 97(B13): 19771-19790.
- [56] ZHANG S Q, MANONEY J, MO X, et al. Evidence for a widespread tethyan upper mantle with Indian-Ocean-type isotopic characteristics[J]. *Journal of Petrology*, 2005, 46(4): 825-858.
- [57] SUN S S, MCDONOUGH W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [J]. *Geological Society London Special Publications*, 1989, 42(1): 313-345.
- [58] MANNING C E. The chemistry of subduction-zone fluids[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 223(1/2): 1-16.
- [59] IWAMORI H. Transportation of H₂O beneath the Japan arcs and its implication for global water circulation[J]. *Chemical Geology*, 2007, 239(3-4): 182-198.
- [60] FRYER P, FUJIMOTO H, SEKINE M, et al. Volcanoes of the southwestern extension of the active Mariana island arc: new swath-mapping and geochemical studies[J]. *Island Arc*, 1998, 7(3): 569-607.
- [61] RIBEIRO J M, STERN R J, KELLEY K A, et al. Nature and distribution of slab-derived fluids and mantle sources beneath the South-east Mariana forearc rift[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2013, 14(10): 4585-4607.
- [62] STERN R J, TAMURA Y, MASUDA H, et al. How the Mariana Volcanic Arc ends in the south[J]. *Island Arc*, 2013, 22(1): 133-148.
- [63] PLANK T, LANGMUIR C H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle[J]. *Chemical Geology*, 1998, 145(3/4): 325-396.
- [64] CLASS C, MILLER D M, GLODSTEIN S L, et al. Distinguishing melt and fluid subduction component in Umnak Volcanics, Aleutian Arc[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2000(1): 1999GC000010.
- [65] STERN R J. Subduction zones[J]. *Reviews of Geophysics*, 2002, 40(4): 3-1-3-38.
- [66] ISHIBASHI J, TSUNOGAI U, TOKI T, et al. Chemical composition of hydrothermal fluids in the central and southern Mariana Trough backarc basin[J]. *Deep-Sea Research II*, 2015, 121: 126-136.
- [67] WAN K, LIN J, XIA S, et al. Deep seismic structure across the southernmost Mariana Trench: implications for arc rifting and plate hydration[J]. *Journal of Geographical Research-Solid Earth*, 2019, 124: 4710-4727.
- [68] WILLBOLD M, STRACKE A. Upper and lower continental crust in the sources of ocean island basalts-isotopic and chemical constraints [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2006, 70(18): 702-702.
- [69] HICKEY V R. Origin of the Indian ocean-type isotopic signature in basalts from Philippine Sea plate spreading centers: an assessment of local versus large-scale processes[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103(B9): 20963-20979.
- [70] STRAUB S M, GOLDSTEIN S L, CLASS C, et al. Mid-ocean-ridge basalt of Indian type in the northwest Pacific Ocean basin[J]. *Nature Geoscience*, 2009, 2(4): 286-289.
- [71] ISHIBASHI J et al. Subseafloor biosphere linked to hydrothermal systems: TAIGA Concept[M]//Nakamura et al. *Petrography and Geochemistry of Basement Rocks Drilled from Snail, Yamanaka, Archaeon, and Pika Hydrothermal Vent Sites at the Southern Mariana Trough by Benthic Multi-Coring System (BMS)*.Tokoy: Springer, 2015: 507-534.
- [72] ISHIBASHI J et al. Subseafloor biosphere linked to hydrothermal systems: TAIGA Concept[M]//Ikehata et al. *Mineralogical and Geochemical Characteristics of Hydrothermal Minerals Collected from Hydrothermal Vent Fields in the Southern Mariana Spreading Center*.Tokoy: Springer, 2015: 275-288.

The Signatures of Mantle Sources in the Mariana Trough Indicated by Independent Component Analysis of Basalt Isotopic Compositions

YU Lu-yao^{1,2}, TIAN Li-yan^{1,3}, WU Xi-chang^{4,5}, SUN Guo-hong^{1,2}, CHEN Ling-xuan^{1,2}

(1. *Institute of Deep-sea Science and Engineering, Chinese Academy of Sciences, Sanya 572000, China;*

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;

3. Laboratory for Marine Geology, Pilot National Laboratory for Marine Science and Technology (Qingdao), Qingdao 266003, China;

4. College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130012, China;

5. Second Institute of Oceanography, MNR, Hangzhou 310012, China)

Abstract: Therefore, the study of back-arc basin basalts in Mariana Trough is important for understanding the structure and geochemical composition of its mantle source, also for revealing the genesis and evolution of the back-arc magma. Here we collected the published geochemical data of basalts from Pacific Mid-Ocean Ridge (277 groups), Indian Mid-Ocean Ridge (159 groups), Mariana Trough (53 groups), Mariana Island Arc (39 groups), and Central-Southern Lau Basin (72 groups), and applied the independent component analysis methods to trace the mantle sources in Mariana back-arc region. We identified three ICs (IC₁, IC₂, IC₃) in the five-dimensional space of Sr-Nd-Pb isotopic ratios, which can account for 99% of the isotopic variance. The correlations between the ICs and the incompatible trace elements ratios were used to examine the origin of these ICs. The results show that IC₁ separates Mariana Trough back-arc basin basalts (BABB) from Pacific Mid-Ocean ridge basalts (MORB) and Mariana Island arc basalts (IAB), and also shows a positive correlation with (La/Sm)_N ratio. IC₂ discriminates BABB and IAB from Mariana region from the other three groups, and correlates positively with Ba/Th ratios as well. IC₃ distinguishes BABB and MORBs clearly, and displays a negative correlation with Th/Nb values. The geochemical signatures of trace element ratios and the statistical properties of these ICs further suggest that IC₁ can be related to enriched components of the Indian-type MORB mantle, IC₂ corresponds to a fluid-rich component from the subducting Pacific slab, and IC₃ may represent melt of recycled subducted sediment. The geographic distribution of these ICs supports that the Indian-type MORB mantle might replace the Pacific-type MORB mantle from the northern Mariana Trough. The back-arc magma from the northern Mariana Trough are affected more by recycled subduction sediment melts, and those from the central and southern back-arc basin are influenced more by aqueous fluids released from the subducting Pacific slab.

Key words: independent component analysis (ICA); Mariana Trough; Sr-Nd-Pb isotopic ratios; subduction; Indian-type MORB mantle

Received: November 20, 2019