

DOI: 10.16108/j.issn1006-7493.2026058

引用格式: 来志庆, 赵广涛, 韩宗珠, 于航, 井博昊. 2026. 西太平洋拉蒙特海山源区地幔特征及玄武岩成因研究[J]. 高校地质学报, 32(2): 416–426

西太平洋拉蒙特海山源区地幔特征及玄武岩成因研究

来志庆¹, 赵广涛^{1*}, 韩宗珠¹, 于航², 井博昊¹

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

2. 中国海洋大学 化学与化工学院, 青岛 266100

摘要: 文章对采自西太平洋拉蒙特海山的10个玄武质岩石样品进行了系统的主量元素、微量元素和Sr–Nd–Pb–Hf同位素地球化学研究。结果表明, 拉蒙特海山岩石类型为玄武岩、粗面玄武岩、碱玄岩和苦橄玄武岩, 属硅不饱和碱性岩。岩石总体富集大离子亲石元素(LILE)和高场强元素(HFSE), Nb和Ta正异常, 亏损重稀土元素(HREE)、Zr、Hf和Ti, 该海山为板内热点成因海山。约80 Ma, 主要受到Arago热点的影响, 形成拉蒙特海山雏形, 并经历垂直方向的升降运动后形成现今海山形态。海山岩浆物质成分主要来源于亏损地幔(DMM)和FOZO地幔, 并受到高U/Pb比值地幔(HIMU)和富集地幔I型(EMI)地幔端元成分的影响, 源区地幔岩性主要为辉石岩。玄武质岩浆主要源自太平洋大型低剪切波速省(LLSVP)的次级地幔柱熔融物, 不同批次岩浆汇聚储存于上地幔岩浆房, 并经历了较显著的Fe–Ti氧化物和角闪石、不明显的橄榄石和斜长石分离结晶过程, 不同火山岩经历了不同程度的岩浆分离结晶过程。

关键词: 拉蒙特海山; 玄武岩; 地幔柱; 西太平洋

中图分类号: P59 文献标识码: A 文章编号: 1006–7493(2026)03–416–11

Mantle Characteristics and the Genesis of Basalts in the Lamont Seamount, the Western Pacific

LAI Zhiqing¹, ZHAO Guangtao^{1*}, HAN Zongzhu¹, YU Hang², JING Bohao¹

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

2. College of Chemistry and Chemical Engineering, Ocean University of China, Qingdao 266100, China

Abstract: In this study, we report new major and trace element, Sr–Nd–Pb–Hf isotopic compositions for ten basaltic lavas from the poorly studied Lamont seamount in the western Pacific Ocean. The results show that the rock types of the Lamont Seamount are basalt, trachybasalt, alkali basalt and picrite basalt, which belong to silica-undersaturated alkaline rocks. The lavas are generally enriched in LILE and HFSE, depleted in HREE, Zr, Hf and Ti, and show a positive Nb–Ta anomaly. Around 80 Ma, the Lamont Seamount formed the initial shape that mainly was influenced by the Arago hotspot, and then underwent vertical uplift and subsidence movements to change into the current morphology. The magmatic material of the seamount mainly originated from the DM and FOZO mantle, and was also influenced by the HIMU and EMI mantle end-member components. The mantle lithology of the source area is mainly pyroxenite. The basaltic magma mainly originated from the melts of secondary plume emanating from the Pacific Large Low Shear Velocity Province (LLSVP), and multiple batches of magma were stored in the upper mantle magma

收稿日期: 2026–05–08; 修回日期: 2026–06–16

基金项目: 中国科学院重点实验室开放基金项目(MGE2019KG05); 中央高校基本科研业务费专项项目(202551009)联合资助

作者简介: 来志庆, 男, 1983年生, 博士, 主要从事海底岩石学研究与教学; E-mail: laizhiqing@ouc.edu.cn

*通讯作者: 赵广涛, 男, 1964年生, 教授, 博士生导师, 主要从事海洋地质研究与教学; E-mail: gtzhao@ouc.edu.cn

chamber, and experienced significant crystallization processes of Fe-Ti oxides, amphibole, olivine and plagioclase. Different volcanic rocks underwent different degrees of magmatic fractional crystallization.

Key words: Lamont Seamount; basalt; mantle plume; Western Pacific Ocean

Corresponding author: ZHAO Guangtao, Professor; E-mail: gtzhao@ouc.edu.cn

1 引言

海山及海山链是洋盆中的特殊构造, 往往被认为是由不断上升的热地幔物质(地幔柱)引发的火山作用形成的。全球 50% 以上的海山呈线形展布的海山链、成群排列的海山群或孤立分布于太平洋板块海底(Wessel and Kroenke, 1998)。西太平洋海山省(West Pacific Seamount Province, WPSP)是全球海山系统分布最为集中的海域(Smith et al., 1989), 而中白垩世(81~120 Ma)威克海山链是西太平洋海山省重要的海山群, 位于其南部的拉蒙特海山起源于太平洋大型低剪切波速省顶部喷射的次级羽流(Koppers et al., 2003; Konter et al., 2008)。当前, 威克海山群火山岩的成分范围和岩浆源区地幔特征尚未完全明确, 这对于厘清其成岩作用机制至关重要。

玄武质岩浆是地幔部分熔融的产物, 其形成过程和化学组成不仅受到源区地幔特征的制约, 还受到岩浆作用过程的控制(Gribble et al., 1996; Rubin et al., 2009; Lai et al., 2023)。因此, 通过研究海山火山岩地球化学特征可解译地幔源区岩浆起源及地球内部动力学过程等重要信息(Zhang et al., 2016; 位荀等, 2024; Wei et al., 2024), 也可使我们进一步了解海山的成因机制。西太平洋海山区作为富钴结壳广泛分布的一个重点地区, 中国对其进行了富钴结壳资源调查, 取得了大量的结壳及基岩样品, 但深入研究多集中于结壳样品(任向文等, 2006; 程永寿等, 2015; 龙晓军等, 2015; 任江波等, 2016; 张辉等, 2023; 赵斌等, 2024), 而对基岩样品及海山形成演化的研究相对缺乏。基于此, 本文在前人研究基础上, 基于拉蒙特海山玄武岩的岩石地球化学特征, 探讨了其地幔源区特征及岩石成因机制。

2 地质背景与样品采集

拉蒙特海山位于中太平洋海山群西部(图

1a), 经纬度在 21°00'N–22°00'N, 159°00'E–161°00'E 之间, 北部紧邻南鸟岛, 西南为麦哲伦海山群, 通常认为属于西太平洋 Marcus–Wake 海山群。该区处于稳定板块内部, 水深 1600~6000 m 之间。拉蒙特海山形貌呈典型的“平顶型海山”, 即具有平坦的山顶以及山脊、山谷相间的山坡形貌。拉蒙特海山呈西北至东南方向延伸(图 1b), 其长宽分别为 144 km 和 57 km (Smoot, 1991), 出露岩石类型包括玄武岩、火山角砾岩、火山凝灰岩、磷块岩、礁灰岩和磷酸盐碳酸盐岩, 玄武岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄为 81.5~90.5 Ma (Ozima et al., 1977; Winterer et al., 1993; Wei et al., 2022), 属早白垩世。

中国“大洋一号”考察船 DY105–12、14 航次, 在中太平洋海山区(21°10'15"~21°40'19"N, 159°22'36"~160°43'38"E, 水深 1815~3245 m)区域开展了富钴结壳资源调查。调查期间, 在获得多波束全覆盖水深地形图前提下, 实施了岩石拖网工作, 获得了大量结壳样品和大洋岩石(主要为玄武岩等火山岩)样品。本文自以上样品中选取 10 个新鲜岩石样品, 进行了岩石地球化学研究。

研究区玄武岩大多具斑状结构、气孔构造。斑晶矿物主要为斜长石($An=52\sim96$)、橄榄石、辉石和角闪石, 基质呈隐晶质或玻璃质。斜长石富铝、富钙, 主要为培长石和拉长石, 在玄武岩中多呈斑晶出现, 是主要斑晶矿物, 显微镜下多为自形板状, 部分发育球粒结构; 此外, 基质中也可见针状斜长石($An=60.1\sim79.6$)。单斜辉石以透辉石和普通辉石($Wo=40.5\sim52.8$, $Fs=12.3\sim18.4$)为主, 是主要暗色矿物, 多数结晶细小, 在镜下普通辉石斑晶为不规则板状、粒状。橄榄石主要为透铁橄榄石, 镜下橄榄石斑晶为不规则粒状, 表面有裂隙。角闪石属“钙镁闪石质角闪石”(于航, 2005)。

3 测试方法

主量元素在山东省第四地质矿产勘查院完成测

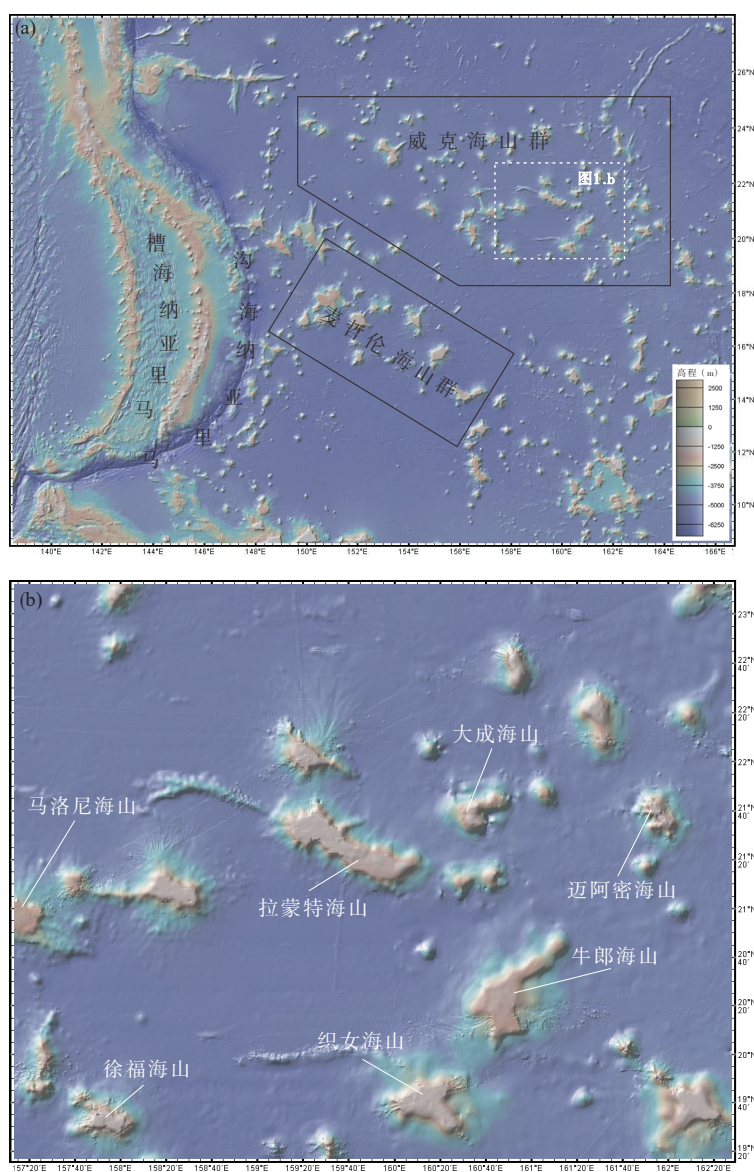


图1 西太平洋威克海山群(a)和拉蒙特海山(b)位置,图基于GeoMapApp绘制(<http://www.geomapp.org>)

Fig. 1 Tectonic sketch map of the sampling area, Lamont Seamount

试。首先将岩石碎片样品用超声波漂洗 12 小时,在蒸馏水中反复清洗,消除样品中海水污染物质对样品的影响,然后使用玛瑙研钵将岩石研磨至 200 目以下。在玄武岩样品的化学分析中,除 SiO_2 (%) 采用重量法、烧失量采用灼烧法 (960 °C) 外,其他均为全谱直读等离子体光谱仪 (Optima 3000 型,美国 PE 公司生产) 测定,亚铁含量采用酸消解重铬酸钾滴定法测定。 $\text{Mg\#}$ 采用 $100 (\text{Mg}^{2+}/\text{Mg}^{2+}+\text{Fe}^{2+})$ 计算。

Sr-Nd-Pb 同位素分析在中国科学院地质与地球物理所完成,测试仪器为 VG-354 固体质谱仪。

样品测试前采用热盐酸溶液淋滤。Sr、Nd 同位素比值分别采用 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.1194$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 进行质量分馏校正。Pb 同位素比值仪器状态由国际标样 NBS-981 来监控和矫正仪器漂移,测定的 NBS-981 标样平均值 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.944\pm0.009$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.492\pm0.018$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.677\pm0.035$ 。实验室全流程空白: $\text{Rb}<8\times10^{-11}\text{ g}$, $\text{Sr}<8\times10^{-10}\text{ g}$, Sm 和 Nd 约为 $1\times10^{-12}\text{ g}$, $\text{Pb}<1\times10^{-9}\text{ g}$ 。

Hf 同位素分析在中国科学院海洋研究所大洋岩石圈与地幔动力学实验室利用多接收器电感耦合等离子质谱仪 (Nu plasma II MC-ICP-MS) 完成,

测试方法参考 Sun 等 (2019)。每 2 个样品插入 Hf 同位素的国际标样 (Alfa Hf) 进行测试以便监控仪器漂移。国际标样重复测试的平均值如下: $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.282181\pm0.000014$ (2σ , $n=5$, Alfa Hf), 均在推荐值误差范围内。

4 样品分析结果

4.1 主量元素和微量元素

全岩主量和微量元素成分结果见表 1, 研究样品 Ce/Ce^* 为 0.93~1.54, 具有明显的正异常特征, 比值集中, 无明显变化, 其可能未曾受到或仅受到轻微蚀变。研究区玄武岩与典型大洋碱性玄武岩的化学成分相近。TAS 分类命名图 (图 2a) 中, 拉蒙特海山火山岩类型为玄武岩、粗面玄武岩、碱玄武岩和苦橄玄武岩。在硅-碱图 (图 2b) 中, 所有样品点都落于碱性系列区域。与大洋拉斑玄武岩相比, 具有较低的 SiO_2 、 FeO 、 MgO , 较高的 Fe_2O_3

和稍高的 Na_2O 。MgO 含量为 1.75%~7.09%, TiO_2 为 1.76%~3.63%, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 为 0.54~0.69, Mg# 为 12~34, 玄武岩经历了较明显的岩浆演化, 且演化程度并不均一。

在原始地幔的标准化多元素图解中 (图 3a), 所有微量元素分布模式大体相似, 富集 LILE 和 HFSE, 亏损 HREE、Zr、Hf 和 Ti, Nb-Ta 正异常, 与 EM1 型 OIB 的地球化学特征较相似。拉蒙特海山玄武岩的 Nb/U 比值除样品 YP8-2 外较均一 (31.70~79.00, 平均为 52.64), 远高于大陆地壳, 与大洋中脊玄武岩 (MORB) 和 OIB 稳定的 Nb/U 比值较一致, 表明拉蒙特海山玄武岩未受显著地壳混染。Ce/Pb 比值均大于 2.66, 平均值为 7.39, 也说明未受到俯冲组分或地壳物质影响 (Ormerod et al., 1988)。REE/HFSE、球粒陨石标准化 (La/Nb)_N 以及 LILE/HFSE (Ba/Nb 、 Rb/Nb 、 K/Nb) 两类比值变化不大 (表 1), 且均与 EM 地幔端元的比值

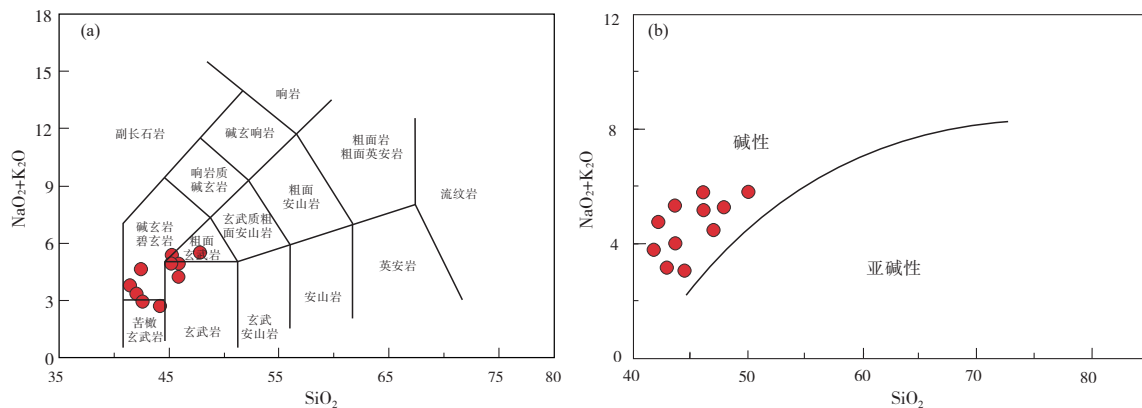


图2 拉蒙特海山玄武岩样品分类图解

(a: TAS分类图解 b: 硅-碱分类图解)

Fig. 2 Classification of the studied basalts in terms of total alkali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) versus SiO_2 and K_2O versus SiO_2 contents

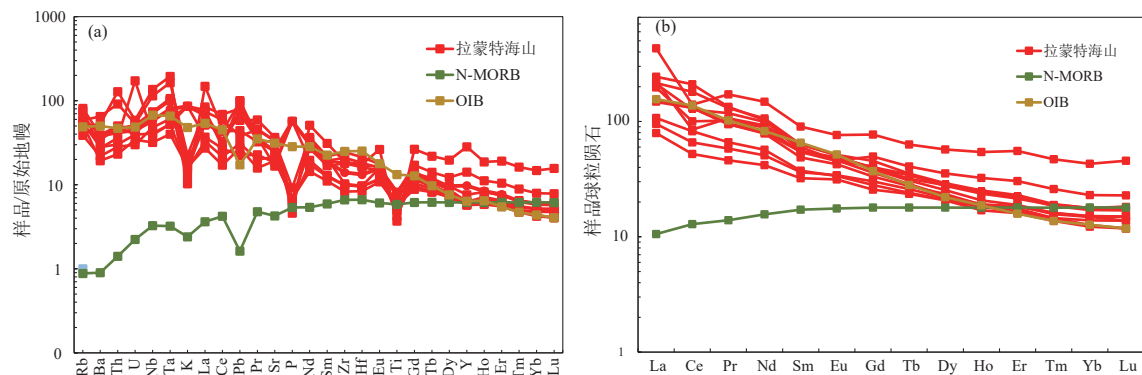


图3 拉蒙特海山玄武岩微量元素原始地幔标准化 (a) 与稀土元素 (b) 球粒陨石标准化图解

(原始地幔数据引自McDonough and Sun, 1995, N-MORB、OIB引自Sun and McDough, 1989)

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized multi-element patterns (b)

表1 拉蒙特海山玄武岩主量元素(%)与微量元素成分($\times 10^{-6}$)
Table 1 Major and trace-element concentrations for Lamont Seamount basalts

元素	YP2-2	YP3-1	YP4-1	YP5-1	YP5-2	YP5-3	YP6-1	YP8-2	YP9-1	YP11-1	平均值
	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	碧玄岩	玄武岩	粗面玄武岩	玄武岩	苦橄玄武岩	
SiO ₂	43.14	42.91	47.02	46.06	46.94	43.32	45.95	49.48	41.88	44.18	44.78
TiO ₂	2.81	3.22	2.22	3.53	2.16	3.63	2.75	1.76	2.87	2.19	2.73
Al ₂ O ₃	16.56	13.70	15.56	16.84	15.60	17.32	16.40	16.33	13.32	15.45	15.41
Fe ₂ O ₃	9.89	13.68	11.28	12.68	9.75	10.31	11.62	11.44	8.02	10.92	10.83
FeO	4.78	3.91	2.36	2.27	2.87	2.26	2.58	1.24	5.29	3.85	3.18
MnO	0.28	0.43	0.11	0.28	0.11	0.14	0.20	0.25	0.20	0.17	0.21
MgO	4.42	6.48	2.71	2.87	3.58	1.75	4.02	2.67	7.09	5.68	4.37
CaO	8.81	8.44	9.92	6.82	10.31	9.97	8.59	6.82	12.08	11.60	9.67
Na ₂ O	2.31	1.62	3.16	4.20	3.04	3.93	3.38	2.86	2.91	1.81	2.84
K ₂ O	1.51	1.57	1.62	1.61	1.32	1.39	1.52	2.59	1.58	0.91	1.57
P ₂ O ₅	0.70	0.73	1.53	0.78	1.49	3.05	0.70	1.24	1.19	0.49	1.17
H ₂ O ⁺	4.23	3.34	2.64	1.63	1.99	1.76	1.68	3.29	2.39	2.90	2.61
CO ₂	0.06	0.12	0.43	0.43	0.49	0.49	0.25	0.21	0.98	0.12	0.56
S	0.04	0.02	0.05	0.02	0.04	0.07	0.02	0.04	0.06	0.04	0.04
Mg [#]	23.00	27.00	17.00	16.00	22.00	12.00	22.00	17.00	35.00	28.00	23.00
La	57.90	51.00	22.60	35.20	18.80	102.00	36.40	53.30	50.20	25.40	45.41
Ce	122.00	105.00	38.30	76.80	30.40	81.40	76.20	49.50	73.80	47.80	69.05
Pr	12.70	12.40	5.52	9.04	4.37	16.30	8.98	10.10	11.20	6.27	9.69
Nd	47.90	49.60	23.70	37.80	19.50	69.10	36.70	43.10	46.20	26.50	40.14
Sm	8.56	9.64	5.55	8.41	4.93	13.80	7.46	9.16	9.69	5.72	8.29
Eu	2.67	2.95	1.98	2.81	1.82	4.42	2.47	2.66	2.97	1.95	2.67
Gd	7.39	7.90	6.20	8.15	5.27	15.80	6.83	10.20	9.35	5.77	8.29
Tb	1.07	1.15	0.97	1.29	0.88	2.36	1.03	1.52	1.32	0.90	1.24
Dy	5.79	6.45	5.51	7.07	5.25	14.50	5.96	9.01	7.41	5.33	7.22
Ho	1.08	1.17	1.03	1.35	0.96	3.07	1.07	1.83	1.43	1.03	1.40
Er	3.02	3.12	2.75	3.57	2.65	9.17	3.06	5.03	3.80	2.90	3.89
Tm	0.41	0.41	0.37	0.48	0.35	1.20	0.40	0.66	0.49	0.37	0.51
Yb	2.54	2.57	2.15	3.00	2.08	7.30	2.53	3.91	3.01	2.36	3.12
Lu	0.38	0.38	0.30	0.46	0.30	1.16	0.35	0.58	0.46	0.35	0.47
Σ REE	273.41	253.74	116.93	195.43	97.56	341.58	189.44	200.56	221.33	132.65	201.37
Cs	0.76	0.95	1.33	3.64	1.87	1.53	2.62	1.85	0.60	1.63	1.62
Rb	31.20	37.30	34.90	51.50	33.40	31.10	41.10	48.00	33.00	24.60	35.97
Ba	368.00	455.00	196.00	274.00	135.00	240.00	266.00	190.00	374.00	153.00	265.27
Th	10.90	7.77	2.57	4.26	1.97	4.00	4.14	3.07	4.29	2.41	4.45
U	1.23	1.12	0.83	0.96	0.72	1.07	0.83	3.63	1.21	0.63	1.20
Ta	7.99	6.72	2.16	4.20	1.64	4.37	4.10	2.15	3.87	2.49	3.90
Nb	97.20	81.40	29.10	50.40	22.80	52.80	51.10	28.00	55.30	34.20	49.43
Sr	710.00	699.00	449.00	693.00	407.00	772.00	527.00	352.00	628.00	386.00	559.36
Hf	5.64	6.58	2.98	5.11	2.59	5.42	5.00	3.00	4.86	2.94	4.38
Zr	234.00	274.00	110.00	206.00	92.80	210.00	201.00	115.00	191.00	111.00	172.89
Y	26.50	28.50	27.90	34.50	26.00	129.00	28.50	64.40	44.90	26.40	43.73
Pb	14.90	7.05	5.73	18.00	5.05	10.80	8.15	18.60	6.85	4.14	10.25
Be	2.43	2.29	0.98	1.62	0.86	1.27	1.63	1.10	1.63	0.93	1.47
Cd	0.15	0.13	0.11	0.13	0.08	0.09	0.12	0.11	0.16	0.13	0.13

续表 1

元素	YP2-2 玄武岩	YP3-1 玄武岩	YP4-1 玄武岩	YP5-1 玄武岩	YP5-2 玄武岩	YP5-3 碧玄武岩	YP6-1 玄武岩	YP8-2 粗面玄武岩	YP9-1 玄武岩	YP11-1 苦橄玄武岩	平均值
Co	53.00	50.90	46.40	68.60	40.70	31.40	66.80	52.50	65.90	63.00	54.35
Cr	32.40	214.00	411.00	42.70	369.00	31.00	86.80	256.00	1010.00	812.00	416.72
Cu	60.50	149.00	99.30	59.10	92.80	67.80	76.10	197.00	139.00	90.50	104.65
Ga	17.90	17.70	22.20	17.50	21.40	17.60	18.60	20.00	20.30	18.90	19.14
Li	44.10	48.80	12.70	28.80	20.30	17.60	26.10	15.10	17.50	30.30	27.22
Mo	2.52	2.09	1.42	2.93	1.19	1.17	2.00	2.48	2.48	1.48	1.94
Ni	52.40	110.00	96.60	82.70	101.00	36.50	86.30	132.00	240.00	178.00	124.32
V	195.00	214.00	193.00	203.00	218.00	191.00	238.00	122.00	269.00	289.00	215.64
Zn	152.00	182.00	172.00	177.00	169.00	230.00	177.00	143.00	176.00	164.00	188.91
La/Nb	0.59	0.63	0.77	0.70	0.82	1.93	0.71	1.90	0.91	0.74	0.98
Ba/Nb	3.79	5.59	6.74	5.44	5.92	4.55	5.21	6.79	6.76	4.47	5.61
Ba/Th	33.80	58.60	76.30	64.30	68.50	60.00	64.30	61.90	87.20	63.50	64.84
Rb/Nb	0.32	0.46	1.20	1.02	1.46	0.59	0.80	1.71	0.60	0.72	0.87
K/Nb	129.00	160.00	462.00	265.00	480.00	219.00	247.00	768.00	237.00	221.00	319.55
Nb/U	79.00	72.70	35.10	52.50	31.70	49.30	61.60	7.71	45.70	54.30	48.56
Ce/Pb	8.19	14.89	6.68	4.27	6.02	7.54	9.35	2.66	10.77	3.54	7.39
Ce/*Ce	1.52	1.50	1.36	1.54	1.33	0.93	1.52	1.01	1.27	1.43	1.34
(La/Yb) _N	15.30	13.30	7.08	7.91	6.09	9.42	9.70	9.19	11.30	7.26	9.77

接近,表明岩浆可能来源于富集型地幔。

由表 1 可看出,研究区玄武岩稀土含量较高, ΣREE 为 97.56~273.41,平均值为 201.37×10^{-3} 。稀土分布大体一致,呈右倾型(图 3b),轻稀土元素(LREE)含量明显高于重稀土元素(HREE)。(La/Yb)_N 平均值为 9.77。球粒陨石标准化稀土配分图(图 3b)特征与 OIB 的稀土配分曲线相似,暗示拉蒙特海山的岩浆源区可能与 OIB 类似,即与地幔柱活动有关。不同样品的稀土含量存在一定差异,可能反映岩浆低压结晶分异程度的差异。

4.2 Sr–Nd–Pb–Hf 同位素

本文所研究样品的 Sr、Nd 和 Hf 同位素组成列于表 2。不同类型的大洋玄武岩:如 MORB, OIB, 岛弧玄武岩(IAB)之间,以及在同一类型玄武岩中, Sr、Nd 和 Hf 同位素组成均具有一定的变化。大洋中脊玄武岩具有最高的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值和最低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值,比值呈明显的负相关,表现为“地幔阵列(Mantle array)”,最接近亏损地幔的同位素组成。海山是地幔柱来源的岩浆经长距离大范围岩浆运移到达地表的出露点。

拉蒙特海山玄武岩的 Sr、Nd 同位素组成均有一定变化范围,总体上具有低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 略高的

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 和正的 ϵNd 。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 变化范围在 0.703118~0.705152 之间,平均值为 0.703767, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 变化范围在 0.512722~0.51307 之间,平均值为 0.5129014, ϵNd 为正值,变化范围在 1.63~8.43 之间,平均值为 5.14。 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 同位素比值为 0.282974~0.283247,平均值为 0.283028, ϵHf 值为 8.45~18.11,平均值为 10.38。

西太平洋拉蒙特海山玄武岩 Pb 同位素比值见表 3,表现出一定的变化范围。 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 介于 18.4~19.7 之间,平均值为 19.0908; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 介于 15.5~15.7,平均值为 15.6012; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 介于 38.4~39.6 之间,平均值为 39.0368。

由计算结果可见(表 2; 3), ΔSr 值为 31.18~51.52,平均值为 37.67; $\Delta 7/4$ 值为 -2.91~13.02,平均值为 4.07,有四个样品的 $\Delta 7/4 < 3$; $\Delta 8/4$ 值为 9.47~57.18,平均值为 32.90,仅 YP9-2 样品的 $\Delta 8/4 < 10$ 。

5 讨论

5.1 岩石地幔源区特征

因拉蒙特海山玄武岩总体年龄较新,故未进行年代校正。其总体上 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 较低, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

表2 拉蒙特海山玄武岩Sr、Nd和Hf同位素组成
Table 2 Sr, Nd and Hf isotopic ratios of Lamont Seamount basalts

样品	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	ΔSr^*	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	ΔNd^{**}	ϵNd	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	ϵHf
YP2-2	0.705152	0.00001	51.52	0.512892	0.000013	-0.00316	4.95	0.283012	0.000002	9.80
YP3-1	0.703118	0.00001	31.18	0.512908	0.000012	-0.00359	5.27	0.282974	0.000002	8.45
YP4-1	0.703216	0.00001	32.16	0.512896	0.000013	-0.00361	5.03	0.282975	0.000002	8.49
YP5-1	0.703761	0.00001	37.61	0.512946	0.000012	-0.00337	6.01	0.283023	0.000003	10.19
YP5-2	0.703288	0.000014	32.88	0.512946	0.000012	-0.00347	6.01	0.283024	0.000002	10.22
YP5-3	0.703203	0.000011	32.03	0.512918	0.000012	-0.00355	5.46	0.282988	0.000002	8.95
YP6-1	0.704161	0.000014	41.61	0.512722	0.000012	-0.00349	1.64	0.283019	0.000002	10.05
YP8-2	0.703312	0.00001	33.12	0.512787	0.000012	-0.00367	2.91	0.283000	0.000002	9.37
YP9-1	0.705134	0.000011	51.34	0.51307	0.000011	-0.00291	8.43	0.283247	0.000002	18.11
YP11-1	0.703321	0.000012	33.21	0.512929	0.000011	-0.00353	5.68	0.283021	0.000002	10.12

注: $\Delta \text{Sr}^* = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{样品}} - 0.7) \times 10000$; $\Delta \text{Nd}^{**} = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{样品}}) / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}) - 1] \times 10000$

表3 拉蒙特海山玄武岩Pb同位素组成
Table 3 Pb isotopic ratios of Lamont Seamount basalts

样品	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$\Delta 7/4^*$	$\Delta 8/4^{**}$
YP2-2	19.251	0.012	15.5487	0.012	39.2595	0.012	-2.91084	35.8041
YP3-1	19.3473	0.041	15.641	0.038	39.321	0.039	5.275268	30.31143
YP4-1	19.6444	0.02	15.5952	0.02	39.503	0.02	-2.5253	12.59204
YP5-1	18.87	0.012	15.5916	0.012	38.795	0.013	5.5092	35.417
YP5-2	18.8481	0.017	15.6643	0.017	38.9861	0.02	13.0166	57.17471
YP5-3	19.2054	0.018	15.6063	0.018	39.0648	0.02	3.343464	21.84714
YP6-1	18.6236	0.019	15.615	0.019	38.6891	0.021	10.52018	54.61676
YP8-2	19.3602	0.017	15.5963	0.017	39.1282	0.018	0.665432	9.47182
YP9-1	18.4014	0.021	15.5813	0.021	38.4255	0.021	9.558824	55.12074
YP11-1	19.3569	0.013	15.5721	0.013	39.1959	0.013	-1.7188	16.64079

注: $^* \Delta 7/4 = [(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{样品}} - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}] \times 100$; $^{**} \Delta 8/4 = [(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{样品}} - (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}] \times 100$

略高, 且 ϵNd 为正值 (1.64~8.43, 平均为 5.14), 这可能暗示地幔源区与亏损地幔有关联。但 Sr、Nd 同位素组成比 DMM 具有更低的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值和更高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值, 这不仅由亏损地幔物质通过部分熔融的方式形成, 可能有其它富集地幔端元组分的混入。

岩石 Pb 同位素组成在 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的相关图上 (图 6b) 投点位于北半球参考线 (NHRL) 的上方, 且大致与之平行。 ΔSr (31.18~51.52), $\Delta 7/4$ (-2.91~13.02) 和 $\Delta 8/4$ (9.47~57.18) 三个同位素参数, 表明地幔源区具有 Dupal 异常的特征 (Hart, 1984), 也说明源区含有富集地幔组分, 指示拉蒙特海山为典型板内热点成因海山。DMM 型地幔 ΔNd 值 >0, EMI 型地幔 ΔNd 值 <0, FOZO 型地幔 ΔNd 值 (弱正) ≈ 0 , 而海山

玄武岩 ΔNd = -0.00367~0.00291, 进一步暗示了地幔源区的富集地幔类型应为 EMI 而非富集地幔 II 型 (EMII)。单辉石斑晶高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值 (0.7036~0.7061) 也表明, EMI 是海山岩浆熔体来源之一 (Wei et al., 2025)。此外, ϵNd 与 $1/\text{Nd}$ 之间不存在明显相关性, 表明玄武岩的岩浆组成的变化可能不是简单的 DM 和 EMI 端元组分二元混染的结果, 可能有第三类甚至第四类端元组分的加入。

从图 4a 和 4b 中可看出, 拉蒙特海山玄武岩样品同位素比值基本位于 FOZO 地幔区域, 处于 DMM、EMI 和 HIMU 之间。因此, 我们认为拉蒙特海山玄武岩源区含有 HIMU 和 FOZO 端元组分, 并受到 EMI 组分的影响。西太平洋拉蒙特海山玄武岩涉及四类不同的地幔端元组分: DMM、EMI、HIMU 和 FOZO 地幔, 但不同地幔来源的岩浆在上

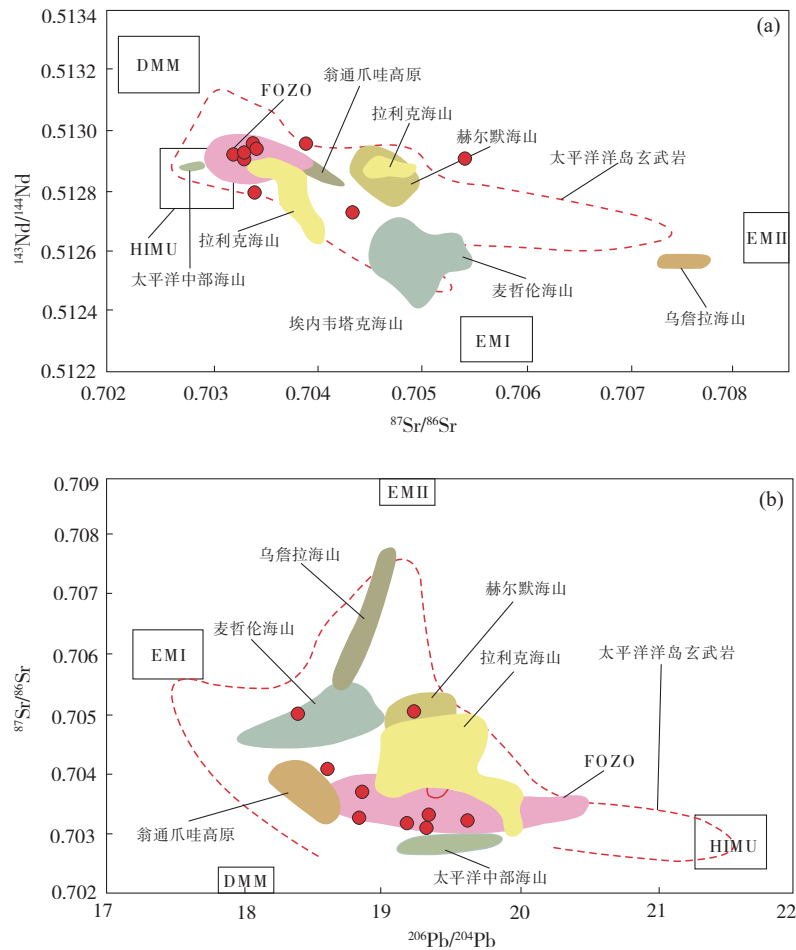


图4 拉蒙特海山玄武岩样品Sr、Nd、Pb同位素组成(底图数据源自Yan et al., 2021及其参考文献)

Fig. 4 Plots of correlations among Sr, Nd and Pb isotopes of basalts from the Lamont Seamount

升过程中汇聚形成小的地幔柱进而出露地表形成拉蒙特海山。如火山岩辉石斑晶结晶过程中,也受到FOZO和HIMU等地幔组分衍生的多期次岩浆注入岩浆房的影响,在西北太平洋南部的威克海山群中,单个洋岛火山内不同期次岩浆的反复注入和混合可能是一个常见的过程(Wei et al., 2022b)。

拉蒙特海山玄武岩基本属于硅不饱和碱性岩,此类型岩石可由碳酸盐化橄榄岩(Hirose, 1997; Dasgupta et al., 2007)或辉石岩(Hirschmann et al., 2003; Kogiso et al., 2003)部分熔融形成(位荀等, 2024)。玄武质岩石的 $\text{FeO}^{\text{T}}/\text{MnO}$ 为37.72~113.72,平均值为70.82,与橄榄岩来源熔体相比较(50~60),明显更接近辉石岩来源熔体(>60)(Herzberg, 2011)。由于火山岩成分一定程度上受到岩浆结晶分异作用的影响,因此准确识别地幔岩性,需减弱分离结晶作用对岩石数据的影响,

FC3MS($\text{FeO}/\text{CaO}-3*\text{MgO}/\text{SiO}_2$)指标对识别辉石岩和橄榄岩型地幔具有更好的有效性。辉石岩来源地幔熔体具有较高的FC3MS(>0.65),橄榄岩来源地幔熔体往往具有较低的值(Yang and Zhou, 2013)。拉蒙特海山玄武岩FC3MS为0.53~1.82。且其FC3MS-MgO和FC3MS- $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 图解(图5a和图5b)也指示地幔源区岩性为辉石岩。

5.2 海山与玄武岩成因

拉蒙特海山所属威克海山群与中太平洋海山群的海山形态一致,都是平顶海山与尖顶海山共同发育(章伟艳, 2008),相同的海山形成及演化历史可以形成相同的海山形态,这可能暗示威克海山群与中太平洋海山群经历了相同的成因演化历史(Wei et al., 2025)。

中太平洋海山群位于中太平洋海盆北部,位于太平洋海山密集区的中心部位,其四周分布有天

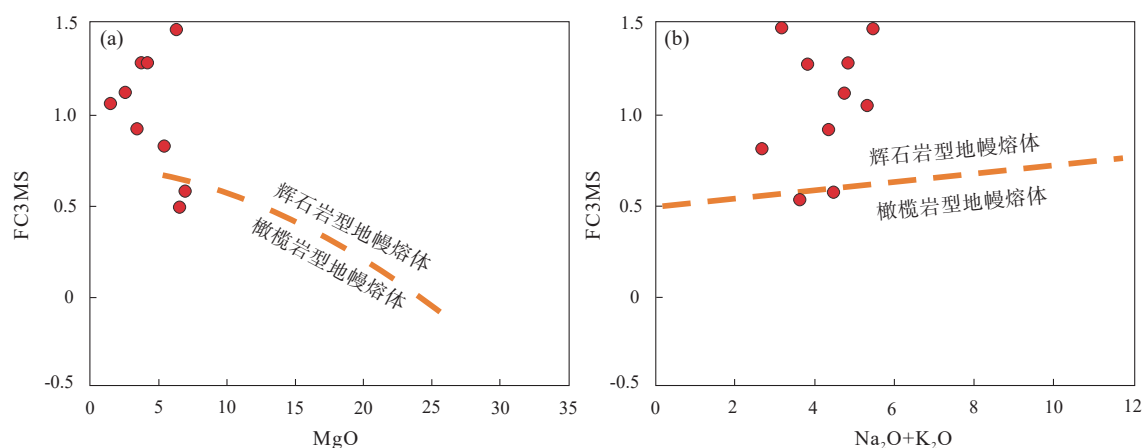


图5 全岩主量元素与FC3MS图解 (底图据Yang and Zhou, 2013, $FC3MS = FeO^7/CaO - 3 \cdot MgO/SiO_2$)
Fig. 5 Diagrams showing the FC3MS value as functions of Na_2O+K_2O and MgO

皇—夏威夷海山区、马尔库斯—威克群岛区、麦哲伦海山区、马绍尔海山区和莱恩海山区等 (赵俐红等, 2005)。这组板内海山最初是由南太平洋热点群 (现今法属波利尼西亚群岛区附近) 形成 (Tardno and Gee, 1995)。拉蒙特海山是平顶海山, 指示其形成后经历了垂向升降运动 (任向文等, 2006)。研究表明, 中太平洋海山群在 115 Ma 时位于 $20^{\circ}\sim 25^{\circ}S$ 附近 (Winterer and Metzler, 1984)。大约在 130~100 Ma, 海山形成了现今中太平洋海山群的雏形, 尔后太平洋板块开始向北漂移并再次经过该热点群, 约 90 Ma 时中太平洋海山群受到了该热点群的强烈改造作用 (赵俐红等, 2005)。

而绝对板块运动模型 (Absolute Plate Motion models) 的构造恢复结果表明, Arago 热点在白垩纪时期 (约 80 Ma) 位于北太平洋, 形成了包括威克海山群在内的古老海山 (Buff et al., 2021)。随着太平洋板块的运动, 该热点轨迹向东南方向延伸, 形成了现代的 Arago 海山 (位于 Rurutu 岛东南约 120 km 处) (Buff et al., 2021)。虽然威克海山和 Arago 热点存在时间上的巨大跨度, 但研究发现 Gilbert-Tuvalu 海山链 (旧 Arago) 与现代 Arago 热点在 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素特征上存在相似性, 且 Rose Atoll (约 24.8 Ma) 和 Moki 海山 (约 44.5 Ma) 作为 Arago 热点演化轨迹上的重要节点也被地质年龄和地球化学特征所证明 (Buff et al., 2021)。因此, 从 70 Ma 前的 Gilbert 海山链到现代的 Arago 海山, 其 HIMU 地球化学特征保持了连续性。

研究表明, 南太平洋的 Macdonald 和 Arago 热点轨迹接近麦哲伦海山群, 而 Rarotonga 和 Samoa 热点轨迹穿过麦哲伦海山群 (Finlayson et al., 2018)。板块构造重建结果显示, Macdonald 地幔柱活动在威克海山形成时尚未影响到威克海山区域, 而 Arago 热点则延伸至威克海山附近 (Finlayson et al., 2018)。此外, Macdonald 热点具有极端 HIMU 同位素特征, 并含有 EMI 成分 (Buff et al., 2021); Arago 热点成分介于 FOZO 和 HIMU 之间, 与 Macdonald 热点成分有较大的重叠, 都有极端的 HIMU 组分 (Koppers et al., 2003; Finlayson et al., 2018; Jackson et al., 2020; Wei et al., 2022b)。Rarotonga 热点岩浆具有富含 EMI 成分特征 (Koppers et al., 2003; Jackson et al., 2020; Du et al., 2026); 而 Samoa 热点具有强烈的 EMII 特征 (Jackson et al., 2007, 2020), 与 Macdonald、Arago 和 Rarotonga 热点成分有明显的区别。图 6 显示, 拉蒙特海山基本位于 Arago 热点同位素特征区域。因此, 拉蒙特海山玄武岩的成因可能与 Arago 热点相关, 且威克海山链火山岩并非起源于任何已建立的地幔柱, 很可能是中白垩纪期间来自太平洋大型低剪切波速省北缘的次级地幔柱熔融形成的岩浆 (Wei et al., 2022c)。

岩浆房的结晶压力约 0.55 GPa, 橄榄石结晶温度约为 $1102\sim 1179^{\circ}C$, 斜长石结晶温度 $1121\sim 1200^{\circ}C$ (于航, 2005), 其岩浆房位置应位于上地幔。因此, 拉蒙特海山岩浆物质成分来源于 DMM、EMI、HIMU 和 FOZO 等源区地幔, 并多批次汇聚

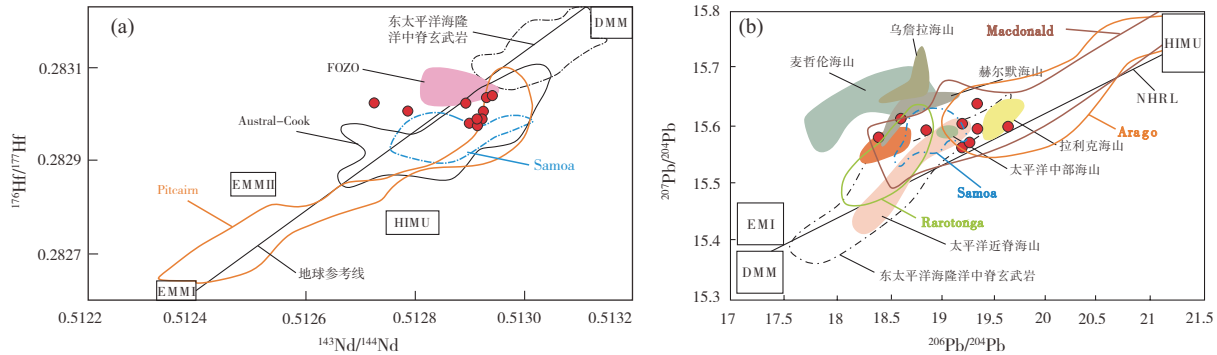


图6 拉蒙特海山玄武岩样品Nd、Pb、Hf同位素组成
(Pitcairn, Austral-Cook, Samoa, Macdonald, Arago and Rarotonga为热点; 底图数据源自位苟等, 2024; Yan et al., 2021及其参考文献)
Fig. 6 Plots of correlations among Nd, Pb and Hf isotopes of basalts from the Lamont Seamount

储存于上地幔岩浆房 (Wei et al., 2022a), 由于不同元素在不同矿物/熔体之间具有不同的分配系数, 不同矿物间的分配系数差异可达到几个数量级。因此, 对于特定岩浆, 元素亏损/富集可能源起于岩浆经历不同矿物的结晶分异过程。玄武岩显示强烈的Ti负异常, Sr、Eu、Zr和Hf异常不明显, 表明有Fe-Ti氧化物和角闪石的显著分离结晶, 而斜长石分离结晶程度不明显。镁指数(Mg#)的变化范围12~35, 样品间存在明显差异, 也表明岩浆在上升期间经历了复杂的物理化学变化过程。也即岩浆在上地幔经历以上分离结晶作用过程后, 部分岩浆携带斑晶抽离深部岩浆房并上升喷出海底形成玄武质火山岩。

6 结论

本文对拉蒙特海山区玄武岩进行了主量元素、微量元素和Sr-Nd-Pb-Hf同位素的地球化学研究, 主要取得以下结论:

(1) 玄武岩属于硅不饱和碱性岩, 具有较低SiO₂、MgO和稍高Na₂O含量, 富集LILE和HFSE, 具有Nb和Ta的正异常, 亏损HREE、Zr、Hf和Ti, 其岩石地球化学特征与OIB类似。

(2) 约80 Ma, 主要受到Arago热点的影响, 形成拉蒙特海山锥形, 并经历垂直方向的升降运动后形成现今海山形态。海山岩浆物质成分主要来源于DMM和FOZO地幔, 并受到HIMU和EMI地幔端元成分的影响, 地幔源区岩性主要为辉石岩。

(3) 海山玄武质岩浆主要源自太平洋大型低剪切波速省的次级地幔柱熔融物, 多期岩浆多批次

汇聚储存于上地幔岩浆房, 并经历了显著的Fe-Ti氧化物和角闪石和不明显的斜长石结晶过程, 不同期次火山岩经历了不同程度的岩浆分离结晶过程。

今逢王德滋院士百岁华诞, 学界同仁谨以论文专辑敬献, 以文寄情、以学致敬。愿先生松鹤长春, 福寿康宁, 期颐安泰, 岁月绵长, 春晖永驻!

致谢: 本文初稿承蒙审稿专家详细审阅并提出宝贵的修改意见, 在此深表谢意。

参考文献 (References):

- 程永寿, 姜效典, 张富元, 等. 2015. 西太平洋拉蒙特平顶海山富钴结壳矿区圈定与资源量估算[J]. 海洋学报, 37(1): 106-114.
- 龙晓军, 赵广涛, 杨胜雄, 等. 2015. 西太平洋麦哲伦海山富钴结壳成分特征及古环境记录[J]. 海洋地质与第四纪地质, 35(5): 47-55.
- 任江波, 何高文, 姚会强, 等. 2016. 西太平洋海山富钴结壳的稀土和铂族元素特征及其意义[J]. 地球科学, 41(10): 1745-1757.
- 任向文, 刘季花, 石学法, 等. 2006. 西太平洋Lamont海山中新生以来富钴结壳成矿环境的演化[J]. 海洋科学进展, (1): 17-29.
- 于航. 2005. 中太平洋CL海山区玄武岩岩石地球化学研究[D]. 青岛: 中国海洋大学.
- 位苟, 张艳, 石学法, 等. 2024. 西太平洋麦哲伦海山群Hemler、Vlinder和Ilichev海山熔岩的成因及其形成的深部动力学机制[J]. 中国科学: 地球科学, 54(6): 1883-1900.
- 张辉, 刘季花, 高晶晶, 等. 2023. 中、西太平洋海山富钴结壳元素地球化学特征及其资源潜力[J]. 海洋学报, 45(6): 109-121.
- 章伟艳, 张富元, 胡光道, 等. 2008. 中西太平洋海山形态类型与钴结壳资源分布关系[J]. 海洋学报(中文版), 30(6): 76-84.
- 赵斌, 何高文, 马维林, 等. 2024. 西太平洋维嘉海山埋藏型富钴结壳生长速率初步研究[J]. 地质评论, 70(S1): 101-103.
- 赵俐红, 高金耀, 金翔龙, 等. 2005. 中太平洋海山群漂移史及其来源[J]. 海洋地质与第四纪地质, (3): 35-42.
- Buff L, Jackson M G, Konrad K, et al. 2021. "Missing links" for the

- long-lived Macdonald and Arago hotspots, South Pacific Ocean [J]. *Geology*, 49: 541–544.
- Dasgupta R, Hirschmann M M and Smith N D. 2007. Partial melting experiments of Peridotite+CO₂ at 3 GPa and genesis of Alkaline Ocean island basalts [J]. *Journal of Petrology*, 48: 2093–2124.
- Du Y F, Jackson M G, Jicha B, et al. 2026. Discovery of young submarine volcanism in the Cook Islands: New constraints on the location of the Rarotonga hotspot [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 415: 283–296.
- Finlayson V A, Konter J C, Konrad K, et al. 2018. Sr–Pb–Nd–Hf isotopes and ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages reveal a Hawaii-Emperor-style bend in the Rurutu hotspot [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 500: 168–179.
- Gribble R F, Stern R J and Bloomer S H. 1996. MORB mantle and subduction components interact to generate basalts in the southern Mariana Trough back-arc basin [J]. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 60: 2153–2166.
- Hart S R. 1984. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle [J]. *Nature*, 309: 753–757.
- Herzberg C. 2011. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary Islands: Implications for origins [J]. *Journal of Petrology*, 52 (1): 113–146.
- Hirose K. 1997. Partial melt compositions of carbonated peridotite at 3 GPa and role of CO₂ in alkali-basalt magma generation [J]. *Geophysical Research Letters*, 24: 2837–2840.
- Hirschmann M M, Kogiso T, Baker M B, et al. 2003. Alkaline magmas generated by partial melting of garnet pyroxenite [J]. *Geology*, 31: 481–484.
- Jackson M G, Halldórsson S A, Price A, et al. 2020. Contrasting old and young volcanism from Aitutaki, Cook Islands: Implications for the origins of the Cook–Austral volcanic chain [J]. *Journal of Petrology*, 61: egaa037.
- Kogiso T, Hirschmann M M and Frost D J. 2003. High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: Possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 216: 603–617.
- Koppers A A P, Staudigel H, Pringle M S, et al. 2003. Short lived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism? [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4: 2003GC000533.
- Koppers A A P, Staudigel H, Wijbrans J R, et al. 1998. The Magellan seamount trail: Implications for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 163: 53–68.
- Lai Z Q, Gao, W, Han Z Z, et al. 2023. Mineralogical and geochemical constraints on the Mantle source characteristics of basaltic lavas from the Central Mariana Trough [J]. *Journal of Ocean University of China*, 22(5): 1–13.
- McDonough W F and Sun S S. 1995. The composition of the earth [J]. *Chemical Geology*, 120: 223–253.
- Ormerod D S, Hawkesworth C J, Rogers N W, et al. 1988. Tectonic and magmatic transition in the Western Great Basin [J]. *Nature*, 333: 349–353.
- Ozima M, Honda M and Saitok K. 1977. ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of guyots in the western Pacific and discussion of their evolution [J]. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 51: 475–485.
- Rubin K H, Sinton J M, MacLennan J, et al. 2009. Magmatic filtering of mantle compositions at mid-ocean-ridge volcanoes [J]. *Nature Geoscience*, 2: 321–328.
- Smith W H F, Staudigel H, Watts A B, et al. 1989. The Magellan seamounts: Early Cretaceous record of the South Pacific isotopic and thermal anomaly [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94: 10501–10523.
- Sun P, Niu Y L, Guo P Y, et al. 2019. Multiple mantle metasomatism beneath the Leizhou Peninsula, South China: evidence from elemental and Sr–Nd–Pb–Hf isotope geochemistry of the late Cenozoic volcanic rocks [J]. *International Geology Review*, 61: 1768–1785.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [A]. *Magmatism in the Ocean Basin, Geological Society Special Publication* (Saunders A D and Norry M J, eds.), 42: 313–345, Geological Society, London.
- Tardno J A and Gee J. 1995. Large-scale motion between Pacific and Atlantic hotspots [J]. *Nature*, 378: 477–480.
- Yan Q S, Milan L, Saunders J E, et al. 2021. Petrogenesis of basaltic lavas from the West Pacific seamount province: Geochemical and Sr–Nd–Pb–Hf isotopic constraints [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126: e2020JB021598.
- Yang Z F and Zhou J H. 2013. Can we identify source lithology of basalt? [J]. *Scientific Reports*, 3, 1856, DOI: 10.1038/srep01856.
- Zhang Y, Meng F X and Niu Y L. 2016. Hf isotope systematics of seamounts near the East Pacific Rise (EPR) and geodynamic implications [J]. *Lithos*, 262: 107–119.
- Wei X, Zhang Y, Shi X F, et al. 2022a. Concurrent magma mixing and crystallization processes revealed by clinopyroxene macrocrysts from Lamont guyot lavas in NW Pacific [J]. *Lithos*, 428–429: 106833.
- Wei X, Zhang Y, Shi X F, et al. 2022b. Cooccurrence of HIMU and EM1 components in a single Magellan seamount: implications for the formation of West Pacific seamount province [J]. *Journal of Petrology*, 63: egac022.
- Wei X, Shi X F, Xu Y G, et al. 2022c. Mid-Cretaceous wake seamounts in NW Pacific originate from secondary mantle plumes with Arago hotspot composition [J]. *Chemical Geology*, 587: 120632.
- Wei X, Zhang G L, Zhang J, et al. 2024. Overlapping hotspot tracks and melts from diffuse plume materials in the upper mantle generated intraplate seamount groups in the West Pacific [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 643: 118901.
- Wei X, Xu Y G, Zhang Y, et al. 2025. Deciphering magma plumbing processes beneath Pako seamount in the West Pacific: constraints from textural and compositional diversities of clinopyroxene phenocrysts [J]. *Lithos*, 514–515: 108195.
- Wessel P and Kroenke L W. 1998. The geometric relationship between hot spots and seamounts: implications for Pacific hot spots [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 158: 1–18.
- Winterer E L and Metzler C V. 1984. Origin and subsidence of guyots in the Mid-Pacific Mountains [J]. *Journal Geophysical Research*, 89: 9969–9979.
- Winterer E L, Nati J H, Waasbergen R J, et al. 1993. Cretaceous Guyots in the Northwest Pacific: An Overview of Their Geology and Geophysics [M] // *The Mesozoic Pacific: Geology, tectonics and volcanism* (eds Pringle M S, Sager W W, Sliter W V, et al.). Washington D C: American Geophysical Union.