

韩宗珠, 孙苑高, 王传, 等. 西南印度洋中脊玄武岩地球化学特征及其对岩浆过程的指示意义[J]. 海洋地质前沿, 2021, 37(1): 11-19.

西南印度洋中脊玄武岩地球化学特征及其对岩浆过程的指示意义

韩宗珠^{1,2}, 孙苑高¹, 王传¹, 孙晓霞^{1,2}, 刘明^{1,2}, 来志庆^{1,2}

(1 中国海洋大学海洋地球科学学院, 青岛 266100; 2 海底科学与探测技术教育部重点实验室, 青岛 266100)

摘要:对来自西南印度洋中脊 (SWIR) 50°E 附近 5 个站位的玄武岩样品进行了岩石学和元素地球化学研究。样品主量元素、TAS 分类图解和 AFM 图解显示, SWIR 研究区样品类型主要为低钾拉斑玄武岩。相对原始地幔 SWIR 区玄武岩具有 Ba、Nb、Sr 负异常, K 表现为正异常。稀土元素分配模式均为左倾型, 具有轻微的 Eu、Ce 正异常; SWIR 区玄武岩都起源于上地幔, SWIR 玄武岩则明显向 EM II 端元偏移。SWIR 玄武岩地幔源区相对最为富集, 可能为 DM 和 EM II 的混合源区, 存在少量的陆壳成分。研究区玄武质岩浆起源深度为尖晶石橄榄岩区域处于中度还原环境下, 经历了明显的橄榄石+单斜辉石+斜长石的分离结晶。

关键词:西南印度洋中脊; 地球化学; 玄武岩; 岩浆过程; 结晶分异

中图分类号: P736.4; P595

文献标识码: A

DOI: 10.16028/j.1009-2722.2020.045

0 引言

洋中脊是离散型板块边界, 在此形成的洋壳向两侧扩张, 使地幔物质减压发生部分熔融形成玄武质岩浆^[1]。岩浆的地幔源区不同、部分熔融差异、温度的变化以及岩石圈厚度等都会导致岩浆的形成过程和化学成分的不同^[2], 因此, 洋中脊玄武岩携带有上地幔物质, 其带来的信息可以反映地幔源区特征、熔融过程等差异。由于大洋岩石圈相较于大陆物质组成较简单, 厚度较小, 因此, 洋中脊玄武岩受到的混染作用较小, 能够更准确地反映出其地幔物源区性质及岩浆的演化过程, 结合洋壳的特征能够有效地反演出岩浆形成过程中的动力学过程^[3]。本文以“大洋一号”调查船获得的 5 块玄武岩样品为研究对象, 通过对样品的岩相学、地球化学的特征进行分析, 利用西南印度洋中脊玄武岩地球化学特征来反演其地幔源区特征、岩浆演化过程的差异。

收稿日期: 2020-05-06

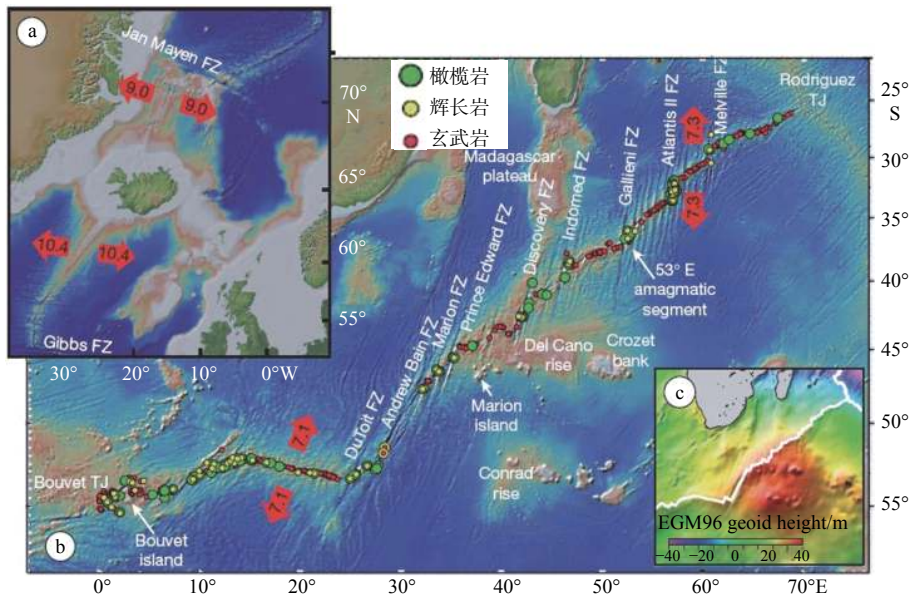
资助项目: 国家自然科学基金 (41376053); 山东省自然科学基金 (ZR2017PD002)

作者简介: 韩宗珠 (1964—), 男, 教授, 主要从事岩石学和地球化学方面的研究工作. E-mail: hanzongzhu@ouc.edu.cn

1 地质背景

西南印度洋洋中脊 (SWIR) 总长约 7 700 km, 自南大西洋 Bouvet Triple Junction (54°50'S, 00°40'W) 延伸到印度洋的 Rodrigues Triple Junction (25°30'S, 70°00'E), 至少在 100 Ma 以前开始活跃^[4-5]。SWIR 是超慢速扩张洋中脊^[6], 其被一系列 SN 走向的转换断层分成若干段, 扩张速率平均为 14 mm/a, 速率沿脊中轴变化较为明显, 由西南段的平均 16~18 mm/a 减小到北东段的平均 12~13 mm/a^[7]。自转换断层向东直至 RTJ, 被 3 个 SN 向的主要断裂带偏移。SWIR 中有一段长约 1 000 km 的转换断层将西南印度洋分为 2 个部分^[8-9]。西南印度洋的洋壳厚度约 4 km, 而正常洋壳的平均厚度约为 7 km^[10], 在 70°—49°E 范围内的洋中脊段, 洋壳厚度增加^[11]。

根据 ZHOU 和 DICK^[12] 绘制的地形图 (图 1), 岩石类型主要沿轴分布, SWIR 主要出露玄武岩, 在轴部地区亦有橄榄岩大量出露, 在断裂带以外区域有少量辉长岩和蛇纹石化橄榄岩等出露^[13-14]。JANNEY 等^[15] 认为 SWIR 中部地区的玄武岩类型具有分段性, 自西向东分别出露 E-MORB 型、N-MORB 型、N-MORB 与 T-MORB 的混合型、受 Marion 影响的洋中脊玄武岩、Dupal 型洋中脊玄武岩等几段不同类型的玄武岩。

图1 西南印度洋洋中脊岩石类型分布图^[12]Fig.1 Distribution of the rock types on the SWIR^[12]

2 样品采集及分析方法

本次研究的洋中脊玄武岩样品是“大洋一号”调查船在 DY115-21 航次获取的, 采样点以及采样方式如表 1 所示。

表 1 SWIR 研究区样品采样位置及采样方法

样品编号	经度	纬度	采样方式
B01	50.425 85°E	37.609 80°S	
B03	50.375 99°E	37.552 317°S	
B04	50.467 77°E	37.679 18°S	电视抓斗
B05	50.472 44°E	37.679 36°S	
S31	48.580 2°E	38.132 44°S	

对 SWIR 研究区的玄武岩样品主要采用岩相学观察、全岩主、微量元素分析和 Sr-Nd-Pb 同位素等分析方法。玄武岩样品的岩相学观察以及主量元素测试分别在中国海洋大学地学院矿物鉴定实验室以及 XRF 分析实验室完成, 主量元素分析精度优于 0.5%; 微量元素测试在中国地调局青岛海洋地质研究所采用 ICP-AES 完成, 分析精度优于 5%; Sr-Nd-Pb 同位素分析在中国地质科学院地质研究所完成。

3 分析结果

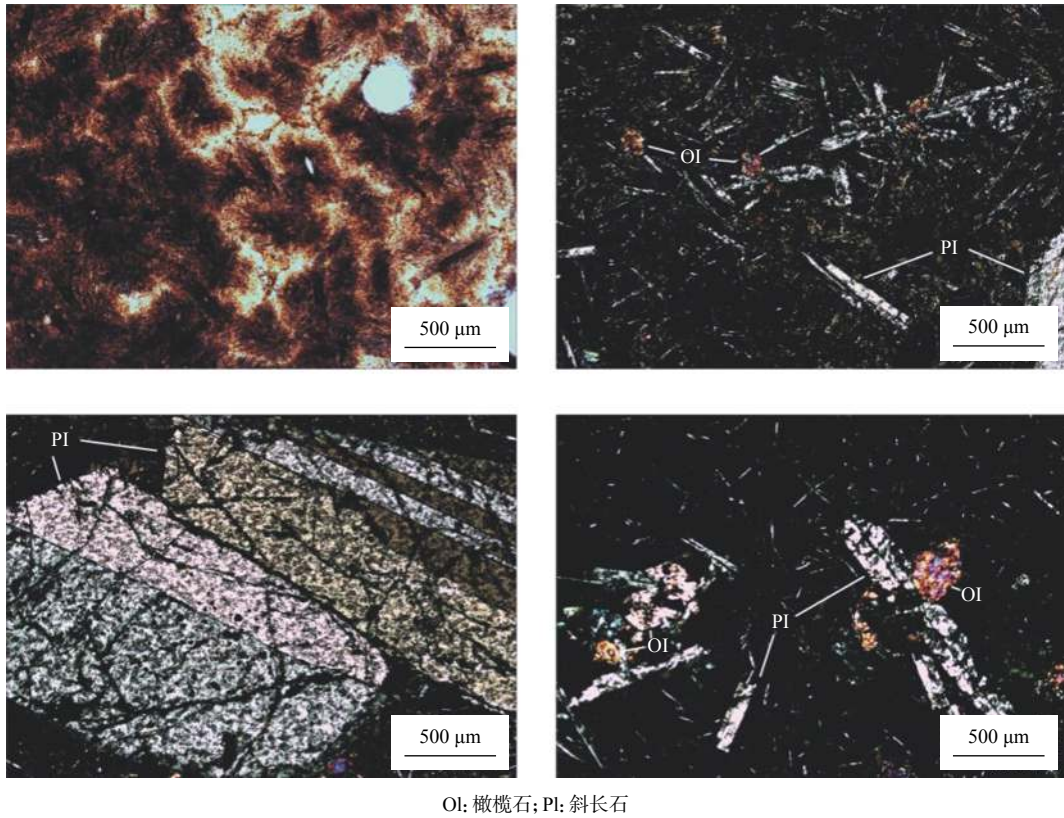
3.1 岩相学特征

SWIR 地区玄武岩(图 2)主要为隐晶质以及斑

状结构, 为块状构造, 且部分样品气孔状构造发育, 气孔内缺乏热液充填。无论是隐晶质结构还是斑状结构的样品中, 其基质主要矿物为斜长石和辉石, 自形一半自形的斜长石杂乱分布, 半自形—他形辉石填充其中, 并且其间隙填充有火山玻璃, 部分样品有极少量橄榄石填充其中, 且部分暗色矿物发生绿帘石化。具斑状结构的样品中, 斑晶主要为斜长石, 约占斑晶总量的 70%, 呈板状或柱状, 粒径变化较大, 可见聚片双晶、卡式双晶等, 发育环带, 部分晶体受熔蚀影响具有不规则的边界, 较大的斜长石斑晶有熔蚀麻点现象; 橄榄石斑晶很少, 呈粒状, 发育裂纹, 部分伊丁石化; 偶见辉石斑晶颗粒较小填充在斜长石斑晶间隙中。基质主要为呈间粒结构, 局部可见针状斜长石呈定向排列, 此外, 部分样品中有少量磁铁矿出现。

3.2 主量元素地球化学特征

研究区玄武岩主量元素测试结果见表 2。研究区玄武岩主量元素含量比较均一, 变化范围较小, 其中: SiO₂ 质量分数为 43.72%~48.93%, 均值为 47.24%; MgO 质量分数变化较大, 为 5.96%~10.98%, 均值为 8.34%; Na₂O 为 3.33%~3.67%, 平均 3.45%; K₂O 为 0.28%~0.37%, 平均 0.32%; TiO₂ 为 1.14%~1.52%, 平均 1.38%, 低于碱性洋岛玄武岩平均值 (2.90%), 而与洋岛拉斑玄武岩或洋中脊玄武岩值相近; Mg# 为 48~60, 平均为 54.4, 低于原生岩浆中的含量范围 (Mg#=68~75), 这说明岩浆形成后经历



OI: 橄榄石; Pl: 斜长石

图 2 SWIR 研究区玄武岩代表性样品偏光镜下特征

Fig.2 Microscopic characteristics of the typical basalt from SWIR

了结晶分异作用。在 TAS 分类命名图解中(图 3), SWIR 玄武岩是基性玄武岩。在 AFM 图解中(图 4), SWIR 玄武岩样品投影在拉斑玄武岩区域中。综上所述, SWIR 研究区的玄武岩的岩石化学成分类型均属于低钾拉斑玄武岩系列。

3.3 微量及稀土元素地球化学特征

由研究区玄武岩微量元素测试结果(表 2)可见, 研究区 V、Cr、Sr、Zr 和 Ni 含量较高; Nb、Hf 和 Ta 元素含量相对较低。在标准化蛛网图中(图 5), 研究区样品总体上具有 Ba、Ta 和 Sr 呈负异常以及 K 呈正异常的特征, 但各样品间有较大差异, 可能受到其源区成分的影响。研究区样品 Σ REE 含量范围为 $(42.45 \sim 76.99) \times 10^{-6}$, 重稀土元素配分模式是相似的, δ Eu 为弱的正异常; 样品 B03 和 S31 显示右倾型特征, δ Ce 表现为强烈的正异常, 该样品可能处于氧化环境中。 $(La/Yb)_N$ 是轻重稀土的分馏程度的指标, 反映地幔部分熔融程度的影响, 除 B03 和 S31 的 $(La/Yb)_N$ 和 $(La/Sm)_N$ 较大外(表 2), 其余样品 $(La/Yb)_N$ 和 $(La/Sm)_N$ 均 < 0.6 , 重稀土明显富集, 轻稀土有一定程度的分馏。SWIR 研究区仅 B03 样品具有 E-MORB 的特征, 显示出 N-

MORB 和 E-MORB 混合存在的特点^[16]。

3.4 Sr-Nd-Pb 同位素特征

研究区玄武岩 Sr-Nd-Pb 同位素测试结果见表 3, Sr-Nd-Pb 同位素组成较为均一。研究区元素特征接近于 EM 源区特征值, Sr、Nd 同位素比值相对 DM 源区比值偏高^[17-18]。本文中 SWIR 区玄武岩样品的同位素数据反映了 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 、 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 、 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 、 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 的增加和 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 的减少, 说明 Crozet 热点对 SWIR 具有影响^[19]。

4 讨论

4.1 SWIR 玄武岩源区特征

SWIR 的 Nb/U 平均值为 27.43, 低于 MORB 和 OIB (47 ± 10), 高于平均地壳 (10)^[20-21], 多数样品高于原始地幔的对应值, 表明该区含有一定的富集组分。SWIR 区玄武岩中 Nb/Ta 和 Zr/Hf 的平均值分别为 35.87 和 27.58。SWIR 相应比值与原始地幔的对应值(分别为 17.5 ± 0.5 和 36.27)相差较大。Ce/Pb 比值是研究玄武岩源区地球化学性质和混染

表2 SWIR研究区玄武岩元素地球化学数据分析结果

Table 2 Element geochemistry of the basalt in the study area

元素/指标	B01	B03	B04	B05	S31		
主量元素/%	SiO ₂	47.13	43.72	48.93	48.4	48.04	
	TiO ₂	1.52	1.41	1.4	1.43	1.14	
	Fe ₂ O ₃	14.67	12.72	12.83	13.57	14.62	
	MgO	8.36	5.96	7.76	8.63	10.98	
	Al ₂ O ₃	12.21	14.94	14.57	13.61	13.36	
	Na ₂ O	3.33	3.46	3.35	3.67	3.43	
	CaO	10.77	12.48	11.13	11.29	10.65	
	K ₂ O	0.28	0.35	0.37	0.28	0.31	
	MnO	0.21	0.45	0.19	0.21	0.37	
	P ₂ O ₅	0.15	0.22	0.15	0.17	0.13	
	Total	98.63	95.71	100.68	101.26	103.03	
	Mg#	53	48	55	56	60	
微量元素/10 ⁻⁶	Ba	14.4	21	25.07	26.95	17.1	
	Cr	231.85	248.65	290.85	326.87	576.19	
	Ni	89.14	95.99	114.65	117.82	220.23	
	Sr	111.27	226.37	96.58	96.38	94.72	
	V	431.92	426.03	393.05	411.36	346.54	
	Nb	1.89	3.73	2.82	3.66	4.84	
	Ta	0.13	0.12	0.15	0.15	0.16	
	Hf	3.78	7.08	2.23	2.15	1.74	
	Zr	89.67	78.96	78.6	74.9	57.4	
	稀土元素/10 ⁻⁶	La	2.84	7.49	2.14	2.32	3.48
		Ce	8.77	27.6	7.22	7.42	14.6
Pr		1.62	2.47	1.41	1.46	1.39	
Nd		8.9	12.24	8.12	8.28	7.35	
Sm		3.21	3.78	3.04	3.1	2.54	
Eu		1.22	1.36	1.16	1.17	0.98	
Gd		3.69	4.37	3.54	3.49	3.02	
Tb		0.81	0.91	0.78	0.78	0.65	
Dy		5.72	6.3	5.52	5.64	4.54	
Ho		1.29	1.41	1.25	1.27	1.02	
Er		3.57	3.92	3.52	3.57	2.83	
Tm		0.57	0.61	0.56	0.57	0.45	
Yb		3.54	3.89	3.6	3.67	2.91	
Lu		0.57	0.64	0.59	0.58	0.47	
∑REE		46.31	76.99	42.45	43.32	46.22	
LREE/HREE		1.34	2.49	1.19	1.21	1.91	
La _N /Yb _N		0.54	1.3	0.4	0.43	0.81	
δEu	1.08	1.02	1.08	1.08	1.08		
δCe	0.97	1.54	0.97	0.94	1.6		

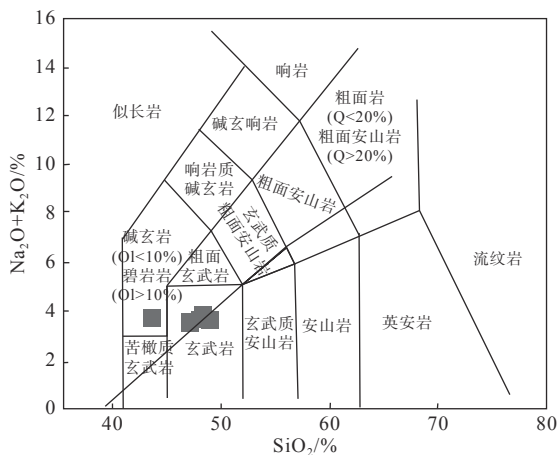


图3 SWIR研究区玄武岩 TAS 分类图

Fig.3 TAS diagram of basalt samples

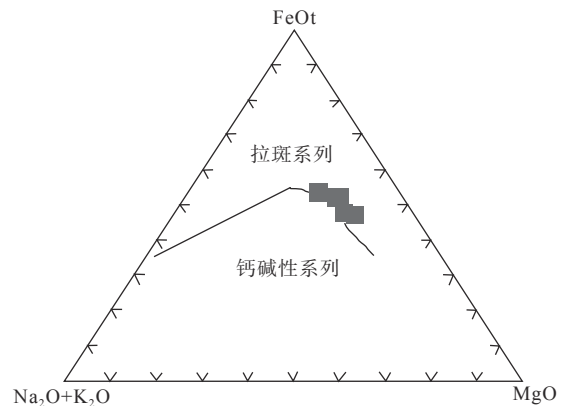


图4 SWIR研究区玄武岩 AFM 图解

Fig.4 AFM diagram of basalt samples

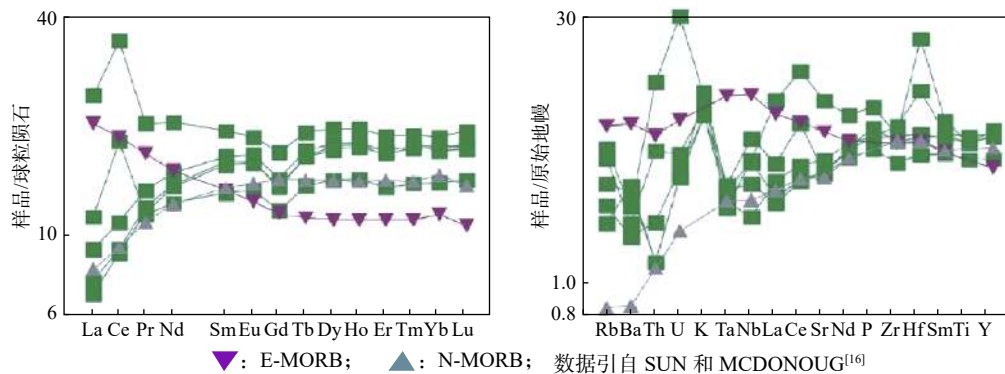


图 5 稀土元素球粒陨石标准化配分模式及微量元素原始地幔标准化蛛网图

Fig.5 The Cl-Chondrite normalized REE pattern and spider diagram of trace elements of the basalt samples

表 3 SWIR 研究区玄武岩 Sr-Nd-Pb 同位素分析结果

Table 3 The analysis results of Sr-Nd-Pb isotope on the SWIR

同位素	B04	B05	S31	DM	EM	HIMU	N-MORB
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.282 1	38.529 4	38.746 3	37.2~37.4	38~38.2		37.891
2SE	0.005 5	0.001 9	0.002				
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.563 2	15.623 6	15.649 8	15.4	15.46~15.49		15.485
2SE	0.002	0.000 7	0.000 7				
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.327 2	18.377 6	18.706 1	17.2~17.7	17.6~17.7	>20.8	18.6
2SE	0.002 2	0.000 7	0.000 8				
$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2.088 81	2.096 5	2.071 2				
2SE	0.000 07	0.000 05	0.000 04				
$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0.849 19	0.850 1	0.836 5				
2SE	0.000 02	0.000 01	0.000 01				
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.702 692	0.702 7	0.704 1	0.702~0.702 4	0.704 5~0.706	0.702 9	0.702 84
$\pm 2\sigma$	14	15	12				
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.513 126	0.513 1	0.512 9	0.513 1~0.513 3	0.511 2	<0.512 8	0.513 13
$\pm 2\sigma$	6	14	8				
$\epsilon\text{Nd}(t)$	9.519 388	9.285 3	5.715 5				

注: DM、EM、HIMU数据来自ZINDLER等^[17]和WEAVER^[18]; N-MORB数据来自ITO和李彬贤^[19]。

交代作用的示踪工具之一^[22], 研究区的 Ce/Pb 为 0.77~7.85, 与陆壳平均值相近, 说明研究区玄武岩岩浆源区可能混有地壳物质。Nb*和 Ta*可以用来揭示玄武岩的地幔来源, 大洋玄武岩中高 Nb*和 Ta*值是由于前期经历了俯冲区域的脱水作用, 使得 Th 和 U 相对 Nb 和 Ta 优先转移到地幔楔的循环大洋岩石圈, 导致残余岩石圈富集 Nb 和 Ta^[23]。研究区样品的 Nb* > 1、Ta* < 1, 表明研究区源区富集组分更可能来自于再循环的大陆物质而非洋壳物质^[23-24] (图 6), 可能与冈瓦纳大陆裂解过程中俯冲蚀变岩石圈地幔在初期印度洋上地幔中沉陷有关。

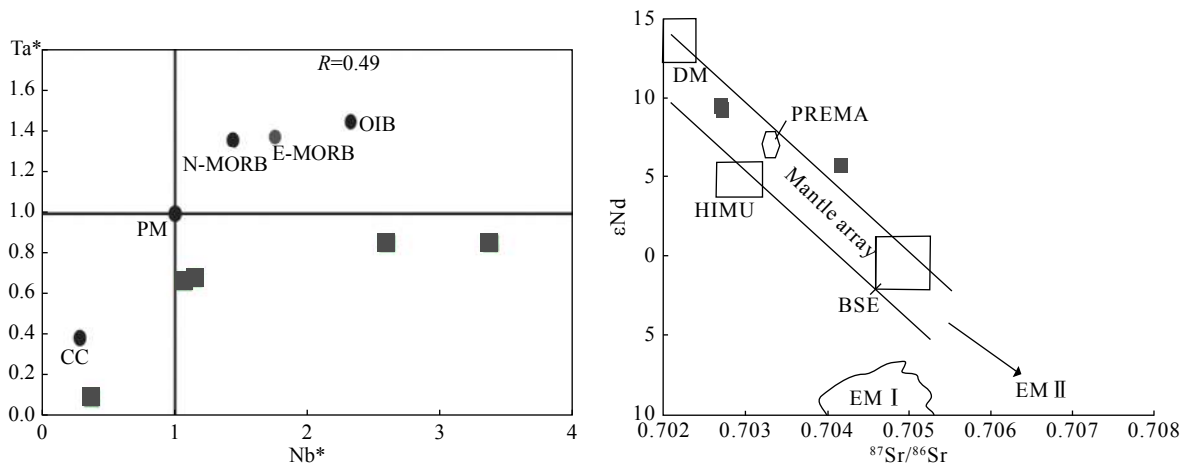
$\epsilon\text{Nd}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 相关图 (图 6) 表明研究区玄武岩起源于上地幔。 $\epsilon\text{Nd}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 相关图 (图 7) 表明玄武岩地幔源区的主体应该是以 N-MORB 为代表的亏损地幔。在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 相关图解^[25-26] 中 (图 7), 研究区玄武岩均落在 DM、HIMU 和 EM II 端元之间, SWIR 玄武岩则明显向 EM II 端元偏移。研究区玄武岩可能为 DM 和 EM II 的混合源区, 存在少量陆壳物质。

4.2 SWIR 玄武岩岩浆过程

4.2.1 岩浆起源深度

在球粒陨石标准化 $(\text{Tb}/\text{Yb})_{\text{N}}-(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ 图解中 (图 8), 研究区所有样品在尖晶石橄榄岩的区域内这一特征说明, 研究区样品地幔源区没有石榴子石参与熔融。HAWKESWORTH^[27] 使用橄榄岩的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 图解区分尖晶石橄榄岩和石榴子石橄榄岩, 发现前者能够代表上地幔的正常样品, 而后者一般位于相对于全球的富集象限。在 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 图中 (图 9), 研究区样品全部落在尖



Mantle Array: 地幔阵列; PREMA: 普通地幔; BSE: 主体硅酸盐地球; DM: 亏损地幔; MORB: 洋中脊玄武岩; HIMU: 高 U-Pb 比值地幔; OIB: 洋岛玄武岩; EM I: I 型富集地幔; EM II: II 型富集地幔

图6 SWIR 研究区玄武岩 Nb*-Ta*、εNd-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 图解
Fig.6 Nb*-Ta* and εNd-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr diagrams of the SWIR

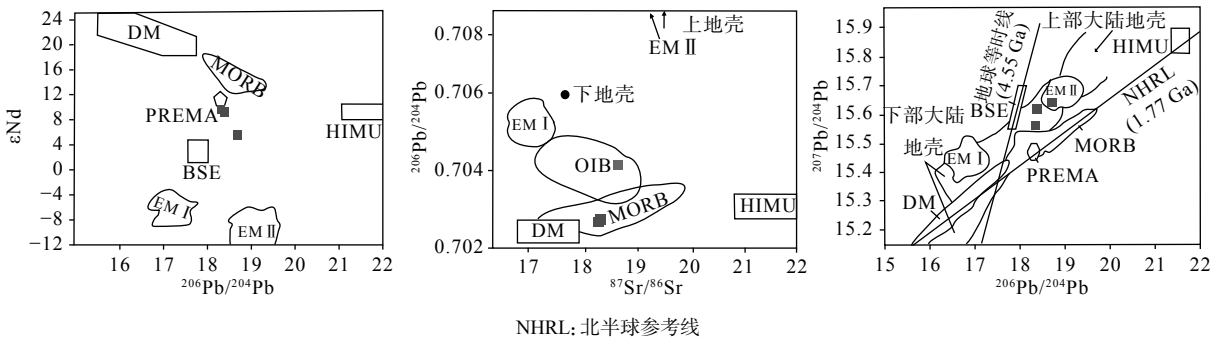


图7 SWIR 玄武岩 εNd-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb、²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb - ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr、²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb - ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 图解

Fig.7 εNd-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb - ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb - ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb diagrams of the SWIR basalts

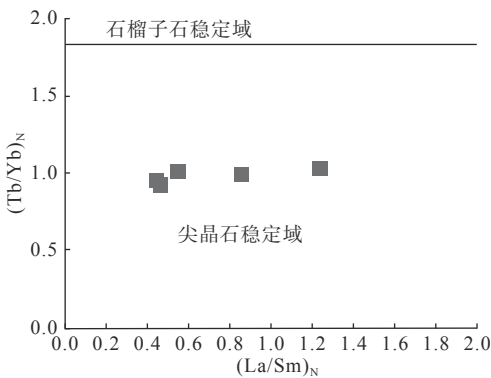


图8 SWIR 玄武岩 (Tb/Yb)_N - (La/Sm)_N 图解^[29]

Fig.8 (Tb/Yb)_N - (La/Sm)_N diagrams of the SWIR basalt^[29]

晶石橄榄岩的区域,说明源区较为亏损,有尖晶石橄榄岩的熔融。此外, (Dy/Yb)_N - (La/Yb)_N 和 Yb-La/Yb 图中(图 10), 研究区样品落在尖晶石二辉橄榄岩的熔融曲线上,说明研究区的岩浆起源于尖晶石橄榄岩区^[28-30]。

4.2.2 部分熔融程度

NIU 和 BATIZA^[31-33] 认为, CaO/Al₂O₃ 与 Na₈

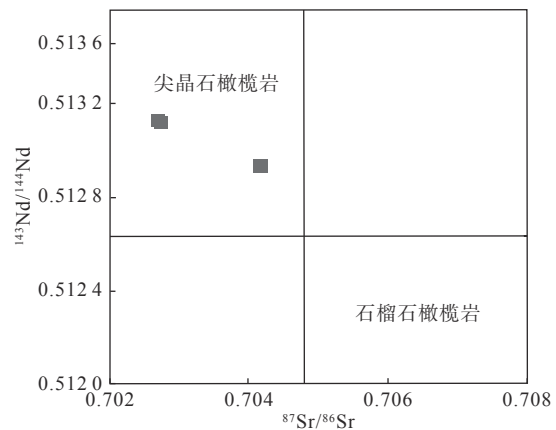


图9 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd - ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 图解^[27]

Fig.9 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd - ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr diagram^[27]

具有良好的线性关系,与部分熔融程度有关,在 CaO/Al₂O₃-Na₈ 图解中(图 11), SWIR 研究区玄武岩岩浆部分熔融程度为 10%~16%。NIU 和 BATIZA^[31-33] 总结了大量洋中脊玄武岩的实验结果,并且依据 SiO₂、Al₂O₃、FeO 和 CaO 在 MgO=8% 之间的关系,提出了计算部分熔融程度(F)的经验公式:

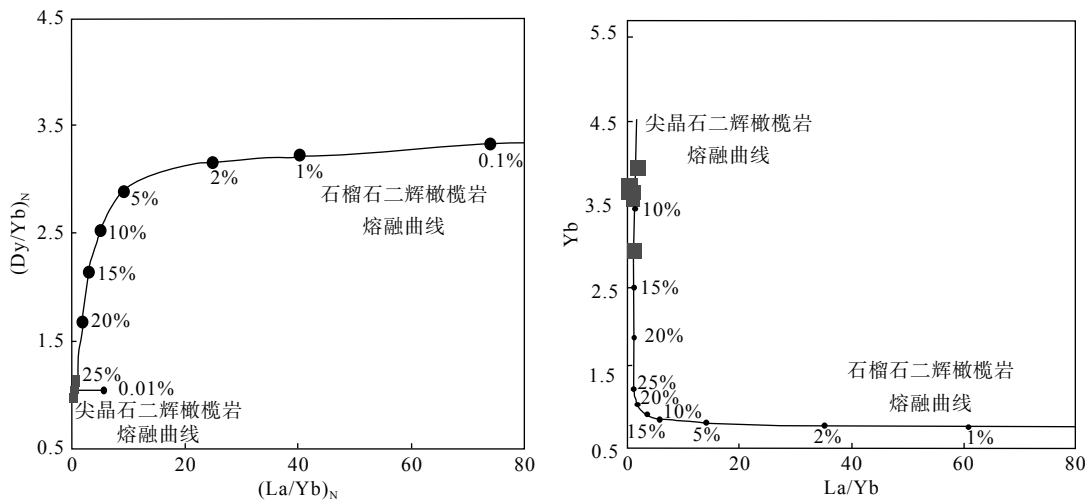


图 10 SWIR 玄武岩 $(La/Yb)_N - (Dy/Yb)_N$ 和 $La/Yb - Yb$ 图解

Fig.10 $(La/Yb)_N - (Dy/Yb)_N$ and $La/Yb - Yb$ diagram of the SWIR basalt

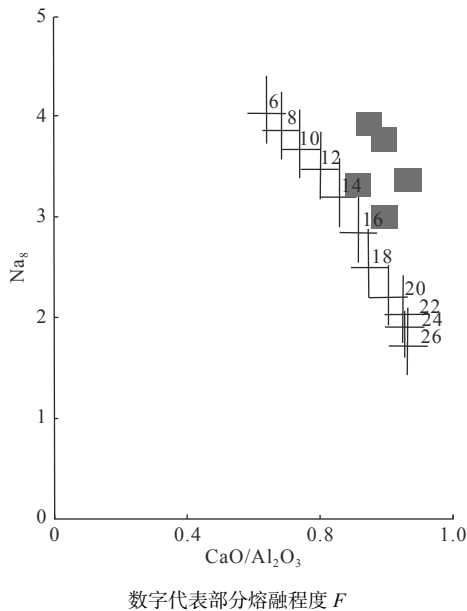


图 11 SWIR 玄武岩 $CaO/Al_2O_3 - Na_8$ 图解

Fig.11 $CaO/Al_2O_3 - Na_8$ diagram of the SWIR basalt

$$F(wt) = 19.202 - 5.175 \times Na_8 + 15.537 \times Ca_8/Al_8$$

利用上述公式对 SWIR 研究区获得的玄武岩数据进行计算, 结果显示超慢速扩张脊 SWIR 玄武岩的部分熔融程度为 12.57%~16.76%(表 4)。

表 4 SWIR 玄武岩部分熔融程度

Table 4 The partial melting of the SWIR basalt

采样位置	样品号	Na_8	Ca_8	Al_8	F
SWIR	B01	3.39	10.57	11.89	15.45
	B03	3.03	14.29	16.78	16.76
	B04	3.31	11.28	14.79	13.95
	B05	3.78	10.98	13.07	12.69
	S31	3.95	10.64	11.97	12.57

4.2.3 岩浆结晶分异过程

洋中脊区域上地幔部分熔融形成的岩浆与源区分离, 在迁移过程中岩浆所处的温压条件随着岩浆的向上迁移不断变化, 在这一过程中, 岩浆会发生结晶分异作用, 从而使岩浆的组分发生变化, 而在扩张脊的岩浆房为分离结晶作用提供了空间^[34-35]。本文所选取的玄武岩样品的 MgO 含量和固结指数(SI)范围较广, 说明玄武质岩浆在向上迁移过程中分离结晶过程具有差异。此外, Mg#值也可以反映玄武质岩浆熔融晶体的分离作用, 研究区玄武岩的 Mg#范围为 0.48~0.6, 经历了原始(Mg#=0.7)到中等(Mg#=0.4)的演化^[36]。

Ni、Cr 为强相容元素, 其中 Ni 主要存在于橄榄石中, Cr 主要存在于单斜辉石中^[37]; Sr 只相容于斜长石^[2]。研究区样品中 Ni-MgO 和 Cr-MgO 为明显的正相关, 相关系数分别为 0.84 和 0.85, Sr-MgO 为明显的负相关, 相关系数为-0.76。研究区样品中 Ba 和 Sr 为负异常, Eu 为弱的正异常, 其异常不明显, 这表明在岩浆迁移过程中有斜长石的结晶分异作用, 但是分离结晶作用不明显, 研究区玄武岩在中度还原环境中^[38]。综上, 研究区玄武岩经历了明显的橄榄石+单斜辉石+斜长石的分离结晶。

5 结论

(1) SWIR 区玄武岩样品常量元素特征及岩相学特征指示其化学成分类型为低钾拉斑玄武岩, 斑晶均以斜长石斑晶为主; 橄榄石斑晶次之; 单斜辉石斑晶基本缺失。

(2) 相对原始地幔 SWIR 区玄武岩具有 Ba、Ta、

Sr 负异常, K 表现为正异常。稀土元素分配模式样品 B03 和 S31 显示右倾型特征, δCe 表现为强烈的正异常, 其余为左倾型, 具有轻微的 Eu、Ce 正异常。

(3) 微量元素和同位素综合分析表明, SWIR 区玄武岩都起源于上地幔, SWIR 玄武岩则明显向 EM II 端元偏移。SWIR 玄武岩地幔源区相对最为富集, 可能为 DM 和 EM II 的混合源区, 存在少量的陆壳成分。

(4) SWIR 区玄武岩岩浆起源深度为尖晶石橄榄岩区域, SWIR 玄武岩的部分熔融程度为 14.28%。研究区玄武岩处于中度还原环境下, 经历了明显的橄榄石+单斜辉石+斜长石的分离结晶。

参考文献:

- [1] 徐夕生, 丘检生. 火成岩岩石学[M]. 北京: 科学出版社, 2010: 185-186.
- [2] 张国良. 东太平洋海隆13°N附近玄武岩特征及其对岩浆作用的指示意义[D]. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2010.
- [3] 王妍. 中国东部苏北-合肥新生代大陆玄武岩地球化学研究[D]. 合肥: 中国科学技术大学, 2011.
- [4] PATRIAT P, SAUTER D, MUNSCHY M, et al. A survey of the southwest Indian ridge axis between Atlantis II fracture zone and the Indian ocean triple junction: regional setting and large scale segmentation[J]. *Marine Geophysical Researches*, 1997, 19(6): 457-480.
- [5] MARKS K M, TIKKU A A. Cretaceous reconstructions of East Antarctica, Africa and Madagascar[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 186(3/4): 479-495.
- [6] DICK H J B, LIN J, SCHOUTEN H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge[J]. *Nature*, 2003, 426(6965): 405-412.
- [7] CHU D Z, GORDON R G. Evidence for motion between Nubia and Somalia along the Southwest Indian Ridge[J]. *Nature*, 1999, 398(6722): 64-67.
- [8] SCLATER J G, FISHER R L, PATRIAT P, et al. Eocene to recent development of the South-west Indian Ridge, a consequence of the evolution of the Indian Ocean triple junction[J]. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1981, 64(3): 587-604.
- [9] DE RIBET B, PATRIAT P. The axial region of the Southwest Indian ridge between 53°E and 59°E: evolution during the last 10 Ma[J]. *Marine Geophysical Researches*, 1988, 10(3/4): 139-156.
- [10] BAKER E T, GERMAN C R. On the global distribution of hydrothermal vent fields[M]//GERMAN C R, LIN J, PARSON L M. Mid-Ocean Ridges: Hydrothermal Interactions between the Lithosphere and Oceans. Washington: American Geophysical Union, 2004: 245-266.
- [11] FONT L, MURTON B J, ROBERTS S, et al. Variations in melt productivity and melting conditions along SWIR (70°E-49°E): evidence from olivine-hosted and plagioclase-hosted melt inclusions[J]. *Journal of Petrology*, 2007, 48(8): 1471-1494.
- [12] ZHOU H Y, DICK H J B. Thin crust as evidence for depleted mantle supporting the Marion Rise[J]. *Nature*, 2013, 494(7436): 195-200.
- [13] SEYLER M, BRUNELLI D, TOPLIS M J, et al. Multiscale chemical heterogeneities beneath the eastern Southwest Indian Ridge(52°E-68°E): trace element compositions of along-axis dredged peridotites[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2011, 12(9): Q0AC15.
- [14] BACH W, BANERJEE N R, DICK H J B, et al. Discovery of ancient and active hydrothermal systems along the ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge 10°-16°E[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2002, 3(7): 1044.
- [15] JANNEY P E, LE ROEX A P, CARLSON R W. Hafnium isotope and trace element constraints on the nature of mantle heterogeneity beneath the central Southwest Indian Ridge (13°E to 47°E)[J]. *Journal of Petrology*, 2005, 46(12): 2427-2464.
- [16] 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.
- [17] ZINDLER A, HART S. Chemical geodynamics[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1986, 14: 493-571.
- [18] 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(1/4): 381-397.
- [19] ITO E, 李彬贤. 大洋中脊玄武岩氧、锶、钕、铅同位素地球化学[J]. *地质科学译丛*, 1988(3): 54-64.
- [20] CANNAT M, SAUTER D, MENDEL V, et al. Modes of sea-floor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge[J]. *Geology*, 2006, 34(7): 605-608.
- [21] HOFMANN A W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1988, 90(3): 297-314.
- [22] 赵慧静. 东太平洋海隆13°N附近洋中脊玄武岩的研究[D]. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2013.
- [23] NIU Y L, COLLERSON K D, BATIZA R, et al. Origin of enriched-type mid-ocean ridge basalt at ridges far from mantle plumes: the East Pacific Rise at 11°20'N[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1999, 104(B4): 7067-7087.
- [24] WILSON M, DOWNES H. Tertiary-quaternary extension-related alkaline magmatism in western and central Europe[J]. *Journal of Petrology*, 1991, 32(4): 811-849.
- [25] ZARTMAN R E. Lead, strontium, and neodymium isotopic characterization of mineral deposits relative to their geologic environments[C]//Proceedings of the 27th Int Geol Congr Moscow. Utrecht: VNUK Science Press, 1984: 83-106.
- [26] ALLÈGRE C L, LEWIN E, DUPRÉ B. A coherent crust-mantle model for the uranium-thorium-lead isotopic system[J]. *Chemical Geology*, 1988, 70(3): 211-234.
- [27] HAWKESWORTH C J, KEMPTON P D, ROGERS N W, et al. Continental mantle lithosphere, and shallow level enrichment

- processes in the Earth's mantle[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1990, 96(3/4): 256-268.
- [28] KLEIN E M, LANGMUIR C H. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1987, 92(B8): 8089-8115.
- [29] WANG K, PLANK T, WALKER J D, et al. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107(B1): 2017.
- [30] SHAW J E, BAKER J A, MENZIES M A, et al. Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian Plate (Jordan): a mixed lithosphere-asthenosphere source activated by lithospheric extension[J]. *Journal of Petrology*, 2003, 44(9): 1657-1679.
- [31] NIU Y L, BATIZA R. In situ densities of Morb melts and residual mantle: implications for buoyancy forces beneath mid-ocean ridges[J]. *The Journal of Geology*, 1991, 99(5): 767-775.
- [32] NIU Y L, BATIZA R. DENSICAL: program for calculating densities of silicate melts and mantle minerals as a function of pressure, temperature, and composition in melting range[J]. *Computers & Geosciences*, 1991, 17(5): 679-687.
- [33] NIU Y L, BATIZA R. An empirical method for calculating melt compositions produced beneath mid-ocean ridges: application for axis and off-axis (seamounts) melting[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1991, 96(B13): 21753-21777.
- [34] NIU Y L, WAGGONER D G, SINTON J M, et al. Mantle source heterogeneity and melting processes beneath seafloor spreading centers: the East Pacific Rise, 18°-19°S[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1996, 101(B12): 27711-27733.
- [35] 于森. 快、慢速扩张洋中脊玄武岩特征对比及意义[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2013.
- [36] LE ROEX A P, DICK H J B, FISHER R L. Petrology and geochemistry of MORB from 25°E to 46°E along the southwest Indian Ridge: evidence for contrasting styles of mantle enrichment[J]. *Journal of Petrology*, 1989, 30(4): 947-986.
- [37] 刘虹瑜. 内蒙古赤峰地区汉诺坝玄武岩岩石类型及其地球化学特征[D]. 成都: 西南石油大学, 2012.
- [38] PANDEY S K, PAL S, SHRIVASTAVA J P, et al. Trace elements geochemistry and petrogenesis of basalt from the southern part of the East Pacific Rise[J]. *Journal of the Geological Society of India*, 2013, 81(1): 91-100.

GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE MORBS OF THE SWIR AND THEIR IMPLICATIONS FOR MAGMATIC PROCESS

HAN Zongzhu^{1,2}, SUN Yuangao¹, WANG Chuan¹, SUN Xiaoxia^{1,2}, LIU Ming^{1,2}, LAI Zhiqing^{1,2}

(1 College of Marine Geosciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China;

2 Key Laboratory of Submarine Geosciences and Prospecting Techniques, Qingdao 266100, China)

Abstract: Five fresh MORBs samples collected from the 50°E of the SWIR have been studied for petrology and geochemistry. The major elements, TAS and AFM diagrams suggest that the samples from the SWIR are dominated by low potassic tholeiite. The primitive mantle-normalized spider diagram shows negative anomalies of Ba, Nb and Sr, while K is positive in all of the samples. The MORBs of the SWIR show a depleted pattern of light REE in chondrite-normalized REE diagram, with slightly positive Eu and Ce anomalies; The MORBs from the SWIR are all derived from the upper mantle and obviously migrate to the end member of EMII. Most of the SWIR basalts enriched in the region are sourced from mantle. It is composed of both DM and EMII, includes small amount of continental crustal components. The basaltic magmas of SWIR are originated from the spinel peridotite zone. The samples of the SWIR are formed under a moderate reducing environment, experienced obvious fractional crystallization from olivine, clinopyroxene to plagioclase.

Key words: SWIR; Geochemistry; basalt; magmatic processes; crystallization differentiation