

冲绳海槽南部橄榄拉斑玄武岩研究*

李巍然 杨作升 张保民 王先兰[†]

(青岛海洋大学海洋地球科学学院, 青岛 266003)

[†](国家海洋局第二海洋研究所, 杭州 310012)

提要 1995 年夏季航次冲绳海槽地质、地球物理调查对海底岩石实施拖网取样, 在与那国海底洼地西南边缘采集到新鲜玄武岩样品。对岩石样品进行了薄片鉴定、岩石化学分析、稀土和微量元素分析以及铷同位素分析等。结果表明, 岩石为橄榄拉斑玄武岩, 岩石微量元素和稀土元素分布具有地幔柱洋中脊玄武岩的特点; 成岩熔浆来自上地幔, 分异程度较低, 混合作用较弱, 结晶液线温度为 1 150—1 200℃。

关键词 橄榄拉斑玄武岩 岩石化学 铷同位素 冲绳海槽

冲绳海槽是西太平洋大陆边缘一个典型的弧后扩张盆地, 其特殊的构造位置和地质过程历来为海洋地质学家所关注。海槽底火山岩作为慢-壳物质循环的实体和能量传输的载体, 其研究对认识海槽基底性质、海槽成因演化及其对周围环境的影响均具有重要意义。冲绳海槽火山岩研究成果主要集中在 26°N 以北区域和酸性浮岩方面(翟世奎, 1986; 孙嘉诗等, 1982; 地质矿产部海洋地质调查局, 1985; 秦蕴珊等, 1987, 1988; 陈丽蓉等, 1993), 有关玄武岩, 仅见翟世奎(1995)有系统深入地研究报道。本文拟就冲绳海槽南部橄榄拉斑玄武岩样品测试数据及有关地质问题进行分析和探讨, 为进一步研究该区弧后扩张活动提供岩石学依据。

1 研究方法

岩石样品来自国家海洋局主持的 1995 年夏季航次冲绳海槽地质、地球物理调查。拖网取样, 其范围是 123°11' E, 24°55' N—123°12' E, 24°54' N。样品为新鲜玄武岩。对样品进行不同方向和不同部位切割、制片、手标本观察和岩石薄片鉴定并进行了岩石化学分析、稀土元素和微量元素分析以及 Rb-Sr 同位素测定; 对熔渣和气孔填充物分别进行了 X 射线粉末衍射分析和扫描电镜能谱分析; 对上述分析数据进行岩石化学计算、投影作图和对比研究, 并对有关地质问题进行探讨。

2 研究结果

2.1 岩石手标本的一般特征

标本断面呈深灰色, 表面呈土褐色, 破裂面具黄褐色铁质浸染条纹, 表层冷凝边厚约 0.5cm。具气孔构造和熔渣构造, 气孔大小悬殊, 小气孔直径多在 1mm 以下, 大气孔中有渣

*国家自然科学基金资助项目, 49676290号。李巍然, 男, 出生于1960年6月, 副教授。

收稿日期: 1996年3月28日, 接受日期: 1997年7月20日。

状、瘤状和球粒状充填物(图版 I: 1)。肉眼观察呈斑状结构,斑晶主要是斜长石和辉石,粒径多在 1mm 以下。

2.2 熔渣与球粒杏仁体

对熔渣和岩石表层冷凝边的 X 射线粉末衍射分析表明,它们具有相同的结晶相,主要为拉长石和普通辉石,均为熔岩中的残余岩浆在熔岩侵位后急冷却结晶的产物。气孔中球粒杏仁体为空心薄壳状,直径在 4mm 以下,厚约为 0.5mm,在电子显微镜下(200×)其外表面可见显微龟裂纹,能谱分析显示其主要阳离子构成为铁、锰元素,以锰为主(表 1)。铁锰尚未分离,与岩石表层形成黄褐色被膜和铁质浸染条纹明显不同。球粒杏仁体应该是残浆热液富锰组分冷凝聚集的结果。上述现象表明,岩石原始构成保存完好,能够直接反映熔岩来源及形成环境等方面的基本状况。

表1 冲绳海槽橄榄拉斑玄武岩气孔中空壳元素能谱分析结果(%)¹⁾

Tab.1 Results of the energy spectrum analysis of the thin-sheld hollow spherulite in the olivine tholeiite of the Okinawa Trough(%)

元素	Mg	Al	Si	P	S	Cl	K	Ca	Ti
质量数	2.144	1.902	2.014	0.815	3.819	14.897	2.339	4.525	0.609
原子数	2.605	3.250	3.306	1.214	5.491	19.372	2.757	5.205	0.586
元素	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Pb
质量数	0.00	0.126	48.807	13.726	0.522	1.514	0.006	0.537	1.701
原子数	0.00	0.112	40.953	11.330	0.408	1.189	0.004	0.379	0.378

1) 青岛海洋大学测试中心测试。

2.3 岩石薄片鉴定

镜下岩石为斑状结构,斑晶主要是基性斜长石(含量 > 50%)、辉石(> 25%)、橄榄石(约 8%)和磁铁矿(< 5%),基质为间隔结构,表层为玻璃质结构。斑晶中,斜长石呈半自形板状,发育有纳、卡双晶,粒径多在 1mm 以下,最大可达 3mm, $X \angle (010) = 42^\circ$, $An = 62\%$, 为拉长石;辉石呈半自形到自形柱状,纵、横切面均可见解理,粒径在 1mm 以下, $CANg = 42^\circ$, 为易变辉石;橄榄石呈半自形粒状,粒径多在 0.5mm 以下, $2V_x = 82^\circ$, 为贵橄榄石。岩石定名为橄榄拉斑玄武岩。

镜下观察基质沿垂直岩石表面方向有较大变化,表层主要为浅褐色玄武玻璃,内部为黄色玻璃质和黑色不透明物质,显微斑晶呈针状、羽状(图版 I: 2),消光沿针状微晶延长方向连续进行,为斜长石沿基质中原交织结构交代生长所致。与基质变化部位相对应的斑晶,则没有变化(图版 I: 3, 4)。这说明,熔岩岩浆构成和造岩矿物的形成是稳定的、持续的,仅当与海水或海底沉积物接触时,才影响到熔岩表层未结晶部分和内部残余岩浆,使其发生过冷却玻璃化和形成熔渣;玻璃壳形成后,在表层和熔渣内开始进行脱玻璃化作用。

2.4 岩石系列、类型及分类命名

岩石化学全分析结果及 CIPW 标准矿物计算结果列于表 2,与伊平屋海丘群所产玄武岩有关数据(翟世奎等, 1995)对比可以看出,冲绳海槽不同部位玄武岩不尽相同。本样品 CIPW 标准矿物中出现 ol, 岩石化学类型为 SiO_2 低度不饱和型。

确定样品的火山岩系列和火山岩类型选用 Chayes (1966) (图 1b)、Irvine 等 (1971) (图 1a, d, g, i)、Miyashiro (1974) (图 1e, f)、Middlemost (1972) (图 1h) 和王彤 (1985) (图 1c) (转引自邱家骧, 1991) 等人以不同组分参数为判别标准的不同判别图 (图 1), 均得出相同的结果, 即样品属亚碱性系列的拉斑玄武岩系列, 但分别接近于碱性和钙碱性系列, 岩石类型为接近钾质的正常类型或钠质类型。当用 Le Bas (1986) 的划分标准: $\text{Na}_2\text{O}-2 > \text{K}_2\text{O}$ 为钠质、 $\text{Na}_2\text{O}-2 < \text{K}_2\text{O}$ 为钾质, 则样品为钾质类型。可见本样品不论是岩石系列还是岩石类型都具有过渡性特点。鉴于此, 岩石的化学分类命名应在不划分岩石系列和岩石类型的前提下进行。采用 Middlemost (1980) 硅-碱关系法划分, 样品落在亚碱性玄武岩区; 采用王德滋 (1982) 硅-碱关系法划分, 样品落在拉斑玄武岩区; 采用邱家骧 (1982) 硅-碱关系法划分, 样品落在亚碱性系列玄武岩区; 采用国际地科联 (IUGS, 1989, 转引自

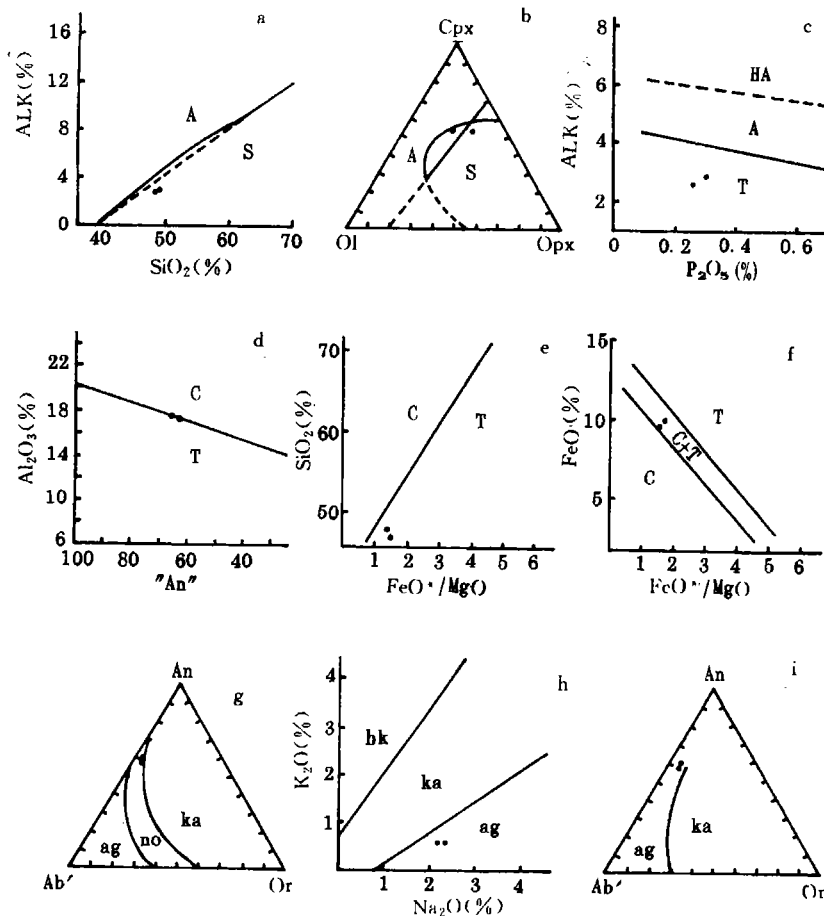


图 1 样品岩石系列判别图

Fig. 1 Rock series identification diagrams of the samples in the Okinawa Trough

A. 碱性系列; S. 亚碱性系列; HA. 强碱性系列; T. 拉斑系列; C. 钙碱性系列; ag. 钠质型; no. 正常型; ka. 钾质型;

hk. 高钾质型。· 为样品点 (图 2, 3, 4 同)。

$$“\text{An}” = 100\text{An}/(\text{An} + \text{Ab} + 5/3\text{Ne})$$

邱家骧, 1991)火成岩分类分会提出的 TAS 关系法划分, 样品落在亚碱性系列玄武岩区; 采用 Bather 等 (1974, 转引自邱家骧, 1991) 硅-K₂O / Na₂O 关系法划分, 样品落在玄武岩区并接近于低钾拉斑玄武岩。综上所述, 有理由将样品定为亚碱性系列玄武岩。详细分类命名按邱家骧 (1985) 的阳离子标准矿物 Ne-Ol-Hy-Q 分类命名法进行, 样品岩石定名为橄榄拉斑玄武岩。

表2 冲绳海槽橄榄拉斑玄武岩岩石化学分析结果¹⁾及CIPW标准矿物计算结果(W%)¹⁾

Tab.2 Results of petrochemistry analysis and CIPW normative mineral for the olivine tholeiite in the Okinawa Trough(W%)¹⁾

样品号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	CO ₂	S	总计
1 ²⁾	48.94	0.87	17.33	2.22	7.63	0.19	6.80	12.27	2.19	0.62	0.26	0.48	0.15	0.034	99.984
2	48.44	0.87	17.21	2.12	7.88	0.20	6.63	12.34	2.28	0.62	0.30	0.80	0.24	0.026	99.856

样品号	ap	il	mt	or	ab	an	di	hy	ol	总计	pl
1	0.62	1.67	3.24	3.90	18.36	35.61	19.28	11.78	4.99	99.45	65
2	0.62	1.67	3.01	3.90	19.40	34.78	20.25	6.92	8.17	98.92	63

1) 地质矿产部南京综合岩矿测试中心测试。

2) 1号样品取自岩石核心部位; 2号样品取自连带表层部位, 下同。

2.5 岩石化学指数和物化参数

样品的分异指数 $DI = 22.26$ 和 23.30 , 小于玄武岩平均值 35 和橄榄辉绿岩平均值 30 , 表明其岩浆演化进程小, 分异程度低。固结指数 $SI = 39.44$ 和 38.08 , 与原始岩浆的固结指数 $SI = 40$ 相当, 也反映出慢源原生岩浆基本未经分异和同化混染的特点。样品的结晶指数 $CI = 55.82$ 和 54.79 , 而由铁镁质堆积形成的岩石 CI 值通常 ≥ 60 , 仅含钙长石、镁透辉石、镁橄榄石的岩石 $CI = 100$, 仅含石英、碱性长石或似长石的岩石 $CI = 0$, 一般岩浆岩的 CI 值在 $60-0$ 之间, 样品 CI 值接近铁镁质堆积岩石 CI 值, 其结晶之初的岩浆就是弱分异的。

据研究 (Кутюлин, 1966, 转引自邱家骧, 1991), 玄武岩中 MgO 与橄榄石的结晶温度 (t_{ol}) 有关, MnO , TiO_2 , Al_2O_3 和 FeO 与斜长石结晶温度 (t_{pl}) 有关, 结晶温度计算公式为:

$$t_{ol} = 1056.6 + 17.30MgO \pm 26^\circ C$$

$$t_{pl} = 1144.7 - 136.36MnO - 19.23TiO_2 + 7.41Al_2O_3 - 1.04FeO \pm 25^\circ C$$

对样品的计算结果为:

$$t_{ol} = 1174^\circ C \pm 26^\circ C \text{ 和 } 1171^\circ C \pm 26^\circ C$$

$$t_{pl} = 1223^\circ C \pm 25^\circ C \text{ 和 } 1220^\circ C \pm 25^\circ C$$

另外, 在 $MgO-Al_2O_3$ 与 t_{ol} , t_{pl} 关系图上 (图 2), 样品落入第 III 类, 为岛弧、活动陆缘和造山带高铝玄武岩系列区, 结晶顺序是 $Pl \rightarrow Ol \rightarrow Cpx$, 结晶温度 $t_{ol} \approx 1150^\circ C$, $t_{pl} \approx 1200^\circ C$, 与计算结果相同。用其它方法计算也得出相同的温度值, 可以认为样品岩石是在 $1200^\circ C$ 以上开始结晶的。

由 $Ne'-Ol'-Q'$ 相关系判别, 样品岩浆房压力约为 $1.30GPa$, 换算成深度约为 $43km$, 与电磁测深界定的高导层 (转引自李乃胜, 1995) 顶面埋深相当。冲绳海槽南部地壳厚度小于 $20km$ (金翔龙等, 1983, 1992; 秦蕴珊等, 1987), 样品玄武岩熔浆来自上地幔。

2.6 稀土元素与微量元素

其分析结果列于表 3。经对表 3 的岩石化学数据计算表明, 样品稀土总量较低, 低于大洋玄武岩平均值 (96×10^{-6}) (刘英俊等, 1987), 铈异常系数 $\delta Ce = 1.39$ 和 1.43 , 铕异常系数 $\delta Eu = 1.06$ 和 1.05 , 这说明铈有轻度富集; $\Sigma Ce / \Sigma Y = 2.06$ 和 1.65 , 轻稀土也有一定程度的富集; $(La / Yb)_N = 5.52$ 和 3.63 , 稀土间存在一定分馏, 并且 $(La / Sm)_N = 3.55$ 和 2.25 , $(Gd / Yn)_N = 0.89$ 和 0.92 , 轻稀土较重稀土分馏程度更高。样品稀土元素分布未出现销负异常, 说明并非由残余岩浆结晶或铁镁层部分熔融所形成。样品 $\Sigma Ce / \Sigma Y$ 比值及 Ce / Nd 与碱性辉石岩的相当, 钇族稀土含量仅是铈族稀土的 $1/2-3/5$, 远未形成富集, 也说明熔浆来源较深、上升快、分异弱的特点。轻稀土的弱富集反映出在岩浆活动中有可能有地壳物质的掺入。由 $(La / Yb)_N$, (Ce / Yb) 比值及稀土分布模式进行判别, 样品属洋岛(夏威夷)拉斑玄武岩, 与地幔柱型洋中脊玄武岩相似。样品中锂的含量仅为地壳中平均含量的 $1/4$ 和基性岩中平均含量的 $1/3$ 。在岩浆作用中, 锂倾向于晚期富集, 而镁趋向于早期富集。样品中 $(Li/Mg) \times 10^3 = 0.135$ 和 0.126 , 为岩浆作用早期的比值。同样, 铷于晚期富集, 钾于早期富集, 样品 K / Rb 比值较高, 达到 352 和 291 , 也表明其封存于岩浆作用的早期阶段。诱发裂变径迹研究发现(转引自刘英俊, 1987), 铀趋向富集于残余岩浆, 样品中铀含量为 0.58×10^{-6} , 低于地壳玄武岩圈层的平均含量 (10^{-6}) 和玻璃陨石中的含量 ($0.9-0.6 \times 10^{-6}$), 是处于铀富集前阶段。地壳物质对钍有优先富集作用, 直接来自上地幔的岩石其 Th / U 比值为 $1-2$, 火成岩中 Th / U 平均比值为 $3.5-4$, 而样品中 Th / U 比值为 2.59 , 也表明样品受地壳物质的影响是比较小的。

样品的原始地幔标准化微量元素分布表现为强不相容元素弱富集型, 但无非活动性元素 Nd 的亏损和活动性元素 K, Sr 等的显著富集, 具有洋岛玄武岩和热点洋脊玄武岩的分配特点 (Ellam et al., 1988; McBirney, 1993)。样品微量元素原始地幔 Zr 标准化比值和原始地幔 Nb 标准化比值表明, 其岩浆为弧后盆地富集地幔源的产物, 其比值分布特点与 Sanders 等 (1984), Myers 等 (1989) 等人所提出的模式相一致。元素异常值 $Th^* = 0.8$, $K^* = 1.1$, $Nb^* = 0.9$, $Sr^* = 1.1$, $P^* = 1.3$, $Zr^* = 0.4$, $Ti^* = 0.8$, 可能反映了与消减作用有关的微弱混染情况。

2.7 构造环境判别及岩浆源区分析

选用不同的方法对样品岩石构造环境的判别如图 3 所示。样品具有洋中脊玄武岩和岛弧玄武岩的双重性质, 这可能就是扩张的弧后盆地岩浆活动的一个典型特征, 它既反映

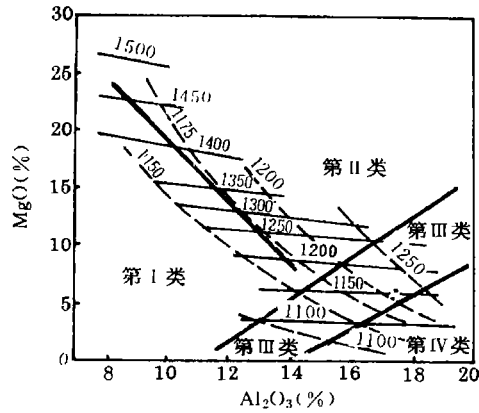


图 2 MgO-Al₂O₃ 与 $t_{ol}-t_{pl}$ 关系图

Fig.2 Diagram of the relationship between

MgO-Al₂O₃ and $t_{ol}-t_{pl}$

- I. 结晶顺序: Ol→Cpx→Pl, 为板内拉斑玄武岩系列区; II. 结晶顺序: Ol→Pl→Cpx, 为板内碱性玄武岩系列区; III. 结晶顺序: Pl→Ol→Cpx, 为岛弧、活动陆缘造山带高铝玄武岩系列区; IV. 结晶顺序: Pl→Cpx→Ol, 此类少见, 仅与岛弧等地高铝玄武岩演化有关。

图中直线为 t_{ol} , 虚线为 t_{pl} , 粗直线为类别界线; 数据表示岩浆结晶温度 (°C)。

表3 冲绳海槽橄榄拉斑玄武岩稀土元素和微量元素含量(10^{-6})¹⁾Tab.3 REE and microelement content of the olivine tholeiite in the Okinawa Trough (10^{-6})

样品	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
1	14.9	26.9	2.8	12.1	2.8	0.93	3.2	0.47	3.1	0.62	2.1
2	9.8	21.3	2.7	11.8	2.9	0.96	3.3	0.53	3.2	0.67	2.1
样品	Tm	Yb	Lu	Y	Ba	Be	Co	Cr	Cu	Ca	Nb
1	0.3	1.8	0.28	17.5	237	1.4	42.5	37.2	107	25.4	13.8
2	0.3	1.8	0.28	17.8	218	1.4	42.7	37.0	103	25.5	13.9
样品	Ni	Pb	Sc	Sr	Th	V	Zn	Ag	B	Sn	Zr
1	36.8	<8.2	39.1	318	1.5	315	76.2	0.19	<3	1.9	44.4
2	39.2	18.3	39.3	309	-	298	74.2	0.19	<3	1.3	45.1
样品	Hf	Mo	W	F	Sb	As	Hg	Li	Rb	Cs	U
1	<3.0	0.72	0.46	350	0.22	<1	0.008	5.5	14.6	2.0	0.58
2	<3.0	0.88	0.14	320	0.22	<1	0.033	5.0	17.2	2.0	-

1) 地质矿产部南京综合岩矿测试中心测试, Th, U由中国科学院广州化学研究所测试。

了扩张盆地作为板块俯冲带沟-弧-盆体系中一个组成部分与其它部分的物质联系,也反映了扩张盆地确实具有类似洋中脊那样拉张的构造环境,使得侵位熔浆仍然保持着地幔

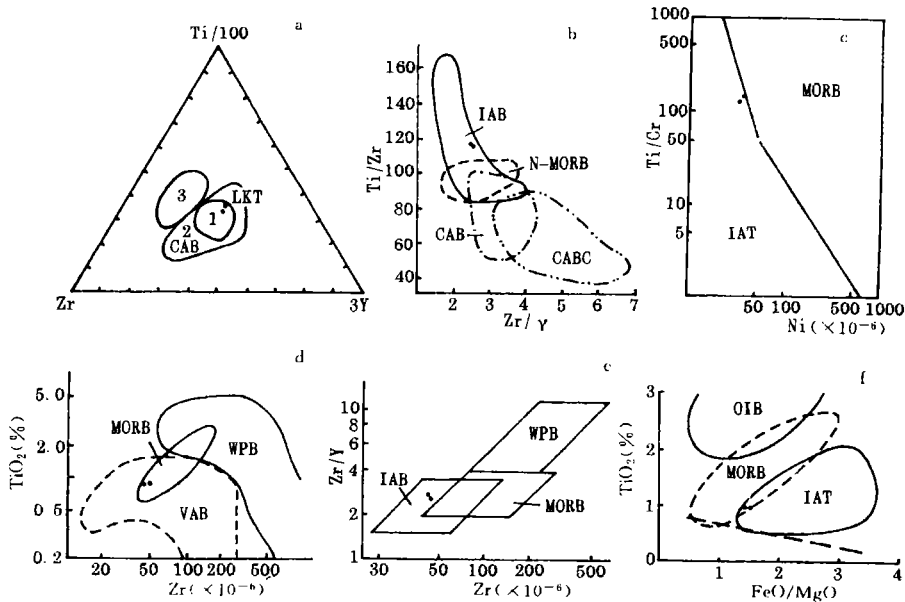


图3 样品岩石构造环境判别图

Fig.3 Tectonic setting identification diagrams of the samples in the Okinawa Trough

a. 1 为洋底、洋中脊玄武岩; 2 为火山弧玄武岩, 包括钙碱性玄武岩 (CAB) 和低钾拉斑玄武岩 (LKT); 3 为洋岛和板内玄武岩。b. CAB 为岛弧钙碱性玄武岩; CABC 为大陆边缘钙碱性玄武岩; IAB 为岛弧玄武岩; N-MORB 为标准洋脊玄武岩。c. IAT 为岛弧拉斑玄武岩; MORB 为洋中脊玄武岩。d. MORB 为洋中脊玄武岩; WPB 为板内玄武岩; VAB 为火山玄武岩。e. IAB 为岛弧玄武岩; MORB 为洋中脊玄武岩; WPB 为板内玄武岩。f. OIB 为洋岛玄武岩; MORB 为洋中脊玄武岩; IAT 为岛弧拉斑玄武岩。

的物质构成特征。本区橄榄拉斑玄武岩岩浆成因演化显然属于大洋拉斑玄武岩系列(图 4), 并且可能是熔融程度比较高的岩浆(图 5)。冲绳海槽形成于中新世以来(秦蕴珊等 1987; 李乃胜, 1990; 金翔龙, 1992), 由热流计算新生洋壳年龄为 0.4—0.9Ma(李乃胜, 1995), 橄榄拉斑玄武岩铷同位素构成 $Sr^{87} / Sr^{86} = 0.704334 \pm 11$, 也表明岩浆源自地幔, 并且基本未受混染作用或分异作用的影响, 这可能是地壳拉张、减薄、地幔物质快速上涌所致, 也可能是该区地壳非陆壳性质的反映。

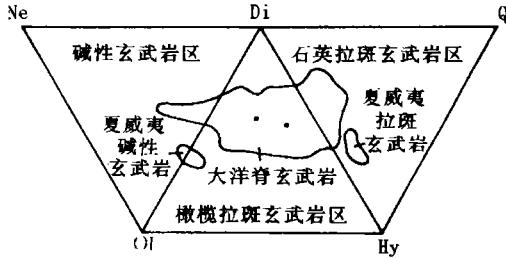


图 4 大洋脊玄武岩的 Ol-Di-Hg ± Q ± Ne 系分布图

Fig.4 Ol-Di-Hg ± Q ± Ne series distribution diagram of MORB

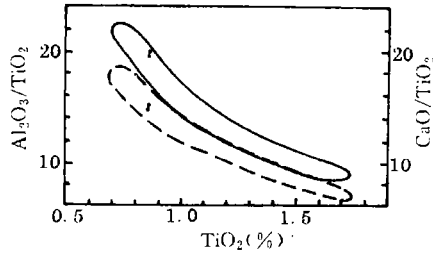


图 5 大洋脊玄武岩 Al_2O_3 / TiO_2 与 CaO / TiO_2 对 TiO_2 关系图

Fig.5 Association diagram of Al_2O_3 / TiO_2 and CaO / TiO_2 for TiO_2 of the MORB

实线依 Al_2O_3 / TiO_2 做出的大洋脊玄武岩分布区; 虚线依 CaO / TiO_2 做出的大洋玄武岩分布区。

3 结语

冲绳海槽南部海底发育有橄榄拉斑玄武岩, 其岩石化学组成具有与地幔柱洋中脊玄武岩相似的特点; 成岩初始岩浆源自上地幔, 分异程度低, 混染作用弱, 是冲绳海槽海底扩张导致地幔物质快速上涌的结果。琉球沟-弧-盆体系和海槽海底扩张是橄榄拉斑玄武岩形成的共同构造背景, 有必要继续开展研究, 丰富海底玄武岩资料, 建立合理的岩石模型, 以确切地反映类似冲绳海槽这样的弧后扩张盆地的物质构成特征及地质构造特征。

参 考 文 献

王德滋等, 1982, 火成岩岩石学, 科学出版社(北京), 49.
 孙嘉诗等, 1982, 海洋地质研究, 2(3): 24—34.
 地质矿产部海洋地质调查局, 1985, 海洋地质专刊, 2(1): 112—123.
 李乃胜, 1990, 海洋与湖沼, 21(6): 536—543.
 李乃胜, 1995, 冲绳海槽地热, 青岛出版社(青岛), 4: 88—93.
 刘英俊等, 1987, 元素地球化学导论, 地质出版社(北京), 58—70.
 陈丽蓉等, 1993, 中国科学(B辑), 23(3): 324—329.
 邱家骧, 1982, 地质与勘探, 7: 1—10, 8: 1—9.
 邱家骧, 1985, 矿物岩石, 3: 5—6.
 邱家骧等, 1991, 岩石化学, 地质出版社(北京), 86—94, 98—102, 140—142, 183—189.
 金翔龙等, 1983, 海洋与湖沼, 14(2): 105—116.
 金翔龙等, 1992, 东海海洋地质, 海洋出版社(北京), 354—360.
 秦蕴珊等, 1987, 海洋与湖沼, 18(4): 313—318.

- 秦蕴珊等, 1987, 东海地质, 科学出版社(北京), 278—279.
- 秦蕴珊等, 1988, 地球化学, 2: 183—189.
- 翟世奎, 1986, 海洋与湖沼, 17(6): 504—512.
- 翟世奎等, 1995, 海洋与湖沼, 26(2): 115—123.
- Ellam, R.M. et al., 1988, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **98**, 72—80
- Le Bas, M.J. et al., 1986, *J. Petro.*, **97**: 745—750.
- Middlemost, E. A. K., 1980, *Geol. mag.*, **117**(1): 51—57.
- Myers, R. E. et al., 1989, *Lithos*, **23**: 53—62.
- McBirney, A. R., 1993, *Igneous Petrology—2nd*, Jones and Bartlett Publishers (Boston), pp. 278—282.
- Sanders, A. D. et al., 1984, *Marginal Basin Geology*, Geological Society Special Publish (London), pp. 59—76.

STUDY ON THE OLIVINE THOLEIITE OF THE SOUTHERN OKINAWA TROUGH

Li Weiran, Yang Zuosheng, Zhang Baomin, Wang Xianlan[†]

(College of Marine Geosciences, Ocean University of Qingdao, Qingdao 266003)

[†](Second Institute of Oceanography, SOA, Hangzhou 310012)

Abstract Dredging of submarine rocks was carried out during the geological survey of the Okinawa Trough in the summer of 1995. Rock samples of fresh basalt in place were collected from the southwest margin of the Yonaguni Depression, the earliest spreading part of a backarc basin in the southern Okinawa Trough. The sampling site was located at 24° 54' — 24° 55' N and 123° 11' — 123° 12' E. For the specimens, thin section examination, rare earth element and microelement analysis, strontium isotope assaying and petrochemistry study were undertaken. The results show that the rock samples represent olivine tholeiite, whose distribution patterns in terms of rare earth element and microelement characteristics are similar to those of P-MORB. The lava belongs to a low silica, undersaturated type, deriving from the upper mantle, around 43km below the surface. In that depth, there is lower differentiation and slight hybridization, the mineral begins crystallizing at temperatures ranging between 1 150 °C and 1 200 °C.

The studies suggest that the Olivine tholeiite start to solidify while the melted upper mantle material rose rapidly and was exposed to the seawater or loose submarine sediments. It is signified that the sea-floor spreading developed in the Okinawa Trough at that time, or was a non-continental crust. However, the Okinawa Trough is an important boundary between the petrologic tectonic environments under any circumstances.

Key words Olivine tholeiite Petrochemistry Strontium isotope Okinawa Trough