

# 中国东部新生代玄武岩的地球化学

## (II) Sr、Nd、Ce 同位素组成

刘丛强<sup>①</sup> 解广轰<sup>②</sup> 增田彰正<sup>③</sup>

(<sup>①</sup>中国科学院地球化学研究所, 贵阳 510002)

(<sup>②</sup>中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640)

(<sup>③</sup>日本东京都电气通信大学化学系)

**摘要** 对有代表性的中国东部新生代玄武岩的 Sr、Nd 和 Ce 同位素组成进行了系统的研究, 结合系统的微量元素研究结果, 进一步阐明其地幔源区同位素组成的不均一性; 利用 Ce、Nd 同位素地球化学给出的信息, 探讨富集 I 型 (EM I) 地幔端元的成因。

**关键词** Sr、Nd、Ce 同位素 地幔不均一性 新生代玄武岩

对 Hart 根据大洋玄武岩同位素组成而定义的 EM I 地幔端元成分的成因<sup>[1]</sup>至今仍然众说纷纭。

Palacz *et al.* 认为这一端元组分是由岩石圈地幔底部的折沉作用 (delamination) 进入软流圈地幔而成<sup>[2]</sup>; Hart 进一步强调它是形成于核-幔边界的原始地幔<sup>[3]</sup>; Weaver *et al.* 认为是板块俯冲将深海沉积物带入地幔并与大洋岛屿玄武岩 (OIB) 的源区物质混合而成<sup>[4]</sup>。对中国东部新生代玄武岩微量元素地球化学进行系统研究后, 作者认为 EM I 系地幔交代作用的结果<sup>[5]</sup>。但地幔交代流体可源于软流圈地幔的富钾、富挥发分的熔体<sup>[6]</sup>; 也可以是在古板块俯冲带上释放的富水、富大离子亲石元素 (LILE) 和亏损高场强元素 (HFSE) 的流体<sup>[7]</sup>。Tatsumoto *et al.*<sup>[8]</sup> 也是用与古板块俯冲带有关的地幔交代作用机制来解释中国东北、日本海和部分日本岛弧玄武岩的 EM I 地幔端元的成因。

中国东北和华北西部的新生代玄武岩的地幔源区包括 EM I。该区玄武岩的 Th/Pb、U/Pb、Ce/Pb 和 Ba/Nb 值等均与岛弧玄武岩的相近, 暗示出 EM I 的形成与板块俯冲存在某种成因联系<sup>[9]</sup>。鉴于 Nd-Ce 同位素体系的研究对认识源区物质的 REE 组成、了解 Ce 异常存在与否和探讨源区物质成因等特别有效, 本文在讨论中国东部新生代玄武岩 Sr、Nd 和 Ce 同位素组分时, 着重用 Nd-Ce 同位素体系来论述 EM I 的成因。所研究样品的主元素和微量元素见另文<sup>[9]</sup>。

## 1 分析方法

Sr、Nd 同位素的测试工作是在 VG-354 质谱上进行的。Nd 同位素的质量分馏校

第一作者简介: 刘丛强 37岁 研究员 地球化学

收稿日期 1994-02-21, 改回日期 1994-11-20

正值为  $^{136}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ ; Sr 相应的校正值为  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 。Sr、Nd 同位素标准样测定值分别为  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51848 \pm 10(2\sigma)$  (LaJolla) 和  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710244 \pm 20(2\sigma)$  (NBS987)。对含水较高并遭受蚀变的样品,用 6mol/L 的 HCl 溶液清洗 2h 后再分析 Sr 同位素组成。用 VG 54-38 双重聚焦质谱仪对 Ce 同位素进行测试,所测定的  $^{138}\text{Ce}/^{142}\text{Ce}$  用  $^{136}\text{Ce}/^{142}\text{Ce} = 0.01688$  进行校正。Ce 同位素标准分析值 (JMC304) 为  $^{138}\text{Ce}/^{142}\text{Ce} = 0.1225762 \pm 18(2\sigma)$ 。

## 2 分析结果

Sr、Nd、Ce 同位素数据见表 1。对蚀变的玄武岩样品用 HCl 进行淋滤,淋滤后的样品 Sr 同位素组成比未经淋滤的要低,致使在 Sr-Nd 图(图 1)上其投影点更趋近于地幔演化区,而无明显蚀变的岩石(如样品 GH3、M38、M35) 则不具有这种偏移。

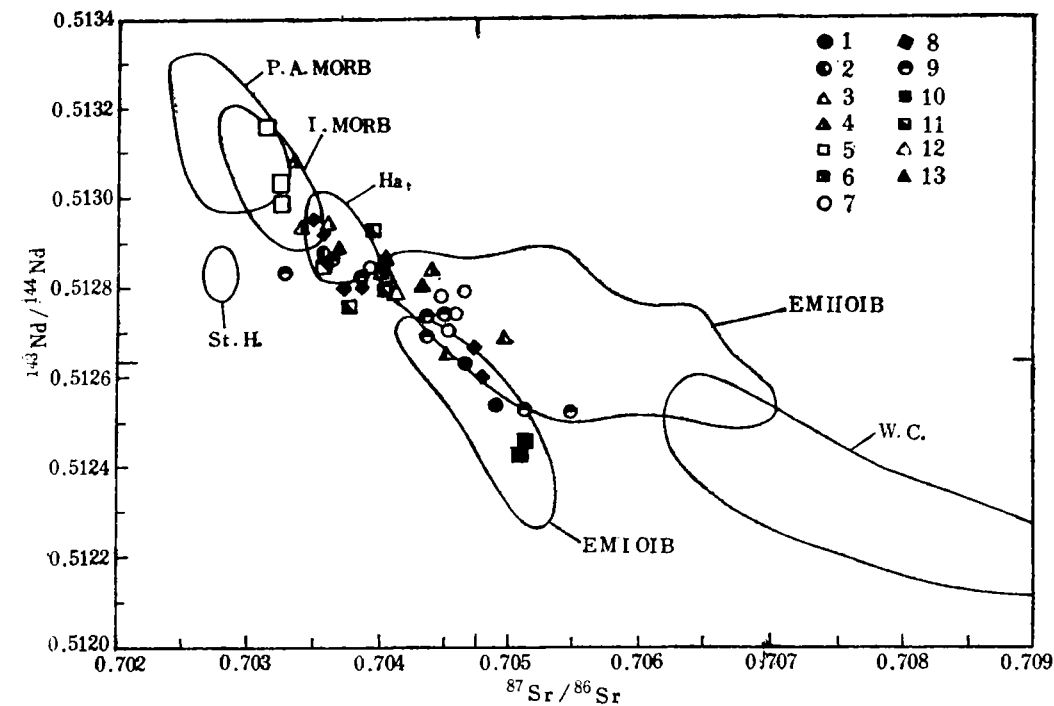


图 1 中国东部新生代玄武岩 Sr-Nd 图解

Fig. 1 The Sr-Nd diagram for the Cenozoic basalts from eastern China

P.A. MORB 为大西洋和太平洋的洋中脊玄武岩; Ha. 为夏威夷玄武岩; St.H. 为圣海伦斯玄武岩; EM II OIB 为具 EM II 的大洋岛屿玄武岩,包括萨摩亚 (Samoa) 和社会群岛 (Society) 等地的玄武岩<sup>[9]</sup>; EM I、OIB 为具 EM I 的大洋岛屿玄武岩,以沃尔维斯 (Walvis) 脊的玄武岩为代表<sup>[10]</sup>; I. MORB 为印度洋的洋中脊玄武岩<sup>[11]</sup>; W.C. 为中国西部新生代火山岩<sup>[12]</sup>。  
1.清源; 2.抚顺; 3.明溪和松溪; 4.海康和海南岛; 5.女山和塔山; 6.栖霞; 7.宽甸; 8.汉诺坝; 9.牡丹江地区; 10.五大连池; 11.汪清; 12.辉南; 13.大屯。

在图 1 中除两个可能遭受地壳混染的牡丹江地区黄花玄武岩外,其他玄武岩的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值为 0.7031—0.7051,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51316—0.51243$ 。所研究的玄武岩在图 1 中的

表 1 中国东部新生代玄武岩 Sr、Nd、Ce 同位素组成

Table 1 The Sr, Nd and Ce isotopic compositions of the Cenozoic basalts from eastern China

地 区	样品 编号	岩石 类型	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr <sup>(b)</sup>	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr <sup>(*)</sup>	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	<sup>138</sup> Ce/ <sup>142</sup> Ce
五大连池	W-2	Pot	0.705100±16		0.512425±8	0.0225740±12
	W-5	Pot	0.705133±22		0.512460±7	0.0225749±12
牡 丹 江	BNE1	Th	0.705368±22	0.705137±24	0.512528±8	
	M35	Th	0.705545±20	0.705485±28	0.512520±6	
	M37	Alk	0.703286±17		0.512832±7	0.0225740±22
	M38	Alk	0.703861±18	0.703832±23	0.512819±7	0.0225764±16
	M43	Alk	0.704381±20		0.512690±6	0.0225692±22
	M45	Alk	0.704360±20		0.512690±7	
	M55	Alk	0.703825±20	0.703627±19	0.512861±9	
	M62	Alk	0.704360±16		0.512738±8	
	M64	Th	0.704503±17		0.512740±8	
汪 清	WQ72	Alk	0.704285±20	0.703949±27	0.512928±8	
	WQ77	Alk	0.703934±14	0.703767±30	0.512758±7	0.0225766±12
	WQ84	Alk	0.704043±12		0.512793±6	
辉 南	HN14	Alk	0.704964±18		0.512688±8	0.0225763±12
	HN22	Alk	0.704500±12		0.512655±8	
汉 诺 坝	HB1	Th	0.704805±15		0.512606±8	
	HB2	Th	0.704728±20		0.512671±11	
	HB3	Th	0.703737±18		0.512801±8	0.0225778±22
	HB4	Alk	0.703850±20	0.703489±28	0.512953±20	
	HB5	Alk	0.703887±17	0.703568±19	0.512919±13	
	HB6	Th	0.703859±20		0.512803±8	
大 屯	DD29	Alk	0.704512±19	0.704325±22	0.512807±7	0.0225703±19
	DD30	Alk	0.704190±21	0.704044±25	0.512864±9	
清 源	QY9	Alk	0.705030±18	0.704898±26	0.512539±9	0.0225780±18
	QY12	Alk	0.704714±24	0.704665±19	0.512631±6	
抚 顺	FS7	Th	0.703970±18	0.703573±27	0.512872±8	
宽 甸	KB1	Alk	0.703937±22		0.512843±10	0.0225685±14
	KB2	Alk	0.704565±16		0.512740±7	0.0225667±12
	KB3	Alk	0.704517±18		0.512707±9	
	KB4	Alk	0.704656±14		0.512787±10	0.0225716±16
	KB5	Alk	0.704464±18		0.512781±6	
栖 霞	XX872	Alk	0.703563±17		0.512846±8	0.0225763±14
女 山	N434	Alk	0.703464±28	0.703256±30	0.512986±9	0.0225649±16
南京塔山	N25	Alk	0.703327±20	0.703115±21	0.513160±6	0.0225734±15
	N29	Alk	0.703343±16	0.703235±25	0.513030±9	
明 溪	HM13C	Alk	0.703604±18		0.512946±10	0.0225738±18
松 溪	HM15D	Alk	0.704127±26		0.512793±8	
	HM18B	Alk	0.704924±16	0.704058±22	0.512832±7	

续表 1

地 区	样品 编号	岩石 类型	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^{(b)}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^{(a)}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{138}\text{Ce}/^{142}\text{Ce}$
海 康	GH3	Th	$0.703405 \pm 18$	$0.703365 \pm 24$	$0.512936 \pm 10$	
	GH10	Alk	$0.704560 \pm 16$	$0.703336 \pm 18$	$0.513084 \pm 10$	
海 南 岛	GHA64	Th	$0.703685 \pm 12$		$0.512887 \pm 8$	$0.0225683 \pm 14$
	GHA69	Th	$0.704397 \pm 16$		$0.512840 \pm 6$	
	GHA72	Th	$0.704014 \pm 14$		$0.512838 \pm 8$	

同位素比值的误差为  $2\sigma$ 。  
(a) 为用 HCl 淋滤后的测定值；(b) 为未用 HCl 淋滤的分析值。  
Por 为钾质玄武岩；Th 为拉斑玄武岩；Alk 为碱性玄武岩。  
上述测试工作是在日本东京大学化学系完成的。

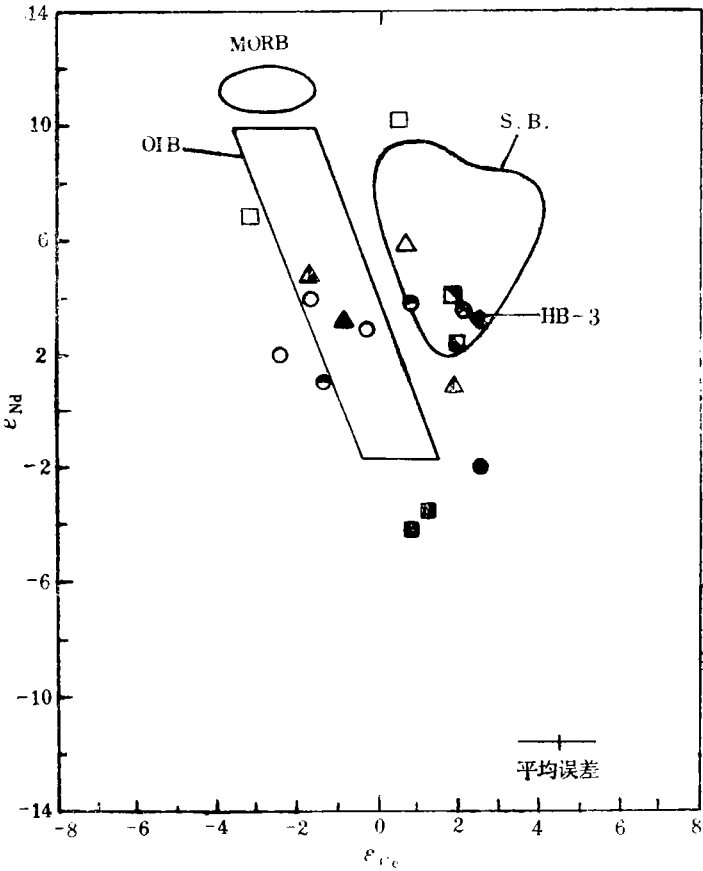


图 2 中国东部新生代玄武岩 Nd-Ce 图解  
Fig. 2 The Nd-Ce diagram for the Cenozoic basalts from eastern China  
MORB 为洋中脊玄武岩<sup>[15]</sup>；OIB 为大洋岛屿玄武岩<sup>[17]</sup>；S. B. 为所罗门-小笠原岛弧火山岩<sup>[16]</sup>(图例与图 1 相同)。

分布大体与地幔演化区一致。安徽女山和南京塔山投影于亏损区, 与 MORB 十分吻合, 构成亏损的一端, 而另一地幔端元(富集地幔)则以五大连池钾质玄武岩为代表。从总体上来看, 东北和华北西部新生代玄武岩较其他地区具有较低的 Nd 和较高的 Sr 同位素比值, 部分与反映 EM I 特征的 OIB 相重叠。同一地区的玄武岩(如汉诺坝)也呈现较宽的分布范围。上述特征与中国西部的新生代火山岩(包括新疆于田、甘肃玉门和云南腾冲等)完全不同, 西部的火山岩以高 Sr、低 Nd 为特点, 与南非的金伯利岩相近<sup>[13]</sup>, 都投影于富集象限。中国东部和西部新生代火山岩 Sr、Nd 同位素组成在地理分布上的差异, 揭示了其地幔源区在同位素组成上的不均一性。

在 Ce-Nd 体系中(图 2),  $\varepsilon_{\text{Ce}}$  介于 +2.6—+3.2 之间, 暗示地幔源区长期存在较大变化的 La/Ce 值。五大连池以及清源的玄武岩均投影于第四象限 ( $-\varepsilon_{\text{Nd}}, +\varepsilon_{\text{Ce}}$ ), 据 Tanaka *et al.*<sup>[14,15]</sup> 的资料, 古老大陆地壳的岩石也分布在第四象限。其他地区的玄武岩或位于第一象限, 同 Shimizu *et al.* 报道的岛弧火山岩分布范围相似<sup>[16]</sup>; 或投影于第二象限, 与大洋岛屿玄武岩相近<sup>[17]</sup>, 并趋近 MORB<sup>[15]</sup>。

位于第二象限 ( $+\varepsilon_{\text{Nd}}, -\varepsilon_{\text{Ce}}$ ) 和第四象限 ( $-\varepsilon_{\text{Nd}}, +\varepsilon_{\text{Ce}}$ ) 的岩石, 其源区物质经球粒陨石标准化后,  $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{N}}$  值必然大于 1;  $(\text{Nd}/\text{Sm})_{\text{N}}$  值小于 1。这种特殊的 LREE 配分模式对源区物质的演化有着重要的示踪意义。根据玄武岩的 Ce、Nd 同位素组成可计算出其源区长期所具有的 LREE 配分模式。现以汉诺坝的一块拉斑玄武岩(HB-3)为例。假设其源区系由球粒陨石物质(CHUR)在 2.5Ga 前演化而成, 则它可以有两种 LREE 配分模式(图 3): 其一为具有 Ce 负异常的 LREE 亏损型; 另一为呈现凹形且平滑的 LREE 配分模式。

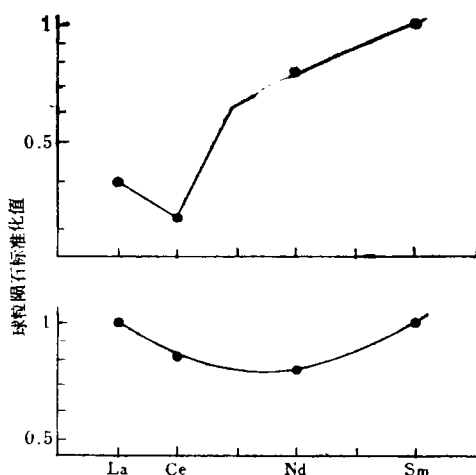


图 3 地幔源区可能的 LREE 配分模式

Fig. 3 The possible LREE distribution patterns of the mantle source

根据汉诺坝拉斑玄武岩(HB-3) Ce、Nd 同位素组成计算而成。假定它系由球粒陨石(CHUR)在 2.5Ga 前演化而成。为了方便起见, 把 Sm 的球粒陨石标准化值视为 1。

### 3 地壳物质混染

在研究中国东部新生代玄武岩的地球化学特征时, 一些作者排斥地壳物质对玄武岩岩浆有过明显混染的可能性。其主要依据是: (1)主元素、微量元素和同位素之间不存在简单的二元混合关系; (2)许多碱性玄武岩中赋存有地幔岩的捕虏体, 表明岩浆喷溢时速度很快, 围岩与岩浆来不及发生反应; (3)同位素组成变化范围及其相关关系同大洋玄武岩相似<sup>[18-20]</sup>。根据所研究的玄武岩给出的综合信息证实, 除个别地区外, 地壳组分对玄武

岩的化学成分和同位素组成的影响的确可忽略不计。在牡丹江地区的黄花老第三纪玄武岩 (BNE1 和 M35) 中 MgO、Ni 和 Cr 都很低,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值较高和  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  值偏低, 且 LILE/Nb 值比其他地区玄武岩明显偏高。上述特征可能暗示地壳组分对岩浆有混染, 致使玄武岩的化学成分和同位素组成有明显的变化。所研究的其他地区的玄武岩, 根据他们的微量元素组成及 Ba/Nb 和 U/Nb、Rb/Ba 和 La/Ba 等的相关变化, 同样也否定了地壳物质对岩浆有过较大影响的想法<sup>[5]</sup>。

## 4 地幔源区 LILE 的长期富集作用

在所研究的玄武岩中, La/Nb、Ba/Nb、Rb/Nb 和 Th/U 等不相容元素比值均不随元素浓度的变化而系统变化, 暗示这些比值并未受到部分熔融和结晶分异过程的影响, 它们主要反映源区的特征。因此, 这些不相容元素的浓度比值和同位素组成的相互关系对考察地幔不均一性具有重要意义。如图 4 所示, 这些不相容元素比值分别同  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  大致构成不同的简单相关关系。不同地区或同一地区不同层位的玄武岩的投影点均较分散, 这可能是源区地球化学不均一性的结果。Th/Pb、U/Pb 和 Th/U 值一般都受部分熔融程度的控制, 因为这些元素对的固/液总分配系数比值并不等于 1。但已有的 Pb 同位素组成研究表明: U/Pb、Th/Pb 和 Th/U 值的变化同  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  和  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  值的变化一致。据此可以认为, 这三对比值同  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  值的相关关系也受地幔源区物质所控制。

从图 4 还可以看出: 代表富集地幔的五大连池钾质玄武岩, 其 LILE 相对 HFSE 富集, Th 相对 U 以及 Th、U 相对 Pb 富集。富集地幔端元玄武岩的 Ba/Nb、Ba/La 和 La/Nb 值甚至高于 EM I 型的玄武岩, 其同位素和微量元素同时富集, 证明这一地幔端元组分比较古老, 且长期以来与循环的 MORB 地幔隔绝。

从总体上看, 东北和华北西部的新生代玄武岩多分布在富集地幔一端(图 4), 而其余地区则主要投影于亏损地幔一端, 其中女山和塔山等地的玄武岩可代表亏损地幔端元的同位素和微量元素组成。同时从同位素和微量元素的组成上看, 这一亏损端元与 MORB 不同, 而近似于正常 OIB, 其成因与软流圈物质上升, 并同岩石圈底部物质产生反应有关<sup>[5]</sup>。中国东部新生代玄武岩的地球化学组成上的区域性分布, 反映了不同岩石圈地幔域在地质构造背景上的差异, 即富集地幔组分的空间分布与较古老和较厚的岩石圈有关。正如 Tu *et al.* 指出的, 大陆岩石圈的同位素组成<sup>[25]</sup>, 反映地幔交代硅酸盐熔体和流体对岩石圈地幔交代的复杂而长期的综合效果。

## 5 EM II 幔源组分

五大连池的钾质玄武岩具有高  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、低  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  和  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  值, 结合东北和华北西部玄武岩 Nd 和 Pb 的正相关、Sr 和 Pb 的反相关关系, 可以肯定五大连池钾质熔岩的这些地球化学特征类似于代表 EM I 的大洋玄武岩, 其微量元素组成也同这种大洋玄武岩无根本差别。而福建明溪和松溪、海南岛和南海盆地的玄武岩则呈现亏损

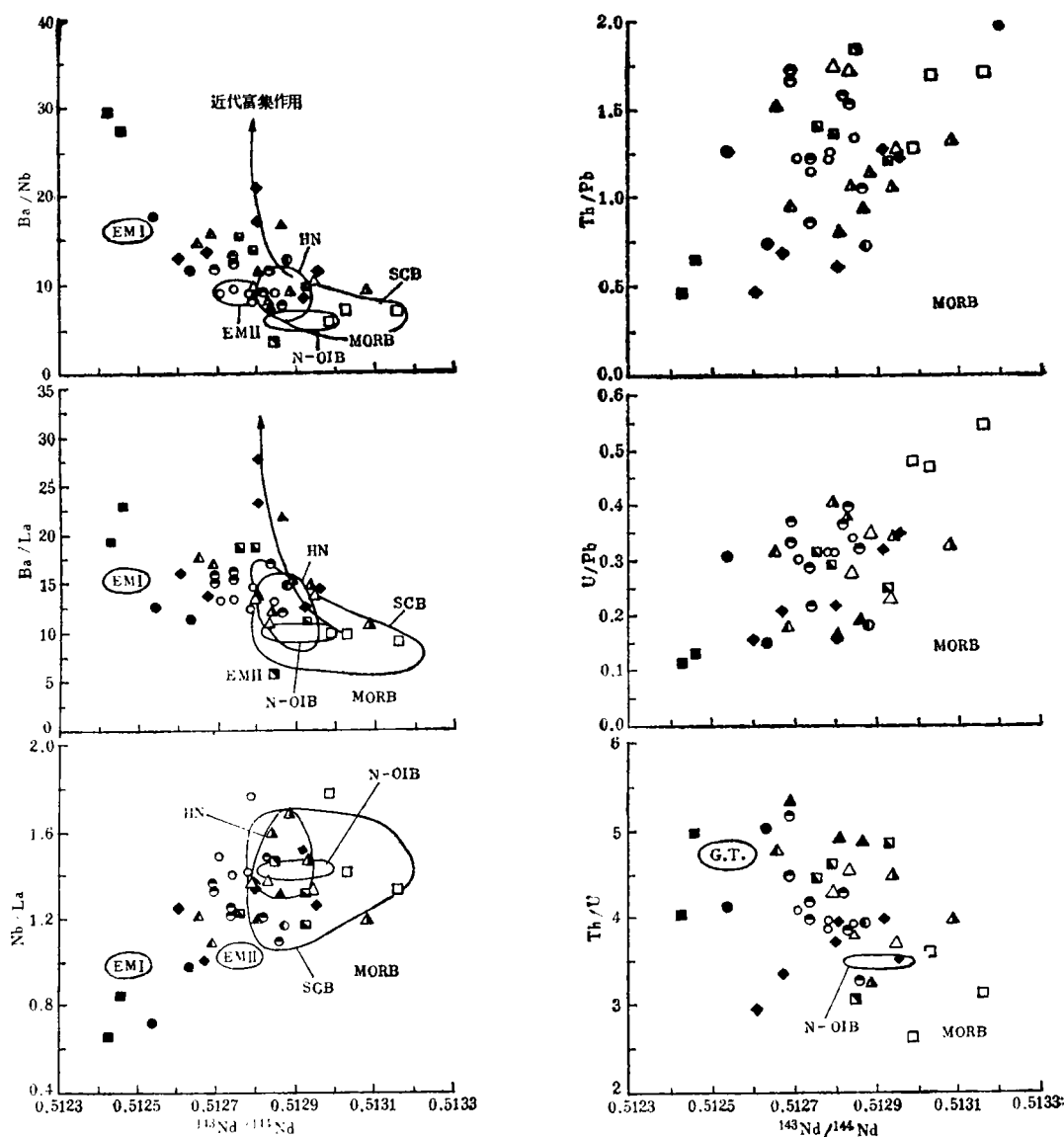


图 4 中国东部新生代玄武岩 Ba/Nb、Ba/La、Nb/La、Th/Pb、U/Pb 和 Th/U 与  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  变异图

Fig. 4 The variation diagram of Ba/Nb, Ba/La, Nb/La, Th/Pb, U/Pb and Th/U vs  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  for the Cenozoic basalts from eastern China

HN 为海南岛; SCB 为南海盆地<sup>[19-21]</sup>; N-OIB 为正常型大洋岛玄武岩,其微量元素比值以 Weaver *et al.* 给出的圣赫勒拿(Saint Helena)、阿森松(Ascension)和布韦岛(Bouvet)等地玄武岩的平均值为代表<sup>[4]</sup>,其  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  的变化范围据 Zindler *et al.* 的资料<sup>[22]</sup>; MORB 为洋中脊玄武岩,其微量元素平均值和  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5131$ <sup>[23]</sup>; EM I 为沃尔维斯(Walvis)玄武岩的平均值<sup>[10,24]</sup>; EM II 为萨摩亚群岛 5 个玄武岩的平均值<sup>[2]</sup>; G. T. 为戈夫岛(Gough)和特里斯坦-达库尼亚群岛(Tristan da Cunha)的大洋岛玄武岩<sup>[4,22]</sup>(图例与图 1 相同)。

地幔的 Sr、Nd 同位素组成。Tu *et al.* 强调海南岛和南海盆地玄武岩的 Pb 同位素组成具 EM II 特征,它是相当于 MORB 源的地幔组分与随板块俯冲带人的地壳沉积物相混合的结果<sup>[19-20]</sup>。

在微量元素比值和同位素组成的变异图上(图 4),区别 EM I 和 EM II 两地幔端元是困难的,因为这两个端元的微量元素组成变化并无本质上的差别<sup>[26]</sup>,与东北玄武岩相比,东南沿海地区玄武岩的 Sr、Nd 同位素组成没有显示出富集地幔的特征,而且它们的 Sr、Nd 和 Pb 同位素的相关关系与具 EM II 特征的大洋岛屿玄武岩的(如社会群岛和萨摩亚等)明显不同,使 EM II 的存在与否出现了很大的不确定性。事实上,中国东部的南方和北方大陆地幔除富集程度有差别外,东北和华北西部的新生代玄武岩与东南沿海地区在组成上并无实质性的差别,只是富集程度有所不同。因此,北方和南方玄武岩地幔源区中发生的富集作用,其形成方式可能是相同的。

## 6 Ce 同位素组成与 EM I 成因

东北地区源自 EM I 地幔端元组成的玄武岩,其微量元素组成变化,暗示 EM I 的交代成因<sup>[9]</sup>,这种交代作用可能与古板块俯冲有关。Ce 同位素地球化学给出的信息为这一认识提供了重要的佐证。

中国东部新生代玄武岩的 Ce、Nd 同位素组成与 Shimizu *et al.* 报道的新生代岛弧玄武岩相似<sup>[16]</sup>。表明其源区物质的 La/Ce 值一直很高,如图 3 所示,其地幔源区 LREE 配分模式,或呈凹型,或为具负 Ce 异常的左倾型。简单的两端元组分,即 MORB 地幔源和地壳物质的混合将不能成功地解释图 1 中明显偏离两端元连线的投影点分布。为了解释这种同位素组成的成因,Shimizu *et al.* 强调,具有这种 REE 配分模式的源区物质是由 CHUR 至少在 1.5 Ga 前分异出来<sup>[16]</sup>。但问题是这种物质如何从 CHUR 中分离出来呢?

无论 LREE 是亏损还是富集,原始地幔的部分熔融都不可能产生如图 3 所示的 LREE 配分模式。为此我们用模拟计算两端元混合来解释这种源区物质的形成,而两端元必然一个是亏损的,另一个是富集的。亏损端元(DM)以 MORB 为代表,其  $\epsilon_{Nd} = 11$ ,  $\epsilon_{Ce} = 3$ 。设 Ce 和 Nd 的浓度与地幔岩捕虏体相似,据东北地区地幔岩捕虏体 REE 组成(作者未发表数据)估算,这一亏损地幔端元的  $Ce = 0.6 \times 10^{-6}$ ,  $Nd = 0.74 \times 10^{-6}$ 。而富集端元设计两种方案:一为近代沉积物(EN I),其  $\epsilon_{Nd} = -12$ ,  $\epsilon_{Ce} = +1.8$ ,  $Ce = 67 \times 10^{-6}$ ,  $Nd = 29 \times 10^{-6}$ 。DM 和 EN I 的混合线如图 5 所示(即混合线 1),这一富集端元的 LREE 配分模式为亏损型,无 Ce 异常。另一为古老的地壳物质(EN II),其富集端元有异常高的  $\epsilon_{Ce}$  和正常地壳物质的  $\epsilon_{Nd}$ , La/Ce 异常高而 Sm/Nd 与近代沉积物相似,具 Ce 负异常,该地壳物质的年龄早于 1.5 Ga,  $\epsilon_{Ce}$  和  $\epsilon_{Nd}$  的现代值分别为 +11 和 -12。呈明显 Ce 负异常的 LREE 亏损型配分模式(图 5, EN II), DM 和 EN II 的混合为图 5 中的混合线 2,混合线 1 虽然通过第一象限(+ $\epsilon_{Nd}$ , + $\epsilon_{Ce}$ ),但偏离所研究玄武岩在第一象限中的分布点;而混合线 2 则与投影于(+ $\epsilon_{Ce}$ , + $\epsilon_{Nd}$ )象限中的多数玄武岩分布点相靠近,这证实了中国东部新生代玄武岩的富集地幔源区组成具



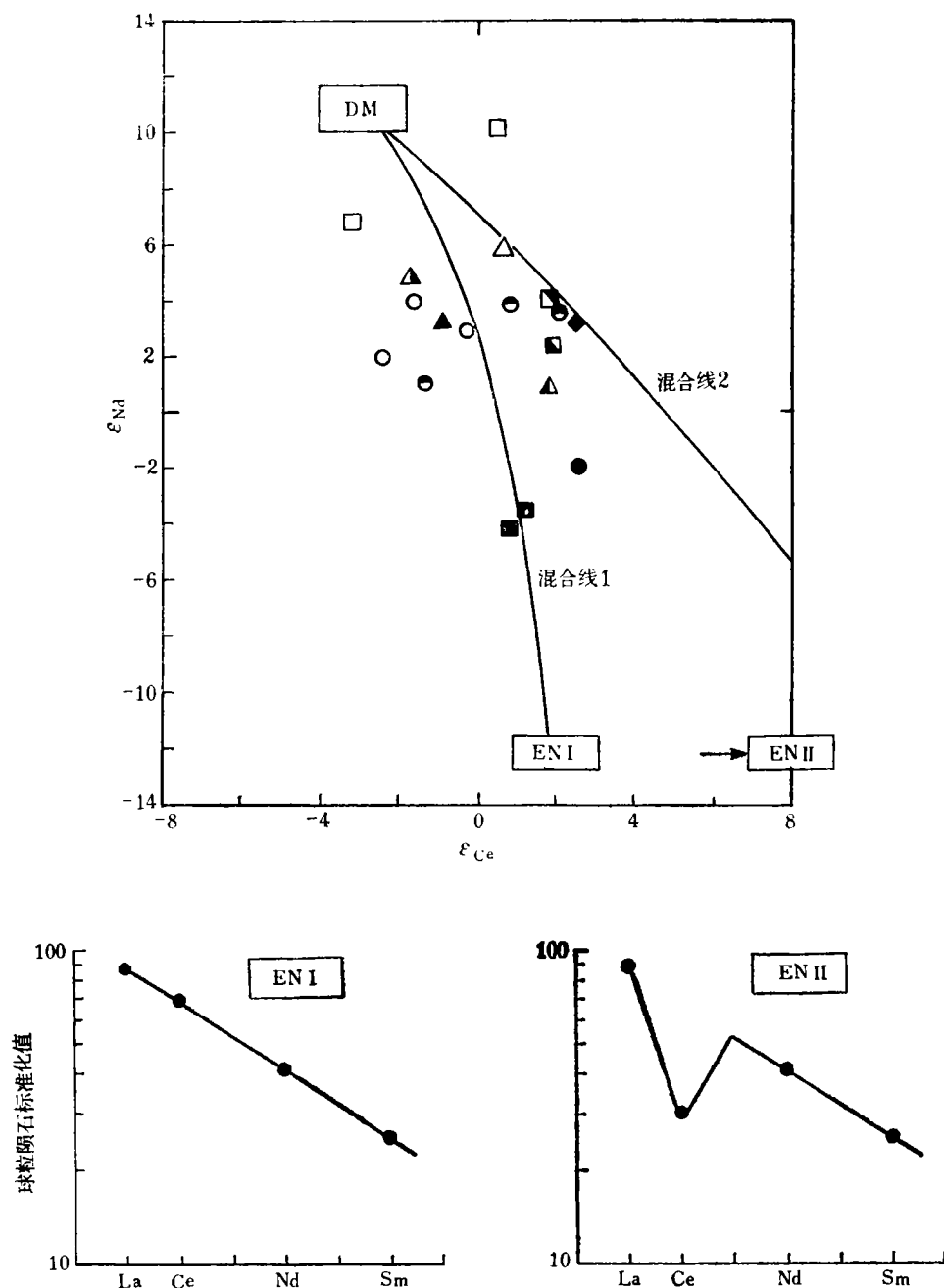


图 5 中国东部新生代玄武岩  $\epsilon_{Ce}$  与  $\epsilon_{Nd}$  图解

Fig. 5 The  $\epsilon_{Ce}$ - $\epsilon_{Nd}$  diagram for the Cenozoic basalts from eastern China

图中给出了亏损地幔 (DM) 和富集地幔组分 EN I、EN II 的混合曲线, 同时还给出了 EN I 和 EN II 的 LREE 配分模式 (详见正文说明, 其余图例同图 1)。

有不同程度的 Ce 负异常。

Woodhead 和 Shimizu *et al.* 都证实, 在岛弧玄武岩中普遍发现 Ce 负异常现

象<sup>[26,15]</sup>, Neal *et al.* 还在岛弧玄武岩的地幔岩捕虏体中也发现了 Ce 负异常现象<sup>[27]</sup>。此外, Ce 负异常只存在于海洋盆地中。Ce 在海洋环境中由于具有两种不同化学性质的价态 (Ce<sup>3+</sup>、Ce<sup>4+</sup>) 而产生分异。岛弧玄武岩及其他有关岩石中出现的 Ce 负异常显然与海洋沉积物随板块俯冲带入地幔有关。Ce 同位素组成变化说明了中国东部新生代玄武岩的 EM I 地幔端元成分具有 Ce 负异常特征, 因此其成因应与古板块俯冲环境有关。但深海沉积物和亏损地幔的混合也不能完全得到所研究玄武岩的微量元素组成。因此, 进一步更合理的解释是: EM I 组分主要是因板块俯冲将沉积物带入地幔, 它释放出来的流体对上部地幔楔进行交代的结果。

## 7 结束语

中国东部新生代玄武岩的 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 和 <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 值变化范围分别为 0.7031—0.7051 和 0.51243—0.51316。这一变化范围包括 MORB 和源自 EM I 的玄武岩的同位素组成。东北和华北西部新生代玄武岩比东南沿海有着更多富集地幔的同位素组成特征。所研究的玄武岩 Ce 同位素组成变化范围较大 ( $\epsilon_{\text{Ce}} = +2.6 \text{—} -3.2$ ), 说明其源区物质的 La/Ce 值有明显的差异。

所研究玄武岩的 Sr、Nd 同位素组成和高度不相容元素比值之间存在相关关系。具富集地幔同位素组成特征的玄武岩, 一般富含大离子亲石元素。中国东部新生代玄武岩不论是北方的或是南方的, 其源区均产生过地幔富集作用, 这种富集作用的性质和方式相似, 但程度有所不同。

两端元混合模式计算表明富集地幔端元组成具 Ce 负异常, 这一富集作用形成于古板块俯冲环境。

## 参 考 文 献

- 1 Hart S R. A large scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle. *Nature*, 1984, 309: 753—757.
- 2 Palacz Z N, Saunders A D. Coupled trace element and isotope enrichment in the Cook-Austral-Samoa island, southwest Pacific. *Earth Plan*, 1986, 79: 270—280.
- 3 Hart S R. Heterogeneous mantle domains, genesis and mixing chronologies. *Earth Plan*, 1988, 90: 273—276.
- 4 Weaver B L, Wood D A, Tarney J *et al.* Role of subducted sediment in the genesis of ocean-island basalts: Geochemical evidence from South Atlantic Ocean islands. *Geology*, 1986, 14: 275—278.
- 5 刘丛强, 解广袁, 增田彰正. 中国东部新生代玄武岩的地球化学(I)主元素和微量元素组成: 岩石成因及源区特征. *地球化学*, 1995, 24(1): 1—19.
- 6 Menzies M A. Effects of small volume melts. *Nature*, 1990, 343: 312—313.
- 7 Hawkesworth C J, Kempton P D, Rogers N W *et al.* Continental lithosphere, and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle. *Earth Plan*, 1990, 96: 256—268.
- 8 Tatsumoto M, Nakamura Y. DUPAL anomaly in the Sea of Japan: Pb, Nd, and Sr isotopic variations at the eastern Eurasian Continental margin. *Geochim Cosmochim Acta*, 1991, 55: 3697—3708.
- 9 Gautier I, Weis D, Mennessier J-P *et al.* Petrology and geochemistry of the Kerguelen Archipelago basalts (South Indian Ocean): Evolution of the mantle source from ridge to intraplate position. *Earth Plan*, 1990, 100: 59—76.

- 10 Richardson S H, Erlank A J, Duncan A R *et al.* Correlated Nd, Sr and Pb isotope variation in Walvis Ridge basalts and implications for the evolution of their mantle source. *Earth Plan*, 1982, 59: 327—342.
- 11 Mahoney J J, Natland J H, White W M *et al.* Isotopic and geological provinces of the western Indian Ocean Spreading Centers. *J Geology Res*, 1989, 94: 4033—4052.
- 12 Liu C Q, Shimizu H, Nakai S *et al.* Isotopic and trace element studies for Cenozoic volcanic rocks from western China: Implication for a crust-like enriched component in the mantle. *Geochem J*, 1990, 24: 327—342.
- 13 Fraser K J, Hawkesworth C J, Erlank A J *et al.* Sr, Nd and Pb isotope and minor element geochemistry of lamproites and Kimberlites. *Earth Plan*, 1985-86, 76: 57—70.
- 14 Tanaka T, Masuda A. The La-Ce geochronometer: A new dating method. *Nature*, 1992, 300: 515—518.
- 15 Tanaka T, Shimizu H, Kawata Y *et al.* Combined La-Ce and Sm-Nd isotope systematics in petrogenic studies. *Nature*, 1987, 327: 113—117.
- 16 Shimizu H, Sawatari H, Kawata Y *et al.* Ce and Nd isotope geochemistry on island arc volcanic rocks with negative Ce anomaly: Existence of source with concave REE patterns in the mantle beneath the Solomon and Bonin island arcs. *Contrib Mineral Petrol*, 1992, 110: 242—252.
- 17 Dickin A P. Cerium isotope geochemistry of ocean island basalts. *Nature*, 1987, 326: 283—284.
- 18 Peng Z C, Zartman R E, Futa K *et al.* Pb, Sr and Nd isotopic systematics and chemical characteristics of Cenozoic basalts, eastern China. *Chem Geol*, 1986, 58: 3—33.
- 19 Tu K, Flower M F J, Carlson R W *et al.* Sr, Nd, and Pb isotopic compositions of Hainan basalts (South China): Implications for a subcontinental lithosphere Dupal source. *Geology*, 1986, 19: 567—569.
- 20 Tu K, Flower M F J, Carlson R W *et al.* Magmatism in the South China Basin: 1. Isotopic and trace-element evidence for an endogenous Dupal mantle component. *Chem Geol*, 1992, 97: 47—63.
- 21 Flower M F J, Zhang M, Chen C *et al.* Magmatism in the South China Basin: 2. Post-spreading Quaternary basalts from Hainan Island, South China. *Chem Geol*, 1992, 97: 65—87.
- 22 Zindler A, Hart S. Chemical geodynamics. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 1986, 14: 493—571.
- 23 Hofmann A W. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Plan*, 1988, 90: 297—314.
- 24 Humphris S E, Thompson G. Geochemistry of rare earth elements in basalts from the Walvis Ridge: Implications for its origin and evolution. *Earth Plan*, 1983, 66: 223—242.
- 25 Tu K, Flower M F J, Xie G *et al.* Lead isotopic data for Cenozoic basalts from eastern China: Evidence for cratonic and circum-cratonic mantle domains. *Abstr 28th Int Geol Congr. Washinton, D. C.*, 1989, (3): 260—261.
- 26 Woodhead J D. Geochemistry of the Mariana arc (Western Pacific): Source of composition and processes. *Chem Geol*, 1989, 76: 1—25.
- 27 Neal C R, Taylor L. A negative Ce anomaly in a peridotite xenolith: Evidence for crustal recycling into the mantle or mantle metasomatism? *Geochim Cosmochim Acta*, 1989, 53: 1035—1040.

## GEOCHEMISTRY OF CENOZOIC BASALTS FROM EASTERN CHINA: (II) Sr, Nd, AND Ce ISOTOPIC COMPOSITIONS

Liu Congqiang<sup>①</sup> Xie Guanghong<sup>②</sup> Akimasa Masuda<sup>③</sup>

(<sup>①</sup> *Institute of Geochemistry, The Chinese Academy of Sciences, Guiyang, 550002*)

(<sup>②</sup> *Guangzhou Institute of Geochemistry, The Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640*)

(<sup>③</sup> *Department of Chemistry, The University of Electronic-Communications, 1-5-1 Chofugaoaka, Chofu, Tokyo, 182 Japan*)

### Abstract

The Sr, Nd and Ce isotopic compositions as well as trace elemental concentrations of the Cenozoic basalts are carefully studied. The results demonstrate that there is mantle heterogeneity in eastern China. The genesis of enriched I type (EM I)-mantle domains is also discussed on the basis of the Ce and Nd isotopic characteristics.

**Key words:** Sr, Nd, Ce isotope, mantle heterogeneity, Cenozoic basalt