

山东临朐玄武岩微量元素地球化学特征

陈道公 江荣华 李彬贤 张巽

(中国科学技术大学地球和空间科学系)

关键词: 玄武岩; 微量元素; 稀土元素; 模式计算

提 要: 本文测定了山东临朐一带新生代玄武岩的稀土和某些微量元素含量。玄武岩的稀土元素含量较高, 特别是轻稀土富集, 同时可能存在微弱的钕正异常。在不相容元素丰度图形上, 其特点和洋岛碱性玄武岩接近, 和大陆裂谷玄武岩有一定差别。根据稀土元素和不相容元素含量特点, 认为玄武岩是地幔部分熔融产物。根据作者提出的采用简单二元组分混合、铈同位素混合和部分熔融方程的共同制约及有关参数, 计算了岩石形成时两种典型的地幔源区即MORB源和Plume源的可能混合比例。

作者曾对山东一带新生代玄武质火山岩作了K-Ar年代学和钐、铈、铅同位素地球化学研究^(1,2)。本文对临朐地区代表性岩石进行稀土和某些微量元素测试, 通过对元素含量作图分析及定量分配模式的理论计算, 并和实验测定值对比, 结合现有的铈同位素资料, 探讨玄武岩微量元素地球化学特征、构造意义和岩石成因。

一、样 品 概 况

临朐玄武岩出露在郯庐断裂带以西的鲁西河淮块隆北部, 为晚第三纪中新世喷发产物, 同位素年龄集中在10-16百万年之间。玄武岩复盖在第三系硅藻土和含煤岩层之上。分布在临朐尧山、牛山、朐山、昌乐二姑山和沂水太平顶等地。以橄榄玄武岩为主, 部份为过渡型碱性玄武岩, 主要矿物为斜长石(35-50%), 钛辉石(25-35%)和橄榄石(15-20%)。大部份样品含少量霞石标准矿物分子, 不含石英。样品SiO₂含量在45-48%之间, 个别低于45%。稀土元素由等离子体发射光谱测定, 微量元素由X射线荧光法、原子吸收光谱法和等离子体发射光谱法测定。测定精度对大多数元素小于10%, 对个别元素达10-20%。所有样品均进行过同位素分析, 并为同一手标本样, 选择这些样品是因为它们的同位素比值为最高、最低和中值, 从而代表了整个临朐地区玄武岩同位素及化学组成的变化范围。所有测定结果列于表1、2。

二、微量元素特征

根据样品的稀土元素含量可以得到玄武岩球粒陨石标准化稀土丰度配分形式(图1), 总体上临朐玄武岩稀土元素含量偏高, 有明显的轻稀土富集, 和我国东部如河北汉诺坝碱性玄武岩相似。比同期和早第三纪拉斑玄武岩更富集轻稀土, 但低于第四纪碱性玄武岩轻稀土的富集程度。这种轻稀土的高度富集可能意味着石榴子石是其地幔源区的一个重要残余相组

表 1 临朐玄武岩稀土元素含量 (单位PPm)
Table 1 REE concentrations for Linju basalts

样品编号	产地	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	合计
SLJ-48	临朐牛山	29.20	58.51	7.27	25.55	5.80	1.87	5.01	0.78	3.94	0.72	1.74	0.26	1.38	0.19	17.64	159.9
SLJ-54	临朐胸山	27.14	53.58	6.66	24.23	5.59	1.81	4.81	0.79	3.94	0.73	1.76	0.26	1.41	0.20	17.64	150.6
SLJ-65	临朐尧山	38.18	73.61	8.93	32.65	7.01	2.17	5.58	0.89	4.28	0.76	1.85	0.27	1.41	0.19	18.82	196.6
SLJ-72	临朐尧山	18.53	37.91	4.88	18.68	4.46	1.49	4.00	0.66	3.43	0.63	1.57	0.23	1.30	0.18	16.30	113.9
SLJ-74	昌乐二姑山	40.78	73.30	9.11	34.36	6.43	2.45	7.92	0.77	4.87	0.45	2.46	0.13	1.95	0.01	30.28	215.3
SLJ-77	昌乐方山	22.67	44.48	6.34	23.77	5.37	2.16	6.83	1.03	5.13	1.20	2.46	0.38	2.07	0.22	13.84	151.3
SyS-5	沂水太平顶	35.23	70.89	8.45	31.02	6.48	2.16	5.45	0.84	4.18	0.75	1.83	0.27	1.40	0.19	19.54	188.7
SyS-15	沂水太平顶	37.44	74.19	8.67	32.63	6.77	2.24	5.67	0.87	4.30	0.77	1.88	1.29	1.44	0.20	20.48	197.8

表 2 临朐玄武岩微量元素含量 (ppm)
Table 2 Trace element concentrations for Linju basalts

样品编号	Rb	Sr	Zr	Y	Nb	K ₂ O	U	Th	Pb	TiO ₂	P ₂ O ₅	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i
SLJ-48	25.72	635.9	190.2	19.9	39.3	1.96	0.80	2.78	1.90	2.86	0.44	0.70369 ± 0.00004
SLJ-51	17.78	580.1	172.9	19.0	49.7	1.18	0.69	3.13	1.71	2.82	0.38	0.70376 ± 0.00004
SLJ-54	22.56	610.0	169.7	20.0	33.2	1.18	0.63	2.75	2.18	2.81	0.36	0.70360 ± 0.00004
SLJ-65	20.05	784.0	266.6	23.0	44.2	1.10	1.51	5.19	3.08	3.27	0.54	0.70340 ± 0.00005
SLJ-72	21.64	552.7	147.3	19.8	21.2	1.44	0.57	2.38	2.09	2.23	0.15	0.70481 ± 0.00006
SLJ-74	21.44	705.7	196.6	21.5	53.2	1.31	0.83	3.34	10.8	2.80	0.49	0.70327 ± 0.00002
SLJ-77	14.86	487.1	136.7	18.2	31.4	1.05	0.48	1.55	2.14	2.33	0.24	0.70393 ± 0.00004
SyS-5	24.96	759.8	227	17.3	44.6	2.09	1.25	4.42	7.71	3.05	0.42	0.70328 ± 0.00005
SyS-15	22.3	818.0	236	16.3	67.4	2.18	0.89	3.08	2.08	3.03	0.45	0.70330 ± 0.00003
平均	21.26	661	194	19.4	43.2	1.50	0.85	3.18	3.75	2.80	0.38	

注: 1) 除 K₂O, TiO₂, P₂O₅ 为百分含量外其余均为Plume。

2) U, Th, Pb 含量和 Sr 同位素比值引自文献[1]。

分。图中某些重稀土丰度的交叉估计和测定精度有关。同时图中有不明显的Eu正异常现象, 一般说它是玄武岩成岩过程中氧逸度变化的标志, 玄武岩中出现Eu正异常并非个别现象, 但这里的Eu正异常或许和玄武岩矿物成分中斜长石含量很高有关, 因为斜长石是强烈富Eu矿物, 但也可能反映了玄武岩的地幔源区的特点。

稀土元素对于了解岩石成因过程有着重要的作用, 从元素的亲岩浆性 (不相容性) 出发, La是超岩浆元素, Sm是岩浆元素, La的不相容性大于Sm, 两者的分配系数有较大差异, La更易进入岩浆。可以利用La/Sm~La关系区分火山熔岩系列是由岩浆分离结晶作用还是平衡部份熔融作用形成的^[4], 临朐玄武岩在这一关系上 (图2), 尽管数据有些分散, 但二者的正相关线性趋势是很明显的。此外考虑两个高不相容元素, 若它们的固液相分配系数接近于零时, 则它们在部分熔融过程中, 在液相中的浓度比是一个不依赖于熔融程度变化的常值, 玄武岩La-Ce之间大体符合这种关系, 这都说明玄武岩是由平衡部分熔融作用形成的。

对稀土元素和部分微量元素作了不相容元素丰度图 (图3), 为便于对比, 同时选择绘出了各主要构造环境典型深源岩石中稀土和微量元素的分布图形。临朐玄武岩总体上显示K亏损, Nb正异常和弱Th正异常。其形状和位置与洋岛碱性玄武岩最接近, 和P型MORB亦

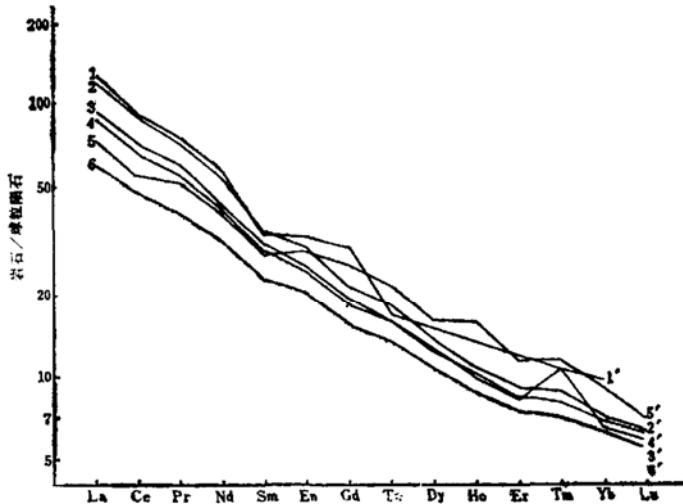


图 1 临朐玄武岩球粒陨石标准化稀土丰度图
Fig 1 Chondrite-normalized REE distribution pattern

1-1'线为S JL-74; 2-2'线为SYS-15; 3-3'线为SLJ-48; 4-4'线为SLJ-54; 5-5'线为SLJ-77; 6-6'线为SLJ-72; 球粒陨石标准值引自文献[3]

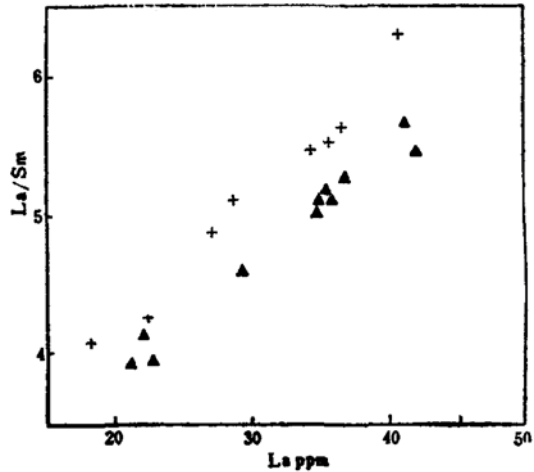


图 2 临朐玄武岩的La/Sm—La关系图
Fig. 2 La/Sm—La diagram for Linju basalts

带+号者为本文测定值; ▲带号者引自宋岩硕士学位论文

较相似,但轻稀土富集程度远大于P型MORB。和岛弧玄武岩和N型MORB相差甚远,和大陆裂谷碱性玄武岩也有一定差别。和后者相比,临朐玄武岩具明显的Rb亏损,相对K富化,稀土总量亦较低,其K/Rb比在600左右或更大,比大陆玄武岩的平均值要高。玄武岩的La/Nb值在0.50-0.87之间,接近和低于球粒陨石值(0.93)。这些特点都和洋岛碱性玄武岩类似而有别于大陆裂谷和岛弧玄武岩。玄武岩微量元素的这些特征和其产出的地质背景相适应。郟庐断裂作为一个中生代的大陆裂谷,在中生代末已趋于消亡,因而新生代的火山活动不是裂谷作用的产物。

临朐玄武岩在轻稀土和不相容元素的富集及在铈同位素组成上的亏损(绝大多数样品铈同位素小于0.7040)是大陆许多地区碱性玄武岩所共有的,通常解释为地幔岩浆在喷发之前的地幔交代作用。交代流体的加入,使岩浆中不相容元素明显富集,而同位素比值维持不变或改变很小。从图1、3和表1、2中我们可以看到,具有最高铈同位素组成(最低钆同位素组成)的样品SLJ-72、SLJ-77,即同位素组成最不亏损的样品中轻稀土和不相容元素含量最低。相反,同位素组成最亏损的SLJ-74样中不相容元素的富集程度较高。我们很难用不同强度的地幔交代作用来解释为什么同位素最亏损的样品必须在地幔中遭受最富化流体的交代作用。在下一节我们提出一个可能的解释是深部地幔柱(Plume)源岩浆和陆下岩石圈底部组分源岩浆的混合,这种陆下岩石圈底部组分通常被认为具有接近MORB源组分的亏损源特点。

尧山的SLJ-72样品具有最高的铈同位素组成可能和遭受少量壳源,特别是下地壳组分的混染有关,这一特点在不相容元素丰度图上也有所表现。现有资料表明,凡有壳源混染的,均可导致Nb的下跌,SLJ-72号的Nb标准化值在K之下(图3a),这是它不同于其它样品的一个特点。Nakamura等曾用 $K^* = 2[K/(La + Ta)]_N$ 值来衡量不相容元素丰度图上K相对富集程度的标志^[8]。考虑Nb和Ta化学性质及不相容性的相似,我们用Nb代替Ta,其性质

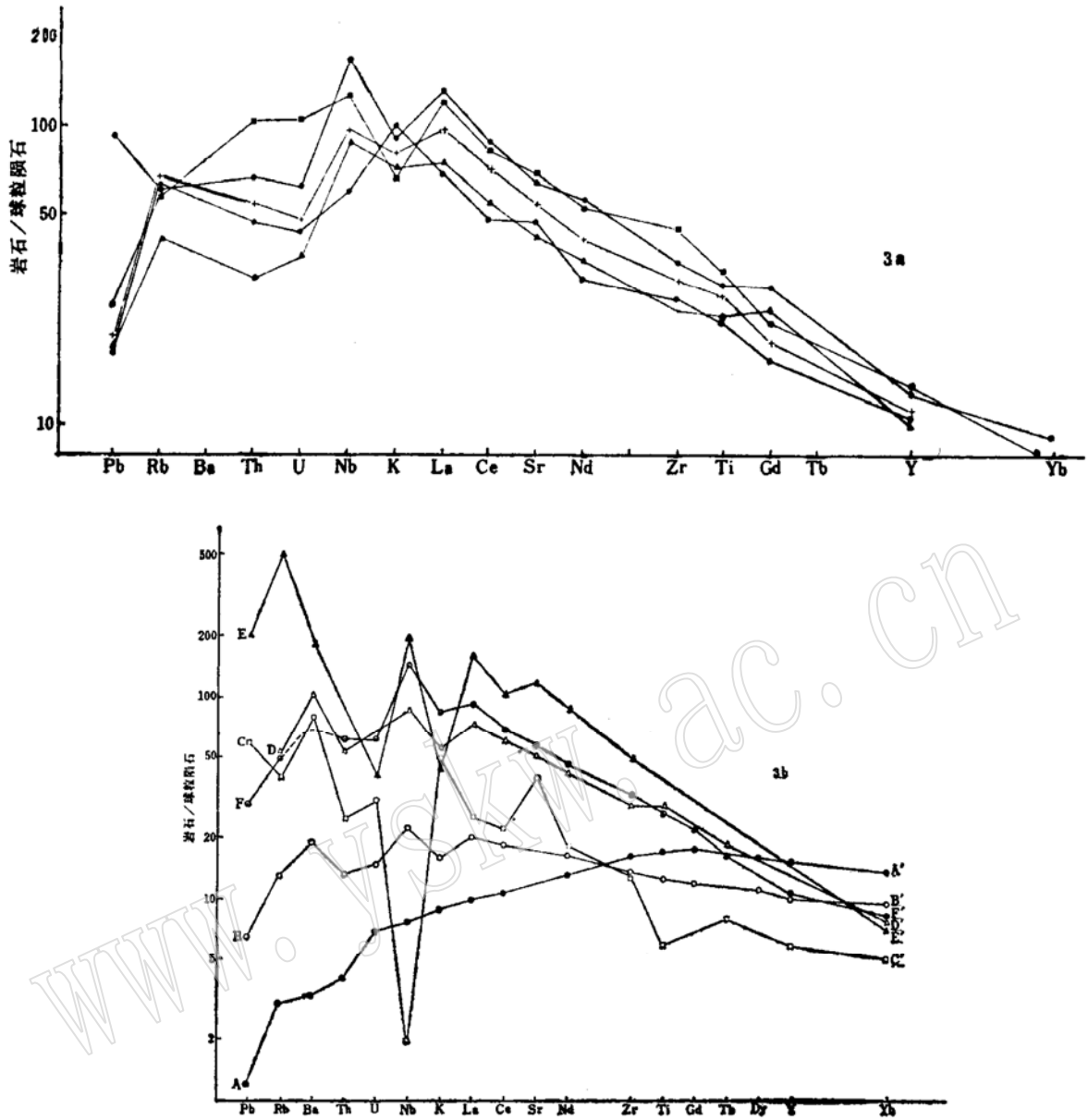


图 3 临朐和多种玄武岩球粒陨石标准化不相容元素丰度

Fig. 3 Chondrite-normalized spidergram pattern of incompatible elements for Linju and other major basalts

- 3a. 在曲线左端自上而下第 1 条为 SLJ-74；第 2 条为 SLJ-65；第 3 条为 SLJ-54；第 4 条为 SLJ-77；第 5 条为 SLJ-72
 3b. 世界各主要深源岩石丰度和临朐玄武岩的对比：A-A' 为 N 型 MORB⁽⁵⁾；B-B' 为 P 型 MORB⁽⁵⁾；C-C' 为平均岛弧钙碱玄武岩⁽⁵⁾；D-D' 为典型洋岛碱性玄武岩⁽⁶⁾；E-E' 为平均大陆裂谷碱性玄武岩⁽⁷⁾；F-F' 线为 9 个临朐样品平均值

不变。K* 值还可用作判断玄武质岩浆受地壳混染的程度。一般说，受洋壳沉积物的影响，岛弧地区的 K* 值明显正异常，如日本东北部一带玄武岩 K* 值可高达 3-4，随着离俯冲带距离的增大，逐渐变小。洋岛和大陆碱性玄武岩的 K* 应小于 1，临朐玄武岩除 SLJ-72 样外，其 K* 值均在 0.7-0.9 之间，没有表现出受壳源或火山岛弧作用的影响。这种 K* 值亏损和 Kuno 以前提出的离俯冲带愈远火山岩愈富 K 这一结论看上去不一致，实际上前者是指由于受蚀变组分（洋壳沉积物）影响的减少，使远离俯冲带之上的地幔岩浆源中蚀变组分降低，是一种相

对值的减少,而后者则指的是由于火山作用源区的加深,使部分熔融程度降低,导致岩石中K含量升高,是一种绝对量的增加。对于一组大陆幔源火山岩来说,这里我们试用 K^* 值作为判断火山岩壳源组分混染的一个准则。

三、模式计算

自六十年代末Gast的开创性工作以来,微量元素作为一种定量模式研究的对象,在讨论岩石成因、地壳、上地幔演化等一系列地质地球化学问题中逐渐成为一种有用的手段,国外许多学者开展了这方面的工作,如Wood在解决冰岛玄武岩成因^[9],Chen和Frey在探讨夏威夷拉斑玄武岩和碱性玄武岩的关系中^[6],均采用微量元素定量计算模式较好地解决了那些地区岩石中主要元素、微量元素和同位素含量之间的相互关系。国内有关这方面的工作尚未报导。

我们从临朐和山东其它地区玄武岩的Sr、Pb、Nd同位素组成、和上述不相容元素及化学组成特征上认为,它们反映了产生玄武岩的地幔源区的特点,除个别样品外,地壳物质的混染作用是极微弱的。考虑到玄武岩中高MgO含量($\geq 10\%$)和高Mg值(≥ 67),排除玄武岩可能存在的浅层微弱分异作用,就可以把临朐玄武岩看作是原始地幔岩浆直接演化的产物。此外,锶同位素表明,另一种地幔源组分,即洋壳物质没有参与玄武岩的成岩过程,所以可以把这个原始岩浆看作是深部plume源和大陆岩石圈之下的MORB源的不同比例的混合,而且它们各自具有不同的部分熔融程度。一个底辟的地幔柱进入部分熔融的低波速带的必然结果是二种类型源区的混合,这为许多洋岛地区的资料所证实^[10]。大陆玄武岩尤其是碱性玄武岩和大洋碱性玄武岩具有相似的成岩过程,可能是由地幔柱活动和扩张中心而产生的。这种推测也和目前已有的地球物理资料一致,临朐所在的郯庐断裂带可能是一个地幔隆起区,地幔上拱常常是和地幔柱源岩浆活动相伴随的,因此,如果确定了源区的某些初始条件,考虑上述部分熔融和二元混合过程中微量元素的行为,便可推断玄武岩中微量元素的含量。我们采用微量元素和同位素相结合的三个制约方程来了解这一成岩地球化学过程的某些参数,如混合比及部份熔融的程度。模式计算的方程是:

1. 不等比例平衡部份熔融模式方程^[4]

$$C_i^1 = \frac{C_i^0}{D_i^0 + (1 - P^1)F} \quad (1)$$

其中

$$D_i^0 = \sum_{\alpha} D_{i/\alpha}^0 \cdot x_{0,\alpha} \quad (2)$$

$$P^1 = \sum_{\alpha} D_{i/\alpha}^1 \cdot x_{1,\alpha} \quad (3)$$

F 源区部分熔融的比例; C_i^0 微量元素 i 在源区物质中的浓度; C_i^1 微量元素 i 在熔体中的浓度; D_i^0 源区矿物集合体中元素 i 的总分配系数; $D_{i/\alpha}^0$ 元素 i 在矿物 α 和熔体相之间的分配系数; $x_{0,\alpha}$ 矿物 α 在源区物质中的重量百分数; P^1 进入到熔体相中的矿物总分配系数; $x_{1,\alpha}$ 矿物 α 进入到熔体相中的重量百分数。

2. 两源间元素的简单混合模式方程

$$C_i^1 = C_i^2 \cdot A + C_i^1 (1 - A) \quad (4)$$

C^i 混合后元素 i 的浓度; C_1^i 元素 i 在源区 1 中的浓度; C_2^i 元素 i 在源区 2 中的浓度; A 源区 1 在混合组分中的百分量。

3. 具有不同锶同位素组成的二元混合模式方程^[11]

$$\begin{aligned}
 ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_M = & \frac{\text{Sr}_A \text{Sr}_B [({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_B - ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_A]}{\text{Sr}_M (\text{Sr}_A - \text{Sr}_B)} + \\
 & + \frac{\text{Sr}_A ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_A - \text{Sr}_B ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_B}{\text{Sr}_A - \text{Sr}_B} \quad (5)
 \end{aligned}$$

式中 $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_M$ 、 $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_A$ 、 $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_B$ 分别表示混合后, 源 A、源 B 的 Sr 同位素组成, Sr_M 、 Sr_A 、 Sr_B 分别表示混合后, 源 A 源 B 的锶含量。

本文用来进行计算的微量元素是 Nb、La、Ce、Nd、Sm、Sr 以及锶同位素, 选择这些元素是因为含量测定较准确和有较可靠的分配系数值。方程计算所需要的有关参量, 如 MORB 源 Plume 源的矿物组成, 部分熔融体的组成, 矿物熔体间分配系数。源区微量元素初始含量和源区锶同位素组成列于表 3 中, 所有这些数据尽可能采用新资料和公认的资料。

计算过程为: 根据给定的参量由 (2) (3) 两式算得 D_i^j 和 P^i , 由任意假定的 F 从 (1) 式求得 C_i^j , 再由任设的 A 依 (4) 式得到混合后样品中的 C^i , 最后根据 (5) 式计算 $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_M$, 全部运算归结为是否对两个源区能找到合适的 F 和 A 值, 使得由模式计算所得之 C^i 和 $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_M$ 与样品的实验测定值吻合 (这里是指允许的实验值和计算值之差对微量元素来说不超过 30%, 对锶同位素比值不超过其实验测定值的最大偏差 (见表 2), 否则为不吻合)。全部

表 3 模式计算中的有关参量值
Table 3 Some parameters for model calculation

		橄榄石	斜方辉石	单斜辉石	石榴子石								
源区矿物组成 (1)		60%	25%	10%	5%								
熔体矿物组成 (1)		10%	10%	40%	40%								
矿物/熔体 分配系数 (2)	Nb	0.001	0.001	0.001	0.001								
	La	0.0005	0.0005	0.02	0.001								
	Ce	0.0008	0.0009	0.04	0.0033								
	Nd	0.0013	0.0019	0.09	0.0184								
	Sm	0.0019	0.0028	0.14	0.0823								
	Sr	0.016	0.016	0.165	0.014								
源区元素浓度 (ppm) (3)		MORB 源					Plume 源						
		Nb	La	Ce	Nd	Sm	Sr	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Sr
		0.31	0.31	0.95	0.86	0.32	13.2	0.75	0.708	1.86	1.37	0.477	23.7
源区同位素组成 (4)		0.7028					0.7052						

注: (1) 见文献 [6]。
 (2) Nb 见文献 [6], 其余见文献 [12]。
 (3) MORB 源见文献 [6], plume 源引自孙贤钦待发表资料。
 (4) 见文献 [13]。

计算由微型机执行,主要通过三个循环过程来确定最可能状态。计算过程中两个源区的部分熔融百分数范围规定为0.1—40%,当部分熔融为0.1—1%时,计算间隔为0.1%,当部分熔融为1—40%时,计算间隔为1%,混合百分率范围从1—100%,计算间隔为1%。

通过上述运算,对所选择的每一个样品找到了同时能满足同位素和微量元素与实验测定值一致的最佳F和A值,结果列于表4。由表4可知,临朐地区玄武岩由plume源的9—23%部分熔融熔体与MORB源的0.1—0.3%部分熔融熔体混合结晶而成,MORB源组分在混合物中比例从9—47%不等。随着样品中($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i的增大,MORB源组分在混合熔体中所占份数下降,同时plume源熔融百分率下降。此外样品中实测值和计算值间的拟合以Nd最好,Sm最差,这可能和测定精度及参量选择有关。通过对临朐地区玄武岩的这种计算,我们得到这样的认识:源区的部分熔融程度比之源区的混合对岩石中微量元素含量的控制要灵敏得多,即源区的部分熔融程度是制约微量元素含量的主要因素,而岩石中的同位素比值主要由源区的混合比控制。这样我们就可以对临朐岩石中为什么微量元素相对最富集的样品中的同位素组成却是最亏损这一现象作出比较合理的解释。

表4 某些样品模式计算的最佳结果值

Table 4 The optimum values of model calculation for some basalts

结果 样品号	F ₁	F ₂	A	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ 计算值	微量元素计算值和实测值之比				
					Nb	La	Ce	Nd	Sm
SLJ-48	0.2%	18%	34%	0.70368	0.96	0.90	0.92	1.07	1.16
SLJ-54	0.3%	19%	36%	0.70362	0.92	0.84	0.93	1.10	1.19
SLJ-65	0.2%	21%	46%	0.70336	1.12	0.89	0.93	1.03	1.13
LJ-72	0.1%	9%	9%	0.70480	1.06	0.81	0.86	1.03	1.26
SYS-05	0.2%	23%	47%	0.70331	1.13	0.97	0.96	1.10	1.24

注: F₁为MORB源部分熔融程度。

F₂为plume源部分熔融程度。

A为MORB源在混合熔体中的重量份数。

应该指出,本文对玄武岩成岩过程的这种微量元素地球化学定量模式制约,是对客观存在的复杂问题的一种简化,计算结果的准确性有赖于模式和计算参量的选择。本文所得结果与Chen和Frey对夏威夷玄武岩的工作是接近的,其总的倾向是在幔源岩石的成岩过程中,地幔源区具有比以前认为的更低的部分熔融特征。

四、初步结论

临朐碱性玄武岩在稀土元素和不相容元素总体上显示富集的特点,和洋岛区碱性玄武岩接近,和裂谷型大陆玄武岩有一定差别,没有表现出受岛弧俯冲的构造影响。玄武岩在组成上的特点表明其成岩源区和洋岛型深部地幔柱岩浆源有密切关系,同时在其上升过程中遭到陆下岩石圈及其底部熔体的混合作用。玄武岩除个别样品有极少量地壳混染特征外,其余均表现出幔源原始岩浆直接演化特点。通过对地幔中两类典型源的不等比例平衡部分熔融模

式、两组分简单混合模式和铈同位素混合模式的联合计算, 并和临朐地区玄武岩的实测值对比表明: 玄武岩可能是由plume源的9—23%部分熔融熔体与MORB源的<1%部分熔融体以MORB源组分混合率9—50%之间混合而成岩。

参 考 文 献

- [1] 陈道公、彭子成, 1985, 山东新生代火山岩的K-Ar年龄和Sr、Pb同位素特征, 地球化学, 4, 293—303。
- [2] 陈道公, 彭子成, 1986, 山东临朐玄武岩的Nd、Sr、Pb同位素体系, 科学通报, 31, 1, 45—48。
- [3] Sun, S. S. et al, 1980, Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridge, ocean island and island arcs, phil. Trans. R. Soc. London, A297, 409—445.
- [4] Allegre, C. J., Minster, J. P., 1978, Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes, Earth planet. Sci. Lett., 38, 1—25
- [5] Sun, S. S. et al, 1979, Geochemical Characteristics of mid-ocean ridge basalts, Earth Planet. Sci. Lett., 44, 119—138.
- [6] Chen, C. Y., F. A. Frey, 1983 Origin of Hawaii tholeiite and alkali basalt, Nature, 302, 785—789.
- [7] Condie, K. C., 1976, Plate Tectonics and Crustal Evolution, Pergman Oxford, pp297.
- [8] Nakamura, E, et al, 1985, the influence of subduction processes on geochemistry of Japanese alkaline basalts. Nature, 316, 55—58.
- [9] Wood, D. A., 1981, Partial melting models for the petrogenesis of Reykjanes Peninsula basalts island: implications for the use of trace elements and strontium and neodymium isotope ratios to record inhomogenities in the upper mantle, Earth Planet. Sci. Lett., 52, 183—190.
- [10] Sun, S. S., 1984, Some geochemical constraints on mantle evolution models, Proceedings of 27th International Geological Congress, Volume 9, 475—508.
- [11] Faure, G., 1977, Principles of Isotope Geology, John and Sons.
- [12] Frey, F. A., et al, 1978, Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australia Utilizing geochemical and experimental petrological data. J. Petrol. 19, 463—513.
- [13] Zindler, A. et al., 1982, Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle: a new perspective, Nature, 298, 519—523.

Trace Elements Geochemistry Characteristics for Linju Basalts

Chen Daogong Jiang Ronghui Li Binxian Zhang Xun

(University of Science and Technology of China, Department of Earth and Space Sciences)

Key words: basalt; trace; ree; calculate mode

Abstract

This paper deals with concentrations and characteristics of rare earth elements and other incompatible elements for Linju basalts. According to their chondrite-normalized distribution patterns, they show the LREE enrichment

which is common for most continental basalts. In incompatible elements diagram, compared with continental rift basalts, they show depleted in Rb, relative high in K and lower in total REE. The general pattern is similar with ocean island alkali basalts, and differs from continental rift basalts and other various deep source rocks. It is implied that the genesis of Linju basalts was probably resemble with ocean islands. This feature of Linju basalts was suited to their tectonic setting.

We proposed that Linju basalts can be formed by mixing of melting of deep plume source with MORB-like source sited subcontinental lithosphere bottom. In terms of three constraint equations containing isotopes and trace elements, we calculated the rate of mixing of two magma sources and degree of partial melting. It is denoted that Linju basalts could be generated by partial melting of less than 1% for MORB source and 9—23% of partial melting for plume source, and about 9—50% rate of mixing.

www.yskw.ac.cn