

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

山东济阳拗陷第三纪玄武岩的铅同位素研究

沈渭洲 赵连泽 赵明 孔庆友 蔡元峰

南京大学地球科学系,南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室,210093

内容提要 山东济阳拗陷第三纪玄武岩的Pb同位素组成变化明显: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为16.864~18.361, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为15.268~15.599, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为36.770~39.118。在Pb-Pb和Pb-Sr图上,所有数据点形成良好的线性关系,而且都分布于DMM、EM I和EM II 3个地幔端员组分之间。这些特征表明,同位素组成的明显变化应主要归因于玄武岩浆形成过程中地幔源区中不同端员组分之间的混合作用,地壳混染作用影响不明显。

关键词 第三纪玄武岩 Pb同位素 山东济阳拗陷

在我国东部,伴随着从晚白垩世直至整个新生代的裂谷作用,出现了大规模的玄武质火山作用。通过近20多年的研究,对这些火山岩已取得了相当丰富的岩石学、年代学与地球化学等方面的研究资料(解广轰等,1989a,1989b;Tu et al.,1989;陈道公等,1990,1992;支霞臣,1990;Song et al.,1990;Zhang et al.,1991;Basu et al.,1991;Tatsumoto et al.,1991;陈道公,1992;刘若新,1992;刘若新等,1994;支霞臣等,1994a,1994b;刘丛强等,1995a,1995b;Chung,1999;Zou et al.,2000)。但对山东济阳拗陷内的第三纪玄武岩,尤其是早第三纪玄武岩,由于其在地表缺少出露而使有关的研究成果报道很少。本文首次根据钻孔岩心样品对该拗陷内第三纪(尤其是早第三纪)玄武岩开展较系统的Pb同位素研究,讨论它们的源区特征,从而为深入研究这些玄武岩的成因提供重要的制约条件。

1 地质背景

济阳拗陷位于渤海湾盆地东南缘,郯庐大断裂西侧,它是在晚白垩世末期开始的上地幔上隆所导致的伸展裂陷作用的构造背景上发育起来的。从新生代开始,济阳拗陷已演化成为一个独立的拗陷,沉积了厚达万余米的砂泥质岩石。同时,拗陷内部火山活动强烈,且具有多期次活动的特点,既有陆上喷发,又有水下喷发,以宁静的溢流相为主。它们大都隐伏于晚第三系和第四系沉积层之下。在多期次火山岩之间,均有较厚的湖相沉积的砂泥质岩石,显

示火山间隙性喷发特征。K-Ar年龄测定表明,所研究的火山岩是在62.8~22.8 Ma^①之间形成的。火山岩以基性玄武岩为主,还有少量安山岩和火山碎屑岩(凝灰岩和火山角砾岩)。本区第三纪玄武岩,特别是早第三纪沙河街组玄武岩的蚀变作用较为明显,蚀变类型包括伊丁石化、绿泥石化、帘石化、粘土化和碳酸盐化等。为了减少蚀变作用对依据岩石化学成分进行火山岩分类和命名产生的影响,本文将烧失量剔除后重新换算成干体系条件下的成分(表1),并投影在全碱-硅图解上(图1)。结果表明,大部分数据都投影在玄武岩区域内,少部分投影在玄武安山岩和玄武粗安岩区域内。它们分属拉斑系列和碱性系列,且以拉斑系列为主。如表1所示,晚第三纪玄武岩的MgO(8.30%~10.72%)和Mg[#]值(71~82)较高,早第三纪玄武岩的MgO(2.85%~9.86%)和Mg[#]值(53~80)较低,反映两者在成因上可能具有一定的区别。

2 样品和分析方法

对野外采集的钻孔岩心样品经薄片鉴定后选择29个全岩样品作Pb同位素组成分析。样品的选择既考虑新鲜程度,又要照顾到不同的地层单元(早第三纪孔店组、沙河街组和东营组及晚第三纪馆陶组)及样品的空间分布。对于火山岩出露厚度大、取心又较多的钻孔,如新滨348井沙三段玄武岩,滨349井沙四段玄武岩和昌39井孔店组玄武岩,样品数量适当增加,以研究玄武岩浆喷发过程中同位素组成的

① 宗国洪等. 山东济阳拗陷第三纪火山岩的K-Ar年龄(高校地质学报待刊)。

收稿日期:2000-12-25;改回日期:2001-07-21;责任编辑:刘淑春。

作者简介:沈渭洲,男,1939年生。现为南京大学地球科学系教授,博士生导师。主要从事同位素地球化学教学和科研工作。通讯地址:210093,南京市汉口路22号,南京大学地球科学系。

表1 济阳拗陷第三纪玄武岩的主要元素组成(%)

Table 1 Major element compositions (%) of Tertiary basalts from Jiyang depressional basin

样号	岩性	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	Mg [#]
9906	OB	51.78	1.79	12.99	7.21	4.70	0.16	9.44	8.48	2.53	0.56	0.35	78
9907	OB	52.07	1.29	13.71	8.10	3.58	0.15	9.20	8.66	2.50	0.43	0.31	82
9909	OB	51.79	1.57	13.58	5.61	5.80	0.19	8.30	9.26	2.67	0.80	0.42	72
9937	OB	51.83	0.69	13.59	7.20	4.80	0.17	8.38	8.98	2.76	1.10	0.45	76
9942	OB	50.50	1.89	13.78	4.47	7.14	0.18	9.58	8.47	2.59	0.99	0.40	71
9943	OB	50.07	0.96	13.23	4.53	6.72	0.18	10.72	9.39	2.42	1.12	0.65	74
9991	OB	50.68	1.94	15.45	4.99	5.48	0.13	6.58	9.36	3.01	1.85	0.53	68
9992	AOB	49.12	2.29	15.10	5.38	4.92	0.15	6.36	11.03	3.10	2.01	0.55	70
9950	AOB	52.26	1.83	14.47	4.61	6.33	0.17	5.80	7.99	4.32	1.73	0.49	62
9951	AOB	52.04	1.26	14.50	4.99	5.43	0.16	6.47	8.40	4.41	1.87	0.47	68
9958	OB	48.06	1.15	15.15	2.62	5.85	0.15	5.15	17.04	3.37	1.11	0.34	61
9960	OB	50.38	1.87	18.05	3.50	6.98	0.14	4.43	9.33	3.65	1.28	0.37	53
9963	TB	54.48	2.02	19.28	3.42	3.37	0.08	3.34	9.03	3.74	0.74	0.15	64
9966	TB	55.55	1.43	18.49	3.26	3.89	0.10	3.12	9.25	3.56	0.84	0.50	59
9967	OB	55.84	1.79	18.62	3.11	4.18	0.10	2.85	8.91	3.54	0.75	0.30	55
9968	TB	40.88	1.44	16.06	6.05	8.14	0.27	9.86	13.75	2.56	0.68	0.30	68
9970	TB	47.55	1.37	14.67	5.13	8.20	0.16	8.57	10.38	2.92	0.81	0.26	65
9928	TB	55.59	1.77	18.10	3.34	3.27	0.10	3.28	8.77	4.05	1.38	0.36	64
9930	AOB	51.36	0.75	18.68	4.97	5.35	0.16	4.93	8.12	4.07	1.08	0.51	62
9954	OB	50.57	1.36	15.47	4.29	7.23	0.14	6.23	9.89	3.30	1.18	0.34	61
9972	AOB	52.46	2.37	15.01	5.84	3.77	0.12	5.86	8.67	3.76	1.65	0.47	73
9973	OB	50.33	1.42	15.49	5.61	5.66	0.17	6.02	10.32	3.50	1.15	0.31	65
9974	OB	48.73	1.75	15.23	5.03	6.02	0.19	5.88	12.45	3.25	1.13	0.31	64
9980	OB	50.79	1.43	14.53	6.15	5.01	0.13	8.64	8.89	3.28	0.85	0.29	75
99102	OB	54.82	1.11	16.54	8.85	3.48	0.14	7.84	3.64	3.05	0.28	0.25	80
9914	OB	51.68	1.25	14.61	5.86	6.59	0.34	7.84	8.63	2.73	0.26	0.23	68
9919	QTB	52.05	1.15	15.35	6.16	6.19	0.36	6.91	7.58	3.42	0.55	0.24	67
9923	OB	53.83	0.84	15.64	5.45	5.85	0.23	6.53	6.57	4.11	0.73	0.21	67
9924	QTB	52.56	1.55	15.98	6.28	4.66	0.22	5.94	8.91	3.33	0.30	0.26	69

注:表中岩石名称是在 TAS 图解基础上,结合显微镜下鉴定结果确定的;采样位置及样品时代见表2;OB—橄榄玄武岩;TB—拉斑玄武岩;AOB—碱性橄榄玄武岩;QTB—石英拉斑玄武岩;Mg[#] = 100 × Mg / (Mg + Fe²⁺)。

变化特征。

玄武岩的岩石化学成分由南京大学地球科学系中心实验室采用常规化学方法测定;铅同位素组成由中国科学院地质研究所同位素实验室测定,铅同位素比值测定采用 VG-354 固体质谱计,全流程 Pb 的空白本底为 2×10^{-8} g,分析精度优于 0.1%。

3 Pb 同位素特征

如表2和图2所示,本区晚第三纪玄武岩的铅同位素组成变化较小, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.925 \sim 17.580$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.268 \sim 15.397$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.287 \sim 37.713$ 。它低于鲁西晚第三纪玄武岩的值,后者的三组比值分别为 16.921~18.454, 15.302~15.565 和 37.828~38.538(陈道公等,1985)。在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上,晚第三纪玄武岩基本上都投影于零等时线(Geochron)左侧,显示其源区具有亏损铀的特征(图2)。在 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上,晚第

三纪玄武岩都投影于 NHRL 线(北半球参考线)上方,反映其源区具有钍明显富集的特征(图3)。与晚第三纪玄武岩明显不同的是,本区早第三纪玄武岩的铅同位素组成变化明显: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.864 \sim 18.361$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.277 \sim 15.599$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.770 \sim 39.118$,在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上,早第三纪玄武岩既分布于零等时线左侧,也分布于其右侧,反映源区具有较复杂的演化特征(图2)。在 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上,与晚第三纪玄武岩一样,所有早第三纪玄武岩均投影于 NHRL 线上方,显示其源区明显富钍(图3)。本区第三纪玄武岩偏高的 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值意味着这些玄武岩的源区长期以来曾经历过高 Th/U 值演化阶段,后者很可能同下地壳组分加入地幔源区有关(周新华等,1992)。因为下地壳组分在长期经受的变质作用影响下,活动性大的铀发生亏损,从而导致 Th/U 值升高。下地壳组分的混入有可能同二叠纪末期扬子

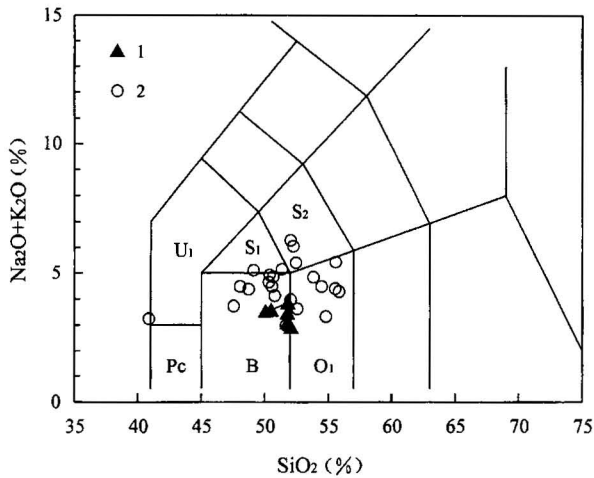


图 1 第三纪玄武岩的全碱-硅图解
(据 Le Maitre 等, 1989)

Fig. 1 Total alkali-silicon diagram for Tertiary basalts
(after Le Maitre et al., 1989)

1—晚第三纪玄武岩; 2—早第三纪玄武岩; Pc—苦橄质玄武岩; B—玄武岩; O₁—玄武安山岩; S₁—粗面玄武岩; S₂—玄武粗安岩; U₁—碱玄武岩+碧玄岩
1—Late Tertiary basalts; 2—Early Tertiary basalts; Pc—picritic basalt; B—basalt; O₁—basaltic andesite; S₁—trachybasalt; S₂—basaltic trachyandesite; U₁—tephrite + basanite

板块与中朝板块之间的陆-陆碰撞(表现为大别-苏北-胶东南超高压变质带及构造混杂带)有关。

如上所述, 济阳拗陷第三纪玄武岩的铅同位素组成变化明显, 且在图 2, 3 中形成很好的线性关系, 显示二元混合特征。这种混合特征既包括岩浆上升过程中发生的地壳混染, 也包括岩浆形成过程中发

生的源区混合。由于本区玄武岩具有 Nb 正异常, 它们的 ϵ_{Nd} 与 $1/Nd$ 和 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 与 $1/Sr$ 之间不存在正相关及 MgO 含量(大部分大于 6%)和 $Mg^{\#}$ 值(大部分大于 65)较高, SiO_2 与 MgO 呈负相关、与 Al_2O_3 呈正相关、但与 K_2O 不存在相关性(表 1), 表明铅同位素组成的明显变化不能归因于地壳混染作用。不仅在济阳拗陷, 即使在中国东部地区, 新生代玄武岩形成过程中发生的地壳混染作用都不明显(刘从强等, 1995a, 1995b; Zou et al., 2000)。因此, 本区第三纪玄武岩铅同位素组成的明显变化可能应归因于地幔源区中不同组分之间的混合作用。

一个值得注意的特征是, 本区无论是晚第三纪玄武岩还是早第三纪玄武岩, 在图 1 中形成明显的线性相关。根据这一相关计算的 Pb-Pb 二次等时线年龄约 2.6 Ga。该年龄值与鲁东、鲁中晚第三纪玄武岩的二次等时线年龄(2.5~2.6 Ga, 陈道公, 1992), 以及华北、东北地区第三纪火山岩的二次等时线年龄(2.1~2.6 Ga, 解广轰等, 1989a, 1989b)相似。关于这种 Pb-Pb 等时线年龄的涵义, 目前还不甚清楚。陈道公(1992)认为, 可能有以下几种解释: ①代表该区壳-幔或地幔内部的分异事件; ②该区火山岩基底的最小年龄; ③代表一种不同同位素组成的简单混合作用。鉴于山东、华北及东北地区广泛存在与 Pb-Pb 二次等时线年龄相似的 2.5~2.6 Ga 的古太古代地层(陈道公等, 1985), 因此, 第二种解释可能更易被人们接受。

Dupal 异常首先由 Dupre 等(1983)在研究印度洋大洋玄武岩铅、锶同位素过程中发现的。随后, Hart(1984, 1988)对环南半球大洋玄武岩的铅、锶同

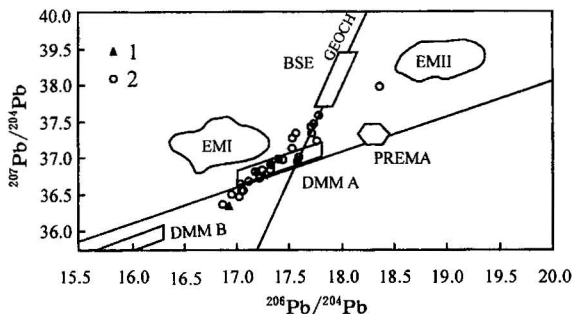


图 2 第三纪玄武岩的 $^{207}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ 图
Fig. 2 Diagram showing $^{207}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ of Tertiary basalts

1—晚第三纪玄武岩; 2—早第三纪玄武岩; DMM(A, B)—亏损地幔端员; EM(I, II)—富集地幔端员; PREMA—普通地幔端员; BSE—原始未分异地幔端员
1—Late Tertiary basalts; 2—Early Tertiary basalts; DMM(A, B)—depleted mantle components; EM(I, II)—enriched mantle components; PREMA—prevalent mantle components; BSE—high U/Pb mantle components

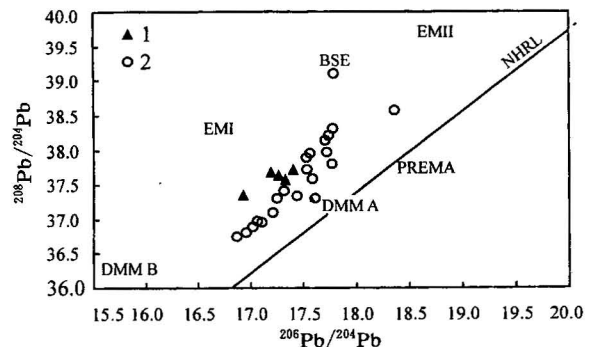


图 3 第三纪玄武岩的 $^{208}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ 图
(图例说明同图 2)
Fig. 3 Diagram showing $^{208}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ of Tertiary basalts
(Symbols are the same as in Fig. 2)

表 2 济阳拗陷第三纪玄武岩的铅同位素组成

Table 2 Lead isotopic compositions of Tertiary basalts from Jiyang depressional basin

样号	岩性	采样位置	层位	$\Delta 8/4$ ①	ΔSr ②	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
9906	碱性橄榄玄武岩	广16井,721 m	Ng	126.1	45.2	16.925	15.268	37.350
9907	碱性橄榄玄武岩	广16井,724 m	Ng	126.2	51.3	17.188	15.361	37.669
9909	碱性橄榄玄武岩	广16井,728 m	Ng	99.8	53.0	17.324	15.382	37.570
9937	碱性橄榄玄武岩	广11井,831 m	Ng	113.7	42.1	17.261	15.350	37.633
9942	碱性橄榄玄武岩	广6井,896 m	Ng	104.8	48.3	17.401	15.397	37.713
9943	橄榄玄武岩	广9井,797 m	Ng	40.5	42.7	17.580	15.391	37.287
9991	碱性橄榄玄武岩	夏气1井,1534 m	Ed	71.3	57.0	17.582	15.410	37.597
9992	碱性橄榄玄武岩	夏气1井,1534 m	Ed	92.7	48.1	17.522	15.427	37.738
9950	橄榄玄武岩	商40井,1774 m	Es ₂	70.6	73.3	17.766	15.447	37.810
9951	橄榄玄武岩	商40井,1775 m	Es ₂	87.1	73.6	17.313	15.370	37.430
9958	橄榄玄武岩	新滨348井,1300 m	Es ₃	77.1	77.8	17.607	15.402	37.322
9960	橄榄玄武岩	新滨348井,1305 m	Es ₃	109.8	54.3	17.566	15.471	37.962
9963	拉斑玄武岩	新滨348井,1314 m	Es ₃	70.6	60.5	17.017	15.299	36.907
9966	拉斑玄武岩	新滨348井,1322 m	Es ₃	66.6	59.7	17.105	15.338	36.973
9967	碱性橄榄玄武岩	新滨348井,1326 m	Es ₃	112.6	62.3	17.705	15.490	38.158
9968	拉斑玄武岩	新滨348井,1327 m	Es ₃	64.9	87.0	17.439	15.397	37.360
9970	拉斑玄武岩	新滨348井,1330 m	Es ₃	67.2	82.9	17.211	15.351	37.107
9928	拉斑玄武岩	滨斜675井,1510 m	Es ₄	74.8	62.2	17.036	15.314	36.972
9930	拉斑玄武岩	滨斜675井,1514 m	Es ₄	74.5	66.3	17.063	15.315	37.001
9954	碱性橄榄玄武岩	滨615井,1818 m	Es ₄	71.0	66.0	16.951	15.303	36.831
9972	碱性橄榄玄武岩	滨615井,1225 m	Es ₄	75.4	67.0	16.864	15.277	36.770
9973	橄榄玄武岩	滨349井,1227 m	Es ₄	108.5	66.1	17.532	15.457	37.908
9974	碱性橄榄玄武岩	滨349井,1229 m	Es ₄	83.9	65.6	17.245	15.367	37.315
9980	碱性橄榄玄武岩	滨349井,1242 m	Es ₄	75.3	72.4	17.031	15.328	36.971
99102	碱性橄榄玄武岩	刘1井,384 m	Ek	199.1	82.4	17.783	15.518	39.118
9914	碱性橄榄玄武岩	昌39井,1538 m	Ek	120.6	64.7	17.771	15.519	38.318
9919	石英拉斑玄武岩	昌39井,1551 m	Ek	75.6	86.9	18.361	15.599	38.582
9923	橄榄玄武岩	昌39井,1558 m	Ek	116.3	93.0	17.732	15.498	38.228
9924	石英拉斑玄武岩	昌39井,1563 m	Ek	94.2	76.5	17.720	15.472	37.993

注:① $\Delta 8/4 = [(^{208}Pb/^{204}Pb) - 1.209(^{206}Pb/^{204}Pb) - 15.627] \times 100$; ② $\Delta Sr = [(^{87}Sr/^{86}Sr) - 0.7] \times 104$, Sr 同位素数据引自沈渭洲等(岩石学报待刊)。

元素作了详细研究,并指出整个南半球都存在 Dupal 异常带。它以高的 $^{208}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为特征。由于 ^{207}Pb 丰度低,质谱测定精度相对较差,因此 Hart (1984) 提出采用 $\Delta 8/4 > 60$ 和 $\Delta Sr > 50$ 作为 Dupal 异常的判别标志。如表1所示,本区早第三纪玄武岩的 $\Delta 8/4$ 值(64.9~199.1)均大于60, ΔSr 值(除东营组一个样品为48.1外,其余为54.3~93.0)都大于50。在晚第三纪玄武岩中, $\Delta 8/4$ 值(样号9943除外)大于60(变化于99.8~126.2), ΔSr 值虽稍低,但都大于40。这些特征表明,本区地幔中 Dupal 异常的存在是十分明显的。由于这种具有高 $\Delta 8/4$ 特征的 Dupal 组分与大洋板块俯冲携带的沉积物有关(解广轰等, 1989a), 因此本区地幔中 Dupal 组分的存在很可能是由白垩纪时期西太平洋板块向欧亚板块俯冲造成的。

4 讨论和结论

现有的研究表明,在大陆玄武岩中,无论是溢流

玄武岩还是裂谷玄武岩,很少来自地幔中单一的均一源区,而往往是由地幔中二员、三员或是更多端员组分之间不同程度混合形成的。根据主要元素、微量元素及 Nd-Sr-Pb 多元同位素体系的综合研究,中国东部新生代玄武岩也是由两个或更多个地幔端员按不同比例混合的结果(解广轰等, 1989a; Tu et al., 1989; Song et al., 1990; Zhang et al., 1991; Basu et al., 1991; Tatsumoto et al., 1991; 刘若新, 1992; 刘若新等, 1994; 刘丛强等, 1995a, 1995b; Chung, 1999; Zou et al., 2000)。其中亏损端员(MORB 和 PREMA)和富集端员(EM I 和 EM II)在不同地区火山岩形成中所起的作用是不同的。由于东亚地区缺失新生代地幔柱活动(Anderson et al., 1992), 因而 DMM 相当于软流圈地幔, 而 EM 最可能来源于岩石圈地幔, 岩石圈地幔中的富集作用可能同俯冲有关的脱水以及板内熔体向上流动有关(Chung, 1999)。Zou 等(2000)指出,华南地区新

生代玄武岩是软流圈地幔和 EM II 之间的混合,华北地区的新生代玄武岩是软流圈地幔和 EM I 之间的混合,并认为 EM II 的北界在安徽女山附近。本文认为 EM II 的北界应北移至济阳拗陷附近,因为济阳拗陷位于华南与华北板块交界部位,它具有南、北两大陆地幔过渡特征(刘若新等,1994);同时,本区第三纪玄武岩又具有明显的 Dupal 异常特征,而 Dupal 异常又是 EM II 存在的标志(解广轰等,1989a)。因此,本区陆下地幔中可能同时存在 EM I 和 EM II 两种富集端员。

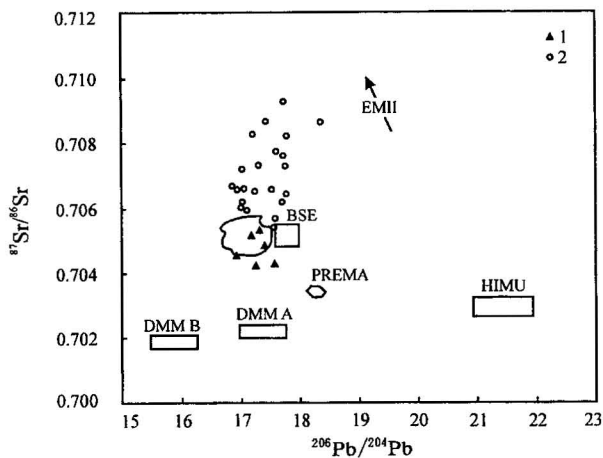


图 4 第三纪玄武岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 图
Fig. 4 Diagram showing $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of Tertiary basalts

HIMU—高 U/Pb 地幔端员;其余图例说明同图 2
HIMU—High U/Pb mantle components; symbols are the same as in Fig. 2

正如前面所指出的,本区无论是早第三纪玄武岩还是晚第三纪玄武岩,它们的 Pb 同位素组成变化明显,说明它们不可能来自单一地幔源区。本区第三纪玄武岩不仅在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (图 2)和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (图 3)图上,而且在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 图上(图 4),都投影于 DMM, EM I 和 EM II 三端员组分之间,而且显示很好的线性相关,清楚显示二元混合特征。由于排除了地壳混染作用的影响,因此,玄武岩铅同位素组成的变化是由上述 3 个地幔源区之间不同程度混合引起。其中晚第三纪玄武岩主要分布于 DMM(A)和 EM I 两个端员之间,反映它们主要是由 DMM 与 EM I 之间的混合形成,EM II 的影响可忽略;而早第三纪玄武岩则主要分布于 DMM(B)和 EM II 两个端员之间,反映它们主要是由 DMM 与 EM II 之间的混合形成,EM I 的影响是次要的。

参 考 文 献

- 陈道公,彭子成. 1985. 山东新生代火山岩 K-Ar 年龄和 Pb-Sr 同位素特征. 地球化学, (4):293~303.
- 陈道公,杨杰东,王银喜. 1990. 苏皖鲁某些新生代火山岩的钕同位素组成及意义. 科学通报, (12):925~927.
- 陈道公. 1992. 郑庐断裂中南段新生代玄武岩地球化学. 见刘若新主编. 中国新生代火山岩年代学与地球化学. 北京:地震出版社, 171~209.
- 陈道公,张剑波. 1992. 福建龙海明溪两区玄武质火山岩钾-氩年龄和 Nd, Sr, Pb 同位素. 岩石学报, 8(4):324~331.
- 刘丛强,解广轰,增田彰正. 1995a. 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, 24(1):1~19.
- 刘丛强,解广轰,增田彰正. 1995b. 中国东部新生代玄武岩的地球化学(II)Sr, Nd, Ce 同位素组成. 地球化学, 24(3):203~213.
- 刘若新. 1992. 中国新生代火山岩年代学与地球化学. 北京:地震出版社.
- 刘若新,解广轰,周新华,等. 1994. 中国新生代火山岩的构造环境及地幔源区特征. 见:刘若新主编. 现今地球动力学研究及其应用. 北京:地震出版社, 108~120.
- 解广轰,王俊文,韦克俭,等. 1989a. 辽宁宽甸黄椅山玄武岩 REE 及 Sr, Nd, Pb 同位素组成研究. 中国科学(B辑), (7):752~758.
- 解广轰,涂勤,王俊文,等. 1989b. 中国东部新生代玄武岩铅同位素组成的地理分布和成因意义. 科学通报, (10):772~775.
- 支霞臣. 1990. 山东蓬莱、临朐新生代碱性玄武岩的微量元素和岩石成因. 地质论评, 36(5):385~393.
- 支霞臣,陈道公,张宗清,等. 1994a. 山东蓬莱、临朐新生代碱性玄武岩的钕、锶同位素组成. 地质论评, 40(6):526~533.
- 支霞臣,陈道公,张宗清,等. 1994b. 六合—仪征第三纪碱性玄武岩的钕、锶同位素组成. 岩石学报, 10(4):382~388.
- 周新华,朱炳泉. 1992. 中国东部新生代玄武岩同位素体系和地幔化学区划. 见:刘若新主编. 中国新生代火山岩年代学与地球化学. 北京:地震出版社, 366~391.

References

- Anderson D L, Tanimoto T, Zhang Y S. 1992. Plate tectonics and hot spots: the third dimension. *Science*, 256: 1645~1651.
- Basu A R, Wang Junwen, Huang Wankang, et al. 1991. Major element, REE, and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China; implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 105:149~169.
- Chen Daogong, Peng Zicheng. 1985. K-Ar ages and Pb, Sr isotopic characteristics of Cenozoic volcanic rocks in Shandong, China. *Acta Petrologica Sinica*, (4): 293~303(in Chinese with English abstract).
- Chen Daogong, Yang Jiedong, Wang Yinxi. 1990. The neodymium isotopic compositions of some Cenozoic basalts from Jiangsu, Anhui and Shandong Provinces and its implications. *Chinese Science Bulletin*, (12): 925~927(in Chinese).
- Chen Daogong. 1992. Geochemistry of Cenozoic basalts in central-southern part of Tanlu fault. In: Liu Ruoxin, ed. *Chronology and geochemistry of Cenozoic volcanic rocks in China*. Beijing: Seismic Press, 171~209 (in Chinese).
- Chen Daogong, Zhang Jianbo. 1992. Nd, Sr, Pb isotopes and K-Ar age of basaltic rocks in Longhai and Mingxi, Fujian Province. *Acta Petrologica Sinica*, 8(4): 324~331(in Chinese with English abstract).
- Chung S L. 1999. Trace element and isotope characteristics of Ceno-

- zoic basalts around the Tanlu Fault with implication for the eastern plate boundary between north and south China. *J. Geol.*, 107: 301~312.
- Dupre B, Allegre C J. 1983. Pb-Sr isotope variation in Indian ocean basalts and mixing phenomena. *Nature*, 303:142~146.
- Hart S R. 1984. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature*, 309:753~757.
- Hart S R. 1988. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90: 273 ~ 296.
- Le Maitre R W, Bateman P, Dudek A, et al. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell.
- Liu Congqiang, Xie Guanghong, Akimasa Masuda. 1995a. Geochemistry of Cenozoic basalts from eastern China—(I) Major element and trace element compositions; petrogenesis and characteristics of mantle source. *Geochimica*, 24(1):1~19 (in Chinese with English abstract).
- Liu Congqiang, Xie Guanghong, Akimasa Masuda. 1995b. Geochemistry of Cenozoic basalts from eastern China—(II) Sr, Nd and Ce isotopic compositions. *Geochimica*, 24(3):203~213 (in Chinese with English abstract).
- Liu Ruoxin. 1992. Chronology and geochemistry of Cenozoic volcanic rocks in China. Beijing: Seismic Press (in Chinese).
- Liu Ruoxin, Xie Guanghong, Zhou Xinhua, et al. 1994. Tectonic setting and characteristics of mantle source of Cenozoic basalts in China. In: Liu Ruoxin, ed. *Current Geodynamic Research and Its Implication*. Beijing: Seismic Press, 108~120 (in Chinese).
- Song Y, Frey F A. 1990. Geochemistry of peridotite xenoliths in basalt from Hannouba, eastern China; Implications for subcontinental mantle heterogeneity. *Geochim Cosmochim Acta*, 53: 97 ~ 113.
- Tatsumoto M, Nakamura Y. 1991. Dupal anomaly in the sea of Japan: Pb, Nd, and Sr isotopic variations at the eastern Eurasian continental margin. *Geochim Cosmochim Acta*, 55: 3697 ~ 3708.
- Tu K, Flower M F J, Xie G, et al. 1989. Lead isotopic data for Cenozoic basalts from eastern China; evidence for cratonic and circumcratonic mantle domains, *Abstr. 28th Int. Geol. Congr. Washington D C*, (3): 260~261.
- Xie Guanghong, Wang Junwen, Wei Kejian, et al. 1989a. Study on REE and Sr, Nd, Pb isotopic compositions of Huangqishan basalt, Kuandian county, Liaoning Province. *Science in China (Series B)*, (7): 752~758 (in Chinese).
- Xie Guanghong, Tu Kan, Wang Junwen, et al. 1989b. Geographical distribution of lead isotopic compositions for Cenozoic basalt from Eastern China and its genetic significance. *Chinese Science Bulletin*, (10): 772~775 (in Chinese).
- Zhang M, Menzies M A, Suddaby P, et al. 1991. EMI signature from the post-Archaean subcontinental lithospheric mantle: isotopic evidence from the potassic volcanic rocks in NE China. *Geochem. J.*, 25: 387~398.
- Zhi Xiachen. 1990. Trace elements and petrogenesis of Cenozoic alkaline basalts from Penglei and Lingqu, Shandong Province. *Geological Review*, 36(5): 385~393 (in Chinese with English abstract).
- Zhi Xiachen, Chen Daogong, Zhang Zongqing, et al. 1994a. The Neodymium and strontium isotopic compositions of Cenozoic alkalic basalts from Penglei and Lingqu, Shandong Province. *Geological Review*, 40(6): 526~533 (in Chinese with English abstract).
- Zhi Xiachen, Chen Daogong, Zhang Zongqing, et al. 1994b. Neodymium and strontium isotopic compositions for later Tertiary alkalic basalts from Liuhe—Yizheng, Jiangsu Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 10(4):382~388 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Xinhua, Zhu Bingquan. 1992. Isotopic system of Cenozoic basalts from eastern China and chemical division of mantle. In: Liu Ruoxin, ed. *Chronology and geochemistry of Cenozoic volcanic rocks in China*. Beijing: Seismic Press, 366 ~ 391 (in Chinese).
- Zou Haibo, Zindler A, Xu Xisheng, et al. 2000. Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China; mantle sources, regional variations, and tectonic significance. *Chem. Geol.*, 171: 33~47.

Study on the Lead Isotopic Compositions of Tertiary Basalts in the Jiyang Depressional Basin, Shandong Province

SHEN Weizhou, ZHAO Lianze, ZHAO Ming, KONG Qingyou, CAI Yuanfeng

Department of Earth Science, State Key Laboratory of Mineral Deposits Research, Nanjing University, 210093

Abstract

Lead isotopic compositions of 29 Tertiary basalts in the Jiyang depressional basin are reported in this paper. It is indicated that lead isotopic compositions of these basalts vary obviously. Their $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios are 16.864~18.361, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 15.268~15.599 and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 36.770~39.118. On the $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram, the Tertiary basalts are plotted above NHRL line and their $\Delta 8/4$ values are all larger than 60, suggesting the occurrence of Dupal anomaly in their mantle source. On the Pb-Pb and Pb-Sr correlation diagrams, all data points have a good linear relation indicating the binary mixing characteristics and are all located between the endmember components of DMM, EM I and EM II. Because the positive Nb anomaly and higher MgO contents and $\text{Mg}^\#$ number values of these basalts, it is not important that the crustal contamination occurred during the ascending process of basaltic magma. Therefore, we conclude that the obvious variations of Pb isotopic composition are mainly attributed to the mixing process of different degree between the different endmember components during the formation of basaltic magma.

Key words: Tertiary basalt; lead isotope; Jiyang depressional basin, Shandong