

苏北盆地隐伏早第三纪玄武岩地球化学 及源区特征

Geochemistry and Source Characters of the Concealed Eogene Basalts in North Jiangsu Basin

杨祝良^{1,2} 陶奎元¹ 沈渭洲² 王力波¹ 杨献忠¹
Yang Zhuliang^{1,2}, Tao Kuiyuan¹, Shen Weizhou²,
Wang Libo¹ and Yang Xianzhong¹

(1. 中国地质科学院南京地质矿产研究所, 南京, 210016; 2. 南京大学地球科学系, 南京, 210093)

(1. *Institute of Geology and Mineral Resources, CAGS, Nanjing, 210016;*

2. *Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, 210093*)

摘要 早第三纪玄武岩在苏北盆地以橄榄拉斑玄武岩为主, 在地表基本无出露, 均为钻井揭示, 呈夹层产出。对它们详细的岩相岩石学、微量元素地球化学及铷钕同位素研究表明, 玄武岩原始岩浆源于受俯冲洋壳影响的陆下岩石圈地幔较高程度部分熔融并在源区经历了一定程度的单斜辉石和橄榄石的结晶分异, 岩浆上升至喷出地表过程中没有发生明显地壳物质的混染, 其所表现出的过渡特征暗示区域在古新世时处在一个由活动大陆边缘向大陆板内裂谷转换的关键时期。

Abstract The Eogene basalts, predominantly olivine tholeiites which have no surface exposures in north Jiangsu Basin, form thick sequences of many thin flows interfingering with inland lacustrine sediment beneath a sedimentary cover and were sampled through oil-well prospecting. Detailed petrographical, petrological, trace element geochemical and Sr and Nd isotopic studies on them show that the primary magma was derived from a subcontinental lithospheric mantle which had been modified by subducted and altered oceanic crust through rather high degree partial melting and later underwent in situ certain degree of clinopyroxene and olivine fractionation. However the parent magma was not obviously contaminated by crustal material during its ascending to the surface. The transitional characters of the olivine tholeiites indicate that the region was then in an important transforming period from an active continental margin to an intra-continental rift in Eogene time.

• 收稿日期: 1997-07-21, 1998-05-15 改回。

本文为地质行业基金项目(编号 9512)及国家教委博士点基金资助成果。

第一作者简介: 杨祝良, 男, 1967 年出生, 助理研究员, 岩石学及同位素地球化学专业。

主题词： 早第三纪； 隐伏玄武岩； 苏北盆地； 地球化学； 源区特征

Key words: Eogene; Concealed basalt; North Jiangsu Basin; Geochemistry; Source character

分类号： P588.14

Classific. code: P588.14

苏北盆地新生代火山岩及其所携带的深源岩石包体和捕虏晶的研究已进行到相当的程度(周新民和陈图华, 1978, 1980; 吴利仁等, 1984; 肖增岳和王艺芬, 1987; 池际尚, 1988; 陈道公等, 1988, 1990, 1992; 支霞臣, 1989; Fan and Hooper, 1991), 然而, 对于其中的早第三纪火山岩的研究, 由于其在地表缺少出露而显得单薄。近几年, 我们在研究苏北盆地储油火山岩的同时, 收集到大量采自钻井岩芯的该时代储油火山岩样品, 对它们进行了详细的岩相岩石学、岩石化学及地球化学研究, 从而对其源区特征和成因有了一个初步的认识。

1 年代学与岩石学特征

所研究的火山岩样品采自苏北油田的金湖凹陷(图 1)由江苏石油勘探局勘探的钻井岩芯, 属于第三系古新统阜宁组, 在油区作为主要的储油层和隔挡层, 呈夹层形式产于阜宁组生油层之下的沉积岩中。沉积岩相研究表明, 阜宁组以湖相和湖相中的砂坪、砂坝、滩相环境为主, 沉积了一套以砂泥岩互层和碳酸盐岩的岩石类型, 自下而上可分为四个段(钱基等,

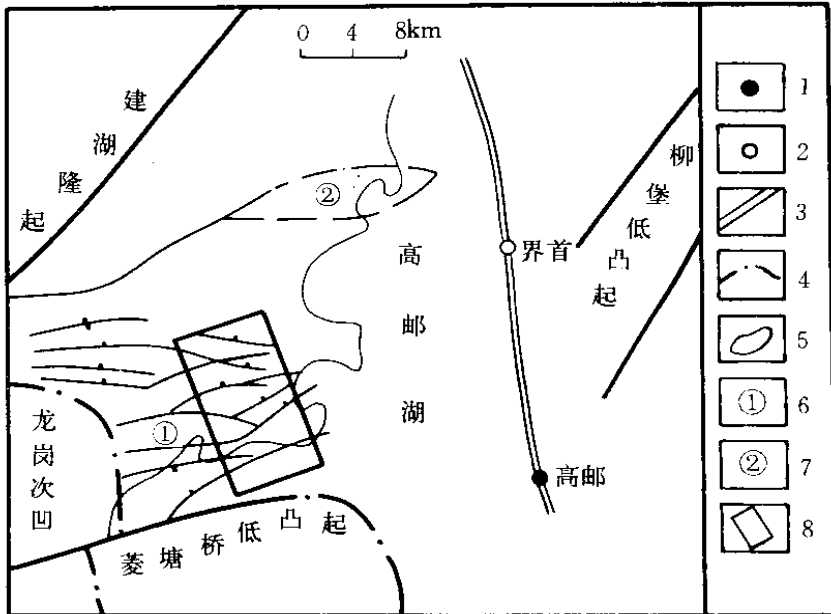


图 1 研究区地质位置图

1. 县; 2. 乡镇; 3. 主要公路; 4. 省界; 5. 湖泊; 6. 下扬构造带; 7. 唐港构造带; 8. 研究区

Fig. 1 Geological site of the research area

1990)^①，我们对其中阜一段 (E_1f_1) 和阜二段 (E_1f_2) 的玄武岩进行了系统的 K-Ar 稀释法和 Rb-Sr 等时线法年龄测定，结果列于表 1 和表 2。结合钱勤等 (1996) 对阜宁组一段玄武岩 (样品 D12) 所做的 ^{39}Ar - ^{40}Ar 法坪年龄即 (58.6 ± 1.1) Ma 可以确定，所研究的玄武岩年龄范围为 56.1~64.5Ma，确属早第三纪古新世。

大量的岩芯观察表明，本区不存在爆发成因的火山碎屑岩，除少数辉绿岩脉 (墙) 和岩流进入局部水体或软泥沉积物而形成的淬碎角砾岩相之外，大多数火山岩表现为喷溢相的平坦块状玄武质熔岩，岩石中未见任何类型的深源岩石包体或捕虏晶。

表 1 研究区玄武岩钾氩稀释法年龄

Table 1 K-Ar dating results of the researched basalts

样品号	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (10^{-11} mol/g)	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ (10^{-3})	大气氩 (%)	年龄 (Ma)
M15-5	0.87	0.0305	3.40	17.4	57.6
M17-4	0.89	9.1816	3.46	48.4	58.6
M25-2	0.88	9.3147	3.55	17.6	60.1
M11-9	1.04	1.0269	3.31	13.5	56.1
M15-35	0.56	6.3632	3.81	13.1	64.5
M16-20	0.64	6.9059	3.62	27.8	61.3
M23-13	0.95	9.9170	3.50	13.0	59.3

测试单位：中国地质科学院南京地质矿产研究所。

表 2 研究区玄武岩铷锶同位素等时年龄及锶同位素组成

Table 2 Rb-Sr isochron age and Sr isotope compositions of the researched basalts

样品号	Rb ($\mu\text{g/g}$)	Sr ($\mu\text{g/g}$)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	等时线处理结果
M20-3	28.0	740.47	0.109386	0.705932	$t = 60.9 \pm 2.5\text{Ma}$ $I_{\text{Sr}} = 0.705850 \pm 27$ $\gamma = 0.99$
M21-4	15.0	529.95	0.068257	0.705938	
M23-5	14.0	595.47	1.187606	0.705841	
M11-8	21.3	662.11	0.090255	0.705910	
M20-18*	15.0	565.99	0.076694	0.709924	
M23-13	18.0	859.32	0.060598	0.705923	

* 为未参加线性处理，测试单位为中国地质科学院南京地质矿产研究所。

显微镜下观察玄武岩岩性简单和均一，斑状结构，出现橄榄石、单斜辉石或斜长石斑晶组合，有时出现单斜辉石或 (和) 斜长石聚斑晶，基质一般为隐晶质，含斜长石微晶和单斜辉石粒状微晶以及火山玻璃等。橄榄石大多呈假象或极少残留，斜长石可见具环带构造、环带与卡双晶和聚片双晶的复合构造，单斜辉石具砂钟和环带构造。岩石或多或少均已发生不同程度的蚀变，且以皂石矿物为主。

① 钱基等. 1990. 金湖凹陷下-闵-扬地区阜二段微相研究. 江苏石油勘探局地质科学研究所内部印刷.

2 主要元素及微量元素地球化学

玄武岩主要元素氧化物含量及计算的 CIPW 标准矿物重量百分比列于表 3 中, 根据邱家骥等 (1991) 提出的 Ne-Ol-Hy-Q 标准矿物分类原则, 本区玄武岩 $Hy > 3\%$, $Al_2O_3 < 16\%$, $Ol < 25\%$, 不含 Q, 故应归为橄榄拉斑玄武岩, 属于拉斑玄武岩系列, 这与岩相学观察结果相当吻合。

表 3 玄武岩主要元素氧化物含量及 CIPW 标准矿物 (%)

Table 3 Major-element oxides content and CIPW norms of the researched basalts

样品号	M11-2	M13-5	M15-5	M15-17	M16-20	M17-4	M21-4	M23-5	M11-9	M13-21	M15-35	M21-8
SiO ₂	49.65	48.27	47.87	48.29	49.48	48.31	49.53	49.73	49.23	46.22	48.74	48.89
TiO ₂	1.55	1.92	1.85	1.98	1.55	1.88	1.59	1.58	1.83	2.19	1.66	1.83
Al ₂ O ₃	15.78	15.98	14.89	16.23	14.93	14.87	15.66	15.76	16.57	15.17	16.65	16.38
Fe ₂ O ₃	4.01	3.98	3.95	3.88	4.20	4.01	4.32	4.14	3.90	4.06	4.47	4.00
FeO	6.87	6.99	7.60	6.89	7.59	7.63	7.63	7.16	6.77	7.64	7.95	7.12
MgO	7.13	6.96	9.26	6.93	8.26	9.20	6.98	7.36	6.42	9.15	8.37	6.90
MnO	0.12	0.16	0.17	0.18	0.13	0.15	0.11	0.10	0.12	0.18	0.07	0.12
CaO	8.68	10.13	9.43	9.87	8.68	8.95	8.77	8.61	8.78	9.65	6.61	8.62
Na ₂ O	4.10	3.03	2.82	2.80	3.41	2.84	3.68	3.71	3.75	2.86	3.93	3.64
K ₂ O	1.04	1.46	1.01	1.55	0.77	1.00	0.81	0.84	1.24	1.34	0.70	1.13
P ₂ O ₅	1.09	1.07	1.10	1.34	0.94	1.12	0.86	0.97	1.34	1.49	0.80	1.30
Mg [#]	60	59	64	59	61	64	57	60	58	64	60	58
Ap	2.41	2.46	2.48	3.10	2.13	2.53	1.94	2.20	2.98	3.40	1.79	2.88
Ilm	2.75	3.55	3.36	3.66	2.81	3.41	2.88	2.88	4.02	3.02	2.98	3.24
Or	5.73	8.38	5.73	8.92	4.37	5.67	4.54	4.78	6.85	7.67	3.95	6.26
Ab	32.3	24.94	22.74	23.08	27.56	22.91	29.59	30.10	29.68	23.42	31.46	28.75
An	20.04	24.88	23.75	26.34	22.04	23.71	22.61	22.86	23.03	23.73	24.30	23.27
Mt	5.42	5.60	5.45	5.47	5.80	5.54	5.96	5.75	5.28	5.68	6.13	5.40
Di	10.75	13.77	11.16	10.21	10.57	9.34	10.81	9.68	7.57	10.48	1.43	6.95
Wo	5.58	7.15	5.81	5.30	5.48	4.86	5.59	5.02	3.92	5.46	0.74	3.60
Fs	1.45	1.83	1.37	1.34	1.44	1.14	1.64	1.32	1.04	1.22	0.19	0.96
En	3.71	4.78	3.98	3.56	3.64	3.33	3.57	3.33	2.60	3.79	0.49	2.38
Hy	2.83	5.25	11.33	11.91	14.29	15.70	10.79	11.68	8.23	3.08	11.32	9.46
Fs	0.79	1.45	2.90	3.25	4.05	4.01	3.40	2.32	1.35	0.75	3.22	2.73
En	2.03	3.79	8.42	8.65	10.23	11.68	7.39	8.36	5.87	2.32	8.10	6.73
Ol	10.80	8.21	9.23	4.51	5.76	6.60	5.86	5.92	6.51	15.11	11.20	7.01
Fo	7.55	5.77	6.69	3.19	4.01	4.79	3.89	4.12	4.52	11.13	7.79	4.84
Fa	3.26	2.44	2.53	1.32	1.75	1.81	1.97	1.80	1.99	3.97	3.41	2.16

测试单位: 中国地质科学院南京地质矿产研究所。

表4 本区玄武岩微量元素含量 ($\mu\text{g/g}$)
Table 4 Trace element content of the researched basalts

样品号	M11-2	M13-5	M15-5	M15-17	M16-20	M21-4	M17-4	M23-5	M11-9	M13-21	M15-35	M21-8
Sc	21.6	24.5	21.8	22.8	22.9	22.0	21.6	22.3	22.3	24.5	24.2	22.4
Ti	8693	11211	10611	11570	8873	9112	10791	9112	10252	12709	9412	10252
V	157	197	172	162	162	154	173	169	176	191	177	182
Cr	169	195	239	202	202	195	219	213	122	247	254	161
Mn	930	1239	1316	1349	1007	852	1161	775	930	1394	565	930
Fe	75840	79820	82618	78475	84288	85175	83395	81157	74635	84833	88072	77736
Co	41.4	34.4	42.2	42.9	42.9	35.1	43.2	39.1	29.8	43.0	42.9	32.2
Ni	115	95	166	140	140	137	173	143	63	172	158	69
La	15.1	24.1	20.6	25.4	13.1	20.2	13.1	13.8	17.8	30.4	11.8	17.2
Ce	30.3	48.4	40.7	50.8	26.2	40.6	26.7	28.5	36.2	61.3	24.5	34.5
Pr	4.11	6.01	5.37	6.26	3.72	5.40	3.96	4.07	4.90	7.25	3.56	4.59
Nd	14.4	22.6	19.6	23.4	13.5	19.5	13.8	14.0	17.8	27.9	12.6	16.6
Sm	2.56	4.94	4.40	5.00	3.38	4.43	3.38	3.48	4.20	5.84	3.28	4.01
Eu	1.26	1.71	1.54	1.68	1.27	1.53	1.26	1.29	1.51	1.95	1.27	1.48
Gd	4.00	5.09	4.44	5.13	3.87	4.47	3.91	3.98	4.34	5.75	3.71	4.38
Tb	0.63	0.79	0.69	0.81	0.64	0.69	0.64	0.65	0.71	0.86	0.61	0.69
Dy	3.67	4.26	3.72	4.33	3.58	3.72	3.60	3.77	3.81	4.51	3.32	3.85
Ho	0.68	0.81	0.72	0.84	0.71	0.72	0.70	0.70	0.72	0.87	0.65	0.72
Er	1.88	2.23	1.87	2.16	1.91	1.89	1.90	1.95	1.94	2.28	1.74	1.99
Tm	0.28	0.31	0.25	0.31	0.27	0.25	0.27	0.27	0.26	0.31	0.24	0.27
Yb	1.61	1.83	1.53	1.85	1.61	1.53	1.62	1.68	1.61	1.88	1.50	1.65
Lu	0.25	0.26	0.19	0.27	0.23	0.21	0.25	0.24	0.22	0.27	0.21	0.21
Y	17.5	20.8	17.9	20.8	18.0	17.9	17.7	18.2	18.3	21.8	16.0	18.9
Rb	13.9	23.7	19.0	22.1	12.3	12.6	13.0	13.0	16.2	23.0	11.3	15.4
Sr	330	421	413	415	271	371	325	286	381	530	337	437
Ba	240	340	290	338	174	271	190	174	302	337	193	228
Zr	83	107	95	109	75	85	75	78	98	122	62	77
Nb	3.5	40.5	33.2	12.2	11.2	12.2	6.3	3.6	11.5	31.5	6.3	5.6
Ta	0.4	1.4	1.1	2.0	2.3	1.6	0.4	0.7	1.6	1.1	1.1	0.6
U	2.9	0.5	0.8	0.9	0.8	1.9	0.9	0.8	1.7	1.3	2.0	1.5
Th	14.1	14.1	5.4	12.8	7.0	8.3	3.7	5.4	7.0	7.0	7.4	6.5
熔融度	21%	25%	30%	24%	32%	30%	31%	31%	29%	23%	34%	30%

测试单位: 中国地质科学院南京地质矿产研究所。

玄武岩的微量元素含量表示于表 4 中, 就稀土元素而言, 其总量 ($84.99 \sim 173.17 \mu\text{g/g}$) 不高, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值 ($5.09 \sim 10.46 \mu\text{g/g}$) 较低, δEu 为 $1.01 \sim 1.12$, 均为弱正铕异常。表现在分配型式上 (图 2a) 为不太陡的右倾, 相对于 HREE 而言其 LREE 适度富集, 明显不同于中国东部含幔源橄榄岩包体的新生代钠质碱性玄武岩强富集 LREE 型式, 也不同于 N-MORB 和 E-MORB 较高的中、重稀土模式, 反映出大陆玄武岩的特点。本区早第三纪橄榄拉斑玄武岩 La-Ce 显示极好的线性正相关, Zr-Sr 表现出较好的正相关性 (杨祝良等, 1997), 说明它具有相对单一的成因机制, 即主要受部分熔融控制, 而分离结晶作用则居于次要地位。此外, $(\text{La}/\text{Sm})\text{-La}$ 表现出的线性正相关性 (杨祝良等, 1997) 也说明岩浆过程以部分熔融作用为主, 在这一前提下, 假设少量的结晶分异没有明显改变玄武岩的稀土含量及配分型式, 选取相邻江苏六合方山尖晶石二辉橄榄岩 (矿物成分 Ol 为 52%, Opx 为 30%, Cpx 为 16%, Sp 为 2%, 作为源区上地幔岩石, 采用石林等 (1996) 提出的 $\Sigma(1/\text{REE})_N\text{-F}$ 函数关系:

$$F = [\Sigma(1/\text{REE})_N - \Sigma D_{\text{REE}}^0] / (N - \Sigma D_{\text{REE}})$$

式中 $\Sigma(1/\text{REE})_N$ 为 REE 在岩浆中原始地幔含量标准化后的倒数之和, ΣD_{REE}^0 为 REE 在原始地幔中的总分配系数, ΣD_{REE} 为地幔熔融程度 F 时 REE 的总分配系数之和, N 为参与计算的 REE 个数 (这里选 La、Ce、Nd、Sm、Eu、Tb、Yb、Lu 共 8 个元素)。由于地幔岩组中缺乏石榴石, 单斜辉石含量也不高, 因而可以近似地认为 $\Sigma D_{\text{REE}} = \Sigma D_{\text{REE}}^0$, 据 Ringwood (1991) 一文中 Fujimaki 提供的 REE 分配系数, 可求得 $\Sigma D_{\text{REE}} = 0.4098$, 原始地幔标准化值来自 Taylor and McLennan (1985)。计算结果列于表 4, 表明本区橄榄拉斑玄武岩源区地幔部分熔融度较高 ($23\% \sim 34\%$, 平均 29%)。

过渡族元素中以 Ni 的含量 ($63.2 \sim 173 \mu\text{g/g}$) 变化最大, 且低于 Frey et al. (1978)、Wilkinson and Le Maitre (1987) 以及 Sato (1977) 提出的与上地幔橄榄岩平衡的直至 30% 部分熔融的原始岩浆的 Ni 含量范围 ($290 \sim 500 \mu\text{g/g}$), 其它如 Cr 元素含量亦较低。同时, $\text{Mg}^{\#}$ 值 [$100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$] 为 $57 \sim 64$, 亦低于他们所提出的范围 [$68 \sim 75$, $K_{\text{D}(\text{Ol}/\text{Liq})}^{(\text{Fe}/\text{Mg})} = 0.3$], 表明本区橄榄拉斑玄武岩是由经过演化的岩浆形成, 原始岩浆经历了一定程度结晶分异作用。Cr、Ni、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ 和 TiO_2 对 MgO 的关系图 (图 3) 中较明显的相关性说明单斜辉石 (± 铬铁矿) 应该是分离结晶的矿物组合中的重要相, 而橄榄石也是结晶分异的矿物相之一 (Fan and Hooper, 1991)。弱正铕异常的存在否定了斜长石的结晶分异。

图 2b 表示本区玄武岩不相容元素原始地幔值标准化后的配分型式, 显示出较陡的负倾斜和明显的 P 正异常, Sm 到 Y 为负倾斜, 无明显的负异常, Nb 则大多表现为负异常 (除少数为弱正异常之外), 反映源区可能有俯冲组分的混入。由于 Nb、Ta 是不活动性元素, 在含水流体中几乎不溶, 因此, Nb、Ta 变化应该不是蚀变作用造成的, 这稍稍不同于从柏林等 (1996) 提出的合肥盆地古新世拉斑玄武岩所表现出的强烈亏损 TNT 元素和富集 Ba 的特征。与其它类型玄武岩相比, 具较高的不相容元素总含量, 相对接近于大陆初始裂谷拉斑玄武岩的 (Holm, 1985)。Th 在含水流体中的活性不如 K, 而本区玄武岩中 Th 的含量 ($3.7 \sim 14.1 \mu\text{g/g}$) 变化较大, 表明后期蚀变强弱的不同。Sr 元素含量 ($270 \sim 450 \mu\text{g/g}$) 不高, 且 Zr、Sr 呈现同步增长的趋势, 说明 Sr 始终作为不相容元素, 同时否定了斜长石的分离结晶作用, 结合玄武岩中斑晶单斜辉石高的 CaO 含量 ($18.22\% \sim 23.36\%$), 可以肯定分离结晶作用发生于上

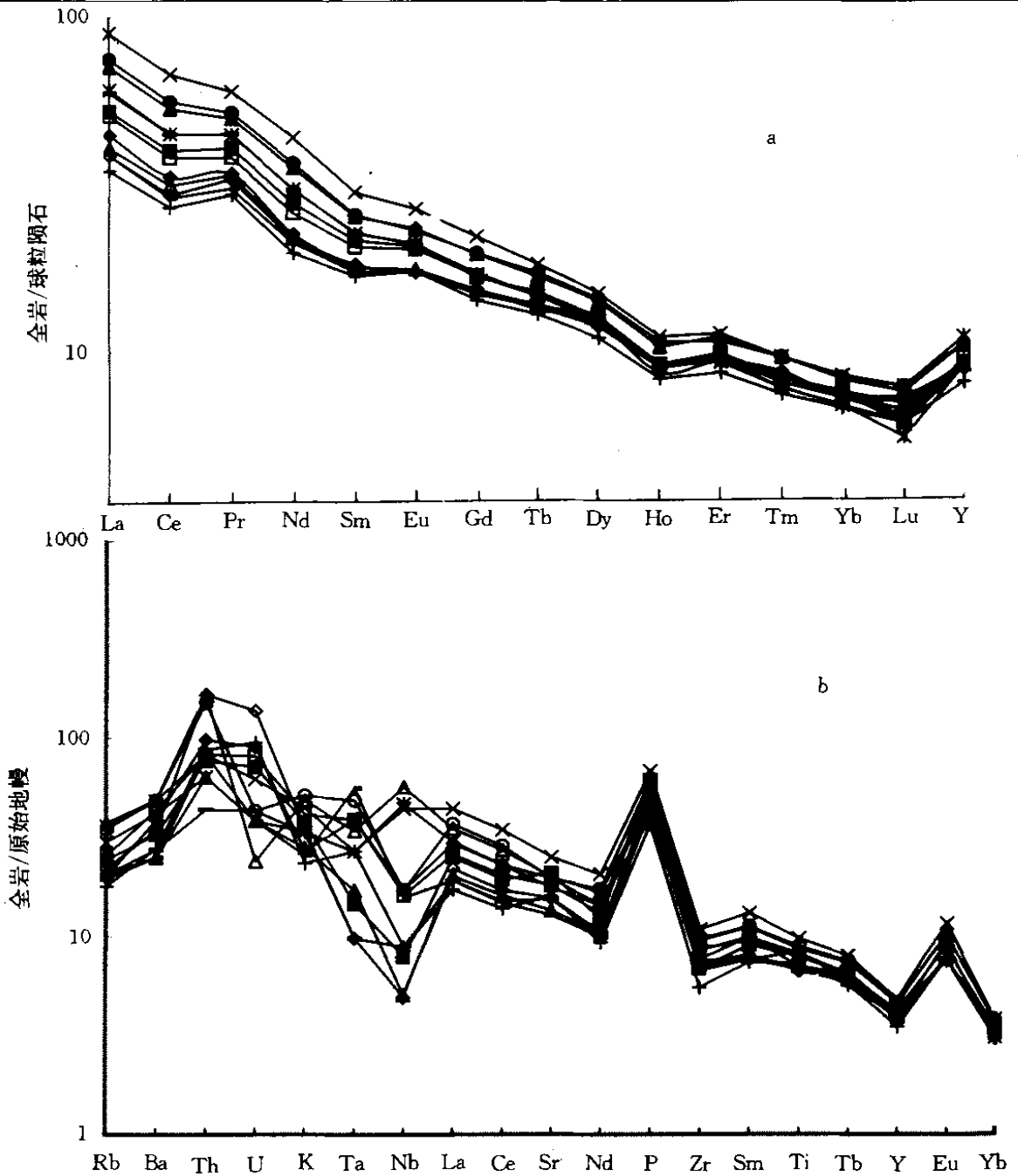


图2 玄武岩稀土元素球粒陨石标准化 (a) 和不相容元素原始地幔标准化分配型式 (b)

球粒陨石标准化值引自 Wakita et al. (1971); 原始地幔标准化值引自 Sun and McDonough (1989)

Fig. 2 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle normalized incompatible element patterns (b) of the researched basalts

地幔源区而不是在地壳中 (Fan and Hooper, 1991), P 的明显正异常说明该玄武岩是未经混染的、起源于富集型岩石圈地幔。

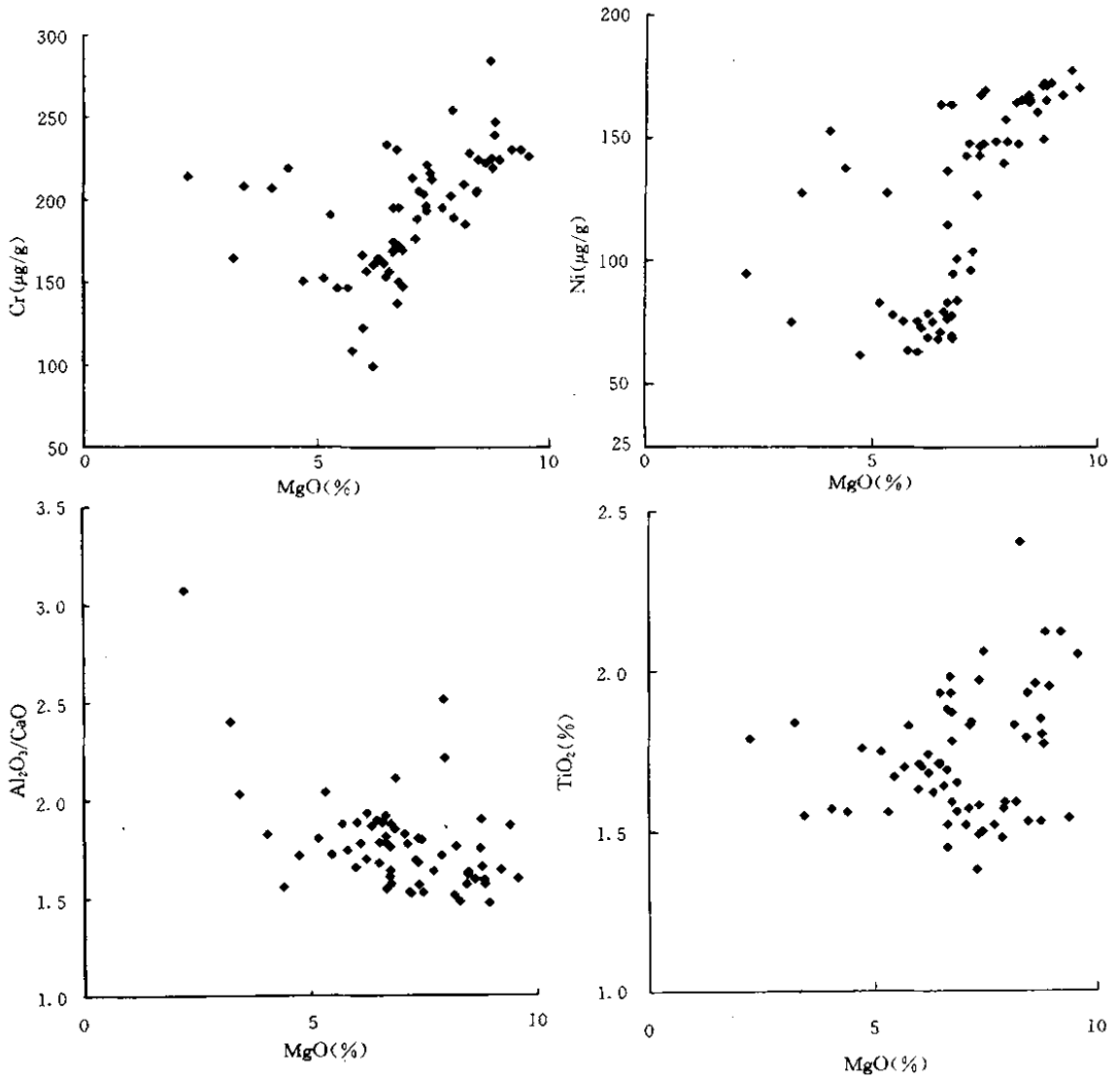


图 3 玄武岩的 Cr、Ni、Al₂O₃/CaO 和 TiO₂ 对 MgO 的关系图解

Fig. 3 Correlations of Cr, Ni, Al₂O₃/CaO and TiO₂ versus MgO for the researched basalts

3 锶钕同位素组成特征与源区讨论

本区玄武岩锶同位素组成已列于表 2，而钕同位素组成则列于表 5。从锶同位素来看，其初始比值 0.705850 比陈道公 (1992) 提出的郯庐断裂带中南段鲁苏皖地区新生代玄武岩锶同位素初始比值范围 (0.7032~0.7049) 还要高，而与周新华等 (1992) 提供的上海地区北桥老第三纪玄武岩的初始锶同位素比值 (0.705500) 和从柏林等 (1996) 提供的合肥盆地古新世拉斑玄武岩初始锶同位素比值 (0.705743~0.706607) 相近，但低于上海地区白垩纪钙碱性玄武岩锶同位素初始比值 (0.707511~0.708870)，显示出明显的过渡性质。从锶同位素分析结果来看，Sr 含量和 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值 (除 M20-18 外) 变化很小，说明该玄武岩锶同位素比值

是其源区性质的反映。从钕同位素组成来看本区玄武岩 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值(t 取60.9Ma)变化于4.3~5.4之间,其 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值高于陈道公(1992)提供的早第三纪拉斑玄武岩(0.512395~0.512803)和周新华等(1992)提供的上海地区早第三纪玄武岩(0.512706)的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值,表明了源区Nd同位素的亏损性质。该比值亦介于上海地区白垩纪钙碱性玄武岩的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值(0.512305~0.512337)和晚第三纪玄武岩的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值(0.512886~0.512896)之间,显示出过渡性质。从Nd同位素分析结果来看,Nd含量和 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值变化范围均较小,说明该Nd同位素组成也是其源区性质的反映。

在图4表明,本区早第三纪橄榄拉斑玄武岩呈现出典型的RS组分的特征。周新华等(1992)认为这种保持亏损Nd的同时富放射成因Sr的趋势,如三水和长白山地区粗面玄武岩类及上海、下辽河地区玄武岩类,反映了以蚀变洋壳为主,并带有少量大洋沉积物在源区的混染,亦即俯冲的影响,这一结论与上文据微量元素特征所获结果较为一致。从本区为数有限的早第三纪玄武岩样品的地球化学特征来看,本区上地幔从中生代到新生代并非是一个突变,而是存在一个逐渐演化的过程,其 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值越来越低,而 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值则越来越高,Nb亏损特征逐渐消失,即从富集型上地幔向亏损型上地幔演化,而早第三纪玄武岩则处在一个过渡位置上,表现出活动大陆边缘火山弧向大陆板内裂谷过渡的特征。从构造位置来

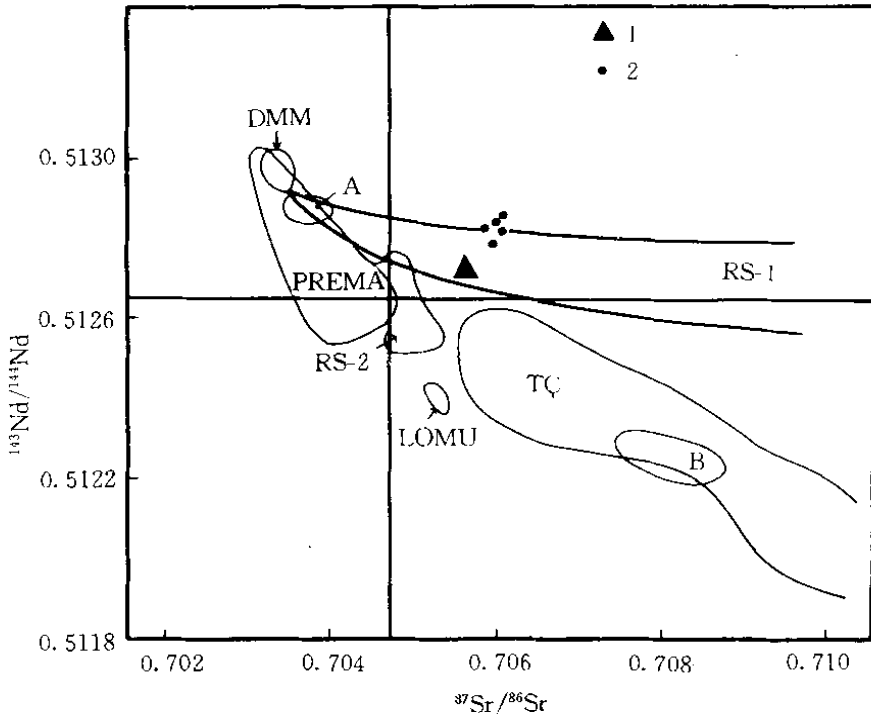


图4 本区玄武岩Sr-Nd同位素协变关系

M、PREMA、LOMU、TC及RS(RS-1和RS-2)分别为中国东部五个典型地幔地球化学端元(周新华等,1992);
A为上海地区晚第三纪玄武岩(周新华等,1992);B为上海地区白垩纪玄武安山岩(周新华等,1992);
1为上海地区北桥古新世玄武岩(周新华等,1992);2为本研究区古新世橄榄拉斑玄武岩

Fig. 4 Covariation diagram of Sr and Nd isotope compositions for the regional basalts

表 5 本区玄武岩 Sm-Nd 同位素组成

Table 5 Sm-Nd isotope compositions of the researched basalts

样品号	Sm ($\mu\text{g/g}$)	Nd ($\mu\text{g/g}$)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
M11-8	4.107	17.77	0.1398	0.512843	4.4
M20-3	3.882	16.73	0.1404	0.512892	5.4
M20-18	3.580	14.60	0.1483	0.512842	4.3
M21-4	3.434	13.85	0.1501	0.512887	5.2
M23-5	3.522	15.06	0.1415	0.512880	5.1
M23-13	4.411	19.42	0.1374	0.512881	5.2

测试单位: 中国地质科学院南京地质矿产研究所

看, 本区位于郯庐断裂带的东侧, 嘉山-六合为一个新生代古火山集中分布区, 地幔热流值、地壳上地幔温度等热结构分析 (王良书等, 1994) 揭示盆地深部和郯庐断裂之下存在明显的深部热异常, 作者认为这是软流圈上涌的热表现, 而新生代古火山玄武岩的喷发则是这种作用的物质表现。由于软流圈的上涌, 引起了岩石圈物质较高程度部分熔融以及与软流圈物质之间的相互作用, 形成的橄榄拉斑玄武岩浆继承了富集型岩石圈高 Sr 特征和 Nb 亏损性质, 同时又体现了软流圈物质亏损 Nd 同位素的特征, 这一特征与合肥盆地古新世拉斑玄武岩明显不同 (从柏林等, 1996), 构成了 Nd、Sr 同位素的过渡趋势, 但并未显示出 EM II 型同位素征象。

参 考 文 献

- 王良书等. 1994. 苏北盆地成因演化地球物理研究. 见: 旋央申等主编, 现代地质学研究文集 (下). 南京: 南京大学出版社, 174~183
- 从柏林等. 1996. 中国合肥盆地新生代火山岩成因岩石学研究. 岩石学报, (3): 370~381
- 石林, 解广轰, 夏斌. 1996. 稀土元素地球化学指数与地幔部分熔融度的关系. 地质科技情报, 15 (1): 51~53
- 支霞臣. 1989. 苏皖鲁冀新生代大陆玄武岩氧同位素组成. 科学通报, (23): 1815~1818
- 陈道公, 彭子成. 1988. 皖苏若干新生代火山岩的铷钫年龄和铅铀同位素特征. 岩石学报, (2): 3~12
- 陈道公, 杨杰东, 王银喜. 1990. 苏皖鲁某些新生代火山岩的 Nd 同位素组成及意义. 科学通报, (12): 925~927
- 陈道公, 1992. 郯庐断裂带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
- 池际尚. 1988. 中国东部新生代玄武岩及上地幔研究 (附金伯利岩). 北京: 中国地质大学出版社
- 钱勤, 李坤英. 1996. 苏北盆地玄武岩地质年龄及地层时代. 火山地质与矿产, 17 (1~2): 86~93
- 邱家骧, 林景仟. 1991. 岩石化学. 北京: 地质出版社
- 吴利仁等. 1984. 华东及邻区中、新生代火山岩. 北京: 科学出版社
- 肖增岳, 王艺芬. 1987. 华东地区新生代玄武岩和超镁铁质岩包体. 见: 鄂莫岚、赵大升主编, 中国东部新生代玄武岩及深源岩石包体. 北京: 科学出版社, 269~273
- 杨祝良, 陶奎元, 王力波, 杨献忠. 1997. 苏北高邮地区埋藏早第三纪玄武岩储油地质模型. 火山地质与矿产, 增刊, 19: 4~33
- 周新华等. 1992. 上海地区中新生代隐伏玄武岩类过渡系列的发现及地球化学和成因研究. 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, 285~297

- 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
- 周新民, 陈图华. 1978. 江苏及皖东新生代玄武质岩石岩石化学和矿物成分的研究. 南京大学学报, (3): 92~116
- 周新民, 陈图华. 1980. 南京附近新生代玄武岩火山锥及其喷发特征. 南京大学学报, (2): 83~103
- Fan Q C and Hooper P R. 1991. The Cenozoic Basaltic Rocks of Eastern China; Petrology and Chemical Composition. *J. Petrol.*, 32, 765~810
- Frey F A, Green D H and Roy S D. 1978. Integrated models of basalt petrogenesis; a study of quartz tholeiites to olivine melilites from south eastern Australia utilizing geochemical petrological data. *J. Petrol.*, 19, 463~513
- Holm P E. 1985. The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hydromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites. *Chem. Geol.*, 51, 303~323
- Sato H. 1977. Nickel content of basaltic magma; identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos*, 10, 113~120
- Taylor S R and McLennan S M. 1985. *The Continental Crust, Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publication, 263~266
- Wilkinson J F G and Le Maitre R W. 1987. Upper mantle amphiboles and micas and TiO_2 , K_2O , and P_2O_5 abundances and $100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ ratios of common basalts and andesites; implications for modal mantle metasomatism and undepleted mantle composition. *J. Petrol.*, 28, 37~73