

板缘向板内环境的过渡——辽河盆地 古近纪玄武岩地球化学*

吴昌志 顾连兴** 任作伟 张遵忠 陈振岩 赵明

(成矿作用国家重点实验室, 南京大学地球科学系, 南京 210093; 中国石油与天然气总公司辽河油田分公司勘探开发研究院, 盘锦 124010)

摘要 产于辽河盆地东部凹陷的古近纪火山岩以碱性橄榄玄武岩和橄榄玄武岩为主. 岩石地球化学分析表明, 玄武岩总体富集高场强元素(HFSE), 相对亏损大离子亲石元素(LILE), 具有较明显的洋岛玄武岩(OIB)特征. 玄武岩具明显的 Ba, Sr 和 Zr 正异常, 较高的 Ce/Pb, U/Pb 和 Zr/Hf 值显示有洋壳物质的加入. 玄武岩同时具亏损的 Sr, Nd, Pb 同位素组成, 显示有 EMI 型富集地幔和亏损地幔(DMM)的加入. 结合华北东部中、新生代以来的构造环境及岩石圈演化特征, 作者认为, 本区玄武岩来源于板内软流圈地幔的上涌, 同时有来自俯冲的大洋岩石圈成分的加入, 并进一步推测华北板块东部从晚中生代板缘环境到晚新生代板内环境的转折发生于古近纪, 与太平洋板块俯冲角度的变陡有关.

关键词 地球化学 玄武岩 古近纪 辽河盆地 华北地块 中国东部

我国东部环太平洋地区广泛发育的中、新生代火山岩带过去曾经被认为是直接受古太平洋板块北西向俯冲影响而形成^[1,2]. 近年来的研究^[3-6]显示, 这一火山岩带虽受控于东亚环太平洋带中、新生代洋陆相互作用的动力学背景, 但也并非简单的古太平洋板块俯冲模式所能解释. 华北晚中生代火山岩受消减作用影响多具板缘特征^[7-9], 而新生代, 特别是晚新生代以来的火山岩则具明显的板内特征, 显示洋岛玄武岩的类似的特性^[10-12]. 华北东部中、新生代构造

体制存在重大转折, 即由中生代EW向挤压构造格局向新生代NNE向以伸展为主的构造格局转变^[13]. 但是, 处于板缘向板内环境过渡期的古近纪玄武岩^[14]因多被新地层覆盖而很少被研究.

近几年, 我们在研究辽河盆地沙三期储油火山岩^[15,16]的同时, 收集到大量采自钻井岩芯的古近系玄武岩样品, 并对它们进行了详细的岩石化学及同位素研究, 试图揭示这一时期玄武岩的源区特征及构造背景.

2003-12-29 收稿, 2004-08-23 收修改稿

* 国家自然科学基金(批准号: 40172034)和辽河油田火山岩油气藏机制项目联合资助

** 联系人, E-mail: lxgu@nju.edu.cn

1 地质概况

辽河盆地位于华北陆块东部, 渤海湾盆地北端, 其基底包括太古界和元古界变质岩及古生界和中生界沉积岩系. 中生代末期小岭组还夹有巨厚的中基性-酸性火山岩^[17]. 新生代的辽河盆地可分为西部凹陷、东部凹陷、大民屯凹陷、中央凸起、东部凸起、西部凸起和沈北凹陷等构造单元, 总体呈NNE向展布(图 1). 古近系房身泡组(E_f)厚达 1000 m, 其下段以玄武岩为主, 上段以暗紫色泥岩为主, 夹砂岩、炭质泥岩和煤层. 沙三段(E_{S3})地层不整合于房身泡组上段之上(缺失沙四段, E_{S4}), 局部厚达 3000 m, 为湖相泥岩, 夹 3~5 层玄武岩; 东营组(E_d)厚达 2000 m, 为泛平原相及少量滨浅湖相泥岩和砂岩, 夹 3~5 层玄武岩. 新近系及第四系地层厚度变化不大, 火山岩较少¹⁾.

本文所研究的玄武岩样品主要取自辽河盆地东部凹陷(图 1)的沙三段和东营组地层. 该凹陷在古近纪之前沿主干断层附近伴有一定的岩浆喷发. 古近纪的房身泡期, 则以拉斑玄武岩喷发为主^[19]. 沙三中期, 伴随构造运动的加剧, 火山活动更加强烈, 在几条张性断裂的周围形成了多层玄武岩, 岩性以碱性玄武岩为主, 伴随有少量拉斑玄武岩和粗面质火山-侵入杂岩^[15, 16]. 随后的沙一期和东营期也有少量碱性玄武岩的喷发, 厚度不大, 但分布较广. 至新近纪, 火山活动基本停止, 仅在局部地区有零星分布^[20]. 梁鸿德等^[21]对本区沙三段和东营组玄武岩做了详细的 K-Ar 年龄, 其结果分别为 43~38 和 36~24.6 Ma.

2 岩相学与矿物学特征

本区玄武岩灰黑色, 发育气孔、杏仁构造, 杏仁体多为绿泥石和碳酸盐, 部分玄武岩中含有尖晶石二辉橄榄岩包体. 玄武岩隐晶质结构, 少数具嵌晶含长结构, 主要矿物成分为橄榄石(10%~30%)、辉石(5%~20%)和斜长石(50%~80%), 并含少量钛铁氧化物、黑云母和石榴子石. 橄榄石多因强烈蛇纹石化、绿泥石化和碳酸盐化而仅保留其假象. 辉石主要为透辉石和次透辉石, 同时呈斑晶和基质产出. 斑晶自

形到半自形, 粒径 1~3 mm, 无色到略呈红褐色, 受适度绿泥石化和碳酸盐化; 基质中的微晶多自形, 粒径 0.5~1 mm, 浅绿色到无色, 常受绿泥石化和碳酸盐化蚀变. 斜长石主要产于基质中, 偶呈斑晶出现. 斑晶斜长石 An = 43%~57%, 发育聚片双晶和卡钠复合双晶, 常具净边结构, 并受不同程度的绢云母化和高岭土化; 基质中斜长石 An = ±37%. 石榴子石呈浅褐色, 可能因熔蚀而多具港湾状边界. 根据镜下见较多的橄榄石斑晶, 以及样品的 CIPW 标准矿物中有较多的 Ol, 部分还含有 Ne(表 1), 我们认为本区玄武岩主要为碱性玄武岩并有少量拉斑玄武岩.

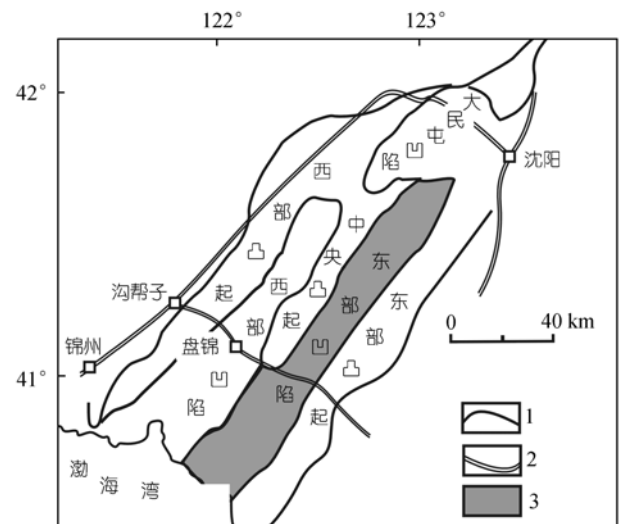


图 1 辽河盆地构造分区^[18]

1, 构造分区; 2, 铁路; 3, 研究区

3 地球化学特征

3.1 测试方法

受油田卤水的影响, 本区玄武岩多受绿泥石化和碳酸盐化等后期蚀变作用. 我们在薄片下选取了蚀变相对较弱的样品, 然后对样品进行手工挑选, 去除杏仁体和后期脉体之后做化学分析. 主量元素南京大学现代分析测试中心用日本岛津公司 VF320 单道荧光光谱仪(XRF)测定, 分析精度优于 5%. 微量元

1) 孙红军. 辽河盆地东部凹陷含油气系统研究及勘探目标评价. 辽河油田博士后工作站和南京大学博士后流动站博士后研究报告, 1999, 1~284

表 1 玄武岩主量(%), 微量元素($\mu\text{g/g}$), Sr-Nd-Pb 同位素和 CIPW 计算结果^{a)}

样品	LH004	LH038	LH062	LH065	LH101	LH130	LH146	LH153	LH155	LH158	LH159	LH169	LH178	LH179	LH184	LH187	LH189	LH190	LH191	LH194	BHVO-2	GSR-3
SiO ₂	45.94	50.48	47.42	48.4	51.05	50.14	51.68	46.85	47.06	50.2	50.2	48.56	48.54	49.06	48.92	46.58	47.77	48.14	49.35	50.24		
TiO ₂	2.04	2.04	1.76	1.88	1.51	1.92	1.5	1.87	1.87	1.53	1.61	2.08	1.55	1.59	1.78	1.96	1.83	1.81	1.82	1.61		
Al ₂ O ₃	14.36	15.92	15.77	15.47	18.13	17.52	18.27	16.43	16.37	17.07	18.41	17.62	16.41	16.82	17.09	16.29	17.77	17.93	17.48	18.62		
Fe ₂ O ₃ ^T	11.06	9.91	10.28	11.13	8.34	9.21	8.09	9.27	9.91	9.19	7.94	9.11	9.27	9.1	8.94	9.36	9.02	8.83	8.84	7.66		
MnO	0.18	0.18	0.18	0.19	0.14	0.39	0.15	0.2	0.15	0.27	0.16	0.17	0.15	0.14	0.27	0.17	0.16	0.15	0.12	0.11		
MgO	9.22	4.06	7.77	6.98	3.34	4.42	3.14	8.08	7.85	5.44	4.42	6.27	7.69	5.67	5.6	7.36	6.08	5.94	6.03	4.68		
CaO	9.63	7.55	9.29	8.89	5.96	7.39	5.99	9.14	8.85	7.78	7.08	8.19	7.04	7.85	8.75	8.4	9.49	9.29	4.74	5.88		
Na ₂ O	2.14	3.26	2.47	2.38	5.83	3.69	5.41	2.28	2.96	3.38	3.04	3.77	2.61	3.01	3.36	3.86	2.96	2.93	3.69	4.44		
K ₂ O	0.92	2.89	1.13	1.04	2.21	2.66	2.4	1.82	1.96	1.88	3.29	1.53	2.31	2.51	1.78	1.21	1.29	1.57	2.83	3.05		
P ₂ O ₅	0.43	0.53	0.34	0.47	0.49	0.65	0.44	0.47	0.46	0.43	0.64	0.6	0.49	0.51	0.47	0.6	0.5	0.52	0.63	0.65		
LOI	4.03	3.05	3.87	3.65	3.28	2.24	3.02	3.64	3.16	2.92	3.82	2.53	3.98	3.83	3.38	4.65	3.12	2.85	4.68	4.34		
Total	99.31	99.31	99.81	99.99	99.93	99.85	99.67	99.49	100.0	99.64	100.2	99.92	99.61	99.63	99.83	99.87	99.52	99.45	99.8	100.9		
An	28.25	21.08	29.91	29.65	17.39	24.02	19.14	30.52	26.45	26.78	27.91	27.39	27.5	26.11	27.29	24.76	32.62	32.27	20.93	22.67		
Ne	0.00	0.00	0.00	0.00	7.62	0.16	4.87	0.00	2.38	0.00	0.00	0.96	0.00	0.00	0.00	3.75	0.00	0.00	0.00	3.72		
Di	15.72	12.18	13.22	11.03	8.58	8.07	7.49	11.35	13.15	8.74	3.89	8.81	5.00	9.45	12.23	12.49	10.86	10.11	0.00	3.01		
Hy	11.14	7.37	11.77	23.95	0.00	0.00	0.00	5.64	0.00	9.82	6.76	0.00	12.66	4.68	1.08	0.00	5.08	5.13	7.74	0.00		
Ol	12.75	5.56	9.85	0.88	9.91	12.69	9.7	14.37	17.76	7.61	8.19	15.21	11.2	11.35	12.51	16.79	10.86	10.59	12.69	13.52		
Sc	29.27	21.54	23.89	21.90	14.32	16.82	13.77	29.10	27.38	22.75	18.16	23.96	20.24	21.28	26.82	23.84	19.23	25.25	23.06	19.29	31.1 (32)	14.48 (15.2)
V	251.3	210.0	208.9	210.77	149.66	188.9	138.60	241.61	232.7	192.8	144.4	207.4	171.4	178.2	225.8	191.5	157.6	225.7	200.3	142.7	326.4 (317)	179.7 (167)
Cr	413.8	79.06	337.1	292.9	50.31	242.3	38.82	349.60	347.6	172.4	72.45	218.3	227.4	209.0	304.3	299.2	126.4	84.47	100.1	65.21	296.3 (280)	126.9 (134)
Co	4.25	28.70	44.85	42.59	22.68	32.96	20.62	43.43	43.55	35.03	22.48	38.77	36.30	37.30	47.37	38.97	29.26	33.58	31.62	25.64	47.42 (45)	47.87 (46.5)
Ga	20.47	21.66	17.76	19.25	22.94	19.34	21.00	18.54	18.15	20.38	19.49	17.95	18.83	18.74	18.69	17.04	18.17	20.70	20.40	19.85	21.8 (21.7)	23.07 (24.8)
Rb	17.25	29.82	6.82	3.01	13.22	28.22	12.29	13.49	17.40	18.14	30.20	10.50	20.60	26.74	11.77	8.80	9.12	8.87	25.68	15.84	10.4 (9.8)	40.15 (37)
Sr	571.0	954.78	499.6	545.3	547.8	709.2	562.8	751.3	803.6	675.7	872.2	770.99	812.0	710.0	752.6	869.7	772.6	644.3	676.4	860.6	402.4 (389)	1072 (1100)
Y	19.53	23.81	19.10	19.74	22.37	22.46	22.15	23.76	22.73	21.82	21.67	23.53	19.08	19.82	21.61	20.83	22.93	25.93	21.08	20.79	24.82 (26)	22.98 (22)
Zr	149.5	189.02	170.5	170.10	246.1	227.8	238.0	183.4	175.29	161.2	278.74	202.3	184.8	191.1	169.59	182.8	253.6	208.7	204.9	260.5	169.2 (172)	279.8 (277)

续表 1

样品	LH004	LH038	LH062	LH065	LH101	LH130	LH146	LH153	LH155	LH158	LH159	LH169	LH178	LH179	LH184	LH187	LH189	LH190	LH191	LH194	BHVO-2	GSR-3
Nb	24.85	34.15	21.82	27.99	44.21	41.71	43.76	31.37	30.78	26.85	48.59	38.24	29.20	30.70	25.16	39.81	49.12	32.05	34.83	44.85	18.36 (18)	68.65 (38)
Cs	0.47	0.10	0.19	0.07	0.72	0.13	0.66	0.13	0.23	0.11	0.21	0.36	0.13	0.03	0.19	0.74	0.72	0.48	0.62	4.12	0.117	0.656 (0.7)
Ba	714.4	664.03	216.0	263.2	547.8	719.4	555.1	244.6	283.9	341.0	335.9	8924	299.2	493.9	8054	401.9	435.9	294.2	996.1	325.6	134.4 (130)	525.3 (526)
Hf	3.47	4.21	3.97	4.00	4.94	5.15	5.05	3.85	3.69	3.41	5.42	4.12	3.87	3.87	3.57	3.90	4.75	4.05	4.29	5.14	4.006 (4.1)	6.43 (6.5)
Ta	1.76	2.26	1.51	1.82	2.89	2.64	3.03	2.04	2.03	1.72	3.09	2.37	1.94	1.96	1.62	2.45	3.10	2.06	2.25	2.85	1.402 (1.4)	4.488 (4.3)
Pb	1.15	1.99	2.53	2.45	2.13	4.23	1.65	0.54	0.49	0.36	1.41	0.11	0.19	0.32	0.33	0.40	0.60	0.81	3.31	0.58	2.514	7.461 (7.2)
Th	2.58	3.30	1.89	2.00	4.11	4.17	4.29	2.19	2.16	2.40	4.43	2.64	2.75	2.78	1.82	2.78	3.48	2.31	2.90	4.13	1.192 (1.2)	5.591 (6)
U	0.81	1.00	0.51	0.64	1.30	1.23	1.36	0.76	0.81	0.65	1.25	0.93	0.76	0.87	0.70	1.00	1.27	0.80	1.05	1.41	0.417	1.454 (1.4)
La	20.37	28.34	19.52	23.81	33.34	40.72	33.71	22.19	21.55	20.38	32.43	25.26	22.07	23.25	21.07	25.86	32.39	24.08	27.90	30.37	14.58 (15)	56.85 (56)
Ce	40.45	56.50	38.84	46.55	62.04	78.51	63.09	44.87	43.46	40.21	59.91	49.17	43.10	44.57	42.27	49.60	60.61	47.80	54.05	56.44	39.91 (38)	110.9 (105)
Pr	4.93	6.66	4.21	5.12	6.92	7.77	7.18	5.40	5.30	4.82	6.92	5.82	5.13	5.24	4.96	5.95	7.04	5.87	6.49	6.36	5.724	13.39 (13.2)
Nd	20.82	26.84	18.15	21.11	26.44	32.22	26.11	22.58	21.47	20.50	27.01	23.46	20.09	20.99	21.09	23.79	27.14	23.93	25.90	24.64	25.47 (25)	52.18 (54)
Sm	4.67	5.98	4.22	4.59	5.21	6.29	5.26	4.95	4.33	4.49	5.49	5.01	4.38	4.46	4.58	4.97	5.57	5.22	5.04	5.00	5.951 (6.2)	10.19 (10.2)
Eu	1.63	2.16	1.47	1.59	1.91	1.99	1.91	1.70	1.60	1.59	1.79	2.05	1.47	1.62	2.03	1.72	1.90	1.80	1.93	1.73	2.003	3.176 (3.2)
Gd	4.70	5.69	4.70	4.93	4.85	6.06	5.06	4.95	4.80	4.50	5.15	5.25	4.37	4.54	5.25	4.89	4.97	5.48	5.15	4.77	6.264 (6.3)	8.44 (8.5)
Tb	0.62	0.73	0.59	0.63	0.63	0.74	0.68	0.66	0.61	0.62	0.65	0.65	0.55	0.59	0.60	0.61	0.65	0.74	0.62	0.64	0.882 (0.9)	1.13 (1.2)
Dy	4.16	4.95	4.19	4.14	4.16	4.69	4.52	4.51	4.42	4.35	4.42	4.48	3.78	3.89	4.15	4.12	4.41	5.19	4.19	4.10	4.857	5.452 (5.6)
Ho	0.77	0.95	0.86	0.82	0.84	0.95	0.90	0.88	0.90	0.86	0.85	0.89	0.74	0.77	0.85	0.84	0.87	1.02	0.80	0.81	1.013 (1.04)	0.905 (0.88)
Er	2.13	2.52	2.28	2.23	2.34	2.43	2.57	2.58	2.51	2.46	2.36	2.46	2.12	2.18	2.27	2.34	2.45	2.89	2.24	2.25	2.529	2.11(2)
Tm	0.27	0.34	0.32	0.29	0.34	0.33	0.36	0.35	0.34	0.34	0.33	0.34	0.28	0.29	0.33	0.34	0.34	0.40	0.31	0.31	0.32	0.272 (0.28)
Yb	1.60	1.93	1.84	1.63	1.95	1.83	2.09	2.12	2.02	2.04	2.00	2.10	1.67	1.78	1.96	1.92	2.03	2.33	1.84	1.90	1.843 (2)	1.464 (1.5)
Lu	0.28	0.29	0.29	0.27	0.32	0.30	0.35	0.32	0.31	0.31	0.30	0.32	0.26	0.28	0.29	0.30	0.32	0.37	0.28	0.29	0.271 (0.28)	0.187 (0.19)
δ Eu	1.05	1.12	1.00	1.01	1.14	0.97	1.12	1.04	1.07	1.07	1.01	1.21	1.01	1.09	1.26	1.06	1.08	1.02	1.15	1.07		
La/Yb _{CN}	8.57	9.88	7.15	9.86	11.55	14.98	10.85	7.05	7.21	6.73	10.96	8.11	8.90	8.82	7.24	9.07	10.78	6.95	10.22	10.75		
Ce/Pb	0.38	0.39	0.44	0.39	0.47	0.39	0.46	0.47	0.46	0.47	0.45	0.47	0.44	0.46	0.47	0.47	0.46	0.45	0.44	0.46		
U/Pb	0.51	0.51	0.54	0.54	0.56	0.52	0.57	0.57	0.57	0.57	0.53	0.55	0.56	0.56	0.55	0.57	0.56	0.56	0.53	0.55		
Zr/Hf	43.02	44.86	42.92	42.53	49.87	44.23	47.11	47.63	47.57	47.32	51.41	49.14	47.77	49.41	47.51	46.86	53.38	51.52	47.72	50.66		
Nb/Th	27.04	28.25	21.10	25.74	31.48	33.92	29.01	25.66	23.86	23.84	31.78	26.36	27.15	27.26	24.81	28.32	31.20	23.46	32.38	30.42		

续表 1

样品	LH004	LH038	LH062	LH065	LH101	LH130	LH146	LH153	LH155	LH158	LH159	LH169	LH178	LH179	LH184	LH187	LH189	LH190	LH191	LH194	BHVO-2	GSR-3
Ba/Rb	41.41	22.27	31.67	87.44	41.44	25.49	45.17	18.13	16.32	18.80	11.12	849.90	14.52	18.47	684.28	45.67	47.80	33.17	38.79	20.56		
Rb/Sr	0.030	0.031	0.014	0.006	0.024	0.040	0.022	0.018	0.022	0.027	0.035	0.014	0.025	0.038	0.016	0.010	0.012	0.014	0.038	0.018		
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$			0.703975	0.703941		0.704047		0.704127			0.704152			0.704183	0.704107						0.704135	
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$			0.703956	0.703935		0.703955		0.704098			0.704092			0.704096	0.704100						0.704103	
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$			0.512966	0.512959		0.512941		0.513014			0.512979			0.513011	0.512997						0.512988	
$\delta\text{Nd}(t)$			+5.96	+5.59		+5.34		+6.64			+6.05			+6.61	+6.37						+6.20	
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$			17.719	17.631		17.103		17.724			18.005			17.549	17.686						18.024	
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$			15.408	15.371		15.299		15.435			15.522			15.402	15.414						15.496	
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$			37.655	37.536		37.237		37.591			37.816			37.492	37.545						37.371	

a) $\delta\text{Eu}=2 \text{Eu}_{\text{CN}}/(\text{Sm}_{\text{CN}}+\text{Gd}_{\text{CN}})$; CN-球粒陨石标准化值据文献[24]; CIPW计算中 $\text{Fe}_2\text{O}_3=0.15 \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$; $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 为全铁含量; LOI为火成岩烧失量; $t=40 \text{ Ma}$; BHVO-2 和 GSR-3 的推荐值(括号内)分别出自USGS和IGGE^[22]

素由南京大学成矿作用国家重点实验室在Finigan MAT公司的Element 2型HR-ICP-MS仪器上测得,测试方法见高剑峰等^[22],分析精度总体优于10%;Sr和Nd同位素组成由南京大学现代分析测试中心在VG-354型质谱仪上按照Yang和Wang^[23]报道的方法测定.Pb同位素组成由中国地质调查局同位素地球化学研究实验室(宜昌地质矿产研究所)在MAT-261多调多接收质谱计上测试,分析精度优于0.1%.以上测试结果均列于表1.

3.2 主量元素和微量元素

本区玄武岩的MgO含量(3.14~9.22 wt%)变化较大, SiO₂含量(45.9~51.7 wt%)变化较小, Na₂O+K₂O含量较高(3.06~8.04 wt%). 玄武岩MgO与其它主量及微量元素的相关性见图2. 由于钒(V)主要富存于单斜辉石中, CaO/Na₂O值主要受单斜辉石分离结晶作

用的控制且不因熔融压力及橄榄石分离结晶作用而改变^[25], 因此V和CaO/Na₂O与MgO含量呈正相关表明存在单斜辉石的分离结晶作用. Cr与MgO含量呈正相关, 表明存在橄榄石和铬尖晶石等的分离结晶作用. Fe₂O₃^T与MgO含量呈正相关, 但变化不大, 表明存在少量磁铁矿的分离结晶作用. P₂O₅和TiO₂含量基本不变化(图略), 表明磷灰石、钛铁矿等的分离结晶不明显. Nb与MgO含量呈负相关, 表明地壳物质的加入不明显. 此外, 本区玄武岩MgO和Cr含量多数低于原始岩浆参考值(MgO 10~12%, Cr 250 μg/g)^[26]也进一步表明玄武岩浆经过橄榄石及辉石等矿物的分离结晶作用.

玄武岩相对富集轻稀土元素(La_{CN}/Yb_{CN}为6.73~14.98, 见表1), 但并不显著. 除样品LH130外, 玄武岩均具弱正Eu异常(δEu为1.00~1.26), 不具明显的Ce异常, 在Ce/Y-Zr/Nb图解(图3)全部落入亏损的尖

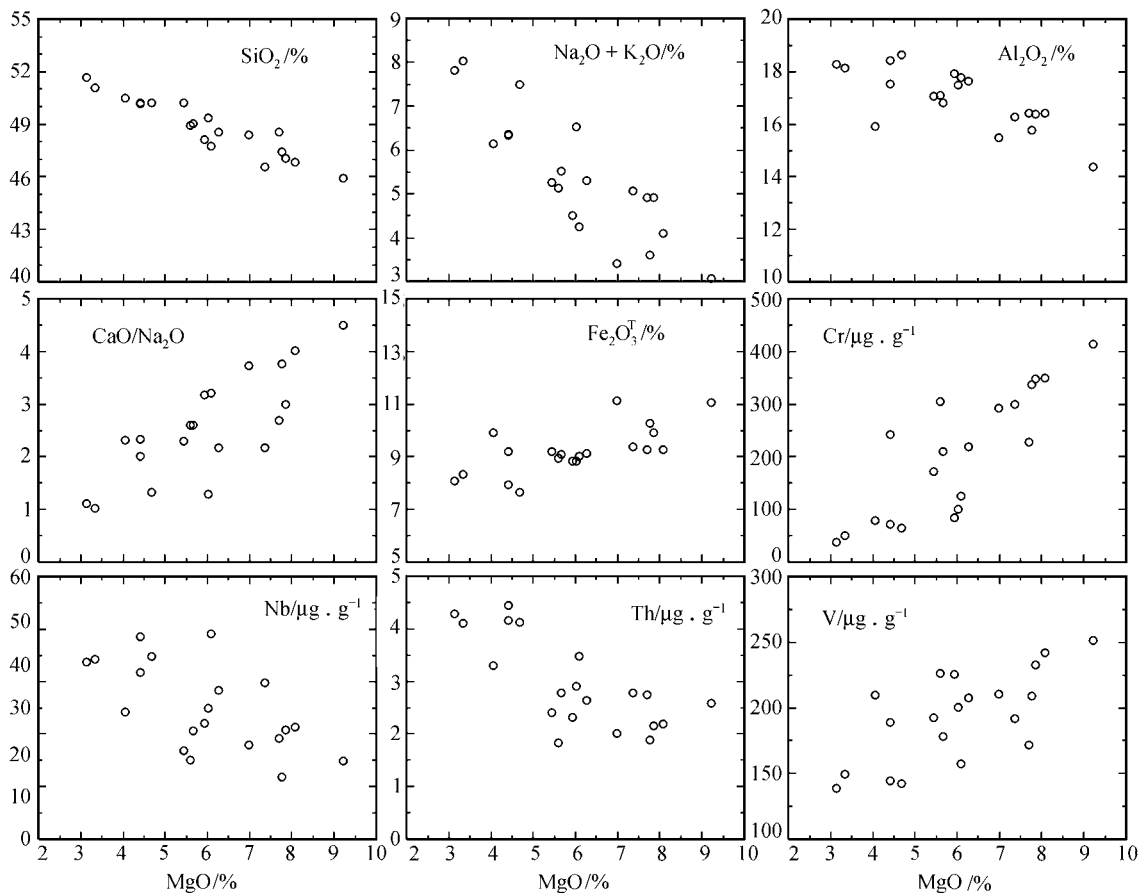


图2 玄武岩主量和微量元素的MgO相关图解

晶石二辉橄榄岩和饱满的石榴子石二辉橄榄岩之间。这与玄武岩含有尖晶石二辉橄榄岩包体及石榴子石残晶相一致, 表明玄武岩源区为石榴子石和尖晶石过渡相, 深度约 60 ~ 80 km^[27,28]。玄武岩略具钕正异常, 表明玄武岩浆的演化过程中不存在明显的斜长石分离结晶作用^[29,30]。

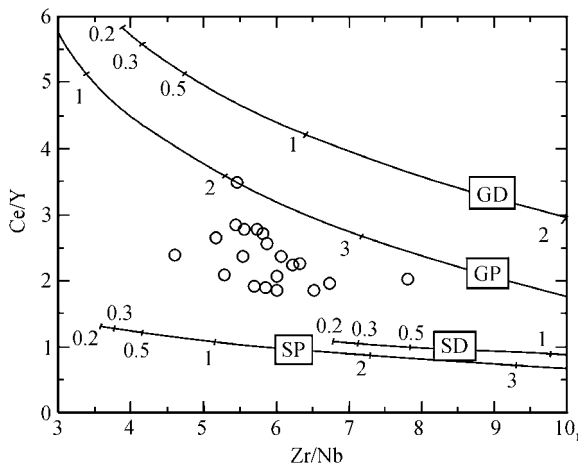


图 3 玄武岩源区Ce/Y-Zr/Nb判别图解^[27]

GD, 亏损的石榴子石二辉橄榄岩; GP, 饱满的石榴子石二辉橄榄岩; SD, 亏损的尖晶石二辉橄榄岩; SP, 饱满的尖晶石二辉橄榄岩; 曲线及其上的数字代表不同程度部分熔融(%)

本区玄武岩的微量元素配分形式见图 4。玄武岩富集Nb, Ta, Zr等高场强元素(HFSE), 亏损Cs, Rb, Pb等大离子亲石元素(LILE)具类似于OIB的特征, 反映其板内环境^[14, 19, 31]。本区玄武岩的Zr/Hf值(42.5~52.4, 见表 1)远高于球粒陨石值(39), 与汉诺坝(45~48)及安徽-江苏(48~51)的新生代玄武岩相似, 可能与源区的富碳酸盐流体的交代有关^[32]。玄武岩具有较明显的Pb异常和P正异常, 表明地壳物质的混染作用不显著。

研究表明Rb, Sr, Ba和Nb在角闪石中的相容性较大, 而Rb, K在金云母中的相容性更大^[33,34]。因此, 由角闪石分解所生成的熔体含有较高的Ba, Ba/Rb及Nb/Th值, 而与金云母相平衡的熔体则具有较高的Rb/Sr和较低的Ba/Rb值^[35]。本区玄武岩具有明显的Ba, Sr和K正异常, 较高的Rb, Nb含量。本区玄武岩还具有较低的Rb/Sr(0.006 ~ 0.040)值和较高的Nb/Th值

(21.10 ~ 33.92)(图 5), Ba/Rb值(11.12 ~ 849.90)变化较大, 表明本区玄武岩浆的生成与角闪石分解的部分熔融作用有关, 而与金云母无关。

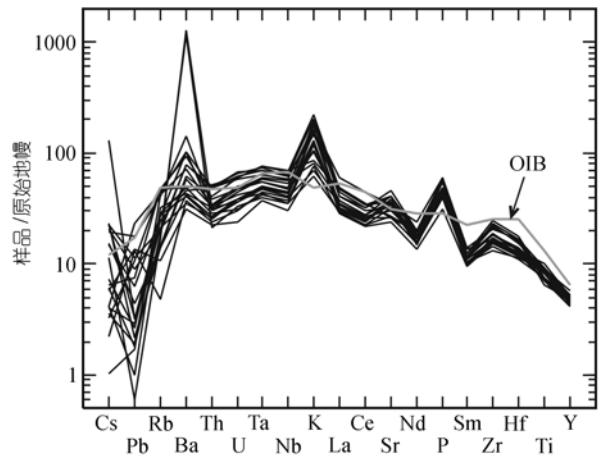


图 4 玄武岩微量元素蛛网图
原始地幔, OIB值据文献^[31]

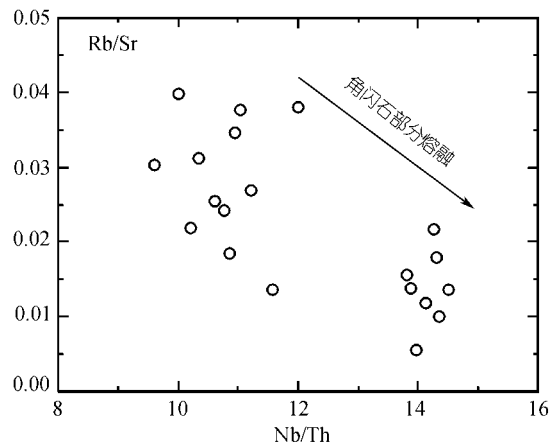


图 5 玄武岩Rb/Sr- Nb/Th相关性图解^[35]

玄武岩Pb含量(总体较低, 0.11 ~ 4.23 μg/g)变化较大, Ce(38.84 ~ 78.51 μg/g)变化范围较小, 显示明显的贫Pb、高Ce/Pb值端元的加入(图 6(a))。此外, U/Pb-Pb也显示与Ce/Pb-Pb相似演化关系(图 6(b)), 表明可能有蚀变洋壳组分的高Ce/Pb和U/Pb组分的加入^[35]。

3.3 Sr-Nd-Pb 同位素

玄武岩的 Sr-Nd-Pb 同位素组成列于表 1, 其中玄

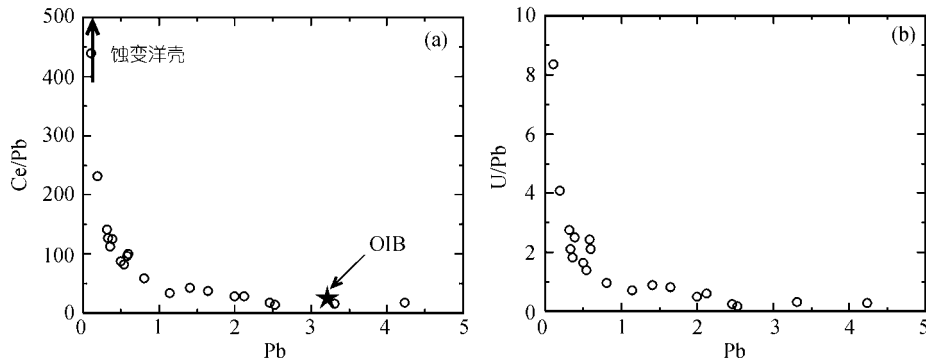


图 6 玄武岩 Ce/Pb-Pb 图解

OIB 值据文献[36], 蚀变洋壳值据文献[37]

玄武岩的锶、钕同位素组成变化很小, 换算到形成时(40 Ma)的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 和 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值分别介于 0.7041 ~ 0.7040 和 +5.34 ~ +6.64 之间, 显示较明显的 OIB 的源区特征 (图 7). 玄武岩还具有较低的 Rb/Sr 值 (0.006~0.040), 远低于 OIB (0.047)、陆壳 (下地壳 0.023; 上地壳 0.32) 和原始地幔 (0.030), 显示有似 N-MORB (0.006) 组分的加入 [36].

在玄武岩的 Sr-Nd-Pb 变异图解 (图 7) 上, 本区玄武岩总体落入华北新生代玄武岩区. 此外, 玄武岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值低且变化较大, 表明这一 OIB 玄武岩源区还存在明显的亏损地幔 (DMMB) 和 EMI 组分的加入. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化较大可能与玄武岩的 U/Pb 值变化较大有关, 而玄武岩 U/Pb 值的较大变化可能与源区成分经历过 Pb 等活动元素不同程度的移出有关.

4 讨论

华北克拉通自从元古宙 (约 18~16 亿年) 之后, 岩浆作用基本处于静寂状态, 但中生代以来, 以中酸性岩为主的大规模侵入作用和火山活动在白垩纪形成高峰, 同时伴随着金属矿产大规模成矿作用 [40-43]. 近年来的中国东部玄武岩及其中包体的研究表明, 古生代前中朝克拉通存在大于 180 km 的冷的难熔岩石圈根; 而新生代却为不足 80 km 的热岩石圈, 这表明中生代期间华北岩石圈存在大规模的减薄事件 [44-47]. 然而, 减薄机制及时限目前仍无一致认识. Xu [45] 和 Zheng 等 [47] 通过对该区包体的岩石地球化学研究认为岩石圈的减薄从侏罗纪开始, 可能结束于晚白垩世

末, 并认为是由于三叠纪华北与扬子板块的碰撞使华北克拉通的完整性受到破坏的结果. Zhang 等 [49] 通过华北板块南北缘火山岩的对比研究认为, 华北岩石圈的减薄受南北两个方向俯冲作用的影响, 且北缘减薄较南缘早. 翟明国等 [48] 和陈衍景等 [49] 最近的研究表明华北东部构造体制转折的峰期时限起于 150~140 Ma, 结束于 110~100 Ma, 峰值是 120 Ma.

华北地块北缘 [7,91] 和南缘 [81] 中生代火山岩的 Sr-Nd-Pb 同位素研究表明, 晚中生代火山岩的形成分别与南北两侧古消减带物质的活化有关, 而晚新生代玄武岩则主要是以 OIB 型板内碱性玄武岩为主, 受消减作用影响不明显 [3,4,46,50]. 古近纪玄武岩的 DM 和 EMI 属性早就为我国学者发现 [14,51], 然而对于其 EMI 来源的解释却各不相同. 从柏林等 [14] 认为华北地块古近纪玄武岩存在南北的变化趋势, 即华北北部 (辽河盆地) 以 DM 和 EMI 组分特征为主, 向南 (济阳盆地、合肥盆地和苏北盆地) 则同时具较明显的 EMII 特征和较高的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值, 并据此推测华北南部盆地之下存在印支期扬子地块向华北地块之下消减而形成的地幔楔. Zou 等 [52] 则认为华南是软流圈地幔与 EMII 的混合, 华北是软流圈与 EMI 的混合, 华南与华北地幔中间存在过渡带 (南京-郟庐断裂之间, 含苏北及黄海盆地), 过渡带的岩石圈下部及地幔组分属华北端元, 岩石圈上部则属华南端元, 因此华北板块东侧可能并不存在扬子板块向华北板块之下消减的残留地幔楔. Basu 等 [21] 认为中国东部玄武岩的 EMI 属性是古老岩石圈地幔的反映, DMM 则与太平

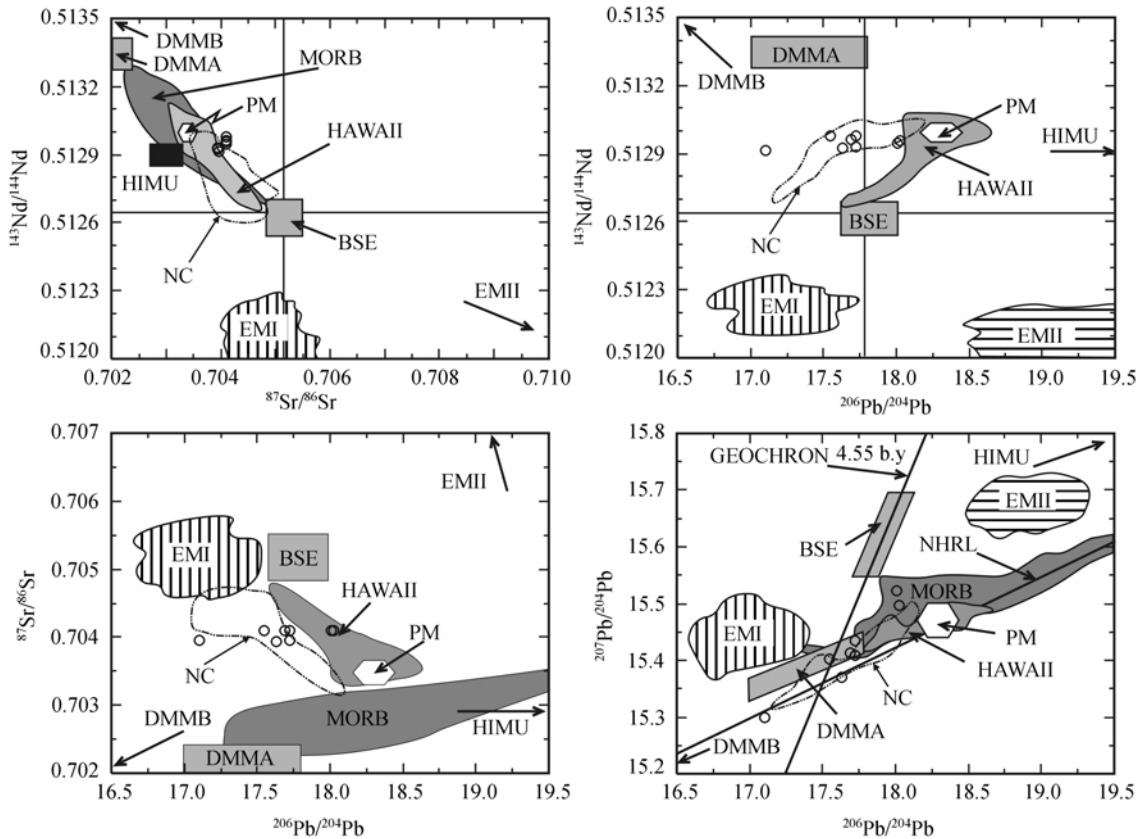


图 7 玄武岩Sr-Nd-Pb同位素变异图^[38]

DMM(DMMA, DMMB), 亏损地幔; PM, 原始地幔; BSE, 全硅酸岩地球; MORB, 洋中脊玄武岩; HAWAII, 夏威夷玄武岩; EMI, I型富集地幔; EMII, II型富集地幔; HIMU, 高μ地幔; NHRL, 北半球参考线; NC, 华北新生代玄武岩^[39]; 空心圆示本区玄武岩

洋板块俯冲作用造成的地幔上涌有关。结合中国东部中、新生代以来的构造演化, 作者认为华北地块在中生代时期岩石圈较厚, 同时其南、北两缘均受俯冲作用影响, 故其火山岩 Pb 含量较高而 Pb 同位素组成较低, 致使其源区具 EMI 属性, 然而至新生代, 华北岩石圈已显著减薄, 同时, 火山岩的 NE 向分布表明了太平洋板块俯冲作用的显著影响, 岩石中较低的 Pb 同位素组成则可能与俯冲洋壳的加入有关。

辽河盆地古近纪碱性玄武岩具明显的OIB属性, 但与OIB相比具有较明显的Sr, Nd, Pb同位素亏损, 具较高的Ba, Zr, K, Al₂O₃含量和较低的Pb, Rb含量。前文述及, 本区玄武岩较高的Zr/Hf值可能与富碳酸盐相的熔体(流体)有关。俯冲大洋岩石圈的上部是由少量的半深海沉积物(相当于EMI, ~2%)、碳酸盐沉积物(~3%)和蚀变洋壳(相当于N-MORB, ~95%)组成, 其

下部为亏损橄榄岩(相当于DM)^[53]。半深海沉积物含有极高Ba, Rb, K₂O和Pb含量^[54], 但在海水的蚀变作用下Rb和Pb等易进入热液相而丢失, 而U却发生部分富集, Th和稀土元素(REE)等则无明显变化^[55], 这一组分的加入必然造成玄武岩富Ba, K₂O, U及亏损Rb, Pb, 具较高的U/Pb和Ce/Pb值而具较低的Th/U和Rb/Sr值^[56]。碳酸盐沉积物中含有极高的Ba和Sr^[54]及Zr/Hf值^[32], 它的加入会使玄武岩具有明显的Sr正异常, Zr/Hf值明显增大, 并使Ba异常进一步加剧, Rb/Sr值进一步降低。

本区碱性玄武岩的Sr、Nd、Pb同位素组成显示其似HAWAII玄武岩的OIB属性外, 还有较明显EMI, DMMB端元的加入(图 7)。Weaver^[57]在讨论OIB的不同端元时认为, 少量深海沉积物的加入会使OIB玄武岩具有EMI端元高Ba, Zr等特征。Patino等^[53]研究认为,

来自俯冲大洋岩石圈的蚀变洋壳(相当于N-MORB)和亏损橄榄岩(相当于DMMB)的熔体(流体)具有较亏损的Sr、Nd、Pb同位素组成,较高HFSE和较低LILE含量,它们的加入可以使本区玄武岩具有DM特征。但是,与其它高U/Pb玄武岩不同的是,本区碱性玄武岩具有较低的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值,这一方面是DMMB的反映,同时也说明高U/Pb端元的加入较晚,即残留大洋板片较年轻,可能是晚中生代太平洋板块向东亚大陆俯冲的产物。

周新华等(2001)^[7]和杨祝良等^[51]认为古近纪是中国东部由板缘向板内环境的转折期。Tatsumi等^[58]也认为,30~23 Ma期间,太平洋板块向中国东部的俯冲角度由缓变陡。作者认为,随着古近纪以来俯冲到华北东部的太平洋板片的后撤(retreat)和变陡(steeper),华北板块东缘的辽河地区也逐渐远离俯冲影响区并由板缘环境向板内环境转变。最近,Cui等¹⁾在模拟印度板块向亚洲大陆挤压对中国大陆岩石圈及地幔的影响时发现,印度板块向中国大陆的强烈俯冲会造成由中国大陆岩石圈之下的软流圈地幔由西向东流动,这与Tatsumi等^[58]的推论相一致,即当这一地幔流到达华北东部时,必然阻止太平洋板块进一步向中国东部的俯冲,造成其俯冲速度变慢、角度变大,华北东部由板缘向板内环境转变。

5 结论

辽河盆地古近纪玄武岩主要为碱性玄武岩,拉斑玄武岩较少。碱性玄武岩受地壳物质混染不显著,具较明显的OIB特征,是软流圈地幔上涌和岩石圈地幔减薄过程中,岩石圈地幔较低程度部分熔融的产物。碱性玄武岩还具有较明显的EMI及DMMB属性,这可能与晚中生代太平洋板块俯冲残片的部分熔融有关。在中生代早期,华北地块因受南、北双向俯冲影响,其构造域呈E-W向展布。至晚中生代,华北东部岩石圈发生大规模减薄,并因受太平洋板块俯冲影响而呈现NE向展布的构造域,到古近纪,随印度板块向亚洲大陆的快速俯冲和太平洋板块的后撤及其俯冲角度的加大,华北板东部则从板缘环境向板内环境转变。

致谢 感谢南京大学周新民教授、徐夕生教授和陈立辉博士对本文的宝贵意见,感谢刘绍文博士和谢昕博士的热心帮助。

参 考 文 献

- 1 吴利仁. 华东及邻区中、新生代火山岩. 北京: 科学出版社, 1984. 1~286
- 2 Basu A R, Wang J W, Huang W K, et al. 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 and Planetary Science Letters*, 1991, 105: 149~169 [\[DOI\]](#)
- 3 Zhou X H, Armstrong R L. Cenozoic volcanic rocks of eastern China — secular and geographic trends in chemistry and strontium isotopic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 1982, 58: 301~329 [\[DOI\]](#)
- 4 Peng Z C, Zartman R E, Futa K, et al. Pb-, Sr- and Nd- isotopic systematics and chemical characteristics of Cenozoic basalts, Eastern China. *Chemical Geology (Isotop Geoscience Section)*, 1986, 59: 3~33.
- 5 李思田, 路凤香, 林畅松, 等. 中国东部及邻区中、新生代盆地演化及地球动力学背景. 武汉: 中国地质大学出版社, 1997. 1~239
- 6 李伍平, 李献华, 路凤香, 等. 辽西早白垩世义县组火山岩的地质特征及其构造背景. *岩石学报*, 2002, 18(2): 193~204.
- 7 周新华, 张国辉, 杨进辉, 等. 华北克拉通北缘晚中生代火山岩 Sr-Nd-Pb 同位素填图及其构造意义. *地球化学*, 2001, 30(1): 10~23
- 8 Zhang H F, Sun M, Zhou X H, et al. Mesozoic lithosphere destruction beneath the North China Craton: evidence from major-, trace-element and Sr-Nd-Pb isotope studies of Fangcheng basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2002, 144: 241~253
- 9 Zhang H F, Sun M, Zhou X H, et al. Sealar evolution of the lithosphere beneath the eastern North China Craton: Evidence from Mesozoic basalts and high-Mg andesites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2003, 67(22): 4373~4387 [\[DOI\]](#)
- 10 Fan Q C, Hooper P R. The Cenozoic basaltic rocks of eastern China: Petrology chemical composition. *Journal of Petrology*, 1991, 32(4): 765~810
- 11 Liu C Q, Masuda A, Xie G H. Isotope and trace-element geochemistry of alkali basalts and associated megacrysts from the Huangyishan volcano, Kuandian, Liaoning, NE China. *Chemical Geology*, 1992, 97: 219~231 [\[DOI\]](#)
- 12 Zhang Z C, Feng C Y, Li Z N. Petrochemical study of the Jingpohu Holocene alkali Basaltic rocks, Northeastern China. *Geochemical Journal*, 2002, 36: 133~153

1) Cui X J, Liu M, Liu F T. Collision-driven lateral mantle extrusion under Asian continent? *Tectonophysics* (in press)

- 13 任纪舜, 牛宝贵, 和政军. 中国东部地构造格局和动力演化. 地学研究, 1997, 29~30: 43~55
- 14 从柏林, 郭敬辉, 刘文军. 一个残留的地幔楔: 来自华北早第三纪火山岩的证据. 科学通报, 2001, 46(21): 1825~1830 [摘要] [PDF]
- 15 Gu L X, Ren Z W, Wu C Z, et al. Subvolcanic Trachyte Porphyry at Oulituozhi in the Liaohe Basin and its Mechanism for Hydrocarbon Reservoir Formation. AAPG Bulletin, 2002, 86(10): 1821~1832
- 16 吴昌志, 顾连兴, 任作伟, 等. 辽河油田欧利坨子潜火山岩及其成藏机制. 地质论评, 2003, 49(2): 162~167
- 17 梁鸿德, 许坤, 王瑜, 等. 区域地质概况. 见: 陈义贤, 陈文寄等主编. 辽西及邻区中生代火山岩——年代学、地球化学和构造背景. 北京: 地震出版社, 1997. 6~27
- 18 Chen Z Y, Yan H, Li J S, et al. Relationship between tertiary volcanic rocks and hydrocarbons in the Liaohe basin. AAPG Bulletin, 1999, 83(6): 1004~1014
- 19 陈文寄, 李大明, 李齐, 等. 下辽河裂谷盆地玄武岩的年代学与地球化学. 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, 1992. 44~80
- 20 赵澄林, 孟卫工, 金春爽, 等. 辽河盆地火山岩与油气. 北京: 石油工业出版社, 1999. 1~101
- 21 梁鸿德, 申绍文, 刘香婷, 等. 辽河断陷火山岩地质年龄及地层时代. 石油学报, 1992, 13(2): 35~41
- 22 高剑峰, 陆建军, 赖鸣远, 等. 岩石样品中微量元素的高分辨率等离子质谱分析, 南京大学学报(自然科学), 2003, 36(6): 844~850
- 23 Yang J D, Wang Y X. Rb-Sr dating on the Cambrian-Ordovician interval. In: Chen Junyan, ed. Aspects of Cambrian-Ordovician boundary in Dayangcha, China. Beijing: China Prospect House, 1986. 72~78
- 24 Boynton W V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P, ed. Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. 66~114
- 25 Herzberg C, Zhang J. Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: Compositions of magmas in the upper mantle and transition zone. J Geophys Res, 1996, 101: 8271~8295 [DOI]
- 26 Wendlandt R F, Altherr R, Nuemann E R, et al. Petrology, geochemistry, isotopes. In: Olsen K H, ed. Continental Rifts: Evolution, Structures, Tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1995. 47~60
- 27 Hardarson B S, Fitton J G. Increased mantle melting beneath Snaefellsjokull volcano during late Pleistocene glaciation. Nature, 1991, 353: 62~64 [DOI]
- 28 DePaolo D J, Daley E E. Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. Chemical Geology, 2000, 169: 157~185 [DOI]
- 29 顾连兴, 胡受奚, 于春水, 等. 博格达陆内碰撞造山带挤压张拉构造转折期的侵入活动. 岩石学报, 2001, 17(2): 187~198
- 30 陈衍景, 鲍景新, 张增杰, 等. 西天山艾肯达坂组火山岩系元素地球化学特征和构造环境. 矿物岩石, 2004, 20(3): 52~55
- 31 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. Magmatism in Ocean Basins. Geol Soc London: Spec Publ, 1989, 42: 313~345
- 32 吴昌志, 顾连兴, 任作伟, 等. 辽河盆地沙三期火山-侵入岩地球化学与岩石成因. 岩石学报, 2004, 20(3): 545~556
- 33 Dupuy C, Liotard J M, Dostal J. Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: Carbonate metasomatism in the mantle source. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1992, 56: 2417~2423 [DOI]
- 34 Adam J D, Green T H, Sie S H. 1993. Proton Microprobe determined partitioning of Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb and Ta between experimentally produced amphiboles and silicate melts with variable F content. Chemical Geology, 109: 29~49
- 35 LaTourette T, Hervig R L, Holloway J R. 1995. Trace element partitioning between amphibole, Phlogopite, and basanite melt. Earth Planetary Science Letters, 135: 13~30
- 36 Furman T, Graham D. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. Lithos, 1999, 48: 137~262
- 37 Klein E M, Karsten. Ocean-ridge basalts with convergent-margin geochemical affinities from the Chile Ridge. Nature, 1995, 374: 52~57 [DOI]
- 38 Zindler A, Hart S. Chemical geodynamics. Annu Rev Earth Planetary Science, 1986, 14: 493~571 [DOI]
- 39 周新华, 朱炳泉. 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, 1992. 366~391
- 40 胡受奚, 赵懿英, 胡志宏. 中国东部中生代活动大陆边缘构造——岩浆作用演化和发展. 岩石学报, 1994, 10(4): 370~381
- 41 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学, 等. 中国大陆根-柱构造. 北京: 地质出版社, 1996. 1~110
- 42 翟明国, 杨进辉, 刘文军. 胶东大型矿集区及大规模成矿作用. 中国科学, D辑, 2001, 31(7): 545~552 [摘要] [PDF]
- 43 陈衍章, 郭辉, 李欣. 华北克拉通花岗绿岩地体中生代金矿床的成矿地球动力学背景. 中国科学, D辑, 28(1): 35~40
- 44 Menzies M A, Fan W M, Zhang M, et al. Cenozoic lithosphere and the loss of >120 km Archean lithosphere, Sino-Korean craton, China. Geol Soci London, Special Publication, 1993, 76: 71~81
- 45 Xu Y G. Thermo-tectonic destruction of the Archean lithospheric keel beneath the Sino-Korean craton in China: Evidence, Timing and Mechanism. Phys Chem Earth, 2001, 26(9~10): 747~757
- 46 Zhou X H, Sun M, Zhang G H, et al. Continental crust and lithospheric mantle interaction beneath North China: isotopic evidence from granulite xenoliths in Hannuoba, Sino-Korean craton. Lithos, 2002, 62: 111~124 [DOI]
- 47 Zheng J P, Sun M, Lu F X, et al. Mesozoic lower crustal xenoliths and their significance in lithospheric evolution beneath the Sino-Korean Craton. Tectonophysics, 2003, 361: 12~25
- 48 翟明国, 朱日祥, 刘建明, 等. 华北东部中生代构造体制转折的关键时限. 中国科学, D辑, 2003, 33(10): 913~920 [摘要] [PDF]

- 49 陈衍景, Pirajno F, 赖 勇, 等. 胶东矿集区大规模成矿时间和构造环境. 岩石学报, 2004(4): 907~922
- 50 Liu C Q, Masuda A, Xie G H. Major- and trace-element compositions of Cenozoic basalts in eastern China: Petrogenesis and mantle source. *Chemical Geology*, 1994, 114:19~42 [\[DOI\]](#)
- 51 杨祝良, 陶奎元, 沈渭洲, 等. 苏北盆地隐伏早第三纪玄武岩地球化学及源区特征. 岩石学报, 1998, 14(3): 332~342
- 52 Zou H B, Zindler A, Xu X S, et al. Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variations, and tectonic significance. *Chemical Geology*, 2000, 171: 33~47 [\[DOI\]](#)
- 53 Poli S and Schmidt M W. Petrology of subducted slabs. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2002, 30: 207~235 [\[DOI\]](#)
- 54 Patino L C, Carr M J, Feigenson M D. Local and regional variations in Central American arc lavas controlled by variations in subducted sediment input. *Contrib Mineral Petrol*, 2000, 138: 265~283 [\[DOI\]](#)
- 55 Chauvel C, Goldstein S L, Hofmann A W. Hydration and dehydration of oceanic crust controls Pb evolution in the mantle. *Chemical Geology*, 1995, 126: 65~75 [\[DOI\]](#)
- 56 Walker J A, Patino L C, Carr M J, et al. Slab control over HFSE depletions in central Nicaragua. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 192: 533~543 [\[DOI\]](#)
- 57 Weaver B L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, 104: 381~397 [\[DOI\]](#)
- 58 Tatsumi Y, Kimura N. Backarc extension versus continental breakup: petrological aspects for active rifting. *Tectonophysics*, 1991, 197: 127~137 [\[DOI\]](#)