

# 准噶尔盆地基底火山岩中的辉石 及其对盆地基底性质的示踪

曾广策, 王方正, 郑建平, 成中梅

(中国地质大学地球科学学院, 湖北武汉 430074)

**摘要:** 根据钻井和航磁资料, 准噶尔盆地基底可划分为西、北、南三区。3 个地区火山岩中辉石的化学成分、种属名称各不相同。辉石化学成分反映出来的寄主岩的碱度、碱度演化趋势以及寄主岩形成的构造环境、构造环境演化史均各有差异, 佐证了准噶尔盆地基底是由哈萨克斯坦板块东南缘、西伯利亚板块西南缘和塔里木板块北缘增生大陆拼合而成。其中西、北两区拼合较早, 早石炭世末的早海西运动时抬升成陆; 南区成陆较晚, 晚石炭世末的晚海西运动使南区与西、北两区联合大陆对接, 形成完整的准噶尔盆地海西褶皱基底。

**关键词:** 火山岩; 单斜辉石; 构造环境; 准噶尔盆地。

中图分类号: P588.14

文献标识码: A

文章编号: 1000-2383(2002)01-0013-06

**作者简介:** 曾广策(1945—), 男, 教授, 1982 年毕业于武汉地质学院北京研究生部, 获理学硕士学位, 长期从事岩石学教学和火山岩岩石学、造岩矿物学方向的研究工作。

## 1 火山岩区域地质背景

准噶尔盆地是从二叠纪以来形成的一个大型的中新生代陆间盆地, 其大地构造位置属于天山—兴蒙地槽褶皱系西段的准噶尔地块, 东北面为阿尔泰山地槽褶皱带, 西北面为外准噶尔地槽褶皱带, 南面为天山地槽褶皱带<sup>[1]</sup>。关于盆地基底的性质历来存在争议, 有独立的微陆块说、哈萨克斯坦板块的东南部分说、塔里木板块的北缘说等多种主张<sup>[1~3]</sup>。据钻井揭露和航磁资料, 准噶尔盆地基底可以划分成 3 个区域<sup>[2]</sup>。西北区, 简称为西区; 东北区, 简称为北区; 东南区, 简称为南区。每个区域又可以划分为若干个凹陷和凸起区。基底构造划分如图 1 所示。从图 1 可以看出: 西区边缘的构造线为北东向, 与扎伊尔山、哈拉阿拉特山、德伦山走向及外准噶尔地槽褶皱带(哈萨克斯坦板块东南缘)构造线一致; 北区边缘构造线大体上为北西向, 与青格里底山系、克拉美丽山系走向及阿尔泰山地槽褶皱带(西伯利亚板块西南缘)构造线一致; 南区边缘构造线与伊林黑比根山系、博格达山系走向及天山地槽褶皱带(塔里木板块北

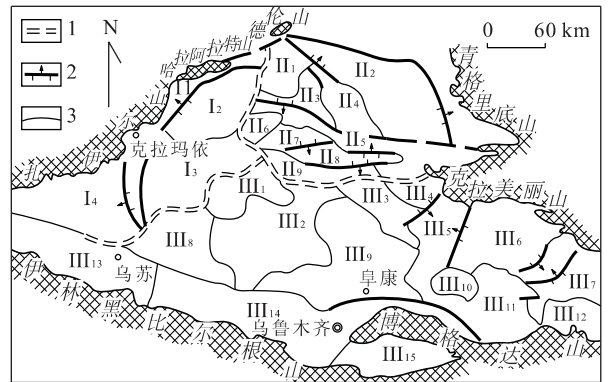


图 1 准噶尔盆地基底构造分区

Fig. 1 Basement division of Junggar basin, Xinjiang

1. 基底分区线; 2. 断裂线; 3. 构造单元界线; I—III. 构造单元名称。西区(I): I<sub>1</sub>. 西北缘断阶; I<sub>2</sub>. 玛湖凹陷; I<sub>3</sub>. 中拐—达巴松凸起; I<sub>4</sub>. 在排子凸起。北区(II): II<sub>1</sub>. 陆顶凸起; II<sub>2</sub>. 乌伦古凹陷; II<sub>3</sub>. 石西凹陷; II<sub>4</sub>. 石英滩凸起; II<sub>5</sub>. 三个泉凸起; II<sub>6</sub>. 基南凹陷; II<sub>7</sub>. 基东凸起; II<sub>8</sub>. 三南凹陷; II<sub>9</sub>. 三南凸起。南区(III): III<sub>1</sub>. 盆 1 井凹陷; III<sub>2</sub>. 莫索湾凸起; III<sub>3</sub>. 彩南凸起; III<sub>4</sub>. 五彩湾凹陷; III<sub>5</sub>. 帐北断褶带; III<sub>6</sub>. 大井凹陷; III<sub>7</sub>. 梧桐窝子凹陷; III<sub>8</sub>. 沙湾凹陷; III<sub>9</sub>. 昌吉凹陷; III<sub>10</sub>. 吉木萨尔凹陷; III<sub>11</sub>. 奇台凸起; III<sub>12</sub>. 木垒阶地; III<sub>13</sub>. 四棵树凹陷; III<sub>14</sub>. 乌鲁木齐山前凹陷; III<sub>15</sub>. 柴窝堡凹陷

缘)构造线一致。三区靠盆地中央部分的构造线大致与三区分界线平行。这种构造格局显示了盆地基底

原是属于哈萨克斯坦、西伯利亚、塔里木三板块的边缘部分,是在晚海西运动时由上述 3 个板块的边缘拼合而成的。

盆地基底形成的晚期,发生了具有一定强度的火山活动。盆地基底南区不仅有早石炭世的南明水组( $C_{1n}$ )和滴水泉组( $C_{1d}$ )火山岩,而且有晚石炭世的巴塔玛依内组( $C_{2b}$ )火山岩。西区和北区只有早石炭世的包谷图组( $C_{1b}$ )火山岩。从火山岩时代上看,说明南区火山活动结束较晚,而西区、北区的结束较早,火山活动时代上有明显的差异。火山岩种属主要有碱性橄榄玄武岩、橄榄拉斑玄武岩、玄武安山岩、粗面玄武岩、橄榄粗安岩、安山岩等。其中的基性、中基性火山岩的主要造岩矿物为基性斜长石、单斜辉石,少量橄榄石、钛磁铁矿、火山玻璃等。笔者对火山岩的岩相、组合、系列、岩石化学、岩石地球化学进行了研究,也显示了三区的火山岩有着明显的差异,证明了盆地基底的拼合性。以下笔者将从盆地基底火山岩中单斜辉石的矿物化学及其岩石学意义上探讨盆地基底的大地构造性质及成因。

## 2 辉石的矿物化学及其岩石学意义

研究辉石的化学成分,不仅能准确确定其种属名称,而且能查明寄主岩化学成分的演变规律、碱度系列变化及产出的构造环境。尤其是在岩石遭受变质、蚀变,而辉石仍保留原生残晶时,其研究的结果比据岩石化学研究的结果更具真实性、可靠性。准噶尔盆地基底的基性、中基性火山岩中的辉石几乎全为单斜辉石,其电子探针成分如表 1 所示。

辉石种属名称是据  $Wo-En-Fs$  梯形图进行命名,然后依据  $TiO_2$  质量分数加上“含钛”和“钛”前缀。其中, $w(TiO_2) = 1\% \sim 2\%$ 者,称为“含钛 $\times$ ”; $w(TiO_2) > 2\%$ 者,称为“钛 $\times$ ”。从表 1 可以看出,西区火山岩中辉石以普通辉石、含钛普通辉石为主,少量钛辉石和透辉石;北区火山岩中的辉石以含钛普通辉石为主,少量钛普通辉石、钛次透辉石和普通辉石;南区火山岩中的辉石以次辉石、普通辉石为主,少量含钛次透辉石;三区火山岩中的辉石种属有明显的差异。钛质辉石是属于碱性辉石,是碱性系列玄武岩的标志性矿物,含钛量愈高,岩石碱度愈大,即从普通辉石到含钛质辉石再到钛质辉石,反映寄主岩碱度是依序增大的。从三区火山岩中的辉石种属名称上看,西区和北区玄武岩碱度较相近,多为

碱性系列玄武岩,少为拉斑玄武岩,其中北区者更为碱性些;南区火山岩按钛质辉石判别,应多为拉斑玄武岩,少为碱性系列玄武岩,与上述两区火山岩差别较大。但次透辉石是一种富钙程度大的辉石,辉石富钙也是判别碱性玄武岩的标志之一,从这点上看,南区仍有较多碱性玄武岩。

据辉石的化学成分可以划分寄主岩的碱度,图 2a 是据辉石中的  $SiO_2$ 、 $Al_2O_3$  质量分数对寄主岩的碱度系列进行划分的图解<sup>[4]</sup>。从图 2 中可以看出,西、北、南三区火山岩碱度及其演化趋势有着差异:一是演化方向不同,尤其是南区与西、北两区的演化方向明显不同,西、北两区虽总趋势相似,但也略有差异;二是演化幅度不同,南区火山岩从拉斑玄武岩系列到碱性玄武岩系列跨越幅度最大,西、北两区的跨越幅度较小,不考虑个别样品,北区火山岩碱度演化幅度最小。图 2b 是据辉石中  $Al_2O_3$ 、 $TiO_2$  质量分数对寄主岩的碱度系列进行划分的图解<sup>[4]</sup>。从图 2b 中同样可以看出,西、北、南三区火山岩虽均有拉斑系列玄武岩和碱性系列玄武岩,但三区的差异性明显;碱度系列演化方向不同,演化幅度按北、西、南区顺序增大,总体上南区与西、北两区差别更大而西、北两区较为相近。此外笔者还用单斜辉石的  $Al_2O_3-Na_2O-TiO_2$  图和  $SiO_2-Na_2O-TiO_2$  图<sup>[4]</sup>进行了判别分析,也得出了类似结论。

火山岩的碱度与基底壳幔性质有关,是形成构造环境判别的标志之一。火山岩碱度大,说明其岩浆来源深,熔融程度小,地壳厚,更趋于陆壳型,火山岩是洋盆初始期(大陆裂谷)或洋盆闭合期(火山弧)、闭合后(大陆内部)阶段的产物;火山岩碱度小,说明其岩浆来源浅,熔融程度大,地壳厚度小而趋于洋壳型,火山岩是洋盆盛期(洋中脊、洋底)的产物。准噶尔盆地基底西、北、南三区在早石炭世早期,火山岩均为拉斑系列玄武岩,说明三区均处于洋盆阶段,分属前述三大板块的边缘海。西、北两区至早石炭世晚期,火山岩已变为碱性系列玄武岩,晚石炭世时已无火山岩,说明西、北两区至早石炭世晚期已进入火山弧(活动陆缘)性质的洋盆闭合阶段,至晚炭世时两区拼合成陆,停息了火山活动。南区至晚石炭世早期仍有火山活动,且火山岩多为拉斑系列玄武岩,说明南区至晚石炭世早期仍处于洋盆阶段。至晚石炭世晚期,南区火山岩变为碱性系列玄武岩,说明南区至晚石炭世晚期才进入火山弧、活动陆缘(洋盆闭合)阶段,至晚石炭世末期才与西、北两区对接成陆。

表 1 单斜辉石电子探针分析结果  
Table 1 Electronprobe analyses of clinopyroxene

序号	样号	寄主岩名称	产状	$w_B/\%$									$\Sigma$	种属名称
				SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		
1	K30	玄武岩	斑晶	49.72	1.97	3.01	10.75	0.23	13.35	20.29	0.50	0.02	99.83	含钛 Aug
2	K30	玄武岩	斑晶	50.01	1.81	2.60	9.84	0.20	13.77	20.14	0.48	0.02	98.87	含钛 Aug
3	K30	玄武岩	斑晶	50.42	1.75	2.39	10.69	0.23	13.30	20.16	0.50	0.01	99.45	含钛 Aug
4	K169	粗面玄武岩	基质	50.06	0.69	2.46	16.82	0.32	13.59	14.89	0.30	0.04	99.17	Aug
5	K170	粗面玄武岩	基质	49.02	1.27	3.07	15.07	0.37	11.91	18.20	0.35	0.00	99.26	含钛 Aug
6	K165	玄武岩	基质	48.34	1.47	4.20	12.52	0.23	12.92	19.05	0.37	0.00	99.10	含钛 Aug
7	K165	玄武岩	斑晶	50.10	1.05	3.04	12.10	0.35	13.62	19.76	0.29	0.00	100.31	含钛 Aug
8	K178	玄武安山岩	小斑	50.51	0.47	2.17	12.66	0.16	15.29	16.87	0.34	0.00	98.47	Aug
9	K178	玄武安山岩	基质	49.90	0.57	2.03	13.93	0.25	14.14	17.20	0.36	0.00	98.38	Aug
10	K209	玄武岩	基质	47.17	2.51	4.16	11.08	0.09	12.28	20.34	0.65	0.00	98.28	钛 Aug
11	K209	玄武岩	基质	49.33	2.48	2.88	10.64	0.16	12.72	21.30	0.68	0.00	100.19	钛 Sa
12	H4	玄武岩	巨斑	50.95	0.85	2.41	9.89	0.24	14.52	20.16	0.41	0.01	99.44	Aug
13	H4	玄武岩	斑晶	50.62	0.67	2.16	9.04	0.32	14.80	20.38	0.40	0.05	98.44	Aug
14	H4	玄武岩	斑晶	50.80	0.66	2.24	9.19	0.34	13.93	20.93	0.31	0.00	98.40	Aug
15	H5	玄武岩	巨斑	51.09	0.63	2.49	10.66	0.32	14.73	19.65	0.40	0.00	99.97	Aug
16	H5	玄武岩	斑晶	50.59	0.81	3.05	9.87	0.32	13.86	20.89	0.41	0.00	99.80	Di
17	H5	玄武岩	基质	50.55	0.85	2.15	10.72	0.33	13.82	20.15	0.39	0.00	98.96	Aug
18	K4	橄榄粗安岩	斑晶	51.87	0.17	0.74	10.94	0.25	14.33	21.60	0.35	0.08	100.33	Aug
19	K10	玄武安山岩	斑中	48.28	1.79	3.41	10.40	0.15	13.99	20.74	0.45	0.12	99.33	含钛 Aug
20	K10	玄武安山岩	斑过	50.12	1.65	2.66	10.12	0.17	14.10	20.62	0.41	0.08	99.93	含钛 Aug
21	K10	玄武安山岩	斑边	49.82	1.72	2.44	10.82	0.23	13.90	19.62	0.45	0.00	99.00	含钛 Aug
22	K10	玄武安山岩	基质	50.62	1.37	2.26	11.76	0.20	13.11	20.04	0.45	0.00	99.81	含钛 Aug
23	K12	玄武岩	斑晶	50.00	1.76	2.23	11.06	0.22	13.04	20.55	0.50	0.00	99.36	含钛 Aug
24	K12	玄武岩	基质	50.28	1.45	2.01	11.35	0.22	13.71	20.57	0.50	0.00	100.09	含钛 Aug
25	K29	玄武岩	斑晶	49.10	2.24	3.29	11.59	0.19	12.62	19.78	0.55	0.00	99.36	钛 Aug
26	K29	玄武岩	斑晶	48.90	2.28	3.01	10.23	0.10	12.29	21.77	0.50	0.00	99.08	钛 Sa
27	K62	玄武安山岩	基质	51.43	0.87	2.38	11.19	0.33	17.93	15.17	0.27	0.17	99.74	Aug
28	K210	玄武岩	斑晶	50.27	2.20	2.68	10.80	0.26	12.40	20.70	0.68	0.00	99.99	钛 Sa
29	K44	玄武岩	斑晶	47.83	1.22	7.37	7.63	0.14	13.63	20.92	0.42	0.10	99.26	含钛 Aug
30	K44	玄武岩	基质	49.82	1.19	3.84	8.41	0.28	14.46	21.93	0.37	0.06	100.36	含钛 Sa
31	K46	粗面玄武岩	斑晶	48.20	0.89	4.81	8.66	0.20	14.05	21.97	0.35	0.00	99.13	Sa
32	K46	粗面玄武岩	基质	48.95	0.88	3.93	8.81	0.20	14.03	21.99	0.38	0.00	99.17	Sa
33	K49	橄榄粗安岩	斑中	50.78	0.57	2.31	9.35	0.25	15.49	19.73	0.37	0.03	98.88	Aug
34	K86	玄武安山岩	斑中	52.01	0.48	1.83	8.48	0.18	16.53	19.88	0.32	0.00	99.71	Aug
35	K86	玄武安山岩	基质	51.35	0.62	2.74	9.82	0.38	16.11	18.62	0.43	0.00	100.07	Aug
36	K117	玄武安山岩	斑晶	52.28	0.67	1.63	9.51	0.26	17.14	17.35	0.31	0.14	99.29	Aug
37	K118	玄武安山岩	基质	50.61	0.62	2.81	8.01	0.21	15.56	20.32	0.32	0.10	98.56	Aug
38	K118	玄武安山岩	基质	50.87	0.86	1.08	13.39	0.20	15.33	17.11	0.37	0.00	99.21	Aug
39	B1	玄武岩	巨斑	49.92	0.72	4.27	8.90	0.15	14.01	21.84	0.52	0.06	100.39	Sa
40	B1	玄武岩	斑晶	47.61	1.06	5.23	9.06	0.19	13.24	22.40	0.42	0.00	99.21	含钛 Sa
41	B3	玄武岩	斑中	49.92	0.77	3.52	8.06	0.21	14.01	22.07	0.39	0.04	98.99	Sa
42	B3	玄武岩	斑中	49.30	0.86	3.84	8.13	0.18	13.86	22.27	0.41	0.05	98.90	Sa
43	B3	玄武岩	斑过	48.78	0.90	4.87	6.84	0.22	13.39	22.56	0.34	0.15	98.05	Sa
44	B3	玄武岩	斑过	48.75	0.92	4.88	7.61	0.15	13.58	22.64	0.35	0.14	99.02	Sa
45	B3	玄武岩	斑边	48.30	0.94	5.26	8.34	0.12	13.14	22.34	0.43	0.11	98.98	Sa
46	B3	玄武岩	斑边	47.55	1.02	5.71	7.65	0.22	13.10	22.35	0.43	0.12	98.15	含钛 Sa
47	B3	玄武岩	斑边	48.80	0.75	4.27	7.43	0.16	13.88	22.40	0.38	0.23	98.30	Sa
48	B3	玄武岩	斑晶	47.18	1.01	6.22	8.05	0.21	12.81	22.17	0.43	0.06	98.14	含钛 Sa
49	B3	玄武岩	斑晶	46.39	1.05	7.16	8.63	0.15	12.40	22.14	0.54	0.00	98.46	含钛 Sa
50	B3	玄武岩	斑晶	48.01	0.92	5.41	7.88	0.12	13.37	22.66	0.38	0.14	98.89	Sa
51	B3	玄武岩	斑晶	49.12	0.69	3.88	7.18	0.11	14.06	22.83	0.33	0.22	98.44	Aug
52	B3	玄武岩	斑晶	48.66	0.83	4.50	7.46	0.14	13.67	22.98	0.33	0.08	98.65	Sa
53	B3	玄武岩	斑晶	49.26	0.69	3.97	8.10	0.16	14.04	21.74	0.36	0.06	98.38	Sa
54	B3	玄武岩	斑晶	50.04	0.67	4.23	7.51	0.15	14.12	22.09	0.39	0.07	99.27	Sa
55	B3	玄武岩	基质	50.60	0.71	2.38	8.90	0.10	13.91	22.12	0.40	0.02	99.14	Sa
56	W-1	玄武岩	大斑	48.86	0.80	4.37	7.99	0.15	14.00	21.94	0.43	0.04	98.58	Sa
57	W-1	玄武岩	大斑	48.94	0.79	4.24	8.21	0.11	14.02	21.41	0.50	0.07	98.29	Sa
58	W-1	玄武岩	斑晶	48.70	0.89	6.74	7.79	0.17	12.79	21.03	0.91	0.13	99.15	Sa

序号 1~17 的样品属西区, 18~28 属北区, 29~58 属南区; 矿物代号: Aug. 普通辉石; Di. 透辉石; Sa. 次透辉石.

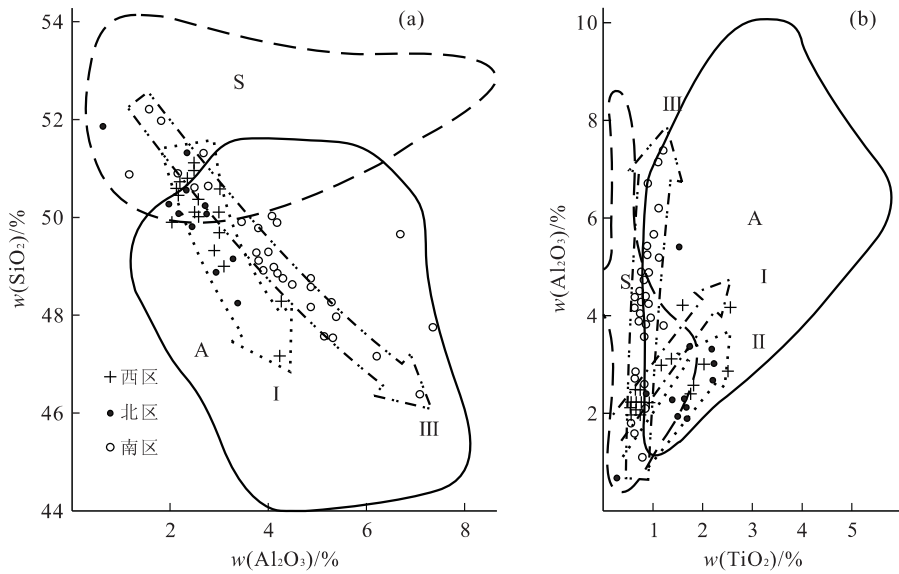


图 2 单斜辉石的  $w(\text{SiO}_2)-w(\text{Al}_2\text{O}_3)$  和  $w(\text{Al}_2\text{O}_3)-w(\text{TiO}_2)$  图解<sup>[4]</sup>

Fig. 2 Correlagram of  $w(\text{SiO}_2)-w(\text{Al}_2\text{O}_3)$  and  $w(\text{Al}_2\text{O}_3)-w(\text{TiO}_2)$  in clinopyroxene

S. 拉斑玄武岩系列; A. 碱性玄武岩系列; I. 西区火山岩碱度演化趋势; II. 北区火山岩碱度演化趋势; III. 南区火山岩碱度演化趋势

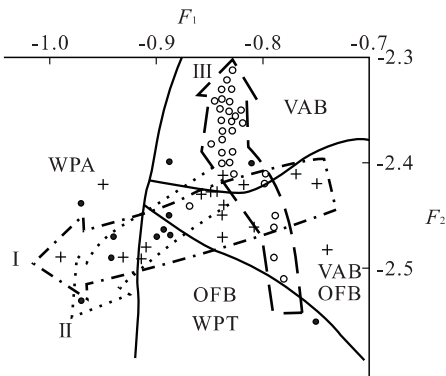


图 3 单斜辉石的  $F_1-F_2$  关系<sup>[5]</sup>

Fig. 3 Relations of  $F_1$  and  $F_2$  in clinopyroxene

OFB, 洋底玄武岩; VAB, 火山弧玄武岩; WPT, 板内拉斑玄武岩; WPA, 板内碱性玄武岩. 投点花纹意义同图 2,  $F_1, F_2$  意义见正文.

据辉石化学成分可直接判别火山岩的产出构造环境. 如图 3 所示<sup>[5]</sup>. 其中

$$F_1 = 0.0120w(\text{SiO}_2) - 0.0807w(\text{TiO}_2) + 0.0026w(\text{Al}_2\text{O}_3) - 0.0012w(\text{FeO}^*) - 0.0026w(\text{MnO}) + 0.0087w(\text{MgO}) - 0.0128w(\text{CaO}) - 0.0419w(\text{Na}_2\text{O});$$

$$F_2 = -0.0469w(\text{SiO}_2) - 0.0818w(\text{TiO}_2) - 0.0212w(\text{Al}_2\text{O}_3) - 0.0041w(\text{FeO}^*) - 0.1435w(\text{MnO}) - 0.0029w(\text{MgO}) + 0.0085w(\text{CaO}) + 0.0160w(\text{Na}_2\text{O});$$

$$w(\text{FeO}^*) = w(\text{FeO}) + 0.9w(\text{Fe}_2\text{O}_3).$$

由图 3 可以看出, 西、北、南三区火山岩产出构造环

境和构造环境演变史是不尽相同的. 西区: 火山岩以 OFB、VAB 为主, 还有少量的 WPT 和 WPA; 火山岩有 OFB→VAB→WPT→WPA 的演化趋势, 对应的构造环境有洋底(洋盆)→火山弧活动陆缘(洋盆缩小、闭合)→板内(板块对接造山)的演化趋势; OFB、VAB 较多, 说明洋盆、洋盆闭合阶段时间长, 或火山活动强烈, WPT、WPA 较少, 说明对接造山过程速度快、时间短, 或火山活动较弱. 北区: 除少数投影点较离散外, 火山岩基本演化趋势是 VAB→WPT→WPA, 对应的构造环境演化趋势为火山弧、活动陆缘→板内. 西区和北区火山岩及对应构造环境演化趋势基本相同, 但北区缺少 OFB 和洋盆环境, 这可能是由于北区基底化趋前, 早石炭世早期, 当西区处洋盆阶段时, 北区已进入火山弧、活动陆缘阶段, 当西区进入火山弧、活动陆缘阶段时, 北区已抬升成陆, 进入板内阶段. 南区火山岩类型和构造环境演化趋势与西区、北区完全不同: 火山岩构造环境类型以 OFB、VAB 为主, 缺少 WPT、WPA; 火山岩演化趋势为 OFB→VAB, 对应构造环境演化趋势为洋盆→火山弧、活动陆缘. 南区与西、北两区间的这种差异性, 主要是由于盆地基底形成史不同: 当西、北两区陆间洋盆开始闭合, 进入火山弧活动陆缘阶段时, 南区仍处于洋盆阶段; 当西、北两区对接成陆时, 南区洋盆才开始闭合, 进入火山弧活动陆缘阶段; 即西、北两区对接在先, 南区与西、北两区拼合成

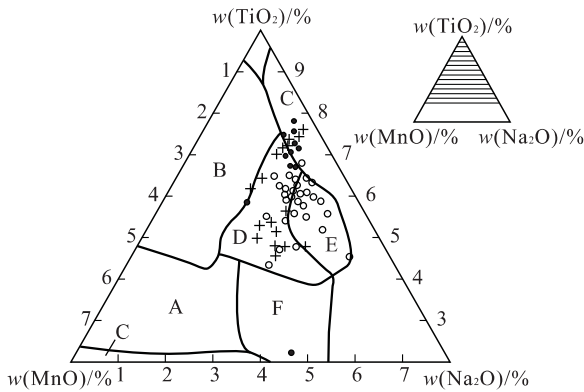


图 4 单斜辉石的  $w(\text{TiO}_2)$ - $w(\text{MnO})$ - $w(\text{Na}_2\text{O})$ 图解<sup>[5]</sup>  
 Fig. 4 Diagram of  $w(\text{TiO}_2)$ - $w(\text{MnO})$ - $w(\text{Na}_2\text{O})$  in clinopyroxene  
 A. VAB; B. OFB; C. WPA; D. OFB+WPA+WPT+VAB; E. WPA+WPT+VAB; F. VAB+WPA; 投影点花纹同图 2

大陆在后。

图 4 是直接据单斜辉石中的  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  含量对火山岩形成构造环境进行判别的图解<sup>[5]</sup>。从图 4 中可以看出, 西区火山岩主要分布于 D 区, 少量在 C 区, 火山岩类型以 VAB, OFB, WPT 为主, 少量 WPA, 火山岩类型演化趋势为 OFB→VAB→WPT→WPA, 对应的形成构造环境的演化趋势为洋盆→火山弧、活动陆缘→大陆板内。北区除个别投影点较离散外, 主要投影在 D、C 区分界线附近, 火山岩类型主要为 VAB, WPT 和 WPA, 少量 OFB, 火山岩类型的演化趋势为 (OFB)→VAB→WPT→WPA, 对应形成构造环境的演化趋势为 (洋盆)→火山弧、活动陆缘→板内。南区投影点分布在 D 区和 E 区内, 火山岩类型有 OFB, VAB, WPT, WPA, 考虑到图 4 的判别结果, 可以理解成主要为 OFB 和 VAB, 火山岩形成构造环境演化趋势为洋盆→火山弧、活动陆缘。由图 4 得出的结论基本上与由图 3 得出的一致。

### 3 盆地基底性质和成因

准噶尔盆地基底西区, 在早石炭世早期处于洋盆阶段, 属哈萨克斯坦板块东南缘的边缘海、相当于弧间、弧后盆地性质。因洋盆地壳厚度薄, 性质介于陆壳型和洋壳型之间而更趋于洋壳型, 所以火山岩岩浆来源浅, 源岩熔融程度大, 火山岩多为拉斑玄武岩, 火山岩构造环境类型类似于洋底玄武岩, 火山岩中的辉石多为中等富钙的普通辉石、含  $\text{TiO}_2$  低。至

早石炭世晚期, 由于哈萨克斯坦板块与西伯利亚板块汇聚; 洋盆逐渐闭合、消亡; 地壳变厚, 由洋壳型变为陆壳型; 构造环境按洋盆→活动陆缘(岛弧)→大陆(板内)顺序演变; 火山岩浆来源由浅逐渐变深, 源岩熔融程度逐渐变小, 火山岩碱度逐渐增大, 火山岩由拉斑玄武岩变为过渡玄武岩再变为碱性玄武岩; 火山岩构造环境类型的演变顺序为洋底玄武岩(OFB)→火山弧玄武岩(VAB)→板内拉斑玄武岩(WPT)→板内碱性玄武岩(WPA); 火山岩所含辉石也由中等富钙、含钛量低的普通辉石演变为富钙性高的透辉石、次透辉石和含钛量高的含钛普通辉石、含钛次透辉石、钛普通辉石、钛次透辉石。

盆地基底北区, 在早石炭世早期也处于洋盆阶段, 但它属于西伯利亚板块西南缘的边缘海。火山岩同样多为拉斑玄武岩, 火山岩类型类似于洋底玄武岩, 火山岩中的辉石多为中等富钙、含钛量低的普通辉石。早石炭世晚期, 洋盆逐渐闭合、消亡。至早石炭世末期的早海西运动, 盆地基底的北区与西区碰撞抬升成陆, 构造环境由洋盆向活动陆缘(火山板)、大陆(板内)演变。火山岩类型由洋底玄武岩向火山弧玄武岩、板内拉斑玄武岩、板内碱性玄武岩方向演化。火山岩碱度增大, 由拉斑玄武岩变为碱性玄武岩。火山岩中所含辉石由钙、钛量较低的单斜辉石演变到钙、钛量较高的单斜辉石。由于西伯利亚板块与哈萨克斯坦板块的汇聚过程中, 前者是主动板块, 其边缘(盆地基底北区)大陆增生快, 即从洋盆演变到大陆的速率快, 从而火山岩构造环境类型从洋底玄武岩到板内碱性玄武岩、火山岩碱度系列从拉斑玄武岩到碱性玄武岩的演化速率较快, 表现在图 2, 图 3 北区的演化幅度较小。

盆地基底南区, 早石炭世早期与西、北两区一样处于洋盆阶段, 但属于塔里木板块北缘的边缘海。由于洋盆较宽, 虽经早石炭世末期的早海西运动, 洋盆有所收缩, 但至早石炭世晚期、晚石炭世早期洋盆仍保留有一定规模。地壳厚度较薄, 性质仍趋于洋壳型。火山岩碱度类型多为拉斑玄武岩, 火山岩构造环境类型仍为洋底玄武岩。至晚石炭世晚期, 由于南北大陆逐渐汇聚, 洋盆开始闭合、消亡, 地壳变厚、性质由洋壳型变为陆壳型。至晚石炭世末期的晚海西运动, 塔里木板块与北面的哈萨克斯坦、西伯利亚两板块的联合大陆完全对接, 盆地基底南区抬升成陆。晚石炭世, 南区构造环境类型经历了(陆间)洋盆→活动陆缘(火山弧)→大陆(板内)的演变过程。火山岩

构造环境类型由洋底玄武岩变为火山弧(活动陆缘)玄武岩.可能是由于晚石炭世晚期火山活动停息,缺少板内玄武岩.火山岩碱度变大,由拉斑玄武岩变为碱性玄武岩,火山岩中的辉石也由非碱性辉石变为碱性辉石.

综上所述,准噶尔盆地基底属海西褶皱基底.它是由哈萨克斯坦、西伯利亚、塔里木 3 个板块边缘的增生大陆拼合而成.早石炭世末期的早海西运动使哈萨克斯坦板块东南缘增生大陆与西伯利亚板块西南缘增生大陆相拼接,形成盆地基底的西区和北区.晚石炭世末期的晚海西运动,使塔里木板块北缘增生大陆与北面两板块联合大陆相拼接,形成完整的准噶尔盆地海西褶皱基底.由于基底北部(基底的西、北区)抬升早,尤其是东北部(基底北区)抬升最早,地势较高,南部(基底南区)抬升成陆较晚,地势较低,因而盆地基底总体上有北高南低的趋势.

#### 参考文献:

- [1] 杨森楠,杨巍然.中国区域大地构造学[M].北京:地质出版社,1984. 126—131.  
Yang S N, Yang W R. Regional geotectology of China [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1984. 126—131.

- [2] 郑建平,王方正,成中梅,等.拼合的准噶尔基底:基底火山岩 Sr—Nd 同位素证据[J].地球科学——中国地质大学学报,2000, 25(2): 179—185.  
Zheng J P, Wang F Z, Cheng Z M, et al. Nature and evolution of amalgamated basement of Junggar basin, Northwestern China: Sr-Nd isotope evidences of basement igneous rock [J]. Earth Science — Journal of China University of Geosciences, 2000, 25(2): 179—185.
- [3] 杨宗仁.准噶尔盆地基底性质及演化[J].新疆石油地质,1987, 8(2): 42—45.  
Yang Z R. Nature and evolution of basement of Junggar basin [J]. Xinjiang Petroleum Geology, 1987, 8(2): 42—45.
- [4] 邱家骧,曾广策.中国东部新生代玄武岩中低压单斜辉石的矿物化学及岩石学意义[J].岩石学报,1987, 5(4): 1—9.  
Qiu J X, Zeng G C. The main characteristics and petrological significance of low pressure clinopyroxenes in the Cenozoic basalts from eastern China [J]. Acta Petrologica Sinica, 1987, 5(4): 1—9.
- [5] Nisbet E G, Pearce J E. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings [J]. Contr Miner Petro, 1977, 63: 149—160.

## Study of Pyroxene in Junggar Basin Basement Volcanic Rock and Its Indicator to Basin Basement Characteristics

Zeng Guangce, Wang Fangzheng, Zheng Jianping, Cheng Zhongmei

(Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China)

**Abstract:** Junggar basin basement can be divided into three areas (west, north and south) by data from drilling and aeromagnetism. These areas contain all sorts of chemical components and type-names of pyroxene. While these pyroxene chemical components are shown to be quite different by the volcanic rock alkalinity, its evolution trend, formation tectonic environments and its tectonic environment evolution history. This proves that Junggar basin basement is composed of amalgamation of the growing continent of the southeastern margin of the Kazakhstan plate, the southwestern margin of the Siberia plate and the northern margin of the Tarim plate. During the amalgamation, the western and northern parts joined together earlier, and formed the continent by the uplift in the early Hercynian orogeny in the late Early Carboniferous. While the southern part was relatively late in the continent formation and Late-Carboniferous plate movement caused the combination of the southern and the northwestern continents thus forming the complete Junggar basin fold basement.

**Key words:** volcanic rock; clinopyroxene; tectonic setting; Junggar basin.