

## 西天山阿吾拉勒地区 A 型流纹斑岩的初步研究

李宁波<sup>1,2</sup>, 单强<sup>1</sup>, 张永平<sup>3</sup>, 罗勇<sup>4</sup>, 杨武斌<sup>1,2</sup>, 姜玉航<sup>1,2</sup>, 于学元<sup>1</sup>

(1. 中国科学院 广州地球化学研究所 矿物学与成矿学重点实验室, 广东 广州 510640; 2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 新疆维吾尔自治区地质矿产勘查开发局 第三地质大队, 新疆 库尔勒 841000; 4. 南阳师范学院 环境科学与旅游学院, 河南 南阳 473061)

**摘要:** 新疆阿吾拉勒山是中亚造山带的重要组成部分。通过对区内火山岩的主量元素和微量元素地球化学研究, 在群吉萨伊-塔尔得套一带下二叠统乌朗组中厘定出了一套铝质 A 型流纹斑岩。群吉萨伊和塔尔得套的流纹斑岩具有富硅( $\text{SiO}_2 \geq 69.9\%$ )和富碱( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \geq 7.06\%$ )的特征。其中, 塔尔得套流纹斑岩的总碱含量低于群吉萨伊流纹斑岩, 但其  $\text{K}_2\text{O}$  含量则明显高于后者, 属于高钾火山岩。二者均具有明显的 Ba、Sr、Eu 和 Ti 亏损, 稀土总量在  $90.7 \times 10^{-6} \sim 264 \times 10^{-6}$  之间。主量元素和微量元素特征显示, 群吉萨伊和塔尔得套的 A 型流纹斑岩的源区均与硬质砂岩相似, 属于  $A_2$  型花岗岩, 同时具有较高的锆饱和和温度 ( $T_z$  约  $900^\circ\text{C}$ ), 其成因可能与后俯冲阶段的岩石圈拆沉过程有关。

**关键词:** 西天山; 阿吾拉勒; 群吉萨伊; 塔尔得套; A 型流纹斑岩; 后碰撞

**中图分类号:** P595 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-4552(2012)04-0624-010

### 0 引言

I、S 型花岗岩的命名依从于岩石成因(Chappell and White, 1974), 而 A 型花岗岩则是从岩石的形成构造背景进行划分的。Loiselle 和 Wones(1979)提出的 A 型花岗岩是指碱性、无水和非造山的花岗岩。在 Pearce 等(1984)的构造判别图中, A 型花岗岩均落在板内花岗岩区, 显示出其形成于非造山的构造背景。事实上, A 型花岗岩不仅在大陆内部地台、地盾、陆内抬升、陆内裂谷以及板内拉张和热点(地幔柱)等非造山环境出现, 还可以在造山期后或活动大陆边缘出现。如 Maniar 和 Piccoli(1989)认为 A 型花岗岩可以出现在后造山构造环境, 称其为后造山花岗岩(post-orogenic granites); Sylvester(1989)在后碰撞构造环境发现 A 型花岗岩, 并将其称为后碰撞 A 型花岗岩(post-collisional A-type)。

Eby(1992)根据地球化学特征将 A 型花岗岩分成  $A_1$  和  $A_2$  两类。从某些元素比值来看,  $A_1$  型花岗岩与洋岛玄武岩相似, 形成于非造山的裂谷环境, 常与镁铁质岩石共生, 是地幔柱和热点活动的产物;  $A_2$  型花岗岩的某些元素比值与大陆地壳的平均组成和岛弧玄武岩相似, 其产生的构造背景较复杂, 既可以形成于岛弧、陆陆碰撞及后碰撞等构造环境, 也可以在非造山的构造环境中形成(Eby, 1992)。

新疆阿吾拉勒山是中亚造山带的重要组成部分, 区内广泛分布着晚古生代的火山岩-侵入岩, 并且有众多与之伴生的铜、金等矿床。多数学者认为阿吾拉勒地区二叠纪处于拉张的构造环境, 但对其形成的动力学背景仍存在着较大争议: 一些学者认为该地区二叠纪处于非造山的构造环境, 岩浆的形成与地幔柱活动有关(陈哲夫和梁云海, 1985; 车自成等, 1996; 夏林圻等, 2002, 2004; 左国朝等, 2008;

收稿日期: 2012-04-21

项目资助: 本文由国家自然科学基金(批准号: 41173040)资助。

第一作者简介: 李宁波(1985-), 男, 硕士研究生, 地球化学专业。Email: liningbo@gig.ac.cn

通信作者: 单强(1967-), 男, 副研究员, 地球化学专业。Email: qshan@gig.ac.cn

姜常义等,1995,1996);而另一些学者则认为该地区二叠纪的岩浆活动可能与后造山过程有关(陈衍景等 2004a,b;朱永峰等 2006a,b;Zhu et al.,2009;高俊等 2009)。显然,二叠纪阿吾拉勒地区的地球动力学性质是人们争议的焦点。

本文通过对西天山阿吾拉勒山西段地区的研究,首次在群吉萨伊-塔尔得套一带下二叠统乌朗组中厘定出了一套铝质 A 型流纹斑岩。A 型岩石作为重要的“岩石探针”,其携带了大量关于岩石源区物质组成、成岩机制及岩石形成的地球动力学背景等信息。对其进行系统的研究,可以揭示该类岩石的源区物质组成特征和成岩机制,还可以探讨阿

吾拉勒地区二叠纪的地球动力学背景。本文旨在通过对 A 型流纹斑岩的主量元素和微量元素的特征以及岩石学特征的初步研究,揭示该地区 A 型流纹斑岩的成因,进一步约束阿吾拉勒地区二叠纪的构造背景及动力学演化过程。

## 1 阿吾拉勒地区 A 型流纹斑岩的岩石学和元素地球化学特征

阿吾拉勒地区的 A 型流纹斑岩普遍具有流动构造,呈流线形定向排列(图 1a),具斑状结构,基质多为隐晶质。斑晶主要为斜长石、条纹长石和石英

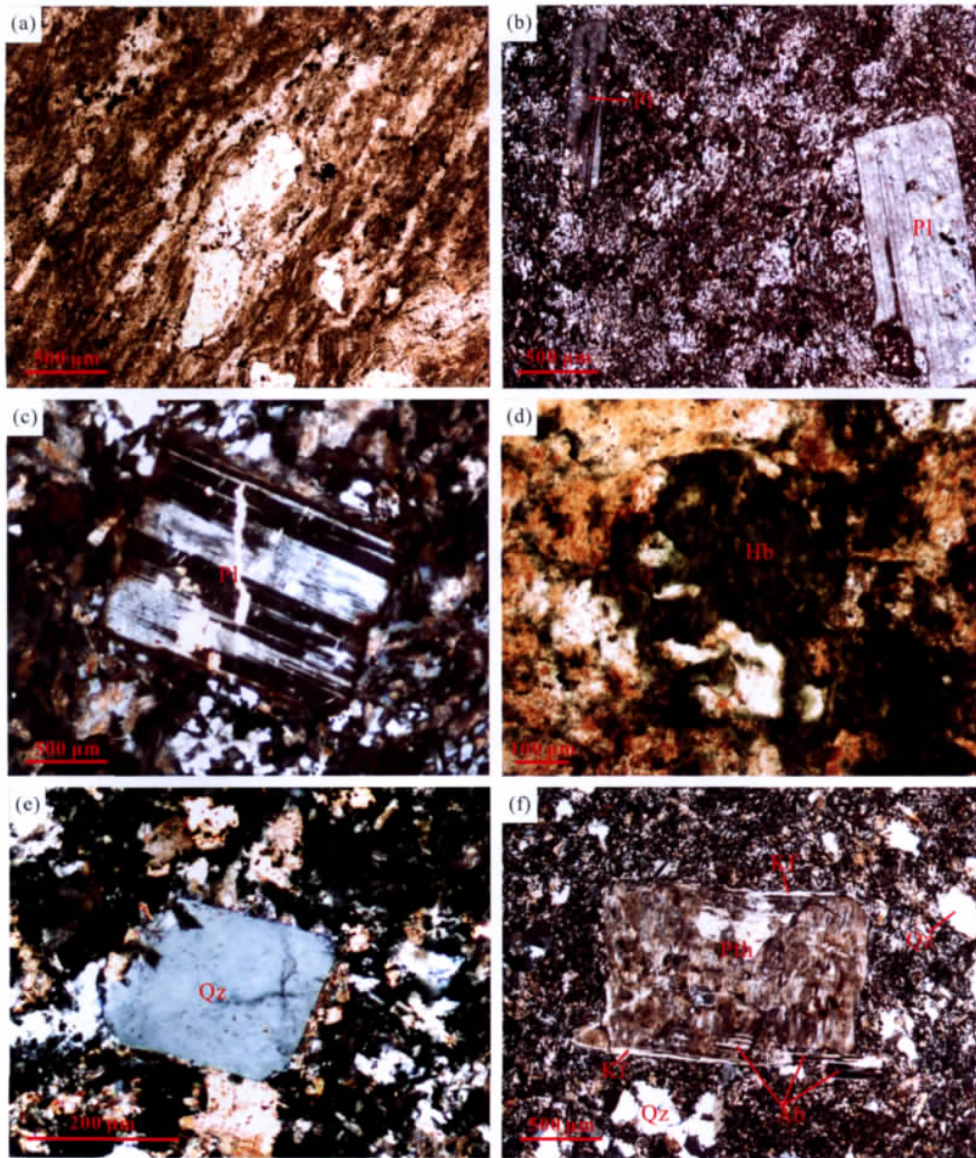


图 1 阿吾拉勒地区 A 型流纹斑岩的显微照片

Fig. 1 Microphotographs of the A-type rhyolite porphyries from the Awulale area

(图 1 b, d, e, f)。岩石中暗色矿物较少,有时能见到绿泥石化的角闪石(图 1c)。长石斑晶一般呈自形长板状,石英斑晶一般呈它形(图 1f),偶见自形晶体(图 1e)。岩石中的方形石英晶体有溶蚀边,其可能是  $\beta$ -石英的假象(图 1e)。另外,部分条纹长石斑晶核带有钾长石边(图 1f)。自形的  $\beta$ -石英(假象)和条纹长石核带有钾长石边的特征都是 A 型花岗岩的属性(Bonin, 2007)。

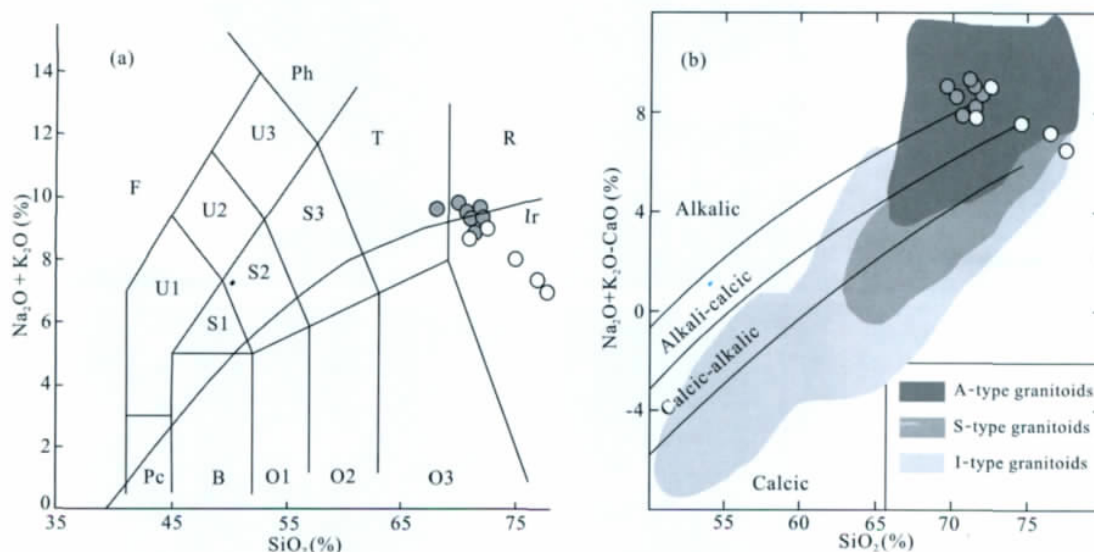
A 型流纹斑岩样品的主、微量元素分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室分别采用 X 射线荧光法(XRF)以及电感耦合等离子体质谱法(ICP-MS)进行。主量元素分析相对偏差一般  $\leq 5\%$ ,微量元素分析相对偏差一般  $\leq 10\%$ 。

群吉萨伊流纹斑岩的  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MnO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  和  $\text{P}_2\text{O}_5$  含量分别为 69.90% ~ 72.11%, 0.52% ~ 0.57%, 13.80% ~ 15.34%, 2.19% ~ 3.16%, 0.01% ~ 0.04%, 0.03% ~ 0.33%, 0.52% ~ 1.26%, 4.94% ~ 7.25%, 2.53% ~ 4.67% 和 0.05% ~ 0.06% (表 1), 具有明显富  $\text{TiO}_2$  和  $\text{Na}_2\text{O}$ , 贫  $\text{MnO}$  和  $\text{P}_2\text{O}_5$  的特征, 其  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  和  $\text{P}_2\text{O}_5$  的含量随着  $\text{SiO}_2$  含量的增加明显增高, 而  $\text{MnO}$ 、 $\text{MgO}$  和  $\text{K}_2\text{O}$  的含量则随着  $\text{SiO}_2$  含量的增加明显降低。同时, 群吉萨伊流纹斑岩明显富碱, 其  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 7.9\%$ 。在 TAS 图解中其投

影点均落在流纹岩区域且靠近 Ir 线附近(图 2a)。在 Frost 等(2001)的  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$  图解中, 群吉萨伊流纹斑岩均落在 A 型花岗岩区内(图 2b), 且在碱性至碱-钙性边界附近。

塔尔得套流纹斑岩的  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MnO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  和  $\text{P}_2\text{O}_5$  含量分别为 71.13% ~ 77.67%, 0.15% ~ 0.34%, 11.39% ~ 14.27%, 1.75% ~ 2.30%, 0.04% ~ 0.09%, 0.21% ~ 0.57%, 0.18% ~ 0.73%, 1.82% ~ 4.92%, 2.14% ~ 7.32% 和 0.02% ~ 0.06% (表 1)。与群吉萨伊流纹斑岩相比, 塔尔得套流纹斑岩明显富集  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{MnO}$ 、 $\text{MgO}$  和  $\text{K}_2\text{O}$ , 而贫  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$  和  $\text{Na}_2\text{O}$ 。随着  $\text{SiO}_2$  含量的增加,  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  和  $\text{P}_2\text{O}_5$  的含量相应降低,  $\text{MnO}$  和  $\text{Na}_2\text{O}$  的含量则相应增加。塔尔得套流纹斑岩的总碱含量与群吉萨伊流纹斑岩相比明显降低, 且随着  $\text{SiO}_2$  含量的增加岩石的  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  相应减少。在 TAS 图解中其投影点均落在流纹岩区域内, 但明显偏离 Ir 线(图 2a)。在 Frost 等(2001)的  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$  图解中, 塔尔得套流纹斑岩的投点主要落在 A 型花岗岩区(图 2b), 但是投点比群吉萨伊分散。

群吉萨伊和塔尔得套流纹斑岩以富硅( $\text{SiO}_2 = 69.9\% \sim 77.67\%$ )和碱( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.06\% \sim 9.78\%$ ), 贫镁( $\text{MgO} = 0.03\% \sim 0.57\%$ )和钙( $\text{CaO}$



空心圆为塔尔得套 A 型流纹斑岩; 实心圆为群吉萨伊 A 型流纹斑岩; 图 3 ~ 图 7 图例同此图。

图 2 阿吾拉勒地区 A 型流纹斑岩的 TAS 图解 (a) 和  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$  图解 (b)

(据 Frost et al., 2001)

Fig. 2 TAS (a) and  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$  vs  $\text{SiO}_2$  (b) diagrams for the A-type rhyolite porphyries from the Awulale area (after Frost et al., 2001)

表1 群吉萨伊和塔尔得套 A 型流纹斑岩的主量元素(%)与微量元素( $\times 10^{-6}$ )含量  
 Table 1 Major (%) and trace ( $10^{-6}$ ) element compositions of the A-type rhyolite porphyries from the Qunjisayi and Taerdetao areas

地点 样品号	群吉萨伊							塔尔得套				
	QJ1-2	QJ1-3	QJ1-4	QJ1-5	QJ1-6	QJ1-7	QJ2-4	TR1B	TR1C	TR1D	TR3A	TR3B
SiO <sub>2</sub>	72.11	71.71	71.60	70.90	70.62	69.90	71.37	74.68	71.13	72.14	77.67	76.87
TiO <sub>2</sub>	0.52	0.53	0.52	0.52	0.55	0.57	0.54	0.24	0.34	0.34	0.20	0.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.80	14.13	14.32	14.21	15.10	15.34	14.14	12.94	13.82	14.27	11.39	11.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.27	2.27	2.26	2.27	2.19	2.42	3.16	1.75	2.30	1.98	2.17	1.98
MnO	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.01	0.02	0.04	0.06	0.04	0.07	0.09
MgO	0.17	0.33	0.26	0.26	0.06	0.03	0.15	0.57	0.55	0.49	0.21	0.51
CaO	0.52	0.56	0.55	1.26	0.63	0.65	0.59	0.34	0.73	0.18	0.41	0.29
Na <sub>2</sub> O	4.96	4.94	5.17	5.61	6.89	7.25	6.10	4.30	2.31	1.82	4.92	3.53
K <sub>2</sub> O	4.37	4.67	4.48	3.67	2.71	2.53	2.85	3.78	6.45	7.32	2.14	3.91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.04	0.06	0.06	0.03	0.02
LOI	0.83	0.41	0.40	0.85	0.84	0.88	0.68	1.11	2.21	1.30	0.56	0.89
Total	99.64	99.65	99.65	99.64	99.67	99.64	99.65	99.19	99.96	99.94	99.77	99.66
Sc	6.72	6.60	7.38	6.73	7.09	7.44	5.50	/	/	/	/	/
Ti	3536	3347	3651	3431	3771	3691	3368	1440	2040	2040	1200	900
V	24.3	20.5	27.1	19.8	41.0	44.8	19.8	18.0	12.0	7.0	10.0	10.0
Cr	0.17	0.57	1.29	0.76	1.76	0.98	0.08	10.00	10.00	10.00	20.00	10.00
Mn	240	363	348	366	187	128	175	/	/	/	/	/
Co	25.9	22.4	24.5	14.7	28.3	13.5	26.8	2.8	5.0	4.3	1.8	2.4
Ni	0.43	0.83	0.12	0.86	0.49	0.28	0.61	5.00	6.00	7.00	6.00	5.00
Zn	11.70	29.00	26.30	25.00	3.04	0.73	4.81	22.00	20.00	11.00	72.00	78.00
Ga	17.3	17.7	17.9	17.6	20.3	21.7	16.8	12.5	15.9	19.8	11.1	12.3
Ge	1.32	1.28	1.42	1.21	1.04	1.13	1.25	/	/	/	/	/
Rb	85.8	90.0	89.6	66.1	48.3	44.3	52.6	109.0	183.5	222.0	54.2	114.0
Sr	76.8	47.7	62.1	51.6	47.5	48.6	40.9	37.9	27.1	27.4	37.5	37.0
Y	34.4	34.4	35.0	34.2	37.0	38.8	28.0	37.4	41.7	34.4	45.8	38.1
Zr	582	552	559	573	634	620	588	513	529	545	522	461
Nb	20.0	20.1	21.0	19.3	21.8	21.6	19.7	12.3	9.5	10.1	12.0	13.0
Ba	612	506	553	370	228	201	338	269	441	680	97	294
La	51.0	40.4	45.2	42.9	51.1	56.0	25.9	12.5	18.3	24.7	10.6	15.5
Ce	105	86	97	90	103	106	67	28	41	54	46	49
Pr	13.60	11.40	12.50	11.90	12.90	13.60	8.57	3.70	5.46	6.83	3.13	4.57
Nd	49.1	42.1	46.6	43.9	47.9	50.3	32.4	15.8	22.2	27.4	12.9	18.0
Sm	8.54	7.81	8.46	8.11	8.43	8.67	6.11	4.24	4.86	6.10	3.30	4.59
Eu	1.55	1.43	1.63	1.59	1.67	1.74	0.97	0.42	0.56	0.80	0.25	0.32
Gd	6.57	6.12	6.76	6.39	6.66	6.94	4.55	5.11	5.50	6.15	4.22	5.02
Tb	1.13	1.04	1.19	1.09	1.14	1.18	0.71	0.96	1.04	1.03	0.87	1.00
Dy	6.77	6.67	7.10	6.91	7.09	7.36	4.58	6.69	6.93	6.45	6.81	7.08
Ho	1.42	1.40	1.52	1.46	1.50	1.58	1.02	1.46	1.57	1.32	1.69	1.54
Er	4.31	4.09	4.33	4.11	4.53	4.47	3.27	4.72	5.17	4.27	6.11	5.03
Tm	0.64	0.68	0.68	0.66	0.72	0.71	0.52	0.74	0.83	0.66	1.00	0.81
Yb	4.35	4.34	4.73	4.38	4.54	4.80	3.77	5.23	5.96	4.60	6.64	5.65
Lu	0.71	0.67	0.73	0.70	0.77	0.76	0.63	0.83	0.97	0.70	1.03	0.88
Hf	13.4	13.4	13.6	13.8	14.8	14.0	13.1	12.4	12.0	12.3	13.1	12.3
Ta	1.26	1.27	1.41	1.23	1.37	1.28	1.20	0.80	0.60	0.70	0.80	0.90
Pb	9.24	3.15	3.14	2.52	3.29	5.76	9.10	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Th	15.80	15.30	16.40	16.10	17.00	16.00	15.10	14.35	11.20	11.75	14.15	16.30
U	5.30	3.71	4.22	3.79	6.16	5.50	3.51	2.87	2.86	2.58	3.70	3.60
M	1.48	1.50	1.50	1.65	1.56	1.60	1.51	1.29	1.28	1.14	1.34	1.26
T <sub>Zr</sub> (°C)	904	897	898	888	906	900	903	908	913	929	906	899

注:  $T_{Zr} = 129000 / [2195 + 0.85M + \ln(496000 / Zr_{melt})]$ ;  $M$  为岩石中阳离子比值,  $M = (Na + K + 2Ca) / (Al \cdot Si)$  (据 Miller et al., 2003)。



=0.18%~1.26%)以及较高 $\text{FeO}_T/\text{MgO}$ 比值3.07~80.66(平均16.7)为特征。 $\text{NK}/\text{A}=0.77\sim 0.96$ (平均0.90), $\text{A}/\text{CNK}=0.92\sim 1.27$ (平均1.04),属偏铝-过铝质和钙碱-弱碱性岩石。

群吉萨伊流纹斑岩的过渡族元素Cr、Co和Ni的含量变化范围分别为 $0.08\times 10^{-6}\sim 1.76\times 10^{-6}$ 、 $13.5\times 10^{-6}\sim 28.3\times 10^{-6}$ 和 $0.12\times 10^{-6}\sim 0.86\times 10^{-6}$ ,大离子亲石元素Rb、Sr和Ba的含量变化范围分别为 $44.3\times 10^{-6}\sim 90.0\times 10^{-6}$ 、 $40.9\times 10^{-6}\sim 76.8\times 10^{-6}$ 和 $201\times 10^{-6}\sim 612\times 10^{-6}$ ,稀土元素总量相对较高,

介于 $160\times 10^{-6}\sim 264\times 10^{-6}$ 之间(表1)。同时群吉萨伊流纹斑岩呈明显Eu负异常的右倾稀土元素分布模式曲线(图3a),该类岩石的球粒陨石标准化的La/Yb比值和La/Sm比值分别介于4.93~8.40和2.74~4.17之间,说明稀土元素的分馏并不明显。 $\delta\text{Eu}$ 从0.56变化到0.68,说明Eu的异常特征较为明显。微量元素蛛网图显示群吉萨伊流纹斑岩具有较强的Ba、Sr和Ti亏损,不明显的Nb和Ta亏损和相对明显的Zr和Hf富集的地球化学特征(图3b),与典型的岛弧火山岩有明显差异。

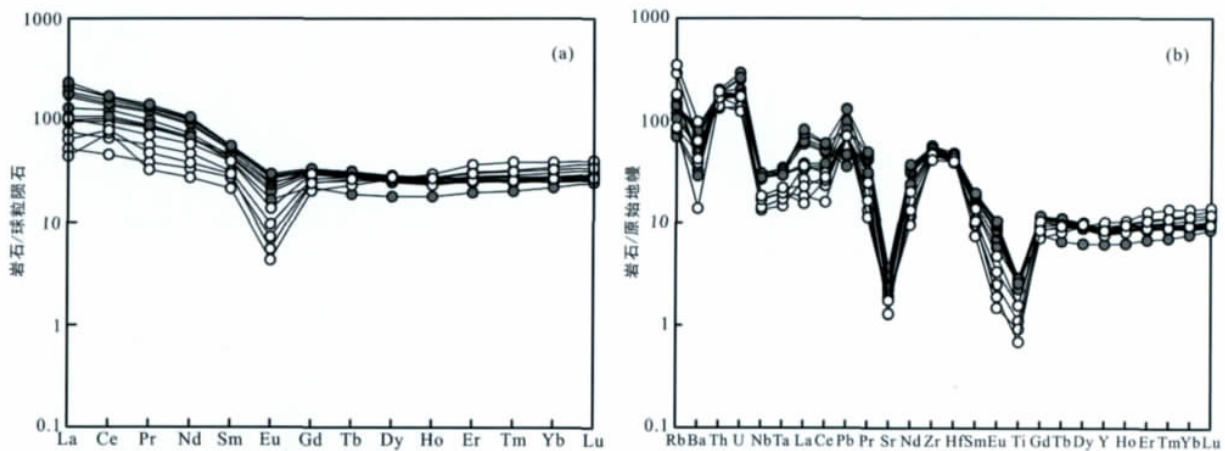


图3 群吉萨伊和塔尔得套A型流纹斑岩的稀土元素分布模式图(a)和微量元素蛛网图(b)  
(标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 3 REE patterns (a) and trace element spider diagrams (b) for the A-type rhyolite porphyries from the Qunjisayi and Taerdetao areas

塔尔得套流纹斑岩的过渡族元素Cr、Co和Ni的含量变化范围分别为 $10\times 10^{-6}\sim 20\times 10^{-6}$ 、 $1.8\times 10^{-6}\sim 5.0\times 10^{-6}$ 和 $5\times 10^{-6}\sim 7\times 10^{-6}$ ,大离子亲石元素Rb、Sr和Ba的含量变化范围分别为 $54.2\times 10^{-6}\sim 222.0\times 10^{-6}$ 、 $27.1\times 10^{-6}\sim 37.9\times 10^{-6}$ 和 $97\times 10^{-6}\sim 680\times 10^{-6}$ ,稀土元素总量介于 $90.7\times 10^{-6}\sim 145.0\times 10^{-6}$ 之间(表1)。与群吉萨伊流纹斑岩相比,塔尔得套流纹斑岩的Co、Sr和稀土元素含量明显偏低,但其Cr、Ni、Rb和Ba含量明显高于前者。塔尔得套流纹斑岩球粒陨石标准化的La/Yb、La/Sm比值和 $\delta\text{Eu}$ 值分别为1.15~3.85、1.90~2.61和0.20~0.40,稀土元素分布模式曲线表现为典型的海鸥式(图3a)。与群吉萨伊流纹斑岩一样,塔尔得套流纹斑岩具有较强的Ba、Sr和Ti亏损、不明显的Nb和Ta亏损和相对明显的Zr和Hf富集的地球化学特征(图3b),也与典型的岛弧火山岩有明显差异。

尽管群吉萨伊和塔尔得套流纹斑岩在 $(\text{Zr} + \text{Ce} + \text{Nb} + \text{Y}) - (10000 \times \text{Ga}/\text{Al})$ 图解(图4a)和 $(\text{Rb}/\text{Ba}) - (\text{Zr} + \text{Ce} + \text{Y})$ (图4b)图解中的投影点落在A型花岗岩区域内,但两类岩石的 $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 值均低于Whalen等(1987)提出的 $\geq 2.6$ 的划分标准。Collins等(1982)认为高Ga/Al比值是判定A型花岗岩最为有效的方法。Whalen等(1987)进一步提出以 $10000 \times \text{Ga}/\text{Al} \geq 2.6$ 作为划分是否为A型花岗岩的标准。但是在确定这个标准Ga的分配系数时,则是基于基性火山岩获得的分配系数,它是否适用酸性岩浆还值得进一步研究(李小伟等2010)。

事实上,并不是所有的A型花岗岩都具有大于2.6的 $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 值:Whalen等(1987)给出的亚溶线黑云母花岗岩(subsolvusbiotite granite)的 $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 值就明显低于2.6(2.07);刘昌实等(2003)所划分的A型岩套中AS亚组的许多岩石的 $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 值也低于2.6。在A型花岗岩岩石形

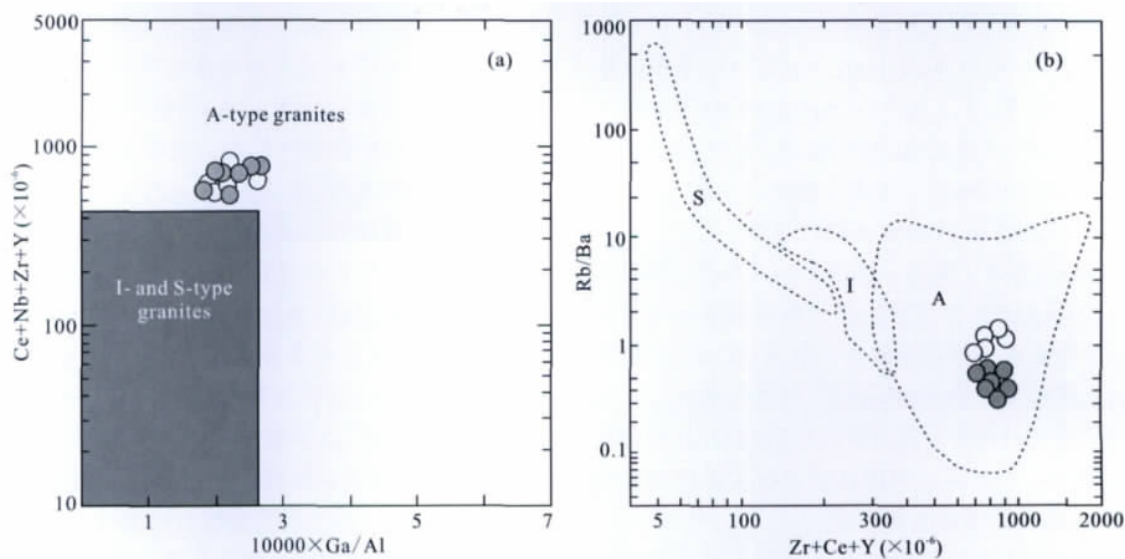


图4 A型流纹斑岩的 $(\text{Ce} + \text{Nb} + \text{Zr} + \text{Y}) - (10000 \times \text{Ga}/\text{Al})$  (a) 和 $(\text{Rb}/\text{Ba}) - (\text{Zr} + \text{Ce} + \text{Y})$  (b) 图解

(据 Whalen et al., 1987)

Fig. 4  $(\text{Ce} + \text{Nb} + \text{Zr} + \text{Y})$  vs  $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$  (a) and  $\text{Rb}/\text{Ba}$  vs  $(\text{Zr} + \text{Ce} + \text{Y})$  (b) diagrams for the A type rhyolite porphyries (after Whalen et al., 1987)

成时, 导致熔体具有高的  $\text{Ga}/\text{Al}$  比值的原因在于在部分熔融过程中富钙的斜长石倾向于滞留, 而  $\text{Ga}$  相对  $\text{Al}$  而言更倾向于从钙长石结构中排出。李小伟等 (2010) 从熔体结构和晶体化学参数等方面对  $\text{Ga}$  和  $\text{Al}$  在 A 型花岗质熔体中的地球化学行为进行了分析, 认为  $10000 \times \text{Ga}/\text{Al} = 2.6$  的判别标准对贫氟的碱性 A 型花岗质岩石十分适用, 而对相对富氟的铝质 A 型花岗质岩石则略显牵强。刘昌实等 (2003) 从岩石的源区物质组成、岩石化学组成以及  $\text{Ga}$ 、 $\text{F}$  和  $\text{Cl}$  的晶体化学特征角度对  $\text{Ga}$  在不同类型 A 型花岗质熔体中的地球化学行为进行了研究, 明确指出并不是所有的 A 型花岗岩都具有较高的  $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ , 特别是铝质 A 型花岗质岩石。

King 等 (1997) 指出, A 型花岗岩最基本的性质之一是形成时温度较高。刘昌实等 (2003) 用 Watson 和 Harrison (1983) 的锆石饱和温度计算方法获得铝质 A 型花岗岩 (ALAG) 温度为  $800^\circ\text{C}$  (平均值), 碱性 A 型花岗岩 (AAG) 温度为  $883^\circ\text{C}$  (平均值), 峰值为  $800 \sim 900^\circ\text{C}$ , 明显高于 S 型花岗岩 ( $764^\circ\text{C}$ ) 和 I 型花岗岩 ( $781^\circ\text{C}$ ) (King et al., 1997)。另外, 实验岩石学研究 (Clemens et al., 1986; Skjerlie and Johnston, 1992; Patiño Douce, 1997) 证实 A 型花岗岩形成温度超过  $900^\circ\text{C}$ 。计算结果显示, 群吉萨伊流纹斑岩和塔尔得套流纹斑岩的锆石饱和温度均大于或者接近  $900^\circ\text{C}$  (表 1), 说明其具有明显的高温特征, 这也充分

显示它们具有 A 型花岗质岩石形成温度高的特征。

上述岩石学和元素地球化学特征显示, 群吉萨伊流纹斑岩和塔尔得套流纹斑岩应为较典型的 A 型花岗质岩石。

## 2 A 型流纹斑岩的成因及其地球动力学背景

岩石的物质组成特征继承了源区的特性, 因此根据岩石的主量元素或微量元素地球化学特征可以探讨其源区的性质。群吉萨伊流纹斑岩的  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{FeO}_T$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{TiO}_2$  摩尔分数之和为  $15.3 \sim 17.7$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO}_T + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$  比值为  $4.7 \sim 5.5$ , 在  $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO}_T + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$  vs  $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO}_T + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$  图解中其投影点均落在硬质砂岩区域内 (图 5a), 成岩物质可能来自化学组成与硬质砂岩相似源区 (Patiño Douce, 1999); 塔尔得套流纹斑岩的  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{FeO}_T$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{TiO}_2$  摩尔分数之和为  $12.3 \sim 15.1$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO}_T + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$  为  $9.9 \sim 15.8$ , 在  $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO}_T + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$  vs  $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO}_T + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$  图解中其投影点均落在硬质砂岩区域内 (图 5a), 也暗示成岩物质与硬质砂岩源区有关。群吉萨伊流纹斑岩的  $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{FeO}_T$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{TiO}_2$  摩尔分数之和为  $12.1 \sim 12.6$ ,  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{FeO}_T + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$  介于  $2.5 \sim 3.7$  之间, 在  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{FeO}_T + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$  vs  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{FeO}_T + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$

图解中投影点落在硬砂岩区域内(图 5b); 塔尔得套流纹斑岩的  $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{FeO}_T$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{TiO}_2$  摩尔分数之和为 9.4 ~ 11.8,  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$  介于 3.0 ~ 3.5 之间, 在  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$  vs  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{FeO}_T + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$  图解中投影点也落在硬砂岩的区域内(图 5b)。同样, 在  $\text{CaO} / (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$  vs  $(\text{CaO} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$  图解中群吉萨伊流纹斑岩和塔尔得套流纹斑岩的投影点均落在硬砂岩区域内(图 5c)。根据三种判别图解可以得出相同结论: 阿吾拉勒地区 A 型流纹斑岩源区的化学组成与硬砂岩相似, 具有较高的  $\text{SiO}_2$  和  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量。所以其成岩物质更可能来源于陆壳, 应该是陆壳熔融的产物。

群吉萨伊和塔尔得套流纹斑岩的投影点均落入  $A_2$  型花岗岩区域(图 6a, b)。Eby (1992) 指出  $A_2$  型花岗岩的某些元素比率变化较大, 可以在大陆地壳的平均组成到岛弧玄武岩之间变化, 同时其产生的构造背景较复杂, 可以形成于岛弧、陆陆碰撞及后碰撞的

构造环境, 也可以形成于非造山的构造环境。这说明阿吾拉勒地区的 A 型花岗岩流纹斑岩的形成与裂谷作用无关。在 Rb vs  $(Y + Nb)$  构造环境判别图中, 群吉萨伊和塔尔得套流纹斑岩的投影点则落在后碰撞酸性火山岩区域内(图 7a), 暗示其形成与俯冲过程没有直接联系。

在阿吾拉勒东部分布着许多石炭纪和二叠纪的橄榄玄粗岩系岩石(罗勇等 2009, 2010; Yang et al., 2012)。通过对玉希莫勒盖及邻区晚古生代橄榄玄武岩及共生的钙碱性岩浆岩研究, Yang 等(2012)认为 300 Ma 以后, 由于塔里木板块和伊犁地块的碰撞, 使阿吾拉勒地区由增生造山转化为碰撞造山, 发生了地壳加厚或陆下岩石圈拆沉的地球动力学过程。显然, 群吉萨伊流纹斑岩和塔尔得套流纹斑岩的形成或与早二叠世岩石圈拆沉过程有关。

在 Rb-Hf-Ta 酸性火山岩形成构造环境判别图中, 群吉萨伊和塔尔得套流纹斑岩的投影点均落在岛弧火山岩区域内, 并且其投影点比较接近, 均位于岛

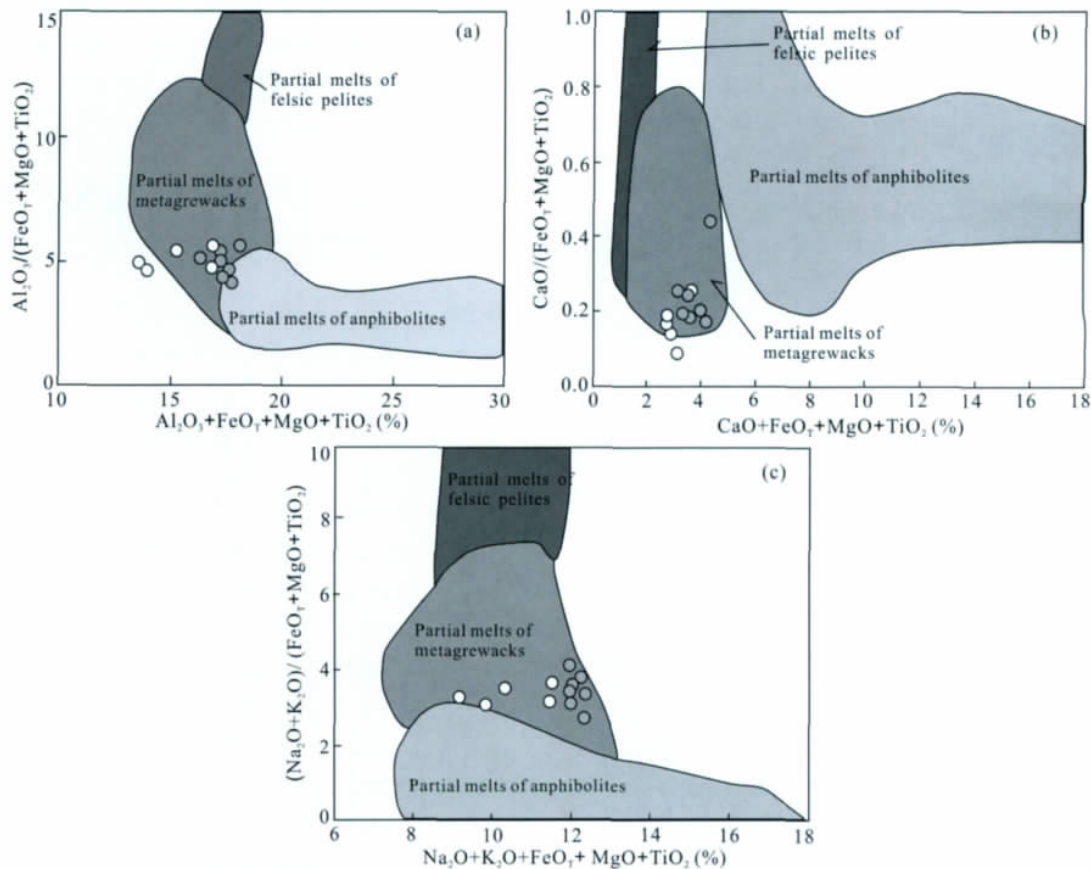


图 5 群集萨伊与塔尔得套 A 型流纹斑岩的源区判别图解(据 Patiño Douce, 1999)

Fig. 5 Discriminant diagrams of source regions for the A-type rhyolite porphyries from the Qunjisayi and Taerdetao areas (after Patiño Douce, 1999)

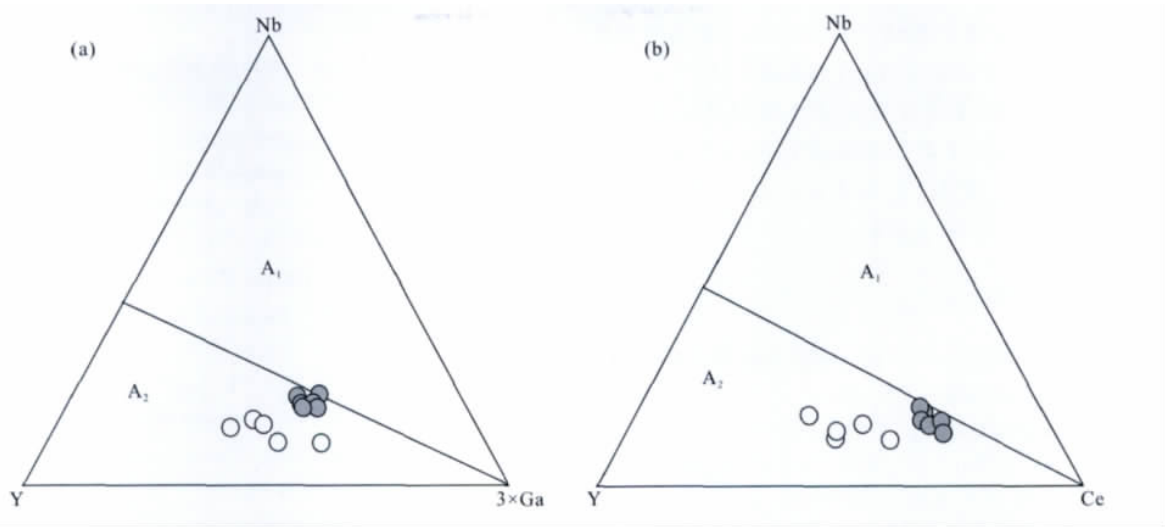


图 6 A 型流纹斑岩的 Nb-Y-3 × Ga ( a ) 和 Nb-Y-Ce ( b ) 图解( 据 Eby , 1992)

Fig. 6 Nb-Y-3 × Ga ( a ) and Nb-Y-Ce ( b ) plots for the A type rhyolite porphyries from the Qunjisayi and Taerdetao areas( after Eby , 1992)

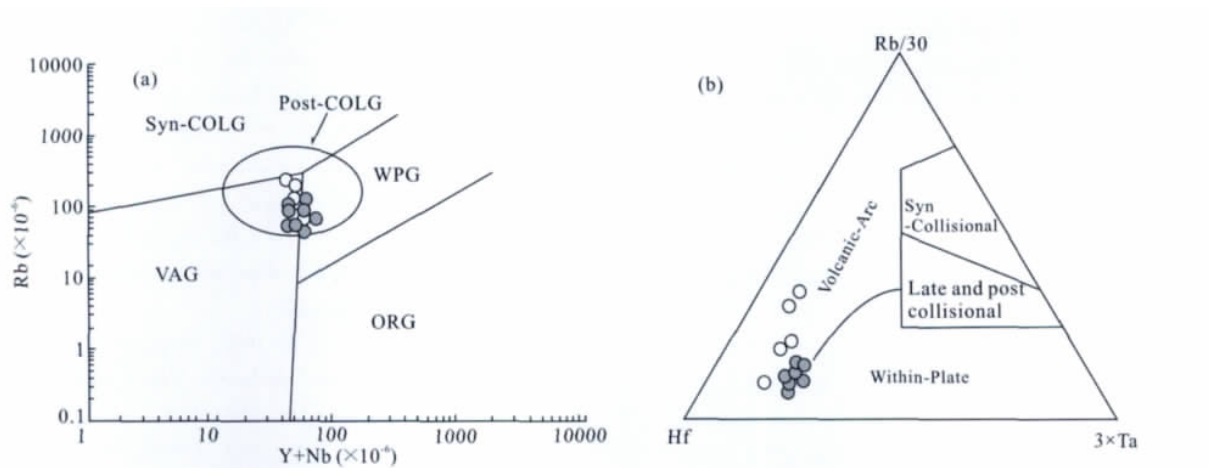


图 7 阿吾拉勒地区 A 型流纹斑岩的 Rb-( Y + Nb ) 图解( a ) ( 据 Pearce et al. , 1984; Pearce , 1996 ) 和 Rb-Hf-Ta 图解( b ) ( 据 Harris et al. , 1986)

Fig. 7 Rb vs ( Y + Nb ) diagram ( a ) ( after Pearce et al. , 1984; Pearce , 1996 ) and Rb-Hf-Ta diagram ( b ) ( after Harris et al. , 1986 ) for the A type rhyolite porphyries from the Awulale area

弧火山岩区域的中部( 图 7b) 。Richards ( 2009 ) 指出 在后俯冲的伸展和压缩两种情况下 ,长英质岩浆的源区都是被俯冲作用改造过的岩石圈 ± 软流圈 与先前的弧岩浆作用具有很多相同的地球化学和同位素特征。也就是说 在后俯冲演化过程中所形成的长英质岩浆岩完全有可能具有岛弧岩浆所具有的地球化学特征 在某些判别图中其投影点完全可以落在岛弧区 但这并不代表其形成于岛弧构造环境。

综上所述 ,作者认为阿吾拉勒二叠纪的 A 型流纹斑岩的形成与后俯冲阶段的岩石圈拆沉有关。

### 3 结 论

( 1 ) 岩相学研究显示阿吾拉勒地区的 A 型流纹斑岩具有 A 型花岗岩的矿物学特征; 主量元素和微量元素地球化学特征也显示 产于阿吾拉勒地区西部下二叠统乌朗组内的流纹斑岩为较典型的铝质 A 型岩石。

( 2 ) 主量元素地球化学特征显示 阿吾拉勒地区的流纹斑岩应为地壳物质部分熔融的产物; 同时 ,微量元素地球化学特征显示 群吉萨伊和塔尔得套的流纹斑岩均为 A<sub>2</sub> 型岩石 ,其形成更可能与晚古生代西天山后俯冲演化阶段的岩石圈拆沉过程有关。



致谢: 中国科学院广州地球化学研究所曾乔松博士对论文初稿提出宝贵意见; 野外工作得到了江西省地质调查研究院廖思平和陈宏生等同志的大力支持; 室内研究得到了同位素地球化学国家重点实验室胡光黔、曾文、刘颖、涂湘林和孙彦敏等同志的大力支持, 在此一并表示感谢。

### 参考文献 (References):

- 车自成, 刘良, 刘洪福, 罗金海. 1996. 论伊犁古裂谷. 岩石学报, 12(3): 478-490.
- 陈衍景, 鲍景新, 张增杰, 刘玉琳, 陈华勇, 蔡文俊, Herb H. 2004a. 西天山艾肯达坂组火山岩系的元素地球化学特征和构造环境. 矿物岩石, 24(3): 36-45.
- 陈衍景, 刘玉琳, 鲍景新, 张增杰, 陈华勇, 蔡文俊, Herb H. 2004b. 西天山艾肯达坂组火山岩系同位素定年及其构造意义. 矿物岩石, 24(1): 52-55.
- 陈哲夫, 梁云海. 1985. 新疆天山地质构造几个问题的探讨. 新疆地质, 3(2): 1-13.
- 高俊, 钱青, 龙灵利, 张喜, 李继磊, 苏文. 2009. 西天山的增生造山过程. 地质通报, 28(12): 1804-1816.
- 姜常义, 吴文奎, 张学仁, 崔尚森. 1995. 从岛弧向裂谷的变迁——来自阿吾拉勒地区火山岩的证据. 岩石矿物学杂志, 14(4): 289-300.
- 姜常义, 吴文奎, 张学仁, 崔尚森. 1996. 西天山阿吾拉勒地区岩浆活动与构造演化. 西安工程学院学报, 18(2): 18-24.
- 李小伟, 莫宣学, 赵志丹, 朱弟成. 2010. 关于A型花岗岩判别过程中若干问题的讨论. 地质通报, 29(2-3): 278-285.
- 刘昌实, 陈小明, 陈培荣, 王汝成, 胡欢. 2003. A型岩套的分类判别标志和成因. 高校地质学报, 9(4): 573-591.
- 罗勇, 牛贺才, 单强, 张兵, 周昌平, 杨武斌, 于学元. 2009. 西天山玉希莫勒盖达坂玄武安山岩-高钾玄武安山岩-粗安岩组合的发现及其地质意义. 岩石学报, 25(4): 934-943.
- 罗勇, 牛贺才, 单强, 杨武斌, 张兵, 周昌平, 廖思平, 于学元. 2010. 西天山艾肯达坂二叠纪钾质火山岩的地球化学特征及岩石成因. 岩石学报, 26(10): 2925-2934.
- 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 李向民, 马中平, 王利社. 2002. 天山古生代洋陆转化特点的几点思考. 西北地质, 35(4): 9-20.
- 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 李向民, 马中平, 王利社. 2004. 天山石炭纪大火成岩省与地幔柱. 地质通报, 23(9-10): 903-910.
- 朱永峰, 周晶, 郭璇. 2006a. 西天山石炭纪火山岩的岩石学及Sr-Nd同位素地球化学研究. 岩石学报, 22(5): 1341-1350.
- 朱永峰, 周晶, 宋彪, 张立飞, 郭璇. 2006b. 新疆“大哈拉军山组”火山岩的形成时代问题及其解体方案. 中国地质, 33(3): 494-497.
- 左国朝, 张作衡, 王志良. 2008. 新疆西天山地区构造单元划分、地层系统及其构造演化. 地质论评, 54(6): 748-767.
- Bonin B. 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97(1-2): 1-29.
- Chappell B W and White A J R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- Clemens J D, Holloway J R and White A J R. 1986. Origin of an A-type granite: Experimental constraints. *American Mineralogist*, 71: 317-324.
- Collins W, Beams S, White A J R, and Chappell B. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80(2): 189-200.
- Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids—petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20(7): 641-644.
- Frost B R, Barnes C G, Collins W J, Arculus R J, Eillis D J and Frost C D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42: 2033-2048.
- Harris N B W, Pearce J A and Tindle A G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geological Society of London, Special Publication*, 19: 67-81.
- King P L, White A J R, Chappell B W and Allen C M. 1997. Characterization and origin of the aluminous A-type granites of the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 38: 371-391.
- Loiselle M C and Wones D R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 11: 468.
- Maniar P D and Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643.
- Miller C F, McDowell S M and Mapes R W. 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, 31(6): 529-532.
- Patiño Douce A E. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25: 743-746.
- Patiño Douce A E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? *Geological Society of London, Special Publication*, 168: 55-75.
- Pearce J A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Epi-sodes*, 19: 120-125.
- Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- Richards J P. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of emelting of subduction-

- modified lithosphere. *Geology*, 37(3): 247–250.
- Skjerlie K P and Johnston A D. 1992. Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite-and amphibole-bearing tonalitic gneiss: Implications for the generation of A-type granites. *Geology*, 21(4): 336–342.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Saunders A D and Norry M. Magmatism in the ocean basins. *Geological Society Special Publications*, 42: 313–345.
- Sylvester P J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, 97: 261–280.
- Watson E B and Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64: 295–304.
- Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407–419.
- Yang W B, Niu H C, Shan Q, Luo Y, Sun W D, Li C Y, Li N B and Yu X Y. 2012. Late Paleozoic calc-alkaline to shoshonitic magmatism and its geodynamic implications, Yuximolegai area, western Tianshan, Xinjiang: *Gondwana Research*, 22(1): 325–340.
- Zhu Y F, Guo X, Song B, Zhang L F and Gu L B. 2009. Petrology, Sr-Nd-Hf isotopic geochemistry and zircon chronology of the Late Palaeozoic volcanic rocks in the southwestern Tianshan Mountains, Xinjiang, NW China. *Journal of the Geological Society*, 166: 1085–1099.

## Study on the A-Type Rhyolite Porphyries from the Awulale Area, Western Tianshan

LI Ningbo<sup>1,2</sup>, SHAN Qiang<sup>1</sup>, ZHANG Yongping<sup>3</sup>, LUO Yong<sup>4</sup>, YANG Wubin<sup>1,2</sup>,  
JIANG Yuhang<sup>1,2</sup> and YU Xueyuan<sup>1</sup>

(1. CAS Key Laboratory for Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Third Brigade, Xinjiang Geological and Mineral Resources Bureau, Korla 841000, Xinjiang, China; 4. School of Environment Science and Tourism, Nanyang Normal University, Nanyang 473061, Henan, China)

**Abstract:** The Awulale Mountains is an important polymetallic metallogenic belt in the Central Asian Orogenic Belt (CAOB). Based on the major and trace element geochemical features, a suite of A-type aluminous rhyolite porphyries has been recognized in the Lower Permian Wulang Formation in the Qunjisayi and Taerdetao areas. The Qunjisayi and Taerdetao A-type rhyolite porphyries are high-silica ( $\text{SiO}_2 \geq 69.9\%$ ) and high-alkali ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \geq 7.06\%$ ). The A-type rhyolite porphyries from the Taerdetao area are relatively lower in alkali but higher in  $\text{K}_2\text{O}$ , which should belong to high-K volcanic rocks. Both A-type rhyolite porphyries from the Qunjisayi and Taerdetao areas are obviously low in Ba, Sr, Eu and Ti with total REE ranging from  $90.7 \times 10^{-6}$  to  $264 \times 10^{-6}$ . The Qunjisayi and Taerdetao A-type rhyolite porphyries were probably derived from partial melting of the metagrewacks. The trace element features show that those rhyolite porphyries exhibit  $A_2$ -subtype geochemical characteristics and were formed under post-collisional setting. The zirconium saturation temperature ( $T_{zr}$ ) of the rhyolites is  $\sim 900^\circ\text{C}$ . Accordingly, we inferred that the formation of the Qunjisayi and Taerdetao A-type rhyolite porphyries was related to the post-subduction delamination of the thickened lithosphere.

**Keywords:** Western Tianshan; Awulale; Qunjisayi; Taerdetao; A-type rhyolite porphyry; post-collision