

新疆阿尔泰康布铁堡组钾质和钠质流纹岩的成因及同位素年代学研究^{*}

单强¹ 曾乔松¹ 罗勇^{1,2} 杨武斌^{1,2} 张红^{1,2} 裘瑜卓¹ 于学元¹

SHAN Qiang¹, ZENG QiaoSong¹, LUO Yong^{1,2}, YANG WuBin^{1,2}, ZHANG Hong^{1,2}, QIU YuZhuo¹ and YU XueYuan¹

1. 中国科学院广州地球化学研究所成矿动力学重点实验室, 广州 510640

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049

1. Key Laboratory for Metallogenic Dynamics, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

2010-03-17 收稿, 2010-05-27 改回.

Shan Q, Zeng QS, Luo Y, Yang WB, Zhang H, Qiu YZ and Yu XY. 2011. SHRIMP U-Pb ages and petrology studies on the potassic and podic rhyolites in Altai, North Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 27(12):3653–3665

Abstract The acidic volcanic rocks of the Kangbutiebao Formation crop out mainly in Maizi, Kelang, Chonghuer and Ashele volcanic-sedimentary basins on the southern margin of Altai. The SHRIMP zircon U-Pb dating and geochemical characteristics of potassic rhyolites (TM1, Tiemuerte area) and sodic rhyolites (KK7, Keketale area) have been studied. The potassic rhyolites yield a 400.8 ± 8.4 Ma (mean age = 394.8 ± 7.9 Ma) age and the sodic rhyolites 402.2 ± 6 Ma (mean age = 396.8 ± 5.1 Ma) age. Investigations on major element compositions show that the spatially and temporally closely associated high potassic rhyolite and high sodic rhyolite are belonging to a high alkali, high silicon, low calcium and peraluminous calc-alkaline suite. Similar REE distribution pattern and HFSE (Ti, Nb, Ta) depleted geochemical characteristics suggest that their primary magma might be originated from the partial melting of upper crust. However, the potassic rhyolites are enriched in Rb, Ba, Pb, while sodic rhyolites in Sr. The characteristics of phase separation and enrichment accord with the distribution principle of trace elements between conjugated sodic melts and potassic silicate melts under a condition of magmatic liquid immiscibility, therefore, both potassic rhyolites and sodic rhyolites are the products of liquid immiscibility of the acidic magma with high volatile derived from the partial melting of upper crust.

Key words Potassic rhyolites; Sodic rhyolites; Zircon SHRIMP U-Pb dating; Magmatic liquid immiscibility

摘要 阿尔泰山南缘康布铁堡组酸性火山岩分布在麦兹、克朗、冲呼尔以及阿舍勒等火山-沉积盆地。本文对其中的钾质流纹岩(TM1, 铁木尔特地区)和钠质流纹岩(KK7, 可可塔勒地区)进行了SHRIMP锆石U-Pb定年以及地球化学的研究。钾质流纹岩的年龄为 400.8 ± 8.4 Ma(加权平均年龄为 394.8 ± 7.9 Ma), 钠质流纹岩的年龄为 402.2 ± 6 Ma(加权平均年龄为 396.8 ± 5.1 Ma)。主元素分析结果证明研究区在时间和空间上紧密共生的高钾流纹岩和高钠流纹岩同属于高碱、高硅、低钙、过铝质的钙碱性岩系。相似的稀土元素分配模式和同样亏损高场强元素(Ti、Nb、Ta)的地球化学特征暗示二者的原始岩浆源于上地壳部分熔融。钾质流纹岩富集Rb、Ba、Pb, 钠质流纹岩则富集Sr, 这种元素分相富集的特征符合在岩浆液态不混溶条件下微量元素在共轭钠质熔体和钾质硅酸盐熔体中的分配原则。由此推论, 本区产出的钾质流纹岩和钠质流纹岩可能是上地壳部分熔融形成的高挥发分酸性岩浆液态不混溶的产物。

关键词 钾质流纹岩; 钠质流纹岩; 锆石 SHRIMP U-Pb 定年; 岩浆液态不混溶

中图法分类号 P588.141; P597.3

* 本文受国家自然科学基金项目(40973023)和中国科学院知识创新工程重要方向性项目(KZCX2-YW-107)联合资助。

第一作者简介: 单强, 男, 1967年生, 副研究员, 从事岩石地球化学和包裹体地球化学研究, E-mail: qshan@gig.ac.cn

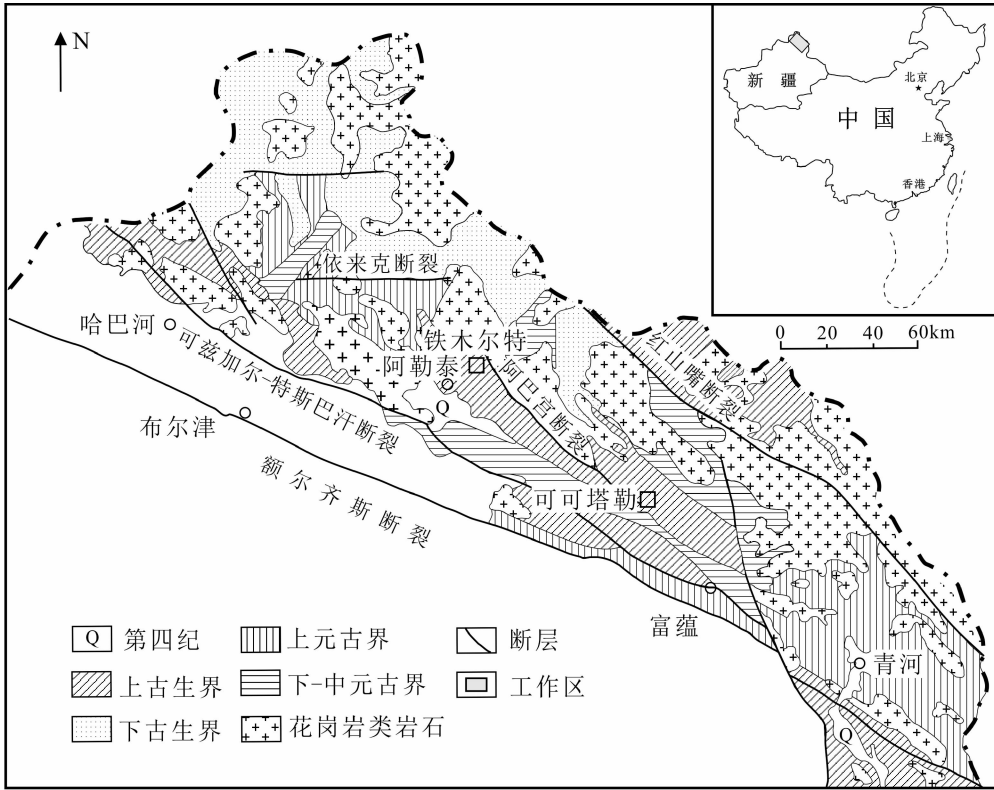


图1 新疆阿尔泰地区地质略图(据王京彬等,1998)

Fig.1 Simplified geological sketch showing the locations of Altai area, Xinjiang(after Wang *et al.* , 1998)

1 引言

近二十年来,新疆北部地区的矿床地质和基础地质工作取得了巨大的成绩,在阿尔泰地区发现了一批多金属和贵金属矿床。与此同时基础地质研究工作有了快速的发展,积累了大量而丰富的研究成果。其中同位素年代学(胡嵩琴等,1997;李华芹等,2004)研究填补了过去研究的空白。近几年由于阿尔泰地区矿床资源的开发,与多金属矿床有着密切联系的下泥盆统康布铁堡组火山岩备受关注,特别是其形成时代更引人注目(张进红等,2000;李华芹等,2004;陈汉林等,2006;柴风梅等,2008;曾乔松等,2009)。尽管如此,阿尔泰下泥盆统康布铁堡组火山岩的形成时代还存在着不确定性。在阿尔泰山南缘三个火山-沉积盆地(麦兹盆地,克朗盆地和冲呼尔盆地)内广泛分布着下泥盆统康布铁堡组火山岩。其中钾质流纹岩、钠质流纹岩和钾-钠质流纹岩在地层层序上密切共生(王京彬等,1998)。本文通过这些酸性火山岩的元素地球化学研究和精确的锆石 SHRIMP U-Pb 定年,探讨它们的成因及形成年代。

2 地质概况

新疆阿尔泰造山带是中亚造山带的重要组成部分,晚古

生代由于古亚洲洋板块的俯冲-消减作用导致阿尔泰山南缘形成了一条长达200km近东西走向的火山岩带。这些火山岩主要分布在麦兹盆地、克朗盆地、冲呼尔盆地和阿舍勒盆地(图1)。在麦兹盆地和克朗盆地中,下泥盆统康布铁堡火山-沉积地层的厚度超过4000m,火山岩以酸性火山熔岩和火山碎屑岩为主,含少量中基性熔岩(王京彬等,1998;徐新,2003)。

在麦兹盆地和克朗盆地已发现了大型的可可塔勒铅锌矿床和中型的铁木尔特、阿巴宫铅锌多金属矿床及一批小型的铅锌多金属矿床,它们是新疆重要的铅锌多金属成矿带。在可可塔勒和铁木尔特地区铅锌多金属矿化在空间上与钾质流纹岩有密切关系,它们被用作找矿的标志或“有利层位”标志(秦克章等,1998;仇银红,2005)。

目前,对于阿尔泰地区下泥盆统康布铁堡组火山岩的构造背景存在不同的观点,一种观点认为这些火山岩形成于与俯冲作用有关的活动陆缘的岛弧构造环境(牛贺才等,1999;许继峰等,2001;Windley *et al.* , 2002; Xiao *et al.* , 2004;陈汉林等,2006);另一种观点认为火山岩产生在被动大陆裂谷的构造环境(何国琦等,1990;韩宝福,1991;陈毓川等,1996;王京彬等,1998;陈哲夫,2002);还有研究者认为是洋内弧体系下的弧后盆地的构造背景(秦克章等,1998;Wan *et al.* , 2010)。

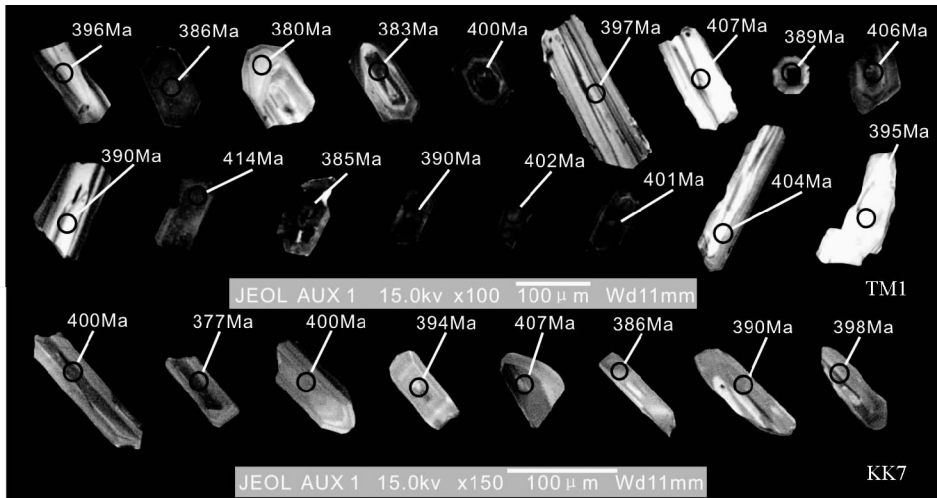


图2 锆石阴极发光图像

Fig.2 Cathodoluminescence images of partial zircon grains

3 钾质流纹岩和钠质流纹岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄

3.1 锆石矿物学特征

本次研究所选的火山岩样品分别为 TM1 (铁木尔特地区的钾质流纹岩) 和 KK7 (可可塔勒地区的钠质流纹岩)。样品 TM1 的锆石颗粒形态复杂, 晶型较好, 呈淡黄色或无色透明, 大多为自形的短柱状, 晶棱及晶面清楚, 粒度较小, 长轴多变化于 $80 \sim 180 \mu\text{m}$ 之间, 长宽比 $1.5 : 1 \sim 2.5 : 1$ 之间, 阴极发光显微照片 (图 2, TM1) 显示, 锆石具有岩浆锆石平直的对称生长环带和扇状环带特征, 个别锆石含有不透明的包裹体。样品 KK7 的锆石晶形好, 呈无色透明或淡黄色, 多为长柱状, 锥面不发育, 长轴多变化于 $80 \sim 150 \mu\text{m}$ 之间, 锆石长宽比 $2 : 1 \sim 3 : 1$, 阴极发光显微照片 (图 2, KK7) 显示锆石的振荡环带明显, 锆石的晶形及阴极发光图像显示其为典型岩浆成因。

3.2 分析方法

样品 TM1 为钾质流纹岩, 取自铁木尔特地区 ($47^{\circ}51'54''$, $88^{\circ}14'50''$); 样品 KK7 为钠质流纹岩, 取自可可塔勒矿区外围 ($47^{\circ}51'12''$, $88^{\circ}14'40''$)。两个样品重量均约 10kg, 经过碎样-淘洗-电磁选流程分选出的锆石精矿, 最后在双目显微镜下手工挑纯锆石, 锆石的分选在中国科学院广州地球化学研究所完成。锆石的样品制靶和阴极发光图像以及锆石 SHRIMP U-Pb 年龄测定在北京离子探针中心 (SHRIMP II) 完成。测试时所使用的标准锆石为 SL13 和 TEMORA, 前者用于标定 U、Th 和 Pb 的含量, 后者用于校正年龄 (推荐值为 417Ma)。使用的实验条件是, 一次离子流强度约为 7.5 nV , 加速电压约为 10 kV , 样品靶上的离子束斑直径约 $25 \sim$

$30 \mu\text{m}$, 质量分辨约 5000 (1% 峰高)。数据处理采用美国 Berkeley 地质年代学中心 Ludwig 的 Isoplot 3.0 程序, 应用实测 ^{204}Pb 校正锆石中的普通 Pb。单个数据点的误差均为 1σ , 采用年龄为 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄, 其加权平均值为 95% 的置信度。

3.3 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄

两个流纹岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年分析结果列在表 1 中, 同时绘制了同位素年龄谱和线图 (图 3)。

测定结果表明样品 TM1 锆石的 U 和 Th 含量分别变化于 $123 \times 10^{-6} \sim 1168 \times 10^{-6}$ 和 $73 \times 10^{-6} \sim 793 \times 10^{-6}$, 所有锆石的 Th/U 比值大于 0.4, 显示了岩浆锆石的 Th/U 比值典型特征 (Rubatto, 2002), 放射性成因铅 ^{206}Pb 的含量在 $6.89 \times 10^{-6} \sim 62.7 \times 10^{-6}$ 之间, 普通铅的含量在 0.09% ~ 1.88% 之间。其中 U 含量最高的测点, 其放射性成因铅 ^{206}Pb 的含量最大, U 含量最低的测点其放射性成因铅 ^{206}Pb 的含量最小。17 个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化于 383 ~ 414Ma 之间, 根据 17 个测点计算得出的谐和年龄为 $402.2 \pm 6.6 \text{ Ma}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $396.8 \pm 5.1 \text{ Ma}$ (MSWD = 2.0)。在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \sim ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图上, 17 个测点集中在一致线上及其附近, 表明这些锆石形成后 U-Pb 体系基本上保持封闭状态, 没有明显的 U 或者 Pb 同位素的丢失和加入。

样品 KK7 锆石的 U 和 Th 含量变化相对不大, 在 $236 \times 10^{-6} \sim 593 \times 10^{-6}$ 和 $168 \times 10^{-6} \sim 515 \times 10^{-6}$ 之间, Th/U 比值均大于 0.4, 放射性成因铅 ^{206}Pb 和普通铅的含量分别变化于 $13.1 \times 10^{-6} \sim 32.7 \times 10^{-6}$ 和 0.4% ~ 5.23% 之间。8 个测点 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化于 386 ~ 407Ma 之间, 其谐和年龄为 $400.8 \pm 8.4 \text{ Ma}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $394.8 \pm 7.9 \text{ Ma}$ 。

本次研究获得两组非常精确的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄, 钾质流纹岩年龄为 $402.2 \pm 6.6 \text{ Ma}$, 钠质流纹岩年龄为 400.8

表1 铁木尔特和可可塔勒火山岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄测定结果

Table 1 Zircon SHRIMP U-Pb dating data for Tiemuerte and Keketale volcanic rocks

测点号	元素含量及比值					同位素比值						年龄 (Ma)	
	U ($\times 10^{-6}$)	Th ($\times 10^{-6}$)	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}_c$ (%)	$^{206}\text{Pb}^*$ ($\times 10^{-6}$)	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$		$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	
						测值	$\pm\%$	测值	$\pm\%$	测值	$\pm\%$	测值	$\pm\%$
TM1-2-4	1023	400	0.40	0.36	55.8	0.0633	2.1	0.05473	1.7	0.478	2.6	395.7	± 7.9
TM1-2-5	146	93	0.66	2.90	7.84	0.0607	2.4	0.0414	16	0.346	16	379.7	± 8.8
TM1-2-6	607	793	1.35	1.55	32.5	0.0613	2.1	0.0530	4.4	0.448	4.9	383.4	± 7.7
TM1-2-8	985	401	0.42	0.65	54.5	0.0640	2.0	0.0526	2.2	0.464	3.0	399.6	± 7.8
TM1-2-9	270	271	1.04	0.88	14.9	0.0635	2.2	0.0539	5.1	0.472	5.5	396.8	± 8.3
TM1-2-10	285	274	0.99	0.09	16.0	0.0652	2.3	0.0591	2.6	0.531	3.5	407.0	± 9.2
TM1-2-11	598	356	0.62	1.88	32.5	0.0621	2.1	0.0525	4.4	0.450	4.9	388.5	± 7.8
TM1-2-12	842	432	0.53	0.34	47.1	0.0649	2.0	0.05396	1.7	0.483	2.6	405.6	± 7.9
TM1-2-13	180	138	0.79	1.39	9.77	0.0623	2.2	0.0511	9.5	0.439	9.8	389.7	± 8.4
TM1-2-14	611	266	0.45	0.66	35.0	0.0663	2.1	0.0493	3.6	0.450	4.1	413.6	± 8.2
TM1-2-15	720	410	0.59	0.46	38.3	0.0616	2.0	0.0533	2.7	0.453	3.4	385.2	± 7.6
TM1-2-16	1168	585	0.52	0.26	62.7	0.0624	2.0	0.05258	1.5	0.452	2.5	390.0	± 7.6
TM1-2-17	802	388	0.50	0.44	44.8	0.0647	2.0	0.0541	2.1	0.483	2.9	404.4	± 7.9
TM1-2-18	308	255	0.86	1.24	16.5	0.0617	2.1	0.0455	5.4	0.387	5.8	385.9	± 7.9
TM1-2-19	926	391	0.44	0.34	52.5	0.0657	2.0	0.05422	1.6	0.491	2.6	410.2	± 8.0
TM1-2-20	123	73	0.61	2.90	6.89	0.0632	2.3	0.0463	12	0.403	12	395.1	± 8.9
TM1-2-21	954	432	0.47	0.35	52.9	0.0643	2.0	0.05476	1.6	0.485	2.6	401.7	± 7.8
KK7-1	265	168	0.65	1.87	14.9	0.0640	2.2	0.0545	6.8	0.480	7.1	399.8	± 8.5
KK7-3	241	515	2.21	5.23	13.1	0.0602	2.3	0.0520	12	0.432	13	377.1	± 8.3
KK7-5	593	435	0.76	0.40	32.7	0.0639	2.0	0.0529	2.4	0.466	3.1	399.4	± 7.9
KK7-6	236	327	1.43	2.23	13.1	0.0631	2.4	0.0554	12	0.481	12	394.2	± 9.3
KK7-7	266	171	0.66	2.25	15.3	0.0652	2.2	0.0467	8.4	0.420	8.7	407.0	± 8.5
KK7-10	354	414	1.21	3.50	19.5	0.0617	2.2	0.0330	14	0.280	14	386.1	± 8.1
KK7-14	294	203	0.72	2.80	16.2	0.0624	2.3	0.0401	16	0.345	16	390.2	± 8.6
KK7-15	312	212	0.70	0.84	17.2	0.0637	2.3	0.0528	4.3	0.463	4.9	397.8	± 8.7

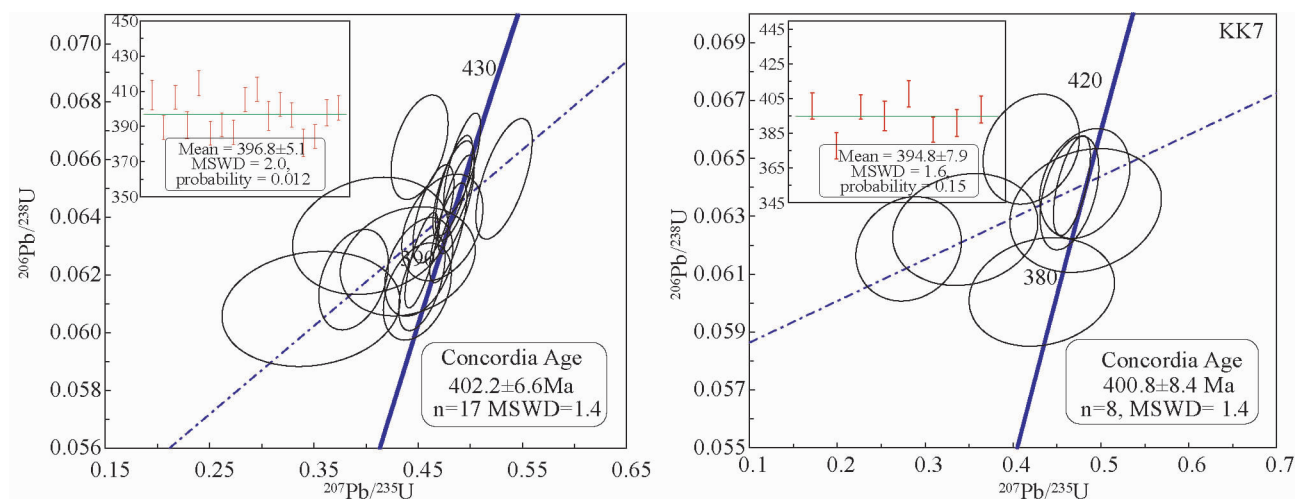


图3 本区钾质流纹岩(a)和钠质流纹岩(b)的锆石 U-Pb 年龄谱和图

Fig. 3 SHRIMP zircon U-Pb concordant curve of K-high rhyolite (a) and Na-high rhyolite (b)

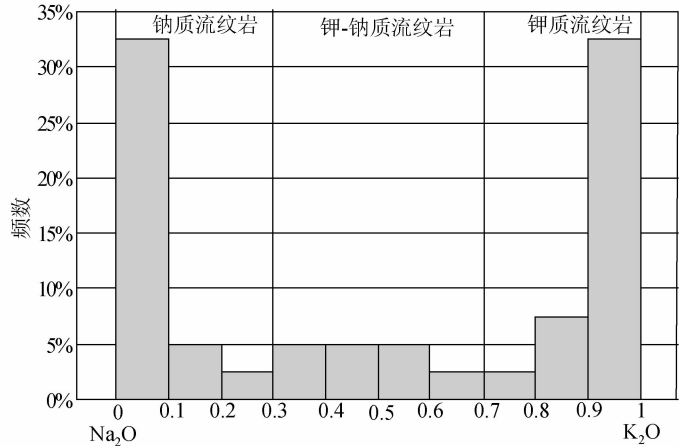
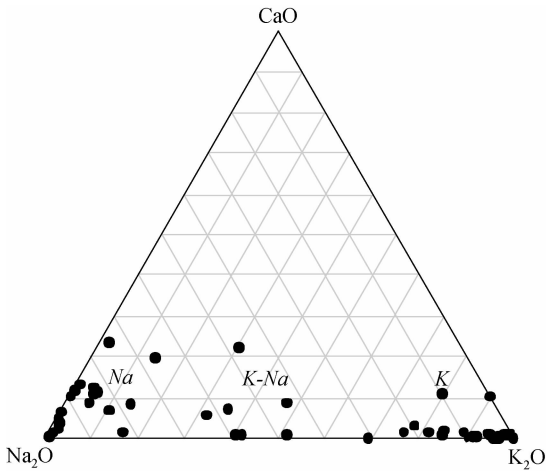


图4 阿尔泰地区麦兹和克朗盆地下泥盆统康布铁堡组流纹质火山岩的 $\text{CaO-K}_2\text{O-Na}_2\text{O}$ 图(a)和 $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 直方图(b)

图中的分析数据部分引自牛贺才等,2006;丛峰等,2007

Fig. 4 $\text{CaO-K}_2\text{O-Na}_2\text{O}$ triangular and $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ column diagrams for ignimbrites from the Lower Devonian Kangbutiebao

Formation in Maizi and Kelang basins of the Altai area

Some data after Niu *et al.*, 2006; Cong *et al.*, 2007

$\pm 8.4\text{Ma}$,同属晚古生代早泥盆世。这一结果锁定了阿尔泰地区麦兹和克朗两个盆地康布铁堡组火山岩的形成时代为早泥盆世。

4 钾质流纹岩和钠质流纹岩的地球化学

4.1 主元素地球化学

麦兹和克朗两个火山-沉积盆地下泥盆统康布铁堡组火山岩中酸性火山岩(流纹岩质岩石)占有绝对优势(王京彬等,1998)。已有资料表明(于学元等,1995;王京彬等,1998),该地区的酸性火山岩包含钾质流纹岩、钠质流纹岩和钾-钠质流纹岩。在可可塔勒矿区火山-沉积盆地中,这些酸性火山岩多分布在下泥盆统康布铁堡组第二岩性段内,在层序上钾质流纹岩相对高于钠质流纹岩(王京彬等,1998),它们是岩浆演化较晚阶段的产物。作者根据研究区的53个下泥盆统康布铁堡组流纹质岩石(样品采自可可塔勒矿区和铁木尔特矿区)主要元素的分析数据(其中6个数据据丛峰等,2007),绘制出火山岩的 $\text{CaO-K}_2\text{O-Na}_2\text{O}$ 图和 $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 比值直方图(图4a,b)。在图4a中,这些流纹质岩石($\text{SiO}_2 > 69\%$)的投影点分布在三个不同的区域,即K区(钾质流纹岩)、Na区(钠质流纹岩)和K-Na过渡区(钾-钠质流纹岩)。在图4b中,相应地划分出钾质流纹岩、钠质流纹岩和钾-钠质流纹岩,它们的 $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 比值分别为 $0.7 \sim 1.0$ 、 $0 \sim 0.2$ 和 $0.3 \sim 0.7$ 。在钾质流纹岩中高钾流纹岩($\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 比值 > 0.9)占有绝对优势,而钠质流纹岩中高钠流纹岩($\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 比值 < 0.1)也占据绝

对优势。从表2中可以看出高钾流纹岩具有高钾低钠的特点(Na_2O 的含量都不超过1%),同样的高钠流纹岩中 K_2O 的含量低于1%。由此可见,研究区内确实存在着自然界中非常罕见的高钾流纹岩和高钠流纹岩。

研究区康布铁堡组火山岩中钾质和钠质流纹岩的主元素和微量元素的分析结果列在表2中。钾质和钠质流纹岩都属于高硅、高碱、过铝质的钙碱性火山岩, SiO_2 含量范围为71%~86%,总碱含量介于4.6%~10.4%之间, $\text{A}/\text{CNK} > 1$ ($1.2 \sim 1.79$)。火山岩的过铝质特点说明这些岩石的成因与上地壳部分熔融作用有关(Shand, 1951)。

钾质流纹岩具有高硅和高钾的特点, SiO_2 和 K_2O 含量分别为72.98%~83.39%和5.4%~9.97%。大多数样品钠的含量小于1%(除了AL7样品,表2)。另外,钾质流纹岩具有特别高的 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值,其变化范围为3~60。 CaO 的含量小于0.3%。钠质流纹岩具有高硅和高钠的特点, SiO_2 和 Na_2O 含量分别为70.84%~85.44%和4.56%~7.27%。钾的含量非常低,小于0.7%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值也非常低,为0.01~0.12。其 CaO 的含量略高于钾质流纹岩,介于0.07%~0.93%之间。上述两种流纹岩的高硅、高钾、高钠、低钙的特征表明其母体岩浆在岩浆演化过程产生了高程度分异。

除了碱性组分外,钾质流纹岩、钠质流纹岩以及钾-钠质流纹岩其它主元素呈现出相同的演化趋势,随着 SiO_2 含量的递增 Al_2O_3 、 FeO 、 MgO 、 TiO_2 以及 MnO 呈线性递减(图5a),这些特征充分反映出它们三者在成因上存在着的密切联系。在钠质流纹岩和钾-钠质流纹岩中 CaO 的含量变化不明显,但钾质流纹岩中 CaO 含量更低,这主要与其不含斜长

表2 钾质流纹岩、钠质流纹岩和钾-钠质流纹岩的主量元素 (wt%) 和微量元素 ($\times 10^{-6}$) 成分Table 2 Major (wt%) and trace ($\times 10^{-6}$) element analyses of K-rhyolites, Na-rhyolites and K-Na-rhyolites

样品号	AL7*	L20*	ALT 4	ALT -12	ALT -13	ALT -14	ALT14 -1	KKTLO	KKTL5 -3	KKTL8 -1	KKTL8 -5	AL9*	AL15*	MK9 -2	KK3*	ALT-1 -2	ALT -2
岩性	钾质流纹岩							钠质流纹岩						钾-钠质流纹岩			
SiO ₂	72.98	75.84	74.11	83.19	80.04	83.39	81.05	78.63	85.44	77.80	77.83	74.49	70.84	78.08	75.57	79.88	81.99
TiO ₂	0.33	0.07	0.11	0.06	0.11	0.09	0.08	0.05	0.05	0.06	0.06	0.14	0.42	0.12	0.11	0.14	0.08
Al ₂ O ₃	12.19	12.58	12.62	9.02	9.75	8.70	9.53	12.23	8.21	12.87	12.69	12.54	13.39	10.43	11.8	9.12	9.52
FeO	3.9	1.57	2.20	0.27	1.35	0.45	0.93	0.97	0.55	0.86	0.93	0.86	3.61	1.24	1.48	2.57	1.26
MnO	0.04	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.06	0.08	0.03	0.01	0.01
MgO	1.55	0.66	0.09	0.01	0.03	0.01	0.01	0.32	0.52	0.31	0.33	0.37	1.38	0.35	0.55	0.10	0.01
CaO	0.13	1.03	0.01	0.12	0.01	0.00	0.08	0.93	0.07	0.89	0.85	0.13	0.47	0.77	0.59	0.06	0.06
Na ₂ O	2.04	0.89	0.45	0.90	0.35	0.25	0.13	6.23	4.56	6.45	6.45	7.27	5.62	5.69	5.68	3.28	3.82
K ₂ O	6.81	7.35	9.97	5.40	7.78	6.82	8.07	0.33	0.06	0.47	0.38	0.17	0.7	0.04	0.34	3.52	2.77
P ₂ O ₅	0.07	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.11	0.02	0.03	0.02	0.01
LOI	0.92	1.45	0.39	0.45	0.56	0.26	0.26	0.26	0.49	0.24	0.42	0.54	1.32	0.61	1.04	0.72	0.44
总量	100.96	101.54	99.97	99.41	99.96	99.98	100.16	99.98	99.97	99.98	99.97	96.56	97.93	97.43	97.23	99.43	99.97
Sc	6.31	7.43	3.92	1.09	1.25	1.00	1.16	7.37	2.27	7.91	7.28	4.50	10.60	3.90	7.82	4.35	2.37
Ti	2178	462	678	373	672	555	518	330	318	353	349	924	2772	792	726	743	499
V	16.90	0.88	3.91	0.20	3.38	5.44	3.77	6.94	4.38	6.86	5.35	3.74	37.80	10.40	8.36	7.00	1.51
Cr	14.00	16.00	3.00	2.00	7.00	6.00	4.00	7.00	7.00	6.00	9.00	12.00	26.00	11.00	13.00	6.00	3.00
Mn			53.0	17.0	50.0	41.0	33.0	119.0	55.0	115.0	112.0					79.0	83.0
Co	2.00	1.00	1.00	0.00	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	5.00	11.00	6.00	2.00	1.00
Ni	5.00	6.00	2.00	0.00	4.00	1.00	1.00	3.00	4.00	2.00	3.00	3.00	11.00	3.00	4.00	2.00	1.00
Cu	2.00	5.00	16.00	3.00	21.00	11.00	9.00	9.00	3.00	8.00	9.00	1.00	5.00	2.00	5.00	61.00	13.00
Zn	16.0	27.0	7.0	3.0	5.0	9.0	3.0	8.0	6.0	5.0	7.0	6.0	19.0	15.0	6.0	19.0	162.0
Ga	14.00	14.00	8.00	5.00	7.00	6.00	5.00	14.00	8.00	14.00	15.00	15.00	15.00	17.00	12.00	9.00	7.00
Ge			1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	2.00	2.00	2.00					1.00	1.00
Rb	96.0	160.0	147.0	75.0	110.0	125.0	105.0	6.0	3.0	7.0	7.0	9.0	27.0	1.0	7.0	49.0	27.0
Sr	33.0	78.0	25.0	13.0	9.0	11.0	13.0	79.0	13.0	81.0	75.0	32.0	119.0	52.0	42.0	32.0	35.0
Y	35.00	25.00	37.00	12.00	22.00	12.00	11.00	50.00	9.00	49.00	47.00	34.00	30.00	45.00	21.00	29.00	28.00
Zr	202	112	170	48	63	63	83	62	78	69	62	152	173	286	176	65	79
Nb	10.50	14.70	12.05	2.46	5.79	5.19	5.06	9.71	6.00	11.86	8.85	9.44	7.75	10.50	10.00	5.99	5.55
Cs	0.54	1.18	0.97	0.13	0.45	0.96	0.13	0.41	0.27	0.24	0.35	1.16	1.51	0.03	0.27	0.85	0.04
Ba	558	686	901	522	930	1032	948	205	6	264	210	14	74	33	35	512	372
La	34.90	21.80	78.26	5.48	10.84	2.51	12.33	15.42	5.85	19.34	14.35	27.00	55.10	25.30	17.90	26.52	37.78
Ce	75.70	48.10	146.4	10.83	19.94	5.18	27.41	35.61	13.95	45.39	33.65	61.20	111.0	86.80	38.90	53.79	81.97
Pr	9.29	6.13	18.26	1.44	2.34	0.69	3.82	4.83	1.72	6.12	4.59	7.88	13.30	7.36	4.77	6.63	9.96
Nd	39.00	25.40	73.96	5.60	9.27	2.96	13.72	19.54	7.12	24.77	18.77	34.20	53.70	31.50	20.30	24.79	36.48
Sm	7.33	5.84	15.29	1.31	2.12	0.89	2.79	5.44	1.53	6.87	5.65	7.10	9.34	7.08	4.05	5.27	6.87
Eu	1.45	0.78	2.51	0.22	0.43	0.14	0.43	0.38	0.19	0.39	0.37	0.61	1.63	1.31	0.71	0.89	0.87
Gd	6.74	5.70	13.19	1.28	2.83	1.27	1.92	6.30	1.44	7.17	6.23	5.91	8.38	7.28	4.13	4.79	5.46
Tb	1.01	0.86	2.36	0.26	0.62	0.31	0.37	1.34	0.26	1.45	1.36	0.85	1.04	1.14	0.61	0.91	0.92
Dy	6.46	5.44	12.26	1.79	4.01	2.06	2.21	8.78	1.65	8.91	8.47	5.60	5.72	8.25	4.18	5.64	5.19
Ho	1.30	1.11	1.93	0.38	0.85	0.46	0.44	1.86	0.35	1.83	1.81	1.18	1.04	1.68	0.80	1.13	1.02
Er	4.38	3.36	4.60	1.18	2.46	1.52	1.34	5.71	1.08	5.34	5.31	3.91	3.08	5.11	2.43	3.35	2.98
Tm	0.68	0.54	0.61	0.19	0.36	0.26	0.23	0.89	0.18	0.83	0.82	0.65	0.41	0.82	0.33	0.50	0.47
Yb	5.19	3.92	4.05	1.34	2.39	1.90	1.59	6.01	1.27	5.52	5.61	4.48	2.93	5.39	2.35	3.41	3.12
Lu	0.79	0.58	0.64	0.23	0.38	0.32	0.29	1.00	0.22	0.91	0.94	0.71	0.44	0.83	0.32	0.54	0.55
Hf	5.44	4.68	6.67	1.77	2.37	2.60	3.29	3.12	2.91	3.51	3.25	5.18	4.81	8.13	5.46	2.64	3.25
Ta	0.76	1.30	1.18	0.28	0.76	0.58	0.56	1.14	0.73	1.25	1.10	0.87	0.60	0.95	0.77	0.62	0.66
Pb	2.8	7.3	22.3	4.3	13.7	9.1	13.4	10.8	2.3	5.0	4.0	2.2	2.0	2.7	2.3	326.3	6.3
Th	12.6	17.9	18.4	5.5	8.4	8.9	9.7	10.2	10.3	12.9	11.0	20.1	21.1	13.7	11.7	10.3	11.7
U	2.60	4.20	5.10	0.85	1.01	1.30	1.64	3.18	1.02	2.43	2.29	3.51	1.99	1.73	4.11	2.25	1.67

注:带* 样品数据据丛峰等(2007)

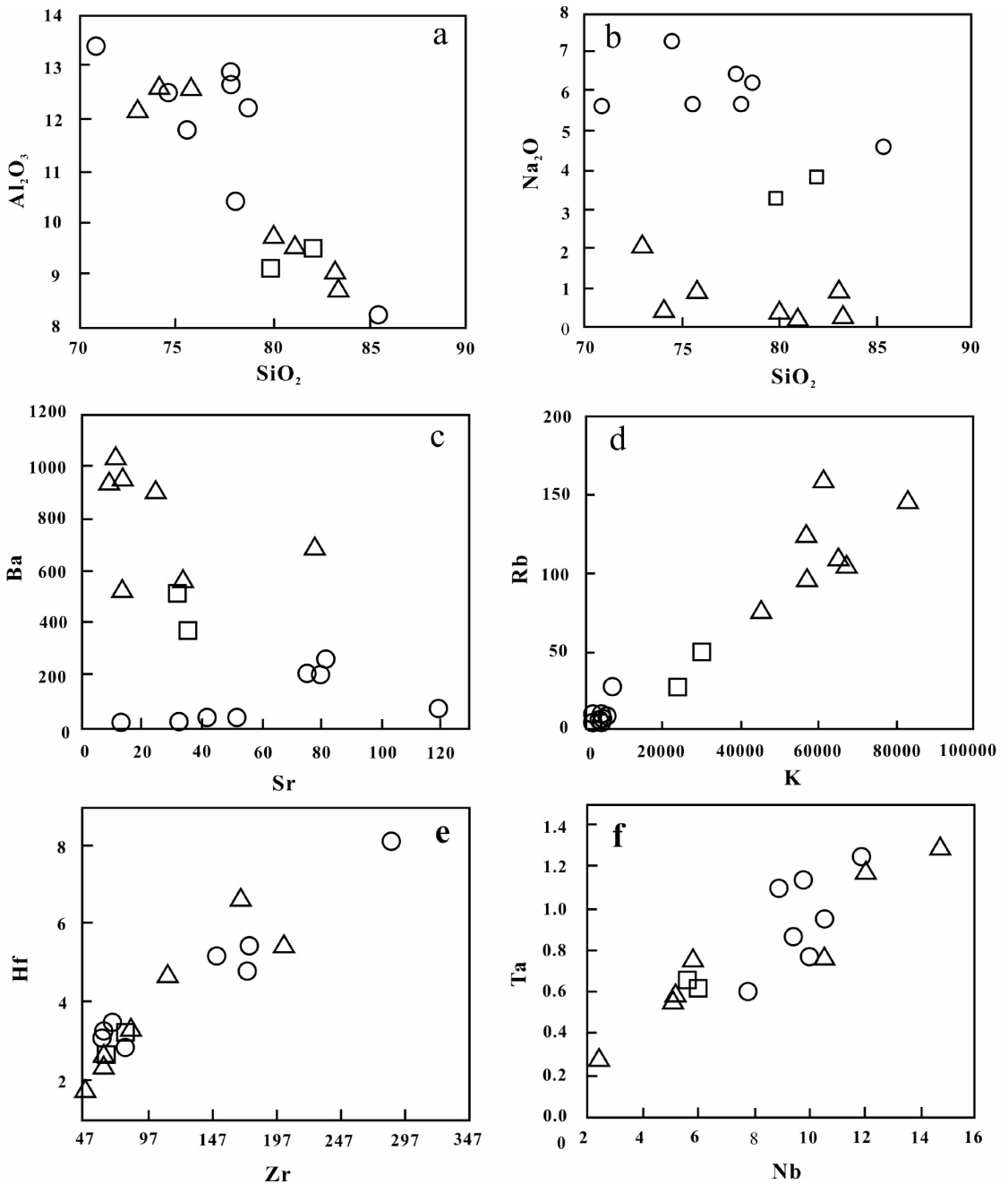


图5 本区三种流纹岩的 SiO_2 - Al_2O_3 、 SiO_2 - K_2O 和 Sr - Ba 、 K - Rb 、 Zr - Hf 、 Nb - Ta 协变图

三角-钾质流纹岩；圆圈-钠质流纹岩；方块-钾-钠质流纹岩

Fig.5 The correlation diagrams of SiO_2 - Al_2O_3 , SiO_2 - K_2O and Sr - Ba , K - Rb , Zr - Hf , Nb - Ta from three kind rhyolites

Triangle-K-rhyolite; circle-Na-rhyolite; square-K-Na-rhyolite

石有关。相反， K_2O 和 Na_2O 同 SiO_2 之间不构成线性相关关系，呈现两个截然不同的分区(图 5b)，而钾-钠质流纹岩居于钾质和钠质流纹岩之间。由此看来，在岩浆演化过程中钾和钠发生了强烈地分离，从而导致它们的 K_2O/Na_2O 比值出现如此悬殊的差异。

综上所述，钾质流纹岩和钠质流纹岩的主元素的演化路径相似性可能暗示它们拥有同一个高硅高碱和低钙的岩

浆源。

4.2 微量元素地球化学

本文选择了可可塔勒和铁木尔特两个矿区的钾质流纹岩、钠质流纹岩和钾-钠质流纹岩代表性样品进行了主、微量元素成分测定，结果列在表 2 中。

钾质流纹岩和钠质流纹岩的稀土元素总量分别为 $20 \times$

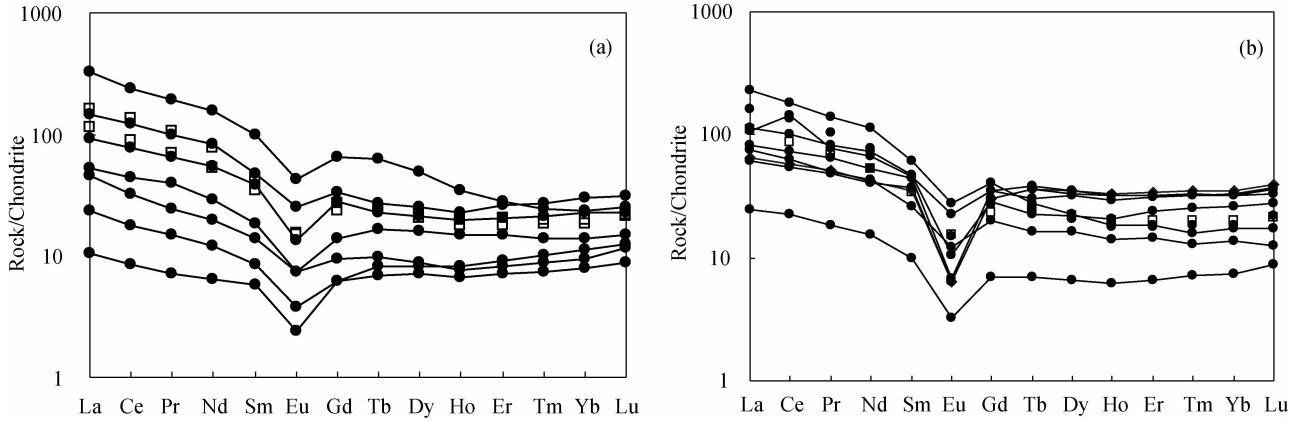


图6 钾质流纹岩(a)和钠质流纹岩(b)的球粒陨石标准化 REE 模式(球粒陨石据 Sun and McDonough, 1989)

虚线代表钾-钠质流纹岩

Fig. 6 Chondrite normalized REE patterns of potassic (a) and sodic (b) rhyolites (chondrite normalized values are from Sun and McDonough, 1989)

Shadow-potassic-sodic-rhyolites

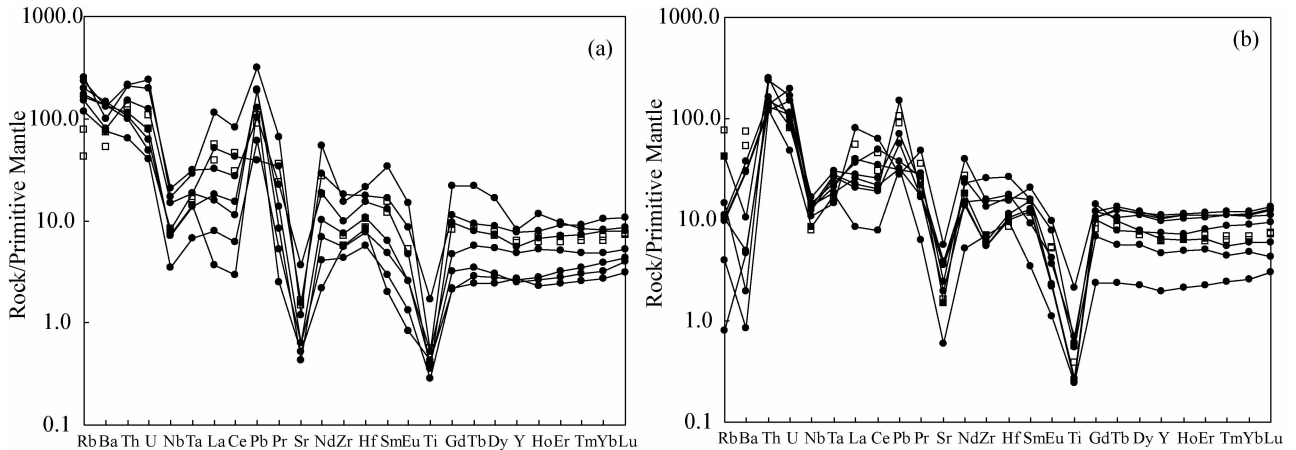


图7 本区钾质流纹岩(a)和钠质流纹岩(b)的原始地幔标准化蛛网图(原始地幔值据 Sun and McDonough, 1989)

虚线代表钾-钠质流纹岩

Fig. 7 Primitive mantle normalized trace element spider diagrams of potassic (a) and sodic (b) rhyolites (primary mantle normalized values are from Sun and McDonough, 1989)

Shadow-potassic-sodic-rhyolites

$10^{-6} \sim 374 \times 10^{-6}$ 和 $37 \times 10^{-6} \sim 267 \times 10^{-6}$, 随着 SiO_2 含量的增加它们的 REE 总量呈明显地线性递减变化趋势。二者的稀土元素分布模式较为相似, 呈现富 LREE 右倾的分布曲线(图 6a, b), 它们的 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 、 $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 和 $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ 比值非常相近。此外, 它们均具有相近的中等负 Eu 异常, Eu/Eu^* 分别为 $0.4 \sim 0.63$ 和 $0.17 \sim 0.56$ 。这些特点暗示它们可能来自同一个岩浆源, 岩浆演化过程 LREE 和 HREE 发生分离, 负 Eu 异常也说明了其岩浆源曾经发生过斜长石的分离结晶作用(White and Urbanczyk, 2001)。

在地质作用过程中最稳定的微量元素当属高场强元素(如 Nb、Ta、Zr、Hf), 在各种地质过程中具有相似的地球化学习性, 尤其是后期地质作用中它们的比值相当稳定, 因此可

以用作地质示踪(Condie, 2005; Dostal and Chatterjee, 2000)。

可可塔勒地区钾质流纹岩和钠质流纹岩的不相容元素的地球化学特征既有共性又存在着明显的差异。二者的共同特征是相对富集大离子亲石元素而明显亏损了 Nb, Ta, Sr 和 Ti, 且富集了 Pb, 钾钠质流纹岩也显示出同样的地球化学特征(图 7), 这一特征表明本区酸性火山岩形成于岛弧构造环境(De Silva and Francis, 1989; Davidson *et al.*, 1991; Siebel *et al.*, 2001; Lehti *et al.*, 2006; 单强等, 2007), 而 Pb 的富集说明它们母岩浆可能来源于上部大陆地壳的部分熔融; 二者的差异在于钠质流纹岩强烈亏损大离子亲石元素 Rb 和 Ba, 富集 Sr, 钾质流纹岩相对富集大离子亲石元素 Rb 和 Ba, 亏损 Sr, 钾-钠质流纹岩则介于二者之间(图 7)。产生

以上差异的原因在于 K 与 Rb 和 Ba 的离子半径相近(10 配位), 分别为 159×10^{-6} 、 166×10^{-6} 和 152×10^{-6} , Sr 的离子半径与钠长石中 Na 的离子半径相近(7 配位), 分别为 121×10^{-6} 和 112×10^{-6} (Shannon, 1976; Zoltai and James, 1985)。因此, 当岩浆中 Na 和 K 发生分离时, Rb 和 Ba 随同 K 一起进入富钾硅酸盐熔体相, Sr 随同 Na 进入富钠的熔体相, 最后, 形成了富 Rb、Ba 贫 Sr 的富钾硅酸盐熔体相和富 Sr、贫 Rb、Ba 的富钠的熔体相。可可塔勒铅锌矿床中存在钼冰长石化(牛贺才等, 2006), 证明岩浆期后的铅锌成矿热液富集了 Ba (龙洪波等, 1994; 韩发等, 1989), 也是继钾质流纹岩岩浆之后热液阶段富集 Ba 的延续, 同时也证实钾质流纹岩与铅锌矿化作用的密切关系。

另外, Rb-K、Ta-Nb 以及 Ba-Rb 等元素对之间呈现明显的正线性相关关系(图 5e, f), 其中 Hf-Zr(图 5d) 元素呈正的线性相关关系, 钾质流纹岩和钠质流纹岩又出现在演化线的两端(钾-钠质流纹岩居中), 充分展示出两个共轭的端元组分的特点。虽然钾质流纹岩的 Rb、 K_2O 和 Ba 的丰度高于钠质流纹岩, 但是它们的 K/Rb 和 Ba/Rb 的比值则保持不变, 这些特征反映出它们之间的亲缘关系。Rb-Sr 和 Ba-Sr(图 5c) 元素之间则呈现非线性相关关系, Rb 和 Ba 同 Sr 产生了分化, 这是由于钾质流纹岩和钠质流纹岩的 Rb/Sr(前者 2~12; 后者 0.01~0.3) 和 Ba/Sr(前者 9~102; 后者 0.4~2.6) 比值不同引起的。这些特点表明在母体岩浆演化过程中随着 K 和 Na 的分离, Rb 和 Ba 与 Sr 的地球化学行为有明显差异。

K 和 Rb 在花岗岩体系中多呈明显的线性相关的演化趋势, 因此, K/Rb 比值是揭示花岗质岩石成因的重要参数。Dostal and Chatterjee(2000) 提出岩浆分异形成的花岗岩具有较高的 K/Rb 比值(>150), Shaw(1968) 认为 K/Rb 比值低于 150 的花岗岩不可能是岩浆过程所形成, 而是流体相参与的结果。本区钾质流纹岩、钠质流纹岩以及钾-钠质流纹岩的 K/Rb 比值都较高, 分别为 380~640、210~650、430~600。由此看来这三种流纹岩都是花岗质岩浆分异的产物, 没有经历岩浆晚期或岩浆期后的流体相的作用。

Nb 和 Ta 这两种元素不仅电价相同, 离子半径也相近, 在岩浆演化过程中具有相似的地球化学性质, Nb/Ta 的比值相当稳定。在地幔和源于地幔的岩浆熔体中 Nb/Ta 比值为 17.5 ± 2.0 (Hofmann, 1988; Dostal and Chatterjee, 2000), 然而在大陆地壳中 Nb/Ta 的比值明显变低, 约为 11 (Taylor and McLennan, 1985; Green, 1995)。本区钾质流纹岩、钠质流纹岩和钾-钠流纹岩的 Nb/Ta 比值分别为 7~13、8~13 和 8~10, 平均值为 10, 与大陆地壳的 Nb/Ta 比值非常相近。

另外, 钾质流纹岩、钠质流纹岩和钾-钠质流纹岩都具有较高的 Th 含量($6 \times 10^{-6} \sim 20 \times 10^{-6}$) 和高的 Th/Ce 比值(>0.2), 与上部大陆地壳的 Th/Ce 比值 ≥ 0.2 一致 (Kerrick *et al.*, 1999)。这一特征表明其母岩浆可能是上部大陆地壳部分熔融的产物。

综上所述, 我们将本区的钾-钠质流纹岩认定为钾质流纹岩和钠质流纹岩的母体岩浆, 这种高硅、高碱的酸性岩浆是上部大陆地壳部分熔融的产物(单强等, 2007)。

5 讨论

5.1 阿尔泰地区康布铁堡组地层中流纹岩形成时代

依据腕足类和珊瑚类化石将阿尔泰地区康布铁堡组地层的时代定为早泥盆世(新疆维吾尔自治区地质矿产局, 1993)。自二十世纪九十年代, 一些学者对康布铁堡组火山岩进行了同位素年代学研究。周云霞和马文鹏(1991) 测得阿尔泰市骆驼峰变玄武岩-细碧岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 $380 \pm 27\text{Ma}$ 。于学元等(1995) 获得库兰克孜干地区下泥盆统蕴都喀拉组火山岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 388.48Ma, 铁木尔特地区康布铁堡组火山岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 306.9Ma。李华芹等(2004) 获得阿巴宫流纹岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 $381.2 \pm 10.2\text{Ma}$, 获得铁木尔特流纹岩的单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 $407.3 \pm 9.2\text{Ma}$, 同时测得康布铁堡火山-沉积地层组中萨热阔布金矿中石英包裹体 Rb-Sr 等时线年龄为 $395 \pm 39\text{Ma}$ 。陈汉林等(2006) 获得哈巴河一带英安质-流纹质火山岩 Rb-Sr 等时线年龄为 $405 \pm 57\text{Ma}$ 。以上结果显示, 康布铁堡组火山岩的年龄值主要集在早泥盆世, 部分年龄数值偏低可能由于变质作用引起, 代表变质作用的时限。柴凤梅等(2008) 报道了阿巴宫铁矿区内康布铁堡组地层中流纹岩的单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 $412 \pm 3.5\text{Ma}$, 他们认为这个年龄结果标志着阿尔泰南缘在 412Ma 存在着俯冲作用, 暗示了克朗盆地早于泥盆纪形成。曾乔松等(2009) 采用 SHRIMP 锆石 U-Pb 方法测得冲呼尔盆地康布铁堡组晶屑凝灰岩的年龄为 436Ma, 其与该盆地北缘花岗岩的年龄($413 \pm 4\text{Ma}$, 曾乔松等, 2007) 同属于志留纪。这一结果是否可以理解为麦兹盆地和克朗盆地二者与冲呼尔盆地在形成时间上的差异, 或者在麦兹盆地、克朗盆地和冲呼尔盆地中, 康布铁堡组火山-沉积地层中存在着前泥盆纪的信息。

本文测得阿尔泰地区麦兹盆地和克朗盆地康布铁堡组火山岩的两组 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄, 钠质流纹岩(可可塔勒地区) 的年龄为 $402.2 \pm 6\text{Ma}$ (平均年龄 = $396.8 \pm 5.1\text{Ma}$), 钾质流纹岩(铁木尔特地区) 的年龄为 $400.8 \pm 8.4\text{Ma}$ (平均年龄 = $394.8 \pm 7.9\text{Ma}$)。对比这两组测定结果不难看出, 钠质流纹岩和钾质流纹岩的谐和年龄非常相近, 它们的平均年龄也非常相近。该结果精确的揭示了这两类流纹岩的喷发的时间为早泥盆世。这一时期不仅有大量火山岩的喷发, 同时也出现大面积花岗岩的侵入活动(童英等, 2007; Wang *et al.*, 2006), 是阿尔泰造山带岩浆活动最强烈的时期。这一时期, 由于古亚洲洋板块向西伯利亚大陆板块俯冲, 导致新疆阿尔泰造山带的南缘形成了一条近东西方向延长的活动大陆边缘的岛弧火山岩带(牛贺才等, 1999; 陈汉林等, 2006; 单强等, 2007)。

5.2 钾质流纹岩和钠质流纹岩的成因

在自然界广泛分布着富钠-和富钾-花岗质岩石(或流纹质岩石),例如江西宜春414岩体和广西栗木水溪庙岩体(钠质)(朱金初等,1996;王联魁等,2000),湖南香花岭岩体和尖峰岭岩体(钾质)(杜绍华和黄蕴慧,1984),但二者很少共生。目前仅在在摩洛哥 Tanncherfi 侵入杂岩体中发现了钾质和钠质花岗岩共生的现象(Ajaji *et al.*, 1998)。

目前对钠质和钾质酸性岩浆的成因争议颇多,主要有两种:岩浆分离结晶作用(Ajaji *et al.*, 1998)和岩浆液态不混溶(杜绍华和黄蕴慧,1984;朱永峰,1995;Zhu *et al.*, 1996;王联魁等,2000;Veksler and Thomas,2002; Veksler, 2004)。

如前所述,本区钾质和钠质流纹岩都产在下泥盆统康布铁堡组火山岩地层的第二岩性段,且靠近上部层位,有时呈互层交替出现。由此可见它们二者在空间上是密不可分的。另外,它们都是这一岩浆旋回的晚期火山喷发产物,其火山喷发的时间极为相近。正如 SHRIMP 精确的锆石定年结果所示,钾质流纹岩为 400.8 ± 8.4 Ma, 钠质流纹岩为 402.2 ± 6 Ma。钾质流纹岩和钠质流纹岩在时间和空间上紧密共生说明它们是同源岩浆分异的产物,即钾质流纹岩和钠质流纹岩可能是钾-钠质流纹岩原始岩浆液态不混溶作用的产物。

实验研究证明花岗质岩浆在水过饱和状态下将出现挥发分、低 Si 的 Na 质熔体和高 Si 的 K 质硅酸盐熔体的分离(朱永峰,1995;Zhu *et al.*, 1996;Veksler and Thomas, 2002; Veksler, 2004), Veksler and Thomas(2002)、Veksler (2004) 提出导致 Na, Li 同 K 发生分离的最关键的作用是高盐度的熔体从硅酸盐相分离出来。

本区钾-钠质流纹岩原始岩浆液态不混溶作用首先表现在主元素钾和钠的分离,随着主元素的分离微量元素也发生了明显地分化,一些分配系数小($D < 1$)的元素优先进入富钾的硅酸盐熔体相,如 Cs(Rb?), Pb, Th 和 U 等,而分配系数大($D > 1$)的元素则优先进入富钠的熔体相,如 Sr, La, Ba 等(Klemme, 2004)。本区富钾流纹岩和富钠流纹岩中微量元素的分布与这一规律相符合,如 Sr($D > 1$) 在富钠流纹岩中含量为 $13 \times 10^{-6} \sim 119 \times 10^{-6}$, 平均为 62×10^{-6} , 而在富钾流纹岩中其含量较低(变化范围为 $9 \times 10^{-6} \sim 78 \times 10^{-6}$, 平均为 26×10^{-6}); 又如 Pb($D < 1$) 在钠质流纹岩中含量很低(变化范围为 $2 \times 10^{-6} \sim 11 \times 10^{-6}$, 平均为 4×10^{-6}), 而在钾质流纹岩其含量较高(变化范围为 $3 \times 10^{-6} \sim 22 \times 10^{-6}$, 平均为 12×10^{-6})。Ba 的分配系数虽然大于 1, 却富集在钾质流纹岩中(其含量变化范围为 $522 \times 10^{-6} \sim 1032 \times 10^{-6}$, 平均为 797×10^{-6}), 在钠质流纹岩中 Ba 含量则较低(变化范围为 $6 \times 10^{-6} \sim 264 \times 10^{-6}$, 平均为 105×10^{-6}), 这可能与 Ba 的离子半径 K 相近有关。

在花岗岩岩浆液态不混溶过程, Ta、Hf 比 Nb、Zr 更不兼容于高盐熔体之中, 因此在残余的硅酸盐熔体中 Zr/Hf 和 Nb/Ta 比值呈现减少的趋势(Bau, 1996; Suk, 1998; Veksler

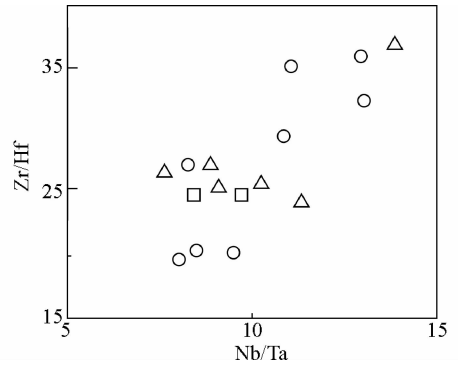


图8 流纹岩 Zr/Hf-Nb/Ta 图解

三角-钾质流纹岩;圆点-钠质流纹岩;方块-钾-钠质流纹岩

Fig. 8 Zr/Hf-Nb/Ta diagram of rhyolites

Triangle-K-rhyolite; circle-Na-rhyolite; square-K-Na-rhyolite

et al., 1998; Gramenitskiy and Shekina, 2001)。如图8所示, 钠质流纹岩的 Zr/Hf 比值随着 Nb/Ta 比值增加呈增大的趋势, 两个比值变化范围很大, 而钾质流纹岩的两个比值较小, 相对稳定。这些变化特征说明 Ta 和 Hf 更易于进入钾质流纹岩相以及高演化的钠质流纹岩相, 因为, 在钠质流纹岩中随着 SiO₂ 含量的增加 Zr/Hf 和 Nb/Ta 比值趋向减少, 这与岩浆演化晚期阶段 Hf 和 Ta 相对富集是一致的(朱金初等, 1996, 2000; 王联魁等, 2000)。

基于上述分析, 提出本区钾质流纹岩和钠质流纹岩的成因机制如下:

首先, 在 400Ma 时期, 古亚州洋板块向西伯利亚大陆板块俯冲-消减, 上覆陆壳由于挤压而缩短增厚, 伴随着地热梯度的增高, 导致上地壳近固相线矿物(钾长石、石英和钠长石)发生熔融, 形成了高碱和高硅的流纹质岩浆, 即钾-钠质流纹岩岩浆。其次, 该流纹质岩浆在上地壳形成一个巨大的岩浆储库(单强等, 2007), 由于岩浆的对流和结晶作用导致岩浆储库内产生气泡化, 从而使岩浆中水达到饱和或过饱和状态, 形成了富水和挥发分的、高碱的、高硅的岩浆(Chalot-Prat, 1995)。最后, 水和挥发分的高度富集给岩浆液态不混溶创造有利条件, 致使富挥发分的钠质熔体与钾质硅酸盐熔体发生分离, 形成了钠质流纹岩岩浆和钾质流纹岩岩浆。

6 结论

综合以上论述得出下列几点结论:

(1) 阿尔泰山缘麦兹和克朗两个火山-沉积盆地中存在着高钾流纹岩和高钠流纹岩, 二者在空间上密切共生。同位素年代学研究结果显示, 二者在时间上也密切共生, 其单颗粒锆石 U-Pb 年龄分别为 402.2 ± 6.6 Ma 和 400.8 ± 8.4 Ma, 同属晚古生代早泥盆世。

(2) 钾质流纹岩和钠质流纹岩为高碱、高硅、低钙和过铝质的钙碱性岩石, 两类岩石均表现出亏损 Nb、Ta、Ti、Sr 并富

Pb 的地球化学特征; 元素地球化学研究还显示, 钠质流纹岩强烈亏损大离子亲石元素 Rb 和 Ba, 富集 Sr, 钾质流纹岩相对富集 Rb 和 Ba, 亏损 Sr, 钾-钠质流纹岩则介于二者之间。基于钾质流纹岩和钠质流纹岩的密切时空关系以及其主、微量元素地球化学所反映的亲缘关系, 本文认为钾质流纹岩和钠质流纹岩是钾-钠质流纹岩岩浆在液态不混溶的产物。

(3) 钾质流纹岩、钠质流纹岩和钾-钠质流纹岩的均表现出高 Th($6 \times 10^{-6} \sim 20 \times 10^{-6}$) 和高 Th/Ce 比值 (>0.2) 的特征, 同时三类岩石具有相近的 Nb/Ta 比值 (平均值为 10)。这一系列地球化学特征显示其母体岩浆源于大陆上部地壳的部分熔融。

致谢 北京离子探针中心工作人员在锆石 SHRIMP 定年分析过程中给予了支持; 在室内样品分析过程中得到了中国科学院同位素年代学和地球化学重点实验室的支持; 牛贺才研究员给本文提供了宝贵的意见和建议, 唐红峰研究员提供部分重要的样品和资料; 审稿人提出了建设性修改意见; 对此一并谨致谢忱。

References

- Ajaji T, Weis D, Giret A *et al.* 1998. Coeval potassic and sodic calc-alkaline series in the post-collisional Hercynian Tanncherfi intrusive complex, northeastern Morocco; Geochemical isotopic and geochronological evidence. *Lithos*, 45:371–393
- Bau M. 1996. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems; Evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(3):323–333
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang Uygur Autonomous Region. 1993. *Regional Geology of Xinjiang Uygur Autonomous Region*. Beijing: Geological Publishing House, 112–114 (in Chinese)
- Chai FM, Mao JW, Dong LH *et al.* 2008. Shrimp zircon U-Pb dating for metarhyolites of the Kangbutiebao Formation at the Abagong iron deposit in the southern margin of the Altay, Xinjiang and its geological significance. *Acta Geologica Sinica*, 82(11):1592–1601 (in Chinese with English abstract)
- Chalot-Prat F. 1995. Genesis of rhyolitic ignimbrites and lavas from distinct sources at a deep crustal level; Field, petrographic, chemical and isotopic (Sr, Nd) constraints in the Tazekka volcanic complex (eastern Morocco). *Lithos*, 36(1):29–49
- Chen HL, Yang SF, Li ZL *et al.* 2006. Geochemistry and tectonic setting of early Late-Paleozoic felsic volcanic rocks from the Altai orogenic belt, North Xinjiang. *Acta Geologica Sinica*, 80(1):38–42 (in Chinese with English abstract)
- Chen YC, Ye QT and Fen J. 1996. *Metallogeny of Ashele*. Beijing: Geological Publishing House, 1–85 (in Chinese with English abstract)
- Chen ZF. 2002. Opening-closing tectonics and prospecting targets of Ashele Cu-Zn deposits. *Xinjiang Geology*, 20(1):34–37 (in Chinese with English abstract)
- Condie KC. 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: A window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*, 79(3–4):491–504
- Cong F, Tang HF and Su YP. 2007. Geochemistry and tectonic setting of Devonian rhyolites in southern Altay, Xinjiang, Northwest China. *Geotectonica Et Metallogenia*, 31(3):359–364 (in Chinese with

English abstract)

- Davidson JP and Stern CR. 1991. Comment and Reply on “Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas”. *Geology*, 19(10):1054–1056
- De Silva SL and Francis PW. 1989. Correlation of large ignimbrites-two case studies from the central Andes of northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37:133–149
- Dostal J and Chatterjee AK. 2000. Contrasting behaviour of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in a peraluminous granitic pluton (Nova Scotia, Canada). *Chemical Geology*, 163(1–4):207–218
- Du SH and Huang YH. 2004. Hsianghuagite: A new type of magmatic rock. *Science in China (Series B)*, 11:1039–1049 (in Chinese)
- Gramenitskiy YN and Shekina TI. 2001. On the geochemistry of Ta, Nb, Zr, and Hf in F-enriched granites and alkaline rocks; Experimental data. *Geochemistry International*, 39:621–635
- Green TH. 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology*, 120(3–4):347–359
- Ha F and Hutchinsosn RW. 1989. Evidence for exhalative origin for rocks and ores of the Dachang tin polymetallic field; The ore-bearing formation and hydrothermal exhalative sedimentary rocks. *Mineral Deposits*, 2:26–40 (in Chinese with English abstract)
- Han BF. 1991. Doubts about the age of strata within the Ertix compressed zone in northern Xinjiang. *Regional Geology of China*, 2:169–175 (in Chinese with English abstract)
- He GQ, Han BF, Yue YJ *et al.* 1990. Tectonic division and crustal evolution of Altay orogenic belt in China. *Geoscience of Xinjiang*, 2:9–19 (in Chinese with English abstract)
- Hofmann AW. 1988. Chemical differentiation of the Earth; The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(3):297–314
- Hu AQ, Wang ZG and Tu GC. 1997. *Geological Evolution and Diagenetic and Metallogenetic Regularity in Northern Xinjiang*. Beijing: Science Press, 9–105 (in Chinese).
- Kerrich R, Wyman APD and Hollings P. 1999. Trace element systematics of Mg-, to Fe-tholeiitic basalt suites of the Superior Province; Implications for Archean mantle reservoirs and greenstone belt genesis. *Lithos*, 46(1):163–187
- Klemme S. 2004. Evidence for fluoride melts in earth’s mantle formed by liquid immiscibility. *Geology*, 32(5):441–444
- Lebti PP, Thouret JC, Wörner G *et al.* 2006. Neogene and Quaternary ignimbrites in the area of Arequipa, southern Peru; Stratigraphical and petrological correlations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154(3–4):251–275
- Li HQ and Chen FW. 2004. *Metallogenetic Chronology in Xinjiang Area, China*. Beijing: Geological Publishing House, 1–365 (in Chinese with English abstract)
- Long HB, Long JC and Zhong LR. 1994. Identifying of hyalophane in navajoite from Zhangshu-Zhengfang black shales formation; Evidence for hydrothermal sedimentary genesis. *Chinese Science Bulletin*, 39(7):636–638 (in Chinese)
- Niu HC, Xu JF, Yu XY *et al.* 1999. Discovery of Mg-rich volcanic rock series in western Altay area, Xinjiang and its geologic significance. *Chinese Science Bulletin*, 44:1685–1688
- Niu HC, Yu XY, Xu JF *et al.* 2006. Late Paleozoic Volcanism and Associated Metallogenesis in the Altay Area, Xinjiang, China. Beijing: Geological Publishing House, 1–85 (in Chinese)
- Qin KZ, Zhang JH, Wang JB *et al.* 1998. Prospecting criteria for large-scale Pb-Zn deposit in Keketale multimetal ore belt, Altay, Xinjiang. *Geological Exploration for Nonferrous Metals*, 7(3):136–141 (in Chinese with English abstract)
- Qiu YH. 2005. Ore-bearing potentials and prospecting targets of Kangbutiebao Formation of Maizi region, Altai. *Xinjiang Nonferrous Metal*, 1:7–10 (in Chinese)
- Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry; Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184:123–138
- Shan Q, Niu HC, Yu XY *et al.* 2007. Geochemical characteristics,

- magmatic genesis and tectonic background of the Late Paleozoic high potassium and high silicon ignimbrite on the southern margin of Altai, North Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 23(7):1721–1729 (in Chinese with English abstract)
- Shand SJ. 1951. *Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits, with A Chapter on Meteorite*. 4th Edition. New York: Wiley, 1–488
- Shannon RD. 1976. Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallographica Section A*, 32:751–767
- Shaw DM. 1968. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32:573–601
- Siebel W, Schurr WBW, Hahne K *et al.* 2001. Geochemistry and isotope systematics of small- to medium-volume Neogene-Quaternary ignimbrites in the southern central Andes: Evidence for derivation from andesitic magma sources. *Chemical Geology*, 171(3–4):213–237
- Suk NI. 1998. Distribution of ore elements between immiscible liquids in silicate-phosphate systems (experimental investigation). *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 42:138–140
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magma-tism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42:313–345
- Taylor SR and McLennan SM. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford, UK: Blackwell, 1–312
- Tong Y, Wang T and Hong DW. 2007. Ages and origin of the Early Devonian granites from the north part of Chinese Altai Mountains and its tectonic implications. *Acta Petrologica Sinica*, 23(8):1933–1944 (in Chinese with English abstract)
- Veksler IV, Fedorchuk YM and Nielsen TFD. 1998. Phase equilibria in the silica-undersaturated part of the $KAlSi_3O_8$ - Mg_2SiO_4 - Ca_2SiO_4 - SiO_2 -F system at 1 atm and the larnite-normative trend of melt evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 131:347–363
- Veksler IV and Thomas R. 2002. An experimental study of B-, P and F-rich synthetic granite pegmatite at 0.1 and 0.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143: 673–683
- Veksler IV. 2004. Liquid immiscibility and its role at the magmatic-hydrothermal transition: A summary of experimental studies. *Chemical Geology*, 210:7–31
- Wan B, Zhang LC and Xiao WJ. 2010. Geological and geochemical characteristics and ore genesis of the Keketale VMS Pb-Zn deposit, southern Altai metallogenic belt, NW China. *Ore Geology Reviews*, 37: 114–126
- Wang JB, Qin KZ, Wu ZL *et al.* 1998. Volcanic Exhalative-Sedimentary Lead Zinc Deposits in the Southern Margin of the Altai, Xinjiang. Beijing: Geological Publishing House, 1–108 (in Chinese with English abstract)
- Wang LK, Wang HF and Huang ZL. 2000. Geochemical indicators of trace element in Li-F granite liquid segregation. *Acta Petrologica Sinica*, 16(2):145–152 (in Chinese with English abstract)
- Wang T, Hong DW, Jahn BM *et al.* 2006. Timing, petrogenesis, and setting of Paleozoic synorogenic intrusions from the Altai Mountains, Northwest China: Implications for the tectonic evolution of an accretionary orogen. *The Journal of Geology*, 114(6): 735–751
- White JC and Urbanczyk KM. 2001. Origin of a Silica-oversaturated quartz trachyte-rhyolite suite through combined crustal melting, magma mixing, and fractional crystallization: The Leyva Canyon volcano, Trans-Pecos Magmatic Province, Texas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111:155–182
- Windley BF, Kroner A, Guo J *et al.* 2002. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai Orogen, NW China: New zircon age data and tectonic evolution. *The Journal of Geology*, 110:719–733
- Xiao WJ, Windley BF, Badarch G *et al.* 2004. Palaeozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altai: Implication for the growth of Central Asia. *Journal of the Geological Society*, 161:339–342
- Xu JF, Mei HJ, Yu XY *et al.* 2001. Adakites related to subduction in the northern margin of Junggar arc for the Late Paleozoic: Products of slab melting. *Chinese Science Bulletin*, 46(15):1312–1316
- Xu X. 2003. Altay movement and related geology. In: Chen YC and Wang JB (eds.). *Symposium of Geology and Mineral Resources of Altai Mountain, Xingjing*. Beijing: Geological Publishing House, 1–11 (in Chinese with English abstract)
- Yu XY, Mei HJ and Jiang FZ. 1995. *The Volcanic Rocks and Their Metallogenesis of Erqis*. Beijing: Geological Publishing House, 1–251 (in Chinese)
- Zeng QS, Chen GH, Wang H *et al.* 2007. Geochemical characteristics, SHRIMP zircon U-Pb dating and tectonic implication for granitoids in Chonghuer basin, Altai, Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 23(8): 1921–1932 (in Chinese with English abstract)
- Zeng QS, Chen GH, Wang H *et al.* 2009. Geochemical characteristics of acid volcanic rocks from Chonghuer basin, Altai, Xinjiang and their geochronological implication. *Geotectonica Et Metallogenia*, 32(4): 603–612 (in Chinese with English abstract)
- Zhang JH, Wang JB and Ding RF. 2000. Characteristics and U-Pb ages of zircon in metavolcanics from the Kangbutiebao Formation in the Altai orogen, Xinjiang. *Regional Geology of China*, 19(3):281–287 (in Chinese with English abstract)
- Zhou YX and Ma YP. 1991. Metamorphic pillow basalt-splite at Luotoufeng in Altay. *Xinjiang Geology*, 9(1):80–92 (in Chinese with English abstract)
- Zhu JC, Li RK, Zhou FY *et al.* 1996. Genesis of asymmetrically layered pegmatite dykes of Shuiximiao mine, Limu district, Guangxi. *Geochimica*, 25(1):1–9 (in Chinese with English abstract)
- Zhu JC, Wu CN, Liu CS *et al.* 2000. Magmatic-hydrothermal evolution and genesis of Koktokay No. 3 rare metal pegmatite dyke, Altai, China. *Geological Journal of China Universities*, 6(1):40–52 (in Chinese with English abstract)
- Zhu YF, Zeng YS and Ai YF. 1995. The experimental study about the liquid immiscibility and ore-forming process in felsic magma. *Acta Petrologica Sinica*, 11(1):1–8 (in Chinese with English abstract)
- Zhu YF, Zeng YS and Ai YF. 1996. Experimental evidence for a relationship between liquid immiscibility and ore-formation in felsic magmas. *Applied Geochemistry*, 11:481–487
- Zoltai T and Tames HS. 1985. *Mineralogy Concepts and Principles*. Burgess Publishing Company, printed in USA, 309–315

附中文参考文献

- 柴凤梅, 毛景文, 董连慧等. 2008. 新疆阿尔泰山南缘阿巴宫铁矿床康布铁堡组变质火山岩年龄及地质意义. *地质学报*, 82(11):1592–1601
- 陈汉林, 杨树锋, 厉子龙等. 2006. 阿尔泰晚古生代早期长英质火山岩的地球化学特征及构造背景. *地质学报*, 80(1):38–42
- 陈毓川, 叶庆同, 冯京. 1996. 阿舍勒铜锌成矿带成矿条件和成矿预测. 北京:地质出版社, 1–85
- 陈哲夫. 2002. 阿舍勒铜锌矿床的开合构造特征及找矿方向. *新疆地质*, 20(1):34–37
- 丛峰, 唐红峰, 苏玉平. 2007. 阿尔泰山南缘泥盆纪流纹岩的地球化学和大地构造背景. *大地构造与成矿学*, 31(3):359–364
- 杜绍华, 黄慧慧. 1984. 香花岭岩的研究. *中国科学(B辑)*, 11:1039–1049
- 韩宝福. 1991. 新疆北部额尔齐斯挤压带地层时代质疑. *中国区域地质*, 2:169–175
- 韩发, 哈钦森 RW. 1989. 大厂锡多金属矿床热液喷气沉积的证据-含矿建造及热液沉积岩. *矿床地质*, 2:26–40
- 何国琦, 韩宝福, 岳永君等. 1990. 中国阿尔泰山造山带的构造分区和地壳演化. *新疆地质科学*, 2:9–19

- 胡嵩琴,王中刚,涂光炽等. 1997. 新疆北部地质演化及成岩成矿规律. 北京:科学出版社, 1-95
- 李华芹,陈富文等. 2004. 中国新疆区域成矿作用年代学. 北京:地质出版社, 1-365
- 龙洪波,龙家灿,钟永蓉. 1994. 樟树-郑坊黑色页岩系钒矿石中钼冰长石的发现-热水沉积成因的证据. 科学通报, 39(7):636-638
- 牛贺才,许继峰,于学元等. 1999. 新疆阿尔泰富镁火山岩系的发现及其地质意义. 科学通报, 44(9):1002-1004
- 牛贺才,于学元,许继峰等. 2006. 中国新疆阿尔泰晚古生代火山作用及成矿. 北京:地质出版社, 1-160
- 秦克章,张进红,王京彬等. 1998. 阿尔泰可可塔勒多金属矿带大型矿床的找矿评价标志. 有色金属矿产与勘探, 7(3):136-141
- 仇银红. 2005. 阿尔泰麦兹地区康布铁堡组含矿性及找矿方向. 新疆有色金属, 1:7-10
- 单强,牛贺才,于学元等. 2007. 新疆北部阿尔泰南缘晚古生代高钾高硅熔结凝灰岩的地球化学、岩浆成因及构造背景. 岩石学报, 23(7):1721-1729
- 童英,王涛;洪大卫等. 2007. 中国阿尔泰北部山区早泥盆世花岗岩的年龄、成因及构造意义. 岩石学报, 23(8):1933-1944
- 王京彬,秦克章,吴志亮等. 1998. 阿尔泰山南缘火山喷流沉积型铅锌矿床. 北京:地质出版社, 1-108
- 王联魁,王慧芬,黄智龙. 2000. Li-F 花岗岩液态分离的微量元素地球化学标志. 岩石学报, 16(2):145-152
- 新疆维吾尔自治区地质矿产局. 1993. 新疆维吾尔自治区区域地质志. 北京:地质出版社, 112-114
- 许继峰,梅厚均,于学元等. 2001. 准噶尔北缘晚古生代岛弧中与俯冲作用有关的 adakite 火山岩:消减板片部分熔融的产物. 科学通报, 46(8):684-688
- 徐新. 2003. 阿尔泰运动及相关的地质问题. 见:陈毓川,王京彬主编. 中国新疆阿尔泰山地质与矿产论文集. 北京:地质出版社, 1-11
- 于学元,梅厚钧,姜福芝等. 1995. 额尔齐斯火山岩和成矿作用. 北京:科学出版社, 38-48
- 曾乔松,陈广浩,王核等. 2007. 阿尔泰冲呼尔盆地花岗岩岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其构造意义. 岩石学报, 23(8):1921-1932
- 曾乔松,陈广浩,王核等. 2009. 阿尔泰南缘冲呼尔盆地中酸性火山岩地质特征及其对成矿作用的启示. 大地构造与成矿学, 32(4):603-612
- 张进红,王京彬,丁汝福. 2000. 阿尔泰造山带康布铁堡组变质火山岩锆石特征和铀-铅年龄. 中国区域地质, 19(3):281-287
- 周云霞,马文鹏. 1991. 阿尔泰骆驼峰变质枕状玄武岩-细碧岩. 新疆地质, 9(1):80-92
- 朱金初,李人科,周凤英等. 1996. 广西栗木水溪庙不对称层状伟晶岩-细晶岩岩脉的成因讨论. 地球化学, 25(1):1-9
- 朱金初,吴长年,刘昌实等. 2000. 新疆阿尔泰可可托海3号伟晶岩脉岩浆-热液演化和成因. 高校地质学报, 6(1):40-52
- 朱永峰. 1995. 长英质岩浆中液态不混溶与成矿作用关系的实验研究. 岩石学报, (1):1-8