

新疆阿尔泰山南缘康布铁堡组钾-钠质流纹岩 锆石 U-Pb 年龄和地球化学^{*}

单强¹ 曾乔松¹ 李宁波^{1,2} 杨武斌^{1,2} 罗勇³ 姜玉航^{1,2} 于学元¹

SHAN Qiang¹, ZENG QiaoSong¹, LI NingBo^{1,2}, YANG WuBin^{1,2}, Luo Yong³, JIANG YuHang^{1,2} and YU XueYuan¹

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, 广州 510640

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049

3. 南阳师范学院环境科学与旅游学院, 南阳 473061

1. Key Laboratory for Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

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

3. College of Environment Science and Tourism, Nanyang Normal University, Nanyang 473061, China

2011-10-05 收稿, 2012-03-01 改回.

Shan Q, Zeng QS, Li NB, Yang WB, Luo Y, Jiang YH and Yu XY. 2012. Zircon U-Pb ages and geochemistry of the potassic and sodic rhyolites of the Kangbutiebao Formation in the southern margin of Altay, Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 28(7):2132–2144

Abstract There are large volumes of the Late Paleozoic volcanic rocks in the Kangbutiebao Formation on the southern margin of Altay, in which host Fe, Cu and Pb-Zn deposits. The potassic and sodic rhyolites in the Mazi and Kelang basins are 396.7 ± 1.4 Ma and 394.0 ± 6.0 Ma respectively, by using LA-ICP-MS zircon U-Pb dating, which show they were originated from Early Devonian magmatism. Our geochronology results, combining with latest published data, prove that the Altay orogenic volcanic rocks were formed in early Late Paleozoic, with a zircon U-Pb peak age of ca. 400 Ma. The potassic-sodic rhyolites are characterized by high-silicon (SiO_2 content ranges from 73% ~ 82%), high-alkali (total alkalis content ranges from 4% ~ 7%) and peraluminous (high A/CNK > 1), with occurrence of biotite and muscovite. Additionally, Sr and Nd isotopic characteristics indicate that the two types of rhyolites were generated from partial melting of an juvenile crust, with $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7074 \sim 0.7144$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512072 \sim 0.512252$. Combined with the regional geodynamic evolution in Late Paleozoic, it is plausible that the two types of rhyolites were formed in a continental marginal arc related with subduction. Therefore, we infer that the source magma of the potassic and sodic rhyolites in the Mazi and Kelang basins was a kind of high-silicon, high-alkali granitic magma, which are products of low degree partial melting of juvenile upper crust near-solidus, derived by underplating of high-level basaltic magma in the continental crust.

Key words Potassic and sodic rhyolites; Zircon LA-ICPMS U-Pb dating; Volcanism; Southern margin of Altay

摘要 阿尔泰山南缘分布着大量的晚古生代康布铁堡组火山岩系, 是许多铁矿、铜矿以及铅锌矿的赋矿围岩。阿尔泰山南缘麦兹和克朗火山-沉积盆地内的钾-钠质流纹岩的年龄分别为 396.7 ± 1.4 Ma 和 394.0 ± 6.0 Ma, 结合近期研究成果, 进一步表明阿尔泰山南缘火山岩主要形成于晚古生代早期, 锆石 U-Pb 年龄峰期在 400 Ma 左右。钾-钠质流纹岩具有高硅 (SiO_2 的含量范围为 73% ~ 82%)、高碱(总碱含量介于 4% ~ 7%)和过铝质(高 A/CNK 值 > 1)的特征, 并见有白云母和黑云母的矿物组合, 属于高硅高碱过铝质的钙碱性火山岩。此外, 它们的 Sr 和 Nd 同位素分别为 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7074 \sim 0.7144$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512072 \sim 0.512252$, 具有上地壳来源的特征, 说明其岩石成因与初生地壳的部分熔融作用有着密切关系。结合区域地质背景分析, 它们都产生在与俯冲消减作用有关的陆缘岛弧的地质环境中。因此, 我们推断本区钾-钠质流纹岩的原始岩浆为高硅高碱的花岗质岩浆, 是由进入陆壳的高侵位玄武岩浆的底侵作用导致其上部地壳近固相线的低程度部分熔融的产物。

关键词 钾-钠质流纹岩; LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年; 火山作用; 阿尔泰山南缘

中图法分类号 P588.141; P597.3

* 本文受国家自然科学基金(40973023)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

1 引言

随着近年新疆北部地区基础地质以及矿床地质工作的不断深入,对阿尔泰多金属和贵金属矿集区有了许多新的发现和认识,同时也积累了大量而且丰富的资料和成果。由于阿尔泰地区的多金属矿床在时空关系上与晚古生代下泥盆统康布铁堡组火山岩密切相关,因此这些火山岩的形成时代备受关注(张进红等,2000;李华芹和陈富文,2004;陈汉林等,2006;单强等,2007,2011;柴凤梅等,2008;曾乔松等,2009)。在前人的论述中,仍然能看出阿尔泰下泥盆统康布铁堡组火山岩的形成时代存在着一定的差异,例如冲乎尔火山-沉积盆地康布铁堡组酸性火山熔岩的年龄为 436Ma(曾乔松等,2009),又如柴凤梅等报道的阿巴宫铁矿康布铁堡组流纹岩的年龄为 407~412Ma。作者曾经报道过阿尔泰地区康布铁堡组钾质流纹岩和钠质流纹岩的年龄(分别为 400.8Ma 和 402.2Ma)(单强等,2011)。为了进一步确定与铅锌多金属矿床有着密切关系的流纹岩组合形成时代,查明与钾质流纹岩和钠质流纹岩在空间上共生的钾-钠质流纹岩在时间上的关联,我们对阿尔泰地区麦兹和克朗火山-沉积盆地的钾-钠质流纹岩进行了年代学以及元素地球化学的研究。

2 地质概况

本文所要探讨的钾-钠质流纹岩广泛分布在新疆阿尔泰地区下泥盆统麦兹火山-沉积盆地以及克朗火山沉积盆地内(单强等,2007)。它们出现在下泥盆统康布铁堡组火山-沉积地层的第二岩性段中。在火山-沉积地层层序上,钾-钠质流纹岩位居火山岩喷发旋回的中上部,并与钾质流纹岩、钠质流纹岩互层,其厚度约 1000 多米。在阿尔泰地区克朗和麦兹盆地可能存在火山机构,如麦兹盆地阿克哈仁有爆发相火山岩集块岩,溢流相的酸性熔岩呈岩席或岩被产出(王京彬等,1998)。

本区钾-钠质流纹岩具有典型的斑状结构(图 1a)。斑晶主要由石英、钠长石、黑云母和微斜长石构成,基质矿物主要为显晶质的石英、长石和黑云母组成。此外,还有少量的白云母可能是次生交代的产物(图 1b)。微斜长石具有明显的格子状双晶(图 1c),而大的钠长石晶体多具有完整的聚片双晶(图 1d)。在岩石中经常出现晶囊(图 1a,c),晶囊由钠长石、微斜长石和少量石英组成,这些矿物结晶颗粒粗大,其颗粒大小介于 200~600 μm 之间。同时,在晶囊中长石具有完好的晶形和完整的双晶(钠长石的聚片双晶和微斜长石的格子状双晶,图 1c);石英和长石晶粒较小,一般为 10~50 μm ,黑云母颗粒相对较大,介于 50~200 μm 之间。该类岩石具有明显的流动构造(图 1e-g),黑云母成流纹状定向排列,石英和钠长石夹在其中,并随黑云母流线并行(图 1h)。如图 1g

所示,黑云母流线因受到斜长石斑晶的阻碍而改变了流动方向,这是典型的熔岩流动构造,而不是变形构造。所有的矿物晶体都没有出现变形和碎裂,呈完好的晶粒。在岩石中还可以见到塑性变形的钠长石(图 1f),说明该类钠长石形成于岩浆流动过程。

3 钾-钠质流纹岩的元素地球化学

3.1 分析方法

样品在处理前选取新鲜样品,去除风化面,手工破碎至 1~5mm,用 5% HNO_3 和 5% HCl 在超声波清洗机中清洗,以除去杏仁体以及碳酸盐化的影响,烘干后手工选除石英质杏仁体,随后用不锈钢钵粉碎至 200 目用于化学分析。主量元素和微量元素分别在中国科学院广州地球化学研究所用 XRF 和 ICP-MS 进行,分析结果见表 1。

Nd-Sr 同位素比值的测定分析在中国科学院广州地球化学研究所进行,使用仪器为 MicroMass ISOPROBE 型多接收器电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICPMS)。Sr 同位素以国际标准 NBS987 和实验室标准 Sr-GIG 进行监控, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值用 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.1194$ 标准化。Nd 同位素以国际标准 Jndi-1 和实验室标准 Nd-GIG 进行监控, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值用 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 标准化。详细的分析流程见韦刚健等(2002)和梁细荣等(2003),Sr-Nd 同位素分析精度好于 0.002%,具体分析结果见表 2。

3.2 主、微量元素特征

在阿尔泰地区麦兹和克朗火山-沉积盆地中以下泥盆统的中酸性火山岩为主。根据酸性火山岩的化学成分,非常容易区分出三种不同的流纹岩(于学元等,1995;王京彬等,1998;单强等,2007,2011),即钾质流纹岩($\text{Na}_2\text{O} < 1\%$)、钠质流纹岩($\text{K}_2\text{O} < 1\%$)和钾-钠质流纹岩($\text{Na}_2\text{O} > 1\%$, $\text{K}_2\text{O} > 1\%$)。钾-钠质流纹岩的主、微量元素的分析结果列在表 1 中。

钾-钠质流纹岩与钾质流纹岩和钠质流纹岩均为高硅、高碱和过铝质的钙碱性火山岩。钾-钠质流纹岩 SiO_2 的含量范围为 73%~82%,总碱含量略低于另外两种流纹岩,介于 4%~7%。多数样品 A/CNK 值都大于 1,最高值达 2.17。流纹岩的过铝质特点表明岩石成因与地壳的低程度部分熔融作用有着密切关系(Shand,1951)。

对于花岗岩体系而言,K 和 Rb 元素对经常展示出线性的相关关系的演化模式,因此 K/Rb 比值就成为揭示花岗岩类岩石成因的重要参数。岩浆分异作用而派生的花岗岩都呈现出较高的 K/Rb 比值(> 150)(Dostal and Chatterjee,2000)。同时,Shaw(1968)也指出 K/Rb 比值(< 150)的花岗岩不可能是岩浆过程所为,而是流体相参与的结果。本区钾-钠质流纹岩普遍具有高的 K/Rb 比值,比值变化范围是

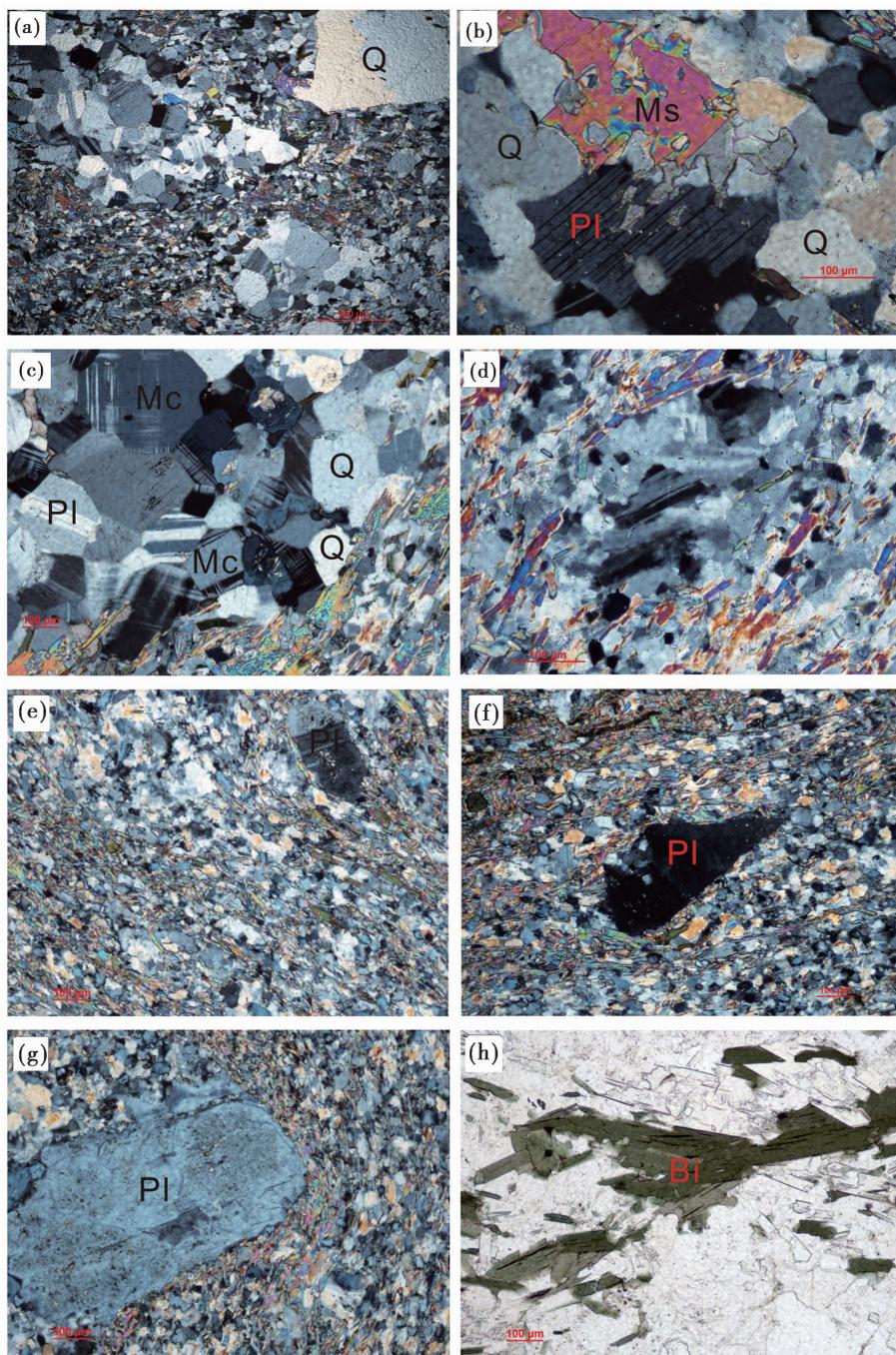


图1 钾-钠质流纹岩的显微照片

(a)-流纹岩的斑状结构；(b)-流纹岩中次生的白云母；(c)-流纹岩中小晶囊内斜长石晶体；(d)-粗晶斜长石；(e)-流纹岩的流动构造；(f)-斜长石的塑性变形；(g)-斜长石斑晶阻止流线转变方向；(h)-流纹岩中定向排列的黑云母；照片(g)为单偏光,其余为正交偏光. Pl-斜长石；Mc-微斜长石；Q-石英；Ms-白云母；Bi-黑云母

Fig. 1 Microphotos of potassic-sodic rhyolites

(a)-porphyritic structure in rhyolite; (b)-secondary muscovite in rhyolite; (c)-plagioclase crystal in small crystal pocket; (d)-coarse-crystallized plagioclase; (e)-flow structure of rhyolite; (f)-plastic deformation of plagioclase; (g)-plagioclase phenocryst blocks and changes linear-flow direction; (h)-orientated biotite in rhyolite; photo(g) in plane polarized light, other photos in cross-polarized light. Pl-plagioclase; Mc-microcline; Q-quartz; Ms-muscovite; Bi-biotite

表 1 钾-钠质流纹岩的主量元素 (wt%) 和微量元素 ($\times 10^{-6}$) 成分Table 1 Major (wt%) and trace ($\times 10^{-6}$) element analyses of the potassic-sodic rhyolites

Sample	ALT-1-2	ALT-2	10DG-1A	10DG-1B	10DG-1C	10DG-1D	10DG-3A	10DG-3B	10KKT-1A	09KKT-1A	09KKT-1C
SiO ₂	79.88	81.99	77.00	75.34	77.77	75.03	76.56	73.18	75.97	74.00	73.70
TiO ₂	0.14	0.08	0.08	0.09	0.09	0.11	0.09	0.09	0.10	0.15	0.15
Al ₂ O ₃	9.12	9.52	11.78	12.85	11.82	13.67	12.18	11.83	11.58	9.48	7.55
Fe ₂ O ₃	2.57	1.26	1.01	1.04	1.22	0.89	0.95	1.05	2.09	0.64	0.51
MnO	0.01	0.01	0.04	0.03	0.08	0.02	0.04	0.14	0.05	0.12	0.22
MgO	0.10	0.01	0.98	1.02	1.27	1.10	0.66	0.77	0.66	0.52	0.47
CaO	0.06	0.06	0.73	0.80	1.22	0.88	1.31	3.96	0.95	5.17	6.69
Na ₂ O	3.28	3.82	2.47	2.54	1.90	1.03	1.48	1.01	2.96	3.11	1.89
K ₂ O	3.52	2.77	3.07	3.50	3.48	4.40	3.47	3.38	3.82	2.57	3.19
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.05
LOI	0.72	0.44	1.18	1.34	0.87	1.97	1.93	3.64	1.25	4.36	5.64
Total	99.43	99.97	98.41	98.64	99.79	99.17	98.79	99.17	99.52	100.2	100.1
Sc	4.35	2.37	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	743	499	-	-	-	-	-	-	-	900	900
V	7.00	1.51	6.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	13.0	11.0
Cr	5.81	2.89	10.0	10.0	10.0	10.0	20.0	20.0	10.0	20.0	20.0
Mn	79.1	82.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	1.88	1.44	0.70	0.60	0.60	0.50	0.90	0.70	2.50	3.00	3.00
Ni	2.2	1.02	5.00	5.00	5.00	113	5.00	5.00	5.00	10.0	9.00
Cu	60.8	13.3	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	13.0	5.00	5.00
Zn	19.5	162	19.0	18.0	29.0	23.0	104	129	58.0	91.0	20.0
Ga	9.04	6.97	14.1	15.1	13.0	16.0	13.6	14.0	11.8	7.60	5.30
Ge	1.09	0.96	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	48.7	26.9	206	226	229	273	130.5	141	144	39.9	52.8
Sr	31.6	34.6	68.7	67.1	71	43.9	90.2	91.4	36.7	64.5	74.1
Y	28.9	27.7	39.1	43.8	58.7	60.7	28.8	25.3	25.6	40.8	43.3
Zr	64.5	79.5	84	96	101	113	92.0	95.0	82.0	96.0	82.0
Nb	5.99	5.55	6.50	7.70	7.10	8.20	6.30	6.60	9.30	8.00	6.70
Cs	0.85	0.04	8.41	8.39	12.3	8.46	3.10	3.63	4.59	0.20	0.19
Ba	512	372	371	430	304	369	669	716	481	283	287
La	26.5	37.78	34.6	35.7	34.2	35.0	30.8	27.0	20.8	13.6	22.9
Ce	53.79	81.97	73.2	76.3	72.9	73.8	61.8	54.0	45.1	30.7	51.8
Pr	6.63	9.96	8.84	9.26	8.88	9.04	7.2	6.35	5.66	3.76	6.36
Nd	24.8	36.48	33	34.2	32.5	32.9	26.2	22.5	22.5	14.2	23.4
Sm	5.27	6.87	7.51	7.81	7.78	7.72	5.57	4.82	5.63	3.87	5.73
Eu	0.89	0.87	0.61	0.66	0.75	0.73	0.65	0.62	1.03	0.53	0.74
Gd	4.79	5.46	6.96	7.52	8.23	8.33	5.48	4.65	5.64	4.46	6.42
Tb	0.91	0.92	1.11	1.26	1.56	1.6	0.84	0.73	0.89	0.99	1.23
Dy	5.64	5.19	6.89	7.92	10.4	10.7	5.09	4.5	5.37	6.43	7.26
Ho	1.13	1.02	1.44	1.64	2.16	2.26	1.06	0.94	1.06	1.46	1.55
Er	3.35	2.98	4.18	4.76	6.09	6.54	3.08	2.77	3.19	4.20	4.38
Tm	0.50	0.47	0.66	0.76	0.93	1.00	0.48	0.44	0.44	0.61	0.64
Yb	3.41	3.12	4.15	4.74	5.70	6.33	3.03	2.83	2.96	3.90	4.05
Lu	0.54	0.55	0.62	0.69	0.83	0.94	0.45	0.44	0.45	0.63	0.64
Hf	2.64	3.25	3.20	3.70	3.80	4.30	3.30	3.30	3.50	3.30	3.00
Ta	0.62	0.66	0.80	0.90	0.90	1.00	0.70	0.70	0.90	0.80	0.70
Pb	326	6.00	7.00	7.00	13.0	8.00	40.0	52.0	7.00	56	3020
Th	10.3	11.7	16.3	19.0	19.3	21.7	13.1	12.8	12.7	9.00	7.80
U	2.30	1.70	3.40	3.60	3.60	4.10	2.00	1.90	3.00	1.80	2.10

注:“-”表示低于检测值

表2 阿尔泰钾-钠质流纹岩 Sr-Nd 同位素组成

Table 2 Sr and Nd isotopic composition of the potassic-sodic rhyolites in Altay

样品号	Rb ($\times 10^{-6}$)	Sr ($\times 10^{-6}$)	$\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}$	$\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}$	2σ	$\left(\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}\right)_i$	Sm ($\times 10^{-6}$)	Nd ($\times 10^{-6}$)	$\frac{147\text{Sm}}{144\text{Nd}}$	$\frac{143\text{Nd}}{144\text{Nd}}$	2σ	$\left(\frac{143\text{Nd}}{144\text{Nd}}\right)_i$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$
ALT1-2	48.55	31.57	4.4697	0.732833	0.000010	0.707373	5.27	24.79	0.1286	0.512573	0.000004	0.512236	2.22
ALT-4	146.9	24.76	17.3433	0.813203	0.000014	0.714413	15.29	73.96	0.1250	0.512522	0.000003	0.512194	1.40
KK-7	1.13	41.90	0.0781	0.711892	0.000011	0.711447	0.56	1.74	0.1946	0.512581	0.000003	0.512072	-1.00
10DG-1A	206.0	68.70	8.7210	0.760890	0.000012	0.711214	7.51	33.00	0.1376	0.512512	0.000003	0.512151	0.55
10DG-1B	226.0	67.10	9.7995	0.764790	0.000011	0.708970	7.81	34.20	0.1381	0.512517	0.000003	0.512155	0.63

316~2184,平均值为847。这就说明钾-钠质流纹岩没有经历过岩浆晚期以及岩浆期后流体相的作用。

在花岗质岩浆体系演化过程中,Nb和Ta的比值比较稳定。在大陆地壳中 Nb/Ta 比值大约等于11 (Taylor and McLennan,1985; Green,1995),而地幔和源于地幔的岩浆熔体的 Nb/Ta 比值为 17.5 ± 2.0 (Hofmann,1988; Dostal and Chatterjee,2000)。本区钾-钠质流纹岩的 Nb/Ta 比值的范围为 8.1~10.3,明显低于幔源岩浆的比值。另外,其 Th/Ce 比值也与大陆地壳一致 (≥ 0.2) (Kerrick *et al.*,1999)。这一特征也表明本区钾-钠质流纹岩可能为大陆地壳部分熔融的产物。

钾-钠质流纹岩的 REE 分布模式呈现一排平行的曲线(图2a),其 HREE 一侧较平缓,Gd/Yb ≈ 1.3 ,说明重稀土元素没有发生明显的分馏。而 LREE 一侧较陡,La/Sm ≈ 3 ,即 LREE 分馏较强。另外,它们具有弱的钕负异常,Eu/Eu* = 0.25~0.56。这些特征表明其岩浆源曾经发生过斜长石的分离结晶作用(White and Urbanczyk,2001)。

从钾-钠质流纹岩的微量元素蛛网图(图2b)可以看出明显亏损大离子亲石元素 Nb,Ta,Ti 和 Sr,相对富集 Th 和 U,这些特征均表明其形成于岛弧的构造环境(De Silva and Francis,1989; Davidson and Stern,1991; Siebel *et al.*,2001; Lebtli *et al.*,2006; 单强等,2007,2011)。

在岩浆演化过程中,微量元素特别是高场强元素(Nb,Ta,Zr,Hf)具有相似的地球化学性质,尤其在后期地质作用中它们的比值非常稳定,可以用来追踪岩浆演化的路径和成

因(Namur *et al.*,2010; Condie,2005; Dostal and Chatterjee,2000)。钾-钠质流纹岩的 Nb/Ta 和 Zr/Hf 两个比值变化很小,比较稳定(Nb/Ta = 8~10,Zr/Hf = 24~29)。从图3可以看出钾-钠质流纹岩与共生的钾质流纹岩和钠质流纹岩的 Nb/Ta 和 Zr/Hf 两对比值变化极小,它们在图中的投影点呈现出明显的正相关关系。

3.3 Sr-Nd 同位素特征

阿尔泰钾-钠质流纹岩、钾质流纹岩和钠质流纹岩 Sr,Nd 同位素均呈现相对较高的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(0.707373~0.714413)和较低的初始 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值(0.512072~0.512252),它们的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 -1.00~2.22(表2)。Tanaka(1992)和 Kimura(2007)研究 Nyukawa 英安岩和 Chayano-Ebisutote 流纹岩得到 Sr 同位素比值的峰值 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7075$,与 North Japan Alps 的基底花岗岩和片麻岩的同位素特征相同,暗示其起源于上地壳的重熔,这与本研究区的该套流纹岩组合的同位素组成极其相似。

4 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 年龄和锆石的微量元素

4.1 分析方法

样品 10DG-1A 和 KKTL-1A 为钾-钠质流纹岩,分别取自阿尔泰大东沟地区($47^{\circ}56'39''\text{N}$, $88^{\circ}06'38''\text{E}$)和可可塔勒矿区($47^{\circ}21'07''\text{N}$, $89^{\circ}11'37''\text{E}$)的康布铁堡组地层中。两个样

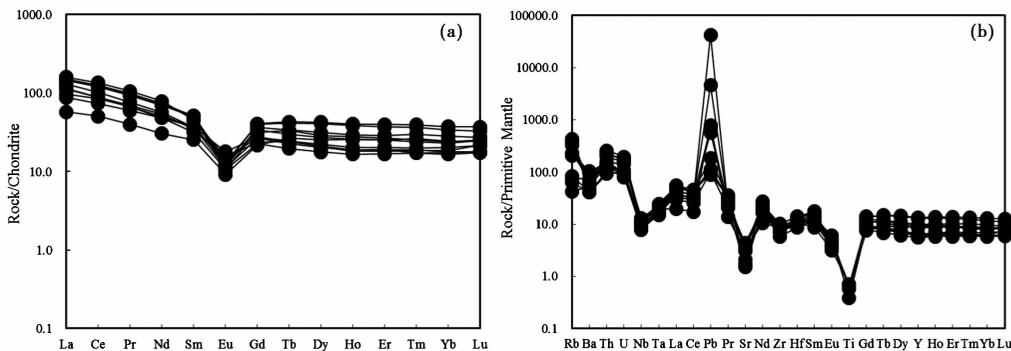


图2 钾-钠质流纹岩的 REE 分布模式图(a)和微量元素蛛网图(b)

Fig. 2 REE distribution pattern(a) and trace element spider diagram(b) for potassic-sodic rhyolites

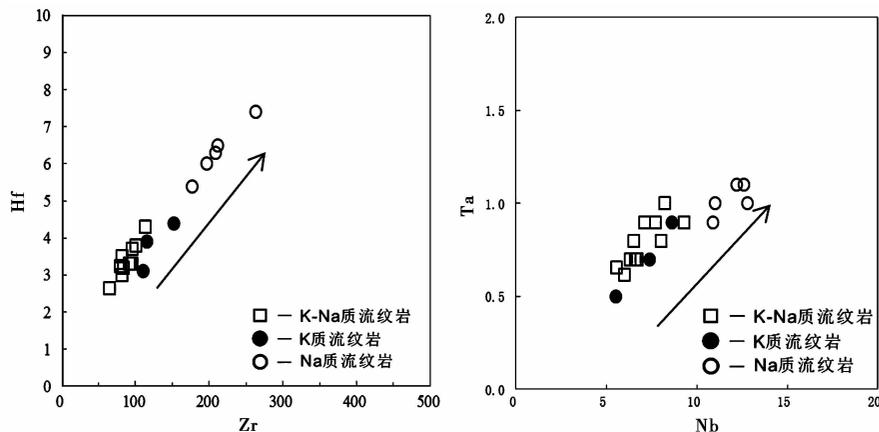


图3 钾-钠质流纹岩的 Zr-Hf(左)和 Nb-Ta(右)相关图

Fig. 3 Zr-Hf(left) and Nb-Ta(right) plots of the potassic-sodic rhyolites

品重量均约 5kg, 经过碎样-淘洗-电磁选流程分选出低磁重矿物, 最后在双目显微镜下手工挑纯锆石。两个流纹岩的锆石颗粒多呈淡黄色, 半透明-无色透明, 大多呈自形的短柱状和长柱状晶体, 晶棱及晶面清楚, 粒度较小, 长轴多变化于 30~180 μm 之间, 锆石长宽比 2: 1~3: 1, 锆石含有不透明熔体包裹体, 表明其应为岩浆锆石。锆石单矿物的分选和制靶是作者在中国科学院广州地球化学研究所亲自完成。所有的锆石 LA-ICPMS 分析样品测试均在中国科学院广州地球化学研究所同位素国家重点实验室完成。采用美国 Resonetics 公司生产的 Resolution M-50 激光剥蚀系统和 Agilent 7500a 型的 ICP-MS 联机, 并带有一个独特的可以减少样品分馏的双室 (two-volume cell) 样品室和一个平滑激光剥蚀脉冲的 Squid 系统。实验中采用 He 作为剥蚀物质的载气, 用美国国家标准技术研究院人工合成硅酸盐玻璃标准参考物质 NIST610 进行仪器最佳化 (Pearce *et al.*, 1997), 使仪器达到最佳的灵敏度、最小的氧化物产率 ($\text{CeO}/\text{Ce} < 3\%$) 和最低的背景值。本次实验采用标准锆石 TEMORA 作为测年外标 ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 416.8 \text{ Ma}$) (Black *et al.*, 2003), 所测元素激光斑束直径主要采用 31 μm , 频率为 8Hz。数据处理使用中国地质大学刘勇胜博士编写的软件 ICPMSDataCal 8.0 来进行校正 (Liu *et al.*, 2008)。

4.2 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄

两个钾-钠质流纹岩的锆石 LA-ICP-MS 的 U-Pb 定年测定结果列于表 3 中, 分析结果显示样品 10DG-1A 锆石的 U 和 Th 含量分别变化于 $144 \times 10^{-6} \sim 2007 \times 10^{-6}$ 和 $87 \times 10^{-6} \sim 2383 \times 10^{-6}$, 所有锆石的 Th/U 比值均大于 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 $35.8 \times 10^{-6} \sim 490.3 \times 10^{-6}$ 之间, 普通铅的含量在 0.20%~9.73% 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。

10DG-1A 样品锆石的 17 个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化于 387.6~406.2Ma 之间, 根据 17 个测点计算得出的谐和年龄为 $396.7 \pm 1.4 \text{ Ma}$ (MSWD = 0.13, $n = 17$), $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $396.8 \pm 2.6 \text{ Ma}$ (MSWD = 1.06, $n = 17$)。在锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图上 (图 4), 17 个测点集中在一致线上及其附近, 显示很好的谐和性, 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。测试结果可信, 可以代表流纹岩的结晶年龄。样品 KKTL-1A 锆石的 U 和 Th 含量变化相对不大, 在 $314 \times 10^{-6} \sim 1865 \times 10^{-6}$ 和 $113 \times 10^{-6} \sim 1343 \times 10^{-6}$ 之间, 大多数样品 Th/U 比值大于 0.4。19 个测点 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化于 376.7~416.7Ma 之间, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $394.0 \pm 6.0 \text{ Ma}$ 。以上分析结果表明阿尔泰山地区麦兹和克朗两个盆地康布铁堡组钾-钠质流纹岩的形成时代为早泥盆世。

4.3 钾-钠质流纹岩的形成温度

锆石-Ti 温度计的计算 (计算方法参见 Watson and Harrison, 2005; Watson *et al.*, 2006; Ferry and Watson, 2007) 结果列在表 4 中。结果表明本区钾-钠质流纹岩的形成温度为 616~879 $^{\circ}\text{C}$, 平均温度为 615~730 $^{\circ}\text{C}$, 比爆发相火山岩的形成温度偏低, 其原因可能在于钾-钠质流纹岩呈溢流相的岩席或岩被产出 (王京彬等, 1998)。

4.4 钾-钠质流纹岩的锆石微量元素地球化学特征

本区钾-钠质流纹岩中锆石的 REE 分布模式均呈左倾的平滑曲线, 明显亏损 LREE (图 5、表 4), 但是, 它们都有明显的正 Ce 异常, 异常范围变化较大, Ce/Ce^* 比值分别在 4~81 和 6~177 之间。另外, 所有的锆石的 REE 分布模式都出现明显的 Eu 负异常, 这与其生成在氧化环境密切相关。两组锆石的微量元素蛛网图基本一致, 除了亏损 LREE 外, 还强烈亏损 Ti (图 6)。两组锆石的 Ti 含量大多数低于 10×10^{-6} , 其原因可能在于锆石的结晶温度较低的缘故 (Fu *et*

表3 阿尔泰钾-钠质流纹岩的 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 年龄分析结果

Table 3 LA-ICP-MS zircon U-Pb dating data for the potassic-sodic rhyolites in Altay

测点号	Th ($\times 10^{-6}$)	U ($\times 10^{-6}$)	元素比值		同位素比值					同位素年龄 (Ma)			
			Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ
10DG-1A-01	88.78	170.22	0.52	0.05249	0.00294	0.46886	0.02506	0.06431	0.00105	390	17	402	6
10DG-1A-02	501.26	795.18	0.63	0.05417	0.002	0.47778	0.01734	0.06287	0.00075	397	12	393	5
10DG-1A-03	386.99	767.96	0.5	0.0498	0.0019	0.43924	0.01659	0.06306	0.00078	370	12	394	5
10DG-1A-04	394.19	606.45	0.65	0.05211	0.00232	0.4694	0.02034	0.06504	0.00091	391	14	406	5
10DG-1A-05	1604.5	2007.18	0.8	0.0578	0.00196	0.5155	0.01792	0.06402	0.00089	422	12	400	5
10DG-1A-06	430.77	518.45	0.83	0.05147	0.00213	0.46562	0.02021	0.0649	0.001	388	14	405	6
10DG-1A-07	2382.97	1251.41	1.9	0.05597	0.00188	0.48875	0.01617	0.06277	0.00075	404	11	392	5
10DG-1A-08	261.43	428.23	0.61	0.05579	0.00272	0.49678	0.02415	0.06458	0.001	410	16	403	6
10DG-1A-09	427.52	517.41	0.83	0.0569	0.00269	0.51212	0.02412	0.06473	0.00091	420	16	404	5
10DG-1A-10	378.03	491.22	0.77	0.05638	0.0023	0.49403	0.02029	0.06309	0.00099	408	14	394	6
10DG-1A-11	113.85	245.95	0.46	0.05085	0.00288	0.44754	0.02496	0.0642	0.00097	376	18	401	6
10DG-1A-12	144.63	271.49	0.53	0.05342	0.0025	0.45857	0.02148	0.06198	0.00085	383	15	388	5
10DG-1A-13	375.73	779.03	0.48	0.05366	0.00192	0.47037	0.01632	0.06322	0.00075	391	11	395	5
10DG-1A-14	37.78	54.87	0.69	0.08577	0.0066	0.68241	0.04625	0.06296	0.00148	528	28	394	9
10DG-1A-15	86.78	210.16	0.41	0.05332	0.00276	0.46779	0.02281	0.06342	0.00085	390	16	396	5
10DG-1A-16	124.49	143.59	0.87	0.06013	0.00368	0.51751	0.0326	0.0623	0.00104	423	22	390	6
10DG-1A-17	106.1	184.59	0.57	0.0523	0.00305	0.45119	0.02515	0.06271	0.00102	378	18	392	6
KKTL-1A-01	657.77	1261.77	0.52	0.06414	0.00226	0.54885	0.01999	0.06091	0.00072	444	13	381	4
KKTL-1A-02	282.98	740.91	0.38	0.05479	0.00186	0.46484	0.01488	0.06104	0.00073	388	10	382	4
KKTL-1A-03	403.81	649.56	0.62	0.05244	0.00223	0.47507	0.02092	0.06452	0.00088	395	14	403	5
KKTL-1A-04	243.97	343.67	0.71	0.05454	0.00285	0.4893	0.02477	0.06427	0.00084	404	17	402	5
KKTL-1A-05	112.85	186.17	0.61	0.06337	0.00421	0.55868	0.03731	0.06429	0.00115	451	24	402	7
KKTL-1A-06	344.12	865.85	0.4	0.05381	0.00191	0.46045	0.01556	0.06097	0.00066	385	11	382	4
KKTL-1A-07	326.13	581.11	0.56	0.05236	0.00221	0.45523	0.01856	0.06175	0.00075	381	13	386	5
KKTL-1A-08	465.99	1190.65	0.39	0.05951	0.00244	0.53506	0.02138	0.06348	0.00081	435	14	397	5
KKTL-1A-09	432.7	843.3	0.51	0.05362	0.00184	0.48008	0.01679	0.06388	0.00076	398	12	399	5
KKTL-1A-10	237.09	314.31	0.75	0.05074	0.00269	0.45678	0.02516	0.06441	0.00087	382	18	402	5
KKTL-1A-11	266.7	371.65	0.72	0.05223	0.00213	0.45267	0.01881	0.0625	0.00084	379	13	391	5
KKTL-1A-12	246.88	349.86	0.71	0.05159	0.00213	0.44397	0.01873	0.06221	0.00072	373	13	389	4
KKTL-1A-13	485.18	724.28	0.67	0.05751	0.00197	0.48617	0.0162	0.06109	0.00058	402	11	382	4
KKTL-1A-14	1342.45	1865.44	0.72	0.06118	0.00203	0.53636	0.0187	0.06295	0.00086	436	12	394	5

al., 2008)。这也从另一个侧面证明本区钾-钠质流纹岩呈溢流相而不是爆发相产出。

根据 Dustin *et al.* (2011) 锆石氧逸度的计算公式, 可以得到钾-钠质流纹岩中锆石的氧逸度结果(表5)。分析结果显示六个钾质流纹岩的锆石氧逸度数值变化较小, 其变化范围为 $-17 \sim -24$ 。两个钾-钠质流纹岩的锆石氧逸度数值变化范围为 $-24 \sim -26$, 而两个钠质流纹岩的锆石氧逸度数值变化范围为 $-27 \sim -29$ 。这一结果可能说明钾质、钠质和钾-钠质流纹岩形成的构造背景相近, 属于氧化的环境, 也代表了流纹岩喷溢到地表时大气圈氧逸度值。

5 讨论

5.1 阿尔泰地区康布铁堡组地层中钾-钠质流纹岩的形成时代

阿尔泰造山带作为中亚造山带的典型地区(Jahn *et al.*,

2000), 是由大陆块体、岛弧和增生杂岩构成的增生造山带(Sengor *et al.*, 1993; Xiao *et al.*, 2004), 同整个中亚造山带一样发育有大量的火山岩, 并在火山岩带内蕴含了丰富的矿产资源, 因此长期以来一直是国内外地质学家研究和关注的热点地区之一。特别是在中国境内阿尔泰造山带南缘康布铁堡组地层中发现了数个与火山岩有关的大中型铁、铜和铅-锌矿床(例如蒙库大型铁矿、可可塔勒铅锌矿等), 其形成时代的确定成为该地区研究的一个关键科学问题。

目前, 对阿尔泰康布铁堡组酸性火山岩的形成时代存在不同的观点, 多数认为这些酸性火山岩形成于晚古生代早泥盆世, 同位素年龄值在 400Ma 左右(周云霞和马文鹏, 1991; 于学元等, 1995; 张进红等, 2000; 李华芹和陈富文, 2004; 陈汉林等, 2006; 单强等, 2007, 2011), 另一种观点认为阿尔泰康布铁堡组火山岩的形成年龄早于早泥盆世, 存在晚志留世

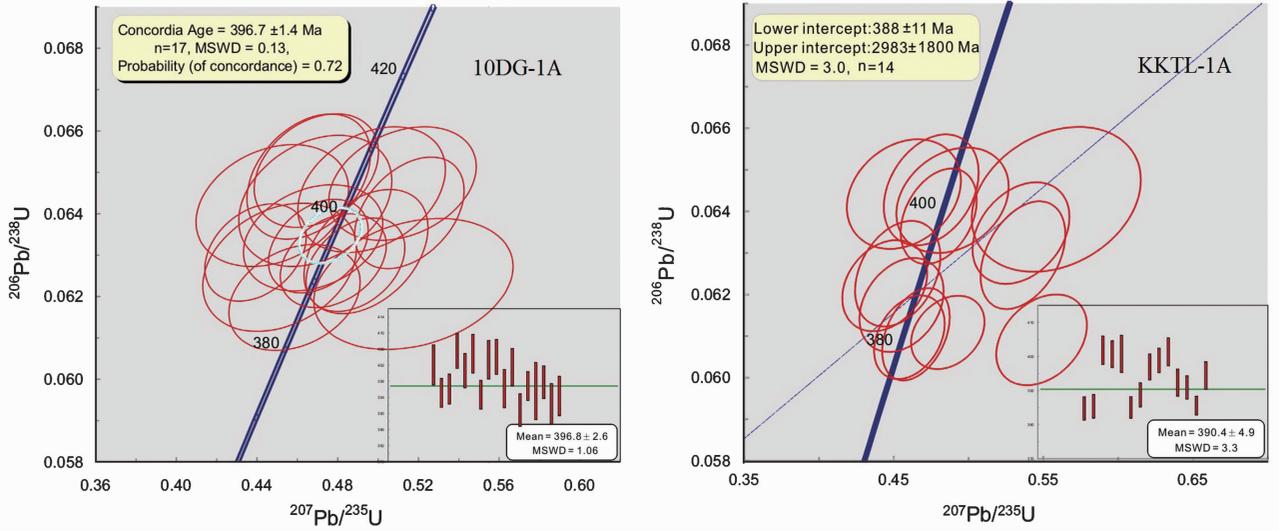


图 4 阿尔泰钾-钠质流纹岩的锆石 U-Pb 年龄谱和图

Fig. 4 LA-ICP-MS zircon U-Pb concordant curves of the potassic-sodic rhyolites in Altay

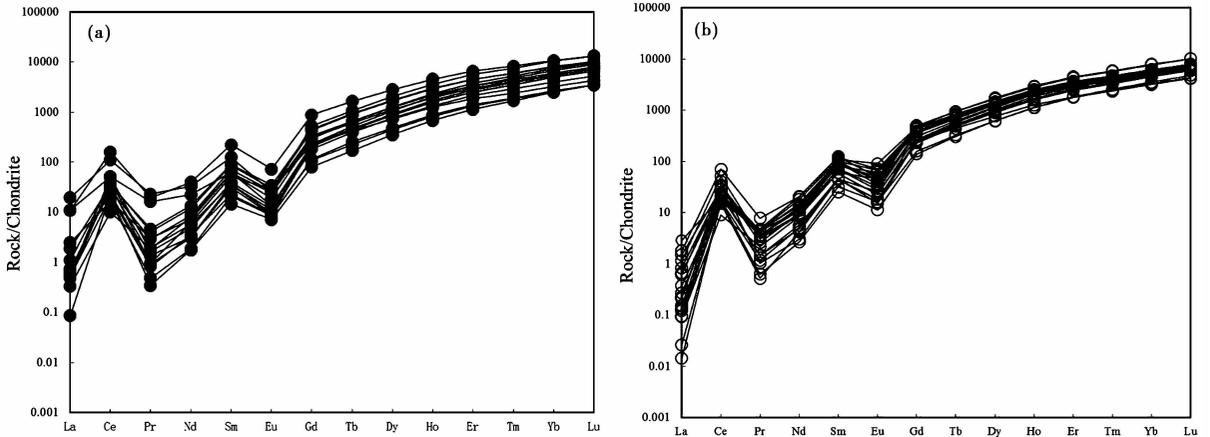


图 5 阿尔泰钾-钠质流纹岩中锆石的 REE 分布模式

(a)-样品 10DG-1A; (b)-样品 KKTL-1A. 图 6 同

Fig. 5 Zircon REE distribution pattern of potassic-sodic rhyolites in Altay

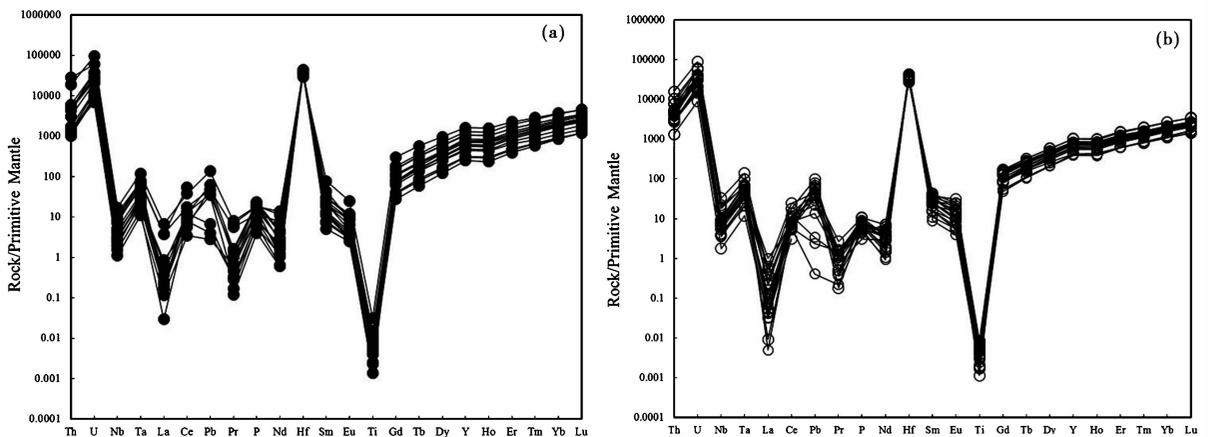


图 6 阿尔泰钾-钠质流纹岩中锆石的微量元素蛛网图

Fig. 6 Zircon trace element spidergrams of the potassic-sodic rhyolites in Altay

表4 阿尔泰钾-钠质流纹岩锆石微量元素($\times 10^{-6}$)分析结果及其锆石 Ti 温度和氧逸度值Table 4 Trace ($\times 10^{-6}$) element analyses and $T_{\text{Ti-in-zircon}}$ and oxygen fugacity of zircons from the potassic-sodic rhyolites

测点号	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	$T_{\text{Ti-in-zircon}}$ ($^{\circ}\text{C}$)	$\log f_{\text{O}_2}$
10DG-1A-01	1737	15.44	3208	0.79	0.08	6.18	0.18	3.69	9.34	1.41	63.3	22.4	285.9	111.5	491.6	104.7	949	185.7	11462	0.45	780.7	-27.1
10DG-1A-02	1136	6.18	2635	6.99	2.61	31.34	1.54	10.45	9.71	0.79	45.8	17.47	223.8	90.2	421.1	89.9	850	166.9	12656	3.2	700.4	-31.6
10DG-1A-03	1498	3.26	3407	5.02	0.16	19.39	0.13	1.47	5.45	0.55	46.8	19.42	271.6	116.3	553.4	121.5	1147	228	13011	2.62	651.1	-23.5
10DG-1A-04	918	5.23	2618	5.63	0.13	31.17	0.16	2.21	6.01	0.74	42.2	16.82	220.6	89.8	418.8	89.8	845	169.9	11453	2.14	687.1	-21.7
10DG-1A-05	1785	6.81	5943	12.25	4.61	67.83	2.19	15.4	19.3	1.5	108.2	39.61	514.7	204.6	932.7	194	1781	336.6	11931	4.9	708.3	-30.4
10DG-1A-06	2202	19.67	4897	3.2	0.44	21.41	0.44	6.27	13.63	2.01	94.2	34.99	431.7	170.6	747.1	151.4	1354	255.2	11083	1.1	804.2	-27.3
10DG-1A-07	1744	40.5	7382	9.03	2.57	97.2	1.86	18.66	34.14	4.18	179.8	61.63	708	258.4	1085.7	211	1823	332.4	9099	3	881	-27.7
10DG-1A-08	1437	12.32	3521	2.73	0.17	17.12	0.28	4.02	10.88	1.53	68.6	24.59	312.2	124.5	556.6	113.2	1020	202	11530	1.33	759.7	-25.6
10DG-1A-09	2027	8.18	4816	2.26	0.12	22.88	0.39	5.63	13.4	1.75	89.3	33.86	423.9	166.3	743.5	152.9	1364	259.2	11073	1.03	723.7	-24.4
10DG-1A-10	784	5.3	2222	3.75	0.26	23.04	0.19	2.68	5.49	0.64	37.6	14.76	191.1	75.6	356.4	74.7	679	134.5	12080	1.52	688.1	-24.4
10DG-1A-11	381	3.03	1140	2.21	0	12.85	0.03	0.82	2.24	0.42	16.5	6.37	89.5	38.5	187.3	43	423	89	11800	0.92	646	0
10DG-1A-12	2148	10.99	3910	1.39	0.59	10.3	0.29	3.35	9.11	1.09	61.4	24.15	320.8	132.1	623.1	133.5	1241	248.8	11256	0.88	749.4	-29.8
10DG-1A-13	793	1.79	2836	5.96	0.12	21.45	0.09	1.44	4.84	0.52	42.4	16.87	229.4	96.9	459.9	98.2	909	182.4	13378	2.97	609.4	-21.8
10DG-1A-14	603	9.46	1432	1.97	0	9.91	0.05	0.88	3.17	0.49	23.7	9.52	122.8	49.6	231.7	49	453	88.5	11985	1.16	736.2	0
10DG-1A-15	719	10.53	1991	1.1	0.02	14.13	0.09	2.87	7.96	1.66	47.6	15.88	185.5	70.8	307.9	60.7	550	108.1	11291	0.57	745.6	0
10DG-1A-16	525	8.78	1376	1.69	0.12	12.53	0.08	1.63	3.46	0.52	22.4	8.48	113.4	46.5	217.7	47.8	443	89	11785	0.77	729.7	-20.1
KKTL-1A-01	1007	2.55	4735	12.82	0.15	19.61	0.35	5.13	14.5	2.05	98.5	35.01	437.1	167.1	740.2	148.8	1335	255.4	11722	2.81	633.7	-23.7
KKTL-1A-02	620	3.97	2705	5.05	0.01	9.36	0.05	1.97	6.81	1.06	50.8	18.92	243.2	95.7	436.8	88.8	795	155.6	12554	1.83	665.9	-25.1
KKTL-1A-03	761	4.98	3757	3.87	0.2	17.31	0.43	6.48	15.42	2.38	91.2	30.36	362.8	135	582.8	116.2	1013	196.1	10858	1.34	683.3	-18.4
KKTL-1A-04	428	10.92	3187	2.72	0.02	9.71	0.45	9.62	18.16	4.16	92.4	28.4	317.3	115.3	483.6	94.1	834	159.6	8589	0.86	748.9	-25.6
KKTL-1A-05	294	8.81	1955	1.25	0.02	5.54	0.21	3.93	9.34	2.65	51.7	16.58	191.9	71.2	301.9	59.9	543	106.1	9019	0.49	730	-26.6
KKTL-1A-6	684	2.29	2919	6.66	0.03	10.59	0.11	2.36	7.17	0.89	52.7	19.52	260.3	103.9	467.9	96.7	866	168.8	13283	2.76	626.2	-21.5
KKTL-1A-7	444	6.33	1866	5.82	0	25	0.1	1.41	4.85	0.94	32.5	12.12	158.6	64.1	300.9	64.4	593	121	11763	2.33	702.4	-24.8
KKTL-1A-8	690	2.2	3327	13.78	0.16	14.32	0.14	2.25	6.84	1.06	54	21.63	286	115.9	532.8	110.3	979	192	13386	4.02	623.5	-25.4
KKTL-1A-9	826	1.47	3495	5.47	0.36	17.72	0.32	4.26	10.97	1.59	73.3	25.87	321.4	123.9	558.5	111.8	1006	193.7	12129	2.02	596.7	-22.3
KKTL-1A-10	514	6.4	3367	2.71	0.09	10.79	0.43	8.44	16.74	5.22	96.6	30.13	340.9	123.1	518	100.9	884	173.9	8917	0.89	703.2	-22.3
KKTL-1A-11	486	7.76	3307	2.95	0.05	14.94	0.32	5.84	12.42	3.57	80	27.3	320.2	119.7	514.4	100.7	895	171.9	9315	1.04	719.3	0
KKTL-1A-12	560	8.54	3384	2.51	0.06	10.51	0.42	6.87	15.27	3.89	88.4	28.93	334	121.7	513.4	101.9	892	171.2	9495	0.88	727.3	-24.7
KKTL-1A-13	723	4.18	3896	4.49	0.05	21.07	0.34	5.97	13.68	2.55	92.4	31.35	375	141.1	602.9	119.2	1045	198.8	11861	1.61	669.8	-17.2
KKTL-1A-14	724	6.76	3732	23.49	0.27	31.72	0.3	4.09	11.2	1.86	78.1	27.88	345.1	134.8	587.8	117	1042	200.2	11568	5.68	707.7	-27.1

的可能(柴凤梅等,2008;曾乔松等,2009)。本次研究结果表明,阿尔泰南缘康布铁堡组地层中两个不同地区的钾-钠质流纹岩的锆石 U-Pb 年龄分别为 $396.7 \pm 1.4\text{Ma}$ 和 $394.0 \pm 6.0\text{Ma}$, 其与同产在麦兹盆地和克朗盆地的钠质流纹岩以及钾质流纹岩的锆石 U-Pb 年龄非常相似,分别为 $400.8 \pm 8.4\text{Ma}$ 和 $402.2 \pm 6\text{Ma}$, (单强等,2007,2011)。因此,可以确定麦兹和克朗两个火山-沉积盆地内大规模火山岩喷发作用的年代应当是早泥盆世,同位素年龄的峰值为 400Ma 。另外,童英等(2007)对阿尔泰北部山区喀纳斯及琼库尔花岗岩体进行锆石 U-Pb 定年,分别获得年龄值 $398 \pm 5\text{Ma}$ 和 $399 \pm 5\text{Ma}$,也是早泥盆世岩浆活动的产物。总之,上述同位素年代学数据证实,在 400Ma 时期,由于古亚洲洋消减作用,在西伯利亚古陆南缘形成一条长达 400 余千米长的晚古生代岛弧

火山岩带。其中不仅有大量火山岩喷发活动,而且也伴随着大量的花岗岩质浆侵入活动(童英等,2007;Wang *et al.*, 2006)。

5.2 钾-钠质流纹岩的成因

如前所述,本区钾-钠质流纹岩的主量元素和微量元素均显示出上地壳组成的地球化学特征。该流纹岩具有高硅、高碱和过铝质的钙碱性火山岩特性,其 A/CNK 值都大于 1,最高值达 2.17。在岩石中普遍见到黑云母和白云母组合,反映该岩石呈铝过饱和的特征,这就充分说明其成岩物质可能来源于大陆地壳。微量元素地球化学特征同样给出岩石成因的重要信息。本区钾-钠质流纹岩具有低的 Nb/Y 比值,在 Nb/Y-Rb/Y 图中其投影点均落在上地壳成因区域内,暗示其

表 5 阿尔泰钾-钠质流纹岩中锆石的氧逸度

Table 5 Oxygen fugacity of zircon from the potassic-sodic rhyolites in Altay

序号	样品号	氧逸度变化范围	氧逸度平均值	样品个数
1	Alt-1	-10 ~ -20	-17	20
2	Alt4-3	-13 ~ -29	-24	13
3	Alt5-3	-15 ~ -29	-22	24
4	Alt8-1	-17 ~ -29	-24	21
5	Alt-12	-16 ~ -26	-19	21
6	Alt14-2	-12 ~ -25	-19	22
7	10DG-1A	-17 ~ -29	-26	14
8	KKTL-1A	-16 ~ -26	-24	18
9	09KKT-3A	-17 ~ -29	-27	19
10	09KKT-4C	-16 ~ -26	-29	22

母岩浆源于上地壳(Hildreth *et al.*, 1991)。它们的 Th/Ce 比值变化很小,变化范围为 0.14 ~ 0.29,平均值为 0.23。在 Ce/Nb 对 Th/Nb 图解中,本区钾-钠质流纹岩的投影点均落在上部大陆地壳的 Th/Ce 比值 = 0.2 的直线附近(图 7)。整个大陆地壳 Th/Ce 比值 = 0.1,而上部大陆地区 Th/Ce 比值 = 0.2 (Kerrick *et al.*, 1999)。相比之下,这些钾-钠质流纹岩的 Th/Ce 比值更接近上部大陆地壳,因此这一特点是本区流纹岩的原始岩浆来源于上部大陆地壳的又一佐证。

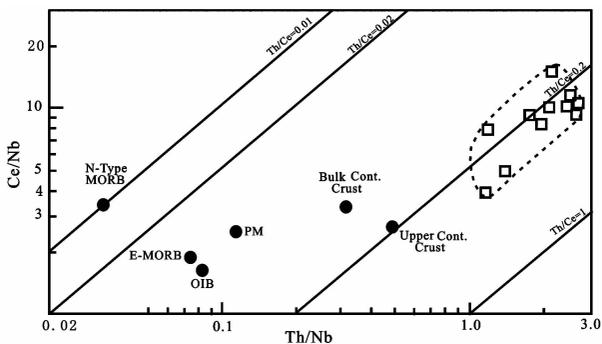


图 7 阿尔泰钾-钠质流纹岩的 Ce/Nb 对 Th/Nb 图解

方框为本区钾-钠质流纹岩

Fig. 7 Ce/Nb vs. Th/Nb plot for the potassic-sodic rhyolites in Altay

Small black dots represent the Altay potassic-sodic rhyolite

另外, Sr-Nd 同位素组成也给钾-钠质流纹岩的岩浆来源提供了可靠的证据。从 Sr-Nd 同位素组成数据可以看出,本区钾-钠质流纹岩与共生的钾质流纹岩、钠质流纹岩均具有较高的 Sr 同位素初始值, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7074 \sim 0.7144$, 与上地壳 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值接近。如图 8 所示,五个流纹岩的投影点均落在上地壳的分布区或附近,暗示它们是源自上地壳的花岗岩和片麻岩基底部分熔融的产物。

作者曾经讨论过阿尔泰地区下泥盆统康布铁堡组钾-钠质流纹岩(单强等, 2007) 以及钾质流纹岩和钠质流纹岩(单

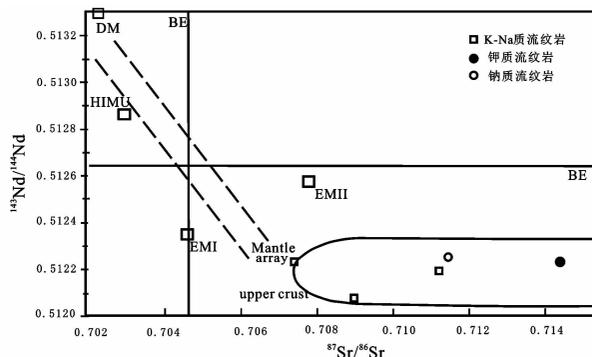


图 8 阿尔泰三种流纹岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 图解(据 Liew *et al.*, 1989)

Fig. 8 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ plot of three kinds of rhyolites in the Altay region(after Liew *et al.*, 1989)

强等, 2011) 的形成时代及元素地球化学特征。从整体来看,这三类流纹岩在时空分布上是密切相关的。它们是在早泥盆世早期同时形成的(400Ma),空间上均出现在下泥盆统康布铁堡组火山喷发第二旋回之中,在层序上相互叠置,密切共生。在化学成分上它们都显示出高硅、高碱和过铝质的共性。在微量元素地球化学性质上也是非常相似的,均呈亏损高场强元素(Ti、Nb、Ta 和 P)和富集大离子亲石元素(Th、La 和 Rb)的特征。

本区三类流纹岩的产出地质构造环境也应该是一样的,正如图 9 用微量元素判别图所得到的结果,它们都产生在与俯冲消减作用有关的陆缘岛弧地质环境中。

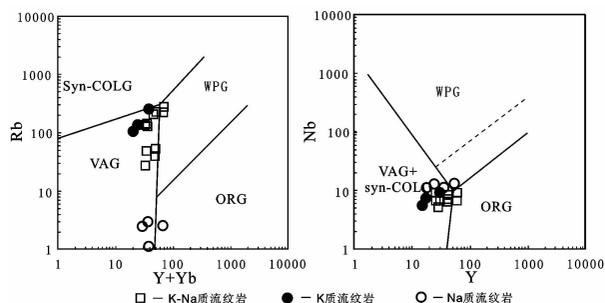


图 9 阿尔泰三类流纹岩的微量元素的构造环境判别图

Fig. 9 Tectonic setting discriminant plots of trace elements for three kinds of rhyolites in Altay

综上所述,本区三类共生流纹岩具有同一个原始岩浆源,即高硅、高碱和铝过饱和的花岗质岩浆。根据本区火山岩产出的体积之大(在克朗和麦兹两个盆地中,康布铁堡组火山-沉积岩的厚度超过 4000m(吴志亮和李峰, 1996; 王京彬等, 1998; 徐新, 2003)) 可以推测,火山岩产出地区的上地壳内存在一个(或者几个)巨大的岩浆储库。岩浆储库中花岗质岩浆是上地壳近固相矿物(如钾长石,石英或钠长石等)重熔的产物。另外,在阿尔泰地区下泥盆统康布铁堡组

火山-沉积地层的第一岩性段中还有少量的变玄武岩(斜长角闪岩)产出(王京彬等,1998)。其化学成分特点显示变玄武岩与共生的酸性火山岩同属岛弧钙碱性岩系,它们之间可能存在一定的成因联系。

现将本区钾-钠质流纹岩的原始岩浆的成因模式归纳如下:

在 400Ma 以前,研究区形成一个古亚洲洋板块向西伯利亚古陆下俯冲的构造格局(单强等,2005)。在 400Ma 时期,随着俯冲-消减作用的加剧,软流圈地幔上涌导致岩石圈减薄而发生拆沉(Pearce *et al.*, 1990; Aldanmaz *et al.*, 2000; Ilbeyli *et al.*, 2004),使被交代的地幔楔(二辉橄榄岩)部分熔融,形成了玄武岩岩浆(图 10a)。随着玄武质岩浆的不断增加,在下地壳形成了玄武质岩浆的储库(图 10b)。在 400Ma 左右,伴随着玄武质岩浆房的形成和不断增大,大量热能从玄武质岩浆房传递到上地壳,给上覆的上地壳熔融提供了充足的热量,致使上地壳近固相线的低熔组分(钾长石和石英)发生熔融,形成了高硅,高碱和铝过饱和的花岗质岩浆(图 10c)(Huppert and Sparks, 1988; Chalot-Prat, 1995; Zhu *et al.*, 1996; 朱永峰等,1995),这些花岗质的岩浆就是本区钾-钠质流纹岩的原始岩浆。

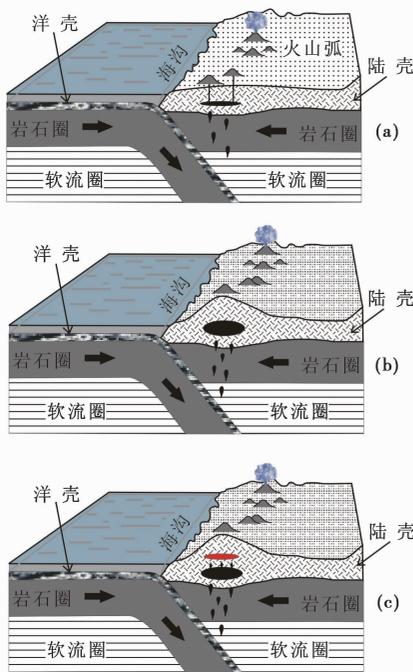


图 10 阿尔泰钾-钠质流纹岩的成因模式图

Fig. 10 Schematic illustration of genetic model for the formation of the potassic-sodic rhyolites in Altay

6 结论

(1) 新疆阿尔泰南缘的钾-钠质流纹岩的锆石 U-Pb 年龄分别为 396.7 ± 1.4 Ma 和 394.0 ± 6.0 Ma, 表明其为早泥盆世火山喷发的产物。

(2) 钾-钠质流纹岩具有高硅(SiO_2 的含量范围为 73% ~ 82%)、高碱(总碱含量介于 4% ~ 7%)和过铝质(高 A/CNK 值 > 1)的特征,并见有白云母和黑云母的矿物组合,属于高硅、高碱、过铝质的钙碱性火山岩。岩石富集大离子亲石元素 Rb、Ba、K, 明显亏损高场强元素 Nb、Ta、Sr、Ti, 相对富集 Th 和 U, 并具有明显的 Eu 负异常, 其源岩为富含白云母和黑云母的高成熟度地壳物质熔融形成, 说明其岩石成因与上地壳的部分熔融作用有着密切关系。

(3) 钾-钠质流纹岩岩浆的成因模型: 在 400Ma 时期, 随着古亚洲洋板块的俯冲-消减, 伴随着软流圈上涌和岩石圈拆沉, 导致上覆被交代的地幔楔二辉橄榄岩部分熔融产生的大体积玄武质岩浆。当玄武质岩浆上侵到下地壳时, 大量的热能使上地壳近固相线的低熔组分发生部分熔融, 最后形成了高硅高碱的花岗质岩浆。

致谢 锆石样品制靶、LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年工作得到中国科学院广州地球化学研究所李贺博士和涂湘林高级工程师的帮助; 野外工作期间得到新疆有色金属地质勘查局 706 地质大队总工郭正林的支持; 在此一并表示感谢!

References

- Aldanmaz E, Pearce JA, Thirlwall MF *et al.* 2000. Petrogenetic evolution late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102: 67–95
- Black LP, Kamo SL, Allen CM *et al.* 2003. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 200(1–2): 155–170
- 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)
- 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
- 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
- Dustin T, Bruce WE and Nicholas DT. 2011. The oxidation state of Hadean magmas and implications for early Earth's atmosphere. *Nature*, 480: 79–82
- Ferry JM and Watson EB. 2007. New thermodynamic models and revised

- calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154: 429–437
- Fu B, Page FZ, Cavosie AJ *et al.* 2008. Ti-in-zircon thermometry: Applications and limitations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156: 197–215
- 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
- Hildreth W, Halliday AN and Christiansen RL. 1991. Isotopic and chemical evidence concerning the genesis and contamination of basaltic and rhyolitic magma beneath the Yellowstone Plateau volcanic field. *Journal of Petrology*, 32: 63–138
- 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
- Huppert HE and Sparks RSJ. 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology*, 29: 599–624
- Ilbeyli N, Pearce JA, Thirlwall MF *et al.* 2004. Petrogenesis of collision-related plutonic in Central Anatolia, Turkey. *Lithos*, 72: 163–182
- Jahn BM, Wu F and Hong D. 2000. Important crustal growth in the Phanerozoic; Isotopic evidence of granitoids from east-central Asia. *Proceedings of Indian Academy of Sciences (Earth Planetary Science)*, 109(1): 5–20
- Kerrick 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
- Kimura JI and Nagahashi Y. 2007. Origin of a voluminous iron-enriched high-K rhyolite magma erupted in the North Japan Alps at 1.75Ma: Evidence for upper crustal melting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167: 81–99
- Lebtli 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)
- Liang XR, Wei GJ, Li XH *et al.* 2003. Precise determination of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and Sm/Nd ratios using multiple-collector inductively coupled plasmamass spectrometer(MC-ICPMS). *Geochimica*, 32(1): 91–96 (in Chinese with English abstract)
- Liew TC, Finger F and Hock V. 1989. The Modanubian granitoid plutons of Austria; Chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. *Chemical Geology*, 76: 41–56
- Liu YS, Hu ZC, Gao S, Günther D *et al.* 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology*, 257(1–2): 34–43
- Namur O, Charlier B, Toplis MJ *et al.* 2010. Crystallization sequence and magma chamber processes in the ferrobaltic Sept Iles layered intrusion, Canada. *Journal of Petrology*, 51(6): 1203–1236
- Pearce JA, Bender JF, DeLong SE *et al.* 1990. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44: 189–229
- Pearce NJG, Perkins WT and Westgate JA. 1997. A compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials. *Geostandards Newsletter-the Journal of Geostandards and Geoanalysis*, 21(1): 115–144
- Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184: 123–138
- Sengor AMC, Natalin BA and Burtman VS. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 364(22): 299–307
- Shan Q, Niu HC, Yu XY *et al.* 2005. Geochemistry and zircon U-Pb age of volcanic rocks from the Hanasi basin in the northern Xinjiang and their tectonic significance. *Geochimica*, 34(4): 315–327 (in Chinese with English abstract)
- 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 Altaid, North Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 23(7): 1721–1729 (in Chinese with English abstract)
- Shan Q, Zeng QS, Luo Y *et al.* 2011. SHRIMP U-Pb ages and petrology studies on the potassic and sodic rhyolites in Altai, North Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 27(12): 3653–3665 (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
- Shaw DM. 1968. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32: 751–767
- Siebel W, Schnurr 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
- Taylor SR and McLennan SM. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford, UK: Blackwell, 1–312
- Tanaka S. 1992. Origin of the early Mesozoic granitic rocks in the Hida Terrane, Japan, and its implication for evolution of the continental crust. *Journal of Science of the Hiroshima University (Series C): Geology and Mineralogy*, 9: 435–493
- 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)
- 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 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
- Watson EB and Harrison TM. 2005. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. *Science*, 308: 841–844
- Watson EB, Wark DA and Thomas JB. 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151: 413–433
- Wei GJ, Liang XR, Li XH *et al.* 2002. Precise measurement of Sr isotopic composition of liquid and solid (LP) MC-ICPMS. *Geochimica*, 31(3): 295–299 (in Chinese with English abstract)
- 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
- Wu ZL and Li F. 1996. *Hydrothermal Sedimentary Mineralization: A Case Study of the Devonian Volcano Sedimentary Basin in Altai*. Beijing: Geological Publishing House, 1–19 (in Chinese)
- Xiao WJ, Windley BF, Badarch G *et al.* 2004. Palaeozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altaids; Implications for the growth of Central Asia. *Journal of the Geological Society, London*, 161: 339–342
- Xu X. 2003. Altay movement and related geology. In: Chen YC and Wang JB (eds.). *Symposium of Geology and Mineral Recourses of AltaiMountains, Xingjiang*. 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.* 2009. Geochemical characteristics of acid volcanic rocks from Chonghuier 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 Altay orogen, Xinjiang. *Regional Geology of China*, 19(3): 281–287 (in Chinese with English abstract)
- Zhou YX and Ma YP. 1991. Metamorphic pillow basalt-spilite at Luotuofeng in Altay. *Xinjiang Geology*, 9(1): 80–92 (in Chinese)
- 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

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区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
- 李华芹, 陈富文. 2004. 中国新疆区域成矿作用年代学. 北京: 地质出版社, 1–365
- 梁细荣, 韦刚建, 李献华等. 2003. 利用 MC-ICPMS 精确测定 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 和 Sm/Nd 比值. *地球化学*, 32(1): 91–96
- 单强, 牛贺才, 于学元等. 2005. 新疆北部哈纳斯盆地火山岩地球化学特征、锆石 U-Pb 年龄及其结构意义. *地球化学*, 34(4): 315–327
- 单强, 牛贺才, 于学元等. 2007. 新疆北部阿尔泰山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

- 单强, 曾乔松, 罗勇等. 2011. 新疆阿尔泰山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. *岩石学报*, 27(12): 3653–3665
- 童英, 王涛, 洪大卫等. 2007. 中国阿尔泰山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
- 韦刚建, 梁细荣, 李献华等. 2002. (LP) MC-ICPMS 方法精确测定液体和固体样品的 Sr 同位素组成. *地球化学*, 31(3): 295–299
- 吴志亮, 李峰. 1996. 热水沉积成矿作用——以阿尔泰泥盆纪火山沉积盆地为例. 北京: 地质出版社, 1–19
- 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, 1–251
- 曾乔松, 陈广浩, 王核等. 2009. 阿尔泰山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
- 朱永峰, 曾贻善, 艾永富. 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*, 11(1): 1–8