

西准噶尔谢米斯台山东段早石炭世玄武安山岩 的成因及意义

尹继元^{1,2,3}, 陈文¹, 袁超⁴, 肖文交^{2,5,6}, 龙晓平⁴, 蔡克大⁶

(1.中国地质科学院地质研究所, 同位素热年代学实验室, 大陆构造与动力学国家重点实验室, 北京 100037; 2.中国科学院地质与地球物理研究所, 岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029; 3.中国科学院地球化学研究所, 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002; 4.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, 广东 广州 510640; 5.中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101; 6.中国科学院新疆矿产资源研究中心, 新疆 乌鲁木齐 830011)

摘要: 本文对西准噶尔谢米斯台山东段早石炭世的火山岩进行了 Ar-Ar 年代学、岩石学和地球化学研究。Ar-Ar 定年结果显示, 这些火山岩喷发时间为 338.7 ± 6.9 Ma。在地球化学方面, 它们显示钙碱性的特征, 富集大离子亲石元素(LILE)和轻稀土元素(LREE), 亏损高强度元素(HFSE, 如 Nb 和 Ta)以及具有高的 Rb/Y 和 Ba/Nb 比值, 显示岛弧岩浆的特征。而在 Th-Hf/3-Nb/16 环境判别图中, 所有样品落在岛弧玄武岩区域。结合古地理、古地磁、岩浆岩以及大地构造研究成果, 作者认为西准噶尔地区在早石炭世处于岛弧环境, 即准噶尔洋向西北侧和东南侧的双向俯冲。在亚洲洋的构造演化过程中, 还存在斋桑洋、北天山洋和准噶尔洋等多个洋内俯冲系统。

关键词: 西准噶尔; 早石炭世; 岛弧环境; 玄武安山岩

中图分类号: P581; P597 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2015)05-0876-013

中亚造山带是世界上最大的增生型造山带之一, 发生了强烈的壳幔相互作用, 保存从中元古代至中生代古亚洲洋形成和演化的关键信息(Sengör et al., 1993; Windley et al., 2007)。它是由不同时期的岛弧、蛇绿岩、洋岛、海山、增生楔、洋底高原和微陆块等地体增生造山而成(Yakubchuk, 2004; Xiao et al., 2008)。西准噶尔位于西伯利亚、哈萨克斯坦和塔里木三个大陆板块的交接处, 是中亚造山带的一个重要组成部分(Jahn et al., 2004), 大量发育有古生代岩浆岩(Chen and Jahn, 2004; 韩宝福等, 2006; Geng et al., 2009; Chen et al.,

2010; Yin et al., 2010, 2013; 尹继元等, 2013a)。前人对西准噶尔地区岩浆岩的研究集中于蛇绿岩、花岗岩和中-基性岩墙等(Tang et al., 2010, 2012a, 2012b, 2012c; 尹继元等, 2012, 2013a, 2013b; Yin et al., 2015a, 2015b; Yang et al., 2012, 2014a; Liu et al., 2014)。对西准噶尔南部早石炭世火山岩和西准噶尔北部的晚志留-早泥盆世火山岩也有一定的研究(Geng et al., 2011; Shen et al., 2013; 王金荣等, 2013; 王章棋等, 2014; Yang et al., 2014b)。而对西准噶尔北部早石炭世火山岩则关注较少。另外, 西准噶尔地区早石炭世的构造背景仍然存在较

收稿日期: 2013-08-25; 改回日期: 2014-12-16

项目资助: 国家重点基础研究发展计划项目(2014CB448000 和 2014CB440801)、国家自然科学基金(41473053, 41203026, 41273012, 41573045)、公益性行业专项经费(201211074-05)、中国地质调查项目(12120113015600)、中国地质科学院地质研究所基本科研业务费项目(J1517)、中国博士后科学基金资助项目(2014M560113, 2015T80134)和矿床地球化学国家重点实验室开放基金(201401)联合资助。

第一作者简介: 尹继元(1983-), 男, 博士, 副研究员, 主要从事岩石地球化学和同位素热年代学研究。Email: yinjiyuan1983@163.com

大争议, 如: 岛弧环境(Geng et al., 2011; 易善鑫等, 2014; Yang et al., 2014b)、弧后盆地(Shen et al., 2013)、洋内弧(Zhang et al., 2011)和后碰撞环境(韩宝福等, 2006; Zhou et al., 2008)等。

本文将以西准噶尔北部早石炭世火山岩作为研究对象, 对其进行同位素年代学、岩石学、地球化学和同位素地球化学研究, 以探讨西准噶尔北部早石炭世的构造背景, 为古亚洲洋的构造演化提供约束。

1 地质背景和样品来源

西准噶尔地区断裂(如达拉布特断裂、谢米斯台和萨吾尔断裂等)十分发育, 表现为多组、多期次的时空分布特征, 对区内地层、岩浆岩、构造形态及矿化类型起着重要的控制作用。以谢米斯台断裂为界, 将西准噶尔分成南部和北部(图 1)。南部由晚古生代的火山沉积岩系、蛇绿岩带等增生杂岩、花岗质侵入岩和中-基性岩墙组成(尹继元等, 2011)。北部的岩浆作用受扎尔玛-萨吾尔火山弧和博什库尔-成吉思火山弧控制(图 1, Chen et al., 2010)。扎尔玛-萨吾尔火山弧主要由泥盆纪-早石炭世弧火山岩和侵入其中的早石炭

世的 I 型花岗岩和闪长质岩墙以及早二叠世的碱性花岗岩组成(陈家富等, 2010; 尹继元等, 2013a; Yin et al., 2015a)。博什库尔-成吉思火山弧由志留纪-早石炭世火山岩和侵入其中的晚志留世-早泥盆世侵入岩和晚石炭世-早二叠世的侵入岩组成(Chen et al., 2010; Shen et al., 2012; 尹继元等, 2013a; Yin et al., 2015c)。

本文所研究样品采自谢米斯台山东段的下石炭统哈尔加乌组中(图 2)。哈尔加乌组以中性火山岩为主, 主要由玄武玢岩、凝灰岩和角砾岩等组成。上伏与上石炭统卡拉岗组呈整合接触, 下伏与中志留统沙尔布尔组呈不整合接触。岩相学研究表明, 该样品为斑状结构、似辉绿结构、块状构造, 由斑晶(20%)和基质(80%)组成(图 3)。斑晶由斜长石、辉石或橄榄石假像组成, 杂乱分布, 粒度 0.5~2.2 mm。斜长石呈半自形板状、绢云母化、绿泥石化、黝帘石化, 多见聚片双晶。暗色矿物已全部被绿泥石交代呈假象。基质由斜长石、暗色矿物组成。斜长石呈半自形板状, 杂乱分布, 粒度一般 0.2~0.5 mm, 少数 0.05~0.2 mm, 绢云母化、绿泥石化、黝帘石化, 粒内聚片双晶发育。暗色矿物部分为单斜辉石, 呈半自

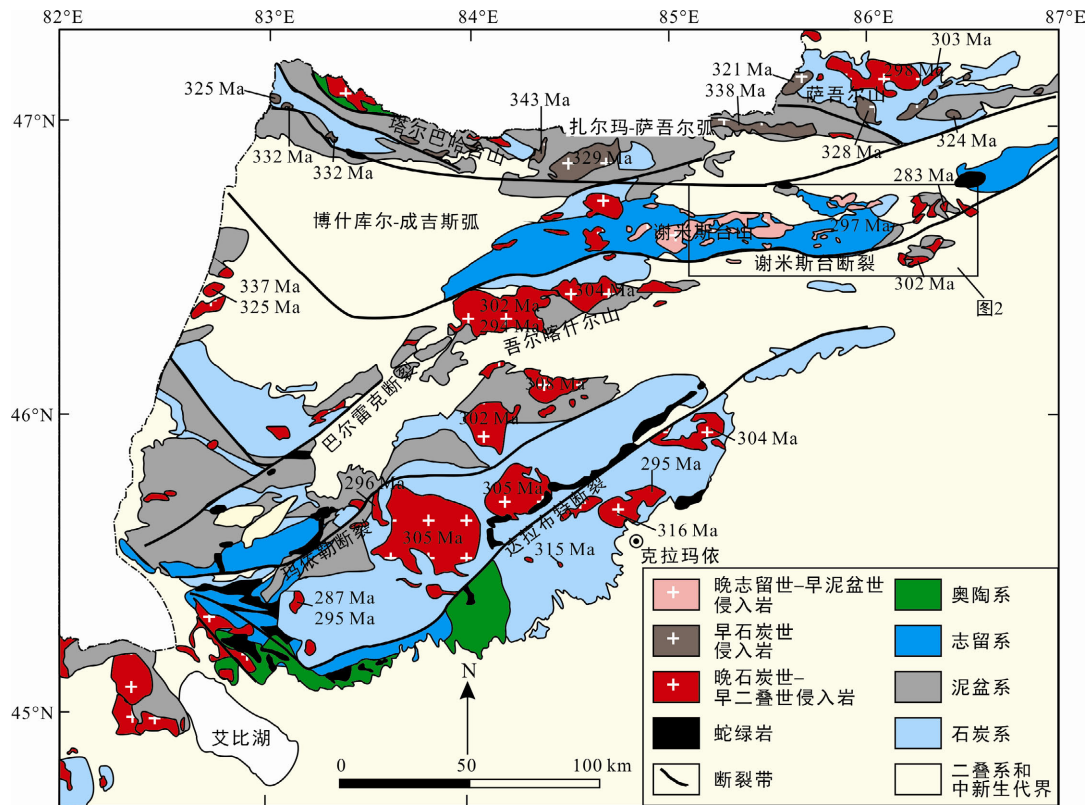


图 1 西准噶尔地区地质简图(据 Xu et al., 2012 修改, 锆石 U-Pb 数据来自相关文献韩宝福等, 2006; 苏玉平等, 2006; Zhou et al., 2008; Geng et al., 2009; 魏荣珠, 2010; Chen et al., 2010; 宋彪等, 2011; Tang et al., 2012a; 尹继元等, 2013a)

Fig.1 Simplified geological map of the West Junggar

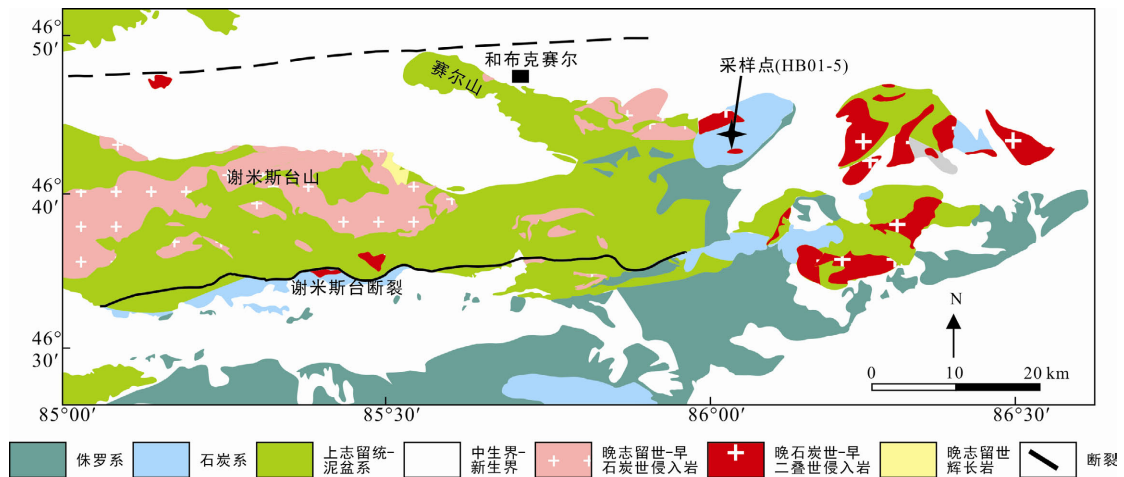


图 2 西准噶尔北部谢米斯台和赛尔山地区区域地质简图(据 Yin et al., 2015c 修改)

Fig.2 Simplified geological map of the Xiemisitai and Saier mountains in the northern West Junggar

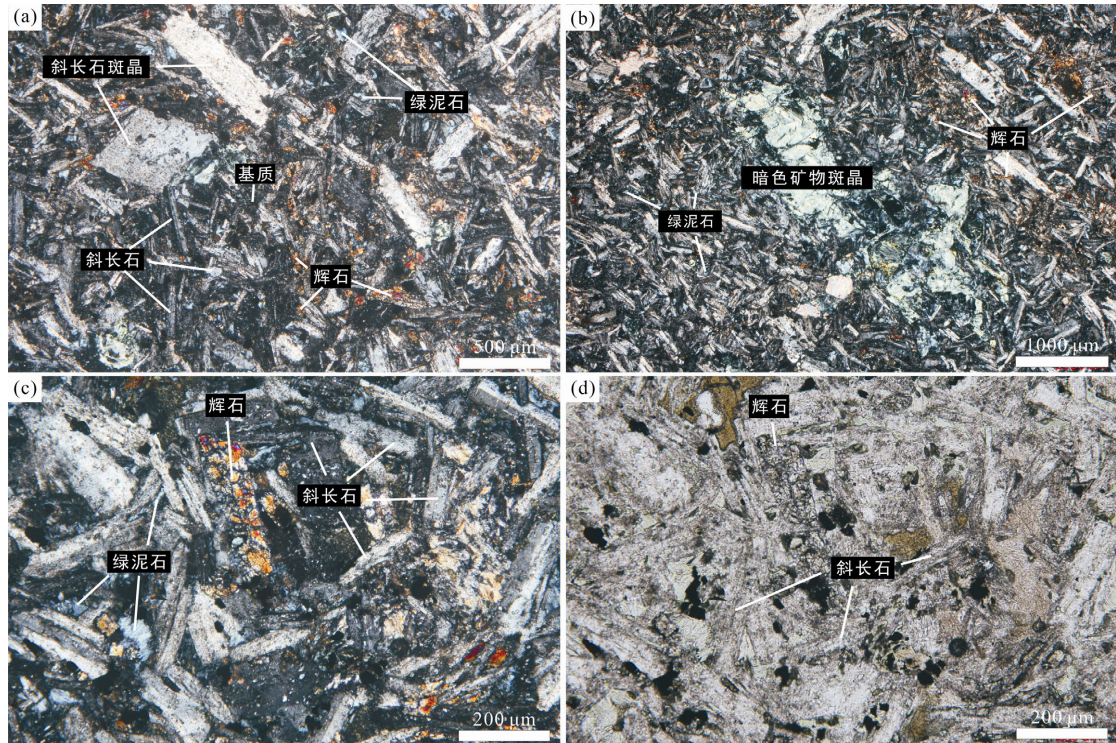


图 3 谢米斯台山东段玄武安山岩的显微镜照片

Fig.3 Microscopic photos of the basaltic andesite in the eastern part of the Xiemisitai mountain

形柱粒状, 填隙状分布于斜长石粒间; 部分被次闪石、绿泥石、碳酸盐交代呈假象, 粒度 <0.25 mm, 填隙状分布。该样品定名为蚀变玄武安山岩。

2 实验方法

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素定年分析、主量、微量元素分析和 Sr-Nd 同位素比值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完成。

2.1 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 测年

将用于年代学测定的玄武安山岩全岩样品用铝箔包装, 标准样品用铜箔包装。每 5 个样品间插 1 个标准样品(底顶各有 1 个标样)装入石英玻璃管中, 几根石英玻璃管样品组成 1 批样品, 外用铝罐密封, 再用锡包裹, 送入核反应堆辐照。样品在中国原子能科学院 49.2 堆照射 54 h。Ar 同位素校正参数 ($^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$)_{Ca}、($^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$)_{Ca} 和 ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)_K 分别为: 8.98×10^{-4} 、 2.67×10^{-4} 和 5.97×10^{-3} 。 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素

定年测试在 GV 5400Ar 稀有气体质谱计上完成。实验流程参见邱华宁(2006)和 Qiu and Jiang (2007)。

2.2 主量、微量元素分析

对于进行主量、微量元素分析的样品, 选取蚀变较弱的样品, 经清除表面杂质后破碎成岩屑, 然后放到稀盐酸中浸泡一个小时, 去掉次生的碳酸盐矿物, 用去离子水在超声波中清洗样品, 并重复 2~3 次, 烘干后用磨样机磨至 200 目供化学分析。主量元素分析在 XRF 上完成, 分析误差小于 2%, 所用仪器为日本理学 Rigaku100e 型 X-荧光光谱仪。微量元素分析在 ICP-MS 上完成, 分析精度优于 3%, 所用仪器为 Finnigan MAT 公司 ELEMENT 型高分辨等离子体质谱仪; 详细的分析流程见刘颖等(1996)。

2.3 Sr-Nd 同位素分析

Sr-Nd 同位素的测定使用 Micro Mass Isoprobe 型多接受电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICP-MS)。Sr 同位素用国际标样 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 同位素用国际标准 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。详细的分析流程见梁细荣等(2003)和韦刚健等(2002)。国际标准样品 NBS987 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值和 Jndi-1 的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值分别为 $0.710288\pm 28(2\sigma)$ 和 $0.512109\pm 12(2\sigma)$, 所有测量的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值分别用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 和 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ 校正。

3 分析结果

3.1 Ar-Ar 年代学

玄武安山岩样品 HB01-5 采自谢米斯台山东侧的早石炭世地层中, 19 个阶段加热分析测试结果见

表 1 及图 4。年龄谱线除早期四个阶段年龄偏高外, 其余 15 个阶段形成稳定的年龄坪, 谱线较平坦, 与此相对应的 ^{39}Ar 释出量占总量的 81%, 坪年龄 $t_p=338.7\pm 6.9$ Ma (图 4a)。该坪包含的 15 组数据得到的等时线年龄 $t_i=332.5\pm 27.2$ Ma, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 初始比值为 297.1 ± 7.4 Ma, 接近于尼尔值(295.5)(图 4b), 表明样品中没有过剩 Ar 的存在。该坪年龄与等时线年龄在误差范围内一致。

3.2 主量、微量元素特征

研究区玄武安山岩样品的主量、微量元素分析数据见表 2, 样品的 SiO_2 含量在 52.2%~52.7% 之间, Al_2O_3 含量在 18.1%~18.4% 之间, CaO 含量在 4.36%~5.35% 之间, $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=6.7\sim 12.0$), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 的含量在 6.17%~6.79% 之间, MgO 含量在 4.70%~5.01% 之间。其低的 TiO_2 含量(0.99%~1.05%) 和 P_2O_5 含量(0.21%~0.25%) 明显不同于富 Nb 玄武岩(王强等, 2003)。玄武安山岩具有相对高的烧失量 ($\text{LOI}=2.91\sim 3.20$), 可能受到一些后期蚀变或者流体的影响。因此, 我们选择一些稀土元素和不活动元素对其进行分类, 在 Nb/Y-Zr/TiO₂ 图解中(图 5), 显示属于玄武岩-安山岩的范围。Mg[#] 值在 53~54 之间, 低于原生玄武岩(Mg[#] 值为 70, Dupuy and Dostal, 1984), 说明玄武安山岩在形成过程中发生了结晶分异作用。

玄武安山岩的稀土元素总量 $\Sigma\text{REE}=60.5\sim 67.6$ $\mu\text{g/g}$ 。在球粒陨石标准化稀土元素分布模式图中(图 6a), 显示略富集 LREE, HREE 相对平坦($\text{Gd}/\text{Yb})_N=1.8\sim 1.9$, 轻重稀土分馏比较明显($\text{La}/\text{Yb})_N=5.2\sim 5.5$ 。具弱的 Eu 正异常($\delta\text{Eu}=1.15\sim 1.25$), 其分配模式明显不同于 N-MORB, E-MORB 和 OIB。在微量元素蛛网图中(图 6b), 玄武安山岩富集 Ba, Sr, K 等 LILE, 具有明显的 Nb 和 Ta 负异常, 而 Zr 和 Ti 的异常不明显。相对于富 Nb 玄武岩(王强等, 2003), 西准噶尔

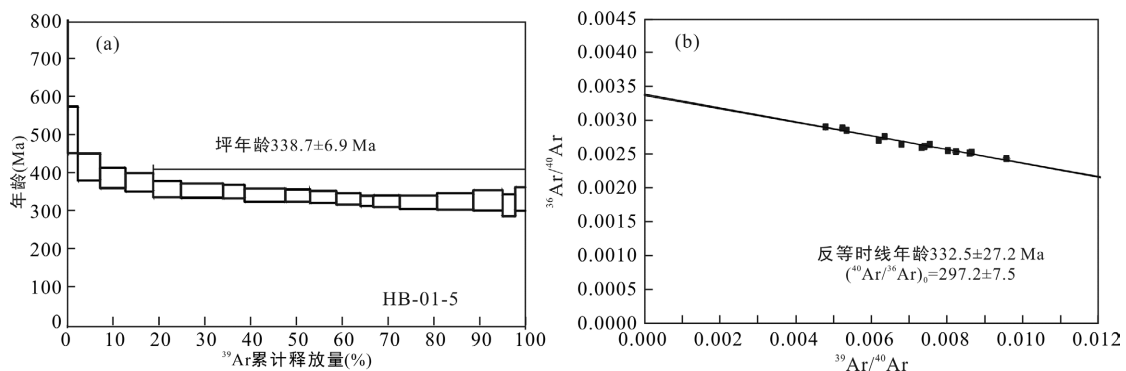


图 4 谢米斯台山东段玄武安山岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄谱图(a)和反等时线图(b)

Fig.4 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau age (a) and inverse isochronal age (b) diagrams for the basaltic andesite in the eastern part of the Xiemisitai mountain

表 1 谢米斯台山东段玄武安山岩(HB01-5)的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素测试结果

Table 1 Argon isotopic results of the basaltic andesite (HB01-5) in the eastern part of the Xiemisitai mountain

Stage no	实验室编号	$^{36}\text{Ar}(\text{a})$	$^{37}\text{Ar}(\text{Ca})$	$^{38}\text{Ar}(\text{Cl})$	$^{39}\text{Ar}(\text{K})$	$^{40}\text{Ar}(\text{r})$	年龄(Ma)	$\pm 2\sigma$	$^{40}\text{Ar}(\text{r})(\%)$	$^{39}\text{Ar}(\text{k})(\%)$
1	09G2315B	0.000813	0.000137	0.000001	0.000087	0.015852	1459.88	± 367.44	6.19	0.11
2	09G2315C	0.002371	0.002388	0.000000	0.001760	0.085597	517.24	± 61.05	10.89	2.18
3	09G2315D	0.002859	0.005191	0.000000	0.003936	0.150897	419.54	± 35.40	15.15	4.88
4	09G2315E	0.002483	0.006185	0.000000	0.004452	0.157593	390.63	± 26.76	17.68	5.52
5	09G2315G	0.002428	0.008443	0.000000	0.004890	0.167358	378.93	± 24.09	18.91	6.06
6	09G2315H	0.002130	0.008144	0.000000	0.004882	0.158529	361.31	± 21.46	20.12	6.05
7	09G2315I	0.002885	0.014433	0.000000	0.007415	0.237846	357.33	± 19.02	21.81	9.19
8	09G2315J	0.001344	0.005219	0.000001	0.003797	0.120920	355.00	± 17.84	23.34	4.71
9	09G2315L	0.002535	0.015945	0.000001	0.007194	0.222263	345.36	± 17.44	22.88	8.92
10	09G2315M	0.001382	0.007478	0.000000	0.004355	0.134068	344.23	± 16.37	24.71	5.40
11	09G2315N	0.001417	0.010001	0.000002	0.004605	0.140220	340.80	± 15.71	25.09	5.71
12	09G2315O	0.001245	0.008532	0.000000	0.004263	0.127701	335.79	± 14.96	25.76	5.28
13	09G2315Q	0.000573	0.003452	0.000000	0.002255	0.066390	330.50	± 13.37	28.18	2.80
14	09G2315R	0.001362	0.010943	0.000001	0.004666	0.136884	329.41	± 14.95	25.38	5.78
15	09G2315S	0.002307	0.015457	0.000001	0.006592	0.191616	326.66	± 17.50	21.94	8.17
16	09G2315T	0.002761	0.018870	0.000006	0.006366	0.186500	329.01	± 21.69	18.61	7.89
17	09G2315V	0.002749	0.017393	0.000004	0.005160	0.152423	331.49	± 26.66	15.80	6.40
18	09G2315W	0.001220	0.005902	0.000004	0.002219	0.062825	318.90	± 28.93	14.83	2.75
19	09G2315X	0.001068	0.004767	0.000002	0.001766	0.052816	335.25	± 30.98	14.34	2.19

注: $J=0.0068290\pm 0.0000341$, 坪年龄= 338.7 ± 6.9 Ma, 等时线年龄= 332.5 ± 27.2 Ma。Ar 同位素测定值均进行了本底校正, $^{37}\text{Ar}(\text{Ca})$, $^{38}\text{Ar}(\text{Cl})$, $^{39}\text{Ar}(\text{K})$ 分别为 Ca、Cl、K 元素在中子活化照射过程产生的相应 Ar 同位素, 计算 K/Ca 比值的转换系数为 0.56。

表 2 谢米斯台山东段玄武安山岩的主量(%)、微量($\mu\text{g/g}$)和 Sr-Nd 同位素组分Table 2 Major (%), trace ($\mu\text{g/g}$) element and Sr-Nd isotope compositions of the basaltic andesite in the eastern part of the Xiemisitai mountain

Sample	HB-01-1	HB-01-2	HB-01-3	HB-01-4	HB-01-5	HB-01-6
SiO ₂	52.6	52.7	52.4	52.2	52.7	52.2
TiO ₂	1.01	1.05	1.02	1.00	1.02	0.99
Al ₂ O ₃	18.4	18.1	18.4	18.3	18.4	18.1
Fe ₂ O ₃ ^T	8.39	8.52	8.27	8.52	8.40	8.44
MnO	0.12	0.12	0.12	0.12	0.13	0.12
MgO	4.95	4.70	4.80	5.01	4.75	4.95
CaO	4.36	4.37	4.91	4.85	4.37	5.35
Na ₂ O	5.75	6.19	5.88	5.99	6.07	5.67
K ₂ O	0.86	0.58	0.72	0.50	0.72	0.50
P ₂ O ₅	0.23	0.25	0.23	0.22	0.23	0.21
LOI	3.07	3.13	2.91	3.04	2.94	3.20
Total	99.8	99.7	99.7	99.8	99.7	99.7
Mg [#]	53.9	52.2	53.5	53.8	52.8	53.8
Na ₂ O/K ₂ O	6.70	10.7	8.22	12.0	8.49	11.3
Sc	17.3	17.3	17.5	17.1		16.6
Ti	5619	5908	5720	5410		5521
V	164	166	165	162		168
Cr	38.6	36.8	37.8	38.0		38.9
Mn	1008	1034	998	1017		1002
Co	29.7	29.3	29.8	30.8		29.5
Ni	59.2	56.1	57.2	58.4		59.1
Cu	60.1	81.1	78.7	82.4		69.4

续表 2:

Sample	HB-01-1	HB-01-2	HB-01-3	HB-01-4	HB-01-5	HB-01-6
Zn	75.5	74.0	73.7	71.4		70.6
Ga	17.4	16.7	18.0	17.0		16.7
Ge	1.02	1.18	1.09	1.23		1.31
Rb	12.1	8.89	10.1	6.23		6.86
Sr	765	680	785	832		747
Y	12.9	14.0	13.6	12.7		12.6
Zr	73.7	77.7	79.1	68.7		69.6
Nb	3.28	3.55	3.52	3.04		3.13
Ba	362	209	299	263		245
La	9.67	10.4	10.1	9.34		9.22
Ce	22.5	24.3	24.1	22.2		21.8
Pr	3.19	3.50	3.32	3.15		3.09
Nd	13.7	14.7	14.4	13.3		13.2
Sm	3.04	3.28	3.17	3.03		2.96
Eu	1.19	1.22	1.17	1.13		1.11
Gd	2.79	3.17	2.98	2.82		2.70
Tb	0.46	0.50	0.48	0.47		0.44
Dy	2.49	2.72	2.72	2.53		2.53
Ho	0.50	0.57	0.55	0.50		0.51
Er	1.37	1.50	1.47	1.37		1.34
Tm	0.21	0.22	0.22	0.20		0.20
Yb	1.31	1.35	1.39	1.27		1.26
Lu	0.20	0.21	0.21	0.18		0.19
Hf	1.80	1.80	1.99	1.76		1.71
Ta	0.22	0.23	0.23	0.20		0.20
Pb	3.24	3.15	3.43	3.70		4.76
Th	0.84	0.88	0.93	0.82		0.81
U	0.35	0.41	0.42	0.47		0.36
ΣREE	62.7	67.6	66.3	61.5		60.5
δEu	1.25	1.15	1.17	1.18		1.20
Nb/U	0.05	0.05	0.05	0.05		0.05
Ce/Pb	6.94	7.72	7.04	6.00		4.58
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		0.70439				
2σ		0.000004				
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		0.512773				
2σ		0.000007				
$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$		5.3				
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$		0.704208				
$t_{\text{DM}}(\text{Ma})$		730				
$t_{2\text{DM}}(\text{Ma})$		662				

早石炭世玄武安山岩具有相对低的 Nb 含量 (3.04~3.55 μg/g) 和 Nb/La 比值 (0.33~0.35), 其微量元素蛛网图也明显不同于 N-MORB, E-MORB 和 OIB。

4 讨论

4.1 岩浆源区特征

玄武安山岩样品(HB-01-2)的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值为 0.7042, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 5.3(表 2), 显示了亏损地幔特征。

而西准噶尔玄武安山岩微量元素分布曲线与 N-MORB, E-MORB 和 OIB 存在明显差异(图 6a, b), 说明岩浆源区可能受到俯冲组分的影响。Zr、Nb 是不活动元素, 能有效地区别出岩浆源区属性(Pearce and Cann, 1973)。在 Zr-Nb 图中(图 7), 西准噶尔玄武安山岩同样显示了亏损地幔特征。在 Ta/Yb-Th/Yb 图和 La-Y-Nb 图(图 8a, b)中, 样品全投在钙碱性玄武岩区域。微量元素比值可以有效区分原始岩浆演化过程中受流体或地壳混染的程度, 其地球化学

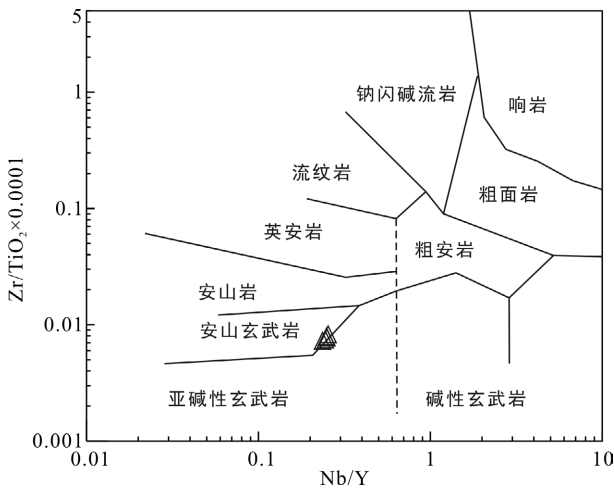


图 5 谢米斯台山东段玄武安山岩的 Nb/Y-Zr/TiO₂ 图(据 Winchester and Floyd, 1977)

Fig.5 Nb/Y vs. Zr/TiO₂ diagram for the basaltic andesite in the eastern part of the Xiemisitai mountain

特征指示源区性质。在 Nb/Yb-La/Yb 图中(图 8c), 西准噶尔玄武安山岩落在地幔序列之外, 表明这些元素受到俯冲组分的影响。相对于 HFSE 和 HREE, 西准噶尔玄武安山岩富集 LILE 和 LREE, 显示受流体交代作用特征。另外, 在 Nb/Y-Rb/Y 图(图 9a)和 Ba/La-Ba/Nb 图(图 9b)中, 也显示了流体在成岩过程中的重要作用。此外, 地壳物质强烈亏损 Nb, 而高度富集 Pb, 因而具有较低的 Nb/U 和 Ce/Pb 比值。西准噶尔玄武安山岩的 Nb/U 和 Ce/Pb 比值分别为 6.5~9.3 和 4.6~7.7, 与大陆地壳的范围基本一致 (Nb/U=10, Ce/Pb=4, Hofmann et al., 1986), 远低于大洋中脊玄武岩 (MORB) 和洋岛玄武岩 (OIB) (Nb/U=47±7, Ce/Pb=25±5), 证明西准噶尔玄武安山岩的原始岩浆在上升过程中可能经历了地壳物质的混染。

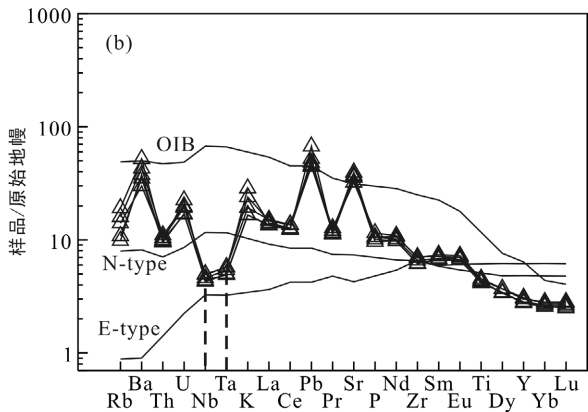
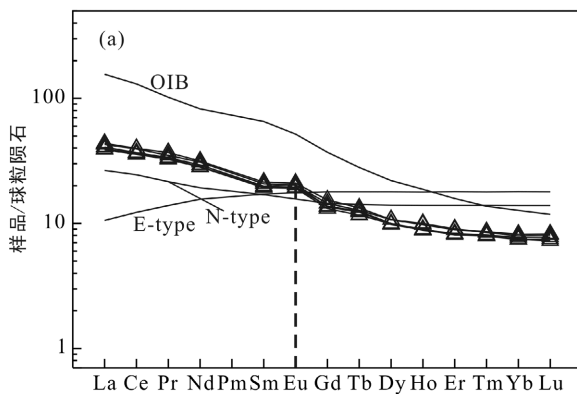


图 6 谢米斯台山东段玄武安山岩球粒陨石标准化 REE 配分模式图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)(球粒陨石、原始地幔值、N-type MORB、E-type MORB 和 OIB 值引自文献 Sun and McDonough, 1989)

Fig.6 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized spider diagram (b) for the basaltic andesite in the eastern part of the Xiemisitai mountain

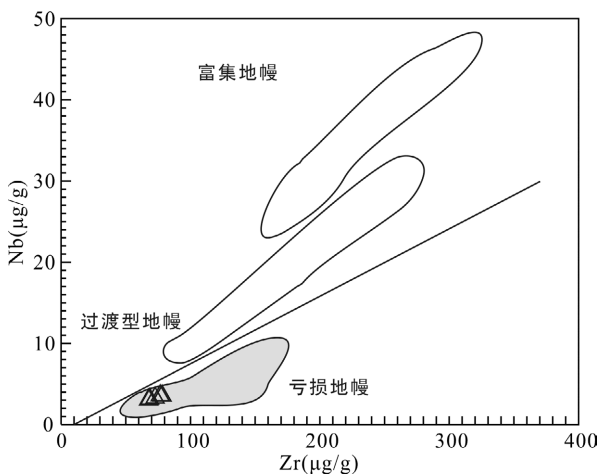


图 7 谢米斯台山东段玄武安山岩的 Zr-Nb 分类图(据 Geng et al., 2011)。

Fig.7 Zr vs. Nb diagram for the basaltic andesite in the eastern part of the Xiemisitai mountain

因此, 我们认为, 这些玄武安山岩跟受到流体交代的地幔楔部分熔融有关, 并在上升过程中受到地壳物质混染。

4.2 构造意义

花岗岩在西准噶尔地区广泛分布, 主要由 I 型花岗岩、A 型花岗岩和紫苏花岗岩组成 (Chen and Jahn, 2004; Chen and Arakawa, 2005; 韩宝福等, 2006; 苏玉平等, 2006; Geng et al., 2009; Yang et al., 2012; 尹继元等, 2013a)。前人对这些花岗岩进行锆石 U-Pb 年代学研究认为, 西准噶尔后碰撞岩浆活动出现在 340~265 Ma 之间 (韩宝福等, 2006; Zhou et al., 2008)。然而, 我们统计了西准噶尔地区花岗岩的时空分布, 结果显示, 早石炭世的 I 型花岗岩主要分布于西准噶尔北部的扎尔玛-萨吾尔火山弧上 (尹继元等, 2013a; Yin et al., 2015a)。这些花岗岩富集 LILE

和 LREE, 亏损 HFSE, 显示岛弧岩浆的特征, 可能是额尔齐斯-斋桑洋南向俯冲的产物(图 11, 陈家富等, 2010; 尹继元等, 2013a; Chen et al., 2010)。而晚

石炭世-早二叠世的花岗岩分布非常广泛, 遍及西准噶尔全区(韩宝福等, 2006; Chen et al., 2010; 尹继元等, 2013a)。从岩石属性上看, 这些侵入岩不仅包

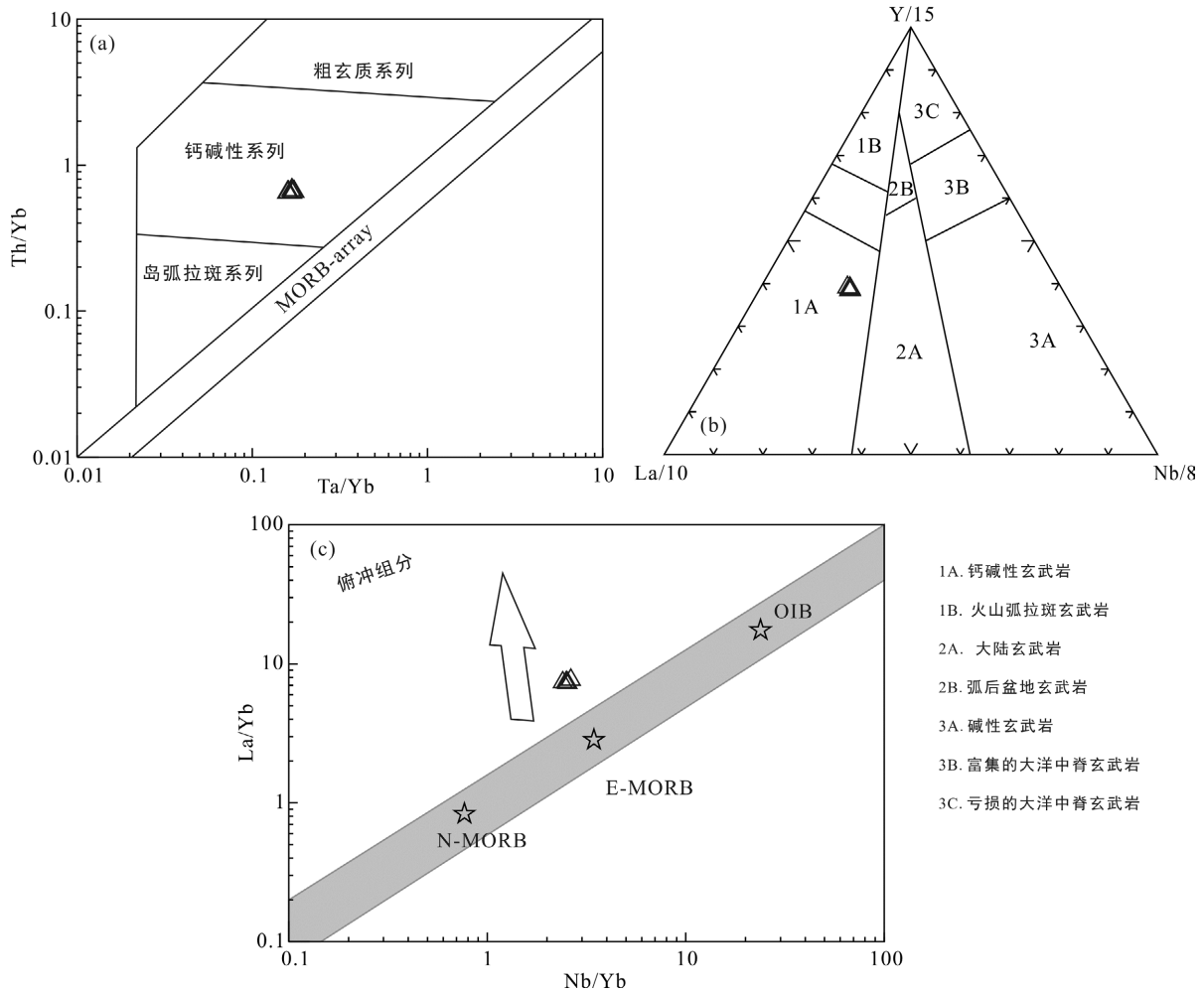


图 8 Ta/Yb-Th/Yb 图(a)(据 Hastie et al., 2007); La-Y-Nb 图(b) (据 Cabanis and Lecolle, 1989); Nb/Yb-La/Yb 图(c) (据朱永峰等, 2007)(N-MORB, E-MORB 和 OIB 数据引自文献 Sun and McDonough, 1989)

Fig.8 Plots of Ta/Yb vs. Th/Yb (a), La-Y-Nb (b) and Nb/Yb vs. La/Yb (c)

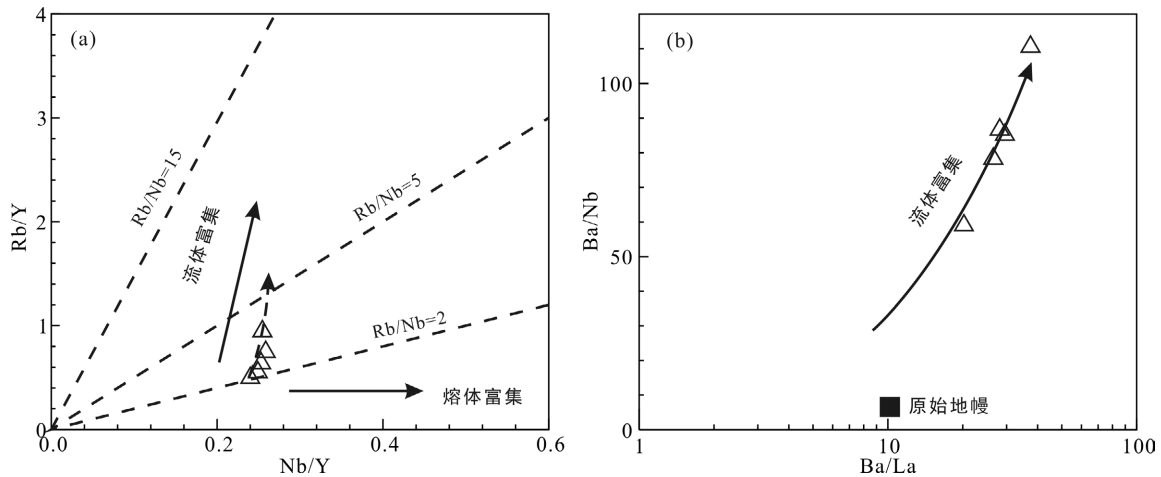


图 9 Nb/Y-Rb/Y 图(a)和 Ba/La-Ba/Nb 图(b)(据 Geng et al., 2011)

Fig.9 Nb/Y vs. Rb/Y (a) and Ba/La vs. Ba/Nb (b) diagrams

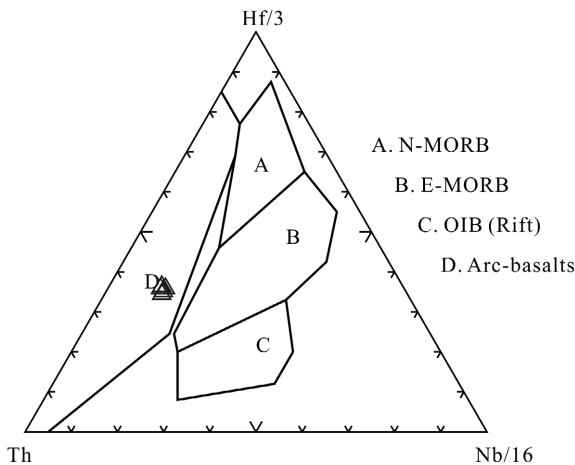


图 10 谢米斯台山东段玄武安山岩的构造背景判别图 (据 Wood, 1980)

Fig.10 Tectonic setting discrimination diagram for the basaltic andesite in the eastern part of the Xiemisitai mountain

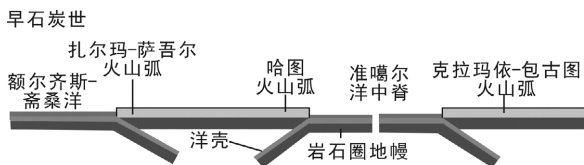


图 11 西准噶尔地区早石炭世的构造模式图

Fig.11 Tectonic model for the Early Carboniferous West Junggar

含了 A 型花岗岩、紫苏花岗岩, 还有埃达克质花岗岩闪长岩和富镁闪长岩等(Geng et al., 2009; Tang et al., 2010, 2012a; Yin et al., 2010, 2013; Yang et al., 2014a)。本文对西准噶尔北部早石炭世玄武安山岩研究显示, 其富集 HFSE 和 LREE, 亏损 Nb 和 Ta, 具有低的 Nb/La 和 Nb/U 比值, 显示岛弧岩浆的亲缘性。在 Ta/Yb-Th/Yb 图(图 8a)和 La-Y-Nb 分类图(图 8b)中, 所有样品都投在钙碱性玄武岩区域。此外, 在 Th-Hf/3-Nb/16 的环境判别图中(图 10), 所有样品都落在了岛弧玄武岩区域。由此可见, 西准噶尔北部早石炭世玄武安山岩可能形成于岛弧环境。更重要的是, 下石炭统太勒古拉组沉积相为半深海-深海相, 发育浊流沉积特点, 其碎屑锆石年龄集中在 320~344 Ma(峰期为 330 Ma)(高睿等, 2013)。而古地理、古地磁数据显示, 准噶尔洋不仅在早石炭世活动, 直到晚石炭世也没有停止(王福同, 2006; Wang et al., 2007; Choulet et al., 2011; Yi et al., 2015)。上述证据表明, 西准噶尔在早石炭世不是后碰撞环境, 而是岛弧环境。然而, 对于西准噶尔早石炭世处于

单一岛弧环境(Geng et al., 2011; 易善鑫等, 2014; Yang et al., 2014b)、弧后盆地(Shen et al., 2013), 还是洋内弧环境(Zhang et al., 2011), 目前仍然没有定论。

总体上, 对于西准噶尔地区早石炭世岩浆岩的研究还比较薄弱。结合前人和本文的研究, 我们认为在 324 Ma 以前, 西准噶尔地区无论是花岗岩还是火山岩, 都具有钙碱性的特征(陈家富等, 2010; Geng et al., 2011; 尹继元等, 2013a; Shen et al., 2013; Yang et al., 2014b)。如: 本文研究的玄武安山岩为钙碱性的特征, 是正常俯冲岛弧岩浆作用的产物。然而, 到 324 Ma 后, 达拉布特断裂西北侧的哈图玄武岩显示 MORB 特征(Shen et al., 2013), 被认为是弧后盆地的产物。但是在 315 Ma 以后, 在达拉布特断裂西北侧又出现了 MORB 特征的玄武岩、A 型花岗岩、埃达克岩和富 Nb 玄武岩(Tang et al., 2012c; Zhang et al., 2014 和作者未发表数据)。当洋脊与海沟相互作用后, 软流圈地幔沿着板片窗上涌, 带来巨大的热能, 促使广泛的岩浆作用(DeLong et al., 1979; Thorkelson, 1996)。因此, 我们考虑晚石炭世岩浆作用可能不是弧后盆地的产物, 而是准噶尔洋中脊北西向俯冲作用的产物。在达拉布特断裂东南侧, 早石炭世的火山岩具有钙碱性的特征, 是准噶尔洋向南俯冲作用的产物(Geng et al., 2011)。然而, 作者在克拉玛依地区发现俯冲成因的的赞岐岩(321 Ma), 可能暗示高温岩浆作用的开始(Yin et al., 2010; 2015b), 随后, 伴随有大量的碱性花岗岩、埃达克岩、富镁闪长质岩墙、碱性玄武岩、OIB 和铜金矿床的形成(Tang et al., 2010; 2012a, 2012b; Zhang et al., 2011; 尹继元等, 2013b; Yin et al., 2013; 2015b)。我们考虑上述特殊岩石组合可能与西准噶尔地区晚石炭世的洋脊俯冲作用有关(Geng et al., 2009; Tang et al., 2010; Yin et al., 2010, 2013, 2015b)。另外, 在早石炭世, 古亚洲洋多个俯冲体系同时存在, 如: 额尔齐斯-斋桑洋往扎尔玛-萨吾尔火山弧俯冲, 北天山洋往伊犁-北天山弧俯冲, 准噶尔洋往哈图火山弧俯冲等。Zhang et al. (2011)在达拉布特断裂东南侧的野鸭沟地区识别出褶皱冲断构造, 顶端指向北西的褶皱组合揭示达拉布特古洋盆发生向南的俯冲消减。这表明, 在早石炭世, 古亚洲洋发生双向俯冲作用, 分别俯冲到东南侧的克拉玛依火山弧和西北侧的哈图火山弧之下(图 11)。随后, 准噶尔洋脊先后与达拉布特两侧的海沟相汇, 产生了广泛的岩浆作用和成矿作用。

5 结 论

(1) 西准噶尔北部早石炭世的火山岩为玄武安山岩,其喷发时间为 338.7 ± 6.9 Ma。

(2) 西准噶尔玄武安山岩具有钙碱性的特征,富集 LILE 和 LREE, 亏损 HFSE(如 Nb 和 Ta), 具有高的 Rb/Y 和 Ba/Nb 比值, 显示岛弧岩浆的特征。另外, 其 Nb/U 和 Ce/Pb 比值与大陆地壳的范围基本一致, 表明其可能受到陆壳的混染。

(3) 在 Th-Hf/3-Nb/16 的环境判别图中, 所有样品都落在了岛弧玄武岩区域。结合区域古地理, 古地磁, 岩浆岩以及大地构造研究成果, 我们认为西准噶尔地区在早石炭世处于岛弧环境。而准噶尔洋壳早石炭世期间经历向西北侧和东南侧的双向俯冲过程。而古亚洲洋的构造演化过程中, 可能经历多个洋内俯冲系统。

致谢: 长安大学的李永军教授和另一位匿名审稿人详细审阅了全文, 并提出宝贵的修改意见, 在此表示感谢。样品的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年分析、主量、微量元素和同位素分析过程中, 分别得到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邱华宁、刘颖、胡光黔和曾文等老师的热心帮助。在野外样品采集过程中, 得到香港大学地球科学系耿红艳博士的帮助。在此衷心的感谢!

参考文献(References):

陈家富, 韩宝福, 张磊. 2010. 西准噶尔北部晚古生代两期侵入岩的地球化学、Sr-Nd同位素特征及其地质意义. 岩石学报, 26(8): 2317-2335.

高睿, 肖龙, 王国灿, 贺新星, 杨刚, 鄢圣武. 2013. 西准噶尔晚古生代岩浆活动和构造背景. 岩石学报, 29(10): 3413-3434.

韩宝福, 季建清, 宋彪, 陈立辉, 张磊. 2006. 新疆准噶尔晚古生代陆壳垂向生长()——后碰撞深成岩浆活动的时限. 岩石学报, 22(5), 1077-1086.

梁细荣, 韦刚健, 李献华, 刘颖. 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.

刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用ICP-MS准确测定岩石样品中的40余种微量元素. 地球化学, 25(6): 552-558.

邱华宁. 2006. 新一代Ar-Ar实验室建设与发展趋势: 以中国科学院广州地球化学研究所Ar-Ar实验室为例. 地球化学, 35: 133-140.

宋彪, 李锦轶, 张进, 朱志新, 王煜, 徐新. 2011. 准噶尔托里地区塔尔根二长花岗岩锆石U-Pb年龄——托里

断裂左行走滑运动开始的时间约束. 地质通报, 30(1): 19-25.

苏玉平, 唐红峰, 侯广顺, 刘丛强. 2006. 新疆西准噶尔达拉布特构造带铝质A型花岗岩的地球化学研究. 地球化学, 35(1): 55-67.

王福同. 2006. 新疆维吾尔自治区古地理及地质生态图集. 北京: 中国地图出版社.

王金荣, 贾志磊, 李泰德, 马锦龙, 赵磊, 何彦彬, 张伟, 刘昆鑫, 王金荣. 2013. 新疆西准噶尔发现早泥盆世埃达克岩: 大地构造及成矿意义. 岩石学报, 29(3): 840-852.

王强, 赵振华, 白正华, 熊小宁, 梅厚钧, 许继峰, 包志伟, 王一先. 2003. 新疆阿拉套山石炭纪埃达克岩, 富Nb岛弧玄武质岩: 板片熔体与地幔橄榄岩相互作用及地壳增生. 科学通报, 48(12): 1342-1349.

王章棋, 江秀敏, 郭晶, 徐飞, 邓欣, 张倩, 李解, 牛启营, 罗照华. 2014. 新疆西准噶尔谢米斯台地区发现早古生代火山岩地层: 野外地质学和年代学证据. 大地构造与成矿学, 38(3): 670-685.

韦刚健, 梁细荣, 李献华, 刘颖. 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.

魏荣珠. 2010. 新疆西准噶尔拉巴花岗岩地球化学特征及年代学研究. 岩石矿物学杂志, 29(6): 663-674.

易善鑫, 李永军, 焦光磊, 孙羽, 杨高学, 王军年, 杨丰柱. 2014. 西准噶尔博什库尔——成吉斯火山弧中早石炭世火山岩的地球化学特征及其构造意义. 矿物岩石地球化学通报, 33(4): 431-438.

尹继元, 陈文, 喻顺, 龙晓平, 袁超, 张彦, 李洁, 孙敬博, 刘新宇. 2013b. 西准噶尔包古图富镁闪长质岩墙的时代, 地球化学特征以及铜金成矿意义. 中国地质, 40(4): 1030-1043.

尹继元, 陈文, 袁超, 张运迎, 龙晓平, 喻顺, 张彦, 李洁, 孙敬博. 2013a. 新疆西准噶尔晚古生代侵入岩的年龄和构造意义——来自锆石LA-ICP-MS定年的证据. 地球化学, 42(5): 415-430.

尹继元, 袁超, 孙敏, 龙晓平, 邱华宁, 王毓婧, 任江波, 关义立. 2012. 新疆哈图早二叠世富镁闪长岩的时代、地球化学特征和可能的成因机制. 岩石学报, 28(7): 2171-2184.

尹继元, 袁超, 孙敏, 王毓婧, 龙晓平, 关义立. 2011. 新疆西准噶尔晚古生代的大地构造演化的岩浆活动记录. 大地构造与成矿学, 35(2): 275-288.

朱永峰, 徐新, 魏少妮, 宋彪, 郭璇. 2007. 西准噶尔克拉玛依OIB型枕状玄武岩地球化学及其地质意义研究. 岩石学报, 23(7): 1739-1748.

- Cabanis B and Lecolle M. 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: Un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série II*, 309, 2023–2029.
- Chen B and Arakawa Y. 2005. Elemental and Nd-Sr isotopic geochemistry of granitoids from the West Junggar fold-belt (NW China), with implications for Phanerozoic continental growth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69: 1307–1320.
- Chen B and Jahn B M. 2004. Genesis of post-collisional granitoids and basement nature of the Junggar terrane, NW China: Nd-Sr isotope and trace element evidence. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23: 691–703.
- Chen J F, Han B F, Ji J Q, Zhang L, Xu Z, He G Q and Wang T. 2010. Zircon U-Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, North Xinjiang, China. *Lithos*, 115: 137–152.
- Choulet F, Chen Y, Wang B, Faure M, Cluzel D, Charvet J, Lin W and Xu B. 2011. Late Paleozoic paleogeographic reconstruction of Western Central Asia based upon paleomagnetic data and its geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42: 867–884.
- Delong S E, Schwarz W M and Anderson R N. 1979. Thermal effects of ridge subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, 44: 239–246.
- Dupuy C and Dostal J. 1984. Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth and Planetary Science Letters*, 67(1): 61–69.
- Geng H Y, Sun M, Yuan C, Xiao W J, Zhao G C, Zhang L F, Wong K and Wu F Y. 2009. Geochemical, Sr-Nd and zircon U-Pb-Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: Implications for ridge subduction? *Chemical Geology*, 266: 364–389.
- Geng H Y, Sun M, Yuan C, Zhao G C and Xiao W J. 2011. Geochemical and geochronological study of early Carboniferous volcanic rocks from the West Junggar: Petrogenesis and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42: 854–866.
- Hastie A R, Kerr A C, Pearce J A and Mitchell S F. 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48: 2341–2357.
- Hofmann A W, Jochum K P, Seufert M and White W M. 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 79(1–2): 33–45.
- Jahn B M. 2004. The Central Asian orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic// Malpas J, Fleteher C J N, Ali J R, Aitehison J C. Aspects of the Tectonic Evolution of China. *Geological Society, London, Special Publications*, 226: 73–100.
- Liu X J, Xu J F, Castillo P R, Xiao W J, Shi Y, Feng Z H and Guo L. 2014. The Dupal isotopic anomaly in the southern Paleo-Asian Ocean: Nd-Pb isotope evidence from ophiolites in Northwest China. *Lithos*, 189: 185–200.
- Qiu H N and Jiang Y D. 2007. Sphalerite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ progressive crushing and stepwise heating techniques. *Earth and Planetary Science Letters*, 256: 224–232.
- Sengör A M C, Natal'in B A and Burtman V S. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 364(6435): 299–307.
- Shen P, Pan H D, Xiao W J, Li X H, Dai H W and Zhu H P. 2013. Early Carboniferous intra-oceanic arc and back-arc basin system in the West Junggar, NW China. *International Geology Review*, doi: 10.1080/00206814.2013.810385.
- Shen P, Shen Y C, Li X H, Pan H D, Zhu H P, Meng L and Dai H W. 2012. Northwestern Junggar Basin, Xiemisitai Mountains, China: A geochemical and geochronological approach. *Lithos*, 140–141: 103–118.
- Tang G J, Wang Q, Wyman D A, Li Z X, Xu Y G and Zhao Z H. 2012b. Recycling oceanic crust for continental crustal growth: Sr-Nd-Hf isotope evidence from granitoids in the western Junggar region, NW China. *Lithos*, 128: 73–83.
- Tang G J, Wang Q, Wyman D A, Li Z X, Zhao Z H and Yang Y H. 2012a. Late Carboniferous high $\epsilon\text{Nd}(t)$ - $\epsilon\text{Hf}(t)$ granitoids, enclaves and dikes in western Junggar, NW China: Ridge-subduction-related magmatism and crustal growth. *Lithos*, 84: 86–102.
- Tang G J, Wang Q, Wyman D A, Li Z X, Zhao Z H, Jia X H and Jiang Z Q. 2010. Ridge subduction and crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: Evidence from Late Carboniferous adakites and high-Mg diorites in the western Junggar region, northern Xinjiang (west China). *Chemical Geology*, 277: 281–300.
- Tang G J, Wyman D A, Wang Q, Li J, Li Z X, Zhao Z H and

- Sun W D. 2012c. Asthenosphere-lithosphere interaction triggered by a slab window during ridge subduction: Trace element and Sr-Nd-Hf-Os isotopic evidence from Late Carboniferous tholeiites in the western Junggar area (NW China). *Earth and Planetary Science Letters*, 329: 84–96.
- Thorkelson D J. 1996. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. *Tectonophysics*, 255: 47–63.
- Wang Q, Wyman D A, Zhao Z H, Xu J F, Bai Z H, Xiong X L, Bai T M, Li C F and Chu Z Y. 2007. Petrogenesis of Carboniferous adakites and Nb-enriched arc basalts in the Alataw area, northern Tianshan Range (western China): Implications for Phanerozoic crustal growth in the Central Asia orogenic belt. *Chemical Geology*, 236: 42–64.
- Winchester J A and Floyds P A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325–343.
- Windley B F, Alexeiev D, Xiao W J, Kröner A and Badarch G. 2007. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. *Journal of the Geological Society*, 164: 31–47.
- Wood D A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50: 11–30.
- Xiao W J, Han C M, Yuan C, Sun M, Lin S F, Chen H L, Li Z L, Li J L and Sun S. 2008. Middle Cambrian to Permian subduction-related accretionary orogenesis of North Xinjiang, NW China: Implications for the tectonic evolution of Central Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32: 102–117.
- Xu Z, Han B F, Ren R, Zhou Y Z, Zhang L, Chen J F, Su L, Li X H and Liu D Y. 2012. Ultramafic-mafic mélange, island arc and post-collisional intrusions in the Mayile Mountain, West Junggar, China: Implications for Paleozoic intra-oceanic subduction-accretion process. *Lithos*, 132: 141–161.
- Yakubchuk A. 2004. Architecture and mineral deposit settings of the Altaid orogenic collage: A revised model. *Journal of Asian Earth Science*, 23: 761–779.
- Yang G X, Li Y J, Safonova I, Yi S X, Tong L L and Seltmann R. 2014b. Early Carboniferous volcanic rocks of West Junggar in the western Central Asian Orogenic Belt: Implications for a supra-subduction system. *International Geology Review*, DOI: 10.1080/00206814.2014.902757
- Yang G X, Li Y J, Santosh M, Yang B K, Yang J, Zhang B and Tong L L. 2012. Geochronology and geochemistry of basaltic rocks from the Sartuohai ophiolitic mélange, NW China: Implications for a Devonian mantle plume within the Junggar Ocean. *Journal of Asian Earth Sciences*, 59: 141–155.
- Yang G X, Li Y J, Yan J, Tong L L, Han X and Wang Y B. 2014a. Geochronological and geochemical constraints on the origin of the 304±5 Ma Karamay A-type granites from West Junggar, Northwest China: Implications for understanding the Central Asian Orogenic Belt. *International Geology Review*, 56: 393–407.
- Yi Z Y, Huang B C, Xiao W J, Yang L K and Qiao Q Q. 2015. Paleomagnetic study of Late Paleozoic rocks in the Tacheng Basin of West Junggar (NW China): Implications for the tectonic evolution of the western Altaids. *Gondwana Research*, 27: 868–877.
- Yin J Y, Chen W, Xiao W J, Yuan C, Sun M, Tang G J, Yu S, Long X P, Cai K D, Geng H Y, Zhang Y and Liu X Y. 2015b. Petrogenesis of Early-Permian Sanukitoids from West Junggar, Northwest China: Implications for Late Paleozoic crustal growth in Central Asia. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2015.01.005.
- Yin J Y, Chen W, Yuan C, Yu S, Xiao W J, Long X P, Li J and Sun J B. 2015a. Petrogenesis of Early Carboniferous adakitic dikes, Sawur region, northern West Junggar, NW China: Implications for geodynamic evolution. *Gondwana Research*, 27(4): 1630–1645.
- Yin J Y, Long X P, Yuan C, Sun M, Zhao G C and Geng H Y. 2013. A Late Carboniferous slab window: Geochronological and geochemical evidence from mafic to intermediate dykes in West Junggar, NW China. *Lithos*, 175–176: 146–162.
- Yin J Y, Yuan C, Sun M, Long X P, Zhao G C and Geng H Y. 2010. Late Carboniferous High-Mg dioritic dykes in Western Junggar, NW China: Geochemical features, petrogenesis and tectonic implications. *Gondwana Research*, 17: 145–152.
- Yin J Y, Chen W, Xiao W J, Yuan C, Windley B F, Yu S, Cai K D. 2015c. Late Silurian-early Devonian adakitic granodiorite, A-type and I-type granites in NW Junggar, NW China: Partial melting of mafic lower crust and implications for slab roll-back. *Gondwana Research*, doi: 10.1016/j.gr.2015.06.016.

- Zhang J E, Xiao W J, Han C M, Mao Q G, Ao S J, Guo Q Q and Ma C. 2011. A Devonian to Carboniferous intra-oceanic subduction system in Western Junggar, NW China. *Lithos*, 125: 592–606.
- Zhang X and Zhang H. 2014. Geochronological, geochemical, and Sr-Nd-Hf isotopic studies of the Baiyanghe A-type granite porphyry in the Western Junggar: Implications for its petrogenesis and tectonic setting. *Gondwana Research*, 25: 1554–1569.
- Zhou T F, Yuan F, Fan Y, Zhang D Y, Cooke D and Zhao G C. 2008. Granites in the Sawuer region of the west Junggar, Xinjiang Province, China: Geochronological and geochemical characteristics and their geodynamic significance. *Lithos*, 106: 191–206.

Petrogenesis and Tectonic Implication of Early Carboniferous Basaltic Andesite in the Eastern Part of Xiemisitai Mountain, Northern West Junggar

YIN Jiyuan^{1,2,3}, CHEN Wen¹, YUAN Chao⁴, XIAO Wenjiao^{2,5,6}, LONG Xiaoping⁴ and CAI Keda⁶

(1. Laboratory of Isotope Thermochronology, State Key Laboratory of Continental Tectonics and Dynamics, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2. State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 3. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, Guizhou, China; 4. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 5. CAS Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences, Beijing 100101, China; 6. Xinjiang Research Center for Mineral Resources, Chinese Academy of Sciences, Urumqi 830011, Xinjiang, China)

Abstract: This paper presents new Ar-Ar age and geochemical data for the early Carboniferous volcanic rocks in the eastern part of the Xiemisitai Mountain, northern West Junggar. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the basaltic andesite yielded a well-defined plateau age of 338.7 ± 6.9 Ma. In geochemistry, the basaltic andesite exhibits calc-alkaline characteristics, enriched in LILE and LREE, depleted in HFSE (e.g. Nb and Ta) with high Rb/Y and Ba/Nb ratios, which is consistent with the geochemical characteristics of arc-related magmas. Furthermore, all rocks plot in the island arc basalt field in the Th-Hf/3-Nb/16 tectonic discrimination diagram. Combined with previous results of palaeogeography, palaeomagnetism, magmatic rocks and structural geology, we consider that the basaltic andesite was likely generated in an island arc setting. Subduction of Junggar Ocean was bidirectional, toward the northwest and southeast, respectively. Paleo-Asian Ocean might have experienced multiple intra-oceanic subduction (i.e. North Tianshan Ocean, Junggar Ocean, Irtysh-Zaysan Ocean, etc.) during its tectonic evolution.

Keywords: West Junggar; Early Carboniferous; island-arc environment; basaltic andesite