

文章编号: 1000- 6524 (2001) 03- 0344- 09

新疆北部阿尔泰地区库尔提蛇绿岩: 古弧后盆地系统的产物

许继峰, 陈繁荣, 于学元, 牛贺才, 郑作平

(中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640)

摘 要: 位于新疆北部富蕴县库尔提一带的晚古生代变质玄武岩和辉长岩系含有似岛弧火山岩 (arc_like) 和似洋中脊玄武岩 (MORB_like) 成分的两种组分, 岩石以出现不同程度的 LREE 亏损和 Nb、Ta 等元素的负异常为特征, 在成分上非常相似于现代弧后盆地 (Mariana 和 Okinawa 弧后盆地) 的玄武岩。我们厘定这套变质的镁铁质火成岩为弧后盆地蛇绿岩, 它们很可能代表了晚古生代古亚洲洋北侧的一个洋内岛弧的弧后盆地系统, 表明晚古生代早期新疆北部地区处于与古亚洲洋俯冲有关的岛弧环境, 该古洋在晚石炭世—二叠纪消减消失后, 两侧西伯利亚和哈萨克—准噶尔板块才开始碰撞和造山。

关键词: 弧后盆地; 蛇绿岩; 岛弧; 古亚洲洋; 新疆

中图分类号: P588.1; P541

文献标识码: A

对蛇绿岩进行系统研究不仅可以获得有关造山带演化的重要信息, 而且还能更好地理解海洋岩石圈的成因演化。在 20 世纪 80 年代之前, 蛇绿岩通常被认为产生于洋中脊环境^[1], 但从 1980 年之后, 人们逐渐认识到蛇绿岩也可形成于消减带中^[2], 现在, 大多数科学家相信蛇绿岩可产生在洋中脊、岛弧、弧前和弧后盆地等多种环境中, 并且绝大部分蛇绿岩应形成在超消减带 (super-subduction zone) 环境中^[2-4]。然而, 由于蛇绿岩这一古老的碎片通过构造作用侵位于陆地中, 要正确鉴别一个蛇绿岩的构造环境通常是不容易的。一般认为, 详细地研究蛇绿岩的地球化学组成, 并综合考虑蛇绿岩与其他共生地质体的成因联系, 是成功鉴别蛇绿岩形成构造背景的有效方法。

古弧后盆地系统是蛇绿岩产出的一个重要部位, 因此弧后盆地蛇绿岩是一种常见的蛇绿岩类型。对现代弧后盆地 (如西太平洋 Mariana 和 Okinawa 弧后盆地) 的研究表明^[5-7], 其中的火山岩和侵入岩具有与蛇绿岩中的镁铁质岩石相似的地球化学特征, 因此弧后盆地系统的岩石被认为是蛇绿岩在现代的替代物^[3]。世界上典型的弧后盆地蛇绿岩之一——菲律宾的 Zambales 蛇绿岩也被众多研究证实是超消减带之上的弧后盆地系统的一部分^[8-10]。然而, 尽管在我国有许多蛇绿岩分布, 但有关弧后盆地蛇绿岩的报道还不多见。本文对新疆北部阿尔泰地区库尔提蛇绿岩进行了系统的岩石地球化学研究, 厘定其为晚古生代弧后盆地蛇绿岩, 并讨论了该蛇绿岩的构造意义。

1 地质背景

新疆北部阿尔泰地区构造上属于西伯利亚板块在古生代增生形成的阿尔泰地块, 并被认为是中亚造山带的一部分^[11-13]。位于阿尔泰地块南侧的哈萨克—准噶尔板块的东准噶尔地块与西伯利亚板块 (阿

收稿日期: 2001- 04- 18; 修订日期: 2001- 06- 26

基金项目: 国家 305 项目专题 (96- 915- 01- 01) 资助

作者简介: 许继峰 (1963-), 男, 博士, 副研究员, 长期从事火成岩岩石学和地球化学的研究。

尔泰地块)以恰尔斯克-布尔根板块缝合带为界(图1a)^[13]。一般认为,在早古生代至晚古生代早期,古亚洲洋出现在西伯利亚板块和哈萨克-准噶尔板块之间^[14-16],现在所见到的两侧大陆边缘是古亚洲洋消减作用的增生产物。已有研究揭示准噶尔地块北部分布有泥盆纪和石炭纪岛弧火山岩以及埃达克岩石^[17,18],在阿尔泰地块南部阿舍勒地区也发现有泥盆纪岛弧火山岩系^[19,20],这些都表明了该地区古生代消减作用的广泛存在。

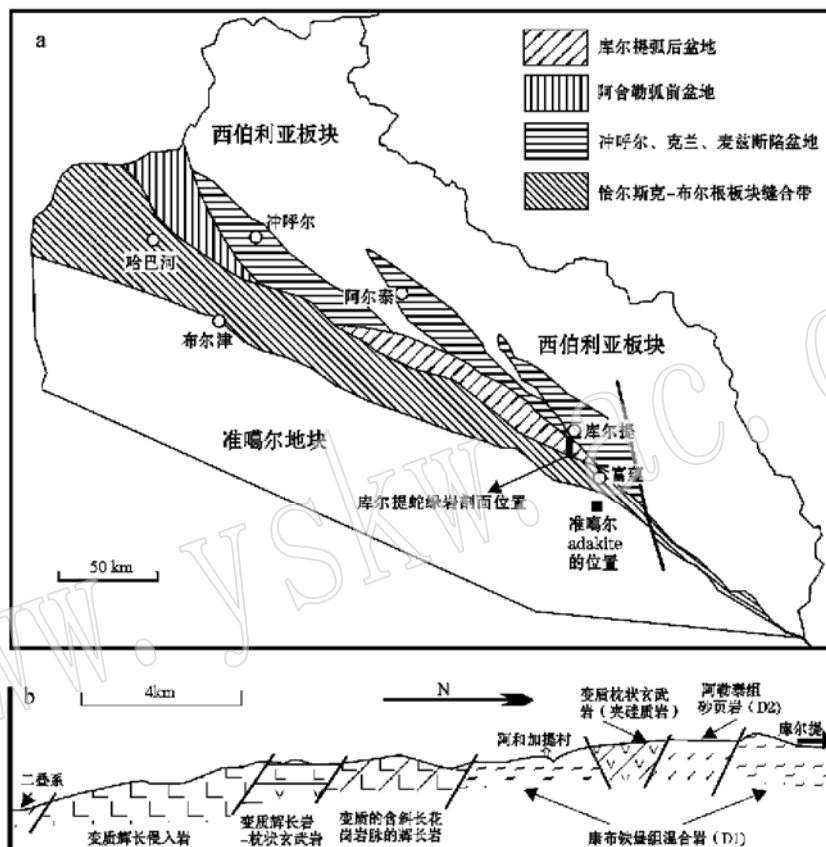


图1 阿尔泰地区库尔提弧后盆地蛇绿岩的分布及地质剖面图

Fig. 1 Distribution of Kuerti BAB-type ophiolite in Altay area and the geological section

库尔提蛇绿岩是指分布在阿尔泰地区富蕴县库尔提一带的变质基性火山岩和侵入岩系。该蛇绿岩最好的出露剖面位于近南北向的库尔提河谷两侧(图1b)。这套岩石呈两个构造岩片沿近东西向展布,侵位于元古宙和早泥盆世康布铁堡组变质岩系之中。蛇绿岩和围岩之间呈明显的构造接触关系,两个蛇绿岩岩片则被康布铁堡组混合岩隔开。

2 岩石学特征

在库尔提蛇绿岩的北部岩片中,主要可见具枕状构造的变质玄武岩,少量的辉长岩、辉绿岩岩墙或岩床侵入在厚层状的玄武岩之中。岩石薄片观察显示,尽管这些玄武岩经历了绿片岩-角闪岩相的区域变质,并具有变质矿物组合——角闪石+斜长石+黑云母+石英+绿泥石+绿帘石,但其良好的枕状构造却被完整地保留下来,少量的变质残余——原生辉石和斜长石也能在岩石薄片中找到,表明它们的原岩是一套玄武质的火山岩系。另外,该岩片的玄武岩层中可见少量的硅质岩条带或团块,并发现一些不完整的放

射虫化石,显示其可能形成于晚古生代(石炭纪—泥盆纪?)。

不同于北部岩片,库尔提蛇绿岩的南部岩片是一套镁铁质的基性岩浆侵入岩,主要由变质的镁铁质侵入岩(辉长岩、辉绿岩等)组成,基性岩脉也很常见,少量的枕状玄武岩仅见于岩片的最北侧。该岩片具有与北部岩片相似的变质矿物组合,通过对岩石薄片的观察,辉长质侵入体中的原生矿物如粗粒的辉石和斜长石仍然被保留下来,侵入岩体所具有的块状构造和原生岩浆结构也明显不同于变质的玄武岩。在岩片的南部,还有发育伟晶辉石的辉石岩出露。

库尔提蛇绿岩的南北两个岩片虽然被变质混合岩系隔开,但两个岩片的岩石具有相同的变质程度,明显不同于周围的围岩。在南部岩片中,也发现有少量与北部岩片相同的变质枕状玄武岩,并且两个岩片中的基性火成岩具相似特征并呈连续成分变化,因此,两个岩片中的火成岩是有成因联系的一套岩石。

3 库尔提蛇绿岩的地球化学组成

测试样品取自富蕴县库尔提河剖面。野外产状和构造以及室内岩相学观察表明,这些样品都已变质成为绿片岩和斜长角闪岩,原岩类型有玄武岩、辉长岩、辉绿岩等。挑选出具有代表性的最小蚀变岩石样品,进行常量元素、微量和稀土元素分析,结果见表1。

3.1 常量元素特征

根据样品的 SiO_2 含量,可知这些岩石均为基性岩。由于岩石遭受变质,为了排除蚀变和变质因素的影响,用抗蚀变元素的 $\text{Nb}/\text{Y} - \text{Zr}/\text{TiO}_2$ 图解(图2)为岩石命名,确定它们都是玄武岩(和辉长岩),在AFM图解上也属于低钾拉斑玄武岩。若将它们与典型的 Mariana 和 Okinawa 弧后盆地玄武岩^[5-7] 相对比(图3),可知库尔提蛇绿岩具有与典型弧后盆地玄武岩相同的 TiO_2 、 Al_2O_3 和稍微高的 MgO 、 $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ 及低的 CaO 、 SiO_2 和 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$,总体上两者没有大的区别,只是库尔提镁铁质岩石的基性程度可能更高些。

3.2 稀土元素特征

在球粒陨石标准化的稀土元素配分型式图(图4)上,几乎所有岩石显示出平坦或是轻稀土元素亏损的曲线,非常相似于来自于亏损地幔源区的洋中脊玄武岩(MORB),仅有一个样品轻稀土元素稍微富集。这一特征非常相似于产于洋内

岛弧系统的 Mariana 弧后盆地玄武岩,但不同于形成于大陆基底上的 Okinawa 弧后盆地玄武岩。北部岩片岩石以平坦型为主,并有相对高的稀土元素总量, $(\text{La}/\text{Yb})_n$ 变化相对较小,在 0.66 到 1.4 之间。相比之下,南部岩片的岩石稀土元素含量变化较大, $(\text{La}/\text{Yb})_n$ 从 0.13 变化到 2.16,大部分样品亏损轻稀土元素,其中样品 x-35-1 最为亏损,甚至比一般的正常洋中脊玄武岩和所有的 Mariana 弧后盆地玄武岩还要亏损。总的来看,南部岩片的岩石比北部的亏损程度相对较高,而侵入岩类的亏损程度普遍高于上部的玄武质熔岩。

3.3 微量元素特征

在 N-MORB 标准化的不相容元素图解(图5)上,库尔提蛇绿岩岩石表现出亏损高场强元素和富集大离子亲石元素的特征,几乎所有的样品都具有不同程度的 Nb、Ta 负异常,与弧火山岩极其类似,意味着这些岩石的地幔源区含有弧组分。

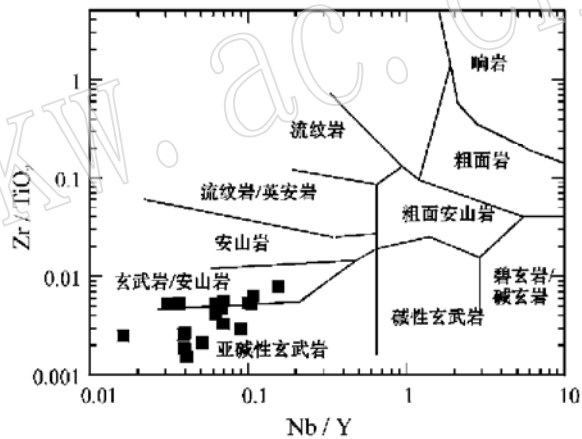


图2 库尔提弧后盆地蛇绿岩岩石的 $\text{Zr}/\text{TiO}_2 - \text{Nb}/\text{Y}$ 定名
(原图根据 Winchester 等, 1967)

Fig. 2 $\text{Zr}/\text{TiO}_2 - \text{Nb}/\text{Y}$ classifications
of Kuerti BAB-type ophiolite

表 1 库尔提弧后盆地蛇绿岩代表性岩石的主元素($w_B/\%$)和微量元素($w_B/10^{-6}$)成分

Table 1 Major and trace elements composition of the representative rocks in Kuerti BAB_type ophiolite

样品号	北部岩片							南部岩片						
	X_26	X_26.2	X_27.1	X_27.3	X_27.4	X_27.5	X_27.7	X_35.1	X_38.1	X_40a	X_41	X_42	X_43	X_45
SiO ₂	48.40	47.98	49.54	49.84	46.42	49.12	54.29	47.42	47.76	48.31	48.62	49.96	50.15	48.35
TiO ₂	2.65	1.98	1.62	1.65	1.56	1.36	1.72	0.84	1.03	0.95	1.41	1.05	1.53	1.00
Al ₂ O ₃	15.25	16.31	15.29	14.15	18.77	16.33	14.07	16.98	17.28	15.39	15.41	16.43	14.43	17.25
Fe ₂ O ₃	3.14	2.73	2.34	3.00	3.40	2.79	4.01	3.51	3.37	3.41	5.13	4.00	4.03	3.47
FeO	10.31	8.87	9.30	8.93	8.03	7.49	8.17	5.94	6.20	7.27	7.33	7.13	8.30	6.20
MnO	0.24	0.19	0.25	0.25	0.19	0.21	0.20	0.17	0.16	0.21	0.19	0.20	0.25	0.16
MgO	7.44	9.51	9.08	9.58	8.55	10.59	7.02	9.75	10.72	11.00	7.09	8.66	9.68	9.68
CaO	8.59	9.68	9.64	10.29	9.79	8.82	5.73	13.72	11.50	10.82	11.74	9.25	8.29	11.09
Na ₂ O	3.44	2.44	2.37	2.01	2.64	2.85	4.32	1.29	1.78	1.70	2.53	2.97	2.86	2.28
K ₂ O	0.25	0.11	0.41	0.14	0.56	0.37	0.27	0.33	0.12	0.80	0.35	0.23	0.21	0.34
P ₂ O ₅	0.31	0.20	0.16	0.16	0.10	0.08	0.19	0.05	0.08	0.15	0.19	0.12	0.27	0.17
LOI	2.89	3.34	2.71	1.96	2.79	2.40	1.93	1.89	1.24	3.01	1.79	2.48	2.53	2.27
Cr	106	234	257	228	307	280	28	384	345	461	274	337	455	342
Co	53	48	54	59	49	44	47	49	67	51	38	46	50	49
Sc	90	64	37	36	53	48	43	28	24	36	41	4	40	38
V	397	343	335	339	299	270	324	213	210	262	417	283	306	232
Cu	48	48	46	64	136	44	98	7	54	18	45	45	40	23
Zn	96	109	101	99	81	107	119	80	115	61	74	76	83	57
Rb	3	1	9	2	10	7	3	3	0	18	4	2	1	4
Ba	32	9	75	24	3	41	21	32	13	100	26	29	26	45
Sr	244	269	318	292	304	253	64	165	83	259	218	151	266	156
Ta	0.55	0.28	0.17	0.16	0.08	0.07	0.24	0.01	0.04	0.07	0.10	0.05	0.21	0.08
Nb	6.6	3.4	2.1	2.0	1.0	0.8	3.2	0.1	0.6	1.0	1.2	0.5	3.3	0.9
Hf	4.76	2.83	2.46	2.00	1.99	2.06	2.02	1.31	1.61	1.67	2.01	1.60	2.61	1.83
Zr	211	126	92	75	79	72	90	46	56	57	87	52	102	67
Y	42	32	30	29	25	26	31	17	14	19	34	28	33	23
Th	0.57	0.31	.31	0.29	0.08	0.12	0.97	0.01	0.10	0.32	0.37	0.06	0.58	0.10
U	0.30	0.13	0.23	0.16	0.21	0.12	0.59	0.04	0.16	0.10	0.16	0.06	0.20	0.15
La	9.78	5.78	4.65	4.43	2.53	3.00	7.11	0.40	1.75	3.32	4.09	1.55	6.49	2.11
Ce	22.74	14.17	10.90	10.52	8.64	7.60	14.56	1.48	5.16	8.47	11.65	4.98	17.27	6.39
Pr	4.64	3.00	2.32	2.28	1.70	1.77	2.94	0.50	1.09	1.35	2.03	0.95	2.72	1.16
Nd	22.82	15.15	11.82	11.48	9.48	9.75	14.23	3.64	6.06	7.02	11.10	6.01	14.20	6.62
Sm	6.62	4.70	3.98	3.82	3.33	3.39	4.37	1.83	2.08	2.36	4.07	2.61	4.67	2.51
Eu	2.45	1.60	1.54	1.49	1.52	1.10	1.14	0.81	0.84	1.01	1.60	0.99	1.27	1.04
Gd	7.63	5.60	5.00	4.96	4.39	4.33	5.28	2.77	2.51	3.04	.31	3.88	5.60	3.53
Tb	1.37	1.00	0.92	0.88	0.82	0.80	0.94	0.53	0.44	0.52	0.92	0.70	0.95	0.62
Dy	8.67	6.44	6.00	5.81	5.37	5.16	6.10	3.62	2.80	3.36	6.00	4.67	5.90	4.10
Ho	1.78	1.33	1.24	1.22	1.12	1.08	1.30	0.76	0.55	0.70	1.26	1.01	1.23	0.85
Er	5.08	3.82	3.63	3.53	3.10	3.08	3.72	2.20	1.49	2.00	3.55	2.90	3.45	2.42
Tm	0.71	0.53	0.51	0.49	0.41	0.44	0.53	0.30	0.20	0.30	0.53	0.43	0.50	0.35
Yb	4.60	3.39	3.34	3.09	2.58	2.84	3.37	1.97	1.26	1.83	3.34	2.66	3.07	2.15
Lu	0.67	0.49	0.49	0.43	0.34	0.41	0.46	0.28	0.17	0.27	0.50	0.39	0.44	0.30

常量元素含量由南京大学测试中心用湿化学方法分析;微量元素和稀土元素由中国科学院广州地球化学研究所用 ICP-MS 方法测定;表中 X-27-4, X-27-5 和 X-35-1~X-45 为变质基性侵入岩,其它为变质玄武岩。

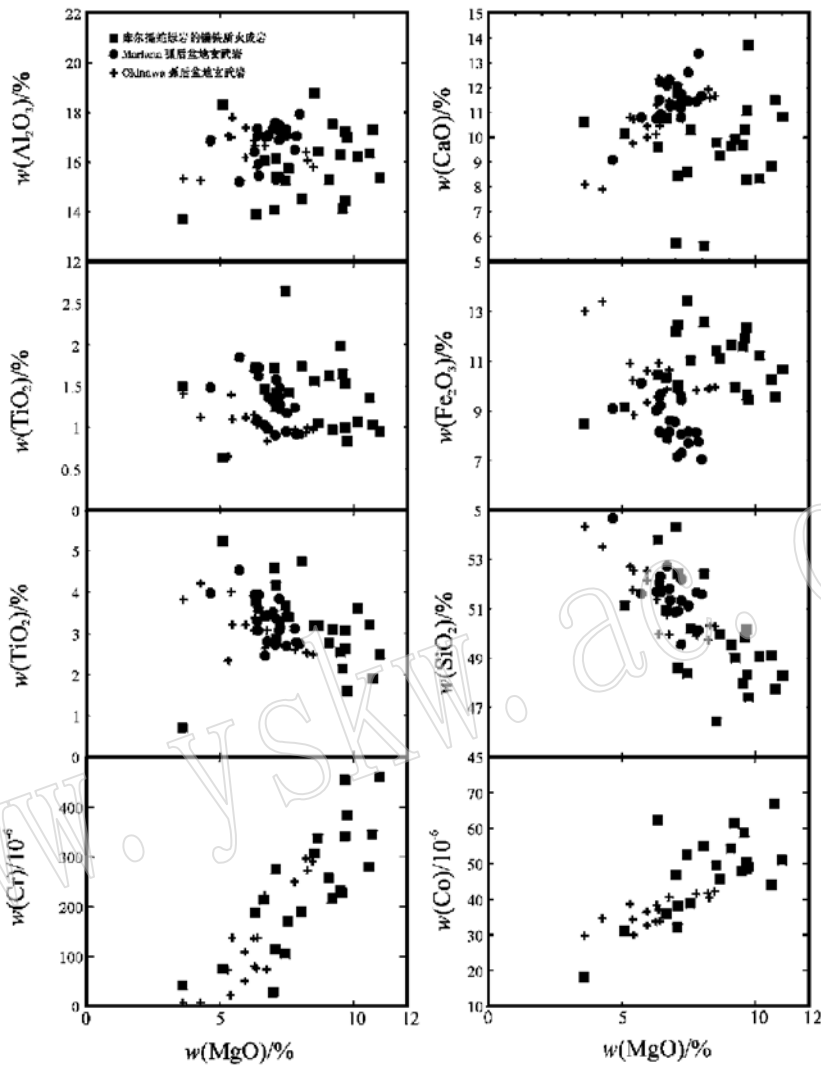


图3 库尔特蛇绿岩与其他弧后盆地蛇绿岩的成分对比

Fig. 3 Diagram of MgO versus major and trace elements, comparing Kuerti BAB_type ophiolite with the typical BABBs

Mariana 弧后盆地玄武岩根据文献[5, 6]; Okinawa 弧后盆地玄武岩引自文献[7]

然而,在另一方面,库尔特蛇绿岩岩石具有平坦的稀土配分曲线和轻稀土元素亏损的模式这一点又非常类似于洋中脊玄武岩和弧后盆地玄武岩,表明它们的地幔源区还有一个亏损地幔组分的卷入。另外,库尔特蛇绿岩具有比 Mariana 和 Okinawa 弧后盆地玄武岩更大的微量元素的变化(如 Nb、Ta、Th 和 REE),反映出它的地幔源区成分更不均一。值得注意的是,库尔特蛇绿岩岩石还表现出的一个重要的成分变化:这些岩石的高场强元素 Nb、Ta 的含量和亏损程度与 $(La/Yb)_n$ 比值呈正相关,说明库尔特蛇绿岩基性岩越亏损轻稀土元素,它们的地幔反而更亏损高场强元素,这个成分变异意味着库尔特弧后盆地蛇绿岩代表的弧下地幔的成分变化是从 MORB 地幔组分逐渐向更亏损和更富集弧组分的方向演化。目前还未见有这种成分变化出现在其他洋中脊玄武岩和岛弧火山岩中的报道。

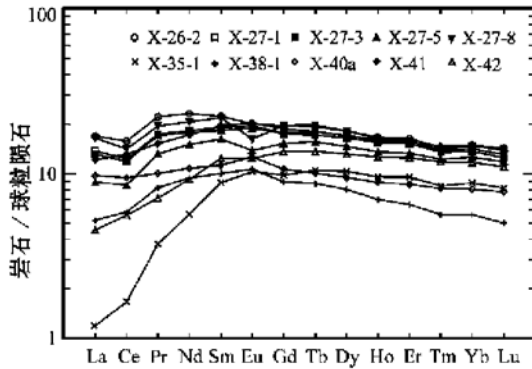


图4 库尔提蛇绿岩岩石的稀土元素配分曲线
 Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of Kuerti BAB_type ophiolite

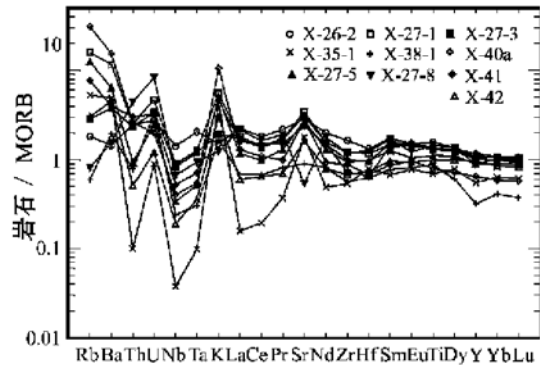


图5 库尔提蛇绿岩岩石不相容元素配分曲线
 Fig. 5 N- MORB normalized trace elements patterns of Kuerti BAB_type ophiolite

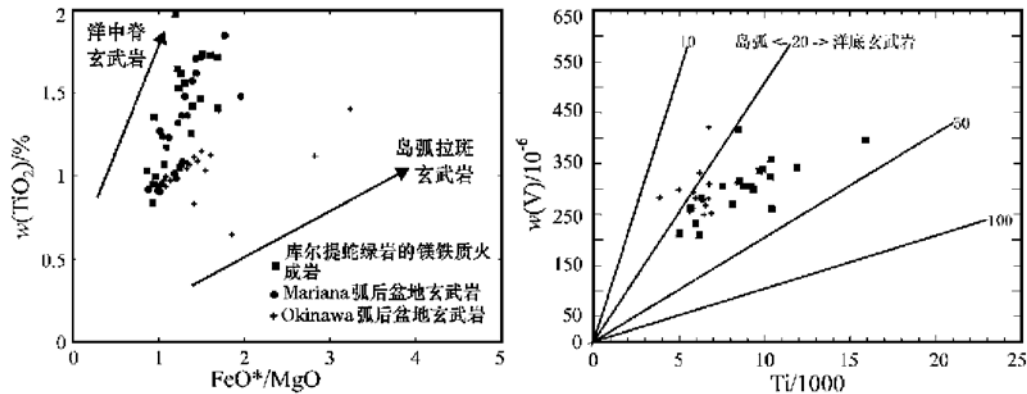
4 讨论

4.1 库尔提蛇绿岩——古弧后盆地系统的岩浆产物

通常认为弧后盆地玄武岩形成于消减带之上的弧后盆地扩张洋脊环境, 通过类似于洋中脊的海底扩张作用产生^[4-6], 因此, 弧后盆地玄武岩类(包括共生的基性侵入岩)可以兼具有洋中脊玄武岩和岛弧火山岩的成分特征。例如, 西太平洋现代弧后盆地 Mariana 海槽的玄武岩和菲律宾 Zambales 弧后盆地蛇绿岩的镁铁质火成岩, 就都含有似现代洋中脊玄武岩 (MORB_like) 和似岛弧火山岩 (arc_like) 的两种组分^[5,9,21]。这种既具有洋中脊玄武岩的组分同时又具有岛弧火山岩组分的成分特征通常被认为是弧后盆地火成岩所特有。

库尔提蛇绿岩中镁铁质火成岩明显亏损高场强元素, 并具有不同程度的 Nb、Ta 的负异常, 表现出类似岛弧的火成岩的特征, 表明岩石由遭受消减板片流体交代的地幔楔源区部分熔融而形成。在另一方面, 这些岩石也显示出不同程度的轻稀土元素明显亏损, 这一特征又相似于典型的洋中脊玄武岩。因此, 它们兼具岛弧火山岩和洋中脊玄武岩的成分特征, 指示它们的地幔源区很有可能同时卷入了两个组分(图6), 非常类似于 Mariana 和 Okinawa 弧后盆地玄武岩, 库尔提蛇绿岩应形成在一个古弧后盆地的海底扩张环境, 代表了该弧后盆地地壳的碎片。两个岩片可能分别代表了一个古洋壳的上部和下部, 从上到下, 火成岩的岩石类型从枕状熔岩逐渐变化成镁铁质侵入岩。尽管变质橄榄岩还没有发现, 但它们很有可能是在地表没有出露或被构造支解掉了, 库尔提河谷剖面仍可能代表了一个相对完整的弧后盆地地壳, 记录了该蛇绿岩地壳部分的岩浆演化历史。

一个弧后盆地既可以在洋内弧岩石圈上形成, 比如 Mariana 弧后盆地, 也可以在大陆岩石圈基底上产生, 又如靠近中国东部大陆的 Okinawa 弧后盆地。与这两个现代弧后盆地的火成岩比较, 库尔提蛇绿岩的镁铁质岩石表现出不同程度亏损稀土元素的特征, 并且其下部的岩石非常亏损轻稀土元素, 表明它来自于一个非常亏损的地幔源区, 这与 Mariana 弧后盆地玄武岩的组成相似, 但明显不同于不出现轻稀土元素强烈亏损的 Okinawa 弧后盆地玄武岩, 所以, 根据目前的资料可以推断库尔提蛇绿岩很有可能产生在一个古洋内弧后盆地, 在一个大洋岛弧的岩石圈上扩张形成。另外, 也有研究显示一些产生在前弧的火成岩也可以出现非常亏损轻稀土元素的成分特征, 如美国 Trinity Terrane 前弧蛇绿岩^[22]和 Isu_Bonin 前弧地区的火山岩^[23], 但这些前弧地区的亏损的玄武岩常常与玻镁安山岩及相当比例的中酸性火成岩共生。库尔提蛇绿岩未发现玻镁安山岩, 也不存在共生的中酸性火成岩系, 它们几乎全部都由变质玄武岩和辉长岩组成, 明显不同于在前弧地区出现的火成岩岩石组合。从区域上来看, 靠近板块缝合线的阿舍勒地区处于一

图6 库尔提蛇绿岩岩石的 $Zr-Ti/1000$ 和 TiO_2-FeO^*/MgO 图解Fig. 6 $Zr-Ti/1000$ and TiO_2-FeO^*/MgO (b) diagram

套典型的岛弧火山岩系中,高镁安山岩和富镁的英安岩已经被发现^[19],表明阿舍勒地区更有可能形成于靠近古亚洲洋海沟的前弧环境。库尔提蛇绿岩现在的地理或构造位置分布在阿舍勒前弧盆地的北侧,相对远离代表海沟的缝合线,也正好与弧后盆地的位置相吻合(图1)。因此,库尔提蛇绿岩不大可能形成一个前弧盆地环境。综上所述,我们可以认为库尔提蛇绿岩最有可能形成在一个大洋岩石圈基底之上的弧后盆地,而发育有高镁安山岩和富镁的英安岩的阿舍勒盆地则可能属于与该弧后盆地相对应的前弧盆地,它们应是古亚洲洋在晚古生代早期向西伯利亚板块之下消减作用的产物。

4.2 库尔提蛇绿岩的构造意义

对于新疆北部阿尔泰地区晚古生代的构造环境,目前还有两种不同的认识:陈毓川等的研究指出,该地区在晚古生代应为大陆裂谷环境,如阿舍勒铜矿等多金属矿床都与该时期的裂谷作用有关^[24];另外一些研究则认为新疆北部地区在晚古生代早期(泥盆纪和石炭纪)为活动大陆边缘环境^[19,20]。根据以下证据和事实,本文认为新疆北部阿尔泰地区(至少在靠近缝合带的地区)在晚古生代为一个古亚洲洋北侧的岛弧环境:①众多的地质研究表明古亚洲洋在早古生代到晚古生代的早期分布于新疆北部地区,并分隔着西伯利亚板块和哈萨克-准噶尔板块^[14~16],新疆北部地区分布有这个时期的蛇绿岩(如阿尔曼泰蛇绿岩、克拉麦里蛇绿岩等)证明了这个古洋的存在^[25,26];②发现在阿舍勒地区中泥盆时世的高镁安山岩和富镁的英安岩及共生的典型岛弧火山岩系^[19],证明了古亚洲洋在那个时期正在向西伯利亚板块一侧俯冲消减;③库尔提蛇绿岩具有弧后盆地火山岩的亲性和也强烈地证明了它们是与那个时期古亚洲洋的消减作用有关的产物。因此,我们综合考虑前人的成果,认为新疆北部地区在晚古生代早期有可能是古亚洲洋的北侧消减带,阿舍勒地区的岛弧火山岩代表了前弧地带,库尔提蛇绿岩则是与上述古洋和前弧盆地配套的同时期的弧后盆地。

另外一个有关阿尔泰地质的争议是:造山作用是何时发生的?一些研究认为在晚志留纪到早泥盆纪之前阿尔泰地区发生了造山作用,两个板块碰撞形成了阿尔泰造山带^[27,28];相反有人提出直到晚石炭世一二叠纪时古亚洲洋消减消失后,西伯利亚板块和哈萨克-准噶尔板块才开始对接碰撞并发生造山作用^[17,20,29]。我们的资料表明在泥盆纪-石炭纪时一个活的弧后盆地系统出现在新疆北部地区,同时代的岛弧火山岩系和其他蛇绿岩也都存在于新疆北部地区,指示古亚洲洋的存在,证明古洋两侧的大陆板块还未拼合。因此,尽管还不能排除在中古生代之前是否存在一次更古老的造山作用,但可以认为新疆北部地区最后的碰撞造山事件应发生在石炭纪一二叠纪或之后。一个最近的研究^[29]报道了在阿尔泰地区发现的后碰撞造山A型花岗岩形成于270~300 Ma(二叠纪-晚石炭世),也支持了上述推论。

致谢 在野外工作中,曾得到新疆有色系统 706 地质队和地矿局第四地质队的帮助,特表谢意。

参考文献:

- [1] Coleman R G. Ophiolites, Ancient Oceanic Lithosphere[M]? Berlin: Springer-Verlag, 1977, 78~ 123.
- [2] Pearce J A, Lippard S J, Roberts S. Characteristics and tectonic significance of super-subduction zone ophiolites[A]. Kokelaar B P, Howells M F. Marginal Basin Geology[C]. Geological Society Special Publication 16, 1984, 77~ 94.
- [3] Stern, R J, Bloomer S H, Lin P H, *et al.* Submarine arc volcanism in the southern Mariana Arc as an ophiolite analogue [J]. Tectonophysics, 1989, 168: 151~ 170.
- [4] Bloomer S H, Stern R J, Smoot N C. Physical volcanology of the submarine Mariana and Volcano Arcs[J]. Bulletin of Volcanology, 1989, 51: 210~ 224.
- [5] Gribble R F, Stern R J, Bloomer S H, *et al.* MORB mantle and subduction components interact to generate basalts in the southern Mariana Trough back-arc basin[J]. Geochemica et Cosmochimica, 1996, 60: 2 153~ 2 166.
- [6] Gribble R F, Stern R J, Newman S, *et al.* Chemical and isotopic composition of lavas from the Northern Mariana Trough: implications for magmatogenesis in back-arc basins[J]. Journal of Petrology, 1998, 39: 125~ 154.
- [7] Shinjo R, Chung S L, Kato Y, *et al.* Geochemical and Sr- Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa Trough and Ryukyu arc: implications for the evolution of a young, intracontinental back arc basin[J]. J. Geophys. Res., 1999, 104(B5): 10 591~ 10 608.
- [8] Hawkins J M, Lonsdale P E, MacDougall J D, *et al.* Petrology of the axial ridge of the Mariana Trough backarc spreading center[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1990, 100: 226~ 250.
- [9] Evans C A, Casteneda G, Franco H. Geochemical complexities preserved in the volcanic rocks of the Zambales ophiolite, Philippines[J]. J. Geophys. Res., 1991, 96 (B10): 16 251~ 16 262.
- [10] Yumul G P. Varying mantle sources for the suprasubduction zone ophiolites: REE evidence from the Zambales Ophiolite Complex, Luzon, Philippines[J]. Tectonophysics, 1996, 262: 243~ 262.
- [11] Coleman R G. Continental growth of Northwest China[J]. Tectonics, 1989, 8: 621~ 635.
- [12] Sengor A M C, Natal' in B A, Burtman V S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia[J]. Nature, 1993, 364: 299~ 307.
- [13] 王广瑞. 新疆北部及邻区地质构造单元与地质发展史[J]. 新疆地质, 1996, 14(1): 10~ 27.
- [14] 何国琦, 李茂松. 兴蒙- 北疆及邻区古生代蛇绿岩的对比研究及其大地构造意义[A]. 张 旗主编. 蛇绿岩与地球动力学研究[C]. 北京: 地质出版社, 1996, 104~ 107.
- [15] 唐克东, 邵济安. 古亚洲洋区蛇绿岩的某些特征与古洋演化[A]. 张 旗主编. 蛇绿岩与地球动力学研究[C]. 北京: 地质出版社, 1996, 108~ 111.
- [16] 肖序常, 汤耀庆, 李锦轶. 新疆北部及其邻区大地构造[M]. 北京: 地质出版社, 1992, 1~ 100.
- [17] 于学元, 梅厚钧, 江福芝, 等. 额尔齐斯火山岩和成矿作用[M]. 北京: 科学出版社, 1995, 95~ 243.
- [18] 许继峰, 梅厚钧, 于学元, 等. 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[J]. 科学通报, 2001, 46(8), 684~ 687.
- [19] 牛贺才, 许继峰, 于学元, 等. 新疆阿尔泰山富镁火山岩系的发现及其地质意义[J]. 科学通报, 1999, 44(9), 1 002 ~ 1 004.
- [20] 肖世禄, 侯鸿飞, 吴绍祖, 等. 新疆北部泥盆系研究[M]. 乌鲁木齐: 新疆科技卫生出版社, 1992, 1~ 146.
- [21] Encarnacion J, Mukasa S B, Evans C A. Subduction components and generation of arc-like melts in the Zambales ophiolite, Philippines: Pb, Sr and Nd isotopic constrains[J]. Chemical Geology, 1999, 156: 343~ 357.
- [22] Wallin E T, Metcalfe R V. Supra-subduction zone ophiolite formed in an extensional forearc: Trinity Terrane, Klamath Mountains, California[J]. The Journal of Geology, 1998, 106: 591~ 608.
- [23] Taylor R N, Murton, B J, Nesbitt R W. Chemical transects across intra-oceanic arcs: Implications for the tectonic setting of ophiolites[A]. Geol. Soc. Spec. Pub., London[C], 1992, 60: 117~ 132.
- [24] 陈毓川, 叶庆同, 冯 京, 等. 阿舍勒铜锌成矿带成矿条件和成矿预测[M]. 北京: 地质出版社, 1996, 1~ 85.

- [25] 李锦轶. 新疆东准噶尔蛇绿岩的基本特征和侵位历史[J]. 岩石学报, 1995, 11(增刊): 73~84.
- [26] 张 驰. 新疆蛇绿岩某些地质特征[J]. 地质论评, 1981, 22(4): 307~314.
- [27] Graupner T, Kempe U, Dombon E, *et al.* Fluid regime and ore formation in the tungsten (yttrium) deposits of Kyzyttau (Mongolian Altai): evidence for fluid variability in tungsten ore systems[J]. *Chemical Geology*, 1999, 154: 21~58.
- [28] Liu W, Liu C Q, Masuda A. Complex trace element effects of mixing-fractional crystallization composite processes: applications to the Alaer granite pluton, Altay Mountains, Xinjiang, northwestern China[J]. *Chemical Geology*, 1997, 135: 103~124.
- [29] Han B F, Wang, S G, Jahn B M, *et al.* Depleted-mantle source for the Ulungur river A-type granites from North Xinjiang, China: geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth[J]. *Chemical Geology*, 1997, 138: 135~159.

Kuerti Ophiolite in Altay Area of North Xinjiang: Magmatism of an Ancient Back-arc Basin

XU Ji-feng, CHEN Fan-rong, YU Xue-yuan, NIU He-cai, ZHENG Zuo-ping
(Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640)

Abstract: The Late Paleozoic meta-basalts and gabbros exposed in Kuerti area of north Xinjiang are characterized by LREE depletion of different degrees and Nb, Ta negative anomalies, suggesting that they contain both MORB-like and arc-like components. The compositional characters of these meta-basalts and gabbros are much similar to those of the typical back-arc basin basalts (BABB) (e.g., Mariana and Okinawa BABBs). Therefore, they are presently determined to be of Kuerti BAB-ophiolite, most probably representing a crust part of the intraoceanic back-arc basin produced by subduction of the Paleasia ocean. Recognition of the Kuerti BAB-ophiolite implies that the north Xinjiang area was an ancient subduction zone in early Late Paleozoic. A Paleasia Ocean separated Siberian plate from Kazakhstan-Junggar continental plate at that time. The collision between the two continental plates and the subsequent orogeny in this area most likely took place after the disappearance of Paleasia ocean in Carboniferous-Permian period.

Key words: back-arc basin; ophiolite; island arc; Paleasia Ocean; Xinjiang