

新疆西天山巴音沟与蛇绿岩伴生的洋岛玄武岩 ——主微量元素证据

陈根文¹ 邓 腾^{1,2} 夏 换^{1,2} 刘 群^{1,2}

(1. 中国科学院 广州地球化学研究所 矿物学与矿床学重点实验室, 广东 广州 510640;

2. 中国科学院 研究生院, 北京 100039)

摘 要: 对巴音沟蛇绿混杂岩内发育的两套玄武岩进行了主、微量元素研究, 结果表明, 其中一套 TiO₂ 的含量较低, 在 0.81%~1.00% 之间, REE 含量低, LREE 相对于 HREE 具轻微亏损, 稀土元素配分图和微量元素的原始地幔标准化图上呈平坦分布型式, Nb、Ta 略亏损, 为大洋中脊玄武岩。结合其他微量元素特征, 初步认为该玄武岩源于大洋形成的初期, 源区是还没有经历大规模岩浆提取阶段的洋中脊玄武岩。另一套玄武岩则具有典型的洋岛玄武岩特征, 具有较高的 TiO₂ 含量(1.89%~3.14%), 富碱质, 同时富集 LREE 和 HFSE 元素, 高 Nb、Ta 含量, 在微量元素原始地幔标准化图上显示明显的 Nb、Ta 正异常, 微量地球化学元素具有 EMII 型 OIB 特征。

关键词: 蛇绿岩, 洋岛玄武岩, 西天山, 巴音沟

中图分类号: P588.14⁺5; P595

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2012)06-0831-12

Ocean island basalt associated with Bayingou ophiolite in West Tianshan Mountains: Evidence from major and trace elements

CHEN Gen-wen¹, DENG Teng^{1,2}, XIA Huan^{1,2} and LIU Qun^{1,2}

(1. Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China; 2. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China)

Abstract: There are two sets of basalts in Bayingou ophiolitic mélangé. One is low in TiO₂ (only 0.81% to 1.00%), and its REE content shows a slight depletion of LREE in comparison with HREE. Chondrite-normalized REE patterns and primordial mantle normalized trace elements patterns show flat distribution. Nb and Ta have a slight depletion. The basalt is therefore one of the mid-ocean ridge basalts. It is tentatively considered that the basalt was formed at the early stage of ocean formation and the source area was the mid-ocean ridge basalt which had not experienced large-scale extraction phase of magma. Another kind of basalt of this area has the characteristics of a typical oceanic island basalt. The rock has high TiO₂ content (1.89%~3.14%) and rich alkalis, LILE, LREE and HFSE, and the primitive mantle normalized trace element patterns show clear positive anomalies of Nb and Ta. Trace elements have the features of EMII type OIB.

Key words: ophiolite; OIB; West Tianshan Mountains; Bayingou

西天山是中亚造山带的重要组成部分, 了解其形成演化对认识中亚造山带动力学问题具有重要意义 (Zhang *et al.*, 2003; Zhao *et al.*, 2004; Zhu *et*

al., 2005, 2009)。西天山内部发育 4 条显著的蛇绿岩带 (图 1), 包括北天山晚古生代蛇绿岩带、中天山北缘的早古生代蛇绿岩带、中天山南缘早古生代

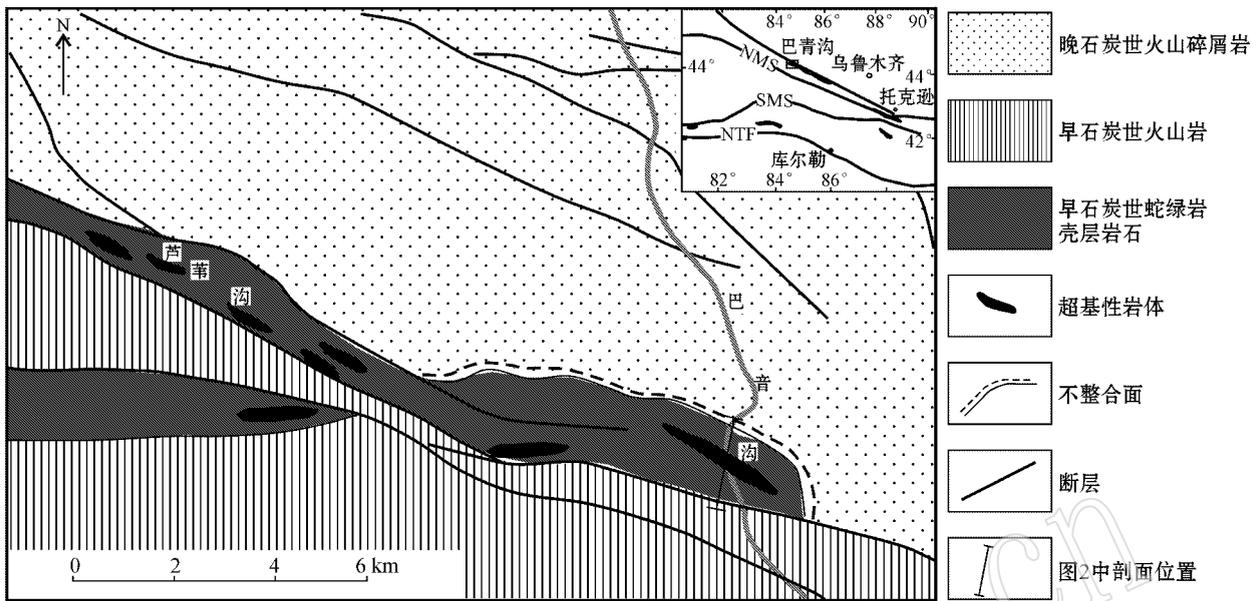


图 1 巴音沟地质简图(据徐学义等, 2005)

Fig. 1 Geological sketch map of Bayingou area (modified after Xu Xueyi *et al.*, 2005)

晚期-晚古生代早期蛇绿岩带和南天山晚古生代蛇绿岩带(肖序常等, 1992; 郝杰等, 1993; 高俊等, 1993, 1995; 何国琦等, 1994; 李锦轶等, 2006)。这几条蛇绿岩带基本上控制了西天山的构造格局, 因此对这些蛇绿岩进行研究有利于重塑西天山演化历史。巴音沟蛇绿岩属于北天山晚古生代蛇绿岩带的一部分, 向东延伸到后峡一带, 是准噶尔板块与塔里木板块间的最终缝合带。巴音沟蛇绿岩是其中保存比较完整、研究程度较高的蛇绿岩(邬继易等, 1989; 王作勋等, 1990; 肖序常等, 1992; 高长林等, 1995; 徐学义等, 2005, 2006a, 2006b)。前人对巴音沟蛇绿岩的研究主要集中在蛇绿岩的岩石学(邬继易等, 1989; 王作勋等, 1990)、地球化学(徐学义等, 2005)和形成年龄(徐学义等, 2005, 2006a, 2006b)等方面。夏林圻等(2002)通过对西天山地区早石炭世火山的研究认为其源区可能为与 OIB 相似的地幔软流圈, 提出西天山地区在早石炭世时期可能存在大火成岩省, 但并没有涉及巴音沟的玄武岩。徐学义等(2006)认为巴音沟蛇绿岩中玄武岩为 N-MORB, 但根据 Sr-Nd 同位素特征认为这些洋中脊玄武岩受到了洋岛玄武岩(OIB)的影响。笔者最近的研究发现, 在巴音沟蛇绿岩中存在有与其伴生的 OIB。这些玄武岩分布在蛇绿岩剖面内, 与其他蛇绿岩单元呈断层接触。

OIB 及海底高原玄武岩存在于现代大洋中已是

一个基本的地质事实。近年来的研究发现在很多代表古大洋岩石圈残片的蛇绿岩中也存在 OIB 的成分(Xia *et al.*, 2008 及相关文献)。与 MORB 相比, OIB 的地幔源区表现得更加富集, 表现在主微量元素上, OIB 往往具有较高的 TiO_2 和 MgO 含量, 同时富集大离子亲石元素(LILE)、轻稀土元素(LREE)及高场强元素(HFSE), 并在微量元素原始地幔标准化图上表现出 Nb、Ta 正异常特征。OIB 这样的特征往往被解释为 OIB 的地幔源区受到过循环洋壳(Hofmann and White, 1982)或者陆壳沉积物(Weaver, 1991)加入的影响, 还有一些研究者(Niu, 2008)认为地幔交代作用是形成富集的 OIB 地幔源的重要途径。同时 OIB 在喷出过程中常常与周围岩石或岩浆发生相互作用。根据其形成的位置不同, 这些作用主要包括洋中脊-地幔柱相互作用和地幔柱-俯冲带相互作用。这些作用不仅可以使洋中脊发生分段、跃迁, 还可以使俯冲带位置和俯冲方式发生改变。发生在洋中脊附近的 OIB 与 MORB 相互作用, 也可以通过各自的岩石成分上表现出, 如富集型洋中脊玄武岩的形成等。因此, 研究 OIB 对认识地幔物质演化过程和区域内构造发展历史具有重要意义。

本文将从主微量元素地球化学角度对蛇绿岩中的一套外来玄武岩进行研究, 并探讨其源区特征及地质意义。

1 岩石学特征

巴音沟蛇绿岩出露于乌苏县南约 40 km 的巴音沟-沙犬旺-奎屯河一带。巴音沟蛇绿岩呈推覆岩片逆冲于下石炭统之上,其上又被上石炭统奇尔古斯套组角度不整合覆盖。蛇绿岩具有较完整的岩石组合,其中以巴音沟剖面发育最完整。该剖面包括蛇纹石化橄榄岩、辉长岩、玄武岩、斜长花岗岩脉和放射虫硅质岩等岩石单位,但由于断裂构造错动使得

几个岩石单元的关系复杂化。研究区除上述组成蛇绿岩的几个岩石单元外,还有一套下面要重点描述的洋岛玄武岩。几套岩石的出露关系可通过图 2 草测的地质剖面加以说明。在该剖面的西侧为一套块状玄武岩,其下部为一破碎带,并以断层与地幔橄榄岩接触(图 3a)。层状辉长岩分布在剖面的东侧,受构造作用影响被置于橄榄岩下方,两者之间是一套呈断层接触关系的枕状玄武岩(图 3b、3c),这套玄武岩就是下面将要重点描述的洋岛玄武岩。在研究区东侧的块状玄武岩中侵入有斜长花岗岩脉(图 2 图 3d)。

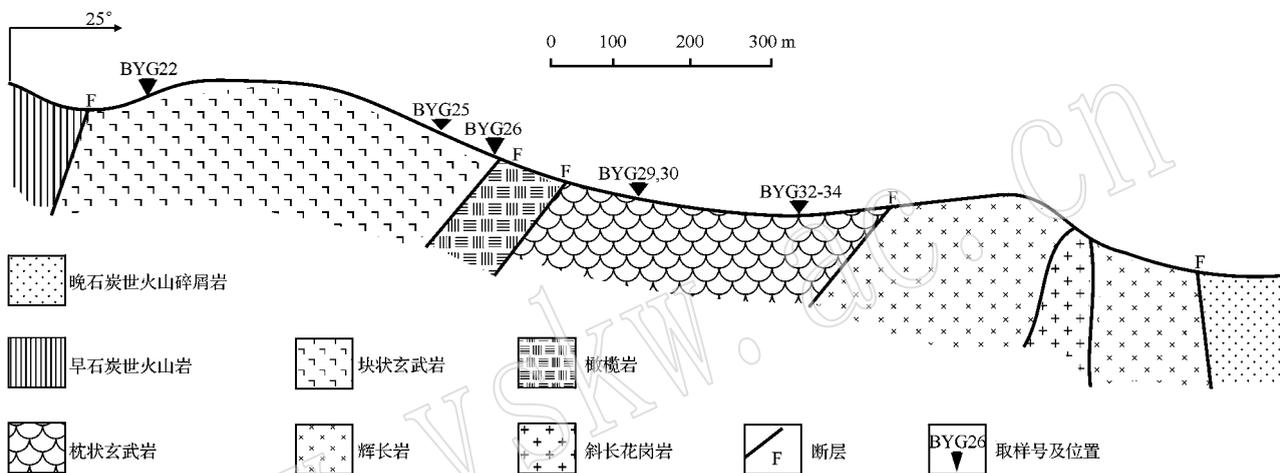


图 2 巴音沟蛇绿岩剖面及取样位置图

Fig. 2 Cross section of Bayingou ophiolite, showing sampling position

橄榄岩受剪切构造影响,岩石风化强烈,呈灰绿色到紫色,岩石由黑绿色浑圆状块体组成。岩石普遍受到强烈蛇纹石化及绢石化,具鳞片变晶及网架状结构。上部与灰黑色的辉长岩呈断层接触。

层状辉长岩呈灰-灰黑色,具块状及条带状,厚层与薄层呈韵律相间。条带略具韵律,下部暗色矿物较多,结晶更粗大,向上暗色矿物减少,条带变窄,具堆晶结构特征。在露头上,矿物沿层或条带呈定向分布。岩石类型主要是辉长岩,其次是橄榄辉长岩和角闪辉长岩。具碎裂及变余辉长结构,普遍葡萄石化。镜下岩石具辉长结构,长石呈条状,斜长石残晶可见双晶弯曲、错位等应力作用痕迹。斑晶大小在 0.25~0.5 mm 之间,含量约占全岩的 55%~60%。单斜辉石呈板状,含量在 25%~30%。此外,还有少量橄榄石(占 5%左右)及磁铁矿。部分橄榄石蛇纹石化明显,另外全岩普遍受到碳酸盐化的影响。

玄武岩包括组成蛇绿岩的块状玄武岩和代表洋

岛的枕状熔岩两部分。块状熔岩呈紫灰-暗灰色,致密块状结构,具玻基交织结构、拉斑玄武岩结构,主要斑晶矿物为斜长石,呈针状及长柱状,大小在 0.05~0.25 mm 之间。在斜长石斑晶之间含有少量单斜辉石斑晶及微量的磁铁矿、钛铁矿。岩石受轻微的碳酸盐化,见少量碳酸盐脉穿插到岩石中。枕状熔岩具有明显的枕状构造(图 3b、3c),岩枕直径在 40~80 cm 之间。岩石呈暗灰-紫灰色,以玻璃质结构为主,有的也有球颗结构及放射状的雏晶结构。受到不同程度蚀变,主要蚀变矿物是绿泥石,碳酸盐等。

2 地球化学特征

2.1 分析方法及过程

本文中的样品主要包括蛇绿岩中的玄武岩(BYG22、BYG25 和 BYG26)和与之共生的洋岛玄武岩(BYG29、BYG30、BYG32、BYG33 和 BYG34)。首

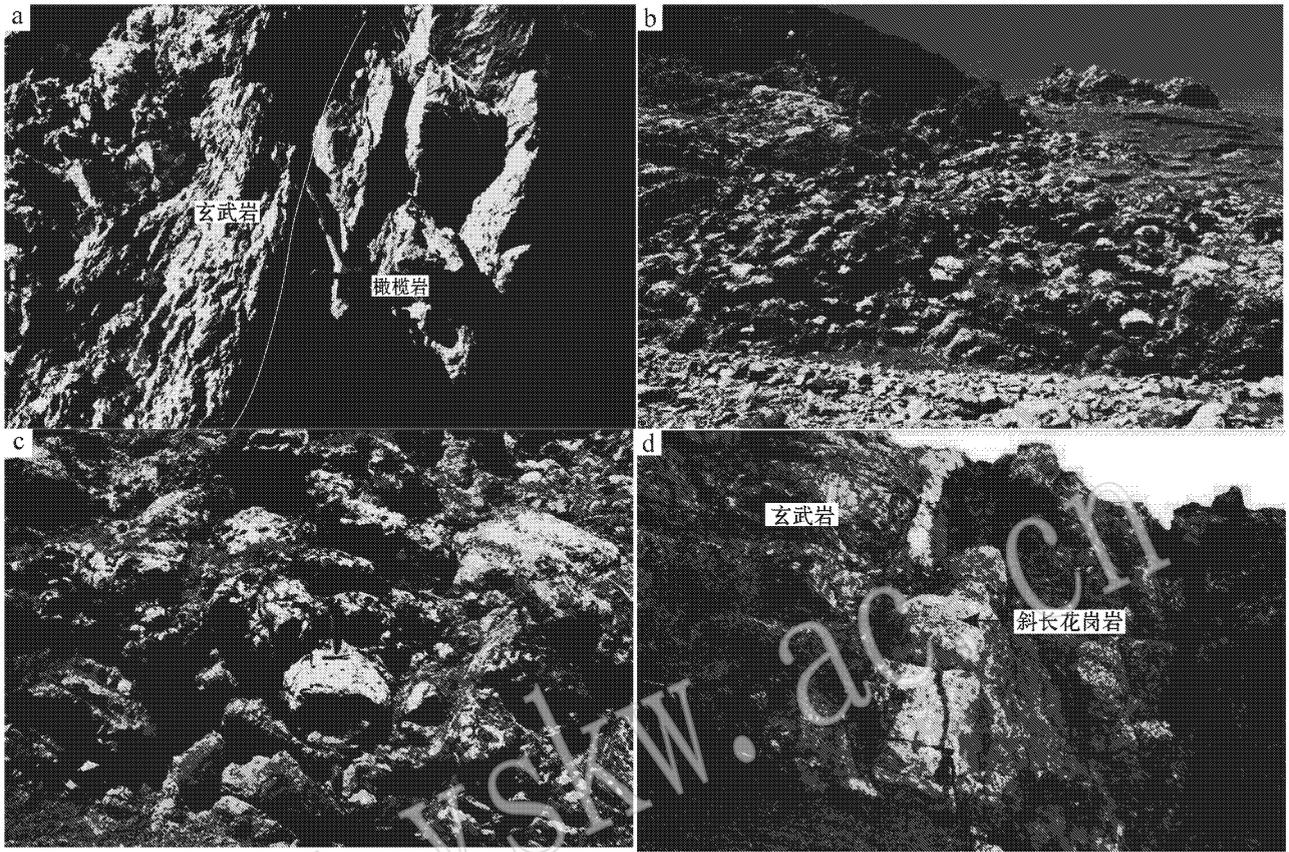


图 3 巴音沟蛇绿岩野外照片

Fig. 3 Field photographs of Bayingou ophiolite

a—块状玄武岩与橄榄岩呈断层接触；b、c—枕状玄武岩；d—斜长花岗岩呈脉状侵入到玄武岩中
a—basalts and peridotites in faulted contact；b, c—pillow basalts；d—granitic intrusion in basalt

先挑选出蚀变程度低、新鲜、杏仁少的样品破碎,并对岩石碎块用稀盐酸浸泡 5 min,然后用去离子水反复浸泡清洗。等样品风干后,用不锈钢擂钵破碎至 60 目,再用玛瑙研钵研磨至 200 目以下。溶样采用中国科学院地球化学研究所 ICP-MS 熔样流程进行。主量元素使用中国科学院地球化学研究所的 X-射线荧光分析(XRF)。微量元素采用中国科学院地球化学研究所 PE Elan 6000 ICP-MS 仪器测试,分析方法及流程见 Qi 等(2000)。分析过程中以国际标准样品 AMH-1 和 GBPG-1 为标样进行控制,分析精度大于 5%。分析结果见表 1。

2.2 主量元素地球化学

从主量元素和微量元素上明显可以将该剖面内的玄武岩分为两类:一类为洋中脊玄武岩(BYG22、BYG25 和 BYG26),第二类为洋岛玄武岩(BYG29、BYG30、BYG32、BYG33 和 BYG34)。

第一类玄武岩的 SiO_2 的含量为 49.7% ~ 50.7%, TiO_2 的含量其中两个样分别为 0.81% 和 1.00%,与一般 N-MORB 的 TiO_2 含量相近, $\text{Mg}^\#$ 为 60 和 53.4,说明玄武岩在岩浆房发生过一定程度的结晶分异作用。但 BYG25 的 TiO_2 含量达 1.93%,而 MgO 含量为 3.35%, $\text{Mg}^\#$ 仅为 30.5,考虑到该样品稀土元素的含量及微量元素含量与 BYG22 和 BYG26 两个典型的 MORB 样品相似,笔者认为该样品仍然为洋中脊玄武岩,只是为岩浆强烈分离结晶后的产物。

第二类玄武岩的 SiO_2 的含量为 50.7% ~ 52.6%,所有这类岩石的 TiO_2 的含量为 1.89% ~ 3.14%,表现出 OIB 的特征。 MgO 含量为 3.02% ~ 5.80%, $\text{Mg}^\#$ 为 40.9 ~ 58.6,变化较大,同样受到过岩浆分异的影响。在 $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 图上部分样品落在玄武岩区,另一部分样品落在粗面玄武岩

表 1 巴音沟玄武岩主量元素($w_B/\%$) 微量元素($w_B/10^{-6}$)分析结果表Table 1 Major oxide($w_B/\%$) and trace element(including REE)($w_B/10^{-6}$) concentrations of Bayingou basalts

样品	蛇绿岩中的玄武岩				与蛇绿岩伴生的洋岛玄武岩				
	BYG22	BYG25	BYG26	BYG29	BYG30	BYG32	BYG33	BYG34	
SiO ₂	50.7	49.7	50.7	50.7	51.8	51.8	52.6	51.8	
TiO ₂	1.00	1.93	0.81	3.01	3.14	2.04	2.01	1.89	
Al ₂ O ₃	13.6	15.9	13.3	14.0	13.2	14.0	15.1	14.4	
Fe ₂ O ₃	13.3	15.1	10.6	11.7	12.0	8.00	8.11	9.73	
MnO	0.22	0.17	0.17	0.17	0.17	0.12	0.11	0.12	
MgO	7.7	3.35	8.04	4.94	4.21	5.39	5.80	5.41	
CaO	7.90	4.88	11.18	7.90	7.85	9.54	8.00	9.08	
Na ₂ O	3.91	6.24	2.05	4.30	3.46	4.97	5.16	3.93	
K ₂ O	0.046	0.523	0.088	0.385	0.637	0.053	0.371	0.03	
P ₂ O ₅	0.079	0.200	0.061	0.395	0.417	0.320	0.295	0.263	
LOI	2.95	2.80	3.77	3.32	3.43	4.97	3.71	3.31	
Σ	101.42	100.85	100.74	100.79	100.35	101.20	101.21	99.9	
Mg [#]	53.4	30.5	60.0	45.6	40.9	57.2	58.6	52.4	
Li	9.02	9.98	10.0	11.0	10.7	6.93	9.25	8.16	
Be	0.29	0.59	0.39	1.57	1.86	1.13	0.83	1.16	
Sc	46.2	50.9	48.2	37.4	31.3	27.3	26.0	26.8	
V	179	230	270	168	177	196	196	206	
Cr	235	90.6	369	97.5	44.2	280	273	270	
Co	51.3	37.0	48.4	37.3	31.6	35.0	35.4	37.7	
Ni	114	39.0	137	33.6	22.4	144	142	148	
Cu	134	43.5	97.6	45.1	35.0	40.1	36.9	40.7	
Zn	126	150	76.9	124	128	93.7	78.4	88.2	
Ga	13.2	21.0	12.6	19.4	20.7	16.0	14.0	16.6	
Ge	1.08	2.60	1.39	1.36	1.41	1.36	1.01	1.27	
As	10.9	11.7	12.0	11.1	11.1	12.9	12.2	13.1	
Rb	0.65	10.70	1.19	4.93	8.20	0.66	4.85	0.34	
Sr	143	195	71.6	75.4	90.5	205	340	155	
Y	16.5	34.0	15.5	33.1	32.6	20.8	21.1	20.8	
Zr	45.5	98.8	7.0	239	229	145	144	142	
Nb	2.58	6.58	1.84	34.3	33.2	21.4	21.2	20.8	
Mo	0.46	1.06	0.28	0.88	1.11	1.08	1.08	1.25	
Ag	0.046	0.12	0.059	0.57	0.55	0.33	0.30	0.32	
Cd	0.11	0.14	0.13	0.13	0.15	0.19	0.13	0.29	
In	0.063	0.097	0.049	0.088	0.098	0.057	0.063	0.058	
Sn	0.68	1.32	0.74	2.45	2.37	1.68	1.72	1.79	
Sb	0.52	0.58	0.62	0.28	1.03	0.29	0.58	0.57	
Cs	0.30	0.30	0.037	0.017	0.051	0.037	0.11	0.044	
Ba	24.2	45.2	12.7	51.8	101	17.0	123	10.5	
La	2.60	5.39	1.71	24.1	23.3	17.0	15.1	16.6	
Ce	7.9	16.4	5.51	60.8	56.7	41.3	40.2	41.6	
Pr	1.04	2.26	0.77	6.66	6.32	4.54	4.60	4.58	
Nd	5.10	11.4	4.06	27.4	27.2	19.4	19.3	19.5	
Sm	1.85	3.92	1.36	6.85	6.50	4.77	4.76	4.72	
Eu	0.70	1.44	0.64	2.19	2.37	1.66	1.52	1.49	
Gd	2.32	4.87	2.00	6.72	6.90	4.66	4.83	4.50	
Tb	0.44	0.93	0.40	1.14	1.10	0.76	0.75	0.76	
Dy	3.00	6.11	2.64	6.52	6.10	4.06	4.31	4.24	
Ho	0.68	1.45	0.62	1.40	1.32	0.84	0.87	0.84	
Er	1.88	3.68	1.75	3.45	3.31	2.11	2.17	2.18	
Tm	0.27	0.52	0.26	0.48	0.46	0.29	0.29	0.29	
Yb	1.81	3.18	1.64	2.97	2.97	1.86	1.73	1.75	
Lu	0.27	0.46	0.26	0.43	0.42	0.25	0.25	0.26	
Hf	1.37	2.95	1.10	5.94	5.70	3.73	3.75	3.72	
Ta	0.19	0.47	0.14	2.32	2.21	1.48	1.48	1.52	
Pb	0.36	0.84	0.41	1.66	3.11	2.67	1.44	2.04	
Bi	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	
Th	0.22	0.36	0.14	2.90	2.86	2.10	2.07	2.06	
U	0.11	0.23	0.08	0.69	0.78	0.51	0.49	0.51	
ΣREE	29.9	62.0	23.6	151.1	145.0	103.4	100.7	103.3	
(La/Yb) _N	1.035	1.22	0.77	5.82	5.63	6.56	6.26	6.80	

区玄武粗安岩区(图 4a)。考虑到本区玄武岩受后期蚀变的影响,碱金属元素在后期蚀变过程中容易发生迁移,有必要利用受流体活动影响较小的元素作

为分类的依据,在 $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ 分类图上,大洋中脊玄武岩样品均落在亚碱性玄武岩区,而洋岛玄武岩均落在碱性玄武岩区。

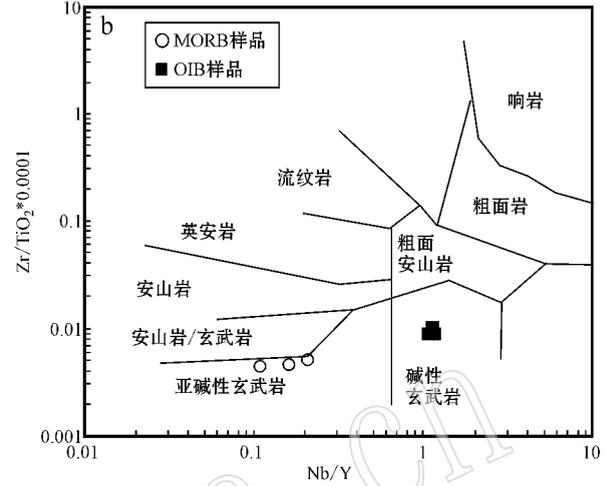
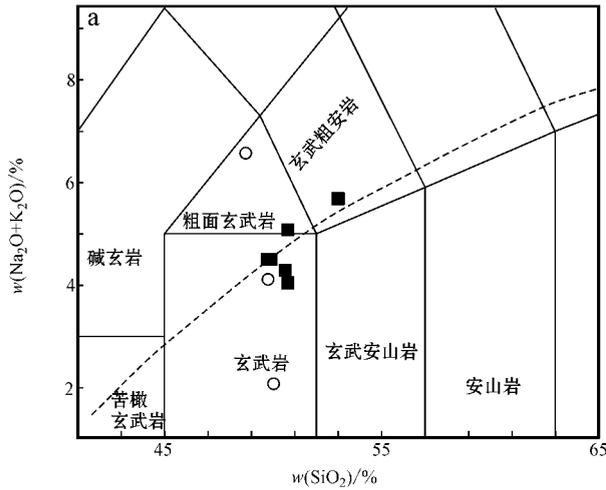


图 4 巴音沟玄武岩硅-碱分类图(据 Le Bas 等, 1986)及 $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ 分类图(Cox 等, 1979)

Fig. 4 TAS classification diagram (after Le Bas *et al.*, 1986) and $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ classification diagram (after Cox *et al.*, 1979) for Bayingou basalts

2.3 微量元素地球化学特征

蛇绿岩中的玄武岩稀土总量较低, BYG22 和 BYG26 两个样品分别为 29.9×10^{-6} 和 23.6×10^{-6} , 稀土元素的含量相对较稳定。 $(La/Yb)_N$ 为 0.77~1.22, 稀土元素均表现出轻稀土元素(LREE)轻微亏损到弱富集, 稀土配分模式显示平坦型(图 5), 具有 MORB 的特征。

蛇绿岩中玄武岩微量元素除大离子亲石元素(LILE)变化较大外, 其他元素变化不大, 在微量元素(原始地幔)标准化图(图 5a)上表现为较平滑的略向右倾的折线。岩石中的 LILE 变化较大, 可能是由于后期蚀变及风化作用影响形成的, 而不代表原生岩石的特征。高场强元素(HSFE, 如 Th、Nb、Ta 等)有较小的亏损特征。

第二类玄武岩稀土总量从 $100.7 \times 10^{-6} \sim 151.1 \times 10^{-6}$, 明显高于 N-MORB 的含量 $(La/Yb)_N$ 比值从 5.29 到 11.8, 轻稀土明显富集, 在稀土配分图上呈负斜率型, 轻重稀土元素分馏强烈(图 4b)。这些特征都与洋岛玄武岩相似, 而明显不同于 N-MORB。

在微量元素(原始地幔)标准化图上, 大洋中脊玄武岩除 Ba、Th、Ti 几个元素表现为略为亏损外, 图型较为平滑, Nb、Ta 没有明显的亏损和富集(图 5c); 洋岛玄武岩显示出驼峰型, HSFE 元素特别是 Nb、

Ta 明显富集(图 5d), 与典型的 OIB 具有相同的分布型式。但与 OIB 相比, 样品中的碱金属及碱土金属元素变化较大, 部分样品相对亏损明显。由于 OIB 在形成过程中容易与海水发生反应, 加上这套岩石在后期造山过程中受后期蚀变的影响, 这种亏损可是这些活动元素被大量带走所造成的。

3 讨论

3.1 蛇绿岩形成环境

目前对巴音沟蛇绿岩所代表的构造环境还存在一些争论, 如最初邬继易等(1989)认为属陆缘海盆环境, 后来一些研究者(王作勋等, 1990; 肖序常等, 1992; 高长林等, 1995)认为是弧后盆地, 或弧前盆地(卢华复等, 2001)。徐学义等(2005)通过对这套蛇绿岩的地质地球化学研究后提出巴音沟蛇绿岩代表了天山晚古生代“红海型”洋盆。而夏林圻等(夏林圻等, 2002; Xia *et al.*, 2004)对天山及邻区石炭-二叠纪火山岩研究认为早石炭世天山古生代洋盆已经闭合, 天山造山带进入到大规模造山后裂谷拉伸阶段(夏林圻等, 2002; 李向民等, 2002), 因此其构造背景为裂谷盆地。

蛇绿岩代表残余的古洋壳, 按照洋壳形成的构

造背景,通常将蛇绿岩分为 MOR (mid-oceanic ridge) 和 SSZ (supra-subduction zone) (Pearce *et al.*, 1984) 两种类型。通常成熟大洋中脊玄武岩由于形成于亏损的地幔源区,而且熔融程度较高,因此玄武岩在地

球化学特征上表现为轻稀土明显亏损,而微量元素 N-MORB 标准化图上表现为近于平坦的曲线型的特征。与 N-MORB 相比,SSZ 型蛇绿岩的玄武岩主要表现为高场强元素明显亏损。

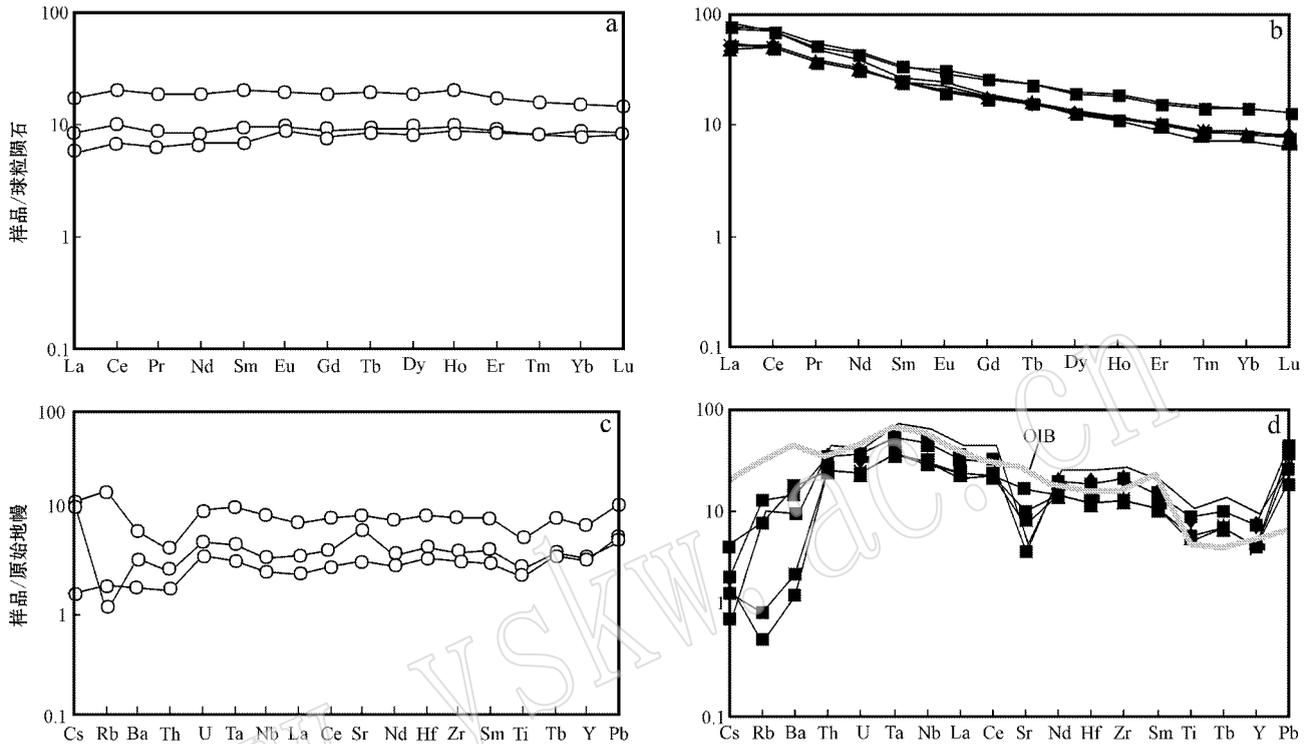


图 5 巴音沟剖面玄武岩稀土元素及微量元素标准化图(球粒陨石标准值据 Boynton, 1984; 微量元素原始地幔标准值据 McDonough 等, 1992)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns and primordial mantle-normalized spider diagram of trace elements of Bayingou basalt (chondrite data from Boynton, 1984; primordial mantle data from McDonough *et al.*, 1992)

蛇绿岩形成的构造环境可以通过微量元素比值特征加以认识。巴音沟蛇绿岩中玄武岩微量元素在 Nb-Zr-Y 图解(图 6a)中,样品落在代表 N-MORB 和火山弧玄武岩的 D 区,在 Ti-V 图解(图 6b)中,样品同样落在 N-MORB 区内。进一步在 Ti-Zr-Y (图 7a)和 Hf-Th-Ta 图解(图 7b)上投点证明,样品落在洋中脊范围内。Th、Nb、Ta 等元素在地幔软流圈和 MORB 中含量很低 (0.02×10^{-6}),并且在熔体与矿物之间分异很小,因此这些元素在 MORB 中保持一致。但在俯冲背景下,由于离子半径较大的 Th 离子更容易溶于水和熔体中 (Wilson, 1989),从而使 Th 与 Nb、Ta 等元素在 SSZ 下形成的玄武岩发生分离。利用这一特性可以较好地地区分 MORB 和 SSZ 两种构造背景。研究发现,全球大部分蛇绿岩中的玄武岩具有亲岛弧的特征,这些玄武岩在 Hf-Th-

Ta 图解上通常落在其中的 D 区。而本区蛇绿岩中的玄武岩样品主要落在 A 区,表明玄武岩的源区地幔几乎没有受到俯冲洋壳成分的影响。这也与前面分析中提到的蛇绿岩代表早期洋盆地环境相一致。

巴音沟蛇绿岩中的玄武岩与典型的 N-MORB 相比,LREE 相对于 HREE 亏损不明显,其特征类似于富集型大洋中脊玄武岩(E-MORB)。有两种情况可以形成这种现象:一是少量 OIB 与 N-MORB 的混合作用形成 LREE 略富集的 E-MORB。这一情况与本区的玄武岩地球化学特征不符,巴音沟蛇绿岩中的玄武岩很少出现 LREE 富集。另外,如果在岩浆形成过程中发生过 OIB 与 N-MORB 的混合作用,相应地玄武岩将富集 La、Nb、Zr、Th 和 Ta 等不相容元素。表现在另一种情况是亏损程度低的近于原始地幔的源区岩石高程度部分熔融形成,具体表现在 Nb

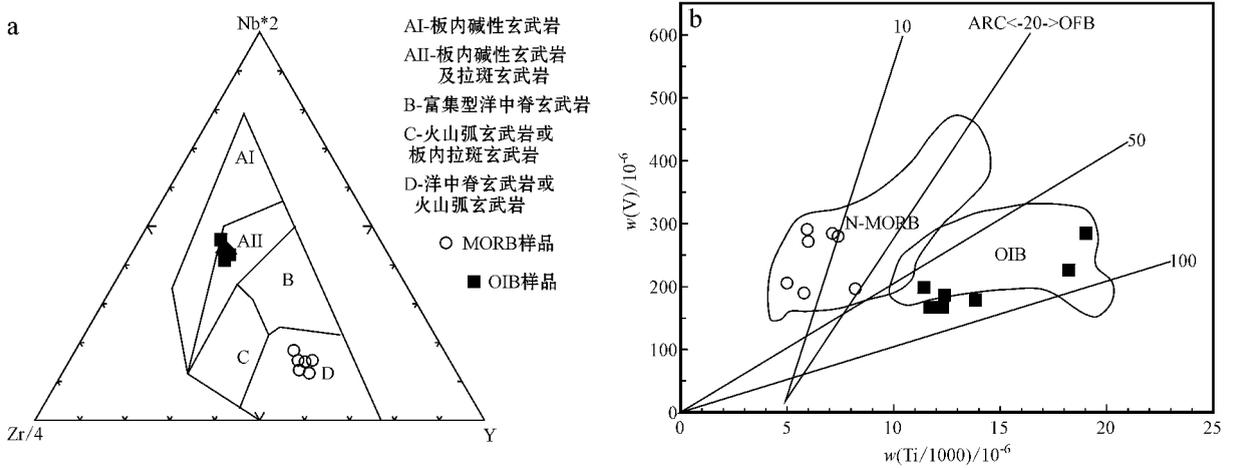


图 6 巴音沟蛇绿岩剖面中两类玄武岩的 Nb-Zr-Y (a, 底图据 Meschede, 1986) 和 Ti-V (b, 底图据 Shervais, 1982) 图解 (其中部分蛇绿岩中壳层玄武岩样品数据引自徐学义等, 2005, 以下同)
Fig. 6 Nb-Zr-Y (a, base map after Meschede, 1986) and Ti versus V (b, base map after Shervais, 1982) variation diagram for basalts in Bayinguo ophiolite mélangé (some data from Xu Xueyi *et al.*, 2005)

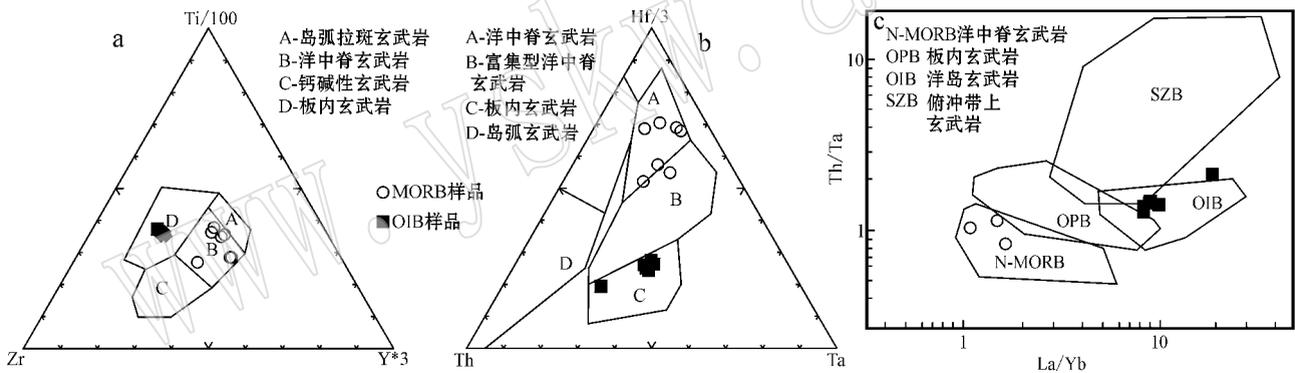


图 7 巴音沟蛇绿岩剖面中两类玄武岩的 Ti-Zr-Y (a, 底图据 Pearce 和 Cann, 1973), Hf-Th-Ta (b, 底图据 Wood, 1980) 和 Th-Ta-La/Yb (c, 底图据 Tomlinson 和 Condie, 2001) 图解

Fig. 7 Ti-Zr-Y (a, base map after Pearce and Cann, 1973), Hf-Th-Ta (b, base map after Wood, 1980) and Th-Ta-La/Yb (c, base map after Tomlinson and Condie, 2001) diagrams for basalts in Bayinguo ophiolite mélangé

-Zr-Y 判别图上 (图 6a), 样品会落在图中的 B 区, 但实际上几乎所有的样品都投在了代表洋中脊的 D 区。说明玄武岩中没有 Nb、Zr 的富集。同样在 Hf-Th-Ta 图上 (图 7b), 几乎所有样品都落在了代表洋中脊玄武岩的 A 区, 或附近, 而不是代表富集型的 B 区。在 Ta/Yb-Th/Yb 图上 (图 8) 样品也是投在 N-MORB 区附近, 而远离 E-MORB。说明玄武岩中的 Ta、Th、Nb、Zr 和 Ta 等元素都没有出现相对升高。这基本可以说明巴音沟蛇绿岩中的玄武岩略具亏损的稀土元素是原始岩浆本身具有的特征, 而不是受 OIB 的混染形成的。另一种情况是由于略亏损的

原始地幔高程度部分熔融形成。稀土元素配分图和微量元素的原始地幔标准化图上呈平坦分布型式 (图 4a), 说明岩石在稀土元素和微量元素的分布特征上与原始地幔十分相近, 说明其原岩为近于原始地幔组分的源区, 而不是像一般的 N-MORB 那样形成于强烈亏损的地幔源区。据此可以初步认为大洋玄武岩形成于大洋形成初期, 源区还没有经历大规模的岩浆提取阶段。

3.2 巴音沟洋岛玄武岩 (OIB) 的厘定

徐学义等 (2005) 曾经根据巴音沟蛇绿岩辉绿岩及基性熔岩的 Sr-Nd 同位素显示出 OIB 地幔源特

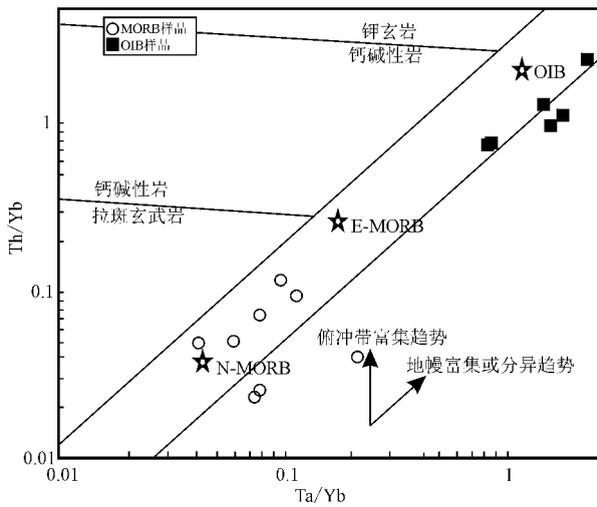


图 8 玄武岩的 Th/Yb - Ta/Yb 图(底图据 Wilson, 1989)

Fig. 8 Th/Yb - Ta/Yb variation diagram for basalts in Bayinguo ophiolite mélangé (base map after Wilson, 1989)

点,但微量元素投点均靠近于 MORB 源区,从而认为区内蛇绿岩由于早期大陆裂谷大规模火山岩浆作用对 OIB 的地幔源的萃取,形成局部具 N-MORB 源的地幔软流圈源,当大陆裂谷向大洋裂谷转换时,形成初始洋盆,洋脊玄武岩主要源区为 N-MORB 源,但同时又受到区域 OIB 地幔源的影响。

本次研究发现在巴音沟蛇绿岩中还有一套与之呈构造接触的枕状玄武岩,这类玄武岩除了在主元素上具有高含量的 TiO_2 外,还具有较高的稀土元素含量,稀土元素的球粒陨石标准化图具有明显的右倾型,富 LREE。在微量元素的原始地幔标准图上表现为 Nb、Ta 的富集。这些都是典型的 OIBs(洋岛玄武岩)或 LIPs(大火成岩省玄武岩)的特征。由于洋中脊玄武岩形成于软流圈地幔的大规模、高度部分熔融,其源区主要为亏损地幔,因此洋中脊玄武岩通常具有较低的 REE 总量和 LREE 亏损到弱富集的稀土特征。本区其中一套玄武岩稀土总量达 $103 \times 10^{-6} \sim 151 \times 10^{-6}$,远高于另一组玄武岩的 $23 \times 10^{-6} \sim 62 \times 10^{-6}$,同时两组玄武岩的 La 含量分别变化于 $15 \times 10^{-6} \sim 26 \times 10^{-6}$ 和 $1.7 \times 10^{-6} \sim 5.4 \times 10^{-6}$ 。一组玄武岩的 La 含量是另一组的近 10 倍。这两套玄武岩显然不可能是同一源区形成的,其中的高稀土元素含量的玄武岩也不可能是富集型洋中脊玄武岩。因为如果它是富集型洋中脊玄武岩,那么这套玄武岩最可能是由剖面内的另一组玄武岩(即洋中脊玄武岩)与一套洋岛玄武岩相互作用形

成。据此一个简单的估算结果是洋岛玄武岩的体积应该近 10 倍于洋中脊玄武岩。这样一套玄武岩无疑就已经是洋岛玄武岩。另外,在 Nb - Zr - Y、Ti - V(图 6)、Ti - Zr - Y、Hf - Th - Ta 和 La/Yb - Th/Ta(图 7)图解上,这些样品均投在板内玄武岩或者 OIB 区,说明本区 OIB 确实存在。

同样在 Ta/Yb - Th/Yb(图 8)图上,这些玄武岩靠近 OIB 区,而远离 E-MORB 和 N-MORB。特别是在 Ta/Yb - Th/Yb 图上,元素对的比值特征显示岩石未受俯冲带流体交代的影响。

最近, Han 等(2010)提出北天山缝合带形成上限为 316 Ma,考虑到徐学义等(2005)根据蛇绿岩中的斜长花岗岩的 SHRIMP 定年为 324.8 ± 7.1 Ma,那么巴音沟蛇绿岩可能在形成 8 Ma 左右就开始侵位。按照这样的推算,洋岛玄武岩应该在这一时段中侵入到巴音沟蛇绿岩所代表的洋壳内。如果当时洋壳半扩张速率为 20 mm/a(按现今最慢的大西洋扩张中心半速率为 5~25 mm/a,最快的东太平洋中脊半快扩张速率为 45~90 mm/a 平均值推算),那么当时热点侵入位置距洋中脊的距离最远约为 160 km。也就是说,热点在洋脊附近活动。这与现今全球洋中脊系统附近存在很多这样的热点作用相似。

3.3 OIB 的源区特征

通常 OIB 可以分为 HIMU-OIB、EM I-OIB 和 EM II-OIB 3 个端员。Weaver(1991)认为这 3 个端员具有不同的微量元素特征。EM II OIB 的 La/Nb、Ba/Nb、Rb/Nb、K/Nb、Th/Nb 和 Ba/La 的比值都比 HIMU OIB 的高,但与 EM I OIB 相比,EM II OIB 的 Ba/Nb、Rb/Nb、Ba/Th 和 Ba/La 比值都较低(Palacz and Saunders, 1986)。但 EM II OIB 的 Nb-Ta 含量比 EM I OIB 高,在微量元素原始地幔标准图上,EM II OIB 在 Nb-Ta 位置具有明显上凸的特征,而 EM I OIB 的 Nb-Ta 富集不明显。另外,本区 OIB 中的 Ba 含量不高, Ba 最高含量为 123×10^{-6} ,其他样品大部分低于 100×10^{-6} ,与 EM II 型 OIB 相似。将巴音沟 OIB 微量元素比值特征与 OIB 的几个端员组分对比(表 2),可以看出更接近于 EM II OIB。

为了更好地区分巴音沟 OIB 的源区特征,本文利用 Zr/Hf - Nb/Ta 图(图 9)来进一步约束巴音沟 OIB 的端员属性。在 Zr/Hf - Nb/Ta 图中,所有的样品与同为 EM II OIB 的 Seamount 洋岛玄武岩落在同一区。巴音沟 EM II 型 OIB 的存在说明北疆地区存在 EM II OIB 地幔源,这种地幔可能是在晚古生代前由

室的大力支持,数据分析过程中得到了中国科学院地球化学研究所的胡静及胡小燕两位高级工程师的大力帮助,两位审稿人提出了十分宝贵的修改意见,在此一并感谢!

References

- Boynton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies [A]. Henderson P. Rare Earth Element Geochemistry [C]. Amsterdam: Elsevier, 63~114.
- Cox K G, Bell J D and Pankhurst R J. 1979. The Interpretation of Igneous Rocks [M]. London: George, Allen and Unwin.
- Devey C W, Albarede F, Cheminee J L, et al. 1990. Active submarine volcanism in the Society hotspot swell (West Pacific): A geochemical study [J]. Journal of Geophysical Research, 95: 5 049~5 066.
- Gao Changlin, Cui Keri, Qian Yixiong, et al. 1995. Microplatetectonics in Tianshan and Northern Tarim Basin [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~284 (in Chinese with English abstract).
- Gao Jun, Tang Yaoqing and Zhao Min. 1995. The geochemistry and tectonic setting of the ophiolites in Southern Tianshan Mountains, Xinjiang, China [J]. Acta Petrologica Sinica (supplement), 11: 85~97 (in Chinese with English abstract).
- Gao Jun, Xiao Xuchang and Tang Yaoqing. 1993. The discovery of Kumishi blueschist and its tectonic significance in South Tianshan Mountains [J]. Chinese Regional Geology, 4: 344~347 (in Chinese with English abstract).
- Han B F, Guo Z J, Zhang Z C, et al. 2010. Age, geochemistry, and tectonic implications of a late Paleozoic stitching pluton in the North Tian Shan suture zone, western China [J]. Geological Society of America Bulletin, 122: 627~640.
- Hao Jie and Liu Xiaohan. 1993. Ophiolite mélange time and tectonic evolution model in South Tianshan area [J]. Scientia Geologica Sinica, 28(1): 93~95 (in Chinese with English abstract).
- He Guoqi, Li Maosong, Liu Dequan, et al. 1994. The Paleozoic Crust Evolution and Metallogeny of Xinjiang, China [M]. Urumqi: Xinjiang People Publishing House (in Chinese with English abstract).
- Hofmann A W and White W M. 1982. Mantle plumes from ancient oceanic crust [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 57: 421~436.
- Le Bas M J, LeMaitre R W, Streckeisen A, et al. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram [J]. Journal Petrology, 27: 745~750.
- Li Jinyi, He Guoqi, Xu Xin, et al. 2006. Crustal tectonics framework of Northern Xinjiang and adjacent regions and its formation [J]. Acta Geologica Sinica, 80: 148~168.
- Li Xiangmin, Dong Yunpeng, Xu Xueyi, et al. 2002. The discovery of ophiolitic malange in Wuwamen area from southern margin of central Tianshan mountains [J]. Geological Bulletin of China, 21(6): 304~307.
- Lu Huaifu, Jia Chengzhao, Jia Dong, et al. 2001. Features of the thrust wedge of deformation belt in Kuqa rejuvenation foreland basin [J]. Geological Journal of China Universities, 7(3): 257~271 (in Chinese with English abstract).
- McDonough W F, Sun S S, Ringwood A E, et al. 1992. Potassium, rubidium, and cesium in the earth and moon and the evolution of the mantle of the earth [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 56(3): 1 001~1 012.
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram [J]. Chemical Geology, 56: 207~218.
- Niu Y L. 2008. The origin of alkaline lava [J]. Science, 320: 883~884.
- Palacz Z A and Saunders D. 1986. Coupled trace element and isotope enrichment in the Cook-Austral-Samoa islands, southwest Pacific [J]. Earth and Planetary Science Letters, 79: 270~280.
- Pearce and Cann. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 12: 339~349.
- Pearce J A, Lippard S J and Roberts S. 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites [J]. Marginal Basin Geology. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 16: 77~94.
- Qi L, Hu J and Gregoire D C. 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry [J]. Talanta, 51: 507~513.
- Shervais J W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lava [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 59: 101~108.
- Tomlinson K Y and Condie K C. 2001. Archean mantle plumes: Evidence from greenstone belt geochemistry [A]. Ernst R E and Buchan K L. Mantle plumes: Their Identification Through Time [C]. Geological Society of America, 341~355.
- Wang Zuoxun, Wu Jiyi, Lü Xicao, et al. 1990. Polycyclic Tectonic Evolution and Metallogeny of the Tianshan Mountains [M]. Beijing: Science Press, 1~217 (in Chinese with English abstract).
- Weaver B L. 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints [J]. Earth and Planetary Science Letters, 104: 381~397.
- Wilson M. 1989. Igneous Petrogenesis [M]. London: Unwin Hyman, 219.
- Wood D A. 1980. The applications 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 [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 50: 11~30.
- Wu Jiyi and Liu Chengde. 1989. Geological features of Bavingou ophiolite suite of North Tianshan, Xinjiang [J]. Acta Petrologica Sinica, 15: 86~87 (in Chinese with English abstract).
- Xia B, Chen G W, Wang R, et al. 2008. Seamount volcanism associated with the Xigaze ophiolite, Southern Tibet [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 32: 396~405.
- Xia L Q, Xu X Y, Xia Z C, et al. 2004. Petrogenesis of Carboniferous rift volcanic rocks in the Tianshan Mountains, northwestern China [J]. Geological Society of America Bulletin, 116: 419~433.
- Xia Linqi, Xia Zuchun, Xu Xueyi, et al. 2002. Some thoughts on the

- characteristics of Paleozoic ocean-continent transition from Tianshan mountains [J]. *Northwestern Geology*, 35(4): 9~20 (in Chinese with English abstract).
- Xiao Xuchang, Tang Yaoqing, Feng Yimin, *et al.* 1992. Tectonic Evolution of the Northern Xinjiang and Its Adjacent Regions [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~171 (in Chinese with English abstract).
- Xu Xueyi, Li Xiangmin, Ma Zhongping, *et al.* 2006b. LA-ICPMS Zircon U-Pb dating of gabbro from the bayingou ophiolite in the northern Tianshan mountains [J]. *Acta Geologica Sinica*, 80: 1168~1176 (in Chinese with English abstract).
- Xu Xueyi, Ma Zhongping, Xia Linqi, *et al.* 2005. SHRIMP dating of plagiogranite from bayingou ophiolite in the Northern Tianshan Mountain [J]. *Geological Review*, 51: 523~527 (in Chinese with English abstract).
- Xu Xueyi, Xia Linqi, Ma Zhongping, *et al.* 2006a. SHRIMP zircon U-Pb geochronology of the plagiogranites from Bayingou ophiolite in North Tianshan Mountains and the petrogenesis of the ophiolite [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(1): 83~94 (in Chinese with English abstract).
- Zhang L F, Ellis D J, Arculus R J, *et al.* 2003. Forbidden zone' subduction of sediments to 150 km depth the reaction of dolomite to magnesite + aragonite in the UHP Metapelites from western Tianshan, China [J]. *J. Metamorphic Geology*, 21: 523~529.
- Zhao Z H, Xiong X L, Wang Q, *et al.* 2004. Association of Late Paleozoic adakitic rocks and shoshonitic volcanic rocks in the western Tianshan, China [J]. *Acta Geologica Sinica*, 78: 68~72.
- Zhu Y F, Xuan G, Song B, *et al.* 2009. Petrology, Sr-Nd-Hf isotopic geochemistry and zircon chronology of the Late Palaeozoic volcanic rocks in the southwestern Tianshan Mountains, Xinjiang, NW China [J]. *Journal of the Geological Society, London*, 166: 1085~1099.
- Zhu Y F, Zhang L F, Gu L B, *et al.* 2005. The zircon SHRIMP chronology and trace element geochemistry of the Carboniferous volcanic rocks in western Tianshan Mountains [J]. *Chinese Science Bulletin*, 50: 2201~2212.
- ### 附中文参考文献
- 高长林, 崔可锐, 钱一雄, 等. 1995. 天山微板块构造与塔北盆地 [M]. 北京: 地质出版社, 1~284.
- 高俊, 汤耀庆, 赵民. 1995. 新疆南天山蛇绿岩的地质地球化学特征及形成环境初探 [J]. *岩石学报*, 11(增刊): 85~97.
- 高俊, 肖序常, 汤耀庆. 1993. 南天山库米什蓝片岩的发现及其大地构造意义 [J]. *中国区域地质*, 4: 344~347.
- 郝杰, 刘小汉. 1993. 南天山造山带蛇绿混杂岩形成的时代及大地构造意义 [J]. *地质科学*, 28(1): 93~95.
- 何国琦, 李茂松, 刘德权, 等. 1994. 中国新疆古生代地壳演化与成矿 [M]. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社.
- 李锦轶, 何国琦, 徐新, 等. 2006. 新疆北部及邻区地壳构造格架及其形成过程的初步探讨 [J]. *地质学报*, 80(1): 148~168.
- 李向民, 董云鹏, 徐学义, 等. 2002. 中天山南缘乌瓦门地区发现蛇绿混杂岩 [J]. *地质通报*, 21(6): 304~307.
- 卢华复, 贾承造, 贾东, 等. 2001. 库车再生前陆盆地冲断构造特征 [J]. *高校地质学报*, 7(3): 257~271.
- 王作勋, 邬继易, 吕喜朝, 等. 1990. 天山多旋回构造及成矿 [M]. 北京: 科学出版社, 1~217.
- 邬继易, 刘成德. 1989. 新疆北天山巴音沟蛇绿岩的地质特征 [J]. *岩石学报*, 15: 86~87.
- 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 等. 2002. 天山造山带古生代洋陆转换的几点思考 [J]. *西北地质*, 35(4): 9~20.
- 肖序常, 汤耀庆, 冯益民, 等. 1992. 新疆北部及其邻区大地构造 [M]. 北京: 地质出版社, 1~171.
- 徐学义, 李向民, 马中平, 等. 2006b. 北天山巴音沟蛇绿岩形成于早石炭世: 来自辉长岩 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 年龄的证据 [J]. *地质学报*, 80: 1168~1176.
- 徐学义, 马中平, 夏林圻, 等. 2005. 北天山巴音沟蛇绿岩斜长花岗岩锆石 SHRIMP 测年及其意义 [J]. *地质论评*, 51: 523~527.
- 徐学义, 夏林圻, 马中平, 等. 2006a. 北天山巴音沟蛇绿岩斜长花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及蛇绿岩成因研究 [J]. *岩石学报*, 22: 83~94.