西准噶尔巴尔雷克蛇绿混杂岩带中玄武岩地球化学特征及大地构造意义

杨高学[1)]，李永军[1)]，杨宝凯[1)]，王海博[1)]，张洪伟[2)]，佟丽莉[1)]

1）长安大学地球科学与资源学院，西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室，西安，710054；

2）新疆维吾尔族自治区地质矿产勘查开发局第七地质大队，新疆乌苏，833000

内容提要：西准噶尔地区巴尔雷克蛇绿混杂岩中的玄武岩与蛇纹岩、放射虫硅质岩和晚泥盆世铁列克提组的泥质粉砂岩与沉凝灰岩形成混杂堆积。对玄武岩进行详细的岩石地球化学研究表明，SiO_2含量为42.15%～44.71%，高TiO_2(3.17%～3.77%)、Na_2O(1.73%～2.28%)，低Al_2O_3(13.54%～14.31%)、K_2O(1%～1.82%)，MgO含量相对稳定(6.75%～8.14%)，$Mg^{\#}$为43～46，属于碱性玄武岩系列。稀土总量$\sum REE=186\times10^{-6}\sim219.06\times10^{-6}$，轻、重稀土分馏较为明显($(La/Yb)_N=11.37\sim12.62$)，无明显Eu异常($Eu/Eu^*=0.96\sim1$)，稀土配分模式类似于OIB。相对富集LILE(如Rb、Ba、Th)，亏损HFSE(如Zr、Hf)，没有明显的Nb和Ta异常，具有高的Ti/Yb(7395～8724)和Zr/Yb(120～136)比值，为典型的OIB地球化学特征。综合研究认为玄武岩形成于弧后盆地的海山环境，其岩浆源区可能为EMI型富集地幔，即软流圈的上涌导致尖晶石相二辉橄榄岩地幔源区大比例部分熔融形成的玄武岩。在区域上，蛇绿混杂岩中的玄武岩所代表的泥盆纪古洋盆是西准噶尔古洋盆向北收缩的残余洋盆。

关键词：洋岛玄武岩(OIB)；巴尔雷克蛇绿混杂岩；地球化学；古洋盆；西准噶尔

西准噶尔是巨型中亚造山带的一部分，也是中亚-兴蒙巨型构造成矿域的重要组成部分(肖序常等，1992；李锦轶，2004；Zhu et al.，2005；Xiao et al.，2008)。该地区蛇绿岩分布广泛，保存比较完整，主要包括唐巴勒、玛依勒、达尔布特、白碱滩、巴尔雷克等多条蛇绿岩带(图1a)，中外学者都有过较多研究(Kwon et al.，1989；张弛等，1992；张立飞，1997；徐新等，2006；何国琦等，2007；朱永峰等，2007a，2008；雷敏等，2008；辜平阳等，2009；刘希军等，2009；陈博等，2010；陈石等，2010)，其中巴尔雷克蛇绿混杂岩带是西准噶尔地区比较重要的蛇绿岩带之一，由其代表的洋(盆)的演化历史对恢复和重建西准噶尔古生代以来的地质演化过程具有重要意义。但目前对巴尔雷克蛇绿混杂岩的侵位时限及其构造环境的相关研究很少，仅冯益民(1987)依据硅质岩中放射虫将其时代确定为中泥盆世。这对约束西准噶尔早古生代板块构造演化造成很大困难。

一般而言，玄武岩地球化学特征是讨论蛇绿混杂岩形成环境的最佳依据。本文选取巴尔雷克蛇绿混杂岩中的玄武岩进行了详细的岩石学、全岩地球化学研究，并结合区域资料和前人研究成果，对其构造背景及源区特征进行深入探讨。

1 区域地质概况

西准噶尔主要由一系列的增生杂岩带、古生代岩浆弧构成(Windley et al.，2007；Xiao et al.，2009；Han et al.，2010)，其主要构造特征为NE—SW向断裂非常发育，由北向南依次为巴尔雷克断裂和达尔布特断裂，它们控制着花岗岩和蛇绿岩的分布(图1a)。

该地区出露大量晚古生代中酸性侵入体，根据产状可以分为两类：一类呈大岩基状产出(如庙尔沟、阿克巴斯套、克拉玛依、红山及哈图岩体等)的晚石炭世—中二叠世后碰撞花岗岩类(Chen et al.，

注：本文为中央高校基本科研业务费专项资金(编号 CHD2010ZY005)与国土资源大调查项目(编号 XJZBKD2008-04，XJQDZ2009-03)资助的成果。

收稿日期：2011-01-15；改回日期：2011-08-28；责任编辑：郝梓国，黄敏。

作者简介：杨高学，男，1980年生。博士研究生。从事于区域地质调查与蛇绿岩研究。通讯地址：710054，西安市雁塔路126号长安大学资源学院。Email：mllygx@126.com。

DOI：CNKI：11-1951/P.20120104.1640.003 网络出版时间：2012-1-4 16：40

网络出版地址：http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1951.P.20120104.1640.003.html

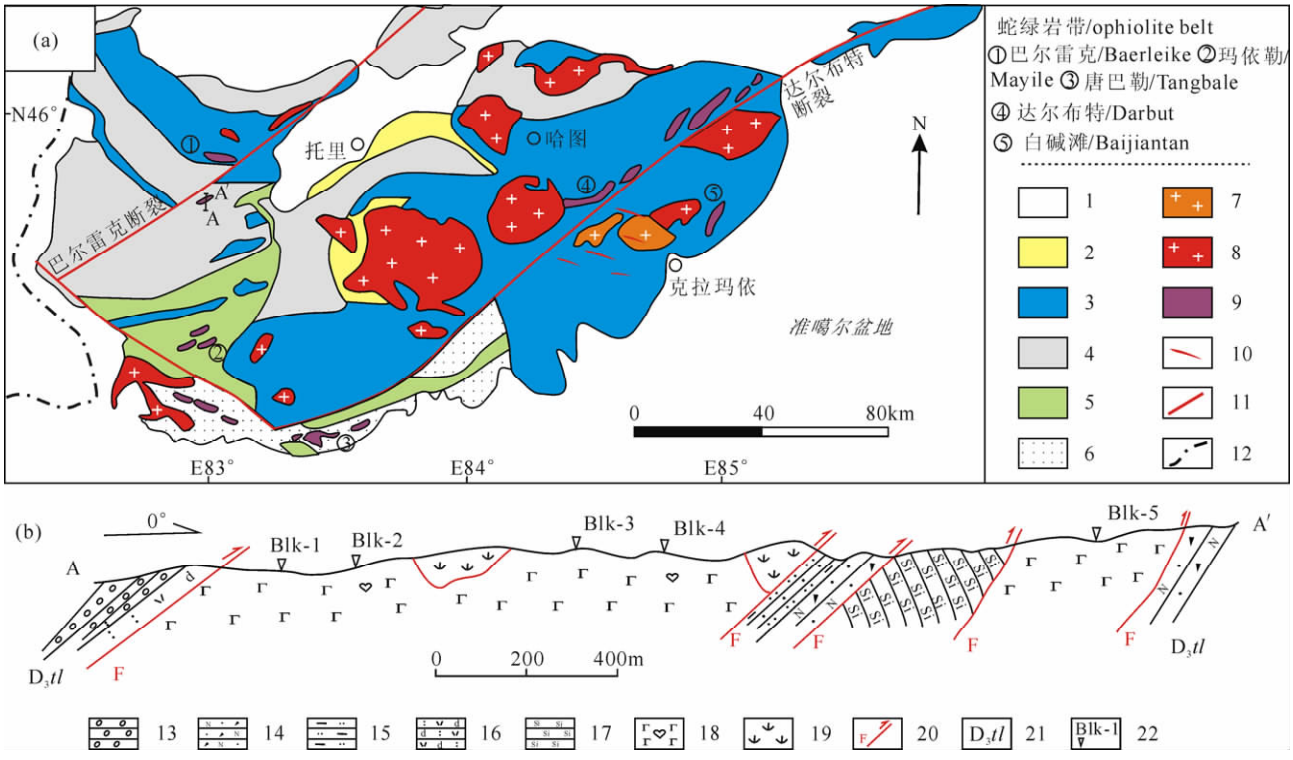


图 1　西准噶尔地质简图(a,据新疆维吾尔自治区地质矿产局,1993;Geng et al.,2009;Tang et al.,2010)及巴尔雷克蛇绿混杂岩剖面图(b)

Fig. 1　Simplified geological sketch for West Junggar (a, modified after Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang,1993;Geng et al.,2009;Tang et al.,2010) and distribution map of the Barleik ophiolitic mélange (b)

1—中新生代沉积岩;2—二叠系;3—石炭系;4—泥盆系;5—志留系;6—奥陶系;7—I 型花岗岩;8—A 型花岗岩;9—蛇绿混杂岩;10—岩脉;11—断层;12—国界;13—砾岩;14—长石岩屑砂岩;15—泥质粉砂岩;16—沉凝灰岩;17—硅质岩;18—气孔杏仁玄武岩;19—蛇纹岩;20—断层;21—铁列克提组;22—样品编号及位置

1—Mesozoic-Cenozoic rocks;2—Permian;3—Carboniferous;4—Devonian;5—Silurian;6—Ordovician;7—I-type granite;8—A-type granite;9—ophiolite;10—dykes;11—faults;12—national boundary;13—conglomerate;14—feldspathic sandstone;15—muddy siltstone;16—tuff;17—chert;18—basalt;19—serpentinite;20—faults;21—Tielieketi Formation;22—sample number and locations

2004;韩宝福等,2006,2010;苏玉平等,2006;范裕等2007;Zhou et al.,2008;Chen et al.,2010;陈家富等,2010),但也有学者认为其就位于洋脊俯冲有关的构造背景(高山林等,2006;张连昌等,2006;Xiao et al.,2008;Geng et al.,2009;Tang et al.,2010;Yin et al.,2010);另一类是以小岩株或岩脉形式出露(如:包古图Ⅴ岩体)的石英闪长斑岩、闪长玢岩和花岗闪长斑岩等,主要分布在包古图地区(沈远超等,1993)。

另外,在西准噶尔地区一个显著的特点是有较多的蛇绿混杂岩发育,如达尔布特、白碱滩、唐巴勒、玛依勒及巴尔雷克等蛇绿混杂岩或蛇绿岩带(图1a)(Feng et al.,1989;Zhang et al.,1993;Jian et al.,2005;徐新等,2006,2010;辜平阳等,2009;张元元等,2010)。这些蛇绿岩形态复杂,变形强烈,多沿走滑断裂分布,时代跨度大,从震旦纪到石炭纪均有出现。研究区出露的地层主体为奥陶系至石炭系火山-沉积地层,各地层单位多为断层接触(新疆维吾尔自治区地质矿产局,1993)。

2　野外产状及岩石学特征

巴尔雷克蛇绿混杂岩沿 NE 向的巴尔雷克断裂分布,不连续延伸超过 50km,由数十个大小不一的岩体构成,其多呈透镜状、串珠状和小岩株分布于中泥盆统巴尔雷克组和上泥盆统铁列克提组中。大量的溢流相灰绿—黑色枕状及块状玄武岩组成蛇绿岩上部基性熔岩单元,在剖面的长度约为 1km,与蛇纹岩、凝灰岩及放射虫硅质岩均为断层接触(图1b)。玄武岩中枕状构造较为发育,并发育大量的气孔杏仁体构造。岩枕多为椭球或球状,直径约为

30～60cm,局部具有定向性。岩枕间具有毫米级碳酸盐细脉。

块状玄武岩为黑色,间粒—间隐结构,有时具有斑状结构,斑晶为辉石(<5%)和斜长石(<1%),基质主要为填隙或交织结构。主要组成为条带状斜长石(40%～50%),粒径多为 0.03×0.15～0.2×2.5 mm,半自形辉石(20%～30%),粒径为 0.02×0.15～0.15×0.6mm,及颗粒状铁钛氧化物(10%～20%),局部发育方解石和绿泥石。玄武岩岩枕也具有类似的矿物组成和交织结构,但发育气孔杏仁构造,具有绿泥石外壳的方解石杏仁体为不规则状,多为圆形,大小不等,粒径小者为 0.01×0.25mm,大者可达 2×4.5mm。

3 样品采集及分析方法

野外采集玄武岩样品 10 余件,经过仔细的镜下鉴定并最终挑选出用于岩石全分析的 5 件样品,这些样品均采自基岩露头,样品新鲜,采集位置避开了研究区内的接触带、碳酸盐蚀变带和断裂破碎带等。

主量元素在宜昌地质矿产研究所用 X 射线荧光光谱(XRF)方法分析完成,XRF 溶片法按照国家标准 GB/T 14506.28-1993 执行。元素分析误差小于 2.5%,氧化物总量介于 99.75%～100.25%。FeO 用湿化学分析法单独测定完成,烧失量(LOI)在烘箱中经 1000℃高温烘烤 90 分钟后称重获得。微量元素在长安大学西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室采用 Thermo-X7 电感耦合等离子体质谱仪进行样品测定,仪器工作参数如下,Power:1200w,Nebulizer gas:0.64 L/min,Auxiliary gas:0.80 L/min,Plasma gas:13 L/min。

4 地球化学特征

蛇绿混杂岩中玄武岩岩石化学分析结果及有关参数列于表 1。从表 1 可以看出,烧失量(LOI)相对较低,为 1.05%～3.45%,表明所选岩石样品较新鲜。所有样品 SiO_2 含量为 42.15%～44.71%,属于玄武岩类范围,与 TAS 投图(图 2a)结果相吻合,与达尔布特蛇绿岩中玄武岩的 SiO_2 含量(43.46%;刘希军等,2009)相一致,而低于 Upper Troodos 枕状熔岩(53.27%;Pearce,1975)。样品具有高钠低钾的特征,Na_2O 含量 1.73%～2.28%,平均为 1.99%,略低于碱性玄武岩的平均值(3.2%),K_2O 为 1%～1.82%,Na_2O+K_2O 为 3.15%～3.62%,接近于克拉玛依 OIB 型枕状玄武岩(4.33%～9.38%;朱永峰等,2007),但在抗蚀变元素 Nb/Y-Zr/TiO_2 图(图 2b)中,所有样品投入碱性玄武岩区并在达尔布特蛇绿混杂岩中玄武岩附近。另外,所有玄武岩样品高钛低铝,TiO_2 含量为 3.17%～3.77%,明显高于 MORB(1.5%)的含量,Al_2O_3 含量为 13.54%～14.31%。而 MgO 含量相对稳定,为 6.75%～8.14%,$Mg^{\#}$($Mg^{\#}=100\times MgO/(MgO+FeOt)$)为 43～46,低于原生岩浆($Mg^{\#}=68$～75;Wilson,1989),表明岩浆经历了一定程度的结晶分异作用。

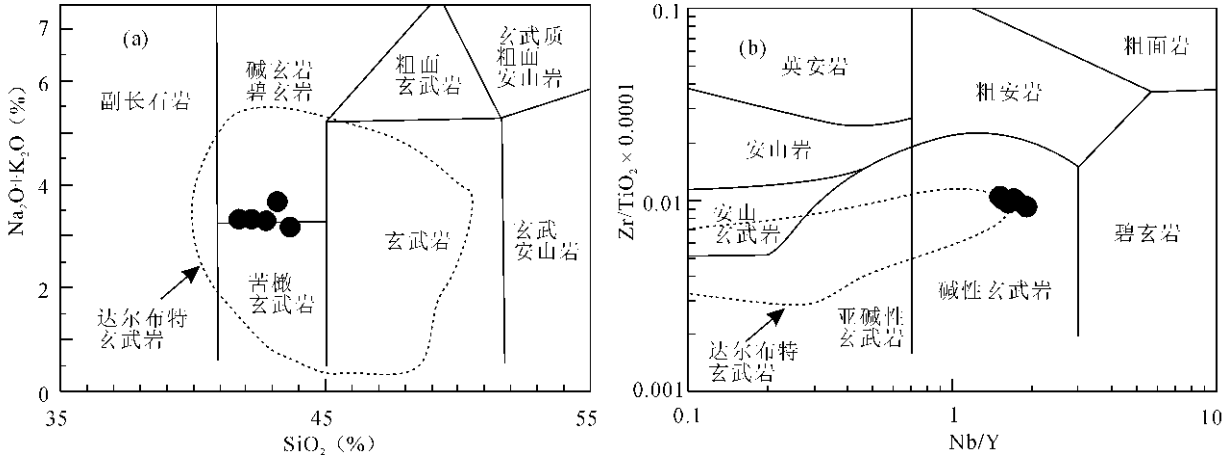


图 2 巴尔雷克蛇绿混杂岩中玄武岩 TAS 图(a)(据 Le Bas et al.,1986)和 Nb/Y-Zr/TiO_2 图(b)(据 Winchester et al.,1977),达尔布特蛇绿岩中玄武岩数据源于刘希军等(2009)

Fig. 2 TAS (a, after Le Bas et al., 1986) and Nb/Y-Zr/TiO_2 (b, after Winchester et al., 1977) for basalts from the Barleik ophiolitic mélange in the West Junggar, Darbut basalts are from Liu et al. (2009)

表 1　西准噶尔巴尔雷克蛇绿混杂岩中玄武岩主量元素(%)、微量元素($\times10^{-6}$)分析结果及主要参数

Table 1　The concentration of major (%), trace elements ($\times10^{-6}$) and their parameters for basalts of the Barleik ophiolitic mélange in the West Junggar, Xinjiang

样号	Blk-1	Blk-2	Blk-3	Blk-4	Blk-5
SiO_2	44.71	43.06	42.15	42.64	43.49
TiO_2	3.77	3.24	3.17	3.22	3.34
Al_2O_3	13.54	14.17	14.04	14.12	14.31
Fe_2O_3	10.66	11.89	11.06	11.96	12.85
FeO	6.96	7.28	7	7.3	7.74
MnO	0.22	0.22	0.2	0.21	0.18
MgO	6.75	8.08	7.07	7.55	8.14
CaO	7.34	5.38	7.55	6.54	5.04
Na_2O	1.73	1.83	1.99	2.28	2.13
K_2O	1.58	1.82	1.3	1	1.02
P_2O_5	0.48	0.58	0.56	0.56	0.56
LOI	2.31	2.41	3.45	2.14	1.05
Total	100.05	99.96	99.54	99.52	99.85
$Mg^{\#}$	43	46	44	44	45
Na_2O+K_2O	3.31	3.62	3.29	3.28	3.15
Ba	464.20	607.70	657.30	496.40	424.10
Rb	24.35	21.03	16.87	12.87	12.84
Sr	156.50	162.90	235.40	234.60	224.10
Y	24.85	28.99	29.58	27.64	27.07
Zr	262.70	310.80	308.10	311.90	312.70
Nb	41.49	49.59	48.81	49.51	49.41
Th	5.01	5.85	5.66	5.69	5.69
Ga	17.77	20.25	20.59	21.22	21.38
Ni	68.94	69.83	67.36	69.48	72.20
Cr	165.10	145.00	137.30	145.30	154.30
Hf	5.95	7.03	6.87	6.90	6.95
Sc	24.16	25.95	25.64	26.08	26.09
Ta	2.60	3.03	2.97	3.02	3.01
Co	36.33	40.99	40.27	40.99	42.94
U	1.09	1.19	1.15	1.16	1.15
V	167.80	192.80	190.30	195.70	200.00
Bi	1.66	1.54	1.56	1.40	1.36
Pb	7.87	8.55	24.79	7.29	7.52
Cd	12.25	11.73	11.31	11.17	10.76
Cs	1.00	1.14	0.99	0.93	0.93
La	35.01	41.20	40.77	40.89	40.29
Ce	73.13	86.39	85.39	85.91	84.29
Pr	8.89	10.35	10.35	10.26	10.10
Nd	37.85	44.84	44.69	44.13	43.80
Sm	7.86	9.32	9.20	9.04	8.92
Eu	2.50	2.88	2.87	2.77	2.79
Gd	7.42	8.78	8.80	8.61	8.43
Tb	1.05	1.22	1.22	1.19	1.18
Dy	5.70	6.55	6.59	6.33	6.26
Ho	1.03	1.19	1.20	1.14	1.13
Er	2.71	3.15	3.19	2.99	2.93
Tm	0.36	0.40	0.41	0.37	0.37
Yb	2.17	2.46	2.57	2.33	2.30
Lu	0.32	0.34	0.36	0.33	0.32
Σ总量	186.00	219.06	217.60	216.29	213.10
$(La/Yb)_N$	11.57	12.04	11.37	12.62	12.58
Eu/Eu^*	1.00	0.97	0.97	0.96	0.98

注:$Eu/Eu^* = Eu_N/(Sm_N\times Gd_N)^{1/2}$,下标 N 表示用球粒陨石标准化(Sun et al.,1989)。

玄武岩稀土元素总量较高(ΣREE=186×10^{-6}～219.06×10^{-6}),明显高于洋脊玄武岩(MORB,39.11×10^{-6})。在球粒陨石标准化曲线图(图 3a)上,稀土元素(REE)分布模式为轻稀土(LREE)富集型,轻、重稀土分馏较为明显($(La/Yb)_N$=11.37～12.62)。无明显 Eu 异常(Eu/Eu^*=0.96～1),表明岩浆没有发生明显的斜长石分离结晶作用。玄武岩的 REE 配分模式与洋岛玄武岩(OIB)的 REE 分布模式十分类似(图 3a),而与大洋中脊玄武岩(E-MORB,N-MORB)的 REE 模式明显不同。

在微量元素蛛网图(图 3b)中,玄武岩的大离子亲石元素(LILE)Rb、Ba、Th 相对富集,K 相对亏损,高场强元素(HFSE)Zr、Hf 相对亏损,Sr 在玄武岩中呈现负异常,没有明显的 Nb 和 Ta 异常,但有明显高的 Ti/Yb 和 Zr/Yb 比值(分别为 7395～8724,120～136),这是洋岛玄武岩典型的地球化学特征(Weaver,1991)。玄武岩中 Nb/Ta 比值为 15.93～16.42,平均为 16.3,略低于 OIB(17.78,Sun et al.,1989),而接近于原始地幔值(17.5±2.0),Zr/Hf 比值为 44.15～44.97,平均为 44.69,略高于 OIB 和原始地幔(分别为 35.9,36.27),但远高于大陆地壳值(Nb/Ta=12～13,Zr/Hf=11)。玄武岩中这些微量元素的变化可能与岩浆源区、部分熔融程度及海水蚀变有关。总体上微量元素的含量特征与 OIB 比较接近,与富集型洋中脊玄武岩(E-MORB)有明显区别(图 3b),后者的微量元素含量均偏低。

5　讨论

5.1　源区特征

微量元素比值可以有效区分原始岩浆演化过程受流体或地壳混染的程度,其地球化学特征指示源区性质。在 Ta/Yb-Nb/Yb(图 4a)和 La/Yb-Nb/Yb 图(图 4b)中,玄武岩落在地幔序列中 OIB 附近,表明这些元素主要受岩浆源区控制,后期过程(如流体或地壳混染)对其影响较弱,这与较低的 Nb/La 比值(1.19～1.23)相一致(夏林圻等,2007)。在 Ba/Nb-La/Nb 图(图 5a)中,样品均位于 OIB 范围及其附近,另外,样品的 Zr/Nb=6.27～6.33,Th/La=0.139～0.143,Th/Nb=0.115～0.121,与 EMI 型洋岛玄武岩(OIB)具有相似地球化学特征(Weaver,1991),表明其岩浆源区可能为 EMI 型富集地幔,这与 Ba/La-Ba/Nb 投图(图 5b)结果相吻合。

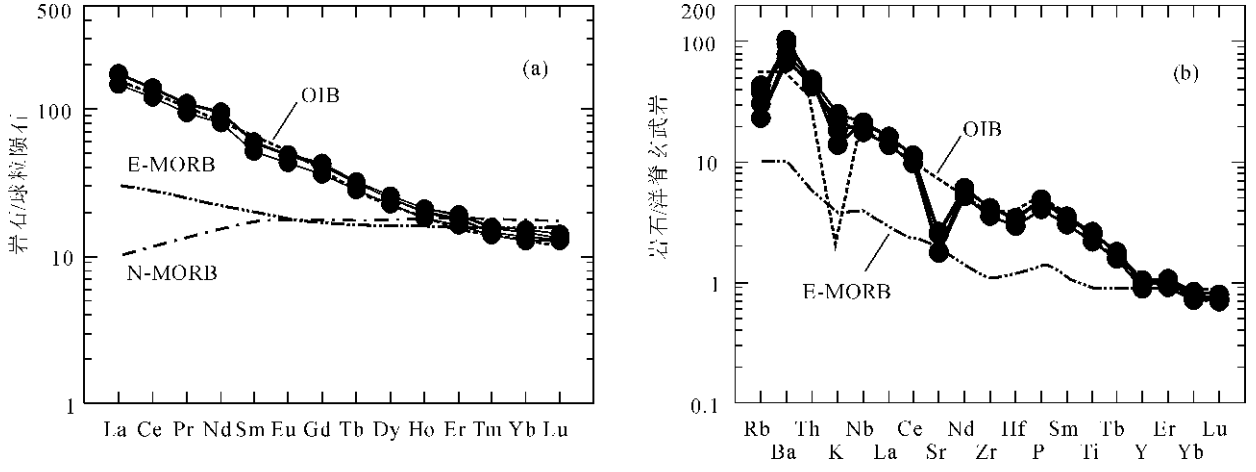


图 3 球粒陨石标准化的稀土元素配分模式(a)和洋脊玄武岩标准化的多元素蛛网图(b)
(球粒陨石和洋脊玄武岩标准值据 Sun et al.,1989)

Fig. 3 Chondrite-normalized REE distribution patterns (a) and N-MORB normalized multi-elements spider diagram (b) (chondrite data and primitive mantle data from Sun et al.,1989)

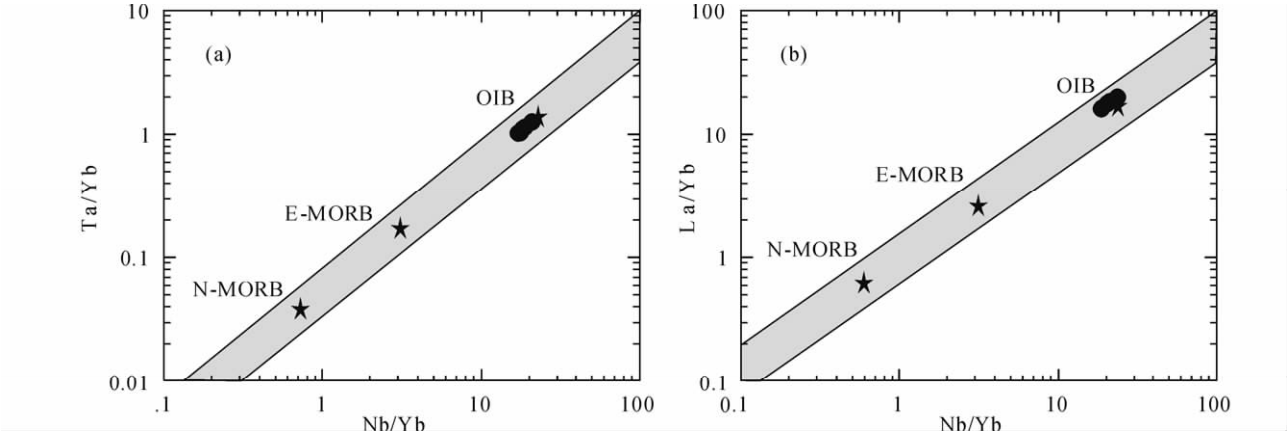


图 4 玄武岩 Ta/Yb-Nb/Yb(a)和 La/Yb-Nb/Yb(b)图解(朱永峰等,2007)

Fig. 4 Plots of Ta/Yb-Nb/Yb (a) and La/Yb-Nb/Yb (b) for basalts (Zhu et al., 2007)

阴影区域表示不同类型大洋玄武岩(N-MORB,E-MORB,OIB)相应元素变化范围(据 Sun et al.,1989)

Shaded area indicate the range of oceanic basalts (N-MORB, E-MORB and OIB) (normalizing values after Sun et al., 1989)

巴尔雷克玄武岩具有较低的$(Gd/Yb)_N$、$(Dy/Yb)_N$、La/Yb、Sm/Yb 比值(分别为 2.83～3.06,1.72～1.82,15.85～17.59,3.58～3.89)及相对较高的 HREE 含量(其 HREE 含量大于 10 倍球粒陨石),表明其原始岩浆应起源于岩石圈地幔尖晶石二辉橄榄岩的局部熔融(Chung,1999),这与在微量元素 Ce/Y-Zr/Nb 图(图 6a)中样品沿富集尖晶石二辉橄榄岩趋势线分布相吻合。另外,在 Zr/Y-Zr(图 6b)样品几乎无一例外地落在板内玄武岩区,显示板内富集趋势(Pearce et al.,1979)。因此我们推测这些玄武岩岩石成因与软流圈地幔关系密切,软流圈的上涌导致尖晶石相二辉橄榄岩地幔源区大比例部分熔融,是岩石圈—软流圈地幔相互作用的产物。

5.2 构造环境

巴尔雷克蛇绿混杂岩中玄武岩具有洋岛玄武岩(OIB)的特征,与克拉玛依 OIB 型玄武岩(朱永峰等,2007b)、北阿尔金红柳泉玄武岩(孟繁聪等,2010)及中国东部新生代玄武岩的地球化学特征类似(支霞臣等,1994),具有初始裂谷的特征。具有 OIB 特征的火山岩可能形成于大洋板内如夏威夷(Wilson,1989)或洋脊附近的海山(Zindler et al.,1984),也可以形成于弧后盆地的海山环境如日本海(Nohda,2009)。

采用抗蚀变元素如 Zr、Y、Ti、Hf 等进行构造环境判别。在 2×Nb-Zr/4-Y 判别图(图 7a)中,所有样品落入板内玄武岩区域,在 TiO_2-10×MnO-10×

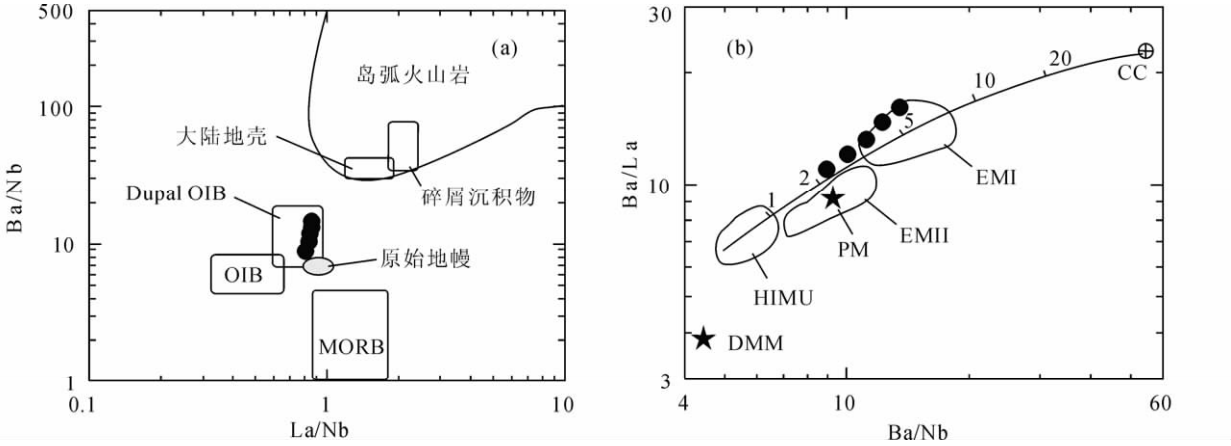


图 5　玄武岩 Ba/Nb-La/Nb(a,据 Jahn et al.,1999)和 Ba/La-Ba/Nb(b,据李曙光,1993,1994)图解

Fig. 5　Diagrams of Ba/Nb-La/Nb (a, after Jahn et al.,1999) and Ba/La-Ba/Nb (b, after Li, 1993, 1994) for basalts

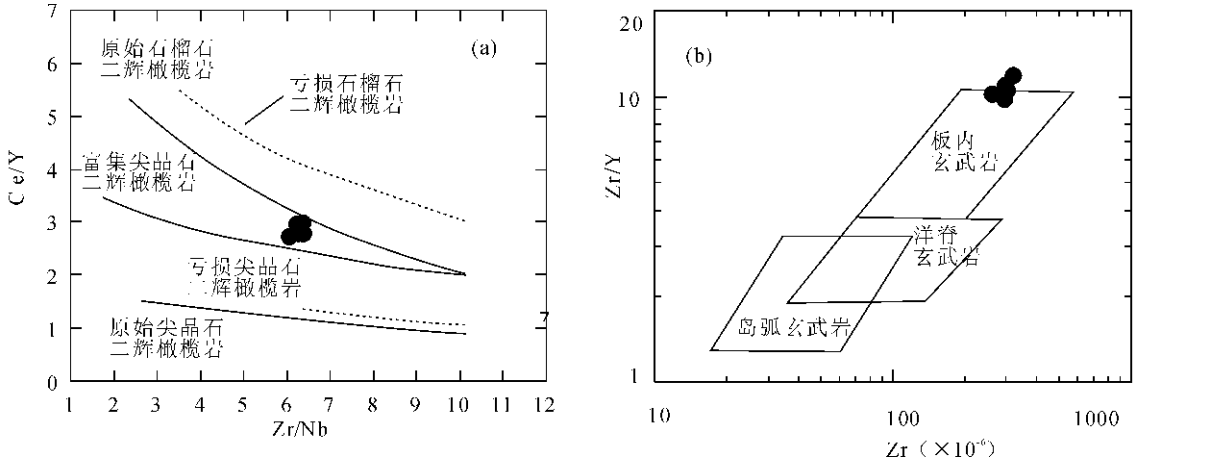


图 6　玄武岩 Ce/Y-Zr/Nb(a,Hardarson et al.,1991)和 Zr/Y-Zr 图(b,Pearce et al.,1979)

Fig. 6　Diagrams of Ce/Y-Zr/Nb (a, after Hardason et al., 1991) and Zr/Y-Zr (b, after Pearce et al., 1979) for basalts

P_2O_5判别图(图 7b)中,样品表现出洋岛或海山碱性玄武岩特征,而在 FeOt-MgO-Al_2O_3(图 7c)中,样品落入大洋板内的洋岛或海山玄武岩区域。考虑到玄武岩伴生有放射虫硅质岩、泥质粉砂岩、长石岩屑砂岩及沉凝灰岩,因此我们认为玄武岩形成于弧后盆地的海山环境。

5.3　地质意义

玄武岩是古造山带内常见的岩石类型之一,其中洋岛型玄武岩通常形成于俯冲碰撞过程中。通过对洋岛型玄武岩性质研究,不仅可以进行古海山、洋岛及大洋高原的识别,而且可以进行古洋盆演化及古构造格局的恢复(李继亮,2004;闫臻等,2008;王涛等,2009)。

洋岛型碱性玄武岩与蛇纹岩、放射虫硅质岩和晚泥盆世铁列克提组的泥质粉砂岩、长石岩屑砂岩与沉凝灰岩形成混杂堆积,表明在早-中泥盆纪时期巴尔雷克一带曾存在古洋盆。区域地质填图和微体古生物综合研究表明,西准噶尔南部在奥陶纪—泥盆纪长期连续发育深海相复理石建造,成分上属于不成熟的浊流沉积,陆源碎屑较少,除硅质、泥质外,主要为凝灰岩及细火山角砾岩,含有丰富的放射虫,具有深海-次深海沉积特征,属于弧后盆地性质的残余洋盆(徐新等,2010)。

李行等(1987)及冯益民(1987)对西准噶尔古洋盆及板块构造演化的研究认为,西准噶尔地区在中奥陶世就存在南界在唐巴勒一带的规模较大的洋盆。在西准噶尔南缘的唐巴勒蛇绿岩相伴生的沉积岩中发育奥陶纪生物化石(肖序常等,1992),在中部的克拉玛依蛇绿岩带中硅质岩发育有丰富的中奥陶世牙形石(何国琦等,2007),而北东缘发育有时代为奥陶纪(白吉文等,1995)的洪古勒楞蛇绿岩。另外,何国琦等(2007)研究认为唐巴勒、克拉玛依及洪古

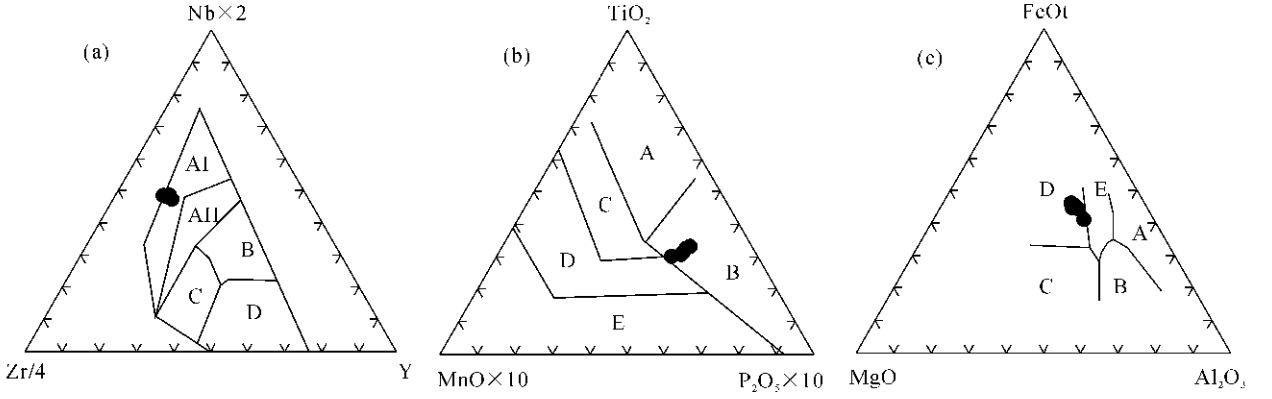


图 7 玄武岩构造环境判别图

Fig. 7 Tectonic setting discrimination diagram for the basalts

(a)—2Nb-Zr/4-Y 图解(Meschede,1986),AI—板内碱性玄武岩,AII—板内碱性玄武岩和板内拉斑玄武岩,B—E-MORB,C—板内拉斑玄武岩和火山弧玄武岩,D—N-MORB 和火山弧玄武岩;(b)—TiO_2-10MnO-10P_2O_5 图解(Mullen,1983),A—洋岛/海山拉斑玄武岩,B—洋岛/海山碱性玄武岩,C—MORB,D—岛弧拉斑玄武岩,E—岛弧钙碱性玄武岩;(c)—FeOt-MgO-Al_2O_3 图解(Condie 等,1987),A—冰岛型,B—造山带,C—洋中脊,D—大洋岛,E—大陆裂谷

(a)—2Nb-Zr/4-Y (Meschede, 1986), AI—Alkalic within plate basalt, AII—Alkalic and tholeiite within plate basalt, B—E-MORB, C-Within plate tholeiite and volcanic arc basalt, D—N-MORB and volcanic arc basalt; (b)—TiO_2-10MnO-10P_2O_5 (Mullen, 1983), A—Oceanic island/seamount tholeiite basalt, B—Oceanic island/seamount alkalic basalt, C—MORB, D—Island arc tholeiite basalt, E—Island arc calc-alkalic basalt; (c)—FeOt-MgO-Al_2O_3 (Condie et al., 1987), A—Ice island type, B—Orogenic belt, C—MORB, D—Ocean island, E—Continental rift

勒楞蛇绿岩带可连为一体,表明在唐巴勒经过克拉玛依至洪古勒楞一线存在一个统一的奥陶纪洋盆(何国琦等,2006),该洋盆在中奥陶世晚期开始不断向北收缩,而巴尔雷克一带的泥盆纪古洋盆恰是西准噶尔古洋盆向北收缩的残余洋盆。

6 结论

巴尔雷克蛇绿混杂岩中的玄武岩与蛇纹岩、放射虫硅质岩和晚泥盆世铁列克提组的泥质粉砂岩、长石岩屑砂岩与沉凝灰岩形成混杂堆积。岩石地球化学表现出洋岛玄武岩的特征,属于碱性玄武岩系列,形成与弧后盆地的海山环境,其岩浆源区可能为 EMI 型富集地幔。在区域上,巴尔雷克一带的泥盆纪古洋盆是西准噶尔古洋盆向北收缩的残余洋盆,但是对古洋盆的规模及消减的极性和时限等问题还需要深入的探讨和研究。

致谢:《地质学报》匿名评审专家及责任编辑对本文进行了认真审阅,并提出了具体的修改意见,在此表示诚挚的感谢。

参 考 文 献

白吉文,Robinson P,杨经绥,周美付,胡旭峰. 1995. 西准噶尔不同时代蛇绿岩及其构造演化. 岩石学报,11 (增刊): 62～72.

陈博,朱永峰. 2010. 新疆克拉玛依百口泉蛇绿混杂岩中辉长岩岩石学和地球化学研究. 岩石学报,26 (8): 2287～2298.

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.

陈石,郭召杰. 2010. 达拉布特蛇绿岩带的时限和属性以及对西准噶尔晚古生代构造演化的讨论. 岩石学报,26 (8): 2336～2344.

范裕,周涛发,袁峰,谭绿贵,Cooke D,Meffre S,杨文平,何立新. 2007. 新疆西准噶尔地区塔斯特岩体锆石 LA-ICPMS 年龄及其意义. 岩石学报,23 (8): 1901～1908.

冯益民. 1987. 西准噶尔古板块构造特征. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊,18: 141～160.

高山林,何治亮,周祖翼. 2006. 西准噶尔克拉玛依花岗岩体地球化学特征及其意义. 新疆地质,24 (2): 125～130.

辜平阳,李永军,张兵,佟丽莉,王军年. 2009. 西准噶尔达尔布特蛇绿岩中辉长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年. 岩石学报,25 (6): 1364～1372.

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(I):后碰撞深成岩浆活动的时限. 岩石学报,22 (5): 1077～1086.

韩宝福,郭召杰,何国琦. 2010. "钉合岩体"与新疆北部主要缝合带的形成时限. 岩石学报,26(8):2233～2246.

何国琦,朱永峰. 2006. 中国新疆及邻区地质矿产对比研究. 中国地质,33 (3): 451～460.

何国琦,刘建波,张越迁,徐新. 2007. 准噶尔盆地西北缘卡拉玛依早古生代蛇绿混杂岩的厘定. 岩石学报,23 (7): 1573～1576.

雷敏,赵志丹,侯青叶,张宏飞,许继峰,陈岳龙,张本仁,刘希军. 2008. 新疆达拉布特蛇绿岩带玄武岩地球化学特征:古亚洲洋

与特提斯洋的对比. 岩石学报,24 (4): 661～672.

李继亮. 2004. 增生型造山带的基本特征. 地质通报,23 (9-10): 947～951.

李锦轶. 2004. 新疆东部新元古代晚期和古生代构造格局及其演变. 地质论评,50 (3): 304～321.

李行,巩志超,董显扬,郑金田. 1987. 新疆西准噶尔地区基性超基性岩生成地质背景及区域成矿特征. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊,18: 3～140.

李曙光. 1993. 蛇绿岩生成构造环境的 Ba-Th-Nb-La 判别图. 岩石学报,9(2): 146～157.

李曙光. 1994. ε_{Nd}-La/Nb,Ba/Nb,Nb/Th 图对地幔不均一性研究的意义——岛弧火山岩分类及 EMII 端员的分解. 地球化学,23 (2): 105～114.

刘希军,许继峰,王树庆,侯青叶,白正华,雷敏. 2009. 新疆西准噶尔达拉布特蛇绿岩 E-MORB 型镁铁质岩的地球化学、年代学及其地质意义. 岩石学报,25 (6): 1373～1389.

孟繁聪,张建新,于胜尧,陈松永. 2010. 北阿尔金红柳泉早古生代枕状玄武岩及其大地构造意义. 地质学报,84 (7): 981～990.

沈远超,金成伟,齐进英. 1993. 西准噶尔金矿化集中区的成矿模式和形成机理. 见:涂光炽主编,新疆北部固体地球科学进展. 北京:科学出版社,295～310.

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.

夏林圻,夏祖春,徐学义,李向民,马中平. 2007. 利用地球化学方法判别大陆玄武岩和岛弧玄武岩. 岩石矿物学杂志,26 (1): 77～89.

肖序常,汤耀庆,冯益民,朱宝清,李锦轶,赵民. 1992. 新疆北部及其邻区大地构造. 北京:地质出版社,1～169.

新疆维吾尔自治区地质矿产局. 1993. 新疆区域地质志. 北京:地质出版社,442～504.

王涛,王宗起,闫臻,闫全人,张英利,向忠金. 2009. 南秦岭大堡组奥陶纪洋岛玄武岩的识别及其构造意义:来自地球化学和年代学证据. 岩石学报,25 (12): 3241～3250.

徐新,何国琦,李华芹,丁天府,刘兴义,梅绍武. 2006. 克拉玛依蛇绿混杂岩带的基本特征和锆石 SHRIMP 年龄信息. 中国地质,33 (3): 470～475.

徐新,周可法,王煜. 2010. 西准噶尔晚古生代残余洋盆消亡时间与构造背景研究. 岩石学报,26 (11): 3206～3214.

闫臻,李继亮,雍拥,肖文交,王宗起,向永生. 2008. 北祁连石灰沟奥陶纪碳酸盐岩-硅质岩形成构造环境. 岩石学报,24 (10): 2384～2394.

张驰,黄萱. 1992. 新疆西准噶尔蛇绿岩形成时代和环境的探讨. 地质论评,38 (6): 509～524.

张连昌,万博,焦学军,张锐. 2006. 西准包古图含铜斑岩的埃达克岩特征及其地质意义. 中国地质,33 (3): 626～631.

张立飞. 1997. 新疆西准噶尔唐巴勒蓝片岩 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄及其地质意义. 科学通报,42: 2178～2181.

张元元,郭召杰. 2010. 准噶尔北部蛇绿岩形成时限新证据及其东、西准噶尔蛇绿岩的对比研究. 岩石学报,26 (2): 421～430.

支霞臣,陈道公,张宗清,王进辉. 1994. 山东蓬莱、临朐新生代碱性玄武岩的钕、锶同位素组成. 地质论评, 40 (8): 526～533.

朱永峰, 徐新. 2007a. 西准噶尔白碱滩二辉橄榄岩中两种辉石的出溶结构及其地质意义. 岩石学报,23 (5): 1075～1086.

朱永峰,徐新,魏少妮,宋彪,郭璇. 2007b. 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.

朱永峰,徐新,陈博,薛云兴. 2008. 西准噶尔蛇绿混杂岩中的白云母大理岩和石榴角闪岩:早古生代残余洋壳深俯冲的证据. 岩石学报,24 (12): 2676～2777.

Chen B, 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, Wang T. 2010. Zircon U-Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, North Xinjiang, China. Lithos, 115: 137～152.

Chung S L. 1999. Trace element and isotope characteristics of Cenozoic basalts around the Tanlu Fault with implications for the eastern plate boundary between north and south China. Journal of Geology, 107: 301～312.

Condie K C, Bobrow D J, Card K D. 1987. Geochemistry of Precambrian mafic dykes from the Southern Superior Province. In: Halls HC and Fahrig WF. Mafic Dyke Swarms. Geological Association of Canada Special Paper, 34: 95～108.

Feng Y M, Coleman R G, Tilton G R, Xiao X C. 1989. Tectonic evolution of the West Junggar region, Xinjiang, China. Tectonics, 8: 729～752.

Geng H Y, Sun M, Yuan C, Xiao W J, Xian W S, Zhao G C, Zhang L F, Wong K, 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.

Han B F, Guo Z J, Zhang Z C, Zhang L, Chen J F, Song B. 2010. Age, geochemistry, and tectonic implications of a late Paleozoic stitching pluton in the North Tian Shan suture zone, Western China. Geological Society of America Bulletin, 122: 627～640.

Hardarson B S, Fitton J G. 1991. Increased mantle melting beneath Snaefellsjokull volcano during Late Pleistocene glaciation. Nature, 353: 62～64.

Jahn B M, Wu F Y, Lo C H, Tsai C H. 1999. Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: Geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China. Chemical Geology, 157: 119～146.

Jian P, Liu D Y, Shi Y R, Zhang F Q. 2005. SHRIMP dating of SSZ ophiolites from northern Xinjiang Province, China: Implications for generation of oceanic crust in the central Asian orogenic belt. In: Sklyarov E V (ed.). Structural and Tectonic Correlation across the Central Asian Orogenic Collage: Northeastern Segment. Guidebook and Abstract Volume of the Siberian Workshop IGCP-480, 1～246.

Kwon S T, Tilton G R, Coleman R G, Feng Y M. 1989. Isotopic

studies bearing on the tectonics of the West Junggar region, Xinjiang, China. Tectonics, 8: 719～727.

Le Bas M J, Le Maitre R W, Streckeisen A, Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkalic-silica diagram. Journal of Petrology, 27: 745～750.

Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology, 56: 207～218.

Mullen E D. 1983. MnO-TiO_2-P_2O_5: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters, 62: 53～62.

Nohda S. 2009. Formation of the Japan Sea basin: Reassessment from Ar-Ar ages and Nd-Sr isotopic data of basement basalts of the Japan Sea and adjacent regions. Journal of Asian Earth Sciences, 34: 599～609.

Pearce J A. 1975. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. Tectonophysics, 25: 41～67.

Pearce J A, Norry M J. 1979. Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y, and Nb veriations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 69: 33～47.

Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Sauders A D and Norry M J (eds). Magmatism in the Ocean Basins. Spec Publ Geol Soc Lond, 42: 313～345.

Tang G J, Wang Q, Wyman D A, Li Z X, Zhao Z H, Jia X H, 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.

Weaver B L. 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: Trace element and isotopic constraints. Earth and Planetary Science Letters, 104: 381～397.

Wilson M. 1989. Igneous Petrogenesis. London: Unwin Hyman, 1～25.

Winchester J A, Floyd 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, Kroner A, Badarch G. 2007. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. Journal of the Geological Society, 164: 31～47.

Xiao W J, Han C M, Yuan C, Sun M, Lin S F, Chen H L, Li Z L, Li J L, 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.

Xiao W J, Kroner A, Windley B F. 2009. Geodynamic evolution of Central Asia in the Paleozoic and Mesozoic. International Journal of Earth Sciences, 98: 1185～1188.

Yin J Y, Yuan C, Sun M, Long X P, Zhao G C, Wong K P, Geng H Y, Cai K D. 2010. Late Carboniferous high-Mg dioritic dikes in Western Junggar, NW China: Geochemical features, petrogenesis and tectonic implications. Gondwana Research, 17: 145～152.

Zhang C, Zhai M G, Allen M B, Saunders A D, Wang G R, Huang X. 1993. Implications of Palaeozoic ophiolites from Western Junggar, NW China, for the tectonics of central Asia. Journal of the Geological Society of London, 150: 551～561.

Zhou T F, Yuan F, Fan Y, Zhang D Y, Cooke D, 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.

Zhu Y F, Zhang L F, Gu L B, Guo X, Zhou J. 2005. The zircon SHRIMP chronology and trace element geochemistry of the Carboniferous volcanic rocks in western Tianshan Mountains. Chinese Science Bulletin, 50 (19): 2201～2212.

Zindler A, Staudigel H, Batiza R. 1984. Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: Implications for the scale of upper mantle heterogeneity. Earth and Planetary Science Letters, 70: 175～195.

Geochemistry of Basalt from the Barleik Ophiolitic Mélange in West Junggar and its Tectonic Implications

YANG Gaoxue[1)], LI Yongjun[1)], YANG Baokai[1)], WANG Haibo[1)], ZHANG Hongwei[2)], TONG Lili[1)]

1) *Earth Science & Resources College of Chang'an University, Key Laboratory of Western China's Mineral Resources and Geological Engineering, Ministry of Education, Xi'an*, 710054; 2) *No. 7 Geological Survey Team, Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resource Exploration, Wusu, Xinjiang*, 833000

Abstract

Basalts from the Barleik ophiolitic mélange in West Junggar occur with serpentinite, radiolarian chert, and muddy siltstone and tuff from the Late Devonian Tielieketi Formation. Detailed geochemical analyses show that the basalts have typical geochemical characteristics to those of OIB, with low SiO_2 (42.15%～44.71%), high TiO_2 (3.17%～3.77%), Na_2O (1.73%～2.28%), low Al_2O_3 (13.54%～14.31%), K_2O (1%～1.82%) and moderate MgO (6.75%～8.14%, $Mg^{\#}$ =43～46). The REE distribution patterns are similar to those of OIB, with $\sum REE=186\times10^{-6}$～$219.06\times10^{-6}$, LREE enrichment ($(La/Yb)_N=11.37$～12.62), weak Eu negative anomaly ($Eu/Eu^{*}=0.96$～1), high Ti/Yb and Zr/Yb ratios (7395～8724, 120～136, respectively). Comprehensive study also suggests that the basalts formed in an ocean island or a seamount setting, with the magma originating from EMI－type enriched mantle, i. e. upwelling of asthenosphere resulted in partial melting of a large amount of spinel lherzolite mantle and thus forming the basalt. Regionally, the Devonian oceanic basin which is represented by the basalts of the Barleik ophiolitic mélange occurs as a remnant oceanic basin formed by northward shrinking of the West Junggar Paleoceanic Basin.

Key words: ocean island basalt (OIB); Barleik ophiolitic mélange; geochemistry; paleoceanic basin; West Junggar