# 西南天山阔克萨彦岭巴雷公镁铁质岩石的地球化学 特征、LA-ICP-MS U-Pb 年龄及其大地构造意义

王超<sup>1,2)</sup>,刘良<sup>2)</sup>,车自成<sup>2)</sup>,罗金海<sup>2)</sup>,张静艺<sup>2)</sup>

2) 大陆动力学国家重点实验室, 西北大学地质学系, 西安, 710069

**内容提要:**巴雷公镁铁一超镁铁质岩套出露于南天山阔克萨彦岭地区,本文对其中的镁铁质岩石进行了详细的 地球化学和锆石 U-Pb 年代学研究。岩石学和地球化学特征表明:巴雷公镁铁质岩石主要为洋岛拉斑岩石系列,  $P_2O_5(0.33\%\sim0.75\%)$ 、TiO<sub>2</sub>(2.49%~3.70%)、TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(12.69%~15.63%)含量高,富集轻稀土,LREE/HREE 分异明显,(La /Yb)<sub>N</sub> 介于 3.66~6.54 之间。Cr (28.93×10<sup>-6</sup>~123.99×10<sup>-6</sup>)、Co (44.04×10<sup>-6</sup>~52.40×10<sup>-6</sup>) 和 Ni (25.61×10<sup>-6</sup>~63.04×10<sup>-6</sup>)含量低,且 Ni、Cr 与 MgO 呈正相关关系指示其母岩浆在岩浆房中或上升途中 经受了橄榄石和尖晶石分离结晶作用。Zr/Nb(7.06~7.99)和 Zr/Hf (35.98~37.53)比值低,推测其可能来自于 含石榴子石的富集地幔的深部熔融。Zr/Y—Nb/Y和 Nb/Th—Zr/Nb 图解显示,其源区具有 EM1—EM2 型地幔端 元组分混入,可能主要有再循环的发生了交代熔融作用的深部大洋岩石圈的参与。锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结 果表明,巴雷公洋岛火山岩的结晶年龄为 450±2Ma。结合新获得的该岩套夹层灰岩中的牙行刺化石资料,指示该 岩体在早石炭世以后成为蛇绿混杂岩的一部分。综合区域年代学和地球化学研究资料,推测南天山古洋盆在晚奥 陶世—早志留世期间已演化成为成熟的多岛洋盆。

关键词:镁铁质岩石;洋岛;锆石 U-Pb 年代学;阔克萨彦岭;南天山

南天山造山带为中天山南缘断裂带以南的天山 地区(图 1a)。在震旦纪一早古生代,南天山为卡拉 库姆一塔里木板块和克孜尔库姆一哈萨克斯坦板块 之间的一个宽阔古洋盆(Volkava, 1999)。在洋盆 演化过程中,古大陆边缘和沉积盆地构造类型频繁 转换,碰撞期及其后构造变形复杂多样,总体构成了 一条绵延几千千米的晚古生代造山带(高俊等, 2006)。它是天山造山带地质构造最复杂的地区之 一,保存有亚洲大陆形成演化的重要信息。

目前在中国南天山洋盆研究中主要存在三个问题:①南天山古洋盆的性质问题,一种认识是塔里木 古陆与中天山岛弧间的弧后盆地(汤耀庆等,1995; 梁云海等,2000;董云鹏等,2005),另一种认识是 具有古大陆分隔意义的较广阔的古洋盆(郝杰等, 1993;卢华复等,1996;李曰俊等,2001);②洋盆的 多次开合(汤耀庆等,1995;梁云海等,2000;陈哲 夫,2004)和一次洋盆(姜常义等,2001;李曰俊等, 2004)问题;③洋盆最终闭合、碰撞造山的时限问题, 主要有晚古生代(高长林等,1995;蔡东升等, 1995; Chen Chuming, 1999;夏林圻,2002;高俊 等,2006)和三叠纪(李曰俊等,2004;张立飞等, 2005)两种观点,从而产生南天山是一条晚古生代 还是三叠纪碰撞造山带的不同认识(高俊等, 2006),南天山碰撞造山时限的确定对认识中亚造山 带的构造演化及显生宙中亚地壳增生的方式至关重 要(高俊等,2006;肖文交等,2006)。

造成上述分歧的主要原因是由于不同学者对南 天山镁铁一超镁铁质岩石(蛇绿岩)研究所采取的方 法、角度及分析测试手段不尽相同,从而对这些镁 铁一超镁铁质岩石的鉴别、分布、时代、构造环境及 区域上的对比以及延伸等方面产生了不同的认识。

由于中国西南天山一带是天山最为高耸险峻的 地段,邻近中吉边境,交通困难,其研究程度相对薄 弱。近年来,阔克萨彦岭巴雷公地区的镁铁一超镁

<sup>1)</sup> 中国地质调查局西安地质矿产研究所,西安,710054;

注:本文为国家自然科学基金资助项目(编号 40372088,40572111,40472043)、教育部科学技术研究重大项目(306021)和中国地质调查局 国土资源大调查研究项目(西北地区重要成矿带基础地质综合研究,编号 1212010510416)的成果。

收稿日期:2007-02-22;改回日期:2007-05-25;责任编辑:章雨旭。

作者简介: 王超, 男, 1979 年生。助理研究员, 岩石大地构造学专业。通讯地址: 710054, 西安市友谊东路 438 号; 电话: 029-87821945; Email: wangc-mail@163. com。

铁质岩套作为蛇绿混杂岩已见报道(梁云海等, 1999;赵仁夫等,2002;李曰俊等,2004),并且在 该剖面的硅质岩中发现了早石炭世早期和晚二叠世 两个放射虫化石组合(李曰俊等,2004),但对该蛇 绿混杂岩未进行详细的地球化学和年代学研究。本 文在野外地质调研的基础上,重点对该岩套中的镁 铁质岩石进行了地球化学和锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年代学研究,试图通过对其岩石成因、源区性质及其 形成时代的分析,并结合近年关于南天山蛇绿岩带 的文献报道,为探讨南天山乃至中亚地区古亚洲洋 南部的洋盆演化过程和动力学机制提供新的信息。

### 1 地质背景和样品特征

研究区位于南天山西南缘冲断带的阔克萨彦岭 地区,由一系列冲断岩片组成,主要为志留纪一泥盆 纪和石炭纪地层(图 1b)。志留纪一泥盆纪地层与 中亚南天山东阿赖地区十分相似,主要由碎屑岩、灰 岩和火山岩组成。碎屑岩发育特征的含炭千枚岩化



图 1 (a) 南天山及邻区地质略图;(b)巴雷公地区地质图;(c)巴雷公蛇绿混杂岩剖面与采样位置图

Fig. 1 (a) Simplified geological map of the Southern Tianshan Mts. and adjacent area; (b) geological map of the Baleigong; (c) section of the ophiolitic mélange, showing the sampling locations

图(a) 中数字代表南天山蛇绿岩或蛇绿混杂岩出露地点:①榆树沟;②古洛沟;③霍拉山;④色日克牙依拉克;⑤库勒湖;⑥米斯布拉克;⑦ 长阿吾子;⑧巴雷公; I 一中天山北缘断裂; II 一中天山南缘断裂; II 一塔拉斯一费尔干纳断裂; IV 一尼古纳耶夫线。图(b):Q一第四系; N<sub>2</sub>x—新近系西域组; N<sub>2</sub>a—新近系阿图什组; N<sub>1</sub>wq—新近系克孜洛依组; (C<sub>2</sub>—P<sub>1</sub>)kl—上石炭统—下二叠统喀尔治尔金组; C<sub>2</sub>a—上石炭 统阿依里河组; (S<sub>3</sub>—D<sub>1</sub>)wp—上志留统—下泥盆统乌帕塔尔坎群; D<sub>2</sub>t—中泥盆统托格买提组。图(c)的图例:1—蛇纹石化橄榄岩; 2— 辉绿辉长岩; 3—玄武岩; 4—花岗岩; 5—硅质岩; 6—泥灰岩; 7—变长石石英砂岩; 8—砂岩; 9—采样位置及编号 Numbers in the fig. (a) represent the outcrops of the ophiolite or ophiolitic mélange in the southern Tianshan Mts. ; ① Yushugou; ② Guluogou; ③ Huolashan; ④Serikeyayilake; ⑤ Kulehu; ⑥ Misibulake; ⑦ Changawuzi; ⑧ Baleigong. I—Northern marginal suture of the Central Tianshan Mts. ; II—Southern marginal suture of the Central Tianshan Mts. ; II—Talas—Fergana fault; IV—Nikolaev suture. Fig. (b): Q—Quaternary; N<sub>2</sub>x—Neogene Xiyu Formation; N<sub>2</sub>a—Neogene Atushi Formation; N<sub>1</sub>wq—Neogene Keziluoyi Formation; (C<sub>2</sub>—P<sub>1</sub>)kl—Upper Carboniferous—Lower Permian Kaerzhierjin Formation; C<sub>2</sub>a—Upper Carboniferous Ayilihe Formation; (S<sub>3</sub>—D<sub>1</sub>)wp—Upper Silurian—Lower Devonian Wupatárcikan Formation; D<sub>2</sub>t—Middle Devonian Tuogemaiti Formation. Legends of the fig. (c): 1—serpentinized peridotite; 2—diabasic gabbro; 3—basalt; 4—granite; 5—silicalite; 6—marlite; 7—metagreywacke; 8 sandstone; 9—sampling location and its serial number

泥质岩,火山岩主要为基性火山熔岩和少量中性火 山岩,基性熔岩主要为玄武岩、细碧岩、细碧玢岩, 中性火山岩主要为蚀变安山岩。石炭纪地层主要由 碎屑岩和灰岩组成,夹极少量玄武岩一流纹岩。1 :20万阿合奇幅区域地质图将其中的志留纪一泥 盆纪地层定为乌帕塔尔坎群[(S-D<sub>2</sub>)wp]。

巴雷公镁铁一超镁铁质岩石出露于乌帕塔尔坎 群之中,位于阔克沙勒岭西南部(阿合奇县城西北约 120km 处),托什罕河上游北岸的齐齐加纳克苏河 两侧,呈近东西向分布,长轴平行齐齐加纳克苏逆冲 断层走向,北侧与  $S_1 - D_2$  地层呈断层接触,南侧分 布有中二叠纪后碰撞型钾长花岗岩侵入体(王超等, 2007)。该镁铁一超镁铁质岩石主要为蛇纹石化橄 榄岩、辉绿(辉长)岩、辉绿玢岩、块状玄武岩,多呈 大小不一的残块产于构造岩片或混杂带中,伴生有 硅质岩、泥灰岩(图 1c)。蛇纹石化橄榄岩出露宽约 20m,呈透镜体状沿齐齐加纳克苏断裂分布,蛇纹石 化、碳酸岩化强烈,具有 SSZ (Supra-subduction zone)型蛇绿岩的地幔橄榄岩特征(王超,待刊)。 泥灰岩为灰黑色,为蛇纹岩和玄武岩之间的夹层。 玄武岩具块状构造,块体倾向 SE、倾角 25°~45°。 辉绿(辉长)岩与上部枕(块)状玄武岩产状相协调, 显示了同源演化的特征,其均发生了黝帘石、绿泥石 化蚀变。硅质岩为灰黑色,呈夹层状分布于玄武岩 的中上部,层厚一般为6~30m,沉积界面与枕状熔 岩表面形态不一致,岩石具细纹层状构造。

本文涉及的样品包括玄武岩和辉绿岩,均为黑 色一墨绿色。玄武岩具块状构造,可见气孔状构造, 具斑状结构,斑晶以斜长石为主,含量约20%。基 质为拉斑玄武结构,针柱状微晶斜长石杂乱排列,辉 石、磁铁矿或隐晶一玻璃质填充斜长石格架之中构 成间粒一间隐结构,并且多数被绿泥石化、钠黝帘石 化或碳酸盐化。辉绿岩具有辉绿结构、填隙结构,多 发生钠黝帘石化、次闪石化,与玄武岩样品具有相似 的矿物组合及构造特征。

#### 2 测试方法

本文选取了不含气孔和杏仁体的新鲜标本,经 粗碎后,挑选足够多的新鲜无脉体的碎块细碎至 200 目以下,进行地球化学分析。主量、微量元素分 析在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成,分 析结果见表1。主量元素含量在日本理学 RIX2100 XRF 仪上测定;微量和稀土元素是在美国 Perkin Elmer 公司 Elan 6100DRC 型电感耦合等离子质谱 (ICP-MS) 仪上测试,样品测试中采用 AVG-1 和 BHVO-1 国际标样监控。

使用传统的重液及电磁方法从岩石样品中分选 出锆石后,在双目镜下选择晶形好无明显包裹体及 裂隙的锆石颗粒制成样靶以便进行 U-Pb 同位素定 年工作。将挑选好的锆石用环氧树脂固定,待环氧 树脂充分固化后,仔细抛光至锆石露出核部,然后进 行锆石的 CL 显微成像及 LA-ICP-MS 分析。锆石 的 CL 图象分析是利用中国科学院地质与地球物理 所电子探针仪上加载的阴极发光扫描电镜完成。锆 石 U-Pb 年龄测定是利用西北大学大陆动力学国家 重点实验室的四极杆 ICP-MS Elan6100DRC,激光 剥 蚀 系 统 为 德 国 MicroLas 公 司 生 产 的 GeoLas200M。本研究在标准模式下进行,测试时 激光束斑直径为 30μm,激光剥蚀样品的深度为 20 ~40μm。实验中采用 He 作为剥蚀物质的载气,用 表 1 巴雷公镁铁质岩石主量元素(%)及微量元素(μg/g)化学分析数据表 Table 1 Major (%) and trace elements (μg/g) composition of Baleigong basic rocks

样品号	05 <b>QQ</b> 81	05 <b>QQ</b> 83(2)	05 <b>QQ</b> 84	05 <b>QQ</b> 85(1)	05 <b>QQ</b> 85(2)	05 <b>QQ</b> 87(2)	05 <b>QQ</b> 87(3
岩石名称	玄武岩	玄武岩	辉绿岩	玄武岩	玄武岩	辉绿岩	辉绿岩
SiO <sub>2</sub>	47.16	48.24	47.55	47.35	45.53	47.85	47.67
$TiO_2$	2.49	2.94	3.15	2.81	3.70	3.70	3.34
$\mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3$	13.48	13.01	13.13	13.42	12.46	12.66	11.45
$\Sigma Fe_2O_3$	12.69	13.73	14.54	14.13	15.00	15.63	14.97
ΣFeO	11.38	12.32	13.04	12.67	13.46	14.02	13.43
MnO	0.19	0.14	0.13	0.15	0.21	0.19	0.18
MgO	7.05	7.70	6.95	6.82	5.53	6.18	6.39
CaO	8.98	7.44	7.65	9.13	8.94	8.33	8.09
$Na_2O$	3.60	3.46	2.46	3.23	2.44	2.55	2.22
$K_2O$	0.55	0.48	1.10	0.57	0.70	1.22	0.81
$P_2O_5$	0.33	0.33	0.41	0.32	0.41	0.75	0.40
烧失量	3.77	2.73	3.00	2.42	5.18	1.03	4.73
总量	100.29	100.20	100.07	100.35	100.10	100.09	100.25
Li	16.27	13.61	10.70	12.68	9.98	43.84	17.20
Be	1.17	1.02	1.16	1.04	1.28	1.50	1.10
Sc	31.06	32.20	35.63	34.67	33.58	34.24	29.06
V	284.70	309.40	358.49	336.86	423.93	341.91	354.40
Cr	111.88	123.99	113.62	85.79	28.93	32.32	31.85
Со	44.60	52.40	44.04	54.84	48.21	47.15	49.42
Ni	62.91	61.36	55.21	63.04	32.08	25.61	29.14
Cu	88.20	92.46	75.31	121.86	94.34	15.09	71.63
Zn	77.11	105.55	104.43	104.84	123.77	163.78	123.45
Ga	18.53	20.11	20.08	20.18	21.38	20.96	20.46
Ge	1.96	1.59	1.54	1.58	1.32	1.70	1.37
Rb	9.32	8.31	19.49	5.72	13.18	19.74	11.88
Sr	256.29	227.75	656.11	426.09	412.13	466.16	253.64
Υ	26.99	29.17	40.95	27.66	37.35	41.81	37.05
Zr	149.47	149.30	188.68	143.27	195.75	245.67	186.68
Nb	20.07	18.74	23.60	18.01	25.58	34.78	24.21
Cs	1.86	0.88	0.44	0.41	0.30	0.57	3.01
Ba	100.93	105.21	237.66	243.08	190.81	556.60	149.54
La	17.66	16.67	21.35	16.09	21.29	31.63	22.73
Ce	39.55	38.08	48.14	36.93	48.09	69.01	50.30
Pr	5.13	4.90	6.45	4.75	6.44	9.27	6.64
Nd	23.95	23.18	29.77	22.77	29.76	41.28	30.39
Sm	5.74	5.73	7.43	5.72	7.28	9.39	7.30
Eu	2.05	2.02	2.79	2.26	2.51	3.10	2.35
Gd	5.95	6.01	7.94	5.97	7.58	9.65	7.59
Tb	0.95	0.97	1.35	0.97	1.23	1.48	1.20
Dy	5.45	5.56	8.24	5.50	6.97	8.40	6.82
Ho	1.05	1.07	1.64	1.06	1.34	1.60	1.32
Er	2.74	2.82	4.57	2.82	3.53	4.23	3.51
Tm	0.39	0.40	0.69	0.40	0.51	0.60	0.51
Yb	2.22	2.36	4.18	2.37	3.02	3.47	2.95
Lu	0.32	0.34	0.61	0.34	0.43	0.50	0.42
Hf	4.05	3.98	5.12	3.84	5.29	6.55	5.09
Ta	1.46	1.40	1.76	1.34	1.87	2.60	1.80
Pb	2.02	2.75	3.17	2.58	2.32	7.45	3.31
Th	1.37	1.56	2.15	1.42	2.03	3.10	1.97
U	0.41	0.47	0.65	0.43	0.60	0.89	0.61
Mg #	0.52	0.53	0.49	0.49	0.42	0.44	0.46

 $Mg^{\sharp} = n(Mg^{2+}) / [n(Mg^{2+}) + n(\Sigma Fe^{2+})]; \ddagger n(\Sigma Fe^{2+} = \Sigma (Fe_2O_3) / 80).$ 

美国国家标准技术研究院研制的 人工合成硅酸盐玻璃标准参考物 质 NIST SRM610 进行仪器最佳 化。详细分析步骤和数据处理方 法参见袁洪林等(2003)。

#### 3 岩石地球化学

本文玄武岩和辉绿岩的主量 元素含量基本一致,SiO<sub>2</sub>  $(45.53\% \sim 47.85\%)$ , A1<sub>2</sub>O<sub>3</sub>  $(11.45\% \sim 13.48\%)$ , CaO (7.44%~9.13%)含量较低;  $P_2O_5$  (0. 33% ~ 0. 75%), TiO<sub>2</sub>  $(2.49\% \sim 3.70\%)$ , TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (12.69%~ 15.63%)含量高;在 Nb/Y—Zr/ (TiO<sub>2</sub>×0.0001)图 解上(图 2a),样品主体为亚碱 性,在 $Al_2O_3$ —MgO—(FeO<sup>t</sup>+ TiO<sub>2</sub>)图解上均系高 Fe 拉斑系 列(图 2b),样品总体富钠  $(Na_2O/K_2O>2), 但 K_2O 含量$ 低,为低钾钙碱性岩石。MgO含 量为 5.53%~7.70%, Mg<sup>#</sup> 值(n  $(Mg)/[n(Mg) + n(Fe^{total})]$  较 低,介于 0.42~ 0.53,显示了演 化岩浆特征。样品中 SiO<sub>2</sub>、 Na<sub>2</sub>O、Cr、Ni 与 MgO 成较好的 - 正相关,TFe₂O₃、TiO₂、CaO、 MnO 与 MgO 呈负相关,显示了 同源演化的特点(图 3)。

在稀土元素球粒陨石标准化 图解上(图 4a),玄武岩和辉绿岩 具有相似的稀土分配模式,亦显 示了同源演化的特征。所有样品 稀土总量  $\Sigma$ REE 为 107.96 ~ 193.61 $\mu$ g/g,轻稀土富集, LREE/HREE 分异明显,(La/ Yb)<sub>N</sub> 介于 3.66 ~ 6.54 之间。 稀土元素均比 E-MORB 富集,与 洋岛拉斑玄武岩稀土配分模式相 似。样品均富集活动性强不相容 元素(Cs、Rb、Ba、Th、U等),具 有明显的 K、Sr 亏损和 Ba、P、 Nb、Ta 的富集。与 E-MORB 相



图 2 巴雷公镁铁质岩石 Nb/Y-Zr/(TiO<sub>2</sub>×0.0001)图解(a)(底图据 Winchester and Floyd,1977)和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO-(FeO'+TiO<sub>2</sub>)图解(b)(底图据 Jenson,1976)

Fig. 2 Nb/Y—Zr/ (TiO<sub>2</sub>  $\times$  0.0001) diagram (a) ( after Winchester J A and Floyd P A,1977) and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—MgO—(FeO<sup>t</sup>+TiO<sub>2</sub>) diagram (b) ( after Jenson,1976) for Baleigong basic rocks



rocks(samples legends the same to those in Fig. 2)

比,除 Y 和 Yb 外,其余元素均比较富集,说明巴 雷公镁铁质岩石具有比 E-MORB 更加富集的源 区特征。在 N-MORB 标准化上(图 4b),样品与 典型的 OIT 微量元素分配型式非常接近。

样品在 Zr-Zr/Y 图解(图 5a)中均落入板 内玄武岩区,在 Th-Nb-Zr 图解(图 5b)中落 入洋岛拉斑玄武岩区玄武岩区,结合稀土元素和 微量元素化学特征,表明巴雷公镁铁质岩石具有 OIB 性质,应形成于洋岛(海山)环境。

# 4 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结 果

巴雷公辉绿岩中的锆石非常少,多呈半自形 到自形,颗粒直径介于 70~150μm。CL 图像显示(图 6),大多数锆石环带结构不明显,表现出 无环带或弱分带的特征。有些颗粒边部浑圆,有 窄的圆形环带或半自形的边部。

本文对巴雷公辉绿岩中锆石的 16 个测点进 行了 U-Pb 同位素分析,分析结果见表 2 和图 7。 其中 8 个测点组成一个年龄密集区(图 7),在 CL 图像上,这些颗粒表现出明显的基性岩浆结 晶成因的特点(图 6),它们的 $n^{(206}$ Pb)/ $n^{(238}$ U) 年龄介于 448~457Ma 之间,加权平均年龄为 450±2Ma (图 7)。这些锆石颗粒具有相对较高 的 U、Th 含量,分别为 137.95~584.11 $\mu$ g/g, 112.87~342.07 $\mu$ g/g,Th/U 比值较高,均大于 0.1,变化于 0.31~1.19 之间,明显具有典型岩 浆锆石的特点。综合上述特征表明这些颗粒为





Fig. 4 Chondrite-normalized REE-patterns (a) and N-MORB-normalized spider diagram (b) for the Baleigong basic rocks. The chondrite and E-MORB data after Sun (1989), N-MORB data after Pearce (1982), OIT data after Thompson (1982)

岩浆成因锆石特征 (Rubatto,2002),因而获得的年 龄代表了辉绿岩的结晶年龄。年龄结果表明辉绿岩 形成于晚奥陶世,说明南天山古洋盆在晚奥陶世存 在洋岛(海山)。此外有部分锆石测点获得了较老的 年龄(1527~2368Ma),但这些测点大都偏离谐和线 较远,可能由于放射成因铅的丢失造成因,其代表的 地质含义并不十分清楚,但不排除可能是岩浆作用 过程中捕获的锆石信息;还有少量年龄相对偏低的 不谐和年龄,可能是由于其普通铅偏高造成的。

## 5 岩石成因及其源区性质

La/Nb 比值是指示岩浆陆壳混染的一个有效 指数(Thompson et al.,1984),巴雷公洋岛火山岩 的 La/Nb 比值(0.83~0.94)<1,说明几乎没有受 到陆壳混染。另外,由于陆壳中的 LILE 比 HFSE



图 5 巴雷公镁铁质岩石 Zr—Zr/Y 图解(a) (底图据 Meschede, 1986) 和 Th—Nb—Zr 图解(b)
(底图据 Meschede, 1986) (样品图例同图 2)

Fig. 5 Zr—Zr/Y diagram (a) (after Meschede, 1986) and Nb—Zr—Y diagram (b) (after Meschede, 1986) for Baleigong basic rocks(samples legends the same to those in Fig. 2)

和 REE 富集(Taylor and Mclennan,1985),Th、Nb 是相对不活动性元素,且 Th 在上地壳中比 MORB 中强烈富集,所以在绿片岩相中 Th/Nb 是 LILE/ HFSE 的一种非常有效的比值。然而,具有高 LILE/HFSE 和 LILE/REE 比值的玄武岩也可以 是洋岛产生的玄武岩(Pearc et al.,1984)或特定的 弧后环境(Saunders and Tarney, 1991; Falloon et al.,1992)。由于俯冲楔或沉积物携带额外的 LILE, Sub-arc 地幔楔也可以产生高 LILE/HFSE 和 LILE/REE 比值。未受到硅铝质地壳或 sub-arc 地幔混染的现代 N-MORB 和 E-MORB,Th/Nb 比 值分别一般<0.07 和<0.1(Saunders et al.,1988;



图 6 巴雷公辉绿岩中典型锆石的阴极发光电子图像 Fig. 6 CL images of zircons from Baleigong basic rocks (the number represents the grain's serial number)

Sun and McDonough.,1989)。巴雷公基性火山岩 具有平滑的球粒陨石标准化稀土分配模式和原始的 Th/Nb 比值小于1(0.07~0.09),这表明不存在交 代弧地幔或古老的陆壳参与。并且在巴雷公洋岛火 山岩微量元素 N-MORB标准化图解上,没有 Nb 和 Ta 的谷,而是呈高度的隆起,这指示上升的原始熔 浆也没有受到陆壳混染,其地球化学特征反映了源 区地幔的特征。

Zr/Nb比值在高度的分离结晶作用下基本不变,可以反映同一母岩浆部分熔融的程度或多个不



图 7 巴雷公辉绿岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄谐和图 Fig. 7 Concordia diagrams showing U-Pb analyses of zircons from Baleigong basic rocks

同 Zr/Nb 比值的母岩浆(Weaver,1996)。在低度熔 融程度下,Zr/Nb 比值随着熔融程度的降低而变小 (Clague and Frey,1982;Weaver et al. 1987)。原 始地幔的 Zr/Nb 比值为 18,过渡型地幔和富集型地 幔的 Zr/Nb 比值小于 18,亏损地幔的 Zr/Nb 比值 大于 18(Le Roex,1983)。巴雷公洋岛性质岩石的 Zr/Nb 比值变化很小,介于 7.06~7.99 之间,说明 它们来自于同一母岩浆,由过渡型地幔或富集型地 幔部分熔融产生。

测点	含量 (×10 <sup>-6</sup> )		<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	$\frac{\mathrm{Th}}{\mathrm{II}}$	$\frac{n(^{207} \text{Pb})}{n(^{206} \text{Pb})} \pm 1\sigma$	$\frac{n(^{207}\text{Pb})}{n(^{235}\text{LV})} \pm 1\sigma$	$\frac{n(^{206} \text{Pb})}{n(^{238} \text{Lb})} \pm 1\sigma$	年龄±1g (Ma)			
								n( <sup>207</sup> Pb)	n( <sup>207</sup> Ph)	n( <sup>206</sup> Ph)	
	Pb	Th	U	(%)		<i>n</i> (10)	<i>n</i> ( 0)	<i>n</i> ( 0)	$\frac{n(10)}{n(206 \mathrm{Pb})}$	$\frac{n(-1.6)}{n(^{235}\mathrm{U})}$	$\frac{n(-1.5)}{n(^{238}\mathrm{U})}$
05 <b>QQ</b> 85.01	15.09	112.87	140.80	4.2282	0.80	0.0543±0.0015	0.5407±0.0133	$0.07212 \pm 0.00054$	384±42	439±9	449±3
05 <b>QQ</b> 85.02	20.81	172.94	189.10	1.4603	0.91	$0.0554 \pm 0.0010$	$0.5513 \pm 0.0084$	$0.07215 \pm 0.00040$	$427\pm24$	$446\pm 6$	$449\pm2$
05 <b>QQ</b> 85.03	24.84	466.12	486.42	9.3171	0.96	$0.0867 \pm 0.0025$	$0.3599 \pm 0.0102$	$0.03012 \pm 0.00022$	$1353 \pm 58$	$312\pm8$	191±1
05 <b>QQ</b> 85.04	53.59	180.32	584.11	0.6417	0.31	$0.0583 \pm 0.0012$	$0.5807 \pm 0.0102$	0.07223±0.00044	$540\pm28$	$465\pm7$	$450 \pm 3$
05 <b>QQ</b> 85.05	32.78	342.07	286.87	1.1509	1.19	$0.0558 \pm 0.0009$	$0.5549 \pm 0.0072$	$0.07207 \pm 0.00037$	$445\!\pm\!20$	$448\pm5$	$449\pm2$
05 <b>QQ</b> 85.06	15.01	113.30	141.13	2.8506	0.80	$0.0584 \pm 0.0013$	$0.5813 \pm 0.0113$	$0.07213 \pm 0.00046$	$546\pm31$	$465\pm7$	$449\pm3$
05 <b>QQ</b> 85.07	15.59	126.72	137.95	1.8868	0.92	$0.0562 \pm 0.0019$	$0.5692 \pm 0.0192$	$0.07350 \pm 0.00053$	$459\pm78$	$458 \pm 12$	$457\pm3$
05 <b>QQ</b> 85.08	28.21	292.58	249.21	1.0881	1.17	$0.0557 \pm 0.0010$	$0.5533 \pm 0.0082$	$0.07199 \pm 0.00039$	$442 \pm 23$	$447\pm5$	$448 \pm 2$
05 <b>QQ</b> 85.09	18.84	122.14	159.98	7.3802	0.76	$0.0603 \pm 0.0045$	$0.5257 \pm 0.0384$	$0.06323 \pm 0.00073$	$614 \pm 165$	$429\!\pm\!26$	$395\pm4$
05 <b>QQ</b> 85.10	31.45	56.13	53.65	0.9165	1.05	$0.1310 \pm 0.0016$	6.7397±0.0532	$0.37324 \pm 0.00202$	$2111\pm7$	$2078 \pm 7$	$2045 \pm 9$
05 <b>QQ</b> 85.11	188.19	792.75	996.18	47.6052	0.80	$0.1118 \pm 0.0642$	$0.3132 \pm 0.1782$	$0.02032 \pm 0.00163$	$1829 \pm 1300$	$277 \pm 138$	$130 \pm 10$
05 <b>QQ</b> 85.12	144.92	156.97	216.52	0.2953	0.72	$0.1910 \pm 0.0022$	$11.6847 \pm 0.0780$	0.44394±0.00234	$2750\pm 5$	$2579\pm 6$	$2368 \pm 10$
05 <b>QQ</b> 85.13	20.07	182.81	293.06	2.9467	0.62	$0.0764 \pm 0.0015$	$0.5007 \pm 0.0084$	$0.04756 \pm 0.00030$	$1105 \pm 23$	$412\pm 6$	$300 \pm 2$
05 <b>QQ</b> 85.14	15.31	121.26	150.05	1.9524	0.81	$0.0563 \pm 0.0011$	0.5587±0.0099	$0.07206 \pm 0.00044$	$463\!\pm\!28$	$451\pm 6$	449±3
05 <b>QQ</b> 85.15	206.88	232.72	581.31	0.1512	0.40	$0.1376 \pm 0.0017$	5.0647±0.0412	$0.26720 \pm 0.00144$	$2197\pm7$	$1830 \pm 7$	$1527 \pm 7$
05 <b>QQ</b> 85.16	151.58	98.52	382.23	0.6622	0.26	$0.1708 \pm 0.0015$	6.8491±0.0478	$0.29089 \pm 0.00142$	$2565 \pm 15$	$2092\pm 6$	$1646 \pm 7$

表 2 巴雷公辉绿岩中锆石的 LA-ICP-MS U-Pb 同位素分析结果 Table 2 LA-ICP-MS U-Pb data for zircons from Baleigong basic rocks

主量和微量元素证据(高 CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>比值,几 乎恒定的 Y 和 Yb 含量,高的 La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> 比值和高 Zr/Y 比值)指示巴雷公洋岛玄武岩浆来自于含石 榴子石的地幔源区(Frey et. al., 1978; Brey et al., 1979)。另外,OIB 一般具有非常高的 Zr/Hf 比值(36.86~43.93),而受残留石榴子石影响的 OIB 源区 Zr/Hf 比值较低(David et al., 2000)。巴 雷公洋岛性质岩浆具有低 Zr/Hf 比值(35.98~ 37.53),也说明源区受到了石榴子石的影响。该镁 铁质岩石具有高 TiO<sub>2</sub> 含量(2.49~3.70%),由此 推测其源区可能为一个富 Ti 的地幔(Taylor and Nesbitt,1988),并且源区岩石在石榴子石稳定地幔 区(>2.5GPa)发生了部分熔融和分离结晶,这些地 球化学特征说明存在一个富集(富 Ti)地幔的深部 熔融。

岩石中的  $Mg^{\sharp}$  值 (0.42~0.53)、 $Cr(28.93 \times 10^{-6} \sim 123.99 \times 10^{-6})$ 、 $Co(44.04 \times 10^{-6} \sim 52.40 \times 10^{-6})$ 和 Ni (25.61×10<sup>-6</sup>~63.04×10<sup>-6</sup>)含量均低 于原始岩浆(初始岩浆中的  $Mg^{\sharp}$  值:0.68~0.76, Ni: 300×10<sup>-6</sup>~400×10<sup>-6</sup>, Cr: 300×10<sup>-6</sup>~500×10<sup>-6</sup>, Co: 50×10<sup>-6</sup>~70×10<sup>-6</sup>; Frey et al. 1978),且 Ni、Cr 与 MgO 呈正相关关系(图 3),均表 明它们并非是原生岩浆直接结晶的产物,其母岩浆 在岩浆房中或上升至地表的途中曾经受了一定程度 的橄榄石和铬尖晶石分离结晶影响(Wilson,1989; Jung et al., 1998)。

Condie (2005)用 Nb/Th—Zr/Nb 和 Zr/Y— Nb/Y 四个比值来制约地幔源区,认为大洋地幔具 有 DEP、EN、REC、DM 等四个端元组分(图 8)。在 Zr/Y—Nb/Y 图解中,巴雷公洋岛火山岩全部分布 于 $\Delta$ Nb 线上方,表明具有地幔柱组分参与。从 Zr/ Y—Nb/Y 和 Nb/Th—Zr/Nb 图解(图 8)可以看 出,巴雷公洋岛火山岩的源区没有 DM 组分,主要 为循环组分(REC),且没有 EM 组分,可能代表了 来自地幔柱柱尾源区的特征,均为循环组分中的 EM1—EM2 地幔端元组分,说明其物质来源可能是 深海沉积物和大陆岩石圈或俯冲的大陆沉积物,也 可能是循环的自身熔融分异的大洋岩石圈物质 (Hart et al., 1992; Hofmann, 1997; Workman et al., 2003)。

对于洋岛玄武岩的地幔源区的物质来源,起初 人们认为是携带陆源和远洋沉积物的再循环的古洋



图 8 巴雷公镁铁质岩石 Nb/Th-Zr/Nb 图解(a)和 Zr/Y-Nb/Y 图解(b)(底图据 Condie, 2005) (样品图例同图 2)



(samples legends the same to those in Fig. 2)

DEP—高度亏损地幔;EN—富集单元,包括上地壳和大陆岩石圈,后者可能具有消减带化学特征;REC—循环单元,包括 Em1、Em2 和 HIMU;HIMU 为高(U/Pb) 地幔源区;Em1 和 Em2—富集的地幔源区;UC—大陆上地壳;ARC—岛弧产生的玄武岩;NMORB—洋脊 玄武岩;OIB—洋岛玄武岩;OPB—洋底玄武岩;DM—浅部亏损地幔单元。单箭头指示批次熔融(F)和俯冲流体(SUB)作用。图 8(b)中 △Nb 线为地幔柱源区和非地幔柱源区的分界线

Arrows indicate effects of batch melting (F) and subduction (SUB). Abbreviations: UC—upper continental crust; PM—primitive mantle; DM—shallow depleted mantle; HIMU—high mu (U/Pb) source; EM1 and EM2—enriched mantle sources; ARC—arc related basalts; NMORB—normal ocean ridge basalt; OIB—oceanic island basalt; OPB—oceanic plateau basalt; DEP—deep depleted mantle; EN—enriched component; REC—recycled component. The △Nb line separating plume from non-plume basaltic sources

壳(Hofmann, 1982; Weaver et al., 1991; Chauvel et al., 1992)。然而,最近许多物理和化学证据说 明 OIB 的物质来源不可能是再循环的洋壳 (Halliday et al., 1995; Niu et al., 2003),而是消 减了的大洋岩石圈发生交代熔融组分(McKenzie et al., 1995; Niu., 2003; Pilet et al., 2005)。 EM1、EM2 端元组分的同位素和微量元素特征与利 用大洋岩石圈的交代假设对这些端元来源的解释是 一致的(Eiler et al., 1997; Pilet et al., 2005)。而 巴雷公地区洋岛镁铁质岩石源区未受到陆壳参与, 这暗示着其源区主要为再循环的发生了交代熔融作 用的深部大洋岩石圈的参与。

#### 6 构造地质意义

结合巴雷公镁铁一超镁铁质杂岩中具有 SSZ 型蛇绿岩的地幔橄榄岩特征及其伴生岩石组合,该 岩套可以作为一蛇绿混杂岩体的一部分来看待。巴 雷公洋岛火山岩及其伴生的深海沉积物可作为巴雷 公地区蛇绿岩残片的上覆岩系,为南天山古洋盆中 的正地形。由于南天山洋盆向中天山一伊犁板块的 俯冲,在洋盆收缩闭合、海沟的俯冲消减过程中,部 分作为残片可以被仰冲"拼贴"在混杂带中,从而构 造侵位于现今的位置,代表了南天山古洋盆在该地 区的闭合位置。这种"拼贴"模式在日本海槽(Cadet et al.,1987)、土耳其西北部的 Karakaya 杂岩带 (Pickett and Robertson, 1996)和塔吉克斯坦南天 山 Fan-Karategin 蓝片岩/绿片岩带 (Volkava et al.,1999)均有报道。

近年来在南天山蛇绿岩中获得了许多新的同位 素年代学数据。库勒湖蛇绿岩 N-MORB 枕状熔岩 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为  $425 \pm 8Ma($ 龙灵利, 2006);榆树沟蛇绿岩锆石 U-Pb 上交点年龄为 440±18 Ma(王润三等,1998);长阿吾子蛇绿岩的辉石 <sup>39</sup> Ar-<sup>40</sup> Ar坪年龄为 439Ma(郝杰等,1993),在仓格 洛马克约里和黑英山之西南天山南缘蛇绿岩混杂带 斜长角闪岩中的角闪石年龄值为  $420.2 \pm 5.9$ ,  $430.3 \pm 5.2$  Ma(刘本培等,1996)。本文对巴雷公 洋岛火山岩中的辉绿岩利用 LA- ICP-MS 方法进行 锆石 U-Pb 定年获得的年龄为  $450 \pm 2Ma$ 。这些利 用单矿物获得的岩体年龄,集中于  $420 \sim 450$  Ma,说 明在晚奥陶世—早志留世,南天山早古生代洋盆的 存在。

目前,在南天山中部库勒湖蛇绿混杂带的硅质 岩(汤耀庆等,1995)和黑英山阿尔腾卡什组硅质岩 (Liu Y, 2001) 分别发现大量的 D<sub>2</sub>-C<sub>1</sub> 放射虫化 石,且以早石炭世化石为主。另外,本文作者在南天 山西段采集了巴雷公剖面中的灰黑色灰岩,由中国 科学院南京地质古生物研究所对其中的化石进行了 鉴定,发现了属于上石炭统的欣德刺(Hindeodella sp.)、奥泽克刺(Ozarkodina sp.)和欣德齿刺 (*Hindeodus* sp.)等化石。由此可见,南天山 D<sub>2</sub>-C<sub>1</sub> 化石分布具有广泛性,说明此时南天山洋盆的深 水环境一直持续到早石炭世。另外,作者最近在该 剖面南端厘定出的中二叠世后碰撞高钾花岗岩(锆 石 U-Pb 年龄为 273±2Ma),前人在吉尔吉斯南天 山(Solomovich, 2002)和我国南天山东段先后确定 的时代为 280~260Ma 后碰撞花岗岩(杨富全等, 2001; 刘楚雄等, 2004; 高俊等, 2006), 均指示南 天山古洋盆整体在中二叠世以前闭合,并进入后碰 撞演化阶段(王超等, 2007)。然而,李曰俊等 (2004)在本文巴雷公剖面中发现了石炭纪和二叠纪 两个放射虫化石组合,并据二叠纪化石组合推测南 天山洋盆一直持续到二叠纪末。从目前已有研究来 看,二叠世化石仅仅出现在南天山阔克萨彦岭一带, 分布非常局限,可能不应代表南天山古生代洋盆闭 合的时限,对此有待进一步的深入工作。

巴雷公洋岛性质的镁铁质岩石源区具有 EM1-EM2 地幔端元性质,其物源可能存在发生了 交代熔融的深部大洋岩石圈的参与。已有研究资料 表明古生代南天山 E-MORB 和 OIB 性质的玄武岩 具有广泛性,如中国中天山南缘和哈尔克山南缘,均 具有 EM1-EM2 地幔端元源区性质(汤耀庆等, 1995)。另外,中国西天山具枕状构造的榴辉岩原岩 为 E-MORB 和 OIB 型, 是一套海山环境下的洋壳 组合(Gao et al., 1999; 艾永亮等, 2005; 张立飞等, 2005);塔吉克斯坦南天山 Fan-Karategin 蓝片岩/ 绿片岩带中的变玄武岩也具有 OIB 和 E- MORB 性 质,属于海山构造环境(Volkava et al., 1999);西天 山那拉提一带志留纪巴音布鲁克组火山岩也具有大 洋岛屿性质(朱志新等, 2006)。李锦轶等(2006)通 过对南天山南带的野外观察,发现其中的部分泥盆 纪地层也具有古海山的构造属性。最近,本文作者 在与巴雷公蛇绿混杂岩带的同一断层东段的别叠里 地区也发现了洋岛玄武岩(待刊)。由此推断南天山 古生代洋为一个多岛洋盆。另外,南天山的蛇绿混 杂岩中的基性岩具有一致的成因和地幔源区性质, 说明它们应为同一个大洋环境的产物。结合邻区洋 中脊蛇绿岩、岛弧成因蛇绿岩的存在也说明在早古

生代末南天山已为一个宽阔成熟的多岛洋盆。南天 山早古生代洋盆是否存在一个消失的大洋岛链,及 其是否当时具有显著的地幔柱作用,这些大陆动力 学问题是以后需要深入的非常有意义的科学命题。

**致谢**:徐学义研究员和审稿人细致认真地审阅 了本文,并提出了宝贵的修改意见;数据测试分析得 到了柳小明、刘晔和王建其等各位老师和张吉衡、林 慈銮等同学的帮助,在此一并表示最衷心的感谢!

#### 参考文献 / References

- 艾永亮,张立飞,李旭平,曲军峰.2005.新疆西南天山昭苏一带超高 压变质榴辉岩、蓝片岩地球化学特征及其大地构造意义.自然科 学进展,15(11):1346~1356.
- 蔡东升,卢华复,贾东,吴世敏. 1995.南天山古生代板块构造演化. 地质论评,41(5):432~443.
- 陈哲夫. 2004.新疆开合构造与成矿特征的有关问题. 地质通报,23 (3): 214~221.
- 董云鹏,周鼎武,张国伟,张成立,夏林圻,徐学义,李向民.2005.中 天山南缘乌瓦门蛇绿岩形成构造环境.岩石学报,21(1):37~ 44.
- 高长林,崔可锐,钱一雄,刘斌,丁道桂,殷勇. 1995.天山微板块构造 与塔北盆地.北京:地质出版社,1~284.
- 高俊,龙灵利,钱青,黄德志,苏文, Klemd R. 2006. 南天山:晚古生 代还是三叠纪碰撞造山带. 岩石学报, 22(5): 1049~1061.
- 郝杰,刘小汉.1993.南天山蛇绿混杂形成时代及大地构造意义.地 质科学,28(1):93~95.
- 姜常义,穆艳梅,赵晓宁,张虹波.2000.南天山褶皱带北缘基性一超 基性杂岩带的地质学特征与大地构造意义.西安工程学院学报, 22(2):1~6.
- 李锦轶,何国琦,徐新,李华芹,孙桂华,杨天南,高立明,朱志新. 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. 地质学报,80(1):148~168.
- 李曰俊,孙龙德,吴浩若,张光亚,王国林,彭更新. 2004. 中国南天 山西端乌帕塔尔坎群发现石炭纪一二叠纪放射虫化石. 地质学 报,78(6):751~751.
- 梁云海,李文铅,李卫东.1999.新疆蛇绿岩就位机制.新疆地质,17 (4):344~349.
- 梁云海,李文铅.2000.南天山古生代开合带特征及其讨论.新疆地 质,18(3):220~228.
- 刘本培,王自强,张传恒. 1996. 西南天山构造格局与演化. 武汉: 中国地质大学出版社: 1~120.
- 刘楚雄,许保良,邹天人,路凤香,童英,蔡剑辉.2004. 塔里木北缘及 邻区海西期碱性岩岩石化学特征及其大地构造意义. 新疆地质, 22(1):43~49.
- 龙灵利,高俊,熊贤明,钱青.2006.南天山库勒湖蛇绿岩地球化学特征及其年龄.岩石学报,22(1):65~73.
- 汤耀庆,高俊,赵民,王军. 1995. 西南天山蛇绿岩和蓝片岩. 北京: 地质出版社,1~133.
- 王超,刘良,罗金海,车自成,滕志宏,曹宣铎,张静艺. 2007. 西南天 山晚古生代后碰撞岩浆作用:以阔克萨彦岭地区巴雷公花岗岩 为例. 岩石学报,23(08):1830~1840.
- 王润三, 王焰, 李惠民. 1998. 南天山榆树沟高压麻粒岩地体锆石 U-Pb 定年及其地质意义. 地球化学, 27: 517~521.
- 袁洪林,吴福元,高山,柳小明,徐平,孙德有.2003.东北地区新生代 侵入岩的激光锆石探针 U-Pb 年龄测定与稀土元素成分分析.

科学通报,48(4):1511~1520.

- 杨富全,王立本,叶锦华,傅旭杰,李惠民. 2001. 新疆霍什布拉克地 区花岗岩锆石 U-Pb 年龄.中国区域地质,20(3):267~273.
- 夏林圻,夏祖春,徐学义,李向民,马中平,王立社.2002.天山古生代 洋陆转化特点的几点思考.西北地质,2002,35(4):9~20.
- 赵仁夫,杨建国,王满仓,姚文光. 2000. 西南天山成矿地质背景研 究及找矿潜力评价. 西北地质, 35(4):45~67.
- 张立飞,艾永亮,李强,李旭平,宋述光,魏春景. 2005. 新疆西南天山超高压变质带的形成与演化. 岩石学报, 21(4): 1029~1038.
- 朱志新,王克卓,李锦轶,王新昆,郭利,张超,宋杨. 2006. 新疆西天 山巴音布鲁克组火山岩地质特征及构造意义. 新疆地质,24 (1):9~12.
- Cadet J P, Kobayashi K, Lallemand S, et al. 1987. Deep scientific dives in the Japan and Kurile trenches. Earth Planet. Sci. Letters, 83:313~328.
- Condie K C. 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? Lithos, 79: 491~504.
- David K, et al. 2000. Assessment of the Zr/Hf fractionation in oceanic basalts and continental materials during petrogenetic processes. Earth Planet. Sci. Letters, 178: 285~301.
- Fallon T J, Malahoff A, Zonenshain L P, Bogdanov Y. 1992. Petrology and geochemistry of back-arc basin basalts from lau Basin spreading ridges at 15°, 18°, and 19°S. Mineral. Petrol., 47:1~35.
- Frey F A, Green D H, Roy S D. 1978. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. J. Petrol., 19: 463~513.
- Gao Jun, Klemd R, Zhang L, et al. 1999. P-T path of highpressure metamorphic rocks and its tectonic implication in western Tianshan, northwest China. Journal of Metamorphic Geology, 17: 621~ 636.
- Hart S R, Hauri E H, Oschmann L A, Whitehead J A. 1992. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. Science, 256: 517~519.
- Hofmann A W. 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. Nature, 385: 219~229.
- Jensen L S. 1976. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. In: Ont. Dep. Mines Misc. Paper, 66.
- Jung S, Masberg P. 1998. Major- and trace-element systematics and isotope geochemistry of Cenozoic mafic volcanic rocks from the Vogelsberg (central Germany) Constraints on the origin of continental alkaline and tholeiitic basalts and their mantle sources. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 86: 151~177.
- Liu Y. 2001. Early Carbonferous Radiolarian Fauna from Heiyingshan, south of the Tianshan Mountains and its geotectonic significance. Acta Geologica Sinica (English edition), 75(1): 101~108.
- McDonough W F, Frey F A. 1989. Rare earth elements in upper mantle rocks. Rev. Mineral, 21: 99~145.
- Nui Y, O'Hara M J. 2003. Origin of ocean island basalts: a new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. J. Geophys. Res., 108 :( B4, 2209).
- Pearce J A . 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R S. ed. Andesites:

Orogenic Andesites and Related Rocks. Chichester: Wiley, 525  ${\sim}548.$ 

- Pearce J A, Lippard S J and Roberts S. 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar B P and Howells M F. eds. Marginal Basin Geology, J. Geological Society of London Special Publication 16. London: Blaekwell Scientific Publications, 77~94.
- Pickett E A, Robertson A H F. 1996. Formation of the Late Palaeozoic—Early Mesozoic Karakaya Complex and related ophiolites in NW Turkey by Palaeotethyn subduction accretion. J. Geol. Soc. London, 153: 995~1009.
- Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. Chemical Geology, 184: 123~138.
- Solomovich L I and Trifonov B V. 2002. Postcollisional granites in the South Tien Shan (Tianshan Mountains) Variscan collisional belt, Kyrgyztan. Journal of Asian Earth Sciences, 21: 7~21.
- Saunders A D, Norry M J, and Tarney J. 1988. Oringin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints. J. Petrol., (Special Lithosphere Issue),  $415 \sim$ 445.
- Saunders A D and Tarney J. 1991. Back-arc basins. In: Floyd P A. ed. Oceanic Basalts, 219~263.
- Sun S-S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J. eds. Magmatism in

the Ocean Basins. Special Publication, Geological Society of London, 42: 313 $\sim$ 345.

- Taylor S R, McLennan S M. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell Scientific Publ., 1~312.
- Taylor R N and Nesbitt R W. 1988. Light rare-earth enrichment of supra subduction-zone mantle: evidence form the Troodos ophiolite, Cyprus. Geology, 16: 448~451.
- Thompson R N. 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. Scott. J. Geol., 18: 49~107.
- Thompson R N, Morrison M A, Hendry G L, Parry S J. 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. Philos. Trans. R. Soc. London A, 310: 549~590.
- Volkava N I and Budanov V I. 1999. Geochemical discrimination of metabasalt rocks of the Fan- Karategin transitional blueschist/ greenschist belt, South Tianshan, Tajikistan, seamount volcanism and accretionary tectonics. Lithos, 47: 201~216.
- Whinchester J A, Floyd P A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differention products using immobile elements. Chem. Geol. , 20: 325~343.
- Workman R K, Hart S R, Blusztajn J, Jackson M, Kurz M, Staudigel H. 2003. Enriched mantle II: a new view from the Samoan hotspot. Geophys. Res. Abstr., 5:13656.
- Wilson M. 1989. Igneous Petrogenesis. London: Unwin Hyman, 1 ${\sim}466.$

## Geochronology, Petrogenesis and Significance of Baleigong Mafic Rocks in Kokshal Segment, Southwestern Tianshan Mountains

WANG Chao<sup>1, 2)</sup>, LIU Liang <sup>2)</sup>, CHE Zicheng <sup>2)</sup>, LUO Jinhai<sup>2)</sup>, ZHANG Jingyi<sup>2)</sup>

Xi'an Institute of Geology and Mineral Resource, China Geological Survey, Xi'an, 710054;
State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an, 710069

#### Abstract

Southern Tianshan Mountains is a prominent intercontinental collision orogenic belt and key to understand the tectonic evolution of central Asia. This paper mainly focused on the mafic-ultramafic rocks located in the southwest of Kokshal, western margin of the Southern Tianshan Mountains, China. Petrological, geochronological, and geochemical studies were performed in order to reveal the petrogenesis and geochemical evolution of the mafic-ultramafic rocks, as well as the tectonic evolution of the Southern Tianshan Mountains. Geochemically, the Baleigong basic volcanic rocks are plotted as tholeiitic series, with high Ti, P, Fe contents and low Cr, Co and Ni concentrations; and also characterized by OIB-type trace element patterns, displaying significant enrichment of LILE, HFSE, LREE and MREE, and slight depletion of HREE, when normalized to N-MORB. In addition, the positive correlation between Ni, Cr and MgO have implied that the fractionation of olivine and chromium spinel had occurred in the parent magmas. Lower Zr/Nb, Zr/Hf ratios suggest that these rocks were most likely to derive from partial melting of Garnet-bearing enriched mantle. Ratios of high field strength element also indicate a hotspot or plume tail sources originated from the mixing of EM1 and EM2 components with a significant contribution from the melting metasomatised subducted oceanic lithosphere to the Early Paleozoic mantle. Zircon U-Pb dating of the diabase which, together with basalt, formed the interlayers in the ophiolitic mélange of Baleigong after early Carboniferous, yielded the forming age of  $450 \pm 2$ Ma. Combined with the recently published geochronological data of the region, we postulate that the multi-island oceanic basin in the southern Tianshan Mountains have been formed in Early Paleozoic during Late Ordovician to Early Silurian.

Key words: Mafic rocks; OIB; Zircon U-Pb chronology; Baleigong; Kokshal; Southern Tianshan Mountains

### 中国科学院院士涂光炽先生在北京逝世

中国共产党优秀党员、国际著名矿床学家、地球化学家, 中国地球化学事业的奠基人,中国科学院、俄罗斯科学院和第 三世界科学院院士,中国矿物岩石地球化学学会名誉理事长、 前理事长,中国地质学会前常务理事,中国科学院地球化学研 究所和中国科学院广州地球化学研究所名誉所长,涂光炽先 生,因病医治无效,于2007年7月31日15时20分在北京协 和医院逝世,享年88岁。

涂光炽先生从事地球科学研究近 70 年。他把毕生精力 都倾注在矿产资源的研究和地学事业的发展上,提出了一系 列地球化学领域新理论和新观点,获得了 20 余项重大学术奖 励。

涂光炽先生长期承担科技领导工作,并任中国科学院地 学部主任15年,对中国科学院学部的恢复和建设作出了重要 贡献。

涂光炽先生早年参加革命,有坚强的党性,对国家、对民族、对事业无限忠诚。他光明磊落、公道正派、严于律己、平易近人、艰苦朴素、无私奉献地做人;他兢兢业业、任劳任怨、扎 实细致、勤奋拼搏地做事;他治学严谨、学风民主、勇于创新、 实事求是地做学问。为我国的国民经济建设、科学和教育事 业的发展,殚精竭虑,做出了卓越的贡献。

涂光炽院士原籍湖北黄陂,生于北京。1937年,抗日战争 全面爆发,涂光炽于当年秋天冲破层层阻力来到了延安。在 抗日军政大学,涂光炽接受到系统的马克思主义、辩证唯物主 义等教育,从此奠定了他在长期的科学研究中的辩证思维习 惯。1938年春,他被分配到陕西国民党统治区的一个县,以教 师身份从事地下工作,但因叛徒的出卖,党组织遭到破坏。鉴 于当时情况,他被安排以学生身份回到西南联合大学继续学 习。在"西南联大",他边学习边积极参加学生运动,虽曾多 次引起特务们的注意,但因特殊的家庭身份(父亲是国民党政 府驻缅甸大使)而未被采取行动,最终在 1944 年毕业于西南 联合大学地质系。

抗日战争胜利以后,为了掌握更多的知识和摆脱国民党 特务的纠缠,他赴美国留学,在明尼苏达大学师从世界著名矿 床学家艾孟斯教授,于1949年获美国明尼苏达大学博士学 位。旅美期间,涂光炽参加"中国学生基督教协会",曾任中西 部组织的主席;1949年,他与侯祥麟(地质学家、北京大学教 授)、朱光亚等在芝加哥成立了留美中国学生科学协会。这两 个组织为20世纪50年代中国留学生返回祖国服务做了很多 卓有成效的工作。1949年10月,中华人民共和国成立的消息 传到美国,涂光炽和许多向往祖国的留学生们欢呼雀跃,希望 尽快回到祖国参加建设,但因当时美国政府不承认中华人民 共和国,他们未能成行。次年,在党组织的领导下,他和其他 同志一起发动和组织了上百名中国留美学生,冲破种种阻挠, 终于在1950年底回到了新中国。

回国后,涂光炽先生担任清华大学副教授。随后他被派 到莫斯科大学继续深造,师从著名矿床学家斯米尔诺夫,于 1955年又获莫斯科大学博士学位后回国,被分配在中国科学 院地质研究所工作。

1956年是我国实行第二个"五年计划"时期,迅速发展的 工业需要更多的资源支持。当研究所通知由他负责带队到西 北进行科学考察时,年富力强的涂光炽随即投入到艰苦的祁 连山区域地质综合考察工作中。六十多来,除了西藏、台湾, 涂光炽先生跑遍了全国各地,足迹遍及国、内外大大小小的 600余个矿山。他先后撰写 130 多篇学术论文,主编 18 部学 术著作,总结了我国矿产资源的形成规律,提出了符合我国地 质特点的成矿理论,并成功地指导了生产实践,为开拓我国矿 产资源综合利用的新局面作出了重要贡献。特别是在他主持 和指导中国地球化学研究所科研工作的二十余年中,逐步建 立和发展了我国地球化学和矿物学领域的许多新兴分支学 科。

早在 20 世纪 60 年代初期,涂光炽对我国沉积岩、火山沉 积岩中的铀矿床研究后,提出了与现代层控矿床概念相一致 的成矿机制,成为我国层控矿床研究的先驱。70年代,涂光炽 在对我国一些铅锌、铀、锑、汞、铁等矿床的综合和系统研究基 础上,明确提出了层控矿床的概念、形成机制和地球化学特 征。为完善层控矿床理论,他从1979年起至1986年,亲自组 织领导并直接参加了对我国层控矿床地球化学的深入研究和 总结。该总结包括了17种矿种的250个矿床,提出了层控矿 床的含义、分类、特点与规律,成矿作用,矿物共生组合等10 个问题和7条找矿原则,从而形成了我国自己的一套较完整 的层控矿床理论。在他的学术思想指导下,由他主编并主要 执笔的《中国层控矿床地球化学》专著共三卷,计150余万字, 被同行专家誉为"是我国有关层控矿床及其地球化学的最全 面、最系统的总结,也是这方面研究的最新成就";"在我国矿 床学及地球化学史上是一部里程碑的巨著"。这项研究成果 荣获1988年国家自然科学一等奖。

涂光炽先生将成矿地质作用分类方案由"三分法"拓展为 更完善的"四分法"(岩浆、变质、沉积和 (下转第823页)