西准噶尔达尔布特SSZ型蛇绿杂岩的地球化学证据及构造意义

辜平阳[1,2)],李永军[2)],王晓刚[3)],张洪伟[3)],王军年[3)]

1) 中国地质调查局西安地质矿产研究所,西安,710054;

2) 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;

3) 新疆地质矿产勘查开发局地质七队,新疆乌苏,833000

内容提要:西准噶尔达尔布特蛇绿杂岩中的蛇纹岩,表现为低TiO_2、Al_2O_3、CaO和全碱,富MgO、$Mg^{\#}$值高,稀土总量(∑REE)低、LREE富集、稀土配分曲线呈"凹"型或"U"型,是原始地幔发生部分熔融的亏损地幔岩。辉长岩、玄武岩特征为稀土总量(∑REE)较低、轻稀土(LREE)亏损、高场强元素不分异,类似于N-MORB;同时不同程度地富集大离子亲石元素LILE,亏损Nb、Ta等。表明该蛇绿杂岩是较为典型的消减带(SSZ)型蛇绿岩,结合新获得的391±6Ma的同位素年龄分析,在中泥盆世,西准噶尔主洋盆已开始消减,大陆板块已开始汇聚。

关键词:达尔布特蛇绿杂岩;地球化学;构造环境;弧后盆地;西准噶尔;新疆

蛇绿岩是一种可以与现代大洋岩石圈对比的镁铁—超镁铁质岩石组合,它可以为古板块构造格局恢复、造山带演化、变形作用过程重建以及深源成矿作用等方面的研究提供重要信息,所以一直受到地学界的重视(Gass, 1968;王希斌等,1994;白文吉等,2004;史仁灯,2005;钟立峰等,2006),被广泛应用于全球板块构造系统研究(Gass,1968;Dewey et al., 1971; Coleman, 1971; Moores et al., 1971; Kidd,1977)。随着蛇绿岩研究程度的不断深入,认为只有少数蛇绿岩是大洋中脊的产物,而多数蛇绿岩形成于消减带之上(SSZ)的岛弧、弧后盆地、大陆边缘盆地等(Pearce et al., 1984; Stern et al., 1989)。Pearce等(1984)在前人研究的基础上依据蛇绿岩形成的构造环境将其分为MOR(Mid-Oean Ridge)型和SSZ(Supra-Subbuction Zone)型。近年来,越来越多的中外地质学家支持将蛇绿岩分为MOR型和SSZ型(张旗等,2001; Pearce, 2003; Robertson,2002)。

西准噶尔分布多条蛇绿岩带,其中之一是西准噶尔西南达尔布特蛇绿混杂岩,国内外学者对其进行了详细研究(朱宝清等,1987;Kwon et al.,1989;张弛等,1992;Wang et al.,2003;何国琦等,2007;朱永峰等,2006,2007,2008;雷敏等,2008;刘希军等,2009;辜平阳等,2009),但对其形成环境的认识有:弧后盆地或边缘海盆(新疆维吾尔自治区区域地质志,1993)、弧后盆地(张弛等,1992;何国琦等,1994)、大洋环境(霍有光,1985)、弧后盆地或大陆边缘洋扩张脊(姜勇等,2003)。雷敏等(2008)研究了达尔布特蛇绿岩带玄武岩地球化学特征,认为其形成于大洋中脊;刘希军等(2009)认为其可能形成于弧后盆地环境,且是盆地拉张后期的产物。本文根据该岩带中镁铁—超镁铁质岩石的地球化学特征研究,确认其为SSZ型蛇绿岩,形成于弧后盆地环境,SSZ型蛇绿岩的确立对认识新疆北部大地构造进程及西准噶尔板块构造演化具有重要意义。

1 达尔布特蛇绿混杂岩地质特征

研究区大地构造位处哈萨克斯坦—准噶尔板块唐巴勒—卡拉麦里古生代复合沟弧带内,东南角与准噶尔中央地块相邻(新疆维吾尔自治区地质矿产局,1993,1999;肖序常等,1992)。达尔布特蛇绿岩位于克拉玛依市以北的扎依尔山区,东起木哈塔

注:本文为国家青年基金项目(编号41002063)、中国地质调查局"青藏高原前寒武纪地质和古生代构造—古地理综合研究"项目(编号1212010610102)和新疆维吾尔自治区地质矿产调查项目(编号XJZBKD2006-3)的成果。

收稿日期:2010-08-30;改回日期:2010-11-30;责任编辑:章雨旭。

作者简介:辜平阳,1982年生。硕士研究生。主要从事造山带与盆地分析等方面研究。电话:029-87821945;Email: pingyang-322@163.com。

依,向南西至坎土拜克越向达尔布特河谷南侧,经库朗库朵克转向西至苏鲁乔克而被阿克巴斯陶花岗岩体所截断,展布方向由东西向转为近南北向,全长约70km,但大部分地段与达尔布特河谷(断裂带)平行,宽一般为 2～9km,出露面积约 50km^2(冯益民,1986;王懿圣等,1982)。该蛇绿杂岩带出露面积广,最有代表性的当属苏鲁乔克蛇绿混杂岩和阿克巴斯陶蛇绿混杂岩。苏鲁乔克一带蛇绿岩带被推覆于上石炭统包古图组之上,而在阿克巴斯陶一带,这些蛇绿岩呈捕掳体被包裹于早二叠世阿克巴斯陶铝质 A 型花岗岩体边部(图 1),对达尔布特蛇绿岩中辉长岩进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年,得到^{206}Pb/^{238}U加权平均年龄为 391±6Ma,属中泥盆世(辜平阳等,2009)。

达尔布特蛇绿岩受达尔布特断裂控制,是以蛇纹岩、蛇纹石化橄榄岩为基质,混杂的岩块基本是蛇绿岩的组分,夹糜棱岩化泥质粉砂岩块、凝灰岩块等。岩块呈小逆冲岩片状,组成的蛇绿混杂岩带,主要岩性有橄榄岩、蛇纹岩、堆晶辉长岩、块状辉长岩、辉绿岩、块状玄武岩及枕状玄武岩、硅质岩等(图2),局地见斜长花岗岩侵入其间。橄榄石基本被蛇纹石、滑石和磁铁矿交代,玄武岩覆盖在超镁铁岩之上,局部玄武岩枕状构造明显,且在玄武岩层之上覆盖着薄层硅质岩,受后期构造影响,蛇绿岩原始"层序"被构造"肢解"破坏,各岩块混杂堆积,但蛇绿岩的组成出露仍较为齐全。

2　样品描述和分析方法

本文分析样品来自Ⅱ—Ⅱ′号剖面。主要包括:蛇纹岩(3 件,编号 S-1～S-3)、辉长岩(4 件,编号 G-

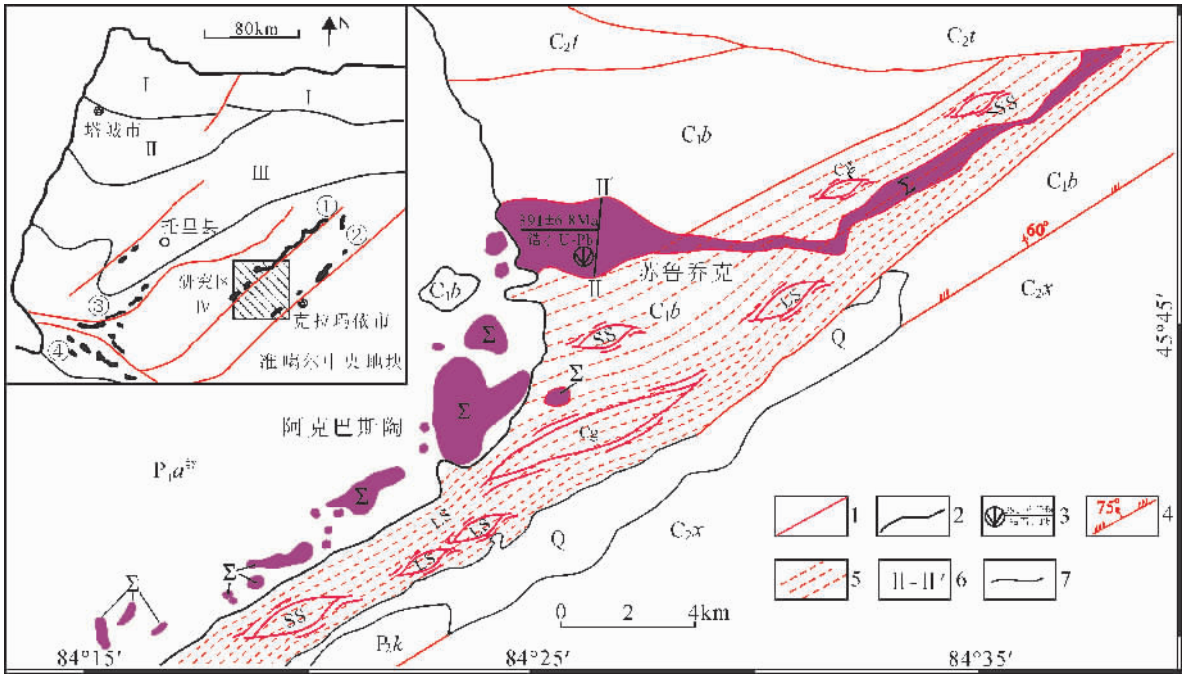


图 1 西准噶尔达尔布特蛇绿杂岩分布略图

Fig. 1 Distribution map of the Dalabute ophiolite mélange, western Junggar, Xinjiang

Q—第四系;C$_1b$—下石炭统包古图组;C$_2x$—上石炭统希贝库拉斯组;C$_2t$—上石炭统太勒古拉组;P$_2k$—中二叠统库吉尔台组;P$_1a^{sy}$—早二叠世阿克巴斯陶岩体;LS—灰岩岩块;Cg—砾岩岩块;SS—粉砂岩岩块;Σ—达尔布特蛇绿混杂岩;1—断裂;2—侵入接触;3—样品位置及同位素年龄;4—正断裂;5—韧性剪切带;6—剖面位置;7—地质界线;Ⅰ—洪古勒楞—阿尔曼太早古生代沟弧带;Ⅱ—塔城晚古生代弧间盆地;Ⅲ—谢米斯台—库兰卡兹中古生代复合沟弧带;Ⅳ—唐巴勒—卡拉麦里古生代复合沟弧带;①—达尔布特蛇绿混杂岩带;②—克拉玛依蛇绿混杂岩带;③—玛依勒蛇绿混杂岩带;④—唐巴勒蛇绿混杂岩带

Q—Quaternary; C$_1b$—Lower Carboniferous Baogutu Formation; C$_2x$—Upper Carboniferous Tailegula Formation; C$_2t$—Upper Carboniferous Xibeikulasi Fomation; P$_2k$—Middle Permian Kujiertai Formation; P$_1a^{sy}$—Lower Permian Akebasitao granite; LS—limestone block; Cg—conglomerate block; SS—siltstone block; Σ—Dalabute ophiolitic mélange; 1—fault; 2—intrusive contact; 3—sampling site and isotopic ages; 4—normal fault; 5—ductile shear zone; 6—location of section; 7—stratigraphic boundary; Ⅰ—Hongguleleng—Aermantai Early Paleozoic trench—arc belt; Ⅱ—Tacheng Late Paleozoic interarc basin; Ⅲ—Xiemisitai—Kulankazi Middle Paleozoic compound trench-arc belt; Ⅳ—Tangbale—Kelameili Paleozoic compound trench—arc belt; ①—Karamay ophiolitic mélange; ②—Dalabute ophiolitic mélange; ③—Mayile ophiolitic mélange; ④—Tangbale ophiolitic mélange

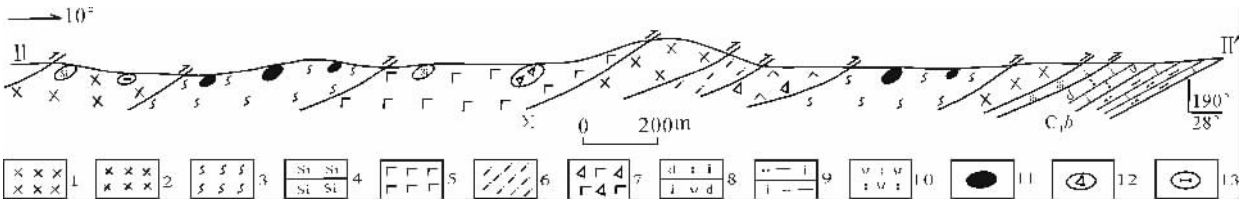


图 2 达尔布特蛇绿岩剖面图

Fig. 2 Geological section of the ophiolite in Dalabute

1—辉长岩;2—辉绿岩;3—蛇纹岩及其它蚀变岩;4—硅质岩;5—玄武岩;6—糜棱岩;7—碎裂玄武岩;8—糜棱岩化沉凝灰岩;9—糜棱岩化泥质粉砂岩;10—凝灰岩;11—橄榄岩透镜体;12—碎裂岩透镜体;13—透辉石岩透镜体

1—gabbro; 2—diabase; 3—serpentinite and other altered rock; 4—siliceous rock; 5—basalt; 6—mylonite; 7—cataclactic basalt; 8—mylonitied tuffite; 9— mylonitied pelitic siltstone;10—tuff;11—peridotite lenticule; 12—cataclasite lenticule; 13—diopsidite lenticule

4～G-7)、玄武岩(6 件,编号 B-1～B-8)。蛇纹岩呈墨绿色,具鳞片变晶结构,块状构造,主要由蚀变矿物纤维状蛇纹石(90%～95%)构成,磁铁矿含量较少,岩石透闪石化、碳酸盐化。辉长岩新鲜面为暗灰色、黑灰色,堆晶、正堆晶结构,块状构造,主要由基性斜长石(50%～60%)和辉石(40%～45%)组成。其中基性斜长石不同程度地绢云母化、黝帘石化,发育定向组构;辉石沿其边缘解理明显地被纤闪石所代替。玄武岩为灰黑色、青灰色,碎裂结构、变余间粒结构,块状构造,局部具有残破的枕状构造,岩石主要由斜长石(20%～25%)、纤闪石(65%～70%)、白钛矿(5%～10%)构成,并含少量黝帘石、绿泥石。

本研究样品主量元素由新疆矿产实验研究所用 X 射线荧光光谱法(XRF)测定,微量元素分析是在长安大学教育部重点实验室用 PEElan6000 型电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)分析。

3 地球化学特征

达尔布特蛇绿岩镁铁—超镁铁质岩主量元素(扣除烧失量作归一化处理)、稀土元素、微量元素分析结果见表 1,其中蛇纹岩 SiO_2 介于 44.81%～44.93%,含量较为稳定,低 TiO_2、Al_2O_3、CaO 和全碱,富 MgO,$Mg^{\#} = 100\ n(Mg)/[n(Mg) + n(Fe^{2+})]$为 75.25～81.92,代表了原始地幔发生部分熔融的亏损地幔岩(Frey,1984)。在 Al_2O_3—CaO—MgO 和 (Na_2O+K_2O)—FeO_T—MgO 图解(Coleman,1977)(图 3),均位于变质橄榄岩区域。

蛇纹岩 Cr、Ni、Co 含量较高,∑REE 总量较低,$(La/Yb)_N$比值为 13.31～43.20,显示出 LREE 富集,MREE、HREE 略亏损的下凹型或"U"型分布曲线(图 4a)。这种 REE 配分模式是高度亏损的残余地幔、蛇绿岩、造山带二辉橄榄岩和地幔包体最常见型式,Eu正异常,值为1.34～2.59,属于地幔残余

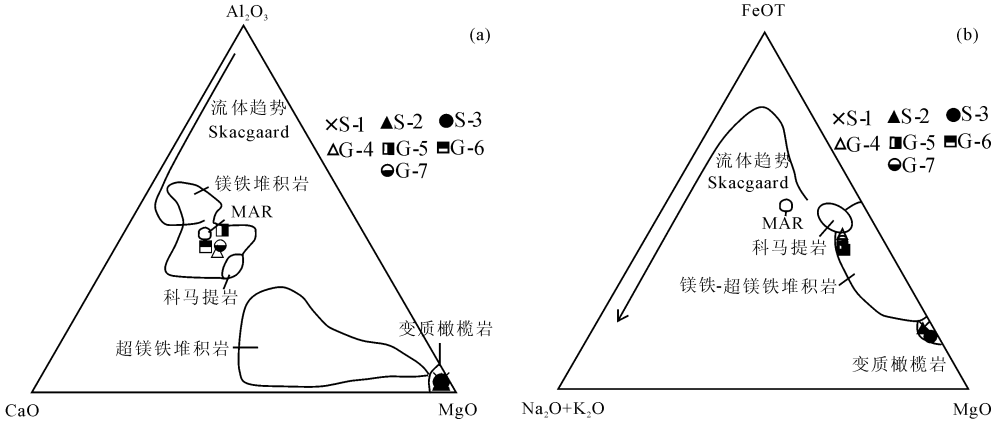


图 3 西准噶尔达尔布特蛇绿杂岩中蛇纹岩、辉长岩 Al_2O_3—CaO—MgO 和 (Na_2O+K_2O)—FeO_T—MgO 图解(仿 Coleamn,1977)

Fig. 3 Al_2O_3—CaO—MgO and (Na_2O+K_2O)—FeO_T—MgO diagrams of serpentine and gabbro from the Dalabute ophiolite mélange , western Junggar Basin(after Coleamn,1977)

表 1　西准噶尔达尔布特蛇绿杂岩主量元素(%)、微量元素和稀土元素($\times10^{-6}$)含量表

Table 1　Major(%), trace elements and REE($\times10^{-6}$) compositions of the Dalabute Ophiolite mélange, western Junggar, Xinjiang

序号	S-1	S-2	S-3	G-4	G-5	G-6	G-7	B-1	B-2	B-3	B-4	B-5	B-6
样品	蛇纹岩	蛇纹岩	蛇纹岩	辉长岩	辉长岩	辉长岩	辉长岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩
SiO_2	44.93	44.81	44.83	48.35	49.58	48.37	48.85	49.98	47.01	49.42	48.50	46.93	48.26
TiO_2	0.06	0.03	0.03	0.60	0.25	0.30	0.27	0.91	0.91	0.65	0.94	1.16	0.90
Al_2O_3	1.34	1.16	1.31	16.48	17.13	15.85	15.34	15.10	15.05	14.46	14.73	11.20	15.90
Fe_2O_3	1.97	2.42	1.74	1.65	1.77	1.56	1.82	2.37	6.61	6.82	4.50	6.44	6.26
FeO	8.16	10.09	7.24	7.77	6.79	6.14	7.13	8.37	11.32	12.01	10.45	13.21	10.94
MnO	0.15	0.07	0.08	0.14	0.09	0.10	0.10	0.21	0.20	0.20	0.16	0.20	0.19
MgO	41.54	40.17	42.95	10.65	9.42	9.09	10.41	9.06	6.24	5.56	6.90	8.97	5.81
CaO	0.74	0.78	0.83	11.10	12.16	16.52	13.88	11.22	7.66	6.70	12.39	8.78	7.28
Na_2O	0.53	0.43	0.47	2.87	2.29	1.90	2.10	2.55	4.59	3.57	1.10	2.64	4.10
K_2O	0.07	0.03	0.02	0.36	0.48	0.16	0.08	0.18	0.30	0.52	0.26	0.38	0.26
P_2O_5	0.02	0.01	0.00	0.04	0.03	0.02	0.02	0.06	0.11	0.09	0.06	0.09	0.10
烧失量	1.80	2.10	1.70	0.90	1.10	1.05	1.20	0.75	1.00	0.94	0.71	0.85	0.65
总量	99.63	99.59	99.65	99.78	99.75	100.13	99.76	99.85	100.05	99.90	99.79	100.15	99.80
$Mg^{\#}$	79.53	75.25	81.92	51.15	51.47	53.08	52.73	45.26	29.64	26.12	33.52	34.14	28.84
La	5.10	7.10	6.40	1.20	0.40	0.32	0.39	6.30	2.81	3.34	2.50	2.88	2.34
Ce	7.70	5.20	9.90	2.50	1.14	0.93	1.08	13.20	7.78	8.58	7.20	8.86	6.74
Pr	0.41	0.10	0.17	0.73	0.18	0.16	0.17	1.60	1.22	1.23	1.13	1.43	1.06
Nd	1.50	0.54	0.32	4.20	1.27	1.22	1.25	7.80	7.58	7.28	7.23	9.17	6.71
Sm	0.21	0.29	0.14	1.40	0.53	0.59	0.55	2.00	2.38	2.08	2.39	3.01	2.12
Eu	0.15	0.18	0.12	0.66	0.26	0.31	0.28	0.78	0.83	0.70	0.90	0.91	0.69
Gd	0.51	0.35	0.14	1.90	0.87	1.03	0.97	2.60	3.21	2.69	3.34	4.19	2.83
Tb	0.04	0.09	0.02	0.41	0.14	0.17	0.15	0.51	0.46	0.38	0.51	0.62	0.42
Dy	0.31	0.57	0.19	2.50	1.09	1.36	1.24	3.20	3.58	2.91	3.92	4.87	3.29
Ho	0.03	0.12	0.04	0.52	0.20	0.25	0.23	0.66	0.64	0.53	0.70	0.86	0.60
Er	0.10	0.36	0.10	1.70	0.68	0.86	0.78	2.00	2.26	1.88	2.46	2.96	2.09
Tm	0.02	0.04	0.02	0.22	0.09	0.10	0.09	0.29	0.28	0.23	0.30	0.36	0.26
Yb	0.20	0.36	0.10	1.70	0.52	0.63	0.54	2.10	2.01	1.62	2.07	2.43	1.78
Lu	0.02	0.05	0.03	0.22	0.08	0.10	0.09	0.26	0.29	0.23	0.29	0.35	0.27
∑REE	16.30	15.35	17.69	19.86	7.42	8.02	7.79	43.30	35.33	33.68	34.95	42.89	31.20
δEu	1.34	1.73	2.59	1.24	1.15	1.18	1.14	1.05	0.92	0.91	0.97	0.78	0.87
$(La/Yb)_N$	17.21	13.31	43.20	0.48	0.52	0.35	0.49	2.02	0.94	1.39	0.82	0.80	0.89
Sc	14.00	36.30	13.10	35.10	28.07	42.41	38.27	48.50	37.42	37.29	35.47	48.07	38.24
Cr	1852.00	1700.00	2356.00	589.00	1030.00	1735.00	1488.00	474.00	126.30	41.51	267.50	451.50	75.66
Co	134.00	79.60	87.50	54.00	34.70	33.04	47.24	50.40	50.86	43.79	50.23	62.34	44.21
Ni	2206.00	1107.00	1999.00	283.00	186.60	163.70	226.40	149.00	72.63	32.36	79.06	139.50	54.90
Rb	7.50	11.70	4.20	12.40	7.60	3.05	1.94	3.10	3.02	8.08	4.94	7.52	3.88
Sr	50.50	77.30	10.60	108.00	262.10	206.70	165.70	143.00	263.40	149.60	165.40	90.13	116.60
Y	2.60	5.30	0.57	16.70	5.53	6.73	6.03	19.10	17.59	14.64	19.27	22.45	15.70
Cs	0.13	0.22	0.06	0.70	0.18	0.18	0.11	0.04	0.06	0.10	0.07	0.20	0.08
Ba	47.80	71.20	4.10	21.00	22.74	14.20	13.64	60.20	63.70	118.30	65.85	55.72	38.64
Th	0.56	0.88	0.19	0.38	0.05	0.05	0.07	0.51	0.22	0.40	0.20	0.24	0.18
U	0.70	0.48	6.80	0.87	0.15	0.13	0.11	0.61	0.14	0.29	0.20	0.18	0.14
Zr	8.10	8.50	7.50	35.10	14.55	12.97	11.19	51.60	68.90	57.05	72.80	87.07	49.58
Nb	0.64	0.21	0.42	1.40	0.22	0.12	0.17	4.00	0.87	0.88	1.21	1.78	0.69
Hf	0.73	0.75	0.66	0.92	0.43	0.42	0.36	1.70	1.86	1.56	1.87	2.28	1.43
Ta	0.25	0.22	0.23	0.14	0.02	0.01	0.03	0.35	0.05	0.05	0.07	0.11	0.04

岩石(Frey,1984;Coleman,1977)。在原始地幔标准化的微量元素蛛网图上(图 4b),亏损不相容元素 Nb,强不相容元素 Zr、Hf 相对富集。这可能与方辉橄榄岩中含有尖晶石有关,类似高度亏损的地幔残余(Frey,1984)。Frey(1984)和王希斌等(1995)总结世界典型地区蛇绿岩和中国蛇绿岩中变质橄榄岩

的地球化学特点时都指出，绝大部分地幔橄榄岩呈LREE富集型，与现代大洋蛇绿岩中的地幔橄榄岩的LREE亏损型明显不同。

辉长岩主量元素 SiO_2 为 44.35%～49.58%，高 Al_2O_3，平均 16.20，MgO 为 9.09%～10.65%，$Mg^{\#}$ 值为 51.15～53.08，介于印度洋辉长岩的 $Mg^{\#}$ 值范围(32～88)，属于蛇绿岩中的镁铁质堆晶岩(Coleman，1977)，低于原生岩浆范围(68～75)，表明岩石经历了一定程度的分异演化(Wilson，1989)。在辉长岩 Al_2O_3—CaO—MgO 和 Na_2O+K_2O—FeO—MgO(图 3)上，样品全部投到了镁铁堆积岩区。∑REE 为 7.79×10^{-6}～19.86×10^{-6}，$(La/Yb)_N$ 值为 0.35～0.52，δEu 显示正异常，稀土配分曲线表现为轻稀土相对亏损，重稀土平坦型分布(图 4a)，非常相似于来自亏损地幔的洋中脊玄武岩(Hedge，1978)，这与典型蛇绿岩中堆晶辉长岩 LREE 亏损和正 Eu 的分配形式基本相同(Coleman，1977)。在原始地幔标准化的微量元素比值蛛网图(图 4b)，大离子亲石元素 Rb、Ba、U 和 Sr 富集，高场强元素 Nb、Ta 相对亏损，具有这种配分型式的原因是俯冲板片的流体交代上覆地幔楔使地幔岩石发生部分熔融，由于 Nb、Ta 等 HFSE 与其它元素(LILE、LREE)相比在流体中溶解度降低，发生沉淀留在残留相中(Ionow et al.，1995；Kelemen et al.，2003)。

玄武岩的 SiO_2 为 47.01%～49.98%，平均 48.35%，与正常洋中脊玄武岩 SiO_2 含量 48.77%接近(Scaiilling et al.，1983)，低 TiO_2，平均 0.91%，接近塞浦路斯蛇绿岩中洋脊玄武岩 TiO_2(0.8%)(Coleman，1982)，贫 Al_2O_3，为 11.20%～15.90%，

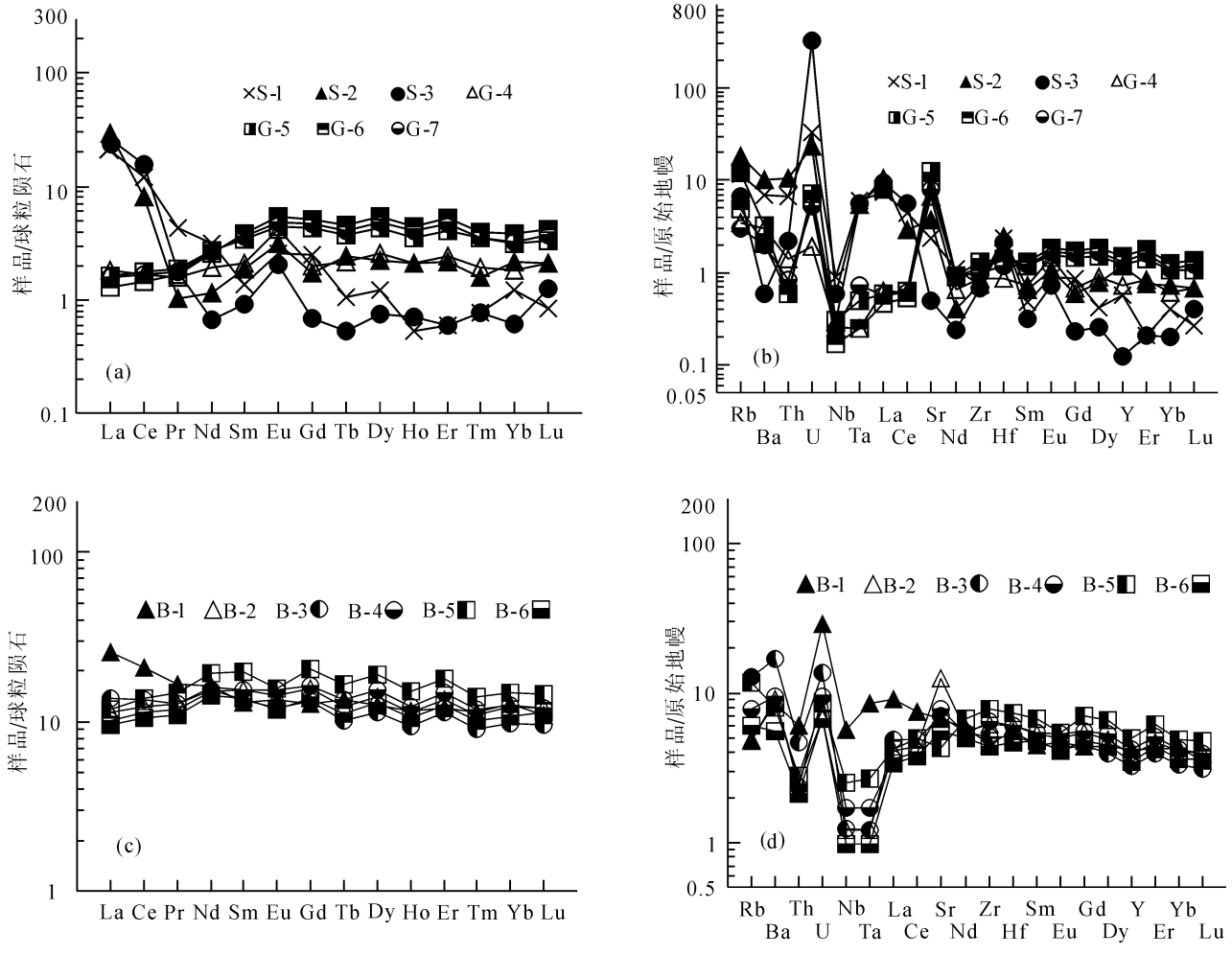


图 4 达尔布特蛇绿岩中蛇纹岩、辉长岩和玄武岩微量元素原始地幔标准化蛛网图解(a)和(c)，稀土元素球粒陨标准化配分图解(b)和(d)(标准值据 Sun and McDonough，1989)

Fig. 4 Primitive-mantle normalized spidergram(a)and(c)，chondrite-normalized REE patterns(b)and (d)for the serpentine，gabbro and basalts from the Dalabute ophiolite mélange(normalied values from Sun and McDonough，1989)

平均 14.41%,近于大西洋、太平洋、和印度洋中脊拉斑玄武岩的 Al_2O_3 含量(分别为 15.6%、14.86%、15.15%)(Melson et al.,1976),明显不同于岛弧拉斑玄武岩和板内溢流拉斑玄武岩高 Al_2O_3 含量特征,后两者分别为 16%(Jakes et al.,1972)和 17.08%(Wilson,1989)。MgO 为 5.56%～9.06%,相对较高,接近现代大西洋洋脊玄武岩 MgO 含量(6.56%)(Scaiilling et al.,1983),$Mg^{\#}$ 值为 26.12～45.26,说明原生岩浆发生分异演化。总之,玄武岩主量元素相对富 MgO,贫 Al_2O_3、K_2O(0.18%～0.52%)、P_2O_5(0.06%～0.11%)和 $Na_2O>K_2O$ 为特征,类似于 MORB 型岩石。玄武岩 ΣREE 较低,为 31.20×10^{-6}～43.30×10^{-6},B-1、B-3 号样品 $(La/Yb)_N$ 为 2.02、1.39,其余样品 $(La/Yb)_N$ 介于 0.82～0.94,在稀土元球粒陨石标准化的稀土元素配分图解(图 4c)上,除 1 号样品显示为弱富集型的 LREE 配分型式外,其余玄武岩样品均具有轻度 LREE 亏损型稀土分配型式,具 N-MORB 型岩石的 REE 地球化学性状。而 B-1 号样品与 MORB 型岩石相比较,表现为相对较高的 LREE 丰度,两者 REE 谱线相交,可能与俯冲带岩浆混染有关。在原始地幔标准化的微量元素比值蛛网图上(图 4d),样品不同程度地富集 LILE 和亏损 Nb、Ta,暗示玄武岩的形成与板块俯冲消减相关,具有岛弧岩浆的特征(Ionow et al.,1995;Kelemen et al.,2003)。

高场强元素 Zr、Nb、Ta 在蚀变和变质过程中具有良好稳定性,是岩石成因和源区性质的良好示踪剂,比值 Zr/Nb、Nb/La 和 Hf/Ta 是有效的环境判别指标,N-MORB 的 Zr/Nb 值多大于 30,P-MORB 和洋岛拉斑玄武岩 Zr/Nb 值约为 10(Wilson,1989),达尔布特蛇绿岩中的玄武岩 Zr/Nb 为 12.90～79.20,平均为 56.31。Nb/La 值(0.26～0.63)和 Hf/Ta 值(4.86～37.20),类似 N-MORB(Nb/La<1、Hf/Ta>5)(Condie et al.,1989)。

不活动元素协变关系是构造环境判别的有效方法。在 Ti/100—Zr—3Y 图解(图 5a)、2Nb—Zr/4—Y 图解(图 5b)样品均投在洋中脊玄武岩和火山弧玄武岩区;利用 MnO—TiO_2—P_2O_5 图解(图 5c),结果显示样品落于岛弧拉斑玄武岩区。以上图解指示玄武岩具有洋脊玄武岩和岛弧拉斑玄武岩的特性。

综上所述,达尔布特蛇绿岩中玄武岩主量元素具有低 Al_2O_3,高 MgO 的性状,并以 LREE 稍亏损或平坦型配分型式,高场强元素不甚分异为特征,共同揭示玄武岩应形成于类似 MORB 的构造环境,岩浆源于亏损的地幔源区。在高场强元素地球化学性

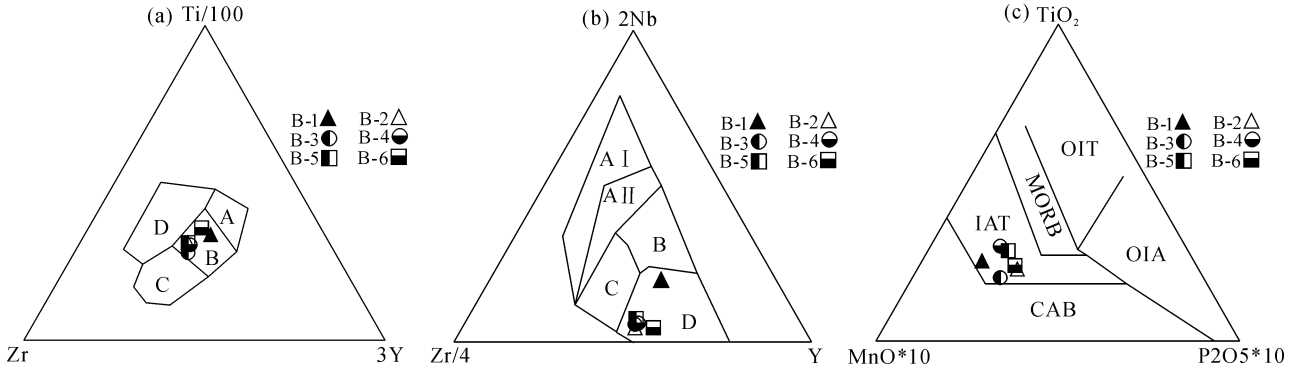


图 5 达尔布特蛇绿混杂岩中玄武岩构造环境判别图解

Fig. 5 Tectonic discrimination diagrams for basalts from Dalabute ophiolite mélange

(a)Ti/100—Zr—3Y 图解(仿 Pearce et al.,1973):A—岛弧拉斑玄武岩,B—岛弧拉斑玄武岩、钙碱性玄武岩和 MORB,C—钙碱性玄武岩,D—板内玄武岩;(b)2Nb—Zr/4—Y 图解(仿 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;(c)MnO—TiO_2—P_2O_5 图解(仿 Mullen,1983):MORB—洋中脊玄武岩,OIT—洋岛拉斑玄武岩或海山拉斑玄武岩,OIA—洋岛碱性玄武岩和海山碱性玄武岩,CAB—岛弧钙碱性玄武岩,IAT—岛弧拉斑玄武岩.

(a)Ti/100—Zr—3Y diagrams(after Pearce et al.,1973):A— Island-arc tholeiite basalt;B—Island tholeiite basalt,calc-alkaline basalt and MORB;C—calc-alkaline basalt;D—Intraplate basalt. (b)2Nb—Zr/4—Y diagrams(after Meschede,1986):AⅠ—Intraplate alkali basalt; AⅡ—Intraplate alkali basalt and Intraplate tholeiite basalt; B—E-MORB; C—Intraplate tholeiite basalt and volcanic arc basalt; D—N-MORB and volcanic arc basalt. (c) MnO—TiO_2—$10P_2O_5$ diagrams(after Mullen,1983):MORB—mid-ocean ridge basalt; OIT—ocean-island tholeiite or seamount tholeiite; OIA—ocean-island alkali basalt or seamount alkali basalt; CAB—island-arc calc-alkaline basalt; IAT—Island-arc tholeiite

状类似的基础上，不同程度的 LILE 富集和 Nb、Ta 亏损，显示岩浆源区曾遭受不同程度的俯冲带流体交代作用，具有岛弧岩浆的特征，可以推断达尔布特蛇绿岩形成于消减带之上的弧后盆地环境，属 SSZ 型蛇绿岩。

4 达尔布特蛇绿岩的构造意义

区域地质研究表明，西准噶尔达尔布特断裂是由一组倾向北西的上陡下缓的犁状断层组成，被后期构造变形叠加改造，具有左行陡倾走滑断层的特点(冯鸿儒等，1990)。断裂两侧石炭纪地层具有可比性，而非重要的岩相古地理、生物组合、变质作用、岩浆活动的分界线。说明达尔布特断裂不是洋盆闭合后的板块缝合带，可能是在弧后盆地拉张过程形成的深大断裂，为镁铁—超镁铁质岩浆上涌的通道，或是在弧后盆地闭合过程中形成的推覆构造。达尔布特蛇绿混杂岩大部分沿断裂分布，与石炭纪地层为构造接触，接触部位无熔蚀改造、穿插、捕虏和高温接触变质现象，蛇绿岩呈逆冲岩片状被推覆于石炭系之上。

达尔布特蛇绿混杂岩大地构造位置处于哈萨克斯坦—准噶尔板块唐巴勒—卡拉麦里古生代复合沟弧带内，本文通过对达尔布特蛇绿岩地球化学的研究，确认其形成于弧后盆地的构造环境，表明西准噶尔西南曾演化为板块俯冲消减的沟—弧—盆体系。研究认为 SSZ 型蛇绿岩代表的是主洋盆开始消减，大陆板块开始汇聚拼合的前奏，是威尔逊旋回的后期阶段(史仁灯，2005；王希斌等，1995；Graham et al.，1996)。说明达尔布特蛇绿岩的形成与洋盆主体消减时间相当，且是洋壳向准噶尔板块俯冲的产物。开始受消减带流体作用，幔源区发生低程度部分熔融，之后由于洋壳俯冲使弧后拉张，引起新的地幔对流，使得周围相对富集的地幔向处于引张状态的俯冲带之上(SSZ 环境)运移和上涌，弧后盆地被进一步打开导致新的洋壳(蛇绿岩)生成，最终在挤压机制下向陆一侧仰冲拼贴就位。也佐证了早古生代末古亚洲洋主体在西准噶尔地区发生聚合。结合新获得的达尔布特蛇绿岩同位素年龄(391±6Ma)(辜平阳等，2009)，说明西准噶尔在中泥盆世已进入主洋盆开始消减，大陆板块汇聚拼合的重要演化进程。

参 考 文 献 / References

白文吉，杨经绥，施倪承，方青松，代明泉，熊明，颜秉刚. 2004. 西藏罗布莎蛇绿岩地幔岩首次发现超高压矿物方铁矿和自然铁. 地质论评，50(2)：184～188.

冯鸿儒，李旭，刘继庆. 1990. 西准噶尔达拉布特断裂系构造演化特征. 西安地质学院学报，12(2).

冯益民. 1986. 西准噶尔蛇绿岩生成环境及其成因类型. 见：中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊，13. 北京：地质出版社，37～44.

辜平阳，李永军，张兵，佟丽莉，王军年. 2009. 西准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.

何国琦，李茂松，刘德权. 1994. 中国新疆古生代地壳演化及成矿. 乌鲁木齐：新疆人民出版社，130～147.

何国琦，刘建波，张越迁，徐新. 2007. 准噶尔盆地西缘克拉玛依早古生代蛇绿岩带的厘定. 岩石学报，23(7)，1573～1576.

霍有光，1985. 西准噶尔达拉布特蛇绿岩稀土元素岩石化学特征及地质意义. 见：中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊，(10)北京：地质出版社，53～66.

姜勇，李少贞，郑启之，李松龄，冯新昌，董富荣. 2003. 西准噶尔达拉布特超镁铁岩岩石化学特征及形成环境. 新疆地质，21(2).

雷敏，赵志丹，侯叶青，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.

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.

史仁灯. 2005. 蛇绿岩研究进展、存在问题及思考. 地质论评，51(6)：681～693.

王希斌，鲍佩声，戎合. 1995. 中国蛇绿岩中变质橄榄岩的稀土元素地球化学. 岩石学报，11：24～41.

王希斌，郝梓国. 1994. 中国造山带蛇绿岩的时空分布及构造类型. 中国区域地质，3：193～204.

王懿圣，张金生. 1982. 达尔布特蛇绿岩带基本地质特征及成因模式讨论. 见：中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊，4. 北京：地质出版社，42～55.

肖序常，汤耀庆，李锦轶. 1992. 新疆北部及其领区大地构造. 北京：地质出版社.

新疆维吾尔自治区地质矿产局. 1993. 新疆维吾尔自治区区域地质志. 北京：地质出版社.

新疆维吾尔自治区地质矿产局. 1999. 新疆维吾尔自治区区域地质志. 北京：地质出版社.

张弛，黄萱. 1992. 新疆西准噶尔蛇绿岩形成时代和环境的探讨. 地质评论，509～524.

张旗，周国庆. 2001. 中国蛇绿岩. 北京：科学出版社，1～85.

钟立峰，夏斌，崔学军，周国庆，陈根文，韦栋梁. 2006. 藏南罗布莎蛇绿岩辉绿岩中锆石 SHRIMP 测年. 地质评论，52(2)：224～229.

朱宝清，王来生，王连晓. 1987. 西准噶尔西南地区古生代蛇绿岩. 见：中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊，17. 北京：地质出版社，3～64.

朱永峰，徐新，陈博，薛云兴. 2008. 西准噶尔蛇绿混杂岩中的白云石大理岩和石榴角闪岩：早古生代参与洋壳深俯冲的证据. 岩石学报，24：2767～2777.

朱永锋，徐新. 2006. 新疆塔尔巴哈台发现早奥陶世蛇绿岩. 岩石学报，22(12)：2833～2842.

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

Coleman R G. 1977. Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere. Berlin: Springer-Verlag, 1～140.

Coleman R G. 1982. Ophiolites. Beijing: Geological Publishing

House.
Coleman R G, Keith T E C. 1971. A chemical study of serpentinization———Burro Mountain, California. Journal of Petrology,12:311～328.
Condie K C. 1989. Geochemical changes in hasalts and andsites acroes the Archaean—Proterozoic boundary; identification and significance. Lithos,23:1～18.
Dewey J F, Bird J. 1971. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland. Journal of Geophysical Research,76:3179～3206.
Frey F A. 1984. Rare earth element abundance in upper mantlrocks, In: Henderson P. ed. Rare Earth Elemen Geochemistry. Elesevier Science Letters,153～203.
Gass I G . 1968. Is the Troodos Massif of Cyprus a fragment of Mesozoic oceanic floor? Nature,220:39～42.
Graham I T, Franklin B J, Marshall B. 1996. Tectonic significance of 400 Ma zircon ages for ophiolitic rocks from the Lachlanfoldbelt. Geology,24(12):1111～1114.
Hedge C E. 1978. Strontium isotopes in basalts from the pacific ocean basin. Earth Planet. Sci. Lett. ,38:88～94.
Ionow D A, Hofmann A W. 1995. Nb—Ta-rich mantle amphiboles and micas:Implications for subducton-related metasomatic trace element fractions. Earth and Planetary Science Letter,71:241～262.
Jakes P, White A J R. 1972. Major and element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Bull. Geol. Soc. Am. ,83:29～40.
Kelemen P B, HanghΦj K, Greene A R. 2003. One view of the geochemical of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crustal. Treatise on Geochemistry, Elsevier, 3:593～659.
Kidd R G W. 1977. A model for the process of formation of the upper oceanic crust. Geophysical Journal of the Royal Astronmical Society,50:149～183.
Kwon S T, Tilton C R, Coleman R G. 1989. Isotopic investigation on the tectonic of the west Junggar, Xinjiang, China. Tectonics,8:719～27.
Melson W G, Vallier T L, Wright T L. 1976. Chemical diversity of abyssal volcanic glass erupted along Pacific, Atlantic and Indian Ocean sea-floor spreading centers. In The geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin. Washington D C. Am. Geophys. Union,351～367.
Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge and continental tholeiites with the Nb—Zr—Y diagram. Chem. Geol. ,56:207～218.
Moores E M, Vine F J. 1971. The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implicat Philos. Trans. R. Soc. ,A268:433～466.
Mullen E D. 1983. $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discrimination for basaltic tacks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth Planet. Sci. Lett. ,62:53～62.
Pearce J A. 2003. Supra-subduction zone ophiolites: Ophiolite concept and the evolution of geological thought. Geological Society of American Special Paper,373: 269 ～293.
Pearce J A, Cann J R. 1973. Tectonic setting of basaltic volcanic rocks using trace element analysis. Earth Planet. Sci. Lett. , 19:290～300.
Pearce J A, Lippard S J, Roberts S. 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar B P, Howells M F. eds. Marginal Basin Geology, Geological Society of London Special Publication, 16. London: Blackwell Scientific Publications,77～94.
Robertson A H F. 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterrancan Tethyan region. Lithos, 65: 1～67.
Scaiilling J G, Zajac M, Evans R. 1983. Pelrologic and geocaicmical variations along the Mid-Atlantic Riclgc from 27° N to 73° N. Am. J. Sci. ,183:510～586.
Stern R I, Bloomer S H. 1989. Submarine are volcanismin the southern Mariana Arc as an ophinlite analogne. Tectonophysics,168:151～170.
Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. In: Sauders A D and Norry M J. eds. Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication,42:313～345.
Wang Z H, Sun S, Li J L. 2003. Paleozoic tectonic evolution of the northern Xinjiang, China: Geochemical and geochronological constraints from the ophiolites. Tectonics,22(2):1014,doi:10.1029/2002TC001396.
Wilson M. 1989. Igneous Petrogenesis. London: Unwin Hyman,21～22.

Geochemical Evidences and Tectonic Significances of Dalabute SSZ-type Ophiolitic Mélange, Western Junggar Basin

GU Pingyang[1,2], LI Yongjun[2], WANG Xiaogang[3], ZHANG Hongwei[3], WANG Junnian[3]

1) *Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, Xi'an*, 710054;

2) *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;

3) *No. 7 Geological Party, BGMERD of Xinjiang, Wusu, Xinjiang*, 833000

Abstract: The serpentinite of Dalabute ophiolitic mélange shows low TiO_2, Al_2O_3, CaO and total alkali, high MgO, $Mg^{\#}$; and has low $\sum$REE, is enriched in LREE, the rare earth element distribution

patterns appear "凹" or "U". It is a depletion pyrolite form primitive mantle which had undergone partial melting. The geochemical of gabbo and basalt characteristics of low ∑REE, depleted in LREE and unfractionated in HSF elements indicate that it is similar to a normal mid-ocean basalt (N-MORB), meanwhile, the samples are enriched in large-ion lithophile elements (LILE), depeleted in Nb and Ta on different degrees. It is indicated that the Dalabute ophiolitic mélange is a typical SSZ-type ophiolite, associating with the new isotope age (391±6Ma), it is concluded that the main Western Junggar oceanic basin has begun to eliminate, and the continental plate has begun to converge in Middle Devonian.

Key words: Dalabute ophiolitic mélange; geochemistry; tectonic setting; back-arc basin; Western Junggar; Xinjiang

中国东部中低山地有无发育第四纪冰川的可能性?

施雅风[1,2)]

1)中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰冻圈科学国家重点实验室, 兰州, 730000;
2) 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京, 210008

1 研究历史

第四纪冰川是第四纪研究的一个特殊方面, 由于已经消失, 必须推理阐明, 不同的研究者只能提出不同认识, 这在科学界应属正常现象。人们经过长期深入研究, 以真理为依归, 扬长避短, 弃伪存真, 认识终会改进与趋同。中国东部海拔2500m以下中低山地是否流行过第四纪冰川, 是地学界长期以来争论的关键问题。2500m这个界线是周廷儒院士(1982)首先提出的。前辈地质学家、有多方面贡献的李四光院士认为: 庐山、黄山、北京西山、鄂西、湘西、贵州、广西以至杭州附近都出现过第四纪冰川。他以庐山为样本, 划分4次冰期, 从1922年起, 在中外专业书刊上, 发表过10篇以上论文和专著, 为很多研究者包括少数外国学者所接受和拥护。他们扩展第四纪冰川分布范围, 至20世纪80年代, 陆续报导了121个发现第四纪冰川遗迹的地点 (施雅风等, 1989)。李四光在1930年代就认为"从低地冰川所扩展的纬度而言, 我们的亚洲大陆, 确是突破了地球上所有大陆的记录"(Lee, 1933)。显然, 李先生是完全肯定中低山地流行第四纪冰川的。但实际反对者不少。1922年, 在中国地质学会第三次会员大会上, 李四光以《中国第四纪冰川作用的证据》为题, 介绍他在太行山麓和山西大同盆地亲眼目睹有条痕石块的杂乱堆积, 认为华北与欧美同样发生过第四纪冰川, 即受到来自瑞典熟悉第四纪冰川的安特生(J. G. Andersson)的强烈质疑。李当时认为安特生所持态度是"严肃的"。另外, 由于华北黄土堆积巨厚和气候干旱, 不利于第四纪冰川的存在, 因之, 有将近十年时间, 李主要从事古生物蜓科化石研究, 取得重大成就, 而把对第四纪冰川的研究搁置起来。1931年, 李四光率学生至江西庐山考察, 认为庐山许多地质、地形现象适于用冰川作用解释, 并称已"找到第四纪冰川显著有力和概括性证据"。1933年, 在中国地质学会第十次年会上, 李四光以理事长身份作题为《扬子江流域第四纪冰期》报告, 报告长达2.5小时, 伴有丰富的幻灯片, 受到热烈欢迎。随后文章刊于Bulletin of Geological Society of China(Lee, 1934)。与会者中翁文灏、谢家荣、杨钟健和葛利普(A. W. Grabau)、德日进(P. T. de Chardin)、那林(E. Norlin)等6位中外著名学者发言, 多数持怀疑态度。1934年春, 由李四光及其助手喻德渊充当向导, 邀请那林、德日进、杨钟健和巴博尔(G. B. Barbour)等一起到庐山考察。经过4天野外工作, 在讨论时那林说了些依违两可的话, 其余3人中特别是德日进和巴尔博持强烈反对观点。后来巴尔博有专文(Barbour, 1934)讨论此事, 认为庐山缺乏真正的冰川堆积和冰川侵蚀地貌(如羊背岩等), 还提出了一些替代性解释。李四光当时承认巴尔博态度是诚恳的, 他的庐山冰川学说"引起了大量反对意见"。但他考虑再三, 认为"除了冰川作用外, 没有任何其它解释"。不过他也没有堵死其它可能性, 他说: "假如否认它们冰川的成因的话, 那么将显示, 沉积物是由于迄今为止还不知道的过程的作用而形成的(施按: 这个不知道的过程, 后来明白是泥石流, 当时大家确实都不知道)"。1936年, 李四光在皖南黄山一处花岗岩壁上海拔960m高度, 发现几条宽浅、平行排列的凹痕, 认定是冰川擦痕, 称"中国冰期冰川现象始得谓之确定"(Lee, 1936)。这项发现也获得奥地利来华学者威斯曼(H. von Wissmann)赞成, 并由此转而支持与改进李四光的庐山第四纪冰川学说(Wissmann, 1936, 1937)。1937年, 李四光撰写《冰期之庐山》专著(因抗日战争, 延后至1947印行), 全面阐明他的研究成果, 牢固树立中国东部第四纪冰川广泛分布的理论, 并将庐山的冰期与阿尔卑斯山4次冰期进行了系统的比较。孙殿

收稿日期: 2010-08-02; 改回日期: 2010-10-12; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 施雅风, 1919年生。中国科学院院士。主要从事冰川和冻土研究。Email: yfshi@lzb.ac.cn。