南天山北缘白土塘蛇绿混杂岩构造环境

职荣军，樊双虎，陈淑娥，袁伟，芮婷，王江伟，刘明，毛友亮

（长安大学地球科学与资源学院，陕西 西安 710054）

摘 要：新疆南天山北缘白土塘出露一部分蛇绿混杂岩，为了解其中超基性-基性岩的形成环境，笔者主要利用地球化学的研究方法对该区的 9 个样品进行了测试。通过地球化学研究分析，认为本区的蛇纹岩以低 SiO_2、TiO_2、CaO、K_2O、Na_2O，高 MgO、Al_2O_3 为特征，富集相容元素 Cr、Co、Ni，贫不相容元素，同时大离子亲石元素含量较低，整体特征类似于大洋二辉橄榄岩，具有地幔残留物的特征。对玄武岩的地球化学研究表明，其以富 TiO_2、MgO，贫 Al_2O_3、K_2O，且 $Na_2O>K_2O$ 为特征；与 MORB 相比较，明显亏损 Nb、Ta；与原始地幔相比较，具有类似于 N-MORB 的亏损地慢特征；主、微量元素的地球化学特征显示岩石应形成于类似洋中脊的构造环境，岩浆源于亏损地幔区。

关键词：南天山；蛇绿混杂岩；地球化学；构造环境

中图分类号：P588.34 **文献标识码**：A **文章编号**：1009-6248(2013)04-0033-09

Tectonic Setting of the Baitutang Ophiolite at the Northern Margin of South Tianshan Belt

ZHI Rong-jun，FAN Shuang-hu，CHEN Shu-e，YUAN Wei，RUI Ting，
WANG Jiang-wei，LIU-Ming，MAO You-liang

（*College of Earth sciences and Land Resources，Chang' an University，Xi' an* 710054，*China*）

Abstract：There exposed part of the Ophiolitic Melange in Baitutang，the norht of the South Tianshan in Xinjiang. To understand the ultrabasic rocks forming environment，this paper focuses on the 9 samples of this area are tested by the study of geochemical method. Research and analysis of the geochemical results that the serpentinite in the area with low SiO_2，TiO_2，CaO，K_2O，Na_2O，MgO，Al_2O_3 for the characteristics，with high concentration of compatible elements Cr，Co，and Ni，depleted in incompatible elements，and large ion lithophile element content is low，the overall features similar to the Ocean lherzolite，features representing the mantleresidue. The basalts possess high TiO_2 and MgO contents，not only low Al_2O_3 and K_2O，but also $Na_2O>K_2O$. Compared with MORB，the elements of Nb，Ta apparent are loss. Compared with the primitive mantle，with slow features similar to the N-MORB's losses，The geochemical characteristics of the main elements and trace elements show that rock should be formed in the tectonic environment similar to mid-ocean ridge，and the magma derived from depleted mantle zone.

Key words：South Tianshan；ophiolitic melange；geochenistry；tectonic setting

收稿日期：2013-04-12；**修回日期**：2013-07-12

基金项目：中国地质调查项目“新疆 1∶5 万马兰、新井子等四幅区调”（1212011120465）

作者简介：职荣军（1988-），男，河南焦作人，硕士研究生，主要从事构造地质学和区域地质调查工作。E-mail：zrj027@163.com

中国天山造山带横亘于准葛尔和塔里木板块之间，是由准葛尔板块和塔里木板块长期相互作用而形成的造山带，长期受到地学界的广泛关注与研究，并取得了重大的进展。尽管如此，古生代天山造山作用的性质、演化时限与过程，及动力学机制仍然存在很大的争议。现有研究表明，天山造山带以中天山南缘断裂和中天山北缘断裂可以将天山划分为南天山、中天山和北天山。中天山南缘断裂西延接吉尔吉斯斯坦的尼古拉耶夫线，向东经哈尔克山北坡的长阿吾子、巴伦台乌瓦门、库米什榆树沟直至东天山南部，被阿尔金断裂截断。该带出露了大量的超镁铁-镁铁质岩石，是区域构造格局及演化过程的客观记录，是研究伊犁板块与南天山地块相互作用的关键因素之一。

已有的研究表明：在南天山北缘自东而西沿甘肃北山的红柳河（周国庆，1988）、硫磺山—铜花山（吴文奎等，1992）、榆树沟（董云鹏等，2001）一带分布志留纪—泥盆纪的蛇绿混杂岩。白土塘蛇绿混杂带是南天山北缘众多的超镁铁质-镁铁质岩体之一，是一个较为特殊的地质体。该地质体由多个喷发韵律组成，熔岩和火山碎屑岩、凝灰岩呈互层产出，局部夹硅质岩和正常沉积的泥质岩。由于这套地层发生了多期变形，岩石发生了变质和片理化，仅仅能够根据局部保留的变余层理构造证实这套火山岩由多期火山喷发形成，但确切的火山喷发旋回次数已经难以恢复。笔者在地质填图的基础上，对工作区内白土塘蛇绿混杂岩进行了详细的野外工作和室内研究。重点对白土塘蛇绿混杂岩进行地球化学研究，探讨其形成环境与构造意义。

1 大地构造背景及区域地质

榆树沟蛇绿混杂岩带位于天山缝合带南缘，是天山众多蛇绿混杂岩带中位置较靠南的一条，年龄也相对较轻，应该为伊犁微板块与塔里木板块之间的最后缝合遗迹。按照肖序常（1992）的划分，该区的构造单元属于南天山早—中古生代活动大陆边缘段的洋壳海沟板片的南缘。现有研究表明：榆树沟蛇绿混杂岩有关的洋盆总体向南西消减，工作区位于其上盘。

研究区位于新疆托克逊与和硕县交界的南天山榆树沟南侧，铜花山西侧（图 1）。该混杂岩带呈北西—南东向展布，北邻库米什中—新生界断陷盆地，东端被华力西期红色钾长花岗岩体侵入。该蛇绿混杂带以基性熔岩为主，混杂的岩块基本是蛇绿岩的组成部分，其中夹有少量千枚岩、凝灰岩岩块，岩块呈逆冲状组成蛇绿混杂带。主要由蛇纹岩、片理化玄武岩、堆晶岩、辉长岩、硅质岩，以及少量的千枚岩和凝灰岩组成。各构造岩块大小不等，多发生片理化或糜棱岩化，局部表现为碎裂岩化。该带内部岩片与岩片之间以及岩片内部构造作用强烈，岩石普遍发生绿片岩化、糜棱岩化和碎裂岩化，蛇绿岩原有的基本层序已不复存在，均被构造作用所肢解，成为了混杂堆积的岩块。它们或以单个岩块，或以岩石组合不同规模的产于混杂岩带之中，它们之间无热接触变质现象，均为构造接触关系，局部可见一些胶结物，但显然是经构造作用改造后胶结的。局部残存的接触关系仍然比较清楚。例如，变质玄武岩与硅质岩的接触关系及蛇纹岩、辉长岩与糜棱岩化玄武岩的接触关系等。

2 岩石学特征

2.1 蛇纹岩

蛇纹岩多位于断层的上盘，呈透镜状、角砾状、片状产出；岩石一般呈暗灰绿色、墨绿色等，色泽不均匀，具滑感，纤维状、鳞片状变晶结构，块状构造，表面局部可见少量蛇纹石化石棉；岩石主要由蚀变矿物蛇纹石组成，纤维状、叶片状，部分具有定向排列，粒度较细小，含量占体积分数的95％以上，其次有少量磁铁矿以自形、他形粒状呈侵染状、细粒状不均匀分布在岩石中，其含量＜2％，同时还有少量方解石分布在其中。

2.2 玄武岩

在研究区出露面积相对较大，岩石为灰黑色、青灰色、浅绿色，粒柱状变晶结构，片状构造，由于受到了后期构造运动的强烈的改变，岩石发生了片理化、糜棱岩化等现象，未见枕状构造；岩石由斜长石（约 30％）、角闪石（60％～65％）以及微量白钛矿组成。角闪石为深黄-黄绿色，平行定向分布，片状构造发育；斜长石为长条状为多呈椭圆状碎斑，内部重结晶，部分呈碎基，多＜0.3 mm，呈透镜体条带平行定向分布，泥化、隐晶帘石化较强。

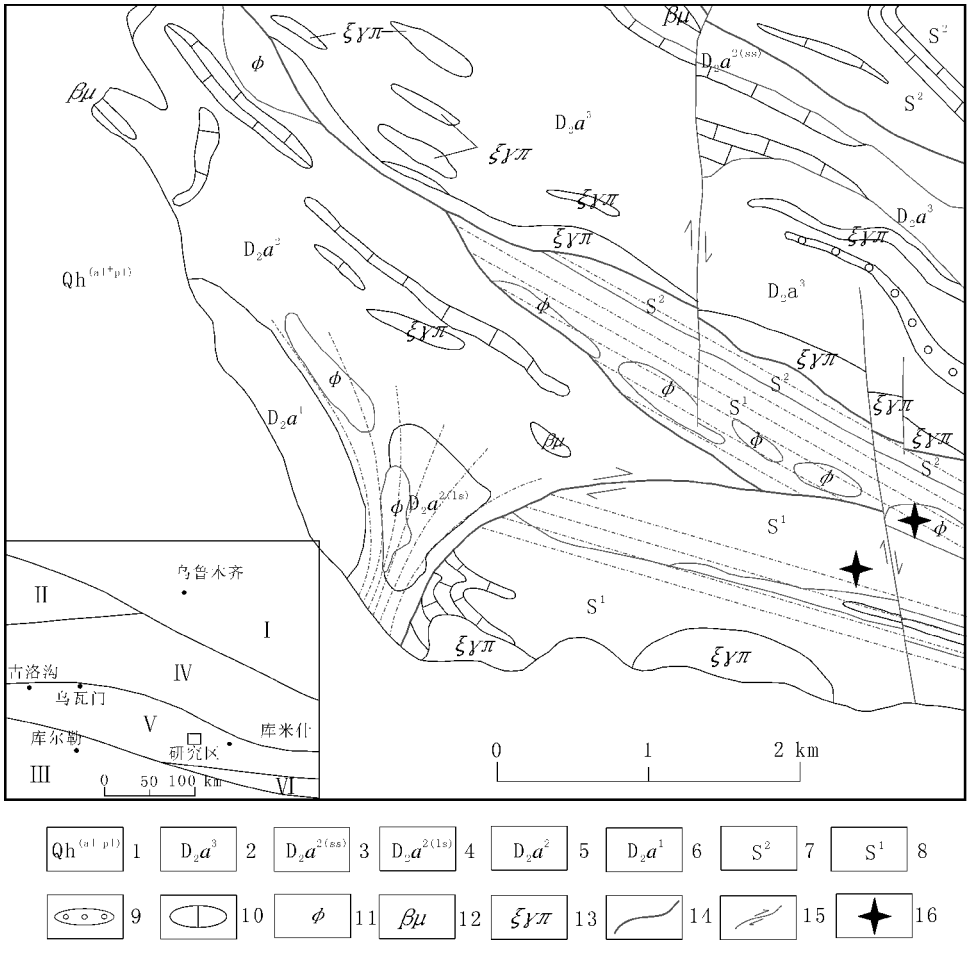


图 1　研究区地质简图

Fig. 1　Geological sketch map of research area

1. 第四系冲洪积物；2. 阿拉塔格组第三岩性段；3. 阿拉塔格组第二岩性段砂岩；4. 中泥盆统阿拉塔格组第二岩性段灰岩；5. 阿拉塔格组第二岩性段；6. 阿拉塔格组第一岩性段；7. 志留系第二岩性段；8. 志留系第一岩性段；9. 砾岩透镜体；10. 灰岩透镜体；11. 蛇纹岩；12. 辉绿岩；13. 花岗斑岩；14. 断层；15. 走滑断层；16. 采样位置

2.3　硅质岩

硅质岩为黑色、褐红色，隐晶质结构，块状构造；出露面积较小，但沉积层理保存较好；镜下样品主要由粒度极为细小的隐晶质石英所组成，其次有少量的细针状纤闪石及显微鳞片状黑云母均匀分布，含量较少。

综上所述，白土塘蛇绿混杂岩从底部超镁铁质岩到顶部硅质岩、火山碎屑岩的空间分布特征与一个发育完整的蛇绿岩具有可比性，对本区的蛇绿混杂岩进行复原，可以看出它是一个完整的蛇绿岩组合。

考虑到变质作用对大离子亲石元素（LILE）地球化学行为可能存在一定的影响，笔者主要利用非活动性的高场强元素（HFSE）及 Sr 同位素组成探讨岩石的成因及形成的构造背景。主要选取变质程度较低的变质橄榄岩和变质玄武岩进行测试，测试结果见表 1。

3　蛇纹岩地球化学

本区的蛇纹岩主量元素分析结果中由于样品烧失量很大，将样品数据调整后结果见表 1。主量元素显示蛇纹岩 ω（SiO_2）为 40.44%～44.76%，平均为 43.42%；ω（Al_2O_3）为 2.47%～6.67%，平均为 3.89%，含量变化较大，反映的是地幔岩在熔融过程 Al 被融失；ω(TiO_2)为 0.01%～0.07%，

表 1 南天山白土塘变质超基性-基性岩主元素（%）、稀土和微量元素（×10^{-6}）分析数据表

Tab. 1 Analysis of major element, trace and rare elenent of metamorphic ultrabasi-basic rock of Baitutang, southern Tianshan

岩石名称	蛇纹岩					玄武岩				
样品	D1907/3YQ	D1907/4YQ	D5809/1YQ	D6414/1YQ	D6417/1YQ	D6418/1YQ	D6640/3YQ	D6641/1YQ	D6611/1YQ	D6644/1YQ
SiO_2	44.49	40.44	44.76	44.01	50.04	49.76	50.04	51.88	51.29	50.62
Al_2O_3	3.45	6.67	2.47	2.96	14.67	15.88	14.09	13.29	14.96	15.91
Fe_2O_3	7.70	10.08	7.43	8.17	4.35	3.74	3.23	3.35	3.00	5.37
FeO	3.73	3.13	2.37	2.38	6.39	6.81	8.68	8.39	8.73	5.90
CaO	0.97	0.10	0.13	0.09	13.70	12.40	11.29	11.03	8.88	9.42
MgO	39.29	39.29	42.62	42.18	6.54	7.06	8.15	7.06	6.44	6.72
K_2O	0.02	0.06	0.04	0.02	0.38	0.22	0.10	0.12	0.43	0.58
Na_2O	0.14	0.03	0.04	0.04	2.76	2.84	2.59	3.24	3.94	3.74
TiO_2	0.07	0.05	0.01	0.04	0.92	1.05	1.46	1.33	1.88	1.34
P_2O_5	0.02	0.02	0.02	0.00	0.07	0.08	0.14	0.12	0.26	0.19
MnO	0.11	0.13	0.12	0.11	0.16	0.17	0.23	0.19	0.19	0.20
La	1.02	0.56	0.36	0.31	2.22	2.36	3.97	3.54	10.27	8.24
Ce	1.89	1.11	0.63	0.56	6.43	7.32	11.22	9.87	25.72	19.39
Pr	0.21	0.12	0.07	0.06	1.05	1.17	1.75	1.56	3.34	2.55
Nd	0.78	0.52	0.25	0.25	5.81	6.60	9.56	8.34	15.77	12.09
Sm	0.17	0.11	0.06	0.05	1.98	2.17	3.04	2.69	4.08	3.22
Eu	0.07	0.05	0.03	0.03	0.77	0.84	1.06	1.01	1.42	1.19
Gd	0.23	0.15	0.08	0.09	2.90	3.16	4.20	3.76	4.81	4.18
Tb	0.04	0.02	0.01	0.01	0.51	0.57	0.72	0.65	0.73	0.66
Dy	0.21	0.11	0.07	0.07	3.51	3.87	4.77	4.37	4.39	4.41
Ho	0.05	0.02	0.02	0.02	0.76	0.84	1.01	0.94	0.86	0.91
Er	0.13	0.08	0.05	0.05	2.21	2.48	2.88	2.69	2.35	2.66
Tm	0.02	0.01	0.01	0.01	0.32	0.35	0.40	0.38	0.32	0.36
Yb	0.15	0.07	0.05	0.05	2.09	2.31	2.65	2.58	2.05	2.42
Lu	0.03	0.02	0.01	0.01	0.39	0.42	0.49	0.47	0.35	0.44
Ba	7.14	8.72	11.43	8.27	37.05	26.25	23.61	23.68	103.80	153.70
Rb	2.16	4.65	1.69	1.40	9.80	5.55	2.99	2.82	13.37	14.68
Sr	22.80	5.80	6.65	5.70	156.00	184.60	160.70	171.40	200.30	220.50
Y	1.27	0.64	0.42	0.45	20.26	21.87	26.41	24.67	21.56	24.34
Zr	6.09	2.94	1.08	1.19	56.64	63.87	89.50	78.59	110.40	86.11
Nb	0.33	0.22	0.16	0.21	1.24	1.31	3.66	3.18	10.26	7.85
Th	0.11	0.21	0.12	0.10	0.21	0.19	0.33	0.33	1.81	1.44
Ni	1529.00	1580.00	928.00	954.00	41.24	50.87	57.41	41.19	45.38	41.55
Cr	3019.00	6217.00	2564.00	2375.00	253.50	259.70	263.50	150.60	168.30	143.00
Hf	0.14	0.08	0.03	0.03	1.51	1.73	2.42	2.15	2.86	2.31
Sc	14.76	14.62	10.98	9.12	42.36	45.38	39.86	44.35	18.28	34.82
Ta	0.02	0.02	0.03	0.07	0.10	0.11	0.26	0.21	0.66	0.45
Co	102.90	125.60	107.20	114.60	53.44	42.06	47.25	50.33	40.14	45.55

注：表中数据均由宜昌地矿所分析测试。

平均为 0.04%；ω（CaO）为 0.09%～0.97%，平均为 0.32%，含量较低；ω（MgO）为 39.29%～42.62%，平均为 40.85%；$Mg^{\#}$ = 100，Mg/(Mg+Fe^{2+}）为 76.31～82.47，平均为 79.67，属镁质超基性岩。ω（Na_2O）为 0.03%～0.14%，平均为 0.06%；ω（K_2O）为 0.02%～0.06%，平均为 0.04%，2 者亏损。球粒陨石标准化的蛇纹岩稀土元素配分曲线（图 2）显示左端轻稀土呈明显下降趋势，右侧重稀土相对平坦，微微翘起，整体表现为明显轻稀土富集型的“U”形分布形态。这种稀土分布形态被认为是亏损的残余地幔岩、蛇绿岩、造山带地幔橄榄岩和地幔包体最常见的稀土分

布样式（Frey，1984）。

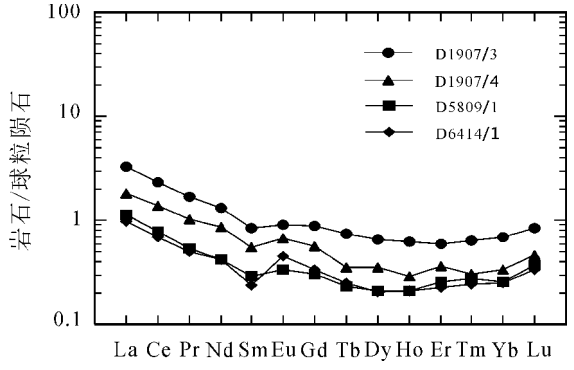


图 2　蛇纹岩球粒陨石标准化稀土配分图解

（球粒陨石标准化数据据 Boynnon，1989）

Fig. 2　REE distribution patterns of serpentinite

综上所述，蛇纹岩主量元素表现为低 SiO_2、TiO_2、CaO、K_2O、Na_2O，高 Al_2O_3、MgO 特征，总体上类似于大洋二辉橄榄岩（69 件样品平均值 $SiO_2=45.99\%$，$TiO_2=0.16\%$，$Al_2O_3=3.47\%$，CaO = 2.26%，MgO = 38.63%。Dmitriev，1975）。本区蛇纹岩的稀土元素分布模式为 LREE 富集型，REE 含量是球粒陨石的 0.5～1.5 倍。这种情况可能是地幔交代作用的结果，也有可能是原岩中富含橄榄石。对微量元素的研究表明大离子亲石元素：Ba 含量为 7.14×10^{-6}～11.43×10^{-6}、Rb 含量为 1.40×10^{-6}～4.65×10^{-6}和 Sr 含量为 5.70×10^{-6}～22.8×10^{-6}，含量较低，类似于滇西横断山区的蛇纹岩，代表了地幔残留物特征。同时蛇纹岩中富集相容元素 Cr 含量为 $2\,375\times10^{-6}$～$6\,217\times10^{-6}$、Co 含量为 102.9×10^{-6}～125.6×10^{-6}、Ni 含量为 927.8×10^{-6}～$1\,580\times10^{-6}$，具贫不相容元素的特征，与世界典型蛇绿岩超镁铁单元岩石一致。

4　玄武岩岩石地球化学

4.1　岩石化学特征

研究区蛇绿岩中的玄武岩呈无根岩块状逆冲侵位于混杂岩带中，以断层或强剪切变形基质为界，与蛇纹岩或其他岩块相接触。其岩石化学分析结果及特征参数见表 1。MgO（MgO 为 6.44%～8.15%，平均为 7.00%）和 TFeO（10.17%～11.58%，平均为 10.93%）含量较高。在 Si-Mg 图中，样品均投在了拉斑玄武岩区（图 3）。$Mg^{\#}$ 为 43.13～55.87，平均为 52.05，低于原始岩浆镁值范围（68～75，Pearce，1984），这说明了研究区的玄武岩经过了一定程度的演化。

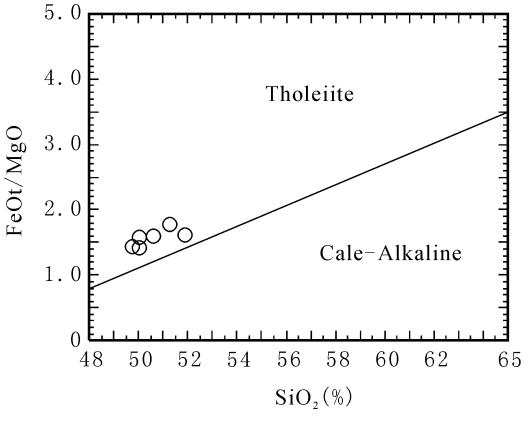


图 3　岩石分类 Si-Mg 图解

Fig. 3　Classification of rocks from Baitutang

4.2　主量元素地球化学特征

片理化变质玄武岩主量元素分析结果中，由于部分样品蚀变较强，对样品进行处理后结果见表 1。处理过程包括对烧失量以及 CO_2 的处理，这样可以认为处理后的主量元素的含量基本是原岩的含量值。

主量元素显示玄武岩中 SiO_2 含量为 49.76%～51.88%，平均为 50.59%，高于正常洋中脊玄武岩 SiO_2 的平均值 48.77%（Scaiilling，1983）。MgO 含量为 5.54%～8.15%，平均为 6.78%，较为接近现代大西洋洋脊玄武岩平均值 6.56%（Scaiilling，1983）。Al_2O_3 含量变化范围较大，为 13.29%～15.91%，平均为 14.85%，较为接近大西洋、太平洋和印度洋中脊拉斑玄武岩的 Al_2O_3 平均含量（分别为 15.6%、14.78%、15.15%，Melson，1976），明显区别于岛弧拉板玄武岩 16%（Jakes and White，1972）和板内溢流玄武岩 17.08%（Wilson，1989）的高 Al_2O_3 含量特征。一般，洋岛拉斑玄武岩和大陆溢流玄武岩 TiO_2 含量平均分别为 2.63% 和 1.0%（Wilson，1989），岛弧拉斑玄武岩以低 TiO_2（0.8%）为特征（Jakes and White，1972）。研究区玄武岩 TiO_2 变化为 0.92%～2.20%，平均为 1.46%。这种高 TiO_2 特征明显区别于岛弧和活动大陆边缘玄武岩

低 TiO_2（<1.25%，Condie，1989）的特征，较接近 MORB 平均值 1.5%，与东太平洋洋隆的 TiO_2 值（1.77%，Melson，1976）相当。此外，研究区玄武岩 $Mg^{\#}$ 为 0.53～0.60，平均为 0.58，低于原始岩浆镁值范围（68～75），这说明了研究区的玄武岩经过了一定程度的演化。

综上所述，研究区变质玄武岩总体以富 TiO_2（0.92%～2.20%）、MgO（5.54%～8.15%）贫 Al_2O_3（13.29%～15.91%）、K_2O（0.10%～0.58%），且 $\omega(Na_2O)>\omega(K_2O)$ 为特征，明显区别于岛弧拉斑玄武岩、洋岛拉斑玄武岩和板内玄武岩，与洋中脊玄武岩相比较接近，类似于 MORB 型岩石。

4.3 稀土和微量元素地球化学特征

研究区玄武岩样品的 ΣREE 中等，变化在 30.94×10^{-6}～76.45×10^{-6}，平均为 49.49×10^{-6}。稀土元素分布模式图（图 4）上出现的 2 种类型：轻稀土亏损型（A 类）和轻稀土富集型（B 类）。

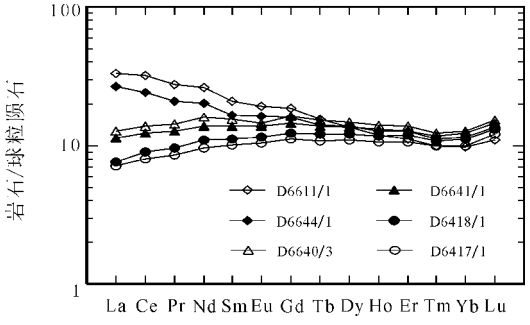


图 4 玄武岩的球粒陨石标准化 REE 配分图解

（标准化数据据 Boynnon，1989）

Fig. 4 REE distribution patterns of basalts

A 类岩石包括 D6417/1、D6418/1、D6640/3、D6641/1，属于轻稀土亏损型，配分型式表现为轻稀土端向左倾斜，轻重稀土分异不明显，LR/HR 值平均为 0.62，$(La/Yb)_N$ 平均为 0.83，$(Ce/Yb)_N$ 平均为 0.93，Eu 异常不明显，δEu 平均为 0.96，微弱的 Eu 负异常，说明斜长石结晶分离作用不明显。球粒陨石标准化的稀土元素配分曲线表现为轻稀土亏损型（图 4），稀土配分模式与洋中脊拉斑玄武岩的配分曲线相似。

B 类岩石包括 D6611/1 和 D6644/1，属于轻稀土富集型，它们的玄武岩稀土总量较高，ΣREE 分别为 76.45×10^{-6} 和 62.73×10^{-6}。LR/HR 为 1.62 和 1.16，La_N/Yb_N 为 3.37 和 2.30，说明本类岩石轻重稀土分馏程度不高。Ce_N/Yb_N 为 3.24 和 2.07，Eu 异常不明显，δEu 为 0.98 和 0.99，说明斜长石结晶分离结晶作用不明显。在配分模式图中轻稀土呈向右倾斜型。球粒陨石标准化的稀土元素配分曲线（图 4）为轻稀土富集型的分配形式，具富集型洋中脊玄武岩（E-MORB）的特点。

在 MORB 标准化的微量元素蛛网图（图 5）上，样品 D6417/1 和 D6418/1 明显富集大离子亲石元素，以高场强元素不分异并低于 MORB 的参考线（=1）为特征，岩石明显亏损 Nb、Ta，这说明本类岩石来源于比 MORB 更亏损的亏损地幔源区。一般与俯冲带有关的基性火山岩具有明显的 Nb、Ta 亏损的特征，另一方面由于受到俯冲带流体交代影响，具有活动性元素 Sr、K、Ru 富集和 Ba 以及不相容元素的适当富集（Sun and McDonugh，1989）。但是，该类玄武岩除了 Nb、Ta 亏损之外，不显其他与俯冲带有关玄武岩的特点，据此推断该类玄武岩是来源于强烈亏损的地幔部分熔融形成的大洋中脊玄武岩。样品 D6640/3、D6641/1 为强不相容元素弱富集型的分配形式，以微弱富集大离子亲石元素、高场强元素（HFSE）不分异，且基本沿着 MORB 的参考线（=1）为特征分布，是典型的洋中脊玄武岩的分配曲线。说明该类岩石为洋中脊玄武岩，来源类似于 N-MORB 的亏损地幔端元。样品 D6611/1、D6644/1 为强不相容元素富集型的分配形式，表现为富集大离子亲石元素，微弱富集非活动性元素 Ta、Nb，高场强

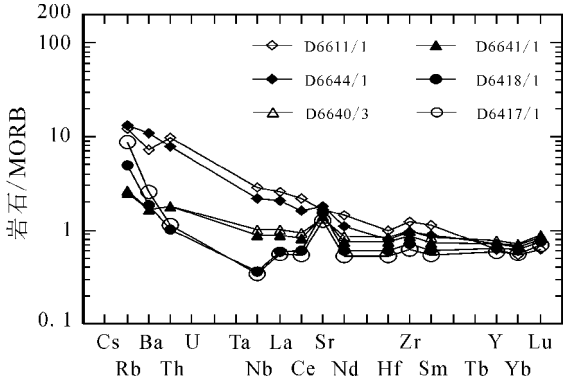


图 5 玄武岩的 MORB 标准化微量元素配分图解

（标准化数据据 Boynnon，1989）

Fig. 5 MORB-normalized incompatible element spidergram for basalts

元素微弱分异，并接近 MORB 的参考线（=1）为特征，同时有洋岛玄武岩微量元素标准化蛛网图隆起的分布特征，表现为同时具有 N-MORB 和 E-MORB 玄武岩的特征，显示岩浆源区并非单一的 MORB，可能是由地幔不均与混合演化而来的。总的来说，该类玄武岩特征非常类似于洋中脊过渡类型的玄武岩。

综上所述，A 类岩石稀土分配样式为轻稀土亏损型，微量元素 MORB 标准化后的蛛网图为强不相容元素弱富集型的分配形式，岩浆源区经过强烈的 MORB 萃取，岩石来源于亏损地幔，具有 N-MORB 的特征；B 类岩石轻稀土富集型的分配形式，具有 E-MORB 型岩石的特征。微量元素标准化后的蛛网图为强不相容元素富集型的分配形式，有 E-MORB 隆起的特征。

结合主量元素、微量元素等特征分析认为：白土塘蛇绿混杂岩中的蛇纹岩、玄武岩中主量元素、微量元素的含量特征、曲线模式符合典型蛇绿岩的岩石地球化学特征。蛇纹岩为亏损地幔岩，玄武岩源自亏损地幔源区。玄武岩多为洋中脊玄武岩，同时出现了不同构造环境的岩石，它们可能是受构造作用混杂堆积而来。

高场强元素 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 和洋岛玄武岩的 Zr/Nb 值约为 10（Wilson，1989），研究区的玄武岩的 Zr/Nb 值变化为 11～49，平均为 28。Nb/La 值（0.55～0.99）和 Hf/Ta（5.1～16.0）值均类似于 N-MORB（Nb/La＜1、Hf/Ta 大于 5，Condie，1989）。

不活动元素协变关系是构造环境判别的有效方法。在 2Nb-Zr/4-Y（图 6a）和 Hf/3-Th-Ta（图 6b）判别图解中，样品投在正常洋中脊玄武岩区和富集的大洋中脊玄武岩与火山弧玄武岩的边缘区。这说明该类岩石的岩浆源区应当是由亏损地幔与少量富集地幔混合而来的。一般来说，典型的大洋中脊玄武岩都是由亏损地幔形成的，而研究区的洋中脊玄武岩却出现了不均匀的地幔混合作用，出现这种情况，笔者认为研究区玄武岩并非一次喷发形成，是多期次喷发的。综合火山岩组合、岩石化学和地球化学特征，本区蛇绿岩组合属于南天山大洋壳残片，在洋壳俯冲过程中，混入了少量火山弧玄武岩成分。

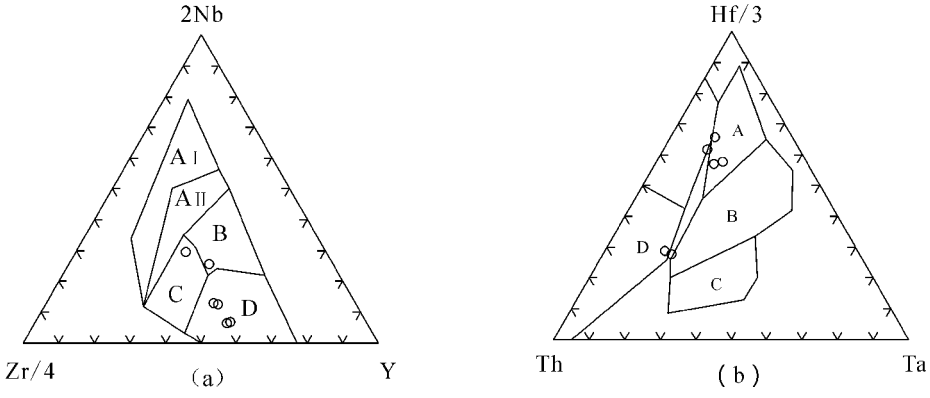


图 6　玄武岩构造环境判别图

Fig. 6　Classification of rocks from Baitutang

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. Hf-Th-Ta 图解（Wood，1980）；A. N-MORB；B. E-MORB 和板内拉斑玄武岩；C. 板内碱性玄武岩；D. 岛弧玄武岩

5　构造意义

对于蛇绿岩的形成时代，笔者使用王润三等（1998）在榆树沟蛇绿岩中获得的年龄（440±18）Ma，近似认为是研究区蛇绿岩的形成时代。王润三等（1998）利用锆石 U-Pb 同位素不一致线和谐和线获得了 2 组年龄，上交点年龄为（440±18）Ma，下交点年龄为（364±5）Ma，上交点年龄（440±18）Ma 与郝杰等（1993）在同一构造带西延的长阿吾子蛇绿岩获得的辉石 ^{39}Ar-^{40}Ar 坪年龄

439 Ma 一致，与杨经绥等（2011）完成的单颗粒锆石的 SHRIMP U-Pb 和 LA-ICP-MS 2 种方法定年获得的榆树沟蛇绿岩组合中的斜长花岗岩和斜长岩的年龄 439.3±1.8 Ma 和 435.1±2.8 Ma 也一致，近似代表了本区蛇绿岩的形成年龄。由此认为洋盆的形成时代为早古生代。

通过分析研究区白土塘蛇绿混杂岩带地质体特征和岩石地球化学特征，认为研究区的蛇绿岩形成于早志留世，代表的是南天山洋壳残片，混杂堆积了来自与俯冲带有关构造环境的岩片。本次工作发现了典型的洋中脊玄武岩，同时说明南天山洋其实是“有限洋盆”。

这为研究南天山蛇绿混杂岩和构造演化提供了新的信息。

6 结论

（1）通过对白土塘火山岩的研究发现，该地区火山岩具有拉斑玄武岩的特征。结合主量元素、微量元素等特征分析认为：白土塘蛇绿混杂岩中的蛇纹岩、玄武岩中主量元素、微量元素的含量特征、曲线模式符合典型蛇绿岩的岩石地球化学特征。蛇纹岩为亏损地幔岩，玄武岩源自亏损地幔源区。玄武岩多为洋中脊玄武岩，同时出现了不同构造环境的岩石，它们可能是受构造作用混杂堆积而来。

（2）从构造环境判别图得出，研究区玄武岩的形成环境为 N-MORB 和 E-MORB，同时混入一部分火山弧环境的玄武岩。这说明该类岩石的岩浆源区应当是由亏损地幔与富集地幔混合而来的。故研究区玄武岩并非一次喷发形成，是多期次喷发的。而火山弧玄武岩则是构造作用过程中混杂堆积了来自与俯冲带有关构造环境的岩片。

（3）通过对白土塘地区的研究，发现了典型的洋中脊玄武岩，说明了南天山洋其实是“有限洋盆”，为今后南天山蛇绿混杂岩和构造演化的研究提供了重要信息。

参考文献（References）：

董云鹏，王润三，周鼎武．南天山北缘榆树沟变质基性-超基性岩的地球化学及其成因机制[J]．地球化学，2001，30（6）：559-568.

Dong YP，Wang RS，Zhou DW. Geochemistry and genesis of meta-mafic-ultramafic rocks from Yushugou region，north margin of the South Tianshan tectonic belt，western China [J]. Geochimica，2001，30（6）：559-568.

董云鹏，周鼎武，张国伟，等．中天山南缘乌瓦门蛇绿岩形成构造环境[J]．岩石学报，2005，21（1）：37-44.

Dong YP，Zhou DW，Zhang GW，et al. Tectonic setting of the Wuwamen ophiolite at the southern margin of Middle Tianshan Belt [J]. Acta Petrologica Sinic，2005，21（1）：37-44.

高俊．西南天山榴辉岩的发现及其大地构造意义[J]．科学通报，1997，42（7）：737-739.

Gao J. Discovery of eclogite and its geological significance in southwestern Tianshan [J]. Chinese Science Bulletin，1997，42（7）：737-739.

高俊，汤耀庆，赵民，等．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，1995，11（增刊）：85-97.

Gao J，Tang YQ，Zhao M，et al. The preliminary studies on tectonic environment of formation and gelolgical and geochemical characters of ophiolites，South Tianshan Mountains，Xinjiang [J]. Acta Petrologica Sinica，1995，11（Sup.）：85-97.

郭召杰，马瑞士，郭令智，等．新疆东部三条蛇绿混杂岩带的比较研究[J]．地质评论，1993，39（3）：236-247.

Guo ZJ，Ma RS，Guo LZ，et al. A comparatives study on three ophiolitic mélange belis in eastern Xinjiang [J]. Geological Review，1993，39（3）：236-247.

郝杰，刘小汉．南天山蛇绿混杂岩形成时代及大地构造意义[J]．地质科学，1993，28（1）：93-95.

Hao J，Liu XH. Ophiolite mélange time and tectonic evolutional model in South Tianshan area [J]. Scientia Geologica Sinica，1993，28（1）：93-95.

姜常义，杨复，吴文奎，等．库米什地区火山岩岩石地球化学特征及大地构造环境[J]．西安地质学报，1990，12（1）.

Jiang CY，Yang F，Wu WK，et al. The petrlolgy and geochemist charac teris of volcanic rocks in Kumishi distric its tectonic environment [J]. Journal of Xi’an College of Geology，1990，12（1）：1-10.

李昌年．火成岩微量元素岩石学[M]．北京：中国地质大学出版社，1992.

Li CN. Trace Element Petrology of Igneous [M]. China University of Geosciences Press，Beijing，1992.

李向民，董云鹏，徐学义，等．中天山南缘乌瓦门地区发现蛇绿混杂岩[J]．地质通报，2002，21（6）：304-307.

Li XM，Dong YP，Xu XY，et al. Discovery of ophiolitic mélange in the Wuwamen area on the southern margin of the Central Tianshan Mountains [J]. Geological Bulletin of China，2002，21（6）：304-307.

陆关祥，周鼎武，王居里，等．南天山东段榆树沟-铜花山巨型构造混杂带的发现及意义[J]．地质评论，2004，50（2）：120-124.

Lu GX，Zhou DW，Wang JL，et al. Discovery of Tectonic Melange Belt in the Yushugou -TonghuashanArea and Its Significance [J]. Geological Review，2004，50（2）：120-124.

汤耀庆，高俊，赵民，等．西南天山蛇绿岩和蓝片岩[M]．北京：地质出版社，1995.

Tang YQ，Gao J，Zhao M，et al. The Ophiolites and Blueschists in the Southwestern Tianshan Orogenic Belt [M]. Geological Publishing House，Beijing，1995.

王润三，王焰，李惠民，等．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[J]．地球化学，1998，27（6）：517-521.

Wang Runsan，Wang Yan，Li Huimin ，et al. Zircon U-Pb Age and its geological significance of High-Pressure terrane of granulite facies in Yushugou area，Southern Tianshan Mountain [J]. Geochimica，1998，27（6）：517-521.

王学朝，何国琦，李茂松，等．南天山南缘蛇绿岩岩石化学特征及同位素年龄[J]．河北地质学院学报，1995，18（4）：295-302.

Wang XC，He GQ，Li MS，et al. Petrochemical characteristics and isotopic in southern part of South Tianshan [J]. Journal of Hebei College of Geology，1995，18（4）：295-302.

王作勋，邬继易，吕喜朝，等．天山多旋回构造演化及成矿[M]．北京：科学出版社，1990.

Wang ZX，Wu JY，Lü XC，et al. Polycyclic Tetonic Evolution and Metallogeny of the Tianshan Mountains [M]. Science Press，Beijing，1990.

吴文奎，姜常义，杨复，等．南天山榆树沟-铜花山构造混杂体雏议[J]．西安地质学院学报，1992，14（1）：8-13.

Wu WK，Jiang CY，Yang F，et al. The Yushugou-Tonghuashan strucral mixtite in Xinjiang [J]. Journal of Xi' an College of Geology，1992，14（1）：8-13.

夏林圻，夏祖春，徐学义，等．利用地球化学方法判别大陆玄武岩和岛弧玄武岩[J]．岩石学矿物杂志，2007，26（1）：77-89.

Xia LQ，Xia ZC，Xu XY，et al. The discrimination between continental basalt and island arc basalt based on geochemical method [J]. Acta PetrologicaEt Mineralogica，2007，26（1）：77-89.

肖序常，汤耀庆，冯益民，等．新疆北部及其邻区大地构造[M]．北京：地质出版社，1992.

Xiao XC，Tang YQ，Feng YM，et al. Tectonic Evolution of Northern Xinjiang and Its Adjacent Regions [M]. Geological Publishing House，Beijing，1992.

杨经绥，徐向珍，李天福，等．新疆中天山南缘库米什地区蛇绿岩的锆石 U-Pb 同位素定年：早古生代洋盆的证据[J]．岩石学报，2011，27（1）：77-95.

Yang JS，Xu XZ，Li TF，et al. U-Pb ages of zircons from ophiolite and related rocks in the Kumishi region at the southern margin of Middle Tianshan，Xinjiang：Evidence of Early Paleozoic oceanic basin [J]. Acta Petrologica Sinica，2011，27（1）：77-95.

周国庆．古塔里木大陆东北缘加里东蛇绿岩套的发现及其构造意义[J]．南京大学学报，1988，24（1）：39-54.

Zhou GQ. A discoveru of ophfolite suite on the northraste RN margin of Talimu palaeo-continent in the Caledonian stage and its significance in tectonics [J]. Journal of Nanjing University（Natural Sciences），1988，24（1）：39-54.

Frey F A. Rare earth element abundance in upper mantlrocks. In：HendersonP（ed.）. Rare earth Element Geochemistry [M]. Elesevier science publisherB. V.，1984，153-203.

Condie KC. Geochemical changes in basalts and andsites across the Archaena-Proterozoic boundary：Identification and significance [J]. Litos，1989，23：1-18.

Dmitriev LV. Serpentinization of oceanic hyperbasites. In：Recent contributions to geochemistry and analytical chemistry，Tugarinov [M]. New York：John Wiley & Sons，1975，243-250.

Pearce JA and Cann JR. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses [J]. Earth and Planetary Science Letters，1973，19：290-300.