

新疆北部库尔提蛇绿岩中角闪片岩的原岩恢复及其成因*

马林^{1,2} 张海祥¹ 张伯友¹ 牛贺才¹

MA Lin^{1,2}, ZHANG HaiXiang¹, ZHANG BoYou¹ and NIU HeCai¹

1. 中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室, 广州 510640

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049

1. Key Laboratory of Isotope Geochronology and Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, Guangzhou 510640, China

2. Graduate school of the Chinese Academy of Science, Beijing 100049, China

2008-01-12 收稿, 2008-04-08 改回.

Ma L, Zhang HX, Zhang BY and Niu HC. 2008. Protoliths reconstruction of amphibolites from Kuerti ophiolites in north Xinjiang and its petrogenesis. *Acta Petrologica Sinica*, 24(4):673-680

Abstract Amphibolites form the southern slab of Kuerti ophiolite alternate with plagiogranites as dikes. They are characterized by LILE enrichment, HFSE depletion and flat to depleted LREE pattern that display the features both of MORB and Island Arc Basalt. The study of the protoliths of these amphibolites indicates that their protoliths are sub-alkalic tholeiites, which represents the lower intrusive rock section of ophiolites. Generally positive correlations of the elemental ratios (e.g., Th/Nb, La/Yb and Th/Yb), depleted LREE and high $\epsilon_{Nd}(t)$ values show the source of amphibolites might be the depleted MORB mantle with some arc component. Therefore, we propose a two-stage evolution model to interpret the compositional characteristics of the Kuerti amphibolites. First, during Early Devonian, arc basaltic melts were extracted from the hydrated arc mantle wedge beneath Kuerti by the northward subduction of the paleo-Asian Oceanic crust, leaving behind a depleted mantle source. Then, low degree partial melting of the depleted mantle source occurred and sub-alkalic tholeiites, which are the protoliths of Kuerti amphibolites, generated during seafloor spreading in the Kuerti backarc basin in middle Late Devonian.

Key words North Xinjiang; Kuerti ophiolites; Protolith reconstruction; Petrogenesis; Backarc basin

摘要 库尔提角闪片岩产于库尔提蛇绿岩南部岩片中,与斜长花岗岩呈互层产出。这套角闪片岩的不相容微量元素组分配显示了大洋中脊和岛弧玄武岩的双重特征,主要表现为大离子亲石元素(LILE)富集,高场强元素(HFSE)亏损以及平坦到亏损的轻稀土(LREE)配分模式。原岩恢复的结果表明,该角闪片岩的原岩为亚碱性的拉斑玄武岩类。库尔提角闪片岩亏损的LREE、高 $\epsilon_{Nd}(t)$,以及关键元素比值(Th/Nb, La/Yb和Th/Yb)呈正相关都表明,其源区可能以MORB地幔为主,同时还伴有少量弧组分。因此,我们认为其形成于弧后盆地环境,同时推断该区弧后盆地存在一个二阶段的熔融演化模式:第一阶段,大约在晚古生代早期,古亚洲洋向西伯利亚板块发生北向俯冲,在会聚板块边界,弧火山岩被从含水的地幔楔中提取出来,留下一个亏损地幔;第二阶段,随着古亚洲洋板块持续消减,在中-晚泥盆世形成了库尔提弧后盆地,下部的亏损地幔发生了小比例的部分熔融形成了这套角闪片岩的原岩。

关键词 新疆北部; 库尔提蛇绿岩; 原岩恢复; 岩石成因; 弧后盆地

中图法分类号 P588.125; P588.37

蛇绿岩通常被认为代表了洋壳的碎片。众多研究表明,蛇绿岩可产生在洋中脊、岛弧、弧前和弧后盆地等多种环境中,但绝大部分蛇绿岩形成在消减带环境中(Pearce *et al.*,

1984; Stern *et al.*, 1989; Bloomer *et al.*, 1989)。由于蛇绿岩在侵位过程中受到构造作用的影响,洋壳序列可能被破坏,同时也会混入多种不同物质,因此其组分非常复杂。地球物

* 国家重点基础研究发展计划(2007CB411303)和国家自然科学基金(40672057,40473016)的联合资助。

第一作者简介: 马林, 男, 1983年生, 硕士研究生, 构造地球化学专业, E-mail: marlin0814@163.com

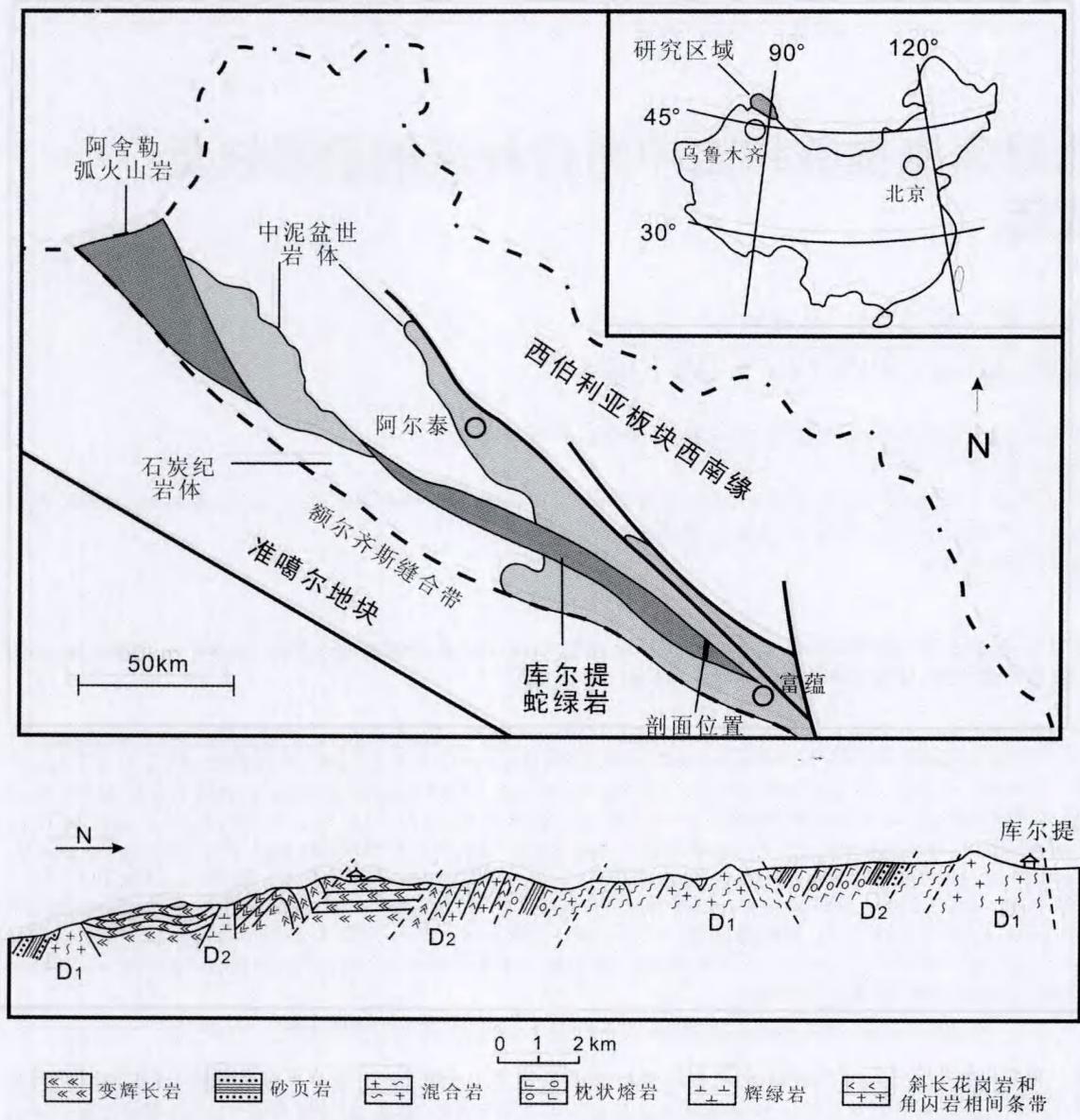


图1 新疆北部晚古生代地质略图及库尔提蛇绿岩地质示意剖面图

Fig. 1 Geological map of north Xinjiang in late Proterozoic and Profile of the Kuerti ophiolites

理研究则显示,地震波在蛇绿岩中的传播速率明显低于正常的大洋洋壳,这被认为是蛇绿岩普遍遭受了热液变质致使矿物发生变化的结果(Wilson, 1989)。众多的岩石学研究也表明,蛇绿岩通常经历了绿片岩到角闪岩相的变质作用,且随深度增加,变质程度加深。

库尔提蛇绿岩中的这套角闪片岩是库尔提蛇绿岩的重要组成部分,尽管目前对该蛇绿岩已经有了较深入的研究,但是对于这套角闪片岩的原岩恢复以及岩石成因研究还比较薄弱。本文拟通过角闪片岩详细的岩石学、地球化学以及Sr-Nd同位素的综合研究,查明它的地球化学特征及原岩类型,揭示岩石成因过程,为古亚洲洋的形成与演化提供一些新的信息。

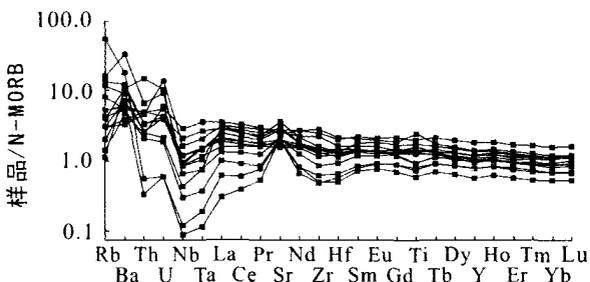
1 库尔提蛇绿岩地质概况

在古生代,西伯利亚板块与哈萨克斯坦-准噶尔板块之间存在一个古亚洲洋(何国琦等,1990;肖世禄等,1992;肖序常等,1992;曲国胜和何国琦,1992;Sengor *et al.*, 1993)。晚古生代早期,古亚洲洋洋壳北向俯冲至西伯利亚板块之下,形成了一个古岛弧系统(牛贺才等,1999;肖世禄等,1992;肖序常等,1992)(图1),库尔提蛇绿岩就是这个古岛弧系统的组成部分,它位于新疆北部富蕴县境内,在构造位置上属于西伯利亚板块南缘。库尔提蛇绿岩主要出露于近

南北向的库尔提河河谷两侧,是一套变质基性火山岩和侵入岩组合。这套岩石呈两个构造岩片沿近东两向展布,侵位于早泥盆世的康布铁堡组变质岩系之中。蛇绿岩和围岩之间呈明显的构造接触关系,两个蛇绿岩岩片以康布铁堡组混合片麻岩为界。其中,库尔提蛇绿岩北部岩片以变质玄武岩为主,含一些辉长岩及侵入于厚层玄武岩中的辉绿岩岩墙或岩床。南部岩片则主要由变质的镁铁质侵入岩(辉长岩、辉绿岩等)组成,基性岩脉也很常见,仅在岩片的最北侧出现少量的枕状玄武岩,其中的角闪片岩以脉状与斜长花岗岩呈互层产出,脉体宽度从几厘米到几十厘米不等,最大宽度约1 m。与北部岩片相比,南部岩片以侵入的变质辉长岩为主,很可能代表弧后盆地地壳的下部系列。由北至南,库尔提蛇绿岩由喷出岩到侵入岩的产状表明这两个岩片很可能分别代表了由顶至底的一套弧后盆地地壳序列(许继峰等,2001; Xu *et al.*, 2003)。尽管这些玄武岩经历了绿片岩-角闪岩相的区域变质,但仍保留完整的枕状构造。蛇绿岩中与这套角闪片岩互层产出的斜长花岗岩中的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 $372 \pm 8\text{Ma}$ (张海祥等,2003)。

2 库尔提角闪片岩的岩石学特征

库尔提角闪片岩主要分布于库尔提蛇绿岩剖面的南部,岩石均为中细-中粗粒块状,片理化明显。在矿物组成上主要由角闪石(70%~75%)和斜长石(20%~25%)组成,同时可见少量石英,以及辉石的残晶。角闪石粒径通常在2~5mm之间,多为半自形-它形片柱状,单偏光下多为浅绿色、黄绿色,多色性明显,部分受后期蚀变发生了绿泥石化。斜长石的粒径相对略小,一般在1~2mm;不规则柱状,发育聚片双晶,部分可见卡钠复合双晶,部分斜长石沿解理缝绢云母化发育。K-24-1、K-26-1两个样品的矿物粒径较小,蚀变程度也较轻。根据CIPW标准矿物计算,斜长石牌号为32.3~41.7(>20),符合洋底变质的角闪岩相特征。且斜长石呈变余斑状结构,并发育有岩浆成因特有的卡钠复合双晶。因此,角闪片岩的原岩应为岩浆岩。同时,矿物的定向排列、岩石的片状构造以及较高的 SiO_2 含量都排除了堆晶岩的可能(Le Maitre, 1991)。



3 库尔提角闪片岩的地球化学特征

库尔提角闪片岩的主量、微量、稀土元素组成分析结果见表1。主量元素和微量元素分别采用XRF和ICP-MS在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学及年代学重点实验室完成,仪器工作条件、分析精度和分析方法见文献(Goto and Tatsumi, 1994; 刘颖等,1996)。

库尔提角闪片岩主量元素表现为 $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$, $\text{MgO} < \text{CaO}$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO} < 0.4$ 等正变质岩特征,同时高镁低硅($\text{MgO} > 6\text{wt.}\%$; $\text{SiO}_2 < 54\text{wt.}\%$)也符合基性岩的成分特征。

微量元素总体上表现为大离子亲石元素(K, Rb, Sr, Ba)富集,高场强元素(Ti, Zr, Nb, Hf, Ta)亏损,稀土元素从平坦到LREE亏损的配分模式特点。其中微量元素中 $\text{Sr}/\text{Ba} > 1$, $\text{Cr}/\text{Ni} > 1$,且Cr、Ni、Ti和Co等元素的含量较高,稀土配分模式呈近平坦或LREE亏损,都代表了正变质岩的特征(表1、图2)。

4 库尔提角闪片岩的原岩恢复

原岩恢复图解是研究变质岩原岩类型的重要手段,但由于变质岩原岩的复杂性,加之各种不同原岩本身的化学成分存在重叠,同时各个图解和方法所依据的资料及解决的问题都有所不同,因此又存在一定的局限性。在变质岩原岩判别时,应选用合适的判别图解,并结合岩石学、岩相学及元素的地球化学性质等进行综合判断,才能得到准确、可靠的结果。

根据库尔提角闪片岩的特征,我们首先选取了A-C-FM及 $\text{Ca} + \text{Mg} - \text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti}$ 图解进行判别。判别结果表明,库尔提角闪片岩的原岩为基性火山岩(图3,4)。

库尔提角闪片岩的稀土配分图呈LREE略亏损到平坦型(图2),显示了拉斑玄武岩的特征。应用 $\text{La}/\text{Y} - \sum \text{REE}$ 原岩恢复图解也得到相同的结论(图5)。

运用 $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 图及 $\text{Al} - \text{MgO} - \text{FeO}^*$ 图对库尔提角闪片岩的岩石类型进行判别。从图7、8可以看出,库尔提角闪片岩属于亚碱性拉斑玄武岩类。从构造判别的

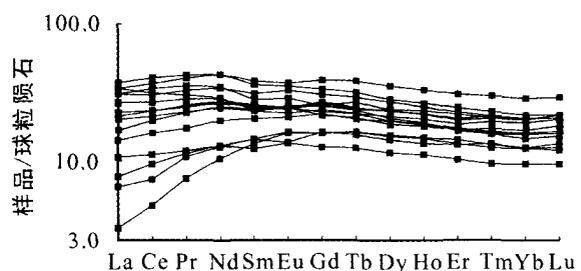


图2 库尔提角闪片岩微量元素N-MORB标准化蛛网图和稀土元素球粒陨石标准化配分图

Fig. 2 MORB-normalized trace-element patterns and Chondrite-normalized REE patterns of Kuerti amphibolites

表1 角闪岩主量元素(wt%)及微量元素组分(ppm)分析结果

Table 1 Major (wt%) and trace element (ppm) components for the Kuerti amphibolite

样品	K-06-1	K-06-2	K-10-1	K-24-1	K-25-1	K-26-1	K-27-1	K-28-2	K-29-1	K-33	K-35-1	K-35-4	K-36-2	K-36-4
SiO ₂	46.90	47.97	48.50	47.52	48.41	47.98	48.27	45.83	48.79	45.87	47.96	48.24	47.48	48.02
TiO ₂	1.70	1.69	3.12	0.95	2.58	1.02	2.28	2.00	1.19	0.94	1.43	1.51	1.56	1.18
Al ₂ O ₃	16.52	14.05	12.57	15.88	13.40	15.91	13.96	14.52	16.60	15.36	15.16	15.00	15.99	16.05
Fe ₂ O ₃	1.58	1.76	1.95	1.38	2.14	1.38	1.92	1.67	1.54	3.49	3.49	4.28	4.33	3.56
FeO	8.95	9.96	11.1	7.80	12.1	7.85	10.89	9.46	8.75	6.62	8.18	8.28	8.00	7.25
MnO	0.15	0.18	0.23	0.18	0.22	0.16	0.21	0.21	0.19	0.16	0.19	0.19	0.19	0.17
MgO	8.23	7.40	6.24	9.24	6.21	9.01	6.65	9.59	5.75	9.64	7.91	7.56	7.20	7.41
CaO	10.26	12.00	10.22	11.54	9.69	12.04	9.84	10.16	11.47	11.91	10.89	10.89	10.8	12.15
Na ₂ O	2.88	2.38	2.97	2.50	2.45	2.58	2.92	2.57	3.51	2.56	3.03	2.27	2.08	2.25
K ₂ O	0.20	0.15	0.25	0.62	0.18	0.18	0.48	0.16	0.14	0.38	0.23	0.41	0.48	0.38
TiO ₂	1.70	1.69	3.12	0.95	2.58	1.02	2.28	2.00	1.19	0.94	1.43	1.51	1.56	1.18
P ₂ O ₅	0.16	0.11	0.22	0.03	0.19	0.04	0.20	0.17	0.11	0.08	0.14	0.15	0.15	0.12
MnO	0.15	0.18	0.23	0.18	0.22	0.16	0.21	0.21	0.19	0.16	0.19	0.19	0.19	0.17
LOI	2.82	2.10	2.62	1.50	2.05	2.04	2.30	3.94	2.12	2.55	1.02	0.90	1.24	1.13
总量	100.3	99.75	99.97	99.14	99.63	100.2	99.93	100.3	100.2	99.56	99.63	99.68	99.51	99.67
Sc	38.13	43.50	43.95	34.75	43.07	35.87	44.53	38.70	37.69	34.10	41.90	42.80	39.90	35.80
Ti	9667	10003	18717	5601	15175	6072	13156	12148	7019	5742	9907	10556	11046	7169
V	294.1	347.6	422.4	209.8	423.4	233.1	371.4	282.3	315.9	215.0	308.0	316.0	316.0	265.0
Cr	227.2	356.1	105.9	347.9	102.5	316.6	274.8	377.7	199.2	282.0	286.0	247.0	286.0	269.0
Mn	1180	1536	1876	1480	1815	1350	1700	1712	1507	1220	1500	1524	1541	1333
Co	39.37	44.50	39.56	45.85	47.92	49.97	41.31	52.18	33.33	46.00	41.00	41.00	44.00	40.00
Ni	80.40	136.3	52.55	164.8	53.24	153.5	169.8	246.9	80.66	154.0	81.00	73.00	74.00	74.00
Ga	18.36	18.38	18.75	16.56	21.14	16.97	19.16	18.53	20.77	15.00	17.00	18.00	18.00	16.00
Ge	1.429	1.798	1.881	1.599	1.822	1.690	1.893	1.783	1.732	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Rb	2.205	0.782	2.936	30.85	1.719	1.729	8.931	1.120	0.616	6.000	1.700	4.400	7.500	6.500
Sr	252.3	174.7	218.0	183.7	252.4	176.7	326.3	237.9	274.8	153.7	140.2	149.8	181.9	188.2
Y	26.93	33.50	39.46	21.70	51.22	21.80	38.20	28.89	27.91	22.60	30.50	32.80	32.70	26.60
Zr	110.4	105.7	210.2	35.80	183.4	45.72	118.7	165.6	98.36	44.00	85.00	94.00	107.0	63.00
Nb	2.764	2.027	6.740	0.205	3.789	0.278	1.971	4.870	1.522	0.860	2.060	2.210	2.820	1.000
Cs	0.029	0.013	0.114	1.151	0.334	0.060	0.155	0.017	0.023	0.140	0.010	0.020	0.070	0.140
Ba	66.57	29.41	37.79	114.4	20.94	44.45	211.7	44.40	66.86	34.00	24.00	34.00	77.00	56.00
La	6.211	3.959	8.725	0.762	7.917	1.529	7.199	7.197	7.949	1.810	4.720	5.330	4.970	3.320
Ce	16.17	11.95	24.61	2.893	22.26	4.471	18.29	20.49	18.94	5.790	12.85	14.18	14.12	9.750
Pr	2.659	2.119	3.996	0.706	3.798	1.013	3.077	3.336	2.848	1.070	2.160	2.340	2.390	1.640
Nd	13.15	11.60	20.01	4.862	19.98	5.917	15.84	16.22	13.38	6.060	11.40	12.16	12.51	9.180
Sm	3.665	3.609	5.474	2.035	5.834	2.203	4.702	4.236	3.550	2.190	3.530	3.780	3.870	3.090
Eu	1.406	1.449	2.024	0.926	2.134	0.942	1.888	1.645	1.420	0.790	1.290	1.380	1.410	1.200
Gd	4.693	5.132	6.834	3.267	7.954	3.265	6.226	5.144	4.387	3.330	4.860	5.300	5.450	4.500
Tb	0.825	0.991	1.182	0.608	1.431	0.612	1.085	0.881	0.770	0.580	0.830	0.900	0.910	0.750
Dy	4.968	6.027	7.109	3.836	8.936	3.911	6.789	5.179	4.690	3.620	5.350	5.890	5.910	4.940
Ho	1.056	1.327	1.481	0.827	1.866	0.838	1.403	1.071	1.018	0.760	1.140	1.240	1.250	1.040
Er	2.864	3.603	4.034	2.199	5.058	2.353	3.755	2.745	2.792	2.170	3.050	3.260	3.340	2.790
Tm	0.416	0.524	0.584	0.318	0.757	0.334	0.540	0.399	0.403	0.340	0.490	0.520	0.545	0.440
Yb	2.731	3.440	3.670	2.097	4.839	2.121	3.470	2.471	2.662	2.120	3.220	3.390	3.40	2.850
Lu	0.419	0.523	0.552	0.305	0.737	0.317	0.521	0.385	0.406	0.340	0.510	0.550	0.550	0.460
Hf	2.614	2.604	4.377	1.182	4.137	1.338	2.719	3.347	2.328	1.200	2.500	2.700	3.000	1.900
Ta	0.191	0.151	0.472	0.015	0.272	0.025	0.137	0.353	0.098	0.100	0.200	0.200	0.200	0.100
Pb	3.724	4.451	2.213	2.908	3.494	2.600	4.795	14.95	36.76	3.000	5.000	5.000	4.000	4.000
Th	0.407	0.296	0.589	0.067	0.546	0.040	0.781	0.319	1.787	0.100	0.600	0.600	0.400	0.300
U	0.181	0.275	0.258	0.028	0.646	0.028	0.427	0.192	0.485	0.100	0.200	0.200	0.200	0.100

表2 库尔提角闪片岩铷、锶同位素组成

Table 2 Nd and Sr isotopic compositions of the Kuerti amphibolite

样品	K-33	K-36-4	K-32	K-34-4	X-26-2	X-27-4	X-27-5	X-27-8	X-35-1
Rb/10 ⁻⁶	6.048	6.498	2.985	4.788	1.020	10.01	7.020	0.450	2.980
Sr/10 ⁻⁶	153.7	188.2	154.8	171.4	258.8	29.54	246.3	48.38	161.4
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0.114	0.100	0.056	0.081	0.011	0.099	0.082	0.027	0.053
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.70426	0.70489	0.70371	0.70415	0.7036	0.7043	0.7047	0.70435	0.70482
Sm/10 ⁻⁶	2.191	3.088	5.626	4.474	4.530	3.220	3.300	4.440	3.570
Nd/10 ⁻⁶	6.063	9.176	21.99	14.74	14.60	9.170	9.490	13.01	1.790
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.2185	0.2035	0.1547	0.1835	0.1887	0.2136	0.2115	0.2076	0.3050
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.513167	0.513110	0.513000	0.513092	0.513054	0.513053	0.513108	0.513084	0.513436
$\epsilon_{Nd}(t=372Ma)$	9.30	8.90	9.06	9.48	8.50	7.30	8.47	8.19	10.4

注：X-26-2、X-27-4、X-27-5、X-27-8、X-35-1 等铷、锶同位素引自 Xu *et al.* (2003)。

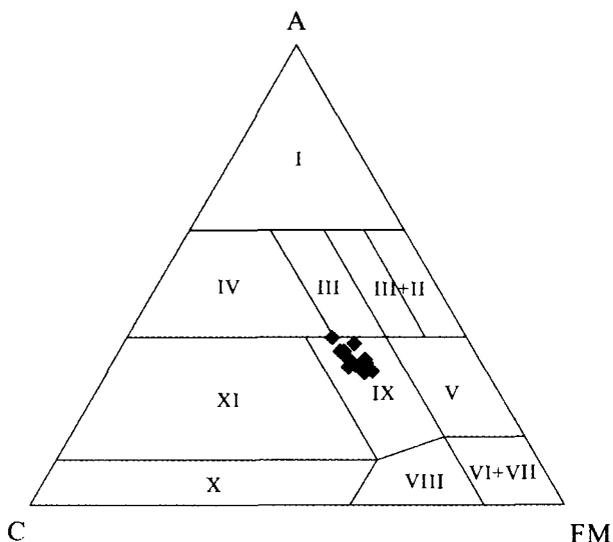


图3 A - C - FM 判别图解

I-正铝硅酸盐岩亚组；II-铁镁铝硅酸盐岩亚组；III-正系列碱土铝硅酸盐岩亚组；IV-钙铝硅酸盐岩亚组；V-铝镁铁硅酸盐岩亚组；VI-铁硅酸盐岩亚组；VII-正系列镁质超基性岩组；VIII-正系列碱土低铝超基性岩组；IX-正系列碱土铝基性岩亚组；X-碱土钙系列钙质碳酸盐岩亚组；XI-碱土钙系列铝钙质亚组

Fig. 3 The discrimination diagram of A - C - FM

V - Ti/1000 图上可以看出，库尔提这套角闪片岩都落在了洋底玄武岩的范围内(图6)。

从以上讨论可以看出，库尔提角闪片岩的原岩应为亚碱性的拉斑玄武岩类。电子探针分析表明，角闪片岩中的辉石残晶为贫钙的普通辉石，这种成分的辉石通常是基性岩浆快速冷却形成的一种单斜辉石相，广泛产出在各种玄武岩和辉长岩中。而角闪石均为低钾角闪石，可能与深部韧性剪切有关(Mével, 1988; Girardeau and Mével, 1982)。综合其他的资料，我们认为，这套角闪片岩可能是由蛇绿岩中的洋壳第

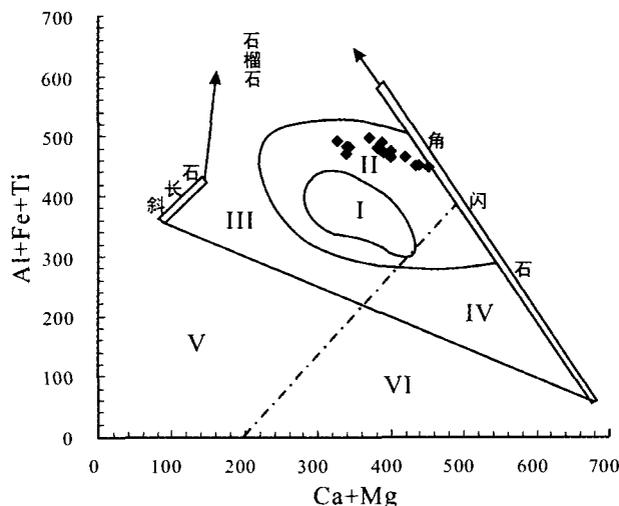


图4 Ca + Mg - Al + Fe + Ti 判别图解

I-基性火成岩区；II-基性火成岩及其变种区；III-中性火成岩、基性火山杂砂岩和含有粘土质的沉凝灰岩区；IV-含有碳酸盐物质的沉凝灰岩和凝灰岩区；V-粘土、泥岩、粉砂岩、长石砂岩和泥灰质砂岩区；VI-粘土质、白云质和钙质泥灰岩区

Fig. 4 The discrimination diagram of Ca + Mg - Al + Fe + Ti

三层辉长岩经剪切作用形成的。张海洋等(2003)对库尔提蛇绿岩中与角闪片岩紧密共生的斜长花岗岩进行了锆石 SHRIMP 年代学研究，获得了 372Ma 的同位素年龄。同时，岩石地球化学的综合研究发现，库尔提斜长花岗岩属于剪切型斜长花岗岩，它是由蛇绿岩下部辉长岩经低角度剪切变形形成的角闪片岩的部分熔融形成的。这种类型的斜长花岗岩在空间上通常与蛇绿岩地壳层序中下部辉长岩中的角闪岩相韧性剪切带共生，并常呈细脉状(通常 <1 米)产出在韧性剪切带中及其附近，在时间上，它略晚于辉长岩及由辉长岩剪切变形形成的角闪片岩(Flagler *et al.*, 1991)。也就是说，库尔提斜长花岗岩的形成年龄基本代表了角闪片岩的形

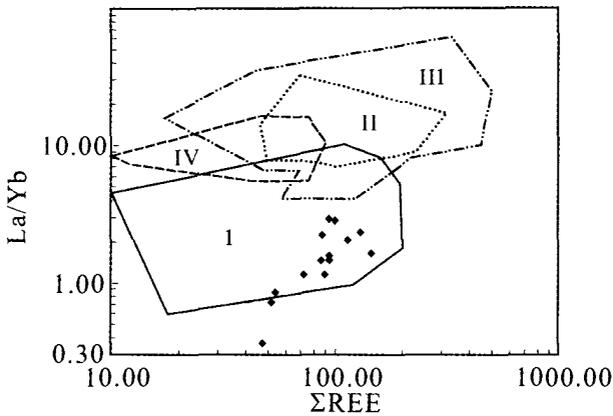


图5 La/Yb - ΣREE 图
I-斜长角闪岩区; II-砂质岩和杂砂岩区; III-页岩和粘土岩区;
IV-碳酸盐岩区
Fig. 5 The discrimination diagram of La/Yb - ΣREE

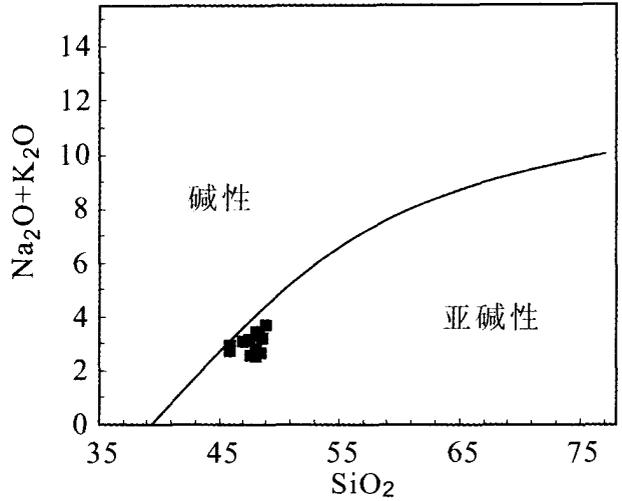


图7 SiO₂ - Na₂O + K₂O 图
Fig. 7 SiO₂ - Na₂O + K₂O diagram

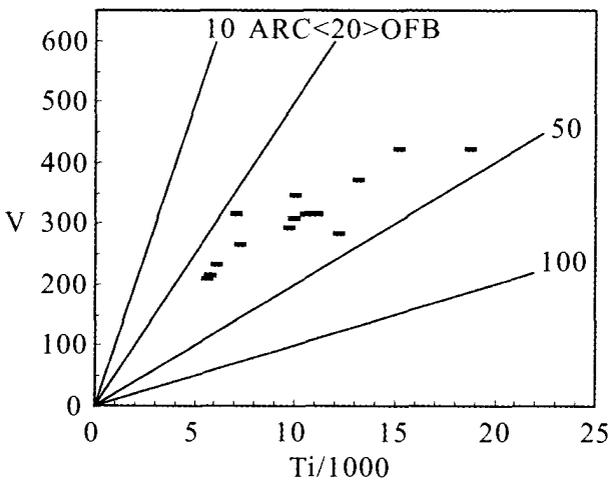


图6 V - Ti/1000 图
Fig. 6 Tectonic Setting discrimination diagram

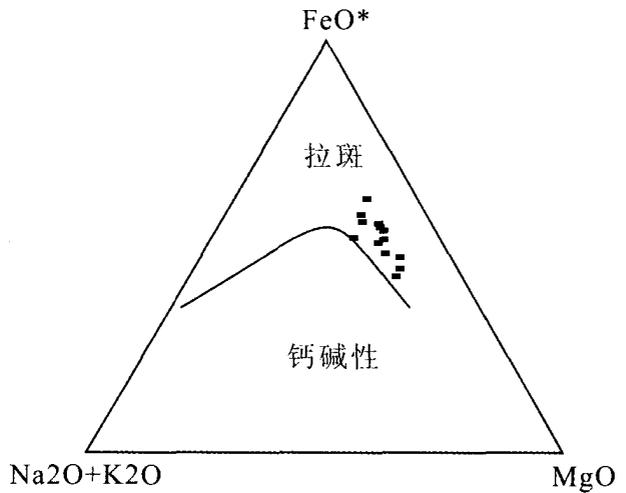


图8 Alt - MgO - FeO* 图
Fig. 8 Alt - MgO - FeO* diagram

成的时代,这个年龄早于阿勒泰地区 360Ma 的区域变质作用年代(庄育勋,1994; 陈斌等,2001; 张翠光等,2004)。

5 库尔提角闪片岩原岩的成因讨论

尽管角闪片岩的原岩恢复结果表明它们是拉斑玄武岩,但是我们对库尔提角闪片岩原岩的成因知之甚少。许继峰等曾指出这套库尔提蛇绿岩形成于弧后盆地的构造环境(许继峰等,2001; Xu *et al.*, 2003)。众所周知,弧后盆地环境可能同时经历俯冲带及洋盆扩张脊下亏损地幔的影响,故其地球化学过程极为复杂。弧后盆地玄武岩(BABB)能够为研究俯冲带(SSZ)的岩石圈构造演化过程以及洞察汇聚板块边界

和洋盆下的地幔组分分异提供众多有价值的资料,因此在最近十几年,弧后盆地玄武岩研究得到了广泛关注(Hawkins and Milchior, 1985; Bloomer *et al.*, 1989; Volpe *et al.*, 1987, 1990; Stern *et al.*, 1990; Gribble *et al.*, 1996, 1998)。弧后盆地玄武岩岩浆是通过分离扩张脊下的软流圈地幔的减压熔融产生的,在某种程度上和真正的洋中脊玄武岩(MORB)没有区别,因此BABB的成分类似于MORB。然而,很多BABB中的俯冲组分和近来的研究表明,弧后盆地玄武岩喷发于特定的环境(Gribble *et al.*, 1996, 1998; Shinjo *et al.*, 1999)。

虽然对弧后盆地玄武岩下的地幔是软流圈、洋中脊玄武岩地幔和俯冲组分之间相互作用的结果已经达成共识。但是对于弧后盆地地幔的演化仍然存在争议。一些学者认为

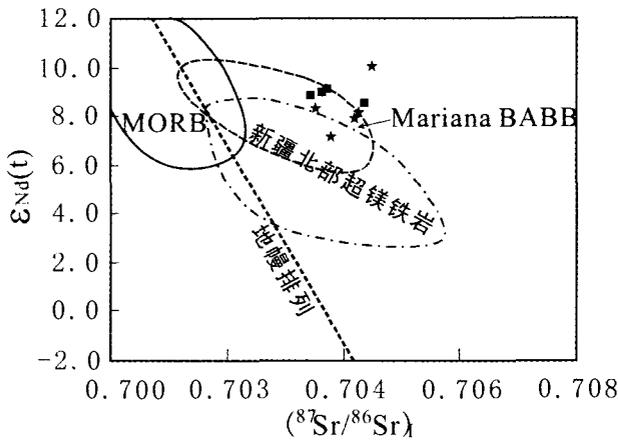


图9 库尔提角闪片岩 $\epsilon_{Nd}(t) - (^{87}Sr/^{86}Sr)$ 图解

(据赵振华等(2007)修改, Mariana BABB 据 Gribble *et al.*, 1998;
 ■ 本文数据; ★ 引自 Xu *et al.*, 2003)

Fig. 9 $\epsilon_{Nd}(t) - (^{87}Sr/^{86}Sr)$, diagram of Kuerti amphibolites

BABB 是从似岛弧组分到似洋中脊组分的一个逐渐演化 (Gribble *et al.*, 1998; Stern *et al.*, 1990); 另一些学者则认为破裂初期形成的 BABB 是区别于岛弧拉班玄武岩的 (Fryer *et al.*, 1990); 还有一部分学者认为超俯冲带下的地幔源区存在一个特殊的二阶段熔融历史: 第一阶段产生似 MORB 组分, 第二阶段则生成似弧火山岩组分 (Encarnacion *et al.*, 1999)。因为弧后盆地玄武岩能够为汇聚板块边界的动力学研究提供一些制约, 例如是软流圈物质的加入推动了弧后盆地的破裂, 还是大程度的伸展导致了亏损地幔的上涌和弧后洋盆的扩张。因此理解弧后盆地玄武岩组分随时间如何演化是十分重要的。

如前所述, 库尔提角闪片岩表现为大离子亲石元素富集, 高场强元素亏损, 稀土元素从平坦到 LREE 亏损的配分模式。在 N - MORB 标准化不相容元素微量元素蛛网图上 (图 2), 库尔提角闪片岩表现为 HFSE 的亏损, 所有样品都表现出明显的 Nb、Ta 的负异常, 部分样品表现出 Zr、Hf、Ti 的负异常, 这些都表明库尔提的这套角闪片岩具有典型的弧火山岩的特点。然而, 在基本不亏损的角闪片岩样品中, 我们却看到非常低的 Nb、Ta 和 Th 含量以及较 N - MORB 平均值更小的 Th/Nb, Nb/Yb 和 La/Yb 比值。同时, 从 Nd 同位素分析结果也可以看出, 库尔提角闪片岩表现为很高的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值和 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值 (介于 +7.30 到 +10.4 之间) (表 2, 图 9)。这些微量元素的比值及 Nd 同位素比值都显示了洋中脊玄武岩的特征, 因此, 库尔提角闪片岩同时具有 MORB 与 IAB 的双重地球化学特征。已有的研究表明, 弧后盆地作为消减带洋脊下部的上地幔上升形成的一个特殊的构造环境 (Gribble *et al.*, 1996, 1998; Hawkins *et al.*, 1990; Volpe *et al.*, 1987, 1990; Stern *et al.*, 1989), 其中形成的玄武岩通常表现为洋中脊和弧的双重特征。同时, 在库尔提角闪片岩 $\epsilon_{Nd}(t) - (^{87}Sr/^{86}Sr)$ 图中, 除了 X-35-1 样品可能因海水

蚀变产生较高的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)$; 而有所偏离外, 其他角闪片岩样品均投在马里亚纳弧后盆地玄武岩区域中。因此, 库尔提角闪片岩的原岩应形成于典型的弧后盆地环境。

基于上面讨论, 我们认为, 库尔提角闪片岩的源区以 MORB 地幔为主, 同时还伴有少量弧组分。结合弧后盆地这一特殊的环境, 我们认为该区弧后盆地存在一个二阶段的熔融演化模式: 第一阶段, 大约在晚古生代早期, 古亚洲洋向西伯利亚板块发生北向俯冲, 在会聚板块边界, 弧火山岩被从含水的地幔楔中提取出来, 留下一个亏损地幔; 第二阶段, 随着古亚洲洋板块持续消减, 在中 - 晚泥盆世形成了库尔提弧后盆地, 下部的亏损地幔发生了小比例的部分熔融形成了这套角闪片岩的原岩。

致谢 北京大学地质系陈斌教授及另一名审稿人在本文的修改过程中给予了有益中肯的建议; 中国科学院广州地球化学所沈晓明参与了部分主、微量元素分析测试; 中国科学院广州地球化学所刘希军、王保弟在写作过程中给予了帮助, 在此一并表示感谢!

References

- Bloomer SH, Stern RJ and Smoot NC. 1989. Physical volcanology of the submarine Mariana and Volcano Arcs. *Bulletin of Volcanology*, 51: 210 - 224
- Chen B, Jahn B and Wang SH. 2001. Nd Isotopic character of Paleozoic meta-sedimentary rock, Altay, Xinjiang: Constraints on the crustal evolution. *Science in China (Ser. D)*, 31(3): 226 - 232
- Encarnacion J, Mukasa SB and Evans CA. 1999. Subduction components and generation of arc-like melts in the Zambales ophiolite, Philippines: Pb, Sr and Nd isotopic constrains. *Chemical Geology*, 156: 343 - 357
- Flagler PA and Spray JC. 1991. Genration of plagiogranite by amphibolite anatexis in oceanic shear zones. *Geology*, 19, 70 - 73
- Fryer P, Taylor B, Langmuir CH and Hochstaedter AG. 1990. Petrology and geochemistry of lavas from the Sumisu and Torishima backarc rifts. *Earth and Planetary Science Letters*, 100: 161 - 178
- Girardeau J and Mevel C. 1982. Amphibolitized sheared gabbros from ophiolites as indicators of the evolution of the oceanic crust: Bay of Islands, Newfoundland. *Earth and Planetary Science Letters*, 61: 151 - 165
- Goto A and Tatsumi Y. 1994. Quantitative analysis of rock samples by an X-ray fluorescence spectrometer(1). *The Rigaku Journal*, 11(1): 40 - 47
- Gribble RF, Stern RJ, Bloomer SH, Stuben D, O' Hearn T and Newman S. 1996. MORB mantle and subduction components interact to generate basalts in the southern Mariana Trough back-arc basin. *Geochemical et Cosmochimica Acta*, 60: 2153 - 2166
- Gribble RF, Stern RJ, Newman S, Bloomer Sh and O' Hearn T. 1998. Chemical and isotopic composition of lavas from the Northern Mariana Trough: implications for magmagenesis in back-arc-arc basins. *Journal of Petrology*, 39: 125 - 154
- Hawkins JW and Milchior JT. 1985. Petrology of Mariana Trough and Lau Basin basalts. *Journal of Geophysical Research*, 90: 11431 - 11468
- Hawkins JM, Lonsdale PE, MacDougall JD and Volpe AM. 1990. Petrology of the axial ridge of the Mariana Trough backarc spreading center. *Earth and Planetary Science Letters*, 100: 226 - 250

- He GQ, Han BF, Yue Yj and Wang JH. 1990. Tectonic division and crustal evolution of Altay Orogenic Belt in China. *Geoscience (Xinjiang)* 2: 9-20 (in Chinese with English abstract)
- Le Maitre RW. 1991. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Beijing: Geological Publishing House, 123
- Liu Y, Liu HC and Li XH. 1996. Simultaneous and precise determination of 40 trace elements in rock samples using ICP-MS. *Geochimica*, 25: 552-558 (in Chinese with English abstract)
- Mével C. 1988. Metamorphism in oceanic layer 3, Gorringe Bank, Eastern Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100: 496-509
- Niu HC, Xu JF and Yu XY, Chen FR, Zheng ZP. 1999. Discovery of rich-Mg volcanic rock series and its geological implication. *Chinese Science Bulletin*, 44: 1002-1004 (in Chinese with English Abstract)
- Pearce JA, Lippard SJ and Roberts S. 1984. Characteristics and tectonic significance of super-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar BP, Howells MF (eds.). *Marginal Basin Geology*. Geological Society Special Publication, 16: 77-94
- Qu GS and He GQ. 1992. The orogeny in the Altaides. *Acta Geological Sinica*, 66: 193-205 (in Chinese with English abstract)
- Sengor AMC, Natal' in BA and Burtman VS. 1993. Evolution of the Altai tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 364: 299-307
- Shinjo R, Chung SL, Kato Y and Kimura M. 1999. Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa Trough and Ryukyu arc: implications for the evolution of a young, intracontinental back arc basin. *Journal of Geophysical Research*, 104: 10591-10608
- Stern RJ, Bloomer SH, Lin PH and Smoot NC. 1989. Submarine arc volcanism in the southern Mariana Arc as an ophiolite analogue. *Tectonophysics*, 168: 151-170
- Stern RJ, Lin P, Morris JD, Jackson MC, Fryer P, Bloomer SH and Ito E. 1990. Enriched back-arc basin basalts from the northern Mariana Trough: implications for the magmatic evolution of back-arc basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 100: 210-225
- Volpe AM, Macdougall JD and Hawkins JW. 1987. Mariana Trough basalts (MTB): trace element and Sr-Nd isotopic evidence for mixing between MORB-like and arc-like melts. *Earth and Planetary Science Letters*, 82: 241-254
- Volpe AM, Macdougall JD, Lugmair GW, Hawkins JW and Lonsdale P. 1990. Fine-scale isotopic variation in Mariana Trough basalts: evidence for heterogeneity and a recycled component in backarc basin mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 100: 251-264
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London: The Academic Division of Unwin Hyman Ltd. 110
- Xiao SL, Hou HF and Wu SZ. 1992. *The Researches of Devonian System in North Xinjiang*. Xinjiang Science Technology and Hygiene Publishing House, 1-17 (in Chinese)
- Xiao XC, Tang YQ, Feng YM, Zhu BQ, Li JY and Zhao M. 1992. Tectonic Evolution of the Northern Xinjiang and Its Adjacent Region. Beijing: Geological Publishing House, 1-180 (in Chinese with English abstract)
- Xu JF, Chen FR, Niu HC, Yu XY and Zhen ZP. 2001. Kuerti Ophiolite in Altay Area of North Xinjiang: Magmatism of an Ancient Back-arc Basin. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 20: 344-352 (in Chinese with English abstract)
- Xu JF, Castillo PR, Chen FR, Niu HC, Yu XY and Zhen ZP. 2003. Geochemistry of late Paleozoic mafic igneous rocks from the Kuerti area, Xinjiang, northwest China: implications for backarc mantle evolution. *Chemical Geology*, 193: 137-154
- Zhang CG, Wei CJ and Qiu L. 2004. Evolution of metamorphism and its geologic significance in altaides, Xingjiang. *Xinjiang Geology*, 22(1): 15-23
- Zhang HX, Niu HC, Kentaro T, Yu XY, Hiroaki S and Jun' ich Ito. 2003. Zircon SHRIMP U-Pb dating on plagiogranite from Kuerti ophiolite in Altay, North Xinjiang. *Chinese Science Bulletin*, 48(12): 1350-1354 (in Chinese)
- Zhao ZH, Wang Q, Xiong XL, Niu HC, Zhang HX and Qiao YL. 2007. Magnesian igneous rocks in northern Xijiang. *Acta Petrologica Sinica*, 23(7): 1696-1707 (in Chinese with English abstract)
- Zhuang YX. 1994. The pressure-temperature-space-time CPTs evolution of metamorphism and development mechanism of the thermal-structural-gneiss domes in the Chinese Altaides. *Acta Geologica Sinica*, 68(3): 35-47 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 陈斌, Jahn BM, 王式沈. 2001. 新疆阿尔泰古生代变质沉积岩的 Nd 同位素特征及其对地壳演化的制约. *中国科学(D 辑)*, 31(3): 226-232
- 何国琦, 韩宝福, 岳永君. 1990. 中国阿勒泰造山带的构造划分和地壳演化. *新疆地质科学*, 2: 9-20
- 刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素. *地球化学*, 25: 552-558
- 梅特. 1991. *火成岩分类及术语辞典*. 北京: 地质出版社
- 牛贺才, 许继峰, 于学元等. 1999. 新疆阿尔泰富镁火山岩系的发现及其地质意义. *科学通报*, 44(9): 1002-1004
- 曲国胜, 何国琦. 1992. 阿尔泰造山带的构造运动. *地质学报*, 66(3): 193-205
- 肖世禄, 侯鸿飞, 吴绍祖等. 1992. 新疆北部泥盆系研究. 乌鲁木齐: 新疆科技卫生出版社, 1-146
- 肖序常, 汤耀庆, 李锦轶. 1992. 新疆北部及其邻区大地构造. 北京: 地质出版社. 1-100
- 许继峰, 陈繁荣, 于学元等. 2001. 新疆北部阿尔泰地区库尔提蛇绿岩: 古弧后盆地系统的产物. *岩石矿物学杂志*, 20(3): 344-352
- 张翠光, 魏春景, 邱林. 2004. 新疆阿尔泰造山带变质作用演化及其地质意义. *新疆地质*, 22(1): 16-23
- 张海洋, 牛贺才等. 2003. 新疆北部阿尔泰地区库尔提蛇绿岩中斜长花岗岩的 SHRIMP 年代学研究. *科学通报*, 48(12): 1350-1354
- 赵振华, 王强, 熊小林, 牛贺才, 张海洋, 乔玉楼. 2007. 新疆北部的富镁火成岩. *岩石学报*, 23(7): 1696-1707
- 庄育勋. 1994. 中国阿尔泰造山带变质作用 PTSt 演化和热-构造-片麻岩穹隆形成机制. *地质学报*, 68(1): 35-47