阿尔金断裂南缘约马克其镁铁-超镁铁岩的性质和年代学研究*

李向民 马中平 孙吉明 徐学义 雷永孝 王立社 段星星
LI XiangMin, MA ZhongPin, SUN JiMing, XU XueYi, LEI YongXiao, WANG LiShe and DUAN XingXing

西安地质矿产研究所,西安 710054
Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, *Xi'an* 710054, *China*
2008-08-07 收稿, 2009-02-05 改回.

Li XM, Ma ZP, Sun JM, Xu XY, Lei YX, Wang LS and Duan XX. 2009. Characteristics and age study about the Yuemakeqi mafic-ultramagic rock in the southern Altyn Fault. ***Acta Petrologica Sinica*****, 25(4):862 – 872**

Abstract Yuemakeqi mafic-ultramafic rocks among the southern Altyn Fault have a similar characteristics of compares to the ophiolites', this rock belt is a slide of ophiolite that involved in the Altyn Fault. The lower ultramafic with m/f = 9.49 ~ 9.64, indicating it is a magnesium ultrabasic rock; The upper mafic has a similar characteristics to the mid-ocean ridge basalt, such as in chondrite-normalized REE diagram and primitive mantle-normalized trace elements diagram. In Zr/Y-Zr and Ti/100-Zr-Y ×3 diagram, all samples are located in the ocean ridge environment. Accord to the LA-ICP-MS zircon U-Pb dating of gabbro show that the age of this ophiolite is 500.7 ± 1.9Ma and it formed in the Late Cambrian, it is the product of the Rodinia super-continent cracking. In Yuemakeqi region, there are copper and nickel anomalies. The copper anomaly is caused by the copper mine in the upper basalt of the ophiolite unit, and the nickel geochemical anomaly is caused by the nickel-containing serpentine in lower ultramafic of the ophiolite unit. Therefor, we would be search a copper deposit in Yuemakeqi mafic-ultramafic rock belt, which be related to the ophiolite.
Key words The southern Altun Fault; Yuemakeqi; Mafic-ultramafic Rock; Petrology; LA-ICP-MS zircon U-Pb dating

摘 要 阿尔金南缘断裂带中的约马克其镁铁-超镁铁岩具有蛇绿岩的岩石组合特征,是卷入到阿尔金断裂带的蛇绿岩片,其下部的超镁铁质组分 m/f=9.49 ~9.64,为镁质超基性岩;上部的镁铁质组分具有与大洋中脊玄武岩类似的 REE 球粒陨石标准化分布模式和微量元素原始地幔标准化分配模式,在基性岩 Zr/Y-Zr 和 Ti/100-Zr-Y ×3 环境判别图解中均位于大洋中脊环境。对辉长岩进行锆石 LA-ICP-MS 原位 U-Pb 定年,表明该蛇绿岩形成于 500.7 ± 1.9Ma 的晚寒武世,它们是 Rodinia 超大陆裂解的产物。约马克其地区铜镍综合异常中的铜异常是由产于蛇绿岩单元上部的玄武岩中铜矿化所致,而镍地球化学异常则是蛇绿岩下部单元超镁铁质组分中含镍蛇纹石引起,因而,约马克其镁铁-超镁铁岩具有找寻与蛇绿岩有关的铜矿床的可能。
关键词 阿尔金南缘断裂带;约马克其;镁铁-超镁铁岩;岩石学;LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年
中图法分类号 P588.125

1 引言

镁铁质岩(mafic rock)是指主要由一种或一种以上铁镁质(ferromagnesian)暗色矿物组成的火成岩,而超镁铁质岩(ultramafic rock)是铁镁矿物(橄榄石、辉石为主)的含量达90%以上的火成岩(地球科学大辞典编委会,2006)。镁铁-超镁铁质岩根据其岩石组合、产出规律、岩石化学等方面的特征可划分为五种类型(董显扬等,1995):蛇绿岩型超镁铁质岩、绿岩建造型超镁铁质岩、类暗色岩建造型超镁铁质岩、

* 本文为国家十一五科技支撑计划新疆 305 项目(2006BAB07B03-02)、中国地质调查局青藏专项(1212010818090)、中国地质调查局大调查项目(1212010611804)资助成果.
第一作者简介:李向民,男,1964,研究员,从事火山岩及其有关矿产研究,E-mail: lixiangmin0728@163.com

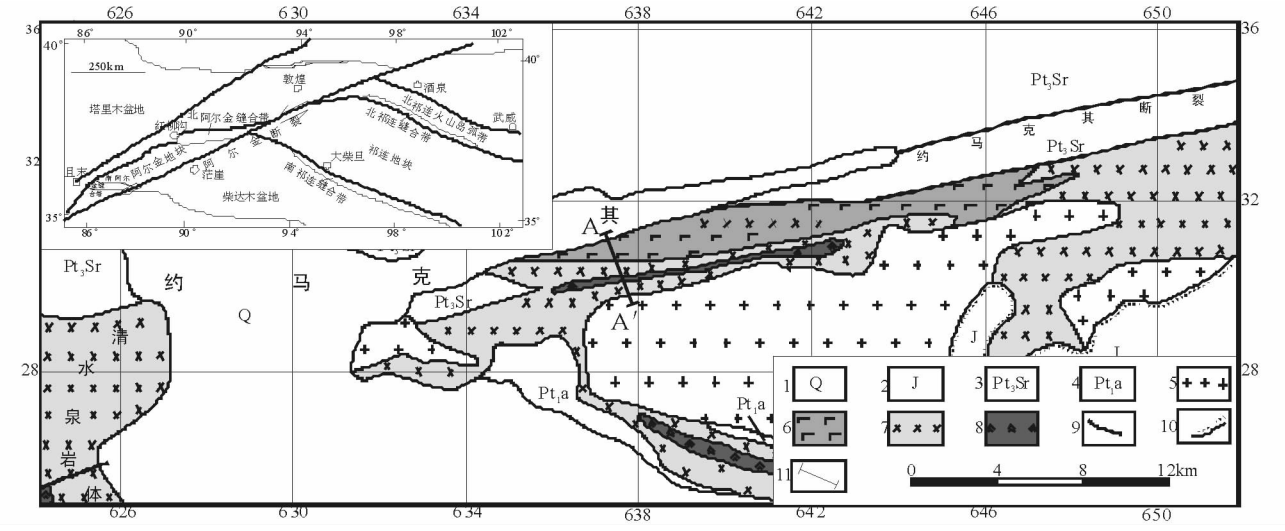


图 1 阿尔金断裂南缘约马克其镁铁-超镁铁岩带地质略图

1-第四系;2-侏罗系砾岩、砂砾岩、泥岩;3-新元古代索尔库里群;4-古元古代"阿尔金群";5-花岗岩(花岗闪长岩);6-玄武岩;7-辉长岩;8-超基性岩;9-断层;10-不整合线;11-剖面位置

Fig. 1 Geological sketch map of mafic-ultramafic rock belt of Yuemakeqi in southern Altyn Fault(showing the distribution of the section plane)

1-Quaternary Period; 2-Jurassic conglomerate-sandstone-mudstone; 3-Mesoproterozoic Suorkuli Group; 4-Paleprotrozoic "Altyn Group"; 5-Granite(Granodiotite); 6-Basalts; 7-Gabbro; 8-Ultrabasite; 9-Fault; 10-Unconformity line; 11-The position of Section

暗色岩建造型超镁铁质岩、金伯利岩。从侵位方式上可分为冷侵位形式的蛇绿岩型镁铁-超镁铁岩和岩浆热侵位为主的镁铁-超镁铁岩。镁铁质-超镁铁质岩中常产有镍、铜、钴、铂族金属、钒钛磁铁矿、铬铁矿、金刚石、蛇纹石等许多具重要经济价值和用途的矿产,一般认为镁铁-超镁铁岩体具有明显的成矿专属性,Cu-Ni 硫化物床与铁质超基性杂岩有关,铬铁矿与镁质超基性岩有关(武汉地质学院岩石教研室,1980)。

阿尔金断裂带位于青藏高原北部边缘,为中国大陆内部最为醒目的 NEE 向构造带。近年来,随着青藏高原北部地区 1∶25 万区域地质调查的开展,在阿尔金南缘断裂带中发现了多处镁铁质-超镁铁质岩体及与之有关的矿点和矿化点,阿尔金南缘断裂带已成为找寻与镁铁-超镁铁质岩有关矿产的重要远景地。但是,对这些镁铁-超镁铁质岩的性质存在着两种不同认识:①蛇绿岩或蛇绿混杂岩①②③(刘良等, 1998, 2007;崔军文等,1999;葛肖虹等,2001, 2002; 许志琴等 1999, 2001;校培喜,2003;王小凤等,2004),②镁铁-超镁铁质杂岩④(刘国范,2003;李铭等,2005);③镁铁-超镁铁质层状杂岩体如长沙沟岩体(马中平等,2009)。同时缺乏精确的同位素定年资料,致使对阿尔金断裂带构造岩浆演化认识也有很大分岐,影响了区域找矿工作的开展。本文重点对出露于阿尔金南缘断裂带中段的约马克其镁铁-超镁铁岩进行岩石学和锆石 U-Pb 定年分析研究,对确定该岩体的性质和区域找矿具有重意义。

2 地质背景和样品特征

2.1 地质背景

阿尔金山位于塔里木盆地的东南缘,是青藏高原北缘的一部分。关于阿尔金山地区构造单元的划分长期存在不同认识,其代表性观点有:将阿尔金山划归为东昆仑褶皱系(黄汲清等,1980);塔里木、柴达木及阿拉善地块在构造演化上具有许多相似性,并提出了"西域板块"的概念,认为阿尔金断裂肢解了西域克拉通,塔里木、柴达木和阿拉善地块现今位置是阿金断裂移位后的结果(葛肖虹和刘俊来,2000);还有人认为:阿尔金构造带可以与甘肃肃北的南山构造带相对比(尹安,2001)。目前代表性认识为:阿尔金造山带以红柳沟—拉配泉和江尕勒萨依—吐拉东(南阿尔金超高压变质带)为界可将阿尔金地区划分为五个构造单元:自北向南依次为敦煌地体、北阿尔金早古生代缝合带、阿尔金地体、南阿尔金早古生代缝合带、东昆仑地体,并且把他们与阿拉善地

① 中国地质调查局广西地质调查院 2003. 瓦石峡幅(J45C002003)1∶25 万区域地质调查报告

② 中国地质调查局西安地质矿产研究所 2003. 苏吾什杰幅(J45C002004)1∶25 万区域地质调查报告

③ 中国地质调查局广西地质调查院 2003. 阿尔金幅(J45C003003)1∶25 万区域地质调查报告

④ 河南地质调查院. 2004. 新疆阿尔金南缘断裂带矿产资源远景评价报告

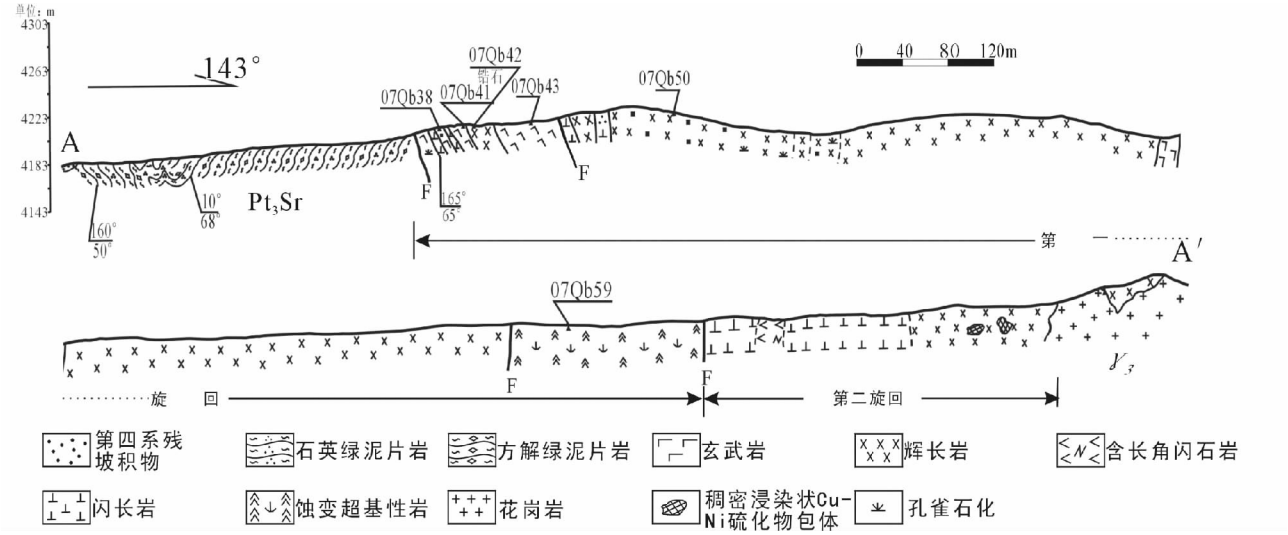


图 2 约马克其镁铁-超镁铁岩实测剖面图

Fig. 2 The section plane of the mafic-ultramafic rock of Yuemakeqi

块、北祁连缝合带、中祁连地块、南祁连缝合带和柴达木地块相对比(图 1)(许志琴等,1999, 2001)。

约马克其镁铁-超镁铁岩位于南阿尔金俯冲杂岩带内,其间被中酸性侵入体所分割,地表分南北两部分。岩体北以断裂为界与上元古界索尔库里群火山岩呈断层接触,南部与花岗岩呈侵入接触关系,东部被侏罗系角度不整合覆盖,出露面积约 180km^2(图 1)。约马克其镁铁-超镁铁质岩的性质存在两种不同认识,大多数研究者(刘良等,1998, 2007; 许志琴等,1999, 2001; 校培喜,2003; 王小凤等, 2004)认为约马克其镁铁-超镁铁质岩为蛇绿岩或蛇绿混杂岩。刘国范(2003)、李铭等(2005)通过对约马克其岩体的地球化学特征认为该岩体的基性-超基性岩具有同一岩浆源区,并且与金川、红旗岭等同属拉斑玄武岩浆系列,为形成于大陆构造环境的镁铁-超镁铁质侵入岩,区域上分布的铜镍地球化学异常与镁铁-超镁铁质杂岩有关,是找寻铜镍矿的有利地段(刘国范, 2003; 李铭等, 2005; 河南地质调查院,2004)。

约马克其镁铁-超镁质岩主要岩石类型有:橄榄辉石岩、辉橄岩、巨晶角闪岩、粗粒辉长岩、中粒辉长岩、细粒辉长岩、玄武岩及少量辉长辉绿岩等,各岩性之间为断层接触(图 2)。岩石多发生蛇纹石化、滑石化,纤闪石化、绿泥石化,黝帘石化和绿帘石化等蚀变。从剖面上看约马克其岩体具有良好的分异特征,可以划分为两个岩浆演化旋回(图 2):第一个岩浆旋回底部被后期花岗岩侵入破坏,未见底部超基性岩,该旋回下部由中粗粒结构的辉石岩-中粒辉长岩-角闪辉长岩组成,其中以中粒角闪辉长岩为主体,在角闪辉长岩中见有暗色的辉长岩包体。该旋回顶部从下向上依次为黑色巨晶(含长)角闪石岩-暗色粗粒闪长岩-浅色中粒闪长岩,具有明显的矿物成份、颜色和粒度分异特征。第二个岩浆旋回从下至上依次为辉石橄榄岩-中粒辉长岩-细粒辉长岩-玄武岩组合,与第一旋回呈断层接触关系;该旋回底部为辉石橄榄岩。中上部层位中粒辉长岩-细粒辉长岩交替出现,形成多个由于粒度变化形成的岩浆韵律层,各韵律层之间均呈逐渐过渡关系,其中,细粒辉长岩中具黄铁矿化及黄铜矿化现象。上部层位为玄武岩夹少量辉长辉绿岩,与辉长岩呈断层接触,是约马克其矿床主矿化层位。

2.2 采样位置

本文重点对约马克其镁铁-超镁铁岩北部进行实测剖面、路线地质调查和采样分析研究,采集玄武岩样品 4 件,辉长岩和变质橄榄岩样品各 1 件进行岩石地球化学研究,同时对辉长岩样品进行同位素年代学研究。样品采集位置如图 2 所示。

2.3 样品特征

变质橄榄岩:岩石为黑绿色,片状构造,蛇纹石约为 95%,磁铁矿为 5% 左右。辉石与橄榄石全部已蚀变为蛇纹石,部分蛇纹石保留有辉石与橄榄石的假象,其中并未见有铬尖晶石。

辉长岩:岩石为灰绿色,辉长结构,块状构造。主要由斜长石、辉石、角闪石组成,斜长石大部分已经蚀变为帘石;辉石蚀变为绿泥石;角闪石多蚀变为阳起石,部分则蚀变为绿泥石和绿帘石,斜长石含量为 35% ~40%,辉石 30% 左右,角闪石含量较高为 25% 左右,此外还含有少量碳酸盐细脉。(图 3A)。

玄武岩:岩石为灰绿色,斑状结构,块状构造,斑晶为斜长石大部分已经发生帘石化。基质具间粒间隐结构,基质主要由长石、辉石等组成;另外还含有少量的金属矿物(图 3B)。

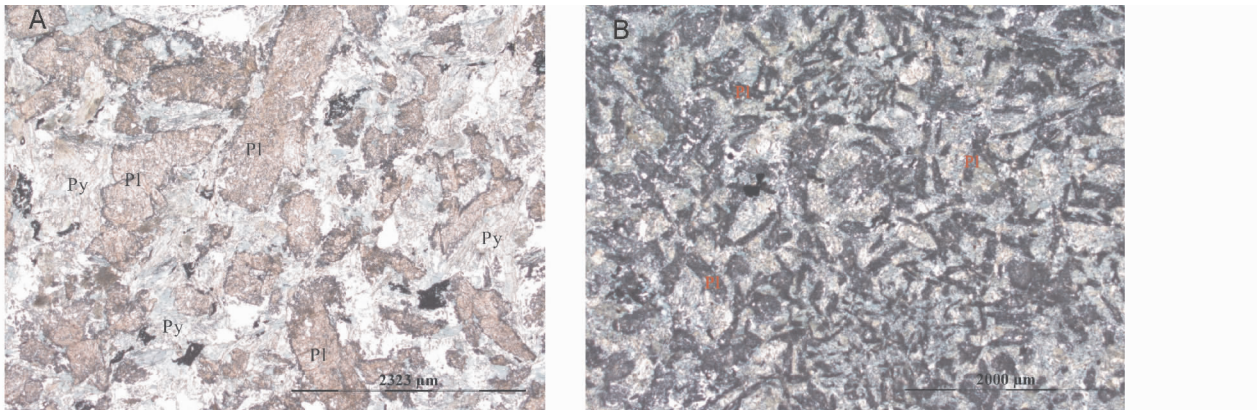


图 3 辉长岩和玄武岩的显微照片(单偏光)

Fig. 3 The micro photoshop of the gabbro and basalt (single polarized light)

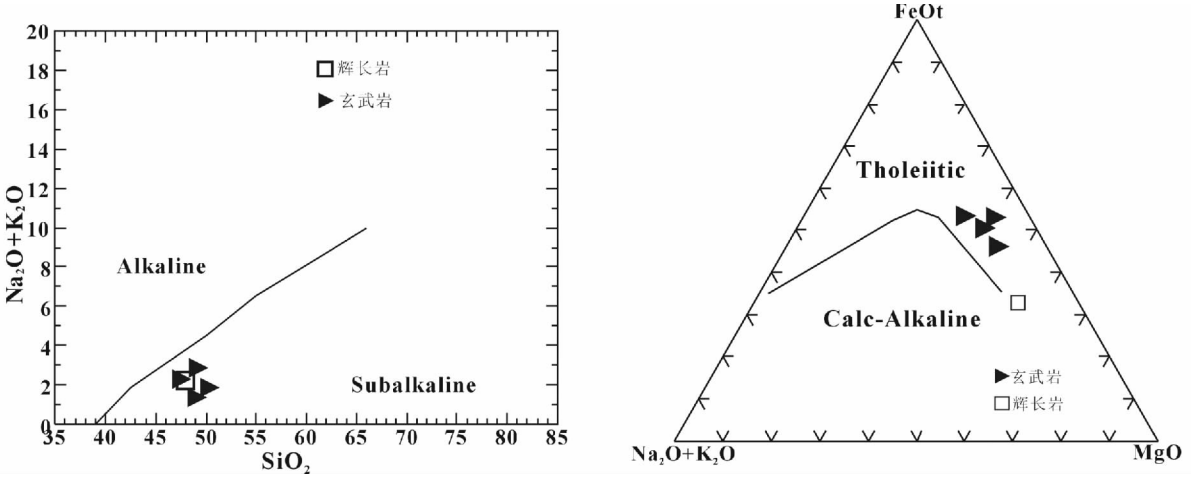


图 4 约马克其基性岩 SiO_2-Alk 和 AFM 图解

Fig. 4 Diagram of SiO_2-Alk and AFM of Yuemakeqi basalts

3 约马克其镁铁-超镁铁岩地球化学特征

约马克其镁铁-超镁铁岩主量、微量和稀土元素分析均在中国地质调查局西安地质矿产研究所测试中心分析,主量元素运用 XRF 分析,误差小于 1%,微量与稀土元素运用 ICP-MS 方法分析,误差 5% ~10%。

3.1 主量元素特征

约马克其镁铁-超镁铁岩化学分析结果如表 1 所示。基性岩 SiO_2 介于 47.56% ~ 50.40%, TiO_2 介于 0.74% ~ 1.19%, Al_2O_3 介于 12.28% ~ 15.54%, MgO 介于 7.37% ~ 8.65%, CaO 介于 8.86% ~ 10.80%, Na_2O、K_2O 分别介于 1.36% ~ 2.85%、0.04% ~ 0.06%, P_2O_5 介于 0.08% ~ 0.14%,以相对富 MgO 为特征(相对于洋中脊玄武岩), $Mg^{\#}$ 较低为 52.9 ~ 75.4,表明岩浆在演化过程中经历了较强的分离结晶作用。在岩石系列图解中玄武岩和辉长岩均属亚碱性拉斑系列(图 4),主量元素含量接近于洋中脊(图 5)。

约马克其超基性岩 SiO_2 含量介于 40.43% ~41.70%, CaO 含量介于 0.60% ~0.76%, $Na_2O + K_2O$ 介于 0.11% ~ 0.14%, Al_2O_3 含量介于 0.79% ~ 1.59%; MgO 含量在 36.16% ~ 38.06% 之间, m/f 介于 9.36 ~ 9.53, $Mg^{\#}$ 较高为 90.5 ~90.6,在 Mg/ < Fe > - (Mg + < Fe >)/Si 图解中约马克其镁铁-超镁铁岩中超基性岩位于镁质超基性岩区;在 Al_2O_3-CaO-MgO 图中,它们均为变质橄榄岩(图 5)。

3.2 稀土和微量元素特征

约马克其岩体基性岩稀土分析结果见表 1。超基性岩的 $\sum REE = 5.20 \times 10^{-6}$,接近原始地幔的值, $\delta Eu = 0.88$, $(La/Sm)_N = 1.56$, $(Gd/Yb)_N = 1.16$, $(La/Yb)_N = 1.98$,轻、重稀土没有明显的分馏,轻稀土呈现略微的富集,在球粒陨石标准化曲线上近平坦分布(图 6)。玄武岩的 $\sum REE = 31.19 \times 10^{-6} \sim 51.29 \times 10^{-6}$,远高于超基性岩的稀土总量,是原始地幔稀土总量的 10 倍左右,它们的 $(La/Sm)_N = 0.78 \sim 1.07$,

表 1 约马克其镁铁-超镁铁岩主量(wt%),稀土和微量元素($\times 10^{-6}$)分析结果

Table 1 Major(wt%), REE and trace element($\times 10^{-6}$) results for Yuemakeqi mafic-ultramafic rock

样品号	07b-38	07b-41	07b-42	07b-43	07b-50	07b-59	6328(2)	1154(3)	金川		攀西红格岩体		罗布莎	玉石沟
名称	玄武岩	玄武岩	辉长岩	玄武岩	玄武岩	蛇纹岩	蛇纹片岩	蛇纹片岩	纯橄岩	橄辉岩	橄辉岩	橄辉岩	橄榄岩	橄榄岩
SiO_2	50.40	47.56	47.97	49.17	49.15	41.70	40.43	40.62	38.86	46.21	38.44	41.99	37.46	37.83
TiO_2	0.74	0.93	0.16	1.16	1.19	0.11	0.04	0.03	0.13	0.30	1.74	3.57	0.01	0.02
Al_2O_3	14.37	15.54	18.14	14.37	14.28	1.59	0.79	1.02	1.48	4.93	1.98	4.27	0.08	0.97
Fe_2O_3	3.60	4.17	2.21	5.79	4.69	4.18	4.15	4.22			22.49	18.30	4.41	3.53
FeO	5.66	7.48	3.38	6.49	6.49	2.93	3.30	3.15	17.34	13.67			2.42	5.00
FeO^T	8.90	11.23	5.37	11.70	10.71	6.69	7.03	6.95	17.34	13.67	20.24	16.47	6.39	8.18
MnO	0.17	0.23	0.12	0.18	0.18	0.10	0.08	0.08	0.27	0.26	0.18	0.18	0.10	0.12
MgO	8.51	8.65	9.22	7.37	8.08	36.16	38.06	36.93	39.99	25.73	24.87	16.55	41.01	46.17
CaO	10.80	9.54	13.01	8.86	10.49	0.70	0.76	0.60	1.33	7.69	6.05	13.51	0.21	0.22
Na_2O	1.84	2.29	1.92	2.85	1.36	0.09	0.06	0.06	0.06	0.11	0.27	0.58	0.10	0.04
K_2O	0.06	0.04	0.30	0.05	0.04	0.04	0.05	0.08	0.03	0.04	0.00	0.00	0.01	0.02
P_2O_5	0.08	0.08	0.02	0.12	0.14	0.02	0.32	0.37	0.03	0.04	0.32	0.38	<0.01	0.01
LOI	3.37	3.91	2.88	3.09	3.26	11.48								
Total	99.59	100.39	99.32	99.48	99.34	99.09								
m/f						9.48	9.64	9.47	4.11	3.35	2.19	1.79	11.26	9.92
$Mg^{\#}$	63.04	57.84	75.39	52.89	57.36	90.59	90.60	90.45	80.43	77.03	68.65	64.17	91.96	90.96
Ba	29.13	13.80	169.90	595.10	12.12	395.20								
Rb	0.62	0.26	5.28	0.41	0.21	0.72								
Sr	152.70	109.60	100.70	274.10	125.90	65.84								
Y	16.21	20.71	5.08	23.58	26.96	2.35								
Zr	56.30	59.40	13.50	78.20	84.10	44.50								
Nb	7.92	3.48	7.34	7.75	63.97	2.39								
Th	0.33	0.10	0.49	0.24	0.60	0.07								
Ga	14.87	14.27	11.17	16.45	14.52	2.76								
Ni	167.30	88.86	148.7	66.58	102.10	2097								
Cr	317.30	145.70	538.50	71.20	150.40	1892								
Hf	11.80	11.70	5.80	15.20	19.20	7.00								
Cs	0.04	0.03	0.12	0.03	0.02	0.14								
Ta	2.55	0.93	3.05	0.68	28.34	0.38								
U	0.05	0.02	0.06	0.15	0.23	0.09								
La	3.39	2.70	0.69	3.79	5.44	0.69								
Ce	7.63	7.20	1.47	9.64	12.55	1.49								
Pr	1.24	1.17	0.22	1.63	1.96	0.21								
Nd	5.91	6.19	1.05	8.36	9.75	1.01								
Sm	1.99	2.18	0.41	2.99	3.30	0.28								
Eu	0.71	0.60	0.26	1.02	1.01	0.09								
Gd	2.30	2.73	0.62	3.50	3.84	0.33								
Tb	0.44	0.52	0.13	0.62	0.71	0.06								
Dy	2.85	3.57	0.83	4.34	4.79	0.39								
Ho	0.61	0.78	0.19	0.92	1.05	0.09								
Er	1.90	2.32	0.60	2.75	3.14	0.26								
Tm	0.27	0.35	0.09	0.39	0.45	0.03								
Yb	1.72	2.13	0.55	2.39	2.86	0.23								
Lu	0.24	0.33	0.08	0.37	0.44	0.04								
$(Th/Nb)_N$	0.35	0.24	0.56	0.26	0.08	0.24								
∑REE	31.19	32.74	7.18	42.72	51.29	5.20								
$(La/Sm)_N$	1.07	0.78	1.06	0.80	1.04	1.56								
$(La/Yb)_N$	1.33	0.86	0.85	1.07	1.29	1.98								
$(Gd/Yb)_N$	1.08	1.04	0.92	1.19	1.09	1.16								
δEu	1.01	0.76	1.55	0.96	0.87	0.88								

1154(3),6328(2)数据引自校培喜(2003),攀西红格岩体数据引自胡素芳等(2001),金川样品数据引自"岩浆硫化物矿床译文",罗布莎样品数据引自叶培盛等(2006),玉石沟样品数据引自侯青叶等(2005)

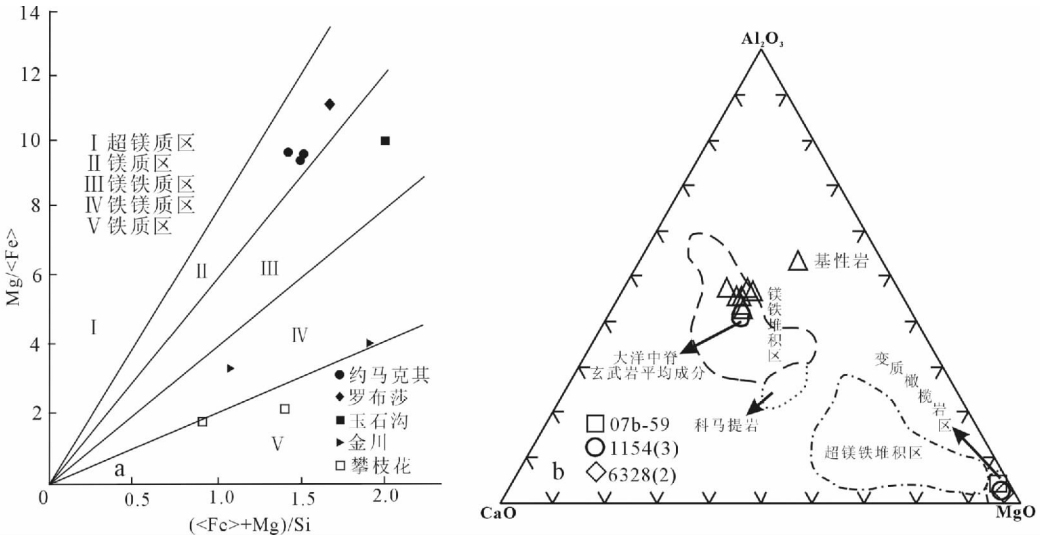


图 5 约马克其镁铁-超镁铁岩 Mg/ < Fe > - (Mg + < Fe >)/Si 和 Al_2O_3-CaO-MgO 图解

Mg/ < Fe > - (Mg + < Fe >)/Si 图解底图引自李文渊,1996;Al_2O_3-CaO-MgO 图解底图转引自袁桂邦等,2002

Fig. 5 Diagram of Mg/ < Fe > -(Mg + < Fe >)/Si and Al_2O_3-CaO-MgO of Yuemakeqi mafic-ultramafic rock

Mg/ < Fe > - (Mg + < Fe >)/Si diagram after Li,1996; Al_2O_3-CaO-MgO diagram after Yuan *et al.* , 2002

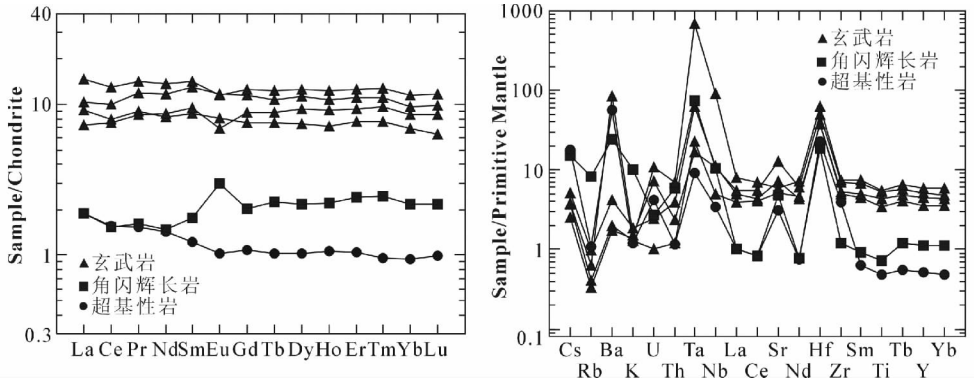


图 6 约马克其镁铁-超镁铁岩 REE 球粒陨石标准化配分型式和微量元素原始地幔标准化分配图

球粒陨石标准化值据 Taylor and McLennan, 1985;原始地幔标准化值据 Sun and McDonough, 1989

Fig. 6 Chondrite-normalized REE diagram and Primitive mantle-normalized trace elements diagram

Chondrite-normalized after Taylor and McLennan, 1985; Primitive mantle-normalized after Sun and McDonough, 1989

$(La/Yb)_N$为 0.86 ~ 1.33,$(Ga/Yb)_N$ = 1.04 ~ 1.19;表明玄武岩轻、重稀土没有明显的分馏,轻稀土呈现略微的富集;球粒陨石标准化分配模式近平坦分布(图 6),类似于洋中脊(MORB)的稀土分配模式。辉长岩稀土元素总量为∑REE = 7.18×10^{-6},接近原始地幔,$(La/Sm)_N$ = 1.06,$(La/Yb)_N$ = 0.85,$(Ga/Yb)_N$ = 0.92,显示轻、重稀土分馏不明显;δEu 为 1.55 表明可能发生了斜长石的堆晶作用。

在原始地幔标准化蛛网图上,超基性岩的微量元素分配模式呈现不规则的起伏,富集 Cs、Ba、U、Ta、Hf、Nb 等元素,大部分元素的值接近原始地幔的值(图 6);玄武岩微量元素含量高于超基性岩和辉长岩的含量,分配型式相似,不相容元素含量变化较大,可能与成岩后的蚀变作用有关,弱不相容元素分布比较平坦,而高场强元素近平坦型分布,类似于大洋中脊玄武岩分配型式;辉长岩的微量元素原始地幔标准化分布模式与玄武岩的相似,微量元素含量低于玄武岩的微量元素含量,和超基性岩接近。

4 约马克其镁铁-超镁铁岩年代学

4.1 分析方法

锆石激光剥蚀电感偶合等离子体质谱(LA-ICP-MS)原位锆石 U-Pb 定年和阴极发光在西北大学大陆动力学国家重点实验室进行。实验采用的仪器为美国 Varian 公司生产的 Varian 820-MS,激光剥蚀系统为德国 MicroLas 公司生产的

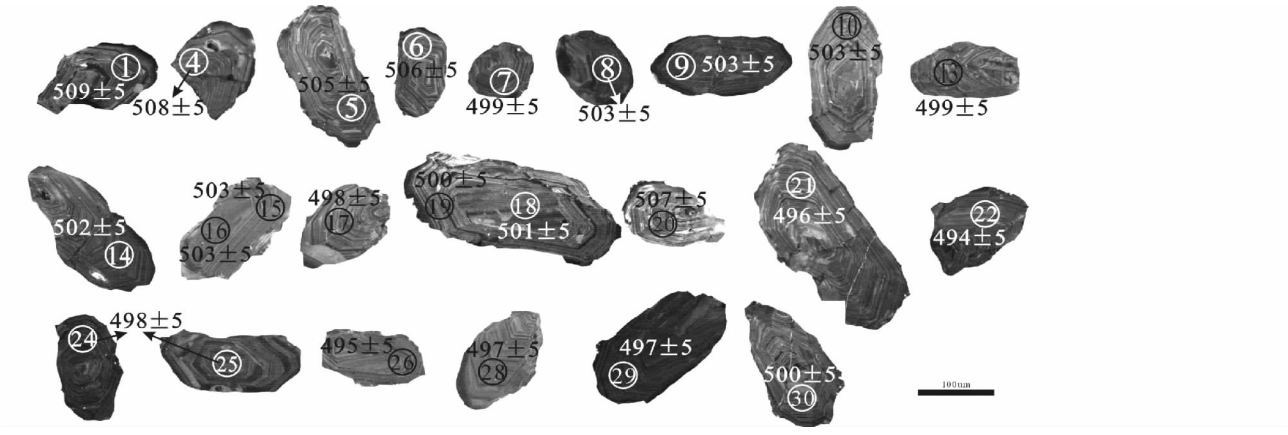


图 7 约马克其镁铁-超镁铁岩锆石 CL 图像及其表面年龄数值

Fig. 7 The CL images of zircon from Yuemakeqi mafic-ultramafic rock and its ages

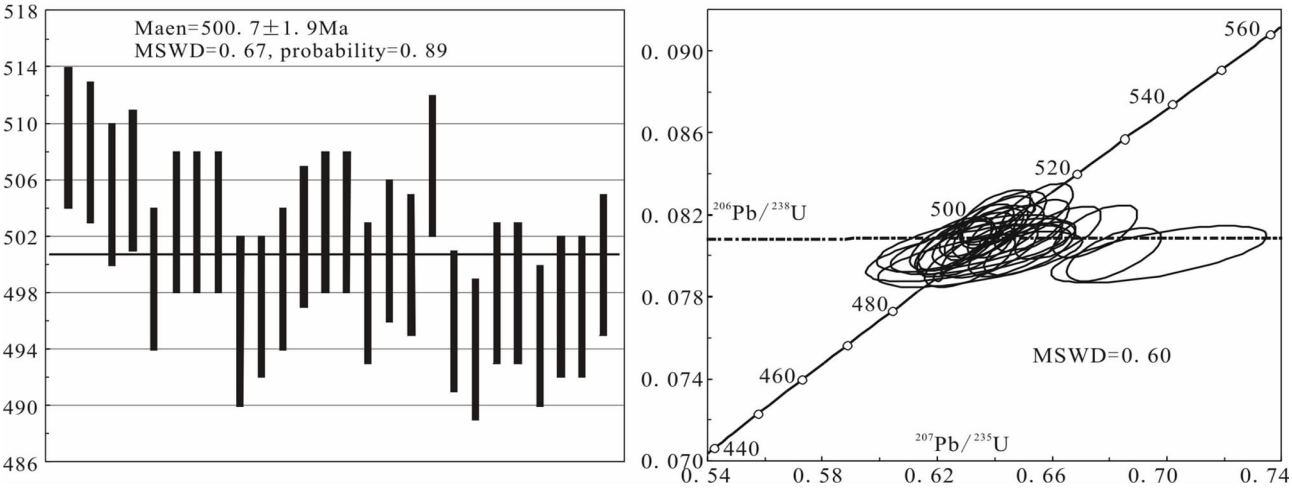


图 8 锆石 U-Pb $^{206}Pb/^{238}U$ 的加权平均年龄和$^{206}Pb/^{238}U$ 与$^{207}Pb/^{235}U$ 协和比值图

Fig. 8 The average ages about the $^{206}Pb/^{238}U$ of zircon U-Pb and the diagram of $^{207}Pb/^{235}U$ vs. $^{206}Pb/^{238}U$

GeoLas2005。激光剥蚀斑束直径为 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 NISTSRM610 进行仪器最佳化,采样方式为单点剥蚀。对于大多数元素单点分析的相对标准偏差为 5% ~ 15%。

4.2 分析结果

本文对在约马克其镁铁-超镁铁岩中的辉长岩时进行锆石 LA-ICP-MS 原位 U-Pb 定年。样品(07b-42)采集位置见图 2。

根据阴极发光图像(图 7)和锆石镜下特征,选取晶形完整,自形程度高,颗粒较大,具有明显的震荡环带的 30 颗锆石进行剥蚀测试;并在进行普通铅校正后,剔除铅丢失严重的点,最终选择 22 颗锆石的 24 点进行剥蚀参与年龄计算,这些锆石 Th/U 值都集中在 0.6 ~ 0.8 之间(表 2),显示了岩浆锆石的特征。对 22 颗锆石 24 点测试显示:所有锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 495 ± 5 ~ 510 ± 5 Ma 之间,权平均年龄为 500.7 ± 1.9Ma(MSWD = 0.67, 1σ),其中 2 个测点(16 和 18 点)位于锆石核部,显示锆石的核-边部年龄一致,在 U-Pb 协和图上(图 8),所有分析点都分布于谐和线上或附近,表明这些锆石几乎没有 U 或 Pb 的丢失和加入,样品可信度高。因此约马克其镁铁岩—超镁铁岩中辉长岩形成于 500.7 ± 1.9Ma,为晚寒武世。

5 讨论

5.1 约马克其镁铁-超镁铁岩的性质

约马克其镁铁-超镁质岩主要岩石类型有:橄榄辉石岩、辉橄岩、巨晶角闪岩、粗粒辉长岩、中粒辉长岩、细粒辉长岩、玄武岩及少量辉长辉绿岩等,其中超基性岩辉长岩呈断层接触,辉长岩和玄武岩之间也呈断层接触关系(图 2),表现为蛇绿岩岩石组合特征。

m/f 值是区分蛇绿岩型超基性岩和层状基性-超基性杂

表 2　锆石 U-Pb 定年测试数据和结果

Table 2　The datas and results of zircon U-Pb dating

点号	$^{207}Pb/^{206}Pb$		$^{207}Pb/^{235}U$		$^{206}Pb/^{238}U$		$^{208}Pb/^{232}Th$		$^{232}Th/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$		$^{207}Pb/^{235}U$		$^{206}Pb/^{238}U$		$^{208}Pb/^{232}Th$	
	比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ		年龄(Ma)	1σ	年龄(Ma)	1σ	年龄(Ma)	1σ	年龄(Ma)	1σ
1	0.05773	0.00075	0.65429	0.00845	0.08220	0.00086	0.02533	0.00029	0.71889	520	13	511	5	509	5	506	6
4	0.05661	0.00076	0.63944	0.00848	0.08191	0.00085	0.02481	0.00029	0.67474	476	14	502	5	508	5	495	6
5	0.05809	0.00077	0.65241	0.00858	0.08145	0.00085	0.02525	0.00029	0.77844	533	13	510	5	505	5	504	6
6	0.05690	0.00076	0.64031	0.00849	0.08161	0.00085	0.02506	0.00030	0.67470	488	13	502	5	506	5	500	6
7	0.05638	0.00078	0.62558	0.00854	0.08047	0.00084	0.02494	0.00030	0.62845	467	14	493	5	499	5	498	6
8	0.05751	0.00080	0.64354	0.00885	0.08115	0.00085	0.02465	0.00030	0.65068	511	14	504	5	503	5	492	6
9	0.05653	0.00078	0.63313	0.00863	0.08122	0.00085	0.02496	0.00030	0.71567	473	14	498	5	503	5	498	6
10	0.05704	0.00079	0.63801	0.00872	0.08111	0.00085	0.02532	0.00031	0.67084	493	14	501	5	503	5	505	6
13	0.05732	0.00204	0.63546	0.02147	0.08041	0.00090	0.02497	0.00024	0.64603	504	80	499	13	499	5	498	5
14	0.05691	0.00083	0.63578	0.00916	0.08101	0.00085	0.02507	0.00032	0.66846	488	15	500	6	502	5	500	6
15	0.06028	0.00089	0.67479	0.00979	0.08117	0.00085	0.02567	0.00034	0.63804	614	15	524	6	503	5	512	7
16	0.05918	0.00090	0.66169	0.00997	0.08108	0.00086	0.02485	0.00033	0.87380	574	16	516	6	503	5	496	7
17	0.05646	0.00086	0.62573	0.00941	0.08036	0.00085	0.02454	0.00033	0.69091	471	16	493	6	498	5	490	7
18	0.05677	0.00089	0.63240	0.00973	0.08077	0.00086	0.02500	0.00035	0.78895	483	17	498	6	501	5	499	7
19	0.05618	0.00088	0.62435	0.00968	0.08058	0.00086	0.02498	0.00035	0.60225	459	17	493	6	500	5	499	7
20	0.05697	0.00088	0.64280	0.00982	0.08181	0.00087	0.02577	0.00036	0.62607	490	17	504	6	507	5	514	7
21	0.06175	0.00101	0.68145	0.01091	0.08001	0.00085	0.02633	0.00039	0.73020	665	17	528	7	496	5	525	8
22	0.05738	0.00097	0.63077	0.01050	0.07971	0.00086	0.02574	0.00039	0.56107	506	19	497	7	494	5	514	8
24	0.05886	0.00097	0.65182	0.01059	0.08030	0.00086	0.02551	0.00039	0.78464	562	18	510	7	498	5	509	8
25	0.05843	0.00100	0.64684	0.01086	0.08027	0.00086	0.02530	0.00039	0.75549	546	19	507	7	498	5	505	8
26	0.05768	0.00226	0.63447	0.02375	0.07978	0.00091	0.02475	0.00024	0.74755	518	88	499	15	495	5	494	5
28	0.05767	0.00104	0.63762	0.01123	0.08016	0.00087	0.02530	0.00042	0.69894	517	21	501	7	497	5	505	8
29	0.05686	0.00104	0.62909	0.01128	0.08023	0.00087	0.02593	0.00044	0.64596	486	21	496	7	497	5	517	9
30	0.05677	0.00205	0.63064	0.02160	0.08057	0.00092	0.02504	0.00024	0.57957	483	82	496	13	500	5	500	5

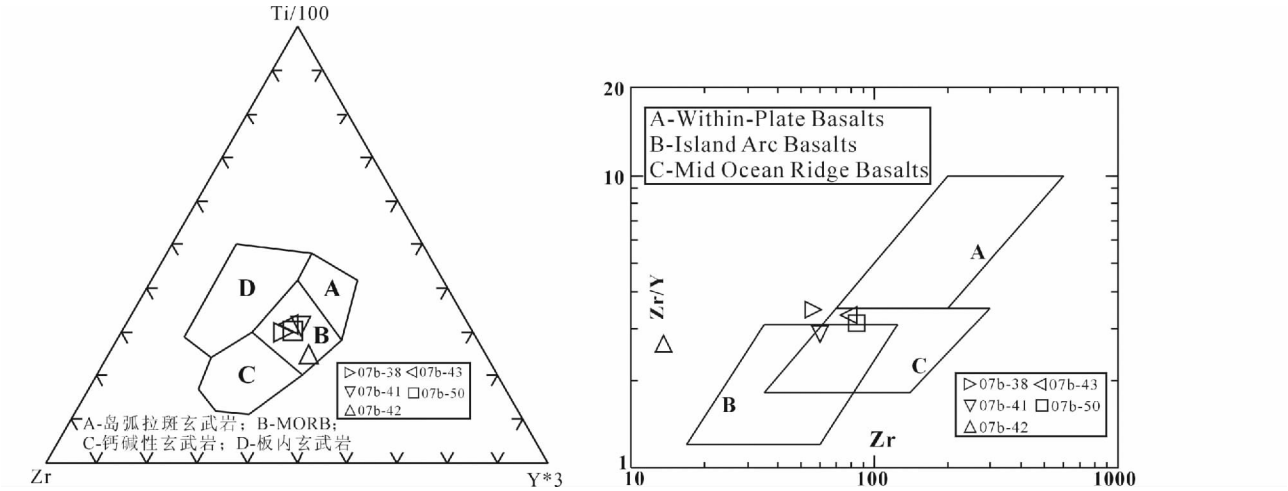


图 9 约马克其基性岩 Ti/100-Zr-Y ×3(据 Pearce and Cann, 1973)和 Zr/Y-Zr(据 Pearce, 1982)构造环境判别图

Fig. 9 Ti/100-Zr-Y ×3 (after Pearce and Cann, 1973) and Zr/Y-Zr (after Pearce, 1982) diagram for the tectonic setting of Yuemakeqi basalt

岩的参考指标,镁质超基性岩多与蛇绿岩及相关的铬铁矿有关,m/f 值大于 6.5;铁质超基性岩与基性-超基性杂岩有关,m/f 值多小于 6.5(武汉地质学院, 1980)。约马克其镁铁-超镁质岩中超基性岩 m/f 为 9.49 ~ 9.64,和北祁连玉石沟蛇绿岩、西藏罗布沙蛇绿岩(表 1、图 5a)相同,都为镁质超基性岩,结合玄武岩和辉长岩的地球化学特征,我们认为约马克其镁铁-超镁质岩为一典型的蛇绿岩单元。

5.2 形成环境

约马克其镁铁-超镁铁质岩化学特征虽然类似于洋中脊玄武岩的特征(图 5b);球粒陨石标准化稀土分配模式与洋中脊玄武岩相似, 呈平坦分布; 在不同类型玄武岩构造环境判别图中(图 9),辉长岩和玄武岩均洋脊玄武岩区,所以约马克其镁铁-超镁铁质岩为形成于洋脊环境的蛇绿岩。玄武岩和辉长岩$(Th/Nb)_N$为 0.56 ~ 0.08 远小于 1,表明在岩浆演化过程中没有受到岩石圈地幔或地壳的混染。

5.3 时代及意义

塔里木地块、柴达木地块、阿拉善地块在构造演化上具有许多共性,都具有晋宁期(900Ma)形成的基底,震旦纪—早古生代都发育一套稳定的沉积盖层,其中震旦系冰碛岩、下寒武统含磷层广泛分布,说明震旦纪以后它们曾是一个统一的整体,称之为"西域板块"(葛肖虹等, 2000),它们可能是 Rodinia 超大陆的组成部分;新元古代中晚期(约 825Ma),Rodinia 超大陆发生裂解形成阿尔金裂谷系(陆松年, 2002);之后大陆裂谷向大洋裂谷转化,于晚寒武世 500.7 ± 1.9Ma 形成约马克其蛇绿岩,它们是 Rodinia 超大级大陆裂解的产物。

5.4 含矿性分析

近年来,随着 1∶25 万区调工作的结束,阿尔金地区发现了几处与镁铁-超镁铁岩分布一致的铜镍等元素的综合化探异常,如约马克其(前人称清水泉岩体)、长沙沟、秦布拉克等,这些镁铁-超镁铁岩的含矿性倍受关注。约马克其镁铁-超镁铁岩表现为铜矿化,矿化带位于蛇绿岩单元上部的玄武岩中,主要金属矿物有:黄铜矿、黄铁矿和孔雀石等。而区域上 Ni 化探异常可能为含镍蛇纹所致,约马克其镁铁-超镁铁岩中超基性,m/f 为 9.49 ~ 9.64,为镁质超基性岩,全岩 Ni 含量 0.21% (ICP-MS 分析),接近于原始地幔的标准值(0.20%),而蛇纹石中 Ni 含量 0.13% ~ 0.25%,并且在对其进行物相分析时没有发现单独的镍硫化物,因此我们认为该岩体中的 Ni 异常是由镍蛇纹石引起。因而约马克其镁铁-超镁铁岩可能的矿产应为与蛇绿岩有关的铜矿床。

6 结论

(1)约马克其镁铁-超镁铁岩具蛇绿岩的岩石组合特征,超镁铁质组分 m/f 为 9.49 ~ 9.64,为镁质超基性岩,为卷入到阿尔金断裂带的蛇绿岩片,不利于形成与基性-超基性杂岩有关的铜镍矿床。

(2)约马克其蛇绿岩形成于晚寒武世 500.7 ± 1.9Ma 的大洋中脊环境。

(3)约马克其地区铜地球化学异常由产于蛇绿岩单元上部的玄武岩中铜化所致,而镍地球化学异常可能为含镍蛇纹石所致,因而马克其镁铁-超镁铁岩具有找寻与蛇绿岩有关的铜矿床的可能。

致谢 本研究锆石 LA-ICP-MS 原位 U-Pb 定年得到西北大学大陆动力学实验室柳小明和第五春荣等人的大力支持和帮助,元素分析得到西安地质矿产研究所测试中心的大力支持,张招崇、苏尚国教授悉心审稿提出宝贵修改意见,在此一并致谢。

References

Cui JW, Tang ZM, Deng JF, Yue YJ, Meng LS and Yu QF. 1999. Altun Fault System. Beijing: Geological Publishing House, 39 – 52 (in Chinese with English abstract)

Dong XY, Li X, Ye LH, Li JM, Zheng JT, Wang YS, Yang XZ and Zhao DH. 1995. Ultramafic Rocks in China. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 71 (in Chinese with English abstract)

Earth Sciences Dictionary: Basic Subject Book. 2006. Beijing: Geological Publishing House, 445 – 447 (in Chinese)

Ge XH, Liu YJ, Ren SM, Ye HW, Liu JL and Pan HX. 2001. Re-understanding on some academic problems of the Altun Fault. Chinese Journal of Geology, 36 (3): 319 – 325 (in Chinese with English abstract)

Ge XH, LiuYj and RenSM. 2002. Uplift dynamics of the Qinghai-Tibet Plateau and Altun Fault. Geology of China, 29 (4): 346 – 350 (in Chinese with English abstract)

Ge XH and Liu JL. 2000. The Broken "Western China Craton". Acta Petroologica Sinica, 16 (1): 59 – 66 (in Chinese with English abstract)

Hou QY, Zhao ZD, Zhang HF, Zhang BR and Chen YL. 2005. The isotopic composition of the Indian-Ocean-type MORB ophiolites in Yushigou, northern Qilian and their geological significance. Science in China (Ser. D), 35(8): 710 – 719 (in Chinese)

Hu SF, Zhong H, Liu BG and Zhou XH. 2001. Geochemistry of the Hongge layered intrusion in the Panxi area. Geochimica, 30 (2): 131 – 139 (in Chinese with English abstract)

Huang JQ, Ren JS *et al*. 1980. Tectonic and Evolution of China. Beijing: Science Press, 107 – 110 (in Chinese)

Li M, Hu CX, Zhao ZQ, Zhang HQ, Ma ZY and Du XR. 2005. Features of Yuemakaqi copper deposit in Altyn area, Xinjiang Autonomous Region. Geological Survey and Research, 28 (2): 111 – 114 (in Chinese with English abstract)

Li WY. 1996. Metallogenic Series and Geochemistry of Nickel-Copper Sulflide Deposits in China. Xi'an: Xi'an Cartographic Publishing House, 11 – 44 (in Chinese)

Liu GF. 2003. Geology and metallogenic analsis of the Qingshuiquan copper-gold-platinun- deposit in Altun, Xinjiang. Mineral Resources and Geology, 17(3): 214 – 217 (in Chinese with English abstract)

Liu L, Che ZC, Wang Y, Luo JH, Wang JQ and Gao JZ. 1998. The evidence of Sm-Nd isochron age for the Early Paleozoic ophiolite in Mang'ai area, Altun Mountains. Chinese Science Bulletin, 43 (8): 880 – 883 (in Chinese)

Liu L, Zhang AD, Chen DL, Yang JX, Luo JH and Wang C. 2007. Implication based on LA-ICP-MS zircon U-Pb ages of eclogite and its country rock from Jianggalesayi area, Altun Tagh. Earth Science Frontiers, 14(1): 98 – 107 (in Chinese with English abstract)

Lu SN. 2002. Preliminary Study of Precambrian Geology in the North Tibet-Qinghai Plateau. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese)

Ma ZP, Li XM, Sun JM, Xu XY, Lei YX, Wang LS and Duang XX. 2009. Discovery of layered mafic-ultramafic intrusion in Changshagou, Altyn Tagh, and its geological implication: A pilot study on its petrological and geochemical characteristics. Acta Petrologica Sinica, 25 (4): 793 – 804 (in Chinese with English abstract)

Pearce JA and Cann GH. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet. Sci. Lett., 19: 339 – 349

Pearce JA. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorps RS (ed.). Andesites. New York: John Wiley and Sons

Petrological Staff Room of Geological Collage of Wuhan. 1980. Igneous Pertogenesis. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese)

Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A and Norry M (eds.). Magmatism in the Ocean Basin. Geological Society Special Publication, 42: 313 – 345

Taylor SR and McLennan SM. 1985. The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell, Oxford Press

Wang XF, Chen XH, Chen ZL, Chen BL, Wang LQ, Yang F and Wang KZ. 2004. Geological Setting for Metallogenesis and Prospecting of Ore Deposit in the Altyn Tagh Area. Beijing: Geological Publishing House, 185 – 196 (in Chinese with English abstract)

Xiao PX. 2003. The geological features of ophiolite tectonic mixtite belt from Qingshuiquan to Mang'ai in the middle section of Altun Tagh. Northwestern Geology, 36 (2): 20 – 29 (in Chinese with English abstract)

Xu ZQ, Yang JS, Zhang JX, Jiang M, Li HB and Cui JW. 1999. A comparison between the tectonic units on the two sides of the Altun sinistral strike-slip fault and the mechanism of lithospheric shearing. Acta Geologica Sinica, 73 (3): 193 – 205 (in Chinese with English abstract)

Xu ZQ, Yang JS and Jang M. 2001. Collision-orogeny of the northern Qinghai-Tibet Plateau and its deep dynamics. Acta Geoscientia Sinica, 22 (1): 5 – 10 (in Chinese with English abstract)

Ye PS, Jiang W, Wu ZH, Hu DG and Liu QS. 2006. Geochemical characteristics of ophiolites in Zedang-Luobusha, Tibetan and their tectonic significance. Geoscience, 20 (3): 370 – 377 (in Chinese with English abstract)

Yin A. 2001. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen in the context of Phanerozoic continental growth of Asia. Acta Geoscientia Sinica, 22 (3): 193 – 230 (in Chinese with English abstract)

Yuan GB, Wang HC, Li HM, Hao GJ, Xin HT, Zhang BH, Wang QH and Tian Q. 2002. Zircon U-Pb age of the gabbros in Lvliangshan area on the northern margin of Qaidam Basin and its geological implication. Progress in Precambrian Research, 25 (1): 37 – 40 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

地球科学大辞典——基础学科卷. 2006. 北京:地质出版社,445 – 447

董显扬,李行,叶良和,李金铭,郑金田,王懿圣,杨轩柱,赵东宏. 1995. 中国超镁铁质岩. 北京:地质出版社,1 – 71

崔军文,唐哲明,邓晋福,岳永军,孟令顺,余钦范等. 1999. 阿尔金断裂系. 北京:地质出版社,39 – 52

葛肖虹,刘永江,任收麦,叶慧文,刘俊来,潘宏勋. 2001. 对阿尔金断裂科学问题的再认识. 地质科学,36(3):319 – 325

葛肖虹,刘永江,任收麦. 2002. 青藏高原隆升动力学与阿尔金断裂. 中国地质,29(4):346 – 350

葛肖虹,刘俊来. 2000. 被肢解的西域克拉通. 岩石学报,16(1):59 – 66

侯青叶,赵志丹,张宏飞,张本仁,陈岳龙. 2005. 北祁连玉石沟蛇绿

岩印度洋 MORB 型同位素组成特征及其地质意义. 中国科学(D 辑),35(8):710 – 719

胡素芳,钟宏,刘秉光,周新华. 2001. 攀西地区红格层状岩体的地球化学特征. 地球化学, 30(2): 131 – 139

黄汲清,任继舜等. 1980. 中国大地构造及其演化. 北京:科学出版社,107 – 110

李铭,胡呈祥,赵志强,张红强,马占友,杜晓冉. 2005. 新疆阿尔金地区约马克其铜矿床特征. 地质调查与研究,28(2):111 – 114

李文渊. 1996. 中国铜镍硫化物矿床成矿系列与地球化学. 西安:西安地图出版社,11 – 44

刘国范. 2003. 新疆阿尔金地区清水泉铜金铂矿床特征及成因浅析. 矿产与地质,17(3):214 – 217

刘良,车自成,王焰,罗金海,王建其,高章鉴. 1998. 阿尔金茫崖地区早古生代蛇绿岩的 Sm-Nd 等时线年龄证据. 科学通报, 43(8):880 – 883

刘良,张安达,陈丹玲,杨家喜,罗令海,王超. 2007. 阿尔金江尕勒萨依榴辉岩和围岩锆石 LA-ICP-MS 微区原位定年及其地质意义. 地学前缘,14(1):98 – 107

陆松年. 2002. 青藏高原北部前寒武纪地质初探. 北京:地质出版社

马中平,李向民,孙吉明,徐学义,雷永孝,王立社,段星星 . 2009. 阿尔金山南缘长沙沟镁铁-超镁铁质层状杂岩体的发现与地质意义——岩石学和地球化学初步研究. 岩石学报,25(4): 793 – 804

王小凤,陈宣华,陈正乐,陈柏林,王连庆,杨风,王克卓. 2004. 阿尔金地区成矿地质条件与远景预测. 北京:地质出版社,185 – 196

武汉地质学院岩石教研室. 1980. 岩浆岩岩石学. 北京:地质出版社,191 – 196

许志琴,杨经绥,张建新,姜枚,李海兵,崔军文. 1999. 阿尔金断裂两侧构造单元的对比及岩石圈剪切机制. 地质学报,73(3):193 – 205

许志琴,杨经绥,姜枚. 2001. 青藏高原北部的碰撞造山及深部动力学. 地球学报,22(1):5 – 10

校培喜. 2003. 阿尔金山中段清水泉-茫崖蛇绿岩构造混杂岩带地质特征. 西北地质,36(2):20 – 29

叶培盛,江万,吴珍汉,胡道功,刘琦胜. 2006. 西藏泽当—罗布莎蛇绿岩的地球化学特征及其构造意义. 现代地质,20(3):370 – 377

尹安. 2001. 喜马拉雅-青藏高原造山带地质演化——显生宙亚洲大陆生长. 地球学报,22(3):193 – 230

袁桂邦,王惠初,李惠民,郝国杰,辛后田,张宝华,王青海,田琪. 2002. 柴北缘绿梁山地区辉长岩的锆石 U-Pb 年龄及意义. 前寒武纪研究进展,25(1):37 – 40