第80卷 第7期
2006年7月
地 质 学 报 ACTA GEOLOGICA SINICA
Vol. 80 No. 7
July 2006
http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

# 西天山菁布拉克基性杂岩体的地球化学特征

张作衡[1)]，王志良[1)]，毛景文[1)]，柴凤梅[2)]，杨富全[1)]，杨建民[1)]
1)中国地质科学院矿产资源研究所，北京，100037；2)新疆大学资源与环境学院，乌鲁木齐，830046

**内容提要**：对与特克斯县菁布拉克铜镍硫化物矿床密切相关的基性杂岩体的地球化学研究表明，该岩体以低Ti、亏损Nb和Ta、富集大离子亲石元素和微富集轻稀土元素为特征。结合其同位素特征，提出该岩体的形成与南天山洋板块向中天山板块俯冲碰撞作用有关，岩浆起源于MORB源的亏损地幔，由于南天山洋壳向亏损地幔的俯冲，导致岩浆具有岛弧岩浆的特点。在侵位过程中遭受地壳和围岩的混染作用较弱。

**关键词**：基性杂岩体；地球化学特征；成岩机制；菁布拉克；西天山

菁布拉克镁铁质—超镁铁质岩带由十余个大小不等的侵入体组成，位于西天山那拉提山脊断裂和伊什基里克山南麓断裂附近（图1），是新疆北部镁铁质—超镁铁质岩带的重要组成部分，并且已经发现有菁布拉克小型铜镍硫化物矿床，但受自然条件的影响，这些岩体的研究工作程度相对较低。王作勋等（1990）认为菁布拉克一带的基性—超基性岩带为被肢解的蛇绿岩残块，郝杰等（1993）测得岩带内的长阿乌子辉长岩中的辉石的$^{40}Ar$-$^{39}Ar$测年结果为439.4±26.7Ma，认为其为蛇绿混杂岩的形成年龄，即洋壳年龄。倪守斌等（1994，1995）和陈江峰等（1995）先后对菁布拉克一带基性岩带的Sr、Nd同位素等进行了研究，并认为菁布拉克等岩体与阿尔泰南缘的喀拉通克和东天山地区的黄山基性—超基性岩体等形成于同一构造环境，即后碰撞伸展环境。本文试图通过对菁布拉克岩体不同岩相的常量、微量和稀土元素地球化学特征的系统研究来探讨岩浆形成和演化机制，并为矿床成矿背景和成矿环境研究提供一些证据。

## 1 基本地质特征

菁布拉克铜镍矿床及其相关的基性杂岩体位于新疆特克斯县城东南约120km的哈里克套山北坡，中心地理坐标为东经82°18′00″，北纬42°56′00″。大地构造上位于塔里木板块和伊犁板块的交接处，北东东走向的那拉提山脊深断裂是两者之间的缝合线（王作勋等，1990）。该地区岩浆活动强烈，岩浆岩主要分布在那拉提山脊断裂以北，出露有镁铁质—超镁铁质岩和中酸性岩类，主要岩浆活动时期为海西期（王作勋等，1990）。菁布拉克镁铁质—超镁铁质岩带由多个大小不等的侵入体组成，分布在那拉提山脊断裂和伊什基里克山南麓断裂附近（图1），菁布拉克是其中最大的一个。典型的层状侵入体分布于大断裂或次级断裂附近，以菁布拉克和喀拉达拉等岩体为代表，分异良好。菁布拉克岩体由闪长岩、辉长岩、橄榄辉长岩、橄榄岩等岩相组成。喀拉达拉岩体由浅色辉长岩、深色辉长岩、橄榄辉长岩和辉绿岩组成。乔勒铁克西和苏鲁两岩体出露面积较小，仅见辉长岩相。另一些为沿大断裂产出的小岩体，以长阿乌子岩体为代表，主要由辉橄岩、辉长岩组成。丘拉克特勒克岩体则由辉长岩和辉绿岩组成（陈江峰等，1995）。这些岩体均十分破碎，蛇纹岩化强烈。

菁布拉克含矿岩体侵位于古元古界片麻岩、片岩、角闪岩夹大理岩的变质岩系内。岩体地表形态呈一北东向眼球状（图2），长2.5km，中部最宽1.3km，面积2.4km$^2$。整个矿区共发现矿体16个，其中盲矿体10个，长20～400m不等，一般为37～80m，宽1～27m，多数为2.5～10m，深22.5～185m不等。各矿体Ni平均品位为0.24%～0.49%，最高达2.3%；Cu品位0.11%～0.72%，最高7.75%。该矿床已经探明镍（C+D）级储量4184t，铜D级储量1101t，钴24t。矿床从发现以来，断断续续的民采一

注：本文为国家自然科学基金资助项目（编号40402012）和国土资源大调查项目（编号1212010561603-3）的成果。
收稿日期：2006-01-11；改回日期：2006-04-12；责任编辑：章雨旭。
作者简介：张作衡，男，1971年生。副研究员，2002年7月于中国地质科学院获博士学位。主要从事金属矿床成矿作用和矿床地球化学研究。
通讯地址：100037，北京市百万庄大街26号；电话：010－68999050；Email：zuoheng@hotmail.com。

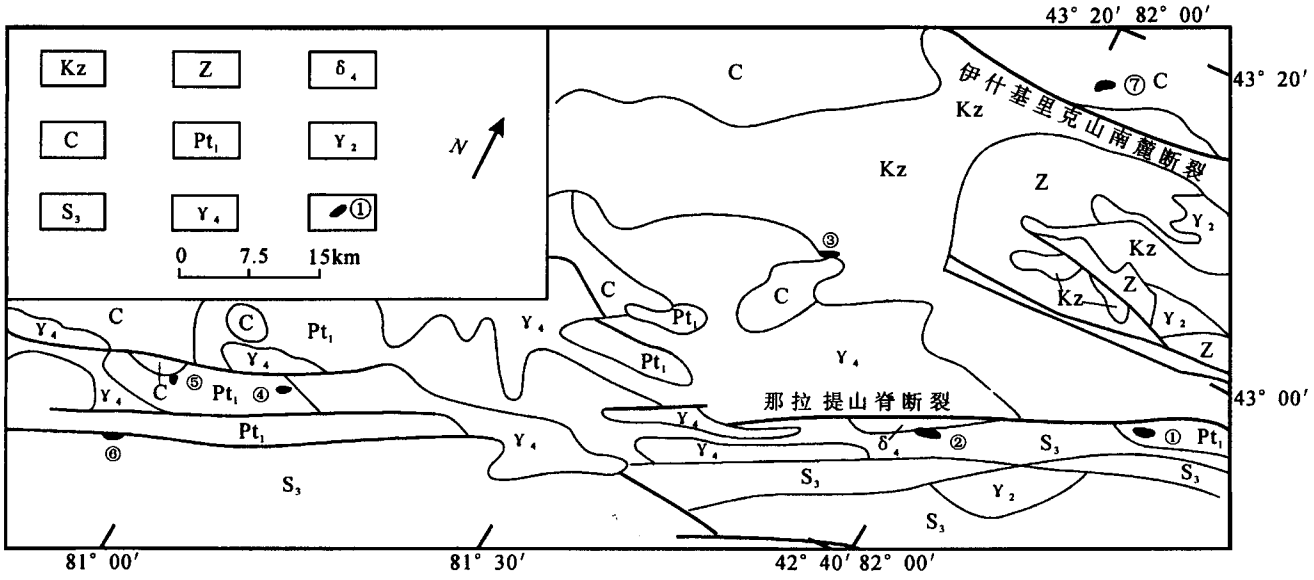


图 1 西天山菁布拉克区域地质简图及岩体分布示意图(据陈江峰等,1995,修改)

Fig. 1 Geological map of the Qingbulake region, Western Tianshan Mts., showingthe location of the study area and distribution of the complexes (modified from Chen Jiangfeng et al., 1995)

Kz—新生界砂砾岩;C—石炭系灰岩及碎屑岩;$S_3$—上志留统片岩、千枚岩;Z—震旦系大理岩、片岩;$Pt_1$—古元古界灰岩、片岩、片麻岩;$\gamma_4$—海西期花岗岩;$\delta_4$—海西期闪长岩;$\gamma_2$—元古宙花岗岩;①~⑦—镁铁质岩体及其编号:①菁布拉克岩体;②恰干萨依岩体;③丘拉克特勒克岩体;④乔勒铁克西岩体;⑤苏鲁岩体;⑥长阿乌子岩体;⑦喀拉达拉岩体

Kz—Cenozoic sandstone and conglomerate; C—Carboniferous limestone and clastic rock; $S_3$— Upper Silurian schist and phyllite; Z—Sinian marble and schist; $Pt_1$—Paleoproterozoic limestone, schist and gneiss; $\gamma_4$— Hercynian granite; $\delta_4$—Hercynian diorite; $\gamma_2$—Proterozoic granite; ①~⑦—intrusion and its number: ① Qingbulake; ②Qiagansayi; ③Qiulaketeleke; ④Qiaoletiekexi; ⑤Sulu; ⑥Qiong'awuzi; ⑦Kaladala

直存在,8 号矿体已采完,1 号矿体正在开采。

矿石主要有浸染状和致密块状两种类型。多数矿体是以星散—稀疏浸染状矿石为主,少数为中等浸染状矿石,产于橄榄岩、橄榄辉长岩和辉石岩内;矿体形态呈凸镜状、似层状,产状与矿体所在岩相产状一致,绝大多数矿体属于这一类。另一类由致密块状矿石组成,矿体呈筒状,与围岩界线清楚,这类矿石主要见于 8 号矿体。主要金属矿物有磁黄铁矿、黄铜矿、镍黄铁矿、紫硫镍铁矿、辉铁镍矿、黄铁矿等,还可见到少量辉铜矿、斑铜矿、孔雀石、黑铜矿等。

## 2 岩相学特征

菁布拉克岩体分异良好,可划分为四个岩相带,各岩相基本呈环状分布,由边部向中心依次为次闪石化辉石闪长岩—辉长岩带、橄榄辉长岩—次闪石化辉石岩带、辉石橄榄岩带和次辉石化辉石岩—橄榄辉长岩带(董连慧等[1];新疆维吾尔自治区地质局[2])。主要造岩矿物为辉石、角闪石、斜长石、黑云母、橄榄石和不透明金属硫化物等,其各种矿物含量随岩石类型的不同而有较大的变化。岩石普遍遭受不同程度的蚀变,主要为蛇纹石化、绿泥石化、阳起石化、绢云母化和纤闪石化。

岩石中常见结构有自形—半自形中—细粒结构、嵌晶结构、辉长结构和反应边结构等典型镁铁—超镁铁质岩结构特征,以块状构造为主。由于受到样品新鲜程度的限制,本次研究未能做到对矿区所有类型的岩相样品进行分析,研究中用于测试的各岩石类型的基本特征描述如下:

(1)辉石闪长岩:岩石呈灰黑色,半自形粒状结构,块状构造。主要由斜长石、角闪石、辉石以及少量磷灰石和榍石以及金属矿物等组成(QBL-1)。

(2)辉长岩:呈灰绿黑色,半自形粒状结构、聚晶结构、嵌晶结构,块状构造。主要由斜长石(30%~45%)、辉石(30%)、角闪石、黑云母、磷灰石、榍石及不透明金属矿物组成。在含橄榄石的岩石中角闪石含量较高,达 40%以上,粒度较小,并可见角闪石聚集在一起而呈聚晶结构。辉石有单斜辉石和斜方辉石,单斜辉石的含量普遍高于斜方辉石。部分岩石中辉石与少量橄榄石被角闪石包裹,同时含有少量的黑云母等矿物。根据组成矿物的种类和含量不同,分

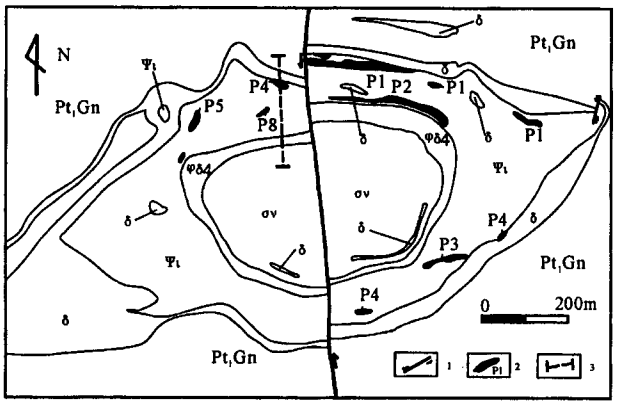


图 2　西天山菁布拉克铜镍矿矿区地质图
（据董连慧等[1]修改）

Fig. 2　Geological map of the Qingbulake ore district, Western Tianshan Mts.
(modified from Dong Lianhui et al.[1])

σν—橄榄辉长岩为主岩相；Ψδ₄—辉石橄榄岩为主岩相；Ψt—辉石岩为主岩相；δ—闪长岩为主岩相；Pt₁Gn—以片麻岩为主的围岩；1—平移断层；2—矿体及编号；3—取样路线

σν—Olivine—gabbro dominantly facies; Ψδ₄—pyroxene—peridotite dominantly facies; Ψt—pyroxenite dominantly facies; δ—diorite dominantly facies; Pt₁Gn—gneiss dominantly, wall-rock; 1—strike-slip fault; 2—ore body and its number; 3—sampling line

别有角闪辉长岩(QBL-5,QBL-14)，黑云母橄榄角闪辉长苏长岩(QBL-2,QBL-3,QBL-4,QBL-6)，角闪辉长苏长岩(QBL-7)、橄榄角闪辉长岩(QBL-18)。

(3)角闪辉石岩：呈灰黑色，半自形细粒状结构和嵌晶结构为主，块状构造。主要由斜长石(5%～10%)、辉石(35%～45%)、角闪石(30%～40%)以及少量的金属矿物(1%～5%)组成(QBL-13,QBL-15,QBL-16)，部分可见少量的橄榄石，形成橄榄角闪辉石岩(QBL-11)。

(4)辉石角闪石岩：呈黑色，半自形细粒粒状结构和嵌晶结构为主，块状构造。主要由斜长石(约5%)、角闪石(55%～65%)、辉石(20%～25%)以及少量的金属矿物组成(QBL-8,QBL-10)。

## 3　分析方法和结果

本次研究只选取了部分新鲜程度较高的样品，对同一样品进行了系统的常量元素、微量元素及稀土元素配套分析。测试工作在国家地质实验测试中心实验室完成。常量元素采用熔片 XRF 方法在 X 荧光光谱仪(3080E)上完成，其中 FeO 采用容量滴定法，$CO_2$ 用电导法，$H_2O^+$用重量法分析。稀土元素样品用 $Na_2O_2$ 熔融，经分离富集后用 ICP-MS 测定。Sc、V、Cr、Co、Ni、Cu、Zn、Rb、Sr、Zr、Nb、Ba、Hf、Ta、U、Th、Pb、Ga、Be、W、Cs、Mo、Li 样品经 $Na_2O_2$ 熔融后，水提酸化，用 ICP-MS 测定。本次用于研究的样

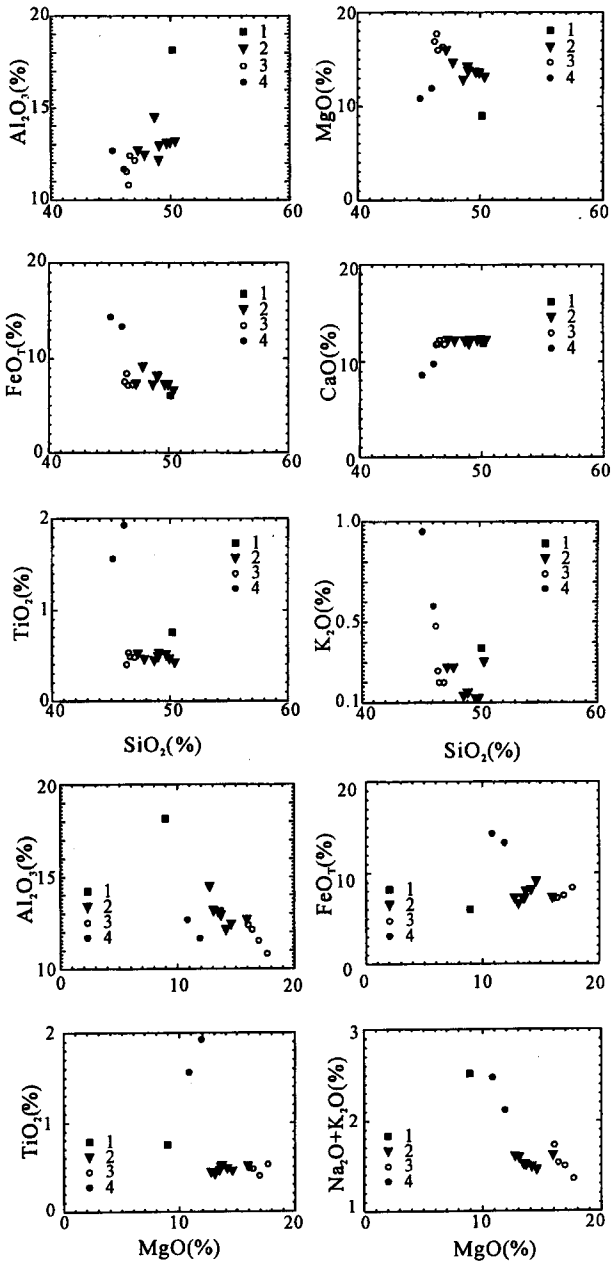


图 3　西天山菁布拉克镁铁质岩 $SiO_2$ 和 MgO 与主要氧化物关系图

Fig. 3　Diagrams of $SiO_2$ and MgO versus some major oxide of Qingbulake complex, Western Tianshan Mts.

1—闪长岩；2—辉长(苏长)岩；3—角闪辉石岩；4—辉石角闪石岩

1—Diorite; 2—gabbro(norite); 3—hornblende—pyroxenite; 4—pyroxene—hornblendite

品均采自菁布拉克矿区，由于岩体普遍遭受不同程度的风化和蚀变，因此尽量选择蚀变程度弱的样品来分析。

### 3.1 常量元素

常量元素的分析结果列于表 1，各样品的氧化物的总量为 97.70%～99.68%。由表 1 可知，菁布拉克岩体的 $SiO_2$ 含量总体较低，但变化幅度不大，为 45.14%～50.37%。$TiO_2$ 的含量为 0.40%～1.93%，但总体较低，绝大多数为 0.5%附近。$Al_2O_3$ 的含量变化较大，为 10.83%～18.15%，这主要与岩石中斜长石含量的高低有关。MgO 的含量介于 8.96%～17.67%，$FeO_T$ 的含量为 6.04%～14.35%，CaO 的含量为 8.59%～12.19%。$Mg^{\#}$（$Mg^{\#}=Mg/(Mg+Fe)$，假定 $Fe^{3+}/Fe^{2+}=0.15$，$FeO_T=0.9\cdot Fe_2O_3+FeO$）值介于 0.59～0.81。$K_2O$ 和 $Na_2O$ 的含量总体较低，分别为 0.12%～0.95%和 1.02%～2.14%。$K_2O+Na_2O$ 的含量变化于 1.36%～2.51%。图 3 反映了 $SiO_2$ 和 MgO 与各主要氧化物的相关关系。在 AFM 图（图 4）上，大多数落在拉斑玄武岩系列范围内，只有个别 $SiO_2$ 含量较高的样品落在钙碱性系列范围内。样品 $K_2O$ 的含量为 0.12%～0.95%，但多数为 0.3%以内，所以应属低钾拉斑玄武岩系列。

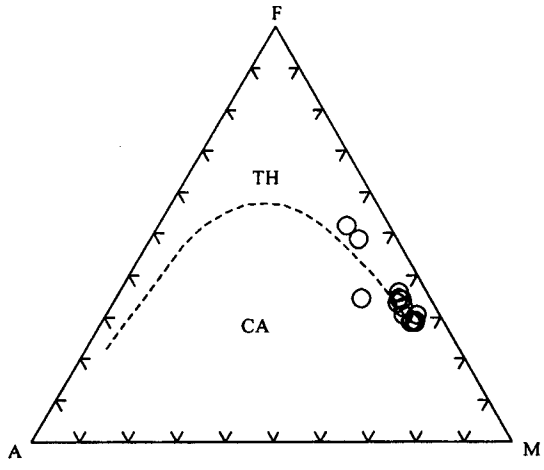


图 4 菁布拉克镁铁质岩 AFM 图解

Fig. 4 AFM diagram of Qingbulake complex

TH—拉斑玄武岩系列；CA—钙碱性玄武岩系列

TH—Tholeiite basaltic series; CA—calc-alkaline basaltic series

### 3.2 稀土和微量元素

菁布拉克岩体的稀土元素与微量元素分析结果列于表 2。由表 2 可知，岩体的稀土总量（ΣREE）总体变化较小，除两个富铁样品 QBL-8 和 QBL-10

表 1 西天山菁布拉克基性杂岩体常量元素分析结果（%）

Table 1 Major element analyses(%) of the Qingbulake basic complex body, western Tianshan Mts.

| 样品号码 | QBL-1 | QBL-2 | QBL-3 | QBL-4 | QBL-5 | QBL-6 | QBL-7 | QBL-8 | QBL-10 | QBL-11 | QBL-13 | QBL-14 | QBL-15 | QBL-16 | QBL-18 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 岩石类型 | 辉石闪长岩 | 辉长苏长岩 | 辉长苏长岩 | 辉长苏长岩 | 角闪辉长岩 | 辉长苏长岩 | 辉长苏长岩 | 辉石角闪岩 | 辉石角闪岩 | 角闪辉石岩 | 角闪辉石岩 | 角闪辉长岩 | 角闪辉石岩 | 角闪辉石岩 | 角闪辉长岩 |
| $SiO_2$ | 50.14 | 50.37 | 49.45 | 48.63 | 47.79 | 49.67 | 48.97 | 46.06 | 45.14 | 46.96 | 46.59 | 47.23 | 46.47 | 46.29 | 49.05 |
| $TiO_2$ | 0.75 | 0.42 | 0.46 | 0.44 | 0.45 | 0.50 | 0.48 | 1.93 | 1.56 | 0.48 | 0.49 | 0.51 | 0.53 | 0.40 | 0.52 |
| $Al_2O_3$ | 18.15 | 13.15 | 13.10 | 14.43 | 12.41 | 13.05 | 12.11 | 11.70 | 12.69 | 12.17 | 12.40 | 12.64 | 10.83 | 11.53 | 12.91 |
| $Fe_2O_3$ | 0.90 | 0.98 | 1.68 | 1.41 | 1.81 | 1.07 | 1.03 | 2.42 | 3.41 | 1.46 | 1.12 | 1.39 | 3.12 | 1.91 | 1.38 |
| FeO | 5.23 | 5.62 | 5.66 | 5.93 | 7.42 | 6.23 | 7.17 | 11.15 | 11.28 | 5.91 | 6.18 | 6.01 | 5.55 | 5.84 | 6.74 |
| $FeO_T$ | 6.04 | 6.51 | 7.17 | 7.20 | 9.05 | 7.19 | 8.10 | 13.33 | 14.35 | 7.23 | 7.19 | 7.26 | 8.36 | 7.56 | 7.98 |
| MnO | 0.12 | 0.15 | 0.15 | 0.14 | 0.16 | 0.15 | 0.16 | 0.24 | 0.23 | 0.13 | 0.13 | 0.14 | 0.14 | 0.14 | 0.16 |
| MgO | 8.96 | 13.05 | 13.49 | 12.74 | 14.56 | 13.56 | 14.15 | 11.88 | 10.81 | 16.35 | 16.01 | 15.93 | 17.67 | 16.92 | 13.68 |
| CaO | 11.88 | 12.09 | 12.17 | 12.08 | 12.08 | 12.10 | 11.79 | 9.78 | 8.59 | 11.79 | 12.19 | 12.11 | 11.83 | 11.78 | 12.09 |
| $Na_2O$ | 2.14 | 1.29 | 1.39 | 1.47 | 1.18 | 1.40 | 1.34 | 1.54 | 1.53 | 1.34 | 1.53 | 1.34 | 1.10 | 1.02 | 1.35 |
| $K_2O$ | 0.37 | 0.30 | 0.12 | 0.13 | 0.27 | 0.12 | 0.15 | 0.58 | 0.95 | 0.20 | 0.20 | 0.27 | 0.26 | 0.48 | 0.15 |
| $P_2O_5$ | 0.06 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.13 | 0.06 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.03 |
| 烧失 | 1.07 | 1.38 | 1.28 | 1.32 | 1.58 | 1.34 | 1.35 | 1.13 | 1.79 | 2.22 | 2.13 | 1.70 | 2.22 | 2.39 | 1.28 |
| 总量 | 99.68 | 98.74 | 98.81 | 98.61 | 99.57 | 99.12 | 98.64 | 98.30 | 97.70 | 98.91 | 98.91 | 99.17 | 99.44 | 98.53 | 99.20 |
| $Mg^{\#}$ | 0.74 | 0.79 | 0.78 | 0.77 | 0.75 | 0.78 | 0.77 | 0.63 | 0.59 | 0.81 | 0.81 | 0.80 | 0.80 | 0.81 | 0.76 |
| $K_2O+Na_2O$ | 2.51 | 1.59 | 1.51 | 1.60 | 1.45 | 1.52 | 1.49 | 2.12 | 2.48 | 1.54 | 1.73 | 1.61 | 1.36 | 1.50 | 1.50 |

表 2　西天山菁布拉克基性杂岩体稀土元素和微量元素分析结果($\times 10^{-6}$)

Table 2　REE and trace element analyses($\times 10^{-6}$) of the Qingbulake basic complex body, western Tianshan Mts.

| 样品原号 | QBL-1 | QBL-2 | QBL-3 | QBL-4 | QBL-5 | QBL-6 | QBL-7 | QBL-8 | QBl—10 | QBL-11 | QBL-13 | QBL-14 | QBL-15 | QBL-16 | QBL-18 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 岩石类型 | 辉石闪长岩 | 辉长苏长岩 | 辉长苏长岩 | 辉长苏长岩 | 角闪辉长岩 | 辉长苏长岩 | 辉长苏长岩 | 辉石角闪岩 | 辉石角闪岩 | 角闪辉石岩 | 角闪辉石岩 | 角闪辉长岩 | 角闪辉石岩 | 角闪辉石岩 | 角闪辉长岩 |
| La | 3.99 | 2.29 | 2.00 | 2.01 | 2.15 | 2.13 | 2.38 | 11.6 | 10.8 | 2.39 | 2.52 | 2.57 | 2.23 | 1.65 | 2.55 |
| Ce | 9.17 | 5.80 | 5.17 | 5.08 | 5.58 | 5.63 | 6.16 | 40.0 | 32.5 | 6.30 | 6.40 | 6.70 | 5.95 | 4.31 | 6.51 |
| Pr | 1.21 | 0.80 | 0.76 | 0.75 | 0.83 | 0.83 | 0.91 | 6.82 | 5.10 | 0.95 | 0.96 | 0.99 | 0.92 | 0.67 | 0.92 |
| Nd | 5.43 | 3.80 | 3.96 | 3.74 | 4.12 | 4.09 | 4.49 | 35.6 | 26.2 | 4.60 | 4.71 | 4.84 | 4.69 | 3.50 | 4.65 |
| Sm | 1.53 | 1.21 | 1.29 | 1.18 | 1.39 | 1.32 | 1.47 | 10.8 | 8.14 | 1.45 | 1.42 | 1.47 | 1.50 | 1.25 | 1.43 |
| Eu | 0.69 | 0.51 | 0.55 | 0.55 | 0.58 | 0.60 | 0.57 | 2.48 | 1.79 | 0.58 | 0.60 | 0.60 | 0.56 | 0.50 | 0.60 |
| Gd | 1.48 | 1.27 | 1.33 | 1.28 | 1.43 | 1.43 | 1.50 | 10.8 | 7.78 | 1.45 | 1.44 | 1.50 | 1.59 | 1.22 | 1.47 |
| Tb | 0.30 | 0.28 | 0.29 | 0.27 | 0.30 | 0.31 | 0.31 | 2.09 | 1.60 | 0.32 | 0.31 | 0.32 | 0.33 | 0.27 | 0.32 |
| Dy | 1.90 | 1.79 | 1.88 | 1.76 | 1.91 | 1.97 | 2.05 | 13.2 | 10.3 | 1.93 | 1.97 | 1.99 | 2.10 | 1.74 | 2.04 |
| Ho | 0.38 | 0.37 | 0.38 | 0.37 | 0.40 | 0.41 | 0.41 | 2.64 | 2.07 | 0.39 | 0.40 | 0.39 | 0.42 | 0.34 | 0.41 |
| Er | 1.17 | 1.12 | 1.17 | 1.08 | 1.16 | 1.20 | 1.23 | 7.85 | 6.22 | 1.17 | 1.19 | 1.20 | 1.22 | 1.00 | 1.23 |
| Tm | 0.16 | 0.16 | 0.16 | 0.14 | 0.15 | 0.16 | 0.17 | 1.07 | 0.86 | 0.16 | 0.16 | 0.17 | 0.16 | 0.14 | 0.17 |
| Yb | 1.08 | 0.96 | 1.01 | 0.94 | 1.01 | 1.03 | 1.09 | 6.53 | 5.48 | 1.02 | 1.03 | 1.04 | 1.06 | 0.85 | 1.08 |
| Lu | 0.16 | 0.14 | 0.16 | 0.14 | 0.14 | 0.16 | 0.17 | 0.95 | 0.81 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.16 | 0.13 | 0.16 |
| Ba | 60.6 | 28.7 | 21.3 | 27.0 | 52.5 | 20.8 | 25.0 | 159 | 231 | 24.7 | 26.9 | 42.4 | 18.1 | 32.3 | 25.1 |
| Rb | 15.3 | 9.48 | 3.92 | 3.57 | 10.9 | 3.19 | 3.67 | 37.3 | 74.5 | 4.9 | 3.07 | 8.77 | 3.74 | 23.7 | 4.97 |
| Sr | 328 | 213 | 234 | 287 | 156 | 232 | 189 | 364 | 484 | 205 | 216 | 203 | 110 | 185 | 248 |
| Y | 11.3 | 10.3 | 10.9 | 10.0 | 11.2 | 11.4 | 12.0 | 76.8 | 58.7 | 11.0 | 11.4 | 11.1 | 11.6 | 10.0 | 11.5 |
| Zr | 45.3 | 28.5 | 29.4 | 23.6 | 27.7 | 28.4 | 33.8 | 132 | 437 | 40.7 | 35.0 | 31.7 | 33.9 | 23.6 | 30.7 |
| Nb | 1.61 | 0.41 | 0.58 | 0.58 | 0.55 | 0.55 | 0.50 | 5.37 | 4.80 | 0.83 | 0.73 | 0.68 | 0.76 | 0.36 | 0.79 |
| Th | 0.58 | 0.35 | 0.31 | 0.24 | 0.29 | 0.33 | 0.29 | 1.87 | 2.8 | 0.33 | 0.37 | 0.28 | 0.19 | 0.19 | 0.36 |
| Pb | 5.22 | 3.44 | 3.66 | 2.72 | 2.94 | 2.87 | 1.79 | 5.21 | 6.04 | 3.43 | 12.1 | 4.11 | 4.98 | 3.11 | 2.63 |
| Ga | 14.9 | 9.77 | 11.8 | 11.5 | 10.1 | 10.6 | 7.97 | 17.4 | 16.8 | 9.49 | 10.2 | 10.3 | 9.09 | 9.06 | 10.8 |
| Zn | 79.8 | 63.2 | 76.0 | 69.1 | 85.9 | 91.0 | 57.7 | 127 | 131 | 68.9 | 75.8 | 78.8 | 79.9 | 71.8 | 75.6 |
| Cu | 55.8 | 38.3 | 49.5 | 55.2 | 86.0 | 20.3 | 62.3 | 65.0 | 1057 | 67.4 | 55.6 | 54.3 | 593 | 35.0 | 22.9 |
| Ni | 28.0 | 33.3 | 67.0 | 70.1 | 94.1 | 53.9 | 74.8 | 269 | 858 | 142 | 170 | 180 | 343 | 179 | 54.7 |
| V | 144 | 130 | 144 | 121 | 126 | 136 | 117 | 211 | 181 | 117 | 122 | 108 | 122 | 114 | 131 |
| Cr | 84.6 | 152 | 244 | 202 | 211 | 211 | 193 | 372 | 316 | 957 | 970 | 912 | 897 | 695 | 225 |
| Hf | 1.11 | 0.80 | 0.79 | 0.70 | 0.78 | 0.81 | 0.96 | 4.64 | 9.97 | 0.99 | 0.99 | 0.96 | 0.98 | 0.71 | 0.90 |
| Cs | 1.68 | 0.9 | 0.36 | 0.36 | 1.41 | 0.25 | 0.45 | 5.32 | 11.6 | 1.19 | 0.45 | 2.03 | 1.42 | 0.54 | 0.49 |
| Sc | 23.3 | 29.6 | 32.7 | 26.8 | 27.3 | 29.8 | 23.1 | 30.6 | 24.9 | 26 | 28.4 | 26.3 | 28 | 27.7 | 28.2 |
| Ta | 0.26 | 0.07 | 0.11 | 0.12 | 0.08 | 0.10 | 0.09 | 0.71 | 0.63 | 0.13 | 0.05 | 0.10 | 0.12 | 0.08 | 0.18 |
| Co | 37.8 | 42.2 | 57.1 | 56.5 | 73.0 | 49.3 | 48.5 | 66.3 | 99.9 | 58.0 | 63.3 | 58.2 | 46.4 | 63.0 | 58.5 |
| Li | 11.3 | 6.69 | 8.89 | 8.61 | 8.19 | 8.30 | 6.66 | 12.1 | 12.6 | 7.64 | 5.94 | 13.1 | 8.60 | 11.9 | 8.71 |
| Be | 0.41 | 0.19 | 0.21 | 0.25 | 0.25 | 0.22 | 0.18 | 0.96 | 1.22 | 0.23 | 0.23 | 0.27 | 0.21 | 0.17 | 0.24 |
| Mo | 0.41 | 0.24 | 0.19 | 0.23 | 0.23 | 0.14 | 0.07 | 0.11 | <0.05 | 0.34 | 0.23 | 0.07 | 0.87 | 0.25 | 0.17 |
| W | 0.48 | 0.22 | 0.3 | 0.32 | 0.38 | 0.31 | 0.05 | 0.58 | 0.11 | 0.27 | 0.33 | 0.30 | 0.71 | 0.34 | 0.48 |
| U | 0.16 | 0.09 | 0.08 | 0.07 | 0.07 | 0.08 | 0.08 | 0.63 | 0.65 | 0.09 | 0.11 | 0.09 | 0.31 | 0.07 | 0.09 |
| $\sum$REE | 28.65 | 20.5 | 20.11 | 19.29 | 21.15 | 21.27 | 22.91 | 152.43 | 119.65 | 22.86 | 23.26 | 23.93 | 22.89 | 17.57 | 23.54 |
| δEu | 1.38 | 1.25 | 1.27 | 1.36 | 1.25 | 1.33 | 1.16 | 0.69 | 0.68 | 1.21 | 1.27 | 1.22 | 1.10 | 1.22 | 1.25 |
| $(La/Yb)_N$ | 2.50 | 1.61 | 1.34 | 1.44 | 1.44 | 1.40 | 1.48 | 1.20 | 1.33 | 1.58 | 1.65 | 1.67 | 1.42 | 1.31 | 1.60 |
| La/Sm | 2.61 | 1.89 | 1.55 | 1.70 | 1.55 | 1.61 | 1.62 | 1.07 | 1.33 | 1.65 | 1.77 | 1.75 | 1.49 | 1.32 | 1.78 |
| Zr/Nb | 28.14 | 69.51 | 50.69 | 40.69 | 50.36 | 51.64 | 67.60 | 24.58 | 91.04 | 49.04 | 47.95 | 46.62 | 44.61 | 65.56 | 38.86 |
| Sm/Nd | 0.28 | 0.32 | 0.33 | 0.32 | 0.34 | 0.32 | 0.33 | 0.30 | 0.31 | 0.32 | 0.30 | 0.30 | 0.32 | 0.36 | 0.31 |
| Ti/V | 31.22 | 19.37 | 19.15 | 21.80 | 21.41 | 22.04 | 24.59 | 54.83 | 51.66 | 24.59 | 24.07 | 28.30 | 26.04 | 21.03 | 23.79 |

分别为 $152.43\times10^{-6}$和 $119.65\times10^{-6}$外,其余都介于 $17.57\times10^{-6}$～$28.65\times10^{-6}$之间。岩体中各样品的 La/Sm 值介于 1.07～2.61,球粒陨石标准化分配曲线表现为平缓型到轻稀土元素低度富集型(图

5)，明显不同于蛇绿岩套中岩石的 LREE 亏损的配分模式(董云鹏等，1997)，与岛弧拉斑玄武岩的稀土元素配分模式比较类似。但两个辉石角闪岩样品 QBL-8 和 QBL-10 相对于 La—Ce—Pr 富集 Nd—Sm 以及富集 MREE—HREE 的特征，稀土配分曲线表现出不对称的凸起模式，而且样品的 δEu 值为 0.68 和 0.69，这可能与斜长石的分离结晶作用有关。岩体中其他样品的轻重稀土分馏弱到中等，其 $(La/Yb)_N$ 介于 1.20～2.50 之间，样品的 δEu 值在 1.10～1.38 之间，Eu 具有微弱的正异常。MgO 与相容元素的关系图解如图 6 所示。

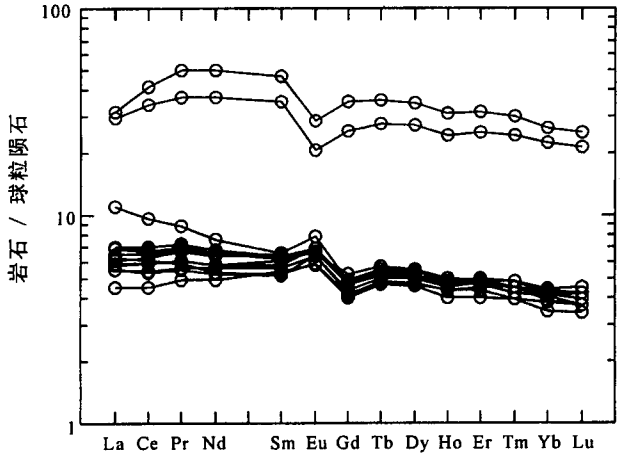


图 5 菁布拉克镁铁质岩稀土元素配分模式图
(标准化数据据 Taylor and McLennan，1985)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns of the Qingbulake basic complex
(after Taylor and McLennan，1985)

由图 7 可以看出，样品不相容元素原始地幔标准化微量元素配分曲线基本相似，相对于 Ce 和 Nd 富集 Sr，相对于 Ba 和 U，亏损 Th，相对于 La 和 Ta 亏损 Nb，P 也表现为亏损，Ti 总体微亏损但个别样品表现为微富集。总体上富集大离子亲石元素(LILE)，以 K 和 Sr 的正异常最为明显，相对亏损高场强元素(HFSE)，尤其明显亏损 Nb、P 和 Ta。

## 4 岩石成因讨论

### 4.1 岩浆源区

由于 Ti、Zr、Y、Cr、Hf、Ta、Th 和 P 等元素的活动性较弱，而且部分元素是相互伴生的，如 Nb 和 Ta、Zr 和 Hf 等。这些元素不易溶于流体相而被携带运移，因此受变质作用或交代蚀变作用影响小。REE 在成岩—变质作用过程中虽有一定程度的活动性，但作为一组元素，在成岩—变质阶段之间显示了平行变化的行为，虽然绝对浓度可能发生变化，但其分布形式基本保持平行。因此，可以用这些元素的组成特点来进行岩石的源区判别。

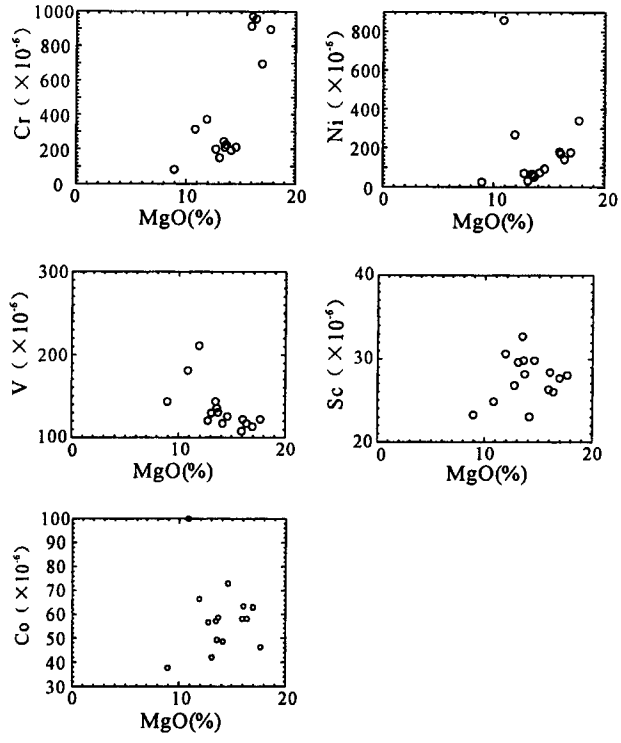


图 6 菁布拉克镁铁质岩 MgO 与相容元素关系图

Fig. 6 Diagram of MgO versus compatible elements of the Qingbulake basic complex

菁布拉克岩体的 $TiO_2$ 含量较低，除两个样品值外，其余都在 1%以下，显示出岛弧岩浆的特点。菁布拉克岩体的高场强元素(Nb、Ta、Zr、Hf、Ti)的相对亏损，大离子亲石元素(如 Rb、K、Ba 和 Sr 等)富集的特征，同样指示了岛弧岩浆的特点。研究表明，Nb、Ta、Zr、Hf、Ti 的亏损及大离子亲石元素的富集既可以由岩浆上升过程中遭受强烈的地壳物质的混染引起(Ma et al.，1998)，也可以由岩浆源区存在因俯冲作用进入地幔的地壳物质所致(Tarney et al.，1994；马昌前等，2004；邱检生等，2001)，俯冲地壳的挥发分和较强活动性大离子亲石元素(LILE)和强活动性亲石元素(HILE)(如 Rb—Sr—Ba—U)的优先淋滤可能会使它们从弱活动性强不相容性亲石元素(HILE)(Th、Nb 和 Ta)分馏出来。当然，菁布拉克岩体表现出不同程度的蚀变，由于 Rb、Ba、K 和 U 是活动性元素，如辉石的透闪石化和绿泥石化等，这些元素的含量相对较高也不排除与后期的蚀

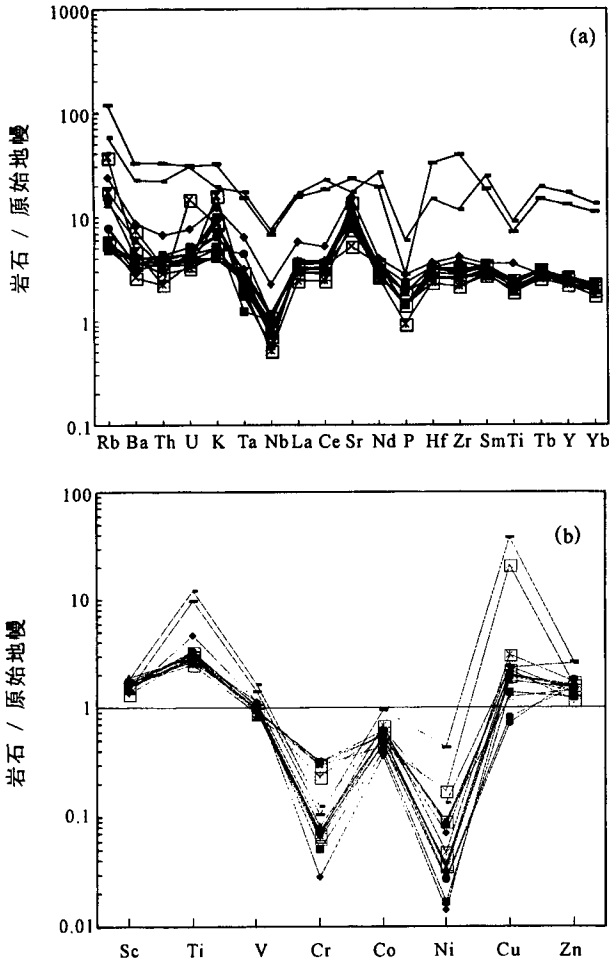


图 7　不相容元素原始地幔标准化微量元素配分曲线图(a)和相容元素标准化图解(b)
(标准化数据据 Sun and McDonough，1989)

Fig. 7　Diagram of primitive mantle-normalized incompatible trace element(a) and compatible element patterns(b) of the Qingbulake complex (after Sun and McDonough，1989)

变或变质作用有关(Rollison，1993)。

部分微量元素比值受岩浆分离结晶作用影响甚小，因此可以帮助判断是岩石圈地幔的混染还是地壳物质的混染。通常认为高 La/Sm(>4.5)值指示了地壳物质的混染(Lassiter and DePaolo，1997)，由表 1 可知，所有样品的 La/Sm 值最高的为 2.61。菁布拉克岩体大多数样品的 Ti/Y 值为 239.76～275.40，与亏损地幔的 Ti/Y 值 271 (Sun and Mcdonough，1989)比较接近。由此可以认为，菁布拉克岩浆在侵位过程中受到地壳物质混染的程度较低，岩体具有的特点是其源区特征的反映。同时，经过地壳物质混染的岩浆其 Sr 和 Nd 同位素一般也会发生相应的变化，即 Sr 同位素比值升高而 Nd 同位素比值降低，据陈江峰等(1995)对菁布拉克围岩——黑云母片麻岩的 Sr 同位素的研究结果，其初始值为 0.8049，$^{143}Nd/^{144}Nd$ 为 0.51164，岩体 Sr 同位素比值与其相比，Sr 同位素初始比值与围岩有比较明显的区别，因此可能说明岩体基本未受到围岩物质的混染或混染程度极低。

通常认为岛弧岩浆的源区有地幔楔中 MORB 型的亏损地幔、洋壳以及洋壳中释放的流体(如 Morris et al.，1990；Miller et al.，1995；Plank et al.，1998；张招崇等，2005)。基性岩的 Zr/Nb 比值除一个值为 91 之外，其余都介于 24 和 69 之间，与 MORB 的 Zr/Nb 比值(10～60，Davidson，1996)比较接近，Sm/Nd 的比值为 0.28～0.36，基本上位于 MORB 的范围(平均值为 0.32，Anderson，1994)，因此推测菁布拉克基性岩的源区可能为 MORB 型的亏损地幔。陈江峰等(1995)测定了菁布拉克岩带的 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素组成，得出其 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ 为 0.70370～0.70936，$(^{143}Nd/^{144}Nd)_t$ 为 0.511974～0.512551，由此计算出层状侵入体的 $\varepsilon_{Nd}(t)=+3.7\sim+6.4$，说明源区为亏损的地幔。因此，导致菁布拉克岩体富集 HILE 的原因可能是由俯冲作用引起的 MORB 型亏损地幔和交代岩石圈地幔之间的相互作用引起的。

几乎所有的样品中都能见到岩浆成因的角闪石，部分样品可见到黑云母。样品中水的含量从 0.76%～2.60%，一般认为水在橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和斜长石中为不相容组分。因为所有样品都含有角闪石，推断水应该早于岩体的侵位加入到岩浆中。水的加入会降低液相线而引发地幔发生部分熔融。岩体的高场强元素特征表明了它与俯冲作用形成的富集作用有关。可能正是由于俯冲的洋壳物质在热的作用下释放出的水降低了液相线温度而使地幔楔发生部分熔融，因此其部分熔融形成的岩浆保留了岛弧岩浆的特点，即富水及亏损 Nb 和 Ta、Ti 等。

### 4.2　岩浆的分异和演化过程

一般认为，层状基性岩体代表了岩浆房中分离结晶作用的产物。菁布拉克岩体的 $Mg^{\#}$ 介于 0.59～0.81 之间，绝大多数为 0.74～0.81，该值低于蛇绿岩中变质橄榄岩的值(0.89～0.91)(Sun et al.，1989；张旗，1992；龙小平等，2004)，略高于 Frey 等(1978)认为的原生岩浆 0.65～0.75 的 $Mg^{\#}$ 值范围。一般认为 $Mg^{\#}$ 值比较高，显示出演化岩浆过程

中存在明显的橄榄石的堆晶作用。菁布拉克岩体高的 $Mg^{\#}$ 值表明侵入岩体堆积了少量过剩的超镁铁质组分，因此岩体可能不是由原始岩浆直接结晶的，可能经历了一定程度的分异演化。

研究表明，Cr、Co、Ni 等元素在部分熔融及岩浆结晶分异过程中表现出相容元素行为，它们在岩石中的含量主要与部分熔融程度、寄主矿物的相容性及寄主矿物在岩石中的含量有关(支霞臣等，2004)。Green(1994)研究表明，Ni、Co 是橄榄石的相容元素，Co 和 Ni 的含量主要受岩浆中橄榄石的分离和堆晶作用控制，主要呈类质同象替换橄榄石中的 Mg，其次也可以进入斜方辉石及角闪石中；Cr 的含量主要受铬铁矿和透辉石的分离和堆晶作用控制，而 V 主要受磁铁矿和辉石的分离和堆晶作用的影响；Sc 和 Zn 也主要赋存于单斜辉石中；因此，岩体中含橄榄石的岩石中 Ni、Co 含量较高，辉长岩中的 Sc、V 含量较高。MgO 与 Cr、Co、Ni 成明显的正相关关系(图 6)，Cr 的含量从 $84.6\times10^{-6}\sim970\times10^{-6}$，Co 从 $37.8\times10^{-6}\sim99.9\times10^{-6}$，Ni 为 $28\times10^{-6}\sim858\times10^{-6}$。V 的含量从 $114\times10^{-6}\sim211\times10^{-6}$，Sc 的含量从 $23.3\times10^{-6}\sim30.6\times10^{-6}$，但总体上 V 和 Sc 的含量与 MgO 含量成反相关趋势。反映了成岩过程中存在着橄榄石与斜方辉石、铬铁矿的分离结晶作用。微量元素特征总体上表现出富集大离子亲石元素(LILE)，以 K 和 Sr 的正异常最为明显，反映了斜长石的堆晶作用较明显。菁布拉克岩体的相容元素与原始地幔相比，所有样品均具有 Ti 的正异常，Cr、Ni 的负异常(图 7)。Eu 异常的发生常与斜长石的结晶有关，高的 δEu 值(>1)与斜长石的堆晶有关，而低的 δEu 值则与斜长石的亏损有关。除两个样品的 δEu 值为 0.68 和 0.69 之外，其他样品均在 1.10～1.38 之间，Eu 具有微弱的正异常，表明斜长石的分离结晶作用较弱，而堆晶作用可能更加明显。

原生岩浆相容元素 Sc、Co 、Ni 含量分别为 $Sc=15\times10^{-6}\sim28\times10^{-6}$、$Co=27\times10^{-6}\sim80\times10^{-6}$、$Ni=90\times10^{-6}\sim670\times10^{-6}$(Frey et al.，1978)，菁布拉克岩体的相容元素 Sc($23.1\times10^{-6}\sim32.6\times10^{-6}$)、Co($37.3\times10^{-6}\sim99.9\times10^{-6}$)、Ni($28\times10^{-6}\sim858\times10^{-6}$)的组成特点表明，菁布拉克岩体也不是由原始岩浆直接结晶的。超镁铁质岩浆形成于地幔岩的高度部分熔融，具有重稀土富集或平缓的稀土配分型式，而菁布拉克岩体全岩具有轻稀土低度富集型配分曲线模式，证明了它们不是由超镁铁质岩浆直接结晶形成的。另外，在 La/Sm 和 La/Yb 对 La 的图解中，分离结晶作用的分布趋势轨迹为近水平的直线，而平衡部分熔融的趋势轨迹为斜线，由图 8 可以看出，绝大多数样品的投影点沿一较陡的斜线分布，因此说明，在岩浆演化过程中，原始岩浆发生了比较明显的部分熔融作用(Treuil，et al.，1975)。

由图 3 可以看出，MgO 和 $FeO_T$ 的含量随着 $SiO_2$ 含量的增加而降低，表明存在橄榄石和铬铁矿的分离和堆晶作用；CaO 和 $Al_2O_3$ 的含量与 $SiO_2$ 含量呈正相关性，表明发生了单斜辉石和斜长石的分离和堆晶作用；$K_2O$ 和 $TiO_2$ 的含量与 $SiO_2$ 含量总体上也呈现正相关性，反映出岩浆系统中没有钛铁

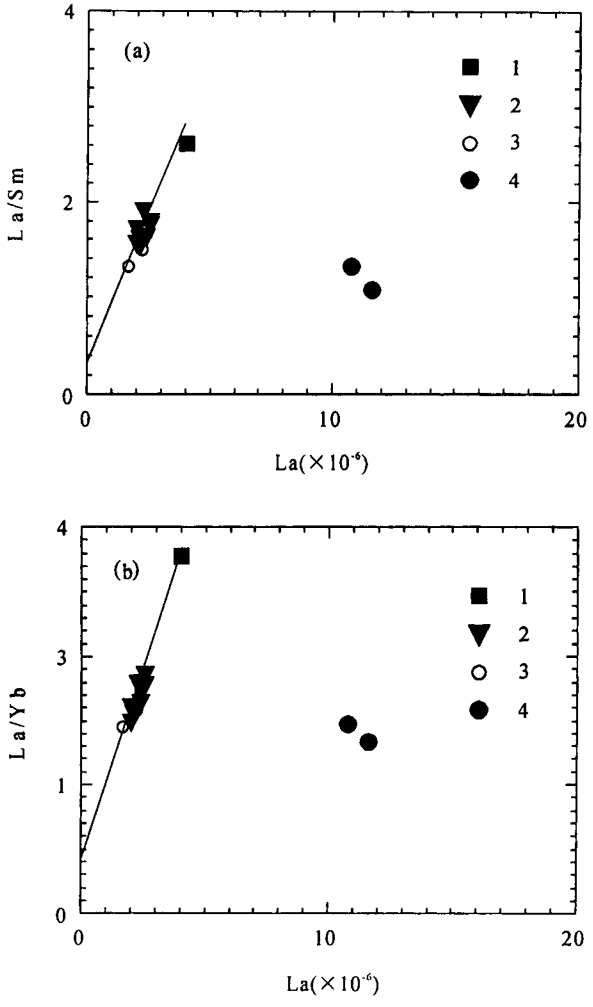


图 8 La/Sm 和 La/Yb 对 La 的图解
(据 Treuil et al.，1975)

Fig. 8 Diagram of La/Sm and La/Yb versus La
(after Treuil et al.，1975)

1—闪长岩；2—辉长(苏长)岩；3—角闪辉石岩；4—辉石角闪石岩

1—Diorite；2—gabbro(norite)；3—hornblende—pyroxenite；4—pyroxene—hornblendite

矿物的析出。同样，MgO 与各氧化物之间也存在一定的相关性(图 3)，也表明岩浆在岩浆房和(或)侵位过程中存在着分离结晶作用。MgO 与 $SiO_2$、$Al_2O_3$、$K_2O+Na_2O$ 的负相关关系表明了单斜辉石和斜长石的分离结晶作用；MgO 与 $FeO_T$ 的正相关关系说明橄榄石与斜方辉石的部分分离结晶作用；MgO 及 $FeO_T$ 均与 $TiO_2$ 无相关关系表明没有铁钛矿物的析出。$Mg^{\#}$ 较高的辉石岩为堆晶成因的岩石，$Mg^{\#}$ 较低的辉长岩为橄榄石、辉石分离结晶后由残余岩浆演化的产物。

根据菁布拉克岩体的岩石化学和稀土元素特点，推测进入岩浆房中的母岩浆主要是地幔部分熔融形成的，但也可能经历了深部岩浆房一定程度的分离结晶作用。一般认为，岩石的稀土元素总量和轻稀土富集程度是随岩石所处高度的增加而增加的，因此，目前出露的岩体系原始岩浆在深部岩浆房发生了结晶分异作用后，其堆晶体与残余岩浆演化的混合体。

### 4.3 与喀拉通克和黄山一带岩体的特征对比

作为新疆北部镁铁质—超镁铁质岩的组成部分，位于西天山地区的菁布拉克岩带与准噶尔北缘—阿尔泰南缘的喀拉通克镁铁质—超镁铁质岩带、东天山地区的黄山—镜儿泉岩带、北山地区的坡北和笔架山岩带以及库鲁克塔格地区的兴地塔格岩带一起构成了新疆北部镁铁质—超镁铁质岩区以及重要的铜镍矿产地。其中喀拉通克岩带和黄山—镜儿泉岩带是最具规模和代表性的岩带，本文选择它们中的代表性岩体喀拉通克 1 号和黄山东为对象，与菁布拉克岩体就岩体地球化学特征等方面进行简单的对比，目的是为了更加准确地判断菁布拉克岩体的形成环境和岩石成因。主要特征对比见表 3。

由表 3 可知，菁布拉克岩体与喀拉通克 1 号和黄山东岩体相比，除在岩体年龄方面和侵入围岩方面差异比较明显以外，现有的岩石化学特征和同位素特征方面的差别不很明显，有些特征基本一致。如 3 个岩体的 $SiO_2$ 含量均比较低，$TiO_2$ 的含量绝大多数都小于 1%，都具有低钾拉斑玄武岩的特征，Mg # 的值的变化范围接近一致。微量元素特征方面，总体上都富集大离子亲石元素 K、Rb、Ba 等，而亏损

**表 3　菁布拉克岩体与喀拉通克和黄山东岩体主要特征对比**

**Table 3　Comparisons of the main characteristics of the Qingbulake, Karatungk and Huangshandong complexs**

| 岩带名称 | 喀拉通克 | 黄山—镜儿泉 | 菁布拉克 |
|---|---|---|---|
| 代表性岩体 | 喀拉通克 1 号 | 黄山东 | 菁布拉克 |
| 构造位置 | 阿尔泰加里东褶皱系与准葛尔海西褶皱系结合部位 | 塔里木板块北缘、准噶尔南缘的缝合带附近 | 塔里木板块和伊犁板块接合部位 |
| 岩体围岩 | 下石炭统南明水组碎屑岩夹火山岩 | 下石炭统干洞组浊积岩，中石炭统梧桐窝子组火山岩 | 古元古界片麻岩、片岩、角闪岩夹大理岩 |
| 含矿岩体 | 黑云角闪橄榄苏长岩，角闪辉长岩 | 辉长苏长岩，角闪二辉橄榄岩 | 辉石岩，橄榄辉长岩 |
| $SiO_2$ | 较低，为 41.01%～51.84% | 较低，为 41%～55% | 较低，为 45.14%～50.37% |
| $TiO_2$ | 0.66%～1.10%，绝大多数<1% | 0.19%～2.23%，多数约 0.3% | 0.40%～1.93%，绝大多数约 0.5% |
| $Na_2O$ | 1.37%～3.63% | 0.21%～5.18%，变化较大 | 1.02%～2.14% |
| $K_2O$ | 0.78%～1.67% | 0.03%～0.70% | 0.12%～0.95% |
| $Mg^{\#}$ | 0.43～0.58 | 0.44～0.86 | 0.59～0.81 |
| δEu | 0.84～1.24，微弱的正或负异常，以负为主 | 微弱的正或负异常 | 0.68～1.38，多数>1，微弱正异常 |
| 稀土元素 | 总量较低，曲线右倾，轻稀土富集 | 总量低，曲线呈较平缓右倾，轻稀土微富集 | 总量低，曲线较平缓，轻稀土微富集 |
| 微量元素 | K、Rb、Ba 等 LILE 富集，HFSE 相对亏损，尤其是 Nb、Ta | K、Rb、Ba、U、Sr 等 LILE 富集，HFSE 相对亏损，尤其是 Nb、Ta | K、Rb、Ba、Sr 等 LILE 富集，Nb、Ta、Zr、Hf、Ti 等 HFSE 相对亏损 |
| $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ | 0.70326～0.70442 | 0.7028～0.7041 | 0.70370～0.70936 |
| $(^{143}Nd/^{144}Nd)_t$ | 0.512561 | 0.511636～0.512749 | 0.511974 ～0.512551 |
| $\varepsilon_{Nd}(t)$ | +5.1～ +5.9 | +6.7 ～ +9.3 | +3.7 ～ +6.4 |
| 相关矿床 | 大型 Ni、中型 Cu | 大型 Ni、中型 Cu | 小型 Cu、Ni |
| 岩体时代 | 海西晚期(282.5～287Ma) | 海西晚期(270～282Ma) | 海西中期(?)海西早期(?) |
| 资料来源 | 王润民等，1991；李华芹等，1998，张招崇等，2003；韩宝福等，2004；张作衡等，2005 | Zhou et al.，2004；毛景文等，2002 | 本文及陈江峰等，1995；倪守斌等，1994；郝杰等，1993 |

注：表中喀拉通克 1 号、黄山东和菁布拉克岩体的 Sr、Nd 同位素的计算值所依据的年龄分别为 297Ma、270Ma 和 320Ma。

Nb、Ta 等高场强元素。在稀土元素特征方面，喀拉通克岩体的稀土总量比黄山东和菁布拉克高，轻稀土的富集程度也明显高一些。相比之下菁布拉克的配分曲线最平缓，轻稀土元素的富集程度也更微弱。三个岩体的岩石化学特征均表明其岩浆源区为亏损地幔，但岩浆具有岛弧的特点。考虑到区域构造演化和最新的一些年代学资料，张招崇等(2003)和 Zhou 等(2004)分别认为喀拉通克和黄山东岩体不可能为岛弧环境，而是碰撞后的伸展环境，岩石的某些地球化学特征可能是源区保留有早期俯冲的洋壳的缘故。通过对比发现，菁布拉克岩体的岩浆源区特征和演化方面与其他两个岩体具有一定的相似性，但侵位机制可能不同，对于菁布拉克岩体的形成环境和形成机制，见下面一节的讨论。

### 4.4 可能成岩机制

已有资料显示，中天山北侧和南侧分别存在早古生代的洋盆(车自成等，1994；汤耀庆等，1995)。北侧准噶尔洋盆在奥陶纪末 (车自成等，1994)或早志留世(高俊等，1997)已经封闭；南侧南天山洋盆在志留纪的中晚期开始向北部中天山板块之下俯冲碰撞(肖序常等，1992；李华芹等，1998)，在经历了古生代洋的演化之后，最终在早石炭纪前约 330～350Ma 期间封闭(高俊等，1997)。王作勋等(1990)认为菁布拉克一带的基性—超基性岩带为被肢解的蛇绿岩残块。但郝杰等(1993)对岩带内的长阿乌子辉长岩中的辉石的$^{40}Ar$-$^{39}Ar$测年结果为 439.4±26.7Ma，认为其为蛇绿混杂岩的形成年龄，即洋壳年龄，对黑云母的$^{40}Ar$-$^{39}Ar$测年结果为 245.5±0.3Ma，基于这两个年龄，郝杰等(1993)认为从志留纪以来，在中天山和塔里木大陆板块之间存在古大洋，直到早二叠世完全闭合。倪守斌等(1994)测得菁布拉克一带基性岩带的 Sm-Nd 等时线年龄为 320Ma，认为菁布拉克等岩体的形成与区域碱性花岗岩以及阿尔泰南缘的喀拉通克和东天山地区的黄山基性超基性岩体的形成为同一环境，即碰撞造山作用结束后的拉张环境。在中天山板块南缘发育有一条以花岗闪长岩为主的长达 600km 的花岗岩带，郝杰等(1993)对那拉提花岗岩的黑云母的$^{40}Ar$-$^{39}Ar$测年结果为 355.1±10.7Ma，在那拉提一带广泛发育有早石炭纪大哈拉军山组中基性火山岩，因此认为晚泥盆世和早石炭世中天山南缘存在由于南天山洋向中天山板块的俯冲作用而形成的岛弧带。最近，笔者等❸通过对菁布拉克含矿岩体中金属硫化物进行了 Re-Os 同位素测年，获得年龄为 379±16Ma。

因此菁布拉克岩体岩浆形成的最可能机制是，志留纪中晚期至中泥盆世南天山洋向中天山板块下的俯冲消减，在此过程中，由于俯冲洋壳上部沉积物的脱水，其释放的流体和熔体对其上部的地幔楔进行交代，导致亏损的地幔楔富集大离子亲石元素 Sr、Ba、Rb 和 K 等；随着脱水作用的发生，洋壳的密度不断增大，导致大洋地壳继续向下俯冲，释放出的流体降低了液相线温度而使地幔楔发生部分熔融，随着部分熔融程度的增加，地幔发生底辟作用向上运动；由于减压作用，地幔进一步发生熔融，形成镁铁质—超镁铁质岩浆，在深部岩浆房发生了橄榄石、辉石等矿物的分离结晶作用，这些矿物随着残余岩浆不断上升，由于较大的比重而堆晶于岩浆的下部形成橄榄岩与辉石岩，残余岩浆则发生辉石、角闪石及斜长石等的分离结晶作用，形成了辉长岩、闪长岩，从而形成了菁布拉克含铜镍的镁铁质岩体。

## 5 结论

(1)菁布拉克岩体以低 Ti、亏损 Nb、Ta 和微弱富集轻稀土元素以及富集大离子亲石元素为特征，大多数岩石属于拉斑玄武岩系列，只有少部分岩石属于钙碱性玄武岩系列。

(2)菁布拉克岩体原始岩浆具有岛弧岩浆的特点，可能来自于 MORB 型的亏损地幔，在侵位过程中地壳和围岩物质的混染程度较低；岩浆在演化过程中经历了一定程度的分离结晶作用，但成岩以堆晶作用为主。

(3)岩体的形成与晚志留世到中泥盆世时发生的南天山洋向北与中天山板块的俯冲作用密切相关，岩浆所表现出的岛弧岩浆的特点可能是由于洋壳向亏损地幔的俯冲所引起的。

**致谢**：野外工作期间，得到了特克斯县国土资源局矿管科的大力支持，张招崇教授、左国朝高工和谢桂青博士在成文过程中提供了有益的意见和帮助，在此一并感谢！

## 注 释

❶ 董连慧，等. 2003. 新疆西天山成矿远景区矿产资源调查评价重点选区研究. 见中国地质调查局，主编：全国主要成矿远景区矿产资源调查评价重点选区研究.

❷ 新疆维吾尔自治区地质局. 1978. 中华人民共和国地质调查报告(1∶20 万)莫合尔幅(区域地质)说明书.

❸ 张作衡等 2006 年测定结果，待发表。

## 参 考 文 献

车自成，刘洪福，刘良. 1994. 中天山造山带的形成与演化. 北京：

地质出版社，1～133.

陈江峰，满发胜，倪守斌. 1995. 西天山菁布拉克岩带基性－超基性岩的 Nd、Sr 同位素地球化学. 地球化学，24(2)：121～127.

董云鹏，周鼎武，张国伟. 1997 . 东秦岭富水基性杂岩体地球化学特征及其形成环境. 地球化学，26(3)：79～88.

高俊，何国琦，李茂松. 1997. 西天山造山带的古生代造山过程. 地球科学，22(1)：27～32.

韩宝福，季建清，宋彪，陈立辉，李宗怀. 2004. 新疆喀拉通克和黄山东含铜镍矿镁铁—超镁铁杂岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 科学通报，49 (2) ：2324～2328 .

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

李华芹，谢才富，常海亮，蔡红，朱家平，周肃. 1998. 新疆北部有色贵金属矿床成矿作用年代学. 北京：地质出版社，264 页

龙小平，王立社，余能. 2004. 东昆仑山清水泉镁铁质—超镁铁质岩的地球化学特征. 地质通报，23 (7)：664～669.

马昌前，明厚利，杨坤光. 2004. 大别山北麓的奥陶纪岩浆弧：侵入岩年代学和地球化学证据. 岩石学报，20 (3) ：393～402

毛景文，杨建民，屈文俊，杜安道，王志良，韩春明. 2002. 新疆黄山东铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素测定及其地球动力学意义. 矿床地质，21(4)：323～330.

倪守斌，满发胜，陈江峰. 1994. 新疆菁布拉克基性超基性岩带的 Sm-Nd 同位素年龄. 岩石矿物学杂志，13(3)：227～231.

倪守斌，满发胜，陈江峰. 1995. 西天山长阿乌子超基性岩体的稀土元素和 Sr、Nd 同位素研究. 岩石学报，11(1)：65～70.

邱检生，徐夕生，罗清华. 2001. 鲁西富钾火山岩和煌斑岩的$^{40}$Ar-$^{39}$Ar 定年及源区示踪. 科学通报，46 (18) ：1500～1508

汤耀庆，高俊，赵民. 1995. 西南天山蛇绿岩与蓝片岩. 北京：地质出版社，1～133.

王润民，赵昌龙. 1991. 新疆喀拉通克一号铜镍硫化物矿床. 北京：地质出版社，1～298.

王作勋，邹继昌，吕喜朝. 1990. 天山多旋回构造演化与成矿. 科学出版社，83～100.

肖序常，汤耀庆，冯益民. 1992. 新疆北部及邻区大地构造. 北京：地质出版社，1～169.

张旗. 1992. 镁铁—超镁铁岩与威尔逊旋回. 岩石学报，8(2) ：168～176

张招崇，阎升好，陈柏林，何立新，何永胜，周刚. 2003. 新疆喀拉通克基性杂岩体的地球化学特征及其对矿床成因的约束. 岩石矿物学杂志，22 (3) ：217～224 .

张招崇，阎升好，陈柏林，周刚，何永胜，柴凤梅，何立新. 2005. 阿尔泰造山带南缘中泥盆世苦橄岩及其大地构造和岩石学意义. 地球科学，30 (3)：289～297.

张作衡，柴凤梅，杜安道，张招崇，闫升好，杨建民，屈文俊，王志良. 2005. 新疆喀拉通克铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素测年及成矿物质来源示踪. 岩石矿物学杂志，24(4) ：285～293.

支霞臣，靳永斌，孟庆，高天山. 2004. 大别山北部饶拔寨超镁铁岩体微量元素地球化学. 岩石学报，20 (3)：463～472.

Anderson D L. 1994. Komatites and picrites: Evidence that "plume" source is depleted. Earth and Planetary Science Letters, 128: 303～311.

Che Zicheng, Liu Hongfu, Liu Liang. 1994. Formation and evolution of the Middle Tianshan orogenic belt. Beijing: Geological Publishing House, 1～133(in Chinese).

Chen Jiangfeng, Man Fasheng, Ni Shoubin. 1995. Neodymium and strontium isotopic geochemistry of mafic— ultramafic intrusions from Qingbulake rock belt, west Tianshan Mountains, Xinjiang. Geochimica, 1995, 24(2): 121～127(in Chinese with English abstract).

Davidson J P. 1996. Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism. Subduction top to bottom. Geophys. Monogr., 96, American Geophysical Union, Washington DC, 251～262.

Frey F A, Green D H, Roy S D. 1978. Integrated models of basalts petrogenesis: A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from southeastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. Journal of Petrology, 19, 463～513.

Gao Jun, He Guoqi, Li Maosong. Paleozoic orogenic processes of western Tianshan orogen. Earth Science, 21(2): 27～32 (in Chinese with English abstract).

Green T H. 1994. Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis?Sedona 16 years later. Chemical Geology, 117: 1～36.

Han Baofu, Ji Jianqing, Song Biao, Chen Lihui, Li Zonghuai. 2004. SHRIMP U-Pb zircon age of the mafic--ultramafic rocks and geological significance in the Karatungk and Huangshandong, Xinjiang. Chinese Science Bulletin, 49 (2) ：2324～2328 (in Chinese).

Hao Jie, Liu Xiaohan. Ophiolite melange time and tectonic evolutional model in South Tianshan area. Scientica Geologica Sinica. 1993, 28(1): 93～95 (in Chinese with English abstract).

Lambert D D, Walker R J, Morgan J W, et al. 1994. Re-Os and Sm-Nd isotope geochemistry of the Stillwater Complex, Montana: Implications for the petrogenesis of the J-M reef. Journal of Petrology, 35: 1717～1753.

Lassiter J C, DePaolo D J. 1997. Plume/ lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts: chemical and isotope constraints. In: Mahoney J., ed. Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. Geophysical Monography 100. Washington DC: American Geophysical Union Press, 335～355.

Li Huaqin, Xie Caifu, Chang Hailiang, Cai Hong, Zhu Jiaping, Zhou Su. 1998. Study on metallogenetic chronology of nonferrous and precious metallic ore deposits in northern Xinjiang, China. Beijing: Geological Publishing House, 1～264 (in Chinese with English abstract).

Ma C Q, Li Z C, Ehlers C, et al. 1998. A post-collisional magmatic plumbing system: Mesozoic granotoid plutons from the Dabieshan high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic zone, east--central China. Lithos, 45: 431～456.

Ma Changqian, Ming Houli, Yang Kunguang. 2004. An Ordovician magmatic arc at the northern foot of Dabie Mountain: evidence from geochronology and geochemistry of intrusive rocks. Acta Petrologica Sinica, 20 (3): 393～402 (in Chinese with English abstract).

Mao Jingwen, Yang Jianmin, Qu Wenjun, Du Andao, Wang Zhiliang, Han Chunming. 2002. Re-Os age of Cu—Ni ores from the Huangshandong Cu—Ni sulfide deposit in the East Tianshan Mountains and its implication for geodynamic processes. Mineral Deposits, 21 (4): 323～330 (in Chinese with English abstract).

Miller D M, Goldstein S L, Langmuir C H. 1995. Cerium/lead and lead isotope rations in arc magmas and the enrichment in lead of contents. Nature, 368: 514～520.

Morris J D, Leeman W P, Tera F. 1990. The subducted component in island arc lavas: Constraints from Be isotope and B—Be systematics. Nature, 344: 31～36.

Ni Shoubin, Ma Fasheng, Chen Jiangfeng. 1994. Sm-Nd isotope ages of basic and ultrabasic rocks from the Qingbulake belt, Xinjiang. Acta Petrologica et Mineralogica, 13(3): 227～231 (in Chinese with English abstract).

Ni Shoubin, Man Fasheng, Chen Jiangfeng. 1995. REE and Sr-Nd isotopic study of Qiong' awuzi ultramafic intrusion, West Tianshan. Acta Petrologica Sinica, 11(1): 65～70 (in Chinese with English abstract).

Plank T, Langmuir C H. 1998. The chemical compostion of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. Chemical Geology, 145: 325～394.

Rollison H. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. New York: Longman. Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D and Norry M J, eds. Magmatism in Ocean Basins. Geological Society of London, Special Publication, 42: 313～345.

Taylor S R, McLennan S M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford.

Tang Yaoqing, Gao Jun, Zhao Min. 1995. The ophiolites and blueschists in the Southwestern Tianshan orogenic belt, Xinjiang, Northwestern. Beijing: Geological Publishing House, 1～133 (in Chinese).

Tarney J, Jones C E. 1994. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. Journal of the Geological Society (London), 151: 855～868.

Treuil M, Joron J L. 1975. Utilisation des elements hydromagmatophiles pour la simplification de la modelisation quantitative des processes magmatiques. Exemples de L'Afar et de la dorsale medioatlantique. Rend. SIMP, 31:125～174.

Wang Runmin, Zhao Changlong. 1991. No. 1 Cu—Ni Sulfide Deposit in Karatungk, Xinjiang. Beijing: Geological Publishing House, 1～298 (in Chinese).

Wang Zuoxun, Wu Jichang, Lu Xichao. 1990. The poly-cycle tectonic evolution and mineralization of Tianshan Mountains. Beijing: Science Press, 83～100 (in Chinese).

Xiao X C, Tang Y Q, Feng Y M. 1992. Tectonic of North Xinjiang and Adjacent Region. Beijing: Geological Publishing House, 1～169 (in Chinese).

Zhang Zhaochong, Yan Shenghao, Chen Bailin, Zhou Gang, He Yongsheng, Chai Fengmei, He Lixin. 2005. Middle Devonian picrites of south margin of altay orogenic belt and implications for tectonic setting and petrogenesis. Earth Sciencs, 30(3): 289～297 (in Chinese with English abstract).

Zhang Zhaochong, Yan Shenghao, Chen Bailin, He Lixin, He Yongsheng, Zhou Gang. 2003. Geochemistry of the Karatungk basic complex in Xinjiang and its constraints on genesis of the deposit. Acta Petrologica et Mineralogica, 22(3): 217～224 (in Chinese with English abstract).

Zhang Zuoheng, Chai Fengmei, Du Andao, Zhang Zhaochong, Yan Shenghao, Yang Jianmin, Qu Wenjun, Wang Zhiliang. 2005. Re-Os dating and trace on the ore-forming materials for Cu—Ni sulfide ores of the Karatungk deposit in northern Xinjiang. Acta Petrologica et Mineralogica, 24(4): 285～293 (in Chinese with English abstract).

Zhou Meifu, Lesher C. Michael, Yang Zhengxi, Li Jianwei, Sun Min. 2004. Geochemistry and petrogenesis of 270 Ma Ni—Cu—(PGE) sulfide-bearing mafic intrusions in the Huangshan district, Eastern Xinjiang, Northwest China: implications for the tectonic evolution of the Central Asian orogenic belt. Chemical Geology, 209: 233～257.

# Geochemistry of the Qingbulake Basic Complex in Western Tianshan

ZHANG Zuoheng[1], WANG Zhiliang[1], MAO Jingwen[1], CHAI Fengmei[2], YANG Fuquan[1], YANG Jianmin[1]

1) *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing*, 100037

2) *College of Resources and Environment Sciences, Xinjiang University, Urumqi*, 830046

## Abstract

Only the small Qingbulake Ni—Cu sulfide deposit was discovered in western Tianshan, however, as part of the mafic—ultramafic intrusion belts in northern Xinjiang, there developed about tens of intrusions in the Qingbulake basic rock belt. Geochemical studies of the Qingbulake basic complex closely associated with the deposit show that it is characterized by low content of Ti, depletion of Nb and Ta, enrichment of large lithosphile elements and slight enrichment of LREE. The magma also displays some features of island arc magma. Combining with their isotope geochemistry, we propose that the formation of the complex may closely relate to the subduction of the southern Tianshan oceanic crust to the central Tianshan plate. The magma was derived from the MORB type depleted mantle, and was contaminated or slightly contaminated by the crust or wall-rock during the emplacement.

**Key words**: basic complex; geochemistry; diagenetic mechanism; Qingbulake; western Tianshan Mts.