

内蒙古赤峰鸡冠山含钼矿杂岩体的地球化学特征

刘 帅¹ 郝爱华¹ 葛玉辉² 唐向阳³ 马艳军¹ 徐博文¹ 刘 珏¹

(1. 吉林大学地球科学学院, 吉林 长春 130061; 2. 西南石油大学资源与环境学院, 四川 成都 610500;
3. 吉林大学应用技术学院, 吉林 长春 130012)

摘要:鸡冠山斑岩型钼矿床是西拉木伦钼矿带上最近发现的重要大型钼矿床之一。本文通过对鸡冠山斑岩型钼矿床赋矿岩石的岩相学及地球化学特征研究,确定了这些岩石的岩性主要为花岗斑岩、流纹岩、流纹斑岩、粗面岩、粗面斑岩及辉绿岩,主要属于高钾钙碱性系列及钾玄岩系列,为准铝质-过铝质岩石。样品稀土元素表现为轻稀土富集的配分模式,LREE/HREE变化于3.94~7.87,(La/Yb)_N介于3.59~8.19,除了辉绿岩之外均具有铕(Eu)元素亏损的特点($\delta\text{Eu}=0.10\sim 0.68$)。微量元素原始地幔标准化图解表现出富集大离子亲石元素亏损高场强元素的特征。根据赋矿围岩的地球化学特征,推测中酸性岩岩浆源区为地壳,岩浆演化过程中可能经历了磷灰石、黑云母和斜长石的分离结晶作用,或分异出富含挥发分的P元素的热液,揭示该矿床是在燕山运动强挤压期后的伸展环境下形成的,是亚洲东部大陆地壳的“蠕散”和“伸展”的结果。

关键词:地球化学;斑岩型钼矿床;鸡冠山;赤峰市;内蒙古

中图分类号:P588.1;P595 **文献标志码:**A **文章编号:**1000-3657(2014)01-0079-13

1 引言

近几年,在华北克拉通北缘西拉木伦河断裂两侧及其附近地区,找矿勘探工作取得了突破性进展,先后发现了敖仑花、半拉山、好力宝、库里吐、鸡冠山、碾子沟等十余个大中型钼矿床,构成了一条东西长约400 km,南北宽达300 km的西拉木伦钼矿带(图1-A)^[1]。该钼矿带至少有3个钼矿化阶段^[2]:三叠纪钼矿化阶段,形成了车户沟、库里吐等钼矿床^[3-5];晚侏罗世钼矿化阶段,形成了鸡冠山、碾子沟等钼矿床^[5-8];早白垩世钼矿化阶段,形成了敖仑花、半拉山等钼矿床^[9-10]。中国钼矿床主要的矿床成因类型有斑岩型、矽卡岩型、斑岩-矽卡岩复合型、碳酸岩型、热液脉型、沉积型及沉积变质型等七大

类^[11],该钼矿带内矿床的成因类型为斑岩型、热液脉型(石英脉型、云英岩型),成矿潜力巨大。

鸡冠山斑岩型钼矿床位于内蒙古自治区赤峰市东北35 km,是西拉木伦钼矿带上最近发现的重要大型钼矿床之一。目前对鸡冠山斑岩钼矿床的研究包括成矿时代和成矿流体研究^[6]、邻区成矿远景分析^[12]、富氟高盐度高氧逸度流体包裹体研究^[13]等,尽管如此,仍缺乏对其岩石地球化学特征及相关问题的深入探讨。本文主要通过对鸡冠山斑岩型钼矿床含矿岩体地球化学特征的讨论,阐述矿床与赋矿岩石间的成因联系,期望通过赋矿岩石的成因及其形成构造背景分析,为全面认识该类型矿床提供基础地质支撑,为该矿床勘查及西拉木伦钼矿带的找矿工作提供参考资料。

收稿日期:2013-03-21;改回日期:2013-11-14

基金项目:国家自然科学基金项目(41272095)及中国地质调查局项目(1212011085198)资助。

作者简介:刘帅,男,1988年生,硕士研究生,矿产普查与勘探专业;E-mail:shuai1iu234@sina.cn。

通讯作者:郝爱华,女,1963年生,博士,副教授,矿物岩石矿床学专业;E-mail:aihuaxi@163.com。

2 矿床地质概况

鸡冠山钼矿床位于内蒙古自治区赤峰市松山区境内,大地构造上地处兴蒙造山系中段南部。新元古代及古生代时期本区属于古亚洲洋陆缘地带,经过加里东及华力西期构造运动形成褶皱带。鸡冠山钼矿所属的西拉木伦钼矿带主要分布4条主干断裂:近东西向的西拉木伦河断裂、朝阳—赤峰断裂、NE向的大兴安岭断裂和嫩江断裂(图1)。其中,西拉木伦河断裂将该钼矿带分成两部分:断裂以南属于加里东增生带,断裂以北属于海西增生带。朝阳—赤峰断裂将加里东增生带和

通分开,断裂以北是加里东增生带,断裂以南为华北克拉通。嫩江断裂将朝阳—赤峰断裂错开,并使被错开的两段发生了相对滑移。鸡冠山斑岩型钼矿床靠近嫩江断裂和朝阳—赤峰断裂交汇处加里东增生带的南侧。

区域地层主要包括太古宇、古生界、中生界和新生界。其中,太古宇主要为以乌拉山岩群为主的片麻岩及古老的TTG花岗岩;古生界主要出露的是奥陶系—志留系片岩、大理岩及千枚岩,二叠系变火山岩、板岩、大理岩及变质砂岩;中生界主要出露的是中生代火山岩及沉积岩等;新生界主要为第四系(图1)。矿区地层主要为中二叠统于家北沟组海

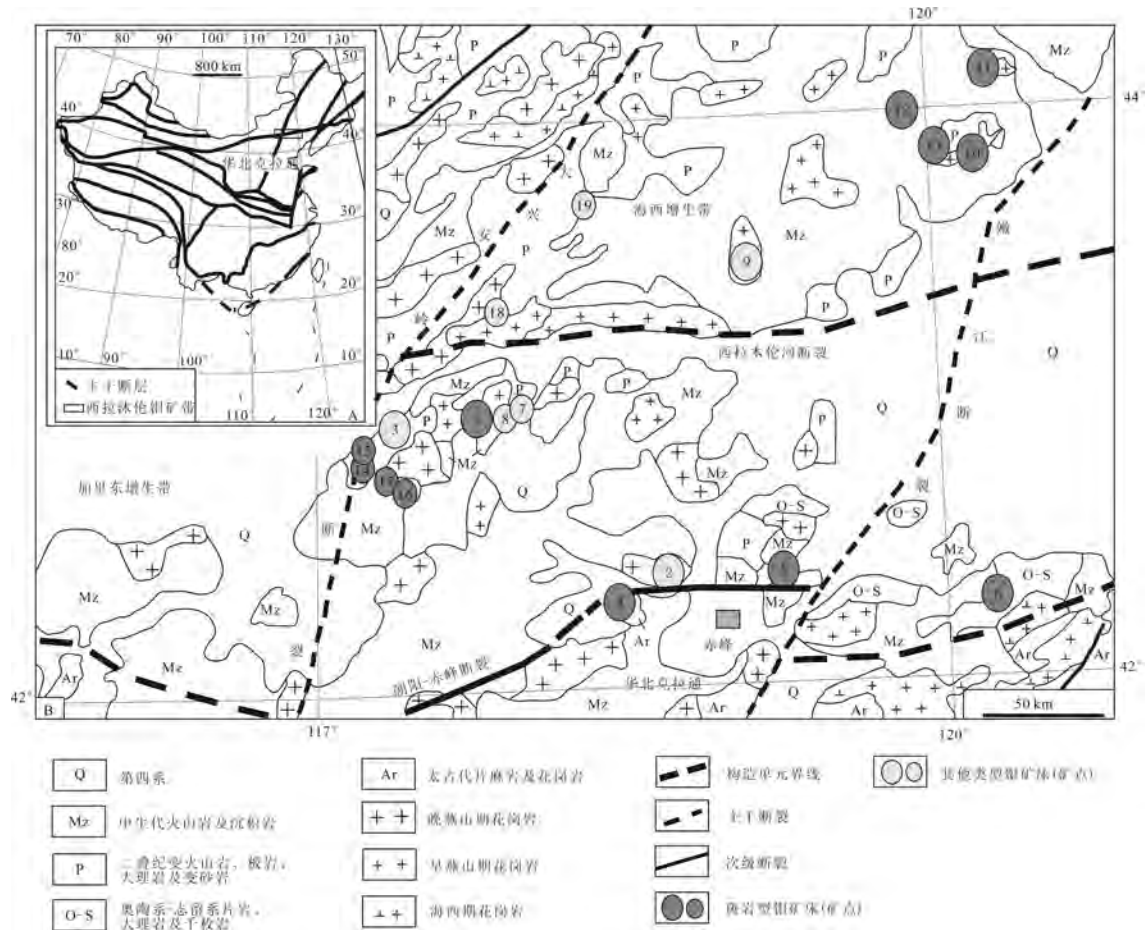


图1 内蒙古鸡冠山钼矿床大地构造位置图(据文献[1]修改)

- 1—小东沟钼矿床;2—碾子沟钼矿床;3—红山子钼矿床;4—车户沟钼矿床;5—鸡冠山钼矿床;6—库里吐钼矿床;7—岗子钼矿床;
- 8—柳条沟钼矿床;9—羊场钼矿床;10—好力宝钼矿床;11—敖伦花钼矿床;12—半砬山钼矿床;13—劳家沟钼矿床;14—新房子钼矿床;
- 15—河盛源钼矿床;16—大局子林场钼矿床;17—塔拉沟钼矿床;18—奈林沟钼矿床;19—龙头山钼矿床

Fig.1 A Sketch map of the tectonic division of Jiguanshan Mo deposit, Inner Mongolia (modified after reference [1])
 1—Xiaodonggou Mo deposit; 2—Nianzigou Mo deposit; 3—Hongshanzi Mo deposit; 4—Chehugou Mo deposit; 5— Jiguanshan Mo deposit; 6—Kulitu Mo deposit; 7—Gangzi Mo deposit; 8—Liutiaogou Mo deposit; 9—Yangchang Mo deposit; 10—Haolibao Mo deposit; 11— Aolunhua Mo deposit; 13—Laojiagou Mo deposit; 14—Xinfangzi Mo deposit; 15—Heshengyuan Mo deposit; 16—Dajuzilinchang Mo deposit; 17—Talagou Mo deposit; 18—Nailingou Mo deposit; 19—Longtoushan Mo deposit

陆交互相砂砾岩、杂砂岩、粉砂岩夹酸性晶屑凝灰岩。中生代时期发育一套火山岩,大致包括粗面质和流纹质两个喷发旋回。前者主要形成粗面岩、粗面斑岩、粗面质角砾凝灰岩组合;后者主要形成流纹岩、流纹斑岩、流纹质角砾凝灰岩组合。矿区内的NE向(F₁)、NEE向(F₂)、NWW向(F₃)和NW向(F₄)断裂构造直接控制了火山岩产出状态及斑岩型钼矿的空间分布。

流纹斑岩位于矿区以南,呈似火山锥形式的锥子山出现(图2)。在流纹斑岩的周围为NE-SW和NW-SE向展布的火成岩,前者包括7条辉绿岩脉、2条粗面斑岩脉、粗面质角砾凝灰岩、流纹岩、石英斑岩脉;后者有:流纹岩、4条石英斑岩脉、2条辉绿岩脉、4条花岗斑岩脉、粗面岩、流纹质角砾凝灰岩。辉绿岩脉分为2期,NW-SE向的2条略早,NE-SW向的7条略晚。

鸡冠山钼矿体大体呈扁柱状产出,长度大于860 m,平均宽度170 m,延深大于100 m,产状为310°∠86°,大致位于火山机构的NW侧。主要赋矿岩石为粗面质角砾凝灰岩、花岗斑岩、晚期辉绿岩、流纹岩、石英斑岩和粗面斑岩。其中,以粗面质角砾凝灰岩和花岗斑岩含矿性最佳,Mo金属平均品位为0.079%~0.111%,个别可达0.5%~1%。钼矿化主要以细脉浸染状、浸染状和不规则脉状产出。矿石矿物主要为黄铁矿、辉钼矿、黄铜矿、闪锌矿、磁铁矿等;脉石矿物包括石英、长石、绢云母、方解石、白云母、黑云母、绿泥石和萤石等。矿石构造主要为浸染状和细脉浸染状构造,也有斑杂状、放射状、密集网脉状等构造类型。发育自形-半自形粒状结构、斑状结构、交代溶蚀结构、残余结构、放射状结构等。矿体的围岩蚀变主要有钾化、硅化、绢云母化、萤石化、碳酸盐化、绿泥石化、绿帘石化等类型。

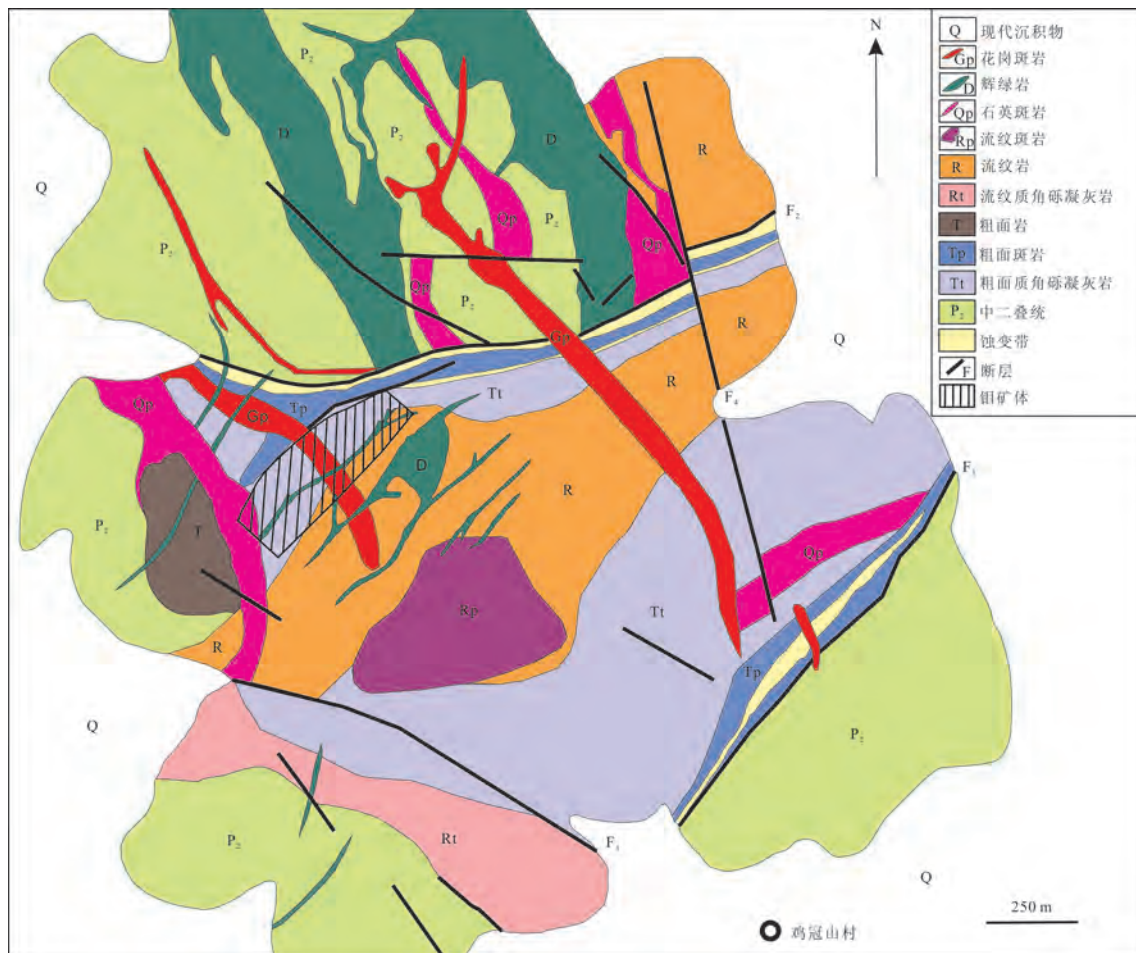


图2 鸡冠山钼矿区地质简图(据文献[1]修改)

Fig.2 Geological sketch map of the Jiguanshan Mo deposit (modified after Reference [1])

根据矿物穿切关系及共生组合将成矿划分成3个阶段^[1]:早阶段为硅化阶段,主要形成硅帽;主矿化阶段主要形成辉钼矿、黄铁矿等;晚阶段为石英-萤石阶段,主要形成脉状石英和萤石。

3 赋矿围岩的岩石学及地球化学特征

3.1 岩相学特征

鸡冠山钼矿床主要赋矿岩石为粗面质角砾凝灰岩、粗面岩、花岗斑岩、流纹岩、辉绿岩、石英斑岩和粗面斑岩。岩相学特征表现如下:

粗面岩:岩石呈肉红色,斑状结构,块状构造。斑晶含量约为15%,主要为钾长石、歪长石和条纹长石。钾长石(约占斑晶总量的20%)粒径为0.25~1 mm,柱状,自形,可见卡氏双晶。条纹长石(约占斑晶总量的40%)粒径为0.3~1 mm,板状,半自形,条纹结构。歪长石(约占斑晶总量的40%)粒径为0.3~1.2 mm,板状,半自形,具两组解理的切面上可见细微格子状双晶。基质表现为球粒结构,正交偏光下具有十字消光现象。除此之外,尚有少量不透明矿物(图3-a),结合手标本观察,不透明矿物主要为辉钼矿,少量为黄铁矿。

花岗斑岩:岩石呈浅灰白色,斑状结构,块状构造。斑晶含量约15%,粒径多为0.25~1 mm,其中斜长石呈板状,自形,可见卡钠联合双晶、贯穿双晶,并见有蚀变绢云母及熔蚀斑点,约为斑晶总量的40%;钾长石呈板状,半自形,可见卡氏双晶,具有高岭土化蚀变特点,约为斑晶总量的20%;石英正低突起,干涉色一级黄白,粒状,半自形,约占斑晶总量的20%;白云母单偏光下无色略带褐色色调,干涉色鲜艳,具闪突起,约占斑晶总量的20%。基质粒径多为0.025~0.1 mm的微粒,镜下可辨认石英、白云母、钾长石、斜长石、和黑云母等,呈显微结晶结构(图3-b)。

粗面斑岩:岩石呈浅灰白色,斑状结构,块状构造,斑晶约占15%,包括透长石、条纹长石、歪长石及少量的黑云母。其中,条纹长石镜下能明显见到条纹结构,半自形板状,粒径0.5~1.5 mm,约占斑晶总量的40%;透长石可见卡氏双晶,柱状,较自形,粒径在0.5 mm左右,约占斑晶总量的15%;歪长石可见细微格子状双晶和两组解理,板状,半自形,部分发生了绢云母化,粒径为0.5~1.5 mm,约为斑晶

总量的40%;黑云母干涉色鲜艳,片状,半自形,粒径0.1 mm左右,约为斑晶总量的5%。基质表现为霏细结构和球粒结构。少量不透明矿物(图3-c),结合手标本观察,不透明矿物主要为黄铁矿,少量辉钼矿。

流纹岩:岩石呈灰白色,斑状结构,块状构造。斑晶含量约为15%,主要为斜长石和石英,其中,斜长石多被石英交代,仅保留长石的柱状或板状外形,粒径为0.5~5 mm。未被交代的斜长石部分发生绢云母化蚀变,粒径为0.25~0.5 mm。基质为霏细结构,主要为隐晶质的长英质矿物。岩石中有少量不透明矿物(图3-d),结合手标本观察,不透明矿物为星点状黄铁矿。

流纹斑岩:岩石呈灰白色,斑状结构,流纹构造,有后期石英脉裂隙充填。斑晶含量可达30%~40%,常见连续生长聚斑晶,粒径不等,多在0.05~1 mm范围内。石英斑晶见有熔蚀港湾,含量约占斑晶总量的60%;斜长石斑晶可见贯穿双晶,半自形板状,局部发生绢云母化蚀变,含量约占斑晶总量的20%;碱性长石斑晶约占斑晶总量的20%,主要为歪长石和透长石。其中,歪长石可见细微格子状双晶,双晶切面上具两组解理,透长石表面较干净,未见蚀变。基质发育霏细结构和球粒结构(图3-e),主要为隐晶质-显微结晶的长英质矿物集合体。

辉绿岩:岩石呈深灰绿色,辉长-辉绿结构及嵌晶含长结构,块状构造。斜长石呈长板状半自形-自形晶杂乱镶嵌于自形-半自形的普通辉石中,局部斜长石搭成格架,多颗粒辉石赋存其中。斜长石多发生绢云母化蚀变,粒径为0.05~1 mm,含量约40%。普通辉石单偏光下无色,局部颗粒具绿色-褐黄色调,正交偏光下多为一级褐黄干涉色,少数干涉色达一级橙,多数蚀变为绿泥石,粒径为0.25~1.5 mm,含量约占60%(图3-f)。

3.2 地球化学特征

本次研究选取了花岗斑岩、粗面斑岩、流纹斑岩、辉绿岩的标本进行主量元素、微量元素和稀土元素分析测试,测试在澳实分析(广州)检测有限公司完成。其中的主量元素分析测试采用了ME-XRF06法,样品经煅烧后,加入硼酸锂/偏硼酸锂助熔物并充分混合,然后放置于自动熔炼仪中,使之熔融,最后将熔融物倒出,形成扁平玻璃片,再用X

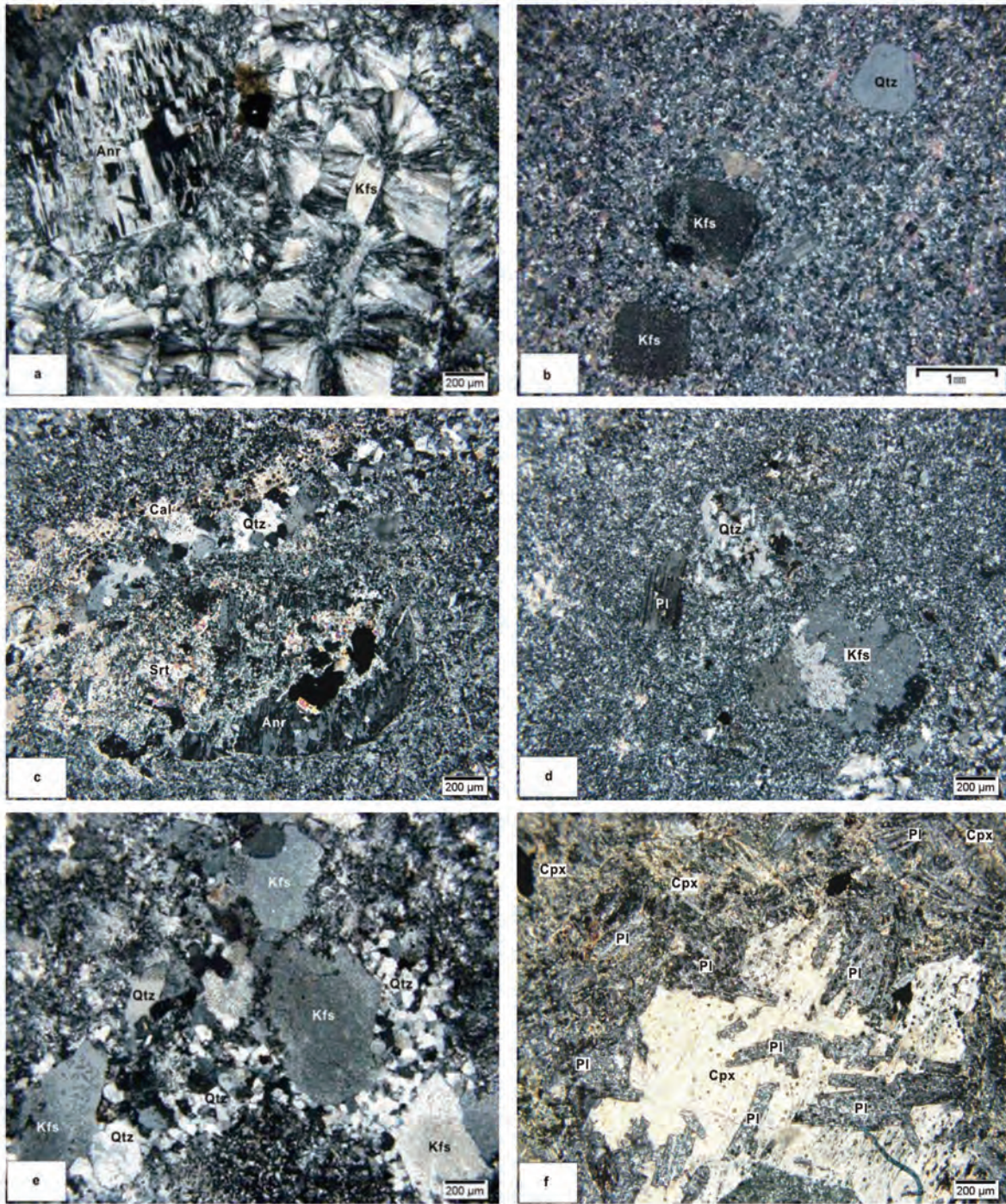


图3 鸡冠山钼矿区岩石样品显微照片

a—粗面岩,基质为球粒结构(+);b—花岗斑岩(+);c—粗面斑岩,后期有石英脉和方解石脉侵入(+);
d—流纹岩,有石英交代了原钾长石,但保留原钾长石晶形(+);e—流纹斑岩(+);f—辉绿岩,有蚀变现象(+);
Anr—歪长石;Kfs—钾长石;Qtz—石英;Cal—方解石;Srt—绢云母;Pl—斜长石;Cpx—单斜辉石

Fig. 3 Rock sample microstructure of the Jiguanshan Mo ore district

a-Trachyte, whose matrix is spherulitic texture (+); b-Granite porphyry (+); c-Trachyte porphyry, subjected to the intrusion of the late quartz and calcite veins (+); d-Rhyolite, quartz replacing the original potash feldspar, with the preservation of the original potash feldspar crystal (+); e-Rhyolite porphyry (+); f-Somewhat altered diabase (+);

Anr-Anorthoclase; Kfs-K-feldspar; Qtz-Quartz; Cal-Calcite; Srt-Sericite; Pl-Plagioclase; Cpx-Clinopyroxene

荧光光谱分析完成,检测元素范围为1%~100%,相对标准差(即精度)总体优于5%。微量元素和稀土元素采用了ME-MS81法,首先,将样品加入到LiBO₂熔剂中,均匀混合,然后置于1000℃以上的熔炉中熔化,待熔液冷却后用硝酸进行定容,进而用电感耦合等离子体质谱仪定量分析完成,检测元素范围因元素而异,总体分析精度优于5%。

3.2.1 主量元素

主量元素的分析结果见表1。特别地,样品H006经野外与镜下鉴定岩性为粗面斑岩,它的SiO₂含量高达78.41%是大量后期石英脉充填引起的。根据镜下鉴定及SiO₂原子量,大致估算出石英脉所占质量百分比为40%,对岩石主量元素据此进行了重新计算,石英结晶最晚,微量元素和稀土元素相对含量少,因此微量元素和稀土元素没有重新进行计算。

从表1可以看出,中酸性岩样品的SiO₂含量为64.02%~74.25%,主要为硅过饱和的岩石。使用TAS图解进行岩石分类(图4),中基性岩样品都为碱性岩

系列,酸性岩样品为亚碱性系列。岩石的里特曼指数也显示,落入碱性岩区间的中基性岩样品为碱性岩,酸性岩样品为钙碱性岩。将样品投图于SiO₂-K₂O图解(图5),中基性岩样品都落在钾玄岩系列区域,酸性岩样品基本都落在高钾钙碱性系列区域。大多数的中酸性岩样品的(K₂O+Na₂O)为7.78%~12.94%,且K₂O>Na₂O,显示总体富碱且富K的特点。辉绿岩样品K₂O<Na₂O,显示富Na的特点。

所有样品的Al₂O₃含量均较高,由样品的A/KNC-A/NK判别图(图6)可知,粗面岩和辉绿岩样品为准铝质,其余为过铝质。5个中酸性岩样品的Fe₂O₃含量为0.7%~2.53%,TiO₂含量均小于0.2%,显示它们具有贫Fe、贫Ti的特点。辉绿岩样品Fe₂O₃含量为10.44%,MgO含量为9.11%,TiO₂含量为1.3%,具有高Mg、高Fe、低Ti的特点,与上述中酸性岩石不同。

中酸性岩样品分异指数DI介于90%~96%(表1),分异程度较高,辉绿岩样品分异指数DI为35.46%,分异程度较低。

表1 赋矿岩石的主量元素分析结果(%)
Table 1 analytic result of major elements of the ore-bearing rock (%)

| 分析项目 | BN101 粗面岩 | H005 花岗斑岩 | H006 粗面斑岩 | H006* 粗面斑岩 | H007 流纹斑岩 | H010 流纹斑岩 | H011 辉绿岩 |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|--------------|-------------|
| SiO ₂ | 64.12 | 74.25 | 78.41 | 64.02 | 72.77 | 74.14 | 47.66 |
| Al ₂ O ₃ | 18.35 | 14.84 | 11.18 | 18.63 | 13.94 | 13.09 | 15.65 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.44 | 0.70 | 1.22 | 2.03 | 2.53 | 2.25 | 10.44 |
| CaO | 0.44 | 0.22 | 0.48 | 0.80 | 0.56 | 0.31 | 8.37 |
| MgO | 0.02 | 0.14 | 0.13 | 0.22 | 0.21 | 0.12 | 9.11 |
| Na ₂ O | 6.35 | 4.01 | 2.48 | 4.13 | 2.40 | 4.20 | 2.41 |
| K ₂ O | 6.59 | 4.35 | 4.69 | 7.82 | 5.38 | 4.19 | 2.23 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.02 | 0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | 0.01 | 0.07 |
| TiO ₂ | 0.16 | 0.03 | 0.08 | 0.13 | 0.19 | 0.10 | 1.30 |
| MnO | 0.03 | 0.01 | 0.03 | 0.05 | 0.11 | 0.10 | 0.23 |
| P ₂ O ₅ | 0.022 | 0.089 | 0.011 | 0.02 | 0.024 | 0.011 | 0.37 |
| SrO | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | 0.01 | <0.01 | 0.05 |
| BaO | 0.08 | 0.06 | 0.06 | 0.10 | 0.09 | 0.04 | 0.04 |
| LOI | 1.26 | 1.20 | 1.15 | 1.92 | 1.39 | 0.88 | 1.65 |
| Total | 99.89 | 99.91 | 99.93 | 99.87 | 99.61 | 99.44 | 99.58 |
| σ | 7.93 | 2.24 | 1.45 | 6.79 | 2.03 | 2.26 | 4.62 |
| 分异指数(DI) | 95.02 | 94.67 | 94.60 | 91.06 | 90.19 | 94.26 | 34.56 |

注:*表示扣除40%SiO₂后的含量。

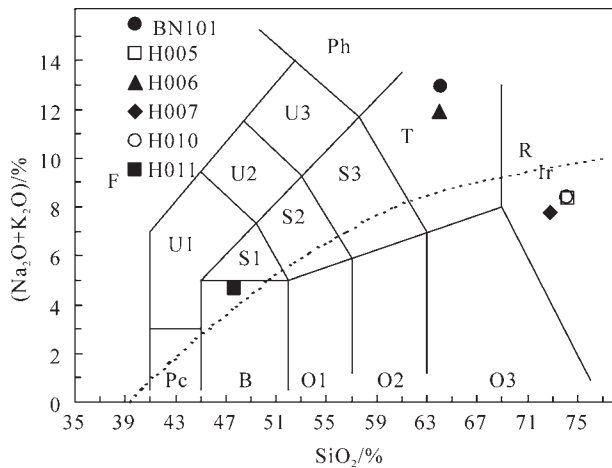


图4 赋矿岩石的TAS分类图解(据文献[14])

Pc—苦橄玄武岩;B—玄武岩;O1—玄武安山岩;O2—安山岩;
O3—英安岩;R—流纹岩;S1—粗面玄武岩;S2—玄武质粗面安
山岩;S3—粗面安山岩;T—粗面岩、粗面英安岩;F—副长石岩;
U1—碱玄岩、碧玄岩;U2—响岩质碱玄岩;U3—碱玄质响岩;
Ph—响岩;Ir—Irvine 分界线,上方为碱性,下方为亚碱性

Fig.4 TAS diagram of ore-bearing rocks (modified after Reference [14])

Pc—Picrite basalt; B—Basalt; O1—Basaltic andesite; O2—Andesite;
O3—Dacite; R—Rhyolite; S1—Trachybasalt; S2—Basaltic
trachyandesite; S3—Trachyte andesite; T—Trachyte, trachydacite;
F—Foidite; U1—Tephrite, basanite; U2—Phonolitic tephrite;
U3—Pollenite; Ph—Phonolite; Ir—Irvine boundary, the alkaline is
above this boundary, the mild alkaline is below this boundary

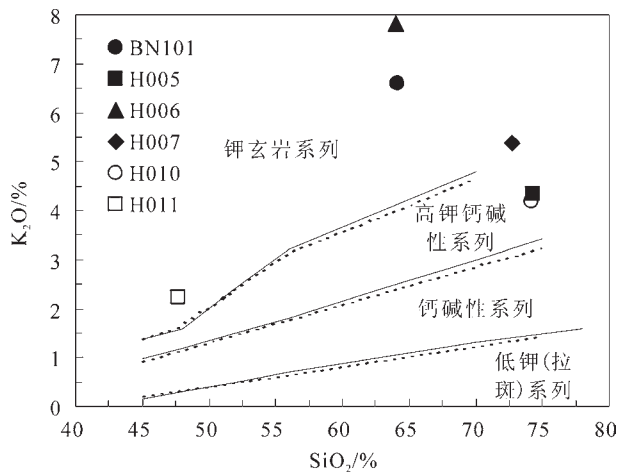


图5 赋矿岩石系列SiO₂-K₂O图 (实线据文献[15],虚线据文献[16])

Fig.5 SiO₂ versus K₂O diagram of the ore-bearing rock series (modified after Reference [15-16])

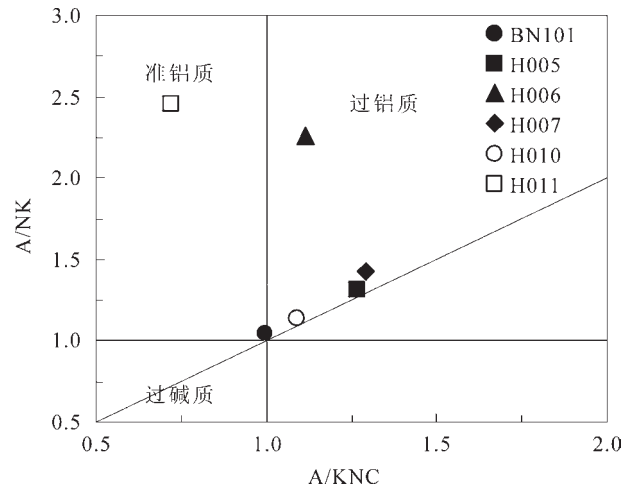


图6 赋矿岩石 A/KNC-A/NK 判别图

Fig.6 A/KNC-A/NK discrimination diagram of ore-bearing rock

3.2.2 微量元素和稀土元素地球化学

样品微量元素、稀土元素分析及相关计算结果见表2。各样品稀土元素总含量高低不一,总量ΣREE 介于 $56.99 \times 10^{-6} \sim 376.36 \times 10^{-6}$,总量较低的为花岗斑岩和早期辉绿岩。LREE/HREE 值介于 3.9 ~ 7.9,表现为轻稀土的相对富集。(La/Yb)_N 介于 3.59 ~ 8.19,轻重稀土分馏明显。但是,花岗斑岩和早期辉绿岩斜率较小,分馏程度相对差。稀土元素标准化配分图解(图7),总体上轻稀土表现为斜率较大的右倾趋势,重稀土除早期辉绿岩略微表现为右倾趋势且未出现明显的Eu异常之外,其余均呈较平缓的状态且具有Eu负异常,表明斜长石参与分离结晶作用,或源区有斜长石的残留。

原始地幔标准化微量元素蛛网图显示(图8),与原始地幔相比,所有样品均具有富集大离子亲石元素亏损高场强元素的特点,并且出现Nb-Ta槽。其中,中酸性岩样品大多具有明显的Ba、Ta、Nb、Sr、P、Ti的负异常,与早期辉绿岩和花岗斑岩具有不一样的元素富集特点,表明它们可能与早期辉长岩和花岗斑岩具有不同的源区,或者是不同时期岩浆作用的产物。总体上,酸性岩石具有较高的Yb($> 2.2 \times 10^{-6}$)、Y($> 20 \times 10^{-6}$)、较低的Sr($< 100 \times 10^{-6}$)和贫Ba、P、Ti和Eu的特点,有弱的或比较明显的负Eu异

表2 赋矿岩石的稀土及微量元素分析结果(10⁻⁶)
Table 2 analytic result of REE and trace elements of the ore-bearing rock (10⁻⁶)

| 分析项目 | BN101 粗面岩 | H005 花岗斑岩 | H006 粗面斑岩 | H007 流纹斑岩 | H010 流纹斑岩 | H011 辉绿岩 |
|----------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------------|
| Ba | 701 | 450 | 375 | 737 | 236 | 256 |
| Ce | 151.5 | 21.1 | 85.0 | 97.7 | 80.2 | 32.9 |
| Cr | 20 | 30 | 40 | 30 | 30 | 510 |
| Cs | 2.66 | 3.34 | 3.40 | 7.18 | 2.69 | 18.30 |
| Dy | 11.00 | 2.93 | 5.54 | 7.47 | 6.88 | 4.00 |
| Er | 7.78 | 2.15 | 3.74 | 4.81 | 4.78 | 2.38 |
| Eu | 0.94 | 0.49 | 0.20 | 1.66 | 0.56 | 1.54 |
| Ga | 19.7 | 18.5 | 13.7 | 21.8 | 21.1 | 17.1 |
| Gd | 11.70 | 2.50 | 6.12 | 8.11 | 6.90 | 4.72 |
| Hf | 13.1 | 2.9 | 5.8 | 7.8 | 8.2 | 2.8 |
| Ho | 2.42 | 0.65 | 1.18 | 1.55 | 1.46 | 0.8 |
| La | 78.7 | 10.8 | 45.3 | 53.2 | 44.8 | 15.7 |
| Lu | 1.23 | 0.33 | 0.62 | 0.71 | 0.73 | 0.29 |
| Nb | 19.8 | 10.2 | 12.2 | 12.9 | 16.4 | 6 |
| Nd | 68.8 | 8.6 | 33.4 | 42.3 | 34.6 | 18.6 |
| Pr | 18.8 | 2.52 | 9.8 | 11.7 | 9.68 | 4.39 |
| Rb | 346.0 | 185.5 | 155.0 | 213.0 | 223.0 | 142.0 |
| Sm | 12.65 | 1.96 | 5.79 | 7.64 | 6.32 | 3.88 |
| Sn | 2 | 1 | 1 | 2 | 2 | <1 |
| Sr | 60.3 | 36.9 | 50.8 | 92.9 | 38.1 | 515 |
| Ta | 1.4 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.9 | 0.4 |
| Tb | 1.78 | 0.46 | 0.93 | 1.28 | 1.14 | 0.7 |
| Th | 19.90 | 5.62 | 12.2 | 11.90 | 11.85 | 1.64 |
| Tl | 2.4 | 1.5 | 1.5 | 1.6 | 1.4 | 2.4 |
| Tm | 1.22 | 0.34 | 0.61 | 0.73 | 0.73 | 0.33 |
| U | 5.47 | 4.61 | 1.95 | 2.44 | 2.58 | 0.36 |
| V | 9 | 6 | 9 | 10 | 14 | 248 |
| W | 8 | 2 | 6 | 2 | 8 | <1 |
| Y | 67.4 | 19.4 | 31.3 | 41.3 | 38.2 | 20.4 |
| Yb | 7.84 | 2.16 | 4.07 | 4.66 | 4.73 | 1.98 |
| Zr | 500 | 70 | 190 | 300 | 320 | 110 |
| ΣREE | 376.36 | 56.99 | 202.30 | 243.52 | 203.51 | 92.21 |
| LREE | 331.39 | 45.47 | 179.49 | 214.2 | 176.16 | 77.01 |
| HREE | 44.97 | 11.52 | 22.81 | 29.32 | 27.35 | 15.2 |
| LREE/HREE | 7.37 | 3.95 | 7.87 | 7.31 | 6.44 | 5.07 |
| (La/Yb) _N | 7.20 | 3.59 | 7.98 | 8.19 | 6.79 | 5.69 |
| δEu | 0.23 | 0.68 | 0.10 | 0.64 | 0.26 | 1.10 |
| δCe | 0.93 | 0.96 | 0.94 | 0.92 | 0.90 | 0.96 |

$$\text{注: } \delta\text{Eu} = \frac{(Eu_{\text{岩}}/Eu_{\text{球}})}{\frac{1}{2}[(Sm_{\text{岩}}/Sm_{\text{球}}) + (Gd_{\text{岩}}/Gd_{\text{球}})]} ; \delta\text{Ce} = \frac{(Ce_{\text{岩}}/Ce_{\text{球}})}{\frac{1}{2}[(La_{\text{岩}}/La_{\text{球}}) + (Pr_{\text{岩}}/Pr_{\text{球}})]}$$

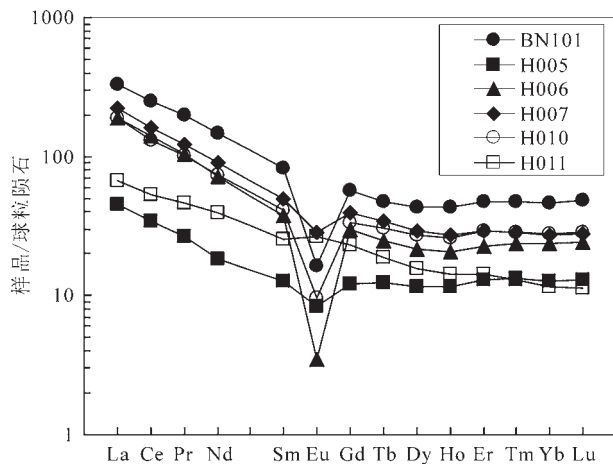


图7 样品稀土元素标准化配分图解(标准化值据文献[17])
Fig.7 Chondrite-normalized REE patterns of samples (normalization values after Reference [17])

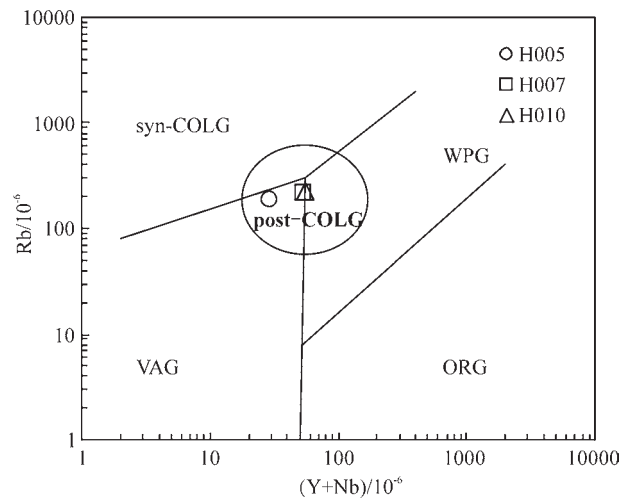


图9 (Y+Nb)-Rb图解(底图据文献[18])
ORG—洋脊花岗岩;WPG—板内花岗岩;VAG—火山弧花岗岩;
syn-COLG—同碰撞花岗岩;Post-COLG—后碰撞花岗岩
Fig.9 (Y+Nb)-Rb diagram of volcanic rocks in the study area (after Reference [18])

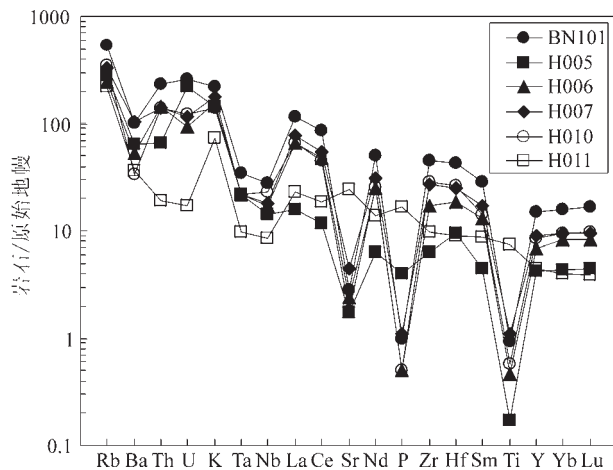


图8 样品微量元素蛛网图(标准化值据文献[17])
Fig.8 Trace elements spider diagram of samples (normalization values after Reference[17])

ORG—Ocean ridge granite; WPG—Intraplate granite;
VAG—Volcanic arc granite; Syn-COLG—Syn-collision granite;
Post-COLG—collision granite

钼矿在这两种岩石中多呈星点状或浸染状产出。借鉴卢欣祥等^[21]研究东秦岭含钼斑岩(成矿母岩)的岩石化学特点时总结的:其属钙碱性岩系,有更多的硅和碱,钾大于钠,具高硅、富碱、贫镁、低钙和钾大于钠等显著特征,岩石化学对成矿具有明显的控制作用,当 $SiO_2 \geq 72\%$, $K \geq Na$, $(K_2O + Na_2O) > 8\%$ 时几乎生成单一的钼(钨)矿;当 $SiO_2 \leq 70\% \sim 72\%$, $K \leq Na$ 时则生成以铜、金为主的铜(钼)矿床。而鸡冠山钼矿床主要赋矿岩石中高Si、富碱、贫Mg、低Ca的酸性斑岩,与东秦岭成矿母岩的岩石化学特点具有相似性^[22],可能是钼矿床的成矿母岩。

常,按Sr-Yb花岗岩分类^[19]和相关判别方法^[20],与浙闽型花岗岩和南岭型花岗岩有一定的相似性,在(Y+Nb)-Rb图解(图9)中,花岗岩斑岩和流纹斑岩落入后碰撞花岗岩区。

4 讨论

4.1 主微量元素反映的岩浆演化信息

花岗斑岩、流纹斑岩样品 SiO_2 含量均大于72%, $K_2O + Na_2O$ 含量介于7.78%~8.39%,K/Na比值大于1,以及Mg和Ca的含量小于地壳丰度(16.23%、0.92%)^[21]的特点,结合野外地质观察,辉

除此之外,微量元素特征显示,中酸性岩石重稀土曲线斜率小、具有Eu负异常及Nb、Ta、P、Ti等元素亏损的微量元素信息。一般情况下,Ti含量低时,Nb主要由黑云母携带,Nb、Ti含量均较低,暗示黑云母含量相对较少^[23]。李昌年等^[24]认为,花岗岩中磷灰石矿物虽然较少,但它的自身稀土含量远大于其他矿物,磷灰石、斜长石、黑云母对岩石稀土元素总量的贡献分别为 $40\% \pm$ 、 $20\% \pm$ 、 $40\% \pm$,因此花岗斑岩样品稀土总量偏少应该与磷灰石以及黑云母的含量较少有关,暗示了岩浆起源于亏损地幔或下地壳,或演化过程可能经历了磷灰石和斜长石的分

离结晶作用。

王德滋等^[25]的研究表明,Rb和K地球化学性质相似,在地球演化初期,伴随着壳幔的分离和地壳的演化,Rb趋向于富集在成熟度较高的地壳中,并且伴随着K不断向上迁移进入硅铝层,导致上地幔越来越亏损K和Rb^[26]。而Sr和Ca有相似的地球化学行为,通常在斜长石中代替Ca形成类质同像,富集于成熟度低、演化不充分的地壳中^[25],Rb/Sr比值通常也被认为具有较好地记录岩浆演化程度的性质^[27]。一般情况下,陆壳的Rb/Sr比值平均为0.24^[27],研究区中酸性岩Rb/Sr比为2.29~5.90,远高于陆壳的平均值,一方面暗示了斑岩型钼矿床岩浆演化成熟度高,另一方面也揭示了含矿岩浆可能主要来自地壳,为地壳物质部分熔融产物。

4.2 矿床形成的构造环境及条件

曾庆栋等^[17]曾对研究区不同部位含矿花岗斑岩分别进行锆石U-Pb法和基质Ar-Ar法同位素测年,得到了(245.5±2.7) Ma和155~156 Ma的成岩年龄,说明研究区至少存在两期花岗斑岩。也有人对本区辉钼矿和流纹斑岩进行Re-Os法和锆石U-Pb法定年,得到151~155 Ma的成矿年龄和(148.5±3.3) Ma的成岩年龄,认为成矿作用发生在晚侏罗世燕山期,可能与早印支期赋矿花岗斑岩无关^[6-8]。除此之外,前人对赋矿石英斑岩脉及晚期辉绿岩脉测年,分别得到148 Ma和149 Ma的Ar-Ar法同位素年龄,均显示为燕山作用的产物^[7]。由此可见,本次工作界定的含矿花岗斑岩、流纹斑岩、石英斑岩、晚期辉绿岩大体与辉钼矿的形成时代一致,流纹斑岩和花岗斑岩可能为成矿母岩,其他的小型岩脉或许是形成钼矿床必要的地质条件。

燕山运动不仅对中国构造格局产生重大影响,也是中国中东部重要的成矿期。葛文春等^[28]认为中国东部存在大规模的侏罗纪—早白垩世斑岩型Cu-Mo矿,东侧古太平洋板块的俯冲作用是诱发斑岩岩浆作用及成矿的主要因素。也有人认为,由于三叠纪—早侏罗世华北克拉通北缘的大规模抬升,晚石炭世—二叠纪时期安第斯型大陆边缘形成的矿产几乎剥露殆尽,使燕山期华北克拉通北缘及邻区的成矿作用呈现前所未有的爆发之势^[29]。还有人认为,在东亚尤其是中国东部地区,中侏罗纪以来受到东、西、南、北面四个不同方向动力系统的影响,

按力的“扇形原理”,深部受挤压,浅层被拉张,进而形成了中国东部和东亚地区大范围的软流圈物质上涌区域,导致了该区域强烈的构造、岩浆、成矿、地震、火山等复杂的多种地质作用^[30]。还有观点认为,燕山运动是一个“东亚多向汇聚”构造体制,燕山运动主要表现为华北板块北侧的蒙古—鄂霍次克海、东侧太平洋板块、南西拉萨地块和特提斯洋向东亚大陆的多向汇聚,形成了以华北地块为中心的汇聚构造样式和多向挤压变形的汇聚格局^[31-32]。本区中酸性花岗斑岩和流纹斑岩等与浙闽型花岗岩和南岭型花岗岩有一定的相似性,具有伸展环境或板块消减带上部挤压环境的信息^[20],可能是地壳增厚后减压的结果,或者说是亚洲东部大陆地壳的“汇聚”后“蠕散”和“伸展”的产物,与利用(Y+Nb)-Rb图解的判别结果相一致。

5 结 论

(1)鸡冠山钼矿床赋矿岩石主要为粗面质角砾凝灰岩、花岗斑岩、流纹岩、辉绿岩、石英斑岩和粗面斑岩,为高钾钙碱性系列和钾玄岩系列岩石,是早印支期和燕山期不同时代岩浆作用的产物。不同时期的岩浆岩具有不同的地球化学特征。

(2)燕山期花岗斑岩和流纹斑岩不仅是赋矿围岩,同时也是成矿母岩。同期的石英斑岩、流纹岩、粗面岩和辉绿岩是钼矿床形成的必要条件。

(3)鸡冠山钼矿床可能形成于碰撞后伸展环境下地壳减薄的构造背景,可能与燕山期中国东部大规模的铜-钼矿成矿作用有关。成矿岩浆来自下部地壳的部分熔融,岩浆演化过程中可能存在着磷灰石、黑云母及斜长石的分离结晶作用。

致谢:野外工作得到了鸡冠山钼矿地质工程师杨学深的大力支持与帮助;在本文初稿撰写过程中,得到了林长城、蒋飞、林波同学的帮助,他们提出了许多宝贵意见。在此一并致以衷心的感谢!

参考文献(References):

- [1] 曾庆栋,刘建明,张作伦,等.华北克拉通北缘鸡冠山斑岩钼矿床成矿年代及印支期成矿事件[J].岩石学报,2009,25(2):393-398.
Zeng Qingdong, Liu Jianming, Zhang Zuolun, et al. Ore-forming time of the Jiguanshan porphyry molybdenum deposit, northern margin of North China Craton and the Indosinian mineralization[J]. Acta Petrologica Sinica, 2009, 25(2): 393-398(in Chinese with

- English abstract).
- [2] Zeng Qingdong, Liu Jianming, Zhang Zuolun, et al. Geology and geochronology of the Xilamulun molybdenum metallogenic belt in eastern Inner Mongolia, China[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 2011, 100: 1791–1809.
- [3] Zeng Qingdong, Yang Jinhui, Liu Jianming, et al. Genesis of the Chehugou Mo-bearing granitic complex on the northern margin of the North China Craton: geochemistry, zircon U–Pb age and Sr–Nd–Pb isotopes[J]. *Geological Magazine*, 2012, 149(5): 753–767.
- [4] Zeng Qingdong, Liu Jianming, Zhang Zuolun, et al. Geology, fluid inclusion and sulfur isotopic studies of the Chehugou, porphyry molybdenum–copper deposit, Xilamulun metallogenic belt, NE China[J]. *Resource Geology*, 2011, 61(3): 241–258.
- [5] Zhang Lianchang, Wu Huaying, Wan Bo, et al. Ages and geodynamic settings of Xilamulun Mo–Cu metallogenic belt in north of North China Craton[J]. *Gondwana Research*, 2009, 16: 243–254.
- [6] 陈伟军, 刘建明, 刘红涛, 等. 内蒙古鸡冠山斑岩钼矿床成矿时代和成矿流体研究[J]. *岩石学报*, 2010, 26(25): 1423–1436.
Chen Weijun, Liu Jianming, Liu Hongtao, et al. Geochronology and fluid inclusion study of the Jiguanshan porphyry Mo deposit, Inner Mongolia[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2010, 26(5): 1423–1436(in Chinese with English abstract).
- [7] Wu Huaying, Zhang Lianchang, Wan Bo, et al. Re–Os and ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of the Jiguanshan porphyry Mo deposit, Xilamulun metallogenic belt, NE China, and constraints on mineralization events[J]. *Miner. Deposita*, 2011, 46: 171–185.
- [8] 陈伟军. 内蒙古鸡冠山斑岩型钼矿床成矿作用[D]. 中国科学院研究生院博士学位论文, 2010: 1–144.
Chen Weijun. The Mineralization of the Jiguanshan Porphyry Molybdenum Deposit, Inner Mongolia[D]. Ph.D. Thesis of the Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, 2010: 1–144 (in Chinese with English abstract).
- [9] Wu Huaying, Zhang Lianchang, Wan Bo, et al. Geochronological and geochemical constraints on Aolunhua porphyry Mo–Cu deposit, northeast China, and its tectonic significance [J]. *Ore Geology Reviews*, 2011, 43(1): 78–91.
- [10] 张晓静, 张连昌, 靳新娣, 等. 内蒙古半砬山钼矿含矿斑岩U–Pb年龄和地球化学及其地质意义[J]. *岩石学报*, 2010, 26(5): 1411–1422.
Zhang Xiaojing, Zhang Lianchang, Jin Xindi, et al. U–Pb Ages, Geochemical Characteristics and Their Implications of Banlashan Molybdenum Deposit[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2010, 26(5): 1411–1422(in Chinese with English abstract).
- [11] 黄凡, 陈毓川, 王登红, 等. 中国钼矿主要矿集区及其资源潜力探讨[J]. *中国地质*, 2011, 38(5): 1111–1134.
Huang Fan, Chen Yuchuan, Wang Denghong, et al. A discussion on the major molybdenum ore concentration areas in China and their resource potential [J]. *Geology in China*, 2011, 38(5): 1111–1134(in Chinese with English abstract).
- [12] 苏会平, 司国辉, 李得成. 内蒙古赤峰市鸡冠山钼矿邻区成矿远景分析[J]. *长春理工大学学报*, 2011, 6(3): 195–196.
Su Huiping, Si Guohui, Li Decheng. Analysis of adjacent minerogenetic region prospect of Jiguanshan molybdenum mine in Chifeng City, Inner Mongolia[J]. *Journal of Changchun University of Science and Technology*, 2011, 6 (3): 195–196(in Chinese).
- [13] 吴华英, 张连昌, 陈志广, 等. 西拉木伦多金属成矿带鸡冠山斑岩钼矿富氟高盐度高氧逸度流体包裹体研究[J]. *岩石学报*, 2010, 26(5): 1363–1374.
Wu Huaying, Zhang Lianchang, Chen Zhiguang, et al. Hypersaline, high–oxygen fugacity and F–rich fluid inclusions in Jiguanshan porphyry molybdenum deposit, Xilamulun metallogenic belt[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2010, 26(5): 1363–1374(in Chinese with English abstract).
- [14] Maitre R W L, Streckeisen A, Zanettin B, et al. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms[M]. Oxford: Blackwell, 1989: 193.
- [15] Peccerillo R, Taylor S R. Geochemistry of Eocene Calc–alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1976, (58): 63–81.
- [16] Middlemost E A K. *Magmas and Magmatic Rocks*[M]. London: Longman, 1985: 1–266.
- [17] Sun S S, McDonough W E. Chemical and isotopic systematics of ocean basalt: Implication for mantle composition and processes[C]//Saunders A D, Norry M J (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication, 1989, 19: 13–345.
- [18] Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. *Journal of Petrology*, 1984, 25: 956–983.
- [19] 张旗, 王焰, 李承东, 等. 花岗岩的Sr–Yb分类及其地质意义[J]. *岩石学报*, 2006, 22(9): 2249–2269.
Zhang Qi, Wang Yan, Li Chengdong, et al. Granite classification on the basis of Sr and Yb contents and its implications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2006, 22(9): 2249–2269(in Chinese with English abstract).
- [20] 张旗, 王元龙, 金惟俊, 等. 造山前、造山和造山后花岗岩的识别[J]. *地质通报*, 2008, 27(1): 1–18.
Zhang Qi, Wang Yuanlong, Jin Weijun, et al. Criteria for the recognition of pre–, syn– and post– orogenic granitic rocks[J]. *Geological Bulletin of China*, 2008, 27(1): 1–18(in Chinese with English abstract).

- English abstract).
- [21] 黎彤. 化学元素的地球丰度[J]. 地球化学, 1976, (3): 167-174.
Li Tong. Abundances of chemical elements in the Earth[J]. Geochimica, 1976, (3): 167-174(in Chinese with English abstract).
- [22] 卢欣祥, 李明立, 尉向东, 等. 东秦岭斑岩型钼矿地质地球化学特征[J]. 云南地质, 2006, (4): 415-417.
Lu Xinxiang, Li Mingli, Wei Xiangdong, et al. Geological and geochemical characteristics of East Qinling porphyry molybdenum deposit[J]. Yunnan Geology, 2006, (4): 415-417(in Chinese).
- [23] 牟保磊. 元素地球化学[M]. 北京: 北京大学出版社, 1999: 1-227.
Mou Baolei. Geochemistry of Element[M]. Beijing: Peking University Press, 1999: 1-227 (in Chinese).
- [24] 李昌年. 火成岩微量元素岩石学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1992: 1-195.
Li Changnian. Trace Element Petrology of Igneous Rock[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1992: 1-195(in Chinese).
- [25] 王德滋, 刘昌实, 沈渭洲, 等. 桐庐 I 和相山 S 型两类碎斑岩对比[J]. 岩石学报, 1993, 9(1): 44-53.
Wang Dezi, Liu Changshi, Shen Weizhou, et al. The contrast between Tonglu I-type and Xiangshan S-type clastoporphyritic lava[J]. Acta Petrol Sinica, 1993, 9(1): 44-54 (in Chinese with English abstract).
- [26] Taylor S R, McLennan S M. The chemical composition of the Archaean crust (in the nature of the lower continental crust) [J]. Geological Society Special Publications, 1986, 24: 173-178.
- [27] 高阳, 张招崇, 杨铁铮. 黑龙江宝山一带海西晚期强过铝花岗岩地质地球化学及岩石成因[J]. 岩石矿物学杂志, 2009, 28(5): 433-449.
Gao Yang, Zhang Zhaochong, Yang Tiezheng. Geology-geochemistry and petrogenesis of Late Hercynian granites in Baoshan area, Heilongjiang Province[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2009, 28(5): 433-449 (in Chinese with English abstract).
- [28] 葛文春, 吴福元, 周长勇, 等. 兴蒙造山带东段斑岩型 Cu, Mo 矿床成矿时代及其地球动力学意义[J]. 科学通报, 2007, 52(20): 2407-2417.
Ge Wenchun, Wu Fuyuan, Zhou Changyong, et al. The porphyry mineralization age of Cu, Mo in the eastern part of Xing-Meng orogenic zone and its geodynamic significance[J]. Chinese Science Bulletin, 2007, 52(20): 2407-2417(in Chinese).
- [29] 赵越, 陈斌, 张拴宏, 等. 华北克拉通北缘及邻区前燕山期主要地质事件[J]. 中国地质, 2010, 37(4): 900-915.
Zhao Yue, Chen Bin, Zhang Shuanhong, et al. Pre-Yanshanian geological events in the northern margin of the North China Craton and its adjacent areas [J]. Geology in China, 2010, 37(4): 900-915(in Chinese with English abstract).
- [30] 耿树方, 刘平, 王振洋等. 亚洲地球动力系统的演进与东亚矿产资源效应[J]. 中国地质, 2010, 37(4): 866-881.
Geng Shufang, Liu Ping, Wang Zhengyang, et al. Geodynamic evolution in Asia and its effects of mineral resources[J]. Geology in China, 2010, 37(4): 866-881(in Chinese with English abstract).
- [31] 董树文, 张岳桥, 龙长兴, 等. 中国侏罗纪构造变革与燕山运动新诠释[J]. 地质学报, 2007, 81(11): 1449-1461.
Dong Shuwen, Zhang Yueqiao, Long Changxing, et al. Jurassic tectonic revolution in China and new interpretation of the Yanshan movement[J]. Acta Geologica Sinica, 2007, 81(11): 1449-1461(in Chinese with English abstract).
- [32] 张允平. 东北亚地区晚侏罗-白垩纪构造格架主体特点[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2011, 41(5): 1267-1284.
Zhang Yunping. Main characteristics of Late Jurassic-Cretaceous tectonic framework in northeast Asia[J]. Journal of Jilin University: Earth Science Edition, 2011, 41(5): 1267-1284(in Chinese with English abstract).

Geochemical characteristics of the Jiguanshan molybdenum ore-bearing complex in Chifeng, Inner Mongolia

LIU Shuai¹, XI Ai-hua¹, GE Yu-hui², TANG Xiang-yang³,
MA Yan-jun¹, XU Bo-wen¹, LIU Jue¹

(1. College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061, Jilin, China;

2. School of Resources and Environment, Southwest Petroleum University, Chengdu 610500, Sichuan, China;

3. School of Applied Technology, Jilin University, Changchun 130012, Jilin, China)

Abstract: The Jiguanshan Mo deposit is one of the important and large Mo deposits in the Xar Moron molybdenum metallogenic belt. Through studying the petrographic and geochemical characteristics of ore-bearing rocks in the Jiguanshan porphyry molybdenum deposit, the authors have found that the rocks are mainly granite, rhyolite, rhyolite porphyry, trachyte andesite, trachyte porphyry and diabase. They belong to high-K calc-alkaline series and shoshonitic series, and lie between the metaluminous field and the peraluminous field. Rare earth elements of samples show a distribution pattern of LREE enrichment, with LREE/HREE ratios being 3.94~7.87 and $(La/Yb)_N$ ratios 3.59~8.19. Except diabase, all the rocks show the loss of europium ($\delta Eu=0.10\sim 0.68$). Trace elements spider diagram of samples shows the enrichment of large ion lithophile elements and depletion of high field strength elements. According to the geochemical characteristics of ore-bearing rocks, the authors infer that the magmatic source region of intermediate and acidic rocks was the crust, there probably existed fractional crystallization in magma evolution, and the evolution process might have included the fractional crystallization of apatite and biotite, or the differentiation of hydrothermal solution of phosphorus with rich volatile matter. In combination with regional geological evolution and metallogenic characteristics of the porphyry molybdenum deposit, the authors hold that the deposit was formed in an extensional environment after the strong extrusion stage of Yanshanian movement, or resulted from the "creeping" and "stretching" process of East Asia continental crust.

Key words: geochemistry; porphyry molybdenum deposit; Jiguanshan; Chifeng City; Inner Mongolia

About the first author: LIU Shuai, male, born in 1988, master candidate, majors in mineral resource prospecting and exploration; E-mail: shuailiu234@sina.cn.

About the corresponding author: XI Ai-hua, female, born in 1963, doctor, associate professor, majors in mineralogy, petrology and mineral deposits; E-mail: aihuaxi@163.com.