

# The Trace Elements Geochemical Characteristics and Formation Mechanism of Xiongjiashan Molybdenum Deposit, Jinxi, Jiangxi Province

Yong Zhang<sup>1</sup>, Jiayong Pan<sup>1</sup>, Jianguang Liu<sup>2</sup>, Haozhang Wan<sup>2</sup>, Huiyun Chen<sup>2</sup>, Feng Lai<sup>2</sup>

<sup>1</sup>College of Earth Sciences, East China Institute of Technology, Fuzhou

<sup>2</sup>912 Geological Party, Jiangxi Bureau of Exploration and Development of Geology and Mineral Resources, Yingtan  
Email: zhangyong@ecit.cn

Received: Oct. 26<sup>th</sup>, 2012; revised: Nov. 12<sup>th</sup>, 2012; accepted: Nov. 16<sup>th</sup>, 2012

**Abstract:** The Xiongjiashan Molybdenum deposit are mainly in the form of molybdenite, which enriched in the rock strata and space of the broken and fractured, and formed molybdenite ore body along the direction of trending vein and stockwork. Preliminary studies suggest that it was the magmatic hydrothermal quartz vein-type deposits. And the contemporary magmatic rocks have the same source in the region, what's more, the tectonic environments of caledonian tectonic and Yanshan tectonic was certainly similar, anything else the tectonic evolution of this area may also be a manifestation of repetitive. Trace element characteristics of which show that the magmatic rocks are from the partial melt mixture of lower crust and upper mantle, such as the crust-mantle mixing. And also it was under the continent-continent collision tectonic environment. And the contents of Eu anomaly that is not the same degree, which corresponding to different levels of the miscibility of the crust-mantle. Extremely favorable environment and complex structures, which was in favor of forming the Molybdenum deposit by the fluid from the formation of rock. The mineralization fluid is closely related with the multi-stage veins that corresponding to the magmatic activity, which carrying ore-forming elements as Cu, Mo and the mineralizer elements of S and so on, lately magmatic evolution ended and the Xiongjiashan Molybdenum deposit formed.

**Keywords:** Jingxi; Xiongjiashan Molybdenum Deposit; Geochemistry Character; Diagenesis and Mineralization

## 江西金溪熊家山钼矿床微量元素地球化学特征及成矿机理

张勇<sup>1</sup>, 潘家永<sup>1</sup>, 刘建光<sup>2</sup>, 万浩章<sup>2</sup>, 陈辉云<sup>2</sup>, 赖峰<sup>2</sup>

<sup>1</sup>东华理工大学地球科学学院, 抚州

<sup>2</sup>江西 912 地质大队地质勘察研究院, 鹰潭

Email: zhangyong@ecit.cn

收稿日期: 2012 年 10 月 26 日; 修回日期: 2012 年 11 月 12 日; 录用日期: 2012 年 11 月 16 日

**摘要:** 江西金溪熊家山钼矿主要以辉钼矿的形式富集于地层和岩体的破碎及裂隙等空间处, 形成了沿着构造方向上展布的脉状、网脉状辉钼矿矿体, 初步认为其为岩浆期后热液石英脉型矿床。研究显示该地区同时代的岩浆岩具有相同的来源, 加里东期的构造环境与燕山晚期的构造环境具有一定相似性, 其可能是该区构造演化的反复性的原因。稀土微量元素特征显示同源岩浆是由下地壳物质部分熔融与上地幔熔融体相互混合而形成的, 显示其结晶分异演化过程的相似性, 以及形成时的相同的陆-陆同碰撞构造环境, 而且钨异常程度的不相同, 反应其壳幔混溶的程度不同。其复杂构造环境, 利于成矿, 成矿是多期次, 不同岩脉和与之相对应的多期次的岩浆活动, 携带成矿元素: Cu、Mo 等和矿化剂 S, 经岩浆演化形成的流体而成岩成矿。

**关键词:** 金溪; 熊家山钼矿; 微量元素; 成岩成矿; 矿床成因

## 1. 引言

近年来,江西地勘局 912 队在该地区发现了具有大型矿床规模远景、具有独特矿化特点的熊家山钼矿。通过流体包裹体地球化学研究,发现其成矿流体为中高温中等盐度的流体。成矿流体至少有两个期次,该矿床为多期次、多来源的浅成岩浆热液型矿床。研究区内地质构造复杂,岩浆活动频繁,成矿地质条件优越,同时也就对于其成矿规律的研究,建立成矿模式,更好的指导找矿,在矿藏规模或储量级别上的突破,同时对北武夷成宽带的成矿构造环境的研究,具有十分重要的研究意义。

张德会等<sup>[1]</sup>认为元素富集成矿的过程实质上是元素在地球不同圈层和不同相以及不同集合体之间分配的结果;元素的富集始于地球形成的初期,对于大多数金属成矿来说,地壳特别是上地壳是大多数矿石和矿胎的储库,地壳元素丰度是元素富集成矿的物质基础<sup>[1]</sup>。元素在地质体系演化、共存、相间的分配,是元素富集成矿的关键过程。对于以侵入体为中心的热液矿床的形成,岩浆部分熔融、结晶分异、液态分离、挥发分分离以及气液相不混溶等过程,能够导致金属元素最终富集到矿石级。

## 2. 地质背景

熊家山钼矿区处于扬子板块与华南板块拼接带南部,北武夷多金属成矿带西侧,鹰潭-安远大断裂北

东段北西盘,东乡南部中生代陆相火山岩盆南东外缘。基底为震旦系下统中深变质岩地层,为一套巨厚的含火山物质的复理石、类复理石建造。盖层为侏罗系上统火山岩。地质构造复杂,岩浆活动频繁,矿产资源丰富。熊家山钼矿床附近出露燕山晚期黑云母钾长花岗岩体、乌石石英闪长岩岩体和一些基性-中酸性脉岩(花岗斑岩、闪长岩及辉长岩)。

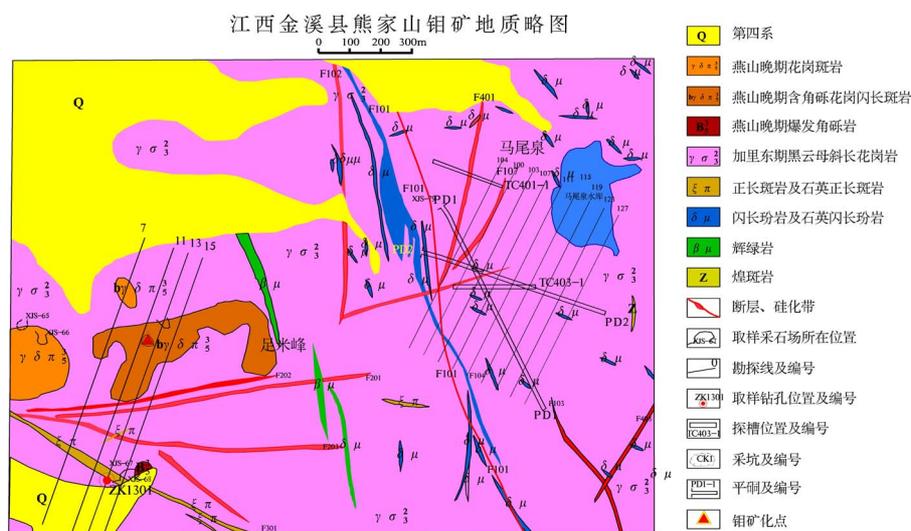
该钼矿床为典型的石英脉型。矿床的形态以及成因上受控于 F101 断裂,是最重要的导矿构造和控矿构造(如图 1)。

## 3. 样品及分析方法

矿区内的成矿围岩的常量与微量元素特征分析,对于研究该矿床的成矿环境,以及结合其成矿热液来源为岩浆期后热液来源研究等成果,从而进一步分析探索其成矿机理。在野外详细观察的基础上,分别在钻孔岩心和采矿巷道剖面上采集研究需要的样品,对矿区三个不同地点的 9 个样品送往核工业北京地质研究院分析测试常量与微量元素含量,利用飞利浦 PW2404X 射线荧光光谱仪,GB/T14506.28-93 硅酸盐岩石化学分析方法 X 射线荧光光谱法测定主、微量元素量。样品记录(如表 1)。

## 4. 常量元素地球化学特征

江西金溪熊家山钼矿床矿区野外地质特征研究以及室内资料分析确定,严格按照地球化学要求进行



**Table 1. The elemental analysis samples of Xiongjiashan Molybdenum deposit**  
**表 1. 熊家山钼矿床元素分析样品**

样类别	样号	取样位置	样品描述
	X-9	PD1, 700 m 处	围岩
岩矿脉	X-11	H202, H211 往外 10 m	基性岩脉, 脉宽约 50 cm
	X-41	ZK1301, 99 m	条带状黑云母花岗岩(矿化)
花岗斑岩	X-34	ZK1301, 52 m	燕山期花岗斑岩
	X-65	熊家山采石场	燕山期花岗斑岩
隐爆角砾岩	X-58	ZK1301, 256 m	花岗岩(岩筒壁?)
	X-67	熊家山 102 度方向 500 m 处采石场	隐爆角砾岩, 见流纹构造
黑云母花岗岩	X-25	PD1-3 口	加里东期黑云母花岗岩
	X-64	和尚桥朱家 193.3 高地采石场	加里东期黑云母花岗岩

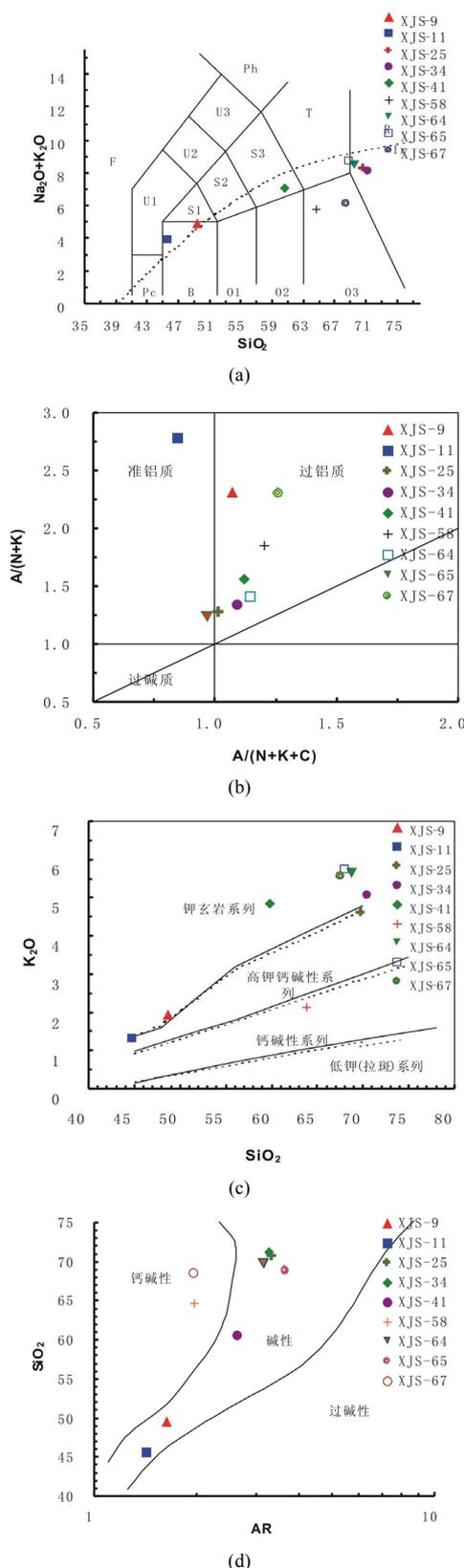
系统取样, 将样品无污染处理后送往测试中心分析测试, 其分析测试样品结果如: 附表中的(附表 1), 金溪熊家山钼矿床样品的 SiO<sub>2</sub> 含量变化于 45.63%~71.28%, 平均为 63.29%, 由基性到酸性变化, 与野外系统取样记录(如表 1)相一致。

由图 2(a)可以清晰的看出, 熊家山钼矿床矿区岩石样品的 X-9 和 X-11 样品都为玄武岩类, X-41 号样品为粗面安山岩, X-58 和 X-67 号样品为英安岩, X-65 号样品为粗面岩, 其余的 X-25、X-34 和 X-64 三个样品为流纹岩系列。经研究发现也可以将其简单划分成基、中、酸性岩三类。基性岩样的 CaO 含量变化于 4.38%~6.96%, 是中酸性岩样的 2~4 倍。

熊家山钼矿床岩石样品的(K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O)为 3.89%~8.76%, 平均为 6.82%; K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 变化于 0.61~14.2, 平均 2.87%, 主体为钾玄岩系列(附表 1, 图 2(c)), 而 X-25 号样品为高钾钙碱性系列以及 X-58 号样为钙碱性系列。

Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量为 13.71%~15.98%, 平均值为 14.73%, 通过分析计算样品的铝饱和指数 A/CNK[Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)的摩尔比值]介于 0.849~1.262, 为过铝质(附表 1, 图 2(b)), 而 X-9 和 X-11 两个样品则为准铝质。由图 2(d)显示出 X-58 号样为钙碱性系列, 而 X-67 样由于 K<sub>2</sub>O 的相对异常高 5.68%, 而 K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 值为 14.2, 可能是作为隐爆角砾岩其中包体的影响, 也可能岩体形成后期的钾交代作用引起的。

除去加里东期的两个样品, 总体上 K<sub>2</sub>O 的异常富集, 这与其他地方辉钼矿床的岩浆岩的钾玄岩性质相



**Figure 2. Magmatic rocks classification graphic of Xiongjiashan Molybdenum deposit**  
**图 2. 熊家山钼矿床岩浆岩分类图解**

类似。样品为高钾碱性岩系列特征，所以认为熊家山钼矿床与成矿关系密切的岩浆岩，主要为过铝质高钾碱性岩系列，其中两个基性岩样品为准铝质高钾碱性岩，高钾的特性具有重要的意义。

$$AR = \frac{Al_2O_3 + CaO + (Na_2O + K_2O)}{Al_2O_3 + CaO - (Na_2O + K_2O)}$$

其中燕山期次各岩浆岩的 TFe(全铁)含量变化于 2.04%~14.44%，与 SiO<sub>2</sub> 含量呈明显的负相关性(如附表 1)，TFe、MnO、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>、MgO、TiO<sub>2</sub> 五个氧化物与 SiO<sub>2</sub> 含量呈明显的负相关性，五个氧化物其背投影落在 SiO<sub>2</sub> 为 70%左右汇聚，并有减少为零趋势。此外 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 与 SiO<sub>2</sub> 含量呈负相关性，只有 K<sub>2</sub>O 与 SiO<sub>2</sub> 含量呈正相关性，Na<sub>2</sub>O 与 SiO<sub>2</sub> 无明显线性关系，而 K<sub>2</sub>O 则趋势线陡，说明其基性到酸性钾的富集明显，而钠含量趋于恒定，也说明岩浆源区 Na 的一致性，在演化过程中 Na 不受部分熔融和结晶分异的影响，可视为 Na<sub>2</sub>O(2.1%~3.5%)为其源区的重要特点。

随着 SiO<sub>2</sub> 的增加，Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 CaO 逐渐降低，由此可见斜长石乃是岩浆分离结晶过程中的重要分离相之一，斜长石的分离结晶，它造成了残余岩浆的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 CaO 的贫化。随着岩浆结晶分离作用，随着 SiO<sub>2</sub> 的增高同时，MgO 和 TFe 急剧下降，由此反映，熊家山钼矿床侵入岩体的，黑云母等铁镁质矿物的分离结晶，而导致残余岩浆的 MgO 和 TFe 含量减少。

此外，岩石的 TFe/MgO 比值也是反映分离结晶的重要标志之一，TFe/MgO 比值为 2.19~4.95 的结晶分异程度。M/F 值  $M/F = \frac{Mg^{2+} + Ni^{2+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn^{2+}}$  变化于

0.35~0.79，平均 0.62；Mg\* 值变化于 33.45~55.88，平均 44.71，两玄武质岩石样(与成矿密切相关)的 Mg\* 值明显高于其他中酸性岩石，变化于 51.76~55.88，作为熊家山钼矿岩浆岩的特征之一。

## 5. 微量元素地球化学特征

岩浆岩微量元素的地球化学行为受体系特点的控制，对确定岩浆分异、演化程度和含矿潜力提供重要的信息<sup>[2]</sup>。微量元素是了解岩浆演化的一个重要的方面，同时为岩浆的结晶分异过程提供重要的证据。对于研究熊家山钼矿床成矿元素的来源、运移、富集储存，微量元素由于其独特的物理化学性质，而具有一定的示踪作用等，对于查明所研究钼矿床的成因条件等具有十分重要的意义。

### 5.1. 熊家山岩浆岩成矿金属元素特征

江西金溪熊家山钼矿床岩浆岩体的微量元素含量(附表 2)，岩浆岩中成矿金属元素 Li、Cu、Zn、Mo、W、Sn、Sb、Bi 含量较高。其中 Mo、W、Sn、Bi 等高温热液成矿元素显示出明显的峰值，富集系数都在 10 以上，其中 Mo 的最高含量可达  $2.75 \times 10^{-6}$ ，集中在  $(3.04 \sim 27.5) \times 10^{-6}$  之间，平均  $8.67 \times 10^{-6}$ ；而 W 含量可达  $4.75 \times 10^{-5}$ ，含量集中在  $(3.1 \sim 23.3) \times 10^{-6}$  之间，平均可达  $1.038 \times 10^{-5}$ ；岩浆中 Cu、Bi 的含量也很高，其有长石石英脉的 X-9 号样品的各成矿金属元素明显富集，熊家山钼矿床岩浆岩微量元素中国东部大陆地壳(鄢明才和迟清华 1997，Yan and Chi 2005)<sup>[3]</sup> 标准化蛛网图(图 3)，Mo 的富集倍数为 10 倍左右，就显示岩

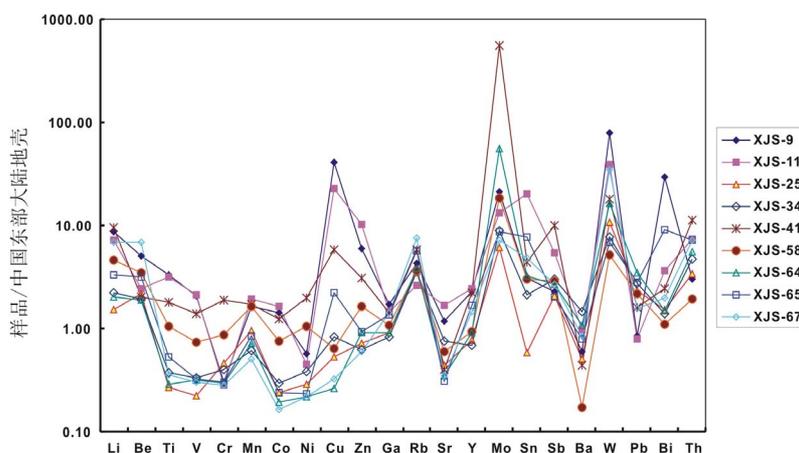


Figure 3. Normalized spider diagram of magmatic rocks trace elements, Xiongjiashan Molybdenum deposit  
图 3. 熊家山钼矿床岩浆岩微量元素标准化蛛网图

浆岩为成矿物质提供来源的可能很大。

熊家山钼矿床岩浆岩微量元素的中国花岗岩(鄢明才和迟清华 1997, Yan and Chi 2005)标准化蛛网图(图 4)。从图中可以明显地看出元素 Li、Be、Cr、Cu、Mo、W、Rb、Sn、Sb、Th 较之中国花岗岩含量高,其中 Cr、Mo、W 出现明显的峰值,富集程度高最高,富集倍数都在 5 以上。这与相对中国东部大陆地壳的标准值的元素富集规律大致相同。综合图 3 和图 4,信息可以看出花岗岩中的 Cr 元素在花岗岩中异常富集,其富集原因值得研究。

## 5.2. 熊家山钼岩浆岩元素原始地幔标准特征

熊家山钼矿床微量元素值(附表 3),所有样品从基性变化到酸性的微量元素标准化蛛网图都为曲线为 W 型右倾型,都表现出大离子亲石元素富集和高场强

元素亏损,大离子亲石(LILE,如 Cs、Ba、Sr、Pb 和 K)富集,其中如元素 Cs 和 Rb 明显富集,富集倍数 100 以上,而 Sr、Ba 具有明显的负异常,这与斜长石的晶出导致的 Sr 贫化而 Rb 的增高有关;高场强元素(HFSE,如 Nb, Ti 和 P)亏损,其中 Ti 的亏损与锐钛矿的晶出有关。大致相同的变化趋势,不同时代的岩浆活动,却显示出其经历相似的演化过程,这很有可能本身就是同源所演化而成的岩浆,也可能是加里东期岩浆演化后期残余经沉寂,到燕山期再次活化参与源岩浆的演化,显示出该地区的岩浆演化的重复性,此有待进一步的研究证实。所有样品的 Th/U、Nb/Ta 和 Zr/Hf 比值变化范围分别为 0.14~2.05、10.48~20.82 和 32.61~53.92。

熊家山钼矿床原始地幔(Wood 1979a, 1981)微量元素标准化蛛网图(图 5),研究区内的岩浆岩体都具有

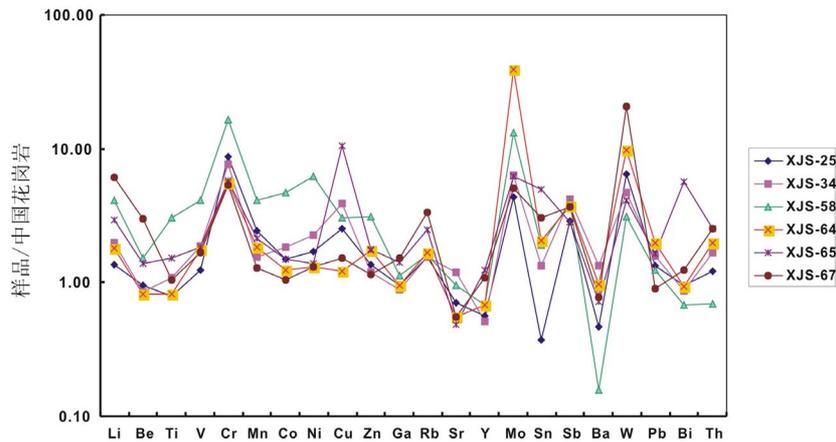


Figure 4. Normalized spider diagram of granite trace elements, Xiongiashan Molybdenum deposit  
图 4. 熊家山钼矿床花岗岩微量元素标准化蛛网图

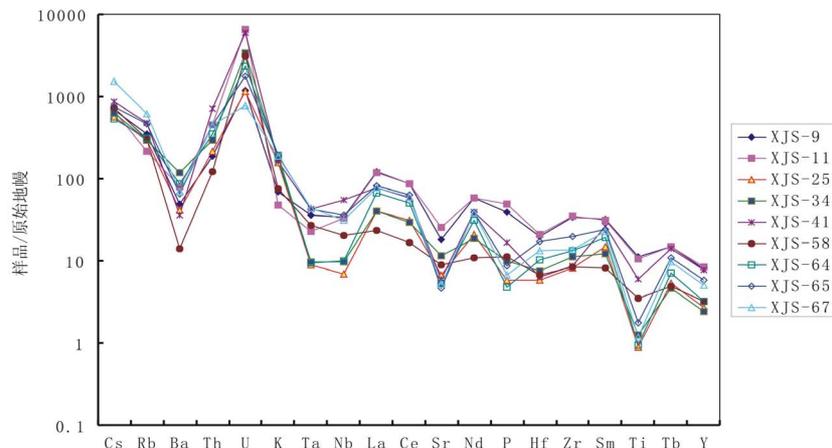


Figure 5. The normalized spider diagram of trace elements, Xiongiashan Molybdenum deposit  
图 5. 熊家山钼矿床微量元素原始地幔标准化蛛网图

明显的 Nb 负异常(图 5), 以及变化较大的 Th/U, 都暗示了一定的地壳混染存在<sup>[1]</sup>。这个可能是由于幔源岩浆上升过程与地壳物质的混合作用导致的, 但综合信息显示, 该地区岩浆演化过程中源岩浆的形成过程中的下地壳物质熔融混源可能性更大。

大多数主要造岩矿物中, 尤其是石榴石中, 其中轻稀土 La 是强不相容元素, 而 Sm 的不相容性则小于 La<sup>[4]</sup>。可以利用 La-La/Sm 图解可鉴别岩石的成岩过程<sup>[5,6]</sup>。在图 6 中, 各样品点在 La/Sm 值(5~7)整体呈很好的水平趋势, 反映出其结晶分异成因的特征<sup>[6]</sup>。从熊家山岩浆岩微量元素特征, 体现出研究区各岩浆演化的成岩过程以分离结晶模式为主, 这与大别山东部花岗岩相类似<sup>[7]</sup>。

## 6. 稀土元素地球化学特征

稀土元素根据它们在物理化学性质上的某些差别, 可以将它们分成二组。从 La 到 Eu 称为轻稀土(LREE), 或铈族稀土<sup>[8-13]</sup>。从 Gd 到 Lu, 包括 Y 称为重稀土(HREE)或钇族稀土。稀土元素是很好的物源示踪剂, 是了解岩浆作用机理的有效途径, 可为找矿提供重要信息。尽管稀土元素具有很相近的物理化学性质, 由于电子构型的规则变化、镧系收缩等, 各稀土元素之间仍存在一些性质上的微小不同, 造成稀土元素在自然界中发生某些分离<sup>[2,10]</sup>。

对于熊家山钼矿床有关岩体的微量元素特征研究可以研究岩浆演化过程中的特性, 以及一些相关重要参数分析, 显示出熊家山地区独特的成岩特性, 与

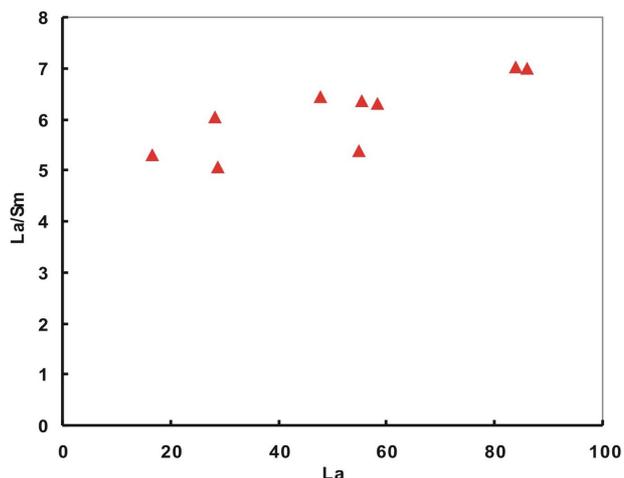


Figure 6. The magmatic rocks' La ( $10^{-6}$ )-La/Sm graphic of Xiongjiashan Molybdenum deposit  
图 6. 熊家山钼矿床岩浆岩 La( $10^{-6}$ )-La/Sm 图解

成矿元素的分散富集差异等特点(附表 4, 图 7)。

1) 稀土总量  $\Sigma\text{REE}$  值, 变化于  $(8.020\sim 39.151) \times 10^{-5}$ , 平均  $2.3893 \times 10^{-4}$ , 稀土总量变化范围大, 与幔源的原始岩浆在上移过程中和可能的地壳物质部分熔融岩浆混合作用强弱有关;

2) LREE/HREE 值, 一般情况下, 基性岩类的稀土总量应小于同系列中的酸性岩类, 且 LREE/HREE 值为 1.0~1.2、 $(\text{La}/\text{Yb})_N$  小于 10(多数为 0.34~1.0)<sup>[12,13]</sup>。而熊家山钼矿床岩浆岩体的轻重稀土元素比值变化于 8.60~14.99, 平均 11.23, 基性与中酸性岩差别不大, 都显示稀土元素分异程度大;

3) 轻稀土元素分馏度:  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  值变化于 3.180~4.419, 平均 3.89 值大于 1, 指示分馏程度较好, 比

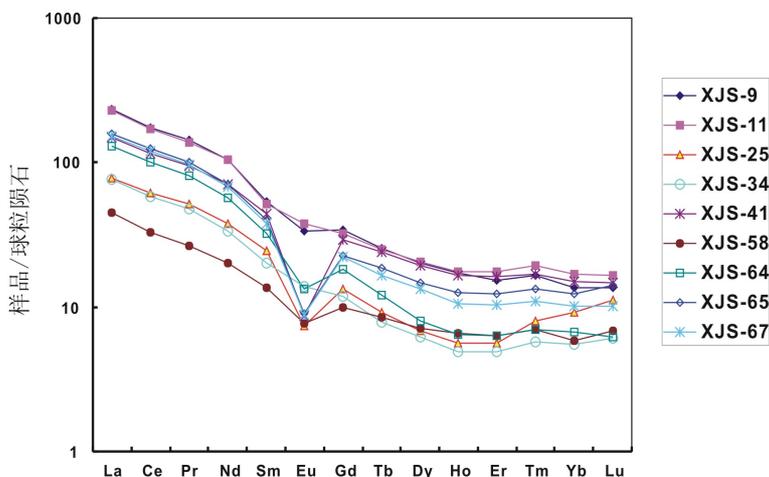


Figure 7. The normalized spider diagram of rare earth elements, Xiongjiashan Molybdenum deposit  
图 7. 熊家山钼矿床稀土元素球粒陨石标准化蛛网图

值越大其分馏程度越好,轻稀土越富集。但明显低于正常的花岗岩值,比如中国标准花岗岩值  $4.9^{[3]}$ ,也就预示在岩浆演化过程中发生了强烈混浆作用,混浆过程中出元素均一化。也明显低于西秦岭发生混浆作用花岗岩 4.7 的值<sup>[14]</sup>,说明熊家山混浆过程地壳物质的加入相对较少,地幔物质为主;

4) 重稀土元素分馏度 $(Gd/Lu)_N$ 值:  $(Gd/Lu)_N$ 值越小显示元素分馏程度越好,重稀土越富集。熊家山岩浆岩体 $(Gd/Lu)_N$ 值变化于 1.21~2.92,平均 1.97 明显高于一般壳型花岗岩 $(Gd/Lu)_N \approx 1^{[14]}$ ,说明其重稀土分馏程度明显偏低,也与华南壳-幔型长花岗岩相似<sup>[13]</sup>;

5) 稀土配分曲线斜率 $(La/Yb)_N$ 值: 研究区内 $(La/Yb)_N$ 值变化于 8.61~17.42,平均 13.173。因而稀土配分曲线为右倾式(图 7);

6) 岩浆分异度  $\delta Eu$  值: 岩浆分异程度愈高则  $\delta Eu$  值愈小,相应的钕亏损愈强烈。熊家山岩浆岩体  $\delta Eu$  为 0.24~0.92,平均 0.52,其中 X-9、X-11 和 X-34 $\delta Eu$  为 0.78~0.92,为低 Eu 负异常,而其余的  $\delta Eu$  为 0.24~0.664,平均 0.48, Eu 相对负异常明显(图 7),钕亏损程度,可能与源自岩浆在演化过程发生壳-幔混合作用强弱程度有关,混合作用强的元素均一化,壳源岩浆占优势时  $\delta Eu$  值偏小,而当幔源岩浆占优势则  $\delta Eu$  值偏大。

此外  $\delta Ce$  为 0.95~1.0,基本无 Ce 负异常,显示岩石没有受到低温蚀变作用的影响<sup>[15]</sup>。 $(Ce/Yb)_N$ 值变化于 5.63~14.9,平均 10.1,说明其结晶分异程度高; $(La/Lu)_N$ 值变化于 7.09~20.89,平均 12.71。 $(Sm/Eu)_N$ 值变化于 1.39~4.48,平均 2.86。

总体上来说,江西金溪熊家山钼矿床岩浆岩体的稀土元素分配曲线,为右倾钕亏损型,轻稀土分馏明显,重稀土分馏不明显型,源岩浆形成后的演化过程中结晶分异程度高,且岩石没有受到低温蚀变作用的影响。熊家山钼矿床地区岩浆岩是由于混浆作用形成的复式岩体;混浆作用是幔源岩浆和壳源岩浆两种岩浆以不同比例混合成岩,且过程中发生一定的混合和均一化;混浆作用的成岩机制主要包括混合均一化作用和分异过程中的类质同象与选择性富集作用等。也与稀土元素地球化学特征与壳-幔同熔型花岗岩基本一致<sup>[16]</sup>,成岩物质可能来源于上地幔基性物质和下部地壳的比例混熔形成,在岩浆演化过程由于结晶分异

作用使得稀土元素出现再分馏的过程,源岩浆混浆过程中壳-幔元素的均一化,为岩浆演化过程中,为分离出富含 Mo、W 等成矿金属元素和相关矿化剂成矿流体提供有力的条件。

## 7. 成岩成矿讨论

### 7.1. 岩浆岩成因

熊家山钼矿床酸性岩体的 A 型与 I 型花岗岩判别图(Collis 等, 1982), 研究发现:  $SiO_2$  与 Zr、Y、Ce、Nb 微量元素关系图(图 8), 其中 Zr、Y、Ce 三元素点

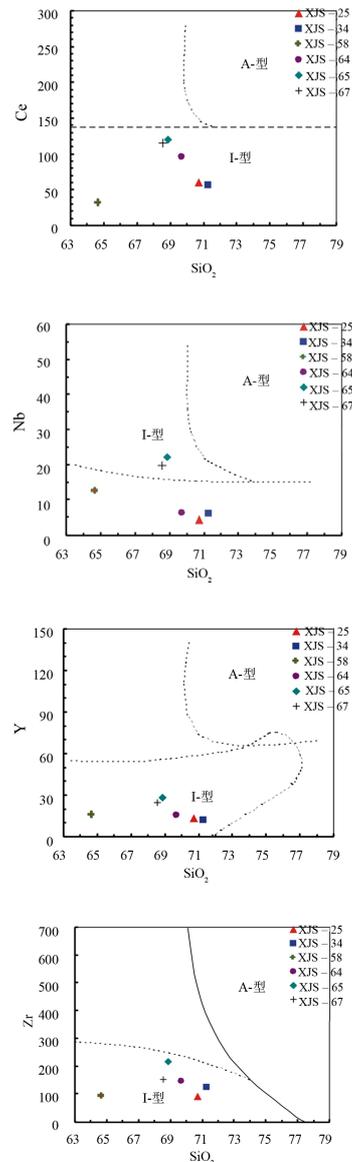


Figure 8. The discrimination diagram of granite's type of Xiongji-ashan Molybdenum deposit  
图 8. 熊家山钼矿床花岗岩的 A 型与 I 型判别图

都落在 I 型花岗岩区域, 只有四个样品的 Nb 元素偏低出现异常, 落在 A 型与 I 型花岗岩区域之外, 可能与壳-幔作用关系密切, 熊家山钼矿床酸性侵入岩应为 M 型(幔源)与 S 型(壳源)两个端元岩浆混合的产物, 可称之为 H 型(hybrid type)花岗岩<sup>[17]</sup>, 混合(混染)花岗岩。这与肖庆辉等<sup>[8,18]</sup>认为的壳幔混合作用的结论相一致。也就说明成矿流体是幔源的岩浆结晶分异过程中, 气相挥发分从源岩浆中分离出来的。同时在对研究区域内的岩浆岩体整体微量元素蛛网图特征分析(附表 3, 图 3), 其 Mo、Cu 和 W 富集明显, 都指示出成矿元素幔源的可能性。

从附表 2 中可以看出花岗岩( $\text{SiO}_2 > 63\%$  的酸性岩)样品  $\text{TiO}_2$  均远少于 1.2%, 显示岩体具有典型的会聚边缘幔源岩浆的特征<sup>[19,20]</sup>, 而中基性岩样品  $\text{TiO}_2 \geq 1.2\%$ 。从稀土元素球粒陨石标准化配分图(图 7)可看出, 曲线显示出比较强的右倾轻稀土富集、重稀土相对亏损的特征, La 为球粒陨石的 50~250 倍, 而 Yb 仅为球粒陨石的 5~15 倍, 指示岩浆来源于富集地幔的部分熔融<sup>[21]</sup>。岩体大离子亲石元素 K 和 Rb 富集、高场强元素 Nb 和 Zr 相对富集且 Ti 相对亏损, 低 Sm/Yb(2.14~4.44), 也暗示花岗岩具有幔源花岗岩的特征<sup>[22]</sup>。

Green 等<sup>[23]</sup>提出 Nb/Ta 比值可作为指示壳-幔体系地球化学作用的指标。Nb 和 Ta 具有相似的离子半径和电荷, 因此它们表现出相近的地球化学行为<sup>[24,25]</sup>, Nb/Ta 比值几乎不受分离结晶和部分熔融作用的影响, 熊家山钼矿床岩浆岩体的 Nb/Ta 比值 10.48~20.82, 平均 14.19, 与原始地幔(PM)<sup>[26,27]</sup>的 Nb/Ta 比值相接近, 说明熊家山岩浆岩具有幔源特性。

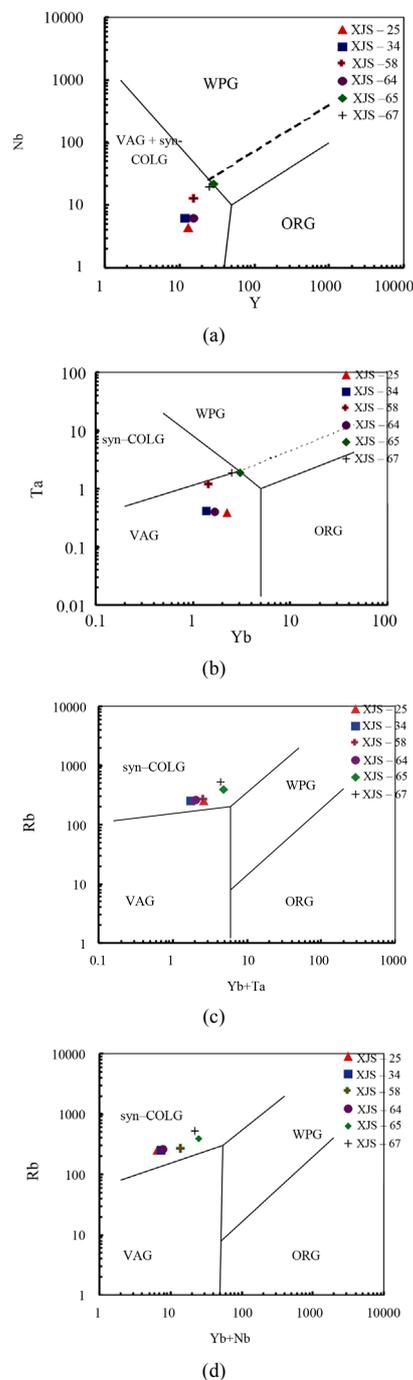
研究区内花岗岩( $\text{SiO}_2 > 63\%$  的酸性岩)存在 Ba、Sr 和 Eu 负异常(图 3, 图 7), 这就指示成岩过程中存在钾长石和斜长石的分离结晶; Ti 和 P 的负异常(图 5)则显示成岩过程有 Ti-Fe 氧化物(金红石和钛铁矿)和磷灰石的分离结晶, 这与电子探针所得的结果相一致。花岗岩具有明显的 Eu 负异常( $\delta\text{Eu} = 0.24\sim 0.89$ ), 显示花岗岩成岩过程经历了一定程度的斜长石分离结晶作用。

## 7.2. 岩浆岩构造环境

$$R1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti});$$

$$R2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}(\text{原子数})$$

微量元素 Rb、Y、Nb、Ta、Yb 是区分大洋花岗岩(ORG)、板内花岗岩(WPG)、火山弧花岗岩(VAG)、同碰撞花岗岩(Syn-COLG)最为有效的证据, 从研究区域内花岗岩的 Nb-Y 和 Ta-Yb 判别图解(图 9), 其中的 a、



大洋花岗岩(ORG)、板内花岗岩(WPG)、火山弧花岗岩(VAG)、同碰撞花岗岩(Syn-COLG), (据 Pearce 等, 1984)

Figure 9. The bivariate discrimination diagram of granite's tectonic environment of Xiongjiashan molybdenum deposit  
图 9. 熊家山钼矿床花岗岩的构造环境判别双变量图解

c、d 三图清晰显示出其为同碰撞大地构造环境，而 b 图却显示出其为活动大陆边缘火山弧构造环境，这也与研究区所处大地构造位置特殊反映，即是以板内陆-陆碰撞为主，又受到太平洋板块与亚洲板块碰撞火山弧花岗岩的构造影响，可以认为其为活动大陆边缘的陆-陆碰撞有关的同碰撞构造花岗岩。再结合前论的岩浆源的壳-幔混合性质，可推测岩浆源区的壳源物质可能是火山弧地区下地壳重熔与幔源岩浆混合的形成，所以熊家山地区是同碰撞花岗岩(Syn-COLG)为主，同时也受到火山弧花岗岩(VAG)机制的影响。

与 R1-R2 因素判别图解的结论以及 Rb/10-Hf-Ta × 3 判别图解的结论相一致，如图 10，为同碰撞大陆构造背景下的岩浆活动作用的产物，指示挤压构造属性。同碰撞大陆构造背景的挤压圈闭属性，以及下地壳与幔源岩浆混合作用的为研究区内钼矿矿床的形成提供

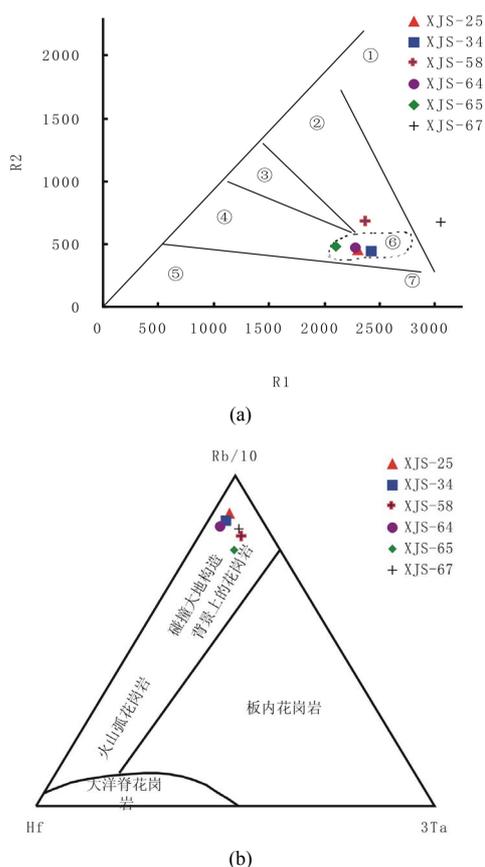
成矿流体来源和热动力等有利条件，并且构成其独特的钼矿床成矿专属性。

三元素间关系和其双对数图解来判别大陆板内构造环境此外，孙书勤等<sup>[28]</sup>提出的大陆板内不同构造环境玄武岩的微量元素判别法，即通过玄武岩 Th、Nb、造环境，熊家山地区玄武岩的 Th/Nb 值为 0.86~2.15，大于 0.67，且 Nb/Zr 值为 0.05~0.06，大于 0.04，判断其属于陆陆碰撞带的构造环境，与前结论相一致，这也就预示着熊家山岩浆岩体所形成的时期特点有：1) 碰撞带地壳巨厚、山根极深，有利于地壳硅铝物质重熔，或形成再生花岗岩岩基；2) 还可出现中酸性、中基性火山喷发，这与碰撞带缺乏大规模的深抵软流圈的俯冲作用有关；3) 同时其碰撞带处的强烈的挤压应力场，张性断裂较少，也不利于岩浆通达地表，但在此环境下，一般中低温变质作用不甚发育等特征。而熊家山地区据有相类似特征。这也就为幔源岩浆与地壳硅铝物质重熔岩浆有足够时间的混合，元素得到一定的均一化，也为岩浆演化过程中的分离结晶，形成研究区内的壳-幔混合型花岗岩特征，也为在岩浆期后热液中成矿元素的富集提供有力的条件。

### 7.3. 成矿机制

区内强过铝质花岗岩出现，预示着其在高温高压的同碰撞环境，同时说明了该地区成矿流体运移热动力作用的来源。下地壳物质的重熔与幔源岩浆混融，形成壳幔混合型岩浆，发生壳-幔作用，使得亲陆壳元素与地幔成矿元素一起共生，成矿元素趋于均一化，多次挤压与伸展交替的构造变形，导致陆壳封闭与可渗透性的交替，有利于成矿流体的萃取成矿物质并且向上运移。强烈的岩浆-构造作用，岩浆结晶分异，钼等不相容金属成矿元素与岩浆熔体分离，与地幔去气作用气相挥发份(H<sub>2</sub>O、H<sub>2</sub>S 等)形成岩浆热液，而后在运移到近地表时，成矿流的物理化学条件发生急剧改变。引起这种改变的因素主要有：一是温度的降低以及压力减少，和通过构造运动产生的断裂和裂隙下渗的地表流体的混入，使得成矿流体在硫等矿化剂作用下沉淀析出，储存在岩体的破碎裂隙、微裂隙以及构造空间内而堆积成矿。

研究区内的岩浆岩体的微量元素 Th/Tb-Th/Ta 图解(如图 11)，显示出明显的线性相关性，并形成两条相平行直线，其斜率相等，说明其具有同源区。



(a) R1-R2 因素判别图解(据 Bechelor 等, 1985); (b) Rb/10-Hf-Ta × 3 判别图解(Harris 等, 1986); ①地幔分异产物; ②板块碰撞前; ③碰撞后隆起; ④造山晚期; ⑤非造山; ⑥同碰撞; ⑦造山后 R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti); R2 = 6Ca + 2Mg + Al (原子数)

Figure 10. The discrimination diagram of granite's tectonic environment of Xiongjiashan molybdenum deposit  
图 10. 熊家山钼矿床花岗岩的构造环境判别图解

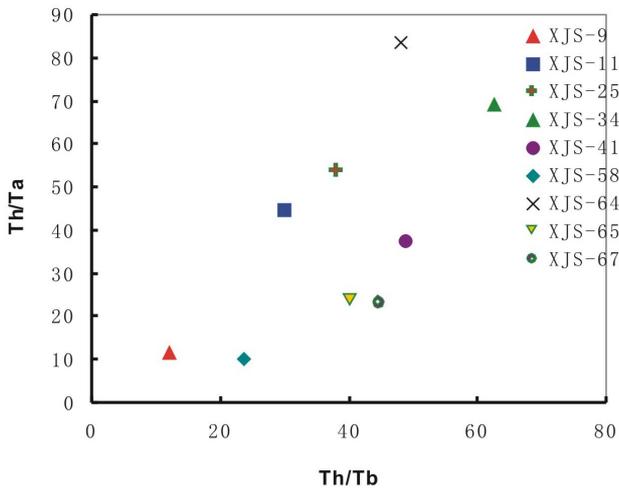


Figure 11. The magmatic rocks' Th/Tb-Th/Ta graphic of Xiongjiashan Molybdenum deposit

图 11. 熊家山钼矿床岩浆岩的 Th/Tb-Th/Ta 图解

金溪熊家山钼矿床研究区内安山质岩浆岩是造山带背景下的岩石圈-软流圈系统, 挤压环境下的巨大减薄作用环境下形成的。由于挤压环境下, 压力场的圈闭与岩石物质封闭性, 利于向上侵入的幔源岩浆热能场的封闭, 使得幔源岩浆与被加热的下地壳物质在岩浆房中进行物质熔融混合, 成矿元素与成矿流体在此过程得到混合。其中安山质岩浆的发育是地区壳-幔物质充分交换的重要证据<sup>[8,19]</sup>, 而熊家山地区安山质岩浆的发育, 则可说明壳-幔作用的存在。安山质岩浆常诱发大量的陆壳岩石的熔融作用<sup>[8]</sup>。原始成矿流体在原始岩浆的混熔作用下, 成矿元素得到初步的富集, 形成原始的成矿流体。在构造应力以及幔源岩浆的热动力作用, 在深大断裂构造通道, 伴随岩浆的上侵入到地层层面空隙、地层断裂破碎带和岩体裂隙等, 有的甚至经由火山通道溢出地表。

成矿热液以岩浆热液作用为主导, 岩浆热液在上升运移过程中, 沸腾作用现象出现作为该地区成矿流体显著特征之一<sup>[29]</sup>。引起沸腾的原因, 主要有: 一是成矿流体在向上运移过程中, 遇到空间压力释放, 流体内部压力和外部压力平衡, 温度达沸点; 另外也可能是地表水在沿断裂裂隙向下运移过程中, 与成矿流体相遇, 流体的物理化学状态达到临界态。这也是该矿床矿物沉淀的重要机理之一, 1.07 km 成矿深度, 再对比其相对较高的成矿温度, 结合该地区自中生代以来强烈火山活动, 揭示其为至少两个期次的岩浆热液型矿床。

## 8. 结论与讨论

1) 熊家山钼矿床关系密切的岩浆岩的  $\text{SiO}_2$  含量变化于 45.625%~71.28%, 平均为 63.29%, 由基性到酸性变化, 其中酸性岩浆岩岩体, 主要为过铝质碱性钾玄岩系列, 而基性岩体, 则主要为准铝质碱性钾玄岩系列;

2) 岩浆岩的微量元素特征相类似, 说明其具有相同来源, 并且成矿金属元素 Cu、Pb、Zn、Mo、W、Sb、Bi、U 等高度富集; 微量元素标准化蛛网图都为 W 型右倾型, 大离子亲石元素(LILE, 如 Cs、Ba、Sr、Pb 和 K)富集, 高场强元素(HFSE, 如 Nb、Ti 和 P)亏损; 原始岩浆形成演化过程中存在下地壳物质与地幔物质的混合作用;

3) 稀土元素特征显示各个岩体的分布曲线型式基本相似, 均为右倾亏损型, 轻稀土分馏明显, 重稀土分馏不明显型, 指示着其结晶分异演化具有相类似的过程;

4) 熊家山钼矿地区属于陆陆碰撞带的构造环境, 为幔源岩浆与地壳硅铝物质重熔岩浆有足够时间的混合, 元素得到一定的均一化, 也为岩浆演化过程中的分离结晶, 形成研究区内的壳-幔混合型花岗岩特征, 也为在岩浆期后热液中成矿元素的富集提供有力的条件。其有利的构造环境, 利于成矿, 其中与成矿关系密切的是多期次岩脉的发育, 以及与 X-41 号样品的同期次的岩浆活动, 各期次的岩浆活动携带成矿元素 Cu、Mo 等和矿化剂 S 元素, 以及岩浆演化的流体活动而成岩成矿。

## 参考文献 (References)

- [1] 张德会, 龚庆杰. 初论元素富集成矿的地球化学机理[J]. 地质地球化学, 2001, 29(3): 8-14.
- [2] 陈公道. 地球化学[M]. 合肥: 中国科技大学出版社 1992.
- [3] 迟晋清, 鄢明才. 应用地球化学元素丰度数据手册[M]. 北京: 地质出版社, 2007.
- [4] H. R. Rollinson. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Upper Saddle River: Prentice Hall, 1993.
- [5] 赵振华. 微量元素地球化学原理[M]. 北京: 科学出版社, 1997.
- [6] G. C. Brown, R. S. Thorpe and P. C. Webb. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. Journal of the Geological Society, 1984, 141(3): 413-426.
- [7] 胡雄星, 马东升. 大别山东部花岗岩类的稀土元素地球化学及其地质意义[J]. 矿产与地质, 2002, 93(16): 321-326.
- [8] 邓晋福, 罗照华, 苏尚国. 岩石成因、构造环境与成矿作用[M]. 北京: 地质出版社, 2004.

- [9] 赵伦山, 张本仁. 地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 2003.
- [10] 陈骏, 王鹤年. 地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 2004.
- [11] 中国科学院地球化学研究所. 高等地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1998.
- [12] P. 亨德森. 稀土元素地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 1989: 20-178.
- [13] 王中刚, 于学元, 赵振华. 稀土元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1989: 133-246.
- [14] 李永军, 李景宏, 孔德义等. 西秦岭温泉混浆花岗岩的微量与稀土元素地球化学特征[J]. 西北地质, 2003, 36(3): 7-13.
- [15] [15] H. B. Zou, A. Zindler, X. S. Xu, et al. Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: Mantle sources, regional variation, and tectonic significance. *Chemical Geology*, 2000, 171(1-2): 33-47.
- [16] G. C. Brown, R. S. Thorpe and P. C. Webb. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, 1984, 141(3): 413-426.
- [17] 聂凤军, 张万益, 杜安道, 江思宏, 刘妍. 内蒙古小东沟斑岩型钼矿床辉钼矿铼-钨同位素年龄及地质意义[J]. 地质学报, 2007, 81(7): 898-905.
- [18] 肖庆辉, 邱瑞照, 邢作云等. 花岗岩成因研究前沿的认识[J]. 地质论评, 2007, 53(增刊): 17-27.
- [19] J. B. Gill. Early geochemical evolution of an oceanic island arc and back arc: Fiji and the south Fiji basin. *Journal of Geology*, 1987, 95(5): 589-615.
- [20] 王涛, 刘燊, 胡瑞忠. 苏鲁造山带 A 型花岗岩的元素地球化学及其成因[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2009, 39(4): 676-688.
- [21] 李献华, 周汉文, 韦刚健等. 滇西新生代超钾质煌斑岩的元素和 Sr-Nd 同位素特征对岩石圈地幔组成的制约[J]. 地球化学, 2002, 31(1): 26-34.
- [22] 黎敦朋, 赵越, 胡健民等. 青藏高原西北缘中新世晚期 A 型花岗岩的特征及意义[J]. 地质通报, 2007, 26(12): 1671-1677.
- [23] T. H. Green. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology*, 1995, 120(3): 347-359.
- [24] K. P. Jochum, W. F. McDonough, H. Palme, et al. Composition-contrast in the continental lithospheric mantle from trace elements in spinel peridotite xenoliths. *Nature*, 1989, 340(6891): 837-840.
- [25] S.-S. Sun, W. F. McDonough. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publication*, 1989, 42: 313-347.
- [26] T. H. Green. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology*, 1995, 120(3): 347-359.
- [27] J. Dostal, A. K. Chatterjee. Contrasting behaviour of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in a peraluminous granitic pluton (Nova Scotia, Canada). *Chemical Geology*, 2000, 163(1): 207-218.
- [28] 孙书勤, 张成江, 赵松江. 大陆板内构造环境的微量元素判别[J]. 大地构造与成矿学, 2007, 31(1): 104-109.
- [29] 张勇, 潘家永, 刘建光等. 江西金溪熊家山钼矿床流体包裹体地球化学研究[J]. 上海地质, 2010, 31(S1): 176-179.

## 附表

Table 1. Magmatic rocks major element analysis of Xiongjiashan Molybdenum deposit(%)  
表 1. 熊家山钼矿床岩浆岩主量元素分析结果(%)

样号	X-9	X-11	X-41	X-34	X-65	X-58	X-67	X-25	X-64
SiO <sub>2</sub> %	49.49	45.63	60.62	71.28	68.88	64.69	68.55	70.72	69.7
TiO <sub>2</sub> %	2.23	2.09	1.2	0.25	0.35	0.7	0.24	0.18	0.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	15.98	15.48	13.83	14.02	13.71	15.19	15.63	13.78	14.98
FeO%	9.6	8.63	7.35	1.8	2.0	4.4	1.3	1.95	1.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	5.38	5.98	2.12	0.27	1.41	1.20	0.26	0.39	0.23
MnO%	0.17	0.2	0.18	0.06	0.09	0.17	0.05	0.1	0.08
MgO%	5.78	6.13	3.55	0.68	0.66	2.39	0.7	0.55	0.68
CaO%	4.38	6.96	1.92	1.29	1.66	2.42	3.07	1.47	1.33
Na <sub>2</sub> O%	2.84	2.42	2.1	2.94	2.88	3.5	0.4	3.5	2.69
K <sub>2</sub> O%	2.08	1.47	4.98	5.21	5.88	2.28	5.68	4.73	5.76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0.81	1.01	0.35	0.21	0.18	0.23	0.14	0.12	0.1
烧失%	1.68	4.24	1.96	1.99	2.03	2.9	3.9	2.35	2.28
总计%	99.88	99.62	99.95	99.97	99.59	99.95	99.89	99.8	99.85
M/F	0.70	0.77	0.67	0.58	0.35	0.75	0.79	0.41	0.57
TFe%	14.44	14	9.26	2.04	3.27	5.48	1.53	2.3	2.06
Mg*	51.76	55.88	46.26	40.24	37.04	49.19	48.97	33.45	39.58
K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O	4.92	3.89	7.08	8.15	8.76	5.78	6.08	8.23	8.45
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.73	0.61	2.37	1.77	2.04	0.65	14.20	1.35	2.14
A/(N + K + C)	1.07	0.85	1.12	1.09	0.97	1.20	1.26	1.02	1.15
AR	1.64	1.42	2.63	3.28	3.65	1.98	1.96	3.34	3.15

注: Mg\* = 100 × Mg<sup>2+</sup>/(Mg<sup>2+</sup>+Fe<sup>2+</sup>)(原子数), TFe = FeO + 0.899 × Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>Table 2. Magmatic rocks trace elements analysis of Xiongjiashan Molybdenum deposit (μg/g)  
表 2. 熊家山钼矿床岩浆岩微量元素含量(μg/g)(10<sup>-6</sup>g)

样号	X-9	X-11	X-41	X-34	X-64	X-25	X-65	X-58	X-67
Li	149	122	161	37.8	34.1	25.8	56.1	78.1	116
Be	7.02	3.445	2.83	2.72	2.64	3.03	4.43	4.88	9.62
Ti	13369	12529	7194	1499	1139	1079	2098	4197	1439
V	231	238.5	154	37.1	35.3	24.9	36.4	82.4	33.5
Cr	22.9	21.5	144	30.3	22.4	34.9	23.1	66.4	21.2
Mn	1316.8	1549.2	1394.3	495.7	580.9	774.6	681.6	1316.8	410.5
Co	27	31.1	23.4	5.54	3.69	4.5	4.48	14.2	3.11
Ni	17.7	13.95	61.1	11.7	6.78	8.85	7.23	32.4	6.78
Cu	1058	587	153	21.5	6.74	13.9	57.7	16.8	8.41
Zn	458	784.5	233	47.3	69	54.8	70.4	124	45.8
Ga	32.3	27.6	27.3	15.9	17.1	17.2	25.5	20.4	27.2
Rb	298	184.5	412	250	265	250	394	257	531
Sr	416	593.5	139	263	122	154	107	208	121
Y	38.5	41.5	37.8	11.8	15.5	13	28.3	15.7	24.9
Mo	10.7	6.6	275	4.44	27.5	3.04	4.39	9.14	3.57
Sn	4.33	28.45	6.08	2.95	4.48	0.816	10.9	4.23	6.7
Sb	0.407	0.982	1.82	0.545	0.488	0.372	0.366	0.513	0.481
Ba	367	609	270	907	661	316	489	107	523
W	47.5	23.3	10.9	4.68	9.8	6.45	4.08	3.1	20.7
Pb	12.7	11.8	24.2	41.3	51.6	34.6	42.5	32.3	23.2
Bi	4.44	0.55	0.367	0.207	0.225	0.23	1.36	0.164	0.298
Th	18	43.8	67.9	28.6	33.5	20.5	43.1	11.7	43.2

**Table 3. The trace elements of Xiongjiashan Molybdenum deposit ( $\mu\text{g/g}$ )**  
**表 3. 熊家山钼矿床微量元素含量( $\mu\text{g/g}$ )**

样号	X-9	X-11	X-41	X-34	X-65	X-58	X-67	X-25	X-64
Cs	13.2	12.8	16.6	11.9	14.2	14	28.8	10.9	10.3
Rb	298	184	412	250	394	257	531	250	265
Ba	367	609	270	907	489	107	523	316	661
Th	18.0	43.8	67.9	28.6	43.1	11.7	43.2	20.5	33.5
U	32.3	177.5	162	92.9	48.3	83.4	21.1	30.7	63.0
K	17267	12203	41341	43250	48812	18927	47153	39266	47816
Ta	1.55	0.98	1.81	0.41	1.85	1.15	1.87	0.38	0.40
Nb	21.0	20.4	33.7	6.09	22.0	12.6	19.6	4.30	6.17
La	86.1	83.9	54.8	28.3	58.4	16.5	55.5	28.8	47.7
Ce	167.0	162.5	111.0	56.1	120.0	31.7	115.0	59.5	96.0
Sr	416	593.5	139.0	263.0	107.0	208.0	121.0	154.0	122.0
Nd	74.5	74.3	50.50	23.8	50.50	14.20	48.40	27.0	40.60
P	3535	4408	1527.5	916.5	785.6	1003.8	611.0	523.7	436.4
Hf	7.01	7.29	2.23	2.64	5.95	2.38	4.60	2.03	3.65
Zr	378.0	379.5	95.4	122.0	216.0	93.5	150.0	90.4	147.0
Sm	12.30	11.95	10.20	4.68	9.28	3.12	8.72	5.70	7.41
Ti	13369	12530	7194	1499	2098	4197	1439	1079	1139
Tb	1.48	1.46	1.39	0.46	1.07	0.49	0.96	0.54	0.70
Y	38.5	41.5	37.8	11.8	28.3	15.7	24.9	13.0	15.5
Th/U	0.56	0.25	0.42	0.31	0.89	0.14	2.05	0.67	0.53
Nb/Ta	13.55	20.82	18.62	14.71	11.89	10.96	10.48	11.29	15.39
Zr/Hf	53.92	52.09	42.78	46.21	36.30	39.29	32.61	44.53	40.27

**Table 4. The magmatic rocks' rare earth elements of Xiongjiashan Molybdenum deposit ( $\mu\text{g/g}$ )**  
**表 4. 熊家山钼矿床稀土元素分析结果( $\mu\text{g/g}$ )**

样号	X-9	X-11	X-41	X-34	X-65	X-58	X-67	X-25	X-64
La	86.1	83.9	54.8	28.3	58.4	16.5	55.5	28.8	47.7
Ce	167.0	162.5	111.0	56.1	120.0	31.7	115.0	59.5	96.0
Pr	19.5	19.0	13.1	6.54	13.9	3.64	13.2	7.06	11.10
Nd	74.5	74.3	50.5	23.8	50.5	14.2	48.4	27.0	40.6
Sm	12.3	11.95	10.20	4.68	9.28	3.12	8.72	5.70	7.41
Eu	2.89	3.27	0.76	1.20	0.78	0.67	0.77	0.65	1.16
Gd	10.4	9.95	8.89	3.66	6.90	3.06	6.84	4.10	5.560
Tb	1.48	1.46	1.39	0.46	1.07	0.49	0.96	0.537	0.698
Dy	7.62	7.88	7.37	2.36	5.57	2.730	5.10	2.59	3.06
Ho	1.47	1.49	1.40	0.41	1.06	0.56	0.90	0.48	0.55
Er	3.79	4.34	4.01	1.22	3.07	1.56	2.58	1.40	1.59
Tm	0.594	0.694	0.606	0.204	0.471	0.248	0.390	0.283	0.249
Yb	3.34	4.17	3.73	1.36	3.07	1.46	2.53	2.26	1.67
Lu	0.521	0.634	0.565	0.231	0.544	0.261	0.383	0.422	0.237
Y	38.5	41.5	37.8	11.80	28.3	15.7	24.9	13.0	15.5
$\Sigma\text{REE}$	391.5	385.5	268.3	130.5	274.6	80.2	261.3	140.8	217.6
LREE	362.3	354.9	240.4	120.6	252.9	69.83	241.6	128.7	204.0
HREE	29.22	30.61	27.96	9.91	21.76	10.37	19.69	12.07	13.61
LREE/HREE	12.40	11.59	8.60	12.18	11.62	6.73	12.27	10.67	14.97
$\delta\text{Eu}$	0.781	0.915	0.243	0.886	0.298	0.664	0.304	0.409	0.552
$\delta\text{Ce}$	0.955	0.954	0.971	0.966	0.987	0.958	0.996	0.978	0.978
$(\text{La}/\text{Yb})_N$	17.42	13.60	9.93	14.06	12.86	7.64	14.82	8.61	19.30
$(\text{La}/\text{Lu})_N$	17.16	13.74	10.07	12.72	11.15	6.56	15.04	7.09	20.89
$(\text{Ce}/\text{Yb})_N$	12.96	10.10	7.71	10.69	10.13	5.63	11.78	6.82	14.90
$(\text{La}/\text{Sm})_N$	4.41	4.42	3.38	3.81	3.96	3.33	4.01	3.18	4.05
$(\text{Gd}/\text{Lu})_N$	2.49	1.95	1.96	1.97	1.58	1.46	2.22	1.21	2.92
$(\text{Sm}/\text{Eu})_N$	1.60	1.38	5.08	1.47	4.48	1.75	4.27	3.32	2.42