

安徽省池州市马头斑岩型铜钼矿床特征、成因和找矿方向

赵超^{1,2}, 谢兴楠^{1,2}, 柳建新¹, 顾连兴^{2,3}, 胡建², 肖娥²

- (1. 中南大学 地球科学与信息物理学院, 长沙 410083;
2. 江苏省有色金属华东地质勘查局, 南京 210007;
3. 南京大学 地球科学与工程学院, 南京 210008)

摘要: 安徽省池州市马头铜钼矿区燕山期花岗闪长斑岩在距地表 400 m 以下, 被众多细粒钾长花岗岩脉穿插, 其热液蚀变-矿化从上往下可分为上部石英-绢云母化带、中部线型钾长石化带以及下部面型钾长石化带。典型的细脉-浸染状铜钼矿化主要发育于面型钾长石化带中, 但钾长花岗岩中也常见铜钼硫化物的细脉和浸染。花岗闪长斑岩中石英脉流体包裹体均一温度为 101.4~437.8 °C, 并集中于 150~300 °C; 盐度($\text{NaCl}_{\text{equiv}}$, 质量分数)多数为 0~12%。辉钼矿和黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围为 $1.2 \times 10^{-3} \sim 9 \times 10^{-3}$, 平均值为 4.5×10^{-3} 。辉钼矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 略大于黄铁矿的, 表示成矿流体已经达到了同位素平衡。作为一个斑岩型矿床, 马头矿区花岗闪长岩体下方可能存在一个较大的钾长花岗岩体, 为该铜钼矿床的形成提供了金属物源及成矿流体, 而花岗闪长斑岩主要起了容矿围岩的作用。
关键词: 铜钼矿石; 胶辉钼矿; 斑岩型铜钼矿; 江南深断裂; 马头; 池州
中图分类号: P588.121; P611.1; P614

Characteristics, origin and future prospecting of porphyry copper-molybdenum deposit at Matou of Chizhou City, Anhui Province, China

ZHAO Chao^{1,2}, XIE Xing-nan^{1,2}, LIU Jian-xin¹, GU Lian-xing^{2,3}, HU Jian², XIAO E²

- (1. School of Geosciences and Info-Physics, Central South University, Changsha 410083, China;
2. East China Mineral Exploration and Development Bureau, Nanjing 210007, China;
3. Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210008, China)

Abstract: The Yanshanian granodiorite porphyry of the copper-molybdenum ore district at Matou of Chizhou City in Anhui Province is inserted by numerous fine-grained moyite dikes at depths more than 400 m below surface. Hydrothermal alteration and mineralization of the granodiorite porphyry, the major ore-host, can be divided into three zones: the upper quartz-sericitization zone, the middle linear K-feldspar zone, and the lower K-feldsparization zone. Ores of the veinlets-disseminations-type occur typically in this zone, although veinlets and disseminations of copper and molybdenum sulfides can also be found in moyite dikes. Homogenization temperatures of fluid inclusions in quartz veins in the granodiorite porphyry range from 101.4 to 437.8 °C, with a majority being 150–300 °C. Most of the salinity ($\text{NaCl}_{\text{equiv}}$, mass fraction) determinations distributed in the range of 0–12% (mass fraction). $\delta^{34}\text{S}$ of molybdenite and pyrite vary in the range between 1.2×10^{-3} and 9×10^{-3} , with an average of 4.5×10^{-3} . Slightly higher $\delta^{34}\text{S}$ values of molybdenite than those of pyrite indicate isotope equilibrium in the ore-forming fluids. As the source of the moyite dikes, a bigger moyite intrusion is suggested to occur below the granodiorite body in the deposit area. The deposit is of the porphyry type with metals and fluids came essentially from the moyite, whereas the granodiorite can only be regarded as a host rock.

Key words: copper-molybdenum ore; joridite; porphyry-type copper-molybdenum ore; Jiangnan deep fault; Matou; Chizhou

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41174103, 41102036); 国家博士点基金资助项目(20110162130008); 国家“十二五”科技支撑计划项目(2011BAB04B08); 中国地质调查局科研项目(资[2011]03-01-64)

收稿日期: 2013-02-02; 修订日期: 2013-08-07

通信作者: 谢兴楠, 教授级高级工程师, 博士; 电话: 13611575858; E-mail: xiexingnan@china-ece.com

马头铜钼多金属矿矿区位于安徽省池州市南约 28 km 处(图 1), 矿区中心点地理坐标为 $30^{\circ}24'30.7''\text{N}$, $117^{\circ}29'17.9''\text{E}$ 。1961 年安徽省物探大队发现马头 Cu、Pb 和 Zn 分散流异常, 1970—2005 年期间, 安徽省地质矿产局 324 队先后对该区开展了土壤次生晕、地质填图、槽探、浅井和 10 个钻孔等工作, 并提交了普查报告。2006 年池州市宏俊铜钼矿有限公司购得该矿权后, 在下冲矿段侵入体与围岩接触界面附近施工了 3 个采矿平硐, 并建立了一个日处理量为 50 t 矿石的选矿厂, 试生产后即停产。

江苏省有色金属华东地质勘查局于 2007 年获得探矿权后, 对该马头矿区(图 2)进行了地质填图、物化探、槽探、钻探和同步的科研工作, 并于 2010 年完成了龙舒河以北下冲矿段(图 3)的详查工作。详查工作在 6~15 线之间共施工钻孔 32 个, 其报告提交了 332+333 钼金属量 17 438.86 t(品位为 0.080%), 铜金属量 3 721.12 t(品位为 0.536%)。当时, 由于所获资料的限制, 多数人认为马头铜钼矿床是与花岗闪长斑岩有成因联系的斑岩型矿床。最近两年来, 又在龙舒河以南施工了多个探矿钻孔(图 2 和 3), 并从 2011 年 10 月起开展了新一轮研究工作。本文作者将在所获新资料的基础上, 重新讨论马头矿区铜钼矿床的特征、成因和找矿方向。

1 区域地质背景

长江中下游地区海西—印支期断裂拗陷带之南侧为皖南加里东造山带(图 1), 两者之间的边界是石台—宁国断裂^[1]。该断裂又被称为江南深断裂^[2], 其长期演化不但在古生代时期控制了两侧沉积盆地的差异沉降和南侧造山带的隆升, 在中生代时期还控制了花岗质岩浆活动和成矿作用^[1-3]。自沿江地带往南, 经江南深断裂至皖南后加里东造山隆起区, 早古生代地层急剧加厚而晚古生代和早中生代地层逐渐减薄甚至尖灭, 中生代岩浆岩演化程度趋于增加, 成矿作用从以 Fe、Cu 和 Au 为主变为以 Mo、W、Pb、Zn、Cu 和 Au 为主。

马头矿区及其附近发育晚古生代至早中生代地层(图 1 和 2), 这与皖南加里东造山带因志留纪末强烈褶皱隆起而缺失这些地层的特征显著有别。同时据本文作者的实地调查, 马头矿权区西侧的上泥盆统五通组底部含砾石英砂岩与其下志留系茅山组顶部砂岩呈平行不整合接触, 因此该矿区在大地构造上应属长江中下游海西—印支断裂拗陷带^[1]的南部边缘。

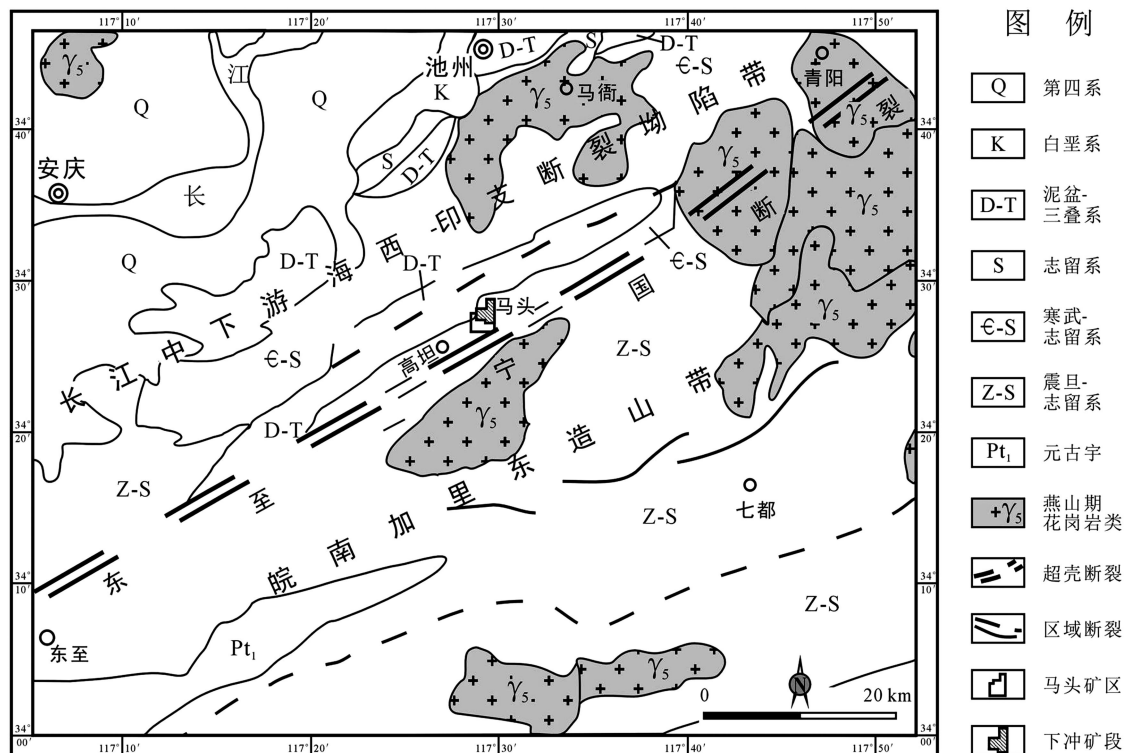


图 1 马头矿区区域地质背景示意图

Fig. 1 Sketch map of areal geology at Matou ore district

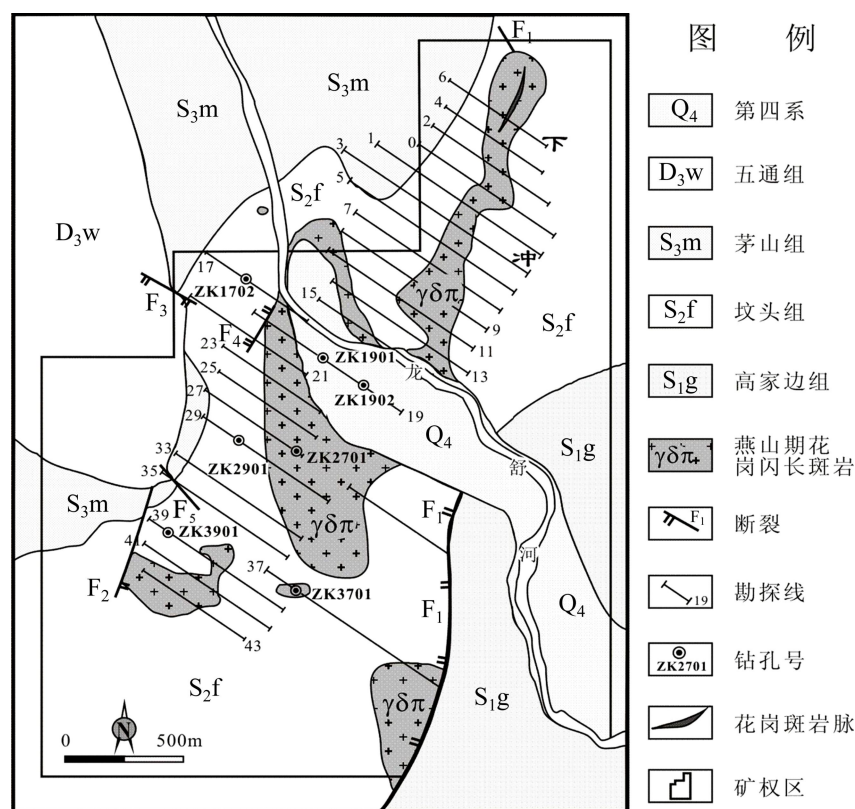


图 2 马头铜钼多金属矿区地质略图

Fig. 2 Geological sketch of Matou copper-molybdenum multi-metal mine

江南深断裂贵池—青阳一带的岩浆活动主要发生于燕山期, 形成了青阳、马衙和潭山等花岗岩类岩基(图 1)和众多的中-酸性深成小侵入体, 其岩性主要为花岗闪长斑岩、二长花岗岩、钾长花岗岩、闪长岩、石英闪长岩、石英正长岩和正长岩等。此外, 尚有一些燕山期英安质和流纹质次火山岩。不同成分的侵入体形成了众多的 Mo、W、Pb、Zn、Cu 和 Au 矿床。与深成侵入体有关的矿床如贵池黄山岭铅锌钼矿^[4]、青阳百丈岩钼矿^[5]、贵池鸡头山钼矿^[6]和青阳高家钼矿^[7]以及本文作者将要讨论的贵池马头铜钼矿床; 与次火山岩有关的矿床如贵池金鸡山金矿^[8]和贵池铺庄金矿^[9]。此外, 在紧靠马头矿权区西部边界处, 还有一个民采已近 20 年的表生淋滤型梅山小型金矿床。

2 矿区地质

矿区属于扬子地层区, 出露有(表 1 和图 2)下志留统高家边组到上泥盆统五通组地层(表 1 和图 2), 这些地层形成一个向北西倾斜的单斜构造。主干断裂以 NNE 走向为主, 控制本区花岗闪长斑岩的侵位。F₁

断裂可能是下冲花岗闪长斑岩体侵位主要控制构造, 其北段已被该岩体愈合, 而其南段在岩体侵位后再次活动, 使栗子坑岩体与东侧高家边组地层呈断层接触(图 2)。推测该断裂经龙舒河以南的复盖区继续往南延伸, 到矿权区外。

花岗闪长斑岩是马头矿区的主要侵入岩(图 2-5), 也是铜钼矿的重要容矿岩石之一。该类岩石与志留纪砂页岩界线清晰, 多处有岩枝穿入围岩。据钻孔揭露, 下冲岩体与龙舒河以南的花岗闪长斑岩在深部相连, 故推测该区岩体从龙舒河以南向北, 由下而上侵位。

花岗闪长斑岩呈浅灰色至深灰色, 块状构造(图 6(a))。主要造岩矿物有石英(18%~25%)、斜长石(40%~60%, An=30~50, 质量分数)、角闪石(3%~8%)、黑云母(5%~10%)、钾长石(5%~10%), 副矿物主要为磷灰石、磁铁矿、榍石和锆石。此岩石在地表附近呈斑状结构, 斑晶主要为斜长石, 其粒径大多为 2~3 mm, 往深部可渐变为连续不等粒和等粒结构, 并常见粒径 2~3 mm 的自形黑云母鳞片。在局部地段(如 ZK1702), 花岗闪长斑岩内角闪石增多, 石英减少, 从而使其岩性渐变为石英闪长岩。在有些地段, 花岗闪长斑岩中可见浑圆状石英闪长岩包体(图 6(a))。

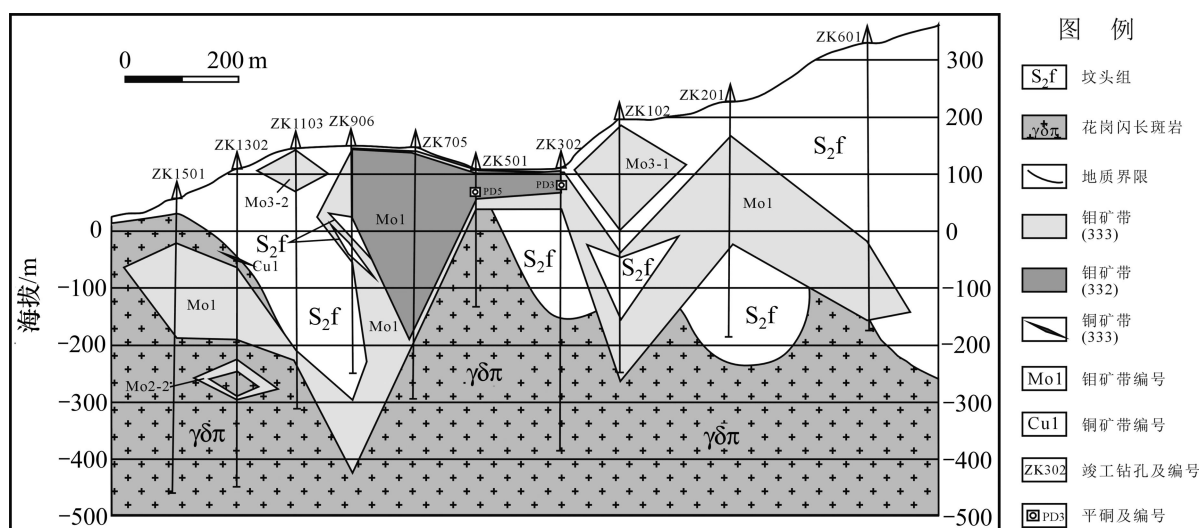


图 4 下冲矿段纵剖面图

Fig. 4 Longitudinal profile of Xiachong ore block

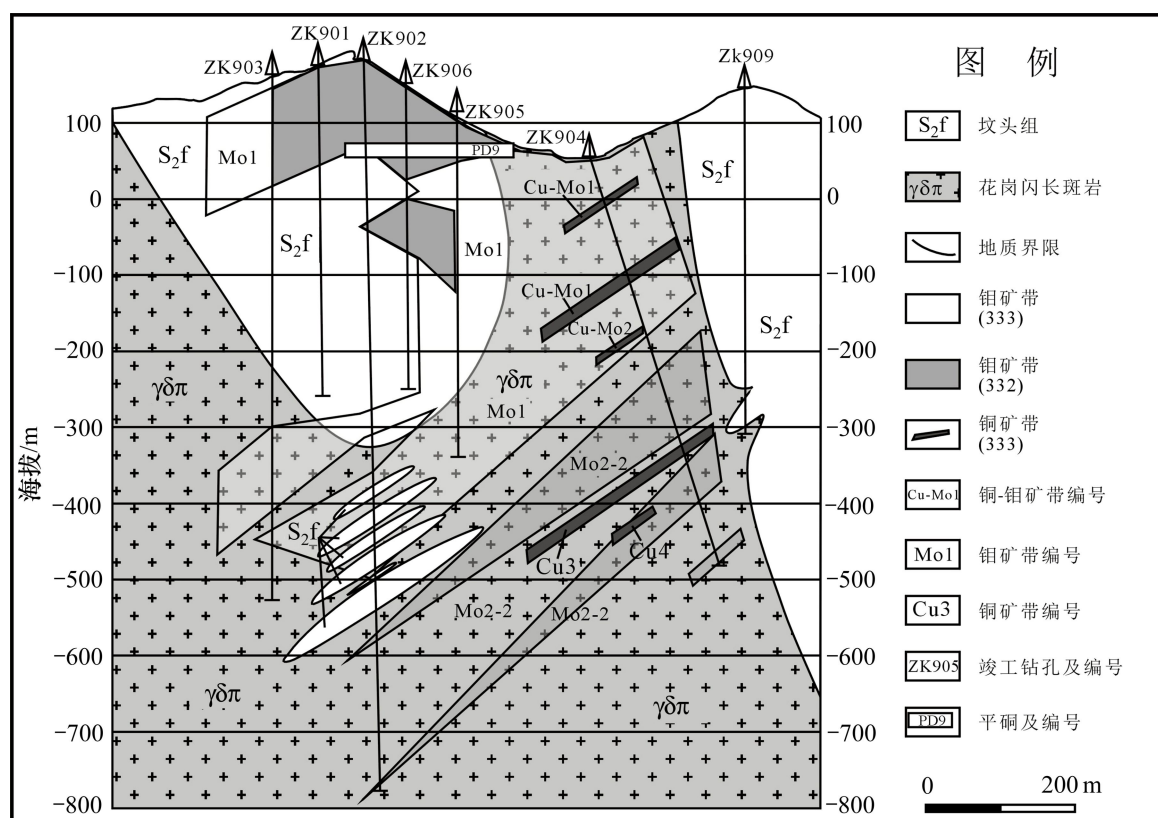


图5 下冲矿段9线地质剖面图

Fig. 5 Geological profile of the 9th line of Xiachong ore block

有色金属华东地质勘查局资源调查与评价研究院测得栗子坑花岗闪长斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 加权平均年龄为 (146.2 ± 2.5) Ma, 表明该岩体为燕山期产物。

最近的研究在龙舒河两侧及其以南的 ZK902、

ZK1101、ZK1302、ZK1702、ZK1901、ZK1902 和 ZK2701 等钻孔(图2)中共发现 30 余条细粒钾长花岗岩脉穿插于花岗闪长斑岩中,两者边界清晰,但有些地段因花岗闪长斑岩受到钾长石化而边界相对模糊(图6(b))。钾长花岗岩脉主要见于距地表超过 400 m 的深

马头矿区出现了一些由钾长花岗岩脉向含钾长石的石英脉和伟晶岩脉变异的产物。典型的钾长花岗岩脉为细粒结构,并不同程度地发育由钾长石和石英构成的花斑结构。但是,在有些脉中,石英的含量可超过30%,有的超过50%,甚至占绝对优势。在这种情况下,钾长石和石英的颗粒度及其在脉中的分布很不均匀,可呈条带状或斑杂状。有些脉实际上已经是含钾长石的石英脉。这些脉的组合代表钾长花岗岩脉向含钾长石的石英脉的过渡。在另外的脉中,钾长石颗粒超过2 cm,石英在其中呈文象结构,这种脉则代表钾长花岗岩脉向伟晶岩脉的过渡。

本文作者最近在矿区西南部钻孔ZK3901中见到了次火山英安斑岩侵入体,两段岩芯深度和长度分别为123.59 m和42.24 m。新鲜岩芯呈灰白色,风化表面呈褐黄色。岩石呈块状构造和斑状结构,斑晶均为斜长石(30%~35%),粒径为1~5 mm,基质主要为长英质矿物,粒径为10~40 μm 。英安斑岩受到强烈黄铁矿化、高岭土化和硅化,5个化探原生晕样品的金含量最高达0.17 g/t。岩体的直接围岩志留纪坟头组粉砂岩和细砂岩、120 m外的花岗闪长斑岩以及矿区的钾长花岗岩脉均受到不同程度的辉钼矿化,而英安斑岩体却未发生明显辉钼矿化,因此该岩体的侵位晚于花岗闪长斑岩和钾长花岗岩。

马头矿区的脉岩除钾长花岗岩外,还有花岗闪长斑岩、辉绿玢岩、石英闪长玢岩和花岗斑岩。据区域岩浆活动对比,本矿区所见的各类岩浆岩均属燕山期。

3 矿床特征

本矿区龙舒河以北下冲矿段的详查工作(图2和3)积累了较为系统的资料,龙舒河以南的ZK2701、ZK1901、ZK1902和ZK2701等钻孔也已见矿。

3.1 矿带分布

马头矿区的铜钼矿化主要发育于燕山期花岗闪长斑岩体内及其西接触带外侧的志留纪坟头组细砂-粉砂岩内(图3)。在下冲矿段详查工作中,因矿化在钻孔中分布很不均匀,并且缺少相邻钻孔间的矿体连接标志^[10],所以只能根据化学分析结果,采用含矿率法^[11]在该矿段圈出了6个矿带(图4和5),其中2个为铜矿带(Cu1~Cu2),4个为钼矿带(Mo1~Mo4),而Mo1包含2个铜钼混合带(Cu-Mo1和Cu-Mo2),Mo2包含1个铜钼混合矿带(Cu-Mo3)。已经控制的各矿带分布范围南北长约1 200 m,东西宽大于300 m,延深达

400~500 m(图4和5)。

铜和钼这两种亲硫元素在下冲矿段既密切共生,又分别在不同地段富集,但并未出现可用其地球化学性质差异阐明的规律性分带。侧向上,钼矿带在1~15线花岗闪长斑岩和志留纪地层中均有产出(图4和5),而重要的铜矿带和铜钼混合矿带仅发育于7~13线间的花岗闪长斑岩中,并且主要在9~11线间。同时,产在志留纪坟头组地层中的较强烈的铜矿化只有在13线见到,并且其厚度较薄(最大厚度1.40 m),品位较低(最高为0.230%)。垂向上,虽然11线厚达62.66 m、最高品位达0.927%的铜矿体紧临地表,但9线的铜钼混合矿石却夹杂于钼矿带中(图5)。

在龙舒河以南地区,虽在ZK1702、ZK1901、ZK1902和ZK2701等钻孔中均已见到了一定厚度、有些地段品位甚高的铜钼矿化,但因工程控制程度不够,尚未将矿体圈定。

3.2 矿物和化学成分

马头矿区的矿石矿物主要为辉钼矿、胶辉钼矿、黄铜矿和黄铁矿,并有少量白钨矿、辉铜矿、斑铜矿、闪锌矿、方铅矿、磁黄铁矿和磁铁矿;脉石矿物主要为石英和少量碳酸盐。

辉钼矿和黄铜矿常相伴产出,但两者比例在不同地段变化较大。在较粗的铜钼石英脉中,辉钼矿常分布于脉的边缘而黄铜矿则多分布于内部,表明铜晚于钼沉淀。与闪锌矿的共生表明钻孔中的辉铜矿主要是热液过程而不是表生富集的产物。白钨矿主要呈粒状产在辉钼矿化石英脉中,也有少量浸染于脉侧花岗闪长斑岩中,粒度多为0.05~0.5 mm,个别可达1.5~2 mm。铜钼石英脉中的脉石矿物除石英外,还可能存在碳酸盐、绢云母、绿泥石和钾长石等。

胶辉钼矿^[12]在手标本上呈污手的烟灰黑色粉末状。在矿相显微镜下可见,这种矿物多已重结晶为浅灰色鳞片状微晶,其粒径小于3 μm ,个别粒径可超过5 μm 。共生的主要金属矿物是胶黄铁矿和胶黄铜矿。胶黄铁矿和胶黄铜矿均已重结晶为粒径小于5 μm 的颗粒,其反射色分别呈亮黄白色和微带绿的黄色,其反射率明显大于胶辉钼矿的反射率。在有些地段,重结晶形成的黄铁矿和黄铜矿晶体粒径可达数十微米,其内常有微细粒胶黄铁矿或胶黄铜矿残留体。透射光下可见与胶辉钼矿共生的脉石矿物中主要为碳酸盐,并有少量未变形石的微细粒石英和玉髓。

据下冲矿段的详查报告,该矿段钼矿石的钼平均品位为0.080%,铜矿石的铜平均品位为0.536%。除铜钼以外,下冲矿石中钨含量较高,1 438个钻孔原生

晕样品 W 含量统计结果是: W 普遍分布在 $10\times 10^{-6}<w(W)\leq 40\times 10^{-6}$ 范围内; $w(W)>200\times 10^{-6}$ 的样品有 10 件; $100\times 10^{-6}<w(W)\leq 200\times 10^{-6}$ 的样品有 28 件。高含量的 W 主要产在花岗闪长斑岩内的石英脉型矿石中, 而产在志留纪地层中的矿石钨含量较低。下冲矿段往南部和深部 W 含量趋于升高, W 含量最高的样品主要出现在孔深 300 m 以下, 如 7 线和 11 线的深部 W 含量分别达 990×10^{-6} 和 873×10^{-6} 。W 与 Mo 粗略地具有正相关关系(图 7), 而与铜的相关性不显著。

表 2 所列 22 件钼矿石化学全分析结果表明, 矿石中有害组分 As 含量很低, 同时 Pb、Zn 和 S 等有益组分含量也较低。此外, 8 个矿石化学分析样所获得的 Au 和 Ag 含量最高值分别为 0.012×10^{-6} 和 13×10^{-6} , 表明这两种贵金属也无明显的综合利用价值。但是, 矿石实验室选矿试验结果(表 3)表明, 钼精矿中铈含量较高, 冶炼厂可综合回收利用。钼矿化石英脉中所选出的 13 件辉钼矿单矿物化学分析所获得的 Re 含量介于 $69.02\times 10^{-6}\sim 233\times 10^{-6}$ 之间, 平均值为 129.23×10^{-6} 。

3.3 矿石(化)类型

马头矿区的矿石(化)类型主要有铜钼石英脉型、铜钼细脉-浸染型和胶辉钼矿型。

铜钼石英脉型矿石是整个下冲矿段花岗闪长斑岩和志留纪砂页岩中的主要矿石类型, 在龙舒河以南地

区主要见于钻孔较浅部位。这类矿石(图 6(d)和(e))以充填扩容裂隙的含晶质辉钼矿和黄铜矿的石英(±碳酸盐)细脉为特征。铜钼矿化脉宽多为 1~10 mm, 个别可超过 30 mm, 其壁多平直; 脉与围岩界限清晰。普遍存在多阶段矿化脉相互交切而形成的网脉(图 6(d)和(e)), 并常见早阶段无矿石英细脉被矿化脉截切的现象。这些脉的容矿裂隙均显示脆性破裂特征, 罕见在走向上发生膨缩或弯曲的塑性裂隙脉体。脉侧围岩中浸染铜钼状矿化极为少见。花岗闪长斑岩与其外接触带的砂页岩相比较, 所含铜钼石英脉虽然总体成分无明显不同, 但围岩蚀变特征有所差异。在砂页岩中, 蚀变主要发育于脉的两侧, 其宽度通常较窄(<2 cm, 图 6(e)), 并以浅褐色围岩的褪色化为主, 蚀变产物主要为硅化, 其次为碳酸盐化、绢云母化和绿泥石化, 而在花岗闪长斑岩中, 围岩蚀变则以面型石英-绢云母化和碳酸盐化为主, 并伴有绿泥石化, 在 200 m 以下, 脉的两侧有时发育为宽数毫米至 3 cm 的钾长石化带。下冲矿段铜钼石英脉与钻孔岩芯的轴夹角多为 $30^{\circ}\sim 50^{\circ}$ 。据地表露头和 3 个平硐壁的统计结果, 矿化裂隙主要为走向 15° 和 355° 左右两组, 倾角多大于 40° 。矿区内常见一些切割各期次矿化石英脉的无矿石英脉, 其倾角多大于 70° , 宽多为数厘米, 个别可超过 10 cm。石英脉型矿石占据下冲矿段已探明资源量的大部分。在龙舒河以南的 ZK1702、ZK1901、ZK1902

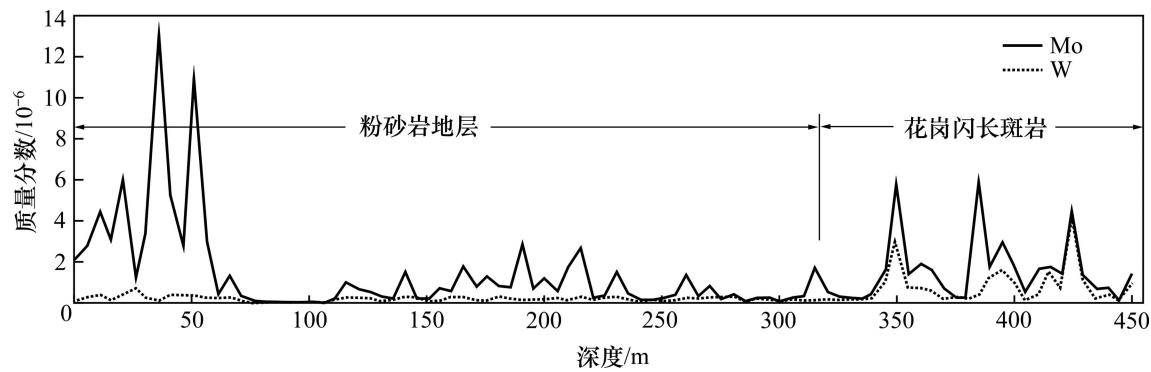


图 7 下冲矿段 ZK1103 W 和 Mo 含量随孔深的变化
Fig. 7 Curves of W and Mo content varying with hole depth for ZK1103 of Xiachong ore block

表 2 铜钼矿石伴生元素分析结果

Table 2 Analyzing results of accompanying elements of copper-molybdenum ore

矿石类型	样品数	质量分数/%										
		SiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	TFe	S	Zn	Pb	Cu	As	Sn	Bi
黄铜矿石英脉型	3	64.78	0.20	3.15	5.12	1.43	0.02	0.004	0.514	0.006 0	0.000 3	0.001 7
辉钼矿石英脉型+胶辉钼矿 破裂-破碎带充填型	19	72.50	0.14	1.24	3.64	0.75	0.025	0.004	0.018	0.000 8	0.000 3	0.000 2

表 3 矿石选矿试验各样品所获钼精矿的 Mo 和 Re 含量

Table 3 Mo and Re contents of molybdenum concentrate from ore dressing test

样号	质量分数/%	
	Mo	Re
1	52.24	0.011
2	52.56	0.008
3	49.69	0.013

和 ZK2701 等钻孔中, 也多处见到脉壁清晰而平直的辉钼矿石英(±碳酸盐)脉产于花岗闪长斑岩中, 但与下冲矿段不同的是, 此处的脉产状多陡立, 且宽度较大, 多为 5~10 mm, 有的超过 50 mm, 脉中辉钼矿结晶较好, 含量较高, 其中有 3 段岩芯样品的品位分别为 0.698%(样长 0.75 m)、0.225%(样长 0.75 m)和 0.178%(样长 1.00 m)。本矿区铜钼石英脉的上述特征表明, 这些脉应当形成于其容矿花岗闪长斑岩结晶后经过相当长时间的冷却, 岩石具有明显脆性之后。

铜钼细脉-浸染型矿石是马头矿区最近发现的重要矿石类型。这类矿石仅见于龙舒河以南地区深部钾长花岗岩边部及其附近强烈面型钾长石化的花岗闪长斑岩中, 而在缺乏这类蚀变的花岗闪长斑岩中未见到过典型的铜钼细脉-浸染型矿化。这类矿化尤以矿权区西北部的 ZK1702(图 2 和 6(b))和龙舒河以南的 ZK2701(图 2 和 6(g))最为典型。在最近完工的钻孔 ZK2701 中可见 10 多层此类矿化, 较厚的如 673.40~676.25 m, 连续视厚度为 2.85 m, 钼平均品位为 0.561%, 再如 918.29~927.16 m, 连续视厚度达 8.87 m, 钼平均品位为 0.090%。在细脉-浸染型矿石中, 含辉钼矿的石英细脉宽度多为 0.5~3 mm, 脉体沿走向膨缩不定, 有时尖灭再续, 或弯曲成蠕虫状; 脉中矿石矿物除辉钼矿外, 可见少量黄铁矿和黄铜矿。在显微镜下可见脉体与两侧钾长石化花岗闪长斑岩的边界参差不平, 脉中的石英和辉钼矿结晶完好, 其晶体常突入围岩。这些特征表明, 这些脉形成于钾长石化岩石尚未显著冷却而仍保持塑性的条件下。此外, 在 ZK305、ZK1101、ZK1302、ZK1901 和 ZK1902 等钻孔深部的钾长花岗岩脉及其两侧的钾长石化花岗闪长斑岩中, 也可见到这类矿化。

胶辉钼矿型矿石主要发育于绢云母化强烈并有石英脉型矿石分布的花岗闪长斑岩中, 而在钾长花岗岩和志留纪砂页岩中未曾见到过; 在空间上, 可见于下冲矿段的几乎所有钻孔中, 尤其在铜钼石英脉较多, 单脉宽度较大的地段发育最好。胶辉钼矿矿化体视厚度大多在几厘米至几米, 最大可达 20 余米(如

ZK1106), 有的钻孔中可见 20 余层(如 ZK1106), 而在龙舒河以南只在其北部的 ZK1702、ZK1901 和 ZK1902 见到, 且矿化体厚度较薄, 层数较少。这类矿石的特征是黑色煤烟状胶辉钼矿(图 6(f))和少量微细粒脉石矿物与棱角状岩粉相混, 一起充填铜钼石英脉型矿石及其围岩花岗闪长斑岩的破裂-破碎带, 或者在其裂隙面上呈薄膜状分布。许多地段出现角砾状矿石(图 6(f)), 其中含脉石英和花岗闪长斑岩碎块常被剪切成透镜状(图 6(f))。在下冲矿段的几乎每个钻孔中都能见到, 矿化带与围岩界限清晰。在透射显微镜下可见碎块中的石英多呈现波状消光和亚颗粒。在反射显微镜下可见少量胶黄铁矿、胶黄铜矿、碳酸盐、石英微晶和玉髓与胶辉钼矿共生, 围岩花岗闪长斑岩的蚀变以碳酸盐化为主。偶见无矿石英-碳酸盐脉和绿泥石脉切割被胶辉钼矿充填的破裂-破碎带。这些特征表明, 胶辉钼矿型矿化发生于铜钼石英脉型矿化后, 并且成矿系统温度已经很低。本文作者经实地考察认为, 在辽西葫芦岛市兰家沟大型钼矿床以及养马甸、松棚沟和新台门等钼矿床中, 充填破裂-破碎带的胶辉钼矿型矿石也是具有重要经济价值的矿石类型。

3.4 围岩蚀变

马头矿区花岗闪长斑岩体及其围岩志留系砂岩中的蚀变类型主要有硅化、绢云母化和钾长石化, 其次为绿泥石化、碳酸盐化, 黏土化和黑云母化等。在钾长花岗岩中主要是硅化。从志留系砂岩往下至花岗闪长斑岩体深部, 围岩蚀变大体上可分为 3 个带: 石英-绢云母化带、石英-绢云母-钾长石化带和面型钾长石化带。这 3 个带的特征如下。

3.4.1 石英-绢云母化带

石英-绢云母化是马头矿区, 尤其是下冲矿段的遍在性面型蚀变, 与铜钼石英脉型矿化密切伴生(图 6(j)), 各钻孔从地表起向下延续深度均超过 300 m, 下冲矿段 7 线以南的钻孔(如 ZK709、ZK902、ZK1101 和 ZK1106 等)均超过 500 m, 个别钻孔超过 700 m(如 ZK902)。石英化主要形成含或不含硫化物的多期次石英脉以及脉旁交代体。绢云母多呈絮状或毛毡状集合体优先交代斑晶斜长石, 然后不同程度地涉及基质。在交代强烈之处斜长石仅呈假象保留(图 6(j))。与石英-绢云母化相伴的还有黑云母、角闪石和斜长石的绿泥石化以及后期的碳酸盐化和黏土化。

3.4.2 线型钾长石化带

石英-绢云母-钾长石化也是与铜钼石英脉型矿化有关的重要蚀变类型, 其特征是出现与石英脉(含或不含硫化物)相伴的线型钾长石化。这种线型分布的钾

长石化,其热液矿物组合主要为石英和钾长石,并伴有少量钠长石、白云母、绢云母和碳酸盐。热液钾长石呈浅灰色或微带肉红色,主要是在平直石英脉两侧(图6(d)和(h)),构成宽度大多为几毫米至3 cm的带,是流体交代花岗闪长斑岩的产物;也有一部分钾长石作为次要组分产于石英脉的边部而呈镶边状,或散布于脉的内部呈斑杂状,为含有硅酸盐的流体直接结晶而成。在这种伴有钾长石化的石英脉中,辉钼矿和黄铜矿的结晶粒度常较大(图6(h))。线型钾长石化主要见于下冲矿段钻孔中,产出深度多在200 m以下,发育较强的地段多在400 m以下。这种蚀变主要出现在花岗闪长斑岩的强烈石英-绢云母化背景上(图6(d)),但少数地段石英-绢云母化并不强烈(图6(h))。

3.4.3 面型钾长石化带

面型钾长石化是指石英和钾长石呈云朵状、雾迷状或斑杂状交代花岗闪长斑岩,强烈交代时各斑块互相连接而呈面状,从而在一定范围内构成灰白色的石英-钾长石岩,而被交代的花岗闪长斑岩在其中只呈残留团块或残留矿物保存。石英-钾长石岩蚀变矿物组合除石英和钾长石外,可伴有白云母、少量钠长石、绢云母和碳酸盐。这种蚀变主要发育于龙舒河以南地区(如ZK1702、1901、ZK1902和2701),产出深度主要在距地表400 m以下。

面型钾长石化花岗闪长斑岩是马头矿区细脉-浸染状高品位铜钼矿化(图6(b)和6(g))的最重要赋矿岩石,而面型钾长石化主要发育在钾长花岗岩的外接触带。最近,在钻孔ZK2701(图2)深度673.40~953.34 m之间约280 m的岩芯长度内,钻遇13层细脉-浸染状和斑杂状钼矿化($Mo > 0.03\%$),总厚度为30.58 m,其中品位超过0.1%的有9.83 m,品位达0.43%的有3.85 m。这13层矿化除一部分产于钾长花岗岩边部以外,绝大部分产在钾长花岗岩旁侧的面型钾长石化花岗闪长斑岩中。

面型钾长石化的发育程度和其中细脉-浸染状矿化的规模常与钾长花岗岩脉的厚度呈现粗略的正相关关系。在靠近龙舒河的ZK902、ZK1101、ZK1302、ZK1702、ZK1901和ZK1902等钻孔中,共见到20多条钾长花岗岩脉,其视厚度最小者不足2 cm,最大者仅为40 cm。这些脉两侧的面型钾长石化带和细脉-浸染状矿化带多数缺失,最厚者也不过十几厘米。与之成对照的是,在ZK2701孔的887.50~952.34 m深度之间大约65 m的岩芯长度内,有多层钾长花岗岩脉,最厚的两层视厚度分别达9 m和17 m,这段岩芯内的花岗闪长斑岩几乎全部受到了强烈的面型钾长石化和不同程度的钼矿化,以钼(0.03%)作为边界所圈出的细脉

-浸染型矿化共6层,累计厚度达16.2 m。

迄今为止所见到的钾长花岗岩脉内部的热液蚀变较弱,并且主要见于细脉-浸染状矿化发育之处。蚀变类型以硅化和绢云母化为主。硅化主要以含或不含硫化物的细脉形式产出,部分交代脉侧围岩;绢云母化主要表现为这种矿物弥散状交代围岩中的钾长石等矿物。

3.5 成矿流体

目前,仅对下冲矿段石英脉型矿化的流体包裹体进行了较详细研究。根据地表露头、平硐和钻孔岩芯样品中这类矿化的含矿和无矿石英脉研究结果,该矿段的流体包裹体可分为四种类型:I型-富液两相(气+液)包裹体;II型-富气两相包裹体;III型-含子晶多相包裹体;IV型-临界相包裹体。临界相包裹体在室温下为气液两相,加热后气液边界逐渐模糊,最后均一至临界相。在这4类包裹体中,I型包裹体占绝大多数,II型包裹体相对较少,偶见III型和IV型包裹体。常温下,偶尔还可见到 CO_2 气泡。

流体包裹体温度和盐度测定工作在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成,所用仪器为英国产Linkam THMS-600型冷热台,冷冻和均一温度测定误差分别为 $\pm 0.1^\circ C$ 和 $\pm 2^\circ C$ 。所获得的180个温度和100个盐度测定数据示于表4和图8。

从表4和图8可知,下冲矿段含辉钼矿的石英脉流体包裹体的均一温度为 $101.4\sim 437.8^\circ C$,集中于 $150\sim 300^\circ C$ (图8(a)~(d));盐度多数为0~12%($NaCl_{equiv}$)(图8(e)~(h)),只有个别包裹体盐度高达47.2%($NaCl_{equiv}$)。这样的温度和盐度范围与矿化带以绢云母化为主的围岩蚀变特征一致^[13],表明岩浆流体在成矿过程中可能起了重要作用,但不能排除晚期有天窗的加入。总体而言,温度与盐度呈正相关关系,但是,个别温度甚低的样品,其盐度却甚高(图8(j)),这种现象在长江中下游其他一些热液矿床中也能见到,GU等^[14]将之解释为成矿流体在低温下进入张性裂隙后因压力聚降而发生沸腾的产物,并称之为被动沸腾。

3.6 硫同位素

17个选自下冲矿段含硫化物石英脉的辉钼矿和黄铁矿 $\delta^{34}S$ 变化范围为 $1.2\times 10^{-3}\sim 9\times 10^{-3}$,平均值为 4.5×10^{-3} ,其中辉钼矿的 $\delta^{34}S$ 变化范围为 $5\times 10^{-3}\sim 9\times 10^{-3}$,平均值为 6.82×10^{-3} ;黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 变化范围为 $1.2\times 10^{-3}\sim 6.4\times 10^{-3}$,平均值为 3.54×10^{-3} 。这些结果表明,这两种硫化物的 $\delta^{34}S$ 变化范围很窄(图

表 4 下冲矿段各类石英脉流体包裹体的温度和盐度(NaCl_{equiv}, 质量分数)

Table 4 Temperature and salinity (NaCl_{equiv}, mass fraction) of fluid inclusions in quartz veins of Xiachong ore block

脉体 类型	包裹体 类型	均一温度 测试值/℃	均一温度 范围/℃	均一温度 平均值/℃	盐度 测试值/%	盐度 范围/%	盐度 平均值/%
无矿石英脉	I	38	116.8–362.2	205.7	24	0.2–21.6	7.7
	II	4	271.5–352.7	301.5	1	0.2	0.2
	III	1	299.1 254.8*	299.1 254.8*	2	38.1–46.8	42.5
	IV	1	312.9	312.9	–	–	–
黄铁矿–石 英脉	I	52	133.6–343.6	223.9	26	0.2–18.1	6.8
	II	4	273.1–368.0	334.9	1	3.5	3.5
	III	2	267.5–313.5 205.0–245.9*	290.5 225.5*	2	35.8–39.2	37.5
	IV	2	297.5–304.5	301.0	1	0.2	0.2
辉钼矿–石 英脉	I	29	120.1–306.9	221.3	20	0.2–16.8	6.9
	II	2	308.6–311.4	310.0	–	–	–
	III	1	298.1 146.2*	298.1 146.2*	1	38.0	38.0
黄铁矿–辉 钼矿–石英 脉	I	33	132.3–354.3	233.0	19	0.4–21.8	8.0
	II	8	302.6–437.8	342.6	–	–	–
	III	3	298.7–398.3 101.4–178.4*	355.5 129.2*	3	38.1–47.2	43.2

* III型多相包裹体的部分均一温度。

8(j)), 并略大于陨硫的 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围, 且辉钼矿之值大于黄铁矿。

众所周知, 不同矿物间达到同位素平衡时, 辉钼矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 大于黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ ^[15]。虽因缺少取自同一块标本的辉钼矿与黄铁矿样品而无法准确地进行平衡温度计算, 但下冲矿段辉钼矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 大于黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 的事实, 可以认为就总体而言, 该矿段的硫同位素达到了平衡, 进而可认为其黄铁矿的硫同位素组成基本上能代表成矿流体的硫同位素组成。所以, 下冲矿段的硫应当主要来自较为均一的岩浆硫, 而岩浆分异或壳源硫混染使成矿流体比球粒陨石更富含重硫^[16]。

4 矿床成因和找矿方向

由于在 2011 年底之前的地勘工作中所见矿石类型均为铜钼石英脉型, 且这些脉除了一部分产在志留纪矿岩中外, 主要产在花岗闪长斑岩中, 因此当时多数地质工作者认为马头矿床在成因上与花岗闪长斑岩有关^[10]。但是, 上述特征表明, 钾长花岗岩是马头铜

钼矿床的主要成矿母岩, 而花岗闪长斑岩不过是迄今为止所见到的主要容矿岩石, 该矿床是与钾长花岗岩有成因联系的斑岩型铜钼矿床。从这样的认识出发, 可以对该矿床某些特征作进一步的理论解释。

矿床的围岩蚀变从钾长花岗岩的外接触带开始, 由下往上可分出面型钾长石化带、线型钾长石化带和石英–绢云母化带。这样的分带表明钾长花岗岩的成矿流体从下往上温度和 pH 值降低^[13]。铜钼石英脉型矿石主要产在石英–绢云母化和线型钾长石化两个带中, 而细脉–浸染状矿石则主要产在面型钾长石化带中。这样的蚀变和矿化分带与国内外众多的斑岩型铜钼矿床一致^[17–18]。产在花岗闪长斑岩中的下冲矿段石英脉型矿石的石英流体包裹体均一温度和盐度皆较低, 显著有别于典型斑岩型铜钼矿床流体的高温高盐度特征^[14, 19–21], 这可能表明, 来自深部钾长花岗岩的流体在形成下冲矿段石英脉型矿石时已经经历了一定程度的演化, 今后更深入的研究可能会在深部发现较原始的高温高盐度流体。

正是因为下冲矿段的成矿流体来自深部后期侵入的钾长花岗岩, 当流体上升时花岗闪长斑岩已经冷却,

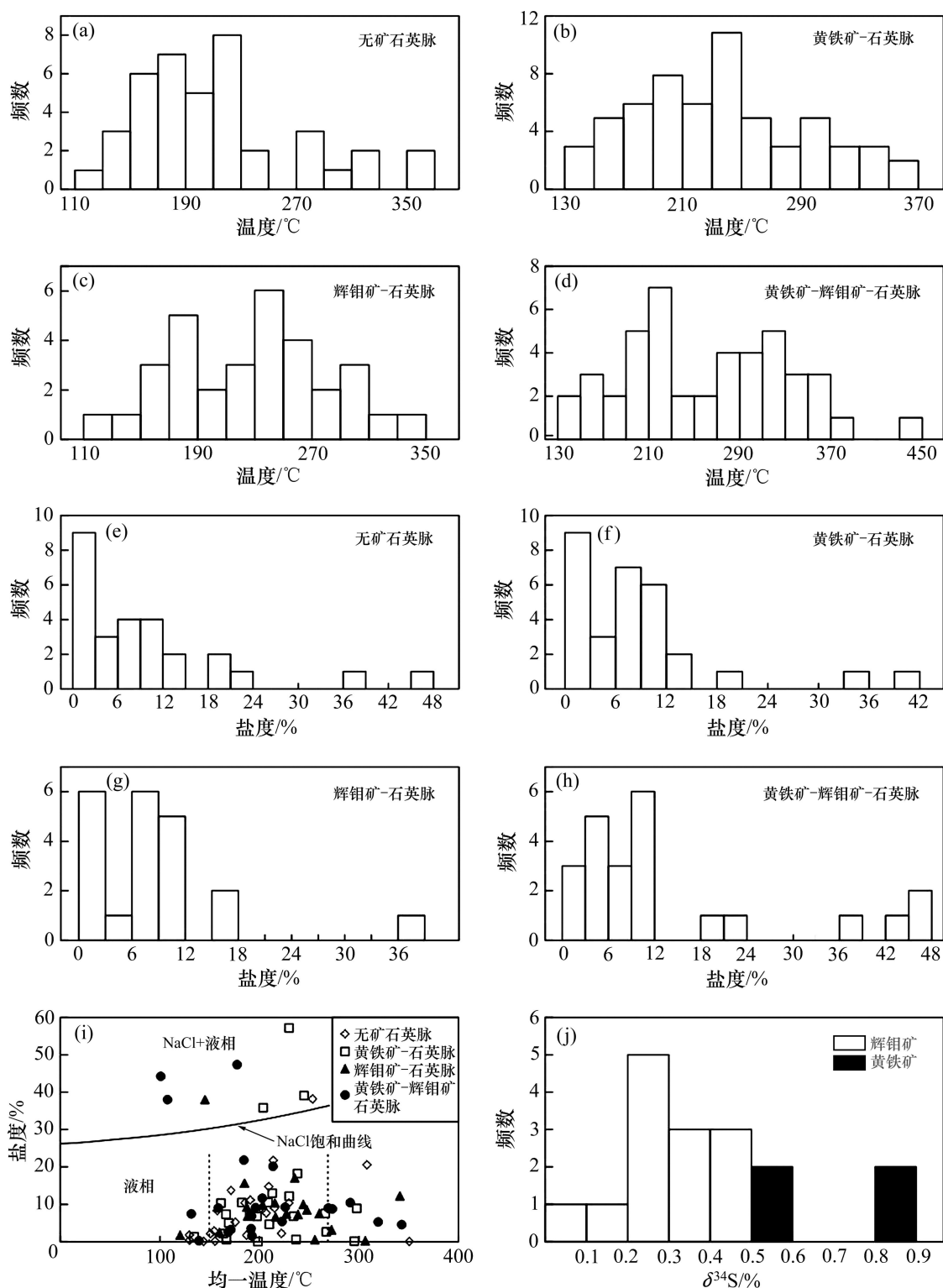


图8 下冲矿段各类石英脉中流体包裹体温度((a)~(d))、盐度((e)~(h))、温度—盐度关系(i)和矿石硫化物硫同位素组成分布(j)
 Fig. 8 Temperature((a)~(d)), salinity((e)~(h)), temperature—salinity relationship(i) and sulfide-sulfur isotope components map(j) of fluid inclusions in quartz veins of Xiachong ore block

所以只有在紧临钾长花岗岩之处, 花岗闪长斑岩因后者的热量影响才恢复其高温塑性, 其中的上升流体才能保持其强烈渗入围岩和与之积极反应的能力, 因此,

在面型钾长石化蚀变带中形成了大量细脉—浸染型矿化, 其中的蠕虫状微细矿化脉, 也反映了围岩变形的高温 and 塑性环境。与此不同的是, 在离钾长花岗岩较

远的石英-绢云母化蚀变带中,已冷却的花岗闪长斑岩因未受钾长花岗岩热量强烈影响而仍以较低温度下的脆性变形为主,穿插于其中的铜钼石英脉以扩容空间充填和平直的脉壁为特征。同时,由于经过降温的流体携带金属的能力、向围岩渗入和与之发生化学反应的能力均已减弱,所以下冲矿段铜钼石英脉旁的石英-绢云母化带中缺乏强烈的浸染状矿化。

胶状硫化物通常是低温下快速沉淀的产物,在海底喷流、低温热液和次生富集过程中均可形成^[22]。CLARK^[12]认为,巴西 Carrizal Alto 铜矿区的胶辉钼矿是表生作用的产物。但是,马头矿区的胶黄辉钼矿矿体的围岩花岗闪长斑岩未显示表生作用影响的显著痕迹,矿石中的胶辉钼矿也不是与表生矿物,而是与表生过程中极不稳定的胶黄铁矿和胶黄铜矿共生,同时,产有胶辉钼矿的裂隙被通常为热液产物的绿泥石脉切割,这些特征本矿区的胶辉钼矿应当是内生成矿作用晚期低温条件下低硫逸度和高氧逸度流体作用的产物。

马头矿区控制胶辉钼矿沉淀的、广泛分布而又特征各异的破裂-破碎带,其形成可能主要有两种成因:其一是花岗闪长斑岩在固结和形成含铜钼石英脉型矿化之后进一步冷却所形成的原生裂缝和塌陷系统,GU等^[14]曾对这种构造的形成机制进行了详细论述;其二是在高中温铜钼矿化之后由区域和矿区断裂构造活动所造成,其中有些断裂可能是重新活动且曾经控制花岗闪长斑岩和含石英脉侵位的构造。在有些角砾状矿石中,花岗闪长斑岩和石英脉角砾呈透镜状产出,这表明其原始岩石在受到变形时尚未完全冷却。如前所述,胶辉钼矿优先发育于绢云母化强烈并有石英脉型矿石分布的区段,这一方面是因为含大量绢云母和含水脉石英的岩石强干性显著降低^[23-25],利于形成破裂-破碎系统,另一方面石英脉型矿化为胶辉钼矿矿石就近提供了丰富的矿源。

龙舒河两侧至 ZK2701 一带(见图2)所发现的众多钾长花岗岩脉表明,这一带的深部应当存在将各钻孔所见岩脉连为一体的钾长花岗岩体。该岩体外接触带的面型钾长石化花岗闪长斑岩是寻找细脉-浸染型富钼矿体的最有利地段。虽然到目前为止在钾长花岗岩脉内部见到的细脉-浸染型铜钼矿化规模均不大,但依然存在深部岩体顶部找到大规模这类矿化的可能。至于钾长花岗岩体的产出深度,可从上文所述矿区内钾长花岗岩脉向含钾长石的石英脉和伟晶岩脉变异的现象得到启发。这种现象表明,形成这些不同成分和结构构造的脉的岩浆本来是富水岩浆。在岩浆从深部

岩浆体上升和侵位的过程中,围岩裂隙发育程度的不同控制了流体和溶于其中的 SiO_2 散失程度和岩浆冷却速率的不同。典型的钾长花岗岩脉代表快速脱水和急剧冷却的岩浆,因而缺乏上长能力^[26-27],所以可以推测,目前所见之钾长花岗岩脉应当离源区不远,有可能在千米钻可及深度以内。前已述及,在 ZK2701 孔 887.50~952.34 m 深度之间大约 65 m 的岩芯长度内,钾长花岗岩与强烈蚀变和矿化的花岗闪长斑岩多次交替出现,界面轴夹角平缓,其中有两层钾长花岗岩视厚度分别达 9 m 和 17 m,有人认为这段岩芯实际上已经到达钾长花岗岩主体的旁侧。

5 结论

1) 矿区内重要的燕山期岩浆侵入活动主要有 3 期,依次形成花岗闪长斑岩、钾长花岗岩和次火山英安斑岩。

2) 矿区的矿化主要有 3 种类型:下冲矿段主要为铜钼石英脉型,其次为破裂-破碎带充填的胶辉钼矿型;在龙舒河两侧及其以南地区还存在细脉-浸染型铜钼富矿石。

3) 主要围岩花岗闪长斑岩的蚀变由下往上可分出面型钾长石化带、线型钾长石化带和石英-绢云母化带。铜钼石英脉型矿石主要产在石英-绢云母化和线型钾长石化两个带中,而细脉-浸染型矿石主要产在面型钾长石化带中。

4) 马头铜钼矿床是主要以燕山期钾长花岗岩为成矿母岩的斑岩型矿床,而花岗闪长斑岩是迄今探明的矿石的主要围岩;胶辉钼矿型矿石形成于成矿系统的低温阶段。

5) 可能存在于深部的钾长花岗岩体顶部及其外侧的面型钾长石化花岗闪长斑岩,是寻找细脉-浸染型富铜钼矿的主要目标。

REFERENCES

- [1] 顾连兴,徐克勤.长江中下游断裂拗陷带的构造发展及成矿作用[J].桂林冶金地质学院学报,1987,7(4):243-251.
GU Lian-xing, XU Ke-qin. Development and metallogenesis of fault depression zone's structure of the middle and lower Yangtze River metallogenesis[J]. Journal of Guilin Metallurgical Geological Institute, 1987, 7(4): 243-251.
- [2] 杨子坚.试论江南深断裂[J].华东地质,1980(2):28-37.
YANG Zi-jian. Talk about Jiangnan deep fault[J]. East China

- Geological, 1980(2): 28–37.
- [3] 刘国生. 江南断裂带(皖南段)的变形特征及震旦纪以来的构造演化[J]. 合肥工业大学学报: 自然科学版, 1997, 20(3): 97–102.
LIU Guo-sheng. Deformation behaviour and structure varying from Sinian of Jiangnan fault[J]. Journal of Hefei University of Technology: Natural Science, 1997, 20(3): 97–102.
 - [4] 李文庆, 曹静平. 黄山岭铅锌钼多金属矿床地质特征、成因及找矿方向探讨[J]. 安徽地质, 2006, 16(3): 190–193.
LI Wen-qing, CAO Jing-ping. Lead-zinc-molybdenum polymetallic deposit of Huangshan ridge's geological characteristics, origin and prospecting direction[J]. Anhui Geological, 2006, 16(3): 190–193.
 - [5] 赵文广, 孙乘云, 狄勤松, 蔡晓兵. 安徽省青阳县百丈岩钨钼矿床地质特征、成因及找矿方向分析[J]. 安徽地质, 2007, 17(2): 90–104.
ZHAO Wen-guang, SUN Cheng-yun, DI Qin-song, CAI Xiao-bing. Geological characteristics, origin and prospecting direction of tungsten-molybdenum deposits of Baizhang Rock, Qingyang County in Anhui Province[J]. Anhui Geological, 2007, 17(2): 90–104.
 - [6] 宋国学, 秦克章, 李光明. 长江中下游池州地区砂卡岩-斑岩型 W-Mo 矿床流体包裹体与 H、O、S 同位素研究[J]. 岩石学报, 2010, 26(9): 2768–2782.
SONG Guo-xue, QIN Ke-zhang, LI Guang-ming. Skarn-porphyry W-Mo ore fluid inclusion in Chizhou of middle and lower Yangtze River and H, O and S isotope study[J]. Acta Petrological Sinica, 2010, 26(9): 2768–2782.
 - [7] 蒋其胜, 余传舟, 黄伟平. 安徽省青阳县高家塆钨矿床地质地质特征及控矿因素[J]. 安徽地质, 2009, 19(4): 251–254.
JIANG Qi-sheng, YU Chuan-zhou, HUANG Wei-ping. Geological characteristics and ore-controlling factors of tungsten ore in Gaojiabang, Qingyang County, Anhui Province[J]. Anhui Geological, 2009, 19(4): 251–254.
 - [8] 任云生, 刘连登, 张辉煌, 黄景源. 安徽省池州地区金鸡山金矿床成矿流体特征[J]. 吉林大学学报: 地球科学版, 2004, 34(4): 522–526.
REN Yun-sheng, LIU Lian-deng, ZHANG Hui-huang, HUANG Jing-yuan. Ore-forming fluid characteristic of gold deposit in Jinji Mountain, Chizhou, Anhui Province[J]. Journal of Jilin University: Earth Science Edition, 2004, 34(4): 522–526.
 - [9] 陈国光, 应祥熙. 安徽省贵池铺庄金矿地质特征[J]. 地球学报, 2002, 23(3): 213.
CHEN Guo-guang, YING Xiang-xi. Geological characteristics of gold deposit in Guichi shop village, Anhui Province[J]. Acta Geoscience Sinica, 2002, 23(3): 213.
 - [10] 王伟华. 安徽池州马头铜钼矿床特征及找矿思路[J]. 地质学刊, 2011, 35(3): 311–316.
WANG Wei-hua. Matou copper-molybdenum deposit's characteristic and prospecting ideas in Chizhou, Anhui[J]. Journal of Geology, 2011, 35(3): 311–316.
 - [11] 李松生. 用含矿率法算石英脉型金矿储量[J]. 地质与勘探, 1988, 24(6): 33–36.
LI Song-sheng. By using ore-bearing rate method to compute the reserves of quartz vein type gold deposit[J]. Geology and Exploration, 1988, 24(6): 33–36.
 - [12] CLARK A H. Molybdenite 2H₁, molybdenite 3R, and jordisite from Carrizal alto, Atacama, Chile[J]. The American Mineralogist, 1971, 56: 1832–1835.
 - [13] LARGE R R, MCPHIE J, GEMMEL J B, HERRMANN W, DAVIDSON G J. The spectrum of ore deposit types, volcanic environments, alteration halos and related exploration vectors in submarine volcanic successions: some examples from Australia[J]. Economic Geology, 2001, 96(5): 913–938.
 - [14] GU Lian-xing, WU Chang-zhi, ZHANG Zun-zhong, CHEN Pei-rong, XIAO Xin-jian, NI Pei. Comparative study of ore-forming fluids of hydrothermal copper-gold deposits in the lower Yangtze River Valley, China[J]. International Geology Review. 2011, 53(5/6): 477–498.
 - [15] OHMOTO H, RYE R O. Isotopes of sulfur and carbon[C]// Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. New York: John Wiley & Sons, 1979: 509–567.
 - [16] STEIN H. Genetic traits of climax-type granites and molybdenum mineralization, Colorado mineral belt[J]. Can Inst Mining Metall Spec, 1988, 39: 394–401.
 - [17] LOWELL J D, GUILBERT J M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits[J]. Econ Geol, 1970, 65: 373–408.
 - [18] 芮宗瑶, 黄崇轲, 齐国明, 徐珏, 张洪涛. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京: 地质出版社, 1984: 350.
RUI Zhong-yao, HUANG Chong-ke, QI Guo-ming, XU Yu, XU Yu, ZHANG Hong-tao. China porphyry copper(molybdenum) deposit[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1984: 350.
 - [19] 卢焕章. 高盐度、高温和成矿金属的岩浆成矿流体——以格拉斯伯格 Cu-Au 矿为例[J]. 岩石学报, 2000, 16(4): 465–472.
LU Huan-zhang. High salinity, high temperature and magmatic fluids of ore-forming metals, based on the example of Glasberg Cu-Au deposit[J]. Acta Petrological Sinica, 2000, 16(4): 465–472.
 - [20] MISRA K C. Understanding mineral deposits[M]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2000: 1–845.
 - [21] 陈衍景, 李诺. 大陆内部岩浆控高温热液矿床成矿流体性质及其与岛弧区同类矿床的差异[J]. 岩石学报, 2009, 25(10): 2477–2508.
CHEN Yan-jing, LI Ru. Characteristic of ore-forming fluid of slurry control high-temperature hydrothermal deposit in the interior of the continent and its difference with same type deposit in arc zone[J]. Acta Petrological Sinica, 2009, 25(10): 2477–2508.

- 2477–2508.
- [22] 顾连兴, 郑素娟. 华南型块状硫化物矿床中的胶黄铁矿及其退火作用[J]. 岩石矿物学杂志, 1990, 9(4): 251–256.
- GU Lian-xing, ZHENG Su-juan. The melnikovite of Huanan type massive sulfide deposit and its effect of annealing[J]. Petrological and Mineralogical Magazine, 1990, 9(4): 251–256.
- [23] 胡 玲. 显微构造地质学概论[M]. 北京: 地质出版社, 1998: 158.
- HU Ling. Introduction to micro-tectonics[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1998: 158.
- [24] FAURE K, MATSUHISA Y, METSUGI H, MIZOTA C. Water-rich quartz and adularia veins of the Hishikari epithermal Au-Ag deposit, southern Kyushu, Japan[C]// Proceedings of the 9th International Symposium on Water-rock Interaction. Rotterdam: A. A. Balkema Publishers, 1988: 537–540.
- [25] GU L X, ZHENG Y, TANG X Q, ZAW K, DELLA-PASQUA F N, WU C, TIAN Z, LU J, NI P, LI X, YANG F, WANG Xiang-wen. Copper, gold and silver enrichment in ore mylonites within massive sulphide orebodies at Hongtoushan, NE China[J]. Ore Geology Reviews, 2007, 30: 1–29.
- [26] CLEMENS J, DROOP G. Fluids, P – T paths and the fates of anatectic melts in the earth's crust[J]. Lithos, 1998, 44: 21–36.
- [27] VISONA D, LAMBARDI B. Two-mica and tourmaline leucogranites from Everest-Makalu region (Nepal-Tibet). Himalayan leucogranite genesis by isobaric heating[J]. Lithos, 2002, 62: 125–150.

(编辑 陈卫萍)