

北秦岭南台钼多金属矿床成矿流体和稳定同位素研究

柯昌辉¹, 王晓霞¹, 杨阳¹, 吕星球², 聂政融², 李金宝³, 齐秋菊⁴, 王顺安¹

(1. 中国地质科学院矿产资源研究所 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037; 2. 中国地质大学, 北京 100083; 3. 长安大学 地球科学与资源学院, 陕西 西安 710054; 4. 有色金属华东地质勘查局资源调查与评价研究院, 江苏 南京 210007)

摘要:南台钼多金属矿床产于北秦岭构造带宽坪群内, 矿体主要呈似层状、透镜体状赋存于花岗斑岩内及其与宽坪群大理岩的接触带。矿化主要呈浸染状、团块状和细脉浸染状。围岩蚀变主要为硅化-钾硅酸盐化、矽卡岩化和碳酸盐岩化。矿床的形成经历了高温蚀变-矽卡岩期和石英-硫化物期, 钼多金属矿化主要形成于石英-硫化物期。斑晶石英和辉钼矿-石英脉中主要发育4种流体包裹体: L型富液相包裹体、V型富气相包裹体、C型含CO₂包裹体和S型含子晶多相包裹体。早阶段斑晶石英中发育140~200℃、220~280℃、340~400℃3个均一温度区间, 主成矿期辉钼矿-石英脉中发育120~180℃、200~240℃和280~380℃3个均一温度区间, 晚阶段无矿石英脉中仅发育120~240℃一个低温区间。早阶段斑晶石英中的包裹体盐度显示57.90%~>73.96%、30.06%~38.01%、3.39%~18.55%3个不连续的区间, 主成矿期的辉钼矿-石英脉和晚期无矿石英脉中的盐度范围分别为0.43%~12.85%、1.91%~10.73%。在成矿早阶段的斑晶石英和主成矿期石英辉钼矿脉的3个温度区间, 均出现S型、C型、L型、V型等两种或两种以上包裹体共存且均一温度相近, 流体沸腾作用明显, 表明流体的多次沸腾是南台钼多金属矿床矿质沉淀的重要机制, 这一机制与北秦岭秋树湾铜(钼)矿床的成矿机制相似。硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值集中于-0.3‰~7.2‰, 平均3.1‰, 表明硫来自深部岩浆。含硫化物石英的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值介于-103‰~-76‰之间, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 的值为4.01‰~5.55‰, 表明主成矿阶段的成矿流体主要为岩浆水, 混合有大气降水。

关键词:流体包裹体; 硫、氢、氧同位素; 成矿作用; 南台钼多金属矿床; 北秦岭

中图分类号: P597^{+.2}

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2014)05-0859-18

Fluid inclusion and stable isotope study of the Nantai molybdenum polymetallic deposit in North Qinling Mountains

KE Chang-hui¹, WANG Xiao-xia¹, YANG Yang¹, LÜ Xing-qiu², NIE Zheng-rong², LI Jin-bao³,
QI Qiu-ju⁴ and WANG Shun-an¹

(1. MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 2. China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 3. Faculty of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, China; 4. Institute of Resource Survey and Assessment, ECE, Nanjing 210007, China)

Abstract: The Nantai Mo polymetallic deposit is hosted in the Kuanping Group in the North Qinling belt, and its stratoid and lenticular orebodies occur in the porphyry and the contact zone between the marble of the Kuanping Group and the porphyry. Mineralization occurs as disseminations, lumps and veinlet-disseminations. Wall rock alteration is well developed and mainly comprises potassium-silicate alteration, skarnization and carbonatization. The ore-forming process can be divided into two metallogenic periods: skarn and quartz-sulfide, and the

收稿日期: 2013-12-28; 修订日期: 2014-08-08

基金项目: 中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金(K1406)、地质调查资助项目(12120113090200, 1212010611817); 公益性行业专项课题(200911007-09)

作者简介: 柯昌辉(1987-), 男, 主要从事矿物学、岩石学、矿床学研究, E-mail: kechanghuicags@126.com

quartz-sulfide period represents the main molybdenum mineralization episode. Fluid inclusions in quartz phenocrysts and quartz-molybdenite veins can be divided into four types, i. e., L-type aqueous fluid inclusions, V-type aqueous fluid inclusions, C-type three-phase CO₂-bearing inclusions and S-type multi-phase inclusions containing daughter minerals. Homogenization temperatures of fluid inclusions at the early stage of quartz phenocrysts can be divided into three intervals, i. e., 340~400°C, 220~280°C and 140~200°C, with salinity being 57.90%~>73.96%, 30.06%~38.01%, 3.39%~18.55%, respectively. The temperatures of the main mineralization stage in quartz-molybdenite veins were 280~380°C, 200~240°C and 120~180°C, with salinities ranging from 0.43% to 12.85% $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$. The late stage in non-mineralization quartz veins has only homogenization temperatures of 120~240°C, with salinities ranging from 1.91% to 10.73% $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$. Coexistence of two or more types of fluid inclusions in the three homogenization temperature intervals of the principal mineralization stage with corresponding salinities homogenized to divergent phases at similar temperatures suggests that boiling had already occurred several times during the ore-forming evolution and was probably the dominated factor for metal precipitation. This phenomenon is comparable to things of the Qiushuwan Mo (Cu) deposit in North Qinling. $\delta^{34}\text{S}$ values of sulfides associated with mineralization range from -0.3‰ to 7.2‰, 3.1‰ on average, indicating that sulfur was derived from deep-seated magma. $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ values of sulfide-bearing quartz vary between -103‰ and -76‰, with corresponding $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values between 4.01‰ and 5.55‰, implying that the ore-forming fluids of the main mineralization stage in the Nantai Mo polymetallic deposit were mainly derived from magmatic fluids, with some addition of the meteoric water.

Key words: fluid inclusions; sulfur-oxygen-hydrogen stable isotopes; metallogenesis; Nantai Mo polymetallic deposit; North Qinling

北秦岭构造成矿带东段(图 1a)是东秦岭钼矿带的重要组成部分,近几年来,随着勘查工作的进一步深入,在北秦岭东段相继发现和评价了一系列与晚中生代岩浆作用有关的钼多金属矿床,如秋树湾铜(钼)矿床、南沟钼矿床、马河钼矿床、高沟钼矿床等。前人已经对北秦岭地区中生代花岗质岩浆活动及其有关的钼多金属矿床的时空分布、物质来源及演化、矿床地质特征和成矿作用开展了大量的研究(朱华平等,1998;伏雄,2003;郭保健等,2006;张智慧等,2008;杨晓勇等,2010;孟芳,2010;王晓霞等,2011;张旭等,2011;秦臻等,2012;柯昌辉等,2012a,2012b),取得了许多重要的认识,为进一步的研究奠定了坚实的基础。

南台钼多金属矿床(图 1a)位于北秦岭蟒岭岩体西侧,东距蟒岭岩体 10 km,是 1971 年陕西省地质局第十三队二分队与中国地质科学院物探所、西北地研所在南台一窝沟开展 1:5 000 电法详查、原生晕金属量测量和地质填图时发现的,后经西北有色地质勘查局 713 总队详细勘查,已获得 Mo (332+333) 金属资源量为 12 425 吨,达中型规模, Mo 平均品位

0.093%^①。前人从矿床地质特征、成岩成矿年龄、锆石 Hf 同位素组成以及成矿物质来源等方面开展了较为详细的研究,积累了较为丰富的资料(李靠社,1990;柯昌辉等,2012b),但是对岩体地球化学、成矿流体和矿床成因等方面还缺乏系统的研究。本文在野外地质调查的基础上,对南台钼多金属矿床的矿床地质特征、岩(矿)相学与成矿期次进行了研究,利用包裹体显微测温、硫、氢和氧稳定同位素测定,分析了成矿物质来源、成矿流体来源、成矿流体性质及矿质沉淀机制,并探讨了其成矿作用,为研究该地区斑岩-矽卡岩型钼多金属成矿系统的流体成矿过程奠定了基础。

1 区域地质概况

研究区位于北秦岭构造带蟒岭岩体西侧,东秦岭钼矿带南部。北秦岭构造带是秦岭造山带的北段(图 1a),其南北边界分别为商丹断裂和铁炉子-黑沟-栾川断裂,呈近东西向展布,自北向南发育 4 条深大断裂:铁炉子-黑沟-栾川断裂、乔端-瓦穴子断裂、

① 西北有色地质勘查局 713 总队, 2008. 陕西省商洛市商州区南台多金属矿区钼矿详普查地质报告.

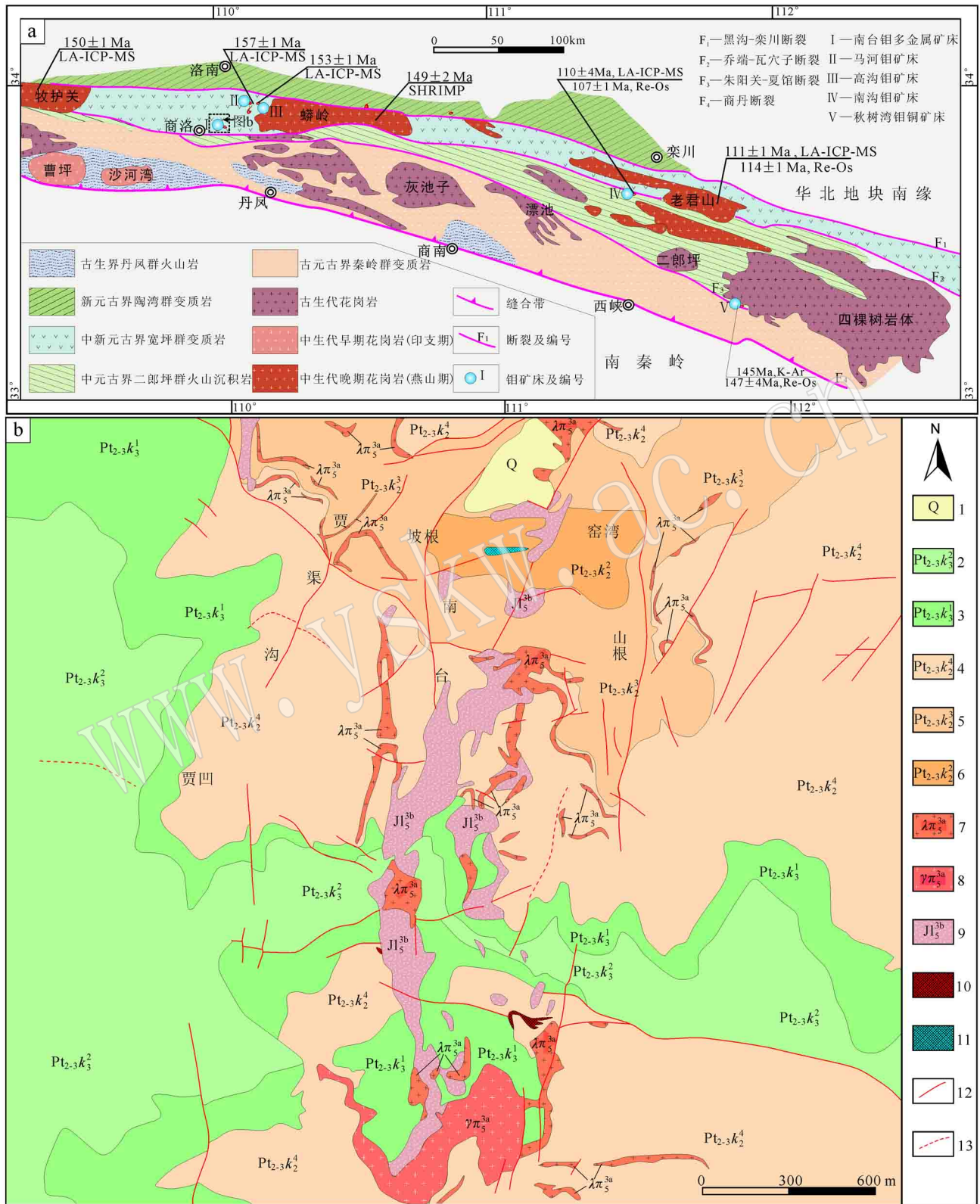


图 1 北秦岭地质简图(a, 据卢欣祥, 2000)与南台钼多金属矿区地质简图(b)

Fig. 1 Geological sketch map of the North Qinling Mountains (a, modified after Lu Xinxiang, 2000) and the Nantai Mo polymetallic deposit (b)

1—第四系;2—宽坪群上亚群上部石英片岩夹大理岩、硅质岩透镜体,顶部为硅质大理岩;3—宽坪群上亚群下部绿泥片岩夹大理岩及硅质岩透镜体;4—宽坪群中亚群四岩组上段为灰白色厚巨层硅质白云质大理岩、白云母石英片岩、炭质绢云母石英片岩夹绿泥石英片岩和白云质大理岩透镜体,下段为阳起片岩、绿泥片岩夹炭质绢云母石英片岩及大理岩透镜体;5—宽坪群中亚群三岩组上段为含硅质团块及硅质条带白云质大理岩,下段为绿帘钠长阳起片岩、黑云钠长片岩夹炭质绢云母石英片岩、石英片岩;6—宽坪群中亚群二岩组白云质大理岩夹硅质岩,透闪石化普遍;7—石英斑岩;8—花岗岩斑岩;9—爆破角砾岩;10—铜铅锌矿化体;11—钼矿化体;12—实测断层;13—推测断层

1—Quaternary;2—quartz-schist intercalated with lenticular marble and silicalite, with siliceous marble at the top;3—chlorite schist intercalated with lenticular marble and silicalite;4—the upper layer made up of siliceous dolomitic marble, muscovite-quartz-schist, carbonaceous sericite quartz schist intercalated with chlorite schist and lenticular dolomitic marble, the lower layer made up of actinolite-schist, chlorite schist intercalated with carbonaceous siliceous quartz schist and lenticular marble;5—the upper layer made up of dolomitic marble intercalated with siliceous nodules, the lower layer made up of epidote-albite-actinolite schist, biotite-albite intercalated with carbonaceous siliceous quartz schist;6—dolomitic marble intercalated with siliceous rocks, with extensive tremolitization;7—quartz porphyry;8—granite porphyry;9—explosion breccia;10—copper-lead-zinc mineralized body;11—Mo mineralized body;12—measured fault;13—inferred fault

朱阳关-夏馆断裂和商丹断裂。

区域上出露的地层为古元古界秦岭群、中元古界二郎坪群和中新元古界宽坪群。古元古界秦岭群为一套中深变质杂岩系,变质程度达角闪岩相,局部达麻粒岩相,有强烈深熔混合岩化,多期变质变形和岩浆贯入,以深层塑性流变和韧性剪切带为主要变形特征,呈现结晶杂岩系面貌。呈透镜体状东西断续延伸千余公里。主要由两个构造岩层段组成,下岩段主要为黑云斜长片麻岩、斜长角闪岩、石榴矽线黑云片麻岩及石墨大理岩。原岩主要为陆源碎屑岩、碳酸盐岩和基性-酸性火山岩;上岩段主要为云斜片麻岩、云斜变粒岩与云母石英片岩等,原岩以陆源碎屑岩为主。中元古界二郎坪群分布于秦岭杂岩与宽坪群之间,其间均为断裂接触。该群组成复杂,不同学者有不同的划分方案(张国伟等,2000)。据孙勇等(1996),该群由3套岩石组成,南部为云英片岩-斜长角闪岩-云母片岩岩组,该组发育丰富的红柱石、十字石和石榴子石等泥质变质岩的特征矿物。北部岩组为长英质变粒岩、云母片岩和薄层结晶灰岩。中部为一套以变质细碧岩为主的变质细碧岩-石英角斑岩夹变质沉积碎屑岩,局部有放射虫硅质岩,并有辉长岩、纯橄岩、堆积杂岩、变质辉绿岩岩墙或岩脉等组成的蛇绿岩套。中新元古界宽坪群分布于北秦岭北半部,呈宽窄变化很大的狭长带状断续延伸千余公里。它是一套强烈变形,变质程度达高绿片岩相-低角闪岩相的中浅变质岩系。宽坪群自下而上由3套变质岩石组合构成,原岩主要由基性火山岩、碎屑岩和碳酸盐岩组成。下部主要为绿帘钠长阳起片岩、斜长角闪岩、石榴斜长角闪岩等,原岩为玄武岩和基性凝灰岩,其中夹有少量超镁铁质岩石;中部为云母石英片,二云石英片岩、石榴二云斜长片麻岩等,原岩为碎屑岩;上部为石英大理

岩、黑云大理岩和角闪大理岩等,原岩为含碎屑的碳酸盐岩。

区域上主要发育古生代、早中生代和晚中生代3期岩浆活动。晚中生代岩浆活动主要发育于朱阳关-夏馆断裂和铁炉子-黑沟-栾川断裂之间,分布有牧护关、蟒岭、老君山三大岩基和众多中酸性小斑岩体,钼多金属矿床均与这一期岩浆活动有关。其中蟒岭岩体出露面积达374 km²(严阵,1985),岩体主要由似斑状黑云母二长花岗岩、黑云母钾长花岗岩、黑云母二长花岗岩(无斑)和含辉石黑云母闪长岩组成,主体岩性为似斑状二长花岗岩,地球化学上具有富硅、富钾,具弱的负Eu异常的特征,SHRIMP锆石U-Pb年龄为148.8±1.7 Ma(王晓雷等,2011)。

2 矿床地质

2.1 矿区地质特征

2.1.1 矿区地层

矿区(图1b)出露的地层主要为中新元古界宽坪群,是一套经历了强烈变形作用,变质程度达绿片岩相-低角闪岩相的中低级变质岩系,其原岩主要由基性火山岩、碎屑岩和碳酸盐岩组成,具有绿片岩-斜长角闪岩类、云母石英片岩-片麻岩类以及大理岩和石英岩类等3套岩石组合。

2.1.2 矿区构造

矿区构造比较发育,主要可分为3组:近EW向、NE向和NS向构造,其中近EW向构造形成时间早、活动时间长并呈带状发育,为一系列深大断裂和区域性褶皱。区域性褶皱以潘河背斜为主体,其形态和展布经深部钻探证实,为一轴向东西的穹窿式短轴背斜。核部位于潘河河谷,北翼北倾,倾角0°~17°,南翼南倾,倾角0°~17°,两翼对称,次一级小

型连续宽缓褶皱发育。NS向构造为印支-燕山期地壳活动的产物,叠加于近EW向构造带之上,在地壳浅部表现为一系列近等间距分布的NS向断裂。EW向断裂在燕山运动之前为压性特征,燕山运动早期受到NE向挤压作用而显扭性,并控制一系列中酸性小岩体的展布。矿区深部岩体沿潘河背斜轴部侵入,主要工业矿体围绕岩体周边及背斜两翼分布。

2.1.3 岩浆活动

矿区浅成侵入-爆发岩浆活动强烈,广泛分布有白岗岩、花岗斑岩、石英斑岩、爆破角砾岩及各种暗色岩脉,其岩石学特征如下^①。

(1) 爆破角砾岩:主要出露于矿区北东窝沟一带及南台地表,呈近SN向长条状分布,角砾岩成分复杂,主要为岩体附近的围岩,如大理岩、硅质岩、绿片岩和石英斑岩、正长斑岩等。角砾大小不一,从几毫米到几十厘米不等,个别达 $2\text{ m}\times 5\text{ m}$,在近角砾岩处还可见到震裂的围岩巨块。角砾杂乱无章,无分选性,不具定向排列。角砾磨圆度差别很大,大多为尖棱状和次棱角状,南段多见次浑圆状-浑圆状石英斑岩角砾和大理岩角砾。胶结物为与角砾成分相同的岩屑、岩粉,以及绿泥石、石英、长石及碳酸盐类矿物。在热液蚀变强烈地段还有透辉石、透闪石、绢云母等,胶结物含量小于10%。

经工程揭露,该类爆破角砾岩的热液蚀变和矿化在地表与深部的表现差异较大,裸露于地表的角砾岩,仅有轻微的绿泥石化、硅化、碳酸盐化和较弱的浸染状铜、铅、锌多金属矿化。往深部,不仅蚀变逐渐加强,且矿化以钨钼矿化为主。

(2) 石英斑岩脉:地表主要出露于矿区中部北台-杨家一带,其次出露于南段贾渠沟以东。岩石呈灰白色、浅肉红色,块状构造,斑状结构。斑晶由石英(5%~10%)、透长石、正长条纹长石(二者含量5%~10%)、更钠长石(3%~10%)和黑云母(<1%)组成,斑晶粒径 $2\sim 5\text{ mm}$;基质具隐晶结构、微霏细结构、显微花岗结构,矿物粒径 $0.005\sim 0.05\text{ mm}$,由石英(30%~50%)、透长石、显微条纹长石(40%左右)和更钠长石(1%~2%)组成。副矿物有钛铁矿、金红石、磷灰石。

(3) 花岗斑岩:呈小规模岩床状顺层产出,主要见于寺沟地段。岩石呈灰白色、浅肉红色,块状构造,具斑状结构,斑晶主要由钾长石、斜长石和石英

组成,少量黑云母,长石表面有轻度的次生变化,杂乱分布,基质由钾长石、石英和斜长石组成,粒径一般小于 0.05 mm ,呈等轴粒状均匀分布于斑晶矿物周围,发生明显的绢云母化,绢云母呈细小的鳞片状散布,并可见有石英-辉钼矿细脉穿插,副矿物为磷灰石、磁铁矿,偶见萤石。岩石主要化学成分(质量分数): SiO_2 73.9%, Al_2O_3 13.2%, Na_2O 2.49%, K_2O 6.87%(练翠侠等,2011)。取自于南台钼矿区1030平硐的花岗斑岩(图3a)的LA-ICPMS锆石U-Pb年龄为 $151\pm 1\text{ Ma}$ (柯昌辉等,2012b)。

(4) 白岗岩:为一隐伏的浅成侵入岩体,主要沿潘河背斜轴部侵位于600 m标高以下。岩石为白色,微细粒花岗结构,显微文象花岗结构,部分地段为斑状结构。主要矿物有钾长石、更长石、石英,可见黑云母,次生矿物有绢云母、高岭石等,副矿物有锆石、磷灰石、金红石、磁铁矿。

2.2 矿体及矿石特征

南台矿区为一钼多金属矿床,矿区北自草坪沟南至银厂沟,西起贾渠沟东至党岭沟,在地表约 8 km^2 范围内普遍发育钼、钨、铜、铅、锌等金属矿化。矿区南部浅表部主要发育铜、铅、锌等矿化,形成小型矿体,深部形成规模较大但品位较低的钼矿体。目前在花岗斑岩内及其与大理岩接触带中圈定矿体4个,编号分别为I、II、III、IV号,深部片岩中圈定V、VI号矿体(图2)。

I号矿体(图2)分布于 F_{42} 断裂以西6-1线至西4-1线之间,赋矿标高950~1050 m。矿体赋存于花岗斑岩条带及其与宽坪群大理岩的接触带中。矿体上、下盘围岩均为宽坪群大理岩,下盘局部为花岗斑岩条带。矿体南北宽约260 m,东西长约600 m,厚9.54~41.40 m。矿体呈层状-似层状、透镜体状,较为规则,局部地段出现弯曲及分枝复合现象,东段大部分矿体连续性较好,西4-1线控制矿体与东段矿体相比连续性较差。矿体产状较稳定,倾向南西,倾角 $10^\circ\sim 20^\circ$ 。

II号矿体分布于 F_{42} 断裂以东6-1线至12线之间,赋矿标高900~1100 m。矿体赋存于花岗斑岩条带及其与宽坪群大理岩的接触带中。矿体上、下盘围岩均为宽坪群大理岩。矿体东西长约400 m,南北宽约300 m,厚3.20~73.07 m。矿体形态不规则,呈层状-似层状、透镜体状,矿体多处出现弯曲及

① 西北有色地质勘查局713总队,2008.陕西省商洛市商州区南台多金属矿区钼矿详查地质报告.

分枝复合现象。矿体产状较稳定,倾向南东,倾角 $10^{\circ} \sim 20^{\circ}$ 。

Ⅲ号矿体(图 2)分布于 F_{42} 断裂以西 6-1 线至西 4-1 线之间,赋矿标高 800~950 m。矿体赋存于花岗斑岩条带及其与宽坪群大理岩的接触带中。矿体

上、下盘围岩均为宽坪群大理岩,下盘局部为花岗斑岩条带。矿体东西长约 600 m,南北宽约 300 m,厚 2.03~116.86 m。矿体形态呈层状-似层状、透镜体状,分枝复合现象明显,矿体总体较为连续。矿体产状较稳定,倾向南西,倾角 $15^{\circ} \sim 25^{\circ}$ 。

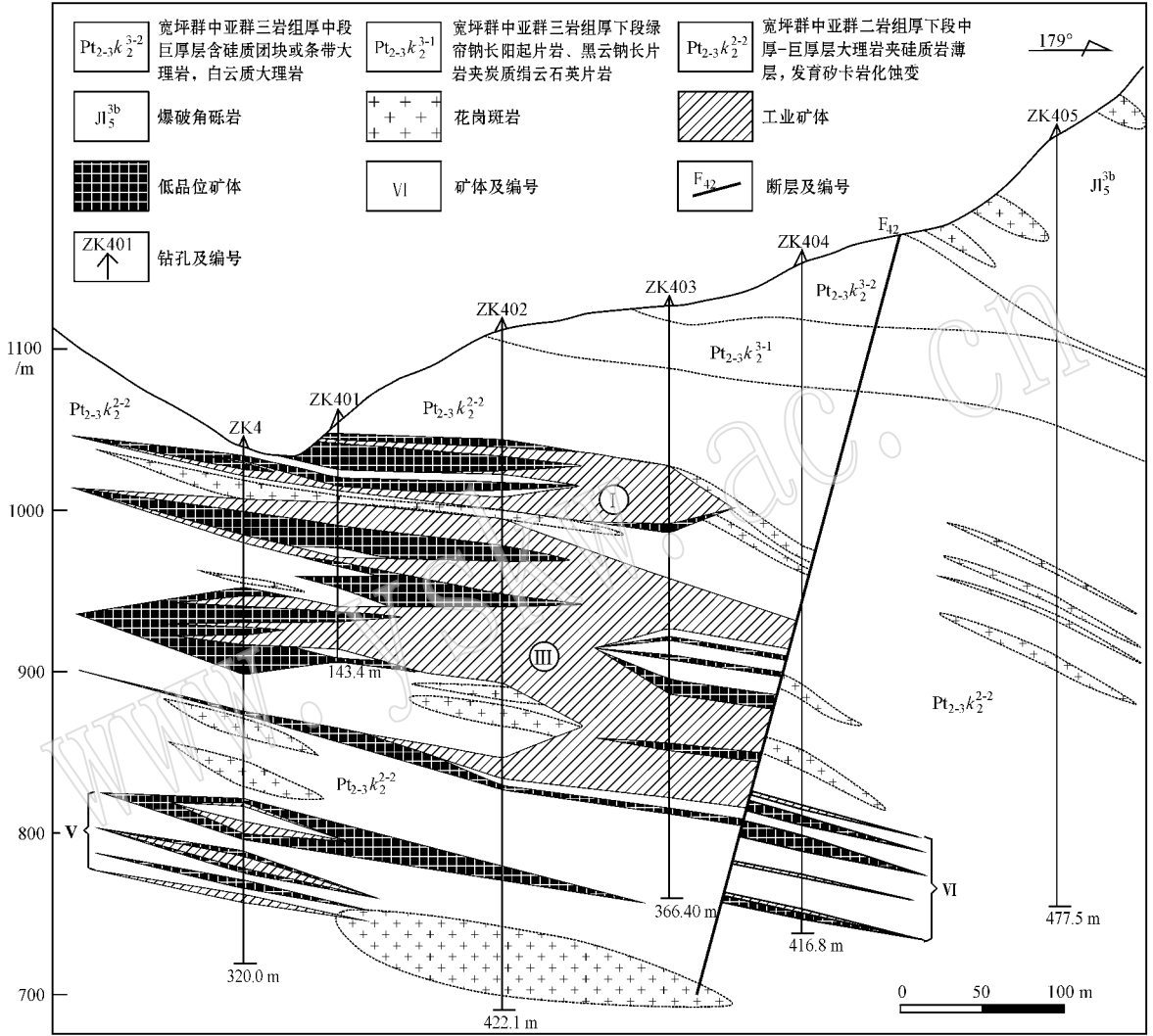


图 2 南台钼多金属矿区 4 号勘探线剖面图

Fig. 2 Geological section along No. 4 exploration line in the Nantai Mo polymetallic deposit

Ⅳ号矿体分布于 F_{42} 断裂以东 4+1 线至 14 线之间,赋矿标高 820~960 m。矿体赋存于花岗斑岩条带及其与宽坪群大理岩的接触带中。矿体上、下盘围岩均为宽坪群大理岩。矿体东西长 700 m,南北宽约 500 m,厚 5.25~81.23 m,平均厚 32.32 m。矿体形态不太规则,呈似层状、透镜体状,多处出现分枝复合现象,总体较为连续。矿体产状较稳定,倾向南东,倾角 $5^{\circ} \sim 20^{\circ}$ 。

V号矿体(图 2)为矿床的次要矿体之一,分布于

F_{42} 断裂以西 4+1 线至西 4-1 线之间,赋矿标高 700~820 m。矿体主要赋存于宽坪群绿帘钠长阳起片岩中,矿体上、下盘围岩均为宽坪群绿帘钠长阳起片岩。矿体东西长约 600 m,南北宽约 300 m,呈似层状、透镜状,形态不规则,多出现分枝复合现象,总体连续性较差。各单工程累计厚 5.90~51.04 m。各分枝矿体产状较稳定,倾向南西,倾角 $5^{\circ} \sim 15^{\circ}$ 。

Ⅵ号矿体(图 2)为矿床的次要矿体之一,分布于 F_{42} 断裂以东 4+1 线至 14 线之间,赋矿标高 730~

850 m。矿体主要赋存于宽坪群绿帘钠长阳起片岩中,少数赋存于大理岩条带透镜体中。矿体上盘围岩为宽坪群大理岩,下盘围岩为宽坪群绿帘钠长阳起片岩。矿体东西长约700 m,南北宽约500 m,厚2.30~38.60 m。各分枝矿体形态较规则,呈似层状、透镜状,分枝复合现象明显,矿体连续性较差。矿体总体产状较稳定,倾向南东,倾角 $10^{\circ}\sim 25^{\circ}$ 。

I号矿体 Mo 品位为0.03%~0.10%,单样品最高品位0.228%;II号矿体 Mo 品位为0.03%~0.12%,单样品最高品位0.69%;III号矿体 Mo 品位为0.03%~0.10%,单样品最高品位0.712%;IV号矿体 Mo 品位为0.03%~0.1%,单样品最高品位0.21%;V号矿体 Mo 品位为0.03%~0.10%,单样品最高品位0.40%;VI号矿体 Mo 品位为0.03%~0.08%,单样品最高品位0.198%。

该矿床的矿石类型可分为辉钼矿矿石和黄铜矿-闪锌矿-方铅矿矿石两大类。其中辉钼矿矿石按岩石类型可分为花岗斑岩型矿石(图3b)、石英脉型矿石(图3c)、矽卡岩型矿石(图3d)、角砾岩型矿石(图3e)4类。

主要金属矿物有辉钼矿、黄铁矿、磁黄铁矿、磁铁矿、黄铜矿、闪锌矿等。脉石矿物主要有石英、透辉石、方解石以及绢(白)云母、闪石类、长石、绿泥石、滑石、蛇纹石、黑云母、磷灰石、锆石、萤石等。

矿石主要有浸染状、团块状、网脉状、细脉-浸染状和角砾状等构造(图3);矿石结构主要为他形粒状结构、他形-半自形粒状结构、充填结构、交代结构、出溶结构等。

2.3 围岩蚀变

矿区围岩蚀变广泛发育,主要蚀变类型有透闪石化、透辉石化、硅化、碳酸盐化、绿帘石化、叶腊石化、绿泥石化、黑云母化、绢云母化、高岭土化等。

透闪石化包括透辉石化和石榴子石化,主要发育于大理岩、白云石大理岩中,局部地段形成有透辉石矽卡岩、透闪石-透辉石矽卡岩和透辉石-石榴子石矽卡岩,蚀变岩石在地表主要分布于潘河背斜核部及其两侧的白云石大理岩中,在深部普遍见于大理岩紧靠爆破角砾岩筒的地段,而且愈北愈强,愈深愈强,自上而下具有透闪石化→镁橄榄石化→透辉石化的分带。蚀变伴生 Mo、W、Fe 矿化,且在透辉石、透闪石发育地段,钼钨矿化较强。此外在绿片岩的大理岩夹层中也发育有透闪石化、透辉石化和石榴子石化,形成条带状矽卡岩化岩石。

硅化在矿区也较发育,普遍见于区内大理岩和绿片岩中。硅化较强则形成石英岩,硅化早期为灰白色他形石英,中细粒,交代方解石,形成镁橄榄石、透辉石;含磁铁矿,稍晚则为含辉钼矿、磁黄铁矿、黄铁矿等金属硫化物的细脉,穿切或交代围岩成矿化体或矿体。硅化后期是沿裂隙片理充填的无矿石英脉。

绿帘石化主要见于大理岩中,与钼、钨矿化关系密切,钼矿化常以薄膜状、星点状产出于绿帘石化大理岩地段。

其它蚀变有滑石化,绢云母化,高岭土化、叶腊石化、绿泥石化,黑云母化和碳酸盐化等,但蚀变微弱,局部分布。

2.4 成矿期次

根据矿体特征、穿插关系、矿物共生组合、生成顺序等,将矿床的形成过程划分为高温蚀变-矽卡岩期、石英-硫化物期2期。

(1)高温蚀变-矽卡岩期:矿质未发生大规模沉淀,仅有少量的磁铁矿、黄铁矿、辉钼矿等矿化,为主成矿期的前奏。可分为干矽卡岩-钾长石化阶段、爆破角砾岩-退化矽卡岩阶段、氧化物阶段3个阶段。

干矽卡岩-钾硅酸盐化阶段:在岩浆侵位的同时,由于高温的富含挥发分的透岩浆流体的作用(赵一鸣等,1990),新生的不透明、油脂光泽石英,肉红色钾长石大量增加,并在与碳酸盐岩接触带上形成石榴子石、透辉石等干矽卡岩矿物。

爆破角砾岩-湿矽卡岩阶段:由于挥发分的大量聚集,致使在岩浆顶部岩层压力大于岩浆爆破应力的条件下发生了爆破作用,形成爆破角砾岩筒。在爆破减压、挥发分逃逸的同时,气水热液对早期矽卡岩进行交代,大量的透闪石、阳起石、角闪石等含水矽卡岩矿物形成并胶结早期的的爆破角砾。

氧化物阶段:在次临界状态下的高温热液作用中,生成氧化物(白钨矿、磁铁矿、赤铁矿等)并伴随 Mo、W、Fe 矿化,且在透辉石、透闪石发育地段,钼钨矿化较强。此阶段白钨矿、辉钼矿等大多呈浸染状产出。

(2)石英-硫化物期:是矿床的主成矿期,包括3个矿化阶段:辉钼矿-石英阶段和石英-铜、铅锌硫化物阶段、方解石-石英阶段。

辉钼矿-石英阶段:由于温、压等条件变化为适合硫化物大规模沉淀的环境,含矿流体沿接触带或裂隙交代充填,并对爆破角砾岩和构造角砾岩进行

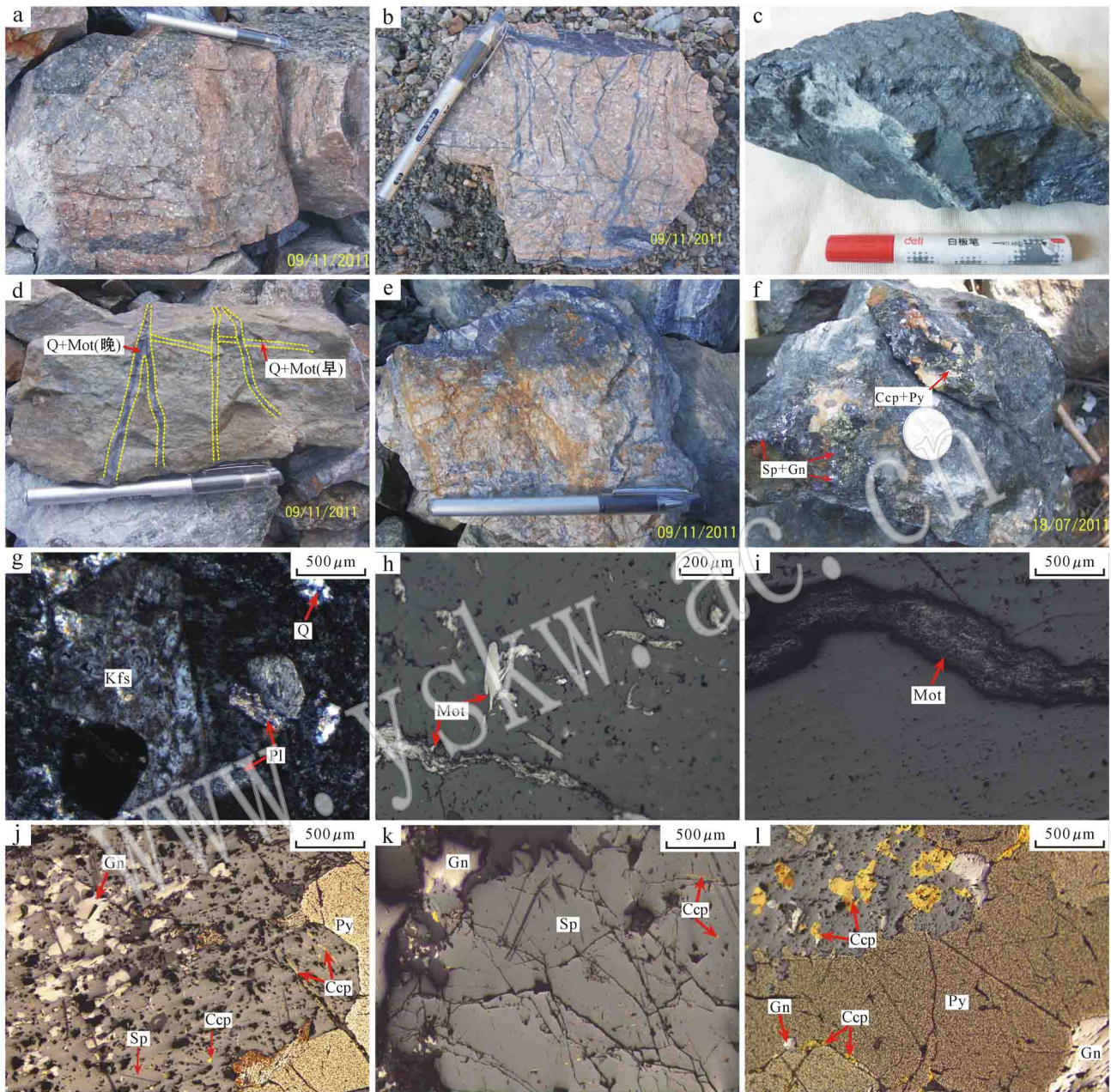


图3 南台钼多金属矿区花岗斑岩及不同类型钼矿石

Fig. 3 Granitic porphyry and different types of ores in the Nantai Mo polymetallic deposit

a—花岗斑岩(PD1030, 998 m 标高); b—网状状花岗斑岩型钼矿石(PD1030); c—石英脉型富钼矿石(PD1030); d—矽卡岩型钼矿石中晚期石英—辉钼矿脉穿切早期的石英—辉钼矿脉; e—角砾岩型钼矿石; f—角砾岩型铜、铅、锌矿石; g—钾化, 钾长石交代斜长石(+); h—辉钼矿呈叶片状/细脉状产出; i—辉钼矿呈脉状沿石英脉两侧产出; j—方铅矿在闪锌矿中呈交代残留结构; k—黄铜矿在闪锌矿中呈固溶体分离结构; l—方铅矿、黄铜矿呈脉状充填黄铁矿裂隙; Pl—斜长石; Q—石英; Kfs—钾长石; Mot—辉钼矿; Gn—方铅矿; Sp—闪锌矿; Ccp—黄铜矿; Py—黄铁矿

a—granite porphyry (PD1030, 998 m); b—stockwork granitic porphyry ore (PD1030); c—quartz vein type rich ore (PD1030); d—early quartz-molybdenite veins cut by quartz-molybdenite veins of the late stage in the skarn type ore; e—breccia type Mo ore; f—breccia type Cu-Pb-Zn ore; g—plagioclase replaced by potassic feldspar (+); h—molybdenite occurring as flakes or veinlets; i—molybdenite occurring as veins on both sides of the quartz vein; j—galena replaced by sphalerite; k—drop-like chalcopyrite wrapped in sphalerite; l—pyrite fracture filled by galena and sphalerite as veins; Pl—plagioclase; Q—quartz; Kfs—potassium feldspar; Mot—molybdenite; Gn—galena; Sp—sphalerite; Ccp—chalcopyrite; Py—pyrite

胶结和交代,形成石英钾长石硫化物网脉、石英硫化物网脉、石英硫化物方解石网脉等斑岩型矿化。此阶段辉钼矿大多呈自形片状或脉状产出,白钨矿、黄铜矿、黄铁矿等呈半自形他形粒状产出,石英呈他形粒状。

石英-铜、铅锌硫化物阶段:由于温度、压力的降低和含矿热液的进一步向上迁移,含矿流体对爆破角砾岩和构造角砾岩进行胶结和交代,形成角砾岩型铜、铅锌矿化,此阶段的黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、黄铁矿等硫化物多呈脉状,他形粒状产出,石英呈他形粒状。

方解石-石英阶段:矿化进入尾声,矿化表现为沿早期裂隙和孔洞充填,主要有方解石、石英以及少量的黄铁矿、黄铜矿、方铅矿等矿物。方解石主要呈晶形完好的菱面体或粒状产出,与白色、透明度较高的、晶形较好的石英和粒状重晶石共生,方解石石英

脉多呈脉状沿裂隙充填。

3 样品及分析方法

3.1 样品采集

用于流体包裹体研究的14件(LT-05、LT-23、LT-24)均在不同位置采集了2件)样品为采自南台沟沟脑探坑,1、2号斜井外矿石堆和1030平硐中的石英-辉钼矿脉和花岗斑岩中的斑晶石英。在矽卡岩型矿石和花岗斑岩型矿石中采集了5件含硫化物-石英脉,对石英的氢和氧同位素组成进行了系统分析。对2号斜井外矿石堆和1030平硐及南台外围钼矿床中的8件黄铁矿、方铅矿、闪锌矿和辉钼矿单矿物的硫同位素组成进行了分析。

具体样品采样位置、岩(矿)相学特征描述详见表1。

表1 南台钼多金属矿床包裹体样品采样位置及特征描述

Table 1 Locations and characteristics of samples in the Nantai Mo polymetallic deposit

| 采样目的 | 样品编号 | 采样位置 | 样品手标本及镜下岩(矿)相学特征简述 | 测试矿物 |
|---------|-------------|--------------------------------------|---|------|
| 流体包裹体测试 | LT-05 | 南台沟沟脑探坑 | 晚期无矿石英脉,穿切晚期石英-黄铁矿脉,不含辉钼矿,弱黄铁矿化 | 石英 |
| | LT-06 | 南台沟沟脑探坑 | 晚期无矿石英脉,穿切晚期石英-辉钼矿,不含辉钼矿 | 石英 |
| | LT-07 | 南台钼矿1号斜井 | 晚期无矿石英脉,穿切晚期石英-辉钼矿,不含辉钼矿 | 石英 |
| | LT-09 | 南台钼矿1号斜井 | 晚期无矿石英脉,仅发生弱的矽卡岩化,不含辉钼矿 | 石英 |
| | LT-11 | 南台钼矿1号斜井 | 花岗斑岩中的宽层石英-辉钼矿脉,与矽卡岩层理平行,脉宽2~4 cm | 石英 |
| | LT-12 | 南台钼矿1号斜井 | 花岗斑岩中的石英-辉钼矿脉(宽约2~4 cm),被晚期石英-辉钼矿脉穿切 | 石英 |
| | LT-13 | 南台钼矿1号斜井 | 石英-辉钼矿脉,与矽卡岩层理平行,辉钼矿沿石英脉两侧呈细脉状产出 | 石英 |
| | LT-16 | 南台钼矿2号斜井 | 矽卡岩型矿石,石英-辉钼矿脉(宽约0.5~1 cm)穿切矽卡岩层理 | 石英 |
| | LT-17 | 南台钼矿2号斜井 | 石英-辉钼矿脉(宽约0.4~0.8 cm)穿切矽卡岩层理,且穿切第一期含矿石英脉(图3d) | 石英 |
| | LT-23 | 1030平硐998 m 标高 | 细网脉状辉钼矿化花岗斑岩,斑晶石英多被蚀成椭圆形或港湾状,部分碎裂(图3b) | 斑晶石英 |
| LT-24 | 1030平硐2号斜井北 | 钾化花岗斑岩,发育细网脉状矿化,斑晶石英透明度较差,部分碎裂,包裹体发育 | 斑晶石英 | |
| 硫同位素测试 | ST-02 | 南台钼矿2号斜井 | 角砾岩型富黄铁矿矿石,发育方铅矿化、闪锌矿化和黄铜矿化(图3f) | 黄铁矿 |
| | ST-03 | 南台钼矿2号斜井 | 角砾岩型富方铅矿矿石,发育闪锌矿化、黄铁矿化和黄铜矿化 | 方铅矿 |
| | ST-04 | 南台钼矿2号斜井 | 角砾岩型富闪锌矿矿石,发育方铅矿化、黄铁矿化和黄铜矿化 | 闪锌矿 |
| | ST-09 | 南台外围高沟钼矿 | 辉钼矿呈薄膜状沿黑云母石英片岩片理产出 | 辉钼矿 |
| | ST-12 | 南台钼矿1030平硐 | 辉钼矿呈薄层状、团块状产于石英脉两侧,脉宽约0.5~1 cm | 辉钼矿 |
| | ST-14 | 南台钼矿1030平硐 | 辉钼矿呈薄层状产于石英脉两侧,脉宽约0.8~1.5 cm | 辉钼矿 |
| | TGP-01 | 南台外围马河钼矿 | 辉钼矿呈团块状沿黑云石英片岩片理产出 | 辉钼矿 |
| TGP-07 | 南台外围马河钼矿 | 辉钼矿呈薄膜状沿黑云石英片岩片理产出 | 辉钼矿 | |

3.2 流体包裹体显微测温

将样品磨制成厚度为0.25~0.3 mm的双面抛光包裹体片,对其中的斑晶石英和脉石英进行了流体包裹体岩相学和显微测温研究。

包裹体显微测温工作在中国地质大学(北京)地球化学实验室,使用英国产 Linkam THMSG-600 型

冷热台完成,该仪器的测温范围为-196~+600℃,测试精密度为±0.1℃。

3.3 硫、氢和氧同位素

挑选出新鲜纯净的黄铁矿、黄铜矿和磁黄铁矿单矿物样品,其纯度达99%以上。硫化物样品以Cu₂O作为氧化剂制样,使用释放出的SO₂进行硫同

位素测试。

挑选出用于氢和氧同位素测试的石英单矿物,纯度达 99% 以上。石英氧同位素分析应用 BrF_5 法 (Clayton and Mayeda, 1963)。将纯净的石英样品与 BrF_5 反应 15 h, 萃取氧; 分离出的氧进入 CO_2 转化系统, 温度为 700°C , 时间为 12 min, 最后收集 CO_2 (Mao *et al.*, 2002)。氢同位素分析采用爆裂法。加热石英和方解石包裹体样品使其爆裂, 释放出挥发分, 提取水蒸气, 在 400°C 条件下使水与锌反应 30 min 产生氢气, 用液氮冷冻后, 收集到有活性碳的样品瓶中 (Coleman *et al.*, 1982)。

同位素测试在中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室进行, 测试仪器为 MAT253EM 型质谱计。硫以 V-CDT 为标准, 测试精密度为 $\pm 0.2\%$, 氧同位素的测试精密度为 $\pm 0.2\%$, 氢同位素的测试精密度为 $\pm 2\%$ 。

4 测试结果

4.1 流体包裹体岩相学

南台钼多金属矿床的石英脉体和花岗斑岩斑晶中发育丰富的流体包裹体 (图 4)。根据包裹体的成分 (陈衍景等 2007) 及其在室温 (21°C) 下的相态 (卢焕章等 2004) 将流体包裹体分为 4 类:

(1) 水溶液包裹体 (W 类)。此类包裹体在成矿各阶段均有出现, 可根据气液比细分为富气相 (V 类) 和富液相 (L 类) 2 个亚类。L 类包裹体常见于各个成矿阶段, 是晚阶段的主要包裹体类型, 多呈椭圆形、负晶形、长条形、近圆形及不规则状, 长轴长度从 $3\sim 19\ \mu\text{m}$ 不等, 气液比集中在 $5\%\sim 30\%$, 相界线较细且清楚 (图 4a、4b)。V 类包裹体 (图 4d) 多见于花岗斑岩的斑晶石英中和早阶段辉钼矿化脉石英中, 多呈负晶形或椭圆形, 长轴长度为 $3\sim 10\ \mu\text{m}$, 气液比介于 $50\%\sim 95\%$, 相界线颜色往往较深。

(2) CO_2 包裹体 (C 类)。该类包裹体含量较少, 见于石英斑晶和早阶段脉体。包裹体多呈负晶形、近圆形、椭圆形产出, 长轴长度介于 $5\sim 19\ \mu\text{m}$ 之间, CO_2 相比例多介于 $20\%\sim 80\%$, 室温下多表现为两相或三相 (“双眼皮”) $\{\text{L}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{L}_{\text{CO}_2} \pm \text{V}_{\text{CO}_2}\}$ (图 4c) 相界线颜色较深。此外, 在石英斑晶和早阶段还可以见到极少量的纯 CO_2 包裹体 (亦称 PC 类), 长轴长度为 $5\sim 10\ \mu\text{m}$, 包裹体边界颜色亦很深。

(3) 含子晶包裹体 (S 类)。常见于石英斑晶和

主成矿阶段的辉钼矿-石英脉中, 呈负晶形、近圆形、椭圆形产出, 长轴长度集中在 $5\sim 15\ \mu\text{m}$, 个别达到 $20\ \mu\text{m}$, 气相所占比例一般为 $5\%\sim 40\%$ 。包裹体中可含有一个或多个子矿物 (图 4e、4f), 包括石盐子矿物, 黑色点状不透明子矿物和不规则状透明子矿物。S 类包裹体气相成分分为 CO_2 和 H_2O 两种, 其中, 气相成分为 CO_2 者气泡多不规则, 边界颜色深黑, 且该类包裹体分布局限, 多见于石英斑晶中, 早阶段较少, 中阶段不出现, 而气相为 H_2O 者气泡形态规则, 多为圆形, 分布较广, 在石英斑晶和早、中阶段皆有产出, 但数量从早到晚降低。

各阶段含矿石英细脉和斑晶石英中流体包裹体数量不均、类型组合不同。早阶段钾化花岗斑岩的斑晶石英中的包裹体类型极其丰富, 发育 L 类、V 类、C 类、S 类 4 大类包裹体, 此外还有少量 PC 类包裹体。此外, 在该阶段斑晶石英中, 同一视域内可观察到 S 类、不同气液比 L 类 (图 4g)、V 类包裹体等密切共生 (图 4h), 可能是沸腾包裹体。主成矿阶段的辉钼矿-石英脉中包裹体也比较发育, 以 L 类为主, V 类、C 类、S 类包裹体较早阶段明显减少, L 类包裹体充填度无明显变化。晚阶段无矿石英脉中主要发育 L 类包裹体, V 类、C 类、S 类包裹体少见。

4.2 显微测温结果

本文对南台钼多金属矿床钾化花岗斑岩中的斑晶石英、主成矿阶段的石英-辉钼矿脉以及晚阶段的无矿石英脉中的流体包裹体进行了详细的显微测温分析, 获得数据 221 个, 结果列于表 2。

钾硅酸盐阶段的花岗斑岩的石英斑晶中的 L 类包裹体均一温度变化较大, 为 $139\sim 390^\circ\text{C}$, 绝大多数均一到液相, 少数均一到气相, 在 $160\sim 180^\circ\text{C}$ 和 $380\sim 390^\circ\text{C}$ 出现峰值, 冰点温度为 $-14.9\sim -2^\circ\text{C}$, 对应盐度为 $3.4\%\sim 18.6\%$ (NaCl_{eq} 质量分数, 下同)。用流体包裹体均一温度和盐度在 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 体系的 $T-W-\rho$ 相图 (Bodnar, 1983) 上进行投影, 获得其密度为 $0.60\sim 0.98\ \text{g}/\text{cm}^3$ 。V 类包裹体均一温度为 $212\sim 414^\circ\text{C}$, 集中在 $360\sim 380^\circ\text{C}$, 均一到气相。该阶段 S 类包裹体较发育, 气相成分既有 H_2O , 也有 CO_2 , 且多数含 CO_2 者气相形态不规则, 颜色较深, 部分均一温度 (除子矿物外均一) 为 $115\sim 563^\circ\text{C}$, 均一到液相, 石盐等子矿物为最后消失相, 完全均一温度为 $155\sim >600^\circ\text{C}$, 其中 9 个包裹体均一温度大于 600°C , 对应盐度范围较大, 为 $30.0\%\sim >74.0\%$, 表明成矿初期的流体盐度比较高。此阶段的 C 类包裹体除含液体

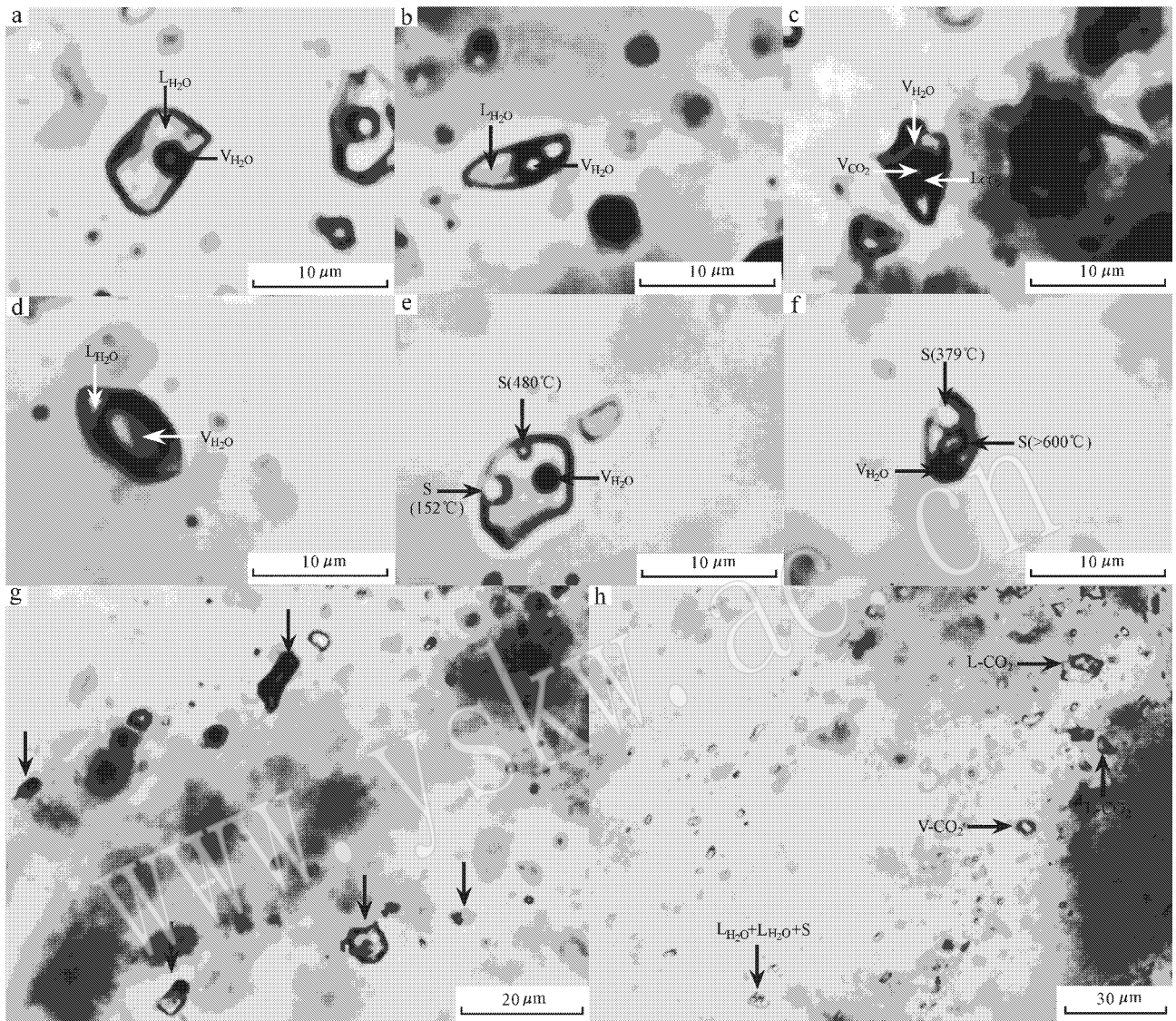


图 4 南台钼多金属矿床包裹体显微照片

Fig. 4 Microphotographs of fluid inclusions in the Nantai Mo polymetallic deposit

a—石英-硫化物期脉石英中的 L 类包裹体；b—晚期无矿石英脉中的 L 类包裹体；c—高温蚀变-砂卡岩期石英斑晶中的 C 类包裹体；d—石英-硫化物期脉石英中的 V 类包裹体；e—高温蚀变-砂卡岩期石英斑晶中的 S 类包裹体；f—高温蚀变-砂卡岩期石英斑晶中的 S 类包裹体；g—高温蚀变-砂卡岩期石英斑晶中不同气液比的水溶液包裹体共存；h—辉钼矿-石英阶段脉石英中不同种类包裹体共存；L_{H₂O}—液相

H₂O；V_{H₂O}—气相 H₂O；L_{CO₂}—液相 CO₂；V_{CO₂}—气相 CO₂；S—子矿物

a—L-type fluid inclusion in quartz veins；b—L-type fluid inclusion in quartz veins；c—C-type fluid inclusion in quartz phenocryst；d—V-type fluid inclusion in quartz veins；e—S-type fluid inclusion in quartz phenocryst；f—S-type fluid inclusion in quartz phenocryst；g—coexistence of different gas-liquid ratios of L-type fluid inclusions in quartz phenocryst；h—coexistence of different types of fluid inclusions in quartz phenocryst；L_{H₂O}—

liquid phase H₂O；V_{H₂O}—vapor H₂O；L_{CO₂}—liquid phase CO₂；V_{CO₂}—vapor CO₂；S—daughter minerals

CO₂ 三相包裹体外，还发现有 CO₂ 两相型包裹体和含子矿物 CO₂ 多相包裹体。这 3 类包裹体的固相 CO₂ 消失温度变化范围一致，为 -60.9~ -58.7℃，峰值为 -58.9℃（-59~ -58℃，图 5），略低于纯

CO₂ 的三相点 -56.6℃，表明流体成分中除 CO₂ 外可能还存在 CH₄、N₂ 等其他气体成分（Burruss，1981）继续升温，获得笼合物消失温度为 2.8~8.0℃，对应盐度为 3.9%~12.2%（Collins，1979）；

表 2 南台钼多金属矿床流体包裹体测温结果

Table 2 Microthermometric data of fluid inclusions in the Nantai Mo polymetallic deposit

| 期次/阶段 | 寄主矿物 | 类型 | 数量 | 气相比例 | $t_{m,CO_2}/^{\circ}C$ | $t_{m,cla}/^{\circ}C$ | $t_{h,CO_2}/^{\circ}C$ | $t_{m,ice}/^{\circ}C$ | $t_{m,halite}/^{\circ}C$ | $t_{h(N)}/^{\circ}C$ | $\tau_c(NaCl_{eq})/\%$ | |
|---------------|-------|----|----|-------------------|------------------------|-----------------------|------------------------|-----------------------|--------------------------|----------------------|------------------------|--------------|
| 高温蚀变- 砂卡岩期 | 斑晶 | L类 | 24 | 5%~40% | | | | | -14.9~-2 | 139~39(24) | 3.4~18.6 | |
| | | V类 | 10 | 50%~95% | | | | | | 212~41(10) | | |
| | 石英 | S类 | 26 | 3%~25% 少数达 70% | | | | | | 155~>600 | 115~56(26) | 30~57.9>74.0 |
| | | C类 | 10 | 10%~80% | -60.9~-58.7 | 2.8~8 | 20~28.7 | | | | 223~37(10) | 3.9~12.2 |
| 石英- 硫化物期 | 石英+ | L类 | 81 | 3%~40% | | | | | | 106~48(81) | 1.7~12.9 | |
| | | V类 | 15 | 50%~85% | | | | | | 122~52(15) | 5.0~5.9 | |
| | 辉钼矿 | S类 | 2 | 5%~10% | | | | | | 300~522 | 212~28(2) | 11.3~38.0 |
| | | C类 | 5 | 10%~30% | -59.2~-58.8 | 9~9.8 | 11.7~12.5 | | | | 209~45(5) | 0.4~2.0 |
| 晚期阶段 | 无矿石英脉 | L类 | 46 | 5%~30% | | | | | | 121~32(48) | 1.9~10.7 | |

注： t_{m,CO_2} 为固相 CO_2 初熔温度， $t_{m,cla}$ 为笼合物熔化温度； t_{h,CO_2} 为 CO_2 部分均一温度； $t_{m,ice}$ 为冰点温度； $t_{m,halite}$ 为 S 型包裹体子晶消失温度； $t_{h(N)}$ 为完全均一温度，少数为爆裂温度，其中 S 型包裹体指除子晶外流体相均一温度， n 为统计数据个数， $\tau_c(NaCl_{eq})$ 为盐度。

部分均一温度 20.0~28.7℃，含液体 CO_2 三相包裹体和含子矿物 CO_2 多相包裹体完全均一温度为 223~371℃，1 个 CO_2 两相型包裹体完全均一温度为 27.0℃。

主成矿阶段的辉钼矿-石英脉中的 L 类包裹体均一温度变化较大，为 106~486℃，绝大多数均一到液相，少数均一到气相，在 140~160℃ 和 280~340℃ 出现峰值，冰点温度为 -9~-1℃，对应盐度为 1.7%~12.9%，对应其密度为 0.60~0.85 g/cm³。V 类包裹体均一温度为 122~529℃，集中在 340~360℃ 均一到气相，有 3 个包裹体获得了冰点温度，为 -3.6~-3.0℃，对应盐度为 5.0%~5.9%。此阶段发育含液体 CO_2 三相包裹体和 CO_2 两相型包裹体两种 C 类包裹体，其 CO_2 初熔温度变化范围一致，为 -59.2~-58.8℃，峰值为 -59℃（图 5）略低于纯 CO_2 的三相点 56.6℃，表明流体成分中除 CO_2 外可能还存在 CH_4 、 N_2 等其他气体成分（Burruss, 1981），继续升温，获得笼合物消失温度为 9~9.8℃，对应盐度为 0.4%~2.0%（Collins, 1979），部分均一温度 11.7~12.5℃，含液体 CO_2 三相包裹体和含子矿物 CO_2 多相包裹体完全均一温度为 209~450℃，1 个 CO_2 两相型包裹体完全均一温度为 11.5℃。该阶段发育少量 S 类包裹体，部分均一温度（除子矿物外均一）为 212~288℃，均一到液相，石盐等子矿物为最后消失相，完全均一温度为 300~522℃，对应盐度范围为 11.3%~38.0%。

成矿晚期的无矿石英脉中主要发育 L 类包裹体，均一温度变化较大，为 121~320℃，均一到液相，

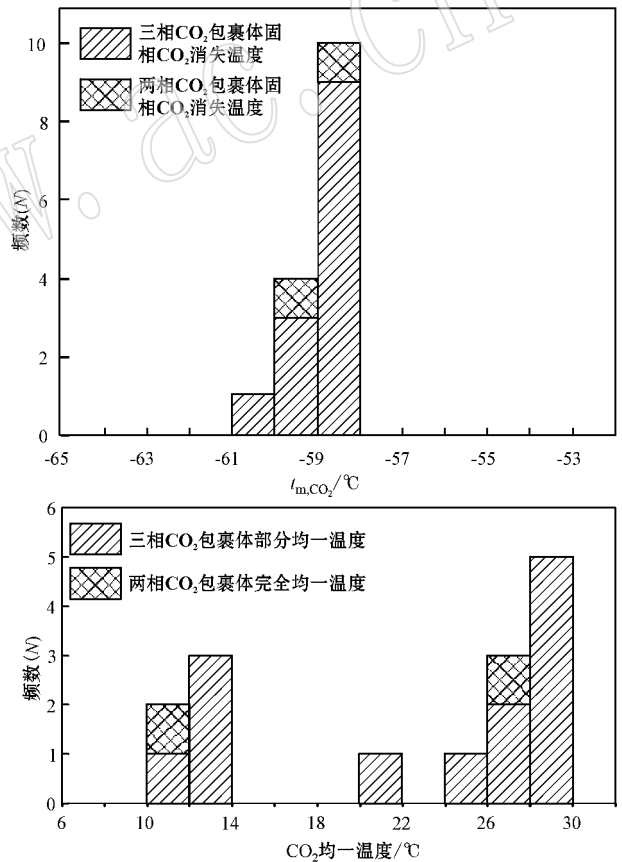


图 5 南台钼多金属矿床 C 型与 PC 型包裹体初熔温度和均一温度直方图

Fig. 5 Histograms of initial melting temperatures and homogenization temperatures of C-type fluid inclusions in the Nantai Mo polymetallic deposit

主要集中在 120~240℃，冰点温度为 -7.2~-1.1℃，对应盐度为 1.9%~10.7%，对应其密度为 0.85~0.95 g/cm³。

表 3 南台钼多金属矿及其外围钼矿床硫化物硫同位素组成 ‰

Table 3 Sulfur isotope compositions of sulfides from the Nantai deposit and its surrounding Mo polymetallic deposits

| 序号 | 样品号 | 测试矿物 | $\delta^{34}\text{S}$ |
|----|--------|------|-----------------------|
| 1 | ST-02 | 黄铁矿 | 2.1 |
| 2 | ST-03 | 方铅矿 | -0.3 |
| 3 | ST-04 | 闪锌矿 | 0.7 |
| 4 | ST-09 | 辉钼矿 | 1.1 |
| 5 | ST-12 | 辉钼矿 | 6.1 |
| 6 | ST-14 | 辉钼矿 | 7.2 |
| 7 | TGP-01 | 辉钼矿 | 3.6 |
| 8 | TGP-07 | 辉钼矿 | 4.5 |

4.3 硫、氢、氧同位素

南台钼多金属矿床 6 件及其外围马河钼矿床 2 件黄铁矿、方铅矿、闪锌矿和辉钼矿的硫同位素测试结果列于表 3, 其 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 $-0.3\text{‰} \sim 7.2\text{‰}$ 。

南台钼多金属矿床氢、氧同位素测试结果列于表 4。5 件含硫化物石英样品的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值变化范围较大, 为 $-103\text{‰} \sim -76\text{‰}$ 之间, $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}\text{‰}$ 值为 $10.9\text{‰} \sim 17.7\text{‰}$ 。利用石英-水分流方程 $1000 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6/t^2 - 3.40$ (Clayton *et al.*, 1972) 和同一样品石英中流体包裹体均一温度平均值, 计算出流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 的值为 $4.01\text{‰} \sim 5.55\text{‰}$, 平均值为 4.66‰ 。

表 4 南台钼多金属矿石英中的氢和氧同位素组成

Table 4 Hydrogen and oxygen isotopic composition of quartz from the Nantai Mo polymetallic deposit

| 序号 | 样品号 | 样品描述 | 测试矿物 | $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}/\text{‰}$ | 温度/ $^{\circ}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$ | $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$ |
|----|--------|-------------|------|--|------------------------|---|---|
| 1 | QY-01 | 含黄铜矿、黄铁矿石英脉 | 石英 | 17.7 | 193 | 5.55 | -76 |
| 2 | QY-02 | 含方铅矿、闪锌矿石英脉 | 石英 | 15.5 | 219 | 4.95 | -87 |
| 3 | LT-13 | 石英-辉钼矿脉 | 石英 | 13.1 | 254 | 4.34 | -103 |
| 4 | LT-17 | 石英-辉钼矿脉 | 石英 | 13.6 | 246 | 4.46 | -97 |
| 5 | NTG-10 | 石英脉型富辉钼矿矿石 | 石英 | 10.9 | 300 | 4.01 | -77 |

5 讨论

5.1 成岩成矿时代

南台钼多金属矿床所在矿区浅成侵入-爆发岩浆活动强烈, 发育白岗岩、花岗斑岩、石英斑岩、爆破角砾岩及各种暗色岩脉。笔者应用 LA-ICP MS 锆石 U-Pb 法, 测得花岗斑岩的 U-Pb 年龄为 151 ± 1 Ma, 矿区内 6 件辉钼矿的 Re-Os 同位素加权平均年龄为 148.8 ± 1.7 Ma (柯昌辉等, 2012b)。成岩年龄与成矿年龄在误差范围内基本一致, 表明南台钼多金属矿床形成于晚侏罗世, 与其以北的华北克拉通南缘的主要斑岩型钼矿床大规模成矿时间和北秦岭构造带的秋树湾钼铜矿床成矿时间一致。

5.2 成矿物质来源

对于东秦岭钼矿床的成矿物质的来源, 前人开展了大量研究和讨论 (黄典豪等, 1985; 胡受奚等, 1988; 罗铭玖等, 1991; 陈衍景等, 2000; 刘永春等, 2006)。总体认为成矿物质来源复杂, 从地幔变化到地壳。陈衍景等 (2000) 根据岩体的锶、氧同位素特征, 认为成矿物质来源于下地壳。张本仁等 (1994) 则详细地研究了华北地台南缘的岩石圈组成, 认为 Mo 元素主体上富集于下地壳和上地幔, 结

合 Sr-Nd 同位素组成特征, 认为成矿物质主体来源于下地壳, 但混有少量地幔组分。

成矿物质来源示踪是热液成矿作用研究的核心问题, 研究与成矿关系密切的硫化物或矿石硫化物的硫同位素组成的变化可以了解矿床中硫的来源。热液矿物硫同位素组成是总硫同位素组成、氧逸度 (f_{O_2})、pH 值、离子强度和温度的函数 (Ohmoto, 1972), 因此, 讨论热液矿床中硫的来源必须依据源区物质 $\delta^{34}\text{S}$ 值和含硫物质在热液中迁移沉淀时的物理化学条件 (Hoefs, 1997)。南台钼多金属矿床及外围钼矿床矿石中的含硫矿物主要为辉钼矿、黄铜矿、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿等硫化物, 不含重晶石等硫酸盐矿物, 且石英包裹体中出现 CO_2 , 显示成矿环境为低氧逸度还原环境, 5 件辉钼矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值 (表 3) 变化于 $1.1\text{‰} \sim 7.2\text{‰}$, 主要集中在 $3.6\text{‰} \sim 7.2\text{‰}$, 平均值为 4.5‰ , 可以看出, $\delta^{34}\text{S}_{\text{辉钼矿}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{黄铁矿}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{闪锌矿}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{方铅矿}}$, 表明硫同位素分馏基本达到平衡 (郑永飞等, 2000)。因此, 硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值可以近似代表热液的总 $\delta^{34}\text{S}$ 值 (Ohmoto and Rye, 1979)。

南台钼多金属矿床 8 件金属硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值总体变化范围较窄, 集中于 $-0.3\text{‰} \sim 7.2\text{‰}$, 平均 3.1‰ , 非常接近原始地幔硫 ($0 \pm 3\text{‰}$, Chaussidon and

Lorand, 1990) 根据硫化物产于花岗斑岩内及与其密切相关的矽卡岩中, 可以推断成矿流体中的硫主要来自深部岩浆。值得注意的是, 方铅矿中的 $\delta^{34}\text{S}$ 有离开深源硫向负值漂移的趋势, 说明有少量地层来源硫的加入。北秦岭老君山外围钼矿床 8 件黄铁矿和辉钼矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 2.4‰~4.1‰, 平均值为 3.86‰ (孟芳, 2010)。北秦岭秋树湾铜(钼)矿床 12 件金属硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 0.1‰~6.22‰, 平均值为 1.83‰ (秦臻等, 2012)。可见, 南台钼多金属矿床与同一成矿带上的其它矿床具有相同的硫同位素来源, 即主要来自深源岩浆, 并有少量地层来源硫的混入。

李靠社 (1990) 在研究商州市南台-银厂沟多金属矿床成矿物质来源时, 所做的铅同位素结果显示, 矿石 Pb 同位素具有壳-幔混合的特征, 结合爆破角砾岩中浸染状、细脉状方铅矿脉的方铅矿模式年龄推测成矿物质的源区很可能是被幔源物质所渗透 (或污染) 的下地壳。柯昌辉等 (2012b) 对南台钼多金属矿床成岩成矿年龄及锆石 Hf 同位素组成研究也表明, 南台钼多金属矿区与钼矿密切相关的花岗斑岩的源区物质具有多种组分的特征, 以壳源物质为主, 可能有少量的幔源物质贡献, 暗示了成矿物质也主要来源于地壳, 但混有少量地幔组分。

综上所述, 南台钼多金属矿床的成矿流体中的硫主要来自深源岩浆, 并有少量地层来源硫的混入, 金属成矿物质主体来源于下地壳, 但混有少量地幔组分。

5.3 成矿流体来源

矿区 5 件含硫化物石英样品的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 的值为 4.01‰~5.55‰, 平均值为 4.66‰, 多数低于岩浆水的范围 (5.5‰~9.5‰, Sheppard, 1986) $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值介于 -103‰~-76‰, 也低于岩浆水的范围 (-80‰~-40‰, Sheppard, 1986)。在 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 图解 (图 6) 中, 5 个样品点落在岩浆水的左下方, 靠近岩浆水, 表明主成矿期成矿流体主要为岩浆水, 混合有大气降水, 包裹体显微测温表明, 成矿晚期流体中大气降水占主导地位, 与北秦岭成矿带秋树湾铜(钼)矿床的成矿流体来源相似 (秦臻等, 2012), 而与南沟钼矿床的成矿流体相比, 南沟钼矿床则具有较大比例的大气降水混入。结合地质特征分析, 热液的这种特征可能是由于来自深部的岩浆热液在上升过程中与围岩地层中的大气降水混合, 发生了某种同位素交换反应, 使得含矿热液中的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 发生了漂移所致。

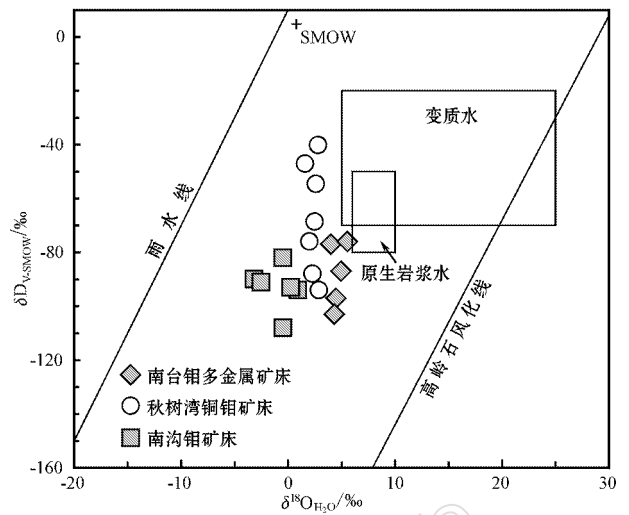


图 6 南台钼多金属矿床 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 图解 (原始岩浆水范围据 Sheppard, 1986, 其他资料来源: 秦臻等, 2012; 杨晓勇等, 2010 和本文)

Fig. 6 δD versus $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ diagram of the Nantai molybdenum polymetallic deposit (data of primary magmatic water after Sheppard, 1986; the other data after Qin Zhen *et al.*, 2012, Yang Xiaoyong *et al.*, 2010 and this paper)

5.4 成矿流体性质及矿质沉淀机制

从前面的流体包裹体岩相学、显微测温分析可以发现, 南台钼多金属矿床的成矿流体具有以下特点:

(1) 花岗斑岩的斑晶石英和主成矿期的辉钼矿-石英脉中均出现 S 型、C 型、富气相 W 型、富液相 W 型等两种或两种以上包裹体共存 (图 4g, 4h), 且均一温度相近, 判断为沸腾包裹体组合, 这是斑岩型矿床的常见特征 (Ulrich *et al.*, 2001; Redmond *et al.*, 2004; Klemm *et al.*, 2008; 杨艳等, 2008; 王运等, 2009)。C 型包裹体主要集中在花岗斑岩的斑晶石英中, 主成矿阶段明显减少, 显示成矿早期的流体富 CO_2 。

(2) 南台钼多金属矿床的流体包裹体组合具有多个均一温度区间 (图 7), 早阶段斑晶石英中发育 140~200℃、220~280℃、340~400℃ 3 个均一温度区间, 主成矿期辉钼矿-石英脉中发育 120~180℃、200~240℃ 和 280~380℃ 3 个均一温度区间, 晚阶段无矿石英脉中仅发育 120~240℃ 一个低温区间。

(3) 早阶段斑晶石英中的包裹体盐度也显示 3 个不连续的区间: 57.90%~>73.96%、30.06%~38.01%、3.39%~18.55%, 主成矿期的辉钼矿石英脉和晚期无矿石英脉中的盐度范围分别为 0.43%~12.85%、1.91%~10.73%。

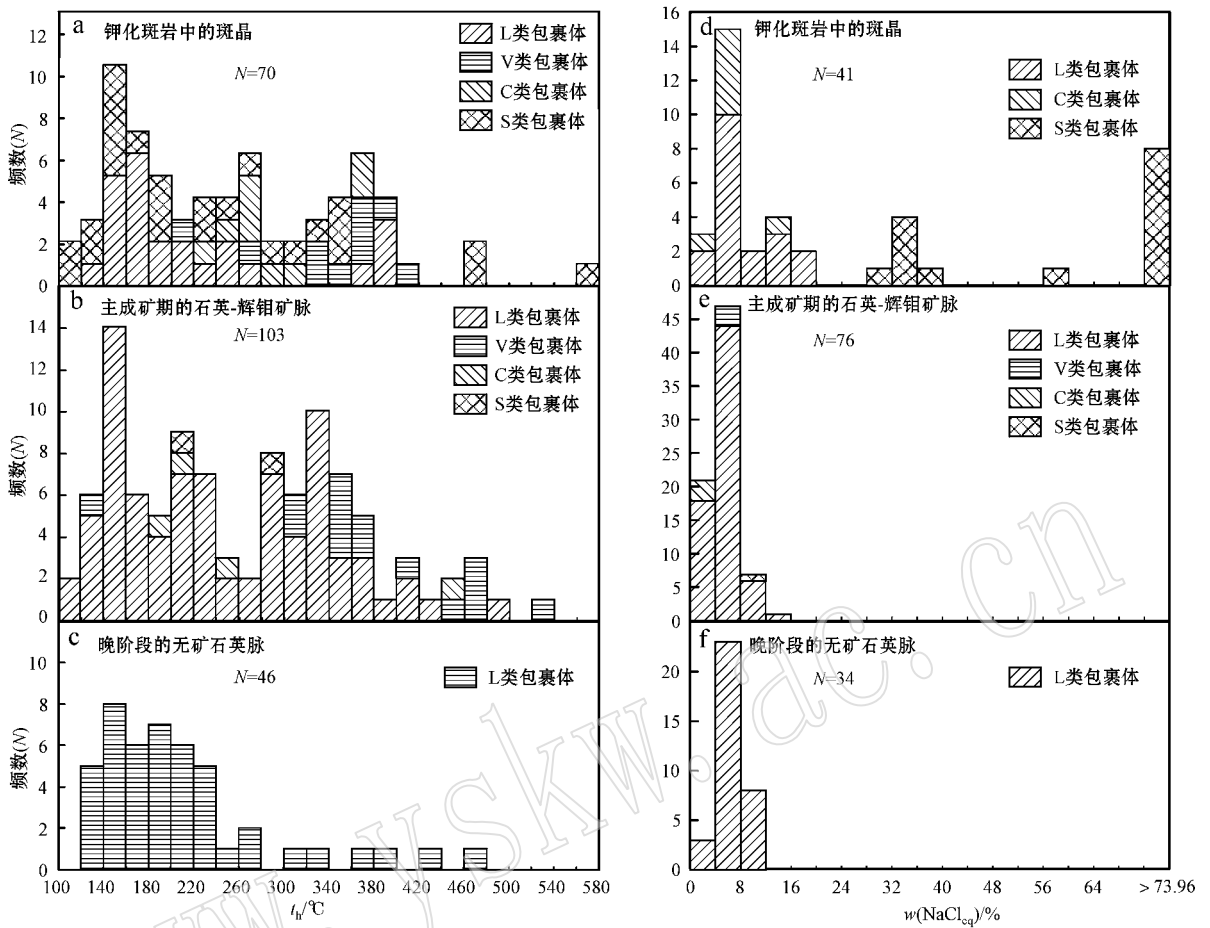


图7 南台钼多金属矿床包裹体均一温度和盐度直方图

Fig. 7 Histograms of homogenization temperatures and salinities of fluid inclusions in the Nantai Mo polymetallic deposit

这些特征表明,南台钼多金属矿床的早期成矿流体是高温、高盐度且富 CO_2 的,这种热液在封闭(还原)环境中不断积聚,产生不混溶或沸腾现象,并使热液压力大于上覆岩层的静压力,发生爆破作用,而爆破后的减压使流体再次沸腾,成矿的早期具有3个沸腾均一温度区间也显示在钾化花岗斑岩的初期和主成矿期,至少发生了3次沸腾作用,多次沸腾作用造成 CO_2 等挥发分的大量逃逸,导致成矿体系趋于不稳定,成矿环境因此也由原来的还原环境转变为氧化环境,加之中后期不断的混入地下水或者其他温度和盐度均较低的热液,导致成矿流体的温度、盐度不断下降,Mo、Cu、Pb、Zn等大量成矿物质沉淀,随着成矿物质的沉淀,温度和盐度逐渐降低。早阶段矿石主要为浸染状构造,而中、晚阶段则以细脉及网脉状构造为主,也说明含矿热液成矿方式由渗滤交代转变为沿张性裂隙贯入充填,与炽热岩浆冷凝固结晶收缩而派生张性裂隙的必然规律相一致。因

此,流体的多次沸腾是南台钼多金属矿床矿质沉淀的重要机制,这一机制与北秦岭秋树湾钼(铜)矿床的成矿机制相似。

6 结论

(1)南台钼多金属矿床位于北秦岭构造带宽坪群内,矿体主要呈似层状、透镜体状赋存于花岗斑岩内及其与宽坪群大理岩的接触带。矿化主要呈细(网)脉状、团块状和浸染状。围岩蚀变主要为硅化-钾硅酸盐化、矽卡岩化和碳酸盐岩化。矿床的形成经历了高温蚀变-矽卡岩期、石英-硫化物期,钼多金属矿化主要形成于石英-硫化物期。

(2)斑晶石英和辉钼矿-石英脉中流体包裹体发育,可划分为富液两相包裹体、富气两相包裹体、 CO_2 型包裹体和含子晶多相包裹体。早阶段斑晶石英中发育 $140\sim 200^\circ\text{C}$ 、 $220\sim 280^\circ\text{C}$ 、 $340\sim 400^\circ\text{C}$ 3个均一

温度区间,主成矿期辉钼矿-石英脉中发育 120~180℃、200~240℃ 和 280~380℃ 3 个均一温度区间 晚阶段无石英脉中仅发育 120~240℃ 一个低温区间。早阶段斑晶石英中的包裹体盐度显示 57.90%~>73.96%、30.06%~38.01%、3.39%~18.55% 3 个不连续的区间,主成矿期的辉钼矿石英脉和晚期无石英脉中的盐度范围分别为 0.43%~12.85%、1.91%~10.73%。

(3) 硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值集中于 -0.3‰ ~ 7.2‰ , 平均 3.1‰ , 表明硫来自深部岩浆。

(4) 含硫化物石英的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值介于 -103‰ ~ -76‰ 之间, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 的值为 4.01‰ ~ 5.55‰ , 表明主成矿阶段的成矿流体主要为岩浆水, 混合有大气降水。成矿作用与矿区花岗岩有关, 矿床类型为斑岩-矽卡岩型。成矿时代为晚侏罗世($148.8 \pm 1.7 \text{ Ma}$)。流体的多次沸腾作用造成 CO_2 等挥发分的大量逃逸, 并导致 Mo、Cu、Pb、Zn 等大量成矿物质沉淀。

致谢 野外工作得到西北有色地质勘查局 713 总队的大力支持和帮助, 部分流体包裹体测定由中国地质大学(北京)地球化学实验室诸慧燕老师完成, 硫、氢和氧同位素由中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室完成, 在此一并表示衷心的感谢。

References

Bodnar R J. 1983. A method for calculating fluid inclusion volume based on vapor bubble diameters and p-V-T-X properties of inclusion fluids [J]. *Econ. Geol.*, 75: 535~542.

Burruss R C. 1981. Analysis of phase equilibria in C-O-H-S fluid inclusion [A]. Hollister L S and Crawford M L. *Short Course Handbook* [C]. Mineralogical Association of Canada, 6: 39~74.

Chaussidon M and Lorand J P. 1990. Sulphur isotope composition of oro-genic spinel lherzolite massifs from Ariège (north-eastern Pyrenees, France) an ion microprobe study [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 2 835~2 846.

Chen Yanjing, Li Chao, Zhang Jing, *et al.* 2000. Sr and O isotopic characteristics of porphyries in the Qinling molybdenum deposit belt and their implication to genetic mechanism and type [J]. *Science in China (Series D)*, 30(S1): 64~72 (in Chinese with English abstract).

Chen Yanjing, Ni Pei, Fan Hongrui, *et al.* 2007. Diagnostic fluid in-

clusions of different types hydrothermal gold deposits [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2 085~2 108 (in Chinese with English abstract).

Clayton R N and Mayeda T K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis [J]. *Geochimica et Geochimica Acta*, 27: 43~52.

Clayton R N and Mayeda T K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis [J]. *Geochimica et Geochimica Acta*, 27: 43~52.

Clayton R N, O'Neil J L and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water [J]. *J. Geophys. Res.*, 77: 3 057~3 067.

Coleman M L, Shepard T J, Durham J J, *et al.* 1982. Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis [J]. *Analytical Chemistry*, 54: 993~995.

Collins P L. 1979. Gas hydrates in CO_2 -bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity [J]. *Econ. Geol.*, 74: 1 435~1 444.

Fu Xiong. 2003. Genesis of Qiusuwan copper (molybdenum) deposit of Henan province [J]. *Mineral Resources and Geology*, 17(3): 233~236 (in Chinese with English abstract).

Guo Baojian, Mao Jingwen, Li Houmin, *et al.* 2006. Re-Os dating of the molybdenite from the Qiusuwan Cu-Mo deposit in the east Qinling and its geological significance [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(9): 2 341~2 348 (in Chinese with English abstract).

Hoefs J. 1997. *Stable Isotope Geochemistry* (4th ed) [M]. Berlin: Springer, 1~201.

Hu Shouxi, Lin Qianlong, Chen Longming, *et al.* 1988. The Geology and Metallogeny of the Amalgamation Zone Between Ancient North China Plate and South China Plate (Taking Qinling-Tongbai as An Example) [M]. Nanjing: Press of Nanjing University, 442~489 (in Chinese).

Huang Dianhao, Wang Yichang, Nie Fengjun, *et al.* 1985. A new type of molybdenum deposit-geological characteristics and metal-logenic mechanism of the Huanglongpu carbonatite vein-type of molybdenum (lead) deposit, Shaanxi [J]. *Acta Geologica Sinica*, 3(3): 241~257 (in Chinese with English abstract).

Ke Changhui, Wang Xiaoxia, Li Jinbao, *et al.* 2012a. Chronology and geological significance of the granites from the Mahe Mo deposit in the North Qinling [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 28(1): 267~278 (in Chinese with English abstract).

Ke Changhui, Wang Xiaoxia, Yang Yang, *et al.* 2012b. Ages of the granite and metallogenic deposit from the Nantai of the North Qinling and its zircon Hf isotope composition [J]. *Geology in China*, 39(6): 1 562~1 576 (in Chinese with English abstract).

- Klemm L M, Pettke T and Heinrich C A. 2008. Fluid and source magma evolution of the Questa porphyry Mo deposit, New Mexico, USA [J]. *Mineralium Deposita*, 43: 533~552.
- Li Kaoshe. 1990. Analysis on ore-forming material source of polymetallic ore deposit in Nantai-Yinchanggou area, Shangluo [J]. *Geological Science and Technology Information of Shaanxi Province*, 3: 46~51 (in Chinese).
- Lian Cuixia, Ouyang Zhiqiang and He Zhongchun. 2011. Geological characteristics and genesis of Panhe molybdenum deposit in Shangluo, Shaanxi Province [J]. *Mineral Deposits*, 30(3): 448~456 (in Chinese with English abstract).
- Liu Yongchun, Fu Zhiguo, Gao Fei, et al. 2006. Geological character research of ore-forming mother rock of Nannihu oversize molybdenum ore deposit of Luanchuan in Henan [J]. *China Molybdenum Industry*, 30(3): 13~17 (in Chinese).
- Lu Huanzhang, Fan Hongrui, Ni Pei, et al. 2004. Fluid Inclusions [M]. Beijing: Science Press, 1~48 (in Chinese).
- Lu Xinxiang. 2000. Tectonic Map of Granitoids in the Qinling [M]. Xi'an: Map Publishing House (in Chinese).
- Luo Mingjiu, Zhang Fumin, Dong Qiongying, et al. 1991. The Molybdenum Deposit in China [M]. Henan: Henan Science and Technology Press, 18~128, 403~408 (in Chinese).
- Mao J W, Wang Y T, Ding T P, et al. 2002. Dashiuguo tellurium deposit in Sichuan Province, China: S, C, O and H isotope data and their implications on hydrothermal mineralization [J]. *Resource Geology*, 52: 15~23.
- Meng Fang. 2010. The Characteristics of the Laojunshan Intrusive and Mineralization, Western Henan Province [D]. Master Degree Thesis, China University of Geosciences (Beijing), 1~77 (in Chinese with English abstract).
- Ohmoto H and Rye R O. 1979. Isotope of sulfur and carbon [A]. Barnes. *Geochemistry of Hydrothermal Ore* [C]. New York: John Wiley and Sons, 509~567.
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotope in hydrothermal ore deposits [J]. *Econ. Geol.*, 67: 551~579.
- Qin Zhen, Dai Xueling and Deng Xiangwei. 2012. Fluid inclusions and stable isotopes of Qiushuwan copper-molybdenum deposit in East Qinling orogenic belt and their geological implications [J]. *Mineral Deposits*, 31(2): 323~336 (in Chinese with English abstract).
- Redmond P B, Einaudi M T, Inan E E, et al. 2004. Copper deposition by fluid cooling in intrusion-centered systems: New insights from the Bingham porphyry ore deposit, Utah [J]. *Geology*, 32(3): 217~220.
- Sheppard S M F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 16: 165~183.
- Sun Yong, Lu Xinxiang, Han Song, et al. 1996. Composition and formation of Paleozoic Erlangping ophiolitic slab, North Qinling: Evidence from geology and geochemistry [J]. *Science in China, Ser. D*, 39(supp.): 50~59 (in Chinese with English abstract).
- Ulrich T, Gunther D and Heinrich C A. 2001. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions Bajo de la Alumbrera, Argentina [J]. *Economic Geology*, 96(8): 1743~1774.
- Wang Xiaoxia, Wang Tao, Qi Qiuju, et al. 2011. Temporal-spatial variations, origin and their tectonic significance of the Late Mesozoic granites in the Qinling, Central China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(6): 1573~1593 (in Chinese with English abstract).
- Wang Yun, Chen Yanjing, Ma Hongwei, et al. 2009. Study on ore geology and fluid inclusions of the Tangjiaping Mo deposit, Shangcheng County, Henan Province [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 25(2): 468~478 (in Chinese with English abstract).
- Yan Zhen. 1985. The Granites in Shaanxi Province [M]. Xi'an: Xi'an Jiao Tong University Press (in Chinese).
- Yang Xiaoyong, Lu Xinxiang, Du Xiaowei, et al. 2010. Ore geochemistry, petrogenesis and metallogenic dynamics of the Nangou molybdenum district in the East Qinling orogenic belt [J]. *Acta Geologica Sinica*, 84(7): 1049~1079 (in Chinese with English abstract).
- Yang Yan, Zhang Jing, Liu Jiajun, et al. 2008. Hydrothermal metallogeny of the Tangjiaping molybdenum deposit, Henan Province [J]. *Geology in China*, 35(6): 1240~1249 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Benren, Luo Tingchuan, Gao Shan, et al. 1994. Geochemical Study of the Lithosphere, Tectonism and Metallogenesis in the Qinling-Dabashan Region [M]. Wuhan: Press of China University of Geoscience, 257~277 (in Chinese).
- Zhang Guowei, Yu Zaiping, Dong Yunpeng, et al. 2000. On Precambrian framework and evolution of the Qinling belt [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 16(1): 11~21 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Xu, Dai Xueling, Deng Xiangwei, et al. 2011. The characteristics of Qiushuwan porphyry granite and the prospecting target in the outside of its Nanshan ore section [J]. *Geotechnical Engineering World*, 2(2): 126~134 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Zhihui, Qin Ming, Fang Rong, et al. 2008. Geological characteristics of the Qiushuwan Cu, Mo deposit with the analysis of its prospecting potential in deep part, Zhenping of Henan [J]. *Mineral Resources and Geology*, 22(2): 107~110 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Yiming, Lin Wenwei, et al. 1990. Skarn Deposits of China [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).

Zheng Yongfei and Chen Jiangfeng. 2000. Stable Isotope Geochemistry [M]. Beijing: Science Press (in Chinese).

Zhu Huaping, Qi Sijing, Li Ying, et al. 1998. Characteristics and mineralization of the amphibolite type copper ore deposit on Qiushuwan, Henan [J]. Journal of Xi'an Engineering University, 20(1): 4~10 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

陈衍景, 李超, 张静, 等. 2000. 秦岭钼矿带斑岩体锶氧同位素特征与岩石成因机制和类型 [J]. 中国科学: D 辑, 30(S1): 64~72.

陈衍景, 倪培, 范宏瑞, 等. 2007. 不同类型热液金矿床的流体包裹体特征 [J]. 岩石学报, 23(9): 2085~2108.

伏雄. 2003. 河南秋树湾铜(钼)矿床成因探讨 [J]. 矿产与地质, 17(3): 233~236.

郭保健, 毛景文, 李厚民, 等. 2006. 秦岭造山带秋树湾铜钼矿床辉钼矿 Re-Os 定年及其地质意义 [J]. 岩石学报, 22(9): 2341~2348.

胡受奚, 林潜龙, 陈泽铭, 等. 1988. 华北与华南古板块拼合带地质和成矿 [M]. 南京: 南京大学出版社, 442~489.

黄典豪, 王义昌, 聂凤军, 等. 1985. 一种新的钼矿床类型——陕西黄龙铺碳酸岩脉型钼(铅)矿床地质特征及成矿机制 [J]. 地质学报, 3(3): 241~257.

柯昌辉, 王晓霞, 李金宝, 等. 2012a. 北秦岭马河钼矿区花岗岩类的锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及其地质意义 [J]. 岩石学报, 28(1): 267~278.

柯昌辉, 王晓霞, 杨阳, 等. 2012b. 北秦岭南台钼多金属矿床成矿年龄及锆石 Hf 同位素组成 [J]. 中国地质, 39(6): 1562~1576.

李靠社. 1990. 商州市南台—银厂沟多金属矿床成矿物质来源初析 [J]. 陕西地质科技情报, 3: 46~51.

练翠侠, 欧阳志强, 贺忠春. 2011. 陕西省商洛市潘河钼矿地质特征及成因分析 [J]. 矿床地质, 30(3): 448~456.

刘永春, 付治国, 高飞, 等. 2006. 河南栾川南泥湖特大型钼矿床成矿母岩地质特征研究 [J]. 中国钼业, 30(3): 13~17.

卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 等. 2004. 流体包裹体 [M]. 北京: 科学出版社, 1~485.

卢欣祥. 2000. 秦岭花岗岩大地构造图(附说明书) [M]. 西安: 西安地图出版社.

罗铭玖, 张辅民, 董群英, 等. 1991. 中国钼矿床 [M]. 郑州: 河南科学技术出版社, 18~128, 403~408.

孟芳. 2010. 豫西老君山花岗岩体特征及其成矿作用 [D]. 北京: 中国地质大学, 1~77.

秦臻, 戴雪灵, 邓湘伟. 2012. 东秦岭秋树湾铜钼矿流体包裹体和稳定同位素特征及其地质意义 [J]. 矿床地质, 31(2): 323~336.

孙勇, 卢欣祥, 韩松, 等. 1996. 北秦岭早古生代二郎坪蛇绿岩片的组成和地球化学 [J]. 中国科学(D 辑), 26(增刊): 49~55.

王晓霞, 王涛, 齐秋菊, 等. 2011. 秦岭晚中生代花岗岩时空分布、成因演变及构造意义 [J]. 岩石学报, 27(06): 1573~1593.

王运, 陈衍景, 马宏卫, 等. 2009. 河南省商城县汤家坪钼矿床地质和流体包裹体研究 [J]. 岩石学报, 25(2): 468~478.

严阵. 1985. 陕西省花岗岩 [M]. 西安: 西安交通大学出版社.

杨晓勇, 卢欣祥, 杜小伟, 等. 2010. 河南南沟钼矿床地球化学研究兼论东秦岭钼矿床成岩成矿动力学 [J]. 地质学报, 84(7): 1049~1079.

杨艳, 张静, 刘家军, 等. 2008. 河南汤家坪钼矿床流体成矿作用研究 [J]. 中国地质, 35(6): 1240~1249.

张本仁, 骆庭川, 高山, 等. 1994. 秦巴岩石圈构造及成矿规律地球化学研究 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 257~277.

张国伟, 于在平, 董云鹏, 等. 2000. 秦岭区前寒武纪构造格局与演化问题探讨 [J]. 岩石学报, 16(1): 11~21.

张旭, 戴雪灵, 邓湘伟, 等. 2011. 河南秋树湾斑岩体特征及其南山钼矿段外围找矿方向 [J]. 矿产勘查, 02(2): 126~134.

张智慧, 秦明, 方荣, 等. 2008. 河南镇平秋树湾矿区铜、钼矿床地质特征及深部找矿潜力分析 [J]. 矿产与地质, 22(2): 107~110.

赵一鸣, 林文蔚, 等. 1990. 中国矽卡岩矿床 [M]. 北京: 地质出版社.

郑永飞, 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学 [M]. 北京: 科学出版社.

朱华平, 祁思敬, 李英, 等. 1998. 河南秋树湾角砾岩型铜矿特征及成矿作用 [J]. 西安工程学院学报, 20(1): 4~10.