

黑龙江省岔路口斑岩钼矿床流体包裹体和稳定同位素特征

刘 军¹ 武 广¹ 王 峰² 罗大锋² 胡妍青² 李铁刚³

(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. 云南驰宏锌锗股份有限公司, 云南 曲靖 655011; 3. 中国地质大学, 北京 100083)

摘要:岔路口超大型斑岩钼矿床位于大兴安岭北部,是目前中国东北地区最大的钼矿床,矿体赋存于中酸性杂岩体及侏罗系火山-沉积岩内,其中花岗斑岩、石英斑岩、细粒花岗岩与钼矿化关系密切。流体包裹体研究表明,岔路口矿床主要发育富液两相包裹体、富气两相包裹体和含子矿物多相包裹体。花岗斑岩石英斑岩中流体包裹体的形成温度集中在 230~440℃和 470~510℃两个温度区间,盐度分别介于 0.7%~53.7% NaCl eqv 和 6.2%~61.3% NaCl eqv 两个区间;成矿早阶段钾长石-石英-磁铁矿脉中流体包裹体的形成温度集中在 320~440℃、盐度介于 4.2%~52.3% NaCl eqv;成矿中阶段石英-辉钼矿脉和角砾岩中流体包裹体的形成温度集中在 260~410℃、盐度介于 0.4%~52.3% NaCl eqv;成矿晚阶段石英-萤石-方铅矿-闪锌矿脉中流体包裹体的形成温度集中在 170~320℃、盐度介于 0.5%~11.1% NaCl eqv。成矿流体具高温、高盐度及高氧逸度的特征,总体上属于富 F 的 H₂O-NaCl±CO₂ 体系。成矿流体的 δ¹⁸O_w 值为-4.5‰~3.2‰, δD_w 值为-138‰~-122‰,表明成矿流体为岩浆水与雨水的混合流体。金属硫化物的 δ³⁴S 值介于-1.9‰~+3.6‰,均值为+1.6‰,表明成矿物质主要来自深源岩浆。多期次的流体沸腾作用是该矿床的主要成矿机制。

关键词:流体包裹体;同位素;斑岩型钼矿床;岔路口;大兴安岭

中图分类号: P618.5; P597⁺.2 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-3657(2013)04-1231-21

大兴安岭地区位于西伯利亚板块南缘,地处古生代古亚洲洋构造-成矿域与中生代滨西太平洋构造-成矿域强烈叠加、复合部位,是中国 20 个国家重点成矿带之一。目前发现的矿床大多与中生代岩浆热液活动关系密切,矿床类型主要为斑岩型、矽卡岩型、热液脉型及浅成低温热液型^[1-3]。大兴安岭地区中生代花岗岩及火山岩分布广泛,是著名的大陆内部中酸性岩浆省^[4]。大兴安岭南段工作程度相对较高,主要产出铅锌、银、铜、锡、稀土矿床,已发现大井锡多金属矿床^[5]、黄岗铁锡矿床^[6]、拜仁达坝银铅锌矿床^[7]和巴尔哲稀土矿床^[8]等大型矿产地;中北段满洲里地区已发现乌奴格吐山铜钼矿床^[9-10]、甲乌

拉银铅锌矿床^[11]、查干布拉根银铅锌矿床^[12]、额仁陶勒盖银(锰)矿床^[13]等大型矿床;北部广大地区总体上大中型矿床发现较少,在 20 世纪 50 年代发现了多宝山斑岩铜钼矿田,其成矿时代为早古生代^[13-14]。大兴安岭北部已发现的矿床规模及数量远不如南段,长期以来,该区一直以寻找热液脉型铅锌银矿床和浅成低温热液型金矿床为主,但岔路口超大型钼矿床的发现,表明该区具有很好的斑岩型钼矿成矿潜力^[15]。岔路口斑岩钼矿床发现于 2005 年,目前已探明工业钼金属量 178×10⁴ t,平均品位 0.09%;铅+锌金属量 37×10⁴ t,铅+锌平均品位 1.27%;伴生银金属量 814 t,平均品位 2×10⁻⁶^[16-17],属超大型斑岩钼矿床,是目前中

收稿日期:2013-04-26;改回日期:2013-06-24

基金项目:国家自然科学基金项目(41202058 和 41172081)、云南驰宏资源勘查开发有限公司科研项目(201107ZKJS-01)和中国地质调查局地质调查项目(12120111085260 和 12120113093600)联合资助。

作者简介:刘军,男,1983 年生,博士,矿床学专业,E-mail:junliu@yeah.net。

① 大兴安岭金欣矿业有限公司.黑龙江省大兴安岭松岭区岔路口钼铅锌多金属矿勘探报告,2011.

国东北地区最大的钼矿床。

前人对岔路口矿床的矿床地质特征^[16-17]、成矿时代^[18]、岩浆活动期次与成矿作用关系^[15]等方面开展了研究工作。岔路口矿床形成于晚侏罗世^[15, 18]。成矿流体系统的研究一直是矿床学研究的重点,也是目前国际上最为活跃的研究领域之一。目前岔路口矿床尚未开展系统的成矿流体演化与成矿作用的研究,这与其作为中国东北地区最大钼矿床的地位严重不符。因此,本文选取岔路口矿床花岗斑岩石英斑晶、角砾岩及各成矿阶段石英脉对其进行系统的岩相学观察、流体包裹体显微测温及激光拉曼光谱分析,挑

选各成矿阶段石英和/或萤石进行氢氧同位素测试,对矿石中金属硫化物开展了硫同位素分析,目的是查明岔路口矿床成矿流体特征及演化规律、探讨成矿流体和成矿物质来源,为大兴安岭北段地区斑岩型钼矿床的基础研究及找矿工作提供新的依据。

1 区域地质背景

兴蒙造山带属于中亚造山带东段(图 1 - a),由一系列微陆块拼合构成^[20-24]。兴蒙造山带与南部华北克拉通以赤峰—开源断裂为分界线,塔源—喜桂图断裂、贺根山—黑河断裂、佳木斯—牡丹江断裂将

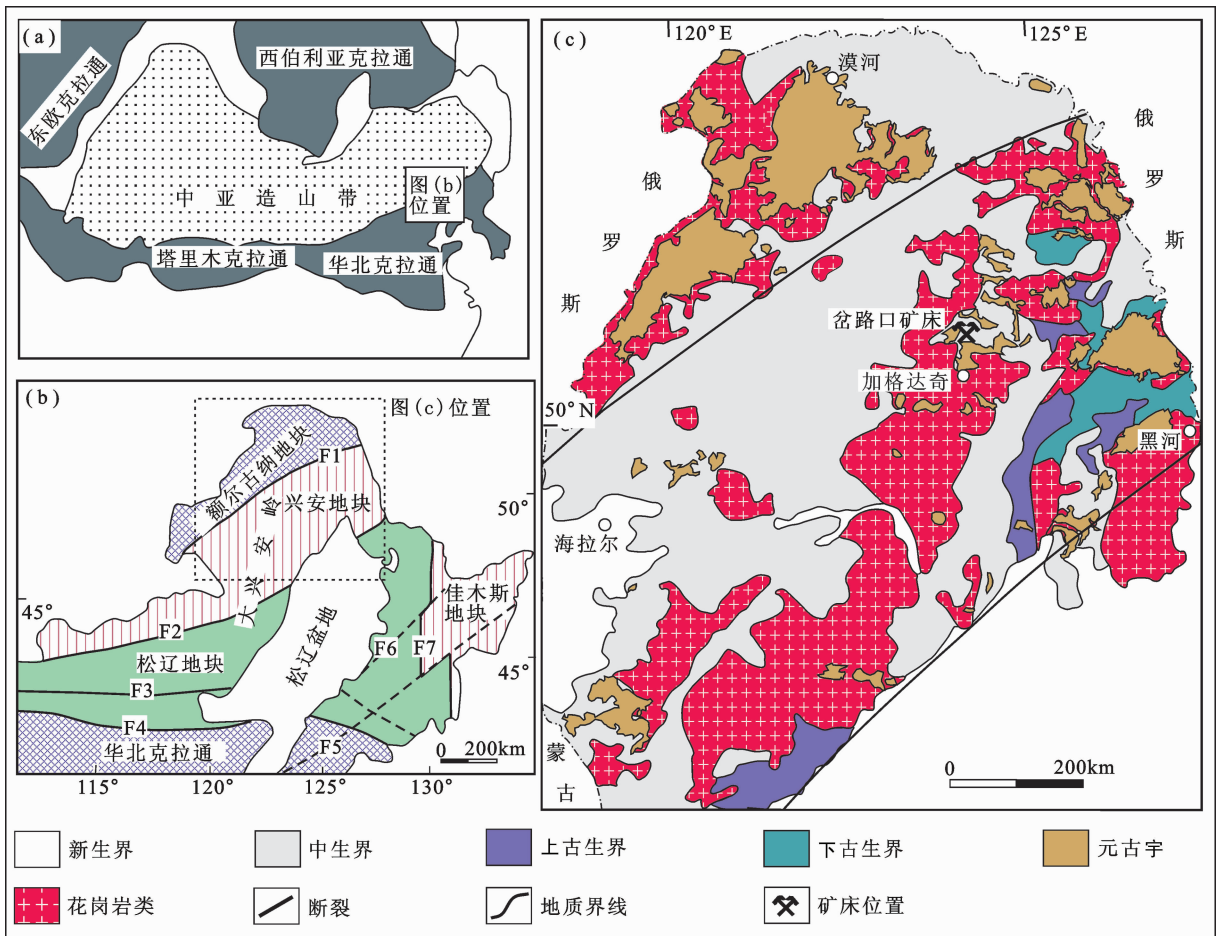


图 1 大兴安岭北段大地构造位置及区域地质简图

(图 1 - a 据[19];图 1 - b 据[26];图 1 - c 据[33-34]及●修改)

F1—塔源—喜桂图断裂;F2—贺根山—黑河断裂;F3—西拉木伦—长春断裂;F4—赤峰—开源断裂;F5—敦化—密山断裂;F6—依兰—伊通断裂;F7—佳木斯—牡丹江断裂

Fig.1 Geotectonic units and sketch regional geological map of northern Da Hinggan Mountains

(Fig 1 - a after [19]; Fig 1 - b after [26]; Fig 1 - c after [33-34] and ●)

F1 - Tayuan-Xiguitu fault; F2 - Hegenshan-Heihe fault; F3 - Xilamulun-Changchun fault; F4 - Chifeng-Kaiyuan fault; F5 - Dunhua-Mishan fault; F6 - Yilan-Yitong fault; F7 - Jiamusi-Mudanjiang fault

兴安造山带自北西至南东分割为额尔古纳地块、兴安地块、松辽地块和佳木斯地块^[25](图 1-b)。大兴安岭地区主要位于兴安地块和额尔古纳地块上,以出露大规模中生代花岗岩及火山岩而著称^[27-31],并以 N47°20' 为界分为南北两段^[32](图 1-c)。

大兴安岭北部地区地层较发育,主要为构成前寒武纪结晶基底的古元古界兴华渡口群中深变质岩;新元古界佳疙瘩群浅变质岩系;古生界盖层寒武系、奥陶系、志留系、泥盆系、石炭系及二叠系碎屑岩和碳酸盐岩;中生界侏罗系、白垩系火山-碎屑岩系及含煤沉积建造。区内侵入岩主要为晚古生代和中生代,少量为早古生代。早古生代岩浆活动主要出现在漠河、塔河和嫩江县多宝山地区^[14,24,35-36]。基性-超基性岩体主要为晚古生代,多沿块体拼接带发育。晚古生代和中生代发育大规模中酸性侵入岩,其中,多数中生代侵入岩与同期陆相火山岩组成了同源、同时、异相的火山-侵入杂岩^[3]。大兴安岭地区在早中生代以前主要

受西伯利亚克拉通和华北克拉通的南北向挤压影响,沿两大古陆边缘形成一系列 EW 向为主、NE 向为次的褶皱带和深大断裂。中生代以后主要受太平洋板块向欧亚大陆东部自 SE 向 NW 的俯冲、消减作用影响,形成一系列 NE-NNE 向、EW 向和 NW 向 3 组断裂构造并存的格子状断裂系统^[15]。

2 矿床地质

岔路口斑岩型铜矿床位于大兴安岭地区加格达奇北 80 km 的壮志林场(图 1-c),地理坐标:东经 123°49'15"~123°56'30"、北纬 51°08'15"~51°11'00"。矿床以多布库尔河为界分为河东和河西两个勘探区(图 2)。其中河东区工作程度高,目前发现的铜矿(化)体主要集中在该区,河西区工作程度低,但亦具有较好的铜找矿潜力。

矿区内主要出露新元古界大网子组变质岩和侏罗系火山-沉积岩(图 3)。大网子组变质岩主要由变

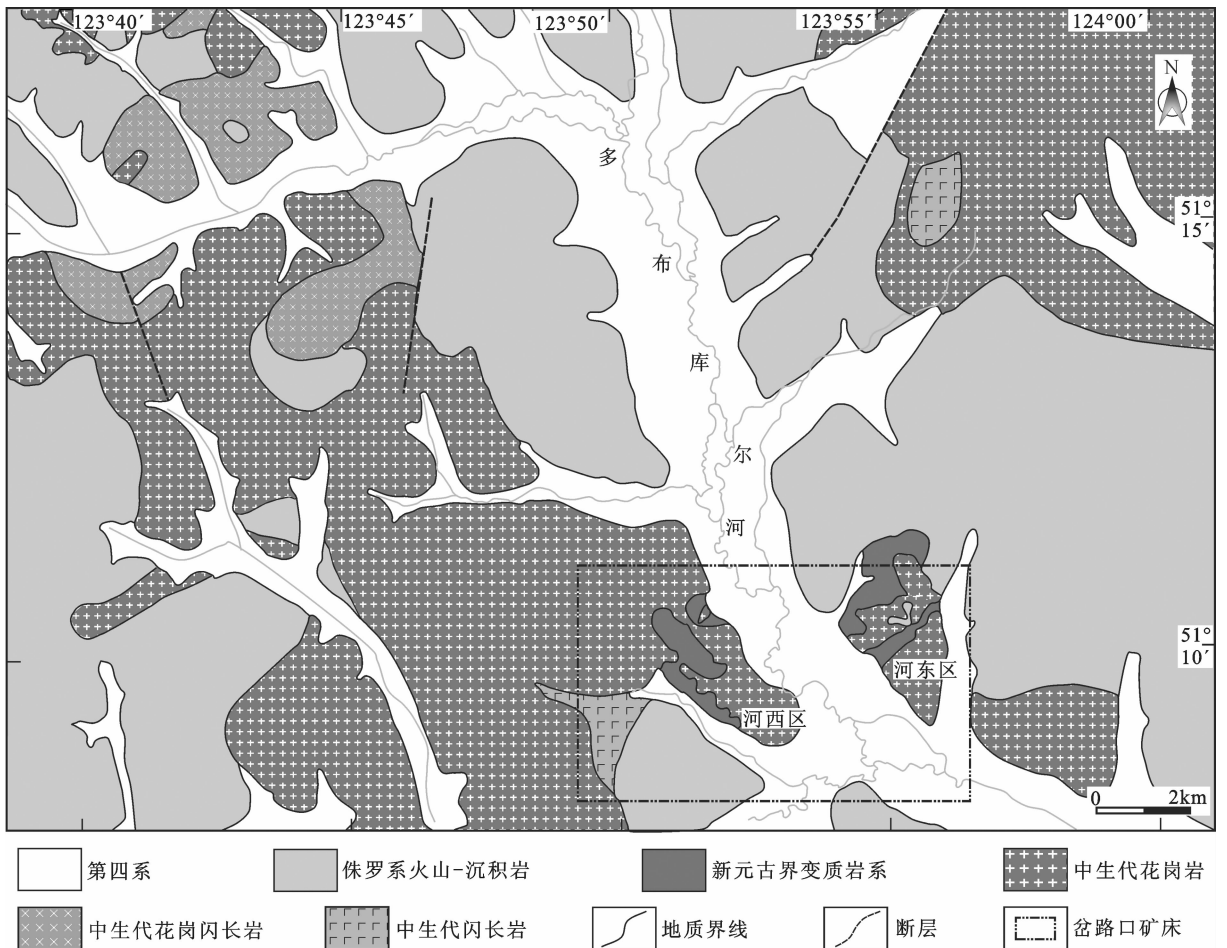


图 2 岔路口矿床区域地质简图

Fig.2 Regional geological sketch map of the Chalukou deposit

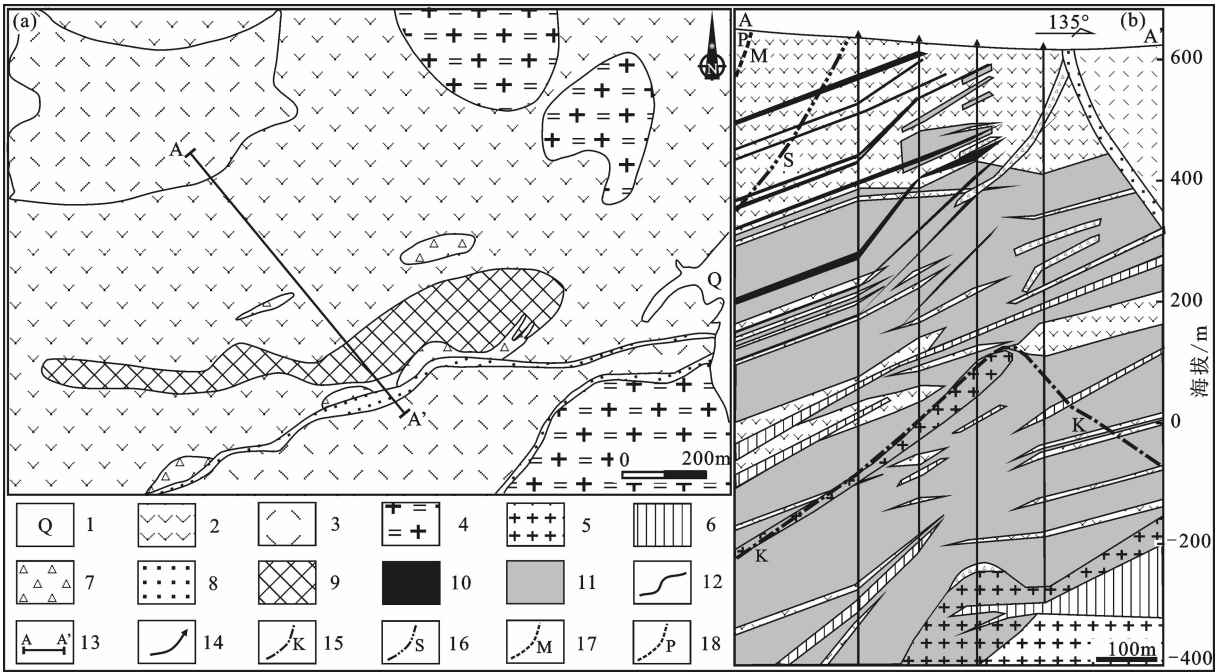


图3 岔路口矿床地质简图(a)和10线剖面图(b)(据[17-18])

1—第四系;2—侏罗系火山—沉积岩;3—新元古界变质岩;4—侏罗纪二长花岗岩;5—晚侏罗世花岗岩斑岩;6—早白垩世闪长玢岩;7—隐爆角砾岩;8—构造破碎带;9—矿化带;10—铅锌矿体;11—钼矿体;12—地质界线;13—剖面线及编号;14—钻孔;
15—钾硅化带;16—绢英岩化带;17—泥化带;18—青磐岩化带

Fig.3 Simplified geological map (a) and geological cross section along No. 10 exploration line of the Chalukou deposit (b) (after [17-18])

1 - Quaternary; 2 - Jurassic volcanic-sedimentary rocks; 3 - Neoproterozoic metamorphic rocks; 4 - Jurassic monzogranite; 5 - Late Jurassic granite porphyry; 6 - Early Cretaceous diorite porphyry; 7 - Cryptoexplosive breccia; 8 - Structural fracture zone; 9 - Mineralized zone; 10 - Pb-Zn ore body; 11 - Mo ore body; 12 - Geological boundary; 13 - Section line and its serial number; 14 - Drill hole; 15 - Potassic alteration zone; 16 - Sericitic alteration zone; 17 - Argillization zone; 18 - Propylitization zone

砂岩、硅质岩、板岩、千枚岩、大理岩及变质火山岩等构成。侏罗系火山—沉积岩主要为流纹岩、流纹质凝灰熔岩、英安岩、粗面岩和安山岩,为重要的赋矿围岩。白垩系次火山岩主要为安山斑岩、流纹斑岩,切穿早期斑岩体及钼矿体,无矿化现象。中酸性侵入岩较发育,岩石类型主要有二长花岗岩、花岗斑岩、石英斑岩、细粒花岗岩及闪长玢岩等,其中花岗斑岩、石英斑岩、细粒花岗岩与钼矿化关系密切。二长花岗岩主要呈岩基或岩株状分布于矿区深部及外围。花岗斑岩主要呈岩株状分布于深度 600 m 以下,上部产出脉状及岩枝状花岗斑岩。石英斑岩主要呈岩枝和岩脉状侵位于侏罗系火山—沉积岩中,主要分布深度在 400 m 以下,并与隐爆角砾岩相伴产出(图 3-a,b)。另外,矿区内还发育有规模不大的闪长玢岩脉,受后期构造的控制,部分侵位于早期花岗斑岩、石英斑岩及矿体之中^[7]。二长花岗岩、花岗斑岩、

石英斑岩、细粒花岗岩、流纹斑岩、闪长玢岩及安山斑岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分别为 (162±1.6) Ma、(149±4.6) Ma、(148±1.6) Ma、(148±1.2) Ma、(137±3.3) Ma、(133±1.7) Ma、(132±1.6) Ma^[15]。

矿区内构造以断裂为主,发育 NE 和 NW 向两组断裂,在两条断裂的交汇处,形成了火山—岩浆活动的中心,与此同时也形成了岔路口次火山穹隆构造,其长轴方向为北东向,长约 9 km,宽约 3 km^[16]。矿区内隐爆角砾岩较发育,主要呈岩筒状、透镜状或脉状分布于矿化带内及其两侧。角砾直径大多小于 10 cm,个别达到几十厘米,多为棱角状—次棱角状,其次为次圆状,角砾成分主要为花岗斑岩、石英斑岩、二长花岗岩等,胶结物主要为岩屑、热液硅质胶结物及金属硫化物等,金属硫化物可见辉钼矿、黄铁矿及黄铜矿等。

岔路口矿床发育两种类型的矿化,一为斑岩型

钼矿化,二为热液脉型铅锌银矿化(图3-b)。钼矿体总体呈穹窿状产于花岗斑岩、石英斑岩、细粒花岗岩、隐爆角砾岩和侏罗系火山-沉积岩中,深部钼矿体也可产于二长花岗岩中。钼矿体主要为隐伏矿体,仅部分出露地表。现已控制钼矿体延长2600 m,宽度360~1260 m,垂直厚度一般200~900 m。钼矿体形态分为3种类型,即上部薄层状矿体、中部厚层状矿体、下部囊状矿体。薄层状矿体呈薄层状或脉状,矿体规模小、连续性差,厚度为7~55 m,赋矿围岩以侏罗系火山-沉积岩为主,少量石英斑岩,钼平均品位为0.07%~0.11%,向下过渡为厚层状矿体;厚层状矿体呈厚层状、板状或透镜状产出,矿体规模大、连续性较好,厚度51~148 m,赋矿围岩为石英斑岩、花岗斑岩、角砾岩及侏罗系火山-沉积岩,钼平均品位为0.08%~0.11%,向下过渡为囊状矿体;囊状矿体呈厚层状和囊状产出,矿体规模大、连续性好,厚度112~349 m,赋矿围岩主要为花岗斑岩、细粒花岗岩,次为中酸性火山岩和二长花岗岩,钼平均品位为0.09%~0.11%。铅锌银矿体呈脉状,主要分布于钼矿体上部,赋矿围岩主要为大网子组变质岩或侏罗系火山-沉积岩,并受构造破碎带、裂隙带及蚀变带控制,矿区内共圈出30余条矿脉,矿体走向30°~75°,倾向北西,倾角20°~45°,控制长度在100~3220 m,厚1.5~3.6 m。岔路口钼矿床由矿化斑岩体向外围矿化分带明显,可见钼矿化带→含铅锌银钼矿化带→铅锌银矿化带的过渡分带特征及连续富厚钼矿体→高、低品位互层透镜状钼矿体→低品位薄层状钼矿体的矿体分布规律^①。

矿石主要发育半自形粒状结构、他形粒状结构、叶片状结构,次为包含结构、交代结构、充填结构和文象结构。钼矿石主要有网脉状、细脉状、细脉浸染状、块状及角砾状构造;铅锌银矿石主要呈脉状、细脉状及块状产出。金属矿物主要为辉钼矿、黄铁矿、闪锌矿、方铅矿,少量黄铜矿、磁黄铁矿、磁铁矿和赤铁矿等。其中磁铁矿和赤铁矿见于钾硅化蚀变带或花岗斑岩中。脉石矿物主要为石英、钾长石和斜长石,其次为萤石、绢云母、方解石、高岭石、黑云母、绿泥石和绿帘石等(图4-a~f)。辉钼矿的赋存方式主要有3种:(1)呈鳞片状或薄膜状充填于花岗斑岩、石英斑岩、二长花岗岩、侏罗系火山-沉积岩和大网

子组变质岩的裂隙中;(2)呈浸染状或薄膜状分布于石英脉中,并与黄铁矿、黄铜矿、方铅矿等金属硫化物伴生;(3)呈星点状分布于角砾岩的胶结物中,并见黄铁矿、黄铜矿等。黄铁矿主要有3种产状:(1)呈中—粗粒、团块状或细脉状产于石英脉及蚀变花岗岩中,可见与少量辉钼矿、萤石共存;(2)呈中—细粒、半自形—自形粒状分布于各类蚀变岩石及石英脉中,与辉钼矿化及铅锌矿化关系密切;(3)呈细粒、稀疏浸染状零星分布于大网子组地层及侏罗系火山-沉积岩中。

矿区内围岩蚀变强烈,从斑岩体中心向外蚀变分带明显,依次为钾硅化带、绢英岩化带、泥化带和青磐岩化带,矿化带间无明显界限,呈过渡关系。蚀变类型主要有钾化、黑云母化、硅化、萤石化、绢云母化、碳酸盐化、高岭石化、蒙脱石化、绿泥石化、绿帘石化和硬石膏化等。其中,钾化、硅化、萤石化与钼矿化关系密切,而萤石化、硅化和青磐岩化与铅锌银矿化具有密切联系。

根据矿物共生组合、矿石组构及脉体穿插关系等,将成矿过程初步划分为早、中、晚3个阶段:早阶段为钾长石+石英阶段,以钾长石+石英±萤石脉、钾长石+石英+辉钼矿脉、钾长石+石英+磁铁矿+赤铁矿±辉钼矿脉、钾长石+磁铁矿+赤铁矿±黄铁矿脉形式产出,脉体主要分布于矿区深部,辉钼矿呈稀疏浸染状或星点状分布(图4-b);中阶段为石英+辉钼矿阶段,见石英±萤石+辉钼矿脉、石英±萤石+辉钼矿+黄铜矿+黄铁矿脉、石英+钾长石+辉钼矿脉,伴生隐爆角砾岩,辉钼矿呈浸染状、薄膜状或星点状分布(图4-c,d,e);晚阶段为石英+方铅矿+闪锌矿阶段,见石英±萤石+黄铁矿脉、石英±碳酸盐+方铅矿+闪锌矿脉、石英+萤石+方铅矿+闪锌矿脉,萤石+碳酸盐+方铅矿+闪锌矿脉、石英+碳酸盐脉(图4-f)^[15]。

3 样品特征及分析方法

研究样品均采自河东区钻孔岩心,采样位置见表1,样品包括花岗斑岩、角砾岩及各成矿阶段石英脉,其中花岗斑岩的裂隙内见薄膜状辉钼矿,角砾岩的胶结物中见星点状分布的辉钼矿、黄铁矿。挑选其中代表性样品磨制厚0.2 mm左右的双面剖光片,

①沈阳地质矿产研究所.东北地区1:150万地质图编图研究报告,2005.

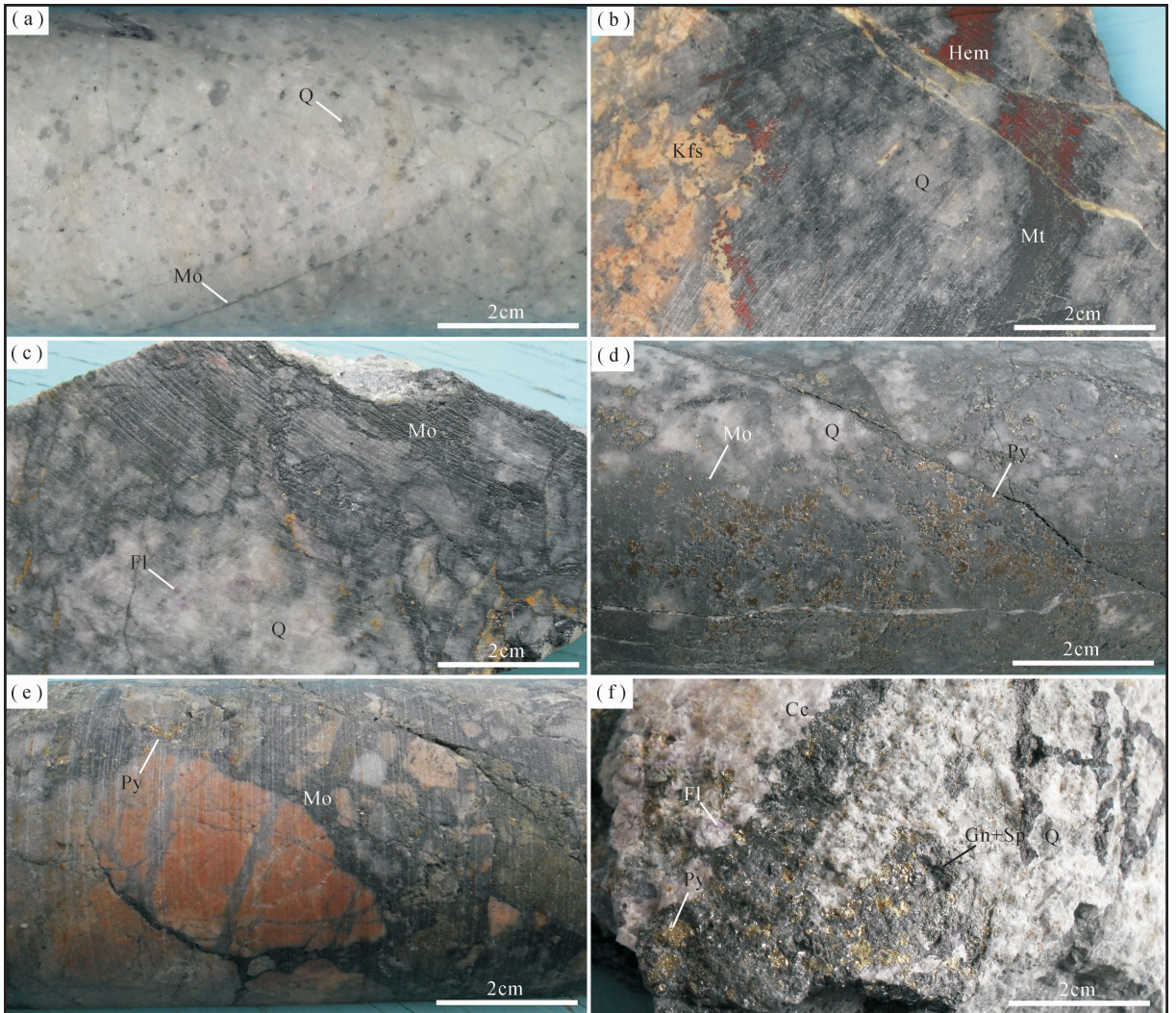


图4 岔路口矿床代表性岩/矿石照片

a—花岗斑岩;b—钾长石-石英-磁铁矿-赤铁矿脉;c—石英±萤石-辉钼矿脉;d—石英-辉钼矿-黄铁矿脉;
e—角砾岩,硅质胶结物中见辉钼矿、黄铁矿;f—萤石-方解石-石英-方铅矿-闪锌矿-黄铁矿脉。
Fl—萤石;Kfs—钾长石;Q—石英;Gn—方铅矿;Hem—赤铁矿;Mo—辉钼矿;Mt—磁铁矿;Py—黄铁矿;Sp—闪锌矿

Fig.4 Representative photographs of rock/ores from the Chalukou deposit

a—Granite porphyry; b—K-feldspar-quartz-magnetite-hematite vein; c—Quartz±fluorite -molybdenite vein;
d—Quartz-molybdenite-pyrite vein; e—Breccia, molybdenite and pyrite exist in siliceous cement;
f—Fluorite-calcite-quartz-galena-sphalerite-pyrite vein;

Fl—Fluorite; Kfs—K-feldspar; Q—Quartz; Gn—Galena; Hem—Hematite; Mo—Molybdenite; Mt—Magnetite; Py—Pyrite; Sp—Sphalerite

作详细的包裹体岩相学观察,然后选择花岗斑岩石英斑晶、角砾岩硅质胶结物和各成矿阶段石英脉内代表性的原生流体包裹体或假次生流体包裹体进行显微测温和激光拉曼光谱分析。同时对各成矿阶段的石英脉挑选石英和/或萤石进行氢氧同位素测试,挑选金属硫化物进行硫同位素分析。

3.1 流体包裹体研究方法

流体包裹体显微测温工作在中国地质大学(北京)地球化学实验室完成,流体包裹体研究方法参考

卢焕章等^[37]。测试仪器为 Linkam THMS 600 型冷热台,仪器测定温度范围为 $-196 \sim +600^{\circ}\text{C}$,冰点和均一温度测量精度分别为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ 、 $\pm 2^{\circ}\text{C}$ 。对于盐不饱和的水溶液包裹体,根据测得的冰点温度,利用 Bodnar^[38]提供的方程,获得流体的盐度;对于盐饱和的流体包裹体,其盐度由子矿物熔化温度,由 Hall^[39]提供的方程获得。利用刘斌等^[40]公式获得气液两相包裹体的流体密度;按照刘斌^[41]经验公式,计算出含子矿物多相包裹体的流体密度。

表 1 岔路口矿床流体包裹体显微测温及相关参数
Table 1 Microthermometric data and related parameters of fluid inclusions in the Chalukou deposit

样品	采样位置	包裹体类型	测试数量	大小/ μm	气液比/%	气液两相水溶液包裹体		含子矿物多相包裹体		盐度/wt%	密度/(g/cm^3)
						冰点/ $^{\circ}\text{C}$	完全均一温度/ $^{\circ}\text{C}$	气泡消失温度/ $^{\circ}\text{C}$	子矿物消失温度/ $^{\circ}\text{C}$		
花岗岩	钾硅化带	WL	23	5~12	10~40	-13.1~-0.4	232~503			0.7~17.0	0.60~0.93
		WG	11	5~9	50~90	-6.8~-0.9	258~511			1.6~10.2	0.40~0.85
		S	11	6~13	5~20			147~281	234~511	33.7~61.3	1.09~1.17
钾长石-石英-磁铁矿脉	钾硅化带	WL	17	5~17	10~30	-7.4~-2.5	285~423			4.2~11.0	0.62~0.70
		WG	3	7~10	55~60	-6.3~-2.6	330~442			4.3~9.6	0.57~0.66
		S	5	7~19	5~20			160~252	322~442	39.9~52.3	1.07~1.10
石英-辉钼矿脉	绢英岩化带	WL	32	3~16	10~45	-7.5~-0.2	257~404			0.4~11.1	0.57~0.84
		WG	15	5~9	50~80	-5.1~-0.2	277~446			0.4~8.0	0.42~0.78
		S	11	6~11	5~30			152~276	264~442	35.7~52.3	1.07~1.11
角砾岩	绢英岩化带	WL	21	5~16	10~35	-4.5~-0.3	199~345			0.5~7.2	0.62~0.89
		WG	9	7~10	55~75	-4.5~-0.7	256~402			1.2~7.2	0.50~0.83
石英-萤石-方铅矿-闪锌矿脉	青磐岩化带	WL	43	5~19	5~45	-7.5~-0.3	154~333			0.5~11.1	0.70~0.95

流体包裹体气相成分的激光拉曼光谱分析在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完成,分析仪器为英国 Renishaw 公司 system 2000 型显微共焦激光拉曼光谱仪,激光波长 514.5 nm,最小激光束斑直径 1 mm,扫描范围 100 ~ 4500 cm^{-1} ,分辨率 1 ~ 2 cm^{-1} 。

3.2 氢氧同位素研究方法

氢氧同位素分析在中国地质科学院矿产资源研究所稳定同位素实验室完成,所用仪器为 Finnigan MAT 253 型质谱仪。矿物的氧同位素分析采用 BrF_5 法^[42];包裹体水的氢同位素分析采用爆裂法取水、锌法制氢,爆裂温度为 550°C。氢、氧同位素分析精度分别为 $\pm 2\%$ 和 $\pm 0.2\%$,分析结果均以 SMOW 为标准。石英水中氧同位素根据测试的石英中氧同位素采用分馏方程 $1000\ln \alpha_{\text{Q-W}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{Q}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{W}} = 3.38 \times 10^6/T^2 - 3.4$ ^[43]及各成矿阶段流体包裹体均一温度平均值计算获得。

3.3 硫同位素研究方法

金属硫化物样品的硫同位素分析在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。金属硫化物单矿物和氧化亚铜按一定比例研磨至 200 目左右,并混合均匀,在真空达 2.0×10^{-2} Pa 状态下加热,进行氧化反应,反应温度为 980°C,生成二氧化硫气体。在真空条件下,用冷冻法收集二氧化硫气体,并用 MAT 253 气体同位素质谱分析硫同位素组成。测量结果以 CDT 为标准,记为 $\delta^{34}\text{S}$ 。分析精度优于 $\pm 0.2\%$ 。硫化物参考标准为 GBW-04414、GBW-04415 硫化银标准,其 $\delta^{34}\text{S}$ 分别是 $(-0.07 \pm 0.13)\%$ 和 $(22.15 \pm 0.14)\%$ 。

4 流体包裹体研究

4.1 流体包裹体类型及组合

根据包裹体在室温下的相态特征、包裹体加热过程中的相变和激光拉曼光谱分析结果,将其分为 3 个类型。

(1)气液两相水溶液包裹体(W型):由气相和液相盐水溶液组成,加热后均一为液相或气相。花岗斑岩石英斑晶、角砾岩硅质胶结物及各成矿阶段石英脉中大量发育。根据其气液比大小和均一方式可进一步分为 2 个亚型:

富液两相包裹体(WL型):呈椭圆形、多边形、长条形和不规则形,大小 3 ~ 25 μm ,大部分在 4 ~

8 μm ,气液比为 5%~45%,加热时完全均一到液相。该类型包裹体占包裹体总数的 75%左右,成群或孤立分布(图 5-a,b)。

富气两相包裹体(WG型):呈椭圆形或多边形,大小 3~10 μm ,大部分在 5~7 μm ,气液比为 55%~90%,加热时完全均一到气相,包裹体孤立或成群分布,可见与富液两相包裹体、含子矿物多相包裹体在同一石英颗粒内共存。该类型包裹体占包裹体总数的 10%左右(图 5-a,c)。

(2)含子矿物多相包裹体(S型):占包裹体总数的 15%,椭圆形、多边形或不规则形,大小 3~20 μm ,其中 5~10 μm 为主,气液比为 5%~30%,包裹体中可见一个子矿物或两个子矿物共存,子矿物以立方体石盐为主,除石盐外还含有其他子矿物,如钾盐、金属硫化物及未知子矿物。加热时以气泡先消失、子晶后消失为特征,并最终均一到液相。该类型包裹体孤立或成群分布,可见与气液两相水溶液包裹体共存现象(图 5-b,c,d)。

(3)纯气相包裹体(G型):占包裹体总数的 <1%左右,椭圆形,大小 3~7 μm ,多呈灰黑色,孤立分布。

4.2 流体包裹体的分布规律

花岗斑岩:石英斑晶中包裹体非常发育,主要类型有富液两相包裹体、富气两相包裹体和含子矿物多相包裹体。富液两相包裹体占包裹体总数的 70%,椭圆形、多边形或不规则形,大小 5~15 μm ,大部分 <10 μm ,气液比为 5%~40%,包裹体成群或孤立分布;富气两相包裹体占包裹体总数的 10%,椭圆形或不规则形,大小 3~10 μm ,气液比为 55%~90%,包裹体多孤立分布,可见与富液两相包裹体、含子矿物多相包裹体在同一石英颗粒内共存;含子矿物多相包裹体占包裹体总数的 20%,椭圆形或多边形,大小 5~10 μm ,气液比为 5%~15%,包裹体中只含有一个子矿物或同时含两个子矿物,子矿物大部分为石盐子矿物,少量为钾盐子矿物;纯气相包裹体仅零星出现,椭圆形,大小 3~7 μm ,多呈灰黑色,孤立分布。

钾长石-石英-磁铁矿脉:包裹体较发育,包裹体类型主要有富液两相包裹体、富气两相包裹体和含子矿物多相包裹体。富液两相包裹体占包裹体总数的 80%,椭圆形、长条形或多边形,大小 5~15 μm ,气液比为 5%~45%,包裹体成群或孤立分布;富气两相包裹体占包裹体总数的 10%,椭圆形、多边形,大小 5~8 μm ,气液比为 50%~70%,包裹体孤立或成群

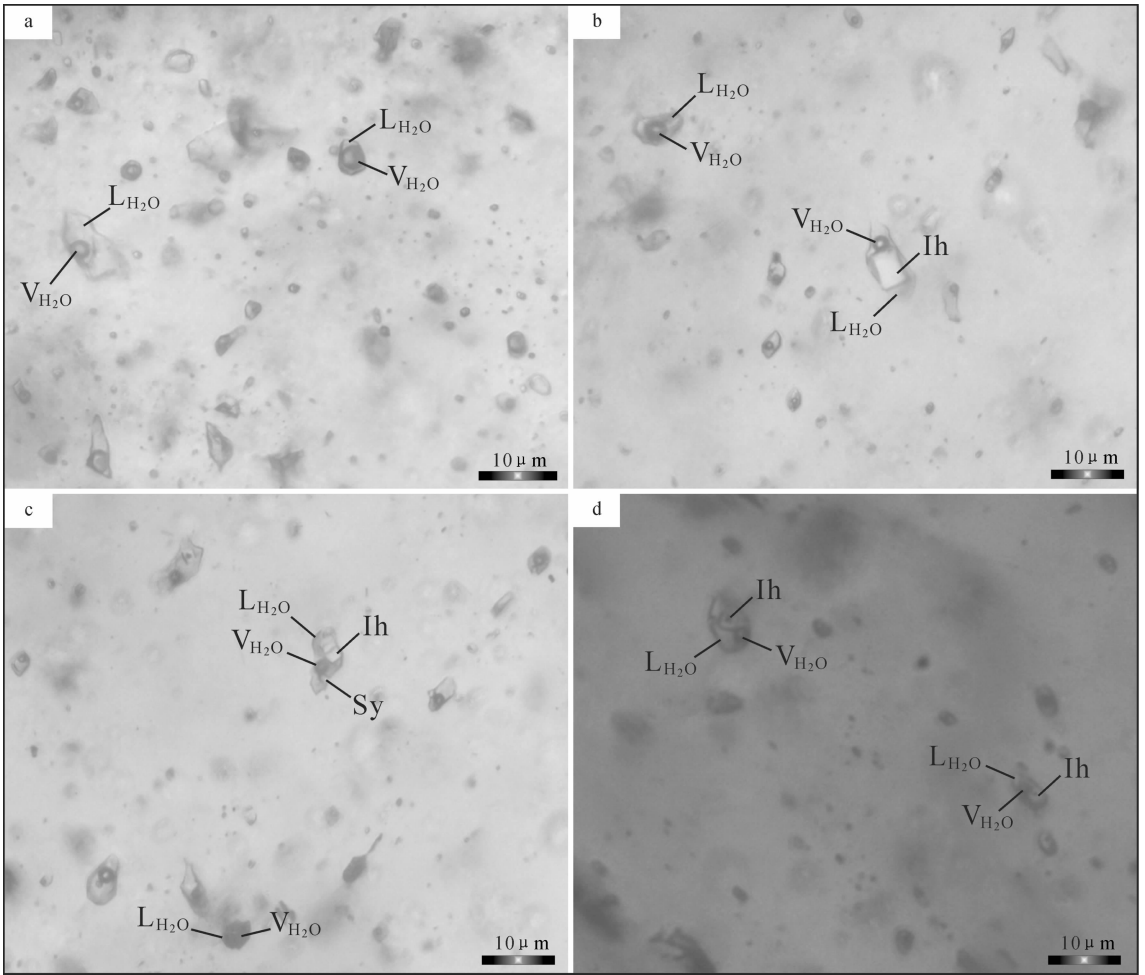


图 5 岔路口矿床代表性流体包裹体照片

a—角砾岩中富液两相包裹体、富气两相包裹体共存;b—花岗斑岩石英斑晶中含子矿物多相包裹体;c—钾长石—石英—磁铁矿脉中富液两相包裹体、含子矿物多相包裹体共存;d—石英—辉钼矿脉中富气两相包裹体、含子矿物多相包裹体共存;V_{H₂O}—气相水;L_{H₂O}—液相水;Ih—石盐;Sy—钾盐

Fig.5 Photomicrographs of representative fluid inclusions from the Chalukou deposit

a—Liquid-rich two-phase and gas-rich two-phase fluid inclusions in breccia; b—Daughter mineral-bearing multiphase fluid inclusions in quartz phenocryst of granite porphyry; c—Liquid-rich two-phase and daughter mineral-bearing multiphase fluid inclusions in K-feldspar-quartz-magnetite vein; d—Gas-rich two-phase and daughter mineral-bearing multiphase fluid inclusions in quartz-molybdenite vein; V_{H₂O}—Vapor phase H₂O; L_{H₂O}—Liquid phase H₂O; Ih—Halite; Sy—sylvite

分布;含子矿物多相包裹体占包裹体总数的10%左右,椭圆形或多边形,大小3~8 μm,气液比为5~15%,包裹体中可见一个或两个子矿物,子矿物主要为石盐,少量为钾盐。该类型包裹体孤立分布,可见与其他类型包裹体共存现象。

石英—辉钼矿脉:包裹体非常发育,包裹体类型主要有富液两相包裹体、富气两相包裹体和含子矿物多相包裹体。富液两相包裹体占包裹体总数的75%,椭圆形、多边形或不规则形,大小5~10 μm,少部分达到15 μm,气液比为5%~40%,包裹体孤立、成群或定向分布;富气两相包裹体占包裹体总数的

10%,椭圆形或不规则形,大小4~8 μm,气液比为50%~70%,包裹体孤立或成群分布,可见与富液两相包裹体、含子矿物多相包裹体在同一石英颗粒内共存;含子矿物多相包裹体占包裹体总数的15%,椭圆形或多边形,大小5~10 μm,气液比为5%~30%,包裹体中通常只含有一个子矿物,子矿物为浅蓝色石盐子矿物,少量为椭圆形钾盐子矿物或不透明的金属硫化物,大多孤立分布,可见与上述包裹体共存现象;纯气相包裹体占包裹体总数的<1%,椭圆形,大小3~8 μm,多为黑色,孤立分布。

角砾岩:角砾成分主要为花岗斑岩、二长花岗岩

等,胶结物主要为热液硅质胶结物及金属硫化物等,其中金属硫化物可见辉钼矿、黄铁矿。硅质胶结物中包裹体较发育,包裹体类型主要有富液两相包裹体、富气两相包裹体和含子矿物多相包裹体。富液两相包裹体占包裹体总数的90%,椭圆形、多边形或不规则形,大小5~15 μm,个别达到20 μm,气液比为5%~40%,包裹体成群或孤立分布;富气两相包裹体占包裹体总数的10%,椭圆形,大小3~8 μm,气液比为55%~70%,包裹体孤立分布;含子矿物多相包裹体占包裹体总数的<1%左右,椭圆形或多边形,大小3~6 μm,气液比为5%~10%,包裹体中见一个未知透明子矿物,浑圆状,可能为钾盐,该类型包裹体孤立分

布,可见与其他类型包裹体共存现象。

石英-萤石-方铅矿-闪锌矿脉:包裹体较发育,为富液两相包裹体,椭圆形、多边形或不规则形,大小5~15 μm,少部分达20 μm,气液比为5%~45%,包裹体成群、孤立或定向分布。

4.3 流体包裹体显微测温结果

花岗斑岩石英斑晶、角砾岩硅质胶结物及各成矿阶段石英脉内流体包裹体的显微测温结果如下(表1,图6):

花岗斑岩:石英斑晶中的流体包裹体均一温度和盐度变化范围较宽,可以分为两个温度峰值区间:(1)高温流体区间,富液两相包裹体的冰点介于

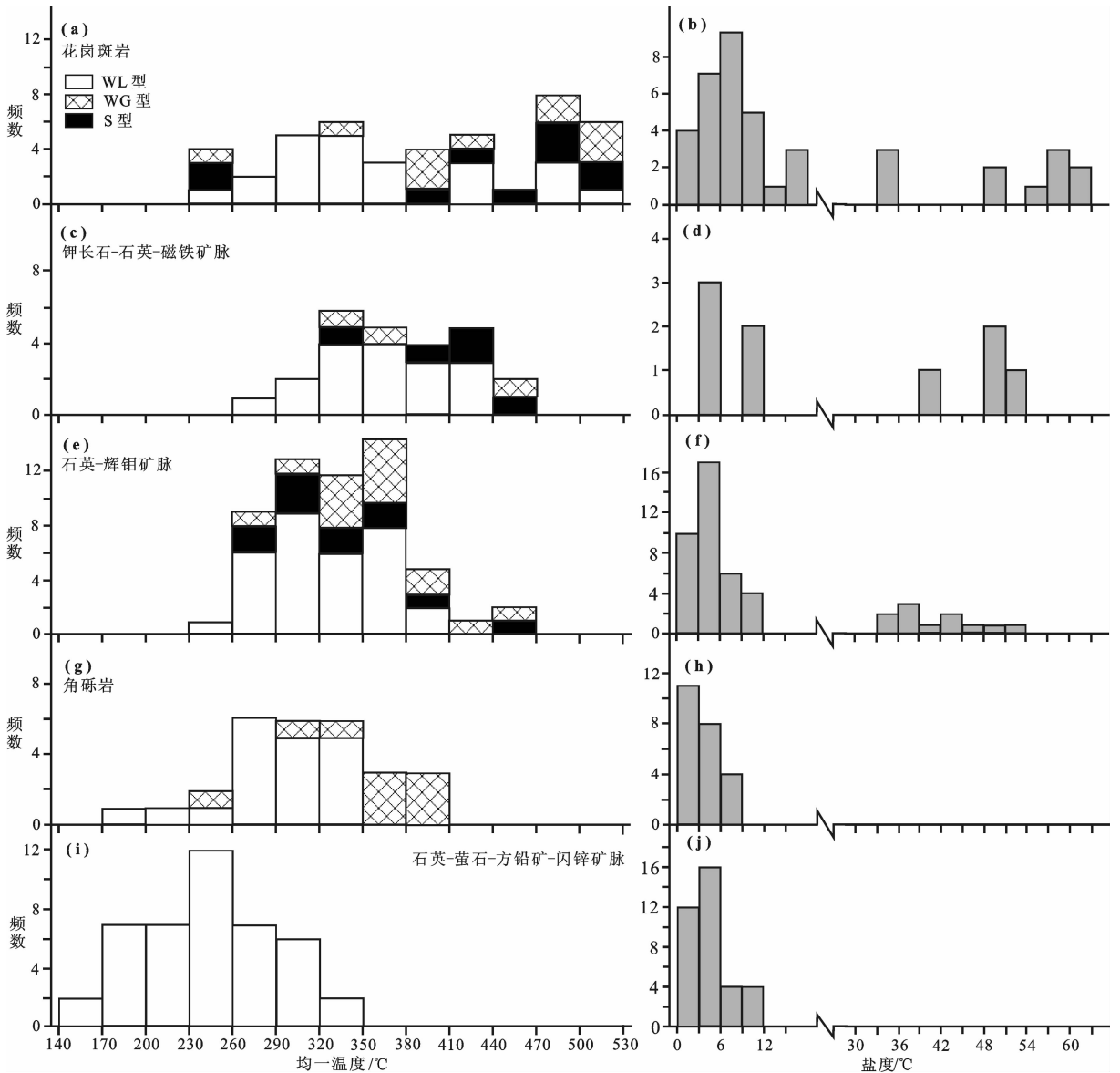


图6 岔路口矿床流体包裹体显微温度直方图

Fig.6 Histograms of salinity and homogenization temperatures of fluid inclusions in the Chalukou deposit

-13.1~-11.2℃,盐度介于15.2%~17.0%NaCl eqv,完全均一温度介于476~503℃;富气两相包裹体的冰点介于-6.8~-3.8℃,盐度介于6.2%~10.2%NaCl eqv,完全均一温度介于483~511℃;含子矿物多相包裹体气泡消失温度介于147~281℃,石盐子矿物消失温度介于481~511℃,盐度介于57.2%~61.3%NaCl eqv。(2)中高温流体区间,富液两相包裹体的冰点介于-9.3~-0.4℃,盐度介于0.7%~13.2%NaCl eqv,完全均一温度介于232~415℃;富气两相包裹体的冰点介于-4.5~-0.9℃,盐度介于1.6%~7.2%NaCl eqv,完全均一温度介于258~417℃;含子矿物多相包裹体气泡消失温度介于171~223℃,石盐子矿物消失温度介于234~454℃,盐度介于33.7%~53.7%NaCl eqv(图6-a,6-b)。

钾长石-石英-磁铁矿脉:富液两相包裹体的冰点介于-7.4~-2.5℃,盐度介于4.2%~11.0%NaCl eqv,完全均一温度介于285~423℃;富气两相包裹体的冰点介于-6.3~-2.6℃,盐度介于4.3%~9.6%NaCl eqv,完全均一温度介于330~442℃;含子矿物多相包裹体气泡消失温度介于160~252℃,石盐子矿物消失温度介于322~442℃,盐度介于39.9%~52.3%NaCl eqv(图6-c,d)。

石英-辉钼矿脉:富液两相包裹体的冰点介于-7.5~-0.2℃,盐度介于0.4%~11.1%NaCl eqv,完全均一温度介于257~404℃;富气两相包裹体的冰点介于-5.1~-0.2℃,盐度介于0.4%~8.0%NaCl eqv,完全均一温度介于277~446℃;含子矿物多相包裹体气泡消失温度介于152~276℃,石盐子矿物消失温度介于264~442℃,盐度介于35.7%~52.3%NaCl eqv(图6-e,f)。

角砾岩:富液两相包裹体的冰点介于-4.5~-0.3℃,盐度介于0.5%~7.2%NaCl eqv,完全均一温度介于199~345℃;富气两相包裹体的冰点介于-4.5~-0.7℃,盐度介于1.2%~7.2%NaCl eqv,完全均一温度介于256~402℃(图6-g,h)。

石英-萤石-方铅矿-闪锌矿脉:富液两相包裹体的冰点介于-7.5~-0.3℃,盐度介于0.5%~11.1%NaCl eqv,完全均一温度介于154~333℃(图6-i,j)。

4.4 拉曼光谱分析

本次对岔路口矿床内花岗斑岩石英斑晶、各成矿阶段石英脉内的流体包裹体进行了气相成分的激

光拉曼光谱峰值扫描,部分谱图见图7。结果表明,花岗斑岩石英斑晶中包裹体气相成分除H₂O外还有一定的CO₂,其特征峰值分别为3432 cm⁻¹、3464 cm⁻¹、1281 cm⁻¹、1285 cm⁻¹和1386 cm⁻¹(图7-a,b);钾长石-石英-磁铁矿脉中包裹体气相成分主要由H₂O组成,并有少量CO₂,其特征峰值分别为3472 cm⁻¹、1281 cm⁻¹和1387 cm⁻¹(图7-c);石英-辉钼矿脉中包裹体气相成分除H₂O外还有部分CO₂,其特征峰值分别为3424 cm⁻¹、3442 cm⁻¹、1282 cm⁻¹、1283 cm⁻¹、1385 cm⁻¹和1386 cm⁻¹(图7-d,e);石英-萤石-方铅矿-闪锌矿脉中包裹体的气相成分仅见H₂O,其特征峰值为3439 cm⁻¹(图7-f)。

4.5 流体沸腾作用及其证据

岔路口矿床形成于较宽的温度范围,变化于150~510℃,大致可以分为470~510℃、320~440℃、260~410℃、170~320℃四个温度区间,分别代表了初始成矿流体、磁铁矿化、钼矿化、铅锌矿化的温度区间。其中470~510℃区间发育气液两相包裹体和含子矿物多相包裹体(图5-b,6-a);320~440℃区间以气液两相包裹体为主,少量含子矿物多相包裹体(图5-c,6-c);260~410℃区间为含子矿物多相包裹体和气液两相包裹体(图5-d,6-e)。在前三个温度区间内均发现了富液两相包裹体、富气两相包裹体和含子矿物多相包裹体共存的现象,且不同类型的包裹体具有相近的均一温度,表明成矿流体经历了强烈的多期沸腾或不混溶作用^[7]。岔路口矿床内断裂及裂隙较发育,并伴有隐爆角砾岩,其构成了导矿通道和容矿空间,而花岗斑岩、石英斑岩及细粒花岗岩的多次侵位导致断裂及裂隙系统处于张开/闭合的不稳定状态,这种“脉动式”的压力变化是引起流体多期次沸腾作用的主要因素。

4.6 流体成矿压力估计

流体沸腾时流体内部压力等于外部压力,因此捕获包裹体的压力可代表流体的形成压力,无需校正^[44]。花岗斑岩石英斑晶、成矿早阶段钾长石-石英-磁铁矿脉、成矿中阶段石英-辉钼矿脉和角砾岩中流体包裹体的特征显示,成矿流体在470~510℃、320~440℃、260~410℃的温度峰值区间内均发生过流体沸腾作用,说明其形成于开放系统中,故均采用静水压力计算成矿深度。基于Urusova^[45], Haas^[46]和Bodnar^[47]的实验数据,将花岗斑岩石英斑晶高温流

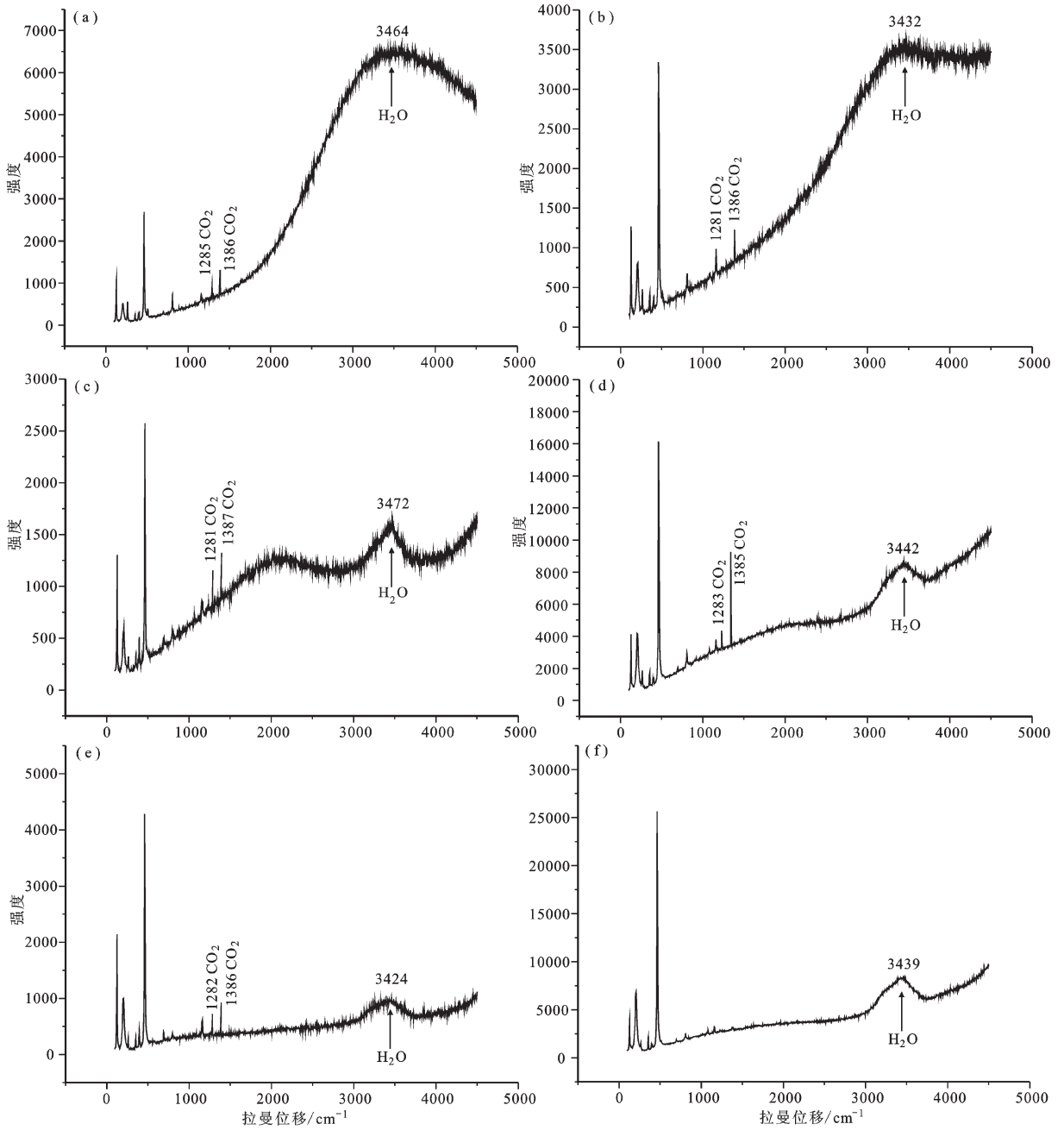


图7 岔路口矿床流体包裹体激光拉曼图谱

a—花岗斑岩石英斑晶中富气两相包裹体的气相成分;b—花岗斑岩石英斑晶中含子矿物多相包裹体的气相成分;
 c—钾长石—石英—磁铁矿脉中富气两相包裹体的气相成分;d—石英—辉钼矿脉中富液两相包裹体的气相成分;
 e—石英—辉钼矿脉中富气两相包裹体的气相成分;f—石英—萤石—方铅矿—闪锌矿脉中富液两相包裹体的气相成分

Fig.7 Laser Raman spectra of fluid inclusions of the Chalukou deposit

a - Vapor phase composition of vapor-rich two-phase aqueous inclusion in quartz phenocryst of granite porphyry; b - Vapor phase composition of daughter mineral-bearing multiphase inclusion in quartz phenocryst of granite porphyry; c - Vapor phase composition of vapor-rich two-phase aqueous inclusion in K-feldspar-quartz-magnetite vein; d - Vapor phase composition of liquid-rich two-phase aqueous inclusion in quartz-molybdenite vein; e - Vapor phase composition of vapor-rich two-phase aqueous inclusion in quartz-molybdenite vein; f - Vapor phase composition of liquid-rich two-phase aqueous inclusion in quartz-fluorite-galena-sphalerite vein

体、钾长石-石英-磁铁矿脉、石英-辉钼矿脉和角砾岩中气液两相包裹体、含子矿物多相包裹体的均一温度和盐度数据在 P-T-W 图中投点,获得初始成矿流体的压力范围为 47~54 MPa,对应的形成深度为 4.7~5.4 km;钾长石-石英-磁铁矿脉的压力范围为 12~35 MPa,对应的形成深度为 1.2~3.5 km;石英-辉钼矿脉的压力范围在 6~31 MPa,对应的形成深度为 0.6~3.1 km;角砾岩的压力范围为 5~28 MPa,对应的形成深度为 0.5~2.8 km(图 8)。

从均匀流体中捕获的包裹体的压力只能代表流体压力的下限,需要进行压力校正^[44]。成矿晚阶段石英-萤石-方铅矿-闪锌矿脉未发现流体沸腾现象,所以未计算其形成压力。

5 稳定同位素特征

5.1 氢、氧同位素

岔路口矿床 8 件石英样品氧同位素及其中流体包裹体氢同位素、1 件萤石样品的流体包裹体氢同位素测试结果见表 2。成矿早阶段钾长石-石英脉中石英的 $\delta^{18}O$ 值介于 4.7‰~8.2‰,样品的 δD_w 值介于 -129‰~-124‰,计算出的 $\delta^{18}O_w$ 值介于 -0.3‰~3.2‰;成矿中阶段石英-辉钼矿脉中石英的 $\delta^{18}O$ 值介于 3.0‰~4.4‰,样品的 δD_w 值介于 -138‰~-133‰,计算出的 $\delta^{18}O_w$ 值介于 -3.2‰~-1.8‰;成矿晚阶段脉体中石英的 $\delta^{18}O$ 值介于 4.9‰~5.5‰,样品的 δD_w 值介于 -123‰~-122‰,计算的 $\delta^{18}O_w$ 值介于 -4.5‰~-3.9‰。1 件萤石样品的 δD_w 值为 -123‰。

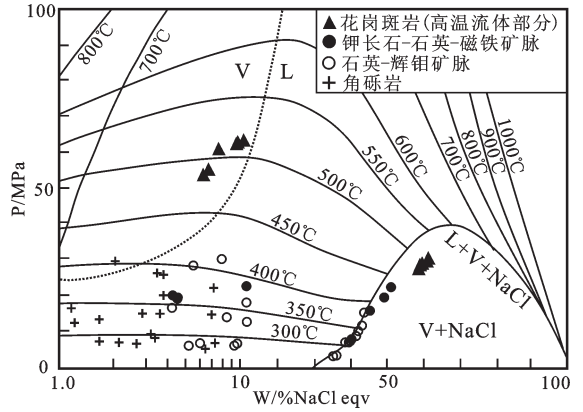


图 8 岔路口矿床流体包裹体 P-T-W 相图(据文献[48])
Fig.8 P-T-W diagram of fluid inclusions of the Chalukou deposit (modified after [48])

5.2 硫同位素

岔路口矿床 19 件金属硫化物的硫同位素组成见表 3。

3 件辉钼矿的 $\delta^{34}S$ 值介于 +3.1‰~+3.6‰,均值为 +3.3‰;13 件黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值介于 -1.9‰~+2.8‰,均值为 +1.2‰;2 件闪锌矿的 $\delta^{34}S$ 值介于 +2.1‰~+2.2‰,均值为 +2.2‰;1 件方铅矿的 $\delta^{34}S$ 值为 -0.3‰。

6 讨论

6.1 成矿流体特征及物质来源

6.1.1 成矿流体特征

流体包裹体的岩相学、显微测温及激光拉曼光

表 2 岔路口矿床氢氧同位素组成
Table 2 H and O isotope compositions of the Chalukou deposit

样号	样品描述	分析对象	成矿阶段	δD_w /‰	$\delta^{18}O_{矿物}$ /‰	$\delta^{18}O_w$ /‰	计算温度/°C
LJ-4	钾长石-石英脉	石英	早阶段	-127	8.2	3.2	360
LJ-5	钾长石-石英脉	石英	早阶段	-124	5.1	0.1	360
LJ-6	钾长石-石英脉	石英	早阶段	-129	4.7	-0.3	360
LJ-1	石英-辉钼矿脉	石英	中阶段	-135	4.4	-1.8	320
LJ-2	石英-辉钼矿脉	石英	中阶段	-133	3.0	-3.2	320
LJ-3	石英-辉钼矿脉	石英	中阶段	-138	3.6	-2.6	320
HC-26	石英-黄铁矿脉	石英	晚阶段	-123	4.9	-4.5	240
HD-268	萤石-方铅矿-闪锌矿脉	萤石	晚阶段	-123			
HC-143	石英-方铅矿-闪锌矿脉	石英	晚阶段	-122	5.5	-3.9	240

表 3 岔路口矿床硫同位素组成

Table 3 Sulfur isotopic compositions of sulfides from the Chalukou deposit

样品号	样品	矿物	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$
HD-224	钾长石—磁铁矿—黄铁矿脉	黄铁矿	-1.9
HC-10	石英—辉钼矿脉	辉钼矿	3.6
HC-109	石英—辉钼矿脉	辉钼矿	3.3
HD-115	石英—辉钼矿脉	辉钼矿	3.1
HD-236	石英—萤石—辉钼矿—黄铁矿脉	黄铁矿	1.6
HD-56	石英—辉钼矿—黄铁矿脉	黄铁矿	2.1
HD-230	石英—辉钼矿—黄铁矿脉	黄铁矿	2.1
HC-25	石英—黄铁矿脉	黄铁矿	1.5
HC-5	石英—黄铁矿脉	黄铁矿	2.8
HD-182	石英—萤石—黄铁矿脉	黄铁矿	2.1
HC-26	石英—黄铁矿脉	黄铁矿	0.5
HD-179	石英—萤石—黄铁矿脉	黄铁矿	0.7
HD-242	石英—黄铁矿脉	黄铁矿	0.3
HD-130	石英—方铅矿—闪锌矿脉	黄铁矿	0.8
HD-270-1	萤石—方铅矿—闪锌矿脉	黄铁矿	1.2
HD-270-2	萤石—方铅矿—闪锌矿脉	闪锌矿	2.2
HD-271-1	萤石—方铅矿—闪锌矿脉	黄铁矿	1.9
HD-271-2	萤石—方铅矿—闪锌矿脉	方铅矿	-0.3
HD-271-3	萤石—方铅矿—闪锌矿脉	闪锌矿	2.1

谱分析结果表明,岔路口矿床的成矿流体具有典型斑岩矿床的流体特征。

花岗斑岩石英斑晶中发育富气两相包裹体、富液两相包裹体及含子矿物多相包裹体。流体包裹体基本分布于高温和中高温两个温度区间内,其中高温区间内流体包裹体具有高温(温度峰值介于 470~510℃)、盐度波动大(6.2%~61.3%NaCl eqv)的特点,可能为初始成矿流体(详细论述见下文)。岩相学中虽未观察到含 CO₂ 三相包裹体,但通过激光拉曼光谱分析在少量流体包裹体的气相中检测到 CO₂,表明初始成矿流体中 CO₂ 含量非常低(<5 mol%)^[49-50],属于 H₂O-NaCl±CO₂ 体系。中高温区间内的流体包裹体组合特征与成矿早、中阶段相似,均一温度区间基本重合,表明成矿早、中阶段流体叠加了初始成矿流体。

成矿早阶段钾长石—石英—磁铁矿脉中主要发育气液两相包裹体及含子矿物多相包裹体。形成该

阶段脉体的成矿流体具有高温(温度峰值介于 320~440℃)、盐度波动大(4.2%~52.3%NaCl eqv)的特点。成矿早阶段矿物组合中见磁铁矿、赤铁矿及少量萤石,而贫硫化物,表明成矿早阶段流体的氧逸度较高并含 HF。少量流体包裹体的气相拉曼光谱分析显示其除 H₂O 外,还检测到少量的 CO₂,表明成矿流体属于高氧逸度、富 F 的 H₂O-NaCl±CO₂ 体系。

成矿中阶段石英—辉钼矿脉及角砾岩以发育丰富的气液两相包裹体及含子矿物多相包裹体为特征,并有少量的纯气相包裹体。该阶段矿物组合中萤石较发育,表明流体中富含 HF。部分包裹体的气相拉曼光谱分析显示其除 H₂O 外,还含有一定量的 CO₂。综上所述,形成该阶段脉体的成矿流体具有中高温(温度峰值介于 260~410℃)、盐度波动大(0.4%~52.3%NaCl eqv)、富 HF 的特点,属于 H₂O-NaCl±CO₂ 体系。

成矿晚阶段石英—萤石—方铅矿—闪锌矿脉中仅见富液两相包裹体。该阶段的矿物共生组合中见大量萤石,表明流体中富含 HF。包裹体的气相拉曼光谱分析仅显示 H₂O,该阶段流体具中低温(温度峰值介于 170~320℃)、低盐度(0.5%~11.1%NaCl eqv)的特点,形成该阶段脉体的成矿流体属于富 F 的 H₂O-NaCl 体系。

总体上,岔路口矿床的成矿流体具有高温、高盐度、高氧逸度的岩浆热液特征,属于富 F 的 H₂O-NaCl±CO₂ 体系。

6.1.2 成矿流体及成矿物质来源

氢氧同位素结果显示,岔路口矿床成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值介于 -4.5‰~3.2‰, δD_w 值介于 -138‰~-122‰。从成矿早阶段到晚阶段,成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值逐渐降低。在 δD_w - $\delta^{18}\text{O}_w$ 图上(图 9),岔路口矿床氢氧同位素投影点落在原生岩浆水左下侧,分布于雨水线与岩浆水之间,显示出相对较低的 δD_w 值,这可能与岩浆演化晚期的去气作用或雨水的混合作用有关^[52]。可见,岔路口矿床成矿流体主要为岩浆水与雨水的混合流体。

目前,硫同位素主要有 3 个存储库:(1)幔源硫,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于 -3‰~+3‰^[53];(2)海水硫,现代海水的 $\delta^{34}\text{S}$ 值近似于 20‰;(3)沉积物中的还原硫,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值以具有较大的负值为特征^[54]。岔路口矿床 19 件金属硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于 -1.9‰~+3.6‰,均值为 +1.6‰。硫同位素分布区间狭小,且塔式效应明显

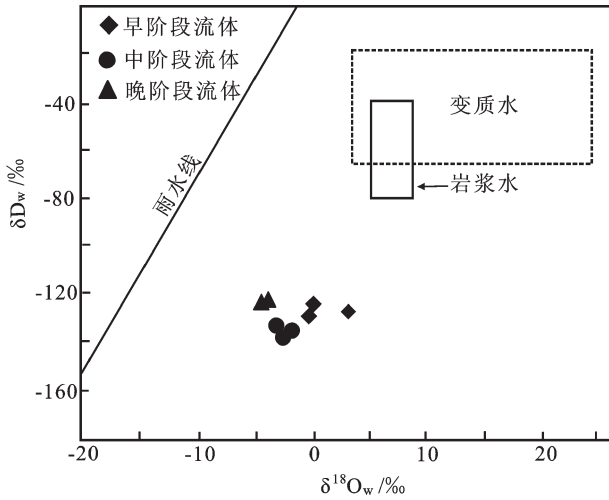


图 9 岔路口矿床 $\delta D_w - \delta^{18}O_w$ 体系图(底图据文献[51])
Fig.9 δD_w versus $\delta^{18}O_w$ diagram of the Chalukou deposit (after [51])

(图 10),表明岔路口矿床内金属硫化物的硫源较为单一,主要为深源岩浆硫,并具有幔源硫的特点。

6.2 成矿流体演化及矿质沉淀机制

岔路口矿床的流体包裹体、矿石矿物氢氧、硫同位素研究揭示了该矿床成矿流体的演化和矿质沉淀机制。成矿流体演化过程如下(图 11):

(1)高温、高盐度流体的形成机制有三种可能:
①直接在岩浆温度条件(中酸性岩浆一般为 700~900℃)下产生,岩浆房中的中酸性岩浆通过一定程度的结晶分异作用,使岩浆中的挥发分过饱和,从而

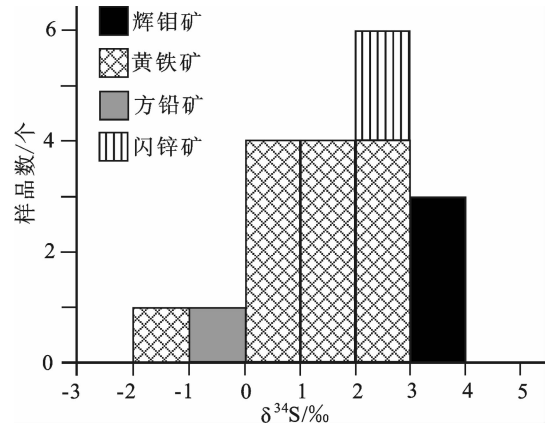


图 10 岔路口矿床硫同位素直方图
Fig.10 Sulfur isotope histogram of the Chalukou deposit

造成流体相和熔体相的不混溶作用; ②由中低盐度热液通过减压沸腾作用或液态不混溶作用形成,这一作用过程往往是由于斑岩顶部的盖层破裂引起的^[54-57]; ③岩浆浅成侵位时,在其结晶演化的晚期,从残浆中直接出溶而成^[58]。花岗斑岩石英斑晶中流体包裹体的高温区内可见富液两相包裹体、富气两相包裹体与含子矿物多相包裹体共存,并具有相似的均一温度,表明初始成矿流体是非均一或不混溶的流体,这种高温初始成矿流体可能是原始不饱和和岩浆流体上升至 5.4 km 深度处,由于斑岩顶部的盖层破裂,压力由静岩压力突变为静水压力,在温度 470 ~ 510℃、压力 47 ~ 54 MPa 条件下,引起原始岩

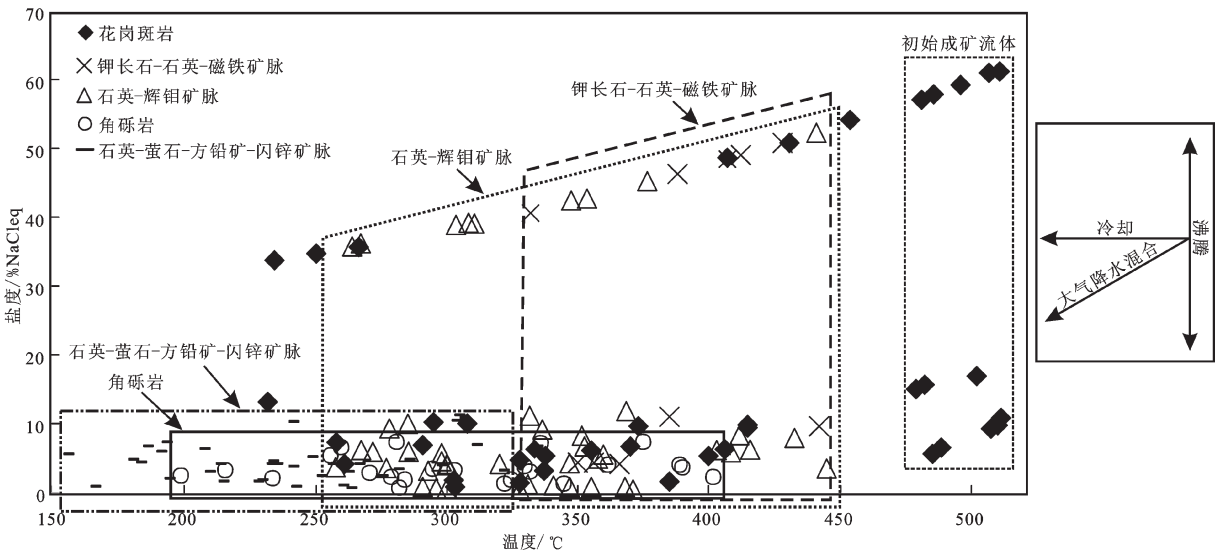


图 11 岔路口矿床流体包裹体均一温度-盐度关系图
Fig.11 Diagram of homogenization temperature versus salinity of fluid inclusions in the Chalukou deposit

浆流体中的挥发分(主要为 H_2O 、 CO_2 等)急剧逃逸,从而使原始岩浆流体分离出富液相、富气相和高盐度的流体。其中含子矿物多相包裹体中除钾盐或金属硫化物外仅含一个石盐子矿物,并通过石盐融化而最终均一,说明包裹体捕获了高温和高于蒸汽饱和压力条件下的饱和石盐溶液,石盐子矿物为流体被捕获后结晶析出^[37,59]。这种高温高盐度(温度 $>400^{\circ}C$,盐度 $>30\%NaCl$ eqv)的流体包裹体来自原始的岩浆流体^[37,60],并具有很强的携带成矿元素的能力^[61]。

(2)成矿流体上升到 3.5 km 左右,在温度 $320 \sim 440^{\circ}C$ 、压力 $12 \sim 35$ MPa 的条件下发生流体沸腾作用, HF 、 CO_2 等气体逃逸出来,流体分离为高温、高盐度/低盐度、高氧逸度流体,流体对围岩加热并发生水-岩交代作用,发生钾长石化、黑云母化,同时有磁铁矿、赤铁矿及少量辉钼矿、黄铁矿析出,形成钾长石-石英-磁铁矿 \pm 辉钼矿 \pm 黄铁矿脉、钾长石+石英+辉钼矿 \pm 黄铁矿脉、钾长石+石英+磁铁矿+赤铁矿脉、钾长石+磁铁矿+赤铁矿脉等类型脉体。

(3)随着成矿流体上升至 3.1 km 左右,在温度 $260 \sim 410^{\circ}C$ 、压力 $5 \sim 31$ MPa 条件下,上升流体使斑岩强烈的钾硅化,同时又与地下水混合,这种混合流体作用于斑岩及围岩,使其发生强烈的绢英岩化,这一过程中成矿流体发生了更为强烈的沸腾作用, HF 、 CO_2 等气体从流体中释放出来,由于温度、压力的突然降低,导致流体中 Mo 溶解度降低,辉钼矿大量沉淀出来,形成石英 \pm 萤石+辉钼矿脉、石英 \pm 萤石+辉钼矿+黄铜矿+黄铁矿脉、石英+钾长石+辉钼矿脉等类型脉体,并伴随形成隐爆角砾岩。

(4)成矿流体上升至近地表,温度降低至 $170 \sim 320^{\circ}C$ 时,成矿流体演变为中低温、低盐度的流体,形成石英-萤石-方铅矿-闪锌矿脉、石英+黄铁矿脉、石英 \pm 碳酸盐+方铅矿+闪锌矿脉、萤石+方铅矿+闪锌矿脉、石英+碳酸盐脉等类型脉体,同时由于雨水的大量混入,使外部围岩发生广泛的青磐岩化。

成矿流体的温度、pH 值、氧逸度及还原硫的含量都是制约 Mo 沉淀的重要机制^[62-64]。 Mo 在高盐度流体中主要以 $Mo-O-Cl$ 的络合物形式迁移^[65-69],且 Mo 在高温高盐度流体中含量可达到 1000×10^{-6} ^[67-69]。流体中的 Mo 含量与温度呈正相关关系,并与 S 含量呈负相关关系^[70-72],而流体 pH 值越小,越易使氯络合物稳定。单个包裹体的 LA-ICP-MS 研究^[68],显示当成矿流体温度降至 $220^{\circ}C$ 时,盐水溶液的 Mo

元素含量已经低于检测限。斑岩型铜金矿的研究表明^[73-74],成矿流体系统中氧逸度的变化是导致矿石沉淀的重要机制。岔路口矿床成矿早阶段发育磁铁矿和赤铁矿,表明成矿早阶段流体的氧逸度较高,而成矿中阶段发育大量辉钼矿、黄铁矿等金属硫化物,未见磁铁矿,指示成矿流体处于相对还原的环境。氧逸度的变化使得主要以硫酸盐(SO_4^{2-})形式存在的 S 转换为钼矿沉淀所需的还原硫(S^{2-})。但是与斑岩型铜金矿床相比,岔路口斑岩钼矿床内磁铁矿发育相对较少,磁铁矿的结晶可能并不是导致氧逸度变化的主要因素。

综上所述,岔路口矿床的成矿流体在 $440^{\circ}C$ 左右就已经沉淀出磁铁矿、赤铁矿,而辉钼矿、黄铁矿等金属矿物的富集过程持续到 $260^{\circ}C$ 左右。成矿流体系统的沸腾作用是引起斑岩型矿床成矿物质从热液中沉淀的最重要机制之一^[13-14, 50, 71, 75-80]。岔路口矿床成矿流体为高温、高盐度、高氧逸度的流体,流体演化过程中发生了多期次的沸腾作用,导致温度和压力降低,大量气体组分析出(H_2O 、 CO_2 、 HF 等),导致流体 pH 值升高,氧逸度剧烈变化,而大量雨水的混入在一定程度上加速了流体温度的降低,进而破坏了成矿流体中含 Mo 络合物的稳定性,引起辉钼矿的大量沉淀成矿。

7 结 论

(1)岔路口矿床主要发育富液两相包裹体、富气两相包裹体和含子矿物多相包裹体。成矿流体具高温、高盐度、高氧逸度的特征,总体上属于富 F 的 $H_2O-NaCl \pm CO_2$ 体系。

(2)花岗斑岩石英斑晶中流体包裹体的形成温度集中在 $230 \sim 440^{\circ}C$ 和 $470 \sim 510^{\circ}C$ 两个温度区间,盐度分别介于 $0.7\% \sim 53.7\%$ $NaCl$ eqv 和 $6.2\% \sim 61.3\%$ $NaCl$ eqv 两个区间;成矿早阶段钾长石-石英-磁铁矿脉中流体包裹体的形成温度集中在 $320 \sim 440^{\circ}C$ 、盐度介于 $4.2\% \sim 52.3\%$ $NaCl$ eqv;成矿中阶段石英-辉钼矿脉和角砾岩中流体包裹体的形成温度集中在 $260 \sim 410^{\circ}C$ 、盐度介于 $0.4\% \sim 52.3\%$ $NaCl$ eqv;成矿晚阶段石英-萤石-方铅矿-闪锌矿脉中流体包裹体的形成温度集中在 $170 \sim 320^{\circ}C$ 、盐度介于 $0.5\% \sim 11.1\%$ $NaCl$ eqv。多期次的流体沸腾作用是该矿床的主要成矿机制。

(3)成矿流体主要为岩浆水与雨水的混合流体,

金属硫化物中的硫主要来自深源岩浆。

致谢:野外工作期间得到了云南驰宏资源勘查开发有限公司崔茂金、金友德、张建华等同志的热情帮助,并得到了黑龙江省有色金属地质勘查706队的支持。流体包裹体研究过程中得到了中国地质科学院矿产资源研究所陈伟十研究员、中国地质大学(北京)吴昊及王国瑞硕士生的热情帮助。论文撰写过程中,北京大学李诺博士提出了建设性意见。审稿老师指出了文中的错误,并提出了详细的修改意见。在此一并致以诚挚的感谢。

参考文献(References):

- [1] 赵一鸣, 张德全. 大兴安岭及其邻区铜多金属矿床成矿规律与远景评价[M]. 北京:地震出版社, 1997:1-318.
Zhao Yiming, Zhang Dequan. Metallogeny and Prospective Evaluation of Copper-Polymetallic Deposits in the Great Hinggan Range and Its Adjacent Regions [M]. Beijing:Seismological Press, 1997:1-318 (in Chinese with English abstract).
- [2] 刘建明, 张锐, 张庆洲. 大兴安岭地区的区域成矿特征[J]. 地学前缘, 2004, 11(1):269-277.
Liu Jianming, Zhang Rui, Zhang Qingzhou. The regional metallogeny of Da Hinggan Ling, China[J]. Earth Science Frontiers, 2004, 11(1):269-277(in Chinese with English abstract).
- [3] Chen Yanjing, Chen Huayong, Zaw K, et al. Geodynamic settings and tectonic model of skarn gold deposits in China:An overview[J]. Ore Geology Review, 2007, 31:139-169.
- [4] Sengör A M C, Natal'in B A. Paleotectonics of Asia: Fragments of a synthesis [C]//Yin A and Harrison M (eds). The Tectonic Evolution of Asia. Cambridge University Press, Cambridge, 1996: 486-640.
- [5] 储雪蕾, 霍卫国, 张巽. 内蒙古林西县大井铜多金属矿床的硫、碳和铅同位素及成矿物质来源[J]. 岩石学报, 2002, 18(4):566-574.
Chu Xuelei, Huo Weiguo, Zhang Xun. S, C, and Pb isotopes and sources of metallogenetic elements of the Dajing Cu-polymetallic deposit in Linxi County, Inner Mongolia, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 2002, 18(4):566-574(in Chinese with English abstract).
- [6] 周振华, 吕林素, 冯佳睿, 等. 内蒙古黄岗砂卡岩型锡铁矿床辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义[J]. 岩石学报, 2010, 26(3):667-679.
Zhou Zhenhua, Lv Linsu, Feng Jiarui, et al. Molybdenite Re-Os ages of Huanggang skarn Sn-Fe deposit and their geological significance, Inner Mongolia [J]. Acta Petrologica Sinica, 2010, 26(3):667-679 (in Chinese with English abstract).
- [7] 刘家军, 邢永亮, 王建平, 等. 内蒙古拜仁达坝超大型 Ag-Pb-Zn 多金属矿床中针硫铋铅矿的发现与成因意义 [J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2010, 40(3):565-572.
Liu Jiajun, Xing Yongliang, Wang Jianping, et al. Discovery of falkmanite from the Bairendaba superlarge Ag-Pb-Zn polymetallic deposit, Inner Mongolia and its origin significance[J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2010, 40 (3):565-572 (in Chinese with English abstract).
- [8] 牛贺才, 单强, 罗勇, 等. 巴尔哲超大型稀有稀土矿床富晶体的流体包裹体初步研究[J]. 岩石学报, 2008, 24(9):2149-2154.
Niu Hecai, San Qiang, Luo Yong, et al. Study on the crystal-rich fluid inclusions from the Baerzhe super-large elements and REE deposit [J]. Acta Petrologica Sinica, 2008, 24 (9):2149-2154 (in Chinese with English abstract).
- [9] 李诺, 孙亚莉, 李晶, 等. 内蒙古乌努格吐山斑岩铜钼矿床辉钼矿铼钨等时线年龄及其成矿地球动力学背景[J]. 岩石学报, 2007, 23(11):2881-2888.
Li Nuo, Sun Yali, Li Jing, et al. Molybdenite Re/Os isochron age of the Wunugetu Shan porphyry Cu/Mo deposit, Inner Mongolia and its implication for metallogenic geodynamics[J]. Acta Petrologica Sinica, 2007, 23(11):2881-2888(in Chinese with English abstract).
- [10] Li Nuo, Chen Yanjing, Ulrich T, et al. Fluid inclusion study of the Wunugetu Cu-Mo deposit, Inner Mongolia, China [J]. Mineralium Deposita, 2012, 47:467-482.
- [11] 翟德高, 王建平, 刘家军, 等. 内蒙古甲乌拉银多金属矿床成矿流体演化与成矿机制分析[J]. 矿物岩石, 2010, 30(2):68-76.
Zhai Degao, Wang Jianping, Liu Jiajun, et al. Ore-forming fluids evolution and metallogenic mechanism analysis of the Jiawula Ag-polymetallic deposit, Inner Mongolia[J]. Journal of Mineralogy and Petrology, 2010, 30(2):68-76(in Chinese with English abstract).
- [12] 武广, 糜梅, 高峰军, 等. 满洲里地区银铅锌矿床成矿流体特征及矿床成因[J]. 地学前缘, 2010, 17(2):239-255.
Wu Guang, Mei Mei, Gao Fengjun, et al. Ore-forming fluid characteristics and genesis of silver-lead-zinc deposits in the Manzhouli area, Inner Mongolia, China[J]. Earth Science Frontiers, 2010, 17(2): 239-255(in Chinese with English abstract).
- [13] 刘军, 武广, 钟伟, 等. 黑龙江省多宝山斑岩型铜(钼)矿床成矿流体特征及演化[J]. 岩石学报, 2010, 26(5):1450-1464.
Liu Jun, Wu Guang, Zhong Wei, et al. Fluid inclusion study of the Duobaoshan porphyry Cu (Mo) deposit, Heilongjiang Province, China [J]. Acta Petrologica Sinica, 2010, 26 (5):1450-1464 (in Chinese with English abstract).
- [14] Liu Jun, Wu Guang, Li Yuan, et al. Re-Os sulfide (chalcopyrite, pyrite and molybdenite) systematics and fluid inclusion study of the Duobaoshan porphyry Cu (Mo) deposit, Heilongjiang Province, China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2012, 49:300-312.
- [15] 刘军, 毛景文, 武广, 等. 大兴安岭北部岔路口斑岩铜矿床岩浆岩锆石 U-Pb 年龄及其地质意义 [J]. 地质学报, 2013, 87(2): 208-226.
Liu Jun, Mao Jingwen, Wu Guang, et al. Zircon U-Pb dating for the magmatic rocks in the Chalukou porphyry Mo deposit in the Northern Great Xing'an Range, China, and its geological significance [J]. Acta Geologica Sinica, 2013, 87 (2):208-226(in Chinese with English abstract).
- [16] 吕克鹏, 韩龙, 张佳南. 岔路口铜矿床地质特征及找矿标识浅析

- [] 黑龙江科技信息, 2010, 21:31.
- Lv Kepeng, Han Long, Zhang Jianan. Geological feature and prospect identification of the Chalukou Mo deposit[J]. Heilongjiang Science and Technology Information, 2010, 21:31(in Chinese).
- [17] 刘翼飞, 聂凤军, 孙振江, 等. 岔路口特大型钼多金属矿床的发现及其意义[J]. 矿床地质, 2011, 30(4):759-764.
- Liu Yifei, Nie Fengjun, Sun Zhenjiang, et al. Discovery of Chalukou superlarge scale molybdenum polymetallic deposit, Northern Daxing'anlin Mountain, China, and its significance[J]. Mineral Deposits, 2011, 30 (4):759-764 (in Chinese with English abstract).
- [18] 聂凤军, 孙振江, 李超, 等. 黑龙江岔路口钼多金属矿床辉钼矿-钼同位素年龄及地质意义 [J]. 矿床地质, 2011, 30 (5):828-836.
- Nie Fengjun, Sun Zhenjiang, Li Chao, et al. Re-Os isotopic dating of molybdenite separates from Chalukou porphyry Mo polymetallic deposit in Heilongjiang Province[J]. Mineral Deposits, 2011, 30(5):828-836 (in Chinese with English abstract).
- [19] Xiao Wenjiao, Huang Baochun, Han Chunming, et al. A review of the western part of the Altai: A key to understanding the architecture of accretionary orogens[J]. Gondwana Research, 2010, 18:253-273.
- [20] Sengör A M C, Natal'in B A, Burtman V S. Evolution of the Altai tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia[J]. Nature, 1993, 364:299-307.
- [21] Jahn B M, Wu Fuyuan, Chen Bin. Massive granitoids generation in central Asia: Nd isotopic evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic[J]. Episodes, 2000, 23:82-92.
- [22] Jahn B M. The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic[C]//Malpas J, Fletcher C J N, Ali J R, Aitchison J C (eds.). Aspects of the Tectonic Evolution of China. Special Publication, 226. Geological Society of London, 2004:73-100.
- [23] Li Jinyi. Permian geodynamic setting of Northeast China and adjacent regions: closure of the Paleo-Asian Ocean and subduction of the Paleo-Pacific Plate[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2006, 26:207-224.
- [24] Wu Guang, Chen Yuchuan, Chen Yanjing, et al. Zircon U-Pb ages of the metamorphic supracrustal rocks of the Xinghuadukou Group and granitic complexes in the Argun massif of the northern Great Hinggan Range, NE China, and their tectonic implications [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2012, 49:214-233.
- [25] Wu Fuyuan, Yang Jinhui, Lo Chinghua, et al. The Jiamusi Massif: a Jurassic accretionary terrane along the western Pacific margin of NE China[J]. The Island Arc, 2007, 16:156-172.
- [26] Zhang Jiheng, Gao Shan, Ge Wenchun, et al. Geochronology of the Mesozoic volcanic rocks in the Great Xing'an Range, northeastern China: Implications for subduction-induced delamination[J]. Chemical Geology, 2010, 276:144-165.
- [27] Fan Weiming, Guo Feng, Wang Yuejun, et al. Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, Northeastern China [J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2003, 121:115-135.
- [28] 葛文春, 吴福元, 周长勇, 等. 大兴安岭中部乌兰浩特地区中生代花岗岩的锆石 U-Pb 年龄及地质意义[J]. 岩石学报, 2005, 21(3):749-762.
- Ge Wenchun, Wu Fuyuan, Zhou Changyong, et al. Zircon U-Pb ages and its significance of the Mesozoic granites in the Wulanhaote region, central Da Hinggan Mountain [J]. Acta Petrologica Sinica, 2005, 21(3):749-762 (in Chinese with English abstract).
- [29] 葛文春, 吴福元, 周长勇, 等. 兴蒙造山带东段斑岩型 Cu, Mo 矿床成矿时代及其地球动力学意义 [J]. 科学通报, 2007, 52(20):2407-2417.
- Ge Wenchun, Wu Fuyuan, Zhou Changyong, et al. Porphyry Cu-Mo deposits in the eastern Xing'an-Mongolian Orogenic Belt: Mineralization ages and their geodynamic implications [J]. Chinese Science Bulletin, 2007, 52(20):3416-3427(in Chinese).
- [30] Wang Fei, Zhou Xinhua, Zhang Lianchang, et al. Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): Timing and implications for the dynamic setting of NE Asia [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2006, 251:179-198.
- [31] Zhang Jiheng, Ge Wenchun, Wu Fuyuan, et al. Large-scale Early Cretaceous volcanic events in the northern Great Xing'an Range, Northeastern China[J]. Lithos, 2008, 102:138-157.
- [32] 赵国龙, 杨桂林, 王忠, 等. 大兴安岭中南部中生代火山岩[M]. 北京: 北京科学技术出版社, 1989:1-260.
- Zhao Guolong, Yang Guilin, Wang Zhong, et al. The Mesozoic Volcano Rock of South Central Great Xing'an Range [M]. Beijing:Beijing Science and Technology Press, 1989:1-260 (in Chinese with English abstract).
- [33] 内蒙古自治区地质矿产局. 内蒙古自治区区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社, 1991:1-725.
- Inner Mongolian Bureau of Geology and Mineral Resources. Regional Geology of Inner Mongolia [M]. Beijing:Geological Publishing House, 1991:1-725(in Chinese with English abstract).
- [34] 黑龙江省地质矿产局. 黑龙江省区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社, 1993:1-734.
- Heilongjiang Bureau of Geology and Mineral Resources. Regional Geology of Heilongjiang[M]. Beijing:Geological Publishing House, 1993:1-734(in Chinese with English abstract).
- [35] Ge Wenchun, Wu Fuyuan, Zhou Changyong, et al. Emplacement age of the Tahe granite and its constraints on the tectonic nature of the Eguna block in the northern part of the Great Xing'an Range [J]. Chinese Science Bulletin, 2005, 50:2097-2105.
- [36] Wu Guang, Sun Fengyue, Zhao Caisheng, et al. Discovery of the Early Paleozoic post-collisional granites in northern margin of the Erguna massif and its geological significance [J]. Chinese Science Bulletin, 2005, 50:2733-2743.
- [37] 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 等. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社, 2004:1-444.

- Lu Huanzhang, Fan Hongrui, Ni Pei, et al. Fluid Inclusions[M]. Beijing: Science Press, 2004:1-444(in Chinese).
- [38] Bodnar R J. Revised equation and table for determining the freezing point depression of $H_2O-NaCl$ solutions [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1993, 57:683-684.
- [39] Hall D L, Sterner S, Bodnar R J. Freezing point depression of $NaCl-KCl-H_2O$ solutions[J]. *Economic Geology*, 1988, 83:197-202.
- [40] 刘斌, 段光贤. $NaCl-H_2O$ 溶液包裹体的密度式和等容式及其应用[J]. *矿物学报*, 1987, 7(4):345-352.
Liu Bin, Duan Guangxian. The density and isochoric formulae for $NaCl-H_2O$ fluid inclusions and their applications [J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 1987, 7(4):345-352(in Chinese with English abstract).
- [41] 刘斌. 中高盐度 $NaCl-H_2O$ 包裹体的密度式和等容式及其应用[J]. *地质论评*, 2001, 47(6):617-622.
Liu Bin. Density and isochoric formulae for $NaCl-H_2O$ inclusions with medium and high salinity and their applications[J]. *Geological Review*, 2001, 47(6):617-622(in Chinese with English abstract).
- [42] Clayton R N, Mayeda T K. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1963, 27:43-52.
- [43] Clayton R N, O'Neil J R, Mayeda T K. Oxygen isotope exchange between quartz and water [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1972, 77:3057-3067.
- [44] Roedder E, Bodnar R J. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1980, 8:263-301.
- [45] Urusova M A. Volume properties of aqueous solutions of sodium chloride at elevated temperatures and pressures [J]. *Russian Journal of Inorganic Chemistry*, 1975, 20:1717-1721.
- [46] Haas J L. Physical properties of the coexisting phases and thermodynamic properties of the H_2O component in boiling $NaCl$ solutions[J]. *U. S. Geological Survey Bulletin*, 1976, 1421-A, 73.
- [47] Bodnar R J, Burnham C W, Sterner S M. Synthetic fluid inclusions in natural quartz. III. Determination of phase equilibrium properties in the system $H_2O-NaCl$ to 1000 °C and 1500bars[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1985, 49:1861-1873.
- [48] Bouzari F, Clark A H. Prograde evolution and geothermal affinities of a major porphyry copper deposit: The Cerro Colorado hypogene protore, Iregin, Northern Chile [J]. *Economic Geology*, 2006, 101: 95-134.
- [49] Shephard T J, Rankin A H, Alderton D H M. A practical guide to fluid inclusion studies[M], Glasgow. Blackie & Son Limited, 1985: 239.
- [50] 陈衍景, 倪培, 范宏瑞, 等. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征[J]. *岩石学报*, 2007, 23(9):2085-2108.
Chen Yanjing, Ni Pei, Fan Hongrui, et al. Diagnostic fluid inclusions of different types hydrothermal gold deposits [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2007, 23 (9):2085-2108 (in Chinese with English abstract).
- [51] Sheppard S M F. Identification of the origin of ore-forming solutions by the use of stable isotopes [M]. *Inst. Mining and Metallurgy*, 1977:25-41.
- [52] Rye R O. The evolution of magmatic fluids in the epithermal environment: the stable isotope perspective [J]. *Economic Geology*, 1993, 88:733-752.
- [53] Chaussidon M, Lorand J P. Sulphur isotope composition of orogenic spinel ilmenite massifs from Ariège: an ion microprobe study[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1990, 54:2835-2846.
- [54] Rollinson H R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation [M]. Longman Scientific and Technical Press, 1993: 306-308.
- [55] Cline J S. How to concentrate copper [J]. *Science*, 2003, 302: 2075-2076.
- [56] Harris A C, Kamenetsky V S, White N C, et al. Melt inclusions in veins: Linking magmas and porphyry Cu deposits[J]. *Science*, 2003, 302:2109-2111.
- [57] Heinrich C A. Fluid-fluid interactions in magmatic-hydrothermal ore formation [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2007, 65: 363-387.
- [58] 冷成彪, 张兴春, 秦朝建, 等. 滇西北雪鸡坪斑岩铜矿流体包裹体初步研究[J]. *岩石学报*, 2008, 24(9):2017-2028.
Leng Chengbiao, Zhang Xingchun, Qin Chaojian, et al. Study of fluid inclusions in quartz veinlets in the Xuejiping porphyry copper deposit, Northwest Yunnan, China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2008, 24(9): 2017-2028(in Chinese with English abstract).
- [59] White W H, Bookstrom A A, Kamilli R J, et al. Character and origin of climax-type molybdenum deposits[J]. *Economic Geology*, Seventy-fifth anniversary volume, 1981:1905-1980.
- [60] Nash J T. Fluid inclusion petrology data from porphyry copper deposits and application to exploration [J]. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, 1976, 907-D.16p.
- [61] Vanko D A, Bonnin-Mosbah M, Philippot P, et al. Fluid inclusions in quartz from hydrothermal specimens and the Bingham, Utah porphyry-Cu deposit: A study with PIXE and SXRF[J]. *Chemical Geology*, 2001, 173(1-3):227-238.
- [62] Wood S A, Crerar D A, Borcsik M P. Solubility of the assemblage pyrite-pyrrhotite-magnetite-sphalerite-galena-gold-stibnite-bismuthinite-argentite-molybdenite in $H_2O-NaCl-CO_2$ solutions from 200°C to 350°C [J]. *Economic Geology*, 1987, 82:1864-1887.
- [63] Cao Xiaoyun. Solubility of molybdenite and the transport of molybdenum in hydrothermal solutions [D]. Ph. D. Dissertation. Ames: Iowa State University, 1989:1-91.
- [64] Selby D, Nesbitt B E, Muehlenbachs K, et al. Hydrothermal alteration and fluid chemistry of the Endako porphyry molybdenum deposit, British Columbia[J]. *Economic Geology*, 2000, 95:183-202.
- [65] Kudrin A V. The solubility of tugarinovite MoO_2 in aqueous solutions at elevated temperatures [J]. *Geochemical International*,

- 1989, 22:126-138.
- [66] Ulrich T, Mavrogenes J. An experimental study of the solubility of molybdenum in H₂O and KCl-H₂O solutions from 500 to 800°C, and 150 to 300 MPa[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2008, 72: 2316-2330.
- [67] Smith R W. Aqueous chemistry of molybdenum at elevated temperatures and pressures with applications to porphyry molybdenum deposits [D]. PhD Dissertation, New Mexico Institute of Mining and Technology, 1983:1-311.
- [68] Klemm L M, Pettke T H C A. Early magmatic-hydrothermal evolution of the Questa porphyry Mo deposit, New Mexico, USA [C]//Muhling J, Goldfarb R J, Vielreicher N, et al (eds.). *Seg 2004, Volume 33, University of Western Australia Geology Department and Extension Service*, 2004:431.
- [69] Rowe A. Ore genesis and fluid evolution of the Goat Hill orebody, Questa climax-type porphyry-Mo system, NM and its comparison to the climax-type deposits of the Colorado mineral belt [D]. PhD Dissertation, Department of Earth & Environmental Science New Mexico Institute of Mining & Technology, Socorro, New Mexico, 2012:1-286.
- [70] Ulrich T, Gunther D, Heinrich C A. 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*, 2002, 97:1889-1920.
- [71] Redmond P B, Einaudi M T, Inan E E, et al. Copper deposition by fluid cooling in intrusion-centered systems: New insights from Bingham porphyry ore deposit, Utah[J]. *Geology*, 2004, 32:217-220.
- [72] Klemm L, Pettke, Heinrich C A. Fluid and source magma evolution of the Questa porphyry Mo deposit, New Mexico, USA [J]. *Miner. Deposita*, 2008, 43:533-552.
- [73] Sun Weidong, Arculus R J, Kamenetsky V S, et al. Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization[J]. *Nature*, 2004, 431:975-978.
- [74] Liang Huaying, Sun Weidong, Su Wenchao, et al. Porphyry copper-gold mineralization at Yulong, China, promoted by decreasing redox potential during magnetite alteration[J]. *Economic Geology*, 2009, 104:587-596.
- [75] 胡芳芳, 范宏瑞, 杨奎锋, 等. 胶东牟平邓格庄金矿床流体包裹体研究[J]. *岩石学报*, 2007, 23(9):2155-2164.
- Hu Fangfang, Fan Hongrui, Yang Kuifeng, et al. Fluid inclusions in the Denggezhuang lode gold deposit at Muping, Jiaodong Peninsula [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2007, 23 (9):2155-2164 (in Chinese with English abstract).
- [76] 武广, 孙丰月, 赵财胜, 等. 额尔古纳成矿带西北部金矿床流体包裹体研究[J]. *岩石学报*, 2007, 23(9):2227-2240.
- Wu Guang, Sun Fengyue, Zhao Caisheng, et al. Fluid inclusion study on gold deposits in northwestern Erguna metallogenic belt, China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2007, 23 (9):2227-2240 (in Chinese with English abstract).
- [77] 武广, 刘军, 钟伟, 等. 黑龙江省铜山斑岩铜矿床流体包裹体研究[J]. *岩石学报*, 2009, 25(11):2995-3006.
- Wu Guang, Liu Jun, Zhong Wei, et al. Fluid inclusion study of the Tongshan porphyry copper deposit, Heilongjiang Province, China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2009, 25 (11):2995-3006 (in Chinese with English abstract).
- [78] 张元厚, 毛景文, 李宗彦, 等. 岩浆热液系统中矿床类型、特征及其在勘探中的应用[J]. *地质学报*, 2009, 83(3):399-425.
- Zhang Yuanhou, Mao Jingwen, Li Zongyan, et al. Ore deposit types and characteristics of magmatic-hydrothermal systems and implication for exploration[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2009, 83 (3): 399-425 (in Chinese with English abstract).
- [79] 杨艳, 张静, 刘家军, 等. 河南汤家坪钼矿床流体成矿作用研究[J]. *中国地质*, 2008, 35(6):1240-1249.
- Yang Yan, Zhang Jing, Liu Jiajun, et al. Hydrothermal metallogeny of the Tangjiaping molybdenum deposit, Henan Province [J]. *Geology in China*, 2008, 35 (6):1240-1249 (in Chinese with English abstract).
- [80] 向君峰, 裴荣富, 叶会寿, 等. 南泥湖—三道庄钼(钨)矿床成矿流体的碳氢氧同位素研究及其启示 [J]. *中国地质*, 2012, 39(6): 1778-1789.
- Xiang Junfeng, Pei Rongfu, Ye Huishou, et al. Source and evolution of the ore-forming fluid in the Nannihu-Sandaozhuang Mo (W) deposit: Constraints from C-H-O stable isotope data. *Geology in China*, 2012, 39 (6):1778-1789 (in Chinese with English abstract).

Fluid inclusions and stable isotope characteristics of the Chalukou porphyry Mo deposit in Heilongjiang Province

LIU Jun¹, WU Guang¹, WANG Feng², LUO Da-feng², HU Yan-qing², LI Tie-gang³

(1. MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2. Yunnan Chihong Zinc & Germanium Limited Liability Company, Qujing 655011, Yunnan, China; 3. China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: The superlarge Chalukou porphyry Mo deposit, located in northern Da Hinggan Mountains, is the biggest Mo deposit in Northeast China. Its ore bodies are mainly hosted in the intermediate-acid complex and Jurassic volcanic sedimentary rocks, of which granite porphyry, quartz porphyry and fine grained granite are closely associated with Mo mineralization. Three types of fluid inclusions are distinguished based on petrographic and microthermometric criteria, namely liquid-rich two-phase, gas-rich two-phase and daughter mineral-bearing multiphase fluid inclusions. Fluid inclusions in quartz phenocrysts of granite porphyry are mainly liquid-rich two-phase, gas-rich two-phase and daughter mineral-bearing multiphase fluid inclusions, their homogenization temperatures vary from 230 to 440°C and from 470 to 510°C, and salinities vary from 0.7% to 53.7% NaCl eqv and from 6.2% to 61.3% NaCl eqv, respectively. Fluid inclusions of the ore-forming early stage K-feldspar-quartz-magnetite vein are mainly composed of liquid-rich two-phase, gas-rich two-phase and daughter mineral-bearing multiphase fluid inclusions, and their homogenization temperatures and salinities vary from 320°C to 440°C and from 4.2% to 52.3% NaCl eqv, respectively. Fluid inclusions of the ore-forming middle stage quartz-molybdenite vein and breccia are mainly composed of liquid-rich two-phase, gas-rich two-phase and daughter mineral-bearing multiphase fluid inclusions, and their homogenization temperatures and salinities vary from 260°C to 410°C and from 0.4% to 52.3% NaCl eqv, respectively. Fluid inclusions of the ore-forming late stage quartz-fluorite-galena-sphalerite vein are mainly liquid-rich two-phase fluid inclusions, and their homogenization temperatures and salinities vary from 170°C to 320°C and from 0.5% to 11.1% NaCl eqv, respectively. The ore-forming fluid of the Chalukou deposit is characterized by high temperature, high salinity and high oxygen fugacity, roughly belonging to the H₂O-NaCl±CO₂ system enriched in F. The δ¹⁸O_W values of the ore-forming fluid vary from -4.5‰ to 3.2‰, and δ^D values vary from -138‰ to -122‰, indicating that the ore-forming fluid was derived mainly from magmatic fluid mixed with meteoric water. The δ³⁴S values of metallic sulfides range from -1.9‰ to +3.6‰, with an average of +1.6‰, suggesting that the ore-forming materials came mainly from deep magma. The multi-stage boiling action of the ore-forming fluid seems to have been the dominant factor for metallic sulfide deposition.

Key words: fluid inclusion; isotope; porphyry Mo deposit; Chalukou; Da Hinggan Mountains

About the first author: LIU Jun, male, born in 1983, doctor, majors in ore deposit; E-mail: junliu@yeah.net.