

文章编号: 0258-7106(2012)05-0965-18

新疆准噶尔北缘玉勒肯哈腊苏铜(钼)矿床 流体包裹体和稳定同位素研究*

杨富全¹, 刘国仁², 秦纪华², 张志欣³, 刘振江², 张立武²,
魏广智², 刘 锋¹, 耿新霞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 新疆地质矿产勘查开发局第四地质大队, 新疆 阿勒泰 836500; 3 中国科学院新疆生态与地理研究所
新疆矿产资源研究中心, 新疆 乌鲁木齐 830011)

摘 要 玉勒肯哈腊苏中型斑岩型铜(钼)矿主要赋存在闪长玢岩中, 有少量矿化产在北塔山组火山岩及似斑状黑云母石英二长岩中。矿化呈细脉状、细脉-浸染状和浸染状。围岩蚀变主要为钾化、硅化、绢云母化、石膏化、磁铁矿化、绿泥石化、绿帘石化。矿床的形成经历了斑岩期、剪切变形期和表生期。铜和钼矿化主要形成于斑岩期的硫化物-钾硅酸盐阶段和辉钼矿阶段。石英和方解石中的流体包裹体可划分为 H₂O-NaCl 型和 H₂O-CO₂(±CH₄/N₂)-NaCl 型。硫化物-钾硅酸盐阶段的成矿温度为 141~500℃, 主要集中在 200~340℃, 流体的 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 2.96%~14.97%, 流体的密度为 0.60~0.98 g/cm³。碳酸盐阶段的流体以中-低温度(140~320℃)和低盐度[$\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 2.74%~10.61%]为特征。硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值集中于 -4.5‰~-0.1‰, 峰值为 -3.5‰, 表明硫来自深源岩浆。石英和方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 9.1‰~13.2‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 2.05‰~6.28‰, δD 值为 -120‰~-97‰, 表明主成矿阶段的成矿流体主要是岩浆水, 混合有大气降水; 碳酸盐阶段的流体主要为大气降水, 混合有岩浆水。成矿时代为中泥盆世[(373.9±2.2 Ma)]成矿作用与闪长玢岩的侵入有关。温度和压力的降低导致流体沸腾, 同时, 水-岩交换反应、流体成分的改变等在铜钼成矿过程中起着主导作用。

关键词 地球化学 斑岩铜(钼)矿床 流体包裹体 硫、氢、氧同位素 成矿作用 玉勒肯哈腊苏 准噶尔北缘 新疆
中图分类号: P618.41; P618.65 文献标志码: A

Fluid inclusion and stable isotope study of Yulekenhalasu copper-(molybdenum) deposit in northern margin of Junggar, Xinjiang

YANG FuQuan¹, LIU GuoRen², QIN JiHua², ZHANG ZhiXin³, LIU ZhenJiang²,
ZHANG LiWu², WEI GuangZhi², LIU Feng¹ and GENG XinXia¹

(1 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China;
2 No. 4 Geological Party of Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Altay 836500, Xinjiang, China;
3 Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Sciences Xinjiang Research Center for Mineral Resources,
Urumqi 830011, Xinjiang, China)

Abstract

The Yulekenhalasu medium-size porphyry copper-(molybdenum) deposit occurs in the diorite porphyry, with some mineralization also observed in the porphyroid biotite quartz monzonite and volcanic rocks of the

* 本文得到国家自然科学基金项目(编号:40972069)和国家重点基础研究发展计划项目(编号:2007CB411302)联合资助
第一作者简介 杨富全,男,1968年生,研究员,博士生导师,从事矿床地质、地球化学研究。Email: fuquanyang@163.com
收稿日期 2012-08-12; 改回日期 2012-08-20。许德煊编辑。

Beitashan Formation. Mineralization occurs as veinlets, veinlet-disseminations and stockworks. Wall-rock alteration is well developed, and mainly comprises K-feldspathization, biotitization, quartzification, sericitization, magnetitization, gypsification, chloritization, and epidotization. According to cutting relationships of the ore veins, mineral assemblages, paragenetic sequence and ore fabrics, the ore-forming process can be divided into three metallogenic periods: porphyry, shear deformation and supergene periods. The sulfides-K-silicate stage and the molybdenite stage in the porphyry period constituted the main stages for copper mineralization and molybdenum mineralization, respectively. Two types of fluid inclusions, namely $H_2O-NaCl$ and H_2O-CO_2 ($\pm CH_4/N_2$)- $NaCl$ types, have been recognized in quartz and calcite. Homogenization temperatures of fluid inclusions in the sulfides-K-silicate stage vary from $141^\circ C$ to $500^\circ C$, concentrated from $200^\circ C$ to $340^\circ C$. Salinity $w(NaCl_{eq})$ ranges from 2.96% to 14.97%. Ore fluid densities range from 0.60 to $0.98 g/cm^3$. Fluids of the carbonate stage are characterized by medium-low temperatures ($140^\circ C$ to $320^\circ C$) and low salinities (2.74% to 10.61%). $\delta^{34}S$ values of sulfides associated with mineralization range from -4.5% to -0.1% , with the peak being -3.5% , indicating that sulfur was derived from deep-seated magma. $\delta^{18}O_{SMOW}$ values of quartz and calcite range from 9.1‰ to 13.2‰, with the corresponding $\delta^{18}O_{H_2O}$ values between -2.05% and 6.28‰, and δD values of fluid inclusions vary between -120% and -97% . The combined isotopic data imply that the ore-forming fluids of the sulfides-K-silicate stage in the Yulekenhalasu Cu-(Mo) deposit were mainly derived from magmatic fluids, with a minor part from the meteoric water, and the fluids of the carbonate stage were mainly derived from the meteoric water, with a minor part from magmatic fluids. Cu-(Mo) mineralization in Yulekenhalasu took place in Middle Devonian [$(373.9 \pm 2.2) Ma$], related to the diorite porphyry. The decrease of temperature and pressure, the boiling of local ore-forming fluid, the water-rock exchange, and the compositional variation of ore fluids played important roles in ore-forming processes of the Cu-(Mo) ore bodies.

Key words: geochemistry, porphyry copper-(molybdenum) deposit, fluid inclusion, sulfur-oxygen-hydrogen stable isotopes, metallogenesis, Yulekenhalasu, northern margin of Junggar, Xinjiang

新疆准噶尔北缘位于西伯利亚板块与哈萨克斯坦-准噶尔板块的结合部位(额尔齐斯断裂带)的南侧,具有良好的成矿条件,是铜矿集区(陈毓川等, 2007)。其矿床类型主要为镁铁质-超镁铁质岩型、斑岩型和矽卡岩型,已发现喀拉通克大型铜镍矿(Mao et al., 2008a)、玉勒肯哈腊苏中型铜(钼)矿、哈腊苏中型铜矿、希勒库都克中型铜钼矿、索尔库都克中型铜钼矿、乔夏哈拉小型铁铜金矿、老山口小型铁铜金矿(包括托斯巴斯套铁铜金矿)等。在卡拉先格尔斑岩铜矿带,近年来找矿工作取得了重要进展,发现了哈腊苏中型铜矿(又称希勒克特哈腊苏铜矿、哈腊苏 I 号铜矿带)(Cu 332 + 333 储量 17.11 万吨)^①、玉勒肯哈腊苏中型铜(钼)矿^②、墩克尔曼铜矿等。前人对哈腊苏铜矿进行过详细研究,取得了一系列成果(杨文平等, 2005; Zhang et al., 2006; 闰升好等, 2006; 万博等, 2006; 吴淦国等, 2008; 杨富全

等, 2010; 薛春纪等, 2010)。

玉勒肯哈腊苏铜矿是 2007 年新疆地质矿产勘查开发局第四地质大队依据地表矿化蚀变特征及物探工作成果取得了找矿突破(刘国仁等, 2010)。赵战峰等(2009)和刘国仁等(2010)介绍了该铜矿的矿床地质特征,测定了矿区内 2 个含矿岩体的年龄,总结了找矿标志。杨富全等(2012)对该矿区侵入岩的年代学及成矿时代进行了研究,建立了岩浆侵入及成矿谱系。但是,对该矿床的岩体地质、岩体地球化学、成矿流体、成矿物质和矿床成因等目前还缺乏系统的研究。本文在野外调研和大量岩芯观察的基础上,对玉勒肯哈腊苏铜(钼)矿的矿化特征、围岩蚀变、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,探讨了成矿流体的性质及演化、成矿流体及成矿物质来源,并探讨了成矿作用。

① 王祥, 陈新杰, 夏焱, 罗世宾, 王保先, 牛春蕊, 常根营. 2008. 新疆青河县哈腊苏铜矿 I 号矿床详查地质报告. 198 页. 内部资料.

② 魏广智, 郝玉锟, 崔世臻, 焦明富, 陈蜀雁, 刘永明, 周峰, 夏焱. 2009. 新疆青河县哈腊苏勘查区年度总结报告. 内部资料.

1 成矿地质背景

玉勒肯哈腊苏铜(钼)矿床位于新疆青河县城西北约 40 km 处,大地构造上位于西伯利亚板块与哈萨克斯坦-准噶尔板块分界的 NW 向额尔齐斯-玛因鄂博断裂与 NNW 向可可托海-二台断裂的交汇部位,属哈萨克斯坦-准噶尔板块的准噶尔北缘活动陆缘内的萨吾尔晚古生代岛弧带(何国琦等 2004)。

区域上出露的地层为下泥盆统托让格库都克组、中泥盆统北塔山组和下石炭统姜巴斯套组。托让格库都克组为一套浅海相火山碎屑夹少量陆源碎屑沉积建造,下部以细砂岩为主,夹含砾粗砂岩;上部为中基性火山熔岩夹火山碎屑岩和火山碎屑沉积岩。北塔山组为一套以基性-中基性火山岩、火山碎屑岩为主,火山碎屑沉积岩次之,夹少量超基性火山岩、碳酸盐岩建造,可分为 2 个岩性段:第一岩性段以玄武安山质凝灰岩、沉凝灰岩和玄武安山岩为主,夹少量安山岩,第二岩性段以玄武岩、橄榄玄武岩、辉斑玄武岩及玄武质、玄武安山质凝灰岩为主,局部发育苦橄岩(陈毓川等 2004;张招崇等,2005);第二岩性段是区内主要的含矿层位,分布有哈腊苏铜矿(I号带)、卡拉先格尔铜矿(II号带)、老山口铜矿(III号带)、托斯巴斯套铜铁矿、托斯巴斯套南金(铜)矿、加马特金(钴)矿点等。姜巴斯套组为一套以酸性火山碎屑沉积岩为主,夹正常沉积岩和少量火山碎屑岩建造,岩性组合为千枚岩、含碳泥质粉砂岩、凝灰质粉砂岩及中酸性凝灰岩等,局部夹有硅质泥岩。

岩体及岩脉主要有(石英)闪长岩、石英闪长玢岩、二长花岗岩、花岗闪长斑岩、钾长花岗岩、(石英)正长斑岩等。岩浆侵入活动的时代主要为中泥盆世、晚石炭世和早二叠世。

区域断裂构造发育,韧性剪切变形显著。主要断裂有玛因鄂博大断裂、卡拉先格尔-结勒迪卡拉它乌 NW 向断裂、玉勒肯哈腊苏-卓勒萨依 NW 向断裂、卓勒哈依尔很(老山口)NW 向断裂、奥尔塔哈腊苏近 SN 向断裂、桑绕 NNW 向断裂等。韧性剪切带分为南、北 2 个带,南带分布在卡拉先格尔断裂以北的玉勒肯哈腊苏石英闪长岩体和北塔山组中,北带沿玉勒肯哈腊苏-卓勒萨依断裂和卓勒哈依尔很断裂分布(吴淦国等 2008)。

2 矿床地质特征

2.1 地层

玉勒肯哈腊苏铜(钼)矿区内出露的地层主要为中泥盆统北塔山组第二岩性段和下石炭统姜巴斯套组(图 1)。北塔山组第二岩性段主要为基性火山岩及其碎屑岩,岩性为玄武质凝灰岩、玄武岩、辉斑玄武岩,局部夹少量玄武质角砾凝灰岩、凝灰质砂岩、玄武质沉凝灰岩。姜巴斯套组为一套陆相碎屑岩夹火山碎屑岩建造,下部主要为含碳粉砂岩与凝灰质砂岩呈互层状产出,以凝灰质砂岩为主,夹少量英安质凝灰岩、凝灰质粗砂岩;中部岩性以英安质凝灰岩为主,夹少量凝灰质粉砂岩、玄武安山岩、玄武安山质凝灰岩及流纹岩薄层、含碳粉砂岩薄层;上部主要为安山质凝灰岩。

2.2 侵入岩及断裂

该矿区内侵入岩发育,主要岩性为石英闪长岩、黑云母石英斑岩、闪长玢岩和似斑状黑云母石英二长岩。石英闪长岩主要分布于矿区南部及东部,呈不规则岩株状侵位于北塔山组玄武岩、玄武质凝灰岩中。似斑状黑云母石英二长岩局部为中细粒黑云母石英二长岩、二长岩,主要分布于矿区南部,呈 NW 向不规则岩株状侵位于北塔山组第二段上部的辉斑玄武岩中,岩体内有少量矿化。黑云母石英斑岩在矿区零星出露,侵位于下石炭统姜巴斯套组含碳粉砂岩中。

闪长玢岩是主要的含矿岩体,侵位于北塔山组第二段上部玄武质凝灰岩、玄武岩、辉斑玄武岩中,呈 NW 向不规则岩株、岩枝、岩脉状,部分地段与姜巴斯套组呈断层接触。矿区内,闪长玢岩在地表的出露宽度为 50~500 m,延长约 2.7 km,总体走向 110°~120°。岩石具有块状构造,斑状结构,斑晶主要为斜长石(3%~30%),少量黑云母(5%~10%),斑晶粒度 0.5~1 mm,最大为 1.5 mm。斜长石以半自形-近半自形板状为主,零散定向分布,部分呈聚斑状,粒度一般为 0.1~2.0 mm,具轻微高岭土化、绢云母化、绿帘石化等。基质为细粒结构,粒度 0.05 mm,由斜长岩(50%~70%)、黑云母(5%~10%)、绢云母(2%~5%)、角闪石(2%~3%)、电气石(2%~3%)组成。基质中的斜长石部分呈他形微粒状,

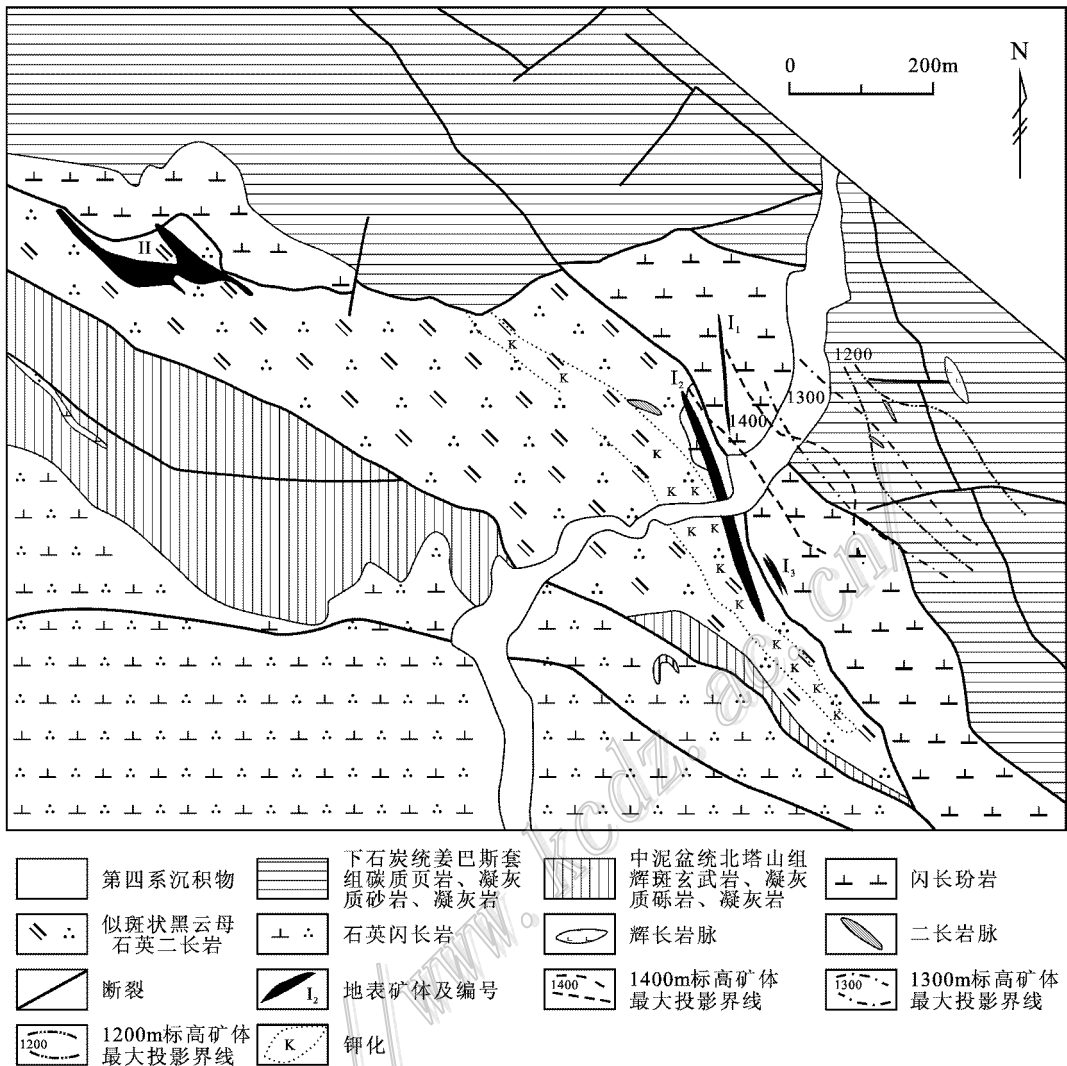


图 1 玉勒肯哈腊苏铜(钼)矿区地质略图(据新疆地质矿产勘查开发局第四地质大队 2009 年资料修改)

Fig. 1 Simplified geological map of the Yulekenhalasu Cu(Mo) deposit(modified after No. 4 Geological Party of Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, 2009)

粒径小于 0.15 mm,粒间镶嵌状,部分呈霏细状、针柱状,可见聚片双晶和卡斯巴双晶,矿物拉长,定向排列;黑云母呈鳞片-叶片状,片径小于 0.5 mm,局部绿泥石化,因受韧性变形而呈不规则透镜状、鱼形状,细片状黑云母集合体呈条纹状、条痕状等定向分布。角闪石为他形柱状、粒状、针柱状等,直径小于 0.3 mm,集合体呈线纹状定向分布。

矿区内的岩脉主要有辉长岩脉、石英正长岩脉、花岗斑岩脉、石英二长斑岩脉、石英闪长岩脉、花岗闪长斑岩脉、流纹斑岩脉等,宽几 m 至 50 余 m,长几十 m 至 300 余 m。

岩体的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄表明该矿区

内有 5 次主要的岩浆侵入活动:382 Ma 有石英闪长岩侵入,379 Ma 形成了含矿闪长玢岩,375~374 Ma 形成了似斑状黑云母石英二长岩,348 Ma 形成了黑云母石英斑岩脉(杨富全等,2012),266 Ma 形成了石英二长斑岩(赵战峰等,2009)。

玉勒肯哈腊苏矿区处于区域性的玛因鄂博大断裂与卡依尔特-二台断裂的交汇部位,受断裂的影响,矿区内发育一系列 NW 向、NE 向、近 SN 向、近 EW 向的次级断裂。NW 向次级断裂是该区内的主要断裂构造。近 EW 向断裂延伸短,多与 NW 向断裂斜交,倾向 SW 或 NE,倾角 45~85°。近 SN 向断裂亦延伸短,倾向 E 或 W,倾角较大。

矿区内发育韧性剪切变形带，强变形与弱变形相间出现。中泥盆统北塔山组、下石炭统姜巴斯套组、石英闪长岩、含矿闪长玢岩及矿体、似斑状黑云母石英二长岩和黑云母石英斑岩均发生了不同程度的糜棱岩化。地层及岩体中可见糜棱岩化、片理化、砾石压扁拉长、S-C 组构、拉伸线理、鞘褶皱、旋转碎斑、石英和长石颗粒压扁拉长的拔丝现象等。

2.3 矿体及矿石特征

矿化主要受闪长玢岩，其次是似斑状黑云母石英二长岩的控制，有少部分矿化赋存在北塔山组火山熔岩和火山碎屑岩中。已圈定出 I 号和 II 号 2 个矿化带。

I 号矿化带分布于矿区中-东部（图 1）8~20 线间，呈不规则的长条状，断续延长约 800 m，宽 20~120 m，总体走向 330°左右，倾向 NE。矿化带内的岩石主要为闪长玢岩，有少量似斑状黑云母石英二长岩。该矿化带主要由 4 个矿体组成，为隐伏-半隐伏

矿体。其中的 I₂ 矿体是主矿体，由工业铜矿体和低品位铜矿体组成，位于 0~20 勘探线间的 1530~845 m 水平标高之间，目前深部控制矿体长度大于 500 m，矿体厚度 2.1~45.1 m，控制矿体最大斜深 810 m。I₁ 矿体位于 0~16 勘探线间 1 160 m 标高至地表，长约 170 m，平均厚度 4 m，目前控制最大斜深 500 m。I₄ 矿体位于 5~20 勘探线 1400~820 m 水平标高之间，主要由工业矿体和少量低品位矿体组成，低品位矿体厚度小，一般为 1.9~4.0 m，最厚 7.8 m，平均厚度 3.9 m，工业矿体厚度为 1.8~17.8 m，平均厚度 12.1 m。4 个矿体主要分布在蚀变闪长玢岩的中-下部，呈脉状、似层状、透镜状，NW 向延伸，具分枝复合、膨缩变化，沿走向和倾向铜工业矿体向 NE 倾伏（图 2）。矿体展布形态受闪长玢岩的控制。在 I 号矿化带内圈出了 2 个钼矿体和 2 个钼矿化体，主要分布在 I₂ 矿体中。钼矿体平均厚度 7.6 m，沿走向目前控制长度约为 200 m，沿倾向延长

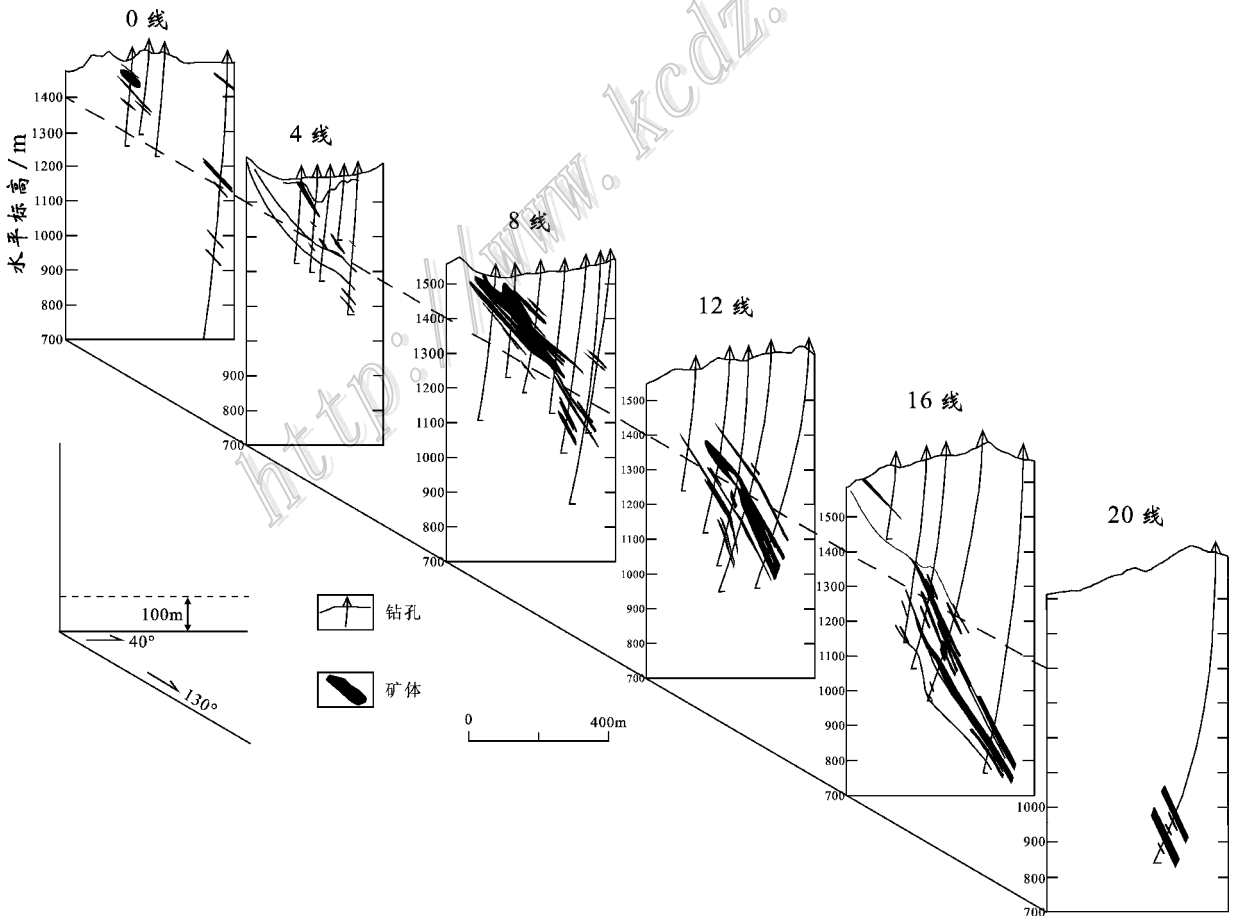


图 2 玉勒肯哈腊苏铜（钼）矿床联合剖面图（据刘国仁等，2010）

Fig. 2 Combined geological section of the Yulekenhalasu Cu(Mo) deposit (after Liu et al., 2010)

约 250 m。在 I 号矿化带深部,局部可圈定出磁铁矿矿体。

II 号矿化带分布在该矿区的北西部(图 1),长约 350 m,宽 10~100 m。矿化岩石以似斑状黑云母石英二长岩为主,次为玄武岩。目前,在地表已圈出一个品位较高的铜-金矿体和 3 个规模较小的铜-金矿化体。

该矿区的矿石类型可分为黄铁矿黄铜矿矿石、含辉钼矿黄铜矿矿石、辉钼矿矿石和磁铁矿矿石。矿石主要有浸染状、团块状、网脉状、细脉-浸染状、细脉状及角砾状等构造(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、共结结构、碎裂结构、交代结构等。矿石的金属矿物主要为黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、辉钼矿、磁铁矿,有少量方铅矿、磁黄铁矿、毒砂、钛磁铁矿、白钛矿;非金属矿物有石英、斜长石、钾长石、黑云母、绿帘石、绿泥石、角闪石、方解石、石膏。I₁ 矿体的 $w(\text{Cu})$ 平均为 0.25%, I₂ 矿体的 $w(\text{Cu})$ 平均为 0.79%, I₃ 矿体的 $w(\text{Cu})$ 平均为 0.73%, I₄ 矿体的 $w(\text{Cu})$ 平均为 0.67%。矿石中伴生的 $w(\text{Au})$ 为 0.43~0.63 g/t,伴生的 $w(\text{Mo})$ 为 0.027%。钼矿石的 $w(\text{Mo})$ 平均为 0.06%(刘国仁等 2010)。

2.4 热液蚀变

该矿区的岩体及火山岩系中蚀变发育,种类多,不同岩性发育有不同的蚀变(图 3)。在辉斑玄武岩、凝灰岩和绢云母石英片岩中,主要蚀变有绿泥石化、绿帘石化、绢云母化、黄铁矿化、方解石化、黑云母化,还有少量透闪石化、硅化和钠长石化。碳质板岩中发育有磁黄铁矿化、黄铁矿化、硅化、石墨化。

闪长玢岩内主要发育钾硅酸盐化(包括石英、钾长石、黑云母、磁铁矿)、黄铁石英绢云母化(石英、绢云母、白云母、绿泥石、石膏、黄铁矿)、青磐岩化(绿帘石、绿泥石、黄铁矿、方解石),还有少量黏土化、萤石化、磁黄铁矿化。含矿斑岩中的蚀变略具分带性,由闪长玢岩体向外,总体具有钾长石化-黑云母化-硅化、绢云岩化-青磐岩化(绿帘石、绿泥石、黄铁矿、方解石)的蚀变分带特征,与地层接触的部位发育有不连续的硅化-绢云母化蚀变。在矿区西南部北塔山组及石英闪长岩靠近斑岩体的部位,蚀变以黑云母化为主,远离岩体则渐变为以绿泥石化、绿帘石化、碳酸盐化为主。石膏化至少有 2 期,早期与岩浆热液活动有关,形成于剪切变形之前,晚期石膏化形成于剪切变形之后,穿切了糜棱面理。矿化主要分布

在闪长玢岩中的钾长石化-黑云母化-硅化蚀变带。似斑状黑云母石英二长岩中发育硅化、钾长石化、绿帘石化、磁铁矿化和黄铁矿化。

矿区内的钾硅酸盐化、黄铁石英绢云岩化和青磐岩化 3 种蚀变带在空间上往往叠加在一起,很难划分出单独的蚀变带。围岩蚀变中的硅化和钾长石化与铜和钼矿化有关,硅化、绿帘石化和绿泥石化与铁矿化有密切关系。

2.5 成矿期

根据矿体特征、穿插关系、矿物共生组合、生成顺序及矿石组构等,将矿床的形成过程划分为 3 期,即斑岩期、剪切变形期和表生期。

(1) 斑岩期:为主要成矿期,可进一步划分为 5 个成矿阶段,即磁铁矿阶段、硫化物-钾硅酸盐阶段、辉钼矿阶段、硫酸盐阶段和碳酸盐阶段。

磁铁矿阶段。铁的主要成矿阶段,形成了磁铁矿和黄铁矿,呈浸染状、网脉状、细脉状和块状分布在闪长玢岩中(图 3F、G、H、K),局部可圈出磁铁矿矿体。矿物组合有磁铁矿+石英+钾长石+绿帘石组合、磁铁矿+黄铁矿+石英组合、磁铁矿+黄铁矿+绿泥石组合、黄铁矿+磁铁矿组合、磁铁矿+石英+绿帘石组合。该阶段发育大量磁铁矿,表明形成玉勒肯哈腊苏含矿闪长玢岩的岩浆具有较高的氧逸度。

硫化物-钾硅酸盐阶段。铜的主要成矿阶段,形成的钾硅酸盐蚀变呈面型分布,蚀变矿物主要有钾长石、黑云母和石英,有少量钠长石。石英除面型分布外,多呈细脉、网脉状分布,钾长石以面状分布为主,少量为脉状。该阶段形成了浸染状、细脉-浸染状、细脉状和网脉状黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿,有少量磁铁矿和斑铜矿。黄铁矿最发育,呈浸染状分布于含矿岩体或火山岩系中,或分布于石英细脉中,或与黄铜矿、磁黄铁矿、磁铁矿共生分布于(钾长石)石英细脉中。

辉钼矿阶段。钼的主要成矿阶段,主要形成了浸染状、细脉状、薄膜状辉钼矿,有少量辉钼矿石英细脉。辉钼矿分布于钾长石石英蚀变岩中,或沿裂隙分布,明显穿切硫化物-钾硅酸盐阶段所形成的硫化物(钾长石)石英脉。

硫酸盐阶段。主要形成石膏细脉,以及少量黄铁矿石膏细脉。

碳酸盐阶段。主要形成方解石脉、石英方解石脉,伴有少量黄铁矿和黄铜矿。

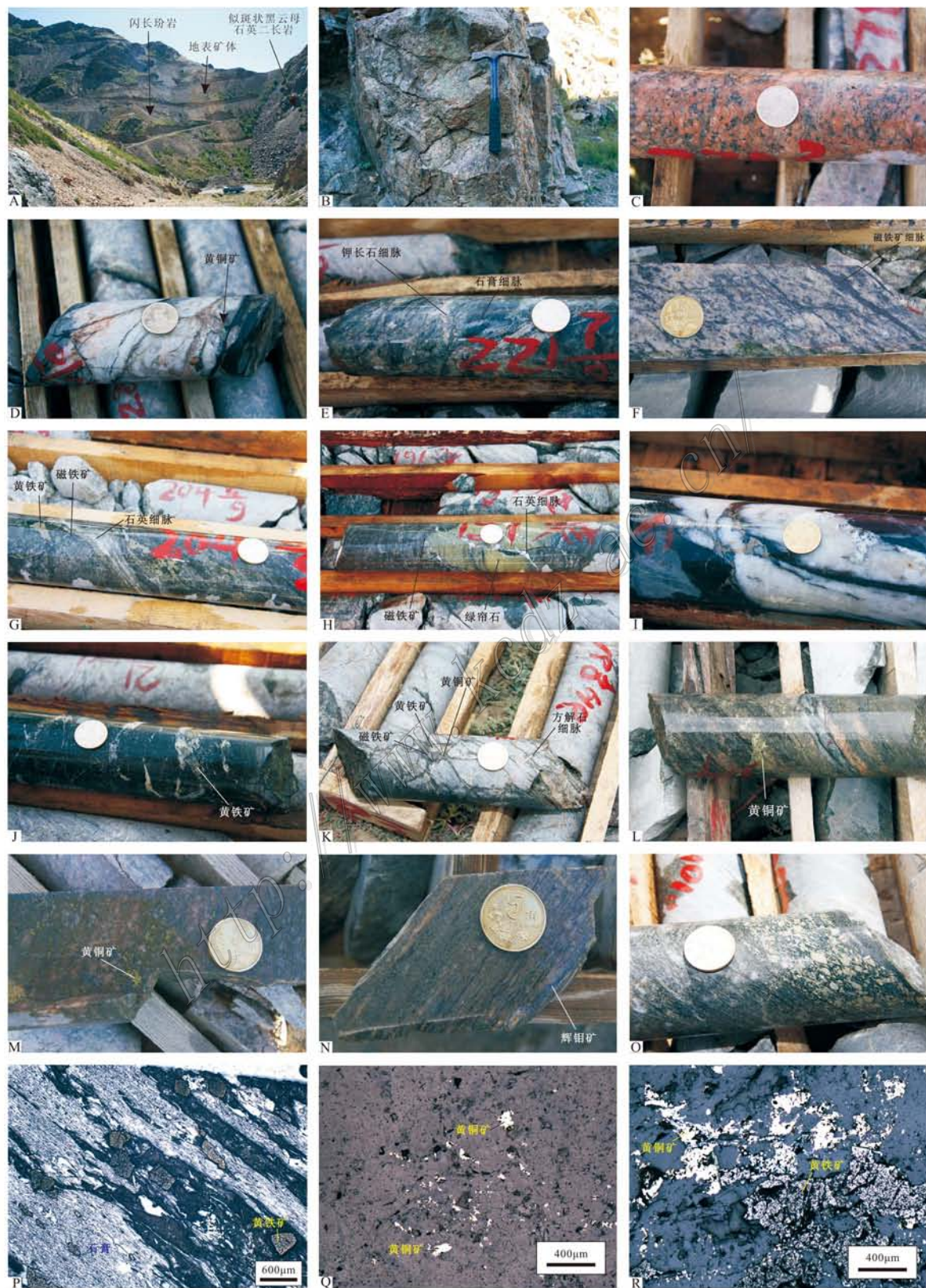


图 3 玉勒肯哈腊苏铜(钼)矿床围岩蚀变及矿化特征

A. 矿体及含矿岩体; B. 似斑状黑云母石英二长岩中的钾长石化和绿帘石化; C. 闪长玢岩中的钾化; D. 闪长玢岩中的黄铜矿钾长石石

英脉;E. 闪长玢岩中的石膏细脉穿切钾长石细脉;F. 硅化闪长玢岩中的磁铁矿细脉-网脉;G. 具黄铁矿化、磁铁矿化、硅化的闪长玢岩;H. 闪长玢岩中的硅化、绿帘石化、磁铁矿化;I. 磁黄铁矿石英脉;J. 糜棱岩化闪长玢岩中的黄铁矿方解石石英脉;K. 糜棱岩化闪长玢岩中的黄铜矿黄铁矿磁铁矿脉,方解石细脉;L. 黄铜矿呈团块状和细脉状分布于钾长石化闪长玢岩中;M. 黄铜矿呈细脉-浸染状分布于钾长石硅化闪长玢岩中;N. 黄铁矿化辉钼矿化闪长玢岩,具定向排列;O. 糜棱岩化黄铁矿闪长玢岩,黄铁矿呈旋转碎斑;P. 黄铁矿石膏细脉;Q. 黄铜矿浸染状分布于闪长玢岩中;R. 黄铁矿、黄铜矿呈网脉状分布于闪长玢岩中

Fig. 3 Wall-rock alteration and mineralization characteristics of the Yulekenhalasu Cu-(Mo) deposit

A. Ore body and ore-bearing porphyries; B. Porphyroid biotite quartz monzonite with K-feldspathization and epidotization; C. Diorite porphyry with potassic alteration; D. Chalcopyrite-K-feldspar-quartz vein distributed in diorite porphyry; E. Gypsum veinlets penetrating K-feldspar veinlets in diorite porphyry; F. Magnetite veinlets-stockwork in silicified diorite porphyry; G. Diorite porphyry with pyritization, magnetitization and quartzification; H. Diorite porphyry with quartzification, epidotization and magnetitization; I. Pyrrhotite-quartz vein; J. Pyrite-calcite-quartz in diorite porphyry with mylonitization; K. Chalcopyrite-pyrite-magnetite vein and calcite vein in diorite porphyry with mylonitization; L. Chalcopyrite lump and veinlets distributed in diorite porphyry with K-feldspathization; M. Chalcopyrite veinlet-disseminations distributed in diorite porphyry with K-feldspathization and quartzification; N. Diorite porphyry with pyrite and molybdenite, minerals in oriented parallel arrangement; O. Pyrite as lenses in diorite porphyry; P. Pyrite gypsum veinlet; Q. Chalcopyrite disseminations distributed in diorite porphyry; R. Pyrite chalcopyrite stockwork distributed in diorite porphyry

(2) 剪切变形期:发育韧性剪切变形带,矿体剪切变形,发生了糜棱岩化,非金属矿物、黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿、磁黄铁矿和磁铁矿呈强烈定向排列,形成了拉伸线理(图3N),黄铁矿可形成旋转碎斑(图3O),石英、长石颗粒压扁拉长具有拔丝现象等。该期有少量成矿元素活化、迁移、再沉淀。

(3) 表生期:黄铁矿氧化成褐铁矿,黄铜矿氧化成孔雀石和蓝铜矿,长石发生高岭土化。

3 样品及分析方法

3.1 样品

22件硫化物硫同位素样品采自ZK0803、ZK0804、ZK0805、ZK0806、ZK1202和ZK1605钻孔的岩芯,主要为矿石和含矿闪长玢岩中的黄铁矿化,以及少量凝灰岩、碳质板岩和石英砂岩中的黄铁矿化。

11件石英和1件方解石的氢和氧同位素样品采自ZK0805、ZK0806、ZK0807和ZK1605钻孔的岩芯,其中硫化物-钾硅酸盐阶段有9件,碳酸盐阶段有3件。岩性为含矿闪长玢岩中的(黄铜矿、黄铁矿)石英脉、含黄铁矿方解石石英脉、(黄铜矿)钾长石石英脉,凝灰岩中的石英脉和含黄铁矿石英脉。

21件石英和方解石的流体包裹体样品采自ZK0805、ZK0806、ZK0807、ZK1204和ZK1605钻孔的岩芯,其中的13件采自硫化物-钾硅酸盐阶段,8件采自碳酸盐阶段。岩性为含矿闪长玢岩中的(黄铁矿、黄铜矿)石英脉、(黄铁矿)方解石石英脉、含黑云母石英方解石脉、方解石脉、(黄铜矿)钾长石石英脉,凝灰岩和玄武岩中的(黄铁矿)石英脉和方解石脉。

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,对其中的石英和方解石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和方解石单矿物,纯度达99%以上。石英氧同位素分析应用BrF₅法(Clayton et al., 1963)。将纯净的石英样品与BrF₅反应15 h,萃取氧,分离出的氧进入CO₂转化系统,温度为700℃,时间为12 min,最后收集CO₂(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,释放出挥发份,提取水蒸气,在400℃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)。

方解石的氧同位素分析步骤如下。在25℃条件下,使方解石与磷酸反应释放出CO₂(McCrea, 1950),用中国的国家一级碳酸盐碳、氧同位素参考物质GBW04416和GBW04417作为工作标准,GBW04416的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值分别为1.61‰和-11.59‰,GBW04417的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值分别为-6.06‰和-24.12‰。方解石样品的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值直接从CO₂测得。在转换 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 与 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 时,使用Friedman等(1977)的方程式: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} =$

$1.03086\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.8\text{‰}$ (Mao et al., 2008b)

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 VCDT 为标准,测试精密密度为 $\pm 0.2\text{‰}$,氧同位素的测试精密密度为 $\pm 0.2\text{‰}$,氢同位素的测试精密密度为 $\pm 2\text{‰}$ 。

4 测试结果

4.1 流体包裹体特征

依据室温下包裹体的物理相态和化学组成,将玉勒肯哈腊苏铜(钼)矿的原生和假次生流体包裹体划分为 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 型和 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2(\pm \text{CH}_4/\text{N}_2)-\text{NaCl}$ 型。按卢焕章等(2004)的分类方案,将 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 型

包裹体划分为纯气体包裹体、气体包裹体、液体包裹体(气液两相包裹体)和含子矿物多相包裹体; $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2(\pm \text{CH}_4/\text{N}_2)-\text{NaCl}$ 型包裹体包括含液体 CO_2 的三相包裹体和两相型 CO_2 包裹体。不同成矿阶段、不同矿物内包裹体的类型各不相同,其特征见图 4 和表 1。

硫化物-钾硅酸盐阶段的石英中包裹体发育,类型以液相包裹体、含液体 CO_2 三相包裹体和两相 CO_2 包裹体为主,有少量气体包裹体和纯气体包裹体。包裹体普遍较小,一般长轴为 $1\sim 5\ \mu\text{m}$,个别达 $10\sim 20\ \mu\text{m}$,有些则小于 $1\ \mu\text{m}$ 。斑岩铜矿一般普遍发育含子矿物包裹体(如伊朗的 Reagan 铜矿, Hezarkhani, 2005; 新疆的哈腊苏铜(钼)矿, 包古图铜矿, 达巴特铜矿, 张作衡等, 2009; 张志欣等, 2010; 杨富

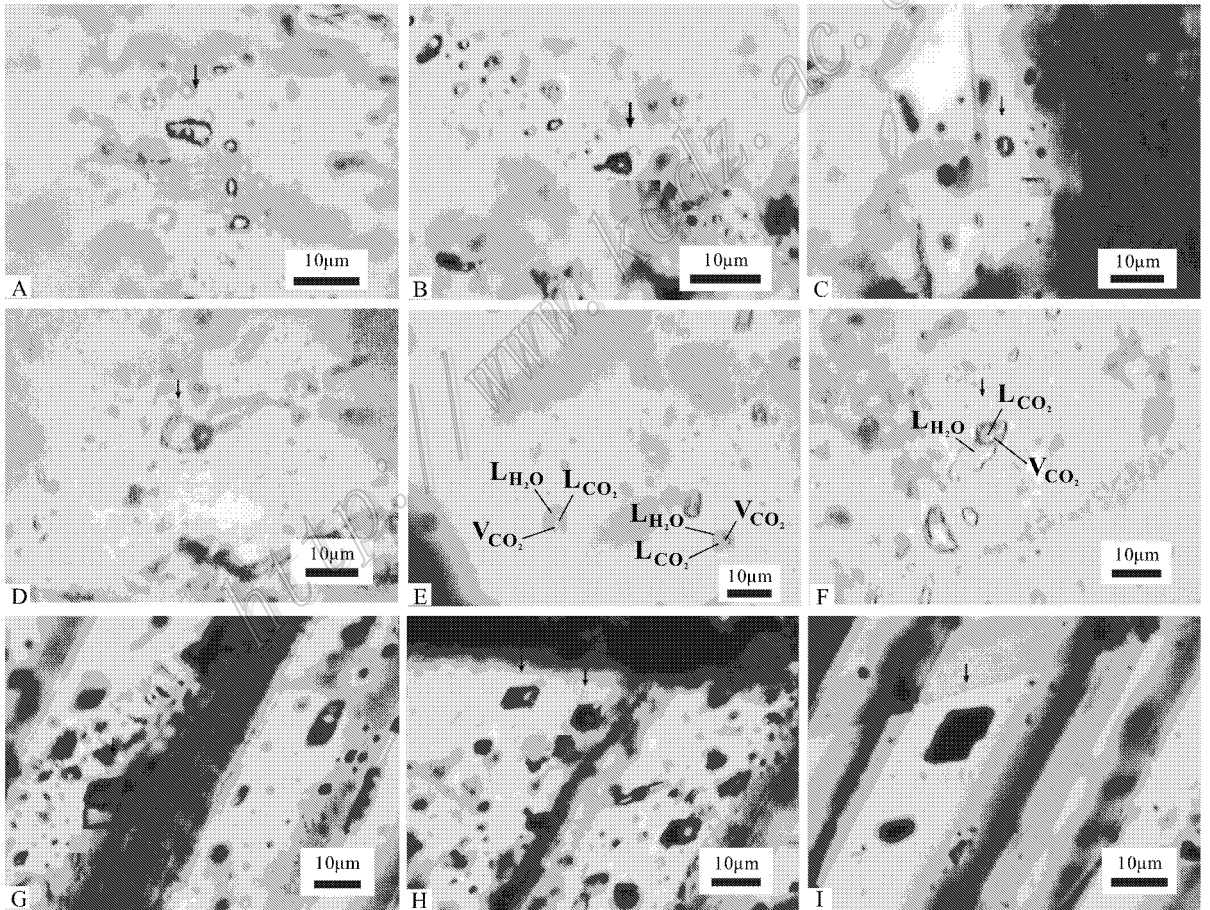


图 4 玉勒肯哈腊苏铜(钼)矿床流体包裹体显微照片

A~F. 主矿物为石英:A. 液体包裹体;B. 气体包裹体;C. 纯气体包裹体;D. 两相型 CO_2 包裹体;E. 含液相 CO_2 三相包裹体与液体包裹体共存;F. 含液相 CO_2 三相包裹体;G~I. 主矿物为方解石:G. 液体包裹体;H. 液体包裹体和气体包裹体;I. 纯气体包裹体

Fig. 4 Photomicrographs of fluid inclusions in the Yulekenhalasu Cu(Mo) deposit

A~F. Fluid inclusions in quartz:A. Liquid inclusions;B. Vapor inclusions;C. Pure vapor inclusions;D. Two-phase CO_2 -type inclusions;E. Three-phase CO_2 -type inclusions coexistent with liquid inclusions;F. Three-phase CO_2 -type inclusions;G~I. Fluid inclusions in calcite:

G. Liquid inclusions;H. Liquid inclusions coexistent with vapor inclusions;I. Pure vapor inclusions

表 1 玉勒肯哈腊苏铜(钼)矿床包裹体类型及特征

Table 1 Inclusion types and characteristics of the Yulekenhalasu Cu-(Mo) deposit

成矿阶段	主矿物	包裹体类型	观察包裹体数/个	组成	形态	长轴/ μm	气相分数
硫化物-钾硅酸盐阶段	石英	纯气体包裹体	1	单相气体	不规则状	4	100%
		气体包裹体	8	液相和气相	多边形、不规则状、椭圆状	3~6	50%~80%
		液体包裹体	82	液相和气相	不规则状、长条状、管状、负晶形、椭圆状	1~6, 少量10	5%~40%, 集中在5%~20%
		两相 CO ₂ 包裹体	37	液相 CO ₂ 和气相	不规则状、椭圆状、负晶形、长条状	3~7, 少量	气相 CO ₂ 占
		三相 CO ₂ 包裹体	22	液相 CO ₂ 、气相 CO ₂ 和水溶液	椭圆状、负晶形、长条状、不规则状	10~20, 3~6	5%~80%, 10%~80%
碳酸盐阶段	方解石	气体包裹体	3	液相和气相	不规则状、长条状	6~8	70%
		液体包裹体	57	液相和气相	不规则状、长条状、负晶形	3~8, 少量10~20	5%~40%, 主要集中在10%~20%
	石英	气体包裹体	1	液相和气相	椭圆状	4	70%
		液体包裹体	16	液相和气相	不规则状、管状、负晶形、椭圆状	2~5, 少量8~10	10%~20%

全等, 2010; Shen et al., 2010; 西藏驱龙铜矿, Yang et al., 2009), 但玉勒肯哈腊苏铜矿硫化物-钾硅酸盐阶段的石英中含子矿物包裹体相对较少, 可能是石英中的包裹体较小而难以观察到或是其他原因, 还有待进一步研究。含液体 CO₂ 三相包裹体和两相 CO₂ 包裹体在石英中十分发育, 如 YLKZK0807-8 (黄铜矿钾长石石英脉)、YLKZK0807-17 (黄铜矿石英脉)、ZK08-5-16 (黄铁矿石英脉)、ZK08-6-5 (黄铁矿钾长石石英脉) 中, 95% 以上的包裹体是两相 CO₂ 包裹体和含液体 CO₂ 三相包裹体或其中之一, 只有少量液相包裹体。含液体 CO₂ 的三相包裹体(图 4E、F)由 V_{CO₂}、L_{CO₂} 和 L_{H₂O} 三相组成, CO₂ 相的体积百分数为 10%~80%。室温下一般出现液态 CO₂、气态 CO₂ 和水溶液相, 部分呈现两相(V_{CO₂} 和 L_{CO₂}), 但降温后出现三相。该类包裹体呈孤立状、成群或沿愈合裂隙分布, 常与其他类型包裹体共生(图 4E)。两相 CO₂ 包裹体(图 4D)几乎全部(95%~100%)由 CO₂ 充填, 常温下出现液态和气态 CO₂, 包裹体形态为不规则形、负晶形和椭圆形, 大小为 3~7 μm , 气态 CO₂ 占 5%~80%。该类型包裹体与含液体 CO₂ 的三相包裹体共生。

碳酸盐阶段方解石脉、石英方解石脉中的石英和方解石内, 包裹体相对不发育, 包裹体类型简单, 以液相包裹体为主, 有少量气体包裹体, 基本上不发育 CO₂ 型包裹体。相对于方解石, 石英中的包裹体多数较小, 长轴一般小于 2 μm 。

4.2 显微测温结果

对采自硫化物-钾硅酸盐阶段和碳酸盐阶段的

21 件样品中的 H₂O-NaCl 型和 H₂O-CO₂(\pm CH₄/N₂)-NaCl 型包裹体进行了显微测温。

硫化物-钾硅酸盐阶段石英中液体包裹体和少量气体包裹体的均一温度变化较大, 为 141~500 $^{\circ}\text{C}$, 少数大于 550 $^{\circ}\text{C}$, 主要集中在 200~340 $^{\circ}\text{C}$, 在 200 $^{\circ}\text{C}$ 和 300 $^{\circ}\text{C}$ 出现明显的峰值(图 5)。冰点温度变化于 -11~-1.8 $^{\circ}\text{C}$, 利用冰点温度在冰点-盐度关系表(Bodnar, 1993)中, 查得流体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 3.06%~14.97%(图 6)。用流体包裹体均一温度和盐度在 NaCl-H₂O 体系的 $t-w-\rho$ 相图(Bodnar, 1983)上进行投影, 获得其密度为 0.60~0.98 g/cm³。

对 7 件样品中石英内的 59 个含液体 CO₂ 三相包裹体和 CO₂ 两相型包裹体进行了显微测温(表 2)。这 2 类包裹体的 CO₂ 初熔温度变化范围一致, 为 -70.5~-60.0 $^{\circ}\text{C}$, 峰值为 -62.5 $^{\circ}\text{C}$ (图 7), 表明流体成分中除 CO₂ 外, 还存在 CH₄、N₂ 等其他气体(Burruss, 1981)。14 个含液体 CO₂ 三相包裹体的笼形化合物熔化温度为 4.2~8.1 $^{\circ}\text{C}$, 根据 Collins(1979)的笼形化合物熔化温度和盐度关系表, 求得 CO₂ 型包裹体的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 2.96%~12.29%, 峰值为 10.5%(图 6)。20 个含液体 CO₂ 三相包裹体的部分均一温度为 -1.0~19.1 $^{\circ}\text{C}$ (表 2), 峰值为 7 $^{\circ}\text{C}$ (图 8), 完全均一温度为 219~494 $^{\circ}\text{C}$, 峰值为 270 $^{\circ}\text{C}$ 。37 个 CO₂ 两相型包裹体的完全均一温度为 -16.1~27 $^{\circ}\text{C}$ (表 2), 峰值为 -4 $^{\circ}\text{C}$ 和 5 $^{\circ}\text{C}$ (图 8)。

碳酸盐阶段石英中液体包裹体(个别为气体包裹体)的均一温度变化较大, 为 141~322 $^{\circ}\text{C}$ (图 5),

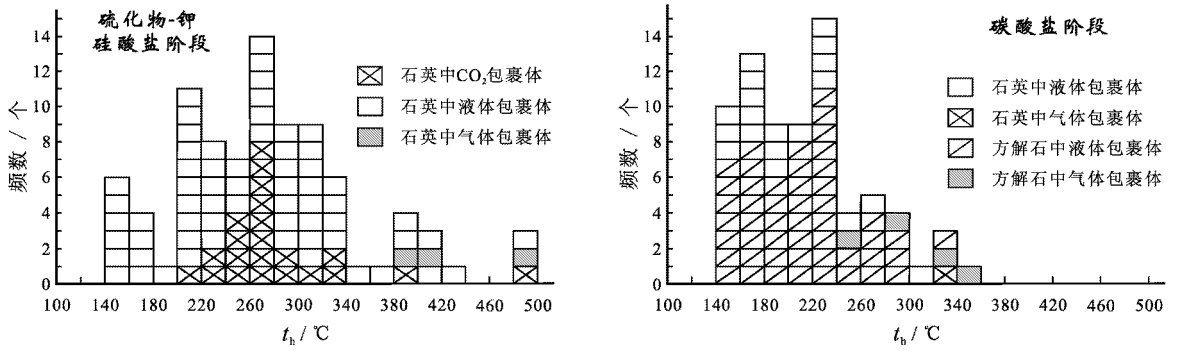


图 5 玉勒肯哈腊苏铜（钼）矿床流体包裹体均一温度直方图

Fig. 5 Histogram of homogenization temperatures for fluid inclusions of the Yulekenhalasu Cu(Mo) deposit

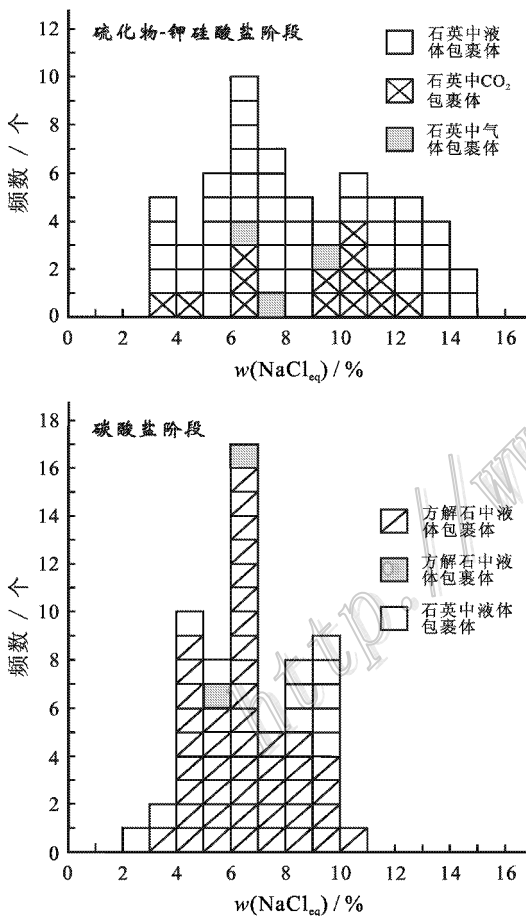


图 6 玉勒肯哈腊苏铜（钼）矿床流体包裹体盐度直方图

Fig. 6 Histogram of salinities for fluid inclusions of the Yulekenhalasu Cu(Mo) deposit

冰点温度为 $-6.5 \sim -1.6^{\circ}\text{C}$ ，流体的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $2.74\% \sim 9.86\%$ ，峰值为 9.5% （图 6），密度为 $0.89 \sim 0.99 \text{ g/cm}^3$ 。方解石中液体包裹体和少量气体包裹体均一温度的变化范围与石英中的基本一致，为

$140 \sim 355^{\circ}\text{C}$ ，冰点温度为 $-7.1 \sim -2.3^{\circ}\text{C}$ ，流体的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $3.87\% \sim 10.61\%$ ，密度为 $0.66 \sim 0.97 \text{ g/cm}^3$ 。

4.3 硫、氢和氧同位素

玉勒肯哈腊苏铜（钼）矿床内 22 件黄铁矿、黄铜矿和磁黄铁矿的硫同位素测试结果列于表 3，其 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 $-6.3\% \sim -0.1\%$ 。

玉勒肯哈腊苏矿床内 12 件样品的氢和氧同位素测试结果列于表 4。9 件硫化物-钾硅酸盐阶段石英的 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 值变化范围较大，为 $-120\% \sim -97\%$ ， $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 $9.9\% \sim 13.2\%$ 。使用石英-水分馏方程 $1000\alpha = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.40$ (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 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $1.41\% \sim 6.82\%$ ，平均值为 3.58% 。

2 件碳酸盐阶段石英的 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 为 $-119\% \sim -118\%$ ， $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值介于 $11.3\% \sim 11.7\%$ ，计算流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $2.41 \sim 2.54\%$ （表 4）。1 件方解石的 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 为 -101% ， $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 9.1% ，使用方解石-水分馏方程 $1000\alpha = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 3.39$ (O'Neil et al., 1969) 和方解石中流体包裹体均一温度平均值，计算流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 2.05% （表 4）。

5 讨论

5.1 成矿物质来源

玉勒肯哈腊苏矿床内 15 件黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化较小，主要集中在 $-3.9\% \sim -0.1\%$ ，平均值为 -2.4% 。6 件黄铜矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-4.5\% \sim -0.2\%$ ，平均值为 -2.02% 。1 件磁黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值

表 2 玉勒肯哈腊苏铜(钼)矿床石英中 CO₂ 包裹体显微测温结果Table 2 Microthermometric data for CO₂-types inclusions in quartz from the Yulekenhalasu Cu(Mo) deposit

包裹体类型	α (CO ₂ 相) / %	α (气相 CO ₂) / %	CO ₂ 的初熔温度 / °C	笼形物消失温度 / °C	CO ₂ 部分均一温度 / °C	t_h / °C		$w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) / \%$	
						范围	平均	范围	平均
含液体 CO ₂ 三相包裹体	10~80	5~20	-70.2~-61.7 (19)	4.2~8.1 (14)	-1.0~-19.1 (20)	219~494 (22)	285	2.96~12.29 (14)	8.74
CO ₂ 两相包裹体	100	5~80	-70.5~-61 (31)			-16.1~27 (37)	1.7		

注 括弧数字为测定包裹体数。

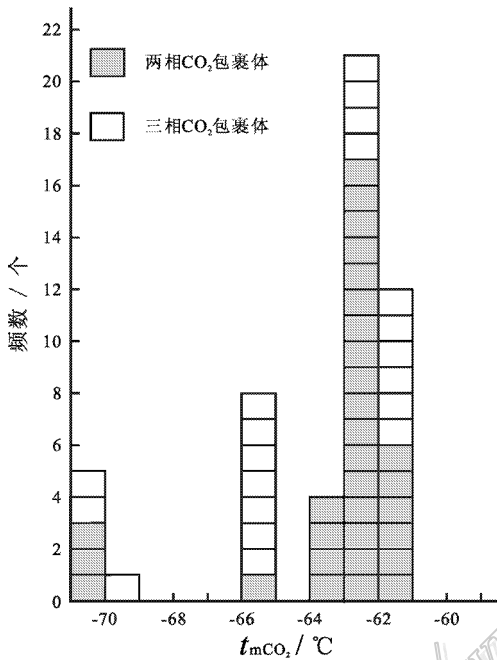


图 7 玉勒肯哈腊苏铜矿床 CO₂ 型包裹体初熔温度直方图
Fig. 7 Histogram of initial melting temperatures of CO₂-type inclusions in the Yulekenhalasu copper deposit

为 -6.3‰(表 3)。可看出 $\delta^{34}\text{S}_{\text{黄铜矿}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{黄铁矿}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{磁黄铁矿}}$, 表明硫同位素未达到平衡(郑永飞等, 2000)。

22 件硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值集中变化于 -4‰~0‰, 峰值为 -3.5‰(图 9), 少数为 -6.3‰, 其变化范围及峰值与哈腊苏铜矿一致(-6.5‰~-1.6‰, 闫升好等, 2006), 表明处于同一矿带且具有相同成矿时代(杨富全等, 2010, 2012)的这 2 个矿床具有相同的硫同位素来源。根据矿物沉淀时的化学环境可以估计出热液的硫同位素组成, 在出现磁黄铁矿-黄铁矿-方解石组合的低氧逸度条件下, 黄铁矿的平均 $\delta^{34}\text{S}$ 值大致相当于热液的总硫值(Ohmoto, 1972; 郑永飞和陈江峰, 2000), 即玉勒肯哈腊苏铜(钼)矿成矿流

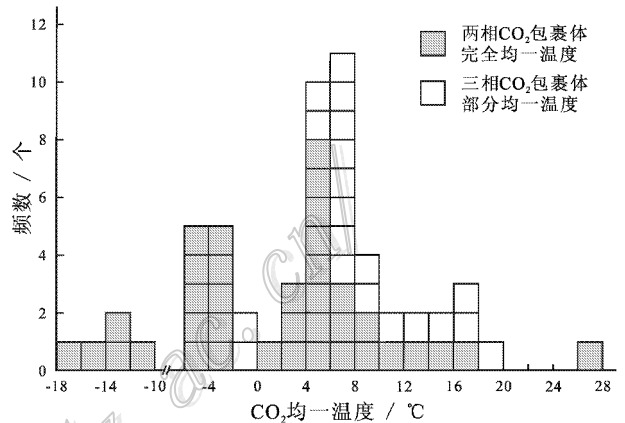


图 8 玉勒肯哈腊苏铜(钼)矿床 CO₂ 型包裹体均一温度直方图

Fig. 8 Histogram of homogenization temperatures of CO₂-type inclusions in the Yulekenhalasu Cu(Mo) deposit

体的总硫值为 -2.4‰, 落在幔源硫的变化范围内(0 ± 3‰, Hoefs, 1997), 表明成矿流体中的硫来自深部岩浆。磁黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -6.3‰, 是岩浆上升过程中 SO₂ 去气效应的结果(郑永飞和陈江峰, 2000)。

西准噶尔包古图斑岩铜矿 34 件硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 -5.1‰~0.7‰, 峰值为 0.5‰(宋会侠等, 2007; 张志欣等, 2010; Shen et al., 2012), 哈腊苏斑岩铜矿 27 件硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 -6.5‰~-1.6‰, 峰值为 -3.5‰(闫升好等, 2006), 东天山土屋-延东斑岩铜矿 15 件硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 -0.9‰~1.3‰, 平均为 0.3‰(芮宗瑶等, 2002; Han et al., 2006), 哈萨克斯坦巴尔喀什斑岩铜矿带 $\delta^{34}\text{S}$ 峰值为 -2.5‰和 -4.5‰(Kolesnikov, 1991; 李光明等, 2008), 蒙古国额尔登特斑岩铜钼矿 10 件硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 -2.1‰~0.8‰, 平均为 0.6‰(江思宏等, 2010), 由此可见, 玉勒肯哈腊苏铜(钼)矿与中亚斑岩铜矿带其他矿床的硫同位素具有一致的来源, 即来自深源岩浆。

表 3 玉勒肯哈腊苏铜(钼)矿床硫化物硫同位素组成

Table 3 Sulfur isotope composition of sulfides from the Yulekenhalasu Cu-(Mo) deposit

序号	样品号	样品描述	矿物	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$	序号	样品号	样品描述	矿物	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$
1	ZK0805-1	黄铁矿浸染状分布于闪长玢岩中	黄铁矿	-1	12	ZK0806-1	黄铁矿浸染状分布于石英砂岩中	黄铁矿	-0.6
2	ZK0805-2	黄铁矿细脉分布于闪长玢岩中	黄铁矿	-3.3	13	ZK0806-4	黄铁矿浸染状分布于凝灰岩中,发育石英细脉	黄铁矿	-0.5
3	ZK0805-4	黄铁矿细脉分布于闪长玢岩中	黄铁矿	-3.9	14	ZK0806-7	黄铁矿浸染状分布于闪长玢岩中	黄铁矿	-3.8
4	ZK0805-5	黄铁矿黑云母细脉分布于闪长玢岩中	黄铁矿	-1.8	15	YKZK1202-6-2	黄铁矿黄铜矿浸染状分布于闪长玢岩中	黄铁矿	-0.1
5	ZK0805-6	黄铁矿黑云母细脉分布于绿泥石化闪长玢岩中	黄铁矿	-2.2	16	YKH-24-1	闪长玢岩中浸染状矿化,发育石英细脉	黄铜矿	-2
6	ZK0805-10	黄铁矿细脉分布于闪长玢岩中	黄铁矿	-3.1	17	YKZK0803-1	黄铜矿浸染状分布于钾长石化闪长玢岩中	黄铜矿	-4.5
7	ZK0805-11	黄铁矿细脉分布于闪长玢岩中	黄铁矿	-3.9	18	YKZK0804-28	黄铜矿浸染状分布于钾长石化闪长玢岩中	黄铜矿	-2.5
8	ZK0805-12	黄铁矿细脉分布于绿帘石化磁铁矿化闪长玢岩中	黄铁矿	-2.6	19	YKZK0804-30	黄铜矿细脉,浸染状分布于闪长玢岩中	黄铜矿	-2.1
9	ZK0805-14	含黄铁矿方解石石英脉分布于碳质板岩中	黄铁矿	-3.9	20	YKZK0806-8	黄铁矿黄铜矿浸染状分布于闪长玢岩中	黄铜矿	-0.2
10	ZK0805-18	黄铁矿细脉-浸染状分布于闪长玢岩中,见方解石细脉和磁铁矿细脉	黄铁矿	-3.4	21	YKZK1202-6-1	黄铁矿黄铜矿浸染状分布于闪长玢岩中	黄铜矿	-0.8
11	YKH-24-2	闪长玢岩中浸染状矿化,发育石英细脉	黄铁矿	-2.4	22	YKZK1605-20	磁黄铁矿化闪长玢岩	磁黄铁矿	-6.3

表 4 玉勒肯哈腊苏铜(钼)矿床氢和氧同位素组成

Table 4 Oxygen and hydrogen isotopic data from the Yulekenhalasu Cu-(Mo) deposit

序号	样号	样品描述	矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$	温度/°C	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}/\text{‰}$
1	ZK0805-15	含矿闪长玢岩中石英脉	石英	13.2	233	3.41	-102
2	ZK0805-16	含矿闪长玢岩中含黄铁矿石英脉	石英	12.0	274	4.11	-114
3	ZK0805-17	凝灰岩中石英脉	石英	11.8	235	2.11	-120
4	ZK0806-2	含矿闪长玢岩中石英脉	石英	11.2	260	2.71	-120
5	ZK0806-5	含矿闪长玢岩中钾长石石英脉	石英	12.5	337	6.82	-120
6	YKZK0807-3	含黄铁矿石英脉分布于黄铁矿化凝灰岩中	石英	10.4	288	3.07	-99
7	YKZK0807-8	黄铜矿团块状分布于钾长石石英脉中	石英	10.9	323	4.79	-97
8	YKZK0807-17	黄铜矿石英脉	石英	9.9	260	1.41	-110
9	YKZK1605-19	含矿闪长玢岩中石英脉	石英	10.8	300	3.82	-102
10	ZK0806-3-1	含矿闪长玢岩中含黄铁矿方解石石英脉	石英	11.7	243	2.41	-119
11	ZK0806-4	凝灰岩中含黄铁矿石英方解石脉	石英	11.3	254	2.54	-118
12	ZK0806-3-2	含矿闪长玢岩中含黄铁矿方解石石英脉	方解石	9.1	243	2.05	-101

注:序号 1~9 采自硫化物-钾硅酸盐阶段,序号 10~12 采自碳酸盐阶段。

5.2 成矿流体性质

玉勒肯哈腊苏矿床的硫化物-钾硅酸盐阶段是铜的主要成矿阶段,石英中包裹体的均一温度为 141~500°C,主要集中在 200~340°C,在 210°C 和 270°C 出现明显峰值,部分包裹体的均一温度较高,集中在 380~420°C;流体的 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 2.96%~14.97%,峰值为 6.5% 和 10.5%;流体的密度为

0.60~0.98 g/cm³,表明主成矿阶段的成矿流体具有中-高温、低盐度和中-低密度的特征。CO₂ 包裹体广泛发育,指示出成矿流体中 CO₂ 含量较高,并来自深部(Graupner et al., 2001)。主成矿阶段含硫化物石英细脉中石英内包裹体的气体成分以 H₂O (25.4 mol%~79.1 mol%,平均 54.75 mol%)、CO₂ (12.7 mol%~73.2 mol%,平均 40.46 mol%) 为主,

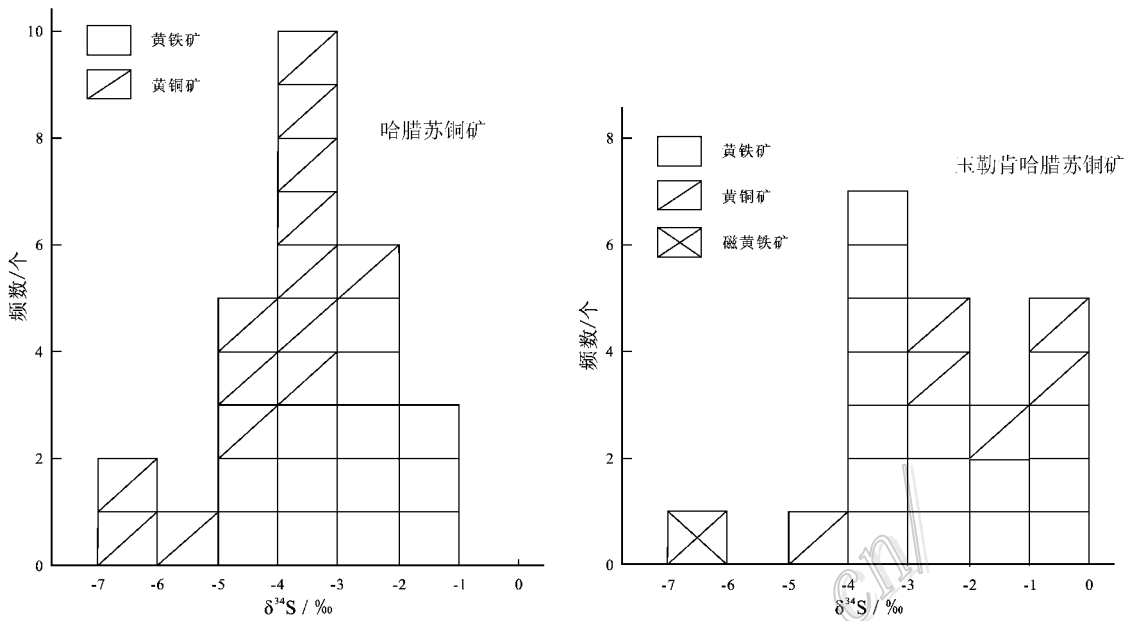


图9 玉勒肯哈腊苏和哈腊苏铜(钼)矿床硫同位素直方图(哈腊苏铜矿床资料据闫升好等,2006)

Fig. 9 Histogram of sulfur isotopes from the Yulekenhalasu and Halasu Cu(Mo) deposits
(data for Halasu Cu deposit after Yan et al., 2006)

次为 N_2 (1.57 mol%)、 CH_4 (0.72 mol%)、 C_2H_6 (2.24 mol%)，此外还有微量的 Ar 、 H_2S ；其液相成分的阳离子以 Na^+ 为主，其次为 Ca^{2+} 、 K^+ 、 Mg^{2+} ，阴离子以 SO_4^{2-} 为主，其次为 Cl^- 、 F^- 。石英中单个包裹体的激光拉曼测试结果表明，多数流体包裹体的拉曼谱图中可见清晰的 CO_2 谱峰，部分拉曼谱图中可见清晰的 H_2O ($-OH$) 峰，此外，部分样品可见 CH_4 峰 (2920 cm^{-1}) 以及 N_2 峰 (2334 cm^{-1})，说明包裹体的气相中除了含有比例较大的 CO_2 、 H_2O 外，还含有相对较高的 CH_4 和少量的 N_2 ，这是导致 CO_2 包裹体的初熔温度明显小于 CO_2 三相点的主要原因(另文发表)。

玉勒肯哈腊苏矿床的 H_2O-CO_2 ($\pm CH_4/N_2$) - $NaCl$ 型包裹体中， CO_2 的体积百分数呈现出连续变化：从 $w(CO_2)$ 为 5%~40% 的富 H_2O 三相包裹体，到 $w(CO_2)$ 高达 50%~90% 的富 CO_2 三相包裹体，再到纯 CO_2 包裹体；并且，这些包裹体往往是同一石英包裹体片中的原生或假次生包裹体。 $H_2O-NaCl$ 型包裹体的气相分数也呈现出连续变化：从液体包裹体(气相分数为 5%~40%)，到气体包裹体(气相分数 50%~80%)，再到纯气体包裹体。含液相 CO_2 三相包裹体、两相 CO_2 包裹体、液体包裹体、气体包裹体和纯气体包裹体共存，表明流体发生了沸腾作

用(张文淮等,1993;Mao et al.,2003)。原始成矿流体是一种部分混溶相，在成矿过程中，当压力下降或高温高压流体与大气降水混合时，导致了 $CO_2-CH_4 \pm N_2$ 和 $H_2O-NaCl$ 产生不混溶作用，即沸腾作用，使 $CO_2-CH_4 \pm N_2$ 从盐水溶液中分离出来，并与盐水溶液相共存。岩相学研究表明，在含黄铜矿和黄铁矿较多的石英样品中，含液体 CO_2 三相包裹体和两相 CO_2 包裹体十分发育，如 YLKZK0807-8(黄铜矿钾长石石英脉)、YLKZK0807-17(黄铜矿石英脉)、ZK08-5-16(黄铁矿石英脉)及 ZK08-6-5(黄铁矿钾长石石英脉)中，90% 以上的包裹体是两相 CO_2 包裹体和含液体 CO_2 三相包裹体或其中之一，只有少量液相包裹体和气体包裹体，这也表明，在沸腾作用使 $CO_2-CH_4 \pm N_2$ 从盐水溶液中分离出来的同时，也导致了黄铁矿、黄铜矿等硫化物的沉淀。

在碳酸盐阶段形成的方解石和石英中，包裹体类型为 $H_2O-NaCl$ 型的液体包裹体和少量气体包裹体，以中-低温($140\sim 320^\circ C$ ，峰值为 $170^\circ C$ 和 $230^\circ C$) 和低盐度($w(NaCl_{eq})$ 为 2.74%~10.61%，峰值为 6.5%) 为特征。与主成矿阶段相比，其温度和盐度下降，而密度变化不大，表明晚期成矿阶段的流体中大气降水含量明显增高。在均一温度与盐度相关图(图 10)上，显示出均一温度与盐度呈正相关，也指示

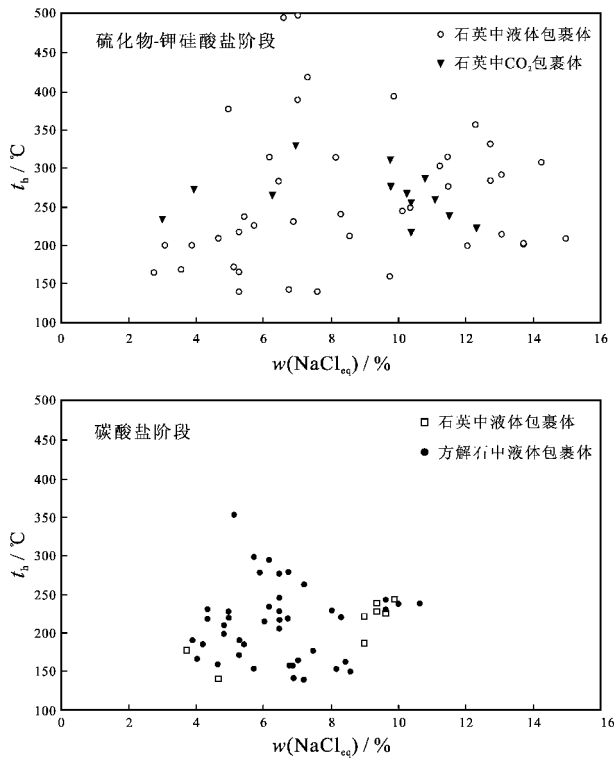


图 10 玉勒肯哈腊苏铜（钼）矿床均一温度-盐度关系图
Fig. 10 Diagram of homogenization temperatures versus salinities of fluid inclusions in the Yulekenhalasu Cu-(Mo) deposit

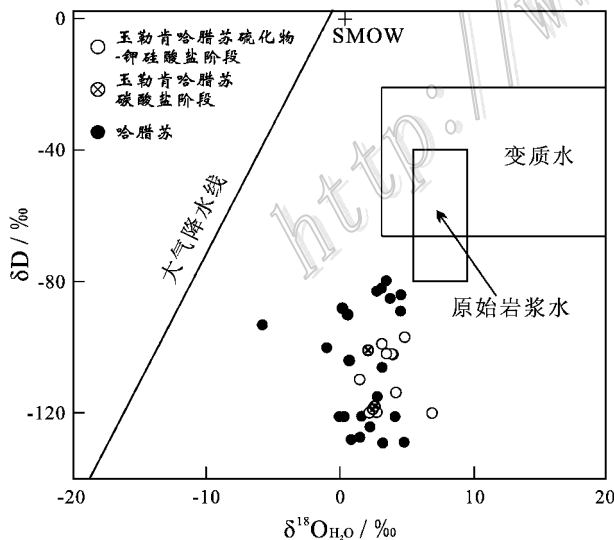


图 11 玉勒肯哈腊苏铜（钼）矿床 $\delta D-\delta^{18}O_{H_2O}$ 图解
(原始岩浆水范围据 Sheppard, 1986)

Fig. 11 δD versus $\delta^{18}O_{H_2O}$ diagram of the Yulekenhalasu Cu-(Mo) deposit (data of primary magmatic water after Sheppard, 1986)

了低温、低盐度的大气降水与早期流体的混合导致了流体的稀释。

5.3 成矿流体来源

该矿区 9 件硫化物-钾硅酸盐阶段石英的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 1.41‰ ~ 6.82‰, 多数低于岩浆水的范围(5.5‰ ~ 9.5‰, Sheppard, 1986), δD_{SMOW} 介于 -120‰ ~ -97‰, 明显低于岩浆水范围(-80‰ ~ -40‰, Sheppard, 1986)。在 $\delta D-\delta^{18}O_{H_2O}$ 图解(图 11)中 9 个样品点落在岩浆水范围的左下方, 靠近岩浆水, 表明成矿流体主要为岩浆水, 混合有大气降水。

3 件碳酸盐阶段石英和方解石样品的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 2.05 ~ 2.54‰, δD_{SMOW} 值为 -119‰ ~ -101‰, 与硫化物-钾硅酸盐阶段相比, 明显偏低。在 $\delta D-\delta^{18}O_{H_2O}$ 图解(图 11)中, 其样品点落在岩浆水范围的左下方, 与硫化物-钾硅酸盐阶段相比, 其投点向大气降水线方向偏移, 同时, 结合包裹体类型、温度和盐度, 表明该阶段的流体主要为大气降水, 混合有岩浆水。

5.4 成矿作用探讨

玉勒肯哈腊苏矿区侵入岩发育, 笔者应用锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年法, 在矿区确定出 5 次岩浆侵入活动(最晚期年龄据赵战锋等, 2009; 杨富全等, 2012)。最早的石英闪长岩的侵位年龄为 382 Ma; 第 2 次是矿化闪长玢岩, 为 379 Ma, 第 3 次是似斑状黑云母石英二长岩, 为 375 ~ 374 Ma; 第 4 次是黑云母石英斑岩, 为 348 Ma, 属早石炭世, 最晚期是石英二长斑岩, 为 266 Ma, 属中二叠世。该矿区的岩浆侵入活动从中泥盆世(382 Ma)延续到中二叠世(266 Ma), 持续时间长达 116 Ma。9 件辉钼矿样品的 Re-Os 同位素等时线年龄为 (373.9 ± 2.2) Ma, 可代表铜-钼成矿时代, 该年龄与似斑状黑云母石英二长岩的年龄(375 ~ 374 Ma)相一致, 但晚于矿化闪长玢岩的年龄(379 Ma) 5 Ma。矿化年龄通常略晚于斑岩侵位年龄, 依据矿化特征及年代学资料, 笔者认为, 与成矿有关的含矿岩体主要是闪长玢岩(379 Ma)。

新元古代至奥陶纪, 准噶尔地区发育被动大陆边缘类复理石沉积建造, 伴随准噶尔洋壳向阿尔泰微板块之下的俯冲, 转为活动大陆边缘(吴淦国等, 2008)。在志留纪, 准噶尔北缘处于弧后盆地环境(Windley et al., 2002)。随着洋壳继续向北俯冲, 形成了早泥盆世托让格库都克组岛弧火山岩, 中泥盆世仍为岛弧环境, 形成了北塔山组玻安岩、苦橄岩

(陈毓川等,2004;张招崇等,2005)和中-基性火山岩。在382~374 Ma期间,卡拉先格尔一带紧随火山喷发作用之后残余岩浆沿断裂侵入,形成了石英闪长岩、闪长玢岩、花岗闪长斑岩和似斑状黑云母石英二长岩。在玉勒肯哈腊苏矿区南部,首先是石英闪长岩(382 Ma)侵入位于北塔山组火山-沉积岩系中,随后是与成矿有关的闪长玢岩(379 Ma)侵入,含矿闪长玢岩与石英闪长岩是同期岩浆演化的不同侵入体。随着岩浆侵位,岩浆热液中富集了挥发性组分和铜、钼、铁等成矿物质,同时,由于成矿流体具有较高的氧逸度,首先形成了磁铁矿、黄铁矿、石英、绿泥石,呈浸染状、细脉、网脉状分布在闪长玢岩中,局部可形成铁矿体。当热流体从岩浆中释放出来后,引起了广泛分布的面状黑云母化、钾长石化和硅化蚀变,由于流体中F含量较高,局部形成了萤石化。同时,流体产生的机械能使斑岩体和围岩产生裂隙,封闭体系逐渐开放,更多的大气降水加入到对流循环系统中,从而进一步降低了体系的氧逸度。由于温度及压力降低、水-岩交换反应和循环大气降水的混入,导致了含矿流体中 $\text{CO}_2\text{-CH}_4$ 和 $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ 产生沸腾作用,引起了含矿热液中铜络合物的分解,伴随钾化和硅化发生大量铜沉淀富集,形成了浸染状、细脉状和细脉-浸染状黄铜矿、黄铁矿等。同时,在围岩火山岩中形成了青磐岩化。在铜沉淀不久,流体演化到辉钼矿阶段,伴随硅化,形成了钼矿化(374 Ma左右)。之后,又有石膏细脉形成。进入到碳酸盐阶段,形成了石英方解石脉、方解石脉,伴有少量黄铁矿和黄铜矿。在闪长玢岩中形成铜、钼矿化的同时(375~374 Ma),在相对较深的部位形成了似斑状黑云母石英二长岩,伴随少量矿化。早石炭世(348 Ma)期间,有黑云母石英斑岩脉侵入于下石炭统姜巴斯套组,但未见铜矿化。

在早二叠世,受额尔齐斯大型韧性剪切带的影响,包括玉勒肯哈腊苏矿区在内的卡拉先格尔一带,中泥盆世火山-沉积岩系和早石炭世碎屑岩、含矿岩体及其他侵入体和矿体均发生了韧性变形,形成了矿带内呈NW向的强弱相间的剪切变形。斑岩期形成的非金属矿物、硫化物和磁铁矿等呈强烈定向排列,形成了拉伸线理,同时,有少量成矿元素活化、迁移、再富集。中二叠世(266 Ma)期间,有石英二长斑岩脉侵入,伴有少量脉状铜矿化(薛春纪等,2010)。

6 结 论

(1)玉勒肯哈腊苏中型斑岩型铜(钼)矿床的矿体主要赋存在闪长玢岩中,有少量赋存在北塔山组火山岩及似斑状黑云母石英二长岩中。矿化呈细脉状、细脉-浸染状和浸染状。围岩蚀变主要为钾硅酸盐化、黄铁石英绢云岩化和青磐岩化。矿床的形成经历了斑岩期、剪切变形期和表生期,铜和钼矿化主要形成于斑岩期的硫化物-钾硅酸盐阶段和辉钼矿阶段。

(2)石英和方解石中流体包裹体发育,可划分为纯气体包裹体、气体包裹体、液体包裹体、含液体 CO_2 三相包裹体和两相型 CO_2 包裹体。硫化物-钾硅酸盐阶段的成矿温度为141~500℃,主要集中在200~340℃,部分温度较高的集中在380~420℃。流体的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为2.96%~14.97%,峰值为6.5%和10.5%。流体的密度为0.60~0.98 g/cm³。这表明,主成矿阶段的成矿流体具有中-高温、低盐度和中-低密度的特征。碳酸盐阶段的流体以中-低温(140~320℃)和低盐度[$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为2.74%~10.61%]为特征。

(3)硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值集中于-4.5‰~0.1‰,峰值为-3.5‰,表明硫来自深部岩浆。

(4)石英和方解石的 δD 值介于-120‰~-97‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为9.1‰~13.2‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为-2.05~6.82‰,表明主成矿阶段的成矿流体主要是岩浆水,混合有大气降水,碳酸盐阶段的流体主要为大气降水,混合有岩浆水。成矿时代为中泥盆世(373.9±2.2 Ma),成矿作用与闪长玢岩的侵入有关,矿床类型为斑岩型。沸腾作用导致 $\text{CO}_2\text{-CH}_4 \pm \text{N}_2$ 从 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 中分离出来,并引起了铜等成矿物质的沉淀。

志 谢 野外工作中得到新疆地质矿产勘查开发局第四地质大队领导和技术人员的大力支持和帮助,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女士完成,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王成玉先生,万德芳和罗续荣女士完成,在此一并致以衷心的感谢。

参考文献/References

- 陈毓川,刘德权,唐延龄,王登红,周汝洪,王金良,李华芹,王晓地. 2007. 中国新疆战略性固体矿产大型矿集区研究[M]. 北京:地质出版社. 156-171.
- 陈毓川,刘德权,王登红,唐延龄,周汝洪,陈振宇. 2004. 新疆北准噶尔苦橄岩的发现及其地质意义[J]. 地质通报, 31(11):1059-1065.
- 何国琦,成守德,徐新,李锦轶,郝杰. 2004. 中国新疆及邻区大地构造图(1:2 500 000)说明书[M]. 北京:地质出版社. 1-65.
- 江思宏,聂凤军,苏永江,白大明,刘翼飞. 2010. 蒙古国额尔登特大型铜-钼矿床年代学与成因研究[J]. 地球学报, 31(3):289-306.
- 李光明,秦克章,李金祥. 2008. 哈萨克斯坦巴尔喀什斑岩铜矿地质与成矿背景研究[J]. 岩石学报, 24(12):2679-2700.
- 刘国仁,董连慧,薛春纪,李香仁,张立武,魏广智,何立新,赵忠合,秦纪华,张志欣. 2010. 新疆玉勒肯哈腊苏铜矿床地质特征及找矿方向[J]. 新疆地质, 28(4):377-384.
- 卢焕章,范宏瑞,倪培,欧光习,沈昆,张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京:科学出版社. 485页.
- 芮宗瑶,刘玉琳,王龙生,王义天. 2002. 新疆东天山斑岩型铜矿带及其大地构造格局[J]. 地质学报, 76(1):83-94.
- 宋会侠,刘玉琳,屈文俊,宋彪,张锐,成勇. 2007. 新疆古图斑岩铜矿床地质特征[J]. 岩石学报, 23(8):1981-1988.
- 万博,张连昌. 2006. 新疆阿尔泰山南缘卡拉先格尔铜矿带含矿斑岩地球化学及其成矿意义[J]. 中国地质, 33(3):618-625.
- 吴淦国,董连慧,薛春纪,冯京,谭捍东,张招崇,温长顺,周刚,龚庆杰,高景岗,杜杨松,何明跃,刘俊来,涂其军. 2008. 新疆北部主要斑岩铜矿带[M]. 北京:地质出版社. 345页.
- 薛春纪,赵战锋,吴淦国,董连慧,冯京,张招崇,周刚,池国祥,高景岗. 2010. 中亚构造域多期叠加斑岩铜矿化--以阿尔泰山南缘哈腊苏铜矿床地质、地球化学和成岩成矿时代研究为例[J]. 地学前缘, 17(2):53-82.
- 闫升好,滕荣,张招崇,陈柏林,陈文,周刚,何立新. 2006. 新疆阿尔泰山南缘卡拉先格尔斑岩铜矿带成因再认识--来自哈腊苏铜矿硫-铅-氢-氧同位素和⁴⁰Ar-³⁹Ar年龄的约束[J]. 矿床地质, 25(3):292-301.
- 杨富全,闫升好,屈文俊,周刚,刘锋,耿新霞,刘国仁,王祥. 2010. 新疆哈腊苏铜矿床1号矿化带流体包裹体和碳氢氧同位素地球化学[J]. 地学前缘, 17(2):359-374.
- 杨富全,张志欣,刘国仁,屈文俊,张立武,魏广智,刘锋,耿新霞,柴凤梅. 2012. 新疆准噶尔北缘玉勒肯哈腊苏斑岩铜矿床年代学研究[J]. 岩石学报, 28(7):2029-2042.
- 杨文平,张招崇,周刚,闫升好,何立新,陈柏林. 2005. 阿尔泰山铜矿带南缘希勒克特哈腊苏斑岩铜矿的发现及其意义[J]. 中国地质, 32(1):107-114.
- 张文淮,陈紫英. 1993. 流体包裹体地质学[M]. 武汉:中国地质大学出版社. 240页.
- 张招崇,闫升好,陈柏林,周刚,何永康,柴凤梅,何立新. 2005. 阿尔泰山南缘带南缘中泥盆世苦橄岩及其大地构造和岩石学意义[J]. 地球科学, 30(3):298-297.
- 张志欣,杨富全,闫升好,张锐,柴凤梅,刘锋,耿新霞. 2010. 新疆古图斑岩铜矿床成矿流体及成矿物质来源——来自硫、氢和氧同位素证据[J]. 岩石学报, 26(3):707-716.
- 张作衡,王志良,陈伟十,左国朝,刘敏. 2009. 西天山达巴特斑岩型铜矿床流体地球化学特征和成矿作用[J]. 岩石学报, 25(6):1310-1318.
- 赵战锋,薛春纪,张立武,温长顺,周刚,刘国仁. 2009. 新疆青河玉勒肯哈腊苏铜矿区酸性岩锆石 U-Pb 法定年及其地质意义[J]. 矿床地质, 28(4):425-433.
- 郑永飞,陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学[M]. 北京:科学出版社. 218-247.
- Bodnar R J. 1983. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and PVTX properties of inclusion fluids[J]. Econ. Geol., 78:535-542.
- Bodnar R J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 57:683-684.
- Burruss R C. 1981. Analysis of phase equilibria in C-O-H-S fluid inclusions[A]. In: Hollister L S and Crawford M L, eds. Short course handbook[C]. Mineralogical Association of Canada. 6:39-74.
- 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]. Geochim. Cosmochim. Acta, 27:43-52.
- Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. Journal of Geophysical Research, 77:3057-3067.
- Coleman M L, Sheppard T J, Durham J J, Rouse J E and Moore G R. 1982. Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis[J]. Analytical Chemistry, 54:993-995.
- Collins P L F. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity[J]. Econ. Geol., 74:1435-1444.
- Friedman I and O'Neil J R. 1977. Complication of stable isotope fractionation factors of geochemical interest in data of geochemistry[A]. In: Fleischer M, ed. Geological professional paper. U. S. Geological Survey[C]. 6th ed. 440.
- Graupner T, Kempe U, Spooner E T C, Bray C J, Kremenetsky A A and Imer G. 2001. Microthermometric, Laser Raman spectroscopic, and volatile-ion chromatographic analysis of hydrothermal fluids in the Paleozoic Muruntau Au-bearing quartz vein ore field, Uzbekistan[J]. Econ. Geol., 96:1-23.
- Han C M, Xiao W J, Zhao G C, Mao J W, Yang J M, Wang Z L, Yan

- Z and Mao Q G. 2006. Geological characteristics and genesis of the Tuwu porphyry copper deposit, Hami, Xinjiang, Central Asia [J]. *Ore Geology Reviews*, 29: 77-94.
- Hezarkhani A. 2005. Mineralogy and fluid inclusion investigations in the Reagan porphyry system, Iran, the path to an uneconomic porphyry copper deposit [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27: 598-612.
- Hoefs J. 1997. Stable isotope geochemistry [M]. 3rd edition. Berlin: Springer-Verlag. 250p.
- Kolesnikov V V. 1991. Nonferrous metals deposits [A]. Series: The Balkhash Segment [M]. Alma-Ata: Gylym. 192p (in Russian).
- Mao J W, Li Y, Goldfarb R J, He Y and Zaw K. 2003. Fluid inclusion and noble gas studies of the Dongping gold deposit, Hebei province, China: A mantle connection for mineralization? [J]. *Economic Geology*, 98: 517-534.
- Mao J W, Wang Y T, Ding T P, Chen Y, Wei J X and Yin J. 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.
- Mao J M, Pirajno F, Zhang Z H, Chai F M, Wu H, Chen S P, Chen L S, Yang J M and Zhang C Q. 2008a. A review of the Cu-Ni sulphide deposits in the Chinese Tianshan and Altay orogens (Xinjiang Autonomous Region, N W China): Principal characteristics and ore-forming processes [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32: 184-203.
- Mao J W, Wang Y T, Li H, Pirajno F, Zhang C Q and Wang R T. 2008b. The relationship of mantle-derived fluids to gold metallogenesis in the Jiaodong Peninsula: Evidence from D-O-C-S isotope systematics [J]. *Ore Geology Reviews*, 33: 361-381.
- McCrea M. 1950. The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale [J]. *J. Chem. Phys.*, 18: 849-857.
- O'Neil J R, Clayton R N and Mayeda T K. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates [J]. *Chemistry Geophysics*, 51: 5547-5558.
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits [J]. *Econ. Geol.*, 67: 551-578.
- Shen P, Shen Y C, Pan H D, Li X H, Wang J B, Zhu H P and Dai H W. 2012. Geochronology and isotope geochemistry of the Baogutu porphyry copper deposit in the West Junggar Region, Xinjiang, China [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, doi:10.1016/j.jseaes.2011.11.025.
- Shen P, Shen Y C, Wang J B, Zhu H P, Wang L J and Meng L. 2010. Methane-rich fluid evolution of the Baogutu porphyry Cu-Mo-Au deposit, Xinjiang, NW China [J]. *Chem. Geol.*, 275: 78-98.
- Sheppard S M F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters [J]. *Reviews in Mineralogy*, 16: 165-183.
- Windley F B, Kroner A, Gao J, Qu J, Li Y and Zhang C. 2002. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai orogen, NW China: New zircon age data and tectonic evolution [J]. *Journal of Geology*, 110: 719-737.
- Yang Z M, Hou Z Q, White N C, Chang Z S, Li Z Q and Song Y C. 2009. Geology of the post-collisional porphyry copper-molybdenum deposit at Qulong, Tibet [J]. *Ore Geology Reviews*, 36: 133-159.
- Zhang Z C, Yan S H, Chen B L, Zhou G, He Y K, Chai F M, He L X and Wan Y S. 2006. SHRIMP zircon U-Pb dating for subduction-related granitic rocks in the northern part of east Junggar, Xinjiang [J]. *Chinese Science Bulletin*, 51(8): 952-962.