

文章编号: 0258-7106(2012)03-0517-18

准噶尔北缘老山口铁铜金矿床成矿流体及成矿机制*

吕书君¹, 张志欣^{2, 5}, 杨富全², 柴凤梅³, 张希兵⁴, 刘 锋², 姜丽萍³, 耿新霞²

(1 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 2 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开放实验室, 北京 100037; 3 新疆大学地质与勘查工程学院, 新疆 乌鲁木齐 830046; 4 中国人民武装警察部队黄金第八支队, 新疆 乌鲁木齐 830000; 5 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 老山口铁铜金矿床位于准噶尔北缘, 铁铜金矿化主要呈块状、团块状、脉状、角砾状、细脉浸染状产于闪长(玢)岩和玄武质火山岩的接触带中。矽卡岩阶段石榴子石以发育熔融包裹体和流体包裹体为特征, 退化蚀变阶段绿帘石主要发育液相包裹体, 石英-硫化物-碳酸盐阶段的方解石主要发育液相包裹体、含子矿物包裹体和含CO₂三相包裹体。早期矽卡岩阶段流体包裹体均一温度变化于205~550℃及大于550℃, 主要集中在220~470℃和大于550℃, 盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于7.02%~17.96%, 峰值为7.5%和16%, 密度为0.60~1.00 g/cm³。退化蚀变阶段均一温度变化于212~510℃, 峰值为220℃, 盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于6.16%~21.04%, 密度为0.60~0.95 g/cm³。石英-硫化物-碳酸盐阶段均一温度变化于150~380℃, 在160℃和220℃出现峰值, 盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于13.4%~18.47%, 密度为0.75~1.10 g/cm³。石榴子石和方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为5.2‰~17.8‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为-2.4‰~3.5‰, $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 值变化于-144.0‰~-84.0‰, 表明成矿流体主要为混合的岩浆水和大气降水。方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值变化于-6.8‰~-3.5‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为11.6‰~17.8‰, 暗示成矿流体中碳主要来自闪长质岩浆, 少量来自碳酸盐岩。黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值集中在0~3‰, 结合稀土元素特征, 表明硫主要来自于与矿体空间关系密切的闪长质岩浆。结合野外地质特征, 认为铁矿成矿作用与矽卡岩的退化变质作用有关。

关键词 地质学 地球化学 铁铜金矿床 流体包裹体 碳、氢、氧、硫同位素 成矿机制 准噶尔北缘

中图分类号: P618.31; P618.41; P618.51

文献标志码: A

Ore-forming fluids and mineralization mechanism of Laoshankou Fe-Cu-Au deposit in northern margin of Junggar

LÜ ShuJun¹, ZHANG ZhiXin^{2, 5}, YANG FuQuan², CHAI FengMei³, ZHANG XiBing⁴, LIU Feng², JIANG LiPing³ and GENG XinXia²

(1 Faculty of Earth Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2 MRL Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3 College of Geology & Prospecting Engineering Program, Xinjiang University, Urumqi 830046, Xinjiang, China; 4 No. 8 Contingent for Gold Mine, Chinese People's Armed Police Forces, Urumqi 830000, Xinjiang, China; 5 Xinjiang Research Center for Mineral Resources, Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Sciences, Urumqi 830011, Xinjiang, China)

Abstract

The Laoshankou ore district is located in the northern margin of Junggar Basin. The Fe-Cu-Au minerals mainly occur in the massive, lumpy, veinlike, brecciated and veinlet-disseminated forms in the diorite porphyrite and basaltic volcanic rocks. Garnets of the skarn period are characterized by the development of melt inclusions and fluid inclusions. Fluid inclusions in epidote of the retrogressive metamorphism stage are liquid inclusions.

* 本文得到国家自然科学基金项目(编号 40972069) 国家科技支撑计划项目(编号 2011BAB06B03-02 2006BAB07B02-01) 和国土资源部公益性行业科研专项经费(编号 201211073) 的联合资助

第一作者简介 吕书君, 女, 1984年生, 硕士研究生, 矿床学与矿床地球化学专业。Email: lvshujun1314520@126.com

收稿日期 2011-10-26; 改回日期 2012-04-10。张绮玲编辑。

Fluid inclusions in calcite of the quartz-sulfide-carbonate period mostly contain liquid inclusions, daughter mineral-bearing inclusions and three-phase CO_2 -bearing inclusions. Homogenization temperatures of fluid inclusions at the early skarn stage vary from 212°C to 550°C and are even higher than 550°C , mostly in the range from 220°C to 470°C . Salinity $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ ranges from 7.02% to 17.96%. Ore fluid density ranges from 0.60 g/cm^3 to 1.00 g/cm^3 . Homogenization temperatures of fluid inclusions at the retrogressive metamorphism stage vary from 212°C to 510°C , with the peak around 220°C . Salinity $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ ranges from 6.16% to 21.04%. Ore fluid density ranges from 0.60 g/cm^3 to 0.95 g/cm^3 . Fluid inclusions in the quartz-sulfide-carbonate period have homogenization temperatures from 150°C to 380°C , with the peaks around 160°C and 220°C . Salinity $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ ranges from 13.4% to 18.47%. Ore fluid density ranges from 0.75 g/cm^3 to 1.10 g/cm^3 . The $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ values of garnet and calcite range from 5.2‰ to 17.8‰, with the corresponding $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values between -2.4‰ and 3.5‰, and $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ values of fluid inclusions between -144.0‰ and -84.0‰. These isotopic data imply that the ore-forming fluids were mainly derived from magmatic fluids and meteoric water. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ values of calcite define a narrow range of -6.8‰ to -3.5‰, and $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ values of fluid inclusions vary between 11.6‰ and 17.8‰, indicating that the carbon in the ore fluids was mainly derived from the diorite magma closely related to the ore bodies, with a minor part from carbonate rock. The $\delta^{34}\text{S}$ values of pyrite mainly range from 0 to 3‰, indicating that the sulfur was derived from diorite magma closely related to the ore bodies. In combination with the geological characteristics of the Laoshankou deposit, the authors hold that the ore-forming process was related to the retrogressive metamorphism of the skarn.

Key words: geology, geochemistry, iron-copper-gold deposit, fluid inclusions, carbon-hydrogen-oxygen-sulfur stable isotopes, mineralization mechanism, northern margin of Junggar

新疆准噶尔北缘地区是中亚造山带的重要组成部分,位于西伯利亚板块和哈萨克斯坦-准噶尔板块的结合部位,为显生宙增生造山带(Sengor et al., 1993; Windley et al., 2002; Xiao et al., 2004)。该区蕴含丰富的矿产资源,已发现乔夏哈拉小型铁铜金矿、喀拉通克大型铜镍矿、老山口小型铁铜金矿、玉勒肯哈腊苏中型铜矿、希勒克特哈腊苏中型铜矿、喀拉萨依小型铜矿、索尔库都克中型铜钼矿、希勒库都克中型铜钼矿床等(韩宝福等, 2004; 闫升好等, 2005; 张作衡等, 2005; 王莉娟等, 2009; 应立娟等, 2009; 杨富全等, 2001, 2010; 龙灵利等, 2011)。老山口铁铜金矿床位于准噶尔北缘,距青河县城 41 km。该矿床于 1986 年由新疆有色地质勘查局物探大队发现,普查是金矿点,后经多年勘探,确定为铁铜金多金属矿床。目前提交 333 类铁、铜、金储量分别为 326.5 万吨、0.98 万吨和 0.14 吨^①,目前正在开采。该矿床研究程度较低,前人曾对地质特征及矿床成因进行过简单的探讨,矿床成因认识有中-低温火山热液型、与火山机构有关的中-低温火山热液型、矽

卡岩型及 IOCG 型(杨金明, 1997; 刘家远, 2001; 喻亨祥等, 2001; 程剑, 2004; 李泰德等, 2009; 路彦明等, 2009; 杨富全等, 2011),而对于与成矿作用密切相关的成矿流体性质及来源、成矿物质等均缺乏相应的研究。本文在野外详细地质调查的基础上,重点对矿石中的石榴子石、绿帘石、方解石的流体包裹体、方解石和石榴子石的碳、氢、氧同位素和黄铁矿硫同位素组成进行详细研究,探讨了老山口铁铜金矿成矿流体及成矿物质来源,进而探讨了矿床成矿机制。

1 成矿地质背景

老山口铁铜金矿大地构造上位于准噶尔褶皱带北缘额尔齐斯缝合带的加波萨尔岛弧带(何国琦等, 2004)。区域出露地层主要有奥陶系、志留系、泥盆系、石炭系、第三系和第四系等(图 1),其中以泥盆系和石炭系为主,是本区主要的赋矿层位,总体呈 NW 向展布。上奥陶统有少量出露,主要为灰岩夹砂岩,

① 新疆有色地质勘查局地球物理探矿队, 2005. 新疆青河县老山口矿区 IV 矿段铁铜金矿普查地质报告。

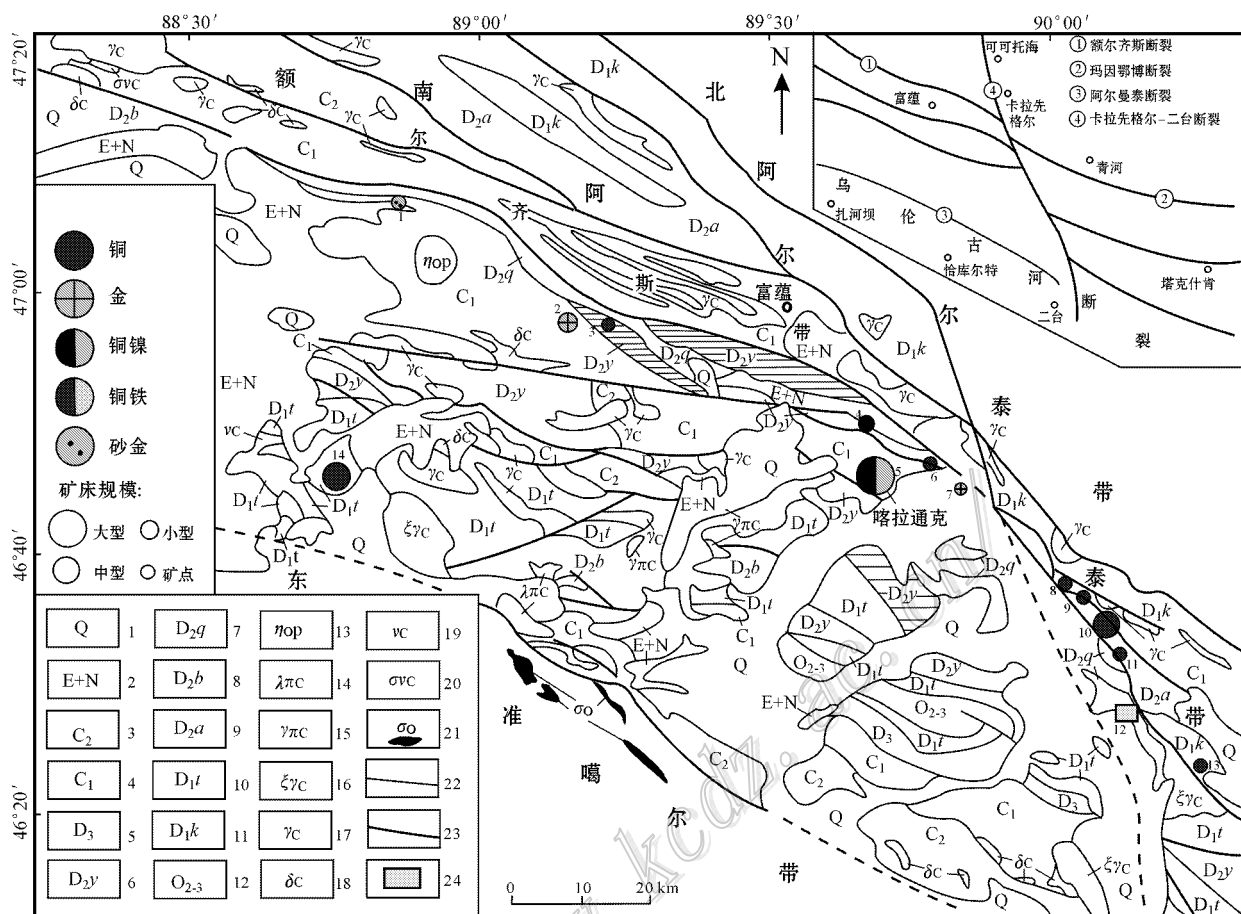


图1 准噶尔北缘老山口一带区域地质图(据新疆地质矿产局第一区调队 1:20 万地质图,1978^①)

1—第四系松散沉积;2—第三系陆相砂砾岩、泥岩;3—中石炭统陆相碎屑岩建造;4—下石炭统海陆交互相碎屑岩建造;5—上泥盆统卡希翁组海陆交互相碎屑岩建造;6—中泥盆统上部蕴都喀拉组玻镁安山岩建造、中—酸性火山岩建造;7—中泥盆统苦橄岩建造;8—中泥盆统北塔山组基性火山岩建造;9—中泥盆统阿勒泰组火山岩建造;10—下泥盆统托拉格库都克组双峰式火山岩建造;11—下泥盆统康布铁堡组火山岩建造;12—中—上奥陶统碳酸盐岩建造;13—石英二长岩;14—石英斑岩、钠质花岗岩;15—二长花岗斑岩;16—钾长花岗岩;17—二长花岗岩;18—闪长岩、石英闪长岩;19—辉长岩;20—片麻岩;21—扎河坝蛇绿岩;22—岩性地层界线;23—断裂;24—研究区所在位置

矿床名称:1. 乌尔腾萨依砂金矿点;2. 沙尔布拉克小型金矿床;3. 比尔沙尔布拉克大沟铜矿点;4. 乔夏哈拉小型铁铜矿床;5. 喀拉通克大型铜镍矿床;6. 科克库都克铜矿点;7. 阿克塔什金矿点;8. 玉勒肯哈腊苏中型铜矿床;9. 卡拉先格勒铜矿点;10. 希勒克特哈腊苏中型铜矿点;11. 协特哈腊苏铜矿点;12. 老山口小型铁铜金矿床;13. 喀拉萨依铜矿点;14. 索尔库都克中型铜矿床

Fig. 1 Regional geological sketch map of Laoshankou area in north Junggar, Xinjiang (modified after Geological Map (1:200 000) by No. 1 Geological Party of Regional Geological Survey, Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources, 1978)

1—Quaternary loose sediments; 2—Eocene-Neogene continental glutenite and mudstone; 3—Middle Carboniferous continental clastic rock formation; 4—Lower Carboniferous marine-continental clastic rock formation; 5—Upper Devonian Kaxiweng Formation marine-continental clastic rock; 6—Upper part of Middle Devonian Yundukala andesite formation; 7—Middle Devonian picrite formation; 8—Middle Devonian Beitashan Formation basic volcanic rocks; 9—Middle Devonian Aletai Formation volcanic rocks; 10—Lower Devonian Tuorangkukuduke Formation volcanic rocks; 11—Lower Devonian Kangbutiebao Formation; 12—Middle and Upper Ordovician carbonatite formation; 13—Adamellite; 14—Quartz porphyry and granite; 15—Monzonite granite porphyry; 16—Moyite; 17—Monzonite granite; 18—Diorite and quartz diorite; 19—Gabbro; 20—Gneiss; 21—Zhaheba ophiolite; 22—Lithostratigraphic boundary; 23—Fault; 24—Location of the study area

少量玄武安山质火山角砾岩。泥盆系和石炭系广泛出露,下泥盆统托让格库都克组为双峰式火山岩,以玄武岩、安山玄武岩为主,夹凝灰质砂岩及少量碳酸盐岩;中泥盆统下部北塔山组主要为玄武岩、苦橄质玄武岩、安山岩,夹碳酸盐岩建造;中泥盆统上部蕴都喀拉组为中酸性火山岩夹火山碎屑岩;上泥盆统卡希翁组为滨-浅海相夹陆相火山碎屑沉积,局部有陆相玄武岩、流纹岩。下石炭统为海陆交互相碎屑岩夹偏碱性火山岩建造;上石炭统哈尔加乌组砾岩、砂砾岩夹英安岩、凝灰岩;二叠系为陆内河湖相磨拉石沉积建造。

区域构造呈 NW 向,以额尔齐斯缝合带、卡拉先格尔-二台断裂、玛因鄂博断裂和阿尔曼泰断裂为主。

侵入岩主要为闪长岩、石英闪长岩、二长花岗岩、二长花岗斑岩、石英二长岩、钾长花岗岩、石英斑岩、辉长岩等,形成时代为 390~370 Ma 和 320~270 Ma(李宗怀等,2004;韩宝福等,2004,2006;张招崇等,2006;王玉往等,2008;周刚等,2009;周汝洪等,2005;杨富全等,2008a;郭丽爽等,2009;吕书君等,

2012)。

2 矿床地质特征

2.1 矿区地质

矿区内出露的地层主要有中泥盆统北塔山组、下泥盆统托让格库都克组(图 2)。其中北塔山组为容矿岩系,由中基性火山岩-火山碎屑岩组成,分为 3 个岩性段:第一岩性段为主要赋矿层位,岩石组合为苦橄岩夹辉斑玄武岩、玄武岩、玄武质安山岩、玄武质火山角砾岩、安山岩、安山质火山角砾岩、灰岩、粉砂岩;第二岩性段以粉砂岩、凝灰岩、硅质岩、含砾砂岩为主,局部夹薄层玄武岩;第三岩性段出露较少,主要为硅质岩。下泥盆统托让格库都克组岩性为玄武岩、安山岩、安山质火山角砾岩、凝灰岩、玄武质火山角砾岩、钙质砂岩、钙泥质砂砾岩、大理岩和沉凝灰岩。

矿区内中酸性、中基性的侵入岩发育,呈 NW 向展布,主要有闪长岩、二长岩、二长花岗岩、正长岩和闪长玢岩,均侵位于中泥盆统北塔山组中(图 2)。野

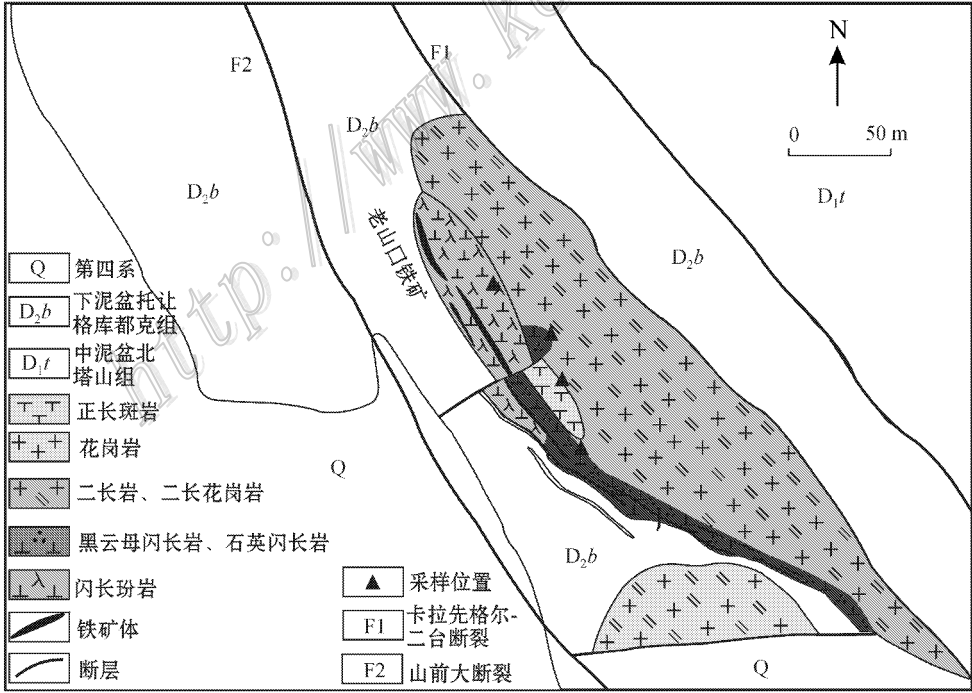


图 2 老山口矿区地质图(据新疆有色地质勘查局地球物理探矿队,2005^①修改)

Fig. 2 Geological map of the Laoshankou ore district (modified after Geophysical Prospecting Party, Geological Survey Bureau of Xinjiang, 2005)

① 新疆有色地质勘查局地球物理探矿队, 2005. 新疆青河县老山口矿区Ⅳ矿段铁铜金矿普查地质报告.

外特征表明闪长玢岩和中粒闪长岩与铁、铜、金矿化关系密切。吕书君等(2012)利用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 方法测得了闪长岩、正长岩、黑云母闪长岩和闪长玢岩的年龄分别为 (353.8 ± 1.9) Ma、 (366.3 ± 1.9) Ma、 (379.3 ± 2.3) Ma 和 (379.7 ± 3) Ma, 是中晚泥盆世岩浆活动产物。

矿区内构造主要为南、北两条大断裂, 矿区北部的为卡拉先格尔-二台断裂(F1), 总体走向 $310 \sim 340^\circ$, 倾角 $60 \sim 70^\circ$ 。南部的为山前大断裂(F2), 基本上与卡拉先格尔-二台断裂平行, 倾角 70° 左右。两大断裂走向均为 NW 向, 这 2 条 NW 向断裂和由其派生出的多条近 EW 向断裂将矿区切割成一系列菱形块状体。块状体边缘与闪长玢岩、闪长岩的复合地段, 是重要的矿化区段, 伴随强烈的金、铜、铁矿化。

2.2 矽卡岩

矿体赋存于中泥盆统北塔山组火山-火山角砾岩与闪长(玢)岩的接触带中, 矿体呈脉状、透镜状, 矿体及其周围发育大量矽卡岩矿物(图3)。矽卡岩矿物主要为辉石、石榴子石, 退化蚀变矿物为角闪石、绿帘石、阳起石等。笔者对采自老山口矿区的 25 件样品中石榴子石、辉石、绿帘石单矿物进行了电子探针分析, 其结果表明石榴子石端员组分以钙铝榴石-钙铁榴石系列为主, 辉石端员组分以透辉石为主, 绿帘石化学成分富铁富钙, 这些特点表明矿区矽卡岩为交代矽卡岩中的钙矽卡岩。另外, 矽卡岩的稀土元素特征表明, 矽卡岩与矿石存在成因关联。

2.3 矿体特征

老山口铁铜金矿床自北西向南东依次由 4 个矿段组成, 本文重点研究了Ⅳ矿段(托斯巴斯套铁铜金矿)和Ⅱ矿段(老山口金铜矿)。托斯巴斯套铁铜矿由上部含金铜磁铁矿体(I_1)和下部含金铜矿体(I_2) 2 个矿体组成(图4)。 I_1 矿体赋存于安山质火山角砾岩、含集块玄武质火山角砾岩与闪长玢岩的接触带上, 总体呈脉状, 走向 $290 \sim 300^\circ$, 北倾, 倾角 $30 \sim 50^\circ$, 地表长 200 m, 平均真厚 8.34 m, 局部呈厚大囊状体。全铁平均品位 36.42%, 最高 53.35%, 铜平均品位 0.28%, 最高 1.57%, 金平均品位 0.49 g/t, 最高 1.90 g/t。在矿体及其围岩中发育大量的以矽卡岩化为主的强蚀变, 主要为绿帘石化、绿泥石化、阳起石化、方解石化等。 I_2 矿体位于 I_1 磁铁矿体下部, 总体走向 290° , 倾角 $18 \sim 50^\circ$, 地表长 110 m, 平均真厚度 4.60 m, 金平均品位 1.31 g/t, 最高 9.11

g/t, 铜平均品位 0.41%, 最高 1.67%。

老山口金铜矿位于托斯巴斯套铁铜金矿以东, 矿体产于玄武岩与闪长岩接触带内, 总体走向 $300 \sim 320^\circ$, 倾角 $18 \sim 50^\circ$, 地表长 1 400 m, 厚度 0.44 ~ 1.80 m, 金平均品位 3.29 g/t, 最高 5.98 g/t, 铜平均品位 0.31%, 最高 1.23%。地表发育较强的铜蓝、孔雀石化、硅化、绿帘石化、绿泥石化、透闪石化等。

2.4 矿石特征

根据矿石中矿物组分的种类、相对含量及穿插关系, 可以将矿石类型划分为以下 6 种:

(1) 石榴子石-透辉石-磁铁矿矿石: 为贫矿矿石。主要的矿石矿物为磁铁矿, 其在矿石中可聚集呈团状, 也可呈不规则状、网脉状和浸染状产出。脉石矿物主要为钙铁榴石、透辉石, 少量符山石(图 5A)。

(2) 绿帘石-阳起石-透闪石-磁铁矿矿石: 该类矿石在托斯巴斯套矿段中较发育, 常形成富铁矿石。矿石矿物主要为磁铁矿, 脉石矿物主要为绿帘石、透闪石、阳起石。磁铁矿多呈他形-半自形粒状, 部分呈自形晶粒状, 粒度 $0.05 \sim 0.25$ mm, 呈条带状、浸染状、致密块状及团块状集合体产出, 野外及显微镜下都可见大量的磁铁矿与绿帘石、透闪石、阳起石呈条带状、放射状自组织结构(图 5B)。

(3) 磁铁矿-黄铁矿-黄铜矿矿石: 黄铁矿和黄铜矿呈团块状、细脉状、浸染状分布于磁铁矿中(图 5C)。

(4) 石英-磁铁矿-赤铁矿-磁黄铁矿矿石: 该类矿石发育。矿石矿物主要为赤铁矿, 次为磁铁矿和磁黄铁矿, 脉石矿物主要为石英。显微镜下可见磁铁矿被赤铁矿所交代, 有时呈假象赤铁矿产出, 有时呈残晶包裹于赤铁矿晶粒内, 还可见赤铁矿沿磁铁矿的 2 组解理进行交代, 呈现比较清楚的格状结构(图 5D)。

(5) 石英-黄铜矿-斑铜矿矿石: 金属矿物主要为磁黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿, 脉石矿物主要为石英、绢云母。

(6) 方解石-黄铁矿-自然金矿石: 金属矿物主要为黄铁矿、自然金、闪锌矿、方铅矿, 脉石矿物主要为石英、方解石(图 5E)。

矿石构造有条带状、脉状、角砾岩状、浸染状、网脉状、块状构造。矿石结构主要为半自形-他形粒状结构、自组织结构、交代残余结构(图 5)。矿石中金属矿物主要有磁铁矿、黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿和



图 3 老山口矿床蚀变矿物及矿石构造

A. 闪长玢岩和玄武岩接触处矽卡岩; B. 闪长玢岩和玄武岩接触处矽卡岩; C. 条带状绿帘石磁铁矿矿石; D. 条带状绿泥石磁铁矿矿石; E. 角砾状磁铁矿矿石; F. 块状磁铁矿矿石; G. 闪长玢岩中脉状磁铁矿; H. 绿帘石穿切石榴子石磁铁矿; I. 闪长岩中磁铁矿穿切早期石榴子石; J. 闪长岩中发育钾长石化、绿帘石化、石榴子石化、硅化; K. 钾长石呈脉状穿切闪长岩; L. 含脉状黄铁矿的闪长岩

Fig. 3 Photographs of altered minerals and ore structure from the Laoshankou ore deposit

A, B. Skarn at the contact point of diorite and basalt; C. Banded epidote magnetite ore; D. Banded chlorite magnetite ore; E. Brecciated magnetite ore; F. Massive magnetite ore; G. Veinlet magnetite occurring in diorite porphyrites; H. Epidote penetrating garnet magnetite; I. Magnetite penetrating garnet in diorite; J. K-feldspar, epidote, garnet, quartz alteration occurring in diorite; K. Veinlet K-feldspar penetrating diorite; L. Pyrite vein in diorite

自然金, 次为斑铜矿、孔雀石、铜蓝、黄钾铁矾等。非
金属矿物有钾长石、钠长石、角闪石、黑云母、方解
石、绢云母、石英、绿帘石、绿泥石、阳起石、石榴子
石、斜长石等。

2.5 围岩蚀变

矿区围岩蚀变较发育, 主要有绿帘石化、钾长石
化、钠长石化、绢云母化、绿泥石化、方解石化、石榴
子石化、阳起石化等, 其中, 绿泥石化、绿帘石化和硅

化与铁铜金矿化关系较密切。闪长岩和闪长玢岩内
部主要发育绿帘石化、石榴子石化和钾长石化, 在玄
武岩地层中发育绿帘石、绿泥石和方解石化。

2.6 成矿期及成矿阶段

根据矿物共生组合、生成顺序以及相互之间的穿
插关系等特征, 将老山口铁铜金矿床的成矿过程划分
为内生成矿期和表生期, 内生成矿期又分为矽卡岩、
退化蚀变和石英硫化物-碳酸盐 3 个阶段(图 6)。

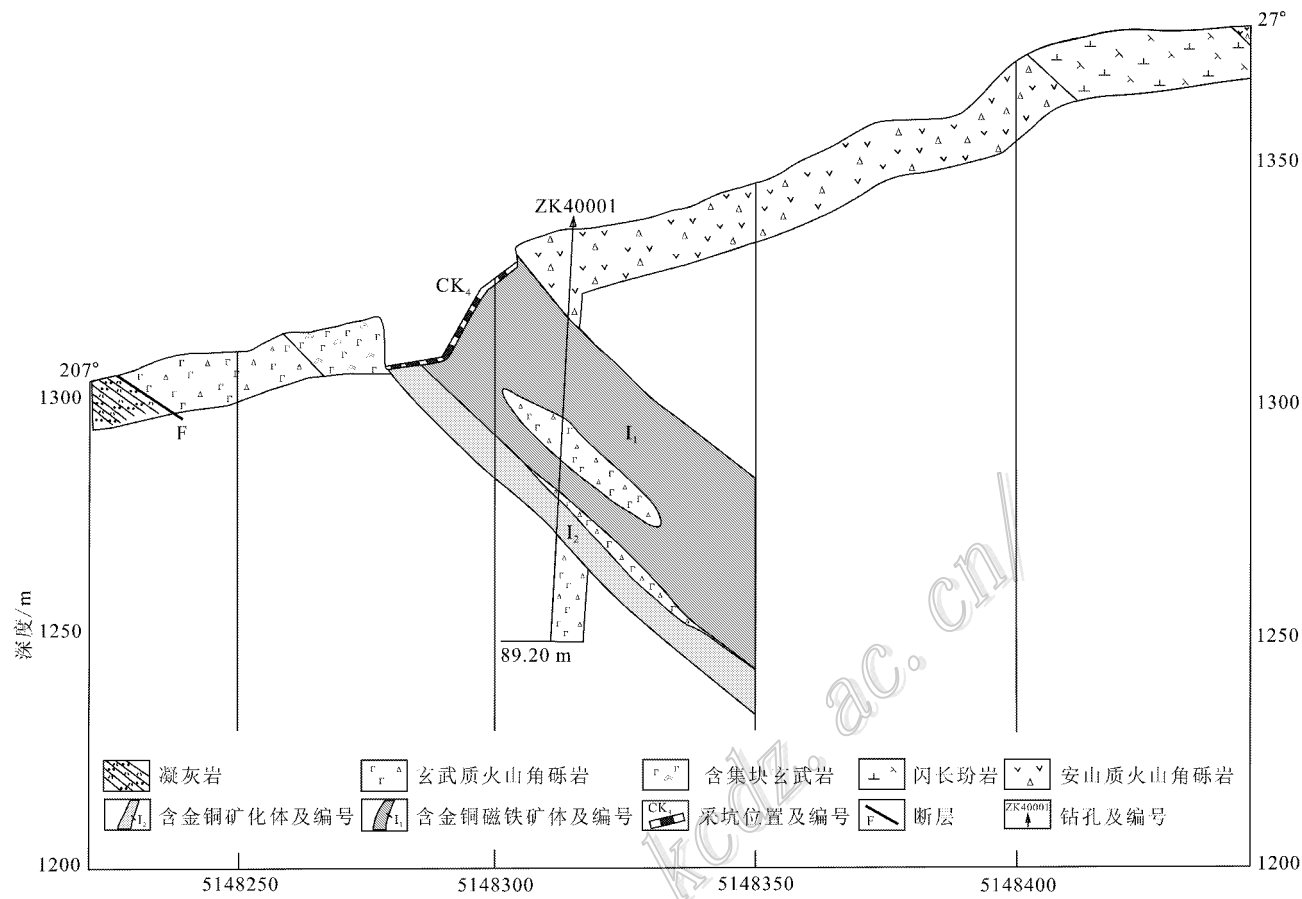


图 4 托斯巴斯套矿段矿体剖面图(据新疆有色地质勘查局地球物理探矿队地质图修改 2005^①)
Fig. 4 Cross section of the mineralization block in the Tuosibasitao ore deposit (modified after Geological Map by Geophysical Prospecting Party, Geological Survey Bureau of Xinjiang 2005)

(1) 矽卡岩阶段 (Stage I): 主要形成矿物为透辉石、石榴子石, 及少量磁铁矿。野外及镜下可见磁铁矿交代辉石和石榴子石的现象。

(2) 矽卡岩阶段 (Stage II): 主要形成的矿物有角闪石、绿帘石、绿泥石、透闪石、阳起石, 这些矿物充填交代早阶段矽卡岩矿物, 并伴有大量磁铁矿及少量黄铁矿, 是铁的主要成矿阶段。

(3) 石英硫化物-碳酸盐阶段 (Stage III): 主要发育钾长石化、硅化、方解石化, 在早期铁矿体中叠加黄铜矿、斑铜矿、黄铁矿、自然金及少量的方铅矿、闪锌矿, 或呈浸染状、细脉状和网脉状分布于磁铁矿矿体中, 或在铁矿体附近或断裂带附近形成独立的铜金矿体、金矿体。局部在一些断裂带中形成网脉状、角砾岩型铁铜矿石, 磁铁矿的角砾被方解石胶结, 边缘产生铜矿化, 是铜和金的主要成矿阶段。

3 流体包裹体研究

3.1 样品及分析方法

用于包裹体研究的样品采自托斯巴斯套铜金矿 ZK8004 钻孔岩心、托斯巴斯套铁矿体探槽中、老山口金铜矿 ZK1409 钻孔岩心, 样品名称为石榴子石矽卡岩、绿帘石石榴子石矽卡岩、含黄铜矿石榴子石矽卡岩、含磁铁矿黄铁矿石石榴子石矽卡岩、含黄铜矿磁铁矿石石榴子石矽卡岩、绿帘石化闪长岩、含磁铁矿绿帘石矽卡岩、绿帘石矽卡岩、方解石脉、含黄铁矿方解石脉等。本文测试的流体包裹体的寄主矿物主要为石榴子石、绿帘石和方解石, 它们分别采自于早期矽卡岩阶段、退化蚀变阶段和石英-硫化物-碳酸盐阶段。

包裹体显微测温工作在中国地质大学(北京)地

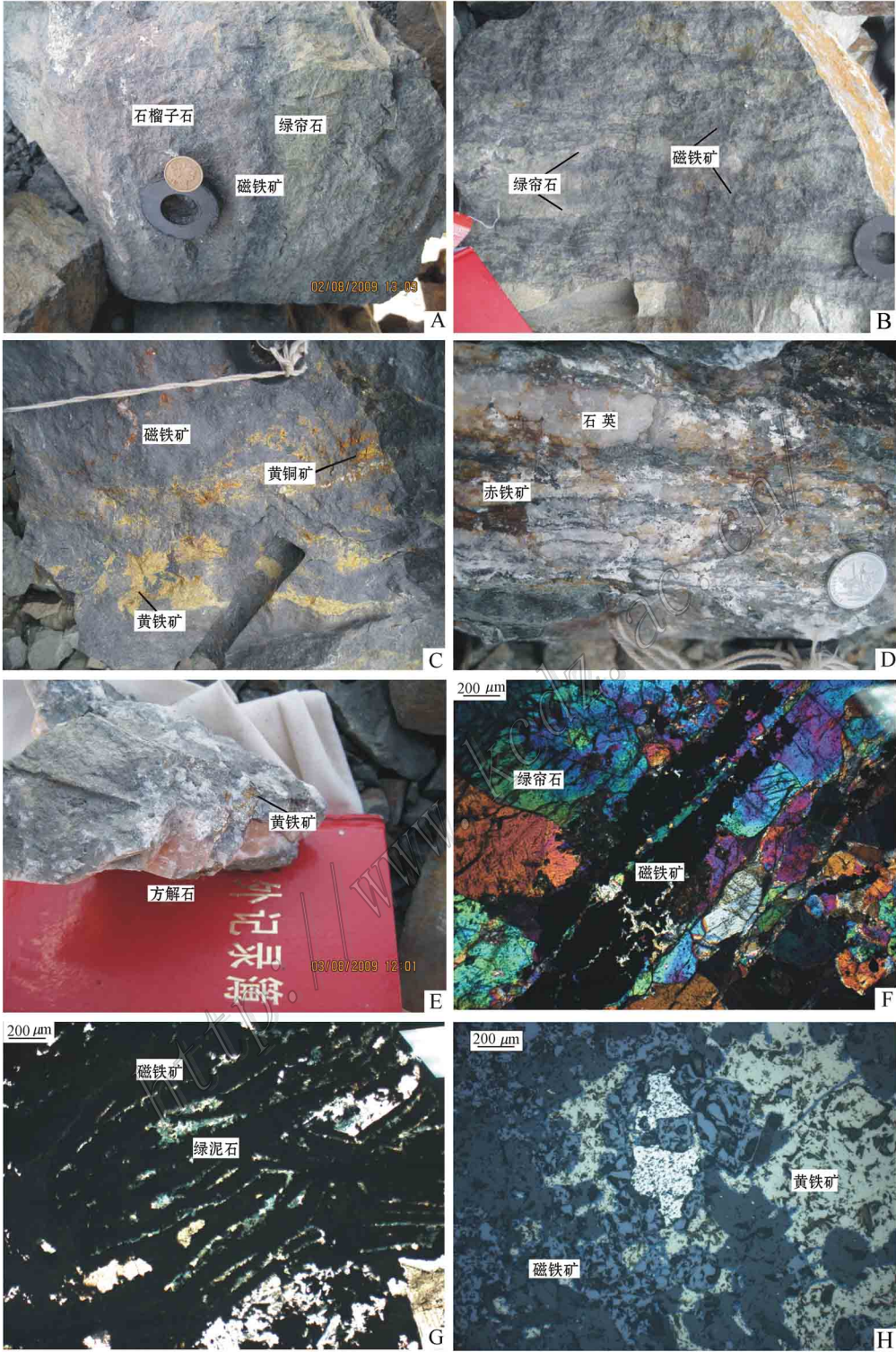


图 5 老山口矿床中典型矿石类型及结构构造

A. 石榴子石-透辉石-磁铁矿矿石,块状构造; B. 绿帘石-阳起石-透闪石-磁铁矿矿石; C. 磁铁矿-黄铁矿-黄铜矿矿石,浸染状构造; D-石英-磁铁矿-赤铁矿-磁黄铁矿矿石; E. 方解石-黄铁矿-自然金矿石; F. 绿帘石-磁铁矿条带状自组织结构; G. 阳起石-磁铁矿条带状自组织结构; H. 交代残余结构

Fig. 5 Typical ore types, structure and texture of the Laoshankou deposit

A. Garnet-diopside-magnetite ore, massive structure; B. Epidote-actinolite-tremolite-magnetite ore; C. Magnetite-pyrite-chalcopyrite ore, disseminated structure; D. Quartz-magnetite-hematite-pyrrhotite ore; E. Calcite-pyrite-nature gold ore; F. Epidote-magnetite band; G. Actinolite-magnetite band; H. Metasomatic relict structure

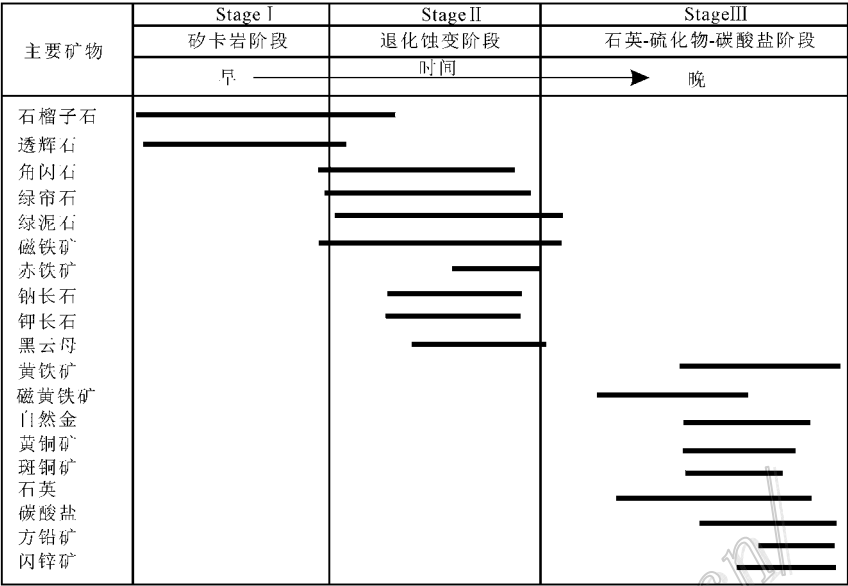


图 6 老山口铁铜金矿床成矿期次划分及矿物生成顺序

Fig. 6 Mineral sequence and ore-forming stages of the Laoshankou ore deposit

表 1 老山口矿床包裹体类型及特征

Table 1 Inclusion types and characteristics of the Laoshankou ore deposit

主矿物	类型	包裹体数/个	形态	长轴长/ μm	气相分数/%
石榴子石	液体包裹体	46	不规则状、负晶形	2~25	5~50
	气体包裹体	7	不规则状、负晶形	5~10	50~95
	含子矿物多相包裹体	14	不规则状、负晶形	3~17	5~40
	熔融包裹体	2	负晶形		
方解石	液体包裹体	33	负晶形、不规则状	5~21	2~40
	气体包裹体	5	不规则状、负晶形	5~10	50~80
	含子矿物多相包裹体	3	不规则状、负晶形	5~8	5~10
	含液体 CO_2 的三相包裹体	4	不规则状、负晶形	5~18	4~10

球化学实验室利用英国产 Linkam THMSG 600 冷热台进行,可测温范围为 $-196\sim+600^{\circ}\text{C}$,精度为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ 。

3.2 包裹体类型及特征

根据室温下包裹体的物理相态不同,按卢焕章等(2004)的分类方案,将老山口铁铜金矿床原生包裹体划分为流体包裹体和熔融包裹体,以前者为主。老山口铁铜金矿床不同成矿期、不同矿物其包裹体类型各不相同,其特征见表1及图7。

石榴子石中包裹体类型主要有液体包裹体、气体包裹体、含子矿物多相包裹体,少量硅酸盐熔融包裹体,以液体包裹体为主(图7A~E)。气体包裹体含气、液2相,气相分数50%~95%,加热均一到气

相。液体包裹体由气、液2相组成,气相分数5%~50%,多数为5%~20%。含子矿物多相包裹体由子矿物+液相+气相组成,包裹体长轴长6~10 μm ,气相分数5%~40%,子矿物多呈立方体状,少数浑圆状。

绿帘石中包裹体类型主要有液体包裹体、气体包裹体、含子矿物多相包裹体,以液体包裹体为主(图7F~I)。液体包裹体气相分数3%~50%,多数为5%~10%。气体包裹体气相分数50%~80%,加热均一到气相,部分在加热过程中发生爆裂。含子矿物多相包裹体由子矿物+液相+气相组成,气相分数5%~40%,子矿物多呈立方体状,少数浑圆状,多数子矿物体积大于气泡。

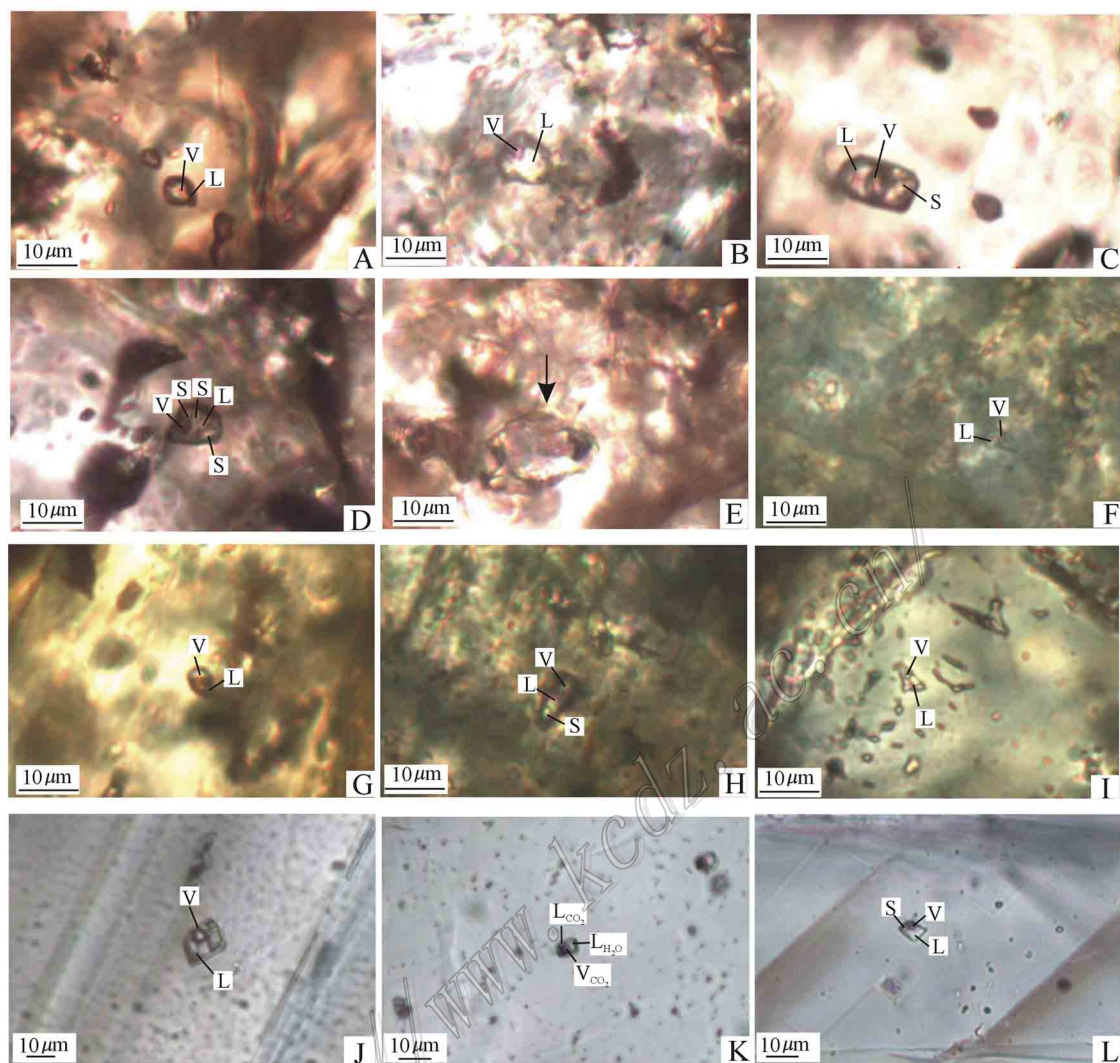


图 7 老山口矿床流体包裹体显微照片

Λ~E. 主矿物为石榴子石: Λ. 气体包裹体; B. 液体包裹体; C. 含子矿物包裹体; D. 含多个子矿物包裹体; E. 熔融包裹体; F~I. 主矿物为绿帘石: F. 液体包裹体; G. 气体包裹体; H. 含子矿物包裹体; I. 液体包裹体; J~L. 主矿物为方解石: J. 液体包裹体; K. 含液体 CO_2 的三相包裹体; L. 含子矿物包裹体

Fig. 7 Photomicrographs of fluid inclusions of the Laoshankou ore deposit

Λ~E. Inclusions in garnet: Λ. Vapor inclusions; B. Liquid inclusions; C. Daughter mineral-bearing inclusions; D. Daughter mineral inclusions; E. Melt inclusions; F~I. Inclusions in epidote: F. Liquid inclusions; G. Vapor inclusions; H. Daughter mineral inclusions; I. Liquid inclusions; J~L. Inclusions in calcite: J. Liquid inclusions; K. Three-phase CO_2 type inclusions; L. Daughter mineral-bearing inclusions

方解石中普遍发育液体包裹体、气体包裹体,纯气体包裹体、含子矿物多相包裹体和含液体 CO_2 的三相包裹体(图 7J~L),以液体包裹体为主。液体包裹体气相分数 2%~40%,多数为 5%~10%,长轴长 5~21 μm ,多数 5~10 μm 。气体包裹体气相分数 50%~80%,长轴长 5~10 μm 。

方解石中含液体 CO_2 的三相包裹体由 V_{CO_2} 、 L_{CO_2} 和 $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}$ 三相组成, $\text{V}_{\text{CO}_2} + \text{L}_{\text{CO}_2}$ 体积百分数为 5%~10%。该包裹体呈孤立状分布,有的与液体包裹体共生。含子矿物多相包裹体由子矿物+液相+气

相组成,子矿物为淡绿色,长轴长 5~8 μm ,多呈立方体,少数浑圆状,多数子矿物体积大于气泡,主要为石盐,部分流体包裹体中含 2 个石盐子矿物。

3.3 显微测温结果

显微测温结果见表 2。测试 49 个早期矽卡岩阶段形成的石榴子石中液体包裹体,均一温度变化较大,为 205~550℃和大于 550℃,主要集中在 220~470℃和大于 550℃(图 8)。冰点温度变化于 -14.2~-4.4℃。利用冰点在冷冻法冰点-盐度关系表(Bodnar, 1993)中,查得流体的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为

表 2 老山口矿床流体包裹体显微测温结果及参数
Table 2 Microthermometric data of different types of fluid inclusions in the Laoshankou deposit

主矿物	包裹体类型	CO ₂ 部分均一 温度/℃	子矿物消失 温度/℃	完全均一温度/℃		冰点/℃	w(NaCl _{eq})/%	
				范围	平均		范围	平均
Stage I	石榴子石	液体包裹体		205~550(29)	273	-14.2~-4.4	7.02~17.96	13.6
	石榴子石	液体包裹体		>550(20)	>550			16.43
	石榴子石	含子矿物包裹体		140~280(8)	200			>66.75
	石榴子石	含子矿物包裹体	>550(14)	>550(6)	>550			
Stage II	绿帘石	液体包裹体		212~510(29)	304	-18.1~-3.7	6.16~20.3	13.91
	绿帘石	含子矿物包裹体		230(1)	230			
	绿帘石	含子矿物包裹体	>550(3)	>550(2)	>550			
Stage III	方解石	液体包裹体		150~380(33)	165	-22.4~-9.5	13.4~18.4	16.5
	方解石	含液体 CO ₂ 包裹体	23.9~30.7(4)	190~266				
	方解石	含子矿物包裹体		370~411(3)	142~250			

注：括号内数字为包裹体的数量。

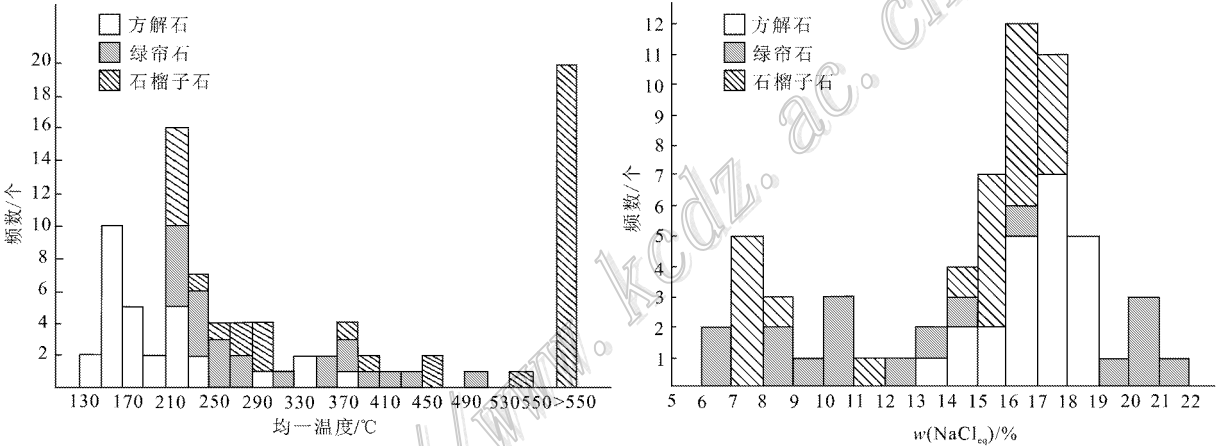


图 8 老山口矿床流体包裹体均一温度、盐度直方图
Fig. 8 Histograms of homogenization temperatures and salinities for inclusions of the Laoshankou ore deposit

7.02%~17.96%，峰值为 7.5% 和 16% (图 8)。用流体包裹体均一温度和盐度在 NaCl-H₂O 体系的 *t-w-p* 相图 (Bodnar, 1983)，查得密度为 0.60~1.00 g/cm³ (图 9)。对 14 个含子矿物多相包裹体进行了测温，5 个包裹体中子矿物先消失，其消失温度为 550~588℃。9 个包裹体中气泡先消失，温度为 140~280℃，子矿物消失温度 >550℃。其中 2 个含子矿物包裹体，在子矿物消失前爆裂，温度为 273℃ 和 280℃，其可能是包裹体捕获前形成的。

测试 29 个退化蚀变阶段形成的绿帘石中液体包裹体，均一温度变化较大，为 212~510℃，峰值在 220℃ (图 8)。冰点温度变化于 -18.1~-3.7℃，流体的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 6.16%~20.03%，峰值为 10.5% 和 20.5% (图 8)，密度为 0.60~0.95 g/cm³ (图 9)。

测定了石英-硫化物-碳酸盐阶段形成的方解石中 33 个液体包裹体，均一温度变化于 150~380℃，峰值在 160℃ 和 220℃ (图 8)，冰点温度变化于 -22.4~-9.5℃。流体的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 13.4%~18.4% (表 2)。流体密度为 0.75~1.10 g/cm³ (图 9)。4 个含液体 CO₂ 的三相包裹体的 CO₂ 的初熔温度为 -57.7℃，表明包裹体中 CO₂ 较纯 (Burruss, 1981)。笼形化合物的熔化温度为 -3.9~3.2℃，CO₂ 型包裹体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 11.61%~19.05%。部分均一温度为 23.9~30.7℃，4 个包裹体尚未均一即爆裂，爆裂温度为 190~266℃。另外，3 个含子矿物多相包裹体，气泡先消失，其消失温度为 142~250℃，子矿物消失温度为 370~411℃，流体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 44.32% 和 45.33%。其中一个含子矿物包裹体，在子矿物消失前爆裂，温度为 412℃，

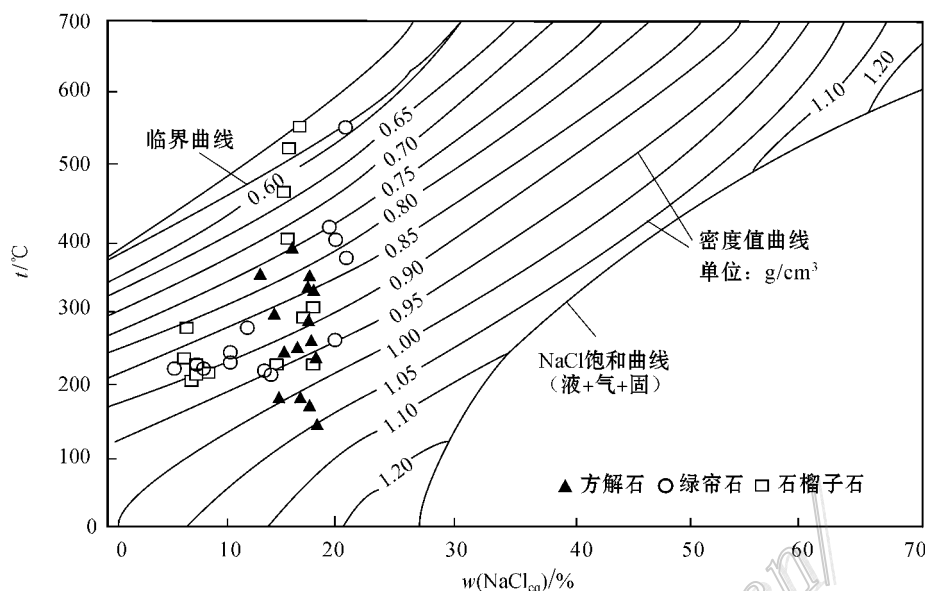


图 9 老山口矿床流体包裹体均一温度-盐度关系图(据 Bodnar, 1983)

Fig. 9 Diagram of homogenization temperatures versus salinity of fluid inclusions of the Laoshankou ore deposit (after Bodnar, 1983)

其可能是包裹体捕获前形成的。

4 稳定同位素研究

4.1 样品及分析方法

对采自托斯巴斯套铜金矿 ZK8004 钻孔岩芯、老山口Ⅳ号铁矿体的石榴子石和方解石进行氢、氧和碳同位素测定。样品名称为石榴子石绿帘石砂卡岩、含黄铜矿石榴子石砂卡岩、含黄铁石榴子石砂卡岩、含磁铁石榴子石砂卡岩、绿帘石石榴子石砂卡岩、含黄铁矿及黄铜矿的方解石脉。

对 15 件黄铁矿单矿物进行了硫同位素测试,样品名称为含浸染状、块状、脉状及条带状黄铁矿的磁铁矿矿石,含黄铁矿黄铜矿石英脉,含磁铁矿黄铁矿矿石和含黄铁矿方解石脉。

首先挑选用于氢、氧、碳同位素测试的石榴子石和方解石单矿物,纯度达 99% 以上。氧同位素分析方法为 BrF_5 法 (Clayton et al., 1963), 首先将纯净的石榴子石样品与 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, 其测试程序为: 加热石榴子石和方解石包裹体样品使其爆裂, 释放挥发分, 提取水蒸气, 然后在 400°C 条件下使水与锌反

应产生氢气, 再用液氮冷冻后, 收集到有活性碳的样品瓶中 (Coleman et al., 1982)。

方解石的碳和氧同位素分析步骤见文献 (Mao et al., 2002), 首先在 25°C 条件下, 使方解石与磷酸反应释放 CO_2 (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。方解石样品的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 直接从 CO_2 测得。在转变 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 与 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 时, 使用 Friedman 等 (1977) 的方程: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03086 \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.86$ 。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, 氢、氧和碳同位素用 MAT 253 EM 质谱计测试。氧和碳同位素的分析精密度的 $\pm 0.2\text{‰}$, 氢同位素的分析精密度的 $\pm 2\text{‰}$ 。

硫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完成, 测试方法以 Cu_2O 作为氧化剂制备样品, 用 MAT-251 型质谱仪测定, 分析精度为 $\pm 0.2\text{‰}$ 。所测得的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值为 $-22.3\text{‰} \sim +11.7\text{‰}$ 。

4.2 分析结果

12 件样品的氢、氧和碳同位素测试结果列于表 3。7 件石榴子石的 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 值变化于 $-110\text{‰} \sim -84\text{‰}$, 平均为 -99.4‰ 。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 $5.2\text{‰} \sim$

表 3 老山口矿床氢、氧和碳同位素组成
Table 3 Oxygen , hydrogen and carbon isotopic data of the Laoshankou ore deposit

序号	样品号	样品名称	测试矿物	$\delta D_{V-SMOW}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{V-SMOW}/\text{‰}$	均一温度/ $^{\circ}C$	$\delta^{18}O_{H_2O}/\text{‰}$	$\delta^{13}C_{V-PDB}/\text{‰}$
1	LSK58	石榴子石绿帘石砂卡岩	石榴子石	-101	6.4	454	3.4	
2	LSK60	含黄铜矿石榴子石砂卡岩	石榴子石	-110	5.8	427	2.3	
3	LSK61	含黄铜矿石榴子石砂卡岩	石榴子石	-105	5.9	491	3.5	
4	LSK62	含黄铁矿石榴子石砂卡岩	石榴子石	-94	5.2	443	2.0	
5	LSK63	含黄铁矿石榴子石砂卡岩	石榴子石	-104	6.2	443	3.0	
6	LSK65	含磁铁矿石榴子石砂卡岩	石榴子石	-98	6.8	386	2.4	
7	ZK8004-2	绿帘石石榴子石砂卡岩	石榴子石	-84	6.3	275	-1.5	
8	LSK49	含黄铁、黄铜矿方解石脉	方解石	-144	13.0	149	-2.4	-4.0
9	LSK51	含黄铁矿方解石脉	方解石	-110	17.8	150	2.4	-6.8
10	LSK96	含黄铁矿方解石脉	方解石	-92	12.2	207	1.0	-4.9
11	LSK97	含黄铁矿方解石脉	方解石	-95	12.0	207	0.8	-5.1
12	LSK107	含黄铁、黄铜矿方解石脉	方解石	-117	11.6	166	-2.4	-3.5

表 4 老山口矿床硫同位素组成

Table 4 Sulfur isotopic data of the Laoshankou ore deposit

序号	样品号	$\delta^{34}S_{V-CDT}/\text{‰}$
1	LSK74	2.7
2	LSK75	2.4
3	LSK76	1.8
4	LSK77	3.1
5	LSK78	1.5
6	LSK79	1.1
7	LSK80	0.8
8	LSK81	0.2
9	LSK83	-2.0
10	LSK85	2.8
11	LSK86	0.1
12	LSK87	0.6
13	LSK88	0.4
14	LSK89	1.3
15	LSK96	5.1

6.8‰,平均为 6.1‰。使用石榴子石-水分馏方程 $1\ 000\ \alpha = 1.22 \times 10^6 T^2 - 4.88$ (Taylor , 1976)和同一样品石榴子石中流体包裹体均一温度平均值 ,计算流体的 $\delta^{18}O_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $-1.5 \sim 3.5\text{‰}$,平均值为 2.2‰ 。

5 件方解石 $\delta^{13}C_{\text{PDB}}$ 变化于 $-6.8\text{‰} \sim -3.5\text{‰}$,平均值为 -4.86‰ , δD_{SMOW} 值变化较大 ,为 $-144\text{‰} \sim -92\text{‰}$,平均值为 -111.6‰ , $\delta^{18}O_{\text{SMOW}}$ 值介于 $11.6\text{‰} \sim 17.8\text{‰}$,平均为 13.32‰ 。使用方解石-水分馏方程 $1\ 000\ \alpha = 2.78 \times 10^6 T^2 - 3.39$ (O 'Neil et al. , 1969)和同一样品方解石中流体包裹体均一温度平均值 ,计算流体的 $\delta^{18}O_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $-2.4\text{‰} \sim 2.4\text{‰}$,平均值为 -0.12‰ 。

15 件样品的硫同位素测试结果列于表 4。除 1 件含脉状黄铁矿磁铁矿石样品的 $\delta^{34}S$ 为 -2.0‰ 外 ,其余 $\delta^{34}S$ 值变化范围不大 ,14 件样品 $\delta^{34}S$ 值在

$0.1\text{‰} \sim 5.1\text{‰}$ 之间 ,平均为 1.71‰ 。

5 讨 论

5.1 成矿流体性质

老山口铁铜金矿早期砂卡岩阶段形成的石榴子石发育流体包裹体和熔融包裹体 ,流体包裹体类型以液体包裹体和含子矿物多相包裹体为主。矿物中熔融包裹体和液体包裹体共存是岩浆-热液过渡性质矿床的显著标志之一 ,也表明形成石榴子石的流体不是单一的热水溶液 ,而是岩浆分异出来的残余硅酸盐熔体与流体共存的岩浆-热液过渡性流体 ,即不混溶流体 ,石榴子石的形成始于岩浆-热液过渡阶段 (林新多 ,1999 ;常海亮等 ,2007)。老山口铁铜金矿早期砂卡岩阶段成矿流体均一温度变化于 $212 \sim 550^{\circ}C$ 和大于 $550^{\circ}C$,主要集中在 $220 \sim 470^{\circ}C$ 和大于 $550^{\circ}C$,盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $7.02\% \sim 17.96\%$,峰值为 7.5% 和 16% ,石榴子石在砂卡岩期有 2 种类型 (另文发表) ,发育多世代包裹体 ,均一温度出现 2 个峰值 ($210^{\circ}C$ 和大于 $550^{\circ}C$) ,盐度有低、高峰 2 个值 (7.5% 和 16%)。石榴子石中存在大量含子矿物多相包裹体 ,且部分包裹体的子矿物大于 $550^{\circ}C$ 未均一。退化蚀变阶段形成的绿帘石中流体包裹体类型以液体包裹体和气体包裹体为主 ,均一温度变化较大 ,为 $212 \sim 510^{\circ}C$,主要集中在 $220 \sim 470^{\circ}C$,峰值在 $220^{\circ}C$,盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $6.16\% \sim 21.04\%$,峰值为 10.5% 和 20.5% ,属于中等盐度流体。石英-硫化物-硫酸盐阶段形成的方解石中流体包裹体类型以液体包裹体和气体包裹体为主 ,还出现了含液体 CO_2 的三相包裹体和含子矿物多相包裹体。均一温 150

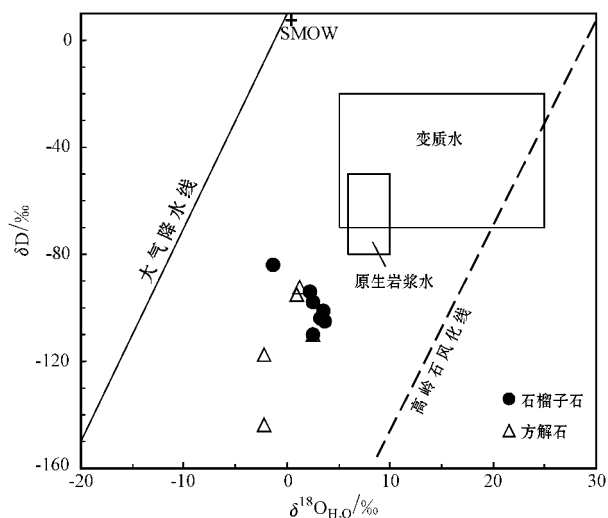


图 10 老山口矿床 $\delta D - \delta^{18}O_{H_2O}$ 图解

(原始岩浆水范围据 Sheppard, 1986)

Fig. 10 δD versus $\delta^{18}O_{H_2O}$ diagram of the Laoshankou ore deposit (data of primary magmatic water after Sheppard, 1986)

度变化于 $\sim 380^\circ C$ 峰值在 $160^\circ C$ 和 $220^\circ C$ 盐度 $\alpha(Na-Cl_{eq})$ 为 $13.4\% \sim 18.47\%$ 密度为 $0.75 \sim 1.10 \text{ g/cm}^3$ 。

5.2 成矿流体来源

(1) 氢、氧同位素示踪

7 件矽卡岩阶段石榴子石的 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值为 $5.2\% \sim 6.8\%$ $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $-1.5\% \sim 3.5\%$ 多数集中在 $2.0\% \sim 3.5\%$ 接近岩浆水范围 ($5.5\% \sim 9.5\%$ Ohmoto, 1986) δD_{SMOW} 值变化于 $-110\% \sim -84\%$ 明显低于岩浆水范围 ($-80\% \sim -40\%$ Sheppard, 1986)。在 $\delta D - \delta^{18}O_{H_2O}$ 图解 (图 10) 中, 样品点落在岩浆水左下方, 靠近岩浆水分布区, 表明矽卡岩阶段成矿流体主要为岩浆水, 混合少量大气降水。成矿流体主要来自于正常岩浆水或者是后期有大气降水混入的混合岩浆水范围内的蒙库铁矿床 (δD_{SMOW} 值为 $-127.0\% \sim -81.0\%$ $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $-5.1\% \sim 5.33\%$ 杨富全等, 2008b) 与湖南新田岭矽卡岩型矿床 (δD_{SMOW} 值为 $-32.1\% \sim -72.9\%$ $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $4.73\% \sim 7.42\%$ 赵一鸣等, 1990) 相似, 表明矽卡岩阶段成矿流体主要为岩浆水, 混合少量大气降水。

5 件石英-硫化物-碳酸盐阶段方解石的 δD_{SMOW} 值变化较大, 为 $-144.0 \sim -92.0\%$ 明显低于岩浆水范围 ($-80\% \sim -40\%$ Sheppard, 1986) $\delta^{18}O_{SMOW}$

值变化范围小, 为 $11.6 \sim 17.8\%$ 。 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $-2.4\% \sim 2.4\%$ 平均值为 -0.12% 远离岩浆水范围 ($5.5\% \sim 9.5\%$ Ohmoto, 1986; Sheppard, 1986)。在 $\delta D - \delta^{18}O_{H_2O}$ 图解 (图 10) 中, 样品点落在岩浆水左下方, 较矽卡岩阶段石榴子石明显向大气降水方向漂移, 表明该期成矿流体主要为岩浆水混合大气降水。

(2) 碳、氧同位素示踪

5 件方解石 $\delta^{13}C_{PDB}$ 变化于 $-6.8\% \sim -3.5\%$ 平均值为 -4.86% 与海相碳酸盐碳同位素组成 ($-1\% \sim 2\%$ 平均为 0% Rollinson, 1993) 有一定差别, 而与地幔来源碳同位素值 ($-5\% \pm 2\%$ Hoefs, 1997) 较接近。 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值变化于 $11.6\% \sim 17.8\%$ 平均为 13.32% 与 Taylor (1974) 界定的地幔同位素值 ($5.7\% \pm 0.3\%$) 有一定差距, 且均远高于正常地幔 $\delta^{18}O$ 值范围 ($5.7\% \pm 1\%$)。在方解石的 $\delta^{18}O_{SMOW} - \delta^{13}C_{PDB}$ 图解 (图 11) 上, 4 件样品落在花岗岩分布区附近, 具有向沉积岩混染/高温效应方向偏移的趋势, 1 件样品落在海相碳酸盐岩与花岗岩之间, 可能来自海相碳酸盐岩, 由于碳酸盐溶解作用造成明显向左偏移。这与乔夏哈拉铁铜金矿床 ($\delta^{13}C_{PDB}$ 值 $-4.9\% \sim -3.0\%$ $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值 $12.4\% \sim 12.7\%$ 王登红等, 2002) 碳、氧同位素特征相一致, 表明老山口铁铜金矿床与乔夏哈拉铁铜金矿床成矿流体中碳具有相似的来源。总之, 老山口铁铜金矿床的成矿流体中碳主要来自闪长岩类, 在岩浆热液上升过程中有地层的混染, 少数来自围岩海相碳酸盐岩。

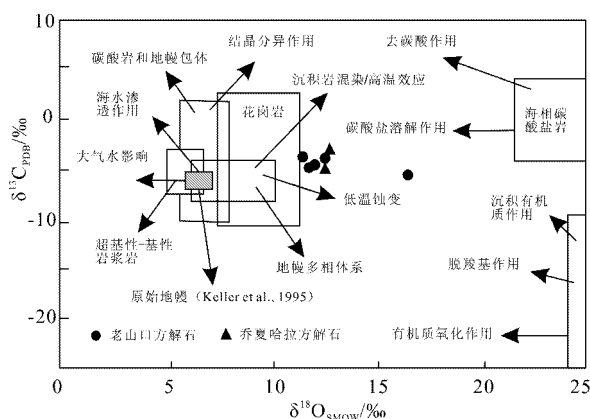


图 11 老山口矿床方解石的 $\delta^{18}O_{SMOW} - \delta^{13}C_{PDB}$ 图解

(底图据刘建明等, 1997; 孙景贵等, 2001; 刘家军等, 2004)

Fig. 11 $\delta^{18}O_{SMOW}$ versus $\delta^{13}C_{PDB}$ diagram of calcite from the Laoshankou ore deposit (base map after Liu J M et al., 1997; Sun et al., 2001; Liu J J et al., 2004)

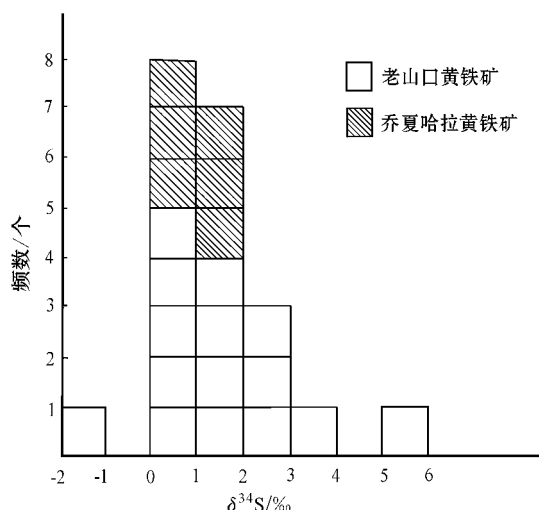


图 12 老山口矿床硫同位素直方图

Fig. 12 Histogram of sulfur isotope composition of sulfides from the Laoshankou ore deposit

5.3 成矿物质来源

14 件黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 变化于 $0.1\text{‰} \sim 5.1\text{‰}$, 平均为 1.71‰ , 全为正值, 且变化范围较小, 显示硫的分馏程度较低。在硫同位素直方图(图 12)中, $\delta^{34}\text{S}$ 呈塔式分布, 具岩浆来源的特征, 其峰值为 0.5‰ , 接近于 0, 非常接近幔源硫 ($0 \pm 3\text{‰}$, Hoefs, 1997), 表明成矿流体中的硫来自深部岩浆。老山口铁铜金矿床的硫同位素与块状硫化物型阿舍勒铜锌矿床 ($\delta^{34}\text{S} = +4\text{‰} \sim +6\text{‰}$, 硫主要来源于火山喷气; 王登红, 1996) 矽卡岩型蒙库铁矿床 ($\delta^{34}\text{S} = +3\text{‰} \sim +9\text{‰}$, 硫来源自上地幔岩浆硫和地壳硫的混合源; 张建中等, 1987) 斑岩型哈腊苏铜矿 ($\delta^{34}\text{S} = -4.5\text{‰} \sim -1.6\text{‰}$, 硫主要来自火山沉积地层中的地壳硫; 闫升好等, 2006) 的硫同位素有一定差别, 而与成矿物质来源于岩浆硫的乔夏哈拉铁铜矿 ($\delta^{34}\text{S} = -1.1\text{‰} \sim +2.92\text{‰}$, 平均为 $+1.21\text{‰}$, 王登红等, 2002) 包古图铜矿 ($\delta^{34}\text{S} = -3.0\text{‰} \sim -1.0\text{‰}$, 硫来源于深部岩浆; 张志欣等, 2010) 及四川拉拉铜矿床 ($\delta^{34}\text{S} = +0.03\text{‰} \sim +4.94\text{‰}$, 孙燕等, 2006) 硫同位素组成比较相似, 表明硫主要来自于与矿体空间关系密切的闪长质岩浆。笔者对闪长(玢)岩、矽卡岩、玄武岩和矿石进行了稀土元素化学分析, 结果表明, 闪长(玢)岩、矽卡岩、玄武岩和矿石中稀土元素化学组成具有相似性和成因关联, 暗示矽卡岩的形成与闪长

(玢)岩、玄武岩有关, 铁等成矿物质来源于闪长(玢)岩类、玄武岩。本次的 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值为 1.71‰ , 集中在 $0 \sim 3\text{‰}$, 其峰值为 0.5‰ , 接近于 0, 暗示硫来自与矿体关系密切的闪长岩类和玄武岩。

5.4 成矿机制探讨

新疆有色地质勘查局地球物理探矿队(2005)^①将老山口铁铜金矿床的成因类型归为与火山机构有关的中低温火山热液型铁铜矿床, 李泰德等(2009)和路彦明等(2009)分别将该矿床归为火山热液型矿床和 IOCG 型矿床。该矿床的研究程度较低, 区域构造条件甚是复杂, 目前发现成矿作用主要与矿区内闪长(玢)岩类侵入岩有关, 矿体多呈脉状、透镜状赋存于中泥盆统北塔山组火山-火山碎屑岩系与闪长(玢)岩的接触带中, 矿体及其周围发育大量的矽卡岩矿物, 矽卡岩与铁矿体沿岩体接触带呈不规则状分布, 岩体接触带上发育矽卡岩化及孔雀石化。容矿火山岩系产出环境为岛弧, 侵入岩为与俯冲带有关的富碱高钾“I”型花岗岩, 通过对矽卡岩矿物进行电子探针分析, 得出其与中国一些典型矽卡岩型矿床中钙矽卡岩化学组成相同; 磁铁矿的主量与微量元素特征表明: 磁铁矿的形成与钙矽卡岩及热液作用有关(另文发表)。另外, 矿床地质特征及碳、氢、氧和硫同位素特征均与乔夏哈拉铁铜金矿相似, 而目前乔夏哈拉铁铜金矿床初步被定为 IOCG 型矿床。因此, 现将老山口铁铜金矿床归为与基性火山岩有关的矽卡岩矿床, 它是否是 IOCG 型矿床还需要进一步研究。根据目前的资料将成矿过程简述如下。

晚古生代时期, 准噶尔地区经历了大洋扩张、板块俯冲、板块碰撞和后碰撞过程(肖序常等, 1992; 何国琦等, 2004; 王道永等, 1995; Windley et al., 2002; Li et al., 2003; 张海洋等, 2004, 2008)。该区在早古生代以前, 为古中亚板块的一部分, 为稳定大陆边缘阶段, 伴随着准噶尔洋壳向北俯冲到阿尔泰微板块之下, 转化为活动大陆边缘(吴淦国等, 2008)。志留纪, 准噶尔北缘处于弧后盆地环境(Windley et al., 2002)。随着准噶尔洋壳继续向北俯冲, 泥盆纪区域火山活动较强烈, 形成了早泥盆世托让格库都克组火山岩, 中泥盆世北塔山组玻安岩、苦橄岩和中基性火山岩, 其构造背景均为岛弧环境(张海祥等, 2004; 张招崇等, 2006; 于学元等, 1995)。

① 新疆有色地质勘查局地球物理探矿队. 2005. 新疆青河县老山口矿区Ⅳ矿段铁铜金矿普查地质报告.

390~381 Ma 左右,在老山口矿区形成北塔山组火山沉积岩系。379~353 Ma,老山口一带又相继形成了闪长岩、闪长玢岩和正长岩等一系列与俯冲带有关的富碱高钾 I 型花岗岩,均形成于岛弧环境(杨富全等,2011;吕书君等,2012)。其中,闪长质岩浆是由地幔源区物质发生不同程度部分熔融形成的富 Sr、低 Si、富 LREE 的碱性玄武质岩浆与花岗质岩浆混合形成的(张希兵等,2011)。在 379 Ma 期间,闪长玢岩体形成过程中,岩浆发生了较彻底的熔-流作用(周涛发等,1995),有铁、铜等成矿元素进入流体中。在岩浆流体运移过程中与基性火山岩发生复杂的水-岩反应,形成了透辉石、石榴子石等早期矽卡岩矿物组合,随着早期矽卡岩矿物的退化变质,形成绿帘石、绿泥石、阳起石等含水硅酸盐矿物,同时,流体中除进一步富集以络合物形式进入的铁等成矿元素外,还加入了来自岩浆的硫元素等,随着体系内温度、压力及 pH 值等发生的突然变化,铁络合物分解,以磁铁矿的形式在闪长玢岩和玄武岩的接触带上大量沉淀,形成了铁矿体。铁成矿作用主要与矽卡岩的退化变质作用有关。在磁铁矿沉积之后的石英-硫化物期,又形成黄铁矿、黄铜矿和自然金等,叠加在铁矿体之上或在铁矿体旁边形成单独矿体(托斯巴斯套铁铜金矿)。

353 Ma,伴随着闪长岩的侵入,在闪长岩和玄武质火山岩的接触带上发育钾长石化、硅化、碳酸盐化等,铜、金等金属元素以硫化物的形式从流体中大量沉淀,以细脉状、网脉状等充填于构造裂隙中,形成了以铜金为主的矿床。该期铁以氧化物形式沉淀,作为次要矿物出现在铜金矿体中(如老山口金铜矿)。

6 结 论

(1)石榴子石、绿帘石和方解石中普遍发育流体包裹体,其类型以液体包裹体为主,其次是气体包裹体、含子矿物包裹体和纯气体包裹体。石榴子石中发育熔融包裹体,方解石中出现含 CO₂ 三相包裹体。

(2)早期矽卡岩阶段成矿流体均一温度变化于 205~550℃ 和大于 550℃,主要集中在 220~470℃ 和大于 550℃。流体的盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 变化于 7.02%~17.96%,峰值为 7.5% 和 16%。退化蚀变阶段,均一温度变化于 212~510℃,峰值在 220℃,

流体的盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 6.16%~21.04%,峰值为 10.5% 和 20.5%。石英-硫化物-碳酸盐阶段,均一温度变化于 150~380℃,峰值在 160℃ 和 220℃。流体的盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 13.4%~18.47%。

(3)石榴子石和方解石的氢、氧同位素表明,成矿流体主要是岩浆水,混合大气降水。方解石碳、氧同位素表明,成矿流体中碳主要来自闪长岩类,在岩浆热液上升过程中有地层的混染,少数来自围岩海相碳酸盐岩。黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值集中在 0~3‰,结合稀土元素特征,表明硫主要来自于与矿体空间关系密切的闪长质岩浆。

志 谢 流体包裹体测定得到了中国地质大学(北京)地球化学实验室诸慧燕女士的大力支持,硫、氢、氧和碳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、罗续荣和韩丹女士完成,在此一并致以衷心的感谢!

参考文献/References

- 常海亮,汪雄武,王晓地,刘家齐,黄惠兰. 2007. 西华山黑钨矿-石英脉绿柱石中熔融包裹体的成分[J]. 岩石矿物学杂志, 26(3): 259-268.
- 程 剑. 2004. 新疆青河县老山口金铜铁矿区 IV 矿段地质特征及成因探讨[J]. 新疆有色金属(增刊): 22-25.
- 郭丽爽,张 锐,刘玉琳,许发军,苏 犁. 2009. 新疆东准噶尔铜华岭中酸性侵入体锆石 U-Pb 年代学研究[J]. 北京大学学报, 45(5): 819-824.
- 韩宝福,季建清,宋 彪,陈立辉,李宗怀. 2004. 新疆喀拉通克和黄山含铜镍矿镁铁-超镁铁杂岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 科学通报, 49(22): 2324-2328.
- 韩宝福,季建清,宋 彪,陈立辉,张 磊. 2006. 新疆准噶尔晚古生代陆壳垂向生长(1)-后碰撞深成岩浆活动的时限[J]. 岩石学报, 22(5): 1077-1086.
- 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(1:2500000)说明书[J]. 北京:地质出版社. 1-65.
- 李泰德,王梓嘉. 2009. 新疆青河县老山口矿区 IV 矿段铁铜金矿成矿特征分析[J]. 新疆有色金属(2): 19-25.
- 李宗怀,韩宝福,宋 彪. 2004. 新疆东准噶尔二台北花岗岩体和包体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 岩石学报, 20(5): 1263-1270.
- 林新多. 1999. 岩浆-热液过渡型矿床[M]. 武汉:中国地质大学出版社. 1-139.
- 刘家军,何明勤,李志明,刘玉平,李朝阳,张 乾,杨伟光,杨爱平. 2004. 云南白秧坪银铜多金属矿集区碳同位素组成及意义[J]. 矿床地质, 23(1): 1-10.
- 刘家远. 2001. 新疆青河老山口地区岩浆隐蔽爆破作用、爆破角砾岩

- 及成矿意义[J]. 新疆地质, 19(4): 241-245.
- 刘建明, 刘家军, 顾雪祥. 1997. 沉积盆地中的流体活动及其成矿作用[J]. 岩石矿物学杂志, 16(4): 341-352.
- 龙灵利, 王玉往, 杜安道, 王京彬, 王莉娟, 王书来, 蒲克信, 屈文俊. 2011. 新疆希勒库都克铜铅矿床辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义[J]. 矿床地质, 30(4): 635-644.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文准. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社. 1-450.
- 路彦明, 聂凤军, 范俊杰, 云飞, 李成文. 2009. 东准噶尔盆地东北缘发现氧化铁型铜(IOCg)矿床[J]. 地球学报, 30(2): 277-278.
- 吕书君, 杨富全, 柴凤梅, 张希兵, 姜丽萍, 刘锋, 张志欣. 2012. 东准噶尔北缘老山口铁铜金矿区侵入岩 U-Pb 定年及地质意义[J]. 地质论评, 58(1): 149-164.
- 孙景贵, 胡受奚, 沈昆, 姚凤良. 2001. 胶东金矿区矿田体系中基性-酸性脉岩的碳、氧同位素地球化学研究[J]. 岩石矿物学杂志, 20(1): 47-56.
- 孙燕, 舒晓兰, 肖渊甫. 2006. 四川省拉铝铜矿床同位素地球化学特征及成矿意义[J]. 地球化学, 35(5): 553-559.
- 王道永, 邓江红. 1995. 东准噶尔地区板块构造特征及演化[J]. 成都理工学院学报, 22(4): 38-45.
- 王登红. 1996. 新疆阿舍勒火山岩型块状硫化物铜矿硫、铅同位素地球化学[J]. 地球化学, 25(6): 582-590.
- 王登红, 陈毓川, 徐志刚, 李天德, 傅旭杰. 2002. 阿尔泰成矿省的成矿系列及成矿规律[M]. 北京: 原子能出版社. 1-493.
- 王莉娟, 王京彬, 王玉往, 龙灵利, 王书来, 蒲克信. 2009. 准噶尔北部希勒库都克斑岩铜矿床地质与成矿流体[J]. 岩石学报, 25(4): 944-954.
- 王玉往, 王京彬, 王书来, 王莉娟, 丁汝福, 蒲克信. 2008. 新疆富蕴希力库都克地区岩浆混合作用及其成矿意义[J]. 地质学报, 82(2): 221-233.
- 吴淦国, 董连慧, 薛春纪. 2008. 新疆北部主要斑岩铜矿带[M]. 北京: 地质出版社. 1-345.
- 肖序常, 汤耀庆, 冯益民, 等. 1992. 新疆北部及邻区大地构造[M]. 北京: 地质出版社.
- 闫升好, 张招崇, 王义天, 陈柏林, 周刚, 何立新. 2005. 新疆阿尔泰山南缘乔夏哈拉式铁铜矿床稀土元素地球化学特征及其地质意义[J]. 矿床地质, 24(1): 25-35.
- 闫升好, 腾荣丽, 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 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄的约束[J]. 矿床地质, 25(3): 293-301.
- 杨富全, 吴海, 韩金良. 2001. 新疆东准噶尔金属矿床成矿系列及成矿规律[J]. 新疆地质, 19(1): 54-59.
- 杨富全, 毛景文, 闫升好. 2008a. 新疆东准噶尔贝勒库都克锡矿床成矿时代及成矿作用[J]. 地质论评, 54(5): 626-640.
- 杨富全, 毛景文, 柴凤梅, 刘锋, 周刚, 耿新霞, 刘国仁, 徐林刚. 2008b. 新疆阿尔泰蒙库铁矿床的成矿流体及成矿作用[J]. 矿床地质, 27(6): 659-680.
- 杨富全, 闫升好, 屈文俊, 周刚, 刘峰, 耿新霞, 刘国仁, 王祥. 2010. 新疆哈腊苏铜矿床 I 号矿化带流体包裹体和碳氢氧同位素地球化学[J]. 地质前缘, 17(2): 359-374.
- 杨富全, 刘锋, 柴凤梅, 张志欣, 耿新霞, 吕书君, 姜丽萍, 欧阳刘进. 2011. 新疆阿尔泰铁矿地质特征、时空分布及成矿作用[J]. 矿床地质, 30(4): 575-598.
- 杨金明. 1997. 新疆青河县老山口-布尔根金矿类型及成矿找矿模式[J]. 新疆有色金属(4): 9-13.
- 应立娟, 王登红, 梁婷, 周汝洪. 2009. 新疆乔夏哈拉铁铜金矿的矿床成因及其成矿模式[J]. 矿床地质, 28(2): 211-217.
- 于学元, 梅厚钧, 姜福芝, 罗才让, 刘铁康, 白正华, 杨学昌, 王俊达. 1995. 额尔齐斯火山岩和成矿作用[M]. 北京: 科学出版社. 1-245.
- 喻亨祥, 夏斌, 郑永飞, 刘家远, 胡承琦. 2001. 新疆老山口金矿岩浆隐爆角砾岩地质地球化学[J]. 地质地球化学, 29(4): 21-26.
- 张海洋, 牛贺才, Hiroaki Sato, 单强, 于学元, Jun 'ichi Ito, 张旗. 2004. 新疆北部晚古生代埃达克岩、富铯玄武岩组合: 古亚洲洋板块南向俯冲的证据[J]. 高校地质学报, 10(1): 106-113.
- 张海洋, 沈晓明, 马林, 牛贺才, 于学元. 2008. 新疆北部富蕴县埃达克岩的同位素年代学及其对古亚洲洋板块俯冲时限的制约[J]. 岩石学报, 24(5): 54-58.
- 张建中, 冯秉襄. 1987. 新疆阿尔泰阿巴宫-蒙库海相火山岩与铁矿的成生关系及成矿地质特征[J]. 中国地质科学院西安地质研究所刊, 20: 89-180.
- 张希兵, 柴凤梅, 张登峰, 牛振中, 杨富全, 刘锋, 吕书君, 姜丽萍. 2011. 新疆东准噶尔北缘托斯巴斯套闪长岩体地球化学特征及成因[J]. 新疆地质, 29(2): 119-124.
- 张招崇, 闫升好, 陈柏林, 周刚, 贺永康, 柴凤梅, 何立新, 王渝生. 2006. 新疆东准噶尔北部俯冲花岗岩的 SHRIMP U-Pb 锆石定年[J]. 科学通报, 51(13): 1565-1574.
- 张志欣, 杨富全, 闫升好, 张锐, 柴凤梅. 2010. 包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, 柴凤梅, 杜安道, 张招崇, 闫升好, 杨建民, 屈文俊, 王志良. 2005. 新疆喀拉通克铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素测年及成矿物质来源示踪[J]. 岩石矿物学杂志, 24(4): 285-293.
- 赵一鸣, 沈文彬. 1990. 中国矽卡岩型矿床[M]. 北京: 地质出版社.
- 周刚, 吴淦国, 董连慧, 张招崇, 董永观, 董英, 何立新, 应立娟. 2009. 新疆准噶尔北东缘乌图布拉克岩体形成时代、地球化学特征及地质意义[J]. 岩石学报, 25(6): 1390-1402.
- 周汝洪, 应立娟, 梁婷, 刘德权, 唐延龄, 王登红. 2005. 新疆北准噶尔乔夏哈拉—老山口苦橄岩建造及其构造意义[J]. 新疆地质, 23(4): 319-325.
- 周涛发, 岳书仓. 1995. 安慰月山地区成岩成矿作用关系研究[J]. 火山地质与矿产, 16(2): 55-66.
- Bodnar R J. 1983. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and PVTX properties of inclusion fluid[J]. Econ. Geol., 78: 535-542.
- Bodnar R J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression H₂O-NaCl solutions[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 57: 683-684.
- Burruss R C. 1981. Analysis of fluid inclusions: phase equilibria at constant volume[J]. Am. J. Sci., 281: 1104-1126.

- 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.
- 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.
- Friedman I and O'Neil JR. 1977. Complication of stable isotope fractionation factors of geochemical interest in data of geochemistry[A]. In: Fleischer M, ed. *Geological professional paper*[C]. U. S. Geological Survey. 6th edition. 440p.
- Hoefs J. 1997. *Stable isotope geochemistry*[M]. 4rd ed. Berlin: Springer Verlag. 1-250.
- Li J Y, Xiao W J, Wang K Z, Sun G H and Gao L M. 2003. Neoproterozoic to Paleozoic tectonostratigraphy, magmatic activities and tectonic evolution of eastern Xinjiang, NW China[A]. In: Mao J W, Goldfarb R J, Seltnann R, et al. eds. *Tectonic evolution and metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan*[C]. LAGOD Guidebook Series 10: CERCAMS/NHM London. 31-74.
- O'Neil J R, Clayton P N and Mayada T K. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates[J]. *Chemistry Geophysics*, 51: 5547-5558.
- Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits[J]. *Reviews in Mineralogy*, 16: 491-559.
- McCrea M. 1950. The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale[J]. *J. Chem. Phys.*, 18: 849-857.
- 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.
- Rollinson H R. 1993. *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*[M]. New York: Longman Scientific and Technical Limited. 1-343.
- Sheppard S M F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters[J]. *Reviews in Mineralogy*, 16: 165-183.
- Sengor A M, Natal'in B A and Burtman V S. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia[J]. *Nature*, 364: 299-307.
- Taylor H P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposit[J]. *Econ. Geol.*, 69: 843-883.
- Taylor B E. 1976. Origin and significance of C-O-H fluids in the formation of Ca-Fe-Si skarn, Osgood Mountains, Humboldt County, Nevada[D]. Unpublished PhD thesis, Stanford University. 306p.
- Windley B F, Kroner A, Guo J H, Qu G S, Li Y 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: 719-739.
- Xiao W J, Windley B F, Badarch G, Sun S, Li J Y, Qin K Z and Wang Z. 2004. Palaeozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altaids: Implications for the growth of Central Asia[J]. *J. Geol. Soc.*, 161: 339-342.