

文章编号: 0258-7106(2012)06-1277-12

新疆阿尔泰山南缘加尔巴斯套铁矿床成矿时代 及成矿作用研究*

刘锋¹ 张超² 杨富全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 广东省地质局七一九地质大队, 广东 肇庆 526020)

摘要 加尔巴斯套铁矿床位于阿尔泰山南缘克兰火山沉积盆地中。该矿床与产于额尔齐斯构造带北侧的可斯尔鬼花岗岩有直接的成因关系, 属于典型的矽卡岩型富铁矿。岩体 SHRIMP U-Pb 年龄表明, 该矿床略晚于 287 Ma 形成, 流体包裹体和稳定同位素研究显示, 成矿阶段流体除岩浆水外, 还有较多大气降水的参与, 成矿流体主要表现为中低温、低盐度、中低密度特征; 成矿物质主要来源于走滑-伸展背景下的可斯尔鬼花岗岩。结合前人研究成果, 笔者认为在晚石炭世—早二叠世时期, 阿尔泰山南缘由走滑-伸展引发的大规模岩浆作用造就了区内有关铜、锌、镍、金、铁等广泛的成矿作用。

关键词: 地球化学, 矽卡岩铁矿, 花岗岩, 走滑-伸展, 阿尔泰山南缘

中图分类号: P618.31

文献标志码: A

A study of chronology and ore-forming process of Jialbasto iron deposit on southern margin of Altay

LIU Feng¹, ZHANG Chao² and YANG FuQuan¹

(1 MRL Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2 No. 719 Geological Party of Bureau of Geological Exploration of Guangdong Province, Zhaoqing 526020, Guangdong, China)

Abstract

The Jialbasto iron deposit is situated in Kelan volcanic basin on the southern margin of Altay. The iron deposit is directly related to Kslgui granite and is a typical skarn rich iron deposit. The SHRIMP U-Pb age of the pluton indicates the iron deposit was formed somewhat later than 287 Ma. Studies of fluid inclusions and stable isotopes show that the ore-forming fluids were middle-low temperature, low salinity and middle-low density fluids due to the addition of relatively abundant meteoric water besides magmatic water in the ore-forming period, and that the metallogenic material resulted probably from Kslgui granite in an extension-strike-slip setting. In combination with previous data, the authors have reached the conclusion that, during late Carboniferous-early Permian, extensive magmatism triggered by the crustal extension-strike-slip on the southern margin of Altay resulted in extensive metallogeny of Cu, Zn, Ni, Au and Fe.

Key words: geochemistry, skarn iron deposit, granite, extension-strike-slip, southern margin of Altay

* 本文得到国土资源部公益性行业专项资金课题(编号:200911007-10)和“十二五”国家“305”科技支撑项目专题(编号:2011BAB06B03-02)联合资助

第一作者简介 刘锋,男,1968年生,博士,研究员,主要从事矿床地球化学的研究工作。Email:liufeng@cags.ac.cn

收稿日期 2012-01-04; 改回日期 2012-11-01。秦思婷编辑。

新疆阿尔泰成矿带是中国重要的金属成矿省。除分布金、铜、铅、锌、稀有金属等矿床外,也发现很多铁矿床(点),但“星星很多,少见月亮”是铁矿总的分布特点。相对铜、铅、锌等有色金属来说,前人在该区域针对铁矿床的专项研究开展较少。近几年随着中国铁矿资源紧迫形势的发展,区内铁矿床的开发、研究工作才逐渐全面展开。

阿尔泰地区铁矿床主要产于阿尔泰南缘阿巴宫-蒙库一带的克兰和麦兹火山沉积盆地中。目前已发现的中、大型矿床,如蒙库铁矿、铁米尔特铁矿,均产在上志留统一下泥盆统康布铁堡组变质火山岩中。这些规模较大的铁矿床受到广泛关注,并对其开展了系统的研究工作。而一些具有典型地质特征的小型铁矿床(如加尔巴斯套等铁矿),由于规模较小基本上没有研究者问津,这些铁矿床属于富铁矿类型,且代表了区内一种铁成矿作用类型,研究和查清其成矿作用、成矿机制,不仅可以为研究、总结区域铁成矿规律提供基础资料,也能为寻找同类型铁矿床提供找矿方向。鉴于此,笔者选择了加尔巴斯套小型铁矿床进行详细研究,根据其矿床地质特征,利用流体包裹体、同位素特征等研究该铁矿成矿物质来源、成矿流体运移等,探讨矿床成矿机制,以期为阿尔泰地区铁矿成矿规律研究和找矿方向提供借鉴。

1 区域地质背景

已有的研究表明,阿尔泰造山带是由一系列大陆块体、岛弧和增生杂岩构成的增生型造山带,是中亚造山带的重要组成部分。中国境内阿尔泰位于西伯利亚板块西南缘(图1a),其北部诺尔特泥盆纪-石炭纪上叠火山-沉积盆地位于红山嘴-诺尔特断裂以北一带,主要由中晚泥盆世—早石炭世火山-沉积岩组成,花岗岩主要为S型,侵入时代主要为志留纪、泥盆纪,少数二叠纪—侏罗纪(袁峰等,2001)。中部喀纳斯-可可托海古生代岩浆弧位于红山嘴-诺尔特断裂与阿巴宫断裂、巴塞断裂之间,主要为早古生代深变质岩系,出露地层主要有震旦纪至中奥陶世的浅变质巨厚陆源复理石建造、晚奥陶世的火山-磨拉石及陆源碎屑建造和中-晚志留世变砂岩。花岗岩类广泛分布,时代以早泥盆世为主,少数为中奥陶世岩体(如阿巴宫花岗岩基,462.5 Ma,刘锋等,2008)。

南阿尔泰主要由上志留统一下泥盆统康布铁堡组(柴凤梅等,2008)和中泥盆统变质火山-沉积岩系

组成,其次是石炭纪火山-沉积岩系。康布铁堡组、中泥盆统阿勒泰镇组和阿舍勒组海相火山岩主要分布在4个NW向斜列的火山沉积盆地中,从北西至南东依次为阿舍勒盆地、冲乎尔盆地、克兰盆地和麦兹盆地,与火山岩系有关的铜、铅、锌、铁、金矿床主要分布在上述盆地中。花岗岩类形成时代以早泥盆世为主,其次是晚石炭世、二叠纪,少数岩体形成于中奥陶世(切木切克岩体,462 Ma,Wang et al.,2006)和侏罗纪。

2 矿床地质

2.1 含矿岩系及侵入岩

加尔巴斯套铁矿床分布于南阿尔泰晚古生代活动陆缘的南阿尔泰克兰泥盆纪—石炭纪弧后盆地构造带中(图1a),位于克兰火山沉积盆地南东部。矿区出露地层为中泥盆统阿勒泰镇组第二亚组(D_2a^2)(图1b),主要由灰色、深灰色黑云母石英片岩、变粒岩、变质粉砂岩、变质硅质泥岩、变质粉砂质泥岩组成,夹有不纯大理岩及灰岩透镜体,不均匀互层状。矿区地层多呈透镜体或残留体被花岗岩包围,铁矿产于地层透镜体与花岗岩的接触带。矿体直接围岩为大理岩、含钙质砂岩和砂卡岩。大理岩透镜体常被岩体蚕蚀,仅剩砂卡岩化铁矿体和少量大理岩残留体。根据野外观察,岩体和铁矿的空间展布和形态均受NW向断裂构造控制。矿区内侵入岩为可斯尔鬼花岗岩体,脉岩广泛发育,主要有伟晶岩脉、石英脉、煌斑岩脉、辉绿岩脉等,均为NW走向。

2.2 矿体及矿石特征

矿体地表出露形态一般为透镜状、似层状和细脉状,沿走向膨大收缩现象常见。矿体沿走向和倾向呈弧形弯曲,显示受到较强的挤压作用。矿石类型以块状磁铁矿为主(图2A),其次为浸染状磁铁矿矿石,主要由砂卡岩化磁铁矿(图2C)和镶嵌状分布于大理岩颗粒间的磁铁矿颗粒组成(图2B),有时磁铁矿沿大理岩层分布,呈层状矿石分布于接触带外侧。矿石矿物主要为磁铁矿,少量假象赤铁矿、褐铁矿,局部可见较多黄铁矿、黄铜矿、孔雀石等。脉石矿物以石榴子石、石英为主,次有绿帘石、绿泥石、方解石等。

2.3 围岩蚀变特征

围岩蚀变主要为与花岗岩接触的大理岩围岩发生显著的砂卡岩化蚀变。由岩体边部向围岩发育石

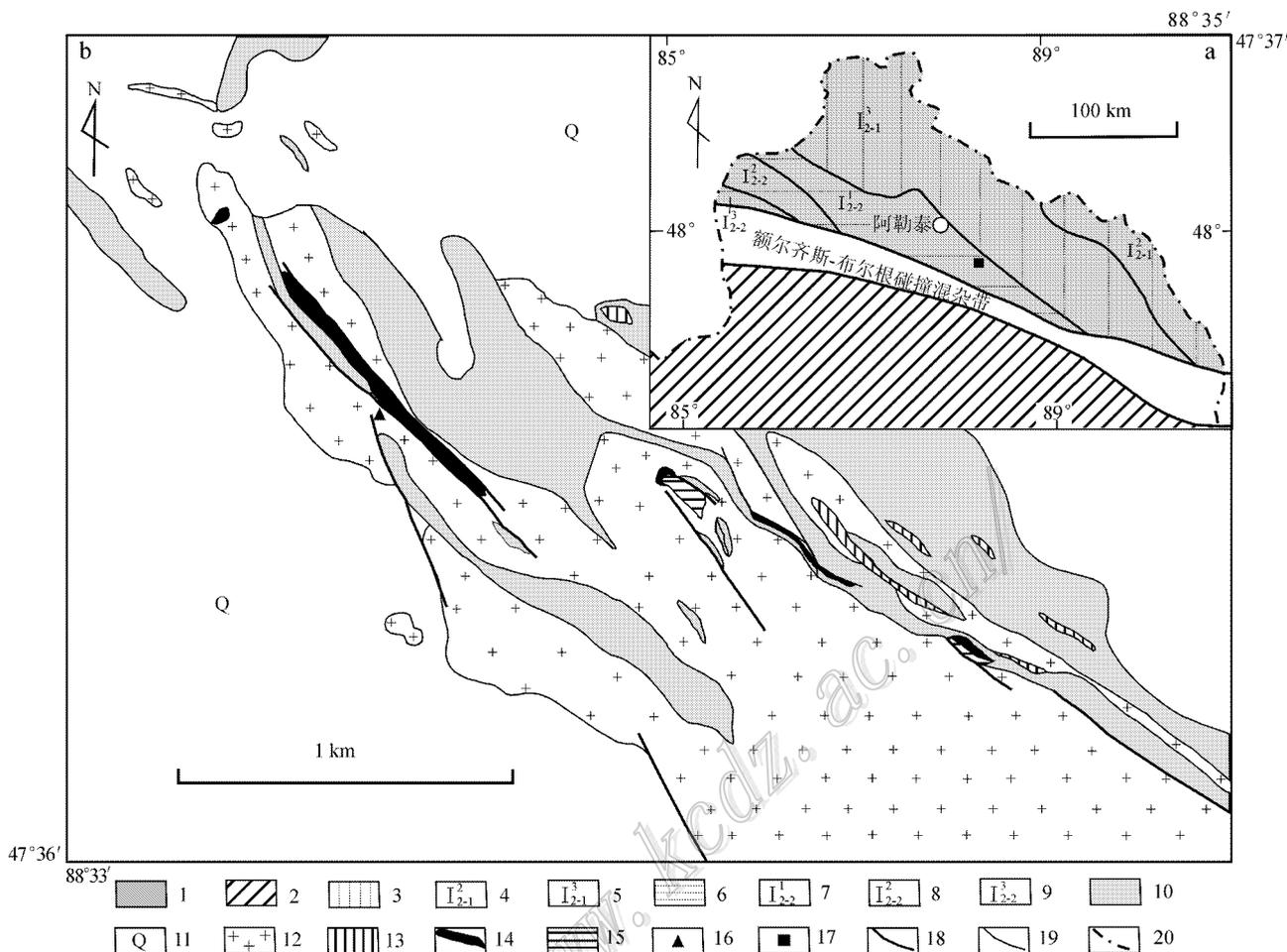


图 1 加尔巴斯套铁矿区地质图^①及区域构造简图(图 a 据何国琦等, 2004)

1—西伯利亚板块; 2—哈萨克斯坦-准噶尔板块; 3—北阿尔泰山早古生代陆缘活动带; 4—诺尔特泥盆纪—石炭纪上叠火山-沉积盆地; 5—喀纳斯-可可托海古生代岩浆弧; 6—南阿尔泰山晚古生代活动陆缘; 7—克兰早泥盆世—石炭纪弧后盆地; 8—卡尔巴-纳雷姆石炭纪—二叠纪岩浆弧; 9—西卡尔巴石炭纪弧前盆地; 10—中泥盆统阿勒泰镇组; 11—第四系; 12—海西晚期花岗岩; 13—海西晚期伟晶岩; 14—铁矿体; 15—砂卡岩; 16—铁矿位置; 17—采样位置; 18—区域深大断裂; 19—矿区内生层; 20—国境界

Fig. 1 Geological map of ore area for the Jialbasto iron deposit and the regional tectonic map (No. a after He et al., 2004)

1—Sinerian block; 2—Kazakhstan-Junggar block; 3—Early Paleozoic active belt of continental edge in North Altay; 4—Nurter Devonian-Carboniferous volcanic sedimentary basin; 5—Kanas-Keketuohai Paleozoic magma-arc; 6—Late Paleozoic active belt of continental edge in Southern Altay; 7—Kelan Devonian-Carboniferous back-arc basin; 8—Kerba-Naleimu Carboniferous-Permian magma arc; 9—Xikaerba Carboniferous fore-arc basin; 10—Middle-Devonian Altay Town Formation; 11—Quaternary; 12—Late Hercynian Granite; 13—Late Hercynian pegmatite; 14—Iron ore body; 15—Skarn; 16—Location of iron deposit; 17—Sampling site; 18—Deep fault belt; 19—Fault in ore district; 20—National boundaries

榴子石化、绿帘石化、绿泥石化,少量阳起石等蚀变,但由于含矿围岩主要呈规模不大的透镜状残留且蚀变强烈,砂卡岩矿物空间分带现象不明显。砂卡岩大致可分为石榴子石砂卡岩(图 2E)、石榴子石-绿帘石-绿泥石砂卡岩(图 2C)。纯石榴子石砂卡岩中可见黄铁矿化以及少量黄铜矿和磁铁矿,磁铁矿化主要产于石榴子石-绿帘石-绿泥石砂卡岩化中,形成块

状矿石和砂卡岩化浸染状矿石。晚期硅化发育(图 2D),以及一些不均匀的碳酸盐化(图 2F)。矿体边部附近破碎带发育黑云母化带。黑云母 Ar-Ar 年龄为 226 Ma 左右,是后期区域构造热事件蚀变产物(杨富全等 2011);次生蚀变常发生在矿体和附近的破碎带中,有褐铁矿化、孔雀石化、黄钾铁矾化和高岭土化等。

① 中国冶金地质总局西北局乌鲁木齐地质调查所. 2005. 新疆福海县加尔巴斯套铁矿普查报告.



图2 加尔巴斯套铁矿床矿石及围岩蚀变特征

- A. 块状磁铁矿矿石, 黄铁矿呈脉状, 粗粒自形; B. 大理岩中浸染状磁铁矿; C. 石榴子石、绿帘石、绿泥石砂卡岩, 含磁铁矿; D. 石榴子石砂卡岩被晚期石英包裹; E. 黄铜矿、黄铁矿化石榴子石砂卡岩, 黄铁矿、石榴子石粗粒自形; F. 晚期碳酸盐化包裹磁铁矿化砂卡岩

Fig. 2 Characteristics of ores and wall rock alteration in the Jialbaste iron deposit

- A. Massive magnetite that contains coarse-grained and euhedral pyrite veins; B. Disseminated magnetite in marble; C. Skarn that contains garnet, epidote and chlorite; D. Early garnet skarn wrapped in late quartz; E. Skarn that contains garnet, pyrite and chalcopyrite, showing coarse-grained and euhedral garnet and pyrite; F. Magnetite-bearing skarn wrapped in late carbonate

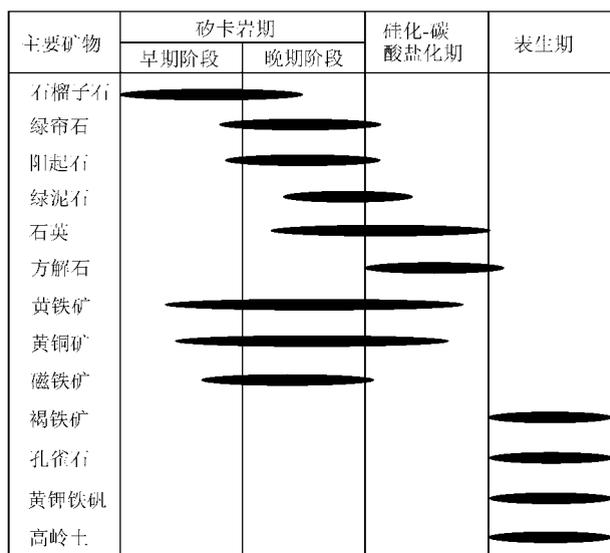


图 3 成矿阶段划分和矿物生成顺序

Fig.3 Mineral sequence and ore-forming stages of the iron deposit

2.4 成矿期及成矿阶段

根据野外矿体产出特征和矿化蚀变矿物的共生组合、生成顺序及矿石组构等特征,将成矿过程划分为 3 期(图 3):矽卡岩期、硅化-碳酸盐化期和表生期。① 矽卡岩期,可分为早期矽卡岩阶段和晚期矽卡岩阶段。其中,早期阶段以石榴子石为主要特征,形成石榴子石矽卡岩并伴随有黄铁矿和少量黄铜矿、磁铁矿的矿化,晚期矽卡岩阶段主要是石榴子石矽卡岩被交代,形成绿帘石、阳起石、绿泥石等,同时大量磁铁矿析出,也有黄铁矿、黄铜矿的生成。② 硅化-碳酸盐化期,是形成石英脉和方解石脉的主要时期,有少量硫化物和磁铁矿形成。③ 表生期,在地表及浅部形成氧化带,主要有褐铁矿、孔雀石、高岭土和黄钾铁矾等。依据上述矿床地质特征来判断,该铁矿床属于典型的接触交代型矽卡岩矿床。

3 岩体地质及岩石学

可斯尔鬼岩体侵入于中泥盆统阿勒泰镇组,呈岩枝状穿插于地层中,面积小于 3 km^2 。区域上呈 NW 向线性展布,与区域构造线方向一致。岩石普遍具片麻状构造,显示受到构造变形作用影响。野外观察表明,在含钙质地层和大理岩透镜体与花岗岩的接触带上具有显著的矽卡岩化和磁铁矿矿化现象。

岩体岩性为细粒黑云母二长花岗岩;片麻状、似片麻状构造,半自形粒状镶嵌结构,主要矿物为微斜长石(含量 30%~35%),更长石(含量 20%~25%, An 在 $29 \pm$),黑云母(含量 15%~20%),石英(含量 20%~25%);少量黝帘石为次生矿物,副矿物主要为锆石。微斜长石具格子双晶,斜长石具聚片双晶和卡斯巴双晶;黑云母褐色,具吸收性和多色性。长英质矿物颗粒一般 $0.32 \sim 0.6 \text{ mm}$,个别达 1 mm ,可见斜长石和蠕虫状石英构成蠕虫状结构。

4 样品及分析方法

样品采自铁矿体及其附近花岗岩,坐标: $N47^{\circ}36'25''$, $E88^{\circ}33'37''$ 。定年样品采自矿体与花岗岩接触带附近的新鲜黑云母二长花岗岩,包裹体及同位素样品采于矿体不同部位。

锆石、黄铁矿、石英单矿物的挑选及矽卡岩矿物包裹体片的制作由河北省廊坊市科大技术服务公司完成,单矿物纯度达 99% 以上。锆石样品靶的制作和锆石阴极发光照相在北京离子探针中心进行。锆石 U-Pb 同位素分析在北京离子探针中心的 SHRIMP-II 上完成。详细分析原理和流程参见 Williams 等(1987)的相关文献,仪器工作调节和分析方法详见宋彪等(2002)的相关文献。测试中应用 RSES 参考锆石 TEM(417 Ma)进行元素分馏校正、标定样品的 U、Th、Pb 含量。普通铅根据实测的 ^{204}Pb 进行校正。年龄计算和图解使用 SQUID(1.02)和 ISOPLOT 程序(Ludwig, 1999)。同位素比值误差为 1σ ,加权平均年龄具 95% 的置信度。年龄值选用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄。

包裹体显微测温工作在中国地质大学(北京)地球化学实验室利用英国产 Linkam THMSG 600 冷热台进行,测温范围为 $-196 \sim +600^{\circ}\text{C}$,精度为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ 。稳定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,氢、氧同位素采用 MAT 253 EM 质谱计测试,硫同位素用 MAT 251 EM 质谱计进行测试。氧和硫同位素的分析精密程度达 $\pm 0.2\text{‰}$,氢同位素的分析精密程度为 $\pm 2\text{‰}$ 。氢同位素分析采用爆裂法(Coleman et al., 1982);氧同位素分析方法为 BrF_5 法(Clayton et al., 1963);硫化物样品以 Cu_2O 作为氧化剂制样,提纯为纯净的 BaSO_4 ,再用 V_2O_5 氧化法制备 SO_2 ,对释放的 SO_2 进行硫同位素测试。

5 测试结果

5.1 年代学

所采样品中,锆石颗粒在透、反射光下大多为浅褐色,呈半透明;多数锆石晶形较完整,颗粒表面多具蚀变斑点,少量颗粒边缘呈港湾状,部分晶体内可见暗色不透明包裹体,锆石晶体长度 $200\sim 300\ \mu\text{m}$,一般 $200\sim 250\ \mu\text{m}$,长宽比在 $3:1$ 左右,多数呈长柱状,少数呈板状或短柱状,表面较粗糙。阴极发光图像(图4)显示,样品中的锆石晶体内部均发育较好的振荡环带结构,是典型的岩浆成因锆石。通过透、反射光和阴极发光图像研究,选择了15颗锆石,在其光滑、无裂纹、无包体的部位进行15次SHRIMP U-Pb分析,年龄分析结果列于表1。

表1显示,可斯尔鬼花岗岩体中锆石 $\omega(\text{U})$ 变化较大,介于 $202\times 10^{-6}\sim 1383\times 10^{-6}$ 之间,多数含量相对较高; $\omega(\text{Th})$ 较高,介于 $161\times 10^{-6}\sim 703\times 10^{-6}$ 之间; Th/U 比值为 $0.39\sim 0.82$,均显著大于 0.1 ,且 Th 、 U 之间正相关性良好,表明锆石为岩浆成因(Claesson et al., 2000; Belousova et al., 2002)。15个测点都位于谐和线上,只有1个点(1.1)远离其

他成群分布的测点, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 (387.6 ± 6.3) Ma。考虑到岩体侵入的地层为中泥盆统阿勒泰镇组,暗示该锆石可能代表了从地层的火山质岩石中捕获的锆石,因此,该年龄不参加年龄计算。其余14个点在锆石SHRIMP U-Pb年龄谐和图上集中成群分布(图5),集中在 $278.8\sim 291.7$ Ma。 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和年龄和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄一致,为 (286.6 ± 2.6) Ma(MSDW=0.55)。因此,岩体形成时代约为 (286.6 ± 2.6) Ma左右。

5.2 流体包裹体特征

对矽卡岩10件样品中168个原生流体包裹体进行了研究,研究对象为石榴子石、绿帘石、石英和方解石,包裹体类型及特征见图6。

根据室温下包裹体的物理相态不同,将加尔巴斯套铁矿矽卡岩矿物中的原生包裹体划分为纯气体包裹体、液体包裹体(气液两相包裹体)、气体包裹体(富气的气液两相包裹体)和含子矿物的气液三相包裹体以及纯 CO_2 气体包裹体。包裹体形态大多不规则。液体包裹体类型占绝大多数,约77%,其次为少量纯气体包裹体、气体包裹体和方解石中纯 CO_2 气体包裹体,含子矿物包裹体极个别。



图4 可斯尔鬼花岗岩中锆石的阴极发光图

Fig. 4 Cathodoluminescence images of zircons from Kslgui granite

表 1 可斯尔鬼花岗岩锆石 U-Pb SHRIMP 测年数据

Table 1 U-Pb SHRIMP zircon data of Kslgui granite

点号	$\alpha(U)$ 10^{-6}	$\alpha(Th)$ 10^{-6}	$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb^*/10^{-6}$	$^{206}Pb_c/\%$	$^{206}Pb^*/^{238}U$	$\pm \%$	$^{207}Pb^*/^{235}U$	$\pm \%$	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	$\pm \%$	$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄/Ma
JBS-1.1	1220	663	0.56	65.1	0.25	0.062	1.7	0.469	2.9	0.055	2.3	387.6 ± 6.3
JBS-2.1	671	400	0.62	26.2	0.66	0.045	1.7	0.326	4.2	0.052	3.8	285.2 ± 4.9
JBS-3.1	675	377	0.58	26.3	0.84	0.045	1.8	0.312	4.2	0.050	3.8	283.6 ± 4.9
JBS-4.1	909	559	0.64	35.5	0.35	0.045	1.7	0.325	3.5	0.052	3.0	285.5 ± 4.8
JBS-5.1	576	414	0.74	22.4	0.40	0.045	1.8	0.338	4.3	0.054	3.9	284.5 ± 4.9
JBS-6.1	1383	527	0.39	55.2	0.36	0.046	1.7	0.327	2.9	0.051	2.4	291.7 ± 4.8
JBS-7.1	882	636	0.75	34.3	0.48	0.045	1.7	0.320	3.4	0.052	2.9	284.1 ± 4.8
JBS-8.1	901	550	0.63	35.2	0.48	0.045	1.7	0.322	3.2	0.052	2.7	285.1 ± 4.8
JBS-9.1	630	405	0.67	24.4	0.65	0.045	1.8	0.318	4.8	0.052	4.5	282.1 ± 4.8
JBS-10.1	1085	648	0.62	42.7	0.70	0.045	1.7	0.311	4.6	0.050	4.3	286.6 ± 4.8
JBS-11.1	1026	382	0.39	40.5	0.12	0.046	1.7	0.339	2.8	0.054	2.2	289.2 ± 4.8
JBS-12.1	1004	614	0.63	40.0	0.48	0.046	1.7	0.324	3.4	0.051	2.9	290.6 ± 4.8
JBS-13.1	1292	641	0.51	51.3	0.33	0.046	1.7	0.322	3.1	0.051	2.6	290.6 ± 4.8
JBS-14.1	202	161	0.82	7.8	1.82	0.044	2.3	0.333	18.0	0.055	18.0	278.8 ± 6.3
JBS-15.1	1103	703	0.66	45.6	3.88	0.046	1.8	0.337	12.0	0.053	12.0	291.4 ± 5.2

注： $^{206}Pb_c(\%)$ 指普通 ^{206}Pb 占总 ^{206}Pb 中的百分比。 Pb^* 表示放射性成因 Pb。

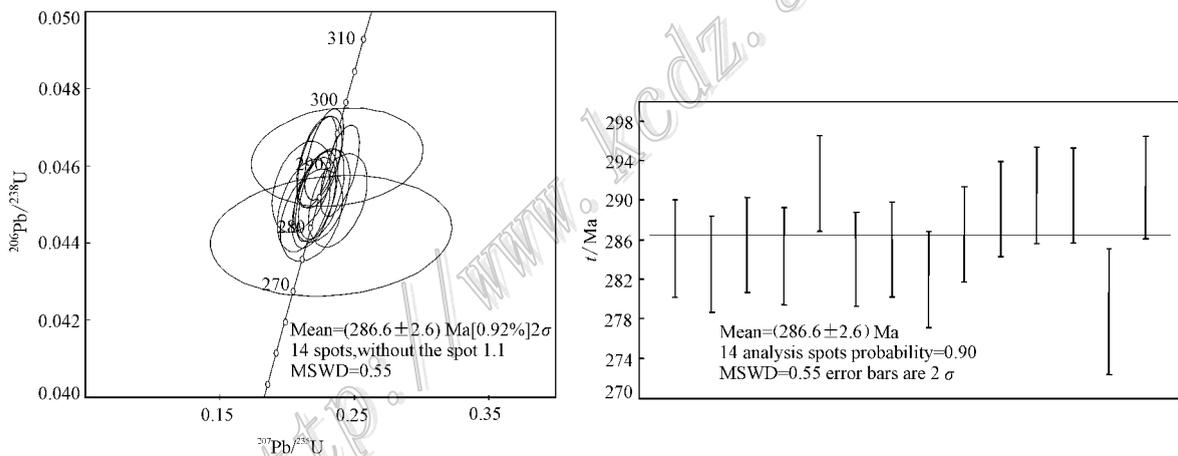


图 5 可斯尔鬼花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄谱和图

Fig. 5 Zircon SHRIMP U-Pb concordia diagrams of Kslgui granite

石榴子石中主要发育液体包裹体(图 6A),气体包裹体(图 6B)和纯气体包裹体(图 6C)较少,仅在石榴子石中偶见含子矿物包裹体(图 6D)。绿帘石中包裹体均为液体包裹体(图 6E)。石英中主要是液体包裹体(图 6F),少见气体包裹体(图 6G)和纯气体包裹体(图 6H)。方解石中主要为纯 CO₂ 包裹体(图 6I)和纯气体包裹体(图 6J)极个别液体包裹体(图 6K)。

各类型包裹体显微测温结果和特征见表 2。石榴子石液相包裹体均一温度变化从 194℃ 到大于 550℃,存在 2 个峰值区,一是 240~280℃,另一个是大于 550℃ 值区。2 个含子矿物包裹体的均一温度

和子矿物熔化温度均超过 550℃。利用冰点温度在冰点-盐度关系表(Bodnar, 1983)查得流体 $\omega(NaCl_{eq})$ 为 1.74%~13.51%,主要在 6%~13% 之间变化。4 个高温气-液包裹体(> 550℃) $\omega(NaCl_{eq})$ 为 6.01%~8.41%。在 $t-\omega-\rho$ 相图(Bodnar, 1983)中,查得密度为 0.65~0.96 g/cm³。

绿帘石中液相包裹体均一温度除一个大于 550℃ 外,集中于 240~280℃, $\omega(NaCl_{eq})$ 为 4.96%~12.05%,集中在 6%~12% 区间;密度为 0.80~0.95 g/cm³。石英液相包裹体中有 3 个均一温度超过 300℃,其余分布于 156~240℃; $\omega(NaCl_{eq})$ 为

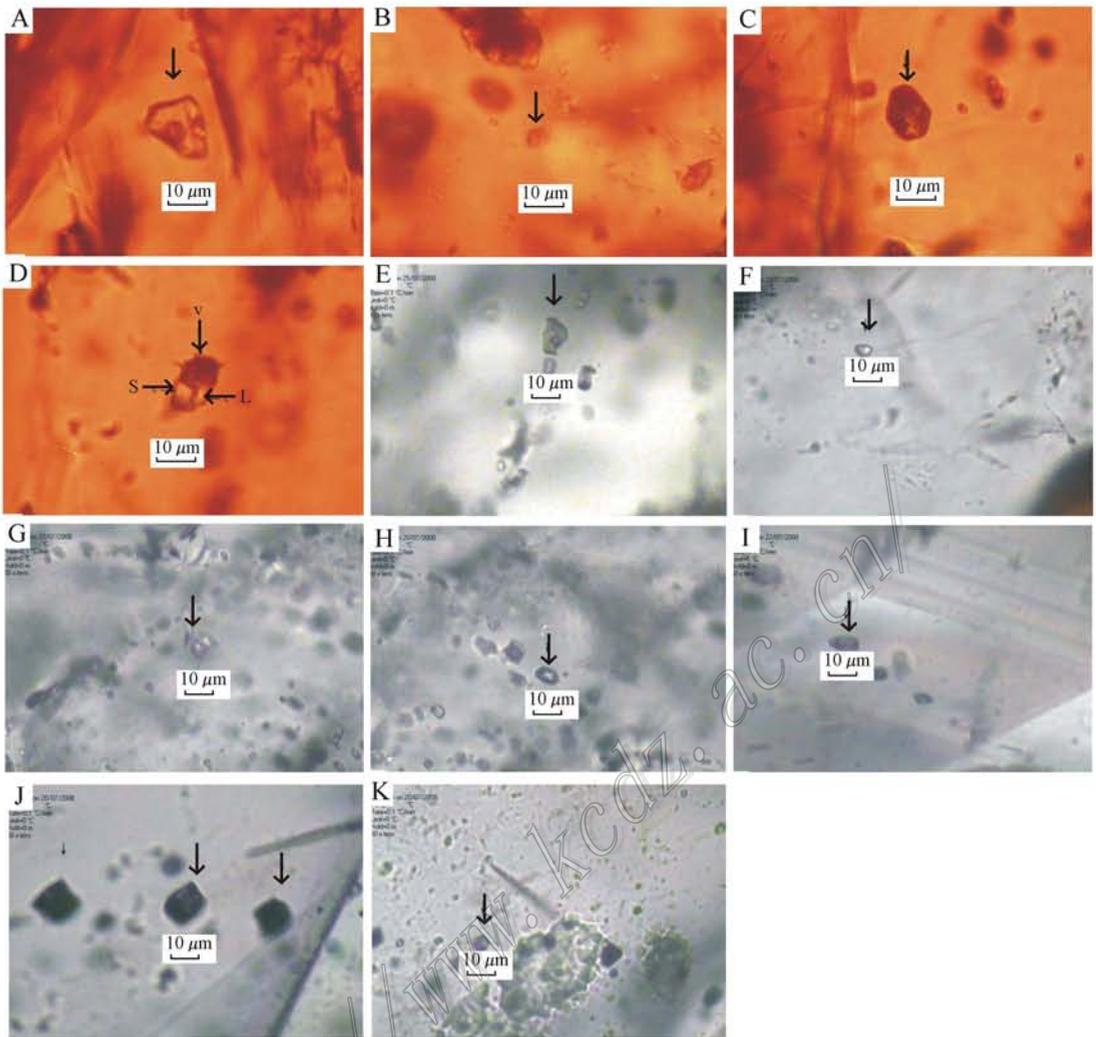


图6 加尔巴斯套铁矿流体包裹体显微照片

- A. 石榴子石中液体包裹体; B. 石榴子石中气体包裹体; C. 石榴子石中纯气体包裹体; D. 石榴子石中含子矿物包裹体; E. 绿帘石中液体包裹体; F. 石英中液体包裹体; G. 石英中气体包裹体; H. 石英中纯气体包裹体; I. 方解石中纯 CO₂ 包裹体; J. 方解石中纯气体包裹体; K. 方解石中液体包裹体

Fig. 6 Photomicrographs of fluid inclusions from the Jialbastro iron deposit

- A. Liquid inclusions in garnet; B. Vapor inclusions in garnet; C. Vapor pure inclusions in garnet; D. Daughter mineral-bearing inclusions in garnet; E. Liquid inclusions in epidote; F. Liquid inclusions in quartz; G. Vapor inclusions in quartz; H. Vapor pure inclusions in quartz; I. CO₂ pure inclusions in calcite; J. Vapor pure inclusions in calcite; K. Liquid inclusions in calcite

6.45%~12.62%; 密度为 0.77~0.98 g/cm³。测得一个方解石液相包裹体均一温度为 246℃; $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 0.71%, 密度为 0.80 g/cm³; CO₂ 纯气体包裹体初溶温度在 -59℃~-58.5℃, 表明包裹体中 CO₂ 不纯, 有 CH₄ 或 N₂ 存在 (Burruss, 1981)。

5.3 稳定同位素特征

对该铁矿床进行了氢、氧、硫等稳定同位素方面

的研究, 以期了解矿床成矿流体的来源和成矿物质来源。虽然矿床中矽卡岩化蚀变较为发育, 但多为面状蚀变, 矿物结晶细小且混杂, 因此, 从采集到的样品中很难挑选出高纯度的单矿物。本次挑出的高纯度石榴子石、绿帘石数量很少, 不足以用于稳定同位素分析, 仅挑选出 4 件高纯度石英样品进行氢、氧同位素的分析和研究。挑选出矿石中黄铁矿样品 14 件, 用于硫同位素特征研究。

表 2 加尔巴斯套铁矿床流体包裹体显微测温结果及参数

Table 2 Microthermometric data for different types of fluid inclusions from the Jialbastro iron deposit

矿物	包裹体类型	CO ₂ 初溶温 度/℃	子矿物消失 温度/℃	完全均一温度 /℃(测试个数)	冰点温度/℃ (测试个数)	w(NaCl _{eq})/%		密度/(g/cm ³)
						范围(测试个数)	平均	
石榴子石	气体-液体			194~558(49)	-9.6~-1.0	1.74~13.51(48)	8.65	0.65~0.96
	气体-液体 含子矿物		>550(2)	>550(16)	-5.4~-3.7(4)	6.01~8.41(4)	7.61	
	气体-液体							
绿帘石	气体-液体			141~279(25)	-8.3~-3.0(24)	4.96~12.05(24)	8.8	0.80~0.95
	气体-液体			>550(1)				
石英	气体-液体			156~466(46)	-8.8~-4.0(44)	6.45~12.62(44)	9.22	0.77~0.98
方解石	气体-液体			24(1)	-0.4(1)	0.71(1)		0.80
	CO ₂	-59~-58.5		-11.3~29.2(14)				

表 3 加尔巴斯套铁矿氢、氧同位素组成

Table 3 Isotopic components of hydrogen and oxygen in the deposit

样品编号	名称名称	产出特征	δD _{V-SMOW} /‰	δ ¹⁸ O _{V-SMOW} /‰	t _h /℃	δ ¹⁸ O _{H₂O} /‰
JBS-26	石英	石英脉体	-89	8.8	225	-1.43
JBS-32	石英	石英脉体	-93	10.1	207	-1.17
JBS-34	石英	石榴子石-绿帘石-砂卡岩中硅化	-89	7.8	285	0.34
JBS-48	石英	石英脉体	-59	9.5	199	-2.27

表 4 加尔巴斯套铁矿黄铁矿硫同位素组成

Table 4 Isotopic components of sulfur in the deposit

样品编号	样品名称	产出特征	δ ³⁴ S _{V-CDT} /‰	样品号	样品名称	产出特征	δ ³⁴ S _{V-CDT} /‰
JBS-8	黄铁矿	砂卡岩化铁矿石	3.7	JBS-17	黄铁矿	矿化砂卡岩	10.6
JBS-9	黄铁矿	砂卡岩化铁矿石	3.4	JBS-19	黄铁矿	矿化砂卡岩	3.2
JBS-10	黄铁矿	砂卡岩化铁矿石	3.6	JBS-20	黄铁矿	矿化砂卡岩	11.4
JBS-11	黄铁矿	砂卡岩化铁矿石	7.1	JBS-21	黄铁矿	砂卡岩化铁矿石	10.6
JBS-12	黄铁矿	矿化砂卡岩	5.2	JBS-22	黄铁矿	砂卡岩化铁矿石	3.7
JBS-14	黄铁矿	砂卡岩化铁矿石	3.7	JBS-23	黄铁矿	矿化砂卡岩	4.8
JBS-16	黄铁矿	砂卡岩化铁矿石	4.4	JBS-24	黄铁矿	矿化砂卡岩	4.8

氢、氧同位素分析结果列于表 3。4 件石英的 δD_{V-SMOW} 值变化于 -93‰ ~ -59‰ 之间,其中 3 件石英 δD_{V-SMOW} 值较集中,范围在 -93‰ ~ -89‰,1 件石英 δD_{V-SMOW} 值(-59‰)偏离较远。δ¹⁸O_{V-SMOW} 值变化于 7.8‰ ~ 10.1‰。使用石英-水分馏方程 1000α = 3.38 × 10⁶/T² - 3.40 (Clayton et al., 1972) 和对应石英样品中流体包裹体均一温度,计算流体的 δ¹⁸O_{H₂O} 值,结果为 δ¹⁸O_{H₂O} 值变化于 -2.27‰ ~ 0.34‰,平均值 -1.13‰。

从硫同位素分析结果(表 4)看,加尔巴斯套铁矿中黄铁矿 δ³⁴S 值变化于 3.2‰ ~ 11.4‰,均为正值,平均值 5.7‰。硫同位素组成直方图(图 7B)显示,δ³⁴S 值分布并非塔式的正态分布,而是右倾的单边分布,δ³⁴S 值在 3.0‰ ~ 5.0‰ 为相对峰值。

6 讨论

6.1 年代学及其构造背景

前人对矿区出露的可斯尔鬼花岗岩体的研究和认识都是基于该区 1:20 万阿勒泰幅区域地质调查的成果。根据地层时代及与地层的空间侵入关系和区域花岗岩的对比特征,将该岩体划归为海西中晚期岩体。尽管如此,还是缺乏精确的年代学研究的佐证,加尔巴斯套铁矿的成矿时代也不能准确厘定。

锆石 SHRIMP 年代学研究表明,可斯尔鬼花岗岩体形成于石炭纪晚期—二叠纪早期[(286.6 ± 2.6)Ma],属于海西晚期岩浆作用的结果,与前人认识一致。加尔巴斯套铁矿产于花岗岩与大理岩等围

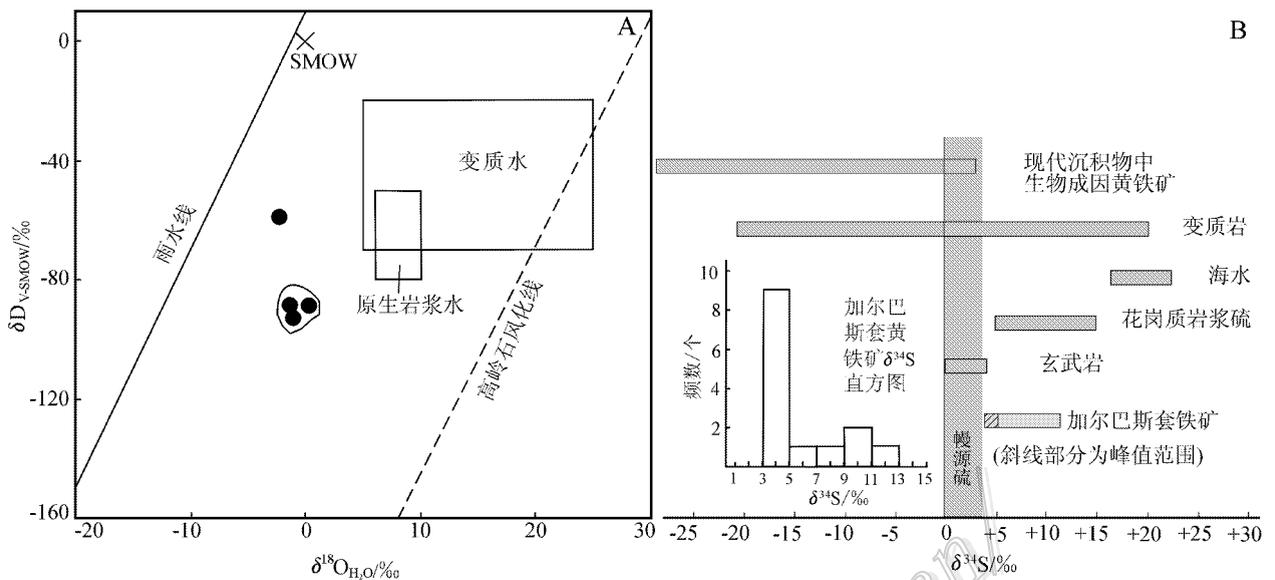


图7 加尔巴斯套铁矿 $\delta D_{V-SMOW}-\delta^{18}O_{H_2O}$ 图解(A) (原始岩浆水范围据 Sheppard, 1986) 和硫同位素图解(B)

Fig. 7 δD versus $\delta^{18}O_{H_2O}$ diagram of the Jialbastro iron deposit (A) (data of primary magmatic water after Sheppard, 1986) and isotopic diagram of sulfur in pyrite from the Jialbastro iron deposit (B)

岩的接触带部位, 铁矿化与接触带砂卡岩化密切相关, 表明花岗岩的侵入作用造成了铁矿的形成。由此断定, 铁矿应略晚于花岗岩形成, 即成矿下限为 287 Ma。

区域地质研究表明, 本区在中石炭世时已经完成俯冲碰撞过程, 进入板内演化过程(李锦轶, 1991; 李锦轶等, 1999)。新疆北部乃至整个中亚造山带发育大量晚石炭世—早二叠世(300~270 Ma)岩浆事件, 二叠纪裂谷盆地也指示了板内大规模的地壳伸展(王涛等, 2005; 李华芹等, 1998; Han et al., 2004; Chen et al., 2004, 2005)。阿尔泰山南缘额尔齐斯-玛因鄂博断裂带南侧的阿热勒托别岩体(300 Ma)被认为是拉张作用较早期的产物, 而玛因鄂博断裂带中的花岗质糜棱岩体(281 Ma)、断裂带北侧玛因鄂博花岗岩体(283 Ma)等形成于拉张作用较晚期(周刚等, 2007)。这一时期, 不仅有大量花岗质岩浆活动, 还有基性、中基性岩浆的侵入活动和火山活动及其铜镍矿化作用。如准噶尔北缘发育的与碰撞后陆内断裂有关的乌伦台、萨惹什克等深熔型幔源碱性花岗岩(290~260 Ma), 伴随铜、金等矿床的形成(韩宝福等, 1998; 王登红等, 2002); 喀拉通克-恰库尔特一带拉张环境下玄武岩、安山岩的喷发, 形成了索尔库都克铜金矿床(284.3~288.3 Ma, 李

华芹等, 1998) 阿尔泰山南缘一带分布的喀拉通克等镁铁质-超镁铁质岩的形成(287 Ma, 韩宝福等, 2004)及其铜镍矿化[(282.5±4.8)~(290.2±6.9) Ma], 也是板内伸展拉张环境下岩浆活动的产物(张作衡等, 2005)。位于阿尔泰山南缘额尔齐斯构造带北侧附近的可斯尔鬼花岗岩及与之相关的加尔巴斯套铁矿属于这一时期成岩成矿, 表明它们应产在相同的构造环境。

陆内演化除了伸展期间的岩浆活动外, 还伴有大规模的剪切作用。额尔齐斯构造带中及两侧附近的岩浆岩成岩时代和变形特征研究表明, 280 Ma 左右构造带内存在与区域性剪切-走滑活动有关的一期岩浆活动, 玛因鄂博断裂带中的花岗质糜棱岩体、断裂带北侧玛因鄂博花岗岩体等的形成均与区域性剪切活动有关(周刚等, 2007)。位于额尔齐斯构造带北侧附近、二叠纪早期的可斯尔鬼花岗岩体与上述岩体空间上近邻, 变形、变质特征具有相似性, 指示其形成可能与区域性剪切-走滑活动有关。

6.2 成矿流体、成矿物质性质及来源

流体包裹体特征显示, 由早期砂卡岩阶段的石榴子石砂卡岩、晚期砂卡岩阶段的石榴子石-绿帘石-绿泥石阶段再到石英、方解石热液阶段, 流体温度总体上由高温向低温演化。石榴子石中包裹体均一温

度出现2个峰值,一是 $>550^{\circ}\text{C}$ 的高温阶段,另一峰值为 260°C 左右的相对中温阶段。两阶段的盐度相差不大,表明成矿流体的盐度随温度由高温向低温演化过程中较为稳定,属于低盐度。绿帘石均一温度峰值在 260°C 左右,表明其主要形成于相对中温阶段,盐度范围与石榴子石相近。石英包裹体均一温度变化较大,接近于绿帘石变化范围,但总体略低,主要集中在中低温区($180\sim 240^{\circ}\text{C}$),盐度变化较小,也属低盐度范畴。方解石液相包裹体均一温度和盐度值说明其也是形成于中低温、低盐度环境。上述特征表明,成矿流体主要表现为中低温、低盐度、中低密度流体:早期高温流体阶段以形成石榴子石为主要特征;中温阶段石榴子石形成时,在流体作用下绿帘石、阳起石、绿泥石、磁铁矿等也大量析出,部分石英沉淀;到晚期中低温阶段,就以石英、方解石脉为主要特征。

4件中低温阶段的石英样品中流体包裹体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值变化范围很小,在 $7.8\text{‰}\sim 10.1\text{‰}$,表明成矿过程中氧同位素组成基本不变,流体性质较为均一、稳定。流体中 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 变化也不大,大多表现为0附近的负值,偏离岩浆水变化范围($5.5\text{‰}\sim 9.5\text{‰}$; Ohmoto, 1986; Sheppard, 1986)。 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值略低于岩浆水范围($-80\text{‰}\sim -40\text{‰}$; Sheppard, 1986)。在 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 图解(图7A)上,样品点落在岩浆水和大气降水线之间,表明成矿流体为岩浆水和大气降水混合而成。各矿物流体包裹体中低温、低盐度、中低密度等主要特征也表明,在成矿过程中可能始终有较多低温、低盐度流体(如大气水)的参与。

加尔巴斯套铁矿床中黄铁矿硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围略小于 10‰ ,说明其硫源储库相对较为均一,而硫同位素组成右倾的单边分布特征暗示可能有其他硫的混入。在硫储库分布图(图7B)上, $\delta^{34}\text{S}$ 值与花岗质岩浆硫范围最为接近(花岗质岩浆硫 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $5\text{‰}\sim 15\text{‰}$; Ohmoto et al., 1997),表明成矿物质硫主要来源于深部花岗岩浆。

6.3 成矿作用探讨

综合上述矿床地质、成岩成矿时代、成矿物质和流体等特征以及成岩成矿地球动力学机制分析,简述加尔巴斯套铁矿成矿过程如下:晚石炭世晚期—早二叠世时期,阿尔泰山南缘处于大陆地壳拉张环境,陆内走滑-伸展作用(如额尔齐斯构造带内区域性剪切-走滑拉张活动)导致幔源岩浆上侵和下地壳重

熔,岩浆混合、上涌,后又结晶分异在上地壳侵位(韩宝福等, 1998)。约287 Ma左右,除形成少量的镁铁-超镁铁质杂岩及铜镍矿如喀拉通克铜镍矿外(韩宝福等, 1998; 张作衡等, 2005),酸性岩浆侵位到中泥盆统阿勒泰镇组地层时,形成如可斯尔鬼花岗岩体。在侵入过程中,与碳酸盐地层或钙质砂岩接触产生矽卡岩化交代蚀变作用。高温阶段主要形成石榴子石矽卡岩,伴随少量黄铁矿、黄铜矿和磁铁矿形成。随着岩浆热液流体(持续有低温流体如大气水的加入)作用不断增强,在中低温阶段形成石榴子石时,也不断被绿帘石、绿泥石等交代形成石榴子石-绿帘石-绿泥石矽卡岩,磁铁矿大量析出,也有黄铁矿、黄铜矿的生成,部分石英沉淀。到了晚期相对低温阶段,以形成石英-方解石脉为主,有少量磁铁矿和硫化物的生成。

7 结 论

(1) 加尔巴斯套铁矿床产于可斯尔鬼花岗岩与大理岩地层接触带部位,铁矿化与矽卡岩化蚀变密切相关,属于典型的接触交代型矽卡岩矿床。

(2) 可斯尔鬼花岗岩形成于晚石炭世晚期—早二叠世早期的287 Ma左右,为铁矿形成下限。

(3) 成矿流体主要为中低温、低盐度、中低密度流体,成矿物质硫主要来源于花岗岩。

志 谢 锆石样品制靶、SHRIMP U-Pb测年工作得到北京离子探针中心的帮助;流体包裹体测试得到中国地质大学(北京)诸慧燕老师的帮助;氢、氧、硫同位素测试得到本所罗续荣、万德芳、王成玉等老师的帮助;野外工作得到新疆合洋矿业公司的支持,在此一并表示感谢。

参考文献/References

- 柴凤梅,毛景文,董连慧,杨富全,刘 锋,耿新霞,杨宗喜. 2008. 新疆阿尔泰山南缘阿巴宫铁矿康布铁堡组变质火山岩年龄及地质意义[J]. 地质学报, 82(11): 1592-1601.
- 韩宝福,何国琦,王式泮. 1998. 新疆北部后碰撞幔源岩浆活动与陆壳纵向生长[J]. 地质论评, 44(4): 396-406.
- 韩宝福,季建清,宋 彪. 2004. 新疆喀拉通克和黄山东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(2): 2324-2328.
- 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[M]. 北京:地质出版社, 1-65.

- 李华芹, 谢才富, 常海亮, 蔡红, 朱家平, 周肃. 1998. 新疆北部主要有色金属矿床成矿期同位素年代学研究 [M]. 北京: 地质出版社. 202-206.
- 李锦轶, 肖序常. 1999. 对新疆地壳结构与构造演化几个问题的简要评述 [J]. 地质科学, 34(4): 405-419.
- 李锦轶. 1991. 试论中国新疆准噶尔山系古生代板块构造演化 [A]. 见: 肖序常, 汤耀庆, 主编. 古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化 [C]. 北京: 北京科学技术出版社. 92-108.
- 刘锋, 李延河, 毛景文, 杨富全, 柴凤梅, 耿新霞, 杨宗喜. 2008. 阿尔泰山造山带阿巴宫花岗岩体锆石 SHRIMP 年龄及其地质意义 [J]. 地球学报, 29(6): 795-804.
- 宋彪, 张玉海, 万渝生. 2002. 锆石 SHRIMP 样品制靶、年龄测定及有关现象讨论 [J]. 地质论评, 48(增刊): 26-30.
- 王涛, 洪大卫, 董英, 韩宝福, 石玉若. 2005. 中国阿尔泰山造山带后造山喇嘛昭花岗岩体锆石 SHRIMP 年龄、成因及陆壳垂向生长意义 [J]. 岩石学报, 21(3): 640-650.
- 王登红, 陈毓川, 徐志刚, 李天德, 傅旭杰. 2002. 阿尔泰山成矿省的成矿系列及成矿规律 [M]. 北京: 原子能出版社.
- 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. 新疆阿尔泰山铁矿地质特征、时空分布及成矿作用 [J]. 矿床地质, 30(4): 575-598.
- 袁峰, 周涛发, 岳书仓. 2001. 阿尔泰诺尔特地区花岗岩形成时代及成因类型 [J]. 新疆地质, 19(4): 292-296.
- 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.
- 周刚, 张招崇, 王新昆, 王祥, 罗世宾, 何斌, 张小林. 2007. 新疆玛因鄂博断裂带中花岗质糜棱岩锆石 U-Pb SHRIMP 和黑云母 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄及意义 [J]. 地质学报, 81(3): 359-369.
- Belousova E A, Griffin W L, O'Reilly Suzanne Y and Fisher N I. 2002. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: Trace element compositions and their relationship to host rock type [J]. Journal of Geochemical Exploration, 76: 45-69.
- 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.
- Burruss R C. 1981. Analysis of phase equilibria in C-O-H-S fluid inclusion [A]. In: Hollister L S and Crawford M L, eds. Short course handbook [C]. Mineralogical Association of Canada. 6: 39-74.
- Chen B and Jahn B. 2004. Genesis of post-collisional granitoids and basement nature of the Junggar-Terrane, NW China: Nd-Sr isotope and trace element evidence [J]. Journal of Asian Earth Sciences 23: 691-703.
- Chen B and Arakawa Y. 2005. Elemental and Nd-Sr isotopic geochemistry of granitoids from the West Junggar foldbelt (NW China), with implications for Phanerozoic continental growth [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 69(5): 1307-1320.
- Claesson S, Vetrin V, Bayanova T and Downes H. 2000. U-Pb zircon age from a Devonian carbonatite dyke, Kola peninsula, Russia; A record of geological evolution from the Archaean to the Palaeozoic [J]. Lithos, 51(1-2): 95-108.
- Clayton R N and Mayeda T K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis [J]. Geochimica et Cosmochimica 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.
- Han B F, Ji J Q, Song B, Chen L H and Li Z H. 2004. SHRIMP zircon U-Pb ages of Kalatongke No. 1 and Huangshandong Cu-Ni-bearing mafic-ultramafic complexes, North Xinjiang, and geological implications [J]. Chinese Science Bulletin, 49(22): 2424-2429.
- Ludwig K R. 1999. Isoplot/Ex, version 2.0: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. geochronology center [M]. Berkeley, Special Publication 1.
- Ohmoto H and Goldhaber M B. 1997. Sulfur and carbon isotopes [M]. Geo-chemistry of hydrothermal ore deposits.
- Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits [J]. Reviews in Mineralogy, 16: 491-559.
- Sheppard S M F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters [J]. Reviews in Mineralogy, 16: 165-183.
- Wang T, Hong D W, Jahn B M, Tong Y, Wang Y B, Han B F and Wang X X. 2006. Timing, Petrogenesis, and setting of Paleozoic synorogenic intrusions from the Altai Mountains, Northwest China: Implications for the tectonic evolution of an Accretionary Orogen [J]. The Journal of Geology, 214: 735-751.
- Williams I S and Claesson S. 1987. Isotope evidence for the Precambrian province and Caledonian metamorphism of high grade paragneiss from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides, II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb [J]. Contributions to Mineralogy Petrology, 97: 205-217.