

新疆萨热阔布金矿床流体包裹体研究及矿床成因

秦雅静^{1,2}, 张莉¹, 郑义^{1,2}, 刘春发^{1,2}, 迟好刚³

(1. 中国科学院 矿物学与成矿学重点实验室, 广东 广州 510640; 2. 中国科学院 研究生院, 北京 100049;
 3. 招远黄金集团 阿勒泰市招金昆仑矿业有限公司 新疆 阿勒泰 836500)

摘 要: 新疆萨热阔布金矿床位于阿尔泰山南缘克兰火山-沉积盆地内, 矿体呈脉状产于康布铁堡组上亚组地层中(D_1k_2)。不同成矿阶段石英脉中广泛发育流体包裹体, 可划分为 H_2O-CO_2 包裹体(C型)、纯 CO_2 包裹体(PC型)、水溶液包裹体(W型)及含子矿物多相包裹体(S型)四类。测温结果显示, 成矿早阶段主要发育C型和PC型包裹体, 均一温度范围为 $271 \sim 446^\circ C$, 流体盐度介于 $5.9\% \sim 8.4\% NaCl_{eqv}$ 之间; 中阶段主要发育C、PC、W和S型包裹体, 均一温度低于早阶段, 为 $236 \sim 374^\circ C$, 流体盐度介于 $4.8\% \sim 15.0\% NaCl_{eqv}$ 之间; 晚阶段主要发育W型包裹体, 均一温度范围为 $139 \sim 264^\circ C$, 流体盐度介于 $1.1\% \sim 6.9\% NaCl_{eqv}$ 之间。对成矿压力和深度的估算表明, 成矿压力为 $90 \sim 330 MPa$, 成矿深度为 $9 \sim 12 km$ 。综上所述, 萨热阔布金矿成矿流体具有富 CO_2 、中低盐度的变质流体特征, 流体沸腾导致了成矿物质的沉淀。结合矿床地质特征, 萨热阔布金矿床属于造山型金矿床。

关键词: 流体包裹体; 萨热阔布金矿; 造山型金矿; 阿尔泰山南缘

中图分类号: P611; P618.51 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-4552(2012)02-0227-013

自 Groves et al. (1998) 系统论证了造山型金矿的概念后, 世界范围内掀起了造山型金矿的研究热潮。目前对其大地构造背景、矿床特征、成矿元素、成矿流体、控矿构造和成矿模式都有很好的认识 (Kerrick et al., 2000)。受造山型金矿研究的启发, 通过研究造山型金矿省中发育的断裂控制的脉状银矿、铅锌矿、铜矿的地质地球化学特征, 陈衍景 (2006) 提出了“造山型矿床”的概念。“造山型矿床”的提出是对造山型金矿概念的进一步拓展, 近年来越来越多的造山型矿床被厘定, 如河南铁炉坪银矿 (Chen et al., 2004)、河南内乡县银洞沟银矿 (张静等, 2004)、河南冷水北沟铅锌矿 (祁进平等, 2007)、内蒙古白乃庙铜矿 (李文博等, 2007)、河南纸坊钼矿 (邓小华等, 2008)、河南大湖金钼矿床 (倪智勇等, 2009)、辽宁高家堡子银矿 (王可勇等,

2008) 等。

中亚造山带为增生型造山带或强增生、弱碰撞的大陆造山带已成为共识, 经历了长期的多个大洋板块的俯冲消减和陆壳增生, 于晚石炭世-三叠纪初发生碰撞造山 (肖文交等, 2008; Xiao et al., 2009)。中亚造山带复杂的陆壳增生与改造作用必然伴随着多期次、多类型的壳幔相互作用及多样性矿床的形成 (Sengor and Natal, 1996; 陈衍景, 2000; 秦克章, 2000; 肖文交等, 2008 及其引文)。阿尔泰山南缘是中亚造山带的重要组成部分, 也是新疆北部重要的金矿床集中地, 目前发现的造山型金矿主要沿额尔齐斯构造断裂带分布, 如多拉纳萨依、赛都、萨尔布拉克金矿床等 (陈华勇等, 2000)。在其北侧的阿尔泰山南缘铁木尔特多金属成矿带内, 尽管目前发现了萨热阔布金矿床以及一

收稿日期: 2011-10-21; 改回日期: 2011-12-20

项目资助: 本文受国家自然科学基金项目(41072062)、国家973项目(2007CB411303)、国家科技支撑计划项目(2007BAB25B03)和中国科学院广州地球化学研究所知识创新工程领域前沿项目资助。

第一作者简介: 秦雅静(1986-), 女, 硕士研究生, 矿床学专业。Email: qin.ya.jing@163.com

通信作者: 张莉, 女, 博士, 副研究员。Email: zhangli@gig.ac.cn

系列铅锌铜矿床,但仅有铁木尔特铅锌矿被认定为造山型矿床(郑义等,2010)。因此若能确定此区金矿床为造山型金矿,不仅可以为本区其他矿床的研究提供一定的依据,还可以进一步为中亚造山带中造山型矿床的存在提供佐证。

前人分别根据野外宏观地质特征、围岩蚀变特征及矿床地球化学特征对萨热阔布金矿床提出了不同的成因类型,包括(1)火山喷流沉积改造型(丁汝福等,2001);(2)构造蚀变岩型(闫新军和陈维民,2001);(3)断裂变质岩型(尹意求和李嘉兴,2004)及(4)造山型(徐九华等,2005,2007)。因此,需要进一步确定萨热阔布金矿床成因类型,为推进矿床地质研究和该区找矿勘查工作提供依据。

本文在详细的野外工作基础上,运用冷热台和激光拉曼光谱分析技术,对各成矿阶段石英中的流体包裹体进行了详细划分,并系统研究了不同类型流体包裹体热力学和成分特征,探讨了成矿流体的演化过程,为确定矿床类型提供了更可靠的依据。

1 区域地质背景

萨热阔布金矿位于阿尔泰山南缘金-多金属成

矿带克兰火山-沉积盆地内,属于早泥盆世西伯利亚板块南缘弧后拉张盆地(何国琦等,1995;王京彬等,1998;秦克章,2000;Xiao et al.,2003;肖文交等,2006;Sun et al.,2008;Wan et al.,2010)。克兰盆地内出露的地层主要有中泥盆统阿勒泰镇组(D_2a)和下泥盆统康布铁堡组(D_1k)及少量中上志留统库鲁姆提组(S_{2-3k_1})。库鲁姆提组为一套混合岩、片麻岩夹变质砂岩、片岩组合;康布铁堡组为一套海相中酸性火山岩-火山碎屑岩、陆源碎屑沉积岩-碳酸盐岩建造;阿勒泰镇组为一套变质粉砂岩、变质砂岩、云母石英片岩和千枚岩组合。上述地层单元之间多为断层接触(图1),发生变质和多期次岩浆侵入活动,区域变质程度达到中绿片岩相,特征变质矿物组合为黑云母-绿泥石-绿帘石-阳起石。区内岩浆岩为奥陶纪、二叠纪、三叠纪和少量侏罗纪中酸性侵入岩(图1中未区分时代)。

克兰盆地主构造呈NW-SE向,以阿勒泰复式向斜为主体,该向斜长50 km,轴面倾向NE,倾角 $50^\circ \sim 70^\circ$,NE翼倒转,SW翼正常。向斜核部主要发育中泥盆统阿勒泰镇组,向两翼依次为康布铁堡组和库鲁姆提组。此外,还发育有很多次级褶皱,走向

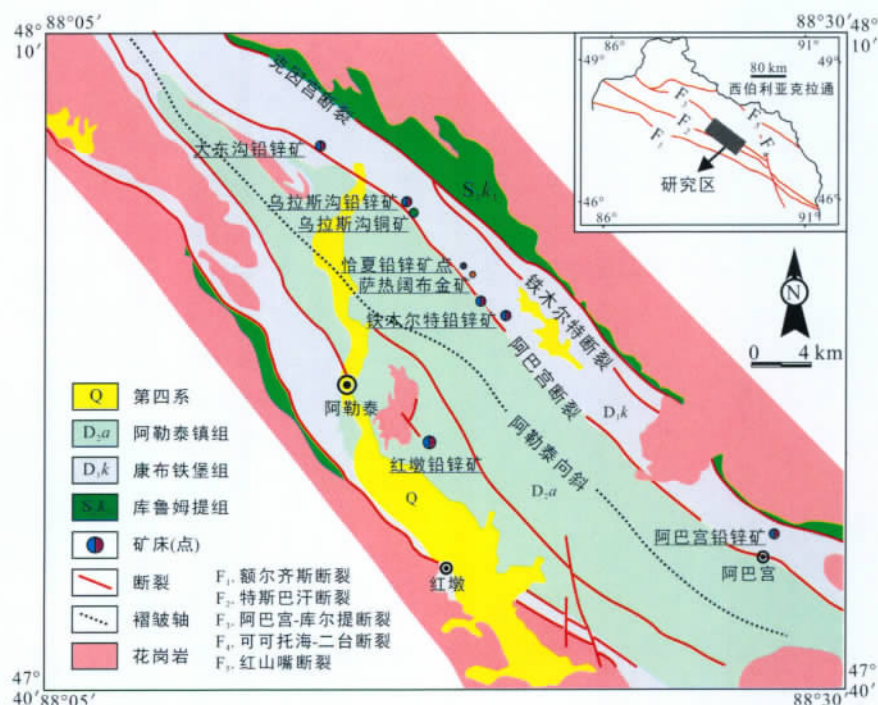


图1 阿尔泰山南缘克兰盆地地质及矿产分布图(据新疆有色706队,2000修改)^①

Fig. 1 Geological map showing the regional geology and distribution of deposits in the Kelan basin, Altay
(Modified after Geological Team 706 of the Xinjiang Bureau of Nonferrous Metals, 2000)

① 新疆有色706队. 2000. 新疆阿勒泰市萨热阔布-铁木尔特多金属矿区地质图(1:10000)。

NW, 与区域褶皱方向一致。克兰盆地的形成主要受 NW 向延伸的阿巴宫-库尔提断裂控制, 该断裂还控制着大东沟铅锌矿、恰夏铜矿、乌拉斯沟铅锌铜矿、塔拉特铅锌矿、铁木尔特铜铅锌矿、萨热阔布金矿床等矿床的分布(图 1)。克兰盆地内康布铁堡组火山凝灰岩中锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 407 Ma (Chai et al., 2009)。

2 矿床地质特征

萨热阔布金矿床目前圈定的金矿体共有 5 条, 矿体主要呈透镜状或脉状, 沿走向有分支复合现象, 呈右行雁列, 矿体走向 NW-SE, 产状: $45^{\circ} \sim 55^{\circ} \angle 65^{\circ} \sim 80^{\circ}$, 顺地层展布。其中 1 号矿体规模较大, 分为 1-1、1-2、1-3、1-4、1-5 5 个次级矿脉, 其中 1-1 号矿脉(矿石平均品位 7.67 g/t)、1-2 号矿脉(矿石平均品位 10.46 g/t) 及 5 号矿体(矿石平均品位 10.39 g/t) 相对较大(图 2)。

矿床容矿围岩为康布铁堡组上亚组的第二岩性段($D_1k_2^2$), 其岩性主要为变凝灰岩、绿泥石黑云母石英片岩、大理岩和变钙质砂岩(丁汝福等, 2001)(图 3)。

矿床的控矿构造为 NW 向阿巴宫断裂和克因宫断裂, 均为压剪性断裂。其中铁木尔特断裂为克因

宫断裂的次级断裂(图 2)。容矿断裂在其控矿构造内呈右行雁行排列, 与控矿断裂带的交角为 $3^{\circ} \sim 15^{\circ}$, 形成于控矿断裂剪切变形期, 具明显的多期活动特征。

矿床矿石类型可分为蚀变岩型、矽卡岩型和石英脉型。围岩蚀变主要有黄铁矿化、硅化、矽卡岩化(透闪石、阳起石、红柱石、黑云母、石榴子石组合)、绿泥石化和碳酸盐化。黄铁矿化、硅化与金矿化关系最密切。矿石中的金属矿物主要有自然金、银金矿、黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿和自然铋; 脉石矿物包括石英、钾长石、斜长石、石榴子石、萤石、方解石、绿泥石, 还有电气石及黏土矿物等。矿石构造主要有条带状构造、细脉状构造、块状构造。矿石结构呈它形粒状结构、脉状-细脉状结构、自形-半自形结构。

3 流体包裹体研究

3.1 样品与研究方法

本文研究样品采自萨热阔布金矿床 1 号矿体, 矿石类型为石英脉型, 石英呈脉状、角砾状或团块状。根据野外和显微镜下观察, 据含石英英脉的互相穿插关系, 将成矿分为三个阶段: 早阶段, 石英发生明显揉皱现象(图 4a), 呈角砾状或透镜状(图 4d),

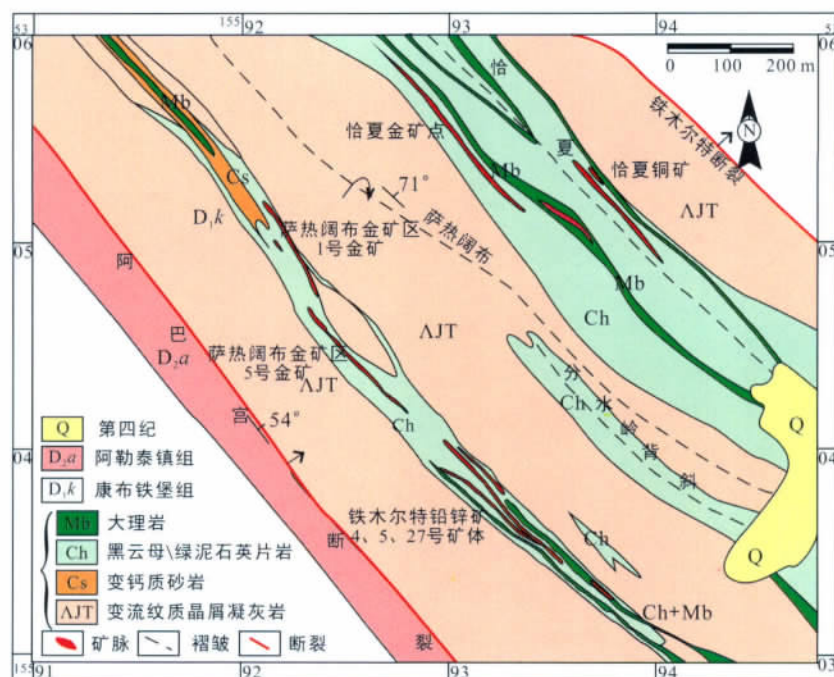


图 2 萨热阔布金矿床地质简图(据新疆有色 706 队 2000 修改)

Fig. 2 Geological sketch map of the Sarekuobu Au deposit (Modified after Geological Team 706 of the Xinjiang Bureau of Nonferrous Metals, 2000)

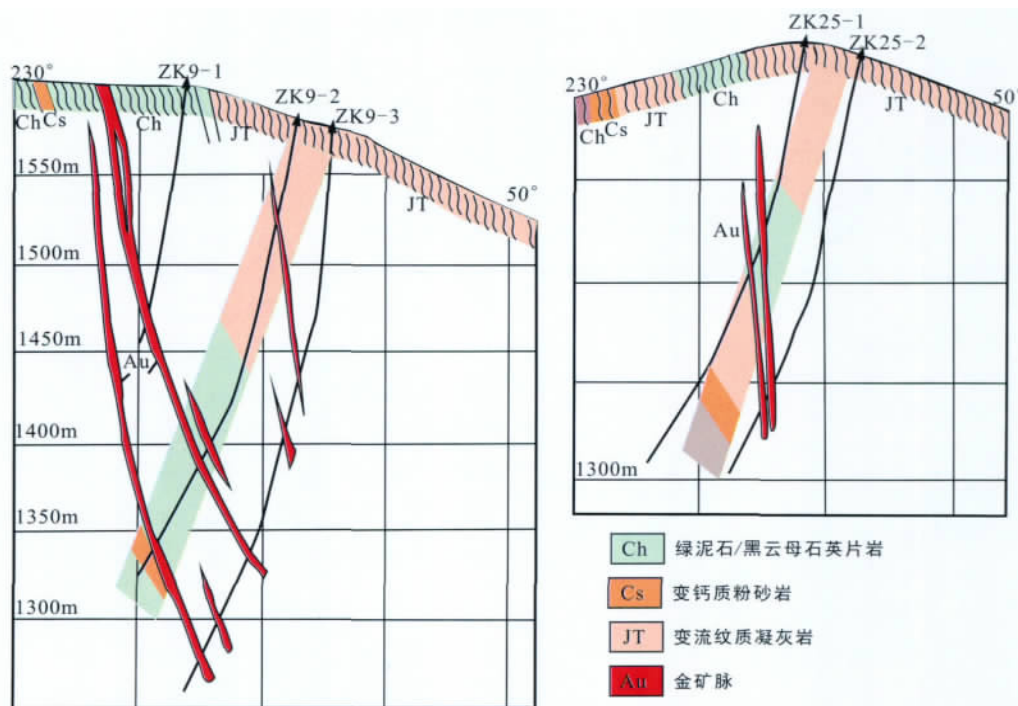


图3 萨热阔布金矿床9[#]、25[#]线勘探剖面图(据林世伟,2002修改)

Fig. 3 Geological profiles of No. 9 and 25 prospecting lines of the Sarekuobu Au deposit (Modified after Lin, 2002)

该阶段石英重结晶作用明显,镜下呈现波状消光、边缘细粒化等现象(图4g);中阶段,即主成矿阶段,石英表现为脉状,切穿早阶段石英并常伴随绿泥石化,且石英脉中发育有网脉状黄铁矿与黄铜矿(图4b、e、h),主要矿物组合为黄铁矿-绿泥石-绿帘石-石英-云母,在此阶段的后期,有萤石石英脉(图4c、f)出现,与萤石共生的多金属石英脉中,金品位较高,一般>10 g/t;晚阶段主要形成石英-碳酸盐细脉(图4i),切穿早中阶段矿物,具有晶簇状或梳状构造,指示石英生长在开放环境中。

将上述3个阶段的14件样品磨制成厚度约为0.2 mm双面抛光的薄片进行岩相学和流体包裹体观察,然后挑选有代表性的包裹体样品进行显微测温 and 激光拉曼光谱分析。包裹体显微测温在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成,使用 Linkam THMSG600 型冷热台,测温范围为-196~600℃,采用标准物质(KNO₃、K₂CrO₃、CCl₄以及人工配制的NaCl标准溶液)对仪器进行温度标定,400℃时,相对标准物质误差为±2℃,-22℃时误差为±1℃。流体包裹体测试过程中升温速率一般为0.2~5℃/min,CO₂包裹体CO₂的相变点和盐水包裹体初熔温度和冰点温度附近升温速率为0.2~0.5℃/min。

流体包裹体激光拉曼光谱分析在中国科学院广州地球化学研究所矿物学与成矿学重点实验室完成,使用仪器为 Renishaw RW-1000 型激光拉曼光谱仪,采用514.5 nm的Ar原子激光束,输出功率为20 mW×100%,波数范围为50~4000 cm⁻¹。

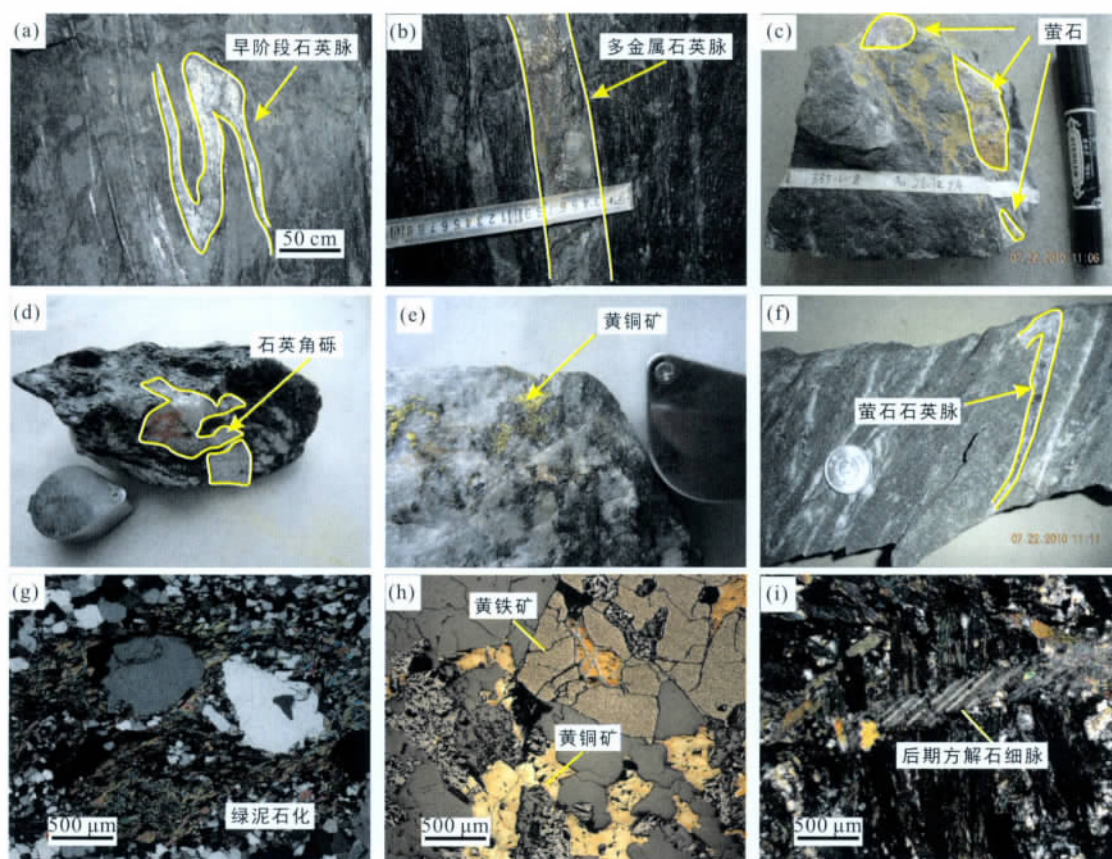
对于气液两相水溶液包裹体(W型),测定其冰点,利用冰点-盐度关系表(Bodnar, 1993)查出相应的盐度;含子矿物的多相包裹体(S型),利用刘斌和沈昆(1998)提供的包裹体盐度经验公式求得;含CO₂三相包裹体(C型),测定CO₂笼合物熔化温度,利用CO₂笼合物熔化温度与盐度关系表(Collins, 1979)查得流体盐度;纯CO₂型包裹体(PC型),测定其CO₂初熔温度和均一温度。根据显微测温数据,利用 Flncon 流体包裹体处理软件(Brown and Lamb, 1989),求得成矿流体的密度等数据。

3.2 流体包裹体岩相学研究

根据包裹体在室温和冷热台上相态变化将包裹体划分为四种类型(图5),即CO₂-H₂O包裹体(C型)、纯CO₂包裹体(PC型)、水溶液包裹体(W型)和含子矿物多相包裹体(S型)。

3.2.1 C型包裹体

此类包裹体分布较为广泛,早中阶段石英样品



(a). 早阶段石英透镜体受力作用发生揉皱(矿井); (b). 中阶段多金属石英脉平行层理生长(矿井); (c)、(f). 主成矿期后期萤石石英脉, 萤石与黄铁矿、黄铜矿同时出现, 金品位较高, $>10 \text{ g/t}$; (d). 早阶段石英角砾; (e). 成矿期含网脉状黄铜矿石英脉; (g). 石英的波状消光以及绿泥石化(正交偏光); (h). 主成矿期多金属矿物共生(反光镜); (i). 晚期方解石脉切穿稍早绿泥石、黑云母等矿物(正交偏光)。

图4 萨热阔布金矿床地质特征

Fig. 4 Photos showing ore geology of the Sarekuobu Au deposit

中都有大量发育, 约占包裹体总数的40%。个体一般在 $4 \sim 20 \mu\text{m}$, 以椭圆形、负晶形或不规则状为主, 大多成群分布, 部分沿石英裂隙分布。室温下表现为两相, 降温至 10°C 左右出现三相。包裹体中 CO_2 相 ($L_{\text{CO}_2} + V_{\text{CO}_2}$) 所占比例差别较大, 可变化于 $15\% \sim 80\%$ 之间。根据包裹体中 CO_2 相比不同, 又可以将此类包裹体分为富 CO_2 型(C1)和富 H_2O (C2)型(图5h), 前者 CO_2 相比达到50%以上, 而后者 CO_2 相所占比例 $<50\%$ 。

3.2.2 PC型包裹体

此类包裹体主要在早阶段和主成矿阶段的石英中出现, 约占包裹体总数的35%。个体介于 $4 \sim 20 \mu\text{m}$, 多呈椭圆状和负晶形, 也有部分呈不规则状存在, 有时成群分布在石英颗粒中, 有时沿定向愈合裂隙分布, 也有单个孤立状分布。该类包裹体可进一步划分为气液两相(PC1)(图5e)、纯气相包裹体(PC2)(图5f)。PC1型包裹体室温下往往较暗, 呈

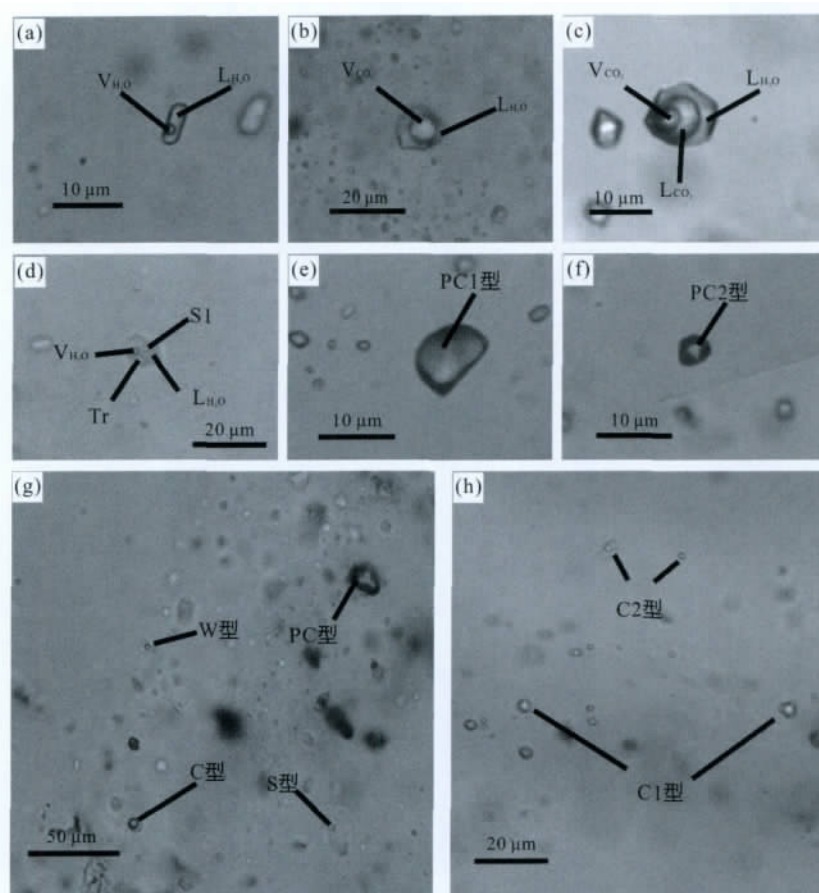
棕褐色或黑色, 在包裹体中间有一条亮线或者中心有亮点, 在降温过程中会出现气相的 CO_2 ; PC2型包裹体室温下为单相, 呈淡黄色, 冷冻过程中没有气泡的移动。

3.2.3 W型包裹体

W型包裹体(图5a)主要出现在主成矿阶段以及晚阶段, 以晚阶段最常见, 约占包裹体总数的20%。大小介于 $4 \sim 12 \mu\text{m}$, 形态多样, 常见有圆形、椭圆形和不规则型等, 多成片出现, 并且经常呈现次生条带状沿裂隙发育。室温下由气液两相构成, 气液比一般较小, 介于 $5\% \sim 25\%$, 大部分在15%左右。

3.2.4 S型包裹体

S型包裹体总体较少, 约占包裹体总数的5%。包裹体大小一般在 $6 \sim 10 \mu\text{m}$, 多呈圆形、椭圆形或不规则状产出。包裹体多数只含一个子矿物, 子矿物种类主要为石盐。石盐子晶长轴为 $2 \sim 4 \mu\text{m}$, 晶



(a) . 早阶段 W 型包裹体; (b) 、(c) . 中阶段 C 型包裹体; (d) . 中阶段含石盐子晶 (S1) 和未知透明矿物 (Tr) 的 S 型包裹体; (e) . 中阶段 PC1 型包裹体; (f) . 中阶段 PC2 型包裹体; (g) . C 型、PC 型、W 型和 S 型共存的不混溶流体群; (h) . 气相比相差较大的 C 型包裹体群。

图 5 萨热阔布金矿床典型流体包裹体显微照片

Fig. 5 Microphotographs of typical fluid inclusions in the Sarekuobu Au deposit

型呈立方体状,呈淡绿色或无色透明,加热过程中气泡先消失,子晶最后消失。还有部分包裹体中含有未知透明矿物(图 5d),升温至 500℃ 还没有熔化,推测为捕获的晶体。

上述包裹体在不同阶段石英中发育情况有所不同。早阶段石英中的包裹体主要为 C 型以及 PC 型;中阶段即主成矿阶段石英中存在所有类型的包裹体,但以 C 型和 PC 型为主,次为 W 型和 S 型;晚阶段只有 W 型。有多种组合形式出现,其中全部类型包裹体出现在单矿物同一颗粒中的情况存在,但较为少见。

3.3 流体包裹体显微测温研究

本次研究对萨热阔布金矿石英中流体包裹体进行了详细的显微测温工作,测试结果见表 1,相关统计图见图 6。

3.3.1 早阶段石英

早阶段石英中观察到的流体包裹体主要包含 C 型和 PC 型,其中 C 型约占 60%,PC 型约为 40%。

C 型室温下为两相,降温至 10℃ 左右时出现三相。纯 CO₂ 的三相点温度为 -56.6℃,但早阶段中测得此类包裹体初熔温度为 -68.5 ~ -56.6℃,大多数集中于 -59.0 ~ -56.6℃ 之间,但有部分包裹体的初熔温度低于 -60℃,表明 CO₂ 相中存在其他气体,激光拉曼测试证实 CO₂ 相中存在少量的 CH₄ 或 N₂;进一步升温,测得 CO₂ 笼合物熔化温度为 5.4 ~ 6.9℃,对应盐度为 5.9% ~ 8.4% NaCl_{eqv};继续升温 CO₂ 部分均一温度 9.4 ~ 24.7℃,对应的 CO₂ 相密度为 0.82 ~ 0.98 g/cm³,计算 NaCl-CO₂-H₂O 体系的总密度 0.84 ~ 1.01 g/cm³。该类包裹体大部分完全均一到液相,个别为气相均一,完全均一温度为 271 ~ 446℃;部分 C 型包裹体在均一前发生爆裂或渗漏,爆裂温度约为 340 ~ 400℃。

早阶段石英中 PC1 型和 PC2 型包裹体均有发现,其中 PC1 型包裹体在降温过程中出现气泡,大多数在零度以上出现气泡,也有少数包裹体中气态 CO₂ 的出现小于零度,初熔温度为 -69.1 ~ -56.6℃,说

表1 萨热阔布金矿床流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric data of fluid inclusions in the Sarekuobu Au deposit

阶段	主矿物	类型	T_m (°C)	$T_{m, \text{cla}}$ (°C)	T_{h, CO_2} (°C)	$T_{m, \text{ice}}$ (°C)	T_h (°C)	盐度(%)
早阶段	石英	PC 型	-69.1 ~ -56.6		-20.3 ~ 20.7			
		C 型	-68.5 ~ -56.6	5.4 ~ 6.9	9.4 ~ 24.7		271 ~ 446	5.9 ~ 8.4
中阶段	石英	C 型	-62.0 ~ -57.3	2.3 ~ 6.9	7.2 ~ 27.9		257 ~ 374	5.9 ~ 12.8
		W 型				-11.0 ~ -2.9	236 ~ 373	4.8 ~ 15.0
		S 型					245 ~ 314	34.4 ~ 39.3
		PC 型	-69.0 ~ -57.0		-30.0 ~ 26.7			
晚阶段	石英 方解石	W 型				-4.3 ~ -0.6	139 ~ 264	1.1 ~ 6.9

注: T_m 为初熔温度; $T_{m, \text{cla}}$ 为笼合物熔化温度; T_{h, CO_2} 为 CO_2 部分均一温度; $T_{m, \text{ice}}$ 为冰点温度; T_h 为完全均一温度。

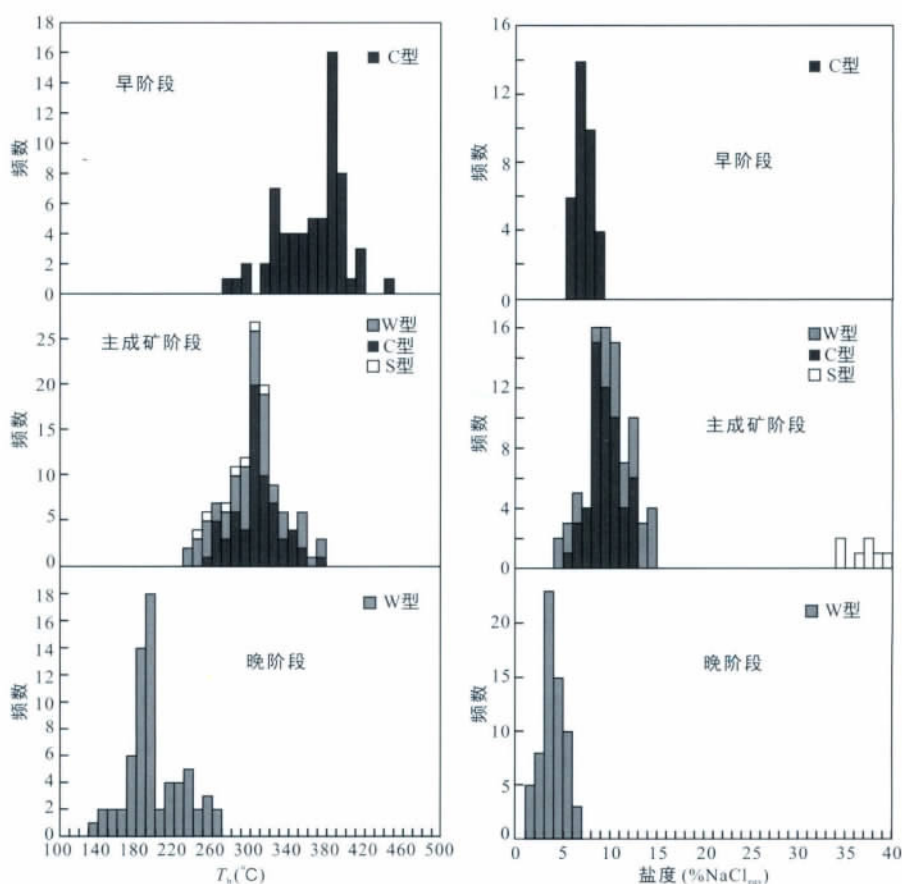


图6 萨热阔布金矿包裹体均一温度及盐度图解

Fig. 6 Histograms of homogenization temperatures and salinities of fluid inclusions in the Sarekuobu Au deposit

明包裹体成分不仅含有 CO_2 , 还存在其他气体, 后经激光拉曼测试显示还有部分 CH_4 或 N_2 , 甚至个别包裹体中有些气体成分中 CH_4 占了大多数。随着温度的升高, 气液相包裹体大多在 $9.8 \sim 20.7^\circ\text{C}$ 时达到部分均一, 也有少数均一温度低于零度, 甚至低于 -20°C , 包裹体密度为 $0.76 \sim 1.03 \text{ g/cm}^3$ 。

3.3.2 中阶段石英

主成矿阶段的石英中发育了大量的原生流体包

裹体, 观察到的四种类型在此阶段均有出现, 即包括了 C 型、PC 型和 W 型、S 型。其中 C 型包裹体占该阶段所有原生包裹体的大多数, 约为 45%, 其 CO_2 含量较高, 大部分包裹体 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 大于 30%, 个别包裹体甚至可达 85%; 次之为 PC 型包裹体, 约占 35%, 其中 PC1 型与 PC2 型都有分布; W 型包裹体约占总数的 15%, S 型包裹体约占总数的 5%。多数 W 型及 S 型包裹体与 C 型及 PC 型包裹体共生存

在少数沿着裂隙发育,但并没有穿越单颗粒矿物边界,可以认定为假次生包裹体,并对其进行了测温。

C型包裹体 CO_2 初熔温度为 $-62.0 \sim -57.3^\circ\text{C}$; CO_2 笼合物熔化温度介于 $2.3 \sim 6.9^\circ\text{C}$, 对应盐度为 $5.9\% \sim 12.8\% \text{ NaCl}_{\text{eqv}}$; CO_2 部分均一温度 $7.2 \sim 27.9^\circ\text{C}$, 计算得到 CO_2 相密度为 $0.76 \sim 1.03 \text{ g/cm}^3$, 包裹体总密度 $0.89 \sim 1.06 \text{ g/cm}^3$; 完全均一温度为 $257 \sim 374^\circ\text{C}$, 均一方式主要为液相均一, 极个别为气相均一 ($280 \sim 309^\circ\text{C}$); 部分C型包裹体在均一前发生爆裂, 爆裂温度为 $283 \sim 321^\circ\text{C}$ 。W型包裹体测得的冰点温度为 $-11.0 \sim -2.9^\circ\text{C}$, 对应盐度为 $4.8\% \sim 15.0\% \text{ NaCl}_{\text{eqv}}$, 包裹体密度为 $0.78 \sim 0.93 \text{ g/cm}^3$; 该类包裹体完全均一温度为 $236 \sim 373^\circ\text{C}$, 均一方式主要为液相均一, 极个别为气相均一 ($293 \sim 351^\circ\text{C}$)。S型包裹体在升温过程中, 气泡消失温度范围为 $167 \sim 243^\circ\text{C}$, 包裹体通过气泡先消失子晶后熔化方式均一至液相, 石盐子晶熔化温度范围为 $245 \sim 314^\circ\text{C}$, 对应盐度为 $34.4\% \sim 39.3\% \text{ NaCl}_{\text{eqv}}$, 包裹体密度为 $0.94 \sim 1.12 \text{ g/cm}^3$ 。未知透

明矿物子晶, 在包裹体温度升至 500°C 时仍未熔化, 应为捕获的晶体。

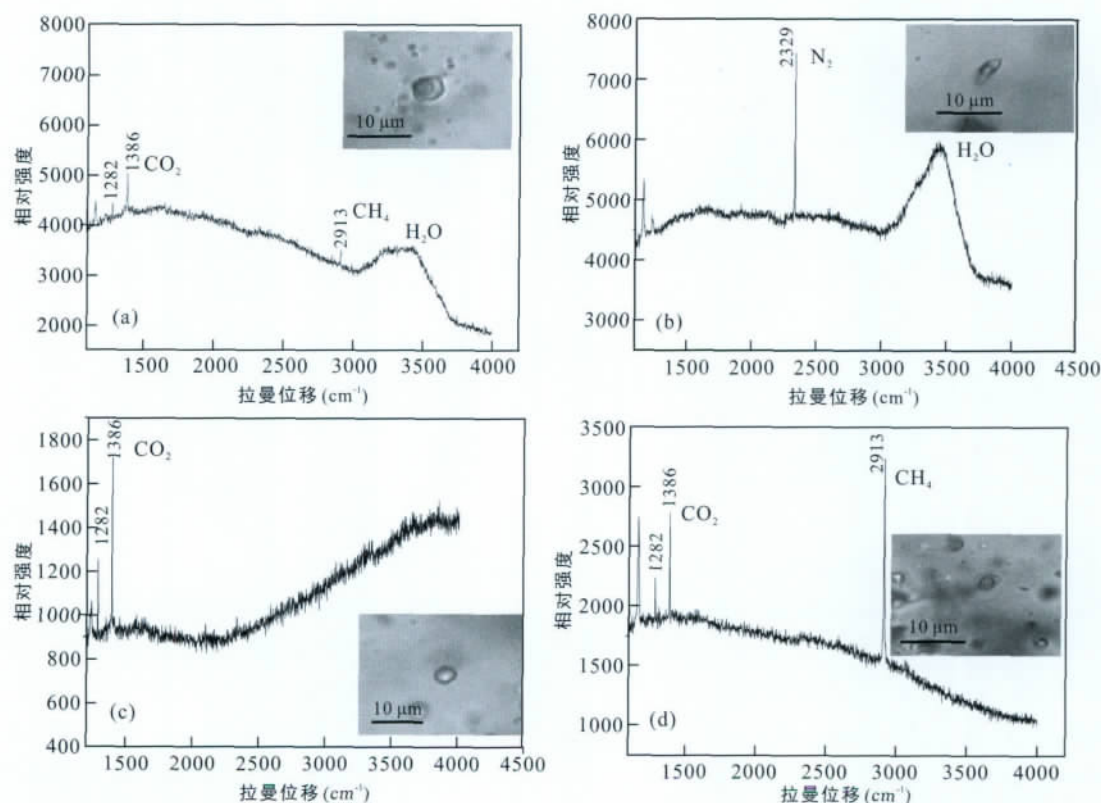
对PC型包裹体进行测试, 测得初熔温度介于 $-69.0 \sim -57.0^\circ\text{C}$, 主要集中在 $-58.9 \sim -57.0^\circ\text{C}$ 之间, CO_2 部分均一温度为 $-30.0 \sim 26.7^\circ\text{C}$, 主要集中在 $9.7 \sim 21.6^\circ\text{C}$, 包裹体密度为 $0.68 \sim 0.98 \text{ g/cm}^3$ 。

3.3.3 晚阶段石英

该阶段样品中只发育W型包裹体, 多呈气液两相。W型包裹体冷冻后回温, 测得冰点温度介于 $-4.3 \sim -0.6^\circ\text{C}$, 对应盐度为 $1.1\% \sim 6.9\% \text{ NaCl}_{\text{eqv}}$, 继续升温后, 包裹体向液相均一, 完全均一温度 $139 \sim 264^\circ\text{C}$, 计算获得包裹体密度为 $0.86 \sim 0.92 \text{ g/cm}^3$ 。

3.4 激光拉曼测试结果

激光拉曼光谱测试结果表明(图7), C型包裹体液相成分为 H_2O , 气相成分主要为 CO_2 (特征拉曼谱峰为 1282 cm^{-1} 和 $1386 \sim 1390 \text{ cm}^{-1}$)、部分包裹体还含有 CH_4 (特征拉曼谱峰为 2916 cm^{-1}) (图7a) 这与测温结果一致。PC型包裹体主要成分为纯 CO_2 (图7c), 部分包裹体在 2913 cm^{-1} 或 2329 cm^{-1}



(a). 中阶段C型包裹体中主要成分为 CO_2 , 并且含有少量 CH_4 ; (b). 中阶段W型包裹体, 部分含有 N_2 , 未获得其热力学数据; (c). 中阶段PC型包裹体; (d). 中阶段PC型部分包裹体中, 主要成分 CO_2 和 CH_4 。

图7 流体包裹体激光拉曼图谱

Fig. 7 Representative Raman spectra of fluid inclusions

附近出现峰值,表明其中含有 CH_4 (2913 ~ 1916 cm^{-1}) (图7d) 或 N_2 (2328 ~ 2333 cm^{-1})。W型包裹体中,少数含有 N_2 (图7b)。

3.5 成矿压力和成矿深度估算

对于成矿压力的计算,主要是选取早中成矿阶段中 CO_2 - H_2O 包裹体热力学数据为计算对象,利用 Flincor 软件中的 Brown and Lamb (1989) 公式计算流体包裹体捕获压力。为了减少 CH_4 和 N_2 的影响,在计算过程中仅选取初熔温度介于 -58.0 ~ -56.6℃ 之间的包裹体数据进行计算。对于早阶段形成的包裹体,估算得到的包裹体捕获压力为 120 ~ 330 MPa,最高值为最低值的 2.75 倍,近似于中上地壳岩石密度值(通常认为是 2.5 ~ 2.8 g/cm^3),表明流体压力最高值和最低值分别代表静岩压力和静水压力,估算流体包裹体捕获深度为 12 km。主成矿期形成的包裹体,估算得到包裹体捕获压力为 90 ~ 250 MPa,最高值为最低值的 2.78 倍,估算得到包裹体捕获深度为 9 km。由此可见,萨热阔布金矿在早中阶段发生了静岩压力与静水压力的交替,同断控造山型矿床的断层阀模式规律一致 (Sibson et al., 1988; 陈衍景, 2006; 祁进平等, 2007; 李晶等, 2007; 邓小华等, 2008; 张莉等, 2009)。在早阶段成矿深度约为 12 km,到中阶段,由流体包裹体估算成矿深度为 9 km,说明从早阶段到中阶段,造山带地壳快速隆升-剥蚀了 3 km,表明成矿作用发生在强烈的碰撞造山过程当中,与造山型矿床特征一致。

4 结果与讨论

4.1 成矿流体特征及其演化

萨热阔布金矿床中包裹体主要包括四种类型: C型、PC型、W型和S型,成矿流体演化从早到晚具有一定的规律性。流体成分从早阶段 CO_2 - H_2O - $\text{NaCl} \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2$ 体系向晚阶段 H_2O - NaCl 体系演化, CO_2 、 N_2 、 CH_4 等挥发分成分含量从早到晚逐渐降低。流体早阶段均一温度为 271 ~ 446℃,主成矿阶段为 236 ~ 374℃,晚阶段为 139 ~ 264℃,从早阶段到晚阶段,成矿流体的温度逐渐降低。早阶段 C型包裹体盐度为 5.9% ~ 8.4% NaCl_{eqv} ,中阶段 C型包裹体盐度为 5.9% ~ 12.8% NaCl_{eqv} ,W型包裹体盐度为 4.8% ~ 15.0% NaCl_{eqv} ,晚阶段 W型包裹体盐度为 1.1% ~ 6.9% NaCl_{eqv} ,从早阶段到晚阶段,成矿流体的盐度呈现先增高后降低的趋势,在中阶

段达到最高值,甚至出现含子晶包裹体,其形成与流体不混溶或流体沸腾导致的相分离有关。

综上所述,萨热阔布金矿床初始成矿流体为富含 CO_2 、中高温热液,随着温度逐渐下降和减压沸腾作用,导致 CO_2 等挥发气体逃逸,演化为主成矿阶段的中温含 CO_2 流体,最后阶段为低温、低盐度的贫 CO_2 流体。总体上讲,萨热阔布金矿床成矿流体具有中低盐度、低密度、富碳质、中温的特点,这些特点与陈衍景等 (2007) 总结的造山型矿床或变质热液矿床的流体特征一致。

4.2 流体沸腾与成矿物质沉淀

萨热阔布金矿床主成矿阶段的石英中包裹体类型复杂,同一石英颗粒中可见到 C型、PC型、W型和S型包裹体密切共生 (图5g); C型包裹体相比悬殊,均一方式各异,但均一温度相近; S型包裹体多均一至液相, W型包裹体均一至液相,而此阶段中富气相 C型包裹体多均一至气相,三者均一温度相近,为沸腾包裹体组合的典型标志 (卢焕章等, 2004),表明萨热阔布金矿床成矿过程中有局部的流体沸腾作用。野外及镜下观察可以看出,早阶段石英受强烈应力作用发生角砾化,中阶段热液贯入形成了多金属的含金石英脉,环境开始由挤压向伸展转变,进入主成矿阶段,深部变质流体运移至岩石脆-韧性转化界面,流体压力由静岩压力转化为静水压力,导致流体沸腾或不混溶作用。流体沸腾导致 CO_2 等挥发分气体大量逃逸,一方面导致盐度不断增高,甚至出现含子晶包裹体; 另一方面造成成矿流体物理化学条件的变化 (如流体残留液相中 pH 升高,氧化性降低 (Chen et al., 2001)),促使 Au 等成矿物质的快速沉淀,形成矿床的主要金矿体。晚阶段石英-碳酸盐细脉出现晶簇状构造,指示着一个开放的环境,流体沸腾过后,大气降水不断混入,富 CO_2 变质流体和大气降水热液混合,成矿温度逐渐降低,成矿盐度也逐渐降低,不同性质流体的混合也导致了部分成矿物质的沉淀 (Kreuzer, 2005),但金矿化已经减弱。

4.3 矿床成因类型和成矿构造背景

萨热阔布金矿床具有矿体受断裂构造控制、三阶段成矿、成矿流体富 CO_2 和中低盐度等特征,作者对萨热阔布金矿床石英脉型矿石中的云母进行了 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 激光剥蚀年代学研究,显示萨热阔布金矿成矿年龄为 (213.54 ± 2.29) Ma (作者未发表数据),表明成矿作用晚于阿尔泰山地区晚二叠世-三叠纪的碰撞造山作用,为晚三叠世,刚好晚于变质

表 2 萨热阔布金矿床与典型造山型矿床标志性特征对比

Table 2 Comparisons of major characteristics of the Sarekuobu Au deposit and orogenic deposits

	造山带型金矿(Kerrich et al. ,2000; 陈衍景 ,2006)	萨热阔布金矿床(本文)
大地构造背景	增生造山带或碰撞造山带	阿尔泰增生造山带
构造样式	韧性至脆性 ,反转构造 ,走滑断层或斜滑断层 ,背斜穹窿	阿巴古大断裂次级断裂 ,脆性断裂带
矿化样式	脉型 ,角砾岩型 ,浸染型	脉状
容矿围岩	多样性 ,沉积岩 ,变质岩 ,火山岩甚至花岗岩(大多数位于经历过绿片岩变质的地体)	绿泥石片岩和晶屑凝灰岩
围岩蚀变	白云母化 ,黄铁矿化 ,中温硅化 ,绿泥石化 ,电石气化等	中温硅化 ,绿泥石化 ,黄铁矿化 ,有电石气的产出
金属元素组合	Au、Ag、As、Sb、Te、W、Bi	Au、Ag、Cu、Pb、Zn、As、Cd、Bi、W、Mo
<i>P-T</i> 条件	220 ~ 500 °C ,50 ~ 400 MPa	139 ~ 446 °C ,90 ~ 330 MPa
矿化阶段	三阶段 ,早阶段挤压 ,中阶段挤压向伸展转换 ,晚阶段伸展 ,中阶段为主成矿阶段	早阶段挤压 ,中阶段挤压向伸展转换 ,晚阶段伸展 ,中阶段为主成矿阶段
包裹体类型	常见 C 型 ,W 型 ,偶见 S 和 PC 型	C 型 ,PC 型和 W 型 ,偶见 S 型
流体演化及机制	早阶段到晚阶段温度下降 ,盐度下降 ,流体不混溶或沸腾导致成矿	早阶段到中阶段温度降低盐度升高 ,流体不混溶导致主矿体形成; 中阶段到晚阶段温度降低盐度降低 ,大气降水导致部分成矿物质沉淀 ,最终形成矿床
标志性流体特征	中温 ,低盐度 ,富 CO ₂ 流体 ,可能偶见含子晶包裹体	中温 ,中低盐度 ,富 CO ₂ ,偶见含子晶包裹体

高峰约 50 Ma ,上述特征与国内外典型造山型金矿床一致(表 2) (陈衍景 ,2006; 陈衍景等 ,2007) 据此 ,认为萨热阔布金矿床属于造山型金矿床。

萨热阔布金矿位于中亚造山带阿尔泰山南缘 ,近年来的 SHRIMP 锆石 U-Pb 同位素和 Ar-Ar 法定年研究 ,揭示了阿尔泰造山带花岗岩、花岗质片麻岩、基性杂岩、基性麻粒岩等年龄集中在 240 ~ 270 Ma ,指示阿尔泰造山带在这一时期广泛存在一次重要的、区域性的构造热事件(陈汉林等 ,2006a ,b; 胡霏琴等 ,2006) 。郑常青等(2005 ,2007) 对阿尔泰造山带红柱石 - 矽线石型和蓝晶石 - 矽线石型递变变质带中的独居石进行了 Th-U-Pb 化学法(CHIME 法) 定年 ,获得 261 ~ 268 Ma 的变质时代 ,认为该时代反映了古亚洲洋的闭合时间 ,递变变质带的形成与弧陆碰撞的大地构造环境有关。综上所述 ,从二叠纪到三叠纪 ,研究区经历了古亚洲洋的闭合以及哈萨克斯坦板块与西伯利亚板块碰撞等过程(陈汉林等 ,2006b; 肖文交等 ,2008; Xiao et al. ,2008 ,2009; 丛峰等 ,2007; 尹继元等 ,2011) ,碰撞最强烈时期为晚二叠世到早三叠世。萨热阔布金矿床成矿年龄为(213. 54 ± 2. 29) Ma ,成矿事件滞后于强烈碰撞造山或峰期变质约 50 Ma ,因此 ,萨热阔布金矿床形成于陆陆碰撞体制中挤压向伸展转变期。

5 结 论

(1) 萨热阔布金矿床早期石英角砾中包含了 C 型和 PC 型包裹体 ,其均一温度为 271 ~ 446°C; 主成矿阶段的含金石英脉中则大量发育 C 型以及 PC 型包裹体 ,均一温度 236 ~ 374°C ,同时伴生少量的 W 型和 S 型包裹体; 晚阶段仅见 W 型包裹体。萨热阔布金矿床主成矿阶段成矿流体总体上具有富 CO₂、中低盐度的特征 ,这些流体特征与典型的造山型金矿一致。

(2) 主成矿阶段的石英捕获了 C 型、PC 型、W 型、S 型 4 种原生包裹体 ,其均一温度相近 ,分别向液相和气相均一 ,指示主成矿阶段发生过沸腾作用(或不混溶作用) ,导致大量成矿物质沉淀。

(3) 萨热阔布金矿床为造山型金矿 ,形成于二叠纪 - 三叠纪的陆陆碰撞体制挤压向伸展转变期。

致谢: 研究工作得到了陈衍景教授的指导 ,野外工作得到国家 305 项目办公室和新疆有色局 706 队的大力支持 ,陈衍景教授、郭正林总工程师参与了部分野外工作 ,包裹体研究得到中国科学院广州地球化学研究所卢焕章教授指导 ,两位审稿人武广研究员和胡芳芳博士对文章提出了宝贵意见 ,在此一并致谢!

参考文献(References):

- 陈汉林, 杨树锋, 厉子龙, 余星, 肖文交, 袁超, 林秀斌, 李继亮. 2006a. 阿尔泰造山带富蕴基性麻粒岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学及其构造意义. 岩石学报, 22(5): 1351–1358.
- 陈汉林, 杨树锋, 厉子龙, 袁超, 肖文交, 李继亮, 余星, 林秀斌. 2006b. 阿尔泰造山带南缘基性杂岩的形成背景及其动力学含义. 岩石学报, 22(1): 127–134.
- 陈华勇, 陈衍景, 刘玉琳. 2000. 新疆额尔齐斯金矿带的成矿作用及其与中亚型造山作用的关系. 中国科学(D 辑), 30(增刊): 38–44.
- 陈衍景. 2000. 中国西北地区中亚型造山—成矿作用的研究意义和进展. 高校地质学报, 6(1): 17–22.
- 陈衍景. 2006. 造山型矿床、成矿模式及找矿潜力. 中国地质, 33(6): 1181–1196.
- 陈衍景, 倪培, 范宏瑞, Pirajno F, 赖勇, 苏文超, 张辉. 2007. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征. 岩石学报, 23(9): 2085–2108.
- 丛锋, 唐红峰, 苏玉平. 2007. 阿尔泰山南缘泥盆纪流纹岩的地球化学和大地构造背景. 大地构造与成矿学, 31(3): 359–364.
- 邓小华, 李文博, 李诺, 糜梅, 张颖. 2008. 河南嵩县纸房钼矿床流体包裹体研究及矿床成因. 岩石学报, 24(9): 2133–2148.
- 丁汝福, 王京彬, 马忠美, 张进红, 方同辉. 2001. 新疆萨热阔布火山喷流沉积改造型金矿地球化学特征. 地质与勘探, 37(3): 11–15.
- 何国琦, 刘德权, 李茂松, 唐延龄, 周汝红. 1995. 新疆主要造山带地壳发展的五阶段模式及成矿系列. 新疆地质, 13(2): 99–196.
- 胡霭琴, 韦刚健, 邓文峰, 陈林丽. 2006. 阿尔泰地区青河县西南片麻岩中锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义. 岩石学报, 22(1): 1–10.
- 李晶, 陈衍景, 李强之, 赖勇, 杨荣生, 毛世东. 2007. 甘肃阳山金矿流体包裹体地球化学和矿床成因类型. 岩石学报, 23(9): 2144–2154.
- 李文博, 赖勇, 孙希文, 王保国. 2007. 内蒙古白乃庙铜金矿床流体包裹体研究. 岩石学报, 23(9): 2165–2176.
- 林世伟. 2002. 萨热阔布金矿床储量远景浅析. 新疆有色金属, (3): 7–10.
- 刘斌, 沈昆. 1998. 流体包裹体热力学. 北京: 地质出版社: 1–290.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体. 北京: 科学出版社: 1–487.
- 倪智勇, 李诺, 张辉, 薛良伟. 2009. 河南大湖金钼矿床成矿物质来源的锆钨铅同位素约束. 岩石学报, 25(11): 2823–2832.
- 祁进平, 陈衍景, 倪培, 赖勇, 丁俊英, 宋要武, 唐国军. 2007. 河南冷水北沟铅锌银矿床流体包裹体研究及矿床成因. 岩石学报, 23(9): 2119–2130.
- 秦克章. 2000. 新疆北部中亚型造山与成矿作用. 中国科学院地质与地球物理研究所博士后出站报告: 39–61.
- 王京彬, 秦克章, 吴志亮, 胡剑辉, 邓吉牛. 1998. 阿尔泰山南缘火山喷流沉积型铅锌矿床. 北京: 地质出版社: 1–210.
- 王可勇, 王力, 刘正宏, 汪建宇. 2008. 辽宁高家堡子大型银矿床流体包裹体特征及矿床成因. 岩石学报, 24(9): 2085–2093.
- 肖文交, 韩春明, 袁超, 陈汉林, 孙敏, 林寿发, 厉子龙, 毛启贵, 张继恩, 孙枢, 李继亮. 2006. 新疆北部石炭纪—二叠纪独特的构造—成矿作用对古亚洲洋构造域南部大地构造演化的制约. 岩石学报, 22(5): 1062–1076.
- 肖文交, 舒良树, 高俊, 熊小林, 王京彬, 郭召杰, 李锦轶, 孙敏. 2008. 中亚造山带大陆动力学过程与成矿作用. 新疆地质, 26(1): 4–7.
- 徐九华, 丁汝福, 谢玉玲. 2005. 阿尔泰山南缘萨热阔布金矿床的纯 CO₂ 流体. 科学通报, 50(4): 380–386.
- 徐九华, 谢玉玲, 丁汝福, 阴元军, 单立华, 张国瑞. 2007. CO₂-CH₄ 流体与金成矿作用: 以阿尔泰山南缘和穆龙套金矿为例. 岩石学报, 23(8): 2026–2032.
- 闫新军, 陈维民. 2001. 铁米尔特—恰夏—萨热阔布多金属金矿床系列矿床地质地球化学研究. 矿产与地质, 15(5): 366–370.
- 尹继元, 袁超, 王毓婧, 龙晓平, 关义立. 2011. 新疆西准噶尔晚古生代大地构造演化的岩浆活动记录. 大地构造与成矿学, 35(2): 278–291.
- 尹意求, 李嘉兴. 2004. 一种与断裂变质作用有关的新类型金矿床——新疆阿勒泰市萨热阔布金矿床. 矿产与地质, 18(1): 8–12.
- 张静, 陈衍景, 李国平, 李忠烈, 王志光. 2004. 河南内乡县银洞沟银矿地质和流体包裹体特征及成因类型. 矿物岩石, 24(3): 55–64.
- 张莉, 刘春发, 武广. 2009. 新疆望峰金矿床流体包裹体地球化学及矿床成因. 岩石学报, 25(6): 1465–1473.
- 郑常青, 徐学纯, Enami M, Kato T. 2005. 新疆阿尔泰红柱石—矽线石型变质带的独居石年龄及其地质意义. 世界地质, 24(3): 236–242.
- 郑常青, 徐学纯, Kato T, Enami M. 2007. 新疆阿尔泰冲乎尔地区蓝晶石—矽线石型变质带独居石 CHIME 二叠纪年龄及其地质意义. 高校地质学报, 13(3): 566–573.
- 郑义, 张莉, 刘春发, 秦雅静. 2010. 铁木尔特铅锌铜矿成矿流体演化特征与矿床成因. 矿床地质, 29(增刊): 629–630.
- Bodnar R J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions.

- Geochimica Cosmochimica Acta*, 57(3): 683–684.
- Brown P E and Lamb W M. 1989. *P-V-T* properties of fluids in the system $H_2O \pm CO_2 \pm NaCl$: New graphic presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochim Cosmochim Acta*, 53: 1209–1221.
- Chai F M, Mao J, Dong L H, Yang F Q, Liu F, Geng X X and Zhang Z X. 2009. Geochronology of metarhyolites from the Kangbutiebao Formation in the Kelang basin, Altay Mountains, Xinjiang: Implications for the tectonic evolution and metallogeny. *Gondwana Research*, 16, 189–200.
- Chen Y J, Pirajno F and Sui Y H. 2004. Isotope geochemistry of the Tieluping silver deposit, Henan, China: A case study of orogenic silver deposits and related tectonic setting. *Mineralium Deposita*, 39: 560–575.
- Chen Y J, Sui Y H and Gao X L. 2001. Fluid geochemistry of Tieluping Ag ore and its implications for the CPMF model // Water-Rock Interaction 2001, Swets & Zeitlinger, Lisse: 689–692.
- Collins P L F. 1979. Gas hydrates in CO_2 -bearing fluid inclusions and use freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, 74: 1435–1444.
- Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Mariam M, Hagemann S G and Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13: 7–27.
- Kerrick R, Goldfarb R, Groves D, Garwin S and Jia Y. 2000. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Science in China Series D-Earth Sciences*, 43(supp): 1–68.
- Kreuzer O P. 2005. Intrusion-hosted mineralization in the charters towers goldfield, North Queensland: New isotopic and fluid inclusion constraints on the timing and origin of the auriferous veins. *Economic Geology*, 100(8): 1583–1603.
- Sengor A M C and Natal'in B A. 1996. Paleotectonics of Asia: Fragments of synthesis // Yin A and Harrison T M. The Tectonic Evolution of Asia. Cambridge: Cambridge University Press: 480–640.
- Sibson R H, Robert F and Poulsen K H. 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold deposits. *Geology*, 16: 551–555.
- Sun M, Yuan C, Xiao W J, Long X P, Xia X P, Zhao G C, Lin S F, Wu F Y and Kroner A. 2008. Zircon U-Pb and Hf isotope study of gneissic rocks from Chinese Altai: Progressive accretionary history in the early to middle Palaeozoic. *Chemical Geology*, 247: 352–383.
- Wan B, Zhang L C and Xiao W J. 2010. Geological and Geochemical characteristics and ore genesis of Keketale Pb-Zn deposit, Southern Altay Metallogenic Belt, NW China. *Ore Geology Review*, 37: 114–126.
- Xiao W J, Pirajno F and Seltnann R. 2008. Geodynamics and metallogeny of the Altaid orogen. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(2–4): 77–81.
- Xiao W J, Windley B F and Hao J. 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of Central Asian orogenic belt. *Tectonics*, 22: 1069.
- Xiao W J, Windley B F, Huang B C, Han C M, Yuan C, Chen H L, Sun M, Sun S and Li J L. 2009. End-Permian to mid-Triassic termination of the accretionary processes of the southern Altaids: Implications for the geodynamic evolution, Phanerozoic continental growth, and metallogeny of Central Asia. *International Journal of Earth Sciences*, 98(6): 1189–1217.

Fluid Inclusion Studies and the Genesis of the Sarekuobu Gold Deposit , Xinjiang

QIN Yajing^{1 2} , ZHANG Li¹ , ZHENG Yi^{1 2} , LIU Chunfa^{1 2} and CHI Haogang³

(1. Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny , Chinese Academy of Sciences , Guangzhou 510640 , Guangdong , China; 2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences , Beijing 100049 , China; 3. Zhaojin Kunhe Mining Industry Company , Zhaoyuan Gold Industry Group , Altay 836500 , Xinjiang , China)

Abstract: The Sarekuobu Au deposit is located in a Devonian volcanic-sedimentary basin of the Altay orogenic belt. Volcanic rocks and sedimentary strata exposed in the area experienced greenschist-facies metamorphism. According to the interrelation of quartz veins , the hydrothermal ore-forming processes of the deposit can be divided into early , middle and late stages , represented by pyrite-quartz , polymetallic sulfide-quartz and carbonate-quartz veinlets , respectively. The early-stage veins or minerals were structurally deformed and brecciated , indicating a compressional or trans-compressional setting. The middle-stage veinlets intruded and filled the fissures of the early-stage assemblages without deformation , suggesting a tensional shear setting. The late-stage veinlets mostly filled open-space of fissures that crosscut and altered the earlier stage veins. Four types of fluid inclusions(FIs) are distinguished , including aqueous (W-type) , carbonic-aqueous (C-type) , purely carbonic (PC-type) and solid-bearing (S-type) . The early-stage quartz contain the C- and PC-type primary FIs , and the homogenization temperatures of the primary C-type fluid inclusions in the early stage quartz range from 271°C to 446°C with salinities ranging from 5.9% to 8.4% NaCl_{eqv}. The middle-stage quartz trapped C- , PC- , W- and S-type fluids inclusions with the lower temperatures ranging from 236°C to 374°C and higher salinities ranging from 4.8% to 15.0% NaCl_{eqv}. Laser Raman analysis indicate that the gases in fluid inclusions are CO₂ , CH₄ and N₂. The late-stage quartz veins contain only aqueous fluid inclusions with homogenization temperatures ranging from 139°C to 264°C , and salinities ranging from 1.1% to 6.9% NaCl_{eqv}. The low salinity and high CO₂ content indicate that the ore-forming fluid may be metamorphic fluid. In the middle stage , coexistence and similar homogenization temperature of C- , W- and S-types indicate that metal precipitation may result from fluid boiling and CO₂-escaping. The estimated trapping pressures of boiling FIs assemblage range from 90 to 330 MPa , suggesting an alternating lithostatic-hydrostatic fluid-system , controlled by the fault-valve at the depth of 9 ~ 12 km. In the middle stage , fluid boiling caused CO₂ escape and metals precipitation , which resulted in the formation of most of the reserves , and meteoric water added to the ore-forming system in the late stage also caused the precipitation of metals. In conclusion , our results show that the Sarekuobu Au deposit in Xinjiang is an orogenic gold deposit.

Keywords: fluid inclusion; Sarekuobu Au deposit; orogenic Au deposit; Altay orogenic belt