

阿尔泰山南缘萨热阔布金矿床的纯 CO₂ 流体

徐九华 丁汝福 谢玉玲 钟长华 原旭

(北京科技大学资源工程系, 北京 100083; 北京矿产地质研究院, 北京 100029. E-mail: jiuhuaxu@ces.ustb.edu.cn)

摘要 萨热阔布金矿产于新疆阿尔泰山南缘泥盆系康布铁堡组变质酸性火山岩、火山碎屑岩中, 近矿围岩黄铁矿化、网脉状硅化、碳酸盐化发育, 金的主成矿阶段有黄铁矿-石英阶段()和多金属硫化物阶段()。主成矿阶段脉石英中流体包裹体很发育, 显微观察和冷冻法研究表明黄铁矿-石英阶段包裹体类型以液态纯 CO₂ 包裹体(LCO₂)为主, 其密度可高达 0.85 ~ 1.07 g/cm³, 其次为富 CO₂ 包裹体(LCO₂-LH₂O), 少量富 H₂O 包裹体(LH₂O-LCO₂)。多金属硫化物阶段脉石英的包裹体类型更复杂, 还有 CO₂-CH₄ 体系的流体, 其固相 CO₂ T_m 低达 -78.1 ~ -61.9 °C, T_{hCO₂} 也很低, 为 -33.7 ~ -17.7 °C。高密度 CO₂ 流体的捕获压力估算为 150 ~ 350 MPa。激光 Raman 探针分析证实了纯 CO₂ 包裹体的成分特征。CO₂ 流体的 δ¹³C 为 -10.725‰ ~ -21.151‰, 与地幔矿物中 CO₂ 流体的 δ¹³C 值相似。这些特征均与其他石英脉型或蚀变岩型的热液金矿明显不同。富 CO₂ 流体还具有区域上的特征, 其来源可能与后碰撞造山过程的地幔脱气作用有关。

关键词 萨热阔布金矿 阿尔泰山 CO₂ 流体 包裹体

CO₂ 流体包裹体是地幔橄榄岩流体包裹体的最主要类型, 也大量存在于下地壳麻粒岩中。脉金矿床中也发育有较多的富 CO₂ 包裹体, 但它们往往由 H₂O-CO₂ 体系不同的 CO₂/H₂O 比例组成, 并与水溶液包裹体共存。近年来, Mumm 等人^[1]在加纳 Ashanti 成矿带金矿床观察到大量纯 CO₂ 包裹体(CO₂ >> H₂O) 产出, 而水溶液包裹体却非常少见, 并认为这种流体可能代表了一种还未认识的新的成矿流体类型, 由此开展了一系列的学术争论^[2,3]。最近我们在新疆阿尔泰山南缘萨热阔布金矿床研究中也发现大量纯 CO₂ 流体包裹体存在于主成矿阶段脉石英中, 它们对这种金矿床的成矿作用具有重要意义。

1 地质背景

萨热阔布金矿位于新疆阿尔泰山南缘的金-多金属成矿带内。矿带北部走向 310° ~ 320° 的巴塞断裂控制了南面的麦兹火山-沉积盆地, 以及蒙库铁矿、可可塔勒铅锌矿和海西晚期花岗岩体的分布。巴塞断裂向北西延伸的阿巴宫-库尔提断裂控制了克朗火山盆地以及有关的阿巴宫铁矿、铁木尔特铅锌矿、萨热阔布金矿床的分布(图 1)^[4]。矿带内出露的地层主要为中上元古界和上古生界泥盆系。下泥盆统康布铁堡组(D₁k)为主要含矿地层, 构成了麦兹和克朗复向斜构造的两翼。康布铁堡上亚组为一套酸性火山岩、火山碎屑岩和碳酸盐岩, 与下亚组之间为断层接触, 萨热阔布金矿床(Ar-Ar 年龄 320 Ma^[4])和铁木尔特铅锌矿床(Pb-Pb 模式年龄平均值 369.5 Ma)均产于

康布铁堡组(锆石 U-Pb 年龄 407 Ma^[5])上亚组第二岩性段内, 多金属铅锌矿化主要产于硅质大理岩、富锰硅质岩中, 而金矿化则产于北西相变为绿泥石黑云母石英片岩和变凝灰岩的地段。压剪性的阿巴宫断裂和克因宫断裂控制了萨热阔布金矿南北边界, 前者(南界)是康布铁堡组与中泥盆统阿尔泰镇组(D₂a)的分界线; 而后者(北界)是康布铁堡组与志留系库鲁木提群的界线。容矿断裂在控矿构造内呈右行雁列状分布, 与控矿断裂带呈小角度相交, 具明显的多期活动特征。含金石英脉被多次破碎, 共轭节理发育, 并被黄铁矿微细脉充填。

研究表明, 萨热阔布金矿的主要容矿围岩为一套原岩以晶屑凝灰岩、流纹质晶屑凝灰岩等为主的酸性火山岩、火山碎屑岩, 后期遭受了区域变质作用, 形成的岩石类型主要有黑云石英片岩、石榴角闪黑云片岩、电气黑云石英片岩、含砂线石黑云石英片岩等。由于近矿围岩蚀变, 浸染状黄铁矿化、网脉状硅化、碳酸盐化很发育。黑云母、角闪石多为绿泥石交代, 石榴子石、绿帘石等明显呈沿片理方向延长, 石英晶屑发生旋转、颗粒两侧具压力影构造等, 反映了矿化蚀变过程伴随强烈的构造应力作用。

已圈定 5 条透镜状或短脉状金矿体, 产状 45° ~ 55°、65° ~ 80°, 顺地层展布, 沿走向有分支复合现象。矿石中金属矿物为: 自然金、银金矿、黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿等; 脉石矿物为: 石英、钾长石、石榴石、方解石、萤石、绿泥石及黏土

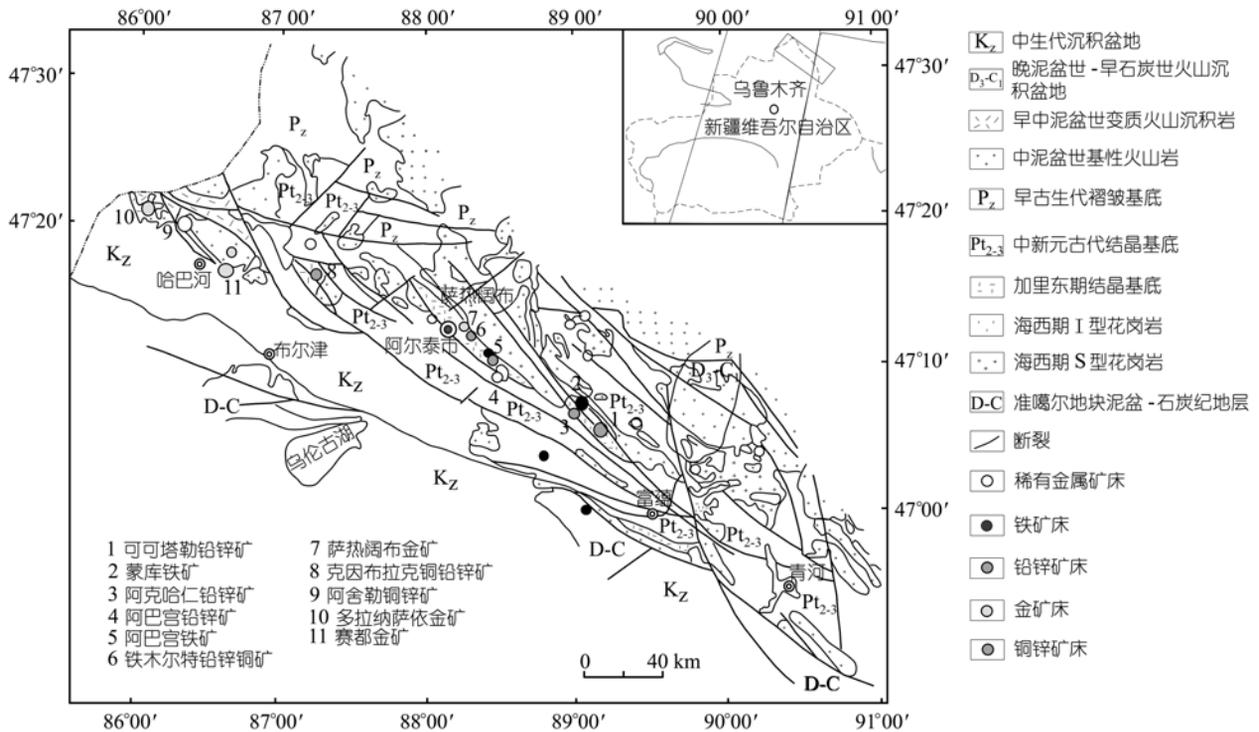


图 1 阿尔泰山南缘金-多金属矿带地质略图
据新疆有色地质勘查局资料修绘

矿物等。金矿石类型主要有两种，即蚀变岩型和石英脉型。蚀变岩型包括含黄铁矿细脉、网脉的硅化绿泥黑云石英片岩型和含石榴石、阳起石、透闪石的黄铁矿化硅化蚀变岩型，前者为主要类型。石英脉型包括含浸染状黄铁矿化糖粒状石英脉型和产于绿泥黑云石英片岩中的石英细脉、网脉型，后者是组成矿体的主要部分。矿化大致有 3 个明显的热液成矿阶段：() 浸染状黄铁矿化-硅化阶段；() 黄铁矿-石英脉阶段，此阶段主要形成沿片理分布的石英脉、粗晶黄铁矿和浸染状黄铁矿，石英常被多金属硫化物和萤石等穿插；() 多金属硫化物阶段，以形成黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、磁黄铁矿等硫化物和自然铋等为特征，金矿化与多金属硫化物阶段关系密切。

2 流体包裹体研究

萨热阔布金矿的石英、萤石和方解石等脉石矿物中均有大量流体包裹体产出。在矿床围岩和含金石英脉中的石英主要有 3 种产状：(1) 晶屑凝灰岩、黑云石英片岩等岩石中的原岩石英晶屑，这些石英的边缘常被溶蚀，并常有旋转、压力影等现象，反映了后期构造活动的影响；(2) 原岩基质的细粒重结晶石

英，为硅化产物()；(3) 矿化阶段的脉石英，包括黄铁矿-石英阶段()和多金属硫化物阶段的石英()。细粒重结晶石英中仅有少量非常细小的流体包裹体。石英晶屑与脉石英中都含有丰富的流体包裹体，其类型、成分等有着明显的差别。石英晶屑是火山岩原岩残留矿物，以原生的盐水溶液包裹体(L-V 型)和高盐度多相包裹体(L-V-S 型)为主。

本次重点研究了脉石英中的流体包裹体。矿脉石英可分为两种产状，一为含较少黄铁矿(有些氧化为褐铁矿)的早阶段脉石英，二为与黄铜矿、方铅矿、闪锌矿等伴生的晚阶段石英。这些脉石英的包裹体特征与晶屑石英有很大区别，包裹体类型以纯 CO₂ 包裹体(L_{CO₂}，有时含其他挥发分)和富 CO₂ 包裹体(L_{CO₂-L_{H₂O})为主，有少量水溶液包裹体(包括 L_{H₂O}-L_{CO₂} 和 L_{H₂O}-V_{CO₂})和 CO₂ 气态包裹体产出。详细特征参见表 1 和图 2。}

2.1 流体包裹体岩相学和冷热台测试

() 纯 CO₂ 包裹体(L_{CO₂} 型)。主要由液态 CO₂ 相组成，未见 H₂O 相。该类包裹体在萨热阔布金矿大量出现，特别是在黄铁矿石英脉阶段()和多金属硫

表1 萨热阔布金矿包裹体研究结果综合^{a)}

样号	寄主矿物	包裹体类型、形态	大小/ μm	$T_h/$	盐度/% (NaCl)	$T_{h,CO_2}/$	密度 /g·cm ⁻³	$T_{m,CO_2}/$	其他
SR03m	变晶屑凝灰岩中的细脉石英()	L CO ₂ , 浑圆	8~10	/		+5.9 (L)	0.883	-56.6	
SR05	蚀变岩型矿岩中鹅黄色石英()	L-V, 浑圆, 负晶形为主; 个别 L-V-S	2~8	L/V 大: 292~296 (7,C); L/V 小: 113~188 (9, L)					大部分在 267~455 间破裂; 次生
SR05d	同上()	L _{H2O} -L CO ₂ , 长圆; L CO ₂ , 浑圆	5~10	/	8.5	+6.7~+18.2 (6, L)	0.878~0.786	-58.3	其中 L _{H2O} -L CO ₂ 型: 低共结温度为-22 ~ -21.3 , 说明有其他盐类, 冰点-5.5
SR06	同上()	L-V, 浑圆	3~8	303~326 (6, L)					个别临界均-329 (1, C)
SR15	硫化物石英脉的石英()	L CO ₂ , 浑圆, 长圆	2~6, 大者 6~18	/		+3~+10.5 (21,L); +20.4~+20.8 (5,C)	0.852~0.89	-57	部分 CO ₂ 密度 0.76 g/m ³
SR18	5号脉乳黄色石英()	L _{H2O} -L CO ₂ , 浑圆, 长圆; L CO ₂ , 浑圆	3~15	266~370 (9, L _{H2O})	L _{H2O} 中 8.3	+13.4~+20 (4)	0.835~0.77	-56.6	L _{H2O} 中冰点-5.0 ~ -5.8
SR19	同上()	L CO ₂ , 浑圆; L CO ₂ -L _{H2O} , 浑圆, 长圆	2~15	/		-4.7 ~ +14.7 (18, L CO ₂), +7.6~+19.2 (3, V CO ₂)	0.95~0.817 0.87~0.77	-59.5 ~ -56.6 (10)	个别-180 有固相出现, -165 溶解, 可能 CH ₄ 含量较高
SR21	黄铁矿-黄铜矿石英脉()	L CO ₂ , 浑圆, 不规则; 少量 L CO ₂ -L _{H2O} , 浑圆, 长圆	2~15	/		-33.7 ~ -17.7 (9, L CO ₂) -11 ~ +2.0 (6, L CO ₂)	1.07~1.01 0.98~0.906	-78.1 ~ -61.9 (9) -58 ~ -56.6	
SR22	黄铁矿-黄铜矿石英脉()	L CO ₂ , 浑圆, 不规则; 少量 L CO ₂ -L _{H2O} , 浑圆	3~20	L CO ₂ -L _{H2O} 包裹体: 254~276 (4, L _{H2O})		-16.1 ~ -22.8 (2, L CO ₂)	1.00~1.03	-60.6 ~ -55.5	L CO ₂ -L _{H2O} 包裹体: CO ₂ 水合物消失+8.6 ~ +10.5
SR23	萤石石英脉的石英()	L _{H2O} -V CO ₂ 浑圆, 长圆	5~30	145~192 (3, L; 次生); 223.5~236.7 (9,L)	3~4.2 (5)				冰晶 $T_m = -2.0 ~ -2.7$ (5)
SR29	硫化物石英脉()	V CO ₂ , 浑圆	3~10	/					冷冻特征: -188 , 无明显相变
SR30	黄铁矿石英脉()	V CO ₂ , 浑圆; L _{H2O} -L CO ₂ , 浑圆	2~10	320~394.5 (5,L)				-56.6	冷冻: V CO ₂ 型, 有 L CO ₂ 出现
TM-1	铁木尔特铅锌矿, 脉石英	L CO ₂ , 为主, 少量 L CO ₂ -L _{H2O}	5~10	/		-6.8 (1, L CO ₂) +11.2 ~ +25.4 (11, L CO ₂)	0.96 0.847~0.70	-59.0 ~ -60.4 (12)	
TM-2	同上	L CO ₂ , 为主, 个别 V CO ₂	3~8	/		-7.8 ~ +2.6 (8, L CO ₂)	0.97~0.902	-57.5 ~ -56.6	

a) 测定在北京科技大学包裹体实验室, 仪器为 Linkam 公司的 THMS600 冷热台, Linksys 软件控制. 括号内数字为测定包裹体数, L 示均一为液态, V 示均一为气态, C 示均一为临界状态. 未说明者均为原生或假次生包裹体. 寄主石英的括号说明 , , 为成矿阶段

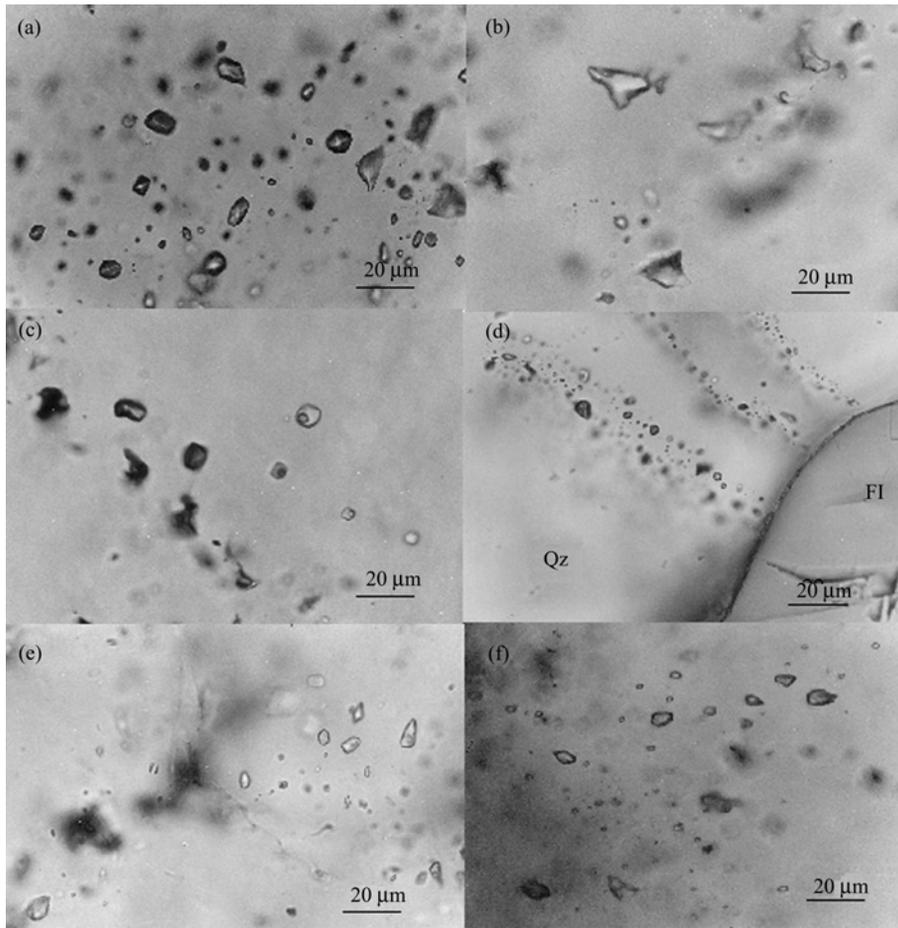


图 2 萨热阔布金矿包裹体显微镜下特征 (20 时)

(a) 黄铁矿-石英脉阶段()脉石英中纯 CO₂(L_{CO₂)包裹体群, 样号 SR4005; (b) 黄铁矿-黄铜矿石英脉中()的纯 CO₂包裹体, 样号 SR21; (c) 含矿石英中纯 CO₂包裹体和富 CO₂的 L-V 包裹体, 样号 SR03; (d) 位于萤石(FI)边界限于石英(Qz)内的纯 CO₂包裹体, 样号 SR25; (e) 黄铁矿-黄铜矿-石英脉中的纯 CO₂包裹体, 样号 SR22; (f) 铁木尔特铅锌矿, 穿透石英颗粒边界的纯 CO₂包裹体群, 样号 TM-2. 寄主矿物未说明者均为石英}

化物石英脉阶段()的脉石英中, 大小几微米至二十几微米不等. 包裹体常成群随机分布在石英颗粒中, 有时包裹体呈线状排列, 但局限于单个石英颗粒内, 并被晚世代的萤石颗粒切断(图 2(d)), 所以这些 CO₂ 包裹体应为原生成因. 室温下呈单相, 有时透明度很好, 与单相水溶液包裹体易混淆. 冷冻过程出现气泡 (V_{CO₂}), 过冷至 -95 以下出现干冰(S_{CO₂}). 按干冰的熔化温度(T_{m,CO₂})有两种情况: 一种为 T_{m,CO₂} = -57 ~ -56, 不含其他挥发分的纯 CO₂ 包裹体, CO₂ 部分均一温度(T_{h,CO₂})在 +3 ~ +20 之间变化, 均一为液态 CO₂, 有些为临界均一, 密度一般为 0.85~0.89 g/cm³; 另一种包裹体的 T_{m,CO₂} < -57, 表明有少量 CH₄ 等混入 [6], T_{h,CO₂} 在 +6.7 ~ +18 间, 多金属硫化物石英脉的包裹体更复杂, 其 T_{m,CO₂} 可低至 -78.1 ~ -61.9 (表

1), 说明有较多的 CH₄ 等其他挥发分存在, T_{h,CO₂} 也很低, 为 -33.7 ~ -17.7, 其密度高达 1.01 ~ 1.07 g/cm³, 这是一种典型的 CO₂±(CH₄) 流体.

() 富 CO₂ 包裹体(L_{CO₂}-L_{H₂O} 型). 由液态 CO₂ 和液态 H₂O 组成, H₂O 相充填度 50%~20% 不等. 该类包裹体也见于, 阶段中, 出现几率比 L_{CO₂} 型小, 且常与 L_{CO₂} 型伴生, 两者无穿插关系, 为原生包裹体. L_{CO₂}-L_{H₂O} 型包裹体的出现说明 CO₂ 流体含少量的 H₂O. 该类包裹体 CO₂ 相部分的冷冻、均一特征与纯包裹体 CO₂ 相似. 低温下有 CO₂ 水合物形成, 其消失温度 +8.6 ~ +10.5. 加热过程这类包裹体很容易产生破裂, 获得一组均一温度 254 ~ 276 (向 H₂O 相均一).

() 水溶液包裹体(L_{H₂O}-L_{CO₂} 和 L_{H₂O}-V_{CO₂} 型).

又分为两种情况: (1) 成群或线状分布但只局限于主矿物颗粒内的原生或假次生包裹体, H₂O 相充填度较小(60%~80%), 其出现几率比纯 CO₂ 要小得多, 其包裹体均一温度 T_h 多为 280~394.5 °C, 且向 L_{H₂O} 均一, 部分包裹体呈临界状态均一, 在 360 °C 以上大量爆裂, 说明捕获压力较高. 该类包裹体冷冻过程的低共结温度低于 -20.8 °C, 有的低至 -47 °C, 说明可能有 K⁺, Ca²⁺ 离子存在; (2) 沿微裂隙分布的次生包裹体, H₂O 相充填度大于 90%, T_h 较低, 为 113~188 °C, 与晶屑石英中的次生包裹体 T_h 相当.

2.2 激光 Raman 探针分析

为进一步验证纯 CO₂ 包裹体的成分特征, 挑选典型样品进行了激光 Raman 探针分析. 测试工作在中国科学院地质与地球物理研究所流体包裹体实验室进行, 仪器为 Renishaw 公司 RM-2000 型, 实验条件为 514 nm Ar⁺ 激光器, 光谱计数时间 10 秒, 100~4000 cm⁻¹ 一次取峰, 激光束斑 1 μm. 对于 $T_{m,CO_2} = -57 \sim -56$ °C 的纯 CO₂ 包裹体, 在 Raman 位移 1384 和 1278 cm⁻¹ 附近显示了清晰的 CO₂ 谱峰, 没有 CH₄ 或其他烃类谱峰的显示(图 3 中 SR15-7, SR15-5). 对于

多金属硫化物-石英脉阶段 $T_{m,CO_2} < -57$ °C 的包裹体, 除了显示清楚的 CO₂ 谱峰外, 在 Raman 位移 2911 cm⁻¹ 左右还显示了清晰的 CH₄ 谱峰(图 3 中 SR21-14, SR21-13). 这些结果与包裹体冷冻法实验过程的观察到的相变特征一致.

3 讨论

纯 CO₂ 包裹体(L_{CO₂} 型)或极富 CO₂ 包裹体在萨热阔布金矿大量发育, 而富 H₂O 包裹体少见, 这与其他石英脉型或蚀变岩型的热液金矿有显著差别. 例如, 著名的小秦岭金矿田脉石英中也发育大量富 CO₂ 包裹体, 但其类型主要为 L_{CO₂}-L_{H₂O} 型或 L_{H₂O}-L_{CO₂} 型(占原生包裹体 90% 以上), 纯 CO₂ 包裹体属少数, 而且 CO₂-H₂O 和富 CO₂ 包裹体的 T_{m,CO_2} 和 T_h,CO_2 变化范围较窄, 分别为 -56.6 ~ -58.4 °C 和 7 ~ 29 °C [7,8]. Goldfarb 等人 [9] 系统总结了全球不同地质时代形成的造山带金矿构造背景和成矿环境特征. 造山带金矿的成矿作用与 H₂O-CO₂ 流体有着密切的联系, 低盐度、富 CO₂ 成矿流体是该类矿床重要特征之一, 如著名的加拿大 Abitibi 绿岩带金矿床 [10-12]、西澳 Yilgar 地块金矿床 [13,14]. 我国华北陆台周边的胶东、小秦岭、燕辽

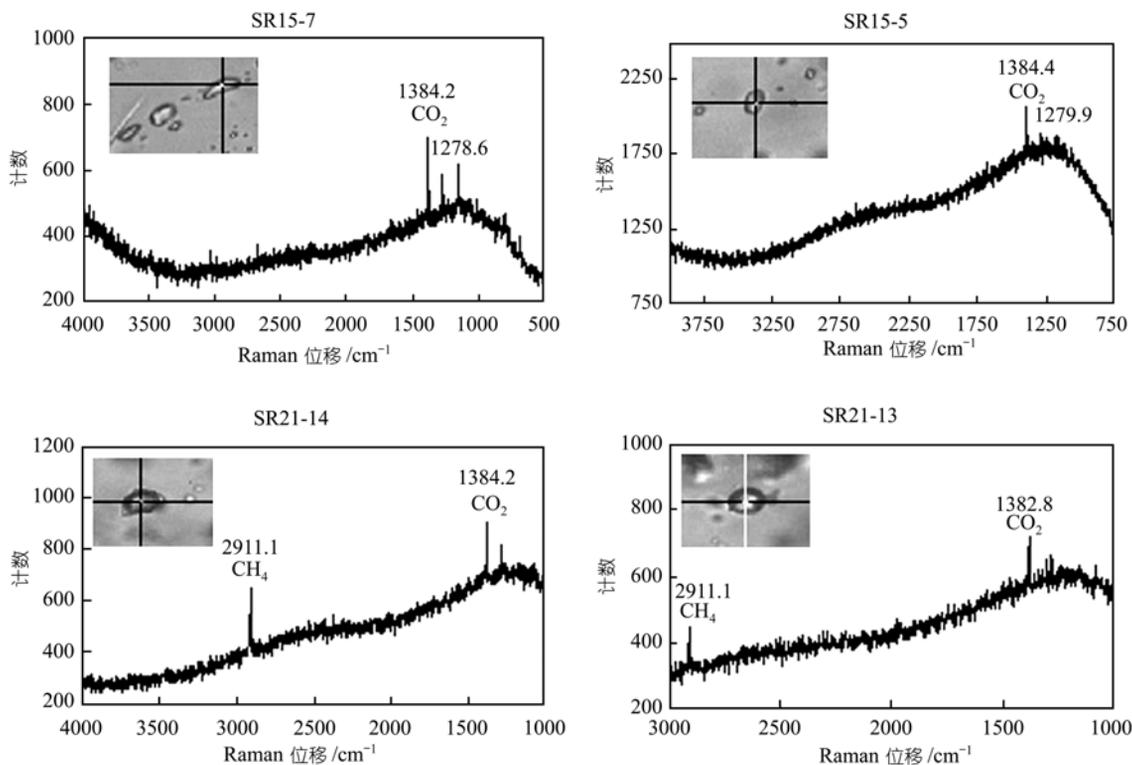


图 3 包裹体的激光 Raman 探针分析谱峰

测试在中国科学院地质与地球物理研究所完成. 图框上方为样品号, 图框内照片中的包裹体为测试对象, 十字丝交点处为激光所打的位置

等金成矿带也常见富CO₂ 流体包裹体的产出^[15-17], 但它们往往与H₂O溶液包裹体共存或作为不同阶段的流体形式存在. 然而在萨热阔布金矿, LCO₂ 型包裹体在主成矿阶段, 是最主要的, 其次为LCO₂-LH₂O型包裹体. 它们的T_{m, CO₂}和T_{h, CO₂}变化都很大, T_{m, CO₂}大致集中在-57 左右和-62 左右两个范围, T_{h, CO₂}分布在-33 ~ -17 和-4 ~ +10 两个范围(图 4), 其密度相当于 1.07 ~ 1.01 g/cm³和 0.95 ~ 0.85 g/cm³, 这比小秦岭等地的高. 考虑到可能存在的部分不混溶, 我们取共生的LCO₂-LH₂O型和LH₂O-LCO₂ 型包裹体均一温度的较低值 250 ~ 280 作为CO₂包裹体最低捕获温度, 结合CO₂密度值, 在Van den Kerkhof等人^[18]的CO₂体系高温高压相图中得到流体最低捕获压力范围约 150 ~ 320 MPa, 显示了很高的成矿压力环境.

Mumm等人^[11]曾报道了加纳Ashanti金矿带的极富CO₂ 流体(X_{CO₂} > 0.8)的成矿作用, 并认为这种纯CO₂ 或CO₂ ≫ H₂O的流体可能代表了一种还未认识的新类型的成矿流体, 因为现有的解释(水从捕获后的H₂O-CO₂体系里淋失, 或捕获前H₂O-CO₂体系的相分离)都不能说明区域尺度上纯CO₂ 流体大量存在而缺乏H₂O溶液流体. Klemd^[2]则对Mumm等人^[11]的看法提出了质疑, 认为Ashanti金矿带是在绿片岩相的退变质过程形成的, 纯CO₂ 流体是同期韧性变形过程中H₂O-CO₂-盐体系流体相分离的结果, 由于H₂O比CO₂更具有活动性而几乎全部被迁移走, 纯CO₂流体是经变形-重结晶过程后捕获的. 主要依据还有: (1) 接近矿脉的围岩绿泥石化、绢云母化、绿帘石化增强, 是富H₂O流体渗透的结果; (2) Au-氯络合物需要H₂O ± CO₂ 流体而不是CO₂ 流体. 但Mumm等人^[13]认为: (1) Ashanti金矿床的矿化与绿泥石化、绢云母化、绿帘石化等无关, 这些蚀变是外部建造水的

侧向迁移进入剪切带引起的, 而矿化只受剪切带和富毒砂的断层泥的控制; (2) Au-氯络合物的溶解度资料是近地表条件下得到的, 对 CO₂ 流体在高温高压条件下的溶剂行为还所知甚少. 再则, 他们用于包裹体研究的样品是在岩相学基础上挑选的未经改造的早世代石英颗粒, 排除了后来变形变质过程形成的重结晶石英, 因而所研究的 CO₂ 包裹体是原生的, 代表了成矿流体.

在萨热阔布金矿带, 如此丰富的纯CO₂ 流体而少见同期的H₂O溶液包裹体, 也很难完全用H₂O- CO₂ 体系成矿流体经过相分离形成端员组成来解释. 从围岩蚀变来看, 尹意求等人^[19]认为萨热阔布金矿化与断裂变质作用引起的前进变质作用有关, 主要表现为变质矿物的结晶粒度很粗, 并含有硅线石、红柱石等低压型高温特征变质矿物. 热液金矿床常见的绢英岩化、青磐岩化等退化蚀变不发育, 说明流体中H₂O的缺乏. 虽然绿泥石化也较发育, 但属远矿的围岩蚀变, 是否与成矿直接有关还待研究. 此外, 纯CO₂ 流体在同一火山沉积盆地内具有区域上的特征, 初步研究表明, 邻区铁木尔特铅锌矿床脉石英中也存在大量LCO₂ 流体包裹体, 且都具有高密度流体的性质(表 1, 图 2(f)). 因此, 大量高密度的纯CO₂ 流体和CO₂±(CH₄)可能具有区域尺度上的来源. CO₂ 是否可能来自动力变质过程从碳酸盐地层的分解? 成矿带内主要的碳酸盐岩地层分布在中泥盆统阿勒泰镇组, 下泥盆统康布铁堡组上亚组仅有少量夹层分布. 含金断裂变质带附近, 特别是下盘无大规模的碳酸盐地层, 因此来源于碳酸盐地层的可能性很小.

纯CO₂ 流体是上地幔流体或下地壳麻粒岩化的典型特征. Deines^[20]总结了地幔捕虏体的碳同位素研究现状, 指出地幔流体的δ¹³C表现为双峰特征, 即-5 ‰左右和-25 ‰左右. 我国近年来也积累了大量很小的δ¹³C数值, 樊祺诚等人^[21]获得了地幔岩全岩CO₂流体的δ¹³C范围集中在-16 ‰ ~ -22 ‰(800 释放)和-21 ‰ ~ -29 ‰, 我们做的河北汉诺坝、江苏六合等地的地幔橄辉石CO₂ 流体δ¹³C(12 件样品)为-17.4 ‰ ~ -27.3 ‰(1100 释放), 储雪蕾等人^[22]、刘刚等人^[23]和杨晓勇等人^[24]的结果也反映了地幔CO₂ 流体很小的δ¹³C数值. 萨热阔布金矿CO₂流体包裹体的碳同位素分析表明, 其δ¹³C范围为-10.73 ‰ ~ -21.15 ‰(表 2), 与地幔矿物中的CO₂ 流体包裹体有很大的相似性. 实际上, 低的δ¹³C值(< -20 ‰)也存在于金伯利岩、金刚石和碳硅石等矿物或岩石中, 因

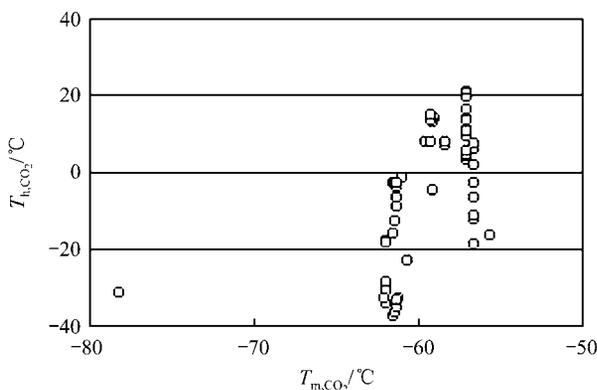


图 4 固相 CO₂ 与 CO₂ 部分均一温度的分布范围特征

表2 萨热阔布金矿 CO₂ 包裹体碳同位素特征^{a)}

样号	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$	$\sigma/\text{‰}$	备注
SR-03	-21.15	0.031	变晶屑凝灰岩中细脉石英()
SR-18	-17.61	0.030	5号脉乳黄色石英()
SR-21	-10.73	0.058	黄铁矿-黄铜矿石英脉()
SR-30	-20.94	0.039	黄铁矿-石英脉()

a) 测试仪器: Finnigan MAT公司的 Delat S 质谱仪(MAT253)。释放温度: 450。测试单位: 中国科学院地质与地球物理研究所, 分析者: 陈健

此Deines^[20]认为亏损 ¹³C的碳同位素组成($\delta^{13}\text{C} = -25\text{‰}$ 左右)也是地幔碳的重要特征, 但是这种碳是原生成因还是板块俯冲再循环结果尚有争议^[25]。所以萨热阔布金矿 CO₂ 流体的来源很可能与后碰撞造山过程上地幔去气作用有关, 但不排除在流体上升过程混入了一些其他来源的盐水溶液, 或者是地壳物质俯冲再循环的产物。Phillips等人^[26]最近通过富CO₂ 流体(10% CO₂(摩尔比)) and 贫CO₂ 流体(0.1% CO₂(摩尔比))的比较研究, 证明CO₂ 在金矿形成过程中的作用是缓冲流体pH值、保持Au在流体中的高含量, 并且在有利的容矿岩石中使Au沉淀。那么, 纯CO₂ 流体或CO₂±(CH₄)流体在金成矿过程中起着怎样的作用? Au是以什么形式存在于缺水的CO₂ 流体中的? 这些都是需进一步研究的问题。

致谢 桂林矿产地质研究院尹意求教授协助进行了野外工作; 中国科学院地质与地球物理研究所范宏瑞研究员指导进行了激光 Raman 探针分析; 范宏瑞研究员和南京大学倪培教授对论文提出了宝贵意见。在此一并致谢。本工作受国家科技攻关项目(2003BA612A-06-09)、教育部博士点基金(20030008018)和国家重点基础研究发展规划项目(2001CB409806)资助。

参 考 文 献

- Mumm A S, Oberthür T, Vetter U, et al. High CO₂ content of fluid inclusions in gold mineralisations in the Ashanti Belt, Ghana: A new category of ore forming fluids? *Mineral Deposita*, 1997, 32: 107~118[DOI]
- Klemd R. Comment on the paper by Schmidt Mumm et al. High CO₂ content of fluid inclusions in gold mineralisations in the Ashanti Belt, Ghana: A new category of ore forming fluids? (*Mineralium Deposita* 32: 107-118, 1997) *Mineral Deposita*, 1998, 33: 317~319[DOI]
- Mumm A S, Oberthür T, Vetter U, et al. High CO₂ content of fluid inclusions in gold mineralisations in the Ashanti Belt, Ghana: A new category of ore forming fluids? — a reply. *Mineral Deposita*, 1998, 33: 320~322[DOI]
- 丁汝福, 王京彬, 马忠美, 等. 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*, 2001, 37(3): 11~15
- 张进红, 王京彬, 丁汝福. 阿尔泰山带康布铁堡组变质火山岩锆石特征和铀-铅年龄. *中国区域地质*, 2000, 19(3): 281~287

- Roedder E. Fluid inclusions. *Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy*, 1984, 12: 241~245
- Jiang N, Xu J H, Song M X. Fluid inclusion characteristics of mesothermal gold deposits in the Xiaoqinling district, Shaanxi and Henan provinces, People's Republic of China. *Mineralium Deposita*, 1999, 34: 150~162[DOI]
- 范宏瑞, 谢亦汉, 赵瑞, 等. 小秦岭含金石英脉复式成因的流体包裹体证据. *科学通报*, 2000, 45(5): 537~542[PDF]
- Goldfarb R J, Groves D I, Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Review*, 2001, 18: 1~75[DOI]
- Rushton R W. A fluid inclusion and stable isotope study of Au quartz veins in the Klondike district, Yukon Territory, Canada: A section through a mesothermal vein system. *Econ Geol*, 1993, 88: 647~678
- Boullier A M, Firdaus K, Robert F. On the significance of aqueous fluid inclusions in gold-quartz vein deposits from the south-eastern Abitibi Sub Province (Quebec, Canada). *Econ Geol*, 1998, 93: 216~223
- Neumayr P, Hagemann S G. Hydrothermal fluid evolution within the Cadillac Tectonic Zone, Abitibi Greenstone Belt, Canada: Relationship to auriferous fluids in adjacent second- and third-order shear zones. *Economic Geology*, 2002, 97: 1203~1225
- 范宏瑞, Groves D I, Mikucki E J, 等. 西澳大利亚纳沃日金矿流体混合与金的成矿作用. *矿床地质*, 2001, 20(1): 37~43
- Hagemann S G, Lüders V. P-T-X conditions of hydrothermal fluids and precipitation mechanism of stibnite-gold mineralization at the Wiluna lode-gold deposits, Western Australia: conventional and infrared microthermometric constraints. *Mineral Deposita*, 2003, 38: 936~952[DOI]
- Fan H R, Zhai M G, Xie Y H. Ore-forming fluids associated with granitoid-hosted gold mineralization at the Sanshandao deposit, Jiaodong gold province, China. *Mineralium Deposita*, 2003, 38: 739~750[DOI]
- 卢焕章, Guha J, 方根保. 山东玲珑金矿的成矿流体特征. *地球化学*, 1999, 28(5): 421~437
- 徐九华, 谢玉玲, 申世亮. 小秦岭与胶东金矿床的成矿流体特征对比. *矿床地质*, 1997, 16(2): 151~162
- Van den Kerkhof A, Thiery R. Carbonic inclusions. *Lithos*, 2001, 55: 49~68 [DOI]
- 尹意求, 李嘉兴. 一种与断裂变质作用有关的新类型金矿床. *矿产与地质*, 2004, 18(1): 8~12
- Deines P. The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths. *Earth-Science Reviews*, 2002, 58(3-4): 247~278[DOI]
- 樊祺诚, 刘若新, 林卓然, 等. 中国东部地幔 CO₂ 流体包裹体的碳同位素初步研究. *地球化学*, 1996, 25(3): 264~269
- 储雪蕾, 樊祺诚, 刘若新, 等. 中国东部新生代玄武岩中超镁铁质的 CO₂ 包裹体的 C, O 同位素初步研究. *科学通报*, 1995, 40(1): 62~64
- 刘刚, 王先彬, 文启彬. 张家口大麻坪碱性玄武岩内深源包体流体的碳同位素组成. *科学通报*, 1998, 43(19): 2098~2101
- 杨晓勇, 郑永飞, 刘德良, 等. 中国东部橄辉岩包体和榴辉岩中流体包裹体的碳同位素组成. *岩石学报*, 2000, 16(4): 473~481
- Zheng Y F, Gong B, Li Y L, et al. Carbon concentrations and isotopic ratios of eclogites from the Dabie and Sulu terranes in China. *Chem Geol*, 2000, 168: 291~305[DOI]
- Phillips G N, Evans K A. Role of CO₂ in the formation of gold deposits. *Nature*, 2004, 429: 860~863[DOI]

(2004-07-27 收稿, 2004-09-30 收修改稿)