

吉林小西南岔金铜矿床 流体包裹体及成矿作用研究^①

李荫清 陈殿芬

(中国地质科学院矿床地质研究所, 北京)

提 要: 该矿床流体包裹体丰富, 为 2 相气液、1 相液体、少数含子晶多相和含液态 CO₂ 三相包裹体。包裹体液相中富 Na⁺、Cl⁻ 和 SO₄²⁻, 气相中 H₂O 占优势, CO₂ 次之。属 NaCl-H₂O 体系。包裹体同位素分析表明, 成矿流体为岩浆水和大气降水的混合流体。在温度高于 360~400℃ 的中性-弱酸性热流体中, Au 和 Cu 的络合物呈迁移状态, 在温度低的弱酸-酸性的较还原环境下, 围岩产生广泛的石英-绢云母化, 导致 Au、Cu 络合物分解, 沉淀出大量 Au 和 Cu。

主题词: 流体包裹体 包裹体同位素 小西南岔金铜矿床

小西南岔大型金铜矿位于吉林省最东端的珲春县的东北部, 东与俄罗斯为邻, 南与朝鲜接壤, 地处“图们江三角带”。属延边-五凤-刺猬沟-西南岔火山-次火山金矿带的东段。

1 地质背景

矿床产出于区域内近南北向的五道沟向斜的西翼。主要矿化围岩为下古生代青龙村群变质岩系: 斜长角闪岩和斜长角闪片麻岩。容矿构造为一组北北西向的压性断裂和次级北西向压性、扭(压)性断裂。上述断裂在北山矿段密集, 规模小; 在南山矿段规模较大, 产状稳定, 连续性好, 有利于矿化。燕山早期的花岗岩、花岗斑岩与矿化关系密切, 闪长岩为近矿围岩。矿体由充填于裂隙(走向 NNW)的 Au、Cu 石英脉及其两侧的细脉浸染状矿化体(蚀变带)组成。以矿区中部 NE-SW 向的香房河为界, 分为南山和北山两个矿段。北山矿段矿体主要由密集细脉和复脉组成, 矿体走向 NW, 倾向 E 或近于直立, 与围岩界线不清楚, 长度约 250~980 m, 厚约 0.25~21 m, 向下延伸 100~680 m。南山矿段矿体主要呈单脉状, 走向 NW, 倾角 W, 与围岩界线清楚, 长度为 600~1500 m, 厚约 0.11~6.3 m, 向下延伸 >100~450 m。上述特征显然受构造所致。

近矿围岩广泛遭受蚀变, 主要有: ① 钾长石化和黑云母化, 发育于成矿前的花岗岩和成矿早期的花岗斑岩中, 斑岩顶部常伴有绢云母化、硅化、黄铁矿化、黄铜矿化和辉钼矿化。② 硅化、绢云母化, 成矿早期和主成矿期发育最强烈, 分布于容矿断裂带。③ 碳酸盐化, 叠加于早期蚀变上。其它尚有绿泥石化、阳起石化、透闪石化等^②。

① 国家自然科学基金资助项目(49070102)

② 地质背景参阅郑斗范、万玉胜、朴涛允, 1983, 吉林省浑春县小西南岔金铜矿床地质特征及成矿规律。吉林省地质矿产局黄金地质调查所

李荫清, 女, 58 岁, 研究员, 长期从事流体包裹体地球化学、矿床地球化学研究。邮政编码: 100037

1994-5-29 收稿, 1995-1-12 修改回

成矿阶段：根据矿物共生组合、围岩蚀变和温度特征，将本矿床热液期成矿作用分为五个成矿阶段：① 黑云母（少硫化物）阶段；② 石英-绢云母-黄铁矿-毒砂阶段；③ 石英-方解石-自然金-黄铜矿阶段；④ 方解石-石英-自然金-碲化物阶段；⑤ 方解石（碳酸盐）阶段。其中第③、④阶段为主要成矿阶段。金主要以自然金、部分为银金矿和金银矿产出。铜主要呈黄铜矿出现。

2 流体包裹体研究

样品主要采自北山矿段 640 m、620 m 和 590 m 露天开采场，南山矿段的 2、3、4、5、6、7 和 8 中段的井下采掘面。样品基本采自矿化石英脉、石英-方解石脉，包括脉旁蚀变带和矿化角砾岩。运用常温和冷、热状态时显微镜观察、测试，单个包裹体的拉曼光谱分析，包裹体群体的气相色谱和离子色谱分析、红外光谱分析、包裹体的氢、氧和碳同位素分析等多种手段对所采样品进行了系统而全面的研究。

2.1 包裹体的基本特征和类型组合

近 40 个石英、方解石等透明矿物的两面抛光薄片的镜下详细研究表明，本矿床流体包裹体很丰富，原生包裹体（照片 1）、假次生包裹体普遍存在。由于区内构造活动频繁，具有多期、多阶段特征，成矿作用也具有多期、多阶段、多重成矿叠加的特色，因而“次生”包裹体（照片 2、3）也广泛发育。

（1）包裹体类型：根据常温下包裹体的相组成和加热时的均一状态，将区内包裹体分为以下 5 个类型：① I-A 型 2 相气液包裹体（照片 1、4、5）。该类包裹体广泛发育于矿体、花岗岩和闪长岩的石英中。方解石和闪锌矿中也常见。② I-B 型 2 相富气体包裹体（照片 6）。该类包裹体在本矿床不十分发育。③ I 型 1 相液体包裹体（照片 7）。在各矿脉内均有不同程度的发育，特别是成矿晚期的方解石、石英中更为常见。④ III 型含子晶多相包裹体（照片 8）。包裹体中气相体积均小于包裹体体积的 30%，子晶多数为 NaCl，少数硬石膏和磁铁矿，偶见 KCl。NaCl 体积多小于或大于气泡，少数与气泡大致相等。加热时 NaCl 的消失温度相应地低于或高于气泡消失温度，少数 NaCl 与气相于同一温度下消失。长板状硬石膏小晶体，加热至 500℃ 未变化。该类包裹体数量远不及 I-A 和 I-B 型，但在花岗岩和矿脉中出现时多呈群体产出。北山矿段稍多。⑤ IV 型 3 相含液态 CO₂ 包裹体。本矿床数量很少，这一点与大多数金矿床 CO₂ 包裹体广泛发育的状况不尽相同，但和许多与火山作用有关的金矿床则有类似之处。

（2）组合特征：上述各类型包裹体在岩体、矿体和不同成矿阶段的矿脉中，其发育程度不尽相同，构成不同地质环境中的特有组合^①。简述如下：① 花岗岩。石英中包裹体丰富，主要为 I-A 型和 III 型，少数 I-B 型。气液比多为 10%~35%。子晶基本上为 NaCl，消失温度为 260~286℃ 左右，气相消失温度为 260~332℃ 左右，与共存气液 2 相包裹体的均一温度（327~332℃）相近。包裹体一般呈石英负晶状，但棱角不明显。大小约 5~10 μm。多呈群分布，I-A 型、III 型和少数 I-B 型三者共存，常见 III 型多相包裹体集中分布。这些流体包裹体主要反映岩浆期后热液作用。目前尚未见到成岩阶段的熔融包裹体。② 闪长岩。石英中包裹体不很发育，主要为 I-A 型，气液比为 10%~40%，形态为石英负晶状，大小

① 未采集到隐伏花岗岩样品

约为 6~12 μm ，呈群分布，均一温度较高，多数达 350 $^{\circ}\text{C}$ 左右。③ 含矿石英脉、石英-方解石脉。其石英和方解石中包裹体普遍发育。北山和南山两个矿段包裹体组合特征略有不同：

北山矿段，石英和方解石包裹体都很丰富，尤以前者为多。石英中包裹体有两组体积，一组大包裹体约为 10~25 μm ，主要为 I-A 型，气液比为 15%~40%，部分 III 型，少数 II 型和 I-B 型。子矿物除 NaCl 外，有 KCl 和硬石膏，子晶体积常大于气泡，其消失温度多数高于气相，为 240~396 $^{\circ}\text{C}$ ，个别大于 500 $^{\circ}\text{C}$ ，但也常见子晶与气液体积相当，二者消失温度相近的。各类包裹体共存，III 型包裹体常有集中分布的趋势。包裹体多数呈边缘不很整齐的多边形，略显石英负晶状。一般呈群、片分布，或沿一定方向呈带状延伸，也见呈交叉状（剪切裂隙）分布者。另一组小包裹体，一般小于 10 μm ，多充填于愈合裂隙中，部分呈群、片分布。单个包裹体呈米粒状、椭球状。主要为 I-A 型和 II 型。气泡常呈小黑点晃动。方解石中包裹体为 I-A 型和 II 型，气液比为 5%~20%，或气相呈小黑点。部分沿方解石解理分布，部分沿横穿解理的裂隙分布。多呈方解石负晶状，一般仅 2~5 μm 。一些包裹体形态不规则，较大（>10 μm ），但气液比很小。

南山矿段，包裹体丰富，以 I-A 型最发育，其次为 II 型，尚有一些 III 型和 I-B 型包裹体，在一些 Au、Cu 品位较高的富矿地段，上述 4 类包裹体共存，III 型包裹体相对集中。子矿物为 NaCl，偶见 KCl。富矿脉中包裹体数量多、类型全、个体大（约为 10~25 μm ）。一般矿物内，包裹体类型单一，为 I-A 型和 II 型，个体较小（多为 2~8 μm ）。通常，较大的包裹体多呈散群分布（形成稍早），小包裹体多沿某方向呈片、带状分布（稍晚）。但也常有大小近似的包裹体明显沿两个方向呈带状分布，表明这些包裹体的形成受控于本区发育的裂隙构造。

北山矿段在地理位置上更靠近花岗斑岩，受其影响较大，具有类似于花岗斑岩顶部的蚀变、矿化特征，因而捕获的包裹体或多或少地表现了斑岩型矿床的特有标志^[1,2,12]——包裹体很丰富，个体较大，高盐度多相包裹体发育，气液包裹体、气体包裹体和多相包裹体共存。但又因处于斑岩体的外围岩石中，且受天水的影响，矿脉内很少出现高温气体包裹体。相反，则广泛发育 I 相液体包裹体。南山矿段离花岗斑岩相对较远，以大脉状矿化为主，发育 2 相气液包裹体和 I 相液体包裹体，仅在富矿地段出现较多的含子晶多相包裹体，并与气液包裹体和气体包裹体共存。上述特征表明，本矿床成矿的较早阶段和主成矿阶段，有沸腾包裹体群^[1,13]，其时流体沸腾，而成矿中期出现大量 I 相液体包裹体，预示大气降水渗入，并参与成矿作用。

上述事实表明，本矿床成矿早期以 I-A 型包裹体为主，稍晚逐渐发育 I-B 型和 III 型包裹体。成矿中期（Au、Cu 矿化高峰期）以发育 I-A 型和 II 型包裹体为特征，时有 I-B 型，稍早 III 型包裹体略多。成矿晚期以 II 型包裹体最发育，I-A 型常见，少数 IV 型。

2.2 包裹体基本参数

利用经校正的 CHAIXMECA（法国）冷热台（+600 $^{\circ}\text{C}$ / -180 $^{\circ}\text{C}$ ），对有代表性的包裹体从低温至高温进行连续测试。

2.2.1 均一温度和爆裂温度 全矿床共测均一温度 300 余件，如图 1-A 所示。图 1-A 是全矿床所有包裹体均一温度直方图，该图呈一多峰形态，结合包裹体的各种特征，将其分为几个温度段，这些温度与本矿床的几个成矿阶段基本吻合。① >500 $^{\circ}\text{C}$ 的高温段。代表成矿早期黑云母（少硫化物）阶段的形成温度，由于该蚀变带在本矿床发育不广，未能采集到

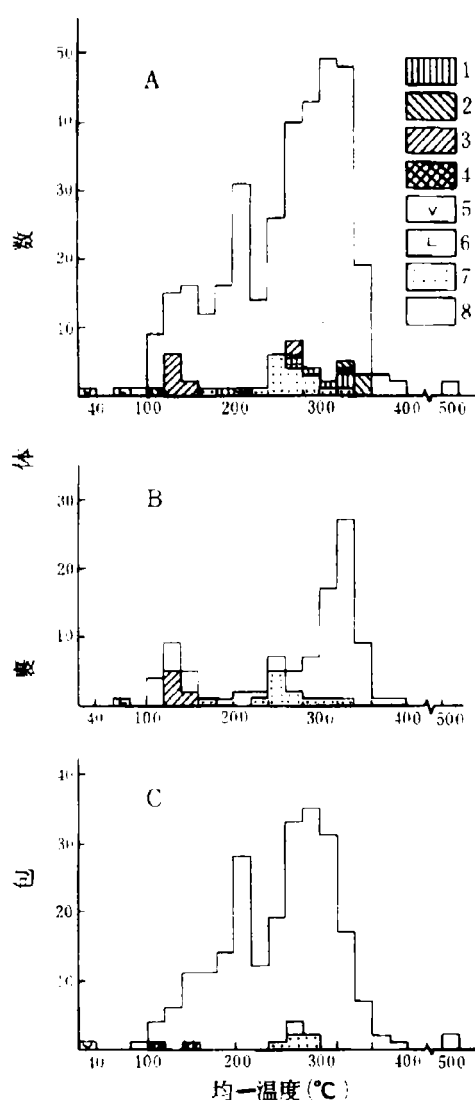


图1 包裹体均一温度直方图

A—金矿床；B—北山矿段；C—南山矿段；1—花岗岩；2—闪长岩；3—方解石；4—闪锌矿；5—富气体包裹体；6—1相液体包裹体；7—含子晶多相包裹体；8—2相气液包裹体。图中除标明矿物外，其余均为石英中包裹体。花岗岩、闪长岩、方解石、闪锌矿均为2相气液包裹体测定值。

Fig. 1. Histogram of homogenization temperature of fluid inclusions in the Xiaoxincha gold-copper deposit.

A—Gold deposit; B—Beishan ore block; C—Nanshan ore block; 1—Granite; 2—Diorite; 3—Calcite; 4—Sphalerite; 5—Gas-rich inclusion; 6—One phase liquid inclusion; 7—Multiphase inclusions that contain daughter crystals; 8—Two-phase gas-liquid inclusions. Unless otherwise indicated, all inclusions are inclusions in quartz. Granite, diorite, calcite and sphalerite are all determinations of two phase gas-liquid inclusions.

最具代表性的样品，此阶段包裹体在所测样品内不发育。在 $>500^{\circ}\text{C}$ 的高温环境中，主要在花岗斑岩顶部产生黑云母-钾长石化、硅化，稍后产生细脉状、网脉状黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿化。② $500\sim 340^{\circ}\text{C}$ （集中于 $400\sim 360^{\circ}\text{C}$ ）。代表本区第2成矿阶段即石英-绢云母-黄铁矿-毒砂阶段的温度区间，其时仅有极少的Au、Cu矿物沉淀。③ $360\sim 220^{\circ}\text{C}$ （集中于 $340\sim 240^{\circ}\text{C}$ ）。代表本区第3成矿阶段的温度范围，在此温度范围内，自然金和黄铜矿大量沉淀。④ $240\sim 160^{\circ}\text{C}$ （集中于 $220\sim 180^{\circ}\text{C}$ ）。代表第4成矿阶段即方解石-石英-自然金-碲化物阶段的温度区间。在此温度条件下，自然金、金银矿、银金矿与碲化物共生，黄铜矿较少。⑤ 低于 160°C （主要为 $160\sim 100^{\circ}\text{C}$ ）。代表本矿床最晚成矿阶段——碳酸盐阶段的温度条件，其时自然金、黄铜矿等有用矿物几乎不沉淀，矿化临近尾声，无矿方解石大量出现。 $360\sim 160^{\circ}\text{C}$ 是本矿床Au、Cu矿化高峰期，此阶段矿化石英脉中包裹体十分丰富，类型齐全，尤其在富矿脉中各类包裹体同时共存。

北山和南山两矿段在矿化、蚀变等宏观地质特征，包裹体基本特征和类型等微观标志方面既有相似之处，又有所区别，在包裹体均一温度上也表现了既类同又有别的性质，如图1-B和图1-C所示。两矿段具有大致相同的温度范围，然而北山矿段主要成矿阶段的温度区间略高于南山矿段。第3成矿阶段的温度范围，在北山矿段主要集中于 $340\sim 300^{\circ}\text{C}$ ，而南山矿段则集中于 $320\sim 260^{\circ}\text{C}$ 。第4成矿阶段温度区间，在北山矿段（此阶段矿化不太发育）集中于 $240\sim 200^{\circ}\text{C}$ ，而南山矿段集中于 $220\sim 180^{\circ}\text{C}$ 。又图1-B、C还表明：① $360\sim 220^{\circ}\text{C}$ 温度条件下，无论北山还是南山矿段，成矿作用都十分强烈，自然金和黄铜矿大量沉淀，矿物中包裹体也相当丰富。② $260\sim 160^{\circ}\text{C}$ 温度段，在北山（图1-B）包裹体数量远少于前一温度段，且也大大少于南山（图1-C），说明此温度条件下，北山成矿作用有所减弱，而在南山，此

时仍有较强的矿化发生。矿石学研究表明，在此温度范围内，出现又一次 Au 沉淀高峰，此时自然金、银金矿、金银矿与碲化物共生。

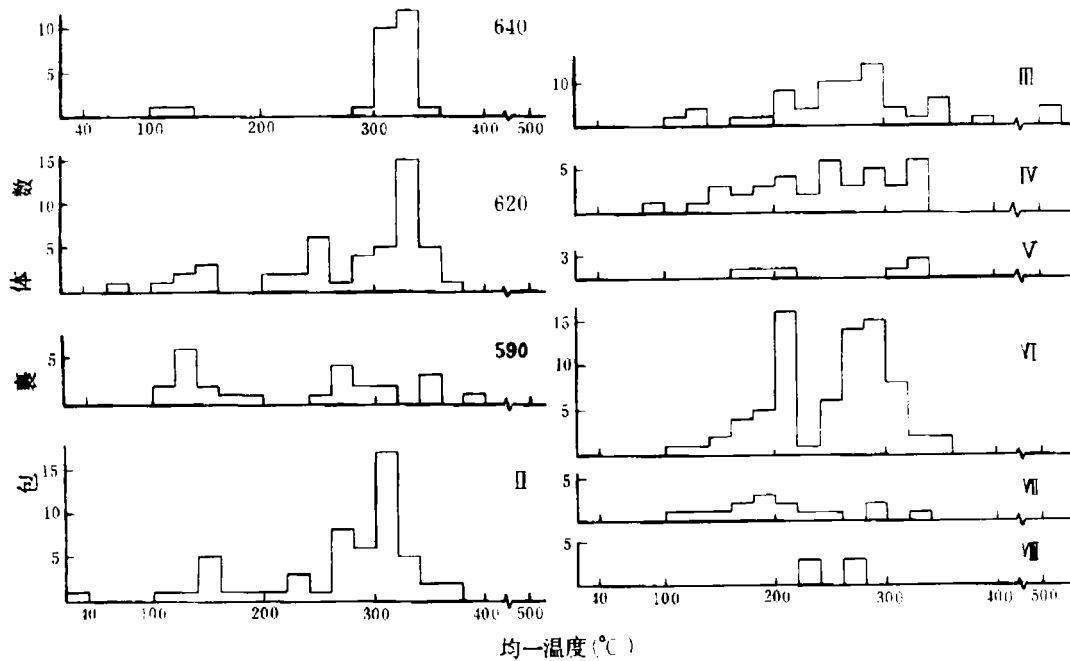


图 2 不同中段包裹体均一温度直方图

640、620、590 分别代表北山矿段由上至下各开采场海拔高度；Ⅱ—Ⅷ代表南山矿段由上至下采掘中段，各中段间距为 30 m，Ⅱ中段海拔高度为 520 m，Ⅷ中段为 340 m

Fig. 2. Histogram showing homogenization temperature of inclusions at various levels of the Xiaoxinancha gold-copper deposit.

640, 620, 590 stand respectively for altitudes of various mining areas in Beishan ore block (in downward succession); Ⅱ—Ⅷ represent mining levels of Nanshan ore block (in downward succession), with the interval between levels being 30m; altitude of Level Ⅱ is 520 m, and that of Level Ⅷ is 340 m.

图 2 为本矿床不同中段包裹体均一温度直方图。它表明，矿区上部（640、620、590 台阶）第 3 成矿阶段为 360~260℃，第 4 成矿阶段为 260~200℃，以温度较高的第 3 成矿阶段的包裹体最多。中部（Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ、Ⅴ中段），第 3 成矿阶段温度降至 350~240℃，第 4 成矿阶段为 240~180℃，两个阶段的包裹体都发育。下部（Ⅵ、Ⅶ、Ⅷ中段），第 3 成矿阶段温度降至 320~220℃，第 4 成矿阶段降至 240~160℃，低温度的包裹体比中、上部多。从上至下，温度的变化规律是，由高→低，不但总体温度下降，且每一成矿阶段的温度也随之下降。晚阶段矿化由上→下逐渐加强，如Ⅵ、Ⅶ、Ⅷ中段，第 4 阶段矿化广泛发育。出现温度上高下低的原因是北山矿段（上部）靠近热源——西南岔花岗斑岩，从矿化特征（网脉、细脉、细脉浸染状等）和蚀变类型（较多的早期蚀变）考虑，成矿时北山矿段在下，南山矿段在上，后因构造因素的影响，南山矿段反而在下了。从后面讨论的压力状况中可得到佐证，南山矿段压力低于北山矿段。

测定了10个石英样品的爆裂温度,多数样品的爆裂频率都有2~3峰值,因而一个样品可有2~3组爆裂温度(表1),所有样品三组爆裂温度的各自平均值分别为340℃、275℃和169℃。将这些数据与均一温度作比较,可发现,340℃和275℃主要代表本矿床第3、第4主成矿阶段的温度。169℃则反映成矿晚期第5阶段的温度。三个阶段的爆裂温度值,都比相应成矿阶段的均一温度稍高,这点符合均一温度代表成矿温度下限、爆裂温度代表成矿温度上限的一般认识。

表1 石英中包裹体的爆裂温度
Table 1. Decrepitation temperature of inclusions in quartz

样号	爆裂温度(℃)		
	Ⅲ	Ⅳ	Ⅴ
N15	346	220	146
N17	350	287	144
S2	342	289	
S3	335	289	203
S6	338	282	
S9	350	306	195
S12	335	250	150
S13	348	292	171
S21	318	242	134
平均值	340	275	169
Ⅲ、Ⅳ、Ⅴ成矿 温度阶段均一温 度(℃)范围	340~260	260~160	<160

由中国地质科学院矿床地质研究所陈伟十测试

13个金属矿物的爆裂温度(表2)主要为325~160℃,其中毒砂温度最高达325℃(和278℃),黄铜矿最低为160℃(180℃和220℃),磁黄铁矿和黄铁矿居中,主要为210~255℃。这样的温度特征与这些金属矿物的生成顺序(毒砂→黄铁矿、磁黄铁矿→黄铜矿)基本吻合。此外,有两个黄铁矿出现两个爆裂峰值,一组为240℃和250℃,另一组为155℃和160℃。前一组反映较早阶段形成的黄铁矿,后者代表晚阶段生成的黄铁矿。

2.2.2 盐度和密度

(1) 共测得多相包裹体的盐度值24个(表3),盐度为27.9 wt%~56 wt% NaCl,平均为38.3 wt% NaCl。其中矿化花岗岩为35.3 wt%~36.8 wt% NaCl,平均为36.0 wt% NaCl。北山矿段为27.9 wt%~56 wt% NaCl,平均为42.2 wt% NaCl。南山矿段为29.1 wt%~32.7 wt% NaCl,平均为31.6 wt% NaCl。如表3所示,北山矿段包裹体温度普遍较南山矿段高。

表2 金属矿物中包裹体的爆裂温度

Table 2. Decrepitation temperature of inclusions in metallic minerals

样号	矿物	爆裂温度(℃)	样号	矿物	爆裂温度(℃)	样号	矿物	爆裂温度(℃)
N-18③	黄铁矿	250、160	S-13	毒砂	278	S-14	磁黄铁矿	210
S-4	黄铁矿	240、155	S-2	毒砂	325	S-4	磁黄铁矿	225
S-19①	黄铁矿	255	N-18	黄铜矿	180	S-8	磁黄铁矿	210
S-18⑤	黄铁矿	280	S-8	黄铜矿	220	S-6	磁黄铁矿	240
			S-1	黄铜矿	160			

由中国地质科学院矿床地质研究所陈伟十测试

本矿床多相包裹体中子晶和气相几乎于同一温度下消失的包裹体(4个),在其等浓 P (压力)- T (温度)图上必定投影于饱和蒸汽压曲线上^[3]。气相消失早于子晶溶解的多相包

裹体 (8 个), 其温差约 40~100℃, 这是一组在相对封闭环境中捕获的包裹体, 压力必然较大, 因而不利于流体中气相分离, 圈闭于包裹体中的气体自然较少。气相消失晚于子晶溶解的多相包裹体 (9 个), 其温差约 40~160℃, 这是一组在相对开放的环境中捕获的包裹体, 其压力自然较小, 有利于气相从流体中分离出来, 使圈闭于包裹体中的气体数量增多, 体积增大。上述三种包裹体同时共存, 说明本区成矿过程中, 成矿环境时而开放, 时而封闭, 压力不断发生变化。这是由于本区成矿过程中构造活动异常活跃, 裂隙的张开和愈合频频发生, 导致成矿流体的气、液相组成等变化。

表 3 多相包裹体部分相消失温度、盐度、均一温度和密度

Table 3. Disappearance temperatures, salinities, homogenization temperatures and densities of some phases in multiphase inclusions

样号	子晶消失温度 (℃)	盐度 (wt% NaCl)	气相消失温度 (℃)	均一温度 (℃)	密度 (g/cm ³)	位置
N15-①	>450.0	>50.0	320.0	>450.0	>1.10	北山
N17-②	332.9	40.3	247.3	332.9	1.12	
N17-③	332.9	40.3	249.1	332.9	1.12	
N17-④	312.6	38.7	232.0	312.6	1.09	
N17-⑤	250.8	34.7	250.0	250.8	1.11	
N17-⑥	355.9	41.9	250.0	355.9	1.08	
HV3-2-①	309.8 (KCl) 349.5 (NaCl)	54.0	267.7	349.5	>1.10	
HV3-2-②	162.7 (NaCl) 396.2 (NaCl)	56.0	327.0	396.2	>1.10	
HV3-2-⑧	343.2	41.0	286.9	343.2	1.08	
HV0-4-⑦	249.1	34.6	169.3	249.1	1.10	
HV0-4-⑨	95.9	27.9	279.3	279.3	1.02	
HV0-4-⑩	242.2	34.1	242.2	242.3	1.12	
HV0-4-⑪	>500.0	>55	313.0	>500.0	1.12	
S14-⑥	188.8	31.6	280.9	280.9	1.07	南山
S14-⑦	135.6	29.1	291.2	291.2	1.10	
S14-⑧	207.0	32.3	259.7	259.7	1.09	
S14-⑨	200.0	31.9	277.2	277.2	1.08	
S14-⑩	200.0	31.9	273.9	273.9	1.08	
HV24-3-1	214.3	32.7	275.0	275.0	1.09	
HV21-2-⑤	270.2	35.9	268.7	270.2	1.10	矿化花岗岩
HV21-2-⑥	261.5	35.3	261.5	261.5	1.10	
HV21-2-⑦	268.7	35.8	211.8	268.7	1.10	
HV21-2-⑧	275.6	36.3	319.5	319.5	1.07	
HV21-2-⑨	285.9	36.8	332.1	332.1	1.09	

(2) 2相气液包裹体(个别1相液体包裹体)冰点共测定128件(表4——仅列出部分代表数据),全矿床盐度为2.85 wt%~23.2 wt%NaCl,平均为9.29 wt%NaCl。北山矿段除极少数包裹体盐度较低(2.85 wt%NaCl)外,绝大多数盐度较高(高于10 wt%NaCl),且盐度值较集中(主要为9.48 wt%~15.13 wt%NaCl),平均为11.18 wt%NaCl。南山矿段盐度为2.85 wt%~23.2 wt%NaCl,平均为8.66 wt%NaCl,盐度值高低悬殊,少数低者仅为2.85 wt%~3.18 wt%NaCl,高者可达20.41 wt%~23.2 wt%NaCl,大多数包裹体盐度集中于5.35 wt%~10.87 wt%NaCl。因而,从总体上分析,北山矿段盐度高于南山矿段。

表4 2相包裹体的冰点、盐度、均一温度和密度

Table 4. Freezing points, salinities, homogenization temperatures and densities of two-phase gas-liquid inclusions

样号	冰点 (°C)	盐度 (wt%NaCl)	均一温度 (°C)	密度 (g/cm ³)	位置
N5-②	-6.2	9.48	327.0	0.768	北山
N17-①	-11.1	15.13	326.4	0.837	
N17-⑤	-11.1	15.13	106.0	1.061	
N17-⑨	-11.1	15.13	281.7	0.897	
N16-①	-8.6	12.42	322.0	0.813	
N16-⑩	-7.6	11.24	330.0	0.772	
N16-⑮	-7.6	11.24	344.0	0.790	
HV0-2-①	-9.2	13.11	238.0	0.930	
N18-②	-8.7	12.54	360.0	0.780	
N18-⑩	-1.7	2.85	157.0	0.938	
S10-①	-5.8	8.95	238.0	0.896	
S10-③	-5.8	8.95	307.0	0.897	
S12-②	-1.9	3.18	141.0	0.941	
S13-②	-7.3	10.87	262.0	0.881	
S13-⑤	-7.3	10.87	272.0	0.869	
S14-②	-10.3	14.30	302.2	0.864	
S14-③	-9.8	13.77	293.1	0.869	
HV24-1-②	-10.2	14.11	316.2	0.842	
HV-24-2-②	-20.8	23.2	103.2	1.126	
HV24-2-⑤	-17.2	20.57	347.0	0.890	
HV24-3-②	-5.5	8.54	283.5	0.831	
HV24-3-⑩	-3.8	6.12	213.7	0.898	
S7-②	-3.3	5.35	252.0	0.844	
S7-⑤	-3.3	5.35	244.0	0.855	
S8-①	-5.0	7.86	163.0	0.964	
S8-⑫	-4.2	6.72	207.0	0.910	
S9-④	-5.9	9.09	287.0	0.830	
HV11-6-①	-3.5	5.66	176.6	0.932	
S3-④	-3.3	5.35	252.0	0.844	
S3-⑬	-3.3	5.35	168.0	0.939	
S3-⑯	-3.3	5.35	188.0	0.920	
S3-⑳	-5.6	8.68	210.0	0.922	
S3-㉑	-5.6	8.68	275.0	0.845	
S1-①	-8.0	11.73	209.0	0.949	
S5-⑦	-6.2	9.48	298.0	0.818	
S19-①	-2.2	3.65	276.0	0.794	
S20-①	-3.6	5.81	239.4	0.865	

图 3 为均一温度-盐度关系图，图中测点分布于两个集中区，A 区 (X 范围) 是高盐度多相包裹体测定值，它们代表的流体无疑与岩浆热液关系密切，是上升的岩浆流体与围岩发生碱质交代作用之后，富含 HCl 和 HF 等酸性组分的热流体，随着温度下降至 500~300℃ 左右，流体与早先结晶的钾硅酸盐岩石反应，发生氢交代作用，使钾长石产生绢云母化、硅化，从而释放出 NaCl 和 KCl 溶解于流体中，导致流体的盐度增大。黑点所在的 B 区是 2 相气液包裹体的测定值。包裹体的均一温度和盐度存在两种关系，其一如图中右向箭头所指，流体盐度随温度升高而增大 (或随温度降低而减小)，温度和盐度呈正相变化趋势 (A 区和 B 区均有)。这代表成矿过程中流体演化的一般规律。本矿床流体浓度的稀释在很大程度上因低温、低盐度大气降水的参与，导致有用矿物大量沉淀的结果。其二如图左向箭头所指，当流体的温度降低，特点是低于 160℃ 以下时，流体的盐度反而随温度降低而增大，温度和盐度呈反相变化趋势，这表现了成矿作用的排放过程，在温度较低的地表条件下，成矿流体中的挥发组分如 CO₂、CH₄ 等大量逃逸，致使已渐稀释的流体，其浓度转而增大。

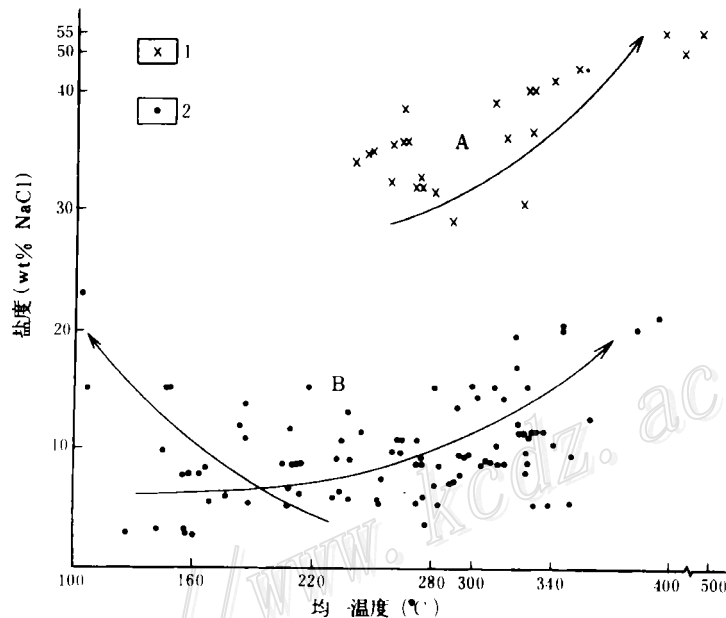


图 3 均一温度-盐度关系图

A—高盐度区；B—中、低盐度区；1—多相包裹体；2—2 相气液包裹体；箭头表示流体盐度随温度的变化关系

Fig. 3. Relation between homogenization temperature and salinity.

A—High salinity area; B—Medium and low salinity area; 1—Multiphase inclusion; 2—Two-phase gas-liquid

inclusion. Arrows indicate variation of fluid salinity with temperature.

根据测定包裹体的均一温度、盐度，在 NaCl-H₂O 体系的三维关系图^[14]中获得包裹体的密度。高盐度多相包裹体的密度 > 1 g/cm³ (约为 1~1.15 g/cm³)，主要代表高密度的岩浆流体。2 相气液包裹体的密度 < 1 g/cm³，集中于 0.70~1.00 g/cm³ 之间，少数低温包裹体

的密度 $>1\text{ g/cm}^3$,个别达 1.13 g/cm^3 ,当温度为 $360\sim 160^\circ\text{C}$ 、盐度为 $5\text{ wt}\%\sim 15\text{ wt}\%\text{NaCl}$,密度为 $0.70\sim 1.00\text{ g/cm}^3$ 时,本矿床产生大量Au和Cu沉淀。

2.2.3 成分

(1) 超微量化学分析

采用打开包裹体方法,分析样品中包裹体群体(包括不同成矿阶段和不同类型包裹体)的化学成分。液相成分如表5所示,主要阳离子相对摩尔数的比值为: Na^+/K^+ 为 $0.97\sim 38.18$,平均为 8.97 ; $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ 为 $0.18\sim 44.96$,平均为 1.71 ; $\text{F}^-/\text{SO}_4^{2-}$ 为 $0.06\sim 2.33$,平均为 0.54 ; F^-/Cl^- 为 $0.03\sim 0.57$,平均为 0.08 。表明,流体中富 Cl^- 和 SO_4^{2-} ,贫 F^- ,富 Na^+ 、 K^+ ,贫 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 。气相成分(表6)中以 H_2O 为主,其次为 CO_2 ,还有少量 CH_4 、 N_2 、 CO 和 H_2 。 CO_2 和 H_2O 相对摩尔数之比为 $0.01\sim 0.30$,平均为 0.04 ,还原性气体(H_2 、 CH_4 、 CO)与氧化气体(CO_2)相对摩尔数的比值为 $0.01\sim 0.60$,平均为 0.15 。

表5 包裹体液相成分

Table 5. Gaseous composition of inclusions

样号	项目 矿物	Na^+		K^+		Mg^{2+}		F^-		Cl^-		SO_4^{2-}		$\frac{\text{Na}^+}{\text{K}^+}$	$\frac{\text{F}^-}{\text{Cl}^-}$	$\frac{\text{F}^-}{\text{SO}_4^{2-}}$	$\frac{\text{Cl}^-}{\text{SO}_4^{2-}}$
		$\mu\text{g/g}$	mol%	$\mu\text{g/g}$	mol%	$\mu\text{g/g}$	mol%	$\mu\text{g/g}$	mol%	$\mu\text{g/g}$	mol%	$\mu\text{g/g}$	mol%	(相对摩尔数比值)			
HV0-2	石英	2.36	39.13	1.91	18.63	0.01	0.15	0.10	2.02	0.67	7.26	8.31	32.93	2.09	0.28	0.06	0.22
HV3-2	石英	20.96	47.13	2.02	2.68			0.89	2.42	31.63	46.73	1.93	1.04	17.59	0.05	2.33	44.96
HV0-4	石英	1.39	39.32	0.97	16.21			0.10	3.45	1.50	27.93	1.93	13.09	2.43	0.12	0.26	2.13
HV11-3	石英	1.12	29.73	1.95	30.53			0.05	1.59	1.25	21.79	2.57	16.36	0.97	0.07	0.10	1.33
HV24-3	石英	3.82	40.46	0.97	4.92			0.21	2.70	6.99	48.65	1.29	3.26	8.22	0.06	0.83	14.90
HV11-6	石英	14.40	63.72	0.64	1.67			0.05	2.65	2.91	8.46	24.42	25.89	38.18	0.03	0.10	0.33
N18	方解石	0.42	3.49	0.13	0.63	0.63	5.02	0.73	7.33	2.35	12.81	35.57	70.72	5.55	0.57	0.10	0.18
平均值		6.35	37.57	1.20	10.75	0.32	2.59	0.30	3.17	6.76	24.80	10.86	23.32	8.97	0.08	0.54	1.71

由中国地质科学院矿床地质研究所陶泰益、程莱仙测试

表6 包裹体气相成分

Table 6. Gaseous composition of inclusions

样号	矿物	CO_2		H_2O		H_2	N_2	CH_4	CO	$\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$	还原参数				
		$\mu\text{g/g}$	mol%	$\mu\text{g/g}$	mol%	$\mu\text{g/g}$	mol%	$\mu\text{g/g}$	mol%	$\mu\text{g/g}$	mol%	(摩尔数比值)			
HV0-2	石英	9.97	0.66	607.77	98.95	0.08	0.12	1.73	0.18	0.40	0.07	0.12	0.01	0.01	0.31
HV3-2	石英	29.06	1.63	712.06	97.68	0.11	0.14	1.85	0.16	2.45	0.38	0.22	0.02	0.02	0.33
HV0-4	石英	27.02	1.72	627.49	97.19	0.10	0.14	2.13	0.21	2.52	0.44	0.03	0.00	0.02	0.34
HV11-3	石英	25.47	2.43	413.62	96.33	0.08	0.18	2.30	0.34	2.59	0.68	0.33	0.05	0.03	0.37
HV24-3	石英	8.10	0.73	446.21	98.48	0.14	0.28	2.60	0.37	0.50	0.12	0.14	0.02	0.01	0.58
HV11-6	石英	6.78	0.69	399.09	98.61	0.14	0.31	1.81	0.29	0.20	0.06	0.30	0.05	0.01	0.60
N18	方解石	192.01	23.14	260.22	76.66	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.05	0.76	0.14	0.30	0.01
平均值		42.63	4.43	495.2	94.89	0.11	0.20	2.07	0.26	1.26	0.26	0.27	0.04	0.04	0.15

由中国地质科学院矿床地质研究所徐玉琳和中国科学院地质研究所王英兰测试

将上述成分特征与一些矿床进行比较,如图4、5所示。图4表明,本矿床、玉龙斑岩

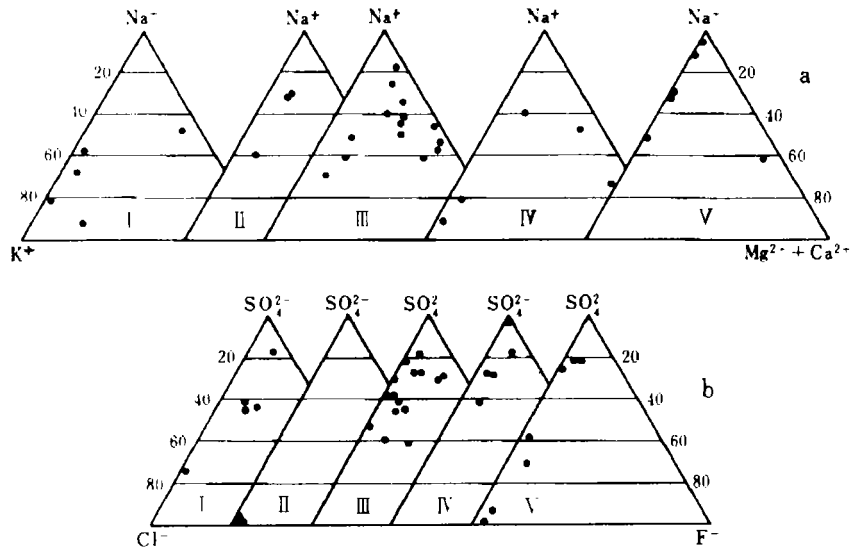


图 4 包裹体液相成分三角图

a—阳离子；b—阴离子；I—五凤金矿（赵一鸣等，1991）；II—玉龙铜矿（芮宗瑶等，1984）；
III—海沟金矿（李荫清，1994）；IV—紫金山铜金矿（张德全等，1992）；V—本矿床

Fig. 4. Ternary diagram of liquid composition of inclusions.

a—Cation; b—Anion.

I—Wufeng gold deposit; II—Yulong copper deposit; III—Haigou gold deposit; IV—Zijinshan copper-gold deposit; V—Xiaoxinancha deposit.

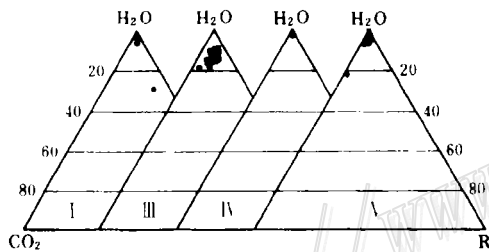


图 5 包裹体气相成分三角图

I—五凤金矿；II—海沟金矿；
III—紫金山铜金矿；IV—本矿床；
R— $\text{CH}_4 + \text{CO} + \text{H}_2 + \text{N}_2$

Fig. 5. Ternary diagram of gas composition of inclusions.

I—Wufeng gold deposit; II—Haigou gold deposit; III—Zijinshan copper-gold deposit; IV—Xiaoxinancha deposit; R— $\text{CH}_4 + \text{CO} + \text{H}_2 + \text{N}_2$

铜（钼）矿床^[1,3]、紫金山浅成低温热液铜金矿床^[4]、海沟绿岩金矿床^[5]（与岩浆热液有关）、五凤金矿床^[6]，其成矿流体中都有富 Na^+ 和 K^+ ，而本矿床更富 Na^+ 。均富 SO_4^{2-} 和 Cl^- ，贫 F^- ，而本矿床较紫金山矿床更富 Cl^- ，较玉龙矿床更富 SO_4^{2-} 。与低硫体系的五凤金矿有更多的相似之处，同时富 Cl^- 和稍多 SO_4^{2-} 。气相中（图 5），本矿床与紫金山铜金矿、五凤金矿、海沟金矿比较，均以 H_2O 为主， CO_2 为重要成分，但本矿床 CO_2 含量多于紫金山矿床，少于海沟金矿，与五凤金矿类似。但五凤金矿较本矿床含有更多的还原性气体（ CO 、 H_2 和 CH_4 ）和惰性气体（ N_2 ）。上述比较结果说明，本矿床既有斑岩铜矿的成分特征，又有低温热液铜金矿特征，还与一些金矿床类似，说明本矿床可能

是多重成矿的结果。

表7 包裹体激光拉曼光谱分析结果

Table 7. Laser Raman spectral analyses of inclusions

样号	气相 (相对 mol%)					液相 (相对 mol%)				
	CO ₂	H ₂ S	CH ₄	CO	SO ₂	H ₂ O	CO ₂	H ₂ S	CH ₄	SO ₂
N15	88.8		0.9	6.2	4.1	43	38	12	7	
N18						57	25	5	6	7
S13	78.6	13.9	7.5			71		18		11
S8	76.8	4.5	4.1	14.6		13	68	13	6	
S3	80.4	5.2	6.4		8.0	77		14	3	6

注: SO₂ 数据仅作参考;

由地质矿产部西安地质矿产研究所李月琴测试

(2) 激光拉曼光谱分析

仅测定少量包裹体, 结果见表7, 其中4个包裹体的气相中CO₂含量最多, 其摩尔百分数达76.8 mol%~88.8 mol%, 其它还原性气体H₂S、CH₄、CO和SO₂, 总量为6.9 mol%~23.2 mol%, 最大特征是不含H₂O。5个包裹体液相中, 2个包裹体以H₂O为主, 达71 mol%~77 mol%, 其次为H₂S和CH₄, 但无CO₂, 1个包裹体的CO₂含量(68 mol%)大于H₂O(13 mol%), 2个包裹体的H₂O(43 mol%~57 mol%)稍大于CO₂(38 mol%~57 mol%)。其它成分为H₂S和CH₄。这样的结果似乎与前述打开包裹体进行群体分析的数据存在一定差异, 考查其原因, 拉曼光谱分析的几个包裹体中高CO₂含量者, 其均一温度低(低于260℃和160℃)可能

表8 石英中H₂O和CO₂的相对光密度

Table 8. Relative optical densities of H₂O and CO₂

in quartz

样号	赋存部位	相对光密度		D ₂ /D ₁
		D ₁ (H ₂ O)	D ₂ (CO ₂)	
N15	640 台阶	4.06	1.31	0.32
N16	620 台阶	5.28	0.54	0.10
N17	620 台阶	3.84	0.67	0.17
N18	590 台阶	5.80	1.87	0.32
S10	2 中段	7.68	0.45	0.06
S12	2 中段	5.26	0.65	0.12
S13	2 中段	4.73	0.54	0.11
S14	2 中段	2.74	0.84	0.31
S6	4 中段	8.41	0.66	0.08
S8	4 中段	7.01	0.90	0.13
S2	6 中段	6.69	0.28	0.04
S3	6 中段	5.24	1.53	0.29
S4	6 中段	6.93	1.39	0.20
S5	6 中段	4.63	0.61	0.13
S21	7 中段	5.22	0.95	0.18
平均值		5.57	0.88	0.17

由中国地质科学院矿床地质研究所郭立鹤测试

CO₂ 主要在晚阶段稍多。包裹体的镜下研究表明, 含液态CO₂ 三相包裹体在本区不发育, 仅在少数样品中见到, 可能原因是① 流体中CO₂ 总量不多, ② 成矿时压力较低, CO₂ 多呈低密度气态易于逃逸所致。一些晚阶段的低温小包裹体内气相体积很小, 常温下呈小黑点跳动, 它们有可能是CO₂ 气体, 但因包裹体和气体的体积都太小, 无法测试, 不能确定是否为CO₂。尽管少数单个包裹体中CO₂ 含量很多, 但从成矿作用的全过程、以及绝大多数包

裹体的成分看, 本矿床成矿流体仍以 H_2O 为主, 仅含少量 CO_2 和很少量的 CH_4 、 CO 、 H_2S 等气体。

(3) 红外光谱分析

据认为石英光薄片的 CO_2 和 H_2O 的红外线吸收光密度, 即代表该片石英中流体包裹体的 CO_2 和 H_2O 的浓度, 而流体包裹体中 CO_2 和 H_2O 的浓度变化又与温度、压力(深度)有一定关系^[7], 许多学者认为, 在一些金矿床中, Au 的含量与 CO_2 光密度 (D_2)、 CO_2 光密度与 H_2O 光密度 (D_1) 的比值 D_2/D_1 有关, 并随之增高而加大。本矿床共测定 15 个石英光薄片的 H_2O 和 CO_2 的红外吸收光密度(表 8), 其中 D_1 为 2.74~8.41, 平均为 5.57, D_2 为 0.28~1.87, 平均为 0.88, D_2/D_1 为 0.04~0.32, 平均为 0.16。北山矿段 D_1 为 3.84~5.80, 平均为 4.75, D_2 为 0.54~1.87, 平均为 1.10, D_2/D_1 为 1.10~0.32, 平均为 0.23。南山矿段 D_1 为 2.74~8.41, 平均为 5.87, D_2 为 0.28~1.53, 平均为 0.8, D_2/D_1 为 0.04~0.29, 平均为 0.14。数据表明, 空间上从上至下, D_2/D_1 略呈减小趋势(中间有起伏), 这点与本矿区 Au 的品位变化不谋而合, 据矿山 Au、Cu 品位分析结果显示, Au 由地表向下, 品位由高降低, 而 Cu 品位则相反, 下部略有升高(珲春金铜矿地测科)。

3 包裹体流体的氢、氧和碳同位素

3.1 氢、氧同位素

对不同深度的 11 个含矿石英(个别方解石)进行了包裹体水的 δD 和矿物的 $\delta^{18}O$ 分析, 根据 Matthews (1979) 石英-水氧同位素分馏方程:

表 9 包裹体流体的氢、氧和碳同位素

Table 9. Hydrogen, oxygen and carbon isotopes in inclusion fluids

样号	位置	测定矿物	‰			‰ (PDB)	测定温度 (°C)
			$\delta^{18}O_Q$	δD	$\delta^{18}O_{H_2O}$	$\delta^{13}C_{CO_2}$	
HV0-2	北山 620 台阶 0 [#]	石英	+9.8	-73	+3.39		326
HV3-2	北山 620 台阶	石英	+9.5	-38	+3.06		325
HV0-4	北山 590 台阶 0 [#]	石英	+9.5	-59	+1.21		269
N18	北山 590 台阶 2-2 [#]	方解石	+4.4	-62	-4.30	-6.8	207
						$-7.2\delta^{13}C_{car}$	
HV11-3	南山采场	石英	+10.9	-61	+5.61		370
S13	南山 2 中段 24 [#]	石英	+12.3	-51	+2.04	-4.9	224
HV24-3	南山 3 中段 24 [#]	石英	+12.6	-46	+3.41		247
S9	南山 4 中段 24 [#]	石英	+11.0	-77	+3.50	-3.5	291
HV11-6	南山 5 中段 11 [#]	石英	+8.6	-55	+0.46		273
S3	南山 6 中段 24 [#]	石英	+13.0	-66	+4.15	-5.6	255
S21	南山 7 中段 11 [#]	石英	+10.9	-80	+0.13	-5.8	214

由中国地质科学院矿床地质研究所刘裕庆、万德芳、白瑞梅测试

注: 测定温度为该样品均一温度集中段之平均值; 包裹体的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 和 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 为计算值; Car—方解石、Q—石英

$$1000 \ln \alpha_{Q-w} = 3.05 \times 10^6 T^{-2} - 2.09$$

和 O'Neil (1969) 方解石-水氧同位素分馏方程:

$$1000 \ln \alpha_{\text{car-w}} = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 3.39$$

分别计算了包裹体水的 $\delta^{18}\text{O}$ 。结果(表9)表明,11个包裹体的 δD 除两个样品为 -38% 和 -46% 之外,其余9个样品均低于 -50% ~ -80% 。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 除1个方解石样品为负值 (-4.3%) 外,其余10个样品均为正值 ($+0.13\%$ ~ $+5.61\%$)。将这些数据投于 δD ~ $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 关系图(图6)中。可以看到,本矿床分析的11个样品,均落于岩浆水域和雨水线之间的区域内,图中随温度由高→低,各点分布由近岩浆水域转至近雨水线,温度越高,越靠近岩浆水域,如样品 HV11-3,均一温度为 370°C , δD 为 -61% , $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 $+5.61\%$ 。样品 S9,均一温度为 291°C , δD 为 -77% , $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 $+3.5\%$ 。样品 S13,均一温度为 224°C , δD 为 -51% , $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 $+2.04\%$ 。样品 N18,均一温度为 207°C , δD 为 -62% , $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 -4.3% 。这一变化趋势表明,成矿流体是岩浆热液和大气降水的混合流体。这种混合流体与许多热液矿床有共同之处,但又不完全一致,图6中本矿床与紫金山铜金矿床的 δD 范围相似,而 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 较高。与海沟金矿床相比,有低的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 和较高的 δD ,与玉龙斑岩铜(钼)矿床相比,则有相似的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 范围,但 δD 较玉龙高得多, δD 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 均高于五凤金矿床。

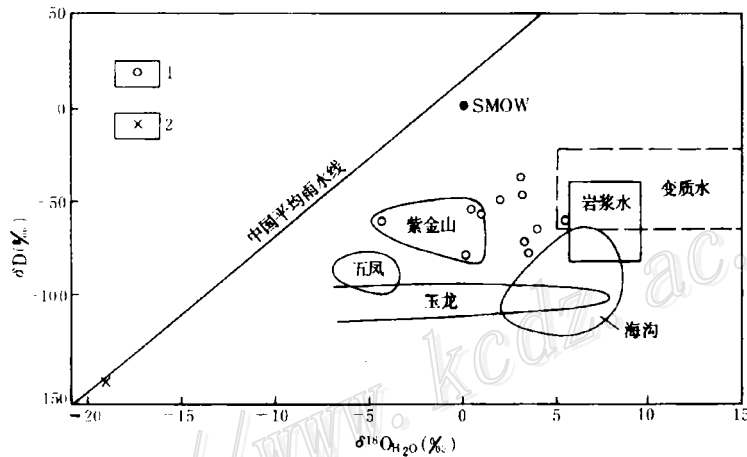


图6 包裹体流体的 δD - $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 关系图

(紫金山矿床据张德全, 1992; 海沟金矿床据刘裕庆, 1991;
玉龙矿床据芮宗瑶等, 1984; 五凤金矿床据陈仁义, 1993)

1—本矿床; 2—海沟金矿床的方解石

Fig. 6. δD versus $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ of inclusion fluids.

1—Xiaoxinancha deposit; 2—Calcite from Haigou gold deposit.

3.2 碳同位素

分析了4个金矿石英样品中包裹体的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$, 1个含矿方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{car}}$ 。利用 Bottinga (1968) 的 CO_2 -方解石之间 ^{13}C 平等交换的 $1000 \ln \alpha$ 计算值^[8], 和本矿床测定的方解石样品的

$\delta^{13}\text{C}$ 值, 代入方程式 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(\text{气})} = 1000 \ln \alpha + \delta^{13}\text{C}_{\text{Car}}$ (Bottiga, 1968), 获得方解石中包裹体的气态 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (表 9), 本矿床 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 为 $-3.5\text{‰} \sim -6.8\text{‰}$, 温度越高, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 负值越小, 如 291°C 时 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 为 -3.5‰ (样品 S9), 温度越低, 负值越大, 如 207°C 时 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 为 -6.8‰ 。这些低 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值显然说明, 保留于包裹体 CO_2 中的碳来自地壳深部^[9], 与海沟金矿床^[10]相比, 本矿床的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 均较小, 基本上不存在有机碳。

图 7A 和 B 分别为本矿床包裹体的 $\delta\text{D}-\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 关系图 (A) 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}-\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 关系图 (B)。在 A、B 两图中, 本矿床的各点较集中, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 落于深成来源范围, δD 正在岩浆水域, 只有 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 介于岩浆水和大气降水之间。

综上所述, 本矿床包裹体流体的氢、氧、碳同位素的特点是: ① 具岩浆水特征的 δD 值; ② 具深成碳的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$; ③ 具大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 显然成矿流体是岩浆水和大气降水的混合流体。

4 成矿的物理化学条件

4.1 成矿温度、成矿压力和矿化深度

4.1.1 成矿温度 据已有的宏观地质资料分析, 本矿床是一个表成一浅成一中深成矿床。从微观包裹体特征分析, 在本矿床的一些富矿脉和富矿地段, 存在沸腾包裹体, 说明成矿高峰期流体曾沸腾。由此引起流体产生相分离而形成一非均匀体系, 从该非均匀流体中捕获的包裹体, 其捕获温度即是该包裹体的均一温度^[12]。由此认为, 本矿床包裹体的均一温度作为成矿温度无需进行压力校正。又从矿物平衡温度的研究得知, 毒砂、黄铁矿的平衡温度为 $475 \sim 390^\circ\text{C}$, 黄铁矿、黄铜矿、毒砂的平衡温度 $< 350^\circ\text{C}$, 方黄铜矿、黄铜矿的出溶温度 $> 250^\circ\text{C}$ 。综合均一温度、矿物平衡温度和爆裂温度, 本矿床成矿温度变化范围

为 $500 \sim 100^\circ\text{C}$ 左右, 第 1 成矿阶段 (黑云母-少硫化物阶段) 为 $> 500^\circ\text{C}$; 第 2 成矿阶段 (石英-绢云母-毒砂-黄铁矿) 为 $500 \sim 340^\circ\text{C}$ (主要为 $400 \sim 360^\circ\text{C}$); 第 3 成矿阶段 (石英-

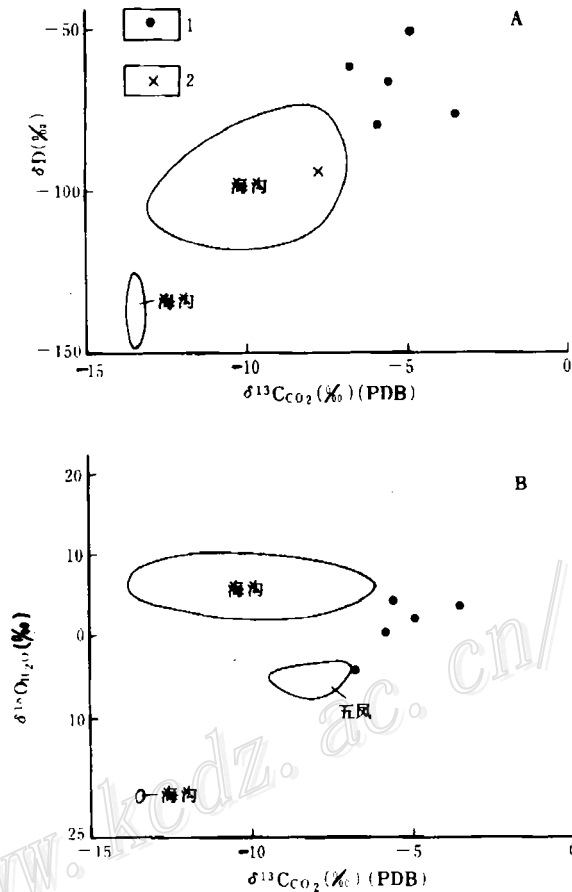


图 7 包裹体流体的 $\delta\text{D}-\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (A)、 $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (B) 关系图

1—本矿床; 2—五凤金矿 (据陈仁义, 1993)
(海沟金矿据刘裕庆, 1991)

Fig. 7. δD versus $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (A) and $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (B) diagram of inclusion fluids.

1—Xiaoxinancha deposit; 2—Wufeng gold deposit.

方解石-自然金-黄铜矿)为360~220℃(集中于340~240℃);第4成矿阶段(方解石-石英-自然金-碲化物)为240~160℃(集中于220~180℃);第5成矿阶段(碳酸盐化阶段)低于160℃(集中于160~100℃)。成矿的最佳温度范围为340~180℃。

4.1.2 成矿压力和矿化深度 前已述及本矿床成矿流体主要含NaCl和H₂O,除少数多相包裹体外,主要为中-低盐度的2相气液包裹体(和1相液体包裹体),因而利用NaCl-H₂O体系的*P-V-t-X*性质代表成矿流体的性质,分别用多相包裹体和2相气液包裹体求成矿压力。

(1) 多相包裹体的均一瞬间压力^[1,15]

如前所述,在已测包裹体中,有4个包裹体的子晶和气泡是在同一(和几乎同一)温度下消失,即这4个包裹体受热时,其演化轨迹的投影总是落在各自浓度的蒸汽压曲线上。这4个包裹体的均一温度分别为242.2℃、250.8℃(250℃)、261.5℃和270.2℃(268.7℃),盐度分别为34.1 wt%NaCl、34.7 wt%NaCl、35.3 wt%NaCl和35.9 wt%NaCl,其均一瞬间压力分别约为4.5 MPa、5.0 MPa、5.5 MPa和6.0 MPa,即捕获这些包裹体的最低压力为4.5~6.0 MPa,这一压力值也是阻止流体沸腾的最低压力。子晶消失温度低于气相消失温度的包裹体,受热时它们首先沿石盐的溶解度曲线演化,待石盐溶解完毕(即石盐消失),再沿等容线演化,至气液相均一,此均一点所需的压力即是该包裹体的均一瞬间压力。本矿床该类型包裹体的平均盐度约为32.3 wt%NaCl,平均均一温度约为288℃,平均均一瞬间压力应为8.5 MPa(6.0~10 MPa)左右,矿化花岗岩约为10 MPa。子晶消失温度高于气相消失温度的包裹体,受热时,其气泡消失点的压力为饱和蒸汽压;再加热达石盐消失,包裹体完全均一,该点的压力即是石盐溶解所需的最低压力(该点即为此假定包裹体捕获的温压条件)。已知石盐的溶解温度主要与NaCl浓度有关,而石盐与气泡消失温度的差值(Δt)与压力有关,随 Δt 值的增大,使石盐消失所需的均一瞬间压力值也逐渐增大。本矿床该类包裹体的平均均一温度约为362℃,平均盐度约为41 wt%NaCl,平均均一瞬间压力应为50 MPa(10~60 MPa),较上述两类多相包裹体的压力大,它们是在相对封闭条件下捕获的。

(2) 中、低盐度2相气液包裹体

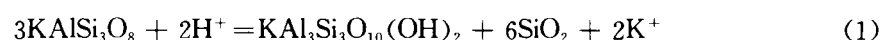
根据2相气液包裹体的均一温度、盐度和密度(表2)资料,在NaCl-H₂O体系中、低盐度*P-t-X*相图(Roedder, 1980)上获得本矿床该类包裹体的均一瞬间压力范围为<50~74 MPa,平均为20 MPa,北山矿段为<10~74 MPa,平均为28 MPa,南山矿段为<5.0~52 MPa,平均约14 MPa。

由上述得知,本矿床成矿过程中,体系时而封闭,时而开放,所受压力时而为岩石静压力,时而为流体静压力,这是由成矿时频繁的构造活动所致。综合两类包裹体均一瞬间压力,本矿床成矿的最低压力约为4.5~74 MPa,平均约20 MPa。

矿化深度讨论,通常从地表至地下其增压率为27 MPa/km,由此可知本矿床的矿化深度约为167~2740 m,为表成-浅成-中深成矿床。

4.2 成矿流体的pH、 f_{O_2} 、 f_{CO_2} 和Eh

4.2.1 pH 本矿床成矿过程中,特别是成矿高峰期,含长石类矿物的围岩广泛发育硅化和绢云母化蚀变,形成钾长石、石英、绢云母,并与含矿热流体产生如下的平衡反应^[2,3]:



钾长石 (Kf) 绢云母 (Ser) 石英 (Q)

由该平衡反应式得出：

$$\lg a_{H^+} = -\frac{1}{2} \lg K + \lg a_{K^+} + \frac{1}{2} \lg \frac{a_{ser} \cdot a_Q^6}{a_{Kf}^3} \quad (2)$$

$$pH = \frac{1}{2} \lg K - \lg a_{K^+} - \frac{1}{2} \lg \frac{a_{ser} \cdot a_Q^6}{a_{Kf}^3} \quad (3)$$

(3) 式中为平衡常数，根据 D A Crerar 和 H L Barnes (1976)、J W Shade (1974) 的数据获得

$$\lg K = 12 - 0.012t(\text{温度}) \quad (4)$$

$$a_{K^+} = r_{K^+} \cdot m_{K^+} \quad (5)$$

(5) 式中的 m_{K^+} 为 K^+ 的摩尔浓度，由成分分析获得。 r_{K^+} 为 K^+ 的活度系数，根据 H C Helgeson (1969) 数据求得。(3) 式中的第 3 项即 $\lg \frac{a_{ser} \cdot a_Q^6}{a_{Kf}^3}$ 影响小，这里忽略不计。将有关数据代入 (3) 式，即粗略地计算出本矿床成矿中期，石英-绢云母化蚀变形成的 a_{K^+} 和 pH 值，如表 10 所列。成矿热流体中 K^+ 活度 (a_{K^+}) 为 0.01~0.51 m，平均约为 0.17 m，pH 为 4.7~6.3，其中北山矿段 a_{K^+} 平均为 0.28 m (0.13~0.51m)，pH 平均为 4.8 (4.7~4.9)。南山矿段 a_{K^+} 平均为 0.6 m (0.01~1.11 m)，pH 平均为 5.6 (4.7~6.3)。Olofsson 和 Hopler (1975) 不同温度条件下水的中性线为：

t (°C)	100	150	200	250	300	350
pH	6.135	5.82	5.65	5.6	5.65	5.84

将本矿床成矿温度和 pH 值与上述水的中性线比较便知，成矿中期流体主要呈酸性-弱酸性，而在中晚期逐渐转变为弱酸性—中性—碱性。

表 10 成矿中期 Au、Cu 大量沉淀的 a_{K^+} 和 pH 条件

Table 10. a_{K^+} and pH conditions for the precipitation of large quantities of gold and copper at the middle ore-forming stage

样号	位置	矿物	lgK	m_{K^+}	r_{K^+}	$\lg a_{K^+}$	测定温度 (°C)	pH
HV11-3	南山采场	石英	7.56	0.85	0.1288	-0.9607	370	4.7
HV0-2	北山 620 台阶	石英	8.09	0.91	0.2089	-0.7210	326	4.8
HV3-2	北山 620 台阶	石英	8.10	0.62	0.2138	-0.8776	325	4.9
HV11-6	南山 5 中段	石英	8.72	0.04	0.2818	-1.9479	273	6.3
HV0-4	北山 590 台阶	石英	8.77	0.89	0.1778	-0.2891	269	4.7
H24-3	南山 3 中段	石英	9.04	0.20	0.3162	-1.1990	247	5.7

本矿床金、铜矿物的大量沉淀与石英-绢云母化蚀变同时，发生于酸性-弱酸性条件。如图 8 所示，在温度为 270~370°C 时，流体主要呈酸性，其酸度略低于斑岩铜矿^[2]，大大低于紫金山铜金矿^[4]。当温度低于 270°C 时，本矿床流体基本上呈弱酸性—中性—碱性，而许

多斑岩铜矿和紫金山铜金矿则仍显酸性,以致成矿晚期,上述矿床出现广泛的石英-迪开石、石英-明矾石交代岩。

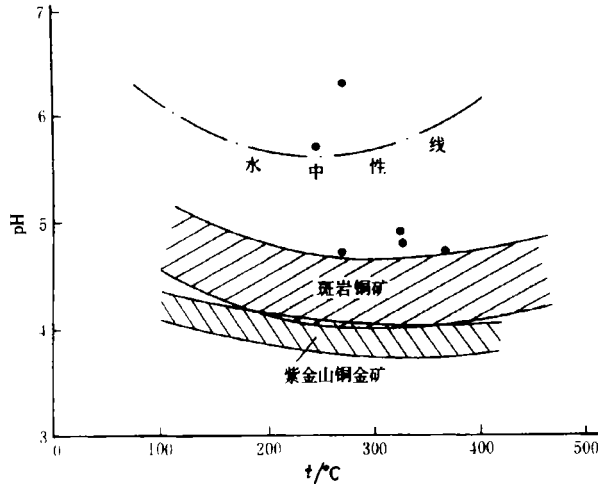


图 8 本矿床与斑岩铜矿、低温热液铜金矿床 pH 值比较图
图中黑点为本矿床计算值(斑岩铜矿据李荫清, 1985;
紫金山铜金矿据张德全, 1992)

Fig. 8. Comparison of pH values between the Xiaoxinancha deposit and porphyry copper deposits and epithermal copper-gold deposits.

4.2.2 f_{O_2} 、 f_{CO_2} 和 Eh 根据已测得的温度、压力和酸碱度,利用分析的气体成分数据,在李秉伦^[11]提供的 $lgf_{O_2}-t$ 、 $lgf_{CO_2}-t$ 和 $Eh-t$ 图解中获得本矿床的 f_{O_2} 、 f_{CO_2} 和 Eh。如表 11 所列,成矿中期(370~250°C), f_{O_2} 约为 $10^{-25} \sim 10^{-33} Pa$,平均 f_{O_2} 为 $10^{-30} Pa$ 。 f_{CO_2} 约为 $10^{2.6} \sim 10^{6.5} Pa$,平均 f_{CO_2} 为 $10^{5.6} Pa$ 。Eh 约为 $-7.5 \sim -0.55 eV$,平均为 $-0.67 eV$ 。温度降至 140°C后,成矿晚期 f_{O_2} 降至 $10^{-41} Pa$, f_{CO_2} 增大,Eh略升高为 $-5.5 eV$ 。计算过程中,拟用压力为矿床的平均压力 20 MPa,温度为测定样品包裹体的均一温度,pH 采用 5 和 6 (4.7~6.3 的近似值),由此从图中获得的平衡温度一般高于包裹体的均一温度约 50°C,或更高,因而表 11 中所列的 f_{O_2} 略偏低, f_{CO_2} 略偏高,但仍低于总压。Eh 也略高些。

表 11 成矿中期 Au、Cu 大量沉淀的 f_{O_2} 、 f_{CO_2} 和 Eh 条件

Table 11. f_{O_2} , f_{CO_2} and Eh conditions for the precipitation of large quantities of gold and copper at the middle ore-forming stage

样号	矿物	lgX_{H_2O}	lgX_{CO_2}	lgX_{CH_4}	lgX_{CO}	lgX_{H_2}	估算压力 (MPa)	温度 (°C)	lgf_{O_2}	lgf_{CO_2}	pH	Eh (ev)
HV11-3	石英	-0.016	-1.615	-2.168	-3.306	-2.775	20	370	-30	2.3	4.7	-0.70
HV0-2	石英	-0.005	-2.178	-3.135	-3.900	-2.930	20	326	-33	1.5	4.8	-0.66
HV3-2	石英	-0.010	-1.788	-2.426	-3.710	-2.867	20	325	-33	1.5	4.9	-0.65
HV11-6	石英	-0.006	-2.164	-3.255	-3.322	-2.507	20	273	-37	-2.4	6.3	-0.75
HV0-4	石英	-0.011	-1.765	-2.356	-4.512	-2.854	20	269	-37	0.4	4.7	-0.55
HV24-3	石英	-0.007	-2.136	-2.905	-3.712	-2.556	20	247	-38	-2.4	5.7	-0.70
平均值		-0.009	-1.876	-2.527	-3.649	-2.748	20	301	-35	+0.6	5.2	-0.67
N18	方解石	-0.115	-0.636	-3.302	-2.843	-	20	140	-46	>7	>6 (估计)	-0.55

成矿过程中随温度降低,流体的酸度、氧逸度、 CO_2 逸度逐渐减小,而氧化还原电位和还原参数(表 6)逐渐增大,这一变化趋势导致成矿中晚期低温的碲化物(如碲银矿)和富

硫铋铅矿等大量沉淀。

4.2.3 成矿流体的性质和来源

(1) 流体的成分、盐度和密度特征

综合单个包裹体和群体包裹体成分分析结果,以及常温和冷热状态下大量包裹体的相态变化资料,本矿床成矿流体中挥发组分以 H_2O 为主,其次为 CO_2 (重要成分),并含一定数量的 CO 、 CH_4 、 H_2S 、 H_2 和 N_2 ,少许 SO_2 。液相中 Cl^- 和 SO_4^{2-} 为主,贫 F^- 。金属离子以 Na^+ 为主,少量 K^+ ,极少量 Mg^{2+} ,几乎不含 Ca^{2+} 。流体属 $NaCl-H_2O$ 体系。既有许多斑岩铜矿高 Cl^- 特征,又有一些绿岩金矿(与岩浆热液有关)富 SO_4^{2-} 、 Cl^- 的标志,与大多数金矿比较,其 CO_2 含量相对较少,且流体有较高的盐度(31.6 wt%~42.2 wt% $NaCl$ 和 8.66 wt%~11.18 wt% $NaCl$) 和密度(1~1.15 g/cm^3 和 0.7~1.00 g/cm^3)。

(2) 关于流体的沸腾

本矿床沸腾包裹体发育不普遍,主要见于富矿地段,且富气体包裹体很少,较少见到代表两相(气相和液相)分离的富气体包裹体和富液体包裹体共存,而代之以均一温度相近的、共存的富液体包裹体和多相包裹体。因此,笔者认为,本矿床成矿过程中流体曾产生沸腾,但沸腾范围较小,远不及斑岩铜矿成矿流体沸腾的强度和广度。根据沸腾态包裹体得知,本矿床流体沸腾温度约为 240~370 $^{\circ}C$,沸腾深度约 270~2500 m,流体沸腾时,压力不超过 4.5~16 MPa (即防止流体沸腾的最低压力)。

(3) 流体来源

包裹体同位素分析已表明,本矿床成矿流体的 δD 、 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 和 $\delta^{13}C_{CO_2}$ 数值显示出它们是岩浆热液和大气降水的混合流体。成矿早期岩浆热液作用明显,成矿高峰期至晚期,大气降水起着至关重要的作用。高盐度多相包裹体的出现代表了早期岩浆热液的存在。成矿中晚期,普遍而大量 1 相液体包裹体的出现,则是大气降水参与成矿作用的明证。

(4) Au 、 Cu 的迁移和沉淀

许多研究表明,物质的迁移和沉淀无不受物理化学条件的影响,特别是温度的控制,如

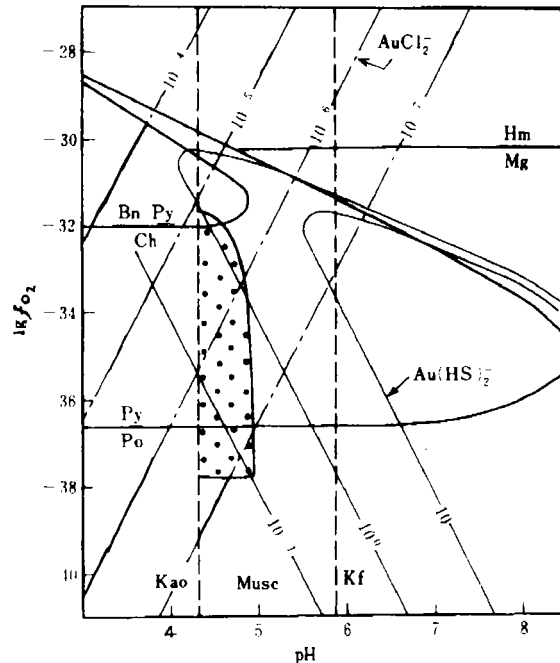


图9 Au 、 Cu 迁移和沉淀的 pH 和 f_{O_2} 条件

(原图据 T M Seward, 1979)

$t=300^{\circ}C$; $a_{K^+}=0.02$; $Cl^-=0.25m$; 总硫=0.05m; Bn—斑铜矿; Py—黄铁矿; Ch—黄铜矿; Po—磁黄铁矿; Hm—赤铁矿; Mg—磁铁矿; Kao—高岭土; Musc—云母; Kf—钾长石; 图中等浓度单位为 ppm, 黑点范围为本矿床 Au 、 Cu 沉淀的最佳条件

Fig. 9. pH and f_{O_2} conditions for migration and precipitation of gold and copper.

$t=300^{\circ}C$; $a_{K^+}=0.02$; $Cl^-=0.25m$; total sulfur=0.05m. Bn—Bornite; Py—Pyrite; Ch—Chalcopyrite; Po—Pyrrhotite; Hm—Hematite; Mg—Magnetite; Kao—Kaolinite; Musc—Mica; Kf—K-feldspar.

In the diagram, isoconcentration unit is ppm, and the area marked with black dots indicate the optimum condition for gold and copper precipitation of this deposit.

图 9^[16]所示, 在温度为 300℃ 条件下, $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 在溶液中的含量随溶液 pH 值减小而减少。 AuCl_2^- 则相反, 随 pH 减小而增多。即说明, $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 在碱性溶液中迁移, 在弱酸性—酸性溶液中分解而沉淀。 AuCl_2^- 则在酸性溶液中迁移, 在碱性溶液中沉淀。二者均在 f_{O_2} 减小的条件下发生沉淀的机会增多。考查本矿床成矿流体富 Cl^- 和 SO_4^{2-} , 且含一定量的 H_2S 和 SO_2 , 因而 Au 有可能以 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 和 AuCl_2^- 形式迁移, 且以前者为主要形式。本矿床的 Cu 主要呈铜硫化物(黄铁矿), 据研究^[3], 铜硫化物在 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 溶液中的溶解和沉淀受环境的温度、酸碱度、 CO_2 逸度和 Cl^- 活度的制约, 在高于 300~350℃ 的 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 热溶液中, 铜硫化物具有很大的溶解度, 形成 CuCl_2^- (或 CuCl_4^{2-}) 呈迁移状态; 在温度低于 250℃ 的热溶液中, 铜硫化物的溶解度大大减小, 利于铜质沉淀。在高温酸性溶液中铜硫化物较活化而迁移, 温度降低, 在中性—弱碱性条件下铜质基本上不活动而沉淀。高 CO_2 分压的热流体具有很强的萃取金属的能力, 随温度降低, CO_2 释放, f_{CO_2} 较低时, 导致 Cu、Au 等金属矿物大量沉淀, 此外, CuFeS_2 的溶解度还随热水溶液中 a_{Cl^-} 的增大而增大, 即在高盐度的 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 溶液中铜质主要呈迁移状态, 而在低盐度的热水溶液中铜质多发生沉淀。本矿床是既有金(为主), 又有铜的金矿床, 自然金、黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿共生, Au、Cu 沉淀发生于温度降低(360~160℃)、pH 值为 4.7~6.3 的酸性—弱酸性并向中性—弱碱性转化、 f_{O_2} 降低(约为 10^{-25} ~ 10^{-33} Pa、 f_{CO_2} 降低(约为 $10^{5.6}$ Pa), 流体盐度减小(约为 8 wt%~11 wt% NaCl) 条件下, 如图 9 中黑点范围即是本矿床 Au、Cu 沉淀的最佳条件。

5 成矿流体的演化及成矿作用

详细的流体包裹体研究表明, 小西南盆金铜矿床的成矿流体, 为来自深部的岩浆热液和大气降水的混合流体。这种混合流体具有很强的萃取通道周围矿物质的能力。成矿过程中, 流体对成矿的贡献明显地受其环境各种物理化学条件的制约, 尤其是温度, 温度的变化将导致一系列其它条件的改变, 致使迁移状态中的矿质转而发生沉淀。

成矿早期(第 1、2 阶段): 含矿热流体主要为来自深部岩浆房的高温(>500℃)上升蒸气缕, 它们在北山隐伏花岗斑岩的顶部, 由于压力突然降低, 导致流体沸腾(岩浆二次沸腾), 该沸腾流体使顶部斑岩和接触带附近围岩产生黑云母化和钾长石化。稍晚发生微弱的黄铁矿、黄铜矿和辉钼矿化。当温度降至 500℃ 以下, 至 340℃ 时, 含矿热流体由弱碱性向弱酸性—酸性转化, 并与围岩、早先结晶的岩石发生氢交代作用, 使后者产生石英-绢云母化、同时发生毒砂和黄铁矿沉淀。其时流体的浓度升高达 40 wt%~50 wt% NaCl, f_{O_2} 约大于 10^{-25} Pa, f_{CO_2} 约为 $10^{7.3}$ Pa, Eh 约为 -0.7 eV, 此时 Au、Cu 呈硫氢络合物和氯络合物保持其迁移状态, 仅有少量 Au、Cu 沉淀。

成矿中期(第 3、4 阶段): 高盐度的含矿热流体继续与流经的岩石相互作用, 随着与斑岩间距离加长, 流体的温度下降, 在近地表构造裂隙发育条件下, 低盐、低温的大气降水渗入其间, 与岩浆热液汇合, 二者对流循环, 形成混合热流体, 改变了流体体系的原有平衡, 当温度降至 360~160℃ 左右, 盐度降至 5 wt%~15 wt% NaCl, 并呈弱酸—酸性的沸腾流体, 在 f_{O_2} 约为 10^{-25} ~ 10^{-41} Pa, f_{CO_2} 约为 $10^{6.5}$ ~ $10^{2.6}$ Pa, Eh 约为 -0.7~-0.55 eV 较还原条件下, 围岩发生强烈而广泛的石英-绢云母化, Au、Cu 的硫氢络合物和氯络合物分解, 导致 Au、Cu 大量沉淀。在网状裂隙、紧密平行条带状裂隙发育的北山矿段形成网脉、密集细脉浸染状金、铜矿体。在构造裂隙强烈发育的南山矿段则形成充填大脉状、细脉状

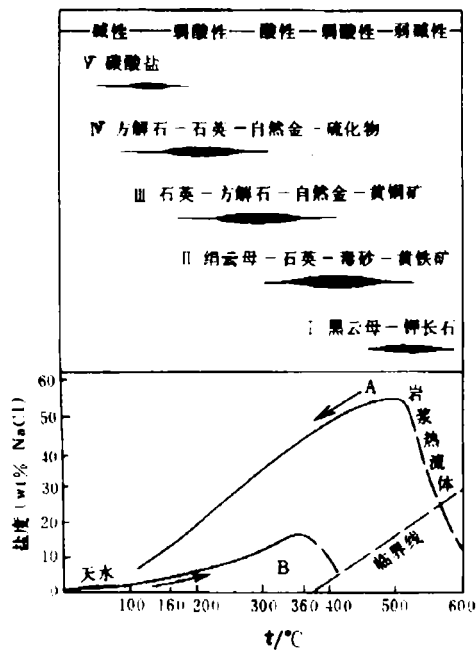


图10 成矿热流体的演化

Fig. 10. Evolution of ore-forming hot fluids.

金铜矿体。

成矿晚期(第5阶段): 混合流体溢出地表, 天水越来越多, 岩浆热液越来越少, 温度降至160℃以下, 流体中的挥发组分(CO₂、CH₄等)大量排放, 使在成矿中期早已稀释的流体, 其浓度反而增大, 但温度低。f_{O₂}和f_{CO₂}较小, pH值较大, 流体呈弱碱性、碱性, 在Eh较高(约为-0.55 eV)的还原条件下, 流体仅引起围岩碳酸盐化。至此, 成矿作用已近尾声, 基本上不发生有用矿物沉淀。

小西南盆金铜矿床成矿热流体的演化轨迹如图10: ①来自深部的岩浆流体运移过程中遵循一放热过程, 温度由高变低, 盐度由低—高一低, 并由弱碱性向酸性转化(曲线A); ②低温度、低盐度的大气降水, 受岩体热力作用往下渗, 运移过程中与上升的岩浆热液在近地表环境中对流循环, 形成混合流体, 温度和盐度也随之上升——吸热过程(曲线B)。天水的参与, 打破了岩浆热流体原有的平衡, 导致一系列物理化学条件的变化, 混合流体中的Au、Cu 硫氢络合物和氯络合物, 在温度下降

过程中, 酸-弱酸性、中等盐度条件下分解, 并沉淀出大量自然金和黄铜矿等有用矿物。低温时CO₂、CH₄排放, 混合流体盐度再次升高, 由此看来, 两类流体对成矿缺一不可, 但就成矿高峰期而言, 天水的的作用更大。两类流体对流循环促成了矿石的大量沉淀。包裹体的各种参数特征说明, 该矿床的形成受多种因素的影响, 为一多重成因矿床。

参加本项研究部分工作的还有芮宗瑶、张洪涛、王龙生等同志, 在野外地质调查和采样期间承蒙吉林地矿局六所有关领导和金伯禄高工, 吉林琿春金铜矿有关领导的大力支持, 特别是地测科王化德、高岳刚等多位同志的鼎力相助, 在此一并表示衷心感谢。

参 考 文 献

- 1 李荫清, 芮宗瑶, 程莱仙. 玉龙斑岩铜(钼)矿床的流体包裹体及成矿作用研究. 地质学报, 1981, 55(3): 216~231
- 2 李荫清. 我国几个主要斑岩铜矿(钼)矿床流体包裹体演化机制及成矿pH条件. 矿床地质, 1985, 4(3): 51~60
- 3 芮宗瑶, 黄崇轲, 齐国明, 徐珏, 张洪涛. 中国斑岩铜(钼)矿床. 北京: 地质出版社, 1984, 164~200
- 4 张德全, 李大新, 赵一鸣等. 紫金山铜金矿床蚀变和矿化分带. 北京: 地质出版社, 1992, 45~55
- 5 李荫清. 吉林海沟金矿床成矿流体的地球化学特征. 地质学报, 1994, 68(1): 48~61
- 6 陈仁义, 芮宗瑶. 五凤浅成热液金矿床地质特征及成矿机理研究. 矿床地质, 1993, 12(1): 20~28
- 7 张文淮, 伍刚. 赤峰地区金矿床流体包裹体与深部预测. 矿物学报, 1991, 11(4): 334~340
- 8 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用. 西安: 陕西科学技术出版社, 1985, 40~41
- 9 福尔·G. (潘曙兰, 乔广生译) 稳定同位素地质学原理. 北京: 科学出版社, 1983, 313~316
- 10 刘裕庆. 吉林海沟金矿床同位素地球化学和成矿规律研究. 矿床地质, 1991, 10(2): 131~142

- 11 李秉伦, 石岗. 矿物中包裹体成分的物理化学参数图解. 地球化学, 1986 (2): 128~137
- 12 Roedder T. Fluid inclusion. *Reviews in Mineralogy*, 1984 (12): 252~289
- 13 Weisbrod A. Fluid inclusion in shallow intrusives. *Short course in fluid inclusion: applications to petrology*. Calgary, Canada, 1984: 241~271
- 14 Ahmad S N, Rose A W. Fluid inclusion in porphyry and skarn ore at Santa, New Mexico. *Econ. Geol.*, 1980, 75 (2): 229~250
- 15 Eroot R J, Kesler S E, Gloke P L. Compositionally distinct, saline hydrothermal solutions, Naica Mine, Chihuahua, Mexico. *Econ. Geol.*, 1979, 74 (1): 95~108
- 16 Seward I M. Hydrothermal transport and deposition of gold. *Gold Mineralization, Australia*, 1979: 45~55

照片说明

- | | |
|-------------------------|-----------------------------|
| 1 2相气液包裹体 (原生), 样品 N15; | 6 2相富气体包裹体, 样品 S12; |
| 2 2相气液包裹体 (次生), 样品 S5; | 7 1相液体包裹体和 2相气液包裹体, 样品 S13; |
| 3 2相气液包裹体 (次生), 样品 N15; | |
| 4 2相气液包裹体, 样品 S14-2; | 8 3相含子晶多相包裹体, 样品 S14-2 |
| 5 2相气液包裹体, 样品 S1; | |

注: 照片 5 主矿物为闪锌矿, 其余照片主矿物为石英

A STUDY OF FLUID INCLUSIONS AND ORE-FORMING PROCESS OF THE XIAOXINANCHA GOLD-COPPER DEPOSIT, JILIN PROVINCE

Li Yinqing and Chen Dianfen

(Institute of Mineral Deposits, Academy of Geological Sciences, Beijing 100037)

Key words: fluid inclusion, inclusion isotope, Xiaoxinancha gold-copper deposit

Abstract

The Xiaoxinancha large-size gold-copper deposit is located inside northeast Hunchun County at the easternmost end of Jilin Province, lying in Tumenjiang delta zone. The ore deposit occurs on the western limb of the nearly SW-trending Wudao syncline, with the host rocks being metamorphic rocks of the Lower Paleozoic Qinglongcun Group. Gold and copper mineralizations are closely related to the concealed early Yanshanian granite porphyry in this area. The orebody consists of gold- and copper-bearing quartz veins which fill the NNW-trending fissures as well as veinlet-disseminated mineralized bodies on their both sides. Its total NNW-striking length is some 2.5 km, its width is 0.8km, and the downward extension reaches 100~700m.

The ore deposit contains abundant fluid inclusions, which are mainly two phase gas-liquid and one phase liquid inclusions and, next, polyphase inclusions that contain daughter crystals, with a few two phase gas-rich inclusions and three phase inclusions that contain liquid CO₂. The principal gold and copper mineralization stage is dominated by the first two types. The

most striking character of the fluid composition is that in cations, Na^+ is most numerous and in anions, Cl^- is slightly more than SO_4^{2-} . In gas phase, H_2O is dominant, followed by CO_2 . Ore-forming fluids are basically of the $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ system. δD values of inclusions vary in the range of $-51\text{‰} \sim 80\text{‰}$, and $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ in the range of $+0.13\text{‰} \sim +5.61\text{‰}$, falling into the region between the magmatic water and the meteoric water line. $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ values of CO_2 gas in inclusions are $-0.5\text{‰} \sim -6.8\text{‰}$, exhibiting character of deep carbon. All these data demonstrate that the ore-forming fluids are mixed fluids of magmatic hydrothermal solution derived from the depth and meteoric water.

At the early stage of the ore-forming process, magmatic hydrothermal solution played a leading role. When temperature was higher than $500\text{ }^\circ\text{C}$, fluids reacted with wall rocks at the top of the porphyry body and the contact zone nearby, resulting in such alterations as biotitization and K-feldspathization. Later, temperature got lower and lower, salinity increased to $40\text{wt}\% \text{NaCl} \sim 50\text{wt}\% \text{NaCl}$, and the fluids changed from weakly alkaline to weakly acid-acid. Under the conditions of $T\ 500 \sim 340\text{ }^\circ\text{C}$ or so, $f_{\text{O}_2} > 10^{-25}\text{Pa}$, $f_{\text{CO}_2} > 10^{7.3}\text{Pa}$ and relatively low Eh (< -0.76), fluids interacted with wall rocks of the exocontact zone, leading to quartz-sericitization and producing precipitates of pyrite and arsenopyrite. At that time, CuCl^- and $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ were in the state of migration, with the precipitation of merely a small quantity of gold and copper minerals. In the middle ore-forming stage, the high-temperature and high-salinity hot fluids migrated to the near-surface area with well-developed fissures, where the percolation of large quantities of meteoric water and the convection and circulation between magmatic fluids and meteoric water took place, thus forming mixed fluids and changing original equilibrium of the fluid system. Under the condition of $T\ 360 \sim 160\text{ }^\circ\text{C}$ or so, salinity $3\text{wt}\% \text{NaCl} \sim 15\text{wt}\% \text{NaCl}$, $f_{\text{O}_2}\ 10^{-28} \sim 10^{-41}\text{Pa}$, $f_{\text{CO}_2} > 10^{6.5} \sim 10^{2.6}\text{Pa}$, Eh $-0.7 \sim -0.55\text{eV}$ and pH $4.7 \sim 5.7$, Wall rocks experienced more extensive quartz-sericitization, accompanied by the precipitation of copper and gold and hence the enrichment of gold and copper. At this stage, heated meteoric water played a key role in the ore-forming process. At the late ore-forming stage, more and more meteoric water was added, mixed fluids overflowed, and temperature dropped. When the temperature became lower than $160\text{ }^\circ\text{C}$, large quantities of volatiles (such as CO_2) would be released, which caused the increase in concentration of fluids that had been diluted to some extent at the middle stage. Nevertheless, f_{O_2} and f_{CO_2} had decreased by that time, and fluids were weakly alkaline to alkaline; under the reduction with relatively high Eh value, the fluids only gave rise to carbonatization of wall rocks, and the ore-forming process drew to an end, basically with no precipitation of useful minerals.