

鲁西南归来庄金矿成矿流体特征和演化 *

沈 昆

倪 培

(山东省地质科学实验研究院 济南 250013) (南京大学成矿作用国家重点实验室 南京 210093)

林景仟

(吉林大学地质系 长春 130061)

摘要 归来庄金矿是近年来在鲁西南新发现的隐爆角砾岩型金矿床, 成因上与附近铜石偏碱性杂岩体有关。本文通过对侵入杂岩和金矿床中流体包裹体研究, 结合前人地质勘探和科研成果, 认为形成归来庄金矿的成矿流体是岩浆水与大量来自围岩的大气降水混合而成, 早期为富含卤素和 CO₂ 的低-中等盐度热液, 演化至晚期为低挥发分、不同盐度的低温热水溶液。金矿沉淀时的流体压力不高于 40~60 MPa, 温度为 180~250 °C。温度下降和伴随隐爆作用发生的减压和流体不混溶是促使金沉淀的主要因素。

关键词 归来庄金矿 铜石杂岩体 隐爆角砾岩 流体包裹体 显微测温

归来庄金矿是近年在鲁西南地区发现的大型金矿床, 其矿床地质特征明显有别于胶东玲珑和焦家式金矿。它的发现为在本区寻找同类型金矿床提供了范例。本文通过流体包裹体研究, 结合已有地质勘探和科研成果(林景仟等, 1997)^{①②} 来探讨成矿流体特征、演化及金矿形成的物理化学条件, 从而为目前在本区开展金矿普查找矿提供理论依据。

1 矿床地质概况

归来庄金矿位于鲁西台背斜尼山凸起东北部、平邑-方城凹陷的南部边缘。矿区附近出露的主要地层为太古宙片麻岩类、寒武-奥陶系灰岩、白云岩及侏罗-白垩系砂页岩、火山碎屑岩等。北北西向燕甘断裂从矿区西部通过, 其派生构造——近东西向的归来庄 F₁ 断裂为主要控矿构造。矿床附近的铜石次火山杂岩体是多阶段岩浆侵位产物, 第1阶段形成石英二长闪长玢岩, 顺层理或片理面侵入于片麻岩与碳酸盐岩的交界带, 构成杂岩体的外环; 第2阶段二长(斑)岩-正长岩沿穹窿中心侵位; 第3阶段形成粗面斑岩和隐爆角砾岩, 金矿化与这一阶段岩浆活动密切相关(图1)。归来庄金矿产于沿 F₁ 断裂分布的隐爆角砾岩、震碎角砾岩和碎裂岩带中, 呈不规则脉状和透镜体状。矿石具有角砾状、块状和浸染状-网脉状构造, 以及各种碎裂结构、变晶结构和交代结构。主要金属矿物为褐铁矿, 其次为

国家自然科学基金项目(编号: 49133130, 49702030) 和南京大学成矿作用国家重点实验室开放基金项目联合资助。

沈 昆, 男, 1939年5月生, 教授级高级工程师, 岩石、矿床和地球化学专业。

1999-06-23收稿, 2000-03-20改回。

①牛树桂. 1992. 山东平邑归来庄金矿成因探讨. 山东地质情报, (1): 1—18.

②全忠文. 1992. 归来庄金矿床成矿地质特征. 山东地质情报, (2): 18—26.

磁铁矿、赤铁矿、少量黄铁矿、方铅矿、闪锌矿和黄铜矿；金银矿物种类较多，包括自然金、银金矿、角银矿以及碲金矿等碲化物。脉石矿物有石英(石髓)、萤石、方解石和长石等。围岩蚀变主要为硅化和萤石化，其次为黑云母化、绢云母化、碳酸岩化和泥化。

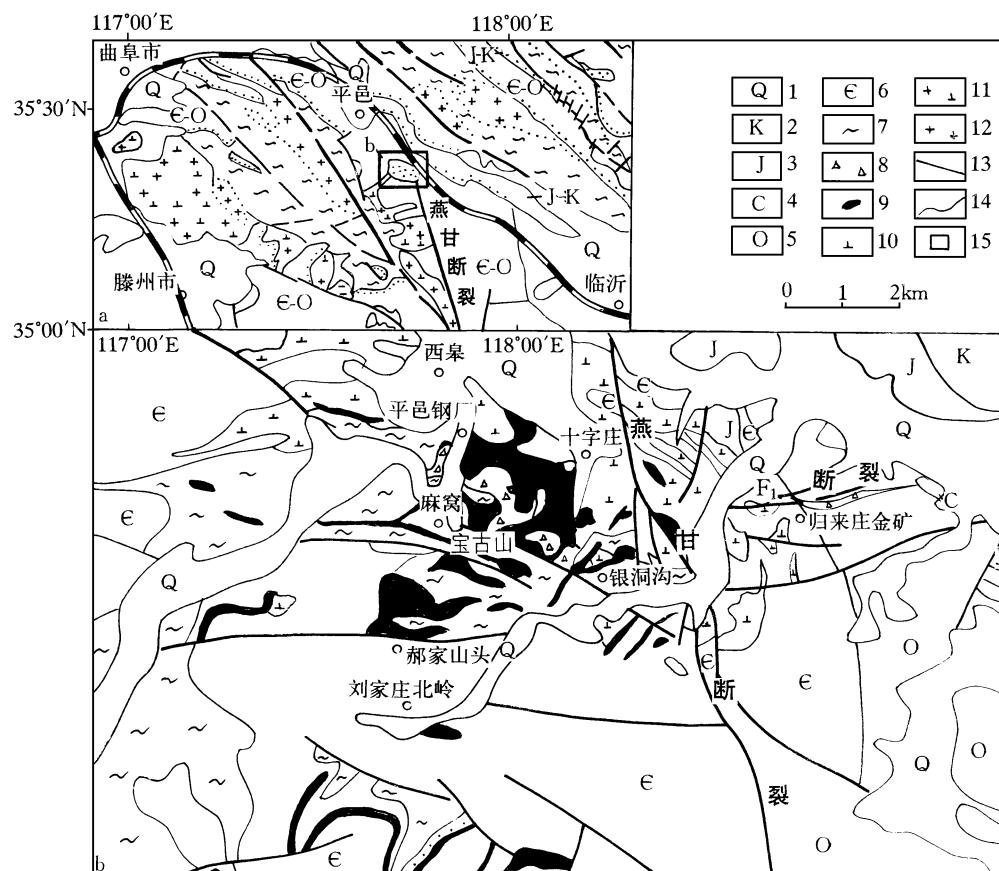


图1 归来庄金矿区位置(a) 及地质略图(b)

(据山东省地质矿产局(1991)和全忠文(见前脚注))

1. 第四系; 2. 白垩系; 3. 上侏罗统; 4. 石炭系; 5. 奥陶系; 6. 寒武系; 7. 太古界泰山群; 8. 隐爆角砾岩; 9. 二长-正长质岩石; 10. 二长-闪长质岩石; 11. 花岗闪长岩; 12. 新太古代花岗质岩石; 13. 断层; 14. 地质界线; 15. 研究区位置

Fig. 1 Simplified geologic map of the Guilaizhuang gold deposit, the inset showing its locality

2 流体包裹体岩相学特征和显微测温

对铜石杂岩体的二长斑岩、粗面斑岩、归来庄金矿角砾状矿石和充填岩石裂隙的萤石-石英脉磨制了双面抛光薄片，在显微镜下对其中石英、萤石和长石所含流体包裹体进行了岩相学观察、显微测温和激光拉曼探针分析。

2.1 流体包裹体类型

按室温下包裹体中物相种类和相比，可区分出以下3类包裹体。(1) H_2O (盐水) 包裹体

(*a*型): 可进一步分为两相($V_{H_2O} + L_{H_2O}$) H_2O 包裹体(*a*型)、单液相 H_2O 包裹体(*b*型)和富气相 H_2O 包裹体(*c*型), 以*a*型为主, *b*型为低温下形成或“卡脖子”的产物, *c*型为高温热液产物或*a*型包裹体渗漏所致。(2) CO_2-H_2O 包裹体(*b*型): 也分为富 H_2O (*a*型)和富 CO_2 (*b*型)包裹体。室温时为两相($V_{CO_2} + L_{H_2O}$)包裹体或三相($V_{CO_2} + L_{CO_2} + L_{H_2O}$)包裹体。(3) 含固相的多相包裹体(*c*型): 包裹体中含一气相(*V*)、一水溶液相(*L*)和至少一种固相(*S*)。固相可以是偶然捕获的矿物、包裹体形成后的变化产物或真正的子矿物。所见固相有石盐(钾盐)、方解石、板状和柱状非均质矿物。

2.2 不同样品(矿物)中流体包裹体特征和显微测温

在显微镜下对不同样品中流体包裹体的类型、产状和分布作了详细观察。对有代表性包裹体在南京大学成矿作用国家重点实验室的 Linkam TH 600 冷热台上进行了显微测温: 对*a*型包裹体测定了初熔温度(T_{mi})、冰点(T_{mi})和液-气均一温度(T_h); 对*b*型包裹体测定了 CO_2 固相熔化温度($T_{m_{CO_2}}$)、 CO_2 水合物溶解温度(T_{mc})、 CO_2 液-气均一温度($T_{h_{CO_2}}$)和 CO_2-H_2O 完全均一温度(T_h); 对部分*c*型包裹体测定了液-气均一温度(T_h)和子矿物熔化温度(T_{ms})。测定精度在 $-56.6 \sim 31$ 温度区间为 ± 0.1 , 在 $100 \sim 400$ 区间为 ± 5 。显微测温结果分别示于表1和图2、图3。

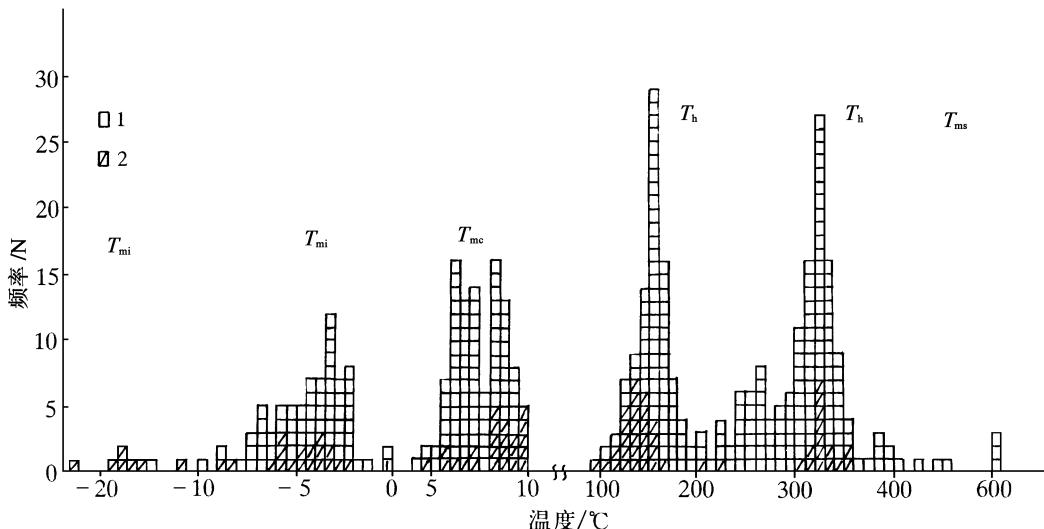


图2 铜石杂岩中流体包裹体冰点和 CO_2 水合物溶解温度直方图(左)和均一温度直方图(右)
1. 石英中的包裹体; 2. 萤石中的包裹体

Fig. 2 Histograms for last melting temperatures of ice (T_{mi}) and last melting temperatures of CO_2 -clathrate (T_{mc}) (the left) and for homogenization temperatures (the right) in the Tongshi complex

2.2.1 二长斑岩和穿插于其中的萤石-石英细脉(样品号2005-11)

二长斑岩主要含3个世代流体包裹体: (1) 斑晶石英中的*a*型包裹体, 孤立状或沿裂隙分布。不同石英晶体中*a*型包裹体所含物相种类和相比例常有变化: 可含1~3种固相, 其

表 1 铜石杂岩体和归来庄金矿流体包裹体特征和显微测温结果

Table 1 Characteristics and microthermometric measurements of fluid inclusions in Tongshi complex and Guilaizhuang gold deposit

样品名称和编号	主矿物	包裹体类型	CO_2 固相熔化温度/ $T_{\text{m,CO}_2}$, $^{\circ}\text{C}$	初熔温度/ T_{e} , $^{\circ}\text{C}$	冰点/ T_{m} , $^{\circ}\text{C}$	CO_2 水合物熔化温度/ $T_{\text{h,CO}_2}$	气液相均一温度/ T_{h}	气液相均一温度/ T_{h}	流体盐度/ wt\%NaCl	流体密度/ g cm^{-3}
2005-11 二长斑岩和穿插于其中的萤石-石英脉	透晶石英Ⅲ, 原生, 限次生		380~>600*				130~220	44.8~>75	>1.1	
	透晶石英Ⅰa, 次生		≤-23	-7.1~-4.2			199~255	6.67~10.61	0.85~0.94	
	透晶石英Ⅰa, 次生		<-28	-7.2~-3.4			119~181	5.14~13.74	0.93~1.04	
	脉萤石Ⅰa, 原生		<-46~-40	-15.0~-2.6			129~180	4.34~18.63	0.92~1.05	
5039-1 石穿插粗面岩中的石英石Ⅰa, 早期次生	脉萤石Ⅰa, 次生			-11.0~-0.4			97~119	0.71~14.98	0.95~1.05	
	高温石英Ⅰa, 早-中期次生						292~329		0.65~0.78	
	高温石英Ⅰa, Ⅰb-Ⅰc, 次生				-5.0~-2.2		150~192	3.71~7.86	0.90~0.98	
	高温石英Ⅰa, 次生									
5528-8 二长斑岩中的萤石-石英脉	高温石英Ⅰa, 次生		-58.3~-57.6		+4.4~-+9.6	25.5~30.3(L)	250~353	0.82~9.86	0.62~0.90	
	高温石英Ⅰa, 原生, 限次生		-57.0	-4.6~-2.4	+4.5~-9.8	29.7(V)	145~175	4.03~7.31	0.92~0.98	
	萤石Ⅰa, 次生		<-21	-6.2~-5.1			316~354	0.42~0.97	0.72~0.90	
	萤石Ⅰa, 次生		≤-30	-22.2~-17.5			153~185	7.96~9.46	0.90~0.99	
2021-5 隐爆角砾岩中的充填石英Ⅰb, Ⅰc, 早期次生	高温石英Ⅰa, 早-中期次生		-57.2~-57.1		+5.8~-+7.1	18.6~30.8(V)	305~352	5.5~7.69	0.46~0.68	
	高温石英Ⅰb, Ⅰc, 早期次生		-57.2~-57.1	-2.6		28.4~30.6(L)	311~350		0.56~0.67	
	石英Ⅰa, 次生		<-33~-26	-1.3~-5.6			141~168	2.24~8.65	0.92~0.99	
	石英Ⅰa, 次生			-6.2~-4.3			124~175	6.88~9.46	0.95~1.01	
ZK10-48 石英脉(1~2阶段)	石英Ⅰa, 次生		<-35	-7.1~-4.2			130~167	4.80~6.74	0.93~0.99	
	低温萤石Ⅰa, 原生		<-38.3	-6.0~-3.1			91~117	5.11~9.21	0.98~1.03	
	低温萤石Ⅰa, 次生		<-2.1	-7.3~-5.1			240~275	8.00~10.86	0.92~0.99	
	石英Ⅰa, 次生			-1.5~-1.3			121~182	2.24~2.57	0.90~0.96	
CM26-26 归来庄	含萤石英Ⅰa, 次生		<-2.6	-6.8~-4.8			105~146	7.59~10.23	0.97~1.03	
	低温萤石Ⅰa, 原生		≤-22	-3.2~-1.0			283~356	1.74~5.26	0.62~0.78	
	中温萤石Ⅰa, 次生			-2.7~-2.4			211~260	4.03~4.49	0.82~0.89	
	中温萤石Ⅰa, 原生		≤-40	-4.9~-3.3			210~229	5.41~7.73	0.88~0.92	
ZK36-47 金	中温萤石Ⅰa, 早期次生		<-27~-24.7	-4.2~-3.2			249~270	5.26~6.74	0.81~0.86	
	长石			-3.8~-2.9			210~232	4.80~6.16	0.87~0.90	
	中温萤石Ⅰa, 原生			-1.5			129	2.57	0.95	
	硅化萤石化岩石角砾			-8.1~-4.3			121~178	6.88~11.83	0.92~1.03	
CM27-14 硅化萤石化岩石角砾	低温萤石Ⅰa, 原生			-4.4~-3.8			155~185	6.16~7.02	0.93~0.97	
	长石									

沈昆在南京大学国家重点实验室测试; * 示石盐子矿物熔化温度。

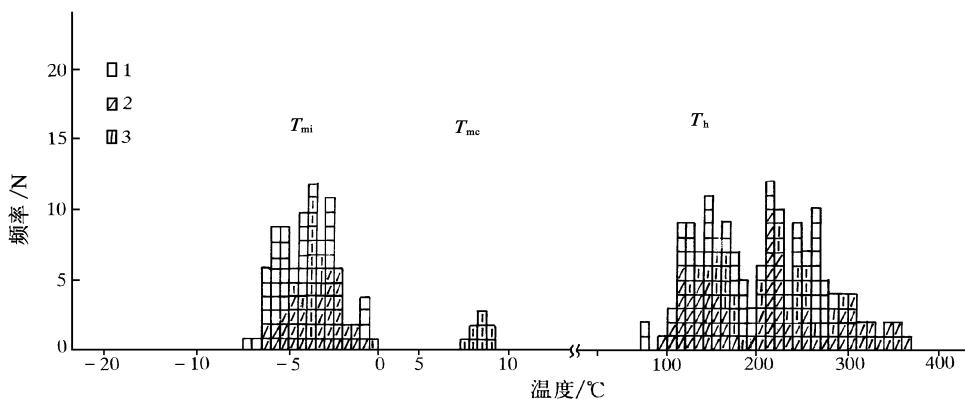


图3 归来庄金矿区流体包裹体冰点直方图(左)和均一温度直方图(右)

1. 石英中的包裹体; 2. 萤石中的包裹体; 3. 长石中的包裹体

Fig. 3 Histograms for last melting temperatures of ice (T_{mi}) (the left) and homogenization temperatures (the right) of the fluid inclusions in the Guilaizhuang gold deposit

一为立方体, 为石盐或钾盐子矿物(图版 -1); 另一种为板柱状晶体, 突起稍高, 显非均质性; 第3种为片状矿物, 近于平行消光, 正延性(图版 -2)。显微测温表明, a 型包裹体的气泡消失温度主要在130~220 $^{\circ}\text{C}$, 而包裹体中立方体子矿物多在380~450 $^{\circ}\text{C}$ 区间熔化(溶解); 另一种柱状矿物在加热时也缓慢熔化, 且在加热到冷热台上限温度600 $^{\circ}\text{C}$ 时仅剩下一小晶核, 表明已接近其完全熔化温度; 多数含板柱状未知矿物的 a 型包裹体在固相完全熔化前就爆裂了。 a 型包裹体的这种特征, 即在较窄的气-液均一温度范围内有较大的盐度变化范围, 表明它们是从沸腾流体中捕获的(Wesbrod, 1981)。(2) 斑晶石英中的 a 型包裹体, 随机分布或沿裂隙分布。冷冻后回温时初熔温度低于-23 $^{\circ}\text{C}$, 说明液相中除NaCl外还含有K $^{+}$ 、Mg $^{2+}$ (Ca $^{2+}$)等离子, T_{mi} 变化于-7.1~-4.2 $^{\circ}\text{C}$, T_h 值为199~255 $^{\circ}\text{C}$ 。(3) 低温萤石石英脉的萤石充填于二长斑岩和粗面斑岩裂隙, 其中含 a 型包裹体, 通常随机分布或沿生长带分布。它们的显微测温结果见后面低温萤石脉一节。

2.2.2 霽细状粗面斑岩(样品号2050)

沿粗面斑岩硅质脉壁生长的高温无色-浅玫瑰色萤石中存在 a 型包裹体有两个世代: 第1世代为沿生长环带和晶内裂隙分布的原生-假次生包裹体(图版 -3), 多为负晶形、浑圆形, $V/(V+L) = 25\% \sim 30\%$; 第2世代为沿穿晶裂隙分布的次生包裹体, $V/(V+L) = 15\% \sim 20\%$ 。显微测温表明 a 型原生-假次生包裹体和次生包裹体的 T_{mi} 分别为-3.2~-1.0 和-2.7~-2.4 $^{\circ}\text{C}$, T_h 分别为283~356 和211~260 $^{\circ}\text{C}$ 。

2.2.3 高温萤石石英脉(样品号5039-1、5528-8, 2021-5和Tc820-3)

在高温透明石英中, 根据包裹体轨迹的穿插关系可区分出3个世代包裹体, 以第1世代包裹体为主。第1世代是沿一定方向密集分布或断续分布的 a 型及 c 型包裹体(图版 -1), 属假次生(?)早期次生包裹体, 不同包裹体中的CO₂/H₂O比例变化很大, 显示流体不混溶特征; 第2世代是沿不同方向裂隙分布的 a 型次生包裹体, $V/(V+L)$ 一般为15%~

20%; 第3世代是沿穿晶裂隙成群分布的 a型和少量 b型次生包裹体, 呈浑圆-不规则状, $V/(V+L) = 0 \sim 10\%$ 。

显微测温表明 型包裹体的 $T_{m_{CO_2}}$ 值集中在 -58.3~-56.9 之间, 略低于纯 CO_2 的三相点 -56.6, 说明 CO_2 相中存在少量其它组分, 如 CH_4 和(或) N_2 。 型包裹体的 T_{mc} 范围为 4.4~9.6, 集中在 5.2~7.8, CO_2 液-气均一温度 ($T_{h_{CO_2}}$) 范围为 18.6~30.8, 多数在 25~30 之间; 型包裹体的 T_h 值为 250~353, 通常 CO_2 相体积百分比小于 20 或大于 80 包裹体的 T_h 值集中于 250~310。

高温石英中第2和第3世代 a型包裹体的初熔温度一般高于 $NaCl-H_2O$ 体系的共结点 -21, 表明流体中盐组分主要为 $NaCl$; 第2世代包裹体的 $T_{mi} = -3.5 \sim -2.6$, T_h 值为 205~272; 第3世代包裹体的 $T_{mi} = -8 \sim -1.3$, 而 T_h 值较低 (141~175)。

与高温石英伴生的高温萤石中主要含 $V_{CO_2+LH_2O}$ 的 型包裹体。它们的 $T_{m_{CO_2}}$ 、 T_{mc} 和 T_h 范围与高温石英中 型包裹体的很接近。两组 a型次生包裹体的 T_{eu} 均低于 -21, T_{mi} 分别为 -6.2~-5.1 和 -22.2~-17.5, 相应的 T_h 范围分别为 153~185 和 126~148, 表明具有较低均一温度的包裹体盐度很高。

2.2.4 含矿角砾岩(ZK 10-48, CM 26-26, ZK 36-47, ZK 36-49 和 CM 27-14)

含矿角砾岩 (ZK 10-48, CM 26-26, ZK 36-47 和 ZK 36-49) 的晶屑石英和长石主要含 a型包裹体, 多沿石英裂隙和长石解理裂隙分布。按产状和均一温度分为两组: 一组形成较早, 多呈负晶形-透镜状, $T_{mi} = -7.3 \sim -3.2$ (很少数包裹体含一定量 CO_2 , T_{mc} 为 7.9~9.4), 均一温度为 240~275; 另一组包裹体呈管柱状或不规则状, T_{mi} 分别为 -6.2~-1.3, T_h 为 120~185。两组包裹体的 T_{eu} 均低于 -21, 结合岩相学观察, 它们分别与高温石英脉中第2和第3世代 a型包裹体大体相当。

含矿角砾岩 (样品号 ZK 36-47, CM 27-14) 中由深紫色萤石斑晶和细粒集合体构成的角砾相当于中温萤石, 含有 a型和少量 型包裹体, 它们沿萤石内核和生长环带分布, 呈负晶形-浑圆多边形 (图版 -2), 为萤石结晶时捕获的原生包裹体, 其 $T_{mi} = -4.9 \sim -2.9$; T_h 为 210~232。

含矿角砾岩中, 呈细脉-浸染状充填于角砾岩长石、石英粒间 (并交代长石) 的浅紫色-无色低温萤石, 也普遍含 a型包裹体, 它们多沿生长环带分布 (图版 -3), 具负晶形、浑圆形和不规则状, 常发生卡脖子、部分渗漏等次生变化。偶见含方解石的 型包裹体。

含矿角砾岩和二长斑岩中的低温萤石所含 a型包裹体的 T_{eu} 均低于 -21。在 ZK 10-48 和 ZK 36-47 样品中, 各有一个包裹体冷却到 -60~-55 以下才冻结, 它们的 T_{eu} 接近于 $CaCl_2-NaCl-H_2O$ 体系三元共结点 -52; 回温到 -27.5~-26 时, 其中分别有一结晶相 ($NaCl \cdot 2H_2O$) 熔化, 最后冰分别在 -14.8 和 -5.8 熔化。据 Oakes et al. (1990) 有关 $CaCl_2-NaCl-H_2O$ 体系的实验资料推断, 这两个包裹体的总盐度分别接近 20wt% 和 10wt%, 其 $CaCl_2/NaCl$ 比值分别为 2.0 和 1.4。低温萤石中多数 a型包裹体的 $T_{mi} = -14 \sim -0.4$, T_h 值为 91~180 而集中分布于 130~150。

2.2.5 白云质灰岩中的石英脉(Tc31-1/2)

发育具环带构造的自形石英。按产状和均一温度区分出3类 a型包裹体: 沿晶体内

核裂隙分布的假次生包裹体, T_h 为 224 ~ 280 ; 沿石英干净边缘环带孤立分布的包裹体, $T_h = 150 \sim 219$; 第3类为杂乱(沿裂隙)分布的包裹体, 其形态、大小和气相百分比变化很大, 有的具卡脖子特征, $T_h = 71 \sim 131$ 。前两组包裹体的 T_m 相近, 而第3组包裹体的 T_{mi} 变化于 -6.3 ~ -0.5 。

总之, 铜石杂岩体和归来庄金矿中均存在至少3个世代包裹体, 它们代表了主要热液活动的不同演化阶段。(1) 在高温石英和高温萤石中的 a型、b型和具较大大气泡的 a型包裹体, 其 T_h 值为 250 ~ 356 (集中于 300 ~ 350), 盐度不高, 代表了成矿前或成矿早期的热液活动。(2) 沿石英和萤石裂隙分布的 a型次生包裹体同含矿角砾岩中温萤石中的 a型次生包裹体在流体盐度((5 ~ 8) wt% NaCl) 和均一温度(200 ~ 250) 上大体相当, 代表了主成矿期的热液活动。(3) 石英中一组均一温度为 121 ~ 192 的 a型次生包裹体与低温萤石(充填于石英、长石粒间和交代长石)中均一温度在 91 ~ 185 的 a型次生包裹体大体相当, 代表了成矿晚期的热液活动, 流体盐度变化较大, 甚至有的可含固相方解石, 可能与流体流经碳酸盐地层时交代围岩有关。二长斑岩中的 型包裹体反映了岩浆流体的特征, 而铜石杂岩与归来庄金矿流体包裹体的相似性则反映形成归来庄金矿的成矿热液与铜石杂岩的形成和演化有关, 它们的差异性则反映了两者的不同演化阶段(见后面讨论)。

3 结果解释和讨论

3.1 流体成分

根据显微测温(表1)和激光拉曼探针分析资料(表2), 确定铜石杂岩体和归来庄金矿中 型包裹体的主要组分是 CO_2 , 其次是 H_2O , 以及少量 H_2S 、 CH_4 和 N_2 。另根据某些石英中包裹体含有石盐子矿物、初熔温度接近 -21 (NaCl-H₂O 体系的共结点) 及低于 -22.9 (KCl-NaCl-H₂O 体系的三元共结点), 甚至低于 -46 ~ -38 , 推测这些包裹体中除含有 Na^+ 、 K^+ 外, 还含其它二价阳离子, 如 Ca^{2+} (Mg^{2+}) 等。矿区常见萤石、石盐和角银矿等则说明流体中有较高的 Cl^- 和 F^- 。

因此可以认为, 归来庄金矿的成矿流体较复杂。其主要成分是水, 其中含有数量不等的 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} (Mg^{2+}) 等阳离子、 Cl^- 和 F^- 等阴离子, 及 CO_2 (H_2S 、 CH_4 和 N_2) 等挥发分, 属于 $\text{H}_2\text{O} + \text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+}$ (Mg^{2+}) + $\text{Cl}^- + \text{F}^- \pm \text{CO}_2 \pm \text{H}_2\text{S} \pm \text{CH}_4$ 的复杂体系。

3.2 流体盐度

根据显微测温数据, 利用 Hall et al. (1988) 和卢焕章等(1990)有关 KCl-NaCl-H₂O 体系盐度与冰点降的关系式确定了 型包裹体的盐度, 型包裹体的盐度则根据 Collins (1979) 和 Diamond (1992) 有关 CO_2 -H₂O 包裹体的盐度公式估算, 列于表1。结果表明: (1) 高温石英和萤石中 a型和 型包裹体的盐度为 (0.42 ~ 9.86) wt% NaCl, 多数集中在 (3 ~ 7) wt% NaCl 之间; (2) 石英、萤石中均一温度为 199 ~ 280 的 a型包裹体的盐度范围为 (4.03 ~ 10.86) wt% NaCl, 多数在 5% ~ 8% 之间; (3) 石英、萤石中均一温度为 91 ~ 192 的 a型包裹体的盐度变化较大, 从 0.71 wt% 到接近或大于 20 wt%, 而以含 (5

~ 10) wt% NaCl者居多; (4) 对于二长斑岩斑晶石英中的 a 型包裹体($T_{ms} = 380 \sim 450$), 根据 Gunter et al. (1983) 和 Bodnar(1992) 有关 $\text{NaCl}-\text{(KCl)}-\text{H}_2\text{O}$ 体系中石盐溶解度资料和公式确定其盐度为(44.8 ~ 52) wt% NaCl, 鉴于有些包裹体中还含有熔点高于600 的固相, 其盐度可远大于52 wt% NaCl。

表2 部分 a 型包裹体的激光拉曼探针分析结果

Table 2 Raman Microprobe analyses of some type a fluid inclusions

样品号	岩石类型	气相 / mol%							液相 / wt%		
		CO_2	N_2	H_2S	CH_4	H_2O	SO_2	H_2	H_2O	CO_2	H_2S
5528-8	二长斑岩中萤石-石英脉	92.6						7.4	28	72	
2028-4	二长闪长玢岩中石英交代体	95.6				4.4			32	58	10
2065-1	隐爆角砾岩中的石英脉	46.3	10.2			33.7	9.8				
2021-5	隐爆角砾岩中的石英脉	96.3			3.7					40	60
5039-1	粗面斑岩中的石英脉	80.8		8.3		10.9			19	69	12

西安地质矿产研究所王志海、李月琴分析, 所用仪器: RAMANOR U1000型激光拉曼探针。

3.3 流体密度

a 型包裹体的密度可以根据其盐度和均一温度数据, 从 Haas(1976) 有关于沸腾 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 溶液共存相的物理性质和 H_2O 组分热力学性质的图表中获得; b 型包裹体的总密度可按下式求得: $d = d_{\text{CO}_2} + d_{\text{H}_2\text{O}}(1 - V_{\text{CO}_2})$ 。式中 d 为总密度, d_{CO_2} 为 CO_2 相密度, 可从 CO_2 液-气均一温度获得(Angus et al., 1976); $d_{\text{H}_2\text{O}}$ 为25 时(盐)水溶液的密度, 可根据 Potter and Brown(1977) 有关 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 溶液体积性质的公式或图表确定; V_{CO_2} 为包裹体中 CO_2 相的体积分数, 可在显微镜下估测, 或根据 Bodnar(1983) 和 Schwartz(1989) 的方法, 从包裹体的 $T_{\text{h}_{\text{CO}_2}}$ 和 T_h 测定值求得。计算结果(表1)表明, 早期具有较高均一温度(~300) 的 a 型和 b 型原生和次生包裹体的密度较低且变化较大(0.46 ~ 0.90 g/cm³), 均一温度在199 ~ 280 的 a 型原生和次生包裹体密度为0.8 ~ 0.99 g/cm³, 晚期均一温度低于192 的 a 型包裹体的密度为0.88 ~ 1.10 g/cm³。

3.4 流体不混溶性

铜石杂岩体和归来庄金矿高温石英中含有 a 型流体包裹体, 富 H_2O 的 a 型包裹体与富 CO_2 的 b 型包裹体紧密共存, 且它们在大致相同的温度区间分别均一到液相和气相, 表明它们是从不混溶(沸腾)流体中捕获的。从 $T-X$ 图(图4)中可以看出, 在较高压力下具 a 型包裹体成分的 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ 流体处于单相区, 温度和压力的下降都会引起这种流体不混溶, 从而 CO_2 逸失。本区隐爆角砾岩发育, 说明伴随外部压力的突然下降而发生的隐爆作用可能是引起流体不混溶和 CO_2 逸失的主要原因。隐爆作用也引起盐水溶液的不混溶。Burnham(1979)认为, 当压力和温度降低到 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 的溶线以下时, 具中等盐度的盐水溶液便会发生沸腾, 分离出一种低盐度水蒸气和共存的高盐度水溶液。水蒸气易沿岩石裂隙逸散而盐水溶液则呈流体包裹体被捕获。随着进一步的冷却, 包裹体中的盐类便因溶解度降低而晶出子矿物。二长斑岩中具有不同相比的 a 型包裹体可能就是以这

种方式形成的。

3.5 流体包裹体形成的温压条件

通常认为(Roedder, 1984), 从均匀流体中捕获的包裹体, 其均一温度和均一时的压力仅代表其形成温度和压力的下限; 而从不混溶(沸腾)流体中捕获的包裹体, 其均一温度和均一压力(最小值)即为其形成时的温度和压力, 无需温度和压力校正。

前述及, 铜石杂岩中 a 型和 b 型包裹体是从不混溶流体中捕获的, 因此可利用它们的均一温度和均一压力来估算早期流经铜石杂岩的流体温度和压力。这些包裹体的形成温度为 250~310[◦]C。根据 a 型包裹体的 T_h 值、流体总密度、CO₂摩尔分数 X_{CO_2} (0.05~0.086) 和水溶液盐度((3~6) wt% NaCl), 利用 Bowers and Helgeson (1983a, 1983b) 有关 H₂O-CO₂-NaCl 体系的状态方程, 估算 a 型包裹体形成时流体压力为 40~60 MPa, 这与根据本区二长闪长玢岩及二长斑岩侵位深度推断的岩石静压力相当(林景仟等, 1997)。

a 型包裹体的压力应高于其均一时流体的液-气平衡压力——阻止流体沸腾。高温石英、萤石中均一温度为 283~356[◦]C 的 a 型包裹体, 均一时的压力为 9.5~11 MPa (Bischoff, 1991)。对于归来庄矿区大多数均一温度为 199~280[◦]C 和 91~192[◦]C 的 a 型包裹体来说, 其形成压力应高于 0.5~3.25 MPa (设定流体盐度为 5 wt% NaCl)。理论上, 对于 a 型包裹体的均一温度应作压力校正以求得实际形成温度, 如按照上覆岩层厚度为 1300 m(相当于 50 MPa 的岩石静压力) 估算, 上述均一温度的压力校正值在 25~30 左右。图 5 表示了本区成矿流体的 $P-T$ 演化。

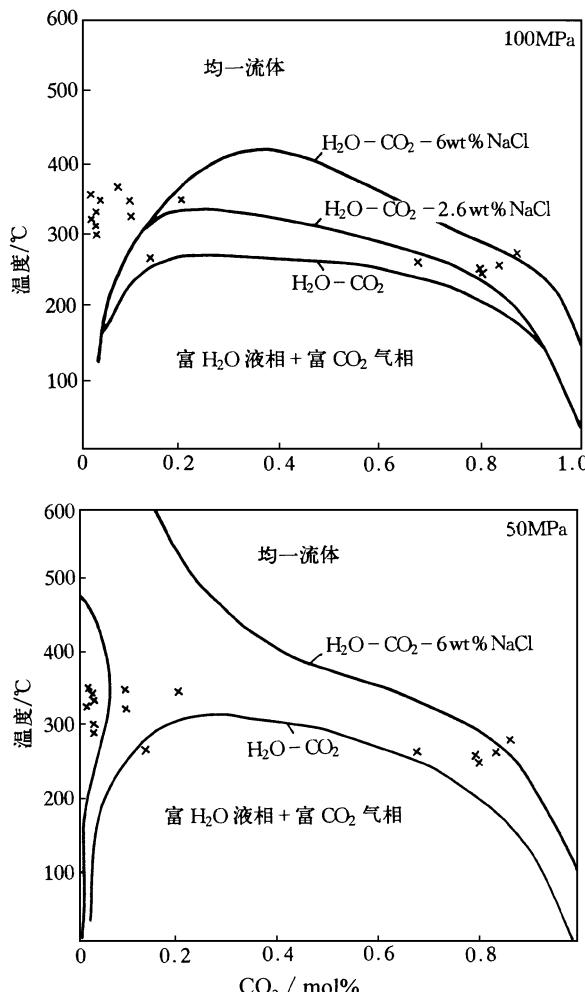


图4 研究区 a型包裹体的 $T-X$ 相图

图中溶线位置据 Takenouchi and Kennedy (1964), Hollister and Crawford (1981) 和 Bowers and Helgeson (1983a) 资料综合

Fig. 4 $T-X$ diagram for type a inclusions in the studied area

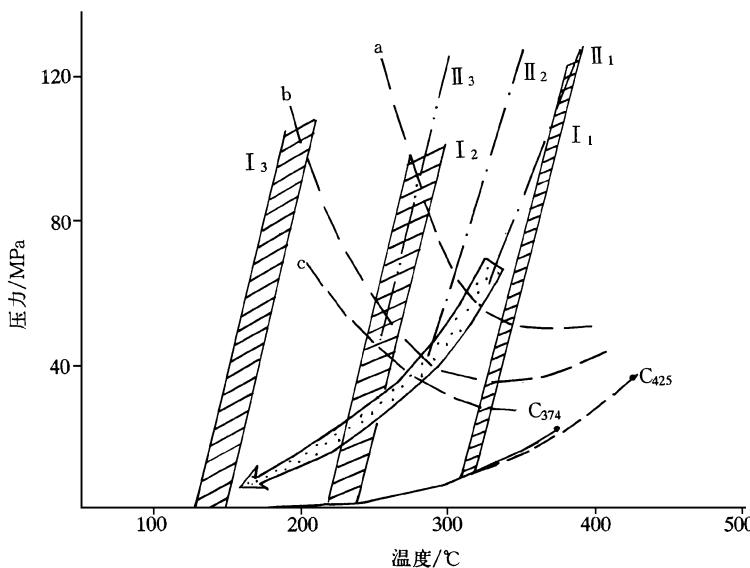


图5 铜石杂岩体和归来庄金矿成矿流体演化的 P - T 图

图右下方的实曲线和虚曲线分别为纯水和5 wt% NaCl盐水溶液的液-气曲线, C_{374} 和 C_{425} 为相应组成流体的临界点。a、b、c 为相当于本区 I 型包裹体组分的 H_2O-CO_2-NaCl 流体的不混溶曲线(其中 a: $X_{CO_2}=9\text{ mol\%}$, 6 wt% NaCl; b: $X_{CO_2}=5\text{ mol\%}$, 6 wt% NaCl; c: $X_{CO_2}=3\text{ mol\%}$, 3 wt% NaCl)。由实线限定的斜影区 $_{I_1}$ 、 $_{I_2}$ 、 $_{I_3}$ 分别为 3 类 a 型包裹体($d_{H_2O}=0.70\sim0.75\text{ g/cm}^3$ 和 $s=3\sim7\text{ wt\% NaCl}$; $d_{H_2O}=0.85\sim0.88\text{ g/cm}^3$ 和 $s=5\text{ wt\% NaCl}$; 及 $d_{H_2O}=0.95\sim1.10\text{ g/cm}^3$ 和 $s=1\sim2.3\text{ wt\% NaCl}$)的主要等容线范围; $_{I_1}$ 、 $_{I_2}$ 、 $_{I_3}$ 分别为具有 3 种密度和组成的 I 型包裹体($d=0.76\text{ g/cm}^3$, $X_{CO_2}=8.6\text{ mol\%}$, 5.8 wt% NaCl; $d=0.82\text{ g/cm}^3$, $X_{CO_2}=5\text{ mol\%}$, 5.8 wt% NaCl; $d=0.88\text{ g/cm}^3$, $X_{CO_2}=3\text{ mol\%}$, 3 wt% NaCl)的等容线, 它们从各自成分的不混溶面(长虚曲线)上一点出发。

箭头表示成矿流体演化路径

Fig. 5 P - T evolution of the ore-forming fluids in Tongshi complex and Guilaizhuang gold deposit

3.6 铜石杂岩体和归来庄金矿成矿流体的来源及演化

与大多数浅成侵入体相似(Roedder, 1984), 铜石杂岩体中 I 型包裹体所代表的早期流体具有岩浆来源特征。推断形成铜石杂岩体的偏碱性岩浆侵位到近地表时, 随着无水矿物相(长石、石英)的大量结晶, 其中 H_2O 和其它挥发组分不断富集, 直至饱和, 因而分离出一独立含水相(二次沸腾)。Burnham(1979)指出, 这种初始水溶液盐度可从百分之几到 20 wt%, 在低于 800~1000 和 50~150 MPa 条件下, 这种成分的流体常常发生不混溶(沸腾), 分离出一种低盐度气相和高盐度液相(可作为 I 型包裹体被捕获), 并因很大的密度差而分离。气相沿水压裂隙向上逃逸, 而溶解了大量金属成矿物质(包括金)的流体则向侵入体外缘迁移, 在有利部位沉淀成矿。地质产状指示归来庄金矿产于铜石杂岩体附近的碳酸盐岩地层和隐爆角砾岩中, 表明两者间成因和空间上的联系。

同时, 岩浆侵位促使围绕杂岩体形成一个近地表热液系统, 岩浆热液不断同周围下渗的雨水或地下水混合, 并受到稀释; 在流经由隐爆作用产生的张性构造时将再次发生沸

腾,引起CO₂与H₂O的分离(形成a型和b型包裹体),同时析出Cl和F对岩石产生交代作用。对脉石英和硅化石英的氢、氧同位素测定结果也表明,热液来源于岩浆水与地下水混合(林景仟等,1997)。这种混合流体不断迁移到岩体周围较冷围岩中,随温度下降(伴随氧逸度降低)、挥发分散失及与围岩发生化学反应(硅化、萤石化等蚀变),改变了流体成分和性质,促使金的络合物分解,从而导致含金矿物沉淀,形成归来庄金矿。

4 结 论

(1)铜石杂岩体和归来庄金矿均含有至少3个世代不饱和盐水包裹体,即早期均一温度为300~356°C、中低盐度a型包裹体,随后是均一温度为210~270°C的a型包裹体,晚期具较低均一温度(120~180°C)和不同盐度的a型包裹体。两者的区别是铜石杂岩体除a型包裹体外,还含多量CO₂-H₂O包裹体和含盐类子矿物的a型包裹体,其相比变化很大,反映流体沸腾特征;归来庄金矿主要含中、低温a型包裹体。

(2)岩相学、包裹体显微测温和激光拉曼探针分析表明,本区成矿流体成分为H₂O+Na⁺+K⁺+Ca²⁺(Mg²⁺)+Cl⁻+F⁻±CO₂±H₂S±CH₄的复杂体系。早期成矿流体为具低-中等盐度、富含挥发分的H₂O-CO₂-NaCl流体;主成矿期流体中CO₂、F等挥发分大量逸失,含量甚少,为一种盐度在(4~10)wt% NaCl的水溶液;晚期流体盐度变化较大,从近于纯水到(NaCl+CaCl₂)总盐度大于20wt%。这可能同流体-岩石相互作用,碳酸盐围岩中的Ca、Mg进入流体和近地表循环雨水的大量加入的稀释作用有关。

(3)金的沉淀主要发生在中-低温(180~250°C)阶段。早期伴随裂隙开放和隐爆作用曾发生流体的不混溶和CO₂、Cl、F等挥发组分的散失,而随后温度的明显下降(形成萤石、石盐和角银矿)是促使金络合物分解和金沉淀的主要因素。石英的δ¹⁸O(10⁻³)变化于9.92~19.57之间,集中在12.48~14.77,与铜石杂岩主体岩石的氧同位素测定结果相近。按Clayton方程计算的脉石英粗晶石英和白云岩中细粒化石英的δ¹⁸O_{H₂O}(10⁻³)分别为6.3~13.5和2.2,δD-SMOW变化于-148.0~-68.9。

参 考 文 献

- 林景仟,谭东娟,于学峰,等.1997.鲁西归来庄金矿成因.济南:山东科学技术出版社.160.
- 卢焕章,李秉伦,沈 昆,等.1990.包裹体地球化学.北京:地质出版社.242.
- 山东省地质矿产局.1991.山东省区域地质志.北京:地质出版社.595.
- Angus A, Armstrong B, de Reuk K, et al. 1973. International Thermodynamic Tables of the Fluid State, v. 3: Carbon Dioxide. Oxford: Pergamon Press. 385.
- Bischoff J L. 1991. Densities of liquid and vapour in boiling NaCl-H₂O solutions: a PVTX summary from 300 to 500°C. Amer. Jour. Sci., 291:309—338.
- Bodnar R J. 1983. A method of calculating fluid inclusion volumes based on the vapor bubble diameters and P-V-T-X properties of the fluids. Econ. Geol., 78: 353—542.
- Bodnar R J. 1992. The system H₂O-NaCl. in: Fourth Biennial Pan-American Conference on Research on Fluid inclusions PACROFI, Program and Abstracts, 108—111.
- Bowers T S and Helgeson H C. 1983a. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of non-ideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geologic systems: Equation of state for H₂O-CO₂-

- NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**: 1247—1275.
- Bowers T S and Helgeson H C. 1983b. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of non-ideal mixing in the system H_2O-CO_2-NaCl on phase relations in geologic systems: Metamorphic equilibria at high pressures and temperatures. *American Mineralogist*, **68**: 1059—1075.
- Burnham C W. 1979. Magmas and hydrothermal fluids. In: Barnes H L. ed. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (2nd ed.). New York: Wiley & Sons. 71—136.
- Collins P L F. 1979. Gas hydrates in CO_2 -bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Econ. Geol.*, **74**: 1435—1444.
- Diamond L W. 1992. Stability of CO_2 -clathrate hydrate+ CO_2 liquid+ CO_2 vapour+ aqueous $KCl-NaCl$ solutions: experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**: 273—280.
- Gunter W D, Chou I-M and Girsperger S. 1983. Phase relations in the system $NaCl-KCl-H_2O$, Part I: Differential thermal analysis of the halite liquidus in the $NaCl-H_2O$ binary above 450°. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**: 863—873.
- Haas Jr J L. 1976. Physical properties of the coexisting phases and the thermoechemical properties of the H_2O component in boiling $NaCl$ solutions. *U. S. Geological Survey Bull.*, **1421-A**: 73.
- Hall D L, Sternier S M and Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of $NaCl-KCl-H_2O$ solutions. *Econ. Geol.*, **83**: 197—202.
- Hollister L C and Crawford M L. 1981. Fluid Inclusions: Applications to Petrology. Calgary: Mineral Association of Canada, Short Course, **6**. 367.
- Oakes C S, Bodnar R J and Simonson J M. 1990. The system $NaCl-CaCl_2-H_2O$: I. The ice liquidus at 1 atm total pressure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**: 603—610.
- Potter II R W and Brown D L. 1977. The Volumetric Properties of Aqueous Sodium Chloride Solutions from 0° to 500° at Pressures up to 2000 Bars Based on a Regression of Available Data in the Literature. *U. S. Geological Survey Bull.*, **1421-C**: 36.
- Roedder E. 1984. Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*. Mineral. Society of America, **12**: 644.
- Schwartz M O. 1989. Determinating phase volumes of mixed CO_2-H_2O inclusions using microthermometric measurements. *Mineral Dep.*, **24**: 43—47.
- Takenouchi S and Kennedy G C. 1964. The binary system H_2O-CO_2 at high temperatures and pressures. *Amer. Jour. Sci.*, **262**: 1055—1074.
- Weisbrod A. 1981. Fluid inclusions in shallow intrusives. In: Hollister L S and Crawford M L. eds. *Fluid Inclusions: Applications to Petrology*. Mineral Assoc. Short Course, **6**: 241—271.

图 版 说 明

图 版 I

1. 二长斑岩(样品号2005-11)石英晶体中呈小群随机分布的Ⅰ型包裹体,由一小气泡、一液相和一板状或一立方体石盐晶体组成,单偏光,长边长约0.32 mm,见正文说明。
2. 二长斑岩(样品号2005-11)石英晶体中呈孤立分布的Ⅰ型包裹体,由一小气泡、液相和一板状晶体(近于平行消光,正延性)所组成。正交偏光,长边长约0.50 mm。
3. 高温透明石英(样品号5528-8)中沿一定方向密集分布的富 H_2O (Ⅰ型)和富 CO_2 (Ⅱ型)包裹体,气相(CO_2 相)百分比为20%~90%,显示流体成分和密度的很大变化。单偏光,长边长约0.32 mm。

图 版 II

1. 高温萤石(样品号2050)中沿生长环带分布的 a型原生包裹体和沿晶内裂隙分布的假次生包裹体,两者具有相同的均一温度范围。单偏光,长边长约0.635 mm。
2. 含矿角砾岩(ZK36-47)中温萤石中呈小群分布的 型和 a型包裹体,前者含一小气泡、一液相和一非均质固相,包裹体呈随机分布。单偏光,长边长约0.32 mm。
3. 低温萤石(样品号 ZK36-47)具生长环带,沿生长环带有呈小群或孤立分布的 a型包裹体。单偏光,长边长约0.32 mm。

CHARACTERISTICS AND EVOLUTION OF ORE FLUIDS IN GUILAIZHUANG GOLD DEPOSIT, SOUTHWEST SHANDONG

Shen Kun

(Shandong Institute of Geological Sciences, Jinan 250013)

Ni Pei

(State Key Laboratory of Mineral Deposit Research, Nanjing University, Nanjing 210093)

Lin Jingqian

(Department of Geology, Jilin University, Changchun 130061)

Abstract

The Guilaizhuang gold deposit, discovered recently in southwest Shandong province, China, is one of cryptoexplosive breccia type. The deposit occurs in the lower Paleozoic carbonate strata and is associated genetically with the Tongshi subalkaline igneous complex. Based on the fluid inclusion study of the gold deposit and of the igneous rocks and combined with the information obtained from exploration and research on the gold deposit, it is suggested that the ore fluids responsible for the Guilaizhuang gold deposit are the mixtures of magmatic water with a large quantity of meteoric water from the country rocks which were the high-temperature, halogen- and CO₂-rich hydrothermal solutions with low to medium salinity during the early stage and evolved to the low-temperature aqueous solutions containing minor volatiles with various salinities in the later stages. During the deposition of gold the fluid pressure was no more than 40~60 MPa while the temperature from 250 °C to less than 200 °C. The decrease of temperature and fluid unmixing accompanied with the cryptoexplosion are the important factors causing gold deposition.

Key Words The Guilaizhuang gold deposit, The Tongshi Complex, Cryptoexplosion, Fluid inclusions, Microthermometry