

34-38

# 金家庄金矿床流体包裹体特征 及成矿物理化学条件研究

p618.510.4

马配学

陈安国

(中国科学院高能物理研究所·北京) (河北地质学院地质系·石家庄)

A 金矿体主要赋存在超基性岩体内部的断裂破碎带中。根据流体包裹体测温及成分资料, 利用化学热力学原理, 对成矿溶液的性质及物理化学条件进行了估算, 据成矿溶液的氢氧同位素组成, 推断成矿介质主要由源于大气降水的沉积建造水演化而成。

关键词 金家庄金矿 流体包裹体 物理化学条件

金家庄金矿床位于华北地台北缘, 崇礼—赤城深大断裂带南侧。金矿体主要产在小张家口超基性岩体内部的断裂破碎带中。

山期碱性杂岩体和侏罗纪火山沉积岩(图1)。超基性岩体是金矿床的主要赋矿围岩, 主要由透辉岩、闪辉岩、橄榄辉石岩及少量橄榄岩和蛇纹岩组成。属铁质—富铁质的超基性岩。成岩年龄为 1790~1837Ma (彭岚, 1988)。

## 1 矿床地质特征

矿区出露的地质单元主要有太古界桑干群变质岩, 中元古代超基性岩体, 华力西—燕

山期碱性杂岩体和侏罗纪火山沉积岩(图1)。超基性岩体是金矿床的主要赋矿围岩, 主要由透辉岩、闪辉岩、橄榄辉石岩及少量橄榄岩和蛇纹岩组成。属铁质—富铁质的超基性岩。成岩年龄为 1790~1837Ma (彭岚, 1988)。

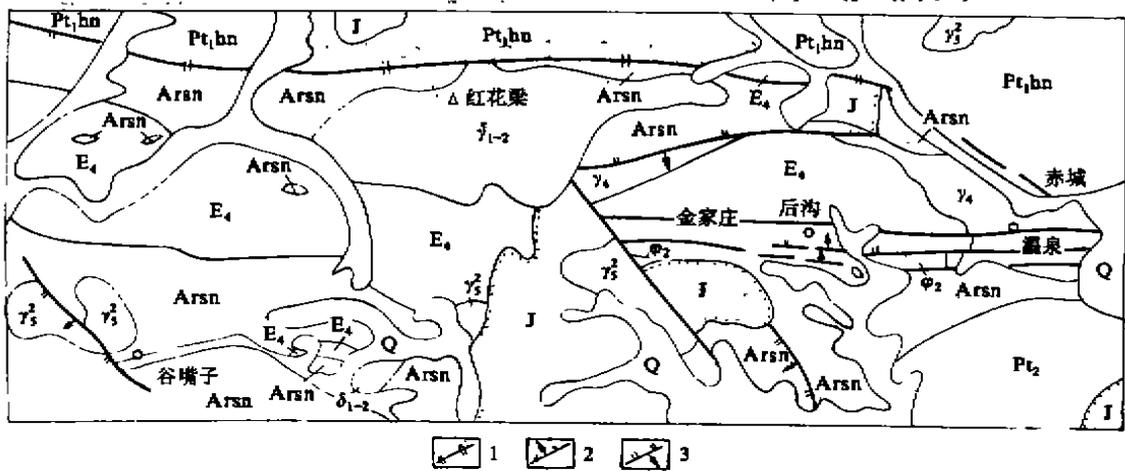


图1 金家庄矿田区域地质图

Q—第四系; J—侏罗系; Pt<sub>2</sub>—中元古界; Pt<sub>1</sub>, hn—下元古界红旗营子群; Arsn—太古界桑干群;  $\gamma_4$ —燕山期花岗岩; E<sub>4</sub>—碱性杂岩体;  $\phi_2$ —辉石岩、橄榄辉石岩;  $\gamma_4$ —粗粒花岗岩;  $\delta_{1-2}$ —太古—元古代变闪长岩; 1—挤压破碎带; 2—正断层; 3—逆断层

碎带中, 有些矿体产在附近围岩(浅粒岩和石英二长岩)的破碎带中。矿体形态呈脉状或扁

豆状。矿石类型以蚀变辉石岩型金矿石为主, 含石英英脉次之。根据矿石矿物组合可划分

本文 1993 年 4 月收到, 范若芬编辑。

为：石英—黄铁矿型、石英—多金属硫化物型和碳酸盐型矿石。原生矿石多呈细脉浸染状、角砾状或团块状构造，半自形—他形粒状结构和交代溶蚀结构。主要矿石矿物为黄铁矿和方铅矿，次有闪锌矿、磁铁矿、黄铜矿、黝铜矿、自然金、银金矿、脆银矿和深红银矿等。近矿围岩蚀变有硅化、碳酸盐化、绿泥石化、绢云母化、蛇纹石化，局部有钾化和高岭土化等。

## 2 包裹体特征及成矿物理化学条件

### 2.1 流体包裹体特征及成矿温度

研究发现，金家庄金矿石英中的流体包裹体数目虽然较多，但个体比较小，一般在 $5\mu\text{m}$ 以下。包裹体形态以柱状和椭球状居多，分布杂乱。包裹体以原生气液包裹体为主，偶见沿裂隙分布的串珠状细小次生液相包裹体。个别样品中可见个体较大（ $15\sim$

$30\mu\text{m}$ ）的含液态 $\text{CO}_2$ 的三相包裹体。

测温结果表明，不同矿化阶段、不同矿物组合类型，石英中流体包裹体的均一温度变化很大。早期矿化，矿物组合简单，主要为石英—黄铁矿矿石，其均一温度为 $320\sim 340^\circ\text{C}$ ，个别达 $400^\circ\text{C}$ 。分布最广的石英—多金属硫化物矿石，包裹体均一温度为 $250\sim 320^\circ\text{C}$ ，且主要集中在 $270\sim 300^\circ\text{C}$ 之间。而含碳酸盐矿石包裹体的均一温度则为 $170\sim 220^\circ\text{C}$ 。可见该矿床主成矿期的成矿温度在 $300^\circ\text{C}$ 以下，应属于中温热液矿床。

### 2.2 包裹体成分特征

主要矿脉石英中的流体包裹体成分（表1）有以下特征：

（1）产在超基性岩内部的金矿石，流体包裹体成分以 $\text{Na}^+ > \text{K}^+$ 为特征；而产在碱性岩或浅粒岩中的矿脉，其包裹体多数为 $\text{K}^+ > \text{Na}^+$ 。

表1 含金石英脉流体包裹体成分分析结果（ $\times 10^{-6}$ ）

样品编号	含金品位 (g/t)	爆裂温度 ( $^\circ\text{C}$ )	液相成分							气相成分					取样位置
			$\text{K}^+$	$\text{Na}^+$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{F}^-$	$\text{Cl}^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{CO}_2$	$\text{CO}$	$\text{CH}_4$	$\text{H}_2$	$\text{H}_2\text{O}$	
KW-3	19.08	270	0.30	1.69	—	—	1.01	4.12	8.44	75.33	1.1	0.23	0.08	902.08	大北堰
KW-12	18.45	340	0.75	1.89	1.70	0.99	0.22	2.71	18.34	102.4	0.51	0.05	0.07	775.35	大北堰
KW-8	4.19	320	0.25	0.12	1.48	0.25	1.90	3.40	12.22	48.58	4.74	1.06	0.64	886.01	西水沟
BD-75	20.0	340	2.96	0.97	12.42	2.10	0.60	5.56	28.31	187.42	1.18	0.61	0.28	740.0	陶家沟
KW-32	1.2	300	3.77	3.83	2.45	0.53	0.12	3.54	11.60	34.97	0.72	0.87	0.43	934.33	雀沟
BD-17	5.0	310	11.24	1.56	—	0.62	0.16	0.85	17.51	37.46	0.76	—	0.06	926.04	后沟
KW-57	0.8	330	3.67	3.04	74.52	1.83	0.20	9.08	11.65	41.29	0.91	0.47	0.15	897.19	袍梁

引自中国地质大学河北金家庄金矿科研组和冶金516队“河北赤城金家庄一带金矿控矿因素及成矿预测研究”报告。

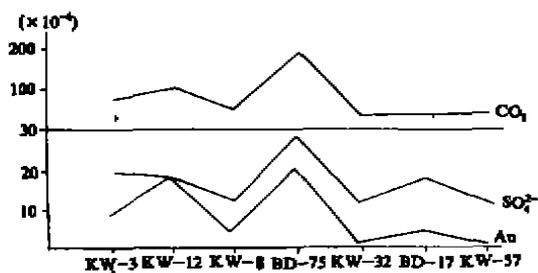


图2 包裹体成分与矿脉金品位关系图

（2）所有样品中包裹体成分都为 $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{F}^-$ ，即属于富硫型水溶液。而且，矿脉

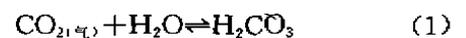
的金品位往往与 $\text{SO}_4^{2-}$ 含量成正比。

（3）包裹体气相成分含有较多的 $\text{CO}_2$ ，其含量亦与矿石品位呈正相关性（图2）。

### 2.3 成矿溶液的性质

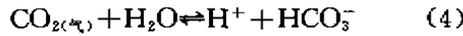
#### 2.3.1 成矿溶液的酸碱性(pH)

溶液的酸碱性主要受弱电解质电离平衡的影响。从流体包裹体成分分析结果可知，该矿成矿溶液中的弱电解质以 $\text{CO}_2$ 为主。因此，成矿溶液的pH值将主要受下列平衡反应的制约：





实验研究表明,在近中性的天然水溶液中方程(3)的平衡常数很小,也就是说,相对于  $\text{HCO}_3^-$  的浓度来说,  $\text{CO}_3^{2-}$  的浓度可以忽略不计。合并方程(1)和(2)得到:



此乃  $\text{CO}_2$  溶解于水的主要电离反应,它控制了水溶液的 pH 值。对于该反应式有:

$$K = \frac{[\text{H}^+][\text{HCO}_3^-]}{f_{\text{CO}_2}} \approx \frac{[\text{H}^+][\text{HCO}_3^-]}{P_{\text{CO}_2}}$$

由此可以导出计算溶液中氢离子浓度的公式:

$$[\text{H}^+] = K \cdot \frac{P_{\text{CO}_2}}{[\text{HCO}_3^-]}$$

电解质溶液中,  $[\text{HCO}_3^-] = R_B$  (溶液的碱度)。

表 2 成矿溶液性质

样品编号	温度 (°C)	压力 ( $\times 10^5 \text{Pa}$ )	离子浓度(mol/kg)							气体摩尔分数 (%) ( $> 10^{-4}$ )		$R_B$	Eh(V)	pH
			$\text{K}^+$	$\text{Na}^+$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{F}^-$	$\text{Cl}^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{CO}_2$	$\text{CO}$			
KW-3	270		0.0083	0.081	—	—	0.059	0.13	0.097	0.059	7.78	-0.197	$> -0.56$	$< 5$
KW-12	340		0.025	0.11	0.06	0.05	0.015	0.10	0.25	0.051	4.03	-0.12	—	$< 5$
KW-8	320	742~	0.0072	0.006	0.042	0.012	0.11	0.11	0.144	0.022	3.13	-0.297	$> -0.59$	$< 5$
BD-75	340	769	0.102	0.034	0.42	0.12	0.043	0.22	0.40	0.094	9.3	0.013	-0.61	5.02
KW-32	300		0.10	0.18	0.07	0.024	0.007	0.11	0.13	0.015	4.87	0.127	-0.69	5.03
BD-17	310		0.31	0.073	—	0.028	0.009	0.03	0.197	0.016	5.39	0.175	-0.75	5.78
KE-57	330		0.105	0.147	2.07	0.055	0.012	0.21	0.135	0.0184	46.36	2.02	-0.09	7.29

从计算结果可以看出,产在超基性岩中的矿脉,成矿流体的 pH 值小于 5,呈酸性。而产在碱性岩和浅粒岩的矿体,其成矿溶液的 pH 值则略大于 5,接近于中性,有时偏碱性。

### 2.3.2 成矿溶液的氧化还原电位(Eh)

溶液中变价元素的价态是溶液氧化还原电位的灵敏指示剂。根据变价元素在溶液中的存在形式及相对含量可以确定其溶液的氧化还原电位。对本矿床来说,碳是成矿溶液中主要的变价元素,矿液的氧化还原电位可以根据溶液中  $\text{CO}_2$  和  $\text{CO}$  的分压来确定。

溶解在水溶液中的  $\text{CO}_2$ ,会发生还原反应,并和  $\text{CO}$  建立平衡:



溶液的氧化还原电位一定时,反应式(5)保持平衡,反过来,当反应式(5)保持平衡时,就对应一个确定的 Eh 值。

$$\text{Eh} = \text{Eh}^0 + \frac{RT}{nF} \ln K$$

其中  $\text{Eh}^0$  为标准氧化还原电位,  $K$  为平衡常数。

$$\text{Eh}^0 = \Delta G_T / nF$$

通过查表,可以计算反应式(5)在高温下的反应自由能  $\Delta G_T$ 。例如,在 300°C 时,反应自由能为

$$\Delta G(573\text{K}) = -8105 \text{cal/mol}$$

$$Eh^0 = -0.175V$$

反应式(5)的平衡常数

$$K = \frac{f_{CO_2} \cdot a_{H^+}}{f_{CO}} \approx \frac{P_{CO_2} \cdot [H^+]}{P_{CO}}$$

至此便得到成矿溶液 Eh 的计算公式:

$$Eh = Eh^0 + \frac{RT}{nF} \left( \ln \frac{P_{CO_2} \cdot [H^+]}{P_{CO}} \right)$$

$$Eh = Eh^0 + 9.92 \times 10^{-5} T (\lg \frac{P_{CO_2}}{P_{CO}} - 2pH)$$

通过上述公式,并利用包裹体测温、测压及成分分析数据,计算了每个包裹体样品所代表的成矿溶液的 Eh 值(表2)。从计算结果可以看出,成矿溶液的 Eh 值在 -0.56 ~ -0.75 之间,属相对还原环境。

### 3 氢、氧同位素组成及水的来源

#### 矿石中石英的氧同位素及石英包裹体的

表3 氢、氧同位素分析结果

样品编号	赋矿围岩	测定对象	爆裂温度 (℃)	δ <sup>18</sup> O(‰)		δD(‰)	测试单位
				石英	H <sub>2</sub> O		
2	片麻岩	含金石英脉	340	10.41	3.97		中国地质 科学院矿床 地质研究所
3	超基性岩	第3期石英脉	300	12.02	5.59		
4	超基性岩	第2期石英脉	300	12.10	5.56	-103	
5	超基性岩	第1期石英脉	300	12.66	6.22	-95	
6	超基性岩	方解石	270	11.9	-10.92		
7	超基性岩	方解石	270	22.3	9.48		
8	超基性岩	方解石	270	22.3	10.18		
BD-75	正长杂岩	含金石英脉	340	11.4	5.41		
BD-17	正长岩	含金石英脉	310	10.36	3.47		
KW-32	片麻岩	含金石英脉	300	11.33	4.13		
KW-3	片麻岩	含金石英脉	270	10.86	2.60	-101	
KW-12	辉岩	含金石英脉	340	13.42	7.39	-116	
KW-8	浅粒岩	含金石英脉	320	11.14	4.55	-86	
KW-2	片麻岩	含金石英脉	230	11.23	1.26	-94	

BD-75~KW-2 引自中国地质大学与冶金 516 队“河北赤城金家庄一带金矿控矿因素及成矿预测研究”。

### 4 金的迁移及沉淀机制探讨

#### 4.1 金在热液中的迁移形式

目前普遍认为,金在溶液中主要是以金硫络合物或金氯络合物等形式迁移。实验表明,在高温(大于 400℃)、酸性、贫硫、氧化性较强的溶液中,金主要与氯形成各种稳定的

氢同位素组成如表 3。成矿溶液的氧同位素组成由石英的 δ<sup>18</sup>O,通过平衡分馏方程(Mathews, 1979):  $1000 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.05 \times 10^6 T^{-2} - 2.05$  计算而得。δ<sup>18</sup>O<sub>H<sub>2</sub>O</sub> 的变化范围为 1.26‰~7.39‰,略低于正常岩浆水(5.5‰~9.5‰)。δ<sup>18</sup>O<sub>H<sub>2</sub>O</sub> 为 -86‰~-115‰,明显低于岩浆水和变质水。在 δD-δ<sup>18</sup>O 图解上,本区成矿溶液的氢、氧同位素组成变化范围位于变质水溶液和岩浆水溶液的左下方(图 3)。可见,成矿溶液即不属于变质水,也非典型的岩浆水溶液。δD 如此之低的水溶液,只能由大气降水演化而来。矿液的氧同位素组成明显地远离雨水线,显然是与岩石进行了充分的交换。因此,可以推断,成矿溶液很可能是由源于大气降水的沉积建造水演化而成,并可能混合有一定量的岩浆水。

络合离子而迁移;相反,在中温、碱性、富硫和相对还原的条件下,金主要与硫形成各种络合离子而迁移。

流体包裹体成分分析表明,金家庄金矿成矿流体是一种富硫、相对还原的中低温热液。因此,推断金在热液中主要呈 [Au(S<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)<sub>2</sub>]<sup>3-</sup>、[AuS<sub>2</sub>]<sup>-</sup> 等各种金硫络合离子形

式迁移。

#### 4.2 金的沉淀机制

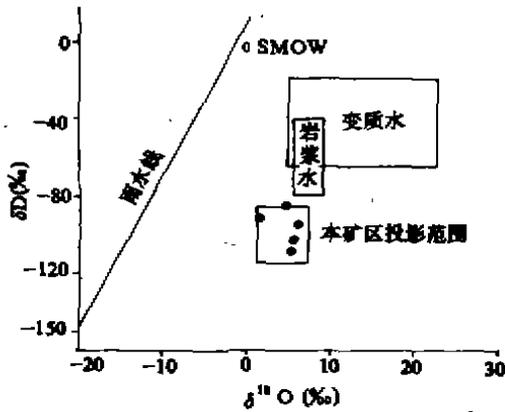
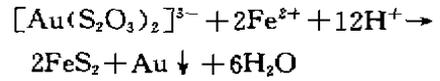


图3 成矿溶液  $\delta D - \delta^{18}O$  图解

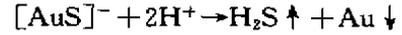
影响矿质沉淀的因素很多。温度的降低，压力的释放，溶液 pH 和 Eh 的改变等都能引起矿质的沉淀。然而，成矿物质迁移形式的不同，影响其沉淀的因素也不尽相同。

实验表明，金硫络合物在碱性条件下稳定，当溶液的 pH 值减小时，会导致金的沉淀。

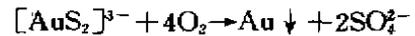


溶液酸碱性的改变可以通过多种途径来实现，其中最主要的是不同水体的混合。

另外，压力的骤然释放，会造成  $\text{H}_2\text{S}$  气体的逸出，从而改变金硫络合物的稳定性，导致金的沉淀。



再者，金硫络合物主要在还原型水溶液中稳定。当溶液的 Eh 值升高时，也会导致金从溶液中沉淀成矿。



对于金家庄金矿来说，上述 3 种沉淀机制可能都是重要的。

#### 参考文献

- 1 李明喜. 国外地质勘探技术, 1986, (7).
- 2 吴香尧. 成都地质学院学报, 1989, 1(1).
- 3 Seward T M. Gold' 84 Geological Society of Zimbabwe, Special Publication, 1984, (1), 165~182.
- 4 Taylor H P Jr. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, John Wiley and Sons, New York, 1979.

### Characteristics of Fluid Inclusions and Conditions of Metallogenic Physical Chemistry in Jinjiazhuang Gold Deposit, Hebei

Ma Peixue. Chen Anguo

The Gold deposit in studied area is present in the fractural zones of ultrabasic rocks. According to the thermometry and composition of fluid inclusions, the properties and physical chemical conditions of metallogenic fluids are evaluated of the basis of the principle of chemical thermodynamics. In the light of isotope change between hydrogen and oxygen in metallogenic fluids, metallogenic media are inferred to be sedimentary formation waters which are originated from precipitate water.

