

# 新疆哈图金矿成矿流体地球化学\*

范宏瑞 金成伟 沈远超

(中国科学院地质研究所, 北京)

**提 要:**新疆哈图金矿床赋存在石炭系基性火山岩-火山碎屑岩中,矿体受古火山口断裂系控制。矿脉内流体包裹体较为丰富,主要为气液相 NaCl-H<sub>2</sub>O 包裹体和少量的 NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体。成矿热液中富含 CO<sub>2</sub>、N<sub>2</sub>、Na<sup>+</sup>、K<sup>+</sup>、Cl<sup>-</sup>和 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>,而所含的成矿元素以 Au-As-Ag-Sb 组合为特征。成矿热液为低盐度流体,主成矿阶段的盐度为 4.1 wt% ~ 6.3 wt% NaCl,密度为 0.88 ~ 0.80 g/cm<sup>3</sup>,*f*<sub>O<sub>2</sub></sub>为 10<sup>-35</sup>~10<sup>-31</sup> Pa, Eh 为 0.60~0.80 eV,为还原环境。金沉淀成矿的最佳温度为 230~260℃。哈图金矿成矿热液不是典型的岩浆热液,而是受到了古大气水混入的火山晚期热液。流体不混溶、水-岩反应及古大气水的混入是造成本区金沉淀成矿的主要因素。

**关键词:** 流体包裹体 成矿物理化学条件 哈图金矿 新疆

## 1 区域和矿区地质概况

哈图金矿床位于新疆准噶尔界山海西褶皱带达啦布特复向斜北翼西端。区内出露地层比较简单,主要为下石炭世太勒古拉组(C<sub>1t</sub>)和包古图组(C<sub>1b</sub>)以浊流沉积为主的岩石(图1)。哈图矿区的围岩为太勒古拉组,其岩性大致可以分为两个亚组。下亚组为一套海底喷发的玄武岩和火山碎屑岩,它是矿脉的直接赋矿围岩。由于区域埋藏变质作用,玄武岩发生葡萄石化、绿纤石化,但原岩结构构造仍清晰可辨;上亚组为一套浊流相的硅质粉砂岩、凝灰质粉砂岩、硅质泥岩等,在岩层中可见泥球构造、包卷层理等独特的沉积构造。

区域内岩浆活动频繁,主要表现为海西晚期的中酸性岩浆侵入,如区域以南的阿克巴斯套花岗岩基、以北的别鲁阿嘎西花岗闪长岩体及铁厂沟花岗岩基和以西的哈图花岗岩基(图1)。金成伟等<sup>[1]</sup>、Kwons 等<sup>[6]</sup>根据岩石学、岩石化学和同位素地球化学资料认为,这些花岗岩基并不是由区域老的结晶基底重熔而成的,而可能是由加里东期洋壳基底岩石和海西期弧后盆地沉积-火山岩经重熔而成。沿达啦布特深大断裂北侧还断续出露着一套蛇绿混杂岩系,根据其岩石组合及变形变质特征,沈远超等<sup>[2]</sup>认为这些蛇绿混杂岩并不是直接“侵入”到中、上泥盆统一石炭系中,它们目前共同产出是由于后期脆性断裂的二次混杂作用所致。泥盆系-石炭系以角度不整合覆盖在蛇绿岩上,因而蛇绿岩的侵位时代应当早于中泥盆世。

区域内构造活动强烈,主要的断裂线为北东-北东东向(图1)。区域性的达啦布特深大断裂位于本区东南,呈北东50°左右方向展布,长度大于100 km,该断裂为北倾的逆冲断层,

\* 国家三〇五项目(85-902-02-01)资助

范宏瑞,男,1963年生,博士,副研究员,从事矿床地球化学和成矿热流体研究工作。邮政编码:100029

1997-05-04收稿,1997-10-15修改回

倾角上陡下缓，对区内蛇绿混杂岩的展布起着明显的控制作用。控制区域内金矿床（点）分布的主要断裂为安齐断裂和哈图断裂（图1），这两条断裂沿北东东向平行展布，它们也控制着本区基本的构造格局。哈图金矿位于安齐断裂的上盘，根据对其岩石、岩相、地质构造和航空遥感等研究，显示在本矿区内存在着一古火山机构<sup>[2]</sup>。岩石以矿区为中心，向北西方向（南东部被安齐断裂所切断）呈现出环状分布（图2），依次可划分为：

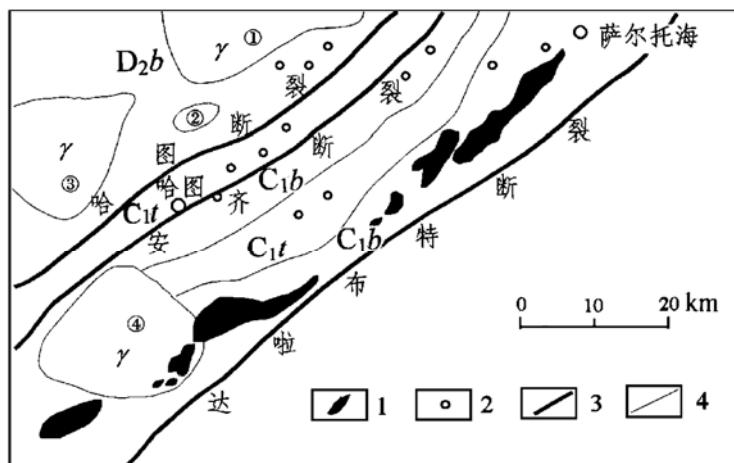


图1 哈图金矿区域地质及金矿床（点）分布略图

（据甘源明等<sup>[3]</sup>资料改编）

C<sub>1b</sub>—下石炭统包古图组；C<sub>1t</sub>—下石炭统太勒古拉组；D<sub>2b</sub>—泥盆系巴尔雷克组；γ—海西期花岗岩基（体）；1—蛇绿混杂岩；2—金矿床（点）；3—主要断裂；4—地层界线；①—铁厂沟花岗岩基；②—别鲁阿嘎西花岗岩闪长岩体；③—哈图花岗岩基；④—阿克巴斯套花岗岩基

Fig. 1. Geological sketch map of the Hatu gold ore district, showing the distribution of gold deposits (spots).

C<sub>1b</sub>—Lower Carboniferous Baogutu Formation; C<sub>1t</sub>—Lower Carboniferous Tailegula Formation; D<sub>2b</sub>—Devonian Baerleik Formation; γ—Hercynian granite batholith (body); 1—Ophiolite melange; 2—Gold deposit (spot); 3—Main faults; 4—Stratigraphic boundary; ①—Tiechanggou granite batholith; ②—Bieluagaxi granodiorite body; ③—Hatu granite batholith; ④—Akebasitao granite batholith.

(1) 火山颈相 由次火山岩-辉绿岩和少量玄武岩组成。

(2) 火山溢流-喷发相 由不同溢流-喷发旋回的玄武岩和凝灰岩组成。

(3) 火山爆发相 包括玄武质集块岩、凝灰角砾岩等火山角砾岩。

在矿区中西部还分布有层凝灰岩和少量凝灰质粉砂岩，它属古火山口洼地沉积成因。

与古火山口有关的环状和放射状断裂系虽然受到区域构造（特别是安齐断裂）的强烈影响和改造，但它们现在仍依稀可辨（图2），矿区内发现的金矿脉体都产在这些断裂构造内。受安齐断裂左旋错动影响，哈图古火山机构的南东部分已向北东方向迁移约 5 km<sup>[2]</sup>。

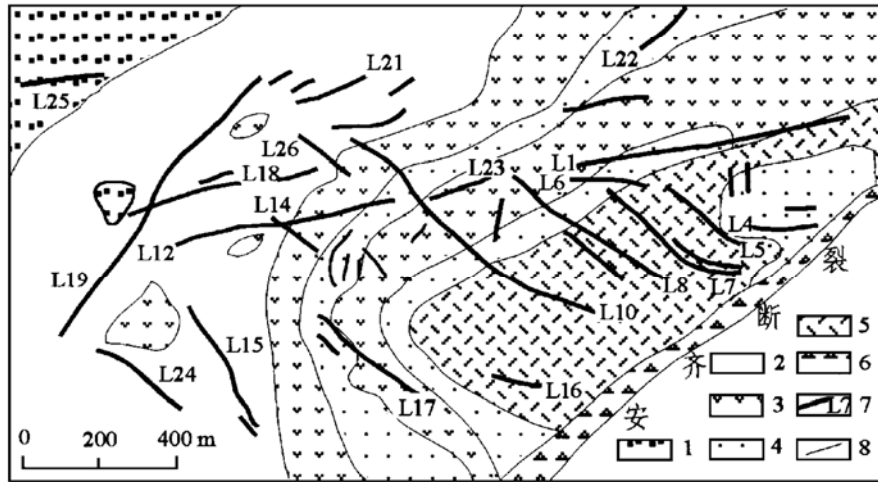


图 2 哈图古火山口火山岩岩相及主要矿脉（断裂）分布示意图

1—火山角砾岩；2—层凝灰岩；3—玄武岩；4—凝灰岩；5—辉绿岩；6—断裂角砾岩；7—矿脉（断裂）及编号；8—地层界限

Fig. 2. Diagrammatic geological map of Hatu old crater, showing distribution of volcanic lithofacies and main ore veins (faults).

1—Volcanic breccia; 2—Tuffite; 3—Basalt; 4—Tuff; 5—Diabase; 6—Fault breccia; 7—Ore vein (fault) and serial number; 8—Stratigraphic boundary.

## 2 矿床地质

### 2.1 矿体特征

哈图矿区现已发现并编号的主要金矿脉体近 30 条，它们成群分布于安齐断裂上盘  $2 \text{ km}^2$  范围内。矿脉以单脉为主，有些矿脉上、下盘往往发育有数条副脉或支脉。根据矿脉展布方向及特征，本区矿脉大致可以分为北西向、北东东—近东西向、北东向及少量北北西向脉组。其中以北西向脉组含矿性最佳，为本矿区获得金储量最多、矿石品位最富的一组金矿脉，近东西向脉组含矿性次之，其它脉组也均有大小不等的金矿体赋存。

根据矿石自然类型，哈图金矿的工业矿体可分为两型五类：石英脉型，包括含黄铁矿及毒砂的富金石英脉、贫硫化物的含金石英脉和贫金的方解石石英脉；蚀变岩型，主要为含金黄铁绢云母化玄武岩和含金黄铁绢英岩。

石英脉型矿体多以透镜状沿断裂延伸，并有分支复合现象，它们主要分布于矿区的东南部，本区最富的主矿脉 L7、L8 和 L5 等即以此类矿体为主。代表性的 L7 矿脉走向  $310^\circ$ 、倾向 SW、倾角  $51^\circ \sim 60^\circ$ ，地表控制长 384 m，最大厚度可至 4 m，沿倾斜延深达 500 m。矿脉内单样金品位最高可达  $2548.5 \text{ g/t}$ ，平均  $15.78 \text{ g/t}$ 。

蚀变岩型矿体既可分布在石英脉型矿体的两侧（如 L7 脉的副脉 L7-1），也可单独呈主矿体形式产出（如 L27 和 L10 脉体），后者主要见于矿区的中、西部，其特点是矿石品位相对较贫。代表性的 L27 脉为一地表未出露的隐伏矿脉，它位于矿区中部偏西（图 2 中未标出），于 L26 和 L12 等脉之下。该脉带由下主脉、上主脉及其上下副脉共九条脉组成（图 3），走向近

东西,倾向北,倾角 $51^{\circ}\sim 81^{\circ}$ ,矿脉上部边界距地表 $80\sim 150\text{ m}$ ,沿倾斜总体延深 $350\sim 550\text{ m}$ ,整个脉带宽 $50\sim 100\text{ m}$ ,各脉大致平行展布。主脉厚约 $0.51\sim 5.16\text{ m}$ ,平均 $1.72\sim 2.13\text{ m}$ 。矿体内单样品位 $1.10\sim 48.23\text{ g/t}$ ,平均 $4.90\sim 7.58\text{ g/t}$ 。

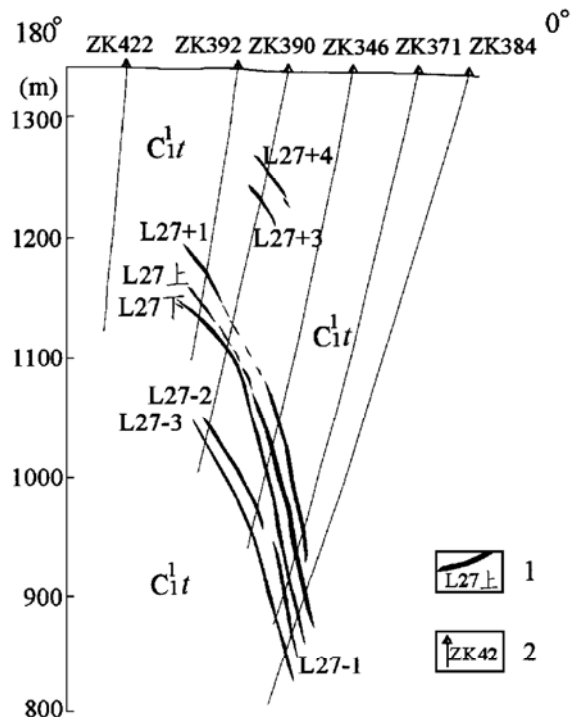


图3 哈图金矿L27脉典型剖面矿脉展布示意图  
(据新疆地矿局第七地质队资料改编)

$C_{1t}$ —太勒古拉组下亚组玄武岩; 1—金矿脉及编号;  
2—钻井

Fig. 3. Typical geological section of L27 ore vein in the Hatu gold deposit.

$C_{1t}$ —Basalt of Lower Subformation of Tailegula Formation; 1—Gold ore vein and serial number; 2—Drilling hole.

重要意义的蚀变还有毒砂化、绿泥石化和碳酸盐化等。

2.2.2 围岩蚀变地球化学: 自蚀变岩脉(矿)体中心(通常是石英脉)向两侧围岩,哈图矿区的围岩蚀变一般具对称分布的特征,尽管各蚀变带的宽度可能不完全相同。表1中列出了矿区L7-1矿脉一典型围岩蚀变剖面各蚀变带内主要常量和微量元素分析结果。可以看出,自未蚀变岩石到弱蚀变岩、强蚀变岩再到石英脉体, Au、Ag、As、Sb 含量急剧增加,  $K_2O$ 、CaO、W、Cu 微弱增大,表现为蚀变带入组分;其它元素(包括  $Al_2O_3$ 、 $Fe_2O_3$ 、 $MgO$ 、 $Na_2O$  等常量组分)基本都为带出组分,并都表现为自蚀变带中心向外逐渐增大。值得指出的是,在各蚀变带和未蚀变岩石中,部分亲硫的微量元素,如 Pb、Bi、Mo 等,含量基本无变化,这从侧面证明了本矿床硫化矿物比较单一的特征。根据蚀变带微量元素分析可以推断,成矿热液中所含的成矿元素以含 Au-Ag-As-Sb 组合为特征。

### 2.3 矿物共生组合和成矿阶段

哈图金矿的矿石主要有2种类型,含金石英脉型和含金蚀变玄武岩型。矿石中的矿物共

## 2.2 围岩蚀变及其地球化学

2.2.1 蚀变类型: 哈图矿区内与破火山口有关的环状和放射状断裂系两侧的围岩(玄武岩和玄武质凝灰岩等)在热液的作用下,发生了强烈的蚀变作用,主要蚀变类型有:

硅化: 发育于整个热液成矿阶段,早期硅化形成较大规模的充填状石英脉;中期硅化则主要表现为中—细粒状石英集合体交代围岩中矿物,并与绢云母、绿泥石、黄铁矿等形成蚀变岩型矿体,在硅化强烈地段也可形成交代成因的石英脉体;晚期硅化则和碳酸盐化相伴生,形成大小不等的石英-碳酸盐细脉或网脉。

绢云母化: 主要发育于石英-黄铁矿-毒砂-自然金阶段,并多出现在中等品位的含金蚀变岩型矿体中。

黄铁矿化: 早期的黄铁矿化与“纯净”的石英大脉相伴生,并呈粗粒立方体状星散分布于石英脉及其围岩中。晚期的黄铁矿主要呈五角十二面体形,以浸染状或细粉状分布于蚀变岩和第二期石英脉中。

当硅化、绢云母化和黄铁矿化十分发育时,即形成了所谓的黄铁绢英岩,由此也可以形成具工业意义的矿体,如 L27 矿体等。除上述蚀变外,具重

表 1 哈图金矿典型围岩蚀变剖面主要常量和微量元素含量变化  
Table 1. Variation of contents of major element and minor elements along the typical wall rock alteration section of the Hatu gold deposit

样品号	岩性	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Au	Ag	Hg	As	Sb	Bi	Cu	Pb
12B110	未蚀变玄武岩 (矿体上盘)	15.63	11.87	9.35	5.49	0.32	3.60	14	70	22	3.3	6.8	0.1	202.35	10
12B111	弱蚀变玄武岩	12.91	10.27	17.34	4.85	0.43	2.44	9.0	49	20	13	18	0.1	200.90	10
12B112	强硅化黄铁矿化蚀变岩	10.64	8.75	11.19	3.86	2.90	0.58	7300	1450	18	>200	>200	1.5	138.27	10
12B113	含明金的石英脉	0.92	5.02	1.48	0.22	0.23	0.06	70900	>5000	18	>200	22	0.1	78.70	10
12B114	硅化黄铁矿化蚀变岩	10.01	7.35	9.42	1.14	2.93	0.07	31300	5000	10	>200	>200	1.1	441.88	10
12B115	弱硅化玄武岩	13.04	11.07	10.02	5.16	1.27	0.36	500	81	38	136	12	0.1	153.46	10
12B116	未蚀变玄武岩 (矿体下盘)	12.72	9.91	9.94	4.98	0.91	1.32	250	70	29	50	9.6	0.1	134.49	10
12B231	玄武岩 (矿区外围)	13.93	11.61	10.00	4.72	0.16	2.52	3	56	40	20	2.4	0.1	180.78	10
样品号	岩性	Zn	Co	Ni	W	Mo	Mn	Sr	Ba	V	Ti	La	Y	Li	
12B110	未蚀变玄武岩 (矿体上盘)	113.36	45.13	105.13	1.0	1.2	1350.13	142.63	78.03	346.80	7070.42	32.64	28.8	58.20	
12B111	弱蚀变玄武岩	86.53	38.09	85.44	1.0	0.6	1429.95	245.38	59.67	291.10	5980.59	30.69	25.26	73.60	
12B112	强硅化黄铁矿化蚀变岩	67.80	31.85	79.39	11.0	1.5	1003.53	304.36	87.68	221.63	4330.29	15.27	15.07	6.48	
12B113	含明金的石英脉	37.00	5.53	18.45	3.3	2.7	322.11	27.10	23.52	15.62	171.55	3.29	1.92	3.07	
12B114	硅化黄铁矿化蚀变岩	101.69	33.82	84.24	26.0	1.0	567.32	60.25	92.57	199.42	4562.31	10.60	9.12	6.26	
12B115	弱硅化玄武岩	84.29	42.03	95.85	3.4	0.7	1185.77	149.71	56.53	297.30	5731.34	17.15	15.96	44.01	
12B116	未蚀变玄武岩 (矿体下盘)	79.16	37.70	86.52	1.0	0.6	1301.40	107.51	70.72	241.43	4179.74	16.56	18.90	42.36	
12B231	玄武岩 (矿区外围)	89.59	43.88	83.89	1.2	2.4	1567.28	75.07	46.27	331.03	6400.70	23.44	24.08	25.21	

注：常量元素含量单位为%，Au、Ag、Hg 为 10<sup>-9</sup>，其它微量元素为 10<sup>-6</sup>；由新疆地质矿产局中心实验室分析

生组合比较简单,属于黄铁矿-毒砂-自然金-石英组合类型。常见的矿石矿物主要为黄铁矿、毒砂、黄铜矿、磁黄铁矿、黝铜矿等。脉石矿物则主要为与围岩蚀变有关的矿物,如石英、绢云母,绿泥石、碳酸盐等。而两种不同类型矿石的矿物组合亦有一定差异,含金石英脉型矿石中主要矿石矿物为自然金、黄铁矿、毒砂,其它金属极少或无,脉石矿物则主要为石英、方解石、绢云母;含金蚀变玄武岩型矿石中主要矿石矿物为自然金、黄铁矿、毒砂,次要金属矿物则为黄铜矿、黝铜矿、磁黄铁矿,少量方铅矿和闪锌矿,脉石矿物以铁白云石、方解石、石英、绢云母和绿泥石等为主。

金几乎全以自然金的形式赋存在石英、黄铁矿和毒砂的裂隙或晶格间隙内,有时也可以明金的形式出现,特别是在石英脉体中。含金石英脉中金的粒度一般都在0.01~0.3 mm,集合体状明金最大可达10 mm以上(如L7和L5矿脉中)。金的成色普遍较高,6个明金样品金的成色分析为947~976,平均957。

根据野外穿插关系及室内镜下观察,哈图金矿的热液成矿作用可分为三个阶段:

(1) 石英-黄铁矿阶段(第Ⅰ阶段):“纯净”的乳白色石英大脉沿主要构造线穿插,围岩蚀变微弱,黄铁矿化也较弱,一般仅在近脉围岩中出现少量呈星散状分布的立方体晶形的黄铁矿。此阶段金矿化较弱。

(2) 石英-黄铁矿-毒砂-自然金阶段(第Ⅱ阶段):实际上这一阶段又可分为两个亚阶段。早亚阶段的石英呈灰白色,脉体内出现少量星点状分布的五角十二面体型黄铁矿。伴随着这一亚阶段石英脉体的贯入或构造热液活动,围岩发生强烈的蚀变作用,特别是在脉体及构造带的上盘。在蚀变围岩中除出现五角十二面体黄铁矿外还有板状毒砂,此亚阶段金矿化中等,部分地段可出现明金;晚亚阶段的石英脉为烟灰色,脉体以中等厚度穿插于围岩中,或以极细脉状石英网脉穿插早亚阶段形成的黄铁矿化毒砂化蚀变岩。石英脉体中的黄铁矿及毒砂呈细粉状产出。此亚阶段金矿化强烈,但在本矿区发生并不普遍。有此亚阶段成矿作用的部位,明金一般都大量出现(如L5及其副脉)。晚亚阶段成矿作用是早亚阶段热液活动的延续或补充,流体包裹体研究时很难将早、晚亚阶段形成的包裹体准确区分开,因此在下面的流体包裹体测试中,我们将其作为同一世代来处理,不再细分。

(3) 碳酸盐化阶段(第Ⅲ阶段):白色的碳酸盐(和少量石英)脉体穿插于早阶段的石英脉、蚀变岩或围岩中,基本无金矿化,是本区成矿热液活动的尾声。

上述各阶段热液活动并非在同一地段都可以出现,据实际观察,第Ⅰ阶段所形成的脉体主要在矿区的东南侧,而第Ⅱ阶段的石英脉和蚀变岩则发育比较广泛,特别是在矿区的西北侧。显然,受到上述前两个阶段热液活动叠加的部位一定是金强烈矿化浓集区,如矿区内的L7、L7-1等脉(矿)体。

### 3 流体包裹体研究

#### 3.1 研究方法

对哈图矿区内80余件脉石英和蚀变岩样品开展了以石英和碳酸盐为寄主矿物的流体包裹体研究。均一法测温在西德产Ernest-Leitz1350加热台上进行,温差为 $\pm 1^{\circ}\text{C}$ ;冷冻法测盐度及 $\text{CO}_2$ 部分均一温度在法国产Chaimmeca冷热两用台上完成,温差为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ ,对它们都

进行了温度标定；液相成分分析则将已清洗干净的样品用爆裂法打开包裹体，再将洗涤液送交原子吸收和离子色谱分析。由于成矿热液活动的叠加，同一样品中可能有不止一期的包裹体存在，在做气、液相成分测试研究时，根据包裹体的爆裂曲线及均一温度数据划分爆裂取样温度区间，分别制样分析。成分分析样品均为经蒸馏水反复清洗处理后的 40~80 目石英颗粒。上述工作均在中国科学院地质研究所成矿流体实验室内进行。

### 3.2 流体包裹体类型及组合特征

石英、碳酸盐等透明矿物中流体包裹体较为丰富，但其类型比较单一，主要为气液相 NaCl-H<sub>2</sub>O 包裹体 (A 类) 及少量的含液相 CO<sub>2</sub> 的 NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体 (B 类)，未曾见到含石盐子晶的多相 NaCl-H<sub>2</sub>O 包裹体。

第 I 阶段 (石英-黄铁矿阶段) 形成的脉石英中包裹体个体相对较大 (5~10 μm)，以 A 类为主，包裹体内气相占 25%~35%。仅在矿体上部脉石英样品中同时见有 A 类和 B 类包裹体，并表现为共生性质。包裹体形态一般为椭圆形和 (石英) 负晶型；第 II 阶段 (石英-黄铁矿-毒砂-自然金阶段) 形成的脉石英中包裹体一般较小 (小于 3~7 μm)，也相对较少，主要为 A 类包裹体，其气/液比值变化为 10%~30%。部分样品中也见到 B 类含液相 CO<sub>2</sub> 包裹体，但 CO<sub>2</sub> 相在包裹体中所占的比例和第 I 阶段的 B 类包裹体有所差异，第 I 和 II 阶段形成的 B 类包裹体 CO<sub>2</sub> 相所占比例分别为 35%~50% 和 25%~40%。此阶段的包裹体形态为长条形—不规则形，并有定向分布的特点；第 III 阶段 (碳酸盐阶段) 形成的石英-碳酸盐脉中的包裹体数量少且个体小，为长条形—椭圆形，皆为 A 类包裹体，其气/液比值比前两个阶段形成的包裹体要小得多，普遍小于 5%。

### 3.3 均一温度

哈图矿区各开采中段石英脉及蚀变岩中气液相 NaCl-H<sub>2</sub>O (A 类) 包裹体均一温度测试结果列于图 4 和表 2 中。从图 4 和表 2 可以看出均一温度明显可分为三个区间，即 362~307℃，279~214℃ 和 204~177℃，它们分别代表第 I、II 和 III 成矿阶段的温度范围。根据本矿区明金和石英脉的产出关系及镜下实际测温结果，认为 260~230℃ 是哈图金沉淀成矿的高峰期。

含液相 CO<sub>2</sub> 的包裹体在近地表的石英脉样品 (如 11B196) 及含明金的石英脉体样品 (如 12B113 和 13B168) 中可以见到，其它脉体特别是强烈蚀变地段的脉体样品中难以找到。但近地表石英脉中含液相 CO<sub>2</sub> 包裹体的完全均一温度一般较高 (表 3)，它是第 I 成矿阶段的产物，是早期成矿流体向上迁移去气时被捕获的，因此与早阶段热液有关的含 CO<sub>2</sub> 包裹体仅在脉体上部见到。第 II 阶段的含液相 CO<sub>2</sub> 包裹体在有明金产出的脉体中 (如 L7 和 L5-1 脉) 较易见到，其完全均一温度与附近的 NaCl-H<sub>2</sub>O 型包裹体均一温度范围基本一致 (表 2)，结合这两类包裹体的分布特征，可以认为它们是同时捕获的，属于同一成矿阶段 (第 II 阶段) 的产物，其形成与成矿流体发生不混溶作用有关。

### 3.4 盐度和密度

利用冷冻法测得 NaCl-H<sub>2</sub>O 型包裹体的冰点及含液相 CO<sub>2</sub> 的 NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体的“笼合物”熔化温度 (表 2 和表 3)，根据冰点与盐度<sup>[7]</sup>及“笼合物”熔化温度与盐度<sup>[8]</sup>的关系，得到各成矿阶段的盐度 (表 2 和表 3)。总体来看，本矿床的成矿热液属低盐度的流体，范围主要为 0.4 wt%~7.7 wt% NaCl，主成矿阶段的盐度为 4.1 wt%~6.3 wt% NaCl。在 NaCl-H<sub>2</sub>O (A 类) 流体包裹体均一温度与盐度关系图上 (图 5)，按成矿阶段将其划分成三个区域，

自成矿早阶段至晚阶段，成矿流体的盐度随温度的降低而减小。

含液相 CO<sub>2</sub> 的 NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体的盐度（表 3）比同期 NaCl-H<sub>2</sub>O 包裹体的盐度略低，特别是第 II 阶段形成的含液相 CO<sub>2</sub> 包裹体，这是由于流体在不混溶作用下产生相的分离所造成的。

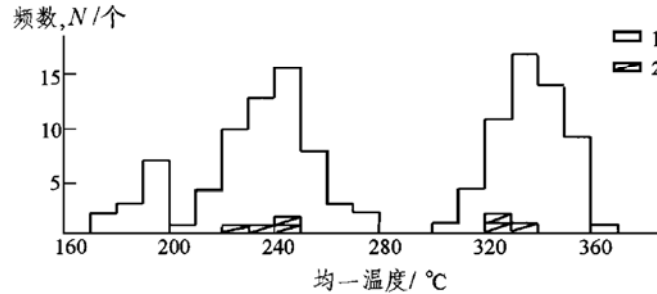


图 4 哈图金矿石英和碳酸盐矿物中流体包裹体均一温度直方图

1—A 类 NaCl-H<sub>2</sub>O 包裹体；2—B 类 NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体

Fig. 4. Histogram of homogenization temperatures of fluid inclusions in the Hatu gold deposit.

1— A type NaCl-H<sub>2</sub>O fluid inclusion; 2— B type NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O fluid inclusion.

表 2 代表性样品中 NaCl-H<sub>2</sub>O 包裹体均一温度、盐度及密度测定和计算值

Table 2. Homogenization temperature, salinity and calculated density of NaCl-H<sub>2</sub>O type fluid inclusions

样号	采样位置	测定矿物	均一温度/°C	冰点/°C	盐度/(wt%)	密度/(g/cm <sup>3</sup> )
11B196	采 1 区 1254 中段 L8 脉	碳酸盐	174~185	-0.2~-0.6	0.4~1.0	0.907~0.893
		石 英	237~279 321~340	-2.7~-3.9 -3.8~-4.8	4.5~6.3 6.2~7.6	0.854~0.810 0.741~0.723
22B015	采 2 区 1214 中段 L10 脉	石 英	234~255	-2.5~-3.0	4.1~5.0	0.854~0.833
			324~347	-3.7~-4.5	6.0~7.2	0.733~0.708
12B113	采 1 区 1224 中段 L7 脉	石 英	235~252	-2.8~-3.7	4.6~6.0	0.857~0.846
13B168	采 1 区 1174 中段 L7 脉	碳酸盐	177	-0.8	1.4	0.904
		石 英	214~253 314~333	-2.5~-3.1 -4.1~-4.9	4.1~5.1 6.6~7.7	0.880~0.837 0.758~0.739
13B189	采 1 区 1174 中段 L7 脉	碳酸盐	188~204	-0.3~0.7	0.5~1.2	0.885~0.871
		石 英	307~339	-4.0~-4.5	6.5~7.2	0.768~0.722
14B128	采 1 区 1134 中段 L5 脉	石 英	184~201	-0.4~-0.7	0.7~1.2	0.891~0.874
			230~257	-2.8~-3.1	4.7~5.1	0.865~0.831
15B161	采 1 区 1094 中段 L5 脉	碳酸盐	192	-0.7	0.2	0.885
		石 英	240~254	-3.1~-3.5	5.1~5.7	0.855~0.841
14B128	采 2 区 934 中段 L5 脉	石 英	223~250	-2.9~-3.6	4.8~5.8	0.874~0.847
			334~362	-4.0~-4.8	6.5~7.6	0.722~0.697

利用 Bodnar<sup>[9]</sup>的回归方程可以计算出各成矿阶段的流体密度范围（表 2 和表 3）。第 I 阶段流体的密度为 0.768~0.697 g/cm<sup>3</sup>，第 II 阶段为 0.880~0.810 g/cm<sup>3</sup>，第 III 阶段为 0.904~0.874 g/cm<sup>3</sup>。这说明当体系处于相对较高温度时，流体为低密度状态，而温度降低时，则



向高密度、低盐度的流体转化。第 I 和第 II 阶段 CO<sub>2</sub> 流体密度 (表 3) 的变化较小, 为 0.73 ~ 0.76 g/cm<sup>3</sup>。

表 3 典型样品石英中 NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O (B 类) 包裹体参数测定及计算值

Table 3. B-type NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O fluid inclusion data in representative samples

样号 (测定样品数)	CO <sub>2</sub> 部分 均一温度/°C	CO <sub>2</sub> 密度 /(g/cm <sup>3</sup> )	完全均一 温度/°C	CO <sub>2</sub> 笼合物 融化温度/°C	盐度/(wt%)
11B196 (3)	20.4~21.8	0.76~0.74	324~339	7.0~7.6	5.7~4.8
12B113 (3)	22.4~23.1	0.74~0.73	235~247	8.5~9.1	3.0~1.9
13B168 (1)	22.2	0.74	227	9.5	1.0

### 3.5 流体包裹体的气、液相成分

3.5.1 气相成分：流体包裹体的气相成分分析结果列于表 4。气相成分中除 H<sub>2</sub>O 为主要组分外, CO<sub>2</sub> 含量也较高。与其它金矿相比, 如我国著名的豫陕小秦岭和胶东地区脉状金矿, 本矿床显著的特点是含有一定量的 N<sub>2</sub>, 并且第 I 阶段的成矿热液中还有少量 CH<sub>4</sub> 和 CO 等还原性气体存在。与流体包裹体镜下观察一致的是, 近地表的样品 (如 11B196) 和含明金 (亦即金大量沉淀) 的脉石英样品 (如 12B113、13B168) 中, 成矿早阶段 CO<sub>2</sub> 含量比其它样品基本高出一个数量级。表现在 CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O 上, 该比值大于 0.12, 因此 CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O 值可以作为本矿区富金矿段和贫金矿段的区分标志, 当然该规律在脉体近地表地段可能不适用。另外, 成矿第 I 阶段的 CO<sub>2</sub> 含量比第 II 阶段 (金沉淀阶段) 高, 表明搬运金的成矿热液是富含 CO<sub>2</sub> 的, 这从侧面也证明了 CO<sub>2</sub> 和 NaCl-H<sub>2</sub>O 的分离对金的沉淀起着重要的作用。由于气相色谱用氦作载气的原因, 气相成分分析中未检出 H<sub>2</sub> 及有机气体, 致使所计算的还原参数值偏低。但总的来看, 在矿体深部, 成矿从早期到晚期, 还原参数值降低。

石英中流体包裹体内含有一定的 N<sub>2</sub> 是本矿床的显著特征之一。对于成矿热液中 N<sub>2</sub> 的来源, 目前国内研究甚少, 国外已有学者对变质作用及其有关的金矿床中流体包裹体内 N<sub>2</sub> 的来源作了探讨<sup>[10,11]</sup>, 他们认为在成岩变质作用过程中氮可能为有机成因, 并在层状硅酸盐和长石中以铵根离子 (NH<sub>4</sub><sup>+</sup>) 形式存在, 如在云母中替代 K<sup>+</sup>、钠长石中替代 Na<sup>+</sup>。在后来的热液作用过程中, 由于水-岩反应, 发生一系列反应而生成 N<sub>2</sub>。本矿床的围岩是玄武岩和玄武质凝灰岩, 用上述假说是难以解释矿区 N<sub>2</sub> 的来源。另外, 目前还没有 N<sub>2</sub> 影响热液中金溶解度的热力学资料, 因此在以后的工作中有必要对这一问题做进一步研究。

3.5.2 液相成分：流体包裹体中液相成分以 K<sup>+</sup>、Na<sup>+</sup>、Cl<sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 为主, Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup> 次之,

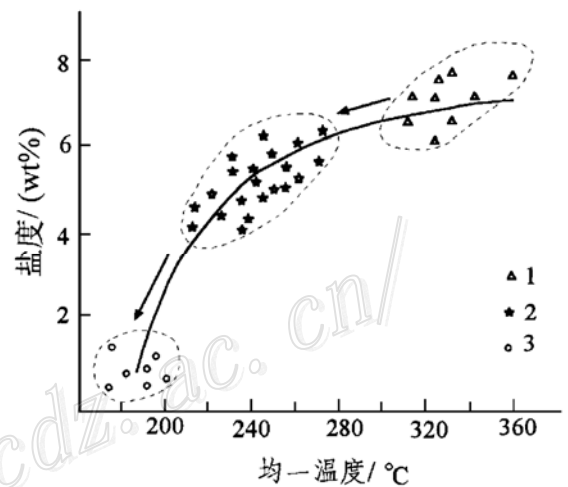


图 5 NaCl-H<sub>2</sub>O 型 (A 类)

流体包裹体均一温度-盐度关系图

1—第 I 阶段包裹体; 2—第 II 阶段包裹体;

3—第 III 阶段包裹体

Fig. 5. Diagram showing relationship between homogenization temperature and salinity of A-type NaCl-H<sub>2</sub>O fluid inclusions. 1—Stage I fluid inclusions; 2—Stage II fluid inclusions; 3—Stage III fluid inclusions.

部分样品中还有少量的  $F^-$  和  $NO_3^-$  (表 4), 其成分特征与我国大多数金矿成矿流体性质相一致<sup>[4]</sup>。除 13B168 和 29B050 外, 其它样品中各成矿阶段流体中的  $K^+ > Na^+$ , 这与本矿区普遍发生绢云母化作用相一致。至于 13B168 和 29B050 两样品中  $K^+$  含量较低的原因可能是其脉体周围围岩蚀变特别强烈, 消耗了更多的  $K^+$  的缘故, 因此围岩蚀变程度对成矿流体的组分有一定的影响。各样品中  $Ca^{2+}$ 、 $Mg^{2+}$  含量变化不大, 只是多数样品成矿第 II 阶段  $Ca^{2+}$  比第 I 阶段有所降低, 这可能是流体向晚期演化, 碳酸盐化作用增强, 造成  $Ca^{2+}$  消耗含量减少。多数样品中特别是成矿第 I 阶段的流体中  $SO_4^{2-} > Cl^-$ 。由于  $SO_4^{2-}$  含量反映的是介质中与金迁移有密切联系的  $HS^-$  的数量, 因此可以推测, 本矿床中金的运移主要是以金硫络合物的形式迁移。

表 4 代表性样品石英中流体包裹体气相和液相成分分析结果

Table 4. Gas and liquid composition of fluid inclusions in representative samples

样号	成矿阶段	气相成分/( $10^{-6}$ mol/g)					$CO_2/H_2O$	还原参数 R			
		$H_2O$	$CO_2$	$CH_4$	CO	$N_2$					
11B196	II	7.0236	1.0714	0.00	0.00	0.1488	0.153	—			
	I	15.9703	3.4530	0.019	0.00	0.6860	0.216	0.006			
22B015	II	11.9111	0.1280	0.00	0.0217	0.0244	0.011	0.169			
	I	21.6511	0.9053	0.0553	0.0220	0.2408	0.042	0.024			
12B113	II	7.1652	0.4769	0.00	0.00	0.0358	0.067	—			
	I	17.9411	2.5968	0.0849	0.0144	0.4019	0.145	0.038			
13B168	II	7.5319	0.4932	0.00	0.00	0.0455	0.065	—			
	I	27.7575	3.5556	0.0391	0.0078	0.4757	0.128	0.013			
13B189	I	12.2117	0.4124	0.0146	0.0086	0.2933	0.034	0.056			
15B161	II	8.3777	0.1403	0.00	0.00	0.5409	0.017	—			
	I	46.1356	0.9424	0.0211	0.0096	1.8487	0.020	0.033			
29B050	II	8.2268	0.3609	0.0201	0.00	0.0440	0.044	0.056			
	I	31.6254	2.1261	0.2131	0.0278	0.3555	0.067	0.113			
样号	成矿阶段	液相成分/( $\mu g/g$ )								$Na^+/K^+$	$SO_4^{2-}/Cl^-$
		$K^+$	$Na^+$	$Ca^{2+}$	$Mg^{2+}$	$F^-$	$Cl^-$	$NO_3^-$	$SO_4^{2-}$		
11B196	II	4.036	3.314	0.085	0.170	0.064	1.564	0.00	0.425	0.821	0.27
	I	2.110	1.011	0.352	0.088	0.00	0.659	0.00	0.439	0.479	0.67
22B015	II	3.771	0.885	0.115	0.077	0.058	0.962	0.00	1.739	0.235	1.81
	I	8.441	1.906	0.00	0.117	0.00	0.471	0.00	7.527	0.226	15.98
12B113	II	2.457	1.323	0.076	0.302	0.019	0.866	0.00	0.378	0.538	0.44
	I	2.522	1.528	0.115	0.153	0.00	0.844	0.092	0.959	0.606	1.14
13B168	II	0.285	2.442	0.041	0.00	0.020	0.728	0.00	0.203	8.568	0.28
	I	0.536	2.102	0.041	0.00	0.021	0.676	0.00	0.931	3.922	1.38
13B189	I	11.051	0.667	1.376	0.500	0.00	0.721	0.00	1.739	0.060	2.41
15B161	II	4.408	1.259	0.039	0.236	0.00	1.236	0.00	1.385	0.286	1.12
	I	6.821	1.396	0.239	0.359	0.00	0.514	0.00	1.803	0.205	3.51
29B050	II	0.309	2.782	0.00	0.00	0.00	1.298	0.182	0.193	9.003	1.15
	I	0.592	0.868	0.00	0.00	0.00	0.477	0.280	0.296	1.466	0.62

注: 中国科学院地质研究所成矿流体实验室王英兰分析; 还原参数  $R = (CH_4 + CO) / CO_2$ ;  $Br^-$  和  $PO_4^{3-}$  已测试但未检出; 采样位置参见表 2, 其中 29B050 采自采 2 区 934 中段 L27 脉

## 4 成矿物理化学条件

### 4.1 流体捕获的温度和压力条件

根据流体包裹体测温结果，成矿第 I 阶段的均一温度为 307~362℃，第 II 阶段为 214~279℃，第 III 阶段为 177~204℃，前已表明，本区成矿过程中流体曾发生沸腾和不混溶作用，因此上述均一温度可大致反映成矿最低温度（流体捕获温度的下限）。

本矿区第 I 和第 II 成矿阶段形成的石英脉中有含 CO<sub>2</sub> 的 NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体存在。第一阶段含 CO<sub>2</sub> 包裹体的 CO<sub>2</sub> 部分均一温度为 20.4~21.8℃，CO<sub>2</sub> 密度为 0.76~0.74 g/cm<sup>3</sup>，完全均一温度为 324~339℃；第二阶段含 CO<sub>2</sub> 包裹体的 CO<sub>2</sub> 部分均一温度为 22.2~23.1℃，CO<sub>2</sub> 密度为 0.73~0.74 g/cm<sup>3</sup>，完全均一温度为 227~247℃。利用 Schwartz<sup>[12]</sup> 的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl 包裹体中 CO<sub>2</sub> 摩尔分数-体积百分数-密度-完全均一温度-压力间关系图解，可以得到成矿第 I 阶段的最低捕获压力为 140~120 MPa，成矿第 II 阶段的最低捕获压力为 100~80 MPa。由于成矿第 III 阶段的热液的盐度近于零，可利用 H<sub>2</sub>O 体系的温度-密度图<sup>[13]</sup>，用相关数据（表 2）获得该阶段的成矿压力约为 30 MPa。

### 4.2 成矿流体的 pH、*f*<sub>O<sub>2</sub></sub> 和 Eh 条件

4.2.1 pH 值：成矿热液的 pH 值对热液体系中各种化学反应及矿质沉淀影响极大，合理地估算溶液 pH 值就显得非常重要。哈图金矿含金石英脉周围及蚀变岩型矿体内有较强的黄铁绢英岩化，它是含矿流体对围岩交代作用的结果，利用交代反应式：



可以估算流体的 pH 值。

根据热力学关系从上述反应式可以得出

$$pH = 1/2 \lg K - \lg \alpha K^+ = 1/2 \lg K - \lg m K^+ - \lg \gamma K^+$$

这里 K 是反应式的平衡常数，*m*K<sup>+</sup> 和  $\gamma K^+$  是钾离子 (K<sup>+</sup>) 的摩尔浓度和活度系数。*m*K<sup>+</sup> 可由包裹体气液相成分（表 4）分析得到，K 和  $\gamma K^+$  可从 Helgeson<sup>[14]</sup> 文献中查出，计算出的 pH 值列于表 5。

表 5 哈图金矿成矿流体的 pH、*lg f*<sub>O<sub>2</sub></sub> 和 Eh 计算值

Table 5. Calculated pH, *lg f*<sub>O<sub>2</sub></sub> and Eh values of ore-forming fluids in the Hatu gold deposit

样号	成矿阶段	K <sup>+</sup> 含量/ (μg/g)	H <sub>2</sub> O 含量/ (10 <sup>-6</sup> mol/g)	<i>m</i> K <sup>+</sup>	pH	<i>lg f</i> <sub>O<sub>2</sub></sub>	Eh/eV
11B196	I	2.110	15.9703	0.188	5.24	-41	
	II	4.036	7.0236	0.819	4.59	-36	-0.95
22B015	I	8.441	21.6561	0.555	4.72	-45	
	II	3.771	11.9111	0.451	4.68	-37	
12B113	I	2.522	17.9411	0.200	5.20	-42	
	II	2.457	7.1652	0.488	4.77	-35	-0.60
13B168	I	0.536	27.7575	0.028	5.96	-40	
	II	0.285	7.5319	0.054	5.62	-36	-0.60
15B161	I	6.821	46.1356	0.211	5.13	-44	
	II	4.408	8.3777	0.750	4.58	-37	-0.80
29B050	I	0.592	31.6254	0.027	5.97	-48	
	II	0.309	8.2268	0.054	5.62	-40	-0.70

注：由中国科学院地质研究所王英兰分析；采样位置参见表 2，其中 29B050 采自采 2 区 934 中段 L27 脉

根据计算结果，成矿第 I 阶段溶液的 pH 值为 5.13~5.97 (22B015 例外)，第 II 阶段为 4.59~5.62。而 250℃ 和 300℃ 时纯水的中性点分别为 5.57 和 5.39，因此，成矿第 I 阶段溶液为弱碱-中性，而成矿第 II 阶段（金沉淀阶段）为弱酸—中性。根据成矿第 III 阶段有大量碳酸盐矿物形成的现象，该阶段溶液应为较强的碱性，所以从成矿早阶段至晚阶段，流体由弱碱-中性→弱酸-中性→较强的碱性。

4.2.2  $f_{O_2}$  和 Eh: 根据包裹体气相成分结合成矿的温度和压力，利用李秉伦等<sup>[5]</sup>的“矿物中包裹体气相成分的物理化学参数图解”可以得到本矿床的氧逸度和氧化还原电位（表 5）。本矿床成矿第 I 阶段的氧逸度  $f_{O_2}$  为  $10^{-43} \sim 10^{-35}$  Pa；第 II 阶段为  $10^{-35} \sim 10^{-31}$  Pa，该阶段的氧化还原电位为 0.60~0.80 eV。这表明，本区成矿环境具弱还原性质，成矿流体自早阶段至晚阶段氧逸度升高，并且自矿体深部至浅部也有所升高，这可能是由于大气氧的混入造成的。

## 5 成矿流体来源及控制矿质沉淀因素

### 5.1 成矿流体的来源

四件石英样品的氧同位素测试计算结果列于表 6 中。在  $\delta D-\delta^{18}O$  关系图上（图略），哈图成矿热液的氢氧同位素投影点都落在岩浆水的下方，而不在岩浆水区内，并与变质水也有较大的区别。因此，哈图金矿的成矿热液不是典型的岩浆热液，而是受古大气水混入的热液。沈远超等<sup>[2]</sup>利用快中子法对本矿区三件含金石英脉中的石英样品进行了  $^{39}Ar$  和  $^{40}Ar$  比值测定，获得的坪年龄数据分别为  $308.6 \times 10^6$  a、 $333.3 \times 10^6$  a 和  $341.6 \times 10^6$  a，从而认为成矿时代为海西期早石炭世。由于与成矿直接有关的矿化围岩——太勒古拉组玄武岩的时代也为早石炭世，故得出成矿热液来源于火山晚期热液的结论。本次同位素研究结果表明，在成矿早阶段，含矿热液即受到古大气水的混入，并随着热液的演化，在成矿第 II 阶段混入程度加大，使得热液的氢、氧同位素组成发生进一步漂移。

### 5.2 控制矿质沉淀的因素

目前研究者普遍认为，在中温热液金矿床中金是以 Au-S 络合物的形式迁移的<sup>[16]</sup>，根据流体包裹体的液相成分分析，哈图金矿成矿热液中金也是主要以 Au-S 络合物形式运移。本区第 I、II 和 III 阶段成矿流体的盐度主要为 0.4 wt%~7.7 wt% NaCl，温度为 177~362℃，CO<sub>2</sub>

表 6 哈图金矿石英氧同位素及其包裹体水氢氧同位素组成

Table 6. Oxygen and Hydrogen isotope compositions of quartz and water in fluid inclusions

样号	$\delta^{18}O_{\text{石英}}/\text{‰}^{\text{①}}$	$\delta D_{\text{水}}/\text{‰}^{\text{①}}$	矿物形成温度/℃ (成矿阶段)	$\delta^{18}O_{\text{水}}/\text{‰}^{\text{②}}$
11B196	17.5	-92	255 (II)	8.8
		-92	330 (I)	11.7
22B015	17.1	-111	245 (II)	7.9
		-99	335 (I)	11.3
13B168	16.6	-93	230 (II)	6.6
		-86	330 (I)	10.5
29B050	15.4	-98	240 (I)	6.0
		-92	350 (I)	10.1

注：中国科学院地质研究所成矿流体实验室测试；采样位置参见表 2，其中 29B050 采自采 2 区 934 中段 L27 脉；①实测数据；②利用 Clayton<sup>[15]</sup>的平衡方程计算获得

的摩尔分数为 0.032~0.30, 在 NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 体系相图<sup>[17]</sup>上其范围正好在 CO<sub>2</sub> 与 NaCl-H<sub>2</sub>O 溶液的不混溶区附近, 这与前述在镜下观察到有不混溶包裹体是一致的。造成流体不混溶的原因主要为温度和压力的变化, 也正是由于流体不混溶作用, 造成成矿热液的“沸腾”现象, 它一方面造成 CO<sub>2</sub> 等气体大量逸出, 另一方面流体的盐度又发生改变, 使得成矿介质条件有较大的变化, 致使 Au-S 络合物不稳定而分解, Au 大量沉淀。这一过程在理论上已得到证实<sup>[18]</sup>。

水-岩反应也是造成流体化学组成变化及金沉淀的因素之一<sup>[19]</sup>。哈图金矿的含金石英脉近矿围岩有较强的绢云母化、绿泥石化等蚀变, 特别是在蚀变岩型矿体内蚀变尤为强烈。水-岩反应一方面致使围岩中元素带入带出(如表 1), 另一方面又使得流体的 pH、*f*<sub>O<sub>2</sub></sub> 等物理化学条件改变(前面的流体包裹体研究已得出此结论), 而这些因素都是 Au-S 络合物能否稳定存在的基础。这些条件发生变化, 络合物当然会分解, Au 沉淀成矿。

古大气水的混入也是本区金沉淀的因素之一。根据前面的包裹体水氢氧同位素分析, 无论是成矿第 I 阶段还是第 II 阶段样品都有古大气水混入, 差别只是混入程度的不同。古大气水的混入可导致流体成分的变化及热液温度的降低, 这不可避免地使得 Au-S 络合物分解, Au 沉淀成矿。

上述几个控制金沉淀的因素在哈图矿区的作用是相辅相成的。在石英脉型矿体中, 可能以流体不混溶作用占主导地位, 而在蚀变岩型矿体中, 则以水-岩相互作用占主角。由于哈图金矿的矿体赋存在古火山机构断裂系中, 裂隙构造极为发育, 使得古地下水的掺入在整个矿区都有发生。很显然, 这几个因素在某一地段作用都很强烈的话, 将极大地造成 Au 的沉淀, 这或许是 L7 及 L7-1 等高金品位矿(脉)体形成的原因。

## 6 结 论

(1) 哈图金矿为中-低温热液型金矿, 成矿热液中所含的成矿元素以 Au-As-Ag-Sb 组合为特征。

(2) 成矿热液中富含 CO<sub>2</sub>、N<sub>2</sub>、Na<sup>+</sup>、K<sup>+</sup>、Cl<sup>-</sup> 和 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O 比值可以作为矿体贫金和富金地段的标志。成矿流体属 Na-K-Cl-S-C 型。

(3) 成矿热液为低盐度流体, 主成矿阶段的最低成矿压力为 100~80 MPa, 盐度为 4.1 wt%~6.3 wt% NaCl, 密度为 0.88~0.80 g/cm<sup>3</sup>, *f*<sub>O<sub>2</sub></sub> 为 10<sup>-35</sup>~10<sup>-31</sup> Pa, Eh 为 0.60~0.80 eV, 为还原环境。金沉淀成矿的最佳温度为 230~260℃。成矿热液从早期至晚期, pH 值的变化为弱碱-中性→弱酸-中性→较强的碱性。

(4) 成矿热液不是典型的岩浆热液, 而是受到了古大气水混入的火山晚期热液, 并且随着热液的演化古大气水混入程度加强。

(5) 流体不混溶、水-岩反应及古大气水的混入是造成本区 Au 沉淀成矿的主要因素。

## 参 考 文 献

- 2 沈远超, 金成伟等. 西准噶尔地区岩浆活动与金矿化作用. 北京: 科学出版社, 1993, 239
- 3 甘源明, 颜秉刚, 李忠文. 新疆托里县萨尔托海—安齐金矿带地质条件、分布规律及找矿标志的研究. 见: 沈阳地质矿产研究所编. 中国金矿主要类型找矿方向与找矿方法文集. 北京: 地质出版社, 1995, 1~34
- 4 范宏瑞, 谢奕汉, 王英兰. 流体包裹体与金矿床的成矿及勘探评价. 贵金属地质, 1997, 6 (3): 204~213
- 5 李秉伦, 石岗. 矿物中包裹体气相成分的物理化学参数图解. 地球化学, 1986, 126~137
- 6 Kwons S T, Tolton G R, Coleman R G. Isotopic studies bearing of the tectonics of the west Junggar regions, Xinjiang, China. *Tectonics*, 1989, 8 (4): 719~727
- 7 Shepherd T J, Rankin A H, Alderton D H. A practical guide to fluid inclusion studies. Glasgow: Blackie and Son, 1985
- 8 Collins P L F. Gas hydrates in CO<sub>2</sub>-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Econ. Geol.*, 1979, 74: 1435~1444
- 9 Bodnar R J. A method for calculating fluid inclusion volume based on vapor bubble diameters and P-V-T-X properties of inclusion fluid. *Econ. Geol.*, 1983, 78: 535~542
- 10 Dee S J, Roberts R. Late-kinematic gold mineralisation during regional uplift and the role of nitrogen: an example from the La Codosera area, W. Spain. *Mineralogical Magazine*, 1993, 57: 437~450
- 11 Duit W et al. Ammonium micas in metamorphic rocks as exemplified by Dome de L/Agout (France). *Am. J. Sci.* . 1986, 286: 702~732
- 12 Schwartz M O. Determining phase volumes of mixed CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O inclusion using microthermometric measurements. *Mineral Deposita*, 1989, 24: 43~47
- 13 Roedder E. Fluid inclusion. *Review in Mineralogy*, 1984, 12
- 14 Helgeson H C. Thermodynamic of hydrothermal system at elevated temperatures and pressures, *Amer. J. Sci.* , 1969, 267: 729~804
- 15 Clayton R N et al. . Oxygen isotope exchange between quartz and water. *J. Geophys. Res.* , 1972, 77: 3057~3607
- 16 Yardley B W D et al. . Post-metamorphic gold-quartz veins from N. W Italy: the composition and origin of the ore fluid. *Mineralogical Magazine*, 1993, 57: 407~422
- 17 Bowers T S, Helgson H W. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl on phase relations in geological system: Equation of state for H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl fluids at high pressures and temperature. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1983, 47: 1247~1275
- 18 Drummond S E, Ohmoto H. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal system. *Econ. Geol.* , 1985, 80: 126~147
- 19 Diamond L W. Fluid inclusion evidence for P-V-T-X evolution of hydrothermal solutions in late-Alpine gold-quartz veins at Brusson, Val d' Ayas, Northwest Italian Alps. *Am. J. Sci.* , 1990, 290: 912~958

## ORE-FORMING FLUID GEOCHEMISTRY OF THE HATU GOLD DEPOSIT IN XINJIANG, NORTHWEST CHINA

Fan Hongrui, Jin Chengwei and Sheng Yuanchao

(*Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029*)

**Key words:** fluid inclusion, ore-forming physicochemical conditions, Hatu gold deposit, Xinjiang

### Abstract

The Hatu gold deposit is located in western Junggar of Xinjiang, adjacent to Kazakhstan, lying in north limb of Dalabute synclinorium of Junggar Hercynian folding belt. Wall rocks of the deposit are lower Carboniferous basalt-pyroclastic rocks. Orebodies are controlled by fault system of the old crater. Two ore types, quartz vein and altered rock, have been found in the mine. The ore veins contain abundant fluid inclusions, which are mainly two phase gas-liquid NaCl-H<sub>2</sub>O and three phase NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O with liquid CO<sub>2</sub>. Ore-forming fluids are rich in CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup> and SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, but merely contain simple ore-forming elements characterized by Au-As-Ag-Sb. Ore-forming fluids are of low salinity. In the main mineralizing stage, salinity is 4.1 wt%~6.3 wt% NaCl equiv., density 0.88 g/cm<sup>3</sup>,  $f_{O_2}$  10<sup>-35</sup>~10<sup>-31</sup> Pa, and Eh 0.60~0.80 eV. The fluids in the inclusions have a wide range of homogenization temperatures from 160°C to 360°C, but the best temperature range for gold deposition is from 230°C to 260°C. Quartz from auriferous veins has  $\delta^{18}O$  values ranging from 15.4‰ to 17.5‰. Calculated  $\delta^{18}O$  and  $\delta D$  values for the ore-forming fluids range from 6.0‰ to 11.7‰ and -86‰ to -111‰ respectively, suggesting derivation from later volcanic fluids mixed with meteoric water. Fluid immiscibility and fluid-rock interaction may be the main causes for gold deposition in the mine.