

新疆阿希低硫型金矿床流体地球化学特征 与成矿机制

翟伟¹⁾, 孙晓明¹⁾, 贺小平²⁾, 苏丽薇¹⁾, 吴有良²⁾, 董艺辛¹⁾

1) 中山大学地球科学系, 广州, 510275; 2) 新疆阿希金矿, 新疆伊宁, 835000

内容提要: 位于新疆西天山的阿希金矿为一赋存于古生代陆相火山岩中的冰长石—绢云母型(低硫型)浅成低温热液金矿床, 其围岩为下石炭统安山质火山岩和火山碎屑岩。矿体呈脉状产出, 严格受古火山机构外围的环形断裂带控制。成矿作用分为石英—玉髓状石英脉阶段、石英脉阶段、石英碳酸盐脉阶段、硫化物脉阶段、碳酸盐脉阶段, 形成的矿石有石英脉型和蚀变岩型两类。成矿作用阶段形成的流体包裹体主要有三类: 液相水溶液包裹体、富液相气液两相水溶液包裹体和富气相的气液两相水溶液包裹体, 其中以前两类为主。三类流体包裹体在矿石中同时出现, 说明它们形成于非均一的流体介质条件, 矿床形成时流体发生了沸腾作用。成矿流体冰点温度一般为 $-0.3 \sim -2.3^{\circ}\text{C}$, 相应盐度为 $0.48\% \sim 3.75\% \text{NaCl}_{\text{eq}}$, 平均 $1.85\% \text{NaCl}_{\text{eq}}$; 冰点峰值温度位于 $-0.4 \sim -1.6^{\circ}\text{C}$, 相应盐度为 $0.66\% \sim 2.63\% \text{NaCl}_{\text{eq}}$ 。流体包裹体均一温度为 $121 \sim 335^{\circ}\text{C}$, 平均 209°C ; 均一温度峰值为 $140 \sim 240^{\circ}\text{C}$, 计算得到流体密度为 $0.73 \sim 0.96$, 成矿深度小于 700 m 。成矿流体的氢、氧同位素变化范围小, $\delta\text{D}_{\text{SMOW}, \text{H}_2\text{O}} = -98\% \sim -116\% \text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}, \text{H}_2\text{O}} = -0.55\% \sim 1.65\% \text{‰}$; 碳同位素 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}, \text{方解石}} = 2.6\% \sim 4.9\% \text{‰}$, $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} = -4.0\% \sim 3.1\% \text{‰}$, 平均值为 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} = -0.45\% \text{‰}$, 表明成矿流体主要为循环的大气降水, 成矿物质主要来自赋矿围岩火山岩及基底岩石。含金石英脉中冰长石、叶片状石英和硫化物集合体的出现, 以及气相比例和均一温度变化很大的液相、富液相和富气相的水溶液包裹体的共生, 说明流体的沸腾作用是引起成矿流体中矿质发生沉淀富集的主要成矿机制; 对于蚀变岩型矿石, 其成矿以水岩交代反应为主, 成矿作用过程中流体处于近中性 pH 值环境。

关键词: 阿希金矿床; 低硫型(冰长石—绢云母型); 成矿流体; 沸腾作用

目前矿床学界一般将浅成低温热液贵金属矿床分为冰长石—绢云母型(低硫型)、酸性硫盐型(高硫型)和热泉型三种。其中绝大多数矿床赋存于中、新生代的陆相火山岩中, 如美国西部地区的浅成低温热液金矿床(Heald et al., 1987; John et al., 2003)、日本菱刈金矿床(Izawa et al., 1990)以及南萨地区的浅成低温热液金矿床(Hedenquist et al., 1994a)、新西兰的 Golden Cross 金矿床(Simmon et al., 2000a)、印度尼西亚的 Kelian 金矿床(Van Leeuwen et al., 1990)、我国台湾的金瓜石金矿床(Wang et al., 1999)、辽宁的二道沟金矿床(庞奖励, 1994)以及福建的紫金山金矿床(张德全等, 1991, 2005)等。上世纪 80 年代末, 在新疆西天山地区古生代陆相火山岩中发现了阿希金矿, 该矿是一个大型低硫型(冰长石—绢云母)型浅成低温热液金矿床, 已探明黄金储量超过 50 t ^①。因此, 自发现以来, 阿希金矿引起国内外众多研究者的关注, 许多研

究单位或学者对其成矿区域地质、地球物理、控矿地质条件和矿床地质特征等进行了一系列的研究工作(刘洪林等, 1992; 李本海等, 1994; 母瑞身等^②; 母瑞身等, 1996, 1998; 沙德铭, 1998; 沙德铭等, 2003, 2005; 贾斌等, 1999, 2001; 姜晓玮等, 2001; 董连慧, 2001; 鲍景新等, 2002; 王志良等, 2004), 但对该矿成矿流体来源与成矿机制研究仍不够系统深入, 同时对该矿与典型的中新生代陆相火山岩中赋存的低硫型金矿床之间的差异性缺乏系统的对比。本文主要从阿希金矿矿石组成、成矿流体包裹体特征以及成矿流体稳定同位素地球化学入手, 结合前人研究资料对其成矿流体地球化学特征与成矿机制进行了讨论。

1 区域成矿地质背景

阿希金矿床位于新疆伊宁县境内, 距伊宁市北东方向约 50 km 。矿床位于伊犁—中天山板块北部

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 40373027)资助的成果。

收稿日期: 2006-03-10; 改回日期: 2006-08-16; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 翟伟, 男, 1965 年生, 博士, 高级工程师。主要从事矿床地球化学和流体地球化学的教学和研究。通讯地址: 510275, 广州市新港西路 135 号, 中山大学地球科学系; 电话 020-84111128; Email: eeszw@mail.sysu.edu.cn。

的古生代中天山北缘活动大陆边缘的吐拉苏火山断陷盆地中(图 1),南为伊犁地块,北为北天山岛弧(高俊等,1997;Gao et al., 1998)。吐拉苏火山岩盆地的基底由两套岩石组成,下部为新元古界青白口系开尔塔斯组结晶灰岩,主要出露于科古尔琴山南坡断裂以北;上部为下古生界中奥陶统奈楞格勒达坂组粉砂岩、泥岩,上奥陶统呼独克达坂组灰岩以及上泥盆统吐呼拉苏组砾岩、砂岩。盆地盖层为下石炭统大哈拉军山组陆相钙碱性中性、中酸性火山岩、火山碎屑岩,自下而上分为五个岩性段:第一岩性段为灰色砾岩,第二岩性段为中酸性火山碎屑岩,第三岩性段为安山岩,第四岩性段安山质火山碎屑岩,第五岩性段为安山岩夹玄武岩;下石炭统阿恰勒河组海相碎屑岩和生物碎屑灰岩等,呈不整合覆盖在大哈拉军山组之上;二叠系陆相紫红色砾岩在盆地内有零星分布。火山岩盆地内侵入岩不发育,仅出露少量次火山岩体和中基性脉岩。

自阿希金矿床发现以来,又陆续在其外围发现一些类似的浅成低温热液金矿床,如伊尔曼得金矿床(翟伟等,1999),京希金矿床(肖龙等,2001,2002),阿庇因的金矿床、恰布坎卓它金矿床以及与斑岩有关的塔吾尔别克金矿床等(沙德铭等,2003;翟伟等,2004)。

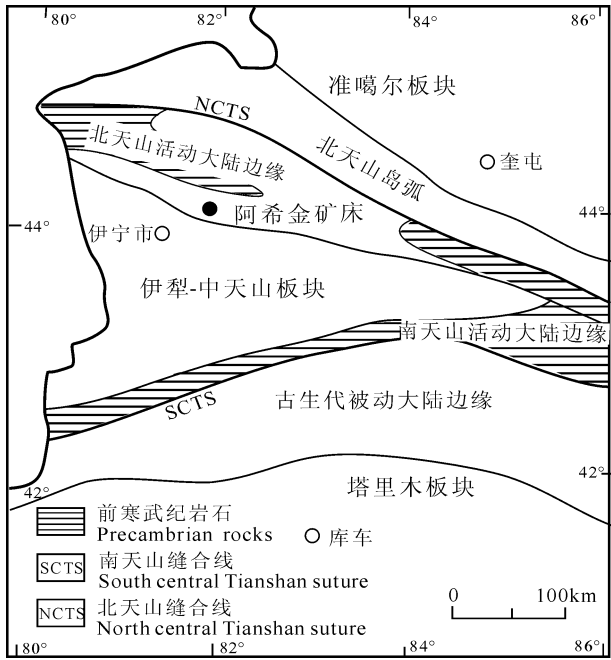


图 1 新疆西天山大地构造划分图
(据高俊等,1997,1998)

Fig. 1 Tectonic division map of Chinese western Tianshan orogen(after Gao et al., 1997, 1998)

2 矿床地质特征

阿希金矿床赋存于下石炭统大哈拉军山组第五岩性段中,其岩性主要为安山岩、英安岩、含集块角砾岩、角砾岩以及火山通道相的英安质角砾熔岩。矿区发育一系列环形和放射状断裂,矿体产于古火山机构外围的环形 F₂ 断裂中,严格受断裂带控制(图 2)。矿带在地面出露长度大于 1280m,呈一向西凸出的带状分布。矿体呈脉状产出,倾向东—北东,倾角 60°~80°。单个矿体最大长度大于 1000m,最大斜深 450m,最大厚度 35m,一般厚度 11~15m。成矿作用分为 5 个阶段:①石英—玉髓状石英脉阶段,形成石英、微晶状、玉髓状石英脉,同时在两侧的围岩中产生强烈的硅化蚀变作用,伴随有呈浸染状分布的硫化物;②石英脉阶段,形成沿裂隙分布的石英脉,石英结晶较好,粒度较粗,一般大于 0.05mm,并伴有硫化物的形成;③石英—碳酸盐脉阶段,形成石英碳酸盐脉,硫化物呈浸染状分布于其中;④硫化物脉阶段,形成呈细脉状或网脉状分布的含金硫化物脉;⑤碳酸盐脉阶段,形成方解石脉,穿切围岩及早期形成的矿体。其中成矿作用以前四个阶段为主,碳酸盐脉阶段形成的方解石脉无金矿化。形成的原生矿石有两类,一为石英脉型,另一类为蚀变岩型,以前者为主。主要金属矿物有自然金、黄铁矿、白铁矿、毒砂、赤铁矿、褐铁矿以及微量的闪锌矿、黄铜矿、方铅矿、磁黄铁矿、浓红银矿、硒银矿等。

自然金或银金矿一般呈包体状赋存于石英和硫化物中或赋存于石英或硫化物的粒间、裂隙中,多呈微粒状,粒径 0.002~0.016mm,金成色为 701~866,平均为 761。

黄铁矿多为自形的立方体或五角十二面体,多为细粒状,一般为 0.01~0.16mm,有时与白铁矿和毒砂聚合成片状、叶片状、纤维状或球粒状(图版 I-1)。在矿石中分布不均匀,常呈星散浸染状或稀疏浸染状分布于矿石中,部分与其他硫化物呈细脉浸染状、脉状或不规则的块状集合体分布。

白铁矿主要为他形晶体,粒度细小,0.008~0.1mm,常与黄铁矿与毒砂一起呈片状、叶片状、纤维状等集合体。毒砂多呈自形或半自形晶,粒度细小,多在 0.008~0.05mm,部分与黄铁矿、白铁矿呈片状、叶片状等集合体分布。

脉石矿物主要为石英、玉髓状石英、绢云母、方解石、菱铁矿、白云石、高岭石等。玉髓状石英粒度细小,一般小于 0.03mm。在矿石中可见有玉髓状

石英沉淀充填形成的条带状、皮壳状结构。石英粒度较粗,粒度 0.05~0.15mm,并可见叶片状或板状的石英(图版 I-2,3)。边缘呈锯齿,与菱铁矿、方解石等碳酸盐矿物或硫化物共生。

氧化矿石主要分布于 1450m 中段以上的近地表,经历了不同程度的氧化,金属硫化物的含量大大降低,而褐铁矿的含量显著增加。主要的围岩蚀变作用有硅化、绢云母化、碳酸盐化、绿泥石化、冰长石化、青磐岩化等。

此外在矿区东北部下石炭统阿恰勒河组呈不整合覆盖在大哈拉军山组地层及矿体之上(图 2),且在阿恰勒河组底部发育由阿希金矿石英脉型矿石组成的底砾岩型矿石,其矿石特征与氧化型矿石相

似。

3 样品及分析测试方法

用于分析研究的样品采自阿希金矿床 1530m 至 1430m 中段,均为新鲜样品。流体包裹体显微测温在中山大学地球科学系的 Linkam THMSG600 冷热台上完成,冰点温度数据精度为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$,均一温度数据精度为 $\pm 2.0^{\circ}\text{C}$ 。测温前经人工合成 CO_2 包裹体、纯水包裹体和重铬酸钾进行了校正,盐度和密度用 Flincon 软件(Brown, 1989)计算。

稳定同位素分析样品单矿物分离由河北省廊坊区域地质调查研究所完成,同位素测试由中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室完成。石英及全岩氧同位素用 BrF_5 法;方解石的碳、氧同位素用 100%磷酸法;流体包裹体氢同位素用爆裂法取水,锌法制氢;硫同位素以 Cu_2O 作氧化剂制样法。氢、氧、碳同位素采用 MAT 251EM 质谱计测定,硫同位素采用 MAT-251E 质谱计测定。氢、氧同位素采用的国际标准为 SMOW,碳同位素采用国际标准为 PDB,硫同位素采用国际标准为 CDT。碳、氧、硫同位素分析精度为 $\pm 0.2\text{‰}$,氢同位素分析精度为 $\pm 2\text{‰}$ 。

4 流体包裹体特征

阿希金矿成矿作用阶段形成的石英、方解石、菱铁矿等脉石矿物由于颗粒细小,捕获的能够用于流体包裹体研究的流体包裹体很少。经过 48 个包裹体片的显微分析观察,只有 12 个包裹体片适合于流体包裹体显微测温学的研究;其中的流体包裹体多为原生或假次生,呈群状或孤立状分布于石英颗粒中,少量沿石英颗粒的晶内裂隙分布。流体包裹体形态各异,有近圆状、椭圆状、长条状、三角形状、不规则状等,大小一般小于 $8\mu\text{m}\times 6\mu\text{m}$,个别较大,可达 $14\mu\text{m}\times 8\mu\text{m}$ 。次生包裹体很少,沿矿石中的穿透性裂隙分布,本文的研究工作中没有涉及此类包裹体。

4.1 流体包裹体类型

通过对不同类型矿石中原生或假次生流体包裹体显微岩相学分析研究,根据流体包裹体中气液相比分为以下三类:

I. 液相水溶液包裹体:室温下为液相水溶液(L)一相,不出现气相(图版 I-4)。

II. 富液相气液两相水溶液包裹体:室温下有液相水溶液(L)和气相(G)两相,气相比小于

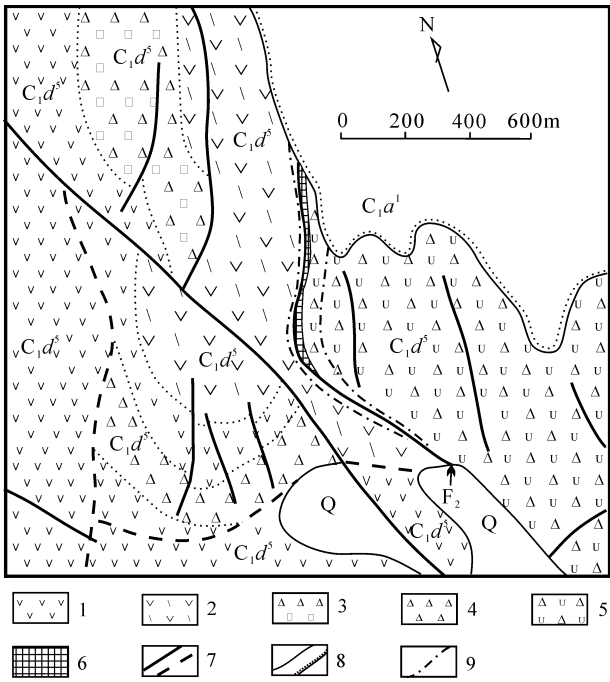


表 1 富液相气液相水溶液包裹体显微测温数据

Table 1 Microthermometric data of liquid-rich two-phases aqueous inclusions

样品编号	采样位置(中段)	气相比比例(%)	均一温度(℃)	冰点温度(℃)	盐度(%, NaCl _{eq})	流体密度(g/cm ³)
G40-31	1530m	5~10	144~233(8)	-0.6~-2.0(8)	0.99~3.28	0.85~0.94
G40-36		5~25	147~330(17)	-0.9~-1.7(17)	1.49~2.79	0.71~0.84
G20-27		5~25	160~262(9)	-0.4~-1.6(7)	0.66~2.63	0.78~0.92
G20-27/a		5~20	137~258(12)	-0.5~-1.2(12)	0.83~1.98	0.79~0.93
G20-27/b		5~25	159~224(10)	-0.9~-2.0(9)	1.49~3.28	0.86~0.92
G20-29		5~25	155~335(11)	-0.5~-2.1(13)	0.83~3.44	0.68~0.93
G20-29/a		5~25	146~282(9)	-0.5~-1.8(9)	0.83~2.96	0.75~0.95
ZK2404-1	1500m	5~25	172~300(10)	-0.3~-2.3(8)	0.5~3.76	0.73~0.93
ZK2404-2		5~25	134~297(9)	-0.4~-1.5(12)	0.66~4.86	0.73~0.96
ZK2404-2/a		5~10	134~282(10)	-0.4~-8.0(13)	0.66~11.70	0.75~0.94
ZK005-1	1430m	5~10	121~265(11)	-0.3~-0.7(6)	0.5~1.16	0.78~0.92
ZK005-1/a		5~15	143~196(6)	-0.4~-1.3(7)	0.66~1.98	0.86~0.92

注:括弧内的数字代表所测包裹体个数。

50%,一般为5%~40%,大多数包裹体气相比比例约5%±,此类包裹体均一时为液相(图版 I -d)。

Ⅲ. 富气相水溶液包裹体:室温下有液相水溶液(L)和气相(G)两相,但气相比比例大于50%,一般气相比比例大于70%,此类包裹体均一时为气相(图版 I -5、6)。

以上三类流体包裹体中以前二类为主,Ⅲ包裹体较少。三类流体包裹体在矿石中同时出现,说明流体包裹体形成于非均一的流体介质条件,矿床形成时的流体发生了沸腾作用。

4.2 流体包裹体显微测温

用于显微测温的流体包裹体大多数为形成于石英脉阶段的结晶较好的石英颗粒中的流体包裹体,少量为形成于石英—玉髓状石英阶段的局部结晶较好的石英颗粒中的流体包裹体。而在后三个成矿阶段形成的石英、碳酸盐矿物菱铁矿和方解石中尚未

发现可测温的流体包裹体。

对于富液相气液两相水溶液包裹体,其全结冰温度为-29.5~-42.0℃,初熔温度为-19.0~-22.0℃,为近似的NaCl—H₂O体系。其冰点温度一般为-0.3~-2.3℃,盐度为0.48%~3.75%NaCl_{eq}(表1),平均为1.85%NaCl_{eq}(样品数=121);冰点峰值温度位于-0.4~-1.6℃,相应的盐度为0.66%~2.63%NaCl_{eq}(图3)。其中有两个包裹体沿后期的硫化物细脉边缘的石英中分布,冰点温度很低,为-7.0℃和-8.0℃,相应的盐度为10.48%NaCl_{eq}和11.70%NaCl_{eq},可能为两种不同性质的流体或者硫化物阶段较高盐度的流体叠加改造的结果。

此类包裹体气液相比比例变化范围大,为5%~40%,测得的包裹体均一温度变化范围也大,为121~335℃(表1),平均值209℃(样品数=127);均

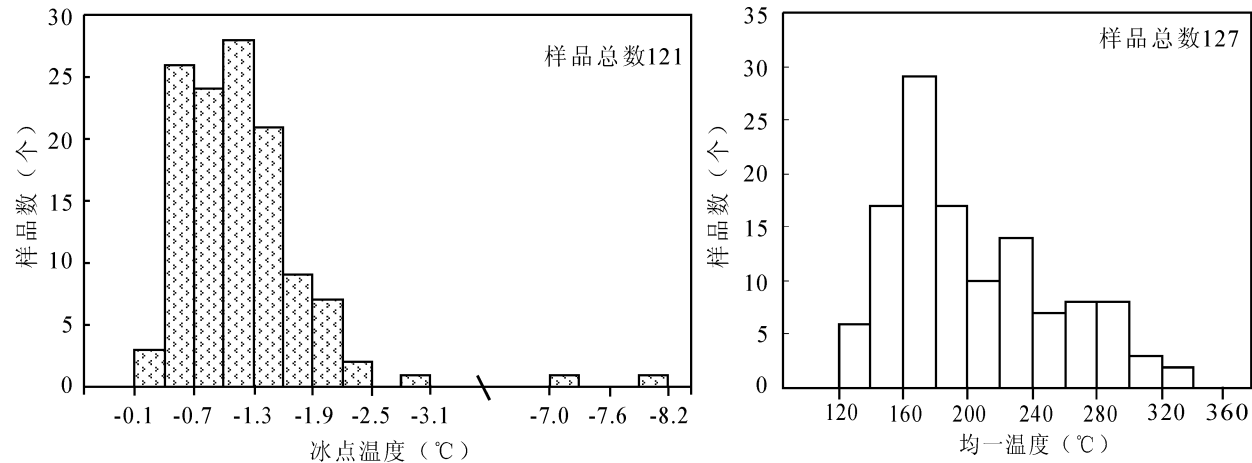


图 3 流体包裹体冰点温度与均一温度直方图

Fig. 3 Histogram showing fluid inclusion ice melting temperatures and homogenization temperatures

一温度峰值为 140~240℃(图 3),计算的流体密度为 0.73~0.96。个别较高的均一温度(大于均一温度峰值上限)可能是由于流体包裹体在沸腾作用引起的非均匀介质条件下捕获气相和液相而引起的结果。

对于第Ⅲ类包裹体,由于气相比比例大于 70%,大多数此类包裹体在室温下见不到液相。此类包裹体均一时为气相,由于包裹体均一时以气相充满整个包裹体腔为特征,所以难以准确判定其均一温度,且此类包裹体分布较少,故获得的测温数据较少。测得两个呈孤立状分布的Ⅲ类包裹体的冰点温度为-1.3℃和-1.5℃,相应的盐度为 2.2% NaCl_{eq}和 2.6% NaCl_{eq},与气液相包裹体相似;均一温度为 390℃和 356℃,密度为 0.49 和 0.59,由于包裹周围无其他类型的包裹体分布,排除了卡脖子效应(Roeder,1984;李兆麟,1987)的可能,故此类包裹体及Ⅱ类包裹体中具较高均一温度(>240℃)者可能捕获于非均一介质条件,即流体包裹体捕获时就存在不均一的气相和液相。两类包裹体在测温过程中均未观察到 CO₂ 水合物或独立的 CO₂ 相出现。

表 2 阿希金矿床稳定同位素分析结果表
Table 2 Stable isotope data of Axi gold deposit

序号	样品编号	氢氧同位素				硫同位素		碳同位素		备注
		分析样品	δD _水	δ ¹⁸ O _{石英}	δ ¹⁸ O _水	分析样品	δ ³⁴ S (‰, CDT)	分析样品	δ ¹³ C (‰, PDB)	
1	04A-2/8	石英	−98	12.8	1.15	黄铁矿	0.1	方解石	2.6	1450 中段
2	04A-2/9	石英	−102	12.1	0.45	黄铁矿	−0.1		3.2	1450 中段
3	04A-2/10	石英	−110	12.9	1.25	黄铁矿	−0.1			1450 中段
4	04A-3	石英	−108	11.1	−0.55	黄铁矿	−0.2			1485 中段
5	04A-4/8	石英	−110	13.0	1.35	黄铁矿	1.4			1470 中段
6	04A-8	石英	−112	12.3	0.65	黄铁矿	−4.0		4.1	1380 中段
7	04A-1450/8	石英	−108	11.9	0.25	黄铁矿	−1.2			1450 中段
8	04A-1450/16	石英	−107	13.2	1.55	黄铁矿	1.2		2.7	1450 中段
9	04A-1450/24	石英	−116	12.6	0.95	黄铁矿	−0.3			1450 中段
10	04A-1450/28	石英	−106	13.3	1.65	黄铁矿	−0.4		4.9	1450 中段
11	901T6-S04	石英	−101	13.1	1.43			方解石		据④
12	901T6-S06	石英	−115	12.21	0.59					据④
13	901T6-S03	石英	−110	12.41	0.78					据④
14	04A-2/11	强硅化火山碎屑岩		12.3						1450 中段
15	04A-4	硅化安山质火山凝灰岩		12.4						1470 中段
16	04A-2/14	硅化英安岩		13.0						1450 中段
17	04A-2/15	硅化英安岩		14.5						1450 中段
18	04A-5	英安岩		9.6						地表
19	04A-12	安山质火山凝灰岩		10.6						地表
20	04A-1450-12	黄铁矿				黄铁矿	−3.2		2.9	1450 中段
21	04A-2	含硫化物石英脉(全岩)				①	3.1			1450 中段
22	04A-2/13	含硫化物石英脉(全岩)				①	−2.2			1450 中段
平均值							−0.45		3.4	

注:① 含硫化物石英脉。

5 稳定同位素地球化学

稳定同位地球化学化学特征对于研究成矿流体、成矿物质的来源,确定水—岩交换反应的程度以及成矿机制等过程都具有重要意义。本文对阿希金矿成矿作用过程中形成的石英、方解石、黄铁矿、石英中的流体包裹体、以及不同类型的蚀变围岩进行了氢、氧、硫、碳稳定同位素分析,其分析结果如表 2。

5.1 氢、氧同位素

用于氢、氧同位素分析的单矿物均为形成于第一和第二阶段石英脉中的石英和玉髓状石英,13 件样品中流体包裹体水的 δD_{H₂O} = -98‰ ~ -116‰,δ¹⁸O_{石英} = 11.1‰~13.3‰;根据石英与水之间的氧同位素分馏方程(Clayton, 1972),用流体包裹体的平均均一温度(209℃)计算的成矿流体的 δ¹⁸O_{H₂O} = -0.55‰~ 1.65‰。强硅化火山碎屑岩和硅化蚀变英安岩的 δ¹⁸O = 12.3‰~ 14.5‰,与成矿阶段形成的单矿物石英相似,而英安岩和安山质火山碎屑岩的 δ¹⁸O 值为 9.6‰和 10.6‰,明显低于成矿阶段形成的单矿物石英和硅化蚀变火山岩。

5.2 碳、硫同位素

对成矿作用阶段形成的石英碳酸盐脉中(第三成矿阶段)方解石碳同位素分析表明(表 2),其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}} = 2.6\text{‰} \sim 4.9\text{‰}$, 平均为 $\delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}} = 3.4\text{‰}$, 与地质历史时期海相碳酸盐的碳同位素相似(郑永飞等, 2000), 因而成矿作用阶段碳酸盐中的碳有可能来自矿区基底上元古界或奥陶系的石灰岩。对矿石中 11 个黄铁矿单矿物样品和两件含金石英脉全岩样品的硫同位素分析, 其 $\delta^{34}\text{S} = -4.0\text{‰} \sim 3.1\text{‰}$, 平均值为 $\delta^{34}\text{S} = -0.45\text{‰}$, 与陨石硫相似, 显示其物质来源可能为赋矿围岩下石炭统大哈拉军山组火山岩。

6 成矿机制讨论

6.1 成矿流体来源

目前对浅成低温热液金矿床成矿流体的来源认识, 特别是岩浆流体对浅成低温热液金矿成矿的贡献还存在很大的不确定性。对于高硫型矿床, 一般认为是由岩浆水与天水混合成矿的结果(Hedenquist et al., 1994b; Wang et al., 1999), 而对于低硫型矿床, 一些研究者认为成矿流体主要为天水热液, 流体在围岩中的循环流动不断汲取成矿物质(Taylor, 1973; John et al., 2003; 丰成友等, 2000); 另一些研究者认为低硫型矿成矿流体中也存在岩浆流体, 如 Heald 等(1987)认为冰长石—绢云型金矿床中至少存在 5%~10% 的岩浆流体; Matsuhisat et al. (1994)研究推测菱刈金矿床成矿流体是由 45% 的岩浆水($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 6\text{‰}$)与 55% 的大气水($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -7\text{‰}$)的混合流体; Simon 等(1999)认为古巴的低硫型 Jacinto 浅成低温热液金矿床也是岩浆流体与天水混合成矿的结果; Hedenquist 等(1994b)认为象 Comstock 这样高品位的金矿床其成矿流体含有一定比例的岩浆流体, 而一些低品位的低硫型金矿床岩浆流体成矿的信息可能被大规模的由岩浆热源引起的水热对流循环作用而抹掉了。Hedenquist 等(1989)对新西兰 Waiotapu 地热系统的研究认为其下部的矿物组合类似于低硫型的冰长石—绢云母型, 而上部的矿物组合类似于高硫型矿物组合, 地热系统中存在有下部上升的高温富 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 的热卤水和上部的气热天水流体, 认为高温富 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 的热卤水中有岩浆流体的加入。

刘洪林等(1992)和李本海等(1994)认为阿希金矿床成矿流体为火山后期热液, 成矿温度为中低温;

母瑞身等(1996, 1998)、沙德铭(1998)和沙德铭等(2003, 2005)认为阿希金矿床成矿流体以大气降水为主并有少量的岩浆水加入。本文通过稳定同位素研究显示阿希金矿床成矿流氢氧同位素变化范围小, 其 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = -98\text{‰} \sim -116\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -0.55\text{‰} \sim 1.65\text{‰}$, 在 $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ 投影图上均位于 Hedenquist 等(1994)所划分的低硫型区(图 4), 显示其成矿流体主要为大气降水, 氧同位素的漂移是由于大气降水与围岩火山岩进行水岩交换反应的结果。如果存在岩浆水与大气降水的混合, 则矿床中氢、氧同素将会出现大的变化。阿希金矿床脉石矿物方解石的碳同位素 $\delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}} = 2.6\text{‰} \sim 4.9\text{‰}$, 显示其基底碳酸盐的碳同位素信息, 也说明成矿流体主要为循环的大气降水。 $\delta^{34}\text{S} = -4.0\text{‰} \sim 3.1\text{‰}$, 平均值为 $\delta^{34}\text{S} = -0.45\text{‰}$, 与陨石硫相似, 显示其物质来源可能为赋矿围岩下石炭统大哈拉军山组火山岩。

从流体包裹体显微测温结果来看, 流体包裹体均一温度变化范围很大, 为 121~335℃, 但其盐度的变化范围却很小, 其冰点温度一般为 $-0.3 \sim -2.3\text{℃}$, 相应盐度为 0.48%~3.75% NaCl_{eq} , 平均为 1.85% NaCl_{eq} 。在均一温度—盐度图投影图上, 二者并不存在线性的相关关系(图 5), 成矿流体的盐度并没有随着均一温度的升高而增加, 说明在成矿作用中不存在两种不同性质的流体

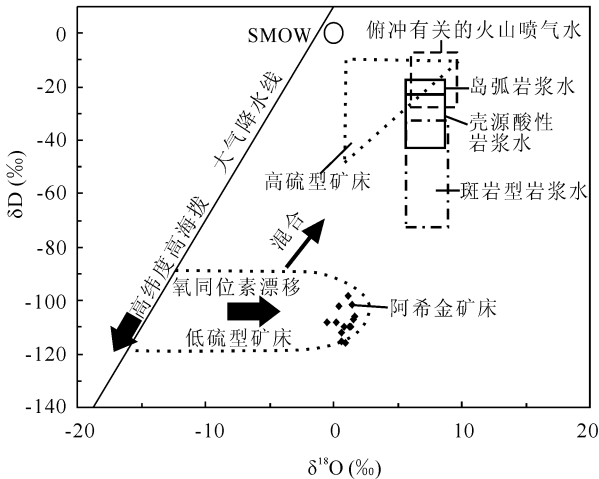


图 4 成矿流体氢—氧同位组成图(不同类型成矿流体氢氧同位素组成据 Hedenquist et al., 1994b)

Fig. 4 Ore forming fluid compositions of hydrogen and oxygen isotope (fields of hydrogen and oxygen isotope compositions of ore-forming fluid from Hedenquist, et al., 1994b)

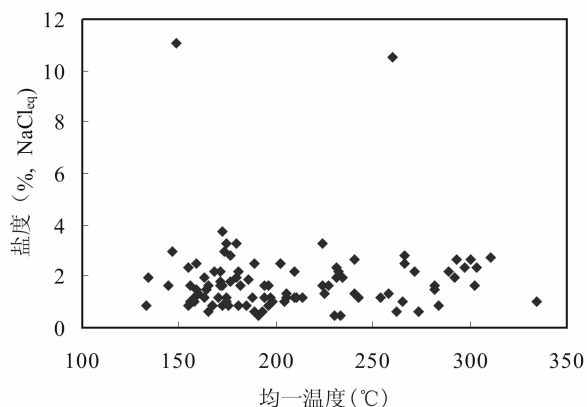


图 5 流体包裹体均一温度—盐度图

Fig. 5 Scatter plots of fluid inclusion homogenization temperature and salinity

混合作用,也支持成矿流体来自循环的大气降水的观点。此外在流体包裹体显微测温过程中发现有两个沿后期的硫化物细脉边缘的石英中分布的流体包裹体,冰点温度很低,为 -7.0°C 和 -8.0°C ,相应的盐度较高,为 $10.48\% \text{NaCl}_{\text{eq}}$ 和 $11.70\% \text{NaCl}_{\text{eq}}$ (图 5),可能为硫化物脉阶段较高盐度的流体叠加改造的结果。但由于测温数据有限,对其成因有待于进一步深入研究。

6.2 成矿机制

对于浅成低温热液型金矿床,引起矿质发生沉淀富集成矿的主要因素有三,一是不同性质的流体的混合,二是沸腾作用,三是水岩反应。根据阿希金矿床含金石英脉中 H、O、C、S 同位素以及流体包裹体研究,排除了不同性质流体混合成矿的可能。而沸腾作用一般被认为是引起浅成低温热液低硫型金矿床发生矿质富集沉淀的主要因素,如菱刈金矿床(Izawa et al., 1990; Faure et al., 2002),美国内华达地区的浅成低温热液金矿床(Heald et al., 1987; John et al., 2003),印尼的 Kelian 金矿床(Van Leeuwen et al., 1990),古巴的 Jacinto 金矿床(Simon et al., 1999),新西兰的 Golden Cross 金银矿床等(Simmons et al., 2000a)。根据 Simmons 等(2000b)对新西兰 Broadlands-Ohaaki 低硫型浅成低温地热系统的研究,认为热水溶液的绝热降压沸腾作用是引起热水溶液中溶质发生富集沉淀的主要原因,而高温高盐度的热水溶液与低温的富 CO_2 气热流体发生混合,由于稀释作用阻止了贵金属的富集沉淀。

阿希金矿床含金石英脉中同时出现液相水溶液

包裹体、富液相的水溶液包裹体、富气相的水溶液包裹体,且富液相水溶液包裹体气相比例变化大,一般为 $5\% \sim 40\%$,均一温度变化范围也大,为 $121 \sim 335^{\circ}\text{C}$,说明石英脉形成时流体发生了沸腾作用,沸腾作用使溶液中的溶质发生过饱和富集沉淀,同时,在非均匀介质环境条件下,捕获液相水溶液包裹体、富液相气液两相水溶液包裹体以及富气相的水溶液包裹体,且气液相比例变化大(Roeder, 1984; 李兆麟, 1987)。

另外在阿希金矿床中出现冰长石以及石英、黄铁矿集合体呈叶片状方解石假像出现(图版 I-1、2、3)。根据对现代地热田的研究,冰长石和叶片状方解石形成于非平衡的热液过饱和体系中,是热液沸腾时从溶液中晶出的,它们的出现是沸腾作用最直接的矿物学证据(Simmons et al., 1994, 2000; Hedenquist et al., 1989)。而叶片状石英的出现是由于先前形成的叶片状方解石在降温过程中溶解,二氧化硅充填结晶形成叶片状的石英(Izawa et al., 1990; Simon et al., 1999),而黄铁矿等硫化物呈叶片状方解石假像出现,尚未见在此类型矿床中报道,其可能与叶片状石英有相似的成因。

阿希金矿床矿石类型有石英脉型和蚀变岩型两类,以石英脉型为主,在石英脉两侧发育有以硅化蚀变为特征的蚀变岩型矿石,此类矿石的形成以水岩交代反应为主。

矿石中绢云母、冰长石同时出现,说明成矿时流体处于近中性环境,此外,矿石中碳酸盐矿物的大量出现,也说明成矿流体为近中性的环境(Heald et al., 1987; Izawa et al., 1990)。

6.3 成矿温度与深度

阿希金矿床成矿作用以沸腾作用为主,因此由流体包裹体所测得的 $140 \sim 240^{\circ}\text{C}$ 的均一温度不需压力校正,可以代表成矿温度,根据 Haas(1971)的 $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ 溶液深度——温度沸腾曲线关系图,结合阿希金矿床成矿流体的平均盐度为 $1.85\% \text{NaCl}_{\text{eq}}$,得到成矿温度上限时的最大成矿深度约 400m(图 6)。由于此成矿深度是由 $1430 \sim 1530\text{m}$ 中段的成矿温度获得,而据勘探资料阿希金矿最大延深可达 1250 中段^{②②},因此阿希金矿床最大成矿深度可达 700m。此成矿温度和深度与环太平洋带日本、新西兰、以及美国内华达地区典型的低硫型浅成低温热液金矿床相似(Heald et al., 1987; Izawa et al., 1990; Faure et al., 2002; Simmons et al., 2000; Van Leeuwen et al., 1990; Simon et al., 1999)。

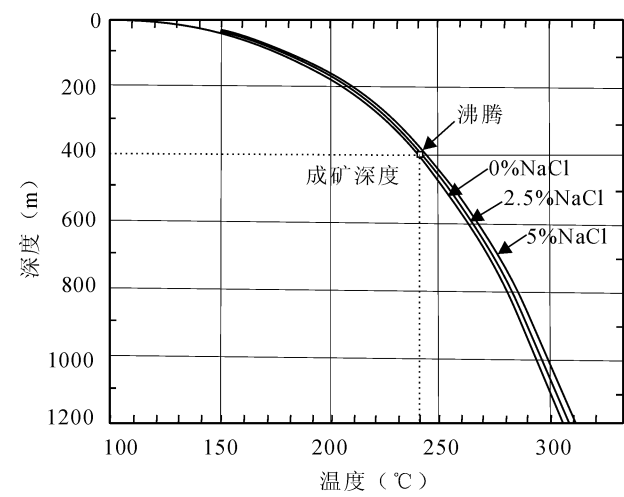


图 6 NaCl 水溶液沸腾温度—深度曲线图
(据 Haas, 1971)

Fig. 6 Boiling—depth curves for NaCl—
H₂O solutions (after Haas, 1971)

6.4 与典型冰长石—绢云母型矿床对比

典型浅成低温热液贵金属矿赋矿围岩一般为中酸性或中基性陆相火山岩,成矿深度一般小于1000m,成矿温度一般低于300℃,成矿流体盐度一般小于3%NaCl_{eq},成矿流体为大气降水或大气降水与岩浆水的混合流体,如美国西部地区的冰长石绢云母型浅成低温热液金矿床(Heald et al., 1987)、日本菱刈(Izawa et al., 1990; Faure et al., 2002)、新西兰 Gold Cross (Simmons et al., 2000a; de Ronder, 1988)、美国 Comstock (Heald et al., 1987; Vikre, 1989)、Mule Canyon (John et al.,

2003)、古巴 Jacinto (Simon et al., 1999)、印度尼西亚 Kelian (Van Leeuwen et al., 1990)等。浅成低温热液贵金属矿床主要形成于中生代,古生代以前形成者极少,其原因在于浅成低温热液矿床形成深度浅,受后期的风化剥蚀作用,故很难保存。

与世界其他地区典型的低硫型或冰长石—绢云母型浅成低温热液矿床对比(表3)显示,阿希金矿的一系列特征与它们非常相似,但一个显著特点是其成矿时代较早,矿体赋存于下石炭统大哈拉军山组火山岩中,其上又被含早石炭纪生物化石的下石炭统阿恰勒河组不整合覆盖(图2),故其成矿时代被限定在晚古生代早石炭世。流体包裹体 Rb-Sr 等时线法年龄为300~340Ma(李华芹等,1998)。另一个特点是其冰长石的含量低,只在个别的薄片可见,另据含金石英脉的硅酸盐化学分析结果,其K₂O的含量很低^①,为0.65%~1.6%,远低于菱刈矿床的2.8%~10.82%(Izawa et al., 1990),因此对阿希金矿流体地球化学特征的研究对全面认识此类型金矿床、特别是古生代此类金矿床成矿流体地球化学特征与成矿的关系具有重要的意义。

7 结论

(1)阿希金矿床为古生代的低硫型(冰长石—绢云母型)浅成低温热液金矿床的典型代表,成矿作用阶段形成的流体包裹体主要有三类,液相水溶液包裹体、富液相气液两相水溶液包裹体和富气相的水溶液包裹体,其中以前两类为主。

表 3 阿希金矿与其他典型冰长石—绢云母型(低硫型)浅成低温热液金矿床对比表

Table 3 Comparison of Axi with other adularia—sericite (low-sulfidation) epithermal gold deposits

矿床名称	赋矿围岩及时代	成矿时代 (Ma)	成矿温度 (℃)	成矿深度 (m)	流体盐度 (%NaCl _{eq})	成矿流体 来源	资料来源
阿希	下石炭统安山质火山岩、火山碎屑岩,英安岩	300~340	140~240	<700	0.7~2.6	主要为大气降水	本文(成矿时代据李华芹等,1998)
日本菱刈	第四系安山岩、英安岩,白垩系陆源碎屑岩	0.7~1.3	180~220	<500		大气降水+岩浆水	Izawa et al., 1990; Faure et al., 2002
新西兰 Gold Cross	第三系安山岩、英安岩及火山碎屑岩	上新世	150~240	<500	<2.4	大气降水	Simmons et al., 2000a; de Ronder, 1988
美国 Comstock	第三系流纹英安质、安山质火山岩	12.2~14.1	235~300	<1200	2.7~3.6	大气降水+岩浆水	Heald et al., 1987; Vikre, 1989
美国 Mule Canyon	第三系玄武质、安山质熔岩、熔结火山碎屑岩	15.6	200~265	<150	<0.3	大气降水	John et al., 2003
古巴 Jacinto	白垩系钙碱性安山岩、玄武安山岩	72	200~320	400~500	<1	大气降水+岩浆水	Simon et al., 1999
印度尼西亚 Kelian	第三系流纹岩、安山岩及火岩碎屑岩	20	200~330	<900	0.5~4.2 个别大于10	大气降水+岩浆水	Van Leeuwen et al., 1990

(2)成矿流体冰点温度一般为 $-0.3\sim-2.3^{\circ}\text{C}$,盐度为 $0.48\%\sim3.75\%\text{NaCl}_{\text{eq}}$,平均为 $1.85\%\text{NaCl}_{\text{eq}}$;冰点峰值温度位于 $-0.4\sim-1.6^{\circ}\text{C}$,相应的盐度为 $0.66\%\sim2.63\%\text{NaCl}_{\text{eq}}$ 。均一温度为 $121\sim335^{\circ}\text{C}$,平均 209°C ;均一温度峰值为 $140\sim240^{\circ}\text{C}$,流体密度为 $0.73\sim0.95$,成矿深度小于 700m 。

(3)成矿流体的氢、氧同位素变化范围小, $\delta\text{D}_{\text{SMOW},\text{H}_2\text{O}}=-98\%\sim-116\%$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW},\text{H}_2\text{O}}=-0.55\%\sim1.65\%$;碳同位素 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB},\text{方解石}}=2.6\%\sim4.9\%$, $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}=-4.0\%\sim3.1\%$, $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 平均值为 -0.45% ,成矿流体主要来自循环的大气降水,成矿物质主要来自赋矿围岩火山岩及基底岩石。

(4)含金石英脉中冰长石、叶片状石英和硫化物集合体的出现,以及气相比比例和均一温度变化很大的液相、富液相和富气相的水溶液包裹体的共生,说明沸腾作用是引起矿质发生沉积的主要机制,对于蚀变岩型矿石,其成矿以水岩交代反应为主,成矿作用过程中流体处于近中性 pH 值环境。

致谢:野外工作中得到新疆阿希金矿李志忠副矿长、唐向阳副矿长及地测部同行的热情支持与帮助,审稿人对本文提出了宝贵的修改意见,在此致以诚挚的感谢。

注 释

① 母端身,田昌烈,杨芳林,等. 1995. 新疆伊宁县阿希金矿床控矿规律与外围靶区评价研究. 国家 305 项目研究报告.
② 新疆地矿局第一地质大队. 1992. 新疆伊宁县阿希金矿床北段勘探地质报告.
③ 新疆地矿局第一地质大队. 1995. 新疆伊宁县阿希金矿床南段勘探地质报告.
④ 新疆地矿局实验测试研究中心. 1992. 新疆伊宁县阿希金矿 I 号矿床矿石物质组分及元素赋存状态研究报告.

参 考 文 献

鲍景新,陈衍景,张增杰,陈华勇,刘玉琳. 2002. 西天山阿希金矿蚀沸石化与古地热成矿流体系统的初步研究. 北京大学学报(自然科学版), 38 (2): 252~259.
董连慧. 2001. 阿希金矿主要蚀变类型及其与金矿化关系. 地质与资源, 10 (3): 129~132.
丰成友,薛春纪,姬金生,张连昌,李华芹. 2000. 东天山西滩浅成低温热液金矿床地球化学. 矿床地质, 19 (4): 322~329.
冯娟萍,王居里. 2005. 西天山阿希、京希—伊尔曼得金矿床成矿流体包裹体研究及矿化类型探讨. 西北地质, 38 (1): 31~36.
高俊,何国琦,李茂松. 1997. 西天山造山带的古生代造山过程. 地球科学, 22 (1): 27~32.
贾斌,母端身,田昌烈,沙德铭,刘海山. 1999. 新疆阿希晚古生代冰长石—绢云母型金矿特征. 贵金属地质, 8 (4): 199~208.
贾斌,母端身,田昌烈,沙德铭. 2001. 新疆阿希金矿浅成低温流体

特征. 黄金地质, 7 (3): 39~46.
姜晓玮,王永江,程博. 2001. 西天山阿希型金矿成矿系列的成矿流体特征. 地学前缘, 8 (4): 277~280.
李本海,薛秀娣. 1994. 新疆阿希金矿号矿床矿石特征及其成因意义. 新疆地质, 12 (2): 146~156.
李华芹,谢才富,常海亮等. 1998. 新疆北部有色金属矿床成矿作用年代学. 北京:地质出版社,107~127.
李兆麟. 1987. 实验地球化学. 北京:地质出版社.
刘洪林,董连慧. 1992. 阿希金矿地质特征及成因初探. 新疆地质, 10 (2): 110~119.
庞奖励. 1998. 辽宁二道沟金矿床矿物地球化学特征. 黄金地质, 4 (3): 66~71.
沙德铭. 1998. 西天山阿希金矿流体包裹体研究. 贵金属地质, 7 (3): 181~188.
沙德铭,董连慧,鲍庆中,王宏,胡秀军,张建东,孙加鹏. 2003. 西天山地区金矿床主要成因类型及找矿方向. 新疆地质, 21 (4): 419~425.
沙德铭,金成洙,董连慧,母端身,田昌烈,贾斌. 2005. 西天山阿希金矿成矿地球化学特征研究. 地质与资源, 14 (2): 118~125.
王志良,毛景文,张作衡,左国朝,王龙生. 2004. 西天山古生代铜金多金属矿床类型特征及其成矿地球动力学演化. 地质学报, 78 (6): 836~847.
母端身,田昌烈,杨芳林,刘海山,贾斌,沙德铭. 1996. 新疆阿希地区金矿概论. 贵金属地质, 5 (1): 5~21.
母端身,田昌烈,黄明扬,蔡宏远,植起汉,漆树基,曹洛华,王润三. 1998. 西天山金、铜地质特征简述. 贵金属地质, 7 (1): 1~18.
肖龙,王方正, Begg Graham, 付民禄. 2002. 新疆京希—伊尔曼得金矿床矿化类型: 热液蚀变及流体包裹体证据. 矿床地质, 21 (1): 58~64.
肖龙,王方正,付民禄, Begg G, Hayward N. 2002. 伊犁京希—伊尔曼得金矿床的热液蚀变及成矿流体演化特征. 地质学报, 75 (4): 518~526.
翟伟,杨荣勇,漆树基. 1999. 新疆伊尔曼得热泉型金矿床地质特征及成因. 矿床地质, 18 (1): 47~54.
翟伟,贺小平. 2004. 新疆阿希陆相火岩盆地浅成低温热液金矿床成矿特征. 矿物岩石地球化学通报, 23 (增刊): 95.
张德全,李大新,赵一鸣,陈景河,李子林,张克尧. 1991. 福建紫金山矿床——我国大陆首例石英—明矾石型浅成低温热液铜—金矿床. 地质论评, 37 (6): 481~490.
张德全,丰成友,李大新,余宏全,董英君. 2005. 紫金山地区斑岩—浅成热液成矿系统的成矿流体演化. 地质学报, 26 (2): 127~136.
郑永飞,陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学. 北京:科学出版社.
Brown P E, Hargeman S G. 1989. Flinco: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. American Mineralogist, 74: 1390~1393.
Clayton R N, O'neil J R, Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. J. Geophys. Res., 77: 3057~3067.
de Ronde C E J, Blattner P. 1988. Hydrothermal alteration, stable isotopes, and fluid inclusions of the Golden Cross Epithermal Gold—silver deposit, Waihi, New Zealand. Economic Geology, 83: 895~917.
Faure K, Matsuhisa Y, Metsugi H, Mizota C, Hayashi S. 2002. The hishikari Au—Ag epithermal deposit, Japan: oxygen and hydrogen isotope evidence in determining the source of

- paleohydrothermal fluids. *Economic Geology*, 97: 481~498.
- Gao Jun, Li Maosong, Xiao Xuchang, Tang Yaoqing, He Guoqi. 1998. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan orogen, Northsestern China. *Tectonophysics*, 287: 213~231.
- Hass J L Jr. 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology*, 66: 940~946.
- Heald P, Floey N K, Hayba D O. 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid—sulfate and adularia—sericite types. *Economic Geology*, 82: 1~26.
- Hedenquist J W, Browne P R L. 1989. The evolution of the Waiotapu geothermal system, New Zealand, based on the chemical and isotopic composition of its fluids, minerals and rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 2235~2257.
- Hedenquist J W, Matsuhisa Y, Izawa E, White N C, Giggenbach W F, Aoki M. 1994a. Geology, geochemistry, and origin of high sulfidation Cu—Au mineralization in the Nanantzu district, Japan. *Economic Geology*, 89: 1~30.
- Hedenquist J W, Lowenstern J B. 1994b. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370: 519~526.
- Izawa E, Urashima Y, Ibaraki K, Suzuki R, Yokoyama T, Kawasaki K, Koga A, Taguchi S. 1990. The Hishikari gold deposit: high-grade epithermal veins in Quaternary volcanics of southern Kyushu, Japan. *Journal of Geochemical Exploration*, 36: 1~56.
- John D D, Hofstra A H, Fleck R E, Brummer J E, Saderholm E C. 2003. Geological setting and genesis of the Mule Canyon low-sulfidation epithermal gold—silver deposit, north—central Nevada. *Economic Geology*, 98: 425~463.
- Matsuhisa Y, Aoki M. 1994. Temperature and oxygen isotope variations during formation of the Hishikari epithermal gold—silver veins, southern Kyushu, Japan. *Economic Geology*, 89: 1608~1613.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions. *Mineralogical Society of America Review in Mineralogy*, 12: 644.
- Simmons S E, Arehart G, Simpson M P, Mauk J L. 2000a. Origin of massive calcite veins in the Golden Cross low-sulfidation, epithermal Au—Ag deposit, New Zealand. *Economic Geology*, 95: 99~112.
- Simmons S F, Browne P R L. 2000b. Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands—Ohaaki geothermal system: implications for understanding low-sulfidation epithermal environments. *Economic Geology*, 95: 971~1000.
- Simmons S F, Christenson B W. 1994. Origins of Calcite in a boiling geothermal system. *American Journal of Science*, 294: 361~400.
- Simon G, Kesler S E, Russell N, Hall C M, Bell D, Pinero E. 1999. Epithermal gold mineralization in an old volcanic arc: the Jacinto deposit, Camaguey district, Cuba. *Economic Geology*, 94: 487~506.
- Taylor H P Jr. 1973. O18/O16 evidence of meteoric-hydrothermal alteration and ore deposition in the Tonopah, Comstock Lode, and goldfield mining districts, Nevada. *Economic Geology*, 68: 747~764.
- Van Leeuwen T M, Leach T, Hawke A A, Hawke M M. 1990. The Kelian disseminated gold deposit, east Kalimantan, Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration*, 35: 1~61.
- Vikre P G. 1989. Fluid—mineral relations in the Comstock lode. *Economic Geology*, 84: 1574~1613.
- Wang Y, Sasaki M, Sasada M, Chen C-H. 1999. Fluid inclusion studies of the Chinkuashih high-sulfidation gold—copper deposits in Taiwan. *Chemical Geology*, 154: 155~167.

Geochemistry of Ore Forming Fluid and Metallogenic Mechanism of
Axi Low-Sulfidation Gold Deposit in Xinjiang, China

ZHAI Wei¹⁾, SUN Xiaoming¹⁾, HE Xiaoping²⁾, SU Liwei¹⁾, WU Youliang²⁾, DONG Yixin¹⁾

1) Department of Earth Sciences, Sun Yat-Sen University, Guangzhou, 510275;

2) Axi Gold Mine, Xinjiang, Yining, 835000

Abstract

Axi gold deposit is an adularia-sericite (high-sulfidation) type epithermal gold deposit hosted in Lower Carboniferous andesitic volcanic rocks and pyroclastics in western Tianshan, Xinjiang. The ore bodies occur in vein form, and are strictly controlled by the circular faults of palaeocaldera margin. The mineralization can be divided into five main stages, that are quartz-chalcedony vein stage, quartz vein stage, quartz-carbonate vein stage, sulfide vein stage and carbonate vein stage, and two types of ore are formed, including quartz vein and altered rock. The main ore minerals are native gold, pyrite, marcasite, arsenopyrite and gangue minerals include quartz, chalcedony, siderite, calcite, sericite, adularia, etc.

There three types of fluid inclusions formed in major mineralization stages were recognized: I liquid aqueous inclusion; II liquid-rich two-phase fluid inclusion; and III gas-rich fluid inclusion. The former two predominate. The ice melting temperatures of fluid inclusions range from $-0.3 \sim -2.3^{\circ}\text{C}$, the corresponding salinities are $0.48\% \sim 3.75\% \text{ NaCl}_{\text{eq}}$, averaging $1.85\% \text{ NaCl}_{\text{eq}}$, and the peak ice melting temperatures range from $-0.4 \sim -1.6^{\circ}\text{C}$, the corresponding salinities are $0.66\% \sim 2.63\% \text{ NaCl}_{\text{eq}}$. The range varies from $121 \sim 335^{\circ}\text{C}$, averaging 209°C , and the peak temperatures range from $140 \sim 290^{\circ}\text{C}$. Based on the the salinities and homogenization temperatures, we measured the fluid density is $0.73 \sim 0.96$, and the ore-forming depth is less than 700 m.

The ore-forming fluid has a narrow range of oxygen and hydrogen isotopic composition, $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O,SMOW}} = -98\% \sim -116\%$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O,SMOW}} = -0.55\% \sim 1.65\%$, and the carbon isotope $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcite,PDB}} = 2.6\% \sim 4.9\%$, the sulfur isotope $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} = -4.0\% \sim 3.1\%$ (average -0.45%). It is indicated by the stable isotope data that ore fluids come mainly from circulating meteoric water, the ore solutes are mainly from volcanic rocks hosting the deposit and basement rocks.

Appearance of adularias and bladed quartz and sulfides aggregates and coexisting type I, type II and type III inclusions with greatly varied of vapor/liquid rations and homogenization temperatures suggest that boiling is the main factor causing the deposition of ore solutes. While for altered rock type ores, water-rock interaction may be major cause for ore solutes precipitation. The ore-forming fluid was close to neutral pH during major mineralization stages.

Key words: Axi gold deposit; adularia-sericite (low sulfidation) type epithermal deposit; ore forming fluid; boiling

