河南公峪石英脉型金矿地质特征及其成因探讨

Geological Characteristics and Genesis of Gongyu Lode Gold Deposit, Henan Province

李 莉 齐金忠

（武警黄金地质研究所，河北 廊坊 065000）

Li Li and Qi Jinzhong

(Gold Geological Institute of China People's Armed Police Force, Langfang 065000, Hebei,, China)

摘 要 公峪石英脉型金矿位于河南省祁雨沟隐爆角砾岩型金矿床的外围，矿脉沿 NNE、NE 和 NEE 向断裂发育。矿石中金属矿物除黄铁矿、自然金、黄铜矿、方铅矿外，还出现少量碲铋矿、辉碲铋矿、硫铋铅铜矿等含铋矿物；矿石中微量元素除 Au 外，还含有较多的 Cu、Pb、Ag。流体包裹体研究表明，成矿流体为中低温（180～350℃）、低盐度（w（NaCl eq）为 4%～10%）流体，其挥发组分主要为 H_2O，其次为 CO_2、H_2S、CH_4。成矿流体 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 为 2.82‰～6.22‰、δD 为-79‰～ -75‰，显示以岩浆水为主，黄铁矿 $\delta^{34}S$ 值变化于-0.71‰～1.71‰，接近岩浆硫同位素组成，主成矿阶段石英 ^{40}Ar-^{39}Ar 坪年龄为(122.61±0.61) Ma。这些特征与祁雨沟角砾岩型金矿床一致，表明二者为同源、同期、分别赋存于不同构造空间的产物。

关键词 金矿 矿床地质特征 矿床成因 河南

公峪矿区位于祁雨沟角砾岩型金矿北侧，是祁雨沟金矿田的组成部分。长期以来，人们对矿区角砾岩型金矿进行了较多的地质研究(邵克忠，1992；陈衍景，1992，任富根等 1996)，对公峪一带石英脉型矿床研究较少，而对石英脉型矿床的研究将有助于人们从整体上认识该矿床的成因及成矿规律。

1 成矿地质背景

公峪金矿地处中朝板块南缘熊耳山一带，区内出露的地层主要为太古界太华群黑云斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩及混合岩以及元古界熊耳群变质安山岩、安山玢岩，此外区内还出露有上第三统砂砾岩、含砾粘土岩以及第四系冲、坡积物。其中太古界太华群为金矿的围岩。

区内构造较为复杂，花山穹隆位于矿区西部，其核部被燕山期酸性杂岩体侵位。倾向 SE 的陶村－马元正断层位于矿区东南，断裂带中有较弱的金矿化，显示其形成于成矿前。在矿区还产有一系列次级的 NE、NW 向断层，其中含金石英脉一般充填于 NE 向正断层中。

区内燕山期岩浆活动强烈，形成较多的岩体、岩株和岩脉，其中规模较大的岩体有五丈山斑状正长花岗岩（$\gamma\zeta_5^2$），位于矿区西南，其 K-Ar 年龄为 159～144 Ma（王志光等，1997）。花山斑状黑云母花岗岩（γ_5^3），位于矿区西部，其 K-Ar、Rb-Sr 年龄为分别为 127 Ma、125 Ma（王志光等，1997；邵克忠，1992）。雷门沟花岗斑岩体($\gamma\pi_5^3$)，出露于雷门沟一带，其 K-Ar 年龄为 104～99 Ma（王志光等，1997）。此外，岩浆活动还在本区形成了一系列隐爆角砾岩体，并伴有隐爆角砾岩型金矿床的产出。

第一作者简介 李莉，女，1967 年生，武警黄金地质研究所高级工程师，主要从事金矿地质研究与编辑工作。

2 矿床地质特征

目前,公峪矿区已发现含金石英脉体近 20 条（图 1）,主要产于断裂破碎带中,破碎带按走向可分为：NEE 向，如 F110、F119 等；NNE 向，如 F39、F41～F43 等；ＮＥ向，如 F106～F107、F116、F118、F120 等。对这些断裂的相互关系以及对其产状进行的统计表明，NNE、NEE 向为一组共轭断裂，而 NE 向断裂为沿这一组共轭断裂形成的追踪张性断裂。

2.1 矿体形态、产状、规模

矿体形态较为简单，在平面上呈脉状、透镜状、长条状，在剖面上呈舒缓波状，具明显的尖灭再现、分支复合等特征。矿体产状严格受断裂破碎带控制，倾角一般较大,为 68～78°，部分略缓，为 30～50°。一般厚 0.5～1.5 m，最厚处达２m 以上，水平延长一般 200～300 m，最长可达 900 m，控制延深一般为 200～250 m。

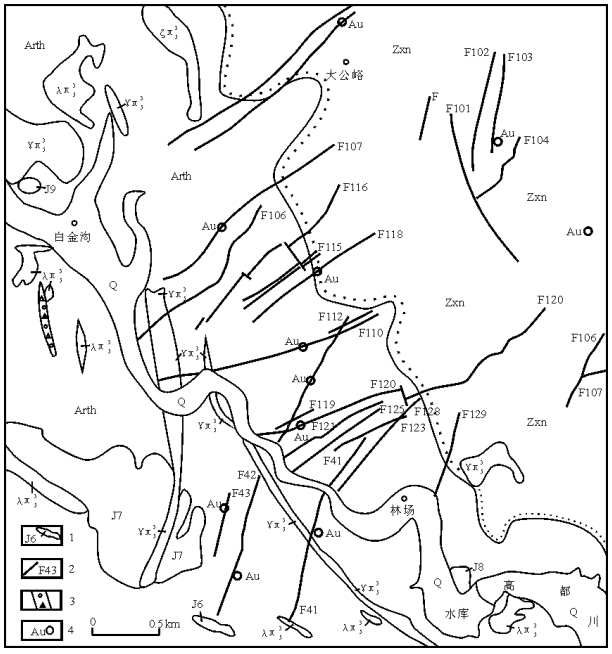


图 1 河南省公峪矿区地质图

Q－第四系；Z*xn*－元古宇熊耳群；Ar*th*－太古宇太华群；$\lambda\pi_5^3$－石英斑岩脉；$\zeta\pi_5^3$－正长斑岩脉；$\gamma\pi_5^3$－花岗斑岩脉；1－隐爆角砾岩体及其编号；2－断层及其编号；3－破碎带；4－金矿采坑

2.2 矿石成分

矿石中共发现 32 种矿物，金属矿物以黄铁矿、自然金、黄铜矿、方铅矿为主，闪锌矿、褐铁矿等次之；非金属矿物以石英、方解石、绿泥石、绿帘石为主，黑云母、绢云母等次之。值得注意的是，矿床金属矿物中出现较多的含 Bi 矿物，如碲铋矿、辉碲铋矿、硫铋铅铜矿等，该特征与祁雨沟隐爆角砾岩型金矿矿物特征相一致（邵克忠等，1989）。L.P.Greenland (1972)对美国加里福尼亚南部岩基和爱达河州岩基的研究表明，Bi 有向残余岩浆富集的趋向。蔡长金等（1994）在研究了我国金矿物及其产状后指出，Bi-硫盐、Bi-碲化物在与中酸性岩浆热液、火山-次火山热液有关的矿床中较其他矿床更富集。公峪金矿出现较多的含铋矿物可能反映了成矿物质来源与燕山期中酸性岩浆活动有关。

矿石微量元素分析结果表明，矿石中除 Au 之外，还含一定量的 Ag（平均 4.6×10^{-6}，n=23,下同）、Cu ($1\,065\times10^{-6}$)、Pb ($4\,731\times10^{-6}$)、Zn (287×10^{-6})、As (78.5×10^{-6})、Bi (35.9×10^{-6})等，元素总体组合特征与角砾岩型金矿一致。反映二者有着相似的成矿物质来源。

2.3 矿化期次及围岩蚀变

根据野外及室内观察，矿区金矿化可分为热液期和表生期。热液期可分为 5 个矿化阶段，即:乳白色石英(Ⅰ)；黄铁矿-石英(Ⅱ)；多金属硫化物-石英(Ⅲ)；黄铁矿-白云石-方解石(Ⅳ)；黄铁矿-方解石阶段(Ⅴ)。其中,Ⅱ、Ⅲ为矿床的主要成矿阶段。

矿床围岩蚀变相对简单，主要有硅化、正长石化、黑云母化、绢云母化、绿帘石化、绿泥石化、方解石化和高岭土化等。围岩蚀变的分带性较为明显，一般自内向外依次为黄铁矿-石英脉→石英正长石化带→石英黑云母（绢云母）化带→方解石化带。其中，金矿化主要产于黄铁矿-石英脉体之中。

3 流体包裹体地球化学特征

3.1 流体包裹体的一般特征

石英中原生流体包裹体类型较多，个体较大，直径一般为3～10 μm，个别达20 μm。形态以不规则状、近椭圆状为主，部分具石英负晶形，以零散分布为主，局部可见带状分布。根据相态，矿区流体包裹体主要有以下类型：气液包裹体，为主要的包裹体类型，室温下可见富水气相和富水液相，气液比一般为5%～20%；富CO_2三相包裹体，室温下可见富CO_2气相、富CO_2液相及富H_2O液相；富CO_2两相包裹体，室温下可见富CO_2气相、富CO_2液相；纯液相包裹体，仅见单一液相。

3.2　冰点及盐度、均一温度、成矿压力

对气液包裹体冰晶消失温度进行了测量，结果表明，流体包裹体冰点为-2.2～-13.6℃，多集中于-2.5～-6.0℃左右，平均-5.4℃。据此计算，其盐度 $w(NaCl_{eq})$为 3.7%～17.6%，主要集中于 4%～10%，平均 8.5%。

对 25 件样品进行了测试，获得 90 个均一温度值，除 3 个包裹体均一为气相外，其余包裹体都均一为液相，均一温度变化范围为 125～367℃，主要集中于 180～350℃，平均 280℃，其温度直方图为多峰型，表现出多阶段的成矿特征。

在石英中富 H_2O 包裹体与富 CO_2 包裹体常混杂分布，而且其均一温度相近，显示不混溶包裹体特征(刘斌等，1999)，所以可以利用 CO_2-H_2O 体系联合相图（Roedder,1984）求压力，根据 CO_2 密度及与其共生的 H_2O 气液包裹体密度，求得成矿的压力值为 240×10^5 ～400×10^5 Pa，对应的成矿深度为 0.9～1.5 km。

3.3　流体包裹体的成分特征

利用激光拉曼光谱对流体包体进行了成分分析（表 1），结果表明，包裹体气相成分以 CO_2、H_2S、CH_4 为主，个别包裹体含 H_2O、N_2、C_2H_4、C_6H_6，反映出成分的复杂性和不均一性，另外早阶段（Ⅱ）气相成分中 CO_2、H_2S 含量较高，而较晚阶段（Ⅲ）出现了一定量的 N_2、H_2O，可能与大气降水的混入有关。包裹体液相成分以 H_2O 为主，含少量的 CO_2、H_2S、 CH_4。

表 1　公峪金矿流体包裹体成分

样品编号	成矿阶段	气相成分(摩尔数) / %									
		CO_2	H_2S	CH_4	H_2O	CO	N_2	C_2H_2	C_2H_4	C_6H_6	总和
F550-8(1)	Ⅱ	63	16	17						4	100
F550-8(2)	Ⅲ	38.1	7.9	10.2	18.1		12.7		13		100
样品编号	成矿阶段	液相成分(摩尔数) / %						盐水溶液 / (mol/l)			
		CO_2	H_2S	CH_4	H_2O	C_2H_2	C_6H_6	HS^-	Cl^-	SO_4^{2-}	CO_3^{2-}
F550-8(1)	Ⅱ	14.4	6	4.3	73.5		1.8			0.21	0.23
F550-8(2)	Ⅲ	19.1	8.2	8	57.8	6.9		0.29		0.68	

注：中国地质科学院西安地质矿产研究所测试。

邵克忠（1992）利用气相色谱法对包裹体盐水溶液的离子成分分析表明，阳离子主要为 Na^+、K^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}， $Na^+>Ca^{2+}>K^+>Mg^{2+}$，且 Na^+/K^+摩尔数比值达 15.73；阴离子主要有 SO_4^{2-}、Cl^-、F^-，表 2 显示有一定量的 HS^-、CO_3^{2-}），SO_4^{2-}含量略高于 Cl^-，而 F^-含量少。

4　同位素地球化学特征及矿床成因

4.1　^{40}Ar-^{39}Ar 成矿年代学

对矿区含金石英脉进行了 ^{40}Ar-^{39}Ar 同位素年龄测定，结果表明主成矿阶段石英坪年龄为（122.61±0.61）Ma，等时线年龄为（122.87±0.95）Ma，介于角砾岩体中胶结物石英坪年龄(（130.31±0.86）Ma)、等时线年龄(（127.71±0.37）Ma)和角砾岩体中多金属硫化物脉石英坪年龄((109.20±0.70)Ma)、等时线年龄(（107.07±1.20）Ma)之间，反映了矿区石英脉型矿化与角砾岩型矿化基本属于同一个热液活动期。

4.2　氢氧同位素

对主成矿阶段石英脉中流体包裹体进行了氢、氧同位素测定(由中国地质科学院矿床地质研究所完成)，然后采用克莱顿（1972）关于石英-水的分馏方程进行了计算并投影于图 2，结果表明，$\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为

2.8‰～6.2‰、 δD 值为-79‰～-75‰， 在 $\delta^{18}O_{H_2O}$- δD 图解中，投影点落于标准岩浆水附近，有向大气降水偏移的趋势，表明成矿流体主要为岩浆水，有少量大气降水加入。该特征与角砾岩型金矿较为一致。

4.3 碳同位素

3 个晚期方解石的 δC_{PDB} 变化于-4.2‰～-5.8‰之间，平均为-5.0‰（陈衍景，1992），与岩浆岩及岩浆源物质的碳同位素组成（ δC_{PDB} 为-9‰～-4‰，张理刚，1985）相一致，反映了成矿物质来自于燕山期岩浆岩。

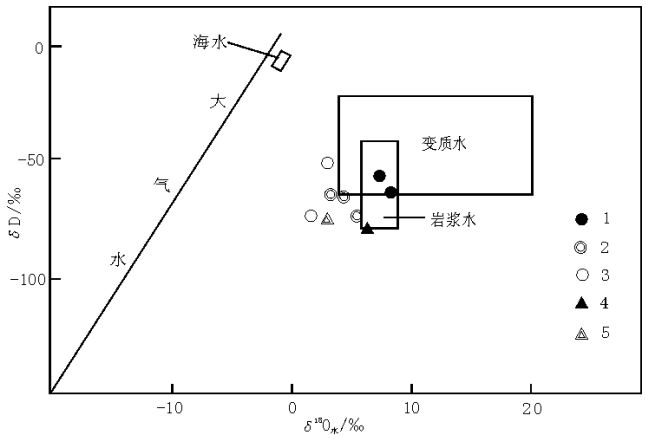


图 2 祁雨沟一带金矿床 $\delta^{18}O_{水}$- δD 图解

1～3—祁雨沟角砾岩型金矿床早、中、晚成矿阶段样品；

4～5—石英脉Ⅰ、Ⅲ成矿阶段样品

4.4 硫同位素

矿区石英脉中黄铁矿、方铅矿的硫同位素组成具有明显的塔式效应，其 δ^{34}S 值变化于-0.7‰～1.7‰之间，平均 0.8‰，与陨石硫（1.3‰～-1.2‰，沈渭洲，1987）组成特征一致，具有岩浆源特征。与区内角砾岩体中硫化物的 δ^{34}S 值（-3.5‰～2.7‰）较为接近。

5 探讨与结论

以上资料表明，公峪一带石英脉型金矿与祁雨沟角砾岩型金矿有着较为相似的物质组分和成矿流体特征，它们与区内的花山岩体有着密切的成因联系。

在空间上，石英脉型矿床产于角砾岩体附近 NE 向构造破碎带中，二种类型金矿体均位于花山岩体外围（距岩体 5～7 km）。在形成时间上，石英脉型金矿形成时间为（122.61±0.61）Ma，角砾岩型矿床形成时间为（130.31±0.86）～（109.20±0.70）Ma，与花山岩体的形成时间 127～125 Ma 接近。同位素资料表明，石英脉型金矿与角砾岩型金矿有着较为一致的氧、氢、硫同位素组成，显示成矿流体主要来自于岩浆水，成矿物质主要来自于岩浆岩体。

综上所述，可以认为在早白垩世与花山花岗岩体有关的热液活动形成了本区不同类型金矿，角砾岩型及石英脉型金矿应为同源（包括成矿物质来源与流体来源）、同期、分别赋存于不同构造空间的产物。

参 考 文 献

蔡长金. 1994. 中国金矿物志[M]. 北京:菜冶金工业出版社. 453.

陈衍景，富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律[M]. 北京:地震出版社. 234.

刘斌，沈昆. 1999. 流体包裹体热力学[M]. 北京：地质出版社. 290.

任富根，李维明. 1996. 熊耳山－崤山地区金矿成矿地质条件和找矿综合评价模型[M]. 北京:地质出版社. 130.

邵克忠，栾文楼. 1989. Bi-硫盐、Bi-硫化物——祁雨沟爆发-坍塌角砾岩型金矿床成因及找矿标志[J]. 河北地质学院学报, 12(3)：299～304.

邵克忠，王宝德，李胜荣，等. 1992.. 祁雨沟地区爆发角砾岩型金矿成矿地质条件及找矿方向研究[J]. 河北地质学院学报, 15(2)：107～182.

王志光，崔毫，徐孟罗，等. 1997. 华北地块南缘地质构造演化与成矿[M]. 北京:冶金工业出版社. 310.

张理刚. 1985. 稳定同位素在地质科学中的应用[M]. 西安：陕西科学技术出版社. 267.

Roedder, E. 1984. Fluid inclusions[J]. Rev. Mineralogy, 12: 644.