

河北赤城金家庄金矿田稳定 同位素地质研究

胡达骥

金生今

(冶金第一地勘局探矿技术研究所, 河北燕郊)

(地矿部矿床地质研究所, 北京)

摘要: 对金家庄金矿田氧、氢、硫、铅等稳定同位素地质研究后指出: 成矿物质主要来源于古老岩石重熔物质和变质岩类; 成矿溶液主要来源于岩浆水, 其次是变质水, 并有一定量大气降水。

主题词: 稳定同位素 成矿物质来源 金矿田 金家庄

矿床地质特征

金家庄金矿田位于中朝准地台燕山台褶皱带宣龙复式向斜龙关穹褶皱束内, 尚义—赤城—平泉深断裂南侧, 上黄旗—乌龙沟深断裂西缘。矿田内 SWW-NEE 向依次由大北沿、北沟、桃沟、后沟四个金矿床组成。大北沿金矿床以含金石英脉型金矿为主, 后沟为破碎蚀变岩型金矿, 北沟和桃沟具有前二者的特点。矿田内出露地层主要为太古界桑干群, 下元古界红旗营子群片麻岩、绢云母片岩, 中元古界石英砂砾岩、白云质灰岩、白云岩, 侏罗系火山沉积岩、安山岩、流纹岩零星分布。桑干群分布于矿田南北两侧, 为一套中深变质岩, 主要为斜长角闪岩、含榴角闪斜长片麻岩、变粒岩、浅粒岩, 混合岩化明显, 多有红色和白色长英质岩脉穿插, 金含量 0.025×10^{-6} 。

区内构造活动频繁、强烈, 以东西向和近东西向构造为主, 次为北北东向构造。东西向构造为尚义—赤城深断裂的一部分, 形成于太古代末期, 具多期活动的特点, 受后期北北东向构造的切割牵引, 东段略有向南偏转的趋势。上述两组断层控制了区内地层和岩浆, 也控制矿床的展布方向。另外还有北东和北西向断层, 多为后期构造, 穿切岩体和矿体。

矿田内岩浆岩主要为海西期粗粒花岗岩、碱性杂岩和辉石岩、橄榄辉石岩 (图 1)。

辉石岩和橄榄岩分布在金家庄—于家沟东西向断裂带上, 其分布严格受构造控制, 挤压片理化强烈, 含金 0.028×10^{-6} 。

粗粒花岗岩分布在矿田东部, 为温泉粗粒花岗岩, 肉红色呈岩株状产出, 其南界与碱性杂岩体为侵入接触, 其北界侵入于太古代地层。含金 0.018×10^{-6} 。

碱性杂岩体分布于矿田中部, 岩石具细粒和巨粒两种结构, 二者互相穿插、切割, 矿物以微斜长石和斜长石为主, 斜长石多为更长石, 石英含量不等, 最多可达 20%, 少者在 1 %

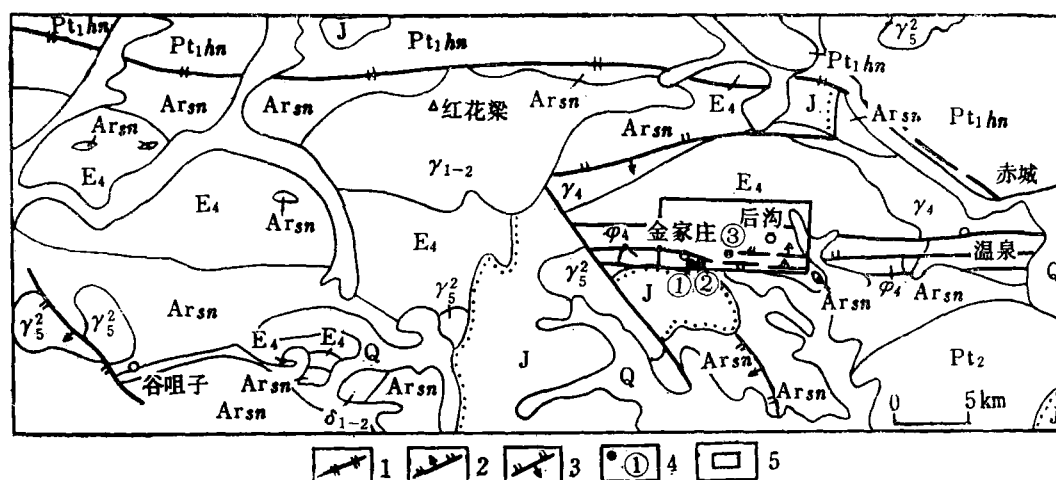


图 1 金家庄矿田区域地质图

Q—第四系；J—侏罗系；Pt₂—中元古界；Pt₁hn—下元古界红旗营子群；Arsn—太古界桑干群； γ_5^2 —燕山期花岗岩；E₄—碱性杂岩体； φ_4 —辉石岩、橄榄辉石岩； γ_4 —粗粒花岗岩； δ_{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；4—矿床（点）；①—大北沿；②—北沟；③—桃沟；5—主要工作区

Fig. 1. Regional geological map of the Jinjiazhuang orefield.

Q—Quaternary; J—Jurassic; Pt₂—Middle Proterozoic; Pt₁hn—Lower Proterozoic Hongqiyingsi Group; Arsn—Archean Sanggan Group; γ_5^2 —Yanshanian granite; E₄—Alkali complex; φ_4 —Pyroxinite and augite-peridotite; γ_4 —Coarse-grained granite; δ_{1-2} —Archean-Proterozoic metadiorite; 1—Compressional shatter zone; 2—Normal fault; 3—Reversed fault; 4—Ore deposits (spots); ①—Dabeiyan; ②—Beigou; ③—Taogou; 5—Major working area.

左右，呈连续变化的特征。含金 0.015×10^{-6} 。碱性杂岩可分为二长花岗岩、正长岩和石英正长岩。它们之间的主要区别在SiO₂的含量，微斜长石含量在30%~80%之间，斜长石的含量在0%~30%，碱性岩含量均较高，Na₂O+K₂O>8%，应属钙碱性正长岩到碱性正长岩系列。

金家庄金矿田四个金矿床特征列于表1。

表 1 金家庄矿田各矿床主矿体特征

Table 1. Characteristics of major orebodies in various ore deposits of the Jinjiazhuang orefield

矿床	矿体产状		矿化类型	矿体围岩	围岩蚀变	矿物组合
	倾向	倾角				
大北沿 (金家庄)	南	60°~70°	石英脉	透辉石岩、纯 橄榄岩	硅化、铁锰碳酸盐化、 黄铁矿化、蛇纹石化	石英、黄铁矿、方铅矿、闪 锌矿、黄铜矿
北沟	南	50°	蚀变正长岩 夹石英脉	正长岩	赤铁矿化、黄铁矿化、 硅化	黄铁矿、方铅矿、微斜长 石、石英
桃沟	南西	30°	破碎蚀变岩	正长岩	硅化、黄铁矿化	黄铁矿、石英、微斜长石、 方铅矿、闪锌矿
后沟	北西 25°	35°	破碎蚀变岩	正长岩、斜长 角闪片麻岩	硅化、黄铁矿化、磷 酸盐化	黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、 石英、微斜长石

矿田中各矿床均为贫硫化物矿石, 矿石中金属矿物主要是黄铁矿, 其次为方铅矿、闪锌矿、镜铁矿。脉石矿物西部以石英为主, 向东逐渐减少, 到后沟以微斜长石为主, 含少量石英。

黄铁矿可分为两期, 早期晶粒巨大, 呈立方体状晶纹发育; 晚期他形、半自形为主, 呈细脉状、浸染状。黄铁矿中金含量以后沟最多, 平均达 462.7×10^{-6} 。各矿体黄铁矿含量在 $1\% \sim 3\%$ 左右。

2 氢氧同位素特征

矿田的石英和硅酸盐岩石的氧同位素组成是用 BrF_5 法分析, 精度 $\pm 0.2\%$; 水样包括成矿溶液 (将石英等矿物经加热爆破法提取的包裹体水) 和现代温泉和井水的氢同位素组成是用金属铀法分析, 精度 $\pm 2\%$, 水样的氧同位素组成是用 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 常温平衡法分析, 精度 $\pm 0.2\%$ 。

2.1 氧同位素特征

金家庄金矿田矿体中石英的氢、氧同位素组成分析结果列于表 2。从表 2 可以看出, 金家庄金矿田的氧同位素组成在不同类型矿床中显示着不同的分布范围。大北沿石英脉型金矿床石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分布在 $10.86\% \sim 13.42\%$, 极差 2.56% , 后沟蚀变岩型金矿床石英的 $\delta^{18}\text{O}$

表 2 金家庄金矿田矿床矿体石英氢、氧同位素组成

Table 2. Hydrogen and oxygen isotopic composition of quartz from orebodies of the Jinjiazhuang gold orefield

样号	采样位置	测定矿物	产状	矿物温度③ (°C)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ② (‰)	δD (‰)
D216	后沟露采坑	石英	乳白色石英脉	318	9.38	2.702	-107
BD-17①	后沟采坑下部	石英	乳白色石英细脉	310	10.36	3.47	
93-DF03	后沟	石英	乳白色石英细脉	310	12.25	5.31	-82
90-DF04	后沟	石英	乳白色石英细脉	311	11.40	4.497	-30
BD-75①	桃沟	石英	矿体	340	11.44	5.41	
KW-8①	北沟	石英	矿体	320	11.136	4.55	-86
130-35①	北沟坑道	石英	矿体	285	12.03	4.32	
KW-12①	大北沿PD-1	石英	矿体	340	13.423	7.39	-116
KW-26①	大北沿PD-5	石英	矿体	315	12.098	5.36	-110
KW-3①	大北沿Zko-1	石英	矿体	270	10.858	2.60	-101
KW-2①	大北沿Zko-1	石英	矿体	230	11.232	1.26	-94

①为武汉地院资料; ②据 $1000\text{Ln}\alpha_{\text{石英-水}} = 3.05 \times 10^6 T^{-2} - 2.09$ (Matthew, 1979) 计算; ③据爆裂法测得的起爆温度

值分布范围为 $9.38\% \sim 12.25\%$, 极差 2.87% 。2 个矿床的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分布范围端值, 大北沿大于后沟约千分之一。而具有上述两类型特征的北沟和桃沟矿床的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化很小, 分布范围为 $11.1\% \sim 12.0\%$, 界于大北沿和后沟之间。反映了大北沿和后沟矿床的成矿条件和矿液演

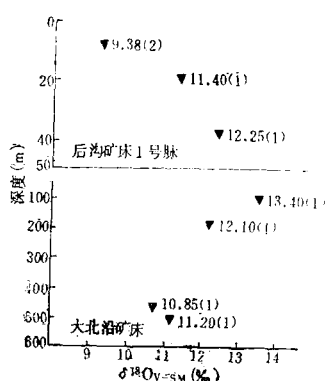


图2 金家庄金矿田石英脉中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 与深度的变化关系图

Fig. 2. Relationship between $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz from quartz veins in the Jinjiazhuang gold orefield and the depths.

化阶段有些差异,而北沟和桃沟成矿条件和矿液演化阶段相近^[3]。

金家庄金矿田石英脉中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与深度的变化在大北沿矿床和后沟矿床中显示着一些规律。从图2看到,大北沿矿床的 $\delta^{18}\text{O}$ 随深度增加逐渐降低,而后沟矿床的 $\delta^{18}\text{O}$ 随深度增加呈现逐渐增高的特点。说明这两个矿床在成矿条件或矿液运移方向不同。但是,金家庄金矿田的氧同位素组成分布,总的来说由大北沿到后沟显示了逐渐降低的趋势,其波动范围并不大。这种趋势可能反映了矿田中蚀变和矿化由大北沿向后沟增强所致。

金家庄金矿田围岩和围岩中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 分布范围为7.4‰~8.9‰。(表3)。

这些值比矿床中石英(表2)的 $\delta^{18}\text{O}$ 偏低,说明围岩与矿床在成因上没有直接关系。矿液主要来自较深部位^[4]。

2.2 成矿溶液的氢、氧同位素特征

根据矿物的氧同位素组成和矿物的形成温度就可以计算获得与矿物平衡的成矿溶液的氧同位素组成比值,以此能够探讨成矿溶液的来源。这里选用了石英原生包裹体的爆裂起爆温度,把它作为石英的形成温度(表2、3),利用 Matthews A (1979) 的石英-水分馏方程 ($1000 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.05 \times 10^6 T^{-2} - 2.09$) 进行了计算^[5]。

表3 金家庄金矿田围岩氢氧同位素组成表

Table 3. Hydrogen and oxygen isotopic composition of wall rocks in the Jinjiazhuang gold orefield

样号	采样地点	测试矿物	产状	矿物形成温度(°C)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰)	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰)
Wb126	温泉水库	石英	巨斑状花岗岩	640	8.932	7.32	-98
Bb131	石垛口岩体	石英	二长花岗岩	640	7.951	6.34	
Db217	石垛口岩体	石英	正长岩	600	7.382	5.87	-117
D13	大北沿	全岩	斜长角闪岩	700	8.57		

由表2可以看到,金家庄金矿田成矿溶液的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为1.26‰~7.39‰,其众值基本靠近岩浆水的低端值或部分落在岩浆水范围内。从表2中还看到,金家庄金矿田成矿溶液的 δD 为-116‰~-80‰,稍微偏离了岩浆水同位素组成范围,可能有少量大气降水的参与。^[1]

3 硫同位素特征

从矿田4个矿床中共采取26个样,用 Cu_2O 作氧化剂,制备成 SO_2 ,经 MAT-230 C 型质

谱仪测得的硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 值 (表 4 和图 3)。由表 4 图 3 可以看到,金家庄金矿田硫同位素组成在大北沿、北沟和桃沟均呈现正值,不同矿床之间 $\delta^{34}\text{S}$ ($0.1\text{‰}\sim 4.1\text{‰}$) 变化不大,而且众值相近,这可能反映了这些矿床硫来自同源。

表 4 金家庄金矿田硫同位素组成

Table 4. Sulfur isotopic composition of the Jinjiazhuang gold orefield

样号	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}(\text{‰})$				采样地点	地质情况
	黄铁矿	黄铜矿	方铅矿	闪锌矿		
T ₂ 2	0.9				大北沿D8	透辉岩围岩
T ₂ 3			1.5		大北沿D8	透辉岩
T ₂ 4			1.4		大北沿 D21	透辉岩围岩北界
T ₂ 8			1.3		大北沿TV号脉	透辉岩围岩
T ₂ 5	2.6				北沟PD15	蚀变二长岩围岩
T ₂ 6	3.0				北沟PD15	蚀变二长岩围岩
T ₂ 7	2.6				北沟PD15	蚀变二长岩围岩
T ₂ 10	2.9				北沟Zk103-1	蚀变二长岩围岩
Bb154	3.3				北沟2*脉	蚀变二长岩围岩
Bb155	3.2				北沟不含矿	黄铁矿化二长岩
T ₂ 1				2.6	桃沟Zk317-2	蚀变二长岩围岩
T ₂ 9			0.1		桃沟民采	透辉岩围岩
Tn7	2.6				桃沟Zk317-8	蚀变正长岩围岩
Tn9	4.1				桃沟Zk317-8	蚀变正长岩围岩
99DF03		-8.2			后沟中段	蚀变钾长岩围岩
99DF03			-14.5		后沟中段	蚀变钾长岩围岩
99DF03	-8.8				后沟中段	蚀变正长岩围岩
99DF03			-8.8		后沟中段	蚀变正长岩围岩
99DF04	-10.7				后沟中段	蚀变正长岩围岩
99DF04			-15.9		后沟中段	蚀变正长岩围岩
S ₂ ①	-10.4				后沟坑道	蚀变正长岩围岩
后 ₃ ①	-10.8				后沟坑道	蚀变正长岩围岩
后 ₁ ①	-11.2				后沟坑道	蚀变正长岩围岩
后 ₂ ①	-11.8				后沟坑道	蚀变正长岩围岩
后 ₃ ①	-10.9				后沟坑道	蚀变正长岩围岩
Hb168	-3.5				后沟Zh3-2	蚀变正长岩围岩

① 为 516 队提供资料

矿床中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值基本一致。而后沟矿床的硫同位素组成与大北沿、北沟、桃沟矿床有明显的不同,即 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布在 $-8.2\text{‰}\sim -15.9\text{‰}$ 范围。造成后沟金矿床硫同位素为负值而区别于矿田中其他矿床的原因,从矿床地质特征上看,后沟矿床围岩顶板中有大量老地层残留体 (图 4)。而矿田中的其他矿床不具备这种地质条件。后沟金矿床为破碎蚀变岩型金矿。因此,沿断裂破碎带循环的来源于雨水的地下水热水,从老地层中吸取轻硫,参与了成矿作用,使黄铁矿、方铅矿等含硫矿物中的 $\delta^{34}\text{S}$ 值偏负值。与矿田相邻的赋存于桑干群中的小营盘金矿床硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-14.36\text{‰}\sim -6.9\text{‰}$,显示了硫源于桑干群变质岩特征。后沟金矿床地质条件同小营盘金矿相似,硫同位素组成相同。从矿床产出部位看到,大北沿、

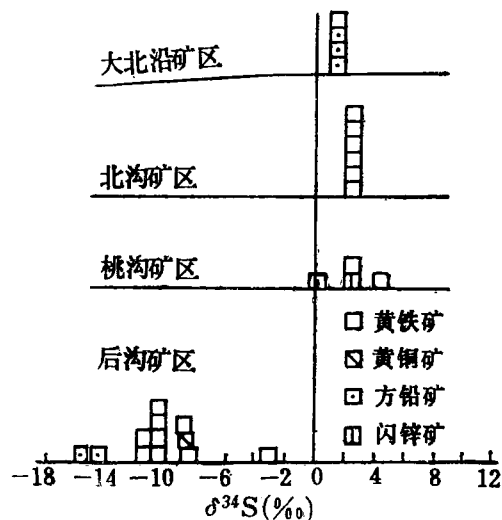


图3 金家庄金矿田各矿床
硫同位素对比图

Fig. 3. Comparison of sulfur isotope values of various ore deposits in the Jinjiazhuang gold orefield.

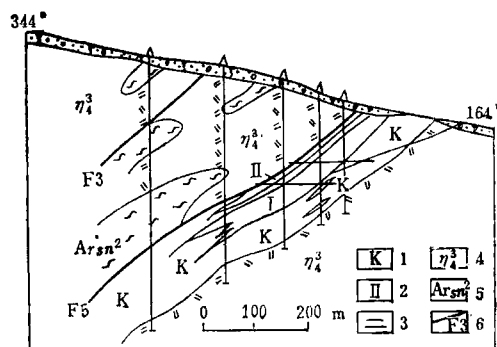


图4 后沟金矿床0线剖面图

1—钾化带; 2—矿体; 3—坑道; 4—二长岩; 5—桑干群第二岩性段; 6—断层

Fig. 4 Geological section along No. 0 line of the Hougou gold deposit.

1—Potassic alteration zone; 2—Orebody; 3—Gallery; 4—Monzonite; 5—2nd lithologic member of Sanggan Group; 6—Fault.

北沟位于金家庄—于家沟逆冲断层附近, 远离变质岩, 受变质岩影响较少。而后沟矿床则产在正长岩与斜长片麻岩捕虏体的接触部位, 因此, 可能在蚀变过程中同化围岩参入低值硫同位素组成产生硫的较大分馏^[6]。

据上述, 金家庄金矿田硫的来源是多源的。大北沿、北沟和桃沟硫源相同, 主要来自岩浆。后沟则加入了变质岩内的生物硫较多。

4 铅同位素特征

为了解成矿物质来源和成矿时代问题, 我们取12个方铅矿样和一个浅粒岩样进行铅同位素组成分析 (表5)。

4.1 矿石铅同位素组成特征

从表5中可以看出, 区内矿石铅同位素值在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.443\sim17.721$, 平均为16.963; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.176\sim15.525$, 平均为15.311; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.46\sim37.628$, 平均值36.875。我们将其投在坎农三角图上 (图5)。数据均位于新月的范围内, 矿石铅的落点基本上呈一条直线。

从铅同位素组成特征上看可以明显分为两组, 说明他们是在不同 μ 值的系统中受相同的地质作用的结果形成的一组混合铅^[2]。我们选用J S Stacey和J D Kramers (1975) 建立的两阶段演化模式^[7], 这个模式采用 $t=37\times10^8$ a作为第二阶段的开始年龄。这个年龄与华北地台最古老地层迁西群Sm-Nd等时年龄 35×10^8 a左右相近。将所分析的数据用一无线性

表 5 金家庄金矿床铅同位素组成

Table 5. Lead isotopic composition of the Jin jiazhuang gold deposit

序号	样号	测试矿物	取样地点	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	t (10^6a)
1	Tz-11	方铅矿	大北沿 I 号脉	16.6356	15.3105	36.8753	910
2	Tz-12	方铅矿	大北沿 II 号脉	16.6833	15.3019	36.8071	870
3	Tz-13	方铅矿	大北沿 III 号脉	16.8719	15.4649	37.2917	910
4	DL ₁	方铅矿	大北沿 D137 IV 号脉	16.69	15.243	36.46	800
5	DL ₃	方铅矿	大北沿 PD-2 I 号脉	16.635	15.237	36.805	840
6	DL ₄	方铅矿	大北沿 PD ₂ II 号脉	16.443	15.176	36.665	920
7	DL ₅	方铅矿	大北沿 PD ₃ III 号脉	17.636	15.413	37.514	1290
8	DL ₂	方铅矿	北沟	16.524	15.197	36.713	880
9	Tz ₁₅	方铅矿	北沟	16.8540	15.4226	37.4109	880
10	Tz ₁₄	方铅矿	桃沟	16.9050	15.3928	37.1708	810
11	后-4	方铅矿	后沟	17.721	15.497	37.628	310
12	S-6	方铅矿	后沟	17.629	15.525	37.594	410
13	Db102	全岩	后沟西	17.2924	15.3068	36.9182	410

4~8 号为武汉地质大学资料, 其余数据由中科院地质所铅同位素室测定

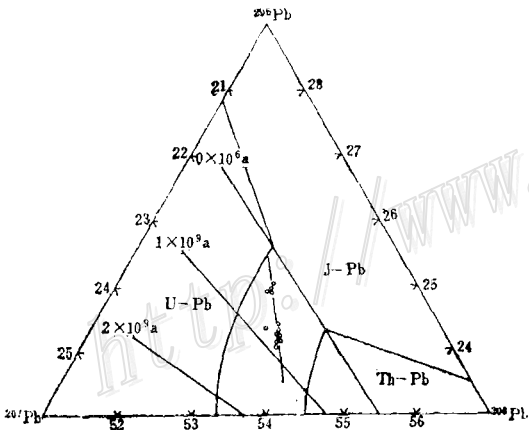


图 5 金家庄金矿田铅同位素演化

Fig. 5. Lead isotopic evolution of the Jinjiazhuang gold orefield.

根据天津地矿所用 Rb-Sr 全岩等时线法测得该区桑干群变质岩的变质年龄为 $(2790 \pm 155) \times 10^6 \text{ a}$, 与我们所得的 $t = 27$ 亿年相近。我们得到的矿体定位年龄为 2.34 亿年也与实际观察基本相符。金家庄矿田围岩为石炭口杂岩体, 该杂岩体据杨正光 (1988) 测得的年龄为 2.66 亿年, 该金矿田属岩浆期后热液成矿, 其成矿时间晚于岩体形成时间, 取得约 2.34 亿年的矿体定位时间是相近的。

4.2 关于物质来源的讨论

我们将金家庄金矿田的方铅矿铅同位素点投于铅同位素环境图中 (图 7)。本区矿石铅多落于上地幔和下地壳铅平均演化曲线附近和克拉通化地壳范围内, 显示了铅源于上地幔和下

回归计算, 得到线性方程: $y = 11.96 + 0.199x$, $r = 0.7785$, 在两阶段图上作出该直线 (图 6)。与铅演化曲线有二个交点。左交点, $t_1 = 27.8$ 亿年, 右交点 $t_2 = 2.34$ 亿年, t_1, t_2 分别代表两期矿化年龄, t_1 为供给异常铅的岩石形成的时间, 即源岩年龄, t_2 为异常铅从原岩中分离出来, 进入矿物形成的时间。 $t_1 - t_2$ 为放射性成因铅形成和积累的时间。

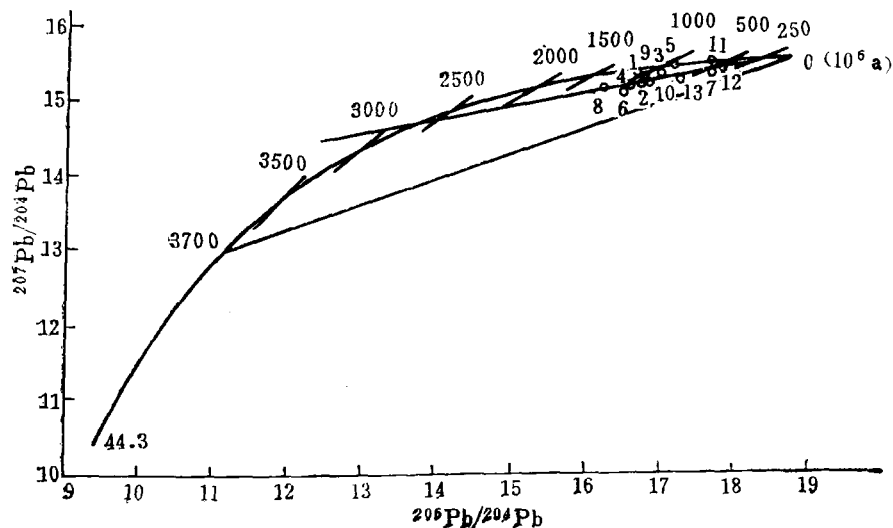
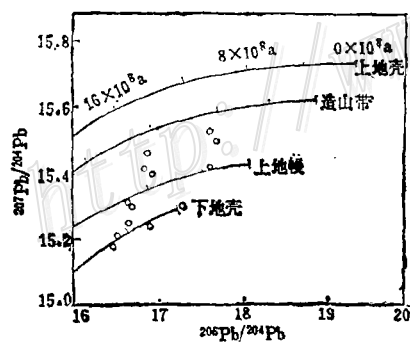


图 6 金家庄金矿田铅同位素二阶段演化模式图

Fig. 6. Two-stage evolution model of lead isotopes in the Jinjiazhuang orefield.

地壳。另外,从J S Stacey和J D Kramers的研究成果看, $\mu=9.58$ 或 $\mu=9.74$ 以下,铅来自下地壳和上地幔。本区铅同位素的 μ 值在8~9之间也显示了成矿物质来自下地壳和上地幔的特征。

金家庄金矿田后沟矿床铅同位素比较复杂,具有异常铅的特点,说明其成矿前尚有地层铅的混入。

图 7 铅同位素 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 环境图Fig. 7. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ environmental diagram.

5 有关矿床成因的讨论

从金家庄金矿田的氧、氢、硫和铅同位素组成特征可知,金家庄金矿

田成矿物质金、硫等主要来源于古老的岩石的重熔岩浆和古老的变质岩类。成矿溶液主要来源于岩浆水,大气降水次之。

本区出露的最老地层为桑干群变质岩,其形成年龄大约在27亿年以前,该层中大量发育拉斑玄武岩,其涧沟河组 and 花家营组中的金、银含量高于地壳克拉克值1~3倍,在 7×10^{-9} ~ 9.3×10^{-9} 之间。推测该套地层为最初始金的矿源层。该套地层经历了数次地质热事件,其中比较大的是两期:一期是发生在17亿年左右的吕梁期;另一期是发生在3~5亿年的加里东一

海西期。吕梁期的构造热事件在区域上形成了早期的混合岩化作用和花岗岩化作用,其表现为早期大面积的区域性的混合岩的形成,其脉体以白色长英质成分为主。第二期局部混合岩化作用的特征表现为肉红色的钾长石脉体的出现。后者切穿了前者。

根据包体成分分析得知,后者脉体的包体成分主要以 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 F^- 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 为主,可以推测该期热液与古老的深部变质岩层接触能够萃取金等成矿组分,组成金氯、金硫络阴离子及碱性金属络合物,如 $[\text{AuCl}_2]^-$ 、 $[\text{AuCl}_4]^-$ 、 $[\text{AuS}_2]^{-1}$ 、 $[\text{AuS}_2]^{3-}$ 、 MeH_2AuO_3 和 Me_3AuO_3 等等,随着成矿温度逐渐下降,钾长石不断形成,使碱性不断降低,至温度达 $300\sim 350^\circ\text{C}$,介质的pH趋于中性,将形成黄铁矿、石英等,成矿温度继续下降就有大量的硫化物形成,这时金与黄铁矿、方铅矿及黄铜矿等硫化物相伴或沉淀,以包体或裂隙金赋存于硫化矿物中。

根据铅同位素测得的金家庄金矿田矿体定位时间为2.34亿年,铅同位素特征显示了成矿物质来源于下地壳和上地幔,氧同位素特征也显示了成矿物质主要来自深部重熔岩浆。

鉴于以上资料,推测金家庄金矿田的物质来源于深部重熔岩浆,就地或迁移至适当地质构造中分异和结晶成岩成矿。含矿溶液在不断流动循环过程中萃取变质水和大气降水,在不同地质环境下形成不同类型的金矿床。

在野外和室内工作中得到了李志良、王有志、常复炬、孙启祯、李丰广、李瑞、罗桂玲、高树先、孙国良等同志的支持和帮助,有关成因讨论得到了邹天人同志的帮助,在此一并表示谢意。

参 考 文 献

- 1 张理刚,成矿成岩理论与找矿.北京:北京工业大学出版社,1989.14~46
- 2 沈渭洲.稳定同位素地质.北京:原子能出版社,1987.371~375
- 3 Crag H. Isotope variations in meteoric water. Science, 1961, 133: 1702
- 4 Taylor H. P. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. Earth Planet. Sci. Lett., 1978, 38: 177
- 5 Matthews A. Oxygen isotope equilibration systematics between quartz and water. The American Mineralogist, 1979, 64(1,2): 232~241
- 6 Onmoto H. Systematics sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. Econ. Geol., 1972, 67: 551
- 7 Stacey J S, Kamers J D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. Earth and Planet. Sci. Letters, 1975, 26: 207~221

STABLE ISOTOPIC STUDIES OF THE JINJIAZHUANG GOLD OREFIELD, CHICHENG COUNTY, HEBEI PROVINCE

Hu Daxiang

(Institute of Geoprospection Technique, Ministry of Metallurgical Industry, Beijing)

Jin Shengjin

(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing)

Abstract

Hydrogen, oxygen, sulfur and lead stable isotopic studies were conducted

for four gold deposits (Hougou, Taogou, Beigou and Dabeiyuan) in the Jinjiazhuang gold orefield.

$\delta^{18}\text{O}$ values of the ore-forming solutions vary in the range of 1.26‰~7.39‰, with the population mean close to the lowest value of magmatic water; δD values range from -116‰ to -80‰, which somewhat deviate from the isotopic composition of magmatic water, suggesting the addition of some meteoric water.

$\delta^{34}\text{S}$ values of Dabeiyuan, Beigou and Taogou are 0.1‰~4.1‰, implying that these deposits had similar physicochemical conditions and identical magmatic source. $\delta^{34}\text{S}$ values of Hougou are -8.2‰~15.9‰, indicating that the ore-forming solutions came from rainwater and underground hot water and absorbed fairly abundant light sulfur, which then took part in the ore-forming process.

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.443\sim17.721$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.176\sim15.525$, and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.46\sim37.713$, mostly located near the mean lead evolutionary curve of the mantle and the lower crust in B. R. Doe's and Zartman's structural distribution diagram. μ values are below 9.58, suggesting that ore-forming substances were derived from the lower crust or the upper mantle.

The difference in stable isotopic characteristics between various gold deposits in the Jinjiazhuang gold orefield suggests the difference in percolation form of meteoric water and in geology of ore deposits.

Ore-forming substances of the Jinjiazhuang gold orefield came from the anatectic magma, which formed rocks and ore deposits in situ or after migrating to suitable geological structures. In the process of constant circulation, its ore-forming fluids got mixed with solutions that carried ore substances extracted from metamorphic rocks by meteoric water and later precipitated in different geologic and structural environments, forming various types of gold deposits.