# 辽南猫岭金矿床的成矿物质来源 及金的活化、迁移及富集机理

刘辉

金成洙 关广岳

(沈阳黄金学院)

(东北工学院)

**提**要 通过对不同地质体的硫同位素、氢氧同位素、铅同位素和稀土元素等方面的研究,认识到 该矿床的成矿物质来源于地层。并根据该矿床成矿热液的物理化学参数测定,探讨了金的活化、迁移、富集机理,认为金的活化多方式,金的迁移多形式,影响沉淀多因素,是造成猫岭金矿床规模大、 矿化均匀的主要原因之一。

关键词 猫岭金矿 成矿物质来源 金的活化、迁移、富集

# 一、 地质背景及矿床地质特征

猫岭金矿床位于华北地台北缘,辽东台隆,营口至宽甸台拱的盖县至古楼子巨型复向斜 内。元古宙辽河群主要遭受了吕梁期区域变质作用的影响(1600~1900Ma,何特松,1984),变 质作用具有不均匀性,往往在同一地层中可以见到几种变质相(何特松,1984),形成明显的递 进变质带,变质相由低绿片岩相到高角闪岩相(董申葆,1986),高家峪组和里尔峪组为角闪岩 相,大石桥组和盖县组一段为绿帘角闪岩相,盖县组上部为绿片岩相和低绿片岩相。猫岭金矿 床就赋存在盖县组二段千枚岩中,其主要岩石类型为绢云千枚岩,黑云绢云千枚岩和绿泥绢云 千枚岩夹薄层变质长石石英砂岩。经原岩恢复,其原岩为一套以水云母为主,其次为高岭石粘 土和石英的陆源碎屑沉积物,它是在拗拉槽发展的晚期,陆源物质供给充足的环境下形成的产物。

猫岭金矿区构造控制复杂,由剪切作用,褶皱作用和裂隙作用所形成的褶皱构造、面状构 造和线状构造特别发育。矿化就发生在这些多期变形的构造中,并且成矿具有多期、多阶段的 特点。

矿区南部 1km 处的猫岭岩体为似斑状黑云母二长花岗岩,其成因类型主要为陆源改造型,并有部分幔源物质的加入。在猫岭岩体的边部,局部可见微弱的磁黄铁矿和黄铁矿化(矿化花岗岩)。在外接触带,依次发育有矽线石带、红柱石带和黑云母带的热接触变质晕。

矿体产于蚀变岩带中,金矿体的空间展布受蚀变岩带的控制,矿体与蚀变岩带呈渐变关系,矿体的规模、形态、产状由品位来圈定。蚀变岩带长1000m±,平均宽约400m,总体产状为:

58 新五卷 第四期

倾向 2.35°~315°,倾角 50°±,蚀变岩带与围岩呈渐变关系。矿石平均品位 3~5g/t,最高为 29. 7g/t。(地矿局 5 队,1987)。

矿石属于少硫化物的 Au-As-Q型,硫化物以毒砂和磁黄铁矿为主,少量黄铁矿、方铅矿和黄铜矿,矿石主要特征见表 1。

砂石茶田	矿畅细入	矿物质	成分	73°-7-6-++++	<b>於了#4</b> 7#4	产业及分布	
19 石尖望	19 初组合	金属矿物	脉石矿物	1911年1月	19111900	广机及分布	
<b>浸</b> 染 型	自然金 (银金矿) 一毒砂	毒砂为主、 少量磁黄鉄矿 黄鉄矿 方铅矿	<ul> <li>绢云母</li> <li>石 英</li> <li>绿泥石</li> <li>黑云母</li> </ul>	交代结构 压缩结构 填隙结构 糜棱结构	<b>浸染状</b> 细脉状 致密块状	分布于整个 蚀 变 带 但以蚀变带 中心为主	
	自然金 (银金矿) -磁黄鉄矿	磁黄铁矿为主 少量毒砂 微量黄铁矿 方铅矿	同上	同上	同上	分布于整个 蚀 变 带 但以蚀变带 边部为主	
石英硫化物脉型	自然金 (银金矿) ー毒砂ー石英	毒砂为主、 少量磁黄鉄矿 黄鉄矿 方铅矿	石英为主 少量绿泥石 绢云母	重结晶结构 交代结构 填隙结构 糜梭结构	揉曲状	主要产于 蚀变带中心	
	自然金 (银金矿) 一磁黄铁矿 一石英	磁黄铁矿为主 少量毒砂、 黄铁矿、黄铜矿 方铅矿	同上	同上	同上	同上	
	自然金(银金矿) 一多金属硫化物 一石英	黄鉄矿、黄铜矿 方铅矿为主 少量毒砂 磁黄鉄矿	石英为主 少量绢云母	同上	揉曲状 团块状	同上,但分布 数量极少	
氧 化 矿 石	自然金 褐铁矿 石英	磁鉄矿 磁黄铁矿 褐铁矿	石英		网格状 蜂窝状	潜水面以上	
	自然金 臭葱石 石英	毒砂、磁铁矿	石英		同上	同上	

表 1. 矿石主要特征表

Table 1 Characteristics of ores

石英是含金石英脉的主体成分,脉宽 1-5cm,呈揉曲状,香肠状,延长不大,一般在 10~20cm,石英呈乳白色、灰黑色,破碎现象普遍发生,镜下可见石英发育大量的微裂隙,蠕动塑性

变形和波状消光现象。

毒砂是矿床中主要的 载金矿物之一,占硫化物 的50%以上,呈细粒星散 状或中粗粒浸染状分布于 浸染型矿石中,在石英脉 中则大多呈它形粒状。毒 砂普遍发生碎裂现象。

磁黄铁矿是仅次于毒 砂的金属矿物和载金矿 物。在浸染型矿石中,磁黄 铁矿呈细长粒状(长为 0. 1~1mm),长轴方向与围 岩的线理一致,说明其与 围岩一起经受了变质变形



Fig. 1 Histogram of S-isotope for both ore and the enclosing rock

作用而发生重结晶并定向排列,伴随着弱硅化蚀变及弱金矿化(Au<0.5g/t)。石英脉中的磁黄 铁矿则呈它形粒状集合体,并与石英脉一同发生强烈褶曲变形,在褶曲转折部位局部富集。

黄铁矿、方铅矿、闪锌矿和黄铜矿等多金属硫化物含量很低,但对金的矿化有重要意义。这 当矿物均发生了程度不同的破碎现象,且被晚期的石英碳酸盐脉所充填。

自然金成色在 720~950 之间,其赋存状态以裂隙金为主,其次为包裹金。

根据矿床中矿物之间的穿插关系,矿物共生组合、矿物结构构造以及矿物形成温度(见成 广温度一节),可将猫岭金矿床的成矿过程划分为五个成矿阶段。即:蚀变岩阶段(Ⅰ)、毒砂石 英脉阶段(Ⅱ),磁黄铁矿石英脉阶段(Ⅲ),多金属硫化物石英脉阶段(Ⅳ)和石英碳酸盐阶段 (Ⅴ)。

二、成矿物质来源

#### 1、硫同位素

对不同类型的矿石及不同世代的矿物分别进行了硫同位素测定,列于表 2。

矿石中毒砂的硫同位素组成变化于+4.3~+10.5‰,极差+6.2‰,算术平均值+8.1‰, 磁黄铁矿的硫同位素组成变化于+7.2~+8.3‰,,极差+1.1‰,算术平均值+7.4‰,说明无 论是各矿物本身还是矿物之间的硫同位素组成都差别不大,反映了硫来源的一致性。由于毒砂 和磁黄铁矿占整个矿床中硫化物的 95%以上,因此可以大致以两者的平均值来估算成矿热液 的硫同位素组成。即:

# $\delta^{34}\mathbf{S} = \overline{\delta^{34}}\mathbf{S}_{\mathsf{pyr}} \times \frac{1}{2} + \overline{\delta^{34}}\mathbf{S}_{\mathsf{Arr}} \times \frac{1}{2} = +7.74\%_0$

该值以富集<sup>34</sup>S为特征,这同整个辽河群地层的硫同位素背景值都以富集"重硫"的特点是一致的(王义文,1980)。

	Table 2     Analysis of s-isotopes										
编号	矿物	δ³⁴s ‰	产状	编号	矿物	δ <sup>34</sup> s ‰					
L <sub>30</sub>	毒砂	+5.2	第1阶段矿石	3LH3208	毒砂	+8.9					
L <sub>31</sub>	毒砂	+7.4	第1阶段矿石	MSP94	毒砂	+9.9					
L <sub>9</sub>	毒砂	+4.3	第Ⅰ阶段矿石	3LH3216	毒砂	+9.1					
L <sub>8-1</sub>	毒砂	+6.78	第1阶段矿石	3LH3227	毒砂	+9.7					
L <sub>8</sub> .	毒砂	+8.1	第Ⅱ阶段矿石	MSP48	磁黄铁矿	+7.4					
L <sub>8-2</sub>	毒砂	+9.09	第Ⅱ阶段矿石	MSP68	磁黄铁矿	+7.2					
L <sub>9-1</sub>	毒砂	+9.19	第Ⅱ阶段矿石	MSZHC	毒砂	+7.4					
L <sub>32</sub>	毒砂	+4.6	第Ⅱ阶段矿石	MSZHD	毒砂	+9.0					
L <sub>33</sub>	毒砂	+10.5	第∎阶段矿石	MND	毒砂	+10.2					
L <sub>14-1</sub>	毒砂	+8.67	第∎阶段矿石	, MNQD	毒砂	+9.8					
L <sub>14-2</sub>	毒砂	+8.96	第Ⅱ阶段矿石	MNZHC	磁黄铁矿	+7.3					
L <sub>5</sub>	方铅矿	+6.41	第Ⅳ阶段矿石	MSCH	磁黄铁矿	+7.5					
$L_{5-1}$	黄铁矿	+10.01	第Ⅳ阶段矿石	MNZHD	磁黄铁矿	+8.3					

表 2。硫同位素分析结果

注:3LH3208-MSP68 引自戴立军 MSZHC-MNZHD 引自任钟元

将矿石硫同位素和盖县组地层的硫同位素一起表示在直方图上(图1),可以看出,矿石硫 同位素组成的变化范围较地层要窄一些,这可能与区域变质作用使硫同位素趋于均一化有关。

#### 2、氢氧同位素

矿床各地质体的氢氧同位素测定结果见表 3。

从表 3 可以看出,围岩中变质石英脉的 δ<sup>18</sup>O‰值变化于+5.136‰~+9.39‰,平均为+ 7.236‰,矿石中石英的 δ<sup>18</sup>O 值变化于+10.339‰~+11.477‰,平均为+10.99‰,两者的 δ<sup>18</sup> O 值接近,表明它们源于共同的物质系统。从 δD 值来看,地层中变质石英脉包体水的 δD 从-111.235‰~-122.737‰,平均为-116.986‰;矿石中石英包体水的 δD 从-94.301‰~-168.094‰;平均为-131.196‰;岩体中石英脉的包体水的 δD 从-77.9~-78.3‰,平均为 -78.1%。可见矿石中石英脉包体水的 δD 值与地层中石英脉包体水的 δD 值接近,而与岩体 的 δD 值差别较大。因此,可以认为,成矿溶液为变质热液,印支期侵入的猫岭岩体的叠加作用 不大。

编号	测定矿物	产状	δ <sup>18</sup> O‰	δD‰
L <sub>10</sub>	石英	地层中(矿区外围)	+5. 136	-122.737
B_1	石英	地层中(矿区内)	+9.39	
$L_1$	石英	第Ⅱ阶段矿石	+11. 477	- 168. 094
L <sub>3</sub>	石英	第■阶段矿石	+10, 339	- 133. 484
L <sub>11</sub>	石英	第Ⅳ阶段矿石	+11. 163	· -94. 301
B_2	石英	花岗岩(内部相)		-77.9
B_3	石英	花岗岩(边部相)		-78.3

#### 表 3 氢氢同位素分析结果

Table 3 Analysis of H and O isotopes

#### 3、铅同位素

由于金与方铅矿共生,因此矿床中铅同位素可以作为矿质来源的判断。选择浸染状、脉状 和多金属硫化物石英脉中的方铅矿进行了测定,并计算了它们的特征值和模式年龄(表 4)。

福尔(1977)认为,模式年龄及来源区μ值的地质可靠性取决于铅具有单阶段历史的假设。 这一假设必须经过验证,才能把模式年龄当作样品所在的矿床的年龄。可以用于这一目的的判 别标准有:(1)取自给定矿床的一套样品的模式年龄必须一致;(2)各同位素比值,在实验的误 差范围内必须是正数;(3)模式年龄一般应与该矿床所在围岩的同位素年龄相一致。

根据上述标准,总结猫岭金矿床的铅同位素特点如下:

(1)所测定的样品中,铅同位素每项指标的变化范围都小于 0.3%,属于单阶段铅的变化

## 范围;

(2)在近似单阶段铅的同位素组成座标图上投影后,基本上落在单阶段铅的增长曲线附近。

编号	产状	<sup>206</sup> ₽b∕ <sup>204</sup> ₽b	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>204</sup> Pb%	<sup>206</sup> Pb%	<sup>207</sup> Pb%	<sup>208</sup> Pb %	μ	Ма
1	浸染状	16.0436	15. 5295	35. 3860	1. 47150	23. 6081	22. 8516	52.0688	8.9	1625
2	脉状	15. 8733	15. 2886	35. 3116	1. 48210	23. 5252	22. 6087	52. 334	8. 47	1539
3	多金属 硫化物 石英脉	15. 8985	15. 34353	35. 3651	1. 47910	23. 5154	22. 6972	52. 3083	8.62	1583

### 表 4 铅同位素及其特征和模式年龄

Table 4 Pb-isotope value for different ores and the model ages

注:计算中选取的常数为:λ1=1.537×10<sup>-10</sup>年<sup>-1</sup>

 $a_0 = 9.56$ ,  $b_0 = 10.42$ ,  $T = 4.55 \times 10^9 \text{ }$ 

(3)将铅同位素组成换算成<sup>206</sup>/<sup>204</sup>Pb+<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb+<sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb=100,并投影在卡龙三角图 解中,样品全部落入小三角形之内;

(4)所计算的模式年龄一致,且与围岩的 Rb-Sr 同位素年龄(1635ma)①一致。

通过以上的讨论可知,猫岭金矿床中的方铅矿为正常铅,并服从霍尔姆斯一侯特曼斯模式,因此,方铅矿的模式年龄可以当作猫岭金矿床的成矿年龄。这也验证了铅同位素并未产生年青化,从侧面验证了岩浆热液的叠加程度较小。例如青城子铅锌矿的 Pb 也主要来源于辽河群地层,但由于受到后期热液的改造,其模式年龄主要集中在 200~300Ma(金成洙等,1987),而同样来源于辽河群地层的坨沟、蔡家沟铅锌矿床,由于未遭受后期地质事件的改造,其模式年龄分别为 1660Ma 和 1670Ma(邓功权,1983)。

### 4、稀土元素

选择不同的地质体—— 岩体中心相、岩体边部相的矿化花岗岩、地层及矿石进行了稀土元 素测定,并对其采用 leedy 球粒陨石标准化(表 5)。其特征值计算于表 6。

从表 6 可以看出, 矿石和地层的稀土元素特征值接近, 反映了它们在物质成分上的亲缘关系, 岩体中心相和岩体边部的矿化花岗岩的稀土元素特征值相差较大, 而后者又与地层接近, 说明岩体边部相的矿化花岗岩受到地层的混染以后, 其稀土元素特征值也有所改变, 同时也说明岩体边部的局部矿化物质来源于地层。将稀土元素投入球粒陨石标准化图解中(图 2), 可以

① 引自《全国同位素地质年龄数据汇编》,第三辑

## 看出,曲线[1]的斜率明显大于其它曲线,而其它曲线的斜率则很接近。

			测定值	i(ppm)			球粒陨石标准化后的值(leedy)					
兀系	0	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
La	36	28	60	58	34.8	12	95. 24	74.07	158.73	15 <b>3. 43</b>	92.06	31.75
Ce	· 58	50	92	86	52	20.6	59.42	51.23	94.26	88.11	53. 28	21.11
Pr	5.8	3	10.4	9.8	4.8	1.4	42.65	22.06	76. 47	72.05	35. 29	10. 29
Nd	16.8	9. 8	26.4	26	14.4	6.2	23.46	13.69	36. 87	36. 31	20.11	8.66
Sm	3.6	2.2	6.4	7.4	4.6	1.7	15.65	9.57	27.83	32. 17	20	7.39
Eu	0.74	0.46	1.5	1.4	0.93	0.4	8.55	5.31	17. 32	16. 17	10.74	4.62
Gd	1.9	1.6	5.9	4.8	2.8	1.4	6.11	5.14	18.97	15.43	9.00	4.50
ТЪ	0.17	0.23	0.94	0.76	0. 38	0.17	2.89	3.91	15.96	12.90	6.45	2.89
Dy	1.3	1.30	5.0	4.2	2.5	1.2	3. 33	3. 33	12.82	10.77	6.41	3.08
Но	0. 21	0. 31	1.1	0.9	0.5	0. 25	2.36	3. 49	1 <b>2. 3</b> 9	10.14	5.63	2.82
Er	0.5	1	2.9	2.4	1.3	0.68	1.96	3. 92	11.37	9.41	5.10	2.66
Tm	<0.1	0.14	0.44	0.32	0.16	0.1	<2.60	3.64	11.43	8.31	4.16	2.60
Yb	0.58	1.1	2.1	1.8	1.1	0. 39	2. 33	4. 42	8.43	7.23	4. 42	1.57
Lu	0.1	0.17	0.39	0.31	0.19	0.15	2. 58	4. 39	10.08	8.01	4.91	3. 88
Y	7.6	9.4	25	21	12	7.9						
$\sum \mathbf{R}$	133. 4	108.71	240. 47	225. 09	132.46	54.54						

表 5 稀土元素测定值及球粒陨石标准化值

Table 5 Analysis of REE and the chondrite-normalized values

注:(1)猫岭岩体中心相花岗岩;(2)猫岭岩体边部矿化花岗岩;(3)黑云绢云千枚岩(矿区外);(4)黑云绢云千枚岩(矿区内);(5)毒砂石英脉;(6)磁黄铁矿石英脉

## 表 6 稀土元素主要特征值

Table 6 Major characteristic values of REE

编号	(La/Sm) <sub>N</sub>	(Gd/Lu) <sub>N</sub>	(La/Lu) <sub>N</sub>	(La/Yb) <sub>N</sub>	(Ce/Yb) <sub>N</sub>	LREE/HREE	δEu
(1)	6.3	2. 36	36. 9	62.07	100	9.71	0. 79
(2)	7.73	1. 17	16.87	25. 45	45. 45	6.13	0.72
(3)	5.70	1.86	15.74	28. 57	43.80	4. 49	0.74
(4)	4.77	1. 92	i9. 1	32. 22	47.77	5. 17	0.69
(5)	4.6	1.83	18.74	31.63	47.27	5. 33	0.74
(6)	4. 29	1. 16	8. 18	30. 77	52.82	3. 46	0.77

### 5、黄铁矿和方铅矿的微量元素比值

矿床中黄铁矿的 Co/Ni 比值小于 1,反映矿 床中黄铁矿具有沉积变质的特征(栾世伟,1987); 方铅矿的 Sb/Ag 比值大于 1,同样说明矿床中方 铅矿具有沉积来源的特点(栾世伟,1987)。

#### 6、蚀变带物质组分和地层物质组分的一致性

围岩的蚀变类型主要有硅化、绿泥石化、绢云 母化、黑云母化、毒砂化及少量的黄铁矿化和碳酸 盐化。这些蚀变组分基本是围岩所具有的,异地组 分加入较少。尤其是矿床中碳酸盐化很不发育,这 和地层中含碳酸盐矿物以及高 Mg、Fe 的硅酸盐 矿物较少的特点是一致的。Boyle(1979)认为变质 热液金矿床中碳酸盐化是受地层控制的,这一论 点也适合于猫岭金矿床的情况。

通过以上硫同位素、氢氧同位素、铅同位素、



Fig. 2 REE pattern

稀土元素、矿物微量元素以及地层的控制因素等方面的研究,可以认为猫岭金矿床的成矿物质 来源于地层,矿床为变质热液成因。

# 三、金的活化、迁移、富集机理探讨

#### 1、成矿溶液的性状

矿床中各阶段的矿石中石英包裹体气液成分测定结果见表 7

从表 7 可以看出,成矿溶液中水的成分占绝对优势。阴离子以 CI 为主,阳离子以 Na<sup>+</sup>为 主,其次为 Ca<sup>2+</sup>和 K<sup>+</sup>,说明成矿溶液是以 H<sub>2</sub>O 为主的 Na-K-Ca-Cl 型。CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O 的比值小 于 0.1,说明 CO<sub>2</sub> 的含量较少,这和石英中缺乏 CO<sub>2</sub> 包体以及碳酸盐化较弱的特点是一致的。 各阶段矿液成分接近,组分的种类与含量无急剧变化,说明成矿溶液的来源具有一致性。

利用均一法测定石英包裹体的温度,用黄铁矿一磁黄铁矿的平衡关系式计算硫逸度,结合 流体包裹体成分提供的 PH 值,将各阶段成矿溶液的物理化学参数列于表 8。

从表 8 可以看出,成矿过程中温度变化范围为 150~390℃,其中 I、II、IV 阶段为金的主要成矿阶段,其平均温度集中在 250~320℃,基本属于中温热液的范围。盐度值普遍(10%,而 且从早阶段到晚阶段有降低的趋势,说明成矿过程中,盐度是逐渐降低的。fs₂ 在整个成矿过程 中都比较低,这和矿床中大量发育低硫的矿物—— 毒砂、磁黄铁矿而少黄铁矿的特点是一致 的。成矿溶液的酸碱度(PH值)从早阶段到晚阶段的变化是波动的,即从低一较高一低一高一 较低,但总的趋势是升高的,可见成矿过程中 PH值的变化对金的沉淀起了重要作用。

成矿 阶段	H2	O2	N2	СН₄	со	CO2	H <sub>2</sub> O	K+	Na+	Ca2+	Mg2+	F-	cı-	NO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	so <sub>4</sub> <sup>2</sup>	$\Sigma^+$	$\Sigma^{-}$	рн	$\frac{CO_2}{H_2O}$
I	0. 16	3. 48	5. 26	1. 88	5.5	10. 2	120	1.7	4.1	1.3	0. 22	6	14.5	2.5	1.3	7. 44	24. 5	6.05	0. 085
I	0. 166	3. 28	5.14	1. 74	5. 12	8.6	104	1.6	5.1	3. 4	0. 25	13	38	4.5	2. 3	10. 35	55.5	6. 31	0. 083
I	0. 162	2. 22	4.74	1. 70	5.24	10. 60	156	1. 8	3. 9	2. 0	0. 24	6.5	17.7	4.6	1.4	7.94	20. 2	6. 20	0. 068
īv	0.15	3. 72	5.36	1. 66	3. 76	7. 22	168	1. 2	4. 9	2. 6	0. 22	0.6	21	0.5	0. 7	7.92	22. 8	6. 52	0. 043
v	0. 156	3. 42	4. 96	1.8	4.6	11. 54	124	1.8	4. 3	2. 4	0. 43	4. 9	18.7	4.5	1.7	8. 93	29. 8	6. 46	0. 093

表7 包裹体气液成分

Table 7 Composition of fluid inclusion

#### 表 8 成矿溶液的物理化学参数

成矿阶段	I	Ľ	<u>M</u>	IV	v
温度(℃)	$\frac{270 \sim 391}{352(9)}$	$\frac{220\sim378}{308(10)}$	$\frac{220\sim340}{279(9)}$	$\frac{180 \sim 302}{232(6)}$	$\frac{153 \sim 212}{182(6)}$
盐度(NaCl%)	$\frac{9.0 \sim 10.1}{9.5(2)}$	$\frac{6.9 \sim 8.2}{7.6(2)}$	$\frac{5.1 \sim 6.7}{5.9(2)}$	$\frac{6.3 \sim 7.3}{6.8(2)}$	
硫逸度(b)	10-7	10-8	10-9	10-11	10-14
酸碱度(PH)	6.05	6. 31	6. 20	6. 52	6.46

Table 8	Physiochemical	parameters for	r ore — forming	fluid
---------	----------------	----------------	-----------------	-------

注:横线以上为变化范围,以下为平均值,括号内为测定样品数

## 2、金的活化、迁移、富集机理探讨

根据成矿溶液的物理化学参数,结合成矿地质条件和金的赋存状态,对矿床中金的活化、 迁移、富集机理进行探讨。

Ŀ.

(1)金的活化

矿区太平庄地段盖县组岩石显示出高 As、Bi、Ag、低 Cu、Pb、Zn 的特点。其中绢云千枚岩中 As 平均含量为 3. 8ppm,变质长石石英砂岩中为 2. 3ppm,绢云石英岩中为 3. 4ppm,均高于 As 的地壳克拉克值。而且地层中可见到星散状的微细粒毒砂(粒径<1mm),以及黄铁矿。因此,地 层中的金可能赋存于毒砂、黄铁矿中,还可能以某种未知方式充填于造岩矿物间隙内,沿岩石 颗粒的边缘和其它各种构造间隙面(如微裂隙)分布。当这样一套含金岩石在 1600~1700Ma 遭受区域变质作用时,就会发生一系列复杂的反应,首先是水和其它挥发份发生活动转移,在 其影响下,SiO<sub>2</sub> 以及 Cu、Pb、Zn、Ag 和 Au 等也会发生活化。为了使金转入热液,进行迁移,必须 使惰性的 Au°被氧化为活动性的 Au<sup>+</sup>或 Au<sup>3+</sup>,要使金活化需要有强的氧化剂。

由包裹体成分可知,Cl<sup>-</sup>是阴离子中的主要成分,而且成矿溶液有偏酸性的特征,可以认为 金的活化浸出,主要是通过含矿溶液对含金矿源层的酸性淋滤作用进行的。沿构造带(剪切 带)上升的成矿流体,当向两侧的围岩进行扩散渗透时,由于酸性组分密度小,渗透能力大而先 跑到流体的前缘,对含金矿源层进行酸性淋滤而活化出大量的金。R. 享特(1973)的实验证明, 当 T = 300~500℃,P = 10~20MPa 时,在 20mlKCl 溶液中,金的溶解度从 20ppm 增加到 900ppm。金成珠(1982)进行了氯气对金活化能力的实验,其活化形式为:Au<sub>(s)</sub>+ $\frac{3}{2}$ Cl<sub>2(s)</sub>=Au-Cl<sub>3(0)</sub>。

在包裹体成分中有一定量的 SO<sup>2-</sup>,同时矿石中硫化物分布广泛,说明金活化的某一过程 中硫可能起到一定的作用。韦斯伯格(1970)所作的实验表明,在含 NaHS(每公斤水中含 NaHS-0.2~0.3mol)的溶液中,温度为 150~250℃,压力为 1×10<sup>8</sup>Pa 时,金的溶解度可达 100~ 200ppm。

(2)金的迁移

被活化出来的金,在 Cl<sup>-</sup>、S<sup>2-</sup>等络合剂的作用下,在热液中向着剪切带中的低压、低地球 化学势的部位(主要是各种剪切裂隙和褶皱化作用形成的空间)进行迁移。迁移形式主要为 [AuCl<sub>4</sub>]<sup>-</sup>,其配位体为碱金属离子。成矿溶液中 Na<sup>+</sup>/K<sup>+</sup>>2,而且金与钠的相关性大于钾 (Моцсенко,1979)。因此,在早期偏酸性的条件下金可以呈 Na(AuCl<sub>4</sub>]为主的形式进行迁移。随 着温度的降低,溶液有从酸性向中性转化的趋势,因此,可以认为在第四和第五成矿阶段,金的 迁移形式主要为[AuS<sub>2</sub>]<sup>3-</sup>。考虑到猫岭金矿床是一个富砷的金矿床,不能排除金的迁移还可以 呈(Au<sup>+</sup>AsO<sub>4</sub>)<sup>0</sup>或[Au(AsO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>]<sup>3-</sup>的形式进行。

(3)金的沉淀和富集

矿床中金的沉淀与富集是各种因素综合作用的结果,其中有地质方面的因素,也有物理化 学方面的因素。

地质方面的因素主要表现在构造圈闭作用(Structure trap)。猫岭金矿区分布大面积的千枚 岩,但矿化富集在变质长石石英砂岩条带发育的地段,在这种软硬岩层交替的地段又发育有剪 切带。因此,在脆性岩石中形成膨胀带,而较软岩层(千枚岩)则形成相对的圈闭,所以,当成矿 溶液运移到这种低压和低地球化学势的地段时,产生沉淀和富集,从而形成相对较富的矿体。

物理化学方面的因素是引起成矿溶液的热力学及化学平衡改变的主要因素,也是分解金

络合物而析出金的重要因素。要使金沉淀,即 Au<sup>3+</sup>或 Au<sup>+</sup>还原成 Au<sup>0</sup>,必须有适合的还原剂,根 据金的赋存状态以及载金矿物的特点,Fe<sup>2+</sup>是最有效的还原剂。当围岩中的 Fe<sup>2+</sup>进入到溶液 中,一方面形成毒砂,磁黄铁矿、黄铁矿等硫化物,另一方面,呈〔AuCl<sub>4</sub>〕<sup>-</sup>、〔AuS<sub>3</sub>〕<sup>3-</sup>等形式迁移 的金被还原。因此,金与毒砂、黄铁矿、磁黄铁矿等同时沉淀而形成包裹金或沉淀于晶隙之间而 形成晶隙金。如:

 $3Fe_{(aq)}^{2+} + 2AuCl_{4(aq)}^{-} = 2Au_{(s)} + 2FeCl_{3(1)} + FeCl_{2(1)}$ 

 $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+} + e$   $E^{0} = 0.771V$ Au $\rightarrow$ Au<sup>3+</sup> + 3e<sup>-</sup>  $E^{0} = 1.52V$ 

随着温度的降低,溶液中 Cu<sup>2+</sup>(Pb<sup>2+</sup>、Zn<sup>2+</sup>)增加,在早期形成的毒砂、黄铁矿等矿物的裂隙中,由于有裂隙水的作用,存在有电离平衡,如 FeS<sub>2</sub>=Fe<sup>2+</sup>+S<sup>2-</sup>,当含 Cu<sup>2+</sup>(Pb<sup>2+</sup>、Zn<sup>2+</sup>)的成 矿溶液贯入毒砂、黄铁矿的微裂隙时,可发生如下反应:  $[AuS_3]^{3-}+Cu^{3+}_{40}+Fe^{3+}_{40}+Zn^{3+}_{40}=Au_{(s)}+CuFeS_{2(s)}+ZnS_{(s)}$ 。因此,在毒砂、黄铁矿的微裂隙中可以见到金与黄铜矿、方铅矿、闪锌 矿共生的现象。

从成矿的早期到晚期,溶液的酸度有降低的趋势,它可使金络合物分解而引起金的沉淀。 例如,AuClī 随溶液的碱度逐渐升高时,其稳定性大为降低,会发生大量的分解而沉淀。此外, 随酸度降低还可能发生如下分解反应:2Au<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=4An ↓ +3O<sub>2</sub>。根据包裹体成分中 O<sub>2</sub>、H<sub>2</sub>O 等的 存在,可以推测这种方式是可以存在的。

根据以上的讨论可知,猫岭金矿床中金的活化、迁移、富集的方式多样,是造成猫岭金矿床 载金矿物及金的赋存状态较多的重要因素之一。从成矿的多阶段性来看,可以使金溶解(活 化)、迁移、沉淀、再活化,迁移作用往复进行,这也是造成局部地段蚀变复杂,矿化也复杂的原 因之一。

# 四、几点认识

1、硫同位素是研究金矿床成矿物质来源的重要手段之一,但在猫岭金矿床中,矿石中的 δ<sup>34</sup>S 为+7.74‰,地层中的 δ<sup>34</sup>S 为+7.4‰,岩体边部黄铁矿的 δ<sup>34</sup>S 为+10.1‰<sup>(1)</sup>。在这种三个 数值相近的情况下,单凭硫同位素来判定成矿物质来源是很困难的。

2、根据各地质体的稀土配分特点,表明地层、矿石、岩体边部相矿化花岗岩的稀土配分接 近,而与岩体中心相的稀土配分差别较大。从而说明成矿物质以及岩体边部相的矿化物质是来 源于地层的。

3、方铅矿的模式年龄为1600Ma±,故可以肯定地认为成矿物质是来源于地层的。

4、根据氢氧同位素,认为矿液属于变质地层中的变质水,从而认为猫岭金矿床为变质热液 矿床。

5、本文主要从物化角度对金矿床金的活化、迁移、富集机理进行了探讨。从而认为猫岭金 矿床矿化均匀,规模较大,成矿具有多阶段性,以及载金矿物种类复杂,与金的活化多方式,迁 移多形式,沉淀富集多因素有关。关于韧性剪切作用在对岩石产生强烈的塑性流变过程中,对 矿源层中金迁移影响的认识尚未深入,有待于今后更进一步的研究。

致谢:本文完成过程中,得到辽宁地矿局五队张万奎、贾立学、冯玉多等同志的大力支持和 帮助,在此表示谢意。

#### 参考文献

(1)金成珠、刘辉,《辽东后岩建造中构造蚀变带型金矿床研究》,ISGGE,1989(2)刘辉,硕士研究生论文,1989

(3)M. R. Wilson and T. R. kyser, Stable Isotope Geochemistry of Alteration associated with the key lake uranium Deposit, Ganda, «Economic Geology», Volume 82, No. 6, 1987

# A MECHANISM STUDY ON THE SOURCE OF MINEROGENIC MATERIAL AND THE ACTIVATION TRANSPORTATION AND CONCENTRATION OF GOLD IN MAOLING GOLD DEPOSIT

#### Liu Hui

(Shenyang Institute of Gold Technology)

Jin chengzhu Guan Guangyue (Northeast Engineering University of Technology)

#### Abstract

By the study on the isotope of sulfide hydrogen oxygen and lead and REE, it is believed that the minerogenic material come from the strata. The activation, transportation and concentration mechanism of gold has been studied according to the measurement result of physiochemical parameters from the minerogenic hydrothermal fluid of the deposit. It is suggested that the multi-ways of gold activation and transportation and the multielement affecting the deposition of gold are the main causes that Maoling Gold Deposit is large in reserve and uniform in mineralization.