

丫他微细粒浸染型金矿床 地球化学及成矿机理^{①②}

朱赖民 何明友 王自友

(成都理工学院, 成都 610059)

提 要 通过矿床稀土元素地球化学、同位素地球化学及成矿物理化学条件研究, 对矿床成矿物质来源、金的活化与迁移及金的沉淀与聚集等地球化学问题进行详细探讨, 并在此基础上分析了矿床成矿机理。

关键词 金地球化学 金活化迁移 金沉淀聚集 成矿机理

丫他金矿床是1978年在贵州省册亨县发现的具有重要代表性的微细浸染型金矿床。对该矿床成因迄今仍存在着不同的认识^①。至于该金矿床金的活化迁移形式及沉淀聚集因素的研究仍属薄弱环节。因此, 应用地球化学方法研究该矿床成矿机理具有理论和实际意义。

1 矿床地质及矿化特征

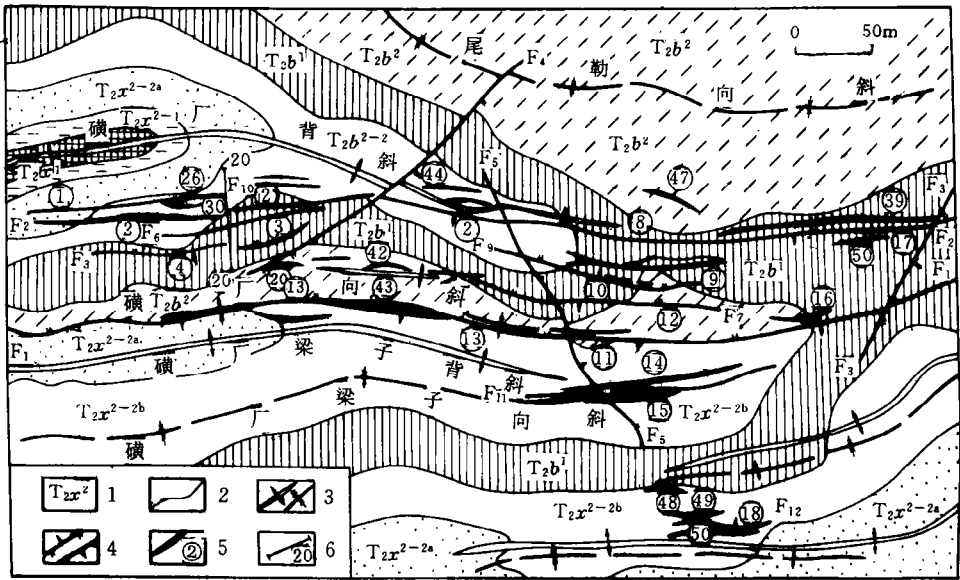
丫他金矿床位于扬子准地台西南缘的黔西南拗陷盆地中。黔西南拗陷盆地系加里东运动之后, 接受了泥盆纪至三叠纪巨厚沉积的大型拗陷盆地。

矿区出露地层为中三叠统新苑组(T_2x)至边阳组(T_2b)(图1)。边阳组可分为 T_2b^1 和 T_2b^2 两个岩性段。 T_2b^1 为一套夹有粘土岩层的中厚层块状砂岩、粉砂岩。 T_2b^2 为一套间夹薄层细砂岩、粉砂岩的薄—中厚层状粘土岩。新苑组亦可分为 T_2x^1 和 T_2x^2 两个岩性段。 T_2x^1 为一套薄层板状泥灰岩。 T_2x^2 可分为 T_2x^{2-1} 及 T_2x^{2-2} 两个亚段。 T_2x^{2-1} 主要为一套薄—中厚层钙质粘土岩夹粉砂岩、杂砂岩。 T_2x^{2-2} 以粘土层和厚层块状砂岩为主。金矿体的容矿岩石可分为两大类: 一类为含金杂砂岩; 另一类为含金粘土岩。

矿床分布受构造控制明显。金矿床严格限制于区域性的东西向褶皱断裂带中(图1)。矿床内金矿体均沿断层分布, 其产状与断层破碎带一致(图2)。矿体与围岩无明显界线, 须靠化学

① 收稿日期: 1996. 8. 6

② 中国科学院矿床地球化学开放实验室资助项目



1. 地层代号 2. 地层界线 3. 背、向斜 4. 逆断层及正断层 5. 金矿体及编号 6. 勘探线及编号

图1 丫他金(砷)矿床地质略图(据何立贤等,1993)

Fig.1 Geological sketch of Yata Au deposit

分析圈定矿体。

矿石具自形一半自形晶结构、交代结构、环边结构、重结晶结构及浸染状结构,细脉浸染状构造、条带状构造等。

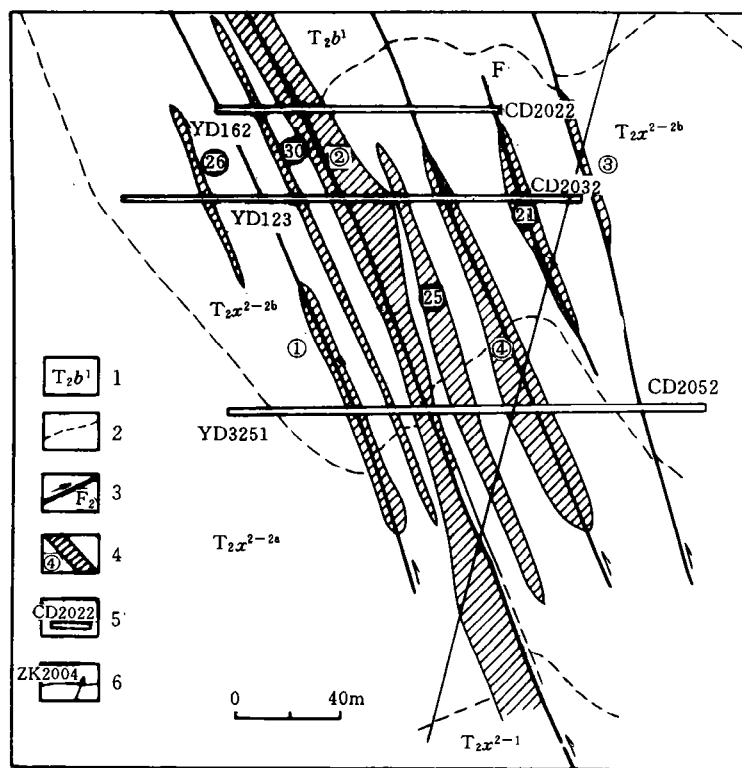
根据矿床野外地质特征、矿石组构、矿化蚀变特征及矿物共生组合等,可将矿床形成划分为两个成矿期和三个成矿阶段,即热液成矿期的热液主成矿阶段(I)、热液晚成矿阶段(II)和表生期的氧化阶段(III)。热液主成矿阶段(I)主要形成黄铁矿、毒砂、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、石英、白云石等矿物组合;热液晚成矿阶段(II)主要形成黄铁矿、辉锑矿、磁黄铁矿、雄黄、雌黄、石英、方解石、重晶石等矿物组合;氧化阶段(III)主要形成褐铁矿、黄锑矿、锑华、高岭石等矿物组合。

黄铁矿、毒砂和水云母为主要载金矿物。金在黄铁矿及毒砂中以显微包体形式金存在,在水云母中则以胶体金被吸附在其晶片边缘。

2 稀土元素地球化学

地层岩石及矿石稀土元素分析结果见表1和表2,其稀土分配模式见图3。通过稀土元素分析可获得以下认识和结论:

(1)地层岩石和金矿石的稀土特征参数 $(La/Yb)_N$ 、 $(La/Sm)_N$ 、 $(Gd/Yb)_N$ 、 $LREE/HREE$



1. 地层代号 2. 地层界线 3. 断层及编号
4. 金矿体及编号 5. 坑道及编号 6. 钻孔及编号
图2 丫他金(砷)矿床 20号剖面图(据何立贤等,1993)

Fig. 2 No. 20 section of Yata Au deposit

石稀土总量变化于 $33.80 \times 10^{-6} \sim 76.95 \times 10^{-6}$, 平均值为 55.38×10^{-6} 。这是因为金矿石富含黄铁矿、毒砂等硫化物(前已述及, 黄铁矿和毒砂为主要载金矿物), 而硫化物中稀土元素含量通常很低。因此, 金矿石中稀土元素总量低于地层岩石是必然的。

(4) 地层岩石(如粉砂岩、砂岩、灰岩)与金矿石的 ΣREE 、 ΣLREE 、 ΣHREE 、 $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 、 $\Sigma\text{HREE}/\Sigma\text{REE}$ 及 $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{REE}$ 的平均值, 与上地壳、下地壳、地壳及澳大利亚古生代中生代沉积岩比较接近(表2), 而与上、下地幔差别较大, 说明金矿石物质来源较浅, 主要为地壳沉积岩。

(5) 在稀土元素 $\Sigma(\text{La-Nd})$ - $\Sigma(\text{Sm-Ho})$ - $\Sigma(\text{Er-Lu})$ 三角图(图4)中, 地层岩石及矿石集中于靠近 $\Sigma(\text{La-Nd})$ 端较小范围内, 地层岩石及矿石投点比较接近, 且靠近上地壳、下地壳或地壳, 而远离上、下地幔, 同样说明金矿石物质来源较浅, 主要为地壳沉积岩。

及 δEu 比较接近。地层岩石及矿石 $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ 、 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 、 $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 及 LREE/HREE 均大于 1.0, 反映地层岩石及矿石均具有轻稀土富集型的总特征, 在稀土配分曲线上将表现出曲线右倾型⁽⁴⁾。地层岩石及矿石 δEu 均小于 1.0, δEu 介于 0.5~1.0 之间, 说明地层岩石及矿石均具有不同程度弱铕负异常。

(2) 地层岩石与金矿石稀土配分曲线形状比较接近(图3), 与一般沉积岩相似⁽⁴⁾, 均为右倾型, 弱的负铕异常, 说明金矿石与地层岩石关系密切, 地层岩石可为金矿石提供物质来源。

(3) 地层岩石稀土总量高于金矿石。地层岩石稀土总量变化于 $81.95 \times 10^{-6} \sim 216.35 \times 10^{-6}$, 平均为 145.27×10^{-6} ; 金矿

3 同位素地球化学

3.1 硫同位素

不同成矿阶段黄铁矿硫同位素分析结果见表3。由于黄铁矿占硫化物总量的98%(陶长贵等,1987),因此热液期黄铁矿平均硫同位素组成近似地等于成矿热液平均总硫同位素组成 δ_{Σ}^{34} 。即热液期主成矿阶段 $\delta_{\Sigma}^{34}\approx 2.57\%$,晚成矿阶段 $\delta_{\Sigma}^{34}\approx +6.67\%$ 。热液主成矿阶段沉淀的黄铁矿平均 $\delta^{34}\text{S}(+2.57\%)$ 比成岩期黄铁矿平均 $\delta^{34}\text{S}(+1.55\%)$ 大 $+1.02\%$,晚成矿阶段比成岩期大 5.12% 。考虑到经过淋滤而从岩石含硫矿物中获得硫的流体中沉淀出来的硫化物矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值可能比先前存在且经淋蚀的矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 要高(达 5%)^[5],作者认为热液期硫来源于成岩期黄铁矿。即热液期硫来源于早期沉积地层。

表1 地层岩石及矿石稀土元素含量($\times 10^{-6}$)及特征参数

Table 1 REE concentration and characteristic parametres of wall rock and Au ore

序号	样号	样品描述	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
1	YW01	含黄铁矿粉砂岩	23.06	36.71	4.14	24.41	3.94	0.75	5.21	0.83	5.06	1.00	2.58
2	Y040K4	含黄铁矿条带状砂岩	18.64	30.31	2.87	14.24	4.10	0.85	2.46	0.44	3.01	0.67	1.94
3	YW02	泥质灰岩	35.00	66.35	6.02	28.53	6.74	1.25	8.89	1.39	8.33	1.61	4.14
4	YTK03	金矿石	9.63	9.76	1.06	6.03	1.45	0.44	1.42	0.24	1.55	0.32	0.89
5	YII'04	矿化粉砂岩	43.70	84.34	8.76	47.52	7.37	1.38	6.50	1.07	6.74	1.37	3.68
6	YTK02	金矿石	15.50	32.87	2.78	12.34	2.29	0.52	3.20	0.51	3.11	0.61	1.59

序号	Tm	Yb	Lu	ΣREE	$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$	$(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$	$(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}$	δEu	LREE/HREE
1	0.35	2.00	0.39	110.43	7.760	3.696	2.105	0.506	5.339
2	0.30	1.90	0.23	81.95	6.606	2.871	1.044	0.759	6.491
3	0.55	3.07	0.51	172.34	7.674	3.279	2.338	0.494	5.058
4	0.13	0.78	0.10	33.80	8.310	4.194	1.468	0.928	5.221
5	0.52	3.05	0.34	216.35	9.644	3.744	1.721	0.598	8.293
6	0.22	1.23	0.19	76.95	8.482	4.274	2.102	0.587	6.227

成都理工学院核分析实验室测定

表2 地层岩石及矿石稀土元素分布与地球各圈层资料对比($\times 10^{-6}$)

Table 2 REE analysis of wall rock and Au ore with relation to those of the crust and mantle($\times 10^{-6}$)

岩矿类型	ΣREE	ΣLREE	ΣHREE	$\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$	$\Sigma\text{HREE}/\Sigma\text{REE}$	$\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{REE}$
粉砂岩、砂岩(3)	136.243	119.03	17.213	6.934	0.126	0.874

(续表 2)

灰岩(1)	172.34	143.89	28.45	5.058	0.165	0.835
矿石(2)	55.38	47.34	8.04	5.888	0.145	0.855
上地壳	183.07	165.60	17.47	9.479	0.095	0.905
下地壳	52.71	40.40	12.31	3.282	0.234	0.766
地壳	96.06	82.10	13.96	5.881	0.145	0.855
上地幔	12.70	9.40	3.30	2.849	0.260	0.740
下地幔	3.83	2.31	1.52	1.520	0.397	0.603
澳大利亚中(古)生代沉积岩	169.95	152.914	17.036	8.976	0.1002	0.8998

括号内示样品数;地球各圈层资料据周学武等(1992)

表 3 Υ他金矿床硫同位素组成*

Table 3 S isotopic composition of Yata Au deposit

成矿期	成矿阶段	矿物	$\delta^{34}\text{S}$ 变化范围	$\delta^{34}\text{S}$ 均值
成岩期		黄铁矿	$-0.7\text{‰} \sim +3.8\text{‰}$	$+1.55\text{‰}$ (2)
热液期	I	黄铁矿	$-2.3\text{‰} \sim +7.1\text{‰}$	$+2.57\text{‰}$ (9)
	II	黄铁矿	$+3.4\text{‰} \sim +8.0\text{‰}$	$+6.67\text{‰}$ (9)

* 据李文亢等(1989)整理;括号内示样品数

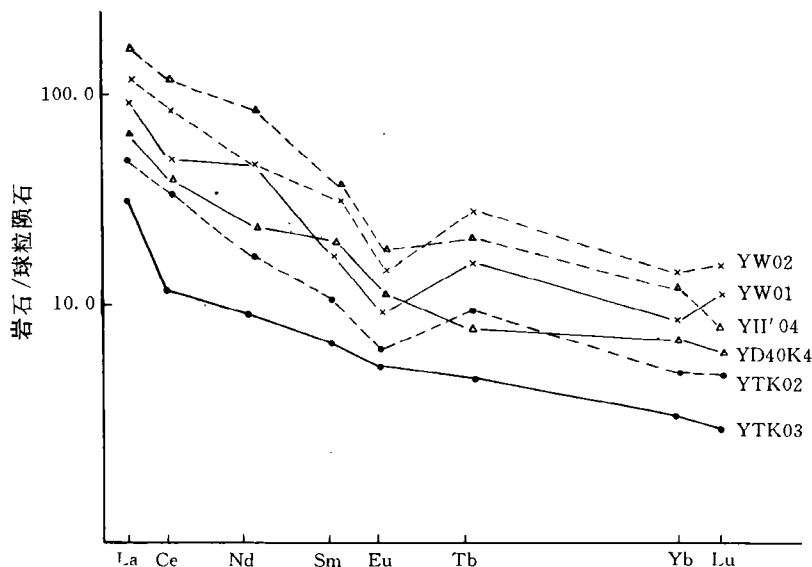


图 3 地层岩石及矿石稀土配分模式(样号同表 1)

Fig. 3 REE pattern of wall rock and Au ore

3.2 铅同位素

矿床各种硫化物的铅同位素分析结果见表 4。

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化于 18.403

~20.876, 极差为 2.473;

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化于 15.597

~15.890, 极差为

0.293; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化于

38.454~38.962, 极差为

0.508。在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (图 5) 图上 (F·

Faure, 1977), 铅同位素分

布不呈现沿单阶段增长曲

线分布的规律。按单阶段

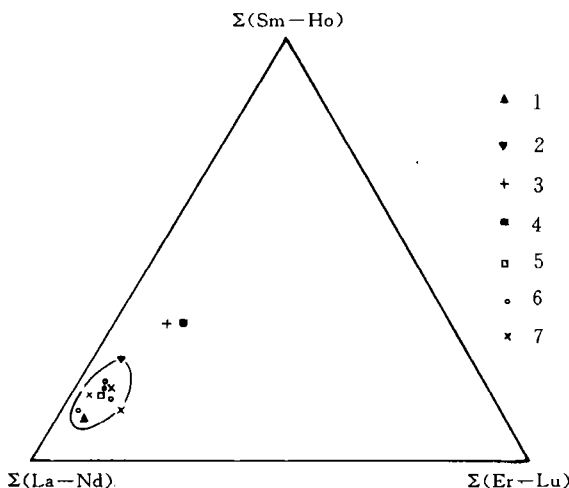
演化模式用不同的方法所

计算的模式年龄相差较

大, 甚至出现负值 (表 4)。

这些都说明矿床铅属于异

常铅, 这种异常的形成可



1. 上地壳 2. 下地壳 3. 上地幔 4. 下地幔 5. 地层 6. 地层岩石 7. 矿石

图 4 地层岩石及矿石稀土元素三角图解

Fig. 4 Plot showing source of wall rock and ore by REE data comparison

能与热液成矿期地层中的放射性成因铅混入有关。

在铅同位素构造环境图中, 矿床铅同位素投点靠近上部地壳或造山带铅演化曲线, 而远离地幔铅演化曲线 (图 5)。此外, 矿床铅同位素平均值接近上地壳铅同位素值 (表 4), 表明矿床铅源较浅, 主要源自地壳沉积岩, 这与前述稀土元素研究得出的结论一致。

3.3 氢氧碳同位素

矿床氢氧碳同位素测定结果见表 5。表中数据显示:

(1) 脉石矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围为 +13.51‰~+26.07‰, 根据成矿温度数据, 将矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 换算成流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值范围为 +10.09‰~+12.05‰, 表明成矿流体来源较复杂, 并与围岩发生了不同程度同位素交换作用。在 $\delta\text{D}\text{‰}$ - $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ 关系图 (图 6) 上, 投点与建造水分布范围和分布趋势基本一致。考虑到: ① 岩浆活动与成矿无直接关系, 且地层岩石未发生变质作用; ② 成矿流体具中低温 (117~375℃)、中低等盐度及还原性 (表 7); ③ 流体与围岩发生氧同位素交换使流体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 增大等因素, 作者认为成矿流体中的水主要来源于地层建造水。

(2) 矿床脉石矿物方解石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 变化于 -5.95‰~+1.75‰ 之间, 其范围与海水碳酸盐范围基本一致 (图 7), 表明矿石中的碳主要来源于海相沉积地层。

表 4 矿床铅同位素测定结果

Table 4 Pb isotopic analysis

样号	矿物	铅同位素比值			模式年龄(Ma)		
		206Pb/204Pb	207Pb/204Pb	208Pb/204Pb	H—H	R—S—F	R—F—C
YAS—1	雄黄	18.455	15.597	38.454	86.2	201.3	314.2
YKF	雄黄	18.461	15.636	38.509	156.3	169.5	287.6
YK ₁ F	雄黄	18.499	15.638	38.574	116.2	131.7	256.2
YTK03	辉锑矿	18.734	15.760	38.962	85.9	—	67.5
C—14—1*	辉锑矿	18.547	15.627	38.645	299	106	184.5
C—15—2*	辉锑矿	20.876	15.890	38.821	—	—	136
83—44* *	黄铁矿	18.403	15.609	38.572	380	177.5	242.5
YCD3652* *	方铅矿	18.50	15.64	38.55	119	145.7	267.8
Y—16* *	黄铁矿	18.61	15.62	38.74	—	35.1	175.7
Y—73* *	黄铁矿	18.48	15.63	38.63	122.4	99.2	229.1
矿床平均铅同位素		18.757	15.665	38.646			
上地壳铅同位素		19.330	15.730	39.080			
下地壳铅同位素		17.270	15.290	38.570			
地幔铅同位素		18.100	15.420	37.700			

本表数据由成都理工学院测试中心测定：* 据王秀璋等(1992)；* * 据李文亢等(1989)

表 5 Υ他金矿床碳氧氢同位素组成*

Table 5 C,O,H isotopic composition of Yata Au deposit

样品	矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}\text{‰}$ (SMOW)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}\text{‰}$ (SMOW)	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ (PDB)	$\delta\text{D}\text{‰}$ (SMOW)	资料来源
YTK03	石英	+24.60	+10.79		-104.30	本文*
YTF1	石英	+23.90	+10.09		-60.01	
68—8	方解石	+22.20	+12.05	+1.75	-58	王秀璋 等(1992)
133	水晶				-51	
134	石英				-78	
YK ₁ T—1	方解石	+13.51		-0.76		本文*
Y—18	石英	+23.36				李文亢等 (1989)
Y—31	石英	+22.84				
Y—13	石英	+21.47				
Y—66	石英	+20.87				
Y—73	石英	+25.61				
Y—42	石英	+26.07				
Y—61	石英	+25.08				
Y—42	方解石	+18.24		+1.06		
Y—73	方解石	+20.79		+1.09		
YCD3652	方解石	+20.08		-5.95		
Y—38	地开石	+19.42				

* 由宜昌地矿所测定

4 成矿物理化学条件

含矿流体液相成分以 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 F^- 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 为主, 气相成分以 CO_2 为主(表6)。含矿流体成分特征比值 Na^+/K^+ 变化于 2.00 ~ 15.14, $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ 变化于 0.63 ~ 2.76, F^-/Cl^- 变化于 0.08 ~ 0.16, CH_4/CO_2 变化于 0.001 ~ 0.06。含矿流体的成分及特征比值与张景荣等(1994)^[6]研究扬子板块东南缘微细浸染型金矿床成矿热液时所确定的来源于地层建造水的盆地卤水成矿热液颇为相似。因此, 含矿流体中的介质水可能属于地层建造水。

基于丫他金矿床的矿物共生组合及矿物流体包裹体成分分析结果(表6), 根据地质地球化学热力学原理和方法, 作者对矿床成矿各项物理化学参数进行了定量计算^①(表7), 计算结果显示:

(1) 矿床成矿温度属中低温, 介于 117~375℃, I 阶段与 II 阶段成矿温度平均值分别为 250℃ 与 175℃。

(2) 矿床成矿压力及深度较小, I 阶段成矿压力平均值为 $198.55 \times 10^5 \text{Pa}$, II 阶段为 $144.44 \times 10^5 \text{Pa}$, I、II 阶段成矿压力所对应的成矿深度分别为 0.662km 与 0.481km。

(3) 成矿流体盐度中低等, I 阶段盐度介于 0.32wt%~9.1wt%, 平均值为 4.13wt%, II 阶段盐度介于 0.18wt%~15.9wt%, 平均值为 4.31wt%。

(4) 成矿流体平均密度小于 1g/cm^3 , I、II 阶段成矿流体密度平均值分别为 0.839g/cm^3 与 0.90g/cm^3 。

(5) 成矿流体富硫贫氧, I 阶段 f_{O_2} 为 $1.25 \times 10^{-32} \text{Pa}$, f_{S_2} 为 $8.32 \times 10^{-7} \text{Pa}$; II 阶段 f_{O_2} 为 $6.94 \times 10^{-41} \text{Pa}$, f_{S_2} 为 $6.17 \times 10^{-11} \text{Pa}$ 。

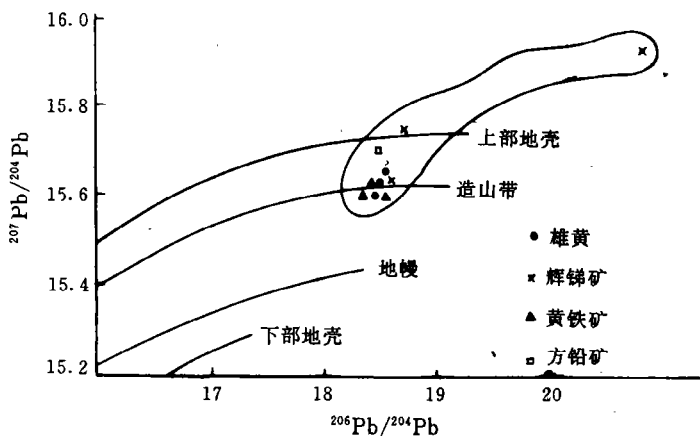


图5 矿床铅同位素构造环境图

Fig. 5 Plot showing Pb source of Yata Au deposit

① 朱赖民等, 黔西南地区微细粒浸染型金矿床矿物流体包裹体地球化学, 火山地质与矿产(待发表)

(6)成矿流体 I、II 阶段 pH 值分别为 6.29 与 6.55,而 I、II 阶段所对应的中性 pH 值分别为 5.82 与 5.79,故成矿流体显碱性。

(7)成矿 I、II 阶段 Eh 值分别为 -0.73V 与 -0.81V ,显示成矿发生于还原环境。

表 6 矿物流体包裹体成分分析结果

Table 6 Analysis of inclusion

项 目	样 号	YKF ₁	YTK03	Y—43*	Y—53*
	组 分				
摩 尔 浓 度 (mol kg ⁻¹)	K ⁺	0.031	0.007	0.0656	0.04
	Na ²⁺	0.062	0.106	0.344	0.198
	Ca ²⁺	0.005	0.004	0.105	0.044
	Mg ²⁺	0.008	0.005	0.038	0.015
	F ⁻	0.011	0.005	0.024	0.018
	Cl ⁻	0.068	0.065	0.314	0.124
	SO ₄ ²⁻	0.174	0.144	0.024	0.009
气 体 摩 尔 分 数 ($\times 10^4$)	H ₂	23.52	20.08	12.11	1.30
	CH ₄	26.73	15.06	11.63	0.20
	CO ₂	445.92	295.22	311.91	322.0
	N ₂			22.2	1.64
	CO				5.45
	H ₂ O	9503.8	9669.6	9642.4	9669.5
特 征 比	Na ⁺ /K ⁺	2.00	15.14	5.21	4.95
	Ca ²⁺ /Mg ²⁺	0.63	0.80	2.76	2.93
	F ⁻ /Cl ⁻	0.16	0.08	0.08	0.15
	CH ₄ /CO ₂	0.06	0.05	0.037	0.001

宜昌地矿所测定,* 据李文亢等(1989)

表 7 丫他金矿床成矿物理化学条件

Table 7 Metallogenic physiochemical conditions of Yata Au deposit

物理化学参数	单位	成矿阶段	
		I	II
温度	℃	250	175
压力	$\times 10^5 \text{Pa}$	198.55	144.44
成矿深度	km	0.662	0.481
盐 度	wt%	4.13	4.31
密 度	g/cm^3	0.83	0.90
f_{O_2}	$\times 10^5 \text{Pa}$	1.25×10^{-37}	6.94×10^{-46}
f_{S_2}	$\times 10^5 \text{Pa}$	8.32×10^{-12}	6.17×10^{-16}
pH		6.29	6.55
Eh	V	-0.73	-0.81
$a_{\text{H}_2\text{S}}$	$\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$	7.26×10^{-3}	2.29×10^{-4}
a_{HS^-}	$\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$	3.99×10^{-4}	1.24×10^{-4}
$a_{\text{S}^{2-}}$	$\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$	4×10^{-9}	2×10^{-9}
a_{Cl^-}	$\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$	0.147	0.045

5 成矿机理分析

5.1 成矿物质来源

前述稀土元素地球化学,硫、铅、氢、氧、碳同位素地球化学及成矿物理化学条件的研究可以得出结论:①矿床中金、硫、碳、铅来源较浅,主要源自地壳沉积岩石;②成矿流体中的水可能属于地层建造水,成矿流体系地层建造水型成矿热液。

5.2 金的活化与迁移

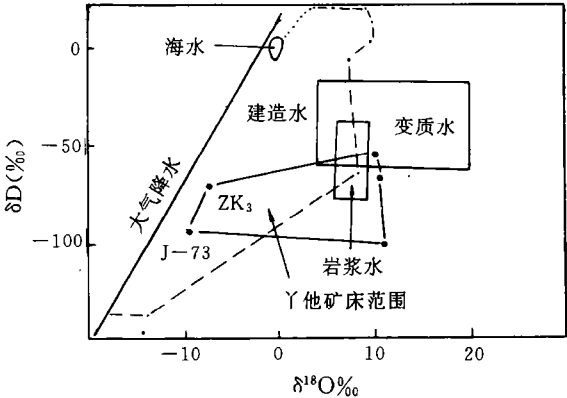


图 6 丫他金矿床氢氧同位素组成关系图

(底图据 Sheppard, 1977)(ZK₃ 及 J-73 据李文亢等(1989))

Fig. 6 Plot showing H,O isotope source of Yata Au deposit

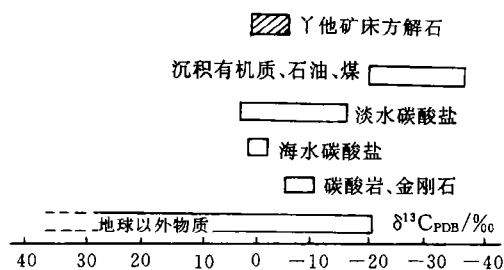
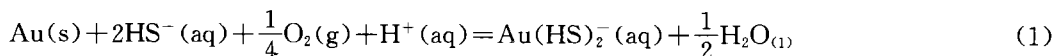


图7 矿床碳同位素分布范围

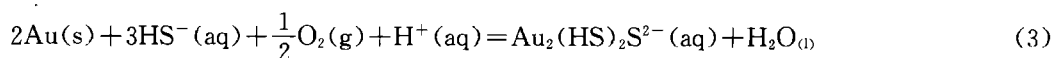
Fig. 7 C isotopic range of Yata Au deposit

S · Sukneva, 1981)。在碱性溶液中加入砷或锑的硫化物,金的溶解度随溶液中砷或锑的含量的增加而成正比增长可达3个数量级。在含金热液中, $H_2(AuAs)S_3^0$ 、 $H_2AuSbS_3^0$ 、 $HAuSbS_3^-$ 、 $Au(AsS_3)^{2-}$ 、 $Au(AsS_2)^-$ 等络离子可以稳定存在。遗憾的是,由于缺乏这些络离子的热力学数据,目前尚无法对这些络离子在金迁移中的作用做定量估计和评价。丫他金矿床中砷和锑的硫化物如毒砂、雄黄、辉锑矿等广泛发育且与金矿化密切共生或伴生,其他物组合与一般浅成热液金矿床和现代含砷、锑热水沉积物比较接近。因此,金砷络合物或金锑络合物亦极可能是丫他金矿床中金的另一种重要迁移形式。

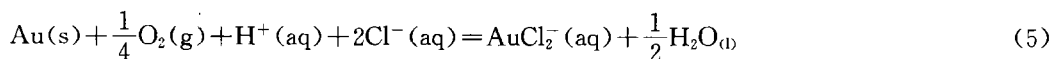
金的硫络合物、氯络合物、 Au^+ 及 Au^{3+} 的溶解度可用热力学方法加以定量计算。丫他金矿床热液中金的迁移形式计算结果见表8。计算采用的有关方程式如下:



$$\lg a_{Au(HS)_2^-} = \lg K_1 + 2\lg a_{HS^-} + \frac{1}{4}\lg f_{O_2} - pH \quad (2)$$



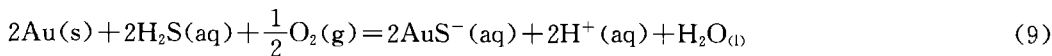
$$\lg a_{Au_2(HS)_2S^{2-}} = \lg K_3 + 3\lg a_{HS^-} + \frac{1}{2}\lg f_{O_2} - pH \quad (4)$$



$$\lg a_{AuCl_2^-} = \lg K_5 + 2\lg a_{Cl^-} + \frac{1}{4}\lg f_{O_2} - pH \quad (6)$$



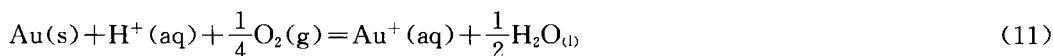
$$\lg a_{AuCl_4^-} = \lg K_7 + \frac{3}{4}\lg f_{O_2} - 3pH + 4\lg a_{Cl^-} \quad (8)$$



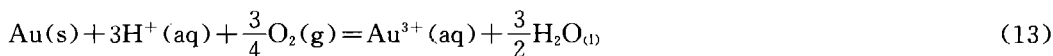
大量地质地球化学研究表明,金常以某种络合物形式迁移,在温度、 f_{O_2} 较高(350~400℃以上)酸性流体中,金氯络合物占主导地位,而在中—低温(350~150℃),低 f_{O_2} 的碱性环境中,金主要以硫络合物形式迁移(Seward, 1973; Webster, 1987; Benedett 和 Bouleque, 1991)。金在热液中最主要的硫或氯的络合物有 $Au(HS)_2^-$ 、 $Au_2(HS)_2S^{2-}$ 、 AuS^- 、 $AuCl_2^-$ 、 $AuCl_4^-$ 等。

近年来,许多学者通过实验研究认为,金的硫砷络合物及硫锑络合物亦可能是金的重要迁移形式^[7](Г · М · Ахмедов, 1988, H · H · Коннаков, 1990; Griogor'yeva 和 L ·

$$\lg a_{\text{AuS}^-} = \frac{1}{2} \lg K_9 + \text{pH} + \lg a_{\text{H}_2\text{S}} + \frac{1}{4} \lg f_{\text{O}_2} \quad (10)$$



$$\lg a_{\text{Au}^+} = \lg K_{11} - \text{pH} + \frac{1}{4} \lg f_{\text{O}_2} \quad (12)$$



$$\lg a_{\text{Au}^{3+}} = \lg K_{13} - 3\text{pH} + \frac{3}{4} \lg f_{\text{O}_2} \quad (14)$$

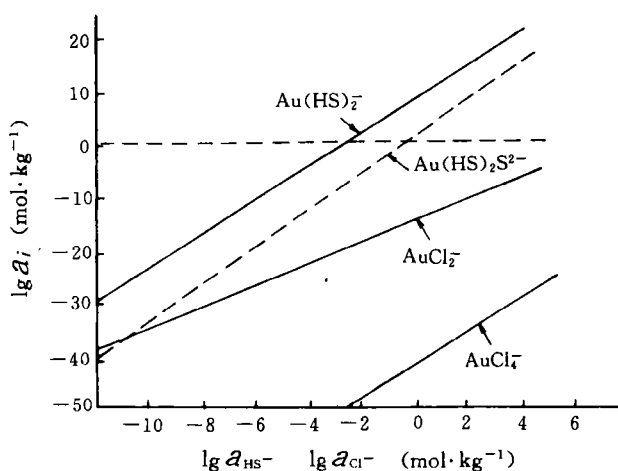


图 8 金络离子活度与 HS^- 、 Cl^- 活度之关系 ($T=523\text{K}$ $\lg f_{\text{O}_2} = -36.90 \times 10^5 \text{Pa}$ $\text{pH}=6.29$)

Fig. 8 Activity of Au complexes with relation to Cl^- and HS^-

式中 $\lg k_i$ 可从文献^[8]查得, $\lg a_{\text{Cl}^-}$ 可通过热力学计算获得(表 7)。将有关参数(表 7)代入上述各方程式即可计算出金络合物的活度。计算结果表明, ① I 阶段成矿热液中金主要以 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 形式迁移, 其次以 AuS^- 形式迁移, $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 活度占金络合物总活度百分比达 99% 以上, 金的其他络合物在热液中活度非常低; ② II 阶段成矿热液中以 AuS^- 形式搬运的金份额增大, 其他金矿床中其活度占金络合物总活度高达 68.95%, 显示从 I 阶段至 II 阶段金的迁移形式可发生变化; ③ 金的硫络合物和氯络化物的活度分别随还原硫(H_2S 、 HS^-)和氯活度增大而增加, 在相同的还原硫活度下, $a_{\text{Au}(\text{HS})_2^-} \gg a_{\text{Au}_2(\text{HS})_2\text{S}^{2-}}$, 对于恒定的氯离子活度, $a_{\text{AuCl}_2^-} \gg a_{\text{AuCl}_4^-}$ (图 8 及表 8)。

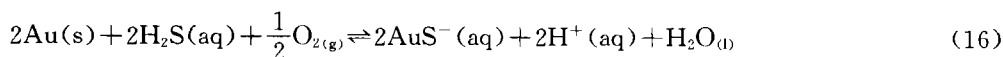
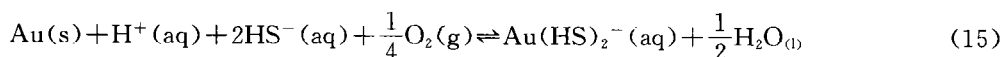
表 8 金络合物的计算溶解度

Table 8 Calculated solubilities of gold-complexes

成矿 阶段	$\lg a_i (\text{mol} \cdot \text{Kg}^{-1})$						
	Au^+	Au^{3+}	AuS^-	AuCl_4^-	AuCl_2^-	$\text{Au}_2(\text{HS})_2\text{S}^{2-}$	$\text{Au}(\text{HS})_2^-$
I	-19.16	-59.09	-8.23	-42.41	-14.72	-8.45	-5.98
II	-22.47	-66.21	-7.63	-51.39	-18.61	-12.25	-7.98

成矿 阶段	$a_i / \sum a_i \times 100\%$						
	Au^+	Au^{3+}	AuS^-	AuCl_4^-	AuCl_2^-	$\text{Au}_2(\text{HS})_2\text{S}^{2-}$	$\text{Au}(\text{HS})_2^-$
I	6.5×10^{-12}	7.7×10^{-52}	0.56	3.7×10^{-35}	2×10^{-7}	0.34	99.12
II	1.0×10^{-14}	1.8×10^{-57}	68.95	1.2×10^{-42}	7.2×10^{-10}	1.7×10^{-3}	30.80

鉴于黔西南微细粒浸染型金矿床中岩石中的金主要以粒度极细小的(0.1~0.6 μm)单体自然金形式存在(刘永康,1992),并考虑到本区金矿床中金主要以 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 及 AuS^- 形成迁移,其它金络合物活度非常低,可以忽略不计,所以作者认为成矿流体在循环环流过程中岩石中的金主要通过以下途径进入成矿流体并以 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 及 AuS^- 形式进行迁移的:



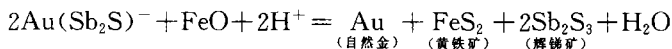
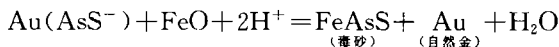
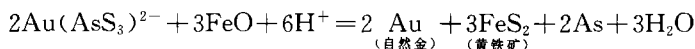
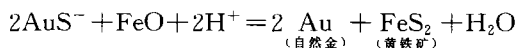
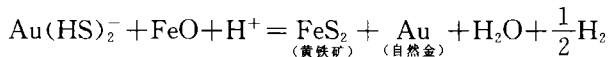
上述反应(15)及反应(16)在 I 阶段吉布能自由能改变值分别为 -164829.70J 与 -10013.96J, II 阶段分别为 -152258.07J 与 -14239.35J,说明在成矿条件下地层岩石中的金可发生活化迁移。

5.3 金的沉淀与聚集

含矿流体运移至构造减压扩容带(断裂带)时,其各项物理化学参数必将发生变化,促使金络合物分解,并发生沉淀聚集形成金矿化。

$\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 及 AuS^- 的稳定性受温度、 f_{O_2} 、pH 值及还原硫活度制约比较明显(Seward, 1982; H·B·ВИНОР, 1987)。温度、压力及还原硫活度的降低, f_{O_2} 的升高, pH 值在中性点附近的变化(酸化或碱化),均能使 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 与 AuS^- 分解而造成金的沉淀富集。成矿物理化学条件研究表明,从 I 阶段至 II 阶段 f_{O_2} 均较低,且未呈现升高的趋势(表 7),说明 f_{O_2} 对本区金的沉淀影响不大。从 I 阶段至 II 阶段, pH 均显示碱性,且变化不明显,故 pH 值改变对金的沉淀贡献不是很大。而从 I 阶段至 II 阶段温度、压力及还原硫(H_2S 、 HS^-)活度降低幅度比较显著(表 7)。因此可以认为,温度、压力及还原硫活度降低是金络合物分解、金沉淀聚集的重要因素。研究 I 阶段矿物共生组合及金在载金矿物中的分布可以发现,矿石中金的含量与矿石中砷黄铁矿和毒砂的含量密切相关,矿石的金品位随矿石中砷黄铁矿与毒砂含量的升高而变富。此外, II 阶段金矿化与雄黄化或辉锑矿化共生。鉴于随着温度压力下降,含矿流体中的对硫化物离子可与围岩中的活性铁反应发生硫化物化作用,而沉淀出黄铁矿、毒砂等硫化物,从而可降

低含流体中还原硫活度,并促使金发生沉淀聚集^[9](A·H·Hofstar等,1991;N·F·Spycher,1989)。因此作者认为,本区金的沉淀聚集系在构造减压扩容带,含矿流体与围岩中铁的硫化物化作用造成的。这一地质地球化学过程可用化学方程式表示如下:



此外,含矿流体与冷的下渗大气降水混合作用也可造成金沉淀富集。

研究工作自始至终得到导师金景福教授悉心指导及胡瑞忠研究员的大力支持和帮助,作者在此深表谢意。

参考文献

- 1 陶长贵,等. 册亨丫他金矿床地质特征及成因初探. 贵州地质,1987,(2)
- 2 李文亢,等.《中国金矿主要类型区域成矿条件文集》第六集. 北京:地质出版社,1989
- 3 何立贤,等. 贵州金矿地质. 北京:地质出版社,1993
- 4 陈德潜,等. 实用稀土元素地球化学. 北京:冶金工业出版社,1990
- 5 Colvine A C,等(陈春榕译). 略论太古代脉金矿床成矿流体的来源. 国外矿床地质,1990,(1)
- 6 张景荣,等. 扬子板块东南缘微粒浸染型金矿床成矿热液演化体系初探. 南京大学学报(自然科学),1994,(4)
- 7 Grigor'ye va T A and Sukneva L S. Effects of sulfur and arsenic sulfides on the solubility of gold. Geochemistry International,1981,18(5):153~158
- 8 涂光炽,等. 中国层控矿床地球化学. 北京:科学出版社,1988
- 9 Spycher N F and Reed M H. Evolution of a Broadlands-type epithermal ore fluid along alternative P-T paths: implications for the transport and deposition of base, precious, and volatile metals. Econ Geol, 1989, 84(2):328~359

GEOCHEMISTRY AND MINERALIZATION MECHANISM OF YATA MICRO-FINE-DISSEMINATED GOLD DEPOSIT

Zhu Laimin He Mingyou

(Chengdu Institute of Technology, Chengdu 610059)

Abstract

On the basis of the research of REE geochemistry, isotopic geochemistry and the physico-chemical conditions of mineralization of Yata gold deposit, some geochemical questions such as minerogenetic material source, mobilization and migration of gold and preprecipitation-accumulation of gold etc. are discussed in this paper. And then, the mineralization mechanism of the deposit is studied.