

马超营断裂带流体系统地球化学特征

燕建设^{1,2}

(1. 河南省地质调查院, 河南 郑州 450007; 2. 河南省地质矿产勘查开发局 第一地质调查队, 河南 洛阳 471023)

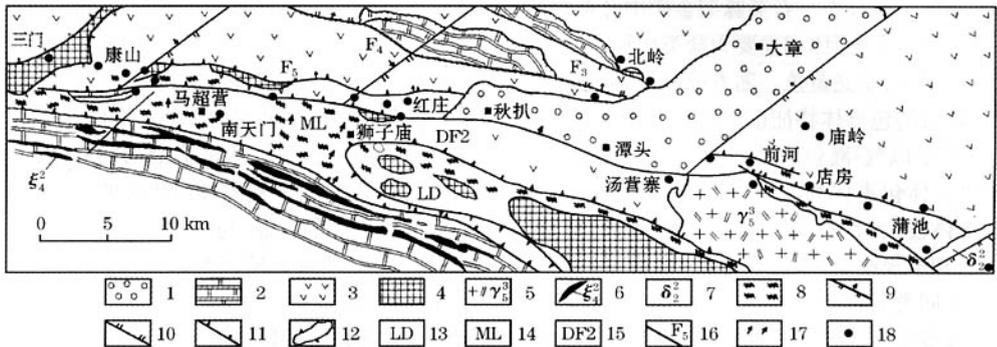
摘要: 在研究马超营断裂带主要金矿床的流体包裹体组成及成分特征基础上, 综合分析归纳了流体系统地球化学特征, 研究了流体的组成、来源及演化特征, 认为成矿流体具有低盐度、弱碱性及较高矿化度的混合成因特点, 早期成矿流体以深源为主, 晚期则混有大量大气水演化形成, 分析了影响流体演化的控制因素及金等成矿物质在流体中的迁移、沉淀机制, 提出流体活动是成矿作用的核心, 对成矿流体系统的研究, 有助于从本质上揭示马超营断裂带金矿成矿条件和成因, 更好地认识金矿成矿规律与进行成矿预测。

关键词: 马超营断裂带; 流体包裹体; 地球化学特征

中图分类号: P632 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-8918(2005)06-0487-06

马超营断裂带近东西向纵贯熊耳山南麓, 是华北陆块南缘一条重要的深大断裂带, 也是河南最主要的矿集区之一。马超营断裂是一条经历了长期构造发展演化并具有复杂多样构造组合的强应变带

(图1), 它控制了该区(带)以金为主的内生金属矿产的形成, 对马超营断裂带流体包裹体地球化学特征及其演化规律的深入研究, 有助于从本质上揭示该区金矿成矿条件和成因, 更好地认识金的成矿和



1—白垩统—古近系山间断陷盆地; 2—中元古界洛南群白云质大理岩; 3—中元古界熊耳群火山岩系; 4—太古宇太华群基底; 5—燕山期花岗岩; 6—华力西期正长岩; 7—中远古代闪长岩; 8—韧性剪切带; 9—逆断层; 10—正断层; 11—逆冲推覆叠加断层; 12、13—基底隆起区; 14—糜棱岩带; 15—马超营滑脱剪切带; 16—铲形正断层; 17—拉伸线理方向; 18—金、银、铅矿床(点)

图1 马超营断裂带金、银、铅矿床(点)分布

富集规律与进行成矿预测。

1 马超营断裂带流体包裹体基本类型

本次工作中, 沿马超营断裂带在康山、星星阴、红庄、南坪、前河、店房及南部韧性剪切带, 分别采集了大量石英包体测温样, 同时又系统收集了该带各

矿床流体包裹体资料。研究表明, 依据包裹体常温下的相态, 区内金矿床的流体包裹体可分为: ①气-液包裹体; ②液体包裹体; ③气体包裹体; ④CO₂包裹体; ⑤含子晶多相包裹体等类型。各阶段成矿温度及成矿溶液的盐度, 流体包裹体测定结果如表1所示。

表 1 流体包裹体特征

矿床	测定矿物	类型	形态	长轴 μ	气液 体积比 %	分布特征	成因	均一温度 ℃	w(NaCl) %
康山	条带状石英黄铁矿、 蚀变岩型矿石石英	CO ₂ -H ₂ O 型	负晶形	5~12	20~30	包体数量少随机分布	原生	267~275	4.3~5.6
		液体型	椭圆形	2~10	<10	定向分布	次生	1146~195	
星星朗	条带状、块状石英黄 铁矿、蚀变岩型矿石 石英	CO ₂ -H ₂ O 型	负晶形	4~8	20~40	包体数量少随机分布	原生	257~262	5.6~6.6
		液体型	椭圆形不规则状	2~6	5~10	定向分布	次生	167~227	
红庄	块状黄铁矿、方铅矿 矿石石英	气液型	椭圆形、负晶形	3~14	<10	定向或随机分布	次生	262~315	13.5~16.2
		液体型	椭圆形	2~8	<10	定向分布	次生	216~225	
南坪	方铅矿矿石石英	液体型	椭圆形、负晶形	3~10	5~10	定向分布	次生	172~190	8.7~9.2
前河	脉石英、方铅矿矿石 石英	气液型	椭圆形	4~8	20~30	随机分布	原生	276~286	3.0~3.5
		液体型	椭圆形	2~10	5~10	定向分布	次生	166~174	
店房	方铅矿矿石石英	气液型	负晶形	5~8	20	随机分布	原生	298~310	2.6~4.8
		液体型	椭圆形不规则状	3~10	<10	定向分布	次生	139~150	
老庙沟 铅矿	含黄铁矿脉石英	多相型 (含盐子晶)	负晶形	8~10	0~15	随机分布	原生	300~332 (石盐子晶消失 温度 270~280)	38~40.1
		气液型	负晶形、椭圆形	6~12	140~50	定向分布	次生	379~486	
合峪岩体 石英脉	脉石英	CO ₂ -H ₂ O 型	负晶形	10~20	20~30	随机分布	原生	276~295	8.4~7.4
		气液型	椭圆形、负晶形	6~14	20	定向或随机分布	原生	230~287	
		液体型	椭圆形	3~12	<10	定向分布	次生	178~197	4.3
熊耳群 脉石英	脉石英	气液型	负晶形、椭圆形	6~15	20~25	随机分布	原生	271~301	2.8~3.4
		液体型	椭圆形	3~8	<10	定向分布	次生	212~246	

1.1 石英脉型金矿流体包裹体特征

在石英脉型金矿中,包裹体类型以气-液包裹体、液体包裹体、CO₂包裹体为主,气体包裹体、含子晶多相包裹体少量分布。石英脉型金矿中分布的含子晶多相包裹体中,固体相主要为盐类矿物,多呈立方体或不规则状,呈亮黄色。随着成矿作用的进行,不同成矿阶段的包裹体特征也呈现有规律的变化。

成矿早期以气-液包裹体为主,次为 CO₂ 包裹体,见少量气体包裹体和液体包裹体。该期包裹体数量多,个体较大,大小多在 5~20 μm,形状为六边形、四边形和不规则状,呈面状分布,多为原生包裹体。可见不同类型包裹体共存于同一视域,且经常可见不同气液比的气液包裹体共存,而且共存的不同气液比的气液包裹体有基本相同的均一温度,反映了在该阶段流体发生过不混溶作用。这可能是由于处于高温、高压下的成矿流体进入断裂扩容部位后,体积增大,压力减少,流体出现减压沸腾现象,使得富 CO₂ 的气相与富水的液相分离,并同时被捕获而形成不同类型包裹体和气液比十分悬殊的气液包裹体共存的现象。

在主成矿阶段早期,基本上与成矿早期阶段相同,只是不同类型包裹体、不同气液比包裹体共存现象更为普遍,反映了更为强烈的沸腾作用。由于强烈的沸腾作用,使气相不断逸出,造成热液中盐度增大,当达到饱和时便结晶出相应的子矿物,从而出现较多的多相包裹体。而在主成矿阶段晚期,各矿床主要存在气液和液体 2 类包裹体。两者均呈负晶

形,气液包裹体呈孤立分布,而液体包裹体呈定向分布,但显示出石英晶形,表明两者均为原生包裹体。同时,所有的气液包裹体有着较一致的气液比,而液体包裹体的均一温度和盐度明显低于气液包裹体,另外,两类包裹体的均一温度和盐度均分别分布在狭小的范围内,从而反映了它们应是在相似并且较稳定的条件下同时捕获的 2 种不同的流体。其中气液包裹体所代表的流体是从最初的高 CO₂ 含矿流体演化而来,而液体包裹体所代表的流体具低盐度,几乎不含 CO₂ 的特征,与一般认为的大气降水特点相同。因此,主成矿阶段晚期大流体中应有较多大气降水加入。

成矿晚期阶段以不含 CO₂、气液比较小的液体包裹体为主,数量较少,粒径多小于 10 μm。共生的碳酸盐中,包裹体更小,难以辨认。

1.2 爆破角砾岩型金矿流体包裹体特征

爆破角砾岩型金矿中,包裹体类型主要为气-液型包裹体、气体包裹体、含子晶多相包裹体和 CO₂ 包裹体,基本不见液体包裹体。气液包裹体,其气液比一般为 5%~30%,大小一般为 5~30 μm,呈浑圆状和不规则状,多孤立分布气体包裹体的气液比为 50%~100%,呈它形、负晶形,大小为 5~30 μm。含子晶的多相包裹体的包裹体的大小、分布与气液包裹体和气体包裹体相同,不同的是出现固体子晶,与石英脉型金矿中多相包裹体中子晶多为盐类矿物,爆破角砾岩型金矿的多相包裹体的固体子晶除盐类矿物(NaCl, KCl)外,尚见有黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿

和针硫铋钴矿等硫化物与盐类子晶共存,以及赤铁矿和方解石子晶与绿泥石捕虏晶相伴出现。 CO_2 包裹体,以室温下出现液态 CO_2 为特征。

成矿早期,由于隐爆作用导致主矿物石英快速结晶,石英颗粒细小,其中各类包裹体亦较小(一般小于 $10\ \mu\text{m}$),包裹体类型主要为气体包裹体和气液包裹体,较少见 CO_2 包裹体,子晶以盐类为主。在主成矿期,4类包裹体同时出现,大小一般 $5\sim 15\ \mu\text{m}$,多相包裹体中的子矿物除出现 NaCl 、 KCl 外,还出现硫化物子矿物。成矿晚期,包裹体类型以气液包裹体为主,见少量多相包裹体,不出现气相包裹体,其包裹体多呈负晶形,个体较大,一般为 $15\sim 40\ \mu\text{m}$,多相包裹体中子矿物仅出现方解石、赤铁矿子晶和绿泥石捕虏晶,缺少在早至成矿阶段多相包裹体中大量出现的盐类和硫化物子晶。

同时,本类矿床中成矿早期阶段和主成矿阶段内广泛出现气体包裹体和气液包裹体等不同类型包裹体共存的现象。均一法测温结果表明,这些共存的不同类型的包裹体具有基本相同的均一温度,但其盐度却相差很大。这一特征实际上是流体沸腾的直接证据。

1.3 构造蚀变岩型金矿流体包裹体特征

本类矿床中的流体包裹体类型相对简单,以液体包裹体和气液比较小的气-液包裹体为主,包裹体个体一般较小,基本上不见气体包裹体、 CO_2 包裹体及多相包裹体。

2 成矿流体成分特征

根据对本区各金矿床(点)矿石及有关地质体脉石英的流体包裹体气液相成分分析,流体包裹体的气相组分以 H_2O 、 CO_2 为主(表2),另有微量的 H_2 、 N_2 、 CO 、 CH_4 等还原性气体。与北部上宫金矿相比,本区成矿流体的 CO_2 含量显著偏低, $r(\text{CO}_2)$ 小于 10% , $r(\text{CO}_2)/r(\text{H}_2\text{O})$ 小于 0.1 ,这对金络合物在溶液中的运移是不利的。液相组分主要以 Na^+ 、 K^+ 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 为主(表3),含少量的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 F^- (红庄金矿缺乏 F^-),与小秦岭及上宫等金矿相比,本区金矿成矿热液的 Na^+ 含量普遍偏低(低 $3\sim 5$ 倍)。

从成矿流体的成分特征看,本区成矿流体组成具有很高的相似性,反映出整个系统的成矿作用可能是在同一构造背景下形成的。

表2 成矿热液的气相成分

样品编号	样品性质	包裹体取样温度 ℃	$r(\text{B})/\%$				$\frac{m(\text{气体总量})}{10^{-6}(\text{mol/g})}$	$\frac{r(\text{CO}_2)}{r(\text{H}_2\text{O})}$
			H_2O	CO_2	CH_4	CO		
92-66	康山金矿	100~280	95.52	4.48	0.00	0.12	16.33	0.05
92-a	黄铁矿脉石英	280~500	93.34	6.63	0.00	0.03	37.82	0.07
92-43	红庄金矿	100~260	99.95	0.05	0.00	0.00	5.73	0.001
92-b	黄铁矿脉石英	260~500	98.83	1.10	0.01	0.06	27.59	0.01
92-1	前河金矿	100~260	99.41	0.59	0.00	0.00	9.26	0.01
92-c	黄铁矿脉石英	260~500	90.08	9.80	0.00	0.12	21.87	0.11
92-20	合峪岩体脉石英	100~500	91.54	8.14	0.02	0.22	25.07	0.00
92-40	熊耳群脉石英	100~500	96.01	3.67	0.03	0.03	21.00	0.04
92-46	太华群脉石英	100~500	98.27	1.51	0.04	0.09	26.57	0.02

表3 成矿热液的液相成分

样品编号	样品性质	10^{-6}						
		K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}
92-19	前河方铅矿脉石英	2.13	2.19	0.99	0.10	0.03	2.08	3.771
92-43	红庄多金属脉石英	2.66	7.36	1.00	0.10	0.00	1.63	2.81
92-55	星星阴黄铁矿脉石英	2.04	2.33	0.20	0.08	0.10	1.39	3.63
92-66	康山黄铁矿脉石英	1.64	1.95	0.17	0.09	0.03	1.63	2.81
92-20	合峪岩体脉石英	3.99	5.25	0.00	0.00	0.10	5.15	6.70
92-40	熊耳群脉石英	5.27	23.53	0.10	0.00	0.00	35.24	16.23
92-46	太华群脉石英	1.68	18.84	1.71	0.00	0.00	28.68	7.05

3 成矿流体的物理化学条件

本区成矿流体为低盐度($w_{\text{NaCl}} < 10\%$)的 CO_2 - H_2O - NaCl 流体, CO_2 含量较低($r_{\text{CO}_2} < 10\%$)。主矿化温度为 $150\sim 260\ ^\circ\text{C}$,成矿压力为 $(700\sim 1\ 000) \times 10^5\ \text{Pa}$ 。

万方数据

3.1 石英脉型金矿床

石英脉型金矿不同成矿阶段的 $\lg f_0$ 值不同(f_0 为氧逸度),黄铁矿-石英阶段(I)为 $10^{-24}\sim 10^{-28}$; 石英-黄铁矿阶段(II-1)为 $10^{-25}\sim 10^{-32}$; 石英-多金属硫化物阶段(II-2)为 $10^{-28}\sim 10^{-34}$; 石英-黄铁矿-碳酸盐阶段(III)为 $10^{-34}\sim 10^{-39}$ 。本区测得成矿压力为 $(1080\sim 1580) \times 10^5\ \text{Pa}$,对应的成矿深度为

3.8~6.2 km。康山石英脉型金矿的 lgf_0 为 $10^{-26} \sim 10^{-32.5}$ ，相应成矿流体压力分别为 900×10^5 Pa 与 800×10^5 Pa，成矿深度分别为 3.2 和 2.9 km。石英脉型金矿形成温度高于蚀变岩型金矿，成矿温度随成矿阶段由早到晚逐渐降低，即由 250~330 °C 降至 150~250 °C。pH 值变化不大，一般为 5~6，溶液呈中性，按该矿床形成的物化条件，石英脉型金矿属中深成的高温热液型金矿床。

3.2 蚀变岩型金矿

蚀变岩型金矿随成矿阶段由早到晚 lgf_0 增高 ($10^{-40} \rightarrow 10^{-35}$)，成矿压力为 $(500 \sim 900) \times 10^5$ Pa，相应形成深度为 2.6~3.6 km；主成矿阶段均一温度为 170~300 °C；成矿溶液的 pH 值早期为 5.94，晚期为 7.58，即由中性变为弱碱性。前河金矿 lgf_0 早期为 $10^{-25} \sim 10^{-32}$ ，主成矿期为 $10^{-28} \sim 10^{-35}$ ，成矿溶液 pH 值 5.3~6.45；成矿温度早期为 250~343 °C，主成矿期为 250~277 °C；成矿压力为 $(300 \sim 700) \times 10^5$ Pa，成矿深度为 1.2~2.8 km。北岭金矿主成矿阶段 lgf_0 为 $10^{-26} \sim 10^{-23}$ ，晚期阶段为 $10^{-31} \sim 10^{-23}$ ，流体测定压力为 $(277 \sim 326) \times 10^5$ Pa，相应形成深度为 1.1~1.3 km，成矿均一温度为 172~273 °C，流体 pH 值为 5~6.14。熊耳山地区其他蚀变岩型金矿成矿物化条件与上官、前河、北岭 3 个大型蚀变岩型金矿基本相似。蚀变岩型银金矿形成压力为 $(180 \sim 600) \times 10^5$ Pa，形成深度为 0.6~2.4 km，成矿流体均一温度为 170~250 °C，pH 值 6.0~6.9，相当于弱碱性，按照矿床形成温压条件，蚀变岩型金矿、银矿属低温或中低温浅成热液型矿床。

3.3 爆破角砾岩型金矿

祁雨沟爆破角砾岩型金矿成矿流体 lgf_0 由早到晚降低，早期为 10^{-24} ，晚期为 $10^{-27} \sim 10^{-39}$ ，成矿温度由早到晚为 360~490 °C \rightarrow 200~300 \rightarrow 200 °C，pH 值为 5.84 \rightarrow 5.32 \rightarrow 4.49，即由中性变为弱酸性，流体压力为 $(200 \sim 400) \times 10^5$ Pa，相应形成深度 0.7~1.4 km，按物化条件矿床属中高温浅成—超浅成热液型金矿床。

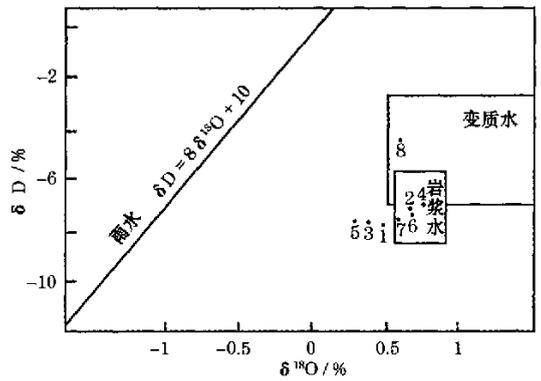
4 流体氢氧同位素地球化学

近年来利用包裹体水的氢氧同位素组成探讨成矿热液来源收到良好效果。关于马超营断裂带各金矿床含石英脉中流体包裹体的氢氧同位素测试结果见表 4。

为了更好地说明成矿热液来源，对燕山期合峪花岗岩体中脉石英和熊耳群中沿构造带分布的海西期脉石英的氢氧同位素也做了测试(表 4)，并将这

表 4 成矿热液氢氧同位素组成

序号	样品编号	样品性质	成矿温度 °C	$\delta^{18}O$ ‰	δD_{H_2O} ‰	$\delta^{18}O_{H_2O}$ ‰
1	92-19	前河方铅矿石英	260	1.37	-7.43	0.440
2	92-44	红庄多金属矿石英	280	1.46	-6.61	0.695
3	FH-631	星星阴黄铁矿石英	230	1.39	-7.32	0.39
4	FH-631	星星阴黄铁矿石英	320	1.39	-6.21	0.79
5	FH-613	康山脉石英	230	1.31	-7.22	0.31
6	FH-613	康山脉石英	320	1.31	-6.42	0.69
7	92-20	合峪花岗岩脉石英	350	1.12	-7.26	0.59
8	FH-611	熊耳群脉石英	410	0.91	-4.73	0.53



图中样品点号同表 4 序号

图 2 各种含矿热液氢氧同位素组成 δD 与 $\delta^{18}O$ 演化关系些结果在图 2 进行投影。结果表明：

(1) 合峪花岗岩体脉石英样品点(样品 7)投在岩浆水范围,这表明其为岩浆期后的岩浆热液演化形成；

(2) 熊耳群中沿马超营断裂带产出的海西期糜棱面理分布的脉石英样品点(样品 8)落在变质水范围,表明这类石英脉明显是由构造动力变质热液充填作用形成；

(3) 几个金矿床(点)矿石石英的样品点,早期的(黄铁矿-石英阶段)落在岩浆水范围,主矿化期(石英-黄铁矿、方铅矿阶段)的样品落在岩浆水和雨水之间。

上述结果表明,马超营断裂带金矿床主成矿阶段的热液主要来自构造动力变质水,岩浆水和大气降水(雨水)的混合物。

5 成矿元素在流体中迁移、沉淀

5.1 流体中金的迁移

金属属于铜族元素,其电子结构为 $5d^{10}6s^1$,具有高的电离势,高的电负性和高的氧化还原电位,因此 Au 的化学性质十分稳定,在自然界中常呈自然金的形式存在。然而,元素的地球化学活动性与其化学活泼性是不对应的。如化学性质比 Au 活泼的铁在地球化学性质上却属于惰性元素,相反,化学性质属

于惰性元素的 Au 在地球化学性质上却相当活泼,它可呈 Au^+ 和 Au^{3+} 氧化态出现。 Au^+ 和 Au^{3+} 具有较强的极化力,尽管它们的离子电位不很高,但也常与 Cl^- 、 HS^- 、 S^{2-} 、 $S_2O_3^{2-}$ 、 CN^- 等形成易溶配合物,从而导致 Au 在各种热液中具有较强的活化能力,在各种地质作用中容易被迁移和沉淀富集。Au 在适宜的地质条件和热液作用下可以活化,从矿源层(岩)中解离出来,并由稳定态(Au)转变成迁移形式(Au^+ 和 Au^{3+}),进入热液形成配合物迁移。值得一提的是,无论 Au 以何种矿化形式产出,都与大量的 Si 紧密相伴,表明在金的活化、迁移和沉淀过程中, SiO_2 也作为活动组分积极参与。 SiO_2 的存在将大大促进 Au 的溶解(与 Au 形成易溶配合物)^[1], Au 活化溶解到热液中后,对 SiO_2 的溶解也十分有利(王秀璋,1992),从而形成了一种相互耦合的自催化机制。

马超营断裂带各矿床主成矿期成矿温度不高(200℃~250℃),成矿流体呈弱碱性(pH=6.90~8.6),黄铁矿含量甚高,且黄铁矿的晶形差、粒度细,这表明溶液中硫浓度较高,因此金硫配合物应是 Au 的主要迁移形式。同时近矿围岩蚀变以硅化为主,且硅化越强,矿化越好,矿体中存在大量烟灰色玉髓状石英,它们也是 Au 的主要载体之一,指示 Au 也呈金硅配合物及胶体形式迁移。

5.2 流体中金的沉淀

关于金等成矿物质从热液流体中的沉淀可能涉及到降温冷却、减压沸腾、流体不混溶、流体混合作用以及热液蚀变作用等等。热液体系中对 Au 溶解度起主要控制作用的是 pH 值和氧逸度,对于硫化物配合物,任何降低 $\alpha HS^- \cdot \alpha H_2S$ 乘积值(α 为活度系数)的作用都可以引起 Au 的沉淀^[2]。

5.2.1 沸腾作用

沸腾作用主要与围压和流体内压力有关,发生于地壳较浅部位,浅成低温金矿床多伴随着沸腾作用。沸腾引起金属沉淀的主要原因是挥发分的逸失和氢浓度降低,特别是 CO_2 和 H_2S 的逸失。前者引起 pH 的增加,后者则使硫化物配合物失稳,由于 CO_2 溶解度比 H_2S 低,所以沸腾时 CO_2 的逸失速度比 H_2S 的逸失更快,引起的 pH 值增加是对矿物溶解度最有意义的变化,是呈氯化物配合物迁移的 Au 沉淀的主要原因(Spycher,1989)。在 250℃~180℃ 温度区间的沸腾可能沉淀出大部分金。开放体系的沸腾则可能导致金在很小温度区间(约 20℃)内沉淀,这是金局部沉淀形成金矿床的最有效机理。Chine(1992)等进行的一维流体流动的数值模拟表

明,高的质量流量、低渗透率和适中的低温,造成流体在一个较小的温度间隔、较小的成矿深度和较窄的空间范围内沸腾(Brim,1987),形成品位高但规模相对较小的大矿囊型矿化,如老湾金矿 I 矿带中石英脉型囊状富矿体。

5.2.2 混合作用

混合作用是一种重要的流体与流体间的反应,主要通过增大氧逸度和 pH 值、氧化或还原作用等减少配合物配位基浓度以及降温冷却和稀释等作用,引起配合物失稳,产生 Au 的沉淀。混合作用主要发生在渗透率较大的剪切带、破碎带和地壳浅部不同流体共存带内。不同成分或性质的流体混合后,破坏了原流体的化学平衡,造成金的沉淀。由于混合作用在流体之间发生,反应速度比液-固反应快,对金属沉淀效果更为显著。

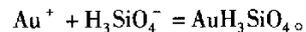
马超营断裂带作为区域性深大断裂,经历了长期的发展演化。其多期次、多层次的构造演化为区内成矿流体的混合作用提供了条件,构成了相对独立的循环热液体系,也形成了区内集中分布的受马超营断裂带控制的多个金矿床(点)。

5.2.3 热液蚀变作用

热液蚀变作用是典型的流体-岩石相互作用,对 Au 沉淀的影响已经得到肯定,其中硫化作用可能是形成大多数中深成脉状金矿的主要沉淀机理。

Kishida 等(1987)指出绿泥石化和碳酸盐化产生 K 和 CO_2 的固定作用,使 H^+ 离子进入流体,造成 pH 值降低,导致金的沉淀。这一认识与本区金矿床多与绿泥石化、绢云母化及碳酸盐化所共生的地质事实相吻合。

硅化强度一般与金矿化正相关,往往硅化愈发育金矿化愈强,并且金常见于晚期石英的晶洞中,并不表现出与硫化物的密切关系。基于此,我国学者王声远等设计了金-硅配合物的实验^[1],证实金硅间存在如下的配合作用:



在 $T = 25 \sim 300$ ℃ 间,其平衡常数(K)为:

$$\lg K = -1.65436 + 9611.21/T,$$

并与 Au 的氯化物和硫化物配合物作了比较,指出在含 Si 含 Cl 体系中,一般地质条件下, AuH_3SiO_4 浓度远远高于 $AuCl_2^-$,金-硅配合物的意义远超过金-氯配合物,在含硫含硅体系中,随 SiO_2 增高, AuH_3SiO_4 亦将逐渐取代 $Au(HS)_2^-$ 成为 Au 迁移的主要形式。上述实验较好地说明了硅化与金矿化的直接成因联系,对阐明 Au 的迁移形式及沉淀机理有重要意义。

本区构造蚀变岩型矿体的形成均与黄铁矿共生,因而硫化作用可能是 Au 沉淀的主要机理之一。

6 结 论

马超营断裂带金矿床的形成,是以高背景地(岩)层的分散 Au 元素为基础,早期深层次的韧性剪切,形成深部高温、高压含矿热液,晚期浅层次脆性剪切,使这些封闭的高温压含矿热液向浅部低温压开放空间迁移。在迁移过程中由于天水及其他水源的加入,改变了介质的物理化学条件,因而在有利的空间聚积成矿。

流体作为地球各圈层相互作用中物质能量的重要载体,是连结成矿地质背景、矿源岩、矿床定位空间三者之间的纽带和桥梁。深源地幔流体不仅控制着地球圈层,特别是壳幔物质与能量的交换,并制约了马超营断裂带—熊耳山地区地壳浅部区域地球化学省和大型矿床成矿密集区的形成,深部流体与浅部流体的混合还制约着本区具体矿床的定位。流体是马超营断裂带金及其他金属矿床成矿的必要条件,流体活动贯穿整个矿床形成过程的始终,是成矿作用的核心。对成矿流体系统的研究,有助于从本质上揭示马超营断裂带金成矿条件和成因,更好地认识金矿成矿规律与进行成矿预测。

在马超营断裂带—熊耳山地区金矿的成矿过程中,金在成矿流体中主要以 $[AuCl_2]^-$ 、 $[Au(HS)_2]^-$ 和 AuH_3SiO_4 络合物形式迁移。早期以 $[AuCl_2]^-$ 的形式为主,随着成矿作用的进行,逐渐以 $[Au(HS)_2]^-$ 和 AuH_3SiO_4 的络合物形式为主。

提出了不同的矿床类型有不同沉淀机制的新观点,区内石英脉型金矿主要以相分离及混合作用为主,蚀变岩型金矿则更多地表现为水-岩相互作用(围岩蚀变),爆发角砾岩型金矿却是减压沸腾作用为主。这样从本质上阐明了马超营断裂带与熊耳山地区金矿的沉淀机制。

参考文献:

- [1] 王声远,樊义琴. Au 在 $SiO_2-HCl-H_2O$ 体系中 200 °C 溶解度的测定——硅化对金矿化的意义初探[J]. 矿物学报, 1994, 14 (1): 46 ~ 55.
- [2] 张德会. 成矿流体中金的沉淀机理研究评述[J]. 矿物岩石, 1997(04).
- [3] 叶荣,赵伦山,马生,等. 扫描隧道显微镜对黄铁矿表面微形貌的研究及动力学意义[J]. 科学通报, 1999, 44 (11): 1220 - 1221.
- [4] Cameron E M. Archean gold: Relation to tranulite formation and redox zoning in the crust[J]. *Geology*, 1988, (16): 109 - 112
- [5] Ridley J, Mikucki E J, Groves D I. Archean lode-gold deposits: fluid flow and chemical evolution in vertically extensive hydrothermal systems[J]. *Ore Geology Rev*, 1996, (10): 279 - 293
- [6] Brimhall C H, Crerar D A. Ore fluids: magmatic to supergene [A]. Carmichael I S E, Eugster H P. Thermodynamic modeling of geological materials: minerals, fluids and melts [C]. *Reviews of Mineralogy*, 1987, (17): 235 - 322.
- [7] Romberger S B. Mechanisms of deposition of gold in low-temperature hydrothermal systems[J]. *J Geochem Explor*, 1986, 25(1,2): 37.
- [8] Bohlke J K. Comparison of metasomatic reactions between a common CO_2 -rich vein fluid and diverse wall rocks: In-tensive variable, mass transfers, and Au mineralization at Alleghany, California [J]. *Econgeol*, 1989, (84): 291 - 327.

FLUID GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF MACHAOYING FAULTED BELT

YAN Jian-she^{1,2}

(1. Henan Institute of Geological Survey, Zhengzhou 450007, China; 2. No. 1 Geological Party, Henan Geological Bureau for Exploration and Development of Mineral Resources, Luoyang 471023, China)

Abstract: Based on a detailed study of compositional characteristics of fluid inclusions in major gold deposits along Machaoying faulted belt, the authors have summed up fluid geochemical characteristics and probed into compositions, sources and evolution of the fluids. It is held that the ore-forming fluids are of mixed geneses characterized by low salinity, weak alkalinity and relatively high degree of mineralization, with the ore-forming fluids being derived from deep sources at the early stage and mixed with large quantities of meteoric water at the late stage. The factors governing fluid evolution and the mechanisms controlling the migration and precipitation of gold and other ore-forming materials in fluids have been analyzed. The fluid activities seem to be the key factor for mineralization. The systematic study of ore-forming fluids helps to reveal in essence the metallogenic conditions and geneses of gold deposits in Machaoying faulted belt, and contributes to better understanding of gold metallogenic regularity and prognosis of ore deposits.

下转 496 页

十层粘土和泥岩,由于厚度大而稳定,透水性差,形成了良好的隔水层,阻止了垂向上地下热水的相互渗透作用,使地热水以似水平向流动。地下热水的年龄计算选用无混合的活塞模型公式:

$$t = 1.443R \ln \left(\frac{A_0}{A} \right), \quad (4)$$

式中, t 为地下热水年龄, R 为放射性同位素的半衰期, A_0 为放射性同位素的初始浓度, A 为放射性同位素 t 时刻浓度或实测地下热水放射性同位素浓度。

2.2.2 放射性 ^{14}C 法计算地热水年龄

^{14}C 是大气层中的 ^{14}N 在宇宙射线作用下衰变而成的。新获得的地下水 ^{14}C 含量初期保持着大气中的状态和浓度,随着时间的推移, ^{14}C 逐渐衰变减少,其半衰期为 $5\,730 \pm 40$ a。利用地热水中 ^{14}C 的百分含量值,按公式(4)可计算各热储层中地热水年龄(公式中 ^{14}C 的初始浓度 A_0 为 100%,半衰期 R 为 5 730 a),计算结果列于表 1 中。从表 1 可知,随着热储层埋深增加,地下热水年龄逐渐增大,表明深部补给和排泄条件同时变差,不同深度热储层的热水年龄不同,说明各热储层间无明显水力联系。另一方面,同一热储层由西向东排列,如由西至东 1 231 ~ 1 205 m,热储层年龄逐渐增大(22 090 ~ 24 120 a),表明地下热水自西向东缓慢径流。

3 结论

综上所述,通过应用同位素原理,对开封地热田中地下热水的同位素成果的分析,得到以下认识:

(1) 在开封地热田中,随着热储层埋深增加,地热水的年龄逐渐增大,表明深部热储层中地下热水的补给和排泄条件随深度增加而变差;

(2) 区内实测地热水同位素 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值位于或接近西南山区大气降水线,表明区内地热水与西部山区大气降水有成因关系,因此判别该区地热水的主要补给源是来自西部山区的大气降水,补给高程平均值为 320.19 m;

(3) 用 ^{14}C 计算地热水平均数年龄为 20 440 a,很显然本区地热水是西部山区大气降水经远距离缓慢径流,侧向补给各热储层,并与原沉积(同生)水混合,形成现在开发的天然矿泉水。

参考文献:

- [1] 张理刚. 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, 1983
- [2] 王恒纯. 同位素水文地质学[M]. 北京: 地质出版社, 1993.
- [3] 朱炳球. 地热田地球化学勘查[M]. 北京: 地质出版社, 1992.
- [4] 汪集暘. 中低温对流型地热系统[M]. 北京: 科学出版社 1993.

A DISCUSSION ON THE SUPPLY SOURCE OF UNDERGROUND HOT WATER IN THE KAIFENG GEOTHERMAL FIELD BASED ON GEOCHEMICAL METHODS

ZHU Ming-he, FU Zhong, LIU Yan-bing

(No. 11 Geological Party, Henan Bureau of Geology and Mineral Resources, Shangqiu 476000, China)

Abstract: Using isotopic (D , ^{18}O , ^{14}C) geochemical methods, this paper has studied the genetic relationship between the isotopic composition of meteoric water and that of underground hot water, analyzed the supply source of the Kaifeng geothermal field and the generation of the geothermal water, and calculated its formation age.

Key words: thermal accumulation layer; stable isotope; radioactive isotope; D

作者简介: 朱命和(1953 -), 男, 高级工程师, 1977年毕业于焦作矿业学院, 从事地质勘探工作。

上接 492 页

Key words: Machaoying faulted belt; fluid inclusion; geochemical characteristics

作者简介: 燕建设(1962 -), 男, 1983年毕业于河北地质学院, 高级工程师, 从事地质调查与矿产资源评价工作。

万方数据