

滇黔桂地区卡林型金矿床成因探讨*

贾大成^{1,2} 胡瑞忠¹

(1 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放实验室, 贵州 贵阳 550002; 2 吉林大学地球探测与信息技术学院, 吉林 长春 130026)

摘要 矿化剂和沉淀富集剂是成矿物质中的重要组成部分,也是人们分析成矿作用和建立成矿模式的基础。在分析滇黔桂地区金矿成矿地质特征和成矿流体的基础上,提出该类矿床的矿质主要来源于被动陆缘沉积建造,促使金活化、迁移的矿化剂主要是盆地热卤素流体和有机质流体,促使金局部沉淀富集的沉淀富集剂则主要是沉积建造内和深源富硫的流体和热液改造的有机质。认为矿质、矿化剂和沉淀富集剂在有利容矿空间的耦合是形成滇黔桂地区卡林型金矿的主要成矿机制,并在此基础上讨论了卡林型金矿的成因和成矿模式。

关键词 矿化剂 沉淀富集剂 成矿物质 卡林型金矿床 滇黔桂地区

中图分类号: 618.52 文献标识码: A

成矿物质通常包括矿质(金属物质)、介质(水或热液)、矿化剂和沉淀富集剂。矿化剂主要指在热液中与金属形成稳定络离子而迁移的阴离子配位体以及有机质离子团。沉淀富集剂是在热液中破坏迁移状态络离子和有机质离子团,并与金属形成稳定化合物的阴离子配位体以及有机质离子团。在以往矿床成因研究中,对前者给予了很大关注,而对后者则重视不够。事实上,如果能否浸取大量金属为衡量标准,贫矿化剂的热液即使在富金属岩石裂隙系统中循环,也只是无效循环,只有富含大量(合适的)矿化剂的热液才有可能大量携带金属(胡瑞忠等, 1998)。与之相对应,如果没有沉淀富集剂,大量含矿流体也不会沉淀富集,而沿断裂流失、分散。只有大量、合适的沉淀富集剂的存在,才能使矿质最终沉淀富集成矿。矿质、介质、矿化剂和沉淀富集剂可以同源不同步或不同源不同步,因成矿作用和成矿机制的不同而异。因此深入研究成矿过程中的矿质、介质、矿化剂和沉淀富集剂,尤其是矿化剂和沉淀富集剂,是了解矿床成因的关键因素之一。

卡林型金矿是一种重要的金矿类型,由于其成矿作用和成矿机制比较复杂,对其成矿机制和控矿因素以及成矿模式等曾提出过多种不同的认识(涂光焯, 1992; 刘东升等, 1994; 陈毓川等, 1995; 扬科佑等, 1994; 谭运金, 1994; 刘显凡等, 1999)。笔者以滇黔桂地区卡林型金矿为研究对象,分析了与成矿有关的矿化剂和沉淀富集剂及其可能来源,从而探讨矿质、矿化剂和沉淀富集剂在成矿过程中的耦合关系和卡林型

金矿的成因。

1 滇黔桂地区卡林型金矿成矿特征

1.1 成矿地质特征

滇黔桂地区卡林型金矿床多产于扬子地块的西南边缘(图 1),赋存于古生界—三叠系海相碳酸盐岩、粘土岩、粉砂岩沉积地层中。矿体呈层状、似层状、透镜状,受含矿建造和岩性层控制。

矿石矿物组合主要为辰砂、辉锑矿、针柱状毒砂、黄铁矿、雄黄、雌黄、方铅矿、闪锌矿等低温硫化物。据张志坚等(1999)研究,图 1 所示各矿床中与硫化物共生的石英流体包裹体的均一温度绝大多数在 90~294℃之间,其中多数集中在 180~250℃。与有机质反射率温度值(153~234℃,基本吻合(林清等, 1995),表明低温条件下的成矿特征。

滇黔桂地区卡林型金矿床均受断裂构造和密集裂隙带控制,破碎带上盘岩石常是塑性较大的粘土岩或粉砂质泥岩,对成矿流体起屏蔽作用。下盘岩石是脆性岩石,其孔隙度较高,渗透性较好,构成良好的容矿场所。矿体沿断裂分布或产于主断裂与分支断裂交汇部位。矿脉及其两侧发育硅化、粘土化、碳酸盐化、黄铁矿化和毒砂化等热液蚀变,表明成矿物质再次活化,有沉淀富集作用的存在。

不同矿床成矿时代比较接近,如烂泥沟金矿石英流体包

* 本文由国家杰出青年基金项目(49925309)、中国科学院知识创新工程项目(KZCX2-102)和中国科学院矿床地球化学开放研究实验室基金(2000)联合资助。

第一作者简介 贾大成,男,1958年生,博士,高级工程师,现为中国科学院地球化学研究所博士后,从事矿床地球化学的研究工作。

Email: jadacheng@263.net

收稿日期: 2001-01-16; 改回日期: 2001-04-23, 张绮玲编辑。

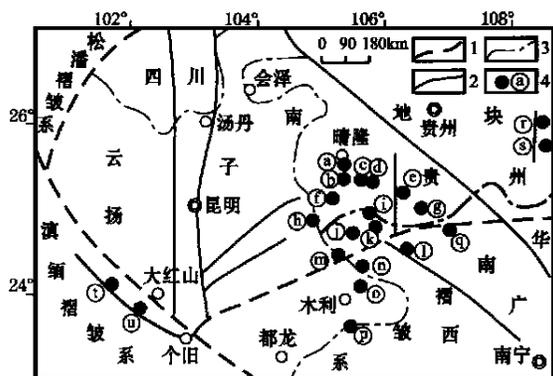


图1 滇黔桂地区卡林型金矿分布略图

1—地块边界; 2—断裂; 3—省界; 4—金矿床及编号: ①—晴隆锦金矿; ②—大厂金矿; ③—紫木凶金矿; ④—三岔河金矿; ⑤—烂木厂金矿; ⑥—戈塘金矿; ⑦—烂泥沟金矿; ⑧—雄武金矿; ⑨—丫他金矿; ⑩—马雄金矿; ⑪—板其金矿; ⑫—百地金矿; ⑬—高龙金矿; ⑭—八渡金矿; ⑮—木利金矿; ⑯—革档金矿; ⑰—金牙金矿; ⑱—丹寨金矿; ⑲—苗龙金矿; ⑳—老王寨金矿; ㉑—墨江金矿

Fig. 1 Distribution of the Carlin-type gold deposits in Yunnan-Guizhou-Guangxi triangle area

裹体中 Rb-Sr 同位素等时线年龄为 106 Ma (苏文超等, 2000), 丹寨金矿富矿石全岩 Rb-Sr 同位素等时线年龄为 114 Ma^①, 石英裂变径迹法测定该矿床的年龄为 82~83 Ma (张峰等, 1992), 这个年龄可作为金矿成矿时代的上限。因此可以认为黔西南地区卡林型金矿床成矿年龄大致为 82~114 Ma, 相当于燕山晚期。主成矿时代明显晚于含矿建造, 表明后期(燕山晚期)叠加改造在成矿过程中起到重要作用。

矿床产出部位往往是被断裂切割的穹状隆起背斜的近核部。在矿体附近常可见到基性脉岩或煌斑岩脉, 这些暗色脉岩在时、空分布上与卡林型金矿基本一致, 表明卡林型金矿的后期叠加改造成矿与深部岩浆活动有关。

1.2 滇黔桂地区卡林型金矿成矿初始条件

滇黔桂地区卡林型金矿多产于扬子地块西南缘晚泥盆世—晚三叠世裂陷盆地中, 经历了长期拉张的动力学过程。对沉积盆地的构造属性存在多种不同的见解(刘宝珺等, 1987; 曾允孚等, 1992)。然而从盆地演化阶段角度, 可分为 3 个主要阶段: ① 晚泥盆世—早二叠世的大陆边缘裂谷阶段, 此时伴随古特提斯洋的打开, 区域性拉张加剧, 以出现上泥盆统薄层深水硅质岩和硅质泥岩为标志, 一直延续到早二叠世, 出现一套由粗至细的陆缘裂谷型沉积建造; ② 晚二叠—早、中三叠世弧后裂谷阶段, 由于早二叠世晚期地幔柱的上升, 形成广泛峨眉山玄武岩岩浆喷溢, 同时造成上、下二叠统之间的区域不整合, 古特提斯洋板块开始向扬子板块俯冲, 形成哀牢山

—靖西、龙州古岛弧带(卢重明, 1986; 段新华, 1981), 使滇黔桂地区处于弧后大陆裂谷拉张环境。早、中三叠世形成弧后盆地浊流沉积, 受火山活动影响, 沿深断裂带有基性岩浆的侵入和喷发, 从而将地壳深部或地幔中金等成矿元素携带到地表, 转入同生沉积物中, 同时高地温梯度和相对封闭的环境有利于热卤水的形成和矿质的迁移、聚集; ③ 晚三叠世盆地萎缩阶段, 随着中三叠世大量超补偿沉积和印支运动的影响, 晚三叠世沉积盆地范围缩小, 仅在贵州龙头山发育晚三叠世沉积, 标志着古特提斯洋的消减和逐渐闭合(何彬彬等, 2000)。滇黔桂地区卡林型金矿主要集中出现于晚二叠—早中三叠世的弧后裂谷阶段, 是大洋盆地整体拉张向弧后盆地局部拉张的转换时期, 该时期深部地幔岩浆活动、同生深断裂和相对封闭的沉积环境不仅为沉积盆地提供了大量的成矿元素, 直接形成矿源层, 而且是形成高热卤水盆地的有利条件。金矿的这种原始沉积相带造成卡林型金矿成矿物质的初始富集, 并构成不同富集程度的矿源层(表 1)。

2 滇黔桂地区卡林型金矿的矿化剂

卡林型金矿体均赋存于各种构造和层间裂隙中, 这种选择构造薄弱带成矿和其两侧的热液蚀变, 硫同位素变化范围大, 矿石中有机质热成熟度高等特点, 表明金是以一种水热流体的形式运移而富集成矿的。矿化剂促使金等金属从沉积建造中淋滤出来, 并与之结合形成稳定的成矿热水流体而运移, 卤族元素和有机质是重要的矿化剂。

2.1 卤族元素矿化剂

卤族元素的地球化学性质使其容易与金属离子形成稳定络合物而迁移, 在滇黔桂地区卡林型金(锑、汞、砷、铊)矿床中, 矿石、矿化岩石和围岩中卤族元素含量普遍很高, 并且有从围岩至矿化岩石到矿石逐渐增高的趋势, 形成卤族元素的浓度差(表 2), 表明卤族元素参与了成矿作用。在不同矿石包裹体成分中 Cl^- 、 F^- 含量仍很高, $(w_{Cl^-} + w_{F^-})/w_{SO_4^{2-}}$ 比值为 2.89~7.44 平均为 5.55。 Cl^- 和 F^- 是成矿流体的主要配位体(表 3)。卤族元素与金及砷、锑、汞、铊等金属离子形成络合物的络合生成常数较大, 因此卤族元素矿化剂萃取含矿建造中的金, 形成络合物或化合物, 构成含矿流体而迁移。由于成矿流体成分中阳离子以 Na^+ 为主, w_{Na^+}/w_{K^+} 和 $w_{Na^+}/(w_{Ca^{2+}} + w_{Mg^{2+}})$ 比值均大于 1, 显示出卤族元素主要是以 $NaCl$ 的形式出现, 矿床流体包裹体的盐度 $w(NaCl_{eq}) = 0.1\% \sim 31.86\%$, 主要集中在 $0.3\% \sim 15\%$ 之间(Wang, 1999), 与盆地热卤水的盐度基本一致。可以推断卤族元素主要来自盆地内的热卤水。丹寨金汞矿床方解石流体包裹体和万山汞矿床石英流体包裹体 $\delta^{34}S(PDB)$ 值分别为 -44.3% 和 -30.1% (Shi et al., 1999), 也表明卤族元素源自盆地内的卤水。由于盆地内热卤水的径流及其较强的萃取能力和相对稳

① 陈庆丰, 1998. 中国西南地区汞锑矿研究及远景评价-丹寨汞金矿床研究新进展. 内部报告.

表1 滇黔桂地区主要矿源层及特征

Table 1 Characteristics of the main source beds in Yunnan-Guizhou-Guangxi triangle area

含矿地层	沉积相	岩石组合	成矿元素组合	$w_B/(10^{-6})$	富集系数	矿床类型	矿床实例
三叠系中统 许满组、 板纳组、 百莲组、 新苑组	边缘斜坡相	长石英砂岩, 石英 杂砂岩及泥灰岩。 为含草莓状黄铁 矿的黑色浊积岩 系。有机质含量 0.14%~1.44%	Au-As-Sb-Hg-Ba Ag-Pb-Zn-Cu Sr-F-Cd-Cr-Co (Au-As-Sb型)	*Au: 13.4 As: 91.7 Sb: 14.4 Hg: 0.9	3.94 41.67 28.24 10.0	金-砷 (锑)型	金牙、烂泥沟、 丫他等金砷 矿床
三叠系下统 夜郎组、 飞仙关组、 紫云组	局限-半局限 浅海台地 相	泥灰岩, 泥质白云 岩, 粉砂岩, 粘土 质细砂岩。有机 质含量0.12%~ 2.5%	Au-Hg-As-Sb-Tl (Au-Hg-Tl型)	*Au: 4.0 As: 17 Sb: 7.5 Hg: 6.6	1.14 7.73 14.71 77.22	金-汞-铊(铊) 型	紫木凶、戈塘、 板其、三岔河 等金矿床
二叠系上统 龙潭组、 岭好组、 大隆组、 长兴组	滨岸-滨海潮 坪相	火山碎屑岩, 陆源碎 屑岩, 泥灰岩, 泥 质白云岩	Au-Sb-Hg-As-Ni-Co (Au-Sb型)	*Au: 9.0 As: 88.9 Sb: 17.3 Hg: 0.47	2.65 40.41 33.92 5.22	金-锑-黄铁矿 型	晴隆、大厂等金 矿床
泥盆系上统 金厂组 (烂山段)	深水硅质岩 相	热水沉积硅质岩, 白 云岩, 灰岩, 粉砂 质泥岩	Au-As-Sb-Ga- Cr-Co-Ni-V (Au-As型)	*Au: 61.8 As: 1205 Sb: 382	18.18 123 5.3	金-砷型	马雄、革档等金 矿床

据刘宝通等, 1987; 张景荣, 1993; 谢桂青等, 2000 等资料整理。*Au 单位为 10^{-9} ; 富集系数=元素丰度/地壳丰度; 地壳丰度据黎彤(1990)。

表2 滇黔桂地区卡林型金(锑汞砷铊)矿床卤族元素和有机质特征表

Table 2 Contents of halogen and organic matters in ores and rocks from Yunnan-Guizhou-Guangxi area

矿床	岩石	$w_B/10^{-6}$							有机质反射率/%
		Au	F	Cl	Br	I	$C_{org}/\%$	$S_{org}/\%$	
戈塘金矿	围岩	0.04	410	55.5	—	4.0	1.37	0.07	2.078~3.449 (2.809)
	蚀变岩	0.89	585	71.1	—	2.5	—	—	
	矿石	8.89	45174	78.4	—	3.3	0.6	0.1	
烂泥沟金矿	围岩	0.008	423	64	6	3.2	0.6	—	2.837~3.90 (3.236)
	蚀变岩	0.06	520	95	10	6.6	—	—	
	矿石	4.66	658	108	11	6.7	1.10	0.1	
丹寨金矿	围岩	0.042	688	74	63	3.5	0.83	—	2.27~3.27 (2.56)
	蚀变岩	0.025	586	103	26	4.5	—	—	
	矿石	1.94	1144	43	29	4.3	0.54	—	
南华砷铊矿	围岩	0.001	183	38.8	2.42	1.2	0.04	0.09	1.51~2.8 (2.593)
	蚀变岩	0.004	289	399	5.2	2.9	—	—	
	矿石	1.15	327	527.6	12.7	4.1	0.12	0.24	
半坡锑金矿	围岩	0.008	218	12	14	9.9	0.68	—	1.925~2.975 (2.459)
	蚀变岩	0.008	235	21	52	30.5	—	—	
	矿石	3.06	1450	87	185	105	0.49	—	
万山金汞矿	围岩	0.013	245	22	39	2.7	0.27	—	3.00~3.30 (3.12)
	蚀变岩	0.015	360	216	141	6.8	—	—	
	矿石	1.67	375	68	92	9.4	0.25	—	

分析数据据涂光炽等, 1998; Pan et al., 1999; 庄汉平等, 2000a。括号内为平均值, 一为未测值。

定的络合迁移性质, 使之成为卡林型金矿的重要矿化剂之一。

2.2 有机质及 CO_2 矿化剂

有机质与金矿关系的研究表明, 金的搬运、迁移和沉淀均与有机质的演化过程有关, 而有机质又与 CO_2 、 CH_4 等的含量有着密切的相关性。在我国西南卡林型金矿床中有机碳、有机硫的含量普遍很高(表2), 镜下可见到在含矿石英脉壁上

存在石油残留体。成矿流体包裹体气相成分中 CO_2 、 CH_4 含量高(表3), 它们构成金矿的主要矿化剂。矿石内干酪根中金含量是矿石金含量的数倍至数十倍, 有的可达数百倍(庄汉平等, 2000b), 表明干酪根是金属的主要载体。模拟实验证明, 干酪根在转变为石油的早期热降解脱羧基作用所产生的羧酸等有机酸可以极大地提高金属的溶解度, 它能使岩石中

表 3 滇黔桂地区卡林型金矿床流体包裹体中矿化剂成分特征

Table 3 Mineralizer contents of fluid inclusions from Carlin type gold deposits in Yunnan-Guizhou-Guangxi area

矿区	c _{液相} / (mol·L ⁻¹)							c _{气相} / (mol·L ⁻¹)				
	H ₂	CH ₄	CO ₂	CO	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	H ₂	CH ₄	CO ₂	CO	H ₂ O
烂泥沟	0.43	0.28	3.89	0.001	0.40	0.25	0.11	0.027	0.033	0.052	0.78	0.001
板其	0.23	0.01	2.15	0.003	0.05	0.27	0.25	0.004	—	0.038	0.96	—
万山	0.05	0.44	10.09	—	0.33	0.19	0.12	0.001	0.006	0.14	0.86	—
戈塘	0.20	0.16	1.14	0.21	0.03	0.04	0.01	0.001	0.004	0.022	0.97	0.004
世加	0.03	0.04	16.34	—	0.07	0.12	0.04	0.001	0.003	0.211	0.79	—
隆或	0.17	0.87	1.23	—	—	0.03	—	0.003	0.02	0.022	0.96	—
戈档	2.14	0.02	0.29	—	0.05	0.14	0.01	0.036	0.001	0.005	0.96	—

分析数据引自刘显凡(1999); 扬科佑(1992)。—为未检出者。

的元素被淋滤而转入油(气)混合卤水中, 使金及锑、汞、砷等金属在生油岩水相中富集并随之迁移(卢家烂, 1986)。

然而有机质在金属成矿中的作用是复杂的, 有机质一方面起到矿化剂的作用, 另一方面还是金属沉淀富集剂。这主要是伴随成矿作用的进行, 有机质的热演化历程发生变化, 有机质在不同物理化学状态下起着不同的作用。水生生物死亡之后的腐泥化过程中, 在沉积地层中形成腐殖酸和干酪根等, 吸附和固定海水中的金属, 形成高背景的矿源层; 进入埋藏作用阶段, 腐殖酸进一步菌解和聚合为干酪根, 干酪根的热降解脱羧基作用以及进一步生油作用是有有机质萃取和迁移金属的主要阶段, 羧酸等有机酸形式萃取金属离子并以有机流体(石油、油气混合物、油(气)混合卤水)等形式, 通过岩石间隙和矿物颗粒向构造薄弱带搬运、迁移。这也是矿层上部多有泥质隔挡层促使矿质富集的主要原因。但随着有机质的进一步热解、热液成熟作用加强及干酪根成熟度增高, 其萃取和搬运能力迅速降低, 在湿气-干气阶段则表现出矿质沉淀富集剂的作用。由此可以看出, 有机质的作用贯穿金属成矿作用的全过程, 有机质与金矿化的关系受到有机质相对含量、有机母质类型和有机质成熟度的控制, 尤其是矿化与有机质成熟度关系更为密切。

滇黔桂地区卡林型金矿的 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) 值变化范围较大, 如铜凤矿带为 -1.17% ~ -8.98% , 山丹矿带为 -2.34% ~ -7.45% (涂光炽等, 1998), 丹寨和万山矿床分别为 -44.3% 和 -30.1% (Shi et al., 1999), 反映 CO_2 矿化剂来源比较复杂, 既有沉积盆地中有机质分解产生的 CO_2 , 也可能有深部地幔去气作用产生的 CO_2 。另外, 硫也是一种重要的矿化剂, 它可与 Au、Sb、Hg 等形成络合物而搬运(Christopher et al., 1999), 但它的来源和萃取、搬运金属的机制等更复杂, 这也是今后要重点研究的问题。

3 金矿的沉淀富集剂

成矿物质由搬运、迁移状态到矿质局部沉淀富集, 受到多种因素控制。如有利于矿质沉淀的构造脆弱带或低压扩容带, t 、 p 、 E_h 、 pH 等物理化学条件的突然改变, 性质不同流体

的混合等, 其最终都是形成促使金属沉淀富集的地球化学障。在这一过程中, 富含硫的流体混入和有机质的热液成熟度起到关键作用, 因此认为富含硫的流体和热液改造型有机质是促使金等金属沉淀的富集剂。

3.1 富含硫的流体及其沉淀富集作用

滇黔桂地区卡林型金矿床的硫同位素研究结果表明, 其 $\delta^{34}\text{S}$ 值的变化范围较大, 从 -29.2% 到 16.8% 。不同地区含矿地层的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -21.2% ~ 17.7% (Lu et al., 1999), 反映局部沉积环境变化较大和硫来源的多样性。下泥盆统为含矿岩系的矿床(马雄和戈档)地层中黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值以正值为主 (3.6% ~ 16.5%), 上二叠统一中、下三叠统为含矿岩系的矿床(金牙、高龙、板其、紫木幽、戈塘、三岔河)地层中黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值则出现负值和较大的变化范围 (-21.2% ~ 17.7%)(表 4)。Phillips 等(1986)认为黄铁矿中较高的负 $\delta^{34}\text{S}$ 值是强氧化条件下的结果。这与扬子地块西缘由早泥盆世拉张裂谷盆地的还原环境向晚二叠一早、中三叠世弧后盆地的还原-氧化还境的转变相一致。不同矿床中硫同位素组成总体上与其含矿地层中 $\delta^{34}\text{S}$ 值一致(表 4), 表明成矿流体中一部分硫来自沉积盆地或含矿建造。然而, 在硫同位素的统计直方图中, 不同矿床 $\delta^{34}\text{S}$ 值呈现单峰、双峰, 甚至多峰的塔式分布特征, 反映硫的多源性, 在 0 值附近范围内均呈现塔式分布特征(表 4), 表明既有沉积盆地硫源和生物来源, 又有深部硫源, 这一点与矿体附近均可见到与燕山晚期(部分为喜马拉雅早期)的基性脉岩和矿体两侧热液蚀变现象的事实相吻合。

滇黔桂地区卡林型金矿床中 Au 主要以显微自然金包体赋存于黄铁矿、毒砂、雄黄及辉锑矿中, 其次是以显微可见金吸附于黄铁矿和毒砂等硫化物表面(王奎仁等, 1994; 何立贤等, 1993)。卡林型金矿中金的沉淀富集主要表现为 3 种作用过程, 即金过饱和和沉淀, 金与硫化物的共同沉淀及硫化物的吸附沉淀(刘荣高, 1998)。前两种作用形成毒砂和黄铁矿中显微包裹体状态的金, 后一种作用形成黄铁矿和毒砂表面的显微可见金。富硫流体的加入, 形成 H_2S , 改变了体系中 H^+ 浓度, 使 pH 值改变。由于所形成的 H_2S 又是一种强还原剂, 改变体系的 E_h 值, 使呈搬运状态的 $[\text{AuCl}_4]^-$ 、 $[\text{AuF}_4]^-$ 或

表4 黔滇桂地区卡林型金矿硫同位素组成特征

Table 4 Sulfur isotope contents of Carlin-type gold deposits in Yunnan-Guizhou-Guangxi area

	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$							
	金牙	高龙	马雄	革档	板其	紫木凶	戈塘	三岔河
含矿地层	-7.4~14.1	2.9~13.1	3.6~8.9	11.7~16.5	9.5~17.7	0.3~2.0	0.3~-21.2	-1.6~-1.9
矿石	-2~-8	-15.3~15.65	4.2~6.9	7.7~16.8	-4.8~14.7	0.2~4.3	5.0~-29.2	0.9~7.8
黄铁矿	-7.2~1.9	0.1~15.6		7.7~16.2	7.2~14.7	0.2~3.6	5.0~-29.2	0.9~7.8
辉锑矿	-6.7~-4.9	-15.3~-1.4	4.2~6.9	11.7~15.8	-4.8~1.5		-3.6~-1.9	
毒砂	-4.1~-3.7	8.0	6.3~7.1	13.1~16.8				
白铁矿						2.5~4.3		
峰值范围	-2~-4	8~10	5~7	14~16	8~12	2~3	0~-4	6~8
		0~2		8~10	0~-4			0~2

据 Lu et al., 1999; 李朝阳等, 2000.

$\text{Na}[\text{AuCl}_4]$ 、 $\text{K}[\text{AuCl}_4]$ 等络合物分解。因 H_2S 的还原作用使 Au^{3+} 还原成自然金, 呈过饱和状态被同时结晶的毒砂和黄铁矿所捕获, 从而呈包裹体存在于矿物晶体中; 一部分 Au^{3+} 与硫结合成一系列稳定的汞锑砷硫化物而共同沉淀; 硫的加入产生细菌硫酸盐还原作用 (BSR) 和热化学硫酸盐还原作用 (TSR), 增强了硫化物表面的还原和吸附作用, 形成黄铁矿和毒砂等矿物表面的显微可见吸附金。在这一过程中, 3 种促使金沉淀的富集作用可同时存在, 这也是含金黄铁矿和毒砂中既有显微包裹金, 又有表面显微可见吸附金的可能原因。虽然硫在金迁移、沉淀富集中的化学约束作用仍需深入探讨, 但成矿过程中丰富的硫含量至关重要, 这与大量出现雄黄、雌黄等高硫矿物相一致, 也是滇黔桂地区卡林型金矿与密西西比河谷型铅锌矿床的重要区别之一。

3.2 热液改造型有机质及其沉淀富集作用

通过对滇黔桂地区卡林型金矿床中固体有机质的研究 (李朝阳等, 2000; 庄汉平等, 2000b), 可得出以下重要地质解释: ① 断裂带内金及其他金属和有机碳含量比围岩及未矿化地层都高, 金和有机碳的断裂异常富集带表明金与有机碳是水热流体运移而来的; ② 从矿体主脉到次一级矿脉, 焦沥青组分逐渐增多, 并且反射率逐渐降低, 不同规模 (序次) 矿脉中焦沥青表面均粗糙, 表明有机质在成矿过程中均经历过热液蚀变, 且蚀变强度由次脉到主脉逐渐变强; ③ 矿体主脉中有机质的反射率平均值均大于 2.0% (表 2), 已达到湿气-干气阶段, 由此可见, 与矿质沉淀富集作用有关的有机质只是经热液成熟作用的有机质, 它是一种经过热液改造的有机质, 并在成矿作用过程中起到沉淀富集作用。

热液改造型有机质在矿质沉淀富集中所起的作用主要有以下几种可能: ① 有机质受热分解而释放出金等金属。在主成矿阶段, 有机质或油气已演化到湿气甚至干气阶段, 此时与之结合的金属元素因烃类分解而释放出来, 并被黄铁矿和毒砂等矿物所捕获或与 H_2S 、 S^{2-} 、 SO_4^{2-} 等结合而沉淀富集; ② 有机质受热分解提供直接参与成矿的沉淀富集剂, 释放出 CH_4 、 CO_2 。另外, 有机质与富 SO_4^{2-} 流体相遇, 发生热化学还原反应, 也可释放出 H_2S 。这些有机质 (干酪根) 热解释

放出的 CH_4 、 H_2S 和 CO_2 等一方面起到改变物理化学条件的作用, 破坏金属络合物的稳定性, 另一方面与热解释放出的金属及卤族络合物中的金属结合形成稳定硫化物而沉淀富集。这一结论与矿石包裹体中含有大量 CH_4 、 Cl^- 、 F^- 、 SO_4^{2-} 、 CO_2 等组分的结果相一致。

4 滇黔桂地区卡林型金矿成矿模式

滇黔桂地区卡林型金矿成矿作用是一复杂的过程。在成矿时间上, 矿源层形成早 (D_1-T_3), 而主要成矿期为燕山期 (114~82 Ma), 有些矿床可延续到喜马拉雅早期 (胡瑞忠等, 1995), 具多阶段叠加改造成矿特征; 在成矿物质来源上, 矿质、矿化剂和沉淀富集剂具有不同的来源, 具有殊途同归的特点; 在成矿空间上, 与断裂带、层间及不整合面间破碎带、断裂与背斜相交切带及基性脉岩带关系密切; 在成矿背景下, 为扬子地块西南边缘一定演化阶段的产物, 成矿受沉积盆地相带及岩性控制; 在成矿机制上, 矿源层中矿质的活化、迁移及最终沉淀富集成矿与矿化剂和沉淀富集剂关系密切, 是三者的耦合。矿化剂和沉淀富集剂并非单一来源, 其中有机质的演化和卤族元素及富硫的流体起到重要作用。

滇黔桂地区金矿床的形成模式大致可分为矿源层形成期和叠加改造成矿期两个主要阶段: ① 矿源层形成期受到沉积盆地物源区金的原始丰度和供给量, 沉积盆地的岩相、岩性以及所含生物有机质的多少等 3 个主要因素控制。金等金属的选择性沉积形成了滇黔桂地区金、锑、汞、砷、铊等元素高含量背景场和矿源层, 使金等金属在沉积盆地的局部沉积相带得到预富集; ② 叠加改造成矿期, 该期可分为两个成矿阶段, 即矿质淋滤、迁移富集阶段和矿质沉淀富集阶段。前者受矿化剂控制, 后者受沉淀富集剂控制。在淋滤、迁移富集阶段, 矿化剂选择性萃取金等金属形成络合物, 组成浓集的含矿流体向构造脆弱带和泥质隔挡层下部富集。随着盆地内 H_2S 流体的分异和幔源基性脉岩沿构造脆弱带的侵入以及有机质热液成熟作用的加强而进入沉淀富集阶段, 构造脆弱带中 S 、 H_2S 、 CH_4 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 CO_2 等沉淀富集剂增多和有机质的受热分解, 改变迁移状态下的富金流体的物理化学条件, 破坏了

含金络合物的稳定性,促使 Au^{3+} 还原为自然金被捕获或与沉淀富集剂结合成硫化物和砷化物而沉淀。上述过程可概括为金的两期、三阶段成矿模式。卡林型金矿的成矿是一种比较复杂的成矿作用,其形成受多种因素控制,其中致使金及其他金属富集的矿化剂和沉淀富集剂及其中的有机质起到关键的作用,多种因素的耦合是卡林型金矿床形成的必要条件。

参考文献

- 陈毓川,毛景文. 1995. 桂北地区矿床成矿系列和成矿历史演化轨迹[M]. 南宁:广西科学技术出版社.
- 段新华. 1981. 论哀牢山-藤条河断裂古板块俯冲带[J]. 地质学报, (4): 258~265.
- 何彬彬,顾雪祥. 2000. 黔桂盆地演化与微细粒浸染型金成矿作用[J]. 矿物岩石地球化学通报, 19(4): 279~280.
- 何立贤,曾若兰,林立青. 1993. 贵州金矿地质[M]. 北京:地质出版社. 1~156.
- 胡瑞忠,毕献武,何明友. 1998. 哀牢山金矿带矿化剂对金矿的制约[J]. 中国科学(D辑), (28): 24~31.
- 胡瑞忠,苏文超,李泽琴,等. 1995. 滇黔桂三角区微细粒浸染型金床成矿热液——一种可能的演化途径:年代学证据[J]. 矿物学报, 15(2): 144~149.
- 李朝阳,谭运金,刘玉平,等. 2000. 扬子地块西南-西北缘金、铅、锡远景区[A]. 见:涂光炽等编. 中国超大型矿床(I)[C]. 北京:科技出版社. 372~396.
- 黎彤,倪守斌. 1990. 地球和地壳的化学元素丰度[M]. 北京:地质出版社. 15~76.
- 林清,刘德汉. 1995. 黔西南金矿有机地球化学研究[J]. 地球化学, 24(4): 402~408.
- 刘宝璋,张锦泉,叶红专. 1987. 黔西南中三叠世陆-斜坡沉积特征[J]. 沉积学报, (2): 1~13.
- 刘东升,谭运金,王建业,等. 1994. 中国的卡林型金矿床[M]. 南京:南京大学出版社.
- 刘荣高. 1998. 微细浸染型金矿成矿动力学模型化研究[J]. 矿物岩石地球化学通报, 17(1): 46~48.
- 刘显凡,苏文超,朱赖民. 1999. 滇黔桂微细粒浸染型金矿深源流体成矿机理探讨[J]. 地质与勘探, 35(1): 14~19.
- 卢重明. 1986. 扬子准地台西南陆缘的活化与右江地槽的形成[J]. 贵州地质, (1): 1~12.
- 卢家烂. 1986. 溶解有机质与多金属元素相互作用实验地球化学[A]. 见:中国科学院地球化学研究所年报[C]. 贵阳:贵州人民出版社. 193~194.
- 苏文超,胡瑞忠,彭建堂,等. 2000. 滇黔桂地区卡林型金矿成矿物质来源的锶同位素证据[J]. 矿物岩石地球化学通报, 19(4): 256~259.
- 谭运金. 1994. 滇黔桂接壤区的卡林型金矿床地质[A]. 见:中国卡林型(微细粒浸染型)金矿[C]. 南京:南京大学出版社. 256~267.
- 涂光炽. 1992. 西南秦岭与西南贵州铀金成矿带及其与美国西部卡林型金矿的类似性[J]. 铀矿地质, 6(6): 321~325.
- 涂光炽,等. 1998. 低温地球化学[M]. 北京:科技出版社. 6~75.
- 王奎仁,周有勤,孙立广,等. 1994. 中国几个典型卡林型金矿床金的赋存状态研究[M]. 合肥:中国科学技术大学出版社. 1~114.
- 谢桂青,胡瑞忠,方维萱,等. 2000. 墨江金矿床硅质岩的稀土元素特征及其意义[J]. 矿物岩石地球化学通报, 19(4): 293~295.
- 扬科佑,陈丰,苏文超. 1994. 滇黔桂地区卡林型金矿的地质地球化学特征及找矿前景[A]. 见:中加金矿床对比研究-CIDA项目II-17文集[C]. 北京:地震出版社. 76~83.
- 曾允孚,刘文均,陈洪德,等. 1992. 右江盆地的沉积特征及其构造演化[J]. 广西地质, (4): 1~3.
- 张峰,扬科佑. 1992. 黔西南微细粒浸染型金矿裂变径迹成矿时代研究[J]. 科学通报, 37(17): 1593~1595.
- 张志坚,张文淮. 1999. 滇黔桂地区卡林型金矿成矿流体性质及其与矿化的关系[J]. 地球科学, 24(1): 74~78.
- 张景荣. 1993. 黔西南地区微细浸染型金矿床的层控地球化学[J]. 南京大学学报(自然科学), 29(2): 76~85.
- 庄汉平,卢家烂,傅家谟. 2000a. 有机质在大型、超大型锗银金矿床形成中的作用[A]. 见:涂光炽等. 中国超大型矿床(I)[M]. 北京:科技出版社. 372~396.
- 庄汉平,卢家烂,傅家谟,等. 2000b. 黔西南卡林型金矿中固体有机物质的有机岩石学研究[J]. 地质科学, 35(1): 83~90.
- Christopher H G and Diane W. 1999. Transport of gold by H_2S -rich oil field water, and the origin of Carlin-type deposits[J]. Chinese Science Bulletin, 44 Supplement2: 161~162.
- Lu J J, Zhai J P, Chen X M et al. 1999. A sulfur isotope study of fine disseminated gold deposits in the Yunnan-Guizhou-Guangxi triangle area.[J]. Chinese Science Bulletin, 44. Supplement2: 180~182.
- Pan J Y, Zhang Q and Shao S X. 1999. Tracer system on halogen mineralizer from the epithermal deposits in Guizhou Province.[J]. Chinese Science Bulletin, 44 Supplement2: 159~161.
- Phillips G N, Groves D L, Neal F B et al. 1986. Anomalous sulfur isotope composition in the Golden Mile, Kalgoolie[J]. Econ. Geol., 81: 2008.
- Shi J X and Wang H Y. 1999. Fluid inclusion evidence for the involvement of organic matter in mineralization of Hg, Sb and Au deposits [J]. Chinese Science Bulletin, 44 Supplement2: 197~199.
- Wang X C. 1999. Fluid geochemistry of fine disseminated gold deposits in China[J]. Chinese Science Bulletin, 44 Supplement2: 21~23.

Analysis of Genesis of Carlin-type Gold Deposits in Yunnan-Guizhou-Guangxi Triangle Area

Jia Dacheng^{1, 2}, Hu Ruizhong¹

(1. LODG Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, Guizhou, China; 2. College of Geo-exploration and Information Technology, Jilin University, Changchun 130026, Jilin, China)

Abstract

Metallogenic materials usually contain metals, liquid, mineralizers and precipitation enrichment reagents. Among them, the mineralizer and the precipitation enrichment reagent play important roles in the ore-forming process and constitute the basis of analysing ore genesis and metallogenic model. Based on an analysis of the metallogenic characteristics and the metallogenic fluids of Carlin-type gold deposits in Yunnan-Guizhou-Guangxi triangle area, the authors hold that the metallogenic metals are mainly derived from ore-bearing formations in the passive continental margin, controlled by lithology and lithofacies. The mineralizers that mobilize metallogenic metals and make them migrate are hot halogen and organic matters in sedimentary basin. F^- , Cl^- and organic matters can extract and adsorb metals from the ore-bearing formation to form metallic complexes and organo-metallic compounds. These metallic complexes and organo-metallic compounds can be transported into the host structure and concentrate the metallogenic metals. The precipitation enrichment reagents that cause local enrichment and precipitation of metallogenic metals are sulfur-rich fluids and hydrothermal alteration organic matters, which may come either from the sedimentary basin or from the mantle (deep source). The entry of sulfur-rich fluids can change the physical-chemical conditions of the transportation and migration of solutions. The pH, Eh variations cause the decomposition of the metallic complex and the organo-metallic compound. The Au^{3+} may be reduced into native gold and be trapped to form microinclusion gold in pyrite and arsenopyrite. Au^+ and As^+ , Sb^+ , Hg^+ can be combined with H_2S to form gold-bearing sulfides or be adsorbed at the surface of pyrite and arsenopyrite with the change of physical-chemical conditions. All these factors result in the local precipitation and enrichment of the metallogenic metals. The mineralization of Carlin-type gold deposit results from the coupled action of mineralizers and precipitation enrichment reagents with metallogenic metals in favourable host structures. On the basis of the above understanding, the ore genesis and the metallogenic model of Carlin-type gold deposits are discussed.

Key words: mineralizer, precipitation enrichment reagent, metallogenic material, Carlin-type gold deposit, Yunnan-Guizhou-Guangxi triangle area