

文章编号: 1001-1412(1999) 03-0034-08

中国卡林型金矿 成矿构造环境及热液特征

赵会庆

(天津地质研究院, 天津 300061)

摘要: 通过对近年来国内地质界在卡林型金矿研究方面最新成果的对比总结, 认为卡林型金矿多产于大地构造活动地带, 如不同大地构造单元接合部位, 古裂谷带等; 成矿物质和成矿热液流体具有多源性, 成矿热液为中-弱酸性的低盐度流体, 其中含有一定数量的有机质, 有机质在成矿过程中起着重要作用。

关键词: 卡林型金矿; 构造环境; 热液特征; 中国

中图分类号: P618. 51; P613; P611

文献标识码: A

1 概述

“卡林型金矿”这一名称最早由美国人 S·拉德克(1974)提出, 指产于渗透性良好的角砾薄层碳质粉砂质碳酸盐岩中, 呈微细浸染状的金矿床。在我国这类金矿床名称比较多, 主要有: 浅成低温热液金矿床, 微细浸染型金矿床, 碳硅泥岩型金矿床, 碳酸盐岩型金矿床, 浊积岩型金矿床。微细浸染型强调了矿床的矿石中金矿物和含金的硫化物的分布状态及粒度级别; 浅成低温热液型强调了成矿温度低, 矿体定位浅; 而后几类命名则强调了该类金矿容矿岩石的性质。这些命名分别从不同的方面突出了该类矿床的某些特殊性质, 却不能从整体上概括其区别于其他类型金矿的本质特征。因此, 为了全面地概括该类型矿床的特征, 并且便于与国外对比研究, 笔者认为采用“卡林型金矿”一名比较合适。但这一名称定义应比拉德克原先的定义更广泛一些: 卡林型金矿多指产于渗透性良好的沉积岩(有时为浅变质沉积岩或火山碎屑沉积岩)中, 含有一套中低温的矿物组合及围岩蚀变, 矿石多为浸染状, 金的粒度多为显微一次显微级的浅成中低温热液(渗透热卤水)成因的金矿床。

我国对卡林型金矿的研究开始于 70 年代末—80 年代初。随着研究的深入, 先后发现了板其、丫他、烂泥沟、拉日玛、李坝、八卦庙、东北寨等大中型矿床及一些小型矿床, 取得了令人瞩目

收稿日期: 1999-06-25; 修订日期: 1999-08-10

作者简介: 赵会庆(1974), 男, 河南新乡人, 1997年毕业于长春科技大学, 硕士研究生, 矿床地质专业。

目的成绩。但是, 迄今为止, 在卡林型金矿的研究中, 对矿床分类、成矿热液性质、矿质来源、有机质在成矿中的作用等方面仍存在有不少争议。近十几年来的研究多集中于单个矿床的成因上, 全国范围内的对比研究比较缺乏, 对卡林型金矿的特征、产出位置及成因、分类还没有形成系统的认识。需要进一步开展深入的研究。

矿床是地质活动的产物, 任何矿床的形成都离不开一定的地质构造背景, 事实证明卡林型金矿与地质构造的关系尤其密切。同时, 热液活动是卡林型金矿形成的另一重要因素, 因此研究成矿热液性质对揭示成矿本质特征具有重要的意义。本文侧重从我国主要卡林型金矿构造环境和热液性质方面的最新研究成果, 总结此类矿床的一些重要特征。

2 我国主要卡林型金矿形成的构造环境

我国卡林型金矿床主要有两个大的成矿区带: 滇黔桂三角区和秦岭地区的陕川甘交界地带, 此外在湘、鄂、赣等地也有少量此类矿床产出。典型的矿床有贵州的紫木圪、烂泥沟、戈塘、板其、丫他、苗龙, 云南的革档, 广西的金牙、高龙, 四川的喀拉、马脑壳、东北寨、桥桥上, 甘肃的李坝、拉日玛, 陕西的八卦庙, 湖南的石峡, 湖北的张海等。

卡林型金矿往往发育于地壳活动较为强烈的部位, 如不同大地构造单元的结合部位, 稳定大陆边缘的裂谷带中等。美国的卡林金矿床位于美国西部内华达州盆岭山脉区西部冒地槽与优地槽接合部位之西侧的优地槽沉积岩组合区内。我国的卡林型金矿产出的构造位置主要为扬子地台周边的古生代、中生代褶皱带。如滇黔桂三角区位于扬子地台与华南褶皱带接合部位的右江褶皱带; 湘中矿化集中区位于华南褶皱系的赣湘桂粤褶皱带; 川西矿化集中区位于松潘甘孜褶皱系的巴颜喀拉褶皱带。最近的研究还发现卡林型金矿床与裂谷活动有密切关系。翟裕生等(1998)提出, 我国卡林型金矿床多产于裂谷环境。朱赖民等(1998)认为滇黔桂地区卡林型金矿处于滇黔桂裂谷带中, 这是因为一方面裂谷带在其形成和演化过程中可将地球深部的成矿物质带入裂谷盆地中, 结果使本区的泥盆—三叠系成为富含成矿物质的含矿建造, 另一方面, 裂谷带本身就是地壳不稳定的薄弱带、活动带, 在沉积活动结束后可转化为各种断裂及裂隙继续活动, 地球深部的物质流、能量流易从古裂谷带释放出来。总之, 卡林型金矿集中区也是一地壳活动区, 这种大地构造环境为卡林型金矿的形成提供了必要的围岩、物源及能量条件。

卡林型金矿集中区的断裂构造非常发育。我国已发现的卡林型金矿均与断裂构造有着密切的关系, 并且多产于褶皱构造中。褶皱构造与断层的结合部位及有断层通过的不整合面或层间破碎带, 常常是矿化发育的主要部位, 矿体多产于这些部位或其附近的容矿岩石中。

2.1 滇黔桂成矿区

滇黔桂成矿区的深大断裂主要有册亨—荔波断裂、垭都—紫云断裂, 普定—册亨断裂及弥勒—师宗断裂。本区卡林型金矿的分布明显受这些深大断裂的控制, 金矿带基本展布于上述深大断裂限定的三角区内, 金矿床分布于深大断裂旁侧或其交叉部位(图1)。

区内矿体的产出明显受次级断裂和穹隆的制约。板其金矿床位于SE向纳板穹隆南翼, 受EW向压扭性断层F₁控制。丫他金矿床位于EW向磺厂背斜南翼, 受EW向陡倾斜压扭性断

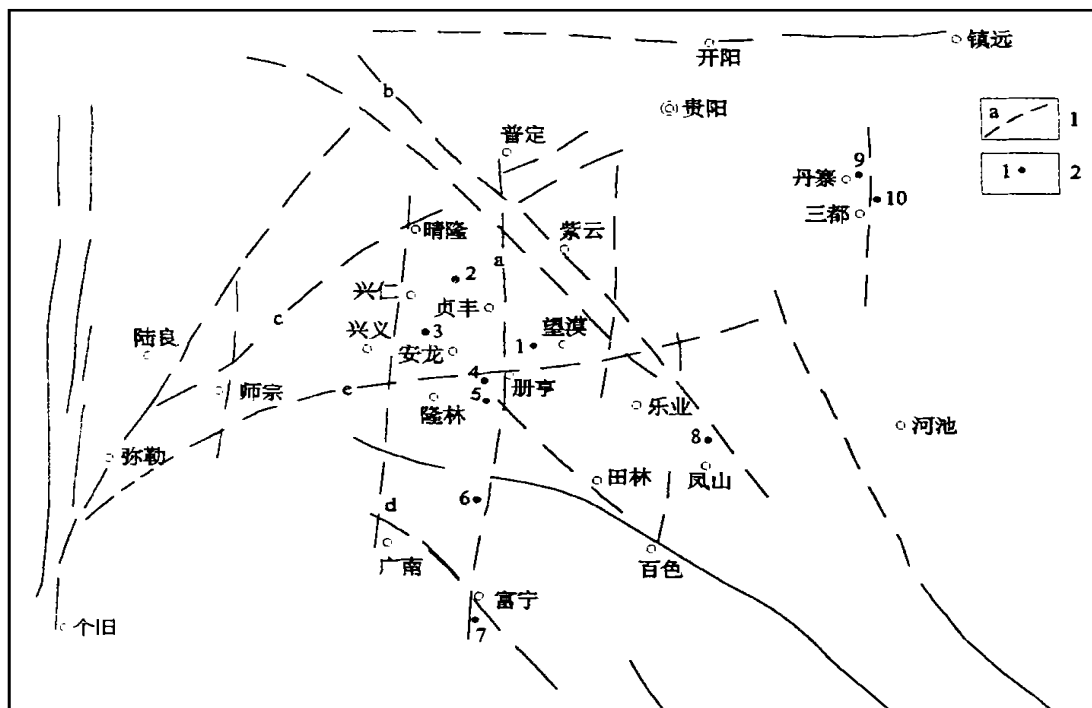


图1 滇黔桂地区卡林型金矿分布图(据李朝阳, 1995, 修改)

Fig. 1 Map showing distribution of Carlin type Au deposits in Yunnan, Guizhou and Guangxi provinces

1. 断裂及代号 2. 金矿床及编号

断裂名称: a. 普定-册亨断裂 b. 垭都-紫云断裂 c. 普定-师宗断裂 d. 晴隆-广南断裂 e. 册亨-荔波断裂

金矿床名称: 1. 烂泥沟 2. 紫木函 3. 戈塘 4. 丫他 5. 板其 6. 高龙 7. 草档 8. 金牙 9. 丹寨 10. 苗龙

裂控制, 矿体富集于主断裂与次级构造复合处。紫木函矿床位于灰家堡背斜近轴向缓倾斜断层 F_1 和平行背斜轴陡倾角断层 F_2 所通过的地区。金牙金矿床产于背斜边缘的 F_1 断裂与次级断裂复合处的层间挤压破碎带中。草档金矿床产于 SN 向旧腮穹隆的西翼, 受 NW 向断裂控制。广西明山金矿床位于巴合背斜南西翼与塘油向斜北西端的交接地带, 主要受近 EW 向 F_1 断裂控制。

2.2 陕甘川成矿区

秦岭陕甘川卡林型金矿区位于陕甘川三省交界处, 属秦岭造山带西段, 矿床分布与区域构造线方向一致, 形成南北两个成矿亚带。南部成矿亚带大致沿白龙江复背斜的轴部(近轴向)分布, 区内有拉日玛、邛莫等矿床。北部成矿亚带分布于白龙江复背斜北翼, 总体 NW—NWW 向延伸, 区内有九源、坪定等金矿, 矿带受区域性走向断层控制。

在区域上, 矿体的总体展布方向与区域构造线方向基本一致, 并随区域构造线的变化而变化。多数矿体都产出构造作用形成的挤压破碎带中或其两侧, 并严格受其限制。(图2)

拉日玛金矿床位于背斜构造向西倾斜的过渡地带, 矿化受温泉-益洼断裂与羊棚沟断裂之间的破碎带控制。坪定金矿床位于白龙江复背斜, 介于两条区域大断裂之间。二台子金矿床位

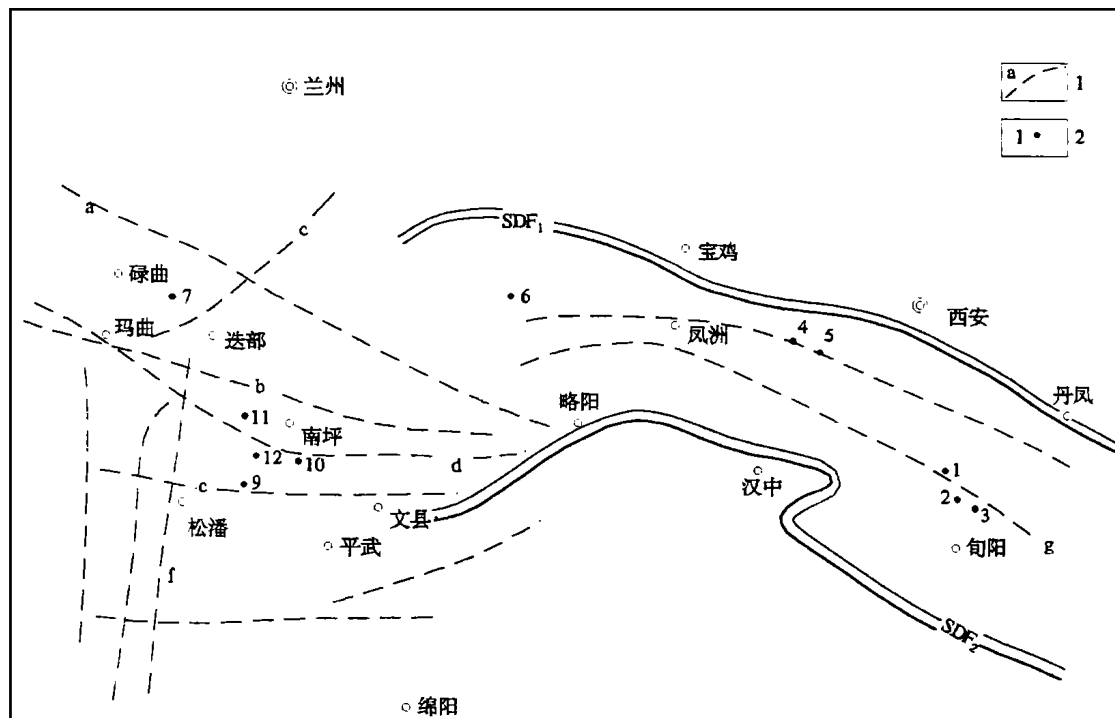


图 2 陕甘川地区卡林型金矿分布图

Fig. 2 Map showing distribution of Carlin type Au deposits in Shaanxi, Gansu and Sichuan provinces

1. 断裂及代号 2. 金矿床及编号 SDF₁. 商丹缝合带 SDF₂. 勉略缝合带

断裂名称: a. 迭山断裂 b. 白龙江断裂 c. 温泉-益洼断裂 d. 玛曲-荷叶断裂 e. 雪山断裂
f. 岷江断裂 g. 佛坪断裂

金矿床名称: 1. 二台子 2. 丘岭 3. 金龙山 4. 八卦庙 5. 双王 6. 李坝 7. 拉日玛
8. 东北寨 9. 桥桥上 10. 联合村 11. 二道桥 12. 马勿池

于小磨岭大背斜的东南翼,太白-凤县角砾岩型金矿带,受控于 NE、NW 及 EW 向脆性断裂。李坝金矿床位于 EW、NW 向层间破碎带,SN 向破碎蚀变带。

美国卡林型金矿床位于塔斯卡罗拉山背斜区,受罗伯茨山逆冲断层下盘的高角度正断层控制。而我国的卡林型金矿多与褶皱构造(主要为背斜、穹隆)有关,受断裂构造控制。可见构造——特别是断裂构造在卡林型金矿的形成过程中起着十分重要的作用。

综上所述,活动的大地构造环境为卡林型金矿的产出提供了所需的物质与能量条件,因此它往往在区域上控制着卡林型金矿成矿区的分布。区域性深大断裂很可以是导矿构造,热液通过它向浅部运移,它往往控制着矿带的分布。区域主干断裂控制矿床的分布,其次级断裂既是导矿构造又是容矿构造,它一方面使成矿热液向浅部迁移,另一方面又破坏了热液系统原有的平衡,促使矿质沉淀,从而控制矿体的产出部位。而褶皱构造则为矿体定位提供了必要的容矿空间。从我国已发现的卡林型金矿来看,活动的大地构造环境,发育的断裂构造体系是卡林型金矿产出的必要构造条件。

3 成矿热液特征

3.1 矿质与流体的来源

对于卡林型金矿成矿物质的来源地质界存在两种观点:一是认为绝大部成矿物质来自深部地层(S·拉德克, 1985; 刘东升, 1994); 另一种观点认为卡林型金矿的矿质主要来源于岩浆(Sillitoe & Bonham, 1990)。程敦模(1989)通过对液体包裹体的详细研究提出:金是深部来源的,它是上地幔排气作用的产物。侯宗林等(1989)认为燕山期岩浆活动为滇黔桂汞矿带中卡林型金矿提供了部分成矿物质。王桂田(1992)认为桂西北金牙金矿的成矿物质来自矿体下部二叠系的基性火山岩和基性火山碎屑岩。郭振春(1994)认为贵州紫木垭金矿的矿质来源是赋矿地层。张复新等(1998)认为秦岭地区卡林型金矿成矿物质来源于易释放金的矿源层。可见,对于不同的矿床,矿质来源不同,即使是同一矿床其矿质也可能有多种来源,试图用一种模式来解释卡林型金矿床的矿质来源问题是不合适的,对于具体的矿床应做具体分析。

目前,人们普遍认为卡林型金矿的成矿热液是低盐度热流体,但在流体来源问题上仍存在有争议。一部分研究者认为成矿热液中流体主要是早期的建造水或沉积物中蚀变水,后期又有大量大气降水加入(翟裕生, 1997)。另一部分研究者认为成矿热液流体是由岩浆演化分异而产生的(刘显凡, 1998)。有研究者认为成矿热液是由大气降水下渗加热而形成的(杨蔚华, 1997)。有些研究者则认为成矿热液具混合成因,可能为深源流体与建造水及大气降水混合而成(李文亢, 1994)。此外,还有的研究者认为卡林型金矿成矿流体是由油田卤水与下渗的大气降水混合而成(张志坚, 1997; 王红梅等, 1998)。

大量的分析数据表明,在不同的卡林型金矿床中流体的性质不一定完全相同,并且由于成矿物质的来源不同,其进入热循环系统的方式可能不一样,这就决定了在不同的矿床中起主要作用的流体其来源可能不同。以岩浆岩作为主要矿质来源的,其成矿热液可能主要来源于岩浆热液;以围岩地层为主要矿质来源的其成矿热液可能主要为地层建造水或层间水,特殊情况下也能是大气降水。另外,近年来对有机成矿流体的多项研究表明:许多卡林型金矿床的成矿流体都含有大量有机成分,有机成分在金的运移和聚集中起着重要的作用(傅家谟, 1990; 曾允孚, 1994; 张文淮等, 1996),并且有的金矿床围岩就是生油岩(伊海生, 1994),因此不能排除富含有机质的油田卤水参与成矿的可能。事实上,现在仍然不可能证明单独一种流体就能产生一种独立的矿床。某一具体矿床热液中以某种类型的水为主,但并不排除有其他类型的水加入,由不同来源的水形成的混合热液应是许多卡林型金矿成矿热液的基本特征之一。

3.2 成矿热液的性质

从矿床的氢氧同位素测定结果来看,成矿热液的 δD_{H_2O} 变化范围较大, $\delta^{18}O_{H_2O}$ 变化在 $-4.11\text{‰} \sim +16.21\text{‰}$ 之间, δD_{H_2O} 变化范围在 $-118.59\text{‰} \sim -30\text{‰}$ 之间。反映了成矿热液来源的复杂性。例如金牙金矿 $\delta^{18}O_{H_2O} = -4.11\text{‰} \sim 15.76\text{‰}$, $\delta D_{H_2O} = -69.67\text{‰} \sim -30.942\text{‰}$,反映了沉积建造水与天水混合并有岩浆水成分加入的特征(李存登, 1987)。拉日玛金矿 $\delta^{18}O_{H_2O} = +13.18\text{‰} \sim +16.55\text{‰}$, $\delta D_{H_2O} = -103\text{‰} \sim -91\text{‰}$,表明成矿流体与大气降水有关(姚仲有,

1994)。草档金矿 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 21.26\text{‰} \sim 23.60\text{‰}$, $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = -83.87\text{‰} \sim -62.10\text{‰}$, 反映了成矿热液以地层水为主, 有大气水加入的特征(侯宗林等, 1991)。总之, 卡林型金矿成矿热液的氢氧同位素特征反映了其流体来源各不相同, 并且每个矿区成矿流体都具有多种来源流体混合的特征。

大量的研究资料表明, 我国卡林型金矿床的成矿热液具有典型的中低温热液地球化学特征, 成矿温度为 $80\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 250\text{ }^{\circ}\text{C}$, 并主要集中在 $140\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 200\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间, 个别矿床也可达 $300\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。 CO_2 包裹体测压表明, 成矿压力主要变化在 $6.1 \sim 20.8\text{ MPa}$ 之间, 个别可达 56.7 MPa 。成矿流体的盐度较低, 多在 $3 \sim 9\text{ } w(\text{NaCl})_{\text{eq}}\%$ 之间, 个别矿床也可达到卤水程度, 流体密度为 $0.71 \sim 0.966\text{ g/cm}^3$ 。热液总体呈中—弱酸性, 如黔西南卡林型金矿的 pH 值介于 $5.66 \sim 7.33$ 之间, 且金矿化阶段 pH 值明显向酸性偏移。实验室研究表明中性环境最有利于金的沉淀, 这与实际工作中所见的非常一致。热液中的阳离子主要为 Ca^{2+} , Na^{+} , K^{+} , 阴离子主要为 Cl^{-} , SO_4^{2-} , F^{-} , 但不同矿床、不同成矿阶段阴阳离子组合可能有差别。如秦岭金矿区成矿热液中的离子组合以 $\text{Ca}^{2+} - (\text{Na}^{+})\text{SO}_4^{2-} (\text{Cl}^{-})$ 型为主(张文淮, 1999), 川西北卡林型金矿则以 $\text{Ca}^{2+} - (\text{Mg}^{2+} - \text{Na}^{+})\text{SO}_4^{2-}$ 型为主。另外, 在滇黔桂地区, 含矿层位由深至浅, 其成矿热液由富含 K^{+} , Na^{+} 且 $\text{Na}^{+} > \text{K}^{+}$, $\text{Cl}^{-} > \text{F}^{-}$ 演变为富含 F^{-} , Cl^{-} 且 $\text{K}^{+} > \text{Na}^{+}$, $\text{F}^{-} > \text{Cl}^{-}$ (刘显凡, 1999)。卡林型金矿包裹体中气体成分主要为 H_2O 和 CO_2 , 还有少量 CH_4 , CO 及 N_2 等, 但不同矿床、不同成矿阶段气相成分不一定相同。紫木囱、三岔河等矿床包裹体中 CH_4 含量高, CO_2 , CO 含量低, 烂泥沟、金牙等矿床包裹体中 CO 含量明显高于其它矿床。而秦岭地区卡林型金矿床金矿化阶段 CH_4 , CO 的含量明显要高于锑矿化阶段。

3.3 成矿热液中的有机质

美国卡林金矿床中含有数量相当高的有机碳化合物 ($> 0.2\%$), 在我国大多数已知的卡林型金矿床的矿石中也都含有有机碳成分, 许多矿床中还发现了含油气的有机包裹体, 这一现象已引起了地质工作者的广泛关注。据近年来的研究表明, 有机碳在矿石中出现绝不是偶然, 它是热液中有有机质演化的产物, 在卡林型金矿的成矿过程中起着非常重要的作用。有资料表明, 产于黔西南下三叠统地层中的卡林型金矿床其金含量与有机碳的含量呈不同程度的正相关, 有机显微组分的变化趋势与金含量的变化趋势基本一致(李有川等, 1997)。有机质在成矿过程中的作用包括三个方面: 一是原始海相菌藻类等有机物可能使金初始富集; 二是在热液成矿过程中有机质与金的络合物可能是某些金矿床中金的运移方式之一; 三是有机碳也是金沉淀的还原剂和吸附剂(姜琦刚, 1997)。大量的研究资料表明, 有机质对金的富集迁移和沉淀都能起作用, 含有机质的水溶液中矿质的溶解度比只含无机盐的水溶液高得多, 一般可高达几倍到十几倍。如在拉日玛金矿床中, 矿石和岩石中有机碳具有相同的物质来源, 可溶有机质的含量平均为 2.27×10^{-6} , 干酪根中金含量比原岩高 $94.9 \sim 39.4$ 倍, 这说明金被有机质吸附并在烃类运移的过程中以有机络合物的形式搬运(伊海生, 1994)。

滇黔桂卡林型金矿区的成矿热液盐度很低, $w(\text{NaCl})_{\text{eq}} < 5\%$, 有机质主要为气态烃类物质, 因此金除了可成无机络合物迁移外, 更多的可能与有机质形成气态金属有机络合物迁移(傅家谟, 1990)。另外, 有机质裂解生成的低分子烷烃具有强还原性, 有利于金的沉淀和富集。因此, 含金的有机络合物受热裂解, 还可能是导致金成矿的主要原因, 烂泥沟金矿的金矿化就

与石油烃类的热解有关(林清等, 1995)。尽管卡林型金矿成矿热液中有有机质的含量因矿床而不同, 但它的存在不容忽视。有机质在卡林型金矿成矿过程中可能起着重要的作用。

人们在研究中还发现胜利油田中含金丰度高 $w(\text{Au})$ ($0.9 \times 10^{-6} \sim 1 \times 10^{-6}$), 油田非烃气藏和不含非烃气藏区中一些火山岩含金量也较高 $w(\text{Au})$ ($0.05 \times 10^{-6} \sim 1 \times 10^{-6}$), 且前者金的含量明显高于后者, 火山岩的含金性受火山岩的性质和来源的控制(赫英等, 1995)。显然区内金的来源与岩浆活动有密切关系, 金的富集与有机质的演化紧密相关。这不仅为研究有机质对卡林型金矿的迁移及其在成矿中的作用提供了有力的依据, 而且有助于确定成矿物质的来源。因此, 通过现代油气区含金性的进一步研究, 将极大地推动卡林型金矿研究的发展。

4 总结

综上所述, 我国卡林型金矿的构造背景以及成矿热液具有以下特点:

(1) 矿床多位于地壳构造活动强烈的部位, 区域深大断裂控制矿带的分布, 次级断裂和褶皱构造控制着矿床和矿体的分布。构造活动不仅为矿液的运移提供通道, 而且可为热液的形成提供必要的热源条件, 断裂构造和褶皱是卡林型金矿形成的必要条件。

(2) 成矿物质可能是多源的, 矿质既可来源于含矿地层(矿源层), 也可来自深部的岩体或直接由岩浆分异而来。不同矿床矿质来源可能不同, 同一矿床也可有不同来源的成矿物质。

(3) 成矿热流体是多来源的, 地层建造水、大气降水、深部岩浆水以及油田热卤水都可能成为成矿流体。它们中的两种或更多种混合在一起构成了某一具体矿床的成矿流体, 只是不同来源的水在不同金矿成矿过程中的作用大小不完全相同。

(4) 成矿热液为中低温、中—弱酸性还原环境条件下的低盐度流体, 其所含阳离子主要为 Ca^{2+} , Na^{+} , Mg^{2+} , K^{+} , 阴离子主要为 Cl^{-} , SO_4^{2-} , F^{-} , 不同矿区有差别。

(5) 热液中含有一定数量的有机质, 有机质在成矿过程中起着重要的作用。

参考文献:

- [1] 刘东升. 中国卡林型(微细浸染型)金矿床[M]. 南京大学出版社, 1994.
- [2] 拉德克 S. 卡林金矿地质学[M]. 李文明等译. 贵州省地质矿产局科技情报室, 1987.
- [3] 侯宗林. 滇黔桂地区微细浸染型金矿成矿条件及成矿模式[J]. 地质找矿论丛, 1989, (3): 1-12.
- [4] 程敦模. 湘黔桂汞矿成矿带卡林型金矿成因探讨[A]. 国际金矿地质与勘探学术论文集[C]. 东北工学院出版社, 1989, 401-403.
- [5] 张复新. 秦岭卡林型金矿床及相关问题探讨[J]. 矿床地质, 1998, (2): 181-182.
- [6] 王红梅, 张文淮, 祁士华. 广西金牙金矿床的成矿流体[J]. 地质科技情报, 1998, 17(2): 51-54.
- [7] 张志坚, 张文淮. 有机成矿流体进展[J]. 地质科技情报, 1998, 17(2): 45-49.
- [8] 张文淮, 张志坚, 伍刚. 成矿流体及成矿机制. 地学前缘, 1996, 3(3-4): 245-252.
- [9] 傅家谟, 卢家烂. 有机质演化对金属元素离散和富集的控制作用(基金项目科研总结)[R]. 中国科学院有机地球化学开放实验室, 1986.

- [10] 张志坚. 黔西南卡林型金矿有机成矿流体研究(博士论文)[D]. 中国地质大学(武汉), 1997.
- [11] 方耀奎. 广西凤山金牙金矿——我国独特的卡林型金矿床[J]. 广西地质, 1992, 5(2): 41-48.
- [12] 翟裕生, 张湖, 宋鸿林. 等. 大型构造与超大型矿床[M]. 地质出版社, 1997.
- [13] 朱赖民, 刘显凡, 等. 滇黔桂微细浸染型金矿床的时空分布与成矿流体来源研究[J]. 地质科学, 1998, 33(4): 463-472.
- [14] 刘显凡, 杨科佑, 张兴春, 等. 从桂西北隆或金矿的地质地球化学特征看微细浸型金矿的可能成因[J]. 地质地球化学, 1998, 26(4): 1-7.
- [15] 杨蔚华, 刘友梅. 中国沉积岩型金矿床地球化学及找矿方向[J]. 地球化学, 1997, 26(1): 13-23.
- [16] 伊海生. 拉日玛金矿床中有机质与金的初始富集关系[J]. 成都理工学院学报, 1994, 21(1): 44-52.
- [17] 王立德. 广西明山微细粒型金矿床地质特征及找矿标志[J]. 广西地质, 1998, 11(3): 21-25.
- [18] 侯宗林. 滇东南地区微细浸染型金矿成矿条件找矿方向及成矿预测研究. (89—92 国家重点科技攻关结题报告)[R], 天津地质研究院, 1991.
- [19] 刘显凡. 滇黔桂微细浸染型金矿深源流体成矿机理探讨[J]. 地质与勘探, 1999, 35(1): 14-23.
- [20] 张志坚, 张文淮. 黔西南卡林型金矿成矿流体性质及其与矿化的关系[J]. 地球科学, 1999, 24(1).
- [21] 李存登. 黔西南区微细金矿地质特征及成因探讨[J]. 矿床地质, 1987, 6(3): 49-56.
- [22] 姚仲友. 甘肃碌曲拉尔玛金矿地质特征及成因探讨[J]. 矿床地质, 1994, 13(1): 19-27.
- [23] 林清, 刘德汉. 黔西南金矿有机质地球化学研究[J]. 矿床地质, 1995, 14(4): 402-407.
- [24] 谭运金. 滇黔桂地区微细粒浸染型金矿床的矿床地球化学类型[J]. 矿床地质, 1995, 13(4): 308-320.

THE STRUCTURAL BACKGROUND AND CHARACTERISTICS OF ORE-FORMING FLUID OF CARLIN TYPE GOLD DEPOSITS IN CHAIN

ZHAO Hui-qing

(*Tianjin Geological Academy, Tianjin 30061, China*)

Abstract: According to previous works and data, we can conclude that Carlin type gold deposits in China are mainly located in the tectonically active region, such as the joint of different tectonic elements, ancient rifts etc. Ore-forming materials and hydrothermal fluid of the deposits are multi-sources. The hydrothermal fluid is neutral to weak acid, and contains some organic chemical compounds, which play an important role in the formation of the deposits.

Key words: Carlin type gold deposit; structural background; characteristics of fluid; China