

山西省高凡银金矿床的成因

毛德宝 沈保丰

(天津地质矿产研究所)

提 要 产于五台花岗岩—绿岩带上部高碳质浊积岩系中的高凡银金矿床,与燕山期火山一次火山复式岩体有空间联系。本文通过多方面的研究,探讨了矿床的物质来源及其与多种地质因素的成因联系。

关键词 银金矿床 浊积岩 火山一次火山复式岩体

产在浊积岩中的金矿床在世界上广泛分布,从晚太古宙到第三纪都有发现,其中不少为大型超大型矿床。如加拿大西北部太古宙耶洛奈夫超群中金矿床,新斯科舍早古生代麦克玛群中金矿床,苏联东亚叶尼塞含金区元古宙金矿床,穆龙套金矿床及美国卡林型金矿床等。正因如此,浊积岩金矿床愈来愈为矿床学者关注,在我国以浊积岩为容矿围岩的金矿床分布广泛,但迄今从浊积岩系的角度研究成矿作用还没有引起足够的重视。本文阐述的高凡银金矿床就是一个产在浊积岩系中的金矿床。

1 矿床地质概况

高凡银金矿床位于五台隆起西端太古宙五台群花岗岩—绿岩带上部的高凡亚群之中(图1)。矿区内发育有燕山期火山一次火山岩浆活动。构造以断裂最为显著,矿床产于火山一次火山岩外围高凡—滩上一二甲岩北西向断裂带的 F_3 断裂中。

矿化主要呈多金属硫化物石英脉的形式,局部也可呈构造蚀变岩型。矿体呈脉状、透镜状和团块状,其产状和断裂裂隙大体一致,沿走向有收缩膨大,分枝复合现象,剖面上表现为若干平行排列的矿体组成。

矿石除金、银元素外,还富含铜、锌、铅等。矿石矿物成分主要为黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿以及少量的银金矿、金银矿、毒砂、磁黄铁矿、银黝铜矿、深红银矿、浅红银矿等。脉石矿物主要为石英、碳质物、绢云母、次为金红石、方解石、石膏等。金矿物主要为银金矿、金银矿,成色242~697,平均为512,以包体金、裂隙金和间隙金三种形式产出。主要载金矿物有黄铁矿、闪锌矿,其次有方铅矿、黄铜矿、石英和方解石。

内生成矿作用可划分为五个成矿阶段,即石英—粗粒黄铁矿阶段;黄铁矿—铅锌硫化物—石英阶段;细粒黄铁矿—石英—碳质脉阶段;方铅矿—闪锌矿—银矿物阶段;碳酸盐—硫酸盐

阶段。其中一、二阶段产物构成矿脉主体,二、三阶段则为主要矿化阶段。各阶段矿物生成顺序如表1所示。

含矿破碎带及其两侧发育有围岩蚀变,但强度较弱,分布不宽、分带现象不明显。主要有高岭土化、硅化、绢云母化和碳酸盐化。

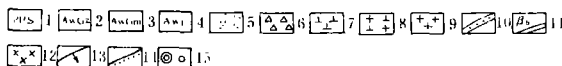
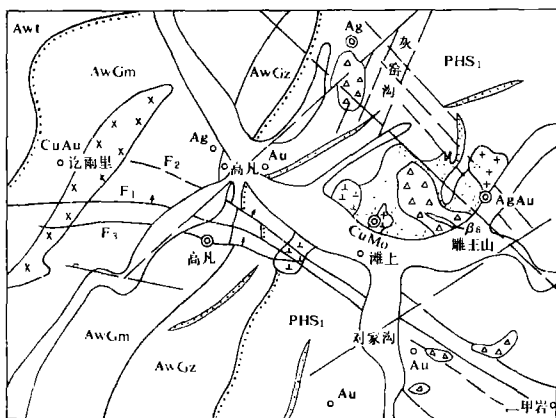
石英包体的均一温度研究表明该矿床的成矿温度 $180\sim 350^{\circ}\text{C}$,主要成矿温度 $240\sim 300^{\circ}\text{C}$ 。成矿压力估算为 $3.65\times 10^7\sim 5.88\times 10^7\text{Pa}$ 。

2 地层及其含矿性

容矿围岩主要是高凡亚群地层,由石英岩、变质粉砂岩、绢云母千枚岩和碳质千枚岩组成,并夹有少量变质基性火山岩、变质火山碎屑岩。该地层经历了次绿片岩相的低级变质作用,见有粒序层理、扰动层理、包卷层理等沉积构造,有明显的

的沉积旋回,并具有一定的鲍马序列的特征,为一套岛弧间海盆地沉积的海相浊积岩。此外,在矿区范围内还出现了元古宙溱沱群底部以变质砾岩为主的变质碎屑岩。

高凡亚群含有较高的碳质,见有四层 $5\sim 40\text{m}$ 厚度不等的炭质千枚岩,含石墨板岩。其含石墨 $0.11\sim 0.60\%$,有机碳 $0.71\sim 0.97\%$ 。黄铁矿是地层特别是碳质千枚岩中常见的矿物,呈细脉浸染状分布。高凡亚群各岩性的金、银丰度见表2。其中对高凡—殷家会高凡亚群剖面取样分析表明金的几何平均值为 2.52ppb ,低于克拉克值,银的含量几何平均值达 801.6ppb ,高于克拉克值10倍以上。高凡亚群中金含量有很大不均一性(图2),局部可达 12.5ppb 。样品的峰度和偏差检验表明,样品中金、银的丰度均服从正态分布(图3),且金的分布表现多峰分布的特点,这表明矿区地层金元素经过多次活化迁移或者有矿化层位存在。值得特别一提的是,区内炭质千枚岩的含金量为 $0.7\sim 170\text{ppb}$,平均 44.7ppb ,方差 S 达 59.4 , $\text{Ag}1\sim 13\text{g/t}$,平均 2.8g/t ,可见金、银含量极不均匀,从分析样品看,金银含量明显与炭质千枚岩中黄铁矿有关,说明它们赋存于硫化物中,这种状态在热液作用中随着硫化物分解释出硫,或随地层中有机碳热解,易呈硫、碳络合物形式迁移。所以将高凡亚群特别是含炭质岩石作为矿源层是合理的。



图例说明: 1. 溱沱群四集庄组 2. 五台群高凡亚群张仙堡组 3. 五台群高凡亚群磨河组 4. 五台群台怀亚群 5. 石英斑岩 6. 角砾熔岩 7. 闪长岩 8. 花岗闪长玢岩 9. 似斑状花岗岩 10. 石英斑岩脉 11. 玄武岩脉 12. 变质辉绿岩脉 13. 断裂 14. 不整合面 15. 矿点及矿化点、地名

图1 高凡银金矿床矿区区域地质图

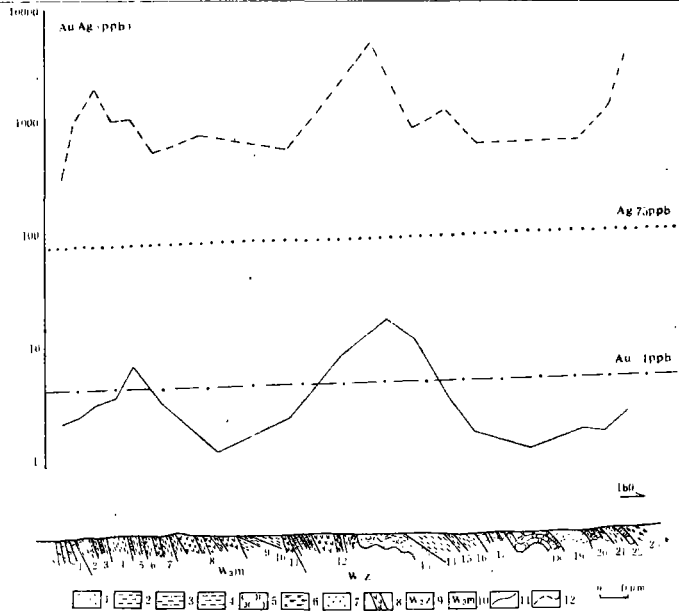
Fig. 1 Regional geological map of Gaofan silver-gold deposit

表 1 矿物生成顺序表
Table 1 Paragenesis of minerals

成矿期	内 生 成 矿 期					表生期
成矿阶段	石英—黄铁矿阶段	黄铁矿—铅 锌硫化物石 英阶段	细粒黄铁矿 —石英—炭 质脉阶段	方铅矿—闪 锌矿—银矿 物阶段	碳酸盐—硫 酸盐阶段	氧化阶段
石英						
绢云母						
炭质物						
金红石						
辉钼矿						
黄铁矿						
白铁矿						
磁黄铁矿						
毒砂						
金*						
闪锌矿						
黄铜矿						
方铅矿						
银黝铜矿						
银的碲化物						
深红银矿						
浅红银矿						
螺状硫银矿						
方解石						
石膏						
铜蓝						
斑铜矿						
辉铜矿						
褐铁矿						

* 包括金银矿、银金矿

此外,滩上火山一次火山复式岩体的直接围岩元古宙滹沱群四集庄组变质砾岩,不整合于高凡亚群及五台群其它各亚群之上,其金丰度均值为 4.5ppb,峰值为 30ppb,最高达 250ppb,变异系数高达 104.4,目前在区域内已发现若干元古宙变质砾岩型矿化点,这表明其金的分布亦很不均匀。由于它的金、银显然来源于五台群绿岩带的剥蚀富集,因此也说明高凡亚群原始含金丰度高,而且也反映变质砾岩—绿岩带的转生建造也可能在成矿中起某种程度的矿源作用。



图例说明: 1. 变质粉砂岩 2. 千枚岩 3. 粉砂质千枚岩 4. 含石墨千枚岩 5. 石英岩 6. 绢云母片岩 7. 变质砾岩 8. 变基性岩脉 9. 张仙堡组 10. 磨河组 11. 金含量曲线 12. 银含量曲线

图 2 高凡—殷家会高凡亚群实测剖面金银丰度

Fig. 2 Au, Ag distribution in profile

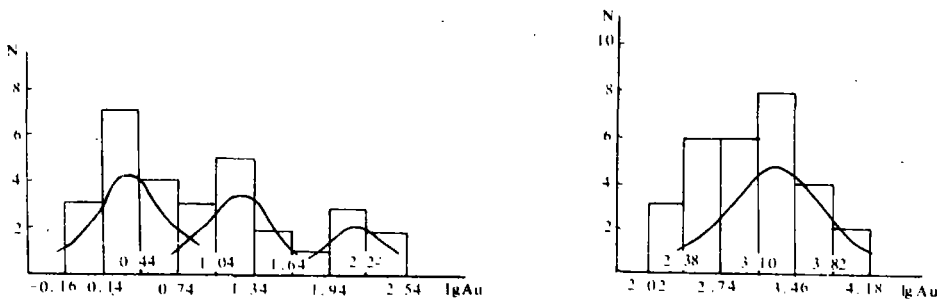


图 3 高凡亚群金、银丰度对数频率直方图

Fig. 3 Histogram of gold and silver logarithmic contents in Gaofan Subgroup

3 岩浆岩及其含矿性

矿区内岩浆活动主要表现为中生代形成的滩上火山一次火山复式岩体和一些酸性岩脉。

根据各岩类的穿插接触关系和 K~Ar 法年龄资料,可将岩浆活动分为五期:第一期为印支晚期形成的似斑状花岗岩(240Ma);第二期为燕山早期形成的层状、似层状长英质角砾熔岩、晶屑岩屑凝灰岩及石英斑岩(137.5~141Ma);第三期为燕山早中期形成的花岗闪长玢岩和闪长岩;第四期为燕山中晚期形成的中酸性脉岩、煌斑岩;第五期为喜山期形成的玄武岩脉。其中以第二期规模最大,一、三期次之(图 1)。

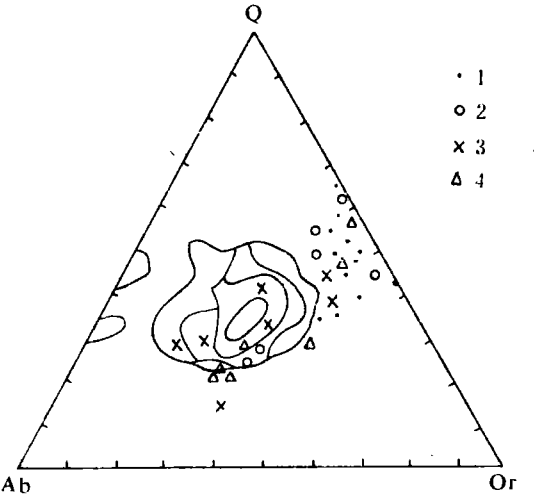
表 2 高凡亚群各岩类金、银丰度

Table 2 Gold and silver contents of various rocks in Gaofan Subgroup

岩石类型	Au(ppb)		Ag(ppb)		Au/Ag
	算术平均	几何平均	算术平均	几何平均	几何平均
变质粉砂岩	4.87(4)	4.55(4)	1500(4)	1442(4)	0.003
炭质千枚岩	2.43(7)	2.3(7)	771.4(7)	740.9(7)	0.003
石英岩	1.56(4)	1.41(4)	433.3(4)	421.7(4)	0.003
绢云绿泥片岩	1.3(2)	1.1(2)	500(2)	445.1(2)	0.0025
含黄铁矿粉砂岩	20.6(4)	18.7(4)	1875(4)	1138(4)	0.016
含黄铁矿千枚岩	48.4(5)	27.1(5)	2044(5)	1516(5)	0.018
高凡—殷家会剖面 岩性厚度加权平均	3.69(17)	2.52(17)	832.4(17)	801.6(17)	0.003

注:括号中数字为样品个数

复式岩体的各类岩石如石英斑岩化学成分极不均匀。除闪长岩、花岗闪长玢岩、玄武岩脉外均呈铝过饱和性。 K_2O/Na_2O 1~44,其中石英斑岩、酸性岩脉 K_2O/Na_2O 都大于 20, K_2O+Na_2O 6~9.30%,部分属碱性岩(正长斑岩),岩石的 $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ 为 1.23~3.10,多接近 2。C. I. P. W 标准矿物成分除花岗闪长玢岩外都含刚玉。微量元素中 Cr(47~75ppm),Ni (4ppm±)较高。副矿物磁铁矿含量高,此外还有榍石、磷灰石等。由此可见其特征和标准的 I 型、S 型花岗岩都有所不同。将各岩类的标准矿物成分在 Q—Ab—Or 图上投点(图 4),可见其点分散且明显偏离岩浆花岗岩的分布范围,显示高 K,和其岩浆成因的地质特征相矛盾。



图例说明: 1. 石英斑岩 2. 角砾熔岩 3. 花岗闪长玢岩 4. 似斑状花岗岩

图 4 Q—Ab—Or 标准矿物图解

Fig. 2 Q—Ab—Or plot

复式岩体主要岩石中石英斑岩、闪长岩、似斑状花岗岩和花岗闪长玢岩的稀土总量 ΣREE 分别为 108.8、330.6、104.4、173.0, $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 分别为 25.15、17.13、25.84、17.70, δEu 分别为 0.89、0.91、1.03、1.00。可见重稀土明显亏损、轻稀土富集、不具或微具 Eu 异常。一般认为这种高钾质的不具或微具 Eu 异常的长英质岩石可由杂砂岩、TTG^① 岩系、富硅麻粒岩经过深熔或多阶段熔融而成, 滩上岩体的产出背景为绿岩带, 正好满足这种要求。事实上, 岩体长英质岩石 REE 包络线和康迪 (1981 年) 所描述的太古宙绿岩带 FI^② 长英质火山岩相似, 而不同于现代该类岩石 (图 5)^[4], 这种特点表明岩体形成与绿岩带有很大继承性。

综上所述, 滩上岩体特征及其表现出来的成因是复杂的。前人认为是下地壳上地幔成因, 看来不一定准确。但不管是同熔型, 还是重熔型, 它同化混染了绿岩带, 特别是上部易熔的高泥质钾质的高凡亚群物质这一点是不可否认的, 甚至不排除发生部分融熔的可能性。事实上岩体外带含有很多围岩的角砾和“吃剩”的捕虏体就是佐证。

构成复式岩体主体的石英斑岩和闪长岩都可以划分为内外两个相带, 外带有硅化、绿泥石化、金属硫化物化 (主要为黄铁矿、次有黄铜矿、辉钼矿、闪锌矿、方铅矿)。局部可构成铜钼矿点。

复式岩体各类岩石的金、银丰度高于克拉克值, 和世界同类岩石平均含量比较, 金相近, 银则高出 2~3 个数量级。其中主体岩石闪长岩和石英斑岩中间相平均含金分别为 11.8ppb、4.54ppb, 平均含银分别为 3.8ppm、1.0ppm, 它们的蚀变外带金、银含量则特别高, 石英斑岩和闪长岩蚀变相平均含金分别为 148ppb、28.5ppb, 含银分别为 26.5ppm、4.2ppm。这表明岩浆期后热液含有较高的金、银。考虑到金、银在岩体内外带中的特点和前述岩体成因, 初步推断金、银来自于岩浆对地层的同化混染 (或部分重熔), 以及岩浆热液和地层的交换作用 (这一点下面还将证明)。

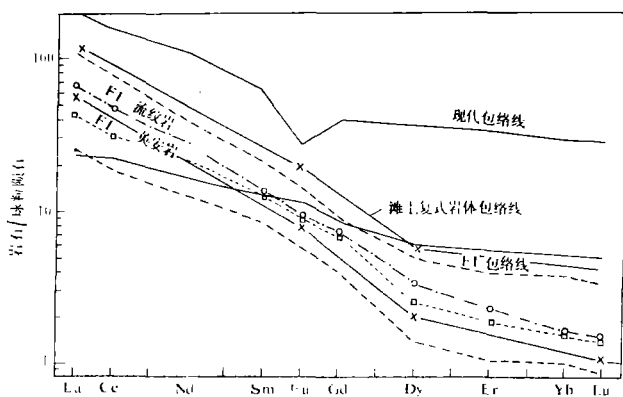


图 5 滩上岩体与太古宙长英质火山岩及现代长英质火山岩球粒陨石标准化 REE 变异包络线对比图

Fig. 5 Envelopes of variation of chondrite-normalized REE distributions in Tanshang complex compared to envelopes of Archean felsic volcanic rock groups FI and modern felsic volcanic rocks

① 奥长花岗岩 (Trondhjemite)、英云闪长岩 (Tonalite) 和花岗闪长岩 (granodiorite) 英文名称的缩写

② 按 REE 配分, 分长英质火山岩为 FE 和 FI 两类, 前者常见 Eu 亏损, 后者相反

4 矿床物质来源

4.1 金、银来源

上面讨论了地层含矿丰度和复式岩体的特点,从中成矿金、银物质来源可初见端倪,即可能直接或间接地来自于围岩地层,特别是高凡亚群浊积岩系。这必然在地质地球化学特征中得到反映。

矿石中含有很多碳质(表 2),含碳量达 0.3%,特别是第三期矿石在镜下明显可见到石墨。石英中含有一些碳质混杂物,可见二氧化碳包体、有机质包体,其气相成分中含有很多甲烷和二氧化碳(表 4)。显然这些碳来自高含碳的浊积岩。

表 3 地层和矿石样品含碳量

Table 3 Carbon contents of ore and carbonaceous rocks

样号	岩(矿)石名称	分析结果(%)				
		CO ₂	石墨碳(C _石)	有机碳(C _有)	总碳(CO ₂ 计)	总碳(C)
M ₂	炭质板岩	0.09	0.60	0.97	5.85	1.60
M ₂₇	炭质千枚岩	3.27	0.11	0.71	6.28	1.71
M ₂₈	炭质脉断层泥	0.06	0.13	0.92	3.91	1.07
M ₃₀	第一期矿石	0.06	0.05	0.09	0.57	0.16
M ₂₉	第二期矿石	0.16	0.13	0.07	0.89	0.24
M ₃₆	第三期矿石	0.15	0.04	0.18	0.96	0.26
PD ₂ -20	第三期矿石	0.09	0.10	0.15	1.01	0.27
M ₃₅	第三期矿石	0.03	0.18	0.10	1.06	0.29

分析者:天津地矿所化验室

表 4 石英流体包裹体气液相成分

Table 4 Compositions of gas and liquid phases of inclusions in quartz from ore

样品号	成矿阶段	气相分析(ppm)						液相结果(g/L)							
		CO ₂	CH ₄	CO	H ₂	O ₂	N ₂	H ₂ O	K	Na	Ca	Mg	SO ₄	F	Cl
YD ₁ -31	一	3007	232.1	0.1	54.32	477.1	0	9.94	<0.01	0.08	0.15	<0.01	2.88	0.02	0.56
YD ₂ -4	二	2921	100.5	0.1	19.21	619.5	3254	7.64	4.14	0.01	0.96	0.11	1.64	0.43	0.01

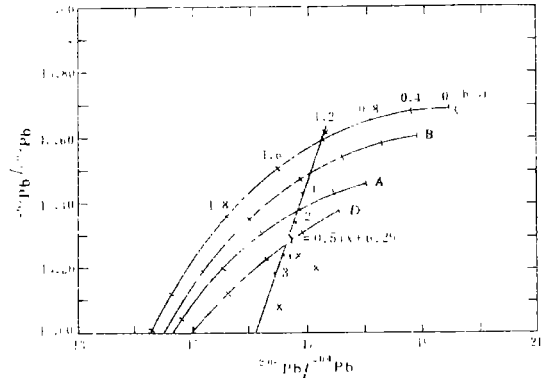
注:由天津地质研究院测试

晚期矿石中方解石和地层中方解石的碳氧同位素组成非常一致,其中矿石方解石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{‰}} -4.59, \delta^{18}\text{O}_{\text{‰}} +16.03$;地层中方解石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{‰}} -4.27, \delta^{18}\text{O}_{\text{‰}} +16.02$ 。它们都接近海相碳酸盐

碳氧同位素分布范围($\delta^{13}\text{C}\text{‰}-2.0\sim+5.0$, $\delta^{18}\text{O}\text{‰}+10\sim+30$), 不同于深源碳($\delta^{13}\text{C}\text{‰}-5.0\sim-9.0$, $\delta^{18}\text{O}\text{‰}+5.0\sim+7.0$)。

矿石铅同位素组成(表 5), 在图 6 上构成良好的线性关系, 显示为异常铅的特点, 点的分布跨度大, 从造山带演化线直到下地壳演化线之下, 反映铅的来源较复杂。岩浆岩中的长石铅、全岩铅同位素组成与矿石铅同位素组成相似, 但大多数位于地壳铅演化线之下。矿石铅和岩体铅皆为王义文所总结的古老异常铅, 属太古宙基底上重熔岩浆热液金矿床铅、太古宙岩石铅及其变质热液金矿床铅的范畴^[2]。铅同位素的模式年龄 9~10 亿年, 具二阶段或多阶段演化特点, 反映铅来源于古老的围岩地层, 即浊积岩系。

用岩体、地层、矿石的微量元素作 Q 型聚类分析(图 7), 可见岩体与地层有微弱的相关性, 反映岩体与地层发生过一定的交换作用。而矿石和岩体、地层二者的相关性都不明显, 这说明矿质来源产生了变异, 即来自地层中的成矿元素受到火山一次火山岩浆及其热液活动的改造。



图例说明: A-上地幔 B-造山带 C-上地壳 D-下地壳 ●-矿石铅 ×-滩上岩体铅

图 6 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 构造环境图解

Fig. 6 Geotectonic environment diagram of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

表 5 铅同位素组成及其模式年龄

Table 5 Pb-isotope compositions and model ages

产 状		测试矿物	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	H—H 法 模式年龄 (Ma)	源区特征			资料来源
							μ	w	k	
高凡银金矿床		方铅矿	16.439	15.155	36.315	1089.17	8.870	36.053	4.06	本文
		黄铁矿	18.579	15.244	36.640	1082.91	9.030	37.701	4.17	
		方铅矿	16.947	15.425	36.952	1011.19	9.336	38.587	4.13	据余成华*
		方铅矿	16.741	15.367	37.054	1085.51	9.238	39.911	4.32	
滩上 复式 岩体	石英斑岩	全岩	16.827	15.266	36.874	926.36	9.021	37.336	4.13	本文
	闪长岩体	全岩	16.556	15.183	36.336	1033.93	8.904	35.624	4.00	
	似斑状花岗岩	钾长石	17.210	15.605	37.577	1014.55	9.665	41.850	4.33	余成华
	石英斑岩	钾长石	17.02	15.23	36.73	1078.4	8.81	38.00	4.31	田永清

* 据余成华、徐国风,《山西高凡金矿地质特征、矿床地质特征和找矿矿物学研究》(研究报告,1989)

矿区外围地区如八塔、羊蹄沟、訖雨里等地有充填于韧性剪切带中的铜金石英脉矿点,它们产于高凡亚群下部含炭质岩石内,含金 10ppb~8ppm,矿点周围很大范围内未见岩浆岩体,据硫同位素($\delta^{34}\text{S}=-2.4\sim-8.03\text{‰}$),流体包裹体(富 CO_2 多相包体,包体多且大,盐度 12~

远高于金含量(参见表 2),成矿不可能不具有继承性;二是成矿与燕山期火山一次火山岩浆活动关系密切,成矿特征中不可能不打上浅成热液金矿床的某些烙印。因此从容矿围岩和矿质来源的角度看,高凡银金矿床是一个浊积岩金矿床。

表 6 高凡银金矿床和世界典型浊积岩金矿床特征对比表

Table 6 Showing comparison between the characteristics of Gaofan deposit and typical turbidite-hosted gold deposits

世界典型浊积岩金矿床	高凡银金矿床
1. 容矿围岩为浊积岩系,岩性为硬砂岩、板岩、各类片岩、碳质千枚岩、石英岩、粉砂岩,少量变质火山碎屑岩、碳酸盐岩。	1. 容矿围岩为浊积岩系,岩性为变粉砂岩、碳质千枚岩、石英岩、变火山凝灰岩。
2. 矿区内常发育有浅成酸性岩浆岩体,可定位于成矿前或成矿后,也可成矿同期。	2. 矿区内有同成矿期的中酸性火山一次火山复式岩体和中酸性脉岩。
3. 矿体产于断裂裂隙带、剪切面、层面、不整合面、褶皱鼻,呈网状、鞍状、雁行状石英脉,也可成交代蚀变矿体。	3. 矿体产于断层裂隙,主要呈石英硫化物脉状,局部也有蚀变交代矿体。
4. 金属矿物常见黄铁矿、磁黄铁矿、毒砂;可见闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、铋矿物(自然铋、辉铋矿)、钨矿物(黑钨矿、白钨矿)、辉钼矿,某些矿床也可见硫盐矿物。	4. 金属矿物主要为黄铁矿,次为方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、磁黄铁矿、毒砂、辉钼矿、黑钨矿(?),可见螺状硫银矿、黝铜矿、深红银矿等硫盐矿物。
5. 非金属矿物以石英为主,可见有长石、碳酸盐、绿泥石、电气石、绢云母、石墨等碳质物、金红石。	5. 非金属矿物以石英为主,可见长石、碳酸盐、绿泥石、绢云母、石墨等碳质物、金红石。
6. 围岩蚀变较弱、分带不明显,常为硅化、碳酸盐化、绢云母化、绿泥石化。矿体两侧常可见脱硅带、褪色带和金贫化带。	6. 围岩蚀变较弱、分带不明显,主要为硅化、碳酸盐化、绢云母化、绿泥石化等,矿体两侧有弱褪色带,有金贫化现象。
7. 成矿压力一般较小,温度较低($<350^{\circ}\text{C}$)流体包体中 H_2O 、 CO_2 和 CH_4 含量高。	7. 成矿压力小、温度较低,流体包体气相成分中 H_2O 、 CO_2 和 CH_4 含量高。
8. 金的成色一般较高,矿石 Au/Ag 多大于 1,金矿物为自然金、银金矿。	8. 金的成色较低,矿石 $\text{Au}/\text{Ag}<1$,金矿物主要为银金矿,可见自然金(?),金银矿。

有关浊积岩金矿床的成因在国际上还有不同的认识,这方面的观点主要见之于 K. J. Duncan 等主编的《以浊积岩为容矿围岩的金矿床》一书中。早期的矿床学家们多认为浊积岩金矿床是岩浆热液成因的,或者是所谓的远温热液成因,但随着认识的深入,人们发现并非如此。加拿大地质学家如 R. W. Boyle 通过研究发现金矿床一般形成在矿区内酸性岩浆活动之前,被后者穿切,因此倾向用侧分泌作用解释成矿过程即认为浊积岩的沉积过程中,同时接受了大量的金银沉淀,形成原始矿源层,后期由于加热的天水、地层水及变质水对地层的淋滤作用,使金矿质析出并在构造扩容带沉淀成矿。另一些地质学家认为并非所有的浊积岩金矿床都形成在矿区内酸性岩浆活动之前,相反许多该类金矿床与区内岩浆活动关系密切(如穆龙套金矿床),因为岩浆活动也可成矿源层中矿质活化富集提供动力和载体。M. J. Glasson 甚至认为浊积岩地层中金丰度不高,很难直接成矿,必须象前寒武纪绿岩那样部分熔融才能得以富集。M. 桑迪福特等

详细研究澳大利亚维多利亚地区浊积岩金矿后,主张金的来源与浊积岩序列底部的寒武纪绿岩及其深变质作用并由此而致的重溶作用有关。S. J. Haynes 则认为浊积岩金矿床的某些特点同“东太平洋脊”RISE 地热田中“白烟筒”和菲律宾西部弧后盆地的石英—蒙脱石—针铁矿—长石等热液沉积相似,因此他认为浊积岩金矿床可能是热泉喷发形成的,在后期受到某种程度地改造。由此可见,成因之说,纷纭多样,莫衷一是,但目前多数人基本倾向认为浊积岩的矿源作用是不可忽视的。通过上述对高凡银金矿床的论述,也可以看到矿床金银矿质来源于浊积岩系,燕山期的岩浆活动为矿质活化提供了热动力和流体载体,构造扩容带则是赋矿空间。

5.2 成矿过程

5.2.1 矿源层的形成

晚太古宙末期五台地区为古岛弧—海沟环境(白瑾,1987),来自陆地剥蚀的碎屑(五台群绿岩带下部的火山岩物质)堆积在斜坡上,由于沉积物的自重作用和其它因素扰动,发生了重力流迁移形成浊流沉积,同时剥蚀的金、银矿质以及来自海沟—岛弧的火山作用、热泉喷气作用带来的矿质一起在深海还原环境中沉淀下来,形成高含碳的含矿建造即浊积岩系。

5.2.2 构造和变质作用使金、银进一步富集

原始含金建造在形成之后,由于辉绿岩脉侵入的热液活动以及多期的变质作用,使岩石矿物成分重新排列组合,金、银矿质从原来矿物晶格或空隙中游离出来,并随着热液迁移。同时,与变质作用相伴生的多期褶皱作用,韧性剪切及脆性破裂作用必然为热液迁移开辟了通道和空间。这样就使金、银进一步富集,在局部地区可形成矿化和矿点,如八塔、羊蹄沟一带韧性剪切带中的铜金石英脉矿点。

5.2.3 燕山期火山一次火山岩浆作用成矿

燕山期,五台隆起发生了强烈的构造运动和热事件,并发生了火山一次火山岩浆活动,这些岩浆在上升过程中对浊积岩系(部分可为绿岩带下部或滹沱群变质砾岩)发生了同熔、同化混染作用,甚至重熔作用,使其中金、银聚集在融浆前峰的气水热液里,这种初步含矿的气水热液和一部分大气水、地层水一起沿地层特别是含碳浊积岩系的断裂裂隙循环渗滤,使地层中的金、银进一步释放出来,并呈硫、碳络合物迁移,在构造扩容空间中由于物化条件的变化而沉淀成矿。

在本地区存在两类金矿床,一类与前寒武纪变质作用有关,另一类与燕山期火山一次火山岩浆活动有关。前者的主要找矿标志是韧性剪切带及含少量硫化物的石英脉,后者是火山一次火山岩周围的断裂裂隙并存在富硫化物的石英脉或蚀变岩石。

工作过程中得到了山西 211 地质队、山西区调队和天津地矿所绿岩带金矿课题组同志们的情热帮助,作者谨致衷心的感谢!

参考文献

- 1 沈保丰, 早前寒武纪花岗岩—绿岩地体中金的成矿作用, 地质找矿论丛, 3(2)1988
- 2 王义文, 中国金矿床稳定同位素地球化学研究, 贵金属地质, (3~4)1988
- 3 Boyle B W, Gold deposits in turbidite sequences; their geology, geochemistry and history of the theories of their origin, in Duncan K J et al., turbidite hosted gold deposits, GAS, 1986
- 4 Condie K C, Archean greenstone belt, Elsevier, Amsterdam, 1981
- 5 Hutchinson R W, Metallogeny of precambrian gold deposit; space and time relationships, Econ. Geol. Vol. 82, 1987.

GENESIS OF GAOFAN SILVER—GOLD DEPOSIT IN SHANXI PROVINCE

Mao Debao Shen Bao feng

(Tianjin institute of geology and mineral resources)

Abstract

Gaofan silver-gold deposit is hosted by carbonaceous turbidite sequences, occurring in the upper of Wutai Archean granitoid-greenstone belt. In the orefield, there are Yanshanian volcanic-subvolcanic intermediate-acidic magmatic rocks whose genesis is closely related to the granitoid-greenstone belt.

The gold contents in turbidite and the volcanic-subvolcanic complex are not uniform, very high in carbonaceous phyllite and the alteration zone of the complex, although their mean basically coincide with that of the same kind rock in the world. Carbon in ore and CH_4 in gas component of fluid inclusions in quartz tested very high. Some organic inclusions were found. The range of $\delta^{34}\text{S}$ Values ($-5.4 \sim +3.5\%$) are relatively narrow. The δD values ($-86.5 \sim -64.4\%$) and $\delta^{18}\text{O}$ values ($+2.63 \sim +12.65\%$) indicate that ore-forming fluid mainly originated from the magmatic water. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of carbonate in ore are similar to those in the strata, which consistent with oceanogenic carbonate. The composition of Pb-isotope, whose model-ages range from 926-1089 Ma, have the feature of ancient anomalous lead.

All of the above characters suggest that the carbonaceous turbidite and the volcanic-subvolcanic complex jointly play important roles in the process of mineralization. So this deposit is a regenerated turbidite-hosted deposit in the Archean greenstone belt.