

我国混合岩化后改造型金矿床的 地球化学及其成因讨论

王秀璋 程景平 施继锡 李本超 樊文苓

(中国科学院地球化学研究所, 贵阳)

摘 要

本文论述了一种新的重要层控金矿类型——产于我国华北地台太古代界中的混合岩化后改造型金矿床的地质、矿物及地球化学特征。利用地质观察、稳定及放射性同位素组成、包裹体成分及微量元素等综合方法证明成矿物质及矿液主要来自金的矿源层, 矿床为海西及燕山期构造-热液的改造作用产物。

一、矿区地质背景

混合岩化后改造型金矿床产在我国华北地台的太古代地层中, 受以斜长角闪岩为代表的地层层位控制, 为含金火山沉积物经受多期区域变质、混合岩化作用最后被改造形成的矿床, 属于层控矿床范围。它是我国最主要的金矿类型之一。

矿床赋存的岩石以斜长角闪岩、变粒岩、混合岩为主, 有磁铁石英岩夹层, 它们组成频繁互层。岩石普遍遭到了混合岩化作用, 一般下部混合岩化作用较强。岩石变质程度以角闪岩相为主, 有的地区达到了麻粒岩相。地层年龄为 25—30 亿年 (表 1)。

利用修改过的 B. 莫伊内等 (1968) 的 $(Al + Fe + Ti)$ 对 $(Ca + Mg)$ 图解, A. 西蒙南 (1953) 的 $(al + fm) - (c + alk)$ 对 Si 图解, A. 都城秋穗 (1974) 的 SiO_2 对 $\langle FeO \rangle / MgO$ 图解及 Cr/Ni 、 Sr/Ba 比值恢复原岩得出斜长角闪岩为拉斑玄武岩, 片麻岩类为钙硷性火山岩 (表 2)。有的地区有超基性喷出岩发现。投入 J. A. 皮尔斯 (1976) Al_2O_3 对 K_2O/MgO 图解显示出为大洋底喷出沉积环境产物。

在有些地区, 矿体也穿过了太古代上面的元古界及中、下古生界地层。

矿区内的古老岩石遭受了多次区域变质及混合岩化作用, 并有大量岩浆活动。如夹皮沟地区至少有七次以上的活动期, 其相应年龄为 24—25, 16—18, 14, 10, 5—7, 2—3 及 1—2 亿年, 其中 16—18, 10, 5—7, 2—3, 1—2 亿年形成了混合花岗岩、侵入花岗岩及基性-超基性岩, 它又以 2—3 亿年的岩浆活动发育最强, 种类最多, 分布最广。潼灵地区除 24—26, 18—20 亿年变质期外, 8—10 亿年出现了广泛的混合岩化形成花岗岩及伟晶岩, 在 0.6—2 亿年间有大规模花岗岩浆活动。小营盘有太古代末, 15, 10, 6—7, 2—3, 1—2 亿年等几个活动期。

表 1 混合岩化后改造型金矿床产出的地层层位特征

地 层		夹皮沟地区 ¹⁾	黑石峪地区 ²⁾	潼灵地区 ³⁾
下元古界		大理岩, 绢云母石英片岩, 绿泥石片岩		
太 古 界	地 层 序	三道沟组: 注入片麻岩、斜长角闪岩、黑云母斜长片麻岩, 夹磁铁石英岩 杨家店组: 以黑云母及角闪石组成的斜长片麻岩为主, 偶夹磁铁石英岩 四道砬河组: 黑云母角闪斜长片麻岩、注入片麻岩为主	马兰峪组: 以黑云母、角闪石、透辉石组成的各种斜长片麻岩为主, 夹辉石角闪岩及磁铁石英岩 三屯营组: 以黑云母、角闪石组成的斜长片麻岩为主, 夹二辉斜长片麻岩、斜长角闪岩及磁铁石英岩 上川组: 以紫苏辉石、透辉石、角闪石、黑云母组成的斜长片麻岩及麻粒岩为主, 夹斜长角闪岩及磁铁石英岩	桃峪组: 黑云母斜长片麻岩 秦仓沟组: 黑云母角闪斜长片麻岩 三关店组: 黑云母斜长片麻岩、斜长角闪岩 洞沟组: 黑云母斜长片麻岩、斜长角闪岩, 夹磁铁石英岩 板石山组: 石英岩 大月坪组: 黑云母斜长片麻岩、斜长角闪岩
	混合岩化	普遍见混合岩化, 向下增强		
	变质相	角闪岩相	麻粒岩相—角闪岩相	角闪岩相
	同位素年龄 (亿)	近区穿地层伟晶岩 24.3 (K-Ar) ⁴⁾ 远区混合岩 28(K-Ar) 及铜矿 27.7(Pb-Pb) ⁵⁾	下部地层 27.43(Rb-Sr) (刘鸿允等, 1981) 28.62—29.23 (K-Ar) (孙家树, 崔承玉, 1982)	区内: 23—24(U-Pb) ⁵⁾ 区外: 25.8—26.2 (U-Pb 及 Rb-Sr) (陈好寿等, 1980)

1) 604 队, 夹皮沟金矿区成矿规律与成矿预测 (1977).

2) 冀东地质会战指挥部, 1:100,000 地质图说明书 (1975).

3) 5 队原始资料, 此区的含矿地层有的研究者划入下元古代.

4) 王义文, 夹皮沟金矿区同位素年龄数据的初步总结 (1978).

5) 阎鹤等, 辽宁清原一带太古代绿岩带地质概况 (1980).

字下有“—”为含矿层位.

表 2 太古代变质岩的原岩恢复

地 区	岩 石	$\frac{(Al + Fe + Ti)}{(Mg + Ca)}$ 法	$\frac{(al + fm) - (c + alk)}{Si}$ 法	$\frac{SiO_2 \text{ 对 } \langle FeO \rangle}{MgO}$ 法	Cr/Ni	Sr/Ba
夹皮沟	斜长角闪岩类	基 性 岩	火 山 岩	拉斑玄武岩	1.25—3	1.06—8.91
	斜长片麻岩类		火 山 岩	钙硷性火山岩		
潼 灵	斜长角闪岩	基 性 岩	火 山 岩	拉斑玄武岩	1.1—1.5	1.31—1.89
	黑云母片麻岩		火 山 岩	钙硷性火山岩		
黑石峪	斜长角闪岩	基 性 岩	火 山 岩	拉斑玄武岩	1.53—2.3	1.3—26.3
	麻 粒 岩	基 性 岩		拉斑玄武岩		
小营盘	角闪斜长片麻岩	基 性 岩	火 山 岩	拉斑玄武岩		

黑石峪有 27—30, 22—24, 14—15, 1—2 亿年等时期。因此在上述区内见有多次构造运动存在,除前寒武纪的普遍活动外,海西及燕山运动均极强烈,且伴岩浆活动,它反映了矿区所处大地构造位置属于地台的活化带。在分布上,矿区大多位于地台边缘与褶皱带的衔接部位,或在地台内部的大错动带中以及深断裂带附近。

虽然矿区内侵入岩体比较发育,但经常与矿脉直接相伴的主要为脉岩,它们或产在同一裂隙中,或互相穿插,一般矿脉晚于大部分各种成分的脉岩,而早于煌斑岩及细晶岩。如潼灵地区其形成顺序为:伟晶岩→辉绿岩→花岗斑岩→正长斑岩→含金石英脉→煌斑岩,夹皮沟见含金石英脉穿过了花岗闪长岩、正长斑岩及辉绿岩,又为细晶岩脉切过。

二、矿体组成特征

金矿脉主要为含金石英脉,呈单脉或复脉形态出现,受断裂构造控制,以穿过层理产出为

表 3 矿体矿物组成及其他特征

项 目	夹 皮 沟	潼 灵	黑 石 峪	小 营 盘
相伴矿物	主: 黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、石英、绢云母、方解石 次及少: 闪锌矿、白钨矿、磁黄铁矿、黑钨矿、菱铁矿、辉铋矿、磁铁矿、硫酸、绿泥石、黑云母、长石、氧化矿物	主: 黄铁矿、方铅矿、石英、绢云母、白云石 次及少: 闪锌矿、磁铁矿、菱铁矿、磁黄铁矿、黑钨矿、白钨矿、自然铋、辉铋矿、微斜长石、白铁矿、氧化矿物	主: 黄铁矿、辉钼矿、石英、钠长石、白云石、方解石、绢云母、绿泥石 次及少: 方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、磁铁矿、磁黄铁矿、绿帘石、白铁矿、氧化矿物	主: 黄铁矿、方铅矿、黄铜矿、石英、微斜长石、方解石、铁白云石 次及少: 闪锌矿、磁黄铁矿、白铁矿、氧化矿物
金银矿物	主: 自然金、银金矿 少: 碲金矿	主: 自然金 少: 自然银、辉银矿	主: 自然金 少: 碲金矿、辉银矿、自然银、深红银矿	主: 自然金 少: 碲金矿、针碲金矿、银金矿、辉银矿、碲银矿
围岩蚀变	主: 硅化、绢云母化、碳酸盐化、黄铁矿化 次: 绿泥石化 偶: 钠长-钾长石化、黑云母化	主: 硅化、绢云母化、碳酸盐化、黄铁矿化 偶: 微斜长石化	主: 硅化、钠长石化、绿泥石化 次: 绢云母化、碳酸盐化、黄铁矿化、绿帘石化 偶: 黑云母化	主: 硅化、绢云母化、微斜长石化、碳酸盐化、黄铁矿化 次: 绿泥石化
带状分布*	水平 (SE→NW): Pb Zn Fe→ W Pb Zn Fe→ Pb Zn Fe→Fe 垂直(向下): Pb→Zn→Cu	水平 (W→E): Ag Pb Fe→ W Ag Pb Cu Fe→ Fe	垂直(向下): Au→Mo	
矿石 Au/Ag	1:2 为主	1:2~2:1		2:1
成 色	820		910	

* 此栏的 Fe 系指 Fe 的硫化物。

主,多沿断裂带成群出现,石英脉规模不等,延长很少达到数公里,但脉带可延伸十至数十公里。

组成石英脉的金属矿物主要为铁、多金属、钼、铋等的硫化物、钨酸盐,非金属矿物为石英、碳酸盐、绢云母及长石,金矿物以自然金及银金矿为主。各区矿物分布极不平衡,仅黄铁矿、方铅矿、黄铜矿、石英、绢云母、碳酸盐为大部分矿区普遍发育的矿物,其他矿物如长石在夹皮沟及潼灵发育较差,而钨酸盐却在此二区内发育最强,但也只在一部分区段中出现。辉钼矿仅在黑石峪为主要矿物。各区矿物的分布情况见表 3。

各区近矿围岩蚀变作用普遍强烈,以硅化、绢云母化、碳酸盐化、黄铁矿化、长石化、绿泥石化为主。矿脉内金的成色较高(>800),矿石金银比值不大。有的地区可见分带现象。

矿物有三个大的形成期。早期为矿源层形成期,其主体矿物由石英、长石、角闪石、辉石等造岩矿物组成,有少量硫化物及自然金,它是沉积后经过多次区域变质及混合岩化所产生的最终组合。第二期为改造成矿期,它又可分为四个阶段,按其形成顺序为长石阶段、石英阶段、金—多金属硫化物阶段及碳酸盐阶段。各阶段在不同矿床内发育程度不同,如长石阶段仅在黑石峪、小营盘较为发育,石英阶段在其他两地区有钨酸盐出现,金—多金属硫化物阶段为金的主要形成时期,它与碳酸盐阶段在各区均较发育,部分阶段间有时有短暂中断,造成较晚阶段之小细脉穿插较早形成者,也见早阶段矿物被晚阶段组合包围胶结。第三期为表生氧化期,形成了铁、铜、铅、锌的氧化物,它只在部分矿床中发育较强。

三、成矿物质来源

七十年代以前,多数研究者认为此类矿床的成矿物质来自区内的晚期花岗岩浆,经过几年来的深入工作,尤其是大量地质及实验数据的积累,说明成矿组分主要来自含金地层即金的矿源层。

矿体产出特征表明,矿区内虽有大量晚期花岗岩浆发育,但矿体的主体均产在离花岗岩体有一定距离的地层中,在有的矿区同时代的花岗岩仅在外围发现,因此它们虽有空间关系,但并不十分紧密。

铅同位素成分测定结果表明,矿石铅主要为单阶段演化的正常铅,只夹皮沟地区有多阶段铅存在。矿体内铅同位素的主要组成特征与相伴花岗岩完全不同,而与地层一致,如夹皮沟地区含矿地层(斜长角闪岩)铅在 $Pb^{207}/Pb^{204}-Pb^{206}/Pb^{204}$ 图上落在大量矿石铅组成的 10 亿年等时线上,只前者的 μ 值比后者为低,而花岗岩之铅同位素落在 2—3 亿年区段内,仅见一个矿石铅同位素值与海西花岗岩一致(图 1)。在其他地区也普遍见到矿石铅的模式年龄比花岗岩年龄为大的情况。因此矿石铅的主体主要来自矿源层,而不是花岗岩体。

硫同位素结果表明,各区矿石的 δS^{34} 值极差小,显塔式效应,其平均值多在偏离陨石硫值不大的范围内,只小营盘为负值(表 4)。矿石的 δS^{34} 值与围岩斜长角闪岩之 δS^{34} 值相近,只稍微偏小(表 4)。这种紧密关系以及个别矿区大大偏离陨石硫值的出现说明硫来自围岩,且围岩的原始物质为火山岩及火山沉积岩。

围岩富金是金来自围岩的重要根据。化学分析表明斜长角闪岩含金最高,如夹皮沟的斜长角闪岩平均含金可达 0.117ppm^D ,潼灵最高含量达 0.03ppm 。一些混合岩化产物含金也很

1) 黄建,中国北东部前寒武纪层控金矿床矿床类型及矿床成因(1979)。

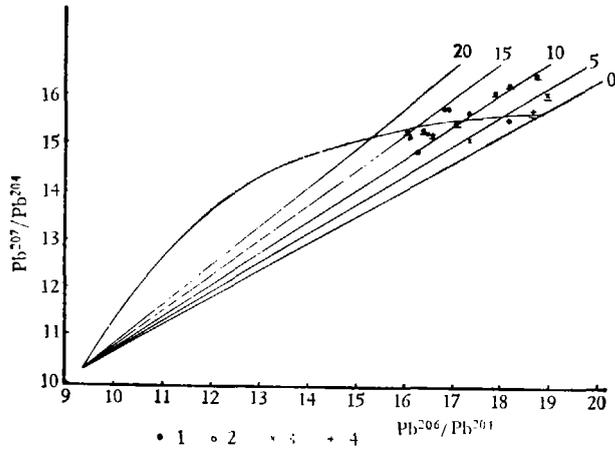


图 1 夹皮沟矿区的铅同位素组成

1. 矿石铅； 2. 地层铅； 3. 海西花岗岩中的铅； 4. 燕山花岗岩中的铅。
 注：1) 除矿石铅由方铅矿测定外，其他为长石测定值，
 2) 符号下有“-”号系引自王义文(1982)，其他为本所一室铅组测定。

表 4 矿区的硫同位素组成 ($\delta S^{34}_{黄铁矿}$ ‰)

地 区		矿 体				地层(斜长角闪岩)		
		平均值	范 围	极 差	系统值	平均值	范 围	极 差
夹皮沟*	三 矿	+5.8(91)	+2.3~+11.9	9.6	+2.95			
	二 矿	+5.38(48)	+1.5~+9.0	7.5				
潼 灵*	杨 矿	+2.54(38)	+4.52~-0.49	5.01		+3.39(3)	+5.81~+1.41	3.4
	西 矿	-4.56(8)	+1.3~-9.53	10.8				
	文 矿	+1.35(2)	+4.0~-1.31	5.3				
	金 矿	-1.6(7)	+1.99~-7.17	9.16				
	灵 矿	-3.16(8)	+5.3~-9.28	14.58				
小 营 盘		-11.53(4)	-10.29~-13.69	3.4	-13.5			
黑 石 峪*		-1.8(12)				+2.82(2)	+4.60~-1.04	5.64

* 部分来自王义文,中国金矿床硫同位素分布的主要特征(1981),部分为本所一室硫组测定。括号内的数字为测定个数。

高,如潼灵伟晶岩可达 0.1ppm。它们比金的克拉克值高数一数十倍。同时在潼灵及夹皮沟古老地层中见到了自然金,因此地层可作为矿化金的充分供应者。

微量元素分析表明,不同矿区矿脉中的 Ag/Au, Ni/Co, S/As, Pb + Zn/Cu, Ti/Cr, Zn/Pb 比值均比围岩为小(图 2),反映了矿脉与围岩成分的继承关系。

以上资料说明矿化金及相伴铅、硫等组分主要来自矿源层,且原始矿源层为基性火山岩及火山沉积岩(已变为斜长角闪岩类)。

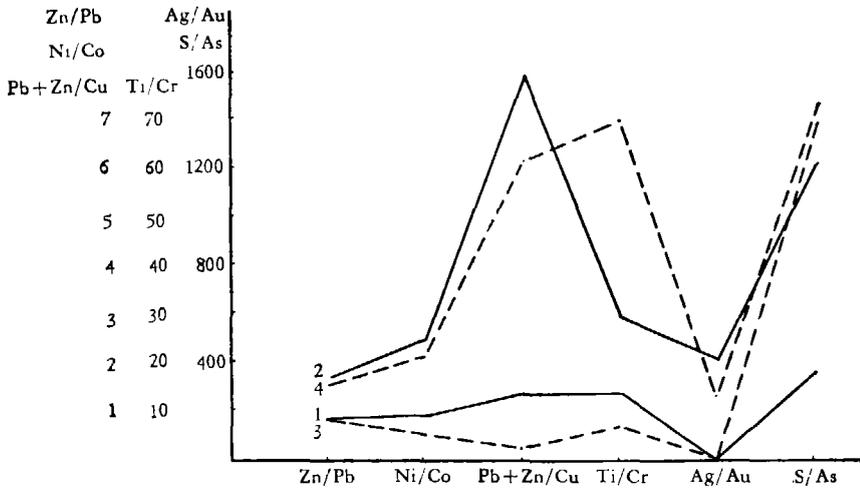


图2 矿脉与围岩中一些元素的比值关系

1. 夹皮沟矿脉; 2. 夹皮沟围岩; 3. 潼灵矿脉; 4. 潼灵围岩。

四、矿液的性质和来源

矿脉的化学成分表明成矿溶液的主要组分为 Si, 其次为 Ca, Mg, Na, K, Al, Fe, S, 较少 Cu, Pb, Zn, W, Bi, Mo, 而 Au, Ag 仅呈 ppm 级存在. 矿物包裹体成分说明含矿溶液属 Ca—Na—HCO₃—SO₄—Cl 型, 由于含 CO₂ 多, 因此有大量 CO₂ 包裹体出现, 此外, 还有少量 K, Mg 及微量 F, 一般 Ca > Na > K > Mg, HCO₃ 及 SO₄ 又 > Cl > F. 根据金的化学特性及成矿实验资料, 热液富 Cl 有利于金在高温条件下活化迁移, 当温度降低时 (< 300℃), 富 S 热液 (呈 HS⁻, S²⁻ 形式) 更有利于它的搬运. 不同矿区的矿液 CO₂/H₂O, K/Na, Ca/Mg, SO₄/Cl, HCO₃/Cl, Cl/F 比值均极相近, 并以具有高的总浓度为特征 (表 5).

表 5 还表明夹皮沟地区石英脉和地层中矿物包裹体成分的各种离子比值、总浓度、 δD 值非常相似, 而某些比值及总浓度又与海西花岗岩有较大的差异, 说明矿化溶液来自地层, 为地层在后期的构造作用下所产生的改造热液, 其初始温度可达 500℃. 在夹皮沟西北矿床及小营盘矿石中有 2—3 亿年的铅同位素出现, 小营盘的 δD 值又偏低 (-107.63‰), 表明局部区段可能有少量岩浆热液及表成水热液加入.

五、矿床形成年代

矿源层形成后遭到了多次区域变质、混合岩化及岩浆作用, 使矿源层中的金发生了重新分配, 但这些作用未使金构成工业规模的堆积, 矿体的形成发生在改造阶段, 其年代为海西期及燕山期. 确定矿床时代的依据有: (1) 矿体切过太古界、元古界、5—7 亿年的花岗岩, 夹皮沟外围同型矿脉还穿过了中、下古生代地层; (2) 矿脉与有年龄数据且在地质上已被充分证明了的海西期、燕山期脉岩紧密相伴, 相互穿插; (3) 矿脉本身所含长石及蚀变岩石的同位素年龄值为海西期及燕山期; (4) 含金石英脉与同区老变质岩中的区域变质形成的石英脉具不同特征, 前者穿过层理, 与断裂错动相伴, 延伸大, 含金高, 石英为灰白, 长石颗粒细小、新鲜, 集中在脉

表 5 矿区中不同地质体内石英的气液包裹体成份

地区及地质体	气体 (mg)										盐类 (ppm × 10 ³)						各种比值				总浓度 (%)	δD (‰)								
	H ₂ O		CO ₂		H ₂ S		K		Na		Ca		Mg		Cl		SO ₄		F				HCO ₃		CO ₂ /H ₂ O (克分子)	K/Na	Ca/Mg	SO ₄ /Cl	HCO ₃ /Cl	Cl/F
	5.3	0.426	未测出	10.9	7.7	51.3	7.5	33.9	113.2	1.0	81.36	3.4	0.3	6.84	3.3	2.4	33.9	25.5												
灌灵	石英脉	8.8	0.77	有	6.3	20.8	48.9	5.9	19.9	68.2	0.3	99.5	3.5	0.3	8.29	3.4	5.0	66.6	27											
夹皮沟	石英脉	4.0	0.33	有	4.0	15.0	88.7	7.5	45.0	57.5	12.5	90.0	3.5	0.26	11.83	1.3	2.0	3.6	32											
	层 (斜长角闪岩)	5.8	0.16	未测出	4.5	8.3	40.8	2.0	25.8	59.4	3.4	25.8	1.2	0.54	20.4	2.3	1.0	7.59	17											

表 6 含金石英脉及相关岩浆岩的形成年龄 (K-Ar 及 Rb-Sr 法, 百万年)

地质体	夹皮沟	黑石峪	小营盘	灵
含金石英脉	161 ¹⁾ (钾长石)	155 ± 2.94 74.5 (Rb-Sr) (钠长石)	232.10 ± 2.20 (微斜长石)	66.53 ± 2.83 208.2 (Rb-Sr) 77 ²⁾ (蚀变岩, 全岩)
岩	混合花岗岩 (被含金石英脉穿过, 全岩) 459—682 ³⁾	花岗岩(区内) 183 ⁴⁾ 花岗岩(区外) 140 ¹⁾	花岗岩(区外) 250—288 ⁵⁾ 花岗岩(区内) 171 ⁶⁾	伟晶岩(被含金石英脉穿过, 微斜长石) 67.70 ± 0.40
浆	花岗闪长岩(被含金石英脉穿过)(黑云母) 268, (全岩) 215 ¹⁾			煌斑岩(被含金石英脉穿过, 全岩) 166 ⁷⁾
岩	正长斑岩 (被含金石英脉穿过, 脉岩有 ⁸⁾ 化) 272 ¹⁾			煌斑岩(含金石英脉, 全岩) 147 ⁷⁾
	正长斑岩(同上, 全岩) 235 ¹⁾			花岗岩(区内, 黑云母) 108—130 ⁸⁾
	正长斑岩(同上, 全岩) 205 ¹⁾			花岗岩(区外) 66 ⁹⁾
	细晶岩脉(被含金石英脉, 全岩) 228 ⁸⁾			

1) 王义文: 夹皮沟金矿区同位素年龄数据的初步讨论(1977).

2) 同¹⁾, 测值偏低.

3) 604 队: 夹皮沟金矿区成矿规律及成矿预测(1977).

4) 崔宪民口述.

5) 河北省革命委员会基建局地质勘探总队: 1/200,000 龙关幅地质图说明书(1970).

6) 3 队: 小营盘金矿床地质特征及成矿规律的研究(1980).

7) 姜信顺: 杨寨峪金矿床含金黄铁矿矿物学特征及其形成机理(1981).

8) 5 队原始资料.

9) 陕西省地质局: 1/200,000 渭南幅地质图说明书(1966).

注: Rb-Sr 年龄为本所编组(成忠礼)分析; K-Ar 年龄除注明来源外为本所编组分析.

体边部与围岩接触处,而后者呈顺层囊状体,短小,几不含金,石英洁白,长石较粗大,且分散在石英脉中,因此它们不是同一年代产物。

到目前为止,尚未发现有确凿证据的太古代含金石英脉的存在。

各矿区含金石英脉及相伴岩浆岩的年龄资料见表 6。

六、矿床成因讨论

目前对本类型矿床的成因有两种主要观点,一是七十年代中期以前占统治地位的看法——岩浆热液成矿,另为以后兴起的层控成因。认为属于花岗岩浆热液成矿的根据是:矿床产在花岗岩发育区内,矿脉与花岗岩的脉岩系紧密相伴,互相穿插,且二者形成年代一致。另外相伴矿化的带状分布及花岗岩本身的高含金性等均作为此论点的旁证。但正如上面所分析的那样,稳定同位素及包裹体成分均证明了矿化的主体与花岗岩无组分上的直接成因联系,相反说明它来自地层,属层控矿床。

国内一些层控成因的拥护者从铅同位素年龄值考虑,提出矿床为区域变质热液成因,铅的模式年龄就是矿床形成年代(包括 22, 14, 10, 7 亿年)。一般铅模式年龄对构造运动次数少的稳定区来说不少与成矿年龄是一致的,但在我国的多次活化地台的古老岩石区内却不一定能代表成矿时代。在我国上述金矿区内经常见到的矿石铅常有多组年龄值,如夹皮沟地区有 14, 10, 2.3 亿(图 1);小营盘地区有 10, 7, 2.5 亿;黑石峪地区有 22, 15 亿;只潼灵地区目前仅见到 8—10 亿一组(图 3)。这些值除反映了地区构造运动的多次性外,还反映了地区发展的极不均匀性。一次运动常使一个局部地段的铅脱离铀-钍-铅体系,而周围地区的铅仍在该系统中继续演化,直到更晚的运动才逐渐分出,同时所分出的铅在当时一般未能够成工业堆积,真正成矿作用是在海西期及燕山期的强烈活化区,当出现断裂及热液活动时才发生的,此时铅的析出仅是一个类似侧分泌的作用。铅模式年龄不代表成矿年龄在国内外均有报道,如国外的 J 型铅就是其例。在国内,产于鲁、冀燕山花岗岩(K-Ar 年龄为 1.28, 1.49—1.69, 0.89

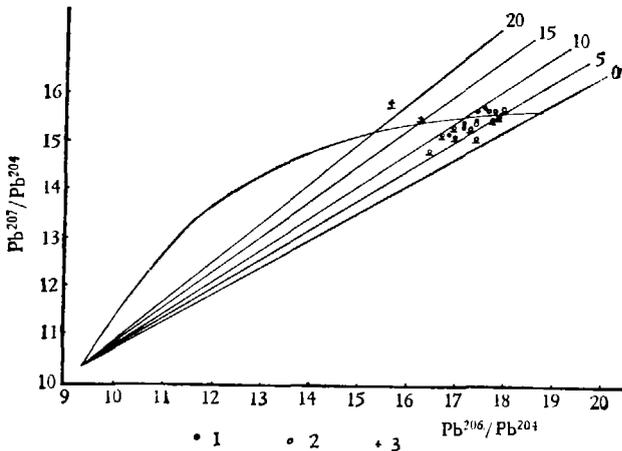


图 3 几个金矿区矿石的铅同位素组成

1. 潼灵; 2. 小营盘; 3. 黑石峪。

符号下有“—”者引自王义文(1982)及宜昌所(1979),其他为本所一室铅组测定。

亿年)中的金矿脉,其铅同位素年龄为 7.5, 15, 17 亿年,辽宁海西花岗岩 (K-Ar 年龄为 2.31、2.44 亿年)中的金矿脉铅模式年龄为 6—9 亿年也充分证明了此点。

国内有的研究者认为它与南部非洲、西澳、加拿大等地的太古代绿岩带金矿床相当,为同一成矿方式形成,属区域变质热液矿床。但从表 7 可见它们的特征极不相同。如国外矿床产在稳定的地盾内,围岩变质浅,贫硫化物的石英脉占较大的比重,以黄铁矿、黄铁矿-磁黄铁矿、碲化物为特征组合。由于太古代的地热环境造成了矿体延深稳定、无分带性,且矿石的 Au/Ag 比值大,成色高,各种同位素年龄值变化不大,成矿年代老。而我国的矿床产在地台的活化带中,围岩变质深,以含硫化物石英脉为主,为多金属(有的含钨、钼矿物)组合,延深较小,有分带性,成色及 Au/Ag 比值相对较低,同位素年龄值多样,成矿在海西及燕山期。包裹体成分计算矿脉形成压力小于 1 千大气压,比太古代中深变质岩形成的压力 7 千—1 万大气压 (Condie, 1981) 低得多。因此虽然它们都产在太古代绿岩带中,但不是同一作用的产物。

表 7 国外绿岩带金矿和我国混合岩化后改造型金矿床的特征比较

特 点	国 外 绿 岩 带 金 矿 床	我 国 混 合 岩 化 后 改 造 型 金 矿
构造位置	地盾	地台活化带
围 岩	绿片岩相为主,原岩为基性较少超基性火山岩	角闪岩-麻粒岩相,原岩为基性可能有少量超基性火山岩
矿脉类型	含金石英脉最多(38%),含金硫化物石英脉及矿层次之(35%),再次为含金硫化物细脉浸染带(25%) (Исеп, 1974)。	含金硫化物石英脉为主
矿物组合	黄铁矿、黄铁矿-磁黄铁矿组合占 40%,碲化物组合占 42%,个别矿有钨、钼、钽大量发育,形成工业堆积 (Исеп, 1974)。	黄铁矿-黄铜矿-方铅矿-(白钨矿-黑钨矿-闪锌矿)组合典型,个别矿床钼构成工业堆积
延 深	垂直延深大,初步统计 2—3 公里 3 个 1—2 公里 9 个	一般小于 500 米
分 带 性	无垂直分带性,无随深度变化矿化增强或减弱现象	有垂直分带性,有随深度变化矿化增强,减弱现象
成 色	高,在 800 以上	高中,在 700 以上
矿石 Au/Ag	> 1	< 1 为主
年龄资料 (亿年)	南非(阿札尼亚) 矿石 30(Pb-Pb 法) 含矿地层(中酸性熔岩) 31.6—35(Pb-Pb 法) 地层 32.8—34(Rb-Sr 法) 34.5 (Sm-Nd 法) 花岗岩 30.2—32.6 (Rb-Sr 法) 穿矿伟晶岩 30 3 (Rb-Sr 法) (Saager, Koppel 1976; Condie, 1981) 加拿大 ① 矿石 22—26 (Pb-Pb 法) 伟晶岩 26 (K-Ar 法) ② 矿石 21—24 (Pb-Pb 法) 伟晶岩 22—24 (K-Ar 法) (Исеп, 1972) 西澳 Pilbara 矿石 32 (Pb-Pb 法) 地层(英安岩) 34.5 (U-Pb 法) 花岗岩 28.8—29.6 (K-Ar 法) (Richard, et al., 1981; Condie 1981)	矿石铅的模式年龄 7, 8—10, 14—15, 偶见 22 及 2.3—2.5 矿脉中钾长石、钠长石 海西、燕山期 (K-Ar, Rb-Sr) 例: 夹皮沟 矿石铅模式年龄 14, 10, 个别 2.3 花岗岩 3 (Pb-Pb 法) 脉岩(与含金石英脉相互穿切) 2.28—2.68 (K-Ar) 矿脉中之钾长石 海西年代

综上所述,我国产于太古界中的矿床成矿物质及流体主要来自围岩,成矿期为海西期及燕山期,属涂光炽划分的混合岩化后改造矿床。此型矿床仅发育在太平洋西岸中、朝、苏联东部的地台活化带中,尤以我国及朝鲜所见为最典型。在亚、欧其他太古界发育的地盾及地台上(如波罗的海、乌克兰、阿尔丹地盾西部),由于岩石变质程度深,又少后期活化作用发生,因此至今既未找到太古代变质热液矿床,又未发现混合岩化后改造类型的工业金矿床。

对于混合岩化后改造型金矿床的形成过程可提出如下模式:

由于华北地台从太古代以后遭到了多次区域变质、混合岩化、岩浆作用及构造活化,促进了金的迁移和再分配,但这些作用一般未使金富集成矿。到古生代时期,地台(大陆板块)北部出现了大规模的活动型蒙古凹陷(海洋板块),当海西运动末期,凹陷强烈褶皱,地层产生变质,出现广泛岩浆活动,海洋板块向地台下俯冲,致使其南沿的地台发生活化,形成了众多深大断裂。在邻近海洋板块边缘的断裂中并有基性-超基性岩浆侵入,同时由于地下深处的热液广泛上涌,致使含金地层中的水被加热变成热液,它将地层中的 Si、Au、S、Pb 等组分淋滤出来进入裂隙,并向上迁移到矿源层上部形成矿床。在淋滤带下部,由于温度很高,又有深部物质加入,致使地层重熔形成花岗岩浆,其分异体也沿含金溶液运行的裂隙上升,在同一空间冷凝结晶,造成二者同时共存,相互穿插。在地台内部断裂所形成的矿床中,岩浆岩数量相对减少,矿脉离岩体距离增大,但形成机理仍大体相似(图4)。混合岩化后改造型矿床虽含矿溶液的主体来自围岩,但有的地区仍有少量岩浆物质加入,甚至有不多的表成水混入。

中生代时期,我国地台处在与太平洋板块、印度板块交接地带,因此活化仍很强烈,由于板块的推挤,在地台边缘及内部的太古代地层中也出现了深大断裂、热流及岩浆活动,在金的矿源层中又按上述方式形成了燕山期的混合岩化后改造型金矿床。

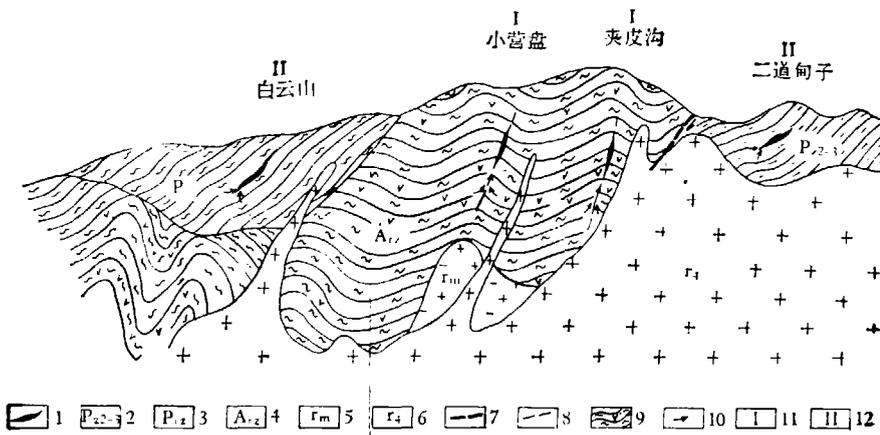


图4 混合岩化后改造型金矿床的成矿模式(海西期)

- 1.含金石英脉;
- 2.中、上古生界;
- 3.元古界;
- 4.太古界;
- 5.混合花岗岩;
- 6.海西花岗岩;
- 7.板块界限;
- 8.断裂;
- 9.金的矿源层;
- 10.热液运行方向;
- 11.混合岩化后改造型金矿床;
- 12.同时代的其他类型金矿床。

本文是在涂光炽教授指导下完成的,文中的部分数据由我所一室铅组、硫组、铀组及九室完成,还有部分资料引自有关未刊文献,文章经过涂光炽教授、陈毓蔚同志审阅,在此谨对上述同志的指导和帮助表示衷心的感谢。

参 考 文 献

- [1] 王义文,地质论评, 1982, 2: 108—117.
- [2] 刘鸿允等,地质科学, 1981, 4: 303—313.
- [3] 地质部宜昌地质矿产研究所同位素地质研究室,铅同位素地质研究的基本问题,地质出版社, 1979, 210.
- [4] 陈好寿等,中国地质科学院院报, 1980, 2: 88—101.
- [5] Condie, K. C., *Archean greenstone belts*, Elsevier Sci. Pub. Comp., Amsterdam-Oxford-New York, 1981.
- [6] Richard, J. R., et al., *Mineralium deposita*, 1981, 1: 7—30.
- [7] Saager, R. & Köppel, V., *Econ. geol.*, 1976, 1: 44—57.
- [8] Tatsch, J. H., *Gold deposits: origin, evolution and Present Characteristics*, Tatsch Associates, Sudbury, Massachusetts, 1971.
- [9] Wolf, K. H. (Ed.), *Handbook of Strata-bound and Stratiform ore deposits*, Elsevier sci. pub. Comp., 1976.
- [10] Шер, С. А., *Металлогения золота, недра, М.*, 1972, 1974.