

西秦岭寒武系硅岩建造中金矿床 成矿物质来源研究*

刘家军¹ 郑明华² 刘建明³ 周渝峰² 顾雪祥² 张 斌²

(1 中国科学院地球化学研究所, 贵阳 2 成都理工学院矿床地质研究所, 成都

3 中国科学院矿物资源探查研究中心, 北京)

提 要: 西秦岭寒武系硅岩建造中的金矿床, 是我国境内发现的一种具有独特地质特征的层控金矿床。通过对寒武系硅岩建造以及金矿石中金的浸出率、微量元素及其特征元素比值、稀土配分型式以及硫、铅、碳、氧、氢、硅等同位素组成等方面的系统研究表明, 在后期成矿过程中, 金及其它伴生元素主要来自寒武系硅岩建造; 成矿溶液主要来自大气降水。地下热液在环流过程中, 促使硅岩建造中的成矿物质发生活化、迁移和再聚集, 并最终导致矿床的形成。

主题词: 矿源层 硅岩建造 金矿床 西秦岭

位于西秦岭南亚带川甘交界地带的金矿床, 由拉尔玛、邛莫金矿床和牙相金矿点组成。矿床赋存于寒武系太阳顶群硅岩建造中, 受地层、岩性、构造控制十分明显, 对其所表现出来的层控性质为众所公认。

产于硅岩建造中的金矿体, 80%以上赋存于硅岩中。矿体一般沿顺层破碎带分布, 形态为似层状和透镜状, 其产状与围岩产状一致。矿石的矿物和元素组合十分复杂。现已鉴定出的矿物多达 70 余种。除黄铁矿、白铁矿、辉锑矿、自然金外, 还有相当数量的 Cu、U、Se 等元素的独立矿物。Cu、U、Mo、Sb、Se 在局部地段亦可圈出独立矿体。

通过对西秦岭寒武系硅岩建造和金矿石的微量元素及其特征元素比值、稀土配分型式、流体包裹体成分及其物理化学条件研究以及硫、铅、碳、氧、氢、硅等同位素组成等方面的分析, 作者指出, 金矿床的形成, 经历了喷流沉积和地下水热液活动两个成矿期^[1]。前者表现为硅岩建造中出现了众多成矿元素的高异常和黄铁矿等条带状、层纹状构造的形成, 显示出矿质的初步聚集^[2]; 后者则促使矿质富集层中的成矿物质组分发生活化、迁移和再聚集, 并最终导致矿床的形成^[3]。

在后期地下水热液活动并导致矿质再次富集成矿的过程中, 成矿物质来自地层, 抑或来自岩体或岩脉, 成为众多研究者争论的焦点。为此, 作者拟对后期矿床形成时的成矿物质来源问题进行必要的剖析。

1 硅岩建造中元素丰度和活性金

西秦岭寒武系硅岩建造, 由碳质硅岩和板岩组成, 局部出现透镜状碳酸盐岩和粉砂岩, 并

* 国家自然科学基金和中国、奥地利国际合作资助项目 (编号 4880099)

刘家军, 1963 年生, 副教授, 博士后, 从事矿床学、地球化学的教学和研究。邮政编码: 550002

1996-11-12 收稿, 1997-06-03 修改回

以富含有机质和大量菌藻微生物为特征。层位稳定，厚度大（最厚可达 1000 m）。其中硅岩为硅岩建造的主要组成岩石之一，极具特色。鉴于硅岩的化学特性，致使其地貌景观形成山脊陡壁，气势磅礴，蔚为壮观。

为了确定寒武系硅岩建造及各类岩石的化学元素丰度，作者对区内 5 条具有代表性的地质剖面进行了系统采样和分析。所采集的样品均为新鲜基岩。

进行元素含量概率分布型式的研究，是确定元素丰度的理论基础^[4,5]。为此作者以地球化学过程基本定律为基础，应用柯尔莫各洛夫正态检验方法，在计算机上自动剔除不服从正态分布的样品，以消除后期地质作用的影响，并求得反映硅岩建造中初始本底的元素丰度值（表 1）。

表 1 硅岩建造中元素的丰度（10⁻⁶）

Table 1. Element abundances of silicalite formation in west Qinling

元 素	Au/10 ⁻⁹	Se	Pt/10 ⁻⁹	Pd/10 ⁻⁹	Os/10 ⁻⁹	As	Ba	Hg	Ag	Pb	Zn
硅岩(164)	18.9	13.42	3.2	4.9	1.4	41.3	1022	5.23	2.66	11.18	29.15
板岩(102)	12.15	12.41	6.2	7.8	1.6	28.3	4969	0.29	0.85	21.78	24.42
硅岩建造(268)	7.6	13.42	3.9	5.1	1.4	31.9	2075	5.23	1.51	11.86	39.29
元 素	Cu	Mo	Ni	Sb	B	Bi	Cr	W	U	V	P/%
硅岩(164)	69.74	5.42	10.31	12.59	15.38	0.19	268.27	3.61	10.37	204.64	0.08(12)
板岩(102)	35.25	4.05	21.08	6.28	94.67	0.17	118.96	3.11	6.13	237.03	0.30(10)
硅岩建造(268)	38.06	7.11	13.42	7.1	29.65	0.21	216.77	3.48	8.51	223.53	0.13(22)

注：括号内为统计样品数

与地壳克拉克值相比，无论是硅岩、板岩，或是硅岩建造，均特别富集 Se、Sb、As、Ag，它们的浓集系数均在 10 以上，尤其是 Se，浓集系数大于 250。此外，Au、Os、Pd、Hg、U、B、V、Ba、W、Cr 等元素相当富集。硅岩与板岩相比较，前者相对富 Cu、Hg，而后者相对富 Pb、V、Pt。因此，寒武系硅岩建造中，Au 等成矿元素的丰度均相当高，有可能为后期热液活动成矿提供成矿物质。

硅岩建造中的成矿物质是否能有效地提取出来呢？下列实验结果已给我们作出了肯定的回答：① 对 Au 的浸出实验（王驹，1991）：寒武系硅岩建造中 Au 的浸出率比其它地层要高得多，一般在 10% 以上，远大于该区志留系中 Au 的浸出率（小于 1%）。就硅岩建造中不同岩石而言，硅岩的浸出率变化范围为 15.0%~42.45%，有时高达 60%，远高于板岩（浸出率小于 30%，低者仅 0.45%）和灰岩（浸出率小于 5%）。这说明硅岩可能是成矿物质的最主要提供者；② 将硅岩建造中含有机质、粘土矿物以及有机质与粘土矿物混合物进行萃取实验^[6]表明，在低于 300℃ 条件下，有机质、粘土矿物以及两者的混合物，萃取量很低且变化小（除有机质内金的萃取率起点较高外），大于 300℃ 时，有机质及混合物中金的萃取率较高；粘土矿物的萃取率基本上不受温度的影响，且其萃取率较低。因此，当地下水加热后，特别是达到一定的温度后，会大大提高对围岩中成矿物质的溶滤和萃取能力。倘若溶液中酸碱度的变化明显，热流体对金等组分的萃取将更为猛烈。尤其是在成矿早期已有部分惰性金转化为活性金的情况下，这就更有利于地下热水的萃取。鉴于硅岩建造中硅岩所含活性金远高于板岩，且硅岩自身又性脆易碎，更有利于热流体的渗流和溶滤，故其为矿床最为重要的矿质提

供者。

2 原岩、矿石和热液矿物的聚类分析

为了揭示含矿地层、矿石或热液矿物间的联系，作者选择本区 14 件岩石、矿石（包括单矿物）的中子活化分析结果进行了聚类分析，并作 Q 型聚类分析谱系图（图 1）。

从图 1 中可知：① 当距离系数小于 0.18 时，除一个硅岩型矿石外，其它硅岩型矿石与硅岩均聚为一类，即硅岩型矿石与硅岩在主要成矿元素与微量元素组合上显示一致性，表明成矿物质对围岩（尤其是硅岩）成分有继承性；② 当距离系数为 0.315 时，板岩型矿石与硅岩型矿石和硅岩聚为一类，而板岩型矿石与板岩在距离系数为 0.38 的水平时仍未聚为一类，表明板岩型矿石的成矿物质与硅岩有密切联系；③ 当距离系数小于 0.28 时，英安斑岩中的两个矿化蚀变矿物（白铁矿、蛭石）与硅岩聚成一类，且硅岩、英安斑岩型矿石与英安斑岩又明显分群，显示出与英安斑岩无关，即金等成矿物质非英安斑岩提供。

下列事实进一步支持了此结论：① 区域内未见岩体出露，岩脉数量也不多，且其规模小，其中的金含量极低（一般 $2\times10^{-9}\sim4\times10^{-9}$ ）。矿区内虽有十余条英安斑岩脉，但仅有少数有金矿化，且矿化都局限于岩脉边部的强破碎带及其附近围岩中（图 2）；② 矿化的英安斑岩脉不仅破碎程度高，蚀变强烈，蚀变矿物均沿破裂面分布，并可见蚀变矿化脉同时切割脉岩与围岩的现象，明显反映出金的矿化时间晚于脉岩形成的时间。由此说明热液矿化组分与英安斑岩无内在联系。

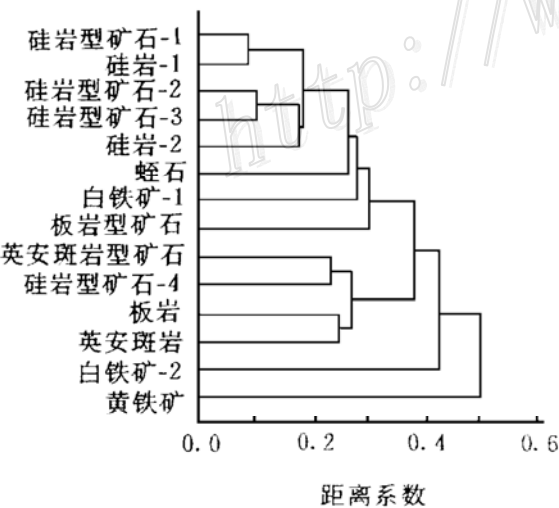


图 1 岩石、矿石与热液矿物微量元素 Q 型谱系图

Fig. 1. Q-cluster analysis of rocks, ores and hydrothermal minerals.

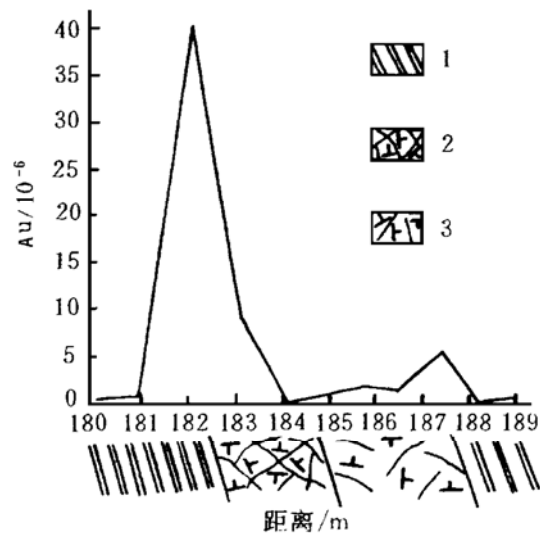


图 2 邛莫矿区 PD11 坑道东壁英安斑岩脉及其围岩中金含量变化曲线图

1—硅岩；2—破碎英安斑岩；3—碎裂英安斑岩
Fig. 2. Variation of gold concentration in the dacite porphyry vein and wall rock of PD11 gallery, the Qiongmo ore district.
1—Chert; 2—Shattered dacite porphyry; 3—Cataclastic dacite porphyry.

3 黄铁矿中微量元素组成特征

一般认为，黄铁矿中 Co、Ni 和 S、Se 含量及其比值具有较好的成因指示意义。沉积型黄铁矿中 Se、Co 含量低，分别为 $0.5 \times 10^{-6} \sim 2 \times 10^{-6}$ 和小于 1000×10^{-6} ，S/Se 比值在 $25 \times 10^4 \sim 50 \times 10^4$ 之间，Co/Ni 比值小于 1；热液型黄铁矿含 Se、Co 高，前者为 $20 \times 10^{-6} \sim 50 \times 10^{-6}$ ，后者为 $400 \times 10^{-6} \sim 2400 \times 10^{-6}$ ，S/Se 比值为 $1 \times 10^4 \sim 2.67 \times 10^4$ ，Co/Ni 比值大于 1；与火山活动有关的黄铁矿因 Se 含量更高，故 S/Se 比值一般仅 $n \times 10^3$ 。显示 Co、Se 具有较深来源属性。

本区黄铁矿中的 Se 含量 (10^{-6}) 普遍较高 (表 2)，一般为 7.5~550，为地壳丰度 (0.05×10^{-6}) 的数千倍。这显然与本区硅岩建造中的高 Se 背景有关。黄铁矿中的 S/Se 比值多在数千范围内 (仅有一个英安斑岩中细脉状黄铁矿的 S/Se 比值达 6.5×10^4 。说明其与英安斑岩无内在联系)，与火山型类似。但从黄铁矿的 Co/Ni 比值来看，所有样品均小于 1，变化于 0.03~0.33 之间，平均 0.129，且 Co 与 Ni 呈正相关，相关系数 0.866 ($n=9$)。此值与硅岩和板岩的 Co/Ni 比值 (小于 0.5) 相近，这又表明黄铁矿属沉积成因。就 S/Se 比值与 Co/Ni 比值来看，两者似乎相互矛盾，但深入分析这一“矛盾”现象时便会发现，这正是海底喷流作用所致。

表 2 黄铁矿中微量元素特征

Table 2. Trace element contents and Co/Ni and S/Se ratios of pyrite

序号	产 状	Fe/%	S/%	Co/ 10^{-6}	Se/ 10^{-6}	Ni/ 10^{-6}	Co/Ni	S/Se
1	硅岩中层状黄铁矿	43.66		40.25	546.77	146	0.0736	
2	板岩中星散状黄铁矿	46.66		92.64	31.44	2278	0.0407	
3	板岩中星散状黄铁矿	46.70	49.28	93	308	285	0.3263	1603
4	硅岩中星散状黄铁矿	47.00	52.74	13	215	85	0.1529	2453
5	硅岩中星散-团块状黄铁矿	44.71	48.11	4	117	114	0.0351	4112
6	硅岩中团块-细脉状黄铁矿	45.01	38.78	163	350	943	0.1729	1137
7	英安斑岩中细脉状黄铁矿	46.70	49.21	7	7.5	50	0.1400	656138
8	板岩中黄铁矿-石英脉	45.41	49.68	60	156	395	0.1519	3185
9	硅岩中黄铁矿-石英脉	41.02	45.07	32	164	462	0.0693	2748

注：1~2 成都理工学院核工系中子活化室分析；3~9 据张占鳌，1992

首先，矿化地段黄铁矿多发育于破碎带中，且呈细脉、网脉产出，因而其属热液成因毋庸置疑；又由于其 Co/Ni 比值与硅岩建造 Co/Ni 比值特征一致，以及前述的黄铁矿聚类特点及后文从稀土元素组成和同位素组成等角度所得出的结论，均表明热液黄铁矿成分来自赋矿地层本身。

其次，由于 Se 作为地壳中易气化的元素，往往在与较深断裂活动有关的地带中分布较多；Co 作为典型基性元素，常在与深部岩浆有关的火山活动地带中或在与中基性岩浆热液有关地带中含量较高^[1]。显然，海底喷流环境能够产生上述比值，即盆地中发育的未穿壳同生断裂，

既可使地壳内易气化的 Se 随喷流作用供给盆地, 又无较多来自于地壳下部或上地幔的 Co 的带入, 同时因盆地内又含有相对较多的 Ni, 故造成本区喷流沉积建造及其黄铁矿中的 Co/Ni 比值与 S/Se 比值较小。后期地下水热液作用所形成的热液黄铁矿显然继承了母岩中的成分特点。即黄铁矿中的 S/Se、Co/Ni 比值反映了地下水热液对喷流沉积硅岩建造中原沉积黄铁矿的继承与改造作用。

4 稀土元素组成

据矿化的岩石、矿石和热液矿物的稀土组成(中子活化分析法), 并按球粒陨石标准化后作图(图 3), 可清晰地看出, 矿石的轻稀土略大于重稀土, 大都具有 Ce、Eu 的亏损, 稀土变化曲线呈右倾斜, 与赋矿岩石硅岩、板岩所具有的特征相一致。后期生成的热液矿物(如白铁矿、黄铁矿、石英)稀土配分特征亦与容矿岩石(尤其是硅岩)一致。这无疑表明矿石矿物与脉石矿物均继承了容矿岩石中的稀土配分特征, 显示了矿石组成与围岩的渊源联系。

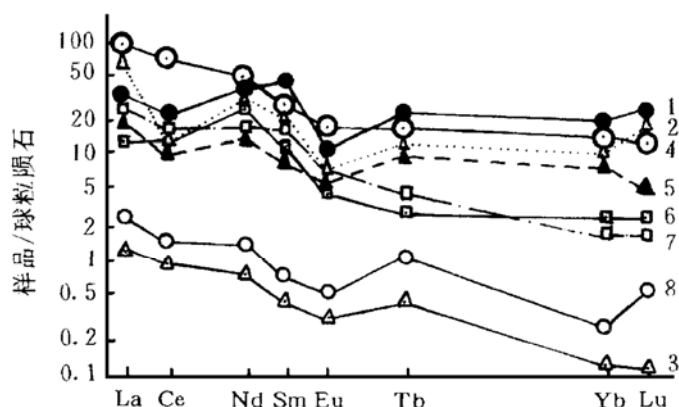


图 3 岩石、矿石、热液矿物稀土配分模式

1—硅岩型矿石; 2—板岩型矿石; 3—英安斑岩型矿石;
4—板岩; 5—硅岩; 6—白铁矿; 7—黄铁矿; 8—石英

Fig. 3. Chondrite-normalized REE patterns of rocks, ores and hydrothermal minerals.

1—Chert type ores; 2—Slate type ores; 3—Dacite porphyry type ores; 4—Slate; 5—Chert; 6—Marcasite; 7—Pyrite; 8—Quartz.

5 硫同位素组成

对矿床中 45 件硫化物和 26 件硫酸盐的分析结果表明, 硫同位素组成变化范围很宽, $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-32.2\text{‰} \sim +46.9\text{‰}$ 。其中各矿物硫同位素组成 $\delta^{34}\text{S}$ 范围分别是: 沉积黄铁矿为 $-21.6\text{‰} \sim +46.9\text{‰}$, 热液黄铁矿为 $-32.2\text{‰} \sim +21.5\text{‰}$, 辉锑矿为 $-28.3\text{‰} \sim +1.9\text{‰}$, 白铁矿为 $-1.6\text{‰} \sim +14.2\text{‰}$, 磁黄铁矿为 -17.5‰ , 重晶石为 $+2.4\text{‰} \sim +33.3\text{‰}$ 。

沉积黄铁矿(包括条带状、层纹状、浸染状、同生角砾状、结核状)的 $\delta^{34}\text{S}$ 值, 除一个板岩样品中黄铁矿为低负值(-21.6‰)外, 其余在 $-10.0\text{‰} \sim +46.9\text{‰}$ 之间, 且多数为正值。

14 件热液黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值, 除个别为低负值(-32.2‰)外, 与沉积黄铁矿相近。根据对矿床成矿物理化学条件的研究, 其成矿温度为 $150 \sim 328^\circ\text{C}$ (均一法), pH 值为 $4.5 \sim 6.0$, $\lg f_{\text{O}_2} = -29 \sim -41$ 。按照 H. Ohmoto (1972)^[8] 关于热液系统中 T 、pH、 f_{O_2} 、 $\delta^{34}\text{S}_{\text{ss}}$ 对各种含硫原子团同位素组成的影响可知, 当成矿溶液 $\delta^{34}\text{S}_{\text{ss}} \approx 16\text{‰}$ (沉积成岩黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 的平均值) 时, 在上述成矿条件下, 可求出黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值应为 $-25.0\text{‰} \sim +15.0\text{‰}$ 。矿床中热液黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值大多正处于该变化范围内。因此我们有理由认为热液黄铁矿的硫源来自含矿地层。

矿床中辉锑矿主要呈脉状、网脉状产出, 其 $\delta^{34}\text{S}$ 值一般在 $-12.0\text{‰} \sim +2.0\text{‰}$ 之间, 个别为 -28.3‰ 。据 H. Ohmoto 等人的实验研究^[8], 在 $120 \sim 250^\circ\text{C}$ 范围内, 对于处于硫同位素平

衡交换的共生黄铁矿和辉锑矿,前者的 $\delta^{34}\text{S}$ 值比后者约高出 $4.2\%\sim 7.0\%$ 。因此,辉锑矿与黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值虽然不同,但根据同位素平衡交换原理可以认为辉锑矿与黄铁矿是在同一热液系统中形成的,它们具有共同的硫源,即硫均来自硅岩建造。

矿床中26件重晶石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化较大($+2.4\%\sim +33.3\%$),其中拉尔玛矿区出现了较小值,低者仅 $+2.4\%$ 。究其原因,可能因此种重晶石是由早期硫化物被溶解和氧化而成的。在此情况下硫同位素基本不发生分馏,所生成的硫酸盐仍保持原有硫化物同位素组成的特点。邛莫、牙相以及拉尔玛矿区部分重晶石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值普遍在 $+19.0\%\sim +34.0\%$ 之间,该值范围变化在寒武纪海水硫酸盐 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化区间内,反映重晶石的硫源亦与硅岩建造有关。重晶石硫同位素组成变化则显示在同一热液系统中与硫化物共生的特点,由于热液黄铁矿形成时间较长,因而其 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化较大,故重晶石硫同位素组成亦有相应的变化。

英安斑岩中的白铁矿、磁黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围较宽($-17.5\%\sim 14.2\%$),显然不具岩浆硫特点,故可排除硫来自岩体或岩脉的可能。

总之,矿床中硫化物及硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化大,且不具塔式分布特征,表明系非陨石硫组成,乃沉积硫所供给。

6 铅同位素组成

鉴于矿床中方铅矿十分罕见,故作者对矿石中黄铁矿、白铁矿、石英、辉锑矿、重晶石等微量铅进行铅同位素组成测定。为便于对比,同时还对硅岩、板岩、英安斑岩及矿石铅同位素进行了测定。

(1) 在矿石铅与岩石铅的同位素组成中,均富含放射性成因铅(^{206}Pb)。岩石中 ^{206}Pb 在铅同位素组成中占 $25.060\%\sim 39.499\%$,而矿石中 ^{206}Pb 所占比例为 $24.275\%\sim 39.724\%$,两者所占比例近乎一致。表明矿石与岩石均具高放射性成因铅特点。

(2) 矿石与岩石中铅同位素组成变化范围均较大。矿石中 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.532\sim 37.266$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.257\sim 16.879$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.703\sim 39.555$ 。其变化率分别为 77.08% 、 10.04% 、 7.48% 。岩石中 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.635\sim 36.697$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.586\sim 17.821$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.644\sim 39.638$ 。它们的变化率分别为 65.29% 、 13.38% 、 7.85% 。可见矿床中铅同位素组成变化极大,且不均一。矿石中铅不是来自岩浆,而是来自沉积硅岩建造本身。

(3) 57件样品在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 坐标图中,绝大多数样品位于正常铅演化曲线的右侧,其模式年龄(H-H法)亦多为负值,这说明样品中有不同程度的放射成因铅混入。然而有一与地层产状一致的层状黄铁矿却正好位于正常铅演化曲线之上,模式年龄为 $545.42\times 10^6\text{a}$ 。此值与含矿硅岩建造的Rb-Sr等时线年龄值(535.5 ± 11.4) $\times 10^6\text{a}$ (据董宜葆,1987)相近,从而进一步肯定了该样品(层状黄铁矿)为寒武纪时沉积-成岩的产物。

(4) 在57件样品中, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 与 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 具有良好的线性关系。最佳直线斜率为 0.0635 ,截距为 14.45094 ,相关系数 $r=0.90875$ 。Pb-Pb等时线年龄为 $725.56\times 10^6\text{a}$ 。此值反映了提供成矿物质来源地层的最大年龄值。故含矿地层下部的震旦系白依沟群可能提供了部分成矿物质。

(5) 矿石铅与岩石铅样品具有良好的线性关系($r=0.90875$, $N=57$),说明矿石与岩石

两者之间存在紧密的内在联系,也反映出矿石铅主要来自岩石铅加入的特点。即富铀低钍的含矿岩石(硅岩、板岩),在后期成矿时期遭受含矿热液的淋滤之后所形成的矿石仍保持了围岩的高铀、低钍/铅体系的特点,而不是矿石中金属来自另一个地质体系。

不难看出,矿床中铅同位素组成极不均一,且富含放射性成因铅(^{206}Pb)。矿石与岩石的铅同位素组成相近,且两者线性关系极好,说明成矿时,矿石继承了硅岩建造物质组分的特点。

7 碳和硅同位素组成

3 件矿石和矿化岩石中碳沥青 $\delta^{13}\text{C}$ 值分别 -10.3‰ 、 -25.8‰ 、 -30.5‰ ,平均 -22.2‰ (张占鳌,1992),这与地幔碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值(-7‰ 左右^[9])相异,而与围岩中有机碳($-23.2\text{‰}\sim -27.4\text{‰}$, $n=4$)、氯仿沥青“A”($-27.5\text{‰}\sim -23.8\text{‰}$, $n=2$)以及干酪根($-28.9\text{‰}\sim -27.4\text{‰}$, $n=4$)(周德安,1992)相似,亦与现代海相沉积物有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值($-10.0\text{‰}\sim -30.0\text{‰}$ ^[8])相近。说明矿石与硅岩建造中的有机质是同源的。

4 件成矿期石英脉的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为 $-0.2\text{‰}\sim +0.7\text{‰}$,此值与含矿硅岩建造中硅岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值($+0.4\text{‰}\sim +1.3\text{‰}$, $n=13$)虽有差异,但也明显不同于本区侏罗纪火山盆地中的玛瑙及硅化木的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值($-0.2\text{‰}\sim -0.7\text{‰}$,毛裕年,1992)。成矿早期石英的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值($+0.7\text{‰}$)与硅岩的平均值($+0.78\text{‰}$)相近,暗示热液中硅质主要来自硅岩建造。而随着后期成矿的演化,硅同位素发生分馏,使得 $\delta^{30}\text{Si}$ 值逐渐变小($+0.7\text{‰}\rightarrow +0.1\text{‰}\rightarrow -0.2\text{‰}$),即向着轻硅(^{28}Si)方向演化。

8 流体的氢氧同位素组成

对 56 件与矿化有密切联系的石英、重晶石样品进行的氢氧同位素组成分析表明,成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 值均具有一定的变化范围,其中 $\delta^{18}\text{O} = -11.1\text{‰}\sim +15.3\text{‰}$, $\delta\text{D} = -58\text{‰}\sim -122\text{‰}$ 。在 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 关系图上,成矿期所有石英、重晶石样品的投点均落于岩浆水、变质水区之外,表明成矿期流体水为大气降水补给的地下水。

成矿流体水中是否有岩浆水的参与呢?作者根据矿床产出实际情况及有关理论^[7]对此进行了探讨。根据测试分析数据可知,未蚀变岩石的初始同位素组成 $\delta^{18}\text{O}_{\text{岩石}}^{\text{i}} = +19.2\text{‰}$, $\delta\text{D}_{\text{岩石}}^{\text{i}} = -125\text{‰}$ (分析平均值)。因成矿流体 δD 值最低达 -122‰ ,故取大气水的 $\delta\text{D}_{\text{岩石}}^{\text{i}}$ 值为 -120‰ ,相应的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}^{\text{i}} = -16.2\text{‰}$ 。假设原始岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}^{\text{i}} = +7.5\text{‰}$, $\delta\text{D}_{\text{水}}^{\text{i}} = -70\text{‰}$ ^[1]。在不同温度和水/岩比值下,大气水、岩浆水与矿床围岩发生交换后,成矿热液的氢、氧同位素组成的理想演化曲线见图 4。

从图 4 中可以看出,早阶段成矿流体水的 $\delta\text{D}_{\text{水}}$ 、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 值大部分落于 200℃ 与 350℃ 之间的大气水与围岩发生交换后的演化曲线附近,在较小的有效水/岩比值($0.002\sim 0.05$)条件下,大气水氧同位素组成发生显著“漂移”,而与岩浆水同围岩交换后的演化曲线极不协调(不一致)。在成矿主阶段、晚阶段,若原先已发生氧同位素显著“漂移”的大气水又继续与围岩发生交换,结果应出现图中的演化曲线Ⅶ,即出现“反漂移”现象,然而,情况并非如

此。不仅如此，它们的部分投点也偏离大气水与围岩发生交换的演化曲线，说明流体水与围岩之间的同位素交换未达到平衡。正是由于在成矿过程中发生了沸腾作用，才使此种平衡遭到破坏，加之有大量的近地表下渗的大气水与之混合。故主阶段成矿流体水大部分并不沿大气水与围岩发生交换的理想演化曲线分布，但又更趋向接近大气降水线。

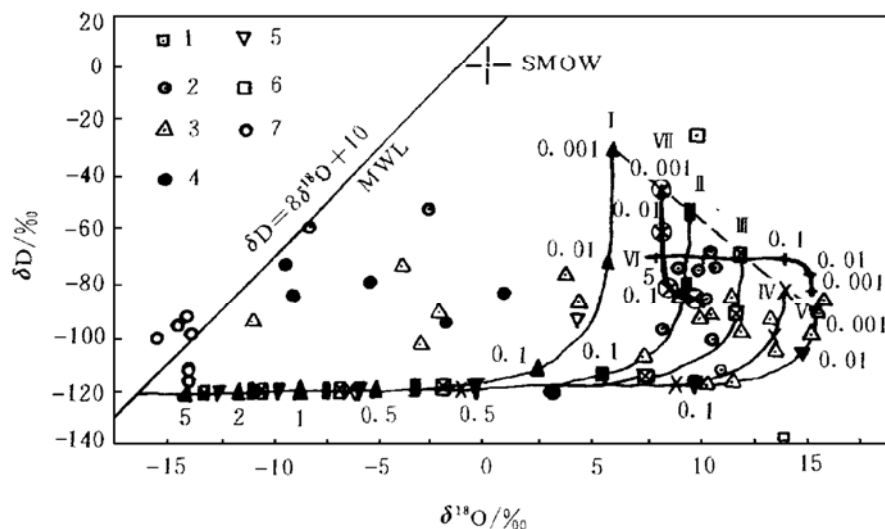


图 4 金矿床不同矿化阶段水-岩氢氧同位素交换演化曲线

假设条件：围岩初始 $\delta^{18}\text{O}_{\text{岩石}} = +19.2\text{‰}$ ， $\delta\text{D}_{\text{岩石}} = -125\text{‰}$ （分析平均值）；大气水 $\delta\text{D}_{\text{水}} = -120\text{‰}$ （分析值）， $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}} = -16.2\text{‰}$ （计算值）；岩浆水 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}} = +7.5\text{‰}$ ， $\delta\text{D}_{\text{水}} = -70\text{‰}$ [1]。图中 I、II、III、IV、V 分别为大气水在 150℃、200℃、250℃、300℃、350℃ 时与围岩发生交换时同位素的理想演化曲线；VI 为岩浆水在 350℃ 时与围岩发生交换时同位素的理想演化曲线；VII 为主阶段、晚阶段成矿过程中，原先已发生氧同位素显著“漂移”的大气水又继续与围岩发生交换，使之处于平衡时，结果应出现“反漂移”演化曲线（180℃）。1—变质石英；2—成矿第一阶段石英；3—成矿第二、三阶段石英；4—成矿第二、三阶段重晶石；5—成矿第四阶段重晶石；6—成矿后石英；7—现代温泉水及雨水

Fig. 4. Water-rock hydrogen and oxygen isotopic exchange evolutionary curves at different mineralization stages of gold deposits.

Assuming: $\delta^{18}\text{O} = +19.2\text{‰}$ and $\delta\text{D} = -125.0\text{‰}$ for silicalite formation (analytic average values); $\delta\text{D} = -120.0\text{‰}$ (analytic value) and $\delta^{18}\text{O} = -16.2\text{‰}$ (calculated value) (MMW) for meteoric water; $\delta^{18}\text{O} = +7.5\text{‰}$ and $\delta\text{D} = -70.0\text{‰}$ (MW) for magmatic water [1]. Evolution lines I、II、III、IV、V stand for the results from the meteoric water (MMW) interacting with silicalite formation at 150℃、200℃、250℃、300℃ and 350℃ respectively, Line VI from the magmatic water (MW) interacting with silicalite formation at 350℃, and Line VII from Stage I ore-forming fluid interacting with silicalite formation at 180℃. 1—metamorphic quartz; 2— δ values of ore-forming fluid from Stage I quartz; 3— δ values of ore-forming fluid from Stage II and III quartz; 4— δ values of ore-forming fluid from Stage II and III barite; 5— δ values of ore-forming fluid from Stage IV barite; 6— δ values of post-metallogenic fluid from quartz vein; 7— δ values of modern rainwater and hot spring.

综上所述，西秦岭寒武系太阳顶群硅岩建造中的金矿床的成矿，所需金等成矿元素主要来自含矿层——寒武系硅岩建造本身，成矿流体乃大气降水补给的地下水热液，而非岩浆水。

参 考 文 献

- 1 郑明华, 周渝峰, 刘建明等. 喷流型与浊流型层控金矿床. 成都: 四川科学技术出版社, 1994, 146~170
- 2 刘家军, 郑明华. 西秦岭寒武系硅岩建造的喷流沉积作用. 见: 贺振华主编. 理工科技进展. 成都: 四川科技出版社, 1996, 108~114
- 3 郑明华, 刘家军, 张斌等. 阿坝地块东缘寒武系硅岩型铀-铜-金建造矿床的地质地球化学. 见: 中国地质学会编. “七五”地质科学重要成果学术交流会议论文选集. 北京: 北京科学技术出版社, 1992, 681~686
- 4 阮天健, 朱有光. 地球化学找矿. 北京: 地质出版社, 1985, 54~58
- 5 王崇云主编. 地球化学找矿. 北京: 地质出版社, 1988, 37~43
- 6 林丽. 拉尔玛金矿床中生物成矿作用. 成都: 成都科技大学出版社, 1994. 31~57
- 7 张理刚, 陈振胜, 刘敬秀等. 两阶段水岩同位素交换理论及其勘查应用. 北京: 地质出版社, 1995, 23~42
- 8 Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Econ. Geol.*, 1972, 67: 551~578
- 9 Fuex A. N., Baker D. R. Stable carbon isotope in selected granitic, mafic and ultramafic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, 37: 2500~2531
- 10 Eckelman W R, Broecker W S, Whitlock D W et al. , Implications of carbon isotopic composition of total organic carbon of some recent sediments and ancient oils. *Petrol. Geol.*, 1962, 46: 699~704

ORE-FORMING MATERIAL SOURCES OF GOLD DEPOSITS IN THE CAMBRIAN SILICALITE FORMATION, WEST QINLING

Liu Jiajun¹, Zheng Minghua², Liu Jianming³, Zhou Yufeng²,
Gu Xuexiang² and Zhang Bin²

(1 *Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002*)

(2 *Institute of Mineral Deposits, Chengdu Institute of Technology, Chengdu 610059*)

(3 *The Research Center of Mineral Resources Exploration, CAS, Beijing 100101*)

Key words: source bed, silicalite formation, gold deposit, west Qinling

Abstract

Gold deposits occurring in the southern subzone of western Qinling include Laerma and Qiongmou ore deposits and Yaxiang ore occurrence. They are a new type of stratabound bold deposits closely associated with submarine exhalative sedimentation and showing many distinctive features. Existing in the Cambrian silicalite formation composed of black shert and slate, the gold deposits are so clearly controlled by strata, host rock types and structures that their stratabound character is agreed by many geologists.

The abundances of gold and other elements are relatively high in hte Camerian silicalite formation. According to the results of gold absorbing and releasing experiments of organic

matters and clay minerals and the results of gold leaching rate, the authors conclude that the activated gold is so ight that it can be easily remobilized to take part in the ore-forming process. Co/Ni and S/Se ratios of hydrothermal pyrite vary in the range of 0.0736~0.3263 and 1137~656138 respectively. It is reasonably assumed that the gold deposits have affinity with exhalative-sedimentary silicalite formation. The REE patterns of gold ores are similar to those of the host rocks, with negative Ce and Eu anomalies.

The hydrothermal minerals and ores in the gold deposits have $\delta^{34}\text{S}$ values $-32.2\text{‰} \sim +46.9\text{‰}$ (sulfides) and $+2.4\text{‰} \sim +33.3\text{‰}$ (sulfates), $\delta^{13}\text{C}$ values $-10.3\text{‰} \sim -30.5\text{‰}$ (organic carbon), $\delta^{30}\text{Si}$ values $-0.2\text{‰} \sim +0.7\text{‰}$ (quartz) and $+0.4\text{‰} \sim +1.3\text{‰}$ (cherts), ore lead isotopic values $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.532 \sim 37.266$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.257 \sim 16.879$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.703 \sim 39.555$, rock lead isotopic values $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.635 \sim 36.697$, and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.586 \sim 17.821$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.644 \sim 39.638$. Hydrothermal fluids have $\delta^{18}\text{O}$ values $-11.06\text{‰} \sim +15.34\text{‰}$ (figured out from isotope fractionation equation of quartz-water and barite-witer), δD values $-58\text{‰} \sim -122\text{‰}$ (fluid inclusions). The above-described isotopic study shows that the ore-forming solution was mainly derived from the ancient meteoric water, sulfur in the fluids from the reduced sulfur in the country rocks, carbon from organic carbon in the black layer, and silica from the silicalite formation. Lead isotopic composition shows that the ore lead has genetic relation with the leaching process in the silication formation.

Obviously, the silicalite formation was the main source of the metallogenic materials. During the ore-forming process of hot circulating groundwater (meteoric water), the ore-forming materials in the silicalite formation were remobilized and reconcentreted after migration, resulting in the formation of the present ore deposits.