

文章编号: 1008-0058(2000)02-0150-07

西秦岭寒武系金矿床中硫同位素组成及其地质意义

刘家军¹, 郑明华², 刘建明³, 周德安⁴

(1. 中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002; 2. 成都理工学院, 四川 成都 610059; 3. 中国科学院矿物资源探查研究中心, 北京 100101; 4. 核工业部北京地质研究院, 北京 100029)

摘要: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新的独特类型的层控金矿床。矿床中硫同位素组成的证据表明, 含矿硅岩建造中沉积黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围较大, 并以富集重硫为特征。说明含矿硅岩建造中沉积黄铁矿的硫, 主要来自封闭一半封闭盆地海水硫酸盐的细菌分解。从东部的牙相金矿点至西部的拉尔玛金矿床, 沉积黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值有不断升高的趋势, 表明盆地深度可能由东而西逐渐变浅。矿床中热液硫化物和重晶石的硫同位素组成变化范围也很宽。这些热液矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值虽有较大差别, 但它们都有共同的硫源, 即由寒武系硅岩建造的沉积硫所供给。

关键词: 硫同位素组成; 硅岩建造; 金矿床; 西秦岭

中图分类号: P597.2 文献标识码: A

西秦岭寒武系硅岩建造中的金矿床, 由拉尔玛(俄都)、邛莫金矿床和牙相金矿点组成(图1)。它们是我国境内发现的一类具有独特地质特征的层控金矿床。矿床中除 Au 外, Cu、U、Mo、Sb 在局部地段亦可圈出独立的矿体。同时, 矿床中铂族元素(PGE)、分散元素也异常富集, 从而构成特殊的 Au—Cu—U—Mo—Se—PGE 建造矿床。深入研究此类矿床的硫同位素组成特征无疑十分重要。

1 金矿床地质特征

拉尔玛、邛莫金矿床和牙相金矿点位于西秦岭南亚热带白依背斜西部的倾没端(图1)。矿床赋存于寒武系太阳顶群由碳质硅岩和碳质板岩组成的硅岩建造中, 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^[1]。

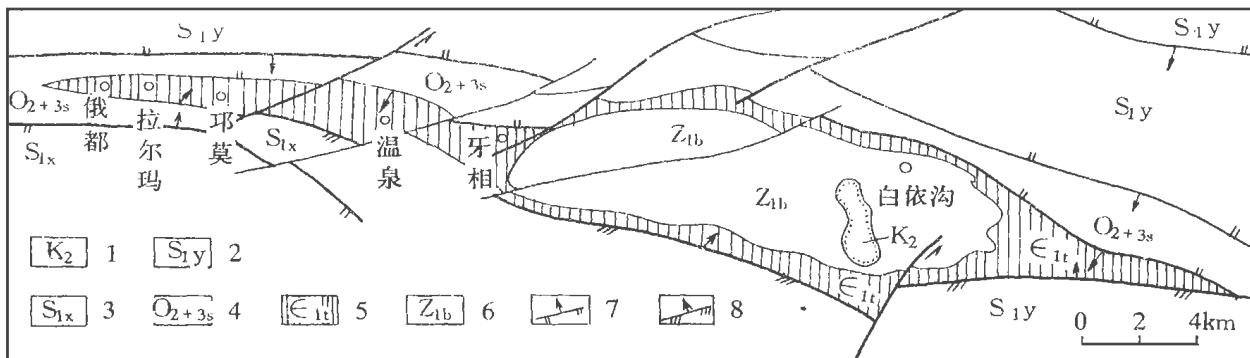


图1 西秦岭寒武系中层控金矿床地质略图

Fig. 1 Geological sketch map of the Cambrian stratabound gold deposits in western Qinling mountain

1. 上白垩统; 2. 下志留统羊肠沟组; 3. 下志留统下地组; 4. 中、上奥陶统苏里木塘组; 5. 寒武系太阳顶群; 6. 震旦系白依沟群; 7. 逆断层; 8. 逆掩断层(据四川地质矿产局川西北地质大队区调分队, 1990, 略有修编)

收稿日期: 1999-09-22

基金项目: 国家自然科学基金(49773197)、中国科学院1997年度“百人计划”和中国科学院地球化学研究所所长基金资助项目

作者简介: 刘家军, 男, 1963年生, 研究员, 博士, 主要从事分散元素和金矿床的研究。

表 1 硅岩建造中沉积黄铁矿的硫同位素组成

Table 1 The $\delta^{34}\text{S}$ values of sedimentary pyrite in silicite formation

序号	样号	采样地点	样品名称	$\delta^{34}\text{S}/\%$
1	H1	拉尔玛 CM109	结核状黄铁矿	13.00
2	H2-1	拉尔玛 CM109	粗粒浸染状黄铁矿	16.90
3	H2-2	拉尔玛 CM109	粗粒浸染状黄铁矿	46.90
4	H3	拉尔玛 CM109	条带状黄铁矿	16.00
5	H4	拉尔玛 CM109	层纹状黄铁矿	14.10
6	H5	拉尔玛 CM109	浸染状黄铁矿	24.60
7	L56	拉尔玛 TC6	结核状黄铁矿	9.49
8	L56	拉尔玛	结核状黄铁矿	11.36
9	L62	拉尔玛	结核状黄铁矿	3.21
10	L9	温泉沟	碳质板岩中浸染状黄铁矿	15.50
11	H12	邛莫 PD11W	层纹状黄铁矿	7.84
12	PD8-1	邛莫 PD8	碳质板岩中浸染状黄铁矿	10.30
13	PD8-3	邛莫 PD8	碳质板岩中浸染状黄铁矿	8.56
14	PD48-2	邛莫 PD48	碳质板岩中浸染状黄铁矿	8.92
15	H6	牙相 PD5	同生角砾状黄铁矿	-10.00

注: 1~6, 11~15 为本文资料, 核工部北京地质研究院、宜昌地质矿产研究所和中国科学院地球化学研究所分析; 其它数据为彭达全高级工程师等提供

在寒武系硅岩建造中, 现已圈定出金矿体上百个, 且多数矿体分布于西部的拉尔玛金矿床中(已探明金矿体 68 个, 占已发现金矿体的近四分之三)。金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。矿石矿物和元素组合十分复杂。现已鉴定出的矿物多达 80 余种。除黄铁矿、白铁矿、辉锑矿、自然金外, 还有相当数量的铜、铀、硒等元素的独立矿物, 但矿床中尚未发现自然硒、Ag 和 Cu 的硒化物以及碲化物。

根据含矿主岩的差异, 可将矿石划分为三种类型: (1) 硅岩型金矿石; (2) 板岩型金矿石; (3) 英安斑岩型金矿石。在金矿床中, Cu、U、Mo、Sb、V、Zn 在局部地段亦可圈出独立矿体。尤为重要的是, Se、In、PGE(铂族元素)在金矿石中高度富集^[1~5], 并在局部地段亦可圈出独立的硒矿体, 从而使矿床价值大为提高。矿石结构十分丰富, 如草莓状、自形、半自形、它形、镶嵌、交代残余、文象或乳滴状、显微环带、碎斑、压力雁形双晶等。矿石构造主要有角砾状、脉状—网脉状、浸染状和块状等。它们在构造破碎带中存在一定的分带现象, 即由矿化中心部位向外侧, 大体上出现角砾状构造→网脉状构造→脉状

构造这样更迭现象。此种构造分带现象在拉尔玛矿床中表现较为明显。

矿床中围岩蚀变有硅化、辉锑矿化、黄铁矿化、重晶石化、地开石化和褪色化等。其中以硅化为主, 大部分金矿体就位于最强烈的硅化蚀变范围之内。褪色蚀变常伴随着硅化作用。它的显著特征是岩石颜色由灰黑色、深灰色变成灰色、灰白色, 其中有机碳被带出, 使其含量降低。其它围岩蚀变分布较局限。无论何种蚀变, 均发育于顺层破碎带内。一般说来, 围岩蚀变较强烈的地带, 矿石组分较复杂, 矿化较好; 而围岩蚀变较弱的地带, 矿化较差。

根据脉体的穿插关系、矿石组构以及矿物共生组合, 作者认为拉尔玛、邛莫金矿床的形成主要经历了两个成矿阶段, 即(1)黄铁矿—白铁矿—黄铜矿—斑铜矿—自然金—石英成矿早阶段和(2)辉锑矿—硒化物—自然金—石英—重晶石成矿主阶段。研究表明, 金的成矿主要发生在中、新生代交替时期(47 ~ 137 Ma)^[6]。

2 含矿硅岩建造中沉积黄铁矿的硫同位素组成

在寒武系含矿硅岩建造中, 15 件具条带状、层纹状、浸染状、同生角砾状、结核状构造的沉积黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(表 1), 除牙相地区一个黄铁矿样品为负值(-10.0‰)外, 其它均在 +3.21‰~+46.9‰ 之间。15 件样品的平均值为 +13.11‰。这种黄铁矿硫同位素组成的显著特点是, $\delta^{34}\text{S}$ 值大都为正值, 以富集重硫为特征, 且变化范围较大。这与我国东升庙、炭窑口、高板河^[7] 以及加拿大塞尔温盆地中的硫化物矿床^[8] 和美国印第安拉 New Albany 页岩中黄铁矿^[9] 的 $\delta^{34}\text{S}$ 值接近。这些矿床的硫均被认为来源于海水硫酸盐的还原^[7, 8], 即这种黄铁矿是在半封闭—封闭的环境下由生物分解海水硫酸盐产生的 H_2S 与淤泥中 Fe^{2+} 相结合而形成的。

一般说来, 在对 SO_4^{2-} 封闭体系中所形成硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值具有以下特点: $\delta^{34}\text{S}$ 值愈大的硫化物, 其数量愈少; $\delta^{34}\text{S}$ 值比原始溶液 $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4^{2-}}$ 低 25% 的硫化物, 其数量最多^[11]。本区含矿硅岩建造形成时

代为寒武纪,当时海水硫酸盐 $\delta^{34}\text{S}$ 值约为 $15\% \sim 32\%$ [10, 11]。在硅岩建造中沉积黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值基本符合上述特点。即这些黄铁矿是在封闭或半封闭体系中海水硫酸盐的细菌分解作用形成的。关于这些黄铁矿是生物成因的观点,还可从硅岩建造中富含有机质的事实得到佐证。据对硅岩建造中近百件样品有机碳 [1, 12] 分析表明,黑色板岩中有机碳质量分数为 $0.6\% \sim 8.0\%$,最高达 22% ;黑色硅岩中有机碳质量分数一般在 $0.6\% \sim 3.0\%$ 之间,说明在硅岩建造沉积时,水体中生物是十分昌盛的。现已查明,构成硅岩建造主体的硅岩是海底喷流作用的产物 [13]。据现代海洋资料,在海底热液喷口附近生活着大生物群和自养细菌,它们赖以喷出热液中的某些组分(如 H_2S 等)而生存 [14]。此外,由于海底喷流作用使盆地水体产生分层效应,造成深层水体的强还原环境,也是有利于大量厌氧细菌得以生存的重要因素。因此,在喷流硅岩建造中含有较多的有机物质,就理所当然了。

从空间上看,含矿硅岩建造中沉积黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值从东至西(牙相→邛莫→拉尔玛)有逐渐增大($\delta^{34}\text{S}$ 平均值分别为 $-10.00\% \rightarrow +8.91\% \rightarrow +17.30\%$) 的趋势(图 2)。众所周知,硫同位素组成的变化,可由多种因素引起,如盆地不同部位沉积环境的变化、硫源的充足与否、矿物沉淀的先后顺序等。西秦岭寒武系含矿硅岩建造中黄铁矿硫同位素组成的空间变化,可能是多种因素综合作用的结果,但最明显的是受沉积环境变化和生物作用的控制。在同一沉积盆地中,其开放或封闭的程度、细菌还原作用的强度以及沉积物的供给情况、沉积速度等都可能随时间、空间的变化而不同。在闭塞的环境中,细菌和微生物的还原活动与海水硫酸盐的剩余量呈反相关,从而导致了硫同位素的生物还原分馏较小,形成富 ^{34}S 的 H_2S , 因而,沉淀出富 ^{34}S 的硫化物,即硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值为正值。相反,在相对开放的海洋环境中,微生物细菌活动与剩余硫酸盐量之间的关系与前者不同,其硫酸盐供给是充分的,它将导致硫同位素生物还原分馏变大,即沉积硫化物相对富 ^{32}S , 其 $\delta^{34}\text{S}$ 值偏离海水的 $\delta^{34}\text{S}$ 愈大 [13]。因此从东至西沉积黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化趋势,可能反映了硅岩建造形成时沉积盆地由相对开放的环境逐渐变为较闭塞的环境。这与利用硅岩建造的沉积相和化学成分特征来判断该含矿层位的形成环境所得到的结论 [12] 一致。此种变化规律也与粤北中泥盆统铅

锌矿床 [15] 和粤西大降坪黄铁矿床 [16] 的硫同位素组成的分布规律受岩相古地理的控制特征类似。

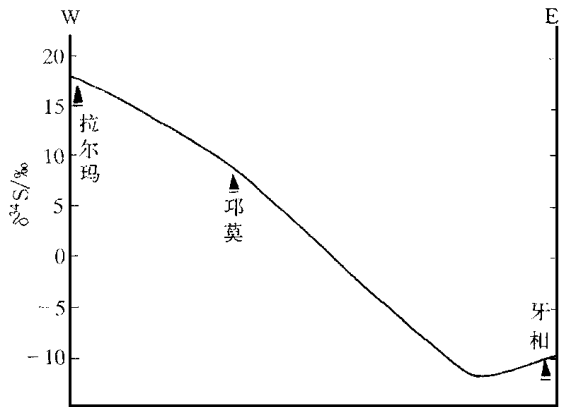


图 2 硅岩建造中沉积黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值的变化趋势

Fig. 2 The variation tendency of $\delta^{34}\text{S}$ values from sedimentary pyrite in silicalite formation

3 矿石中热液矿物硫同位素组成及其变异

对矿床中 33 件热液硫化物和 33 件热液重晶石的硫同位素分析结果(表 2 和图 3)表明,硫同位素组成变化范围很宽, $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-32.25\% \sim +33.3\%$ 。其中各热液矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值分别是:黄铁矿 $-32.25\% \sim +21.48\%$,辉锑矿 $-28.3\% \sim +1.89\%$,白铁矿 $-1.57\% \sim +14.2\%$,磁黄铁矿 -17.54% ,重晶石 $+2.41\% \sim +33.3\%$ 。

3.1 黄铁矿的硫同位素组成

15 件热液黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值,除 3 个样品具有较低的负值($-21.62\% \sim -32.25\%$)外,大部分在 $+10\% \sim +15\%$ 之间,与沉积黄铁矿相近。

正如含矿硅岩建造中沉积黄铁矿的硫同位素组成所显示的那样,不同地段沉积黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值有所不同。因此在后期热液活动时,由于成矿流体所处的局部地质环境(硫源、流体通过围岩时的同位素交换以及硫化物晶出的温度和 $f(\text{O}_2)$ 等)控制着硫同位素分馏的差异 [17], 导致不同地段含硫热液体系中 ΣS 的 $\delta^{34}\text{S}$ 值也会发生一定的变化。热液体系中 ΣS 的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化,也必然会引起热液黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值的变化 [18]。这就导致了矿床中热液黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围很大。

表 2 金矿床中热液矿物的硫同位素组成

Table 2 The $\delta^{34}\text{S}$ values of hydrothermal minerals in the gold deposits

序号	样号	采样地点	样品名称	$\delta^{34}\text{S}/\%$	序号	样号	采样地点	样品名称	$\delta^{34}\text{S}/\%$
1	h8	拉尔玛	黄铁矿	7.20	34	la-14	拉尔玛	重晶石	26.00
2	la-73	拉尔玛	黄铁矿	13.30	35	la-63	拉尔玛	重晶石	28.50
3	la-78	拉尔玛	黄铁矿	10.30	36	la-86	拉尔玛	重晶石	24.30
4	la-89	拉尔玛	黄铁矿	12.10	37	la-91	拉尔玛	重晶石	14.60
5	l55	拉尔玛	黄铁矿	-25.20	38	la-95	拉尔玛	重晶石	26.70
6	l58	拉尔玛	黄铁矿	1.72	39	la-105	拉尔玛	重晶石	16.00
7	l63	拉尔玛	黄铁矿	1.62	40	la-165	拉尔玛	重晶石	16.80
8	l121	拉尔玛	黄铁矿	-32.25	41	l20	拉尔玛	重晶石	9.37
9	l90	拉尔玛	黄铁矿	21.48	42	l27	拉尔玛	重晶石	8.98
10	l112	拉尔玛	黄铁矿	10.96	43	l68	拉尔玛	重晶石	2.41
11	l138	拉尔玛	黄铁矿	12.92	44	l68	拉尔玛	重晶石	11.68
12	h11	邛莫	黄铁矿	-21.62	45	l35	拉尔玛	重晶石	15.12
13	y36	牙相	黄铁矿	13.18	46	l38	拉尔玛	重晶石	15.35
14	y40	牙相	黄铁矿	13.69	47	l48	拉尔玛	重晶石	16.74
15	y42	牙相	黄铁矿	11.11	48	l54	拉尔玛	重晶石	12.68
16	h9	邛莫	白铁矿	-1.57	49	l85	拉尔玛	重晶石	14.79
17	h10	邛莫	白铁矿	0.15	50	l56	拉尔玛	重晶石	15.57
18	la-92	拉尔玛	白铁矿	14.20	51	tc7	邛莫	重晶石	28.25
19	l11	温泉沟	磁黄铁矿	-17.54	52	cm48-2	邛莫	重晶石	19.49
20	h7	拉尔玛	辉锑矿	-6.70	53	la-5	邛莫	重晶石	33.30
21	la-62	拉尔玛	辉锑矿	1.70				重晶石	27.59
22	la-64	拉尔玛	辉锑矿	0.60	55	g50	邛莫	重晶石	19.79
23	la-85	拉尔玛	辉锑矿	-6.80	56	q4a	邛莫	重晶石	30.10
24	la-88	拉尔玛	辉锑矿	-5.10	57	q4b	邛莫	重晶石	23.59
25	la-90	拉尔玛	辉锑矿	-12.10	58	q4c	邛莫	重晶石	24.40
26	la-97	拉尔玛	辉锑矿	-9.40	59	q4d	邛莫	重晶石	31.46
27	la-104	拉尔玛	辉锑矿	-4.50	60	pd5	牙相	重晶石	19.07
28	la-16	拉尔玛	辉锑矿	-28.30	61	y13-2	牙相	重晶石	14.51
29	l30	拉尔玛	辉锑矿	1.89	62	y51	牙相	重晶石	21.11
30	l52	拉尔玛	辉锑矿	1.48	63	g7	邛莫	重晶石	21.40
31	l64	拉尔玛	辉锑矿	-6.63	64	y1	牙相	重晶石	14.66
32	l83	拉尔玛	辉锑矿	-4.07	65	y3	牙相	重晶石	14.49
33	tl03	拉尔玛	辉锑矿	-0.74	66	y5	牙相	重晶石	15.58

注: 1~4, 12, 16~18, 20~28, 34~40, 51~53, 60 为本文资料, 宜昌地质矿产研究所、核工部北京地质研究院分析; 56~59, 64~66 据陈好寿等^[20]; 5~11, 13~15, 19, 29~33, 41~50, 54~55, 61~63 为达达全高级工程师等提供

矿床中黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围大的另一原因可能与黄铁矿的形成时间有关。根据 Ohmoto^[19] 模式, 在具有一定 ΣS 同位素组成的热液中形成的含硫矿物组合及其 $\delta^{34}\text{S}$ 值, 随温度 (t)、pH 值、氧逸度 ($f(\text{O}_2)$) 等条件的变化而发生相应的变化。特别是当 $\lg f(\text{O}_2)$ 较高时 (> -42), $\delta^{34}\text{S}$ 对 $f(\text{O}_2)$ 和 pH 值

的变化十分敏感,较小的氧逸度和酸碱度的改变将导致硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化很大^[20]。随着热液作用的进行,若早期形成的矿物富集 $\delta^{34}\text{S}$ 值,则后期残余

热液中相对富集³²S,这样在其中所形成矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值也相应地降低。

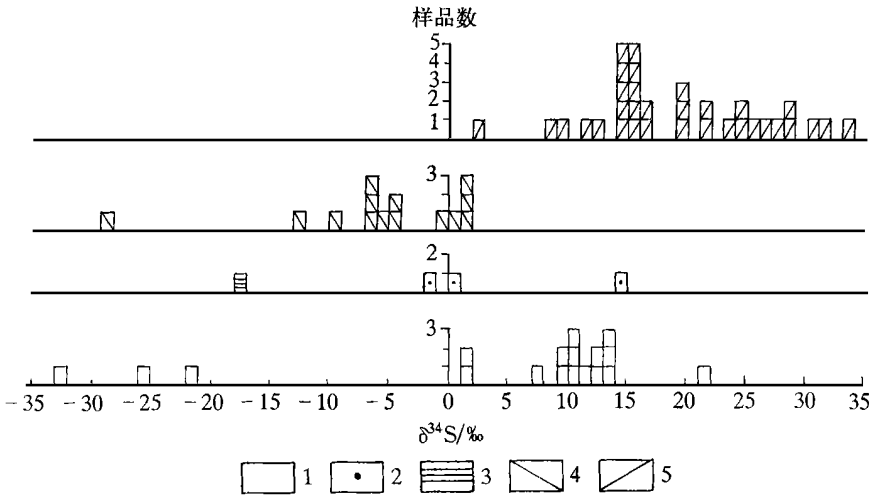


图3 矿床中热液矿物的硫同位素组成分布图

Fig. 3 Sulfur isotopic distribution of hydrothermal minerals from the gold deposits

- 1. 黄铁矿; 2. 白铁矿; 3. 磁黄铁矿;
- 4. 辉锑矿; 5. 重晶石

根据对矿床成矿物理化学条件的研究^[1],其成矿温度为 150~328 °C, pH 值为 4.5~6.0, $\lg f(\text{O}_2) = -29 \sim -41$ 。按照 Ohmoto^[19] 关于热液系统中 t 、pH、 $f(\text{O}_2)$ 、 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ 对各种含硫原子团同位素组成的影响可知,当成矿溶液 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}} = +13.11\text{‰}$ (沉积成岩黄铁矿的平均值)时,在上述成矿条件下,可求出黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值应为 $-25\text{‰} \sim +15\text{‰}$ ^[1]。矿床中热液黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值大多正处于该变化范围内。因此有理由认为热液黄铁矿的硫源来自含矿地层。

3.2 辉锑矿的硫同位素组成

矿床中辉锑矿主要呈浸染状、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‰ 。因在拉尔玛矿区存在辉锑矿与部分重晶石共生的现象,故其 $\delta^{34}\text{S}$ 值不能代表热液 ΣS 的特征^[18]。

据 Saiki^[21] 和 Bachinski^[22] 研究,³⁴S 一般优先进入那些具有相对较高氧化态和较大键强的化合物中。由于辉锑矿中的 $[\text{S}]^{2-}$ 低于黄铁矿的 $[\text{S}_2]^{2-}$ 氧化态,以及 Sb—S 键强弱于 Fe—S 键强,从而导致了辉锑矿比大部分黄铁矿更富集³²S。在东北寨金矿床中的黄铁矿和辉锑矿的硫同位素组成方面也具有类似的特点^[23]。因此,辉锑矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值与黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值存在差异,并不意味着二者在硫源上的不同。

3.3 重晶石的硫同位素组成

矿床中 33 件重晶石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值 ($+2.41\text{‰} \sim$

$+33.3\text{‰}$) 变化较大,其中拉尔玛矿区出现了较小值,低者仅为 $+2.41\text{‰}$ 。究其原因,一方面,可能是因为矿床中存在部分重晶石与少量黄铁矿共生造成的。在此情况下,处于同一热液系统中的重晶石与其它硫化物共生,由于热液黄铁矿形成时间较长, $\delta^{34}\text{S}$ 值变化较大,因而重晶石硫同位素组成亦有相应的变化。此时,重晶石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值不能代表热液 ΣS 的同位素组成;另一方面,可能该重晶石是由早期硫化物被溶解而氧化形成的。在此种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。但是,在邛莫、牙相以及拉尔玛矿区大部分重晶石与黄铁矿之间没有共生关系,此时这种重晶石在硫同位素组成上的一个显著特点是, $\delta^{34}\text{S}$ 值或与沉积黄铁矿的硫同位素组成相似,大致在 $+10\text{‰} \sim +15\text{‰}$ 范围内,或是接近甚至超过寒武纪海水硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值,主要在 $+20\text{‰} \sim +34.0\text{‰}$ 之间。这时,重晶石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值大致可以代表成矿热液 ΣS 的同位素组成。因此,重晶石硫同位素组成变化反映了重晶石的硫源亦与寒武系含矿硅岩建造有关。

3.4 其它硫化物的硫同位素组成

英安斑岩矿石中的白铁矿、磁黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围较宽 ($-17.54\text{‰} \sim +14.2\text{‰}$),显然不具陨硫石特点。拉尔玛矿区一个白铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $+14.2\text{‰}$,这与无硫化物共生的重晶石的低 $\delta^{34}\text{S}$ 值 ($+10\text{‰} \sim +15\text{‰}$) 以及热液黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 峰值范

围(+10‰~+15‰)很接近。由于该矿物同其它硫化物没有共生关系,说明它形成时的溶液中以某一种含硫原子团(如 H_2S)占绝对优势,故它的 $\delta^{34}S$ 值基本上反映了热液 ΣS 同位素组成^[18]。

4 主要结论

(1)含矿硅岩建造中沉积黄铁矿的硫,主要来自封闭一半封闭盆地海水硫酸盐的细菌分解。硅岩建造沉积时,从东部的牙相金矿点至西部的拉尔玛金矿床,沉积盆地深度具有逐渐变浅的趋势。

(2)正如硅岩建造中沉积黄铁矿的硫同位素值所显示的那样,不同地段沉积黄铁矿 $\delta^{34}S$ 值有所不同。因此在后期热液活动时,由于成矿流体所处的局部地质环境,如硫源、流体通过围岩时的同位素交换以及硫化物晶出的温度和 $f(O_2)$ 等,控制着硫同位素分馏的差异,导致不同地段的含硫热液体系中 ΣS 的 $\delta^{34}S$ 值也会发生变化。热液体系中 ΣS 的 $\delta^{34}S$ 值变化,必然会引起热液矿物 $\delta^{34}S$ 值的变化。导致矿床中热液矿物的 $\delta^{34}S$ 值变化范围很大。

(3)矿床中各种热液硫化物和硫酸盐(重晶石)的硫同位素组成,从表面上看虽然有较大差别,且不具有塔式分布特征,但它们都具有共同的硫源,即由寒武系硅岩建造中沉积硫所供给。

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[M]. 成都:四川科学技术出版社,1994. 146~170.

[2] 刘家军,郑明华. 微细浸染型金矿床中铂族元素富集体和(含)硒辉锑矿物的发现及其找矿意义[J]. 地球科学进展,1992,7(6):93.

[3] 刘家军,郑明华. 拉尔玛层控金矿床中硒富集体的发现及其意义[J]. 地球科学进展,1993,8(6):89.

[4] 刘家军,郑明华,刘建明,等. 西秦岭寒武系层控金矿床中硒的矿化富集及其找矿前景[J]. 地质学报,1997,71(3):266~273.

[5] 刘家军,刘建明,郑明华,等. 西秦岭寒武系金矿床中铷的富集及其意义[J]. 黄金科学技术,1998,6(1):24~25.

[6] 刘家军,刘建明,周德安,等. 西秦岭降扎地区金、铀矿床成矿时代对比研究[J]. 地质科学,1998,33(3):300~309.

[7] 涂光焯. 中国层控矿床地球化学[M]. 第二卷. 北京:科学出版社,1987. 134~156.

[8] Gardner M D, Hutcheon I. Geochemistry, mineralogy and geology of Jason Pb-Zn deposits. Macmillan Pass, Yukon, Canada[J]. Econ Geol, 1985, 80: 1257~1276.

[9] Edward M R, Nelson R S, Mark S G. Distribution and geochemical characteristics of metal enrichment in the New Albany shale (Devonian-Mississippian), Indiana[J]. Econ Geol, 1990, 85: 1790~1807.

[10] Sangster D F. Sulfur and lead isotopes in stratabound ore deposits[A]. In: Wolf K H, ed. Handbook of stratabound and stratiform ore deposits[C]. Amsterdam, Elsevier, 1976, 2: 219~262.

[11] Holser W T, Kaplan I R. Isotope geochemistry of sedimentary sulfates[J]. Chem Geol, 1966, 1: 93~135.

[12] 刘家军,刘建明,郑明华,等. 利用岩石地球化学特征判断西秦岭寒武系含矿硅岩建造的沉积环境[J]. 沉积学报,1998,16(4):42~49.

[13] 刘家军,郑明华,刘建明,等. 西秦岭寒武系硅岩建造喷流沉积作用与矿质聚集[J]. 高校地质学报,1998,4(1):20~33.

[14] Sanster D F. 层控贱金属矿床及其成矿作用[J]. 国外矿床地质,1985(增刊):38~53.

[15] 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用——金属活化热液成矿作用及找矿[M]. 西安:陕西科学技术出版社,1985. 71~73.

[16] 张乾,张宝贵,曹裕波. 粤西大降坪黄铁矿床硫、铅同位素组成初步研究[J]. 地质学报,1993,67(3):232~243.

[17] 黄典豪,吴澄宇,张长江. 蔡家营铅-锌-银矿床的稳定同位素地球化学研究[J]. 地球化学,1997,26(4):24~35.

[18] 陈好寿,同肃,魏林,等. 成矿作用年代学及同位素地球化学[M]. 北京:地质出版社,1994. 107~131.

[19] Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits[J]. Econ Geol, 1972, 67: 551~579.

[20] 张生,李统锦,王联魁. 广东长坑金银矿床的成矿地球化学—硫同位素研究[J]. 地球化学,1997,26(4):78~85.

[21] Saiki H. Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal process[J]. Geochem J, 1968, 2: 29~49.

[22] Bachinski D J. Bond strength and sulfur isotopic fractionation in coexisting sulfides[J]. Econ Geol, 1969, 64: 56~65.

[23] 郑明华,周渝峰,顾晋祥. 四川东北寒微细浸染型金矿床的同位素组成特征及其成因意义[J]. 地质科学,1991,26(2):159~173.

SULFUR ISOTOPIC COMPOSITION AND ITS GEOLOGICAL SIGNIFICANCE OF THE CAMBRIAN GOLD DEPOSITS IN WESTERN QINLING, CHINA

LIU Jia-jun¹, ZHENG Ming-hua², LIU Jian-ming³, ZHOU De-an⁴

(1. OLOG, Institute of Geochemistry, CAS, Guiyang 550002, China; 2. Chengdu University of Technology and Sciences, Chengdu 610059, China; 3. The Research Center of Mineral Resources Exploration, CAS, Beijing 100101, China; 4. Beijing Research Institute of Geology, Beijing 100029, China)

Abstract: The gold deposits in Cambrian silicolite formation of western Qinling mountain are a new unique type of stratabound gold deposit which were discovered in China's territory. The evidence of sulfur isotopic composition in silicolite formation of the deposits shows that the $\delta^{34}\text{S}$ values vary in a wide range but they are characterized by enrichment in heavy sulfur. It is clear that the sulfur of sedimentary pyrite in ore-forming silicolite formation is mainly derived from sea-water sulfate by bacterium fractionation in a close or half-close basin. From eastern Yaxiang gold occurrence to western La'erma gold deposit the trend of $\delta^{34}\text{S}$ value of sedimentary pyrite is upwards which means the depth of the basin was becoming shallow from east to west. The sulfur isotopic composition of hydrothermal minerals and barite vary in a wide range too. The sulfur of these minerals was derived from a same source and supplied by sedimentary sulfur of Cambrian silicolite formation although they are in different $\delta^{34}\text{S}$ values.

Key words: sulfur isotopic composition; silicolite formation; gold deposit; western Qinling mountain

(上接 138 页)

THE EVOLUTION OF LATE—MESOZOIC TECTONIC— PETROGRAPHIC FACIES IN COQEN BASIN, TIBET

LIU Shen, LI Cai, YANG De-ming, WANG Tian-wu, YANG Ri-hong

(Changchun University of Science and Technology, Changchun 130026, China)

Abstract: Mesozoic is the main period of formation and development of Coqên basin. Under the influence of the two Tethy structural belts (North and South), the EW tectonic—petrographic facies zoning is fairly obvious inside the basin. The zone of facies corresponds with specified depositional environment, namely the transition stage from marine facies to delta facies, to offshore beach facies, to plateau facies and to land facies. The strata records of Mesozoic Coqên basin show that the basin has gone through a tectonic cycle process of depression—stabilization—swelling, showing the depositional history of rift to ocean basin to residual sea sealing up and faulted basin development. There are a series of residual basin sediments in Chuanba—Selincuo area of this basin, which are favorable producing oil and rich in organism. Meanwhile, the region has undergone a cycle of ingression—regression in Cretaceous, providing a favourable depositional condition for the formation and allocation of the cap formation. All that can be said is that this region has hopeful prospects for oil and gas prospecting.

Key words: Tibet Coqên basin; late—Mesozoic; tectonic—facies belts; evolution