

文章编号: 1000-4734(2001)02-219-06

四川西部呷村银多金属矿床硫铅同位素地球化学

朱维光 李朝阳 邓海琳

(中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学开放研究实验室, 贵阳 550002)

摘要: 本研究目的是揭示呷村银多金属矿床成矿物质来源, 矿石与容矿围岩的关系。通过对矿石、矿石矿物及容矿围岩的S、Pb同位素地球化学研究, 首次提出矿石铅为一个二元混合铅, 主要由火山岩提供, 部分来自火山岩的下部地层; 矿床中的大多数硫由火山热液提供的, 部分来自海水。

关键词: 银多金属矿床; 海相火山岩; 硫铅同位素; 四川

中图分类号: P597

文献标识码: A

作者简介: 朱维光, 男, 1968年生, 工程师, 硕士, 主要从事矿床地球化学研究。

火山岩型块状硫化物矿床是世界上Cu、Pb、Zn、Ag、Au等金属的主要来源之一。“三江”地区是我国主要的海相火山岩型块状硫化物矿床成矿区域之一, 产于赠科—乡城矿带的呷村含金富银多金属矿床是我国典型的海相火山岩型块状硫化物矿床。

前人以硫、铅同位素作为示踪剂^[1], 对呷村矿床成因进行了研究, 认为深部矿体硫来自岩浆, 浅部硫为岩浆与海水的混合; 铅来自火山作用, 且以上地壳铅为主, 来源单一^[2]。本文的研究进一步证实了该矿床中的硫主要由火山热液提供, 部分来自海水的认识, 并首次提出矿石铅为一个二元混合铅, 主要由火山岩提供, 部分来自火山岩的下部地层。

1 矿床地质概况

呷村矿床位于四川省白玉县东, 属昌台区麻邛乡管辖。地理坐标: 东经 $99^{\circ}32'10''$, 北纬 $31^{\circ}10'32''$ ^[3]。其大地构造位置处于特提斯—喜马拉雅山构造域东缘, 位于松潘—甘孜印支褶皱系中玉树—义敦古岛弧中央带。矿床产于义敦古岛弧主弧带北段的昌台火山—沉积盆地中。该盆地中上三叠统自下而上分为根隆组、呷村组和勉戈组, 相应形成三个火山旋回^[2], 成矿作用发生在每个火山旋回末期。在根隆旋回, 由基性火山

岩演化到酸性火山岩阶段, 形成了由措阿郎巴等矿床(点)组成的铜矿带; 在呷村旋回, 流纹质火山活动末期, 形成呷村、嘎衣穷、夏塞等银多金属矿床, 在勉戈旋回, 流纹质火山活动末期, 发生汞矿化作用。

矿区含矿岩系由呷村组中段(T_{3ga}^2)酸性火山岩和上段(T_{3ga}^3)热水沉积岩组成^[4]。中段在矿区以酸性火山岩为主, 是组成呷村矿床含矿岩系下部的岩石。上段在矿区内可分为三个亚段: 自上而下为细碎屑岩亚段(T_{3ga}^{3-3})、碳酸盐岩亚段(T_{3ga}^{3-2})、硫酸盐岩亚段(T_{3ga}^{3-1})。地层产状为一走向南北, 倾向西的近于直立的单斜地层(图1)^[5]。呈脉状、网脉状的铅锌矿体(3, 4, 5号矿体)产于中段酸性火山岩中。层状块状硫化物矿体、重晶石矿层夹块状硫化物矿层(1, 2, 6, 7, 8号矿体)产于沉积岩中, 银矿体赋存于该层位, 7, 8号矿体Ag平均含量分别为225.96 g/t, 155.08 g/t^[2], 矿体产状与地层一致, 具有一定层控性, 并显示明显的金属分带, 具有类似于典型的“黑矿型”矿床的双层结构, 脉状、网脉状矿体和块状硫化物矿体处于统一的成矿热液系统, 但是在不同环境下形成^[6]。矿石结构主要有自形、半自形、它形晶粒状结构, 似斑状结构, 草莓状结构, 交代残余结构, 交代乳浊状、蠕虫状、似文象结构, 叶片状结构等。矿石构造主要有条纹条带状构造, 块状构造, 层纹状构造, 角砾状构造, 脉状、网脉状构造等。矿床的形成经历了五个成矿阶段^[4]: 绿泥

收稿日期: 2000-05-28

基金项目: 国家攀登预选项目(95-预-15)

石-黄铁矿化阶段、绢英岩化-铅锌矿化阶段、石英岩化-铜铅矿化阶段、重晶石化-铜铅银矿化阶段、碳酸盐化-铜铅银(金)矿化阶段。矿床的矿物组成比较复杂, 已知近 50 种。矿石矿物主要为闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、黝铜矿、黄铜矿等。脉石矿物主要有石英、重晶石、钡冰长石、绢云母等。次要矿物有磁黄铁矿、方解石、绿泥石等。矿床的主要蚀变类型有硅化、绢云母化、钡冰长石化、绿泥石化等。银主要赋存于黝铜矿中, 其次以银的独立矿物(硫砷铜银矿、螺硫银矿、硫铜银矿、银金矿等)存在。另外在方铅矿边沿、裂隙内富集了一部分银。

矿、重晶石。样品前处理在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放研究实验室进行, 硫化物用 CuO (样品 :CuO = 1 : 2) 直接氧化成 SO₂, 重晶石用 V₂O₅、SiO₂ (样品 :V₂O₅ :SiO₂ = 1 : 3.5 : 3.5) 和 Cu 丝(0.4 g) 还原成 SO₂。同位素测定在中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室 MAT-252 质谱计上进行, 测试精度为 ±0.2‰。

铅同位素分析样品包括矿区外围灰绿色安山岩(GC-85)、顶板沉积岩(黑色碳质板岩(GCD2-1)、灰黄色泥质灰岩(GCD2-3))、近矿蚀变流纹岩(GC-66、GCD2-4、GCD2-14)、矿石全岩(4 个)和方铅矿(4 个)。样品由核工业地质分析测试研究中心分析, 用热电离子质谱法在 MAT-261 质谱计上测定。

3 硫同位素地球化学

由表 1 可见, 呷村矿床中硫化物的 δ³⁴S 值变化在 -4.60‰ ~ +3.10‰ 之间, 其中黄铁矿的 δ³⁴S 值变化在 -1.40‰ ~ +1.00‰, 平均(12 个)为 -0.384‰; 闪锌矿的 δ³⁴S 值为 -2.80‰ ~ +0.54‰, 平均(15 个) -0.675‰; 方铅矿的 δ³⁴S 值 -4.60‰ ~ +1.24‰, 平均(20 个) -1.589‰。从深部向浅部, 硫化物的 δ³⁴S 平均值有减小趋势²。硫化物的 δ³⁴S 呈黄铁矿 > 闪锌矿 > 方铅矿, 表明该矿的硫化物间基本上达到了硫同位素分馏平衡^[7, 8]。图 2 显示该矿床硫化物的 δ³⁴S 具有典型的塔式分布特点。重晶石的 δ³⁴S 值变化在 +12.10‰ ~ +22.51‰ 之间。硫化物和硫酸盐的 δ³⁴S 平均值相差近 19‰。

已有的研究^[9, 10]表明, 在以火山岩为主岩的块状硫化物矿床中硫有两个主要来源, 即海水硫酸盐和岩浆硫。Rye^[10]认为块状硫化物的原生矿化是以 H₂S 为主的热液流体与海底附近冷海水混合期发生的, 在混合期间海水硫酸盐和 H₂S 之间没有发生硫同位素交换, 所以硫化物的同位素组成反映了 H₂S 溶液的 δ³⁴S_{S₂S}, 重晶石 δ³⁴S 可代表海水硫酸盐的 δ³⁴S_{S₂S}。因此, 该矿成矿热液的 δ³⁴S_{S₂S} 可以近似地用硫化物的 δ³⁴S 代表, 其值在 -1‰ 附近并具塔式分布特点, 说明成矿热液的硫来源较单一。大量研究表明, δ³⁴S_{S₂S} 接近零值的矿床其硫为火成来源, 包括岩浆释放的硫和热液从火成岩中淋滤出来的硫; δ³⁴S 值近于 20‰ 的矿床, 硫来自大洋水和海水蒸发盐^[7, 11]。可见, 火

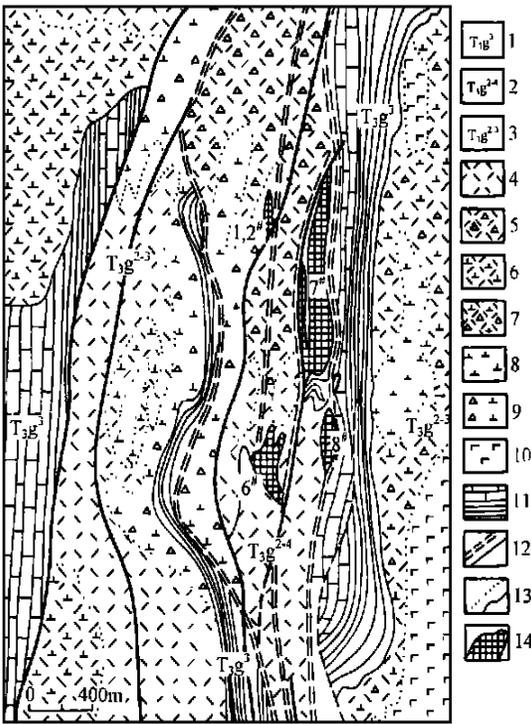


图 1 呷村含金富银多金属矿床地质略图
(据傅德明等修改, 文献 [5])

Fig. 1. Geological sketch map of the Xiaocun auriferous Ag-rich polymetallic ore deposit.

- 1~3. 上三叠统呷村组(1. 上段细碎屑岩、碳酸盐岩, 2. 中段第四层流纹岩、流纹质角砾熔岩, 3. 第三层安山岩、英安岩、流纹英安岩)
4. 流纹岩
5. 流纹质角砾熔岩
6. 流纹质角砾熔岩
7. 流纹英安质角砾熔岩
8. 英安岩
9. 英安质角砾熔岩
10. 安山岩
11. 板岩、千枚岩和灰岩
12. 层和剪切带
13. 地层界线和岩相界线
14. 矿体

2 样品及分析方法

硫同位素分析样品为方铅矿、闪锌矿、黄铁

成来源的硫是块状硫化物最主要的来源。世界上有许多与之类似的火山岩型块状硫化物矿床, 其硫源为岩浆硫^[12, 13]。据我们研究, 呷村矿床是海相同生沉积矿床, 热液成矿的 Rb-Sr 全岩等时线年龄为 $204 \pm 14 \text{ Ma}$, 与前人^[14] 工作取得火山岩年龄一致(昌台地区根隆组中玄武岩与流纹岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 215 Ma , 呷村组安山岩 Rb-Sr 等时线年龄为 200.77 Ma)。因此, 可以认为呷

村矿床中硫化物的硫主要是由火山热液直接提供的。重晶石的硫同位素组成与三叠系海水硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 组成 ($+12\% \sim +17\%$) 接近^[15], 表明重晶石的硫直接来源于热液喷发地点的同时期海水。硫化物和硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值相差近于 19% , 可与世界其它以火山岩为主岩的块状硫化物矿床相比较^[9]。

表 1 呷村矿床岩石、矿石硫同位素组成(‰)

Table 1. Sulfur isotopic compositions (‰) of rocks and ores in the Xiaocun deposit

序号	样品号	测试矿物	$\delta^{34}\text{S}$	序号	样品号	测试矿物	$\delta^{34}\text{S}$
1	GC-14	黄铁矿	-0.49	31	K-11	闪锌矿	0.4
2	GC-53	闪锌矿	0.54	32	K-3	闪锌矿	0.3
3	GC-14	闪锌矿	-1.59	33	K-4	闪锌矿	-1.3
4	GC-15	闪锌矿	-1.08	34	K-5	闪锌矿	-1.6
5	7GCD-2	闪锌矿	0.53	35	D12DZ	方铅矿	-1.8
6	8GCD-2	闪锌矿	-0.92	36	D05DZ	方铅矿	-1.9
7	GC-14	方铅矿	-1.00	37	D07DZ	方铅矿	-0.9
8	GC-15	方铅矿	0.30	38	D32DZ	方铅矿	-2.6
9	GCD2-9	方铅矿	1.07	39	D34DZ	方铅矿	-0.8
10	GCD0-13-2	重晶石	16.40	40	D35DZ	方铅矿	-2.5
11	GC-63	重晶石	22.51	41	D33DZ	方铅矿	-3.1
12	D10DZ	黄铁矿	1.0	42	D37DZ	方铅矿	-1.5
13	D32DZ	黄铁矿	-0.5	43	D11DZ	方铅矿	-4.6
14	D34DZ	黄铁矿	0.4	44	D06DZ	方铅矿	-0.6
15	D35DZ	黄铁矿	-1.4	45	K-10	方铅矿	-2.8
16	D27DZ	黄铁矿	-1.4	46	20-11	方铅矿	-2.65
17	D02DZ	黄铁矿	-0.32	47	K-14	方铅矿	-3.6
18	K-11	黄铁矿	0.8	48	K-11	方铅矿	1.24
19	K-10	黄铁矿	-0.9	49	D04DZ	方铅矿	-1.1
20	K-5	黄铁矿	-1.2	50	K-3	方铅矿	0.45
21	K-6	黄铁矿	0.2	51	K-4	方铅矿	-3.4
22	D01DZ	黄铁矿	-0.8	52	D31DZ	重晶石	13.8
23	D12DZ	黄铜矿	-0.4	53	D34DZ	重晶石	20.2
24	D10DZ	黄铜矿	3.1	54	K-10	重晶石	16.5
25	D37DZ	闪锌矿	-0.6	55	20-11	重晶石	11.7
26	D09DZ	闪锌矿	-0.6	56	C4	重晶石	18.5
27	D33DZ	闪锌矿	0.5	57	C5	重晶石	18.8
28	D27DZ	闪锌矿	-2.8	58	C6	重晶石	12.1
29	K-10	闪锌矿	-1.1	59	C7	重晶石	19.4
30	20-11	闪锌矿	-0.7				

注: 1~11 为本文资料; 其余引自文献[2]

综上所述, 我们认为呷村矿床中大多数硫是由火山热液直接提供, 部分来自海水硫酸盐。

4 铅同位素地球化学

表 2 考虑到呷村矿床的矿石及方铅矿中 U、Th 含量相对于铅含量都很低, 成矿后原地衰变产生的放射性成因铅可以忽略不计, 但对于外围安

山岩、蚀变流纹岩、顶板沉积岩, 我们假定成矿后 U、Th、Pb 未丢失, 则需在衰变规律的基础上根据现今含量及同位素比值, 扣除成矿后(取 200 Ma 为成矿年龄)产生的放射性成因铅。结果可看出矿石和方铅矿的铅同位素组成与围岩的基本一致, 矿石铅应主要由火山岩提供。该矿方铅矿、矿石、近矿蚀变岩和安山岩的 $\mu = 9.21 \sim 9.80$, 平均

为9.52,说明铅源区为地壳,以富放射性成因铅为特征。

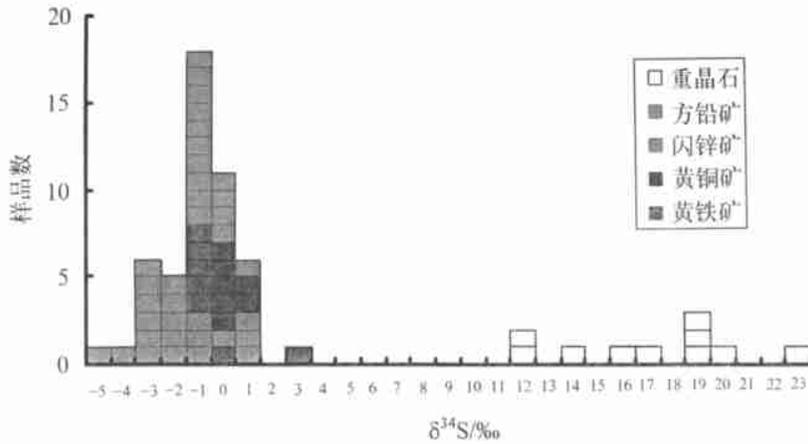


图2 呷村矿床硫同位素组成直方图

Fig. 2. Histogram of sulfur isotopic compositions in the Xiaocun deposit.

表2 呷村矿床铅同位素组成

Table 2. Lead isotopic composition of the Xiaocun deposit

序号	样号	测试矿物或岩石	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	μ
1	GC-85	灰绿色安山岩	18.425(18.231)±0.001	15.587(15.577)±0.001	38.572(38.288)±0.004	9.23
2	GCD2-1	黑色碳质板岩	18.358(17.839)±0.001	15.650(15.624)±0.002	38.575(37.668)±0.010	9.01
3	GCD2-3	灰黄色泥质灰岩	18.403(17.756)±0.002	15.668(15.636)±0.002	38.621(38.117)±0.024	8.91
4	GC-66	钨冰长石化流纹岩	18.346(18.278)±0.002	15.504(15.501)±0.002	38.357(38.251)±0.010	9.21
5	GCD2-4	灰色强硅化流纹岩	18.499(18.493)±0.001	15.642(15.642)±0.002	38.714(38.710)±0.011	9.52
6	GCD2-14	硅化绢云母化流纹岩	18.617(18.545)±0.001	15.744(15.740)±0.002	38.933(38.886)±0.009	9.64
7	GC-53	块状矿石	18.645±0.002	15.788±0.003	39.138±0.023	9.80
8	GCD1-5	块状矿石	18.617±0.001	15.739±0.002	38.938±0.012	9.50
9	7GCD-2	浸染状矿石	18.459±0.002	15.622±0.003	38.665±0.010	9.71
10	GCD0-7	浸染状矿石	18.368±0.002	15.534±0.002	38.412±0.025	9.33
11	GC-14	方铅矿	18.483±0.002	15.630±0.002	38.687±0.001	9.51
12	GC-15	方铅矿	18.514±0.002	15.657±0.001	38.738±0.004	9.56
13	GCD2-9	方铅矿	18.533±0.001	15.670±0.003	38.761±0.017	9.58
14	8GCD-2	方铅矿	18.549±0.002	15.691±0.002	38.834±0.011	9.62

注: 括号内为校正值; 分析者: 核工业地质分析测试研究中心

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图(图3)显示了呷村矿床铅同位素组成及其演化趋势。从图3可见,矿床的铅同位素组成,除顶板沉积岩外,在图上构成非常好的线性关系(线性回归方程相关系数为0.9727)。然而研究显示该Pb-Pb等时线没有年龄意义,明显是一个二元混合铅。产生此种两元混合铅的来源不外乎两种情况:①成矿时除来自火山作用的铅外,还有来自基底地层的放射性成因铅同时提供铅源;②火山岩的铅不均一,具有两端元混合的特点。据朱炳泉^[17]构筑的矿石铅同位素的成因分类 $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ 图(图4),矿石铅主要分布于造山带铅范围中,部分铅分布于上地壳

源铅范围中。从图3看,混合铅左下端元位于造山带演化线附近,根据区域地质背景,该端元铅应来源于义敦岛弧造山带火山岩。矿区火山岩由基性岩、中性岩到酸性岩,呈渐变过渡关系,根据稀土地球化学研究^[18],它们属同源岩浆分异演化的产物,说明该区火山岩不太可能存在两种不同的富含放射性成因铅。在昌台火山-沉积盆地,呷村组下部地层为上三叠统根隆组、中下三叠统果德岩组^[2-4];根隆组(相当于“曲嘎寺组”)为基性-酸性岩石组合,中段夹海相沉积板岩、灰岩;义敦岛弧带在晚二叠世裂陷基础上进一步拉伸而发展为陆缘深海拗陷,果德岩组为陆棚外缘盆地及大

陆斜坡浊积岩沉积, 以石英砂岩为主, 间夹粉砂质绢云母千枚岩及少量钙质千枚岩和透镜状结晶灰岩, 出露厚度大于 700 m。可见, 岷村矿床下部果德岩组碎屑岩, 有提供放射性成因铅的可能。前人^[19~21]的研究显示, 岩石在淋滤过程中, 放射性

成因铅首先进入溶液, 也就是说, 淋滤产物富含放射性成因铅。故可以推测, 右上端元铅很可能是火山热液淋滤下部基底地层带来, 且以更富放射性成因铅为特征, 铅演化环境为岛弧造山带。

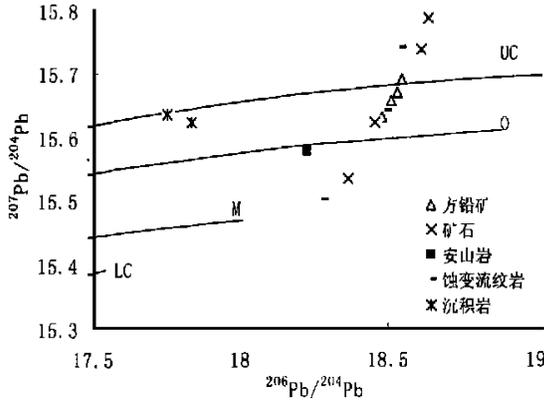


图 3 岷村矿床 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图 (根据 Zartman 等文献 [16] 的数据作底图)

Fig. 3. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram of the Xiaocun deposit.

UC. 上地壳 O. 造山带 M. 地幔 LC. 下地壳

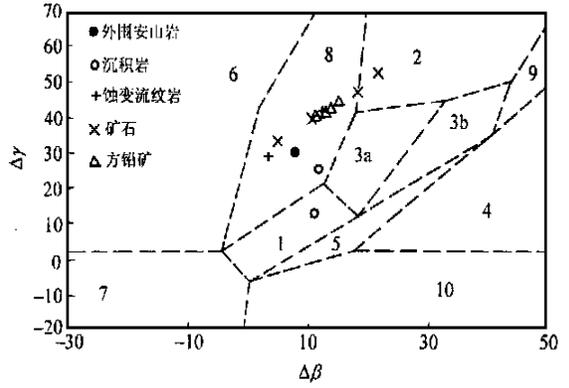


图 4 岷村矿床 $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ 图 (底图引自文献 [17])

Fig. 4. $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ diagram of the Xiaocun deposit.

- 1. 幔源铅 2. 上地壳铅 3. 上地壳与地幔混合的俯冲带铅 (3a. 岩浆作用, 3b. 沉积作用) 4. 化学沉积铅 5. 海底热水作用铅 6. 中变质作用铅 7. 深变质下地壳铅 8. 造山带铅 9. 古老页岩上地壳铅 10. 退变质铅。

5 结 论

- (1) 岷村矿床的成矿机制主要是海底热水沉积, 即直接在海底沉积形成块状硫化物矿床。
- (2) 矿床中的硫主要来源于火山热液, 部分硫(重晶石中的硫)来源于同时期的海水。
- (3) 矿石铅为二元混合铅, 且以富放射性成因铅为特征, 矿床中的铅主要是由岛弧造山带产生的从基性岩到酸性岩一系列连续过渡的火山岩

提供, 部分来自火山岩下伏地层(基底岩石)。

致谢: 本文野外工作得到四川省地矿局骆耀南总工、侯立伟高级工程师, 403 队侯国富、许连平、李金忠、李静等的大力支持。标本由耿跃成切片, 张凤祥碎样, 硫同位素由中国科学院地球化学研究所冯家毅分析, 铅同位素由核工业地质分析测试研究中心分析。在成文过程中得到张乾研究员、刘家军研究员、彭建堂博士、方维萱博士的有益启迪。在此一并致以衷心的感谢。

参 考 文 献

- [1] Gulson B L, et al. Base metal exploration of the Mount Read Volcanics western Tasmania; Pt. II. Lead isotope signatures and genetic implications [J]. *Econ. Geol.*, 1987, 82: 291~307.
- [2] 叶庆同, 胡云中, 杨岳清, 等. 三江地区区域地球化学背景和金银铅锌成矿作用 [M]. 北京: 地质出版社, 1992. 144~173.
- [3] 王静纯, 等. 中国银矿 [M]. 中国有色金属工业总公司北京矿产地质研究所, 1992. 116.
- [4] 徐明基, 傅德明, 尹裕明, 等. 四川岷村银多金属矿床 [M]. 成都: 成都科技大学出版社, 1993. 1~135.
- [5] 傅德明, 徐明基. 四川岷村银多金属矿床地质特征及其日本黑矿的类比 [J]. *四川地质学报*, 1996, 16: 67~72.
- [6] 侯增谦, 侯立伟, 叶庆同, 等. 三江地区义敦岛弧构造-岩浆演化与火山成因块状硫化物矿床 [M]. 北京: 地震出版社, 1995. 184~196.
- [7] Ohmoto H and Rye R O. Isotopes of sulfur and carbon [A]. Barnes H L. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Second Edition

- [M]. New York: John Wiley and Sons, 1979. 509~567.
- [8] Solomon M, Eastoe C J, *et al.* Mineral deposits and sulfur isotope abundances in the Mount Read Volcanic between Que River and Mount Darwin, Tasmania [J]. *Econ. Geol.*, 1988, 83: 1307~1328.
- [9] 贾群子. 新疆阿舍勒块状硫化物矿床成矿特征及形成环境[J]. *矿床地质*, 1996, 15(3): 267~277.
- [10] Rye R O, *et al.* Textural and stable isotope studies of the Big Mike cupriferos volcanicogenic massive sulfide deposit, Pershing Country, Nevada [J]. *Econ. Geol.*, 1984, 79: 124~140.
- [11] Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits [J]. *Econ. Geol.*, 1972, 67: 551~579.
- [12] 王登红. 新疆阿舍勒火山岩型块状硫化物铜矿硫、铅同位素地球化学[J]. *地球化学*, 1996, 25(6): 582~590.
- [13] Cagatay M N and Eastoe C J. A sulfur isotope study of volcanicogenic massive sulfide deposits of the eastern Black Sea Province, Turkey [J]. *Miner. Deposita*, 1995, 30: 55~66.
- [14] 侯立伟, 戴丙春, 俞如龙, 等. 四川西部义敦岛弧碰撞造山带与主要成矿系列[M]. 北京: 地质出版社, 1994. 19~20.
- [15] Claypool G E and Holser W T, *et al.* The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation (J). *Chem. Geol.*, 1980, 28: 199~260.
- [16] Zartman R E and Doe B R. Plumbotectonics—the model[J]. *Tectonophysics*, 1981, 75: 135~162.
- [17] 朱炳泉. 地球科学中同位素体系理论与运用[M]. 北京: 科学出版社, 1996. 224~226.
- [18] 叶庆同. 四川岷村含金富银多金属矿床成矿地质特征和成因[J]. *矿床地质*, 1991, 10(2): 107~118.
- [19] 林尔为, 郭裕嘉. 冀东金矿集中区的铅同位素研究[J]. *长春地质学院学报*, 1985, 15(4): 1~10.
- [20] Andrew W M, Pablo M and Anne P L, *et al.* Lead isotope provinces of the Central Andes inferred from ores and crustal rocks[J]. *Econ. Geol.*, 1990, 85(8): 1857~1880.
- [21] 张 乾, 潘家永, 邵树勋. 中国某些金属矿床矿石铅来源的铅同位素诠释[J]. *地球化学*, 2000, (29): 231~245.

SULFUR AND LEAD ISOTOPE GEOCHEMISTRY OF THE XIACUN SILVER-POLYMETALLIC ORE DEPOSIT IN SICHUAN PROVINCE

Zhu Weiguang Li Chaoyang Deng Hailin

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

Abstract: The Xiacun silver-poly-metallic ore deposit is a typical volcanic-hosted massive sulfide deposit in the Yidun Late Triassic island-arc volcanic belt. Sulfur and lead isotopic compositions of ore minerals and volcanic rocks from the Xiacun deposit are discussed in the paper. The $\delta^{34}\text{S}$ values of sulfides range from -4.6% to $+3.1\%$. The $\delta^{34}\text{S}$ values of barites range from $+12.1\%$ to 22.51% . It can be concluded that the sulfur in the deposit is mostly derived from magmatic sulfur, i.e., most of the sulfur is leached from the volcanic rocks. It is estimated that the lead is a binary compound for the first time, which is similar to that of the volcanic rocks. It is revealed that the lead in the deposit is mostly derived from the volcanic rocks and partly from the underlying strata.

Key words: silver-poly-metallic ore deposit; marine volcanic rock; S-Pb isotope; Sichuan