

四川大铜厂表生硫化物铜矿床成因探讨

廖文¹, 喻国东², 余子箴¹, 王清如¹, 文绍先¹, 周健³

1. 成都理工大学, 成都 610051; 2 西南有色地质勘查局 313 队, 云南 易门 651100; 3. 大铜厂铜矿, 四川 会理 615112

摘要: 四川大铜厂铜矿床产于中生代晚白垩世红层砾岩中。铜的次生硫化物占全铜含量的 93.40%。铅同位素组成: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 18.054~18.815, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 15.528~15.644, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 38.030~38.722, 模式年龄出现负值。 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值黄铁矿 > 辉铜矿 > 斑铜矿, 硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为较大正值, 硫化物矿物大多为负值; 有较大平衡分馏系数, 说明成矿是在开放系统、低温低压、非平衡的表生条件下进行的。矿物流体包裹体细小(多数小于 3 μm)。成矿金属来源于小坝组红色砂岩层, 硫来源于小坝组顶部膏盐层, 为一表生硫化物矿床。

关键词: 表生硫化物矿床; 表生作用; 大铜厂铜矿; 地球化学; 微量元素; 稀土元素; 铅、硫同位素

中图分类号: P618.410.671

文献标识码: A

文章编号: 1007-2802(2004)01-0045-07

大铜厂、鹿厂和白草洞三个富铜矿床产于中生代晚白垩世姜洲裂谷盆地的陆相红色地层的砾岩层内。很多研究者认为它们是与滇中砂岩型铜矿床同时代、同类型的矿床^[1]; 其他一些学者则认为属同生沉积^[2]、沉积成岩改造^[3,4]与沉积成岩热液叠加^[5]等成因。本文依据其地质、地球化学和矿物包裹体等特征, 认为应属沉积-表生硫化物矿床。

沉积-表生改造矿床相当于某些风化淋积矿床, 以往列入本类型的均为表生氧化物矿床^[6,7]。

1 成矿地质背景

含矿建造为上白垩统大铜厂组(K₂d)和小坝组(K₂x)^[11]。由砂砾岩组成, 顶部有膏盐层。含矿建造自下而上、由西而东向盆地消亡方向推移, 可知该建造形成于侵蚀源区上升、湖水后退阶段, 有利于形成矿源层^[6,8]。

矿区西侧为南北向龙带山断裂所限, 北端有宁会断裂。区内地层产状平缓, 无大的褶皱、断裂构造, 东西向陡倾斜的节理裂隙较为发育, 有利于表生改造成矿。

矿区内未见岩浆岩出露, 区外有峨眉山玄武岩和印支期花岗岩分布^[9]。

矿体赋存于大铜厂组具改造浅色层特征的砾岩

内^[4,10], 共六层。砂岩中常见星散状或细脉状铜矿染, 无工业意义。

铜银共生关系: 平面分布范围基本一致; 垂向上铜主要富集于矿体的中部, 银多富集于矿体的中下部, 抑或于铜矿体之下出现独立银矿体。

铜矿物以辉铜矿(蓝辉铜矿)为主, 斑铜矿、黄铜矿、铜蓝少量, 蓝铜矿、赤铜矿、黑铜矿稀少。局部见孔雀石。银矿物以硫铜银矿、辉银矿为主, 少量自然银; 伴生金属矿物以黄(白)铁矿为主, 赤铁矿、褐铁矿次之; 微量矿物有金红石、辰砂、方铅矿、闪锌矿、辉钼矿、黑钨矿和磷钼矿等。脉石矿物以方解石、白云石为主, 少量重晶石、石膏等。主要共生矿物属低温组合^[11], 并具氧化-还原过渡带特征。

据铜的物相分析结果, 次生铜的硫化物占 93.04%, 属表生作用形成的次生富集铜矿床。

2 微量元素地球化学特征

本次研究共采集中子活化分析样品 16 件(表 1), 岩石和矿石样品由会理大铜矿分析副样组合而成; 单矿物样品由原成都地质学院测试中心分选。中子活化分析由原成都地质学院核分析实验室采用美国 CANBERRA 公司的 Ge(Li) 半导体探测器完成, 精度 $\leq 5.00\%$ 。

表 1 岩石、矿石、矿物中子活化分析结果

Table 1 Analytical results of rocks, ores, and minerals by NAA method

原编号	2 [#]	1 [#]	3 [#]	4 [#]	5 [#]	D ₄	D ₅₀₋₁	D ₇₃	D ₇₄	D ₆₋₁	D ₃₀₋₂	D ₃₀₋₂	D ₆₋₂	D ₃₀₋₁	D ₇₅₋₁	D ₇₅₋₂
样品名称	K ₂ d ² 砂岩	K ₂ d ¹ 矿 ² 石	K ₂ d ³ 矿 ³ 石	K ₂ d ³ 矿 ⁴ 石	K ₂ d ³ 矿 ⁵ 石	辉铜矿	辉铜矿	辉铜矿	辉铜矿	斑铜矿	斑铜矿	孔雀石	黄铁矿	赤铁矿	赤铁矿	赤铁矿
	二中段	15号矿	72 3块	5277孔	28号矿	5277	东区一	西区一	西区一	西区三	东区一	东区四	西区三	东区四	西区中	西区一
采样	24个样	体组合	段组合	组合样	体组合	电车坊	中段采	中段采	中段采	中段口	中段采	中段4	中段口	中段4	段采空	中段采
地点	组合样	样	样	样	样		空区143	空区矿	空区矿		空区143	3穿		3穿	区	空区
							号样	柱	柱		号样					
Na	0.847	1.323	1.164	1.215	1.202	0.146	0.17	0.174	0.105	0.018	0.017	0.008	0.026	0.032	0.178	0.091
K	1.516	1.701	1.906	1.72	1.381	0.147	0.145	0.267	0.082	0.059	0.079	0.021	0.049	0.074	0.395	0.145
Ca	0.46	0.38	0.33	0.19	0.24	1.33	3.013	4.297	1.384	3.564	2.504	2.646	0.962	2.257	1.312	1.946
Ti	0.33	0.59	0.84	0.81	0.65	0.75	< 0.01	5.23	4.51	0.37	6.22	3.14	< 0.01	2.93	6.25	1.18
Sc	6.64	8.47	11.16	11.1	11.14	0.79	2.38	7.35	5.92	0.38	0.29	23.86	0.7	1.69	18.94	1.33
Cr	112	111	180	30	202	16	273	344	262	< 8(3)	11	< 8(5)	12	2.3	1110	21154
Co	8.1	13.1	23.1	16.2	17.5	2.6	6.4	42	8.5	1.7	9	4.4	28.9	4.1	20.9	162.1
Ni	15	26	30	24	29	49	53	47	34	31	56	93	< 6	44	61	127
Zn	101	207	412	237	222	< 20(17)	81	179	141	< 20(3)	194	< 20(19)	37	72	399	1419
Rb	54	80	88	83	82	11	29	26	53	8	21	5	40	32	18	33
Sr	23	28	20	22	52	< 40	141	41	43	< 40(12)	89	122	25	268	242	163
Cs	2.5	2.3	2.3	2.7	2.5	0.3	1.8	1.2	0.6	0.6	0.4	1.3	1	2.6	1.9	1.9
Ba	279	862	660	772	1096	117	63	390	3270	42	42	80	116	202	473	40
Zr	335	162	193	512	163	46	177	2450	1573	61	176	334	465	662	596	91
Hf	12	7.1	6.7	5.4	6.5	0.5	2.7	43.6	27.1	< 0.1(0.04)	0.8	0.3	0.6	0.7	10.7	0.7
Ta	0.64	1.3	1.12	1.12	1.07	0.2	1.06	1.53	1.31	0.07	0.47	0.15	0.21	0.92	9.07	0.65
Th	5.54	7.17	8.87	10.53	7.86	0.49	8.92	185.03	10.48	0.13	0.15	0.89	1.39	1.13	35.12	2.23
U	4.6	3.8	4.6	5.3	3.8	11.27	11.33	20.7	12.15	5.74	4.11	2.43	1.85	5.35	50.48	2.58
Mo	5.2	8.4	8.2	6.2	40.1	99.6	21.7	9.3	< 0.7	58.7	53.4	3.7	131.1	81.1	84.7	71.4
W	1.8	2	75.8	3.7	3.1	10.9	13.4	10.8	14.7	6.6	18.7	3.3	2	5.9	4.6	47
As	7.8	7.2	5.2	5.2	16.7	5.9	22.8	18	16.1	8.8	11.3	27.5	1920.9	18.5	49	394
Sb	0.79	0.69	0.74	0.83	0.73	0.7	3.3	2.5	2	0.6	1.5	0.3	3.3	4.6	7.5	30.7
Ag	4.9	66.7	83.3	31.3	32.1	1101.3	1274.4	973.3	1352	775.1	1769.1	4.2	71.3	372.7	38.5	2.6
Au	11.3	13.8	21.5	9.1	9.6	15.2	93.7	75.2	83.7	22.3	122	45.3	47	72.3	75.4	116
Se	0.04	0.12	0.29	0.26	0.1	0.03	0.09	0.18	0.12	0.13	0.48	0.26	0.02	0.52	5.91	0.27

注: Na、K、Ca、Ti 为%, Au 为× 10⁻⁹, 其余为× 10⁻⁶; 分析者: 原成都地质学院核分析实验室, 1992

中子活化分析计 33 个元素(其中 REE 8 个) 分析结果分类叙述如下:

(1) 表生条件下, 易溶于含 SO₄²⁻ 水的微量元素: 地球化学性质近似于铜, 如 Ag 可广泛地类质同象取代铜^[2], 在铜矿物中的丰度普遍较高。地球化学性质近似于铜的 Ca、Sr、Co、Ni、Th、U、Mo、W、As、Sb、Au 等, 可适量类质同象取代铜^[12, 13], 在铜矿物中的丰度变化较大。地球化学性质近似于铁的 Ca、Sr、Co、Ni、Mo、W、Sb 等, 可适量类质同象取代铁^[12, 13], 在铁矿物中的丰度变化较大。地球化学性质与铜、铁相距甚远的 Na、K、Rb、Cs 等, 不能类质同象取代铜、铁^[12], 在铜、铁矿物中的丰度均低。

(2) 表生条件下, 难溶于含 SO₄²⁻ 水的微量元素: 含 Ba、Cr、Sc、Zr、Hf、Ta 等元素的矿物较为稳定, 在铜、铁矿物中的丰度均低^[12]。含 Ti 矿物难溶, 但在强氧化环境, 生成 TiO₂·nH₂O, 被 Fe(OH)₃ 胶体吸

附, 故铁的氧化物矿物含钛较高。在还原带, Ti⁴⁺ 转变为 Ti²⁺, 进入铜矿物中, 使铜的硫化物矿物含钛较高^[12]。钼以难溶的 Th⁴⁺ 存在, 或被粘土矿物吸附, 进入下渗成矿流体的较少。导致钼铀分离, 降低次生矿物的 Th/U 值^[13]。(3) 胶体吸附: 表生条件下 Ti、As、Th、Mo、W、Zn、Au 等元素易被铁的胶体吸附, 故在含铁矿物中的丰度较高, 个别样品的 As 或 Th 特高。

3 稀土元素地球化学特征

稀土元素分析结果见表 2。

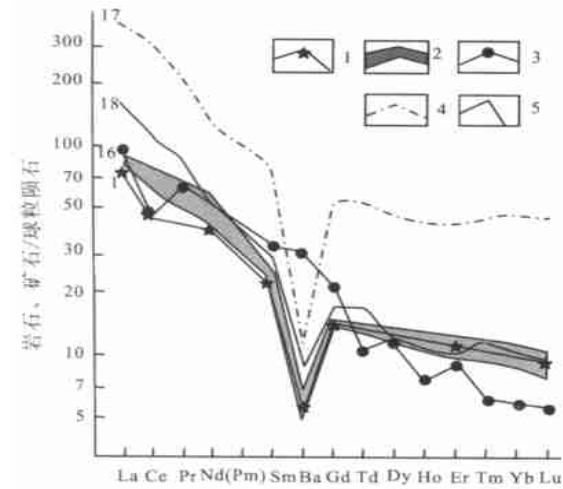
(1) 稀土元素特征: ΣREE、ΣCe/ΣY、δEu 和 δCe 在砂岩和砾岩中的变化范围近似, 反映成岩物质同源; 在矿物中的变化较大, 反映表生改造成矿 REE 重新配分的地球化学特征。表生条件下 ΣY 的迁移能力较强^[14], 故矿物的 ΣCe/ΣY 平均值(3.70)

表2 岩石、矿石和矿物的稀土元素含量
Table 2 REE content of rocks, ores and minerals

序号	样品	样品名称	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	ΣREE	ΣCe/ΣY	ΔEu	δCe
1	2 [#]	K ₂ x 紫红色砂岩	24.4	35.9	24	4	0.3	0.6	2.1	0.3	107	6.75	0.3	0.8
2	1 [#]	K ₂ d ¹ 砾岩型 氧化铜矿石	26.7	56.9	35	4.4	0.5	0.6	2.4	0.3	146	9.23	0.4	1
3	3 [#]	K ₂ d ³ 砾岩型铜 矿石(2—3矿体)	26	61.8	35	4.6	0.5	0.7	2.1	0.3	151	9.36	0.4	1
4	4 [#]	K ₂ d ³ 砾岩型 铜矿石(S277)	28.6	49.7	31	4.7	0.4	0.5	2.2	0.3	135	8.85	0.3	0.9
5	5 [#]	K ₂ d ³ 砾岩型 混合铜矿石	27.9	61.7	24	4.7	0.5	0.6	1.8	0.3	139	9.32	0.4	1.1
6	D4	辉铜矿	2.14	2.15	2.5	0.7	0.2	0.2	0.6	0.1	12.3	1.97	0.8	0.5
7	D50-1	辉铜矿	21.5	39.6	13	2.2	0.7	0.5	1.7	0.2	91.6	7.53	0.9	1
8	D73	辉铜矿	14	21.2	9.9	3.5	1.1	0.8	3.6	0.5	12.4	2.57	0.8	0.9
9	D74	辉铜矿	19.6	41.2	18	2.2	0.6	0.3	1.8	0.4	95.8	9.84	1	1
10	D6-1	斑铜矿	0.48	1.21	0.6	0.1	0.1	0.1	0	0	3.49	3.06	1.3	1.1
11	D50-2	斑铜矿	0.99	1.38	7.1	1.4	0.3	0.6	1.2	0.1	23.2	1.02	0.5	0.5
12	D6-2	黄铁矿	1.36	3.21	7.6	1.3	0.3	0.3	0.7	0.1	20.5	2.47	0.6	0.7
13	D30-2	孔雀石	5.71	12.4	6.9	1.9	0.7	0.6	2.5	0.3	43.8	2	0.8	1
14	D30-1	赤铁矿	5.2	7.81	15	1.4	0.3	0.2	0.4	0	35.7	6.93	0.6	0.6
15	D75-2	赤铁矿	3.26	3.69	4.5	1.2	0.4	0.6	0.9	0	30.6	1.66	0.6	1.1

注:1. 分析单位:成都地质学院三系核分析实验室INAA(1992); 2. 用插入法计算的 Pr、Gd、Dy、Ho、Er、Tm, 参加ΣREE、ΣCe/ΣY、δEu 和δCe计算; 3. ΣREE 和ΣY 未包括; 4. 各类矿石因矿石矿物所占比例很小, 可视为砾岩; 5. 采样地点见表1

小于砂岩和砾岩(8.70)。δEu 大于1的2件, 小于1的8件, 说明成矿作用主要发生在氧化-还原过渡带的偏还原环境^[11]。各类矿物的δCe 值多数小于1, 表明表生成矿流体主要呈酸性^[12]。



1. 砂岩; 2. 砾岩(25号样分布范围); 3. 峨眉山玄武岩;
4. 印支期碱性花岗岩; 5. 印支期黑云母花岗岩
(样品编号见表3)

图1 砂岩和砾岩的稀土元素分布模式
Fig. 1 Distribution models of REE in sandstone
and conglomerate

(2) 稀土元素分布模式^[14]: 图1砂岩和砾岩的稀土元素分布模式极为相似, 进一步说明二者的成岩物质来源相同。二者的稀土元素分布模式近似于邻近矿区的印支期黑云母花岗岩和碱性花岗岩(图1之17, 18)^[9], 而与二叠纪玄武岩迥然不同(图1之16)^[15], 这显然是受含REE较高的花岗岩的影响所致(表2)。

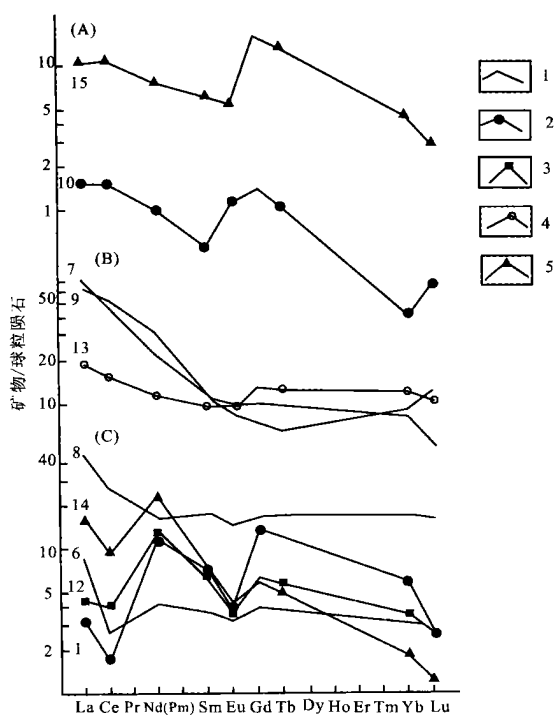
图2中按δCe值可划分为三类: (A) 正异常型, δCe> 1.05(2件); (B) 正常型, δCe为0.95~ 1.05(3件); (C) 负异常型, δCe大于0.95(5件)。本矿区以C型居多, A型最少, 可知表生成矿流体多呈酸性^[12], 有利于成矿物质的活化转移。

按同样的标准划分δEu值(表2)则有: 正异常型(1件)、正常型(1件)与负异常型(8件)。可知成矿作用主要发生于还原环境^[12]。

4 铅、硫同位素地球化学特征

4.1 铅同位素地球化学特征

由表3可知, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 为18.054~ 18.815, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 为15.528~ 15.644, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 为38.030~ 38.722。模式年龄年轻化, 并出现负值, 显示铅同位素受现代异常铅污染^[16, 17]。



(A) δCe 正异常型; (B) δCe 正常型; (C) δCe 负异常型

1. 辉铜矿; 2. 斑铜矿; 3. 黄铁矿; 4. 孔雀石; 5. 赤铁矿(样品编号见表2)

图2 矿物稀土元素分布模式

Fig.2 Distribution models of REE in minerals

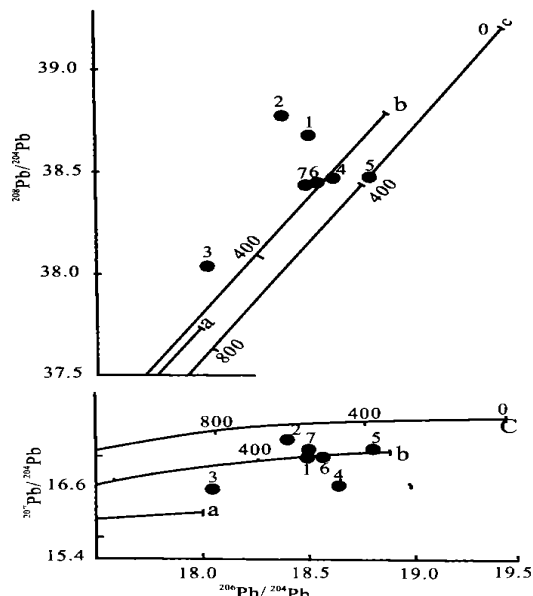
大铜厂硫化物矿物的铅同位素组成与六苴、郝家河非常接近, 而六苴、郝家河的矿石铅和岩石铅的同位素组成非常接近^[5]。可以推测大铜厂的成矿物质来源于含矿建造本身。

图3显示 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解的投点, 均分布于造山带演化线及其近侧^[18]。造山带铅具壳幔混合特征, 暗示成矿金属主要来源于壳幔混熔玄武岩(峨眉山玄武岩)和iv型花岗岩(印支期黑云母花岗岩和碱性花岗岩^[9])为主要成分的含矿建造砂、砾岩。

大铜厂与烂泥坪、因民、落雪、拉拉等老地层中的铜矿床比较, 显著区别在于后者极富放射成因铅^[5], 可以排除二者的物源联系。

4.2 硫同位素地球化学特征

大铜厂共有硫同位素测定结果25件, 本文7件(表4), 桂林冶金地质研究所18件^[5], 其 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-13.3\sim +2.8\text{‰}$, 极差 16.1‰ , 均值 -2.9‰ 。极差大, 富轻硫, 且硫化物矿物S/Se值达 25.87×10^{-6} , 应属外生硫^[13]。结合矿区地质特征, 可以推测硫来源于小坝组顶部的膏盐层。



a. 地幔; b. 造山带; c. 上地壳

(样品编号见表3)

图3 会理大铜厂富银铜矿床铅构造特征

Fig.3 Plumbotectonic characteristics of Datongchang

Ag-rich copper deposit

测定的硫化物矿物中, 辉铜矿19件, 斑铜矿2件, 黄铁矿4件, $\delta^{34}\text{S}$ 分别为 -3.13‰ 、 -4.07‰ 与 -0.98‰ , 即黄铁矿 $>$ 辉铜矿 $>$ 斑铜矿, 有悖于平衡条件下硫化物矿物富集 ^{34}S 的顺序^[19]。可见成矿是在开放环境、低温低压、非平衡条件下进行的。

硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为较大正值, 硫化物矿物多为负值, 二者具较大的分馏系数。硫酸盐的还原作用属低温低压条件下的细菌还原作用^[20]。

5 矿物流体包裹体特征

流体包裹体研究薄片24片, 未发现 $5\text{ }\mu\text{m}$ 以上的包裹体, 多数小于 $3\text{ }\mu\text{m}$ 。未测得成分、温度等参数。包裹体微小是低温低压条件下成矿的特征^[21]。

6 成矿作用与成矿模式

铜的成矿作用: 在表生条件下, 大气降水溶解层中的膏盐, 形成 SO_4^{2-} 型水, 淋滤矿源层中的铁、铜、银等成矿物质至潜水面附近的氧化还原过渡带, 首先沉淀出黄铁矿, 然后硫酸铜置换黄铁矿, 生成次生铜的硫化物和硫酸铁。硫酸铁促使生成含铁、铜硫化物矿物, 如黄铜矿与斑铜矿等^[23]。

表 3 铅同位素组成及其模式年龄

Table 3 Lead isotopic composition and model ages

序号	样品编号	矿 物	$Pb/^{204}Pb$	$Pb/^{204}Pb$	$Pb/^{204}Pb$	Φ 值年龄		二阶段 年龄/Ma	V 值 ^[17] 年龄/Ma
						(H•H)	Doe		
1	D ₆₂	黄铁矿	18.507±0.044	15.596±0.006	38.670±0.018	24	37	125	186
2	D ₆₁	斑铜矿	18.422±0.0001	15.644±0.006	38.772±0.025	303	90	181	235
3	D ₅₀₋₂	斑铜矿	18.054±0.068	15.528±0.007	38.030±0.009	335	334	413	450
4	D ₄	辉铜矿	18.638±0.019	15.529±0.017	38.454±0.037			40	109
5	D ₅₀₋₁	辉铜矿	18.851±0.013	15.612±0.008	38.478±0.008				6
6	D ₇₃	辉铜矿	18.549±0.020	15.595±0.005	38.439±0.013		54	98	161
7	D ₇₄	辉铜矿	18.519±0.028	15.617±0.003	38.437±0.001	51	105	118	179

注: 分者者为中国有色总公司矿产地质研究院(1992); 采样地点见表 1

表 4 大铜厂硫同位素组成

Table 4 Sulfur isotopic compositions of Datongchang copper deposit

序号	样号	矿物名称	$\delta^{34}S$ (‰)
1	D4	辉铜矿	2.8
2	D50-1	辉铜矿	2.5
3	D73	辉铜矿	-0.9
4	D74	辉铜矿	0.4
5	D6-1	斑铜矿	-3.0
6	D50-2	斑铜矿	-6.4
7	D6-2	黄铁矿	-9.0

分析者: 中国有色总公司矿产地质研究院, 1992

在含铜溶液继续加入的情况下, 含铁、铜硫化物矿物向含铜更高的辉铜矿和铜蓝转化, 铜蓝被辉铜矿交代, 最终形成以辉铜矿占绝对优势的次生铜的硫化物矿床^[22]。

银的成矿作用: 硫酸银置换铜的硫化物, 生成辉银矿、硫铜银矿和自然银, 形成铜的伴生银矿石^[23]。在低温低压条件下, 伴随铁的氧化还原反应生成银, $Fe^{2+} + Ag^+ \rightleftharpoons Ag + Fe^{3+}$ ^[12]。铁的氧化物矿物中, 银以硫化物为主, 自然银极少。说明成矿流体 $Fe^{3+} > Fe^{2+}$ 。形成了铁的氧化物矿物的伴生银矿石。Cu-Ag 相关关系不显著^[2], 导致银主要呈独立矿物。银成矿时高温分散、低温聚集^[11], 可知银的成矿作用是在低温条件下进行的。

综上所述, 大铜厂富银铜矿床为矿源层经表生作用生成含矿流体, 于潜水面附近的氧化-还原过渡带形成的沉积-表生硫化物矿床。

矿床的成矿模式见图 4。

(1) 大气降水溶解膏盐形成 SO_4^{2-} 型水。

(2) 含 SO_4^{2-} 水溶液淋滤矿源层(红层砂岩)中的成矿物质, 生成 $CuSO_4$ 、 Ag_2SO_4 、 $Fe_2(SO_4)_3$ 。硫酸高铁进一步促使铜、银等成矿物质溶解, 形成富铜、银的表生成矿流体。

(3) 发育于红色含矿建造中的陡倾斜裂隙有利于成矿流体聚集和向下渗透。

(4) 砾岩层是最佳聚集成矿流体的层位, 尤其是底部有泥质岩层存在时。

(5) 地层产状平缓, 成矿流体流动缓慢, 使成矿作用得以充分进行; 地层倾角较大, 不利于成矿。

(6) 成矿时潜水面有起伏波动, 但总的趋势是地壳缓慢下降, 潜水面持续上升。图 5 所显示的成矿模式多次出现, 形成多层状矿床。

(7) 成矿环境为氧化-还原过渡带, Eh 值约 -2 ~ +2 V, 有利于略偏酸性的成矿流体, 沉淀出铜、银硫化物矿物和铁的氧化物矿物^[23]。

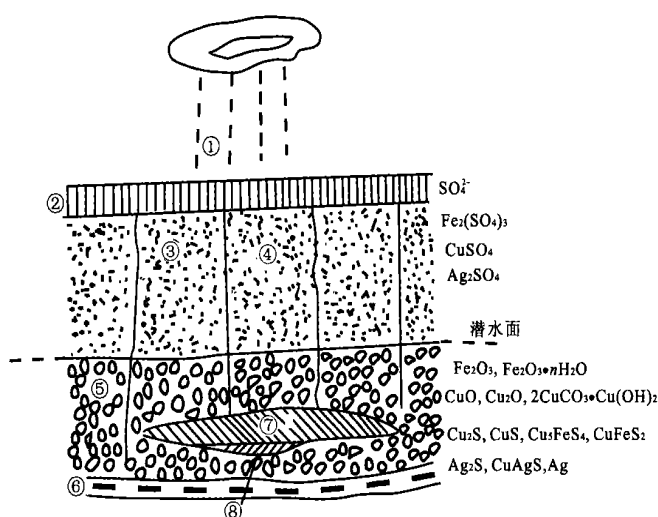
(8) 低温时, 虽然存在银对铜的置换, 但更重要的是形成独立银矿物。所以, Cu-Ag 相关关系不显著, 甚至于富银铜矿体之下出现独立银矿体。

7 结 论

(1) 含矿建造中的砂岩和砾岩的成岩物质同源, 均源于矿区之西的峨眉山玄武岩和印支期花岗岩, 以及各时代的灰岩和砂、页岩。

(2) 含矿建造产状平缓、孔隙度良好、陡倾斜裂隙发育, 有利于表生成矿作用。特别是砾岩层之下多为不透水的泥质岩层, 使含矿建造中六层砾岩都成为含矿层。

(3) 成矿金属主要源于上覆草坝组红色砂岩层, 硫源于含矿建造顶部的膏盐层, 水源于大气降水。



1 大气降水; ④膏盐层; ⑤砂岩层; ⑥裂隙; ⑦砾岩层;
⑧泥岩层; ⑨富银铜矿体; ⑩银矿体

图4 沉积-表生硫化物富银铜矿床成矿模式

Fig. 4 Metallogenic model of sedimentary supergene sulfide Ag-rich copper deposits

(4) 微量元素、稀土元素和铅、硫同位素的地球化学行为均显示成矿作用为表生作用。

(5) 成矿作用发生于氧化-还原过渡带。对于偏酸性的成矿流体, Eh 值为 $-2 \sim +2$ V。

(6) 成矿是在开放环境、低温低压和非平衡条件下进行的。

(7) 矿床类型为沉积-表生硫化物矿床。

致谢: 感谢李凡友、钟康惠副教授和郭衍游、董树义先生的热情帮助。

参考文献 (Reference):

- [1] 沈苏, 金明霞, 陆元法. 西昌-滇中地区主要矿产成矿规律及找矿方向[M]. 重庆: 重庆出版社, 1988. 191-197.
Shen Su, Jin Mingxia, Lu Yuanfa. Mineralization laws and prospect for main ore deposits in the Xichang central Yunnan area [M]. Chongqing: Chongqing Publishing House, 1988. 191-197. (in Chinese)
- [2] 黄崇轲, 白治, 朱裕生, 王惠章, 尚修治. 中国铜矿床[M]. 北京: 地质出版社, 2001. 604-608.
Huang Chongke, Bai Zhi, Zhu Yusheng, Wang Huizhang Shang Xiuzhi. Copper deposits of China [M]. Beijing: Geol. Publi. House, 2001. 604-608. (in Chinese)
- [3] 葛朝华, 孙海田, 周太和. 中国铜矿床[A]. 中国矿床上册[C]. 北京: 地质出版社, 1989. 106-108.
Ge Chaohua, Sun Haitian, Zhou Taihe. Copper deposits of China [A]. Mineral deposits of China [C]. Beijing: Geological Publishing

- House, 1989. 106-108. (in Chinese)
- [4] 杨蔚华, 刘友梅, 李林林. 层控铜矿床的地球化学[A]. 涂光炽等. 中国层控矿床地球化学(第一卷)[C]. 北京: 科学出版社, 1984. 252-286.
Yang Weihua, Liu Youmei, Li Linlin. Geochemistry of strata-bound ore deposits of China, (Vol. 1) [C]. Beijing: Science Press, 1984. 252-286. (in Chinese)
- [5] 陈好寿, 冉崇英. 康滇地轴铜矿床同位素地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 1992. 84-86, 29-48.
Chen Haoshou, Ran Chongying. Isotope geochemistry of copper deposits in Kangdian axis [M]. Beijing: Geol. Publi. House, 1992. 84-86, 29-48. (in Chinese)
- [6] C³⁴S³⁴. 矿床地质学[M]. 北京: 地质出版社, 1985. 295-330.
C³⁴S³⁴. Geology of ore deposit [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1982. (in Chinese)
- [7] 程景平, 陈多福. 沉积-表生氧化物矿床地球化学[A]. 涂光炽等著. 中国层控矿床地球化学(第三卷)[M]. 北京: 科学出版社, 1988. 169-178.
Cheng Jingping, Chen Duofu. Geochemistry of sedimentary-supergene oxidation deposits [A]. Tu Guangzhi, et al. Geochemistry of strata-bound ore deposits of China (Vol. 3) [M]. Beijing: Science Press, 1984. 169-178. (in Chinese)
- [8] 胡受奚, 周顺之, 刘孝善, 等. 矿床学[M]. 北京: 地质出版社, 1983.
Hu Shouxi, Zhou Shanzhi, Liu Xiaoshan, et al. Mineral deposits [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1983. (in Chinese)
- [9] 刘俨然, 金明霞, 邢雪芬, 沈致富. 西昌-滇中地区花岗岩类及其含矿特征[M]. 重庆: 重庆出版社, 1988. 121-139.
Liu Yanran, Jin Mingxia, Xing Xuefen, Shen Ganfu. Granite and the metallogenic characteristics in Xichang-Middle part of Yunnan [M]. Chongqing: Chongqing Publishing House, 1988. 121-139. (in Chinese)
- [10] Samama J C. Comparative review of the genesis of the copper-lead sandstone type deposits [A]. Wolf K H. Handbook of stratabound and stratiform ore deposits [M]. Amsterdam: Oxford New York: Elsevier Scientific Publishing, 1976. 6: 13-18.
- [11] 涂光炽, 等. 低温地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1998. 28-52.
Tu Guangzhi, et al. Low-temperature geochemistry [M]. Beijing: Science Press, 1998. 28-52. (in Chinese)
- [12] 刘英俊, 曹励明, 李兆麟, 王鹤年, 储同庆, 张景荣. 元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1984.
Liu Yingjun, Cao Liming, Li Zhaolin, Wang Henian, Chu Tongqing, Zhang Jingrong. Element geochemistry [M]. Beijing: Science Press, 1984. (in Chinese)
- [13] 赵振华. 微量元素地球化学原理[M]. 北京: 科学出版社, 1997. 79-90.
Zhao Zhenhua. Principle of trace elements geochemistry [M]. Beijing: Science Press, 1997. 79-80. (in Chinese)

- [14] 王中刚, 于学元, 赵振华. 稀土元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1989.
Wang Zhonggang, Yu Xueyuan, Zhao Zhenhua. Rare earth element geochemistry[M]. Beijing: Science Press, 1989.
- [15] Zheng Minghua, Wang Xiaochun. Genesis of the Daliangzi Pb-Zn deposit in Sichuan, China[J]. Econ. Geol., 1991, 86: 831.
- [16] 宜昌地质矿产研究所. 铅同位素地质研究的基本问题[M]. 北京: 地质出版社, 1979. 59–61.
Yichang Institute of Geology and Mineral Resources. Study on the basic problems of lead isotope geology[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1979. 59–61. (in Chinese)
- [17] Stacey J S, Kramers J D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model[M]. Earth Planet. Sci. Lett., 1975, 26: 207–221.
- [18] Doe B R, Zartman R E. Plumbotectonics, the phanerozoic[A]. Barnes H L. Geochemistry of hydrothermal ore deposits[C]. New York: Wiley Intersci., 1979. 22–70.
- [19] Bachinski D J. Bond strength and sulfur isotope fractionation in coexisting sulfides[J]. Econ. Geol., 1969, 64: 56–65.
- [20] Ohmoto H, Rye R O. Isotopes of sulfur and carbon[A]. Barnes H L. Geochemistry of hydrothermal ore deposits[C]. New York: Wiley Intersci., 1979. 509–567.
- [21] 卢焕章, 李秉伦, 沈, 赵希, 喻铁阶, 魏家秀. 包裹体地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 1990.
Lu Huanzhang, Li Binglun, Shen Kun, Zhao Xiheng, Yu Tiejie, Wei Jiayu. Inclusion geochemistry[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1990. (in Chinese)
- [22] 袁见齐, 朱上庆, 翟裕生. 矿床学[M]. 北京: 地质出版社, 1985. 197–204.
Yuan Jianqi, Zhu Shangqing, Zhai Yusheng. Mineral deposits[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1985. 197–204.
- [23] 陈建平, 王成善, 唐菊乐, 李保华, 王奖臻. 西藏玉龙铜矿次生氧化富集作用机制[J]. 地质学报, 1998, 72(2): 153–161.
Chen Jianping, Wang Chengshan, Tang Juxing, Li Baohua, Wang Jiangzhen. Mechanism of secondary oxidation and enrichment in the Yulong copper deposit, Xizang (Tibet) [J]. Acta Geologica Sinica, 1998, 72: (2) 153–161. (in Chinese)

The Ore Genesis of the Datongchang Ag-rich Copper Deposit, Sichuan

LIAO Wen¹, YU Guodong², YU Zizhen¹, WANG Qingru¹, WEN Shaonian¹, ZHOU Jian³

1. Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China; 2. No. 313 Exploration Team, Southwestern Bureau of Nonferrous Metal Exploration, Yimen, Yunnan 651100, China; 3. Datongchang Copper Mining, Huili, Sichuan 615112, China

Abstract: Ore mineral compositions in Datongchang Ag-rich copper deposit are predominant with copper and iron sulfide minerals, with little amount copper and iron oxide minerals. It's showed that minerals were formed in an oxidation-reduction transitional belt. It has been found out by phase analytical results of ore copper, that secondary sulfide copper account for 93.40% of total copper. So the ore deposit belong to, obviously, a secondary enrichment sulfide deposit. Studies on geochemistry of trace elements, REE, lead and sulfur isotopes, indicated that ore-forming elements were derived from red sandstone bed of Xiaoba Formation, and that sulfur were derived from gypsum and salt bed of the top of Xiaoba Formation.

The range of lead isotopic compositions are as follows: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 18.054~18.815, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.528~15.644, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 38.030~38.722. A negative value was obtained from the lead model age. All of those showed that ore leads are very young. And it is clearly distinguished from extremely enrich anomalous leads of copper deposits in older beds. The mean $\delta^{34}\text{S}$ values of sulfide minerals are as follows: chalcocites (19), -3.13‰, bornites (2) -4.07‰, pyrites (4), -0.98‰, with an ascending order as: $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{Cc}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{Bn}}$ which turned out to be contrary to the order of S enrichment among some sulfide minerals. It is showed that large equilibrium fractionation factors occurred between sulfide minerals and gypsum-salt. Above mentioned facts showed that ore deposit were formed under an open, low-temperature, low-pressure and nonequilibrium system. Fluid inclusions with very small (mostly < 3 μ) sizes were fairly strong evidence, too.

Key words: supergene sulfide deposits; supergenesis; geological setting; geochemistry; trace element; REE; lead and sulfur isotope