

文章编号:0258-7106(2004)01-0001-10

云南白秧坪银铜多金属矿集区碳氧同位素组成及其意义^{*}

刘家军^{1,2} 何明勤² 李志明^{2,3} 刘玉平² 李朝阳²张 乾² 杨伟光⁴ 杨爱平⁴

(1 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 2 中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002;

3 中国科学院研究生院, 北京 100039; 4 云南地质矿产局地质三大队, 云南 大理 671000)

摘 要 为探讨兰坪盆地内白秧坪银铜多金属矿集区水-岩反应的可能性,对矿集区的热液矿物、蚀变岩石和原岩的碳、氧同位素组成进行了分析。分析结果显示,热液成矿阶段形成的方解石、菱铁矿、菱锑矿的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值为 $-8.3\text{‰} \sim +2.7\text{‰}$, 相对变化较小; 而 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 $-2.5\text{‰} \sim +24.3\text{‰}$, 变化较大, 且出现了自然界中少见的极低值 ($\pm 0\text{‰}$)。水岩交换模拟反应显示, 在成矿早阶段, 成矿流体的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 -7‰ 和 $+7\text{‰}$, 与岩浆水组成特征相似, 它是一种具有深源 CO_2 的热卤水。在此流体中, 可溶性碳以 HCO_3^- 为主, 方解石等热液矿物的形成温度为 $300 \sim 160\text{℃}$, 水岩交换比值较小 ($0 \sim 0.4$)。在成矿晚阶段, 成矿流体的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 -2.5‰ 和 -12.5‰ , 可溶性碳以 H_2CO_3 为主, 方解石等形成温度为 $250 \sim 150\text{℃}$, 水岩交换比值稍大 ($0.2 \sim 0.6$), 显示出晚阶段成矿流体具有大气降水的特征。 $\delta^{13}\text{C}$ 值的增加, 很可能与降温作用和灰岩的溶解或去碳酸盐化作用有关。

关键词 地球化学 热液碳酸盐 碳氧同位素组成 水-岩反应 银铜多金属矿集区 白秧坪 滇西

中图分类号: P597⁺.2; P618.41

文献标识码: A

白秧坪银铜多金属矿集区, 是云南省第三地质大队于 1993 年通过化探工作在金顶超大型 Pb-Zn 矿床北部发现的一个以 Cu、Ag、Co 为主的多金属成矿区。它的发现, 被视为在我国滇西找矿的一个重大突破。笔者在实施国家重点基础发展规划项目(973 项目)的过程中发现, 不同矿段中方解石的氧同位素值变化很大 ($-0.4\text{‰} \sim 20\text{‰}$), 即使在同一矿段亦如此。自然界中岩石或矿物的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值的变化一般在 $5.4\text{‰} \sim 34\text{‰}$ 之间 (Hoefs, 1997; 郑永飞等, 2000), 而在白秧坪银铜多金属矿集区除了出现上述变化范围的同位素值外, 还在多个矿段出现了极贫 ^{18}O 的氧同位素比值。最近, 薛春纪等 (2002) 对白秧坪矿段的碳、氧同位素分析结果, 也显示出极低的氧同位素组成。是什么原因导致了这一特殊现象的发生? 笔者通过水-岩反应理论模拟进行了探讨。

1 矿床地质概况

白秧坪-富隆厂银铜多金属矿集区位于兰坪-思茅盆地北部。矿集区可分为东、西两个成矿带 (图 1), 其中东成矿带由麦地坪、东至岩、下区五、新厂山、燕子洞、华昌山、灰山和黑山矿段组成; 西成矿带由白秧坪、富隆厂、吴底厂、李子坪、核桃箐等矿段组成。东矿带各矿段矿体均呈脉状、透镜状产于断裂破碎带内, 赋矿地层主要为上三叠统三河洞组碳酸盐岩和第三系始新统宝相寺组碎屑岩。矿带严格受华昌山逆冲推覆构造及次级构造控制。西矿带矿体呈脉状、似层状产于下白垩统景星组碎屑岩中, 受四十里箐主断裂及旁侧的次级断裂控制。

在西矿带的白秧坪、富隆厂矿段, 现已发现 6 个

^{*} 国家重点基础发展规划 (编号: G1999043208) 和中国科学院与中国科学院知识创新工程 (编号: KZCX2-101) 资助项目

第一作者简介 刘家军, 男, 1963 年生, 教授 (博士生导师)。主要从事矿床学、矿床地球化学的教学与科研工作。

收稿日期 2003-05-22; 改回日期 2003-11-07。张绮玲编辑。

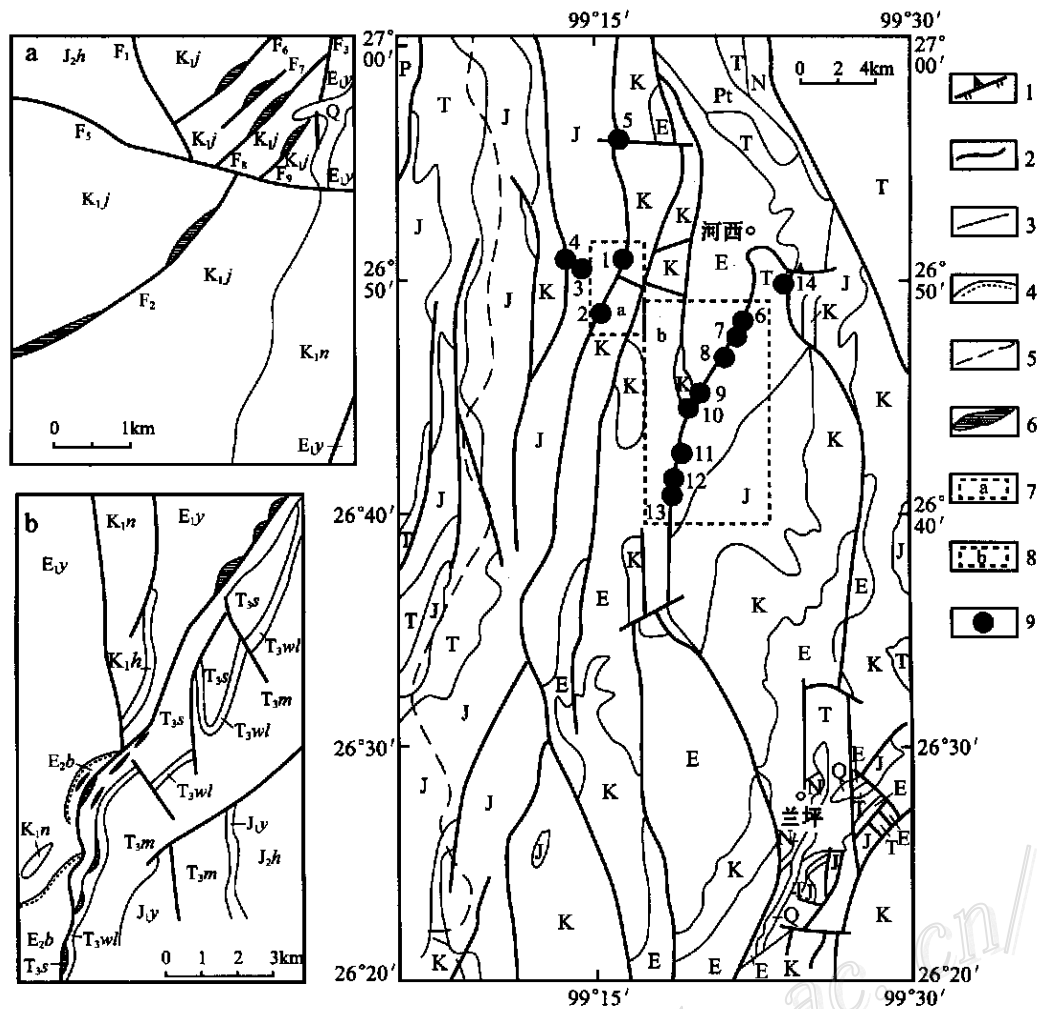


图1 白秧坪银铜多金属矿集区地质略图

(据云南地质矿产局第三地质大队内部资料修编)

Q—第四系冲、洪积物及残坡积物；N—新第三系砂岩和火山碎屑岩；E—老第三系含膏盐红色砂岩和砂砾岩；E_{2b}—始新统宝相寺组；E_{1y}—古新统云龙组；K—白垩系砂岩夹砂砾岩；K_{1h}—下白垩统虎头寺组；K_{1n}—下白垩统南新组；K_{1j}—下白垩统景星组；J—侏罗系粉砂岩和泥岩；J_{2h}—中侏罗统花开佐组；J_{1y}—下侏罗统花漾江组；T—三叠系砂岩、灰岩、流纹岩、英安岩和玄武岩；T_{3m}—上三叠统麦初箐组；T_{3wl}—上三叠统挖鲁扒组；T_{3s}—上三叠统三河洞组；P—二叠系灰岩和粉砂岩；Pt—元古界雪山山群片麻岩河变粒岩。图例：1—逆冲推覆断裂；2—性质不明断层；3—地质界线；4—不整合界面；5—主要水系；6—矿体；7—重点研究区 a；8—重点研究区 b；9—矿段。图中矿段编号：1—白秧坪；2—富隆厂；3—吴底厂；4—李子坪；5—四十里箐；6—麦地坪；7—东至岩；8—下区五；9—新厂山；10—燕子洞；11—华昌山；12—灰山；13—黑山；14—热水塘

Fig.1 Geological map of the Baiyangping Ag-Cu-polymetallic ore concentration area

Q—Quaternary alluvial, pluvial and residual-slope materials; N—Neogene sandstone and pyroclastic rock; E—Palaeogene gypsum-bearing red sandstone and sandy conglomerate; E_{2b}—Eocene Baoliangsi Formation; E_{1y}—Paleocene Yunlong Formation; K—Cretaceous sandstone intercalated with sandy conglomerate; K_{1h}—Lower Cretaceous Hutousi Formation; K_{1n}—Lower Cretaceous Nanxin Formation; K_{1j}—Lower Cretaceous Jingxing Formation; J—Jurassic siltstone and mudstone; J_{2h}—Middle Jurassic Huakaizuo Formation; J_{1y}—Lower Jurassic Huayangjiang Formation; T—Triassic sandstone, limestone, rhyolite, dacite and basalt; T_{3m}—Upper Triassic Maichuqing Formation; T_{3wl}—Upper Triassic Walupa Formation; T_{3s}—Upper Triassic Sanhedong Formation; P—Permian limestone and siltstone; Pt—Gneiss and granulite of Proterozoic Xuelongshan Group. Legends: 1—Thrusting nappe fault; 2—Indeterminate fault; 3—Geological boundary; 4—Unconformity; 5—Major water system; 6—Orebody; 7—Key study area a; 8—Key study area b; 9—Ore block. Serial number of ore blocks: 1—Baiyangping; 2—Fulongchang; 3—Wuridichang; 4—Liziping; 5—Sishiliqing; 6—Maidiping; 7—Dongzhiyang; 8—Xiaquwu; 9—Xinchangshan; 10—Yanzidong; 11—Huachangshan; 12—Huishan; 13—Heishan; 14—Reshuitang

工业矿体。白秧坪矿段矿体长 300 ~ 800 m, 厚 1 ~ 5 m, w_{Cu} 一般为 0.22 % ~ 5 %。富隆厂矿段矿体长 460 ~ 720 m, 平均厚 1.24 ~ 2.45 m。其中 F_{11} 号矿体为铅银矿体, w_{Ag} 为 $(41.2 \sim 650) \times 10^{-6}$, w_{Pb} 为 1.0 % ~ 6.5 %, 延伸大于 260 m; F_{12} 号矿体为铜矿体, w_{Cu} 为 0.43 % ~ 4.2 %, w_{Ag} 为 $(40 \sim 107.7) \times 10^{-6}$ 。在东矿带, 矿体一般长 200 ~ 1000 m (最长达 2910 m), 厚 2 ~ 8 m (最厚达 30 m)。矿石中 w_{Cu} 为 0.04 % ~ 4.04 %, w_{Ag} 为 $(14.02 \sim 756) \times 10^{-6}$ 。

组成矿石的金属矿物主要是黝铜矿、方铅矿, 其次是黄铜矿、闪锌矿、菱铁矿; 非金属矿物有方解石、白云石、重晶石、天青石和石英等。在西矿带, 成矿金属矿物组合从南部富隆厂矿段到北部白秧坪矿段具有明显的分带趋势(田洪亮, 1997): 方铅矿 + 闪锌矿(少量) → 黝铜矿 + 方铅矿(少量) → 黝铜矿 → 黝铜矿 + 黄铜矿(少量)。成矿金属元素从南至北也具有分带性: $Pb, Ag (Zn) \rightarrow Cu, Ag (Pb) \rightarrow Cu (Ag)$ 。从深部至浅部, Cu 含量逐渐降低, Pb 含量逐渐增高, 而 Ag 在深部和浅部均有富集。

矿石具粒状、交代残余、溶蚀等结构以及脉状、网脉状、浸染状、角砾状等构造。

围岩蚀变发育, 主要有硅化、碳酸盐化、重晶石化、黄铁矿化等。这些蚀变分带明显, 由矿体向外, 依次出现碳酸盐化 → 重晶石化、黄铁矿化 → 黄铁矿化、硅化。成矿具有多阶段的特点。

2 碳、氧同位素组成

2.1 样品的采集、处理与分析方法

大量方解石脉新鲜样品采自白秧坪矿集区各矿段的矿体中。根据方解石的产出特征, 认为它们至少是 2 个阶段的产物: ① 早阶段方解石呈大的脉状、网脉状、团块状和角砾状产出, 自形程度较高, 与天青石(早期)、黝铜矿、黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉砷钴矿、硫铜铋矿、菱铁矿(少量)等共生。在天青石矿石中, 还可见到方解石与天青石(早期)互呈条带状产出。故此阶段的方解石与硫化物以及块状、条带状天青石近于同时形成; ② 晚阶段方解石多呈脉状、胶结状、晶簇状等, 与重晶石、天青石(晚期, 含雌黄)、菱铁矿(大量)以及方铅矿、闪锌矿、斑铜矿、辉银矿、黝银矿等硫化物或硫盐矿物共生。呈脉状产出者多穿切团块状、角砾状矿石, 或方解石直接胶结团块状、角砾状矿石。在空隙较大的裂隙中,

方解石呈晶簇状产出。此阶段的方解石明显晚于黝铜矿、黄铜矿的形成。

首先将所采集方解石样品逐级破碎、过筛, 粒级 40 ~ 60 目, 然后在实体显微镜下反复挑选, 使其纯度达到 98 % 以上。

方解石样品的碳、氧同位素分析先后在中国科学院地球化学研究所、中国地质科学院矿产资源研究所与宜昌地质矿产研究所的同位素实验室完成。分析均采用 100 % 磷酸法, 在 25 °C 时, 样品与磷酸发生反应, 将反应释放出来的 CO_2 在 MAT251、MAT252 型质谱仪上进行碳、氧同位素测定。 $\delta^{13}C$ 以 PDB 为标准, $\delta^{18}O$ 分别以 PDB 和 SMOW 为标准。分析精密度为 $\pm 0.2 \text{ ‰}$ 。计算 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 时, 采用 Friedman 等(1977)的公式: $\delta^{18}O_{SMOW} = 1.3086 \times \delta^{18}O_{PDB} + 30.86$ 。

尽管分析测试是在多个实验室进行的, 但对少部分样品的内检、外检分析结果在误差范围内完全一致, 说明测试数据可信。

2.2 结果与讨论

热液方解石矿物的碳、氧同位素分析结果列于表 1 中。同时, 表中列出了矿集区及外围上三叠统灰岩、蚀变或矿化灰岩以及其他研究者(薛春纪, 2002; 陈开旭等, 2000; 杨伟光, 2002; 杨光伟等, 2003)对矿集区内方解石、菱铁矿、菱铋矿和灰岩等样品的碳、氧同位素分析结果。从中可知, 灰岩样品的 $\delta^{13}C_{PDB} = -1.1 \text{ ‰} \sim 3.3 \text{ ‰}$, $\delta^{18}O_{SMOW} = 18.6 \text{ ‰} \sim 24.3 \text{ ‰}$, 与正常海相灰岩的碳、氧同位素组成($\delta^{13}C_{PDB} = 0 \pm 4 \text{ ‰}$, $\delta^{18}O_{SMOW} = 20 \text{ ‰} \sim 24 \text{ ‰}$, Veizer et al., 1976; Hoefs, 1997)相当; 蚀变或矿化灰岩的碳、氧同位素组成为 $\delta^{13}C_{PDB} = 1.3 \text{ ‰} \sim 2.1 \text{ ‰}$, $\delta^{18}O_{SMOW} = 6.9 \text{ ‰} \sim 15.0 \text{ ‰}$ 。与原岩灰岩相比, 蚀变岩石的 $\delta^{13}C$ 值亏损相对不明显, 而 $\delta^{18}O$ 值则明显亏损。这与洪都拉斯的 EI Mochito Zn-Pb-Ag 矿床(Vazquez et al., 1998)、我国的锡矿山铋矿(彭建堂等, 2001)存在的现象一致。该特征说明, 在成矿流体交代原岩的过程中, 低 $\delta^{18}O$ 值的流体不断与围岩发生同位素交换, 从而使原岩的 $\delta^{18}O$ 值减小。

60 件热液方解石、菱铁矿、菱铋矿的 $\delta^{13}C$ 值为 $-8.3 \text{ ‰} \sim +2.7 \text{ ‰}$, 相对变化较小, 与许多热液矿床中形成的碳酸盐类似(Rye et al., 1974), 表明碳可能来自深部或来自碳酸盐与有机质的 CO_2 的混合作用(Hoefs, 1997)。因方解石的 $\delta^{13}C$ 值变化范围较

表 1 白秧坪银铜多金属矿集区热液矿物与岩石的碳、氧同位素组成

Table 1 $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of hydrothermal minerals and rocks in the Baiyangping silver-copper polymetallic ore concentration area

序号	样号	地点	样品产状	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$
1	HX-24	白秧坪	方解石细脉穿切铜钴矿石,晚阶段	-1.9	-29.1	0.9
2	HX-25-1	白秧坪	方解石网脉穿切铜钴矿石,晚阶段	-2.3	-28.9	1.1
3	HX-26	白秧坪	方解石粗脉穿切铜钴矿石,晚阶段	-1.1	-28.8	1.3
4	HX-27	白秧坪	晶族状方解石,晚阶段	-1.9	-29.8	0.2
5	HX-30	白秧坪	晶族状方解石,晚阶段	-0.5	-29.8	0.2
6	HX-31	热水塘	方解石网脉穿切天青石矿石,晚阶段	1.6	-21.2	9.0
7	HX-32-1	热水塘	条带状天青石矿石中方解石,早阶段	-7.6	-14.6	15.9
8	HX-32-2	热水塘	条带状天青石矿石中方解石,早阶段	-7.6	-14.5	16.0
9	HX-48	灰山	与黝铜矿共生的方解石脉,早阶段	-3.6	-10.3	20.3
10	HX-51	燕子洞	与黝铜矿共生的方解石脉,早阶段	-2.4	-9.6	21.3
11	By-7-1	白秧坪	方解石细脉穿切铜钴矿石,晚阶段	-1.7	-29.9	0.0
12	By-7-2	白秧坪	方解石细脉穿切铜钴矿石,晚阶段	-1.7	-30.0	-0.1
13	w-1	吴底厂	含黝铜矿角砾的方解石脉,晚阶段	-1.9	-28.5	1.5
14	lzp109	李子坪	与重晶石共生的方解石脉,晚阶段	-2.4	-28.6	1.4
15	lzp138	李子坪	与方铅矿共生的方解石脉,早阶段(?)	-3.3	-16.3	14.1
16	wcl105	吴底厂	黝铜矿-方解石脉,早阶段	-2.9	-18.3	12.0
17	flcl42	富隆厂	方铅矿-闪锌矿-方解石脉,晚阶段	-2.3	-29.3	0.7
18	hsl16	灰山	方铅矿-闪锌矿-方解石脉,晚阶段	0.4	-6.4	24.3
19	hsl01	灰山	黝铜矿-方解石脉,早阶段	-2.3	-13.6	16.9
20	hxsl02	热水塘	块状天青石矿石中的方解石,早阶段	-8.3	-10.8	19.8
21	hxsl05	热水塘	块状天青石矿石中的方解石,早阶段	-3.7	-8	22.7
22	wlpl1-2	黄连铺	灰岩,含晚阶段方解石细脉	1.5	-23.3	6.9
23	lyy-114	老鹰岩	灰岩	3.2	-11.7	18.9
24	yzd-110	燕子洞	灰岩	3.3	-8.4	22.2
25	dfs-102	大佛山	灰岩	-1.1	-10.3	20.3
26	dsp10-3	东至岩	灰岩	2.9	-9.5	21.1
27	H-48	燕子洞	灰岩	3.23	-6.37	24.3
28	H-66	新厂山	深灰色泥晶灰岩	2.73	-7.9	22.8
29	H-56	燕子洞	菱铁矿化灰岩	1.26	-15.4	15.0
30	H-60	燕子洞	菱铁矿化细晶灰岩	1.78	-20.2	10.1
31	H-63	新厂山	矿化灰岩	2.14	-20.9	9.4
32	H-17	东至岩	菱铁矿(锑矿石中)(早阶段*)	-5.45	-16.1	14.3
33	H-23	热水塘	铁方解石(晚阶段*)	0.17	-17.3	13.1
34	H-53	燕子洞	菱铁矿+方解石(晚阶段*)	-4.1	-21.5	8.8
35	H-54	燕子洞	菱铁矿+方解石(晚阶段*)	0.67	-14	16.5
36	H-72	富隆厂	方解石(角砾状矿石中)(早阶段*)	-2.31	-16.8	13.6
37	H-74	富隆厂	菱铁矿+白云石	-3.1	-14.1	16.4
38	H-76	富隆厂	铅矿石中的菱铁矿	-3.2	-14	16.5
39	H-77	富隆厂	菱铁矿+方解石(条带状矿石中)(早阶段*)	-2.9	-18.2	12.2
40	H-78	富隆厂	方解石	-3.11	-14.1	16.4
41	H-79-1	富隆厂	菱铁矿+方解石(条带状矿石中)(早阶段*)	-2.78	-13.1	17.4
42	H-79-2	富隆厂	方解石	-3.08	-14.6	15.9
43	H-85	白秧坪	铅矿石中的菱铁矿	-2.95	-15.3	15.1
44	H-84	白秧坪	铁方解石(角砾状矿石中)(早阶段*)	-4.16	-12.3	18.2
45	byp-8	白秧坪	方解石(晚阶段*)	-0.8		0.6
46	byp-9	白秧坪	方解石(晚阶段*)	-1.5		-0.2
47	byp-15	白秧坪	方解石(晚阶段*)	-2.2		0.8
48	byp-16	白秧坪	方解石(晚阶段*)	-1.4		0.5
49	byp-17	白秧坪	方解石(晚阶段*)	-1.2		-0.3
50	byp-36	白秧坪	方解石(晚阶段*)	-0.6		-0.4

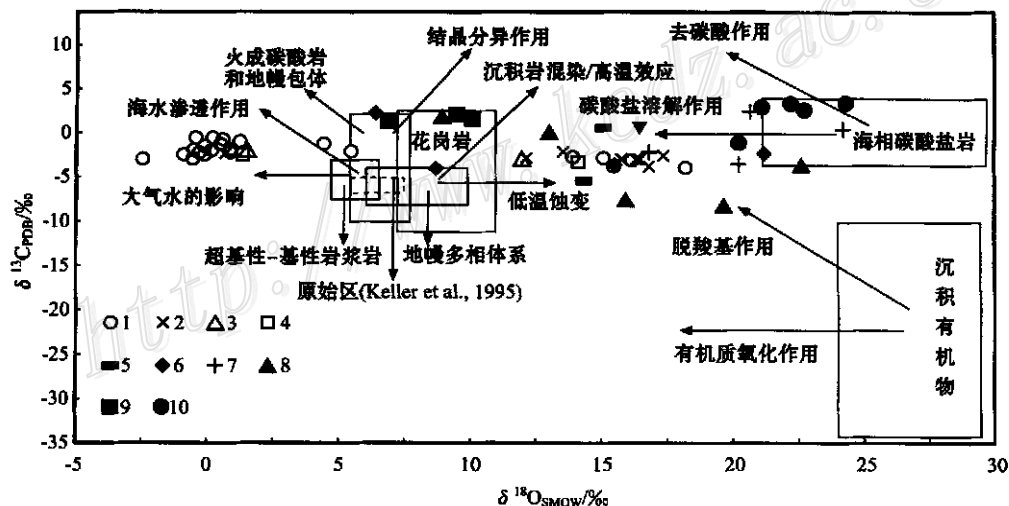
续表 1 Table 1(cont.)

序号	样号	地点	样品产状	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$
51	byp-38	白秧坪	方解石(晚阶段*)	-2.3		5.5
52	byp-5	白秧坪	方解石(晚阶段*)	-1.9		-0.3
53	byp-6	白秧坪	方解石(晚阶段*)	-2.4		-0.9
54	byp-33	白秧坪	方解石(晚阶段*)	-2.4		-0.2
55	byp-34	白秧坪	方解石(晚阶段*)	-2.3		-0.3
56	byp-17	白秧坪	方解石(晚阶段*)	-2.3		-0.3
57	byp-81	白秧坪	方解石(晚阶段*)	-1.9		-0.3
58	byp-91	白秧坪	方解石(晚阶段*)	-1.2		4.5
59	byp-93	白秧坪	方解石(晚阶段*)	-1.9		-0.5
60	byp-143	白秧坪	方解石(晚阶段*)	-2.4		-0.2
61	byp-152	白秧坪	方解石(晚阶段*)	-2.3		-0.3
62	byp-161	白秧坪	方解石(晚阶段*)	-3		-0.6
63	byp-181	白秧坪	方解石(晚阶段*)	-3		-2.5
64	H-12	灰山	方解石(晚阶段*)	2.1		20.8
65	H-14	灰山	方解石(晚阶段*)	2.7		22.6
66		燕子洞	方解石(晚阶段*)	2.1		6.5
67		白秧坪	方解石(早阶段*)	-3.8		15.5
68		富隆厂	方解石(早阶段*)	-3.9		16.8
69		白秧坪	方解石(早阶段*)	-2.9		14.0
70		燕子洞	方解石(早阶段*)	-3.7		15.5

1~26 为本文资料,其中 1~10 为中国科学院地球化学研究所分析,11~13 为宜昌地质矿产研究所同位素室分析,14~21 为中国地质科学院矿产资源研究所分析,22~26 为南京大学内生金属矿床国家重点实验室分析;27~44 引自陈开旭等(2000);45~65 引自薛春纪等(2002);66~70 引自杨伟光等(2002;2003)。* 笔者根据文献对样品的描述而分析的得出,空白者为未测试。

窄,且大于有机质的碳同位素组成,故可排除有机质碳为方解石提供主要碳的可能性,即有机质不是方解石中碳的主要提供者。方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为

-2.5‰~+24.3‰,变化较大,且出现了自然界中罕见的极贫 ^{18}O 的氧同位素值($\pm 0\text{‰}$)。这些样品的碳、氧同位素组成在 $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$ 图解(图2)中,总体



上呈近水平线展布。碳、氧同位素的这种近水平分布形式可能由 2 个原因所致 (Zheng, 1990; Zheng et al., 1993): ① CO_2 的脱气作用; ② 流体与围岩之间的水-岩反应。

如果碳、氧同位素的分布形式是由 CO_2 的脱气作用所致, 则因热液流体一般以 H_2O 为主, CO_2 的去气对流体氧同位素组成的影响并不明显, 而对碳同位素组成的影响是显著的 (郑永飞, 2001), 从而形成的方解石, 其碳同位素组成变化也应显著。显然, 这与研究区的实际情况不符。另外, 在显微镜下也未发现有流体包裹体沸腾的迹象, 仅在局部观察到一些含 CO_2 的三相包裹体。因此, CO_2 的脱气作用不应是影响方解石等碳酸盐矿物沉淀的主要因素。

在热液流体中, 方解石的溶解度随温度的降低而升高, 随压力的降低而降低 (Barnes, 1997)。在封闭体系中的单纯冷却不能使方解石从热液流体中沉淀。故研究区方解石的沉淀应主要是由水-岩反应和温度降低耦合作用所致。

在 $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ 图 (图 2) 中, 给出了地壳流体中 CO_2 的三大主要来源 (有机质、海相碳酸盐岩和岩浆-地幔源) 的碳、氧同位素值范围, 而且还用箭头标出了从这 3 个物源经 8 种主要过程产生 CO_2 时, 其同位素组成的变化趋势 (刘建明等, 1997; 毛景文等, 2002)。例如, 从岩浆源经结晶分异生成的 CO_2 , 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}$ 值都将高于其源区, 而且结晶程度越高, 这一差异就越大。样品数据在图 2 中的投点清楚地表明, 白秧坪银铜多金属矿集区各矿段中的碳可能主要由岩浆-地幔、海相沉积碳酸盐岩经溶解作用提供的, 且受低温蚀变作用和大气降水的影响相当明显。尽管这一结论未考虑到碳酸盐矿物沉淀时的各种同位素分馏过程, 但总体趋势却极为清楚。

3 水-岩反应的理论模拟

在热液矿床中, 由于水-岩反应导致方解石的沉淀, 其碳、氧同位素组成主要取决于流体与岩石之间的同位素差异 (彭建堂等, 2001)。根据质量平衡方程, 从流体中沉淀出方解石的碳、氧同位素组成可表达为 (Zheng, 1990; Zheng et al., 1993):

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{Ca}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{L}} + \Delta_{\text{L}}^{\text{Ca}} + (W/R) \times (\delta^{13}\text{C}_{\text{R}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{L}})$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Ca}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{L}} + \Delta_{\text{L}}^{\text{Ca}} + (W/R) \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{R}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{L}})$$

其中 δ_{L}^i 为水岩反应前流体的初始同位素组成, $\Delta_{\text{L}}^{\text{Ca}}$ 为流体-方解石之间的同位素分馏系数; δ_{R}^i 为流

体反应前岩石的同位素组成; δ_{R}^i 为流体反应后岩石的同位素组成; W/R 、 W/R 均为岩石-流体中碳、氧原子 (以 mol 为单位) 的物质质量比。

在成矿流体中, CH_4 和 CO_3^{2-} 含量通常很低 (Ohmoto, 1972), 碳酸盐与流体之间的碳同位素分馏主要取决于 H_2CO_3 (包括 CO_2) 和 HCO_3^- 之比 (Zheng et al., 1993), 故

$$\Delta^{13}\text{C}_{\text{流体}}^{\text{碳酸盐}} = \Delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}^{\text{碳酸盐}} - x_{\text{HCO}_3^-} \times \Delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}^{\text{HCO}_3^-}$$

式中 $\Delta^{13}\text{C}_{\text{流体}}^{\text{碳酸盐}}$ 、 $\Delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}^{\text{碳酸盐}}$ 、 $\Delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}^{\text{HCO}_3^-}$ 分别为碳酸盐-流体、碳酸盐- CO_2 和 HCO_3^- - CO_2 体系中碳同位素的分馏值, $x_{\text{HCO}_3^-}$ 表示 HCO_3^- 在整个流体中所占的摩尔分数。对于氧, 因流体组分以 H_2O 为主, 故流体中 H_2O 的同位素组成起主要作用, 但考虑到碳酸盐与 CO_2 之间的氧同位素分馏明显, 溶解的 CO_2 也不能完全忽略, 故碳酸盐与流体之间的氧同位素分馏可表达为 (Zheng et al., 1993):

$$\Delta^{18}\text{O}_{\text{L}}^{\text{碳酸盐}} = \Delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{碳酸盐}} - x_{\text{CO}_2} \times \Delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{CO}_2}$$

式中 $\Delta^{18}\text{O}_{\text{L}}^{\text{碳酸盐}}$ 、 $\Delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{碳酸盐}}$ 、 $\Delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{CO}_2}$ 分别表示碳酸盐-流体、碳酸盐- H_2O 和 CO_2 - H_2O 体系中氧同位素的分馏值, x_{CO_2} 表示 H_2CO_3 (包括 CO_2) 在整个流体中所占的摩尔分数。

假设含碳组分 ($\text{CO}_2 + \text{HCO}_3^-$) 在流体中占 10% (物质质量比, 下同), H_2O 占 90%。在此又有 2 种情况: CO_2 占含碳组分的 90%; HCO_3^- 占含碳组分的 90%。这样, 根据所列公式与有关同位素分馏方程式 (Faur, 1986; Friedman et al., 1977; Hoefs, 1997; Lyon et al., 1984; Ohmoto, 1972; Ohmoto et al., 1979) 可计算出不同条件下流体-方解石体系的 C、O 同位素分馏值, 以及对不同来源的流体 (如大气降水、岩浆水等) 与围岩之间的水-岩反应进行模拟, 计算出方解石从可溶性碳以 HCO_3^- 或 H_2CO_3 为主的流体中发生沉淀时的理论模拟曲线。为便于理论值模拟, 可假定 $R'/W' = R/W$, 取 $R/W = 0 \sim 1$, $t = 300 \sim 50^\circ\text{C}$ 。

关于成矿流体的性质, 至今主要有两种认识: 认为成矿流体部分来自地幔 (薛春纪等, 2002); 另一种认为主要来自大气降水 (龚文君等, 2000; 杨伟光, 2003)。有鉴于此, 笔者分别选择具有幔源流体和大气降水特征的流体经过与围岩发生交换后, 从成矿热液中沉淀出来的方解石的碳、氧同位素组成理想模式, 见图 3 (曲线 I、II、III)。同时将矿集区所测的

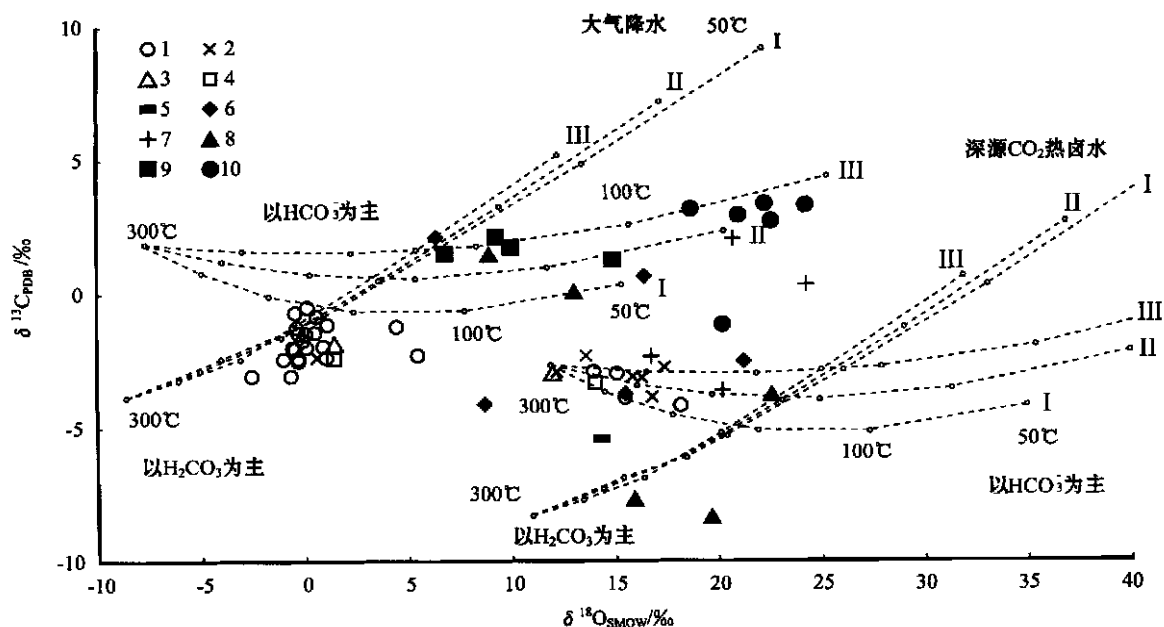


图3 热液矿物从成矿流体中沉淀的水岩反应模型

I— $\delta^{13}C_R - \delta^{13}C_F = 0.5\text{‰}$, $\delta^{18}O_R - \delta^{18}O_F = 5\text{‰}$; II— $\delta^{13}C_R - \delta^{13}C_F = 2.5\text{‰}$, $\delta^{18}O_R - \delta^{18}O_F = 10\text{‰}$; III— $\delta^{13}C_R - \delta^{13}C_F = 4.5\text{‰}$, $\delta^{18}O_R - \delta^{18}O_F = 15\text{‰}$; 大气降水: $\delta^{13}C = -2.5\text{‰}$, $\delta^{18}O = -12.5\text{‰}$; 热卤水: $\delta^{13}C = -7.0\text{‰}$, $\delta^{18}O = +7\text{‰}$

Fig.3 Water-rock reaction modeling of hydrothermal mineral precipitation from the ore-forming fluids in the deposits

I— $\delta^{13}C_R - \delta^{13}C_F = 0.5\text{‰}$, $\delta^{18}O_R - \delta^{18}O_F = 5\text{‰}$; II— $\delta^{13}C_R - \delta^{13}C_F = 2.5\text{‰}$, $\delta^{18}O_R - \delta^{18}O_F = 10\text{‰}$; III— $\delta^{13}C_R - \delta^{13}C_F = 4.5\text{‰}$, $\delta^{18}O_R - \delta^{18}O_F = 15\text{‰}$; Meteoric water: $\delta^{13}C = -2.5\text{‰}$, $\delta^{18}O = -12.5\text{‰}$; Hot brine: $\delta^{13}C = -7.0\text{‰}$, $\delta^{18}O = +7\text{‰}$

方解石等矿物和岩石的碳、氧同位素值投于其中。通过比较,不难从图3中看出,在成矿早阶段,流体 $\delta^{13}C$ 、 $\delta^{18}O$ 值分别为 -7‰ 、 $+7\text{‰}$,可溶性碳以 HCO_3^- 为主,方解石的形成温度 $t = 300 \sim 160\text{°C}$, R/W 比值较小($0 \sim 0.4$);在成矿晚阶段,流体 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 值分别为 -2.5‰ 和 -12.5‰ ,可溶性碳以 H_2CO_3 为主,方解石形成温度 $t = 250 \sim 150\text{°C}$, R/W 比值稍大($0.2 \sim 0.6$)。矿区灰岩的去碳酸盐化作用,是在更低温度($<180\text{°C}$)、 R/W 比值较大($0.6 \sim 1$)、流体的可溶性碳以 HCO_3^- 为主的条件下进行的。

需要指出的是,尽管成矿早阶段流体的碳、氧同位素组成($\delta^{13}C = -7\text{‰}$, $\delta^{18}O = +7\text{‰}$)接近岩浆水的同位素组成,且流体中 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 值($-20\text{‰} \sim -2.2\text{‰}$,薛春纪,2000)与幔源 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 值($-16\text{‰} \sim -1.0\text{‰}$,薛春纪,2000)接近。但在流体组成中富含 Na^+ 、 Cl^- (少数样品富 F^- 、 HCO_3^-),贫 K^+ 、 SO_4^{2-} , Na^+/K^+ 比值远大于1($5.6 \sim 95.0$,杨伟光,2002),与典型岩浆水所具有的 $K^+/Na^+ > 1$ (Roedder, 1984)迥异,说明成矿流体并非岩浆水。另外,早阶段流体中可溶解性碳以 HCO_3^- 为主,说明

成矿流体源自浅部循环的地下水(Helgeson, 1969; Zheng et al., 1993)。结合流体的氢、氧同位素组成分析结果($\delta^{18}O = +3.8\text{‰} \sim 9.1\text{‰}$, $\delta D = -61\text{‰} \sim -92\text{‰}$),笔者认为成矿早阶段流体属含有深源 CO_2 的盆地演化的热卤水。在成矿晚阶段,流体的 $\delta^{18}O$ 值($\delta^{18}O = -12.5\text{‰}$)具有大气降水的特征, $\delta^{13}C$ 值($\delta^{13}C = -2.5\text{‰}$)增加,高于岩浆水或深成壳源流体($-9\text{‰} \sim -4\text{‰}$, Zheng et al., 1993),更接近海相碳酸盐的平均值。这很可能与降温作用和灰岩的溶解或去碳酸盐化作用有关(Ohmoto et al., 1979)。由于晚阶段流体中富含 Ca^{2+} 、 SO_4^{2-} ,贫 K^+ 、 Na^+ 、 Cl^- ,且其氢、氧同位素组成分析结果($\delta^{18}O = -16.0\text{‰} \sim -2.5\text{‰}$, $\delta D = -76\text{‰} \sim 109\text{‰}$)与滇西中生代大气降水的组成($\delta^{18}O = -10\text{‰} \sim -16\text{‰}$, $\delta D = -110\text{‰} \sim -90\text{‰}$,张理刚,1989)相当。故晚阶段成矿流体属典型的大气降水补给的地下水。

4 结 论

矿集区内不同矿段的方解石等热液矿物是两个

阶段成矿作用的产物。在早阶段,成矿流体为含有深源 CO_2 的盆地演化的热卤水,方解石形成于 $300 \sim 160^\circ\text{C}$ 、水-岩比值相对较小($0 \sim 0.4$)的条件下。形成的方解石等热液矿物具有范围较大的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值和相对较低的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值。在晚阶段,成矿流体属大气降水补给的地下水,方解石形成于 $250 \sim 150^\circ\text{C}$ 、水-岩比值相对较大($0.2 \sim 0.6$)的条件下。形成的方解石等热液矿物具有自然界中罕见的、极低的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值相对较高。说明成矿晚阶段,大气降水与岩石中的同位素发生过强烈的交换反应。

References

- Barnes H L. 1997. Geochemistry of hydrothermal ore deposits[M]. 3rd ed. New York: John Wiley & Sons. 972p.
- Chen K X, He L Q, Yang Z Q, et al. 2000. Oxygen and carbon isotope geochemistry in Sanshan-Baiyangping copper-silver polymetallogenic enrichment district, Lanping, Yunnan[J]. *Geology and Mineral Resources of South China*, (4): 1 ~ 8 (in Chinese with English abstract).
- Faur G. 1986. Principles of isotope geology[M]. 2nd ed. New York: John Wiley & Sons. 227 ~ 247.
- Friedman I and O'Neil J R. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest in data of geochemistry[A]. In: Fleischer M, ed. *Geological professional paper*[C]. 6th ed. 440p.
- Gong W J, Tan K X, Li X M, et al. 2000. Geochemical characteristics of fluid and mechanism for ore formation in the Baiyangping copper-silver deposit, Yunnan[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 24(2): 175 ~ 181 (in Chinese with English abstract).
- Helgeson H C. 1969. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperature and pressure [J]. *Amer. J. Sci.*, 267: 729 ~ 804.
- Hoefs J. 1997. Stable isotope geochemistry[M]. Berlin: Springer Verlag. 4th ed. 65 ~ 168.
- Liu J J. 1998. The continental exhalation of the copper deposits from red clastic formation in Lanping-Simaobasin, western Yunnan[D] (thesis for Postdoctoral scientific research). Cooperated supervisor: Li C Y. Guiyang: Institute of Geochemistry. 76p (in Chinese with English abstract).
- Liu J J, Li C Y, Pan J Y, et al., 2000a. Isotopic geochemistry in the copper deposits from sandstone and shale in Lanping-Simaobasin, western Yunnan[J]. *Mineral Deposits*, 19(3): 223 ~ 234 (in Chinese with English abstract).
- Liu J J, Li C Y, Pan J Y, et al. 2000b. Metallogenic mechanism of copper deposits from sandstone and shale in Lanping-Simaobasin, western Yunnan[J]. *Contributions to Geol. and Miner. Resources Research*, 15(3): 216 ~ 223 (in Chinese with English abstract).
- Liu J J, Li C Y, Zhang Q, et al. 2001. Wood textures in Jinman copper deposits in western Yunnan[J]. *Science in China (Series D)*, 44(6): 545 ~ 554.
- Liu J M and Liu J J. 1997. Basinal fluid genetic model of fine disseminated gold deposits in the golden triangle area between Yunnan, Guizhou and Guangxi[J]. *Acta Mineral. Sin.*, 17(4): 448 ~ 456 (in Chinese with English abstract).
- Lyon G L and Hulston J R. 1984. Carbon and hydrogen isotopic compositions of New Zealand geothermal gases[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(6): 1161 ~ 1171.
- Mao J W, He Y and Ding T P. 2002. Mantle fluids involved in metallogenesis of Jiaodong (east Shandong) gold district: Evidence of C, O and H isotopes[J]. *Mineral Deposits*, 21(2): 121 ~ 127 (in Chinese with English abstract).
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits[J]. *Econ. Geol.*, 67: 551 ~ 578.
- Ohmoto H and Rye R O. 1979. Isotope of sulfur and carbon[A]. In: Barnes H L, ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*[C]. 2nd ed. New York: John Wiley & Sons. 509 ~ 567.
- Peng J T and Hu R Z. 2001. The C-O isotopic system in Xikuangshan super deposit, central Hunan[J]. *Geology Review*, 47(1): 34 ~ 41 (in Chinese with English abstract).
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions [J]. *Reviews in Mineralogy*, 12: 250 ~ 354.
- Rye R O and Ohmoto H. 1974. Sulfur and carbon isotope and ore genesis[J]. *Econ. Geol.*, 69: 902 ~ 909.
- Tian H L. 1997. The geological characteristics of Baiyangping copper polymetallogenic deposit, Lanping[J]. *Yunnan Geology*, 16(1): 105 ~ 108 (in Chinese with English abstract).
- Veizer J and Hoefs J. 1976. The nature of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 1387 ~ 1395.
- Vazquez R, Vennemann T W, Kesler S E, et al. 1998. Carbon and oxygen isotope halos in the host limestone, El Mochito Zn-Pb-Ag skarn massive sulfide-oxide deposits, Honduras[J]. *Econ. Geol.*, 93: 15 ~ 31.
- Xue C J. 2000. Study on the metallogenic series in Lanping basin[D] (thesis for Postdoctoral scientific research). Cooperated supervisor: Chen Y C. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences. 52p (in Chinese).
- Xue C J, Chen Y C and Yang J M. 2002. Ore-forming fluids characteristics in Lanping basin, Yunnan: Restricted by O- and C-isotope composition[J]. *Mineral Deposits*, 21 (Supp.): 1064 ~ 1067 (in Chinese).
- Yang W G. 2002. Geological-geochemical conditions and mechanism of mineralization of Ag, Cu and polymetallic ore deposits in Baiyangping, Lanping, Yunnan[D] (Thesis for Degree of Doctor of Philosophy). Supervisor: Mo X X. Beijing: China University of Geosciences. 94p (in Chinese with English abstract).
- Yang W G, Yu X H, Li W C, et al. 2003. The characteristics of metallogenic fluids and metallogenic mechanism in Baiyangping silver and

- polymetallic mineralization concentration area in Yunnan Province [J]. *Geoscience*, 17(1): 27 ~ 33 (in Chinese with English abstract).
- Zhang L G. 1989. Petrogenetic and minerogenic theories and prospecting[M]. Beijing: Beijing University of Industry Press. 200p (in Chinese).
- Zheng Y F. 1990. Carbon-oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcite during degassing of CO₂: A quantitative evaluation and application to the Kushikino gold mining area in Japan[J]. *Mineralium Deposita*, 25: 246 ~ 250.
- Zheng Y F. 2001. The modeling of stable isotopic system and application for ore deposit geochemistry[J]. *Mineral Deposits*, 20(1): 246 ~ 250 (in Chinese with English abstract).
- Zheng Y F and Hoefs J. 1993. Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites[J]. *Mineralium Deposita*, 28: 79 ~ 89.
- Zheng Y F, Xu B L and Zhou G T. 2000. On the stable isotopic geochemistry in minerals[J]. *Earth Science Frontiers*, 7(2): 229 ~ 320 (in Chinese with English abstract).
- 附中文参考文献**
- 陈开旭, 何龙清, 杨振强, 等. 2000. 云南兰坪三山-白秧坪铜银多金属成矿富集区的碳氧同位素地球化学[J]. *华南地质与矿产*, (4): 1 ~ 8.
- 龚文君, 谭凯旋, 李小明, 等. 2000. 兰坪白秧坪铜银多金属矿床流体地球化学特征及成矿机制探讨[J]. *大地构造与成矿学*, 24(2): 175 ~ 181.
- 刘家军. 1998. 兰坪-思茅盆地红色碎屑岩建造中铜矿床的陆相喷流作用[D](博士后科研论文). 合作导师: 李朝阳. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所. 76 页.
- 刘家军, 李朝阳, 潘家永, 等. 2000a. 兰坪-思茅盆地砂页岩中铜矿床同位素地球化学[J]. *矿床地质*, 19(3): 223 ~ 234.
- 刘家军, 李朝阳, 潘家永, 等. 2000b. 兰坪-思茅盆地砂页岩中脉状铜矿床的特征及成因[J]. *地质找矿论丛*, 15(3): 216 ~ 223.
- 刘建明, 刘家军. 1997. 滇黔桂金三角区微细浸染型金矿床的盆地流体成因模式[J]. *矿物学报*, 17(4): 448 ~ 456.
- 毛景文, 赫英, 丁悌平. 2002. 胶东金矿形成期间地幔流体参与成矿过程的碳氧氢同位素证据[J]. *矿床地质*, 21(2): 121 ~ 127.
- 彭建堂, 胡瑞忠. 2001. 湘中锡矿山超大型锑矿床的 C、O 同位素体系[J]. *地质论评*, 47(1): 34 ~ 41.
- 田洪亮. 1997. 兰坪白秧坪铜银多金属矿床地质特征[J]. *云南地质*, 16(1): 105 ~ 108.
- 薛春纪. 2000. 云南兰坪盆地第三纪成矿系列研究[D](博士后科研论文). 合作导师: 陈毓川. 北京: 中国地质科学院. 52 页.
- 薛春纪, 陈毓川, 杨建民. 2002. 云南兰坪盆地成矿流体性质: 氧、碳同位素制约[J]. *矿床地质*, 21(增刊): 1064 ~ 1067.
- 杨伟光, 喻学惠, 李文昌, 等. 2003. 云南白秧坪银多金属矿集区成矿流体特征及成矿机制[J]. *现代地质*, 17(1): 27 ~ 33.
- 杨伟光. 2003. 云南兰坪白秧坪银铜多金属矿集区成矿作用的地质-地球化学条件和成矿机制[D](博士论文). 导师: 莫宣学. 北京: 中国地质大学. 94 页.
- 张理刚. 1989. 成岩成矿理论与找矿[M]. 北京: 北京工业大学出版社. 200 页.
- 郑永飞. 2001. 稳定同位素体系理论模型及其矿床地球化学应用[J]. *矿床地质*, 20(1): 57 ~ 70.
- 郑永飞, 徐宝龙, 周根陶. 2000. 矿物稳定同位素地球化学研究[J]. *地学前缘*, 7(2): 229 ~ 320.

Oxygen and Carbon Isotopic Geochemistry of Baiyangping Silver-Copper Polymetallic Ore Concentration Area in Lanping Basin of Yunnan Province and Its Significance

Liu Jiajun^{1,2}, He Mingqin², Li Zhiming^{2,3}, Liu Yuping², Li Chaoyang², Zhang Qian², Yang Weiguang⁴ and Yang Aiping⁴

(1 China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2 Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, Guizhou, China; 3 Graduate School, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China; 4 No.3 Geological Party, Yunnan Bureau of Geology and Mineral Resources, Dali 671000, Yunnan, China)

Abstract

The Baiyangping silver-copper polymetallic ore concentration area in the northern Lanping basin of western Yunnan can be divided into two ore zones. The eastern ore zone consists of Dongzhiyan, Yanzidong, Huishan, Heishan, Xinchangshan and Huachangshan ore blocks, whereas the western ore zone is composed of Baiyangping, Fulongchang and Wudichang ore blocks. They exist mainly in limestone and dolomite of Upper Triassic Sanhedong Formation, sandstone and fine-grained sandstone of Lower Cretaceous Jingxing Formation, and sandstone of Eocene Baoxiangsi Formation. The orebodies mostly occur in veined, network and lenticular forms.

Ore minerals are dominated by tetrahedrite, galena, chalcopyrite, sphalerite, calcite, siderite, barite and celestine. Ore fabrics are characterized by crystallization and replacement textures and veined, network, brecciated and disseminated structures. Wall rock alterations are mostly silicification, calcitization and baritization. Two stages of mineralization can be recognized in the ore concentration area.

Oxygen and carbon isotopic analyses of the Baiyangping silver-copper polymetallic ore concentration area show that the $\delta^{13}\text{C}$ values range from -8.3‰ to $+2.7\text{‰}$ in hydrothermal minerals such as calcite, siderite and strontianite, whose variation is relatively limited. Nevertheless, the $\delta^{18}\text{O}$ values range from -2.5‰ to $+24.3\text{‰}$, which are highly variable and include very low values ($\pm 0\text{‰}$) rarely seen in nature. Based on the simulation of the water-rock exchange reaction, the authors have reached the following conclusions: At the early stage, the ore-forming fluids have the $\delta^{18}\text{O}$ value of $+7\text{‰}$ and the $\delta^{13}\text{C}$ value of -7‰ , which are similar to those of magmatic water. They belong to hot brine, and the CO_2 is derived from deeper sources. The HCO_3^- is mainly in the form of dissoluble carbon. The formation temperatures of calcite and other hydrothermal minerals are $300 \sim 160\text{ }^\circ\text{C}$. The amount of the hydrothermal fluids in the mineralization and alteration systems is relatively small. At the late stage, however, the ore-forming fluids are characterized by the $\delta^{18}\text{O}$ value of -12.5‰ , the $\delta^{13}\text{C}$ value of -2.5‰ and the dissoluble carbon of H_2CO_3 . The ore-forming fluid is derived from meteoric water. The calcite and other hydrothermal minerals are formed under the conditions of low temperature and the existence of large amounts of hydrothermal fluids in the mineralization and alteration systems. In addition, the increase of $\delta^{13}\text{C}$ value is possibly related to the decrease of temperature, the dissolution of carbonates, or the decarbonation of carbonates.

Key words: geochemistry, oxygen and carbon isotopic composition, rock and water reaction, silver-copper polymetallic ore concentration area, Baiyangping, western Yunnan

<http://www.kcdz.ac.cn/>