

会泽铅锌矿床成矿流体浓缩机制

张振亮^{1,2}, 黄智龙¹, 饶冰³, 管涛^{1,2}, 严再飞^{1,2}

1. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放实验室, 贵州贵阳 550002

2. 中国科学院研究生院, 北京 100039

3. 南京大学地球科学系内生金属成矿机制研究国家重点实验室, 江苏南京 210093

摘要: 云南会泽铅锌矿床位于扬子板块西缘川—黔—滇铅锌银多金属成矿域的中南部, 严格受断裂带的控制。长期以来, 对于该矿的成矿流体来源存在着较大的争论。研究表明, 矿石中脉石矿物方解石的 C、O 同位素组成相对均一, 其 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) 为 $-2.1 \times 10^{-3} \sim -3.5 \times 10^{-3}$ 、极差 -1.4×10^{-3} 、均值 -2.8×10^{-3} , $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) 为 $16.7 \times 10^{-3} \sim 18.6 \times 10^{-3}$ 、极差 1.9×10^{-3} 、均值 17.7×10^{-3} , 不同矿体(不同标高)、不同产状以及相同矿体不同产状方解石的 C、O 同位素组成不具明显差别; 除了纯液相包裹体(L)和富液相的气液两相包裹体(L+V)外, 还存在含子晶的三相包裹体(S+L+V)和不混溶的 CO_2 三相包裹体($\text{V}_{\text{CO}_2} + \text{L}_{\text{CO}_2} + \text{L}_{\text{H}_2\text{O}}$), 流体包裹体均一温度介于 $110 \sim 400$ °C 之间, 具有双峰现象; 矿床的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ (0.713 676~0.717 012) 不仅明显高于地幔 (0.704 ± 0.002) 和峨眉山玄武岩 (0.703 932~0.707 818; 85 件样品) 的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀, 也相对高于矿区赋矿地层 (C_1b) 的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ (0.708 68~0.709 31; 3 件样品), 但明显低于基底岩石的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ (0.724 3~0.728 8; 5 件样品), 且成矿过程中流体基本没有发生 Sr 同位素分馏现象。因此, 成矿流体为均一流体, 是不同性质流体的混合产物, 具有多源性。而从气液两相包裹体盐度—均一温度图解可以看出, 在 $300 \sim 400$ °C 区间, 包裹体盐度基本被孤立为两群: 一群为 $5\% \sim 6\%$ ($w(\text{NaCl})$), 另一群为 $12\% \sim 16\%$ ($w(\text{NaCl})$)。而在 $100 \sim 300$ °C 特别是 $150 \sim 250$ °C 区间, 包裹体盐度则基本均匀分布在 $7\% \sim 23\%$ ($w(\text{NaCl})$) 之间。断裂带形成压力为 $(50 \sim 320) \times 10^5$ Pa, 矿体上覆岩石压力为 $(574 \sim 640) \times 10^5$ Pa, 矿床成矿压力为 $(145 \sim 754) \times 10^5$ Pa。流体在上升到断裂带后压力的剧降, 导致了沸腾作用的发生。在混合作用和沸腾作用的双重影响下, 受狭窄断裂带控制的成矿流体高度浓缩, 金属矿物得以大规模地从流体中沉淀出来, 形成品位极高的铅锌矿石。

关键词: 混合流体; 沸腾作用; 降压; 高品位。

中图分类号: P618.1

文章编号: 1000-2383(2005)04-0443-08

收稿日期: 2005-01-28

Concentration Mechanism of Ore-Forming Fluid in Huize Lead-Zinc Deposits, Yunnan Province

ZHANG Zhen-liang^{1,2}, HUANG Zhi-long¹, RAO Bing³, GUAN Tao^{1,2}, YAN Zai-fei^{1,2}

1. Open Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China

2. Postgraduate School, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China

3. State Key Laboratory of Mineral Deposit Research, Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China

Abstract: The Huize Pb-Zn ore deposits, Yunnan Province, located in the southern-center of the Sichuan-Yunnan-Guizhou Pb-Zn-Ag multimetal mineralization district, are strictly controlled by faulted zones. There has long been controversy about the sources of ore-forming fluid in these ore deposits. Calcite is one of the gangue minerals in the ores of these ore deposits. Their $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) values vary from -2.1×10^{-3} to -3.5×10^{-3} , and their $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) values are 16.7×10^{-3} to 18.6×10^{-3} . There are no obvious difference in the $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) values and the $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) values of calcites from different orebodies, different occurrences and different elevations. Besides pure liquid inclusions (L) and gas-liquid inclusions with rich liquid (L+V), three-phase inclusions containing a daughter (S+L+V) and immiscible three-phase CO_2 inclusions ($\text{V}_{\text{CO}_2} +$

基金项目: 国家自然科学基金项目(No. 40372048); 云南省省院省校科技合作项目(No. 2000YK-04)。

作者简介: 张振亮(1974-), 男, 江西丰城人, 在读博士研究生, 矿床地球化学专业。E-mail: liangzhen_74@163.com

$L_{CO_2} + L_{H_2O}$) occur in the minerals. The homogenization temperatures of all these inclusions vary from 110 °C to 400 °C, and have two peaks. ($^{87}Sr/^{86}Sr$)₀ ratios of these ore deposits (0.713 676–0.717 012) are obviously higher than those of the mantle (0.704±0.002) and Emeishan basalt (0.703 932–0.707 818; 85 samples), and slightly higher than those of the Baizuo Formation of Huize lead-zinc ore deposits (0.708 68–0.709 31; 3 samples). But all these ratios are lower than the ones of the basement rocks (0.724 3–0.728 8; 5 samples). The ($^{87}Sr/^{86}Sr$)₀ ratios of these ore deposits also show that the isotopic fractionation of Sr does not occur in the ore-forming fluid during the precipitation of minerals. So, the ore-forming fluid is homogeneous and a product of different fluid mixing. Gas-liquid inclusions can be obviously separated into two groups in the range of 300–400 °C according to their salinities; a group with the salinity of 5%–6% ($w(NaCl)$) and the other group with the salinity of 12%–16% ($w(NaCl)$). However, the salinities of inclusions vary from 7% to 23% ($w(NaCl)$) in the range of 100–300 °C, especially the range of 150–250 °C. The pressures of faulted zones are 50×10^5 – 320×10^5 Pa and the pressures of overlying rocks on the ore bodies are 574×10^5 – 640×10^5 Pa, and those of the ore-forming processes vary from 145×10^5 to 754×10^5 Pa. When the ore-forming fluid flows into the faulted zones, its pressure sharply reduces. Then boiling occurs in the ore-forming processes. As a result of fluids mixing and boiling, the ore-forming fluid is highly concentrated. When the fluid is saturated or oversaturated, metallic minerals begin to precipitate on a great scale. So, the grade of lead-zinc ores is very high.

Key words: fluid mixing; boiling; relief of pressure; high grade.

0 引言

云南会泽铅锌矿床是我国著名的铅锌锗生产基地之一,位于扬子板块西缘川—黔—滇铅锌银多金属成矿域的中南部、小江深断裂带和昭通—曲靖隐伏深断裂带间的北东构造带、南北构造带及北西向紫云—垭都构造带的构造复合部位(图 1)。该矿床的矿石品位极高(矿石 Pb+Zn 多在 25%~35% 之间,部分矿石含量超过 60%)、伴生组分多(Ag、Ge、Ga、Cd、In 等),与一般的铅锌矿床有着截然不同的差别,很值得地学工作者去研究。自 20 世纪被发现以来,虽然先后有多位学者和专家(陈进,1993;周朝宪,1996;郑庆鳌,1997;柳贺昌和林文达,1999;韩润生等,2001a;黄智龙等,2001a; Zhou *et al.*, 2001; Huang *et al.*, 2003)对该矿床进行过细致研究,但从研究的内容来看,无一涉及高品位矿石的成因问题。笔者认为,会泽矿床的矿石品位之所以这么高,其成矿流体在上升成矿的过程中可能被高度浓缩。因此,本文从成矿流体的角度出发,在深入研究流体的性质后,认为不同流体混合及混合后的降压沸腾作用是导致流体浓缩、矿石品位增大的主因。

1 混合流体存在的证据

关于会泽铅锌矿床基本地质特征,黄智龙等(2001b)、韩润生等(2001b)进行过详细的介绍,在此就不再赘述。

关于成矿流体的来源问题,目前存在较大的争论。多数学者认为会泽铅锌矿床的成矿流体为单一的地层循环水(廖文,1984;张位及,1984;陈士杰,1986)或单一的基底循环水(周朝宪,1996; Zhou *et al.*, 2001),部分学者则认为是热液水改造的结果(陈进,1993;柳贺昌和林文达,1999),也有少数学者(赵准,1995)认为矿床是沉积改造型,流体以地层深循环水为主。但笔者认为,会泽矿成矿流体应为不同流体混合均匀的结果,有着多重来源。其理由如下:

(1)从碳、氧同位素的测定结果来看(Huang *et al.*, 2003),矿石中脉石矿物方解石的 C、O 同位素组成相对均一,其 $\delta^{13}C$ (PDB)为 -2.1×10^{-3} ~ -3.5×10^{-3} 、极差 -1.4×10^{-3} 、均值 -2.8×10^{-3} , $\delta^{18}O$ (SMOW)为 16.7×10^{-3} ~ 18.6×10^{-3} 、极差 1.9×10^{-3} 、均值 17.7×10^{-3} ;不同矿体(不同标高)、不同产状以及相同矿体不同产状方解石的 C、O 同位素组成不具明显差别。另外,本区脉石矿物方解石的 Sr 同位素组成也相对稳定, ($^{87}Sr/^{86}Sr$)₀ 为 0.716 353~0.717 012,(见下文),与矿石矿物闪锌矿和黄铁矿的 ($^{87}Sr/^{86}Sr$)₀ 也不具成因意义上的差别,成矿流体在成矿过程中基本没有发生 Sr 同位素分馏。这表明矿床成矿流体中 Sr 同位素组成也存在均一化过程,这些都可以说明成矿流体在形成的过程中曾经存在均一化作用。

(2)从所测定的流体包裹体均一温度数值来看(图 2),其分布具有双峰结构,第一个峰,包裹体均一温度变化于 110~250 °C 之间,并主要集中于

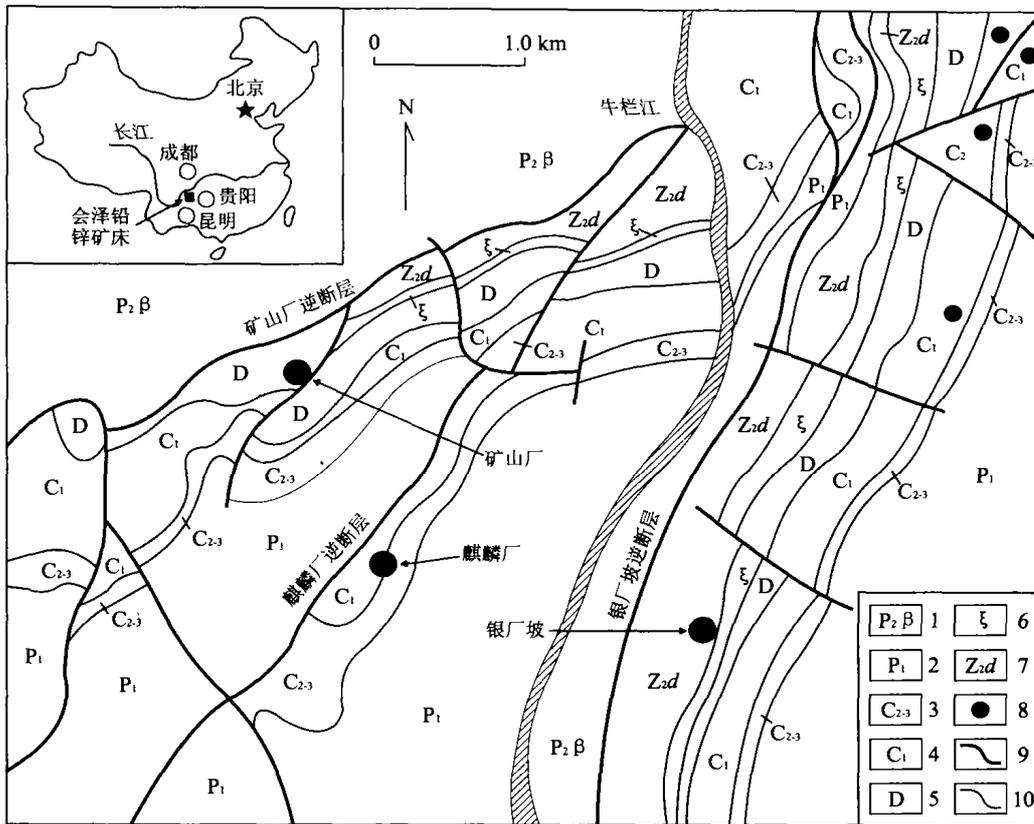


图 1 会泽铅锌矿床矿区地质图

Fig. 1 Geological map of Huize lead-zinc deposits, Yunnan Province

1. 二叠纪峨嵋山玄武岩; 2. 下二叠系灰岩; 3. 中上石炭系白云质灰岩; 4. 下石炭系白云岩; 5. 泥盆系灰岩和硅质白云岩; 6. 寒武系泥质页岩; 7. 震旦系硅质白云岩; 8. 铅锌矿床或矿体; 9. 构造; 10. 地层界线

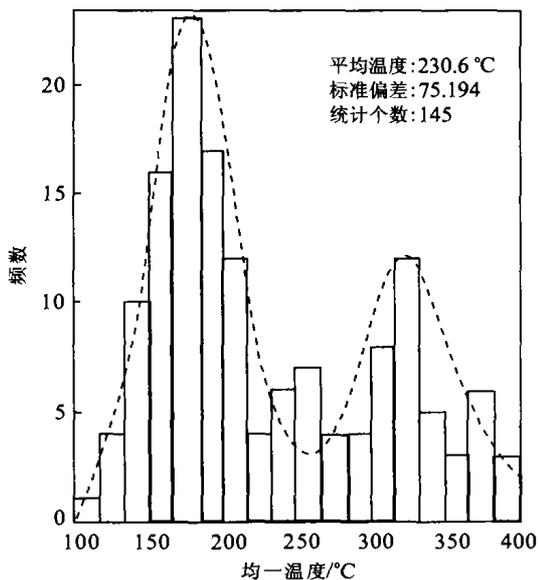


图 2 会泽铅锌矿床矿物流体包裹体均一温度分布

Fig. 2 Homogenization temperatures of minerals in Huize lead-zinc ore deposits

要集中于 300~350 °C 范围内. 这种现象的产生, 不太可能是单一流体作用的结果, 而很可能是多种来源的流体混合的结果. 黄智龙等(2001a)的研究结果表明, 在 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) - (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ 和 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ 图上, 会泽矿床铅锌矿石和矿石矿物(方铅矿、闪锌矿和黄铁矿)投入下地壳铅平均演化线与岛弧铅平均演化线之间的克拉通化地壳范围之内, 表明了地层、基底岩石和玄武岩提供成矿物质的可能性, 也证实了多种流体的推测.

(3) 从锶同位素组成(表 1)看, 矿床脉石矿物方解石的 $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ 极低(除 1 件样品为 0.218 1 外, 其余样品在 0.000 7~0.047 1). 由于 Rb 的衰变常数(λ)为 $1.42 \times 10^{-11}/\text{a}$ (Steiger *et al.*, 1977), 而一般矿床形成约需 10 Ma, 最多也不超过 100 Ma, 故 Rb 衰变形成的 ^{87}Sr 对体系初始 Sr 同位素组成影响极小, 因此, 其 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 或 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ 可视为矿床成矿流体的 Sr 同位素组成. 矿床的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (0.713 676~0.717 012) 不仅明显高于地幔 (0.704 ± 0.002; Faure, 1977) 和峨嵋山玄武

150~220 °C 之间; 第二个峰, 包裹体均一温度变化于 250~400 °C 之间(甚至有可能大于 400 °C), 并主

表 1 会泽超大型矿床 Sr 同位素组成

Table 1 Sr isotopic compositions of minerals in Huize lead-zinc ore deposits

样品号	产地	测定对象	Rb/ 10^{-6}	Sr/ 10^{-6}	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
L-1-1	1号矿体	闪锌矿	0.489	0.689	0.7006	0.719123	0.716847
L-1-3	1号矿体	闪锌矿	16.0	0.987	47.51	0.869687	0.715362
L-1-9	1号矿体	闪锌矿	9.70	1.02	28.21	0.807449	0.715815
L-1-10	1号矿体	闪锌矿	23.2	1.36	50.03	0.877686	0.715175
1-17	1号矿体	闪锌矿	0.712	0.509	14.09	0.762086	0.716318
HZQ-38	6号矿体	闪锌矿	4.72	0.492	25.10	0.797653	0.716122
HZQ-81	6号矿体	闪锌矿	1.88	0.889	6.219	0.736765	0.716564
28号	8号矿体	闪锌矿	0.885	0.492	5.306	0.733923	0.716688
15号	8号矿体	闪锌矿	0.779	0.531	4.339	0.730642	0.716548
10-16-1	10号矿体	闪锌矿	13.8	1.02	39.66	0.844739	0.715913
L-10-5	10号矿体	闪锌矿	0.613	5.13	0.3531	0.717833	0.716686
L-10-5	10号矿体	闪锌矿	1.01	0.852	0.7157	0.719104	0.716779
L-10-4	10号矿体	闪锌矿	0.882	0.918	2.852	0.725816	0.716552
L-10-2	10号矿体	闪锌矿	6.38	1.21	15.48	0.766775	0.716492
10-20-1	10号矿体	闪锌矿	1.57	1.58	1.476	0.721359	0.716565
L-C-5	6号矿体	闪锌矿	0.692	3.18	0.6471	0.719091	0.716989
L-C-5	6号矿体	闪锌矿	19.9	0.953	61.28	0.913104	0.714050
L-C-7	6号矿体	闪锌矿	14.0	0.981	42.14	0.851804	0.714922
L-C-7	6号矿体	黄铁矿	16.1	0.954	47.59	0.869129	0.714544
L-c-5	6号矿体	黄铁矿	23.5	0.974	69.71	0.940112	0.713676
L-c-5	6号矿体	方解石	1.09	313	0.0106	0.717046	0.717012
L-C-7	6号矿体	方解石	0.791	267	0.0088	0.716382	0.716353
1号	6号矿体	方解石	0.101	411	0.0007	0.717012	0.717010
3号	6号矿体	方解石	3.00	418	0.0218	0.717079	0.717008
5号	6号矿体	方解石	0.961	218	0.0149	0.717057	0.717009
HZQ-47	6号矿体	方解石	4.95	311	0.0471	0.717154	0.717001
HZQ-89-1	6号矿体	方解石	2.21	303	0.0207	0.717076	0.717009
HZQ-89-2	6号矿体	方解石	0.826	281	0.0084	0.717025	0.716998
HZQ-90	6号矿体	方解石	1.98	232	0.0252	0.717088	0.717006
HZQ-100	6号矿体	方解石	2.50	281	0.0094	0.717028	0.716997
HZ-911-29	1号矿体	方解石	2.96	400	0.2181	0.717164	0.716456
HZ-911-12	1号矿体	方解石	0.242	390	0.0018	0.716472	0.716466
HZ-911-10	1号矿体	方解石	3.72	270	0.0405	0.716586	0.716454
HZ-911-3	1号矿体	方解石	1.92	180	0.0315	0.716567	0.716465
HZ-911-37	1号矿体	方解石	3.11	402	0.0243	0.716554	0.716475

注:测试由南京大学现代分析测试中心王银喜高级工程师完成。

岩(0.703932~0.707818; 85件样品)的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (黄智龙等,2004),也相对高于矿区赋矿地层(C_1b)的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (0.70868~0.70931; 3件样品)(胡耀国,1999),但明显低于基底岩石的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (0.7243~0.7288; 5件样品)(李复汉和覃嘉铭,1988;从柏林,1988;陈好寿和冉崇英,1992)。由于在成矿过程中流体基本没有发生 Sr 同位素分馏现象,因此很难理解其成矿物质或成矿流体仅由单一的岩石(碳酸盐岩、基底岩石或玄武岩)所提供。所以,成矿物质或成矿流体由相对高 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 端元(基底岩石)和相对低 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ 端元(峨嵋山玄武岩、各时代碳酸盐地层)共同提供

可能更为合理,这与 Pb 同位素的研究结果相吻合,说明了混合流体的存在。

(4)另外,黄智龙等(2001b; 2003)也从构造带方解石稀土元素地球化学和脉石矿物方解石 REE 地球化学的角度出发,证实了混合流体存在的可能性。

2 成矿流体的性质

从镜下鉴定的结果来看,会泽矿床脉石矿物方解石及热液白云石中除了纯液相包裹体、富液相的气液两相包裹体和不混溶的三相($V_{\text{CO}_2} + L_{\text{CO}_2} +$

表 2 会泽铅锌矿床各成矿阶段流体性质

Table 2 Characteristics of fluid in Huize lead-zinc ore deposits

流体性质	中高温成矿阶段(300~400 °C)	中低温成矿阶段(100~280 °C)
主要成矿温度/°C	300~370	150~250
主要成矿压力/Pa	(289~754)×10 ⁵	(145~612)×10 ⁵
流体含盐度 w(NaCl)/%	5.2~15.1	7.67~38.5
主要包裹体类型	纯气相包裹体(V)、气液两相包裹体(L+V、V+L 均有)	纯液相包裹体(L)、富液相的气液两相包裹体(L+V)、含子晶的三相包裹体(S+L+V)和不混溶的三相包裹体(V _{CO₂} +L _{CO₂} +L _{H₂O})
pH 值	4.52~6.39	5.02~7.29
硫逸度 f(S ₂)	10 ^{-14.7} ~10 ^{-17.6}	10 ^{-19.8} ~10 ^{-27.4}
氧逸度 f(O ₂)	10 ^{-24.5} ~10 ^{-28.3}	10 ^{-31.2} ~10 ^{-41.2}
主要蚀变类型	白云石化、方解石化+少量硅化、绢云母化和硬石膏化	方解石化、伊利石化+少量绿泥石化和石膏化
主要生成矿物	白云石、黄铜矿、黄铁矿、磁铁矿、斑铜矿、毒砂、赤铁矿和部分方铅矿、闪锌矿及少量方解石、石英	大量的方铅矿、闪锌矿、方解石及部分赤铁矿、辉硫锑铅矿和辉硫砷铅矿、黄铁矿、石膏和粘土类矿物

L_{H₂O})包裹体外,还有纯气相包裹体、富气相的气液两相包裹体及含子晶三相包裹体的存在,并且发现有富液相的气液两相包裹体、纯气相包裹体与富气相的气液两相包裹体密切共存、均一温度相近的现象,表明了流体沸腾作用的存在.根据野外观察及室内测试的结果,暂将矿床划分为 2 个成矿阶段:中高温(300~400 °C)成矿阶段和中低温(100~280 °C)成矿阶段.其性质如下(表 2):

据前人(韩润生,2002)的测试结果来看,包裹体气相成分主要为 CO₂、CO、CH₄ 和 H₂,其中 H₂ 最低,CO₂ 最高;液相成分主要有 H₂O、K⁺、Na⁺、Ca²⁺、Mg²⁺、F⁻、Cl⁻等.其中 F⁻<Cl⁻,K⁺<Na⁺,Mg²⁺<Ca²⁺;而总体说来,Ca²⁺>Na⁺>Mg²⁺>K⁺,故可以认为矿床的成矿流体性质为含有 Pb、Zn 等成矿金属元素的 Na-Ca-Cl-CO₂-H₂O 型.就主矿物而言,黄铁矿、方解石中包裹体的各成分与闪锌矿中包裹体的相应成分也有所不同,由于溶解度表现出来的差异而导致这 3 种矿物的生成顺序不同,因此,包裹体成分的差异也反映出成矿过程中流体的成分与浓度是不断变化的.

从气液两相包裹体盐度-均一温度图解(图 3)可以看出,在(300~400 °C)区间,包裹体盐度基本被孤立为两群:一群为 5%~6%(w(NaCl)),另一群为 12%~16%(w(NaCl));而在(100~300 °C)特别是(150~250 °C)区间,包裹体盐度则基本均匀分布在 7%~23%(w(NaCl))之间.这反映出在(300~400 °C)左右,流体可能曾发生过沸腾作用或不混溶现象,部分流体以低盐度的气相形式挥发.沸腾作用后,剩余的流体盐度大大增大.据笔者的研

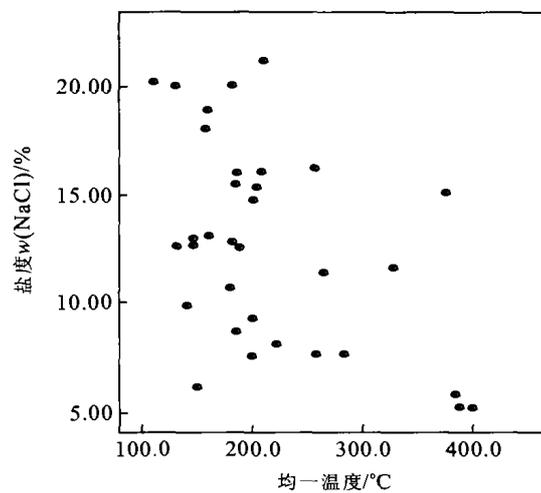


图 3 会泽铅锌矿床气液包裹体盐度-均一温度

Fig. 3 Plot of total homogenization temperatures (T_h) versus salinity in weight percent $w(\text{NaCl})$ -equivalent for fluid inclusions

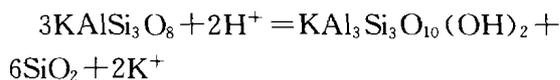
究,会泽铅锌矿床的流体沸腾作用主要发生在(320~370 °C)、 $289 \times 10^5 \sim 350 \times 10^5$ Pa 的条件下,与推测的结果基本一致.

3 讨论

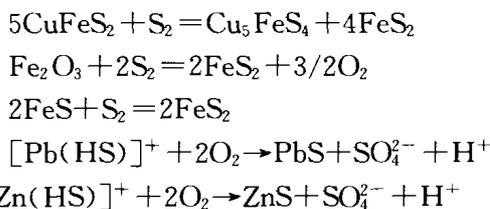
流体的混合作用在热液矿床的形成中起了非常重要的作用(张德会,1997).它的出现,对揭示大型-超大型矿床的形成机理具有重要的意义,如对美国内华达州 Jerritt Canyon 的卡林型金矿床、克罗拉多 Creede 多金属脉状矿床、环太平洋的浅成低温热液矿床及奥林匹克坝 Cu-U-Au 矿床的研究(Hayba *et al.*, 1985;刘英俊和马东升,1991;Haynes *et al.*,

1995; Cooke *et al.*, 1996). 它主要通过以下两种机制引起矿物的沉淀: ①降温冷却使矿物的溶解度降低; ②稀释效应使热液系统的配位基浓度降低。

上已述及, 会泽铅锌矿床成矿流体在形成的过程中曾经有过不同流体的混合作用。根据研究, 它主要由 3 种流体混合而成: 一种是低温(80~200 °C) 低压低盐度的地层循环卤水; 一种为高温(>300 °C) 高压高盐度的玄武岩浆水, 主要由玄武岩浆的去气作用而生成; 一种为高温(300~400 °C) 的基底循环水。从表 2 可以看出, 当这 3 种流体在流体储库汇聚时, 由于温度、压力各不相同, 其混合的第一个后果便是高温流体温度的降低(300~400 °C → 150~250 °C)。由于大多数铅、锌络合物的溶解度为温度的函数, 因此, 温度降低必然导致溶解度降低而使部分金属从流体中沉淀出来。由于温度逐渐下降, 因此出现了不同温度下的矿物共生组合。混合作用的第二个后果是流体 pH 值的升高(弱酸性 → 中性)。pH 值的升高, 主要是通过 2 种途径来实现的: 一为流体混合导致高盐度流体被稀释, 降低 H⁺、Cl⁻ 等离子的浓度; 二为水-岩反应, 即通过矿物的蚀变作用消耗掉部分 H⁺, 如钾长石蚀变为绢云母的反应:



pH 值的升高, 导致金属络合物(氯化物、硫化物)的稳定性下降, 金属离子得以被释放出来, 参与 S²⁻ 的反应而沉淀下来。另外, 由于混合后硫逸度和氧逸度的变化, 混合作用还导致了氧化-还原作用的发生, 如下式:



因为流体混合作用影响范围大、作用时间长、反应速度快(张德会, 1997), 使得金属矿物能够大规模地从流体中沉淀下来, 形成规模巨大的矿体或矿床。

根据笔者对会泽矿断裂带白云岩中白云石的包裹体研究, 断裂带的形成压力为(50~320) × 10⁵ Pa, 属开放-半开放环境; 而成矿深度约为 2 200 ~ 2 450 m(图 4)。以岩石比重 2.70 g/cm³ 计算, 其上覆岩石的压力为 574 × 10⁵ ~ 640 × 10⁵ Pa, 与利用包裹体数据测定的压力(145 × 10⁵ ~

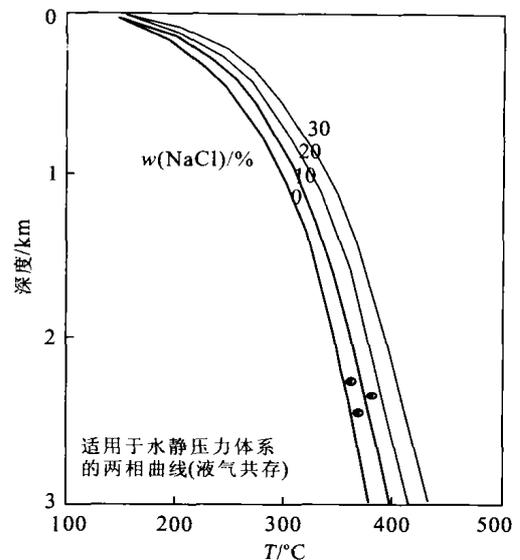


图 4 会泽铅锌矿床成矿深度(据 Hass, 1971, 1976)

Fig. 4 Plot of mineralization depth in Huize lead-zinc ore deposits

754 × 10⁵ Pa)数据有所不同。因此, 高压(650 × 10⁵ ~ 754 × 10⁵ Pa)、携带成矿金属的成矿流体可能进入断裂带中而使压力得以释放。成矿流体进入断裂带后, 压力的大幅度降低(650 × 10⁵ ~ 754 × 10⁵ Pa → 289 × 10⁵ ~ 350 × 10⁵ Pa), 既可以使成矿物质因溶解度降低而沉淀(张德会, 1997), 同时也导致了流体沸腾作用的发生。沸腾时, 大量的挥发份如 H₂O、H₂S、CO₂、HCl、F⁻ 等及部分轻金属阳离子如 Li⁺、Na⁺ 等从流体中逸出, 使流体的浓度不断增大而达到过饱和; 另一方面, H₂S、CO₂、HCl、F⁻ 等酸性气体的逸出造成了流体 pH 值增大和还原硫浓度的增大, 同时也造成了剩余流体的温度降低。因此, 金属矿物得以从流体中大量沉淀出来, 在断裂带中形成矿体, 这与矿体被断裂带严格控制相一致(韩润生, 2002)。Drummond and Ohmoto (1985) 的研究表明, 沸腾作用发生在 300 °C 左右时, 只要有 5% 的流体转化为蒸汽就可使大多数金属元素从流体中沉淀出来, 其沉淀顺序依次为氧化物(Fe₃O₄、Fe₂O₃、SnO₂ 等) → 简单金属硫化物(ZnS、PbS、AgS、FeS 等) → 自然金属(氯化物络合物为主, 如 Ag、Au) → 碳酸盐(CaCO₃) → 具中间价态的硫化物(CuFeS₂、FeS₂ 等) → Me₂S 族的硫化物(Ag₂S、Cu₂S 等) → 自然金属(硫化物络合物为主, 如 Au)。这一顺序, 也基本与笔者在会泽矿床所观测到的矿物生成顺序一致。

另外, 会泽矿区断裂带的活动空间极为有限, 其宽度仅约 0.1~30 m, 主要宽度为 1.0~10.0 m(韩

润生, 2002)。不难想象, 发生在断裂带中的成矿作用, 由于成矿压力(流体压力与断裂带的内压相差并不大)和成矿空间受到限制, 难以使矿体横向发展。因此, 尽管有混合作用和沸腾作用的双重影响, 但也只能使沉淀的金属矿物重复地叠加在一起, 形成品位特高的矿体。

4 结论

综上所述, 会泽铅锌矿床成矿流体为地层循环卤水、基底循环水和岩浆水混合的产物; 而高品位矿石的形成, 则是流体混合和沸腾作用共同作用的结果。

References

- Chen, H. S., Ran, C. Y., 1992. Study on the isotopic geochemistry of the copper deposits in Kangdian axis. Geological Publishing House, Beijing, 1—62 (in Chinese).
- Chen, J., 1993. Genesis and metalogenic pattern of the Qilinchang Pb-Zn ore deposits. *Geological Exploration for Non-Ferrous Metals*, 2(2): 85—90 (in Chinese with English abstract).
- Chen, S. J., 1986. Study on the genesis of Pb-Zn ore deposits in the west of Guizhou Province and the northeast of Yunnan Province, China. *Geology of Guizhou*, 3(3): 211—222 (in Chinese with English abstract).
- Cong, B. L., 1988. The formation and evolvement of Panxi rift zone. Science Press, Beijing, 1—81 (in Chinese).
- Cooke, D. R., McPhail, D. C., Bloom, M. S., 1996. Epithermal gold mineralization, Acupan, Baguio district, Philippines: Geology, mineralization, alteration and the thermochemical environment of ore deposition. *Econ. Geol.*, 91: 243—272.
- Drummond, S. E., Ohmoto, H., 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal conditions. *Econ. Geol.*, 80: 126—147.
- Han, R. S., 2002. Characteristics of geology, geochemistry and prognosis of concealed ores in Huize super-large Pb-Zn-Ag ore deposits, Yunnan Province of China. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences.
- Han, R. S., Chen, J., Li, Y., et al., 2001a. Tectono-geochemical features and orientation prognosis of concealed ores of Qilinchang lead-zinc ore deposit in Huize mine, Yunnan Province of China. *Acta Mineral. Sinica*, 21(4): 667—673 (in Chinese with English abstract).
- Han, R. S., Liu, C. Q., Huang, Z. L., et al., 2001b. Ore-forming model of Huize rich Pb-Zn deposit, Yunnan. *Acta Mineral. Sinica*, 21: 674—680 (in Chinese with English abstract).
- Hass, J. L., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Econ. Geol.*, 66: 940—946.
- Hass, J. L., 1976. Physical properties of the coexisting phases and thermochemical properties of the H₂O component in boiling w(NaCl) solutions. Preliminary steam tables for w(NaCl) solutions. *U. S. Geol. Surv. Bullet.*, 1421-A.
- Hayba, D. O., Bethke, P. M., Healed, P., et al., 1985. Geologic, mineralogic and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits. In: Berger, B. R., Bethke, P. M., eds. *Geology and geochemistry of epithermal system. Reviews in Economic Geology*, 2: 129—167.
- Haynes, D. W., Cross, K. C., Bills, R. T., 1995. Olympic dam ore genesis: A fluid-mixing model. *Econ. Geol.*, 90: 281—307.
- Hu, Y. G., 1999. Occurrence of silver, sources of mineralized substances and ore-forming mechanism Yinchangpo silver-polymetallic deposits, Guizhou Province, China: [Dissertation]. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, 1—98 (in Chinese with English abstract).
- Huang, Z. L., Li, W. B., Chen, J., et al., 2003. Carbon and oxygen isotope constraints on the mantle fluids join the mineralization of the Huize super-large Pb-Zn deposits, Yunnan Province, China. *Journal of Geochem. Explor.*, 78/79: 637—642.
- Huang, Z. L., Chen, J., Liu, C. Q., et al., 2001a. A preliminary discussion on the genetic relationship between Emeishan basalts and Pb-Zn mineralization; As exemplified by the Huize Pb-Zn deposits, Yunnan Province, China. *Acta Mineral. Sinica*, 31: 681—688 (in Chinese with English abstract).
- Huang, Z. L., Chen, J., Han, R. S., et al., 2001b. REE geochemistry of calcite—A gangue mineral in the Huize ore deposits, Yunnan Province. *Acta Mineralogica Sinica*, 31(4): 659—666 (in Chinese with English abstract).
- Huang, Z. L., Li, W. B., Chen, J., et al., 2003. REE geochemistry of calcites from fault zone of Huize superlarge Pb-Zn ore deposits in Yunnan Province. *Mineral Deposits*, 22(2): 199—207 (in Chinese with English abstract).
- Huang, Z. L., Li, W. B., Zhang, Z. L., et al., 2004. Characteristics of geochemistry and genesis in Huize super-

- large Pb-Zn ore deposits, Yunnan Province of China. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences (in Chinese with English abstract).
- Li, F. H., Qin, J. M., 1988. Pre-Sinian in Kangdian district, China. Chongqing Press, Chongqing, 286—303 (in Chinese).
- Liao, W., 1984. Study on S, Pb isotopic compositions and metallogenic model of Pb-Zn metallogenic province in the west of Yunnan Province, China. *Geology and Prospecting*, (1): 1—6 (in Chinese with English abstract).
- Liu, H. C., Lin, W. D., 1999. Study on Pb-Zn-Ag ore deposits law in northeast Yunnan Province. Yunnan University Press, Kunming, 1—468 (in Chinese).
- Liu, Y. J., Ma, D. S., 1991. Geochemistry of gold. Science Press, Beijing, 235—257 (in Chinese).
- Zhang, D. H., 1997. Overview of research on the ore depositional mechanisms in ore-forming fluid. *Geological Science and Technology Information*, 16(3): 53—58 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, W. J., 1984. Study on sedimentogenesis and mineralization rules of Pb-Zn ore deposits in the northeast of Yunnan Province, China. *Geology and Prospecting*, (7): 11—16 (in Chinese with English abstract).
- Zhao, Z., 1995. Metallogenic model of lead-zinc ore deposits in the east and the northeast of Yunnan Province, China. *Geology of Yunnan Province*, 14(4): 364—376 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, Q. A., 1997. Research on mineralization of convention circulating hot-water and rich Pb-Zn ore bodies hosted in karst caves of Kuangshanchang and Qilinchang ore deposit, Huize region of Yunnan Province, China. *Mineral Resources and Geology of Xi'an District*, 1—2: 8—16 (in Chinese with English abstract).
- Zhou, C. X., Wei, C. S., Guo, J. Y., 2001. The source of metals in the Qilinchang Pb-Zn deposit, northeastern Yunnan, China; Pb-Sr isotope constraints. *Econ. Geol.*, 96: 583—598.
- Zhou, C. X., 1996. The origin of the mineralizing metals, the geochemical characteristics of ore-forming fluid, and the genesis of Qilinchang Zn-Pb deposits, Northeast Yunnan Province, China: [Dissertation]. Chinese Academy of Sciences, Guiyang (in Chinese with English abstract).
- 陈进, 1993. 麒麟厂铅锌硫化矿床成因及成矿模式探讨. *有色金属矿产与勘查*, 2(2): 85—90.
- 陈士杰, 1986. 黔西滇东北铅锌矿成因探讨. *贵州地质*, 3(3): 211—222.
- 从柏林, 1988. 攀西裂谷形成与演化. 北京: 科学出版社, 1—81.
- 韩润生, 2002. 会泽超大型银铅锌矿床地质地球化学及隐伏矿定位预测. 中国科学院地球化学研究所博士后出站报告.
- 韩润生, 陈进, 李元, 等, 2001b. 云南会泽麒麟厂铅锌矿床构造地球化学及定位预测. *矿物学报*, 21(4): 667—673.
- 韩润生, 刘丛强, 黄智龙, 等, 2001a. 论云南会泽富铅锌矿床成矿模式. *矿物学报*, 21(4): 674—680.
- 胡耀国, 1999. 贵州银厂坡银多金属矿床银的赋存状态、成矿物质来源与成矿机制. 中国科学院地球化学研究所博士学位论文, 1—98.
- 黄智龙, 陈进, 刘丛强, 等, 2001a. 峨眉山玄武岩与铅锌矿床成矿关系初探——以云南会泽铅锌矿床为例. *矿物学报*, 21(4): 681—688.
- 黄智龙, 陈进, 韩润生, 等, 2001b. 云南会泽铅锌矿脉石矿物方解石 REE 地球化学. *矿物学报*, 31(4): 659—666.
- 黄智龙, 李文博, 陈进, 等, 2003. 云南会泽超大型铅锌矿床构造带方解石稀土元素地球化学. *矿床地质*, 22(2): 199—207.
- 黄智龙, 李文博, 张振亮, 2004. 云南会泽超大型铅锌矿床地球化学及成因. 中国科学院地球化学研究所结题报告.
- 李复汉, 覃嘉铭, 1988. 康滇地区的前震旦系. 重庆: 重庆出版社.
- 廖文, 1984. 滇东、滇西 Pb-Zn 金属区 S、Pb 同位素组成特征与成矿模式探讨. *地质与勘探*, (1): 1—6.
- 柳贺昌, 林文达, 1999. 滇东北铅锌银矿床规律研究. 昆明: 云南大学出版社, 1—468.
- 刘英俊, 马东升, 1991. 金的地球化学. 北京: 科学出版社, 235—257.
- 张德会, 1997. 成矿流体中金属沉淀机制研究综述. *地质科技情报*, 16(3): 53—58.
- 张位及, 1984. 试论滇东北 Pb-Zn 矿床的沉积成因和成矿规律. *地质与勘探*, (7): 11—16.
- 赵准, 1995. 滇东、滇东北地区铅锌矿床的成矿模式. *云南地质*, 14(4): 364—376.
- 郑庆鳌, 1997. 云南会泽矿山厂、麒麟厂铅锌矿床对流循环成矿及热水溶碲赋存块状富铅锌矿体的实践与认识. *西南矿产地质*, 1—2: 8—16.
- 周朝宪, 1996. 滇东北麒麟厂铅锌矿床成矿金属来源、成矿流体特征和成矿机理研究. 中国科学院地球化学研究所硕士学位论文.

附中文参考文献

陈好寿, 冉崇英, 1992. 康滇地轴铜矿床同位素地球化学. 北京: 地质出版社, 1—62.