

云南会泽铅锌矿田成矿物质来源：Pb、S、C、H、O、Sr 同位素制约*

李文博^{1,2} 黄智龙² 张冠³

LI Wenbo^{1,2}, HUANG Zhilong² and ZHANG Guan³

1. 北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京 100871
2. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002
3. 河南省地质调查院, 郑州 450007

1. Laboratory of Crustal and Orogenic Evolution, Peking University, Beijing 100871, China
2. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China
3. Henan Institute of Geological Survey, Zhengzhou 450007, China

2006-03-02 收稿, 2006-07-28 改回。

Li WB, Huang ZL and Zhang G. 2006. Sources of the ore metals of the Huize ore field in Yunnan province: constraints from Pb, S, C, H, O and Sr isotope geochemistry. *Acta Petrologica Sinica*, 22 (10) : 2567 – 2580

Abstract The Huize ore field is one of the most famous high-grade Zn-Pb ore field in China. In this ore belt, the Kuangshanchang and Qilinchang deposits are the two largest Zn-Pb deposits with a Zn + Pb reserve of > 5Mt and ore grades of 25% to 35%. Pb, S, C, O, H and Sr isotope geochemistry is discussed in this paper in an effort to understand the sources of the ore metals and ore-fluids. The $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ values for the ores range from 18.251-18.530, 15.663-15.855 and 38.487-39.433, respectively, which are similar to those of the host carbonate rocks. The pyrites disseminated in the wall rocks have indistinguishable Pb isotope compositions with the ores, indicating that these rocks may have provided metals to the ore fluid. The $\delta^{34}\text{S}$ values of the ores show a total range from 10.9‰ to 17.4‰, but most of them are between 13‰ and 17‰, which indicating that the sulfur should be derived from the in situ thermochemical reduction of sulfates from the sedimentary strata. There are three types of gangue calcite in the ores, and all of them share similar isotope compositions, with $\delta^{13}\text{C}$ -PDB values of -2.1‰ to -3.5‰ and $\delta^{18}\text{O}$ -SMOW values of 16.8‰ to 18.6‰. The $\delta\text{D}_{\text{F}_1}$ values of fluid inclusions in these calcites display a narrow range of -50‰ to -60‰ and the $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values calculated from $\delta^{18}\text{O}$ values of calcite range from 7.0‰ to 8.8‰, if their formation temperature is 200°C. These data indicate that the ore fluid was likely metamorphic water and had water-rock interaction and isotope exchange with shale, clastic rocks and mudstone underlain the ore-bearing strata during their ascending from the depth. Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of the pyrite, sphalerite and calcite from the ores range from 0.714 to 0.717. The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of unaltered host dolomite rock (0.7083-0.7093) are lower than that of the altered dolomite (0.7106). The high initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values for the ore-forming fluids also suggest water-rock reaction and isotope exchange between the ore fluid and the shale, clastic rocks and mudstones or the fluid might have originated from these rocks.

Key words Isotope geochemistry, Ore fluid, Metal sources, Huize Zn-Pb ore field

摘要 云南会泽铅锌矿田是我国著名的超大型特富铅锌矿田之一,由相距3公里的矿山厂和麒麟厂两个独立的矿床组成,Zn + Pb 金属量超过五百万吨,矿石品位在25%至35%之间。为确定矿床成矿流体和成矿金属来源,本文系统研究了矿床的Pb、S、C、O、H和Sr同位素组成特征。矿石硫化物的铅同位素组成均一, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的变化范围分别为18.251~18.530, 15.663~15.855和38.487~39.433,与围岩碳酸盐岩中浸染状黄铁矿一致,与碳酸盐地层相近,在 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上显示明显的线性关系,表明铅同位素组成相近的碳酸盐围岩地层提供了成矿物质。矿石硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围为10.9‰~17.4‰,多数集中于13‰~17‰,表明还原硫主要来自地层中海相硫酸盐的还原,还原方式为

* 本文得到国家自然科学基金项目(编号40502011,40372048和40425006)和中国博士后基金(编号2005037002)的资助。

第一作者简介:李文博,男,1976年生,博士,矿床和地球化学专业, E-mail: liwenbo@pku.edu.cn

热化学还原,下伏页岩、碎屑岩和泥质岩中的有机质在硫酸盐还原过程中发挥了重要作用。三种不同产状的脉石矿物方解石的碳同位素组成均一且没有明显差别, $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围为 $-2.1\text{‰} \sim -3.5\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 为 $16.8\text{‰} \sim 18.6\text{‰}$ 。脉石矿物方解石中流体包裹体水的 $\delta\text{D}_{\text{F1}}$ 为 $-50\text{‰} \sim -60\text{‰}$,取温度为 200℃ 计算包裹体水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $7.0\text{‰} \sim 8.8\text{‰}$ 。碳、氧和氢、氧同位素研究表明,成矿流体为来自下部上升的变质流体,由于下伏页岩、碎屑岩和泥质岩中有机质的参与,成矿流体具有低的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta\text{D}_{\text{F1}}$ 值,在上升过程中与围岩发生了同位素交换。矿石中黄铁矿、闪锌矿和方解石的初始铷同位素组成($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)值的范围变化为 $0.714 \sim 0.717$,赋矿围岩中未蚀变白云岩的初始铷同位素组成($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)值为 $0.7083 \sim 0.7093$,明显低于蚀变白云岩(0.7106),表明成矿流体具有高的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)比值。相对围岩碳酸盐岩而言,下伏地层中的页岩、碎屑岩和泥质岩往往具有高得多的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$,因此,流经或者起源于这些地层的流体具有高的铷同位素比值。

关键词 同位素地球化学;成矿流体;成矿物质;会泽铅锌矿田

中图分类号 P597; P618.4

云南会泽铅锌矿田位于扬子地块西南缘的川-滇-黔多金属成矿区的中南部,由相距约3公里的矿山厂和麒麟厂两个独立矿床组成。矿山厂矿床由1号矿体及其它一些小矿体组成,Zn+Pb金属量超过100万吨,麒麟厂矿床由3、6、8、10号矿体及其它一些小矿体组成,Zn+Pb金属量超过300万吨,矿石品位在25%到35%之间,最高可达60%。此外,伴生元素Ag、Ge和Ga也达到大型规模,是世界世界上少有的大型特富铅锌矿田之一。

由于会泽铅锌矿田规模大、品位高、伴生有用元素多,已经引起国内外学者的广泛关注,并对该矿田的地质特征、同位素及元素地球化学进行了丰富的研究,对成矿物质来源提出了多种不同的认识:(1)碳酸盐岩地层和峨眉山玄武岩(廖文,1984;陈进,1993;柳贺昌和林文达,1999;黄智龙等,2001;韩润生,2002; Han *et al.*, 2004);(2)上震旦统、下寒武统、中上泥盆统和石炭系地层(李连举等,1999);(3)前寒武纪基底(胡耀国,2000);(4)早震旦纪火山岩(Zhou *et al.*, 2001)。显然,对成矿物质来源的认识还存在很大的分歧,值得进一步研究。

同位素地球化学示踪是探讨成矿流体特征和成矿物质来源最为有力的工具(郑永飞和陈江峰,2000)。大量研究已经表明,氢、氧、碳同位素可以用于判别成矿流体是来源于岩浆流体、变质流体或大气降水流体,铅、硫、铷同位素则可以用于有效示踪成矿体系中金属元素的来源(Rye and Ohmoto, 1974; Ohmoto, 1986; Hoefs, 1997; Jiang *et al.*, 1999; Ding and Jiang, 2000; 吴南平等,2003; Chen *et al.*, 2004, 2005; 蒋少涌等,2006; 张静等,2006)。但是仅仅利用少量的同位素数据可能会得到片面的结论,甚至可能会出现互相矛盾的结论(Dejonghe *et al.*, 1989)。因此,开展多元同位素体系的综合示踪,是成矿学研究的必然趋势。为此,我们对会泽铅锌矿田开展了系统地H、O、C、S、Pb、Sr多元同位素体系地球化学研究,以期更加全面地了解会泽铅锌矿田成矿物质和成矿流体来源,探讨其矿床成因。

1 区域地质及矿床地质

1.1 区域地质

会泽超大型铅锌矿田位于云南省会泽县境内,大地构造

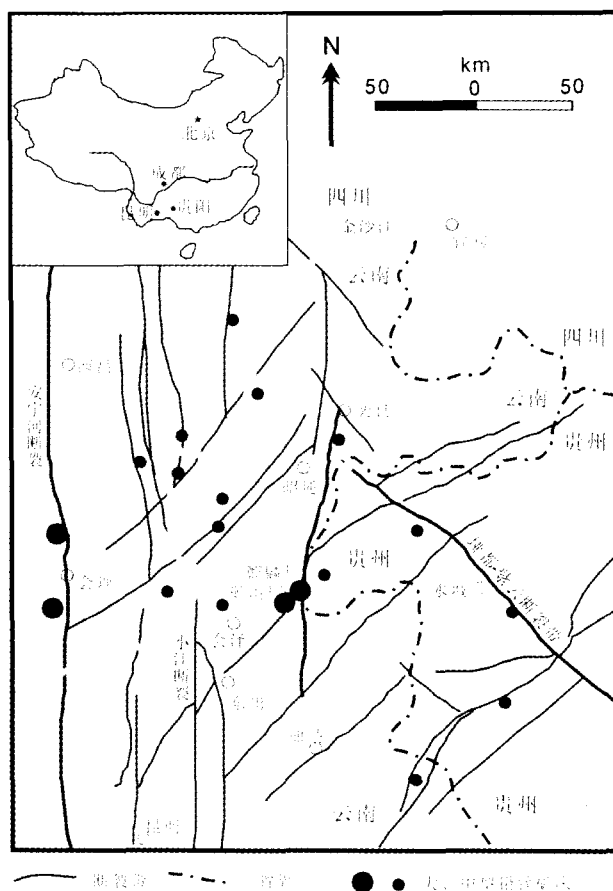


图1 会泽铅锌矿田区域地质简图

Fig. 1 Simplified regional geologic map of the Huize orefield, showing the major faults and location of major deposits.

位置处于扬子地块西南缘、攀西裂谷(或康滇地轴)主干断裂带——小江深断裂带东侧,小江深断裂带和昭通-曲靖隐伏深断裂带间的北东构造带、南北构造带及北西岷都构造带的构造复合部位(图1),可见其构造(尤其是断裂)体系非常复杂。从构造展布看,本区构造大体可划分为三组,即NS向构造带、NE向构造带和NW向构造带:

(1) NS向构造带:以安宁河深断裂带、小江深断裂带和昭通-曲靖隐伏深断裂带为代表(图1),这组断裂控制了四川

境内的天宝山、小石房、大梁子大型铅锌矿床和云南茂租等铅锌矿床(图1)。

(2) NE向构造带:该组构造带由一系列规模不等的北东向褶皱群和压扭性断裂组成,并有垂直于主干构造的张(扭)性断裂相伴生,形成左列式“多”字型构造。代表性断裂有寻甸-宣威断裂、矿山厂-金牛厂断裂、五星厂断裂、乐马厂断裂和莲峰断裂等。这些断裂均具有多期活动的特点,明显控制区内地层的厚度、岩相古地理,同时对川-滇-黔铅锌多金属成矿区内铅锌矿床的分布也具有重要的控制作用。

(3) NW向构造带:以垭都-紫云断裂带为代表,由一系列北西向断裂组成,从贵州境内延到滇东北地区,对该区古生代地层和二叠纪基性火山喷发具有明显的控制作用,川-滇-黔铅锌多金属成矿区内中的黔西北许多铅锌矿床都分布在该断裂带上。

矿区出露自震旦系至第四系各时代地层,其中震旦系下统为一套陆相红色磨粒石建造,向东逐渐过渡为陆-浅海相碎屑沉积;上统下部零星出露陆相冰川堆积物,中部由北向南由碳酸盐岩过渡为碎屑岩,上部为碳酸盐岩,其中含膏盐层。寒武系上统为碳酸盐岩;中、下统以碎屑岩为主夹碳酸盐岩,下统夹含磷碎屑岩。奥陶系下部以碎屑岩为主、夹少量碳酸盐岩,中部为碳酸盐岩,上部为页岩、碎屑岩或白云岩。志留系主要为滨-浅海相砂岩、泥岩及泥质碳酸盐岩,局部为白云岩。泥盆系为滨-浅海相碎屑岩及碳酸盐岩。石炭系底部为含煤碎屑沉积,向上为碳酸盐岩。二叠系下统以海相碳酸盐岩为主,下部为砂岩、页岩;上统主要为滨-浅海相含煤碎屑岩及碳酸盐岩和陆相含煤砂泥岩。三叠系下部为长石石英砂岩、粉砂岩夹泥岩、泥灰岩,中部以碳酸盐岩为主,上部为碎屑岩夹泥灰岩、煤层。侏罗系为长石石英砂岩、粉砂岩及页岩,底部常见一砾石层,上部夹少量泥晶灰岩。

白垩系为紫红色含岩屑石英砂岩及砾岩层。第三系主要为湖沼相粘土岩、砾岩,夹褐煤层。第四系为残坡积、冲积、洪积砂砾粘土层,河湖相或湖沼相沉积物中夹褐煤或泥炭层。

会泽铅锌矿田所在区域受扬子板块与印度板块碰撞以及板内攀西裂谷作用的影响,岩浆活动强烈(喷出岩、侵入岩均广泛分布)、跨越时间长(自太古代至新生代),形成的岩浆系列复杂(钙碱性系列和碱性系列)、岩石类型繁多(超基性岩、基性岩、中性岩、酸性岩等),但是在会泽铅锌矿田未见出露。该区规模最大的岩浆活动当数海西晚期峨眉山玄武岩,广泛分布于川-滇-黔多金属成矿区内,为地幔柱活动产物。

1.2 矿床地质

矿床分布于由小江深断裂带和昭通-曲靖隐伏深断裂带派生的金牛厂-矿山厂断裂构造带上(图1)。NE向和SW向的矿山厂、麒麟厂、银厂坡和牛栏江次级断裂是会泽铅锌矿田的主要控矿断裂,如矿山厂矿床位于矿山厂断裂的上盘,麒麟厂矿床位于麒麟厂断裂的上盘,银厂坡铅锌矿床由银厂坡断裂控制(图2)。其次矿体严格受区内北西向断层控制,矿床最主要矿体均分布于北西向断层上或夹持于这些北西向断层之间,其走向与断层走向基本一致。这一系列北西向断层既是主干构造——矿山厂断层和麒麟厂断层的次级断层,又是摆佐组地层中的层间断层。可见其形成与矿山厂断层、麒麟厂断层和摆佐组地层岩性具有密切联系,共同控制了矿体的产出特征。

矿区出露的岩浆岩主要为二叠纪晚期的峨眉山玄武岩,为致密块状、杏仁状和气孔状玄武岩,顶部已风化成土,分布于矿床的西南部约1公里和西北部约2公里(图2)。

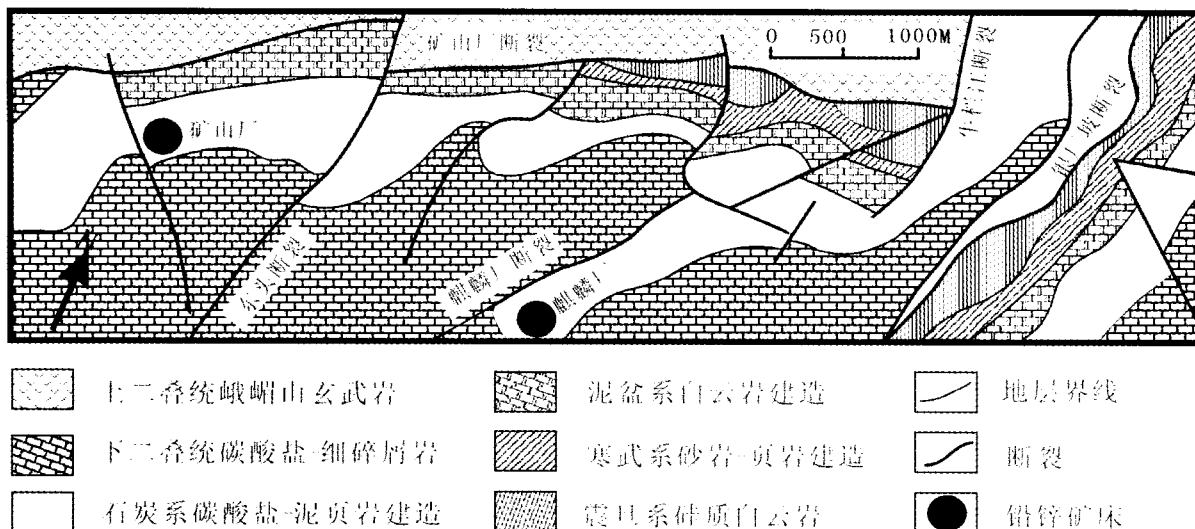


图2 会泽铅锌矿田地质图

Fig.2 Geological map of the Huize Pb-Zn ore field.

矿区上古生界地层发育完整, 下古生界地层缺失寒武系中上统、奥陶系、志留系及泥盆系下统, 泥盆系中上统地层也只在局部地段出露。本次工作研究了矿区三个不同的剖面, 分别是: (1) 矿区孙家沟剖面, 位于矿床西南 2 公里左右; (2) 二顺剖面位于距矿山厂北约 20km, 矿山厂-昭通公路穿

过此剖面。剖面长约 800 m, 出露的玄武岩有铜矿化; (3) 毛家村剖面, 位于距矿山厂南约 60km 的毛家村水库。三个剖面出露的地层相同, 本文仅以孙家沟剖面为代表绘制地层柱状图(图 3)。矿区出露震旦系至二叠系, 但是除了宰格组 (D_{3z}) 粗晶白云岩中有少量无经济价值的铅锌矿脉

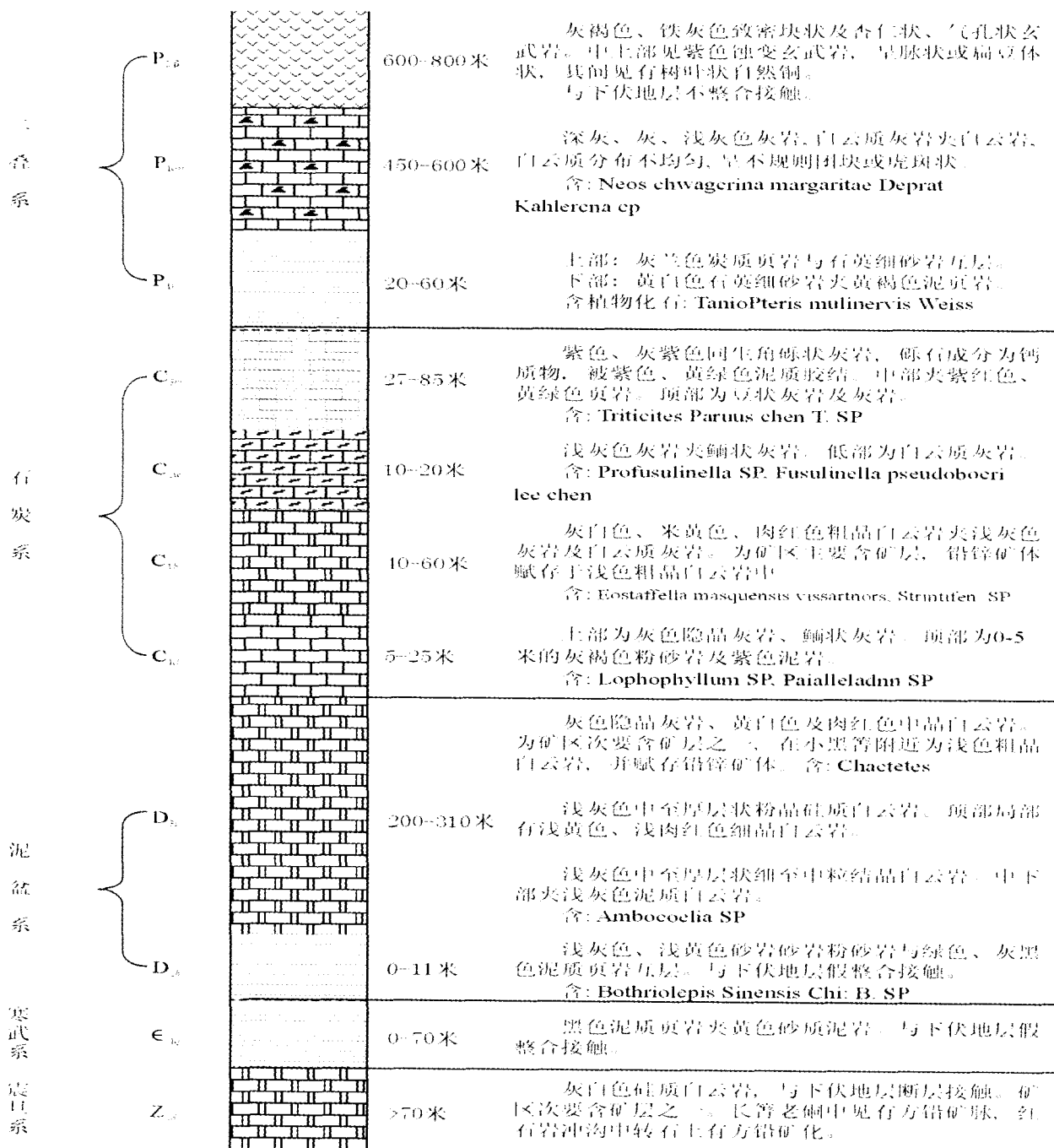


图3 会泽铅锌矿田地层柱状图

注: $P_{2\beta}$ -峨眉山玄武岩 P_{1qm} -栖霞茅口组 P_{1l} -梁山组 C_{3m} -马平组 C_{2w} -威宁组 C_{1b} -摆佐组 C_{1d} -大塘组 D_{3z} -宰格组 D_{2h} -海口组 ϵ_{1q} -箐竹寺组 Z_{2d} -灯影组

Fig.3 Schematic stratigraphic column for the Huize ore field, showing the main facies and the thickness distribution of the sequences. The orebodies are hosted by the dolomite of C_{1b} . Some small ore veins occur in dolomite of D_{3z} .

之外,其余的铅锌矿体均产于下石炭统摆佐组(C_{1b})粗晶白云岩中。

矿体与围岩接触界限清楚,围岩蚀变简单,与原生矿体接触的围岩除褪色现象外,其它蚀变作用少见。最为常见的围岩蚀变主要为白云岩化、硅化、少量黄铁矿化和碳酸盐化。

迄今为止,在会泽铅锌矿田已发现的矿体达 30 多个,单个矿体铅锌储量从几十吨至近百万吨不等,其中以 1 号矿体(标高 1751m)、3 号矿体、6 号矿体(标高 1631m)、8 号矿体(标高 1571m)和 10 号矿体(标高 1451m)规模最大。矿体形状不规则,多为似筒状、囊状、扁柱状、透镜状、脉状和网脉状。矿床在 1951 米标高之上均为氧化矿,1951 米~1821 米标高之间为混合矿,1821 米标高以下为原生矿。矿石绝大多数为块状矿石,另外有少量浸染状矿石,块状矿石以粒状结构和交代结构最为常见。氧化矿矿物组合复杂,而原生矿矿物组合简单,主要为闪锌矿、方铅矿、黄铁矿和方解石。矿石 Zn + Pb 平均品位约为 30%,最高可达 60%。Ag、Ge 和 Ga 是有用的伴生元素。从底板到顶板,矿物组合发生显著变化。底板为铁闪锌矿-粗晶黄铁矿-少量方解石,中间为闪锌矿-方铅矿-黄铁矿-方解石,上部为细晶黄铁矿-方解石。随深度增加,矿体厚度和矿石品位逐渐增大。

通过野外观察和室内岩相学研究,矿化可以分为四个阶段:(1)方铅矿-(铁)闪锌矿-黄铁矿-方解石;(2)方铅矿-闪锌矿-黄铁矿;(3)方铅矿中的黄铜矿细脉和产于闪锌矿中的方铅矿-黄铁矿-螺状硫银矿-黄铜矿细脉;(4)具有晶洞特征的块状方解石。

Han 等(2004)和张振亮(2006)对脉石矿物方解石和白云岩的流体包裹体进行了详细研究,结果显示方解石中流体包裹体均一温度变化范围主要在 150℃ 到 250℃ 之间,盐度变化范围为 5wt% NaCl 到 21wt% NaCl,平均为 13.2wt% NaCl。包裹体气相成分主要为 CO_2 , CO , CH_4 和 H_2 ,液相离子成分为 K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , F^- 和 Cl^- 。

2 样品及分析方法

用于本次分析的样品均采自会泽铅锌矿田地下坑道或者地表露头,新鲜的岩矿石样品被粉碎到 40-60 目,清洗、干燥之后在双目镜下挑选达 99% 以上。

60 目左右的方铅矿、闪锌矿和黄铁矿样品用稀盐酸(1:20)浸泡 2 小时左右,去除表面附着的方解石,再用蒸馏水清洗、低温烘干,用于 Pb 同位素组成分析。样品测试在日本民族历史博物馆 MAT262 质谱仪上进行,NBS-981 标样分析结果: $^{206}Pb/^{204}Pb = 16.913 \pm 0.002$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.457 \pm 0.002$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 36.611 \pm 0.004$,分析总体误差小于 0.05%。

挑纯的黄铁矿、闪锌矿和方铅矿样品被粉碎至 200 目。黄铁矿、方铅矿和闪锌矿分别加不同比例的 CuO(黄铁矿: CuO = 1:8;闪锌矿: CuO = 1:6;方铅矿: CuO = 1:2)置

于马弗炉内,在 1000℃ 真空条件下反应 15 分钟,将 S 氧化成 SO_2 。硫同位素组成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 型质谱仪上测定,相对误差小于 0.2‰。

方解石 C-O 同位素分析采用 100% 磷酸法,在地科院矿床所 MAT251EM 质谱仪上测定, $\delta^{13}C$ 以 PDB 为标准, $\delta^{18}O$ 以 SMOW 为标准。计算 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 时,采用 Friedman (1977) 的公式: $\delta^{18}O_{SMOW} = 1.03086 \times \delta^{18}O_{PDB} + 30.86$ 。碳、氧同位素分析精度分别为 $\pm 0.1\%$ 和 $\pm 0.2\%$ 。

氢同位素组成分析方法为:首先将挑好的 40 目的方解石样品通过低温(100℃ ~ 120℃)烘烤,去除矿物中吸附水和次生流体包裹体;根据方解石流体包裹体测温结果,在 300℃ ~ 350℃ 条件下利用爆裂法打开流体包裹体,为避免发生化学反应,通入 N_2 气流保护,利用锌将流体包裹体中的 H_2O 还原成 H_2 ,最后在 MAT251EM 质谱仪上测定氢同位素组成。样品测试在地科院矿床所完成。方解石流体包裹体的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 由方解石 O 同位素组成换算,换算采用公式: $1000 \ln \frac{方解石-O}{水-O} = 4.01 \times 10^6 / T^2 - 4.66 \times 10^3 / T + 1.71$ (郑永飞和陈江峰,2000),计算过程中温度 T 取方解石流体包裹体的均一温度和硫同位素测温的平均值 200℃。

样品的 Rb、Sr 同位素组成测定在南京现代分析中心同位素分析室完成,采用高压密闭熔样和阳离子交换技术分离和提纯,然后用英国产的 VG354 质谱仪测定。测定 NBS987 同位素标样结果为: $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710223 \pm 8$,Sr 的全流程空白为 $(5 \sim 7) \times 10^{-9} g$, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 同位素比值用 $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$ 进行标准化。 $^{87}Rb/^{86}Sr$ 的分析误差为 1%。

3 结果及讨论

3.1 铅同位素制约

本次测试及前人发表的铅同位素数据见表 1。从表 1 可以看出,采自不同矿体的 88 件硫化物矿石样品的铅同位素组成相当均一, $^{206}Pb/^{204}Pb$ 比值范围为 18.251 ~ 18.530(平均 18.462), $^{207}Pb/^{204}Pb$ 范围为 15.663 ~ 15.855(平均 15.720), $^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 38.487 ~ 39.433(平均 38.894)。其中来自矿石中的 21 件黄铁矿样品的 $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 平均值分别为 18.473,15.725,38.912。为便于对比,本次工作还分析了采自威宁组(C_{2w})和摆佐组(C_{1b})碳酸盐岩中的 6 件浸染状黄铁矿样品的铅同位素组成,其 $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$ 的变化范围分别为 18.480 ~ 18.514(平均 18.495),17.712 ~ 17.733(平均 17.724),38.765 ~ 38.934(平均 38.885)。

矿石铅同位素组成相当均一,在 $^{207}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ 图上集中分布于上地壳演化线以上的狭小区域(Zartman and Haines, 1988; 图 4)。造成铅同位素如此均一的可能原因有两个:铅为混合来源但是混合完全或者铅为单一来源。虽然这些矿石硫化物的铅同位素

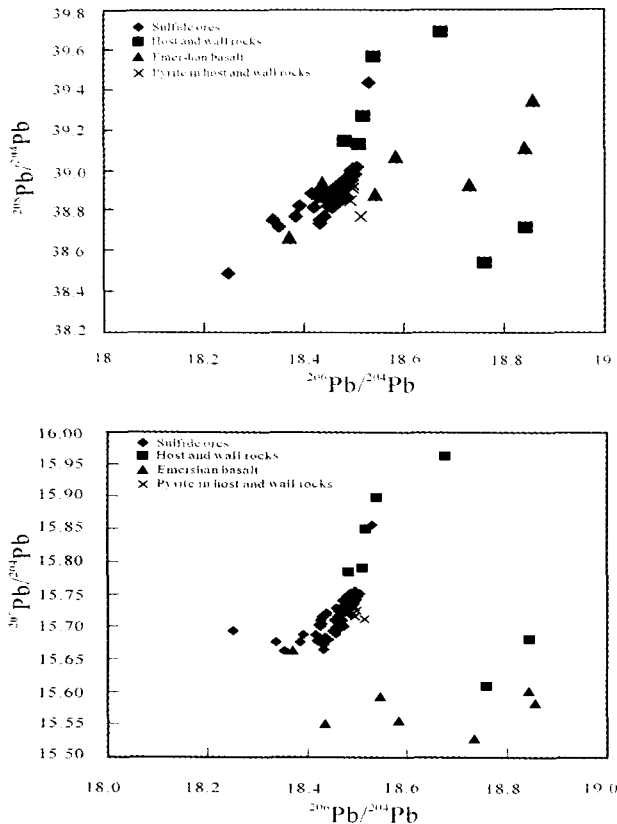


图4 会泽铅锌矿田 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解

Fig. 4 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram, showing the data of the ores are similar with the wall rocks, host dolomite rock and pyrite from the host dolomite and wall rocks. The data of the ores define a linear trend.

组成变化范围小,但是在 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上明显具线性趋势,尤其是来自同一个矿体的样品。这种线性趋势通常被解释为铅具有混合来源(Canals and Cardellach, 1997; 侯明兰等,2004; 蒋少涌等,2006)。Zhou等(2001)根据会泽铅锌矿田铅同位素组成均一,认为矿石铅来自于早震旦纪火山岩单一来源。但是由于矿区峨眉山玄武岩和围岩碳酸盐岩地层均有与矿石差别不大的铅同位素组成(表1),因此,很难确定矿石铅到底是单一来源还是上述地层的混合来源。

6件采自威宁组和摆佐组碳酸盐岩地层钻孔中的黄铁矿,呈浸染状分布于碳酸盐围岩地层中,其中摆佐组地层中的黄铁矿主要为五角十二面体,晶粒粗大,最大粒径可达2厘米,威宁组地层中的黄铁矿主要为立方体,粒径小于1毫米,其成矿金属可能直接来自碳酸盐围岩。其铅同位素组成与矿石中的铅同位素组成相似(表1,图4,其硫同位素组成显著低于矿石中的黄铁矿),此外,矿石铅同位素组成也与围岩碳酸盐岩相似(图4),这些特征表明碳酸盐岩地层为成矿

提供了成矿物质。已有的研究表明,会泽铅锌矿田碳酸盐岩地层具有强烈的重结晶现象,碳酸盐岩中的Pb、Zn、Ge、Ga、Cd、In的含量明显低于中国东部碳酸盐岩和克拉克值,这些特征表明碳酸盐岩中的成矿金属可能已经被淋滤(李文博等,2002)。稀土元素地球化学研究也表明碳酸盐岩地层为成矿提供了成矿物质(Li *et al.*, 2007)。

石炭系和泥盆系碳酸盐岩具有相似的铅同位素组成,如果它们同时提供了成矿物质,也可以导致矿石的铅同位素组成相对均一。如果成矿金属确实由这些地层提供,那么矿石的模式年龄应该与这些地层形成时代相近。根据 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 两阶段模式(Stacey and Kramers, 1975)计算的矿石铅模式年龄在300Ma到400Ma之间,平均为364 Ma,与围岩地层时代接近。碳酸盐岩地层的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值比矿石略为偏高,可能是由于碳酸盐岩中铀、钍含量高于矿石,从而导致其放射性成因 ^{206}Pb , ^{207}Pb 和 ^{208}Pb 含量高于矿石。

Zhou等(2001)认为会泽铅锌矿田成矿物质为单一来源,主要来源于早震旦纪火山岩,但是在会泽矿区及其外围实测的三条剖面均未发现该套地层,缺乏其铅同位素组成数据,难以进行讨论。还有一些研究者认为基底的昆阳群、大红山群和康定群可能提供了主要成矿物质(胡耀国,2000),但是这些地层主要沿南北向呈狭长带状分布(见Zhou等,2001),东川以东未见出露,而会泽铅锌矿田位于该断裂带以东约100公里,因此很难确定其为矿源层。另外,在川滇黔地区与这些基底地层有关的矿床主要为Cu、Fe等矿种,空间上产于东川裂谷内,如易门铜矿、大红山铜铁矿和东川铜铁矿等,并没有铅锌矿床产出,在会泽铅锌矿田,只在显微镜下见闪锌矿中有少量黄铜矿固熔体,并没有显著铜矿化。

总之,铅同位素研究结果显示,会泽铅锌矿田矿石铅同位素组成均一,且具有明显的线性相关关系,碳酸盐岩地层中的浸染状黄铁矿的铅同位素组成与矿石相似。这些特征表明,矿石铅为混合来源,矿源层具有相近的铅同位素组成特征,围岩碳酸盐岩地层提供了成矿物质。

3.2 硫同位素制约

本次工作系统测定了会泽铅锌矿田矿石中闪锌矿、方铅矿、黄铁矿及碳酸盐岩地层中浸染状黄铁矿的硫同位素组成。测试结果见表2。从表2可以看出:(1)1、6、8、10号矿体中的黄铁矿、闪锌矿和方铅矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围为10.9‰~17.4‰,多数集中于13‰~17‰(图5);(2)除了氧化较强的1号矿体之外,不同矿体或者同一个矿体中同种硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值没有明显差异。1号矿体具有较低的 $\delta^{34}\text{S}$ 值可能是由于矿石氧化所致;(3)方铅矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 低于闪锌矿,而闪锌矿低于黄铁矿,表明矿石硫同位素达到平衡(Ohmoto,1986);(4)碳酸盐岩地层中浸染状黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值远低于矿石(表2)。

表2 会泽铅锌矿田硫同位素数据

Table 2 Sulfur isotope data for sulfides from the Huize orefield

样品	采样位置	测定对象	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
HZ911-9	1号矿体	方铅矿	11.1
HZ911-17	1号矿体	方铅矿	11.5
H1-6-5	1号矿体	方铅矿	13.0
H1-11-1	1号矿体	方铅矿	11.0
H1-12-2	1号矿体	方铅矿	11.6
H1-6-1	1号矿体	闪锌矿	17.2
H1-6-2	1号矿体	闪锌矿	15.5
H1-6-3	1号矿体	闪锌矿	14.4
H1-17-1	1号矿体	闪锌矿	14.0
H1-17-2	1号矿体	闪锌矿	12.5
H1-22-1	1号矿体	闪锌矿	15.4
H1-23	1号矿体	闪锌矿	16.0
H1-10-1	1号矿体	闪锌矿	13.0
H1-10-2	1号矿体	闪锌矿	15.1
H1-10-3	1号矿体	闪锌矿	17.7
H1-11-2	1号矿体	闪锌矿	13.8
H1-11-3	1号矿体	闪锌矿	14.3
H1-12-3	1号矿体	闪锌矿	14.1
HZQ21	6号矿体	黄铁矿	15.8
HZQ38	6号矿体	黄铁矿	15.1
HZQ81	6号矿体	黄铁矿	16.7
HZQ38	6号矿体	闪锌矿	14.1
HZQ53	6号矿体	闪锌矿	14.7
HZQ69	6号矿体	闪锌矿	15.9
HZQ81	6号矿体	闪锌矿	17.2
HZQ21	6号矿体	方铅矿	12.6
HZQ38	6号矿体	方铅矿	11.6
HZQ69	6号矿体	方铅矿	13.0
HZQ81	6号矿体	方铅矿	14.1
H10-3-3	10号矿体	黄铁矿	17.4
H10-18	10号矿体	黄铁矿	15.7
H10-20-5	10号矿体	黄铁矿	16.5
H10-3-1	10号矿体	闪锌矿	15.3
H10-19-1	10号矿体	闪锌矿	15.4
H10-19-2	10号矿体	闪锌矿	14.9
H10-20-1	10号矿体	闪锌矿	13.5
H10-20-2	10号矿体	闪锌矿	14.2
H10-20-3	10号矿体	闪锌矿	14.5
H10-20-4	10号矿体	闪锌矿	14.2
H10-22-1	10号矿体	闪锌矿	13.6
H10-3-2	10号矿体	方铅矿	14.4
H10-22-2	10号矿体	方铅矿	13.5
HQ485	8号矿体	黄铁矿	14.4
HQ486	8号矿体	黄铁矿	14.9
HQ487	8号矿体	黄铁矿	15.8
HQ488	8号矿体	黄铁矿	16.2
HQ489	8号矿体	黄铁矿	16.4
HQ490	8号矿体	黄铁矿	15.6
HQ492	8号矿体	黄铁矿	16.0
HQ493	8号矿体	黄铁矿	15.8
HQ495	8号矿体	黄铁矿	16.2
HQ497	8号矿体	Pyrite	16.7
HQ487	8号矿体	闪锌矿	15.8
HQ488	8号矿体	闪锌矿	16.0
HQ491	8号矿体	闪锌矿	15.3
HQ493	8号矿体	闪锌矿	13.5
HQ494	8号矿体	闪锌矿	13.5
HQ495	8号矿体	闪锌矿	13.4
HQ497	8号矿体	闪锌矿	13.6
8-1	8号矿体	闪锌矿	15.5
8-2	8号矿体	闪锌矿	15.8
15	8号矿体	闪锌矿	14.8
8-1	8号矿体	方铅矿	14.5
15	8号矿体	方铅矿	11.3
H10-23	10号矿体	黄铁矿(C _{1b})	5.2
HQ480	8号矿体	黄铁矿(C _{2w})	6.8
HQ481	8号矿体	黄铁矿(C _{2w})	10.6
HQ483	8号矿体	黄铁矿(C _{1b})	4.2
HQ484	8号矿体	黄铁矿(C _{1b})	8.1
HQ503	8号矿体	黄铁矿(C _{1b})	5.3

注: 样号为H10-23, HQ483, HQ484和HQ503的黄铁矿样品采自赋矿围岩摆佐组(C_{1b})。样号为HQ480和HQ481的黄铁矿样品采自威宁组(C_{1w})。其余样品均采自矿体中。

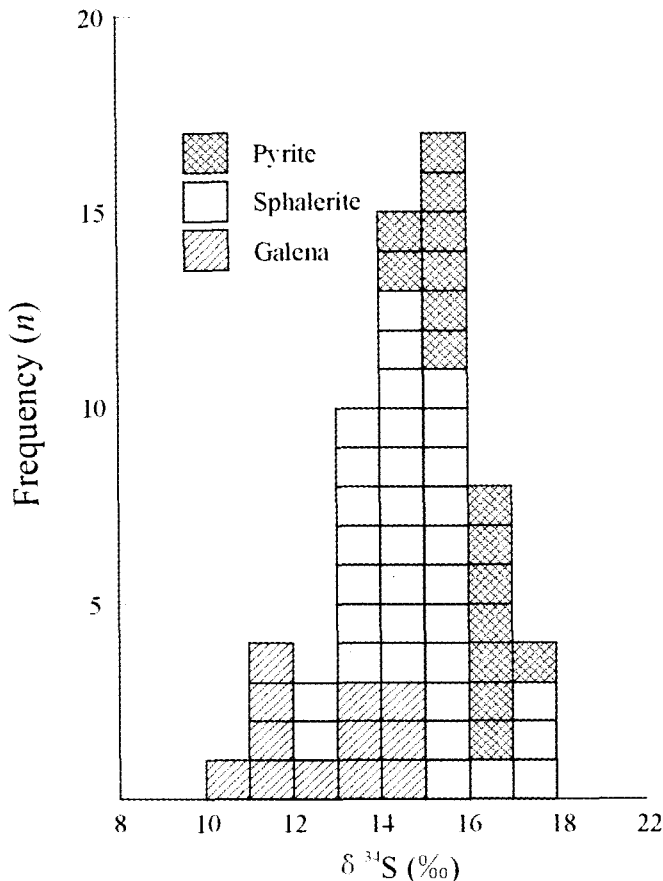


图5 会泽铅锌矿田硫同位素直方图

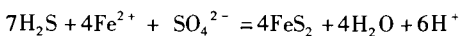
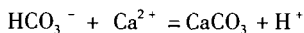
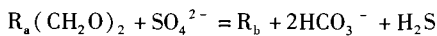
Fig. 5 $\delta^{34}\text{S}$ histogram for the sulfide minerals from the Huize ore field, showing most of the data range from 13‰ to 17‰.

由于矿石中硫同位素达到平衡,因此可以通过共生的闪锌矿和方铅矿矿物对进行平衡温度计算(Rye and Ohmoto, 1974; Rye, 1974; Czamanske and Rye, 1974)。除了8-1样品产生一个异常高的温度值(548℃)之外,通过其他7对样品计算的平衡温度为173℃至263℃,与流体包裹体测温结果(150℃至250℃)基本一致(柳贺昌和林文达,1999; Han et al., 2004; 李朝阳等,2005; 张振亮,2006)。

硫化物矿石中硫的来源是了解矿床成矿物质来源的重要问题之一。会泽铅锌矿田四个矿体中的黄铁矿、闪锌矿和方铅矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围为10.9‰~17.4‰,多数集中于13‰~17‰,这种均一的硫同位素组成暗示硫化物矿石的硫具有单一来源,可能来源于硫酸盐的还原。在会泽铅锌矿区及其外围,震旦系、寒武系、泥盆系和石炭系地层均有蒸发岩层分布,而会泽及其邻区的铅锌多金属矿床主要赋存于这些地层中。前人报道了会泽铅锌矿田摆佐组白云岩地层中的一个石膏样品的 $\delta^{34}\text{S}$ 为14.0‰(韩润生,2002),摆佐组地层中的一个重晶石样品的 $\delta^{34}\text{S}$ 为17.6‰(柳贺昌和林文达,1999),与石炭纪海相硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值一致(Holser et al., 1996)。下文表明,会泽铅锌矿田硫酸盐还原机制为热化学还原模式(TSR)。

Gavrielli 等(1995)报道海相硫酸盐还原过程中,在有有机质参与的情况下,SO₄-H₂S 之间的硫同位素分馏系数为 1.030,也就是说,海相硫酸盐与还原硫之间的同位素分馏很小,它们的 δ³⁴S 值接近。Hoefs (1997)的研究也认为 TSR 还原的一个显著特征是还原硫与硫酸盐之间的同位素分馏很小甚至没有。因此,会泽铅锌矿田还原硫主要来源于硫酸盐的还原。据笔者统计,发现 108 个大中小型铅锌矿床赋存于震旦系地层中,71 个赋存于寒武系地层,59 个赋存于泥盆系,69 个产于石炭系地层,这些矿床占该区已发现矿床总数的 76.5%。这些蒸发岩的还原可能为成矿提供了主要的硫源。

硫酸盐还原主要有两种机制:热化学还原模式(thermochemical sulfate reduction,简称 TSR)和细菌还原模式(bacterial sulfate reduction,简称 BSR)(Ohmoto, 1986)。那么会泽铅锌矿田到底是何种还原模式?流体包裹体研究表明,会泽铅锌矿田成矿温度为 150℃ 到 250℃(柳贺昌和林文达,1999; Han *et al.*, 2004; 张振亮,2006),超过了细菌可以存活温度条件(Machel, 1989; Jorgenson *et al.*, 1992)。另外,通过 BSR 还原模式,还原硫的 δ³⁴S 往往比硫酸盐低 40‰(Ohmoto and Rye, 1979; Ohmoto, 1986)。因此,TSR 可能是硫酸盐还原的主要机制。研究表明,在温度高于 175℃ 的条件下,通过 TSR 还原模式可以快速产生大量的还原硫(Ohmoto *et al.*, 1990),而且 TSR 还原的一个显著特征是还原硫与硫酸盐之间的同位素分馏很小甚至没有(Hoefs, 1997)。有机质在 TSR 还原过程中具有极为重要的作用(Ottaway *et al.*, 1994; Cheilletz and Giuliani, 1996),其化学反应过程可表述为:



会泽铅锌矿床含矿层位之下的黑色页岩、碎屑岩和泥质岩可能为硫酸盐还原提供了有机质。这种结论与后文碳、氢、氧同位素研究结果一致。

6 件从 8 号矿体钻孔中采集的新鲜地层黄铁矿样品具有比矿石明显低的 δ³⁴S 值,但是它们的铅同位素组成却与矿石相似。铅同位素组成相似暗示其成矿物质来源相同,即成矿金属来自于围岩地层。硫同位素的差异可能是由于还原条件或方式不同导致的。

3.3 碳氧同位素制约

本次研究共分析了矿石中的团块状方解石 11 件、团斑状方解石 6 件、脉状方解石 4 件,NE 向构造带和地层晶洞中的方解石各 2 件,围岩中白云岩 4 件,碳氧同位素测试结果见表 3。矿石中三种不同产状的脉石矿物方解石具有相似的碳氧同位素组成,δ¹³C_{PDB} 的变化范围为 -2.1‰ ~ -3.5‰,δ¹⁸O_{SMOW} 的变化范围为 16.8‰ ~ 18.6‰。两件 NE 向构造带方解石(分别距矿体 540m 和 150m)的 δ¹³C_{PDB} 值变化范围为 -3.0‰ ~ -3.4‰,δ¹⁸O_{SMOW} 值为 16.3‰ ~ 16.7‰。碳酸盐

表 3 会泽铅锌矿田碳氧同位素数据

Table 3 Carbon and oxygen isotope data of the Huize orefield

样号	样品描述	δ ¹³ C _{PDB}	δ ¹⁸ O _{SMOW}
HZ911-3	1 号矿体斑状方解石	-2.2	17.5
HZ911-10	1 号矿体团块状方解石	-3.4	18.4
HZ911-15	1 号矿体团块状方解石	-3.5	18.6
HZQ25	6 号矿体团块状方解石	-2.5	17.5
HZQ40	6 号矿体斑状方解石	-2.6	17.7
HZQ47	6 号矿体团块状方解石	-3.1	17.5
HZQ55	6 号矿体脉状方解石	-2.7	17.7
HZQ66	6 号矿体团块状方解石	-3.4	18.1
HZQ70	6 号矿体斑状方解石	-3.3	18.1
HZQ77	6 号矿体脉状方解石	-2.8	17.8
HZQ85	6 号矿体斑状方解石	-2.7	17.3
HZQ90	6 号矿体斑状方解石	-2.7	17.2
HZQ96	6 号矿体团块状方解石	-2.1	17.5
HQ10-7	10 号矿体团块状方解石	-2.9	17.0
HQ10-12	10 号矿体团块状方解石	-3.2	18.5
HQ10-18	10 号矿体团块状方解石	-2.3	16.8
HQ10-25	10 号矿体斑状方解石	-3.0	17.9
HQ10-5	10 号矿体脉状方解石	-2.8	17.2
HQ8-115	8 号矿体团块状方解石	-2.2	17.0
HQ8-143	8 号矿体团块状方解石	-2.7	17.6
HQ8-98	8 号矿体脉状方解石	-3.0	17.8
HZQ35	栖霞茅口组碳酸盐岩晶洞中的方解石(距矿体 500 米)	0.5	22.1
HZK33	栖霞茅口组碳酸盐岩晶洞中的方解石(距矿体 450 米)	1.1	23.5
HZQ74	10 号矿体摆佐组赋矿围岩粗晶白云岩全岩	-0.8	22.6
HZ2053-29	1 号矿体摆佐组赋矿围岩粗晶白云岩全岩	0.4	23.2
HZS40	孙家沟剖面中的摆佐组粗晶白云岩全岩(距矿 1500 米)	0.7	22.8
HZX-3	小黑箐摆佐组粗晶白云岩全岩(距矿 1000 米)	-0.2	23.1
HZ911-4	NE 向构造带中的方解石(距矿 540 米)	-3.0	16.7
HZQ28	NE 向构造带中的方解石(距矿 150 米)	-3.4	16.3

岩地层晶洞中方解石的 δ¹³C 值为 0.5‰ ~ 1.1‰,δ¹⁸O 为 22.1‰ ~ 23.5‰。4 件来自赋矿地层的白云岩的 δ¹³C 值为 -0.8‰ ~ 0.7‰,δ¹⁸O 为 22.6‰ ~ 23.2‰。

2 件晶洞方解石的 δ¹³C 和 δ¹⁸O 值与其围岩相似,其为流体淋滤围岩之后形成的产物。而 2 件 NE 向构造带方解石样品的 δ¹³C 和 δ¹⁸O 变化范围分别为 -3.0‰ ~ -3.4‰ 和 16.3‰ ~ 16.7‰,显著不同于围岩地层,而与脉石矿物方解石比较接近。许多研究者认为 NE 向构造带是成矿流体运移的主要通道(柳贺昌和林文达,1999; 黄智龙等, 2001; 韩润

生,2002;李朝阳等,2005),因此,NE向构造带方解石的氢氧同位素组成更接近于成矿流体。

20件脉石矿物方解石的 $\delta^{13}C$ 变化范围为 $-2.1‰ \sim -3.5‰$,显示成矿流体具有较赋矿围岩低得多的 $\delta^{13}C$ 值。这种流体显然只能来自下伏地层,因为矿区泥盆系、寒武系和震旦系地层含有大量沉积碳酸盐岩、黑色页岩、砂岩和泥质岩,它们含有大量有机质,如果流体起源或者流经这些地层,由于有机碳的加入,流体往往具有负的 $\delta^{13}C$ 值(郑永飞和陈江峰,2000),并且流体包裹体气相成分含有较高含量的 CH_4 。这种流体在向上运移过程中必将与碳酸盐围岩发生水岩反应,导致自身 $\delta^{13}C$ 升高。

总之,碳氧同位素研究表明,成矿流体起源或者流经了矿体下伏的富含有机质的地层,流体在上升过程中通过水岩反应与围岩碳酸盐地层进行了碳氧同位素交换,导致流体 $\delta^{13}C$ 值升高,围岩的 $\delta^{13}C$ 值降低。

3.4 氢氧同位素制约

直接测定了16件脉石矿物方解石(其中团块状9件,团斑状3件,脉状4件)中的流体包裹体水的 δD 值, $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值则由方解石的 $\delta^{18}O$ 值根据以下公式计算出来: $1000\ln\alpha_{方解石-水} = 4.01 \times 10^6/T^2 - 4.66 \times 10^3/T + 1.71$ (郑永飞和陈江峰,2000),取包裹体和硫同位素测温结果的中间值 $T = 200^\circ C$,结果列于表4。

表4 会泽铅锌矿田脉石矿物方解石流体包裹体氢氧同位素组成

Table 4 Hydrogen and oxygen isotope data for fluid inclusions in calcites from the ores

样号	采样位置	方解石产状	$\delta^{18}O_{SMOW}$	$\delta^{18}O_{H_2O}$	δD
HZ911-10	1号矿体	团块状	18.4	8.6	-59.8
HZ911-15	1号矿体	团块状	18.6	8.8	-52.4
HZQ25	6号矿体	团块状	17.5	7.7	-50.2
HZQ40	6号矿体	斑状	17.7	7.9	-55.6
HZQ47	6号矿体	团块状	17.5	7.7	-57.9
HZQ55	6号矿体	脉状	17.7	7.9	-54.1
HZQ66	6号矿体	团块状	18.1	8.3	-53.9
HZQ77	6号矿体	脉状	17.8	8.0	-58.0
HZQ85	6号矿体	斑状	17.3	7.5	-52.7
HQ10-12	10号矿体	团块状	18.5	8.7	-53.2
HQ10-18	10号矿体	团块状	16.8	7.0	-57.3
HQ10-25	10号矿体	斑状	17.9	8.1	-53.0
HQ10-5	10号矿体	脉状	17.2	7.4	-52.8
HQ8-115	8号矿体	团块状	17.0	7.2	-55.2
HQ8-143	8号矿体	团块状	17.6	7.8	-54.1
HQ8-98	8号矿体	脉状	17.8	8.0	-54.3

注: $\delta^{18}O_{H_2O}$ 根据方解石 $\delta^{18}O$ 测定值由公式 $1000\ln\alpha_{方解石-水} = 4.01 \times 10^6/T^2 - 4.66 \times 10^3/T + 1.71$ (郑永飞和陈江峰,2000), $t = 200^\circ C$ 计算得到, δD 直接由流体包裹体水测出。

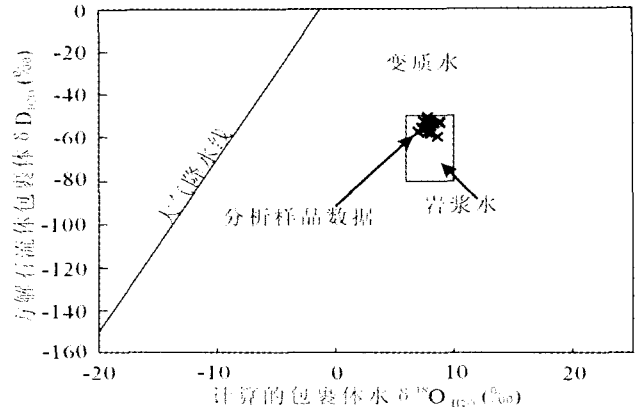


图6 会泽铅锌矿田脉石矿物方解石流体包裹体 $\delta^{18}O_{H_2O}$ - δD_{H_2O} 图解

Fig. 6 Plot of $\delta^{18}O$ vs δD values of fluid inclusions in gangue calcites from the Huize ore field.

相对于石英中的流体包裹体而言,根据方解石中流体包裹体测定的 δD_{F1} 值更能准确的反映成矿热液的氢同位素组成(Dennis *et al.*, 2001; Faure, 2003)。从表4可以看出,三种产状的脉石矿物方解石流体包裹体水具有相似的 δD_{F1} 值,变化范围为 $-50‰ \sim -60‰$ 。根据公式计算的包裹体水的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 的变化范围为 $7.0‰ \sim 8.8‰$ 。在 $\delta^{18}O_{H_2O}$ - δD_{H_2O} 图上,所有的数据均落入变质水和岩浆水区域(图6)。虽然这些数据落到岩浆水区域,但是会泽铅锌矿田出露的岩浆岩主要为二叠纪峨眉山玄武岩,它具有比矿石低得多的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ (见后文),此外,该区与峨眉山玄武岩有关的矿床主要是Cu-Ni-PGE矿床和钼钛磁铁矿,而会泽铅锌矿田并无显著的Cu、Ni、PGE等元素的异常。因此,成矿流体可能为来自于下伏地层的变质流体。

世界上赋存于浊积岩中的金矿成矿流体的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 为 $7‰ \sim 14‰$ (Goldfarb *et al.*, 1991, 1997; Kontak and Kerrich, 1995; Oberthür *et al.*, 1996; Ivanov *et al.*, 2000),造山型金矿成矿流体的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $6‰ \sim 12‰$ (Kerrich, 1987; Golding *et al.*, 1989; de Ronde *et al.*, 1992; McCuaig and Kerrich, 1998; Jia *et al.*, 2001; Goldfarb *et al.*, 2004), δD_{H_2O} 值变化范围为 $0‰ \sim -50‰$ (Jia *et al.*, 2001; Goldfarb *et al.*, 2004)。这两种矿床的成矿流体被认为来自下伏地层的变质脱水热液,在向上运移过程中与围岩发生了物质和同位素交换。会泽铅锌矿田脉石矿物方解石流体包裹体水的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $7‰ \sim 11‰$, δD_{H_2O} 值为 $-44‰ \sim -56‰$,其 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值与上述两类矿床一致,而 δD_{H_2O} 值略低,表明成矿流体可能为变质热液。 δD_{H_2O} 值略低可能是下伏页岩、碎屑岩和泥质岩中的有机质参与的结果,因为有机质的参与会往往导致流体 δD 降低(Goldfarb *et al.*, 1989, 2004; McCuaig and Kerrich, 1998)。

氢氧同位素研究结果表明,会泽铅锌矿田成矿流体为变

质热液,由于下伏页岩、碎屑岩和泥质岩中有机质的参与,具有较低的 δD_{H_2O} 值。

3.5 锶同位素制约

本次研究分析了矿石中闪锌矿、黄铁矿和脉石矿物方解

石的锶同位素组成,测试结果见表 5。为避免放射性⁸⁷Rb 衰变对锶同位素组成造成显著影响,分别对闪锌矿、黄铁矿和方解石进行了初始同位素计算,计算公式如下: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \cdot (e^{\lambda t} - 1)$, 其中 $\lambda = 1.42 \times 10^{-11}$, $t = 230\text{Ma}$ (李文博等,2004)。计算结果见表 5。

表 5 会泽铅锌矿田锶同位素数据

Table 5 Sr isotope data of the Huize orefield

样号	采样位置	矿物	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀
L1-1	1 号矿体	闪锌矿	0.5	0.7	0.70	0.719123	0.716847
L1-3	1 号矿体	闪锌矿	16.0	1.0	47.51	0.869687	0.715362
L1-9	1 号矿体	闪锌矿	9.7	1.0	28.21	0.807449	0.715815
L1-10	1 号矿体	闪锌矿	23.2	1.4	50.03	0.877686	0.715175
1-17	1 号矿体	闪锌矿	0.7	0.5	14.09	0.762086	0.716318
HZQ38	6 号矿体	闪锌矿	4.7	0.5	25.10	0.797653	0.716122
HZQ81	6 号矿体	闪锌矿	1.9	0.9	6.22	0.736765	0.716564
28	8 号矿体	闪锌矿	0.9	0.5	5.31	0.733923	0.716688
15	8 号矿体	闪锌矿	0.8	0.5	4.34	0.730642	0.716548
10-16-1	10 号矿体	闪锌矿	13.8	1.0	39.66	0.844739	0.715913
L10-5	10 号矿体	闪锌矿	0.6	5.1	0.35	0.717833	0.716686
L10-5	10 号矿体	闪锌矿	1.0	0.9	0.72	0.719104	0.716779
L10-4	10 号矿体	闪锌矿	0.9	0.9	2.85	0.725816	0.716552
L10-2	10 号矿体	闪锌矿	6.4	1.2	15.48	0.766775	0.716492
10-20-1	10 号矿体	闪锌矿	1.6	1.6	1.48	0.721359	0.716565
LC-5	6 号矿体	闪锌矿	0.7	3.2	0.65	0.719091	0.716989
LC-5	6 号矿体	闪锌矿	19.9	1.0	61.28	0.913104	0.714050
LC-7	6 号矿体	闪锌矿	14.0	1.0	42.14	0.851804	0.714922
LC-7	6 号矿体	黄铁矿	16.1	1.0	47.59	0.869129	0.714544
LC-5	6 号矿体	黄铁矿	23.5	1.0	69.71	0.940112	0.713676
LC-5	6 号矿体	方解石	1.1	313	0.0106	0.717046	0.717012
LC-7	6 号矿体	方解石	0.8	267	0.0088	0.716382	0.716353
1	6 号矿体	方解石	0.1	411	0.0007	0.717012	0.717010
3	6 号矿体	方解石	3.0	418	0.0218	0.717079	0.717008
5	6 号矿体	方解石	1.0	218	0.0149	0.717057	0.717009
HZQ47	6 号矿体	方解石	5.0	311	0.0471	0.717154	0.717001
HZQ89-1	6 号矿体	方解石	2.2	303	0.0207	0.717076	0.717009
HZQ89-2	6 号矿体	方解石	0.8	281	0.0084	0.717025	0.716998
HZQ90	6 号矿体	方解石	2.0	232	0.0252	0.717088	0.717006
HZQ100	6 号矿体	方解石	2.5	281	0.0094	0.717028	0.716997
HZ911-29	1 号矿体	方解石	3.0	400	0.2181	0.717164	0.716456
HZ911-12	1 号矿体	方解石	0.2	390	0.0018	0.716472	0.716466
HZ911-10	1 号矿体	方解石	3.7	270	0.0405	0.716586	0.716454
HZ911-3	1 号矿体	方解石	1.9	180	0.0315	0.716567	0.716465
HZ911-37	1 号矿体	方解石	3.1	402	0.0243	0.716554	0.716475
P _{1qm}	1 件	全岩				0.7080	
C _{1b}	4 件	未蚀白云岩				0.7083 ~ 0.7093	
C _{1b}	1 件	蚀白云岩				0.7106	
D _{3z}	1 件	全岩				0.7105	
P _{2β}	85 件	玄武岩				0.7039 ~ 0.7078	

注: (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ 为 t 取 230Ma 计算得出。P_{1qm}, C_{1b}, D_{3z} 和 P_{2β} 分别引自胡耀国(2000), Zhou et al (2001) 和黄智龙等(2004)。

黄铁矿的初始锶同位素比值 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 为 0.713676 ~ 0.714544, 平均 0.71411; 闪锌矿的初始锶同位素比值 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 为 0.714050 ~ 0.716989, 平均 0.716133; 方解石的初始锶同位素比值 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 为 0.716353 ~ 0.717012, 平均 0.716781。前人发表的会泽铅锌矿区的碳酸盐地层(栖霞茅口组、宰格组和摆佐组)和峨眉山玄武岩的初始锶同位素组成也列入表 5。

峨眉山玄武岩的初始锶同位素 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 为 0.704 ~ 0.708 ($t = 250\text{Ma}$), 栖霞茅口组和宰格组碳酸盐岩的初始锶同位素 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 分别为 0.708 和 0.710, 4 件未蚀变摆佐组白云岩样品分别为 0.7083 ~ 0.7093, 1 件蚀变摆佐组白云岩样品为 0.7106。蚀变摆佐组白云岩直接与矿体接触, 其初始锶同位素比值明显高于未蚀变的白云岩, 表明成矿流体具有高的锶同位素比值, 通过同位素交换使蚀变白云岩具有相对较高的锶同位素比值。由于前人分析的围岩地层样品均为碳酸盐岩(白云岩), 缺少页岩、碎屑岩和泥质岩的分析数据, 而碳酸盐岩样品的锶同位素比值一般都很低, 页岩、碎屑岩和泥质岩一般会具有高的锶同位素比值, 因此, 流经或者起源于下伏页岩、碎屑岩和泥质岩的流体会具有高的锶同位素比值, 从而导致沉淀出来的硫化物矿石具有比围岩地层高的锶同位素组成。这与硫、碳、氢和氧同位素研究结果一致。

4 结论

(1) 铅同位素研究结果显示, 会泽铅锌矿田矿石硫化物铅同位素组成与围岩碳酸盐岩相近, 且与分布围岩中的浸染状黄铁矿一致, 矿石铅同位素在 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 具有明显线性相关趋势, 表明成矿金属具有多源特征, 主要来源于铅同位素组成相近的围岩碳酸盐地层。

(2) 矿石 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围为 10.9 ~ 17.4‰, 多数集中于 13‰ ~ 17‰, $\delta^{34}\text{S}$ 值: 方铅矿 < 闪锌矿 < 黄铁矿, 表明矿石硫同位素组成均一旦硫同位素达到平衡, 还原硫主要来源于地层中海相硫酸盐的还原, 还原方式为热化学还原 (thermochemical sulfate reduction, TSR), 在还原过程中, 下伏页岩、碎屑岩和泥质岩地层中的有机质发挥了重要作用。

(3) 碳氧同位素研究结果表明, 成矿流体流经或者起源于下伏页岩、碎屑岩和泥质岩地层, 具有较低的碳氧同位素组成, 在上升过程中与围岩地层发生了同位素交换。

(4) 脉石矿物方解石流体包裹体氢氧同位素研究表明, 成矿流体为变质流体, 具有较低 δD 值。

(5) 锶同位素研究结果显示成矿流体为从深部上升的流体, 具有高的锶同位素比值, 流体在上升过程中与围岩地层进行了同位素交换, 使的蚀变围岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 升高, 流体中沉淀出来的矿石具有比围岩高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值。

致谢 野外工作得到了云南会泽铅锌矿地质科同行的大力支持, 蒋少涌、薛春纪、韩润生、陈衍景、赖勇等教授、李朝

阳和许成研究员、祁进平博士等对论文初稿提出了许多宝贵修改意见, 特此致谢!

References

- Canals A, Cardellach E. 1997. Ore lead and sulphur isotope pattern from the low-temperature veins of the Catalanian Coastal Ranges (NE Spain). *Mineralium Deposita*, 32: 243 - 249
- Cheilletz A, Giuliani G. 1996. The genesis of Colombian emeralds: A restatement. *Mineralium Deposita*, 31: 359 - 364
- Chen J. 1993. Genesis and metallogenic pattern of the Qilingchang Pb-Zn deposit. *Geological exploration for Non-ferrous Metals*, 2: 85 - 89 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Pirajno F, Sui YH. 2004. Isotope geochemistry of the Tieluping silver deposit, Henan, China: A case study of orogenic silver deposits and related tectonic setting. *Mineralium Deposita*, 39: 560 - 575
- Chen YJ, Pirajno F, Sui YH. 2005. Geology and D-O-C isotope systematics of the Tieluping silver deposit, Henan, China: Implications for ore genesis. *Acta Geologica Sinica*, 79: 106 - 119
- Czamaske G K, Rye R O. 1974. Experimentally determined sulfur isotope fractionations between sphalerite and galena in the temperature range 600°C to 275°C. *Economic Geology*, 69: 17 - 25
- Dejonghe J, Boulégue J, Demaffe D, Létolle R. 1989. Isotope geochemistry (S, C, O, Sr, Pb) of the Chaudfontaine mineralization (Belgium). *Mineralium Deposita*, 24: 132 - 134
- Dennis P F, Rowe P J, Atkinson T C. 2001. The recovery and isotopic measurement of water from fluid inclusions in speleothems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65: 871 - 884
- de Ronde C E J, Spooner E T C, de Wit M J, Bray C J. 1992. Shear zone-related Au quartz vein deposits in the Barberton greenstone belt, South Africa: Field and petrological characteristics, fluid properties, and light stable isotope geochemistry. *Economic Geology*, 88: 366 - 402
- Ding TP, Jiang SY. 2000. Stable isotope study of the Langshan polymetallic mineral district, Inner Mongolia, China. *Resource Geology*, 50: 25 - 38
- Faure K. 2003. δD values of fluid inclusion water in quartz and calcite ejecta from active geothermal systems: Do values reflect those of original hydrothermal water? *Economic Geology*, 98: 657 - 660
- Friedman I, Oneil J R. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: Fleischer M, ed. *Data of geochemistry-Sixth Edition*. *Geology Survey Professional Paper*, 117 - 117
- Gavrielli I, Starinsky A, Spiro B, Aizenshtat A, Nielsen H. 1995. Mechanisms of sulphate removal from subsurface calcium chloride brines, Heletz-Kokhav oilfields, Israel. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 3525 - 3533
- Goldfarb R J, Leach D L, Rose S C, Landis G P. 1989. Fluid inclusion geochemistry of gold-bearing quartz veins of the Juneau gold belt, southeastern Alaska: Implications for ore genesis. *Economic Geology Monograph*, 6: 363 - 375
- Goldfarb R J, Newberry R J, Pickthorn W J, Gent C A. 1991. Oxygen, hydrogen, and sulfur isotope studies in the Juneau gold belt, southeastern Alaska: Constraints on the origin of hydrothermal fluids. *Economic Geology*, 86: 66 - 80
- Goldfarb R J, Miller L D, Leach D L, Snee L W. 1997. Gold deposits in metamorphic rocks of Alaska. *Economic Geology Monograph*, 9: 151 - 190
- Goldfarb R J, Ayuso R, Miller M L, Ebert S W, Marsh E E, Petsel S A, Miller L D, Bradley D, Johnson C, McClelland W. 2004. The Late Cretaceous Donlin Creek Gold Deposit, Southwestern Alaska: Controls on Epizonal Ore Formation. *Economic Geology*, 99: 643 - 671
- Golding S D, McNaughton N J, Barley M E, Groves D I, Ho S E, Rock

- N M S, Turner J V. 1989. Archean carbon and oxygen reservoirs: Their significance for fluid sources and circulation paths for Archean mesothermal gold deposits of the Norseman-Wiluna belt, Western Australia. *Economic Geology Monograph*, 6: 376 - 388
- Han R S. 2002. Characteristics of geology and geochemistry and prognosis of concealed ores in the Huize super-large Zn-Pb-(Ag) district, Yunnan, China. Unpublished Post-doctorate report of the Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences. 99p (in Chinese with English abstract)
- Han R S, Liu C Q, Huang Z L, Ma D Y, Li Y, Hu B, Ma G S, Lei L. 2004. Fluid inclusions of calcite and sources of ore-forming fluids in the Huize Zn-Pb-(Ag-Ge) district, Yunnan, China. *Acta Geologica Sinica*, 78: 583 - 591
- Hou M, Ding X, Jiang S. 2004. Lead and Sulfur Isotope Geochemistry of the Hexi Gold Deposit in Penglai, Jiaodong, *Acta Geoscientia Sinica*, 25: 145 - 150
- Hu Y G. 2000. Preserving State, Source of Ore-forming Substances and Ore-forming Mechanism of Rich Ag Metallic Deposit in Yinchangpo, Guizhou province, China. Unpublished Ph. D. thesis of the Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, 159p. (in Chinese with English abstract)
- Huang Z L, Chen J, Han R S, Li W B, Gao D R, Zhao D S, Liu C Q. 2001. REE geochemistry of calcite-a gangue mineral in the Huize ore deposit, Yunnan. *Acta Mineralogica Sinica*, 21: 659 - 666 (in Chinese with English abstract)
- Hoefs J. 1997. Stable isotope geochemistry. 4th edition, Springer-Verlag, Berlin, 201p
- Holser W T, Magaritz M, Ripperdan R L. 1996. Global isotopic events. In: *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic* (ed O H Walliser), Springer-Verlag, Berlin, 63 - 88
- Ivanov S M, Ansdell K M, Melrose D L. 2000. Ore texture and stable isotope constraints on ore deposition mechanisms at the Kumtor lode gold deposit. in: Bucci LA and Mair JL (eds.). *Gold in 2000: Lake Tahoe-Reno, Nevada, November 10 - 11, 2000*, Centre for Global Metallogeny, University of Western Australia, Extended Abstract Volume, 47 - 52
- Jia Y F, Li X, Kerrich R. 2001. Stable Isotope (O, H, S, C, and N) Systematics of Quartz Vein Systems in the Turbidite-Hosted Central and North Deborah Gold Deposits of the Bendigo Gold Field, Central Victoria, Australia: Constraints on the Origin of Ore-Forming Fluids. *Economic Geology*, 96: 705 - 721
- Jiang SY, Han F, Shen JZ, Palmer MR. 1999. Chemical and Sr-Nd isotopic systematics of tourmaline from the Dachang Sn-polymetallic ore deposit, Guangxi Province, China. *Chemical Geology*, 157: 49 - 67
- Jiang SY, Yang T, Li L *et al.* 2006. Lead and sulfur isotopic compositions of sulfides from the TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge. *Acta Petrologica Sinica*, 22(10): 2597 - 2602
- Jiang SY, Zhao KD, Jiang YH *et al.* 2006. A new type of tin mineralization related to granite in South China: evidence from mineral chemistry, element and isotope geochemistry. *Acta Petrologica Sinica*, 22(10): 2509 - 2516
- Jorgenson B B, Isaksen M F, Jannasch H W. 1992. Bacterial sulfate reduction above 100°C in deep sea hydrothermal vent sediments. *Science*, 258: 1756 - 1757
- Kerrich R. 1987. The stable isotope geochemistry of Au-Ag vein deposits in metamorphic rocks. *Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook*, 13: 287 - 336
- Kontak D J, Kerrich R. 1995. Geological and geochemical studies of a metatubidite-hosted lode gold deposits: the Beaver Dam deposit, Nova Scotia; II. Isotopic studies. *Economic Geology*, 90: 885 - 901
- Li C Y, Liu Y P, Zhang Q *et al.* 2005. Discovery of antimony and distribution characteristics of associated elements in Huize Pb-Zn deposit. *Mineral Deposits*, 24: 52 - 60 (in Chinese with English abstract)
- Li L J, Liu H T, Liu J S. 1999. A discussion on the source bed of Pb-Zn-Ag deposits in Northeast Yunnan. *Geological Exploration for Non-ferrous Metals*, 8: 333 - 339 (in Chinese with English abstract)
- Li W B, Huang Z L, Chen J *et al.* 2002. Sources of ore-forming materials of the giant Huize Zn-Pb deposit, Yunnan Province: Evidence from contents of ore-forming elements in the wall rocks and Emeishan Basalt in this district. *Mineral Deposits (supplement)*, 21: 413 - 416 (in Chinese with English abstract)
- Li W B. 2004. Age and Geochemistry of the Giant Huize Zinc-lead deposit, Yunnan Province. Unpublished Ph. D. thesis of the Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, 130 (in Chinese with English abstract)
- Li W B, Qi L, Huang Z L *et al.* 2006. REE geochemistry of sulfide from the Huize Zn-Pb orefield, Yunnan Province: Implication for the sources of ore-forming fluid and metal. *Acta Geologica Sinica*, (in press)
- Liao W. 1984. Mineralization model and the characters of isotope composition of S and Pb in the Pb-Zn metallic area in the East and West Yunnan Province, China. *Geology and Prospecting*, 1: 1 - 6 (in Chinese with English abstract)
- Liu H C, Lin W D. 1999. Study on the law of Pb-Zn-Ag ore deposit in Northeast Yunnan, China. Kunming: Yunnan University Press, 455 (in Chinese)
- Machel H G. 1989. Relationships between sulphate reduction and oxidation of organic compounds to carbonate diagenesis, hydrocarbon accumulations, salt domes, and metal sulphide deposits. *Carbonates Evaporites*, 4: 137 - 151
- McCuaig T C, Kerrich R. 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold Deposits: Evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews*, 12: 381 - 453
- Oberthur T U, Mumm A S, Vetter U *et al.* 1996. Gold mineralization in the Ashanti belt of Ghana: Genetic constraints of the stable isotope geochemistry. *Economic Geology*, 91: 289 - 302
- Ohmoto H, Rye R O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon, in Barnes H L, ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd edition, New York, J. Wiley and Sons, Inc., 798 p
- Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. *Reviews in mineralogy*, 6: 491 - 559
- Ohmoto H, Kaiser C J, Geer K A. 1990. Systematics of sulphur isotopes in recent marine sediments and ancient sediment-hosted base metal deposits. In: H. K Herbert and S. E. Ho (Editors), *Stable isotopes and Fluid Processes in Mineralisation*. Geol. Dep. Univ. Extens., Univ. of Western Australia. 23: 70 - 120
- Ottaway T L, Wicks F J, Bryndzia L T *et al.* 1994. Formation of the Muzo hydrothermal deposit in Colombia. *Nature*, 369: 552 - 554
- Rye R O, Ohmoto H. 1974. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: A review. *Economic Geology*, 69: 826 - 842
- Rye R O. 1974. A comparison of sphalerite-galena sulfur isotope temperatures with filling temperatures of fluid inclusions. *Economic Geology*, 69: 26 - 32
- Stacey J S, Kramers J D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 207 - 221
- Wu NP, Jiang SY, Liao QL *et al.* 2004. Lead and sulfur isotope geochemistry and the ore sources of the vein-type copper deposits in Lanping-Simao Basin, Yunnan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 19: 799 - 807
- Zartman R E, Haines S M. 1988. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs: A case study for bi-directional transport. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 1327 - 1339
- Zhang J, Chen YJ, Chen HY *et al.* 2006. Isotope geochemistry of the Yindongpo gold deposit, Tongbai County, Henan Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 22(10): 2551 - 2560
- Zhang Z L. 2006. Feature and sources of ore-forming fluid in the Huize Zn-Pb orefield, Yunnan Province of China: evidences for fluid inclusions and water-rock reaction experiments. Unpublished Ph. D. thesis of the Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, 128p (in Chinese with English abstract)
- Zheng Y F, Chen J F. 2000. Stable isotope geochemistry. Science Press, Beijing, 316p (in Chinese)

Zhou C X, Wei C S, Guo J Y *et al.* 2001. The source of metals in the Qilingchang Pb-Zn deposit, Northeastern Yunnan, China: Pb-Sr isotope constraints. *Economic Geology*, 96: 583 - 598

附中文参考文献

- 陈进. 1993. 麒麟厂铅锌硫化矿床成因及成矿模式探讨. 有色金属矿床与勘查, 2(2): 85 - 89
- 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研究报告
- 胡耀国. 2000. 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
- 黄智龙, 陈进, 韩润生等. 2001. 云南会泽超大型铅锌矿脉石矿物方解石 REE 地球化学. 矿物学报, 21(4): 659 - 666
- 侯明兰, 丁昕, 蒋少涌. 2004. 胶东蓬莱河西金矿床铅、硫同位素地球化学特征. 地球学报, 25: 145 - 150
- 蒋少涌, 杨涛, 李亮等. 2006. 大西洋洋中脊 TAG 热液区硫化物铅和硫同位素研究. 岩石学报, 22(10): 2597 - 2602
- 蒋少涌, 赵葵东, 姜耀辉等. 2006. 华南与花岗岩有关的一种新类型的锡成矿作用: 矿物化学、元素和同位素地球化学证据. 岩石学报, 22(10): 2509 - 2516
- 李朝阳, 刘玉平, 张乾等. 2005. 会泽铅锌矿床自然铋的发现及伴生元素的分布特征. 矿床地质, 24(1): 52 - 60
- 李连举, 刘洪涛, 刘继顺. 1999. 滇东北铅、锌、银矿床矿源层问题探讨. 有色金属矿产与勘查, 8(6): 333 - 339
- 李文博, 黄智龙, 陈进等. 2002. 云南会泽超大型铅锌矿床成矿物质来源: 来自矿区外围地层及玄武岩成矿元素含量的证据. 矿床地质, 21(增刊): 413 - 416
- 李文博. 2004. 云南会泽超大型铅锌矿床成矿时代及地球化学. 中国科学院研究生院博士学位论文
- 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
- 吴南平, 蒋少涌, 廖启林等. 2003. 云南兰坪-思茅盆地脉状铜矿床铅、硫同位素地球化学与成矿物质来源研究. 岩石学报, 19: 799 - 807
- 张静, 陈衍景, 陈华勇等. 2006. 河南省桐柏县银洞坡金矿床同位素地球化学. 岩石学报, 22(10): 2551 - 2560
- 张振亮. 2006. 云南会泽铅锌矿床成矿流体性质和来源-来自流体包裹体和水-岩反应实验的研究. 中国科学院研究生院博士学位论文
- 郑永飞, 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学. 北京: 科学出版社