

文章编号 0258-7106 (2008) 02-0243-10

滇西北保山核桃坪铅锌矿床成矿流体来源的同位素地球化学证据*

薛传东^{1,2} 韩润生¹ 杨海林¹ 杨志明² 田世洪³ 刘勇强¹ 郝百武¹

(1 昆明理工大学地球科学系, 云南 昆明 650093; 2 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037;

3 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037)

摘 要 滇西北核桃坪铅锌矿是保山地块内沿澜沧江断裂带发育的一个大型铅锌多金属矿床, 矿体严格受近 SN 向的断裂带及层间破碎带控制, 赋存于上寒武统核桃坪组和沙河厂组大理岩化灰岩及矽卡岩中。文章在分析矿床地质特征的基础上, 通过对 V1 矿体的氢、氧、碳、硫、硅和铅同位素地球化学的示踪研究, 探讨了成矿溶液中水、碳、硅、硫和铅的来源以及成矿流体的演化问题。研究表明, V1 矿体中矿石的石英 $\delta^{18}\text{O}_{\text{K}}$ 值变化范围为 6.1‰ ~ 7.6‰, 平均为 6.7‰, 其 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值变化范围为 -100‰ ~ -108‰, 平均为 -104‰, 说明成矿流体主要来自深部岩浆分异水, 并在后期成矿作用过程中有地层建造水和大气降水的加入, 矿石中方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{K}}$ 值分别为 -6.6‰ ~ -5.9‰ 和 5.0‰ ~ 5.2‰, 反映成矿流体的碳、氧具有深部流体与围岩发生交代反应的特征。硅、硫和铅同位素具深部岩浆或地幔来源的特点, 但遭受后期壳源物质的混染。据此提出该矿床是与深部岩浆热液或幔源流体贯入有关的构造热液脉型矿床, 其成矿作用受控于深部过程的驱动和控制, 可为指导地质找矿提供依据。

关键词 地球化学 岩浆热液 成矿流体 幔源流体 核桃坪铅锌矿床 滇西北

中图分类号 P618.42 P618.43

文献标识码 A

Isotope geochemical evidence for ore-forming fluid resources in Hetaoping Pb-Zn deposit, Baoshan, northwestern Yunnan

XUE ChuanDong^{1,2}, HAN Runsheng¹, YANG HaiLin¹, YANG ZhiMing², TIAN ShiHong³,
LIU YongQiang¹ and HAO BaiWu¹

(1 Department of Earth Sciences, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, Yunnan, China;

2 Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract

Located in the Baoshan massif along the Lancangjiang tectonic-metallogenic belt in northwestern Yunnan Province, the Hetaoping Pb-Zn deposit is one of the typical hydrothermal polymetallic orefields with many unique features. The stratified and vein-type Pb-Zn-polymetallic ore bodies exist in skarn and marbleized limestone of the Upper Cambrian strata, and are controlled exclusively by approximately SN-trending compressional interstratal faults and associated faults. Based on analyzing geological characteristics, this paper mainly studied geochemistry of hydrogen, oxygen, carbon, sulfur, silicon and lead isotopic compositions of No. V1 ore

* 本研究得到云南省自然科学基金项目(编号 2006D020M) 国家自然科学基金项目(编号 40772067) 和国家基础研究计划“印度-亚洲大陆主碰撞带成矿作用”973 项目综合课题(编号 2002CB412610) 联合资助

第一作者简介 薛传东, 男, 1971 年生, 博士, 副教授, 从事矿床地质及渗流动力学的教学与研究。E-mail: cdxue001@yahoo.com.cn

收稿日期 2007-12-15; 改回日期 2008-02-29。张绮玲编辑。

body in this ore deposit. The results show that oxygen isotopic compositions of quartz in ores range from 6.1‰ to 7.6‰ with an average of 6.7‰, and hydrogen isotopic compositions of quartz range from -100‰ to -108‰ with an average of -104‰, suggesting that metallogenic fluids were mainly derived from deep concealed magmatic activities and mixed with meteoric water and shallow-seated water. Carbon and oxygen isotopic compositions of calcite range from -6.6‰ to -5.9‰ and 5.0‰ to 5.2‰, respectively, quite similar to the carbon and oxygen isotopic compositions of magmatic fluids mixed with crust-derived water, implying that hydrothermal ore-forming fluids were mainly derived from magmatism or mantle fluids. Silicon, sulfur and lead isotopes are also similar to those in magmatic hydrothermal solutions or mantle fluids, but might have been subjected to the mixture with crust-derived matter during the late ore-forming process. Therefore, all the evidence supports the argument that the deposit is a typical tectonic-skarn-bound hydrothermal deposit, whose sources were mainly derived from magmatic hydrothermal solution or mantle fluids through fault belts and were mixed with shallow-seated fluids during the ore-forming process. Ore-forming elements were carried by tectonic-fluids from magma or mantle to orogenic belts, and were most likely driven and controlled by some deep processes.

Key words: geochemistry, magmatic hydrothermal fluids, metallogenic fluids, mantle fluids, Hetaoping Pb-Zn deposit, northwestern Yunnan Province

滇西北核桃坪铅锌矿床是近几年在保山地块内新发现的一个铅锌多金属成矿区。目前,在以核桃坪为中心约 15 km 的弧形矿化集中区内,已初步查明大型矿床 2 个、中小型矿床 5 个、矿点 10 余个,矿种涉及铅、锌、铜、金、银和铁等。最近,在矿区深部(最低控制中段位于地面以下 400 m 以上)发现多个厚大、严格受构造控制的热液脉型隐伏铅锌多金属矿体,沿近 SN 向断裂及层间破碎带产在矽卡岩和大理岩化灰岩中。对于该区铅锌多金属矿床的成因,主要观点有:①沉积-热液改造型矿床,其热液改造因素与隐伏花岗岩有关(邓必芳,1995;符德贵等,2002);②直接与隐伏花岗岩有关的矽卡岩型矿床,成矿物质来源于地层及隐伏岩体(胡斌等,1999;陈永清等,2005;董文伟,2007);③与深部高温成矿流体贯入有关的矽卡岩型矿床(Xue et al., 2006;朱余银等,2006);④主要与火山-喷流活动有关的 VMS 或 Sedex 型块状硫化物矿床,也存在岩浆结晶分异等多元矿化作用(李志国等,2006)。由于该区所处的大地构造位置特殊,经历的地质演化过程复杂,且迄今尚未揭露到中酸性岩体,致使上述对其成矿作用都与隐伏花岗岩有关的认识仍缺乏必要的证据。本文根据最新的勘探成果,在分析该矿床地质特征的基础上,重点研究核桃坪铅锌矿床 V1 矿体的氢、氧、碳、硫、硅和铅同位素地球化学特征,探讨其成矿流体中水、碳、硅、硫和铅的来源及成矿演化问题,为了解成矿热液和矿质来源提供依据,进而指导地质找矿。

1 矿区地质概况

核桃坪铅锌矿床位于云南保山市正北约 37 km 处。在构造背景上,处在印度-亚洲大陆主碰撞带南东侧的“三江”地区“蜂腰”弧形构造南侧散开端近根部,夹持在保山地块和兰坪-思茅中生代盆地之间而近保山地块一侧,位于保山-施甸复背斜北倾伏端与 NNW 向崇山断裂的锐角交汇部位(图 1A)。NNW 向澜沧江断裂和崇山断裂是保山地块的东侧边界断裂,也是切入地幔的超岩石圈断裂(云南省地质矿产局,1990)。自晚古生代以来,该区经历了特提斯弧盆系统、印度-亚洲大陆碰撞造山和青藏高原隆升等多个构造体制的演化过程。

地表出露上寒武统,厚 2 511~4 321 m,自下而上进一步划分为核桃坪组(ϵ_{3h})和沙河厂组(ϵ_{3sh}) (图 1B)。核桃坪组由白云质灰岩、泥质灰岩、钙质泥岩夹粉砂岩及页岩组成,沙河厂组为泥质灰岩夹板岩、页岩与粉砂岩互层。外围地区还发育奥陶系粉砂岩、页岩,志留系泥质条带状灰岩、页岩和泥盆系灰岩、粉砂岩及页岩。受区域变质作用的影响,部分岩石变成白云质大理岩、大理岩化灰岩和钙质、粉砂质板岩,化学成分和物理性质有明显的差异,在变形中易产生层间滑动。核桃坪组和沙河厂组白云质大理岩、大理岩化灰岩及沿断裂产出的矽卡岩是铅锌多金属矿体的主要赋矿岩系。

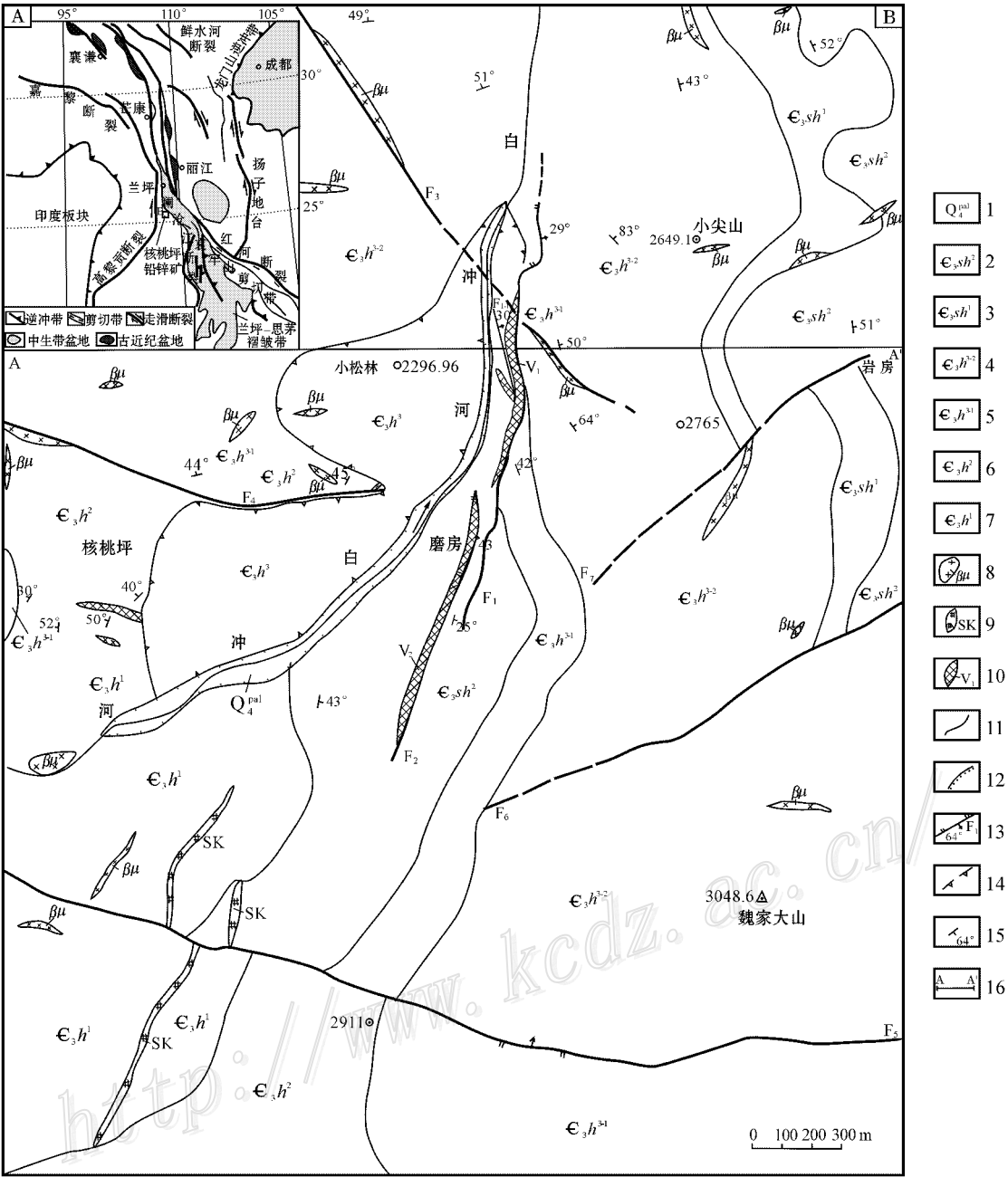


图 1 滇西北保山核桃坪铅锌矿床地质略图(据云南省矿产地质局第四地质大队,1993 资料修编)^①

1—第四系砂砾石 2—上寒武统沙河厂组上段泥灰岩夹灰岩 3—上寒武统沙河厂组下段长石石英砂岩夹粉砂岩及板岩 4—上寒武统核桃坪组上段二层大理岩化灰岩夹泥灰岩 5—上寒武统核桃坪组上段一层大理岩化泥灰岩夹板岩 6—上寒武统核桃坪组中段板岩夹大理岩化灰岩 7—上寒武统核桃坪组下段粉砂岩及板岩 8—辉绿岩 9—砂卡岩 10—铅锌矿体及编号 11—地质界线 12—不整合地质界线 13—实测及推测断层与编号 14—崩滑体 15—地层产状 16—A-A'剖面位置

Fig.1 Geological sketch map of the Hetaoping Pb-Zn deposit in Baoshan , northwestern Yunnan Province (modified from No.4 Geological Party , Yunnan Bureau of Geology and Mineral Resources ,1993)

1—Quaternary sandy gravel ; 2—Upper Cambrian argillaceous limestone and limestone (Upper Member of Shahechang Formation) ; 3—Upper Cambrian feldspar-quartz sandstone intercalated with siltstone and slate (Lower Member of Shahechang Formation) ; 4—Upper Cambrian marbleized limestone intercalated with argillaceous limestone (2nd layer of Upper Member of Hetaoping Formation) ; 5—Upper Cambrian marbleized argillaceous limestone intercalated with slate (1st layer of Upper Member of Hetaoping Formation) ; 6—Upper Cambrian slate intercalated with marbleized limestone (Middle Member of Hetaoping Formation) ; 7—Upper Cambrian siltstone and slate (Lower Member of Hetaoping Formation) ; 8—Dolerites ; 9—Skarns ; 10—Pb-Zn ore body and its serial number ; 11—Geological boundary ; 12—Unconformity ; 13—Measured and inferred faults ; 14—Collapse-landslip body ; 15—Attitude of strata ; 16—Location of geological section along line A-A'

① 云南省地质矿产局第四地质大队. 1993. 云南省保山市瓦窑乡核桃坪铅锌矿区普查地质报告.

区内构造发育,主要为近 SN 向的白冲河背斜,以及近 SN 向、NNW 向、NE 向和近 EW 向的断裂(图 1B)。白冲河背斜是核桃坪复式背斜之次一级构造,轴向 $5^{\circ}\sim 20^{\circ}$,长大于 2 km,北部向观音寺-大山头—茅竹棚一带倾伏,东翼地层倾向东,倾角 $40^{\circ}\sim 77^{\circ}$,西翼地层产状凌乱,总体倾向西,倾角 $27^{\circ}\sim 45^{\circ}$ 。断裂具多期活动的特点,近 SN 向及 NNW 向断裂显示先张扭、后压扭性质,断面呈舒缓波状,破碎带及两盘纵张裂隙发育,NE 向断裂为背斜近轴部的左行张扭性横断裂。已知矿体均呈脉状、透镜状定位于近 SN 向断裂破碎带及层间破碎带内,主要矿体受 F_1 、 F_2 断裂及其东侧的茅竹棚断裂和西侧的小松林隐伏断裂的控制。

地表仅出露呈脉状、岩墙状产于近南北向、NW 向及 EW 向断裂破碎带中的(变)辉绿岩和辉绿辉长岩,规模较小,长几米至百余米,最长 800 m,宽几十厘米至 30 m(图 1B)。区域上,岩浆岩不发育,仅在矿区东侧沿澜沧江断裂带上见少量小规模花岗岩和石英斑岩露头。根据勘探成果(符德贵等,2002;陈永清等,2005;董文伟,2007),核桃坪一带显示为明显的重力负异常和强度大的负磁异常,地球化学异常区内均有或强或弱的亲酸性岩元素异常(如 W、Sn、Bi 等)。结合地表出露较多的基性岩脉和矽卡岩,推测深部可能存在隐伏的中酸性岩体。

2 矿床地质特征

核桃坪铅锌矿床由 10 余个大小不同的矿体组成,地表矿化露头沿断裂破碎带零星断续分布,呈似层状、脉状及透镜状产于近南北向断裂破碎带及层间裂隙带内的矽卡岩及其附近的大理岩化灰岩中。目前已控制的矿体主要有 6 个,赋存在地面 30~200 m 以下,均严格受断裂控制,产状与断裂破碎带基本一致,在平面上、剖面上等间距左行斜列展布。矿体往往具有较大的侧伏和延深(最大超过 400 m),沿倾向和走向上均具膨大收缩、尖灭再现现象,断面由陡变缓及与 NNW 向断裂交汇部位,矿体富厚。产于大理岩中的脉状富矿体与围岩大多界线清晰,局部地段在顶底板围岩中产出浸染状铅锌矿化。矿体中常夹有团块状、透镜体状大理岩、矽卡岩、纹层状钙质泥岩及辉绿岩包体,厚度一般小于 7.0 m,最长可达 150~230 m。

V1 矿体规模最大,受 F_1 断裂控制,发育于核桃

坪组上段大理岩化灰岩与泥质灰岩及断裂带矽卡岩中,地表露头长 590 m(图 1-B),工程控制长度已达 1 200 m,一般厚 5.0~15.0 m,最大厚达 30.0 m,最小厚 0.5 m,平均厚 9.2 m,控制最大倾斜延深大于 400 m,向东北向侧伏,倾向 $40^{\circ}\sim 114^{\circ}$ (一般 $60^{\circ}\sim 80^{\circ}$),倾角 $27^{\circ}\sim 60^{\circ}$ (一般 $30^{\circ}\sim 45^{\circ}$),与地层产状基本一致。矿体品位(w_B):Pb 0.60%~5.97%,Zn 2.59%~8.53%,尚伴生 Fe、Cu、Au、Ag、Cd,局部 Au 达 0.21g/t~12.60 g/t。与 F_1 断裂平行的 F_2 断裂主要控制南部上厂的 V2 矿体。茅竹棚矿段主矿体沿 NNW 向断裂($70^{\circ}\sim 80^{\circ}/55^{\circ}\sim 70^{\circ}E$)产出,断续长 1 880 m,呈脉状赋存在沙河厂组大理岩化灰岩中,厚 1.11~6.97 m,平均厚 4.29 m,矿体品位(w_B):Cu 0.02%~11.64%,Pb 0.68%~7.07%,Zn 0.22%~22.39%,Ag 1.3g/t~526g/t。打厂凹矿段主矿体沿近 NS 向断裂破碎带呈脉状产出,控制矿体长 600 余 m,厚 4.40~14.18 m,平均 9.23 m,矿体品位(w_B):Pb 1.07%~4.74%,平均 2.85%;Zn 0.34%~6.18%,平均 2.59%;Au 0.41g/t~4.91g/t,平均 2.27g/t。Pb、Zn、Ag、Cu、Au 多金属同体共生。

矿石矿物主要有闪锌矿、铁闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、磁铁矿和菱铁矿等,脉石矿物有阳起石、透辉石、钙铁辉石、透闪石、绿帘石、绿泥石、石英、方解石、白云石及少量的黑柱石、符山石、硅灰石、石榴子石、萤石和重晶石等。浅表部矿石多已氧化淋滤,多见褐铁矿、水锌矿、菱锌矿、白铅矿、异极矿、铅钒、黑铅矿和孔雀石等,局部残留金属硫化物斑块。矿石结构以自形-半自形晶粒状结构为主,次为交代结构和变余结构,构造主要为稀疏-稠密浸染状和团块状,少量具条带状和脉状构造。

围岩蚀变主要有矽卡岩化、硅化、碳酸盐化和黄铁矿化等,在矿体近侧矽卡岩化、硅化较为强烈,局部地段可见角岩化。根据脉体穿插及矿物共生关系,热液蚀变可划分为矽卡岩期和热液成矿期。矽卡岩期主要形成透辉石矽卡岩、阳起石-透闪石矽卡岩、阳起石-绿帘石-绿泥石矽卡岩和绿帘石-绿泥石矽卡岩等钙质矽卡岩,伴生磁铁矿和少量硫化物。矽卡岩呈不连续的脉状、不规则状分布于断裂带和围岩裂隙带中,其形态和产状明显受断裂破碎带的控制。热液成矿期叠加于矽卡岩期蚀变之上,可分为石英-硫化物阶段和石英-碳酸盐阶段,是铅锌多金属的主要成矿时期。矿(化)体主要沿断裂带产于矽卡岩中及其附近,

矿体与围岩多为过渡关系,也有突变接触。

3 分析方法与结果

此次工作分析了 V1 矿体中矿石、矽卡岩样品的 C、H、O、Si、S 和 Pb 同位素组成,样品分别采自核桃坪铅锌矿床 V1 矿体地表及不同中段、不同勘探线的坑道中,均为代表性的矿石及矽卡岩。测定用的单矿物分离样品经粉碎、研磨至 20~80 目不等,在显微镜下手工挑选,单矿物纯度均在 99% 以上,用水清洗、晒干后备用。

3.1 铅同位素分析方法

铅同位素分析在国家地质分析测试中心完成。将待测定的单矿物样品研磨至 200 目,经 HCl + HNO₃ 溶解后,用 1N HBr 和 2N HCl 浸取。然后通过 Dowex-1×8(100~200 目)阴离子交换树脂,分别用 2N HCl 和 1N HBr 淋洗,淋洗液经 6N HCl 吸附后实量蒸干,即可上 MAT-261 型质谱仪测定。实验全流程空白 Pb 含量少于 1 ng。标样 NBS-981 的分析结果为: $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.1582 \pm 0.0049$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.9153 \pm 0.0020$, $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.05927 \pm 0.00026$, $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 的分析精度均优于 0.1%,重复测试样品的误差优于 0.2%。

3.2 稳定同位素分析方法

流体包裹体样品的 δD 、 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{30}\text{Si}$ 同位素组成分析均在中国地质科学院矿产资源研究所国土资源部同位素地质重点实验室用 MAT-253EM 型质谱仪测定。40~60 目的纯净样品经清洗、彻底除去表面吸附水和次生包裹体水后备用。石英和硅酸盐的氧同位素组成测定用传统的 BrF₅ 法(Clayton et al., 1963)制备 CO₂,用 BrF₅ 与含氧矿物在真空和高温条件下反应提取矿物氧,并与灼热电阻——石墨棒燃烧转化提取 CO₂ 气体;方解石的氧同位素组成测定用 McCrea(1950)提出的 100% 正磷酸法制备 CO₂,将样品与 100% 的 H₃PO₄ 在不同的温度下反应产生 H₂O 和 CO₂ 气,通过恒温震荡使之达到氧同位素平衡,收集 CO₂ 气体,分析精度均为 $\pm 0.2\%$ 。 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 相对标准分别为 V-PDB 和 V-SMOW。石英内包裹体水的氢同位素组成(δD)测定用爆裂法获取水,并与金属锌反应生成 H₂,分析精度为 $\pm 2\%$,相对标准为 V-SMOW。硅同位素分析样品是在高温下与 BrF₅ 反应生成 SiF₄ 气体,再经过丙酮-干冰反复纯化,最后通过 70℃ 金属锌管进一步纯化获得纯

净的 SiF₄ 气体,送质谱仪测定,分析精度优于 $\pm 0.1\%$,相对标准为 NBS-28。金属硫化物硫同位素组成测试在中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室稳定同位素实验室 Delta-S 型质谱仪上完成。单矿物样品以 Cu₂O 作氧化剂,在高温、真空条件下与测试矿物反应制取 SO₂,分析精度为 $\pm 0.1\%$,以 V-CDT 为标准。

4 分析结果与讨论

4.1 铅同位素地球化学特征

本次测试了 V1 矿体属主成矿阶段的 11 件硫化物(闪锌矿、方铅矿、黄铁矿)的铅同位素组成,分析结果见表 1。从表中可以看出, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 18.249~18.369,均值为 18.324,极差为 0.120(较窄); $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 15.621~15.847,均值为 15.701,极差为 0.238;而 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 37.812~41.656,均值为 38.970,极差 3.844(较宽)。不同矿物的铅同位素组成也有一定差异,闪锌矿铅同位素组成相对稳定,变化范围最小,其 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值分别为 18.309~18.354、15.623~15.847 和 37.847~38.740;黄铁矿的变化范围稍大,方铅矿的变化范围最大。但上述铅同位素组成中,除方铅矿的 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值变化较大外,极差均小于 1,说明铅来源比较稳定。除 3 件方铅矿外,矿石铅同位素组成均呈良好线性关系,也表明成矿热液铅来源较为一致。

将矿石铅同位素数据投在 Zartman 和 Doe (1981)的构造环境模式演化图(图 2)中可以发现,图 2a 中除黄铁矿投在地幔与造山带演化曲线之间偏向造山带附近,方铅矿和闪锌矿的数据点跨度极大,而变化于地幔与上地壳演化曲线之间;在图 2b 中,黄铁矿投在下地壳演化曲线附近,而方铅矿和闪锌矿的数据点同样散布于地幔与上地壳演化曲线之间。这均暗示来源于下地壳或地幔的铅经历了复杂的混染过程,而 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值分散(图 2),反映该区矿石铅应主要由两个端员构成,即低放射性成因铅和高放射性成因铅,前者很可能是源自深部,而后者应主要来自地壳物质。在朱炳泉(1998)的铅同位素 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 成因分类图解中,除 3 个数据点的铅同位素落在中深变质作用铅源区外,其他投影点均位于与岩浆作用有关的壳幔混合俯冲铅源区及其与壳源铅边界线附近(图 3)。可见,矿石铅的同位素组成具有与

岩浆作用有关幔源铅与壳源铅相混合的造山带铅特征,揭示该矿床成矿物质在成矿过程中受到多源混染的强烈影响。因此,区内矿石铅应属壳、幔混合铅,深部幔源物质可能参与了其成矿作用。C、O 同位素研究也证实深源物质参与了成矿作用。

4.2 稳定同位素地球化学特征

(1) 硫同位素地球化学

V1 矿体的 11 件主成矿阶段硫化物(闪锌矿、方铅矿、黄铁矿)的硫同位素($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$)组成分析结果见表 1。从表 1 看,所有样品的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围为 0.99‰~7.20‰,均值为 5.27‰,大部分样品集中于 5‰~7‰之间,在频率直方图上呈明显的塔式分布(图 4),显示为深部来源硫。根据区内矿石 $\delta^{34}\text{S}$ 值略高于源于深部与岩浆作用有关硫化物的硫同位素

表 1 核桃坪铅锌矿及邻区矿石矿物铅、硫同位素组成分析结果表
Table 1 Lead and sulfur isotopic compositions of minerals in the Hetaoping Pb-Zn deposit

样品号	取样位置(高程)	岩性	矿物	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}/\text{‰}$	来源
11	茅竹棚矿段	矽卡岩型富铅矿石	方铅矿	18.249 ± 0.001	15.723 ± 0.001	38.446 ± 0.001	1.95	陈永清等 2005
12	茅竹棚矿段	矽卡岩型富铅矿石	方铅矿	18.251 ± 0.002	15.723 ± 0.002	38.450 ± 0.007	0.99	陈永清等 2005
HtX4	观音庙北东 500 m 探坑(1900 m)	铅锌矿化石英方解石脉	闪锌矿	18.323 ± 0.022	15.847 ± 0.024	38.740 ± 0.065	7.15	本文
Ht18	DK1 坑-斜井底(2084 m)	铅锌矿石	闪锌矿	18.309 ± 0.032	15.761 ± 0.027	38.394 ± 0.068	7.20	本文
Hto-81	PD15 坑南二沿西二 矿(2084 m)	铅锌矿石	闪锌矿	18.346 ± 0.028	15.653 ± 0.045	37.957 ± 0.134	6.70	本文
Hto-81	PD15 坑南二沿西二 矿(2084 m)	铅锌矿石	方铅矿	18.360 ± 0.026	15.621 ± 0.028	41.095 ± 0.116	5.66	本文
Hto-602-2	DK9 坑-斜井东口(2117m)	铅锌矿石	闪锌矿	18.354 ± 0.046	15.623 ± 0.051	37.847 ± 0.111	6.34	本文
Hto-602-2	DK9 坑-斜井东口(2117m)	铅锌矿石	方铅矿	18.369 ± 0.031	15.642 ± 0.025	40.768 ± 0.106	5.49	本文
Hto-617-1	DK8 坑(2106 m)	矽卡岩化铅锌矿石	闪锌矿	18.311 ± 0.071	15.786 ± 0.063	38.505 ± 0.157	6.44	本文
Htr-647-1	DK29 坑(2250 m)	铅锌矿化石英硫化物脉	闪锌矿	18.326 ± 0.041	15.707 ± 0.034	38.168 ± 0.080	6.75	本文
Htr-647-1	DK29 坑(2250 m)	铅锌矿化石英硫化物脉	方铅矿	18.367 ± 0.039	15.596 ± 0.027	41.656 ± 0.125	4.78	本文
Hto-660-2	TC3-1 探槽(2140 m)	矽卡岩中黄铁矿化铅锌矿石	黄铁矿	18.292 ± 0.056	15.825 ± 0.042	38.769 ± 0.126	3.81	本文
Hto-677	观音庙南 200 m(1940 m)	矽卡岩中铅锌矿脉	黄铁矿	18.357 ± 0.048	15.609 ± 0.052	37.812 ± 0.133	5.20	本文

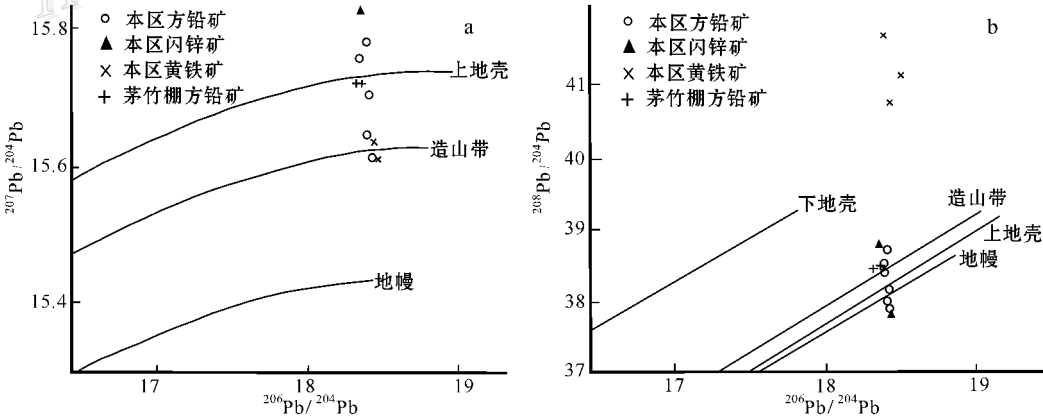


图 2 核桃坪铅锌矿床铅同位素组成 Zartman-Doe 图解

Fig. 2 Zartman-Doe diagram of lead isotopic composition in the Hetaoping Pb-Zn deposit

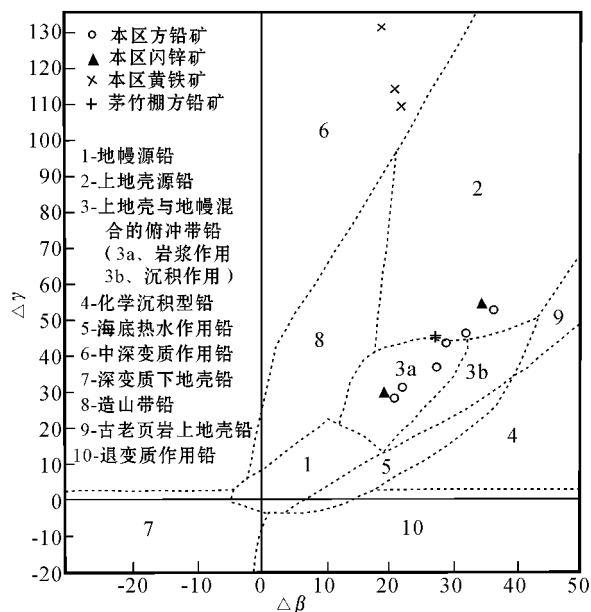


图 3 核桃坪铅锌矿床铅同位素 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 图解(底图据朱炳泉, 1998)

Fig. 3 $\Delta\beta$ versus $\Delta\gamma$ genetic classification diagram showing lead isotopic distribution of the Hetaoping Pb-Zn deposit (based on map by Zhu, 1998)

组成($\delta^{34}\text{S}=0\pm 3\text{‰}$),并明显低于围岩地层同期海水的硫同位素值(寒武纪海水 $\delta^{34}\text{S}$ 下限值为 15‰)判断,成矿热液中硫更可能是深源硫和地层硫的混合。可以认为,该矿床成矿热液中硫来源于已基本均一化的深源硫,成矿流体来自一个统一的深源流体系统,并具深源硫和地层硫混合的特点。这一结论与铅同位素的研究结果一致。

从不同矿物 $\delta^{34}\text{S}$ 值的变化来看,闪锌矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布于 $6.34\text{‰}\sim 7.20\text{‰}$ 范围内,极差为 0.86‰ ,均值为 6.76‰ ;黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布于 $3.81\text{‰}\sim 5.20\text{‰}$ 范围内,极差为 1.39‰ ,均值为 4.51‰ ;方铅矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布于 $0.99\text{‰}\sim 5.66\text{‰}$ 范围之内,极差为 4.67‰ ,均值为 3.77‰ 。从地质情况看,两件黄铁矿样品为沉积期黄铁矿,因而总体具有 $\delta^{34}\text{S}_{\text{闪锌矿}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{方铅矿}}$ 的演化顺序。这与硫同位素在热液矿物体系中的平衡结晶顺序(Ohmoto, 1986)相一致,反映 V1 矿体成矿热液中硫是在同位素平衡的情况下结晶的。亦即,铅锌硫化物形成时与成矿流体基本达到了硫同位素平衡,是在平衡共生条件下形成的矿物组合,为同一矿化期的产物。

(2) 碳、氧同位素地球化学

V1 矿体中方解石的碳、氧同位素组成分析结果

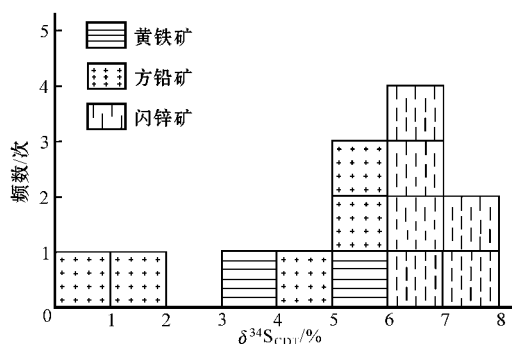


图 4 核桃坪铅锌矿床硫同位素频率直方图

Fig. 4 Histogram showing sulfur isotopic compositions of sulfides in the Hetaoping Pb-Zn deposit

见表 2。方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 为 $-6.6\text{‰}\sim -5.9\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 为 $20.1\text{‰}\sim 20.3\text{‰}$ 。成矿热液中的碳主要有 3 种可能来源:①地幔射气或岩浆来源。地幔射气和岩浆来源的碳同位素组成 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 变化范围分别为 $-5\text{‰}\sim -2\text{‰}$ 和 $-9\text{‰}\sim -3\text{‰}$ (Taylor, 1986);②沉积岩中碳酸盐岩的脱气或含盐卤水与泥质岩相互作用。这种来源的碳同位素组成具有重碳同位素的特征,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 变化范围为 $-2\text{‰}\sim 3\text{‰}$,海相碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 大多稳定在 0.0‰ 左右(Veizer et al., 1980);③各种岩石中的有机碳。有机碳一般富集 ^{12}C ,因而碳同位素组成很低,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 变化范围为 $-30\text{‰}\sim -15\text{‰}$,平均为 -22‰ (Ohmoto, 1972)。根据单样品测定的方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$,采用方解石-水同位素分馏方程 $1000\ln\alpha_{\text{方解石-水}} = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 3.39$ (O'Neil et al., 1969),可求得与方解石氧同位素交换平衡时流体包裹体水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 值为 $5.0\text{‰}\sim 5.2\text{‰}$,平均为 5.1‰ 。将方解石流体包裹体中水的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值和矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值投影到刘建明等(1997)的 $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ 关系图解(图 5)中,可以看出,矿石中方解石的碳、氧同位素组成较为稳定,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 分别为 $-6.6\text{‰}\sim -5.9\text{‰}$ 和 $20.1\text{‰}\sim 20.3\text{‰}$,处在岩浆去气作用与海相碳酸盐岩热解演化范围,显示出来源于深部地质流体涌入,并与围岩发生热液交代的特征。初步的流体包裹体研究(陈永清等, 2005;Xue et al., 2006)证实,该区成矿流体富含 CO_2 ,主要为 H_2O - NaCl - CO_2 体系。这也在一定程度上反映出矿区成矿作用是深部物质活动在表壳的响应。

(3) 硅同位素地球化学

岩浆作用过程中,由基性岩到酸性岩,其 $\delta^{30}\text{Si}$ 值

表 2 核桃坪铅锌矿单矿物及岩石 C、H、O、Si 同位素组成分析结果表

样号	取样位置(高程)	岩性	测试对象	稳定同位素组成/‰					
				$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$	$\delta^{30}\text{Si}$
Htr-635-1	DK10 坑(2117m)	铅锌矿化石英-碳酸盐-硫化物脉	石 英		- 17. 8	12. 5	- 105	6. 5	0. 6
Htr-635-1	DK10 坑(2117m)	铅锌矿化石英-碳酸盐-硫化物脉	方解石	- 6. 0	- 10. 4	20. 1		5. 0	
Htr-651	DK15 坑西二沿穿(2084m)	矽卡岩中石英-碳酸盐-硫化物团块	石 英		- 17. 7	12. 6	- 100	6. 6	0. 6
Htr-651	DK15 坑西二沿穿(2084m)	矽卡岩中石英-碳酸盐-硫化物团块	方解石	- 6. 6	- 10. 4	20. 1		5. 0	
Hto-679	PD15 坑西二沿穿(2084m)	强硅化方解石化 PbZn 矿石	方解石	- 6. 1	- 10. 3	20. 2		5. 1	
Hto-809	PD15 坑二斜井西三穿(2050m)	矽卡岩中铅锌矿化石英-碳酸盐-硫化物脉	石 英		- 16. 7	13. 6	- 102	7. 6	0. 5
Hto-810	PD15 坑三斜东一沿(2024m)	矽卡岩中石英方解石团块	石 英		- 16. 8	13. 5	- 108	7. 5	0. 5
Hto-810	PD15 坑三斜东一沿(2024m)	矽卡岩中石英方解石团块	方解石	- 5. 9	- 10. 2	20. 3		5. 2	
Hto-810	PD15 坑三斜东一沿(2024m)	矽卡岩中石英方解石团块	符山石		- 24. 7	5. 4			- 0. 7
Htr-936	PD15 坑二斜井西四穿(2050m)	矽卡岩中石英方解石脉	石 英		- 18. 2	12. 1		6. 1	0. 3
Htr-936	PD15 坑二斜井西四穿(2050m)	矽卡岩中石英方解石脉	绿帘石		- 24. 6	5. 5			0. 6
Hto-807-6	白冲河西侧矿体(2060m)	PbZn 矿化黄铁-黄铜矿化透闪-阳起石矽卡岩	阳起石		- 14. 6	15. 8			- 0. 3
HTX-2	PD15 坑主巷北一沿(2084m)	斑点状 PbZn 矿化透闪-阳起石矽卡岩	矽卡岩		- 15. 7	14. 7			0. 2
Hto-925	DK35 坑主巷南沿(2190m)	星点状 PbZn 矿化绿泥石化粘土化泥灰岩	泥灰岩		- 23. 9	6. 2			- 0. 2
Hto-934	PD15 坑二斜井西四穿(2050m)	碳酸盐化矽卡岩化辉绿岩	辉绿岩		- 18. 1	12. 2			0. 0
YF-9	迎风(地表)	半风化辉绿岩	辉绿岩		- 19. 3	11. 0			0. 3
YF-10	迎风(地表)	新鲜辉绿岩	辉绿岩		- 19. 5	10. 8			0. 2

注: 水的氧同位素计算公式为 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 1.03086 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} + 30.86$ (Friedman et al. ,1977) ;计算所采用的同位素分馏方程为 $10001\text{na石英-水} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.38$ (Clayton et al. ,1972) ; $10001\text{na方解石-水} = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 3.39$ (O'Neil et al. ,1969)。

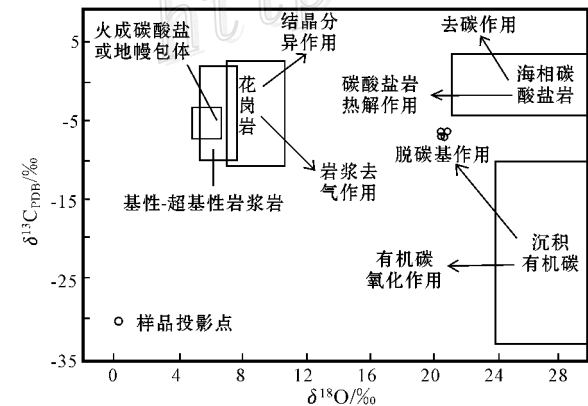


图 5 核桃坪铅锌矿床 $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ 图解(底图据刘建明等,1997)

Fig. 5 Carbon versus oxygen isotopic diagram of the Hetaoping Pb-Zn deposit (based on map by Liu et al. ,1997)

一般由低到高变化,前者接近原始地球的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值 (-0.5‰),后者为 $-0.2\text{‰} \sim 0.0\text{‰}$,同时岩石的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值还决定于其成岩演化的分异程度,分异差者低,反之则高(丁悌平等,1994)。本矿区有关岩矿石的硅同位素组成($\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS-28}}$)分析结果见表 2。从表 2 可以看出,矿石中石英的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为 $0.3\text{‰} \sim 0.6\text{‰}$,平均为 0.5‰ ;矽卡岩矿物、矽卡岩及矽卡岩化泥质灰岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为 $-0.7\text{‰} \sim 0.6\text{‰}$,平均为 -0.1‰ ,仅 1 件矽卡岩矿物绿帘石的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值(0.6‰)较高,辉绿岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值为 $0.0\text{‰} \sim 0.3\text{‰}$,平均为 0.2‰ 。可见,矿石硅与同期矽卡岩化作用带入的硅较为一致,而与辉绿岩中的硅和早期矽卡岩化过程形成矽卡岩矿物的硅存在明显的差异。这说明矿石中石英及同期矽卡岩矿物是来自深部流体贯入与围岩碳酸盐岩地

层相互作用的产物,也暗示铅锌成矿物质应来源于沿深大断裂上升的深部幔源物质。

(4) 氢、氧同位素地球化学

V1 矿体中石英及有关岩石的氢、氧同位素组成分析结果见表 2。矿石中石英的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 $12.1\text{‰} \sim 13.6\text{‰}$, 平均为 12.9‰ , 极差为 1.5‰ ; 其 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 $-100\text{‰} \sim -108\text{‰}$, 平均为 -104‰ , 极差为 -8‰ 。根据单样品测定的石英的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值, 采用石英-水同位素分馏方程 $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.38$ (Clayton et al., 1972), 可换算成与石英氧同位素交换平衡时流体包裹体水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 值, 为 $6.1\text{‰} \sim 7.6\text{‰}$, 平均为 6.7‰ 。将石英流体包裹体中水的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值和计算获得的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 值投影到 Taylor (1979) 的 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 关系图解中, 可以看出, 该矿床成矿流体的投影点分布比较集中, 都落在与原生岩浆水相邻近的左下方区域内 (图 6), 表明其热液来源于岩浆水与地层建造水或大气降水的混合。同时, 矿石 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值与滇西中-新生代大气降水的 δD 值 ($-110\text{‰} \sim -90\text{‰}$) (徐启东, 2000) 及滇西地区现代温泉水的 δD 值 ($-113\text{‰} \sim -81\text{‰}$) (上官志冠等, 1991) 的分布范围较为一致, 可以推测, 矿区深来源的成矿热液与围岩建造水或大气降水发生了明显的同位素交换反应。从辉绿岩 $\rightarrow$ 早期矽卡岩 $\rightarrow$ 矽卡岩化泥质灰岩 $\rightarrow$ 成矿期矽卡岩 $\rightarrow$ 石英 $\rightarrow$ 方解石, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值相应地从 $11.3\text{‰} \rightarrow 15.3\text{‰} \rightarrow 6.2\text{‰} \rightarrow 5.4\text{‰} \rightarrow 12.8\text{‰} \rightarrow 20.2\text{‰}$ (平均为 12.3‰) 变化, 明显地表明了矿体的氧同位素组成受晚期混合热液的影响。故可以认为, 矿体的氧同位素是深部贯入流体与矽卡岩及碳酸盐岩围岩相互交代的结果。结合矿床的地质特征、石英-硫化物阶段的 Pb、S、C、Si 同位素特征以及碳酸盐阶段晚期方解石的氢、氧同位素组成 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 和 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 分别为 6.7‰ 和 -104‰), 可以认为, 该矿床的成矿热液早期以深源流体为主, 随着成矿作用过程的进行, 建造水和大气降水加入的份额逐渐增大。

综上所述, 核桃坪铅锌矿床成矿流体与深部岩浆热液或幔源分异流体的贯入密切相关, 成矿作用受控于深部过程。这也进一步印证了前人 (邓必芳, 1995; 胡斌等, 1999; 符德贵等, 2002; 陈永清等, 2005; Xue et al., 2006; 朱余银等, 2006; 董文伟, 2007) 对该区相关矿床成矿作用与深部岩浆流体有关的初步推断。

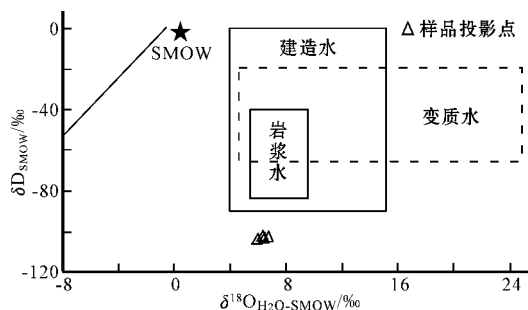


图 6 核桃坪铅锌矿床 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 关系图

Fig. 6 δD versus $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ diagram of the Hetaoping Pb-Zn deposit

5 结 论

经过对核桃坪铅锌矿床的 Pb、S、H、O、C、Si 同位素地球化学特征的示踪研究, 得出以下结论。

(1) 铅同位素组成特征表明, 成矿流体中铅来源于较为一致的稳定铅源, 具有与深部岩浆作用有关幔源铅与壳源铅相混合的造山带铅特征, 揭示成矿热液在成矿过程中受到多源混染的强烈影响。

(2) 硫同位素组成特征说明, 矿石中硫为已基本均一化的深源硫和地层硫的混合, 成矿流体来自一个统一的深源流体系统, 且各种硫化物是同一矿化期的产物。

(3) 碳、氧同位素组成特征显示, 矿石中石英和方解石的碳、氧同位素组成较为稳定, 显示出与深部流体涌入并与围岩发生热液交代的特征。

(4) 硅同位素组成表明矿石硅与同期矽卡岩化作用带入的硅较一致, 而与早期矽卡岩矿物和辉绿岩中的硅存在明显的差异, 矿石中硅来自深源分异流体。

(5) 矿床成矿热液来源于深源岩浆热液或幔源流体的分异, 随着成矿作用过程的进行, 建造水和大气降水掺入的份额逐渐增大。

(6) 核桃坪铅锌矿床是与深部岩浆热液或幔源流体贯入有关的构造热液脉型矿床, 同一深部流体库中流体上涌, 与围岩发生水岩反应, 并与地壳流体混合沉淀成矿, 其成矿作用与深部过程密切相关。目前探明矿体严格受近 SN 向或 NNW 向断裂带及层间破碎带控制, 但深部隐伏岩体顶部的构造破碎带 (含层间破碎带) 及其与围岩的接触带附近, 是寻找接触带矽卡岩型多金属矿化富集体的有利部位。

致 谢 野外工作期间得到云南祥云飞龙公司杨龙、杨钧、晏祥云、陈剑、黄秋等的大力帮助, 昆明

理工大学王学琨、马更生、胡斌、朱余银、吴鹏等参加了野外工作,室内测试工作得到国家地质分析测试中心王淑贤、中国地质科学院矿产资源研究所徐文艺、杨竹森、杨丹、陈伟十、万德芳和中国科学院地球物理与矿床研究所岩石圈演化国家重点实验室陈建等的支持。研究工作得到侯增谦研究员的有益指导,论文初稿承蒙审稿专家认真细致地审阅,并提出许多建设性意见,一并致谢。

References

- Chen Y Q, Lu Y X, Xia Q L, Jiang C X, Liu H G and Lü Z C. 2005. Geochemical characteristics of the Hetaoping Pb-Zn deposit, Baoshan, Yunnan, and its genetic model and ore prospecting model pattern[J]. *Geology in China*, 32(1): 90~99(in Chinese with English abstract).
- Clayton R N and Mayeda T K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27 : 43~52.
- Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. *J. Geophys. Res.*, B77 : 3057~3657.
- Ding B F. 1995. The metallogenic model of mercury and lead-zinc deposits in Baoshan-Zhenkang area[J]. *Yunnan Geology*, 14(4): 355~364(in Chinese).
- Ding T P, Jiang S Y, Wan D F, Li Y H, Li J C, Song H B, Liu Z J and Yao X M. 1994. Silicon isotope geochemistry[M]. Beijing : Geol. Pub. House. 6~97(in Chinese).
- Dong W W. 2007. The metallogenetic conditions and typical model in Baoshan-Zhenkang massif[J]. *Yunnan Geology*, 26(1): 56~61(in Chinese with English abstract).
- Friedman I and O'Neil J R. 1977. Complication of stable isotope fractionation factors of geochemical interest[A]. In : Data of geochemistry(sixth edition) [C]. Washington D. C. : U. S. Gov. Printing Office.
- Fu D G, Cui Z L and Guan D R. 2004. The comprehensive ore-prospecting of Jinchanghe blind multimetallic deposit, Baoshan[J]. *Yunnan Geology*, 23(2): 188~198(in Chinese with English abstract).
- Hu B, Dai T G and Xie L H. 1999. Polymetal metallogenetic features copper (gold) at the middle northern part of Lancangjiang River in western Yunnan[J]. *Contribution to Geology and Mineral Resources Research*, 14(3): 78~82(in Chinese with English abstract).
- Geology and Mineral Resources Bureau of Yunnan Province. 1990. Regional geology of Yunnan Province[M]. Beijing : Geol. Publ. House(in Chinese).
- Li Z G, Zeng P S, Fu D G and Yu X H. 2006. Geological characteristics and primary research on the genesis of the deposits in Hetaoping mineralization concentrated region[J]. *Journal of East China Institute of Technology*, 29(3): 211~215(in Chinese with English abstract).
- Liu J M and Liu J J. 1997. Basin fluid genetic model of sediment-hosted micro-disseminated gold deposits in the gold-triangle area between Guizhou, Guangxi and Yunnan[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 17(4): 448~456(in Chinese with English abstract).
- McCrea M. 1950. The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale[J]. *J. Chem. Phys.*, 18 : 849~857.
- Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits[J]. *Rev. Miner.*, 16 : 491~559.
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits[J]. *Econ. Geol.*, 67 : 551~578.

- O'Neil J R, Clayton R N and Mayeda T K. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates[J]. *J. Chem. Phys.*, 51 : 5547~5558.
- Shangguan Z G and Zhang Z L. 1991. The stable isotopic research on spring in experiment area, western Yunnan[A]. In : Research on modern crust movement[5] [C]. Beijing : Seismological Press. 87~95(in Chinese).
- Taylor B E. 1986. Magmatic volatiles : Isotope variation of C, H and S-reviews in mineralogy[A]. In : Stable isotopes in high temperature geological process[C]. Mineralogical Society of America, 16 : 185~226.
- Taylor H P. 1979. Oxygen and hydrogen isotope relationships[A]. In : Barnes H L, ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*[M]. New York : John Wiley and Sons. 236~277.
- Veizer J, Holser W T and Wilgus C K. 1980. Correlation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ secular variation[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44 : 579~588.
- Xu Q D and Mo X X. 2000. Characteristics and state of regional fluids in middle portion of Sanjiang region during the Neo-Tethyan stage[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 16(4): 639~648(in Chinese with English abstract).
- Xue C D, Han R S, Hu Y Z, Zou H J and Zhu Y Y. 2006. Physical chemistry study on the ore-forming process of the Hetaoping Pb-Zn-polymetallic deposit, Baoshan County, Yunnan Province, China[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 70(18): A715.
- Zartman R E and Doe B R. 1981. Plumbotectonics-the model[J]. *Tectonophysics*, 75 : 135~162.
- Zhu B Q. 1998. Theory and application of isotopic system in the earth science[M]. Beijing : Science Press. 224~226(in Chinese).
- Zhu Y Y, Han R S, Xue C D, Lu S L, Zou H J and Yuan Z H. 2006. Geological character of the Hetaoping lead zinc deposit of Baoshan, Yunnan Province[J]. *Mineral Resources and Geology*, 20(1): 32~35(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 陈永清, 卢映祥, 夏庆霖, 蒋成兴, 刘红光, 吕志成. 2005. 云南保山核桃坪铅锌矿床地球化学特征与其成矿模式与找矿模型[J]. *中国地质*, 32(1): 90~99.
- 邓必芳. 1995. 保山-镇康地区汞、铅锌矿床的成矿模式[J]. *云南地质*, 14(4): 355~364.
- 丁梯平, 蒋少涌, 万德芳, 李延河, 李金城, 宋鹤彬, 刘志坚, 姚晓梅. 1994. 硅同位素地球化学[M]. 北京 : 地质出版社. 6~97.
- 董文伟. 2007. 保山镇康地块成矿条件及典型矿床成矿模式[J]. *云南地质*, 26(1): 56~61.
- 符德贵, 崔子良, 官德任. 2004. 保山金厂河铜多金属隐伏矿综合找矿[J]. *云南地质*, 23(2): 188~198.
- 胡斌, 戴塔根, 谢力华. 1999. 滇西澜沧江中北段铜(金)多金属成矿特征[J]. *地质找矿论丛*, 14(3): 78~82.
- 李志国, 曾普胜, 符得贵, 喻学惠. 2006. 云南核桃坪矿集区矿床特征及成因初探[J]. *东华理工学院学报*, 29(3): 211~215.
- 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.
- 上官志冠, 张仲禄. 1991. 滇西实验场区温泉的稳定同位素地球化学研究[A]. 见 : 现代地壳运动研究[5] [C]. 北京 : 地震出版社. 87~95.
- 徐启东, 莫宣学. 2000. 三江中段新特提斯阶段区域流体的性质与状态[J]. *岩石学报*, 16(4): 639~648.
- 云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志[M]. 北京 : 地质出版社.
- 朱炳泉. 1998. 地球科学中同位素体系理论与应用[M]. 北京 : 科学出版社. 224~246.
- 朱余银, 韩润生, 薛传东, 陆森林, 邹海俊, 袁志红. 2006. 云南保山核桃坪铅-锌矿床地质特征[J]. *矿产与地质*, 20(1): 32~35.