

· 矿产资源 ·

内蒙古陈巴尔虎旗谢尔塔拉铁锌矿床成矿流体演化与成矿作用

袁 峰^{1,2,3}, 翟德高^{1,2}, 刘家军^{1,2}, 毛晓冬³, 王建平^{1,2},

刘立东⁴, 马怀岭⁴, 王守光⁵, 李玉玺⁵

YUAN Feng^{1,2,3}, ZHAI De-gao^{1,2}, LIU Jia-jun^{1,2}, MAO Xiao-dong³, WANG Jian-ping^{1,2},

LIU Li-dong⁴, MA Huai-ling⁴, WANG Shou-guang⁵, LI Yu-xi⁵

1. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083;

2. 中国地质大学/地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083;

3. 成都理工大学/矿物学、岩石学、矿床学四川省重点学科实验室, 四川 成都 610059;

4. 陈巴尔虎天宝矿业有限责任公司, 内蒙古 海拉尔 021000;

5. 内蒙古地质调查院, 内蒙古 呼和浩特 010020

1. School of Geosciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;

2. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources/China University of Geosciences, Beijing 100083, China;

3. Sichuan Provincial Key Subject Laboratory of Mineralogy, Petrology and Ore Deposit/Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China;

4. Chenbaerhu Tianbao Mining Limited Liability Company, Hailar 021000, Inner Mongolia, China;

5. Inner Mongolia Institute of Geological Survey, Hohhot 010020, Inner Mongolia, China

摘要: 内蒙古谢尔塔拉铁锌矿床位于大兴安岭中段华力西期、燕山期成矿带上, 是一个大中型的火山喷发沉积-热液富集型矿床。在对谢尔塔拉铁锌矿床的物质组成分析的基础上, 着重对流体包裹体和稳定同位素进行分析, 以此来研究该矿床的成矿流体演化 and 成矿作用。研究表明, 从热液作用早期到中期, 具有成矿温度递减、盐度升高的趋势, 两者呈负相关变化, 指示流体发生了沸腾作用; 从热液作用中期到晚期, 具有成矿温度递减、盐度降低的趋势, 两者呈正相关变化, 指示流体发生了混合作用。S、Pb、C、H、O 同位素组成表明, 金属物质主要来自赋矿岩石和下伏地层, 同时还有深部岩浆物质的参与。成矿热液为大气降水补给加热的循环地下水和岩浆水组成的混合流体, 后期又有大量的大气降水补充, 使得成矿流体与围岩发生了强烈的同位素交换。矿化和蚀变作用是在水/岩比值比较低的体系中进行的。谢尔塔拉铁锌矿床的成矿流体总体表现为中低温、低盐度、低密度的热液。构造热效应、地热梯度和多次的岩浆喷气热是驱动流体活化迁移的主要因素。构造体制转换使流体稳定体系发生改变, 压力释放发生沸腾作用, 造就铁、锌在有利位置富集成矿。

关键词: 铁锌矿床; 流体包裹体; 同位素; 流体沸腾; 谢尔塔拉; 内蒙古

中图分类号: P618.3; P618.01

文献标志码: A

文章编号: 1671-2552(2012)06-0954-15

Yuan F, Zhai D G, Liu J J, Mao X D, Wang J P, Liu L D, Ma H L, Wang S G, Li Y X. Fluid evolution and metallogenic

收稿日期: 2010-10-12; 修订日期: 2012-04-23

资助项目: 中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室科学基金项目《钙铝铁榴石韵律环带成因及对成矿流体演化的启示》(编号: GPMR0944)、中国地质调查局计划项目《典型示范区带区域成矿系统研究》(编号: 资[2010]矿评 01-18-06)、高等学校科技创新引智计划项目《成矿作用动力学创新引智基地》(编号: B07011)和中国地质大学(北京)地球科学与资源学院项目《在读本科生优秀论文资助计划》

作者简介: 袁峰, 男(1989-), 在读硕士, 从事矿物学、岩石学、矿床学研究。E-mail: yuanfengyf666@163.com

通讯作者: 刘家军, 男(1965-), 教授, 博士生导师, 从事矿床地球化学研究。E-mail: liujiajun@cugb.edu.cn

processes of the Xie'ertala Fe-Zn deposit, Chenbaerhu Banner, Inner Mongolia. *Geological Bulletin of China*, 2012, 31(6): 954-968

Abstract: Located in the Variscan and Yanshanian metallogenic belt in the middle of the Da Hinggan Mountains, the Xie'ertala Fe-Zn deposit is a large-medium-size Fe-Zn deposit of volcanic eruption sedimentation-hydrothermal enrichment type discovered in recent years. Based on an analysis of material composition, the authors investigated emphatically the fluid inclusions and isotopes so as to study the ore-forming fluid evolution and mineralization. Salinity had negative correlation with fluid temperature from early to middle stage, indicating a boiling event. From middle to late stage, however, salinity was positively correlated with fluid temperatures, suggesting a mixing event. S, C, Pb, H and O isotopic compositions show that the ore-forming materials were derived mainly from country rocks and underlying rocks and partly from deeper sources. The data obtained suggest that the ore-forming fluids were derived predominantly from an active meteoric groundwater system and magmatic water. Because of meteoric supplement in the late stage, strong isotope exchange occurred between ore-forming fluids and surrounding rocks. The amount of the hydrothermal fluids in the ore-forming and alteration system was relatively insignificant. All these data demonstrate a combination of ore-forming fluids with moderate to medium-low temperature, low salinity and low density. Structural thermal effect, geothermal gradient and magmatic exhalation heat might have played the dominant role in Fe and Zn activation, whereas structural transition led to the Fe and Zn precipitation at a favorable position through changing the conditions of the primary well-evolved fluids.

Key words: Fe-Zn deposit; fluid inclusions; isotope; fluid boiling; Xie'ertala; Inner Mongolia

位于内蒙古陈巴尔虎旗的谢尔塔拉铁锌矿床,是 20 世纪 70 年代黑龙江省物探队通过磁异常发现的,随后黑龙江省第六地质队对该矿床进行了普查工作。2003 年 10 月,内蒙古自治区第六矿产开发院对该矿床进行勘探工作后,提交铁矿石资源量 $7033.6 \times 10^4 \text{t}$ (其中表内矿 $5851 \times 10^4 \text{t}$, 表外矿 $1282.6 \times 10^4 \text{t}$), 锌金属量 $40.00 \times 10^4 \text{t}$, 铜金属量 160t, 镉金属量 1202t, 为一中型铁锌矿床^①。有关地勘单位对谢尔塔拉铁锌矿床的成矿地质特征和矿床成因进行了初步研究,认为该矿床是一个大中型的火山喷发沉积-热液富集型矿床^①。笔者对谢尔塔拉铁锌矿床的成矿流体演化和成矿作用特征又进行了深入研究,这对于进一步揭示该矿床中铁、锌成矿规律具有重要意义。

1 成矿地质背景

内蒙古谢尔塔拉地区是大兴安岭中段华力西期、燕山期成矿带上重要的铁锌矿床富集区。其北西界为得尔布干断裂,东南界为阿荣旗-东乌旗-二连断裂^②。矿区出露的地层主要为石炭系下统莫尔根河组(C_1m)、侏罗系上统白音高老组(J_3b)、新近系中新统呼查山组(N_1hc)和第四系更新统(Qp)、全新统(Qh)。其中,石炭系下统莫尔根河组(C_1m)为主要含矿地层,该层主要由中酸性火山碎屑岩-碳酸盐岩和含矿中基性火山碎屑岩-碳酸盐岩组成。谢尔塔拉铁锌矿床的 4 个矿体群均分布于该地层中,矿

体累计厚度达 264m。矿区出露的侵入岩主要为华力西中期斜长花岗岩(γo_2^+)、华力西晚期次火山岩、燕山期次火山岩。该矿区以古火山机构-构造为主要特征,以此为基础构成本矿区的主要构造轮廓。目前已知有 3 个古火山机构,即矿区东南部的早石炭世莫尔根河组第二岩段(C_1m^2)中基性-中酸性火山沉积岩系所组成的隐伏火山口、晚侏罗世哈北山古火山口和矿区东部晚侏罗世由酸性火山岩组成的火山颈及其寄生火山口^①。该矿床褶皱不发育,而断裂构造较为明显。矿区已知规模较大的断裂主要有 F_1 和 F_2 断裂。其中北东向压扭性红胡子沟断裂(F_1 断裂)走向北东,倾向南东,为一高角度逆冲断层,延长达十几千米;而北北西向张扭性断裂(F_2 断裂)呈近南北和北北西向贯穿矿区东部,倾向北东,倾角 85° 左右,长 4km,上盘下降(东盘)为正断层,与 F_1 断裂相交成共轭关系。

2 矿床地质特征

2.1 矿带、矿体产出特征

谢尔塔拉矿床(图 1)由上下 2 个矿带,5 个主要隐伏矿体群的 5 个主要矿体和 10 个从属矿体共 15 个矿体组成。该矿床大致呈北北西向分布在长 600m、宽 500m、面积为 0.3km^2 的范围内。矿体主要分布在含矿火山岩段的一套中基性-中酸性火山岩层中,其空间分布严格受火山岩岩层的控制。矿体均产在古火山口北部与北东侧的火山斜坡上,呈扇形

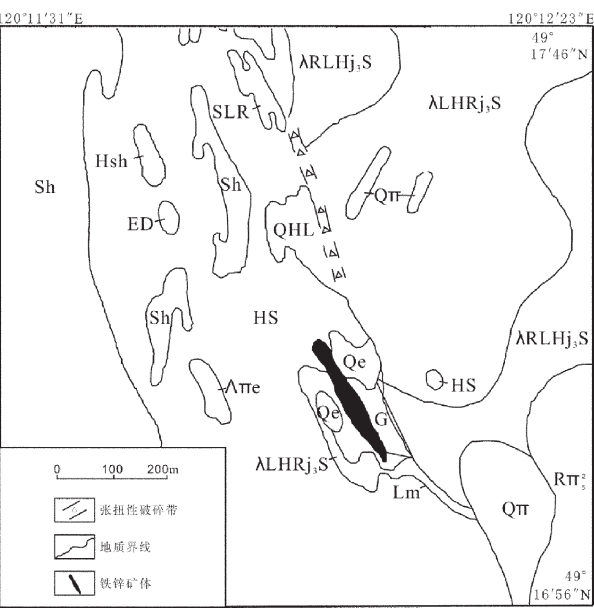


图 1 谢尔塔拉铁锌矿床矿区地质略图^[2]
Fig. 1 Simplified geological map of the Xie'ertala Fe-Zn deposit, Inner Mongolia

ARLHj₃S—凝灰角砾岩、酸性熔凝灰岩、熔结凝灰岩;
ALHRj₃S—流纹岩、流纹斑岩质凝灰熔岩;Qπ—石英英岩;
Sh—页岩、粉砂岩;HS—凝灰质砂岩;Lm—结晶灰岩;
Hsh—凝灰质页岩;QHL—安山凝灰角砾岩;SLR—中酸性
角砾熔岩;Λπe—流纹斑岩质熔岩;G—石榴子石岩;
Rπ₂—斜长花岗岩;Qe—硅质岩;ED—透辉石砂卡岩

展布。矿体从南向北和向北东方向倾伏,Ⅰ、Ⅱ号矿体的倾角为 5~15°,Ⅲ、Ⅳ号矿体的倾角为 15~35°,矿体顶板埋深 98~180m。矿体为似层状、透镜状、薄层状,主要产于石榴子石岩和石榴子石透辉石岩中,富矿体呈扁豆状、囊状分布于贫铁矿之中^①。

上部矿带包括Ⅰ、Ⅱ号矿体群及从属矿体,矿石以铁矿、铁锌矿为主,其次为锌矿;下部矿带包括Ⅲ、

Ⅳ、Ⅴ号及从属矿体,Ⅴ号为锌矿体,其余均为铁锌矿体。上部矿带产状近于水平,下部矿带产状与围岩一致。

Ⅰ号矿体群由 9 个从属矿体和 1 个主矿体共 10 个矿体(Ⅰ、Ⅰ-1~Ⅰ-9)组成,Ⅳ号矿体群由 1 个主矿体和 1 个从属矿体共 2 个矿体(Ⅳ、Ⅳ-1)组成,其它矿体群均为 1 个主矿体。除 5 个主矿体外,尚有Ⅳ-1、Ⅰ-8、Ⅰ-9 等矿体具有一定的规模。本文的测试样品主要采自于Ⅰ号矿体群。

2.2 矿石的矿物组成

组成矿石的矿物成分有 20 余种,其中主要的矿物有 10 多种(表 1、图版Ⅰ)。

铁矿石和铁锌矿石的主要金属矿物为磁铁矿,其次为赤铁矿、黄铁矿、闪锌矿。锌矿石的主要金属矿物为闪锌矿,其次为铁的金属矿物。非金属矿物主要为钙铁石榴子石、透辉石、钙铁辉石、石英、方解石,其次为绿帘石和绿泥石(图版Ⅰ)。

磁铁矿(图版Ⅰ-A、B、D、F)多呈自形、半自形板状集合体,呈蒿束状、束状、放射状及不规则状,其粒度 85%为 0.1mm 以上,最大可达 6~7mm,经后期氧化后很少部分变成磁赤铁矿。锌矿石及铁锌矿石中的闪锌矿含量很不均匀,由含量很低至 80%以上。钙铁石榴子石(图版Ⅰ-A、C)是矿石中最主要的脉石矿物,颗粒大小不等,一般在 0.08~0.3mm 之间。早期石榴子石较小、致密,后期较大,小者 0.5mm,大者达 1.5mm 以上。

2.3 矿石结构和构造

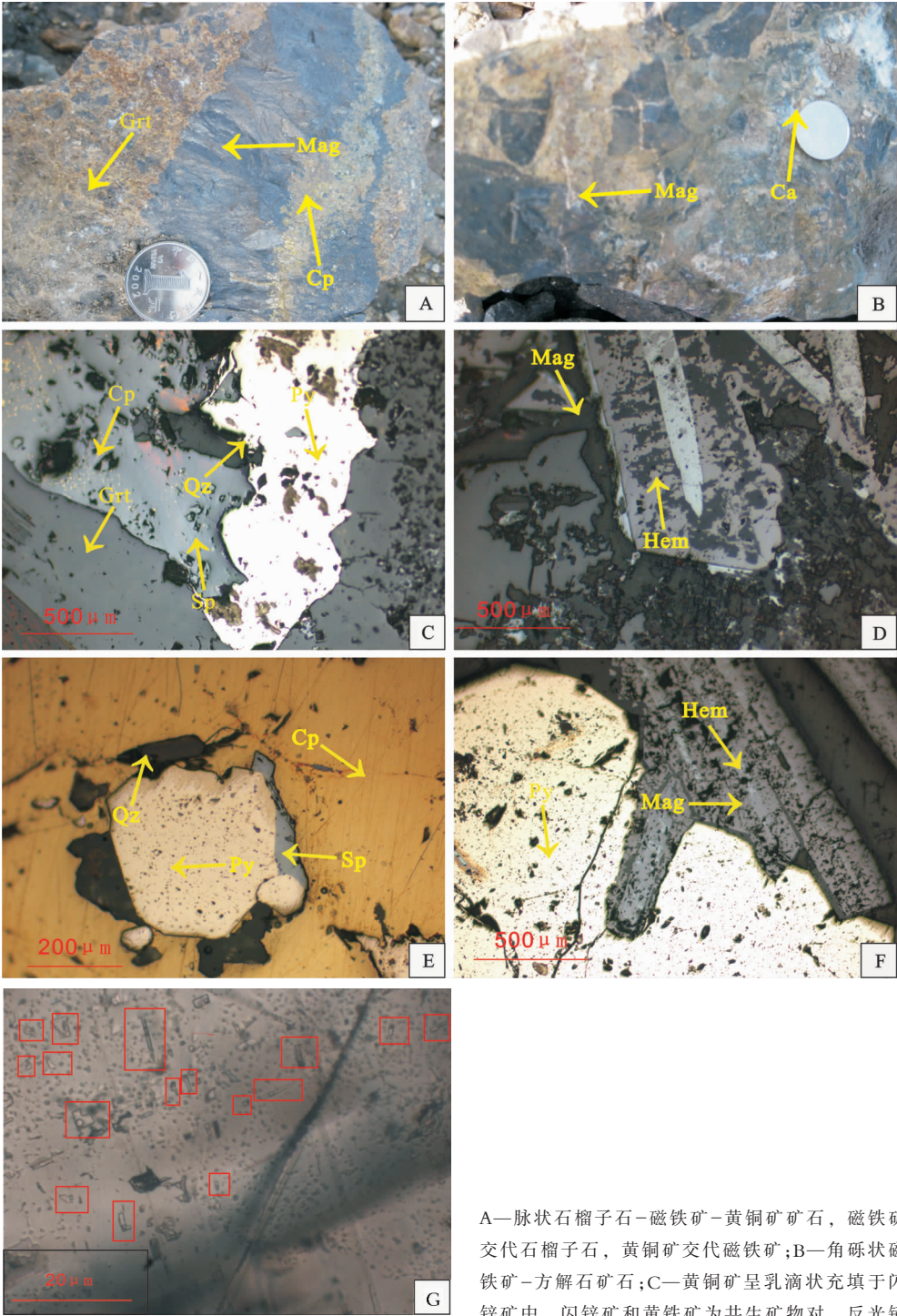
矿床中的矿石结构丰富多样:①由交代、充填作用形成的结构,如乳滴状、交代反应边、侵蚀、骸晶、共生边等;②由应力作用形成的结构,如花岗状压碎结构;③由结晶作用形成的结构,如自形一半自形板状、包含等。矿石构造主要有块状、斑状、

表 1 谢尔塔拉铁锌矿床矿石的矿物组成^③

Table 1 Mineral composition of Fe-Zn ores in the Xie'ertala Fe-Zn deposit

	氧化物	硫化物	硅酸盐	碳酸盐	其它
主要	磁铁矿	闪锌矿、黄铁矿	石榴子石、透辉石	方解石	
次要	赤铁矿、镜铁矿、石英	黄铜矿	绿泥石、绿帘石		
微量	磁赤铁矿、玉髓、蛋白石	方铅矿、斑铜矿、雌黄铁矿、辉碲铋矿、辉铜矿、黝铜矿	钙铁辉石、角闪石、云母	铁白云石、菱铁矿	白钨矿、萤石

图版 I Plate I



A—脉状石榴子石-磁铁矿-黄铜矿矿石, 磁铁矿交代石榴子石, 黄铜矿交代磁铁矿; B—角砾状磁铁矿-方解石矿石; C—黄铜矿呈乳滴状充填于闪锌矿中, 闪锌矿和黄铁矿为共生矿物对, 反光镜下, 单偏光; D—赤铁矿呈两期交代磁铁矿, 早期赤铁矿(Hem₁)呈长柱状交代磁铁矿的中心部位, 晚期赤铁矿(Hem₂)呈芽状、片状集合体生长于磁铁矿的边部, 反光镜下, 单偏光; E—在黄铜矿中, 包含了近乎圆形的黄铁矿, 形成包含结构, 反光镜下, 单偏光; F—赤铁矿沿着磁铁矿的解理进行侵蚀, 形成侵蚀结构, 反光镜下, 单偏光; G—处于不均一状态的流体包裹体; Grt—石榴子石; Mag—磁铁矿; Py—黄铁矿; Sp—闪锌矿; Cp—黄铜矿; Hem—赤铁矿; Qz—石英; Ca—方解石

表 2 谢尔塔拉铁锌矿床流体包裹体显微测温数据

Table 2 Microthermometric data of the Xie'ertala Fe-Zn deposit, Inner Mongolia

样号	寄主 矿物	成因 类型	长轴 / μm	短轴 / μm	气液比 /%	均一温度 / $^{\circ}\text{C}$	冰点 / $^{\circ}\text{C}$
09XL-03	Cal		7.7~24.5	3.5~9.7	20~70	243.7~406.6	-4.2~-0.2
09XL-04	Cal		5.5~27.4	2.2~8.2	10~75	233.7~333.7	-4.6~-0.5
09XL-09	Cal	原生气	2.8~19.1	2.3~7.5	20~30	163.3~235.2	-4.3~-0.3
09XL-34	Cal	液两相	4.5~21.3	3.3~6.6	15~25	129.6~225.6	-5.0~-0.1
09XL-35	Cal	包裹体	5.1~37.7	2.2~6.7	20~30	190.8~240.3	-4.9~-0.3
09XL-37	Qtz		5/2~10.0	2.0~7.5	15~30	179.2~264.7	-4.6~-0.2

注:Qtz—石英,Cal—方解石(流体包裹体的寄主矿物)。由中国地质大学(北京)流体包裹体实验室测试

脉状、浸染状及角砾状构造,其次为条带状、放射状构造。

2.4 围岩蚀变

由于本矿床受火山活动多旋回、多阶段性的影响,含矿岩层受到自身热能和多次火山喷气热作用,围岩蚀变强烈,多期互相叠加,蚀变类型复杂。

本矿床的围岩主要为凝灰岩、熔岩、砂卡岩。矿体在空间分布上受火山岩层控制明显,围岩蚀变也严格受火山岩岩性和层位的控制。围岩蚀变的种类主要有自身热变质作用形成的石榴子石化、透辉石化,其次为由热液蚀变作用形成的晚期石榴子石化和钙铁辉石化。此外还有更晚的碳酸盐化、硅化、绿帘石化。各期蚀变叠加使围岩蚀变显得十分复杂。石榴子石化、透辉石化是本矿区最主要的蚀变类型,多分布于矿体周围及附近,大部分工业矿体赋存于石榴子石、透辉石化带内。

2.5 成矿期次和成矿阶段

谢尔塔拉铁锌矿床的成矿过程先后经历了火山喷发沉积—成岩作用和构造作用—中低温热液成矿作用 2 个成矿期。笔者根据野外所观察到的热液矿脉的穿插关系与镜下矿物的共生组合等特征,又将构造作用—中低温热液成矿作用划分为以下 3 个成矿阶段。

(1)砂卡岩—金属氧化物—石英—方解石主成矿阶段(Ⅰ):在该阶段中,以形成大量砂卡岩矿物(如钙铁石榴子石、透辉石、钙铁辉石等)、铁的金属氧化物(如磁铁矿、赤铁矿等)和脉石英为特征。其中磁铁矿呈自形一半自形板状结构、放射状结构,而赤铁矿常常交代磁铁矿。大部分工业矿体赋存于石榴子石、透辉石化带内。石英则常以规模不等的脉体出现,形

成了矿带中的大部分石英脉。由于矿化作用强烈,铁集中富集在这个阶段。

(2)金属硫化物—石英—碳酸盐主成矿阶段(Ⅱ):在该阶段中,以形成大量金属硫化物(闪锌矿、黄铁矿、黄铜矿等)及微细石英脉、方解石脉体为标志。立方体的黄铁矿多呈中粗粒团块状、浸染状产于早期的磁铁矿石中。通过电子显微镜观察,确定此阶段形成的粒状闪锌矿与黄铁矿共生。粒状、乳滴状的黄铜矿常常充填于闪锌矿中。方铅矿、黝铜矿等硫化物少见。锌集中富集在此阶段中,达到工业要求,而铁只是少量富集。该阶段是成矿作用的又一主要阶段。

(3)碳酸盐晚阶段(Ⅲ):在该阶段中,以大量发育碳酸盐脉体为主要特征。方解石晶形较好,常穿插于早期形成的微细石英脉,构成石英—方解石脉。该阶段是整个热液成矿的末期,矿石中铁、锌含量一般较低。

3 流体包裹体特征

3.1 样品的选取与研究方法

谢尔塔拉铁锌矿床的矿化作用与脉石矿物的形成密切相关。与金属矿物伴生的脉石矿物中的流体包裹体能有效地反映成矿流体特征及其演化过程。测试样品主要为石英和方解石,它们来自Ⅰ号矿体群,均为新鲜样品。

笔者对谢尔塔拉铁锌矿床进行了显微测温研究,计 6 个测温片,共计 123 个数据(表 2)。对不同成矿阶段的样品进行了系统的流体包裹体研究。包裹体片两面抛光,厚度约 200 μm 。室温下观察流体包裹体的形状、大小、颜色、相态、充填度、分布、主矿物种类等岩相学特征,并进行统计。对流体包裹体在室

温、冰点和均一状态下进行照相、记录。流体包裹体显微测温工作在中国地质大学(北京)流体包裹体实验室完成,测温仪器为国产的 LINKAM THMSG-600 冷热台。对冷热台进行了标准物质的测定,所用冷热台可测温度范围为-196~600℃,相变温度附近速率为 2℃/min,均一温度重现误差小于 2℃,冰点温度重现误差小于 0.2℃,测试精度为±0.1℃。

3.2 流体包裹体的类型和岩相学特征

谢尔塔拉铁锌矿床流体包裹体中的寄主矿物主要是不同类型矿石中的热液矿物石英和方解石。其可分为原生包裹体和次生包裹体 2 类。在原生气液包裹体中,液相部分多为无色透明,气相部分以无色为主,少量为黑色。与矿化有关的石英、方解石等矿物中存在大量的原生包裹体。尽管包裹体形态多种多样,但由于寄主矿物的不同而显示出不同的形态特征。如方解石中的包裹体极为发育,且包裹体呈孤立、群体或串珠状分布。大小差别很大,长轴可达 5.1~37.7μm(有的甚至超过 40μm),短轴可达 2.2~9.7μm,气泡含量为 10%~75%。而石英中的包裹体较少,且多成群、成带分布,主要有椭圆状、长条状,长

轴为 5.2~10.0μm,短轴为 2.0~7.5μm。石英的流体包裹体为气液 2 相,气泡含量较少,在 20%左右。在矿区还可见次生包裹体。由于它们对矿床成因意义不大,因此本文主要讨论方解石、石英中的原生包裹体。流体包裹体有时呈单个个体较大的形态,有时出现了不同类型的气液包裹体,但同一类型的包裹体有集中分布的趋势。如图版 I-G 所示,同一视域中存在不同类型的包裹体和不同包裹体中气体含量相差悬殊表明形成包裹体的流体处于一种不均一的状态,这种不均一在几十微米左右的尺度就可出现(数个同一类型的包裹体集中分布)^[4]。按不同成矿期次的划分对方解石、石英中的包裹体进行研究。根据对野外脉体穿插关系的观察、矿物共生组合的分析,可将石英、方解石的原生包裹体分为 3 类(图版 II):第一类是早期包裹体,与石榴子石等矽卡岩矿物和磁铁矿、赤铁矿等铁的氧化物共生;第二类是中期包裹体,主要与黄铁矿、黄铜矿等硫化物共生;第三类是晚期包裹体,主要形成于成矿晚期,与后期脉体共生。

3.3 流体包裹体显微测温

将石英和方解石的样品磨制成包裹体片。在镜

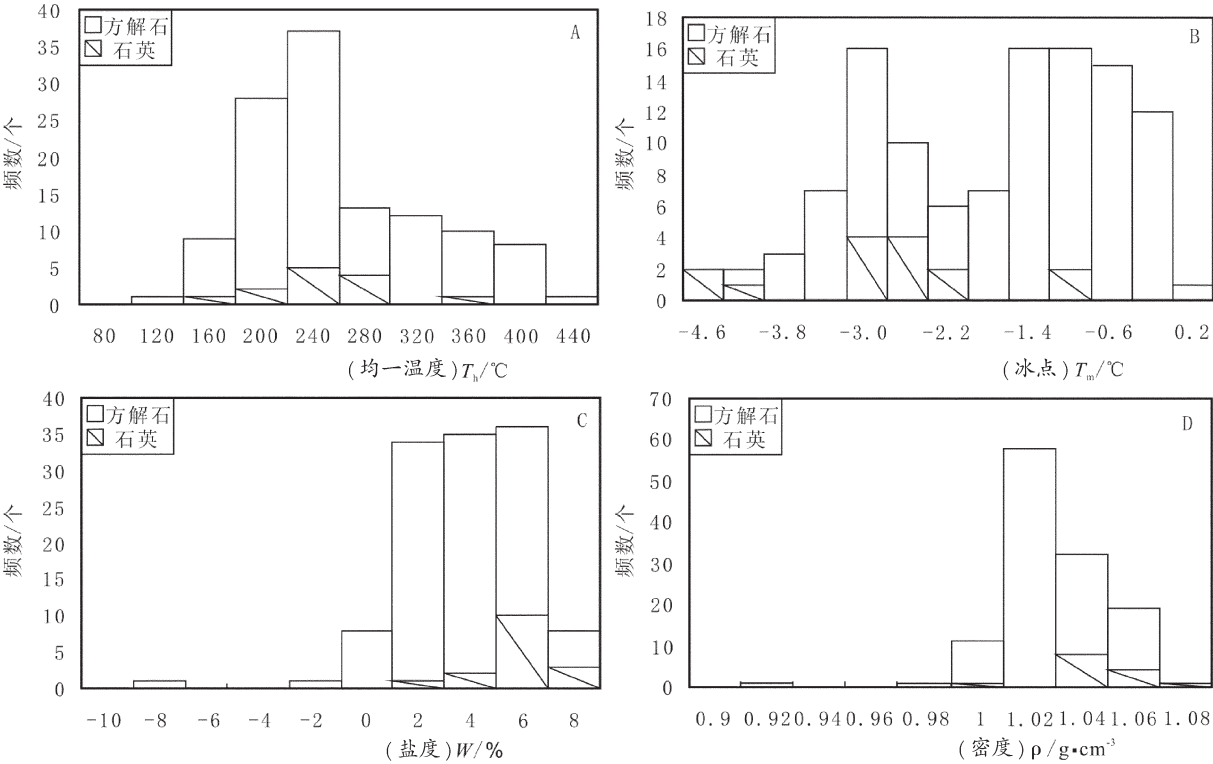


图 2 谢尔塔拉铁锌矿床流体包裹体均一温度(A)、冰点(B)、盐度(C)、密度(D)频数直方图
Fig. 2 Histogram showing homogenization temperatures (A), freezing points (B), salinities (C) and densities (D) of fluid inclusions in the Xie'ertala Fe-Zn deposit

图版 II Plate II



A—方解石早期气相包裹体;B—方解石早期气液包裹体,富气相;C—方解石早期气液包裹体,富液相;
D—方解石中期气相包裹体;E—方解石中期气液包裹体,富气相;F—方解石中期气液包裹体,富液相;
G—方解石晚期气液包裹体,富液相;H—石英早期气液包裹体;I—石英中期气液包裹体;J—石英晚期气液包裹体

下确定好合适的测温对象,浸泡后卸片,放在冷热台上对不同期次、不同类型的流体包裹体的均一温度、冰点进行测定。

本矿床主要是气液两相包裹体,其均一温度测试结果列于表 2 和图 2-A。绝大多数流体包裹体均一到液相,少数均一到气相。流体包裹体的均一温度变化范围在 129.6~406.6℃之间。如图 2-A 所示,以 130~220℃、220~280℃、280~400℃ 3 个分布区间最为明显。结合样品的产出特点,认为其为不同成矿热液阶段的形成温度。所测冰点温度经过标准公式校正,测试数据主要分布在 -5.0~-0.2℃之间。

3.4 成矿物理化学条件

3.4.1 成矿流体盐度计算

根据流体包裹体均一温度-冰点之间的关系^[2]计算盐度,计算公式:

$$W=0.00+1.78T_m-0.0442\times T_m^2+0.000557\times T_m^3$$

式中, W 为 NaCl 的盐度(重量百分数), T_m 为冰点下降温度。计算该矿床的成矿流体盐度(图 2-C) $W(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 0.35%~7.31%,平均盐度为 3.27%,属于低盐度。

3.4.2 成矿流体密度计算

盐水溶液包裹体密度公式^[3]如下:

$$\rho=A+Bt+Ct^2(\text{盐度 } S \text{ 在 } 1\sim 30\text{wt}\% \text{ 之间})$$

式中: ρ 为盐水溶液密度(g/cm^3), t 为均一温度(℃)。 A 、 B 、 C 为盐度的函数: $A=0.993531+8.72147\times 10^{-3}\times S-2.43975\times 10^{-5}\times S^2$, $B=7.11652\times 10^{-5}-5.2208\times 10^{-5}\times S+1.26656\times 10^{-6}\times S^2$, $C=-3.4997\times 10^{-6}+2.12124\times 10^{-7}\times S-4.52318\times 10^{-9}\times S^2$ 。

计算成矿流体密度(图 2-D)变化范围为 0.92~1.06 g/cm^3 ,属于低密度流体。

3.4.3 成矿流体压力计算

流体压力计算公式^[4]如下:

$$P=P_0T_h/T_0$$

式中: $P_0=219+2620W$, $T_0=374+920W$, W 为盐度; T_h 为均一温度。获得压力范围为 29.4~103.9MPa,压力平均 66.7MPa,属于中—高压环境。

3.4.4 成矿深度计算

根据孙丰月等^[5]引入 Sibson 的断裂带流体垂直分带规律用于脉状热液金矿成矿深度的计算方法,利用深度和压力关系式,计算成矿深度。

(1)测得的流体压力小于 40MPa 时,用静水压力梯度来计算,即用压力除以静水压力梯度

(10MPa/km)。

(2)测得的流体压力为 40~220MPa 时,

$$y=0.0868/(1/x+0.00388)+2。$$

(3)测得的流体压力为 220~370MPa 时,

$$y=11+e^{(x-221.95)/79.075}。$$

(4)测得的流体压力大于 370MPa 时,

$$y=0.0331385x+4.19898。$$

式中, y 和 x 分别代表成矿深度和所测的压力值。单位分别为 km 和 MPa。计算成矿深度大致为 2.94~8.43km,平均 5.68km,属于中—深成矿深度。

4 同位素地球化学特征

4.1 H、O 同位素

4.1.1 分析方法与步骤

本次工作对谢尔塔拉铁锌矿床的石英样品进行了 H、O 同位素分析测试。测试在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。采用 Br_3F_3 ,然后在 MAT 251EM 质谱仪上对获得的 CO_2 进行 O 同位素测定,并以 SMOW 为标准,分析精度为 $\pm 0.2\text{‰}$ 。H 同位素的仪器型号仍为 MAT 251EM 质谱仪,并以 SMOW 为标准,分析精度为 $\pm 0.2\text{‰}$ ^[6]。

4.1.2 H、O 同位素组成

测试样品为成矿早期的石英。如表 3 所示, $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值变化于 -117‰~-85‰之间,平均值为 -101‰,极差较大,为 32‰; $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值介于 9.5‰~13.7‰之间,平均值为 11.6‰,极差为 4.2‰。石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值集中在沉积岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 范围(+5‰~+25‰)内,其原因可能是成矿流体来自 $\delta^{18}\text{O}$ 较高的围岩地层或者与围岩进行了强烈的同位素交换^[7]。从石英的 δD - $\delta^{18}\text{O}$ 图解(图 3)中得知,样品投影点位于原生

表 3 谢尔塔拉铁锌矿床中热液矿物的 H、O 同位素组成(SMOW)

Table 3 Hydrogen and oxygen isotopic compositions (SMOW) of hydrothermal minerals from the Xie'ertala Fe-Zn deposit

样号	矿物	产 状	$\delta\text{D}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$
09XL-04	石英	与矽卡岩共生	-85	9.6
09XL-24(2)	石英	铁矿石中的石英 与磁铁矿共生	-117	9.5
09XL-38(2)	石英	铁矿石中的石英 与磁铁矿共生	-98	13.7

注:由核工业北京地质研究院分析测试中心测试

岩浆水的附近及其下方,投影点相对于大气降水线明显向右偏移,也表明了流体与围岩充分的同位素交换或者来自围岩,从而富集了较高的 $\delta^{18}\text{O}$ 。样品的投点偏离大气降水线较远,这种所谓的“ $\delta^{18}\text{O}$ 飘移”现象反映了大气降水与岩石发生了强烈的水-岩反应^[8]。就大气降水演化线而言,有效的水/岩(W/R)比值越大,温度越低时,热液的氧漂移越小;有效 W/R 比值越小,温度越高时,热液的氧漂移显著,直至有效 W/R 比值小于0.1 时,由于水量有限,热液水 ^{18}O 漂移达到极限,同时 H 同位素也开始升高,即使岩石中的微量氢也对少量的大气降水的氢同位素组成产生影响(丁梯平等,1980)。但总体上看,成矿流体与岩石发生同位素交换时,水-岩比值较小,交换水相对具有较稳定的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,可变的 δD 值^[8]。从石英的 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 图解(图 3)中还可以看出,石英中的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (9.5‰~13.7‰)也具岩浆水的特征,而 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值偏低,明显偏离与其它矿物平衡的水的 δD 值。这一较低的 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 可能反映了岩浆活动后期的释气作用^[9]。

4.1.3 结果分析

笔者推断成矿流体来自 $\delta^{18}\text{O}$ 较高的围岩地层或者与围岩进行了强烈的同位素交换。在深部低水/岩比值体系中,成矿流体从围岩中不仅获得金属等有用物质,而且富集 $\delta^{18}\text{O}$ 。深部形成的热液储库中

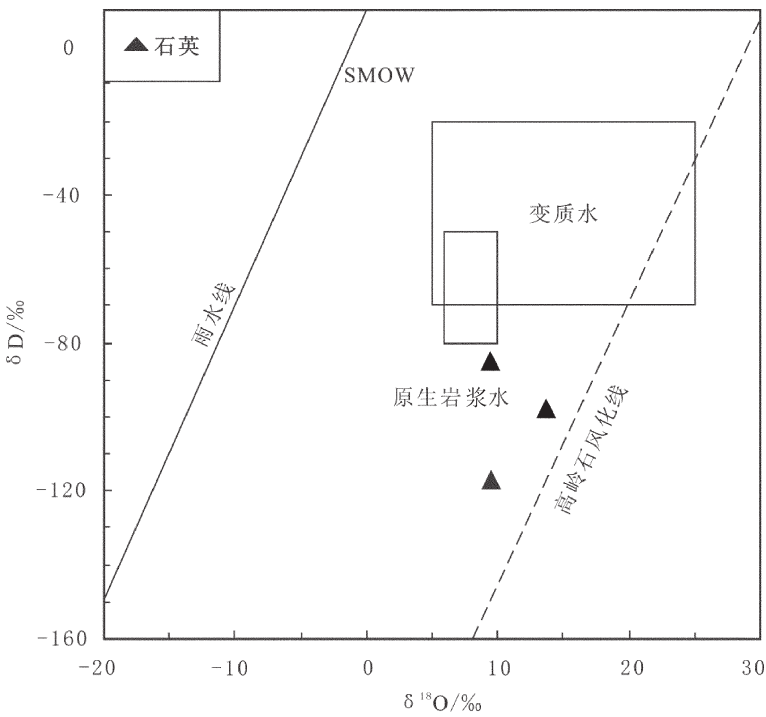


图 3 谢尔塔拉铁锌矿床成矿流体的 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 图解
(底图据参考文献[13]修改)

Fig. 3 $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ diagram of fluid inclusions
of the Xie’ertala Fe-Zn deposit

的含矿流体进入断裂破碎带时,由于构造的减压泵作用,成矿流体与围岩 O 同位素交换又达到平衡^[10]。所以早期成矿热液具有多来源的特征,由深部发生循环加热的大气降水与岩浆水混合共同构成,并与围岩进行了充分的同位素交换,使得 $\delta^{18}\text{O}$ 发生

表 4 谢尔塔拉铁锌矿床中热液矿物的 C、O 同位素组成 (SMOW)
Table 4 Carbon and oxygen isotopic compositions (SMOW) of hydrothermal
minerals from the Xie’ertala Fe-Zn deposit

样号	矿物	产 状	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$
09XL-19	方解石	铁矿石中的方解石,与磁铁矿、赤铁矿共生	-4.13	-19.7	10.55
09XL-32	方解石	角砾状铁矿石中的方解石,与磁铁矿、赤铁矿共生	-8.5	-17.86	12.44
09XL-41	方解石	铁矿石中的方解石,与石榴子石、磁铁矿共生	-2.35	-29.25	0.7
09XL-46	方解石	角砾状铁矿石中的方解石,与磁铁矿、赤铁矿共生	-7.64	-18.13	12.17
09XL-03	方解石	方解石脉体	-2.47	-34.93	-5.51

注:由核工业北京地质研究院分析测试中心测试

了明显的偏移。

4.2 C、O 同位素

4.2.1 分析方法与步骤

挑选的方解石样品单矿物纯度达 90% 以上。对方解石中 C、O 同位素分析方法如下:首先在 25℃ 条件下,使方解石与磷酸发生反应释放 $\text{CO}_2^{[11]}$,用中国的国家一级碳酸盐 C、O 同位素参考物质 GB-WO4416 工作标准^[12],方解石样品中的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 直接从 CO_2 测定。由于研究区的矿床不含石墨,因此方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值可近似地作为矿床的 $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{C}}$,从而推断热液来源^[6]。

4.2.2 C、O 同位素组成

测试样品共 5 个,其中 4 个为主成矿阶段的热液方解石,还有 1 个样品来自于成矿晚期的方解石脉体。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值由 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 推算而来,计算公式为 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.030\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.86\text{‰}^{[14]}$ 。如表 4 所示,主成矿阶段的热液方解石的 $^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值介于 $-8.5\text{‰} \sim -2.35\text{‰}$ 之间,平均值为 -5.425‰ ,极差较大,为 6.15‰ 。而 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值在 $0.7\text{‰} \sim 12.44\text{‰}$ 之间变化,平均值为 6.255‰ ,极差相对更大,为 12.37 。晚期方解石脉体的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值为 -2.47‰ , $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 -5.51‰ 。

在 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} - ^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 图解(图 4)中,3 个主成矿阶段的热液方解石样品的数据点集中, C 同位素组成变化范围窄,说明碳源一致,并且完全落在花岗岩类源区范围之内或者边缘。另一个主成矿阶段的方解石则落在花岗岩区左侧,显示了大气降水和海水渗透作用的影响。方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 $-5.51\text{‰} \sim 12.44\text{‰}$, 变化较大,且出现了自然界中极贫的 O 同位素值,这与云南白秧坪银铜多金属矿集区^[15]存在的现象类似。成矿晚期的方解石具有更贫的 O 同位素值,甚至是负值。

4.2.3 结果分析

通常认为地壳流体中 CO_2 的源区主要有沉积碳酸盐岩区、沉积有机物和深部的岩浆-地幔源。3 种源区分别通过不同的机制向流体提供 CO_2 ,即碳酸盐矿物的溶解作用、有机质的脱羧作用和氧化作用,以及地幔岩浆的结晶分异作用与去气作用^[16]。通过分析主要得出以下几点认识。

(1) 由于热液方解石投点落在岩浆区内及其左侧,所以碳源几乎很少有可能来自沉积碳酸盐岩区。

(2) 热液方解石样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-8.5\text{‰} \sim -2.35\text{‰}$, 相对变化较小,与许多热液矿床中形成的碳酸盐岩的同位素组成类似^[17],表明 C 可能来自深部或者来自碳酸盐岩与有机质的 CO_2 混合作用^[18]。由于方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围较窄,且大于有机质的 C 同位素组成,可以排除有机质 C 为方解石提供了主要的 C,即有机质不是方解石中 C 的主要提供者^[15]。所以 C 可能来自深部的岩浆-地幔源。

(3) $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值介于 $-5.51\text{‰} \sim 12.44\text{‰}$ 之间,总体上方解石样品的 C、O 同位素投影点呈近水平线展布。可能由 2 个原因所致:即 CO_2 的脱气作用和流体与围岩之间的水-岩反应^[15]。如果 C、O 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 O 同位素的影响并不明显,而对 C 同位素组成的影响是显著的^[19]。在谢尔塔拉铁锌矿床中,热液为盐水溶液,且 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 变化范围较窄,所以 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,而是水-岩反应起了主要的作用。

(4) 出现了自然界中罕见的、极低的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值

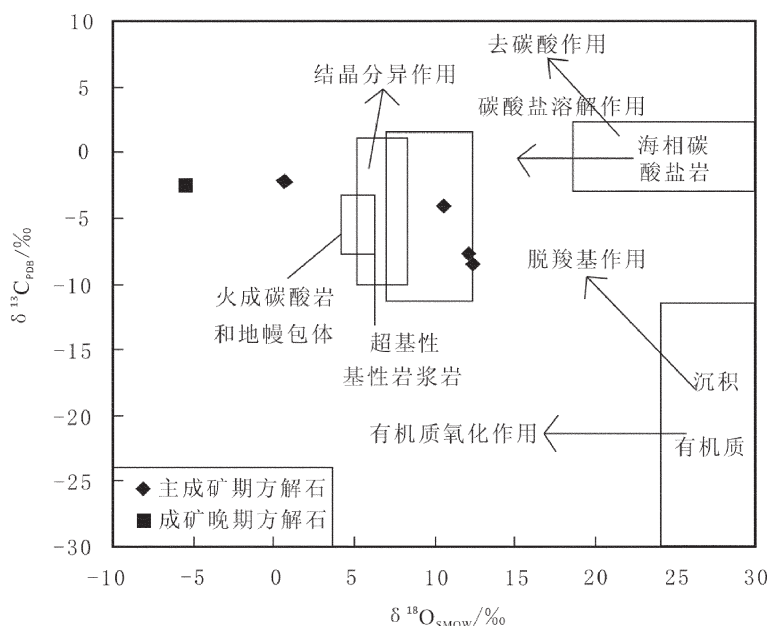


图 4 谢尔塔拉铁锌矿床中方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 图解

(底图据参考文献[15][22]修改)

Fig. 4 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ versus $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ diagram of calcite from the Xie'ertala Fe-Zn deposit

(甚至负值), $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值相对较高,说明大气降水与岩石中的同位素发生过强烈的交换反应,即有广泛的大气降水的参与^[15],可以推断地质流体在后期有较多大气降水的加入。所以研究区方解石的沉淀主要由水-岩反应所致。这与图 3 中的“ $\delta^{18}\text{O}$ 飘移”现象所反映的大气降水与岩石发生了强烈的水-岩反应相吻合。

综上所述,成矿流体的碳源来自大气降水和深部的岩浆-地幔源,在成矿晚期有大量的大气降水的加入与补充,使得成矿流体与围岩之间进行了强烈的同位素交换。这与 H、O 同位素地球化学分析得出的结果相吻合。

4.3 S 同位素

4.3.1 分析方法与步骤

测试样品为黄铁矿,测试分析由核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。所用仪器型号为 MAT-253。硫化物参考标准为 GBW-04414、GBW、04415 硫化银标准。S 同位素组成通过测定 SO_2 获得。将硫化物单矿物和氧化亚铜按一定的比例(黄铁矿为 1:10,黄铜矿为 1:8)研磨,并在高温处理好的瓷舟中混合均匀,装入石英管,在真空 $2.0\times 10^{-2}\text{Pa}$ 状态下加热(反应温度为 980°C),进行氧化反应,生成 SO_2 ,用冷冻法收集^[20]。

4.3.2 黄铁矿中的 S 同位素组成

S 同位素是矿床成因和成矿物理化学条件的指示剂,确定 S 同位素的组成和判断 S 的来源,对于讨论矿床成因具有重要意义。所测热液黄铁矿样品共 6 件, $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围为 $6.1\text{‰}\sim 9.2\text{‰}$,极差为 3.1‰ ,平均值为 8.2‰ 。 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化很小(表 5,图 5)。如果金属矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值在 $+4\text{‰}\sim +10\text{‰}$ 的范围内变化,那么就很难用硫源的性质来解释。这种变化既可能与硫酸盐 S 和岩浆 S 的混合有关,也可能与从地壳物质中吸取了各种成因的 S 有关^[21]。

4.3.3 结果分析

笔者推断谢尔塔拉铁锌矿中的 S 为混合 S,是地幔岩浆上升侵位过程中污染了围岩中的硫酸盐 S,导致硫源的混合。

4.4 Pb 同位素

4.4.1 分析方法与步骤

Pb 同位素作为示踪矿床物质来源的工具一直被广泛应用。所研究矿区中很难见到方铅矿和其它富 Pb 矿物,所以在此仅对矿石中黄铁矿的微量 Pb

表 5 谢尔塔拉铁锌矿床中黄铁矿的 S 同位素组成
Table 5 Sulfur isotope composition of sulfides from the Xie'ertala Fe-Zn deposit

样号	矿物	产 状	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}/\text{‰}$
09XL-11	黄铁矿	铁矿石中的黄铁矿	6.4
09XL-11(2)	黄铁矿	铁矿石中的黄铁矿	7.5
09XL-21	黄铁矿	铁矿石的细粒黄铁矿	9.9
09XL-24	黄铁矿	凝灰质围岩的黄铁矿	6.1
09XL-33	黄铁矿	铁矿石中的黄铁矿	9.1
09XL-38(3)	黄铁矿	铁矿石中的黄铁矿	10.2

注:由核工业北京地质研究院分析测试中心测试

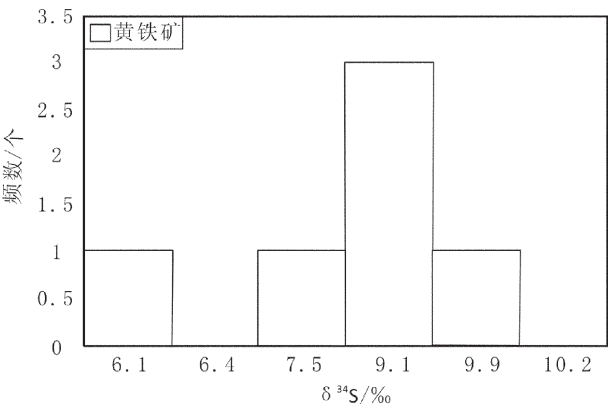


图 5 谢尔塔拉铁锌矿床 S 同位素组成的分布
Fig. 5 Sulfur isotope distribution in the Xie'ertala Fe-Zn deposit

进行 Pb 同位素测定。测试分析由核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。所用仪器型号为 ISOPROBE-T 热电离质谱仪,Pb 同位素比值误差以 2σ 计。

4.4.2 黄铁矿中的 Pb 同位素组成

黄铁矿样品的 Pb 同位素组成变化范围(表 6)不大,热液黄铁矿的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的变化范围为 $18.262\sim 18.367$,极差为 0.105,平均值为 18.320; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的变化范围为 $15.427\sim 15.600$,极差为 0.173,平均值为 15.522; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的变化范围为 $38.176\sim 37.821$,极差为 0.645,平均值为 38.123。 ^{206}Pb 、 ^{207}Pb 、 ^{208}Pb 的变化率分别为 0.58%、1.11%、1.69%。在热液黄铁矿中, ^{207}Pb 、 ^{208}Pb 变化较大,而 ^{206}Pb 变化较小。在 Pb 同位素构造模式图^[23-24](图 6)上投点,3 个样品的投点总体位于造山带演化曲线附近或其下方。其中 2 个投点位于造山带演化曲线上和造山带演化曲线与上地幔演化曲线之间,显示壳幔混合 Pb 的

表 6 谢尔塔拉铁锌矿床中的 Pb 同位素组成

Table 6 Lead isotope composition of the Xie'ertala Fe-Zn deposit

样 号	矿物	产 状	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
09XL-21(2)	黄铁矿	铁矿石的粒状黄铁矿	38.176	15.54	18.367
09XL-33(2)	黄铁矿	铁矿石中的黄铁矿	37.821	15.427	18.262
09XL-11(3)	黄铁矿	铁矿石中的黄铁矿	38.372	15.6	18.331

注:由核工业北京地质研究院分析测试中心测试

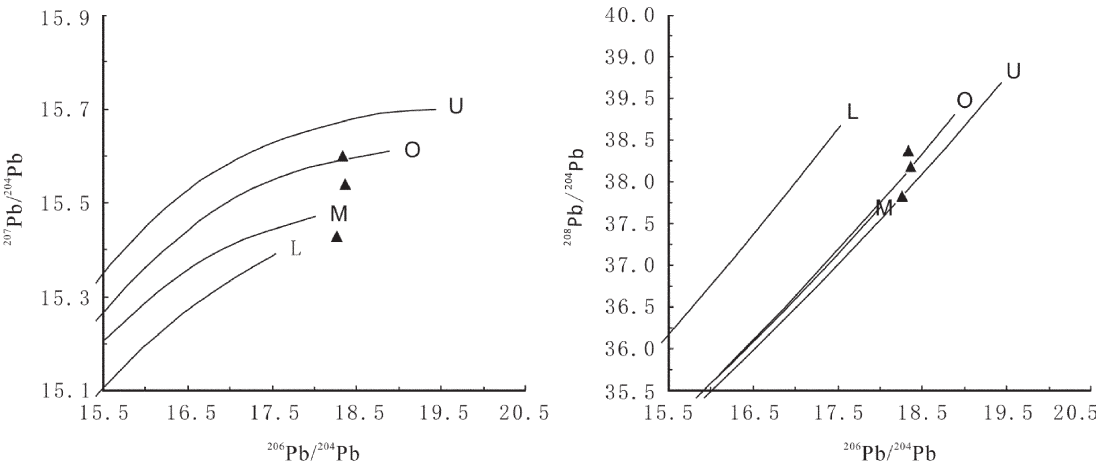


图 6 谢尔塔拉铁锌矿床 Pb 构造模式图(底图据参考文献[23-24])

Fig. 6 Lead isotopic compositions of the Xie'ertala Fe-Zn deposit

U—上地壳铅;O—造山带铅;L—下地壳铅;M—上地幔铅;实心黑三角为黄铁矿样品投点

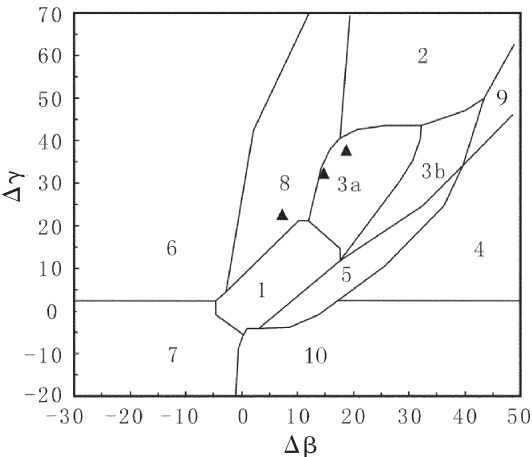


图 7 谢尔塔拉铁锌矿床矿石 Pb 同位素 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 成因分类图解(底图据参考文献[27])

Fig. 7 Plot of $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ of lead isotope for ores in the Xie'ertala Fe-Zn deposit

1—地幔源铅;2—上地壳源铅;3—上地壳与地幔混合的俯冲带铅(3a—岩浆作用;3b—沉积作用);4—化学沉积型铅;5—海底热水作用铅;6—中深变质作用铅;7—深变质下地壳铅;8—造山带铅;9—古老页岩上地壳铅;10—退变质铅;实心黑三角为黄铁矿样品投点

特征^[25]。又有 1 个投点位于上地幔 Pb 范围以下,且靠近下地壳演化曲线,推断矿石中的 Pb 可能并非全部为下地壳 Pb,仍有少量上地壳的 Pb 混入^[26]。在 Pb 源示踪图^[27](图 7)上,进一步显示出成矿时受到岩浆作用和造山作用的混合影响。

4.4.3 结果分析

笔者推断黄铁矿中的 Pb 同位素组成并不均一,可能是下地壳与地幔 Pb 的混合,在岩浆上升侵位过程中混入了少量上地壳的 Pb。

5 成矿流体演化与成矿机制

内蒙古谢尔塔拉铁锌矿床的流体包裹体研究表明,成矿流体属于中低温、低盐度、低密度的热液。从均一温度-压力关系图解(图 8)中可知成矿早期,包裹体均一温度为 280~406.6℃,压力范围为 78.1~103.9MPa;成矿中期,包裹体均一温度为 220~280℃,压力范围为 51.2~73.1MPa;成矿晚期,包裹体均一温度为 130~220℃,压力范围为 29.3~50.4MPa。均一温度和压力成正相关变化,并且为良好的线性关系

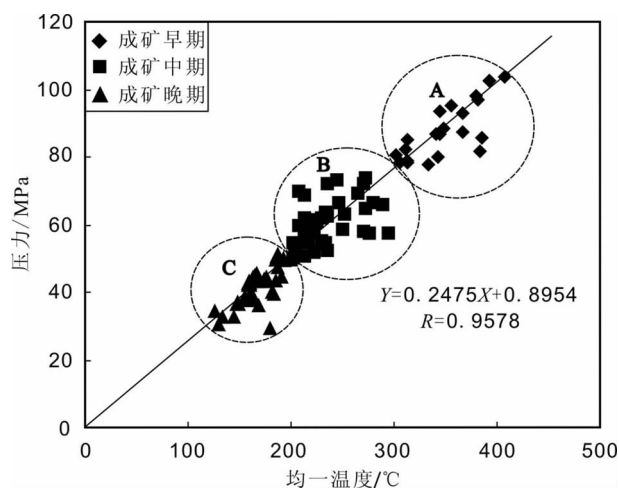


图8 谢尔塔拉铁锌矿床成矿流体温度-压力关系图解

Fig. 8 Diagram showing temperature and pressure diversification of ore-forming fluids of the Xie'ertala Fe-Zn deposit

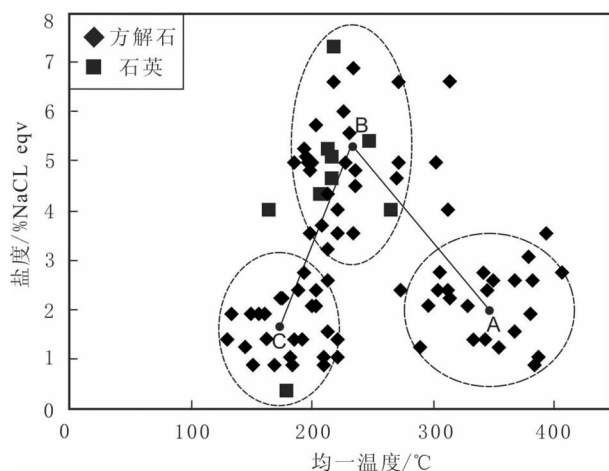


图9 谢尔塔拉铁锌矿床成矿流体温度-盐度散点图

Fig. 9 Diagram showing temperature and salinity diversification of ore-forming fluids of the Xie'ertala Fe-Zn deposit

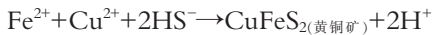
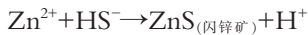
($R^2=0.9142$)。随着成矿作用的发生、成矿温度持续降低的同时,成矿压力也逐渐降低。

流体混合过程中捕获的流体包裹体,其均一温度与盐度、盐度与焓值在一定程度上均表现出正相关的关系;而在流体沸腾或相分离过程中捕获的流体包裹体,其均一温度与盐度、盐度与焓值则均呈负相关^[13,28]。从谢尔塔拉铁锌矿床均一温度与盐度关系的图解(图9)中得知,成矿早—中期发生流体沸

腾作用(A—B阶段),导致温度降低、盐度逐渐升高(最高达7.2% NaCl equiv);中—晚期发生流体混合作用(B—C阶段),导致温度继续降低、盐度也相应降低(<2% NaCl equiv,最低可达0.2% NaCl equiv)。这2种作用在热液矿床成矿元素搬运、聚集和沉淀的过程中都具有重要的意义^[29-31]。作为天然流体不混溶作用的主要方式之一,成矿流体的沸腾被认为是许多热液矿床金属沉淀富集的重要机制^[32-41]。成矿流体发生沸腾作用主要有以下3个方面的证据:①流体包裹体的岩相学特征:在同一视域内,样品中存在不同相态包裹体共生的包裹体群(包括气相、气液两相、纯气相,如图版I—G所示);②流体包裹体的均一温度:在均一测温过程中,包裹体达到均一相态时,有部分包裹体均一至气相或液相;③沸腾成矿的宏观地质标志:矿石中往往发育大量的角砾状构造,常见早期形成的矽卡岩矿物和磁铁矿等破碎成角砾并被后期的方解石、黄铁矿、黄铜矿等胶结(如图I—B),同时在岩体边部局部地段还发育有引爆角砾岩型矿石。流体沸腾作用可能与区内较为频繁的构造活动密切相关,压力突变是流体沸腾的主要因素^[42]。

前人的研究^②表明,额济纳旗—大兴安岭元古宙华力西期、燕山期铜、铅、锌、金、银、铬、铌成矿区先后经历了裂陷、挤压、碰撞、造山、伸展等多次造山活动。由于区域张应力作用而发生了源自地幔的多旋回、多阶段性的火山—次火山活动,岩浆沿NE、NNW向断裂上侵,形成了一套中基性—中酸性熔岩、凝灰熔岩和火山沉积岩的交互层。多次的火山活动造就了石炭系一套含铁、锌较高的火山岩—碳酸盐岩地层,成为谢尔塔拉铁锌矿床的重要矿源层,并为铁、锌的富集和成矿流体与围岩发生物质交换奠定了基础。通过对稳定同位素的分析,可知成矿流体早期为大气降水补给加热的循环地下水和深部岩浆水共同组成的混合成矿热液。构造热效应、地热梯度和多次的火山喷气热是驱动流体活化的主要因素。在深部低水/岩(W/R)比值的体系下,热液向上运移,其自身携带的热量不断促使金属物质(主要是铁、锌)活化,从围岩中不断萃取金属等有用物质而演化为富矿流体,形成了较高的热稳定体系^[42]。伴随着区域内多次构造环境的改变,热液活动贯穿了该区裂陷—挤压—碰撞—造山—伸展的整个过程。多次区域构造活动为成矿作用提供了很好的条件

(如热液运移的通道、构造热、温度压力等物理条件的改变、成矿物质沉降的空间)^[8,42]。构造体制的转变导致流体压力的快速释放,发生了热液沸腾作用或者相分离。流体性质突然发生急剧的转变(图 9),破坏了原有的热稳定体系。由于沸腾过程中气相 H₂O 和 H₂S、CO₂、HCl 等酸性组分从原先均匀的流体相中不断逸出,导致流体的 pH 升高、温度降低、盐度增高^[41]。pH 值的升高和温度的降低促使金属络合物分解,金属氧化物(磁铁矿)和硫化物(闪锌矿、黄铜矿、黄铁矿)发生沉淀^[33]:



沸腾作用在裂隙发育部位使流体卸载成矿,最终大量金属物质沉淀、聚集而形成谢尔塔拉铁锌矿床。因此,铁、锌发生沉淀主要是在流体沸腾阶段。随着流体演化,后期有大量的大气降水加入与补充,使成矿流体与围岩发生了强烈的同位素交换。

6 结 论

(1)谢尔塔拉铁锌矿床先后经历了火山喷发—成岩作用和构造作用—中低温热液成矿作用 2 个成矿期。成矿阶段划分为:成矿早期的矽卡岩—金属氧化物—石英—方解石主成矿阶段(Ⅰ)、成矿中期的金属硫化物—石英—碳酸盐主成矿阶段(Ⅱ)和成矿晚期的碳酸盐晚阶段(Ⅲ)。

(2)对流体包裹体的研究表明,从热液作用的早期到中期,具有成矿温度递减、盐度升高的趋势,两者呈负相关变化,指示流体发生了沸腾作用;从热液作用的中期到晚期,具有成矿温度递减、盐度降低的趋势,两者呈正相关变化,指示流体发生了混合作用。而且随着成矿作用的发生和成矿温度持续降低的同时,成矿压力也逐渐降低,它们之间呈现了良好的相关性。

(3)稳定同位素(H、C、S、Pb 和 O)组成研究表明,成矿金属物质来自赋矿岩石和下伏地层,并有深部物质的参与。成矿溶液为大气降水补给加热的循环地下水和深部岩浆水的混合流体。矿化和蚀变作用是在水、岩(W/R)比值比较低的体系中的进行的。后期又有大量的大气降水的补充,使得成矿流体与围岩之间发生了强烈的同位素交换。

(4)成矿热液为中低温、低盐度和低密度的流体。在深部低的 W/R 比值体系中,热液向上运移,其自身携带的热量不断促使金属物质(主要是铁、锌)活化,从围岩中不断获得金属等有用物质而演化为富矿流体,形成了较高的热稳定体系。构造体制转换使流体稳定体系发生改变,压力释放发生沸腾作用,使铁、锌在有利位置卸载成矿,最终大量铁、锌等金属物质沉淀、聚集而形成谢尔塔拉铁锌矿床。因此,铁、锌发生沉淀主要是在流体沸腾阶段。

致谢:陈巴尔虎天宝矿业有限责任公司刘立东、马怀玲等同志在野外工作期间给予帮助,中国地质大学(北京)流体包裹体实验室刘丽老师和核工业北京地质研究院分析测试中心金贵善研究员等给予支持,在此一并深表谢意。

参考文献

- [1]马芳,蒋少涌,姜耀辉,等.宁芜盆地凹山和东山铁矿床流体包裹体和氢氧同位素研究[J].岩石学报,2006,22(10):2581-2589.
- [2]Hall D H, Sterner S M, Bodnar R J. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions[J]. Econ. Geol., 1998,83: 197-202.
- [3]刘斌,段光贤. NaCl-H₂O 溶液包裹体的密度式和等容式及其应用[J]. 矿物学报,1987,7(4): 345-352.
- [4]邵结连.金矿找矿矿物学[M]. 武汉:中国地质大学出版社,1990:1-150.
- [5]孙丰月,金巍,李碧乐,等.关于脉体热液金矿床成矿深度的思考[J]. 长春科技大学学报,2000,30(增刊): 27-30.
- [6]徐林刚,杨富全,李建国,等.新疆富蕴县蒙库铁矿地质地球化学特征[J]. 岩石学报,2007,23(10): 2653-2644.
- [7]魏菊英,王玉关.同位素地球化学[M]. 北京:地质出版社,1988:1-166.
- [8]刘家军,毛光剑,吴胜华,等.甘肃寨上金矿床成矿特征与形成机理[J]. 矿床地质,2010,29(1): 85-98.
- [9]Shmulovich A L, Ladwehr D, Simon K, et al. Stable isotope fractionation between liquid and vapour in water-salt systems up to 600°C [J]. Chemical Geology, 1999,157: 343-354.
- [10]刘光智,刘家军,刘新会.西秦岭寨上金矿床地球化学特征及成因机制研究[J]. 地质与勘探,2009,45(2): 27-37.
- [11]McCrea M. The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale[J]. Journal of Chemical Physics, 1950,18: 849-857.
- [12]Mao J W, He Y, Ding T P. Mantle fluids involved in metallogenesis of Jiaodong (East Shandong) gold district: evidence of C, O and H isotopes[J]. Mineral deposits, 2002,21(2): 121-128 (in Chinese with English abstract).
- [13]Shepherd T J, Rankin A H, Alderton D H M. A practical Guide to Fluid Inclusion[J]. London: Blackie & Son Ltd, 1986: 1-239.
- [14]Friedman I, O'Neil J R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest[C]//Fleischer M. U. S. Geological

- professional paper. Washington: U. S. Govst. Print. Off, 1997:44.
- [15]刘家军, 何明勤, 李志明, 等. 云南白秧坪银铜多金属矿集区碳氧同位素组成及其意义[J]. 矿床地质, 2004,23(1): 4-7.
- [16]Stakes D S, O'Neil J R. Mineralogy and stable isotope geochemistry of hydrothermally altered oceanic rocks[J]. Earth and Planetary Science Letter, 1982,57: 285-304.
- [17]Rye R O, Ohmoto H. Sulfur and carbon isotope and ore genesis[J]. Econ. Geol., 1974, 69: 902-909.
- [18]Hoefs J. Stable isotope geochemistry[M]. Berlin: Springer Verlag, 4th ed, 1997: 65-168.
- [19]郑永飞. 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, 2001,20: 57-79.
- [20]李科, 顾雪祥, 董树义. 山东沂南金铜铁矿床同位素地球化学研究[J]. 矿床地质, 2009,28(1): 93-103.
- [21]格里年科. 硫同位素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1980:225-229.
- [22]刘建明, 刘家军. 滇黔贵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, 1997,17(4): 448-450.
- [23]Doe B R, Zartman R E. Plumbotectonics[M]//Barnes H. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York: John Wiley and Sons, 1997:22-26.
- [24]Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics—the model[J]. Tectonophysics, 1981,75: 135-162.
- [25]孙艳霞, 张达, 张寿庭, 等. 内蒙古小坝梁铜金矿床的硫、铅同位素特征和喷流沉积成因[J]. 地质找矿论丛, 2009,24(4): 282-285.
- [26]祝朝晖, 刘淑霞, 张乾, 等. 滇西地区下地壳铅同位素的组成及其意义[J]. 地质与勘探, 2009,45(5): 509-515.
- [27]朱炳泉. 地球科学中同位素体系理论与应用——兼论中国大陆壳幔演化[M]. 北京: 科学出版社, 1998:1-330.
- [28]Daniel O H. Environment of ore deposition in the Greede mining district, San Juan Mountains, Colorado: Part V. Epithermal mineralization from fluid mixing in the OH Vein[J]. Econ. Geol., 1997, 92: 29-44.
- [29]Donatienne Derome, Michel Cathelineau, Michel Cuney, et al. Mixing of sodic and calcic brines and uranium deposition at McArthur River, Saskatchewan, Canada: A Raman and laser-induced breakdown spectroscopic study of fluid inclusions [J]. Econ. Geol., 2005, 100: 1529-1544.
- [30]David R, Cooke D C. Epithermal Au-Ag-Te mineralization, Acupan, Baguio district, Philippines: numerical simulations of mineral deposition[J]. Econ. Geol., 2001, 96: 109-131.
- [31]张德会. 流体的沸腾和混合在热液成矿中的意义[J]. 地球科学进展, 1997, 12(6): 546-550.
- [32]Rodder E. Fluid inclusions[J]. Reviews in Mineralogy, 1984, 12: 1-644.
- [33]Reed M H, Spycher N F. Boiling, cooling, and oxidation in epithermal system: A numerical modeling approach[J]. Reviews in Economic Geology, 1985, 1: 249-272.
- [34]Logan M A V. Mineralogy and geochemistry of the Gualil'an skarn deposit in the Precordillera of western Argentina [J]. Ore Geology Reviews, 1999, 17: 113-138.
- [35]Zhou T F, Yuan F, Yue S C, et al. Geochemistry and evolution of ore-forming fluids of the Yueshan Cu-Au skarn and Vein-type deposits, Anhui Province, South China[J]. Ore Geology Reviews, 2005, 31: 279-303.
- [36]沈昆, 胡受奚, 孙景贵, 等. 山东招远打尹格庄金矿成矿流体特征[J]. 岩石学报, 2000,16(4): 542-550.
- [37]沈昆, 倪培, 林景纤. 鲁西南归来庄金矿成矿流体特征和演化[J]. 地质科学, 2001, 36(1): 1-13.
- [38]Ruano S M, Both R A, Goloing S D. A fluid inclusion and stable isotope study of the Moonta copper-gold deposits, South Australia: Evidence for fluid immiscibility in a hydrothermal system [J]. Chemical Geology, 2002, 192: 211-226.
- [39]Gu X X, Tang J X, Wang C S, et al. Himalayan magmatism and porphyry copper-molybdenum mineralization in the Yulong ore belt, East Tibet[J]. Mineralogy and Petrology, 2003,78: 1-20.
- [40]Calagari A A. Fluid inclusion studies in quartz veinlets in the porphyry copper deposit at sungun, East-Azarbaidjan, Iran [J]. Journal of Asian East Sciences, 2004,23: 179-189.
- [41]顾雪祥, 刘丽, 董树义, 等. 山东沂南金铜铁矿床中的液态不混溶作用与成矿: 流体包裹体和氢氧同位素证据[J]. 矿床地质, 2010,29(1): 43-57.
- [42]马星华, 刘家军, 李立兴, 等. 甘肃寨上金矿床成矿流体性质与成矿作用探讨[J]. 岩石学报, 2008,24(9): 2069-2078.
- ① 高德清, 韩洪年, 刘其学, 等. 内蒙古自治区陈巴尔虎旗谢尔塔拉矿区铁锌矿资源储量核实报告. 内蒙古自治区第六地质矿产勘查开发院, 2007:1-23.
- ② 邵和明, 张屡桥. 内蒙古自治区主要成矿区(带)和成矿系列. 2001,31: 29-55.
- ③ 内蒙古第六地质矿产勘查开发院. 内蒙古自治区陈巴尔虎旗谢尔塔拉矿区铁锌矿资源储量核实报告. 2007.