

青海祁漫塔格虎头崖铅锌多金属矿床流体包裹体特征及成矿机制研究*

刘鹏¹, 吕志成^{2,3}, 董树义⁴, 张德会¹, 李永胜^{2,3**}, 于晓飞^{2,3}, 祝新友⁵, 姚磊^{2,3}

(1 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 2 中国地质调查局发展研究中心, 北京 100037; 3 自然资源部矿产勘查技术指导中心, 北京 100083; 4 成都理工大学地球科学学院, 四川 成都 610059; 5 北京矿产地质研究院, 北京 100012)

摘要 虎头崖 Pb-Zn 多金属矿床位于东昆仑西段祁漫塔格岩浆弧带, 矿体主要赋存于三叠纪花岗闪长岩和二长花岗岩与围岩的接触带及围岩中, 并伴生有 Fe、Cu 等元素, 属典型矽卡岩型矿床。对矽卡岩阶段石榴子石和透辉石、退化蚀变阶段绿帘石、石英硫化物阶段方解石、石英、萤石中流体包裹体的详细岩相学研究结果表明, 与成矿有关的流体包裹体类型主要有富液相包裹体、富气相包裹体和含子矿物三相包裹体。激光拉曼光谱分析结果显示, 气相、液相成分以 H₂O 为主, 含少量 HCO₃⁻; 固相成分以 NaCl 为主, 并有少量的闪锌矿 (ZnS)、磁黄铁矿 (Fe_{1-x}S) 和硬石膏 (CaSO₄), 成矿流体应为 H₂O-NaCl 体系。包裹体显微测温结果显示, 矽卡岩、退化蚀变、石英硫化物阶段均一温度分别为 (430~490℃、550~580℃)、340~370℃ 和 190~340℃, 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 分别为 39%~48%、9%~12%、(0.18%~4%、15%~24%)。H-O 同位素研究表明, 成矿流体主要为岩浆热液, 在成矿晚期则有不同程度的大气降水混入。在石英硫化物阶段, 含子矿物包裹体和气相分数变化较大的气液包裹体共生, 它们均一温度相近但盐度差别较大, 表明成矿流体曾发生过广泛的不混溶(沸腾)作用, 而这一过程很可能导致流体中 Pb、Zn、Fe、Cu 等矿质沉淀富集。

关键词 地质学; 流体包裹体; 成矿流体; 矽卡岩型铅锌矿; 虎头崖; 祁漫塔格; 青海
中图分类号: P618.42; P618.43 **文献标志码**: A

Fluid inclusion characteristics and metallogenic mechanism of Hutouya skarn Pb-Zn polymetallic deposit, Qimantag, Qinghai Province

LIU Peng¹, LÜ ZhiCheng^{2,3}, DONG ShuYi⁴, ZHANG DeHui¹, LI YongSheng^{2,3}, YU XiaoFei^{2,3},
ZHU XinYou⁵ and YAO Lei^{2,3}

(1 School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2 Development and Research Center, China Geological Survey, Beijing 100037, China; 3 Technical Guidance Center for Mineral Resources Exploration, MNR, Beijing 100083, China; 4 College of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China; 5 Beijing Institute of Geology for Mineral Resources, Beijing 100012, China)

Abstract

The Hutouya Pb-Zn polymetallic deposit, located in the Qimantag magmatic arc of the western section of Eastern Kunlun, is a typical skarn deposit associated with beneficial elements such as Fe and Cu. The orebodies are hosted in the contact zone between Triassic granodiorite and monzonite and surrounding rock. Petrographic studies of fluid inclusions in garnet, diopside of skarn stage, epidote of degradation alteration stage, calcite,

* 本文得到国土资源公益性行业科研专项(编号:201411024)和中国地质调查局地质调查(编号:1212011220737、12120113090000)共同资助

第一作者简介 刘鹏,女,1989年生,博士研究生,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email:526708096@qq.com

** 通讯作者 李永胜,男,1983年生,高级工程师,主要从事矿床学与矿产勘查规划研究工作。Email:liysh1983@126.com

收稿日期 2019-09-06;改回日期 2020-08-11。秦思婷编辑。

quartz, and fluorite of quartz sulfide stage show that the inclusions related to mineralization include mainly vapor-rich liquid inclusions, liquid-rich liquid inclusions, and daughter mineral-bearing inclusions. Laser Raman spectrum studies of fluid inclusions indicate that components of fluid inclusions are mostly H_2O , with a small amount of HCO_3^- . Solid components of fluid inclusions are mainly composed of NaCl, with a small amount of ZnS, $Fe_{1-x}S$ and $CaSO_4$. Microthermometric studies of fluid inclusions show that homogenization temperatures of skarn stage, retrograde alteration stage, and quartz-sulfide stage are (430~490°C, 550~580°C), 340~370°C and 190~340°C, respectively, whereas corresponding salinities are 39%~48%, 9%~12% and (0.18%~4%, 15%~24%) respectively. The ore-forming fluid should be $H_2O+NaCl$ system. H and O isotopic geochemistry shows that ore-forming fluids were mainly derived from magmatic water, whereas the late ore-forming fluids were mixed with the meteoric water in varying degrees. In the quartz-sulfide stage, daughter mineral-bearing inclusions coexisted with gas-liquid inclusions (gas-liquid ratio change becoming larger). Their homogenization temperatures are similar but salinity difference is large, indicating that ore-forming fluid experienced the immiscible process (boiling) that may have caused the precipitation and concentration of Pb, Zn, Fe and Cu.

Key words: geology, fluid inclusions, ore-forming fluids, lead-zinc skarn deposit, Hutouya, Qimantag, Qinghai Province

青海祁漫塔格地区位于柴达木盆地西南缘、东昆仑造山带西段,是中国西部重要的、较有找矿远景的矽卡岩型多金属成矿带,包括虎头崖铅锌矿床、卡而却卡铜多金属矿床、野马泉铁多金属矿、四角羊-牛苦头铅锌多金属矿、肯德可克铁多金属矿和尕林格铁多金属矿等(图1)。该区不仅是青海省重要的金属矿产基地,也被确定为中国十大新的战略资源接替基地之一(丰成友等,2011;2012;张爱奎等,2010;赵一鸣等,2013),同时,还设有中国首批国家级找矿突破战略行动整装勘查区,在业界备受关注。在众多矽卡岩型铅锌多金属矿床的研究中,关于成矿流体性质的研究对成矿作用的认识起到了重要作用,然而对虎头崖Pb-Zn多金属矿床开展的流体包裹体研究相对较少,因此,对该矿床的成矿流体性质和演化过程认识还不明确。虎头崖铅锌多金属矿床迄今为止已发现钨、锡、钼、铁、铜、铅和锌等多种矿化,探明资源储量铅-锌达到大型规模,锡、铁达到中型规模,局部伴生钨、钼、银等金属,其中铅锌富矿地段已经开采(马圣钞等,2012;2013)。本文通过详细的野外工作和岩相学观察,对虎头崖铅锌多金属矿床开展了矽卡岩阶段、退化蚀变阶段和石英硫化物阶段的矿石矿物和脉石矿物的氢、氧同位素和流体包裹体研究,探讨了该矿床成矿流体特征、演化规律及其成矿机制。

1 区域地质

虎头崖Pb-Zn多金属矿床的大地构造位置处于

古亚洲与特提斯构造域结合部位的东昆仑多岛弧盆造山系的西段,西北以阿尔金南缘断裂为界,东北与柴达木地块相邻,南部以昆南断裂为界并与巴颜喀拉造山带相接。区内地层主要有元古宇、奥陶系—志留系、泥盆系、石炭系、二叠系、三叠系和新生界(图1)。其中,古-中元古界金水口群白沙河组、中元古界蓟县系狼牙山组、奥陶系—志留系滩间山群、石炭系缙敖苏组和大干沟组是本区多金属矿床的主要赋矿围岩(丰成友等,2012;赵一鸣等,2013)。区内构造活动强烈,褶皱以NWW向的复式背、向斜构造为主,NWW向、NW向和近EW向断裂的交汇聚合部位是成岩成矿的有利部位。区内岩浆侵入活动主要集中在加里东期、华力西期、印支期和燕山期,其中,与该区矽卡岩型Fe、Cu、Pb、Zn等多金属成矿作用密切相关的岩体主要为印支期的中-酸性岩浆岩,主要岩性包括闪长岩、花岗闪长岩、石英闪长岩、二长花岗岩和钾长花岗岩等。区内多金属矿产丰富,其中,Pb-Zn多金属矿床主要包括虎头崖和四角羊-牛苦头等(赵一鸣等,2013),伴生Cu、W、Mo、Ag、Fe等。

2 矿床地质

虎头崖矿区出露地层较为复杂,主要有中元古界蓟县系狼牙山组、奥陶系—志留系滩间山群、下石炭系大干沟组、上石炭系缙敖苏组、上三叠系鄂拉山组及第四系(图2)。其中,与成矿关系密切的为中元古界蓟县系狼牙山组灰质白云岩、灰岩、大理岩,下

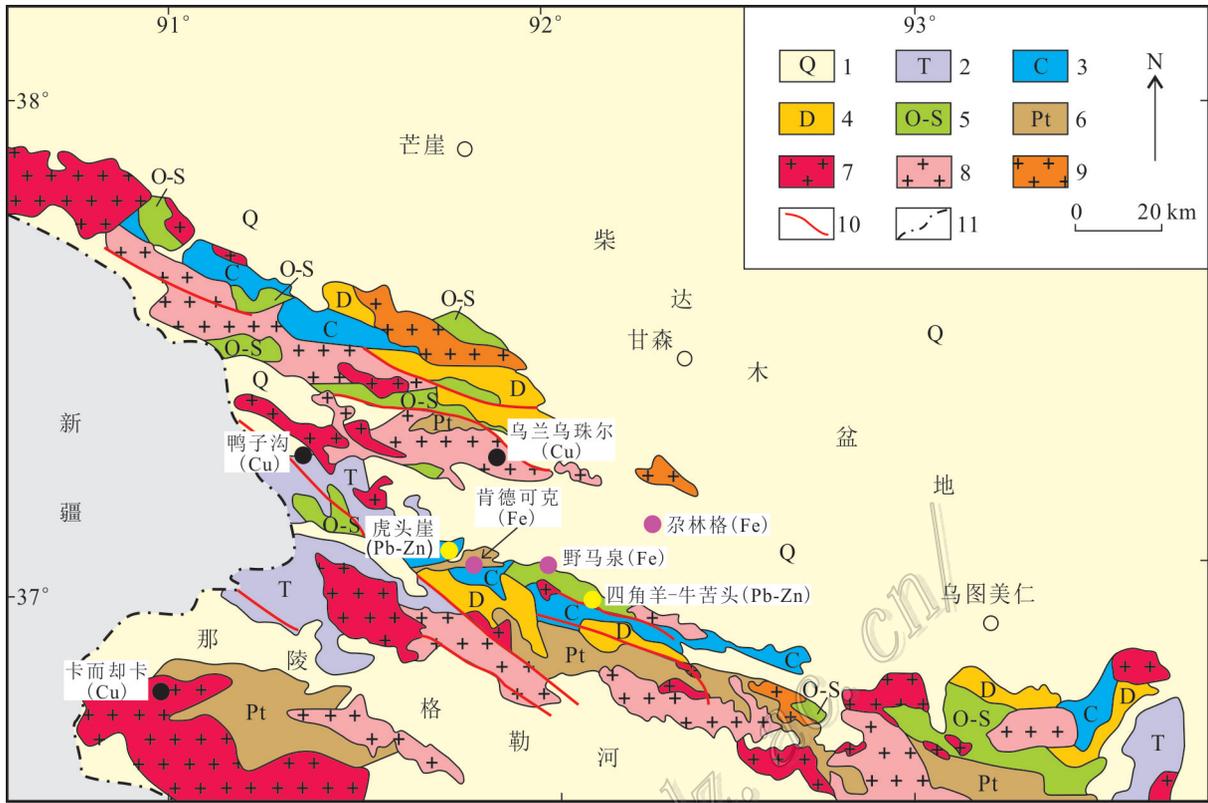


图 1 祁漫塔格地区地质矿产分布图(据丰成友等,2012 修改)

1—第四系;2—三叠系;3—石炭系;4—泥盆系;5—奥陶系—志留系;6—元古宇;7—印支期花岗岩;8—华力西期花岗岩;9—加里东期花岗岩;10—断裂;11—省界线

Fig. 1 Sketch map of geology and polymetallic deposit distribution in the Qimantag area (modified after Feng et al., 2012)

1—Quaternary; 2—Triassic; 3—Carboniferous; 4—Devonian; 5—Ordovician to Silurian; 6—Proterozoic; 7—Indosinian granite; 8—Variscan granite; 9—Caledonian granite; 10—Fault; 11—Provincial boundaries

石炭系大干沟组大理岩夹结晶灰岩和上石炭系统苏组灰岩、白云岩、白云质灰岩、大理岩。中元古界蓟县系狼牙山组(近 EW 向)为碳酸盐岩和碎屑岩的交互层,分布于矿区南侧,其北侧与下石炭系大干沟组呈断层接触;奥陶系—志留系滩间山群(近 EW 向)分布于矿区中部,其南侧和北侧分别与下石炭统大干沟组和上石炭统苏组呈断层或局部角度不整合接触;下石炭系大干沟组(近 EW 向)岩石破碎强烈,厚度约 600~1000 m,位于蓟县系狼牙山组和奥陶系—志留系滩间山群之间,并与之呈断层接触;上石炭系统苏组呈近 EW 向分布于矿区北部,发育有砂卡岩化及多金属矿化;上三叠系鄂拉山组主要分布在矿区西北部,由晶屑凝灰岩和流纹质含角砾凝灰岩等组成。

区内褶皱、断裂构造发育,且构造线均呈近 EW 向。褶皱构造包括景忍背斜和狼牙山向斜;景忍背斜位于矿区北部 IV 矿带附近,轴部形成近 EW 向压

扭性断裂带;狼牙山向斜位于矿区南部,向斜南翼出露地层为狼牙山组,向斜北翼地层为大干沟组大理岩。EW 向断裂是主要的控矿构造,部分矿带发育在岩体和围岩的接触带。

区内广泛发育有侵入岩和火山岩,主要为印支期。侵入岩主要有二长花岗岩、花岗闪长岩和闪长岩等,其中与成矿关系密切的是二长花岗岩((217.5±1.1)Ma~(219.2±1.4)Ma;丰成友等,2011;张爱奎等,2013)和花岗闪长岩((235.4±1.8)Ma;丰成友等,2011)。侵入岩与不同时代地层岩性界面,特别是碳酸盐岩构造破碎带与花岗质侵入岩体的接触部位,常发育砂卡岩化和 Pb-Zn 多金属矿化(赵一鸣,2013)。火山岩主要为晚三叠世鄂拉山组晶屑凝灰岩、流纹质含角砾凝灰岩、流纹质玻屑晶屑角砾熔结凝灰岩等。

虎头崖矿区已提交 Pb-Zn-Cu 金属资源量 37.72 万吨,Sn-Fe 金属资源量 50.38 万吨。这些金属元素

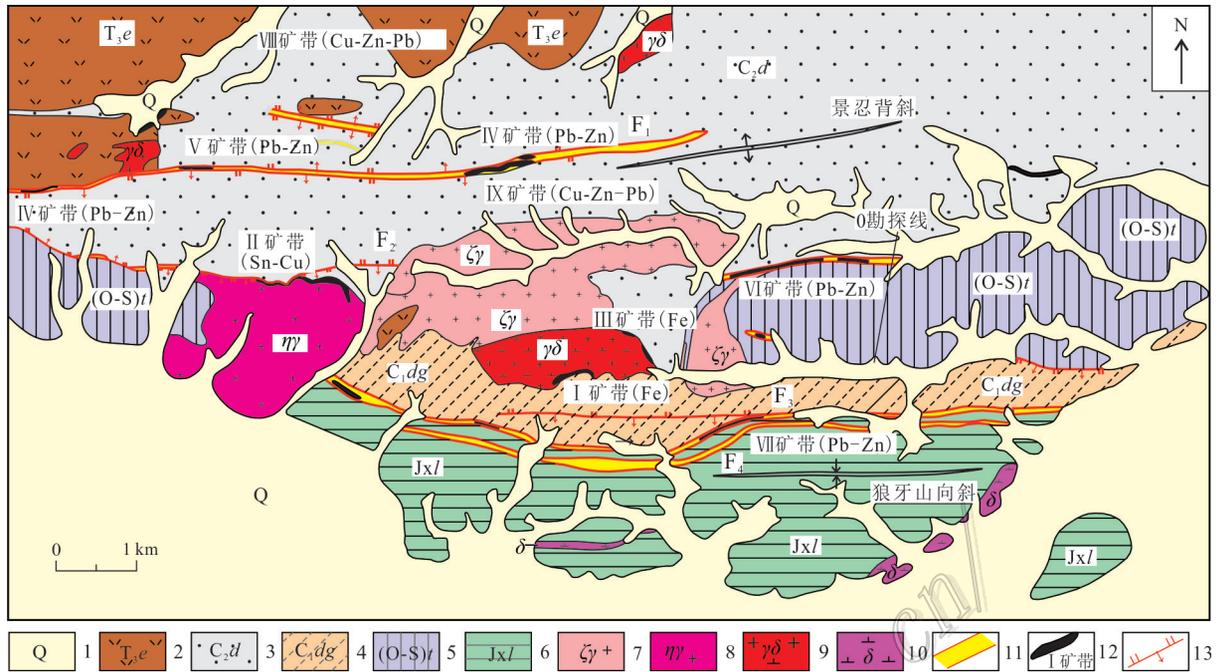


图2 虎头崖铅锌多金属矿区地质图(据丰成友等,2011修改)

1—第四系;2—上三叠系鄂拉山组;3—上石炭系缙敖苏组;4—下石炭系大干沟组;5—奥陶系—志留系滩间山群;6—中元古代蓟县系狼牙山组;7—钾长花岗岩;8—二长花岗岩;9—花岗闪长岩;10—闪长岩;11—矽卡岩化带;12—矿带及编号;13—断裂

Fig. 2 Geological sketch map of the Hutouya lead-zinc polymetallic ore deposit (modified after Feng et al., 2011)

1—Quaternary; 2—Upper Triassic Elashan Formation; 3—Upper Carboniferous Di'aosu Formation; 4—Lower Carboniferous Dagangou Formation; 5—Ordovician to Silurian Tanjianshan Formation; 6—Mesoproterozoic Jixianian Langyashan Formation; 7—Moyite; 8—Monzonitic granite; 9—Granodiorite; 10—Diorite; 11—Skarnization zone; 12—Ore belt and its serial number; 13—Fault

的品位是： $w(\text{TFe})$ 平均为 28.82%， $w(\text{Cu})$ 平均为 2.05%， $w(\text{Pb})$ 平均为 5.79%， $w(\text{Zn})$ 平均为 4.46%， $w(\text{Ag})$ 平均为 90 g/t，表明除 Fe 外，Cu、Pb、Zn(Ag) 的品位都很高(赵一鸣等,2013)。虎头崖矿床可分为 I-IX 9 个矿带，共 51 条矿体，包括 Pb-Zn、Fe、Cu、Cu(Zn、Sn)、等金属组合，矿体多呈似层状、透镜状、脉状，分别产于岩体与围岩接触带及其附近的大理岩中，并多与钙质矽卡岩伴生。I 矿带位于矿区东南部，长约 2.0 km，近 EW 向展布，中部宽度较大(宽约 40 m)，两端宽度较小(宽约数米)。I 矿带以 Fe 矿体为主(4 条)，赋存于花岗闪长岩与下石炭系大干沟组大理岩的接触带上。矿带内矿体呈脉状、透镜状、条带状，产状与围岩基本一致，围岩蚀变强烈，发育有矽卡岩化、磁铁矿化等。其中，I-1 磁铁矿体是 I 矿带的主矿体，呈条带状近 EW 向分布，长 560 m，厚为 1.65~13.37 m(平均 6.59 m)。矿石类型为磁铁矿，品位 23.62%~42.22%，平均品位 28.82%。II 矿带位于矿区西南部，长约 1.5 km，呈 NWW 向延伸，主要为 Sn(Fe)、Cu 矿体，矿带东段产于二长花岗岩体

与缙敖苏组、滩间山群接触形成的矽卡岩内，西段产于缙敖苏组、滩间山群火山岩组间断层破碎带中。II 矿带共发现大小矿体 30 个，其中，铁铜矿体近 EW 走向，总体呈条带状，具波状弯曲，矿体长 480 m，厚度 1.33~14.68 m(平均 5.33 m)，Cu 品位 0.20%~4.63%(平均 1.06%)。锡铁矿体呈条带状，其中锡矿体长 605 m，厚度 1.01~12.06 m(平均 6.04 m)，品位 0.10%~0.72%(平均 0.22%)；铁矿体长 605 m，厚度 1.01~10.49 m(平均 4.56 m)，品位 20.29%~64.50%(平均 29.22%)。VI 矿带呈条带状近 EW 向分布于矿区东部，宽 10~50 m，长大于 3 km，以铅锌矿体为主，产于接触带及其附近的大理岩中，并多与钙矽卡岩伴生(图 3)，发现 2 条主矿体，呈透镜状，具有穿层现象，产状严格受控于断层破碎带，总体向 S 倾。矿体呈条带状近东西向分布，长 560 m，厚 1.65~13.37 m，平均厚度 6.59 m。其中，铜矿厚度 2.82~9.29 m(平均 5.14 m)，品位 0.48%~5.74%(平均 13.2%)；铅矿厚度 0.98~10.00 m(平均 3.63 m)，品位 0.87%~10.54%(平均 3.28%)；锌矿厚度 1.11~5.89 m(平均 4.12 m)，品

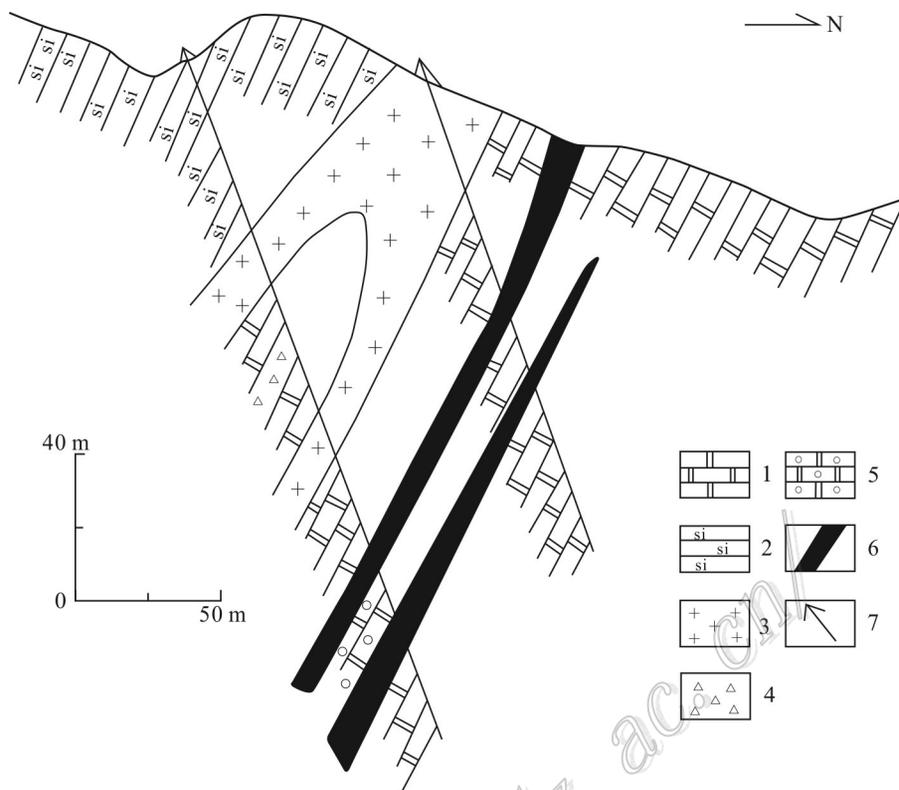


图3 虎头崖铅锌多金属矿区VI矿带0勘探线剖面图(据赵一鸣等,2013)

1—大理岩;2—硅质岩;3—二长花岗岩;4—构造角砾岩;5—矽卡岩化大理岩;6—铜铅锌矿体;7—钻孔

Fig. 3 Geological section along No. 0 exploration line in the VI ore belt of the Hutouya lead-zinc polymetallic ore deposit (after Zhao et al., 2013)

1—Marble; 2—Silicalite; 3—Monzogranite; 4—Tectonic breccia; 5—Skarnized marble; 6—Copper-lead-zinc orebody; 7—Drill hole

位0.75%~8.32%(平均2.14%)。

根据矿床产出的地质特征、矿石组构、矿石类型、矿石矿物组成、围岩蚀变以及矿物的共生和穿插关系,可将虎头崖矿床的成矿作用过程划分为矽卡岩阶段(I阶段)、退化蚀变阶段(II阶段)和石英硫化物阶段(III阶段)3个阶段。这一阶段划分方式在流体包裹体测温数据分析中也得到体现,矿物组合及矿物生成顺序与典型的矽卡岩成岩成矿特征一致。

矽卡岩阶段形成的矿物是最典型的矽卡岩矿物,形成于高温超临界条件下,主要有大量的石榴子石和透辉石,石榴子石较为发育且自形程度高,具有环带结构(图4a),与透辉石共生(图4b),也可见脉状石榴子石切穿早期形成的透辉石。

退化蚀变阶段是主成矿阶段,发育绿帘石、绿泥石、金云母、角闪石等退化蚀变矿物,金属矿物主要为磁铁矿、赤铁矿,后期还有少量磁黄铁矿等硫化物的形成,是虎头崖矿床铁矿石形成的主要阶段。该阶段矿物多充填交代矽卡岩阶段矿物,常见发育有

环带结构的绿帘石交代矽卡岩阶段形成的石榴子石(图4c~d),主要分布于岩体与围岩的接触带附近,可见磁铁矿呈脉状分布于大理岩、矽卡岩中(图4e)。根据矿石中的矿物组合特点可将该阶段矿石分为石榴子石磁铁矿矿石、金云母磁铁矿矿石、透辉石磁铁矿矿石、磁铁矿矿石。石榴子石磁铁矿矿石主要由磁铁矿和石榴子石及少量黄铁矿、方解石、金云母和闪锌矿等组成(图4f~h),磁铁矿多交代石榴子石。该类矿石中的磁铁矿含量一般在40%~50%,多为黑色,斑点状构造。金云母磁铁矿矿石由磁铁矿、金云母以及方解石、石英等组成(图4h,i),磁铁矿含量一般为30%~50%,浸染构造,常与金云母紧密共生。透辉石磁铁矿矿石中的磁铁矿含量低于磁铁矿矿石,一般在40%~50%,磁铁矿多交代透辉石或者与透辉石共生(图4j)。磁铁矿矿石(图4k)主要由磁铁矿及少量石榴子石、绿帘石、金云母等组成,该类矿石中的磁铁矿含量较高,可达50%以上,致密块状构造。野外及镜下观察发现,磁铁矿、赤铁矿常与绿帘

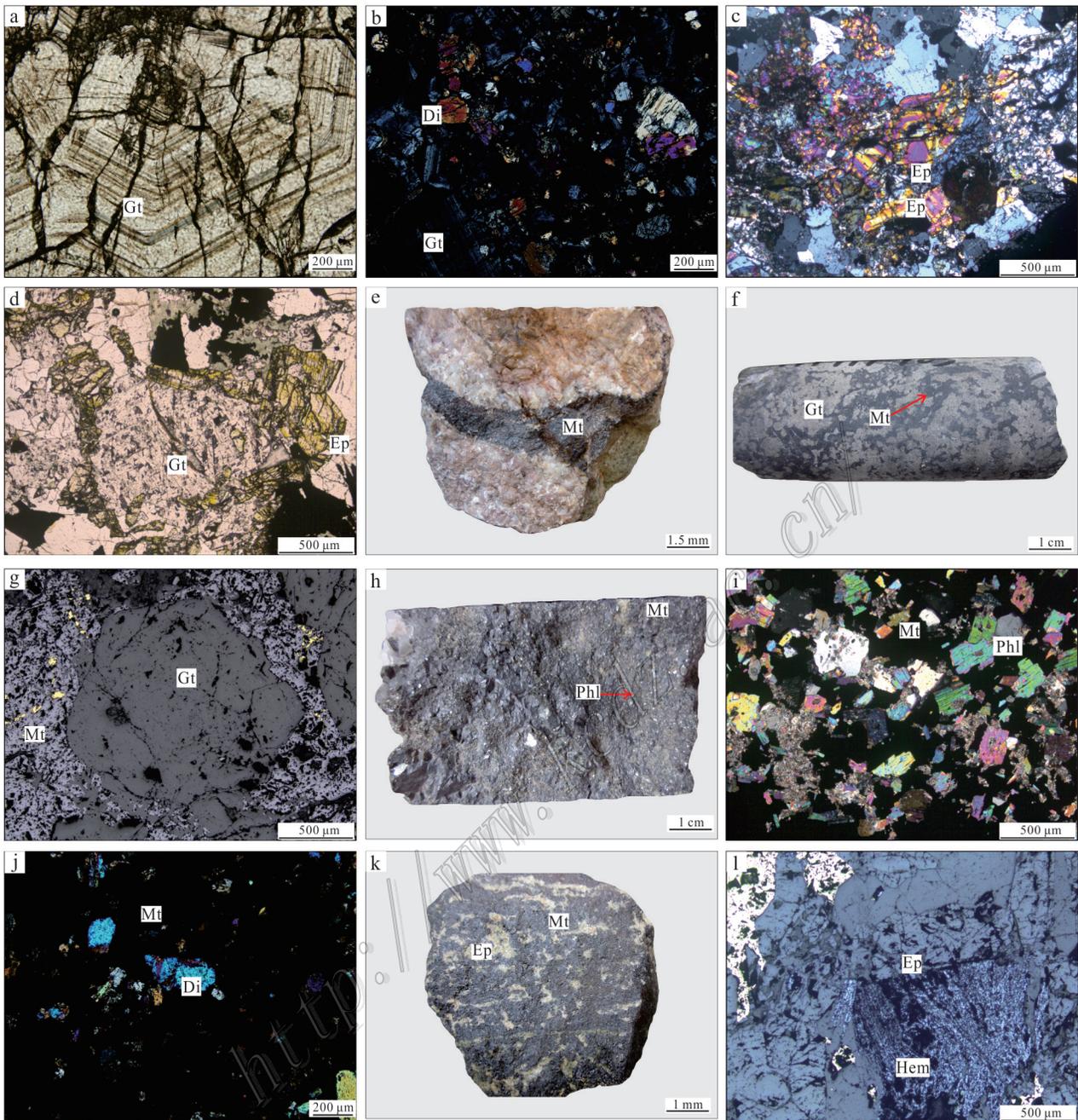


图4 虎头崖矿床矽卡岩阶段和退化蚀变阶段矿物、矿石典型特征

a. 石榴子石具有环带结构(单偏光); b. 石榴子石与透辉石共生(正交偏光); c. 绿帘石具有环带结构(正交偏光); d. 绿帘石交代石榴子石(单偏光); e. 脉状构造, 可见磁铁矿呈脉状分布于大理岩、矽卡岩中; f. 石榴子石磁铁矿矿石, 斑点状构造; g. 磁铁矿交代石榴子石(反射光); h, i. 金云母磁铁矿矿石及镜下特征, 浸染状构造; j. 透辉石与磁铁矿共生(正交偏光); k. 磁铁矿矿石, 块状构造; l. 绿帘石与赤铁矿共生(反射光)

Mt—磁铁矿; Hem—赤铁矿; Phl—金云母; Gt—石榴子石; Di—透辉石; Ep—绿帘石

Fig. 4 Typical mineral and ore characteristics of the Hutouya deposit at skarn stage and retrograde alteration stage

a. Zonal texture garnet (plainlight); b. Garnet coexistence with diopside (crossed nicols); c. Zonal texture epidote (crossed nicols); d. Garnet replaced epidote (plainlight); e. Vein structure, veined magnetite distributed in marble and skarn; f. Garnet magnetite ore, spotted structure; g. Garnet replaced by magnetite (reflected light); h, i. Phlogopite magnetite ore and its microscopic characteristics, disseminated structure; j. Diopside coexistence with magnetite (crossed nicols); k. Magnetite ore, massive structure; l. Epidote coexistence with hematite (reflected light)

Mt—Magnetite; Hem—Hematite; Phl—Phlogopite; Gt—Garnet; Di—Diopside; Ep—Epidote

石等矽卡岩矿物共生(图 4l)。

石英硫化物阶段,石英和碳酸盐矿物的含量明显增多,并开始出现大量的方解石,还主要形成磁黄铁矿、黄铁矿、辉钼矿、黄铜矿、斑铜矿等铁、铜硫化物,这一阶段也是闪锌矿、方铅矿最主要的成矿阶段。该阶段形成的矿石主要包括闪锌矿矿石、铜铅锌矿矿石和铁锌矿矿石。闪锌矿矿石主要由闪锌矿及少量黄铜矿、金云母、辉石等组成(图 5a),闪锌矿含量约 60%左右,灰黑色,少量金云母与闪锌矿共生。

铜铅锌矿矿石主要由方铅矿、闪锌矿及少量黄铜矿等组成(图 5b、c),呈灰黑色,方铅矿为铅灰色,深褐色的闪锌矿,可见黄铜矿交代退化蚀变阶段矿物绿帘石(图 5d、e)。铁锌矿矿石主要由闪锌矿、磁铁矿、金云母、石英等组成,磁铁矿含量一般为 50%~55%,浸染状构造,闪锌矿常交代退化蚀变阶段矿物金云母(图 5e)。方解石、石英等多呈脉状分布于矽卡岩和矿体之中,可见方解石切穿早期石榴子石或沿着环带交代石榴子石(图 5f)。

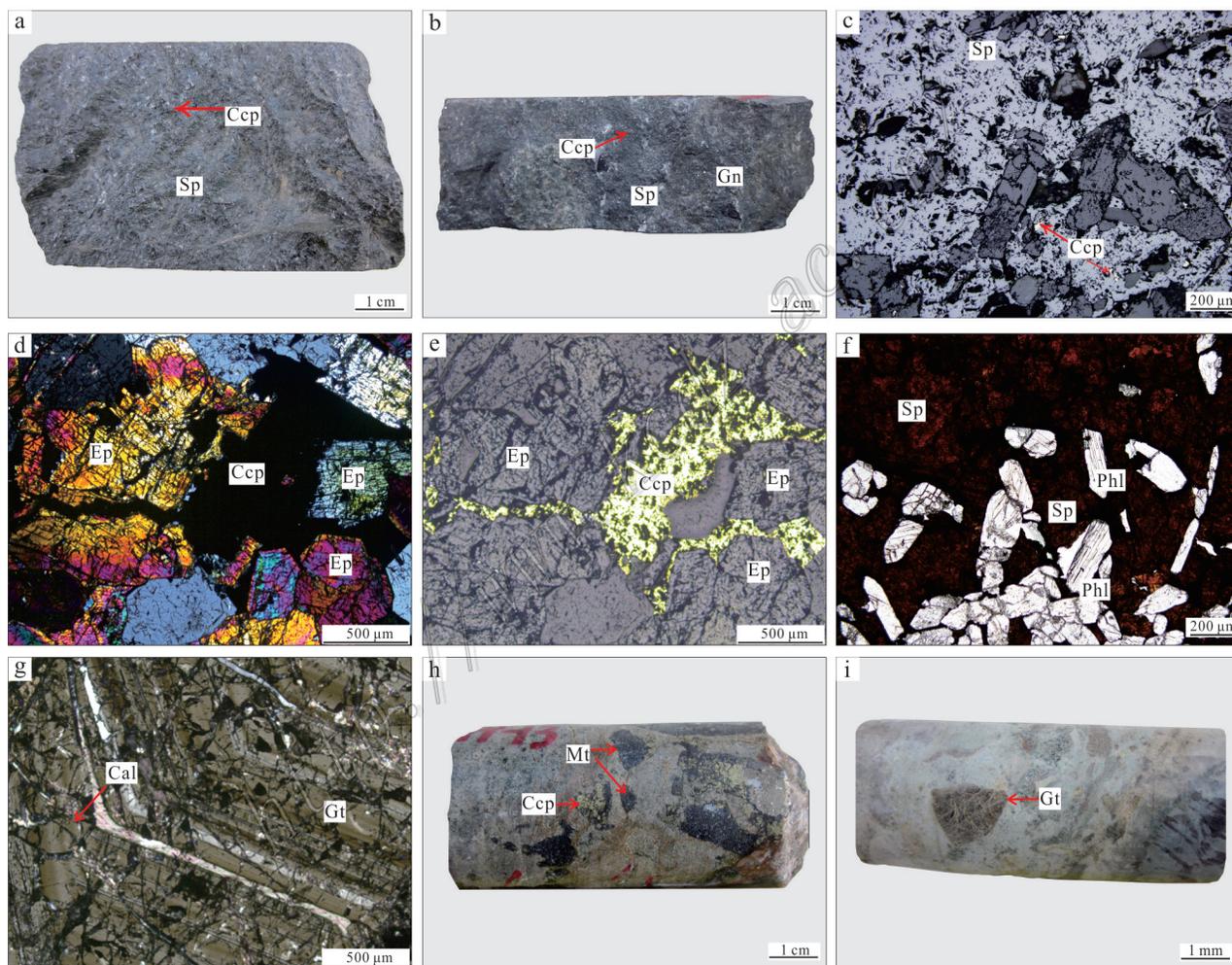


图 5 虎头崖矿床石英硫化物阶段矿物、矿石典型特征及常见矿石构造

a. 闪锌矿矿石; b, c. 铜铅锌矿矿石及镜下特征; d, e. 黄铜矿交代绿帘石(正交偏光、反射光); f. 闪锌矿交代金云母(单偏光); g. 方解石沿着环带交代石榴子石(正交偏光); h, i. 角砾状构造,可见矿石角砾、矽卡岩、硅质岩角砾

Gn—方铅矿; Sp—闪锌矿; Ccp—黄铜矿; Mt—磁铁矿; Phl—金云母; Gt—石榴子石; Ep—绿帘石; Cal—方解石

Fig. 5 Typical mineral characteristics and ore structures of the Hutouya deposit at quartz-sulfide stage

a. Sphalerite ore; b, c. Copper-lead-zinc ore and its microscopic characteristics; d, e. Epidote replaced by chalcopyrite (crossed nicols and reflected light); f. Phlogite replaced by sphalerite (plainlight); g. Garnet replaced by calcite along the ring (crossed nicols);

h, i. Brecciated structure, including ore breccia, skarn breccia, siliceous rock breccia

Gn—Galena; Sp—Sphalerite; Ccp—Chalcopyrite; Mt—Magnetite; Phl—Phlogopite; Gt—Garnet; Ep—Epidote; Cal—Calcite

除上述矿石构造外,硫化物矿石还可见角砾状构造、脉状构造等(图4e,图5g,h)。矿石结构以自形粒状结构、半自形粒状结构、半自形-他形粒状结构、交代结构、碎裂结构、放射状结构、包含结构和鲕状结构等为特征(图6a~i)。矿石矿物主要有磁铁矿、黄铜矿、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、赤铁矿等,脉石矿物包括石榴子石、透辉石、绿帘石、方解石、金云母、

石英、绿泥石、萤石、斜长石、钾长石、符山石等。

3 流体包裹体及H-O同位素特征

3.1 样品采集与分析方法

在野外详细观察的基础上,重点挑选了涵盖砂卡岩阶段、退化蚀变阶段和石英硫化物阶段的样品。

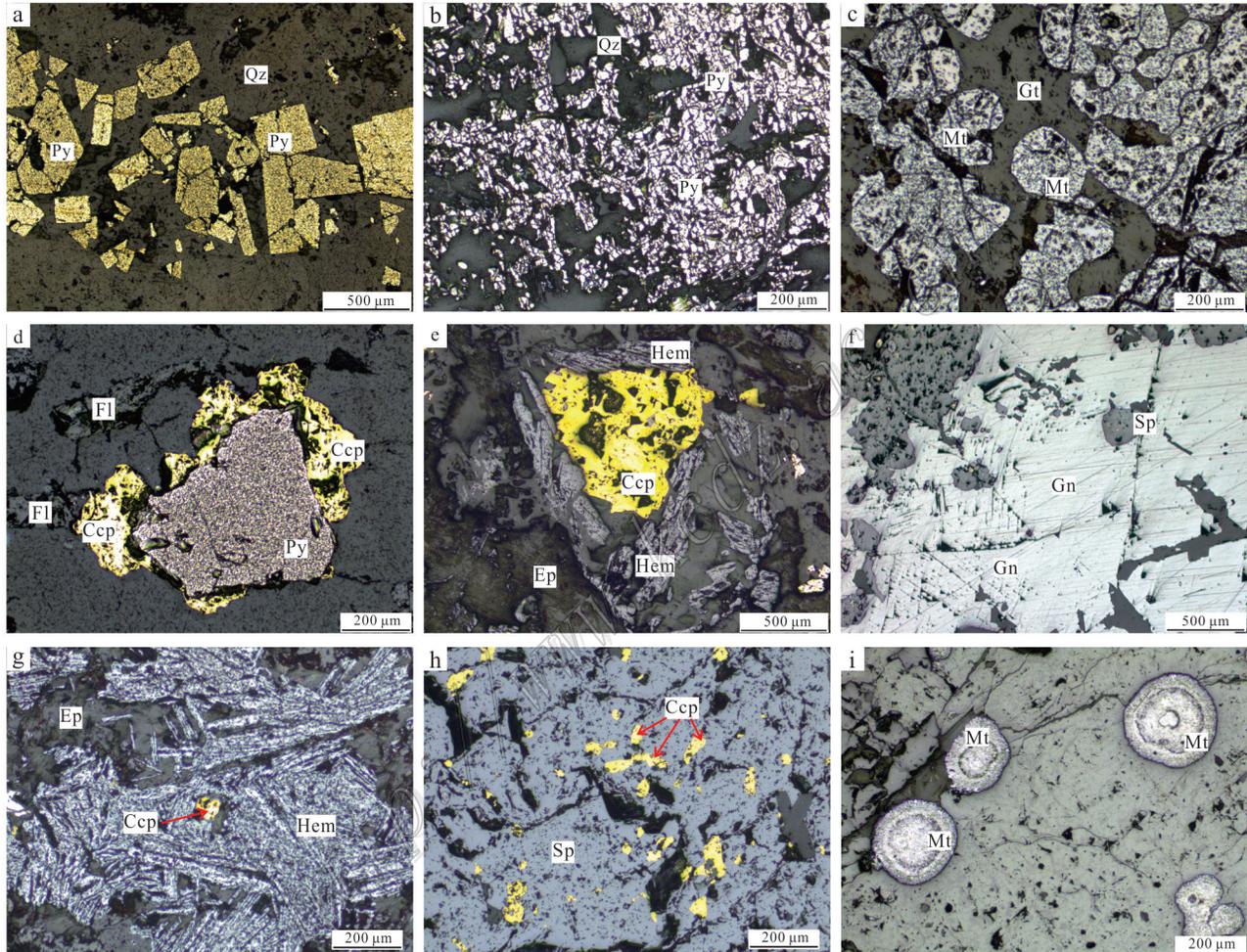


图6 虎头崖矿床典型金属矿物及结构特征

a. 碎裂结构的黄铁矿;b. 半自形粒状结构的黄铁矿;c. 自形-半自形粒状结构的磁铁矿;d. 黄铜矿交代半自形粒状结构的黄铁矿;e. 放射状的赤铁矿交代半自形-他形粒状结构的黄铜矿;f. 呈现黑三角孔的方铅矿与闪锌矿共生;g. 放射状结构的赤铁矿;h. 闪锌矿中的固溶体分离结构; i. 鲕状结构的磁铁矿

Mt—磁铁矿;Hem—赤铁矿;Gn—方铅矿;Sp—闪锌矿;Py—黄铁矿;Ccp—黄铜矿;Gt—石榴子石;Ep—绿帘石;Fl—萤石;Qz—石英

Fig. 6 Typical metallic minerals and textures characteristics of the Hutouya deposit

a. Cataclastic texture in pyrite; b. Hypidiomorphic granular pyrite; c. Idiomorphic-hypidiomorphic granular magnetite; d. chalcopyrite replaced by hypidiomorphic granular pyrite; e. Hypidiomorphic-allotriomorphic granular chalcopyrite replaced by radial hematite; f. Galena with black delthyrium coexistence with sphalerite; g. Radiating texture hematite; h. Sphalerite contains with allotriomorphic granular chalcopyrite; i. Oolitic texture magnetite

Mt—Magnetite; Hem—Hematite; Gn—Galena; Sp—Sphalerite; Py—Pyrite; Ccp—Chalcopyrite; Gt—Garnet; Ep—Epidote; Fl—Fluorite; Qz—Quartz

而后对典型的样品制作包裹体片50余片,测试样品包括矽卡岩阶段的石榴子石、透辉石、退化蚀变阶段的绿帘石和石英硫化物阶段的石英、方解石和萤石。显微镜下通过对不同期次矿物的原生流体包裹体岩相学、测温学与拉曼成分研究,以及对应阶段的石英开展H-O同位素分析测试。

流体包裹体的岩相学研究工作在自然资源部矿产勘查技术指导中心显微镜实验室完成,实验仪器为德国徕卡公司生产的Leica DM 4500P型正交偏反光显微镜。流体包裹体显微测温在有色金属矿床地质调查中心包裹体实验室完成,显微冷热台为英国Linkam公司生产的THMSG 600冷/热台,温度控制范围为-196~600℃,冷热台在-196~0℃温度区间的测定精度为±0.1℃,0~600℃区间为±1℃。单个流体包裹体成分激光拉曼探针测试在中国地质科学院资源研究所流体包裹体与成矿模拟实验室完成,测试仪器为英国Renishaw公司生产的Renishaw-2000型显微共焦激光拉曼光谱仪,激发激光波长514.53 nm,激光功率20 mW,激光束斑最小直径1 μm,光谱分辨率1~2 cm⁻¹。

H-O同位素测定、样品制备和质谱测定均由核工业北京地质研究院测试中心完成。选取具代表性样品,经手工进行逐级破碎、过筛至40~60目,在双目镜下挑选所得上,纯度大于99%单矿物样品5 g以上,送实验室分析。O同位素分析采用BrF₃法,分析结果均以V-SMOW为标准,分析精度为±0.2‰。

3.2 流体包裹体岩相学特征

根据包裹体的成分及室温下(22℃)的流体包裹体相态的种类(卢焕章等,2004),可将本次研究流体包裹体划分为5种基本类型:富气相包裹体(I型)、富液相包裹体(II型)、含子矿物三相包裹体(III型)、纯气相包裹体(IV型)和纯液相包裹体(V型)。原生包裹体多呈孤立状分布,而次生包裹体多沿矿物裂隙成线状分布。

(1) 矽卡岩阶段

以石榴子石和透辉石中包裹体发育为特征,主要见II型、III型和少量的IV型、V型包裹体(图7a~d)。II型包裹体约占60%,且多呈不规则状、长条状、浑圆状及椭圆状(图7a),包裹体普遍较小,大小主要介于4~14 μm之间,包裹体呈孤立分布或成群分布,升温后均一到液相。III型包裹体以长条状、浑圆状及不规则状为主(图7b、d),包裹体大小主要为4~24 μm。其中,不透明子矿物可能为金属矿物,

大小约0.5~1.5 μm;透明子矿物主要有2种晶形:一种为NaCl子晶,具有立方体晶形,无色透明,大小约1.0~2.5 μm;另一种为椭圆形,无色透明,大小约1.5~2.0 μm,可能为钾盐子晶。IV型和V型包裹体呈浑圆状、椭圆状及长条状(图7c、d),大小主要介于5~14 μm。

(2) 退化蚀变阶段

以绿帘石中包裹体发育为特征,主要为II型和少量I型包裹体(图7e、f)。II型包裹体约占80%,且多以长条状和浑圆状为主,包裹体普遍较小,大小主要介于4~13 μm,包裹体呈孤立分布。I型包裹体较少,多呈长条状、浑圆状,大小主要为4~10 μm,气相分数约75%~90%。

(3) 石英硫化物阶段

萤石中的包裹体主要为II型和少量III型、I型包裹体(图7g~i)。II型包裹体约占70%,且多呈长条状、浑圆状、椭圆状及不规则状,包裹体大小主要介于4~12 μm,少数可达到26 μm。III型包裹体主要呈长条状、椭圆状,大小主要介于5~16 μm。其中,透明子矿物主要为NaCl子晶,具有立方体晶形,无色透明,大小约1.5~4.0 μm(图7i)。I型包裹体形态简单(图7h),多呈浑圆状、椭圆状,大小约4~12 μm,气相分数变化于80%~95%。萤石中包裹体大多呈孤立分布或成群分布,升温后绝大部分均一到液相,小部分均一到气相。

石英中的包裹体主要为II型和少量III型。II型包裹体约占75%,且多呈长条状、浑圆状、椭圆状,包裹体普遍较小,大小主要介于4~20 μm(图7h~k)。III型包裹体以浑圆状、椭球状及长条状为主,大小约5~16 μm,升温后均一到液相。其中,透明子矿物主要为NaCl子晶,具有立方体晶形,无色透明,大小约1.5~2 μm(图7k)。石英中的包裹体呈孤立或成群分布,升温后大部分均一到液相。

方解石中的包裹体主要为II型包裹体(图7l),形态较简单,以长条状、椭球状和浑圆状为主;包裹体普遍较小,大小主要介于4~10 μm,气相分数变化于6%~45%;包裹体呈孤立或成群分布,升温后均一至液相。

上述岩相学分析表明,虎头崖矿床成矿流体演化过程中,I、II型包裹体基本贯穿流体演化全过程,以II型包裹体较发育为特征,III、IV、V型包裹体特征反映初始成矿流体的高盐度特征。随着成矿流体的不断演化,III、IV、V型包裹体逐渐消失。

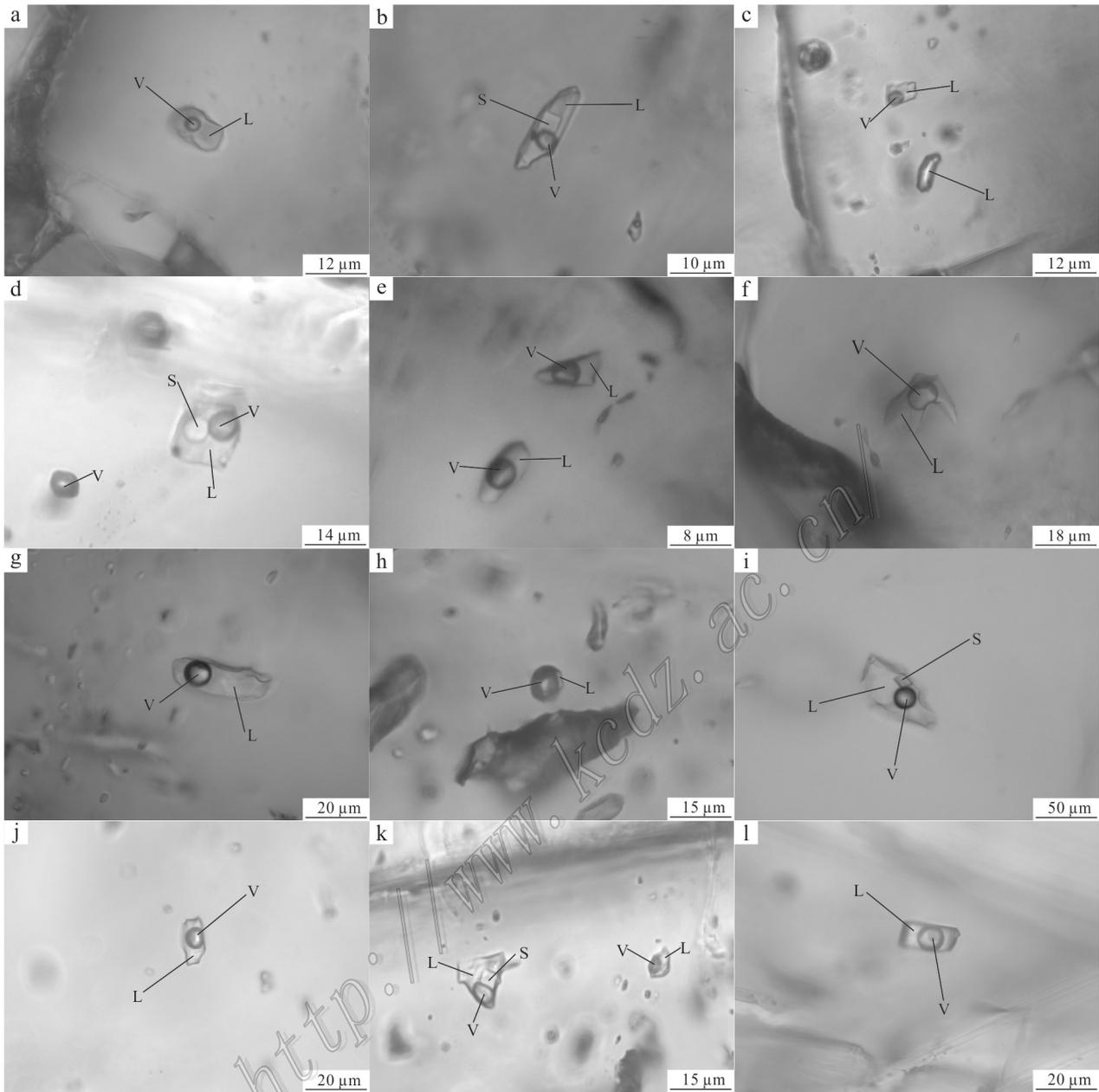


图7 虎头崖铅锌多金属矿床不同阶段流体包裹体显微照片

a. 石榴子石中Ⅱ型包裹体;b. 石榴子石中Ⅲ型包裹体;c. 透辉石中Ⅱ型和V型包裹体;d. 透辉石中Ⅲ型和Ⅳ型包裹体;e. 绿帘石中Ⅱ型包裹体;f. 绿帘石中Ⅰ型和Ⅱ型包裹体;g. 萤石中Ⅱ型包裹体;h. 萤石中Ⅰ型包裹体;i. 萤石中Ⅲ型包裹体;j. 石英中Ⅱ型包裹体;
k. 石英中Ⅱ型和Ⅲ型包裹体;l. 方解石中Ⅱ型包裹体
V—气相;L—液相;S—子矿物

Fig. 7 Characteristics of fluid inclusions in different stages from the Hutouya deposit

a. Type II inclusions of garnet; b. Type III inclusions of garnet; c. Type II and V inclusions of diopside; d. Type III and IV inclusions of diopside; e. Type II inclusions of epidote; f. Type I and II inclusions of epidote; g. Type II inclusions of fluorite; h. Type I inclusions of fluorite; i. Type III inclusions of fluorite; j. Type II inclusions of quartz; k. Type II and III inclusions of quartz; l. Type II inclusions of calcite;
V—Vapor phase; L—Liquid phase; S—Daughter mineral

3.3 均一温度和盐度

在对各类包裹体特征进行了详细观察记录的基

础上,选择典型原生包裹体进行显微测温分析,测定的流体包裹体以Ⅰ型、Ⅱ型和Ⅲ型为主,对不同阶段

各矿物的流体包裹体通过加温均一到液相、气相获得均一温度,测定结果见表 1。对气液两相包裹体,依据盐度计算公式 (Potter et al., 1978) $S=0.00+$

$1.78\theta-0.0442\theta^2+0.000557\theta^3$,式中,S 为盐度; θ 为冰点温度($^{\circ}\text{C}$)。含子矿物包裹体的盐度采用子晶熔化温度和盐度的关系式计算 (Hall et al., 1988): $W_{\text{NaCl}}=$

表 1 虎头崖矿床流体包裹体显微测温结果

Table 1 The microthermometric results of fluid inclusions from the Hutouya deposit

成矿阶段	采样位置	样号	产状	寄主矿物	包裹体类型	测定数/个	大小/ μm	温度/ $^{\circ}\text{C}$			盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ /%	密度/ (g/cm^3)											
								冰点温度	子矿物融化温度	部分均一温度			完全均一温度										
砂卡岩阶段	I 矿带	HTY1-12	辉石石榴子石砂卡岩	石榴子石	II	75	4~14	-16.7~-0.1	-	-	281~576	0.90~33.78	0.53~1.06										
	I 矿带	HTY1-12	辉石石榴子石砂卡岩																				
	II 矿带	HTY2-10	石榴子石砂卡岩																				
	II 矿带	HTY2-6	辉石石榴子石砂卡岩																				
	VI 矿带	HTY19-15	石榴子石砂卡岩																				
	VI 矿带	HTY19-25	辉石石榴子石砂卡岩																				
	VI 矿带	HTY19-52	辉石石榴子石砂卡岩																				
	I 矿带	HTY1-12	辉石石榴子石砂卡岩																				
	I 矿带	HTY1-17	石榴子石砂卡岩																				
	II 矿带	HTY2-10	石榴子石砂卡岩																				
	II 矿带	HTY2-6	辉石石榴子石砂卡岩																				
	VI 矿带	HTY19-123	辉石石榴子石砂卡岩																				
	VI 矿带	HTY19-132	石榴子石砂卡岩																				
	退化蚀变阶段	I 矿带	HTY1-10											辉石磁铁矿	透辉石	III	98	4~24	-	219~529	219~529	325~579	32.43~53.23
I 矿带		HTY1-18	石榴子石辉石砂卡岩																				
I 矿带		HTY1-18(10)	透辉石磁铁矿矿石																				
I 矿带		HTY1-19	辉石磁铁矿																				
II 矿带		HTY2-4	辉石磁铁矿																				
II 矿带		HTY2-6	辉石石榴子石砂卡岩																				
VI 矿带		HTY-L(4)	辉石石榴子石砂卡岩																				
VI 矿带		HTY-L(5)	辉石石榴子石砂卡岩																				
VI 矿带		HTY19-12(10)	石榴子石绿帘石砂卡岩	绿帘石	II	30	4~13	-5.4~-0.1	-	-	223~380	0.18~10.99	0.52~0.84										
VI 矿带		HTY19-12(9)	石榴子石绿帘石砂卡岩																				
VI 矿带	HTY19-14(11)	石榴子石砂卡岩																					
VI 矿带	HTY19-14(12)	石榴子石砂卡岩																					
石英硫化物阶段	VI 矿带	HTY-1	砂卡岩中的石英脉	石英	II	33	4~20	-0.8~-0.1	-	-	236~382	0.18~1.45	0.53~0.82										
	VI 矿带	HTY-1(2)	砂卡岩中的石英脉																				
	VI 矿带	HTY-1	砂卡岩中的石英脉																				
	VI 矿带	HTY-1(3)	砂卡岩中的石英脉																				
	VI 矿带	HTY19-12(10)	石榴子石绿帘石砂卡岩											萤石	I	9	4~12	-0.6~-3.2	-	-	298~377	1.08~6.17	0.54~0.78
	VI 矿带	HTY19-12(9)	石榴子石绿帘石砂卡岩																				
	I 矿带	HTY1-12	辉石石榴子石砂卡岩																				
	VI 矿带	HTY19-12(10)	石榴子石绿帘石砂卡岩																				
	VI 矿带	HTY19-12(9)	石榴子石绿帘石砂卡岩																				
	VI 矿带	HTY-20(9)	含方铅矿的大理岩																				
	VI 矿带	HTY19-70	石榴子石砂卡岩	III	10	5~16	-	115~318	115~318	150~348	0.18~21.38	0.65~1.04											
	VI 矿带	HTY-20(9)	含方铅矿的大理岩																				
VI 矿带	HTY19-20(27)	硅质岩中的石榴子石脉																					
VI 矿带	HTY19-20(9)	石榴子石砂卡岩	方解石										II	43	4~10	-7.5~-0.1	-	-	160~332	0.18~2.77	0.63~0.97		
VI 矿带	HTY19-32(13)	铅锌矿含方解石																					
VI 矿带	HTY19-50(27)	石榴子石砂卡岩																					
VI 矿带	HTY-20(9)	含方铅矿的大理岩																					

$26.242 + 0.4948\psi + 1.42\psi^2 - 0.223\psi^3 + 0.04129\psi^4 + 0.006295\psi^5 - 0.001967\psi^6 + 0.000111257\psi^7$, 其中, $\psi = T/100$ (T 为NaCl子矿物熔化温度), 应用范围为 $0.1^\circ\text{C} \leq T \leq 801^\circ\text{C}$ 。

由测温结果可见(图8), 流体包裹体均一温度变化于 $104\sim 579^\circ\text{C}$, 反映了成矿流体形成于较为宽广的温度区间。矽卡岩阶段(I阶段)的石榴子石和透辉

石流体包裹体的均一温度主要分布于 $430\sim 490^\circ\text{C}$ 和 $550\sim 580^\circ\text{C}$ (图8a), 频率分布峰值分别为 450°C 、 460°C , 部分透辉石中的包裹体均一温度超过 580°C , 甚至达到 600°C 以上, 由于仪器的限制无法测得这部分包裹体的均一温度。石榴子石和透辉石包裹体中的子矿物大多数为石盐子晶, 但个别不透明子矿物在均一温度 580°C 以上尚未消失。退化蚀变阶段(II

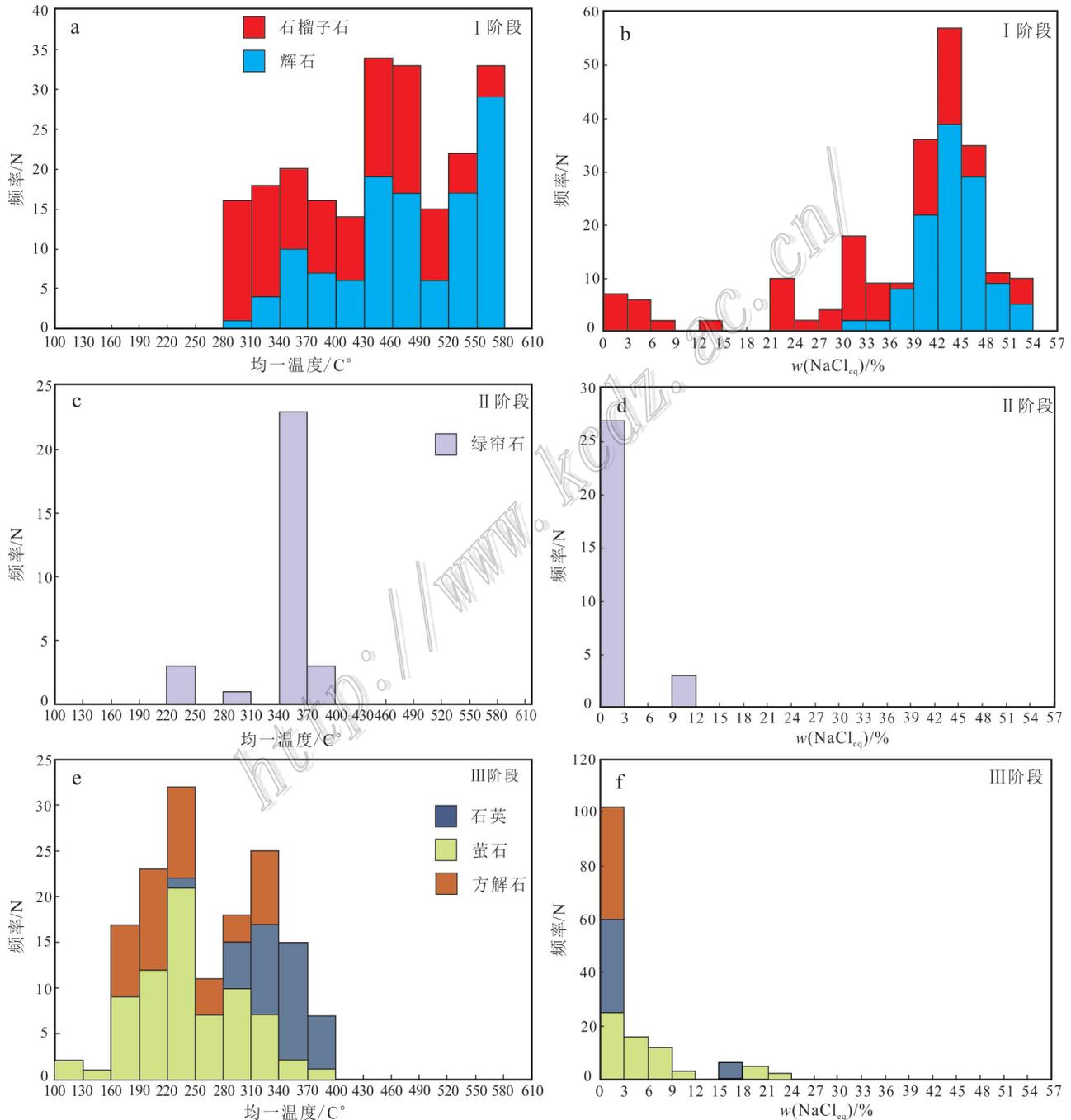


图8 虎头崖矿床各成矿阶段均一温度(a、c、e)、盐度图(b、d、f)

Fig. 8 Homogenization temperature (a, c, e) and salinity histogram (b, d, f) of fluid inclusions in different stages of the Hutouya deposit

阶段)的绿帘石流体包裹体的均一温度范围介于 340~370℃(图 8c),频率分布峰值为 350℃。石英硫化物阶段(Ⅲ阶段)流体包裹体的均一温度范围较广(图 8e),集中在 190~340℃,频率分布出现双峰,分别为 230℃和 330℃。其中,石英流体包裹体的均一温度要略高于方解石和萤石的,其均一温度介于 280~400℃,频率分布峰值为 350℃。方解石的均一温度分布于 160~340℃,峰值为 220℃;萤石的均一温度分布于 160~310℃,峰值为 230℃。

总的来说,虎头崖矿床的流体包裹体盐度变化范围较大, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 从 0.18%~53.23%,出现 3 个明显的集中区,分别为 0.18%~6%、15%~33% 和 39%~

53.23%。矽卡岩阶段的样品含有子矿物,所以盐度变化范围较大(图 8b),石榴子石中包裹体盐度明显分为 3 个区间,分别是 0.20%~6%、21%~33% 和 39%~48%,但辉石中盐度较高,主要集中在最后一个区间。退化蚀变阶段的绿帘石流体包裹体的盐度分布主要集中在 0.18%~3% 和 9%~12% 之间(图 8d);石英硫化物阶段的石英、方解石和萤石流体包裹体的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 范围主要集中在 0.18%~3% 和 15%~24% 两个集中区(图 8f)。

3.4 显微激光拉曼探针成分

为进一步确定流体成分,对各个阶段不同类型的包裹体进行了激光拉曼光谱峰值扫描分析,获得

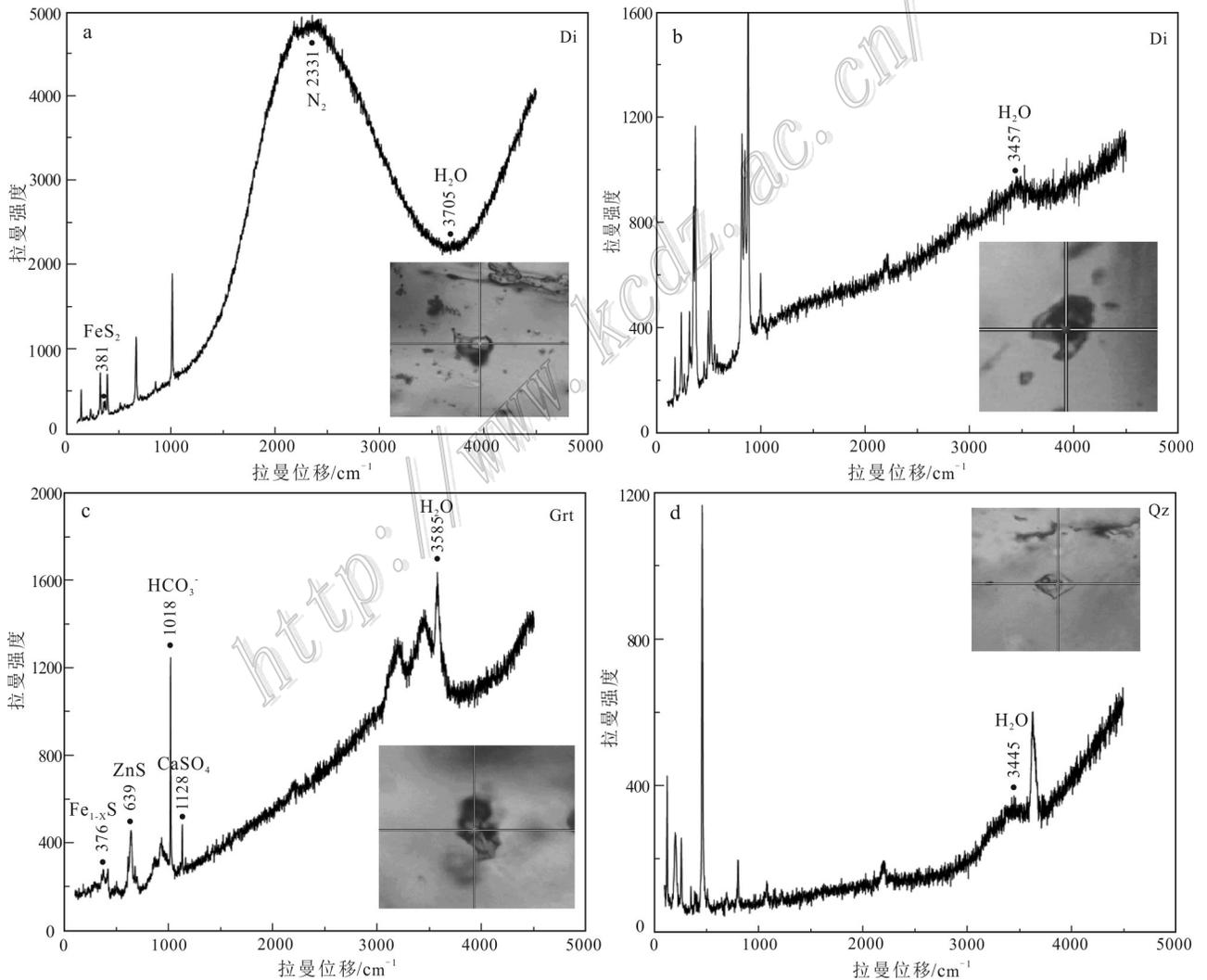


图 9 虎头崖矿床矽卡岩阶段(a~c)和石英硫化物阶段(d)流体包裹体的激光拉曼图谱

Grt—石榴子石;Di—透辉石;Qz—石英

Fig. 9 Laser Raman spectra of inclusions in skarn stage (a~c) and quartz-sulfide stage (d) from the Hutouya deposit

Gt—Garnet; Di—Diopside; Qz—Quartz

的部分激光拉曼图谱如图9。分析结果表明,矽卡岩阶段包裹体气相成分比较简单,以H₂O为主;液相成分以H₂O为主,含少量HCO₃⁻;固相成分以NaCl为主,并有极少量的闪锌矿(ZnS)、磁黄铁矿(Fe_{1-x}S)和硬石膏(CaSO₄)。石英硫化物阶段包裹体成分以为H₂O为主。

3.5 流体包裹体的密度

虎头崖矿床包裹体类型主要为气液水两相包裹体和含子矿物包裹体,根据NaCl-H₂O溶液包裹体的密度式(刘斌等,1987;刘斌,2001) $\rho_1=A+B\times t+C\times t^2$,式中, ρ_1 为盐水溶液密度(g/cm³), t 为均一温度(°C); A 、 B 、 C 又为盐度的函数: $A=A_0+A_1\times w+A_2\times w^2$, $B=B_0+B_1\times w+B_2\times w^2$, $C=C_0+C_1\times w+C_2\times w^2$, w 为含盐度(NaCl质量分数); A_0 、 A_1 、 A_2 、 B_0 、 B_1 、 B_2 、 C_0 、 C_1 、 C_2 为无量纲参数,根据不同含盐度范围选取不同的参数值。通过计算,算得的成矿流体密度在0.52~1.19 g/cm³之间。矽卡岩阶段流体密度介于0.53~1.19 g/cm³,平均值为0.99 g/cm³。退化蚀变阶段的的密度范围分布于0.52~0.84 g/cm³,平均值为0.62 g/cm³。石英硫化物阶段介于0.53~1.04 g/cm³,平均值为0.77 g/cm³。

3.6 H-O同位素

本文对虎头崖铅锌矿的石榴子石、透辉石、绿帘石、磁铁矿、石英进行了H-O同位素分析。矿床中代表不同成矿阶段热液矿物的O同位素组成和包裹体水的H同位素组成测试结果见表2,根据矿物与水的O同位素平衡分馏方程和包裹体均一温度计算获得成矿流体的O同位素组成见表2,计算所采用的方程式为: $1000\ln\alpha_{\text{石榴子石-水}}=1.14\times 10^6/T^2-3.70$ (卢武长等,1982), $1000\ln\alpha_{\text{透辉石-水}}=3.92\times 10^6/T^2-8.43\times 10^3/T+2.40$ (郑永飞等,2000), $1000\ln\alpha_{\text{绿帘石-水}}=4.05\times 10^6/T^2-7.81\times 10^3/T+2.29$ (郑永飞等,2000), $1000\ln\alpha_{\text{磁铁矿-水}}=2.88\times 10^6/T^2-11.36$ (Zheng,1993), $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}}=3.09\times 10^6/T^2-3.29$ (张理刚,1985)。

由测试结果可知,石榴子石中包裹体水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值集中在3.02‰~8.55‰,透辉石中包裹体水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值集中在6.17‰~8.78‰,绿帘石中包裹体水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值介于-19.25‰~-14.97‰,磁铁矿中 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为8.31‰~9.41‰。矽卡岩阶段石榴子石、透辉石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值分布在3.02‰~8.78‰,退化蚀变阶段 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值集中在-19.25‰~-14.97‰,石英硫化物阶段石英流体包裹体水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值分布

在-12.92‰~-0.62‰, δD 为-105‰~-95.9‰。

本文和苏松(2011)测定的方解石H、O同位素数据为研究成矿流体来源及演化提供了重要信息。由图10可以看出,H同位素值主要在大气降水的H同位素组成范围内;O同位素则有较大的变化,矽卡岩阶段 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值相对较高,具有大气降水和岩浆水的特征,但以岩浆水为主。退化蚀变阶段的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值仍在大气降水和岩浆水的O同位素组成范围之内,但 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值明显偏低,表明此阶段成矿流体混入的大气降水明显增多。在 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 图解(图10b)中,石英硫化物阶段样品位置落于大气降水线附近,表明此阶段的成矿流体以大气降水为主。从成矿早期至晚期,成矿热液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值逐渐降低,热液的这种特征可能是由于来自深部的岩浆热液在上升过程中与围岩地层中的大气降水混合导致。

4 讨论

4.1 成矿物理化学条件

流体包裹体测温结果表明,虎头崖铅锌矿成矿流体体系从早到晚发生规律性的变化,主要体现在包裹体类型、温度、盐度和压力等发面。虎头崖铅锌多金属矿床3个成矿阶段均发育有流体包裹体,这些包裹体反映了成矿流体的基本特征。

矽卡岩阶段包裹体气相成分比较简单,以H₂O为主,液相成分以H₂O为主,含少量HCO₃⁻;固相成分以NaCl为主,并有极少量的闪锌矿(ZnS)、磁黄铁矿(Fe_{1-x}S)和硬石膏(CaSO₄)。Na⁺、Ca⁺的含量较高,显示早期流体具有较高盐度。流体包裹体完全均一温度集中在430~490°C,部分包裹体加热到580°C仍不均一,具有高温、高盐度的岩浆热液特点,指示了成矿初始流体体系为高温、中高盐度H₂O-NaCl体系,与国内外典型的矽卡岩型矿床成矿流体特征相似(Baker et al.,2003;2004;陈衍景等,2007;安江华,2010)。

退化蚀变阶段的绿帘石以富液相和少量富气相包裹体为特征,均一温度集中范围340~370°C,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 变化范围0.18%~10.99%,指示了成矿流体体系具有中温、低等盐度的特征。该阶段主要形成磁铁矿、赤铁矿,后期还有少量磁黄铁矿等硫化物的形成,是虎头崖矿床铁矿石形成的主要阶段,这与I

表2 虎头崖矿床H-O同位素组成
Table 2 H-O isotopic compositions from the Hutouya deposit

样号	采样位置	岩性	矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	$T/^\circ\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	资料来源
HTY1-12	I矿带	透辉石磁铁矿矿石	石榴子石	4.5	-	338	5.15	
HTY1-17	I矿带	石榴子石砂卡岩	石榴子石	5.3	-	501	7.10	
HTY2-10	II矿带	石榴子石砂卡岩	石榴子石	6.5	-	406	7.73	
HTY2-11	II矿带	石榴子石砂卡岩	石榴子石	3.8	-	406	5.03	
HTY2-6	II矿带	辉石石榴子石砂卡岩	石榴子石	3.1	-	352	3.88	
HTY19-11	VI矿带	石榴子石砂卡岩	石榴子石	7.3	-	409	8.55	
HTY19-47	VI矿带	石榴子石砂卡岩	石榴子石	1.8	-	405	3.02	
HTY19-51	VI矿带	石榴子石砂卡岩	石榴子石	3.5	-	405	4.72	
HTY1-11	I矿带	石榴子石辉石砂卡岩	透辉石	6.8	-	512	8.78	
HTY1-13	I矿带	辉石磁铁矿	透辉石	7.4	-	512	7.38	
HTY1-14	I矿带	辉石化花岗闪长岩	透辉石	6.2	-	512	7.18	
HTY2-4	II矿带	辉石磁铁矿	透辉石	7.2	-	508	6.17	
HTY2-12	II矿带	绿帘石砂卡岩	绿帘石	-10.6	-	406	-15.17	本文
HTY19-65	VI矿带	石榴子石砂卡岩	绿帘石	-10.5	-	346	-17.75	
HTY19-7	VI矿带	绿帘石砂卡岩	绿帘石	-11	-	346	-19.25	
HTY19-14	VI矿带	石榴子石砂卡岩	绿帘石	-8.9	-	359	-14.97	
HTY2-13	II矿带	石榴子石磁铁矿	磁铁矿	3.2	-	406	8.31	
HTY2-3	II矿带	辉石磁铁矿	磁铁矿	4.3	-	406	9.41	
HTY1-10	I矿带	辉石磁铁矿	磁铁矿	4.1	-	-	-	
HTY1-11	I矿带	石榴子石辉石砂卡岩	磁铁矿	7.2	-	-	-	
HTY1-13	I矿带	辉石磁铁矿	磁铁矿	3	-	-	-	
HTY-1	VI矿带	砂卡岩中的石英脉	石英	-5.2	-100.6	349	-9.90	
HTY19-40	VI矿带	含黄铁矿脉二长花岗岩	石英	4.5	-104.2	333	-0.62	
HTY19-64	VI矿带	石榴子石砂卡岩	石英	-7.7	-105	333	-12.82	
HTY19-69	VI矿带	石榴子石砂卡岩	石英	-6	-95.9	333	-11.12	
HTY19-88	VI矿带	石榴子石砂卡岩	石英	-7.8	-101.2	333	-12.92	
B1	-	-	方解石	-10.38	-76.8	-	-	
B2	-	-	方解石	-6.8	-91.1	-	-	
B3	-	-	方解石	-11.58	-76	-	-	
B4	-	-	方解石	-2.27	-85.1	-	-	
B5	-	-	方解石	-5.2	-92.7	-	-11.58~-2.27	苏松 (2011)
B6	-	-	方解石	-9.61	-92.1	-	-	
B7	-	-	方解石	9.42	-82.3	-	-	
B8	-	-	方解石	-10.18	-87.6	-	-	
B9	-	-	方解石	-10.27	-90.3	-	-	

矿带在此阶段形成Fe矿体的客观地质事实相符。

石英硫化物阶段的萤石、石英、方解石以富液相包裹体和少量含子矿物三相包裹体、富气相包裹体为特征,石英硫化物阶段包裹体成分主要为 H_2O 。

包裹体均一温度降低到 $190\sim 340^\circ\text{C}$,盐度也有所降低, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 变化范围是 $0.18\%\sim 3\%$ 和 $15\%\sim 24\%$,为中低温、低盐度 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 体系。该阶段是闪锌矿、方铅矿最主要的成矿阶段,还有少量黄铜矿和黄

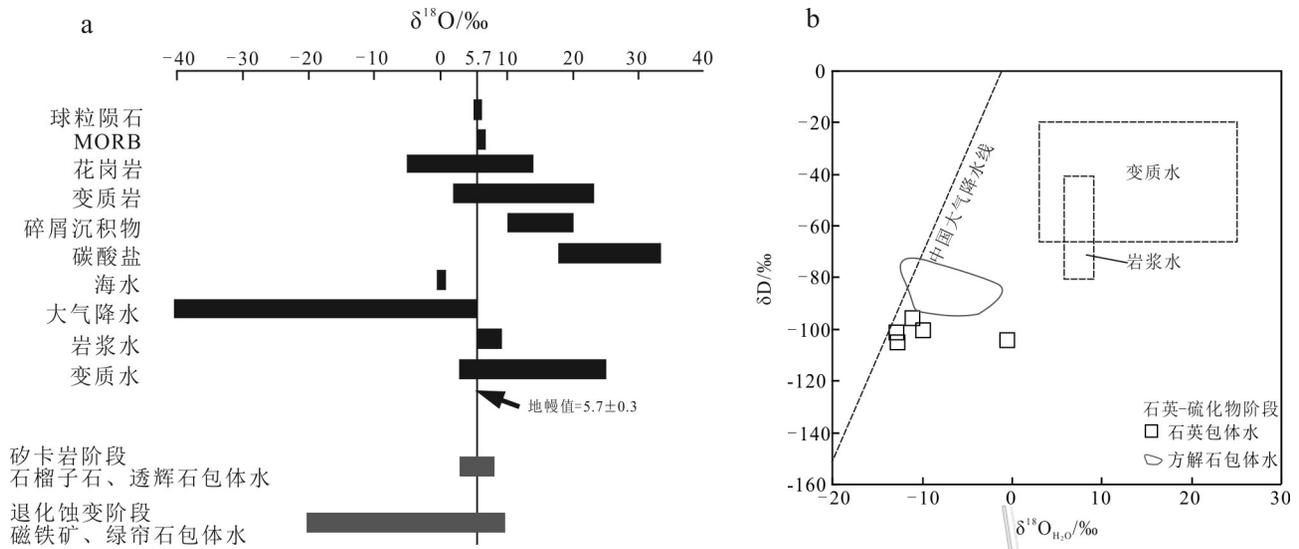


图10 虎头崖矿区矿物O同位素组成与天然O同位素储库对比图解(a,底图据 Rollinson, 1993)和虎头崖矿区 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 图解 (b,底图据 Craig, 1961; Taylor, 1974; Sheppard, 1986),其中方解石包体水数据引自苏松(2011)

Fig. 10 Comparison diagram of natural H-O isotope composition and H-O isotope composition from the Hutouya deposit (a, after Rollinson, 1993) and diagram of $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ from the Hutouya deposit (b, base map after Craig, 1961; Taylor, 1974; Sheppard, 1986), the data of calcite inclusion water after Su (2011)

铁矿的形成,主要是在中低温热液条件下形成的。

综合上述分析表明,虎头崖矿床从成矿早期到成矿晚期,成矿体系从初始高温、中高盐度的环境逐渐向中低温、低盐度的环境转变,显示流体包裹体所反映的成矿演化特征与矿石矿物共生组合特征相一致。

4.2 流体沸腾与成矿物质沉淀

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(Rodder, 1984; Reed et al., 1985; Logan, 1999; 沈昆等, 2000; 2001; Yao, 2001; Ruano et al., 2002; Gu et al., 2003; Calagari, 2004; Baker et al., 2004; 卢焕章等, 2004; 顾雪祥等, 2010)。显微镜观察包裹体岩相学特征,在石英硫化物阶段不同类型的包裹体(Ⅱ型、Ⅲ型)在同一微观视域内共存,且包裹体的气/液相比变化大(图7),表明包裹体捕获时流体始终处于不均一态(卢焕章等, 2004)。在此不均一体系中,捕获温度等同于捕获的纯液相或纯气相包裹体的均一温度,一般这些均一温度具有最低值(Bodnar, 2003)。而在实际测温过程中很难区分出完全捕获了纯液相或纯气相的包裹体,所以通常将偏中低值的均一温度近似地视为真实捕获温度。虎头崖矿床中,石英硫化物阶段流体包裹体的均一

温度主要分布于 $190\sim 250^\circ\text{C}$ 和 $280\sim 340^\circ\text{C}$ (图8e),推测其真实捕获温度为 $190\sim 250^\circ\text{C}$ 。

岩相学观察表明石英硫化物阶段的含子矿物包裹体和气液包裹体是同期次捕获的原生包裹体,而且这些共生的包裹体的均一温度相近,但它们的盐度差别较大。随着成矿作用的进行,温度和盐度逐渐下降,到了石英硫化物阶段,可见部分包裹体的盐度升高(图8),中低盐度流体分离在均一温度 $200\sim 300^\circ\text{C}$ 最为显著,在此温度区间富气相包裹体和含子矿物三相共生(图7),显微镜下同一视域内有均一到气相、液相的包裹体。这种不同类型包裹体的均一方式不同,盐度变化较大,但均一温度相近,这是流体沸腾(不混溶)的直接证据(卢焕章等, 2004),表明原始成矿流体在 $200\sim 300^\circ\text{C}$ 温度区间发生了沸腾作用。大量研究表明,流体沸腾能够加速成矿物质卸载,许多矿床成因与流体沸腾关系密切(Zhang et al., 2012a; 2012b; Deng et al., 2013; Li et al., 2011; 2012a; 2012b; 2012c; Zheng et al., 2012; 李登峰等, 2013)。

综上所述,从Ⅰ阶段到Ⅲ阶段,虎头崖铅锌多金属矿床流体温度和盐度持续稳定降低,成矿早期高温高盐度的流体体系中富含大量的挥发分及矿质成分,随着成矿作用的进行,流体的温度盐度降低,可

能有大气降水的混入。到了Ⅲ阶段流体发生沸腾作用,往往会导致流体中的挥发分大量逸散,成矿流体体系的物理化学平衡被打破,致使流体中携带的铅锌发生沉淀,并富集形成矿床。

4.3 成矿流体来源演化

虎头崖铅锌多金属矿床流体包裹体研究结果显示,随着成矿作用的进行,早期成矿阶段到晚期成矿阶段,均一温度和盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 由Ⅰ阶段→Ⅱ阶段→Ⅲ阶段的变化分别为:430~490℃、550~580℃→340~370℃→190~340℃;39%~48%→9%~12%→0.18%~4%、15%~24%,成矿流体的均一温度和盐度呈逐渐降低的趋势,可能有大气降水的混入。石英硫化物阶段流体发生沸腾作用,流体体系由封闭转为半封闭,有大量的大气降水混入,流体系统逐渐演化为以大气降水为主的热液体系,温度盐度降低,因物理化学条件的改变,流体中的成矿物质发生沉淀,并富集形成矿床。

H-O同位素研究显示,虎头崖矿床矽卡岩阶段热液流体主要为岩浆水,局部有少量大气降水混入,退化蚀变阶段成矿流体为岩浆水和大气降水的混合,石英硫化物阶段热液流体以大气降水为主,随着成矿作用的进行,逐渐混入大气降水成分,到成矿晚期,混入的大气降水逐渐增多,与国内典型矽卡岩型多金属矿床的总规律一致(卢焕章等,2004;Chen et al.,2004;顾雪祥等,2010)。

4.4 成矿机制

伴随着祁漫塔格地区的区域构造-岩浆作用,在印支中晚期后碰撞演化阶段相对松弛的应力背景下,岩浆-热液上涌侵入,狼牙山组、滩间山群、大干沟组和締め苏组之间形成层间扩容空间和断裂构造,成矿物质主要来源于花岗闪长岩、二长花岗岩和围岩地层(高永宝等,2013)。岩浆与地层发生物质交代,随着岩浆的持续演化及流体的出溶、演化和水岩反应,形成了不同金属元素组合的矽卡岩型多金属矿床。

在侵入岩体与地层接触部位,形成热接触交代作用产物-角岩和大理岩。同时,岩浆分异产生的气水热液则与接触带内外两侧的岩石发生双交代作用,形成各类矽卡岩,如石榴子石矽卡岩、石榴子石透辉石矽卡岩和绿帘石石榴子石矽卡岩等。伴随着矽卡岩化和热液蚀变作用的进行,在接触带常形成透镜状、似层状、脉状等不规则状Fe、Cu、Pb-Zn矿体。

成矿作用早期,岩浆分泌出的含矿气水热液处于高温超临界状态,含矿热液沿不同岩性岩层之间的层间破碎带和构造裂隙向外扩展,热液沿裂隙与碳酸盐岩接触,随着流体与围岩的相互作用,岩体与碳酸盐岩接触带及其附近发生大规模的矽卡岩化,当温度下降至460~560℃时,开始形成石榴子石和透辉石等岛状和链状硅酸盐矿物,进入矽卡岩阶段,此阶段未见金属矿物形成。随着温度逐渐下降至大约360℃,含矿的高温气水热液开始交代早期形成的矽卡岩矿物,生成链状含水硅酸盐矿物绿帘石,进入退化蚀变阶段。由于该阶段溶液中铁的惰性增强,难于进入硅酸盐格架,因而大量的铁以磁铁矿、赤铁矿形式沉淀,并与绿帘石、金云母等矽卡岩矿物共生。当温度降至250℃左右,热液中的 SiO_2 不再参与形成硅酸盐,而主要以石英的形式沉淀,此时中低盐度流体发生分离,挥发分不断聚集,导致环境压力的变化较大,致使含矿热液的沸腾,导致流体中的挥发分大量逸散,成矿流体体系的物理化学平衡被打破,致使流体中携带的Fe、Cu、Pb、Zn等的硫化物以黄铜矿、黄铁矿、闪锌矿、铅锌矿等的形式沉淀。此后,随着温度和压力的进一步降低,热液中析出大量碳酸盐矿物。

综上所述,在虎头崖铅锌多金属矿床中,沸腾作用、地下水混合作用是促使铅锌铁铜等矿质大量沉淀的主要原因。结合矿区的区域构造背景、成岩成矿时代,认为虎头崖铅锌多金属矿床不同成矿元素组合是在不同阶段和不同部位发生成矿作用,印支期同一构造-岩浆活动下的产物。

5 结论

(1) 虎头崖Pb-Zn多金属矿床位于东昆仑西段祁漫塔格岩浆弧带,并伴生有Fe、Cu等元素,成矿作用与三叠纪花岗闪长岩和二长花岗岩密切相关,属典型矽卡岩型矿床。

(2) 虎头崖铅锌矿发育的包裹体类型主要有富液相包裹体、含子矿物三相包裹体和少量富气相包裹体、纯气相包裹体、纯液相包裹体。包裹体气液相成分以 H_2O 为主,固相成分以NaCl为主,成矿流体为中低温、中低盐度、 H_2O -NaCl体系。

(3) H-O同位素研究表明,成矿热液主要为岩浆热液,在成矿晚期有不同程度的大气降水混入。石英硫化物阶段成矿流体的不混溶(沸腾)作用很可

能是导致矿床中Pb、Zn、Fe、Cu等矿质沉淀富集的原因。

致谢 野外工作期间得到了江万研究员的大力帮助,室内工作得到了中国地质大学(北京)巩小栋博士、贾文斌博士的指导和帮助,论文撰写过程中得到杜泽忠博士的指导,审稿专家对本文提出了很多宝贵意见,在此一并表示感谢。

References

- An J H. 2010. The characteristics of fluid inclusions and mineralization of the SaiShitang Cu-polymetallic deposit, Qinghai Province (Master thesis)[D]. Supervisor: Lai J Q. Changsha: Central South University. 1-70(in Chinese with English abstract).
- Baker T and Lang J R. 2003. Reconciling fluid inclusions, fluids process and fluid source in skarns: An example from the Bismark skarn deposit, Mexico[J]. *Mineralium Deposita*, 38: 474-495.
- Baker T, Van Ryan A C E and Lang J R. 2004. Composition and evolution of ore fluids in a magmatic-hydrothermal skarn deposit[J]. *Geology*, 32(2): 117-120.
- Bodnar, R J. 2003. Re-equilibration of fluid inclusions[A]. In: Samson I, Anderson A and Marshall D, eds. *Fluid inclusions: Analysis and interpretation*[C]. Vancouver: Mineralogical Association of Canada. 213-230.
- Calagari A A. 2004. Fluid inclusion studies in quartz vein lets in the porphyry copper deposit at Sungun, East-Azarbaidjan, Iran[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23: 179-189.
- Chen Y J, Pirajno F and Sui Y H. 2004. Isotope geochemistry of the Tieluping silver-lead deposit, Henan, China: A case study of orogenic silver-dominated deposits and related tectonic setting[J]. *Mineralium Deposita*, 39(5-6): 560-575.
- Chen Y J, Ni P, Fan H R, Pirajno F, Lai Y, Su W C and Zhang H. 2007. Diagnostic fluid inclusions of different types hydrothermal gold deposits[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2085-2108(in Chinese with English abstract).
- Craig H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters[J]. *Science*, 133: 1702-1703.
- Deng X H, Chen Y J, Santosh M and Yao J M. 2013. Genesis of the 1.76 Ga Zhaiwa Mo-Cu and its link with the Xiong'er volcanics in the North China Craton: Implications for accretionary growth along the margin of the Columbia supercontinent[J]. *Precambrian Research*, 227: 337-348.
- Feng C Y, Wang X P, Shu X F, Zhang A K, Xiao Y, Liu J N, Ma S C, Li G C and Li D X. 2011. Isotopic chronology of the Hutouya skarn lead-zinc polymetallic ore district in Qimantage area of Qinghai Province and its geological significance[J]. *Journal of Jilin University(Earth Science Edition)*, 41(6): 1806-1817(in Chinese with English abstract).
- Feng C Y, Wang S, Li G C, Ma S C and Li D S. 2012. Middle to Late Triassic granitoids in the Qimantage area, Qinghai Province, China: Chronology, geochemistry and metallogenic significances[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 28(2): 665-678(in Chinese with English abstract).
- Gao Y B, Li W Y, Li K, Qian B, Zhang Z W, He S Y, Liu Y L, Zhang J W, Wang Y L and Zang Y S. 2013. Fluid inclusions, isotopic geochemistry and genesis of the Hutouya Zn-Pb deposit in Qimantag, Qinghai Province[J]. *Geological Bulletin of China*, 32(10): 1631-1642(in Chinese with English abstract).
- Gu X X, Liu L, Dong S Y, Zhang Y M, Li K and Li B H. 2010. Immiscibility during mineralization of Yinan Au-Cu-Fe deposit, Shandong Province: Evidence from fluid inclusions and H-O isotopes[J]. *Mineral Deposits*, 29(1): 43-57(in Chinese with English abstract).
- Gu X X, Tang J X, Wang C S, Chen J P and He B B. 2003. Himalayan magmatism and porphyry copper-molybdenum mineralization in the Yulong ore belt, East Tibet[J]. *Mineralogy and Petrology*, 78: 1-20.
- Hall D L, Sterner S M and Bonder R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions[J]. *Econ. Geol.*, 83: 197-202.
- Li D F, Zhang L and Zheng Y. 2013. Fluid inclusion study and ore genesis of the Talate Fe-Pb-Zn deposit in Altay, Xinjiang[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 29(1): 178-190(in Chinese with English abstract).
- Li N, Chen Y J, Fletcher L R and Zeng Q T. 2011. Triassic mineralization with Cretaceous overprint in the Dahu Au-Mo deposit, Xiaolinling gold province: Constraints from SHRIMP monazite U-Th-Pb geochronology[J]. *Gondwana Research*, 20(2-3): 543-552.
- Li N, Chen Y J, Pirajno F, Gong H J, Mao S D and Ni Z Y. 2012a. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating, trace element and Hf isotope geochemistry of the Heyu granite batholith, eastern Qinling, Central China: Implications for Mesozoic tectono-magmatic evolution[J]. *Lithos*, 142-143: 34-47.
- Li N, Chen Y J, Ulrich T and Lai Y. 2012b. Fluid inclusion study of the Wunugetu Cu-Mo deposit, Inner Mongolia, China[J]. *Mineralium Deposita*, 47(5): 467-482.
- Li N, Ulrich T, Chen Y J, Thomsen T B, Pease V and Pirajno F. 2012c. Fluid evolution of the Yuchiling porphyry Mo deposit, East Qinling, China[J]. *Ore Geology Reviews*, 48: 442-459.
- Liu B and Duan G X. 1987. The density and isochoric formulae for NaCl-H₂O fluid inclusions and their applications[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 23(4): 345-352(in Chinese with English abstract).
- Liu B. 2001. Density and isochoric formulae for NaCl-H₂O inclusions with medium and high salinity and their applications[J]. *Geological Review*, 24(6): 617-622(in Chinese with English abstract).
- Logan M A V. 1999. Mineralogy and geochemistry of the Gualilcan skarn deposit in the Precordillera of western Argentina[J]. *Ore Geology Reviews*, 17: 113-138.
- Lu H Z, Fan H R, Ni P, Ou G X, Shen K and Zhang W H. 2004. Fluid inclusion[M]. Beijing: Science Press. 1-487(in Chinese).
- Lu W C and Yang S Q. 1982. Use of oxygen bonds to calculate fractionation equations of oxygen isotope for minerals containing kya-

- nite and staurolite[J]. *Mineralogy and Petrology*, 2: 106-112(in Chinese with English abstract).
- Ma S C, Feng C Y, Li G C and Shu X F. 2012. Sulfur and lead isotope compositions of the Hutouya copper-lead-zinc polymetallic deposit in Qinghai Province and their genetic significance[J]. *Geology and Exploration*, 48(2): 321-331(in Chinese with English abstract).
- Ma S C, Feng C Y, Zhang D J, Li D X, Shu X F, Liu J N and Du S L. 2013. Alteration and mineralization zoning of Hutouya polymetallic deposit in Qimantag area, Qinghai Province[J]. *Mineral Deposits*, 32(1): 109-121(in Chinese with English abstract).
- Potter R W, Clyne M A and Brown D L. 1978. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions[J]. *Econ. Geol.*, 73: 284-385.
- Reed M H and Spycher N F. 1985. Boiling, cooling, and oxidation in epithermal systems: A numerical modeling approach[J]. *Reviews in Economic Geology*, 1: 249-272.
- Rodder E. 1984. Fluid inclusions[J]. *Reviews in Mineralogy*, 12: 1-644.
- Rollinson H R. 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation[M]. New York: John, Wiley & Sons. 1-352.
- Ruano S M, Both R A and Golding S D. 2002. A fluid inclusion and stable isotope study of the Moonta copper-gold deposits, South Australia: Evidence for fluid immiscibility in a magmatic hydrothermal system[J]. *Chemical Geology*, 192: 211-226.
- Shen K, Hu S X, Sun J G, Ling H F, Zhao Y Y and Sun M Z. 2000. Characteristics of ore-forming fluids of the Dayingezhuang gold deposit in eastern Shandong, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 16(4): 542-550(in Chinese with English abstract).
- Shen K, Ni P and Lin J Q. 2001. Characteristics and evolution of ore fluids in Guilaizhuang gold deposit, southwest Shandong[J]. *Chinese Journal of Geology*, 6(1): 1-13(in Chinese with English abstract).
- Sheppard S M F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 16(1): 165-183.
- Su S. 2011. Study of mineralization law and analysis of economic value of Hutouya lead-zinc mine in the Qimantag mine margin of East Kulun(Doctoral thesis) [D]. Supervisor: Xue C J. Beijing: China University of Geosciences. 1-127(in Chinese with English abstract).
- Taylor H P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition[J]. *Econ. Geol.*, 69(6): 843-883.
- Yao Y. 2001. Fluid characteristics of granitoid-hosted gold deposits in the Birimian Terrane of Ghana: A fluid inclusion microthermometric and Raman spectroscopic study[J]. *Econ. Geol.*, 96: 1611-1643.
- Zhang A K, Mo X X, Li Y P, Lü J, Cao Y L, Shu X F and Li H. 2010. New progress and significance in the Qimantag metallogenic belt prospecting, western Qinghai, China[J]. *Geological Bulletin of China*, 29(7): 1062-1074(in Chinese with English abstract).
- Zhang A K, Liu G L, Feng C Y, Mo X X, Yang L C, Liu Y L, He S Y and Ma Y S. 2013. Geochemical characteristics and ore-controlling factors of Hutouya polymetallic deposit, Qinghai Province[J]. *Mineral Deposits*, 32(1): 94-108(in Chinese with English abstract).
- Zhang L, Chen H Y, Chen Y J, Qin Y J, Liu C F, Zheng Y and Jansen N. 2012a. Geology and fluid evolution of the Wangfeng orogenic-type gold deposit, western Tian Shan, China[J]. *Ore Geology Reviews*, 49: 85-95.
- Zhang L, Zheng Y and Chen Y J. 2012b. Ore geology and fluid inclusion geochemistry of the Tiemurt Pb-Zn-Cu deposit, Altay, Xinjiang, China: A case study of orogenic-type Pb-Zn systems[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 49: 69-79.
- Zhang L G. 1985. Application of stable isotope in geoscience[M]. Xi'an: Shaanxi Science and Technology Press(in Chinese).
- Zhao Y M, Feng C Y, Li D X, Liu J N, Xiao Y, Yu M and Ma S C. 2013. Metallogenic setting and mineralization-alteration characteristics of major skarn Fe-polymetallic deposits in Qimantag area, western Qinghai Province[J]. *Mineral Deposits*, 32(1): 1-19(in Chinese with English abstract).
- Zheng Y, Zhang L, Chen Y J, Qin Y J and Liu C F. 2012. Geology, fluid inclusion geochemistry, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Wulasigou Cu deposit, and their implications for ore genesis, Altay, Xinjiang, China[J]. *Ore Geology Reviews*, 49: 128-140.
- Zheng Y F. 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicate[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 120: 247-263.
- Zheng Y F and Chen J F. 2000. Stable isotope geochemistry[M]. Beijing: Science Press. 1-247(in Chinese).

附中文参考文献

- 安江华. 2010. 青海赛什塘铜多金属矿流体包裹体特征与成矿作用(硕士论文)[D]. 导师: 赖健清. 长沙: 中南大学. 1-70.
- 陈衍景, 倪培, 范宏瑞, Pirajno F, 赖勇, 苏文超, 张辉. 2007. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征[J]. *岩石学报*, 23(9): 2085-2108.
- 丰成友, 王雪萍, 舒晓峰, 张爱奎, 肖晔, 刘建楠, 马圣钊, 李国臣, 李大新. 2011. 青海祁漫塔格虎头崖铅锌多金属矿区年代学研究及地质意义[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 41(6): 1806-1817.
- 丰成友, 王松, 李国臣, 马圣钊, 李东生. 2012. 青海祁漫塔格中晚三叠世花岗岩: 年代学、地球化学及成矿意义[J]. *岩石学报*, 28(2): 665-678.
- 高永宝, 李文渊, 李侃, 钱兵, 张照伟, 何书跃, 刘永乐, 张江伟, 王亚磊, 臧遇时. 2013. 青海祁漫塔格虎头崖铅锌矿床流体包裹体、同位素地球化学及矿床成因[J]. *地质通报*, 32(10): 1631-1642.
- 顾雪祥, 刘丽, 董树义, 章永梅, 李科, 李葆华. 2010. 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*, 29(1): 43-57.
- 李登峰, 张莉, 郑义. 2013. 新疆阿尔泰塔拉特铁铅锌矿床流体包裹体研究及矿床成因[J]. *岩石学报*, 29(1): 178-190.
- 刘斌, 段光贤. 1987. $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 溶液包裹体的密度式和等容式及其

- 应用[J]. 矿物学报, 23(4): 345-352.
- 刘斌. 2001. 中高盐度 NaCl-H₂O 包裹体的密度式和等容式及其应用[J]. 地质论评, 24(6): 617-622.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社. 1-487.
- 卢武长, 杨绍全. 1982. 利用氧键计算兰晶石、十字石等矿物的氧同位素分馏方程[J]. 矿物岩石, (2): 106-112.
- 马圣钊, 丰成友, 李国臣, 舒晓峰. 2012. 青海虎头崖铜铅锌多金属矿床硫、铅同位素组成及成因意义[J]. 地质与勘探, 48(2): 321-331.
- 马圣钊, 丰成友, 张道俊, 李大新, 舒晓峰, 刘建楠, 杜松金. 2013. 青海虎头崖矽卡岩型多金属矿床蚀变矿化分带特征研究[J]. 矿床地质, 32(1): 109-121.
- 沈昆, 胡受奚, 孙景贵, 凌洪飞, 赵懿英, 孙明志. 2000. 山东招远大尹格庄金矿成矿流体特征[J]. 岩石学报, 16(4): 542-550.
- 沈昆, 倪培, 林景仟. 2001. 鲁西南归来庄金矿成矿流体特征和演化[J]. 地质科学, 6(1): 1-13.
- 苏松. 2011. 柴达木盆地西南缘虎头崖铅锌矿矿化规律和经济价值分析(博士论文)[D]. 导师: 薛春纪. 北京: 中国地质大学. 1-127.
- 张爱奎, 刘光莲, 丰成友, 莫宣学, 杨六成, 刘永乐, 何书跃, 马永寿. 2013. 青海虎头崖多金属矿床地球化学特征及成矿-控矿因素研究[J]. 矿床地质, 32(1): 94-108.
- 张爱奎, 莫宣学, 李云平, 吕军, 曹永亮, 舒晓峰, 李华. 2010. 青海西部祁漫塔格成矿带找矿新进展及其意义[J]. 地质通报, 29(7): 1062-1074.
- 张理刚. 1985. 稳定同位素在地质科学中的应用[M]. 西安: 陕西科学技术出版社.
- 赵一鸣, 丰成友, 李大新, 刘建楠, 肖晔, 于森, 马圣钊. 2013. 青海西部祁漫塔格地区主要矽卡岩铁多金属矿床成矿地质背景和矿化蚀变特征[J]. 矿床地质, 32(1): 1-19.
- 郑永飞, 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 科学出版社. 1-247.

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