第 28 卷第 7 期 中国有色金属学报 2018 年 7 月
Volume 28 Number 7 The Chinese Journal of Nonferrous Metals July 2018
DOI：10.19476/j.ysxb.1004.0609.2018.07.16

豫西熊耳山矿集区金银多金属矿床地球化学特征及地质意义

刘文毅[1,2,3]，刘继顺[1,2]，何美香[3]，丁云河[3]，李永峰[4]

(1. 中南大学 有色金属成矿预测与地质环境监测教育部重点实验室，长沙 410083；
2. 中南大学 地球科学与信息物理学院，长沙 410083；
3. 河南省有色金属地质矿产局第七地质大队，郑州 450016；
4. 河南省有色金属矿产探测工程技术研究中心，郑州 450016)

摘 要：研究区位于河南省西部，大地构造位置位于华北陆块南缘，属于小秦岭−崤山−熊耳山金银多金属成矿带。出露基底岩性为太华群变质岩，盖层为熊耳群火山岩，岩浆岩以花岗岩类为主。通过对典型矿床 C−H−O−S−Pb 同位素和流体包裹体研究，以及对区内金银多金属矿的成矿地质背景、成矿物质来源及控矿规律的综合分析，建立了研究区成矿模式。研究结果表明：熊耳山矿集区金银多金属矿成矿流体和成矿物质具有壳幔混合特征，主要来源于地幔；成矿阶段分为石英−黄铁矿阶段(I)、石英−多金属硫化物阶段(Ⅱ)及石英−碳酸盐阶段(Ⅲ)；熊耳山矿集区成矿高峰期集中在 220 Ma−140 Ma−120 Ma 等 3 个时间段，成矿时代以燕山期为主，其次为印支期。

关键词：熊耳山；金银多金属矿；地球化学特征；地质意义
文章编号：1004-0609(2018)-07-1401-17 **中图分类号**：P597 **文献标志码**：A

熊耳山矿集区位于河南省西部，大地构造位置位于华北古陆南缘，秦岭地槽东端北侧，东西长约 80 km，南北宽 4~15 km，出露面积约 2000 km^2，北以洛宁断裂为界，南以马超营断裂为界，西接崤山，东接外方山，隶属于小秦岭−崤山−熊耳山金银多金属成矿带，为豫西继小秦岭之后又一重要的金银多金属矿集区，区内分布着 100 多个大、中、小型矿床及矿(化)点，主要包括：上宫金矿、祁雨沟金矿、沙沟银铅矿、铁炉坪银铅矿、蒿坪沟银铅矿、雷门沟钼矿、大石门沟钼矿等。矿床的分布具有明显的规律性，具有较大的找矿潜力。

多年来，国内科技工作者对熊耳山矿集区开展了大量研究工作，取得了一系列成果。但是对于熊耳山矿集区金银多金属矿床的成矿物质来源[1−6]、成矿热液流体来源[6−11]、成矿阶段划分[3, 6, 11−14]、金属矿床主要成矿时代[15−21]、成矿规律及控矿模式[22−25]等问题的研究尚存在争议。本文作者通过对熊耳山矿集区典型矿床的矿床地质特征、同位素地球化学特征以及流体包裹体特征进行研究，探讨熊耳山矿集区金银多金属矿成矿地质特征与控矿规律。

1 成矿地质背景

熊耳山矿集区位于秦岭造山带的华北陆块南缘次级构造单元上，华北陆块南缘构造带北以三门峡−鲁山断裂为界与华北陆块相邻，南以栾川断裂为界与北秦岭构造带相连(见图 1)。

区内出露的地层主要为太华群、熊耳群及官道口群。太华群地层变质程度深，属中深变质的角闪岩相，局部达麻粒岩相，岩石组成主要为各种片麻岩、混合岩、斜长角闪岩、变粒岩、浅粒岩以及大理岩等。熊耳群不整合覆盖于太华群之上，为一套中基性−中酸性火山岩，主要岩性为紫红色−灰黑色玄武安山岩、安山(玢)岩、英安岩、流纹(斑)岩、火山角砾岩和火山碎屑岩。官道口群为一套碎屑岩−碳酸盐岩组合，主要岩性有砂岩、页岩、白云岩、砂泥砾岩和泥板岩等。

区内构造发育，基本构造骨架为近东西向的拆

基金项目：国土资源部公益性行业科研专项项目(201111007-2)
收稿日期：2017-05-02；**修订日期**：2017-07-10
通信作者：刘继顺，教授，博士；电话：13607489990；E-mail：jsliu@csu.edu.cn

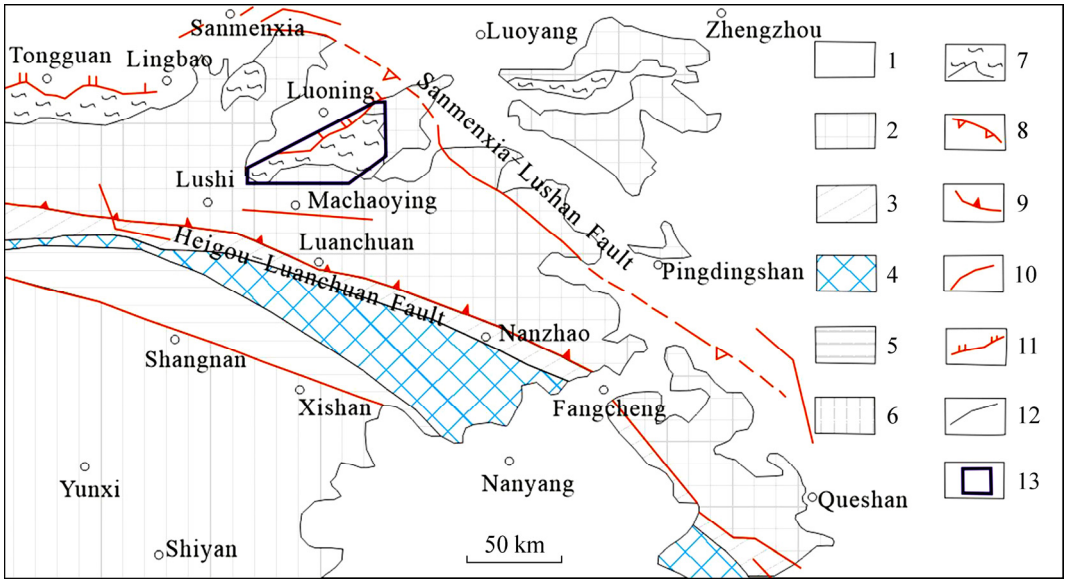

图 1 矿集区大地构造位置示意图

Fig. 1 Geotectonic location schematic diagram of study area: 1—Quaternary; 2—North China block cover Xiong'er Group, Guandaokou Group; 3—Kuanping Group; 4—Erlangping Group; 5—Qinling Group; 6—North Qinling orogenic belt; 7—North China block basement Taihua Group; 8—Piedmont thrust fault; 9—Luanchuan thrust fault; 10—Regional fault; 11—Detachment fault; 12—Geological boundary; 13—Study area

离−变质核杂岩构造。华北地块南缘在经历印支期强烈的碰撞造山进入燕山期之后，由于应力的松驰释放，区域处于一个新的构造演化阶段，即以拆离−变质核杂岩和断陷盆地为特征的伸展构造演化阶段，形成了区域小秦岭、崤山、熊耳山等拆离−变质核杂岩构造。熊耳山矿集区在区域上受熊耳山拆离−变质核杂岩构造控制。变质核杂岩呈北东东向长垣状分布于熊耳山北坡，其变质核(结晶基底)由太华群片麻岩系、混合岩等组成；盖层主要为熊耳群火山岩系。结晶基底与盖层之间为拆离断层接触，可分为北部、南部、西部和东部拆离断层。由于地形切割关系在平面上拆离断层呈弯曲状展布，其下盘为太华群混合岩化、钾化较为强烈的角闪斜长片麻岩，盖层为熊耳群安山岩类。拆离带一般宽 1~10 m，由硅化蚀变破碎带组成，局部可见到糜棱岩化的片麻岩及绿泥石片理化带，产状平缓稳定，倾角 15°~30°，局部稍有变化。另外在拆离带上下盘还发育 NE−NNE 向等压剪性断裂和次级缓倾破碎带，这些构造也成为区内部分金、银铅、钼矿脉的容矿构造。

熊耳山地体整体为一长垣状背斜组成的变质核杂岩构造，即前人所称的花山−龙脖背斜。背斜核部为太华群古老变质岩系，呈哑铃状分布；两翼盖层由中元古界熊耳群火山岩组成，与核部太华群的接触关系均为拆离断层。次级褶皱主要有草沟−段沟背斜、龙脖复向斜、宽坪沟−全宝山复向斜。

区内断裂构造发育，按展布方向可分为近 EW(马超营断裂)、NE−NNE、NW、近 SN 向 4 组。其中，NE−NNE 向断裂是区内最发育和最主要的控矿、容矿断裂构造，往往迭加在南北、东西向二组断裂形迹之上，密集成带分布。断裂规模大小不等，长几百米至上千米，宽几十厘米至几十米。断裂倾角较陡，表现形式为先压性后张性的断裂特点，断裂内常发育挤压片理化带和蚀变带，局部见糜棱岩化。蚀变带具有一定的分带性，由外向内可分出绿泥石化带、黄铁绢英岩化带、硅化带。而两侧围岩也多发生褪色蚀变，可见褐铁矿化。断裂带沿走向矿化不连续，有膨大狭缩现象，矿化部位常出现张性角砾。

区内岩浆活动主要集中在太古代、中元古代和中生代。太古代主要表现为广泛的基性、中基性−酸性火山岩的喷发以及超基性岩的侵入活动；中元古代以熊耳群火山岩大面积裂谷式喷发为主，形成巨厚的熊耳群为特征；中生代则表现为花岗质岩石大面积侵入活动，按岩体大小和岩相分为两类：深成相花岗岩岩基(花山和五丈山岩体等)和浅成相花岗斑岩−隐爆角砾岩类小岩体(雷门沟和蒿坪沟小斑岩体等)，该期岩浆活动与区内矿产形成关系密切。

2　典型矿床地质特征

熊耳山矿集区是河南省重要的有色贵金属矿化集中区，区内矿产主要有金矿、银铅矿、钼矿等(见图2)。其中，金矿主要分布于熊耳山东段，矿床类型主要为构造蚀变岩型，其次为爆破角砾岩型，石英脉型较少。构造蚀变岩型金矿主要分布于花山岩体外围及熊耳山南部的马超营断裂带附近，代表性矿床为上宫大型金矿；爆破角砾岩型金矿分布于花山岩体东南部的祁雨沟一带，代表性矿床为祁雨沟大型金矿。银铅矿床主要分布于熊耳山西段沙沟–铁炉坪一带，矿床类型为构造蚀变岩型，属典型的高品位薄脉型中低温热液型矿床。代表性矿床有沙沟大型银铅矿、铁炉坪大型银铅矿、蒿坪沟中型银铅矿。钼矿床主要分布于花山岩体东南部的雷门沟–大石门沟一带，以斑岩–爆破角砾岩型为主，代表性矿床有雷门沟大型钼矿、大石门沟大型钼矿。典型矿床地质特征见表 1。

矿集区各类型矿床的赋矿围岩主要为太华群变质岩、熊耳群火山岩，NE−NNE 断裂构造是区内最主要的容矿构造，矿体产状严格受构造控制，与矿体有关的构造蚀变带以及斑岩–爆破角砾岩体多产于 NE−NNE 断裂与其他方向断裂的交汇部位及其附近，区内岩浆岩主要为燕山期中酸性花岗质岩浆，矿石矿物组合以金(银、钼) –多金属硫化物为主，矿石结构包括：自形、半自形、它形粒状结构、充填交代结构、胶状结构、填隙结构、交代残余结构等，矿石构造以脉状构造为主，浸染状构造、角砾状构造、块状构造、条带状构造次之。围岩蚀变具有相似性，以硅化、钾化、黄铁矿化、绢云母化、碳酸盐化为主。

3　样品采集及分析方法

本次用于 C−H−O、S、Pb 以及流体包裹体分析测试研究样品采自石英–多金属硫化物阶段矿石样品。其中，C−H−O、S、Pb 同位素测试工作在核工业北京地质研究院地质分析测试研究中心完成。

C、O 同位素测试仪器为 MAT−253 型稳定同位素质谱仪。首先将方解石(白云石)样品表面清洗晾干后，粉碎至 250~380 μm，经淘洗和低温烘干，然后在双目镜下挑选样品，纯度达 99%以上；将挑纯后的单矿物样品研磨至 75 μm 以下，供 C、O 同位素测试。

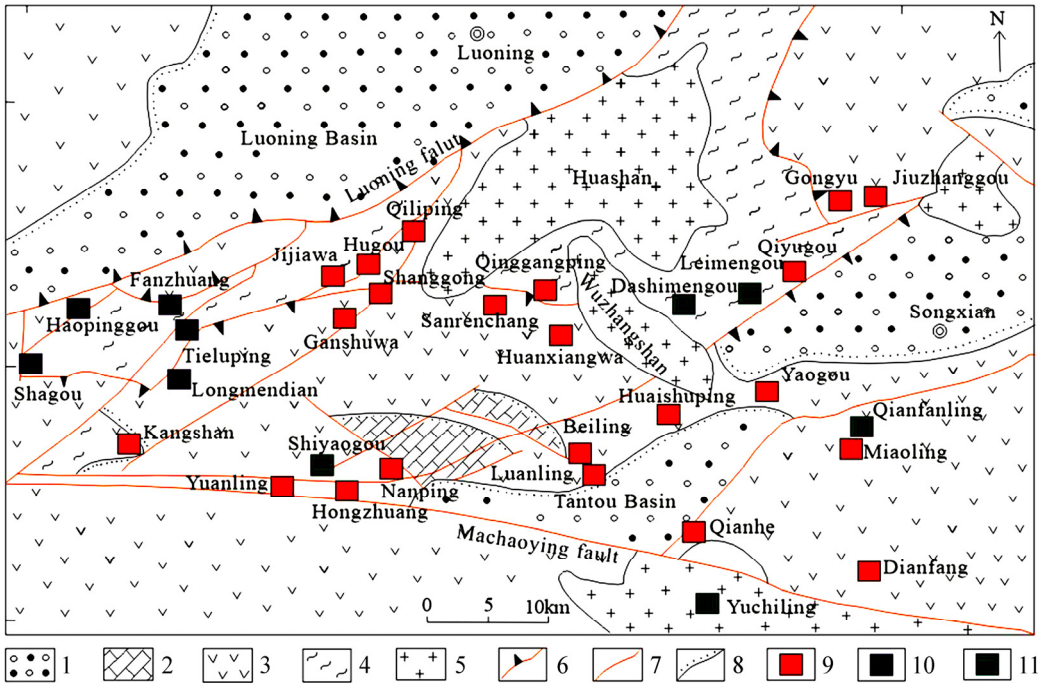

图 2　熊耳山矿集区主要矿床分布图(底图据文献[22]修改)

Fig. 2　Distribution of deposits in Xiong'ershan ore district(modified from Ref.[22]): 1—Quaternary sediments; 2—Middle Proterozoic Guandaokou Group quartz sandstone，dolomitic marble; 3—Middle Proterozoic Xiong'er Group volcanic rock; 4—Neo-Archaean Taihua Group gneiss; 5—Mesozoic granite; 6—Detachment fault; 7—Fault; 8—Unconformity; 9—Gold deposit; 10—Ag-Pb-Zn deposit; 11—Molybdenum deposit

表 1 熊耳山矿集区典型矿床地质特征

Table 1 Geological characteristics of deposits in Xiong'ershan ore district

Ore deposit type	Tectonic altered rock type gold deposit	Explosive breccia type gold deposit	Tectonic altered rock type Ag-Pb deposit	Porphyry type molybdenum deposit	Explosive breccia type molybdenum deposit
Deposit	Shanggong	Qiyugou	Shagou Tieluping Haopinggou	Leimengou	Dashimengou
Host rocks	Metamorphic rock of Taihua Group, Xiong'er Group volcanic rock			Metamorphic rock of Taihua Group	
Ore-controlling structure	Deeply dipping fracture zone	Explosive breccia pipe related to Late Yanshanian magmation	Deeply dipping fracture zone	Contact belt of granite-porphyry	Explosive breccia pipe related to Late Yanshanian magmation
Magmatite	Granite vein	Granite - porphyry	Granite - porphyry, Granite - porphyry vein	Porphyritic granite	Granite - porphyry vein
Main orebody characteristics	It includes 16 main gold ore bodies. The overall tendency is NW, and the dip angle is 50°−75°.	The ore bodies are distributed in the middle and lower part of the ore bearing breccia tube (long axis NW).The ore bodies are veined and irregularly shaped.	The Ag-Pb orebody mainly occurs in mineralized altered fractured zones. The overall tendency is NW, and the dip angle is 50°−88°.	The molybdenum orebody occurs near the inner and outer contact zone of granite and gneiss. Mineralization weakens both inside and outside.	The molybdenum orebody mainly occurs in the breccia belt. The tendency is SW, and the dip angle is 78°−82°.
Mineral assemblage	Au- pyrite - polymetallic sulfide	Au- polymetallic sulfide	Ag- polymetallic sulfide	Molybdenite - pyrite	Molybdenite-polymetallic sulfide
Texture	Automorphic, Hypidiomorphic, Xenomorphic	Automorphic, Hypidiomorphic, Metasomatic	Automorphic, Hypidiomorphic, Xenomorphic, Colloform, Intersertal, Replacement remnant	Automorphic, Hypidiomorphic, Xenomorphic	Flaky, Replacement remnant
Structure	Vein, Disseminated, Brecciated	Brecciated	Vein, Massive, Banded, Disseminated	Vein, Disseminated, Brecciated	Vein, Brecciated
Host rock alteration	Silicification, Iron dolomitization, Sericitization, Chloritization, Calcitization	Silicification, Potash feldspathization, Biotitization, Calcitization, Sericitization	Silicification, Carbonatization, Sericitization, Chloritization, Pyritization, Potash feldspathization	Silicification, Potash feldspathization, Sericitization, Chloritization, Carbonatization	Silicification, Potash feldspathization, Pyritization, Carbonatization, Sericitization

C、O 同位素测试采用的国际标准为 PDB，分析精度为±0.2×10^{-3}。

H、O 同位素测试仪器为 MAT−253 质谱仪。首先将所有的矿石样品进行粉碎、粗选、清洗，在显微镜下选取 250~380 μm 的石英单矿物，使其纯度达到 99%以上。H 同位素分析采用锌还原法测定，在低温下烘干去除吸附水和次生包裹体，然后加热至 600 ℃从样品中提取原生流体包裹体的水，然后用 Zn 置换出水中的 H 并对 H_2 进行质谱分析；O 同位素采用五氟化溴法测定，在 500~680 ℃的真空条件下使 BrF_5 与石英反应，对产生的 O_2 进行质谱分析。H 同位素的分析精度为±1×10^{-3}，O 同位素的分析精度为±0.2×10^{-3}。

用于 S、Pb 同位素测试的矿石样品经破碎、过筛，在双目镜下挑选 250~380 μm、纯度大于 99%的金属硫

化物单矿物，并磨至 0.076 mm 以下。S 同位素用 OMAT−251EM 质谱仪测定，采用 VCDT 国际标准，分析精度好于±0.2×10^{-3}。Pb 同位素用热表面电离质谱法测量，仪器型号为 ISO−PROBE−T 热电离质谱计，测量精度为≤0.005%。

流体包裹体显微测温分析工作在中国地质大学(北京)地球化学实验室完成，使用仪器为 Linkam THMSG−600 型冷热台，温度控制范围为−196~600 ℃，精度为±0. 1 ℃。

包裹体气液相成分分析测试工作在中国地质科学院矿产资源研究所重点实验室完成。制样过程为：将矿石手标本碎样至 250 μm 过筛，从中挑选石英、方解石和白云石单矿物，保证矿物纯度在 98%以上。其中包裹体液相分析仪器为 Shimadzu HIC−SP Super 离子色谱仪，爆裂温度为 500 ℃，阳离子最低检出限为 1×10^{-6}，阴离子最低检出限为 1×10^{-9}。包裹体气相分析仪器为 GC2010 气相色谱仪，载气为 He，包裹体爆裂取样温度为 100~500 ℃。

4　矿床地球化学特征

4.1　C−H−O 同位素

4.1.1　C−O 同位素特征

根据熊耳山矿集区上宫金矿 3 件(来自文献[11])、祁雨沟金矿 7 件、沙沟银铅矿 7 件、铁炉坪银铅矿 6 件、蒿坪沟银铅矿 5 件、雷门沟钼矿 6 件(来自文献[7])及大石门沟钼矿 5 件(来自文献[26])C−O 同位素分析结果可知：上宫金矿床白云石 $\delta^{13}C_{PDB}$ 介于−2.1×10^{-3}~−1.0×10^{-3}，$\delta^{18}O_{SMOW}$ 为 11.2×10^{-3}~11.9×10^{-3}；祁雨沟金矿床的方解石 $\delta^{13}C_{PDB}$ 介于−5.3×10^{-3}~−1.1×10^{-3}，$\delta^{18}O_{SMOW}$ 为 8.0×10^{-3}~12.9×10^{-3}；沙沟银铅矿床的方解石(白云石)$\delta^{13}C_{PDB}$ 为−3.7×10^{-3}~−0.9×10^{-3}，$\delta^{18}O_{SMOW}$ 为 8.6×10^{-3}~14.0×10^{-3}；铁炉坪银铅矿床的方解石(白云石)$\delta^{13}C_{PDB}$ 介于−2.5×10^{-3}~0.4×10^{-3}，$\delta^{18}O_{SMOW}$ 为 10.6×10^{-3}~14.1×10^{-3}；蒿坪沟银铅锌矿床的方解石 $\delta^{13}C_{PDB}$ 为−2.4×10^{-3}~−0.8×10^{-3}，$\delta^{18}O_{SMOW}$ 为 8.2×10^{-3}~11.9×10^{-3}；雷门沟钼矿床的方解石 $\delta^{13}C_{PDB}$ 为−3.2×10^{-3}~−2.0×10^{-3}，$\delta^{18}O_{SMOW}$ 为 1.5×10^{-3}~9.2×10^{-3}；大石门沟钼矿床的方解石 $\delta^{13}C_{PDB}$ 为 −5.6 × 10^{-3}~−5.3 × 10^{-3}，$\delta^{18}O_{SMOW}$ 为 7.7×10^{-3}~8.2×10^{-3}。

在 $\delta^{13}C_{PDB}$−$\delta^{18}O_{SMOW}$ 图上(见图 3)，各矿床的样品投点主要分布在岩浆−地幔区域及其附近。其中，上宫金矿、祁雨沟金矿样品点都落于岩浆岩及其右侧附近；沙沟银铅矿、铁炉坪银铅矿、蒿坪沟银铅矿样品点基本位于岩浆岩右侧，有向低温蚀变方向演化趋势；雷门沟钼矿样品点主要分布在岩浆水和地幔包体的过渡区域，表明流体中碳可能来自于深部，由于水−岩反应，成矿晚阶段向大气降水方向漂移；大石门沟钼矿样品点都落于地幔包体−地幔多相体系。

C−O 同位素特征表明研究区金、银铅、钼矿具有复杂的成矿流体来源，成矿流体的碳主要来自深部(地幔)岩浆，在成矿过程中，来自(地幔)岩浆流体的碳

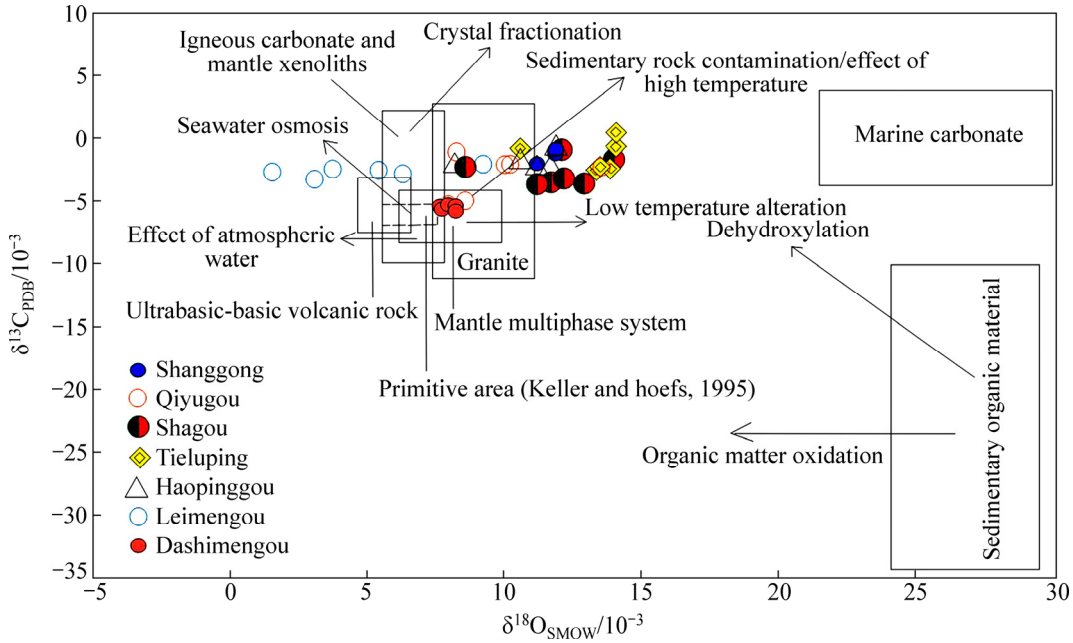

图 3　熊耳山矿集区 $\delta^{13}C_{PDB}$−$\delta^{18}O_{SMOW}$ 图(底图据文献[6])

Fig. 3　$\delta^{13}C_{PDB}$−$\delta^{18}O_{SMOW}$ diagram of Xiong'ershan ore district(modified from Ref. [6])

与围岩(主要为太华群)发生了水−岩反应和同位素交换作用，成矿后期随着低温蚀变作用以及大气降水的加入，使 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 偏离岩浆−地幔区域，向低温蚀变和大气降水方向漂移。

4.1.2 H−O 同位素特征

根据研究区矿脉间的相互穿插关系、矿石的结构构造、矿物共生组合等，将区内金银多金属矿床成矿阶段分为石英−黄铁矿阶段(I)、石英−多金属硫化物阶段(Ⅱ)及石英−碳酸盐阶段(Ⅲ)，其中主成矿阶段为第Ⅱ阶段。区内典型金、银铅、钼矿床氢氧同位素组成见表 2。

由表 2 可知，上宫金矿主成矿阶段(II)$\delta^{18}O_{H_2O}$ 变

表2 熊耳山矿集区氢氧同位素组成

Table 2 H−O isotope composition of Xiong'ershan ore district

Ore district area	Sample No.	Stage	Mineral	t/℃	$\delta^{18}O_{smow}/10^{-3}$	$\delta D/10^{-3}$	$\delta^{18}O_{H_2O}/10^{-3}$	Data source
Shanggong	7SG786-37-1-1	Ⅰ	Quartz	350	11.9	−79.9	6.60	Ref.[11]
	7SG786-37-1-5	Ⅰ	Quartz	350	15.8	−75.1	10.50	
	7SG786-27-1-1	Ⅱ	Quartz	250	11.5	−86.7	2.50	
	7SG786-28-1-1	Ⅱ	Quartz	250	12.1	−83.5	3.10	
	7SG786-29-1-2	Ⅱ	Quartz	250	13.1	−80.0	4.10	
Qiyugou	J2-2	Ⅱ	Quartz	350	10.7	−65.0	5.40	Ref.[27]
	J2-6	Ⅱ	Quartz	365	9.2	−66.0	4.30	
	J2-3	Ⅱ	Quartz	330	9.1	−74.0	3.20	
	J2-10	Ⅱ	Quartz	250	10.4	−74.0	1.51	
Shagou	YC8-3	Ⅱ	Quartz	223	15.0	−87.1	4.65	This work
	YC8-9	Ⅱ	Quartz	190	14.4	−80.7	2.06	
	YC8-10	Ⅱ	Quartz	197	14.1	−90.5	2.23	
	YC8-11	Ⅱ	Quartz	156	15.3	−76.1	0.31	
	YC8-12	Ⅱ	Quartz	201	16.0	−72.0	4.37	
	YC8-13	Ⅱ	Quartz	183	15.0	−81.7	2.14	
	YC8-14	Ⅱ	Quartz	197	15.4	−91.4	3.53	
	YC8-15	Ⅱ	Quartz	188	15.0	−109.2	2.50	
	YC8-16	Ⅱ	Quartz	211	14.0	−83.2	2.99	
	SG-B1	Ⅰ	Quartz	373	13.9	−88.0	7.80	Ref.[28]
	SG-B2-1	Ⅱ	Quartz	226	14.3	−82.0	1.00	
	SG-103-B1	Ⅲ	Calcite	211	13.5		1.70	
Tielugou	PD-775-6	Ⅱ	Quartz	192	16.0	−81.7	3.77	This work
	PD-775-7	Ⅱ	Quartz	198	15.6	−87.2	3.75	
	PD-775-8	Ⅱ	Quartz	191	16.2	−93.4	3.92	
	PD-775-9	Ⅱ	Quartz	190	16.2	−93.5	3.86	
	PD-775-11	Ⅱ	Quartz	179	15.4	−97.3	2.25	
	PD-775-12	Ⅱ	Quartz	176	14.3	−95.3	0.96	
	PD-775-13	Ⅲ	Quartz	176	13.3	−91.8	−0.02	
	PD-775-15	Ⅱ	Quartz	176	16.7	−91.7	3.37	
	PD-700-1	Ⅲ	Quartz	138	16.8	−97.2	0.21	
	PD-700-3	Ⅱ	Quartz	207	17.0	−77.2	5.72	
	TS-7	Ⅰ	Quartz	373	15.6	−89.0	9.78	Ref.[29]
	TS-8	Ⅰ	Quartz	373	15.5	−96.0	9.68	
	TS-11	Ⅲ	Calcite	158	10.5	−60.0	−1.58	
	TS-16	Ⅲ	Calcite	158	11.4	−70.0	−0.70	

(To be continued)

Continued from Table 2

Ore district area	Sample No.	Stage	Mineral	t/℃	$\delta^{18}O_{smow}/10^{-3}$	$\delta D/10^{-3}$	$\delta^{18}O_{H_2O}/10^{-3}$	Data source
Haopinggou	yc-17-340-5	Ⅱ	Quartz	229	10.4	−79.1	0.40	This work
	yc-17-340-6	Ⅱ	Quartz	241	11.7	−82.4	2.31	
	yc-17-340-8	Ⅱ	Quartz	233	11.9	−76.2	2.10	
	yc-510-M5-2	Ⅲ	Quartz	121	12.1	−80.4	−6.26	
	yc-510-M5-3	Ⅱ	Quartz	227	12.4	−75.4	2.29	
	yc-510-M5-5	Ⅱ	Quartz	210	13.3	−77.9	2.24	
	yc-570-H13-3	Ⅲ	Quartz	154	13.1	−80.1	−2.01	
	yc-570-H13-4	Ⅱ	Quartz	224	11.9	−82.2	1.65	
	yc-570-H13-6	Ⅱ	Quartz	233	13.6	−82.6	3.78	
	yc-570-H13-11	Ⅱ	Quartz	195	12.7	−79.1	0.68	
	yc-570-H13-12	Ⅱ	Quartz	222	13.3	−81.5	2.94	
Leimengou	090811-8	Ⅱ	Quartz	307	8.5	−82.0	1.88	Ref.[7]
	090812-25	Ⅱ	Quartz	307	8.4	−74.0	1.78	
	090810-3	Ⅱ	Quartz	307	8.3	−77.0	1.68	
	LMGB-21	Ⅱ	Quartz	307	8.6	−77.0	1.98	
	LMGB-3	Ⅱ	Quartz	307	7.2	−71.0	0.58	
Dashimengou	DB003	Ⅱ	Quartz		12.8	−82.0	5.23	Ref.[5]
	DB004	Ⅱ	Quartz		9.8	−76.0	0.50	
	DB006	Ⅱ	Quartz		10.1	−77.0	1.14	
	HZK0202-9	Ⅱ	Quartz		8.7	−83.0	−1.00	
	ZK0903-30	Ⅱ	Quartz		8.9	−72.0	3.07	

化范围为 2.50×10^{-3}~4.10×10^{-3}，δD 变化范围为 -86.7×10^{-3}~-80.0×10^{-3}，$\delta^{18}O$ 变化范围为 11.5×10^{-3}~13.1×10^{-3}；祁雨沟金矿主成矿阶段(II)$\delta^{18}O_{H_2O}$变化范围为 1.51×10^{-3}~5.40×10^{-3}，δD 变化范围 -74.0×10^{-3}~-65.0×10^{-3}，$\delta^{18}O$ 变化范围为 9.1×10^{-3}~10.7×10^{-3}；沙沟银铅矿主成矿阶段(II)$\delta^{18}O_{H_2O}$变化范围为 0.31×10^{-3}~4.65×10^{-3}，δD 变化范围 -109.2×10^{-3}~-72.0×10^{-3}，$\delta^{18}O$ 变化范围为 14.0×10^{-3}~16.0×10^{-3}；铁炉坪银铅矿主成矿阶段(II)$\delta^{18}O_{H_2O}$变化范围为 0.96×10^{-3}~5.72×10^{-3}，δD 变化范围 -97.3×10^{-3}~-77.2×10^{-3}，$\delta^{18}O$ 变化范围为 14.3×10^{-3}~17.0×10^{-3}；蒿坪沟银铅矿主成矿阶段(II)$\delta^{18}O_{H_2O}$变化范围为 0.40×10^{-3}~3.78×10^{-3}，δD 变化范围 -82.6×10^{-3}~-75.4×10^{-3}，$\delta^{18}O$ 变化范围为 10.4×10^{-3}~13.6×10^{-3}；雷门沟钼矿主成矿阶段(II)$\delta^{18}O_{H_2O}$变化范围为 0.58×10^{-3}~1.98×10^{-3}，δD 变化范围 -82.0×10^{-3}~-71.0×10^{-3}，$\delta^{18}O$ 变化范围为 7.2×10^{-3}~8.6×10^{-3}；大石门沟钼矿主成矿阶段(II)$\delta^{18}O_{H_2O}$变化范围为-1.00×10^{-3}~5.23×10^{-3}，δD 变化范围 -83.0×10^{-3}~-72.0×10^{-3}，$\delta^{18}O$ 变化范围为 8.7×10^{-3}~12.8×10^{-3}。

从 δD−$\delta^{18}O_{H_2O}$图(见图 4)可看出，除了上宫金矿、祁雨沟金矿部分样品投影点靠近变质水区域外，区内金、银铅、钼矿床的投影点主要位于岩浆水区域的左下方及下方(少数点位于岩浆水区域)，并向雨水线靠近，反映成矿流体主要来源于深部(岩浆)。δD 和 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 发生偏移的原因可能是大气降水沿构造裂隙下渗，与上升的深部(岩浆)成矿热液发生混合，因此，随着成矿热液的演化，大气降水也可能参与了成矿。

4.2　S 同位素

上宫矿区 8 件(来自文献[11])、祁雨沟矿区 30 件、沙沟矿区 21 件、铁炉坪矿区 13 件、蒿坪沟矿区 14 件、雷门沟矿区 10 件(来自文献[7])、大石门沟矿区 5 件(来自文献[5])S 同位素分析测试结果表明：上宫金矿硫化物的 $\delta^{34}S$ 值-16.80×10^{-3}~-10.80×10^{-3}，集中于-14×10^{-3}~-10×10^{-3}；祁雨沟金矿硫化物 $\delta^{34}S$ 值-1.42×10^{-3}~2.35×10^{-3}，集中于-2×10^{-3}~$+2\times10^{-3}$；沙沟银铅矿硫化物的 $\delta^{34}S$ 值介于-1.00×10^{-3}~6.30×10^{-3}，集中于-2×10^{-3}~$+6\times10^{-3}$；铁炉坪银铅矿硫化物 $\delta^{34}S$ 值-7.30×10^{-3}~-1.70×10^{-3}，集中于-6×10^{-3}~-4×10^{-3}；蒿坪沟银铅矿硫化物的 $\delta^{34}S$ 值

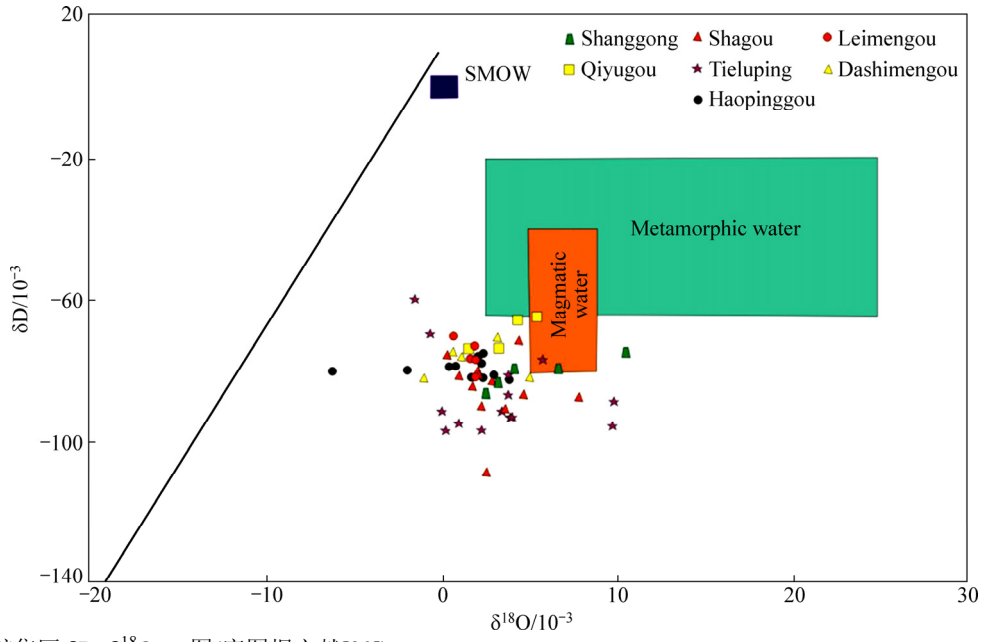

图 4 熊耳山矿集区 $\delta D-\delta^{18}O_{H_2O}$ 图(底图据文献[30])

Fig. 4 $\delta D-\delta^{18}O_{H_2O}$ diagram of Xiong'ershan ore district(modified from Ref.[30])

-3.10×10^{-3}~4.30×10^{-3}，集中于-2×10^{-3}~$+2\times10^{-3}$；雷门沟钼矿硫化物 $\delta^{34}S$ 值-1.80×10^{-3}~2.60×10^{-3}，集中于 0~$+4\times10^{-3}$；大石门沟钼矿硫化物 $\delta^{34}S$ 值-17.30×10^{-3}~-5.00，集中于-8×10^{-3}~-4×10^{-3}。

结合硫同位素直方图(见图 5)可知，祁雨沟金矿、雷门沟钼矿硫化物 $\delta^{34}S$ 变化范围小，集中在 0 附近，反应了矿床的硫主要具有幔源特征；而沙沟、铁炉坪、蒿坪沟银铅矿 $\delta^{34}S$ 变化范围在-7.30×10^{-3}~6.30×10^{-3}，反应了矿床的硫具有壳幔混源，以地幔为主的特征；上宫金矿、大石门沟钼矿均富集轻硫，是成矿过程中物理化学条件的变化引起硫同位素发生分馏引起的，可能与岩浆热液上升过程中混入大气降水有关[11, 31]。因此，研究区矿床硫的来源较复杂，具有壳幔混源特征。

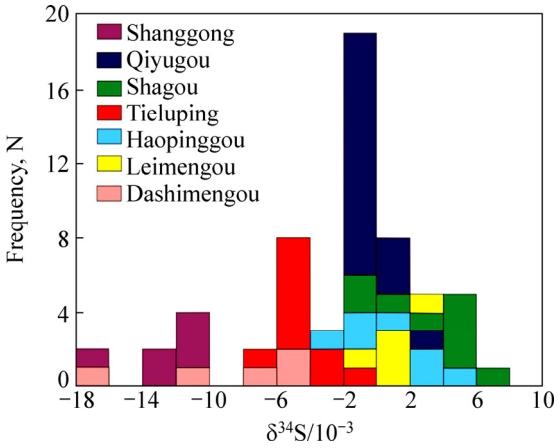

图 5 研究区内矿床 $\delta^{34}S$ 直方图

Fig. 5 Histogram of $\delta^{34}S$ for deposits in study area

4.3 Pb 同位素

研究区上宫 4 件(来自文献[11])、祁雨沟 26 件、沙沟 7 件、铁炉坪 15 件(4 件来自本项目，11 件来自文献[31])、蒿坪沟 7 件、雷门沟 3 件、大石门沟 5 件(来自文献[5])、太华群地层 7 件(来自文献[2])、熊耳群地层 4 件(来自文献[2])、花山岩体 5 件(来自文献[32])、蒿坪沟花岗斑岩 5 件(来自文献[33])、蒿坪沟辉绿岩脉 1 件(来自文献[3])样品铅同位素分析结果显示：上宫金矿 Pb 同位素 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 17.071~17.193，平均为 17.141，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 15.466~15.504，平均为 15.487，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 37.545~37.936，平均为 37.771；祁雨沟金矿的 Pb 同位素 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 17.191~17.817，平均为 17.309，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 15.372~15.464，平均为 15.418，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 37.396~37.934，平均为 37.645。区内金矿床的 Pb 同位素组成比较集中，其值也比较接近，反映其成矿物质来源基本一致。

沙沟银铅矿 Pb 同位素 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 17.768~17.926，平均为 17.830，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 15.485~15.578，平均为 15.526，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 38.462~38.695，平均为 38.575；铁炉坪银铅矿 Pb 同位素 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 17.541~17.987，平均为 17.778，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 15.412~15.630，平均为

15.496，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 37.767~38.300，平均为 38.093；蒿坪沟银铅矿 Pb 同位素 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 17.610~17.784，平均为 17.708，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 15.487~15.531，平均为 15.511，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 38.309~38.457，平均为 38.386。区内银铅矿床的 Pb 同位素组成比较集中，其值也比较接近，反映其成矿物质来源基本一致。

雷门沟钼矿的 Pb 同位素 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 17.141~17.501，平均为 17.359；$^{207}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 15.446~15.469，平均为 15.456；$^{208}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 37.699~37.918，平均为 37.825；大石门沟钼矿的 Pb 同位素 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 17.161~17.387，平均为 17.234；$^{207}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 15.433~15.450，平均为 15.441；$^{208}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 37.420~37.470，平均为 37.438。区内钼矿床的 Pb 同位素组成比较集中，其值也比较接近，反映其成矿物质来源基本一致。

太华群地层的 Pb 同位素 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 15.406~17.609，平均为 17.109，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 15.188~15.547，平均为 15.383，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 37.526~42.558，平均为 38.595；熊耳群地层的 Pb 同位素 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 16.439~19.428，平均为 17.355，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 15.271~15.667，平均为 15.415，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 36.346~41.260，平均为 37.743；花山岩体的 Pb 同位素 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 17.150~17.473，平均为 17.323，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 15.318~15.456，平均为 15.400，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 37.240~37.886，平均为 37.600；蒿坪沟花岗斑岩的 Pb 同位素 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 17.938~18.362，平均为 18.129，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 15.417~15.620，平均为 15.543，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 值变化于 38.100~38.892，平均为 38.469；蒿坪沟辉绿岩脉的 Pb 同位素 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 值为 17.995，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 值为 15.555，$^{208}Pb/^{204}Pb$ 值为 38.773。

区内金、银铅、钼矿床的 Pb 同位素组成与太华群、熊耳群地层的 Pb 同位素组成相差较大，银铅矿床与辉绿岩脉最为接近，其次为蒿坪沟花岗斑岩，而金、钼矿床与花山岩体最为接近，表明区内金、银铅、钼矿床的 Pb 同位素主要来源于深部地幔。

在铅构造模式中(见图 6(a))，沙沟银铅矿、蒿坪沟银铅矿 Pb 同位素组成主要位于地幔铅与造山带铅演化线之间，铁炉坪银铅矿 Pb 同位素组成主要位于下地壳、地幔铅与造山带铅演化线之间，区内银铅矿与熊耳群地层的 Pb 同位素组成投影点相距较远，与辉绿岩脉的 Pb 同位素组成投影点最为接近，其次为蒿坪沟花岗斑岩和太华群地层。在铅构造模式中(见图 6(b))，上宫金矿、雷门沟钼矿、大石门沟钼矿 Pb 同位素组成主要位于地幔铅与造山带铅演化线之间，祁雨沟金矿 Pb 同位素组成主要位于下地壳、地幔铅与造山带铅演化线之间，区内金矿、钼矿与花山岩体的 Pb 同位素组成投影点最为接近，其次为太华群地层。由于造山带常常与深部作用过程有关，壳幔作用强烈，地幔活动起了很大作用，因此，区内金矿、银铅矿、钼矿床的 Pb 应主要为地幔铅，同时受到壳源铅(太华群)不同程度的混合，反映区内金矿、银铅矿、钼矿成矿作用与区域造山作用有关，成矿物质来源于造山过程中壳−幔混合源，并以地幔为主。

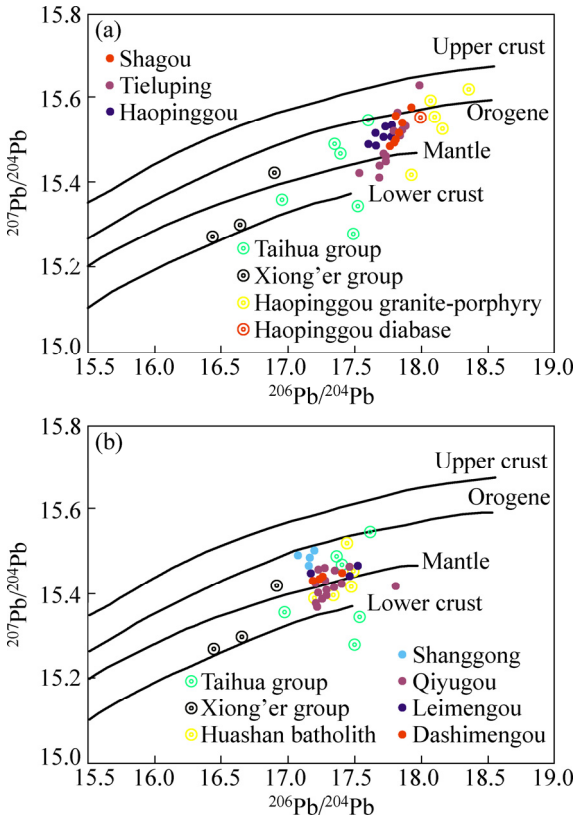

图 6　熊耳山地区矿床铅构造模式图(底图据文献[34])

Fig. 6　Lead isotopic tectonic model of the deposits in Xiong'ershan area(modified from Ref.[34]): (a) Lead isotopic tectonic model of Ag-Pb deposits in Xiong'ershan area; (b) Lead isotopic tectonic model of Au, Mo deposits in Xiong'ershan area

4.4　流体包裹体

4.4.1　金矿床流体包裹体

1) 流体包裹体显微测温及盐度特征

通过对熊耳山矿集区典型金矿床上宫金矿(数据来自文献[12])和祁雨沟金矿(数据来自文献[35])流体包裹体研究发现：流体包裹体分成早(I)、中(II、

III)和晚(Ⅳ)等 3 个阶段。上宫金矿早期为富 CO_2 三相包裹体、中期为富液两相包裹体、晚期为纯液相包裹体；祁雨沟金矿早期(Ⅰ)以富液两相流体包裹体(L+V 型)以及含子矿物多相(S 型)的包裹体为主、中期(II、III)、晚期(Ⅳ)以富液两相流体包裹体(L+V)型为主。

上宫金矿[12]显微测温数据表明：早阶段流体包裹体的均一温度范围为 210~390 ℃(平均 271 ℃)；中阶段均一温度变化范围为 170~270 ℃(平均 216 ℃)；晚阶段均一温度范围为 110~190 ℃(平均 151 ℃)，呈现出逐渐降低的趋势。早、中、晚阶段成矿流体的盐度 $NaCl_{eq}$ 分别为 1.4%~4.2%、5.6%~9.6%、6.9%~9.7%。早阶段成矿流体盐度较低，而中、晚阶段成矿流体盐度相对较高。

祁雨沟金矿[38]显微测温数据表明：从第Ⅰ阶段到第Ⅳ阶段，流体包裹体的均一温度范围依次为 409.3~506.3 ℃(平均 446.9 ℃)、303.6~442.8℃(平均 370.0 ℃)、251.6~344.0 ℃(平均 291.9 ℃)、121.8~254.6 ℃(平均 192.3 ℃)，呈现出逐渐降低的趋势；成矿流体的盐度 $NaCl_{eq}$ 范围依次为 17.08%~20.89%(平均 18.63%)、6.16%~20.07%(平均 12.24%)、1.4%~17.17%(平均 10.48%)、1.4%~12.85%(平均 5.04%)，同样呈现出逐渐降低的趋势。

2) 流体包裹体成分分析

上宫金矿[12]成矿流体气相成分主要为 H_2O 和 CO_2，其次为少量的 CO 和微量的 CH_4、C_2H_2、C_2H_4 和 C_2H_6 等还原性气体，早阶段成矿流体中的 CO_2 含量相对较高。液相成分中阳离子主要为 Na^+、K^+，其次为少量的 Ca^{2+}和 Mg^{2+}，阴离子主要为 Cl^-和 SO_4^{2-}，其次为少量的 NO_3^-、F^-和 Br^-。不同成矿阶段的流体成分差异较为明显，早阶段成矿流体中 K^+和 SO_4^{2-}含量较高，而中、晚阶段成矿流体中的 Na^+和 Cl^-含量相对较高。

祁雨沟金矿成矿流体气相成分以 H_2O 和 CO_2 为主，少量 CH_4、CO、H_2 和 N_2。从表 3 可看出，祁雨沟金矿早期成矿溶液的 K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}等离子浓度明显高于主成矿期和晚期溶液；K/Na、$(K_2O+Na_2O)/(MgO+CaO)$及 F/Cl 比值较低，与斑岩型矿床一致，显示出深源特征。主矿化期溶液的 K^+、Na^+、Mg^{2+}、Cl^-等高于晚期，低于早期，表明成矿溶液的数量和性质与早期有所不同；晚期溶液的各离子浓度及矿化度、盐度都非常低，对矿化不利，与晚期矿化岩石金含量低的事实相吻合。

因此，流体包裹体成分特征表明：区内金矿成矿流体为中温中低盐度的 CO_2−H_2O−NaCl 体系。

表 3 祁雨沟金矿石英包裹体液相成分(10^{-6})

Table 3 Liquid phase composition of fluid inclusions of Qiyugou gold deposit(10^{-6})

Metallogenic epoch No.	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}
1	10.66	14.45	44.90	1.54	−	5.47	31.43	11.86
2	5.43	0.91	0.15	0.09	9.29	0.41	0.65	0.08
3	0.14	0.36	0.18	0.02	−	−	0.27	1.06

4.4.2 银铅矿床流体包裹体

1) 流体包裹体显微测温及盐度特征

通过对熊耳山矿集区沙沟、铁炉坪(数据来自文献[19])、蒿坪沟(数据来自文献[31])银铅矿床进行流体包裹体显微测温镜下发现，这些矿床各成矿阶段具有不同的流体包裹体组合，可将流体包裹体分成早(I)、中(II_1、II_2)和晚(III)等 3 个阶段。早阶段包裹体组合为气液两相(LV)、含子晶多相包裹体(S)和富气或纯气体包裹体(V 型)，在该阶段不同类型石英中包裹体组合不同；中阶段为 LV 和 CO_2 包裹体(C 型)，但常见的为 LV 型；晚阶段为 LV 型。

沙沟早(I)、中(II_1、II_2)和晚(III)等 3 个阶段流体包裹体均一温度依次为 108~246 ℃(平均 157 ℃)、185~357 ℃(平均 240 ℃)、145~288 ℃(平均 194 ℃)、129~208 ℃(平均 165 ℃)。早、中、晚阶段成矿流体的盐度 $NaCl_{eq}$ 分别为 30.06%~37.40%(平均 33.25%)、4.65%~10.11%(平均 7.77%)、1.91%~10.86%(平均 6.38%)、1.40%~4.03%(平均 2.52%)。

铁炉坪[19]早(I)、中(II_1、II_2)和晚(III)3 个阶段流体包裹体均一温度依次为 216~395 ℃(平均 287 ℃)、217~295 ℃(平均 255 ℃)、147~271 ℃(平均 203 ℃)、174~190 ℃(平均 181 ℃)。早、中、晚阶段成矿流体的盐度 $NaCl_{eq}$ 分别为 5.26%~10.49%、8.95%~10.24%、8.00%~11.81%、6.45%~7.59%。

蒿坪沟[31]早(I)、中(II)和晚(III)等 3 个阶段流体包裹体均一温度依次为 192~239 ℃(平均 218 ℃)、252~300 ℃(平均 273 ℃)、196~250 ℃(平均 236 ℃)。早、中、晚阶段成矿流体的盐度 $NaCl_{eq}$ 分别为 2.50%~4.70%、4.09%~7.50%、3.81%~6.80%。

2) 流体包裹体成分分析

沙沟、铁炉坪、蒿坪沟银铅矿床流体包裹体成分分析结果表明：银铅矿成矿流体液相成分中阳离子主要为 Na^+、K^+、Ca^{2+}，而 Mg^{2+}含量很低。阴离子以 Cl^-、SO_4^{2-}为主，含 F^-、NO_3^- 少。成矿流体气相成分以 H_2O 和 CO_2 为主，少量 CH_4、H_2、N_2、CO。

总体看来，区内银铅矿床成矿流体为中温低盐度

含 CO_2 的 H_2O−NaCl 体系。

4.4.3　钼矿床流体包裹体

1) 流体包裹体显微测温及盐度特征

通过对熊耳山矿集区典型钼矿床雷门沟钼矿(数据来自文献[7])和大石门沟钼矿(数据来自文献[5])流体包裹体研究发现：钼矿床流体包裹体分成矿前(早)、主成矿(中)和成矿后(晚)等 3 个阶段。雷门沟钼矿早期为富 H_2O 包裹体，中期为贫气相富 H_2O 包裹体和富气相的含 CO_2 包裹体，晚期为富 H_2O 包裹体；大石门沟钼矿早阶段为含 CO_2 气液二相包裹体(LCO_2 型)、LCO_2+ S 型、少量气相包裹体(VCO_2 型)，中期为气液包裹体(V−L 型)、气液含子晶矿物包裹体(V−L+S 型)，晚期为 V−L 型包裹体。

雷门沟钼矿[7]显微测温数据表明：早阶段流体包裹体的均一温度范围为 238~476 ℃(平均 346 ℃)；中阶段均一温度变化范围为 205~418 ℃(平均 300 ℃)；晚阶段均一温度范围为 148~246 ℃(平均 188 ℃)，呈现出逐渐降低的趋势。早、中、晚阶段成矿流体的盐度 $NaCl_{eq}$ 分别为 4.34%~13.07%、1.74%~40.61%和 1.74%~7.86%。

大石门沟钼矿[5]显微测温数据表明：3 个阶段流体包裹体均一温度分别集中在 247~468 ℃、111~372 ℃、110~272 ℃。成矿流体的盐度 $NaCl_{eq}$ 分别对应于 11.64%、6.75%、6.12 %，随均一温度的降低而降低。

2) 流体包裹体成分分析

雷门沟钼矿[7]、大石门沟钼矿[5]流体包裹体成分分析结果表明：成矿流体液相成分中阳离子主要为 Na^+、K^+、Ca^{2+}，阴离子以 Cl^-、SO_4^{2-}为主。成矿流体气相成分以 H_2O 和 CO_2 为主，少量 N_2、CH_4、C_2H_6、H_2S。还原参数[$(CH_4+C_2H_6+H_2S)/CO_2$]成矿早阶段较低，晚阶段有增高的趋势，揭示出成矿过程伴随着流体由相对氧化的环境向相对还原的环境转变。

流体包裹体研究表明，区内钼矿床成矿流体属于中高温、中低盐度的 H_2O−CO_2−NaCl 体系。

5　讨论

5.1　成矿流体及成矿物质来源

C−H−O 同位素特征表明，区内成矿流体来源复杂，初始来源以(地幔)岩浆流体为主，随着成矿作用的进行，来自地壳的流体逐渐加入。在成矿过程中，来自(地幔)岩浆流体的 C 与围岩(主要为太华群)发生了水−岩反应和同位素交换作用，成矿晚期，大气降水沿构造裂隙下渗，与上升的深部(岩浆)成矿热液发生混合。因此，成矿流体早期以岩浆水为主，晚期为岩浆水与大气降水的混合，说明成矿流体与岩浆作用有关。C−H−O 同位素组成显示壳−幔相互作用所导致的多源流体混合是成矿流体演化的主要机制，区内金矿、银铅矿、钼矿床成矿流体具有壳幔混合特点。

流体包裹体特征表明，区内金矿成矿流体属于中温中低盐度的 CO_2−H_2O−NaCl 体系；银铅矿成矿流体属于中温低盐度 H_2O−CO_2−NaCl 体系；钼矿成矿流体属于中高温、中低盐度的 H_2O−CO_2−NaCl 体系。成矿流体气相成分以 H_2O 和 CO_2 为主，含有少量的 CH_4、N_2、H_2、CO 等，在流体的搬运过程中，CO_2 起缓冲剂的作用[36]，使得成矿流体以某种络合物方式稳定存在。随着成矿作用的进行，流体由相对氧化的环境向相对还原的环境转变，随着温度持续降低以及大气降水参与增加，成矿流体成分以石英−碳酸盐为主则代表成矿过程结束[37]。

地幔流体的气相组分以 CO_2、H_2O 为主，少量 H_2、CO、SO_2、H_2S 和 CH_4 等[38]。另外，地幔流体具有提供大量 K、Na 等碱金属和 Si 的潜力[39]。而钾化、钠化等碱交代作用和硅化是许多大型−超大型矿床极为普遍的蚀变作用，其发育指示了地幔流体组分的存在。熊耳山地区金矿、银铅矿、钼矿床同样普遍发育钾长石化、硅化和黄铁绢英岩化，也同样指示了在本区的流体成矿系统中可能存在来自幔源的碱质和硅质。因此，熊耳山地区成矿流体的气相组分特征显示出与幔源流体气相组分的相似性。

S 同位素组成显示，祁雨沟金矿、雷门沟钼矿的 S 主要具有幔源特征；沙沟、铁炉坪、蒿坪沟银铅矿的 S 具有壳幔混源，以地幔为主的特征；上宫金矿、大石门沟钼矿均富集轻硫，是成矿过程中物理化学条件的变化引起 S 同位素发生分馏引起的，可能与岩浆热液上升过程中混入大气降水有关。因此，研究区矿床 S 的来源较复杂，具有壳幔混源特征。

Pb 同位素组成显示，上宫金矿、沙沟银铅矿、蒿坪沟银铅矿、雷门沟钼矿、大石门沟钼矿的 Pb 位于地幔铅与造山带铅演化线之间；祁雨沟金矿、铁炉坪银铅矿 Pb 同位素组成主要位于下地壳、地幔铅与造山带铅演化线之间。由于造山带常常与深部作用过程有关，壳幔作用强烈，地幔活动起了很大作用，因此，区内金矿、银铅矿、钼矿床的铅应主要为地幔铅，同时受到壳源铅(太华群)不同程度的混合，反映区内金矿、银铅矿、钼矿成矿作用与区域造山作用有关，成矿物质来源于造山过程中壳−幔混合源，并以地幔为主。

综上所述，熊耳山矿集区金银多金属矿成矿物质

及成矿流体具有壳幔混合特征，主要来源于地幔。

5.2 成矿时代及成矿阶段

熊耳山矿集区内金矿年龄在 120~240 Ma 之间[15−16]，多数集中于 120 Ma 左右，银铅矿年龄在 130~150 Ma 之间[17−19]，钼矿年龄在 120~220 Ma 之间[20−21]。

熊耳山地区成矿作用自古元古代就已开始，但规模较小，多形成一些钼矿(化)点。进入印支期后(220 Ma 左右)，有一期规模较大的钼成矿作用(如大石门沟钼矿)，局部伴有金成矿作用(如上宫金矿)。燕山期，包括熊耳山地区在内的东秦岭−大别金属成矿作用达到高峰，在 140 Ma 左右发生了一期大规模的钼成矿作用和银铅成矿作用，雷门沟等大型钼矿、沙沟、铁炉坪、蒿坪沟等大−中型银铅矿均为这一期所形成；在 120 Ma 左右的早白垩世，又发生了一期大规模的金成矿作用，形成了祁雨沟等大型金矿。因此，熊耳山地区大规模成矿时期应为燕山期。

根据研究区矿脉间的相互穿插关系、矿石的结构构造、矿物共生组合等，结合流体包裹体研究结果，将区内金银多金属矿床成矿阶段分为石英−黄铁矿阶段(I)、石英−多金属硫化物阶段(Ⅱ)及石英−碳酸盐阶段(Ⅲ)。

5.3 控矿因素

矿集区各类型矿床的赋矿围岩主要为太华群变质岩、熊耳群火山岩。太华群地层主要岩石类型为黑云斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩、斜长角闪岩、角闪岩、片岩等，一般硬且脆，在后期构造应力的剪切、挤压、张扭作用下，易产生断裂构造，这些构造为后期成矿热液的运移和充填提供空间。熊耳群的形成与展布明显受到构造的控制，尤其受到深断裂的控制。这些控制熊耳群的形成与展布的古老深断裂对造山过程和造山期后的构造演化、断裂发育和运动特征及岩浆活动都起有十分重要的制约作用。

研究区矿床最直接、最重要的找矿标志是断裂破碎带，其中 NE−NNE 向陡倾斜断裂破碎带是区内最主要的控矿和赋矿构造，区内几乎所有脉型矿床的主要矿体均赋存于 NE−NNE 向断裂破碎带，矿体多产于断裂破碎带的中央、局部扩容、拐折、分枝复合、断裂交汇部位。区内拆离断层带及近东西向断裂破碎带，宏观上起到控岩控矿作用，控制着区内矿田的空间分布，部分矿体赋存于其伴生的次级构造中。

区内岩体在侵位时，其周围或顶部形成的断裂破碎带为深部成矿流体和物质的运移和富集提供了通道和空间，是脉型矿床(体)形成的有利部位。熊耳山东段花山岩体外围断裂破碎带发育，为成矿流体和物质富集提供了良好的空间，形成了构造蚀变岩型金矿床，成环状分布于花山岩体外围，构成“矿环”；熊耳山西段寨凹隐伏岩体顶部及周围断裂破碎带发育，也为成矿流体和物质富集提供了良好的空间，形成了构造蚀变岩型银铅矿，构成“矿帽”。斑岩−爆破角砾岩型矿床则定位于斑岩−爆破角砾岩体及其内外接触带中。

5.4 成矿模式

熊耳山地区处于华北地台南缘和北秦岭造山带的衔接过渡带上。在印支期，华北与扬子古板块实现了完全碰撞，从此熊耳山地区便进入了陆内推覆造山与伸展作用交替进行的新阶段。燕山期频繁的构造−岩浆活动为陆内成矿提供物质和热源，晚期该区发生火山活动，岩石圈减薄，地幔高温物质上涌[40]。由于地幔物质的上涌可为地壳重熔提供足量的热量[41]，加上壳幔的相互作用使成岩成矿呈现出不均衡阶段性爆发的特征，在中生代(220~120 Ma)，熊耳山地区先后发生了 3 期重要的成岩成矿事件。

在印支晚期(220 Ma)，两大板块碰撞造成岩石圈受挤压而急剧增厚，进而引发下部岩石圈发生拆沉作用，诱发壳、幔岩浆作用，产生富含 Mo 的壳幔混源流体。在大石门沟钼矿区，含矿流体沿北西西向与北东向构造交叉的薄弱部位上升并发生隐爆作用，热液持续进入角砾岩体间和外围裂隙带中并和太华群变质岩发生物质交换，从而使 Mo 在角砾岩胶结物或裂隙成矿富集，具有典型的爆破角砾岩型钼矿床特征。而在熊耳山中部上宫金矿区，这一重大构造−热事件使上地幔和地壳发生强烈的物质和能量交换，并驱动地幔流体向地壳运移，在其上升的过程中不断萃取地幔和地壳中的成矿物质(Au)。花岗岩作为热源之一，产生的热力作用使 Au 元素活化、集中，并在地壳浅部太华群、熊耳群 NE 向陡倾斜断裂破碎带部位快速沉淀富集成矿，具有典型的构造蚀变岩型金矿床特征。

在燕山期(140 Ma)，大规模岩浆活动爆发，寨凹隐伏花岗岩体上升侵位，使破碎带局部扩容，随着造山作用持续进行，地幔流体携带成矿物质 Ag、Pb 元素沿着深大断裂向上运移和富集，并大量萃取地层中的 Ag、Pb 元素，在地壳浅部沙沟、铁炉坪、蒿坪沟银铅矿区太华群、熊耳群 NNE−NE 向陡倾斜断裂破碎带部位快速沉淀富集成矿，具有典型的构造蚀变岩型银铅矿床特征。而在熊耳山东段的雷门沟钼矿区，由于岩石圈减薄，软流圈物质上涌，这种壳幔混合的流体携带 Mo 元素沿着构造上侵定位，形成雷门沟斑

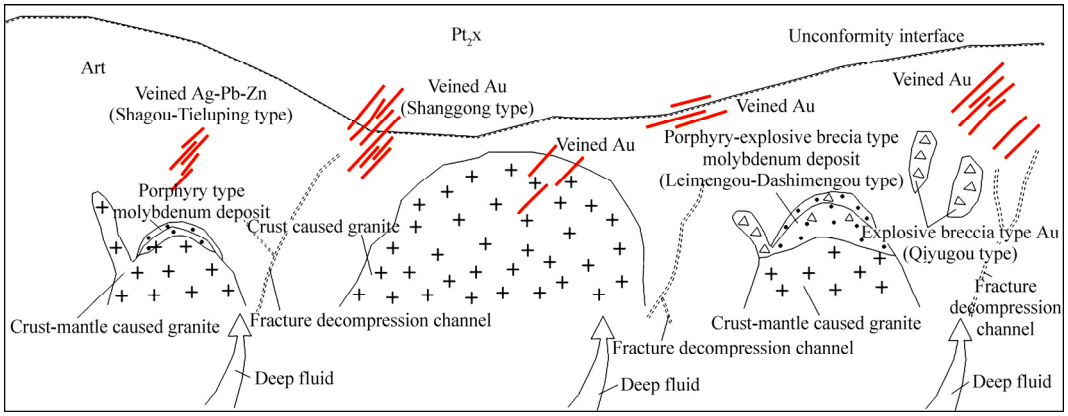

图 7　熊耳山矿集区金银多金属矿床成矿模式图

Fig. 7　Ore-forming model of Au-Ag polymetallic deposits in Xiong'ershan ore district

岩体，成矿流体与太华群发生水−岩反应，流体沸腾，pH 值降低，氧逸度降低，围岩发生绢云母化和硅化，流体处于中−偏酸性的还原环境，在斑岩体的内外接触带 Mo 金属大量沉淀，具有典型的斑岩型钼矿床特征。

在燕山晚期(120 Ma)，板块碰撞熔融产生具高氧逸度的含金属元素(Au)岩浆，为祁雨沟金矿形成提供了物质基础。区内的断裂构造为原始岩浆侵入提供了通道，高氧化态岩浆在上升过程中混合上地壳物质，侵入太华群和熊耳群。幔源成矿流体向上运移的过程中大量萃取地层中的金属元素(Au)，大量挥发份聚集在封闭的岩浆房内，使得岩浆房的压力增加，内压大于外压，发生隐爆作用，形成角砾岩体及其外围和顶部的裂隙带。角砾岩筒形成后，成矿物质和成矿流体沿着角砾岩体边缘和裂隙充填，并和围岩发生物质交换，使成矿物质(Au)进一步富集，具有典型的爆破角砾岩型金矿床特征。区域成矿模式图如图 7 所示。

6　结论

1) 熊耳山矿集区各矿床的地质特征尽管有差异，但仍表现出许多共性，矿石矿物以硫化物为主，脉石矿物则以石英、云母、碳酸盐类矿物为主，发育硅化、钾化、绢云母化等围岩蚀变。

2) 通过对区内金银多金属矿的 C−H−O、S、Pb 同位素组成及流体包裹体的研究，认为区内成矿流体和成矿物质具有壳幔混合特征，主要来源于地幔。

3) 熊耳山矿集区成矿高峰期集中在 220 Ma−140 Ma−120 Ma 等 3 个时间段。主成矿时代为燕山期，其次为印支期。区内金银多金属矿床成矿阶段分为石英−黄铁矿阶段(I)、石英−多金属硫化物阶段(Ⅱ)及石英−碳酸盐阶段(Ⅲ)。

4) 熊耳山矿集区太华群变质岩、熊耳群火山岩为有利的赋矿围岩；NE−NNE 向陡倾斜断裂破碎带是区内最主要的控矿和赋矿构造；岩浆岩侵位时，其周围或顶部形成的断裂破碎带为深部成矿流体和物质的运移和富集提供了通道和空间，是脉型矿床(体)形成的有利部位，区内金属矿床(点)主要分布于花山岩体和寨凹隐伏岩体两大岩浆侵入中心的外围或顶部，形成“矿环”或“矿帽”。

5) 根据熊耳山矿集区金银多金属矿的成矿流体及物质来源、成矿时代等特征，结合该地区的地层、构造、岩浆岩等要素，探讨了熊耳山矿集区金银多金属矿床成因，建立了熊耳山矿集区金银多金属矿床成矿模型。

致谢：感谢河南省有色金属地质矿产局野外工作人员对本项目的支持，感谢丁云河教授和李永峰教授在本文完成前给予的帮助和对相关问题的讨论，感谢两位匿名审稿专家和编辑部给予宝贵的修改意见。

REFERENCES

[1] 祝朝辉, 尉向东, 宋　锋, 李明立, 刘淑霞, 杜春彦, 张　震, 王　涛. 豫西熊耳山多金属矿集区成矿物质来源研究: 来自铅同位素的地球化学证据[J]. 地质论评, 2014, 60(6): 1323−1336.
ZHU Chao-hui, YU Xiang-dong, SONG Feng, LI Ming-li, LIU Shu-xia, DU Chun-yan, ZHANG Zhen, WANG Tao. Tracing on ore-forming metals for Xiong'er mountain poly-metal deposits cluster, Western Henan: A study from Pb isotope geochemistry[J]. Geological Review, 2014, 60(6): 1323−1336.

[2] 陈　旺. 豫西熊耳山金矿床和银(铅)矿床铅同位素研究[J].

贵金属地质, 1995, 4(3): 168−176.
CHEN Wang. Lead isotope study of Xiong'ershan gold deposit and silver(lead) deposit in Western Henan[J]. Journal of Precious Metallic Geology, 1995, 4(3):168−176.

[3] 王团华, 谢桂青, 叶安旺, 李宗彦. 豫西小秦岭−熊耳山地区金矿成矿物质来源研究——兼论中基性岩墙与金成矿作用关系[J]. 地球学报, 2009, 30(1): 27−38.
WANG Tuan-hua, XIE Gui-qing, YE An-wang, LI Zong-yan. Material sources of gold deposits in Xiaoqinling—Xiong'ershan area of western Henan province as well as the relationship between gold deposits and intermediate-basic dykes[J]. Acta Geoscientica Sinica, 2009, 30(1): 27−38.

[4] 庞绪成, 郭跃闪, 杨剧文, 赵定生, 张凯涛, 赵少攀. 河南省洛宁龙门店银铅矿稀土元素地球化学特征及地质意义[J]. 中国稀土学报, 2015, 33(6): 747−760.
PANG Xu-cheng, GUO Yue-shan, YANG Ju-wen, ZHAO Ding-sheng, ZHANG Kai-tao, ZHAO Shao-pan. REE geochemical characteristics of Longmendian Ag-Pb deposit in Luoning Henan[J]. Journal of the Chinese Society of Rare Earths, 2015, 33(6): 747−760.

[5] 李靖辉. 豫西大石门沟钼矿床成矿物质来源、流体包裹体特征及成矿机制[J]. 东华理工大学学报(自然科学版), 2014, 37(2): 181−191.
LI Jing-hui. Sourceses of ore, features of fluid inclusions and ore-forming mechanism of the Dashimengou molybdenum deposit in Western Henan[J]. Journal of East China Institute of Technology (Natural Science), 2014, 37(2): 181−191.

[6] 邵拥军, 陈星霖, 李永峰, 刘清泉, 张建东. 豫西龙门店 Ag-Pb-Zn 矿床地球化学特征及成因分析[J]. 中南大学学报(自然科学版), 2015, 46(1): 171−179.
SHAO Yong-jun, CHEN Xing-lin, LI Yong-feng, LIU Qing-quan, ZHANG Jian-dong. Characteristics of geochemistry and genesis of Longmendian Ag-Pb-Zn deposit, Western Henan Province[J]. Journal of Central South University (Science and Technology), 2015, 46(1): 171−179.

[7] 陈小丹. 豫西雷门沟斑岩钼矿床流体成矿作用研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2012: 1−77.
CHEN Xiao-dan. Characteristics of ore-forming fluids and metallogenesis in the Leimengou porphyry molybdenum deposit, Western Henan Province[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2012: 1−77.

[8] 韩金生, 姚军明, 邓小华. 东秦岭沙沟银铅锌矿床成矿流体来源的锶同位素约束[J]. 岩石学报, 2013, 29(1): 18−26.
HAN Jin-sheng, YAO Jun-ming, DENG Xiao-hua. Sr-isotope constraint on the source of the fluids forming the Shagou Ag-Pb-Zn deposit, Eastern Qinling orogen[J]. Acta Petrologica Sinica, 2013, 29(1): 18−26.

[9] 冯绍平, 汪江河, 邓红玲, 汪 洋, 张苏坤, 王俊德, 史保堂, 梁新辉, 张争辉, 黄 岚. 熊耳山干树金矿流体包裹体及稳定同位素地球化学研究[J]. 地球化学, 2017, 46(2): 137−148.
FENG Shao-ping, WANG Jiang-he, DENG Hong-ling, WANG Yang, ZHANG Su-kun, WANG Jun-de, SHI Bao-tang, LIANG Xin-hui, ZHANG Zheng-hui, HUANG Lan. Study of fluid inclusions and stable isotope geochemistry of the Ganshu gold deposit in the Xiong'ershan region[J]. Geochimica, 2017, 46(2): 137−148.

[10] 张晓伟. 豫西崔香洼金矿地质与成矿流体地球化学[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2015: 1−58.
ZHANG Xiao-wei. Geology and ore-forming fluids geochemistry of the Huanxiangwa gold deposit in Western Henan Province[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2015: 1−58.

[11] 胡新露, 何谋春, 姚书振. 东秦岭上宫金矿成矿流体与成矿物质来源新认识[J]. 地质学报, 2013, 87(1): 91−100.
HU Xin-lu, HE Mou-chun, YAO Shu-zhen. New understanding of the source of ore-forming material and fluid in the Shanggong gold deposit, East Qinling[J]. Acta Geologica Sinica, 2013, 87(1): 91−100.

[12] 胡新露, 姚书振, 何谋春, 熊索菲, 丁振举, 宫勇军, 谭满堂. 河南省上宫金矿成矿热力学条件及成矿机制[J]. 中南大学学报(自然科学版), 2013, 44(12): 4962−4971.
HU Xin-lu, YAO Shu-zhen, HE Mou-chun, XIONG Suo-fei, DING Zhen-ju, GONG Yong-jun, TAN Man-tang. Metallogenic thermodynamic conditions and ore-forming mechanism of Shanggong gold deposit, Henan Province[J]. Journal of Central South University(Science and Technology), 2013, 44(12): 4962−4971.

[13] 熊索菲, 姚书振, 宫勇军, 何谋春, 祁冬梅, 向 鹏. 河南祁雨沟金矿临−超临界包裹体特征及成矿流体演化[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2014, 44(1): 120−133.
XIONG Suo-fei, YAO Shu-zhen, GONG Yong-jun, HE Mou-chun, QI Dong-mei, XIANG Peng. Critical-supercritical fluid inclusions characteristics and ore-forming fluid evolution of Qiyugou gold deposit, Henan Province[J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2014, 44(1): 120−133.

[14] 庞绪成, 赵少攀, 杨剧文, 赵定生, 范少军, 郭跃闪, 张凯涛. 河南洛宁龙门店银矿成矿阶段划分及流体包裹体测温意义[J]. 地质与勘探, 2015, 51(5): 828−837.
PANG Xu-cheng, ZHAO Shao-pan, YANG Ju-wen, ZHAO Ding-sheng, FAN Shao-jun, GUO Yue-shan, ZHANG Kai-tao. Metallogenic stages and the homogenization temperature of fluid inclusions from the Longmendian silver deposit in Luoning City, Henan Province[J]. Geology and Exploration, 2015, 51(5): 828−837.

[15] 任志媛, 李建威. 豫西上宫金矿床矿化特征及成矿时代[J]. 矿床地质, 2010, 29(增刊): 987−988.
REN Zhi-yuan, LI Jian-wei. Mineralization characteristics and metallogenic epoch of the Shanggong gold deposit in Western Henan Province[J]. Mineral Deposits, 2010, 29(Suppl): 987−988.

[16] 韩以贵, 李向辉, 张世红, 张元厚, 陈福坤. 豫西祁雨沟金矿单颗粒和碎裂状黄铁矿 Rb-Sr 等时线定年[J]. 科学通报, 2007, 52(11): 1307−1311.
HAN Yi-gui, LI Xiang-hui, ZHANG Shi-hong, ZHANG Yuan-hou, CHEN Fu-kun. Single grain Rb-Sr dating of euhedral and cataclastic pyrite from the Qiyugou gold deposit in Western Henan, Central China[J]. Chinese Science Bulletin, 2007, 52(11): 1307−1311.

[17] 毛景文, 郑榕芬, 叶会寿, 高建京, 陈　文. 豫西熊耳山地区沙沟银铅锌矿床成矿的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄及其地质意义[J].矿床地质, 2006, 25(4): 359−368.
MAO Jing-wen, ZHENG Rong-fen, YE Hui-shou, GAO Jian-jing, CHEN Wen. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of fuchsite and sericite from altered rocks close to ore veins in Shagou large-size Ag-Pb-Zn deposit of Xiong'ershan area, Western Henan Province, and its significance[J]. Mineral Deposits, 2006, 25(4): 359−368.

[18] 董少波, 马林霄, 高建京. 熊耳山地区铁炉坪银铅矿床成矿时代——来自萤石 Sm-Nd 测年证据[J]. 矿产勘查, 2016, 7(1): 120−125.
DONG Shao-bo, MA Lin-xiao, GAO Jian-jing. Mineralization age of Tieluping Ag-Pb deposit in Xiongershan area, Western Henan: Evidence from fluorite Sm-Nd dating[J]. Mineral Exploration, 2016, 7(1): 120−125.

[19] 叶会寿. 华北陆块南缘中生代构造演化与铅锌银成矿作用[D]. 北京: 中国地质科学院, 2006: 1−217.
YE Hui-shou. The mesozoic tectonic evolution and Pb-Zn-Ag metallogeny in the South Margin of North China Craton[D]. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences, 2006: 1−217.

[20] 李永峰, 毛景文, 刘敦一, 王彦斌, 王志良, 王义天, 李晓峰, 张作衡, 郭保健. 豫西雷门沟斑岩钼矿 SHRIMP 锆石 U-Pb 及辉钼矿 Re-Os 测年及其地质意义[J]. 地质论评, 2006, 52(1): 122−131.
LI Yong-feng, MAO Jing-wen, LIU Dun-yi, WANG Yan-bin, WANG Zhi-liang, WANG Yi-tian, LI Xiao-feng, ZHANG Zuo-heng, GUO Bao-jian. SHRIMP zircon U-Pb and molybdenite Re-Os datings for the Leimengou porphyry molybdenum deposit, Western Henan and its geological implication[J]. Geological Review, 2006, 52(1): 122−131.

[21] 李靖辉. 河南嵩县大石门沟钼矿床辉钼矿同位素年龄及地质意义[J]. 中国地质, 2014, 41(4): 1364−1374.
LI Jing-hui. Re-Os isotopic dating of molybdenites from the Dashimengou molybdenum deposit in Songxian County, Henan Province, and its geological significance[J]. Geology in China, 2014, 41(4): 1364−1374.

[22] 郭保健, 李永峰, 王志光, 叶会寿. 熊耳山 Au-Ag-Pb-Mo 矿集区成矿模式与找矿方向[J]. 地质与勘探, 2005, 41(5): 43−47.
GUO Bao-jian, LI Yong-feng, WANG Zhi-guang, YE Hui-shou. Type, metallogenetic regularities, mineralization model and prospecting proposal in the Xiong'ershan district[J]. Geology and Prospecting, 2005, 41(5): 43−47.

[23] 吴发富, 龚庆杰, 石建喜, 李建全, 王中亮. 熊耳山矿集区金矿控矿地质要素分析[J]. 地质与勘探, 2012, 48(5): 865−875.
WU Fa-fu, GONG Qing-jie, SHI Jian-xi, LI Jian-quan, WANG Zhong-liang. Ore-controlling factors of the gold deposits in the Xiong'ershan gold region, Western Henan Province[J]. Geology and Prospecting, 2012, 48(5): 865−875.

[24] 庞绪成, 张凯涛, 赵少攀, 郭跃闪, 周　阳. 豫西龙门店银矿成矿规律及深部预测[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2016, 35(2): 272−278.
PANG Xu-cheng, ZHANG Kai-tao, ZHAO Shao-pan, GUO Yue-shan, ZHOU Yang. Metallogenic regularities and deep prospecting of the Longmendian silver deposit in Western Henan Province[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 2016, 35(2): 272−278.

[25] 王军升, 王玉往. 豫西熊耳山西南段银多金属矿成矿模式[J]. 矿产勘查, 2014, 5(6): 866−872.
WANG Jun-sheng, WANG Yu-wang. Metallogenic model of the silver polymetallic deposit in the Southwestern Xionger mountain area, Western Henan[J]. Mineral Exploration, 2014, 5(6): 866−872.

[26] 黄典豪, 杨志明, 李振清, 许道学. 东秦岭钼矿带内碳酸岩脉型钼(铅)矿床地质−地球化学特征、成矿机制及成矿构造背景[J]. 地质学报, 2009, 83(12): 1968−1984.
HUANG Dian-hao, HOU Zeng-qian, YANG Zhi-ming, LI Zhen-qing, XU Dao-xue. Geological and geochemical characteristics, metallogenetic mechanism and tectonic setting of carbonatite vein-type Mo(Pb) deposits in the East Qinling molybdenum ore belt[J]. Acta Geologica Sinica, 2009, 83(12): 1968−1984.

[27] 高永丰, 栾文楼, 魏瑞华, 李院生. 河南祁雨沟金矿流体包裹体研究[J]. 地球化学, 1995, 24(增刊): 150−159.
GAO Yong-feng, LUAN Wen-lou, WEI Rui-hua, LI Yuan-sheng. Fluid inclusion studies of Qiyugou gold deposits, Henan[J]. Geochimica, 1995, 24(Suppl): 150−159.

[28] 高建京. 豫西沙沟脉状 Ag-Pb-Zn 矿床地质特征和成矿流体研究[D]. 北京: 中国地质大学, 2007: 1−91.
GAO Jian-jing. Geology and ore-forming fluid of silver-lead-zinc lode deposit of Shagou, Western Henan Province[D]. Beijing: China University of Geosciences, 2007: 1−91.

[29] 隋颖慧, 王海华, 高秀丽, 陈华勇, 李　震. 河南铁炉坪银矿成矿流体研究及其对碰撞造山成岩成矿与流体作用模式例证[J]. 中国科学(D 辑), 2000, 30(增刊): 82−90.
SUI Ying-hui, WANG Hai-hua, GAO Xiu-li, CHEN Hua-yong, LI Zhen. Ore-forming fluid of CPMF and fluid model example of Henan Tieluping silver deposit[J]. Science In China (Series D), 2000, 30(Suppl): 82−90.

[30] TAYLOR H P. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problem of hydrothermal alteration and ore

deposition[J]. Economic Geology, 1974, 69: 843−884.

[31] 王志光, 崔 亳, 徐孟罗, 郑尚模, 王福贵, 吕 夏, 张 林, 程广国. 华北地块南缘地质构造演化与成矿[M]. 北京: 冶金工业出版社, 1997: 1−310.
WANG Zhi-guang, CUI Bo, XU Meng-luo, ZHENG Shang-mo, WANG Fu-gui, LÜ Xia, ZHANG Lin, CHENG Guang-guo . Tectonic evolution and mineralization in the south margin of North China Block[M]. Beijing: Metallurgical Industry Press, 1997: 1−310.

[32] 范宏瑞, 谢奕汉, 赵 瑞, 王英兰. 豫西熊耳山地区岩石和金矿床稳定同位素地球化学研究[J]. 地质找矿论丛, 1994, 9(1): 54−64.
FAN Hong-rui, XIE Yi-han, ZHAO Rui, WANG Ying-lan. Stable isotope geochemistry of rocks and gold deposits in the Xiongershan area Western Henan Province[J]. Contributions To Geology and Mineral Resources Research, 1994, 9(1): 54−64.

[33] 倪智勇, 李 诺, 张 辉, 薛良伟. 河南大湖金钼矿床成矿物质来源的锶钕铅同位素约束[J]. 岩石学报, 2009, 25(11): 2823−2832.
NI Zhi-yong, LI Nuo, ZHANG Hui, XUE Liang-wei. Pb-Sr-Nd isotope constraints on the source of ore-forming elements of the Dahu Au-Mo deposit, Henan Province[J]. Acta Petrologica Sinica, 2009, 25(11): 2823−2832.

[34] ZARTMAN R E, DOE B R. Plumbotectonics—The model[J]. Tectono-physics, 1981, 75: 135−162.

[35] 熊索菲. 河南嵩县祁雨沟金矿成矿流体及成矿机制研究[D]. 武汉: 中国地质大学, 2011: 1−62.
XIONG Suo-fei. Ore-forming fluid and metallogenic mechanism of the Qiyugou gold deposit, Henan Province, China[D]. Wuhan: China University of Geosciences, 2011: 1−62.

[36] 鞠培姣, 赖健清, 莫青云, 石 坚, 谭辉跃, 陶诗龙. 湖南双峰县包金山金矿成矿流体与矿床成因[J]. 中国有色金属学报, 2016, 26(12): 2625−2639.
JU Pei-jiao, LAI Jian-qing, MO Qing-yun, SHI Jian, TAN Hui-yue, TAO Shi-long. Ore-forming fluid characteristics and genesis of Baojinshan gold deposit in Shuangfeng County, Hunan Province, China[J]. The Chinese Journal of Nonferrous Metals, 2016, 26(12): 2625−2639.

[37] ZHANG Jian-guo, SHAO Yong-jun, WANG Cheng, LIU Zhong-fa, XIONG Yi-qu. Ore-forming mechanism of Xiajinbao gold deposit in Pingquan, Hebei based on fluid inclusions and stable isotopes[J]. Transactions of Nonferrous Metals Society of China, 2017, 27(6): 1363−1373.

[38] WOOD B J, BRYNDZIA L T, JOHNSON K E. Mantle oxidation state and its relationship to tectonic environment and fluid speciation[J]. Science, 1990, 248: 337−345.

[39] 刘丛强, 黄智龙, 李和平, 苏根利. 地幔流体及其成矿作用[J]. 地学前缘(中国地质大学, 北京), 2001, 8(4): 231−243.
LIU Cong-qiang, HUANG Zhi-long, LI He-ping, SU Gen-li. The geofluid in the mantle and its role in ore-forming processes[J]. Earth Science Frontiers (China University of Geosciences, Beijing), 2001, 8(4): 231−243.

[40] 陶诗龙, 赖健清, 张建东, 钱丽华, 胡理芳, 曹 蓉, 游 琲, 黄 冲, 李廖辉, 黄 锐, 梁崇高.广西龙头山金矿载金黄铁矿地球化学特征[J]. 中国有色金属学报, 2017, 27(6): 1263−1279.
TAO Shi-long, LAI Jian-qing, ZHANG Jian-dong, QIAN Li-hua, HU Li-fang, CAO Rong, YOU Fei, HUANG Chong, LI Liao-hui, HUANG Rui, LIANG Chong-gao. Geochemical characteristics of auriferous pyrite in Longtoushan gold deposit, Guangxi Province, China[J]. The Chinese Journal of Nonferrous Metals, 2017, 27(6): 1263−1279.

[41] ZENG Ren-yu, LAI Jian-qing, MAO Xian-cheng, LI Bin, JU Pei-jiao, TAO Shi-long. Geochemistry, zircon U-Pb dating and Hf isotopies composition of Paleozoic granitoids in Jinchuan, NW China: Constraints on their petrogenesis, source characteristics and tectonic implication[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2016, 121: 20−33.

Geochemical features of Au-Ag polymetallic deposits in Xiong'ershan ore district of western Henan and their geological significances

LIU Wen-yi[1, 2, 3], LIU Ji-shun[1, 2], HE Mei-xiang[3], DING Yun-he[3], LI Yong-feng[4]

(1. Key Laboratory of Metallogenic Prediction of Nonferrous Metals and
Geological Environment Monitor, Ministry of Education, Central South University, Changsha 410083, China;
2. School of Geosciences and Info physics, Central South University, Changsha 410083, China;
3. No. 7 Geological Team, Bureau of Nonferrous Metals Geology and Mineral Resources of Henan Province,
Zhengzhou 450016, China;
4. Non-Ferrous Mineral Exploration Engineering Research Center of Henan Province, Zhengzhou 450016, China)

Abstract: The study area is located in the west of Henan Province, tectonically located in the southern margin of North China block, belonging to Xiaoqinling−Xiaoshan−Xiong'ershan Au-Ag polymetallic metallogenic belt. The exposed basement lithology is metamorphic rocks of Taihua Group, and the cover is the Xiong'er Group volcano rock. The main magmatic rock is granite. Through the research on C−H−O−S−Pb isotope and fluid inclusion, and comprehensive analysis on the metallogenic geological background, metallogenic material source and ore controlling regularity of Au-Ag polymetallic deposits in this area, the metallogenic model of the study area is established. The results show that the ore-forming fluids and ore-forming materials, with crust mantle mixing characteristics, mainly derived from the mantle; the metallogenic process is divided into quartz-pyrite stage (I), quartz-polymetallic sulfide stage (II) and quartz-carbonate stage (III); the peak period of mineralization is concentrated in 220 Ma−140 Ma−120 Ma, and the metallogenic epoch is mainly in Yanshan period, followed by Indosinian.

Key words: Xiong'ershan; Au-Ag polymetallic deposit; geochemical characteristics; geological significance

Foundation item: Project(201111007-2) supported by Nonprofit Industry Research Project of Ministry of Land and Resources, China

Received date: 2017-05-02; **Accepted date:** 2017-07-10

Corresponding author: LIU Ji-shun; Tel: +86- 13607489990; E-mail: jsliu@csu.edu.cn

(编辑 王 超)