万方数据资源系统 WANFANG DATA (CHINAINFO)

桂林工学院学报
JOURNAL OF GUILIN INSTITUTE OF TECHNOLOGY
2000 Vol.20 No.1 P.5-11

数字化期刊 DIGITIZED PERIODICAL

吉林放牛沟多金属矿床成矿物质来源

冯守忠

摘　要：放牛沟多金属矿床的形成与早元古代晚期的火山作用无明显的直接联系，矿床和华力西早期后庙岭花岗岩具有共同的物质来源。矿床同位素研究结果表明：成矿物质主要来自上地幔或下地壳，部分来自上地壳。后庙岭花岗岩以Ⅰ型为主，并兼有S型特征。成岩物质主要来自深部地壳同熔岩浆，有部分火山-沉积岩系的同化重熔物质加入。w(^{87}Sr)/w(^{86}Sr)初始比值为0.705也表明成岩物质以深源为主。后庙岭花岗岩物质来源的双重性一定程度上反映了放牛沟多金属矿床成矿物质的双重性——以下地壳为主并兼有上地壳物质来源。

关键词：多金属矿床；矿床成因；物质来源；吉林；放牛沟
分类号：P618.4；P611　　文献标识码：A
文章编号：1006-544X(2000)01-0005-07

ORE-FORMING MATERIAL SOURCES OF THE FANGNIUGOU PYRITE POLYMETALLIC DEPOSIT, JILIN

Feng Shouzhong
（Jilin Institute of Geology for Mineral Resources, Changchun　130012）

Abstract：The formation of the Fangniugou polymetallic deposit is unrelated obviously and directly with volcanic activity of the teminal stage of Eealy Paleozoic. The ore deposit possesses the same material sources with the Early Variscan Houmiaoling granites. Isotopic studies of the ore deposit show that the ore-forming substances are mainly derived from the upper mantle or the lower crust and partly from the upper crust. The Houmiaoling granites are mainly of I type with some characteristics of S type. Their rock-forming substances are predominantly derived from syntectic magma of the deep crust with the addition of some assimilationary-remelting substances of volcanic-sedimentary rocks. The $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ value is 0.705, implying that the rock-forming substances came mainly from deep sources. The dual nature of the material sources for the Houmiaoling granites reflects to some extent the dual nature of ore-forming material sources of the Fangniugou polymetallic deposit, i.e. the substances came mainly from the lower crust and partly from the upper crust.
Key words：polymetallic deposit; metallogeny; material source; Jilin; Fangniugou▲

放牛沟多金属矿床位于华北陆台北缘槽区一侧，哈尔滨-长春断裂带和伊通-伊兰

断裂带之间，大黑山隆起带的中心部位。该矿床是日伪时期发现曾经被掠夺性开采过，20世纪80年代经化工部吉林化工地质大队勘查储量达中型规模[1]，在此期间，一些学者对该矿床作过一些研究，发表过一些论著[2]，但对矿区与成矿关系密切的后庙岭花岗岩及其地球化学特征，成岩物质来源、成矿物质来源的系统论述较少。

放牛沟矿床的成因先后提出了矽卡岩型、火山-沉积型、火山沉积-热液改造型以及火山喷气型等观点[2]。本文对该区后庙岭花岗岩地球化学特征及矿床同位素地球化学特征等进行了系统研究，取得了一些成果和认识。

1　矿区地质概况

矿区出露地层主要由上奥陶统石缝组—下志留统桃山组的浅变质的火山-沉积岩所组成，向南倾斜呈单斜状。石缝组由石英绢云母片岩、石英绿泥片岩、变质安山岩、流纹岩、凝灰岩、大理岩等组成。桃山组由下至上由中性-中酸性-酸性组成3个较大的火山喷发旋回，每一旋回之间是由浅海相钙质泥质粉砂岩、砂岩、碳质板岩及大理岩组成，构成类复理石建造。矿区构造以断裂为主，东西向断裂不仅控制了花岗岩体的形成，而且还决定了矿体的分布。与成矿有关的侵入岩为华力西早期后庙岭花岗岩，它与上述火山岩并非同源岩浆的产物。在火山-沉积岩及花岗岩内，都有矿体分布，矿化类型较复杂，矿石具有明显分带现象。

2　矿床地质特征

2.1　矿体特征

矿体产于华力西早期后庙岭花岗岩体外接触带石缝组中(图1)，围岩以条带状大理岩，变质安山岩为主，其次有变质凝灰岩、流纹岩以及花岗岩等。矿带近东西向展布，长达1 700 m。南北宽150～400 m。有41条矿体，构成9个矿体群，总矿体长50～756 m，厚0.72～9.94 m，延深20～180 m。矿体呈似层状、扁豆状、脉状，与围岩多呈整合接触，具有一定的膨缩现象，倾向南，倾角35°～70°，变缓处厚，变陡处薄。上部以似层状、透镜状矿体为主，下部多呈细脉状、扁豆状产出。矿体可分为锌铜矿体、铅锌矿体、铅锌硫铁矿体、硫铁矿体以及磁铁矿体等，这些矿体略具有分带性，从南至北磁铁矿体→硫铁矿体或锌硫铁矿体→锌或铅锌矿矿体。

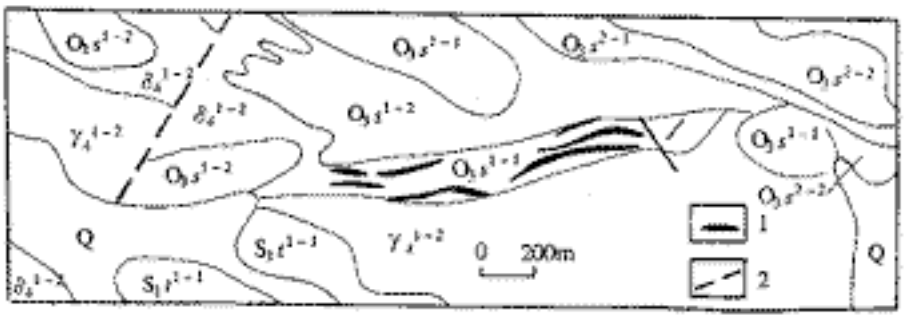

图1　放牛沟矿床地质简图

Fig.1　Diagrammatic geological map of the Fangniugou ore deposit

Q—第四系；S_1t^{1-1}—志留系下统桃山组中性火山碎屑岩及熔岩；O_3s—奥陶系上统石缝组；O_3s^{2-2}—砂质、碳质板岩夹大理岩；O_3s^{2-1}—白色大理岩及条带状大理岩；O_3s^{1-2}—中酸性至酸性火山岩及火山碎屑岩；O_3s^{1-1}—中性火山熔岩；γ^{1-2}_4—华力西早期花岗岩；δ^{1-2}_4—华力西早期闪长岩；1—矿体；2—断层

2.2　矿石特征

矿石矿物以黄铁矿、磁铁矿、闪锌矿、方铅矿为主，磁黄铁矿、辉钼矿、白钨矿、毒砂、硬锰矿、软锰矿等也有少量出现。脉石矿物有石榴石、透辉石、透闪石、绿帘石、方解石、石英、绿泥石等。矿石类型以闪锌矿石、方铅矿-闪锌矿石、闪锌矿-硫铁矿石为主。矿石结构主要有自形-半自形粒状、它形粒状、交代包含结构等，其次有乳浊状、斑状结构等。构造以致密块状、条带状和浸染状构造为主，局部也见有网格状、脉状、角砾状构造。矿石有益成分为S，Zn,Fe。伴生有益元素有Pb,Cu,Ag,Bi，另外，还有Cd,Ga,Sn,In。

2.3　围岩蚀变

主要有青盘岩化、绿泥石化、绿帘石化、黝帘石化、硅化、绢云母化、萤石化、闪石化、黄铁矿化，大理岩中的纹层状黄铁矿大多形成以绿泥石化为主的蚀变。

3　成矿物质来源

3.1　区域地层岩石中元素的丰度

在矿区石缝组、桃山组地层中，主要成矿元素Zn,Pb等元素的丰度，除个别地段地层接近地壳克拉克值以外，其它层中的丰度值均小于地壳克拉克值，在区域地层中处于分散状态。在安山岩、流纹岩、大理岩等主要岩石类型中，Zn,Pb等元素的丰度均小于世界同类型岩石的平均含量。在主要类型岩石中，也均处于分散状态。可见，从地层、岩石中元素丰度角度分析，本地区不存在富含主要成矿元素的矿源层或岩石类型。

3.2　矿体、原生晕与后庙岭花岗岩岩体的关系

3.2.1　矿体、原生晕与岩体的时空关系　Rb-Sr等时线法确定后庙岭花岗岩的同位素年龄为(352.65±21.42) Ma。K-Ar法(钾长石)年龄为357～371 Ma。Rb-Sr等时线所确定的绢云母化安山岩蚀变年龄(313.6±4.47) Ma，晚于花岗岩体的形成。放牛沟矿床矿石铅的模式年龄为255～270 Ma。成岩、蚀变、成矿在时间上相近，反映它们可能是在一个岩浆-热液系统中形成的。

放牛沟主要矿体及其原生晕主要分布于岩体接触带200m范围内，产于岩体与火山-沉积岩系接触带、岩体外接触带、岩体内接触带和花岗岩脉及其附近。在剖面上矿体及其原生晕由浅到深有向岩体接触带收敛的趋势，说明矿体及其原生晕的形成物质可能来自花岗岩体的深部岩浆。

3.2.2　矿体与岩体的物质组分关系　各种矿石及花岗岩都具有向右倾斜、负斜率、富轻稀土的配分型(图2)。值得说明的是，蚀变矿物萤石和绿帘石稀土元素的配分、特征参数值和分布模式也和花岗岩的相似。无论从Sm与Eu，或是从(Nd+Gd+Er)与(Ce+Sm

万方数据

+Dy+Yb)的关系，都可说明它们具有相似的组成特征。以上这些组分的相似性，反映物质来源的一致性。

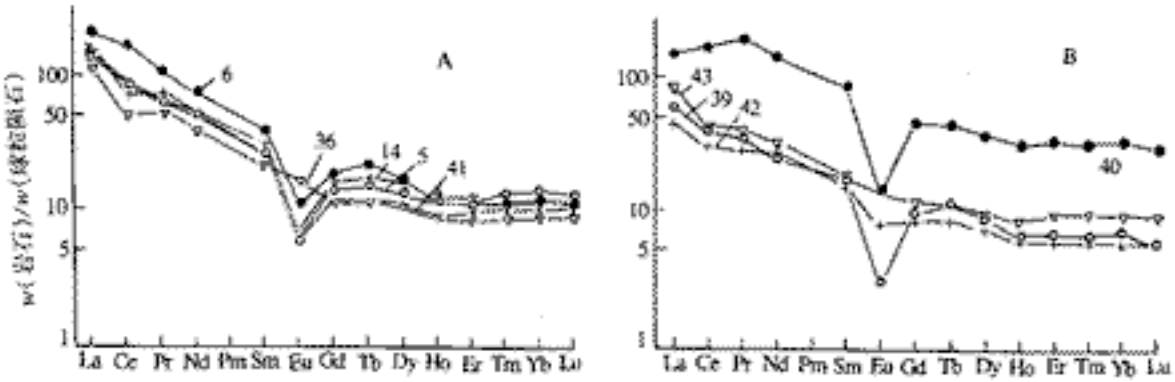

图2　花岗岩(A)及矿石(B)稀土元素标准化曲线
(据吉林矿产地质研究所，1992)
Fig.2　Chondrite-normalized REE patterns of granite (A) and ore (B)
A：5，6—花岗岩；14—片理化花岗岩；36，41—花岗斑岩；B：39—硫铁矿矿石；40—磁铁矿矿石；42—闪锌矿矿石；43—方铅矿矿石

3.2.3　矿体、原生晕的分带性与岩体的关系　放牛沟矿床磁铁矿、硫铁矿(磁黄铁矿、黄铁矿)矿化，主要分布于岩体接触带附近；近接触带有硫铁矿矿化、闪锌矿矿化；远接触带有闪锌矿矿化、方铅矿矿化。由岩体接触带向外，矿化的形成温度逐步下降。这种矿化分带显示了以岩体接触带为中心的特点。

矿体矿石中Pb,Zn,Ag,Ba等在矿体上部相对富集；Cu,Bi等在矿体下部相对集中。由深部向浅部各元素对含量比值w(Pb)/w(Cu),w(Pb·Zn)/w(Cu),w(Pb·Zn)/w(Cu·Bi),w(Pb·Zn·Ag·Ba)/w(Cu·Bi)逐步增高。由接触带矿体、近接触带矿体至远接触带矿体，矿石中各元素对含量比值由深部至浅部逐步增大。

产于矿体中的黄铁矿，上部相对富集Zn,Pb,下部相对富集Cu,Sn,Mo;各元素对含量比值w(Zn)/w(Cu),w(Pb·Zn)/w(Cu),w(Pb·Zn)/w(Cu·Mo),w(Pb·Zn)/w(Sn·Mo)不仅在垂向上随标高而逐步增大，而且在水平方向上随着远离岩体而逐步增大。

矿体原生晕内，分带性指数w(Pb·Zn·Ag·Ba)/w(Cu·Bi)不仅是由深部至浅部，而且由岩体接触带至外接触带方向也逐步增大(图3)。

万方数据

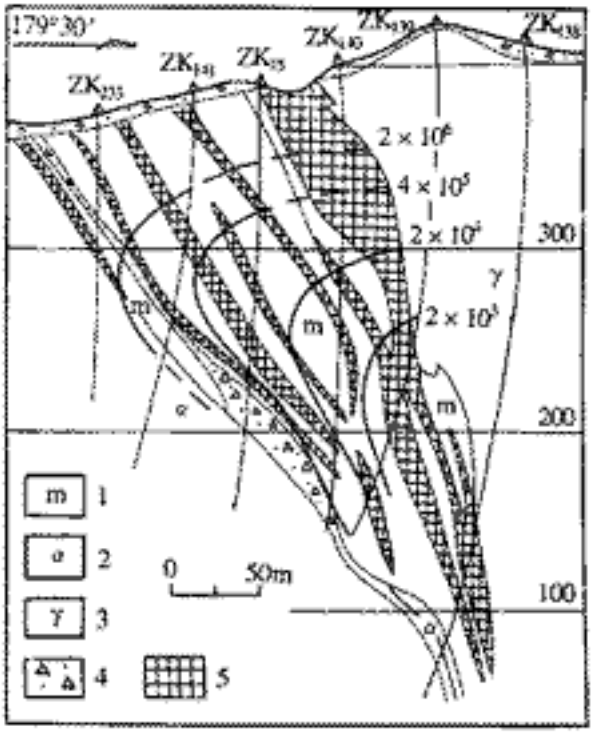

图 3　XXI线剖面原生晕中w(Pb·Zn·Ag·Ba)/w(Cu·Bi)的变化
(据吉林矿产地质研究所，1992)

Fig.3　Variation in w(Pb·Zn·Ag·Ba)/w(Cu·Bi) of primary halos along No. XXI section
1—大理岩；2—变安山岩；3—花岗岩；4—破碎带；5—原生晕

根据以上矿化分带规律，可以认为放牛沟矿床成矿成晕物质可能来自岩体方向——岩体接触带深部。矿床及其原生晕的成矿成晕物质来自岩体方向，与后庙岭花岗岩体具共同的物质来源。

3.3　后庙岭花岗岩的地球化学特征

后庙岭花岗岩既有Ⅰ型特点，又有S型特点(图4)，但其w(Na_2O)的含量(4.09%)大于3.3%；w(K_2O）／w(Na_2O)为1.01，小于2；w(Al_2O_3)/w(K_2O+Na_2O+CaO)为1.05，显示了以Ⅰ型为主的特点。

万方数据

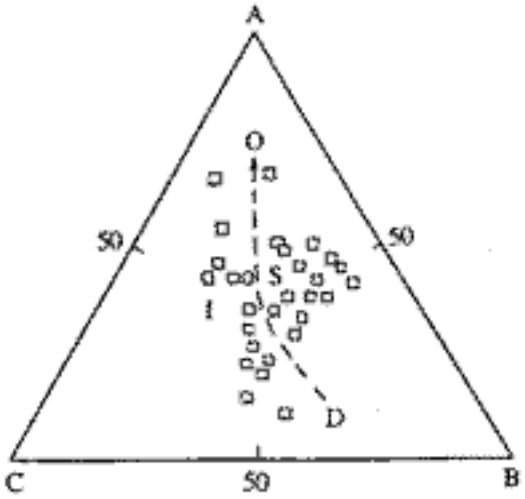

图4　后庙岭花岗岩A-C-F图
(据吉林矿产地质研究所，1992)
Fig.4　A-C-F diagram of Houmiaoling granites
A—Al_2O_3-Na_2O-K_2O(分子数)；C—CaO(分子数)；
F—FeO+MgO(分子数)；OD—I、S分区界线

花岗岩体在微量元素方面，Mn,Ni,V,Sr,Ba等元素的富集系数明显小于1，显示了壳源特征，但该岩体并不富含Rb(富集系数为0.65)，w(Rb)/w(Sr)=0.54，相反却富含Cr(富集系数为2.24)，又显示了幔源特征。

杨超群[3]曾提出区分壳源重熔型花岗岩系列和混合源(以上地幔来源为主)花岗岩系列的标志。

由表1可知后庙岭花岗岩兼有重熔和同熔型特征，但以同熔型为主。其成岩物质既主要来自深部同熔岩浆，也有部分来自上地壳物质的同化和重熔。

表1　后庙岭花岗岩稀土元素特征
Table1　REE characteristics of Houmiaoling granites

	Σw(REE)/10^{-6}	Σw(Ce)/Σw(Y)	分布模式	δEu
后岭庙花岗岩	(99.5～289.3) 188	(3.37～6.38) 4.75	向右倾斜的V型曲线	(0.28～1.0) 0.48
重熔型花岗岩	(287.9～666.5) 409	(0.51～3.83) 1.62	近乎对称的V型曲线	(0.01～0.30) 0.09
同熔型花岗岩	(102.5～326.9) 143	(4.37～12.96) 7.12	向右倾斜的平滑曲线	(0.4～1.72) 0.97

万方数据

后庙岭花岗岩w(^{87}Sr)/w(^{86}Sr)初始值为0.705，具有Ⅰ型花岗岩(0.704～0.706)特征，其形成物质来源较深，反映了上地幔或下地壳物质的特征。

4　矿床成因

4.1　矿床同位素地球化学特征

4.1.1　矿床的铅同位素组成　放牛沟矿床的矿石铅、花岗岩的全岩铅及花岗岩中钾长石铅，在铅同位素组成坐标图上呈线性分布(图5)。这种特征进一步证实，上述矿床及原生晕的形成物质来源于花岗岩深部岩浆源的论断。

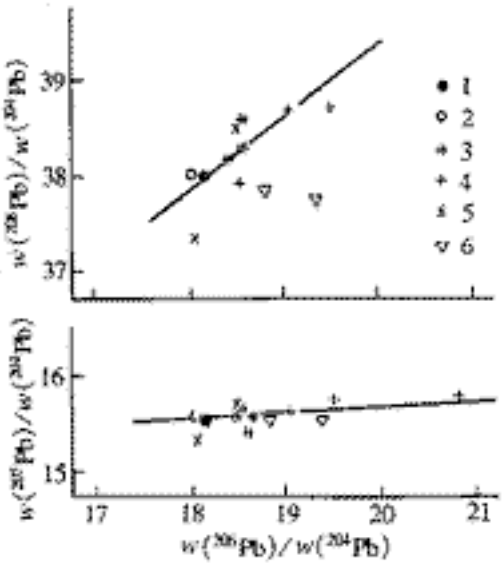

图5　矿石铅与围岩岩石铅的同位素组成

Fig.5　Lead isotopic composition of ore and wall rocks

1—矿床矿石铅(平均值)；2—闪长玢岩斜长石铅；3—花岗岩全岩铅；4—花岗岩钾长石铅；5—安山岩全岩铅；6—大理岩全岩铅

放牛沟矿床铅的同位素组成w(^{206}Pb)/w(^{204}Pb)为17.86～18.32，w(^{207}Pb)/w(^{204}Pb)为15.38～15.64，w(^{208}Pb)/w(^{204}Pb)为37.40～38.64。陈毓蔚等在研究我国显生代多金属矿床铅同位素组成特征时曾经指出，w(^{207}Pb)/w(^{204}Pb)比较低(15.30～15.60)，反映物质来源比较深[4]，接近上地幔。根据w(^{207}Pb)/w(^{204}Pb)值，放牛沟矿床的矿石铅来源比较深，接近上地幔。

矿石铅的源区特征值(0.066～0.070)部分超出了正常铅的范围(0.063～0.067)，反映矿石铅可能并非单一的深部来源。其它特征值μ，ω，k等进一步说明矿石铅既来自上地幔或下地壳的，也有来自上壳的(表2)。

表2　矿石铅的源区特征值

Table2　Provenancc characteristic values of ore lead

	μ	w	k	样品数

万方数据

	(9.07～9.64)	(34.26～40.05)	(3.85～4.30)	14
放牛沟矿床矿石铅	9.35	36.86	4.0	
上 地 壳	11.3	>37	3.8	
下地幔或下地壳	7.8	<36.5	4.0～4.13	

注： $\mu=w(^{238}U)/w(^{204}Pb)$;$w=w(^{232}Th)/w(^{204}Pb)$;$k=w(Th)/w(U)$

为了将矿床的矿石铅同位素组成与同时代的地幔及上地壳体系铅进行对比，对现代拉斑玄武岩(上地幔体系)和现代海洋化学沉积(上地壳体系)的分布域[2](图6)，进行了时代(300 Ma)衰变校正(上地幔体系 $\mu=7.8$，$k=4.04$；上地壳体系 $\mu=11.3$，$k=3.8$)，并将矿床矿石铅投至图上。由图6可见，大多数矿石铅位于太平洋西岸岛弧铅范围内，部分落于中央海岭拉斑玄武岩范围内并显示出线性演化趋势。这种趋势与反映上地幔和上地壳混合体系的大洋岛弧铅演化的海洋趋向线并不一致。这表明矿石铅是以深源(上地幔或下地壳)为主，但受到上地壳物质的严重混染。

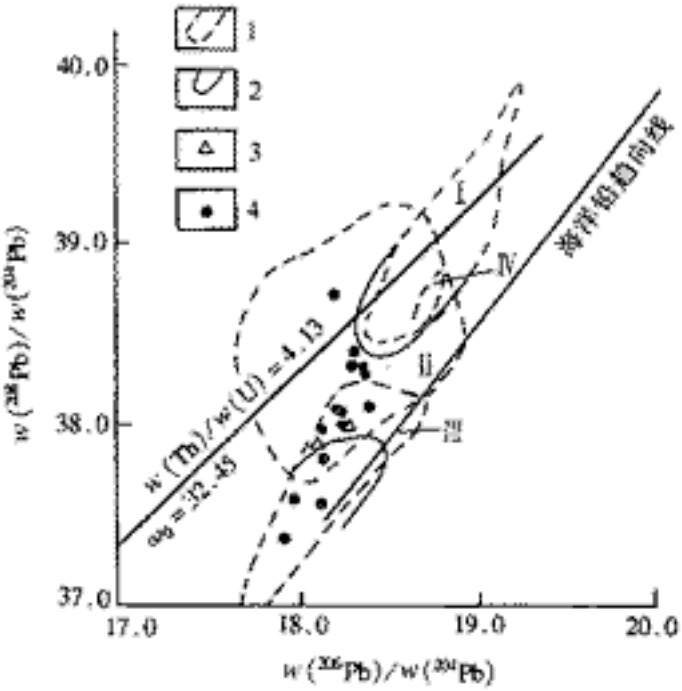

图6　放牛沟矿床矿石铅来源
(据冯守忠，1984)
Fig.6　Sources of ore lead in the Fangniugou ore deposit
1—现代三种海洋铅分布域；2—300 Ma时代校正后的海洋铅分布域；3—外围矿床矿点的矿石铅；4—放牛沟矿床的矿石铅；Ⅰ—海洋化学沉积锰结核铅；Ⅱ—太平洋西岸岛弧铅；Ⅲ—中央海岭拉斑玄武岩铅；Ⅳ—现代

若将地幔铅的演化近似地看作单阶段演化过程，地壳铅当作两阶段演化过程，μ值地幔取7.8，地壳取11.30，平均μ_{mix}计算表明，放牛沟矿床的矿石铅可能有52.3%来自上地幔或下地壳，47.7%可能来自上地壳，计算结果与上述结论基本一致。

4.1.2　矿床硫同位素组成　放牛沟矿床矿体中硫化物$\delta^{34}S$(‰)平均为+5.08(+0.3～+6.7)，分布范围窄，极差小，无负值，塔式效应明显。这些特征与花岗岩及矽卡岩内黄铁矿基本相同，而与矿体上、下盘大理岩中沉积成因黄铁矿的明显不同。矿体上下盘大理岩中沉积黄铁矿，$\delta^{34}S$(‰)均为大负值(9.0～29.6)，极差大，分布范围广。

矿床共生硫化物的$\delta^{34}S$值，黄铁矿>磁黄铁矿和闪锌矿>方铅矿，矿石硫化物硫同位素的分馏是在成矿溶液硫同位素处于平衡的条件下进行的[5]。在此基础上得出成矿溶液总硫的硫同位素组成，平均为+6.5‰(+6.1‰～+7.1‰)。对比拉伊与大本所提出的热液多金属矿床成矿溶液总硫同位素组成特征的3种类型[6]，本矿床应属第3种类型($\delta^{34}S$=+5‰～+15‰)。成矿溶液中的硫应为深源硫与海相地层硫的混合硫源。根据其$\delta^{34}S$值在第3种类型中偏小，接近于第1种类型($\delta^{34}S$为近于零)，可以认为本矿床成矿成晕的硫，主要来自深部岩浆，部分来自地层。

4.1.3　矿床的氧同位素组成　根据花岗岩副矿物磁铁矿测试结果的计算，$\delta^{18}O_{H_2O}$为+6.47‰(+5.14‰～+8.14‰)。岩浆阶段的水基本属于岩浆水(+5.5‰～+8.5‰)[6]。

矿石矿物磁铁矿测试结果计算所得的$\delta^{18}O_{H_2O}$为6.27‰，但变化幅度较大(+2.1‰～11.4‰)，氧化物阶段的水可能以岩浆水为主，但也有大气降水的加入。

早期硫化物阶段$\delta^{18}O_{H_2O}$为3.51‰(+1.28‰～+5.4‰)；晚期硫化物阶段至碳酸盐阶段，含矿溶液中参加的大气降水逐渐增多，随大气降水环流所带入的壳源物质也逐渐增多。

放牛沟矿床成矿成晕物质，主要来自上地幔或下地壳，但也有部分物质来自上地壳。

4.2　成矿的物理化学条件

4.2.1　成矿温度　早期矽卡岩阶段：>400°C(爆裂法石榴石)；晚期矽卡岩阶段：400～330°C(爆裂法磁铁矿)；早期硫化物阶段：330～280°C(爆裂法闪锌矿、磁黄铁矿)；晚期硫化物阶段：280～200°C(爆裂法方铅矿、萤石)。

4.2.2　成矿压力　p＝117.15 MPa。属中深—深成条件(相当4.68 km)。

4.2.3　成矿介质酸碱度　花岗岩(3个样品)pH=8.47～9.7，属碱性(3个样品)；矿石(5个样)pH=6.82～7.12(平均7.0)弱酸～弱酸性。

4.2.4　成矿溶液组分　早期硫化物阶段：富Na,Ca的F^--Cl^--SO^{2-}_4水溶液；晚期硫化物阶

万方数据

段：富Ca的Cl^{-}-SO^{2-}_{4}水溶液与花岗岩具有相似组分特征和共同物质来源。

5 结 论

(1)放牛沟多金属矿床的形成与该地区早古生代末期火山作用无明显的直接联系，矿床的形成与华力西早期后庙岭花岗岩体具有共同的物质来源。

(2)后庙岭花岗岩体的深部岩浆源，可能由以下地壳物质为主并有少量地壳物质参与的深部地壳同熔岩浆及部分火山-沉积岩系同化物质所形成。

(3)放牛沟矿床成岩(后庙岭花岗岩)成矿物质，可能主要来自下地壳，但也有部分来自上地壳。

(4)矿床属岩浆热液成因类型。■

基金项目：原中国有色金属工业总公司科研项目成果之一。
作者简介：冯守忠(1934-)，男，高级工程师，矿床地质专业。
作者单位：冯守忠（吉林矿产地质研究所,吉林长春 130012）

参考文献：

［1］吉林省地矿局.吉林省矿产志［M］.北京：地质出版社.1984.20
［2］屈占儒.吉林放牛沟多金属矿床成因研究［J］.吉林地质.1980，(2)，140～142
［3］杨超群.中国斑岩矿床的成岩成矿系列及其找矿和评价问题［J］.广东地质科技.1983.11～16
［4］陈毓蔚，毛存孝，朱炳泉.我国显生代金属矿床铅同位素组成特征及其成因探讨［J］.地球化学.1980.222～224
［5］张理刚.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，1985.19～21
［6］戚长谋，皱祖荣，李鹤年.地球化学通论［M］.北京：地质出版社，1987.140～141，147

收稿日期：1998-09-10

修改日期：1998-11-17

万方数据