

# 内蒙古额仁陶勒盖银矿床地质地球 化学特征及成因探讨<sup>①</sup>

陈 祥

(武警黄金地质研究所, 河北廊坊, 065000)

**提 要** 本文从地质学及地球化学两方面探讨了额仁陶勒盖银矿床的成因。该矿床在矿石组成及规模, 石英包裹体成分及其均一温度等诸多方面存在着明显的水平分带。在石英脉型矿石中, 石英的杂质元素含量分布特征与石英斑岩一致, 石英斑岩本身的特点及氧、硫、铅同位素特征说明石英斑岩是本矿床的成矿母岩。

**关键词** 银矿床地质地球化学特征 石英斑岩 矿床成因 内蒙古

## 1 矿区地质概述

该矿床位于内蒙古海拉尔盆地西南新巴尔虎右旗(简称西旗)的西南部, 大地构造地处额尔古纳兴凯地槽褶皱带和大兴安岭海西褶皱带的交接部位。区内出露地层主要为上侏罗统塔木兰沟组地层( $J_3t$ ), 为本矿床的直接围岩(图1), 其主要岩性为安山岩, 局部含沉积岩夹层。在矿区西部见有上侏罗统上库力组地层( $J_3s$ ), 为一套火山岩、火山碎屑岩建造, 分为3个岩性段: 下段为沉凝灰岩、凝灰质砂砾岩、熔结凝灰岩及流纹岩; 中段以粗面岩、粗安岩和凝灰岩为主; 上段为熔结凝灰岩, 沉凝灰岩, 流纹岩、黑曜岩及珍珠岩。位于矿区西北部距主矿体约1.5km的花岗岩及其派生的石英斑岩, 均与地层呈侵入接触关系, 它们的成岩 Rb-Sr 等时线年龄为120Ma<sup>②</sup>, 属燕山晚期产物。后者与Ⅱ号矿带含矿石英脉在空间上紧密伴生, 矿体倾向花岗岩体。组成花岗岩的岩石为中粗粒花岗岩结构、块状结构, 主要矿物有斜长石、条纹长石、石英、黑云母、角闪石等, 副矿物有褐帘石、锆石、黄铁矿等。岩石化学成分变化较大。石英斑岩比花岗岩富 K、Si、贫 Na、Mg、Ca、两者均属钙碱性系列岩石, 它们的  $A/CNK(Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO)$ , 摩尔数之比为 0.83~1.35,  $^{87}Sr/^{86}Sr$  初始比值为 0.7075,  $\delta Eu = 0.48 \sim 0.64$ ,  $\delta Ce =$

① 收稿日期:1996.8.8, 改回日期:1996.11.25

② 陈祥. 内蒙古额仁陶勒盖银矿床地质地球化学特征(硕士学位论文). 1991

0.79~1.63,为轻稀土富集型。综上所述,该岩体与同熔型花岗岩相当<sup>(1)</sup>。

## 2 矿床的分带

### 2.1 矿床的水平分带

如图1所示,由西北向东南,本矿床依次分为I、II、III和IV号矿带,其中II、III为主矿带。兹将各矿带特征作如下描述:

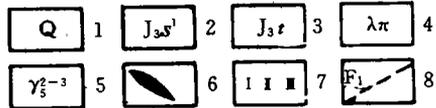
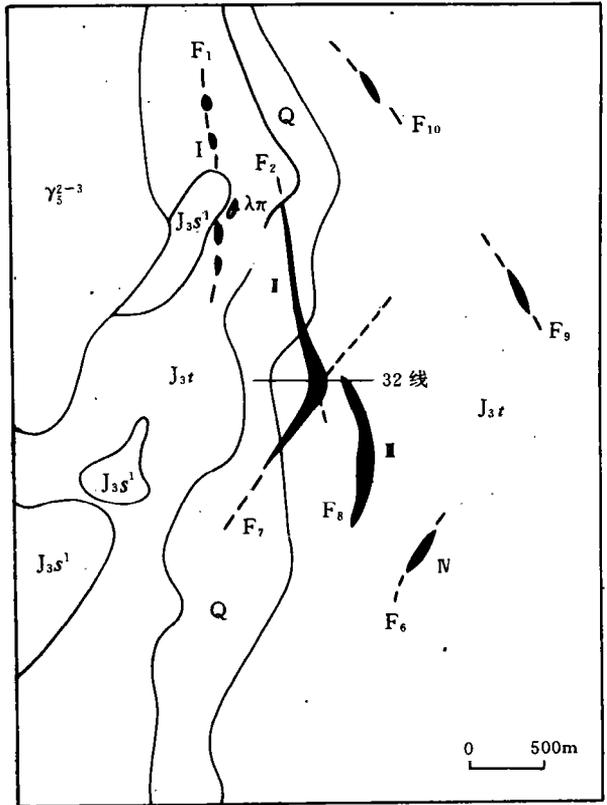
(1) I号矿带 位于矿区西北部,由F<sub>1</sub>断裂及其分枝所控制,长2500米,沿断裂断续分布有若干条乳白色石英脉,产状为270°∠48°~58°,具尖灭再现,尖灭侧现现象。石英脉两侧围岩发育硅化、绢云母化蚀变带,宽50~200m,该带矿化较弱。

(2) II号矿带 位于矿区中部,由F<sub>2</sub>及其分枝断裂所控制,长500米。沿断裂充填有石英脉及锰硅型矿体(主要矿物成分有锰的氧化物和石英)。前者宽3~5m,长150~200m;后者宽2~8m,长150~200m,且锰硅型矿体多分布石英脉型矿体上盘。矿体两侧为网脉状强硅化,绢云母化安山岩蚀变带,宽50~300m。银矿化与石英脉、锰硅型矿脉及网脉状强硅化绢云母化安山岩有关。矿体在地表呈膨胀相间,尖灭再现现象,总体走向为330°,倾向岩体,倾角为35~45°。本矿带现有四个矿体,为本矿床的主矿体。银平均品位为187.8g/t,最高为1870g/t。

(3) III号矿带 位于矿区中部,受F<sub>6</sub>及其分枝断裂所控制,总体呈凹面向西的弧形展布,长1000米,沿断裂充填有石英脉,脉宽2~20m,单体长50~300m,亦呈尖灭再现,尖灭侧现现象。局部石英脉上盘见有锰硅型矿体,脉宽1~3m,长10~150m,呈脉状及透镜状产出。

(4) IV号矿带 位于矿区南部,受F<sub>6</sub>及其分枝断裂所控制。矿带总长约1000m,沿断裂充填有锰硅型矿体及石英脉型矿体,石英脉单体长10~30m。

综合上面野外观察及室内工作成果,总结出矿床分带存在如下趋势:



1. 第四系 2. 上侏罗统上库力组 3. 上侏罗统塔木兰沟组  
4. 石英斑岩 5. 花岗岩 6. 银矿体 7. 矿带编号 8. 断裂编号

图1 额仁陶勒盖银矿床地质图

Fig.1 Geological sketch map of the Erentaolegal silver deposit

- ①矿带规模由大变小;
- ②矿化由弱(I号带)→强(Ⅱ、Ⅲ号带)→弱(Ⅳ号带);
- ③矿石类型由石英脉型(I号带)→石英脉+锰硅型(Ⅱ、Ⅲ号带)→锰硅型为主(Ⅳ号带);
- ④由I→Ⅱ、Ⅲ→Ⅳ号矿带,石英脉型矿体减少,锰硅型矿体增多;
- ⑤离花岗岩愈远,矿带由与石英斑岩相伴生(I号矿带)变成无岩脉相伴;
- ⑥赋矿围岩蚀变由硅化为主(I号带)→硅化+黄铁矿化(Ⅱ、Ⅲ号带)→硫化物(黄铁矿、闪锌矿、方铅矿)化为主;
- ⑦石英气液包裹体中,成分相同,但含量随I、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ号带降低(表1);
- ⑧矿物组合及实测显示的成矿温度依次降低,即I号形成温度最高。Ⅱ、Ⅲ次之,Ⅳ号最低(表1);
- ⑨石英中稀土元素含量随着与岩体距离增大而降低<sup>①</sup>;
- ⑩矿带中的SiO<sub>2</sub>含量随I、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ号矿带依次降低;

## 2.2 矿床的垂向分带

野外观察及室内鉴定显示矿床自上而下分三个带,这在32线剖面表现得最为明显(图2)该剖面在Ⅱ号矿带(图1)。

(1)次生氧化富集带 一般深度为0~40m,原生矿石中的硫几乎全部氧化成SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>而淋失。矿石主要由氧化锰(软锰矿和硬锰矿的混合物)和隐晶质石英组成。经研究其原生矿物组合为石英+菱锰矿+硫化物。其中菱锰矿(MnCO<sub>3</sub>),经氧化后形成次生的软(硬)锰矿,实地考察表明,产于岩芯中新鲜的菱锰矿置于空气中两天后即氧化成黑色(菱锰矿表面),另外,测定锰硅型矿石硬(软)锰矿的爆裂温度时无显示及其胶状构造足以证实锰的氧化物为表生作用形成。硫化物氧化成硫酸盐而流失。由于次生的锰矿物形成胶体吸附因矿物氧化解离而释放的银,造成银的次生富集<sup>②</sup>。

(2)石英脉-硅化带型矿石带 深度在0~200m之间,氧化作用影响较弱,基本上保持了原生矿物的组成。除石英外,主要是细粒黄铁矿呈稀疏浸染状分布于其中,银矿化不强。

(3)硫化物-蚀变岩型矿石带 位于石英脉型矿石带之下,一般均有原生矿物组成,主要金属硫化物有黄铁矿、闪锌矿、方铅矿等。

## 3 围岩蚀变

### 3.1 蚀变类型

(1)青磐岩化 为成矿前面型蚀变,分布范围最大,且为后期蚀变作用所叠加。原安山岩破碎轻微。蚀变矿物组合主要由黄铁矿、方解石、绿泥石、绢云母和石英等组成。其中,绿泥石和绢云母形成稍早,前者主要呈鳞片状交代斜长石分布。黄铁矿光泽强,多呈立方体,粒径在0.1~0.5mm之间,大者可达1~2mm,含量在1%~5%以下,呈稀疏浸染状分布。

① 陈祥,内蒙古额仁陶勒盖银矿床地质地球化学特征(硕士学位论文),1991

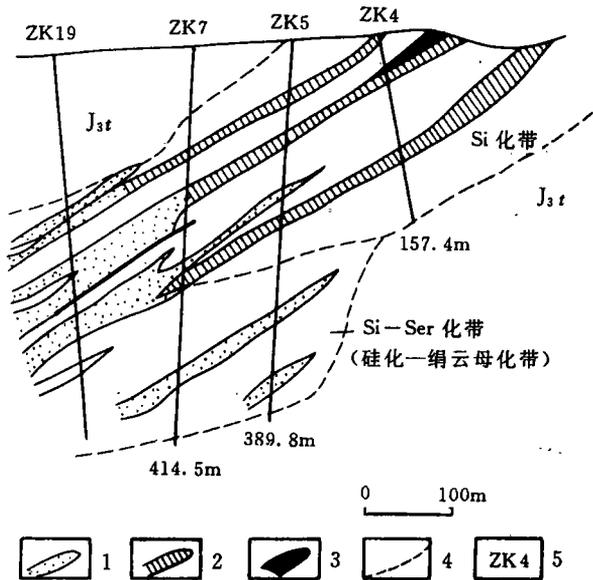
(2) 硅化 分布较广,仅次于青磐岩化,作用强烈,严格受断裂控制而呈带状分布,沿各主矿带中心分布,延伸可达 200m,从主矿体中心向两侧硅化作用逐渐减弱,远离花岗岩体,硅化作用减弱。

(3) 绢云母化 由热液沿断裂交代斜长石而成,绢云母化通常与硅化、绿泥石化蚀变相伴生,在形成时间上与绿泥石化蚀变相近或稍晚。在矿体上盘,绢云母化和硅化发育。

(4) 绿泥石化 发育于主矿体下盘的围岩中,通常由黑云母、角闪石等铁镁矿物蚀变而成,也有沿岩石裂隙充填形成的绿泥石。

### 3.2 蚀变作用中的地球化学

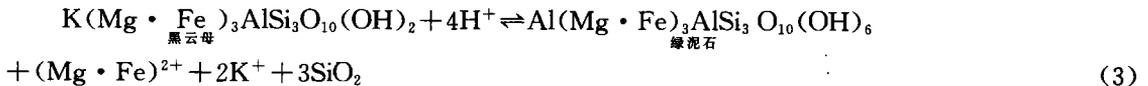
角闪石、黑云母等铁镁矿物在绿泥石化过程中,将有利于安山岩的黄铁矿化和硅化。



1. 硫化物——蚀变岩型矿石 2. 石英脉型矿石  
3. 锰硅型矿石 4. 围岩蚀变分界线 5. 钻孔号

图2 32号勘探线矿床剖面简图

Fig. 2 Simplified map of the 32th line



上面(1)(2)两式代表  $\text{H}_2\text{S}$  在热液中的两级电离,(3)式表明黑云母在绿泥石化过程中消耗了溶液中的  $\text{H}^+$ ,使黑云母向绿泥石转化,生成的  $\text{K}^+$  转入溶液,可能是绢云母化过程中  $\text{K}^+$  的来源之一;另一产物是  $\text{Fe}^{2+}$  和  $\text{S}^{2-}$  结合形成黄铁矿及其它硫化物矿物。总之,考察上述反应历程,黄铁矿的形成有利于上反应的进行。

## 4 矿石类型及其结构

### 4.1 石英脉-硅化岩型矿石

这类矿石主要分布 I 号矿带及其它矿带地下较深地段,主要银矿物有:辉银矿、角银矿、碘银矿;银的主要载体矿物有黄铁矿、方铅矿、闪锌矿;脉石矿物有石英、方解石。

主要矿石结构有:半自形—自形晶粒结构、它形粒状结构、包含结构、共结边结构、固熔体分解结构;主要构造有:浸染状构造、细脉网脉状构造。

#### 4.2 硫化物-蚀变岩型矿石

这类矿石主要分布于 II、III 号矿带的地下深处。主要银矿物有辉银矿、螺状硫银矿、金银矿、深红银矿;银的主要载体矿物有菱锰矿、黄铁矿、闪锌矿和方铅矿;脉石矿物有石英、斜长石等。

主要矿石结构有半自形—自形晶粒结构,它形粒状结构,交代残余结构。

主要的矿石构造有稀疏浸染状构造,角砾状构造及细脉状构造。

#### 4.3 锰硅型矿石

这类矿石多见于 II、III、IV 号矿带地表及地下浅处,其主要银矿物有角银矿、碘银矿、自然银,主要载银矿物有硬锰矿、软锰矿、褐铁矿等。主要脉石矿物为石英。胶状构造,皮壳状构造。

## 5 成矿期成矿阶段划分

根据野外实地考察及室内微观研究,将本矿床的形成分为热液期和表生期。热液期又分为以下三个阶段:

### (1) 黄铁矿-石英阶段

为热液期最早的成矿阶段,在矿区 I 号带表现为粗大乳白色隐晶质石英脉中有少量粗粒黄铁矿呈浸染状分布,矿物组合及实测显示其形成温度较高,矿化较弱。

### (2) 银矿物-硫化物-石英阶段

该阶段矿物组合中仍以石英为主,但石英大多呈暗灰色,脉宽不及 I 号带石英脉宽,该阶段穿切交代第 I 阶段形成的乳白色石英或胶结其碎块,与第 I 阶段相比,硫化物组合中闪锌矿、方铅矿明显增多,黄铁矿晶形演变成半自形—它形,上述三种硫化物在本阶段暗灰色石英中呈浸染状分布,银矿物在本阶段大量出现。

### (3) 银矿物-硫化物-铁锰碳酸盐阶段

该阶段主要矿物组合为:石英+铁锰碳酸盐+方铅矿+闪锌矿。与上述二阶段相比,石英明显减少,而以铁锰碳酸盐为主,主要有菱锰矿、菱铁矿等,矿石矿物方铅矿,闪锌矿明显增加,且出现较多的黄铜矿,黄铁矿较前两阶段明显减少。由硫化物和碳酸盐组成细小矿脉。

表生期中,银发生次生富集作用。

## 6 矿床地球化学特征

### 6.1 石英包裹体成分及其均一温度

采取不同地段、不同深度、不同产状的石英分别进行包裹体液相和气相成分分析(表1)结果表明:

表1 石英包裹体成分及均一温度

Table 1 Composition and homogenization temperature of quartz inclusions

序号	产状	采样位置	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	CO	CO <sub>2</sub>	F <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	均一温度
1	I号矿带乳白色石英脉	地表	436.4	0.095	1.293	0.611	1.040	20.91	1.33	4.50	7.39	3.80	3.20	4.30	0.400	320~348℃(4)*
2	I号矿带石英硫化物脉	地下210米	367.2	0.069	1.465	0.685	0.880	38.30	0.08	2.195	1.08	0.55	0.40	3.80	0.526	270~285℃(10)
3	II号矿带中的石英脉	地表	413.0	0.12	1.605	1.072	1.072	54.60	0.0001	1.782	0.88	0.28	0.40	3.40	0.230	230~243℃(6)

注:气相单位为 $\times 10^{-6}$ ,液相为g/l \*指括号内为样品数 测定单位:长春地质学院地质系,1990

液相成分中,阳离子以Na<sup>+</sup>、K<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>尤其是前三种为主,而且前两种离子在不同产状的石英包裹体中浓度变化较大,成矿早期K<sup>+</sup>/Na<sup>+</sup><1,成矿晚期K<sup>+</sup>/Na<sup>+</sup>>1,阴离子以SO<sub>3</sub><sup>2-</sup>和Cl<sup>-</sup>为主,尤其前者在不同产状的石英中变化较大,因此反映成矿流体为Ca<sup>2+</sup>-Na<sup>+</sup>-K<sup>+</sup>-SO<sub>3</sub><sup>2-</sup>-Cl<sup>-</sup>型水。

除H<sub>2</sub>O外,CO<sub>2</sub>是气相的主要成分。此外,还有N<sub>2</sub>,且其不同产状的石英中含量变化不大,可能反映一定的天水成因,还原性气相成分H<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>、CO等有一定含量。反映成矿热液处于还原环境。

随着采样点远离花岗岩和石英斑岩岩体,表1中序号为1、2、3的样品的均一温度值依次降低。

## 6.2 石英中杂质元素及其成因意义

石英是本矿床的贯通矿物,存在于矿体各处和矿化作用各阶段。而且,它本身的表现特征可以作为含矿性的标志。如I号矿带石英脉中的石英呈乳白色,含矿性差;相反,在其它矿带中石英呈暗灰色,矿化也较好。不仅如此,石英在空间上具有明显的分带。随着其产出部位远离石英斑岩,有以下变化规律:

- (1)均一温度由高到低(表1);
- (2)颜色发生变化,即由I号矿带的乳白色石英变成II、III、IV号矿带的暗灰色石英;
- (3)石英及石英脉在矿体中的含量由高变低;

上述三个事实可能说明石英(脉)的源与石英斑岩相同,抑或来自它。总之,两者存在物源上的联系。石英中杂质元素的含量分布特征也证实了这一点。

稀土元素和过渡族元素(V、Mn、Co、Ni、Fe、Ti、Cu、Pb和Zn)常用来探讨矿床成因。硅和稀土元素虽然均为亲石元素,但后者与石英中Si<sup>4+</sup>存在价态和半径的差别,尤其是半径差异,因而稀土元素在石英中不是(至少绝大部分不是)呈类质同象形式存在;过渡族元素虽然有些元素在半径大小上与石英中Si<sup>4+</sup>相近,但在还原条件,它们都具有较高的亲硫性。且存在较大的价态差异,因而也不会呈类质同象形式存在<sup>(2)</sup>。

由于石英无解理,且抗风化能力极强。因此其中的混入物保存了其原生状态,上述两组元素的分布特征代表了其沉淀时的组成。假如从源区到沉淀区的过程中没有发生显著变化的话,则石英中的杂质元素代表了源区的组成。

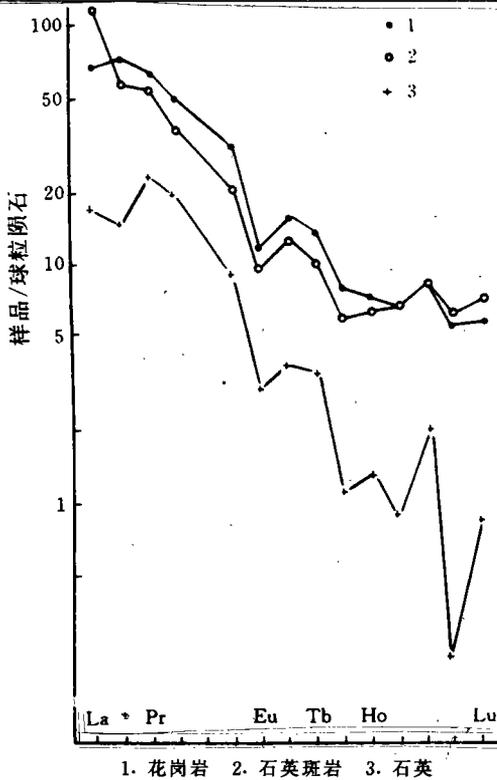
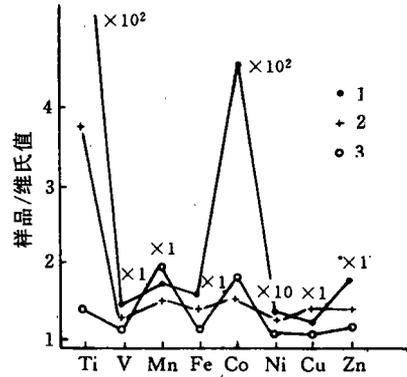


图3 稀土配分模式图

Fig. 3 Distribution pattern of the rare earth elements



1. 花岗岩 2. 石英斑岩 3. 石英

图4 过渡族元素配分模式

Fig. 4 Distribution pattern of transition elements

图3—4表明石英中的杂质元素配分模式与石英斑岩一致,说明两者之间存在物源的联系。

### 6.3 同位素地球化学特征

#### 6.3.1 氢、氧同位素

采取不同类型岩石样品3件,不同标高不同成矿阶段的石英样品7件,方解石样品1件,分别进行氢氧同位素测试,结果列于表2中,利用公式<sup>[3]</sup>:

$$1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{石英}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{水}} = 3.38 \times 10^6 \times T^{-2} - 3.40 \text{ 和 } 1000\ln\alpha_{\text{方解石-水}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{水}} = 2.78 \times 10^6 \times 10^{-2} - 3.40$$

计算出 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ (表2),分析表中数据,得出如下结论:

(1)石英斑岩是花岗岩结晶分异的产物,故它的 $\delta^{18}\text{O}$ 值应高于花岗岩<sup>[4]</sup>。经验表明,石英斑岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 的值比新鲜全岩高出约1.2‰<sup>[5]</sup>,即石英斑岩全岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为-1.31‰,出现这样低的值,只能是大气水作用的结果;

(2)安山岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为9.562‰,比正常值(5.4‰~7.5‰<sup>[4]</sup>)高,可能是其在上升过程中同化了壳源中富 $^{18}\text{O}$ 的成分<sup>[4]</sup>。但在矿区的断裂带及其两侧的蚀变安山岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 大都在-1.2‰~0.8‰<sup>[6]</sup>之间,表明在围岩蚀变过程中大气水的作用是十分强烈的;

(3)不同标高的含矿石英脉中 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 的不同,自上而下有降低趋势,说明愈近地表,大气降水介入愈多;

(4)不同成矿阶段或矿物共生的平衡水的 $\delta^{18}\text{O}$ 显示从早到晚有降低的走势,表明成矿晚期大气水的作用明显;

(5)与矿物共生平衡水的 $\delta\text{D}$ 实测值与中生代该地的大气水比较接近<sup>[7]</sup>,也支持了上述观

点。

### 6.3.2 硫同位素

采集不同标高矿石中硫化物单矿物进行硫同位素测试,结果(表3)说明:

(1)各硫化物的  $\delta^{34}\text{S}$  变动范围在  $-3.960\text{‰} \sim 4.451\text{‰}$  之间,多数样品在  $1\text{‰} \sim 3\text{‰}$  之间摆动。表明  $\delta^{34}\text{S}$  离散度小,呈塔式分布的岩浆硫特征;

表2 矿区地质体氧、氢同位素组成

Table 2 O and H isotope composition of geological bodies in the mining area

序号	产 状	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{OH}_2\text{O}(\text{‰})$	$\delta\text{DH}_2\text{O}(\text{‰})$
1	花岗岩中的原生石英	10.404		
2	石英斑岩中的石英斑晶	-0.112		
3	上侏罗统塔木兰沟组安山岩	9.562		
4	ZK68 中与硫化物共生的石英	1.708	-7.66	
5	I 号石英脉矿带中的石英	4.755	-1.14①	
6	I 号矿带与锰氧化物共生的石英	-2.708	-14.17	
7	I 号矿带、ZK36、168m 含石英英脉中的石英	-0.8*	-8.86	
8	I 号矿带、ZK19、188m 含石英英脉中的石英	-4.7*	-12.76	-147
9	I 号矿带 ZK19、242m 含石英英脉中的石英	-5.7*	-13.76	-155
10	I 号矿带 ZK36、234m 梳状石英英脉	-7.3*	-15.36	
11	I 号矿带、ZK36、462m、方解石石英脉	5.4(Ca)*	-1.76②	-141

①按 330℃ 计算;②按 240℃ 计算,其余均按 270℃ 计算所得

\* 据张理刚(1995)其余均由长春地质学院地质系测试(1990)

表3 矿石矿物硫同位素组成

Table 3 Sulfur isotope composition of ore minerals( $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ )

序号	矿 石 类 型	黄铁矿	闪锌矿	方铅矿
1	硫化物蚀变岩型矿石		4.077	
2	硫化物蚀变岩型矿石		3.042	1.912
3	硫化物蚀变岩型矿石		3.740	
4	硫化物蚀变岩型矿石	2.999	2.529	1.743
5	硫化物蚀变岩型矿石	4.451		
6	硫化物蚀变岩型矿石	3.316	1.251	-3.960
7	硫化物蚀变岩型矿石	3.456		
8	硫化物蚀变岩型矿石		3.03	1.052

测试单位:长春地质学院地质系 1990

(2)各硫化物的  $\delta^{34}\text{S}$  极差为  $8.41\text{‰}$ ,大量研究表明,矿床  $\delta^{34}\text{S}$  变动范围小于  $10\text{‰}$ ,其硫源

单一<sup>[8]</sup>;  $\delta^{34}\text{S}$  的平均值为 2.29‰, 与深源岩浆来源的全硫值相近<sup>[9]</sup>, 说明矿床中的硫来自深部岩浆;

(3)表中 4、6 两个样品的黄铁矿、闪锌矿、方铅矿的硫同位素数据符合它们平衡共生的条件<sup>[2]</sup>。因而利用测温公式  $T=970 \times (\Delta\text{FeS}_2-\text{PbS})^{-\frac{1}{2}[2]}$  和  $T=820 \times (\Delta\text{PbS}-\text{ZnS})^{-\frac{1}{2}[2]}$ , 计算平衡温度为 360℃, 与石英包裹体均一法测温结果相一致(表 1)。

### 6.3.3 铅同位素

本矿床方铅矿(矿石中的方铅矿, 3 个样品)铅同位素组成是:<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb 为 18.42~18.57, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb 为 15.53~15.88, <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb 为 38.39~39.16, 变化范围较大。其中, 有二件样品的 H—H 法<sup>[10]</sup>, 单阶段模式年龄为负值。上述情况表明, 矿石中的方铅矿铅同位素组成特征显示其应属异常铅。

与最后一次造山运动各储集层铅同位素组成<sup>[2]</sup>相比较, 上述铅来自于地壳深部及上地幔, 又明显受到上地壳铅的混染。

在 Doe 和 Zartman 的铅同位素演化曲线<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb-<sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb 坐标图上<sup>[11]</sup>(图 5)各样品呈线性分布说明矿石铅与石英斑岩的铅源一致。另外, 矿石铅与岩石铅的分布范围一致, 均位于地幔和上地壳演化之间, 而且岩石的分布范围大, 说明它们铅源相同, 均属壳幔混合产物。

银和铅是自然界最重要的亲硫元素(当然还有铜)。铅在热液中以氯络合物形式迁移<sup>[12]</sup>, 氯化银不溶于水, 但银氯络合物的溶解度很大, 考虑到成矿热液中氯含量较高(表 1), 因此, 银和铅均主要呈氯络合物迁移。故一定程度上, 铅源即为银源。

通过上面的分析后说明, Ag(至少可说大部分银)来自石英斑岩。

## 7 石英斑岩含矿性评论及矿床成因

上面已经充分论述了矿床与石英斑岩之间成因联系, 接下来就石英本身的含矿性作一评述, 然后讨论矿床成因。

### 7.1 石英斑岩含矿性评价

除了已讨论的以外, 石英斑岩本身的某些特征也是其作为成矿母岩的证据:

(1)石英斑岩是花岗岩浆强烈结晶分异后的产物, Pb、Ag、Cl、S 这些在花岗岩中富集的元素(与维诺格拉多夫统计的花岗岩相比, 1962)<sup>[2]</sup>, 在石英斑岩中(除银外)的含量低于维氏值(表 4), 且银在石英斑岩较花岗岩中更加富集, 这充分说明 Cl、S 尤其 Cl 是 Pb、Ag 迁移的络阴

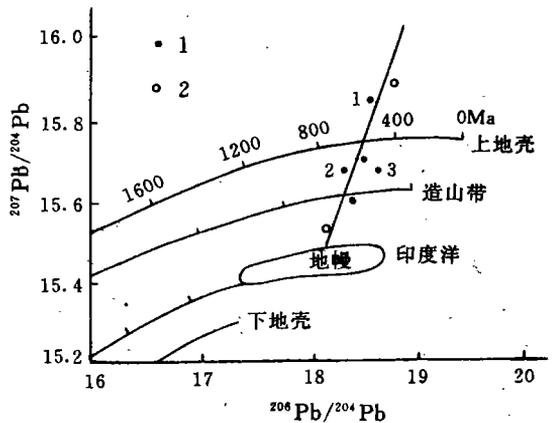


图 5 额仁陶勒盖银矿床矿石和岩石铅同位素组成图解

Fig. 5 Lead isotope composition of ore and rock in Erentaolegal silver deposit

离子,它对银矿床的形成起着重要作用,是 Ag 迁移进而形成矿床最主要的矿化剂。K/Rb 比值在石英斑岩中明显低于花岗岩,与通过其他途径证实的石英斑岩是花岗岩浆结晶分异产物是一致的,分异作用导致  $Ag^+$ 、 $Cl^-$  在石英斑岩中的富集。因此说,岩浆的强烈分异是银矿形成的前提条件,另外,石英斑岩中 K/Rb 比值在 91.39~105.6 之间,小于 K/Rb 的维氏比值也表明岩浆强烈的结晶分异作用。

(2) 不仅银在石英斑岩中富集,而且分布愈加不均,其含量的标准差及变异系数均很大,后者最大达 165%,一般说来,岩体中成矿元素含量愈不均,对矿化也越有利<sup>[14]</sup>。

表 4 矿区岩矿石化学组成

Table 4 Chemical composition of rock and ore in the mine area ( $\times 10^{-6}$ )

样品名称	样品数	Pb	Ag	Cl	S	K/Rb	资料来源
花岗岩	6	30.79	0.32	580.70	561.55	190~303	本文
石英斑岩	3	13.86	1.95	183.17	203.23	91~105	本文
石英脉	9	11.78	6.01	13.97	159.68		本文
世界花岗岩		20	0.05	240	400	167	维诺格拉多夫,1962 <sup>[2]</sup>

单位:  $\times 10^{-6}$ , 测试: 长春地质学院岩化系

## 7.2 矿床成因

本区在燕山期受太平洋板块的边缘影响,发生了强烈的岩浆活动,NE 向的额尔古纳—呼伦湖断裂控制着岩浆的形成及岩体与矿带的分布。NW 与 NE 向的断裂交汇处控制着矿田和矿床的分布和就位。形成于地壳深部及上地幔处的岩浆在上侵过程中与壳源物质发生同化混染作用或使之间发生部分熔融而形成矿区的花岗岩浆。该岩浆在岩浆房中发生强烈的结晶分异作用形成花岗岩浆派生物石英斑岩岩浆和大量的富含 Cl、S、Pb、Ag 的高盐度矿液,天水的加入使矿液量大增,上侵后沿裂隙充填成矿。

从上面的讨论中,我们可以看出花岗岩在成矿中的作用不可低估。然而,Ag 及矿化剂 Cl 在其中的含量尚不足于形成矿床(当然还要考虑其他条件);况且,形成矿床所需的成矿热液在岩浆后期及期后形成。因此,稍晚于花岗岩形成的石英斑岩是成矿的直接母岩。作为成矿早期形成的白色石英脉(如 I 号矿带),其中的微量元素含量及其分布特征及同位素研究表明它与石英斑岩和花岗岩有成因联系,且与前者更为接近,这从上面的讨论也得到证实。

## 8 结论

(1) 石英斑岩是花岗岩浆强烈结晶分异作用的产物,成矿元素在演化后期充分富集;矿体与石英斑岩之间存在显著的物源联系,这由稀土元素、微量元素等方面的研究证实。

(2) 自花岗岩和石英斑岩岩体向东,由近及远,矿体具分带性展布,成矿温度由高变低,两者形成时间一致,前者稍早。

本文是本人硕士论文的一部分,工作中的得到导师李鹤年教授,段国政教授的悉心指导,内蒙古一一六地质队付金德、张振中给予了热心的帮助,在此一并表示衷心的感谢。

### 参考文献

- 1 孙翔主编. 火成岩岩石学. 北京:地质出版社,1985,258~259
- 2 赵伦山,等编著. 地球化学. 北京:地质出版社,1988,40~208
- 3 Clayton R N. Oxygen isotope between exchange quartz and water. *Geophys Res*, 1972,77:3057~3067
- 4 魏菊英,等主编. 同位素地球化学. 北京:地质出版社,1991,112~139
- 5 Talor H P. Oxygen hydrogen isotope studies of plutonic granite rocks. *Earth Planet Sci Letter*,1978,38:177~210
- 6 张理刚,等著. 两阶段水-岩同位素交换理论及其勘查应用. 北京:地质出版社,1995,130
- 7 张理刚著. 成岩成矿理论与找矿. 北京:北京工业大学出版社,1989,121
- 8 申浩激编. 同位素地质学. 长春:长春地质学院,1986,166
- 9 Rye R O, Ohmoto H. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis. A review, *Econ. Geol.*, 1974, 69(4):862~841
- 10 G·福尔著,潘曙兰等译. 同位素地质学原理. 北京,科学出版社,1986,181~196
- 11 Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics the model. *Tectonophysics*, 1981,75:136~162
- 12 刘英俊,等编著. 元素地球化学. 北京:科学出版社,1984,295~304
- 13 孙恩守. 内蒙满洲里一新巴尔虎右旗成矿带银的成矿规律. *有色金属矿产与勘查*,1995,4(1):23~29
- 14 刘英俊,等编著. 勘查地球化学. 北京:科学出版社,1987,22~43

## GEOLOGICAL-GEOCHEMICAL CHARACTERS AND GENESIS OF ERENTAOLEGAI SILVER DEPOSIT INNER Mongolia

*Chen Xiang*

### Abstract

This paper discusses geologically and geochemically the genesis of Erentaolegai Silver deposit. The deposit is horizontally zoned in ore constituent, ore body size, composition and homogenization temperature of quartz inclusion etc. Impurities of quartz in quartz-vein type of silver ore are coincided with those of the wall rock-quartz porphyre. This phenomena and O, S, Pb isotopes show that the porphyre is mother rock of the deposit.