

吉林海沟金矿床同位素地球化学 和成矿规律研究

刘裕庆

(中国地质科学院矿床地质研究所)

内容提要: 同位素地球化学研究表明, 中元古界色洛河群绿片岩相变质岩系是海沟金矿床的重要矿源层, 它经历了多次构造、变质和混合岩化作用, 特别是在燕山早期强烈构造活动中发生了局部深熔作用, 形成了海沟二长花岗岩。受热大气降水的淋滤作用, 使岩体内金元素活化、迁移和富集, 以含金硫化物石英脉群形式沿 NE 向裂隙带充填于海沟二长花岗岩中, 形成了大型沉积变质、深熔岩浆岩源大气降水热液金矿床。

主题词: 金矿床 同位素 成矿规律 吉林海沟

海沟金矿床位于吉林省安图县, 是以夹皮沟金矿为代表的吉林桦甸金矿集中区的重要组成部分, 也是我国独有的 Au-U 共生的大型金矿床。目前已进入开采阶段。但是, 20 多年来, 对该矿研究不够深入, 对其金矿床的成因争论很大: 一种观点认为, 该矿是与海沟二长花岗岩有关的中温热液脉型金矿床; 另一种观点认为该矿应属沉积变质、混合岩化、岩浆热液型金矿床。

目前, 在海沟金矿周围已找到一批金矿(化)点, 但是, 至今未有重大突破。因此, 研究海沟金矿床的成岩成矿规律, 建立科学成矿模式已成为该区扩大找金的迫在眉睫的任务。

一、地质概况

海沟金矿床地处中朝准地台与天山兴安地槽褶皱带的分界处, 靠近地槽区一侧。海沟南见太古界的龙岗群和夹皮沟群, 它构成了古陆块的核心^[3]。元古界的集安群和色洛河群发育于海沟优地槽中, 其中, 中元古界色洛河群为绿片岩相变质岩系, 主要为斜长角闪片岩、变质火山岩夹硅质和镁质大理岩、酸性火山熔岩、凝灰岩及凝灰质板岩, 厚度 1000 余米。其原岩为碎屑岩夹碳酸盐岩和基性—中酸性火山喷发岩。由陆核向北呈带状分布于海沟及以西地区。该岩层含金一般为 5—23 ppb, 推断为金源层。此外, 本区还发育有上元古界的青白口系岩层和显生宙的侏罗系、白垩系和第四系。

本区处于古蒙古洋板块与古华北板块的缝合带, NW 至 EW 向的金银别—海沟和 NE 向的两江两条区域性交叉大断裂带控制着本区各时代的成岩成矿格局。南部和西部地区, 多为阜平期和吕梁期的辉长岩岩株和花岗质岩基, 断裂带以北为加里东期、华力西期和燕山期等构造旋回形成的系列侵入岩和岛弧型火山喷发岩。

海沟二长花岗岩的成分变化较大, 有混合花岗岩—二长花岗岩的系列变化, 不同类型岩

石界线为渐变关系。岩石呈灰白色,半自形粒状(偶见似斑状)结构,块状构造。金丰度达2.42—30ppb,可能为壳源深熔型花岗岩。是海沟金矿的主要围岩。

本区见Au、Ag、Cu、Pb、Zn、Mo、Ni、W、Hg、Sb和As等元素异常多处,主要矿产有金、铜、镍、铀和煤。海沟金矿位于金银别—海沟和两江两条大断裂带的交叉部位,海沟背斜轴部倾没端。海沟二长花岗岩、闪长玢岩岩脉和色洛河群的斜长角闪片岩及大理岩为金矿脉直接围岩。矿床由40余条贫硫化物含金石英脉构成,总长1600m,宽250m,延深400余米。其中较大的为28、38、40号矿脉。局部含金高的围岩亦作矿体(图1)。金的矿石矿物主要是自然金、黄铁矿和方铅矿,脉石矿物为石英和方解石,表生矿物有白铅矿和褐铁矿。自然金多为显微金,分布于硫化物及石英的晶隙和裂隙中,少量为包体金。金与硫化物和碲铅矿有共增减关系。金矿石可有多种组合,主要是自然金—硫化物—石英组合。金含量变化于0—49.26g/t,一般2—6g/t,伴有Pb、Zn、Ag、Cu、Mo、Se、Te及U,其中U可达0.013%。

在自然金—硫化物成矿阶段,赤铁矿和磁铁矿组合中见八面体、立方体晶质铀矿和非晶质小球状或肾状颗粒沥青铀矿,与黄铁矿连生。

脉壁围岩见硅化、绢云母化、绿泥石化和碳酸盐化蚀变带和片理化构造蚀变岩。矿脉遭后期断裂和中基性脉岩破坏。矿石具有脉—网脉状构造和浸染状构造,有多种结晶、出溶、交代结构。

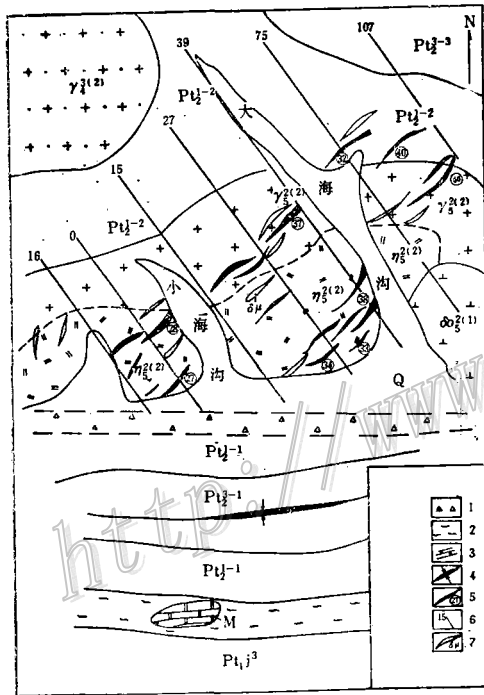


图1 海沟金矿床地质构造略图

Q—第四系; Pt_2^{3-3} —中元古界色洛河群: Pt_2^{3-3} 、 Pt_2^{3-1} —上段的上部和下部; Pt_2^{1-2} 、 Pt_2^{1-1} —下段的上部和下部; Pt_{1j}^3 —下元古界集安群上段; $\gamma_5^{2(2)}$ —混合花岗岩; $\eta_5^{2(2)}$ —二长花岗岩; $\delta_{05}^{2(1)}$ —石英闪长岩、闪长岩; $\gamma_4^{2(2)}$ —黑云母花岗岩; 1—构造角砾岩带; 2—糜棱岩化带; 3—大理岩; 4—向斜; 5—金矿脉及编号; 6—勘探线; 7—闪长玢岩脉

Fig.1. Sketch geological-structural map of the Haigou gold deposit.

Q—Quaternary; Pt_2^{3-3} , Pt_2^{3-1} —Upper and lower parts of Upper Member of Middle Proterozoic Seluohe Group; Pt_2^{1-2} , Pt_2^{1-1} —Lower and upper parts of Lower Member of Middle Proterozoic Seluohe Group; Pt_{1j}^3 —Upper Member of Lower Proterozoic Jian Group; $\gamma_5^{2(2)}$ —Migmatitic granite; $\eta_5^{2(2)}$ —Monzonitic granite; $\delta_{05}^{2(1)}$ —Quartz diorite, diorite; $\gamma_4^{2(2)}$ —Biotite granite; 1—Tectonic breccia zone; 2—Mylonitization zone; 3—Marble; 4—Syncline; 5—Gold vein and its serial numbers; 6—Exploratory line; 7—Diorite porphyrite.

二、同位素地球化学研究

(一) 样品采集、分选和同位素测定方法 在矿区地质观察的基础上,从地表露头和矿

井下不同标高开采中段采集了代表性样品,经必要的鉴定后进行单矿物挑选。在真空条件下,采用不同方法从不同样品制取 SO_2 、 CO_2 、 H_2 等气体,通过质谱计测定同位素比值,所有数据均以 δ 值报导: $\delta = (R_{\text{样}} - R_{\text{标}}) / R_{\text{标}} \times 10^3 (\text{‰})$, R 为同一元素重/轻同位素比值。

硫同位素的标准为CTD,精度为 $\pm 0.2\text{‰}$;碳同位素标准为PDB,精度为 $\pm 0.2\text{‰}$;氢、氧同位素标准为SMOW,精度分别为 $\pm 2\text{‰}$ 和 $\pm 0.2\text{‰}$;铅同位素比值测定精度优于 0.1‰ 。

(二) 硫同位素研究 硫同位素测定结果见表1和图2,其中包括王义文(1987)的部分数据。

1. 海沟金矿矿石和围岩均以富集 ^{32}S 为特征。这与次火山岩接触带内的团结沟金矿类似,不同于胶辽地区和美国卡林型金矿。其硫可能源自槽区外生成金期的火山沉积变质岩。

2. 硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值无明显的时空变化,表明其硫源单一,成矿环境和物理化学条件较稳定。

3. 矿区内肉眼未见硫酸盐矿物,成矿流体内含硫原子团可能以 H_2S 气体为主要运移形式。黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值(-8.8‰)可近似代表矿液 $\delta^{34}\text{S}_{\text{ss}}$ 值。

表 1 海沟金矿床硫同位素组成表

Table 1. Sulfur isotope composition of the Haigou gold deposit

样品编号	采集位置	测定矿物	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$	样品编号	采集位置	测定矿物	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$
8759D ₁₉	地表38号脉矿堆	方铅矿	-9.7	8759D ₅ -B ₁	一中段7-9线	黄铁矿	-10.2
8759D ₁₆	地表38号脉矿堆	黄铁矿	-0.5	8759D ₁ -B ₁	二中段7-9线	方铅矿	-11.9
8759D ₁ -B ₂	0中段9-11线	黄铁矿	-10.5	8759D ₉ -B ₁	三中段13线	黄铁矿	-10.5
8759D ₂ -B ₂	0中段7-9线	黄铁矿	-10.0	8759D ₁₁ -B ₁	三中段15线	方铅矿	-23.2
8759D ₃ -B ₁	0中段7-9线	黄铁矿	-10.5	8759D ₁₃ -B ₁	三中段7线	黄铁矿	-9.1

分析者:中国地质科学院矿床所白瑞梅等

4. 金矿脉壁,二长花岗岩在钾化基础上普遍硅化和绢云母化,硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值主要变化为 $-9.1 \sim -11.9\text{‰}$, $\delta^{34}\text{S}_{\text{ss}} = -8.8\text{‰}$ 。成矿温度主要为 $220 \sim 290^\circ\text{C}$ 。在 250°C 的Fe-S-O系统的矿物相图上,成矿早期到晚期,随温度下降,pH值由 $4.1 \rightarrow 5.5$, $\log f_{\text{O}_2}$ 值从 -31 到 -40 , Eh值从 $-0.5 \sim -0.3$, $\delta^{34}\text{S}$ 值变化不大(图3),可见成矿作用中的流体由酸性向弱酸性方向演化,具有还原性质的成矿环境。

(三) 岩石和矿物氧、碳同位素研究

1. 由表2可见,矿区西侧4km的大理岩, $\delta^{13}\text{C} = 6.1\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 13.9\text{‰}$,它经历变质和热力作用后, $\delta^{18}\text{O}$ 值较低,但是, $\delta^{13}\text{C}$ 值仍保持前寒武纪沉积碳酸盐岩富 ^{13}C 的特点。二长花岗岩中大理岩捕虏体,由于脱碳作用和水/岩作用, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值均有明显下降。结晶方解石脉, $\delta^{13}\text{C} = -12.7\text{‰}$,其中可能含有富 ^{12}C 的有机碳。

2. 石英和硅酸盐类矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值有一定变化系列,即石英(12‰) > 全岩(8.3‰) > 钾长石(7.7‰)。二长花岗岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 8.3‰ ,表明具有金-铜系列花岗岩类特征,其原始物质或是上地幔或是壳层物质经混合岩化、花岗岩化、深熔和同熔作用而形成的均一岩浆结

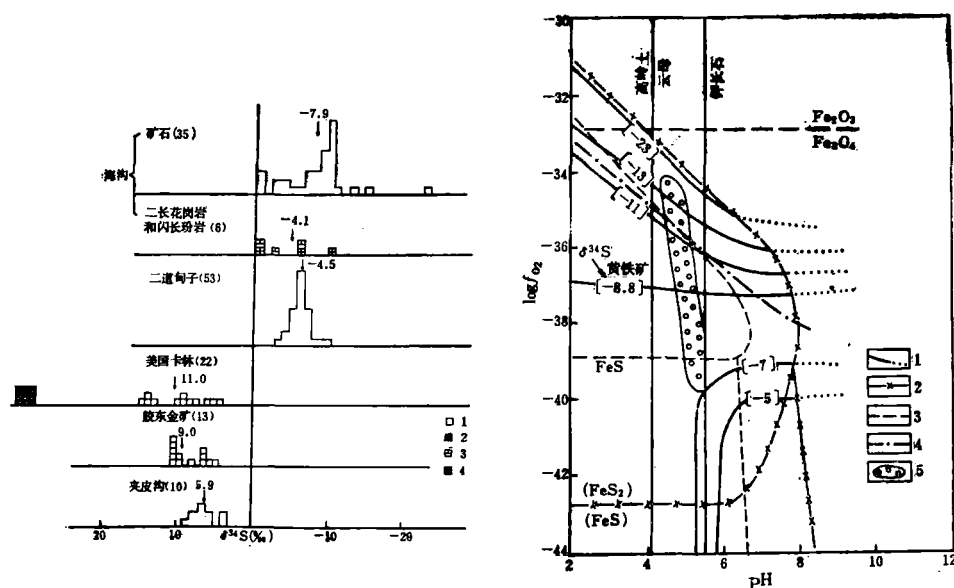


图 2 海沟及一些金矿床硫同位素组成($\delta^{34}\text{S}$)频率分布图(左图)

1—矿脉中硫化物; 2—二长花岗岩中硫化物; 3—闪长玢岩中硫化物; 4—硫酸盐矿物

Fig.2. Frequency distribution of sulfur isotope composition ($\delta^{34}\text{S}$) of Haigou and some other gold deposits (left).

1—Sulfides in ore veins; 2—Sulfides in monzonitic granite; 3—Sulfides in diorite porphyrite; 4—Sulfate minerals.

图 3 pH-log f_{O_2} 曲线图及 $\delta^{34}\text{S}$ 值的演化($t = 250^\circ\text{C}$)(右图)

1— $\delta^{34}\text{S}_{\text{XS}} = -8.8\%$ 时黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 等值线; 2—在 $\Sigma\text{S} = 0.1\text{mol/kg}$ 水时的 Fe—S—O 矿物界线; 3— $\Sigma\text{S} = 0.01\text{mol/kg}$ 水时的 Fe—S—O 矿物界线; 4—在 $m_{\text{Ba}^{2+} \cdot m_{\text{XS}}} = 10^{-4}$ 时, 溶解/不溶解重晶石的界线; 5—海沟金矿床黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值主要变化范围和环境

Fig.3. pH-log f_{O_2} plot showing evolution of $\delta^{34}\text{S}$ values ($t = 250^\circ\text{C}$)(right).

1— $\delta^{34}\text{S}$ contour line of pyrite when $\delta^{34}\text{S}_{\text{XS}} = -8.8\%$; 2—Fe—S—O mineral boundary when $\Sigma\text{S} = 0.1\text{mol/kg}$ water; 3—Fe—S—O mineral boundary when $\Sigma\text{S} = 0.01\text{mol/kg}$ water; 4—Boundary of soluble/insoluble barite; 5—variation limits and environment of $\delta^{34}\text{S}$ values of pyrite in the Haigou gold deposit.

晶分异产物。

(四) 大气降水氢、氧同位素分析 H_2O -1 样为矿区露天矿坑水, 其 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值为地区大气降水的氢氧同位素组成(表 2)。 H_2O -2 为 2 中段岩壁裂隙水, 由于它流经过富 ^{18}O 的岩体和岩层, 已产生明显的水/岩氧同位交换作用, $\delta^{18}\text{O}$ 值发生了增高漂移作用, 从 -7.7% 上升到 -1.8% 。但是, 由于它流经的岩体和岩层中含氢矿物很少, 水/岩之间未产生明显的氢同位素交换作用, 所以, 其 δD 值 (-67%) 仍保持地区露天大气降水的 δD 值 (-68%)。

大气降水氢氧同位素组成的演化为探讨海沟金矿成矿流体的初始来源提供了重要科学依据。

(五) 矿物包裹体气、液及成矿流体氢、氧、碳同位素研究 精确提取和测定与金密切伴生的石英、黄铁矿和方铅矿等矿物流体包裹体内水及二氧化碳气的氢、氧、碳同位素组成, 有助于确定金矿流体的来源和演变(表 2 和图 4)。

1. 海沟金矿矿物包裹体水的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化范围分别为 -149 — -64% , -21.5 — 8.4% 。 CO_2 气体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -13.5 — -4.8% 。表明该金矿成矿流体贫 D、 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化大、深

表2 海沟金矿床氢、氧、碳同位素组成表

Table 2. Hydrogen, oxygen and carbon isotope composition of the Haigou gold deposit

样品编号	采样位置	测定矿物	爆裂温度 (°C)	矿物、岩石		成矿流体		
				$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	δD (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) 计算值	$\delta^{13}\text{CCO}_2$ (‰)
8759D ₁₃ -B ₁	520中段, 38号脉	石英(脉)	365	12.4		-64	7.5	
8759D ₁₅ -B ₁	40号脉	石英(脉)	370	13.2		-74	8.4	-7.6
8759D ₁₆	38号脉地表矿石堆	石英(脉)	380	12.0		-101	7.5	-6.8
8759D ₁ -B	0中段, 9-11线	石英(脉)	320	13.2		-98	7.0	-8.0
8759D ₅ -B ₁	1中段, 7-9线, 28号脉	石英(脉)	370	13.0		-116	8.2	-13.5
8759D ₇ -B ₁	2中段, 17-19线, 28号脉	石英(脉)	225	12.2		-110	2.0	-11.1
8759D ₉ -B ₄	3中段, 13线	石英(脉)	270	13.0		-112	5.0	-13.3
8759D ₁₂ -B ₁	3中段, 7线	石英(脉)	310	12.0		-105	7.5	
8759D ₁₂ -B ₁	3中段, 7线	方解石脉		8.2	-6.0			
8759D ₂₁ -B ₂	距矿区西侧4km	不含石英脉	330	11.7		-120	5.8	-6.0
8759D ₁₈ -B ₂	28号脉壁绢云母石英片岩	石英	295	11.6		-119	4.5	-7.6
8759D ₁₃ -B ₂	520中段, 53-55线	方解石脉	270	22.1	-12.7	-149	-19.9	-13.5
8759D ₉ -B ₃	3中段, 13线	方解石粗脉	280	8.0	-4.3	-123	2.3	-7.8
8759D ₁ -B ₂₋₂	0中段, 9-11线	黄铁矿	260			-144	-19.1	-13.2
8759D ₁₁ -B ₁	3中段, 15线	方铅矿	360			-126	-21.5	-13.4
8759D ₄ -B ₁	1中段, 13线, 二长岩类花岗岩	全岩		8.3				
8759D ₄ -B ₁	1中段, 13线, 二长岩类花岗岩	钾长石	315	7.7		-98	2.7	-6.5
8759D ₂₁ -B ₁	距矿区西侧4km	大理岩(地层)	370	13.9	6.1			
8759D ₁₄ -B ₂	520中段, 55-57线	大理岩捕虏体	296	9.0	-5.1		3.6	
8759D ₂₀	40号脉南2km, 混合片麻岩	斜长石	350	8.3		-80	4.9	-4.8
H ₂ O-1	40号脉脉露天矿坑积水	水				-68	-7.7	
H ₂ O-2	2中段, 岩壁裂隙水	水				-67	-1.8	

岩石、矿物、水和包裹体氢、氧、碳同位素由中国地质科学院矿床所刘裕庆、白瑞梅、万德芳等分析; 温度由陈伟十测定; 计算公式: $10^3 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6/T^2 - 3.4$ (克莱顿和奥尼尔, 1972, 200—500°C); $10^3 \ln \alpha_{\text{碱性长石-水}} = 2.91 \times 10^6/T^2 - 3.41$ (奥尼尔, 1967, 350—800°C); $10^3 \ln \alpha_{\text{方解石-水}} = 2.78 \times 10^6/T^2 - 3.39$ (奥尼尔, 1969); $\delta\text{D} = 7.9\delta^{18}\text{O} + 8.2$ (郑淑慧等, 1982)

源碳和有机碳兼有特征。

推断海沟地区中生代的大气降水的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值为-149‰和-20‰左右。

2. 从图4可见, 海水和现代大气降水不可能成为成矿流体来源, 岩浆水也不可能, 因为根据Taylor (1979) 水-岩交换作用中物质平衡方程计算结果, 岩浆水与二长花岗岩实现同位素平衡交换后, 其 δD 值只能增高, 而测定矿物包裹体水的 δD 均低于一般正常岩浆水的 δD 值。在350°C条件, 随着水/岩比值的减小, 地区中生代大气降水通过二长花岗岩裂隙, 发生同位素平衡交换反应, 使其 $\delta^{18}\text{O}$ 值不断增高, 完全可能演化成海沟金矿的成矿流体, 其水/岩比值(重量单位)为0.1—0.003, 表明该金矿成矿流体的原始来源应为成矿时地区大气降水。

这一特征与胶东的玲珑、新城金矿床及内蒙白乃庙金矿和黑龙江的团结沟金矿相似^[5]。

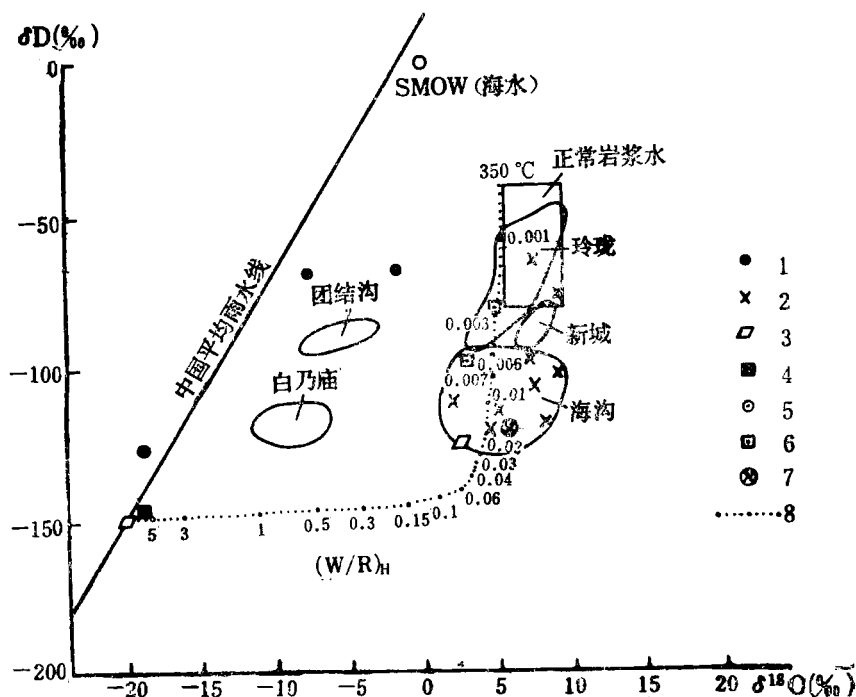


图4 海沟金矿床成矿流体氢氧同位素组成及其演化图

1—地区现代大气降水；2—石英；3—方解石；4—黄铁矿；5—方铅矿；6—长石；7—不含金的石英脉；8—地区中生代大气降水 $\delta D = -149\%$ ， $\delta^{18}O = -20\%$ ，二长花岗岩 $\delta^{18}O = 8.3\%$ ，并设其 δD 值为 -100% ，在 t 为 350°C 和不同水/岩比值条件下，大气降水与二长花岗岩建立同位素平衡后，成矿流体 δD 和 $\delta^{18}O$ 值的演化趋势（图中其它矿床资料引自张理刚，1989）

Fig.4. Hydrogen-oxygen isotopic composition of ore fluids and its evolution in the Haigou gold deposit.

1—Modern meteoric water of the area; 2—Quartz; 3—Calcite; 4—Pyrite; 5—Galena; 6—Feldspar; 7—Gold-barren quartz vein; 8—Evolutionary trend of δD and $\delta^{18}O$ values of ore fluids after the establishment of isotopic equilibrium between meteoric water and monzonitic granite under the condition of 350°C and different water/rock ratios (weight unit) ($\delta D = -149\%$ and $\delta^{18}O = -20\%$ for Mesozoic meteoric water of the area; $\delta^{18}O = 8.3\%$ and given $\delta D = -100\%$ for monzonitic granite).

其区别可能是不同矿床所处的纬度、成矿温度、围岩岩性和 $\delta^{18}O$ 值大小及成矿体系等因素的不同所致。

海沟金矿与胶、辽等华北地区许多大型金矿一样，属同一或不同板块作用区内，同熔或深熔岩浆岩来源大气降水热液金矿床。因此，应有良好的找矿远景。

3. 将成矿流体的 δD 和 $\delta^{18}O$ 分别对二氧化碳气的 $\delta^{13}C$ 值作相关图，并结合样品温度和金品位变化进行综合分析，样点分布大致可分三个点群（图5和6）

(A)、(B)、(C)三个不同密集群点，实际上分别反映了早期高温阶段、金主矿化期、晚期或成矿后不同阶段内成矿流体气液同位素组成特征及演化趋势。很显然，(A)点群，温度一般高于 350°C ，多为岩体造岩、高温蚀变及大脉石英等矿物，不含或少含金。(B)点群，温度一般为 $250-350^\circ\text{C}$ ，是该金矿主要成矿期，自然金-细脉或网脉状硫化物-石英为金的主要组合矿物。(C)点群，温度一般低于 250°C ，含金也少。该点群中，最低的 δD 和 $\delta^{18}O$

值可视为地区成矿时的大气降水的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值, 在水-岩作用过程中, 随着温度的增高和水/岩比值的减小, 大气降水的 $\delta^{18}O$ 值急速增高, 在 $350^{\circ}C$ 左右演化成矿液, 从花岗岩中淋滤出大量金, 在 $250-350^{\circ}C$ 温度条件下, 以石英-硫化物-自然金脉成矿。

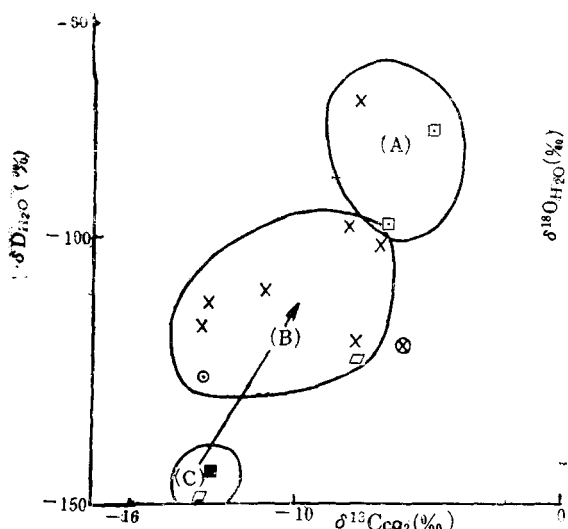


图5 矿物包裹体 $\delta D_{H_2O}-\delta^{13}C_{CO_2}$ 相关图
(图例同图4)

Fig.5. $\delta D_{H_2O}-\delta^{13}C_{CO_2}$ correlogram of mineral inclusions.
(Symbols as for Fig.4).

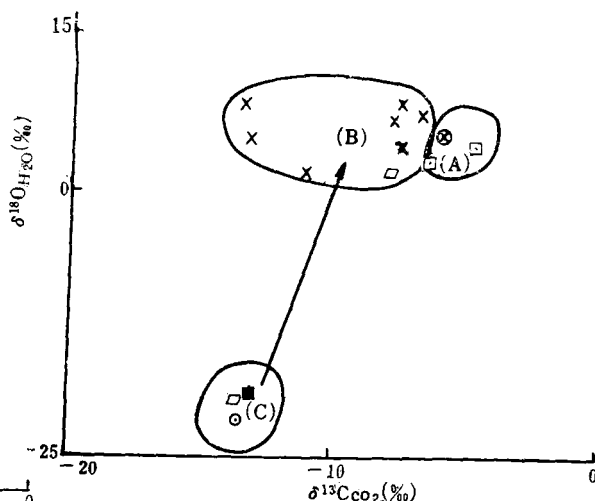


图6 矿物包裹体 $\delta^{18}O_{H_2O}-\delta^{13}C_{CO_2}$ 相关图
(图例同图4)

Fig.6. $\delta^{18}O_{H_2O}-\delta^{13}C_{CO_2}$ correlogram of mineral inclusions.
(Symbols as for Fig.4.)

(六) 铅同位素研究

1. 铅同位素比值: 12个样品微量铅同位素比值变化较大, 个别样品富 ^{208}Pb (表3)。

在 $^{207}Pb/^{204}Pb-^{206}Pb/^{204}Pb$ 图上, 所有样点均落在零等时线的左边, 靠近正常铅演化曲线附近, 在同一 μ 值 (9.58) 环境中演化, 从而显示不同时代正常铅的混合物的特征 (图7)。

2. 铅同位素模式年龄: 同一样品的不同铅同位素模式年龄值吻合得很好, 也能很好地反映地质实况。只有个别样品的 t_{208} 值偏低^[1]。

用最小二乘法将样点拟合一条直线, 求得该直线斜率 (R) 为 0.16094, 相关系数 (r) 为 0.94496, 与演化曲线有两个交点。如果以海沟二长花岗岩的 Rb-Sr 等时线年龄 (181Ma) 和金矿石 K-Ar 封闭年龄 (142Ma) (吉林五所资料) 作为 t_2 , 根据二阶段等时线公式:

$$R = \frac{e^{\lambda' t_1} - e^{\lambda' t_2}}{137.88(e^{\lambda' t_1} - e^{\lambda' t_2})} = 0.16094$$

可求得 t_1 分别为 2390Ma 和 2406Ma, 两者平均值为 2398Ma。 t_1 最可能代表铅的壳幔分离年龄或基底形成时间, 也可能反映本区最早一次强变质作用; t_2 应是本区最后一次岩浆活动和金、铅矿化同位素年龄; 而变化于 t_1 与 t_2 之间的不同样品的年龄可能反映壳层演化过程中的地质事件或同源铅加入所引起同位素的变异^[7]。

3. 铅源区特征值 (μ 、 ν 、 ω 和 κ): 本文计算了 ϕ 值年龄相应的铅源区特征值 (表3)。

表 3 海沟金矿床铅同位素比值、模式年龄及源区特征值
Table 3. Lead isotope ratio, model age and characteristic value of provenance of the Haigou gold deposit

样品编号	样品名称	采样位置	铅同位素比值				单阶段模式年龄 (Ma)						斯塔西两阶段演化模式 t_{206} (Ma)		铅源区特征值									
			$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$		$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$		H-H法		R-P-C法		卡明 ν 值线性增加模式		t_{206}	平均	H-H法		μ	ν	ω	K		
			t_{206}	t_{208}	t_{206}	t_{208}	t_{206}	t_{208}	t_{206}	t_{208}	t_{206}	t_{208}	t_{206}	t_{208}			t_{206}	t_{208}					t_{206}	t_{208}
8759D ₁ -B ₂	方铅矿	0中段, 9-11线	16.8739	15.4724	36.9398	1108	1049	1032	1040	1102	794	948	1107	9.45	0.069	39.68	4.06							
8759D ₇ -B ₁	方铅矿	2中段, 17-19线	16.8757	15.4615	36.9202	1095	1048	1041	1045	1101	961	1031	1106	9.42	0.068	39.44	4.05							
8759D ₁₁ -B ₁	方铅矿	3中段, 15线	16.7125	15.4200	36.7310	1166	1129	1129	1129	1187	1053	1120	1197	9.38	0.068	39.21	4.05							
8759D ₁₆	方铅矿	38号脉地表矿堆	16.8846	15.4540	36.9032	1081	1043	1049	1046	1095	969	1032	1101	9.41	0.068	39.20	4.03							
8759D ₂₁ -B ₁	大理岩	矿区西侧4km (石英沟—小西沟)	16.7913	15.4469	37.7572	1139	1090	648	869	1145	555	850	1153	9.42	0.068	44.40	4.56							
8759D ₁₄ -B ₂	大理岩捕虏体	520中段, 55-57线	16.775	15.353	36.678	1054	1098	1153	1126	1154	1078	1116	1162	9.21	0.067	37.74	3.97							
8759D ₁₈ -B ₂	绢云母石英片岩	28号脉地表坑口	17.1919	15.5659	37.270	984	887	878	883	931	791	866	927	9.578	0.069	40.07	4.05							
8759D ₄ -B ₁	钾长石 (二长花岗岩)	1中段, 13线	17.1006	15.4802	37.032	958	934	989	962	978	907	943	977	9.41	0.068	38.58	3.97							
8759D ₉ -B ₅	闪长玢岩	3中段, 13线	17.108	15.478	37.117	950	930	949	940	977	866	922	976	9.41	0.068	38.93	4.00							
8759D ₂₂ -B ₂	斜长石 (黑云母花岗岩)	大金棒采石场, 距 28号脉北西2.8km	17.4053	15.559	37.7337	826	818	659	739	812	566	664	804	9.51	0.069	40.74	4.15							
8759D ₁₉ -B ₁	斜长石(闪长岩)	矿区东南1km	18.346	15.615	38.404	228	263	338	300	279	239	259	230	9.49	0.069	38.31	3.91							
8759D ₂₀ -B ₁	斜长石(斜长角 闪片麻岩)	40号脉南2km	15.0951	15.1267	36.3282	2030	1887	1315	1601	2011	1247	1629	2030	9.37	0.068	49.34	5.10							

由中国地质科学院地质研究所张巧大、李柏、赵敦敏和矿床所吴静淑等分析

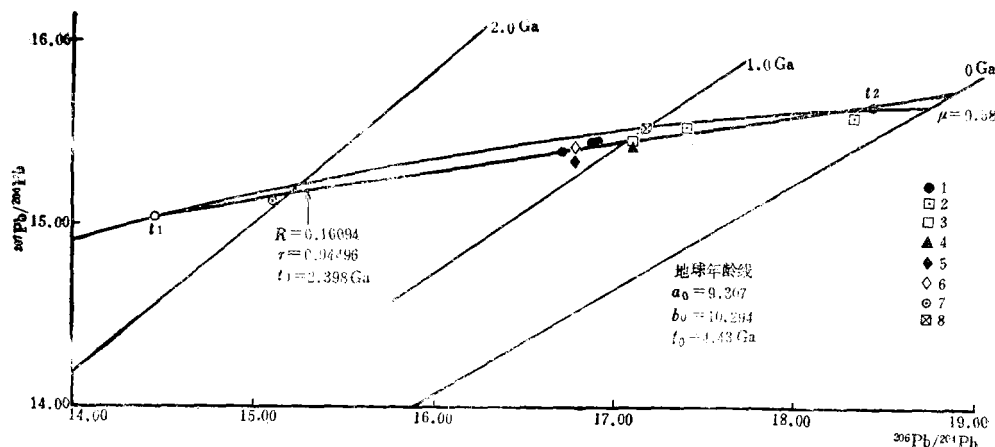


图7 海沟金矿床铅同位素两阶段演化模式图

1—方铅矿；2—斜长石；3—钾长石；4—闪长玢岩；5—大理岩捕虏体；6—大理岩岩层；7—斜长角闪片麻岩中的斜长石；8—石英脉壁绢云母片岩

Fig.7. Lead isotope two-stage evolutionary pattern of the Haigou gold deposit.

1—Galena; 2—Plagioclase; 3—K-feldspar; 4—Diorite porphyrite; 5—Marble xenolith; 6—Marble strata; 7—Plagioclase in plagioclase hornblende gneiss; 8—Sericite schist along walls of quartz vein.

铅源区特征值的大小和变化反映本区处于地质上非常活动的造山带和岛弧区，由此而引入的铅具有高度均一性和混合性。

4. 铅的演化史：根据以上铅同位素特征分析，不难看出，海沟金矿的矿石铅是由一个二阶段体系中演化来的。第一阶段，从地球形成开始，在地球内部演化，体系中铀、钍、铅分布均一， μ_0 、 ω_0 为地幔平均值，为铅的正常演化阶段。 t_1 时（约24亿年），由于古蒙古洋板块的扩张和向华北古陆北缘底部俯冲，海沟地区成了优地槽，随着强烈海底火山喷发作用和沉积作用，铅从 μ 值为9.58的源区分离出，进入海水及元古界海底火山沉积岩层，实现了壳幔分离而开始第二阶段壳岩体系的演化。在 t_1 与 t_2 期间，经历多次地质事件，虽有U-Th-Pb体系的数次分离，但是，所产生的混合铅仍保持了正常铅的特征。

2030Ma左右，本区下元古界沉积岩层曾遭受一次强烈区域变质作用。约到1153—116 Ma，晋宁运动初期，随着海沟地槽内强烈火山喷发和沉积变质作用的发展，可能有金和大量矿质进入中元古界的色洛河群绿片岩相变质岩系，实测金丰度可达5—23ppb，有可能构成本区金源层。

燕山构造岩浆活动早期，由于古蒙古洋板块不断向南推进，海西褶皱系对海沟地区的俯冲及西太平洋板块对欧亚大陆的影响，海沟地区发生了强烈的褶皱回返，大规模深部断裂构造复活和新生作用伴有深熔和同熔岩浆活动。由于深部古老的色洛河群变质岩系的深熔作用，产生了海沟二长花岗岩岩浆沿深断裂带交叉部位侵入及大气降水热液成矿活动^[3,6]。这一点，从岩体、矿石的铅同位素模式年龄(977—1197Ma)与色洛河群变质岩系年龄相近(1153—1162Ma)，而与岩体、矿石形成年龄(181Ma和142Ma)呈反向差的铅同位素特征得到充分证明。根据自然金与铅矿物共生关系，有理由推断金可能与铅经历了相同的地质过程^[4]。

三、成岩成矿期、成矿阶段和成矿模式

海沟金矿成岩成矿作用的总体过程可划分三期，内含六个阶段^[2]。

1. 元古代沉积变质矿化期：优地槽海相火山沉积、沉积变质矿化阶段。
2. 燕山期金源层深熔岩浆岩源大气降水热液成矿期：成矿前硅化阶段；自然金-石英阶段；自然金-硫化物-石英主成矿阶段；自然金-硫化物-方解石次矿化阶段。
3. 表生期：表生氧化作用阶段。

通过同位素地球化学及成岩成矿规律研究，我们建立了海沟金矿床成岩成矿模式（图8）。

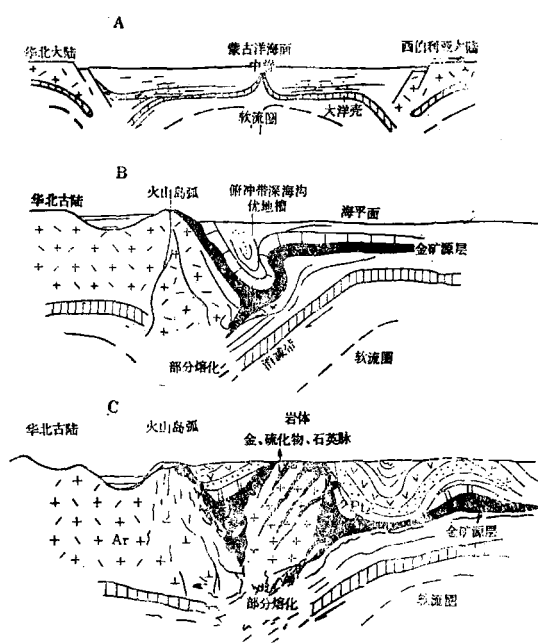


图8 海沟金矿床地质发展史及其成矿模式图

A—太古代末，成矿物质进入壳层演化体系；B—元古代和显生宙，形成海沟金矿源层；C—燕山期形成矿源层深熔岩浆岩源大气降水热液金矿床
Fig.8. Geological history and metallogenic model of the Haigou gold deposit.

A—Evolutionary system in which ore-forming substances entered the crustal bed (at the terminal stage of Archean); B—Formation of Haigou gold source bed in Proterozoic and Phanerozoic con; C—Formation of gold deposits by magmatic source from remelted source bed and hot meteoric water in Yanshanian period.

四、结 论

在古蒙古洋和西太平洋两板块对华北古陆的长期作用下，海沟俯冲带产生了大规模深断裂构造和深熔岩浆活动，这是控制海沟地区元古代至中生代金元素一系列成岩成矿的主导因素。

海沟金矿系沉积变质、深熔岩浆岩源大气降水热液金矿床。成岩成矿作用的总体进程可分三期六阶段。自然金、硫化物和石英组合是主成矿阶段的产物。

主成矿温度为250—350℃。成矿流体从酸性向弱酸性演化。具有还原型成矿环境。

海沟金矿同位素地球化学标志是：成矿流体源自成矿时的地区大气降水，以富含¹²C、³²S和贫D为特征， $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值变化大，经水/岩作用，有明显增高“漂移”。铅为两阶段演化的古老均一铅， t_1 为2398Ma， t_2 为181—142Ma。矿石铅和围岩铅模式年龄约1000—1200Ma， μ 值近于9.73。

海沟金矿具有胶东金矿成矿特点,在本区除找岩体内脉型金矿外,更应注意寻找岩体边缘破碎带内的黄铁绢英岩型的脉状—网脉状蚀变岩型金矿床。

参 考 文 献

- [1] 地质部宜昌地质矿产研究所同位素地质研究室 1979 同位素地质研究的基本问题 地质出版社
- [2] 许靖华 1985 大地构造与沉积作用 地质出版社
- [3] 李廷栋 1982 中国地质构造发展历程 中国地质科学院院报 第4号 第1—15页 地质出版社
- [4] 刘裕庆、刘兆廉 1987 安徽铜陵地区石炭系层状铜铁硫矿床铅同位素研究 中国地质科学院矿床地质研究所所刊 第2号 第143—149页
- [5] 张理刚 1989 成岩成矿理论与找矿 第15—48页 北京工业大学出版社
- [6] 刘雪亚、王荃 1983 亚州东部陆缘及岛弧区中—新生代的岩浆活动与板块构造 中国地质科学院院报 第6号 第79—94页 地质出版社
- [7] Stacey, J. S. and Kramers, J. D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotopes evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Letters*. Vol. 26, No. 2.

ISOTOPE GEOCHEMISTRY AND METALLOGENIC REGULARITY OF THE HAIGOU GOLD DEPOSIT IN JILIN PROVINCE

Liu Yuqing

(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing)

Abstract

The Haigou gold deposit is located at the eastern terminal of the Huadian gold ore zone in Jilin province, lying along the suture belt between the Old Mongolian oceanic plate and the North China paleoplate.

The gold deposit consists of over forty gold-bearing sulfide quartz veins which are distributed northeastward, 1600m in total length, 250m in width and more than 400m in downward extension.

Wall rocks include monzonitic granite, diorite porphyrite and metamorphic rocks of middle proterozoic Seluohu Group, whose gold abundance varies in the range of 2.42—30 ppb. Wall rocks on both sides of the gold-bearing quartz vein have suffered such alterations as silicification, sericitization and carbonatization.

The following are isotope geochemical characteristics of the gold deposit.

1. Sulfur in both ore veins and wall rocks is rich in ^{32}S , and average $\delta^{34}\text{S}$ values of sulfide are -7.9% and -4.1% respectively, exhibiting no obvious temporal-spatial variation. $\delta^{34}\text{S}_{\text{ss}}$ of ore fluids is -8.8% . It is considered that sulfur might have been derived from volcano-sedimentary-metamorphic

rocks.

2. δD and $\delta^{18}O$ values of Mesozoic meteoric water in this area are -149% and -20% respectively. During the ore-forming process, oxygen isotope composition of water and rocks varied considerably, and $\delta^{18}O$ value of the fluids tended to increase and drift. At the principal ore-forming stage, δD values of the fluids were $-126\text{--}-100\%$, $\delta^{18}O$ values $2\text{--}6\%$, and $\delta^{13}C_{CO_2}$ values $-7.8\text{--}-13.2\%$. Ore fluids were mainly derived from magmatic source—hot meteoric water, Carbon came from deep carbon and organic carbon of strata.

3. Lead in ores and wall rocks is old lead from two-stage evolution, with t_1 being 2398Ma. Model ages of lead in single samples are 1000—1200Ma, with μ values nearly 9.73. K/Ar closed age of ores is 143Ma, whereas Rb/Sr isochron age of rock body (wall rock) is 181 Ma.

Isotope geochemical studies show that greenschist facies metamorphic rock of Middle Proterozoic Seluohe Group served as the source bed of gold, monzonitic granite was formed by remelting of the source bed, and meteoric water was the initial source of ore fluids. It is thus inferred that during the early stage of Yanshanian orogeny, due to the continuous expansion of Mongolian oceanic plate and its subduction towards the bottom of North China plate, strata in this area were intensely folded in company with deep faulting and magmatic-hydrothermal activity, and this led to the formation of the remelting magmatic source—hot meteoric water type gold deposit. The rock-forming and ore-forming process might be divided into three epochs consisting of six stages, and the native gold-sulfides-quartz assemblage marks the principal ore-forming stage of gold during which the temperature was in the range of 250—350°C, ore fluids varied from acid to weakly acid, and metallogenic environment was of reduction type.