

河北沽源 460 铀钼矿床成因探讨

刘学武,王胜权,樊秉鸿

(天津华北地质勘查总院,天津 300181)

摘 要: 460 铀钼矿是一大型铀钼共生矿床,矿床定位于多组断裂构造与火山机构的复合部位,铀钼矿体赋存于火山通道相次火山岩体和隐爆角砾岩中,以浸染状、网脉状矿化形式为主,围岩为酸性火山岩,矿物组合与蚀变有分带特点,并有高、低温矿物共存现象。火山岩、次火山岩中有较高的铀钍丰度。硫同位素表明成矿物质来源于基底岩石和火山岩围岩;氢氧同位素表明成矿热液主要为大气降水经深部加热形成。矿床类型为与次火山岩有关的热液矿床。

关键词: 460 铀钼矿床;次流纹斑岩;隐爆角砾岩;浅成低温热液矿床;河北省

中图分类号: P611;P619.14 **文献标识码:** A **文章编号:** 1001-1412(2010)01-0036-07

0 引言

460 大型铀钼矿矿床位于河北省沽源县张麻井地区。矿床产于沽源火山盆地内,受区域断裂构造控制,火山岩盆地基底富铀和次流纹斑岩体的侵入是矿床形成的基本因素。矿床特点为埋深浅、品位高、储量大,为大型铀钼共生矿床。

1 区域地质背景

460 矿床位于华北地台北缘的内蒙古轴中段沽源中生代火山断陷盆地的北部,主要受区域性近 EW 向及 NE 向断裂构造联合控制,为在古陆基础上由火山、断裂共同作用形成的局部断陷。由太古宇红旗营子群变质岩系组成结晶基底,晚侏罗世、早白垩世陆相中酸性火山熔岩、火山碎屑岩组成盖层(图 1)。

区域断裂构造发育,按其展布方向可分为 NE 向、NW 向和近 EW 向 3 组。NE 向的 F_4 断裂规模较大,活动时间长,控岩、控矿作用明显,从蔡家营、黑山咀,到森吉图,一系列火山机构和金属矿床(点)沿断裂分布(图 2)。从相互的切割关系可以看出:近 EW 向断裂属早期基底断裂,形成时间较早;NE 向断裂产

生于中生代燕山期;NW 向断裂产生时间晚于 NE 向断裂,但延续的时间较长。NE(NNE)向构造带是本区的主体构造,区内的断裂、岩浆(火山)活动、沉积、成矿作用均明显地受 NE 向构造带的控制。

区域燕山期岩浆(火山)活动强烈,燕山旋回火山活动可分为 2 个亚旋回:即白旗—张家口亚旋回和西瓜园—花吉营亚旋回。白旗—张家口亚旋回为火山活动的高峰期,特别是张家口酸性—亚碱性火山岩喷发最为强烈、分布范围最广,与成矿的关系也最为密切。

2 矿床地质特征

矿区出露地层主要是上侏罗统张家口组三段,岩性为流纹岩、流纹质晶屑凝灰岩、流纹质熔结凝灰岩等。是主要的赋矿层位。

矿区断裂构造发育,主要有 NEE 向、NW 向和 NNE 向 3 组,具代表性的有 F_{45} , F_3 , F_4 , F_9 , F_{10} 等。根据断裂空间关系其形成顺序为:NEE 组(F_{45-1} , F_{45-2})→NW 组(F_3 , F_8)→NNE 组(F_4 , F_9 , F_{10} , F_{12})。断裂带中角砾岩(特别是硅化角砾岩)发育。断裂构造对本矿床的定位起到了至关重要的作用,但对矿体没有破坏作用,多为成矿前及成矿期断裂(图 3)。在次流纹斑岩体顶部发育有隐爆角砾岩。次流纹斑

收稿日期: 2009-01-05

基金项目: 中核集团核工业地质局项目资助。

作者简介: 刘学武(1963-),男,河北徐水人,教授级高级工程师,主要从事金属矿产勘查和技术管理工作。

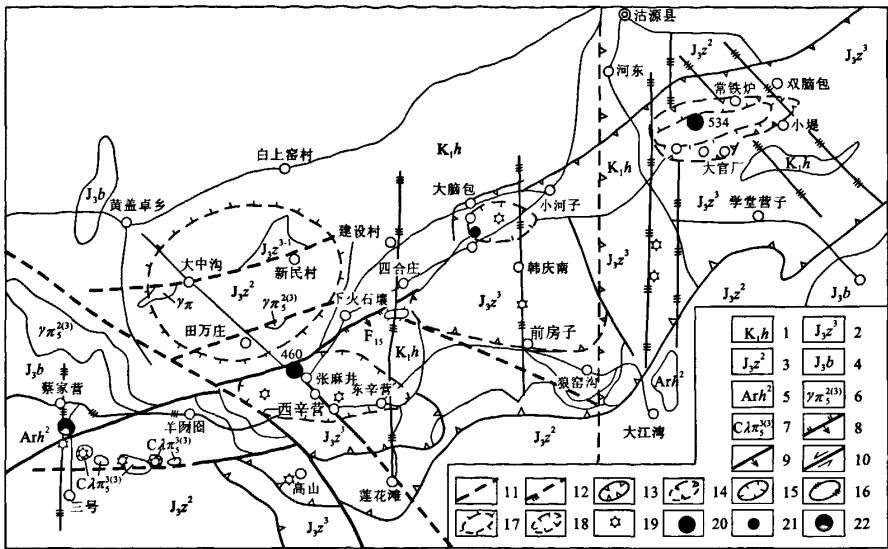


图 1 蔡家营—双脑包火山构造洼陷带示意图

Fig. 1 Sketch of Caijiaying-Shuangnialbao volcanic depression zone

1. 花吉营组安山岩、砂砾岩 2. 张家口组三段流纹岩、流纹质凝灰岩 3. 张家口组二段粗面岩 4. 白旗组安山、砂砾岩 5. 上太古界片麻岩 6. 花岗岩斑 7. 次流纹斑岩 8. 正断层 9. 逆断层 10. 平推断层 11. 推测性质不明断层 12. 航磁解释断层 13. 张家口组晚期火山构造洼陷带 14. 破火山构造 15. 火山塌陷构造 16. 火山口断凹槽 17. 火山隆起 18. 火山口塌陷构造 19. 推测火山口位置 20. 铀矿床 21. 铀矿点 22. 多金属矿床

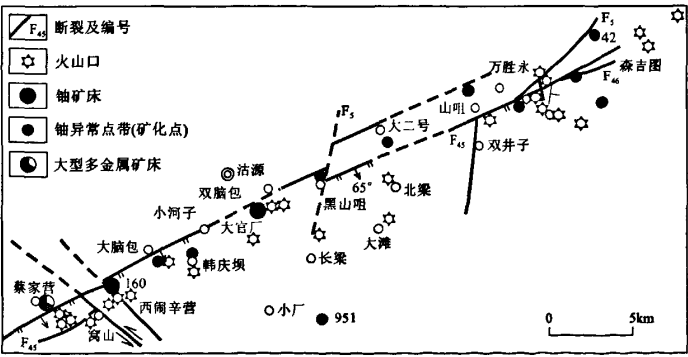


图 2 沿 F₄₃ 断裂矿床(点)分布示意图

Fig. 2 Sketch showing ore occurrences (deposits) along fault F₄₃

1. 断裂及编号 2. 火山口 3. 铀矿床 4. 铀异常点带(矿化点) 5. 大型多金属矿床

岩体形态总体呈 NW 向的弧形透镜状, 由于断裂和裂隙发育, 造成次流纹斑岩体有较多的分支。地表出露长度 398 m, 宽度 30~35 m。控制深度 600 m 以上, 宽度 250 m, NE 倾, 倾角 70°左右, 与上下盘围岩呈明显侵入接触关系。钻孔资料显示, 次流纹斑岩体上部主要沿 F₃ 断裂分布, 而深部沿 F₄₃ 断裂分布, 在深部有逐渐变小的趋势。说明岩浆热液主要

是沿 F₄₃ 上侵而定位于主断裂和次级断裂中。次流纹斑岩体的相变特征较为明显: 岩体中心为次流纹斑岩, 具斑状结构、块状构造; 斑晶为钾长石、斜长石和石英, 约占 10%~30%; 基质隐晶质, 玻基结构, 由长石雏晶组成, 岩石不同程度发育水云母化。岩体边缘、顶部岩石相变为霏细岩和霏细斑岩, 局部具流纹构造, 在霏细斑岩中, 斑晶为石英和少量长石, 斑晶约占 1%~5%。副矿物以粉红色石榴石和无色透明的锆石为主, 还有少量棕色锆石、磷铁矿、磷灰石等。

矿体产状宏观上与次流纹斑岩体产状基本一致, 受岩体、隐爆角砾岩形态和构造裂隙发育程度影响, 矿体形态多呈柱状、筒状、脉状、透镜状。少数产在外接触带张家口组三段地层中。按矿石矿物共生组合可将矿石分为沥青铀矿—胶硫钼矿—胶黄铁矿型和沥青铀矿—辉钼矿—胶硫钼矿—黄铁矿型两种类型。按照结构构造可划分为浸染状矿石和脉状角砾状矿石。矿石矿

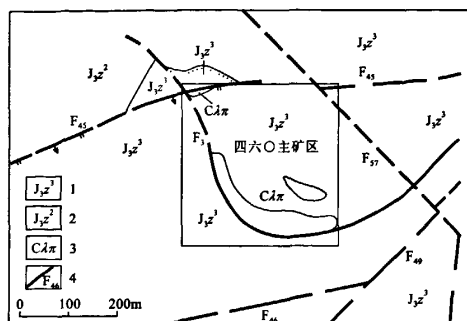


图3 460矿区地质简图

Fig. 3 Geological sketch of U-Mo deposit 460

1. 张家口组三段流纹岩、流纹质凝灰岩
2. 张家口组二段粗面岩 3. 次流纹岩 4. 断裂

物成分比较简单,铀矿物有沥青铀矿、铀石、铀黑、硅钙铀矿,金属矿物为胶硫铅矿、黄铁矿(胶状)、闪锌矿、方铅矿等。

3 矿床成因探讨

3.1 稳定同位素地球化学特征

矿床内与铀共生的金属矿物主要是硫化物,同时与矿化密切相关的水云母化热液蚀变及硅质脉广为发育,因此,研究它们的硫、氢、氧同位素组成特征对于推测成矿热液的性质和来源是很有意义的。

3.1.1 硫同位素

460矿床及其外围17件样品的硫同位素分析结果如表1。浸染状矿化带黄铁矿的 $\delta(^{34}\text{S}) = -19.8 \times 10^{-3} \sim 3.1 \times 10^{-3}$, 离差 16.7×10^{-3} , 平均 -14.1×10^{-3} ; 脉状矿化带1件方铅矿和2件矿石的 $\delta(^{34}\text{S}) = -22.0 \times 10^{-3} \sim -9.6 \times 10^{-3}$, 离差 12.4×10^{-3} , 平均 -14.7×10^{-3} ; 矿区外围2件黄铁矿的 $\delta(^{34}\text{S})$ 分别为 -23.4×10^{-3} 和 -19.9×10^{-3} , 平均 -21.7×10^{-3} 。浸染状矿化带、脉状矿化带及矿区外围的硫化物的硫同位素组成相似, 变化范围大, $\delta(^{34}\text{S})$ 均为负值, 即均富集硫的轻同位素 $\delta(^{32}\text{S})$ 。对于本矿床, 硫源主要有2种: 原始岩浆硫和地壳硫。原始岩浆硫的总硫同位素组成与地球平均硫同位素组成接近, 即 $\delta(^{34}\text{S})$ 在0值附近。在氧逸度不高的情况下, 单纯从原始岩浆硫形成 $\delta(^{34}\text{S})$ 值变化这样大、富集 ^{32}S 这样多的硫化物实际上是不可能的, 因而矿床的主要硫源可能为地壳硫。因此成矿物质可

能来源于基底岩石和火山岩围岩。

3.1.2 氢氧同位素

对基底岩石和张家口组三段火山岩中的氢氧同位素分析结果见表2, 红旗营子组变质岩的 $\delta(^{18}\text{O})$ 值为 $+6.49 \times 10^{-3}$ 和 $+10.39 \times 10^{-3}$, 平均 $+8.44 \times 10^{-3}$, $\delta(\text{D})$ 值为 -131.8×10^{-3} 和 -84.9×10^{-3} , 平均 -108.4×10^{-3} 。张家口组三段流纹岩、凝灰岩及其透长石的 $\delta(^{18}\text{O}) = +7.93 \times 10^{-3} \sim +10.19 \times 10^{-3}$, 平均 $+8.91 \times 10^{-3}$, $\delta(\text{D})$ 值为 -114.4×10^{-3} 和 -122.6×10^{-3} , 平均 -110.5×10^{-3} 。对比两者 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 $\delta(\text{D})$ 值十分相近, 因此张家口组三段可能是红旗营子组变质岩重熔所致。次流纹斑岩的 $\delta(^{18}\text{O})$ 值为 $+6.01 \times 10^{-3}$ 和 $+4.93 \times 10^{-3}$, 平均值 $+5.47 \times 10^{-3}$, 比火山岩的 $\delta(^{18}\text{O})$ 值有小幅降低; 次流纹岩 $\delta(\text{D})$ 值为 -123.3×10^{-3} 和 -121.1×10^{-3} , 平均 -122.1×10^{-3} , 与张家口组三段酸性火山岩的 $\delta(\text{D})$ 数值相近, 反映了二者属同源岩浆演化的结果。

采集了次流纹斑岩中水云母化长石斑晶(4件)和水云母脉(3件)样品, 测试氢氧同位素测定数据见表3。

次流纹斑岩中水云母化长石斑晶的 $\delta(^{18}\text{O}) = -1.15 \times 10^{-3} \sim +1.44 \times 10^{-3}$, 平均为 -0.33×10^{-3} ; $\delta(\text{D}) = -111.0 \times 10^{-3} \sim -96.1 \times 10^{-3}$, 平均 -103.9×10^{-3} 。水云母脉的 $\delta(^{18}\text{O}) = -0.90 \times 10^{-3} \sim +3.59 \times 10^{-3}$, 平均 $+1.33 \times 10^{-3}$; $\delta(\text{D}) = -116.7 \times 10^{-3} \sim -109.6 \times 10^{-3}$, 平均 -113.6×10^{-3} 。

从矿区的各种硅质脉中采集了16件样品, 其氧同位素测定结果见表4。 $\delta(^{18}\text{O}) = 0.64 \times 10^{-3} \sim 7.58 \times 10^{-3}$, 按照生成顺序, 从早到晚, 从含矿硅质脉到无矿硅质脉 $\delta(^{18}\text{O})$ 逐渐降低。

根据测定结果计算了各种硅质脉与水云母的 $\delta(^{18}\text{O}_\text{K})$ 值(表3, 表4), 两者基本相同。将其 $\delta(^{18}\text{O})$ 值和 $\delta(\text{D})$ 值投入 $\delta(^{18}\text{O}_\text{K}) - \delta(\text{D}_\text{K})$ 图中(图4), 所有投影点的位置均与岩浆水、变质水的范围相距甚远, 而与大气降水线比较接近。

从稳定同位素的组成分析, 460矿床硫化物的 $\delta(^{34}\text{S})$ 均为负值, 变化范围大, 反映含矿物质主要来源于地壳, 与基底变质岩和火山岩有关; 氢氧同位素表明张家口三段酸性火山岩与次流纹斑岩为同源成因, 其物质来源主要为壳源; 成矿热液中的水主要来自大气降水。

表 1 硫化物的硫同位素组成
Table 1 S isotopic composition of sulfide

序号	样品编号	样品名称	采样地点	$\delta(^{34}\text{S}_{\text{CDT}})/10^{-3}$
1	G-059	浸染状矿带中黄铁矿	460	-18.2
2	G-060	浸染状矿带中黄铁矿	460	-13.1
3	G-061	浸染状矿带中黄铁矿	460	-17.1
4	G-036	浸染状矿带中黄铁矿	460	-18.1
5	G-064	浸染状矿带中黄铁矿	460	-17.0
6	G-067	浸染状矿带中黄铁矿	460	-14.4
7	G-068	浸染状矿带中黄铁矿	460	-13.4
8	G-071	浸染状矿带中黄铁矿	460	-16.6
9	G-095	脉状矿体中的黄铁矿	460	-12.4
10	G-031	黄铁矿	460	-7.1
11	G-099	方铅矿	460	-9.6
12	G-083	黄铁矿	460	+9.6
13	G-039	黄铁矿	460 外围	-23.4
14	G-044	黄铁矿脉状	460 外围	-19.9
15	G-136Pb	方铅矿	蔡家营	+4.8
16	G-136Fe	黄铁矿	蔡家营	+5.2
17	G-136Zn	闪锌矿	蔡家营	+5.0

表 2 变质岩、火山岩和次火山岩的氢氧同位素组成
Table 2 H₂O isotopic composition of metamorphic rock, volcanic rock and sub-vdcanic rock

序号	样品编号	样品名称	采样地点	$\delta(^{18}\text{O})/10^{-3}$	$\delta(\text{D})/10^{-3}$
1	G-130	黑云角闪斜长变粒岩	蔡家营	+6.49	-131.8
2	G-230	黑云斜长片麻岩	王帽营南	+10.39	-84.9
3	G-105	流纹岩	莲花滩西北	+10.19	-114.4
4	G-1055	透长石	莲花滩西北	+8.81	
5	G-106	凝灰岩	莲花滩西北	+8.73	-122.6
6	G-1065	透长石	莲花滩西北	+7.93	
7	G-075	次流纹斑岩	460 矿床	+6.01	-123.3
8	G-096	次流纹斑岩	460 矿床	+4.93	-121.1

表 3 460 矿区水云母的氢氧同位素组成
Table 3 H₂O isotopic composition of hydromica from U-Mo deposit 460

序号	样品编号	样品产地及产状	测定矿物同位素/ 10^{-3}		假定形成 温度/ $^{\circ}\text{C}$	计算水溶液同位素/ 10^{-3}	
			$\delta(^{18}\text{O}_{\text{SMOW}})$	$\delta(\text{D}_{\text{SMOW}})$		$\delta(^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}_{\text{SMOW}}})$	$\delta(\text{D}_{\text{H}_2\text{O}_{\text{SMOW}}})$
1	G-292	次流纹斑岩中水云母化长石斑晶	+1.44	-104.6	250	-2.62	64.8
2	G-290	次流纹斑岩中水云母化长石斑晶	-1.15	-96.1	250	-5.21	56.3
3	G-297	次流纹斑岩中水云母化长石斑晶	-0.38	-104.0	250	-4.44	64.2
4	G-289	次流纹斑岩中水云母化长石斑晶	-1.11	-111.0	250	-5.17	71.2
5	G-263	水云母脉	+1.30	-114.5	150	-7.46	74.7
6	G-093	水云母脉	-0.90	-116.7	150	-9.66	-76.9
7	G-057	水云母脉、矿区外围	+3.59	-109.6	150	-5.17	-69.8

注:计算水溶液同位素采用公式: $1000\ln\alpha(\text{水云母}-\text{H}_2\text{O})=2.43\times10^6\times T^{-2}-4.82$ (Yeh and Savin,1977) $\delta(\text{D}_{\text{水云母}})-\delta(\text{D}_{\text{H}_2\text{O}})=-39.8\times10^{-3}$ (O'Neil,1976)。

表 4 460 矿床石英、萤石的氢氧同位素组成
Table 4 H₂O isotopic composition of quartz, fluorite from U-Mo deposit 460

序号	样品编号	样品名称	矿物的	包裹体的	假定形成温度/℃	计算水溶液的
			$\delta(^{18}\text{O}_{\text{SMOW}})/10^{-3}$	$\delta(\text{D}_{\text{SMOW}})/10^{-3}$		$\delta(^{18}\text{O}_{\text{SMOW}})/10^{-3}$
1	G-094	红色玉髓	+7.05		200	-4.53
2	G-051	红色玉髓	+7.58		200	-4.01
3	G-035	黑色玉髓	+4.97		200	-6.62
4	G-062	黑色玉髓	+7.01		200	-4.58
5	G-079	黑色玉髓	+5.97		200	-5.62
6	G-081	黑色玉髓	+6.48		200	-5.11
7	G-091	灰色玉髓	+2.18		150	-13.06
8	G-047	灰色玉髓	+5.16		150	-10.08
9	G-055	白色微晶石英	+0.64		150	-14.60
10	G-027	梳状石英	+4.51		150	-10.73
11	G-078	梳状石英	+4.72		150	-10.52
12	G-092	梳状石英	+3.89		150	-11.35
13	G-269	梳状石英	+3.61		150	-11.63
14	G-299	梳状石英	+4.10		150	-11.14
15	G-265	梳状石英	+2.70	-94.31	150	-12.54
16	G-274	梳状石英	+3.45	-97.72	150	-11.79
17	G-273	紫色萤石		-99.95		

注:计算水溶液同位素采用公式: $1000\ln\alpha(\text{石英}-\text{H}_2\text{O})=3.26\times10^6\times T^{-2}-2.98$ (贝克尔,1976)。

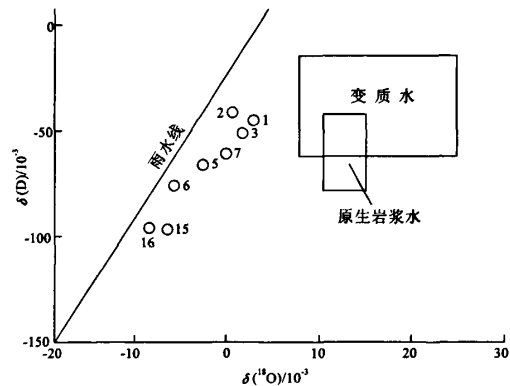


图 4 460 矿床成矿热液的 $\delta(\text{D})-\delta(^{18}\text{O})$ 图解
Fig. 4 $\delta(\text{D})-\delta(^{18}\text{O})$ of ore fluid of U-Mo deposit 460

3.2 断裂—火山构造的控岩控矿作用

沽源火山盆地在其长期的演化过程中,由于受到区域构造运动的影响,在其北部边缘形成了以NE向断裂为主,叠加NW向、NNE向断裂的构造格局,进而控制了岩浆(火山)活动空间格局。特别是沿F₄₅深断裂及其与其他方向断裂交汇的节点是火山活动的通道。460矿床的次流纹斑岩就定位于NE向F₄₅断裂及次级断裂的交汇处,矿体则主要产于次流纹斑岩体内,与岩体产状基本一致的构造裂隙群、隐爆角砾岩直接控制着铀钼矿体的产出。断裂交汇部位成为火山通道并形成次火山岩体,继而发生隐爆—成矿作用。

3.3 次流纹斑岩体及隐爆角砾岩的控矿作用

深部岩浆侵入到高位,由于温度压力的快速降低,岩浆中的挥发分就会从岩浆中逸出;当岩浆侵入到一个构造薄弱并不断扩容空间时,炽热岩浆中的挥发分快速逸出并急剧聚集,并发生沸腾,在靠近地表的侵入体边缘部位发生爆炸,形成隐爆角砾岩。

矿化主要产于次流纹斑岩体及其顶部的隐爆角砾岩中,成矿物质以胶结物形式赋存,呈浸染状、浸染脉状,角砾本身矿化相对较弱。矿化以充填交代方式为主。从本区隐爆角砾岩的特征看,有热液贯入及热液改造成分,应属热液混杂角砾,角砾与胶结物特征取决于被热液混杂的原岩。热液贯入角砾岩和热液混杂角砾岩常具成矿热液活动的某些特征,如早期蚀变和含硫化物较多等^[1]。

按赋矿岩性统计,次流纹斑岩、隐爆角砾岩型矿石的铀工业资源量占矿床总资源量的94.7%;细纹状、球粒状流纹岩型矿石的铀工业资源量占矿床总资源量的4.5%,其他岩石类型的矿石中的资源量仅占总资源量的0.8%。由此看出,次流纹斑岩及隐爆角砾岩是矿区主要的赋矿岩石类型。次火山岩体与张家口组三段火山岩的界线清楚,岩石化学特征一致,高硅、富钾、贫钙铁镁、低钠,有较高的铀钍丰度($w(\text{U})=8.9\times10^{-6}\sim13.5\times10^{-6}$, $w(\text{Th})=37\times10^{-6}\sim48.8\times10^{-6}$)^[1]。根据基底和盖层岩石原始铀的质量分数及其供铀能力的同位素地质特征,

矿石中的铀主要来自含矿的火山岩建造^[20]。

3.4 蚀变分带及与矿化的关系

近矿围岩蚀变有明显的分带性,但由于矿化热液多期性,造成蚀变的复杂性。从下而上,自中心向两侧,大致可分为:片状水云母化带→赤铁矿—绿泥石化带→蒙脱石化—萤石化带→硅化带。同时,总体表现出上酸下碱,上氧化下还原的分带规律,这是由于氧化的、酸性的大气降水基本上是从上而下运移,而还原性的、偏碱性的岩浆热液则自下而上运移^[16]。正是由于性质不同的流体混合改变了流体的电学、pH 值等条件,使成矿元素结晶沉淀,富集于水云母化带和蒙脱石化带中形成矿体。矿石的矿物组合自下而上大致可分为:沥青铀矿—辉钼矿—黄铜矿带→沥青铀矿—硫钼矿—方铅矿带→沥青铀矿—闪锌矿—硫钼矿带,矿石矿物以沥青铀矿、胶硫钼矿为主,低温与中高温矿物共存。矿石中除 U, Mo 达工业品位外,Ag, Pb, Zn, Hg, V, Cu 等金属元素的质量分数也较高。地表强烈硅化,形成硅盖,呈玉髓、蛋白石等充填于岩石裂隙。显然,硅质是以温度较低的胶体形式迁移沉淀的。

3.5 成因探讨

460 铀钼矿床产于克拉通之上的沽源中生代火山盆地中,矿体定位于 NE 向 F_{45} 断裂与 NW 向 F_3 , F_{57} 断裂交汇处,赋存于受断裂控制的火山通道相次火山岩体和隐爆角砾岩中,本区在中生代的构造—岩浆活动中,地壳中的某些成矿元素产生富集,铀元素在侏罗纪火山岩中有明显的富集。硫同位素研究也证明了成矿物质与基底岩系、火山岩之间的内在联系。

Sillitoe 提出浅成低温热液矿床与斑岩型矿床相伴生的成矿模式,认为一些浅成热液矿床是斑岩型矿床的高位体系^[2]。Rytuba (1981) 统计的美国西部 125 个破火山口中有 14 个具有伴生矿。由于破火山口中的断裂系统提供了残余岩浆及热液对流、运移的有利空间,物理条件的巨大变化也使上侵岩浆中原有的物化平衡被打破,所以破火山口构造对隐爆角砾岩的产出、成矿物质的卸载沉淀都极为有利。

从 460 矿床的矿物组合看,高低温矿物共存,显示出热源中心距成矿中心并不远,热液快速运移至近地表。另外,地表所见硅化多为玉髓、蛋白石等,非晶质 SiO_2 比石英溶解度大得多,浅成热液环境中 SiO_2 可以呈胶体形式迁移,当深部存在一个持续的高温热源,流体向上运移速度又很快, SiO_2 可达高

度过饱和,形成蛋白石、玉髓等。矿区次火山岩的 U-Pb 法同位素年龄为 122.72 Ma, Rb-Sr 全岩等时线法年龄为 125.7 Ma,显示次火山岩体最终定位于早白垩世,从而也给出了 460 铀钼矿床成矿时间的下限。

区域成矿受区域性深大断层控制,而断裂的交汇部位是矿床产出的有利部位,铀钼矿床并没有直接产于断裂中^[2],而是赋存在火山通道内的次火山岩和隐爆角砾岩等容矿条件更为有利的部位。氢氧同位素研究表明,成矿热液主要来源于大气降水,表明了铀是亲氧、活泼元素,原子半径较大,其结晶、沉淀成矿是热液期产物。

4 结论

460 矿床定位于多组断裂构造与火山机构的复合部位,铀钼矿体赋存于火山通道相次火山岩体和隐爆角砾岩中,以浸染状、网脉状矿化形式为主,围岩为酸性火山岩,矿物组合与蚀变有分带特点,并有高、低温矿物共存现象。硫同位素表明成矿物质来源于基底岩石和火山岩围岩;氢氧同位素表明成矿热液主要为大气降水经深部加热形成。矿床类型为与次火山岩有关的热液矿床。

根据矿床富含 Mo, Pb, Zn 等矿化元素,在寻找铀矿的同时,我们应该在矿床外带注意寻找 Pb, Zn, Ag, Au 等矿化信息,寻找斑岩型 Cu-Mo 矿床的线索。

另外,从矿床的成矿规律分析,区域找矿应沿 NE 向 F_{45} 深断裂寻找火山机构和次火山岩体,特别是在与 NW 向、NNE 向断裂的交汇处寻找与 460 矿床类似的热液矿床(如秦家营、大官厂地区)。

参考文献:

- [1] 胡圣贤,李宗武,张维禄,等. 河北省沽源县张麻井铀矿床详查地质报告[R]. 天津:核工业二四七大队,2003.
- [2] 陈根文,夏斌,肖振宇,等. 浅成低温热液矿床特征及在我国的找矿方向[J]. 地球与资源,2001,10(3): 166-169.
- [3] 张德会. 浅成热液成矿系统模型研究评述[J]. 地球科学进展,1996,11(6):563-567.
- [4] 翟裕生. 成矿系统研究与找矿[J]. 地质调查与研究,2003,26(2):65-71.
- [5] 宋雨春. 成矿元素分带理论在辽西找矿的应用[J]. 有色地质,

- 2006, 22(2): 1-3.
- [6] 林小明, 陈国能. 从离子半径变化看元素地球化学场中的成矿分带[J]. 中山大学学报(自然科学版), 2002, 41(5): 91-93.
- [7] 翟裕生. 地球系统科学与成矿学研究[J]. 地学前沿, 2004, 11(1): 1-9.
- [8] 祁进平, 陈衍景, 李强之. 华北克拉通北缘浅成低温热液矿床时空分布和构造环境[J]. 矿物岩石, 2004, 24(3): 82-86.
- [9] 李江海, 牛向龙, Kusky T, 等. 华北克拉通早期地质演化[J]. 地学前沿, 2004, 11(3): 273-280.
- [10] 陈肇博, 谢佑新, 万国良, 等. 华东南中生代火山岩中的铀矿床[J]. 地质学报, 1982, 3: 236-241.
- [11] 李生元, 马小兵. 晋东北隐爆岩及其对金银的控矿意义[J]. 地质找矿论丛, 1999, 14(4): 1-10.
- [12] 裴荣富, 吴良士. 矿物共生和矿物共生组合研究与成矿年代学[J]. 矿床地质, 1995, 14(2): 185-188.
- [13] 潘家永, 张乾. 论蔡家营多金属矿床成矿元素分带[J]. 地质与勘探, 1994, 30(1): 58-62.
- [14] Jeffroy J, Sarcia J A. “浅成低温热液铀矿床”的概念及有关问题[J]. 铀矿地质, 1964, 2: 1-8.
- [15] Romberger S B. 温度达 300°C 时热液系统中铀的迁移和沉淀及其地质意义[J]. 国外铀地质, 1988, 4: 20.
- [16] 张成江. 铀成矿流体地球化学界面[J]. 四川地质学报, 2005, 25(2): 89.
- [17] 周家志. 对浙江铀成矿规律的认识[J]. 浙江地质, 2007, 8: 2-6.
- [18] 章邦桐, 饶冰, 陈培荣, 等. 论长英质隐爆角砾岩的气热流体溶浸成矿机制——以赣南 6722 铀矿床为例[J]. 矿床地质, 2001, 20(2): 129-136.
- [19] 章邦桐, 饶冰, 陈培荣, 等. 再论长英质隐爆角砾岩的气热流体溶浸成矿机制——隐爆角砾岩型铀矿床的稳定同位素地球化学证据[J]. 矿床地质, 2002, 21(3): 256-263.
- [20] 吴珍汉, 孟宪刚. 燕山陆内造山带金—多金属成矿作用与构造—成矿关系[M]. 北京: 地质出版社, 1989: 5-78.
- [21] 王正帮, 赵世勤, 罗毅. 燕辽成矿带西段火山盆地铀成矿条件及远景评价[M]. 北京: 地质出版社, 1997.
- [22] 王宝德, 牛树银, 孙爱群, 等. 河北省内生金矿找矿思路的再认识[J]. 地质与勘探, 2003, (1): 29-33.
- [23] 于玺卿, 陈旺, 李伟. 内蒙古大苏计斑岩型钼矿床地质特征及其找矿意义[J]. 地质与勘探, 2008, (2): 32-40.

DISCUSSION ON THE GENESIS OF URANIUM-MOLYBDENUM ORE DEPOSIT 460 IN GUYUAN, HEBEI PROVINCE

LIU Xue-wu, WANG Sheng-quan, FAN Bing-hong

(Tianjin North China Geological Exploration General Institute, Tianjin 300181, China)

Abstract: Ore deposit 460 is a large uranium-molybdenum deposit located at the the superimposition of multi-group fractures and volcanic apparatus. Uranium-molybdenum ore bodies occur in the sub-volcanic rock within the volcanic feeder and in the crypto-exploded breccia. Dissemination and stockwork are the main mineralization styles. The host rock is acidic. The ore bodies are characterized by mineral and alteration zoning and co-existing of high and low temperature minerals. S isotopes indicate that the ore materials are derived from the magmatic hydrothermal fluid and dominated by the crustal materials. The ore fluid is mainly meteoric water heated at depth. Genetically, the ore deposit is a hydrothermal deposit related to sub-volcanic rock.

Key Words: Ore deposit 460; sub-rhyolitic porphyry; hydrothermal crypto-exploded breccia; epithermal deposit; Hebei province