

大兴安岭呼中钼多金属矿床成矿流体特征及成矿机制

王升鹏¹, 杨倩倩¹, 齐忠友², 陈 晨¹, 王 童¹, 钱 鸿¹

(1. 成都理工大学地球科学学院, 四川 成都 610059; 2. 黑龙江省区域地质调查所, 黑龙江 哈尔滨 150080)

[摘 要]大兴安岭呼中镇钼多金属矿床产于早白垩世碎裂花岗岩中, 矿体形态似层状、脉状或透镜状。成矿阶段分为辉钼矿阶段、铜铅锌阶段、方解石阶段等 3 个阶段。本矿床中的包裹体主要有气液 H₂O 包裹体、气相 H₂O 包裹体、含子矿物 H₂O 包裹体、CO₂ 包裹体、CO₂-H₂O 包裹体等五大类。辉钼矿阶段均一温度为 209.2℃~413.4℃, 盐度 ω(NaCl_{eq}) 为 0.53%~16.53%, 平均值 7.3%, 属中低盐度, 成矿压力在 53.3~68.5 MPa, 相应的成矿深度为 2 052~2 807 m; 铜铅锌阶段为 191.5℃~351.0℃, 盐度 ω(NaCl_{eq}) 为 0.88%~34.24%, 平均值 3.96%, 属低盐度; 方解石阶段 207.2℃~233.5℃, 盐度 ω(NaCl_{eq}) 为 3.55%~4.18%, 平均值 3.77%, 为低盐度。从辉钼矿阶段到铜铅锌阶段再到方解石阶段, 温度及盐度逐渐降低。辉钼矿成矿压力在 53.3~72.9 MPa, 成矿深度为 2 052~2 807 m。成矿过程中发生了 CO₂-H₂O 不混溶作用, 这是导致辉钼矿沉淀的主要机制。矿床类型属中低温浅成热液型矿床。

[关键词]钼多金属矿床; 流体包裹体特征; 成矿机制; 大兴安岭

[中图分类号]P618.65; P618.2 **[文献标识码]**A **[文章编号]**1000-5943(2018)02-0118-06

大兴安岭呼中镇钼多金属矿床地属额尔古纳-兴安岭成矿带, 额尔古纳有色金属、金成矿带。区域上发现有一系列大型铜钼矿床, 如乌奴格吐山大型铜钼矿床(李诺等, 2007)、岔路口超大型钼矿床(吕克鹏等, 2010)等。大兴安岭呼中镇钼多金属矿床是 2007 年由黑龙江省区域地质调查所发现, 目前, 矿区研究程度较低, 前人仅对矿区地质特征及找矿标志等做过研究(王升鹏等, 2017), 而对于成矿流体的性质、物理化学条件及其演化过程缺乏研究, 本文在野外调查的基础上, 通过对流体包裹体的岩相学观察及显微测温研究, 以确定成矿流体的特征及演化, 分析成矿的机制, 从而为呼中镇钼多金属矿床的成因研究提供依据。

1 矿区地质背景

矿区内地层有侏罗系上统白音高老组(J₃b)酸性火山岩(图 1)。岩性主要为流纹岩, 呈灰白色、

浅灰色等, 斑晶主要为石英及斜长石组成, 斑晶占 10%~20%。岩石常发育有硅化和黄铁矿化。

矿区构造以断裂构造为主, NE 向和 EW 向断裂为主要构造格架, 西龙车埃河断裂呈北东向延伸, 在其南端被东西向断裂错断。由于受区域挤压应力作用, 矿区内的岩石多具碎裂构造, 节理裂隙较为发育。其中, 北东向断裂控矿明显, 成矿部位位于北东向西龙车埃河断裂与东西向断裂交汇处。

侵入岩有早寒武世斜长花岗岩、早白垩世碎裂花岗岩、花岗闪长岩和闪长玢岩岩脉(图 1)。其中, 早白垩世碎裂花岗与成矿关系最为密切, 出露于矿区中东部, 普遍发育硅化、钾长石化、黄铁矿化等, 其中, 又以黄铁矿化及硅化蚀变最为强烈、蚀变范围大(王升鹏等, 2017)。

钼多金属矿床产于早白垩世碎裂蚀变中细粒花岗闪长岩内, 受北东向构造-热液活动控制, 由十多条钼矿体及银铜铅锌矿体组成, 矿体间距多在 3~60 m, 各矿体总体走向为 NE 向, 倾向为 SE

向,倾角范围多在 $41^{\circ}\sim 54^{\circ}$ 。矿体多呈层状、似层状、脉状及透镜状(王升鹏等,2017)。金属矿物主要为辉钼矿、黄铁矿,其次有方铅矿、闪锌矿及黄铜矿等。脉石矿物主要为石英、长石,次有暗色矿物、白云母及绢云母等。矿石结构为自形、半自形、他形粒状结构。矿石构造有细脉浸染状构

造及团块状构造。

根据矿石的物质组成、矿物共生组合等特征,成矿期次分为热液期和表生期,热液期由早到晚又分为石英-钾长石-辉钼矿阶段(I阶段)、石英-黄铁矿-铜铅锌阶段(II阶段)、方解石-绿泥石阶段(III阶段)等3个成矿阶段(王升鹏等,2017)。

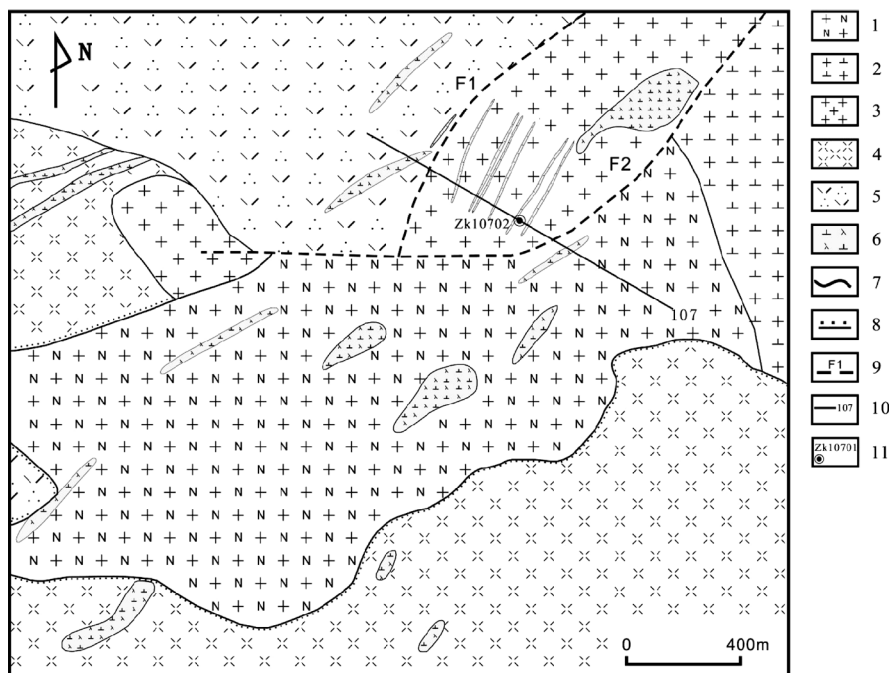


图1 大兴安岭呼中钼多金属矿床矿区地质图(据王升鹏等,2017)

Fig. 1. Geological map of Huzhong Mo polymetallic deposit in greater Kinnagan mountains

1—早寒武世斜长花岗岩;2—早白垩世细粒花岗闪长岩;3—早白垩世中细粒花岗岩;4—晚白垩世白音高老组流纹岩;5—晚白垩世白音高老组石英斑岩;6—闪长玢岩;7—地质界线;8—不整合界线;9—断裂及编号;10—勘探线及编号;11—钻孔位置及编号

2 样品采集与测试方法

用于流体包裹体分析的样品采自大兴安岭呼中钼多金属矿床各成矿阶段的脉石矿物,即I阶段的花岗岩中与辉钼矿密切共生的石英及石英脉、II阶段的石英-金属硫化物脉及III阶段方解石脉,总磨制包裹体薄片24件。

本次流体包裹体的镜下观察、照片采集及显微测温工作是在成都理工大学地球科学学院包裹体实验室完成的。采用 Nikon ECLIPSE50 I POL 偏光显微镜对包裹体进行镜下观察、采集照片及描述。采用 Linkam THMSG600 型冷热台对各阶段流体包裹体进行显微测温,仪器测温范围为 $-196^{\circ}\text{C}\sim 600^{\circ}\text{C}$,温度显示精度为 0.1°C ,控制稳定温度 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ 。测温过程中,升温或降温速率控制在 $0.5^{\circ}\text{C}\sim 20^{\circ}\text{C}/\text{min}$,临近相变点时升温或降温速率不超过 $1^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 。由于部分包裹体个体较

小,故对本分相变点(如冰点)进行反复测温,使得测试结果更加准确(吴波等,2010;赵磊等,2015)。

3 流体包裹体岩相学

岩相学观察结果表明,在石英及方解石等脉石矿物中发育大量包裹体,其形态多样、类型丰富(图2)。按室温(25°C)下的包裹体中各成分相态特征,将包裹体划分为气液 H_2O 包裹体、气相 H_2O 包裹体、极少量的含子矿物 H_2O 包裹体、 CO_2 包裹体、 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体五大类。

(1)气液 H_2O 包裹体:由水溶液相和气相组成,分为富液相和富气相。富液相的 H_2O 包裹体(图2a),存在于与成矿各个阶段,气相百分比小于40%,多为20%~5%,占包裹体总数的20%~30%,多呈星散状分布或带状分布,少数簇状或孤立状分布,形态多呈椭圆,少量负晶形及不规则状大小多为 $2\sim 15\ \mu\text{m}$ 之间,加热时,气泡缩小,均

一成液相;富气相 H₂O 包裹体(图 2b),存在于 I、II 阶段,占包裹体总数的 5%~10%,多呈星散状或孤立分布,气相充填度多为 80%~90%,形态多为椭圆,大小 10~30 μm,加热时气泡扩大,最终均一成气相。

(2)气相包裹体:存在于I、II阶段,包裹体中由单一气相组成(图 2c),并常与气液 H₂O 包裹体共存,孤立分布,形态多为椭圆,大小 10~30 μm。

(3)CO₂ 包裹体(CO₂):存在于 I 阶段,室温下,由气相 CO₂ 和液相 CO₂ 组成(图 2d),沿晶体间裂隙分布,为次生包裹体,形态多呈椭圆、似椭圆或不规则状,大小 5~20 μm,气相充填度 60%~90%,加热时,气泡扩大,均一到气相。

(4)CO₂-H₂O 包裹体:存在于 I、II 阶段,室

温下,由液相 H₂O、气相 CO₂ 和液相 CO₂ 组成(图 2e),多呈孤立状分布,少数呈簇状分布,形态多为椭圆,次有不规则状,大小 10~30 μm 不等,又可分为富 CO₂ 相的 CO₂-H₂O 包裹体(CO₂ 相充填度 60%~80%)和富 H₂O 相的 CO₂-H₂O 包裹体(CO₂ 相充填度 20%~40%),加热均一过程中,前者完全均一至 CO₂ 相,后者完全均一至 H₂O 溶液相。

(5)含子矿物 H₂O 包裹体:存在于 I、II 阶段,较为罕见。室温下,由气相、液相、一个或多个子矿物组成(图 2f)。多呈孤立状分布,形态不规则或次圆形,大小 3~14 μm 之间,所见的子矿物有石盐、钾盐。有的包裹体中含有 2~3 粒子矿物,主要为石盐,立方晶,次有钾盐子晶,多为椭圆形。

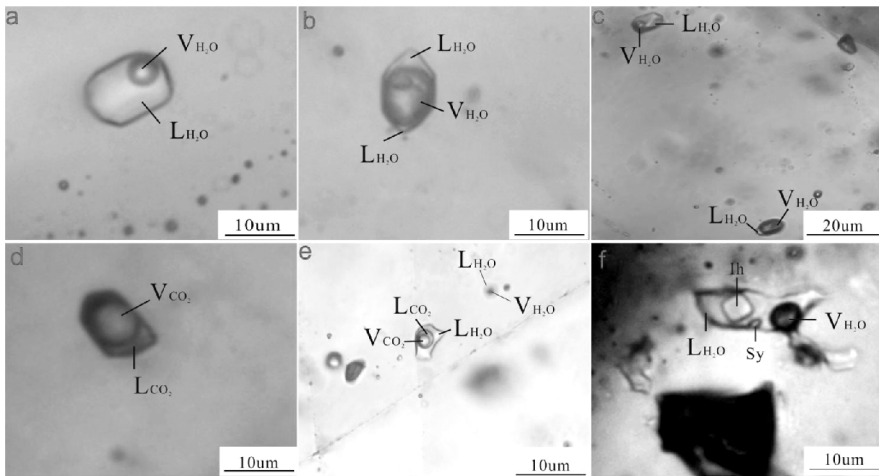


图 2 呼中钼多金属矿床常见包裹体类型(室温 10°C)

Fig. 2 Typical inclusions of Huzhong Mo polymetallic deposit

a—富液相 H₂O 包裹体;b—富气相 H₂O 包裹体;c—富液相与富气相 H₂O 包裹体共存;d—CO₂ 包裹体;e—CO₂~H₂O 包裹体与气液 H₂O 包裹体共存;f—含子晶多相包裹体;L_{H₂O}-液相 H₂O;V_{H₂O}-气相 H₂O;L_{CO₂}-液相 CO₂;V_{CO₂}-气相 CO₂;lh-石盐;Sy-钾盐

4 流体包裹体显微测温结果

在岩相学观察的基础上,本文选择了呼中镇钼多金属矿床三个成矿阶段花岗岩石英、石英脉及方解石中的气液 H₂O 包裹体、CO₂~H₂O 包裹体、含子矿物 H₂O 包裹体,利用均一法和冷冻法进行了包裹体显微温度测定,测温结果见表 1。

加热过程中,富液相 H₂O 包裹体气泡缩小,最终均一至液相,均一温度为 191.5°C~309.8°C,冰点温度为-0.3°C~-12.6°C,相应的盐度 ω(NaCleq)为 0.53%~16.53%;富气相 H₂O 包裹体加热过程中,气泡变大,最终均一至气相,

均一温度为 340.5°C~413.4°C,平均值 358.5°C。

对于 CO₂~H₂O 包裹体,先进行冷冻,冷冻至 CO₂ 固相形成后开始缓慢升温,CO₂ 固相最后融化温度在-56.8°C~-56.9°C;继续升温,CO₂ 笼形物最后融化温度为 7.4°C~7.8°C,根据 NaCl-H₂O-CO₂ 体系中水溶液盐度的公式(Bozzo A T et al., 1975; 刘斌等, 1999),求出相应的盐度 ω(NaCleq)为 1.23%~4.93%。继续升温,CO₂~H₂O 包裹体的部分均一温度为 30.7°C~30.9°C,部分均一到 CO₂ 气相,继续升温,富 CO₂ 相 CO₂~H₂O 包裹体最终均一为 CO₂ 气相,完全均一温度 296.1°C~335.2°C;而富 H₂O 相 CO₂~H₂O 包裹体在加热升温过程中,最终均一为 H₂O 溶液相,完全均一温度 296.2°C~303.2°C(表 1)。

表 1 呼中钼多金属矿床流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric results of fluid inclusion of Huzhong Mo polymetallic deposit

成矿阶段	样品编号	主矿物	包裹体类型 (测试个数)	干冰熔化温度 (°C)	冰点温度 (°C)	笼形物熔化温度 (°C)	CO ₂ 部分均一温度 (°C)	完全均一温度 (°C)	子矿物熔化温度 °C	盐度 ω(NaCl _{eq})/%
I 阶段	HZ-2	石英	富液相 H ₂ O 包裹体(5)	-2.4 ~ -5.5	—	—	—	209.2 ~ 287.8(L)	—	4.03 ~ 8.55
			富气相 H ₂ O 包裹体(3)	—	—	—	—	340.5 ~ 346.7(G)	—	—
	HZ-3	石英	富液相 H ₂ O 包裹体(3)	-4.9 ~ -5.1	—	—	—	296.5 ~ 297.8(L)	—	7.73 ~ 8.00
			富气相 H ₂ O 包裹体(4)	—	—	—	—	345.7 ~ 413.4(G)	—	—
			富液相 H ₂ O 包裹体(19)	-0.3 ~ -12.6	—	—	—	212.8 ~ 309.8(L)	—	0.53 ~ 16.53
II 阶段	HZ-10	石英	CO ₂ ~ H ₂ O(3)	-56.8 ~ -56.9	—	7.4 ~ 7.8	30.7 ~ 30.9	295.5 ~ 335.2(L)	—	4.26 ~ 4.98
			富气相 H ₂ O 包裹体(7)	—	-1.1	—	—	229.2 ~ 274.3(L)	—	1.91
	HZ-13	石英	富液相 H ₂ O 包裹体(20)	—	-0.5 ~ -2.4	—	—	191.5 ~ 308.1(L)	—	0.88 ~ 4.03
			富气相 H ₂ O 包裹体(1)	—	—	—	—	351.1(G)	—	—
			含子矿物包裹体(1)	—	—	—	—	267.4(L)	82.2	34.24
HZ-17	石英	富液相 H ₂ O 包裹体(7)	—	-0.5 ~ -12.7	—	—	209.4 ~ 265.5(L)	—	0.88 ~ 4.80	
		富气相 H ₂ O 包裹体(1)	—	—	—	—	320.5(G)	—	—	
III 阶段	HZ-13	方解石	富液相 H ₂ O 包裹体(10)	-56.8	—	9.4	30.6	303.2(L)	—	1.23
			富液相 H ₂ O 包裹体(10)	—	-2.2 ~ -2.8	—	—	207.2 ~ 233.5(L)	—	3.55 ~ 4.18

注:测温数据来自成都理工大学地球科学学院包裹体实验室;(G)代表均一至气相;(L)代表均一至液相;“—”为无分析数据项。

表 2 I 阶段 CO₂-H₂O 包裹体均一压力计算

Table 2 Homogenization temperature of CO₂-H₂O inclusion in stage I

样号	类型	水合物溶化温度	部分均一温度	部分均一相态	Th(°C)	完全均一相态	P/bar	d	vm	xNaCl	f(CO ₂)	X _{CO₂}
ZH-23	富 H ₂ O 相	7.6	30.8	气相 CO ₂	295.5	液相 H ₂ O	685.3	0.843	24.282	0.013	0.28	0.072
	富 CO ₂ 相	7.8	30.9	气相 CO ₂	296.1	气相 CO ₂	533.0	0.400	93.974	0.003	0.95	0.751
富 CO ₂ 相	富 CO ₂ 相	7.4	30.7	气相 CO ₂	335.2	气相 CO ₂	729.0	0.416	81.931	0.006	0.91	0.608

注:P为包裹体均一压力(MPa);T_n为包裹体均一温度(°C);xNaCl为NaCl摩尔分数;V_m为包裹体的摩尔体积(cm³·mol⁻¹);f(CO₂)为CO₂相体积分数;X_{CO₂}为CO₂的摩尔分数。

含子矿物包裹体由于含量少,个体小,仅测得一个数据,其子矿物融化温度为 82.2℃,完全均一温度为 276.4℃,完全均一至液相,查表 (Hall D L et al., 1988) 可得盐度 ω (NaCleq) 为 34.24%。

5 讨论

5.1 成矿流体演化

从成矿阶段来看, I 阶段气液 H₂O 包裹体均一温度的峰值分别为 280℃~320℃ 和 340℃~360℃ (图 3), 盐度 ω (NaCleq) 为 0.53%~16.53%, 平均值 7.3%, 峰值 4%~8%。然而在石英中, CO₂~H₂O 包裹体完全均一温度为 295.5℃~335.2℃, 与气液 H₂O 包裹体均一温度 280℃~320℃ 的峰值大致相对应, 推测辉钼

矿成矿流体温度范围在 280℃~320℃, 而 340℃~360℃ 的温度峰值为富气相的气液 H₂O 包裹体的均一温度, 推测成矿流体早期发生了沸腾或气化, 且处于一个相对封闭的环境下, 气体无法逸散。

II 阶段气液 H₂O 包裹体均一温度范围在 191.5℃~351.0℃, 平均值 244.6℃, 峰值 250℃~270℃。盐度 ω (NaCleq) 范围在 0.88%~34.24%, 平均值 3.96%, 峰值 3%~4% (表 1, 图 3)。

III 阶段气液 H₂O 包裹体均一温度变化范围为 207.2℃~233.5℃, 平均值 225.7℃, 峰值 220℃~230℃, 盐度 ω (NaCleq) 为 3.55%~4.18%, 平均值 3.77%, 峰值 3%~4% (表 1, 图 3)。

从 I 阶段至 III 阶段, 成矿流体温度、盐度逐渐降低, 具有从中高温中低盐度向中低温低盐度方向的演化特征。

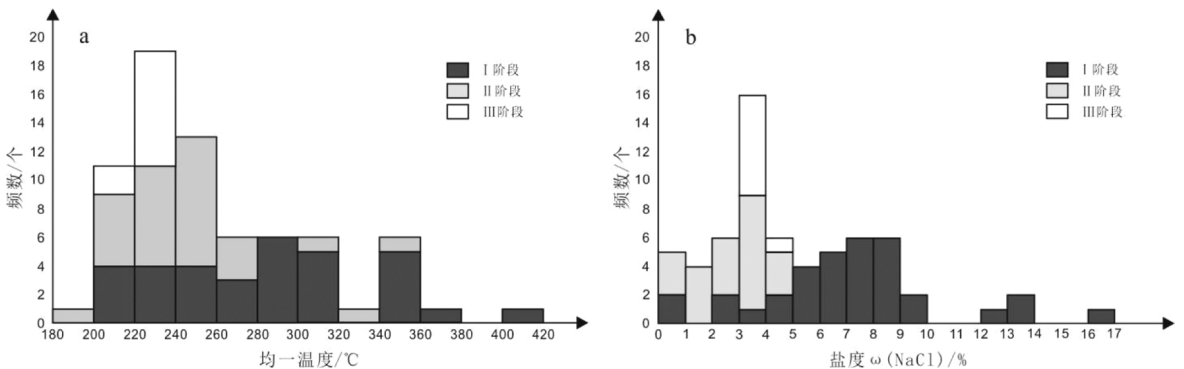


图 3 大兴安岭呼中钼多金属矿床气液 H₂O 包裹体均一温度及盐度直方图

Fig. 3 Histogram of homogenization temperature and salinity of gas and liquid H₂O inclusion of Huzhong Mo polymetallic deposit in greater Kinngan mountains

a—各阶段气液 H₂O 包裹体均一温度直方图; b—各阶段气液 H₂O 包裹体盐度直方图

5.2 流体压力

近年来, CO₂~H₂O 包裹体测压法作为一种重要的地质压力计, 在矿床成矿压力研究中受到了普遍的使用 (卢焕章等, 2004), 本文采用 CO₂-H₂O-NaCl 体系包裹体均一压力的计算方法 (刘斌等, 1999; 李葆华等, 2010, 2014), 求出了 I 阶段石英中 CO₂~H₂O 包裹体的均一压力 (表 2), 均一压力变化范围为 53.3~72.9MPa, 平均值 64.91 MPa。

目前, 研究矿床成矿深度主要是通过地质学方法进行定性测算和通过温度、压力梯度进行定量计算 (陈静等, 2012)。李葆华等 (1991) 认为静岩压力是在地下围岩柱的密度和与包裹体捕获时

所处的深度所决定的压力, 如在深度 h 米处, 上覆岩性的密度为 $d_{岩}$ (g/cm³), 则其单位面积 (cm²) 所受的岩体压力应为:

$$\begin{aligned}
 P_{静岩} &= d_{岩} \cdot h \times 10^{-1} \text{ Kg} \cdot \text{cm}^{-2} \\
 &= d_{岩} \cdot h \times 10^{-1} \times 0.968 \text{ atm} \\
 &= d_{岩} \cdot h \times 10^{-1} \times 0.98 \text{ bar}
 \end{aligned}$$

1 kg · cm⁻² = 0.968 atm = 0.98 bar, 若地壳岩石的平均密度取 2.65 g/cm³, 则每加深一公里, 静岩压力增加 257 大气压 (或 260 bar)。利用上述公式得出辉钼矿形成深度 h 约为 2 052~2 807 m, 平均值 2 499 m。

5.3 流体的不混溶性与成矿

在辉钼矿成矿阶段, 石英中气液 H₂O 包裹

体、CO₂包裹体、CO₂-H₂O包裹体局部存在共生的现象,指示它们是因为流体发生了不混溶作用而形成的(李葆华等,2010,2014),表明了成矿热液流体相有分离现象(陈璠等,2009)。石英中富H₂O相CO₂-H₂O包裹体在加热升温过程中,完全均一至水溶液相,而富CO₂相CO₂-H₂O包裹体在加热时,完全均一至CO₂气相(表2)。根据刘斌等(1999,2000)计算两类包裹体的完全均一温度的偏差值公式:

$$\delta_{th} = |t_{h1} - t_{h2}| / t_{h1} \approx 0.007 < 0.1$$

式中 t_{h1} 为富 H₂O 相 CO₂-H₂O 包裹体完全均一温度的平均值; t_{h2} 为富 CO₂ 相 CO₂-H₂O 包裹体完全均一温度的平均值。

根据完全均一压力偏差值公式(刘斌等,1999,2000):

$$\delta_p = |P_1 - P_2| / P_1 \approx 0.08 < 0.2$$

式中 P_1 为富 H₂O 相 CO₂-H₂O 包裹体完全均一压力的平均值; P_2 为富 CO₂ 相 CO₂-H₂O 包裹体完全均一压力的平均值。更进一步证明了两类包裹体为同一时期的 CO₂ 与低盐水发生不混溶作用而捕获的流体包裹体组合。

区域资料显示,晚侏罗-早白垩世蒙古-鄂霍次克洋最终关闭(曾维顺等,2014;黄始琪等,2016),本区发生了强烈的构造-岩浆活动,由花岗岩浆分异出的中温、中低盐度且含 CO₂ 的成矿流体,当其运移至花岗岩岩体发育的裂隙中时,由于压力的降低,导致 CO₂ 在成矿溶液中溶解度的降低,并发生 CO₂-H₂O 不混溶作用(吴大伟等,2015)。Roedder 等(1985)认为不混溶引起矿质的沉淀比沸腾更加有效。有 CO₂ 的参与能改变成矿流体的性质,能促进流体发生相分离,导致成矿流体中 CO₂ 气体的大量逸出,致使流体中成矿物质溶解度下降,金属矿物沉淀成矿。

6 结论

(1)样品中的包裹体类型有气液 H₂O 包裹体、气相 H₂O 包裹体、含子矿物 H₂O 包裹体、CO₂ 包裹体、CO₂-H₂O 包裹体等五大类。成矿过程中,从Ⅰ阶段到Ⅲ阶段,成矿流体温度、盐度逐渐降低,具有从中高温中低盐度向中低温低盐度方向的演化特征,矿床类型属中低温浅成热液型矿床。

(2)辉钼矿成矿压力在 53.3 ~ 72.9 MPa, 平均值 64.91 MPa, 成矿深度 h 约为 2 052 ~

2 807 m, 平均值 2 499 m。

(3)CO₂-H₂O 不混溶作用的发生,促进流体发生相分离,导致成矿流体中 CO₂ 气体的大量逸出,致使流体中成矿物质溶解度下降,流体中成矿元素溶解度下降,辉钼矿等金属硫化物沉淀,并逐步富集成矿。

【参考文献】

- Bozzo A T, Hsiao-Sheng C, Kass J R et al. 1975. The properties of the hydrates of chlorine and carbon dioxide [J]. Desalination, 16 (3): 303-320.
- 陈璠, 杜定全, 孙士军, 等. 2009. 贵州从江地虎一九金星矿流体包裹体研究 [J]. 贵州地质, 26(02): 125-128.
- 陈静, 孙丰月, 何书跃, 等. 2012. 黑龙江三道湾子金矿床流体包裹体特征及矿床成因分析 [J]. 黄金地质, 33(1): 8-14.
- Hall D L, Sterner S M, Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions [J]. Econ Geol, 83: 197-202.
- 黄始琪, 董树文, 胡健民, 等. 2016. 蒙古-鄂霍茨克构造带的形成与演化 [J]. 地质学报, 90(9): 2192-2205.
- 李葆华. 1991. 包裹体 [M]. 成都: 成都理工大学. 1-187.
- 李葆华, 顾雪祥, 付绍洪, 等. 2010. 贵州水银洞金矿床成矿流体不混溶的包裹体证据 [J]. 地学前缘, 17(2): 286-294.
- 李葆华, 李雯霞, 顾雪祥, 等. 四川丹巴燕子沟金矿床成矿流体不混溶的流体包裹体证据 [J]. 地学前缘, 2014, 21(5): 41-49.
- 李诺, 孙亚莉, 李晶, 等. 2007. 内蒙古乌奴格吐山斑岩铜钼矿床铼钼等时线年龄及其成矿地球动力学背景 [J]. 岩石学报, 23(11): 2881-2888.
- 刘斌, 沈昆. 1999. 流体包裹体热力学 [M]. 北京: 地质出版社, 1-290.
- 刘斌, 朱思林, 沈昆. 2000. 流体包裹体计算热力学参数计算软件及算例 [M]. 北京: 地质出版社, 1-252.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 等. 2004. 流体包裹体 [M]. 北京: 科学出版社. 1-487.
- 吕克鹏, 韩龙, 张佳男. 2010. 岔路口钼矿床地质特征及找矿标志浅析 [J]. 黑龙江科技信息, (21): 31.
- Roedder E. Fluid Inclusion (I) [M]. 1985. Translated: Lu H Z, et al. Changsha: Central South University of Technology Press. 1-487.
- 王升鹏, 齐忠友, 杨倩倩. 2017. 黑龙江省呼中铜钼矿床地质特征及找矿标志 [J]. 云南地质. 36(4): 485-489.
- 吴波, 陈国勇. 2010. 贵州纳雍水东铅锌矿床石英包裹体特征及成矿温度研究 [J]. 贵州地质, 27(02): 100-105.
- 吴大伟, 李葆华, 杜晓飞, 等. 2015. 四川雪宝顶钨锡铍矿床流体包裹体研究及其意义 [J]. 矿床地质, 34(4): 745-756.
- 赵磊, 杨忠琴, 贺永忠, 等. 2015. 贵州省务川-沿河地区萤石矿床流体包裹体特征 [J]. 贵州地质, 32(03): 196-202.
- 曾维顺, 周建波, 董策, 等. 2014. 蒙古-鄂霍茨克洋俯冲的记录: 额尔古纳地区八大关变质杂岩的证据 [J]. 岩石学报, 30(7): 1948-1960.

Metallogenic Fluid Characteristics and Metallogenic Mechanism of Huzhong Mo Polymetallic Deposit in Greater Khingan Mountains

WANG Sheng-peng, YANG Qian-qian, QI Zhong-you, CHEN Chen, WANG Tong, QIAN Hong

(1. College of Earth Science, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China;
2. Heilongjiang Regional Geological Survey, Haerbin 150080, Heilongjiang, China)

[Abstract] Huzhong Mo polymetallic deposit in greater Khingan mountains occurred in the early Cretaceous cataclastic granite. The orebody is stratoid, vein and lentoid. The metallogenic stage is divided into 3 stages: molybdenite stage, copper-lead-zinc stage and calcite stage. The inclusion of this deposit can be divided into H₂O inclusion, pure gas phase inclusion, daughter mineral bearing H₂O inclusion, CO₂ inclusion, CO₂-H₂O inclusion. During the molybdenite stage, the inclusion's homogenization temperature vary from 209.2°C to 413.4°C, the salinity vary from 0.53% to 16.53%, 7.3% average, middle-low salinity. The ore-forming pressure vary from 53.3MPa to 68.5MPa and the metallogenic depth is 2052 to 2807m, during the copper-lead-zinc stage, the temperature vary from 191.5°C to 351.0°C, the salinity vary from 0.88% to 34.24%, 3.96% average, low salinity. During the stage of calcite, the temperature vary from 207.2°C to 233.5°C, the salinity vary from 3.55% to 4.18%, 3.77% average, low salinity. The temperature and salinity is gradually decrease from the molybdenite stage to the calcite stage. The metallogenic pressure of molybdenite is 53.3MPa to 72.9MPa, the depth is 2052 to 2807m. During the mineralization, the immiscibility of CO₂-H₂O is the main mechanism leading to the precipitation of molybdenite. The deposit belongs to a middle-low temperature and epithermal deposit.

[Key words] Mo polymetallic deposit; Liquid inclusion characteristics; Metallogenic mechanism; Greater Khingan mountains