

金堆城钼矿床成矿流体包裹体及稳定同位素研究*

刘孝善 孙晓明

(南京大学地球科学系)

通过矿物包裹体及稳定同位素研究,表明本矿成矿温度及压力都很低;成矿热液的盐度也较低,且从早期到晚有明显降低;成矿热液早期富 K^+ ,以岩浆水为主,中晚期富 Ca^{2+} 和 HCO_3^- ,有大气降水加入。

关键词: 钼矿床; 流体包裹体; 稳定同位素; 陕西

位于华北地台西南缘的陕西金堆城钼矿,是我国著名的钼矿开采基地,长期以来有许多地质学家对它进行了详细的研究,取得了许多成果。但是,对流体包裹体及稳定同位素的研究尚显不足。笔者通过野外工作及室内测试研究,得出对上述问题的一些新认识,特总结于后。

矿脉特征简述

矿区出露地层主要为中元古界熊耳群,其岩性主要是各种安山岩。与钼矿有关的岩体为金堆城花岗斑岩岩株。矿化时代为燕山期。本矿床的矿脉呈网脉状,一般为30条/ m^2 ,笔者观察到最多可达73条/ m^2 。脉体产状主要为:倾向 $0^\circ\sim 45^\circ$ 、 $315^\circ\sim 360^\circ$;倾角主要为 $40^\circ\sim 80^\circ$ (图1)。脉宽一般10~20cm,但亦可达到1m以上。脉体相互穿插现象普遍(图2、3)。按矿脉的相互穿插及矿物共生组合大致可将其分为3期:

① 成矿期前矿脉:以钾长石和石英为主要矿物,亦有少量萤石和黄铁矿等硫化物。

② 成矿期矿脉:以辉钼矿、黄铁矿等硫化物和石英等为主要组成矿物,主要有辉钼矿—石英脉、辉钼矿—黄铁矿—石英脉、石英—硫化物脉、硫化物脉等。辉钼矿可在脉体两侧出现,亦可呈条带状及浸染状出现

于脉中。

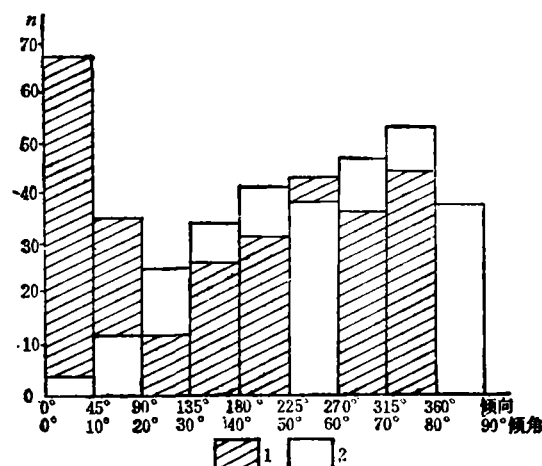


图1 金堆城钼矿脉体产状直方图

1—倾向; 2—倾角

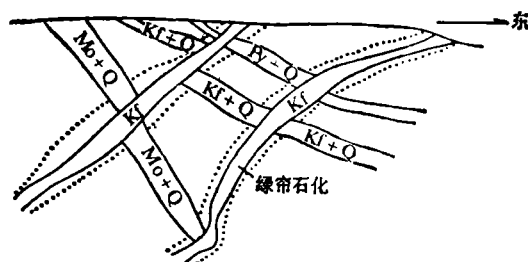


图2 1230m采台局部脉体相互穿插素描

图(围岩为安山岩)

Kf—钾长石, Mo—辉钼矿, Q—石英, Py—黄铁矿;

* 国家自然科学基金资助项目。

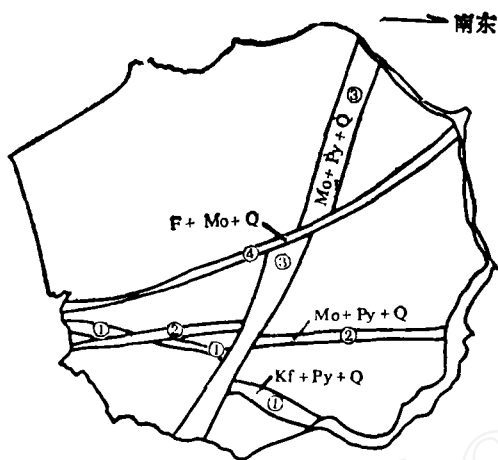


图3 1200m采台局部脉体相互穿插素描图
Kf—钾长石, Mo—辉钼矿, Q—石英, Py—黄铁矿, F—萤石

③ 成矿期后矿脉: 脉中出现绿泥石、方解石等低温矿物组合, 大致有方解石脉、方解石—石英脉及较宽的石英脉等。

但是, 本矿脉的形成具有多期多阶段的特点, 上述分期方案中的后期矿脉常可为早期矿脉所切割, 且在同一脉体中亦有随脉体的延伸而改变其中矿物组合的现象。

流体包裹体

1. 包裹体特征

原生包裹体一般为不规则状, 但次生包裹体一般较规则, 呈石英和萤石等透明矿物的负晶形, 且有沿晶体某一结晶方向 (一般为最大延长方向) 定向排列的现象。包裹体大小一般 $5 \times 5 \mu$ 到 $10 \times 10 \mu$, 大者可达 $25 \times 25 \mu$ 。常可见到 CO_2 包裹体。镜下大量包裹体薄片观察未见子矿物。包裹体一般无色, 有时稍带紫红色。包裹体中气液比由早期到晚渐低。成矿期前矿脉为 20~40%; 成矿期矿脉 10~15%; 成矿期后矿脉 5%。

2. 成矿温度的测定

对各期脉体中石英的形成温度进行了均一法测定, 结果表明从成矿前到成矿后, 其

形成温度虽有较大的重迭, 但有明显的降低趋势 (图4)。成矿期前矿脉均一温度为 220~370℃ (共 15 个数据), 平均 279℃, 峰值为 300~310℃; 成矿期矿脉均一温度为 137~254℃ (共 43 个数据), 平均 193℃, 峰值 210~220℃; 成矿期后矿脉均一温度为 90~202℃ (共 34 个数据), 平均 135℃, 峰值为 110~130℃。因而本矿床成矿温度较低, 一般 $< 250^\circ\text{C}$ 。

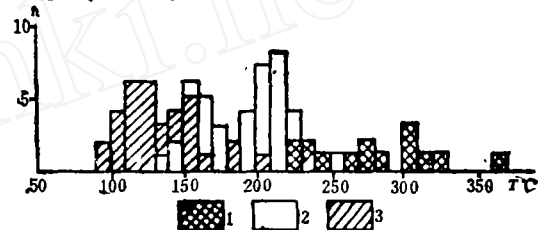


图4 金堆城钼矿各期脉体温度直方图

1—成矿期前矿脉; 2—成矿期矿脉; 3—成矿期后矿脉

3. 成矿压力的测定

测定了石英 CO_2 包裹体的部分均一温度及其共生的流体包裹体的均一温度, 运用 B. K. 普尔托夫 (B.K. Пуртов) 提出的 CO_2 比容法求得本矿成矿压力为 80~160 bar (表1)。同时采用石英包裹体气相色谱测定结果, 得到成矿压力为 170~380 atm (表2), 具体计算法见 [2]。这表明本矿床成矿压力较低。

4. 成矿盐度的测定

大量镜下观察表明, 流体包裹体中不存在子晶, 说明本矿成矿热液盐度较低, 一般 $< 23\%$ 。冷冻台上用液氮测定了各期包裹体中液相结冰温度, 并由此换算成各期热液的盐度, 亦表明成矿热液盐度较低, 且从早到晚有明显降低趋势 (表3)。

5. 成矿热液的主要组成及其演化规律

对石英流体包裹体中的气相进行了气相色谱测定, 结果见表 2。由表 2 可知, 从早期到晚期, 热液中 CO_2 及 CH_4 有下降的趋势, 但水蒸汽含量则逐渐升高, 表明由于大

CO₂包裹体测定求得成矿压力

表 1

编 号	汽 液 比 (%)	大 小 (μ)	形 状	部分均一温度 ($^{\circ}\text{C}$)	均一温度* ($^{\circ}\text{C}$)	成矿压力 (bar)
MoO3-1	15	8×10	规则状	10	222	110
MoO3-2	20	15×20	规则状	10	222	160
MoO3-3	15	12×15	不规则状	11	222	100
J ₁₂₀₀₄₀	10	12×25	不规则状	21	204	80

* 根据与CO₂包裹体共生的流体包裹体平均。

各期脉体中石英包裹体的气相色谱测定

表 2

期 次	编 号	H ₂ O(l) (mg/100g)	CO ₂ (g) (ml/100g)	CH ₄ (g) (ml/100g)	成矿压力 (atm)
成 矿 期 前	J118813	161.9	24.34	7.4	380
成 矿 期	J121033	190.43	10.39	4.57	220
	J121006	233.04	11.19	5.29	210
成 矿 期 后	J121034	237.9	10.38	3.15	180
	J120040	251.84	14.61	4.91	175
	J118825	208.75	15.26	0.97	190

各期脉体中石英包裹体液相盐度测定

表 3

期 次	编 号	数 据 个 数	冰 点 ($^{\circ}\text{C}$)	密 度	盐 度* (%)
成 矿 期 前	J118813	1	-14.00	1.13	18.00
	B20	3	-15.27	1.15	19.00
	J124009	2	-13.50	1.13	17.25
成 矿 期	J118819	4	-9.8	1.11	13.78
	J117603	4	-10.00	1.11	13.93
	J122024	4	-11.1	1.11	15.13
	J121033	6	-10.67	1.11	14.63
成 矿 期 后	J118860	2	-10.6	1.11	14.55
	B17	2	-8.2	1.08	11.75
	J120040	3	-6.17	1.07	9.17

* 仪器未经校正, 只作相对值。

气降水的加入, 成矿热液越来越充沛。

对各期脉体中石英流体包裹体中液相进行了各种阴阳离子含量的测定, 实测值经过换算得到包裹体液相成分实际含量(表4), 计算过程从略。表4中可见各期热液均富Ca²⁺、HCO₃⁻及SO₄²⁻, 另外K⁺、Na⁺、F⁻、Cl⁻亦较多。包裹体液相成分分析目前只能测出其中的SO₄²⁻, 但可认为其中S亦可以HS⁻及H₂S等形式存在, 实际上其气相色谱分析也

表明有较高的H₂S存在。必须指出, 因为SO₄²⁻含量测定采用BaSO₄比浊法, 其误差较大, 同时大气中CO₂等的影响, 使采用滴定法测定的HCO₃⁻含量有一定的误差。

综合表4中各期矿脉石英包裹体液相成分, 大致可以得到下列演化规律:

(1) 从早到晚, K⁺有明显的降低, 而Na⁺则无明显变化(图5)。K⁺含量从早期到中晚期降低, 与早期钾长石—石英脉中大

表 4

各期脉体中石英包体液相成分实际含量 (ppm)

期次	编号	K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺	Cu ²⁺	Zn ²⁺	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	SO ₄ ²⁻	稀释倍数
成矿期前脉	J121003-2	1235.33	11735.64	247.1	1729.5	988.26	247.07	22235.9	3839.5	10500.3	5064.9	6176.1	12353
	J120038	2607.92	3294.21	1235.3	549.0	137.26	—	30883.3	4392.3	4117.8	54903.6	15098.5	13726
	J122016	2717.73	22235.94	247.1	1358.9	1111.8	—	16059.3	3829.5	10500.3	11241.5	13588.6	12353
	J122006	864.73	2717.73	123.5	494.1	123.5	49.41	12353.3	1729.5	1482.4	1853.0	6176.7	12353
	J118806	4174.72	4329.35	1700.8	2628.5	—	—	92771.6	8504.1	2783.2	125241.6	38654.8	10737
	J123029-1	2455.84	19363.4	188.9	2928.1	377.8	113.35	15112.9	188.9	3589.3	2738.2	25030.7	9446
成矿期脉	J122017	6328.52	17663.2	755.6	377.8	661.2	255.0	1889.1	2550.3	1416.8	3211.5	44016.3	9446
	J121006	3660.15	16765.8	472.3	826.5	472.3	519.5	20307.9	21488.6	3069.8	23988.07	17120.1	11806
	J132029	755.64	7839.8	566.7	377.8	1133.5	188.9	19835.7	5572.9	7556.4	33720.6	14168.3	9446
	J123015	944.56	3117.0	755.6	188.9	94.5	—	55728.8	3589.3	1389.1	62812.9	4250.5	9446
	J121029-2	2266.93	8028.7	1039.01	—	—	—	36365.4	9917.8	14168.3	47888.9	7556.4	9446
	J120036-1	1889.11	7178.6	1133.47	377.8	—	—	59979.2	7367.5	17001.9	79153.7	6611.9	9446
	J120026	674.68	3103.5	134.3	269.9	3103.5	674.68	10525.0	1889.1	1349.4	944.6	8096.2	13493.6
	J122052	661.19	6800.8	944.6	188.9	188.9	—	47227.15	2550.3	9445.6	49966.9	9084.16	9446
	J122024	566.73	7367.5	1133.5	188.9	283.4	—	43172.3	3022.6	1889.1	53751.3	11806.9	9446
	J122018	4540.41	16443.6	859.0	2208.9	122.7	417.23	19634.2	13498.5	1595.3	10798.8	6381.11	12271
成矿期后脉	J123029-2	1374.39	8160.4	85.9	515.4	85.9	60.13	12884.9	3607.8	1450.3	1030.8	2147.49	8590
	J120036-2	1181.12	3865.5	1073.75	859.0	—	—	67860.7	3328.6	2362.2	64532.1	16106.2	10737
	J118853	1288.49	1374.4	1030.79	515.4	—	—	63136.2	1717.9	1717.9	84697.0	15032.4	8590
	J121034	859.00	3006.5	773.10	1460.2	—	—	59700.2	4724.5	2147.5	73014.7	22763.4	8590
	J120040	1073.75	4490.2	683.3	390.5	—	—	55834.8	3123.6	1464.2	68329.2	13177.8	9761
	J122049-1	859.00	9191.3	1030.8	343.6	944.9	171.8	41403.6	2920.6	3006.5	50337.2	12884.9	8590

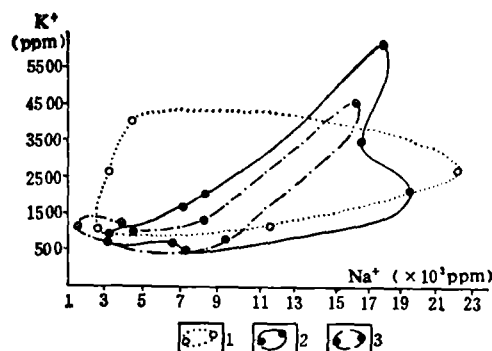


图 5 各期脉体石英包裹体液相K⁺及Na⁺变化图

1—成矿期前矿脉, 2—成矿期矿脉, 3—成矿期后矿脉

量钾长石的结晶及围岩中钾长石化相吻合, 同时K⁺的降低亦可使反应 $K_2MoS_4 + FeO + H_2O \xrightarrow{pH < 7} MoS_2 \downarrow + FeS_2 \downarrow + 2KOH$ 向右进行, 从而在成矿期矿脉中出现大量的辉钼矿及黄铁矿, 有利于辉钼矿的沉淀。

(2) 从早到晚期, 石英包裹体液相中HCO₃⁻及Ca²⁺含量虽然变化范围较大, 但逐渐升高的趋势仍很明显(图6)。Ca²⁺升高的原因, 一方面可能是钾化使围岩如安山岩及杏仁状安山岩中CaO降低而迁移到成矿热液中(表5), 另一方面熊耳群中上部可见到条带状白色大理岩层, 其中CaO可达到28.4%, 当成矿热液经过这些地层时, 即可将其中方解石等溶解而使Ca²⁺在溶液中的含量升高。HCO₃⁻的升高可能主要由于大气降水的加入。

各期脉体中石英包裹体液相成分的分析结果, 给我们提供了金堆城钼矿成矿元素迁移方式的某些信息。在岩浆结晶晚期, 大量的挥发份集中, Mo可与F形成络合物MoF₆, 因为其熔点只有35℃, 因而它通常以气相迁移。矿体中许多裂隙两侧常见有辉钼矿附着, 这可能是MoF₆呈气相迁移, 条件改变引起其分解而结晶的。成矿热液中SO₄²⁻的大量存在、气相色谱分析表明, 其气相中有

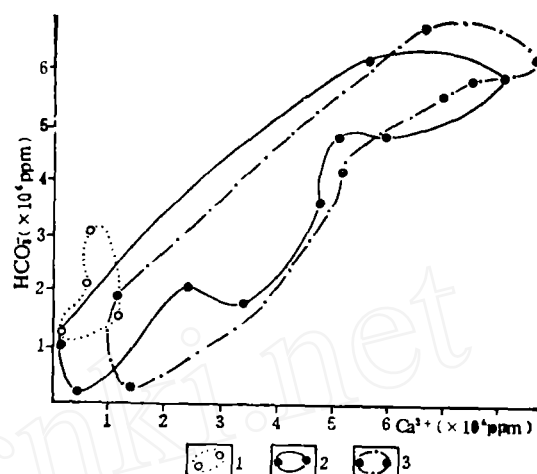


图 6 各期脉体石英包裹体液相中HCO₃⁻及Ca²⁺变化图

1—成矿期前矿脉, 2—成矿期矿脉, 3—成矿期后矿脉

较高的H₂S以及矿脉中大量的黄铁矿等硫化物出现, 均表明成矿热液中 f_{S_2} 较高。实验表明, 钼的卤化物在 f_{S_2} 较高时很不稳定, 加之本矿成矿热液中F⁻、Cl⁻等卤素离子并不占主导地位, 故本矿成矿元素以卤化物的形式迁移的可能性并不大, 而可能主要以络合物Na₂MoS₄、K₂MoS₄(早期)及H₂MoS₄(晚期)的形式迁移。另外溶液中HCO₃⁻的大量存在亦不排除Mo⁶⁺以CO₃²⁻或HCO₃⁻络合物迁移的可能性。HCO₃⁻的大量存在可使溶液中Mo⁶⁺保持到300℃以下沉淀^[3]。同时本矿成矿热液以富Ca²⁺为特征, 据D.Nerman及N.R.Smith研究, Ca²⁺在热液中大量地存在时, 可与MoO₄²⁻相结合形成CaMoO₄, 此种化合物的溶解度远比辉钼矿为大, 这样即可阻止辉钼矿的沉淀^[1]。因而本矿床成矿温度一般较低。另外, 成矿晚期 f_{O_2} 升高, 大量大气降水加入, Mo⁶⁺亦可以MoO₄²⁻或[(K, Na)₂MoO₄]迁移。

稳定同位素特征

对本矿稳定同位素组成的详细研究资料, 分述如下:

安山岩及钾化安山岩岩石化学对比表

表 5

岩 石	编 号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
安 山 岩	J120020	57.96	1.37	14.68	4.01	4.91
安 山 岩	J121016	63.78	1.12	13.26	4.34	2.90
杏仁状安山岩	J124026	60.42	1.82	13.28	4.25	2.96
钾化安山岩	J122031	64.52	1.01	12.49	4.05	2.91

岩 石	编 号	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
安 山 岩	J120020	0.21	3.66	3.02	3.06	4.74	0.46
安 山 岩	J121016	0.15	1.64	3.13	2.46	4.58	0.39
杏仁状安山岩	J124026	0.25	2.57	6.14	1.39	2.85	0.38
钾化安山岩	J122031	0.15	1.5	2.95	2.05	5.29	0.31

1. 氧、氢同位素组成 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ 、 $\delta\text{D}\text{‰}$

各期脉体中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值及相应的与之达到同位素平衡的成矿热液的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值列于表6。从表6可知,成矿前到成矿后,成矿热液的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值有规律地下降,早期以岩浆水为主,晚期则以大气降水为主。早期矿脉中石英形成时的热液 $\delta^{18}\text{O}$ 稍低于岩浆水,而晚期热液的 $\delta^{18}\text{O}$ 则与张理刚等提出的中生代东秦岭大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-11\sim-12\text{‰}$ 相似。从早期到晚期,各期脉体中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值没有规律性的变化。

对石英中气液包裹体的氢同位素 δD 测定亦得到了同样的结果(表7),成矿期前热液接近岩浆水,而成矿期后,则相似于大气降水。

将测定的石英包裹体液相 δD 值及相应的热液 $\delta^{18}\text{O}$ 值投到图7,可见到成矿期前热液主要为岩浆水,而成矿期后热液则落在大气降水的范围。

2. 碳同位素组成 $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$

对成矿后石英-方解石脉中的方解石,测定了其 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值(表8)。同时还根据方解石与水 $\delta^{18}\text{O}$ 相平衡公式,换算了热液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。由表8可知,本矿方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围不大,从 -4.5‰ 到 -6‰ 。Ohmoto等认为:当方解石与黄铁矿共生时,矿化热液中 f_{S_2} 及 f_{CO_2} 制约了从热液中结晶

各期脉体中石英 $\delta^{18}\text{O}$ 及其平衡的热液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值

表 6

期次	编 号	温 度 峰 值($^{\circ}\text{C}$) ^①	石 英 $\delta^{18}\text{O}$ 值(‰)	热 液 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ^② (‰)
成 矿 期 前	J118813	310	+9.7	+3.16
	J120038	310	+9.87	+3.33
	J122016	310	+9.77	+3.23
成 矿 期	J118819	220	+8.96	-1.75
	J121033	220	+8.98	-1.53
	J120039	220	+9.03	-1.48
	J122017	220	+8.77	-1.74
成 矿 期 后	J118825	120	+8.36	-10.12
	J121034	120	+8.59	-9.92
	J120040	120	+9.41	-9.10
	J122018	120	+9.82	-8.69

① 均一法测温统计结果。

② 求热液 $\delta^{18}\text{O}$ 时采用Clayton (1972) 提出的石英与氧同位素平衡公式: $1000 \ln \alpha_{\text{H}_2\text{O}} = 3.38 \times 10^6 \times T^{-2} - 3.4$, 未作压力校正。

成矿期前、后矿脉石英包裹体液相

 δD 值

表 7

期 次	编 号	石英包裹体液相 δD (‰)
成矿期前	J118813	-64.97
成矿期后	J118825	-120.62

出来的矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 及 $\delta^{13}\text{C}$ 值。单一的 $\delta^{34}\text{S}$ 及单一的 $\delta^{13}\text{C}$ 代表了中等程度的 f_{O_2} , 且此

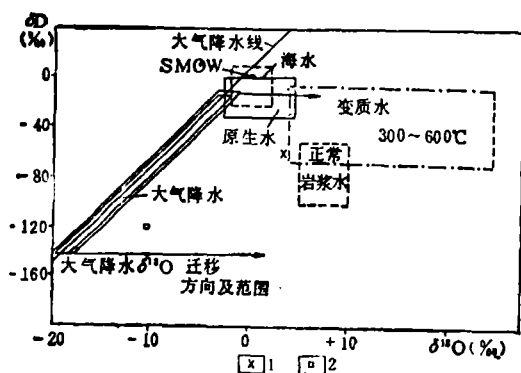


图 7 金堆城钼矿成矿期前、后脉体石英包裹体热液 $\delta^{18}\text{O}$ 及 δD 变化图

1—J118813, 成矿期前脉; 2—J118825, 成矿期后脉

金堆城钼矿方解石 $\delta^{13}\text{C}$ 组成及其平衡的热液 $\delta^{18}\text{O}$ 值

表 8

编 号	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}^\oplus$ (SMOW)	$\delta^{18}\text{O}^\oplus_{\text{H}_2\text{O}}$
C01	-4.918	-16.501	13.85	-1.79
G02	-4.555	-18.887	11.39	-4.25
J123031	-6.046	-20.321	9.91	-5.73

① $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) = $1.03086\delta^{18}\text{O}$ (PDB) + 30.86 (Hoefs, 1980);

② 求 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 的均一温度采用成矿期后脉峰值; 方解石与水的 $\delta^{18}\text{O}$ 平衡公式为Rye1966年提出的公式:

$$\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3-\text{H}_2\text{O}} = 1000 \ln \alpha = 2.7 \times 10^4 T^{-2} - 1.84$$

时热液中结晶出来的黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值与热液总硫 $\delta^{34}\text{S}_\Sigma$ 相似, 即 $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}} = \delta^{34}\text{S}_\Sigma$; 热液中结晶出来的方解石 $\delta^{13}\text{C}$ 与热液总碳值 $\delta^{13}\text{C}_\Sigma$ 相当, 即 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CaI}} = \delta^{13}\text{C}_\Sigma$ 。本矿矿脉中黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 亦很单一, 一般为0%左右, 或低的正值(表9), 因而本矿形成时热液总碳 $\delta^{13}\text{C}_\Sigma = -4.5 \sim -6\%$, 较一般的岩浆水碳同位素 $\delta^{13}\text{C} = -5 \sim -8\%$ 稍高一些, 表明碳的来源除岩浆外, 亦可能部分来自地层碳, 尤其可能来源于熊耳群中的大理岩层。熊耳群中大理岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值是 $\delta^{13}\text{C} = -1.381\%$ 。这也证明了本文前面的成矿热液中富 Ca^{++} 可能是部分溶解了地层中大理

岩的解释。

3. 硫同位素组成 $\delta^{34}\text{S}\%$

本文主要对各期矿脉中的黄铁矿及辉钼矿进行了 $\delta^{34}\text{S}$ 测定, 结果见表9。各期矿脉中硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值无明显变化规律, 一般为 $+2 \sim +4\%$, 具有明显塔式分布特征(图8), 硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值的此种特征说明了硫的来源单一, 且已经高温均一化及硫化物结晶沉淀过程中其环境的物理化学条件的相对稳定。作者在碳同位素部分已讲过本矿黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值大致代表其热液总硫值 $\delta^{34}\text{S}_\Sigma$, 即 $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}} = \delta^{34}\text{S}_{\text{Py}} = +2 \sim +4\%$, 可见来源主要为岩浆。

4. 铅同位素组成 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

本矿方铅矿中铅同位素比值 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

各期脉体中黄铁矿及辉钼矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值 表9

期 次	编 号	辉 钼 矿 $\delta^{34}\text{S}(\%)$	黄 铁 矿 $\delta^{34}\text{S}(\%)$
成矿期前	J118806	+2.9	+4.22
	J117607-2	—	+2.82
成矿期	J121032	—	+2.04
	J118802	—	+3.72
	J120017	—	-3.87
	J120026	+3.88	+2.86
	J120042	—	+3.49
	J120030	+4.9	—
	J122032	—	+4.34
	J121029-2	+3.03	—
	J117610-1	—	+1.23
	J122035	+4.19	—
成矿期后	J124001	+3.15	—
	J121043	—	+3.81
	J118843-1	—	+3.84
	J118843-2	—	+4.02

及 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分别是17.41和37.7(黄典豪等), 均较美国克莱梅克斯钼矿为低(其比值分别是17.93及39.06 据W.H.White等), 说明本区的古老结晶基底经过多次强烈变质改造, 其下地壳中可能较北美更贫U及Th等放射性元素。

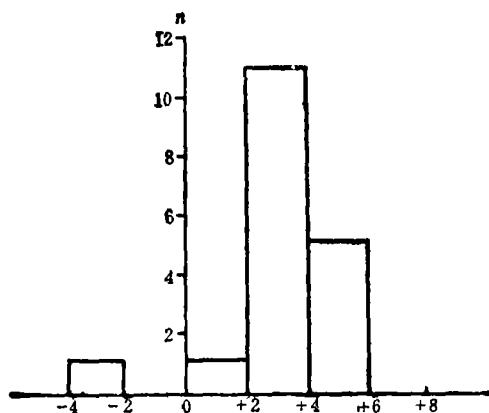


图 8 金堆城钼矿黄铁矿及辉钼矿 $\delta^{34}\text{S}$ 分布直方图

结论

(1) 本矿成矿温度及压力均较低。成矿温度一般低于 300°C , 成矿压力约 100 bar。

(2) 成矿热液中富有 Ca^{2+} , 尤其是中晚期。富 Ca^{2+} 的原因是一方面溶解了熊耳群中的大理岩, 另一方面由于围岩钾长石

化。

(3) 成矿热液盐度较低, 一般小于 20%, 且从早到晚有明显的降低。

(4) 成矿热液早期富 K^+ , 中晚期富 Ca^{2+} 及 HCO_3^- , 早期以岩浆水为主, 中晚期逐渐有大气降水加入。

(5) 成矿热液 f_{S_2} 较高。 Mo^{6+} 早期主要以 Na_2MoS_4 及 K_2MoS_4 迁移, 晚期则主要以 H_2MoS_4 或 $[(\text{K}, \text{Na})_2\text{MoO}_4]$ 迁移, 亦不排除以 CO_3^{2-} 及 HCO_3^- 的络阴离子迁移的可能性。

工作中得到金堆城钼业公司及陕西 13 地质队领导和同志们的支持与协助, 在此一并致谢。

参考文献

- [1] 华仁民, 地质与勘探, 1985, 12 期, 22—27 页。
- [2] Barnes, H. L.: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd. Edition, A Wiley-Interscience Publication, 1979.
- [3] 刘孝善、吴澄宇等: 地球化学, 1987, 第 3 期, 199—207 页。

Fluid Inclusion and Stable Isotope Studies of the Jinduicheng Mo-deposit

Liu Xiaoshan Sun Xiaoming

Through studies of fluid inclusions and stable isotope compositions of the Jinduicheng Mo-deposit, it is noted that the ore-forming temperature and pressure of the deposit are lower than 300°C and about 100 bars respectively. The mineralizing hydrothermal solution has a salinity less than 20%, showing a tendency to decrease from the early to late stage. The solution of the early stage, mainly of juvenile water, is rich in K^+ , while that of the middle and late stages, into which much more meteoric waters were introduced, is rich in Ca^{2+} and HCO_3^- . Experimental results indicate that the solution has a large value of f_{S_2} and the ore-forming element is migrated in the form of complexes Na_2MoS_4 and K_2MoS_4 (in the early stage) and H_2MoS_4 (in the late stage). In addition, migration of Mo^{6+} in the form of complex CO_3^{2-} or HCO_3^- is also possible due to a higher content of HCO_3^- in the solution.

