

江西阳储岭钨钼矿床稳定 同位素组成特征的研究

张大椿 穆治国 黄福生 陈成业 郑淑蕙

(北京大学地质系)

阳储岭钨钼矿床以“斑岩型钨矿”引起了地质界的注目。本文试就其稳定同位素组成的特征,讨论与该矿床成因有关的若干问题。

一、实验方法与标准^[1,2,3]①②

① 供同位素分析使用的单矿物分离,主要使用手选、磁选、浮选、重液选等常规方法。②对矿物和岩石中氧的提取使用五氟化溴法。③矿物流体包裹体中水的提取采用烧爆法。将样品置于石英管中,在200℃温度下连续抽真空10小时以除去吸附水,然后在略高于矿物包裹体爆裂温度的条件下加热烧爆(一般400—700℃),释放的水用液氮冷阱收集。④含水矿物中羟基水的提取是通过高频电炉将矿物加热到1300℃来实现的。⑤水转化成氢气采用金属铀法。⑥碳酸盐中碳和氧同位素组成的测定使用磷酸法。

同位素分析结果以 δ 值表示, δ 值定义为

$$\delta(\%) = \frac{R_{\text{样品}} - R_{\text{标准}}}{R_{\text{标准}}} \times 1000$$

这里R表示同位素比值,如: D/H、 O^{18}/O^{16} 、 C^{13}/C^{12} 等。

本文数据所使用的参数标准是:氧和氢用SMOW,碳用PDB,硫用CDT。分析误差:对氧、碳为 $\pm 0.2\%$,对氢为 $\pm 2\%$ 。为便于同其它实验室进行数据比较,氧同位素制样时采用的标准为NBS-28,它的 $\delta^{18}O$ 值取10.0‰。

二、地质概况^[4]

阳储岭钨钼矿床位于江西省北部,地处九岭东西构造带与赣州—波阳新华夏系拗陷带的交接部位。区内出露地层单一,除第四系外全部为元古界(Pt)板溪群浅变质岩类,主要由泥质、砂质和凝灰质板岩组成。

阳储岭矿床的成矿母岩为燕山晚期(同位素年龄值为81.2—85.5百万年)中酸性杂岩体。按其形成的先后顺序为:石英闪长岩(Q δ)、花岗闪长岩($\gamma\delta$)、花岗闪长斑岩第一期($\gamma\delta\pi^1$)

① 陈成业等1983年“碳酸盐中碳、氧同位素的测定——磷酸法”。北京大学地质系60周年纪念论文集(待刊)
② 郑淑蕙等1980年“矿物包裹体水中氢氧同位素分析”。

和第二期 ($\gamma\delta\pi^2$)。其中花岗闪长岩构成杂岩体的主体。花岗闪长斑岩第二期 ($\gamma\delta\pi^2$) 是主要的矿化母岩。石英闪长岩与花岗闪长斑岩 ($\gamma\delta\pi^1$) 分别呈捕虏体产于花岗闪长岩和花岗闪长斑岩 ($\gamma\delta\pi^2$) 之中。自岩体向外有200—600米宽的热接触变质带, 主要由长英质云母角岩组成 (图1)。

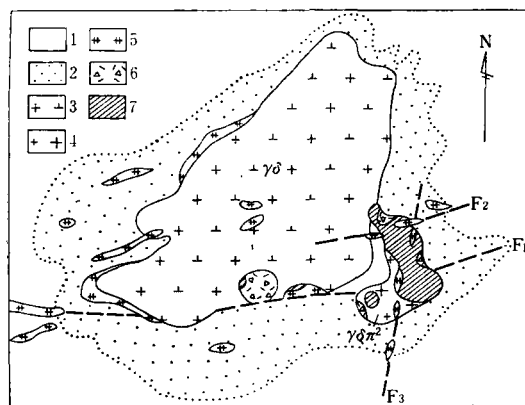


图1 江西阳储岭钨钼矿区地质图

1—元古界板溪群; 2—角岩; 3—花岗闪长岩; 4—花岗闪长斑岩; 5—二长花岗斑岩; 6—爆破角砾岩; 7—矿体

Fig. 1. Geological map of the Yangchuling W-Mo ore deposit.

1—Proterozoic Banxi Group; 2—hornfels; 3—granodiorite; 4—granodiorite porphyry; 5—monzonite granite porphyry; 6—explosion breccia; 7—ore body.

与矿化有关的热液蚀变主要发育在岩体的顶部。无明显的蚀变分带。蚀变与矿化在空间上有密切的联系。蚀变类型主要有钾长石化、黑云母化、硅化、绢云母化、绿泥石化、碳酸盐化等。

钨钼矿化主要分布于花岗闪长斑岩 ($\gamma\delta\pi^2$) 之中, 呈细脉—微细网脉状。在含矿石英脉中, 矿物组合简单, 除石英、长石、白钨矿、辉钼矿和一些硫化物及碳酸盐外, 很少见到其它矿物。

三、成 矿 母 岩

作者对阳储岭杂岩体有代表性的30个样品进行了全岩、单矿物和造岩矿物中流体包裹体水的氢氧同位素分析, 数据列于表1。

1. 造岩矿物间同位素平衡的判断

火成岩的共生矿物对 ^{18}O 的富集有一定规律性, 即按石英—长石—白云母—角闪石—黑云母—钛铁矿—磁铁矿的顺序, ^{18}O 的含量依次降低^[5]。对正常的花岗岩类侵入岩而言, $\delta^{18}\text{O}$ 值石英一般比长石高1.0—1.5‰^[5], 比黑云母高4.5—5.7‰^[7]。长石与全岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值大致相等^[6], 石英与全岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的差值大约为1.2‰左右^[8,9]。

在水—岩作用中, 由于石英具有最强的抗拒 ^{18}O 交换的能力, 而长石很容易与热液水发生同位素交换, 因此, 通过比较石英与长石或全岩的同位素组成, 可粗略判断水—岩作用的程度及热液水的来源。

取自阳储岭杂岩体主侵入体花岗闪长岩的15个样品, 代表了从接触带到中心, 从地表到深部的不同位置。除33、122、123号三个样品外, 其它所有样品都基本上保持着内部氧同位素平衡。它们符合 $\delta^{18}\text{O}_{\text{Q}} > \delta^{18}\text{O}_{\text{feld}} \approx \delta^{18}\text{O}_{\text{WR}} > \delta^{18}\text{O}_{\text{Bi}} > \delta^{18}\text{O}_{\text{Mt}}$ 的顺序, 而且单矿物间 $\delta^{18}\text{O}$ 值的差距也大致符合上面叙述的正常范围。这表明, 从整体上看, 主侵入花岗闪长岩的原始氧同位

侵入岩的同位素组成及形成温度 (T)

表 1

编号	位 置	岩石名称	$\delta^{18}\text{O}_{\text{WR}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Q}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{feld}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Bi}}$	δD_{Bi}	$\delta D_{\text{H}_2\text{O}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Mt}}$	$T_{\text{Q-Bi}}$ ($^{\circ}\text{C}$)	$T_{\text{Q-Mt}}$ ($^{\circ}\text{C}$)
56	ZK3315, 91米	Q δ	9.8								
45	ZK615地表	$\gamma\delta$		11.4							
44	南接触带地表	$\gamma\delta$		11.1							
51	ZK615, 60米	$\gamma\delta$	10.1	11.7	9.4	7.2	-104			580	
52	JK1500, 38米	$\gamma\delta$	10.1	11.2	10.0	6.4				550	
65	下屋黄家地表	$\gamma\delta$		11.4							
67	ZK1716, 580米	$\gamma\delta$	9.9	11.5	10.3	6.3		-73	3.6	525	570
69	JK4016, 37米	$\gamma\delta$		10.7				-112			
70	ZK3316, 39米	$\gamma\delta$	10.5	11.2				-111	-71		
R-1		$\gamma\delta$		11.4		7.1	-96		3.7	595	580
B-20	ZK2207, 449米	$\gamma\delta$		11.5		6.1				511	
3245	ZK2240, 307米	$\gamma\delta$	10.5	11.7	10.7	6.8	-107			550	
B-18	ZK2207, 331米	$\gamma\delta$	10.1	11.2	11.1						
33	ZK1535, 141米	绢云母化蚀变	10.9	11.1	11.1	5.9					
122	ZK208, 150米		10.9	10.5							
123	ZK3963, 550米		12.5	11.8							
108	ZK1016, 56米	$\gamma\delta\pi^1$	11.3	11.8							
109	ZK1016, 13米	$\gamma\delta\pi^2$	11.2	1.25							
31	ZK1016, 41米	$\gamma\delta\pi^1$			11.7	6.5	-89	-69			
14	ZK1016, 50米	$\gamma\delta\pi^1$				6.7	-119				
55	ZK2616, 407米	$\gamma\delta\pi^2$	11.4	12.0	11.1	6.7	-114	-72		520	
102	ZK1814, 48米		11.6	11.9		7.2					
100	ZK1016, 128米		11.5	12.1							
101	ZK1816, 53米		11.9	12.3							
103	ZK1816, 23米		12.0	12.4							
104	ZK2220, 310米	$\gamma\delta\pi^2$	11.4	12.0							
105	ZK1814, 306米	$\gamma\delta\pi^2$	11.0	12.0						525	
106	ZK1814, 202米	$\gamma\delta\pi^2$	11.0	12.2		7.4	-113			555	
110	ZK1814, 200米	$\gamma\delta\pi^2$	11.3					-75			
125		$\gamma\delta\pi^2$		11.9		7.5	-108			585	

注：本表所用缩略符号（以下同）如下：WR—全岩；Q—石英；feld—长石；Bi—黑云母； $\delta D_{\text{H}_2\text{O}}$ 包体水
Mt—磁铁矿。

素组成未受到明显的破坏。

花岗闪长斑岩体的情况有所不同，岩体上部具有明显蚀变的样品其全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值大都接近石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值，说明岩体内部的氧同位素平衡已被破坏，只有深部的新鲜样品的全岩和石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值才呈现了正常的关系。上面提到的三个作为例外的花岗闪长岩样品，其全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值也接近甚至超过了石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。很明显，造成这些样品同位素平衡被破坏的原因是因为这些样品遭受了热液蚀变。由于蚀变过程中并没有引起全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值的降低，可以推想引起蚀变的热液不是大气水而主要是岩浆水。

2. 热接触变质中的氧同位素交换

本文对12个围岩及热变质角岩的样品进行了氧同位素分析，结果列入表2。样品的取样位置从接触带几厘米开始，一直到几千米以外。

所有围岩样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值都在 11.2—13.8‰ 的范围之内。这就是说, 不论是角岩, 还是未变质的围岩, 不论是在接触带附近, 还是远离矿区, 所有样品的氧同位素组成几乎没有什么差别。这说明: ①角岩化作用并没有改变原岩的氧同位素组成; ②热变质作用的同时没有伴

随发生地下水大规模的对流循环; ③围岩和岩体没有明显的氧同位素交换 (图2)。

造成这些现象的原因是因为围岩是由渗透性较差的变质泥砂质岩石组成, 又加上阳储岭侵入体体积较小, 热力有限, 这样很难在围岩中形成地下水体的大规模循环。

3. 岩浆分异过程中的氧同位素分馏

通过上述讨论后, 可以认为, 那些保持着同位素平衡的新鲜样品的氧同位素数据才代表了岩体的原始氧同位素组成。图3给出了各期侵入体 $\delta^{18}\text{O}$ 值的范围。

阳储岭各期侵入体氧同位素组成差别不大, 按侵入期次, 从偏中性到偏酸性 $\delta^{18}\text{O}$ 值

逐渐有所升高, 最后一期花岗岩闪长斑岩比最早期石英闪长岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值增高 1.3‰ 左右 (图3)。这与由岩浆分异作用而产生的同位素变化相适应。因为岩浆分异是在高温下发生的, 不可能有很大的同位素分馏。松久等曾报导岩浆由于基性到酸性的分异演化产生 1—1.5‰ 的氧同位素分馏^[10, 11]。由此, 从氧同位素数据看来, 阳储岭四期侵入体可能是同源分异的产物。

编号	位 置	样 品 名 称	$\delta^{18}\text{O}_{\text{围岩}}$ (‰)
9	ZK2963, 406m	近矿脉角岩	12.3
46	距南接触带0.3m	角岩	12.0
47	距南接触带6m	角岩	11.4
48	距南接触带150m	角岩	11.2
50	距南接触带800m	角岩	12.3
84	府前采石场	泥质板岩	11.8
85	府前采石场	粉砂质细砂岩	11.5
86	矿区北3km	凝灰质细砂岩	12.8
118	矿区东3km	黑色板岩	12.8
119	矿区东3km	凝灰岩	13.8
120	矿区东3km	凝灰岩	12.9
121	矿区南2km	黑色板岩	13.7

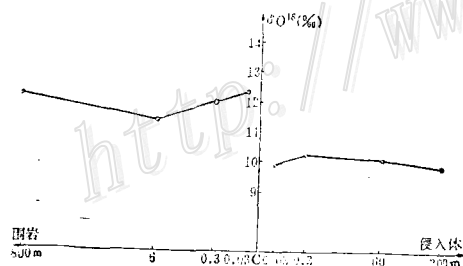


图2 接触带附近侵入体与围岩的氧同位素组成
图中C代表接触带位置

Fig. 2. Oxygen isotope compositions of the intrusive mass and wall rocks adjacent to the contact zone.

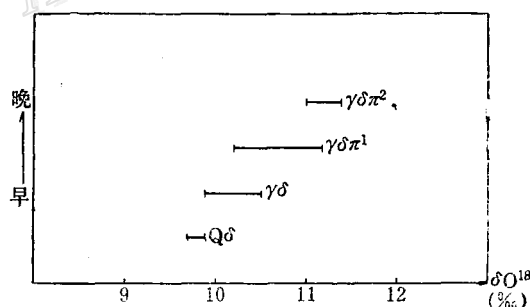


图3 岩浆分异过程中氧同位素的变化

Fig. 3. Variation in oxygen isotopes during the process of magmatic differentiation.

4. 阳储岭杂岩体的物质来源

由于岩浆分异不会产生很大的同位素分馏, 我们不能指望通过上地幔分异作用而产生 $\delta^{18}\text{O}$ 值大于 8‰ 的花岗岩岩石。泰勒 (B. E. Taylor) 更明确地指出, 任何 $\delta^{18}\text{O}$ 值高于 10‰ 的花岗岩肯定是从沉积岩衍生出来的, 或者是与它们交换而形成的。

阳储岭主侵入体 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 9.9—10.5‰, 这表明阳储岭杂岩体的主要物质来源是上地壳

物质（沉积岩或沉积变质岩）。

5. 岩体形成温度及岩浆水

采用石英-黑云母和石英-磁铁矿矿物对，使用方程：

$$1000\ln\alpha_{Q-Bi} = -0.60 + 3.69 \times 10^6 \times T^{-2}$$

$$1000\ln\alpha_{Q-Mt} = 5.57 \times 10^6 \times T^{-2}$$

计算了阳储岭花岗闪长岩和花岗闪长斑岩的形成温度（表1）。花岗闪长岩同位素温度的平均值为550℃，花岗闪长斑岩的同位素温度的平均值为545℃。显然，计算出的成岩温度都偏低，这是由于“同位素退交换作用”引起的。在岩体与富水流体相共存的情况下，这种退交换作用更为显著。我们所得到的同位素交换作用的终止温度，是岩体形成温度的下限。

利用岩体形成温度和花岗闪长斑岩（ $\gamma\delta\pi^2$ ）中石英的 $\delta^{18}O$ 值，通过方程 $1000\ln\alpha_{Q-H_2O} = 4.10 \times (10^6 T^{-2}) - 3.7$ (Bottinga, 1973) 计算出，在520—585℃情况下与花岗闪长斑岩（ $\gamma\delta\pi^2$ ）平衡的岩浆水的 $\delta^{18}O$ 值为0.0—10.3‰。

岩浆水的 δD 值可通过直接测定造岩矿物中原生流体包裹体水的D/H比值而获得。（包体水通过烧爆法收集）。为检验该方法的可靠性，对岩体中黑云母的 δD 值也进行了测定，通过黑云母计算出的岩浆水的 δD 值与包体烧爆法获得的岩浆水 δD 值基本吻合（表3）。

岩浆水与黑云母的氢同位素组成（‰）

表 3

编 号	岩 性	δD_{H_2O}	δD_{B_1}	δD_{Ca_1}	编 号	岩 性	δD_{H_2O}	δD_{B_1}	δD_{Ca_1}
67	$\gamma\delta$	-73			55	$\gamma\delta\pi^2$	-72	-114	-73
69	$\gamma\delta$	-69	-112	-72	101	$\gamma\delta\pi^2$		-120	-79
70	$\gamma\delta$	-71	-111	-71	106	$\gamma\delta\pi^2$		-113	-72
R-1	$\gamma\delta$		-96	-56	110	$\gamma\delta\pi^2$	-75		-67
3245	$\gamma\delta$		-107	-67	125	$\gamma\delta\pi^2$		-108	

注： δD_{Ca_1} 为由黑云母计算的岩浆水的 δD 值。计算时所用的平衡温度为550℃，采用的公式为： $1000\ln\alpha_{B_1-H_2O} = 22.4(10^6 T^{-2}) + 28.2 + (2x_{Al} - 4x_{Mg} - 68x_{Fe})$ (T. Suzuoki, 1976)

因此，与矿化直接相关的花岗闪长斑岩（ $\gamma\delta\pi^2$ ）在结晶温度下的岩浆水的同位素组成， $\delta^{18}O$ 值为9.0—10.3‰， δD 值为-67—-79‰。

四、矿 体

采自阳储岭矿区的30多个矿脉样品有两种类型的矿物组合：一种是白钨矿、辉钼矿、石英、钾长石组合；一种是辉钼矿、黄铁矿、石英、碳酸盐组合。前者构成了矿体的主体，是主要矿化阶段的代表；后者是较晚阶段的产物。这次工作的重点是主要矿化阶段的矿物组合。

1. 成矿温度与成矿热液水的来源

用三种方法测定了主要矿化阶段产物的成矿温度，即氧同位素法、包裹体均一法和包裹体爆裂法。在利用同位素组成计算温度时，使用石英-白钨矿氧同位素分馏与温度关系的经

验方程: $\Delta_{\text{石英-白钨矿}} = 3.02 \times 10^6 T^{-2} - 0.77$ ①。三种方法的测温结果列入表4。

主要矿化阶段矿物和热液水同位素组成以及不同方法的测温结果

表 4

编号	位 置	矿物组合③	$\delta^{18}\text{O}_\text{Q}$	$\delta^{18}\text{O}_\text{W}$	$\delta^{18}\text{O}_\text{H}_2\text{O}$	$\delta\text{D}_\text{H}_2\text{O}$	同位素温度 $T_{\text{Q-W}} (^\circ\text{C})$	均一温度② ($^\circ\text{C}$)	爆裂温度 ($^\circ\text{C}$)	平均温度 ($^\circ\text{C}$)
1	ZK1016, 25米	W, Mo, Kfeld, Q	12.3		5.8					
3	ZK2616, 67米	W, Q	12.1		5.6	-60				
4	ZK2616, 63米	W, Ser, Q	11.8		5.1				370	370
6	ZK2616, 146米	W, Q	12.2		5.3	-60			350	350
7	ZK2616, 147米	W, Q	12.7	4.8	6.1	-58	355		360	358
8	ZK208, 150米	W, Kfeld, Q	11.6	6.1	6.8		420			420
9	ZK2963, 406米	W, Q	13.6	7.5	6.9	-63	350	355(3)①	355	353
10	ZK2963, 356米	W, Q	12.9		5.7	-57		300(2)	380	340
11	ZK208, 297米	W, Kfeld, Q	12.3		6.4			370(7)	390	380
13	ZK1016, 33米	W, Kfeld, Q	12.8	6.6	6.6	-66	385		355	370
15	地表	W, Q	12.2		4.6			330(3)		330
16	地表	W, Q		5.7						
17	地表	W, Q	12.1	5.3	5.6		360			360
18	ZK3923, 549米	W, Kfeld, Q	12.6	5.6	5.1	-56	350	300(2)	350	333
22	ZK2208, 68米	W, Kfeld, Q	12.7		5.8	-54		320(2)	375	348
23	地表	W, Q	12.1	6.4	6.4	-55	410		365	387
39	ZK615, 130米	W, Q	12.2	5.6	5.8		365			365
41	ZK1412, 324米	W, Q	11.6	5.6	6.1		395			395
66	ZK2232, 116米	W, Q	12.7		6.2	-58				
71	ZK1523, 209米	W, Kfeld, Q	12.0		5.5					
82	ZK1016, 125米	W, Kfeld, Q	12.1		5.6					
112	ZK1814, 54米	W, Kfeld, Q	12.2		5.8					

① 括号内数字为测定的包体个数; ②均一温度未作压力校正; ③缩略符号(以下同): W—白钨矿; Mo—辉钼矿; Ser—绢云母; Kfeld—钾长石; H_2O —成矿热液水

三种方法给出的成矿温度大致都落在300—400 $^\circ\text{C}$ 的范围内。在8个样品中同时使用了两种以上的测温方法, 它们的温度数据结果差别不大。

成矿热液水的氧同位素组成($\delta^{18}\text{O}_\text{H}_2\text{O}$)是通过矿脉中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和成矿温度计算出来的。所用的分馏方程同前。对于没有进行矿物形成温度测定的样品, 在计算时采用了成矿温度的平均值360 $^\circ\text{C}$ 。

热液的 δD 值($\delta\text{D}_\text{H}_2\text{O}$)是通过分析脉石英包裹体水的 δD 值而获得的。包裹体水在400—600 $^\circ\text{C}$ 时用热爆法收集。

主要矿化阶段的22个脉石英和少量白钨矿样品, 计算得到的成矿热液水的 $\delta^{18}\text{O}_\text{H}_2\text{O}$ 以及包体水的 $\delta\text{D}_\text{H}_2\text{O}$ 列于表4。

图4表示了阳储岭矿区的岩浆水、矿液水和大气降水的同位素组成。根据最近利用中生代高岭石矿物的 δD 值恢复古大气降水 δD 值的研究工作表明②, 我国福建、江西、浙江、江

① 穆治国等1982年“漂塘西华山石英脉型钨矿床碳、氢、氧稳定同位素研究”(待刊)。

② 邵益生1983年硕士论文“中国高岭矿物的氢氧同位素研究”。

苏等地的古降水的同位素组成与现代大气降水值比较一致。因钻孔水的组成一般能较好代表当地平均大气降水的组成,所以我们选取了阳储岭冬夏两个季节中三个钻孔水的平均值作为成矿时古降水的代表。图4中矿液水位于大气降水和岩浆水之间并且偏向于岩浆水一边,定性说明了它是由岩浆水为主并混有少量大气降水组成的。代表矿液水的点大部分位于PM连线的上方,说明大气降水在参加混合之前发生了氧同位素漂移。 $\overrightarrow{PS}$ 标出了氧漂移的方向。

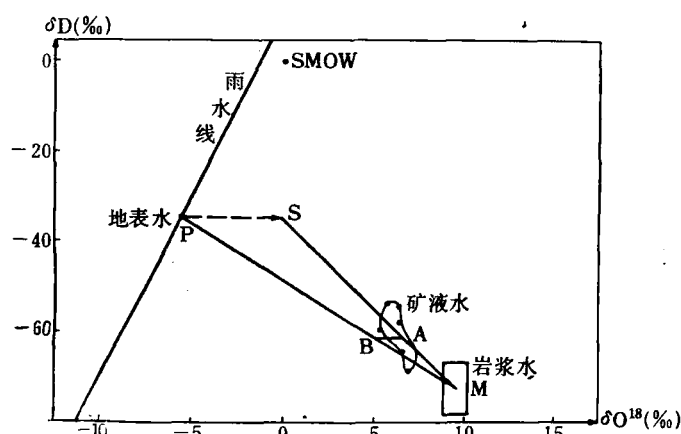


图4 阳储岭三种水体的 δD — $\delta^{18}O$ 关系图

Fig. 4. δD (‰) versus $\delta^{18}O$ (‰) diagram of three types of waters (surface water, ore-bearing fluids and magmatic water) in the Yangchuling prospect.

一般认为,矿液水中大气降水的成分在较晚阶段的矿化中会有所增加。我们对较晚阶段矿脉中石英包体水的 δD_{H_2O} 值进行了分析(结果见表5)。从总体来看,这一阶段矿液水的 δD_{H_2O} 值稍向正方向演化。这一阶段石英的 $\delta^{18}O$ 值也比较波动,几个具有较高 $\delta^{18}O$ 值的石英也出现在较晚阶段的矿化中。大气降水的增加和温度的降低都有可能造成 $\delta^{18}O$ 值的改变。由于较晚阶段石英的形成温度不确定,所以没有进行 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 的计算。

表6中方解石样品系采自成矿最晚阶段的碳酸盐石英脉中。

表6中所有样品的 $\delta^{34}S$ 值与 $\delta^{13}C$ 值都分别落在一个窄小的范围内,根据“大本模式”^{[5]①}这说明成矿时具有“适中的” fO_2 环境。在此情况下,硫和碳的存在形式是分别以 H_2S 和 CO_2 为主的。由于在中等温度下黄铁矿与硫化氢之间有不大的正的同位素分馏,而黄铜矿、闪锌矿与和它们平衡的 H_2S 有相近的硫同位素组成,所以可以认为热液中全硫的同位素组成为

较晚阶段矿脉的同位素组成

表5

编号	位置	矿物组合	$\delta^{18}O_Q$	δD_{H_2O}	编号	位置	矿物组合	$\delta^{18}O_Q$	δD_{H_2O}
21	ZK023, 93米	Mo、Q	12.0	-40	57	ZK1412, 298米	Py、Q	13.0	-44
29	Zk2207, 169米	Py、Q	12.8	-49	59	ZK3327, 216米	Py、Q	12.7	-60
34	ZK2240, 432米	Mo、Q	13.5	-47	60	ZK1551, 430米	Mo、Q	12.5	
36	ZK2240, 91米	Py、Q	14.6	-38	61	ZK031, 171米	Mo、Q	13.9	
38	ZK1402, 137米	Py、Mo、Q	12.2		62	ZK1412, 21米	Py、Mo、Q	12.6	-49
40	ZK1412, 324米	Py、Q	12.5	-40	64	ZK3824, 119米	Po、Q	15.8	-44
42	ZK1412, 298米	Py、Q	13.0		115	ZK1727, 407米	W、Py、Q		-50
43	ZK2232, 33米	Mo、Q	12.6						

注: Py——黄铁矿; Po——磁黄铁矿; δD_{H_2O} ——包体水的 δD 值

① 穆治国等1982年“漂塘西华山石英脉型钨矿床碳、氢、氧稳定同位素研究”。钨矿地质国际讨论会论文集(待刊)。

方解石与硫化物的碳、硫同位素组成 (‰)

表 6

编号	位 置	矿物组合	测定 矿物	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{34}\text{S}$	编号	位 置	矿物组合	测定 矿物	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{34}\text{S}$
1	ZK408, 219m	Cp, Py, Cac, Q	Cp		3.0	6	ZK201, 355m	Mo, Kfeld, Q	Mo		1.3
2	ZK408, 424m	Cp, Py, Cac, Q	Cp		3.1	7	ZK1016, 152m	Py, Cac, Q	Cac	-8.4	
3	ZK801, 208m	Mo, Kfeld, Q	Mo		2.8	8	ZK2616, 72m	Cac, Q	Cac	-8.9	
4	ZK702, 314m	Py, Q	Py		3.6	9	ZK2963, 549m	Cac, Q	Cac	-8.1	
5	ZK702, 314m	Py, Sl, Q	Sl		3.0	10	ZK1412, 292m	Cac, Q	Cac	-6.7	

注: ①矿物代号: Cp——黄铜矿; Sl——闪锌矿; Cac——方解石; ②硫同位素资料由江西916地质队提供

$\delta^{34}\text{S}_{\text{ss}} \approx 3\text{‰}$ 。同样, 在中等温度下, 平衡体系中二氧化碳比方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值约高1—2‰。所以可以认为热液全碳的同位素组成为 $\delta^{13}\text{C}_{\text{sc}} \approx -7\text{‰}$ 。

来自大量地壳物质重熔岩浆的碳、硫和来自地幔物质部分熔融岩浆的碳、硫具有相似的同位素组成, 即 $\delta^{34}\text{S}$ 值为-3—+3‰, $\delta^{13}\text{C}$ 值为-5—-8‰。阳储岭成矿热液的硫、碳同位素组成都在这个范围之内。因此, 可以说它们都来自岩浆。

小 结

1. 从整体上看, 阳储岭侵入体各造岩矿物之间保持了良好的氧同位素平衡, 而且黑云母与岩浆水之间也保持着氢同位素平衡, 这说明岩浆在侵位时, 基本上没有与地下水发生大规模的同位素交换。

2. 用矿物对的氧同位素组成估计的阳储岭侵入体的成岩温度为510—590℃。这是氧同位素交换的“终止”温度, 是岩体成岩温度的下限。

3. 阳储岭各期侵入体具有相近的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 δD 值, 并且按侵入顺序从早到晚, 伴随岩体酸性程度的增加, $\delta^{18}\text{O}$ 值升高约1.3‰左右。这说明各期侵入体是同源分异的产物。

4. 形成阳储岭杂岩体的岩浆源的 $\delta^{18}\text{O}$ 值约为9.9—10.5‰, 显示上地壳沉积物质是其主要来源。

5. 在围岩的热变质作用中没有伴随流体的参与, 角岩化作用是在“较干”的条件下发生的。

6. 引起部分岩体的蚀变和矿体形成的热液主要来自岩浆水。

7. 主要矿化阶段的成矿温度为320—400℃。

8. 成矿热液中的碳、硫来自岩浆。

9. 由于围岩的渗透性较差, 加上阳储岭侵入体体积较小, 热力有限, 未能形成相当规模的地下水对流循环。这一方面是阳储岭矿床无明显蚀变分带的原因; 另一方面, 结合碳、硫物质来源的结论, 可以排除矿质来自围岩淋滤的可能性。

本工作在江西省地质局大力支持和协助下进行, 特向有关同志致谢。

参 考 文 献

- [1] 郑淑蕙等 1980 岩石、矿物和水中氧同位素分析方法 化学通报 第15页
- [2] 郑斯成等 1982 含水矿物中氢的分析 北京大学学报 第91页
- [3] 陈成业 1982 碳酸盐中碳、氧同位素的分析方法 地质研究论文集 北京大学出版社
- [4] 卢宇等 1982 江西省阳储岭斑岩型钨钼矿床地质特征 中国地质科学院矿床地质研究所刊 第4号
- [5] O'Neil, J. R., 1977, Stable isotope in mineralogy, Phys. Chem. Minerals, Vol. 2, p. 105.
- [6] Taylor, H. P. 1968, The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. Contr. Min. Petrol., Vol. 19, p.1.
- [7] Cortecchi, G., Del Moro, A., Leone, G. and Pardini, G. C., 1979, Correlation between strontium and oxygen isotopic compositions of rocks from the Adamello Massif, Northern Italy. Contr. Min. Petrol., Vol. 68, p. 421.
- [8] Sheppard, S. M. F., 1977, The Cornubian batholith SW England D/H ratio studies of kaolinite and other altered minerals. J. Geol. Soc. London, Vol. 133, p. 1.
- [9] Taylor, B. E., Foord, E. E., and Friedrichsen, H., 1979, Stable isotope and fluid inclusions of GEM-bearing granitic pegmatite-aplite dikes, San Diego Co., California. Contr. Min. Petrol., Vol. 68, p.187.
- [10] Matsuhisa, Y., Matsubaya, O. and Sakai, H., 1973, Oxygen isotope variations in magmatic differentiation processes of the volcanic rocks in Japan. Contr. Min. Petrol., Vol. 39, p. 277.
- [11] Matsuhisa, Y., Tainosho, Y. and Matsubaya, O., 1973, Oxygen isotope study of the Ibaragi granitic complex, Osaka, SW Japan. Geochem. J., Vol. 7, p. 201.
- [12] Ohmoto, H., 1972, Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits, Econ. Geol., Vol. 67, p. 551.
- [13] Rye, R. O. and Sawkins, F. J., 1974, Fluid inclusions and stable isotope studies on the casapalca Ag-Pb-Zn-Cu deposit, central Andes, Peru. Econ. Geol., 69, p. 181.

STABLE ISOTOPE STUDIES OF THE YANCHULING TUNGSTEN-MOLYBDENUM ORE DEPOSIT, JIANGXI PROVINCE

Zhang Dachun, Mu Zhiguo, Huang Fusheng, Chen Chengye
and Zheng Shuhui

(Department of Geology, Beijing University)

Abstract

The Yangchuling complex is composed of four stage intrusives, i. e., quartz diorite, granodiorite, granodiorite porphyry-I and granodiorite porphyry-II; the W-Mo ore body is hosted by the fourth intrusive body. In order of intrusion, the $\delta^{18}\text{O}$ values increase gradually by 1.3‰, indicating a magmatic differentiation character. The $\delta^{18}\text{O}$ values of the main part of the complex are estimated to be 9.9–10.5‰, suggesting possible derivation of the magma from the upper crust. The isotope temperatures of granodiorite porphyry and granodiorite, believed to be the lower limits of their formation temperatures, are about 545°C and 550°C respectively.

Isotope studies show that no fluids were involved in thermometamorphic process. The hornfelsization, therefore, supposedly took place in a rather "dry" environment.

The ore-forming temperatures measured by such methods as homogenization temperature, decrepitation and quartz-scheelite isotopic geothermometer are approximately in the range of 300–400°C; the isotopic compositions determined with inclusion water and calculated by $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz are $\delta^{18}\text{O}$ –5.1–6.9‰, δD –54–69‰ for ore-bearing fluids, and $\delta^{18}\text{O}$ –9.0–10.1‰, δD –69–79‰ for magmatic water. The ore-bearing fluids are considered to be mainly made up of the magmatic water.

From the isotopic compositions of calcite and sulfides, the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{34}\text{S}$ values of total carbon and total sulfur in hydrothermal fluids are determined to be –5–8‰ and –3–+3‰ respectively. The hydrothermal carbon and sulfur were also predominantly derived from the magma.