

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

石英-钨铁矿氧同位素地质温度计 及其地质应用研究

丁悌平 刘玉山 万德芳 刘志坚 李金城 张桂兰

(中国地质科学院矿床地质研究所, 北京)



通过实验研究, 得出了在 350—550℃ 范围内钨铁矿-水的氧同位素分馏的温度关系。结合已有的石英-水氧同位素分馏方程, 求出了石英-钨铁矿氧同位素分馏方程。采用 Bigeleison-Mayer 函数法, 计算了石英-钨铁矿氧同位素分馏的温度关系。得出的结果与上述实验结果很一致。最后作者将得到的校准方程用于 5 个世界知名的钨矿床, 结果表明, 用石英-钨铁矿对氧同位素分馏算出的温度范围与其它测温结果十分相近。

关键词: 地质温度计 氧同位素 石英-钨铁矿

自 H. Urey 在 1947 年^[1]预言同位素测温的可能性以来, 同位素地质温度计得到了迅速发展。其中尤以氧同位素地质温度计最为人们所注意。现已建立的氧同位素地质温度计多达数十种, 其应用已涉及地质研究的许多领域。当前氧同位素地质温度计的研究集中在两个方面。一是对已建立的氧同位素温度计进行更精确的标定; 二是建立新的氧同位素地质温度计, 以扩大研究范围。建立石英-黑钨矿氧同位素地质温度计就是这方面的新尝试。

对于石英-黑钨矿氧同位素温度计, 前人已做过一些探索。G. P. Landis 和 R. O. Rye (1974)^[2], Ю. А. Боршевский 等 (1979)^[3] 和丁悌平等 (1988)^[4] 先后发表过一些经验估计和理论推算结果。但这些结果彼此很不一致, 且都未经实验校准, 可靠性不强。因此, 我们决定将实验标定、理论计算和经验推断三方面相结合, 建立较为可靠的石英-钨铁矿氧同位素地质温度计。

1 实验校准方法及结果

同位素交换平衡实验校准的基本方法是: 在预定的温度下, 使研究的两种化合物经同位素交换达到或趋近同位素平衡。分别测定两种化合物的同位素组成, 进而导出该温度条件下两种化合物间的同位素平衡分馏值。通过不同温度的实验, 可以得出所研究的化合物对的同位素平衡分馏系数与温度的关系。

在实际研究中,对两种固体化合物直接进行氧同位素交换困难很大,尤其是在温度不高时。因此,常用的办法是分别研究每种固体化合物与水的同位素分馏,然后推算两种固体化合物间的同位素分馏。就石英-钨铁矿对而言,对石英-水的氧同位素分馏已有较好的结果。(R. N. Clayton 等,1972 及其它)^[5]。因此,本研究着重于钨铁矿-水间氧同位素分馏的标定。

1.1 交换实验方法

采用的方法是在预定温度条件下,让人工合成的钨铁矿与含 NaCl 的水溶液进行氧同位素交换。采用人工合成的钨铁矿是为了确保矿物在氧同位素组成上的均一性。另外,根据理论计算已知石英-钨铁矿和石英-钨锰矿在氧同位素分馏上差别很小,可以忽略(参见本文表 5)。换句话说,用钨铁矿基本上可以代表各种成分的黑钨矿。采用含 NaCl 溶液的目的是为了提高交换速度。

实验时将钨铁矿晶体磨碎过筛,取-180 目部分,经淘洗去掉粉尘后干燥备用。经分析,钨铁矿氧同位素组成均匀, $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$ 值为 3.6(‰)。实验中配制了两种氧同位素组成不同的溶液。一种 $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$ 值为-1.5(‰),叫 $\text{H}_2\text{O}-1$; 另一种 $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$ 值为-20.3(‰),叫 $\text{H}_2\text{O}-2$ 。溶液均含 5% 的 NaCl。

矿物与水溶液封装于金管中。钨铁矿的装入量为 60mg 左右,溶液装入量为 200mg 左右,装入量用 10^{-5} 天平准确称量。金管直径约 4mm,长约 40mm。金管装样后用氩弧焊机焊封。装入高压釜前,焊好的金管要在真空烘箱中抽气检漏。

由于钨铁矿-水的氧同位素交换速度极慢,在数月时间内很难达到同位素平衡。因此,研究中采用部分平衡外推法求取同位素平衡值。为此,每一实验都做双样。一个金管装 $\text{H}_2\text{O}-1$; 另一金管装 $\text{H}_2\text{O}-2$,钨铁矿则为同一样品。两金管置于同一高压釜中,以保证实验温度、时间和其它条件完全相同。

交换实验在恒温、恒压条件下进行。高压釜用坩埚电炉加热,温度用 XCT-191 可控硅温度调节仪控制。实验压力根据纯水的 PTV 关系设定。实验中所有样品的实验压力均为 10^8Pa 。

不同温度的实验持续时间不同。高温下实验时间为 30d 左右,低温下时间加长,最长达 62d。实验时间以 d 为单位计。

反应完毕后,立即对样品“淬火”。

1.2 氧同位素测试方法

交换后的水和钨铁矿在金属真空系统中与 BrF_5 反应析出氧,然后将氧转化为 CO_2 ,在 MAT-251EM 质谱计上进行氧同位素分析。

分析水时,剪开金管封口,直接用微量注射器抽取上层清液,注入反应管进水接头,再用液氮将水冻入反应管。每次反应取水量为 $8\mu\text{L}$ 。水化冻后与预先装入的 BrF_5 反应。反应温度 $300-400^\circ\text{C}$,反应时间不少于 3h。

分析钨铁矿时,将金管剪开,用蒸馏水将钨铁矿洗入小玻璃瓶。用蒸馏水多次洗涤,除去附在矿物表面的盐水,然后在真空烘箱中烘干(80°C)。烘干后的钨铁矿磨细后,按常规

方法制备氧同位素分析用的 CO_2 。

实验中使用的工作标准为本实验室的石英砂标样及水标样。分析结果用相对 SMOW 的 δ 值表示。单次制样分析的总精度为 $\pm 0.2\%$ ，每一样品均做双样分析。

表 1 钨铁矿- H_2O 氧同位素交换实验结果

Table 1 Experimental results of oxygen isotope exchange between ferberite and water

温度(T) (°C)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{(SMOW)}} \%$		$(\alpha^i - 1) \times 10^3$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{(SMOW)}} \%$		$(\alpha^f - \alpha^i) \times 10^3$	$(\alpha^e - 1) \times 10^3$	交换时间 (exchange time) (d)
	H_2O	FeWO_4		H_2O	FeWO_4			
350(1)	-1.5	3.6	5.1	-1.45	3.2	-0.4	0.1	60
350(2)	-20.3	3.6	24.4	-19.4	2.4	-2.2		
450(1)	-1.5	3.6	5.1	-1.35	3.0	-0.75	-0.36	49
450(2)	-20.3	3.6	24.4	-19.8	0.8	-3.4		
500(1)	-1.5	3.6	5.1	-1.3	2.5	-1.3	-0.73	37
500(2)	-20.3	3.6	24.4	-19.1	-0.7	-5.6		
550(1)	-1.5	3.6	5.1	-1.3	-1.7	-5.5	-1.1	29
550(2)	-20.3	3.6	24.4	-18.7	-16.9	-22.6		

1.3 实验结果

我们做了 350—550°C 之间 4 个温度的氧同位素交换实验,结果列于表 1。

已知在同位素部分交换时,有如下关系:

$$1000(\alpha^i - 1) = 1000(\alpha^e - 1) - \frac{1}{A} \times 1000(\alpha^f - \alpha^i) \quad (1)$$

式中 α^i 是交换前矿物与水的同位素分馏, α^f 是交换后矿物与水的同位素分馏, α^e 是同位素平衡分馏系数, A 为交换程度百分数。

在同样条件下,用 α^i 不同的矿物-水对进行实验,会得出不同的 α^f 值,但 α^e 和 A 值不变。因此,如果以 $(\alpha^i - 1) \times 10^3$ 为纵坐标,以 $(\alpha^f - \alpha^i) \times 10^3$ 为横坐标作图,则各次实验的数据点会落在一条直线上。直线的斜率为 $-\frac{1}{A}$,而在纵轴上的截距为 $(\alpha^e - 1) \times 10^3$ 。

图 1 分别画出了从 350—550°C 的 4 个不同温度的交换数据线。求得的不同温度的同位素平衡分馏值也列于表 1。

1.4 钨铁矿-水氧同位素分馏的实验温度曲线

理论与实验研究证明,在一般地质条件下,两种化合物之间的同位素分馏与平衡温度之间有如下关系:

$$1000 \ln \alpha_{X-Y} = A \times 10^6 T^{-2} + B \quad (2)$$

式中 α_{X-Y} 为化合物 X 与化合物 Y 之间的同位素平衡分馏系数, T 为绝对温度。A 和 B 为常数,随化合物种类不同而不同。

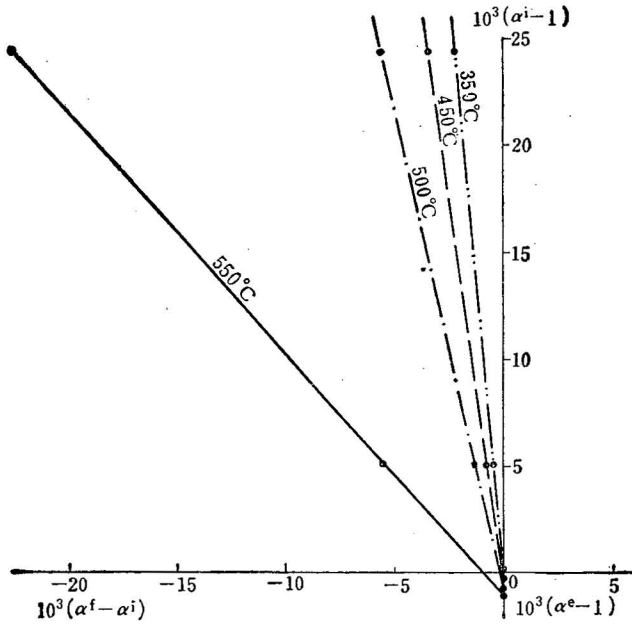


图 1 钨铁矿-H₂O 氧同位素交换的 $10^3(\alpha^i - 1) - 10^3(\alpha^f - \alpha^i)$ 关系图
 Fig. 1 $10^3(\alpha^i - 1) - 10^3(\alpha^f - \alpha^i)$ plot for oxygen isotope exchange between FeWO₄ and H₂O

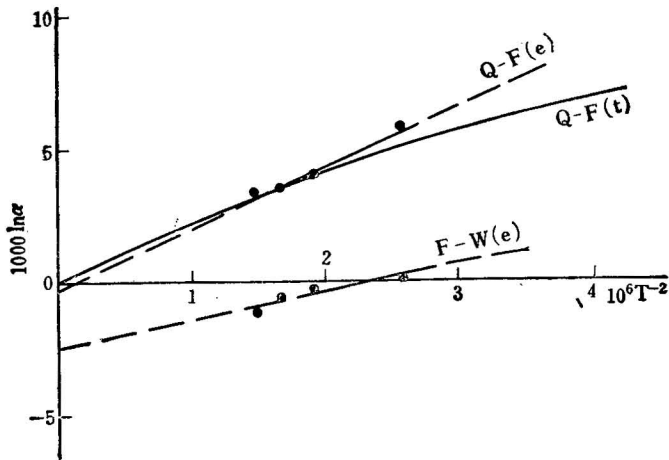


图 2 钨铁矿-水和石英-钨铁矿氧同位素平衡分馏实验校准曲线
 Fig. 2 Experimental calibration curves of oxygen isotope fractionation between ferberite and water and between quartz and ferberite
 Q 石英; F 钨铁矿; W 水; e 实验的; t 理论的
 Q Quartz; F ferberite; W water; e experimental; t theoretical

根据以上关系,对钨铁矿-H₂O 在不同温度条件下的实验数据进行最小二乘法拟合,可得出关系式:

$$1000 \ln \alpha_{\text{钨铁矿-H}_2\text{O}} = 1.04 \times 10^6 T^{-2} - 2.5 \quad (3)$$

在图 2 的下方表示出这条关系线。

1.5 石英-钨铁矿的氧同位素分馏与温度的关系

关于石英-水的氧同位素分馏,前人已做过多次研究。其中 R.N. Clayton 等(1972)^[5], A. Matthews 等(1979)和 Y. Matsuhisa 等(1979)的实验结果较常为人所引用。

在确定石英-钨铁矿氧同位素分馏的温度关系式时,我们决定采用这次得到的钨铁矿-水关系式(式 3)和 R. N. Clayton 等(1972)^[5]得到的石英-水关系式(校正后的):

$$1000 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 2.9 \quad (4)$$

将(4)式减去(3)式,得到:

$$1000 \ln \alpha_{\text{石英-钨铁矿}} = 2.34 \times 10^6 T^{-2} - 0.4 \quad (5)$$

2 理论计算结果

为检验上述实验结果的可靠性,我们采用 Bigeleisen-Mayer 函数法对石英-钨铁矿的氧同位素平衡分馏与温度的关系进行了理论计算。

2.1 Bigeleisen-Mayer 函数

J. Bigeleisen 和 M. G. Mayer (1947)^[6] 证明:一种化合物的两种不同同位素分子的配分函数比 f 可用下式表示:

$$f = Q^*/Q = 1 + G\Delta u \quad (6)$$

式中 Q^* 和 Q 分别为含重同位素和含轻同位素的分子的配分函数。 Δu 为两种分子的振动能差。 G 叫做 Bigeleisen-Mayer 函数,其表达式为:

$$G = \frac{1}{2} - \frac{1}{u} + \frac{1}{e^u - 1} \quad (7)$$

其中 e 为自然对数的底。 u 为含轻同位素分子的振动能,它等于 $hc\omega/KT$ 。 h 为普朗克常数, c 为光速, K 为玻尔兹曼常数, T 为绝对温度, ω 为分子的振动基频。

在实际计算中,可以根据化合物的振动基频和指定的绝对温度,算出分子的能量 u ,然后查 Bigeleisen-Mayer 函数表求出 G 。 Δu 可按下列关系式求出:

$$\Delta u = u \left(1 - \sqrt{\frac{\mu}{\mu^*}} \right) \quad (8)$$

式中 μ 为轻同位素分子的折合质量, μ^* 为重同位素分子的折合质量。

2.2 SiO_2 和 FeO 及 WO_3 的配分函数比

按上述方法,采用刘文世、刘高魁(1982)所报道的分子振动频率^[7],对在不同温度条件下 SiO_2 和 FeO 及 WO_3 的配分函数比 f 进行了计算,结果列于表 2—4。

2.3 石英-钨铁矿氧同位素平衡分馏的计算

根据表 2—4 的数据,可以算出 SiO_2 与 FeWO_4 的氧同位素平衡分馏值,公式为:

表2 SiO₂ 的配分函数比计算结果

Table 2 Calculation results of f for quartz

T °K	u	G	Δu	f	lnf × 10 ³
300	5.277	0.3157	0.1900	1.0600	58.7
400	3.958	0.2668	0.1425	1.0380	37.3
500	3.166	0.2281	0.1140	1.0260	25.7
600	2.638	0.1980	0.0950	1.0188	18.6
700	2.262	0.1740	0.0814	1.0142	14.1
800	1.979	0.1551	0.0712	1.0110	11.0
900	1.759	0.1396	0.0633	1.0089	8.8
1000	1.583	0.1266	0.0570	1.0072	7.2
1100	1.439	0.1160	0.0518	1.0060	6.0
1200	1.319	0.1069	0.0475	1.0051	5.1
1500	1.055	0.0863	0.0380	1.0033	3.3

注: SiO₂ 振动频率 $\omega = 1100$, $1 - \sqrt{\frac{\mu}{\mu^*}} = 0.036$; 振动能 $u = hc\omega/KT$; $\Delta u = u(1 - \sqrt{\frac{\mu}{\mu^*}})$

表3 WO₃ 的配分函数比计算结果

Table 3 Calculation results of f for WO₃

T °K	u	G	Δu	f	lnf × 10 ³
300	3.857	0.2622	0.2025	1.0531	51.7
400	2.892	0.2127	0.1519	1.0323	31.8
500	2.314	0.1776	0.1215	1.0216	21.4
600	1.928	0.1515	0.1012	1.0153	15.2
700	1.653	0.1320	0.0868	1.0115	11.4
800	1.446	0.1164	0.0759	1.0088	8.8
900	1.286	0.1044	0.0675	1.0070	7.0
1000	1.157	0.0943	0.0607	1.0057	5.7
1100	1.052	0.0859	0.0552	1.0047	4.7
1200	0.964	0.0790	0.0506	1.0040	4.0
1500	0.771	0.0635	0.0405	1.0026	2.6

注: WO₃ 的振动频率 $\omega = 804$, $1 - \sqrt{\frac{\mu}{\mu^*}} = 0.0525$; 振动能 $u = hc\omega/KT$; $\Delta u = u(1 - \sqrt{\frac{\mu}{\mu^*}})$

$$\begin{aligned}
 1000 \ln \alpha_{\text{SiO}_2-\text{FeWO}_3} &= \Delta^{18}\text{O}_{\text{SiO}_2-\text{FeWO}_3} \\
 &= \frac{1}{4} \Delta^{18}\text{O}_{\text{SiO}_2-\text{FeO}} + \frac{3}{4} \Delta^{18}\text{O}_{\text{SiO}_2-\text{WO}_3} \\
 &= \frac{1}{4} \times 10^3 \times \ln \alpha_{\text{SiO}_2-\text{FeO}} + \frac{3}{4} \times 10^3 \times \ln \alpha_{\text{SiO}_2-\text{WO}_3} \\
 &= \frac{1}{4} (10^3 \times \ln f_{\text{SiO}_2} - 10^3 \times \ln f_{\text{FeO}}) \\
 &\quad + \frac{3}{4} (10^3 \times \ln f_{\text{SiO}_2} - 10^3 \times \ln f_{\text{WO}_3}) \tag{9}
 \end{aligned}$$

表 4 FeO 的配分函数比计算结果
Table 4 Calculation results of f for FeO

T °K	u	G	Δu	f	$\ln f \times 10^3$
300	2.8783	0.2122	0.1266	1.0269	26.5
400	2.1588	0.1673	0.0950	1.0159	15.8
500	1.7270	0.1373	0.0760	1.0104	10.3
600	1.4392	0.1160	0.0633	1.0073	7.3
700	1.2336	0.1003	0.0543	1.0054	5.4
800	1.0794	0.0882	0.0475	1.0042	4.2
900	0.9594	0.0788	0.0422	1.0033	3.3
1000	0.8635	0.0711	0.0380	1.0027	2.7
1100	0.7850	0.0647	0.0345	1.0022	2.2
1200	0.7196	0.0595	0.0317	1.0019	1.9
1500	0.5757	0.0477	0.0253	1.0012	1.2

注: FeO 的振动频率 $\omega = 600$, $1 - \sqrt{\frac{\mu}{\mu^*}} = 0.044$; 振动能 $u = hc\omega/KT$, $\Delta u = u(1 - \sqrt{\frac{\mu}{\mu^*}})$

计算结果见表 5。表中同时列出了用同样办法算出的 SiO_2 与 MnWO_4 的氧同位素分馏值。其结果与 SiO_2 - FeWO_4 的分馏很接近。

表 5 SiO_2 - FeWO_4 和 SiO_2 - MnWO_4 氧同位素分馏计算结果
Table 5 Calculation results of oxygen isotope fractionation for SiO_2 - FeWO_4 and SiO_2 - MnWO_4

T °K	$10^6/T^2$	$10^3 \cdot \ln \alpha$	
		SiO_2 - FeWO_4	SiO_2 - MnWO_4
300	11.11	13.3	13.1
400	6.25	9.5	9.4
500	4	7.1	7.0
600	2.78	5.4	5.3
700	2.04	4.2	4.2
800	1.56	3.4	3.3
900	1.24	2.7	2.7
1000	1	2.3	2.2
1100	0.83	1.9	1.9
1200	0.69	1.7	1.6
1500	0.44	1.1	1.0

2.4 石英-钨铁矿氧同位素分馏理论曲线

根据表 5 的数据, 可以在 $1000 \ln \alpha - 10^6 T^{-2}$ 关系图上表示出石英-钨铁矿氧同位素分馏关系, 如图 2 的曲线 Q-F(t) 所示。

比较图 2 的石英-钨铁矿氧同位素分馏实验校准曲线 [Q-F(e)] 和理论曲线 [Q-F(t)], 发现在实验温度范围内, 二者相当接近。这表明我们的结果有一定可信性。

3 石英-钨铁矿氧同位素地质温度计的实际应用

为检验所得石英-钨铁矿氧同位素地质温度计的实用性,选择几个国内外知名的,研究较多的钨矿床,将石英-钨铁矿同位素测温结果与其它测温结果作了比较,结果见表6。前已指出,锰含量对石英-黑钨矿氧同位素分馏影响不大,可以用石英-钨铁矿同位素测温代替石英-黑钨矿测温。

卢焕章等(1975)^[8]和丁梯平等(1988)^[4]对西华山钨矿的流体包裹体充填温度做过详细研究,得出矿床的成矿温度为350—250℃(经压力校正)。丁梯平等(1988)^[4]对石英脉和云英岩的石英-白云母氧同位素分馏进行了研究,6个矿物对给出的温度为358—246℃。对已有的24个石英-黑钨矿对的氧同位素分馏数据,用本文的实验校准公式进行计算,得出的温度范围为372—269℃。3种数据彼此相当吻合。

表6 几个国内外著名钨矿的石英-黑钨矿氧同位素温度与其它办法得到的温度之比较
Table 6 A comparison between temperature determined upon quartz-wolframite oxygen isotope fractionation and temperature determined by other methods

矿床名称 Name of deposits	石英-黑钨矿温度 Q-Wolf. T(°C)	流体包裹体充填温度 Fluid inc. T(°C)	石英-白云母温度 Q-Musc. T(°C)	硫同位素温度 Sulphur isotope T(°C)
中国西华山 Xihuashan, China	372—269(24)	350—250	358—246(6)	
中国大吉山 Dajishan, China	314—236(3)	320—238		
美国皇后钨矿 Tungsten Queen, US	299—247(4)	328—240		320—260(2)
葡萄牙潘拉斯奎那 Panasqueira, Portugal	300—251(4)	360—230	358—269(4)	
秘鲁帕斯托比尤洛 Pasto Bueno, Peru	227—176(3)	290—175		275—200(13)

注: 括号内数字表示分析的矿物对数

马秀娟(1988)^[9]对大吉山钨矿作过详细的流体包裹体研究,得出的成矿温度为328—238℃。对大吉山的3个石英-黑钨矿对氧同位素分馏数据用本文的校准公式进行计算,得出的同位素温度为314—236℃。二者很符合。

T. Casadevall 和 R. O. Rye (1980)^[10]对美国的 Tungsten Queen 矿床做过详细的流体包裹体和氧同位素研究。他们报道的流体包裹体充填温度为320—240℃。根据他们的4个石英-黑钨矿对氧同位素分馏数据,用本文的实验校准公式可算出氧同位素温度为299—247℃。二者的下限十分一致,但上限有20℃的差别。硫同位素测温结果也相近。

W. C. Kelly 和 R. O. Rye (1979)^[11]对葡萄牙的 Panasqueira 钨-锡矿床进行过详细的流体包裹体和稳定同位素研究。他们得出的流体包裹体充填温度为360—230℃。根据他们的4个石英-黑钨矿对氧同位素分馏数据,用本文的校准公式可算出氧同位素温度为300—251℃。两种温度的下限相差20℃,上限相差40℃。氧同位素温度范围较充

填温度范围窄。这也许是测量的石英-黑钨矿对数目不多所致。该矿的石英-白云母氧同位素温度为 358—269°C, 上限与包裹体温度上限一致。

G. P. Landis 和 R. O. Rye (1974)^[2] 曾对秘鲁的 Pasto Bueno 矿床作过深入的流体包裹体和稳定同位素研究。所得包裹体充填温度为 290—175°C, 硫同位素温度为 275—200°C。用他们的石英-黑钨矿氧同位素分馏数据, 按我们的校准曲线, 算出氧同位素温度为 227—176°C。几种温度的下限相差不大, 但石英-黑钨矿氧同位素温度上限略低。这也可能是测试样品不够多所致。

鉴于目前对同一样品用不同方法测温的工作做得很少, 现在无法更直接地对各种方法作比较。但是, 从上述 5 个矿床的情况来看, 我们的石英-钨铁矿实验校准曲线能够对石英脉钨矿床定出合理的氧同位素温度。

4 结 论

经实验标定, 得出在 350—550°C 温度范围内, 钨铁矿-水的氧同位素交换平衡分馏与温度的关系为:

$$1000 \ln \alpha_{\text{钨铁矿-水}} = 1.04 \times 10^6 T^{-2} - 2.5 \quad (10)$$

将此关系与 R. N. Clayton 等(1972)^[3]的石英-水氧同位素分馏的温度关系式相结合, 可求出石英-钨铁矿的氧同位素分馏与温度的关系式为:

$$1000 \ln \alpha_{\text{石英-钨铁矿}} = 2.34 \times 10^6 T^{-2} - 0.4 \quad (11)$$

为验证这一实验结果, 用 Bigeleison-Mayer 函数法, 对石英-钨铁矿氧同位素分馏与温度的关系进行了理论计算, 结果与实验关系相当吻合。

同时, 将得到的石英-钨铁矿分馏关系应用于几个国内外知名的钨矿床。结果表明, 根据石英-钨铁矿氧同位素地质温度计算出的成矿温度与流体包裹体充填温度及其它同位素测温结果十分相近。

以上情况表明, 本研究得出的石英-钨铁矿氧同位素分馏校准曲线是可靠的, 适于作为含钨石英脉矿床的地质温度计。

本研究是在中国地质科学院基金资助下进行的, 同时得到人事部非教育系统出国人员的科研经费资助。对此, 作者深表感谢。

参 考 文 献

- 1 Urey H C. The thermodynamic properties of isotopic substances. *J. Chem. Soc.* 1947, 562.
- 2 Landis G P, Rye R O. Geologic, fluid inclusion and stable isotope studies of the Pasto-Buena tungsten base metal ore deposits. *Northern Peru. Econ. Geol.*, 1974, 69: 1025—1059.
- 3 Борщевский Ю А, Апельцин Ф Р, Борисова С. Л., Кудрина, М. А. Изотопный состав кислорода шслитов из вольфрамоных меоторождений различных генетических типов. *Геология Рудных Меоторождений*, 1979, (1): 62—70.
- 4 丁梯平, 彭子成, 黎红, 李延河. 南岭地区几个典型矿床的稳定同位素研究. 北京科学技术出版社出版, 1988. 56 页.
- 5 Clayton R N, O'Neil J R, Mayeda T K. Oxygen isotope exchange between quartz and water. *J. Geophys. Review*, 1972, 77: 3057—3067.
- 6 Bigeleison J., Mayer M G. Calculation of equilibrium constants for isotopic exchange reactions. *J. Chem. Phys.* 1947, 15: 261—267.

- 7 彭文世,刘高魁. 矿物红外光谱图集. 北京: 科学出版社,1982.
- 8 卢焕章, 施继锡, 喻茨玫, 许生蛟. 南岭地区各种类型钨矿床流体包裹体特征及形成温度的研究. 地球化学, 1977,(3): 179—193.
- 9 马秀娟. 大吉山钨矿包裹体地球化学研究. 见: 李荫清等著. 流体包裹体在矿床学和岩石学中的应用. 北京: 科学技术出版社出版,1988. 61—111页.
- 10 Casadevall T, Rye R O. The Tungsten Queen Deposit, Hamme district, Vance County, North Carolina: A stable isotope study of a metamorphosed Quartz-Huebnerite Vein. Econ. Geol. 1980, 75: 523—537.
- 11 Kelly W C, Rye R O. Geology, fluid inclusion and stable isotope studies of the tin-tungsten deposit of Panasqueira, Portugal. Econ. Geol. 1979, 74: 1721—1822.

QUARTZ-FERBERITE OXYGEN ISOTOPE GEOTHERMOMETER AND ITS GEOLOGICAL APPLICATIONS

Ding Tiping, Liu Yushan, Wan Defang, Liu Zhijing, Li Jincheng
and Zhang Guilan

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

Abstract

The quartz-wolframite oxygen isotope geothermometer may become an effective tool for determining the formation temperatures of tungsten deposits. For this reason a method integrating experimental calibration, theoretical calculation and empirical extrapolation has been used in this study in an attempt to establish a relatively reliable quartz-ferberite oxygen isotope geothermometer.

Experiments for oxygen isotope exchange between ferberite and water were carried out and the following equation on oxygen isotope fractionation between ferberite and water against temperature was obtained:

$$1000 \ln \alpha_{\text{FeWO}_4-\text{H}_2\text{O}} = 1.04 \times 10^6 T^{-2} - 2.5 \quad (1)$$

Combining this equation with the equation of Clayton et al. (1972) on oxygen isotope fractionation between quartz and water, a equation on oxygen isotope fractionation between quartz and ferberite was obtained:

$$1000 \ln \alpha_{\text{SiO}_2-\text{FeWO}_4} = 2.34 \times 10^6 T^{-2} - 0.4 \quad (2)$$

The Bigeleison-Mayer function method was used to calculate the oxygen isotope fractionation between quartz and ferberite. The theoretical curve obtained agrees with the experimental calibration results quite well in the temperature range of the study.

At last the above calibration curve has been used in 5 world famous tungsten deposits to determine their temperatures of formation. The results show that the temperature range for an individual deposit obtained from this quartz-ferberite oxygen isotope geothermometer agrees with that obtained by using the fluid inclusion determination and other isotope geothermometers. From above it is indicated that this quartz-ferberite oxygen isotope geothermometer is reliable.

Key words: geothermometer, oxygen Isotope, quartz-ferberite

作 者 简 介

丁悌平,生于1941年6月,籍贯湖南浏阳。1964年毕业于中南矿冶学院地质系,1967年于中国地质科学院研究生毕业。多年来从事矿床学、同位素地质学研究。现为中国地质科学院矿床地质研究所副研究员。通讯处:北京百万庄26号中国地质科学院矿床地质研究所,邮政编码:100037。