

判定热液矿床成矿介质水的一种有效方法 (以西华山钨矿为例)

陈振胜 张理刚

(地矿部宜昌地质矿产研究所)

本文以西华山钨矿为例,介绍了用水/岩交换氢氧同位素地球化学行为特征,判定热液矿床成矿介质水的性质、来源及各种水/岩交换初始参数的确定方法;阐述了经水/岩交换后成矿热液水与其初始水之间氢氧同位素组成的差异;指出要慎重使用混合水成矿的观点来解释矿床成因。

关键词: 成矿介质水; 水/岩交换作用; 稳定同位素

作为热液矿床最重要的组份,成矿介质的性质无疑是地质研究中重要课题之一。大量事实表明,不仅花岗岩类岩石物质来源具多样性,成矿热液也可以是大气降水、海水、变质水、建造水、岩浆水中的一种或几种经与岩石化学反应获取金属物质而形成。换句话说,水/岩交换是形成各种热液矿床的重要前提。在稳定同位素应用方面,Ohmoto^[3]、Taylor^[4]和Campbell^[5]都利用水/岩交换理论结合氢氧同位素较好地解释了一些矿床的成因。国内这方面虽早有注意,但研究深度还很不够。本文旨在通过对西华山钨矿成矿介质水性质的判定,探讨热液水氢氧同位素在水/岩交换理论中的合理应用。

西华山矿区成矿时期大气降水氢氧同位素组成的确定

表1为西华山矿区及其附近现今地表水的氢氧同位素组成。可以看出,现今西华山及邻近地区地表水 δD 值多低于 -40% ,波动范围为 $-30\sim-55\%$,平均 -43.7% 。问

题的关键在于该区现今地表水究竟能否代表中生代大气降水的同位素组成特征。张理刚^[6]在综合大批大气降水热液矿床的氢(氧)同位素资料及其与地理位置关系的基础上,作出了我国东部地区中生代大气降水氢同位素组成变化等值线趋势图。与我国现今地表水年平均 δD 值等值线趋势图相比,前者偏低 $4\sim 20\%$ 。究其原因在于我国东部地区中生代时期海岸距离较现今要远^[7],由海岸效应引起中生代大气降水氢氧同位素组成系统降低。

稳定同位素研究表明,热液矿床中晚期脉体有相当一部分为大气降水热液成因。表现在图1上,形成晚期脉体的热液水氢氧同位素组成投影点靠近雨水线。由于岩石中含多量氧($45\sim 50\text{wt}\%$)和少量氢(多集中于含水矿物中),经水/岩交换后大气降水热液通常发生氧同位素“漂移”,而 δD_{H_2O} 则基本不变,导致投影点落在雨水线偏右侧。在西华山矿区,除主矿化期黑钨矿石英脉外,尚发育有为数不少的晚期硫化物石英脉和无矿石英脉。晚期石英脉的均一温度为 $220\sim 260^\circ\text{C}$ ^[6],若以 240°C 计算则得到与脉石英平衡的 $\delta^{18}\text{O}_{H_2O}$ 值(表2)。

由表2可见,形成晚期石英脉的热液水

西华山及邻近矿区现今地表水氢氧同位素组成

表 1

样 号	取 样 位 置	水 的 种 类	$\delta D_{SMOW}(\%)$	$\delta^{18}O_{SMOW}(\%)$	资 料 来 源
E	漂 塘	矿 坑 水	-41.3	-6.89	穆治国等, 1981
F	漂 塘	矿 坑 水	-33.2	-6.54	
G	漂 塘	矿 坑 水	-48.4	-6.96	
H	荡 坪	矿 坑 水	-41.3	-6.52	
I	西 华 山	泉 水	-55.4	-7.25	
N	西 华 山	泉 水	-31.1	-5.14	
J	西 华 山	矿 坑 水	-48.4	-6.52	
K	西 华 山	矿 坑 水	-42.3	-5.94	
M	西 华 山	矿 坑 水	-50.7	-7.60	
	漂 塘	矿 坑 水	(-45)	-6.8	张理刚等, 1981

括号内数据系据 $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ (Craig, 1961) 计算所得。

西华山钨矿晚期脉石英及其包裹体水氢氧同位素组成

表 2

样 号	采 样 位 置	$\delta^{18}O_{\text{石英-SMOW}}(\%)$	$\delta D_{H_2O}(\%)$	$\delta^{18}O_{H_2O}(\%)$	资 料 来 源
X-137	483中段(Ⅲ)	7.02	--	-2.83	本 文
X-114	431中段(Ⅲ)	7.00	-52.1	-2.85	
西-11	431中段(Ⅲ)	11.5	--	1.65	张理刚等, 1981
西-22	483中段(Ⅲ)	6.8	--	-3.05	
西-1	431中段(Ⅳ)	3.1	-60	-6.75	
西-9	431中段(Ⅳ)	2.3	-58	-7.55	

• 据 $1000\ln a_{SiO_2-H_2O} = 3.306 \times 10^6 T^{-2} - 2.71$, 以 240°C 计算, 括号内为成矿阶段。

氧同位素组成很低, 而 δD 平均为 -56.7% , 投影在图 1 上, 显然晚期石英脉热液水与该区中生代大气降水之间具亲缘关系。

通过以上讨论, 我们可以肯定大气降水

是形成西华山晚期石英脉热液水的主要组份。且成矿时期大气降水的氢同位素组成范围为 $-50 \sim -60\%$ 。取 $\delta D_{\text{大气降水}} = -55\%$, 则相应应有 $\delta^{18}O_{\text{大气降水}} = -8.1\%$ 。

初始岩浆水及新鲜花岗

岩氢氧同位素组成的

确定

表 3 列出西华山岩株新鲜的中粒黑云母花岗岩全岩氧同位素组成。在西华山钨矿中, 脉钨矿多产出于中粒黑云母花岗岩中。可以看出, 其范围从 $+9.7 \sim +12.06\%$ 不等, 绝大多数在 $9.7 \sim 11.3\%$ 之间, 平均 $\delta^{18}O_{\text{花岗岩}} = 10.76\%$ 。

我们取 X-054 样对其新鲜度进行系统验证。镜下观察表明, 该样仅长石发生很弱的

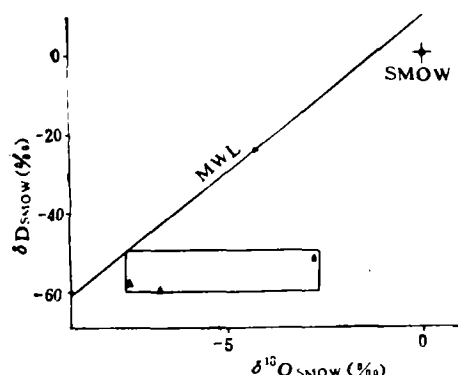


图 1 西华山钨矿晚期脉石英热液水氢氧同位素组成

西华山钨矿新鲜中粒黑云母花岗岩的氧同位素组成

表 3

样 号	产 状	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\%)$	资 料 来 源
X-054 γ_5^{2b}	431 中段 —	10.74 10.77*	本 文
西12 γ_{84}	431 S20 431-704	9.8 9.7	张理刚等, 1981
		12.06 11.32(2)	穆治国等, 1981
		10.65(3)	南岭矿床专题组, 1985

* 样品由陈志雄提供, 括号内为样品个数。

泥化。其单矿物氧同位素的分析结果为: $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}} = 11.69\%$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{长石}} = 10.04\%$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{黑云母}} = 7.35\%$ 。根据 $\Delta_{\text{石英-长石}} = 1.65\%$ 落入正常岩浆温度下, 石英—长石氧同位素平衡分馏值范围 ($\Delta < 1.85\%$), 以及利用 $1000 \ln \alpha_{\text{石英-黑云母}} = 3.39 \times 10^6 T^{-2} - 0.27^{[6]}$ 计算的同位素平衡温度为 585°C , 这与花岗岩中石英的热焓温度为 $600 \sim 700^\circ\text{C}$ ($< 700^\circ\text{C}$)^[8] 是吻合的, 我们可以认定该样基本上保持了其结晶时的同位素组成特征并处于平衡状态。在 600°C 条件下计算出与 X-054 石英平衡的岩浆水 $\delta^{18}\text{O} = 10.06\%$ 。而花岗岩中石英原生包裹体水实测 $\delta D = -61.3 \sim -72.4\%$ ^[8], 取中值 $\delta D_{\text{岩浆水}} = -68\%$, 则由该岩浆平衡结晶形成的花岗岩 $\delta D \approx -78\%$ ^[4, 5]。

通过以上讨论, 我们获得了一系列水/岩交换理论中必需的初始参数, 即 $\delta^{18}\text{O}_{\text{大气降水}} = -8.1\%$, $\delta D_{\text{大气降水}} = -55\%$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{岩浆水}} = 10.1\%$, $\delta D_{\text{岩浆水}} = -68\%$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{花岗岩}} = 10.7\%$; $\delta D_{\text{花岗岩}} = -78\%$ 。典型花岗岩中水含量一般为 $0.5 \sim 0.6 \text{ wt}\%$, 西华山花岗岩含水量约为 $0.6 \text{ wt}\%$ ^[9]。

成矿热液水氢氧同位素组成

利用稳定同位素对西华山钨矿主成矿期

热液水的来源进行判别, 不同学者间仍存在认识上的分歧。这是直接和单纯地应用成矿热液氢氧同位素资料所导致的一种必然现象。因此除强调基础地质工作的重要性外, 对蚀变体系岩石氢氧同位素组成的系统研究将有助于我们正确认识成矿热液水的性质。因为水/岩交换过程中介质水和岩石氢氧同位素组成的演化是互为相关的, 它们遵循水/岩交换的基本原理。有关西华山钨矿蚀变体系岩石氢氧同位素组成及演化将在另文中讨论。本文主要据该矿床“王牌脉”——299号钨矿脉石英及其包裹体水的氧氢同位素资料, 利用水/岩交换理论来判断其成矿介质水来源及演化。

表 4 为 299 号脉石英及其包裹体水氢氧同位素分析结果。可以看出:

1. 脉石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围从 10.4% 至 13.6% , 纵向上很难发现它有明显的变化趋势; 而在横向上, 同一采样点脉壁石英的氧同位素组成总是低于脉中石英。这种现象可以石英—水分馏来说明。由于脉壁石英形成较早, 温度稍高, 石英—水分馏相对要小一些, 导致脉壁石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值较脉中为低。

2. 据测温资料, 脉石英原生包裹体均一温区为 $240 \sim 320^\circ\text{C}$ ^[10]。利用 $1000 \ln \alpha_{\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}} = 3.306 \times 10^6 T^{-2} - 2.71$ (张理刚等,《经济地质》, 待刊) 来计算与脉石英平衡

西华山钨矿299号矿脉石英及其包裹体水氢氧同位素组成

表 4

样品编号	采样位置	$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}-\text{SMOW}(\text{‰})$	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^*(\text{‰})$	资料来源
X-078	632中段	11.61	-53.0	4.92	本文
X-069	594中段(脉中)	12.30	-55.3	5.52	
X-070	594中段(脉壁)	12.06	—	5.37	
X-083	538中段	11.83	-48.7	5.14	
X-060	483中段	11.85	—	5.16	
西14	670中段(脉壁)	11.8	-54	5.11	张理刚等, 1981
西0018b	632中段(脉中)	12.4	—	5.71	
西0018a	632中段(脉壁)	11.6	—	4.91	
西17	594中段(脉中)	12.7	—	6.01	
西16	594中段(脉壁)	10.4	-57	3.71	
西053a	538中段	13.0	—	6.31	
西023a	483中段	12.7	—	6.01	
西20	483中段	13.0	-58	6.31	
西-14	745中段	11.83	-69.1	5.14	朱焱龄等**, 1981
西-15B	720中段	11.54	-60.6	4.85	
西-18	632中段	13.15	-44.0	6.36	
西-19	632中段	13.01	-53.3	6.22	
西-20	632中段	12.21	—	5.52	
西-4	594中段	11.68	—	4.99	
西-5	594中段	11.85	—	5.07	
西-6	594中段	12.85	—	6.07	
西-23	538中段	12.80	-45.2	6.11	
Xi-023	670中段	10.5	—	3.81	丁伟平等, 1985
Xi-027	632中段	11.2	—	4.51	
Xi-028	632中段	12.1	—	5.41	
Xi-013	594中段	12.2	-56	5.42	
Xi-001	538中段	11.6	—	4.91	
Xi-021	538中段	11.4	-60	4.89	
西-7	670中段	13.22	—	6.53	穆治国等**, 1981
西-24	538中段	12.72	-53.4	6.03	
西-28A	483中段	12.63	-51.1	5.94	
西-28B	483中段	12.45	-65.2	5.76	
西-29	431中段	11.05	-50.5	4.38	

* 采用 $1000\ln\alpha_{\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}} = 3.306 \times 10^6 T^{-2} - 2.71$ (张理刚等, 待刊), 以 320°C 计算。

** 以 $\delta^{18}\text{O}_{\text{NBS}-20} = 9.6\text{‰}$ 校正。

的热液水氧同位素组成, 则得到 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3.7 \sim 6.5\text{‰}$ (以 320°C 计算)。

3. 脉石英包裹体水 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = -44 \sim -69\text{‰}$ 。

成矿介质水的判定

将表4中数据点投影在图2上。在具体应用这些数据时, 会发现其在图2上的投影

点落入或接近“正常岩浆水”范畴, 如果仅据这一点就认为钨矿是从岩浆水中直接沉积出来, 至少这种方法是不够科学的。因为热液矿床初始岩浆水本身并不含足量矿质, 岩浆水要发展成为含矿热液必须经过水/岩交换淋滤出岩石中的矿质, 而水/岩交换的结果使初始岩浆水同位素组成发生变化, 同时产生蚀变花岗岩及其相应的氢氧同位素变

化。简单地说就是，成矿热液水与其初始水的同位素组成是不同的。事实上，图2中所表示出的“正常岩浆水”($\delta^{18}\text{O}=6.0\sim 9.0\%$, $\delta\text{D}=-40\sim -80\%$)是针对北美多数花岗岩($\delta^{18}\text{O}=+6\sim 10\%$)而确定的[4]。而在华南地区，“S”型花岗岩全岩氧同位

素组成通常在10.0%以上，与其对应的应该是高 ^{18}O “钨锡系列花岗岩初始岩浆水”[6] ($\delta^{18}\text{O}=+8.5\sim +12.5\%$, $\delta\text{D}=-55\sim -80\%$)。就西华山岩株而言，据前面讨论的情况，其初始岩浆水也同样落入这一范围。

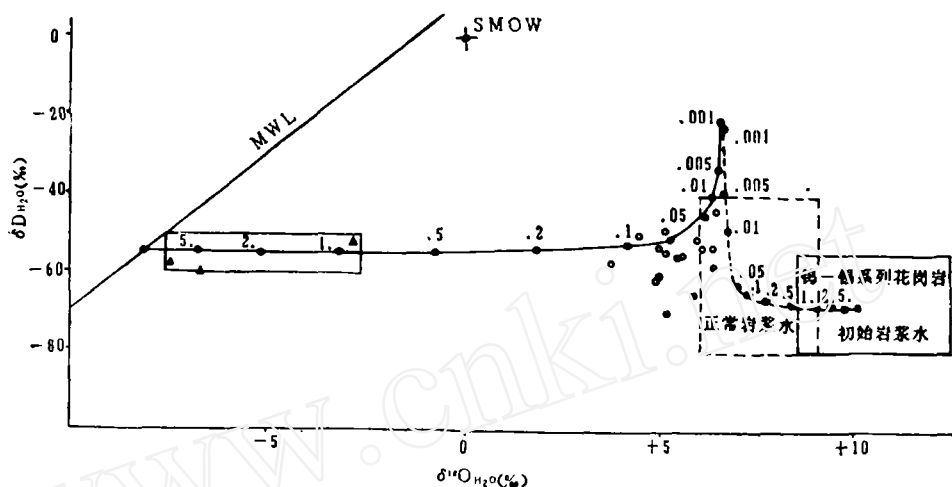


图2 西华山钨矿成矿热液水氢氧同位素组成(%)

图中还表示出岩浆水和大气降水与中粒黑云母花岗岩平衡交换演化曲线(320℃)，曲线上的数字代表W/R值

据氢氧同位素水/岩交换物质平衡方程：

$$W \cdot \delta_{\text{水}}^{\text{H}} + R \cdot \delta_{\text{岩石}}^{\text{H}} = W \cdot \delta_{\text{水}}^{\text{O}} + R \cdot \delta_{\text{岩石}}^{\text{O}} \quad (1)$$

可以计算出在不同温度和W/R值(水/岩)条件下热液水和蚀变岩石氢氧同位素的演化结果[11,12]。

利用西华山矿区岩浆水和大气降水分别与中粒黑云母花岗岩在不同W/R值和320℃温度条件下平衡交换，其热液水氢氧同位素演化线如图2。可以看出，与西华山钨矿299号脉石英平衡的成矿热液水同位素组成集中在320℃岩浆水和大气降水演化线之间一个狭小的过渡区域内。因此应该对以下三种情况加以讨论和判别：

1. 占统治地位的成矿热液水来源于大气降水；

2. 来源于岩浆水；
3. 以上两种水按一定比例混合的结果。

我们先讨论大气降水演化线。根据图2，必须使大气降水 δD 下降至-70‰左右，并在更高的水/岩交换温度条件下，大气降水才能发展成为主成矿期主要介质水。显然这种情况是不大可能的，一者320℃已经是相对高的交换温度(成矿温度为240~320℃)，再者 $\delta\text{D}_{\text{大气降水}}=-55\%$ 是据晚期典型大气降水热液成因石英脉包裹体水 δD 值得到的，不可能有15%的大偏差。

对于岩浆水演化线，部分数据点确可以反映320℃左右岩浆水/花岗岩平衡交换后热液水的同位素组成；还有一部分数据点与320℃交换线有较大偏离，但它们可以是在低于320℃条件下水/岩交换的结果。从这种

考虑出发,可以反推出当交换温度为260℃时,岩浆水即可发展成为绝大多数与脉石英平衡的成矿热液水,这与温度资料是吻合的。其W/R值在0.1~0.01之间,具有典型的岩浆水热液矿床小W/R值特征。

当成矿热液水同位素组成介于二种初始水之间时,混合水成矿的观点在过去是广为接受的。而水/岩交换理论在应用中强调蚀变岩石氢氧同位素与成矿热液水的配套研究。对西华山蚀变体系岩石(云英岩、钾化花岗岩、钠化花岗岩)的研究证实了蚀变岩石岩浆水热液蚀变成因。后期大气降水在形成晚期石英脉的同时,部分地影响了钾、钠化花岗岩中的长石类矿物同位素组成,而与成矿没有必然联系。

结 论

以上从多角度讨论判定西华山钨矿主成矿期热液水是由高¹⁸O初始岩浆水经水/岩交换发展形成,并非由“正常岩浆水”或“钨锡系列花岗岩初始岩浆水”直接成矿。

利用水/岩交换氢氧同位素研究方法判定成矿介质水来源,应注意对各种初始参数的确定。正确使用这种研究手段有助于提高对矿床成因的认识和对稳定同位素的应用。热液矿床由初始水直接成矿是不可思议的;

而当成矿热液水氢氧同位素组成介于两种初始水同位素组成的过渡区域时,没有必要总是求助于混合水成矿的观点。较完善的方法是深入结合蚀变岩石氢氧同位素系统变化特征进行配套研究,因为水/岩交换过程中水和岩石同位素变化是互为条件的。

参 考 文 献

- [1] Jensen, M. L., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. (H. L. Barnes, ed., 1967, p. 143~165)
- [2] Ohmoto, H., Econ. Geol., 1972, V. 67, p. 551~579
- [3] Ohmoto, H., and Rye, R. O., Econ. Geol., 1974, V. 69, p. 947~953
- [4] Taylor, H. P., Jr., Econ. Geol., 1974, V. 69, p. 843~883
- [5] Campbell, A., Rye, D. and Petersen, U., Econ. Geol., 1934, V. 79, p. 1818~1831.
- [6] 张理刚,《稳定同位素在地质科学中的应用》,陕西科学技术出版社,1985年。
- [7] 谭忠福等,地质学报,1983,第1期,第43~49页。
- [8] 穆治国等,《钨矿地质讨论会论文集》,地质出版社,1981年,第153~169页。
- [9] 吴永乐等,《钨矿地质讨论会论文集》,地质出版社,1981年,第207~220页。
- [10] 卢焕章,《华南钨矿成因》,重庆出版社,1986年。
- [11] 陈振胜等,地质与勘探,1989,第2期,第7~11页。
- [12] 陈振胜等,桂林冶金地质学院学报,1989,第1期,第61~68页。

An Effective Method for Discriminating the Ore-forming Medium of a Hydrothermal Deposit- Taking the Xihuashan W-deposit as an Example

Chen Zhensheng Zhang Ligang

The Xihuashan W-deposit is taken as an example in this paper to illustrate that the nature and origin of ore-forming medium of a hydrothermal deposit, and initial parameters for different water-rock exchange may be determined in the light of hydrogen-oxygen isotope geochemical behaviour during the exchange between water and rock. The difference in hydrogen and oxygen isotope compositions between the ore-forming hydrothermal solution and initial water after the water-rock exchange has been expounded. To explain the genesis of a deposit with mixing water viewpoint has to be done with great care.