

蚀变围岩氢氧同位素组成的系统变化 及其地质意义——以西华山钨矿为例

陈振胜 张理刚

(中国地质科学院宜昌地质矿产研究所)

提 要 利用水/岩交换理论对西华山钨矿蚀变岩石氢氧同位素分析结果的研究,确认本区主要赋矿岩石(中粒黑云母花岗岩)经历了两次蚀变。一次为岩浆热液水的面型蚀变,另一次为大气降水热液叠加蚀变。前种蚀变形成的岩石中 $\delta^{18}\text{O}$ 较原岩升高, δD 降低;后者形成的蚀变岩中 $\delta^{18}\text{O}$ 降低, δD 受控于高岭石和绢云母。西华山钨矿成矿以岩浆热液作用为主,大气降水对成矿的作用不大。

关键词 蚀变岩石体系 氢氧同位素 水/岩交换 叠加蚀变。

热液矿床的一个重要特征,是在矿区内出现与矿体相对应的各具特色的蚀变岩石及其分带。通过各种不同介质水,包括岩浆水、海水、变质水、建造水和大气降水等与围岩发生水/岩交换,从岩石中获取热液矿床成矿物质并在蚀变岩石体系的有利部位形成矿床。⁽¹⁾这种观点已为多数地质学家所接受,并由此出发对热液矿床成矿物质来源和热液水的性质进行了细致的研究。就水/岩交换理论与稳定同位素结合的研究及其应用而言, Taylor⁽²⁾和 Ohmoto⁽³⁾作了开拓性的研究工作。水/岩交换的结果使热液水和蚀变岩石氢氧同位素发生有规律的变化,这种对应的变化即成为研究和判断矿床成因的一种可以相互验证的依据。有关水/岩交换的基本原理及其主要控制因素我们曾经作过探讨⁽⁴⁾。西华山钨矿主要成矿阶段脉石英的氢氧同位素组成已经显示出以岩浆热液水为主的成矿特征⁽⁵⁾。在此基础上,本文从蚀变岩石氢氧同位素组成特征及其形成机制的角度入手,对矿床成因作深入一步的讨论,同时也是对水/岩交换理论在蚀变岩石氢氧同位素组成方面合理应用的一种新的尝试。

一、基础地质概况

西华山钨矿地处江西省大余县,北东向桃江—池江深断裂之北西盘。岩体出露面积约二十平方公里。有关岩体侵入期次和阶段的划分目前各家看法不尽相同。吴永乐等⁽⁶⁾对西华山钨矿基础地质和矿床地质作了系统细致的野外观察和室内研究,根据晚阶段岩体截切早阶段岩体中的岩脉这一明显特征将西华山花岗岩划分为四个阶段,又结合钾—氩同位素年龄资料认为它们分属二期,即燕山早期斑状中粒黑云母花岗岩(t_2^{-1} , 163~184Ma)、中粒黑云母花岗岩(t_2^{-2} , 149~156Ma)、斑状中细粒黑云母花岗岩(t_2^{-3} , 139~145Ma)和燕山晚期斑状细粒花岗

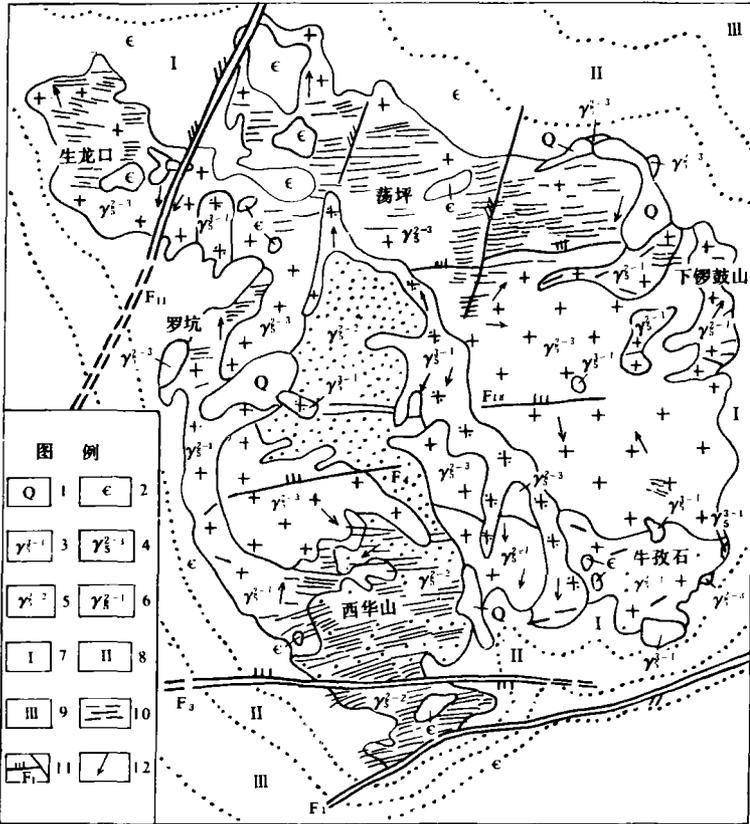


图1 西华山钨矿田地质略图(据吴永乐等 1987)
 Fig. 1 Geological map of Xihuashan mining area

图例说明:

- 1—第四系;2—寒武系;3—燕山晚期第一阶段斑状细粒花岗岩;4—燕山早期第三阶段斑状中细粒黑云母花岗岩;5—燕山早期第二阶段中粒黑云母花岗岩;6—燕山早期第一阶段斑状中粒黑云母花岗岩;7—角岩带;8—角岩化带;9—弱角岩化带;
- 10—矿脉;11—断层;12—流线

据吴永乐等(1987)

蚀变特点,以至想在矿区内找到完全新鲜的中粒黑云母花岗岩实非易事。

二、实验方法

采用标准的氧同位素制样分析方法。使矿物或全岩在 450~550℃ 温度下与 BrF₅ 反应 12 小时,析出的氧气经与热碳棒反应生成 CO₂,收集产物在 MAT-251 上做质谱测定。分析精度为 ±0.2‰。

采用煤气熔样法进行岩石氢同位素分析,经氧化铜炉和锌炉产生氢气,收集产物在 MAT

岩(r_3^{1-1} , 106Ma)。与钨矿有关的主要赋矿岩石是燕山早期第二阶段中粒黑云母花岗岩。岩体定位受北东和东西向构造复合控制,其中东西向断裂构造带控制了大部分脉钨矿的产出。图 1 为西华山钨矿田地质略图。

西华山钨矿脉脉旁蚀变围岩具有明显的水平分带和垂直分带。典型的围岩蚀变分带见图 2。在垂直方向上,岩体上部除发生碱性长石化蚀变作用外,最明显的特征是在脉旁发育了云英岩化;而在岩体下部,钨矿脉旁蚀变以钾长石化为主,向外逐渐过渡为弱碱性长石化花岗岩。根据野外和室内观察研究,整个赋矿岩体——中粒黑云母花岗岩(r_3^{2-2})均发生了程度不同或强或弱的碱性长石化蚀变作用,具有面型

—251 上做质谱测定。分析精度为 $\pm 2\%$ 。

所有氢氧同位素数据均相对于 SMOW 标准给出。

表 1 西华山钨矿深部中段碱性长石化岩石及其矿物氧同位素组成

Table 1 Oxygen isotope compositions of alkaline—feldsparized rocks and minerals from deeper levels of Xihuashan tungsten ore deposit

样号	岩性或产状	$\delta^{18}\text{O}_{\text{全岩}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{长石}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{黑云母}}$ (‰)
X-100	215 中段绢云母高岭土化叠加蚀变钾化花岗岩	9.8	—	—	
X-101	同上	10.0	—	—	
X-102	同上	9.9	—	—	
X-103	同上	10.6	12.1	9.6	
X-106	215 中段高岭土绢云母化叠加蚀变钠化花岗岩	9.5	11.5	8.1	
X-107	同上	8.8	—	7.8	
X-038	431 中段(钾)钠化花岗岩	11.0	—	—	
X-039	同上	11.1	11.8	10.1	
X-127	431 中段钾化花岗岩	10.8	—	—	
X-129	431 中段绢云母高岭土化叠加蚀变钾化花岗岩	9.7	—	—	
X-130	同上	9.7	—	—	
X-131	同上	10.6	12.7	8.8	
X-133	同上	9.9	—	—	
X-037	431 中段高岭土化叠加蚀变线型红长石化岩	7.5	12.7	6.2	
X-128	同上	5.9	—	—	
X-054	431 中段黑云母花岗岩	10.7	11.7	10.0	7.4
r_5^{2-2}	431 中段黑云母花岗岩 ¹	10.8	—	—	
	西华山钨矿中粒黑云母花岗岩 氧同位素组成代表值 ²	10.7	—	—	

1 样品由陈志雄提供

2 九个全岩样品的数据来源于穆治国等^[7], 张理刚^[1], 南岭矿床专题组^①及本文

① 南岭地区与中生代花岗岩类有关的有色、稀有金属矿床研究(1985)

三、蚀变岩石氧同位素组成

对西华山钨矿三个中段(215m, 431m, 594m)蚀变岩石进行系统采样和氢氧同位素分析。594中段299号“王牌”脉脉旁云英岩发育;215、431中段主要蚀变岩石为钾长石化花岗岩和含石英极少的钾长石化岩石,通常将它们简称为钾化花岗岩和红长石化岩。部分手标本肉眼观察为钾化花岗岩,镜下观察表明是(钾)钠长石化花岗岩。后者在西华山碱性长石化花岗岩中所占比例不大。

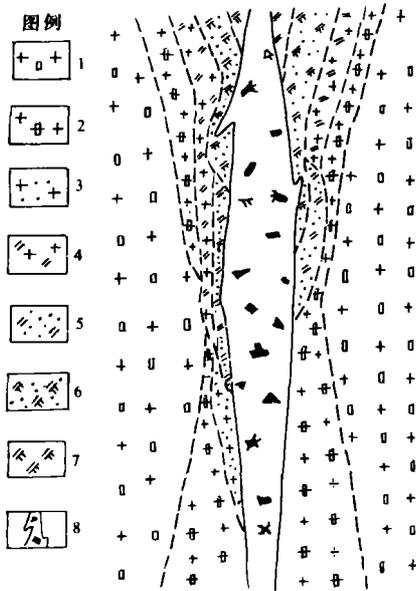


图2 西华山钨矿脉旁围岩蚀变分带示意图

Fig. 2 Diagram showing altered zoning beside wolframite-quartz vein in Xihuashan tungsten ore deposit

图例说明:

- 1—弱碱性长石化花岗岩;2—钾长石化花岗岩;
- 3—硅化花岗岩;4—云英岩化花岗岩;
- 5—富石英云英岩;6—正常云英岩;
- 7—富云母云英岩;8—黑钨矿石英脉

据吴永乐等(1987)资料修改

表1为215和431中段蚀变岩石全岩、石英和长石的氧同位素分析结果,同时列出其原岩—黑云母花岗岩的同位素组成以作比较。可以看出,蚀变岩石氧同位素组成较之黑云母花岗岩有以下变化:

1、各碱性长石化花岗岩,包括红长石化岩,其石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值普遍较新鲜黑云母花岗岩中石英的氧同位素组成高一些;

2、多数蚀变岩石全岩氧同位素组成低于黑云母花岗岩;

3、与黑云母花岗岩相比,各蚀变岩石全岩氧同位素组成随长石 $\delta^{18}\text{O}$ 值作同方向变化,即长石 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低,则全岩的也降低,反之亦然。

蚀变岩石中石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值普遍升高,指示出黑云母花岗岩曾遭受过一次促使石英富集 $\delta^{18}\text{O}$ 的热液蚀变。由于石英抗交换能力强,不难推断这次蚀变不仅使石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值升高,蚀变岩石全岩氧同位素组成必然也升高。几个具高 $\delta^{18}\text{O}$ 的钾化、(钾)钠化花岗岩($\times-038$, $\times-039$, $\times-127$)就是这一蚀变作用的记录,这几个样品受后期高岭土化、绢云母化蚀变的影响极弱,新鲜度高,它们的石英与长石间氧同位素分馏 $\Delta < 1.8\%$ 也说明了这一特点(如 $\times-039$)。多数蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低主要受长石类矿物氧同位素组成的直接影响。显然,

长石 $\delta^{18}\text{O}$ 降低是由低 $\delta^{18}\text{O}$ 大气降水成因高岭土化、绢云母化蚀变作用引起的,因此在西华山矿区还存在一次大气降水热液蚀变作用,导致多数蚀变岩石中矿物氧同位素组成不平衡,其中高 $\delta^{18}\text{O}$ 石英是先期蚀变作用的结果和保留。

上部中段岩石蚀变类型与深部中段不同。594 中段脉旁云英岩较发育,以上英云英岩居多,云母云英岩数量有限。云英岩发育宽度一般小于 50 厘米,并随着离脉增加逐渐过渡为碱性长石化花岗岩。594 中段 299 号脉蚀变围岩及单矿物氧同位素组成见表。

表 2 594 中段 299 号脉旁蚀变岩石和矿物的氧同位素组成

Table 2 Oxygen isotope compositions of altered rocks and minerals around vein—299 on 594m levels

样号	岩性	$\delta^{18}\text{O}_{\text{全岩}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{长石}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{白云母}}$ (‰)
X-071	正常云英岩	10.4	12.4	—	—
X-072	同上	11.8	11.9	—	9.3
X-073	石英云英岩	10.7	12.2	—	9.3
X-076	绢云母高岭土化叠加蚀变钾化花岗岩	9.8	11.9	7.6	

西华山钨矿为中—高温热液矿床。脉石英均一温度研究表明(包裹体气/液比为 10~60%)⁽⁶⁾⁽⁸⁾成矿温度集中区有二个,主要集中在 170~340℃,并在 380~420℃范围有一定数量,而且脉壁石英的均一温度较脉中高 10~20℃;另一特点是脉石英成矿温度具有上部高下部低的特点。因此,考虑到云英岩产出于矿脉上部的脉侧的特点,有理由判断其形成温度较高。如果我们对以上均一温度作升高 50℃的压力校正⁽⁹⁾,则云英岩的形成温度当在 300℃以上,而王牌脉(299 脉)脉侧云英岩形成温度可能更高,这可以从表 2 中石英—白云母氧同位素分馏中看出(同位素平衡温度为 460~530℃)。因此,云英岩是高温条件下的蚀变产物,此时热液中含多量挥发份(脉石英包裹体成份均富含挥发份⁽⁶⁾),具较强的扩散能力,导致裂隙旁花岗岩蚀变为云英岩。

综合前述资料,与 215、431 中段相似,594 中段各蚀变岩石中石英氧同位素组成较原岩中石英普遍高一些,反映出产生不同蚀变岩石的热液水同位素组成及蚀变条件的近似。区别在于形成机制的不同,云英岩是以扩散交代作用为主产生的线型蚀变,而赋矿岩体范围内的面型碱性长石化花岗岩则很可能是在岩体处于亚凝固状态下(此时石英也易于蚀变)发生的渗滤蚀变作用,在此过程中花岗岩中的矿质进入热液并向低压(裂隙)方向转移,在热液沿裂隙运移充填时发生扩散和交代蚀变作用,形成脉旁云英岩化带和钾化花岗岩带。因此,岩体范围内的碱性长石化与钨矿脉旁的钾化在时间上是连续的,后者可能要稍晚一些,而在形成机理上是有区别的。

我们试图用水/岩交换理论对以上数据进行解释。水/岩交换的理论基础即在一定温度下,两种物质(水和岩石)由于同位素不平衡而发生交换并向同位素平衡方向演化,其同位素交换行为主要受控于岩性,介质水的性质,交换温度和水/岩值(W/R)等⁽⁴⁾。因此,首先的问题是合理确定几个端元组份的氢氧同位素组成。

1. 初始岩浆水同位素组成的确定

一般认为花岗岩的形成温度在 550℃以上。西华山中粒黑云母花岗岩石英爆裂温度为 600

~700℃^[7];西华山花岗岩熔化实验表明,在 $P_{H_2O}=100\text{MPa}$ 时花岗岩初熔温度为 760~780℃^[6];我们根据表 1 中 X-054 样的数据,采用 $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}}=3.306\times 10^6T^{-2}-2.71$ ^[10] 和 $1000\ln\alpha_{\text{黑云母-水}}=0.41\times 10^6T^{-2}-3.10$ ^[11] 计算出石英-黑云母的平衡温度为 587℃。因此以 600℃ 作为西华山花岗岩的形成温度,则与石英氧同位素平衡的岩浆水 $\delta^{18}\text{O}=10.1\%$ 。黑云母花岗岩中石英包裹体水 $\delta\text{D}=-61\sim-74\%$ ^[7],可以取中值 $\delta\text{D}=-68\%$ 作为初始岩浆水氢同位素组成。

2、黑云母花岗岩的同位素组成

目前国际上通常认为与岩浆水平衡的岩石氢同位素组成比岩浆水低 10%^[(12)(13)],因此可认为 $\delta\text{D}_{\text{岩石}}=-80\%$;氧同位素组成实测值为 10.7%。

3、成矿时期大气降水同位素组成的确定

该区现代地表水 $\delta\text{D}=-31\sim-55\%$ ^[7]。由于我国东部中生代大气降水氢同位素组成较现代雨水系统偏低 4~20%^[1],结合西华山矿区晚期大气降水成因脉石英包裹体水氢同位素组成(-52~-60%)^[5],有理由认为成矿时期该区大气降水 δD 约为 -55%,那么根据(Craig (1961)的雨水线方程,大气降水 $\delta^{18}\text{O}=-8.1\%$ 。

以上得到一系列水/岩交换初始参数,并给出岩石含水量为 0.6%wt^[14]。

图 3 为初始岩浆水和大气降水分别与黑云母花岗岩发生同位素平衡交换后蚀变岩石及热液水同位素演化曲线。由于西华山钨矿脉石英包裹体均一温度集中在 170~340℃,因此取 320℃ 作为水/岩交换的代表性温度是合理的。

由图 3 可见,最可能导致蚀变岩石全岩及石英氧同位素组成升高的原因是初始岩浆水与黑云母花岗岩发生同位素交换。在蚀变岩石氢同位素组成降低而氧同位素组成略有升高的同时,岩浆热液水则向氧同位素组成降低而氢同位素组成升高的方向演化(见图 3 中两条实线)。深入一步的讨论还要结合蚀变岩石的氢同位素组成。

四、蚀变围岩氢同位素组成

为更好地了解西华山钨矿蚀变岩石的形成机制,我们对不同类型蚀变岩石作氢同位素分析,结合相应的氧同位素组成,可以使水/岩交换理论的应用优势得以淋漓尽致的发挥。

蚀变岩石全岩氢氧同位素组成列于表 3。其中 I 组蚀变岩石全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值高于黑云母花岗岩,而 II 组即为绢云母高岭土化叠加蚀变岩石,其全岩氧同位素组成在升高之后又较明显地降低了。反映在图 3 上,可以清楚地看出 I 组样品数据点基本落在岩浆水/岩石交换演化曲线上,从而确认了第一次蚀变为岩浆热液水蚀变成因;其中云英岩的数据点达到岩浆水/花岗岩交换曲线岩石氢同位素组成的低限值,反映出中-高温热液源于岩浆水以及脉旁有效 W/R 值大等特点,结合云英岩产出于钨矿脉旁的特点,从一个侧面提示西华山钨矿主要成矿阶段热液水以岩浆水占绝对优势。西华山钨矿脉石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 10.5~13.2%,成矿热液水的 $\delta^{18}\text{O}=3.7\sim 6.5\%$, $\delta\text{D}=-44\sim-69\%$,同样反映出成矿热液水以岩浆水为主的特点^[5],大气降水在数量上所占比例很小。此外,西华山矿区成岩年龄和成矿年龄时差很小,据李华芹最新资料(未刊)。

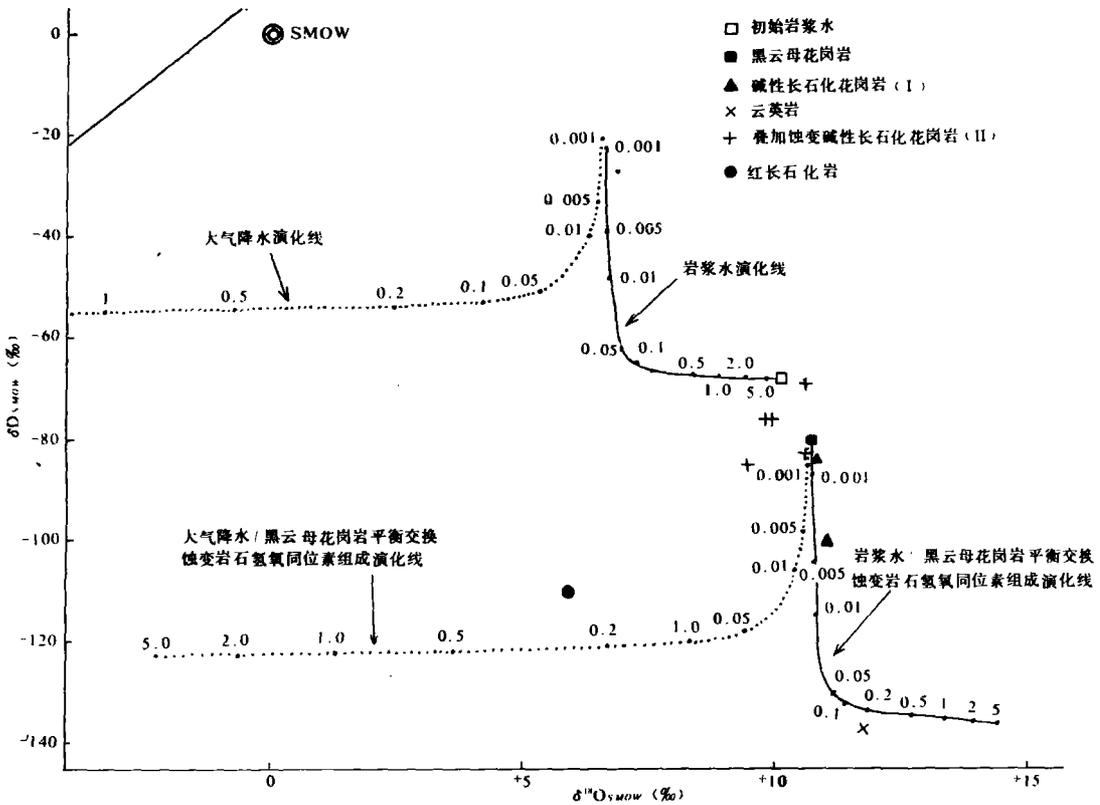


图3 花岗岩与不同成因热液水的水/岩交换演化曲线。 图中数字为水/岩(W/R)值(重量单位)
 Fig. 3 Water/rock interaction evolutionary curves for granite and different fluids

赋矿中粒黑云母花岗岩全岩 Rb—Sr 年龄为 144ma, 锆石铀—铅年龄 142ma, 而脉石英包裹体 Rb—Sr 年龄(成矿年龄)为 140ma, 这也是岩浆水热液成矿的一个极为重要的标志。

相比之下, II 组蚀变岩石氢氧同位素组成与岩浆水蚀变成因岩石不同。红长石化岩的氢氧同位素组成与岩浆水蚀变成因岩石截然不同。红长石化岩的氢氧同位素组成数据点接近大气降水/岩石交换演化线, 体现出其成因上与大气降水热液的亲缘关系。西华山岩体内典型的红长石化岩均产于石英细、微脉周围(如表 1 和表 3 中 ×-037、×-128 号样品)。取一 0.5 厘米宽的石英细脉(脉旁红长石化宽达 40 厘米)作氧同位素分析, $\delta^{18}O_{\text{石英}} = 9.0\text{‰}$, 若以 250℃ 计算^[1], 则 $\delta^{18}O_{H_2O} = -0.4\text{‰}$, 同样可以说明红长石化岩由大气降水热液蚀变作用所致。因此, 不含石英细脉旁的线型钾化带(或是红长石化岩带或是强钾长石化花岗岩带)与钨矿脉旁侧的钾化明显不同, 前者为后期大气降水显著叠加蚀变的产物, 后者则是与成矿同期或稍早些的岩浆水热液蚀变的产物, 它受到大气降水的作用远比前者弱, 并与面型钾化带渐变过渡, 如表 3 中 II 组其它碱性长石化花岗岩受大气降水蚀变作用不彻底, 其中长石类不同程度被大气降水成因高岭土、绢云母交代, 而这些含水矿物控制了岩石氢同位素组成。由图 4 可见, 当中生代大气降水 δD 在 -55‰ 左右时, 200℃ 时形成的高岭石 δD 为 -75‰ ±, $\delta^{18}O$ 小于 10.0‰。考虑温

度的变化和绢云母的影响,叠加蚀变岩石 δD 大范围变化也就不足为奇,但不会高于大气降水初始氢同位素组成。因此叠加蚀变后多数岩石同位素数据点既不表现岩浆水蚀变特征,也不具大气降水蚀变岩石的特点,而是介于两者之间。而钨矿化主要是与岩浆热液面型钾化蚀变及脉旁云英岩化有关,面型钾化是矿质来源的前提,而云英岩化则是钨矿脉的产出标志之一。后期大气降水热液形成的高岭土、绢云母化及大气降水成因线型钾化与成矿没有必然联系。

表3 西华山钨矿蚀变岩石全岩氢氧同位素组成

Table 3 Hydrogen and oxygen isotope compositions of altered rocks of Xihuashan tungsten ore deposit

	样号	岩性	$\delta^{18}O_{\text{全岩}}(\text{‰})$	$\delta^2D_{\text{全岩}}(\text{‰})$	$H_2O(\text{wt}\%)$
I	X-127	钾化花岗岩	10.8	-84	0.33
	X-038	(钾)钠化花岗岩	11.0	-100	0.27
	X-072	正常云英岩	11.8	-137	0.61
II	X-128	高岭土化叠加蚀变线型红长石化岩	5.9	-110	0.29
	X-100	绢云母高岭土化叠加蚀变钾化花岗岩	9.8	-76	0.48
	X-103	同上	10.6	-69	0.51
	X-131	同上	10.6	-83	0.46
	X-133	同上	9.9	-76	0.49
	X-106	高岭土绢云母化叠加蚀变(钾)钠化花岗岩	9.5	-80	0.27
		中粒黑云母花岗岩	10.7	-80	0.60

此外,据全岩 δD 值与水含量的关系(图5)同样可以区分出 I、II 两次蚀变作用。黑云母花岗岩经岩浆水热液蚀变(I)形成的碱性长石化花岗岩的 $H_2O_{\text{wt.}\%}$ 和 δD 均降低。水含量减少是含水矿物黑云母解体所造成的,而水/岩交换使岩石 δD 降低(参见图3两条岩石演化曲线)。及至叠加蚀变(II)出现时,长石类矿物部分蚀变为含水矿物绢云母和高岭土,导致水含量和 δD 值的升高。

五、似伟晶岩壳成因初探

有关似伟晶岩壳的成因,一直是人们感兴趣和有争议的问题。我们试图从同位素方面予以探讨。

对一个似伟晶岩壳进行同位素分析的结果, $\delta^{18}O_{\text{全岩}}=10.3\text{‰}$, $\delta D_{\text{全岩}}=-55\text{‰}$ 。似伟晶岩壳石英包裹体水 $\delta D=-62\text{‰}$ ^[1]。因此相对于黑云母花岗岩而言,二者的氧同位素组成是一致的,而似伟晶岩全岩及成岩平衡热液水均比黑云母花岗岩富氘,所以我们排除了似伟晶岩壳由固

相岩石经水/岩交换后而形成的可能性, 因为由交换产生的岩石与热液水的氢氧同位素组成应该呈反向变化。因此似伟晶岩很可能由岩浆熔体结晶形成, 而这种熔体必须在结晶前已经富氘。

岩浆在上升侵位过程中受物理化学因素如温度、饱和溶解度的控制常发生富挥发份物质(主要是超临界态水)与熔体分相, 通常称之为岩浆脱水去气作用。挥发份自岩浆中分离富集对岩体侵入、裂隙构造直至喷发作用均具有重要意义。对氧同位素而言, 岩浆温度下两相不分馏。而氢同位素的地球化学行为不同。由于 H_2O 相对于 CH_4 、 HCl 、 H_2S 、 H_2 等含氢组份富氘(图 6)^[15], 岩浆脱水去气必然导致熔体氢同位素组成降低, 而挥发份(水相) δD 升高。

似伟晶岩壳的形态受接触顶板控制说明其形成时处于封闭状态, 由富氘水相熔体集中在封闭体系的顶部就可以形成富氘的似伟晶岩壳; 熔体中上部挥发份较多, 成为结晶后脉旁云英岩化的必需条件。因此我们可以认为岩浆侵入后形成由上至下从富挥发份岩浆相到正常岩浆相的过渡。在华南许多具有似伟晶岩壳的钨、锡、铋、钼和铍矿床中, 似伟晶岩 $\delta D_{H_2O} = -62 \sim -67\%$ ^[1], 较之花岗岩氢同位素组成均偏高, 应该充分考虑岩浆脱水去气作用的影响。

六、结 论

利用水/岩交换过程中蚀变岩石氢氧同位素地球化学行为特征对西华山钨矿蚀变岩石氢氧同位素组成进行示踪剖析, 得出以下几点认识:

- 1、矿区黑云母花岗岩经历了岩浆热液水面型蚀变和大气降水热液蚀变的叠加, 形成西华山钨矿蚀变岩石体系;
- 2、岩浆热液水蚀变形成碱性长石化花岗岩和云英岩, 蚀变岩石氧同位素组成升高; 大气降水热液叠加蚀变又使岩石中长石类矿物氧同位素组成降低, 长石类高岭土化、绢云母化控制了叠加蚀变岩石的氢氧同位素组成;
- 3、岩浆侵位中出现由下至上挥发份渐增的过渡现象, 顶部富氘熔体直接结晶形成似伟晶岩壳;
- 4、西华山钨矿以岩浆水热液成矿为主, 大气降水的作用不大。

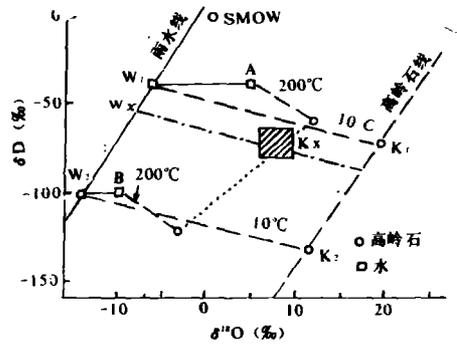


图 4 西华山钨矿大气降水成因高岭石氢氧同位素组成

Fig. 4 Hydrogen and oxygen isotope compositions of kaolinite in Xihuashan tungsten ore deposit

图中虚线连结高岭石—水对, 点线为 200°C 时高岭石线

Wx—西华山钨矿区中生代大气降水同位素组成

Kx—西华山矿区大气降水成因高岭石同位素组成(阴影区)

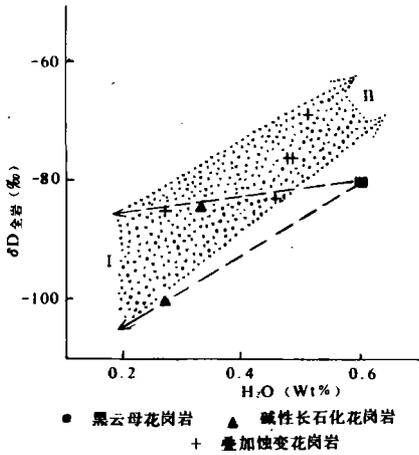


图5 西华山钨矿不同热液水蚀变成因岩石 $\delta D \sim H_2O(wt. \%)$ 关系图

Fig. 5 Diagram showing $\delta D - H_2O(wt. \%)$ relations of altered rocks formed by different fluids in Xihuashan tungsten ore deposit

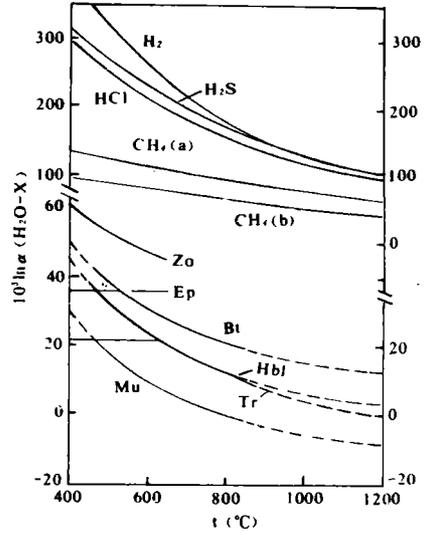


图6 水与矿物及气体之间氢同位素平衡分馏
据 B,E,Taylor(1986)

Fig. 6 Hydrogen isotope equilibrium fractionation between water and minerals, and gas species

Zo—黝帘石; Ep—绿帘石
Bu—黑云母; Hbl—角闪
Tr—透闪石; Mu—白云母

参考文献

[1]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
 [2]Taylor, H. P., The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problem of hydrothermal alteration and ore deposition, Econ. Geol., V. 69, 1974, 843—883
 [3]Ohmoto, H. et al., Hydrogen and oxygen isotope compositions of fluid inclusions in the kuroko deposit Japan Econ. Geol., V. 69, 1974, 947—953
 [4]陈振胜等,水/岩交换作用及其找矿,地质与勘探,(2)1989,7—11
 [5]陈振胜等,判定热液矿床成矿介质的水的一种有效方法,地质与勘探,(4)1990,7—12
 [6]吴永乐等,西华山钨矿地质,地质矿产部地质专报(四)矿床与矿产第二号,地质出版社
 [7]穆治国等,漂塘—西华山石英脉型钨矿床碳、氢和氧稳定同位素研究,钨矿地质讨论会论文集,1981,150—170
 [8]卢焕章,《华南钨矿成因》,重庆出版社,1986
 [9]丁梯平,《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,1988
 [10]Zhang, L. G. et al., Oxygen isotope fractionation in the quartz—water—salt system, Econ. Geol., V. 84, 1989, 1643—1650
 [11]Batchelder, J., Light stable isotope and fluid inclusion study of the porphyry copper deposit at Copper Canyon, Nevada; Econ. Geol., V. 72, 1977, 60—70

- [12] Taylor, H. P. . Water/rock interactions and the origin of H₂O in granitic batholiths Jour. Geol. Soc. , V. 133, 1977, 509—558
- [13] Campbell, A. et al. . A hydrogen and oxygen isotopic study of the San Cristobal mine, Peru; Implications of the role of low water to rock ratio for the genesis of wolframite deposits, Econ. Geol. , V. 79, 1984, 1818—1831
- [14] 吴永乐等, 西华山钨矿田多次成岩成矿及其演化规律, 钨矿地质讨论会论文集, 1981, 207—220
- [15] Taylor, B. E. . Magmatic volatiles; isotopic variation of C, H, and S; in Valley, J. W. et al. , (eds), Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes, 1986, 185—226

HYDROGEN AND OXYGEN ISOTOPE STUDY ON ALTERED ROCKS AND IT'S GEOLOGICAL SIGNIFICANCE —— WITH THE EXAMPLE OF XIHUASHAN TUNSTEN ORE DEPOSIT

Chen Zhensheng Zhang Ligang

(Yichang Institute of Geology and Mineral Resources)

Abstract

Based on the theory of water/rock interaction systematic sampling is carried out for hydrogen and oxygen isotope analysis of the altered rocks in Xihuashan tungsten ore deposit. This paper presents the results showing that the main hosting rock of medium-grained biotite granite undergoes at least two alteration stages during which altered rocks are formed and systematic variation in hydrogen and oxygen isotopic composition takes place. The first stage is dominated by magma water and the altered rock of alkali-feldspathic granite is produced with higher oxygen ratio and lower hydrogen ratio than that of the medium-grained biotite granite. The second stage is characterized by the overprint of meteoric water on the first. The alkali-feldspar is kaolinized and sericitized resulting in argillic alteration. O-isotope ratio is lowered and H-isotope ratio is controlled by the formation of kaolinite and sericite. The authors emphasize that study of hydrogen and oxygen isotopes, both of the ore-forming fluids and the altered rocks is an effective approach to deal with genesis of ore deposits.