

# 水/岩交换作用及其找矿

陈振胜 张理刚

(地矿部宜昌地质矿产研究所)

文中介绍了水/岩交换理论及其在找矿中的应用前景。分析了控制水/岩交换作用的主要因素及其对成矿的重要意义。认为水/岩交换和蚀变中心,常常是 $\delta^{18}\text{O}$ 的低值中心,这个中心就是矿体的赋存部位——成矿中心。

**关键词:** 水/岩交换作用; 稳定同位素; 找矿意义

近十多年来,随着稳定同位素理论及实验技术的发展,稳定同位素在地质研究中的应用日趋广泛深入。水/岩交换理论的兴起,为氢氧同位素的地质应用提供了广阔的前景,Ohmoto<sup>[1]</sup>和Sheppard等<sup>[2]</sup>提出了水/岩交换过程中 $W/R$ 值的变化对岩石和交换水溶液同位素组成的影响。Taylor<sup>[3]</sup>在对比尤特矿床的研究中指出 $W/R$ 值与矿化中心的密切关系。张理刚<sup>[4]</sup>在对莲花山斑岩钨矿的研究中得到了类似的结果,即水/岩交换的最强烈地带,就是成矿最有利的部位。我们在对冷水坑铅-锌-银矿床的研究中,利用这种方法推测出有新的成矿中心存在,并且与野外队的最新勘探成果不谋而合,从而证实了我们的推论是正确的。最近我们又对白乃庙金矿进行了较系统的氢、氧同位素采样和研究,指出了新的远景区提供野外队参考。

## 水/岩交换

水是地球生命的催化剂。地球上的水主要集中在海洋,占水总量的97%;陆地上的江、湖水约占0.017%;两极冻盖和积雪占总量的0.001%;此外还有地下水,约为0.59%。这些水相互之间存在着密切的联系,互为转化。水在地质体中运移时,由于氢、氧同位素组成的差异,与所流经岩石产生同位素交换,以达到同位素平衡。同位素交换的结果,使岩石和水的同位素组成在总体上发生改变。以花岗岩为例,其中的钾长石极易与水产生交换,表现为绢云母化、高岭土化等蚀变;相反,石英则被认为是抗交换能力极强的矿物。水/岩交换一方面使水与岩石的氢、氧同位素朝着平衡分馏的方向发展,同时使矿质的淋滤和转移成为可能。大量稳

定同位素资料表明,成矿热液是由地壳中各种水,即海水、大气降水(地下水)、建造水、原始岩浆水等与周围地壳中的各种岩石发生交换,获取其中的有用物质而成为成矿热液的<sup>[5]</sup>。

现在,水/岩交换已经成为地质学中的一个分支研究课题。对交换过程中水/岩石的同位素组成变化趋势的研究,国内外众多学者投之以强烈兴趣的目光。

氢、氧同位素水/岩交换理论基于以下物质平衡方程:

$$W \cdot \delta_{\text{H}_2\text{O}}^i + R \cdot \delta_{\text{岩石}}^i = W \cdot \delta_{\text{H}_2\text{O}}^f + R \cdot \delta_{\text{岩石}}^f \quad (1)$$

由上式可得:

$$W/R = \frac{\delta_{\text{岩石}}^f - \delta_{\text{岩石}}^i}{\delta_{\text{H}_2\text{O}}^i - (\delta_{\text{岩石}}^f - \Delta)} \quad (2)$$

其中 $\Delta = \delta_{\text{岩石}}^f - \delta_{\text{H}_2\text{O}}^f$ ,它取决于温度; $W/R$ 值为原子单位, $i$ 、 $f$ 分别代表初始值和终值。

通过计算岩石中各种矿物与水的 $M/W$ (水/矿物)比值,结合矿物在岩石中含量的多少,就可以得到一个总的 $W/R$ 值。但通常我们近似取在火成岩系统中岩石的氧同位素组成相当于斜长石( $An = 30$ )的 $\delta^{18}\text{O}$ 值; $\delta D_{\text{岩石}}$ 值相当于黑云母的组成<sup>[6,7]</sup>,即:

$$\begin{aligned} \Delta_{\text{岩石-H}_2\text{O}} &= \delta^{18}\text{O}_{\text{长石}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} \\ &= 2.68 \times 10^6 T^{-2} - 3.53 \end{aligned}$$

和

$$\begin{aligned} \Delta_{\text{岩石-H}_2\text{O}} &= \delta D_{\text{黑云母}} - \delta D_{\text{H}_2\text{O}} \\ &= -21.3 \times 10^6 T^{-2} - 2.8 \end{aligned}$$

这样就可以很方便地得到某一温度下 $W/R$ 值的近似值。反之,取不同的 $W/R$ 值在某一温度下与已知初始氢、氧同位素的岩石交换,就可以得到交换

平衡后水的同位素组成,按下式

$$\delta_{H_2O}^i = \frac{\delta_{\text{岩石}}^i - \Delta + (W/R) \cdot \delta_{H_2O}^i}{1 + (W/R)} \quad (3)$$

水中含89wt%的氧和11wt%的氢。对花岗岩而言,绝大部分氢均在水中。典型花岗岩含0.6wt%的水和45~50wt%的氧,由此可将(2)、(3)式中的 $(W/R)_{\text{质量}}$ 改写为以重量单位表示的 $W/R$ ,即

$$(W/R)_{\text{质量}} = 0.006 \frac{\delta D_{\text{岩石}}^f - \delta D_{\text{岩石}}^i}{\delta D_{H_2O}^f - (\delta D_{\text{岩石}}^f - \Delta)} \quad (4)$$

或

$$(W/R)_{\text{质量}} = 0.5 \frac{\delta^{18}O_{\text{岩石}}^f - \delta^{18}O_{\text{岩石}}^i}{\delta^{18}O_{H_2O}^f - (\delta^{18}O_{\text{岩石}}^f - \Delta)} \quad (5)$$

据以上讨论可知,式(4)、(5)中的系数是可变的,它取决于所研究岩石的含水量和含氧量。若以“z”表示此系数,则可写为通式:

$$(W/R)_{\text{质量}} = \frac{\delta_{\text{岩石}}^f - \delta_{\text{岩石}}^i}{\delta_{H_2O}^f - (\delta_{\text{岩石}}^f - \Delta)} \quad (6)$$

显然,控制水/岩交换的因素很复杂,主要的控制因素有:

### 1. 构造

作为水运移的通道,毫无疑问岩石中构造裂隙越发育,愈有利于水循环和水/岩交换。火山喷发中心、隐爆的次火山岩等,由于岩石自身的脆性,通常裂隙很发育。这些强烈破碎带,由于水/岩交换显著,岩石蚀变程度较深。著名的例子有内华达西部金银矿田,控制矿体的构造及其一系列断裂切过了赋矿的一套第三纪火山岩。大气降水在与火山岩交换过程中产生了青盘岩化、绢云母化、硅化和高岭土化等蚀变,并形成大的金-银矿田<sup>[8]</sup>。

### 2. 岩性

岩石和矿物的成分、粒度及其同位素组成( $\delta_{\text{岩石}}^i$ )影响着水/岩交换的速度和程度。花岗岩中石英和钾长石氧同位素的差异,常被用作判断岩石是否与大气水热液发生过交换的一种重要手段。

### 3. 水的性质

不同类型的水同位素组成差异很大( $\delta_{H_2O}^i$ ),它们与同一种岩石在相同条件下交换,必然会得到不同的结果,尤其是水和岩石的同位素演化过程截然不同。以大气降水为例,通常大气水贫<sup>18</sup>O和氘,因此交换的结果岩石的 $\delta^{18}O$ 值明显的降低。如果蚀变的正常花岗岩全岩 $\delta^{18}O$ 值低于5.0‰,则应该首先考虑雨水热液可能对它产生的蚀变作用,并进行有针对性的验证。

## 4. 温度

温度控制着水的物理化学性质,直接决定了水/岩分馏( $\Delta$ )及交换平衡。在一个正常的花岗岩区,当雨水与岩石各占一定数量时( $W/R$ 值固定),温度控制了岩石的 $\delta^{18}O$ 值降低的程度。通常各种深、浅成侵入岩体、斑岩体和火山杂岩体能为大气降水提供巨大的热量,促使热液对流循环系统的形成。

## 5. $W/R$ 值

就目前资料,大气降水成因矿床的 $W/R$ 值通常较大,这是有其内在原因的。因为大气水成因区构造均较发育,有利于雨水渗透和深加热循环。由于岩浆水量很少,因此岩浆水成因矿床的 $W/R$ 值均很小。式(6)中的 $W/R$ 值是最小值,它代表了水/岩交换完全平衡的状态。在自然系统中实际上有许多水并未与岩石达到交换平衡,尤其是开放和半开放系统。

可以就简单的例子对以上讨论进行说明。假设某一S型花岗岩的初始同位素组成是 $\delta^{18}O = 10.5\%$ , $\delta D = -80\%$ ,与此相对应的初始岩浆水 $\delta^{18}O = 10.5\%$ , $\delta D = -70\%$ ;大气水的 $\delta^{18}O^i = -10\%$ , $\delta D^i = -70\%$ 。以这两种水与岩浆岩在400°C下达到交换平衡,则根据不同的 $W/R$ 值可以作出图

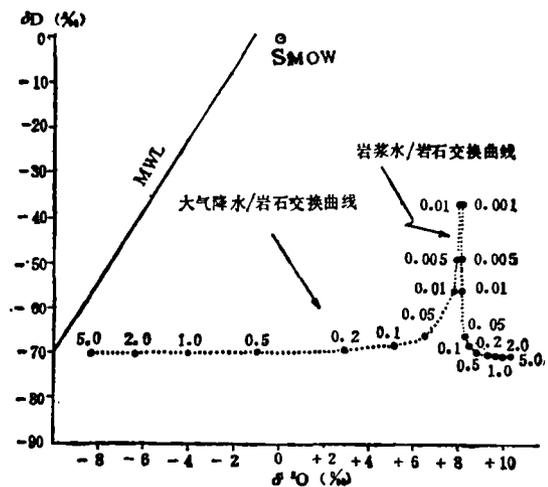


图1 两种不同的水与同一种花岗岩在400°C下交换平衡水的演化曲线

图中数据为 $W/R$ 重量比值。假设花岗岩的初始同位素组成 $\delta^{18}O_{\text{岩石}} = +10.5\%$ , $\delta D_{\text{岩石}} = -80\%$ ,岩浆水 $\delta^{18}O^i = 10.5\%$ , $\delta D^i = -70\%$ ,大气降水 $\delta^{18}O^i = -10\%$ , $\delta D^i = -70\%$ 。

1. 由图 1 看出,两种水与岩石交换的结果,成矿热液水的同位素演化及组成是截然不同的。利用这种方法,在充分结合基础地质资料 and 同位素资料以及测温数据的同时,我们就可以有把握地判断成矿溶液的水来源<sup>[9,10]</sup>。

### 应用实例

以上讨论的是水/岩交换的基本原理及其在确定矿化溶液水来源中的应用。对氢、氧同位素采用系统的采样分析研究方法,可以从其规律中推测出水/岩交换的中心,从而为找矿提供方向。这种方法不但在已探明的矿床中得到肯定,在预测矿床方面也取得成功,它最先反映在 Taylor 对比尤特斑岩型矿床的研究中<sup>[3]</sup>。

蒙大拿比尤特斑岩铜矿产于博尔德石英二长斑岩岩基中。岩基侵入火山岩并具浅成蚀变特征。铜矿以细脉状均匀赋存于斑岩体中,其主要成矿阶段矿脉围岩发生了明显的绢云母-粘土蚀变,并形成蚀变分带,在铜矿化的中心蚀变最强。稳定同位素研究表明,具有低<sup>18</sup>O 和低 D 的蚀变岩石,在岩体西部构成了二个低值中心,它正好与比尤特 Cu-Zn-Mn 矿床矿化和蚀变最强烈的部位重叠,蚀变和交换的中心成为成矿中心(图 2)。图中低值中心的  $\delta D$  可达  $-120\%$ ,而成矿期该区地下水  $\delta D = -100\sim -120\%$ ,因此中心低值只能是大气水热液与岩石交换的结果,大气水热液是成矿热液水的主要组份<sup>[2]</sup>,并由此推测出中心区  $W/R > 0.1$ 。

在国内,张理刚<sup>[4]</sup>对莲花山斑岩型钨矿进行了研究。矿区位于广东省东部沿海,深大断裂控制了区内的岩浆和构造活动,断裂构造发育。主要出露有燕山期花岗岩、石英斑岩及火山流纹岩。矿体赋存于斑岩体接触带附近的石英-绢云母化蚀变岩石中。该矿床主要成矿阶段即含白钨矿硫化物石英脉阶段,其石英的  $\delta^{18}O$  值为  $+8.8\sim +11.0\%$ ,结合石英包裹体均一温度和同位素平衡温度 ( $260\pm 30^\circ C$ ),计算得到的  $\delta^{18}O_{H_2O}$  值在  $-0.6\sim +3.1\%$  之间,而石英包裹体水  $\delta D$  值是  $-45\sim -52\%$ 。在  $\delta^{18}O_{H_2O}-\delta D$  图上,反映出热液主要是大气降水来源特征。

对矿床蚀变带岩石进行系统采样和全岩  $\delta^{18}O$  分析,据分析结果及采样位置作成图 3。图中全岩  $\delta^{18}O$  值清晰地反映出在矿体的中心部位全岩  $\delta^{18}O$  值最低,而向矿体两侧逐渐升高。显然这是大气水热

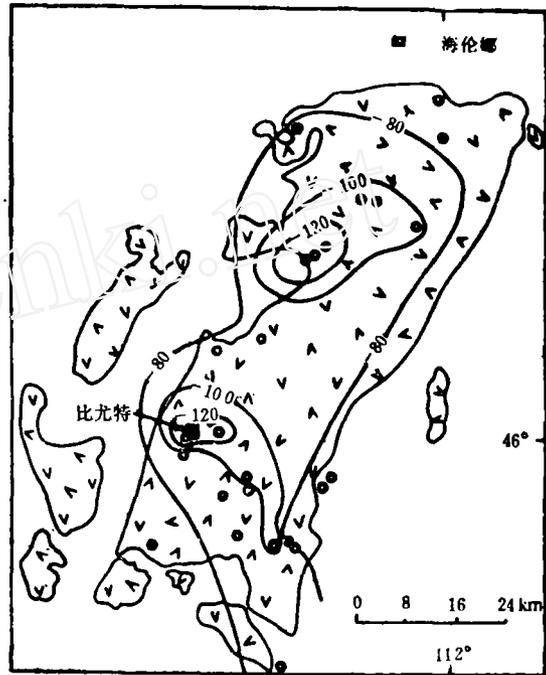


图 2 蒙大拿博尔德岩基中黑云母和角闪石(±绿泥石)的  $\delta D$  等值线图  
(图中黑点为采样位置)

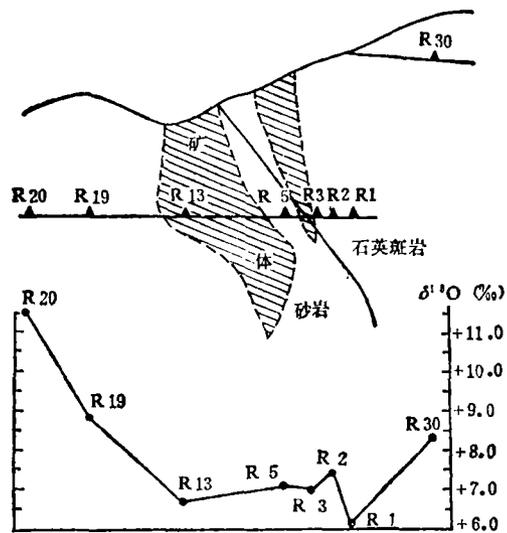


图 3 莲花山斑岩钨矿体采样位置与全岩  $\delta^{18}O$  值关系图

液与岩石交换的结果,而矿体所处位置就是水/岩交换的中心。强烈的大气降水/岩石交换,导致斑岩接触带内外的石英斑岩和砂岩  $\delta^{18}O$  值明显降低,

并最终在这些部位形成工业矿体。如果用新鲜流纹岩—石英斑岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(+10.8‰)作为初始值,并据主成矿阶段 $\delta D$ 值外推获得 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -7\%$ 作为大气水的初始值,采用250°C的均一温度,就可计算得到 $W/R = 0.3 \sim 0.7$ (原子单位)。

从以上两个实例中可见,利用水/岩交换中心对成矿进行预测是可行的。1986年我们对冷水坑铅—锌—银矿床进行了研究。该矿床是新近发现的大型斑岩矿床,位于江西贵溪县境内,浪岗—月凤山火山构造洼地西缘。区内北东向构造发育,并在接触带附近产生与岩体侵入方向基本一致的破碎带和隐爆带,这个带是主要的矿化部位。矿体赋存于花岗岩和凝灰岩中,呈浸染状,少数呈细脉状。围岩蚀变/分带明显,由中心向外依次为绿泥石化、绢云母化和碳酸盐化。其中绢云母化与Pb—Zn矿化关系密切。根据对不同钻孔和不同深度的岩心进行 $\delta^{18}\text{O}$ 分析,可以看出矿化地段的氧同位素组成比非矿化地段低(图4)。也就是说,成矿中心是经过水/岩交换之后,处于一个相对低 $^{18}\text{O}$ 的环境,之后矿质呈浸染状沉淀在这些蚀变岩石之中。虽然矿区内尚未有坑道供进一步工作,但结合前面的讨论,我们还是可以判断出大气降水对岩石蚀变及成矿的重要作用。大气水与花岗岩交换,使岩石氧同位素组成降低。而交换强烈地段就成为矿体赋存部位。根据这一现象,我们发现在ZK10011孔终孔位置,蚀变岩石具有低 $^{18}\text{O}$ 特点,进而推测其深部应该存在新的交换中心和矿体。这一推论与江西省912队的最新勘探成果不谋而合,即在该孔的更深部位,发现了一铅锌工业矿体。

最近我们对白乃庙金矿进行了研究,也得到了很有意义的结论。该矿床地处内蒙古自治区四子王旗,为一中型金矿。区内尚有大型铜矿和中型钼矿。金矿体赋存于绿片岩蚀变带中,分石英脉型和蚀变岩型二种。区内构造极发育,主要有东西向和北东向两个断裂系。金矿受控于北东向断裂。绿片岩的原岩属浅海相火山—沉积建造。在成矿过程中,由于强烈水/岩交换使绿片岩面目全非。主要蚀变类型有硅化、泥化和青盘岩化。根据对脉石英氧同位素及包裹体氢同位素的分析,结合爆裂温度和均一温度(250°C±),计算得到的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -5.48 \sim -11.04\%$ ,而 $\delta D = -108.9 \sim -133.8\%$ 。石英—水氧同位素分馏计算采用张理刚等(1988)的最新研究成果:

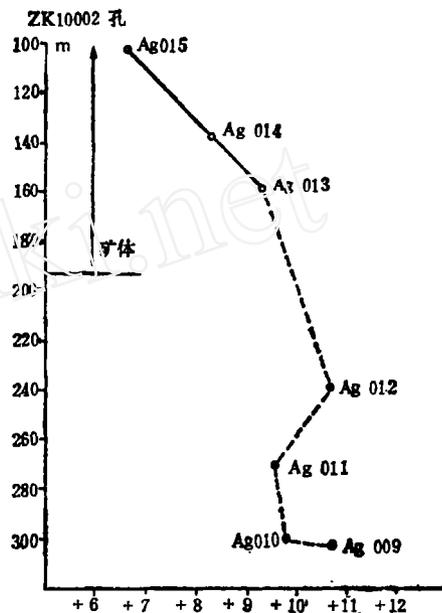


图4 冷水坑Pb—Zn—Ag矿床某钻孔岩心的全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值与矿体位置关系图

$$1000 \ln a_{\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}} = 3.306 \times 10^4 T^{-2} - 2.71$$

用上面的成矿溶液水同位素组成,根据水/岩交换理论,我们排除了岩浆水和变质水作为成矿溶液的可能性。该矿床属于典型的大气降水—热液矿床。利用这种大气水( $\delta D = -130\%$ )与绿片岩在250°C下交换,计算得到的 $W/R = 0.3 \sim 1.0$ (重量单位)<sup>(10)</sup>。

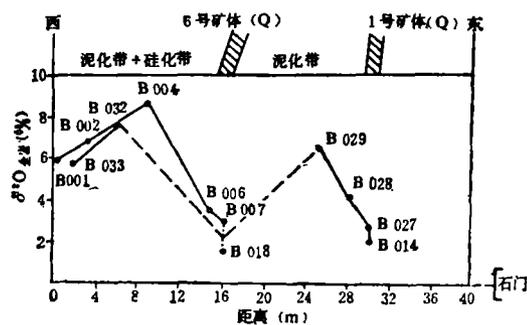


图5 全岩和脉石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值与采样位置图

对白乃庙金矿1240中段进行系统采样和分析得到图5。从图中可以看出,石英脉及其附近蚀变岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值最低,而向两侧明显升高。因此,我们同样可以得出这样的结论,即在大气水热液在与绿片岩进行同位素交换过程中,由于热液水氢氧同位

素具有高负值的特征,为达到交换平衡,岩石和全岩氧同位素发生了显著降低。在交换的中心部位,由于W/R值最大,因此蚀变岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 最低。事实证明,交换中心和蚀变中心就是矿体的赋存部位——成矿中心。从图5中还可以看出,在坑道的西部尽头,蚀变岩石具有 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低的趋势。由此我们推断在1240中段坑道西面,存在新的交换中心,甚至可能有含金石英脉存在。

最近我们又发现黑龙江某地存在有低 $^{18}\text{O}$ 的火山岩及花岗岩,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值可达负值。该区现有W、Mo、Pb、Zn、Cu等矿床(点)。我们希望能够对该区进行全面深入研究,以期有更大突破。

## 结 论

对上面几个矿区,我们进行了深入地讨论,强调指出的是水/岩交换作用对成矿的重要意义,大气降水由于具有很独特的稳定同位素组成,在交换后岩石常发生 $\delta^{18}\text{O}$ 的降低。而影响大气降水转化为成矿热液的因素,主要是构造和热力条件。强烈破碎的侵入岩区同时具备这两种有利因素,只要有合

适的矿源供大气降水热液淋滤和转移矿质,就可能在有利部位成矿。这种有利部位,就是水/岩交换的中心,因此也就常是 $\delta^{18}\text{O}$ 低值中心。在找矿勘探方面,利用这种方法不但得到了已知矿床的证实,在成矿预测方面也有成功的先例。相信它将会在今后的找矿工作中得到广泛应用。

## 参 考 文 献

- [ 1 ] Ohmoto, H. and Rye, R. O.: *Econ. Geol.*, 1974, V. 69, p. 947~953.
- [ 2 ] Sheppard, S. M. F. and Taylor, H. P. Jr. *Econ. Geol.*, 1974, V. 69, p. 926~946.
- [ 3 ] Taylor, H. P., Jr.: *J. Geol. Soc.*, 1977, V. 133, p. 509~558.
- [ 4 ] 张理刚: *矿床地质*, 1985, 第4卷, 第1期, 第54~63页.
- [ 5 ] 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.
- [ 6 ] O'Neil, J. R. and Taylor, H. P., Jr.: *Am. Mineral.*, 1967, V. 52, p. 1414~1437.
- [ 7 ] Suzuoki, T. and Epstein, S.: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1976, V. 40, p. 1229~1240.
- [ 8 ] Taylor, H. P., Jr.: *Econ. Geol.*, 1973, V. 68, p. 747~764.

## Water/Rock Interchange Process and Mineral Deposit Exploration

Chen Zhensheng Zhang Ligang

This paper deals with the theory of water/rock interchange process and its prospects of application to ore exploration. Its main controlling factors and significance to metallogenesis are analysed. It is believed that the centre of the meteoric water/rock interchange process and the central alteration zone are usually in coincidence with the  $\delta^{18}\text{O}$  low, which is the position of occurrence of the orebody, i. e. the mineralization centre.

凡未订到1988年下半年和1989年《地质与勘探》杂志的单位和个人,请直接与本刊编辑部联系补订。

本刊编辑部