

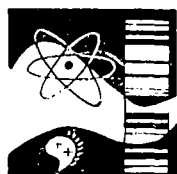
试论混合水热液成因矿床

陈 振 胜

(地矿部宜昌地质矿产研究所)

从单源热液水在成矿过程中同位素组成连续变化与 W/R 值的关系着手,分析了热液矿床成矿热液水同位素组成介于两种或多种初始水同位素组成过渡区域的必然现象,指出应用热液水氢氧同位素组成研究介质水来源和矿床成因时,应慎重采用混合水热液成矿的观点。探讨了混合水热液的形成途径并定量给出混合水中不同介质水构成的可能方法。

关键词: 热液矿床; 氢氧同位素组成; 矿床成因; 混合水热液



同位素地质

热液矿床的成因,始终是矿床地质研究的一个重点。正确了解矿床成因,有助于深入认识自然界复杂的地质现象,总结

成矿规律。描述性质的定性推理,已被以大量的物理化学分析数据和实验模拟为基础的定量解释所取代。在这方面,稳定同位素分析技术和地质理论功不可没,它作为一种有效的研究热液矿床成因的手段而被广为应用。其结果是,许多过去认为是岩浆热液成因的矿床,实际上均有不同程度的大气降水热液参与。这在很大程度上更新了人们的认识。最近20年来的稳定同位素地质研究表明,在地壳表层岩石的热液矿床中,大气降水热液成因是占第一位的^[1]。尽管如此,混合水热液成矿作用仍然不可忽视。

事实上,混合水热液成矿的观点在我国目前十分盛行,因为许多热液矿床成矿热液水的同位素组成都落在两种或多种不同介质的过渡区域。而随着稳定同位素地质理论的发展,目前认为是典型的岩浆水和大气降

水热液矿床的成矿热液水,其同位素组成同样介于不同介质水的过渡区域^[2,3]。究竟如何判断热液矿床成因,如何确定混合水中各种介质水的比例,有必要从理论上作深入探讨。

热液体系水/岩交换

与有效 W/R 值

多数热液矿床都有复杂的形成历史,并符合开放体系热液矿床的物质运动规律。但由于开放程度的差异,在实际工作中如不加以提炼和简化,势必使原本复杂的成矿过程更加错综迷离,不利于揭示成矿规律和总结共性。相比之下,在一定的时间和区域范围内,某一地质体可以处于相对封闭的物理化学系统中,即没有物质和能量的出入,而只在系统内寻求物理化学平衡。对于热液矿床而言,主要是热液水和岩石之间的化学反应和同位素交换,包括金属物质的淋滤、迁移和富集成矿。

热液矿床成矿过程中水/岩交换这一基本行为,以及封闭体系水/岩交换质量守恒

原理已广为认识和接受。引伸出一个重要参数，即水/岩比值 (W/R)。

以质量守恒为基础的封闭体系原子单位 W/R 值为：

$$W/R = \frac{\delta_{ROCK}^f - \delta_{ROCK}^i}{\delta_{H_2O}^i - (\delta_{ROCK}^f - \Delta)} \quad (1)$$

对于开放体系，Taylor^[4]曾给出一个近似的表达式：

$$W/R = -\ln(1-F) \quad (2)$$

这里 F 代表交换的分数，亦即封闭体系中完全交换的那一部分。因此式 (2) 实际上可表达为：

$$(W/R)_{open} = -\ln[1 - (W/R)_{closed}] \quad (3)$$

显然，无论是 $(W/R)_{open}$ 或 $(W/R)_{closed}$ ，它们均基于平衡交换或部分平衡交换这样一个前提。而自然界热液系统中达到平衡的水/岩交换几乎不可能。所以， W/R 值只是在相对而言的基础上进行定量对比的一个重要参数。有鉴于此，也就没有必要用开放体系

W/R 值来讨论问题，而可统一以封闭体系 W/R 值为尺度。

在热液体系中，有效 W/R 值决定了热液水及其蚀变成因岩石的氢氧同位素组成及其演化，是除了温度以外的又一控制水和岩石之前同位素平衡分馏的重要因素，在判断热液矿床成因和总结成矿模式方面有十分重要的意义。

成矿热液水氢氧同位素组成与热液矿床成因

岩浆水和大气降水分别与花岗岩类岩石在封闭体系条件下经水/岩交换后，热液水和蚀变岩石氢氧同位素组成变化的行为特征 (图1)。显而易见，相对于大气降水端点和岩浆热液水端点，交换后的热液水 $\delta^{18}O$ 值均向两端点之间的过渡带变化。因此，将单独端热液矿床成矿热液水氢氧同位素组成投影在图上，而抛开热液水的演化，很自然会得出

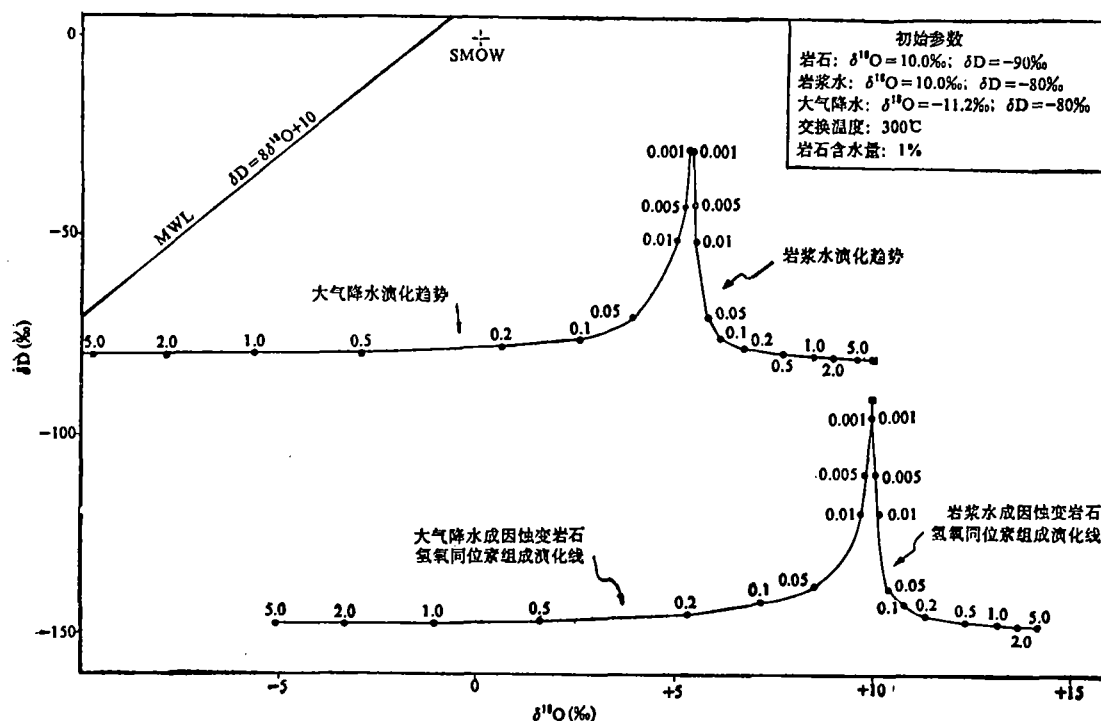


图 1 水/岩交换氢氧同位素演化特征
曲线上的数字为有效 W/R 值 (重量单位)

两端元水组分混合的结论。然而, 两端元水少含或基本不含矿, 端元水成为含矿热液, 必须淋滤出岩石(矿物)中的成矿元素, 其同位素组成就不可能停留在端元水的位置上。认识了同位素组成的变化机理, 端元水混合成矿的观点也就不攻自破, 因其理论根基站不住脚。

事实上, 大气降水对成矿的作用已越来越受到重视。在一些特定的区域, 尤其是高纬度地区(如我国内蒙、黑龙江一带), 由于区域大气降水独特的超低氢同位素组成在成矿热液水和蚀变围岩中得到直接的表现(W/R 值大于0.1), 这些矿床被认为是典型的大气降水热液矿床^[2,4]。它们的成矿热液水均可由单一大气降水演化发展而成, 矿床蚀变体系岩石也相应显示出独特的低 ^{18}O 、低氘的同位素组成。而一些岩浆热液水成矿的矿床, 如西华山钨矿^[3,5]、阳储岭钨钼矿(陈振胜等), 其主要成矿期矿体为岩浆热液水成因, 但在成矿晚期和后期不含矿阶段, 也形成了部分大气降水成因的脉体和蚀变岩石。

在我国华南大部分地区和华北部分地区, 受纬度和海岸线效应的影响, 大气降水的氢同位素组成与岩浆水基本一致, 不易区分。加之水/岩交换过程中两种热液水氧同位素组成均向两端点过渡区域演化, 究竟是大气降水热液矿床还是岩浆水热液矿床, 抑或由混合水热液成矿? 仅根据热液水的氢氧同位素组成有时不能解决问题。在这种情况下, 对与成矿有直接关系的蚀变围岩进行系统研究显得十分必要。因为岩浆水蚀变成因的岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值较原岩可略有升高或不变(受控于岩浆水的数量和 W/R 值, 且 W/R 值不可能很大); 而大气降水成因蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值可以有较大幅度的降低(图1)。对于单一水介质成矿的热液矿床, 将蚀变岩石氢氧同位素组成与含矿热液水综合对比, 就有可能得出比较可靠的结论。

混合水热液矿床

单一水源热液矿床成矿热液水和蚀变岩石氢氧同位素组成变化规律, 基本遵循水/岩交换原理。但在众多热液矿床中, 混合水成矿可以肯定占有一定的比重。如何判别该类成因热液矿床? 更深入一步, 有无定量不同介质水在成矿热液中所占比例的可能性, 的确是很值得探讨的。

就岩浆水和大气降水混合热液成因矿床而言, 它们之间的混合主要有以下3种混合方式:

第一种混合方式是: 岩浆上侵过程中, 随着压力的降低, 岩浆的含水能力逐渐降低, 由水过饱和岩浆产生的过剩水, 以间隙水和富挥发分前缘热液的形式存在, 在岩体处于固态—亚凝态不断降温或/和构造活动过程中, 与结晶岩石发生连续的同位素循环交换并获得金属矿质; 与此同时, 被构造导入的大气降水渗入岩浆热液中, 导致热液体系物理化学条件骤变而淀集成矿。这种参与成矿的大气降水, 其同位素组成基本不变或变化微弱; 而岩浆水同位素组成则是已经产生显著变化了的。图2示意出它们之间的混合途径。

第二种混合方式是: 高温岩石在与其衍生的岩浆水进行再平衡交换时, 驱动了地下水热液对流循环。大气降水在进入岩体前先发生了局部水/岩交换, 进入岩体后与固态高温岩浆岩发生大规模同位素交换, 并逐渐与岩浆热液水混合并成矿。这种混合情况两种介质水同位素组成均发生改变, 它们的混合模式示意于图3。

还有一种情况与第二种混合途径相类似, 只是两种介质水混合后尚未成矿, 混合水继续与岩石发生物质交换。这就回到单一水源的水/岩交换及其演化的情况, 只是其初始端点已经不是岩浆水和大气降水, 而是

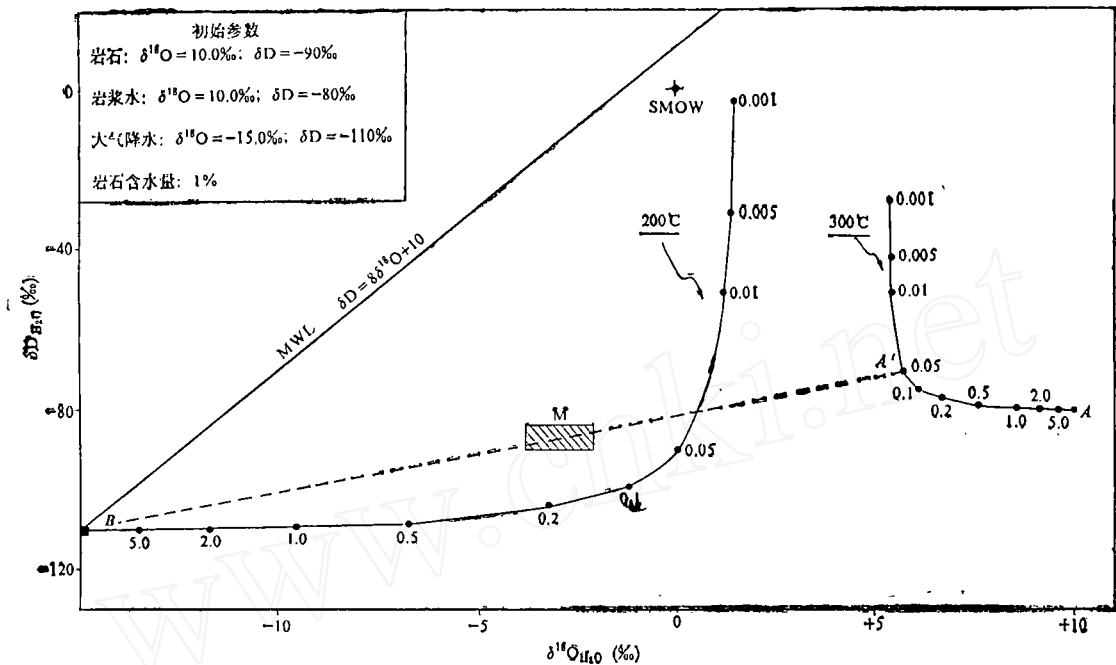


图 2 初始大气降水与高度演化的岩浆水混合热液成矿模式

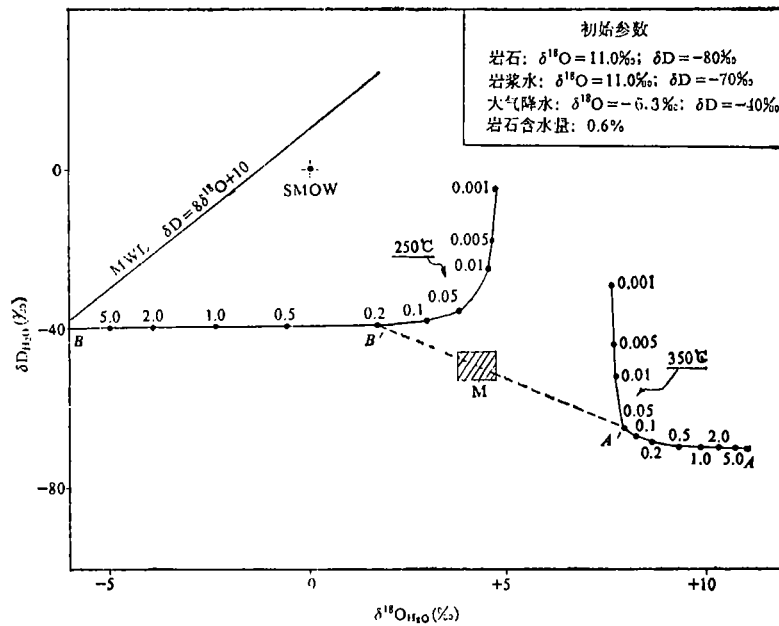


图 3 两种介质水经过演化后混合成矿模式

一种按一定比例混合的混合水。

显然，大气降水与岩浆水混合热液矿床，首先必须满足该岩浆含多量水（水过饱和），能够在降压过程中衍生出单一的水相。对于那些粘度很大的“干岩浆”，其中仅有

的一些水均已进入含水矿物晶格中，也就不可能产生混合水热液。此外，单一岩浆水产生之后，由于温度不断变化，岩浆水的同位素组成必然是一直变化着的，无论在这个过程中有否成矿物质的淋滤富集。

图2和图3反映出的两种混合模式, 尤以后者更为普遍, 前者稍简单一些。在图2中, 首先在岩浆水/岩石交换过程中, 热液水氧同位素组成将有所降低, 如果 W/R 值小(<0.1 , 通常情况下衍生出的岩浆热液水数量相对于岩浆而言是较少的), 则岩浆热液水的同位素组成将有大幅度变化, 即 $\delta^{18}\text{O}$ 值几乎降到低限, 而 δD 值也将出现渐升的迹象。相对应地, 岩浆水成因蚀变岩的氢同位素有较明显的降低, 氧同位素或保持

或略升高, 因为岩石中含多量氧而氢(H_2O)含量较热液水少得多。因此, 单纯的岩浆水热液成因矿床, 成矿热液和蚀变岩石的演化趋势应符合岩浆水/岩石交换成因, 并且有基本一致的 W/R 值。同样可以类推, 在图2的混合模式中, 可先由岩浆水成因蚀变岩石确定 W/R 值, 再反演出岩浆水的同位素组成变化到相对应的 W/R 值处。剩下的问题就是大气降水与变化后的岩浆水端元按线性比例混合。有以下关系:

$$\begin{cases} \frac{\text{直线}MA' \text{长}}{\text{直线}BM \text{长}} = \frac{\text{大气降水}(B) \text{在混合水中百分比} \text{H}_2\text{O}_B}{\text{岩浆水}(A') \text{在混合水中百分比} \text{H}_2\text{O}_{A'}} & (4) \\ \text{H}_2\text{O}_{A'} + \text{H}_2\text{O}_B = 100\% & (5) \end{cases}$$

综合方程(4)和(5)即可得到混合水中岩浆水和大气降水的比例。

区这是比较容易做到的, 因为大气降水有独特的低 ^{18}O 组成, 且易于与岩体中除石英以外的长石、云母类发生较完全的交换。

在图3中, 由于参与成矿的大气降水也与岩石发生同位素交换, 并出现明显的氧“漂移”。因此必须确定两种水混合之前同位素演化的程度。即两个新端元水。对于岩浆水热液, 其一, 可根据岩体内早期不含矿岩浆成因脉体的氢氧同位素组成近似代表, 许多矿区都有这类脉体存在。虽然它们不含矿(或并非主要成矿阶段), 但其氢氧同位素基本可代表岩浆水的最低演化程度, 因为岩浆水/岩石之间的交换在开始时是最显著的。在主矿化阶段与早期脉体形成之间的一段时间, 岩浆水的同位素变化并不显著, 温度差别也不会很大。其二, 通过野外和室内的观察和鉴定, 以及化学分析和同位素分析, 确定较典型的岩浆成因蚀变岩石(如岩体内远离断裂及裂隙处或核部), 由这类蚀变岩石或其中的石英(石英在高温岩浆水条件下交换之后, 后期大气降水对它的影响相对较小)的氢氧同位素确定产生蚀变岩的 W/R 值, 即可反推出岩浆水的演化新端元。

确定了混合水热液矿床中的两个混合端点, 图3所给出的模式中不同介质水的混合比例即可按与图2类似的方法给出。

这里所讨论的混合模式仅是一个鸟形, 有待于在实践中完善。很明显, 其关键在于确定两个混合的端点。

结 语

对于大气降水, 最直接的方法即通过典型大气降水蚀变岩石(低 ^{18}O 蚀变岩)确定蚀变 W/R 值, 以此反演出大气降水同位素组成的变化。在多数有大气降水参与成矿的矿

1. 热液矿床成矿热液水氢氧同位素组成总是介于各种不同介质水初始同位素组成端元点之间, 这并不说明成矿热液为混合水来源。

2. 各种初始水并不含矿, 只有经交换演化后再发生混合, 或混合后发生二次演化, 才可能产生混合水热液矿床。

3. 利用多种方法的结合给出合理的初始水同位素组成及其演化程度, 是正确判断混合水热液矿床的关键。

4. 以线性比例的方法可大致确定混合热液水中不同介质水所占比例。

5. 在成矿温度下单源介质水的演化不能较好地与成矿热液水同位素组成吻合时, 有必要考虑混合水成矿的可能性。

(下转第47页)