

焦家式金矿水-岩交换作用

——蚀变岩石氢氧同位素组成研究*

张理刚 陈振胜 刘敬秀 于桂香 王炳成 徐金方 郑文深

(宜昌地质矿产研究所,宜昌)

(山东地质矿产研究所,济南)

提 要: 焦家式台上蚀变岩型金矿地表及浅部绢英岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值平均在 12.5‰, δD 值在 -75‰, 分别比新鲜原岩花岗闪长岩高出 2‰~3‰和 20‰。垂向 1000 m 以下,即沿矿体倾斜方向 1500 m 以下,绢英岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值分别降低为 +8‰和 -95‰左右,显示出比原岩亏损 ^{18}O ,但是 D 含量几乎不变。相应地,石英和绢云母蚀变矿物对的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别从 14‰和 12‰左右,降为深部的 11‰和 9‰左右。综合资料表明,成矿流体是由大气降水与深部中基性岩呈面型淋滤相互作用,温度为 350~400 °C,有效 W/R 比为 0.001 左右时形成的演化大气降水含矿储体热液,随之上升进入破碎带充填呈线型扩散水/岩相互作用,有效 W/R 比超过 5.0,降温的缓冲开放体系中矿化沉积。

关键词: 焦家式金矿 水-岩交换 氢氧同位素 缓冲开放体系

本文在综合前人资料基础上,重点研究水-岩相互作用和矿石形成的氢氧同位素演化及机理,试图:①研究水-岩相互作用过程以及 W/R 比值和温度在垂向上变化;②蚀变体系中平衡和动力分馏作用;③建立焦家式金矿水-岩相互作用氢、氧同位素演化成矿模式;④如何判别该类型矿床的规模及矿化深度。

1 水-岩体系氧同位素组成

1.1 蚀变岩石氧同位素组成变化

表 1 中列出了台上金矿从地表垂直向下 1000 m 以下矿体内黄铁绢英岩带蚀变全岩、石英、长石及绢云母的氢氧同位素组成变化。表中还列出了一个新鲜花岗岩(286 号)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 10.3‰,而张理刚^[1]报导的为 11.4‰。从表 1 中看出,由地表向深部,绢英岩、绢英岩化碎裂岩及“红化”花岗岩全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值出现同步降低,并作出图 1。从表 1 及图 1 中看出,地表及浅部绢英岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值平均为 12.5‰左右,而向深部降低,至地下 1000 m 左右,降低为 8‰左右,两个样品(285-4 和 278-3)最低分别为 5.3‰和 7.2‰左右。相应地, δ 值从 -75‰ 左右降低为 -95‰左右。

1.2 水-岩体系石英-绢云母矿物对氧同位素组成

在表 1 中列出了我们测定的台上金矿不同标高石英-绢云母 7 个矿物对氧同位素组成变

• 地质行业基金资助项目(89042);H Shimazaki、季海章亦参加部分工作

张理刚,男,55 岁,研究员,从事矿床、岩石和实验同位素地球化学研究。邮政编码:443003

1993-9-25 收稿,1994-4-18 修改回。由徐川编辑

表 1 台上金矿蚀变岩石及矿物的氢氧同位素组成

Table 1. Hydrogen and oxygen isotopic composition of altered rocks and minerals from the Taishang gold deposit

样号	位置及产状	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$				$\delta\text{D}(\text{‰})$		
		全岩	石英	长石	绢云母	全岩	绢云母	H_2O (%)
209	11 线地表探槽绢英岩	13.3	13.9		12.7	-73		1.1
210	11 线地表探槽含矿绢英岩	13.4						
211	12-13 线地表探槽绢英岩化碎裂岩	11.8						
215	含矿绢英岩矿石堆	11.8	12.9		10.1	-83		2.1
202	弱矿化绢英岩, +70 m 中段 CD12 穿脉	12.0						
203	强矿化绢英岩, 202 南 8 m	13.0						
205	弱矿化绢英岩, 203 南 5 m	13.3						
206	弱矿化绢英岩, +70 m 中段 CD13 穿脉	12.6						
298	绢英岩化碎裂岩, ZK45-240 m	13.3	14.0		11.4	-86		1.6
300	硅化绢英岩矿石, ZK45-239 m	13.8						
299	绢英岩, ZK45-237 m	12.3						
301	含矿绢英岩, ZK45-233 m	12.8						
303	绢英岩, ZK45-225 m	12.7						
286	花岗岩, ZK73-643 m	10.3						
289	绢英岩化“红化”花岗岩, ZK73-628 m	10.4						
290	矿化蚀变花岗岩, ZK73-618 m	11.9	12.8		10.5	-88	-85	1.6
291	矿化蚀变花岗岩, ZK73-613 m	13.1						
292	绢英岩化花岗岩, ZK73-607 m	11.4						
295	绢英岩, ZK73-598 m	11.6	12.9		10.2	-70		3.5
277	“红化”花岗岩, ZK155-810 m	11.8						
276	绢英岩化花岗岩, ZK155-801 m	9.6						
273	绢英岩, ZK155-757 m	9.8						
274	“红化”硅化花岗岩, ZK155-767 m	8.0						
271	绢英岩, ZK155-746 m	10.4	10.9		9.0	-93	-86	1.5
268	绢英岩, ZK155-732 m	10.1						
266	绢英岩, ZK155-721 m	10.2						
278	“红化”花岗岩, ZK187-1058 m	8.8	10.9	6.7		-82		0.1
278-1	绢英岩化碎裂花岗岩闪长岩, ZK187-1050 m	7.9				-94		0.4
278-2	绢英岩化碎裂花岗岩闪长岩, ZK187-1026 m	8.1						
278-3	绢英岩化碎裂花岗岩闪长岩, ZK187-1006 m	7.2						
280	绢英岩化“红化”花岗岩, ZK187-1000 m	9.5						
280-1	黄铁绢英岩化碎裂岩, ZK187-968 m	8.1						
285	黄铁绢英岩化碎裂岩, ZK187-960 m	9.9	11.0	5.9	9.0		-87	
285-1	黄铁绢英岩化碎裂岩, ZK187-947 m	9.2						
285-2	黄铁绢英岩化碎裂岩, ZK187-936 m	9.1						
285-3	黄铁绢英岩化碎裂岩, ZK187-924 m	9.2				-93		1.5
285-3	黄铁绢英岩化碎裂岩, ZK187-915 m	9.4						
285-4	绢英岩化花岗质碎裂岩, ZK187-903 m	5.3				-89		1.4

注:前人将“红化”称为钾长石化,但实际上这种蚀变岩石中少见水热钾长石生成,而是 Fe^{3+} 大量增加,外表呈砖红色

化。可以发现,它们的 $\delta^{18}\text{O}$ 值基本上呈同步增高,除地表一个样品外,它们之间的 $\Delta_{\text{石英-绢云母}}$ 值几乎均在 2~3 之间。大家知道,要识别矿物集合体中达到或保持同位素体系平衡有三个主要准则:①没有同位素颠倒;②没有异常大的分馏作用;③同位素平衡温度一致。热动力资料决定了矿物集合体中共生矿物之间富集 ^{18}O 的严格顺序,例如花岗岩及其蚀变体系中要求石英 > 长石 > 白云母 > 黑云母 > 磁铁矿等。从图 2 中看出,不同标高位置 $\Delta_{\text{石英-绢云母}}$ 值稳定在 2 到 3 之间,表明基本上处于平衡状态。如果用 Clayton 等^[5] 或 Zhang Ligang 等 (1989) 的石英-水和 O'Neil 等^[6] 白云母-水分馏方程计算,那么, $\Delta = 2.0\text{‰}$ 时的平衡温度分别为 541 $^{\circ}\text{C}$ 或 789 $^{\circ}\text{C}$,而

$\Delta=3.0\text{‰}$ 时,则分别为 $358\text{ }^{\circ}\text{C}$ 或 $440\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。从图2中看出,蚀变岩石中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值比蚀变全岩的要平均偏高 1‰ ,这就暗示出石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值属于平衡条件下形成的,且纯度较高,没有遭受后期变化。因此,石英-绢云母矿物对氧同位素平衡计算温度较高,一种可能性是在高温条件下形成的蚀变矿物石英和绢云母集合体,后期又遭受较低温度流体的再交换作用,由于石英在此条件下可能抗拒 ^{18}O 再交换,而绢云母则再交换后 ^{18}O 含量升高。最明显的证据是,深部两个石英-长石矿物对的 $\Delta_{\text{石英-长石}}$ 达 5‰ 左右,这显然是很不协调的,暗示出存在动力分馏。另一种因素,由于挑选的绢云母纯度没有全部达到 95‰ 以上,因此,即使不考虑氧同位素分析带来的温度误差,那么,如果绢云母中含 5% 的石英,所造成的温度偏差为增大达 $50\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右。地表一个样品(209号) $\Delta_{\text{石英-绢云母}}$ 值仅为 1.2‰ ,而且石英的 δ 值与全岩值几乎相等,表明该样品矿物对之间存在动力分馏。或者说,石英几乎没有被流体交换。

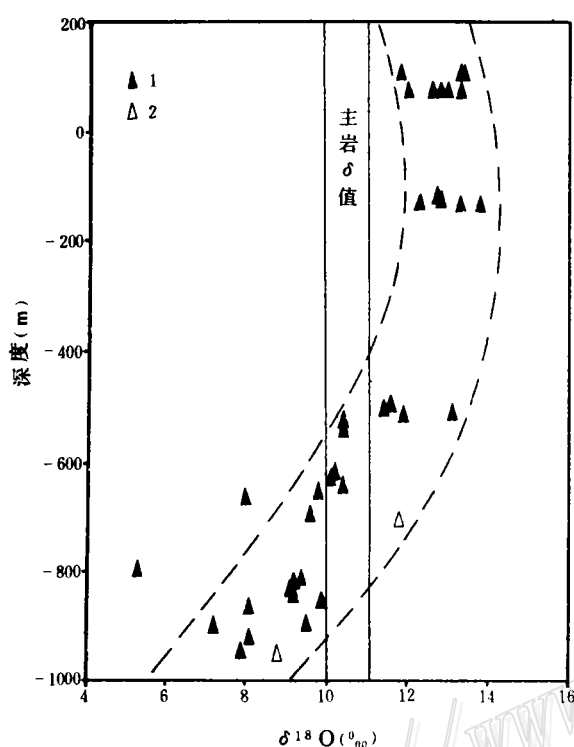


图1 焦家式台上金矿蚀变岩石绢英岩、全岩及“红化”岩石中长石的氧同位素组成垂直变化
1—蚀变全岩值;2—“红化”岩石中长石

Fig. 1. Vertical variation in $\delta^{18}\text{O}$ values of feldspar from phyllic rock, whole rock and “red-altered” rock in the Taishang gold deposit.

1—Altered whole rock; 2—Feldspar from “red-altered” rock.

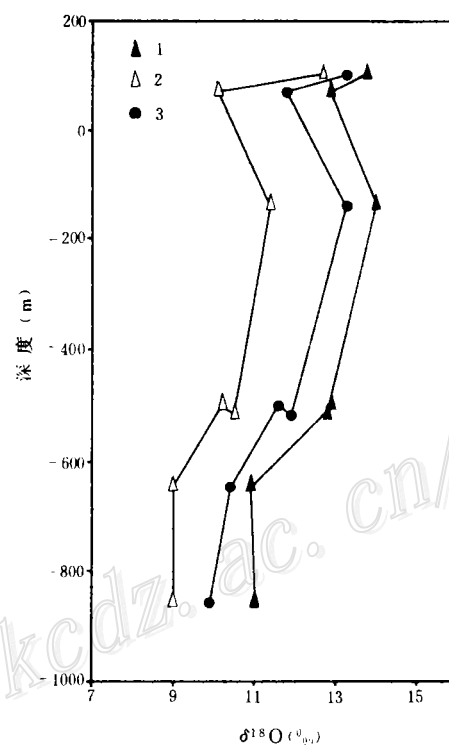


图2 胶东台上金矿垂向上石英、全岩和绢云母氧同位素组成变化
1—石英;2—全岩;3—绢云母

Fig. 2. Vertical variation in $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz, whole rock and sericite from the Taishang gold deposit.

1—Quartz; 2—Whole rock; 3—Sericite.

综上所述,除浅部样品外,石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值垂直方向上系统变化,可以代表平衡交换值。按

储体流体 $\delta^{18}\text{O}=4.7\text{‰}$, 深部石英 $\delta^{18}\text{O}=11\text{‰}$, 计算得平衡温度 $330\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右, 上部石英 $\delta^{18}\text{O}=13.5\text{‰}$ 时, 则 $t=260\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。因此, 焦家式金矿矿化争馏交换体系由目前 1000 m 深处向地表, 交换温度很可能从 $350\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右逐渐降低为 $250\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右, 蚀变体系岩石中石英小脉体, 可能代表流体-岩石交换时残留流体沉淀于细小裂隙中的产物。

1.3 δD 与 H_2O 含量关系

表 1 中 9 个全岩样品 δD 值与含水量之间关系看出, 除 209 和 278 两个全岩样品外, 其余的大致呈现出随水含量增高, δD 值也升高, 而且表现出总体上由深部向地表含水量、 δD 值升高趋势。这一特征或许暗示出与 W/R 比值升高是有关的。

2 水/岩交换作用模式

如果仅考虑地表及浅部蚀变岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 高于新鲜围岩 $10\text{‰}\sim 11\text{‰}$ 左右的值, 如图 1 中所示, 就会错误地判断为与高 ^{18}O 岩浆水有关^[2]。但是, 当我们考虑由地表向深部蚀变岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值有规律降低时, 我们就无法得出与岩浆水有关的结论。张理刚^[1]、陈振胜和张理刚^[3]等已报导过江西冷水坑铅锌银矿有类似现象, 并得出与低 W/R 条件下大气降水深部淋滤交换作用向上部扩散交换过程中连续改变同位素组成有关, 但他们没有深入研究变化的机理。早在 70 年代初, Taylor 等在研究 Tonopah 矿区地表蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值由中心向外增高时, 假定为 W/R 比降低或和温度降低有关, 而且很可能是两种因素的综合造成; Gregorry 和 Taylor (1981)、Cole 等(1987)、张理刚^[1,4]也持类似看法。那么, 垂向上蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化, 又该如何解释?

2.1 水-岩单阶段交换作用模式

表 1 中列出了蚀变矿物绢云母及全岩的 δD 值, 从表中看出, 它们的 δD 值基本上很一致, 稳定在 -70‰ 到 -95‰ 之间, 除一个样品(295)外, 由下向上略增高。绢云母和全岩的值很一致。事实上, 绢英岩中绢云母是唯一的含 OH 矿物。因此, 全岩的 δD 值亦就是绢云母的值, 由此, 投影于图 3 中 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 关系图上, 不同深度蚀变岩石的氢、氧同位素组成均位于新鲜主岩花岗岩的周围, 且随 $\delta^{18}\text{O}$ 升高而 δD 值也升高趋势。焦家式台上金矿含矿蚀变体系岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值从深部的低于新鲜岩石的值, 向上逐渐变为高于新鲜岩石的值, 且 δD 值基本保持不变或略有升高, 不仅仅台上金矿是如此, 而且所有其它焦家式金矿如苍上、三山岛、大尹格庄、红布、焦家等矿床均是如此(王炳成和张理刚等, 1993), 暗示成矿作用过程和条件是相似的。图 3 中标出了由岩浆水(1、2、3)和大气降水(4、5、6)与花岗闪长岩相互作用后形成的演化流体和相应蚀变岩石值变化线。

我们取 1000 m 深处蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $+8\text{‰}$ 左右, δD 值为 -95‰ 左右, 设流体-岩石相互作用温度在 1000 m 深处及更深部位为 $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ (见前讨论), 那么, 利用 Cole 等(1992)和 Suzuok 等(1976)二长花岗岩-水和白云母-水分馏方程, 可计算出流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值和 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值分别为 $(6.1\pm 0.5)\text{‰}$ 和 $(-65\pm 5)\text{‰}$ (如果取 $350\text{ }^{\circ}\text{C}$, 则分别为 5.1‰ 和 -57‰)。这一组蚀变岩石平衡水的氢、氧同位素组成, 无论如何是不可能简单地归结为直接由岩浆水或大气降水与岩浆岩交换作用有关系(图 3)。如果把氢、氧同位素组成 6.1‰ 和 -65‰ 投影于图 3 中, 即图中 A1 点, 那么 A1 点既不在 $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ 大气降水演化线上, 也不位于 $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ 再平衡岩浆水演化线上。

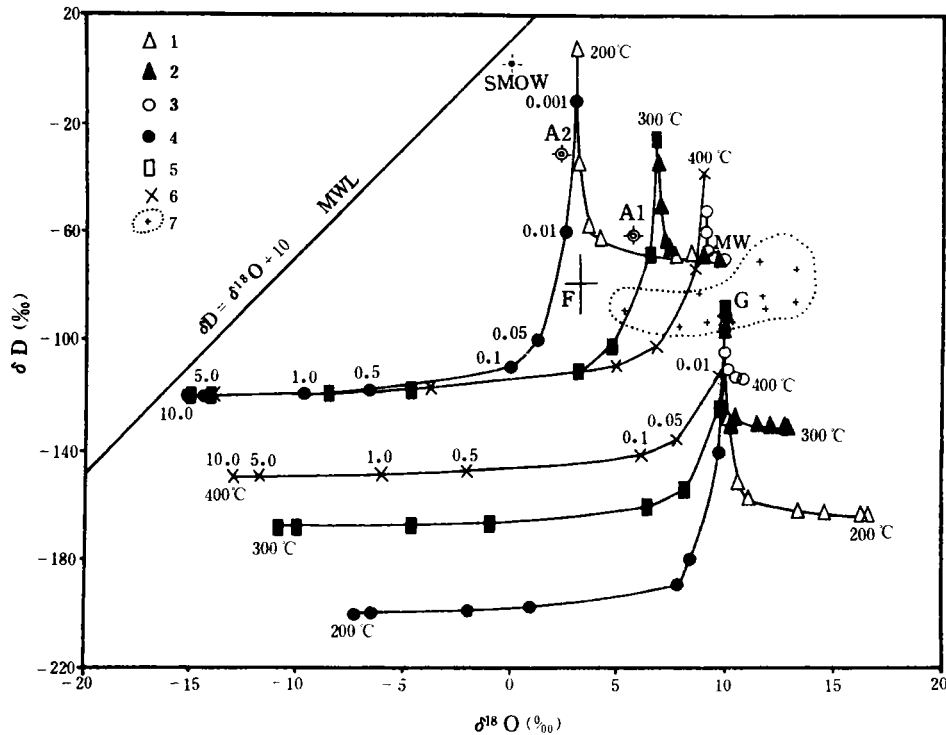


图3 胶东焦家式台上金矿水-岩单阶段交换模式计算 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 值坐标

1、2、3 分别为岩浆水(MW; $\delta^{18}\text{O}=9.1\text{‰}$; $\delta\text{D}=-70\text{‰}$)与岩浆岩(G; $\delta^{18}\text{O}=10\text{‰}$; $\delta\text{D}=-80\text{‰}$)在 200 °C、300 °C 和 400 °C 温度下不同 W/R 比值条件下相互作用后演化岩浆水(再平衡岩浆水)及其蚀变岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 值演化线; 4、5 和 6 分别为 200 °C、300 °C 和 400 °C 温度和不同 W/R 比值条件下, 大气降水($\delta\text{D}=-120\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}=-16\text{‰}$)与岩浆岩(G)相互作用后演化大气降水及其蚀变岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 值演化线; 7 为台上金矿已知蚀变岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 值变化范围; 可以看出, 封闭体系单阶段岩浆水或大气降水-岩石交换作用无法解释它们蚀变岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 值; F 点范围为主要成矿阶段(I + I)流体的 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 值大致范围

Fig. 3. $\delta^{18}\text{D}$ - $\delta^{18}\text{O}$ diagram calculated from single-stage water-rock exchange in the Taishang gold deposit.

1, 2, 3 represent $\delta^{18}\text{O}$ - δD evolitional curves of the evolutionary magmatic water (reequilibrium) and altered rock when magmatic water (MW; $\delta^{18}\text{O}=9.1\text{‰}$, $\delta\text{D}=-70\text{‰}$) and magmatic rock (G; $\delta^{18}\text{O}=10\text{‰}$, $\delta\text{D}=-80\text{‰}$) interact with each other at 200 °C, 300 °C and 400 °C respectively at varied W/R ratios; 4, 5, 6 are $\delta^{18}\text{O}$ - δD curves of changed meteoric water and altered rock when exchange takes place between meteoric water ($\delta\text{D}=-120\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}=-16\text{‰}$) and magmatic rock (G) at 200 °C, 300 °C and 400 °C respectively at varied W/R ratios; 7 indicates $\delta^{18}\text{O}$ - δD range of altered rocks from the Taishang gold deposit. It can be seen that the single-stage exchange of meteoric or magmatic water with rock at a closed system could not explain the value of altered rocks. Range F is the main stage ore-forming fluid.

就氧同位素组成而言, 位于温度为 250 °C 左右至 300 °C 左右, W/R 为 0.01 左右两种演化线附近。即使不考虑氢同位素, 台上金矿实际蚀变岩石的氢、氧同位素与图 3 中 300 °C 和 W/R 为 0.01 左右相应蚀变岩石氢、氧同位素组成演化线范围也不偶合。具体而言, 用大气降水与岩浆岩(G)直接交换, 温度为 280 °C 左右, W/R 比值为 0.01 左右时, 所产生的流体可以出现在图 3 中 A1 位置, 但相应蚀变岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值不可能高于花岗岩(G)的值; 相反, 用岩浆水与花

岗岩(G)直接交换,在同样条件下所产生的流体可以出现在图3中A1位置,但相应蚀变岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值不可能低于花岗岩(G)的值。但实际情况是,浅部蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值高于花岗岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,而深部情况确出现相反趋势。如果由400℃降为350℃或300℃,也同样出现不偶合现象。上述种种现象表明:(1)与蚀变作用有关的流体,不可能是大气降水或岩浆水与花岗闪长岩相互作用结果;(2)蚀变岩石的氢氧同位素组成表明,它们不可能是大气降水或岩浆水与花岗闪长岩单阶段水-岩交换作用的结果。

综合前面讨论,最大可能是1000 m深处以下大气降水与岩石相互作用体系中,其主岩不可能仅仅是 $\delta^{18}\text{O}=+10\%$ 左右的台上矿区附近花岗闪长岩,而应该存在较低 ^{18}O 的岩石。事实上,如前所说,在胶东地区,不仅是台上金矿,而且所有焦家式金矿床中均有大量成矿前及成矿期的中基性岩脉。它的侵入时代与成矿时代相同。因而它不仅是作为一种热储体,并可能提供金属物质。鉴于此,台上金矿蚀变岩石氢、氧同位素组成特征,进一步考虑可用二阶段缓冲开放水-岩相互作用过程来解释。

2.2 水-岩两阶段交换相同 W/R 比值体系模式

该演化模式中,大气降水在深部受热环流和渗滤时,将首先与低 ^{18}O 的基性岩相互作用。在400℃温度下, $W/R=0.001$ 时,则计算 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}=5.6\%$, $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}=-61\%$ 左右,作为第一阶段演化大气降水终值,亦作为第二阶段的初始值。第二阶段时,在同样W/R比值条件下,第一阶段演化大气降水终值与矿区花岗岩相互平衡交换作用,计算得第二阶段平衡终值(图4中A1点),即 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}=8.1\%$, $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}=-51\%$ 。与第二阶段A1点终值相对应的相同W/R=0.001时蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 a_1 点。见图4中 $a_1\sim a_4$ 四个点为蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$,与此对应的第二阶段流体平衡值为A1~A4四个点。如果取有效W/R=0.01时,则 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}=5.2\%$, $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}=-87\%$,它们相应第二阶段水/岩体系中水和岩石的氢氧同位素终值分别为D1~D4和 $d_1\sim d_4$ 四点。从图4中看出,不管温度如何改变,只要有效W/R比值保持在低W/R比值体系,由于在低W/R比值体系中 $\delta^{18}\text{O}_\text{f}$ 保持大致相等,因而温度改变,并不影响 $\delta^{18}\text{O}_\text{f}$ 值有很大改变,但 δD_f 值随温度降低而降低。上述模式讨论表明,焦家式金矿蚀变岩石从地表向深部,蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值有规律降低,无法用相同低W/R比值模式来解释的。

2.3 水-岩两阶段交换 W/R 比值增加体系模式

第一阶段(即淋滤水-岩相互作用阶段),可能是在5 km以下深部,发生加热大气降水与基性岩之间相互作用为主。图5标出了400℃和350℃时不同W/R比条件下两条演化大气降水平衡线。另标出了400℃时与花岗闪长岩相互作用演化大气降水线(M)。

由图5可见,三条线的终值差异,仅是 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏差。与基性岩相互作用后,当温度为400℃和W/R=0.001时, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 和 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值分别为5.6‰和-61‰(350℃时,分别为4.6‰和-57‰),而另一条演化线终(M)值在W/R为0.01和温度为400℃时分别为9.1‰和-56‰。很显然,据前所述,后一条线终值可能性不大,因为它大大高于已知成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。因而,前两条演化大气降水线在W/R=0.001时的 δ 值与第I阶段成矿流体的 δ 值相似,如果取W/R=0.01时,则与主要成矿II阶段流体的 δ 值相近,并作为演化大气降水含矿储体流体的 δ_eq 值。

第二阶段(即扩散水-岩相互作用阶段),当第I阶段深部形成的储体含矿流体进入上部断裂破碎带时,流体出现了线形汇聚,随之发生含矿流体-岩石(花岗岩)相互交换和成矿作用。在

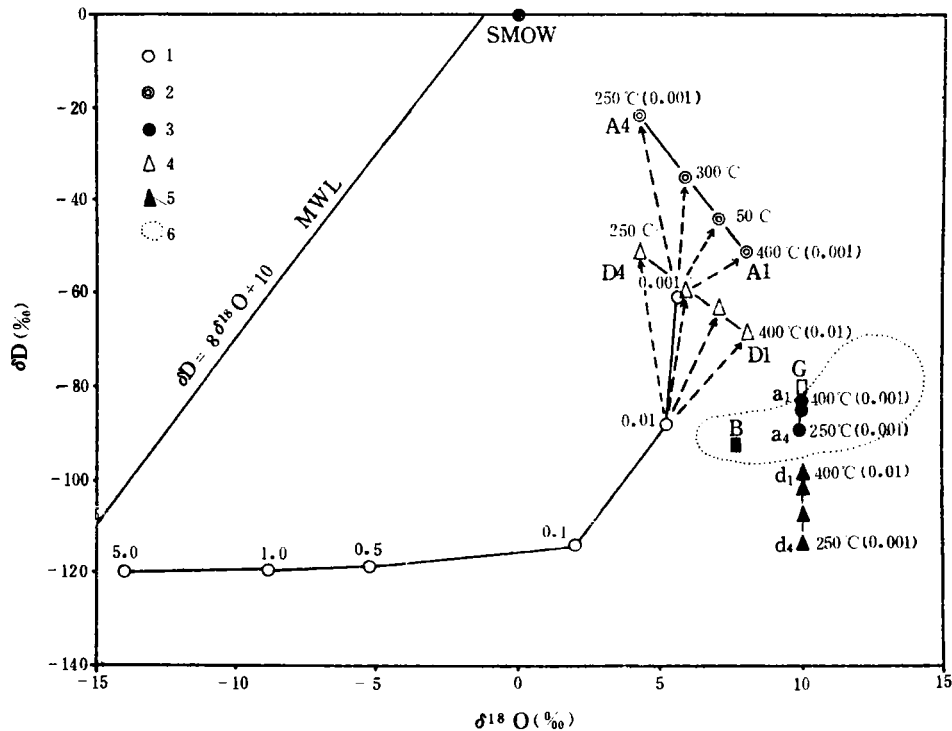


图4 缓冲开放体系两阶段相同 W/R 比值大气降水流体-岩石相互作用
及蚀变岩石氢氧同位素组成变化

图中第一阶段为 400 °C 时大气降水 ($\delta^{18}\text{O} = -16\text{‰}$, $\delta\text{D} = -120\text{‰}$) 与基性岩 (B; $\delta^{18}\text{O} = 7.5\text{‰}$, $\delta\text{D} = -90\text{‰}$) 相互作用; 第二阶段为不同温度下 (400 °C → 250 °C), 第一阶段演化大气降水终值 (在 W/R = 0.001 和 0.01 时 δ_{w}^{18} 值分别为 5.6‰、-61‰ 和 5.6‰、-88‰), 流体在相同 W/R 比值条件下, 与花岗岩 (G; $\delta^{18}\text{O} = 10.0\text{‰}$, $\delta\text{D} = -80\text{‰}$) 相互作用后第二阶段演化大气降水、氢、氧同位素组成变化及相应蚀变岩石氢、氧同位素变化

1—第一阶段演化大气降水线; 2—W/R = 0.001 时, 第二阶段演化大气降水 δ_{w}^{18} 值; 3—相应蚀变岩石 δ_{r}^{18} ; 4—W/R = 0.01 时
第二阶段演化大气降水 δ_{w}^{18} 值; 5—相应蚀变岩石的 δ_{r}^{18} 值

Fig. 4. $\delta^{18}\text{O}$ and δD of meteoric water and altered rock when two stage meteoric water exchanges with rock at the same W/R ratio in buffered open system.

At Stage 1, meteoric water ($\delta^{18}\text{O} = -16\text{‰}$, $\delta\text{D} = -120\text{‰}$) interacts with basic rock (B; $\delta^{18}\text{O} = 7.5\text{‰}$, $\delta\text{D} = -90\text{‰}$) at 400 °C; at Stage 2, the final values of the evolutionary meteoric water from Stage 1 (at W/R = 0.001 and 0.01, δ_{w}^{18} = 5.6‰, -61‰ and 5.6‰, -88‰ respectively) exchange with granite (G; $\delta^{18}\text{O} = 10.0\text{‰}$, $\delta\text{D} = -80\text{‰}$) at the same W/R ratios resulting in the values of Stage 2 evolutionary meteoric water and altered rock.

1—Stage 1 evolutionary meteoric water line, 2— δ_{w}^{18} of Stage 2 evolutionary meteoric water at W/R = 0.001; 3— δ_{r}^{18} of Stage 2 altered rock at W/R = 0.001; 4— δ_{w}^{18} of stage 2 evolutionary meteoric water at W/R = 0.01; 5— δ_{r}^{18} of Stage 2 altered rock at W/R = 0.01.

刚离开流体储体的较深部位相互作用时, 设有效 W/R > 5.0, 400 °C 时计算蚀变岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值 (a1 点) 分别为 7.3‰ 和 -91‰ (在 350 °C 时分别为 7.7‰ 和 -95‰, 即 a2 点); 在中部和

浅部缓冲储体流体与花岗岩相互作用期间,温度不断降低,W/R 值保持 5.0 或不断升高条件下,在 200 °C 和有效 W/R=5.0 时,计算的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{蚀变岩石}}^{\text{I}}=12.3\%$, $\delta\text{D}_{\text{蚀变岩石}}^{\text{I}}=-136\%$ (a8)。如果取第一阶段有效 W/R=0.01,即图 5 中 F 点,在 400 °C 时, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{I}}=5.2\%$, $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{I}}=-88\%$,而 350 °C 时,分别为 4.4‰ 和 -86‰,那么第 II 阶段扩散水-岩交换体系中有有效 W/R=5.0 时,相应 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 400 °C 时 f1,变为 200 °C 时 f8。这就很好解释浅部蚀变岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值升高达 13‰ 左

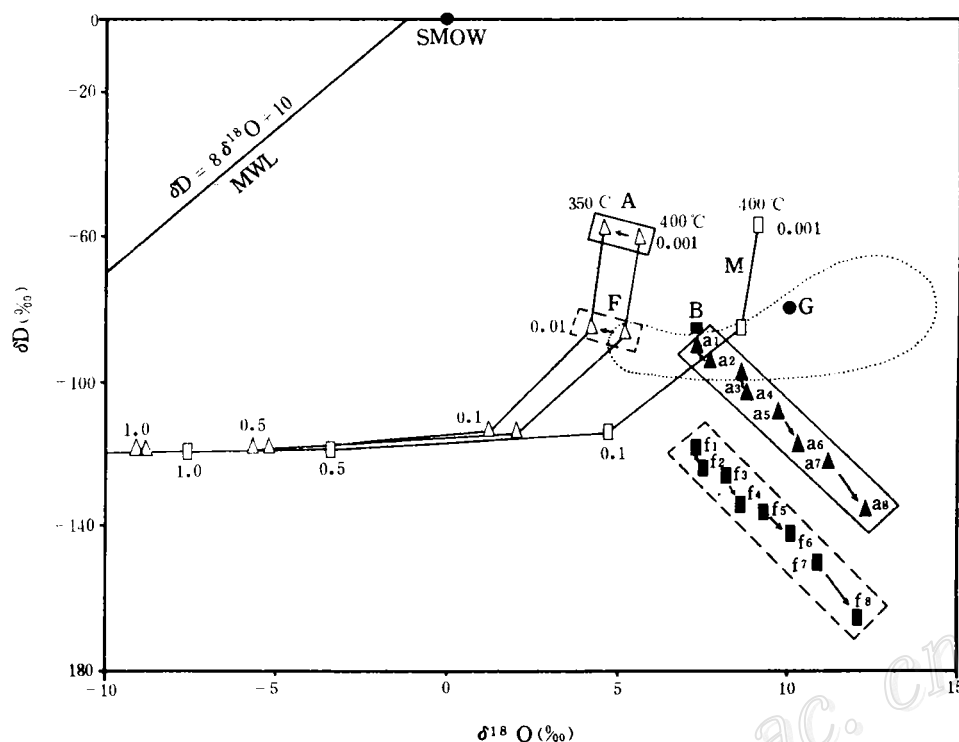


图 5 胶东台上金矿蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 值变化坐标

空心三角(A)代表大气降水与基性岩(400 °C、350 °C),空心方块(M)代表大气降水与花岗岩相互作用后演化大气降水线。(大气降水 $\delta\text{D}=-120\%$, $\delta^{18}\text{O}=-10\%$;基性岩(B) $\delta\text{D}=-90\%$, $\delta^{18}\text{O}=7.5\%$;花岗闪长岩(G) $\delta\text{D}=-80\%$, $\delta^{18}\text{O}=10\%$)。实心三角代表上述 W/R=0.001 和 400 °C、350 °C 时两条演化大气降水线终值(A)与花岗闪长岩不同温度下相互作用后蚀变岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 值(M 线 W/R=0.01 时的 $\delta^{18}\text{O}$ 值显著高于真实流体的,因而是不可取的),实心三角, a1 和 a2 代表 400 °C 和 350 °C, a3 和 a4 代表 350 °C 和 300 °C, a5 和 a6 代表 300 °C 和 250 °C 及 a7 和 a8 代表 250 °C 和 200 °C,有效 W/R>5 时,与 A 流体平衡蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}^{\text{I}2}$ - $\delta\text{D}^{\text{I}2}$ 值,如果取 W/R=0.01 时演化大气降水终值(F)(F 值更接近于主要成矿阶段 I 的 δ 值),那么,实心方块代表 f1~f8 分别代表 400 °C 至 200 °C,有效 W/R>5 时,与 F 流体平衡蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}^{\text{I}2}$ - $\delta\text{D}^{\text{I}2}$ 值,虚线范围代表已知蚀变岩石 δD - $\delta^{18}\text{O}$ 范围;A1、A2、A3 和 F1、F2 的 $\delta^{\text{I}2}$ 值是理论上平衡计算值,未考虑沸腾-扩散去 H 作用产生的动力分馏(见后讨论)

Fig. 5. $\delta^{18}\text{O}$ - δD variation of altered rock from the Taishang gold deposit.

A and M represent the evolutionary meteoric water lines when meteoric water exchanges with basic rock (400 °C, 350 °C) and granite, respectively. (meteoric water $\delta\text{D}=-120\%$, $\delta^{18}\text{O}=-10\%$; basic rock (B) $\delta\text{D}=-90\%$, $\delta^{18}\text{O}=7.5\%$; granodiorite (G) $\delta\text{D}=-80\%$, $\delta^{18}\text{O}=10\%$). a1 and a2 are $\delta^{18}\text{O}^{\text{I}2}$ - $\delta\text{D}^{\text{I}2}$ values when altered rock (A, W/R=0.001) is in equilibrium with G at 400 °C and 350 °C at W/R>5, respectively. a3 and a4 are values at 350 °C and 300 °C; a5 and a6 are values at 300 °C and 250 °C; a7 and a8 are values at 250 °C and 200 °C; f1 to f8 represent $\delta^{18}\text{O}^{\text{I}2}$ and $\delta\text{D}^{\text{I}2}$ of altered rock (F, W/R=0.01) in equilibrium with G from 400 to 200 °C at W/R>5; dash line range is the known $\delta^{18}\text{O}$ - δD of altered rock; $\delta^{\text{I}2}$ values of A1, A2, A3 and F1, F2 are theoretical ones. Dynamic fractionation resulting from the boiling-diffusion and dehydrogenation is ignored.

右而深部降低的特点了。

3 沸腾-扩散去气作用及氢同位素动力分馏

图5中缓冲开放体系两阶段水/岩交换体系中,当有效 W/R 比值大于5.0以上,而且温度不断降低,可以很好解释焦家式金矿由浅向深部蚀变岩石的 $\delta^{18}O$ 降低特点,但无法解释 δD 值始终稳定在 $-80\text{‰} \sim -100\text{‰}$ 之间的特征,这一数值与不同阶段石英包裹体水 δD 值是一致的。其原因是,在浅部即靠近地表岩石破碎强烈条件下可能发生减压沸腾-扩散去H作用,因此在浅部扩散水-岩交换作用期间,流体-岩石交换体系中相对富集D。这就很好理解焦家式金矿浅部蚀变岩石 δD 值为 $-70\text{‰} \sim -80\text{‰}$ 左右,而向深部逐渐降低的分配模式。但还有可能是与蚀变体系含水量较低有关。

总之,焦家式台上金矿蚀变体系岩石的氢氧同位素具有明显的两大特征,即 δD 值基本上保持稳定不变或向地表略升高,相反, $\delta^{18}O$ 值随深度加深而不断降低。上述缓冲开放体系水-岩两阶段相互作用模式表明,两阶段水-岩相互作用体系即深部形成的第一阶段演化大气降水储体热液进入成矿体系时, W/R 比增高,温度降低和减压沸腾-扩散去H作用等三大因素,是形成焦家式金矿蚀变岩石特征氢氧同位素组成变化的制约因素。

至于储体热液进入成矿体系时 W/R 比值增高,我们可以理解为第一阶段深部大气降水与基性岩为主(及花岗岩)在低 W/R 比条件下相互作用时,呈面型分布,而进入上部成矿破碎裂隙系统时,水-岩作用范围缩小,呈线型分布,而且破碎岩石渗透性大,因而 W/R 比值增加是可以接受的。另外,前述成矿流体的氢氧同位素组成,尤其是早期阶段流体的氢氧同位素组成与演化大气降水终值即大气降水-基性岩相互作用后的 δ 值是吻合的。至于晚期阶段流体 δD 值降低,可以理解为晚期阶段水-岩相互作用时, W/R 比值略有增加等因素造成的。

4 焦家式小型十里铺金银矿水-岩体系

十里铺银矿是金翅岭金矿田中除金翅岭、原瞳两个金矿区外的一个银矿床,位于金翅岭矿区南部。矿区位于招掖金矿带中部招远县以北,招平断裂带北段次级断裂附近。

十里铺银矿有石英脉型和蚀变岩型两种矿石类型,矿化大致可分为三阶段:①微含矿的乳白色石英脉阶段;②灰白色含矿石英脉阶段;③梳状硫化物石英-碳酸盐脉阶段。围岩蚀变类型主要为黄铁绢英岩化,次为“红化”,高岭土化和碳酸盐化等。

对十里铺银矿蚀变体系的研究工作较少,我们测定了3件蚀变岩氧同位素组成列入表2。在较深部位的-30 m中段,成矿石英脉下盘的脉旁蚀变绢英岩 $\delta^{18}O=5.3\text{‰}$;当升至305采场+5 m标高时,矿体下盘两个蚀变岩石 $\delta^{18}O=6.6\text{‰} \sim 7.7\text{‰}$;而地表民隆采集的一块“绢英岩化”-“红化”蚀变岩,其 $\delta^{18}O=9.6\text{‰}$ 。很明显,由深部向上,蚀变岩石 $\delta^{18}O$ 值很快升高。地表蚀变岩石与新鲜主岩(郭家店岩体 $\delta^{18}O=9.0\text{‰}$)氧同位素组成略增高。表2中十里铺金银矿蚀变体系岩石 $\delta^{18}O$ 值由地表向深部逐渐降低的规律,与台上金矿的完全相同,所不同的是:①十里铺地表蚀变岩石 $\delta^{18}O$ 值与主岩值相近,而台上金矿的要高于主岩2‰左右,可见即使两者扩散水-岩交换温度相同,那么前者流体的 $\delta^{18}O$ 值要低得多。成矿流体资料表明,实际流体的 $\delta^{18}O$

值在-3‰左右,大大低于台上超大型金矿的值(5.6‰);②十里铺矿区从地表向下不到 100 m

表 2 十里铺、河南村银矿蚀变岩石氧同位素组成

Table 2. Oxygen isotope composition of altered rocks from the Shilipu and Henancun silver deposits

样号	产 状	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	资料来源
十里铺 So-02	“红化”蚀变岩,浅部民窿	9.6	张理刚等,1989
340	矿脉下盘近脉绢英岩化蚀变花岗岩,305 采场(+5 m)	7.7	本文
341	矿脉下盘 1 m 处“红化”花岗岩,305 采场	6.6	本文
349	矿脉下盘近脉绢英岩化蚀变花岗岩-30m中段22号穿脉	5.3	本文
河南村			
523	地表 1 号浅井绢英岩	9.9	本文
524	地表 2 号浅井绢英岩	11.8	本文
525	地表 3 号浅井绢英岩	10.1	本文
537	ZK16-1,孔深 60.5 m,绢英岩	8.1	本文
528	ZK16-1,孔深 63.5 m,绢英岩	7.0	本文

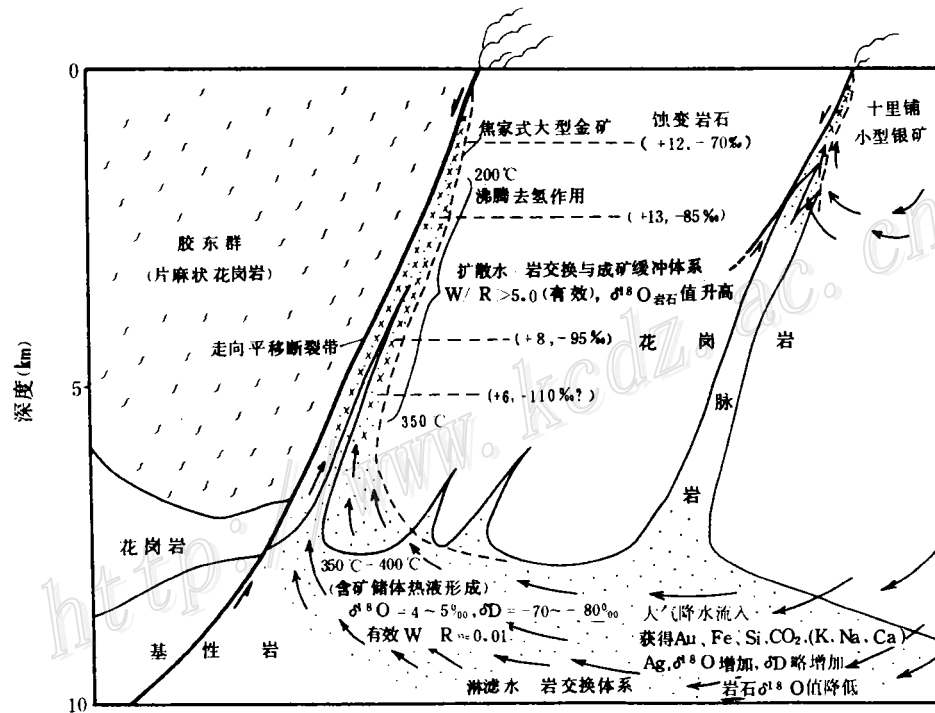


图 6 胶东焦家式金矿水-岩体系同位素演化成矿模式

Fig. 6. Metallogenic model for water-rock isotopic evolutionary system of the Jiaojia style gold deposit.

深度,蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低达 4‰ 左右。如果—30 m 中段一绢英岩 $\delta^{18}\text{O}=5.3\text{‰}$ 代表平衡体系交换产物,并假定矿区成矿时第二阶段扩散流体-岩石交换温度为 200 °C,则流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -2.6‰ 左右。这个数值与矿区成矿时主要大气降水与基性岩交换时 250 °C, W/R 比值为 0.2 条件下所能产生的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值基本一致。这就暗示出十里铺矿床成矿时大气降水渗入地下环流时,发生在较浅部为大量基性脉岩之间,且温度较低,而并没有象台上金矿那样发生在深处,并且温度达到 400 °C 左右条件下与较低 ^{18}O 的基性岩相互作用。也就是说,台上金矿具超深的两阶段连续水-岩交换作用高温缓冲开放体系,而十里铺金银矿是浅部特征的两阶段连续水-岩交换作用低温缓冲开放体系。河南村金矿蚀变岩石氧同位素组成也有相似变化。因此,可建立大型焦家式台上金矿与小型十里铺金银矿水-岩交换热液流体氢、氧同位素值成矿模式(图 6)。

胶东地区除十里铺金银矿床外,还有河南村、郭家店等小型焦家式金矿。表 2 中还列出了河南村金矿矿体内蚀变岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值垂直变化。从地表平均 10.5‰ 左右,向下 60 m 左右降为 7.5‰ 左右。

由此可见,这些小型焦家式金(银)矿床,不仅地表 $\delta^{18}\text{O}$ 值较低,且接近主岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,而且向深部迅速降低,这与焦家式大型台上金矿等具有明显不同。

5 结 论

(1) 焦家式大型金矿成矿沉积温度在 300~200 °C 之间,而小型矿床则低于 250 °C;前者地表蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值分别为 +12.5‰ 和 -75‰ 左右,而地表以下 1000 m 左右分别降低为 8.0‰ 和 -90‰ 左右,后者地表蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 为 10‰ 左右,向深部迅速降低。

(2) 蚀变岩石和矿物的氢和氧同位素组成测定和计算暗示出,焦家式大型矿床成矿过程中大气降水-岩石相互作用分为两阶段进行,即大致 5 km 以下深部低 W/R (≈ 0.01) 淋滤水-岩(基性岩)交换阶段,温度高于 350 °C,形成含矿储体流体作为第一阶段,然后流体上升进入破碎角砾带扩散水-岩交换、流体降温 and 沸腾-扩散去 H 作用和矿化沉积, W/R 比值增加(高于 5.0)的第二阶段。焦家式小型矿床水-岩相互作用过程大致相似,但温度和深度均较前者低。

(3) 焦家式大型金矿床台上金矿第二阶段流体-岩石扩散相互作用期间所形成的蚀变矿物的集合体中基本达到氧同位素平衡分馏,但中、晚期可能有叠加流体-岩石扩散相互作用。焦家式大型金矿形成条件中,超深度水/岩交换作用是前题条件。

(4) 由于沸腾-扩散去 H 作用,焦家式金矿床蚀变矿物的氢同位素组成计算表明,它不能代表成矿流体的值。

(5) 成矿物质以及 Fe^{3+} 、Si、 CO_2 等主要来自深部被淋滤的基性岩。

参 考 文 献

- 1 张理刚. 成岩成矿理论与找矿. 北京:北京工业大学出版社,1989
- 2 李晓明. 山东三岛金矿床氧、氢、碳稳定同位素的研究及其应用. 地质找矿论丛,1988,(3):205~218
- 3 陈振胜,张理刚. 江西银路岭银铅锌矿床蚀变体系氧同位素连续演化及其地质成因. 宜昌地质矿产研究所所刊,1992,(18):189~199

- 4 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用. 西安:陕西科学技术出版社,1985
- 5 Clayton R N, O'Neil J R, Mayeda T K. Oxygen isotope fractionation between quartz and water. *J. Geophys. Res.*, 1972,77,3057~3067
- 6 O'Neil J R, Taylor H P Jr. Oxygen isotope equilibrium between muscovite and water. *J. Geophys. Res.*, 1969,74, 6012~6022

WATER-ROCK EXCHANGE IN THE JIAOJIA STYLE GOLD DEPOSIT — HYDROGEN AND OXYGEN ISOTOPIC STUDY OF ALTERED ROCKS

Zhang Ligang, Chen Zhensheng, Liu Jingxiu and Yu Guixiang

(*Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Yichang 443003*)

Wang Bingcheng, Xu Jinfang and Zheng Wenshen

(*Shandong Institute of Geology and Mineral Resources, Jinan*)

Key words: Jiaojia Dstyle gold deposit, water-rock exchange, hydrogen-oxygen isotope, buffered open system

Abstract

Vertically downward from the surface to the depth of 1000 m in the Taishang deposit, a large-sized Jiaojia style gold deposit, $\delta^{18}\text{O}$ values of 38 phyllic whole-rock samples decrease from $13.0\text{‰} \pm$ to $8.0\text{‰} \pm$, $\delta^{18}\text{O}$ values of 8 quartz and sericite pairs from phyllic rocks decrease from 14.0‰ and 11.5‰ to $11.0\text{‰} \pm$ and $9.0\text{‰} \pm$, and δD values of 13 phyllic and sericite samples vary from -70‰ to 94‰ , averaging $(85 \pm 7)\text{‰}$ or so. These data demonstrate that $\Delta_{\text{quartz-sericite}}$ values vary stably between 2‰ and 3‰ , suggesting that quartz and sericite have basically attained oxygen isotopic equilibrium. Nevertheless, δD values of phyllic rocks and sericite are almost equal to δD values of fluid inclusions in vein quartz, implying the existence of hydrogen isotope dynamic fractionation between hydrothermal fluid and sericite, which is probably related to boiling and dehydrogenation.

The $\delta^{18}\text{O}$ value of ore-forming fluid at the principal ore-forming stage is estimated to be $5\text{‰} \pm$. Therefore, the calculated effective W/R ratio should be higher than 5.0 when the temperature decreases from $350\text{ }^{\circ}\text{C}$ at depth to $250\text{ }^{\circ}\text{C}$ at surface. It is hence concluded that the formation of the Jiaojia style large-sized gold deposit must have experienced two water/rock stages. At the first stage, extensive interaction took place between meteoric water and basic rocks in an high-temperature environment at depth; at the second stage, ore-forming fluids produced at depth ascended to the fractured shatter zone, resulting in diffusion, water/rock exchange and mineralization-deposition. On such a basis, a metallogenic model of two stage water/rock exchange in a buffered open system has been established.