

# 呷村黑矿型矿床高<sup>18</sup>O成矿流体的成因\*

余金杰 侯增谦 曲晓明

(中国地质科学院矿床地质研究所, 北京 100037)

主题词 呷村黑矿型矿床 岩浆流体 水-岩反应

提要 本文基于流体包裹体和石英<sup>18</sup>O资料, 提出呷村高<sup>18</sup>O成矿流体的成因有两种可能性: 一种, 指示岩浆流体的参与, 这已被成矿流体的高盐[ $w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) = 5.7\% \sim 21.3\%$ ]和极度富气所证实。另一种, 指示海水与高<sup>18</sup>O火山岩或沉积岩发生过高温、低 $m_{\text{水}}/m_{\text{岩石}}$ 反应。现代和古代VMS矿床热液对流深度、水-岩反应理论计算结果及遍布矿区成矿前的低温( $< 150^\circ\text{C}$ )和高 $m_{\text{水}}/m_{\text{岩石}}$ 反应表明后一种可能性的存在。高<sup>18</sup>O成矿流体来源的确对完善VMS矿床成因模式具有重要意义。

现代海底观察和古代VMS矿床研究均表明海水对流的成矿模式普遍适用于VMS矿床。稳定同位素和流体包裹体资料指示蚀变岩筒(流体向海底运移的通道)及其上部的块状矿体成矿流体H<sub>2</sub>O组成接近于海水( $\delta^{18}\text{O} \approx 0$ ), 成矿流体的盐度也接近于海水。然而, 许多古代和现代块状硫化物矿床的成矿流体 $\delta^{18}\text{O}$ 值达到5%~10%<sup>[1~5]</sup>, 对于这些高<sup>18</sup>O成矿流体的来源存在着争论。基于成矿流体包裹体和石英氧同位素资料, 本文对呷村矿床高<sup>18</sup>O成矿流体的来源进行了探讨, 这对于完善VMS矿床成因模式具有重要的意义。

## 1 矿床地质

呷村矿床区域成矿背景和矿床地质特征已被许多学者进行过详细、深入的研究<sup>[6, 7]</sup>。矿床分布于岛弧裂谷带内, 与双峰岩石组合密切共生, 产于酸性单元之流纹质岩系顶部<sup>[7]</sup>。呷村矿床由块状硫化物矿体和伏于其下的脉状-网脉状矿体构成, 前者呈层状或透镜状产出, 容矿岩石为灰岩和重晶石岩, 代表热液流体在海底排泻和淀积的产物; 后者产于蚀变岩筒中, 容矿岩石为英安流纹岩和流纹岩, 代表热液流体在其喷射通道的卸载产物。

呷村矿区经历了至少3种类型的蚀变。第1种为早期低温( $< 150^\circ\text{C}$ )海水蚀变(下文讨论), 蚀变矿物组合为伊利石+石英+高岭石+方解石, 此种蚀变广布整个矿区, 主要见于长英质火山岩中。第2种类型呈似层状蚀变带, 在长英质火山岩中为似层状硅化带, 蚀变矿物组合为石英+绿泥石+绢云母, 石英占绝对主导地位。玄武岩中为似层状绿帘石化带, 蚀变矿物组合为绿帘石+石英+绿泥石+方解石, 以绿帘石和石英为主。尽管似层状蚀变带中见有石英-绿泥石(绢云母)微网脉(流纹岩中)和绿帘石-石英微网脉(玄武岩中), 但总体而言, 似层状蚀变带平行于火山岩地层, 代表着海水注入带<sup>[8, 9]</sup>。第3种类型为蚀变与蚀变

\* 本文为地矿部九五科技攻关课题《义敦岛弧构造演化与多金属矿成矿规律》的部分成果。

第一作者简介 余金杰, 男, 1966年生, 副研究员, 中国地质科学院在职博士生, 矿床学专业。

收稿日期 1999-11-30, 改回日期 2000-02-13

岩筒, 后者代表着成矿流体向海底排泻的通道。对蚀变岩筒的蚀变矿物共生组合及特征前人作过大量工作<sup>[6,7,10]</sup>, 限于篇幅, 本文不再赘述。

## 2 样品分析结果

本文所采样品全部位于蚀变岩筒中, 矿石类型为细脉状、网脉状、角砾状, 分析结果见表1。为了讨论方便, 将蚀变岩筒的全岩氧同位素值一并列入。蚀变岩筒中各种类型矿石的石英氧同位素值变化于 13.7‰~ 15.2‰, 极为均一, 表明热液流体在蚀变岩筒中发生过强烈的氧均一化作用。根据张理刚(1983)  $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.42 \times 10^6 T^{-2} - 2.86$  的公式计算出  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  变化于 6.0‰~ 8.3‰。很显然, 蚀变岩筒中成矿流体为高<sup>18</sup>O 流体。

表1 蚀变岩筒中石英和流纹岩的全岩氧同位素数据

Table 1 Oxygen isotopic composition of quartz and rhyolites in altered pipes

样品	样品号	$\delta^{18}\text{O}_{\text{岩石}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{流体}}/\text{‰}$	石英包裹体均一温度/℃	资料来源
蚀网脉和浸染状细脉、石英			15.0	6.7~ 8.1	280~ 320℃	文献[6]
			15.2	6.9~ 8.3	280~ 320℃	文献[6]
		G4160- 6	14.5	7.0~ 7.3	302~ 311℃	本文
		G4160- 8	15.1	6.8~ 8.1	280~ 315℃	本文
		G7- 4	14.7	7.1~ 7.8	300~ 320℃	本文
		Gc- 9	14.0	6.8~ 7.1	310~ 318℃	本文
		Gc- 12	15.0	7.5~ 7.8	302~ 321℃	本文
		Gc- 11	14.7	6.3~ 7.3	279~ 304℃	本文
		Gc- 16	14.8	6.5~ 7.6	280~ 310℃	本文
		Gc- 18	13.7	6.0~ 6.1	295~ 299℃	本文
		G4- 2	14.0	6.4~ 7.1	299~ 319℃	本文
蚀的变流纹岩筒中	GG63	13.1				本文
		10.5				文献[6]
		11.1				文献[6]
	GG16- 4	12.1				本文
		13.0				文献[6]

本文数据由中国地质科学院矿床地质研究所同位素室测定, 测试者: 王成玉。

## 3 问题讨论

对VMS矿床成矿流体富<sup>18</sup>O 有以下几种解释: (1) 岩浆或变质流体与海水一道参与成矿作用; (2) 同位素遭受氧化的同生流体(来源于海水)被挤出并加入到成矿热液中; (3) 在高温、低  $m_{\text{水}}/m_{\text{岩石}}$  条件下, 海水发生同位素交换作用可变成富<sup>18</sup>O 的流体; (4) 海水与高<sup>18</sup>O 火山岩或沉积岩发生交换作用; (5) 页岩的超渗透作用; (6) 封闭海盆中海水的快速蒸发; (7) 热液沸腾作用。岩浆( $\delta^{18}\text{O} = 6\text{‰} \sim 8\text{‰}$ ,  $\delta\text{D} = -60\text{‰} \sim -80\text{‰}$ )或变质流体( $\delta^{18}\text{O} = 5\text{‰} \sim 25\text{‰}$ ,  $\delta\text{D} = -40\text{‰} \sim -60\text{‰}$ )与海水的混合使得混合流体 $\delta^{18}\text{O}$  值升高,  $\delta\text{D}$  值较低(相对于海水而言)。第2、3、4种作用使得热液 $\delta^{18}\text{O}$  值的变化比 $\delta\text{D}$  值的变化大得多。第5、6、7种作用导致残余流体中富<sup>18</sup>O, 但 $\delta\text{D}$  变化为 $\delta^{18}\text{O}$  变化的4~8倍<sup>[3]</sup>。

### 3.1 岩浆流体的贡献

海底开放岩浆体系的早期脱气阶段,可以分凝出以  $\text{CO}_2$  为主,  $\text{H}_2\text{O}$  次之的岩浆流体,它们作为气泡大量封存于火山玻璃和斑晶中的熔融包裹体内<sup>[11~13]</sup>, Yang 等<sup>[11]</sup> (1996) 在以  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  为主的熔融包裹体内发现有金属组分,从而证实现代热水活动区岩浆流体可提供成矿物质。侯增谦等<sup>[5]</sup>研究了冲绳海槽 JADE 现代活动热水区中遭受热液蚀变的长英质火山岩和浸染状-脉状硫化物的流体包裹体和氧同位素组成,提出了岩浆流体可最终演化为成矿流体的观点。

岩浆流体参与成矿的重要贡献是成矿流体盐度超过海水盐度,许多作者把高盐度流体看作岩浆流体的属性<sup>[5,14]</sup>。在呷村矿床脉状、网脉状矿石内的脉石英和闪锌矿中可见含盐和硫酸盐类子矿物的流体包裹体<sup>[6]</sup>。英安流纹岩石英斑晶中原生流体包裹体内含有石盐子晶,包裹体均一温度  $> 350\text{ }^\circ\text{C}$ , 盐度  $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$  高达 41.0%<sup>[6]</sup>, 表明呷村矿床存在有长英质火山岩派生的高温、高盐度岩浆流体,现代海底资料也表明有高温、高盐度岩浆流体<sup>[5]</sup>。

前人对呷村矿床成矿流体的盐度进行了大量的研究<sup>[6,7]</sup>。对网脉状矿石而言,石英中流体包裹体的盐度  $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$  变化于 15.8%~19.9%, 闪锌矿之变化于 5.7%~9.3%。对块状矿石而言,石英中流体包裹体的盐度  $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$  变化于 14.5%~21.3%。由此可见,呷村矿床成矿流体具高盐度,比海水盐度 [ $w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) = 3.5\%$ ] 高得多。

VMS 矿床岩浆流体的另外一种属性是流体极度富气( $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$ 、 $^3\text{He}$ 、 $\text{H}_2$ )<sup>[11~13,15]</sup>。呷村矿床块状矿体中重晶石内的流体包裹体极度富气<sup>①</sup>, 暗示在海底卸载的成矿流体来自岩浆减压脱气作用。

### 3.2 来源于下伏地层中的高<sup>18</sup>O 同生水

孔隙水能被捕获、加热,一般富集<sup>18</sup>O。后期的压实作用和地震泵吸作用使得孔隙水被加入到成矿热液中。对于 Sedex 型矿床而言,高<sup>18</sup>O 孔隙水加入到成矿热液中不难理解。尽管呷村矿区长英质火山旋回之间夹有灰岩、板岩等岩石,但孔隙水被挤出的可能性不大,因为矿床形成主要与长英质岩浆作用息息相关。

### 3.3 高温和低 $m_{\text{水}}/m_{\text{岩石}}$ 条件下的热液蚀变

流体  $\delta^{18}\text{O}$  值取决于初始的流体和岩石同位素组成、 $m_{\text{水}}/m_{\text{岩石}}$  和温度。设想  $\delta^{18}\text{O} = 0$ , 以  $\Delta_{\text{An30-H}_2\text{O}}$  代替长英质岩石和水的分馏系数  $\Delta_{\text{岩石-水}}$ , 在高温和低  $m_{\text{水}}/m_{\text{岩石}}$  条件下,能获得  $\delta^{18}\text{O}$  值高的流体(图 1)。与此同时,必须有足够大的岩石库存在(取决于流体质量)。

Munha J. 等(1986)<sup>[3]</sup>基于伊比利亚黄铁矿带中 Aljustrel 块状硫化物矿石储量和下盘热液蚀变岩石质量之间的关系,认为  $m_{\text{水}}/m_{\text{岩石}}$  可达到 100 左右。Beaty D. W. 等<sup>[4]</sup>(1982)用同样的方法对 Amulet 块状硫化物矿床计算得出了同样的认识。从图 1 中可以看出,在如此高的  $m_{\text{水}}/m_{\text{岩石}}$  条件下,海水与长英质火山岩之间反应不可能产生高<sup>18</sup>O 流体。伊比利亚黄铁矿与呷村矿床在成矿地质背景、远离蚀变岩筒火山岩、蚀变岩筒中火山岩全岩氧同位素以及成矿流体氧同位素组成方面具有很大的相似性<sup>②</sup>。因而,我们认为呷村矿床同 Aljustrel 矿床一样,如果成矿流体主要为海水,则高<sup>18</sup>O 流体的产生就仅限于高温、低  $m_{\text{水}}/m_{\text{岩石}}$  蚀变岩筒及其上部的排污场所内。

① 曲晓明. 义敦岛弧构造演化与多金属矿成矿规律. 2000, 科研报告.

② 余金杰. 义敦岛弧构造演化与多金属矿成矿规律. 2000, 科研报告.

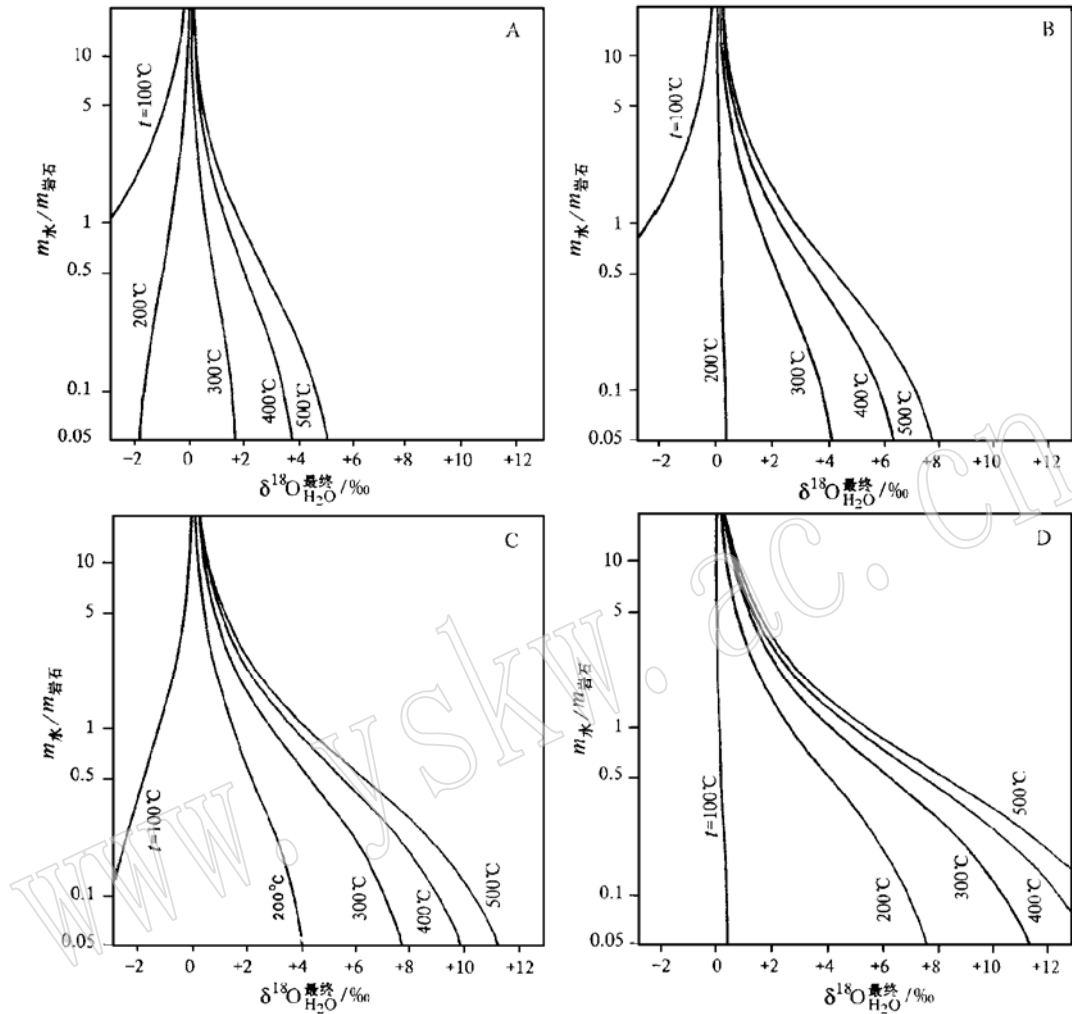


图1 产生高<sup>18</sup>O 成矿流体的  $m_{\text{水}}/m_{\text{岩石}}$  和温度

Fig. 1 Water/rock ratios and temperatures required to produce high <sup>18</sup>O ore-forming fluids from seawater through exchange with rocks at  $\delta^{18}\text{O}$  values of 6.5‰, 10‰, 14‰ and 18‰ respectively  
假设  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{初始}} = 0$ , A .B .C .D 岩石的初始比  $\delta^{18}\text{O}_{\text{岩石}}^{\text{初始}}$  分别为 + 6.5‰, + 10‰, + 14‰和 18‰

### 3.4 高<sup>18</sup>O 火山岩和沉积岩与海水在高温、低 $m_{\text{水}}/m_{\text{岩石}}$ 条件下的反应

前已述及,呷村矿区经历了3种类型的蚀变。第1种蚀变使得蚀变岩筒外围长英质火山岩富集<sup>18</sup>O,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{岩石}}$ 变化于+ 14.2‰~ + 17.5‰,平均值为+ 16.2‰<sup>①</sup>,与伊比利亚含矿Aljustrel火山岩的16.7‰相当<sup>[2,3]</sup>。假设新鲜的长英质火山岩  $\delta^{18}\text{O}_{\text{岩}}^{\text{初始}} = 9\%$ ,海水  $\delta^{18}\text{O}_{\text{岩}}^{\text{初始}} = 0$ ,使用斜长石-水分馏系数  $\Delta_{\text{斜长石-水}} = 2.68 \times 10^6 T^{-2} - 3.53$  (O'Neil和Taylor, 1967)代替岩石-水分馏系数。从图2可以看出,岩石欲获得14.2‰~ 17.5‰的  $\delta^{18}\text{O}$  值,形

① 曲晓明. 义敦岛弧构造演化与多金属矿成矿规律. 2000, 科研报告.

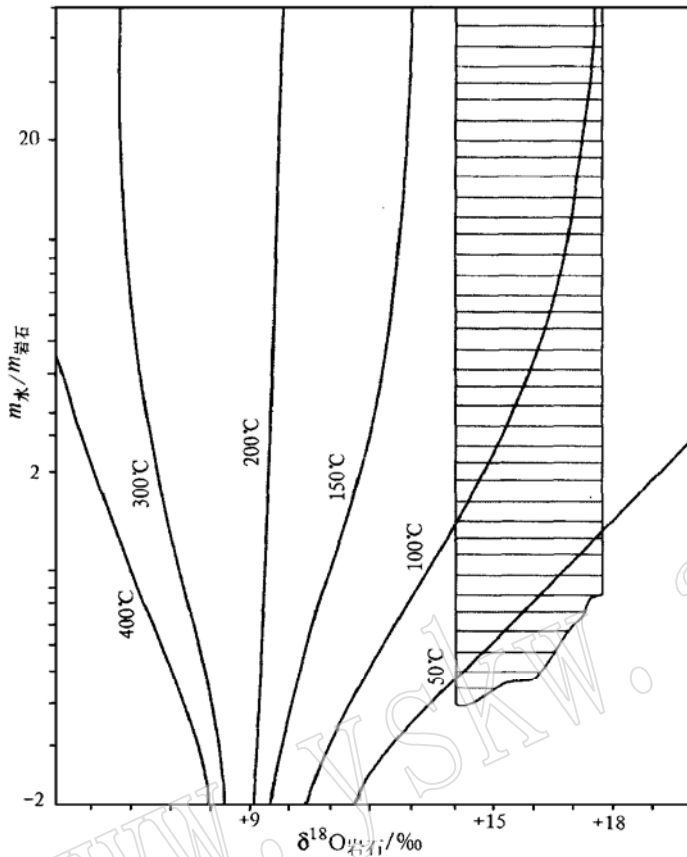


图2  $m_{\text{水}}/m_{\text{岩石}}$ 、温度和全岩  $\delta^{18}\text{O}$  组成关系图

Fig. 2 Diagram illustrating the water/rock ratios and temperature ranges required to enrich the Gaocun volcanics from an initial value of +9‰ (deduced) to +14.2‰ to +17.5‰ (measured) through isotopic exchange with seawater (0‰  $\delta^{18}\text{O}$ )

假设  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 0$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{岩石}} = +9\%$ , 图中画线区表明呷村矿床

低温热液蚀变  $m_{\text{水}}/m_{\text{岩石}}$  范围

区成矿之前经历过区域性低温海水反应, 我们认为海水同高  $\delta^{18}\text{O}$  长英质火山岩在高温、低  $m_{\text{水}}/m_{\text{岩石}}$  条件下, 能够形成高 $^{18}\text{O}$  流体。

另外, 呷村矿床含矿长英质火山岩和沉积岩厚度为 350 m<sup>[7]</sup>, 这些含矿火山岩各旋回之间夹有结晶灰岩、钙质泥岩。现代海底对流深度可达 1~2 km, 这样含矿岩系下部 700 m 厚的火山-沉积地层中碎屑砂岩、白云岩, 甚至中下三叠统细粒石英砂岩、粉砂岩和泥岩都有可能受到热液对流圈的影响。据经验和资料, 石英砂岩、灰岩和粉砂岩等沉积岩  $\delta^{18}\text{O}$  值一般较高, 这样, 高温、低  $m_{\text{水}}/m_{\text{岩石}}$  流体与其反应同样可产生高 $^{18}\text{O}$  流体。这一设想显然尚需同位素资料证实。

成温度应  $< 150\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 且  $m_{\text{水}}/m_{\text{岩石}}$  高。低温水蚀变在伊比利亚黄铁矿带、日本黑矿和现代海底蚀变玄武岩中均可见到<sup>[2, 3, 16, 17]</sup>。我们推测, 呷村矿床在成矿作用之前, 低温和高水-岩比的对流圈广布整个矿区, 具漂浮不定特点, 没有一个固定的注入带和排泻场所。冷凝火山岩与大范围对流水在低温、高  $m_{\text{水}}/m_{\text{岩石}}$  条件下的热液蚀变常具有上述特征<sup>[2, 3]</sup>。

第3种类型为蚀变岩筒, 蚀变岩筒中蚀变流纹岩全岩氧同位素值一般变化于 10.5‰~13.1‰之间(表1)。蚀变岩筒中全岩  $\delta^{18}\text{O}$  值为第1种类型和第3种类型蚀变的叠加产物。考虑到蚀变岩筒内网状状矿石中石英  $\delta^{18}\text{O}$  值非常接近(表1), 笔者认为成矿热液氧同位素发生了均一化作用, 蚀变岩筒中蚀变流纹岩  $\delta^{18}\text{O}$  值变化于 10.5‰~13.1‰, 也表明了这点。

从图1可以看出, 在高温、低  $m_{\text{水}}/m_{\text{岩石}}$  条件下, 如果岩石初始  $\delta^{18}\text{O}$  值高(图中C和D), 就完全可以产生呷村矿床的  $\delta^{18}\text{O}_{\text{流体}}$  值。考虑到前述呷村矿

### 3.5 页岩超渗透、蒸发作用和热液沸腾作用

页岩的超渗透作用、封闭盆地中的蒸发作用和热液沸腾均可引起残余流体  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  值升高。呷村矿床含矿岩系及上、下部层位未见蒸发岩, 并且前人的成矿流体  $\delta D$  值未见正值<sup>[6]</sup>, 因而上述 3 种作用不可能引起成矿流体<sup>18</sup>O 富集。

## 4 小 结

呷村矿床块状矿体见于重晶石岩和白云质灰岩中, 矿体呈透镜状、似层状展布, 见条带状、层纹状构造和草莓状结构等海底沉积成矿特征。据叶庆同等资料<sup>[10]</sup>, 重晶石的锶初始值为 0.71048, 接近含生物碎屑灰岩的初始值 0.71085, 重晶石中流体包裹体的均一温度为 122~142.8 °C, 重晶石的  $\delta^{34}S$  值为 +13.8‰~+22.5‰, 说明硫为海水硫酸盐分解产物。上述各种特征表明块状矿体的成矿流体以海水占主导地位。

呷村矿床脉状、网脉状矿体容矿岩石为流纹岩或英安流纹岩, 位于蚀变岩筒中。蚀变岩筒可分为硅化带、石英-绢云母化带和绢云母-绿泥石带<sup>[7]</sup>。产于蚀变岩筒中的黄铁矿中的  $m_{Co}/m_{Ni} > 1$ <sup>[6]</sup>, 矿石见有各种交代结构(交代残余、乳浊状结构、反应边结构等), 表明蚀变岩筒为热液交代产物。在块状矿体和脉状、网脉状矿体之间有过渡矿体, 过渡矿体往深部, 硅化流纹岩“角砾”变多和变大; 相反, 越往上部, 重晶石“角砾”越多越大。上述特征反映脉状、网脉状矿体和块状矿体处于统一的热液系统中, 为成矿流体在不同环境(沉积洼地、热液通道)下的沉积产物。基于以下 3 点, 笔者认为脉状、网脉状矿体为岩浆流体成因: ①呷村矿床形成与流纹岩喷发息息相关; ②网脉状、块状矿体  $\delta^{34}S_{SS}$  变化于 -0.2‰~+0.5‰<sup>[10]</sup>; ③脉状、网脉状矿石中成矿流体的高盐度[ $w(NaCl_{eq}) = 5.7\% \sim 19.9\%$ ]和极度富气。相应地, 脉状、网脉状矿体的海水成因基于以下 2 点: ①呷村矿床含矿岩系流纹岩和英安流纹岩为高<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O 岩石,  $\delta^{18}O_{\text{岩石}}$  变化于 14.2‰~17.5‰, 为低温(<150 °C)和高  $m_{\text{水}}/m_{\text{岩石}}$  海水蚀变引起, 其蚀变矿物组合为伊利石+高岭石+石英+方解石。呷村矿床低温热水蚀变形成机理不同于日本黑矿和现代海底玄武岩及低温海水蚀变, 后者受温度梯度控制<sup>[16, 17]</sup>, 在深部见有高温蚀变, 但呷村矿床低温蚀变先于成矿, 为冷凝的火山岩与大范围(遍布整个矿区)的海水发生低温反应所形成, 类似的例子在伊比利亚黄铁矿带中可以见到<sup>[2, 3]</sup>。②理论上, 海水与高<sup>18</sup>O 火山岩或沉积岩在高温、低  $m_{\text{水}}/m_{\text{岩石}}$  条件下发生反应, 可产生高<sup>18</sup>O 流体。

呷村矿床高<sup>18</sup>O 流体很可能为岩浆流体和海水的混合流体。尽管岩浆脱挥发份形成的流体与海水属于不同范畴, 但黑矿型矿床对流成因模式被普遍承认使我们不难理解岩浆流体与海水的混合作用。局部高热流允许化学成分演化的海水不断向火山岩深部穿透、渗流, 在海底和高侵位侵入岩(或次火山岩)之间形成对流核, 其直接结果就是形成似层状硅化带(流纹岩中)和似层状绿帘石化带(玄武岩中)。当演化的海水由似层状蚀变带向火山通道或火山机构裂隙系统依次向上运移时, 将交代火山岩形成蚀变岩筒。与此同时, 通过岩浆脱挥发份形成的岩浆流体同样向火山机构或裂隙系统(低压带)迁移, 同演化的海水发生混合。

### 参 考 文 献

- 1 Ripley E M, Ohmoto H. Oxygen and hydrogen isotopic studies of ore deposition and metamorphism at the Raul mine, Peru.

- Geochim et Cosmochim Acta, 1979, 43(10): 1633~ 1643.
- 2 Barriga F J A S, Kerrich R. Extreme  $^{18}\text{O}$ -enriched volcanics and  $^{18}\text{O}$ -evolved marine water, Aljustrel, Iberian pyrite belt: transition from high to low Rayleigh number convective regimes. *Geochim et Cosmochim Acta*, 1984, 48(5): 1021~ 1031.
  - 3 Munha J, Barriga F J A S, Kerrich R. High  $^{18}\text{O}$  ore-forming fluids in volcanic-hosted base metal massive sulfide deposits: geologic,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , and D/H evidence from the Iberian pyrite belt; Crandon, Wisconsin; and Blue Hill, Maine. *Econ. Geol.*, 1986, 81(3): 530~ 552.
  - 4 Beaty D W, Taylor H P Jr. Some petrologic and oxygen isotopic relationships in the Amulet mine, Noranda, Quebec, and their bearing on the origin of Archean massive sulfide deposits. *Econ. Geol.*, 1982, 77(1): 95~ 108.
  - 5 侯增谦, 艾永德, 曲晓明, 等. 岩浆流体对冲绳海槽海底成矿热水系统的可能贡献. *地质学报*, 1999, 73(1): 57~ 65.
  - 6 徐明基, 付德明, 尹裕民, 等. 四川呷村银铅锌矿床. 成都: 成都科技大学出版社, 1993.
  - 7 侯增谦, 侯立伟, 叶庆同, 等. 三江地区义敦岛弧构造-岩浆演化与火山成因块状硫化物矿床. 北京: 地震出版社, 1995.
  - 8 Galley A G. Characteristics of semiconformable alteration zones associated with volcanogenic massive sulfide districts. *Journal of Geochemical Exploration*, 1993, 49(1~ 2): 175~ 200.
  - 9 Brauhart C W, Groves D I. Regional alteration systems associated with volcanogenic massive sulfide mineralization at Panorama, Pilbara, Western Australia. *Econ. Geol.*, 1998, 93(3): 292~ 302.
  - 10 叶庆同. 四川呷村含金富银多金属矿床地质特征和成因. *矿床地质*, 1991, 10(2): 107~ 117.
  - 11 Yang K H, Scott S D. Possible contribution of metal-rich magmatic fluid to a seafloor hydrothermal system. *Nature*, 1996, 383(6599): 420~ 423.
  - 12 Kelly D S. Methane-rich fluids in the oceanic crust. *Journal of Geophysical Research*, 1996, 101(B2): 2943~ 2962.
  - 13 Gerlach T M, Graeber E J. Volatile budget of Kilauea volcano. *Nature*, 1985, 313(6000): 273~ 277.
  - 14 Urabe T, Sato T. Kuroko deposits of the Kosaka mine, northeast Honshu, Japan — products of submarine hot springs on Miocene sea floor. *Econ. Geol.*, 1978, 73(2): 161~ 179.
  - 15 侯增谦, 张琦玲. 冲绳海槽海底活动热水区  $\text{CO}_2$  烃类流体. *中国科学*, 1998, 18(2): 142~ 148.
  - 16 Green G R, Ohmoto H, Date J, *et al.* Whole rock oxygen isotope distribution in the Fukazawa-Kosaka area, Hokuroku district, Japan, and its potential application to mineral exploration. *Econ. Geol.*, 1983, Monograph, 395~ 411.
  - 17 Muehlenbachs K, Clayton R N. Oxygen isotope studies of fresh and weathered submarine basalts. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1972, 9(2): 172~ 184.

## Origin of High $^{18}\text{O}$ Ore-Forming Fluids in Gacun Kuroko Deposit

Yu Jinjie, Hou Zengqian, Qu Xiaoming

(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037)

**Key words:** Gacun kuroko deposit; magmatic fluid; water-rock reaction

### Abstract

Based on fluid inclusion and oxygen isotope data, this paper holds that high  $^{18}\text{O}$  ore-forming fluids were formed by mixture of magmatic fluid and evolved seawater. High salinity

[  $w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) = 5.7\% \sim 21.3\%$  ] and rich gas indicate the contribution of magmatic fluid to ore-forming fluids.

Background felsic volcanics at Gacun are extremely enriched in <sup>18</sup>O compared to isotopically normal felsic rocks (14.2‰~17.5‰ vs 6‰~10‰). This has been interpreted in terms of pervasive and widespread exchange with marine water under the condition of low temperature and a high water/rock ratio, which supports the mineralogical evidence of intense hydrothermal alteration. Wholerock  $\delta^{18}\text{O}$  values of stockwork samples from Gacun orebodies are relatively uniform (10.5‰~13.1‰), showing depletion of <sup>18</sup>O relative to the other Gacun volcanics less intensely affected by the ore-forming solutions. These relations signify that the ore-forming process postdated the early hydrothermal event that enriched the Gacun volcanics with <sup>18</sup>O. The present  $\delta^{18}\text{O}$  values of 10.5‰~13.1‰ for the stockwork rocks are therefore believed to have been reached through two successive stages of hydrothermal alteration: early <sup>18</sup>O enrichment to values near 16.2‰ in the regional, pervasive and low temperature event, followed by <sup>18</sup>O loss to around 10.5‰~13.1‰ induced by evolved marine water in stockwork vents.

www.yskw.ac.cn