

文章编号:0258-7106(2002)02-0121-08

胶东金矿形成期间地幔流体参与成矿过程的碳氧氢同位素证据^{*}

毛景文^{1,2} 赫英³ 丁悌平¹

(1 中国地质科学院矿产资源研究所,北京 100037; 2 中国地质大学地球科学与资源学院,北京 100083;

3 西北大学地质系,陕西 西安 710069)

摘 要 胶东地区发育有两种类型的金矿床:以玲珑、焦家、三山岛、乳山为代表的石英脉型-破碎蚀变岩型和以大庄子、蓬家夼为代表的胶莱盆地北缘滑脱破碎带内的角砾岩型金矿。本文选择了两种类型中的玲珑、三山岛和大庄子金矿床进行碳氧氢同位素测定。初步认为两类金矿属于同一成矿系统,它们形成于 120 Ma 左右的华北克拉通岩石圈减薄和软流圈上涌期间,岩浆流体和地幔脱气与胶东世界级金矿的形成密切相关。在石英脉型-破碎蚀变岩型矿石中可见深刻的地幔流体和岩浆流体的“烙印”。形成于滑脱破碎带中的角砾岩金矿流体与中生代大气降水和海相碳酸盐岩发生了强烈的交换作用。

关键词 金矿床 胶东 地幔流体 碳氧氢同位素

中图分类号: P618.52;P597

文献标识码: A

在华北克拉通周缘分布着一系列金矿矿集区,胶东大型矿集区是其中之一,也是我国目前唯一的一个世界级金矿矿集区。胶东大型矿集区在空间上位于郯庐大型走滑断裂之东侧,矿化主要受次一级 NNE 向断裂控制(吕古贤等,1990;杨敏之,1998)。最近几年发现的大庄子和蓬家夼等金矿受胶莱盆地边部拆离断裂的控制(刘玉强等,1999;沈远超等,2001)。前寒武纪太古宙变质基底和燕山期花岗岩都是成矿的围岩,前寒武纪角闪岩相变质岩系是燕山期花岗岩的围岩。金矿化分为两大类型,即沿脆韧性剪切带分布的石英脉型-破碎蚀变岩型和滑脱破碎带中的角砾岩型。前者以玲珑、焦家、三山岛和乳山为代表,产于隆起内部,石英脉型-破碎蚀变岩型沿走向或倾向常常相互替变;后者以大庄子、蓬家夼、发云夼为代表,分布于胶莱盆地北缘。关于胶东大型矿集区的成因,有人一直认为与燕山期花岗岩有着时空和成因联系(吕古贤等,1993;杨敏之等,1998;Wang et al.,1998),但是孙丰月等(1995)通过流体研究,认为幔源组分 C-H-O 参与了它的成矿过程。对于胶莱盆地北缘的角砾岩型金矿,孙丰月等(1995)论证它是一种与变质核杂岩-拆离断层有关

的成矿系统;刘玉强等(1999)则认为它虽然与盆地边缘滑脱拆离断裂有关,但应与玲珑、焦家、三山岛和乳山金矿一样,同属于早白垩世区域构造应力场的产物。毛景文等(1999)认为胶东金矿是中国东部中生代大规模成矿作用的一部分,在岩石圈拆沉、软流圈上侵、地壳大规模重熔成岩浆的过程中,伴随着大规模岩浆活动和成矿作用。岩浆流体、深变质流体和地幔流体不同程度地参与了成矿作用。笔者挑选典型矿区中碳酸盐矿物进行碳氧氢同位素测试,进一步提出深部流体参与成矿的证据。

1 采样位置和样品特征

本次工作在玲珑、三山岛和大庄子金矿床中开展,以矿化蚀变最晚阶段的碳酸岩脉和石英碳酸岩脉为目标进行采样(图 1)。由于碳酸岩脉比较少见,仅在玲珑金矿采到 5 件样品,三山岛金矿采到 1 件,在焦家金矿未找到合适的样品。在玲珑和三山岛金矿中,碳酸岩脉一般成小脉,宽度几毫米到十几厘米,断续出现,未见到厚度大、连续性强的脉体。玲珑矿区碳酸岩脉相对较多,多为方解石脉,除方解石

^{*} 本文为国家重点基础研究发展规划项目(GI999043211)部分研究成果

第一作者简介 毛景文,男,1956 年生,研究员,长期从事矿床地质和地球化学研究。

收稿日期 2001-12-29;改回日期 2002-02-04。张绮玲编辑。

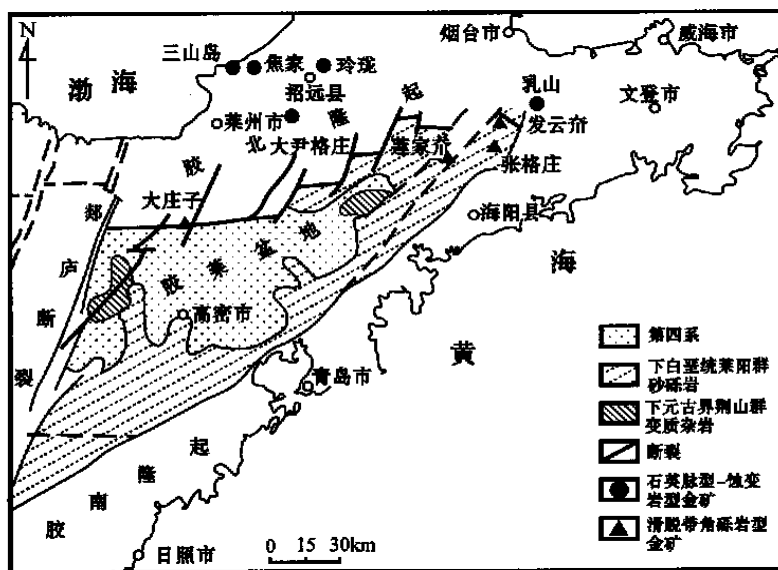


图 1 胶东地区隆起区石英脉型-破碎蚀变岩型金矿和胶莱盆地边缘滑脱带中角砾岩型金矿分布图 (原底图根据刘玉强等, 1999)

本次研究在玲珑、三山岛和大庄子金矿区采碳酸盐脉, 并收集前人在乳山和玲珑矿区的资料

Fig. 1 Distribution of the quartz vein type- broken altered rock type gold deposits in uplift area and breccia type gold deposits within the slumping zones along the Jiaolai basin in the East Shandong peninsular (Modified from Liu et al., 1999)

外还有少量粗粒自形晶黄铁矿。大部分方解石脉叠加在含金石英脉或周围蚀变岩之上, 个别穿插于煌斑岩脉中。三山岛的 1 件白云石样品采自一条宽 1 cm 左右、长 15 cm 的小脉, 明显晚于主成矿阶段。

在大庄子矿区, 方解石脉和方解石团块普遍发育, 既切割角砾岩矿石, 也穿插周围的荆山群斜长角闪片麻岩、二长片麻岩和大理岩。方解石脉和团块都呈现出洁白的粗晶集合体, 很少含硫化物。采集 4 件方解石样品用于测试分析研究。

2 分析方法

首先挑选用于碳、氧、氢同位素测试的方解石单矿物, 纯度达 99% 以上。方解石的碳和氧同位素分析步骤如下。首先在 25℃ 条件下, 使方解石与磷酸反应释放 CO_2 (McCrea, 1950), 而白云石则是在 50℃ 下与磷酸反应释放 CO_2 。用我国的国家一级碳酸盐碳、氧同位素参考物质 GB W04416 和 GB W04417 作为工作标准 (Mao et al., 2002), GB W04416 的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值分别为 1.61‰ 和 -11.59‰, 而 GB W04417 的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值分别为 -6.06‰ 和 -24.12‰。方解石样品的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值直接从 CO_2 测得, 而白云石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 从下列方程得到:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{dol-PDB}} = 1.01025/1.01008 \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_2\text{-dol}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_2\text{-PDB}}) + (1.01025/1.01008 - 1) \times 10^3 = 1.000168304\delta^{18}\alpha(\text{CO}_{2\text{dol}} - \text{CO}_{2\text{PDB}}) + 0.168304$$

这里 1.01025 是在 25℃ 条件下方解石释放出 CO_2 和方解石之间的 α , 而 1.01008 是在 50℃ 条件下方白云石释放出 CO_2 和白云石之间的 α (Sharma et al., 1965)。

在转变 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 与 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 时, 使用 Friedman 等 (1977) 的方程:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03086\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.86$$

对于氢同位素分析, 首先使用压碎法把水从流体包裹体中释放出, 然后在 400℃ 条件下使水与锌反应产生氢气 (Coleman et al., 1982), 再用液氮冷冻后, 收集到有活性炭的样品瓶中。所有的碳、氧、氢同位素均在中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室 Finningan MAT 251 质谱仪上测试。碳和氧同位素的分析误差为 $\pm 0.2\%$, 氢同位素误差为 $\pm 2\%$ 。

3 测试结果

碳、氧、氢同位素测试结果一并列于表 1。共测试样品 10 件, 其中方解石 9 件, 白云石 1 件。玲珑金

矿 5 件方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值为 $-3.4\text{‰} \sim -6.4\text{‰}$, 平均 -5.4‰ ; $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 为 $-59\text{‰} \sim -76\text{‰}$, 平均 -67‰ ; $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 $+10.9\text{‰} \sim +12.1\text{‰}$, 平均 $+11.2\text{‰}$ 。焦家金矿 1 件白云石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值为 -5.3‰ , $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 $+14.1\text{‰}$ 。由于白云石包裹体中含有较多杂气, 未得到合理的氢同位素数据。大庄子金矿的 4 件方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值为 $-0.4\text{‰} \sim -2.0\text{‰}$, 平均 -1.5‰ ; $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 值为 $-59\text{‰} \sim -76\text{‰}$, 平均 -65‰ ; $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 $+6.7\text{‰} \sim +11.9\text{‰}$, 平均 $+9.3\text{‰}$ 。由上述结果可以看出, 玲珑和焦家金矿的碳氢氧同位素值基本相同, 而且与李兆龙等(1993)对玲珑金矿和李治平(1992)对乳山金矿的方解石碳氧同位素测试结果(表 1)相一致。尽管大庄子金矿的氢同位素值与前一组类似, 但碳和氧同位素值有所不同, 尤其是碳同位素值差别明显。

使用同位素分馏公式 $1000\ln\alpha_{\text{白云石-水}} = 3.20 \times 10^6 T^{-2} - 2.0$ (Northrop et al., 1966) 和方解石流体包裹体的均一温度, 计算矿化流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 计算。分别对石英脉型-破碎蚀变岩型和角砾岩型矿石的各自 20 余件测温数据进行平均, 用平均值计算流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 结果一并列于表 1 中。从表 1 可以看出, 两类矿石的流体 $\delta^{18}\text{O}$ 值有明显的差别, 前者富 ^{18}O , $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $+2.4\text{‰} \sim +5.6\text{‰}$, 后者的 $\delta^{18}\text{O}$ 值则为 $-2.2\text{‰} \sim -7.4\text{‰}$ 。

4 讨论和结论

4.1 造山型金矿 CO_2 的来源

根据 Groves 等(1998)的定义, 胶东金矿及其毗邻的小秦岭金矿大都属于造山型金矿, 仅有个别金矿, 像祁雨沟等属于浅成低温热液金矿 (Mao et al., 2002)。所有造山型金矿的共同特点是在成矿晚期普遍出现碳酸岩脉或石英碳酸岩脉, 这表明在成矿晚期有大量 CO_2 出现。胡文宣等(2001)总结了我国 21 个金矿成矿阶段的流体特征, 认为成矿流体主要为 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$ 体系。许九华等(1997)研究胶东地区金矿时也注意到流体包裹体中含有相当量的 CO_2 组分。关于这些 CO_2 的来源长期争论不休, 莫衷一是。造山型金矿也被认为与变质流体 (Phillips et al., 1988; Barnicoat et al., 1991; Kerrich et al., 1998) 岩浆流体 (Burrows et al., 1987)、大气降水 (Nisbitt, 1988) 或地幔脱气 (Groves et al., 1988) 有关。由于国际上关于造山型金矿的研究基本集中在太古宙绿岩地体中, 因而变质流体成矿的观点比较流行, CO_2 的来源也被认为与变质作用有关。最近, Jia 等 (1999; 2000) 运用氮同位素进一步证明太古宙造山型金矿的形成与变质流体的关系密切。虽然在胶东地区, 乃至华北克拉通周缘的金矿床主要赋

表 1 胶东代表性金矿区碳氧氢同位素测试结果

Table 1 Carbon, oxygen and hydrogen isotope data of several gold deposits in East Shandong peninsular

样品编号	样品名称	样品来源	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$	$t/\text{℃}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}/\text{‰}$
LL-190-12	方解石	玲珑金矿	-6.4	-59	+11.1	280	2.6
LL-190-122	方解石	玲珑金矿	-6.4	-68	+10.9	280	2.4
LL-190-1	方解石	玲珑金矿	-5.5	-61	+11.1	280	2.6
LL-190-111	方解石	玲珑金矿	-5.5	-72	+11.0	280	2.5
LL-190-2	方解石	玲珑金矿	-3.4	-76	+12.1	280	3.6
SS-375-7-1	白云石	焦家金矿	-5.3	—	+14.1	280	5.6
D22-4	方解石	大庄子金矿	-2.0	-70	+10.9	173	-3.0
D22-3	方解石	大庄子金矿	-2.0	-62	+11.9	173	-2.2
D22-6	方解石	大庄子金矿	-1.4	-72	+6.7	173	-7.4
D22-5	方解石	大庄子金矿	-0.4	-57	+7.7	173	-6.5
L1*	方解石	玲珑金矿	-5.4		+11.6		
L2*	方解石	玲珑金矿	-4.4		+10.5		
L3*	方解石	玲珑金矿	-5.1		+11.6		
R-1**	方解石	乳山金矿	-5.6		+9.9		
R-2**	菱铁矿	乳山金矿	-4.5		+9.4		
SY-1***	大理岩	滕家石灰窑	+1.0		+25.3		

注明: * 引自李兆龙、杨敏之, 1993; ** 引自李治平, 1992; *** 引自孙景贵等, 2001。“—”: 由于包裹体中有比较多的杂气, 未得到合理的数据。空白处为未测者。

矿地层为太古宙基底角闪岩相变质岩,况且区域变质作用不晚于早元古代,但是区内的成矿时代基本上在 123 ~ 112 Ma(张德全等,1995;骆辉等,1997; Yang et al., 2001; 王义天等, 2001; 2002; 魏俊浩等, 2001), 与中生代岩浆-火山活动有关的热事件具有时空一致性。胶东地区两类金矿的放射性同位素测年表明,石英脉型和破碎蚀变岩型金矿形成于 118 ~ 123 Ma(张德全等,1995; Yang et al., 2001), 滑脱带内的角砾岩型金矿也同样形成于 115 ~ 120 Ma^①。

近些年,CO₂ 对金矿成矿作用的影响问题越来越受到人们的关注,Lowenstern (2001) 对岩浆中 CO₂ 及成矿系统示踪进行了详细的总结研究。由于探测技术的迅速发展,对各类地质体的 CO₂ 含量和赋存状态有了越来越深刻的了解。地幔包体的研究,尤其是碱质玄武岩中包体研究表明地幔局部可能经过了富微量元素流体或熔体的交代(Bailey, 1987; Menzies et al., 1987; Stolz et al., 1988)。普遍认为这些流体以富 CO₂ 为特征,是由于通常发现大量 CO₂ 包裹体的存在。Schiano 等(1994)在 Kerguelen 岛的橄榄岩包体中发现了碳酸盐熔体包裹体,并认为它代表交代流体。Roedder(1965)曾对全球 72 个玄武岩岩流中的橄榄石包裹体进行研究,其中 64 个含有以 CO₂ 为主的高密度流体包裹体,它们可能在 10 ~ 15 km 之下被捕获。许多包体围岩玄武岩中的橄榄石斑晶也含有类似包裹体,指示出在深部岩浆中含有饱和的富 CO₂ 的流体(Lowenstern, 2001)。Moore 等(1977)发现海底玄武岩的气泡中含有 95 % 以上的 CO₂。Marianelli 等(1999)分析了意大利 Vesuvius 碱玄武岩中的玻璃包裹体,确定其含有多达 3 % 的溶解水和 0.3 % 的可溶解 CO₂, 相应的饱和气压为 500 MPa。而流纹质和英安质岩浆通常被认为仅富含 H₂O 气体和少量 CO₂。Lowenstern (1994)研究了 23 Ma 的犹他州 Pine Grove 斑岩钼矿床,发现其中的熔体包裹体中 $w(\text{H}_2\text{O})$ 为 6 % ~ 8 %, $w(\text{CO}_2)$ 为 960×10^{-6} 。Lowenstern (1997) 又对 Eritrea 的 Afar 裂谷 A 型流纹岩进行了研究,测定 CO₂ 含量为 $(40 \sim 60) \times 10^{-6}$, $w(\text{H}_2\text{O})$ 为 2 % ~ 3.5 %。通过比较可以认为地幔流体以 CO₂ 或 CO₂-H₂O-NaCl 为主,而长英质和碱性花岗质岩浆以 H₂O-NaCl 为主。与之相比较,胶东金矿成矿系统中富含 CO₂,

可能反映出地幔流体参与了成矿过程,尤其是在成矿晚阶段。

卢焕章等(1999)在研究胶东石英脉型-破碎蚀变岩型金矿的流体包裹体时,发现包裹体内含有大量有机质,推测成矿流体并非来自地球深部而是盆地或表壳。本次工作观察到石英脉型-破碎蚀变岩型金矿的流体不仅含有较多有机质,还含有大量气相和液相 CO₂, 属于 CO₂-H₂O-NaCl 型流体,也就是孙丰月等(1995)所指出的 C-H-O 流体。同时也注意到盆地边缘角砾岩型金矿中的流体主要为 H₂O-NaCl 型,反映出浅源或盆地流体特征。含有机质流体可能不是来自浅部或盆地。

4.2 碳氢氧同位素对物质源的指示

胶东大型金矿集区以玲珑、焦家、三山岛和乳山为代表的石英脉型-破碎蚀变岩型金矿的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值 (-3.4 ‰ ~ -6.4 ‰), 与 Faure (1986) 界定的地幔来源碳同位素值 (-7 ‰) 相当接近,甚至重合。在 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 对 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 图解中(图 2), 这组数据的投影点仅个别投影在 Taylor 等(1967)界定的原始碳酸岩区,大部分投影点向 ^{18}O 增高方向漂移,可能由于流体与围岩发生了反应。而以大庄子为代表的角砾岩型金矿的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值 (-0.4 ‰ ~ -2.0 ‰) 则位于地幔源与海相碳酸盐区(Keith et al., 1964)之间,可能表明在成矿过程中,来自地幔或花岗质岩浆流体与周围的碳酸盐岩发生了同位素交换,向 ^{13}C 增高的方向漂移。孙景贵等(2001)测试色藤家石灰窑灰岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值,发现其与世界其它地区的海相灰岩基本相同(Keith et al., 1964; 陈毓川等, 1998), 以富 ^{13}C 和 ^{18}O 为特征。

胶东金矿两类矿石中流体的氢同位素十分类似, $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 值为 -57 ‰ ~ -76 ‰, 与 Ohmoto (1986) 和 Sheppard (1986) 提出的岩浆流体的氢同位素值 (-40 ‰ ~ -80 ‰) 一致。但张理刚(1989)的研究表明中生代胶东地区的大气降水的 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 值为 -70 ‰, 因此,在该区使用氢同位素判别成矿流体的源区遇到困难。流体中的氧同位素值反映出形成石英脉型-破碎蚀变岩型矿石的流体为再平衡岩浆水或 Ohmoto (1986) 和 Sheppard (1986) 界定的岩浆水 (+5.5 ‰ ~ +9.5 ‰), 并混合有大气降水。在 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 对 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 图(图 3) 中, 反映出石英脉型-破碎

① 毛景文与张连昌和李厚民的个人学术讨论, 2001

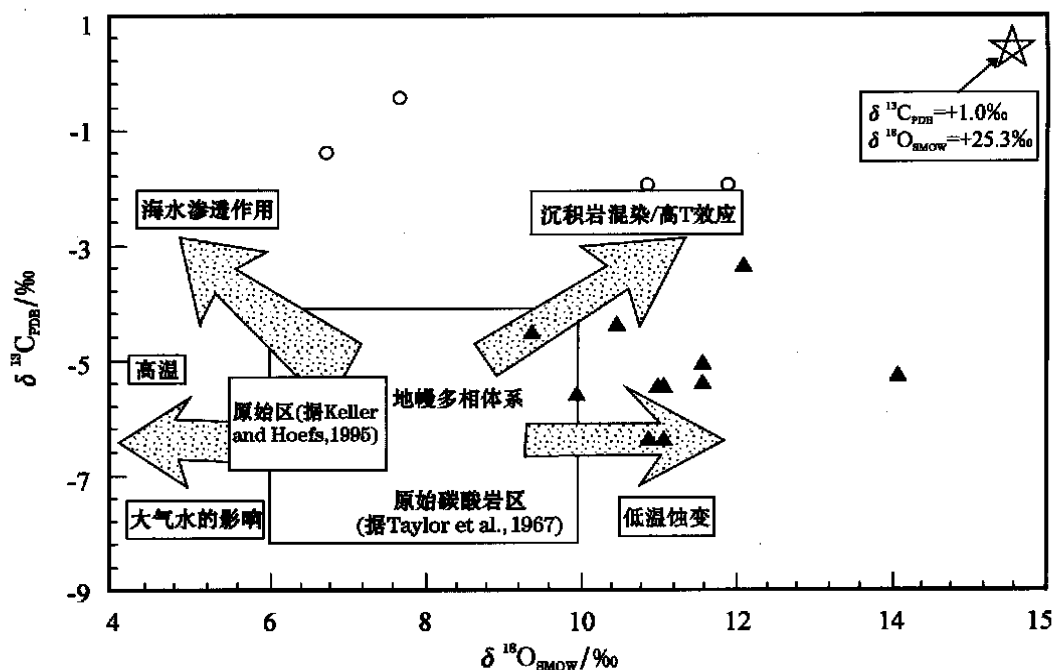


图 2 方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 对 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 图解 (原图据孙景贵等, 2001)

石英脉型-破碎蚀变岩型金矿的投影点 (▲) 显示出地幔碳氧同位素受到蚀变和沉积岩影响向 ^{18}O 和 ^{13}C 增高方向漂移; 盆地边缘滑脱带中角砾岩型金矿 (○) 受沉积碳酸盐岩影响向 ^{13}C 增高方向漂移

Fig. 2 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ versus $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ diagram (Modified from Sun et al., 2001)

The C-O isotopic projects show that the projects of quartz vein-broken altered rock type ores (▲) shift toward the increasing ^{18}O and ^{13}C due to interaction with the sedimentary rocks, while those of breccia ores (○) along the slumping zones shift in the direction of increasing ^{13}C due to interaction with the carbonate

蚀变岩型金矿流体来自岩浆或地幔, 与大气降水不断混合, 其同位素组成向中生代胶东地区雨水线变化, 而大庄子金矿流体则以大气降水为主。

4.3 胶东金矿成矿环境和成矿模型

胶东世界级大型矿集区的形成不是一个孤立事件, 而是整个区域地质、构造历史演化期间的必然结果。在过去几年, 对胶东及邻区的火山岩和脉岩进行了大量放射性同位素测年研究。郭锋等 (2001) 的翔实研究表明火山喷发从环渤海沉降盆地向鲁西隆起区迁移。环渤海盆地的济阳、黄骅、冀中、下辽河玄武质粗安岩-安山岩的成岩时代为 135 ~ 136 Ma, 而在鲁西南隆起区, 济南、邹平基性-中基性杂岩的时代为 115 ~ 120 Ma, 蒙阴和邹平的橄榄安粗岩的时代为 120 ~ 130 Ma。邱检生等 (2001) 对鲁西富钾火山岩和煌斑岩的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 定年, 也分别获得了 124.3 ~ 114.7 Ma 和 119.6 Ma 数据。这在一定程

度上表明该区处于岩石圈伸展-减薄而不是板块俯冲或地体聚合环境。

在胶东金矿大型矿集区, 金矿脉的围岩大都是 150 ~ 160 Ma 的玲珑和滦家河花岗岩和 126 ~ 130 Ma 的郭家岭花岗闪长岩 (张德全等, 1995; Wang et al., 1998), 但是成矿作用在时空和成因上与后者有关 (Zhou et al., 2000)。

由此可以看出, 在胶东地区, 基性火山岩、花岗闪长岩和金矿化在时间上和空间上具有一致性。反映出 120 Ma 左右是胶东, 乃至整个华北克拉通区发生岩石圈减薄, 软流圈上涌的时期, 这一时期不仅使大量地壳重熔成花岗质岩浆, 还伴随着大规模的深变质作用和地幔脱气。正是在这样的地球动力学背景下, 胶东世界级金矿形成。在深大断裂附近, 尤其是花岗岩体为主岩时, 成矿物质有更多的地幔源烙印; 在滑脱破碎带和碳酸盐岩附近, 地壳物质更多参

● 郭 锋, 范蔚茗, 王岳军, 等. 2001. 华北中生代板内基性岩浆作用及其对岩石圈减薄作用的约束. 见丛柏林, 翟明国, 郭敬辉, 等主编: 大陆的俯冲拆离和减薄作用学术研讨会论文摘要集. 92 ~ 94 (内部出版)。

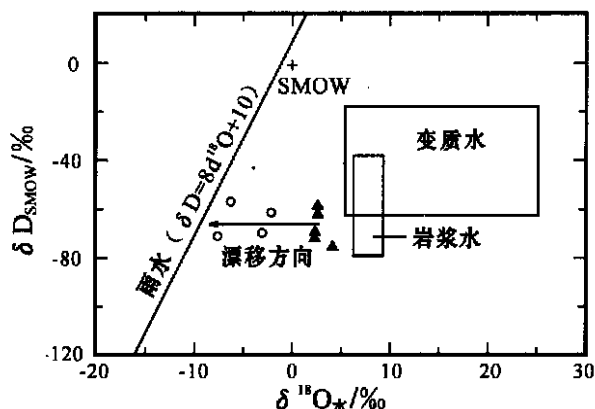


图 3 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 对 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 图解

石英脉型-破碎蚀变岩型金矿的投影点(▲)表明成矿流体主要为岩浆水与少量大气降水的混合,盆地边缘滑脱带中角砾岩型金矿(○)以大气降水为主,从前者到后者总体向中生代大气降水(张理刚,1989)的方向漂移

Fig. 3 $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ versus $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$

The projects indicate that the ore-forming fluids of quartz vein-broken altered rock type ores (▲) were mainly derived from magma with minor interaction with meteoric water, whereas those of breccia ores along the slumping zones (○) were dominated by meteoric water. On the whole both of them shift to the local Mesozoic meteoric water (Zhang, 1989)

与了成矿系统。

致 谢 在野外工作期间,山东地质矿产厅刘玉强副总工程师,招远市地质矿产局、玲珑金矿、焦家金矿、望儿山金矿、大庄子金矿和蓬家乔金矿有关领导和同行给予了大量支持和帮助,在此一并表示热忱谢意。

References

- Bailey D K and Hampton C M. 1990. Volatiles in alkaline magmatism [J]. *Lithos*, 26: 157 ~ 165.
- Barnicoat A C, Fare R J, Groves D L, et al. 1991. Synmetamorphic lode-gold deposits in high-grade Archaean setting [J]. *Geology*, 19: 921 ~ 924.
- Burrows D R and Spooner E T C. 1987. Generation of a magmatic H_2O - CO_2 fluid enriched in Mo, Au and W within Archaean sodic granodiorite stock, Mink Lake, Northwestern Ontario [J]. *Econ. Geol.*, 26: 1931 ~ 1957.
- Chen Y C, Mao J W, Luo Y N, et al. 1996. Geology and geochemistry of the Dashiugou tellurium (gold) deposit in the western Sichuan, China [M]. Beijing: Atomic Energy Press. 1 ~ 146 (in Chinese with English summary).
- Coleman M L, Sheppard T J, Durham, et al. 1982. Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis [J]. *Anal. Chem.*, 54: 993 ~ 995.
- Faure G. 1986. Principles of isotope geology, 2nd edition [M]. New York: Wiley and Sons. 497 ~ 507.
- Friedman I and O'Neil J R. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest in data of geochemistry [M]. 6th edition, edited by Fleischer M. Geological Professional Paper.
- Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Mariam M, et al. 1998. Orogenic gold deposits: proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to the other gold deposit types [J]. *Ore Geology Reviews*, 13: 7 ~ 27.
- Hu W X, Sun R, Zhang W L, et al. 2001. Characteristics of gold ore-forming fluids and metallogenic process by mutual mixing and acting of deep-derived fluids and shallow-seeped ones [J]. *Earth Science Frontiers*, 8(4): 283 ~ 288 (in Chinese with English abstract).
- Jia Y and Kerrich R. 1999. Nitrogen isotope systematics of mesothermal lode deposits: Metamorphic, granitic, meteoric water, or mantle origin [J]. *Geology*, 27: 1051 ~ 1054.
- Jia Y and Kerrich R. 2000. Giant quartz vein systems in accretionary orogenic belts: The evidence for a metamorphic fluids origin from $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$ studies [J]. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 184: 211 ~ 224.
- Keith M L and Weber J N. 1964. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28: 1787 ~ 1816.
- Kerrich D M and Cladeira K. 1998. Metamorphic CO_2 degassing from orogenic belts [J]. *Chemical Geology*, 45: 213 ~ 232.
- Li Z L and Yang M Z. 1993. The geology-geochemistry of gold deposits in Jiaodong region [M]. Tianjin: Tianjin Science and Technology Publishing House. 1 ~ 156.
- Li Z P. 1992. The genesis of the Rushan gold deposit in east Shandong [J]. *Mineral Deposits*, 11(2): 165 ~ 172 (in Chinese with English abstract).
- Liu Y Q, Yang D L, Huang T L, et al. 1999. Geological characteristics and ore-prospecting targets in gold deposits of Jiaolai basin, Shandong province [J]. *Mineral Deposits*, 18(3): 195 ~ 208 (in Chinese with English abstract).
- Lowenstern J B. 1994. Dissolved volatile concentrations in an ore-forming magma [J]. *Geology*, 22: 893 ~ 421.
- Lowenstern J B, Clyne M A and Bullen T D. 1997. Comagmatic A-type granophyre and rhyolite from the Alid volcanic center, Eritrea, northeast Africa [J]. *J. Petrol.*, 38: 1707 ~ 1721.
- Lowenstern J B. 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems [J]. *Mineralium Deposita*, 36: 490 ~ 502.
- Lu H Z, Yuan W C, Zhang G P, et al. 1999. Stable isotopes studies and age dating of gold deposits and Linlong granites in Linlong-Jiaojia area, Shandong, China [J]. *Journal of Guilin Institute of Technology*, 19(1): 1 ~ 18 (in Chinese with English abstract).
- L X, Kong Q C. 1990. Geology on the Linglong-Jiaojia type gold deposits in the Jiaodong area, China [M]. Beijing: Science Press. 1 ~ 287 (in Chinese).

- Luo H and Zhao Y Q. 1997. Geology and mineralization of Paishanlou gold deposit in Fuxin, Liaoning Province[J]. Progress in Precambrian Research, 20(4): 13 ~ 24.
- Mao J W, Hua R M and Li X B. 1999. A preliminary study of large-scale metallogenesis and large clusters of Mineral Deposits[J]. mineral deposits, 18(4): 316 ~ 322 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W, R Goldfarb R J, Zhang Z W, et al. 2002. Gold deposits in the Xiaolinling-Xiong' ershan region, Qinling Mountains, central China[J]. Mineralium Deposita, 37(3): 306 ~ 325.
- Marinelli P, Metrich N and Sbrana A. 1999. Shallow and deep reservoirs involved in magma supply of the 1994 eruption of Vesuvius[J]. Bull Volcanol, 61: 48 ~ 63.
- McCrea M. 1950. The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale[J]. J. Chem. Phys., 18: 849 ~ 857.
- Menzies M A, Hawkesworth (eds) 1987. Mantle metasomatism[M]. London: Academic Press.
- Moore J G, Batchelder J N and Cunningham C G. 1977. CO₂-filled vesicles in mid-ocean basalt[J]. J. Volcanol Geotherm Res., 2: 309 ~ 327.
- Northrop D A and Clayton R N. 1966. Oxygen isotope fractionation in systems containing dolomite[J]. J. Geol., 74, 174 ~ 196.
- Nisbitt B E. 1988. Gold deposit continuum: A genetic model for lode Au mineralization in the continental crust[J]. Geology, 16: 1044 ~ 1048.
- Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits[J]. Rev. in Mineral., 16: 491 ~ 559.
- Phillips C N and DeNooy D. 1988. High grade metamorphic processes within influence Archaean gold deposits with particular reference to Big Bell, Australia[J]. J. Metamorphic Geol., 6: 95 ~ 114.
- Qiu J S, Xu X S and Lo C H. 2002. Potash-rich volcanic rocks and lamprophyres in western Shandong Province: ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating and source tracing[J]. Chinese Science Bulletin, 4(2): 91 ~ 99 (in Chinese with English abstract).
- Schiano P, Clochiatti R, Shimizu N, et al. 1994. Cogenetic silica-rich and carbonate-rich melts trapped in mantle minerals in Kerguelen ultramafic xenoliths: implications for metasomatism in the oceanic upper mantle[J]. Earth Planet Sci. Lett., 123: 167 ~ 178.
- Sharma T and Clayton R N. 1965. Measurement of ¹⁸O/¹⁶O ratios of total oxygen of carbonates[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 29: 1347 ~ 1353.
- Sheppard S M F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters[J]. Rev. in Mineral., 16: 165 ~ 183.
- Stolz A J and Davies G R. 1988. Chemical and isotopic evidence from spinel ilmenite xenoliths for episodic metasomatism of the upper mantle beneath Southeast Australia[A]. In: Menzies M A, Cox K G, ed. Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences[C]. Oxford: Oxford University Press. 303 ~ 330.
- Shen Y C, Zhang L C, Liu T B, et al. 2001. Interlayer sliding fault and its ore-controlling process[J]. Geology and Prospecting, 37(1): 11 ~ 14 (in Chinese with English abstract).
- Sun F Y, Shi Z L, Feng B Z, et al. 1995. Gold deposit geology and differential diagenesis and mineralization of mantle-derived C-H-O fluids in Jiaodong Peninsula[M]. Changchun: Jilin People's Publishing House. 1 ~ 170 (in Chinese).
- Sun J G, Hu S X, Shen K, et al. 2001. Research on C, O isotopic geochemistry of intermediate-basic and intermediate-acid dykes in gold fields of Jiaodong Peninsula[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 20(1): 47 ~ 56 (in Chinese with English abstract).
- Taylor H P, Frechen J and Degens E T. 1967. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher see District, West Germany and the Alno District Sweden[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 31: 407 ~ 431.
- Wang L G, Qiu Y M, McNaughton N J, et al. 1998. Constraints on crustal evolution and gold metallogeny in the northwestern Jiaodong Peninsula, China, from SHRIMP U-Pb zircon studies of granitoids[J]. Ore Geology Reviews, 13: 275 ~ 291.
- Wang Y T, Mao J W and Lu X X. 2002. ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating and geological implication of the altered rocks from the middle-deep section of the Q875 gold-bearing vein in the Xiaolinling gold concentrated area, Henan, China[J]. Chinese Science Bulletin (in press).
- Wang Y T, Mao J W and Lu X X. 2001. Ar-Ar dating and geochronological constraints on the ore-forming epoch of the Qiyugou gold deposit in Songxian County, Henan Province[J]. Geological Review, 47(5): 551 ~ 555 (in Chinese with English abstract).
- Wei J H, Liu C Q, Zhao Y X, et al. 2001. Time Span of the Major ore forming stages of the Wulong gold deposit, Liaoning[J]. Geological Review, 47(4): 433 ~ 437 (in Chinese with English abstract).
- Xu J H, Xie Y L and Shen S L. 1997. A comparison of ore-forming fluids between gold deposits in Xiaolinling Mountains and those in Jiaodong peninsula[J]. Mineral Deposits, 16(2): 151 ~ 162 (in Chinese with English abstract).
- Yang J H and Zhou X H. 2001. Rb-Sr, Sm-Nd, and Pb isotope systematics of pyrite: implications for the age and genesis of lode gold deposits[J]. Geology, 29: 711 ~ 714.
- Yang M Z. 1998. The geochemistry of wallrock alteration zone of gold deposits - as exemplified by Jiaodong gold deposits[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1 ~ 120 (in Chinese with English summary).
- Zhang D Q, Xu H L and Sun G Y. 1995. Emplacement ages of the Denggezhuang gold deposit and the Kunyushan granite and their geological implication[M]. Geological Review, 41(4): 415 ~ 425 (in Chinese with English abstract).
- Zhang L G. 1989. Petrogenetic and minerogenetic theories and prospecting[M]. Beijing: Press of Beijing Technological University. 1 ~ 267 (in Chinese).
- Zhou T and Lu G. 2000. Tectonics, Granitoids and Mesozoic gold deposits in East Shandong, China[J]. Ore Geology Reviews, 16: 71 ~ 90.

附中文参考文献

- 陈毓川, 毛景文, 骆耀南, 等. 1996. 四川大水沟碲(金)矿床地质和地球化学[M]. 北京: 原子能出版社. 1 ~ 146.

- 胡文宣,孙睿,张文兰,等. 2001. 金矿成矿流体特点深-浅部流体相互作用成矿机制[J]. 地学前缘, 18(4): 281~287.
- 李治平. 1992. 胶东乳山金矿成因[J]. 矿床地质, 11(2): 165~172.
- 李兆龙,杨敏之. 1993. 胶东金矿床地质地球化学[M]. 天津: 天津科学技术出版社. 1~156.
- 刘玉强,杨东来,黄太岭,等. 1999. 山东胶莱盆地金矿床地质特征及找矿方向[J]. 矿床地质, 18(3): 195~208.
- 骆辉,赵运起. 1997. 辽宁排山楼金矿地质和成矿作用[J]. 前寒武研究进展, 20(4): 13~24.
- 吕古贤,孔庆存. 1990. 胶东玲珑-焦家金矿地质[M]. 北京: 科学出版社. 1~287.
- 卢焕章,袁万春,张国平,等. 1999. 玲珑-焦家地区主要金矿床稳定同位素及其同位素年代学[J]. 桂林工学院学报, 19(1): 1~8.
- 毛景文,华仁民,李晓波. 1999. 浅议大规模成矿作用与大型矿集区[J]. 矿床地质, 18(4): 316~322.
- 沈远超,张连昌,刘铁兵,等. 2001. 论层间滑动断层及其控矿作用-以山东胶莱盆地北缘金成矿带为例[J]. 地质与勘探, 37(1): 11~14.
- 邱检生,徐夕生,罗清华. 2001. 鲁西富钾火山岩和煌斑岩的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 定年及源区示踪[J]. 科学通报, 46(8): 1500~1508.
- 孙丰月,石准立,冯本智. 1995. 胶东金矿地质及幔源 C-H-O 流体分异成岩成矿[M]. 长春: 吉林人民出版社. 1~170.
- 孙景贵,胡受奚,沈昆,等. 2001. 胶东金矿区矿田体系中基性-中基性脉岩的碳、氧同位素地球化学研究[J]. 岩石矿物学杂志, 20: 47~56.
- 王义天,毛景文,卢欣祥. 2001. 嵩县祁雨沟金矿成矿时代的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代学证据[J]. 地质论评, 47(5): 551~555.
- 王义天,毛景文,卢欣祥,等. 2002. 河南小秦岭金矿区 Q875 脉深部蚀变岩的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄及其意义[J]. 科学通报, (待刊).
- 魏俊浩,刘丛强,赵永鑫,等. 2001. 辽宁五龙金矿主成矿阶段成矿持续时限[J]. 地质论评, 47(4): 433~437.
- 徐九华,谢玉玲,申世亮. 1997. 小秦岭与胶东金矿床的成矿流体特征对比[J]. 矿床地质, 16(2): 151~162.
- 杨敏之. 1998. 金矿床围岩蚀变带地球化学——以胶东金矿床为例[M]. 北京: 地质出版社. 1~120.
- 张德全,徐洪林,孙桂英. 1995. 山东邓格庄金矿与崑崙山花岗岩的定位时代及其地质意义[J]. 地质论评, 41(5): 415~425.
- 张理刚. 1989. 稳定同位素在地质科学中的应用-金属活化热液成矿作用及找矿[M]. 西安: 陕西科学技术出版社. 1~267.

Mantle Fluids Involved in Metallogenesis of Jiaodong (East Shandong) Gold District: Evidence of C, O and H Isotopes

Mao Jingwen^{1,2}, He Ying³ and Ding Tiping¹

(1 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2 China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 3 University of Northwest, Xi'an 710069, Shaanxi, China)

Abstract

In the East Shandong peninsular, the largest gold base area in China, there are two types of gold ores, i. e., quartz vein-broken altered rock type and breccia type. The former, represented by the Linglong, the Jiaojia, the Sanshandao and the Rushan mines, is developed along the NNE-striking ductile-brittle shear zones within the uplift in the northern part of the Shandong peninsular and hosted in either Mesozoic granitoids or Precambrian metamorphic rocks. The latter, represented by the Dazhuangzi and the Pengjiakuang mines, occurs along the slumping zones between the Precambrian metamorphic rocks and the Cretaceous sandy conglomerate around the north of the Jiaolai basin in the southern part. Ten carbonate samples were collected from the carbonate veins (the latest stage of mineralization-alteration in the gold system) in Linglong, Jiaojia and Sanshandao and in Dazhuangzi for C-O-H isotopic analysis. The analytical results show that both types of the gold ores share the similar stable isotope components, implying the involvement of mantle or magmatic fluids in the gold mineralization process. Compared with those for the quartz vein-broken altered rock type, the ore-forming fluids responsible for the breccia ores seem to be mixed in a greater degree with meteoric water and marine carbonate. They were formed around 120 Ma, corresponding to the peak age of lithosphere thinning and delamination in the North China craton.

Key words: gold deposits, Jiaodong (East Shandong), mantle fluids, C-O-H isotope evidence