

小秦岭文峪—东闯金矿床稳定同位素 地球化学及矿液矿质来源

徐九华 何知礼 申世亮 杨振林 杜加锋

(北京科技大学地质系)

提 要 文峪、东闯金矿是著名的小秦岭金矿带内毗邻的两个石英脉型金矿床。本文研究了氢、氧、碳、硫和铅同位素地质特征,结果表明成矿流体兼有岩浆水和变质水特点,并叠加了大气降水、硫、铅和金等成矿物质具深源特点,来自太华群基底深熔过程。

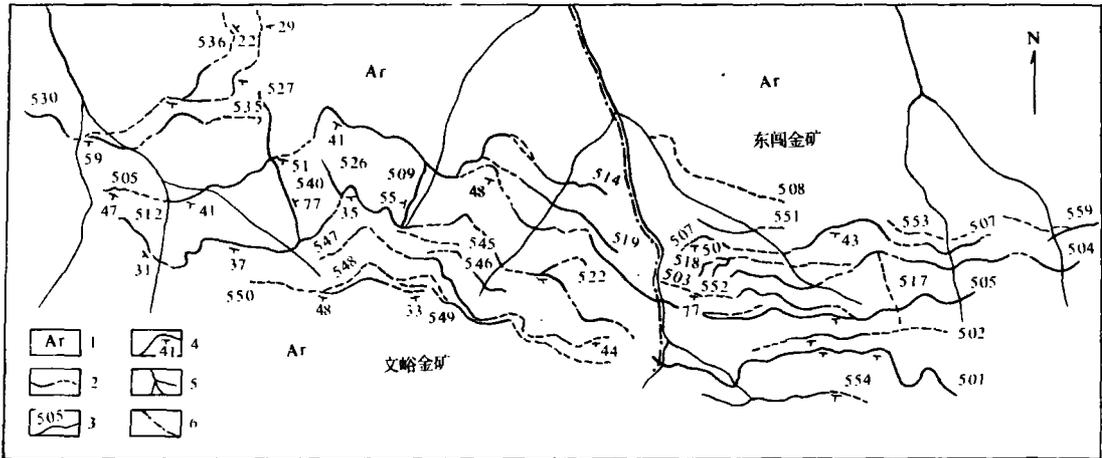
关键词 小秦岭金矿 稳定同位素 成矿流体矿质来源

横跨豫陕边界的小秦岭金矿带,是我国著名的金成矿省之一。矿带大地构造位置处于华北地台南缘。区内广布太古界太华群变质岩系,其U—Pb年龄为2200~3400Ma^[1],原岩为一套中基性火山—沉积岩系,其中斜长角闪岩、角闪片麻岩类含Au 5.25 ppb,混合岩含Au 5.4 ppb^[2]。矿带呈东西向展布,南北分别以太要、小河两条区域性深断裂为界。矿带内分布含金石英脉千余条,亦多呈东西向分布。本文研究了矿带内两个重要矿床—东闯、文峪金矿的稳定同位素地质特征,结合矿床特征和其他地质地球化学资料,探讨了成矿流体及其矿质的来源。

1 矿床地质特征

文峪、东闯金矿为小秦岭中部两个毗邻的大型矿床(图1)。矿区内出露地层均属太古界太华群闾家峪组,由斜长角闪岩、斜长角闪片麻岩及不同程度的混合岩组成,地层走向270°~300°。构造上处于金铜岔—老鸦岔—板石山背斜西部南翼近轴部,其次级褶皱西峪—仓珠峪向斜通过东闯矿区。矿区内断裂构造发育,主要有近东西向压扭性断裂,次为近南北向断裂,多为含金石英脉及辉绿岩脉,(其同位素年龄值为182~148Ma^[4])充填,后者常被前者切穿。矿区北部约3Km处出露晚燕山期二长花岗岩基(文峪岩体),其K—Ar同位素年龄为100~130Ma,是太华群基底深熔作用的产物^[2]。文峪岩体的稀土元素特征为 $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}=9.65$, $(\text{La}/\text{Yb})_N=28.39$, $\delta\text{Eu}=0.56$ (2个样),与太华群混合岩的稀土元素特征较接近,并表明成岩物质具深源特征^[3]。

1.1 含金石英脉特征



1、太古界太华群 2、糜棱岩段 3、含石英英脉及编号 4、控矿断裂产状 5、水系 6、矿区分界线

图1 小寨岭文峪—东闯金矿含金石英英脉分布略图

Fig Schematic geological map of the Wenyu and the Dongchuang gold deposits, Xiaqingling Mt

(据河南地质局豫零一队和武警黄金九支队资料缩绘)

含金石英英脉的产状和规模严格受韧性剪切断裂的控制,一般呈东西向展布,向南倾斜,如纵贯两矿区的 V. 505,文峪的 V. 530、V. 512,东闯的 V. 507、V. 502、V. 501 等;少数矿脉呈近南北向分布,如 V. 509、V. 540 和 V. 517 等。含矿断裂全长多大于 2000m,最长超过 6000m(V. 505)。断裂带内糜棱岩、千糜岩和构造片岩发育。断裂面波状起伏,控制着透境状石英英脉矿体和糜棱岩带相间出现。规模巨大的 V. 505、V. 507 均表现为右旋,使得单个矿体向 SW 侧伏,向 SE 方向重复再现^[5]。

1.2 围岩蚀变

含矿断裂两侧围岩受到强烈的热液蚀变,常叠加在构造形变之上。蚀变主要类型有绢云母化、硅化、黄铁矿化、碳酸盐化、绿泥石化和绿帘石化等。这些蚀变可归为两大类,即青盘岩化和黄铁绢英岩化,其发育程度和原岩类型与蚀变强度有关,前者为斜长角闪岩类的较早期蚀变,后者为各种围岩的中晚期蚀变^{①[5]}。在糜棱岩发育地段,常形成青盘岩化糜棱岩、黄铁绢云糜棱岩。

围岩蚀变呈双向分带,从未蚀变岩石向石英英脉方向,按蚀变岩矿物组合可分出五个带^[5]。各带的 Au、Ag、Pb 含量随蚀变强度增强而剧烈增加,但 Zn、Mo 的含量变化不大;Cu 的含量在文峪 V. 505 也急剧增加,而在东闯 V. 507、V. 502 则增加不多。聚类分析,因子分析均表明围岩蚀变与 Au、Pb、Ag、和 Cu 的矿化关系极为密切。蚀变糜棱岩比其他蚀变岩具有更高的 Au 含量,如文峪金矿黄铁绢英岩带(N带)中黄铁绢英岩含 Au0.16ppm,而绢英糜棱岩含 Au0.67ppm。

1.3 矿石矿物共生组合及成矿阶段

① 北京科大地质系·豫西文峪金矿围岩蚀变及其找矿意义(科研阶段报告),1991

主要金属矿物有黄铁矿、方铅矿、黄铜矿、自然金、银金矿, 次为闪锌矿、磁铁矿、磁黄铁矿、黝铜矿、斑铜矿、辉铜矿及黑钨矿等。非金属矿物主要为石英, 其次为铁白云石、菱铁矿、方解石、绢云母、绿泥石及钾长石等。金主要呈包裹金、裂隙金及晶隙金赋存于黄铁矿、石英、铁白云石及其他硫化物中。单矿物微量元素分析表明, 东闯 V. 507 等黄铁矿含 Au 20. 3ppm, 方铅矿含 Au 2. 9ppm^①; 文峪 V. 505 等黄铁矿、方铅矿和黄铜矿含 Au 分别为 11. 51ppm、0. 57ppm、0. 58ppm^①。

表 1 文峪—东闯金矿氢氧同位素组成特征

Table 1 Characteristics of hydrogen and oxygen isotopic composition from the Wenyu and the Dongchuang gold deposits

矿区	样品名称	温度 ^② °C	δD_{H_2O} (‰, SMOW)	$\delta^{18}O_{矿物}$ (‰, SMOW)	$\delta^{18}O_{H_2O}$ (‰, SMOW)	资料来源
东 闯	Q ₁ (1) ^③	T _f ^② : 433	-48.0	10.66	6.06	本 文
	Q ₃ (1)	T _f : 380	-37.3	10.87	5.71	
文 峪	Q ₁ (3)	T _f : 406	-71.68~-80.75	11.73~12.76	7.17~8.20	本 文
	Q ₃ (1)	T _f : 332	-87.41	11.69	5.20	
	Ak ₃ (1)	T _f ^② : 332		7.84	0.60	
	Ca ₄ (1)	T _f ^② : 245		8.96	0.74	
文 峪 杨砦峪 金铜岔等	Q(14)	T _h : 135~313	-33.8~-52.96	6.08~12.96	-3.19~7.88	栾世伟等, 1985
	Ak(11)	同位素平衡	(文峪, 4.Q)	8.03~10.74		
	Ca(5)	温度 208-590		9.93~21.7	(文峪(4), -1.45~7.88)	
小秦岭 各矿区	Q ₁ (3)	T _h : 306~370		5.04~8.73	0.14~2.46	蒋敬业等, 1981
	Q ₂ (3)	T _h : 173~280		7.13~10.73	-1.28~-0.52	
小秦岭 西段矿床	Q ₁ (3)	T _h : 306	-72~-87	10.6~11.1	3.6~4.1	姬金生 ^[8] 1991
	Q ₂ (1)	T _h : 246	-82	12.2	3.0	
	Q ₃ (1)	T _h : 270		11.2	2.9	
出岔— 乱石沟	Q ₁ (1)	T _h ^② : 330	-70.48	11.02		本 文
	Q ₃ (2)	T _h : 280	-56.54, -61.23	10.10, 9.64		

注: ① Q₁、Q₂、Q₃—分别为第一、二、三成矿阶段的石英; Ak₃—第三阶段铁白云石; Ca₄—四阶段方解石; 括号内数字为样品数

② T_h—流体包体均化温度; T_f—经压力校正的包体形成温度。

③ 参考 Q₃、Q₄ 的 T_f

(本文数据委托地矿部矿床地质研究所金生今等测试。)

热液成矿作用可分四个阶段: a、黄铁矿—石英阶段, 形成石英脉主体; b、金—石英—黄铁矿阶段, 常发育黄铁矿条带, 分布于主体石英脉边部及内部再次张开的裂隙中, 是主要的金矿化阶段; c、金—含铁碳酸盐—多金属硫化物阶段, 多发育于石英脉厚大部位, 先后沉淀铁白云石、闪锌矿、磁黄铁矿、黄铜矿和方铅矿, 也是金的主要矿化阶段; d、石英—方解石阶段。

① 北京科技大学地质系、武警黄金九支队. 豫西小秦岭东闯金矿成矿规律与找矿方向(科技报告). 1989

综合前人流体包体研究^{[2][6]},各阶段的成矿温度(均化温度经压力校正)范围为:390~450°C,320~415°C,270~390°C,220~375°C。闪锌矿中乳滴状黄铜矿的出溶温度(350~400°C),磁黄铁矿-黄铜矿固溶体分离温度(350~550°C)及硫同位素平衡温度^[7]大致和包体研究结果相当。包体研究得出的成矿压力为1324~1800×10⁵Pa(东闯),1000~1500×10⁵Pa(文峪),与前人研究小秦岭地区的成矿压力一致^{[1][6]}。

2 氢氧碳同位素组成及成矿流体来源

2.1 氢氧碳同位素组成特点

表1是文峪-东闯金矿的氢氧同位素组成特征综合表。所列数据表明矿区脉石英的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{smow}}$ 的范围为6.08~12.76‰,铁白云为7.84~10.74‰,变化范围较小,但方解石 $\delta^{18}\text{O}_{\text{smow}}$ 变化较大(表2)。

表2 文峪金矿碳同位素组成

Table 2 Carbon isotope composition of the Wenyu gold deposit

矿区及矿脉		样品名称	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-SM)	资料来源
文 峪	V、505	Ak _I (1)	-7.19	-22.34	7.87
		Ca _N (1)	-7.48	-21.38	8.86
	V、505	Q _I 包体中CO ₂ (1)	-2.147	-23.14	7.05
		Q _{II} 包体中CO ₂ (1)	4.419	-12.79	17.71
	V、530	Q _I 包体中CO ₂ (1)	-27.26	-26.96	3.11
文峪、金铜岔等		碳酸盐(14)	-7.51~-3.19 平均-5.33		栾世伟等,1985

注:(1)Q_I,Q_{II},Ak_I,Ca_N等意义同表1。

(2) $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SM}} = 1.0309\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.9$ (Coplen等,1984),(本文数据委托地矿部矿床地质研究所金生今测试)

表中将 $\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}$ 换算为 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 的计算公式为:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} \approx 1000 \ln a_{\text{石英}-\text{H}_2\text{O}} = 3.42(10^6 \cdot T^{-2}) - 2.86 \text{ (张理刚, 1985)}^{[9]}$$

即 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} \approx \delta^{18}\text{O}_{\text{石英}} - 3.42(10^6 \cdot T^{-2}) + 2.86$; 同理有 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} \approx \delta^{18}\text{O}_{\text{白云石}} - 3.20(10^6 \cdot T^{-2}) + 1.5$ (T=573~773K, 诺斯罗谱, 1966)和

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} \approx \delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}} - 2.98(10^6 \cdot T^{-2}) + 2.89 \quad (\text{T}=273\sim 1073\text{K, 奥泥尔, 1969}).$$

计算所得的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 范围为0.60~8.20‰,并显示了从矿化早阶段至晚阶段降低的现象。与小秦岭其他资料相比,数据比较一致。但由于采用的温度标准不一样,造成 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值偏差范围较大,显然因 $T_i > T_h$,使得我们的数据略高些。

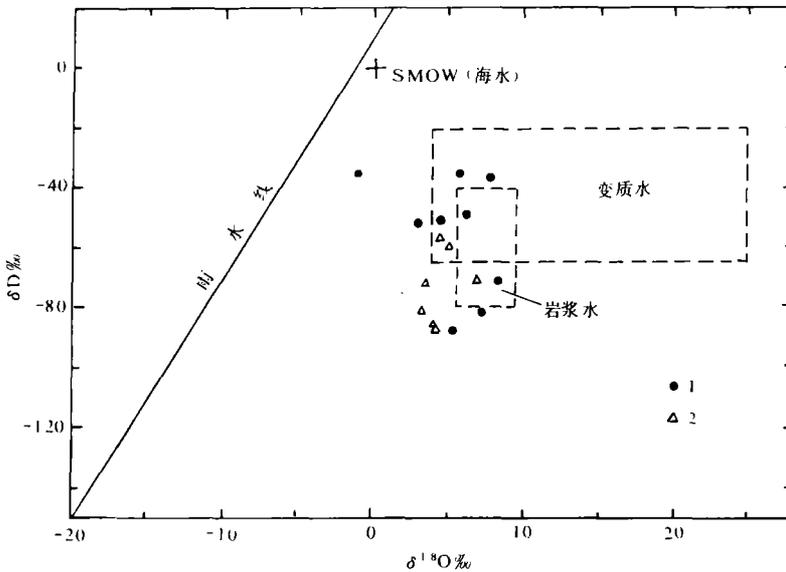
$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值来自脉石英的包体溶液,范围为-33.8~-87.41‰,大部分在岩浆水范围,部分在变质水范围内。

两个碳酸盐矿物的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -7.19% , -7.48% , 与前人资料相当(表 2), 但石英中流体包体溶解的 CO_2 $\delta^{13}\text{C}$ 变化较大。测试 $\delta^{13}\text{C}$ 同时得到的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, 换算成 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SM}}$ 的值与表 1 中的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (表 1 中 $\delta^{18}\text{O}$ 数据均采用 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SM}}$, 相当于 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$) 基本一致。

2.2 成矿流体的来源

将文峪—东闯金矿的 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 投入 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 图解, 部分数据位于岩浆水及其与变质水的重叠区域, 部分位于变质水范围, 也有部分向雨水绕线靠近(图 2)。

流体包体研究表明, 成矿流体富含 CO_2 , 其含量常可达 $20\sim 50\text{wt}\%$ 。 CO_2 包体不仅大量见于脉石英中, 而且常见于蚀变岩的石英中, 加之围岩强烈的铁碳酸盐化及铁白云石大量与多金属硫化物共生, 这些均说明富 CO_2 流体参与了金的成矿作用。因此, 在讨论成矿流体的来源时, 不能只注意水的来源而忽视 CO_2 的来源。碳酸盐矿物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值表明碳具岩浆源或深部源的特点($\delta^{13}\text{C} = -7\% \pm$)^[9]。流体包体中 CO_2 (Q_1) 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值较低反映变质岩中的还原碳($\delta^{13}\text{C} = -25\% \pm$) 进入了热液体系, 而晚期流体(Q_2) 的 $\delta^{13}\text{C}$ 较高可能说明其他源区富 ^{13}C 的碳进入了热液(表 2)。



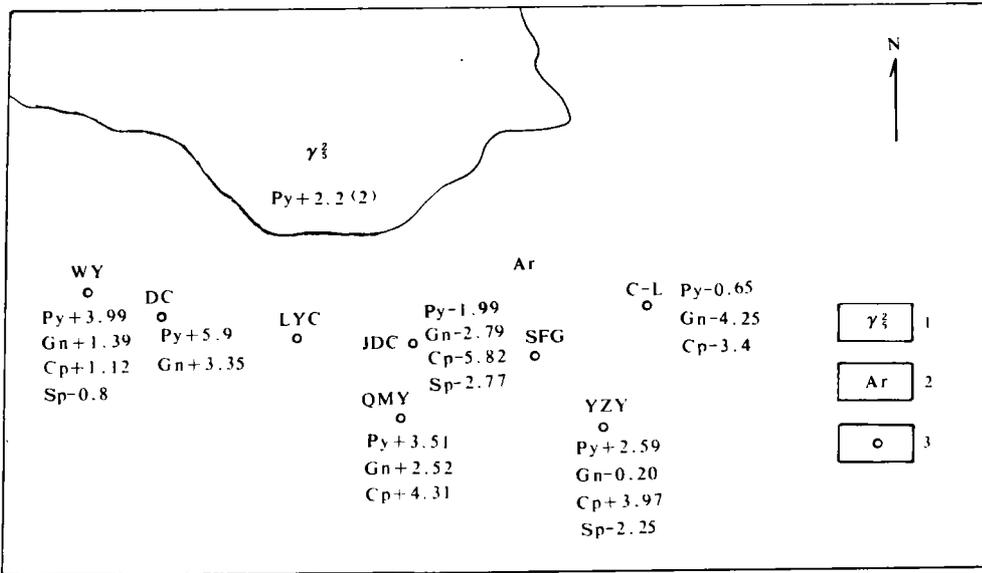
1、文峪—东闯金矿 2、小秦岭其他金矿

图 2 文峪—东闯金矿成矿流体的氢氧同位素组成

Fig. 2 Hydrogen—oxygen isotopic composition of ore fluids in the Wenyu and the Dongchuang gold deposits

Colvine 等(1984)研究指出, 脉金矿床流体包体中高密度的 CO_2 可能是在 5Km 或更深的部位被圈闭的, 若成矿流体在相当 5Km 深处参与金的成矿作用, 则流体的岩浆论或变质论只是语文学问题^①。据研究^[10], 文峪 V. 505 等最初切入深度可达 $8.98\sim 13.3\text{Km}$ 。按前述成矿压

① 聂凤军编. 地球科学国际交流(+). 1988



1、文峪花岗岩 2、太古界太华群 3、矿床位置(WY,文峪;DC,东闯;LYC,老鸦岔;JDC,金铜岔;QMY,枪马峪;SFG,四范沟;C-L,出岔一乱石沟;YZY,杨砦峪) Py—黄铁矿;Gn—方铅矿;Cp—黄铜矿;Sp—闪锌矿

图3 小秦岭金矿床的硫同位素组成空间变化

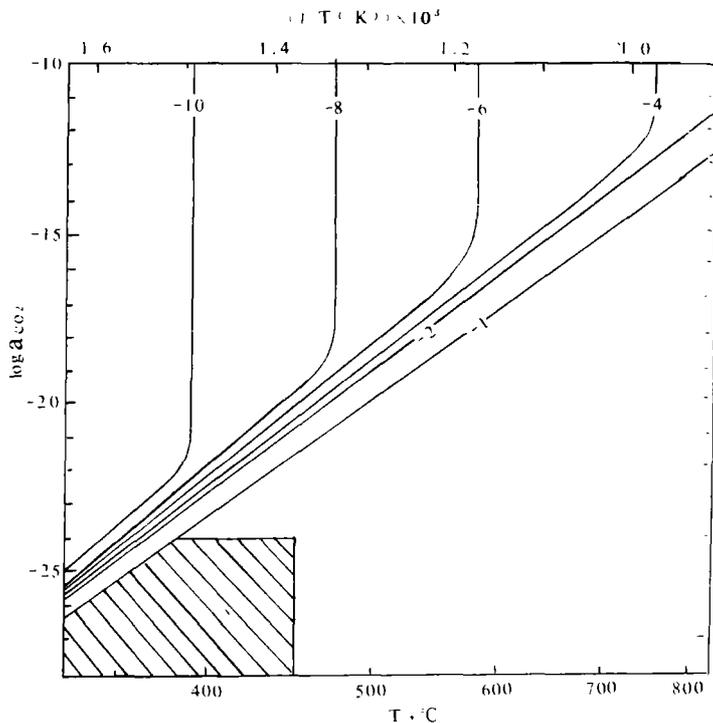
Fig. 3 Spatial variation of sulfur isotope composition from gold deposits in the Xiaolinling Mt.

力估算的成矿深度达 4~8 Km(由静岩压力 $275 \times 10^5 \text{Pa/Km}$),若考虑流体压力(10^7Pa/Km),其深度还要大得多。而且糜棱岩带是在相当缓慢的过程中形成的,使得深部流体(在区域变质作用晚期和混合岩化过程中,乃至大规模的晚燕山期岩浆侵入活动中形成的),源源不断地向糜棱岩带(含矿断裂带)汇集。成矿晚期,下渗的大气降水无疑也参加了成矿作用。总之,文峪—东闯金矿,包括整个小秦岭地区金矿的成矿流体不能简单地追溯为某一个源。大部分成矿流体不是晚燕山期花岗岩侵位后衍生的,而与花岗岩的起源相似,是太华群深熔作用的同源产物,它们在燕山期构造热事件中沿着各自通道上升侵位,分别成矿和成岩。

3 硫同位素组成及硫的来源

3.1 矿石硫同位素组成特点

测定了矿石硫化物的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 数据 18 个(表 3)。黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 变化于 $+3.2 \sim +7.1\%$,黄铜矿为 $-1.9 \sim +4.0\%$,方铅矿为 $-0.4 \sim +4.3\%$,一个闪锌矿数据为 -0.8 。我们的数据与前人研究文峪金矿的数据范围一致。硫化物富集 ^{34}S ($\delta^{34}\text{S}$ 平均值)的顺序为:(a)文峪矿区:黄铁矿($+5.0\%$)>黄铜矿($+1.63\%$)>方铅矿($+1.60\%$);(b)东闯矿区:黄铁矿($+5.88\%$)>方铅矿($+3.45\%$)。说明在矿区范围内硫化物之间硫同位素交换基本上达到平衡,但闪锌矿出现例



(阴影区对应于文峪—东闯金矿 I、II 成矿阶段的 Δ 范围, 图据 Ohmoto(1979) 的图简化, $P_{H_2O} = 10^8 \text{ Pa}$)

图 4 文峪—东闯金矿成矿 I、II 阶段的 $\Delta = \delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{fluid}}$ 范围

Fig. 4 Range of $\Delta = \delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{fluid}}$ during mineralization stage I and II in the Wenyu and the Dongchuang gold deposits

外情况,可能与 Au、Ag、Cu、Pb 关系不密切(据因子分析)有关^{[5]①}。

表列数据还说明,文峪—东闯金矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 相对于小秦岭较东部的矿床(如金铜岔、杨砦峪、出岔)而言,重硫成分偏高(图 3)。此外离文峪岩体较远的南部矿床(如枪马峪、杨砦峪)比北部矿床(金铜岔、出岔)较富集 ^{34}S 。这在矿区内部也有类似规律,南部矿脉比北部矿脉较富重硫,如文峪金矿 V. 505(南) $\delta^{34}\text{S}_{\text{py}}(\%)$ 为 +6.4, V. 530(北)为 +4.8;东闯金矿由南向北 $\delta^{34}\text{S}_{\text{py}}(\%)$ 依次为 +7.1(V. 501), +6.9(V. 503), +4.8(V. 507)。值得注意的是,我们获得矿区北部文峪岩体中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}(\%)$ 两个数据为 +1.4 和 +3.0。上述现象显示了含金石英脉与晚燕山期岩浆活动的成因联系。

3.2 含矿流体的总硫同位素组成及硫来源

热液体系中沉淀出硫化物的 $\delta^{34}\text{S}_i$ 不仅受温度影响,而且受体系 f_{O_2} 、PH 和体系总硫的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{TS}}$ 的制约^[13]。因而不能简单地由 $\delta^{34}\text{S}_i$ 来推测硫源,必须考虑体系总硫的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{TS}}$ 来讨论硫源。为此,先由 $\delta^{34}\text{S}_i$ 计算出 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ (表 3),其通式为

① 北京科大地质系·豫西文峪金矿围岩蚀变及其找矿意义·1991

$$\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} = \delta^{34}\text{S}_i - A_i (10^6 \cdot \text{T}^{-2})$$

式中 i ——代表不同的硫化物

A_i ——对应黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿和方铅矿的值分别为 0.4、0.1、-0.05 和 -0.63

表 3 东闯—文峪金矿硫同位素组成特征

Table 3 Characteristics of sulfur isotope composition in the Dongchuang and the Wenyu gold deposits

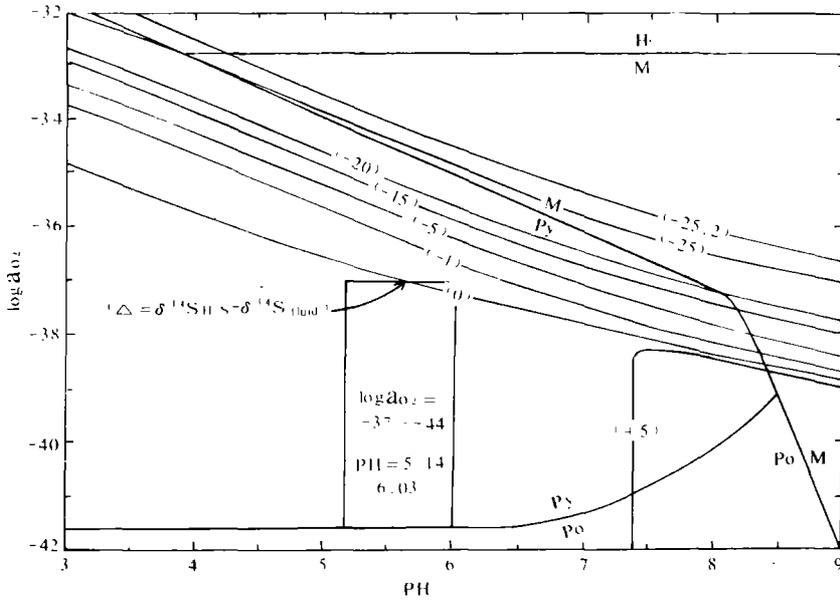
矿区及矿脉		样品号及名称	$\delta^{34}\text{S}$ 矿物 (‰, CDT)	$\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$	资料来源	
东	V. 507	Py ₁	+3.2	+2.2	本文 (委托地矿部矿床 地质研究所白瑞梅 等测试)	
		Py ₂	+6.3	+5.1		
		Gn	+2.4	+4.7		
		Gn	+4.3	+6.6		
闯	V. 503	Py ₂	+6.9	+5.7		
		Py ₁	+7.1	+6.1		
文	V. 530	530—4, Py ₁	+4.8	+3.8		本文 (同上)
		530—5, Cp	+4.0	+4.2		
		1593—3, Cp	+2.8	+3.0		
		530—3, Gn	+1.7	+4.0		
	V. 505	1650—7, Py ₁	+6.4	+5.4		
		1687—5, Py ₂	+5.8	+4.6		
		1584—13, Py ₂	+4.6	+3.4		
		1687—11, Py ₂	+3.4	+2.2		
		1620—2a, Cp	-1.9	+4.2		
		1620—2b, Sp	-0.8	-0.43		
峪	V. 505 等	1620—2c, Gn	-0.4	+1.9		
		1584—2, Gn	+3.5	+5.8		
文	V. 505 等	Py(37)	0.5~6.4		栾世伟等, 1985	
		Gn(18)	-2.0~3.8			
		Sp(5)	-4.7~2.4			

注:(1)Py₁、Py₂—分别为第一、第二成矿阶段的黄铁矿;Cp—黄铜矿;Sp—闪锌矿;Gn—方铅矿

(2)计算 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 的温度综合同位素平衡温度(栾世伟等,1985),石英包体的均化温度和爆裂温度,假定矿化阶段 I 为 350°C, II 阶段为 300°C, III 阶段为 250°C。

根据流体包体研究结果^[6],热力学分析^[7],及围绕闪锌矿共生关系圈定的成矿环境^[11],可得文峪—东闯金矿成矿热液体系在主成矿阶段的 f_{O_2} 和 PH 范围分别为: $\log f_{\text{O}_2} = -24 \sim -28$, PH=4.8~6.2(阶段 I); $\log f_{\text{O}_2} = -25 \sim -32$, PH=6.02(阶段 II); $\log f_{\text{O}_2} = -37 \sim -44$, PH=5.14~6.03(阶段 III)。结合前述成矿温度,并考虑到矿物共生组合特点及所论条件下, H_2S 为

体系总硫的优势组分,可得出体系总硫的 $\delta^{34}S_{SS}$ (即图中的 $\delta^{34}S_{fluid}$)(图 4,图 5)。由图 4 可知,矿化 I 阶段的 $\Delta = \delta^{34}S_{H_2S} - \delta^{34}S_{fluid} \geq -1$, 而 $\delta^{34}S_{H_2S} = 2.2 \sim 6.1$, 即 $\delta^{34}S_{fluid} \leq \delta^{34}S_{H_2S} + 1 = 3.2 \sim 7.1 \approx \delta^{34}S_{py}$ (表 3), 这说明了总硫的 $\delta^{34}S_{SS}$ 小于黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 。同样,可得出矿化 II 阶段总硫的 $\delta^{34}S_{SS} \leq 3.2 \sim 6.7\%$ 。多金属硫化物阶段(III 阶段)的可由图 5 推测, $\Delta = \delta^{34}S_{H_2S} - \delta^{34}S_{fluid} = 0 \sim +5$, 即 $\delta^{34}S_{fluid} = \delta^{34}S_{H_2S} - (0 \sim +5)$, 由表 3 黄铜矿、闪锌矿、方铅矿得到的 $\delta^{34}S_{H_2S}$ 值 $(-0.43 \sim +6.6\%)$, 可得总硫的 $\delta^{34}S_{SS}$ 极限范围为 $-5.43 \sim +6.6\%$ 。综上所述,成矿热液体系的总硫 $\delta^{34}S_{SS}$ 正向偏离“0”值不远,具深源硫的特点。



(250°C, $\Delta S = 0.01m, m_k^+ = 0.1, m_{Na^+} = 0.9, m_{Ca^{2+}} = 0.01$)

图 5 文峪—东闯金矿成矿 III 阶段的 $\Delta = \delta^{34}S_{H_2S} - \delta^{34}S_{fluid}$ 范围(图据 ohmato, 1979)

Fig. 5 Range of $\Delta = \delta^{34}S_{H_2S} - \delta^{34}S_{fluid}$ during mineralization stage III in the Wenyu and the Dongchuang gold deposits

前人研究太华群变质岩 $\delta^{34}S$ 为 $-1.8 \sim +4.6\%$, 均值 $+2.98^{[4]}$ 。间家峪组斜长角闪片麻岩中黄铁矿 $\delta^{34}S$ 为 $-1.8 \sim +3.9\%$, 均值 $+1.0^{[1]}$ 。也有人测得斜长角闪岩类 $\delta^{34}S$ 为 $+7.32$, 混合岩 $\delta^{34}S$ 为 $+4.57^{[1]}$ 。尽管数据不尽一致,但都表现了对“0”值较小的正向偏离。由此可推断,文峪—东闯金矿成矿流体中的硫来自太华群。对比前述文峪花岗岩体的 $\delta^{34}S$ ($+1.4\%$, $+3.0\%$), 可以认为晚燕山期花岗岩和含矿石英脉具有相同的硫来源,与太华群的深熔作用有关。

① 阎竹斌. 小秦岭金矿硫、铅同位素组成特征及矿床成因探讨.《西北地质》,1983,(1)

4 铅同位素组成及矿质来源

4.1 铅同位素组成特征

表4综合了文峪—东闯金矿及其邻近矿床的矿石铅同位素组成。我们得到的数据为： $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17.060\sim 17.305$ ； $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.425\sim 15.739$ ； $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.557\sim 38.450$ ，变化均小于1%。前人数据变化略大，但仍较稳定。把表中数据换算后，投在 $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} + \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} + \frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 100$ 的Cannon小三角形图解，均落在“正常铅”的新月形小区范围内^[14]。在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 等时线图上，我们的数据均落在 $\mu=8.75\sim 9.25$ 增长曲线之间，前人数据大部分落在 $\mu=8.5\sim 9.1$ 增长曲线之间，个别分布在 $\mu=10$ 的增长曲线附近^[1]。总之，绝大部分矿石铅应属正常铅。

表4 小秦岭各金矿床的铅同位素组成

Tbale 4 Lead isotope composition from gold deposits in the Xiaoqingling Mt. area

矿区及矿脉	样品名称	铅同位素组成			单阶段模式年龄(Ma)		两阶段演化年龄(Ma)	资料来源
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	H-H法	R-F-C法 +206	Stacey-Kramer +206	
东闯	V. 502	Gn	17.102	15.448	37.657	949 933	980	本文
	V. 505	Gn	17.064	15.425	37.557	953 956	1001	
	V. 507	Gn	17.060	15.445	37.604	978 952	1003	
文峪	V. 505	Gn	17.305	15.739	38.450	1164 830	862	本文
	V. 505	Gn	17.090	15.500	37.830	1016 938	986	
	V. 530	Gn	17.254	15.604	38.180	1002 856	891	
	V. 540	Gn	17.220	15.654	38.308	1118 872	911	
文峪	V. 505(5)	Gn	16.676~17.808	15.212~16.181	36.509~39.302			栾世伟等 1985
	V. 530(2)	Gn	17.260, 17.530	15.478, 16.246	37.520, 39.407			
	V. 509(1)	Gn	16.877	15.340	36.954			
	V. 512(1)	Gn	17.171	15.634	38.341			
枪马峪(2)	Gn	17.164, 17.173	15.395, 15.361	37.584, 37.590			栾世伟等 1985	
金铜岔(6)	Gn	16.962~17.330	15.130~15.459	37.303~38.390				
出岔乱石沟	Gn	17.275	15.644	38.160	1035 843	879	本文	
	Gn	17.195	15.589	38.042	1035 882	926		

注 Gn—方铅矿，括号内为样品数，

(本文数据委托地矿部地质研究所张巧大，宋彪测试)

4.2 铅、金及其他矿质来源

文峪—东闯矿区的铅同位素组成及其低 μ 值(低于9.58)，均表明铅来自下地壳或上地幔(Doe, 1979)。表5的数据表明，文峪—东闯金矿的铅同位素组成平均值与山东玲珑金矿有惊人的相似性，均与现代地幔铅和下地壳铅较接近。在Doe和Zartman的铅同位素演化弧模型中^[15]，文峪—东闯及小秦岭其他金矿的数据主要集中在a弧(地幔铅，图6a)、d弧(下地壳铅)与b弧(造山带铅)之间(图6b)，并穿过d'弧(被活化的16亿年前的下地壳铅)。但图6a中部

分数据位于 C 弧(供给造山带铅的上地壳铅)附近。这些特征反映了铅源——太华群原岩及后期的构造岩浆活动的特点,并自晚晋宁期以来,基本保留了古老地层铅的特点。

表 5 文峪—东闯金矿、玲珑金矿与不同地质环境之间铅同位素组成的对比

Table 5 Comparisons among lead isotope composition from the wenyu—Dongchuang, the Linglong gold deposits and different geological environments

环境或矿床	铅同位素组成			资料来源
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	
上地壳	19.33	15.73	39.08	Doe 1979
造山带	18.66	15.62	38.83	
下地壳	17.27	15.29	38.57	
地幔	18.10	15.42	37.70	
玲珑(13)	17.23	15.33	37.98	刘石年,1985 ^[12]
文峪、东闯等(28)	17.18	15.51	37.89	本文和栾世伟等

(括号内为参加平均值计算的样品数)

东闯金矿蚀变岩微量元素聚类分析、因子分析表明 Au 和 Pb、Cu、Ag 密切相关^[5]。文峪金矿的研究也同样,由 62 个蚀变岩样品 13 种元素的聚类分析得出 Au 与 Ag、Pb、Cu 同属一类($R=0.4$ 分类,图 7)。因子分析得出的因子载荷平面图也有同样结论,Au、Ag、Pb、Cu 为一组关联,代表矿化主因子(图 8),与矿脉中主要金属矿物的共生组合特点一致。综上所述,矿区 Au 与 Pb 有着相同来源,即来自太华群闾家峪组。

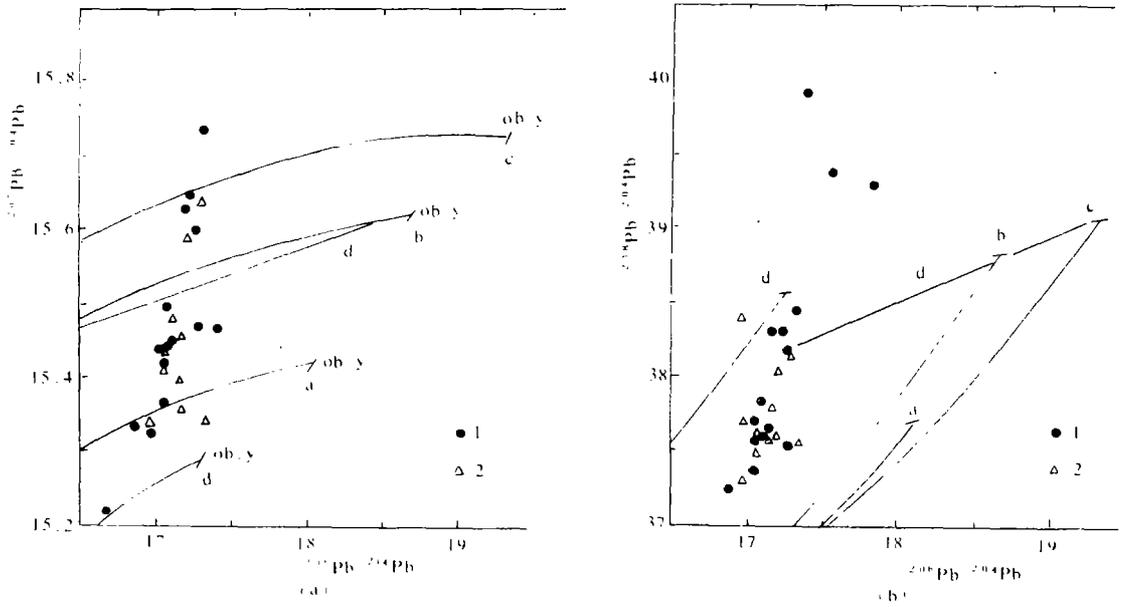
5 结 语

a. 文峪—东闯金矿氢、氧、碳同位素组成特点表明,成矿流体中的水兼有岩浆水和变质水的特征,其形成与文峪花岗岩同源,是太华群基底的深熔作用的产物和糜棱岩带的长期活动有关,流体中的 CO_2 主要也来自深部。成矿晚期有部分大气降水的渗入。

b. 硫铅同位素组成特征表明矿石中硫、铅均来自太华群变质岩系,并具有深源的特点。

c. 根据矿床地质特征、矿物共生组合和蚀变岩微量元素数学地质分析,Au 与 Pb 有密切的共生关系。推测 Au 以及 Ag、Pb、Cu 等成矿元素有共同来源,即来自太华群变质岩系的深熔过程。

本文有关野外工作得到中国人民武装警察部队黄金第九支队、中国黄金总公司文峪金矿及其东闯分矿大力支持,在此深表谢意。



a—地幔铅;b—造山带铅;c—上地壳铅;d—下地壳铅;d—被活化的 16 亿年前的下地壳铅;ob.y.—现代;1. 文峪—东闯金矿;2. 小秦岭其他金矿

图 6 小秦岭金矿铅同位素组成及地质环境(图据 Doe 和 Zartman)

Fig. 6 Lead isotope composition of gold deposits in Xiaqingling and geological environments (after Doe and Zartman)

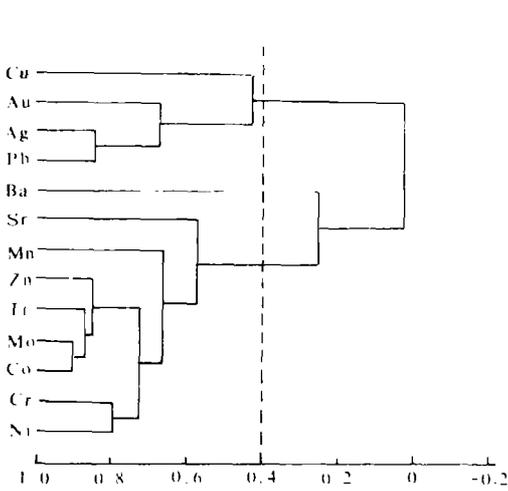


图 7 文峪金矿蚀变岩微量元素分组

Fig. 7 Hierarchical diagram showing minor elements in altered rocks of the Wenyu gold deposits

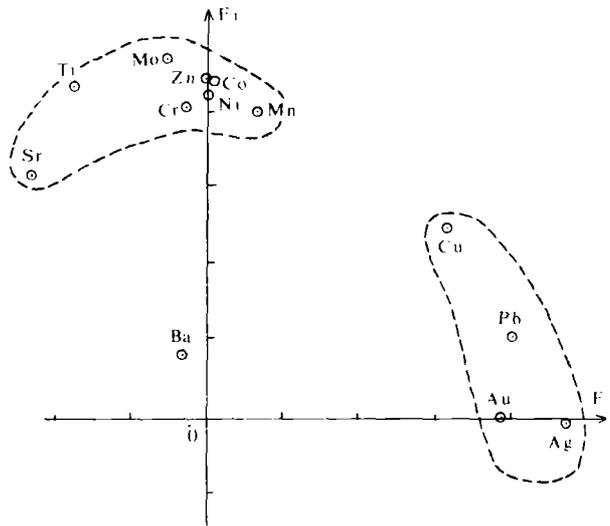


图 8 文峪金矿蚀变岩微量元素因子分析初始因子载荷座标平面图

Fig. 8 Coordinate diagram showing factor loading of minor elements in altered rocks of the Wenyu gold deposits

参考文献

- 1 栾世伟等. 小秦岭金矿床地球化学. 矿物岩石, 1985, (1)
- 2 李秉论, 周作侠, 谢奕汉, 谢志新, 王英兰, 李若梅. 小秦岭金矿流体包裹体特征及矿床成因: 国际金矿地质与勘探学术会议论文集. 东北工学院出版社, 1989, 513~515
- 3 刘英俊, 曹励明. 元素地球化学. 地质出版社, 1987, 68~73
- 4 胡志宏, 周顺之, 胡受奚, 陈泽铭. 豫西太华群混合岩特征及其与金铂矿化关系. 矿床地质, 1986, (4): 71~81
- 5 徐九华, 倪文, 赵彦生. 豫西小秦岭东闯金矿床围岩蚀变研究. 地质找矿论丛, 1990, (1): 18~32
- 6 何知礼, 徐九华, 杨振林. 小秦岭东闯金矿成矿物理化学条件初步研究: 国际金矿地质与勘探学术会议论文集. 东北工学院出版社, 1989, 498~501
- 7 栾世伟. 小秦岭金矿成矿物理化学条件. 成都地质学院学报, 1984, (3): 16~27
- 8 姬金全. 小秦岭西段金矿床氢氧同位素及流体包裹体特征. 矿床地质, 1991, (3): 283~288
- 9 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, 1984
- 10 栾世伟, 赵宝金. 小秦岭金矿糜棱岩成因机理及其与金矿化关系. 成都地质学院学报, 1986, (3): 32~39
- 11 饶纪龙. 地球化学中的热力学. 科学出版社, 1979, 233~237
- 12 刘石年. 山东玲珑金矿田控矿断裂地球化学初步研究. 地球科学, 1987, (1): 39~48
- 13 Ohmoto H and Rye R O. Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes H L, ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York: John Wiley, 1979, 509~567
- 14 Canon R S and Back K I. The data of Lead isotopic geology related to problem of ore genesis. Econ. Geol., 1961, (56): 1~38
- 15 Doe B R and Zartman R E. Plumbotectonics of the phanerozoic. in: Barnes H L, ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York: John Wiley, 1979, 22~70

STABLE ISOTOPE GEOLOGY OF THE DONGCHUANG AND THE WENYU GOLD DEPOSITS AND THE SOURCE OF ORE—FORMING FLUID AND MATERIALS

Xu Jiuhua, He Zhili, Shen Shiliang, Yang Zhenglin and Du Jiafen

(Department of Geology, University of Science and Technology Beijing)

Abstract

Located in the middle of the Xiaqingling Mt. area, the Dongchuang and the Wenyu are important neighbour gold deposits. The gold—bearing quartz veins in both deposits, controlled by EW strike duc-

tile shear zones, occur in the Lujiayu formation of the Archean Taihua group which has an U—Pb isotopic age of 2,200—3,400 m. y. . The late Yanshanian granitic intrusion, named wenyu, is situated in the north. The major metallic minerals in the ore are native gold, electrum, pyrite, galena, chalcopyrite and sphalerite, and gangue minerals mainly quartz, secondarily sericite, ankerite and calcite. Principal alteration patterns in both deposits are sericitization, silicification, pyritization, carbonotization, epidotization and chloritization. Measured δD values of fluid inclusions in quartz from the ore veins range from -33.8 to -87.4 per mil. And the $\delta^{18}O_{H_2O}$ values calculated from $\delta^{18}O_{quartz}$ and depositional temperatures of ore, vary from 0.60 to 8.20 per mil. These show that the water in hydrothermal fluid precipitating the ore bodies could have been mainly magmatic water and metamorphic water, but local meteoric water might take part in the late mineralization. The values of $\delta^{13}O$ from carbonates in the ore vary from -7.51 to -3.19 per mil, indicating that carbon was derived from magmatic or anatexic source. The values of $\delta^{13}C$ of CO_2 in fluid inclusions from vein quartz change considerably from 27.26 to 4.42 per mil, suggesting that carbon from metamorphic or other source has been mixed during mineralization.

The $\delta^{34}S$ values of sulfide samples from gold deposits range from -1.9 to $+7.1$ per mil, and the values of calculated $\delta^{34}S_{H_2S}$ are from -0.43 to $+6.66$ per mil. Based on estimated f_{O_2} and PH, the $\delta^{34}S_{S_2}$ in ore-forming fluid are less than $3.2 \sim 7.1$ per mil for mineralization stage I, and less than $3.2 \sim 6.7$ per mil for stage II. while for stage III, they range from -5.43 to $+6.6$ per mil. Combined with the $\delta^{34}S$ values of the Archean metamorphic rocks and the wenyu intrusion, it can be concluded that sulfur in ore-forming fluid was anatexic origin, and it was relevant to anatexis of the Archean Taihua group.

The ratio of lead isotope from the wenyu and the Dongchuang gold deposits, ranging from 17.06 to 17.305 ($^{206}Pb/^{204}Pb$), 15.425 to 15.739 ($^{207}Pb/^{204}Pb$), and 37.557 to 38.450 ($^{208}Pb/^{204}Pb$), are identical with those of other gold deposits in the Xiaoqinling. These values show that the lead of both deposits was derived from lower crust or a mantle source. Mathematic geological study has demonstrated that gold in altered rocks has a close relationship with lead, silver and copper, suggesting that gold and other ore-forming materials were also originated from the Archean Taihua group in the lower crust during migmatization and granitization.