

地质·矿床

西秦岭寨上金矿床地球化学特征 及成因机制研究

刘光智¹, 刘家军², 刘新会¹

(1. 武警黄金第五支队, 西安 710100; 2. 中国地质大学 地质过程与矿产资源国家
重点实验室, 北京 100083)

[摘 要] 寨上金矿床共发现金矿脉 22 条, 金矿体 19 条。通过氢、氧同位素分析得出: 该区成矿流体水具有多来源特征。 $\delta^{34}\text{S}$ 的组成特点可能反映了硫源为岩浆硫和地层硫的混合。碳的来源主要由海相沉积碳酸盐岩经溶解作用和花岗岩岩浆热液提供。矿石稀土元素并没有完全继承围岩的特征。成矿流体具有以下特征: 成矿流体为中低温、低盐度、低密度、多期次活动的流体。金矿成矿是在 300Ma 之后燕山晚期形成的。成矿热液中, 金主要以硫化物配合物的形式迁移。成矿流体与围岩发生充分的物质交换后, 运移到裂隙发育部位, 并因为流体的混合和围压突然降低, 成矿流体产生强烈的沸腾作用, 使成矿物质沉淀富集成矿。

[关键词] 氢、氧同位素 碳、氧同位素 硫同位素 稀土元素 流体包裹体

[中图分类号] P618.51; P595 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 0495-5331(2009)02-0027-11

Liu Guang-Zhi, Liu Jia-jun, Liu Xin-hui Geochemical characteristics and genetic model of the
Zhaishang gold deposits in west Qinling [J]. Geology and Exploration, 2009, 45(2): 27-37.

寨上金矿床是近几年在西秦岭地区发现的又一个十分重要的特大型金矿床, 其位于岷县-礼县多金属成矿带的西部。在该成矿带上分布有较多的金矿床(点), 如岷县的鹿儿坝金矿、漳县曹家沟、胭脂沟金矿、礼县李坝金矿、西和河马家河金矿、安家岔金矿、岷县洒金沟砂金矿等。寨上金矿床, 通过武警黄金第五支队的勘查评价工作, 取得了显著的找矿效果, 现已探获(333)资源量接近 50t, 是西秦岭地区寻找卡林型金矿床的一个新突破; 随着勘探工作向东西两侧及深部的进一步展开, 矿床资源量仍在继续扩大。由于对寨上金矿床的研究程度不高, 对有关矿床的物质组成、围岩蚀变、成矿阶段与期次、金的赋存状态与富集机制、金的成矿规律与找矿前景等许多问题的研究还十分薄弱。而对于这些问题的研究, 将直接关系到矿区及外围的找矿效果。因此, 深入研究寨上金矿床的成矿条件及成因机制, 探索该矿床的成矿规律, 对推进我国卡林型金矿床在西秦岭地区的找矿和科学研究无疑十分重要。

1 区域地质背景及矿区地质特征

矿区位于岷县县城东北 20km 处, 隶属禾驮乡、蒲麻乡、梅川镇管辖, 地理坐标为: 东经: $104^{\circ}09'00''$ ~ $104^{\circ}30'00''$, 北纬: $34^{\circ}22'30''$ ~ $34^{\circ}33'00''$ 。寨上金矿大地构造位置处于西秦岭中带^[1]。西成-凤太-镇旬拉张裂陷盆地沉积环境^[2]。临潭-天水褶皱带(III), 新寺-大草滩复背斜(IV)西部^[3]。岷-礼多金属成矿带西部^[4-6], 成矿带走向总体呈北西西向, 东部向南凸呈弧形, 长 400 余 km, 宽 50 ~ 90km。区内出露地层有泥盆系及其以后的各时代地层, 以泥盆系地层出露最为广泛, 缺失泥盆系之前的地层; 岩浆活动以岷礼交界的中川地区为主, 区域海西-燕山期岩浆活动发育, 以印支-燕山早期为主, 表现为酸性岩的侵入, 主要分布于区内东部, 出露面积约 700km², 主要由碌础坝、吴茶坝、柏家庄、正沟、教场坝五个岩体组成, 均呈岩基产出, 岩性主要为黑云母花岗岩, 其次为二云母花岗岩和花岗闪长岩。以地壳重熔深成型和同熔型为主, 矿区位于

[收稿日期] 2008-07-12; [修订日期] 2008-10-16。[责任编辑] 杨欣。

[第一作者简介] 刘光智(1966年—), 男, 1988年毕业于南京大学, 获学士学位, 现任武警黄金第五支队总工程师, 高级工程师, 主要从事金矿地质勘查及研究工作。

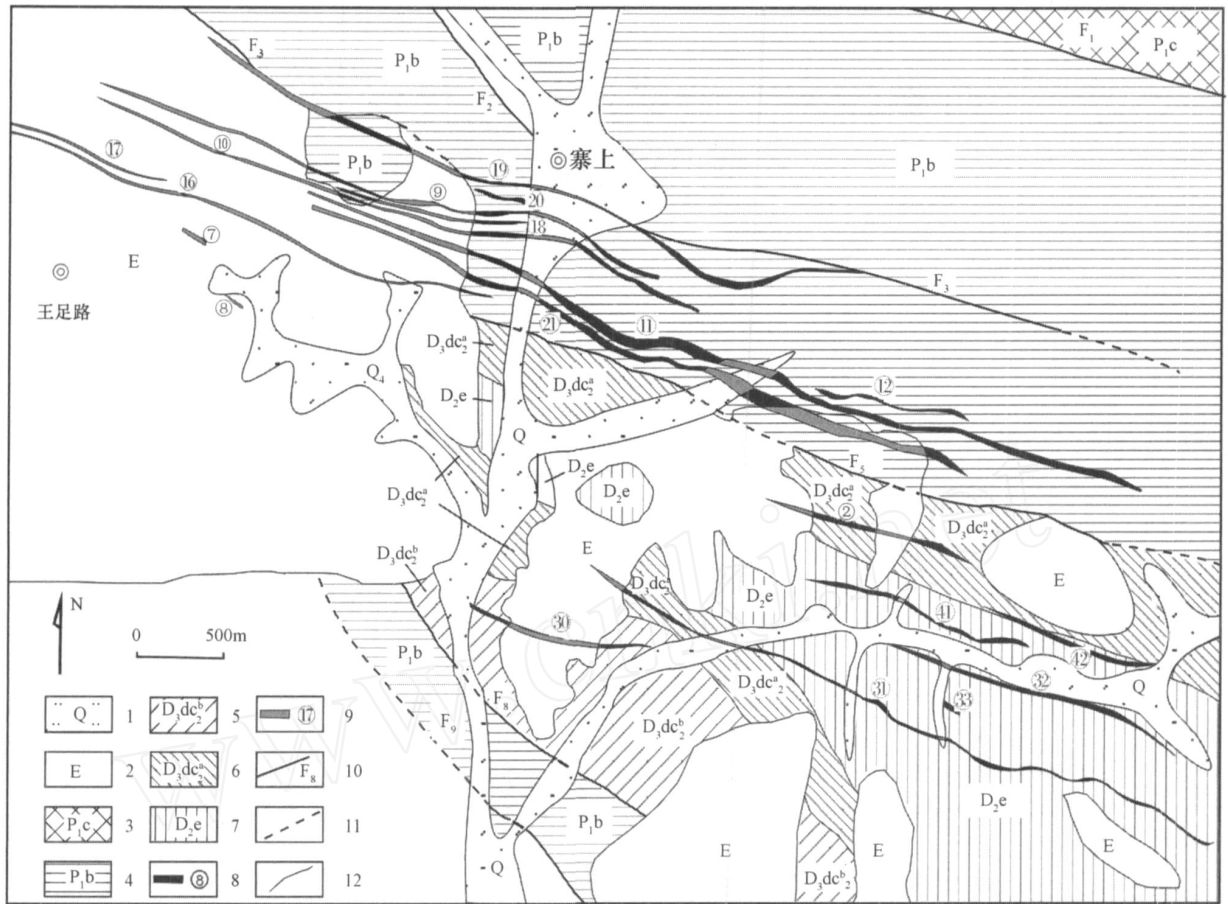


图 1 寨上矿区地质简图

Fig 1 Geological sketch map of Zhaishang gold mining area

1—第四系;2—早第三系;3—下二叠统 c组;4—下二叠统 b组;5—上泥盆统大草滩群 b组;6—上泥盆统大草滩群 a组;7—中泥盆统 e组;
8—矿脉位置及编号;9—隐伏矿脉位置及编号;10—实测断层;11—推测断层;12—地质界线
1—Quaternary; 2—Palaeogene; 3—Lower Permian c Formation; 4—Lower Permian b Formation; 5—Upper Devonian b Formation of Dacatan Group;
6—Upper Devonian a Formation of Dacatan Group; 7—Middle Devonian e Formation; 8—location and number of ore vein; 9—location and number of
buried ore vein; 10—inferred fault; 11—concealed fault; 12—geological boundary

教场坝岩体西 26km;区内构造以北西西 - 北西向为主,和区域构造线方位一致^[7]。

2 矿床地质特征

矿区共发现金矿脉 22 条,主要矿脉为 9、10、11、18、19、20、21、30、31、32、41、42 号脉。区内矿脉严格受卓落 - 国营牛场背斜及北西西向断裂控制,按金矿(化)体的空间分布特征,分为南、北两个矿带。北矿带:位于卓落 - 国营牛场背斜的北翼,矿脉赋存于下二叠统 b 组 (P_1b) 的砂质板岩、含炭板岩、泥质板岩、砂岩中,由北到南依次为 19、20、9、18、10、12、11、21、17、16、7、8、2 号矿脉,矿脉间距 30~300m,倾向北、倾角 $20^{\circ}\sim 60^{\circ}$ 。脉体成分主要为碎裂岩、碎裂状炭质板岩、泥质板岩、蚀变砂岩、褐铁

矿、黄铁矿、高岭土、泥质、硅质、方解石等。构造迹象明显,矿化、蚀变强烈。南矿带:位于卓落 - 国营牛场背斜核部一带,矿脉主要赋存于中泥盆统 e 组 (D_2e) 及上泥盆统大草滩群 a 组 (D_3dc^a) 灰岩、钙质板岩夹泥质板岩中,由北到南为 42、41、32、33、31、30 号矿脉,矿脉间距 80~400m,近平行分布。脉体成分主要为碎裂岩、碎裂化钙质板岩,蚀变砂岩、灰岩、褐铁矿、黄铁矿、高岭土、泥质、硅质、方解石等。构造控矿明显,矿化、蚀变强烈。

3 矿床地球化学特征

3.1 氢、氧同位素组成特征

直接测定金矿床中矿物及矿物中包裹体的氢同位素组成及含水矿物的氧同位素组成,可以获得成

表 1 寨上金矿碳氢氧同位素分析结果

Table 1 Analysis results of Carbon, Hydrogen and Oxygen Isotope of the Zhaishang gold deposit

样品名称	样品件数	$\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})} / \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} / \text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}} / \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}} / \text{‰}$	数据来源
石英	6		20.5~22	-82~-95	7.43~13.64	
石英	9		15.8~22.1	-65~-92	4.71~11.01	路彦明, 2006 ^[8]
方解石	9	-2.08~0.85	11.4~19.84	-73~-81	4.23~12.81	
菱铁矿	1			-99		

矿流体氢、氧同位素组成,了解参与成矿作用中水的来源和性质,并据此判断矿床成因^[8,9]。

该区氢、氧同位素组成样品采自区内含金脉体及矿化岩石中的石英和方解石,其中寨上矿区石英 6 件、方解石 4 件、鹿儿坝方解石 2 件。测定含水矿物 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} / \text{‰}$ 和流体包裹体水的 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}} / \text{‰}$ 。根据石英-水和方解石-水氧同位素分馏方程^[10]计算出与矿物平衡水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}} / \text{‰}$ 值,见表 1。寨上金矿床石英氢、氧同位素组成为: $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}} / \text{‰}$ 值介于 -82‰~-95‰ 之间,均值 -89.83‰; $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}} / \text{‰}$ 值介于 7.43‰~13.64‰ 之间,均值为 10.01‰。方解石氢、氧同位素组成为: $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}} / \text{‰}$ 值介于 -73‰~-81‰ 之间,均值介于 -75.75‰; $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}} / \text{‰}$ 值介于 7.16‰~12.81‰ 之间,均值为 9.81‰。

将该区石英和方解石样品的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}} / \text{‰}$ 和 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}} / \text{‰}$ 值投影于图 2 可见,氢、氧同位素数据点投影集中,部分落于岩浆水区域内,但大部分样品向岩浆水区域的右下方漂移。泰勒 (1974)^[11] 将岩浆水的范围定为 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 7.0\text{‰} \sim 9.5\text{‰}$, $\delta^{18}\text{D}_{\text{SMOW}}$ 值定为 -50‰~-80‰。郑永飞 (2000)^[12] 认为,对于花岗岩来说,由于其源岩含有地壳组分而具有较高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 (7.0‰~12‰),因此与花岗质岩浆平衡的水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值可以是 5.5‰~12‰。由投影点可以看出,成矿流体应主要来源于大气降水,部分成矿流体可能与岩浆水有关。

成矿流体氢、氧同位素数据点漂移,除了与岩石中氢、氧同位素组成、交换温度以及停留时间有关外,主要受交换过程中的 W/R 比值 (水-岩比值) 的控制^[13]。该区围岩主要为砂页岩、板岩等碎屑岩,故设定未蚀变岩石的初始值 $\delta^{18}\text{O}_{\text{岩石}}^i = +16\text{‰}$, $\delta\text{D}_{\text{岩石}}^i = -60\text{‰}$ 。因成矿流体 δD 值最低达 -99‰,故取大气降水的 $\delta\text{D}_{\text{水}}^i$ 值为 -100‰,根据克雷格公式 $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$,相应 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}^i$ 值为 -13.75‰。假设原始岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}^i$ 为 +7.5‰, $\delta\text{D}_{\text{水}}^i = -80\text{‰}$ 。根

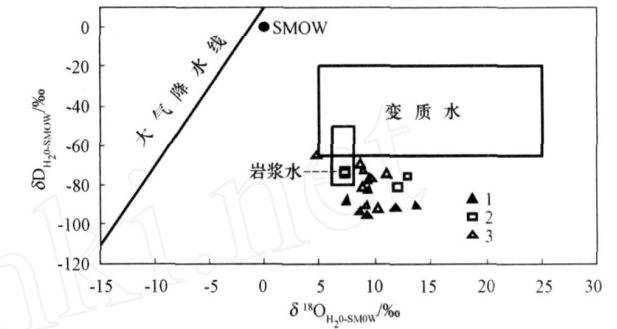


图 2 寨上及外围金矿氢、氧同位素组成投影图

Fig 2 Projection of Carbon, Oxygen Isotope in Zhaishang gold deposit and its periphery areas

1—石英;2—方解石;3—石英 (据路彦明, 2006^[8])

1—Quartz; 2—Calcite; 3—Quartz (after Lu Yanming, 2006^[8]).

据物质平衡方程:

$$W(\delta_k^i) + R(\delta_{\text{岩石}}^i) = W(\delta_k^f) + R(\delta_{\text{岩石}}^f)$$

式中 W 和 R 分别表示热液系统中参加反应的水和岩石的摩尔分数, i, f 分别代表初始值和交换后的终值,由上式可得:

$$W/R = [(\delta_k^i + \Delta) - \delta_{\text{岩石}}^i] / (\delta_k^i - \delta_{\text{岩石}}^i)$$

式中 W/R 为原子单位, Δ 是以长石、白云母分别代替全岩时的岩石-水氧、氢同位素分馏值:

$$\Delta_{\text{岩石-水}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{长石}} - \delta^{18}\text{O}_k = 2.68 \times 10^6 T^{-2} - 3.53$$
$$\Delta_{\text{岩石-水}} = \delta\text{D}_{\text{白云母}} - \delta\text{D}_k = -22.1 \times 10^6 T^{-2} + 19.10$$

对于该区岩石平均含 1%和 47%~53%的氧,故

$$w(W) / w(R) = 0.01 \times [(\delta\text{D}_k^f + \Delta) - \delta\text{D}_{\text{岩石}}^i] / (\delta\text{D}_k^i - \delta\text{D}_{\text{岩石}}^i)$$
$$w(W) / w(R) = 0.5 \times [(\delta^{18}\text{O}_k^f + \Delta) - \delta^{18}\text{O}_{\text{岩石}}^i] / (\delta^{18}\text{O}_k^i - \delta^{18}\text{O}_{\text{岩石}}^i)$$

即有:

$$\delta^{18}\text{O}_k^f = [\delta^{18}\text{O}_{\text{岩石}}^i - \Delta + 2 \times w(W) / w(R) \times \delta^{18}\text{O}_k^i] / [1 + 2 \times w(W) / w(R)]$$

$$\delta D_{\text{水}}^f = [\delta D_{\text{岩石}}^i - \Delta + 100 \times w(W) / w(R) \times \delta D_{\text{水}}^i] / [1 + 100 \times w(W) / w(R)]$$

在不同温度和不同 W / R 比值下,大气降水、岩浆水与矿床围岩发生交换后,成矿流体氢、氧同位素组成的理想演化曲线见图 3。

从图 3 中可以看出,大部分投影点落在 250℃ ~350℃之间大气降水与围岩发生交换后的演化曲线附近,而且 W / R 较小在 0.02~0.1 之间。其中部分投影点落在 300℃和 350℃条件下岩浆水与围岩发生交换曲线附近,且 W / R 较高(大于 0.1)。另有部分点氧同位素明显向右“漂移”,与岩浆水与围岩交换演化曲线均不协调,而与大气降水与围岩发生交换演化曲线基本协调一致。

就大气降水热液演化线而言,有效 W / R 比值越大,温度越低时,热液的氧漂移越小;有效 W / R 比值越小,温度越高时,热液的氧漂移显著,直至有效 W / R 值小于 0.1 时,由于水量有限,热液水¹⁸O

漂移达到极限,同时氢同位素也开始升高,即使岩石中的微量氢也对这少量大气降水的氢同位素组成产生影响^[14]。推断在成矿热液形成的早期阶段,深部发生循环加热的大气降水主要与岩浆水发生相互作用形成混合流体。在深部低 W / R 比值体系中,成矿流体从围岩中不仅获得金属等有用物质,而且富集 δ¹⁸O。深部形成的热液储库中的含矿流体进入断裂破碎带时,由于构造的减压泵作用,成矿流体与围岩氧同位素交换又达到平衡。

寨上金矿氢、氧同位素组成在美国和我国滇黔桂地区的卡林型金矿具有明显不同的特征,而与川西北的东北寨金矿、八卦庙金矿和礼岷金矿带的李坝金矿、鹿儿坝金矿、金山金矿相似。而且在 δD - δ¹⁸O 图上也可以看出,寨上金矿氢、氧同位素组成反映成矿流体水的来源与李坝金矿类似,从成矿流体水 - 岩氢、氧同位素交换曲线图上投影点反映成矿流体亦与大气降水紧密相关,并与围岩发生了充分的氢氧同位素交换。

因此推断该区成矿流体水具有多来源的特征,深部岩浆水和浅部大气降水发生了混合,并且与围岩发生了充分的交换,使得 δ¹⁸O 发生明显的漂移。

3.2 硫同位素

硫是成矿热液中最主要的矿化剂,硫同位素是矿床成因和成矿物理化学条件的指示剂。确定成矿流体中硫同位素组成及判断硫的来源,对于讨论矿床成因具有重要意义。

由表 2 可知,寨上金矿硫化物的 δ³⁴S 为 0.2‰ ~32.37‰,极差为 32.17‰,平均值 7.87‰。样品 06ZS - 75 (角砾状黄铁矿)和 06ZS - 89 (腕足化石边缘交代黄铁矿)的 δ³⁴S 值比较高,分别为 27.75‰、32.37‰,说明该地区的硫来自地层。除二者外,其余样品的 δ³⁴S 值变化范围相对较小(图 4),各硫化物的 δ³⁴S 值比较接近,其中黄铁矿变化范围 3.1‰~32.37‰,辉锑矿 3.0‰~7.41‰,方铅矿 3.2‰~10.24‰。由于成矿热液中硫的优势溶解类型为 HS⁻,寨上金矿区硫化物为主要的含硫矿物,未见硫酸盐类,自热液中析出的硫化物具有与总硫相近的硫同位素组成,故热液硫化物的平均 δ³⁴S 可近似代表成矿热液的 δ³⁴S_总。

一般来说,当硫交换达到平衡时,各种主要含硫矿物的 δ³⁴S 值应有如下关系,黄铁矿 > 毒砂 > 方铅矿 > 辉锑矿。然而寨上的样品中明显能看出方铅矿等矿物的 δ³⁴S 值偏高,说明硫同位素在各个矿物中未达到平衡状态,可能反映金成矿时成矿流体曾发

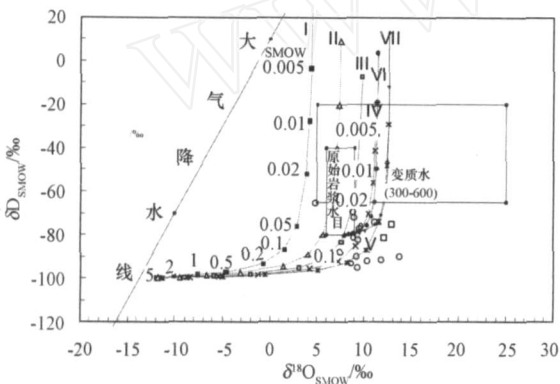


图 3 成矿流体水 - 岩氢氧同位素交换演化曲线

Fig 3 Evolution curve of Hydrogen, Oxygen Isotope from ore-forming fluid

假设条件:围岩初始值 δ¹⁸O_{岩石}ⁱ = +16‰, δ_{岩石}ⁱ = -60‰;大气降水的 δ_水ⁱ = -100‰, δ¹⁸O_水ⁱ = -13.75‰;原始岩浆水的 δ¹⁸O_水ⁱ 为 +7.5‰, δ_水ⁱ = -80‰。图中 I、II、III、IV、V 分别为大气降水在 150℃、200℃、250℃、300℃、350℃ 时与围岩发生交换时同位素的理想演化曲线;VI、VII 分别为岩浆水在 300℃、350℃ 时与围岩发生交换时同位素的理想演化曲线。“○”-寨上石英;“□”-寨上方解石

Assumed conditions: country rock initial δ¹⁸O_{岩石}ⁱ = +16‰, δ_{岩石}ⁱ = -60‰; meteoric water δ_水ⁱ = -100‰, δ¹⁸O_水ⁱ = -13.75‰; original magma water δ¹⁸O_水ⁱ 为 +7.5‰, δ_水ⁱ = -80‰。I、II、III、IV、V are idealized isotopic evolution curves of meteoric water reacting with country rocks at temperatures 150℃, 200℃, 250℃, 300℃ and 350℃。VI, VII are idealized isotopic evolution curves of magma water reacting with country rocks at temperatures 300℃ and 350℃。“○”: quartz from the Zhaishang; “□”: calcite from the Zhaishang

表 2 寨上及外围金矿硫同位素组成

Table 2 Composition of Sulfur isotope in Zhaishang gold deposit and its periphery area

矿区	数量	测定对象	$\delta^{34}S_{V-CDT}/\text{‰}$	数据来源
寨上	6件	黄铁矿	7.54~32.37	路彦明, 2006 ^[8]
	2件	辉锑矿	4.92~7.41	
	3件	黝铜矿	0.2~2.23	
	1件	方铅矿	10.24	
	1件	石膏	0.55	
	5件	黄铁矿	3.1~9.2	
寨上	1件	辉锑矿	3	路彦明, 2006 ^[8]
	1件	方铅矿	3.2	路彦明, 2006 ^[8]
	2件	黄铁矿	7.61~7.95	路彦明, 2006 ^[8]
鹿儿坝	1件	毒砂	5.57	
	1件	辉锑矿	1.47	
鹿儿坝	1件	黄铁矿	7.5	路彦明, 2006 ^[8]
	11件	黄铁矿	4.7~10.5	黄杰, 2000 ^[15]
李坝	1件	毒砂	10.9	黄杰, 2000 ^[15]
	2件	闪锌矿	6.0~10.5	黄杰, 2000 ^[15]
	2件	方铅矿	6.0~11.5	黄杰, 2000 ^[15]

生过沸腾作用。

一般认为,如果一个矿床内 $\delta^{34}S$ 值的变化范围不超过 10‰,则说明矿石的硫源是均一的。魏菊英等 (1996)^[16] 据陨石中硫同位素组成认为幔源硫的 $\delta^{34}S$ 平均值约为 1‰~2‰^[12]。礼岷成矿带东段李坝金矿围岩中黄铁矿 $\delta^{34}S$ 在 5.8‰~8.7‰之间变化,平均值为 7.2‰,围岩硫来源于沉积。寨上金矿硫同位素变化幅度大,但主要集中分布在 1.35‰~10.32‰之间。这种变化特点难以用单一硫源的性质来解释。这种变化可能与硫酸盐硫和岩浆硫的混合有关,也可能与从地壳中吸取了各种成因的硫有关。综合该区的地质背景和矿床产出的地质条件,冯建忠 (2004)^[17] 通过李坝金矿床硫同位素数据 $\delta^{34}S$ 分析表明,其热液硫化物 $\delta^{34}S$ 在 4.7‰~10.5‰之间变化,由此认为李坝金矿硫源为岩浆硫和壳源流的混合。寨上金矿床 $\delta^{34}S$ 的组成特点,一方面可能反映了硫源为岩浆硫和地层硫的混合,另一方面也可能与这些矿物的形成温度有密切关系。

3.3 碳、氧同位素

寨上金矿热液方解石的碳、氧同位素组成特征显示, $\delta^{13}C_{(PDB)}$ ‰值介于 -2.08‰~0.85‰之间,平均值为 -0.51‰,数据集中,碳同位素组成变化范围窄,说明碳来源一致; $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值介于 11.40‰~19.84‰之间,平均值为 18.32‰。因矿床中未见石墨与碳酸盐矿物共生,且包裹体中 CO_2 含量远高于 CO 和 CH_4 含量,即热液系统中 CO_2 为主要的含

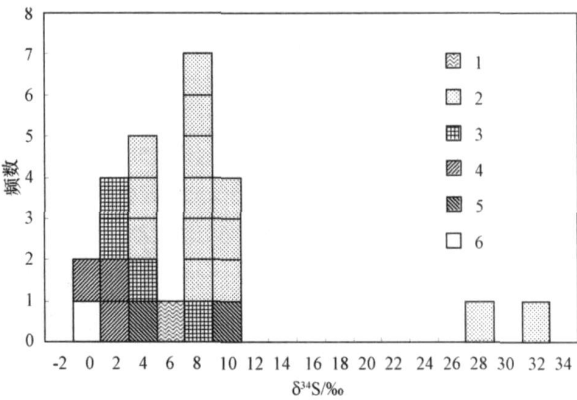


图 4 寨上金矿硫同位素分布直方图

(部分资料据路彦明, 2006^[8])

Fig 4 Histogram of Sulfur isotope of the Zhaishang gold deposit

(after Lu Yanming, 2006^[8])

1 - 毒砂; 2 - 黄铁矿; 3 - 辉锑矿; 4 - 黝铜矿; 5 - 方铅矿; 6 - 石膏

1 - Arsenopyrite; 2 - Pyrite; 3 - Stibnite; 4 - Tetrahedrite; 5 - Galena; 6 - Gypsum

碳组分,故可以假定 $\delta^{13}C_{\text{流体}} = \delta^{13}C_{CO_2}$ ^[10]。

已知海相碳酸盐的 $\delta^{13}C$ 变化范围很小 (-1‰~+2‰,平均 0‰), $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值一般大于 20‰;深源火成碳酸盐与金刚石的 $\delta^{13}C$ 值大都集中在 -5‰~±2‰,岩浆成因流体的 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值为较低的正值 (5.0‰~10.5‰),而且中川花岗岩中方解石 $\delta^{18}O$ 为 3.32‰, $\delta^{13}C$ 为 -2.37‰。寨上金矿的 $\delta^{13}C_{(PDB)}$ ‰和 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值范围介于海相碳酸盐岩和深源碳酸岩之间,反映该区碳可能来源不是唯一的。

在 $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ 同位素图解 (图 5) 中, 给出了地壳流体中 CO_2 的三大主要来源 (有机源、海相碳酸盐岩和岩浆-地幔源) 的碳、氧同素值范围, 而且还用箭头标出了从这三个物源经五种主要过程产生时, 其同位素组成的变化趋势^[18, 19]。

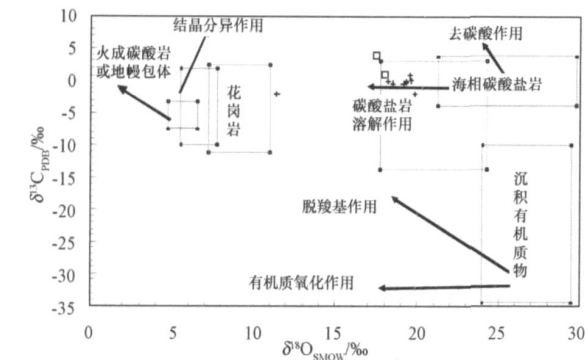


图 5 寨上、鹿儿坝金矿碳、氧同位素组成投影图
Fig 5 Projection of Carbon, Oxygen Isotopes of the Zhaishang and Luerba gold deposits
“+”寨上方解石 “□”鹿儿坝方解石
“+”: Calcite from the Zhaishang gold deposit
“□”: Calcite from the Luerba gold deposit

将热液方解石样品的 $\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ ‰和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ‰值投影于 $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ 图上 (图 5), 结果发现, 投影点大部分集中于海相碳酸盐岩区域左侧, 个别投在花岗岩区域右侧。样品投影点清晰地表明, 寨上金矿的 CO_2 来源主要是由海相沉积碳酸盐岩经溶解作用产生的, 并有花岗岩岩浆热液的混入, 即寨上金矿碳具有多来源的特征。

另外, 由于 $\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ ‰变化范围很窄, 而 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ‰值介于 11.40‰~19.84‰之间, 因此样品碳、氧同位素投影点总体上呈近水平线展布。刘家军^[20]认为碳、氧同位素的这种近水平分布形式可能由两个原因所致: ① CO_2 的脱气作用; ②流体与

围岩之间的水-岩反应。如果碳、氧同位素的分布形式是由 CO_2 的脱气作用所致, 则因热液流体一般以 H_2O 为主, CO_2 的去气对流体氧同位素组成的影响并不明显, 而对碳同位素组成的影响是显著的, 而寨上矿区事实上 $\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ ‰变化范围很窄。因此, CO_2 的脱气作用不应是影响方解石等碳酸盐矿物沉淀的主要因素。在热液流体中, 方解石的溶解度随温度的降低而升高, 随压力的降低而降低。在封闭体系中的单纯冷却不能使方解石从热液流体中沉淀。故研究区方解石的沉淀应主要由水-岩反应和温度降低耦合作用所致^[21]。

王爱军 (2002)^[22]对礼岷金矿带东段李坝金矿热液成矿期方解石 (7 件) 碳氧同位素分析结果表明: 李坝金矿床 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为 11.68‰~14.67‰, 平均 13.79‰; $\delta^{13}\text{C}$ 为 -4.10‰~-1.71‰, 平均 -3.79‰。从 $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ 图中可以看出, 寨上金矿与鹿儿坝金矿投影点相近。与李坝金矿床相比, 寨上金矿床 $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围窄, 且负值更小, 而 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 变化范围大, 也说明了寨上金矿方解石受水-岩反应和温度降低耦合作用明显。

因此, 可以推断寨上金矿碳的来源主要由海相沉积碳酸盐岩经溶解作用和花岗岩岩浆热液提供的, 且受低温蚀变作用和大气降水的影响相当明显。尽管这一结论未考虑到碳酸盐矿物沉淀时的各种同位素分馏过程, 但总体趋势却极为清楚。

3.4 稀土元素特征

路彦明等 (2006)^[8]对矿区矿石样品、相关的矿化蚀变岩样品和主要围岩泥盆纪和二叠纪地层岩石样品进行了稀土元素地球化学分析, 笔者总结其稀土元素数据 (表 3), 综合分析如下:

1) 矿区内各类岩石样品的 ΣREE 总量变化较大, 最高为 286.29, 最低为 9.85。而且矿区内矿石、蚀变岩石及地层的稀土总量没有太大的区别。

表 3 寨上金矿岩、矿石稀土元素数据表
Table 3 REE of the Zhaishang gold deposit

样品类别	ΣREE	ΣREE 平均	L/HREE	δ_{Eu}	δ_{Eu} 平均	$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$	$(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$	数据来源
矿石	67.41~200.45	116.02	5.68~37.74	0.62~0.83	0.73	7.91~134	2.57~40.15	路彦明, 2006 ^[8]
矿区地层	34.86~170.29	125.42	7.5~10.52	0.46~0.85	0.67	8.80~10.53	2.90~4.16	路彦明, 2006 ^[8]
蚀变岩石	58.94~286.29	147.77	4.51~9.37	0.55~0.85	0.65	5.21~9.76	2.98~4.21	路彦明, 2006 ^[8]
地壳		165.35			0.60			黎彤, 1976 ^[23]
上地幔		17.70			0.79			黎彤, 1976 ^[23]
下地幔		4.33			0.08			黎彤, 1976 ^[23]

2) 寨上金矿稀土元素均属于轻稀土富集型, LREE/HREE比值多数在 5 以上,在稀土配分图上,亦反映出右倾斜的配分型式。各种岩石均属于 Eu 负异常,但矿石、蚀变岩石与围岩有差别, δ_{Eu} 平均值分别为 0.73、0.65、0.67。矿石 δ_{Eu} 平均值介于地壳值 (0.60) 和上地幔值 (0.79) 之间,更接近上地幔值,说明矿区的成矿物质有可能有深源物质的加入。

3) 矿区地层和蚀变岩石的 $(La/Yb)_N$ 范围分别为 8.80~10.53 和 5.21~9.76, $(La/Sm)_N$ 范围分别为 2.90~4.16 和 2.98~4.21,变化范围较小;而矿石的 $(La/Yb)_N$ 范围为 7.91~134, $(La/Sm)_N$ 范围为 2.57~40.15,变化范围大,与矿区地层和蚀变岩石有一定的差异。

以上分析可能反映出金矿成矿物质来源的复杂性,矿石稀土元素并没有完全继承围岩的特征。寨上金矿表现出轻稀土富集型, Eu 负异常,稀土配分曲线为右倾斜 (图 6),这与礼岷矿带东部的李坝等金矿的稀土组成类似,可能有深源物质的参与。

3.5 成矿物理化学条件

该次工作通过观察研究发现,寨上金矿流体包裹体的寄主矿物为石英,其次为方解石。流体包裹体以纯液相和气液两相为主,形状多样,大小不一,多在 3~10 μ m 之间,并见有少量颜色较深的纯气相包裹体。

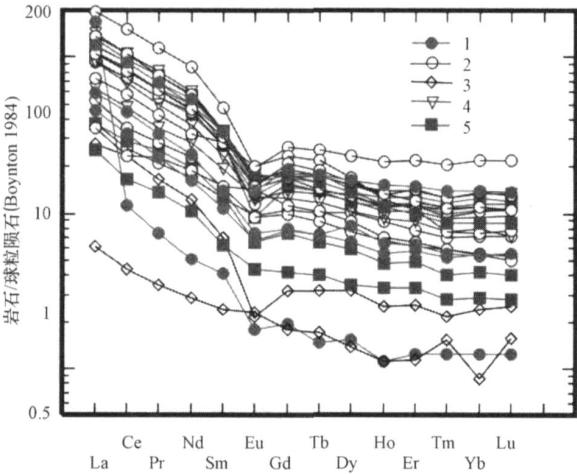


图 6 寨上金矿岩、矿石稀土配分模式 (路彦明, 2006^[8])

Fig. 6 REE Patterns of rock and ore of the Zhaishang gold deposit (after Lu Yan-ming, 2006^[8])

1 - 矿石 ($Au > 1 \times 10^{-6}$); 2 - 蚀变岩石 ($0.01 \times 10^{-6} < Au < 1 \times 10^{-6}$);
3 - 无矿石英脉; 4 - 李坝矿石; 5 - 矿区地层
1 - Ore ($Au > 1 \times 10^{-6}$); 2 - Alteration rock ($0.01 \times 10^{-6} < Au < 1 \times 10^{-6}$);
3 - barren quartz vein; 4 - Ore from the Liba gold deposit; 5 - strata

根据群体包裹体成分和激光拉曼探针分析,寨上金矿床流体包裹体气相成分以 H_2O 为主,其次为 CO_2 、 N_2 、 CH_4 ,并含有少量的 C_2H_2 、 C_2H_4 、 C_2H_6 、 CO 。矿区内流体包裹体阳离子以 Na^+ 和 Ca^{2+} 为主, $Na^+ > K^+$; 阴离子以 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 NO_3^- 和 F^- 为主, $F^- < Cl^-$ 。

通过对流体包裹体温度的测定,其均一温度 (T_h) 变化范围在 100~380 $^{\circ}C$ 之间,具有三个集中分布范围: 140~190 $^{\circ}C$ 、220~260 $^{\circ}C$ 、280~320 $^{\circ}C$,分别代表了三期热液活动。由冰点温度计算获得该矿床包裹体的盐度介于 1.29~18.13wt% 之间,集中在 2~8wt% 之间,另有一个较集中的范围,在 11~13wt%。该矿床成矿流体的密度变化于 0.71~1.06g/cm³,以 0.8~1.0g/cm³ 最为普遍,总体上属于低密度流体。寨上金矿床气液两相包裹体的流体压力为 27.48~83.03MPa,平均 54.63MPa,成矿压力集中在 40~70MPa 之间,寨上金矿床的成矿深度为 4.16~7.49km,平均成矿深度为 5.88km。

由此得出,寨上金矿床成矿流体具有以下特征: 成矿流体为中低温、低盐度、低密度、多期次活动的流体。成矿压力较低,反映成矿深度较浅。金的搬运形式总体上是以 Au-S 络合物类型为主。

4 成因探讨

4.1 微量元素地球化学

区域泥盆系地层金的丰度值为 0.8697×10^{-9} ,二叠系地层金的丰度值为 0.7343×10^{-9} ,均比较低。寨上矿区内泥盆统王家山组细碎屑岩-碳酸盐岩高频互层的浊积岩含金为 4.4×10^{-9} ,明显高于区域泥盆系地层及上地壳金的平均丰度值 1.8×10^{-9} (Taylor, 1984)^[11]。矿区泥盆系地层金含量以千枚状泥质板岩最高,其次为粉砂质板岩^[8]。

陈勇敢等 (2004)^[24]通过对寨上矿区 50 件金矿矿石、蚀变岩石、正常围岩的 16 种微量元素数据的聚类分析、因子分析,以及对样品元素的组合特征分析得到以下认识:

(1) 各矿化脉体的 $w(Au)$ 一般在 $1 \times 10^{-6} \sim 5 \times 10^{-6}$,个别在 10×10^{-6} 以上, $w(As)$ 一般较高。不同矿化脉的微量元素含量差别也较大, Au 与 As、Sb、Pb、Zn 等存在相关性。金的控矿断裂与地层相比显示了明显的 Au、As、Sb、Co、Mn、Sr 地球化学异常。

(2) 断裂构造岩样品、矿化蚀变岩样品、矿石样品微量元素 R 型聚类分析表明: 当相关系数 $r = 0.8$ 时, Au 与各元素的相关性并不好。当 $r = 0.4$ 左右

时,Au与As、Sb、Hg、Cu、Zn、Co、Bi、Pb、Ni、Mn、Ba等大部分元素相关,说明成矿物质来源具有多源性。既有中低温热液的As、Sb、Bi、Hg、Cu、Pb、Zn,又有高温热液的Co、Ni、Mn等,以及成岩元素Ba,这与金矿成矿的多期次性相一致。

(3)对相关数据进行因子分析结果显示:与金相关的元素组合因子主要有三个,其中F1因子代表了中低温热液元素(Cu、Pb、Zn、As、Sb、Hg)与具有深源特征的元素(Co、Bi)组合;F2因子代表了高温元素(Ni、Mn)和成岩元素(Ba)的组合;F4因子为成岩元素(Sr)和代表基性、超基性岩浆热液活动的元素(V)组合。上述元素组合特征可能反映成矿物质受到深源物质和围岩的共同影响。

4.2 氢-氧、碳-氧、硫同位素地球化学

寨上金矿氢、氧同位素组成和美国以及我国滇黔桂地区的卡林型金矿具有明显不同的特征,而与川西北的东北寨金矿、八卦庙金矿和礼岷金矿带的李坝金矿、鹿儿坝金矿、金山金矿相似。而且在 $\delta D - \delta^{18}O$ 图上也可以看出,寨上金矿氢、氧同位素组成反映成矿流体水的来源与李坝金矿类似^[20],从成矿流体水-岩氢、氧同位素交换曲线图上的投影点反映成矿流体亦与大气降水紧密相关,并与围岩发生了充分的氢氧同位素交换。因此推断该区成矿流体水具有多来源特征,深部岩浆水和浅部大气降水发生了混合,并且与围岩发生了充分的交换,使得 $\delta^{18}O$ 发生明显的漂移。

经分析寨上金矿热液方解石的碳、氧同位素组成特征得出:寨上金矿碳的来源主要由海相沉积碳酸盐岩经溶解作用和花岗岩岩浆热液提供,且受低温蚀变作用和大气降水的影响相当明显。尽管这一结论未考虑到碳酸盐矿物沉淀时的各种同位素分馏过程,但总体趋势却极为清楚。

寨上金矿硫同位素变化幅度大,但主要集中在1.35‰~10.32‰之间。一方面可能反映了硫源为岩浆硫和地层硫的混合,另一方面也可能与这些矿物的形成温度有密切关系。

4.3 成矿年龄

研究金矿床的成矿年龄,是认识该矿的成矿作用、建立成矿模式和指导找矿勘探的重要依据。路彦明(2006)^[8]和李文良(2006)^[25]分别通过对寨上金矿床中石英和绢云母 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年和含金石英脉中锆石SHRMP法U-Pb同位素测定对寨上金矿成矿年龄进行了研究,得到了重要认识。

$^{40}Ar/^{39}Ar$ 快中子活化法年龄测定的样品为石

英和绢云母,测试仪器为英国RGA-10气体源质谱计。石英样品产自11号矿脉中的含金石英脉,是寨上金矿床矿化最强的石英-多金属硫化物阶段的产物。测试结果表明,含金石英的形成年龄为 $(130.62 \pm 1.38) \sim (129.24 \pm 1.23)Ma$,可代表寨上金矿床主成矿阶段的形成时代。

绢云母样品产自9号矿脉体中的蚀变岩型矿石,是主成矿阶段热液蚀变的产物。测试结果表明,绢云母的形成年龄为 $(125.56 \pm 1.20) \sim (125.28 \pm 1.26)Ma$ 。分析表明,所测绢云母在125Ma左右形成之后未受到高于其封闭温度的热扰动,数据可信。因此,绢云母作为与矿化同期的热液蚀变的产物,其结晶时间可代表金矿化的时间。

上述两种矿物的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年实验所得出的成矿时间基本吻合,表明寨上金矿床形成于燕山晚期,可能历经了约5Ma时间最终形成。

对寨上金矿3件含金石英脉中的锆石样品用SHRMP法U-Pb同位素年龄实验,结果表明:锆石U-Pb年龄有4个集中分布区间,分别为:1800~2000Ma、800~1000Ma、400~500Ma、300Ma,石英脉中的锆石均为捕获围岩的锆石,没有发现热液锆石。因此只能得出金矿成矿是在300Ma之后,可能和西秦岭造山带的演化密切相关。

4.4 成因探讨

4.4.1 流体局部发生沸腾作用

成矿流体在温度、压力突变的情况下,常会发生沸腾现象,能在矿物中保存有不混溶的“沸腾包裹体群”,如纯气相包裹体、多相不混溶包裹体等。寨上金矿床样品中见到纯气相包裹体、气液两相包裹体及三相包裹体共生的包裹体群,同时,在均一温度测试过程中,在同一个矿物颗粒中,不同充填度的包裹体均一温度十分接近,此为包裹体沸腾作用的特征之一。从测得的均一温度与冰点温度之间的关系来看,寨上金矿多期次的成矿流体也存在沸腾现象,尤其是成矿主阶段,沸腾作用更加明显,这更有利于各种有用元素的沉淀富集。随着沸腾作用的进行,难溶组分会首先溢出, N_2 和 CH_4 都比 CO_2 难溶,因此残余成矿流体中 CO_2/N_2 和 CO_2/CH_4 比值逐渐增大,这与寨上金矿的气相组分分析是相符的。再者,几种主要硫化物之间未达到硫同位素分馏平衡就沉淀下来,说明成矿流体在某一阶段物理化学性质发生过突然改变,可能是流体运移到裂隙发育部位,与另一流体发生混合,并由于围压突然降低,沸腾作用进一步使成矿物质沉淀富集。

4.4.2 成矿流体络合物类型

Au-S络合物和 Au-Cl络合物分别在不同的化学条件下活化、迁移,前者的有利环境为中低温、富硫、还原、中性环境,后者为高温、富氯、氧化、酸性环境。将流体包裹体均一温度、盐度范围投影到热液矿床平均梯度曲线上,投点集中在硫化物配合物区,说明寨上金矿成矿热液中,金主要以硫化物配合物的形式迁移。流体包裹体色谱分析中富 CH₄、C₂H₂ 等还原性标志的烃类有机物也说明流体的金可能主要以硫化物配合物的形式存在。

4.4.3 成矿过程分析

寨上金矿位于西秦岭造山带北亚带,西秦岭岷(县)-礼(县)金矿带西段,历经了西秦岭地区陆陆碰撞,地壳抬升板块变形等陆内演化阶段^[26]。研究区历经多期次的构造变形和复杂的地壳演化,形成 NWW 的构造变形带及一系列的断裂、褶皱构造带。寨上金矿矿脉、矿体的产出严格受断裂和褶皱构造双重控制。

区内赋矿围岩以中泥盆统地层为主,其次是下二叠统地层。区域有利岩相岩性为中泥盆统王家山组细碎屑岩-碳酸盐岩高频互层的浊积岩,含金为 4.4×10^{-9} ,是区域泥盆系上地壳金的平均丰度值 (1.8×10^{-9}) 两倍多^[27]。容矿岩石主要为蚀变碳质板岩,受构造影响易发生破碎有利于金成矿。碳质含量高的地层,碳的吸附作用有利于 Au 的富集。其次,下二叠统地层也可能为成矿提供了成矿物质。

从矿区石英、方解石的氢氧同位素组成来看,在 $\delta D - \delta^{18}O$ 图中氢、氧同位素数据点投影集中,少量分布于标准岩浆水区域内,大部分样品向岩浆水区域的右下方漂移。经对比分析,该区成矿流体水具有多来源的特征:深部岩浆水和浅部大气降水发生了混合,并且与围岩发生了充分的交换,使得成矿流体中显示围岩成分。

矿区热液方解石碳氧同位素组成: $\delta^{13}C_{(PDB)}$ 值介于 $-2.08\text{‰} \sim 0.85\text{‰}$ 之间,平均值为 -0.51‰ ,变化范围窄,碳来源一致; $\delta^{18}O_{(MOW)}$ 值介于 $11.40\text{‰} \sim 19.84\text{‰}$ 之间,平均值为 18.32‰ 。在 $\delta^{18}O - \delta^{13}C$ 图解中,投影点大部分集中位于海相碳酸盐岩区域左侧,个别投在花岗岩区域左侧。经对比分析,推断寨上金矿碳的来源主要由海相沉积碳酸盐岩经溶解作用和花岗岩岩浆热液提供,且受水-岩反应、低温蚀变作用和大气降水的影响相当明显。

寨上金矿硫化物的 $\delta^{34}S$ 为 $3.0\text{‰} \sim 9.2\text{‰}$,极差为 6.2‰ ,平均值 4.89‰ 。主成矿期的硫化物 $\delta^{34}S$

数值在 $3.0\text{‰} \sim 4.5\text{‰}$ 之间,变化范围窄,具高度均一化特征。根据 $\delta^{34}S$ 值特征并和区域其他金矿对比,表明寨上金矿硫源为岩浆硫和地层硫的混合,二者在成矿作用中发生了交换作用。

断裂构造岩样、矿化蚀变岩样、矿石样微量元素 R 型聚类分析说明 $r = 0.4$ 时,金和大部分元素相关,成矿物质来源具有多样性,且成矿物质是受深源和围岩共同影响的。矿区内矿石、蚀变岩石及地层的稀土总量没有太大的区别。稀土元素均属于轻稀土富集型, LREE/HREE 比值多数在 5 以上,在稀土配分图上,亦反映出右倾斜的配分型式。各种岩石均属于 Eu 负异常,但矿石、蚀变岩石与围岩有差别, δEu 平均值分别为 0.73 、 0.65 、 0.67 。矿石 δEu 平均值介于地壳值 (0.60) 和上地幔值 (0.79) 之间,更接近上地幔值,说明矿区的成矿物质不仅有围岩成分而且有可能有深源物质的加入。通过对寨上金矿床流体石英、方解石中包裹体分析得出成矿流体具有以下特征:成矿流体为中-低温、低盐度、低密度、多期次活动的流体。成矿压力较低,反映成矿深度较浅。

寨上金矿床中石英和绢云母 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄约为 $125 \sim 130 Ma$ 。表明寨上金矿床形成于燕山晚期,可能历经了约 $5 Ma$ 时间最终形成。岷-礼成矿带东段五大花岗岩体是印支-燕山期侵入的花岗闪长岩体,东段李坝金矿成矿年龄为燕山早期。二者成矿滞后于造山带陆-陆碰撞和陆内造山作用。在时间上的连续性,进一步说明了成矿作用与构造时间的耦合,碰撞造山-造山期后伸展-岩浆侵位-矿床的形成是一个统一的连续过程。

印支-燕山构造运动导致岷-礼地区碰撞造山作用强烈,伴随深断裂的多次活动,大量花岗岩浆经过同熔或重熔作用上升侵位。在这样的构造环境中,深部流体向上运移,与近地表下渗的大气降水等流体汇合,于地下较深部位形成了金矿成矿流体,然后在构造运动等条件的相互作用下上升到浅部,并和围岩发生充分的物质交换,使成矿流体中出现围岩成分。在流体运移过程中, Au 不断得到活化、迁移,携带大量成矿物质的流体进入有利的成矿构造部位,由于燕山晚期温压等物理化学条件的改变,金在有利构造部位沉淀富集成矿。

4.4.4 成矿机制

寨上金矿床稳定同位素特征表明成矿热液流体具有大气降水和深源流体混合的特征。构造热效应和地热梯度是驱动流体活化迁移的主要因素。泥盆

系和二叠系一套含金量较高的热水沉积地层为金的预富集和成矿期流体与围岩的物质交换奠定了基础,该区特有的构造背景对成矿起到积极作用,构造变形不但提供了构造热,而且为成矿提供了良好的空间。成矿流体与围岩发生充分的物质交换后,运移到裂隙发育部位,并因为流体的混合和围压突然降低,成矿流体产生强烈的沸腾作用,使成矿物质沉淀富集。寨上金矿成矿流体具有多期次活动的特征,并且伴随局部的沸腾作用,最终形成了一个规模达到大型的金矿床。含矿流体在循环迁移中温度、压力等物理化学条件的改变是导致金沉淀的主要原因。去碳酸盐化作用可能是金的具体沉淀机制。

[参考文献]

- [1] 张复新,于 岚. 秦岭造山带斜向俯冲碰撞与南秦岭成矿作用响应[J]. 矿床地质, 2002, 21 (增刊): 297~300.
Zhang Fu-xin, Yu Lan. Mineralization responded to Oblique Subduction and Collision-collision of the Qinling orogen and Southern Qinling [J]. Chinese Journal of Geochemistry, 2002, 21 (supp.): 297 - 300.
- [2] 杨恒书,张凤岭,殷鸿福,等. 西秦岭造山带演化与成矿[J]. 四川地质学报, 1996, 16 (1): 73~79.
Yang Heng-shu, Zhang Feng-ling, Yin Hong-fu, et al. Evolution and metallogenesis of the west Qinling orogenic belt [J]. ACTA Geologica Sichuan, 1996, 16 (1): 73~79.
- [3] 张复新,宗静婷,马建秦. 秦岭卡林型金矿床及相关问题探讨[J]. 矿床地质, 1998, 17 (2): 172~184.
Zhang Fu-xin, Zong Jing-ting, Ma Jian-qin. Comparative features of Carlin-type Gold Deposits in Qinling Mountains [J]. Mineral Deposits, 1998, 17 (2): 172~184.
- [4] 钱壮志. 秦祁昆成矿域古生代区域成矿规律[J]. 西北地质, 2003, 36 (1): 34~40.
Qian Zhuang-zhi. Metallogenic regularity of Qinling-Qilian-Kunlun metallogenic domain in Paleozoic [J]. Northwestern Geology, 2003, 36 (1): 34~40.
- [5] 张复新,张旺定,张正兵. 秦岭造山带金矿床类型与构造背景[J]. 黄金地质, 2000, 6 (4): 8~20.
Zhang Fu-xin, Zhang Wang-ding, Zhang Zheng-bing. Type and structural setting of gold deposit in Qinling orogenic belt [J]. Gold Geology, 2000, 6 (4): 8~20.
- [6] 卢纪英,李作华,张复新. 秦岭板块金矿床[M]. 西安: 陕西科学技术出版社, 2001: 326~336.
Lu Ji-ying, Li Zuo-hua, Zhang Fu-xin. Gold deposits in Qinling tectonic plate [M]. Xi'an: Shanxi Technology and Science Publishing House, 2001: 326~336.
- [7] 刘新会,于 岚. 甘肃岷县寨上金矿床地质特征及成因初探[J]. 西北地质, 2005, 38 (4): 45~53.
Liu Xin-hui, Yu Lan. Geological features and genetic analysis of Zhaishang gold deposit, Min county, Gansu [J]. Northwestern Geology, 2005, 38 (4): 45~53.
- [8] 路彦明,李汉光,陈勇敢,等. 甘肃岷县寨上金矿地质地球化学特征及成因[J]. 地质与勘探, 2006, 42 (4): 25 - 31.
Lu Yan-ming, Li Han-guang, Chen Yong-gan, et al. Geological and geochemical features and origin of Zhaishang gold deposit in the Minxian county, Gansu [J]. Geology and Exploration, 2006, 42 (4): 25 - 31.
- [9] 杨恒书,张凤岭,殷鸿福,等. 西秦岭造山带演化与成矿[J]. 四川地质学报, 1996, 16 (1): 5 - 12.
Yang Huan-shu, Zhang Feng-ling, Yin Hong-fu, et al. Evolution and Metallogenesis of the west Qinling orogenic belt [J]. ACTA Geologica Sichuan, 1996, 16 (1): 5 - 12.
- [10] 刘家军,何明勤,李志明,等. 云南白秧坪银铜多金属矿集区碳氧同位素组成及其意义[J]. 矿床地质, 2004, 23 (1): 1 - 8.
Liu Jia-jun, He Ming-qin, Li Zhi-ming, et al. Oxygen and Carbon Isotopic Geochemistry of Baiyangping Silver-Copper Polymetallic Ore Concentration Area in Lanping Basin of Yunnan Province and Its Significance [J]. Mineral Deposits, 2004, 23 (1): 1 - 8.
- [11] Taylor H P. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. in Bames H L, ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits, New York: Wiley-Intersci, 1974: 236 - 277.
- [12] 郑永飞,徐宝龙,周根陶. 稳定同位素地球化学研究[J]. 地学前缘, 2000, 7 (2): 299 - 314.
Zheng Yong-fei, Xu Bao-long, Zhou Gen-tao. The research on Stable Isotope Geochemistry [J]. Earth Science Frontiers, 2000, 7 (2): 299 - 314.
- [13] 谢玉玲,侯增谦,徐九华,等. 四川冕宁-德昌稀土成矿带铜锌、铜锡合金矿物的发现及成因意义[J]. 中国科学(D辑), 2005, 35 (6): 572 - 577.
Xie Yu-ling, Hou Zeng-qian, Xu Jiu-hua, et al. Discovery and Origin of Cu-Zn, Cu-Sn Polymetallic Ore of the Mianning-Dechang REE Metallogenic Belt, Sichuan [J]. Science in China (Series D), 2005, 35 (6): 572 - 577.
- [14] 丁梯平. 氢氧同位素地球化学[M]. 地质出版社, 1980.
Ding Di-ping. Hydrogen Oxygen Isotope Geochemistry [M]. Geological Publishing House, 1980.
- [15] 黄 杰,王建业,韦龙明. 甘肃李坝金矿床地质特征及成因研究. 矿床地质, 2000, 19 (2): 105 - 114.
Huang Jie, Wang Jian-ye, Wei Long-ming. Geological characteristics and genesis of the Liba gold deposit, Gansu province, Mineral Deposits, 2000, 19 (2): 105 - 114.
- [16] 魏菊英,曾 强. 东风山前寒武纪含铁建造金矿床的同位素地球化学特征[J]. 北京大学学报(自然科学版), 1996, 32 (4): 472 - 479.
Wei Ju-ying, Zeng Qiang. Isotopic geochemical characteristics of gold deposit in precambrian iron formation, Dongfengshan [J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis, 1996, 32 (4): 472 - 479.
- [17] 冯建忠,汪东波,王学明,等. 西秦岭三个典型金矿床稳定同位素地球化学特征[J]. 中国地质, 2004, 31 (2): 78 - 84.
Feng Jian-zhong, Wang Dong-bo, Wang Xue-ming, et al. Stable isotope geochemistry of three typical gold deposits in the West

Qinling[J]. *Geology in China*, 2004, 31(2): 78 - 84.

[18] 刘建明,刘家军,郑明华,等. 微细浸染型金矿的稳定同位素特征与成因探讨[J]. *地球化学*, 1998, 27(6): 589 - 595.

Liu Jian-ming, Liu Jia-jun, Zheng Ming-hua, et al. Study on the stable Isotope features and the genesis of micro-particle disseminated (Carlin) type gold deposit[J]. *Geochemistry*, 1998, 27(6): 589 - 595.

[19] 刘建明,刘家军. 滇黔桂金三角区微细浸染型金矿床的盆地流体成因模式[J]. *矿物学报*, 1997, 17(4): 448 - 450.

Liu Jian-ming, Liu Jia-jun. Fluid genetic model of micro-particle disseminated (Carlin) type gold deposit in Yunnan-Guizhou-Guangxi Triangle sedimentary basin[J]. *Journal of Mineralogy*, 1997, 17(4): 448 - 450.

[20] 刘家军,李朝阳,潘家永,等. 兰坪 - 思茅盆地砂页岩中铜矿床同位素地球化学[J]. *地球化学*, 2000, 19(3): 223 - 232.

Liu Jia-jun, Li Chao-yang, Pan Jia-yong, et al. Research on the isotope of the copper deposits from sandstone and shale in Lan-ping-Simao basin[J]. *Geochemistry*, 2000, 19(3): 223 - 232.

[21] 王祥文. 甘肃李坝金矿床地质特征及成因初探[J]. *有色金属矿产与勘查*, 1999, 8(6): 541 - 545.

Wang Xiang-wen. Geological features and genetic analysis of Liba gold deposit, Gansu[J]. *Nonferrous Metals and Exploration*, 1999, 8(6): 541 - 545.

[22] 王爱军. 甘肃省礼县中川地区李坝式金矿床载金矿物地球化学特征及矿床成因意义[J]. *矿产与地质*. 2002, 16(5): 297 - 301.

Wang Ai-jun. Geochemical characteristics of gold carrying minerals of Liba type gold deposit in Zhongchuan regine of Li county, Gansu Province and its metallogenic signification[J]. *Mineral Resources and Geology*, 2002, 16(5): 297 - 301.

[23] 黎 彤. 化学元素的地球丰度[J]. *地球化学*, 1974, (3): 167 - 174.

Li Tong. Chemical element abundances of the Earth[J]. *Geochemistry*, 1974, (3): 167 - 174.

[24] 陈勇敢,赵玉锁,张国立,等. 甘肃寨上金矿床构造地球化学特征[J]. *黄金地质*, 2004, 10(4): 61 - 65.

Chen Yong-gan, Zhao Yu-suo, Zhang Guo-li, et al. Tectonic geochemistry of the Zhaishang gold deposit, Gansu[J]. *Gold Geology*, 2004, 10(4): 61 - 65.

[25] 李文良,陈勇敢,赵玉锁,等. 甘肃寨上金矿床含金石英脉中锆石 SHRMP法 U - Pb同位素测定及地质意义[J]. *黄金*. 2006, 27(7): 4 - 6.

Li Wen-liang, Chen Yong-gan, Zhao Yu-suo, et al. U-Pb isotopic determination by SHRMP method for Zirconium in gold-bearing quartz veins of Zhaishang gold deposit in Gansu Province and its geological meaning[J]. *Gold*, 2006, 27(7): 4 - 6.

[26] 路彦明,李汉光,陈勇敢,等. 甘肃岷县寨上金矿地质地球化学特征及成因[J]. *地质与勘探*, 2006, 42(4): 25 - 31.

Lu Yan-ming, Li Han-guang, Chen Yong-gan, et al. Geological and geochemical features and origin of Zhaishang gold deposit in the Minxian county, Gansu[J]. *Geology and Exploration*, 2006, 42(4): 25 - 31.

[27] 蒙 珍,康喜逢,杨怀玉,等. 甘肃省岷县簸箕沟金矿地质特征及成因[J]. *地质与勘探*, 2007, 43(5): 40 - 44.

Meng Zhen, Kang Xi-feng, Yang Huai-yu, et al. Geology and ore genesis of Bojigou gold deposit in the Minxian county, Gansu province[J]. *Geology and Exploration*, 2007, 43(5): 40 - 44.

Geochemical Characteristics and Genetic Model of the Zhaishang Gold Deposits in West Qinling

LIU Guang-zhi¹, LIU Jia-jun², LIU Xin-hui¹

(1. No. 5 Geology Team, Chinese Armed Police Forces, Xi'an 710100; 2. State key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083)

Abstract: 22 gold veins and 19 orebodies were discovered in the Zhaishang gold deposits. The hydrogen and oxygen isotopic geochemistry indicate that ore-forming fluids have a multi-sources. $\delta^{34}\text{S}$ composition reflects a mixed sulfur source from both magna and country rocks. The main source of carbon was provided by the dissolution of marine carbonate sediments and also the granite magna and hydrothermal. Rare earth elements from Ores did not entirely inherit the characteristics of the country rocks. Ore-forming fluids have the following features: medium to low temperature, low-salinity, low-density, multi-phases of fluid activity. Gold mineralization formed in the late Yanshanian Period later than 300Ma. Gold elements were carried in the form of sulfide complex and migrated into the fractures after full exchange between ore-forming fluids and surrounding rock. Because of the fluid mixing and sudden reduces in pressure, the ore-forming fluids had a strong boiling which results the deposition of gold.

Key words: Hydrogen and Oxygen isotopes, Carbon and Oxygen isotopes, sulfur isotope, rare earth elements, fluid inclusions