

甘肃省阳山金矿床稳定同位素地球化学和成矿年代学及矿床成因

齐金忠¹ 杨贵才¹ 李 莉² 范永香³ 刘 伟³

(1. 中国人民武装警察部队黄金地质研究所, 河北 廊坊 065000; 2. 地质出版社, 北京 100083;
3. 中国地质大学, 湖北 武汉 430074)

提要: 阳山金矿位于川陕甘交界地带, 为近年发现的一特大型微细浸染型金矿床。对矿石中石英细脉 δD 、 $\delta^{18}O$ 分析结果表明, 该矿成矿流体以岩浆水为主。对各种硫化物 $\delta^{34}S$ 分析结果表明, 矿区沉积硫与岩浆硫共存且二者 $\delta^{34}S$ 差别较大, 而矿石金属硫化物中主要为岩浆成因硫。而 $\delta^{13}C$ 分析结果表明, 矿区既有岩浆成因碳又有沉积碳。K-Ar、 ^{39}Ar - ^{40}Ar 、Rb-Sr 以及 U-Pb 同位素年代学研究表明, 矿区斜长花岗斑岩脉形成于侏罗纪早期, 此外, 矿区还存在白垩纪早期以及古近纪早期隐伏岩浆岩体, 与之相关的热液活动也表现出多期次性。笔者进一步探讨了矿床成因, 认为在泥盆纪本区形成了一套炭、硅、泥质热水沉积, 在印支期区域浅变质过程中金初步富集, 其后本区发生了多期岩浆活动, 与之相关的成矿热液及成矿物质沿安昌河—观音坝断裂运移, 并在有利的构造部位富集、叠加形成了阳山金矿。

关键词: 阳山金矿床; 稳定同位素; 成矿时代; 矿床成因; 甘肃

中图分类号: P597⁺.3 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-3657(2006)06-1345-09

阳山金矿带位于川陕甘金三角区内, 为武警黄金部队近期发现的一特大型微细浸染型金矿床。对于该矿, 前期曾开展过矿床地质特征^[1]、地球化学特征^[2,3]、流体包裹体地球化学特征^[4]、控矿因素^[5]等多方面的研究工作, 但对于矿床成因探讨较少, 笔者将结合最新的稳定同位素测试结果以及 K-Ar、 ^{39}Ar - ^{40}Ar 、Rb-Sr、SHRIMP U-Pb 同位素年龄资料^[6,7]对矿床成因进行了探讨。

1 成矿地质背景

区内出露的地层主要有: 元古界碧口群白云岩、灰岩、硅质岩、千枚岩、板岩及绿片岩等; 泥盆系砂岩、板岩、千枚岩、灰岩、含铁石英岩等; 二叠系灰岩、白云岩、砂岩、板岩等。此外, 还出露三叠纪、白垩纪地层, 以碎屑岩为主(图 1)。其中, 泥盆系三河口组为阳山金矿床的主要围岩, 其特征与杜乐天^[8]所描述的炭、硅、泥质沉积较为一致, 推测为一套热水沉积。

研究区位于玛曲—略阳深大断裂南侧, 区内构造以文县弧形构造为主, 它由一系列近于平行的断裂构成, 包括松柏—黎坪断裂, 安昌河—观音坝断裂、白马—临江断裂等。阳

山金即位于安昌河—观音坝断裂带中, 该断裂长 30 km, 宽达数百米, 走向 NEE, 北倾, 倾角为 50~70°。断裂带内褶皱较为发育, 而且, 在褶皱翼部有一系列次级层间剪切带或断裂伴生, 其产状与地层产状近于一致, 金矿体主要赋存于安昌河—观音坝断裂带及其次级断裂中。

区内仅出露少量小岩株和岩脉, 沿构造破碎带产出, 其岩性主要为中细粒斜长花岗斑岩, 此外, 还出露少量花岗岩细晶岩以及霏细斑岩等。岩石 SiO_2 含量较高(69.85%~80.77%, 平均为 73.88%), 里特曼指数(δ)较低, 一般为 0.3~0.4, 属钙碱性系列。其中, 斜长花岗斑岩脉在矿区出露最为普遍, 与金矿体关系也最为密切, 阳山金矿矿体多产于斜长花岗斑岩脉中或其与围岩的接触带附近。

阳山金矿带已发现金脉 89 条, 其中规模最大的为 305# (控制的金资源量为 56 133 kg, 平均品位为 6.07×10^{-6}) 和 311# 矿脉(控制的金资源量为 60 923 kg, 平均品位为 5.41×10^{-6}), 矿脉在平面上呈舒缓波状, 在剖面上呈脉状。矿石主要由细粒浸染状黄铁矿化、毒砂化、绢云母化、粘土化千枚岩及斜长花岗斑岩构成, 其中自然金主要以微细粒金($<2 \sim 3 \mu m$)形式包裹

收稿日期: 2006-3-17; 改回日期: 2006-9-13

基金项目: 武警黄金指挥部专项基金项目(HJ0201)资助。

作者简介: 齐金忠, 男, 1965 生, 博士, 研究员, 长期从事矿床地质、构造地质研究工作; E-mail: Qijinzhong@126.com。

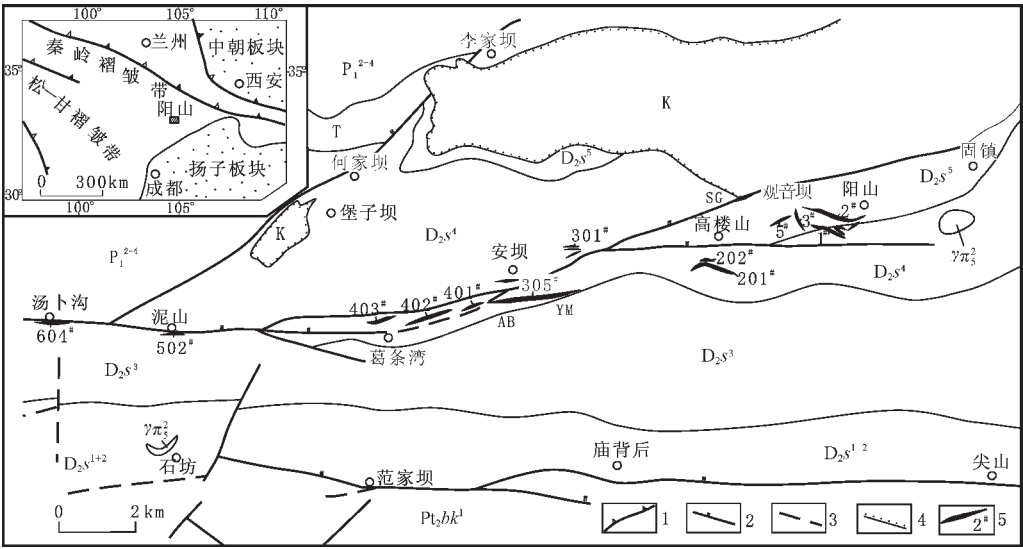


图 1 甘肃省文县阳山金矿带地质简图

K—白垩系;T—三叠系; P_1^{2-4} —下二叠统; D_{2s}^5 —中泥盆统三河口组第五岩性段; D_{2s}^4 —中泥盆统三河口组第四岩性段;
 D_{2s}^3 —中泥盆统三河口组第三岩性段; D_{2s}^{1+2} —中泥盆统三河口组第一和第二岩性段;
 $Ptbk_1$ —元古宇碧口群; $\gamma\pi_5^2$ —斜长花岗岩斑岩;1—俯冲带;2—断层;3—推测断层;4—不整合面;5—金矿体及编号

Fig.1 Geological sketch map of the Yangshan gold ore belt, Wenxian, Gansu

K—Cretaceous;T—Triassic; P_1^{2-4} —Lower Permian; D_{2s}^5 —5th Member of the Middle Devonian Sanhekou Group;
 D_{2s}^4 — 4th Member of the Middle Devonian Sanhekou Group; D_{2s}^3 — 3rd Member of the Middle Devonian Sanhekou Group;
 D_{2s}^{1+2} —1st and 2nd Member of the Middle Devonian Sanhekou Group; $Ptbk_1$ —Proterozoic Bikou Group; $\gamma\pi_5^2$ —plagiogranite;
1—Subduction zone;2—Fault;3—Inferred fault;4—Unconformity;5—Gold orebody and No

于毒砂、黄铁矿中。除微细浸染型金矿化外,在矿区局部还出露含金石英脉型金矿化,一般呈扁豆状孤立产出。

2 稳定同位素地球化学特征

为研究阳山金矿床成矿物质及成矿流体来源,对区内不同类型岩、矿石 H、O、C、S 同位素进行了分析。

2.1 样品的采集与实验方法

测试样品主要采自安坝以及葛条湾矿段,共分析矿物流体包裹体氢同位素样品 10 件、含水矿物氧同位素样品 10 件、矿物流体包裹体碳同位素样品 4 件、全岩氧同位素样品 5 件、全岩碳同位素样品 4 件、辉锑矿、黄铁矿及全岩硫同位素样品共 9 件。其中,单矿物样品均在显微镜下进行了精心挑选,使待测的单矿物纯度达 98%以上。

矿物中流体包裹体的提取采用真空热爆法。将样品置于石英管中,在 250℃下连续抽真空以去除吸附水,然后在略高于矿物中流体包裹体形成温度下加热,使矿物中的封闭体系(流体包裹体)泻漏,热爆泻漏出的水经 600℃的气化铜炉,然后用液氮冻取水 and 二氧化碳,送质谱分析。

全岩中的 C、O 同位素组成测定是通过 CO₂ 的分析而完成的。将样品与 100%的磷酸(H₃PO₄)在 25℃条件下反应,然后测定所生成的二氧化碳。

全岩硫同位素组成是先通过全岩样品与氧化铜按比例混合,并在真空系统中高温加热获得二氧化硫,再用液氮吸收二氧化硫,然后用质谱分析而获得。

分析数据所用标准为:流体包裹体水的 H、O 用 SMOW,流体包裹体 C 用 PDB,全岩 O 用 PDB,硫同位素用 CDT。 δ 值分析误差:流体包裹体 H 为 $\pm 0.2\text{‰}$,流体包裹体 O 为 $\pm 1.4\text{‰}$,全岩 C 为 $\pm 0.5\text{‰}$,全岩 S 为 $\pm 0.19\text{‰}$,全岩 O 为 $\pm 0.02\text{‰}$ 。

2.2 氢氧同位素组成特征

用于测定氢氧同位素组成(表 1)的石英样品主要采自区内含金矿脉,部分取自蚀变矿化围岩中的硅化石英脉。

从表 1 中可见,本区石英氢氧同位素组成为: $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}(-\text{SMOW})}$ 值为 14.2‰~22.7‰, $\delta\text{D}_{(-\text{SMOW})}$ 值为 -75‰~-56‰。据 N. Clayton^[9]的公式计算获得的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}(-\text{SMOW})}$ 值为 3.7‰~12.2‰。

将 $\delta\text{D}_{(-\text{SMOW})}\text{‰}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}(-\text{SMOW})}\text{‰}$ 值投影于图 2 中可见,

本区的氢氧同位素组成主要分布于标准岩浆水附近, 与中国川西北地区东北寨金矿、马脑壳金矿接近, 而与中国滇黔桂地区的微细浸染型金矿床(板其、丫他金矿)以及美国卡林型金矿床(卡林、杰里特、科特兹)有着较为明显的差别, 后者成矿流体为大气降水。反映本区金矿床与岩浆活动关系较为密切。

2.3 碳氧同位素组成特征

本区全岩碳同位素组成见表 2, 据徐步台等^[10]的资料, 岩浆成因碳 $\delta^{13}\text{C}_{(-\text{PDB})}$ 值为 $-5\text{‰} \sim -8\text{‰}$, 海相沉积碳 $\delta^{13}\text{C}_{(-\text{PDB})}$ 值为 $-3\text{‰} \sim +3\text{‰}$, 陆相沉积碳为 $-5\text{‰} \sim -20\text{‰}$, 沉积还原碳的 $\delta^{13}\text{C}_{(-\text{PDB})}$ 值小于 -15‰ 。阳山金矿斜长花岗斑岩脉 $\delta^{13}\text{C}_{(-\text{PDB})}$ 值为 $-9.09\text{‰} \sim -9.14\text{‰}$, 安坝矿段石英 $\delta^{13}\text{C}_{(-\text{PDB})}$ 值为 -8.36‰ , 与岩浆成因碳较为接近。而葛条湾矿段石英 $\delta^{13}\text{C}_{(-\text{PDB})}$

值为 -2.19‰ , 与海相沉积碳较为一致。故可认为本区碳的来源可能多样, 既有岩浆成因碳, 又有沉积碳的成分。

阳山地区的不同岩矿石全岩氧同位素组成列于表 2, 从中可见, 斜长花岗斑岩脉 $\delta^{18}\text{O}_{\text{全岩}(-\text{PDB})}$ 为 $-9.77\text{‰} \sim -9.75\text{‰}$, 矿化千枚岩中石英脉的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{全岩}(-\text{PDB})}$ 值为 $-13.54\text{‰} \sim -9.06\text{‰}$, 矿化千枚岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{全岩}(-\text{PDB})}$ 值为 -8.15‰ , 三者总体较为接近。据陈好寿^[11]报道, 碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}_{-\text{PDB}}$ 为 $-20.96\text{‰} \sim -4.65\text{‰}$, 大多在 $-15\text{‰} \sim -5\text{‰}$ 范围内, 海相碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}_{-\text{PDB}}$ 为 $0 \sim 20\text{‰}$; 火成碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}_{-\text{PDB}}$ 值大多偏负, 据此认为本区的岩石可能不同程度地遭受岩浆成因 $\delta^{18}\text{O}$ 的污染和改造。

2.4 硫同位素组成特点

野外选择主矿体 305 号脉开展硫同位素组成特征研究。

表 1 阳山金矿床及外围矿点氢氧硫同位素分析
Table 1 H, O and S isotopic compositions in the Yangshan gold district

样 号	采样位置	样品名称	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}(\text{‰})$	$\delta \text{D}_{\text{包裹体}(-\text{SMOW})}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}(-\text{SMOW})}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}(-\text{SMOW})}(\text{‰})$
SG-1	阳山 13 [#] 脉	黄铁矿石英脉		-72	21.3	10.8
AB-5	安坝 305 [#] 脉	黄铁矿石英脉		-72	22.5	12
PD13-3	安坝矿段	黄铁矿石英脉		-69	20.6	10.1
GTW-1	葛条湾 403 [#] 脉	黄铁矿石英脉		-61	22.7	12.2
Y03-172	冯家楞干	黄铁矿石英脉		-60	21.4	10.9
Y03-51	观音坝西	石英脉		-62	14.2	3.7
Y03-163	北金山矿点	黄铁矿石英脉		-56	17	6.5
D342	高家山南	砂岩中硅化脉		-63	17.6	7.1
KT-1	口头坝矿点	黄铁矿石英脉		-75	17.1	6.6
L34-3-1	马营南	石英脉		-62	19.9	9.4
PD1301-13	安坝矿段	黄铁矿	-2.1			
GLS-1	高楼山矿段	黄铁矿	-0.7			
YM2-26	安坝 311 [#] 脉	黄铁矿	-2.2			
YA-4	安坝矿段	黄铁矿	-1.6			
LJ-6	泥盆纪地层	黄铁矿	10.9			

注: 由中国地质科学院矿产资源研究所分析, 2003。

表 2 阳山金矿床碳氧硫同位素分析
Table 2 C, O and S isotopic compositions in the Yangshan gold district

样 号	采样位置	样品名称	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}(\text{‰})$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(-\text{PDB})}(\text{‰})$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{全岩}(-\text{PDB})}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{全岩}(-\text{PDB})}(\text{‰})$
AB40	安坝矿段	斜长花岗斑岩			-9.14	-9.77
AB40*	安坝矿段	斜长花岗斑岩			-9.09	-9.75
402 ^{#v}	葛条湾矿段	脉石英			-2.19	-13.54
AB11	安坝矿段	脉石英			-8.36	-9.06
AB3	安坝矿段	辉锑矿	-3.28			
AB3*	安坝矿段	辉锑矿	-3.47			
AB17	安坝矿段	矿化千枚岩	9.56			-8.15
AB23	安坝矿段	矿化千枚岩	13.23			
GL3	高楼山矿段	石英		-15.41		
ZK47-1	安坝钻孔	方解石		2.60		
BTS13	安坝矿段	石英		-2.03		
葛 1	葛条湾矿段	石英		-1.72		

注: 由中国地质调查局宜昌同位素研究与测试中心分析, 2001; * 代表重复测试样品。

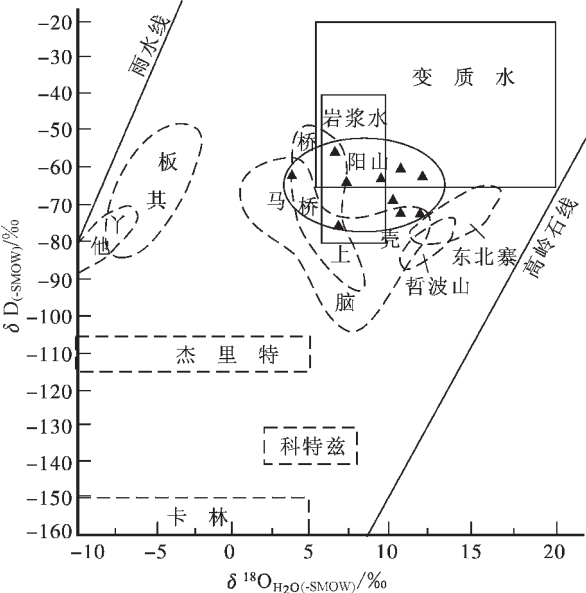


图 2 阳山金矿床氢、氧同位素组成及与相关矿床对比图^[12-16]
Fig.2 Diagram of δD vs. $\delta^{18}O$ of the Yangshan deposits and other similar gold deposits^[12-16]

共计选送 10 件硫同位素分析样品,其中 5 件为黄铁矿样品,2 件为辉锑矿,其余 3 件均为黄铁矿较为发育的蚀变岩石。从样品分析(表 1~2)中可见,①矿脉中黄铁矿及辉锑矿硫同位素组成值 $\delta^{34}S_{(-CDT)}$ 均以较小的负值为特征,接近于岩浆硫;②矿区三河口群中的沉积黄铁矿 $\delta^{34}S_{(-CDT)}$ 为较高的正值,以富集重硫为特征;③矿区黄铁矿化千枚岩的硫同位素 $\delta^{34}S_{(-CDT)}$ 值也为较高的正值。表明阳山金矿区存在两种硫源,其一为地层中的沉积硫,其二为成矿期的岩浆硫,二者硫同位素组成差别较大(图 3),并且阳山金矿体中的硫主要为岩浆硫。

将中国滇黔桂地区、西秦岭地区微细浸染型金矿床与阳山金矿硫同位素值进行比较(图 3)可以看出:滇黔桂地区微细浸染型金矿床黄铁矿硫同位素主要集中于 $-3\text{‰} \sim +16\text{‰}$ ^[16],明显以富重硫为特征,并且热液黄铁矿与共生沉积黄铁矿硫同位素组成较为相似;西秦岭地区微细浸染型金矿床硫同位素主要集中于 $-5\text{‰} \sim +5\text{‰}$ ^[17],阳山金矿硫同位素组成与西秦岭其他金矿较为接近,并且相对富集轻硫,矿石中黄铁矿、辉锑矿与沉积成因黄铁矿硫同位素组成的明显差异也反映了矿石硫主要来自岩浆热液,在局部可能叠加有地层沉积硫。

3 同位素年代学及地质意义

为确定阳山金矿床成矿时代,对矿区各类岩矿石进行了 K-Ar、Ar-Ar、Rb-Sr 以及 U-Pb SHRIMP 年龄测定,其中 K-Ar、Rb-Sr 同位素年龄在中国地质调查局宜昌同位素研究与测试中心完成。Ar-Ar 同位素年龄在中国科学院地质与地球物理研究所完成。SHRIMP U-Pb 分析在北京离子探针中心的 SHRIMP II 上完成(实验条件见参考文献[6])。

3.1 斜长花岗斑岩脉 K-Ar 同位素年龄

为确定阳山金矿带与成矿关系密切的斜长花岗斑岩脉的形成年代,对其进行了全岩 K-Ar 同位素年龄测定。从测试结果看(表 3),矿区斜长花岗斑岩脉的 K-Ar 年龄为 171~209 Ma,5 件样品平均年龄为 (189.4 ± 7.2) Ma,显示斜长花岗斑岩脉的形成时代应在三叠纪末—侏罗纪初。

3.2 石英细脉 ^{40}Ar - ^{39}Ar 同位素年龄

为确定阳山金矿矿石中石英细脉的形成时代,对安坝矿段微细浸染型矿石中的细脉状石英进行了 ^{40}Ar - ^{39}Ar 同位素年龄测定(图 4),测试结果表明石英黄铁矿细脉中石英的坪年龄为 (195.31 ± 0.86) Ma,其等时线年龄为 (190.7 ± 2.4) Ma (相关系数 $r=0.999\ 72$),显示其形成时代为早侏罗世。

3.3 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄

对阳山金矿区产于微细浸染型矿体内细石英脉(YM、AB)中的锆石进行了分析(表 4~5)。分析表明,石英细脉中锆石主要有 3 个年龄组(图 5~6),第 1 组 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 195.4~200.9 Ma,第 2 组 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 121.4~137 Ma(平均 126.9 ± 3.2 Ma),第 3 组 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 48.1~55.3 Ma(平均 51.2 ± 1.3 Ma)。这些锆石均为自形柱状,韵律性环带结构发育且 Th/U 比集中于 0.5~1.5,指示其应为热液活动过程中捕获的岩浆锆石^[9]。其中第 1 组年龄与矿区斜长花岗斑岩脉的

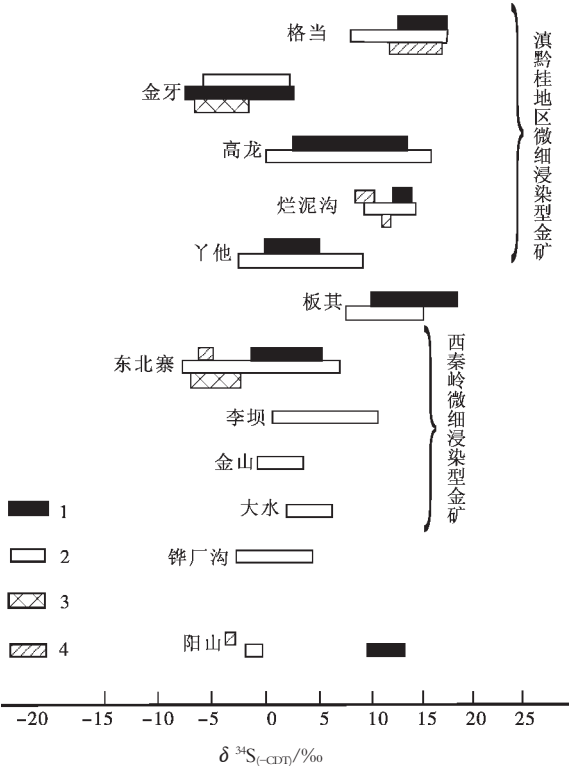


图 3 中国部分微细浸染型金矿硫同位素组成^[16-18]
1—共生黄铁矿;2—热液型黄铁矿;3—辰砂;4—辉锑矿
Fig.3 Diagram of $\delta^{34}S$ values of some fine-grained disseminated gold deposits in China^[16-18]
1-Paragenetic pyrite;2-Hydrothermal pyrite;
3-Cinnabar;4-Stibnite

表 3 阳山金矿床脉岩全岩 K-Ar 同位素年龄分析

Table 3 Whole-rock K-Ar ages of plagiogranite in the Yangshan gold district					
样 号	样品名称	$\omega(\text{K})/10^{-2}$	$\omega(^{40}\text{Ar})/10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	年龄/Ma
ZK001-4	斜长花岗斑岩	2.437	0.03533	0.01215	198
ZK001-18	斜长花岗斑岩	2.649	0.3284	0.1039	171
ZK003-19	斜长花岗斑岩	2.857	0.4045	0.1187	194
ZK035-3	斜长花岗斑岩	2.401	0.3682	0.1286	209
ZK035-6	斜长花岗斑岩	2.453	0.03117	0.1065	175

注:由中国地质调查局宜昌同位素研究与测试中心分析,2001。

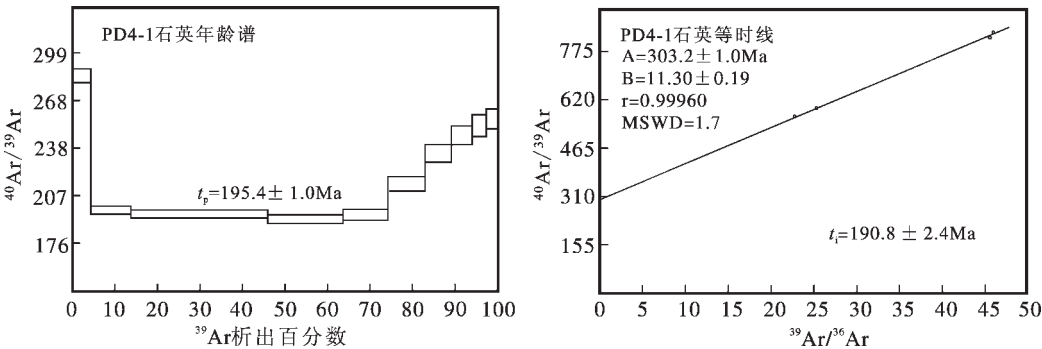


图 4 阳山金矿石英 $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ 同位素测试结果

Fig.4 $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ ages for quartz in the Yangshan gold deposit

表 4 阳山金矿石英细脉 YM 锆石 SHRIMP 分析

Table 4 SHRIMP U-Pb isotopic analytical data for quartz veinlet sample YM													
测 点	²⁰⁶ Pbc /%	U /10 ⁻⁶	Th /10 ⁻⁶	²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* /10 ⁻⁶	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (Ma)	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* (±%)	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U (±%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U (±%)			
YM-1	2.29	277	260	0.97	4.75	124.6 ± 3.2	-578 ± 290	0.0367	11	0.099	11	0.01952	2.6
YM-2	5.77	355	277	0.81	2.43	48.1 ± 1.5	-2,030 ±2400	0.023	62	0.024	62	0.00749	3.2
YM-3	2.12	277	274	1.02	4.94	129.6 ± 3.3	-334 ± 400	0.0403	15	0.113	16	0.02030	2.6
YM-4	1.10	542	521	0.99	10.1	137.0 ± 3.5	-16 ± 230	0.0458	9.7	0.135	10	0.02147	2.6
YM-5	0.28	644	377	0.61	10.6	121.8 ± 2.8	119 ± 100	0.0484	4.4	0.1272	5.0	0.01907	2.4
YM-6	0.29	1173	689	0.61	31.3	196.4 ± 4.3	146 ±52	0.0490	2.2	0.2089	3.1	0.03094	2.2
YM-7	3.13	89	127	1.47	1.56	126.1 ± 4.1	-207 ± 670	0.042	27	0.115	27	0.01975	3.2
YM-8	5.28	240	160	0.69	1.76	51.7 ± 1.8	-1,540 ±2100	0.027	63	0.030	63	0.00806	3.6
YM-9	2.82	274	197	0.74	1.94	51.6 ± 1.7	-259 ± 860	0.041	34	0.046	34	0.00803	3.3
YM-10	2.58	250	221	0.92	4.49	130.1 ± 3.5	-668 ± 730	0.0355	26	0.100	27	0.02039	2.7
YM-11	1.82	621	523	0.87	16.7	195.4 ± 5.3	56 ± 190	0.0471	8.0	0.200	8.4	0.03078	2.8
YM-12	0.38	176	111	0.65	9.09	375 ±12	324 ±99	0.0529	4.3	0.437	5.5	0.0599	3.3
YM-13	0.27	885	45	0.05	138	1,069 ±22	1,019 ±19	0.07320	0.92	1.820	2.4	0.1804	2.2
YM-14	1.95	283	120	0.44	7.84	200.9 ± 5.0	-409 ± 370	0.0391	14	0.171	14	0.03165	2.5
YM-15	0.04	474	68	0.15	54.4	809 ±17	826 ±22	0.06662	1.1	1.228	2.5	0.1337	2.2
YM-16	5.51	1273	1465	1.19	8.77	48.7 ± 1.2	-273 ± 490	0.0412	19	0.0431	19	0.00758	2.6

注:由北京离子探针中心分析;误差是 1 σ ;Pbc 和 Pb* 分别表示普通铅和放射性成因铅;应用实测的 ^{204}Pb 进行普通铅校正。

表 5 阳山金矿石英细脉 AB 锆石 SHRIMP 分析

Table 5 SHRIMP U-Pb isotopic analytical data for quartz veinlet sample AB														
测点	²⁰⁶ Pb _c /%	U /10 ⁻⁶	Th /10 ⁻⁶	²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* /10 ⁻⁶	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (Ma)	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* (±%)	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U (±%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U (±%)				
AB-3	4.99	818	825	1.04	6.16	53.5 ±1.4	701 ± 410	0.063	19	0.072	19	0.00833	2.7	
AB-2	5.28	129	175	1.40	2.23	121.4 ±4.3	-990 ±1700	0.032	59	0.083	59	0.01901	3.6	
AB-4	4.51	670	735	1.13	4.71	50.1 ±1.5	1,221 ± 700	0.081	35	0.087	36	0.00781	3.0	
AB-5	1.89	401	380	0.98	2.78	50.9 ±1.5	-500 ± 680	0.0378	26	0.041	26	0.00792	2.9	
AB-6	4.03	137	162	1.22	2.33	121.4 ±3.4	-767 ± 600	0.0343	21	0.090	22	0.01901	2.9	
AB-7	3.43	270	284	1.08	4.91	130.2 ±3.5	-894 ± 780	0.0328	27	0.092	27	0.02040	2.8	
AB-8	--	245	180	0.76	1.79	55.3 ±1.6	1,313 ± 170	0.0849	8.6	0.1009	9.1	0.00862	3.0	
AB-9	3.96	427	391	0.95	2.96	49.8 ±1.6	-3,010 ±3100	0.018	63	0.020	63	0.00775	3.3	
AB-10	--	85	136	1.66	1.45	128.2 ±3.8	984 ± 120	0.0719	6.0	0.199	6.7	0.02008	3.0	
AB-11	0.78	2472	343	0.14	17.2	51.7 ±1.2	-30 ± 140	0.0455	5.8	0.0505	6.2	0.00806	2.3	
AB-12	2.55	171	201	1.21	2.96	125.4 ±3.4	-605 ± 460	0.0363	17	0.098	17	0.01964	2.7	
AB-13	0.72	1973	2629	1.38	13.3	50.0 ±1.1	-120 ± 130	0.0438	5.1	0.0471	5.6	0.00779	2.3	
AB-14	1.07	1557	2108	1.40	11.1	52.5 ±1.4	684 ± 160	0.0623	7.7	0.0702	8.1	0.00818	2.7	

注：由北京离子探针中心分析；误差为 1σ；Pbc 和 Pb* 分别表示普通铅和放射性成因铅；应用实测的 ²⁰⁶Pb 进行普通铅校正。

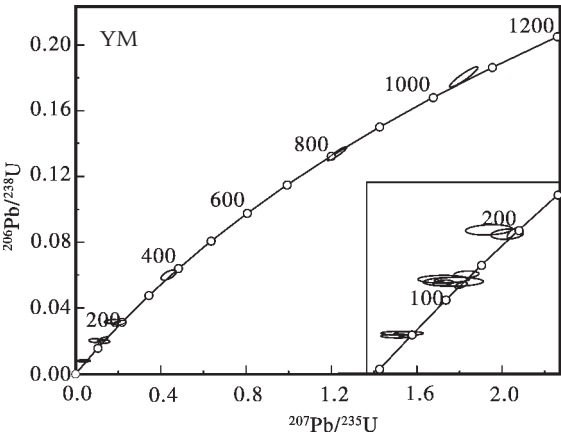


图 5 石英细脉样品 YM 中锆石一致曲线
Fig.5 U-Pb concordia diagram for sample YM

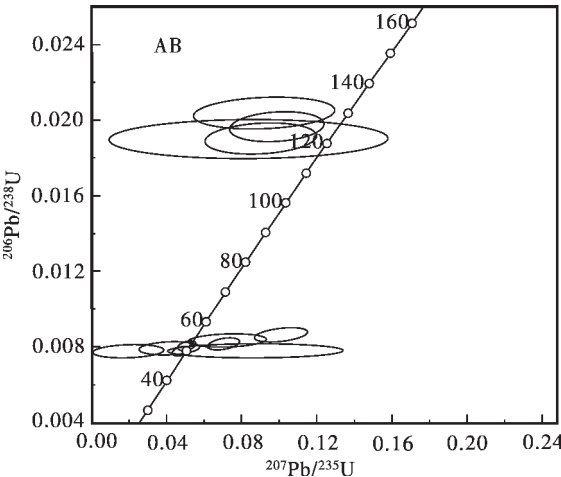


图 6 石英细脉样品 AB 中锆石一致曲线图
Fig.6 U-Pb concordia diagram for sample AB

表 6 阳山金矿床流体包裹体 Rb-Sr 同位素分析
Table 6 Rb-Sr isotope analysis for fluid inclusions in the Yangshan gold deposit

样号	样品名称	Rb/10 ⁶	Sr/10 ⁶	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(2σ)
Zk483-3	石英	0.1149	10.41	0.03185	0.71527±0.00004
Zk483-11	石英	0.1692	11.67	0.04183	0.71479±0.00006
Zk483-13	石英	0.1111	1.199	0.2674	0.71503±0.00005
Zk483-15	石英	0.3595	3.371	0.3076	0.71508±0.00003
Zk483-13	石英	0.07522	1.729	0.1255	0.71488±0.00003

注：由中国地质调查局宜昌同位素研究与测试中心分析，2003。

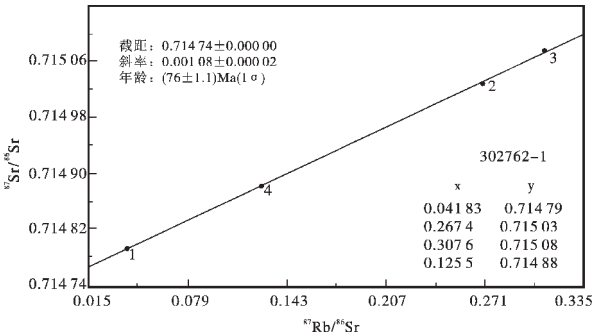


图 7 阳山金矿床流体包裹体 Rb-Sr 等时线图
(略去 1 个误差较大的测试)
Fig.7 Rb-Sr isochron diagram for fluid inclusions in the Yangshan gold deposit
(one measurement with relatively large error is omitted)

K-Ar 全岩年龄(171~209 Ma)较为一致,应代表了斜长花岗岩斑岩脉的形成时代,同时该年龄与秦岭地区长英质岩浆侵入活动的高峰期(190~220 Ma)^[18~20]也相吻合。而第 2~3 组年龄

则表明本区存在早白垩纪以及早古近纪的隐伏岩浆岩体,而岩浆期后热液捕获了岩浆岩体中的锆石。显示在斜长花岗斑岩脉形成以后,本区又曾发生两次重要的岩浆-热液活动,阳山金矿应为多期岩浆热液活动叠加的产物。

3.4 Rb-Sr 同位素年龄

对阳山金矿床石英脉中流体包裹体进行了 Rb-Sr 同位素分析,结果表明石英脉中流体包裹体等时线年龄为 (76 ± 1.1) Ma(表 6,图 7)。考虑到该时代本区不存在重要的岩浆热液活动,所以该年龄可能是不同期次热液活动叠加的产物(早白垩纪与早古近纪热液活动的叠加?),但该年龄的出现表明本矿确实存在较晚的热液活动。

4 矿床成因探讨

从氢氧同位素分析结果看,阳山金矿床以及西秦岭地区金矿床成矿流体以岩浆水为主。硫同位素分析表明矿区存在两种硫源,即地层中的沉积硫和岩浆硫,二者硫同位素组成差别较大,并且阳山金矿矿体中的硫主要为岩浆硫。碳同位素分析结果也表明金成矿与岩浆岩作用有关并可能混入了沉积碳。而同位素年代学分析结果表明,矿区不仅存在早侏罗纪斜长花岗斑岩脉,还存在早白垩世以及早古近纪隐伏岩浆岩体,同时岩浆热液活动也表现出多期次特征,所以多期岩浆热液活动的叠加可能是阳山特大型金矿床形成的重要因素。

同时,笔者还注意到矿区存在沉积硫和沉积碳。矿石显微观察也表明存在沉积成因的草莓状黄铁矿和热液成因黄铁矿,前者呈层状或纹层状,随地层褶皱变形,该类黄铁矿不构成矿体,但金有明显富集(纹层状黄铁矿化千枚岩中 Au 含量为 $0.1 \times 10^{-6} \sim 0.3 \times 10^{-6}$),在受到后期热液改造后,该类黄铁矿发生不同程度的重结晶,形成增生环带或承袭原草莓状黄铁矿结构形成变余细粒黄铁矿;热液成因的黄铁矿沿裂隙发育,常呈脉状、网脉状,与毒砂、自然金等矿物共生,是主要的载金矿物。这些特征均表明与岩浆活动有关的成矿热液的叠加是形成阳山金矿形成的主要因素,而富含碳、硫并且曾发生金预富集的泥盆系三河口群热水沉积无疑促进了金矿的形成。

因此,可将阳山金矿形成概括为:在泥盆纪本区形成了一套 Au 含量较高的炭、硅、泥质热水沉积,在其后的区域浅变质过程中(印支期)金被初步富集;伴随区域构造由挤压向伸展转换,在早侏罗世、早白垩世以及早古近纪本区发生三期岩浆活动,与之相关的成矿热液、成矿物质沿安昌河—观音坝断裂运移,并在有利的构造部位富集叠加成矿。所以,有利的地层构造环境以及多期岩浆热液活动在空间上的耦合促成了阳山特大型金矿床的形成。

5 结论

(1)阳山矿区矿石石英 δD 值为 $-60\text{‰} \sim -72\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $10.1\text{‰} \sim 12.2\text{‰}$,氢氧同位素组成主要分布于标准岩浆水

附近,表明成矿流体主要为岩浆热液。

(2)矿脉中黄铁矿及辉锑矿硫同位素组成接近于岩浆硫;地层中的沉积黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}_{(-\text{CDT})}$ 为较高的正值,以富集重硫为特征;矿区蚀变千枚岩的硫同位素 $\delta^{34}\text{S}_{(-\text{CDT})}$ 值也为较高的正值。表明阳山金矿区同时存在沉积硫和岩浆硫,而成矿热液中的硫为岩浆硫。

(3)阳山金矿斜长花岗斑岩脉 $\delta^{13}\text{C}_{(-\text{PDB})}$ 值为 $-9.09\text{‰} \sim -9.14\text{‰}$,安坝矿段石英 $\delta^{13}\text{C}_{(-\text{PDB})}$ 值为 -8.36‰ ,与岩浆碳接近;而葛条湾矿段石英 $\delta^{13}\text{C}_{(-\text{PDB})}$ 值为 -2.19‰ ,与海相沉积碳较为一致;显示本区既有岩浆成因碳,又有沉积碳的成分。

(4)矿区不仅存在早侏罗世斜长花岗斑岩脉,还存在早白垩世以及早古近纪隐伏岩浆岩体,同时岩浆热液活动也表现出多期次特征,所以多期岩浆热液活动的叠加可能是阳山特大型金矿床形成的重要因素。

(5)认为在泥盆纪本区形成了一套 Au 含量较高的炭、硅、泥质热水沉积,在其后的区域浅变质过程中(印支期)金被初步富集;其后受区域构造活动的影响,本区发生了多期次岩浆活动,与之相关的成矿热液及成矿物质沿安昌河—观音坝断裂运移,并在有利的构造部位富集、叠加形成了阳山金矿。

参考文献(References):

- [1] 齐金忠, 赵小坡, 范永香, 等. 甘肃省文县阳山金矿带成矿规律与找矿方向研究[A]. 武警黄金指挥部地质论文集[C]. 北京:地震出版社, 2001.143~149.
 - [2] 齐金忠, 袁士松, 李莉, 等. 甘肃省文县阳山特大型金矿床地质地球化学特征[J]. 矿床地质, 2003, 22(1):24~31.
 - [3] 罗锡明, 齐金忠. 甘肃省阳山金矿床微量元素及稳定同位素地球化学研究[J]. 现代地质, 2004, 18(2):203~209.
 - [4] 刘伟, 范永香, 齐金忠, 余金元. 甘肃省文县阳山金矿床流体包裹体的地球化学特征[J]. 现代地质, 2003, 17(4):444~452.
 - [5] 齐金忠, 李莉, 袁士松, 等. 甘肃省文县阳山金矿床地质特征及控矿因素研究[J]. 地质论评, 2003, 49(1):85~92.
- Qi Jinzhong, Li Li, Yuan Shisong, et al. Geological features and ore

- controlling factors of Yangshan super large gold deposit [J]. Geological Review, 2003,49:5~92(in Chinese with English abstract).
- [6] Qi Jinzhong, Yuan Shisong, Liu Zhijie. U-Pb SHRIMP dating on Zircon from quartz vein of Yangshan gold deposit and its geological significance[J]. Acta Geologica Sinica, 2004,78(2):443~451.
- [7] Qi Jinzhong, Li Li, Yuan Shisong, et al. U-Pb SHRIMP dating of Zircon from Quartz veins at the Yangshan gold deposit: Evidence for multiple magmatic-hydrothermal events [A]. In: Jingwen Mao (ed.), Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge. Berlin: Springer-Verlag Publ. 2005,779~783.
- [8] 杜乐天. 地壳流体与地幔流体间的关系 [J]. 地学前缘, 1996,3(4): 172~180.
- Du Letian. The relationship between crust fluids and mantle fluids [J]. Earth Sciences Frontier, 1996,3 (4):172~180 (in Chinese with English abstract).
- [9] Clayton R N, O'Neil J R. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. J. Geophys. Res., 1972. 77:3057~3067.
- [10] 徐步台, 夏安宁, 郑淑蕙, 等. 应用稳定同位素判别冶岭头金银矿床的成矿流体性质和来源[J]. 矿床地质, 1988,7(4):27~32.
- Xu Butai, Xia Anning, Zheng Shuhui, et al. Determination of the nature and source of ore fluid in Zhilingtou gold-silver deposit by stable isotopes [J]. Mineral Deposits, 1988,7(4):27~32 (in Chinese with English abstract).
- [11] 陈好寿. 同位素地球化学研究 [M]. 杭州: 浙江大学出版社, 1994. 119~136.
- Chen Haoshou. Research on Isotope Geochemistry [M]. Hangzhou: Zhejiang University Press, 1994.119~136(in Chinese).
- [12] 郑明华, 周渝峰, 刘建明, 等. 喷流型与浊流型层控金矿床[M]. 成都: 四川科学技术出版社, 1994.1~255.
- Zheng Minghua, Zhou Yufeng, Liu Jianming, et al. The Stratabound Gold Deposits of Exhalation Type and Turbidity Type [M]. Chengdu: Sichuan Press of Science and Technology, 1994. 1~255(in Chinese with English abstract).
- [13] 李泽琴, 陈尚迪, 王奖臻. 桂西金牙金矿微细浸染型金矿床同位素地球化学研究[J]. 矿物岩石, 1995,15(2):66~72.
- Li Zeqin, Chen Shangdi, Wang Jiangzhen. Isotope geochemistry of Jinya disseminated gold deposit in Western Guangxi [J]. Journal of Mineral and Petrology, 1995,15(2):66~72(in Chinese with English abstract).
- [14] 袁万春. 滇黔桂地区汞锑金砷等低温矿床组合碳、氢、硫同位素地球化学研究[J]. 矿物学报, 1997,17(4):422~426.
- Yuan Wanchun. et al. C,H,O and S isotope geochemistry of low temperature Hg, Sb, Au, and As deposits in the Yunnan - Guizhou-Guangxi area [J]. Acta Mineralogica Sinica, 1997,17(4): 422~426(in Chinese with English abstract).
- [15] Arehat G B. Characteristics and origin of sediment-hosted disseminated gold deposits: A review [J]. Ore Geology Reviews, 1996,11(6):383~403.
- [16] Mao Jinwen, Qiu Yumin, Goldfarb RJ, et al. Geology, distribution, and classification of gold deposits in the western Qinling belt, central China[J]. Mineralium Deposita, 2002,37:352~377.
- [17] 卢纪英, 李桦华, 张复新. 秦岭板块金矿床[M]. 西安: 陕西科学技术出版社, 2001.433.
- Lu Jiyong, Li Zuohua, Zhang Fuxin. Gold deposits in Western Qinling [M]. Xi'an: Shaanxi Science and Technology Publishing House, 2001.433(in Chinese).
- [18] 冯建忠, 汪东波, 王学明. 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(1):78~84.
- Feng Jianzhong, Wang Dongbo, Wang Xueming. Stable isotope geochemistry of three typical gold deposits in the West Qinling[J]. Geology in China, 2004, 31(1):78~84(in Chinese with English abstract).
- [19] 尚瑞钧, 严阵. 秦巴花岗岩 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1988.1~222.
- Shang Ruijun. Yanzhen. Granite in Qinba Area [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1988.1~222(in Chinese).
- [20] 张复新, 肖丽, 齐亚林. 卡林型-类卡林型金矿床勘查与研究回顾及展望[J]. 中国地质, 2004,31(4):407~412.
- Zhang Fuxin, Xiao Li, Qi Yalin. Exploration and study of Carlin and Carlin-like type gold deposits: review and prospect[J]. Geology in China, 2004, 31(4):407~412(in Chinese with English abstract).

Isotope geochemistry, chronology and genesis of the Yangshan gold deposit, Gansu

QI Jin-zhong¹, YANG Gui-cai¹, LI Li², FAN Yong-xiang³, LIU Wei³

(1. *Gold Geological Institute of CAPG, Langfang 065000, Hebei, China;*

2. *Geological Publishing House, Beijing 100083, China;*

3. *China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China)*

Abstract: The Yangshan gold deposit, located in the Sichuan-Shaanxi-Gansu border region, is a superlarge finely disseminated gold deposit recently found in China. δD and $\delta^{18}O_{H_2O}$ analysis of quartz veinlets in ores shows that the ore fluids of the deposit are dominated by magmatic water, and the $\delta^{34}S$ analysis of various sulfides indicates that sedimentary sulfur and magmatic sulfur coexist in the gold district and show significant difference in $\delta^{34}S$, while the sulfur in metal sulfides in the ores is mainly of magmatic origin. $\delta^{13}C$ analysis indicates that both magmogenic carbon and sedimentary carbon exist in the gold deposit. K-Ar, $^{39}Ar-^{40}Ar$, Rb-Sr and U-Pb isotopic datings show that plagiogranite porphyry dikes originated in the Early Jurassic, and in addition, Early Cretaceous and early Paleogene buried intrusions do also exist in the gold district and their related hydrothermal activities also exhibit the feature of repeated occurrence. Based on the data and other analyses, the authors further discuss the genesis of the deposit and think that: a sequence of hydrothermal carbonaceous, siliceous and argillaceous sediments formed in the area in the Devonian and gold was primarily concentrated in the process of regional low-grade metamorphism in the Indosinian metamorphism; afterwards multiple magmatic activities occurred in the district and their related ore fluids and materials migrated along the Anchanghe-Guayinba fault and were concentrated and stacked in favorable structural sites, thus resulting in the formation of the Yangshan gold deposit.

Key words: Yangshan gold deposit; stable isotope; mineralization age; genesis; Gansu

About the first author: QI Jin-zhong, male, born in 1965, Ph.D and senior engineer engaged in the structural geological and mineralogical study of gold deposits; E-mail: Qijinzhong@126.com.