文章编号:0258-7106 (2003) 01-0024-08

甘肃省文县阳山金矿床地质地球化学研究*

齐金忠[1] 袁士松[1] 李 莉[1] 范永香[2] 刘 伟[2] 高秋斌[2] 孙 彬[3]
郭俊华[3] 李志宏[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 中国地质大学,湖北 武汉 430074;
3 中国人民武装警察部队黄金第十二支队,四川 成都 027000)

摘 要 对阳山金矿床进行的地质学、地球化学研究表明,矿石中金主要以微细粒金(2~3 μm)包裹于毒砂、黄铁矿等矿物之中;矿石中 As、Sb 及有机碳含量较高,且 Au 与 Ag、As、Hg、Sb 等低温热液元素相关性明显。流体包裹体均一温度为 150~250 ℃,盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 1.6%~6.5%,流体包裹体成分以 H_2O 和 CO_2 为主,含少量 CO、CH_4、H_2。黄铁矿、辉锑矿 $\delta^{34}S$ 值为 -3.47‰~+13.23‰;石英 $\delta^{18}O$ 值为 -3.09‰~+0.41‰,δD 值为 -92.4‰~-62.9‰;全岩 $\delta^{13}C$ 值为 -2.19‰~-9.14‰,$\delta^{18}O$ 值为 -13.54‰~-9.06‰。反映了成矿流体为低温、低盐度热液,其组成以大气降水为主,并有岩浆热液参与,成矿物质来自泥盆系地层及燕山期岩浆岩体,矿床为受构造直接控制的、与沉积作用及燕山早期岩浆活动有成因联系的叠加改造型微细浸染型金矿床。

关键词 地球化学 微细浸染型 金矿床 地质特征 阳山

中图分类号:P618.51 **文献标识码**:A

阳山金矿床位于川陕甘交界地带,地理坐标为:东经 104°39′27″~104°40′50″,北纬 33°02′27″~33°03′06″。该区原以开采砂金为主,1997 年,武警黄金部队第十二支队在进行水系沉积物测量时发现了阳山金矿。目前,该矿床控制的金资源量已达到 108×10^3 kg,平均品位为 w_{Au} 5.64×10^{-6}。

关于微细浸染型(卡林型)金矿床,前人已进行过较多的研究,一般认为该类型金矿受构造(背斜、断裂)及有利岩层的共同控制(Radtke,1985❶;Berger,1991;Kuehn et al.,1995;Arehart,1996;Cize,1999;涂光炽等,2000;齐金忠等,2000;张复新等,2001;赵利青等,2001)。但对于岩浆活动与成矿作用的关系至今仍有争议,Radtke (1985)❶、Sillitoe 等(1990)、Berger(1991)、Maher 等(1993)等认为该类型金矿的形成与岩浆活动有关,而 Groff 等(1997)、Дchik 等(1997)则认为成矿作用与岩浆活动无关。笔者通过对阳山金矿床的地质特征以及元素地球化学、稀土元素地球化学、稳定同位素地球化学特征的研究,探讨了地层、构造以及岩浆活动对阳山金矿成矿作用的影响,并对阳山金矿床的成因进行了有意义的探索。

1 成矿地质背景

在大地构造位置上,研究区处于扬子板块以北、中朝板块以南、松藩-甘孜褶皱系以东的三角区内(图 1)。该区在早古生代为白龙江裂陷槽,接受了寒武系—志留系海相复理石沉积,加里东运动使裂陷槽闭合并转入相对稳定的浅海环境,形成了泥盆系—下三叠统碎屑岩和碳酸盐岩建造,中三叠世该区再度裂陷形成深海-半深海相复理石建造,印支运动使该区全面褶皱造山,并形成多地体拼贴的大地构造格架,而到燕山期—喜马拉雅期,区内构造运动表现为大规模的陆内推覆、走滑和地体不均匀的隆拗,并伴有较强烈的岩浆活动(阎升好等,2000)。

区内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、马家磨—魏家坝断裂、白马—临江断裂。阳

* 本文受武警黄金指挥部专项基金(编号:HJ0001)资助

第一作者简介:齐金忠,男,1965 年生,博士后,高级工程师,主要从事矿床地质学研究。

收稿日期 2002-03-28;改回日期 2002-08-05。张绮玲编辑。

❶ A. S. 拉德克. 1985. 卡林金矿地质. 季文明等译. 186 页(内部刊物).

http://www.kcdz.ac.cn/

山金矿床即位于安昌河—观音坝断裂带中,该断裂呈 NEE 走向,向北倾,倾角 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,金矿体主要赋存于这些次级层间剪切带或断裂中。

区内出露的地层主要有:元古界碧口群碳酸盐岩、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;石炭系、二叠系灰岩、白云岩、砂岩、板岩等。此外,还出露少量三叠系、侏罗系地层,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容矿围岩,其特征与杜乐天(1996)所描述的碳、硅泥质沉积岩较为一致,推测为一套热水沉积岩。

区内仅出露少量小岩株和岩脉,沿构造破碎带产出,其岩性包括中细粒斜长花岗斑岩、细粒黑云二长花岗斑岩、花岗细晶岩以及霏细斑岩等。岩石 $w(SiO_2)$ 为 69.85 % ~ 80.77 %(7 件样品),$w(K_2O + Na_2O)$ 为 3.17 % ~ 7.82 %,里特曼指数(RI)一般为0.3 ~ 0.4,属钙性系列。其中,斜长花岗斑岩脉在矿区出露最为广泛,与金矿体的关系也最为密切(金矿体一般产于斜长花岗斑岩脉的内外接触带附近)。

2　矿床地质特征

2.1　矿体地质特征

阳山金矿带东起固镇,西至堡子坝,全长 12 km,分为 4 个矿段,即阳山矿段、高楼山矿段、安坝矿段和葛条湾矿段,共发现金矿脉 49 条,其中规模最大的 305# 矿脉、314# 矿脉(地表未出露)均位于安坝矿段。

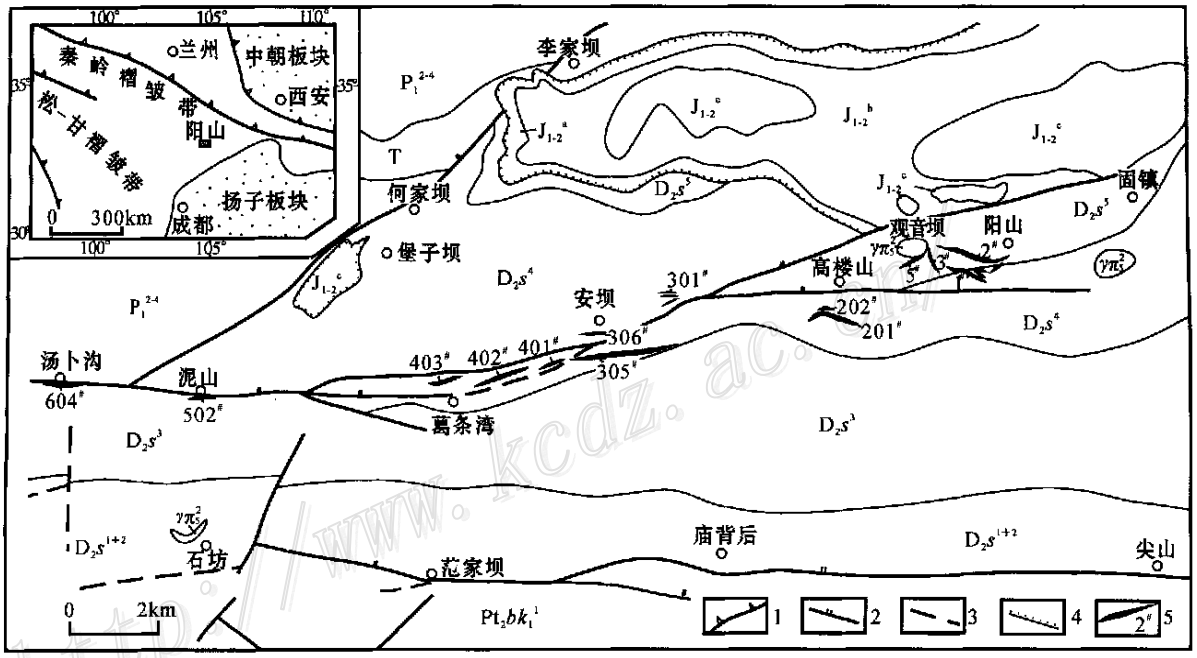


图 1　甘肃省文县阳山金矿带地质简图

J_{1-2}^{a}—下-中侏罗统红色砾岩;J_{1-2}^{b}—下-中侏罗统泥灰岩、页岩;J_{1-2}^{c}—下-中侏罗统黄色砾岩;T—三叠系砂岩、板岩;P_1^{2-4}—下二叠统中部四段板岩、灰岩;D_2s^5—中泥盆统三河口组五段灰岩;D_2s^4—中泥盆统三河口组四段千枚岩夹薄层灰岩;D_2s^3—中泥盆统三河口组三段灰岩、砂质板岩;D_2s^{1+2}—中泥盆统三河口组一、二段砂岩、板岩;$Pt_2bk_1^1$—中元古界碧口群下部一段灰岩、变质砂岩;$\gamma\pi_5^2$—燕山期斜长花岗斑岩;1—俯冲带;2—断层;3—推测断层;4—不整合界线;5—金矿化体及编号

Fig. 1　Geological map of the Yangshan gold orefield

J_{1-2}^{a}—Middle-Lower Jurassic red conglomerate; J_{1-2}^{b}—Middle-Lower Jurassic marl and shale; J_{1-2}^{c}—Middle-Lower Jurassic yellow conglomerate; T-Triassic sandstone and slate; P_1^{2-4}—Lower Permian slate and limestone; D_2s^5—Limestone of Middle Devonian Sanhekou Group; D_2s^4—Phyllite and limestone of Middle Devonian Sanhekou Group; D_2s^3—Limestone and slate of Middle Devonian Sanhekou Group; D_2s^{1-2}—Sandstone and slate of Middle Devonian Sanhekou Group; $Pt_2bk_1^1$—Limestone and metasandstone of Middle Proterozoic Bikou Group; $\gamma\pi_5^2$—Yanshanian plagiogranite; 1—Zone of subduction; 2—Fault; 3—Inferred fault; 4—Unconformity; 5—Gold orebody and its serial number

http://www.kcdz.ac.cn

305# 脉位于安坝复背斜南翼的构造破碎带中,由碎裂岩化、黄铁矿化千枚岩及斜长花岗斑岩组成,矿脉在平面上为舒缓波状,在剖面上为脉状,总体走向为 NEE 向,倾向 S,倾角 45 ~ 70°,仅圈定了 1 条矿体,长 1 800 m,控制斜深 440 m,平均厚度 5.58 m,平均品位为 5.64×10^{-6},计算金资源量为 56 133 kg。314# 脉平行于 305# 脉并位于其上盘,也圈出 1 条矿体,长 2 100 m,控制斜深 330 m,平均厚 5.61 m,平均品位 5.52×10^{-6},计算金资源量为 27 570 kg。

2.2 矿石特征

(1) 类型

矿区矿石按氧化程度可分为原生矿石和氧化矿石,以原生矿石为主。按矿石原岩类型又可分为蚀变砂岩型、蚀变千枚岩型、蚀变灰岩型和蚀变脉岩型等 4 种,其中以黄铁矿化蚀变千枚岩和黄铁矿化蚀变斜长花岗斑岩型矿石为主。

(2) 矿物成分

矿石中金属矿物种类较多,有自然金、银金矿、毒砂、黄铁矿、辉锑矿、钛铁矿、钒钛磁铁矿、磁铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、白铁矿、硫锑铅矿、钦锰矿、硬锰矿、褐铁矿等。其中主要为细粒(直径小于 2 mm) 黄铁矿和毒砂,毒砂含量略高于黄铁矿,其形成时间晚于黄铁矿,并常包裹黄铁矿。

镜下统计分析结果表明,矿石中金矿物以自然金为主,其次为银金矿。金矿物主要赋存于毒砂、褐铁矿、辉锑矿和粘土矿物中,有 3 种赋存状态:①主要以包裹体形式赋存于毒砂、褐铁矿和粘土矿物中,占镜下统计数的 75.46 %;②以裂隙金形式赋存于黄铁矿和褐铁矿的微裂隙中,占 11.82 %;③以粒间金形式赋存于粘土矿物中,占 12.72 %,金矿物粒度细,镜下见到的最大金矿物颗粒仅 5 ~ 6 μm,大部分在 2 ~ 3 μm 或更小。

电子探针分析结果表明,黄铁矿中 w_{Au}为 0 ~ 0.089 %(平均 0.045 %),毒砂中 w_{Au}为 0 ~ 0.031 %(平均 0.010 %),辉锑矿中 w_{Au}为 0 ~ 0.009 %(平均 0.003 %),显示大部分金呈微细粒金形式存在,而且,主要的载金矿物为黄铁矿和毒砂。

矿石中主要非金属矿物有石英、绢云母、方解石、白云石、长石,次有高岭土、绿泥石、叶腊石、绿帘石、重晶石、雄黄、石榴子石;微量矿物有锆石、电气石、透辉石、臭葱石、萤石等。

(3) 化学成分

多元素化学分析(表 1)结果表明:①矿石中除 Au 外,还含一定量的 Sb、Ag、Cu、Pb、Zn 等,但不具备综合利用价值;②矿石中 As、有机碳含量偏高;③原生矿石比氧化矿石的金品位要高,矿石由浅部向深部更富金,且 As、有机碳含量也随之升高。此外,对矿区 113 件样品微量元素化学分析结果进行了相关分析,Au 与 Ag、As、Sb、Hg 为正相关关系,相关系数分别为 0.58、0.56、0.32 和 0.33,显示成矿元素组合为一套与低温热液活动有关的元素组合。

2.3 围岩蚀变特征及成矿期次

矿床围岩蚀变主要有硅化、绢云母化、粘土化、碳酸盐化、黄铁矿化、毒砂化、褐铁矿化等,表现为浅成低温热液蚀变特征,其中绢云母化、粘土化、碳酸盐化在区内广泛发育。从矿体到围岩有一定的蚀变分带现象,表现为近矿部位硅化、黄铁矿化较强,而远矿部位粘土化、碳酸盐化较发育。

阳山金矿床的成矿期次可分为热液期和表生期,热液期又可分为 4 个成矿阶段,即无矿石英阶段(Ⅰ);石英-黄铁矿阶段(Ⅱ);石英-黄铁矿-毒砂阶段(Ⅲ)和石英-碳酸盐岩阶段(Ⅳ),其中Ⅱ、Ⅲ阶段为主要矿化阶段。

表 1 阳山金矿带矿石多元素化学分析结果

Table 1 Multi-element analyses of gold ore from the Yangshan gold deposit

矿石类型	w(B)/10^{-6}										w(B)/%			
	Au	Ag	Sb	Bi	Hg	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	As	Fe	S	$C_{有机}$
氧化矿石	5.41	0.1	299.0	0.53	1.17	17.5	38.6	41.7	34.9	10.8	0.61	3.06	0.18	0.08
氧化矿石	1.72	0.2	113.0	0.42	0.88	30.3	44.0	80.0	18.4	16.1	0.73	3.90	0.28	0.07
氧化矿石	0.54	0.4	22.1	0.22	0.83	29.0	59.3	82.4	32.2	19.7	0.68	3.98	0.22	0.10
氧化矿石	0.66	0.5	19.1	0.30	0.67	30.9	49.4	71.2	23.9	17.0	0.79	5.21	0.35	0.10
原生矿石	16.30	0.3	10.4	0.22	0.77	24.3	30.5	55.9	29.4	12.6	1.07	5.18	2.28	1.78
原生矿石	1.18	0.4	20.9	0.42	0.38	35.2	33.2	82.0	23.6	22.4	0.19	4.00	1.52	1.14
原生矿石	6.34	0.8	25.5	0.23	0.63	35.0	38.6	94.0	29.4	25.0	1.06	5.10	2.43	2.22

注:由西南冶金地质测试所用化学分析法分析。

3　矿床地球化学特征

3.1　研究方法

对阳山金矿床主要进行了流体包裹体地球化学、稀土元素地球化学以及 C、H、O、S 同位素地球化学研究。其中,显微测温分析在法国产 Chaix mic 冷热台(-180 ~ +600 ℃) 上进行,其精度为 ±0.2 ℃,流体包裹体成分采用热爆-超声波方法提取,包裹体气相组分用 SP-3420 气相色谱仪分析,其分析精度为 0.01 × 10^{-6},液相组分中阳离子用日立 180-80 AAS 原子吸收光谱进行分析,阴离子用日立 220 A 紫外/可见分光光度计进行分析,分析仪器的灵敏度为 0.01 × 10^{-6}。S、C、O、H 同位素均用德国产 MAT251 EM 质谱仪进行分析,分析精度为 ±0.2 ‰。

3.2　流体包裹体地球化学特征

将阳山金矿床中的安坝矿区黄铁矿化斜长花岗斑岩、黄铁矿化千枚岩中的脉石英和方解石样品磨成厚 0.15 mm 的光薄片并对其中的流体包裹体进行了观测,结果表明,石英及方解石中流体包裹体较多,直径一般为 3 ~ 5 μm。按照包裹体在室温下的相态将包裹体分为 4 类: Ⅰ型气液包裹体,室温下可见 L_{H_2O} + V_{H_2O}两个相态,气液比一般为 5 % ~ 10 %; Ⅱ型三相包裹体,室温下呈 L_{H_2O} + L_{CO_2} + V_{CO_2}三个相态,其中(L_{CO_2} + V_{CO_2}) / L_{H_2O}一般为 10 %左右,个别可达 30 %; Ⅲ型富液相 CO_2 两相包裹体,室温下呈两相(L_{CO_2} + V_{CO_2}) ; Ⅳ型纯液相包裹体,常温下仅见单一 L_{H_2O}相;其中以气液包裹体为主。

对 19 件样品的 62 个流体包裹体进行了显微测温分析,结果表明,流体包裹体均一温度范围为 105 ~ 310 ℃,主要集中于 150 ~ 250 ℃。流体包裹体盐度 w($NaCl_{eq}$) 为 1.6 % ~ 10.4 %,主要集中在 1.6 % ~ 6.5 %。显示成矿流体主要为低温、低盐度流体。

流体包裹体成分分析结果(表 2) 表明,气相成分以 H_2O 和 CO_2 为主,存在少量的还原气体 CH_4 和 H_2。液相组分中阳离子含量从高到低顺序低依次为 Na^+、K^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、Li^+,其中高楼山和安坝的 Li^+含量相对较高,而阴离子以富 Cl^-、贫 F^- 为特点,SO_4^{2-}、HCO_3^- 含量变化较大。

3.3　稀土元素地球化学特征

REE 分析结果表明(表 3) ,矿区不同岩石、矿石的 REE 含量变化较大,稀土总量 ΣREE 变化范围为 16.1 × 10^{-6} ~ 202.2 × 10^{-6}。其中,千枚岩的 ΣREE 含量最高,平均值达 152.0 × 10^{-6};其次是斜长花岗斑岩,平均值为 84.04 × 10^{-6};最低是石英脉,平均值仅为 25.45 × 10^{-6}(表 3) 。

REE 分布图呈较陡的向右倾斜的曲线,但平滑性差,呈浅谷 V 字型(图 2) ,δEu 为 0.08 ~ 0.83,显示弱-中等 Eu 异常,LREE/ HREE 为 4.57 ~ 17.96,表明轻稀土相对富集。总体而言,矿石或矿化石英细脉与千枚岩以及斜长花岗斑岩脉的 REE 组成模式较为相似,REE 分量吻合较好,反映矿石在一定程度上继承了围岩的物质成分。

3.4　稳定同位素地球化学特征

(1) 硫同位素组成

黄铁矿、辉锑矿硫同位素组成测试结果(表 4) 表明,阳山金矿床的矿石硫同位素组成以相对富集 ^{34}S,并且以离散性较大为特征($\delta^{34}S$ 为 -3.47 ‰ ~ +13.23 ‰) ,该特点与滇黔桂地区的金矿床相似(袁万春等,1997;贾大成等,2001) 。一般认为硫同位素组成较分散,成矿过程可能存在多个硫源。本区石英黄铁矿细脉的 $\delta^{34}S$ 接近矿化千枚岩,而辉锑矿的 $\delta^{34}S$ 接近于再平衡岩浆水热液矿床(-2 ‰ ~ +3 ‰,

表 2　流体包裹体成分分析结果一览表

Table 2　Chemical composition of fluid inclusions in the Yangshan gold deposit

矿物名称	位置	ρ(B) / 10^{-6}												
		H_2O	CO_2	CO	CH_4	H_2	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Li^+	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
石英	高楼山	1100.0	322.51	0.50	0.20	0.20	10.10	16.29	8.44	7.12	3.75	0.20	24.50	140.0	28.2
方解石	安坝	581.23	592.64	1.05	0.50	0.08	1.33	4.72	110.46	3.42	0.01	0.30	7.80	15.0	211.2
石英	安坝	1210.3	402.75	0.55	7.01	0.21	7.16	11.63	4.51	1.12	3.11	1.00	17.10	11.0	71.0
石英	葛条湾	801.5	558.55	0.65	5.57	0.16	0.79	2.40	1.16	0.37	0.025	0.25	4.95	5.0	14.1

注:宜昌矿产地质研究所利用采用热爆-超声波方法提取流体包裹体成分,包裹体气相组分用 SP-3420 气相色谱仪分析,分析精度为 0.01 × 10^{-6},液相组分中阳离子用日立 180-80 AAS 原子吸收光谱进行分析,阴离子用日立 220 A 紫外/可见分光光度计进行分析,分析仪器的灵敏度为 0.01 × 10^{-6}。

表 3 阳山金矿区岩矿石稀土元素分析结果($w_B/10^{-6}$)

Table 3 REE analyses of rocks and gold ore from the Yangshan gold deposit($w_B/10^{-6}$)

样号	岩石名称	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE
ZK035 - 7	斜长花岗斑岩	19.5	37.1	3.10	10.4	2.64	0.41	1.49	0.27	1.08	0.17	0.51	0.09	0.57	0.089	5.63	83.05
YS4 - 1	斜长花岗斑岩	14.2	29.6	2.72	9.62	2.63	0.46	2.15	0.39	2.62	0.54	1.53	0.24	1.40	0.22	16.7	85.07
YS4 - 2	千枚岩	19.2	36.6	3.37	12.7	3.44	0.58	2.61	0.48	2.71	0.42	1.10	0.20	1.32	0.18	16.9	101.8
ZK035 - 5	千枚岩	49.5	89.2	7.28	22.5	5.05	0.83	2.63	0.48	2.77	0.61	1.78	0.21	1.04	0.19	18.2	202.2
GL3	千枚岩型矿石	6.70	9.55	1.17	2.99	0.92	0.32	1.00	0.18	1.37	0.22	0.50	0.08	0.49	0.078	10.3	35.9
葛 1	石英脉	2.50	4.21	0.55	1.25	0.46	0.08	0.46	0.085	0.71	0.12	0.26	0.05	0.25	0.046	5.05	16.10
BT513	石英脉	5.48	9.47	0.96	2.62	0.84	0.31	1.13	0.20	1.43	0.23	0.50	0.08	0.49	0.078	10.8	34.8

注:宜昌矿产地质研究所测试,样品经碱溶、离子交换分离富集后用 ICP 光谱仪测试。

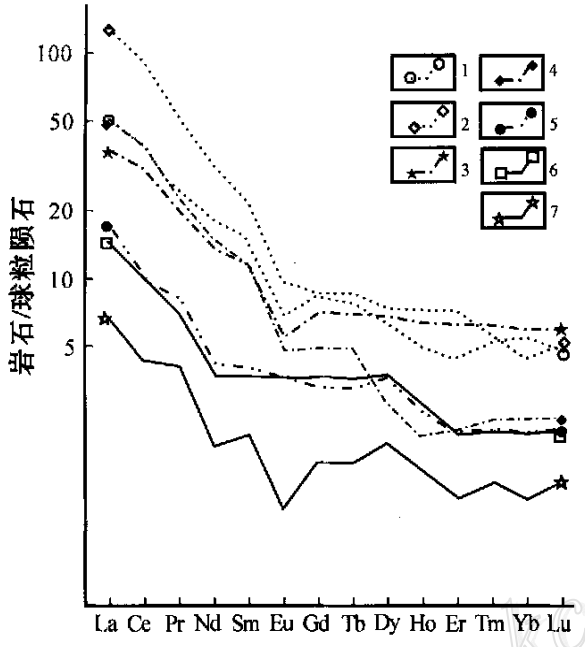


图 2 阳山金矿稀土配分模式

1 —千枚岩;2 —蚀变千枚岩;3 —斜长花岗斑岩;4 —蚀变花岗斑岩;5 —高楼山矿石;6 —安坝石英脉;7 —葛条湾石英脉

Fig.2 Chondrite-normalized REE patterns of rocks and ores from the Yangshan gold field

1 —Phyllite;2 —Altered phyllite;3 —Plagiogranite;4 —Altered plagiogranite;5 —Ore from Gaoloushan;6 —Quartz vein from Anba;7 —Quartz vein from Getiaowan

张理刚,1985),显示地层硫与岩浆硫均参与了成矿作用。

(2) 氢氧同位素组成

对矿石中黄铁矿石英细脉中石英进行氢氧同位素分析,结果表明,$\delta^{18}O_{石英}$为 - 3.23 ‰ ~ 0.41 ‰,δD 为 - 92.4 ‰ ~ - 62.9 ‰,按 Clayton(1972) 的公式($1\,000\ln\alpha = \delta^{18}O_{含水矿物} - \delta^{18}O_{H_2O} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.4$),计算获得的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 为 - 12.13 ‰ ~ - 8.48 ‰(表 4)。

在 δD-$\delta^{18}O_{H_2O}$图上(Taylor, 1979),本区矿石氢氧同位素组成投影点位于大气降水附近,而 δD 值接近世界不同地区岩浆水(- 50 ‰ ~ - 85 ‰),显示成矿热液以大气降水为主,而岩浆水在一定程度上也参与了成矿作用。该特点不同于美国卡林型金矿床,而与我国滇黔桂地区低温金矿床相似。

(3) 全岩碳氧同位素组成特征

本区全岩碳同位素组成见表 4,其中矿化方解石-石英脉 $\delta^{13}C$ 值为 - 2.19 ‰ ~ - 8.36 ‰,较为离散,据于津生等(1997) 的资料,岩浆来源的碳,$\delta^{13}C$ 值上限为 - 4 ‰,大于 - 4 ‰者暗示有沉积碳成分,据此认为本区碳的来源是多样的,比较接近于岩浆成因碳的分布范围。另外,矿化石英脉的 $\delta^{18}O$ 全岩值为 - 13.54 ‰ ~ - 9.06 ‰,接近斜长花岗斑岩脉 $\delta^{18}O$ 全岩值(- 9.77 ‰ ~ - 9.75 ‰),显示了成矿作用与岩浆活动有关。

4 矿床成因探讨

总之,阳山金矿为一微细浸染型低温热液金矿床,成矿元素组合为 Au,As,Sb 和 Hg,成矿流体为低温、低盐度流体,其组成以大气降水为主,并有岩浆水参与;硫同位素分析表明地层硫与岩浆硫均参与了成矿作用;碳、氧同位素分析结果也表明成矿作用与沉积岩及岩浆岩均有一定的成因联系。

从宏观上看,阳山金矿床受断裂控制,安昌河 — 观音坝断裂带控制了整个矿带及水系沉积物的异常展布,而工业矿体则受断裂带内次级断裂或层间剪切带的控制;赋矿的泥盆系是一套特殊的热水沉积岩,富硫、碳和有机质,同时金丰度也较高;矿床与侏罗纪早期岩浆活动密切相关。在空间上,矿体产于

http://www.kcdz.ac.cn

表 4　阳山金矿床稳定同位素分析结果一览表

Table 4　Stable isotope analyses of samples from the Yangshan gold deposit

样号	测定对象	t_h/ ℃	$\delta^{34}S$/ ‰	$\delta D_{包裹体}$/ ‰	$\delta^{18}O_{石英}$/ ‰	$\delta^{18}O_{H_2O}$/ ‰	$\delta^{13}C_{CO_2}$/ ‰	$\delta^{13}C_{全岩}$/ ‰	$\delta^{18}O_{全岩}$/ ‰
AB40	斜长花岗斑岩							- 9.14	- 9.77
* AB40	斜长花岗斑岩							- 9.09	- 9.75
402 # v	石英黄铁矿脉							- 2.19	- 13.54
ABl 1	石英黄铁矿脉		12.19					- 8.36	- 9.06
AB3	辉锑矿		- 3.28						
* AB3	辉锑矿		- 3.47						
ABl 7	矿化千枚岩		9.56						- 8.15
AB23	矿化千枚岩		13.23						
GL3	石英	240		- 91.3	- 3.23	- 12.13	- 15.41		
GL3	石英	240		- 92.4	- 3.09	- 11.99			
ZK47 - 1	方解石						2.60		
BTSl 3	石英	230		- 86.9	0.41	- 8.48	- 2.03		
葛 1	石英	240		- 62.9	- 1.25	- 10.15	- 1.72		

注:由中国地质科学院同位素研究与测试中心测试,S、C、O、H 同位素均用德国产 MAT251 EM 质谱仪进行分析(空白为未测),分析精度为 ±0.2 ‰,D、O 为 SMOW 标准,C 为 PDB 标准,S 为 CDT 标准。

斜长花岗斑岩脉的内外接触带附近,在时间上,阳山金矿床含金石英黄铁矿细脉中石英的 ^{40}Ar-^{39}Ar 同位素坪年龄为(195.31 ±0.86) Ma,等时线年龄为(190.71 ±2.37) Ma(相关系数 γ = 0.99972)❶,斜长花岗斑岩的 K-Ar 年龄为 171 ~ 209 Ma(5 件全岩样品平均为 189.4 Ma)❷,显示斜长花岗斑岩脉与矿石的形成时代基本一致。

阳山金矿床与我国滇黔桂地区以及西秦岭地区金矿床具有相似的地质地球化学特征。阳山金矿床与燕山早期斜长花岗斑岩有着极为密切的成因联系。阳山金矿床以微细粒浸染型金矿化为主,但局部存在后期叠加的石英黄铁矿脉状富矿;另外矿石中存在沉积成因的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促使阳山金矿床形成的重要因素。

因此,阳山金矿床是直接受构造控制的、与泥盆系地层有关的、受燕山早期岩浆热液改造的金矿床,即在泥盆纪本区沉积了一套金含量较高的碳、硅泥质地层,在沉积成岩及其后的区域浅变质过程中(印支期)金被初步富集,而与燕山早期岩浆活动有关的成矿热液叠加于其上,并使其中的金进一步活化、运移,在有利的构造部位富集成矿。

References

Arehart G B.1996. Characteristics and origin of sediment-hosted disseminated gold deposits: A review[J]. Ore Geology Reviews,11(6): 383 ~ 403.

Berger B R and Bagby W C.1991. The geology and origin of Carlin-type gold deposits[A]. In: Foster R P, ed. Gold metallogeny and exploration[C]. London: Chapman & Hall. 210 ~ 248.

Boyle R W.1979. The geochemistry of gold and its deposits[M]. Geological Survey of Canada Bulletin. 280, 584.

Cize A P. 1999. Organic alteration in hydrothermal sulfide ore deposits [J]. Econ. Geol., 94: 967 ~ 980.

Clayton R N and O' Neil J R. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. J. Geophys. Res., 77: 3057 ~ 3067.

Du L T.1996. The relationship between crust fluids and mantle fluids [J]. Earth Sciences Frontier, 3(4): 172 ~ 180 (in Chinese with English abstract).

Groff J A, Heizler M T, Mcintosh W C, et al.1997. ^{39}Ar-^{40}Ar dating and mineral paragenesis for Carlin type gold deposits along the Getchell Trend, Nevada: evidence for Cretaceous and Tertiary gold mineralization[J]. Econ. Geol., 92: 271 ~ 287.

Jia D C and Hu R Z. 2001. Analysis of genesis of Carlin-type gold de-

❶ 中国科学院地质与地球物理研究所同位素室桑海清测试,2001

❷ 中国地质调查局宜昌同位素研究与测试中心李华芹、朱家平测试, 2001

posits in Yunnan-Guizhou-Guangxi Triangle area[J]. Mineral Deposits,20(4):378~383(in Chinese with English abstract).

Kuehn C A and Rose A W.1995. Carlin gold deposits, Nevada: Origin in a deep zone of mixing between normally pressured and overpressured fluids[J]. Econ. Geol., 90:17~36.

Maher B J, Browne Q J and Mckee E H.1993. Constaints on the age of gold mineralization and metallogenesis in the Battle Mountain-Eureka mineral belt, Nevada[J]. Econ. Geol., 88:469~478.

Qi J Z and Li L.2000. Geological characteristics of the Shabaosi altered sandstone type gold deposit in North Da Hinggan mountains[J]. Mineral Deposits, 19(2):116~125 (in Chinese with English abstract).

Sillitoe R H and Bonham H F Jr.1990. Sediment-hosted gold deposits: Distal products of magmatic-hydrothermal systems[J]. Geology, 18(2):157~161.

Taylor H P. 1979. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits[A]. In: Barnes H L, ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits[C]. New York: Wiley Intersci. 236~277.

Tu G Z.2000. Superlarge mineral deposits in China[M]. Beijing: Science Press. 584p (in Chinese).

Yan S H, Wang A J and Gao L. 2000. Geological characteristics and genesis of the Dashui type gold deposits[J]. Mineral Deposits, 19(2):126~137 (in Chinese with English abstract).

Yu J S and Li Y B. 1997. Isotopical geochemical research in China[M]. Beijing: Science Press. 621p (in Chinese).

Yuan W C, Li Y S, Zhang G P, et al. 1997. 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, 17(4):422~426(in Chinese with English abstract).

Zhang F X, Ji J L and Long L L.2001. Comparative features of Carlin type gold deposits in the South Qinling and gold deposits in other areas[J]. Geological Review, 47(5):492~499(in Chinese with English abstract).

Zhang L G.1985. The application of the stable isotope to geology[M]. Xi'an: Shaanxi Sci. & Technol. Pub. House. 267p (in Chinese).

Zhao L Q and Feng Z Y.2001. Control of favorable lithology on Jinlongshan micro-fine disseminated gold deposits, southern Qinling Mountains[J]. Science in China (Series D),31(7):563~569.

Дchik R P and Barton M D. 1997. An amagmatic origin of Carlin-type gold deposits[J]. Econ. Geol., 92:271~287.

附中文参考文献

杜乐天. 1996. 地壳流体与地幔流体间的关系[J]. 地学前缘, 3(4):172~180.

贾大成, 胡瑞忠. 2001. 滇黔桂地区卡林型金矿床成因探讨[J]. 矿床地质, 20(4):378~383.

齐金忠, 李 莉. 2000. 大兴安岭北部砂宝斯蚀变岩型金矿地质特征[J]. 矿床地质, 19(2):116~125.

涂光炽. 2000. 中国超大型矿床[M], 北京: 科学出版社, 584.

阎升好, 王安建, 高 兰. 2000. 大水式金矿床地质特征及成因探讨[J]. 矿床地质, 19(2):126~137.

于津生, 李耀菘. 1997. 中国同位素地球化学研究[M], 北京: 科学出版社. 621p 页.

袁万春, 李院生, 张国平, 等. 1997. 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.

张复新, 季军良, 龙灵利, 等. 2001. 南秦岭卡林-似卡林型金矿床综合地质地球化学特征[J]. 地质论评, 47(5):492~499.

张理刚. 1985. 稳定同位素在地质科学中的应用[M], 西安: 陕西科学技术出版社. 267 页.

赵利青, 冯忠燕. 2001. 有利岩性对微细浸染型金矿化的控制作用-以南秦岭金龙山金矿带为例[J]. 中国科学(D辑), 31(7):563~569.

Geological and Geochemical Studies of Yangshan Gold Deposit, Gansu Province

QI JinZhong[1], YUAN ShiSong[1], LI Li[1], FAN YongXiang[2], LIU Wei[2], GAO QiuBin[2], SUN Bin[3], GUO JunHua[3], LI ZhiHong[3]

(1 Gold Geological Institute, China People's Armed Police Force, Langfang 065000, Hebei, China; 2 China university of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China; 3 The 12th Detachment of Gold Headquarters of China People's Armed Police Force, Chengdu 027000, Sichuan, China)

Abstract

The Yangshan gold deposit, located in south Gansu Province, is a superlarge fine-grained disseminated gold deposit discovered in 1997. Four known ore blocks of the deposit all occur in Devonian epimetamorphosed sand-

http://www.kcdz.ac.cn

stone, phyllite or limestone. The ore belt is controlled by Anchanghe-Guanyinba fault and its secondary faults. The orebodies, in lenticular or veinlike forms, are spatially and temporally related to plagiogranite. Pyrite and arsenopyrite are the main metallic minerals which usually contain micrograined native gold (2 ~ 3 μm. As, Sb and C contents of the ore are high, and Au shows positive correlation with epithermal ore elements such as Ag, As, Hg and Sb. Fluid inclusion study shows that the temperature of the ore fluid ranges mainly from 150 ℃ to 250 ℃, and the salinity mainly 1.6 % NaCl to 5 % NaCl. Gas components of the fluid are mainly H_2O and subordinately CO_2 with trace amounts of such components as CO, CH_4 and H_2. Isotope analysis shows that the scattered $\delta^{34}S$ values of pyrite and stibnite range from - 3.47 ‰ to + 13.23 ‰, $\delta^{18}O$ values of quartz from - 3.09 ‰ to + 0.41 ‰, δD values of quartz from - 92.4 ‰ to + 0.41 ‰, $\delta^{13}C$ values of the bulk rock from - 2.19 ‰ to - 9.14 ‰, and $\delta^{18}O$ values of the bulk rock from - 13.54 ‰ to - 9.06 ‰. These data indicate that the ore fluid is mainly meteoric water together with minor magmatic water, and that Devonian epimetamorphosed sediments and early Yanshanian plagiogranite are the ore source. Therefore, the Yangshan gold deposit is a superimposed fine-grained disseminated gold deposit directly controlled by faults and genetically related to Devonian sediments and early Yanshanian magmatic activities.

Key words: geochemistry, micro-dissemination type, gold deposit, geological features, Yangshan

973 建议项目“印度与亚洲大陆主碰撞带成矿作用”正式启动

中国地质科学院矿产资源研究所和中国科学院地质地球物理研究所联合申报的国家重点基础研究计划 973 建议项目“印度与亚洲大陆主碰撞带成矿作用”, 经过近一年的精心策划和认真准备, 先后通过 3 轮公开答辩, 终于从全国 120 余项建议项目中脱颖而出。目前, 该项目被科技部批准, 并于 12 月 27 日起正式启动。

本项目针对我国矿产资源的严峻形势, 围绕加快建立矿产资源战略储备基地、确保国家资源安全这一十分迫切的战略任务, 选择印度与亚洲大陆碰撞形成的“青藏高原”巨型成矿域, 抓住“巨型活动碰撞构造和现代成矿作用”这一地域优势和成矿特色, 以 Cu、Cr、Au、Ag、富 Pb-Zn 大型成矿系统为主要研究对象, 以陆-陆碰撞成矿作用研究为核心, 采用深反射地震探测、同位素精细定年、地球化学示踪、流体地质填图、动力学模拟、3S 资源评价等关键技术, 研究陆-陆碰撞过程的成矿约束机制和成矿动力学背景; 陆-陆碰撞成矿环境要素、成矿系统及大型矿床的形成过程; 陆-陆碰撞过程中矿床的改造过程与保存条件; 大陆碰撞带成矿预测的新理论与新方法。拟解决以下 4 个关键问题: ① 陆-陆碰撞详细过程与成矿耦合关系; ② 碰撞过程不同构造背景下的大型成矿系统三维结构; ③ 碰撞过程中的大规模岩浆-流体作用与矿质集聚过程; ④ 碰撞-隆升作用对已有矿床的改造过程。从深层次揭示大陆碰撞背景下的下地壳增厚与流动、岩石圈减薄与拆沉、上地壳伸展与滑移等关键地质过程与成矿系统和成矿作用的内在联系, 创建大陆碰撞成矿理论, 完善矿产资源预测评价体系, 寻求矿产勘查突破, 增进成矿预测能力。该项目的首席科学家为矿产资源研究所的侯增谦博士和中科院的王二七博士, 来自国土资源部、中科院、教育部等 19 个单位的 60 余名中青年学者(90 %为博士)将参加该项目研究, 计划 5 年(2002 ~ 2007)内完成。

矿产资源研究所科技处供稿