

陕西太白双王金矿床地质特征及稳定同位素地球化学研究

王可新^{1,2} 王建平¹ 刘家军¹ 曾祥涛^{1,2} 曹瑞荣³ 惠德峰³
程建军³ 张继林² 李志国² 李兴国² 鄂建新²

(1.中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室,北京 100083;2.中国黄金集团公司,北京 100011;
3.陕西太白黄金矿业有限责任公司,陕西 宝鸡 721607)

摘要:陕西双王金矿床位于西秦岭凤太矿集区东部,为一大型含金钠长角砾岩型金矿床。矿床赋存于上泥盆统星红铺组,为一套由钙质粉砂岩、粉砂质绢云板岩和灰岩组成的类复理石沉积建造。金矿体明显受角砾岩体控制,呈断续带状分布,矿石硫化物主要为黄铁矿,主要围岩蚀变类型为钠长石化。矿床稳定同位素地球化学特征研究表明:早阶段和主阶段成矿流体以岩浆热液和建造水的混合热液为主,晚阶段由岩浆热液向大气降水热液演化;碳主要来源于深部,并混有碳酸盐岩地层溶解形成的碳;硫具有地壳硫和岩浆硫混合来源的特征;铅的来源以上地壳为主,并混有少量地幔铅。结合区域地质构造背景,认为双王金矿床成矿作用与始于印支晚期的陆内碰撞造山作用有关,成矿过程经历了隐爆前的热液交代成矿期和隐爆后的热液充填成矿期,其中隐爆后的热液充填交代阶段是金矿床的主要成矿阶段,双王金矿床成因类型为隐爆角砾岩型金矿床。

关键词:地质特征;稳定同位素;成矿机制;双王金矿床;陕西

中图分类号:P618.51 **文献标志码:**A **文章编号:**1000-3657(2012)05-1359-16

西秦岭地区作为中国最大的卡林-类卡林型金矿省^[1],以其独特的地质构造演化和所蕴藏的丰富矿产资源,一直以来都为广大中外学者所瞩目^[2,3]。产于秦岭造山带中的双王金矿床位于陕西省宝鸡市太白县西南部,是陕西省第三地质队于 1975 年发现的一个含金钠长角砾岩型金矿床,因其成因类型的特殊性而引起广大地质工作者的广泛关注。前人对该矿床进行了较多的研究和勘查工作并取得了丰硕的成果^[4-10],使双王金矿的金金属量从最初陕西省第三地质队提交的 28.288 t 增至目前的近 300 t。前人研究认为成矿流体为岩浆热液、变质热液和大气降水热液的混合热液,但是就三者的演化顺序存在分歧;成矿物质主要来自赋矿围岩地层还是地壳深部或地

幔也存有争议。笔者在对双王金矿床地质特征研究基础上,通过对典型样品的稳定同位素组成分析,结合前人的同位素地球化学研究成果,来探讨成矿流体和成矿物质来源进而讨论成矿机制,这对于深化双王金矿床成因认识和指导该区进一步找矿勘查工作具有重要意义。

1 成矿地质背景

双王金矿床地处秦岭南麓,呈北西向展布于太白县王家楞至王家庄一带。大地构造位置属于中秦岭弧前盆地系^[12],位于商南—丹凤缝合带和凤镇—山阳区域性深大断裂带之间(图 1)。

矿区广泛出露泥盆纪浅海相粉砂质泥岩及碳酸

收稿日期:2012-01-14;改回日期:2012-07-18

基金项目:国家自然科学基金项目(41030423)和中国黄金集团公司科技项目“陕西省太白县双王金矿床地质特征、成矿规律及找矿靶区再研究”资助。

作者简介:王可新,男,1986年生,硕士生,矿物学、岩石学、矿床学专业,主要从事矿床地球化学研究工作;E-mail:wangkexin10209@163.com。

通讯作者:王建平,男,1972年生,副教授,矿物学、岩石学、矿床学专业,主要从事金属矿产资源的研究与教学工作;E-mail:jpwang@cugb.edu.cn。

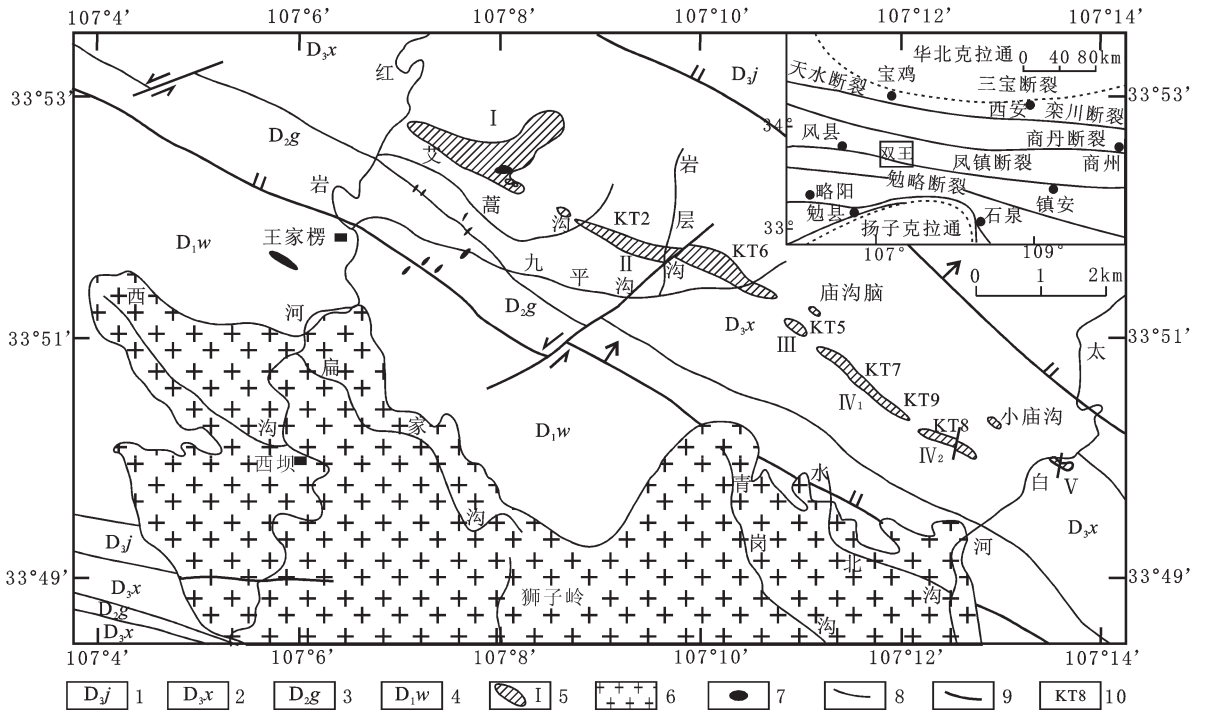


图1 陕西省双王金矿区地质简图(据石准立等(1989)^[10]修改)

1—上泥盆统九里坪组;2—上泥盆统星红铺组;3—中泥盆统古道岭组;4—下泥盆统王家楞组;5—含金角砾岩体及编号;6—西坝花岗岩质体;7—燕山期花岗岩斑岩;8—地层界线;9—断层;10—矿体编号

Fig.1 Sketch geological map of the Shuangwang gold deposit in Shaanxi Province(after Shi et al., 1989^[10])
1—Upper Devonian Jiuliping Formation; 2— Upper Devonian Xinghongpu Formation; 3— Middle Devonian Gudaoling Formation; 4— Lower Devonian Wangjialeng Formation; 5— Auriferous breccia body and its serial number; 6—Granitic body of Xiba; 7— Yanshanian granite porphyry; 8—Stratigraphic boundary; 9—Fault; 10—Ore body and its serial number

盐岩地层, 地层由新到老分别为上泥盆统九里坪组(D_{3j})和星红铺组(D_{3x})、中泥盆统古道岭组(D_{2g})、下泥盆统王家楞组(D_{1w})。王家楞组岩性主要为结晶灰岩、变质粉砂岩、砂质板岩互层;古道岭组为结晶灰岩、生物灰岩夹砂岩;星红铺组以变质粉砂岩、粉砂质绢云板岩、绢云板岩为主,下部夹结晶灰岩、钙质板岩,九里坪组为粉砂岩、板岩互层。含金角砾岩体主要位于星红铺组地层中(图1)。

区内总体构造线呈NW向,由一系列线状褶皱和断裂构成。主要褶皱构造为西坝复式背斜的次级背斜——银硐沟背斜,双王金矿床位于银硐沟背斜北翼。矿区断裂以NWW向为主,南北两侧分别为王家楞和修石崖断层,是区内主要控矿断裂,含金角砾岩带即位于其间。此外,矿区还发育一些近NS向的小规模成矿后断裂。

矿区范围内出露的最主要岩体为印支期中酸性西坝岩体。该岩体位于双王金矿区以南1~3 km,为多期岩浆活动形成的复式岩体,由印支早期的石英

二长闪长岩、花岗闪长岩和印支晚期的似斑状二长花岗岩组成,另在矿区内还可见零星分布的花岗斑岩和煌斑岩脉^[13]

2 矿床地质特征

2.1 含金钠长角砾岩体特征

双王含金钠长角砾岩体赋存于泥盆系星红铺组浅海相沉积地层中,矿区内大小不等的5个角砾岩体呈带状沿NW向断续分布于王家楞至王家庄一线,全长约11.5 km,宽4~500 m,延深超过700 m。角砾岩体总体走向为290°~310°,与地层呈低角度斜切关系,产状一般上缓下陡。同时,矿区局部地段有透镜状小角砾岩体出露,如:庙沟脑角砾岩体和小庙沟角砾岩体,其走向大致与主角砾岩带平行,位于主角砾岩带北部约1 km(图1)。

含金钠长角砾岩体中的角砾成分主要为浅棕黄色钠长石化粉砂质板岩和粉砂岩。角砾形态以不规则棱角状、板条状为主,大小悬殊,无分选性,具一定

的可拼接性。胶结物主要为多阶段热液活动产物,以钠长石、含铁白云石为主,其次有黄铁矿、方解石、石英等。

2.2 矿体特征

双王金矿床赋存于双王含金角砾岩带中,金矿化富集地段形成矿体,局部地段整个角砾岩体即为矿体。由西到东圈定出 KT2、KT6、KT5、KT7、KT9、KT8 等 6 个金矿体(图 1)。以红岩河和太白河的分水岭为界,将矿区分为东西两段,西段 2 个矿体以黄铁矿、钠长石、方解石、石膏、硬石膏胶结的角砾岩为主,金品位较低,矿体规模较小。东段 4 个矿体以铁白云石、钠长石、黄铁矿胶结的角砾岩为主,规模较大,金品位相对较高。其中以产于 IV 号角砾岩体中的 8 号矿体规模最大,研究程度最高,最新勘查成果表明:其总体倾向北北东,倾角 78°~85°,长约 633 m,

平均厚度 28.76 m,已控制垂深近 412 m,Au 平均品位 2.54×10^{-6} 。矿体平面形态呈带状,垂向上呈陡立似板状,呈“膝状”折曲摆动(图 2)。

野外地质观察发现,在 I 号角砾岩体内部、II 号角砾岩体西部 KT2 的 129 线附近、IV₂ 号角砾岩体 KT8 的 24 线附近见疏松破碎的岩粉状角砾岩产出,角砾成分主要为碳酸盐和硅质,并且在 I 号角砾岩体内见中酸性脉岩角砾,在 III 号角砾岩体 KT5 的 73~75 线附近有垮塌角砾岩产出(图 3)。以上 4 处热液活动较强烈,疑似为整个角砾岩带的 4 个热液活动中心。

2.3 矿石的矿物组合与结构构造

目前,已发现矿石中与热液成矿作用有关的矿物种类达 40 余种,包括自然元素、硫化物、硅酸盐、碳酸盐、氧化物和硫酸盐等。其中自然元素主要是自

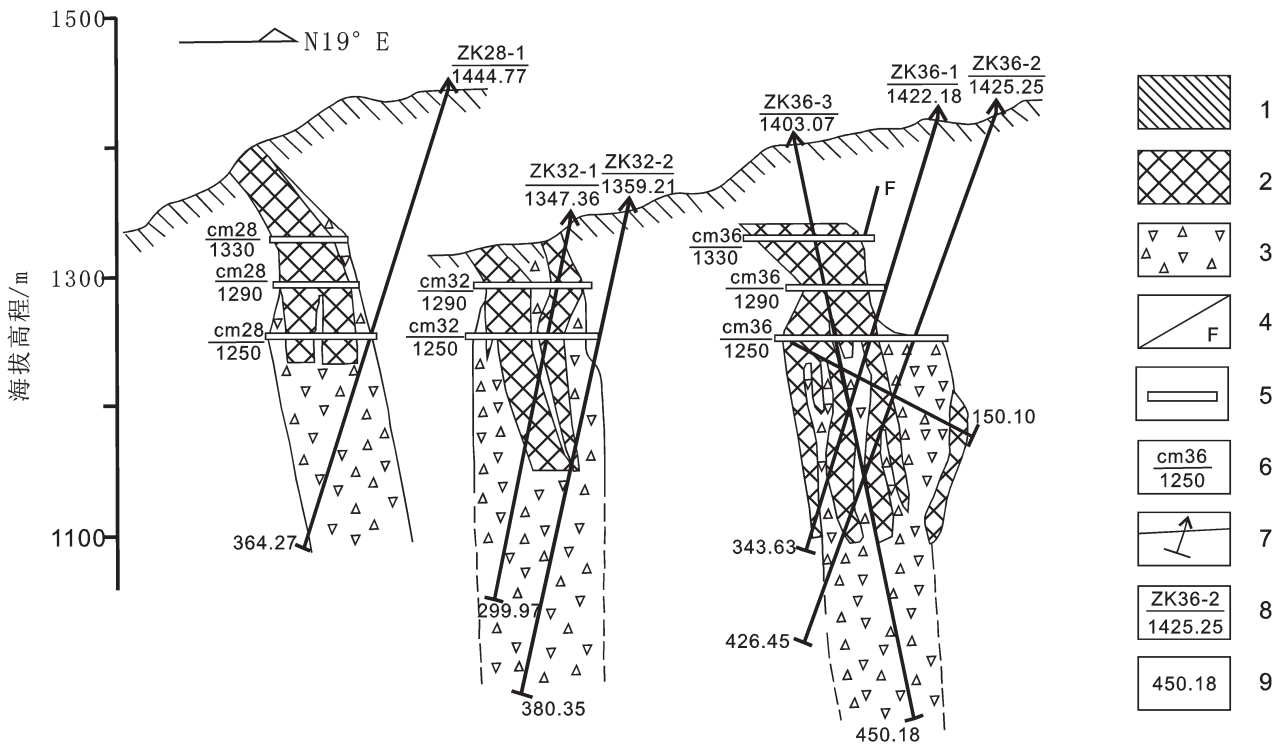


图 2 双王金矿床 KT8 部分勘探线剖面图(据石准立等^①)

1—中泥盆统星红铺组粉砂质绢云板岩;2—金矿体;3—金矿化角砾岩;4—断层;5—平硐;6—平硐位置;7—钻孔;8—钻孔编号及地表高程;9—孔深

Fig.2 Schematic section of the main ore body in the Shuangwang gold deposit, showing the development of gold mineralization in the upper part of the breccia zone(after Shi et al.,1993)

1—Middle Devonian Xinghongpu silty and sericite slate; 2—Gold ore body; 3—Breccia body with gold mineralization; 4—Fault; 5—Adit; 6—Adit; 7—Drill hole; 8—Serial number and altitude of drill hole; 9—depth of drill hole

①石准立,刘谨旋,金勤海.与碱性碳酸盐有关的双王金矿床[C]//地质矿产部秦巴科研项目办公室,陕西省地质矿产局秦巴金矿科研办公室.秦巴金矿论文集,1993:133-146.

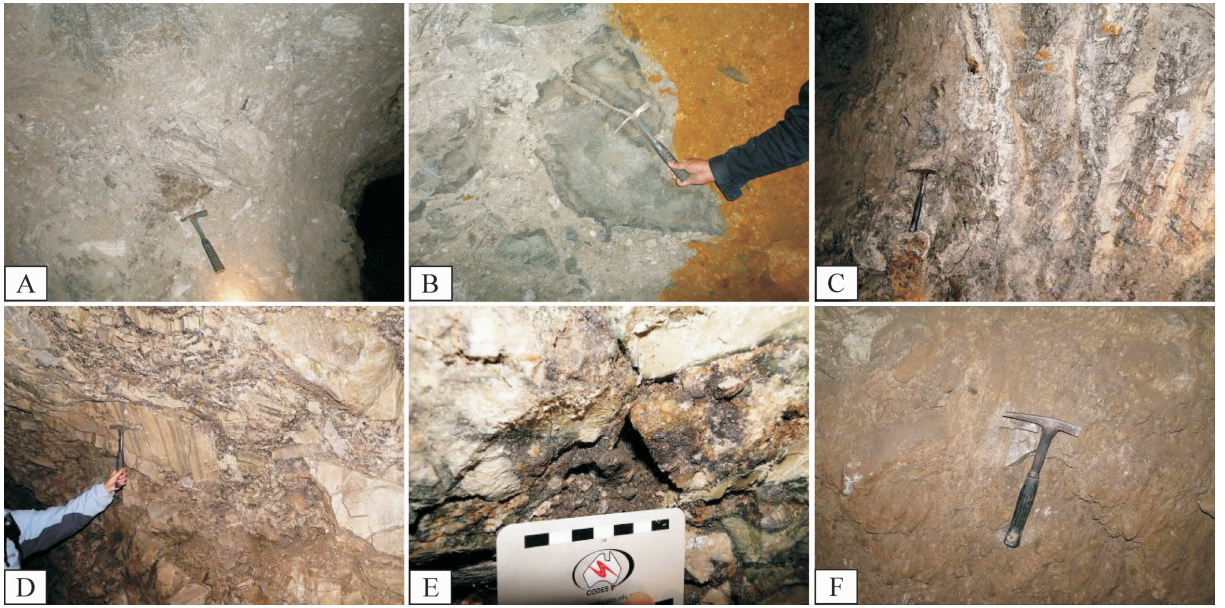


图 3 双王金矿床热液活动中心

A— I 号角砾岩体内部疏松破碎角砾岩;B— I 号角砾岩体内见中酸性脉岩角砾;C—KT2 的 129 线疏松破碎角砾岩;D—KT5 的 75 线垮塌角砾岩;E—垮塌角砾岩中类似热液喷口;F—KT8 的 24 线疏松破碎角砾岩

Fig. 2 The center of hydrothermal activity in the Shuangwang gold deposit

A—Loose and broken breccia in No. 1 breccia body; B—Blocks of intermediate-acid rock in No. 1 breccia body; C— Loose and broken breccia along No. 129 line of KT2; D—Falling breccia along No. 75 line of KT5; E— Hydrothermal vent in falling breccia;

F— Loose and broken breccia along No. 24 line of KT8

然金;硫化物包括黄铁矿、含镍黄铁矿、雌黄铁矿、黄铜矿、砷黝铜矿、毒砂等;硅酸盐主要包括钠长石、镁电气石等;碳酸盐主要包括含铁白云石、方解石等;氧化物主要包括石英、金红石、赤铁矿、磁铁矿等。黄铁矿是主要的载金矿物,其次为含铁白云石,Au 主要以独立矿物的形式、以充填的方式赋存于黄铁矿、含铁白云石晶体或晶粒内,以及它们的裂隙或粒间中。

矿石的结构主要有自形-半自形粒状结构、嵌晶结构、交代结构、包含结构、填隙结构、环带结构、碎斑结构等。矿石构造主要有角砾状构造、脉状-网脉状构造、团块状构造、浸染状构造、梳状构造等。

2.4 围岩蚀变

双王金矿床的围岩蚀变作用与热液成矿作用相伴,蚀变类型主要为钠长石化,并伴随有含铁白云石化、黄铁矿化和硅化等,这几种蚀变常常叠加伴生,一般简称为钠长石化。

钠长石化蚀变岩的分布仅局限于构造角砾岩带(体)的内部及其两侧。宏观上,主要表现为褪色现象,即绢云板岩、粉砂岩等浅变质的围岩或角砾岩块由深灰、灰绿、灰黄色逐渐过渡为灰白、灰黄色,直到

浅棕黄色、棕黄色。褪色带宽度从几厘米到几十厘米不等,褪色后的岩石虽然仍保留着原岩的层纹、斜层理等原生沉积构造,但岩石的物理性质、化学成分,以至矿物成分等均发生了系统的变化,形成了蚀变作用强度和蚀变岩石类型的分带。

2.5 成矿阶段的划分

双王金矿床是多期多阶段热液作用的产物,作者根据野外矿体宏观地质特征、矿脉穿插、矿石的矿物共生组合和包绕关系及交代关系,将双王金矿床划分为两大成矿期、4 个成矿阶段(图 4)。

隐爆前交代成矿期:

I 阶段,即钠长石-石英阶段,主要矿物有钠长石,其次为石英和铁白云石,含少量的黄铁矿。热液活动以钠长石交代为主,充填次之,表现为含钠热液对钙质粉砂岩、粉砂质绢云板岩和钠质岩的交代作用,为岩石网脉状角砾岩化提供了物化条件。

隐爆后充填成矿期:

II 阶段,即含铁白云石-黄铁矿阶段,该阶段热液活动强烈,持续时间长,影响范围广,主要矿物有含铁白云石、黄铁矿,其次为石英及钠长石,成矿作

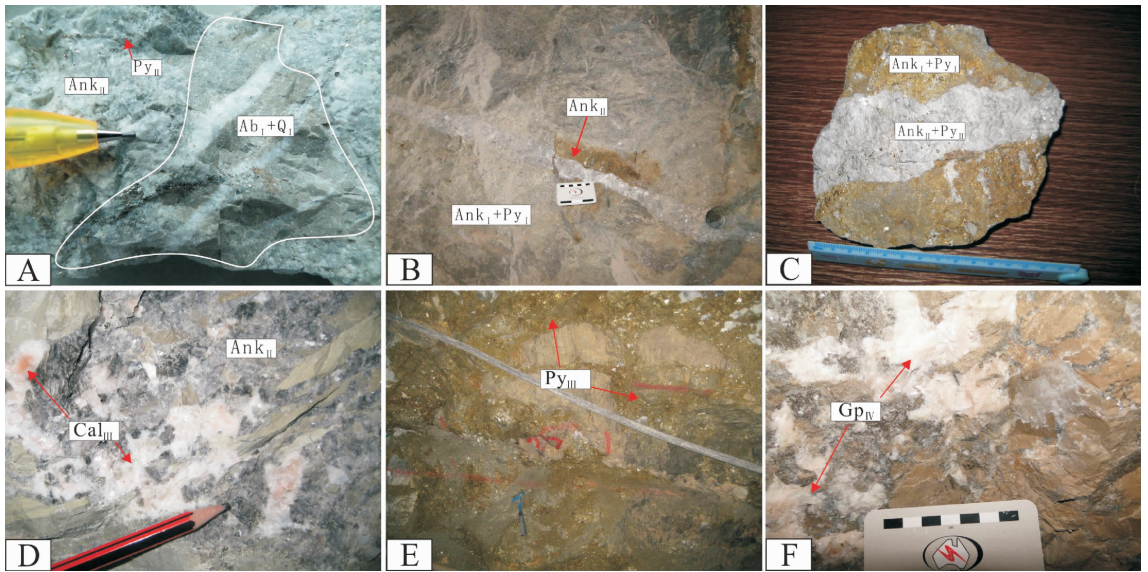


图 4 双王金矿床成矿阶段划分

A—阶段钠长石、石英被 II 阶段方解石包裹; B—I 阶段铁白云石和黄铁矿被 II 阶段铁白云石穿切; C—I 阶段铁白云石和黄铁矿被 II 阶段铁白云石和黄铁矿穿切(岩石标本); D—III 阶段方解石; E—III 阶段团块状黄铁矿; F—IV 阶段石膏

Fig.4 Metallogenic stages of the Shuangwang gold deposit

A— Albite and quartz of stage I wrapped by calcite of stage II; B—Ankerite and pyrite of stage I cut by ankerite of stage II;
C— Ankerite and pyrite of stage I cut by ankerite and pyrite of stage II (rock sample); D—Calcite of stage III;
E—Bulk pyrite of stage III; F—Gypsum of stage IV

用方式以充填为主,其次为交代作用。该阶段为矿床的主要成矿阶段,矿化最好。

III 阶段,即黄铁矿-方解石-石英阶段,主要形成黄铁矿、方解石、石英和少量铁白云石。该阶段热液活动以充填作用为主,交代作用次之,并且与早、中阶段叠加使矿化进一步富集,矿化较好。

IV 阶段,即萤石-迪开石-石膏(硬石膏)阶段,该阶段是以天水为主的低温热液活动阶段,主要矿物有萤石、迪开石、石膏、硬石膏等,主要出现于矿区西部。本阶段热液不含黄铁矿等硫化物,萤石、石膏等含金很少。

3 样品采集与分析方法

3.1 样品采集

作者采集了双王金矿区中 6 个矿体、外围 4 个角砾岩体的代表性样品有针对性地开展了碳、氢、氧、硫和铅同位素分析测试工作,测试样品中石英 4 件、铁白云石 15 件、方解石 6 件、黄铁矿 28 件、矿化角砾 3 件。此外,还系统地收集了前人有关该矿床矿石、地层和岩体的相关同位素数据。

3.2 分析方法

石英的氢-氧同位素测试工作在核工业北京地

质研究院分析测试研究中心完成。氢同位素分析采用爆裂法,首先将挑选出的石英单矿物样品在 250℃ 条件下烘烤,去除矿物表面的吸附水,然后用爆裂法释放出流体包裹体中的水,最后,用锌置换水中的氢并送质谱分析测试。石英中氧同位素分析采用 BrF_5 法,首先将纯净的石英样品分别与 BrF_5 反应 15 h,萃取氧,分离出的氧进入 CO_2 转化系统,温度为 700℃,反应 12 min,最后收集 CO_2 送质谱分析测试。测试所用的质谱型号为 MAT-253,采用 SMOW 标准,氢同位素测试精度为 $\pm 2\%$,氧同位素测试精度为 $\pm 0.2\%$,分析结果见表 1。

铁白云石、方解石和矿化角砾的碳-氧同位素测试分析由中国地质大学(北京)地学实验中心完成。首先将铁白云石、方解石单矿物颗粒和碳酸盐岩全岩粉碎至 200 目,低温烘干,然后放入容器,注入 100% 纯磷酸,在 90℃ 条件下反应 2 h,将得到的 CO_2 气体经简单提纯后,送 IRMS(Isoprime)质谱仪上分析测试。经质量分馏校正后,数据以 PDB 标准给出, $\delta^{18}\text{O}$ 值用 Fridman^[14] 的平衡方程 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 1.03086 \delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} + 30.86$ 换算为 SMOW 标准,分析结果见表 1。

矿石硫化物的硫同位素测试工作由中国地质大

表 1 双王金矿区成矿流体的碳-氢-氧同位素组成(‰)
 Table 1 Carbon, hydrogen and oxygen isotopic data from minerals and their fluid inclusions of the Shuangwang gold deposit

阶段 样品号	测试对象	$\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}$	$\delta \text{D}_{\text{w}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	均一温度/℃	资料来源
I 阶段							
YDZ21	钠长石	17.40	13.22	-103.9		346	[10]
24	钠长石	16.51	12.33	-124.3		346	[10]
W-21	钠长石	18.26	14.05	-70.9		345	[5]
36	石英	19.90	15.84	-92		400	[10]
23	石英	19.57	15.51	-71.6		400	[10]
II 阶段							
YDZ28	铁白云石	15.06	8.32	-62.2	-4.47	350	[10]
S84276	铁白云石	15.44	8.70	-76.7	-6.26	350	[10]
T071	铁白云石	17.95	11.21		-5.76	350	[8]
T302	铁白云石	19.37	12.63		-5.94	350	[8]
T409	铁白云石	17.55	10.81		-5.20	350	[8]
T419	铁白云石	18.51	11.77		-6.11	350	[8]
Sh-1	铁白云石	18.70	8.28	-64	-6.50	245	[6]
Sh-2	铁白云石	18.70	10.89	-63	-6.30	313	[6]
Sh-6	铁白云石	17.50	10.40	-73	-6.40	337	[6]
Sh-7	铁白云石	18.70	11.83	-76	-6.90	345	[6]
Sh-8	铁白云石	18.30	11.43	-75	-6.00	345	[6]
Sh-12	铁白云石	17.90	9.24	-63	-6.50	288	[6]
Sh-15	铁白云石	18.10	11.52	-62	-5.60	356	[6]
Sh-19-2	铁白云石	18.20	10.42	-72	-6.80	314	[6]
Sh-21-1	铁白云石	18.30	10.74	-60	-6.20	321	[6]
Sh-22	铁白云石	17.90	10.78	-69	-6.20	336	[6]
Sh-24	铁白云石	16.50	9.38	-69	-7.00	336	[6]
Sh-25	铁白云石	16.70	9.58	-74	-6.20	336	[6]
Sh-30	铁白云石	16.30	7.60	-65	-7.80	287	[6]
Sh-31	铁白云石	16.00	7.30	-60	-14.40	287	[6]
Sh-33	铁白云石	19.00	10.83	-69	-11.50	302	[6]
Sh-34	铁白云石	16.40	8.23	-64	-14.00	302	[6]
Sh-9	铁白云石	18.60	11.73	-69	-7.40	345	[6]
1-9	铁白云石	18.46	12.68	-69	-4.68	390	[5]
001-1	铁白云石	18.82	13.04	-66.1	-5.17	390	[5]
1330CM13-2	铁白云石	18.18	11.44		-7.24	350	本文
1420CM43-1	铁白云石	19.02	12.28		-8.13	350	本文
1550CM127-1	铁白云石	16.52	9.78		-7.20	350	本文
1600CM141-4	铁白云石	12.81	6.07		-4.35	350	本文
1600CM187-3	铁白云石	16.87	10.13		-6.11	350	本文
1690CM67-5	铁白云石	18.77	12.03		-6.69	350	本文
2CM00-1	铁白云石	17.78	11.04		-5.96	350	本文
3CM36-2	铁白云石	18.14	11.40		-6.15	350	本文
4CM18-3	铁白云石	18.31	11.57		-7.32	350	本文
4CM26-3	铁白云石	18.29	11.55		-6.92	350	本文
4CM44-5	铁白云石	18.74	12.00		-7.87	350	本文

续表 1

阶段 样品号	测试对象	$\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}$	δD_{w}	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	均一温度/°C	资料来源
AHG-3	铁白云石	20.21	13.46		0.68	350	本文
1CM44-1	铁白云石	18.99	12.25		-7.46	350	本文
V-2	铁白云石	18.79	12.05		-6.16	350	本文
XMG-3	铁白云石	17.86	11.12		-7.14	350	本文
31	石英	17.78	12.48	-65.3		350	[10]
S85 181	石英	19.26	13.96	-65.4		350	[10]
III阶段							
YDZ22	方解石	14.86	10.59	-70	-6.46	350	[10]
西实	方解石	15.34	11.07		-6.72	350	[10]
413	方解石	7.50	3.23		-0.03	350	[10]
414	方解石	9.87	5.60		-0.28	350	[10]
T025	方解石	14.79	7.52		-6.39	250	[8]
T585	方解石	15.04	7.77		-4.65	250	[8]
sh-16	方解石	8.60	1.52	-62	-4.90	255	[6]
sh-21-2	方解石	7.60	0.52	-60	-4.50	255	[6]
sh-26	方解石	6.30	-0.78	-74	-1.80	255	[6]
W-1	方解石	14.21	7.68	-63.2	-4.63	270	[5]
NE-2	方解石	8.73	2.20	-72.4	-4.23	270	[5]
1420CM79-1	方解石	8.58	1.31		-3.15	250	本文
1520CM75-1	方解石	7.47	0.20		-2.89	250	本文
1520CM75-2	方解石	7.37	0.10		-2.25	250	本文
1600CM159-3	方解石	7.77	0.50		0.19	250	本文
1600CM75-1	方解石	8.72	1.46		-0.35	250	本文
V-4	方解石	13.38	6.12		0.51	250	本文
1550-127-1	石英	19.50	9.55	-90.2		230	本文
XMG-1	石英	19.60	9.65	-83.4		230	本文
MGN-4	石英	18.80	8.85	-88.6		230	本文
V-8	石英	18.40	7.90	-90.6		220	本文
Sh-10	石英	17.10	8.38	-70		255	[6]
Sh-11	石英	17.50	8.78	-66		255	[6]
Sh-23	石英	10.60	1.88	-68		255	[6]
Sh-28	石英	18.20	9.48	-70		255	[6]
Sh-31	石英	18.60	6.97	-65		201	[6]
IV							
YDZ26	硬石膏	9.03	-7.63	-32.6		110	[10]
矿化角砾							
2CM20-1	矿化角砾	17.03			-4.11		本文
3CM24-1	矿化角砾	17.52			-3.07		本文
1550CM129-1	矿化角砾	19.55			-5.07		本文

注:①表中与钠长石、石英、铁白云石、方解石平衡的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}$ 值系笔者根据以下公式重新计算得出: $1000\ln\alpha$ 碱性长石-水 $=2.91\times 10^6/T^2-3.41$ [22]; $1000\ln\alpha$ 石英-水 $=3.38\times 10^6/T^2-3.40$ [23]; $1000\ln\alpha$ 铁白云石-水 $=3.2\times 10^6/T^2-1.5$, $300\sim 510^\circ\text{C}$ [24]; $1000\ln\alpha$ 铁白云石-水 $=3.06\times 10^6/T^2-3.24$, $252\sim 295^\circ\text{C}$ [25]; $1000\ln\alpha$ 方解石-水 $=2.78\times 10^6/T^2-2.89$ [26]。②本文中的数据计算所用的温度为实测的包裹体均一温度的峰值温度, T 为热力学温度。

学(北京)地学实验中心完成。检测的依据和标准为 DZ/T0184.14-1997 硫化物中硫同位素组成的测定, 利用的测试仪器型号为稳定同位素质谱仪 IRMS(Isoprime), 分析精度 $\delta^{34}\text{S} \leq 0.2\text{‰}$, 分析结果见表 2。

矿石硫化物的铅同位素测试工作由核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。测试首先称取适量样品用混合酸(HF+HClO₄)将单矿物分解, 然后用树脂交换法分离出铅, 蒸干后用热表面电离质谱法进行铅同位素测量, 测试温度为 20℃, 相对湿度

为 20%, 检测方法和依据为 GB/T17672-1999《岩石中铅铋钨同位素测定方法》, 测试误差以 2σ 计。分析结果见表 3。

4 结果与讨论

4.1 氢-氧同位素基本特征

氢-氧同位素组成是成矿流体来源及其演化的指示剂。由表 1 可以看出: I 阶段钠长石的 δD_w 值为 $-103.9\text{‰} \sim -70.9\text{‰}$, 与之平衡的包裹体水的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值为 $12.33\text{‰} \sim 14.05\text{‰}$ (平均 13.20‰), I 阶段

表 2 双王金矿区硫化物硫同位素组成

Table 2 Sulfur isotope compositions of sulfides from the Shuangwang gold deposit

序号	样品号	岩性	测试矿物	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$	资料来源
1	T16	二长花岗岩	黄铁矿	+5.3	[10]
2	T17	二长花岗岩	黄铁矿	+6.1	[10]
3	T52	石英二长闪长岩	黄铁矿	+3.8	[10]
4	YDZ18	石英二长闪长岩	黄铁矿	+4.84	[10]
5		近矿围岩	黄铁矿	-1.7	[11]
6		近矿围岩	黄铁矿	-2.1	[11]
7		近矿围岩	黄铁矿	-6.55	[11]
8	T13	近矿围岩	黄铁矿	+10.3	[10]
9	T54	近矿围岩	黄铁矿	+5.7	[10]
10	T65	近矿围岩	黄铁矿	+13.5	[10]
11	T66	近矿围岩	黄铁矿	+13.8	[10]
12	T67	近矿围岩	黄铁矿	+9.9	[10]
13		近矿围岩	黄铁矿	+14.9	[11]
14	T15	交代钠长岩角砾	黄铁矿	+11.6	[10]
15	T18	交代钠长岩角砾	黄铁矿	+8.7	[10]
16	T53	交代钠长岩角砾	黄铁矿	+4.78	[10]
17	T72	交代钠长岩角砾	黄铁矿	+9.25	[10]
18	T64	交代钠长岩角砾	黄铁矿	+10.78	[10]
19	1100CM32-1	角砾状矿石	黄铁矿	+9.68	本文
20	1420CM43-1	角砾状矿石	黄铁矿	+13.51	本文
21	1600CM141-4	角砾状矿石	黄铁矿	+11.93	本文
22	1600CM75-1	角砾状矿石	黄铁矿	+12.97	本文
23	2-1550-129-4	角砾状矿石	黄铁矿	+13.94	本文
24	2-1600-187-2	角砾状矿石	黄铁矿	+11.44	本文
25	2-1600-73-1	角砾状矿石	黄铁矿	+12.86	本文
26	2-1670-75-1	角砾状矿石	黄铁矿	+12.00	本文
27	2-3-20-1	角砾状矿石	黄铁矿	+10.77	本文
28	1330CM13-1	角砾状矿石	黄铁矿	+11.97	本文
29	4CM18-3	角砾状矿石	黄铁矿	+11.51	本文
30	4CM38-2	角砾状矿石	黄铁矿	+9.82	本文
31	AHG-5	角砾状矿石	黄铁矿	+14.87	本文

续表 2

序号	样品号	岩性	测试矿物	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$	资料来源
32	MGN-2	角砾状矿石	黄铁矿	+9.25	本文
33	XMG-3	角砾状矿石	黄铁矿	+13.75	本文
34	V-1	角砾状矿石	黄铁矿	+10.83	本文
35	V-9	角砾状矿石	黄铁矿	+8.29	本文
38	T24	角砾状矿石	黄铁矿	+14.81	[10]
39	T49	角砾状矿石	黄铁矿	+9.47	[10]
40	T60	角砾状矿石	黄铁矿	+12.3	[10]
41	T57	角砾状矿石	黄铁矿	+2.6	[10]
42	T63	角砾状矿石	黄铁矿	+4.4	[10]
43	YDZ1	角砾状矿石	黄铁矿	+10.48	[10]
44	西实	角砾状矿石	黄铁矿	+12.91	[10]
45	T69	角砾状矿石	黄铁矿	+8.751	[10]
46	YDZ4	角砾状矿石	黄铁矿	+11.54	[10]
47	T70	角砾状矿石	黄铁矿	+10.03	[10]
48	T215	角砾状矿石	黄铁矿	+8.7	[8]
49	T221	角砾状矿石	黄铁矿	+6.5	[8]
50	T222	角砾状矿石	黄铁矿	+7.1	[8]
51	T245	角砾状矿石	黄铁矿	+7.6	[8]
52	T249	角砾状矿石	黄铁矿	+7.8	[8]
53	T036	角砾状矿石	黄铁矿	+7.4	[8]
54	T025	角砾状矿石	黄铁矿	+9.5	[8]
55	T027b	角砾状矿石	黄铁矿	+11.6	[8]
56	T12	角砾状矿石	黄铁矿	+8.0	[10]
57	西实	角砾状矿石	黄铁矿	+11.21	[10]
58	T51	角砾状矿石	黄铁矿	+9.47	[10]
59	T19	角砾状矿石	黄铁矿	+8.8	[10]
60	T20	角砾状矿石	黄铁矿	+8.3	[10]
61	YDZ 20	角砾状矿石	黄铁矿	+8.48	[10]
62	西实	角砾状矿石	黄铁矿	+10.47	[10]
63	YDZ35	角砾状矿石	黄铁矿	+10.53	[10]
64	T68	角砾状矿石	黄铁矿	+10.839	[10]
65	YDZ2	角砾状矿石	黄铁矿	+7.93	[10]
66	T71	角砾状矿石	黄铁矿	+9.625	[10]
67	YDZ3	角砾状矿石	黄铁矿	+11.26	[10]
68		角砾状矿石	黄铁矿	+8.7	[11]
69		角砾状矿石	黄铁矿	+10.78	[10]
70		角砾状矿石	黄铁矿	+4.78	[10]
71		角砾状矿石	黄铁矿	+4.4	[10]
72	YDZ26	角砾状矿石	硬石膏	+26.43	[10]
73	西实	角砾状矿石	硬石膏	+25.21	[10]

注:本文数据由中国地质大学(北京)地学实验中心测试。

表 3 双王金矿区硫化物的铅同位素组成

Table 3 Lead isotope compositions of sulfides from the Shuangwang gold deposit

序号	样品号	测试矿物	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	资料来源
1	4CM38-2	黄铁矿	39.192	15.673	19.633	
2	4CM18-3	黄铁矿	38.970	15.644	19.027	
3	3CM44-6	黄铁矿	38.833	15.632	18.856	
4	2CM32-4	黄铁矿	39.765	15.627	19.296	
5	2CM00-1	黄铁矿	39.248	15.640	18.948	
6	1330CM13-1	黄铁矿	39.041	15.624	18.790	
7	1420CM43-1	黄铁矿	38.627	15.597	18.391	本文
8	1670CM75-2	黄铁矿	38.788	15.637	18.832	
9	1600CM173-2	黄铁矿	38.857	15.631	18.673	
10	1550CM157-2	黄铁矿	38.879	15.643	18.682	
11	1550CM147-4	黄铁矿	38.588	15.593	18.430	
12	1600CM141-4	黄铁矿	38.943	15.652	18.854	
13	KT11	黄铁矿	38.142	15.577	18.116	
14	KT5	黄铁矿	39.949	15.666	19.016	
15	KT8	黄铁矿	39.177	15.720	20.020	
16	石英二长闪长岩	钾长石	37.808	15.506	17.674	[10]
17	石英二长闪长岩	斜长石	37.977	15.552	17.742	
18	二长花岗岩	钾长石	37.744	15.473	17.782	
19	二长花岗岩	斜长石	37.997	15.529	17.894	
20	泥盆系	黄铁矿	36.931	15.423	17.370	[28]

注:本文数据由核工业北京地质研究院分析测试研究中心测试。

石英的 δD_w 值为 $-92\text{‰} \sim -71.6\text{‰}$, 与之平衡的包裹体水的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值为 $15.51\text{‰} \sim 15.84\text{‰}$ (平均 15.68‰), I 阶段成矿流体具有变质水的特征。II 阶段铁白云石的 δD_w 值为 $-76.7\text{‰} \sim -60\text{‰}$, 与之平衡的包裹体水的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值为 $6.07\text{‰} \sim 13.46\text{‰}$ (平均 10.69‰), 低于 I 阶段成矿流体的氧同位素值, 氢同位素略偏高, II 阶段石英的 δD_w 值为 $-65.4\text{‰} \sim -65.3\text{‰}$, 与之平衡的包裹体水的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值为 $12.48\text{‰} \sim 13.96\text{‰}$ (平均 13.22‰), 高于 I 阶段成矿流体的氢同位素值, II 阶段成矿流体具有岩浆水和变质水的特征。III 阶段与方解石平衡的包裹体水的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值为 $-0.78\text{‰} \sim 12.01\text{‰}$ (平均 5.16‰), 与石英平衡的包裹体水的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值为 $1.88\text{‰} \sim 9.65\text{‰}$ (平均 7.94‰), 显示岩浆水的特征, 略向大气降水线偏移。IV 阶段硬石膏的 δD_w 值为 -32.6‰ , 与之平衡的包裹体水的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 值为 -7.63‰ , 显示大气降水的特征。在图 5 中, 成矿流体从早阶段变质水热液, 经主阶段岩浆水和变质水的混合热液, 向晚阶段岩浆水热液方向演化, 并逐步向大气降水线漂移。

4.2 碳-氧同位素基本特征

表 1 显示双王金矿区铁白云石的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-14.4\text{‰} \sim 0.68\text{‰}$ (均值 -6.60‰), 多数位于 $-7.89\text{‰} \sim -5.06\text{‰}$ 范围内; $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为 $12.81\text{‰} \sim 20.21\text{‰}$ (均值 18.01‰)。方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-6.72\text{‰} \sim 0.51\text{‰}$ (均值 -2.78‰); $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为 $6.30\text{‰} \sim 17.96\text{‰}$ (均值 10.99‰)。矿化角砾的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-3.07\text{‰} \sim -5.07\text{‰}$ (均值 -4.08‰); $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为 $17.03\text{‰} \sim 19.55\text{‰}$ (均值 18.03‰)。铁白云石的 $\delta^{13}\text{C}$ 与 Hoefs^[16]界定的地幔来源碳同位素范围 ($-5\text{‰} \sim -7\text{‰}$)、与 Faure^[17]界定的地壳来源碳同位素范围 (-7‰) 有较大范围的重合, 与 Keith 等^[18]界定的海相碳酸盐岩范围 ($-1\text{‰} \sim 2\text{‰}$, 平均 0‰) 有部分重叠, 且大于 Schidlowski^[19]界定的有机质来源碳同位素范围 (-27‰); 方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 与火成岩和海相碳酸盐岩范围均有部分重叠; 矿化角砾的 $\delta^{13}\text{C}$ 基本位于 Taylor^[20]界定的火成岩来源碳同位素范围 ($-3\text{‰} \sim -9\text{‰}$) 和 Hoefs^[16]界定的火成岩/岩浆系统来源碳同位素范围 ($-3\text{‰} \sim -30\text{‰}$) 之内。

在 $\delta^{18}\text{O} - \delta^{13}\text{C}$ 图中 (图 6) 给出了地壳流体中

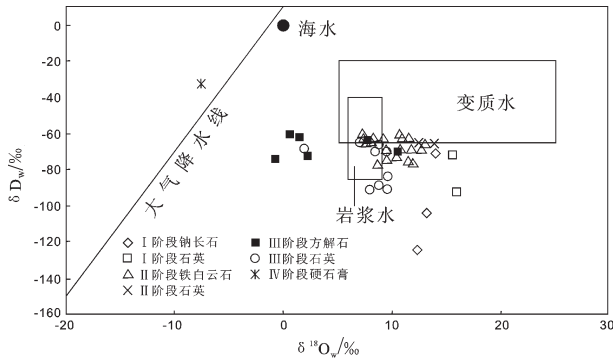


图 5 双王金矿床成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ 图解^[15]

Fig.5 $\delta^{18}\text{O}$ versus δD diagram of fluid inclusions of the Shuangwang gold deposit

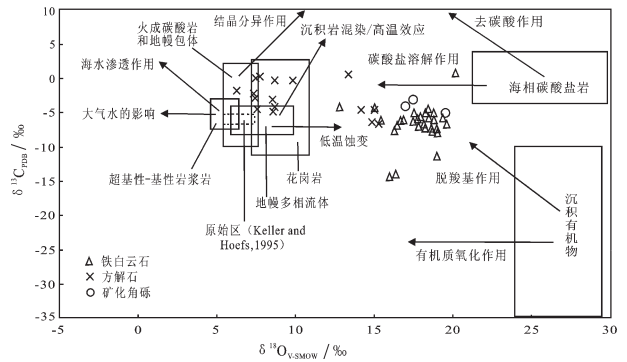


图 6 双王金矿区 $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$ 图解^[21]

Fig. 6 $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ diagram of the Shuangwang gold deposit

CO_2 的三大主要来源(有机质、海相碳酸盐岩和地幔-岩浆源)的碳、氧同位素值的范围,而且还用箭头标出了从这 3 个物源经 8 种主要过程产生 CO_2 时,其同位素组成的变化趋势^[21]。根据矿物的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值投影于 $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$ 图中(图 6)发现,矿化角砾、铁白云石全部投影点和方解石的部分投影点位于海相碳酸盐岩区域与深部来源岩石区域之间。成矿晚阶段方解石的多数投影点位于花岗岩和地幔多相流体区域之中。表明双王金矿区流体中碳可能主要来源于地幔-岩浆和海相沉积碳酸盐岩的溶解。这与矿床地质特征和氢氧同位素的分析结果相吻合。

4.3 硫同位素基本特征

根据硫同位素的组成,分析矿床硫的来源,进而可探讨矿床的成因。由表 2 和图 7 可以看出,双王金矿区西坝岩体中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 的值为 $+3.8\text{‰}\sim+6.1\text{‰}$,平均为 $+5.01\text{‰}$,极差为 2.3‰ ,变化区间窄,均一化程度高,具有陨石硫的特征。近矿围岩中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 的值为 $-6.55\text{‰}\sim14.90\text{‰}$,平均为 6.42‰ ,极差为 21.45‰ ,变化区间范围较大,均一化程度低,具有典型的壳源硫的特征。钠长石角砾中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 的值为 $+4.78\text{‰}\sim+11.6\text{‰}$,平均为 $+9.02\text{‰}$,极差为 6.82‰ 。主要成矿阶段角砾状矿石中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 的值为 $+2.6\text{‰}\sim+26.43\text{‰}$,平均为 $+10.53\text{‰}$,极差为 23.83‰ ,变化区间范围较大,均一化程度较低,与近矿围岩中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布特征相似,并且部分与岩体的 $\delta^{34}\text{S}$ 值重叠。

在矿床硫化物与成矿热液中硫同位素达到分馏平衡的条件下,总硫同位素 $\delta^{34}\text{S}\Sigma\text{S}$ 的特征可以反

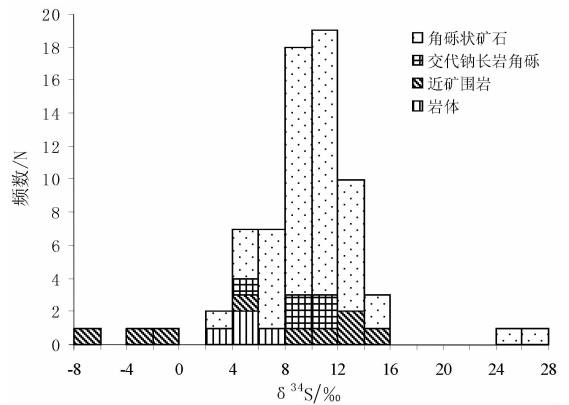


图 7 双王金矿床硫同位素组成直方图

Fig.7 Histogram of sulfur isotopic compositions of sulfides in the Shuangwang gold deposit

映出硫化物中硫同位素的来源。由于矿床的硫化物中黄铁矿占绝对优势,所以成矿体系的总硫值可用样品中黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 的平均值代替,为 $+9.85\text{‰}$ 。据前人研究总结^[27],成矿热液的总硫同位素组成具有以下特征:(1) $\delta^{34}\text{S}\Sigma\text{S}=0$,这类矿床在成因上与花岗岩侵入体有关,硫源为地幔硫,包括岩浆释放的硫和从火成岩硫化物中淋滤出来的硫;(2) $\delta^{34}\text{S}\Sigma\text{S}=20\text{‰}$ 左右,硫来源于海水硫酸盐或海水蒸发岩;(3) $\delta^{34}\text{S}\Sigma\text{S}=5\text{‰}\sim15\text{‰}$,介于上述两种之间,硫来源则相对复杂,可能来自围岩中浸染状硫化物(无机还原成因)或其他更老的矿床;(4) $\delta^{34}\text{S}\Sigma\text{S}$ 为较大负值,其矿床硫来源为开放沉积条件下的有机还原成因硫。可见,双王金矿床硫的来源趋向于上述第三种情况,为混合硫来源。

以上特征反映出双王金矿床的热液硫源具有地壳硫和岩浆硫混合来源的特征。

4.4 铅同位素基本特征

为了进一步探讨成矿物质来源，将本文完成的12个矿石硫化物铅同位素分析数据和所引用前人数据列于表3中。由表3可以看出：矿石铅 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值18.116~20.02，均值为18.90； $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值15.577~15.72，均值为15.637； $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值38.142~39.949，均值为39.0，铅同位素组成较均一，富放射性成因铅。西坝岩体铅 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值17.674~17.894，均值为17.773； $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值15.473~15.552，均值为15.515； $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值37.744~37.997，均值为37.882。泥盆纪地层铅 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为17.37； $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为15.423； $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为36.931。以上特征显示，双王金矿区不同地质体的铅同位素变化范围不同，反映了物质来源存在差异性。

将双王金矿区铅同位素数据投影于Zartman^[29]铅构造模式图解中(图8)，矿石硫化物铅的投影点大部分位于上地壳铅演化线和造山带铅演化线之间，主要集中在造山带铅演化线附近；西坝岩体铅的投影点位于上地幔铅演化线和造山带铅演化线之间；泥盆纪地层铅位于上地幔铅演化线附近。可见双王金矿的成矿与造山作用关系密切。

经前人研究，铅同位素源区特征参数值，尤其是 μ 值和Th/U比值大小能反映铅的来源^[30]。具有高 μ 值的铅通常被认为来自上部地壳物质；低 μ 值的铅反映了深部幔源和下地壳来源。如表4所示，双

王金矿床矿石铅 μ 值为9.45~9.58，平均值为9.50，高于地幔铅的 μ 值(8~9)^[31]，反映了高放射性成因的壳源铅特征。但大多数矿石铅的 μ 值小于9.58，证实其混入了低放射性成因的深源铅。矿石铅的 ω 值为32.66~39.78，平均为36.52，接近地壳平均值36.84^[32]。矿石铅的Th/U比值变化于3.3~4.04，与中国大陆上地壳的Th/U比值(3.47)^[33]和全球平均上地壳的Th/U比值(3.76)^[34]较为接近，揭示了成矿物质的壳源特征。

朱炳泉等^[36]在对大量不同时代和成因的铅同位素进行深入研究的基础上，将铅的3种同位素组成表示成与同时代原始地幔铅的相对偏差 $\Delta\alpha$ 、 $\Delta\beta$ 、 $\Delta\gamma$ ，并提出了矿石铅同位素的 $\Delta\gamma - \Delta\beta$ 成因分类图解。该模式消除了时间因素的影响，并且突出了铅同位素组成之间的变化关系，理论上比全球性的演化模式具有更好的示踪意义。通过计算得到双王金矿床矿石铅与同时代($t=183\text{ Ma}$)^[10]地幔铅的相对偏差 $\Delta\alpha$ 、 $\Delta\beta$ 、 $\Delta\gamma$ (表4)，并投影到矿石铅的 $\Delta\gamma - \Delta\beta$ 成因分类图解(图9)中大部分样品的投影点落在上地壳来源的范围内，3个样品的投影点落在上地壳与地幔混合的俯冲带岩浆作用范围内。

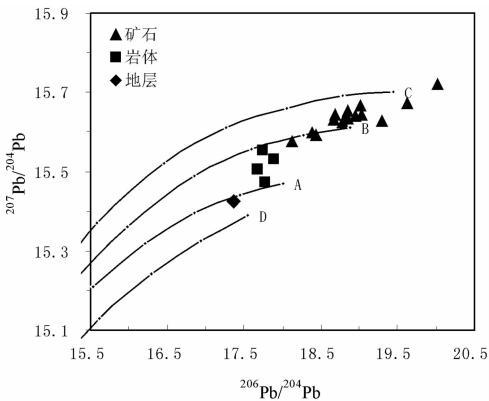


图8 双王金矿区铅同位素构造模式图^[29]

A—上地幔；B—造山带；C—上地壳；D—下地壳

Fig.8 Tectonic pattern diagrams of lead isotope from the Shuangwang gold deposit

(base map after Zartman et al., 1981)

A—Upper mantle; B—Orogen; C—Upper crust; D—Lower crust

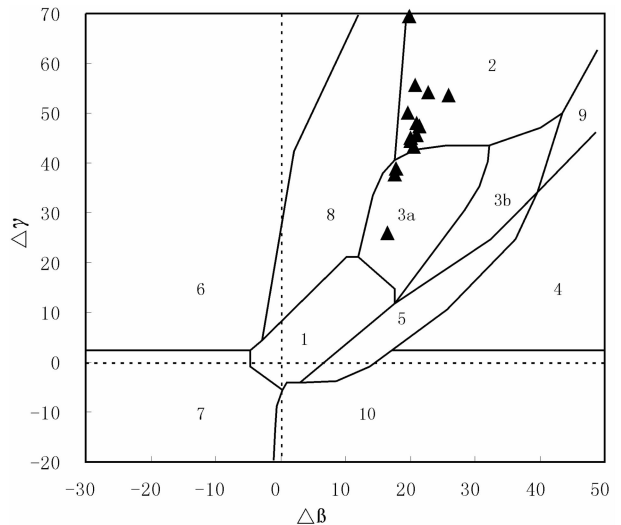


图9 双王金矿床硫化物铅同位素 $\Delta\gamma - \Delta\beta$ 成因分类图解^[36]

1—地幔源铅；2—上地壳源铅；3—上地壳与地幔混合的俯冲带铅(3a—岩浆作用；3b—沉积作用)；4—化学沉积型铅；5—海底热水作用铅；6—中深变质作用铅；7—深变质作用下地壳铅；8—造山带铅；9—古老页岩上地壳铅；10—退变质作用铅

Fig.9 $\Delta\gamma - \Delta\beta$ diagram for genetic classification of sulfides from the Shuangwang gold deposit (base map after Zhu et al., 1998)

1—Mantle-derived lead; 2—Upper crust-derived lead; 3—Mixed upper crust-derived and mantle-derived lead in subduction zones (3a—Magmatism; 3b—Deposition); 4—Lead from chemical deposition; 5—Lead from submarine hydrothermalism; 6—Lead from medium-deep metamorphism; 7—Lower crust-derived metamorphism; 8—Orogen lead; 9—Ancient shale upper crust-derived lead; 10—Retrograde metamorphism lead

表 4 双王金矿区矿石硫化物铅同位素组成的相关参数
Table 4 Lead isotope parameters of sulfides from the Shuangwang gold deposit

样品号	t(Ma)	μ	ω	Th/U	V1	V2	$\Delta \alpha$	$\Delta \beta$	$\Delta \gamma$
4CM38-2	-660	9.51	33.99	3.46	112.85	108.61	146.09	22.87	54.00
4CM18-3	-233	9.50	35.80	3.65	91.90	80.63	110.71	20.98	48.03
3CM44-6	-121	9.49	36.03	3.67	84.20	73.48	100.73	20.20	44.35
2CM32-4	-464	9.45	37.23	3.81	118.01	84.63	126.42	19.87	69.41
2CM00-1	-179	9.49	37.22	3.80	96.58	73.57	106.10	20.72	55.51
1330CM13-1	-82	9.48	37.11	3.79	87.52	67.74	96.88	19.68	49.94
1420CM43-1	177	9.46	37.37	3.82	67.26	52.12	73.59	17.91	38.81
1670CM75-2	-96	9.50	36.03	3.67	82.49	72.92	99.33	20.53	43.14
1600CM173-2	13.7	9.50	37.08	3.78	80.07	64.2	90.05	20.13	44.99
1550CM157-2	22.5	9.52	37.23	3.78	80.83	64.67	90.57	20.92	45.58
1550CM147-4	143.7	9.45	36.96	3.79	67.32	54.38	75.86	17.65	37.76
1600CM141-4	-92.8	9.52	36.65	3.73	86.8	72.61	100.61	21.5	47.3
KT11	352.1	9.45	36.70	3.76	48.48	43.55	57.53	16.61	25.76
KT5	-195	9.54	39.78	4.04	115.25	69.71	110.07	22.42	74.36
KT8	-896.1	9.58	32.66	3.30	122.44	128.86	168.68	25.94	53.6

注:铅同位素参数由 Geokit 软件^[30]计算所得。

这一特征与 Zartman 的铅构造模式中矿石铅样品的分布特征相吻合,因此可以确定双王金矿床矿石铅主要来自上地壳物质,并混有地幔物质,具有多来源混合铅的结构特征。

4.5 成矿机制探讨

张帆^[37]对西坝岩体第 I 期 2 件岩石样品进行了精确的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄测定,获得的加权平均年龄分别为 (219 ± 1) Ma 以及 (218 ± 1) Ma。汪欢(未刊出)对第二期似斑状花岗岩的年龄进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄测定,得到西坝第二期似斑状二长花岗岩的形成时代为 (214.9 ± 1.1) Ma。两期侵入体均形成于扬子板块和华北板块全面碰撞之后的后造山环境。石准立等^[10]对第 II 和第 IV 成矿阶段生成的黄铁矿作 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素年龄测定,结果显示双王金矿的成矿年龄为 $(183.09 \pm 20.64) \sim (168 \pm 16.2)$ Ma,晚于西坝岩体的侵入时代。考虑成矿年龄的测试误差等因素,可以认为岩体的侵入和双王金矿的形成成为同一地质背景下一个持续的过程。

泥盆纪中晚期,扬子板块在拉张环境下,形成了东西向一系列残余型拉张裂陷盆地,双王金矿区所处的凤太海盆即为其中之一。中一下泥盆统王家楞组、古道岭组泥质、粉砂质碎屑岩沉积时就富含了一部分 Au 等物质,随着凤镇—山阳同生断裂的活动,大约在星红铺组沉积时,深部的 Au 等也随喷流热液一起沉积,并和下伏地层一起构成金的初始矿源

层^[10]。晚印支期为扬子板块和华北板块全面碰撞之后的后造山环境,应力状态由挤压向拉张转变。凤县—山阳大断裂、镇安—板岩镇大断裂强烈活动,下地壳和上地幔物质熔融形成同熔型岩浆,岩浆作用为金矿的形成带来了部分硫、碳、铅以及热液,其在上侵过程中加热地层中其他来源的流体,并且活化了基底岩石的钠质和碳酸盐,同化、萃取途经及附近地层中的成矿物质。Au 以硅酸盐和碳酸盐络合物的形式^[9]与其他物质在岩浆的携带下向上运移,随着温压降低,分异形成不混溶的富含气液挥发分和成矿物质的类岩浆流体。当到达近地表时,热液强烈渗透交代围岩,形成富含钠长石的粉砂质板岩等交代钠长岩,伴随铁白云石和黄铁矿的结晶,流体中挥发分大量聚集,当压力大到一定的阈值后,发生热液隐爆作用,形成隐爆角砾岩。在压力突然释放的环境下,含矿流体减压沸腾并且以充填形式贯入到角砾之间,热液矿物结晶以胶结物的形式出现并伴随 Au 以粒间金的形式充填于黄铁矿的晶间裂隙中,形成气液隐爆角砾岩型金矿床。

5 结 论

通过对双王金矿床地质特征及稳定同位素的研究,可以得出以下结论:

(1) 双王含金钠长角砾岩体赋存于泥盆系星红铺组浅海相沉积地层中,双王金矿床产于钠长角砾

岩体中,矿体呈断续带状分布,围岩蚀变类型主要为钠长石化,其次为铁白云石化、黄铁矿化和硅化。成矿阶段划分为隐爆前交代成矿期和隐爆后充填成矿期,其中隐爆后充填成矿期的铁白云石-黄铁矿阶段为主要成矿阶段。

(2)稳定同位素研究表明:成矿物质主要来自深源热液,少量来自围岩。成矿流体由早期岩浆热液和变质水热液的混合热液向晚期岩浆热液、大气降水热液演化;碳可能主要来源于深部,部分来源于地层;硫源即有深部岩浆硫源,也有地层硫源的加入;铅主要来源于上地壳,并混有地幔物质,具有多来源混合铅的结构特征。

(3)双王金矿床为隐爆角砾岩型金矿,在晚印支期—燕山期的陆内碰撞造山作用过程中,大量下地壳和上地幔的同熔或重熔岩浆生成,在上侵过程中萃取基底沉积地层中的含矿物质,早期以流体对围岩的交代作用为主,温度压力急剧膨胀发生隐爆之后的热液充填作用为主要成矿作用,晚期热液活动使矿化进一步叠加富集。

致谢:项目组成员柳振江、汪欢、曾祥涛、刘必政在野外及室内整理工作中给予了颇多帮助,审稿专家对本文提出了宝贵意见,在此一并表示感谢。

参考文献(References):

- [1] 陈衍景,张静,张复新,等.西秦岭地区卡林-类卡林型金矿床及其成矿时间、构造背景和模式[J].地质评论,2004,50(2):134-138.
Chen Yanjing, Zhang Jing, Zhang Fuxin, et al. Carlin and Carlin-like gold deposits in western Qinling Mountains and their metallogenic time, tectonic setting and model [J]. Geological Review, 2004, 50(2):134-152(in Chinese with English abstract).
- [2] 刘家军,毛光剑,吴胜华,等.甘肃寨上金矿床成矿特征与形成机理[J].矿床地质,2010,29(1):85-100.
Liu Jiajun, Mao Guangjian, Wu Shenghua, et al. Metallogenic characteristics and formation mechanisms in the Zhaishang gold deposit, southern Gansu [J]. Mineral Deposits, 2010, 29(1):86-100 (in Chinese with English abstract).
- [3] 张国伟,张本仁,袁学诚,等.秦岭造山带与大陆动力学[M].北京:科学出版社,2001:1-855.
Zhang Guowei, Zhang Benren, Yuan Xuecheng, et al. Qinling Orogenic Belt and Continental Dynamics [M]. Beijing: Science Press, 2001:1-855(in Chinese).
- [4] 胡西顺.陕西双王金矿床成因的再认识[J].黄金科学技术,2009,17(2):17-22.
Hu Xishun. A further understanding on genesis of Shuangwang gold deposit in Shaanxi Province [J]. Gold Science and Technology, 2009, 17(2):17-22(in Chinese with English abstract).
- [5] 王国富.陕西双王金矿床构造成矿作用及成矿预测研究[D].湖南:中南大学,2006:1-137.
Wang Guofu. Researches on Tectono-metallogensis and Metallogenic Prognosis in Shuangwang Gold Deposit, Shaanxi Province, China [D]. Hunan: Central South University, 2006:1-137(in Chinese with English abstract).
- [6] 张作衡,毛景文,李晓峰.双王角砾岩型金矿床地质地球化学及成矿机制[J].矿床地质,2004,23(2):241-252.
Zhang Zuoheng, Mao Jingwen, Li Xiaofeng. Geology, geochemistry and metallogenic mechanism of Shuangwang breccia type gold deposit [J]. Mineral Deposits, 2004, 23(2):241-252(in Chinese with English abstract).
- [7] 梁华英,王秀璋,程景平.陕西双王钠长石岩特征及金矿床形成期次分析[J].大地构造与成矿学,2000,24(4):350-356.
Liang Huaying, Wang Xiuzhang, Cheng Jingping. Characteristics of gold-hosted stratabound albitite and forming stages of Shuangwang gold deposit in Shaanxi Province [J]. Geotectonic et Metallogenia, 2000, 24(4):350-356 (in Chinese with English abstract).
- [8] 何知礼,徐九华,谢玉玲,等.陕西太白金矿主矿段深部及东部成矿预测研究[R].北京:北京科技大学,1995:1-85.
He Zhili, Xu Jiuhua, Xie Yuling, et al. The Metallogenic Prognosis Research in the Depth and the East of Main Mine Part of Taibai Gold Deposit in Shanxi [R]. Beijing: Beijing University of Science and Technology, 1995:1-85(in Chinese with English abstract).
- [9] 陈革.陕西省太白金矿床成因探讨[J].地质找矿论丛,1996,11(4):56-63.
Chen Ge. Discussion on the genesis of Taibai gold deposit, Shaanxi [J]. Contributions to Geology and Mineral Resources Research, 1996, 11(4):56-63(in Chinese with English abstract).
- [10] 石准立,樊硕诚,张文宣,等.陕西双王金矿床地质特征及其成因[M].西安:陕西科学技术出版社,1989:1-116.
Shi Zhunli, Fan Shuocheng, Zhang Wenxuan, et al. Geological Characteristics and Genesis of the Shuangwang Gold Deposit, Shaanxi Province [M]. Xi'an: Shaanxi Science and Technology Press, 1989:1-116(in Chinese with English abstract).
- [11] 古貌新,戴安周,方甲炳,等.陕西双王金矿床地质特征[J].陕西地质,1983,1(2):23-31.
Gu Maoxin, Dai anzhou, Fang Jiabing, et al. The geological characters of Shuangwang gold deposit in Shaanxi [J]. Geology of Shaanxi, 1983, 1(2):23-31(in Chinese with English abstract).
- [12] 王宗起,闫全人,闫臻,等.秦岭造山带主要大地构造单元的新划分[J].地质学报,2009,83(11):1527-1546.
Wang Zongqi, Yan Quanren, Yan Zhen, et al. New division of the main tectonic units of the Qinling Orogenic Belt, Central China [J]. Acta Geologica Sinica, 2009, 83(11):1527-1546 (in Chinese with English abstract).
- [13] 汪欢,王建平,刘家军,等.南秦岭西坝花岗岩体矿物学特征及成岩意义[J].现代地质,2011,25(3):489-502.

- Wang Huan, Wang Jianping, Liu Jiajun, et al. Mineralogy of the Xiba granitoid pluton in the Southern Qinling Belt and its implications for petrogenesis [J]. *Geoscience*, 2011, 25(3):489-502 (in Chinese with English abstract).
- [14] Fridman I, O'Neil J R. Complication of stable isotope fractionation factors of geochemical interest in data of geochemistry [C]//Fleischer M (ed.). *Geological Professional Paper*. U.S. Geological Survey, 1977:440.
- [15] Taylor H P. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition [J]. *Economic Geology*, 1974, 69:843-883.
- [16] Hoefs J. *Stable Isotope Geochemistry (Forth Edition)* [M]. Berlin: Springer-Verlag, 1997:201.
- [17] Faure G. *Principles of Isotope Geology (Second Edition)* [M]. New York: John Wiley & Sons, 1986:589.
- [18] Keith M L, Weber J N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestone and fossils [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1964, 28:1787-1816.
- [19] Schidlowski M. Beginning of terrestrial life; problems of the early record and implications for extraterrestrial scenarios. *Instruments, Methods, and Missions for Astrobiology* [J]. *SPIE*, 1998, 3441:149-157.
- [20] Taylor B E. Magmatic volatiles; Isotope variation of C,H and S reviews in mineralogy[C]//Valley J W, Taylor H P, Clayton R N, O'Neil J R (eds.). *Stable Isotopes in High Temperature Geological Process*. America: Mineralogical Society of America, 1986, 16:185-226.
- [21] 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):1-10.
- Liu Jiajun, He Mingqin, Li Zhiming, 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):1-10(in Chinese with English abstract).
- [22] O'Neil J R, Taylor H P Jr. The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars [J]. *Mineral*, 1967, 52:1414-1437.
- [23] Clayton R N, O'Neil J R, Mayeda T K. Oxygen isotope exchange between quartz and water [J]. *Geophys. Res.*, 1972, B77:3057-3067.
- [24] Northrop D A, Clayton R N. Oxygen isotope fractionation in the system containing dolomite [J]. *Geology*, 1966, 74:174-196.
- [25] Matthews A, Katz A. Oxygen isotope fractionation during the dolomitization of calcium carbonate [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1977, 41:1431-1438.
- [26] O'Neil J R, Taylor H P Jr. Oxygen isotope equilibrium between muscovite and water [J]. *Geophys. Res.*, 1969, 74:6012-6022.
- [27] 张理刚. 铅同位素地质研究现状及展望[J]. *地质与勘探*, 1992, 28(4):21-29.
- Zhang Ligang. Present status and aspects of lead isotope geology [J]. *Geology and Prospecting*, 1992, 28(4):21-29.
- [28] 张本仁, 骆庭川, 高山, 等. 秦巴岩石圈构造及成矿规律地球化学研究[M]. 武汉:中国地质大学出版社, 1994:327-328.
- Zhang Benren, Lao Tingchuan, Gao Shan, et al. *Tectonic and Metallogenic Regularity of Qinba Geosphere* [M]. Wuhan:China University of Geosciences Press, 1994, 327-328 (in Chinese with English abstract).
- [29] Zartman R E, Doe B R. Plubotectonics—the model Tectonophysics [J]. *Tectonophysics*, 1981, 75:135-162.
- [30] 付超, 王建平, 彭润民, 等. 内蒙古甲生盘铅锌硫矿床铅同位素组成及其对成矿物质来源的示踪意义[J]. *中国地质*, 2010, 37(6):1690-1698.
- Fu Chao, Wang Jianping, Peng Runmin, et al. Lead isotope composition of the Jiashengpan lead-zinc-sulfur deposits in Inner Mongolia and its tracing significance for ore-forming materials [J]. *Geology in China*, 2010, 37(6):1690-1698 (in Chinese with English abstract).
- [31] 曾键年, 范永香, 林卫兵. 江西金山金矿床成矿物质来源的铅和硫同位素示踪[J]. *现代地质*, 2002, 16(2):1-7.
- Zeng Jiannian, Fan Yongxiang, Lin Weibing. The lead and sulfur isotopic tracing of the source of ore-forming material in Jinshan gold deposit in Jiangxi province [J]. *Geoscience*, 2002, 16(2):1-7 (in Chinese with English abstract).
- [32] 王思程, 薛春纪, 李志丹. 新疆伽师砂岩型铜矿床地质及 S、Pb 同位素地球化学[J]. *现代地质*, 2011, 25(2):220-227.
- Wang Sicheng, Xue Chunji, Li Zhidan. *Geology and S-, Pb-isotopic geochemistry of the Jiashi sandstone-type copper deposit, Xinjiang, China* [J]. *Geoscience*, 2011, 25(2):220-227(in Chinese with English abstract).
- [33] 李龙, 郑永飞, 周建波. 中国大陆地壳铅同位素演化的动力学模型[J]. *岩石学报*, 2001, 17(1):61-68.
- Li Long, Zheng Yongfei, Zhou Jianbo. Dynamic model for Pb isotope evolution in the continental crust of China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2001, 17(1):61-68 (in Chinese with English abstract).
- [34] Zartman R E, Haines S M. The plumbotectonics for Pb isotopic systematic among major terrestrial reservoirs—a case for bidirectonic transport *Geochimical* [J]. *Cosmochimica Acta*, 1988, 52:1327-1339.
- [35] 路远发. GeoKit: 一个用 VBA 构建的地球化学工具软件包[J]. *地球化学*, 2004, 33(5):459-464.
- Lu Yuanfa. *GeoKit: A geochemical toolkit for Microsoft excel* [J]. *Geochimica*, 2004, 33(5):459-464 (in Chinese with English abstract).
- [36] 朱炳泉, 李献华, 戴谟, 等. 地球科学中同位素体系理论与应用—兼论中国大陆壳幔演化[M]. 北京: 科学出版社, 1998:224-226.
- Zhu Bingquan, Li Xianhua, Dai Mo, et al. *The theory and application of isotopic system in Earth Science* [M]. Beijing: Science Press, 1998:1-30(in Chinese with English abstract).
- [37] 张帆, 刘树文, 李秋根, 等. 东秦岭西坝花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学及其地质意义[J]. *北京大学学报(自然科学版)*,

2009, 45(5):833–840.

Zhang Fan, Liu Shuwen, Liu Qiugen, et al. LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology and geological significance of Xiba granitoids

from Qingling, Central China [J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis, 2009, 45 (5):833–840 (in Chinese with English abstract).

Geology and stable isotope geochemistry of the Shuangwang gold deposit in Taibai County, Shaanxi Province

WANG Ke-xin^{1,2}, WANG Jian-ping¹, LIU Jia-jun¹, ZENG Xiang-tao^{1,2}, CAO Rui-rong³, HUI De-feng³, CHENG Jian-jun³, ZHANG Ji-lin², LI Zhi-guo², LI Xing-guo², E Jian-xin²

(1. State Key Laboratory of Geological Process and Mineral Resource, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;

3. Gold Mining Co., Ltd., Taibai County, Shaanxi Province, Baoji 721607, Shaanxi, China; 2. China National Gold Group Corporation, Beijing 100011, China)

Abstract: The Shuangwang gold deposit, located in the east of the Fengtai ore concentration area of West Qinling, is a large gold deposit of auriferous albite breccias type. The ore deposit occurs in the weakly metamorphosed upper Devonian Xinghongpu Group, dominated by calcareous siltstone, sericite silty slate and carbonate that comprise flyschoid formation. Gold mineralization is strictly controlled by auriferous breccia bodies. Pyrite is the most important ore sulfide, and the main wall-rock alteration is albitization. Systematic stable isotope analyses show that the ore-forming fluids of the early and the main stages came from mixed fluids and those of the late stage mainly came from magmatic hydrothermal fluids with the addition of a little meteoric water. Carbon was derived mainly from the great depth and partly from the dissolution of carbonate strata. Sulfur is the mixed sulfur of the crust and the magma. Lead mainly came from the upper crust with the mixture of a little mantle lead. Based on the regional geological-structural background, it is concluded that the mineralization of the Shuangwang gold deposit was related to the Late Triassic collision between the North China Plate and the Yangtze Plate. The early stage mineralization was mainly caused by hydrothermal metasomatism, and the main gold mineralization occurred at the hydrothermal filling stage after the blasting action. The Shuangwang gold deposit is genetically a cryptoexplosive breccia type gold deposit.

Key words: geology; stable isotope; metallogenic mechanism; Shuangwang gold deposit; Shaanxi Province

About the first author: WANG Ke-xin, male, born in 1986, master candidate, specializes in mineralogy, petrology and ore mineralogy and engages in the study of ore deposit geochemistry; E-mail: wangkexin10209@163.com.