

文章编号:0258-7106(2003)01-0032-09

新疆红十井金矿床特征及成因*

肖惠良^{1,2} 周济元² 王鹤年¹ 崔炳芳² 陈世忠²

(1 南京大学地球科学系,国家内生金属矿床成矿机制研究重点实验室,江苏南京 210093;2 南京地质矿产研究所,江苏南京 210016)

摘要 文章通过 K-Ar 同位素年龄,氢、氧、硫、铅等同位素测试和流体包裹研究,结合红十井金矿床的地质、矿区岩石化学、微量元素及稀土元素地球化学特征,探讨了红十井金矿床含金建造与金矿关系及矿床成因。研究表明红十井金矿床为晚古生代裂谷带火山岩区受韧性剪切带控制的中-低温热液矿床,矿体赋存于中石炭统玄武(玢)岩及凝灰质砂岩组成的含金建造内,成矿物质主要来源于含金建造,矿化以蚀变岩型和石英脉型为主。成矿年龄为 209~267 Ma。成矿流体为岩浆水、玄武(玢)岩和凝灰质砂岩的变质水、建造水和大气降水的混合溶液, δD 为 -114.6‰~-68.8‰, $\delta^{18}O_{H_2O}$ 变化为 -2.47‰~5.91‰。成矿温度为 115~381℃,成矿压力为 $471.8 \times 10^5 \sim 675.9 \times 10^5$ Pa;流体盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为 2.18%~16.77%,平均 7.79%,流体属中-低盐度、 H_2O-CO_2 体系。

关键词 地球化学 金矿床 成因 红十井 新疆

中图分类号:P618.51

文献标识码:A

红十井金矿床位于新疆若羌北山罗布泊东北侧,哈密西南 300 km 处。1993 年新疆第六地质大队在该处进行 1:5 万水系沉积物测量时发现了该金矿床。经过普查评价,目前已获得 D+E 级金储量 11.1 t。红十井金矿床位于北山裂谷带南亚带红十井-白山金铜成矿带的西南段(周济元等,2000),该成矿带已发现大青山、八一泉、222、骆驼峰等多个中、小型金矿床(点),这些金矿床(点)大多数赋存于中石炭统矛头山组含金建造中,均受红十井-矛头山大型韧性剪切带的次级脆-韧性逆冲断裂控制,具有相似性。红十井金矿床是该带发现最早、规模较大、研究程度相对较深入的中型金矿床,系统研究该矿床特征及成因对扩大该区金矿远景和寻找同类金矿具有重要的理论和实践意义。本文主要从红十井金矿床的地质、地球化学特征入手,探讨此金矿床的成因。

1 矿区地质

1.1 地层

红十井金矿区地层呈南古北新状出露(图 1)。

南部主要由中石炭统矛头山组第四亚组($C_2 m^4$)的玄武(玢)岩和第六亚组变质凝灰质砂岩($C_2 m^{6-1}$)、玄武(玢)岩($C_2 m^{6-2}$)及凝灰质砂岩($C_2 m^{6-3}$)组成;北部为上石炭统胜利泉组第二、三亚组,系正常碎屑沉积岩。地层走向与构造线方向一致: $N65 \sim 75^\circ E$,倾向 NNW,倾角 $60 \sim 80^\circ$ 。

1.2 火山岩

矿区火山岩主要为产于中石炭统矛头山组四、六亚组的玄武(玢)岩,呈灰绿色,斑状结构,块状构造,基质具间粒结构,局部为间隐结构。主要矿物由斜长石和辉石组成,副矿物有磷灰石。斜长石呈自形-半自形粒状或板状,具聚片、卡钠双晶,普遍绢云母化或粘土化。辉石为自形-半自形粒状,有两组近于垂直的解理,大多数为普通辉石,少量紫苏辉石。辉石斑晶常有裂隙,边缘往往有次生矿物透闪石形成的次变边。少量橄榄石已变为磁铁矿。由斜长石和隐晶质组成的基质,具间粒、间隐结构,部分基质呈填隙状,具次辉绿结构。

1.3 构造

矿区断裂发育,主要为红十井-矛头山大型韧

* 国家 305 项目(编号 96-915-05-05)、南京大学内生金属矿床成矿机制研究实验室基金和南京大学现代分析中心基金资助项目

第一作者简介 肖惠良,男,1963 年生,研究员,南京大学地球科学系在职博士生,主要从事矿床地球化学研究。

收稿日期 2002-06-14;改回日期 2002-10-08。张绮玲编辑。

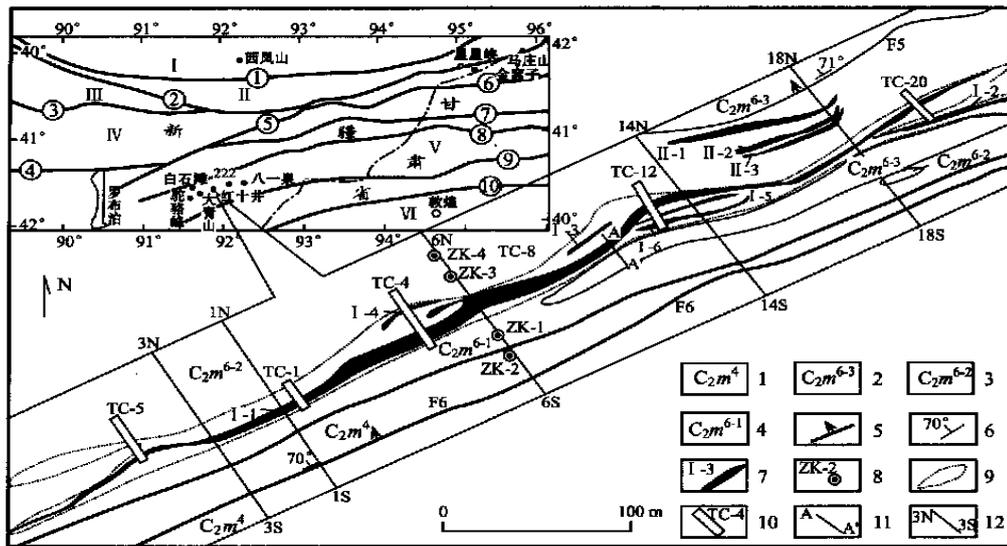


图 1 新疆若羌县红十井金矿床矿区地质图(据新疆第六地质大队 1994 年资料修编)

1— $C_2 m^4$ 中石炭统矛头山组第四亚组; 2—4—中石炭统矛头山组第六亚组; $C_2 m^{6-3}$ —第三岩性段; $C_2 m^{6-2}$ —第二岩性段; $C_2 m^{6-1}$ —第一岩性段; 5—逆冲断层; 6—产状; 7—矿体; 8—钻孔及编号; 9—蚀变界线; 10—探槽及编号; 11—AA' 剖面; 12—勘探线。内插图为大地构造图。图中①—库都克-阿奇克-沙泉子断裂; ②—卡瓦布拉克断裂; ③—辛格尔断裂; ④—孔雀河断裂; ⑤—星星峡-塞里克萨依断裂; ⑥—红柳河-依克孜塔格断裂; ⑦—磁海-方山口南断裂; ⑧—中坡山-淤泥河断裂; ⑨—库木库都克-科什库都克断裂; ⑩—三危山-疏勒河断裂。I—觉罗塔格晚古生代岛弧增生带; II—库都克-星星峡古生代岛弧带; III—南天山古生代弧后拉张盆地; IV—库鲁克塔格隆起带; V—北山古生代裂谷-造山带; VI—敦煌地块

Fig. 1 Geological sketch map of the Hongshijing gold ore district(revised from the data by the No.6 Geological Party of Xinjiang, 1994)

1—4th Member of Middle Carboniferous Maotoushan Formation; 2~4—6th Member of Middle Carboniferous Maotoushan Formation; $C_2 m^{6-3}$ —No.3 lithologic section; $C_2 m^{6-2}$ —No.2 lithologic section; $C_2 m^{6-1}$ —No.1 lithologic section; 5—Strike-slip fault, thrust fault; 6—Attitude; 7—Orebody; 8—Drill hole and its serial number; 9—Alteration line; 10—Exploratory trench and its serial number; 11—AA' profile; 12—Exploration line. Inserted figure: ①—Kudouke-Aqike-Shaquanzi fault; ②—Kawabulake fault; ③—Xingeer fault; ④—Kongqiehe fault; ⑤—Xingxingxia-Sailekaysai fault; ⑥—Hongliuhe-Yikezitage fault; ⑦—Cihai-south Fangshankou fault; ⑧—Zhongposhan-Yunihe fault; ⑨—Kumukudouke-koushenkudouke fault; ⑩—Sanweishan-Sulehe fault. I—Jieluotake late Palaeozoic arc accreting belt; II—Kudouke-Xingxingxia Palaeozoic arc belt; III—South Tianshan back-arc basin; IV—Kuluketage basement uplifting belt; V—Bieshan Palaeozoic rift belt; VI—Dunhuang block

性剪切糜棱岩带及其两条次级脆-韧性逆冲断裂 F_5 、 F_6 。

韧性剪切糜棱岩带位于玄武岩和凝灰质砂岩间,走向 $N65 \sim 75^\circ E$,倾向 NNW ,倾角 $75 \sim 85^\circ$,横穿矿区向外延伸,长数千米,宽 $20 \sim 30 m$,控制着主矿体的分布。韧性剪切带的岩石在空间上自北向南,由玄武(玢)岩—绿泥石化绿帘石化玄武(玢)岩—褪色片理化玄武(玢)岩—强碳酸盐化糜棱岩化玄武(玢)岩富矿石—绿泥绢云片岩贫矿石—碳质绢云片岩—变凝灰质砂岩。宏观上,该剪切带呈舒缓波状,所夹的岩块、岩片、砾岩和石英脉体呈对称或不对称的透镜状,沿 $N80 \sim 85^\circ E$ 向展布,千糜岩化凝灰岩、片理化玄武岩强烈挤压和揉皱,断面呈铲形,有时呈上部南倾,下部变为北倾的卷曲状,显示由北向南逆

冲推覆兼先左后右行走滑剪切,次级构造与地层走向呈 $10 \sim 15^\circ$ 交角,呈 $S-C$ 组构;微观上,可见清晰的 $S-C$ 组构,层理与面里呈 $15 \sim 20^\circ$ 角相交,绢云母、绿泥石等片状矿物定向排列,呈条带状,有时成“S”型弯曲,火山碎屑、晶屑、黄铁矿、斑晶等被压扁、拉长,沿片理分布,并有成斜方或单斜对称压力影,石英具波状消光、变形纹(与拉长方向平行、斜交和垂直),长石、黄铁矿被压裂、压碎、压溶,重结晶普遍,有时还见玻化岩石。

F_6 断裂为区域红十井-矛头山断裂的一部分,位于矿区南侧,是矿区最强烈、规模最大的断裂。走向 $N65 \sim 75^\circ E$,倾向 NNW ,倾角 $75 \sim 80^\circ$ 。 F_5 断裂位于矿区北侧,为区域性断裂的一部分,走向 $N60 \sim 70^\circ E$,倾向 NNW ,倾角 $75 \sim 80^\circ$ 。

2 矿床特征

2.1 矿体特征

红十井金矿床共有9个矿体,其中主矿体1个,小矿体8个。

主矿体(I-1)赋存在片理化玄武(玢)岩($C_2 m^{6-2}$)与糜棱岩化凝灰质砂岩($C_2 m^{6-1}$)接触带中,但在10号线东,矿体多偏向片理化玄武岩一侧;10号线西矿体则多偏向糜棱岩化凝灰质砂岩一侧。矿体长699.50 m,最大厚度为11.60 m,平均厚度为5.34 m,钻探控深已达176 m。矿体在平面上呈舒缓波状的似层状、豆荚状或脉状,局部有尖灭再现、分支复合现象;沿倾向呈楔形、透镜状或豆荚状。矿体走向,N50~70°E,地表倾向SSE向,至深部转为向NNW倾,倾角60~85°,呈北倾南突弧形;矿体向西侧伏,向东仰起。矿石品位较稳定, w_{Au} 最高为 46.88×10^{-6} ,平均为 4.01×10^{-6} 。

在I号破碎蚀变岩带有5个小矿体,与主矿体(I-1)分叉或平行,含矿岩层均为片理化玄武(玢)岩($C_2 m^{6-2}$)。其中的I-2号矿体系主矿体的分支矿体,赋存在片理化玄武岩与千糜岩化凝灰质砂岩间偏片理化玄武(玢)岩一侧,长约185 m,厚度平均1.50 m; w_{Au} 平均 2.71×10^{-6} ,最高 3.28×10^{-6} ;产状 $150^\circ \angle 75^\circ$ 。I-3、I-4号矿体赋存在主矿体北侧,长约40 m,厚度平均1 m; w_{Au} 平均 3.50×10^{-6} 和 1.35×10^{-6} ;产状分别为 $140^\circ \angle 77^\circ$ 和 $145^\circ \angle 75^\circ$ 。I-5、I-6号矿体赋存在主矿体南侧,长各约83 m,平均厚度分别为1 m和2.55 m; w_{Au} 平均 1.15×10^{-6} 和 3.30×10^{-6} ;产状分别为 $146^\circ \angle 80^\circ$ 和 $146^\circ \angle 76^\circ$ 。

2.2 矿石特征

按矿物共生组合、产出特征,红十井金矿床矿石可划分为含碳酸盐石英脉型和黄铁矿-绢云母破碎蚀变岩型两类。

含碳酸盐石英脉型金矿石呈稀疏浸染状、层纹状构造。金属矿物以黄铁矿、褐铁矿(假像黄铁矿)、黄铜矿为主,还有自然金、磁铁矿、磁黄铁矿、斑铜矿、褐铁矿、黄钾铁矾等。脉石矿物主要有石英、方解石、铁白云石、白钛石、绢云母及少量斜长石、黑云母、重晶石、金红石、电气石、磷灰石等。

黄铁矿-绢云母破碎蚀变岩型金矿石为稀疏浸染状、细脉浸染状构造。金属矿物主要有黄铁矿、黄

铜矿、辉铜矿、褐铁矿,少量自然金、金银矿、赤铁矿、黄钾铁矾等。脉石矿物主要有绢云母、石英、铁白云石、绿泥石及少量金红石、水白云母、铬云母和白钛石等。

金矿物为自然金,主要以包裹金、粒间金、裂隙金赋存在黄(褐)铁矿和假像褐铁矿近旁的方解石、石英脉中。自然金呈较规则的粒状、滴状、板片状、哑铃状较少。金粒径为0.001~0.048 mm,以0.001~0.006 mm为主。

2.3 围岩蚀变

矿区围岩蚀变较强烈,与金矿关系密切的有硅化、碳酸盐化、黄铁矿化、绢云母化、绿泥石化。此外,蚀变类型与围岩性质有关,凝灰质砂岩蚀变以硅化、碳酸盐化、黄铁矿化和绢云母化为主;玄武岩蚀变则以硅化、碳酸盐化、黄铁矿化和绿泥石化为主。

2.4 成矿期、成矿阶段

根据矿脉及其穿插、矿石结构、构造、矿物组成及其生成顺序,矿床成矿期分为主成矿期、次(叠加)成矿期和地表氧化期。主成矿期分石英-绢云母-绿泥石-黄铁矿阶段和石英-碳酸盐-黄铁矿阶段;叠加成矿期为石英-碳酸盐阶段,地表氧化期为石英-碳酸盐-褐铁矿阶段。

2.5 成矿年龄

采用K-Ar稀释法测定主矿体及其两侧不同期次含矿石英脉的年龄,有267~261 Ma和220~209 Ma两组年龄值。结合矿区地质特征,推测主成矿期为海西晚期,印支期为叠加成矿期。

3 地球化学特征

3.1 样品采样位置和分析方法

本次研究采集的岩、矿石样品均经过镜下鉴定定名。样品主要以矿区10号采坑矿体两侧(10号勘探线附近AA'剖面)及矿区及外围的代表性岩石为目标进行采样,硫、铅、氢、氧同位素样品均取自矿体。黄铁矿新鲜,为结晶较好的立方体和五角十二面体;石英为矿体中的石英小脉。测试的黄铁矿和石英在显微镜下手工挑选,纯度均在99%以上。硫、铅同位素由中国地质科学院同位素研究与测试中心李华芹在MAT251质谱上完成,S误差为0.1‰,铅同位素比值精度优于0.1%。K-Ar年龄由南京地矿所实验中心李坤英在MS-8质谱仪测试,常数: $\lambda_s = 0.581 \times 10^{-10} a$, $\lambda_b = 4.962 \times 10^{-10} a$, $K^{40}/K = 1.167$

$\times 10^{-4}$, 年龄误差为 1σ 。氢、氧同位素由南京地质矿产研究所实验中心赵连才等在北京大学的 MAT252 质谱仪完成, 氧同位素分析误差为 $\pm 0.2\%$, 氢同位素分析误差为 $\pm 2\%$ 。流体包裹体均一温度在国家重点实验室南京大学生成金属矿床成矿机制研究实验室 1350 型热台上完成, 其误差为 $\pm 1\text{ }^\circ\text{C}$ 。

3.2 微量元素地球化学特征

区域地球化学测量显示, 矿区中石炭统矛头山组玄武(玢)岩-凝灰质砂岩含金建造的金平均含量为 2.4×10^{-9} , 其中凝灰质砂岩 w_{Au} 为 5.7×10^{-9} ; 玄武(玢)岩 w_{Au} 为 $(1.4 \sim 1.5) \times 10^{-9}$, 高于东天山地区 ($w_{\text{Au}} 1.0 \times 10^{-9}$, 周济元等, 1996)。

矿区岩石中 Au、Pb、As、Sb、W、Se、Te 等元素高于地壳丰度, 其余元素接近或低于地壳丰度(刘英俊等, 1991; 1985)。R 型相关分析表明 Au 与 Te、Se、Ni、Co、Ag、Cu 等元素关系密切, 其中 Au 与 Te、Se、Ni、Cu 相关系数分别为 0.91、0.79、0.70 和 -0.35, 表明成矿过程中, 成矿元素 Au 与这些元素有相似的地球化学行为。多元回归分析显示 Au 与 Te、Ni、Cu 等元素的回归方程为:

$$\text{Au} = 74.331 \times \text{Te} + 0.0335 \times \text{Ni} - 0.0211 \times \text{Cu} - 2.650$$

随着变质、蚀变程度的加深, 矿体两侧岩石中元素含量发生显著变化。地质-地球化学联合剖面图(图 2)表明, 自矿体中心向两侧围岩 Au、Te、Se、Ag、As、Hg 等元素在矿体内高度富集, 在矿体两侧围岩中呈下降趋势, 显示含金建造中的金及相关元素有活化、迁移现象。可见, 在成矿作用过程中, 含金建造的玄武岩和凝灰质砂岩提供了大量的成矿物质。

3.3 稀土元素地球化学特征

矿区 8 个岩石、矿石样品稀土元素分析结果(表 1)表明, 石英脉的稀土总量最低, ΣREE 为 11.11×10^{-6} ; 绿泥绢云片岩(96HSI-5) 最高, ΣREE 为 162.27×10^{-6} ; 玄武(玢)岩及其蚀变岩、矿石的 ΣREE 为 $59.44 \times 10^{-6} \sim 91.71 \times 10^{-6}$; $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为 $3.47 \sim 7.49$, $(\text{Eu}/\text{Sm})_{\text{N}}$ 为 $0.50 \sim 0.84$, $(\text{Sm}/\text{Nd})_{\text{N}}$ 为 $0.50 \sim 0.47$, La/Yb 为 $5.85 \sim 12.61$, 与大陆裂谷拉斑玄武岩、钾玄武岩的(Condie, 1982)相近。矿石与玄武岩、绿泥绢云片岩稀土分布模式具有相似的特征(图 3), 均显示轻稀土富集右倾型, δEu 为 $0.66 \sim 1.03$, 正或弱-中强负 Eu 异常, δCe 为 $0.31 \sim 0.92$, 弱-中强负 Ce 异常, 并与大陆裂谷拉斑玄武岩和大陆裂谷碱性玄武岩相似(陈德潜, 1990; Condie,

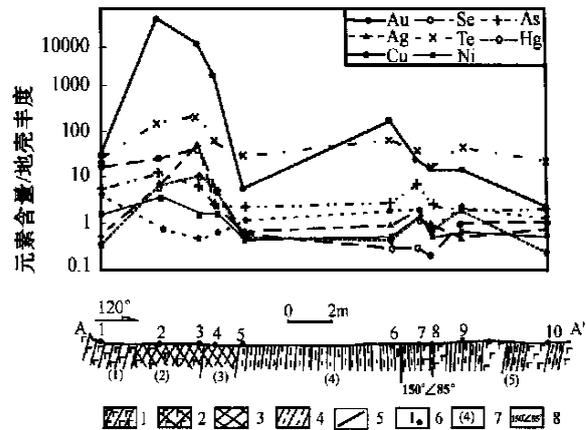


图 2 红十井金矿床 10 号采坑矿体两侧微量元素变化曲线图

- 1—褪色化片理化蚀变玄武岩; 2—矿体(强烈碳酸盐化蚀变玄武岩); 3—矿体(绿泥绢云片岩); 4—绿泥绢云片岩; 5—断层; 6—样品点号(分别为 96HSI-1~96HSI-10); 7—分层号; 8—产状

Fig. 2 Variation of trace elements in No.10 section of the Hongshijing gold deposit

- 1—Altered basalt; 2—Ore (carbonized and mylonitized basalt); 3—Ore (chlorite-sericite-schist); 4—Chlorite-sericite-schist; 5—Fault; 6—Samples; 7—Stratification number; 8—Attitude

1982)。此外, 玄武岩蚀变后, 其中的 Eu 显著降低, 表明有后期成矿流体的叠加。含石英英脉、矿石、蚀变玄武岩和玄武(玢)岩具有相似的稀土元素配分模式及比值, 反映成岩、成矿的同源性。

3.4 同位素地球化学特征

(1) 硫同位素

矿体中黄铁矿的硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-0.24\% \sim -2.94\%$, 极差 3.18% , 平均为 1.98% , 接近陨硫, 分布范围与玄武岩一致, 显示硫源主要来自深部玄武质岩浆。

(2) 铅同位素

矿体中黄铁矿铅同位素组成为: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 $17.836 \sim 18.137$, 极差 0.301 ; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 $15.388 \sim 15.486$, 极差 0.098 ; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 $37.418 \sim 37.936$, 极差 0.518 。表明该矿区铅同位素组成变化较小, 相对较为稳定。将 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 数据投入 Doe 和 Zartman(1981) 的各种地质环境的铅同位素组成图解上, 投点落在上地幔铅平均增长线附近和上地幔与造山带间略偏上地幔铅平均增长线一侧。

(3) 氢氧同位素

表 1 红十井金矿区岩石、矿石稀土元素含量
Table 1 The REE contents of rocks and ores from the Hongshijing gold deposit

序号	岩石名称	$w_B/10^{-6}$												
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
1	蚀变玄武岩	6.32	15.9	2.06	11.9	3.86	0.71	2.33	0.41	2.06	0.46	1.36	0.20	1.08
2	富矿石	13.7	29.9	3.57	18.3	3.45	0.79	2.67	0.43	2.74	0.56	1.57	0.21	1.32
3	绿泥绢云片岩	28.0	59.0	6.76	26.6	5.18	0.97	4.37	0.78	3.64	0.78	2.37	0.34	2.22
4	绿泥绢云母化玄武岩	10.3	24.4	3.00	16.3	3.63	0.90	3.01	0.53	3.26	0.70	1.74	0.25	1.23
5	绿泥绢云片岩	11.7	23.4	4.13	17.3	3.47	0.99	3.13	0.54	2.58	0.56	1.49	0.23	1.42
6	含矿石英脉	1.54	3.29	0.71	1.91	0.44	0.11	0.44	0.13	0.33	0.09	0.20	0.04	0.17
7	碳酸盐化绢云片岩	8.40	17.3	3.16	12.2	2.76	0.85	2.71	0.46	2.37	0.51	1.32	0.20	1.24
8	玄武玢岩	11.0	22.3	3.73	15.2	3.19	0.98	2.92	0.44	2.36	0.51	1.26	0.20	1.26

序号	$w_B/10^{-6}$			LREE/HREE	La / Σ HREE	(La/Yb) _N	(Eu/Sm) _N	(La/Sm) _N	(Sm/Nd) _N	La/Yb	δ Eu	δ Ce
	Lu	Y	Σ REE									
1	0.19	10.6	59.44	3.21	0.16	4.89	0.78	2.11	0.60	5.85	0.73	0.92
2	0.20	12.3	91.71	3.17	0.16	5.38	0.68	2.19	0.69	10.4	0.84	0.88
3	0.33	20.9	161.3	3.54	0.12	4.47	0.77	1.79	0.50	12.6	0.66	0.87
4	0.27	12.6	82.12	2.48	0.16	4.01	0.84	1.90	0.68	8.37	0.89	0.91
5	0.23	13.0	84.17	2.63	0.13	3.47	0.50	1.02	0.97	8.24	0.99	0.70
6	0.04	1.65	11.11	2.57	0.17	6.16	0.63	2.48	0.57	9.06	0.83	0.65
7	0.20	11.9	65.58	2.14	0.15	4.97	0.68	1.78	0.67	6.77	1.03	0.70
8	0.19	12.3	77.84	2.63	0.14	5.18	0.84	2.16	0.63	8.73	1.06	0.72

测试者:南京地质矿产研究所实验中心吕宝源、南京大学内生矿床成矿作用实验室裘丽雯;测试方法:ICP-AES,分析精度 < 5%。

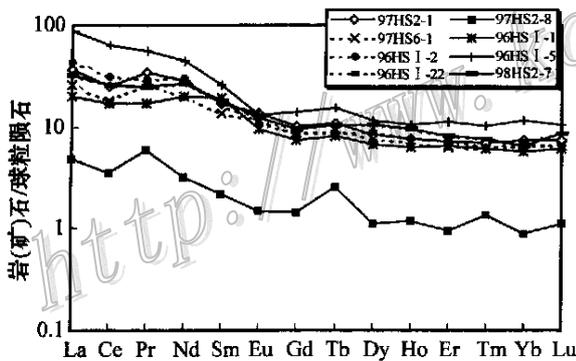


图 3 红十井金矿床岩石及矿石稀土元素配分模式图
96HS1-1 蚀变玄武岩;96HS1-2 强碳酸盐化糜棱岩化玄武岩(矿石);96HS1-5 绿泥绢云片岩;96HS1-22 绿泥石化绿帘石化玄武岩;
97HS2-1 碳酸盐化绢云片岩;97HS2-8 含矿石英脉;97HS6-1 碳酸
盐化绢云片岩;98HS2-7 玄武玢岩

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns of the Hongshijing gold deposit

红十井金矿床含金石英脉氢氧同位素测试结果显示: δ D 变化为 $-114.6\text{‰} \sim -68.8\text{‰}$, 平均为 -95.18‰ , 石英样品的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SiO}_2}$ 值为 $10.32\text{‰} \sim 18.11\text{‰}$, 平均为 13.94‰ , 相应的石英平衡水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 变化为 $-2.47\text{‰} \sim 5.91\text{‰}$, 平均为 1.68‰ 。

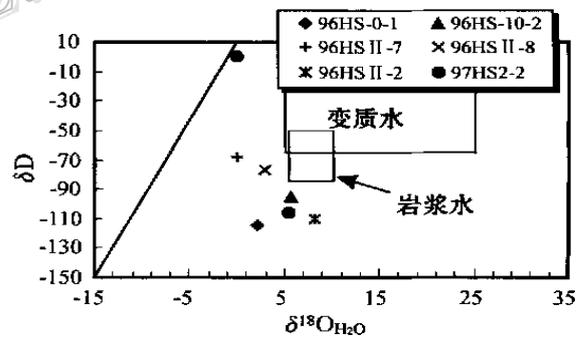


图 4 红十井金矿床 δ D- $\delta^{18}\text{O}$ 图(据 Taylor,1974)
Fig. 4 δ D- $\delta^{18}\text{O}$ correlation for the ore-forming fluid in the Hongshijing gold deposit

在 δ D- $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 关系图(图 4)上,投点落在变质水、岩浆水边缘和大气降水之间的范围,显示混合流体的特征。

3.5 流体地球化学特征

红十井金矿床成矿过程中石英流体包裹体发育,主要有气液相,次为液相,少量气相。分 3 期,早期石英呈乳白色,均一温度为 $235 \sim 381\text{℃}$;中期石英呈大脉状,均一温度为 $213 \sim 284\text{℃}$;晚期石英常与方解石共生,均一温度为 $115 \sim 220\text{℃}$ 。

表 2 可见,红十井金矿床流体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 2.18% ~ 16.77%, 平均 7.79%, 以中-低盐度为主。应用刘斌(1999)流体密度计算公式获得流体密度为 0.89 ~ 0.95 g/cm³, 结合均一温度, 利用 $p-t-m$ 图解(Roedder, 1985)估算的均一压力为 $471.8 \times 10^5 \sim 675.9 \times 10^5$ Pa。据静压-深度关系推测成矿深度约 1.57 ~ 2.25 km。

矿区石英流体包裹体成分以 H₂O 为主, 气相成分主要有 CO₂、CO, 少量 CH₄ (表 3)。在成矿过程, 从早到晚, 包裹体中 H₂O 含量降低, CO/CO₂ 比值呈增高的趋势。

流体中阳离子 $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ \gg \text{Al}^{3+} > \text{Fe}^{3+} > \text{K}^+$, 阴离子 $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{F}^-$, 流体性质以 $\text{Ca}^{2+}-\text{Mg}^{2+}-\text{Na}^+-\text{Cl}^-$ 型为主。流体中 K^+/Na^+ 比值均小于 1, 从成矿早期到晚期, K^+/Na^+ 比呈下降的趋势, Al^{3+} 明显增加。Cl⁻、SO₄²⁻ 和 HCO₃⁻ 远高于 F⁻, Cl⁻、SO₄²⁻ 和 HCO₃⁻ 是成矿溶液的主要阴离子, 是含矿热液中金迁移的最佳配体。它们在红十井金矿床成矿作用中对金的迁移、沉淀、析出起着重要的作用。

红十井金矿床中流体成分具有低盐度、较高温度和还原条件的 H₂O-CO₂ 体系, 与地幔流体特征相

似, 从成矿早期到成矿晚期, 流体成分 K^+/Na^+ 比值下降, Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Al^{3+} 、 HCO_3^- 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 增加, 表明成矿作用过程中发生了流体混合作用。

4 成因讨论

4.1 成矿物质来源

众所周知, 金在各类地质体中分布是极不均匀的, 原富集是成矿的前提条件。东天山地区的地质地球化学研究表明, 矿区中石炭统矛头山组的 w_{Au} 平均为 2.4×10^{-9} , 其中凝灰质砂岩 w_{Au} 为 5.7×10^{-9} ; 玄武(玢)岩 w_{Au} 为 $1.4 \times 10^{-9} \sim 1.5 \times 10^{-9}$, 高于东天山地区的 w_{Au} (1.0×10^{-9}), 是区内重要的矿源岩(周济元等, 1996)。矿区玄武(玢)岩和凝灰质砂岩是同源产物, 它们之间的差别在于岩相不同。红十井金矿床微量元素、稀土元素研究表明成矿物质与玄武(玢)岩、凝灰质砂岩含金建造密切相关, S、Pb 同位素地球化学特征显示其来自深部下地壳或上地幔。

4.2 成矿流体来源

红十井金矿床的氢、氧同位素值明显分两组: 一组 δD 为 $-68.8\% \sim -76.9\%$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SiO}_2}$ 值为 10.32%

表 2 红十井金矿床石英包裹体液相成分含量表

Table 2 Liquid compositions of fluid inclusions in quartz from the Hongshijing gold deposit

样号	流体包裹体中液相化学成分 (mol/L)										K ⁺ / Na ⁺	Ca ²⁺ / Mg ²⁺	Na ⁺ / Ca ²⁺	F ⁻ / Cl ⁻	HCO ₃ ⁻ / SO ₄ ²⁻	w(NaCl _{eq}) / %	实测 pH 值
	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ³⁺	Al ³⁺	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻							
96HS1-13	0.001	0.003	0.186	0.010	0.001	0.004	0.323	0.011	0.057	0.038	0.333	18.60	0.016	0.194	8.50	2.18	7.89
96HS0-1	0.006	0.060	0.047	0.040	0.011	0.009	0.136	0.029	0.2024	0.051	0.100	1.175	1.277	0.148	2.667	5.40	7.80
96HS10-2	0.004	0.037	0.342	0.348	0.001	0.011	1.203	0.030	0.1511	0.1145	0.108	0.983	0.108	0.183	10.51	8.37	8.38
96HS II-2	0.002	0.034	0.408	0.396	0.001	0.012	1.079	0.028	0.1307	0.2570	0.0588	1.030	0.083	0.222	4.198	6.22	8.39
97HS2-8	0.006	0.063	0.695	0.450	0.018	0.025	1.858	0.058	0.4955	0.1295	0.0952	1.544	0.167	0.117	14.35	16.77	7.08

测试者: 南京大学地球科学系内生金属矿床成矿机制实验室赵梅芳, 液相成分在 ICP-AES 分析仪上完成, 分析精度优于 10%。中性去离子水 pH 值为 6.20。

表 3 红十井金矿区包裹体气相组分测定结果及特征表

Table 3 Gaseous compositions of fluid inclusions in quartz from the Hongshijing gold deposit

样号	采样位置	样品名称	期次	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂ O	还原参数
96HS1-13	10 号采坑 Au 矿脉南 25 m 处片岩中石英脉	乳白色石英脉	早期	5.06	1.41	0.52	408.64	0.38
96HS-0-1	10 号采坑金矿脉	含 Au 石英脉	早期	2.45	2.12		174.10	0.87
96HS10-2	10 号采坑金矿脉	含 Au 石英脉	早期	4.46	2.94		177.25	0.66
96HS II-2	10 号采坑金矿脉	含 Au 破碎石英大脉	中期	5.41	3.42		166.12	0.63
97HS2-8	10 号坑道口东金矿脉	含 Au 石英方解石脉	晚期	3.34	5.19		60.28	1.55

测试者: 南京大学地球科学系内生金属矿床成矿机制实验室赵梅芳、蒋浩深, 气相成分在 CXL-101 型气相摄谱仪上完成, 分析精度优于 10%。还原参数 (Hy): (CH₄ + CO) / CO₂ 比值。单位: H₂O 为 mg/100 g, 其余为 ml/100 g。

~10.84‰,相应的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为-2.47‰~1.17‰,与 Ohmoto(1986)和 Sheppard(1986)提出的岩浆流体的氢同位素值一致;另一组 δD 为-95.2‰~-114.6‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SiO}_2}$ 值为12.44‰~18.11‰,相应的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 变化为-0.35‰~5.91‰,而当地雨水的 δD 为-70‰, $\delta^{18}\text{O}$ 为-10‰(张理刚,1985)。氢、氧同位素都发生漂移的现象显然不能用单一的大气降水来解释,而矿区强烈的动力变质作用和水-岩浆反应导致封存于岩石中的建造水被挤压析出,加入含矿流体,建造水具有较低的 δD 值,从而引起氢、氧同位素漂移(周济元等,1995,1996)。结合矿区地质条件,成矿流体中的岩浆水也可能主要是封存于玄武(玢)岩和凝灰质砂岩中的原始岩浆水。刘家军等(1997)认为一定比例的岩浆水和大气水的混合流体,或在一定水-岩比值条件下,大气降水升温至300℃以上与岩浆岩经氧同位素交换后,可能具有类似的氢氧同位素值。因此成矿流体是以岩浆水为主,并有大气降水、建造水、变质水混合组成的流体。流体包裹体气、液相成分从早到晚的变化及其低盐度、较高温度和还原条件的 $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 体系也反映了这一特征。

4.3 成矿物理化学条件

(1) 成矿温度、压力条件

根据流体包裹体研究,红十井金矿床成矿温度为115~381℃,此为包裹体捕获流体时的下限温度,大致代表成矿最低温度。相应的成矿压力为 $471.8 \times 10^5 \sim 675.9 \times 10^5 \text{ Pa}$,成矿深度约为1.57~2.25 km。

(2) 成矿流体 pH、 E_h 值

由表4可见,矿区石英包裹体溶液的pH值为7.08~8.39,为碱性。根据刘斌等(1999)计算公式获得流体氧化还原电位 E_h 为-0.70~-0.80 eV。

(3) 氧逸度(f_{O_2})、硫逸度(f_{S_2})

根据毛景文等(1997)利用 CO_2 与 CH_4 和 CO 与 CO_2 间的平衡关系计算获得氧逸度(f_{O_2})为 $2 \times 10^{-57} \sim 1.3 \times 10^{-42} \text{ Pa}$;利用刘斌等(1999)的计算公式获得硫逸度(f_{S_2})为 $1.95 \times 10^{-15} \sim 3.3 \times 10^{-8} \text{ Pa}$,为强还原环境。

4.4 成矿机制

野外研究表明,红十井金矿区的韧性剪切作用发育,岩石脆-韧性剪切变形强烈,金矿体主要赋存于脆-韧性剪切带中。剪切作用过程中,组成含金建

造的玄武(玢)岩和凝灰质砂岩在韧性剪切作用下变质变形,玄武(玢)岩变质为黑云母、白云母、绿泥石、绿帘石和碳酸盐(铁白云石、方解石);凝灰质砂岩变质为绢云母、白云母、绿泥石、石英和方解石。玄武(玢)岩和凝灰质砂岩中成矿物质金元素及相关组分、建造水等活化、析出,形成含矿流体(王鹤年等,1991;何绍勋等,1996;翟裕生等,1997;刘继顺,1996)。流体中Au主要以 $[\text{AuCl}_2]^-$ 、 $[\text{AuCl}_4]^-$ 、 $\text{Au}_2(\text{HS})_2\text{S}^{2-}$ 、 $\text{Au}(\text{HS})_2$ 和 $\text{Au}(\text{HS})_2^0$ 络合物形式存在(Diamond,1985;Seward,1973;Helgeson et al.,1969;Anderson et al.,1964;Henley,1972;Vilor,1970)。成矿过程中,流体由高能量、高温、高压、高浓度的韧性剪切带中心向上和其两侧的低能量、低温、低压、低浓度部位运移、富集,形成成矿流体高聚集带,而韧性剪切带中心则始终为成矿流体的输出带。由于高能量的剪切带两侧岩石的渗透性差,从而迫使成矿流体沿渗透性较好的凝灰质砂岩和玄武岩接触带向上运移,随着脆性剪切变形、变质的深入,凝灰质砂岩和玄武岩的接触带及其附近发生糜棱岩化,糜棱岩的形成使矿物颗粒细化,渗透性和吸附性加大,糜棱岩带成为成矿流体淀积的最有利地段。成矿流体贯入糜棱岩带的矿物粒隙间,随着大气降水的混入,流体的物理化学条件发生显著改变,从而引起流体中金的络合物分解,金沉淀、析出,聚集成矿(Kerrick,1999;Yardley,1993;Heinrich et al.,1999;1992)。

5 结论

(1) 红十井金矿床是晚古生代裂谷带火山岩区受韧性剪切带控制的中-低温热液矿床,矿体赋存于中石炭统玄武(玢)岩及凝灰质砂岩组成的含金建造内,矿化以蚀变岩型和石英脉型为主。成矿时代为267~261 Ma和220~209 Ma。

(2) 微量元素、稀土元素地球化学研究表明成矿物质金与中石炭统玄武(玢)岩及凝灰质砂岩组成的含金建造有关,主要来源于下地壳或上地幔。

(3) 氢、氧同位素特征显示成矿流体是以岩浆水和大气降水为主,并有变质水和建造水加入的混合水。成矿流体盐度为2.18%~16.77%,平均7.79%;流体溶液为碱性。氧化还原电位 E_h 为-0.70~-0.80 eV。氧逸度(f_{O_2})为 $2 \times 10^{-57} \sim$

1.3×10^{-42} Pa; 硫逸度(f_{S_2}) 为 $1.95 \times 10^{-15} \sim 3.3 \times 10^{-8}$ Pa。流体性质为中-低盐度、 H_2O-CO_2 体系的 $Ca^{2+}-Mg^{2+}-Na^+-Cl^-$ 型。

(4) 红十井金矿床为中、低温浅成热液矿床。矿床可分为 3 个矿化阶段, 均一温度为 $235 \sim 381$ °C、 $213 \sim 284$ °C 和 $115 \sim 220$ °C; 成矿压力为 $471.8 \times 10^5 \sim 675.9 \times 10^5$ Pa, 成矿深度约为 $1.57 \sim 2.25$ km。

致 谢 野外工作中得到新疆第六地质大队耿福信队长、王文彬总工、胡华总工、李书福矿长、王晓亭高级工程师和李军工程师的热心帮助, 成文中得到审稿人的悉心指导, 在此深表谢意!

References

- Chen D Q and Chen G. 1990. Applied REE geochemistry [M]. Beijing: Metallurgical Industry Press. 276p (in Chinese).
- Condie K C. 1982. Plate tectonics & crustal evolution [M]. Translated by Zhang W H and Li J L. 1986. Beijing: Science Press. 313p (in Chinese).
- Diamond L W. 1990. Fluid inclusion evidence for P-V-T-X evolution of hydrothermal solutions in late-Alpine gold-quartz veins at Brusson, Val d' Ayas, Northwest Italian Alps [J]. Am. J. Sci., 290: 912 ~ 958.
- Heinrich C A, Ryan C G, Mernagh T P, et al. 1992. Segregation of ore metals between magmatic brine and vapor: A fluid inclusion study using PIXE microanalysis [J]. Econ. Geol., 87: 1566 ~ 1583.
- Heinrich C A, Guther D, Audetat A, et al. 1999. Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions [J]. Geology, 27(8): 755 ~ 758.
- Helgeson H C and Garrals R M. 1968. Hydrothermal transport and deposition of gold [J]. Econ. Geol., 63: 622 ~ 635.
- He S X, Duan J R, Liu J S, et al. 1996. Ductile shear zones structure and metallogeny [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 174p (in Chinese with English abstract).
- Kerrick R. 1999. Nature's gold factory [J]. Science, 284: 2101 ~ 2102.
- Li Z L. 1988. Experimental Geochemistry [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 326p (in Chinese).
- Liu B and Shen K. 1999. Fluid inclusion thermodynamics [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 138p (in Chinese).
- Liu J J, Zheng M H, Liu J M, et al. 1997. Ore-forming material sources of gold deposits in the Cambrian silicalite formation, west Qinling [J]. Mineral Deposits, 16(4): 330 ~ 339 (in Chinese with English abstract).
- Liu J S. 1996. Some problems in the study of gold mineralization in ductile shear zones [J]. Geological Review, 42(2): 123 ~ 128 (in Chinese with English abstract).
- Liu Y J and Ma D S. 1991. The geochemistry of gold [M]. Beijing: Science Press. 400p (in Chinese).
- Liu Y J, Cao L M, Li Z L, et al. 1985. Elements Geochemistry [M]. Beijing: Science Press. 546p (in Chinese).
- Lu H Z, Li B L, Shen K, et al. 1990. Fluid inclusion geochemistry [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 102 ~ 154 (in Chinese).
- Mao J W, Li H Y, Xu J, et al. 1997. Geology and genesis of the Wanggu gold deposit in Hunan Province, China [M]. Beijing: Atomic Energy Press. 133p (in Chinese with English abstract).
- Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits [J]. Rev. in Mineral., 16: 491 ~ 559.
- Phillips G N and Powell R. 1993. Links between gold provinces [J]. Econ. Geol., 88: 1084 ~ 1098.
- Seward T M. 1973. Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 37: 379 ~ 399.
- Sheppard S M F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters [J]. Rev. in Mineral., 16: 165 ~ 183.
- Taylor H P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and deposition [J]. Econ. Geol., 69: 843 ~ 880.
- Wang H N, Zhang J R, Lu J Z, et al. 1991. The geochemistry of gold deposit in west Guangdong [M]. Nanjing: Nanjing Univ. Pub. House. 213p (in Chinese).
- Wang Z G. 1988. The computer order of fluid inclusion [J]. Developments of Mineral and Geology, 1: 26 ~ 30 (in Chinese).
- Yardley B W D. 1993. Post-metamorphic of hydrothermal system at elevated temperatures and pressures [J]. Mineralogical Magazine, 57: 407 ~ 422.
- Zhang L G. 1985. Application of stable isotope in geology [M]. Xi'an: Shaanxi Science & Technology Press. 50 ~ 57 (in Chinese).
- Zartman R E and Doe B R. 1981. Plumbotectonic—the model [J]. Tectonophysics, 75: 135 ~ 162.
- Zhai Y S, Zhang H, Song H L, et al. 1997. Macroscopic structures and superlarge ore deposits [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 180p (in Chinese with English abstract).
- Zhou J Y, Cui B F, Lu Y. 1995. Study on tectonodynamics [J]. J. Geomechanics, 10: 67 ~ 75 (in Chinese with English abstract).
- Zhou J Y, Cui B F, Xiao H L, et al. 2000. The rife evolution and Au ore-forming regular in east past of beishan, Gansu and Xinjiang [J]. Volcanology & Mineral Resources, 21(1): 7 ~ 17 (in Chinese with English abstract).
- Zhou J Y, Zhang B, Zhang C W, et al. 1996. Geology of the silver, rhenium-molybdenum, gold and copper deposits in the eastern Tianshan and its adjacent regions [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 191p (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 陈德潜, 陈刚. 1990. 实用稀土地球化学 [M]. 北京: 冶金工业出版社. 276 页.

- 何绍勋, 段嘉瑞, 刘继顺, 等. 1996. 韧性剪切带与成矿[M]. 北京: 地质出版社. 174 页.
- 李兆麟主编. 1988. 实验地球化学[M]. 北京: 地质出版社. 326 页.
- 刘斌, 沈昆. 1999. 流体包裹体热力学[M]. 北京: 地质出版社. 138 页.
- 刘家军, 郑明华, 刘建明, 等. 1997. 西秦岭寒武系硅岩建造中金矿床成矿物质来源研究[J]. 矿床地质, 16(4): 330 ~ 339.
- 刘继顺. 1996. 韧性剪切带中金成矿研究的若干问题[J]. 地质论评, 42(2): 123 ~ 128.
- 刘英俊, 曹励明, 李兆麟, 等. 1985. 元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社. 546 页.
- 刘英俊, 马东升. 1991. 金的地球化学[M]. 北京: 科学出版社. 400 页.
- 卢焕章, 李秉伦, 沈昆, 等. 1990. 包裹体地球化学[M]. 北京: 地质出版社. 102 ~ 154.
- 毛景文, 李红艳, 徐珏, 等. 1997. 湖南万古地区金矿地质与成因[M]. 北京: 原子能出版社. 133 页.
- 王鹤年, 张景荣, 陆建军等. 1991. 粤西金矿床地球化学[M]. 南京: 南京大学出版社. 213 页.
- 王真光. 1988. 流体包裹体计算机程序[J]. 矿产地质动态, (1): 26 ~ 30.
- 翟裕生, 张湖, 宋鸿林, 等. 1997. 大型构造与超大型矿床[M]. 北京: 地质出版社. 180 页.
- 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, 50 ~ 57.
- 周济元, 崔炳芳, 陆彦. 1995. 论构造动力成矿作用[A]. 地质力学文集[C]. 第十集. 北京: 地质出版社. 69 ~ 75.
- 周济元, 崔炳芳, 肖惠良, 等. 2000. 甘新北山东段裂谷演化及金矿成矿规律[J]. 火山地质与矿产, 21(1): 7 ~ 17.
- 周济元, 张斌, 张朝文, 等. 1996. 东天山古大陆及其边缘银、铋、钼、金和铜矿地质[M]. 北京: 地质出版社. 191 页.

Characteristics and Genesis of Hongshijing Gold Deposit, Xinjiang

XIAO HuiLiang^{1,2}, ZHOU JiYuan², WANG HeNian¹, CUI BingFang², CHEN ShiZhong²

(1 Department of Earth Sciences and State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, Nanjing University, Nanjing 210093, Jiangsu, China; 2 Nanjing Institute of Geology and Mineral Resources, Nanjing 210016, Jiangsu, China)

Abstract

The Hongshijing gold ore deposit, which occurs in the volcanic rock and pyroclastic rock of the middle and late Carboniferous Period, is of brittle-ductile shear zone type controlled by the rift belt. There are altered-rock type and quartz type orebodies, which are contained in gold-bearing formation consisting of basalt and tuffaceous-sandstone. The gold content of the gold-bearing formation is 2.4×10^{-9} . The major ore-forming stage is 267 ~ 261 Ma and the superimposition ore-forming stage is 220 ~ 209 Ma. The ore minerals include pyrite, magnetite, copper, bornite, ferrosulphide and native gold, whereas the gangue minerals include quartz, sericite, calcite, Fe-dolomite, leucoxene, anorthose, biotite, caquelite, agustite etc. The wall rock alteration associated with gold mineralization comprises silicification, carbonization, pyritization, sericitization and chloritization. Geochemical investigation reveals that the mineralizing material came from the basalt and tuffaceous-sandstone in the gold-bearing formation. Under the action of ductile brittle shear structure, the gold-bearing formation was metamorphosed and altered, and the ore-forming material underwent activation, migration and mineralization. The ore-forming fluid shows characteristics of mantle fluid and has middle to low temperature (381 ~ 115 °C) and middle to low mass fraction of NaCl (2.18 % ~ 16.77 %) and H₂O-CO₂ system. According to the data of hydrogen and oxygen isotopic compositions ($\delta D = -114.6\text{‰} \sim -68.8\text{‰}$, $\delta^{18}O_{H_2O} = -2.47\text{‰} \sim 5.91\text{‰}$), the conclusion can be reached that the ore-forming fluid of the Hongshijing gold deposit was a kind of mixed hydrothermal solution mainly composed of meteoric water, magmatic water and formation water in basalt and tuffaceous-sandstone or metamorphic water. Under the action of brittle shear, the gold-bearing formation was metamorphosed and altered, and the ore-forming material activated, migrated and mineralized with the change of the physical and chemical conditions at the depth of 1.57 ~ 2.25 km below the earth's surface.

Key words: geochemistry, gold deposit, genesis, Hongshijing, Xinjiang