

文章编号: 0258-7106(2007)06-0621-13

# 新疆哈图金矿蚀变岩型矿体地质和地球化学研究\*

安芳, 朱永峰\*\*

(造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871)

**摘要** 哈图金矿主要由石英脉型和蚀变岩型矿体组成。蚀变岩型矿体的矿化蚀变主要包括钠长石化、黄铁矿化、毒砂化、碳酸盐化和绢云母化, 其中黄铁矿化、毒砂化和碳酸盐化与成矿作用密切相关。矿体中主要金属矿物为黄铁矿、毒砂、黄铜矿、闪锌矿、磁黄铁矿和自然金。自然金主要存在于毒砂颗粒间隙内或被黄铁矿包裹。蚀变岩型矿体成矿作用可划分为5个阶段: 石英-钠长石阶段(I)、黄铁矿-钠长石阶段(II)、毒砂-碳酸盐阶段(III)、黄铜矿-碳酸盐阶段(IV)和石英-方解石阶段(V), 其中III—IV阶段是主要的成矿期。黄铜矿-碳酸盐阶段(IV)沉淀了大量黄铜矿和少量辉铜矿。不同程度蚀变的玄武岩围岩具有相似的平坦型球粒陨石标准化稀土元素配分模式, 并富集Cs、Ba、Rb、Sr和Pb等大离子亲石元素。石英-钠长石脉的轻、重稀土元素发生了弱分馏, 呈弱右倾式配分模式, 显示弱的Eu正异常。石英-方解石脉的轻、重稀土元素分馏和Eu正异常较石英-钠长石脉明显, 说明成矿作用过程中, 成矿流体向轻稀土元素富集和Eu正异常增强的方向演化。

**关键词** 地质学; 黄铜矿; 菱铁矿; 毒砂; 玄武岩; 哈图金矿; 西准噶尔; 新疆

中图分类号: P618.51

文献标识码: A

## Studies on geology and geochemistry of alteration-type ore in Hatu gold deposit (western Junggar), Xinjiang, NW China

AN Fang and ZHU YongFeng\*\*

(The Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, Ministry of Education, China; School of Earth and Space Science, Peking University, Beijing 100871, China)

### Abstract

Hatu gold deposit, locating in West Junggar of Xinjiang, is composed of quartz vein-type orebody and alteration-type orebody. In this paper we study the alteration-type orebody which mainly locates in the deep part of Hatu mine. Albitization, pyritization, arsenopyritization, carbonation, sericitization and chloritization are widespread in the alteration-type orebody. Gold mineralization is closely related to pyritization, arsenopyritization and carbonation. Pyrite, arsenopyrite, chalcopyrite, sphalerite, pyrrhotite and native gold are major metallic minerals. Native gold generally occurs in the boundary of arsenopyrite grains or as inclusions in pyrites. The ore-forming process of alteration-type orebody can be divided into five stages: quartz-albite stage (I), pyrite-albite stage (II), arsenopyrite-carbonate stage (III), chalcopyrite-carbonate stage (IV) and quartz-calcite stage (V). Stage III and IV are main periods for gold deposition. Chalcopyrite-carbonate stage also corresponds with gold deposition. Basalts are enriched in Ba, Rb, Pb and Sr. The chondrite-normalized REE patterns of variously altered basalts are similar. The chondrite-normalized REE pattern of quartz-albite veins in al-

\* 本文得到国家科技支撑计划重点项目(批准号 2006BAB07B08)和中国科学院矿产资源重点实验室联合资助  
第一作者简介 安芳, 女, 1984年生, 硕士研究生, 矿床学、地球化学专业。

\*\*通讯作者: 朱永峰, E-mail: yfzhu@pku.edu.cn

收稿日期 2007-05-23; 改回日期 2007-07-25。张绮玲编辑。

teration-type orebody are right-inclined and characterized by slightly positive Eu anomalies, with slight fractionation between LREE and HREE. The chondrite-normalized REE pattern of quartz-calcite vein is also right-inclined, with evidently positive Eu anomalies and evident fractionation between LREE and HREE conclude that the ore-forming fluid was gradually enriched in LREE with evidently positive Eu anomaly.

**Key words:** geology, chalcopyrite, siderite, arsenopyrite, basalt, Hatu gold deposit, West Junggar, Xinjiang

有关热液型金矿成矿物质的来源、成矿流体的运移以及金的富集和沉淀机制等方面的研究取得了很大进展(Cole et al., 2000; Wilde et al., 2001; Zhu et al., 2001a; 2001b; 2007c; Mungall, 2002; Halter et al., 2002; Heinrich et al., 2004; Mao et al., 2004; Cooke et al., 2005; Mustard et al., 2006; Simmons et al., 2006; Berzina et al., 2007; 罗照华等 2007; 王义天等, 2007; 朱永峰等, 2007b), 这些研究成果对金矿的成因研究以及找矿勘查均具有重要意义。新疆西准噶尔是盛产黄金的地区, 目前已知的热液型金矿有哈图金矿、宝贝金矿、萨尔托海金矿以及包古图金铜矿等, 这些金矿在地壳浅部以含金石英-黄铁矿脉为找矿标志和开采对象。近几年, 人们在该类矿床深部发现了另一类矿体, 由细

脉浸染状矿化组成的蚀变岩型矿体。目前对这种蚀变岩型矿体的研究较少, 关于它的成矿作用过程、与石英脉型矿体之间的关系以及与其他类型矿床之间的可能联系还不清楚。本文主要研究哈图金矿深部蚀变岩型矿体的地质和地球化学特征, 讨论它的成矿作用过程及其与石英脉型矿体之间的关系。

## 1 区域地质

西准噶尔哈图-萨尔托海成矿区位于新疆北部, 区内主构造线方向为 NE 向, 由东南向北西依次分布着 NEE 向的达拉布特断裂带、安齐断裂带和哈图断裂带(图 1), 这些大型的断裂带之间分布着大大小小的花岗岩体, 如庙儿沟、阿克巴斯套、克拉玛依北、

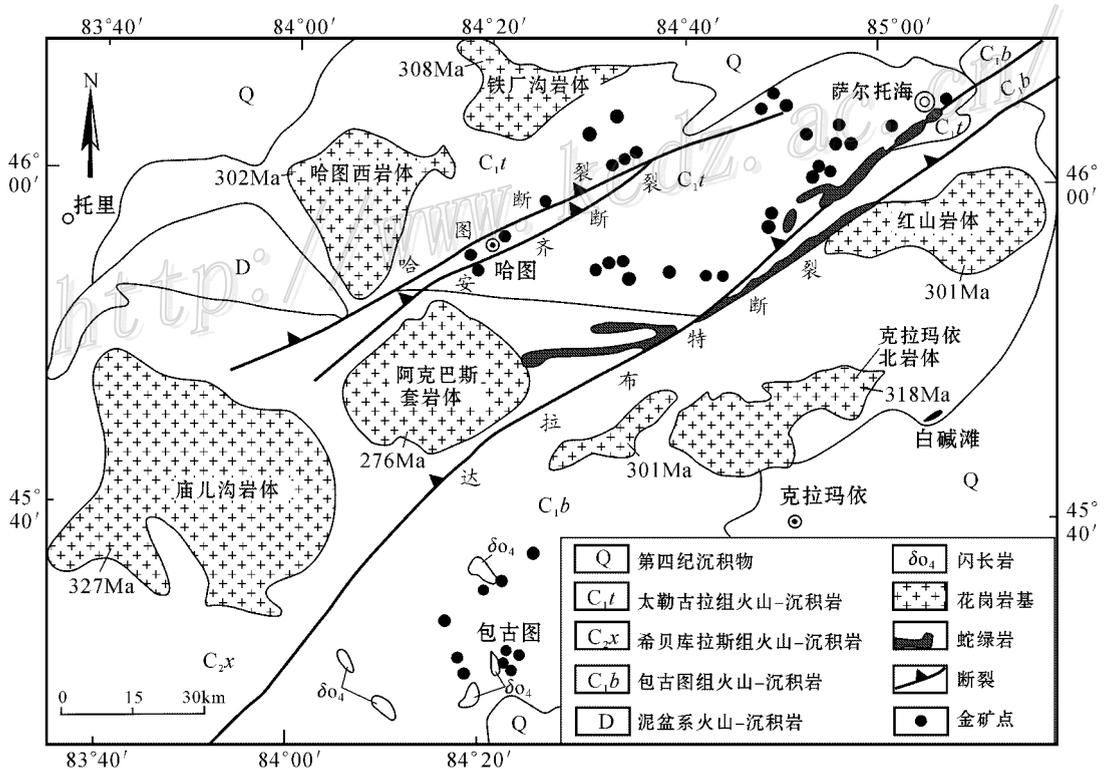


图 1 西准噶尔克拉玛依地区地质简图(据王瑞等 2007 修改, 图中花岗岩的年龄据韩宝福等 2006)

Fig. 1 Simplified geological map of the Keramay region (modified after Wang et al., 2007; the ages are from Han et al., 2006)

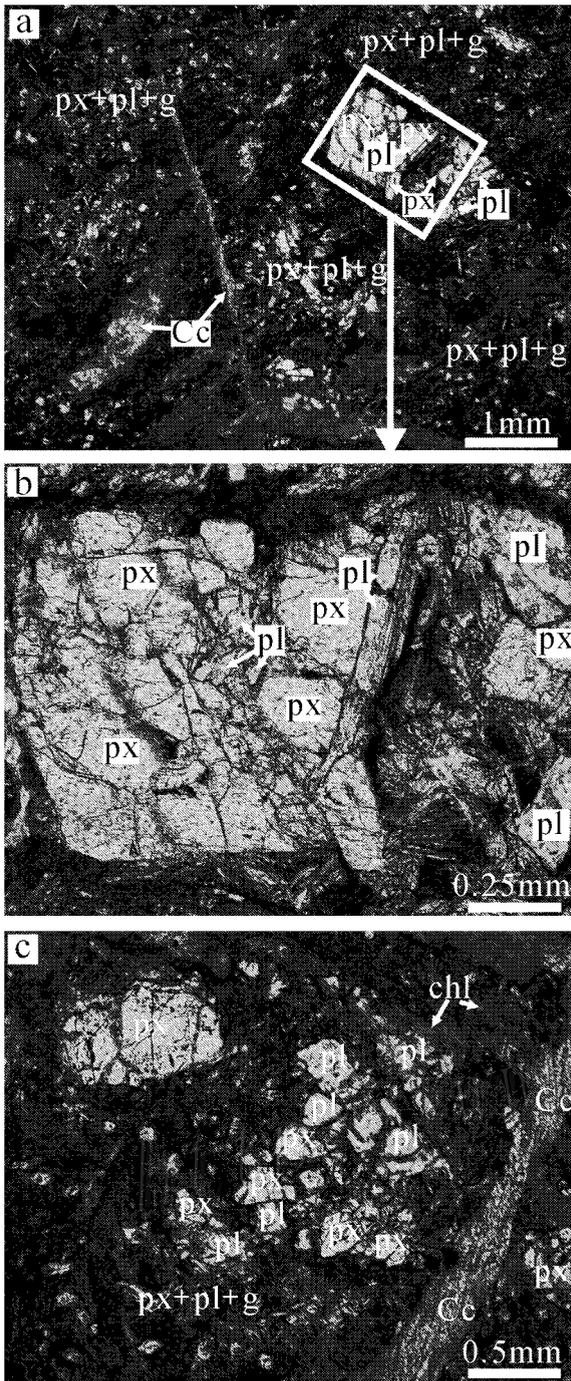


图 2 哈图金矿蚀变岩型矿体玄武岩围岩的偏光显微照片

a & c. 碳酸盐化玄武岩中的辉石、斜长石斑晶, 单偏光; b. 局部放大的显微照片, 单偏光; px—辉石, Cc—方解石, pl—斜长石, g—玻璃, chl—绿泥石

Fig. 2 Microphotographs for basalts in host rock of alteration-type orebody

a & c. pyroxenes and plagioclases in basalts with carbonation; b. enlarged microphotograph shows the pyroxenes and plagioclases; all photos under plane polarized light; px—pyroxene, Cc—calcite, pl—plagioclase, g—glass, chl—chlorite

红山、哈图西和铁厂沟等岩体。上述岩体主要为碱长花岗岩, 侵入于石炭纪火山-沉积岩中, 侵入时代在 320~275 Ma 之间(Kwon et al., 1989; 李华芹等, 1998; 韩宝福等, 2006), 其中, 铁厂沟岩体以中粗粒黑云母钾长花岗岩为主, 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 308 Ma(韩宝福等, 2006); 哈图西岩体以多斑状钾长花岗岩和黑云母花岗岩为主, 锆石 U-Pb 年龄为 284.4 Ma(李华芹等, 1998), 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 302 Ma(韩宝福等, 2006); 阿克巴斯套岩体以碱长花岗岩为主, 有两组锆石 SHRIMP U-Pb 年龄, 分别为 303 Ma 和 276 Ma(韩宝福等, 2006)。

区域内地层以上古生界石炭系为主, 为一套火山-沉积建造, 主要包括包古图组、太勒古拉组和希贝库拉斯组。而哈图-萨尔托海金矿区出露地层比较简单, 主要为下石炭统太勒古拉组火山-沉积岩。太勒古拉组根据岩性组合可以划分为上、下 2 个亚组, 下亚组为一套海底喷发的玄武质熔岩、凝灰岩、角砾岩、安山质熔岩、流纹质熔岩和硅质岩; 上亚组为一套浊流沉积相, 由层理不发育的硅质粉砂岩、凝灰质粉砂岩、硅质泥岩和粉砂质泥岩组成, 局部含硅质条带(新疆维吾尔自治区地质矿产局, 1993)。太勒古拉组下亚组的玄武岩、凝灰岩、安山岩以及流纹岩是区内金矿矿体的主要赋矿围岩, 其中酸性凝灰岩-流纹岩的锆石 SHRIMP 年龄为 328.1 Ma(王瑞等, 2007)。

## 2 矿床地质特征

哈图金矿区内发育 NEE-EW 向、NW 向、NNE 向、SN 向 4 组断裂, 区内发现的上百条由断裂控制的矿脉的金品位在 4.3~16.6 g/t 范围内变化(张凤军, 2003), 其中 NW 向断裂组和 EW 向断裂组是哈图金矿的主要容矿构造, 这 2 组断裂在纵向和横向上的延伸长达 500 m 以上, 宽度一般为几十厘米到几米不等, 最大宽度达 10 m 以上, NW 向断裂组中的矿脉金品位为 7 g/t 左右, EW 向断裂组矿脉的金品位一般大于 10 g/t(肖飞, 1999; 张凤军, 2003)。

哈图金矿的直接赋矿围岩是下石炭统太勒古拉组玄武岩、凝灰岩和安山质岩石。安山质岩石中含蚀变的角闪石斑晶、流纹质浆屑和玻璃基质, 浆屑具有流动构造; 蚀变玄武岩含辉石(粒度 0.1~5 mm)、斜长石斑晶(图 2a、2b、2c), 发育不同程度的碳酸盐化、黄铁矿化、钠长石化和绢云母化, 其中碳酸盐化

最发育(图 2a、2c);凝灰岩主要发育黄铁矿化和毒砂化。金矿化与黄铁矿化、毒砂化和碳酸盐化关系密切。

哈图金矿的浅部(0~400 m)主要发育石英脉型矿体,深部以蚀变岩型矿体为主。2006年的深部钻探表明,深部的蚀变岩型矿化一直延伸到地下900多米,这个发现将哈图金矿的储量翻了一番(张凤军,个人通讯)。石英脉型矿体通常呈石英大脉产出,脉宽几十厘米到几米不等,矿石以自形-半自形

结构、他形粒状结构、包含结构和交代结构为主,主要矿物组合为黄铁矿、毒砂、自然金和石英。蚀变岩型矿石为细脉浸染状构造,包含结构、交代结构和自形-半自形结构,主要由铁白云石、菱铁矿、方解石、钠长石、石英、黄铁矿、毒砂、黄铜矿以及微量金红石、绢云母、闪锌矿、自然金和辉铜矿组成,其中黄铁矿和毒砂常与钠长石、石英共生或者与铁白云石、菱铁矿、方解石等共生(图 3a)。与石英和钠长石共生的黄铁矿一般呈自形-半自形立方体和五角十二面

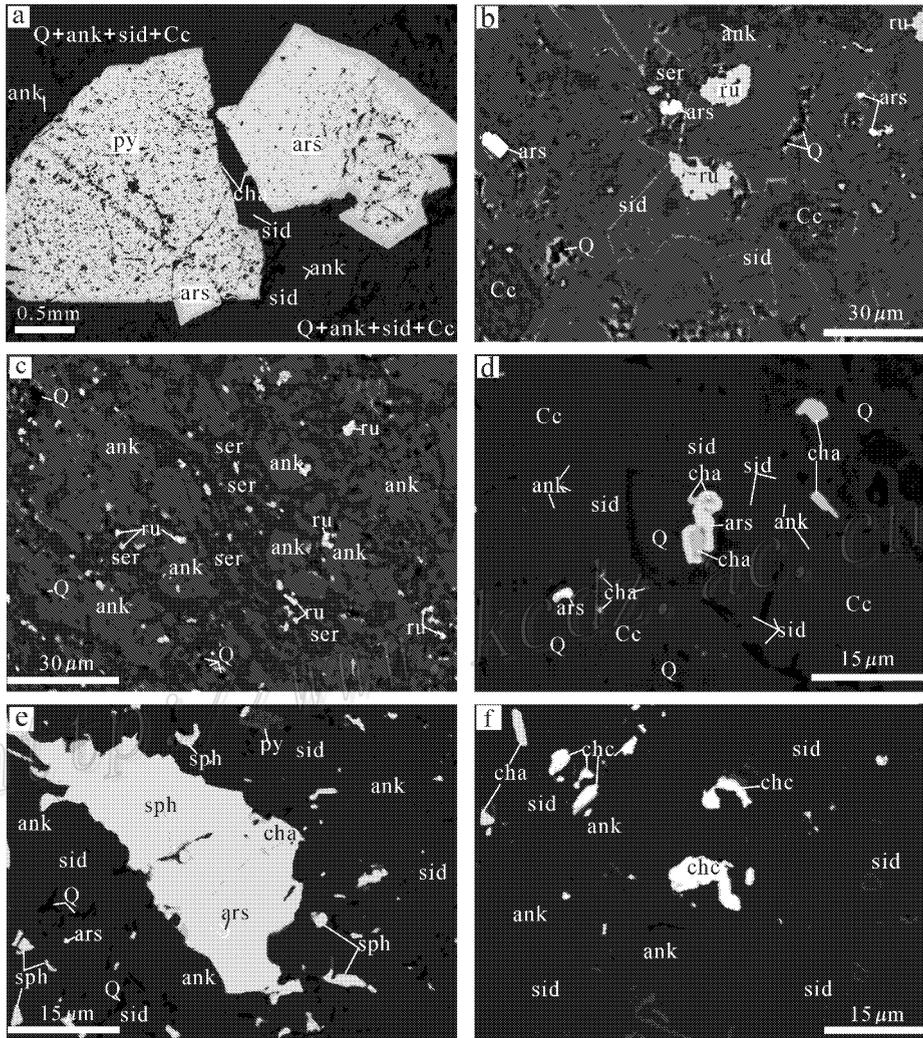


图 3 蚀变岩型矿体中的矿物产出形式

a. 存在于黄铁矿、毒砂颗粒边缘的黄铜矿,反射光显微照片;b. 与碳酸盐共生的金红石;c. 与绢云母共生的金红石;d. 被毒砂包裹的黄铜矿,以及包裹于碳酸盐间的黄铜矿;e. 闪锌矿包裹毒砂、与黄铜矿共生;f. 辉铜矿于碳酸盐中;b、c、d、e、f为背散射图。py—黄铁矿, sph—闪锌矿, ank—铁白云石, sid—菱铁矿, ars—毒砂, ru—金红石, Cc—方解石, Q—石英, ser—绢云母, chc—辉铜矿, cha—黄铜矿

Fig. 3 Minerals in alteration type orebody

a. chalcopyrites occur on the margin of arsenopyrites and pyrites, under reflected light ;b. rutiles intergrow with carbonates ;c. rutiles intergrow with sericites ;d. chalcopyrite inclusions in arsenopyrite and carbonates ;e. arsenopyrite appears as inclusion of sphalerite which intergrows with chalcopyrite ;f. chalcocite in the carbonates ;b, c, d, e, f are BSE images. py—pyrite, sph—sphalerite, ank—ankerite, sid—siderite, ars—arsenopyrite, ru—rutile, Cc—calcite, Q—quartz, ser—sericite, chc—chalcocite, cha—chalcopyrite

体(其中不含自然金包体),毒砂多为短柱状,粒度较小(粒径约 0.2 mm);与碳酸盐矿物共生的黄铁矿粒度变化较大,多为自形-半自形五角十二面体或者他形,常包裹自然金颗粒(图 4a、4c、4d)。毒砂呈中细粒-粗粒菱形、短柱状或者他形,与黄铁矿共生(图 3a)粒间发育自然金。金红石常与碳酸盐矿物共生(图 3b)或者与绢云母共生充填于碳酸盐矿物粒间(图 3c)。黄铜矿一般呈他形与碳酸盐矿物共生(图 3d、3f),有时与闪锌矿、黄铁矿或者毒砂共生(图 3a、3e),局部可见黄铜矿被毒砂包裹(图 3d),黄铜矿在矿体中的含量仅次于黄铁矿和毒砂。细粒闪锌矿分

布于石英、长石或碳酸盐矿物粒间,与毒砂和黄铜矿共生(图 3e)。辉铜矿只出现在碳酸盐矿物颗粒间(图 3f)。金主要以显微自然金的形式存在于毒砂颗粒间隙或者被黄铁矿包裹(图 4a、4b、4c、4d),自然金颗粒呈他形,粒度小于  $3\ \mu\text{m}$ 。电子探针 EDS 分析表明(图 4e、4f),部分自然金中含少量 Ag。黄铜矿在哈图金矿蚀变岩型矿体中含量较高,约为可见自然金的 50 倍。

哈图金矿深部细脉浸染状蚀变岩型矿体中的细脉主要由石英-钠长石脉、石英-方解石脉、黄铁矿-钠长石脉、毒砂-碳酸盐脉和黄铜矿-碳酸盐脉组成,其

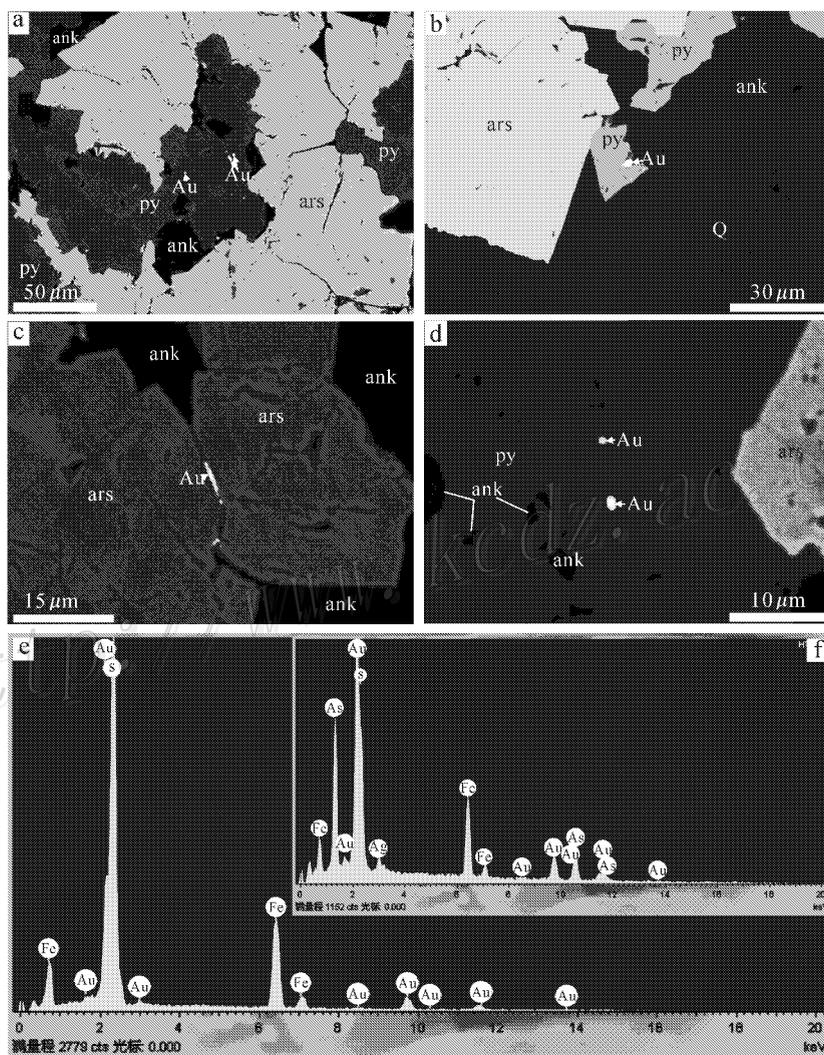


图 4 哈图金矿蚀变岩型矿体中金的存在形式及其能谱图

a, b, d. 被黄铁矿包裹的金,背散射图; c. 存在于毒砂颗粒间隙的金,背散射图; e & f. 自然金的能谱图,其中的 As 谱峰来自毒砂; 矿物缩写见图 3

Fig. 4 The distribution of native gold grains and their EDS spectra in alteration-type orebody of Hatu gold deposit  
a, b, d. gold inclusions in pyrites, BSE images; c. golds occur between arsenopyrite grains, BSE image; e & f. the EDS spectra of native gold grains; mineral abbreviations are the same as in Fig. 3

中石英-钠长石脉通常被黄铁矿-钠长石脉叠加,毒砂-碳酸盐脉穿切了被黄铁矿-钠长石脉叠加过的石英-钠长石脉,黄铜矿-碳酸盐脉同时穿切石英-钠长石脉和毒砂-碳酸盐脉,矿体中石英-方解石脉普遍发育,这种类型的脉穿切了石英-钠长石脉、黄铁矿-钠长石脉、毒砂-碳酸盐脉和黄铜矿-碳酸盐脉。

### 3 成矿阶段

根据矿体中各矿物之间的关系以及细脉的穿切关系,可将哈图金矿蚀变岩型矿体成矿作用划分为5个阶段(图5)。

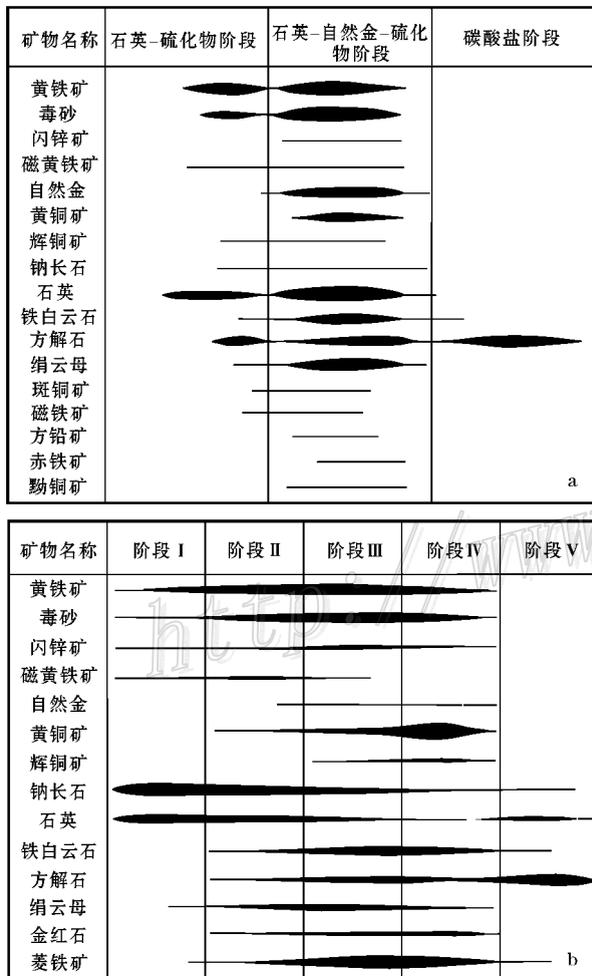


图5 a. 石英脉型矿体成矿阶段及矿物生成顺序(据沈远超等,1993) b. 蚀变岩型矿体成矿阶段及矿物生成顺序(本文)

Fig. 5 a. ore-forming stages and paragenesis of minerals in quartz-vein type orebody( based on Shen et al. , 1993 ) ; b. ore-forming stages and paragenesis of minerals in alteration-type orebody of Hatu gold deposit ( this study )

阶段 I(石英-钠长石阶段):主要由钠长石、石英和绢云母组成,其中钠长石的含量最高(达60%),粒度较大(1 mm左右),半自形-自形。石英粒度较小(0.1~0.2 mm),半自形,具波状消光。绢云母只在局部发育。金属矿物(如黄铁矿、闪锌矿和毒砂)含量较低(约5%),一般分布于矿脉与围岩的接触部位。该阶段矿化微弱,形成的石英-钠长石脉的宽度相对较大(最宽可达10 cm)。

阶段 II(黄铁矿-钠长石阶段):主要由钠长石、菱铁矿、方解石、石英、金红石以及黄铁矿、毒砂、黄铜矿、闪锌矿和磁黄铁矿等组成,其中黄铁矿含量最高(达70%),自形程度较好,粒度变化大(0.1~1 mm),毒砂(粒度0.5 mm)常以长柱状、菱形或三角形产出。黄铜矿只在矿脉的局部出现。磁黄铁矿均以他形产出,粒度中等(约0.4 mm),与黄铁矿伴生,其中常包裹黄铁矿。该阶段形成的黄铁矿-钠长石脉较窄(<0.6 mm),但矿化强度较高。

阶段 III(毒砂-碳酸盐阶段):矿石矿物主要包括毒砂、黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿和自然金,脉石矿物包括菱铁矿、铁白云石、方解石、钠长石、石英和金红石。该阶段矿石矿物的含量明显升高(达30%)。黄铁矿常与毒砂共生(图3a)。黄铜矿呈他形,一般分布在黄铁矿或毒砂的边缘(图3d)。自然金以他形、显微粒状被黄铁矿包裹。该阶段是金的主要成矿阶段,形成的毒砂-碳酸盐脉很窄(0.1~0.3 cm)。

阶段 IV(黄铜矿-碳酸盐阶段):以出现大量黄铜矿为特征。在手标本中见该阶段形成的黄铜矿-碳酸盐脉穿切先期形成的石英-钠长石脉和毒砂-碳酸盐脉(图3a)。该阶段形成的脉石矿物包括菱铁矿、铁白云石、方解石、钠长石、金红石(图3c、3d)和绢云母,其中碳酸盐类矿物(菱铁矿和铁白云石)的含量高达95%以上。矿石矿物包括黄铜矿(含量达30%)、辉铜矿、自然金、闪锌矿、黄铁矿和毒砂。黄铜矿常呈他形与碳酸盐矿物共生(图3e)或与闪锌矿共生(图3f)。有时见到闪锌矿包裹毒砂的现象(图3e)。金以显微自然金的形式存在于毒砂颗粒间隙或被黄铁矿包裹。该阶段沉淀了大量黄铜矿,同时也是主要的金成矿阶段,形成的黄铜矿-碳酸盐脉宽约0.1 cm。

阶段 V(石英-方解石阶段):主要由方解石和少量石英、钠长石组成,其中不含金属矿物,脉体宽度变化很大(0.1~5 cm)。这种广泛分布的石英-方解石脉穿切早期各阶段形成的矿脉。

## 4 矿石主要矿物化学成分

黄铁矿的电子探针定量分析(表 1)表明,黄铜矿-碳酸盐阶段(阶段 IV)所形成的黄铁矿相对亏硫,其中 $\Delta S$ (实际值与理论值之差)在 $-2.39 \sim +0.10$ 之间变化。黄铁矿中含 As、Te、Co、Cu 和 Ni,这些元素的含量变化范围都比较大(Co/Ni 比值平均为 2.8)。黄铁矿中的 Co 和 Ni 可能是以类质同象的形式替代 Fe,大多黄铁矿中 Co 的含量高于 Ni,是因为 Co 在周期表中的位置离 Fe 更近,故 Co 较 Ni 更易进入黄铁矿的晶格替代 Fe。

II、IV 阶段形成的毒砂中, Ni 和 Co 以不完全类质同象替代 Fe,其中 Co 含量为 $0.05\% \sim 0.13\%$ (表 1), Ni 含量大多 $<0.07\%$ 。哈图金矿蚀变岩型矿体中毒砂的 As/S 比值在 $0.6 \sim 1.0$ 之间,说明其形成温度为中低温条件,因为毒砂的 As/S 比值与其形成

温度有关,高温下形成的毒砂具有较高的 As/S 比值,低温下形成的毒砂的 As/S 比值较低(Clark, 1960; Kretschmar et al., 1976; Sharp et al., 1985)。属于毒砂类的铁硫砷矿中 Ni 的含量为 $19.4\% \sim 21.0\%$ , Co 含量为 $1.0\% \sim 6.1\%$ (表 1)。

黄铜矿含少量 As、Co 和 Ni(含量 $<0.05\%$ , 表 1), Co 和 Ni 可能以类质同象形式替代 Cu 和 Fe。黄铜矿中 Fe、S 和 Cu 的含量与理论值接近, Fe 为 $29.51\% \sim 30.43\%$ , S 为 $34.74\% \sim 35.18\%$ , Cu 为 $34.22\% \sim 34.66\%$ 。

闪锌矿含少量 Fe( $1.47\% \sim 3.42\%$ ), 其中第 II 阶段的闪锌矿较富 Fe(含量 $>2\%$ ), 第 III、IV 阶段的闪锌矿贫 Fe(含量 $<2\%$ )。闪锌矿中铁的含量与其形成温度有关,一般高温形成的闪锌矿铁含量高,低温形成的闪锌矿铁含量低(Scott et al., 1973; Kojima et al., 1985), 说明随成矿作用的进行, 哈图金矿蚀变岩型矿体成矿流体的温度逐渐降低。

表 1 哈图金矿蚀变岩型矿体中部分矿石矿物电子探针分析结果( $w_B/\%$ )

Table 1 Representative compositions of sulfides in the alteration-type orebody of Hatu gold deposit ( $w_B/\%$ )

测试矿物	成矿阶段	S	As	Fe	Pb	Co	Cu	Zn	Te	Ni	总和
黄铁矿	III	53.51	0.02	46.97	0	0.11	0.18	0.06	0.01	0.04	100.90
黄铁矿	III	53.55	0.04	46.84	0	0.10	0	0.01	0.02	0.15	100.71
黄铁矿	IV	51.39	0.56	45.82	0	0.07	0.04	0	0	0.01	97.89
黄铁矿	IV	53.14	0	46.66	0.07	0.08	0	0	0.08	0.52	100.55
黄铁矿	IV	51.59	2.88	46.62	0	0.06	0.03	0	0	0.01	101.19
黄铁矿	IV	53.18	0.29	46.96	0	0.10	0.04	0.02	0.01	0.07	100.67
黄铁矿	IV	51.06	3.55	46.00	0	0.08	0	0	0	0.05	100.74
毒砂	II	21.86	43.01	36.39	0.08	0.06	0	0	0	0.01	101.41
毒砂	II	22.66	42.64	36.45	0.05	0.07	0.01	0	0	0	101.88
毒砂	III	23.36	41.11	36.90	0.08	0.05	0.02	0	0.01	0.01	101.54
毒砂	IV	24.24	40.12	36.73	0.20	0.13	0.02	0.01	0	0.07	101.52
毒砂	IV	23.43	42.21	36.12	0	0.06	0	0	0	0	101.82
毒砂	IV	22.26	42.44	35.83	0.09	0.05	0	0	0.03	0.01	100.71
毒砂	IV	24.45	39.28	37.15	0	0.06	0	0	0.04	0.04	101.02
铁硫砷矿	IV	20.96	43.56	13.41	0	1.03	0	0	0.23	21.00	100.19
铁硫砷矿	IV	20.60	45.16	10.97	0	2.92	0	4.40	0.20	19.39	103.64
铁硫砷矿	IV	20.03	44.62	9.40	0	6.09	0	0	0.08	20.20	100.42
黄铜矿	IV	34.79	0	30.43	0	0.03	34.53	0	0.03	0.01	99.82
黄铜矿	IV	35.18	0	29.89	0	0.05	34.40	0	0.02	0	99.54
黄铜矿	IV	34.74	0	29.92	0	0.03	34.22	0	0	0	98.91
黄铜矿	IV	34.79	0.02	29.51	0	0.04	34.66	0	0	0.03	99.05
闪锌矿	II	32.96	0	3.42	0	0	0	62.58	0.06	0	99.02
闪锌矿	III	33.09	0	1.95	0	0.01	0.43	63.41	0.04	0.09	99.02
闪锌矿	IV	33.19	0	1.47	0	0.01	0	64.01	0.07	0	98.75

样品由北京大学地球与空间科学学院电子探针实验室分析。仪器为 JXA-8100, 电子束直径 $1 \mu\text{m}$ , 加速电压 20 kV, 束流 $1 \times 10^{-8}$ 安培。

## 5 元素地球化学特征

在哈图金矿区地下 400 m 矿段采集含细脉凝灰岩、凝灰岩 (HT07b、HT10、HT11、HT21、HT30、HT33) 以及不同程度蚀变的玄武岩 (HT12、HT14、HT20、HT07a、HT08)。选取其中的石英-钠长石脉、石英-方解石脉以及不同程度蚀变的玄武岩进行全岩化学分析。样品经过 2 次破碎, 在不锈钢擂钵中破碎至 60 目, 再用玛瑙钵研磨至 200 目以下。溶样处理操作在北京大学地球与空间科学学院教育部重点实验室中进行。使用中国科学院地质与地球物理

研究所 Finnigen Mat ICP-MS 仪器测试, 测试方法见 Zhu 等 (2006)。石英-钠长石脉、石英-方解石脉和玄武岩样品的微量元素含量和特征元素比值见表 2。

玄武岩的 REE 配分模式为平坦型 (图 6a), 稀土元素总量不高, 为  $21.98 \times 10^{-6} \sim 44.45 \times 10^{-6}$  (平均  $33.10 \times 10^{-6}$ ) ( $La/Yb$ )<sub>N</sub> 值为 0.851~0.954, 轻重稀土元素分馏不明显; 轻稀土元素和重稀土元素均无明显分馏 ( $La/Sm$ )<sub>N</sub> 和 ( $Gd/Yb$ )<sub>N</sub> 值分别为 0.903~0.948、1.001~1.079,  $\delta Eu$  值为 0.76~1.05 (平均 0.96), 其中除样品 HT07a 具有弱的 Eu 负异常外, 其他样品均无明显 Eu 异常;  $\delta Ce$  值为 0.92~0.99。玄武岩原始地幔标准化的多元素图解表明

表 2 哈图金矿蚀变岩型矿体中不同类型样品的微量元素含量 ( $w_B/10^{-6}$ )

Table 2 The trace element contents in samples from alteration-type orebody of Hatu gold deposit ( $w_B/10^{-6}$ )

	HT07b 石英-钠 长石脉	HT10 石英-钠 长石脉	HT33 石英-钠 长石脉	HT21 石英-钠 长石脉	HT11 石英-钠 长石脉	HT30 方解 石脉	HT12 蚀变 玄武岩	HT14 蚀变 玄武岩	HT07a 蚀变 玄武岩	HT20 蚀变 玄武岩	HT08 未蚀变 玄武岩
Rb	1.22	0	5.00	16.35	0.836	0.649	87.71	41.15	13.72	6.93	48.00
Sr	503.0	21.48	23.69	48.62	7.69	683.6	336.2	243.8	432.6	107.8	271.4
Y	14.33	0.671	2.49	4.15	1.18	2.00	19.7	27.52	14.28	24.70	17.89
Zr	4.63	2.08	3.31	4.71	1.30	0.887	45.11	64.17	41.06	57.08	43.40
Nb	0.180	0.049	0.456	0.347	0.098	0.365	2.11	3.08	1.95	2.64	1.92
Cs	0.324	0.116	0.539	1.10	0.420	0.343	5.34	8.42	0.883	4.08	2.68
Ba	6.30	1.80	35.66	19.97	1.38	9.78	99.42	313.6	17.37	51.89	80.51
La	1.76	0.067	0.972	0.487	0.045	0.480	2.68	3.97	1.94	3.40	2.59
Ce	4.55	0.132	2.24	1.27	0.121	0.852	6.82	10.03	4.64	8.78	6.56
Pr	0.738	0.025	0.244	0.162	0.020	0.095	1.07	1.58	0.762	1.35	1.03
Nd	3.84	0.101	0.954	0.815	0.099	0.339	5.47	8.06	3.89	7.03	5.47
Sm	1.40	0.020	0.280	0.376	0.035	0.099	1.84	2.62	1.33	2.35	1.74
Eu	1.01	0.011	0.093	0.142	0.020	0.608	0.763	1.08	0.400	0.918	0.638
Gd	1.93	0.022	0.306	0.520	0.045	0.124	2.67	3.79	1.92	3.37	2.44
Tb	0.357	0.004	0.044	0.089	0.007	0.019	0.496	0.713	0.363	0.627	0.448
Dy	2.19	0.025	0.264	0.563	0.044	0.134	3.42	4.84	2.53	4.34	3.06
Ho	0.435	0.005	0.052	0.117	0.007	0.028	0.756	1.09	0.563	0.956	0.662
Er	1.07	0.013	0.138	0.306	0.016	0.069	2.13	2.91	1.60	2.71	1.89
Tm	0.142	0.002	0.019	0.041	0.002	0.008	0.317	0.438	0.246	0.407	0.285
Yb	0.794	0.010	0.111	0.248	0.013	0.048	2.08	2.88	1.55	2.64	1.83
Lu	0.096	0.001	0.016	0.036	0.002	0.007	0.317	0.447	0.235	0.412	0.272
Hf	0.149	0.052	0.127	0.181	0.040	0.024	1.47	1.98	1.67	1.79	1.37
Ta	0.013	0.004	0.026	0.016	0.004	0.017	0.130	0.185	0.109	0.155	0.154
Pb	1.30	0.606	1.22	1.04	0.371	1.72	2.12	2.76	3.03	0.933	2.66
Th	0.288	0.275	0.418	0.333	0.313	0.346	0.385	0.505	0.453	0.447	0.445
U	0.074	0.073	0.105	0.073	0.058	0.088	0.074	0.152	0.103	0.115	0.100
∑REE	20.32	0.44	5.74	5.17	0.47	2.91	30.82	44.45	21.98	39.32	28.91
$\delta Eu^*$	1.87	1.58	0.97	0.98	1.50	16.70	1.05	1.05	0.76	0.99	0.94
$\delta Ce^*$	0.97	0.78	1.09	1.09	1.00	0.91	0.98	0.97	0.92	0.99	0.97
( $La/Yb$ ) <sub>N</sub> *	1.51	4.45	5.93	1.34	2.33	6.80	0.88	0.94	0.85	0.88	0.96
( $La/Sm$ ) <sub>N</sub> *	0.78	2.04	2.17	0.81	0.79	3.03	0.91	0.95	0.91	0.90	0.93
( $Gd/Yb$ ) <sub>N</sub> *	1.96	1.77	2.22	1.70	2.77	2.10	1.04	1.07	1.00	1.03	1.08

样品由中国科学院地质与地球物理研究所采用 Finnigen Mat ICP-MS 仪器测试。\* 单位为 1。

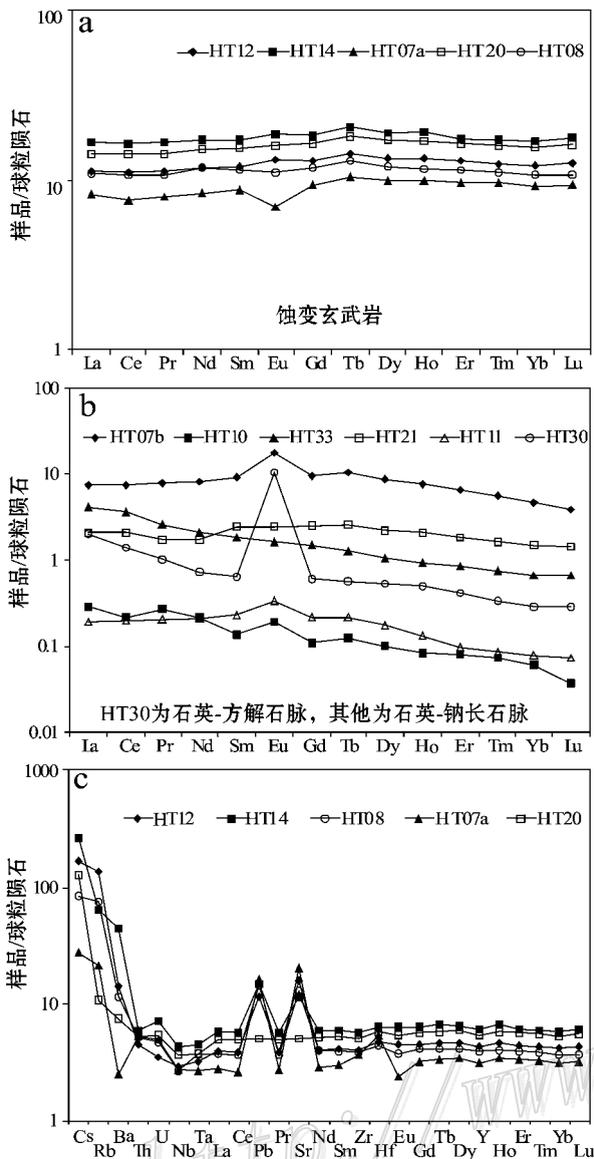


图 6 a. 不同程度蚀变玄武岩的稀土元素配分模式 ; b. 不同阶段脉体的稀土元素配分模式 ; c. 蚀变玄武岩原始地幔标准化的多元素图解 ; 其中样品 HT12、HT14、HT20、HT07a、HT08 为不同程度蚀变玄武岩 ; HT07b、HT10、HT33、HT21、HT11 为石英-钠长石脉脉体 , HT30 为石英-方解石脉脉体 ( 标准化数据依据 Sun et al. , 1989 )

Fig. 6 a. Chondrite-normalized REE patterns of host basalts with various alteration ; b. Chondrite-normalized REE patterns of samples in different veins ; c. The primitive mantle normalized multi-element plots for altered basalts ; HT12 , HT14 , HT20 , HT07a , HT08—basalts with various alteration ; HT07b , HT10 , HT33 , HT21 , HT11—samples in quartz-albite veins ; HT30—sample in quartz-calcite vein ( the chondrite normalized values are based on Sun et al. , 1989 )

( 图 6c ) , Cs、Rb、Pb、Sr 和 Ba 等大离子亲石元素强烈富集 , Nb、Ta 弱亏损。

石英-钠长石脉脉体 ( HT07b , HT10 , HT33 , HT21 , HT11 ) 的稀土元素配分模式为弱右倾式 ( 图 6b ) 稀土元素总量较低 ( 平均为  $6.43 \times 10^{-6}$  )。稀土元素的  $(La/Yb)_N$  值为 1.337~5.931 ( 平均 3.28 ) , 轻稀土元素弱富集。轻稀土元素无明显分馏 , 而重稀土元素有弱的分馏  $(La/Sm)_N$  和  $(Gd/Yb)_N$  值分别为 0.784~2.169 和 1.698~2.774。  $\delta Eu$  值为 0.97~1.87  $\delta Ce$  值为 0.78~1.09。

石英-方解石脉脉体 ( HT30 ) 的稀土元素配分模式为右倾型 ( 图 6b ) 稀土元素总量低 (  $2.91 \times 10^{-6}$  ) , 轻稀土元素富集  $(La/Yb)_N$  值为 6.79。轻稀土元素和重稀土元素均有弱的分馏  $(La/Sm)_N$  和  $(Gd/Yb)_N$  值分别为 3.03 和 2.10。具有明显的 Eu 正异常 (  $\delta Eu$  值为 16.70 ) , 无明显 Ce 异常 (  $\delta Ce = 0.91$  )。石英-方解石脉脉体 ( HT30 ) 的 REE 配分模式与石英-钠长石脉脉体的 REE 配分模式相比 , 右倾程度增加 , 轻重稀土元素间分馏增强 , Eu 正异常明显。

## 6 讨论与结论

哈图金矿蚀变岩型矿体围岩主要发生黄铁矿化、毒砂化和碳酸盐化。蚀变岩型矿体成矿作用可以划分为 5 个阶段 , 分别为石英-钠长石阶段 ( I )、黄铁矿-钠长石阶段 ( II )、毒砂-碳酸盐阶段 ( III )、黄铜矿-碳酸盐阶段 ( IV ) 和石英-方解石阶段 ( V ) , 其中第 III、第 IV 阶段为主要成矿期。金主要以自然金的形式存在于毒砂颗粒间隙或被黄铁矿包裹。从蚀变岩型矿体的成矿阶段可以看出 ( 图 5b ) , 在成矿早期阶段 , 成矿流体富含 Si、Na、Al 及少量 Fe、Cu、S、As 等元素。随着成矿作用的进行 , 成矿流体中 Ca、 $CO_3^{2-}$ 、Fe、Cu、S、As 的含量逐渐升高 , 并随着流体物理化学条件的变化沉淀出黄铁矿、毒砂、黄铜矿、磁黄铁矿以及菱铁矿等矿物。在 II—III 阶段 , 磁黄铁矿含量逐渐降低 , 表明成矿流体的硫逸度逐渐升高。在 III—IV 阶段沉淀了大量菱铁矿 , 说明成矿流体的  $pH < 5.5$  , 且其中 S 浓度较低。主要金成矿阶段 ( III—IV ) 的矿物组合表明金沉淀伴随碳酸盐矿物的形成 , 因此推断 , 在流体运移的过程中  $CO_3^{2-}$  对金硫络合物起着保护作用 , III—IV 阶段形成大量菱铁矿、

铁白云石和方解石,消耗了流体中的  $\text{CO}_3^{2-}$ ,并促使金硫络合物分解,最终导致金沉淀。

哈图金矿蚀变岩型矿体分布于矿床深部,而石英脉型矿体主要分布于浅部。关于石英脉型矿体的成矿特征,前人已作了大量的研究(金成伟等,1993;沈远超等,1993;范宏瑞等,1998;汪卫国等,2005;王莉娟等,2005)。这些研究认为,石英脉型矿体主要与花岗岩浆有关系,成矿流体来源于附近的花岗岩(李华芹等,2000)。沈远超等(1993)将石英脉型矿体的成矿作用划分为3个阶段:石英-硫化物阶段、石英-自然金-硫化物阶段和碳酸盐阶段(图5a)。石英脉型矿体中脉石矿物以石英和方解石为主,石英是主要的脉石矿物,同时也是主要的载金矿物。而蚀变岩型矿体中主要的脉石矿物为钠长石、方解石、铁白云石和菱铁矿,石英含量很低。在成矿早期阶段,蚀变岩型矿体中的钠长石含量高。在主要金成矿阶段,蚀变岩型矿体中碳酸盐矿物(尤其是菱铁矿)含量高。与蚀变岩型矿体的另一个差异是,在石英脉

型矿体中发育斑铜矿、赤铁矿和磁铁矿,这一矿物组合的存在说明石英脉型矿体成矿流体的氧逸度较蚀变岩型矿体成矿流体的高。黝铜矿的出现表明,石英脉型矿体成矿流体中含Sb。导致哈图金矿蚀变岩型矿体与石英脉型矿体成矿流体差异的原因还需要作进一步研究。

蚀变玄武岩和未蚀变玄武岩REE配分模式基本一致(图6a),说明成矿流体对玄武岩的稀土元素地球化学行为影响不大。原始地幔标准化的多元素图解上(图6c),玄武岩的Nb、Ta亏损很弱,表明该玄武岩的成因与俯冲带流体活动关系不大。Hf/Yb-Nb/Yb图解所显示的地球化学特征表明,哈图金矿围岩玄武岩具有类似富集地幔的地球化学特征(图7a)。地幔源区物质的演化不能解释玄武岩中Ba、Rb、Sr和Pb等大离子亲石元素的地球化学演化特征(图7b、7c、7d)。在Sr/Yb-Nb/Yb图解中(图7b),玄武岩围岩样品大多偏离地幔域落在了高Sr/Yb比值的区域,说明相对于地幔的化学组成,玄武岩围岩

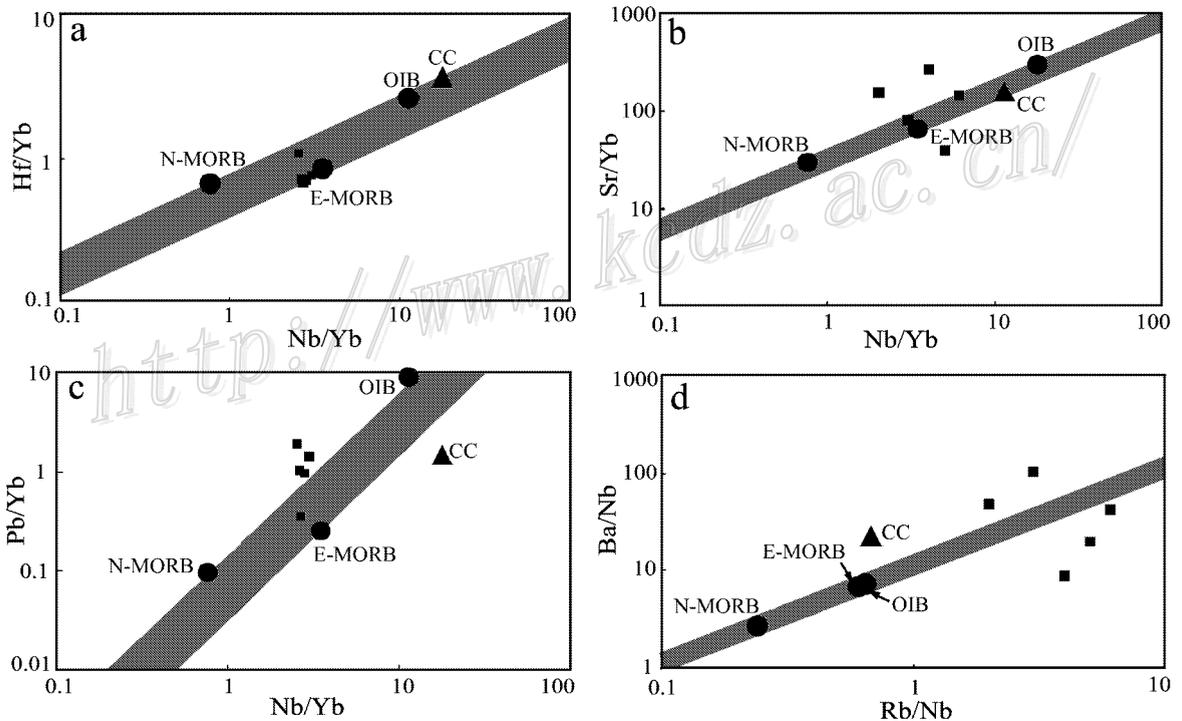


图7 a.玄武岩围岩的Hf/Yb与Nb/Yb变异图解;b.Sr/Yb与Nb/Yb变异图解;c.Pb/Yb与Nb/Yb变异图解;d.Ba/Nb与Rb/Nb变异图解。OIB、N-MORB和E-MORB的数值依据Sun等(1989),上地壳平均值依据Taylor等(1985)。OIB代表洋岛玄武岩,N-MORB代表正常洋中脊玄武岩,E-MORB代表不相容元素富集的洋中脊玄武岩,CC代表平均大陆地壳  
 Fig. 7 a. plot of Hf/Yb vs. Nb/Yb for basalts ; b. plot of Sr/Yb vs. Nb/Yb for basalts ; c. plot of Pb/Yb vs. Nb/Yb for basalts ; d. plot of Ba/Nb vs. Rb/Nb for basalts. The data of OIB, N-MORB and E-MORB are based on Sun et al.(1989), per crust are based on Taylor et al. (1985)

强富集 Sr、弱亏损 Nb。从 Pb/Yb-Nb/Yb 图解中(图 7c)可以看出,玄武岩围岩样品的 Pb/Yb 比值大多高于地幔,说明样品较地幔富集 Pb。在 Ba/Nb-Rb/Nb 图解中(图 7d),玄武岩围岩样品均远离地幔域分布,在高 Ba/Nb 比值和高 Rb/Nb 比值的区域,说明玄武岩围岩较地幔富集 Ba 和 Rb。样品的 Ba/Nb 比值远高于上地壳平均值,这说明这些大离子亲石元素的强烈富集不能用地壳物质的混染来解释,这与玄武岩的 REE 配分模式得到的结论一致。Ba、Rb、Sr 和 Pb 等大离子亲石元素在这些玄武岩围岩中强烈富集,应该是矿区内大量成矿流体活动的结果,由此推断成矿流体中富集 Ba、Rb、Sr 和 Pb 等元素。石英-钠长石脉与石英-方解石脉稀土元素配分模式之间的差异说明,成矿流体向轻重稀土元素分馏、Eu 正异常增强的方向演化。

在哈图金矿蚀变岩型矿体中存在大量黄铜矿和少量辉铜矿,它们与铁白云石、菱铁矿和方解石共生。这个形成大量铜矿物的阶段(黄铜矿-碳酸盐成矿阶段)对应着金的主要成矿时期。虽然这个相对独立的铜-金成矿阶段的找矿意义还需要进一步确认,但这提示人们应该在这个地区寻找有关的热液铜矿。蚀变岩型金矿矿石中广泛存在的黄铜矿可能意味着西准噶尔地区具有形成热液铜矿的基本环境和物质基础。近几年在哈图金矿以南约 60 km 发现的包古图斑岩铜矿就是一个典型热液铜矿的例子(张锐等 2006)。而在哈萨克斯坦东部(巴尔喀什湖北岸)也发现了众多斑岩-热液型铜-金矿床,如 Sayak, Aktogai, Dolinnoy 和 Kounrad 矿床(Heinhorst et al., 2000; Seltmann et al., 2005; 朱永峰等, 2007a)。西准噶尔地区在大地构造上是否能与巴尔喀什湖北岸对比,还存在一些不确定性(Zonenshain et al., 1990; Yakubchuk et al., 2003; Dobrtesov, 2003; 何国琦等 2005, 2006),但是,这两个相邻的地区具有相似的成矿属性,值得进一步深入研究。

致 谢 《矿床地质》匿名审稿专家提供的修改意见对完善本文有重要帮助。舒桂明和王长秋老师指导并协助完成了电子探针的测试工作,赵凤山老师协助完成了微量元素样品的前处理,中国科学院地质与地球物理研究所的靳新娣老师分析了样品的微量元素含量。徐新研究员(新疆资环中心)和李瑞同学参加了野外工作,哈图金矿矿山地质部门负责

人张凤军先生为野外地质调查提供了诸多便利条件和协助,特此感谢。

## References

- Bereaf of Geology and Mineral Resources of Xinjing Uygur Antonomous. 1993. Reginal geology of Xinjiang Uygur Antonomous Region [M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese with English abstract).
- Berzina A N and Korobeinikov A F. 2007. Rhenium and precious metal (Pt, Pd, and Au) abundances in porphyry Cu-Mo deposits of Central-Asian mobile belt [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(8): 1957~1972.
- Clark L A. 1960. The Fe-As-S system: Phase relations and applications [J]. *Econ. Geol.*, 55: 1345~1381.
- Cole A, Wilkinson J J, Halls C and Serenko T J. 2000. Geological characteristics, tectonic setting and preliminary interpretations of the Jilau gold-quartz vein deposit, Tajikistan [J]. *Mineralium Deposita*, 35: 600~618.
- Cooke D R, Hollings P and Walshe J L. 2005. Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls [J]. *Econ. Geol.*, 100(5): 801~818.
- Dobrtesov N L. 2003. Evolution of structures of the Urals, Kazakhstan, Tien Shan, and Altai-Sayan region within the Ural-Mongolian fold belt (Paleo-Asia Ocean) [J]. *Geologie I. Geofizika*, 44: 5~27 (in Russia).
- Fan H R, Jin C W and Shen Y C. 1998. Ore-forming fluid geochemistry of the Hatu gold deposit in Xinjiang, Northwest China [J]. *Mineral deposits*, 17(2): 136~148 (in Chinese with English abstract).
- Halter W E, Pettke T and Heinrich C A. 2002. The origin of Cu/Au ratios in porphyry-type ore deposits [J]. *Science*, 296: 1844~1846.
- Han B F, Ji J Q, Song B, Chen L H and Zhang L. 2006. Late Paleozoic vertical growth of continental crust around the Junggar Basin, Xinjiang, China (part I): Timing of post-collisional plutonism [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(5): 1077~1086 (in Chinese with English Abstract).
- He G Q, Chen S D and Xu X. 2005. An introduction to the explanatory text of the map of tectonics of Xinjiang and its neighbouring area 1: 1500000 [M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese).
- He G Q and Zhu Y F. 2006. Comparative study of the geology and mineral resources in Xinjing, China, and its adjacent regions [J]. *Geology in China*, 33(3): 451~460 (in Chinese with English abstract).
- Heinhorst J, Lehmann B, Ermolov P, Serykh V and Zhurutin S. 2000. Paleozoic crustal growth and metallogeny of Central Asia: Evidence from magmatic-hydrothermal ore systems of Central Kazakhstan [J]. *Tectonophysics*, 328: 69~87.
- Heinrich C A, Driesner T, Stefánsson A and Seward T M. 2004. Magmatic vapor contraction and the transport of gold from the porphyry environment to epithermal ore deposits [J]. *Geology*, 32(9): 761~

- 764.
- Jin C W, Shen Y C, Zhang X Q, et al. 1993. Magmatism, tectonic settings and its relationship with gold mineralization in East Junggar [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 128~137 (in Chinese).
- Kojima S and Sugaki A. 1985. Phase relations in the Cu-Fe-Zn-S system between 500°C and 300 °C under hydrothermal conditions [J]. Econ. Geol., 80: 158~171.
- Kown S T, Tilton G R and Goleman R G. 1989. Isotopic studies bearing on the tectonics of the west Junggar region [J]. Tectonics, 8(4): 719~727.
- Kretschmar U and Scott S D. 1976. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application [J]. Canadian Mineralogist, 14: 364~382.
- Li H Q, Xie C F, Chang H L, et al. 1998. The metallogenic chronology of the nonferrous precious metals in north Xinjiang [M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese).
- Li H Q, Chen F W and Cai H. 2000. Study on Rb-Sr isotopic ages of gold deposits in west Junggar area, Xinjiang [J]. Acta Geologica Sinica, 74(2): 182~192 (in Chinese with English abstract).
- Luo Z H, Liang T, Chen B H, Xin H T, Ke S, Zhang Z L and Cheng S H. 2007. Intraplate orogenesis and its implications in metallogenesis [J]. Acta Petrologica Sinica, 23(8): 1945~1956 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Konopelko D, Seltmann R, Lehmann B, Chen W, Wang Y T, Eklund O and Usabaliev T. 2004. Postcollisional age of the Kumtor gold deposit and timing of Hercynian events in the Tien Shan, Kyrgyzstan [J]. Econ. Geol., 99: 1771~1780.
- Mungall J E. 2002. Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits [J]. Geology, 30(10): 915~918.
- Mustard R, Ulrich T and Mernagh T. 2006. Gold and metal enrichment in natural granitic melts during fractional crystallization [J]. Geology, 34(2): 85~88.
- Scott S D and Kissin S A. 1973. Sphalerite composition in the Zn-Fe-S system below 300°C [J]. Econ. Geol., 68: 475~479.
- Seltmann R and Porter T M. 2005. The porphyry Cu-Au/Mo deposits of central Eurasia I. Tectonic, geologic and metallogenic setting, and significant deposits [A]. In: Porter T M, ed. Super porphyry copper & gold deposits: A global perspective [C]. Adelaide: PGC Publishing. v. 2: 467~512.
- Sharp Z D, Essene E J and Kelly W C. 1985. A re-examination of the arsenopyrite geothermometer: Pressure considerations and applications to natural assemblages [J]. Canadian Mineralogist, 23: 517~534.
- Shen Y C and Jin C W. 1993. Magmatism and gold mineralization in Western Junggar [M]. Beijing: Science Press. 113~171 (in Chinese with English abstract).
- Simmons S F and Brown K L. 2006. Gold in magmatic hydrothermal solutions and the rapid formation of a giant ore deposit [J]. Science, 314: 288~290.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic study of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [J]. Geological Society of London. Special Publication. 42: 313~345.
- Taylor S R and McLennan S M. 1985. The continental crust: Its composition and evolution [M]. Oxford: Blackwell. 1~312.
- Wang L J and Wang Y W. 2005. Geochemistry of ore-forming fluid and metallogenesis prognosis of Hatu gold deposit in Junggar basin, Xinjiang, China [J]. Geology and Prospecting, 41(6): 21~16 (in Chinese with English abstract).
- Wang L J, Wang J B, Wang Y W and Zhu H P. 2006. Ore-forming fluids and carbon, sulphur and lead isotope studied on ductile-shear-zone-type gold deposits in Junggar—East Tianshan Mts. area, Xinjiang [J]. Geological Review, 52(4): 486~493 (in Chinese with English abstract).
- Wang R and Zhu Y F. 2007. Geology of the Baobei gold deposit in Western Junggar and zircon SHRIMP age of its wall-rocks, Western Junggar (Xinjiang, NW China) [J]. Geological Journal of China Universities, 13(3): 590~602 (in Chinese with English abstract).
- Wang W G and Sun Y L. 2005. Geological features and guides for exploration of the Ha-Xi gold deposits, Xinjiang [J]. Xinjiang Geology, 23(1): 31~35 (in Chinese with English abstract).
- Wang Y T, Zhang W Z, Wang L, Yang F Q and Chen W. 2007. Tracing the sources of ore-forming fluids and materials of the Hongshi gold deposit in the Eastern Tianshan, Xinjiang, NW China [J]. Acta Petrologica Sinica, 23(8): 1998~2006 (in Chinese with English abstract).
- Wilde A R, Layer P, Mernach T and Foster J. 2001. The giant Muruntau gold deposit: Geological, geochronologic, and fluid inclusion constraints on ore genesis [J]. Econ. Geol., 96: 633~644.
- Xiao F. 1999. Characteristics of host structure and direction of prospecting in Xinjiang Hatu gold ore [J]. Journal of Xinjiang Institute of Technology, 20(4): 271~273 (in Chinese with English abstract).
- Yakubchuk A, Seltmann R and Shatov V. 2003. Tectonics and metallogeny of the western part of the Altai orogenic collage [A]. In: Mao J, Goldfarb R J, Seltmann R, Wang D, Xiao W, Hart C, ed. Tectonic evolution and metallogeny of the Chinese alty and Tianshan [C]. London: International Association on the Genesis of Ore Deposits/Centre for Russian and Central Asian Mineral Studies, Natural History Museum. 7~16.
- Zhang F J. 2003. Discussions on the ore bearing structure of the associated minerals and the geology of mineral veins in Xinjiang Hatu gold ore [J]. Xinjiang Nonferrous Metals, (3): 5~6 (in Chinese).
- Zhang R, Zhang Y X and Tong G S. 2006. Major breakthrough in copper exploration in the Baogutu porphyry copper deposit, Western Junggar, Xinjiang, and its significance [J]. Geology in China, 33(6): 1354~1360 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Y F, Jiang N and Zeng Y S. 2001a. Geochemistry of the ore-forming fluids in gold deposits from the Taihang Mountains, Northern China [J]. International Geology Review, 43: 457~473.
- Zhu Y F, Sun S H and Jiang N. 2001b. A gold-bearing alkaline pluton in eastern Linxi District, Inner Mongolia: Its geochemistry and Me-

- tallogenic significance [ J ]. *Resource Geology*, 51: 393~399.
- Zhu Y F. 2004. Ductile-Shear zone related gold deposits in craton and Paleozoic orogenic belt: An analysis of their ore-forming processes and environments [ J ]. *Mineral Deposits*, 23(4): 509~519 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Y F, Zeng Y S and Gu L B. 2006. Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite no. 3 vein and related granites in the Keketuohai region, Altay mountains, northwest China [ J ]. *Asian Earth Sciences*, 27: 61~77.
- Zhu Y F, He G Q and An F. 2007a. Geological evolution and metallogeny in the core part of the Central Asian metallogenic domain [ J ]. *Geological Bulletin of China*, 26(9): 1167~1177 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Y F, Wang T and Xu X. 2007b. Progress of geology study in Xinjiang and its adjacent regions [ J ]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(8): 1785~1794 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Y F, Zhou J and Zeng Y S. 2007c. The Tianger (Bingdaban) shear zone hosted gold deposit, west Tianshan, NW China: Petrographic and geochemical characteristics [ J ]. *Ore Geology Review*, 32: 337~365.
- Zonenshain L P, Kuzmin M I and Natapov L M. 1990. Geology of the USSR: A plate-tectonic synthesis [ M ]. *Geodynamics Series*, 21 American Geophysical Union, Washington D.C. 242p.
- 附中文参考文献**
- 范宏瑞, 金成伟, 沈远超. 1998. 哈图金矿成矿流体地球化学 [ J ]. *矿床地质*, 17(2): 136~148.
- 韩宝福, 李建清, 宋 彪, 陈立辉, 张 磊. 2006. 新疆准噶尔晚古生代陆壳垂向生长( I )后碰撞深成岩浆活动的时限 [ J ]. *岩石学报*, 22(5): 1077~1086.
- 何国琦, 成守德, 徐 新, 李锦轶, 赫 杰. 2005. 中国新疆及邻区大地构造图( 1:2 500 000 ) [ M ]. 北京: 地质出版社.
- 何国琦, 朱永峰. 2006. 中国新疆及其邻区地质矿产对比研究 [ J ]. *中国地质*, 33: 451~460.
- 金成伟, 沈远超, 张秀祺, 等. 1993. 西准岩浆活动及其构造环境和金矿化的关系 [ M ]. 北京: 地质出版社. 128~137.
- 李华芹, 陈富文, 蔡 红. 2002. 新疆西准噶尔地区不同类型金矿床 Rb-Sr 同位素年代研究 [ J ]. *地质学报*, 74(2): 182~192.
- 李华芹, 谢才富, 常海亮, 等. 1998. 新疆北部有色贵金属矿床成矿作用年代学 [ M ]. 北京: 地质出版社.
- 罗照华, 梁 涛, 陈必河, 辛后田, 柯 珊, 张自力, 程素华. 2007. 板内造山作用与成矿 [ J ]. *岩石学报*, 23(8): 1945~1956.
- 沈远超, 金成伟. 1993. 西准噶尔地区岩浆活动与金矿化作用 [ M ]. 北京: 科学出版社. 113~171.
- 王莉娟, 王玉往. 2005. 新疆准噶尔盆地哈图金矿成矿流体的某些物理化学特征及与成矿关系 [ J ]. *地质与勘探*, 41(6): 21~26.
- 王莉娟, 王京彬, 王玉往, 朱和平. 2006. 新疆准噶尔—东天山地区产于韧性剪切带中的金矿床成矿流体与碳、硫、铅同位素 [ J ]. *地质论评*, 52(4): 486~493.
- 王 瑞, 朱永峰. 2007. 西准噶尔宝贝金矿地质与容矿火山岩的锆石 SHRIMP 年龄 [ J ]. *高校地质学报*, 13(3): 590~602.
- 王卫国, 孙亚林. 2005. 新疆哈图金矿地质特征及找矿方向浅析 [ J ]. *新疆地质*, 23(1): 31~35.
- 王义天, 张文智, 王 磊, 杨富全, 陈 文. 2007. 新疆东天山红石金矿床成矿流体和成矿物质来源示踪 [ J ]. *岩石学报*, 23(8): 1998~2006.
- 肖 飞. 1999. 新疆哈图金矿容矿构造特征及勘探方向 [ J ]. *新疆工学院学报*, 20(4): 271~273.
- 新疆维吾尔自治区地质矿产局. 1993. 新疆维吾尔自治区区域地质志 [ M ]. 北京: 地质出版社.
- 张凤军. 2003. 哈图金矿金的伴生矿物与金矿脉地质特征的探讨 [ J ]. *新疆有色金属*, (3): 5~6.
- 张 锐, 张云孝, 佟更生, 等. 2006. 新疆西准包古图地区斑岩铜矿找矿的重大突破及意义 [ J ]. *中国地质*, 33(6): 1354~1360.
- 朱永峰. 2004. 古老克拉通和古生代造山带中的韧性剪切带型金矿: 金矿成矿条件与成矿环境分析 [ J ]. *矿床地质*, 23(4): 509~519.
- 朱永峰, 何国琦, 安 芳. 2007a. 中亚成矿域核心地区地质演化与成矿规律 [ J ]. *地质通报*, 26(9): 1167~1177.
- 朱永峰, 王 涛, 徐 新. 2007b. 新疆及邻区地质与矿产研究进展 [ J ]. *岩石学报*, 23(8): 1785~1794.