

文章编号: 0258-7106(2014)02-0286-21

新疆东准噶尔松喀尔苏铜金矿区斑岩型矿床成因研究*

张 栋¹, 范俊杰¹, 刘 鹏^{1,2}, 潘爱军¹, 王治华^{1,2}, 张 峰^{1,2}, 金宝义¹,
王 斌¹, 朝银银^{1,2}, 赵 军³, 雷文大³, 仁传涛⁴

(1 武警黄金地质研究所, 河北 廊坊 065000; 2 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083;
3 武警黄金第八支队, 新疆 乌鲁木齐 830057; 4 武警黄金第一支队, 黑龙江 牡丹江 157000)

摘 要 松喀尔苏铜金矿区位于卡拉麦里石炭纪陆相火山岩带。文章通过矿床地质、围岩蚀变、含矿斑岩、流体包裹体和同位素研究, 探讨了矿床成因类型。研究表明, 松喀尔苏矿床具斑岩型矿床的特征, 铜金矿化体产于岩体接触带, 围岩蚀变具有分带性, 从岩体向围岩依次发育绢英岩化带、高岭石化带和青磐岩化带, 绢英岩化带与成矿相关。含矿斑岩复式岩体系同期陆相火山活动产物, 成矿作用在时间、空间和成因上与复式岩体中晚期花岗斑岩有关。花岗斑岩具有富水、富挥发性组分和岩浆爆破作用的氧化性岩浆特点, 具有后碰撞花岗岩类的地球化学亲缘性, 其岩浆起源于后碰撞挤压-伸展转换期的壳-幔岩浆过渡带。幔源岩浆注入、软流圈地幔底侵作用和壳-幔岩浆混合作用是形成含矿斑岩岩浆的主导因素。流体包裹体包括液相包裹体、气相包裹体和含子晶多相包裹体, 激光拉曼探针分析表明, 气相成分以 CO₂ 和 CH₄ 为主。成矿流体具有从高温、高盐度岩浆体系向低温、低盐度与大气降水混合的演化过程, 流体沸腾或不混溶作用及温度、盐度降低是导致流体中成矿物质沉淀的主要因素。氢、氧同位素组成表明成矿流体以岩浆水为主, 在成矿晚期混有大气降水。硫同位素具幔源硫的特征。铅同位素组成显示成矿作用起源于下地壳-上地幔过渡带的岩浆作用。综上所述, 该矿床属于与陆相火山-侵入岩有关的斑岩型铜金矿床。

关键词 地质学, 花岗斑岩, 流体包裹体, H, O, S, Pb 同位素, 斑岩型矿床, 松喀尔苏, 东准噶尔

中图分类号: P618.41; P618.51

文献标志码: A

Genetic study of porphyry-type deposit in Songkaersu Cu-Au ore district in eastern Junggar, Xinjiang

ZHANG Dong¹, FAN JunJie¹, LIU Peng^{1,2}, PAN AiJun¹, WANG ZhiHua^{1,2}, ZHANG Feng^{1,2},
JIN BaoYi¹, WANG Bin¹, CHAO YinYin^{1,2}, ZHAO Jun³, LEI WenDa³ and REN ChuanTao⁴

(1 Gold Geological Institute of CAPF, Langfang 065000, Hebei, China; 2 School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 3 No. 8 Gold Geological Party of CAPF, Urumqi 830057, Xinjiang, China; 4 No. 1 Gold Geological Party of CAPF, Mudanjiang 157000, Heilongjiang, China)

Abstract

The Songkaersu Cu-Au deposit located in south Karamaili tectonic belt is related to the continental volcanic intrusive rocks in Carboniferous continental volcanic belt. Based on studying deposit geology, rock alteration, host porphyry, fluid inclusions and isotopes, this paper discusses its genesis. It has characteristics of porphyry-type deposit, and mineralization occurs in the contact zone of granite porphyry. As for rock alteration zonation,

* 本文得到中国地质调查局矿产资源评价项目(编号: 1212011085018)和武警黄金指挥部黄金专项业务费项目(编号: HJY10-04)共同资助

第一作者简介 张 栋, 男, 1979年生, 高级工程师, 从事矿床地质和构造地质研究。Email: zhangdong7989@163.com

收稿日期 2013-03-31; 改回日期 2014-01-20。张绮玲编辑。

there are successively phyllic alteration zone, kaolinite zone and propylite zone from the porphyry to the wall rock, with the mineralization related to the phyllic alteration zone. Mineralization is closely related to hypabyssal phase granite porphyry in time, space and genesis; granite porphyry which is closely associated with post-collisional granitoids has oxidation magma characteristics of water- and volatile-enrichment and magma burst function, implying a crust-mantle mixing magmatic origin. The injection of mantle-derived magma, the underplating of asthenosphere mantle and the magmatic mixture interaction between the lower crust and the upper mantle were the main factors responsible for the formation of ore-bearing porphyry magma. Ore-forming fluids and H, O, S, Pb isotope studies further proved the genesis of porphyry-type deposit. Studies have shown that the different host fluid inclusions were liquid, gas and daughter-crystal-bearing gas-liquid-solid phase inclusions, and the analysis of the individual inclusions by Raman microprobe analysis shows that the gases were mainly CO₂ and CH₄. The evolution process of ore-forming fluids was from the high temperature and high salinity magmatic system to the low temperature and low salinity with the addition of meteoric water, corresponding basically to the mineralization stages. Fluid boiling or immiscibility and the reducing temperature and salinity were the main factors responsible for the precipitation of the metallogenic minerals. The composition of H, O isotopes shows that ore-forming fluids were mainly magmatic water, mixed with a small amount of meteoric water at the late metallogenic stage. The S isotope of pyrite and granite porphyry was the same as mantle-derived S in characteristics. Pb isotopic composition had crust - mantle mixing magmatism characteristics, suggesting that the magmatism related to mineralization formed an extrusion-stretching conversion period in a post-collision environment. Considering the background and mineral deposits, the authors hold that the deposit belongs to porphyry-type Cu-Au deposit related to continental volcanic-intrusive rocks.

Key words: geology, granite porphyry, fluid inclusion, H, O, S, Pb isotope, porphyry-type deposit, Songkaersu, East Junggar

松喀尔苏铜金矿区位于新疆北部准噶尔盆地东缘,卡拉麦里断裂带以南的巴塔玛依内山陆相火山沉积盆地内,是与石炭纪陆相火山活动有关的矿床之一。该矿床由新疆地勘局第一区调大队于 1998~1999 年发现,经过武警黄金部队的矿产资源评价和科研工作后又有新进展,目前正对它进行勘查评价工作。新疆地勘局第一区调大队(2000)对该矿区做过普查工作,初步认为该矿床属于斑岩型矿床。

前人对准噶尔地区的斑岩型矿床(闫升好等,2006;宋会侠等,2007;吴淦国等,2008;董连慧等,2009;郭丽爽等,2009;屈讯等,2009;2010;申萍等,2009;2010;唐功建等,2009;王登红等,2009;王莉娟等,2009;龙灵利等,2010;薛春纪等,2010;杨富全等,2010a;2010b;张志欣等,2010)新疆北部晚古生代陆相火山岩与成矿作用(胡霏琴等,1997;刘家远,2001;赵振华等,2001)和卡拉麦里地区浅成低温热液型金矿床(彭晓明等,2004;杨富全等,1999;2005)开展过大量而深入的研究,在斑岩型矿床成矿背景、成岩成矿时代、矿床成因和与陆相火山作用有关的浅成低温热液型金成矿作用等方面取得了丰富的研

究成果。部分学者(秦克章,2000;董连慧等,2009;申萍等,2010)提出准噶尔地块周边斑岩型矿床具有与陆相火山岩有关的浅成低温热液型金矿带伴生的特征。然而,对准噶尔陆相火山岩地区典型斑岩型矿床的报道仍较少。

浅成低温热液-斑岩铜金多金属矿床模型(White et al.,1995)和相关研究(芮宗瑶等,1995;2003;秦克章,1998;张德全等,2003;毛景文等,2010)表明,两类矿床在空间上存在关联,特别是高硫化型浅成低温热液金矿床。该模型构造背景多数为挤压背景下的岩浆弧(Corbett,2002)或活动大陆边缘(陈毓川等,2001)。然而,新疆北部晚古生代浅成低温热液矿床主要形成于区域伸展背景或与碰撞后伸展作用有关(Qin et al.,2002;毛景文等,2002;王莉娟等,2005;杨富全等,2005)。卡拉麦里陆相火山岩带作为其中一个浅成低温热液型金矿化集中区,典型矿床有高硫化型金山沟金矿床和低硫化型双峰山金矿床。松喀尔苏铜金矿区作为卡拉麦里陆相火山岩带内新发现且有望突破的斑岩型矿床,无疑将作为纽带深化对东准噶尔陆相火山-侵入岩和

浅成低温-斑岩铜金成矿系统的认识。笔者以分析地质现象为基础,结合流体包裹体和同位素研究,试图对该斑岩型矿床的成因进行探讨。

1 区域地质背景

松喀尔苏铜金矿区在大地构造上位于北西向卡拉麦里断裂带南侧的巴塔玛依内山石炭纪上叠火山-沉积盆地(何国琦等,2004)(图 1a),属于古亚洲成矿域中亚地区晚古生代斑岩铜矿带中部的巴尔喀什-准噶尔铜矿带(成守德等,2006)。在空间上该铜矿带及新疆北部已发现的斑岩型矿床分布于西准噶尔包古

图地区、东准噶尔东缘琼河坝地区和准噶尔北缘的卡拉先格尔。东准噶尔卡拉麦里地区则由若干个浅成低温热液型金矿床组成,分布在卡拉麦里断裂带两侧,包括金山沟、东黑山、索尔巴斯陶、双峰山等(杨富全等,2005),总体呈 NW 向展布,在长 60 km、宽 30 km 的范围内形成浅成低温热液型金矿带。区域地质演化历经了早古生代古克拉通(或古陆)的裂解和有限洋盆形成阶段、晚古生代早期(D)俯冲阶段、晚古生代中期(C₁)碰撞造山(包括残余洋盆)阶段、晚古生代中晚期(C₁₋₂)后碰撞挤压向伸展转换阶段、晚古生代晚期(P)后碰撞伸展阶段和中生代陆内阶段(李锦轶等,1990;肖序常等,1992;陈衍景,1996)。

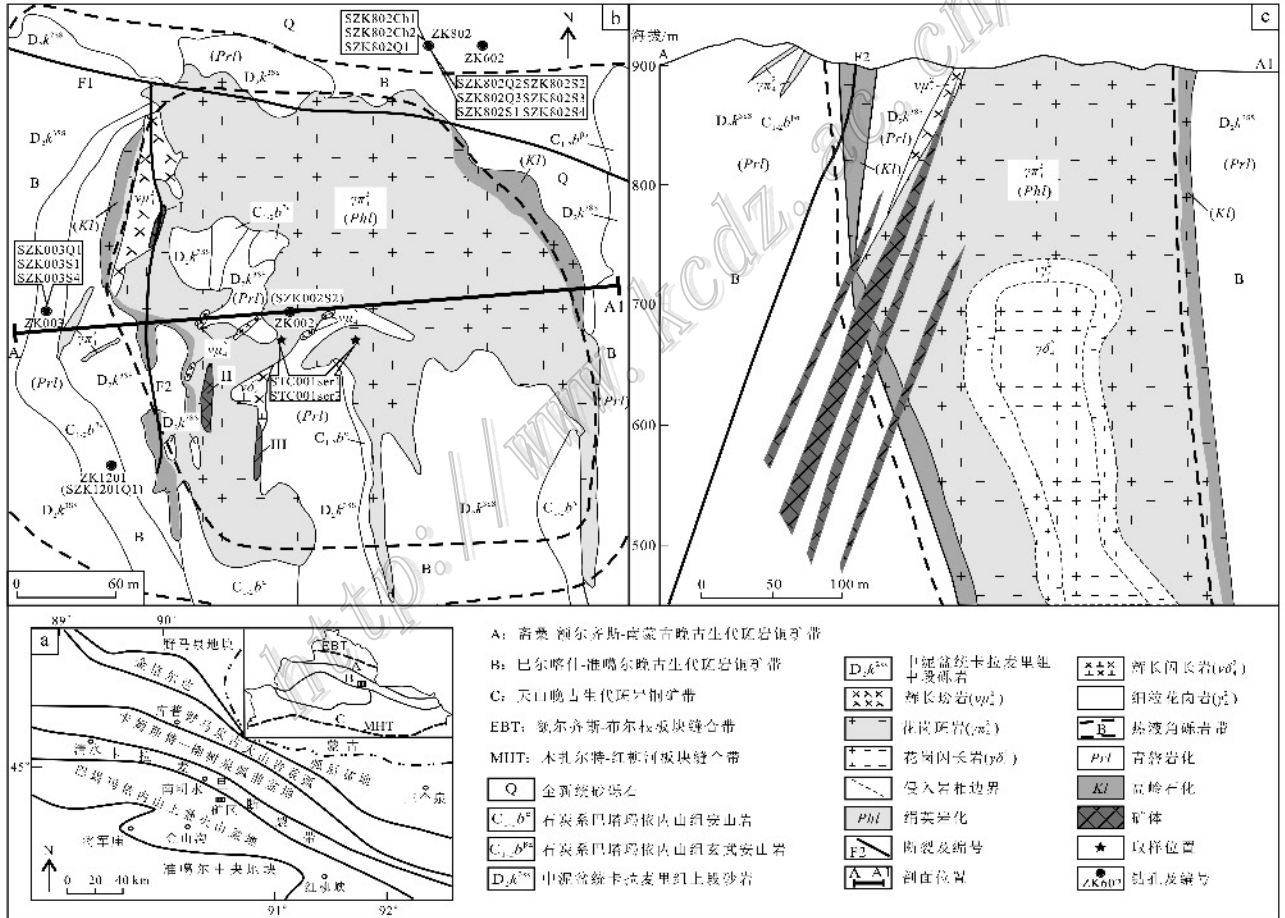


图 1 松喀尔苏铜金矿区地质简图

a. 区域地质背景图(据李锦轶等,1990;新疆 305 项目,1994;何国琦等,2004 修改); b. 矿区地质图(据新疆地勘局第一区调大队,2000 修改); c. 矿区剖面理想示意图

Fig. 1 Geological sketch map of the Songkaersu Cu-Au ore district

a. Regional geological map (modified after Li Jinyi et al., 1990; '305' Project, 1994; He guoqi et al., 2004); b. Geological map of the deposit (modified after No. 1 Geological Party of Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Exploration, 2000); c. Ideal geological section of the deposit

区域内出露的最老地层为中泥盆统,往上依次为石炭系和二叠系,它们均呈北西向展布,与区域构造线一致。岩浆侵入活动主要为与陆相火山作用有关的中酸性次火山岩类,相应的陆相火山作用时代集中在早石炭世晚期—早二叠世(刘家远等,2002)。此外,沿卡拉麦里断裂带发育有蛇绿岩,前人研究表明卡拉麦里蛇绿岩形成于泥盆纪(李锦轶,1995;舒良树等,2003;唐红峰等,2007)。

卡拉麦里陆相火山岩带沿卡拉麦里断裂带南麓呈带状分布,位于双井子、巴塔玛依内山和金山沟,向东延伸至巴里坤双峰山和伊吾北山一带。卡拉麦里地区粗面安山岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 $(350.0 \pm 6.3) \text{ Ma}$ (谭佳奕等,2009),玄武安山岩和流纹岩锆石 LA-ICPMS U-Pb 年龄为 306~323 Ma(Xiao et al., 2011; Su et al., 2012)表明它们形成于石炭纪。火山岩以巴塔玛依内山组安山岩类为主,次为玄武岩、流纹英安岩、流纹岩和火山碎屑岩,岩石化学上属碱性较高的钾质火山岩及板内碱性玄武岩,属于碰撞后伸展或后碰撞环境(胡霭琴等,1997;赵振华等,2001;吴小奇等,2009;毛治国等,2010)。巴塔玛依内山-松喀尔苏一带陆相火山活动以中心式为主,火山活动具有多期次、间歇性喷发特征。次火山岩类通常为酸性侵入岩,演化序列为英安流纹斑岩→流纹斑岩→石英霏细斑岩,位于火山喷发序列的后期或间歇期,受古火山机构断裂系统控制(图 2)。

2 矿床地质

2.1 矿体特征

铜金矿体受矿区中部近南北向断层(F2)控制,产于花岗斑岩体西部及西南部接触带(图 1b、c)。赋矿岩石主要为花岗斑岩,次为辉长玢岩,少量泥质粉砂岩和玄武安山岩。地表矿体(I、II、III号)呈大致平行或侧列分布,走向近南北,倾向西,倾角 $30^\circ \sim 70^\circ$,呈透镜状及不规则状。共圈出 11 个不同规模的盲矿体,产状基本同地表矿体,呈似板状。矿体规模均较小,矿体长度介于 20~100 m,倾斜延伸 5.00~82.50 m,厚度 0.50~8.86 m。矿石品位较低,Cu 平均品位介于 0.16%~2.45%,伴生或独立 Au 矿体 Au 平均品位 $0.12 \times 10^{-6} \sim 3.39 \times 10^{-6}$ 。独立 Au 矿体产在围岩巴塔玛依内山组安山质火山岩中,受 F2 断层平行的次级张剪性裂隙带控制,矿体与围

岩呈过渡关系,主要发育在接触带铜金矿体的上部,Au 含量(或 Au/Cu 比值)有向深部减小的趋势,说明独立 Au 矿体向深部尖灭较快。

矿化类型分为 3 种,分别为浸染状、细网脉状和(细)脉状。矿化具有分带性,岩体浅部至地表主要是细网脉状矿化,向深部(400 m)为浸染状、细网脉状矿化,在岩体外接触带主要为细脉状矿化。整体看,在平面上,从岩体内部向接触带至围岩,成矿元素组合依次为 $\text{Cu} \rightarrow \text{Cu}(\text{Au}) \rightarrow \text{Au}$ 。主要矿石有 4 种:①浸染状黄铁矿黄铜矿矿石(图 3A);②细脉状黄铁矿黄铜矿辉钼矿矿石(图 3B);③网脉状黄铁矿黄铜矿矿石(图 3C);④脉状硅化黄铁矿矿石。矿石矿物有黄铁矿、黄铜矿,次为辉铜矿,少量斑铜矿、辉钼矿和闪锌矿;主要氧化物为孔雀石,次为褐铁矿和磁铁矿。脉石矿物常见绢云母、石英、斜长石、绿泥石,次为钾长石、黑云母、方解石、绿帘石、阳起石和电气石。金主要以自然金的形式存在于黄铁矿、黄铜矿和次生氧化褐铁矿、黄钾铁矾的内部或裂隙中,反映 Au 与 Cu-Fe 硫化物密切共生,少数沿裂隙产在石英细脉附近。矿石结构常见粒状结构、交代结构和碎裂结构。

2.2 构造控制

火山断裂构造是松喀尔苏铜金矿区主要的控岩控矿构造。矿区及外围发育次火山-浅成侵入杂岩体(图 2B),次火山岩类为英安流纹斑岩,受基底寄生破火山口发育的火山通道及外围的环状断裂控制,呈岩株产出。浅成斑岩为矿区花岗斑岩体,受放射状断裂(F1)控制,具有被动侵位的岩墙特点,放射状断裂右行剪切错断环状断裂,反映浅成侵入体略滞后次火山岩体产出,花岗斑岩体是松喀尔苏地区构造-岩浆系统中稍晚期产物。

花岗斑岩体与区内矿化最为相关,岩体的形态对矿化有控制作用。矿化体分布于岩体与围岩的接触带上,接触带同时也受次级断裂(F2)的控制。成岩成矿前的断裂受岩浆侵入时发生脆性破裂作用的控制,为含矿热液流体沉淀富集形成了良好的空间条件。沿接触带内凹部分以及张剪性裂隙系统是形成 Cu-Au(细)脉状矿化体的有利地段,同时斑岩体顶、边部受岩浆侵位后冷凝收缩所形成的密集裂隙系统是形成 Cu 细网脉状和浸染状矿化的有利地段。因此,矿化体形态和矿化富集程度受岩体接触带构造和断裂构造的共同控制。

2.3 蚀变与脉体

根据美国 ASD 公司 Field spec 4 波谱仪对矿区地表岩石样品的数据采集,通过近红外矿物分析仪 MSA V3.6 识别软件,识别出蚀变矿物主要有绢云母、绿泥石、高岭石、石英、电气石、阳起石和黄铁矿,并通过对比地表和钻孔中岩石样品进行镜下鉴定,确定矿区围岩蚀变主要有绢云母化、硅化、高岭石化、绿泥石化和碳酸盐化,次为矽卡岩化、角岩化与电气石化。与成矿有关的是绢云母化、硅化、高岭石化和绿泥石化。根据热液蚀变的水平及垂向分布及

组合特征,确定蚀变呈面型分布,划分为青磐岩化、绢英岩化和高岭石化(泥化)3个带(图 1b、c)。与典型斑岩型矿床蚀变分带相比,此斑岩体深部早期钾硅酸盐化不强烈,构不成独立的蚀变带,而在斑岩体中浅部以晚期长石分解蚀变(石英-绢云母-绿泥石-高岭石化)和围岩青磐岩化为主。

矿区除发育强烈的热液蚀变外,热液聚集后流体出溶的各种脉体非常发育,这些脉体是引起蚀变与矿化的最好记录,是与蚀变和矿化同时贯穿于矿床形成过程的产物。其中,绿帘石-石英-方解石-硫

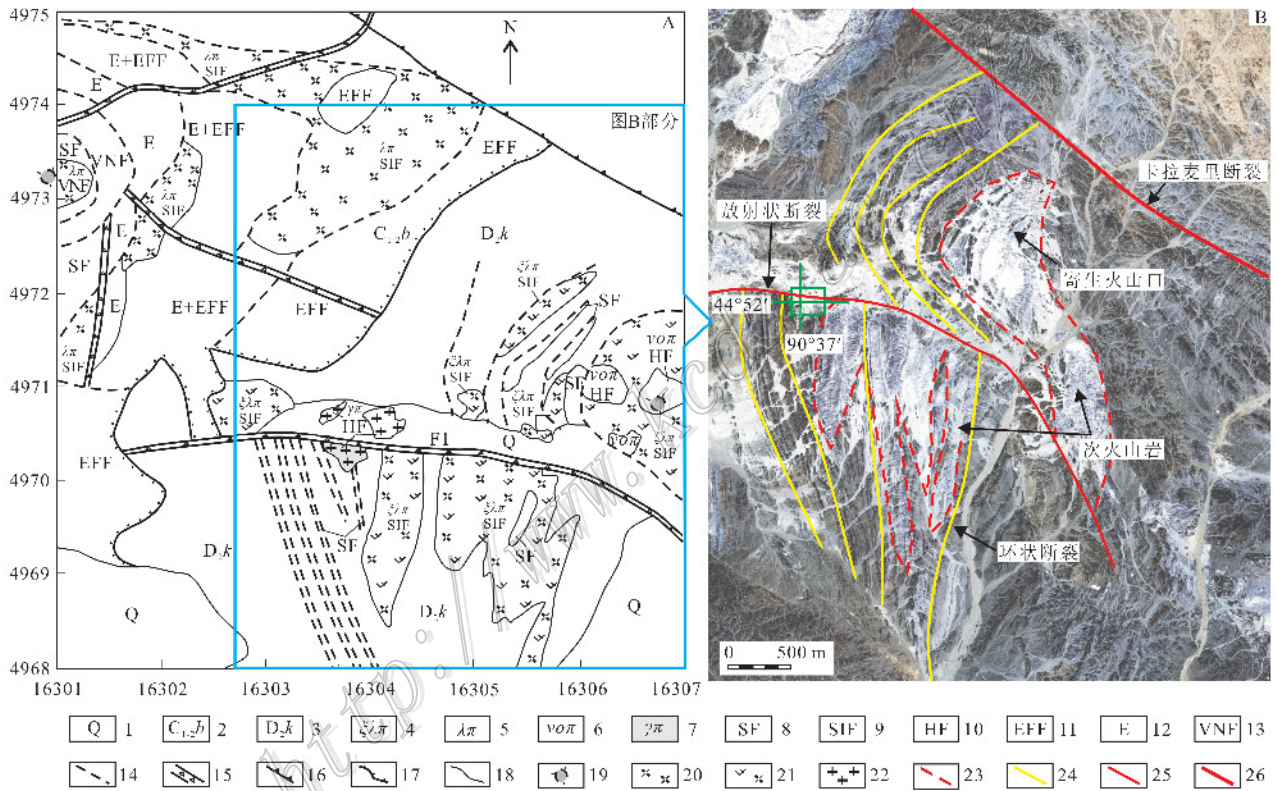


图 2 松喀尔苏地区构造-岩浆系统示意图

A. 松喀尔苏地区火山岩相-构造图; B. 松喀尔苏矿区 QB 遥感影像及解译图

- 1—全新统砂砾石; 2—石炭系巴塔玛依内山组安山岩、玄武安山岩; 3—中泥盆统卡拉麦里组砂岩; 4—英安流纹斑岩; 5—流纹斑岩;
 - 6—石英霏细斑岩; 7—含矿花岗斑岩; 8—溢流相; 9—次火山相; 10—浅成相; 11—喷发相; 12—爆发相; 13—火山颈相; 14—环状断裂;
 - 15—放射状断裂; 16—逆冲断裂; 17—不整合; 18—地质界线; 19—推测火山活动中心; 20—流纹斑岩; 21—英安流纹斑岩; 22—花岗斑岩;
- 图 2B 中: 23—次火山岩界线; 24—环状断裂; 25—放射状断裂; 26—逆冲断裂

Fig. 2 Structural-magmatic system map of Songkaersu area

- A. Volcanic facies-structural map of Songkaersu area; B. Remote sensing and interpretation map of the Songkaersu deposit; 1—Holocene sandy gravel; 2—Carboniferous Betameylshan Formation andesite/basalt-andesite; 3—Middle Devonian Karamaili Formation sandstone; 4—Dacite-rhyolite porphyry; 5—Rhyolite porphyry; 6—Quartz-felsite porphyry; 7—Host granite porphyry; 8—Effusive facies; 9—Subvolcanic facies; 10—Hypabyssal facies; 11—Eruptive facies; 12—Explosive facies; 13—Volcanic-neck facies; 14—Ring faults; 15—Radial faults; 16—Thrust faults; 17—Unconformity; 18—Geological boundary; 19—Inferred volcanic focus; 20—Lithologic pattern of rhyolite porphyry; 21—Lithologic pattern of dacite-rhyolite porphyry; 22—Lithologic pattern of granite porphyry; In Fig. 2B: 23—Subvolcanic rock boundary; 24—Ring faults; 25—Radial faults; 26—Thrust faults

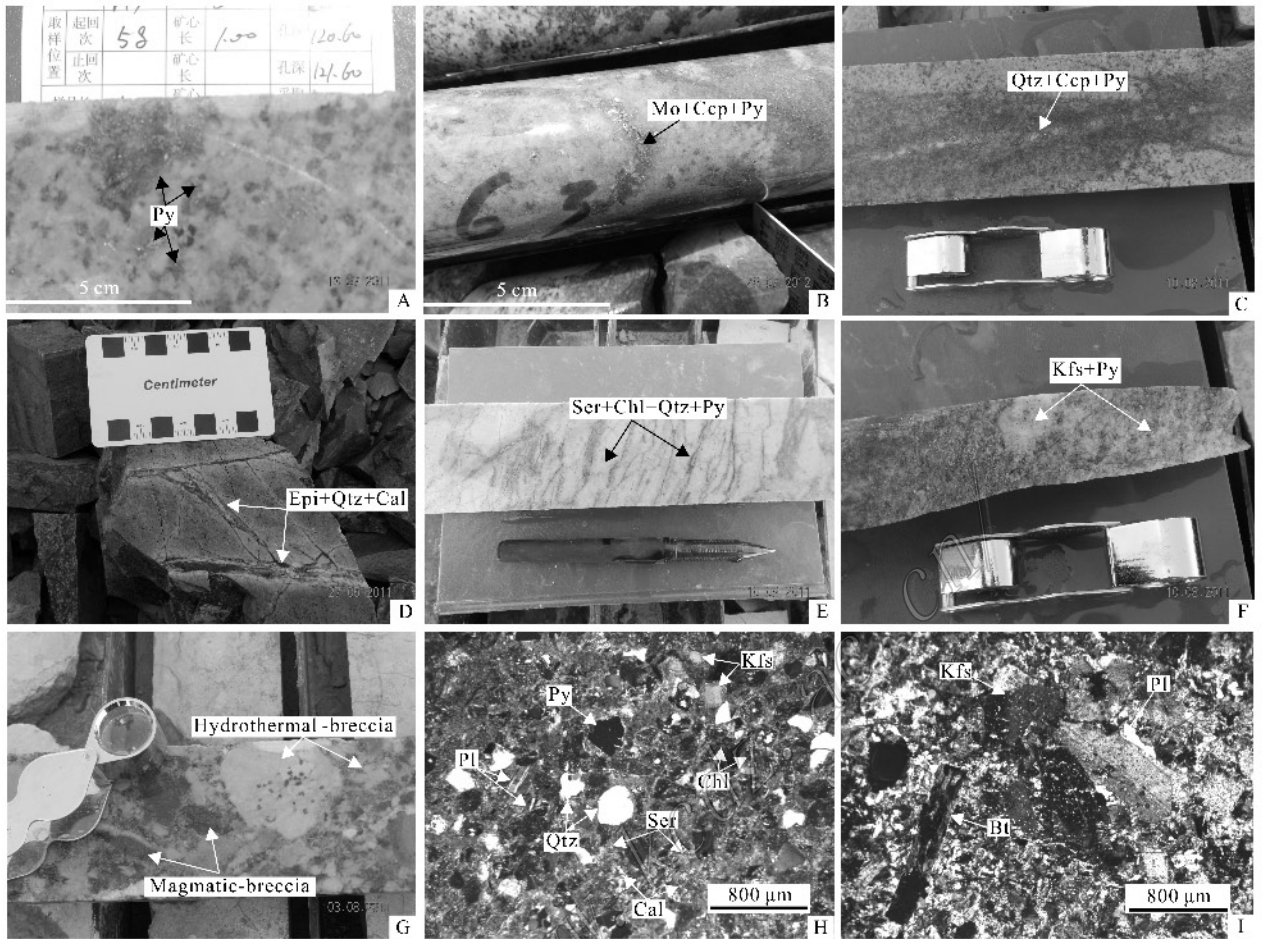


图3 松喀尔苏铜金矿区典型照片

A. 花岗斑岩中浸染状黄铁矿化,位置:ZK802,120.60 m; B. 花岗斑岩中细脉状黄铁矿黄铜矿辉钼矿化,位置:ZK602,580.30 m; C. 花岗斑岩中网脉状黄铁矿黄铜矿化,位置:ZK802,183.27 m; D. 花岗斑岩中绿帘石-石英-方解石脉,位置:含矿斑岩西接触带; E. 花岗斑岩中绢云母-绿泥石-石英脉,位置:ZK802,319.17 m; F. 花岗斑岩中石英-钾长石脉,位置:ZK802,230.80 m; G. 热液角砾岩,位置:ZK802,94.30 m; H. 热液角砾岩显微照片(+),位置:含矿斑岩西接触带; I. 花岗斑岩显微照片(+);ZK802,488.30 m
矿物或岩石符号意义:Py—黄铁矿,Ccp—黄铜矿,Mo—辉钼矿,Qtz—石英,Kfs—钾长石,Pl—斜长石,Bt—黑云母,Chl—绿泥石,Ser—绢云母,Epi—绿帘石,Cal—方解石;Hydrothermal-breccia—热液质角砾,Magmatic-breccia—岩浆质角砾

Fig. 3 Typical ore, vein and rock photos in the Songkaersu Cu-Au ore district

A. Disseminated pyrite in granite-porphry, photo location: ZK802, 120.60 m; B. Thread vein-like pyrite-chalcopyrite-molybdenite of granite-porphry, photo location: ZK602, 580.03 m; C. Network vein-like pyrite-chalcopyrite of granite-porphry, photo location: ZK802, 183.27 m; D. Epidote-quartz-calcite vein of granite-porphry, photo location: western contact zone of granite-porphry; E. Sericite-chlorite-quartz vein of granite-porphry, photo location: ZK802, 319.17 m; F. Quartz-K-feldspar vein of granite-porphry, photo location: ZK802, 230.80 m; G, H. Hydrothermal breccia and its microphotograph (+), photo location: ZK802, 94.30 m; western contact zone; I. Microphotograph of granite-porphry (+), photo location: ZK802, 488.30 m

化物脉(图3D),见于青磐岩化带中;绿泥石-绢云母-硫化物脉(图3E),见于绢英岩化带,绿泥石细脉两侧发育绢云母蚀变晕,伴随金属硫化物细网脉,总体以发育蚀变晕为特征;石英-钾长石-硫化物脉(图3F),仅发育在新鲜的花岗斑岩中,呈不规则状,钾长石为脉体蚀变晕或脉体部分,常为条纹长石,呈条带状沿脉体边部或中心分布,石英呈细粒等粒结构,见浸染状中粗粒黄铁矿黄铜矿化,整体以线状钾长石

发育为特征。各种脉体产状和厚度变化较大,发育于青磐岩化带中的绿帘石-石英-方解石-硫化物脉多呈南北向和北东向的陡立脉,厚3~10 mm,发育于绢英岩化带中绿泥石-绢云母-硫化物脉多呈东西向的平缓脉,厚1~2 mm,发育于新鲜花岗斑岩中的石英-钾长石-硫化物脉呈放射状的陡立脉,厚度最大,介于10~20 mm。各种脉体中以绢英岩化带中的绿泥石-绢云母-硫化物脉的密度最大,金属硫化物最发

育,而新鲜花岗斑岩中的石英-钾长石-硫化物脉的密度最小,金属硫化物相对较少。各种脉体的产状、厚度及密度变化说明脉体均属于构造应力破裂形成的充填脉,主要受岩体顶部和边部的横张节理和平缓剪节理控制,部分受接触带断裂派生的节理裂隙控制,金属硫化物主要分布在绢云岩化带内平缓且密集细脉内,为构造应力与流体压力联合作用下,岩体顶部边部岩石冷凝收缩与张剪性破裂,成矿流体注入其中并结晶固化的结果。

2.4 成矿期与成矿阶段

根据野外及室内镜下观察矿物的组合与穿插关系,认为松喀尔苏矿区成矿过程具有多期多阶段性,依次划分为3个成矿期。

岩浆晚期 形成围绕斑岩体的面型蚀变和浸染状矿化以及贫矿体。面型蚀变缺少钾化蚀变,但形成围岩青磐岩化蚀变。浸染状(团斑状)矿化,矿物组合有石英、钾长石、黑云母、磁铁矿、电气石和少量黄铜矿和黄铁矿,空间上位于花岗斑岩内部,金属硫化物呈浸染状分布于花岗斑岩基质内,少量位于热液角砾岩带,角砾和胶结物均有矿化。

热液期 为主成矿期,形成面型长石分解蚀变叠加在较新鲜的花岗斑岩上。第Ⅰ阶段:岩浆期后高-中温热液细网脉-浸染状矿化阶段,主要形成石英-钾长石-黄铜矿-黄铁矿细脉,金属硫化物在细脉中呈浸染状,以及黄铜矿-黄铁矿-辉钼矿细脉,在空间上位于花岗斑岩浅部,沿岩浆冷凝收缩形成的构造裂隙分布;第Ⅱ阶段:岩浆期后中-低温热液细脉状矿化阶段(黄铜矿-黄铁矿-斑铜矿-闪锌矿-自然金),为本矿区的主要成矿阶段,发育石英、绢云母、绿泥石、绿帘石、高岭石、方解石等矿物及石英-黄铜矿-黄铁矿、石英-方解石-黄铁矿和方解石-黄铁矿细脉,在空间上位于接触带和绢英岩化带内,部分位于青磐岩化带中,受岩体接触带和断裂裂隙带共同控制,主要呈细网脉或脉状。

表生期 发育孔雀石、铜蓝、褐铁矿、黄钾铁矾等地表次生风化产物。其中褐铁矿和黄钾铁矾是表生期的主要载金矿物。

3 含矿斑岩

3.1 地质与岩石学特征

松喀尔苏铜金矿区热液成矿系统与花岗斑岩复式岩体有关(图1b)。该复式岩体侵位于古火山机构

的放射状断裂中(F1),其围岩是中泥盆统卡拉麦里组第二、第三岩性段碎屑岩和石炭系巴塔玛依内山组安山岩、玄武安山岩。花岗斑岩复式岩体出露面积约0.08 km²,产出在矿区中部,呈岩墙和岩枝产出,平面形态为不规则状、透镜状,剖面形态为近直立筒状,且深部向东侧伏。岩体与围岩呈平整状、波状和锯齿状接触。岩体内有围岩捕虏体,岩体边缘至围岩约60 m发育热液角砾岩带,反映岩体剥蚀程度浅。

根据矿区不同侵入岩的接触关系(新疆地勘局第一区调大队2000)和本次对岩体的岩石学观察结果,认为松喀尔苏花岗斑岩复式岩体由3期不同岩性组成(图1c)。早期侵入的是中深成相似斑状花岗闪长岩,稍晚侵入的是浅成相花岗斑岩,两者之间的过渡相为中浅成相花岗细晶岩。在花岗斑岩侵入之后,有少量辉长玢岩、辉长闪长岩和石英霏细岩等中基性和酸性岩脉侵入于花岗斑岩体内和围岩裂隙中。花岗斑岩出露面积最大,发育浸染状、细网脉状黄铁矿-黄铜矿和辉钼矿等金属矿化,也见强烈的绢英岩化蚀变,说明成矿与复式岩体内晚期的花岗斑岩有关。花岗斑岩呈灰白-浅肉红色,块状构造,斑状结构,斑晶由斜长石(5%)、钾长石(2%)、石英(3%)和黑云母(2%)组成(图3I);基质为斜长石(20%)、钾长石(25%)和石英(25%),长石常遭受不同程度的蚀变,蚀变矿物有绢云母(10%)、绿泥石(2%)和高岭石(5%)等。常见的副矿物有磁铁矿、锆石和磷灰石。

热液角砾岩带具有过渡性质,内接触带角砾和胶结物以岩浆、热液矿物和金属硫化物为主(图3G、H)。内接触带角砾岩中的角砾呈椭圆状,砾径较大,成分复杂,既有稍早侵入的岩浆物质如花岗细晶岩成分,也有热液交代的硅质、长英质和碳酸盐成分,胶结物全部由热液物质组成,常见石英、斜长石、绢云母、绿泥石和方解石,黄铁绢英岩化蚀变强烈。外接触带角砾岩成分同围岩一致,成分以砂岩、安山岩为主,少量发育花岗细晶岩,角砾呈次棱角-次圆状,砾径大小不一,分选性差,胶结物由黏土杂基和少量热液物质组成。

3.2 岩石地球化学

松喀尔苏铜金矿区花岗斑岩岩石地球化学数据列于表1和图4。样品取自矿区地表STC001内较新鲜的花岗斑岩,主量和微量、稀土元素由中科院地球物理地球化学勘查研究所用XRF、ICP-MS等方

表 1 松喀尔苏铜金矿区花岗斑岩石地球化学数据
Table 1 Rock geochemistry data of granite-porphyry in the Songkaersu Cu-Au ore district

组分	10SB2	SB33	SD17	SD14	10SB40	10SB16
SiO ₂	79.25	78.21	73.16	74.65	73.84	74.12
TiO ₂	0.15	0.15	0.18	0.18	0.21	0.17
Al ₂ O ₃	12.29	13.24	13.72	13.81	14.37	13.76
Fe ₂ O ₃	0.73	0.62	0.68	0.32	0.56	0.52
FeO	0.16	0.18	0.50	0.33	0.15	0.25
MnO	0.01	0.01	0.04	0.03	0.03	0.03
MgO	0.52	0.53	0.80	0.65	0.64	0.51
CaO	0.11	0.10	1.82	1.39	1.57	1.72
Na ₂ O	0.70	0.59	5.21	5.19	5.06	4.99
K ₂ O	3.57	3.71	1.25	1.31	1.43	1.45
P ₂ O ₅	0.03	0.05	0.08	0.07	0.09	0.08
LOI	2.39	2.38	2.39	1.98	2.05	2.28
总和	99.91	99.77	99.83	99.91	100.00	99.88
FeC(T)	0.82	0.74	1.11	0.62	0.65	0.72
Mg [#]	53.58	56.27	56.40	65.37	64.04	55.93
K ₂ O/Na ₂ O	5.09	6.31	0.24	0.25	0.28	0.29
A/CNK	2.35	2.56	1.04	1.11	1.13	1.07
La	20.91	15.81	2.86	2.39	4.71	2.82
Ce	37.37	32.12	5.48	4.40	8.98	5.27
Pr	4.11	3.94	0.78	0.60	1.16	0.74
Nd	13.92	13.74	3.21	2.35	4.57	2.99
Sm	2.42	2.58	0.87	0.72	1.25	0.78
Eu	0.36	0.31	0.25	0.33	0.46	0.25
Gd	2.06	2.06	1.04	1.03	1.80	0.94
Tb	0.34	0.36	0.23	0.24	0.42	0.20
Dy	2.01	2.26	1.57	1.86	3.03	1.40
Ho	0.38	0.43	0.33	0.42	0.58	0.29
Er	1.20	1.44	1.04	1.40	1.84	0.96
Tm	0.21	0.26	0.20	0.25	0.32	0.18
Yb	1.50	1.75	1.31	1.80	2.12	1.31
Lu	0.27	0.30	0.26	0.32	0.36	0.25
Y	11.66	14.14	10.57	14.60	19.00	9.72
Rb	139.4	122.5	92.10	102.1	99.30	105.8
Ba	469.7	589.3	105.6	138.5	141.6	122.4
Th	7.24	6.96	5.47	6.98	6.88	5.50
Nb	5.50	8.28	6.81	7.03	6.46	7.34
Ta	0.62	0.87	0.65	0.68	0.61	0.72
U	3.29	5.37	2.07	1.60	1.98	1.45
Pb	30.93	4.41	6.24	12.93	10.69	5.13
Sr	40.20	45.2	95.2	110.9	113.6	95.40
Hf	3.56	4.22	5.39	5.54	5.51	5.59
δEu	0.79	0.73	0.92	1.07	0.95	0.96
∑REE	98.72	91.49	30.00	32.71	50.61	28.10
(La/Yb) _N	9.45	6.14	1.48	0.90	1.51	1.47
Nb/U	1.67	1.54	3.30	4.38	3.26	5.07
Ce/Pb	1.21	7.29	0.88	0.34	0.84	1.03
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.70456	0.71004	0.70459	0.70617	0.70268	0.70483
ε _{Nd} (<i>t</i>)	5.4	3.8	3.8		6.2	8.3
T _{2DM} (Ga)	0.66	0.80	0.80		0.60	0.43

注:主量元素单位为%,微量、稀土元素单位为10⁻⁶;比值单位为1。Rb-Sr、Sm-Nd同位素数值未列,由天津地质矿产研究所李怀坤和全海杰分析 2012。

法分析;Sr-Nd同位素由天津地质矿产研究所用TRITON热电离质谱仪分析,计算所用年龄 $t = 350$ Ma(花岗斑岩,本文)。

花岗斑岩具有高硅($w(\text{SiO}_2)$ 73.16% ~ 79.25%)过铝(A/NKC值 1.04 ~ 2.56)低镁($w(\text{MgO})$ 范围 0.51% ~ 0.80%)属于钙碱系列(低钾部分 $w(\text{K}_2\text{O})$ 1.25% ~ 1.45%、高钾部分 $w(\text{K}_2\text{O})$ 3.57% ~ 3.71%) (图 4A、B、C)和碰撞造山挤压-伸展转换环境(图 4E)。

花岗斑岩的 Sr-Nd 同位素组成具有(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 值较低(0.70268 ~ 0.70617) ε_{Nd}(*t*) 值具有较高正值(+3.8 ~ +8.3)和 Nd 同位素模式年龄(T_{2DM}) 较小(0.4 ~ 0.8 Ga)的特点,在(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i-ε_{Nd}(*t*)图解(图 4F)上,大部分样品落入第一象限,且花岗斑岩与同期卡拉麦里石炭纪后碰撞火山岩(吴小奇等, 2009)投点范围一致,反映出与两者具有相同的岩浆源区和形成背景。

在不相容元素原始地幔标准化图(图 5A)上,花岗斑岩表现出大离子亲石元素相对富集、高场强元素相对亏损特征。其中,具有 Nb、Ta 负异常,并且显著富集 Th、U、Pb。在球粒陨石标准化图(图 5B)上,2 个样品具有较高的稀土元素总量, LREE 富集的“右倾”模式,显著的 Eu 负异常,轻、重稀土元素分馏明显,其他样品 REE 分布模式均为平坦模式,无明显 Eu 异常。

4 流体包裹体

4.1 样品与分析方法

本文对钻孔 ZK003、ZK1201 和 ZK802 岩芯中 7 件石英(方解石)样品中的流体包裹体进行了研究。样品分别取自花岗斑岩中的斑晶石英、花岗斑岩中黄铜矿-黄铁矿-钾长石-石英细脉、绢英岩化花岗斑岩中黄铜矿-黄铁矿-石英细脉和绢英岩化蚀变中热液石英、青磐岩化辉长玢岩中黄铁矿-石英-方解石细脉,分别形成于岩浆晚期和岩浆期后高-中温热液、中-低温热液成矿阶段。

在显微镜下观察流体包裹体,室温时根据相态特征和均一类型划分出包裹体类型。显微测温在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成,采用英国产 Linkam THMS600 冷热台进行测温,测温范围为 -196 ~ +600℃,精度为 ±0.1℃。对液相、气相包裹体,盐度根据冰点温度查表换算(Bodnar,

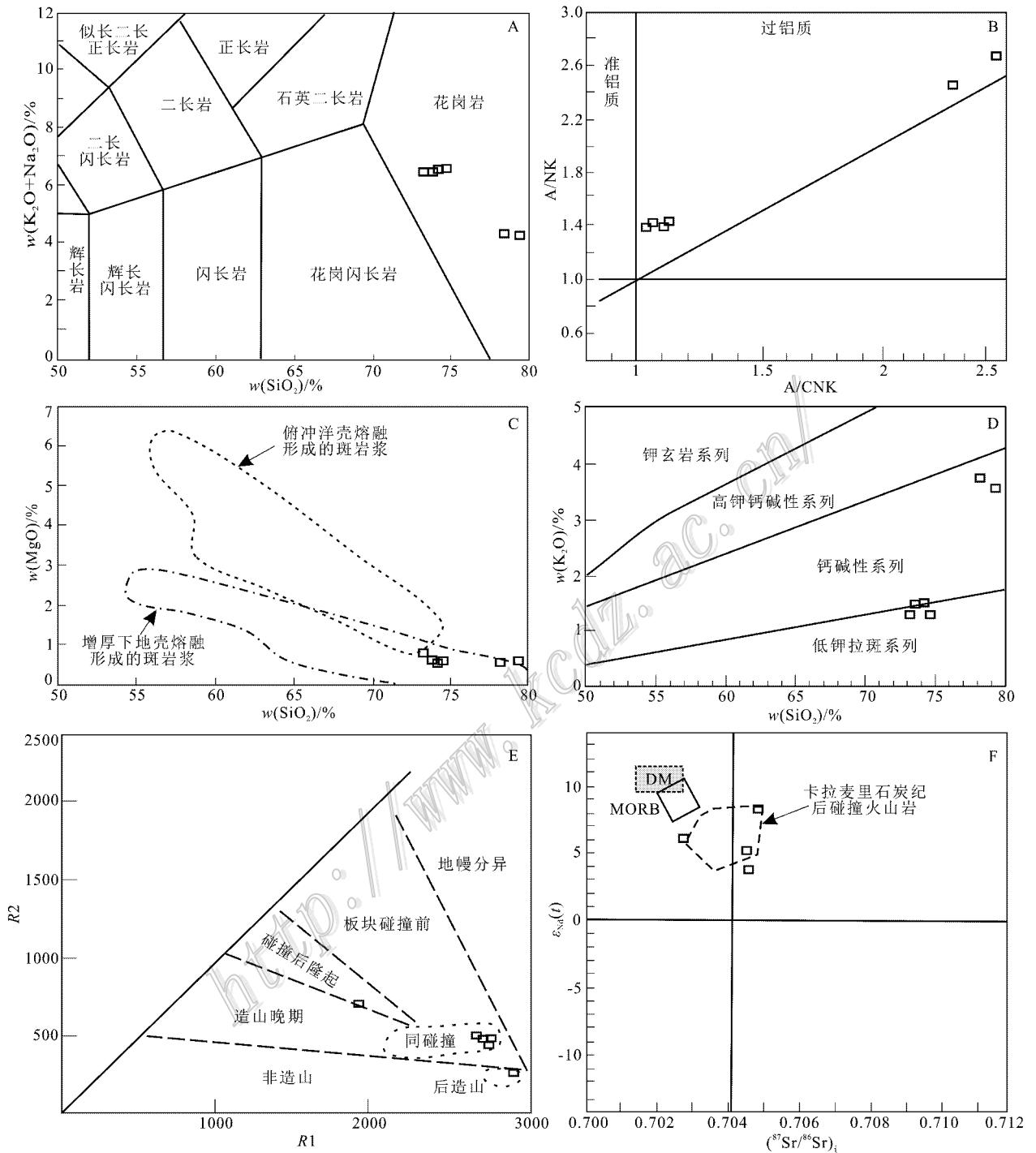


图 4 松喀尔苏铜金矿区花岗斑岩岩石地球化学组成图解

A. $w(\text{SiO}_2)$ - $w(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ 图; B. A/NK - A/CNK 图; C. $w(\text{SiO}_2)$ - $w(\text{MgO})$ 图(据侯增谦等 2007); D. $w(\text{SiO}_2)$ - $w(\text{K}_2\text{O})$ 图; E. $R1$ - $R2$ 图; F. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ - $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 图(卡拉麦里石炭纪后碰撞火山岩据吴小奇等, 2009); MORB—洋中脊玄武岩; DM—亏损地幔

Fig. 4 Rock geochemical diagrams of granite-porphyry in the Songkaersu Cu-Au ore district

A. Diagram of $w(\text{SiO}_2)$ - $w(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$; B. Diagram of A/NK - A/CNK ; C. Diagram of $w(\text{SiO}_2)$ - $w(\text{MgO})$ (after Hou et al., 2007); D. Diagram of $w(\text{SiO}_2)$ - $w(\text{K}_2\text{O})$; E. Diagram of $R1$ - $R2$; F. Diagram of $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ - $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ (Carboniferous post-collisional volcanic rocks of Karamaili, after Wu et al., 2009)

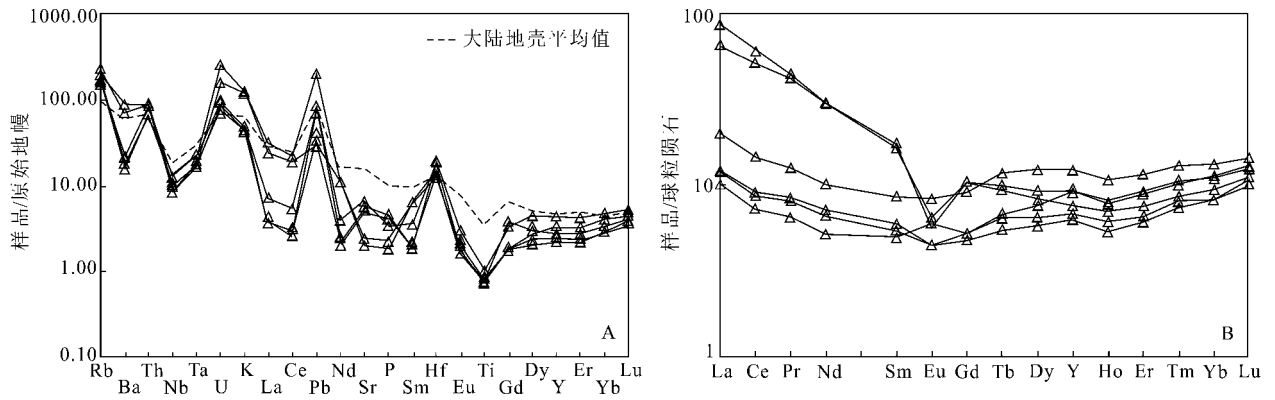


图 5 松喀尔苏铜金矿区含矿花岗斑岩的原始地幔标准化不相容元素配分图(A)和球粒陨石标准化稀土元素配分图(B)
(原始地幔和球粒陨石标准化值据 Sun et al. ,1989)

Fig. 5 Primitive mantle-normalized incompatible elements spider diagram (A) and chondrite-normalized REE patterns (B) of granite-porphry in the Songkaersu Cu-Au ore district (primitive mantle-normalized and chondrite-normalized data after Sun et al. , 1989)

1993) 得出。对含子晶多相包裹体, 盐度通过子晶融化温度换算 (Hall et al. , 1988)。流体包裹体分析测试结果见表 2。

单个包裹体的激光拉曼光谱测定在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成, 测试仪器为 LABHR-VIS LabRAM HR800 研究级显微激光拉曼光谱仪。测试时室温为 25℃、湿度为 50%。激光光源为 Yag 晶体倍频固体激光器 (532 nm)。

4.2 分析结果

斑晶石英、热液石英和矿化脉中的石英流体包裹体均较丰富, 而方解石中流体包裹体不太发育。原生包裹体是本次研究的对象。根据流体包裹体在室温下的相态特征和均一特点, 将其划分为 3 种类型 (图 6): ① 液相包裹体, 室温下为两相 (V+L), 气相分数变化较大, 集中于 8%~20% 和 30%~50% 两区间内, 长轴相差较大, 在 1~22 μm 之间, 形态为长柱状、不规则状、圆滴状, 加热后均一成液相。在不同成矿阶段的寄主矿物中均发育, 但以岩浆期中低温热液阶段的脉石英和方解石中最为普遍; ② 气相包裹体, 通常在斑晶石英和岩浆期后高-中温热液阶段黄铜矿-黄铁矿-钾长石-石英细脉中出现, 室温下为气、液两相 (V+L), 气相颜色呈深灰色。气相分数为 50%~90%, 长轴长为 5~30 μm , 呈扁圆状、不规则状, 加热后均一成气相。③ 含子晶的多相包裹体, 仅在矿化钾长石-石英细脉中出现, 与气相包裹体共生, 分布不均匀, 室温下为三相 (V+L+S), 长轴长为 5~14 μm , 呈不规则状或负晶形, 子

晶为呈立方体的石盐, 淡绿色, 大小一般 < 1~10 μm , 气相分数为 10%~20%, 加热后均一为液相。

岩浆晚期斑晶石英中, 液相包裹体的均一温度范围为 285~504℃, 平均值为 367℃, $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 平均值为 5.52%; 气相包裹体的均一温度范围为 378~506℃, 平均值为 459℃, $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 平均为 8.17%。岩浆期后高中温热液阶段脉石英中, 液相包裹体的均一温度范围为 310~490℃, 平均值为 387℃, 平均 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 8.82%; 气相包裹体的均一温度范围为 412~452℃, 平均值为 429℃, 平均 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 9.57%; 含子晶多相包裹体的均一温度范围为 265~387℃, 平均值为 326℃, 具有高盐度, 平均 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 39.59%。岩浆期后中-低温热液阶段全部为液相包裹体, 其中绢英岩化蚀变中热液石英均一温度范围为 231~385℃, 平均值为 336℃, $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 平均为 6.57%; 脉石英均一温度范围为 128~386℃, 平均值为 230℃, $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 平均为 6.13%; 与脉石英共生的方解石均一温度范围为 143~189℃, 平均值为 158℃, 平均 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 6.01% (表 2)。

对石英主晶矿物内不同类型的包裹体进行了单个流体包裹体的激光拉曼探针分析 (图 7)。结果表明, 能谱图中除主矿物石英的峰值 (465 cm^{-1}) 外, CO_2 在 3 类包裹体的气相中普遍存在, 峰值为 1285~1287 cm^{-1} 、1388~1389 cm^{-1} , 一些包裹体还显示有明显的 CH_4 峰值 (2919 cm^{-1}), 说明包裹体的气相成分以 CO_2 为主, 也存在 CH_4 。

表 2 松喀尔苏铜金矿区流体包裹体特征
Table 2 Fluid inclusions characteristics in the Songkaersu Cu-Au ore district

成矿期/阶段	样号	岩性及取样位置	产状	矿物	包裹体		均一温度/℃		w(NaCl _q)/%	
					类型	长轴/μm	范围	平均值	范围	平均值
岩浆晚期	SZK802Q1	花岗岩, ZK802, 168, 10 m	石英斑晶	石英	L	2~15	316~504(16)	387	3.87~10.73(16)	6.28
	SZK802Q2	花岗岩, ZK802, 174, 80 m	石英斑晶	石英	L	2~15	285~450(18)	347	3.71~6.45(18)	4.75
岩浆期后高-中 温热液阶段	SZK802Q3	花岗岩, ZK802, 230, 90 m	黄铜矿-黄铁矿-钾长石- 石英细脉	石英	L	3~22	310~490(19)	387	7.86~9.34(19)	8.82
	SZK802Ch1	绢英岩化花岗岩, ZK802, 393, 20 m	黄铜矿-黄铁矿-石英细脉	石英	L	1~8	135~251(17)	208	5.56~10.11(17)	7.86
岩浆期后中-低 温热液阶段	SZK802Ch2	绢英岩化花岗岩, ZK802, 454, 20 m	热液石英	石英	L	2~8	231~385(7)	336	6.16~8.14(7)	6.57
	SZK1201Q1	青磐岩化辉长玢岩, ZK1201, 29, 65 m	黄铜矿-黄铁矿-石英细脉 黄铁矿-石英细脉	石英	L	2~4	129~137(2)	133	4.80~4.96(2)	4.88
	SZK003Q1	青磐岩化辉长玢岩, ZK003, 251, 25 m	黄铜矿-方解石-石英细脉 (方解石)	方解石	L	5~10	143~189(4)	158	5.86~6.16(4)	6.01

注: 括号中数据为包裹体个数。L—液相包裹体; V—气相包裹体; S—含子晶三相包裹体。

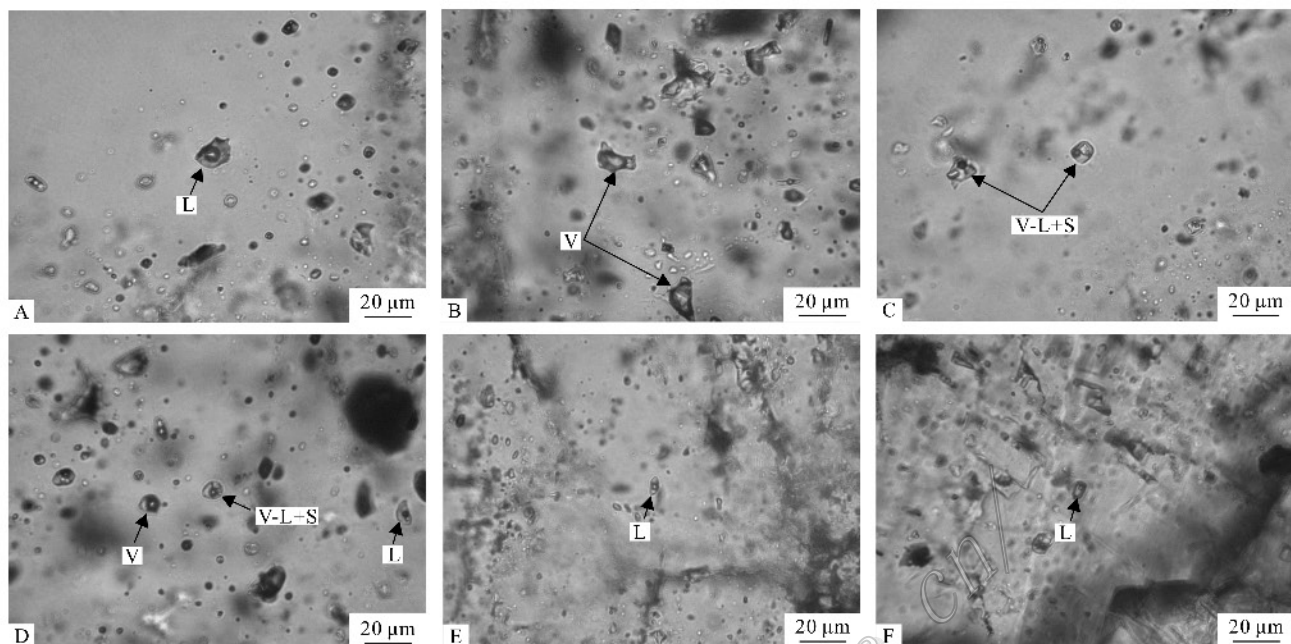


图 6 松喀尔苏铜金矿区不同类型流体包裹体特征

A. 石英斑晶中液相包裹体; B. 石英斑晶中气相包裹体; C. 黄铜矿-黄铁矿-钾长石-石英细脉石英中含石盐子晶包裹体; D. 黄铜矿-黄铁矿-钾长石-石英细脉石英中含子晶包裹体、气相包裹体和液相包裹体三者共生; E. 黄铜矿-黄铁矿-石英细脉石英中液相包裹体; F. 黄铁矿-石英-方解石细脉方解石中液相包裹体

Fig. 6 Different types of fluid inclusions in the Songkaersu Cu-Au ore district

A. Liquid inclusion in quartz phenocryst; B. Gas inclusion in quartz phenocryst; C. Halite-bearing inclusion in metallogenic quartz-potassium feldspar thread vein; D. Co-existing of three types of inclusions in metallogenic quartz-potassium feldspar thread vein; E. Liquid inclusion in metallogenic quartz thread vein; F. Liquid inclusion in metallogenic quartz-calcite thread vein

4.3 成矿流体性质与演化

岩浆晚期斑晶石英中发育液相和气相包裹体, 两者形成温度均较高, 高值 $>500^{\circ}\text{C}$, 在 370°C 出现峰值, 盐度变化较大, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 介于 $3.71\% \sim 10.73\%$, 峰值出现在 5% , 呈现中低盐度特点(图 8A、B), 激光拉曼探针分析显示气相中存在 CO_2 , 且两类包裹体普遍较小, 均表明流体来源较深。斑晶石英低盐度含 CO_2 气相包裹体的发育可能表明岩浆体系中含有低盐度的气体, 提供了岩浆体系中以不混溶相形式出溶 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$ 的流体证据(Roedder, 1992), 即与成矿有关的流体是在深部由于岩浆房中出溶的挥发分流动而形成, 暗示成矿流体来自深部岩浆。

岩浆期后高-中温热液阶段矿化钾长石-石英细网脉中脉石英, 有少量的低盐度气相包裹体与液相包裹体和含石盐子晶的高盐度包裹体共存。盐度不同的含子矿物包裹体和气相包裹体共存, 并且其均一温度范围基本相同(图 8D、E), 证明脉石英捕获包

裹体时有流体的沸腾或不混溶作用发生。其包裹体所显示的流体沸腾作用或不混溶作用, 可能以单一原始岩浆流体不混溶分离为主, 即二次沸腾, 可能还有少量外来流体的加入导致了流体不混溶或沸腾作用。含石盐子晶的包裹体在钾长石-石英细脉中脉石英内出现, 而在随后的中-低温石英-方解石细脉、热液石英和方解石中少见, 同时, 钾长石-石英细脉中发育浸染状金属硫化物, 可能暗示成矿作用从岩浆期后高-中温热液阶段才开始。岩浆期后高-中温阶段的二次沸腾作用和不同流体的混合作用是松喀尔苏矿区成矿的 2 个重要作用, 岩浆期后高中温热液阶段为重要的成矿阶段。

岩浆期后中-低温热液阶段, 位于花岗斑岩绢英岩化带中热液石英、矿化脉石英和围岩青磐岩化带中矿化脉石英和方解石中的流体包裹体(图 8G、H) 均为低盐度($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 峰值为 4.50%) 的液相包裹体, 均一温度为 $128 \sim 386^{\circ}\text{C}$, 峰值为 230°C 和 130°C , 没有与之共存的气相包裹体, 这种流体包裹

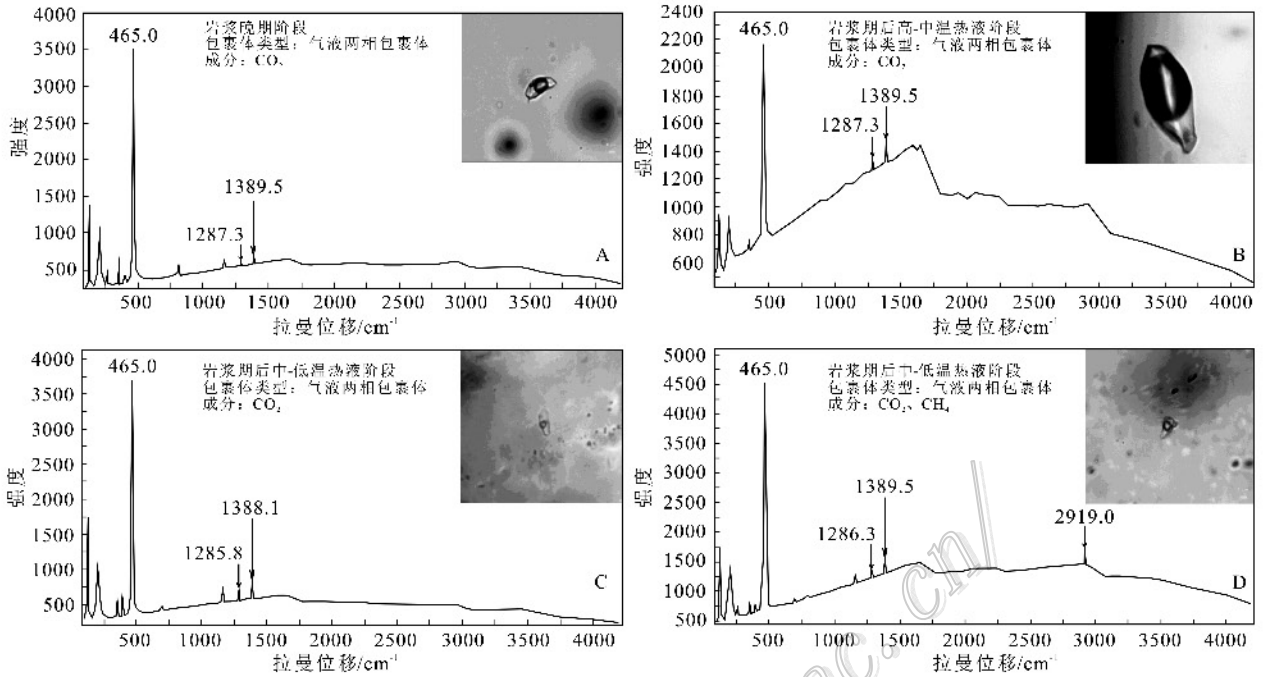


图7 流体包裹体的激光拉曼光谱分析

A. 石英斑晶中气相包裹体; B. 矿化钾长石-石英细脉脉石英中气相包裹体; C. 矿化石英细脉石英中液相包裹体; D. 矿化石英-方解石细脉石英中液相包裹体

Fig. 7 Laser Raman spectroscopic analyses of fluid inclusion

A. Gas inclusion in quartz phenocryst; B. Gas inclusion of quartz in metallogenic quartz-K-feldspar thread vein; C. Liquid inclusion of quartz in metallogenic quartz thread vein; D. Liquid inclusion of quartz in metallogenic quartz-calcite thread vein

体中有循环大气降水的混入。

整体看,松喀尔苏铜金矿区成矿流体温度变化于128~506℃,峰值为370℃、230℃和130℃。成矿流体低盐度部分 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 变化于3.71%~10.73%,峰值为9.0%和5.0%;高盐度部分 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 变化于32.92%~46.37%。石英和方解石中流体包裹体为 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 型,石英中流体包裹体气相成分以 CO_2 和 CH_4 为主,可能表明成矿流体属 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl} \pm \text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ 体系。流体包裹体研究揭示,松喀尔苏矿区成矿流体在演化过程中至少存在3种流体端员,即含 CO_2-CH_4 气体端员、低盐度水溶液端员和高盐度水溶液端员,且从岩浆晚期至岩浆期后中-低温热液阶段,从气体端员和高盐度水溶液端员向低盐度水溶液端员演化。流体包裹体温度-盐度相关图显示(图8C、F、I),流体包裹体的温度和盐度区间代表着成矿流体由高温高盐度岩浆体系向与低温低盐度大气降水混合的演化过程。含石盐子晶的高盐度包裹体主要出现在岩浆期后高-中温热液阶段,与气相低盐度包裹体共生,且均一温度接近,反映了流体的二次沸腾或不混溶作用的发生,代表

了成矿作用的开始,且在随后的中-低温热液阶段缺少该类包裹体,可能表明在成矿演化过程中流体盐度和温度不断下降,大量成矿物质沉淀。

5 氢、氧、硫、铅同位素

5.1 样品与分析方法

本文对上述7件石英样品的氢、氧同位素以及ZK002、ZK003、ZK802岩芯中的7件与矿化脉石英共生的黄铁矿和TC001地表的2件花岗斑岩全岩的硫、铅同位素进行了分析,试图探讨成矿流体中水和成矿物质的来源。

氢、氧、硫、铅同位素分析样品在显微镜下挑选纯净的石英、硫化物单矿物(单矿物纯度达99%以上),全岩经球磨机碎样呈粉末。氧同位素分析方法为 BrF_5 法,氢同位素分析采用锌还原法,测试仪器为MAT 253型质谱计,氧同位素分析精密密度为 $\pm 0.2\%$,氢同位素分析精度为 $\pm 2\%$ 。硫化物样品以 Cu_2O 作为氧化剂制备 SO_2 ,全岩样品用 Na_2CO_3 和 ZnO 伴熔法制备 SO_2 ,测试仪器为MAT 251型质

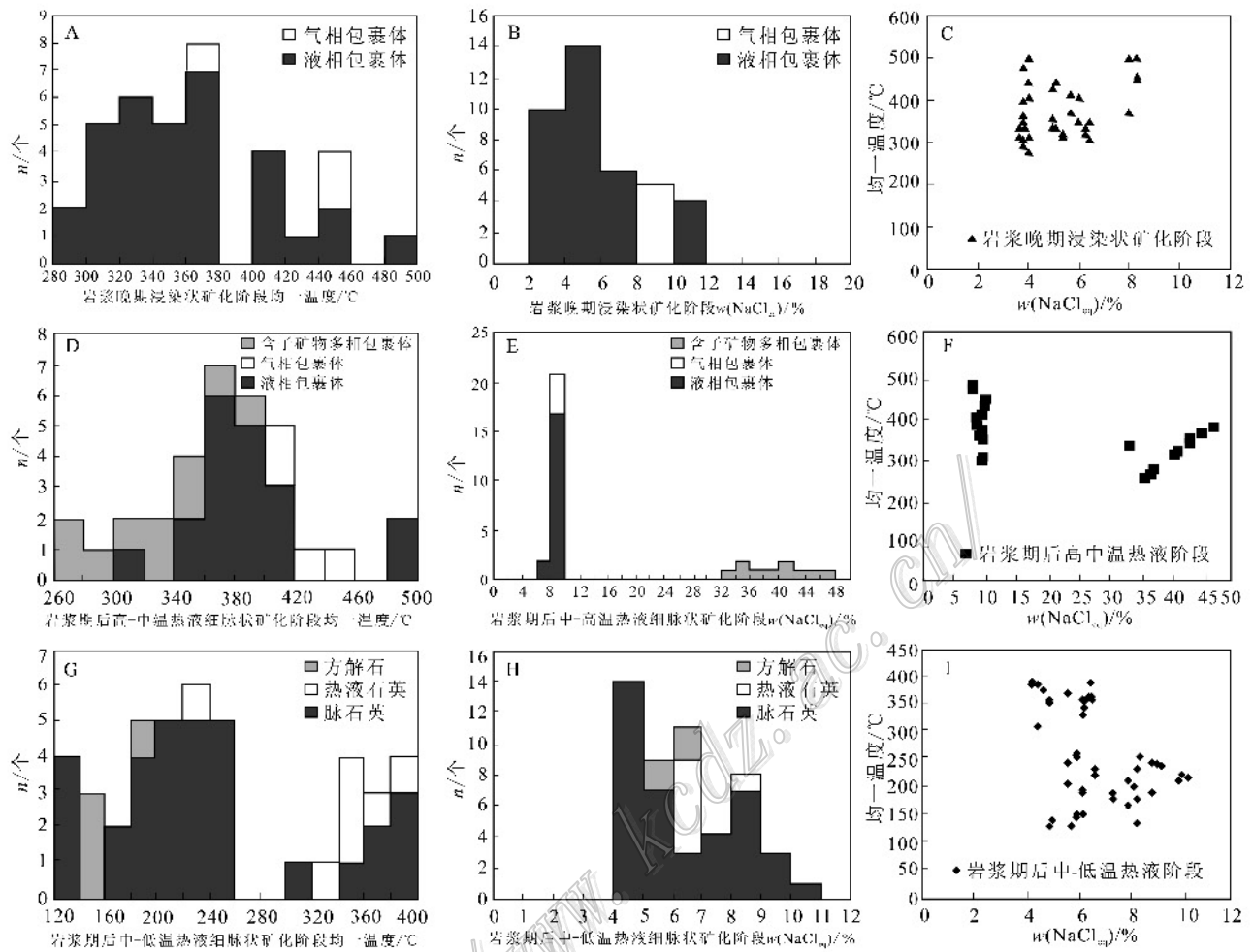


图 8 松喀尔苏铜金矿区不同成矿期和阶段流体包裹体均一温度、盐度及关系图

Fig. 8 Relationship of homogenization temperatures and salinities of fluid inclusions in different metallogenic phases in the Songkaersu Cu-Au ore district

谱计, 硫以 V-CDT 为标准, 测试精度为 $\pm 0.2\text{‰}$ 。铅同位素分析采用 $\text{HF} + \text{HNO}_3 + \text{HClO}_4$ 法溶样, 在 ISOPROBE-T (误差 5%) 上测定。以上分析均在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。

5.2 分析结果

7 件石英样品氢、氧同位素测试结果列于表 3。

石英的 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 变化范围为 $-95.7\text{‰} \sim -76.0\text{‰}$, 平均值为 -84.3‰ 。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 $12.5\text{‰} \sim 10.6\text{‰}$, 平均值为 11.8‰ 。使用石英-水分馏方程 $1000 \alpha = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 2.90$ (Clayton et al., 1972), 温度采用同一样品石英中流体包裹体均一温度平均值, 计算出流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $-0.1\text{‰} \sim 7.2\text{‰}$, 平均值为 4.7‰ 。

表 3 松喀尔苏铜金矿区氢、氧同位素组成

Table 3 Oxygen, hydrogen isotope data in the Songkaersu Cu-Au ore district

样号	样品描述	矿物	温度/°C	$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$
SZK1201Q1	辉长玢岩中黄铁矿-石英细脉	石英	249	-95.7	12.5	3.0
SZK003Q1	辉长玢岩中黄铁矿-方解石-石英细脉	石英	330	-91.1	12.4	6.0
SZK802Ch1	花岗斑岩中黄铜矿-黄铁矿-石英细脉	石英	208	-81.3	11.6	-0.1
SZK802Ch2	花岗斑岩中黄铜矿-黄铁矿-石英细脉	石英	336	-76.0	10.6	4.4
SZK802Q1	花岗斑岩中石英斑晶	石英	404	-77.2	11.7	7.2
SZK802Q2	花岗斑岩中石英斑晶	石英	347	-85.5	11.3	5.4
SZK802Q3	花岗斑岩中黄铜矿-黄铁矿-钾长石-石英细脉	石英	374	-83.1	12.3	7.1

表4 松喀尔苏铜金矿区硫、铅同位素组成
Table 4 S, Pb isotope data in the Songkaersu Cu-Au deposit

样号	岩石/矿物	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}/\text{‰}$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})\text{‰}$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})\text{‰}$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})\text{‰}$
SZK003S1	黄铁矿	2.6	38.216	15.548	18.257
SZK002S2	黄铁矿	3.3	38.062	15.533	18.214
SZK003S4	黄铁矿	3.2	38.097	15.556	18.170
SZK802S1	黄铁矿	2.1	37.846	15.519	18.146
SZK802S2	黄铁矿	2.7	38.071	15.527	18.302
SZK802S3	黄铁矿	4.1	37.215	15.357	16.999
SZK802S4	黄铁矿	4.5	37.734	15.428	17.213
STC001Ser1	花岗斑岩	2.6	37.719	15.433	17.213
STC001Ser2	花岗斑岩	3.2	37.699	15.509	17.897

7件矿化脉石英样品和2件花岗斑岩全岩样品的硫、铅同位素测试结果列于表4。矿化脉石英中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值为2.1‰~4.5‰,平均值为3.2‰。2件花岗斑岩全岩的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值分别为2.6‰和3.2‰。

铅同位素测试结果为,7件矿化脉石英中黄铁矿的 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为37.215‰~38.216‰,平均值为37.892‰。 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为15.357‰~15.556‰,平均值为15.495‰。 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为16.999‰~18.302‰,平均值为17.900‰。2件花岗斑岩全岩的 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值分别为37.719‰和37.699‰, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值分别为15.433‰和15.509‰, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值分别为17.213‰和17.897‰。

5.3 成矿流体中水的来源

松喀尔苏铜金矿区成矿期流体 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 集中在-95.7‰~-76.0‰,计算获得 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为-0.1‰~7.2‰,投影至 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 图(图9)中,投影点大部分落在岩浆水正下方范围,其中岩浆晚期斑晶石英和岩浆期后高-中温热液阶段钾长石-石英细脉石英中流体以岩浆水为主,代表成矿早期流体与岩浆体系的密切关系,岩浆期后中-低温热液矿化阶段石英中的流体投影点更偏左,说明在成矿晚期混有一定量的大气降水。这与流体包裹体研究揭示的成矿流体演化过程一致。

5.4 成矿物质来源

松喀尔苏矿区7件矿化脉石英中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值为2.1‰~4.5‰,2件花岗斑岩全岩的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值分别为2.6‰和3.2‰,表明硫同位素的均一化程度较高,且硫的来源相对单一。Chaussidon等(1990)认为幔源硫 $\delta^{34}\text{S}$ 值约为 $0\pm 3\text{‰}$,本区矿石中硫同位素平均值为3.2‰,具有岩浆来源的幔源硫特征,且花岗斑岩与矿石矿物具有一致的硫同位素

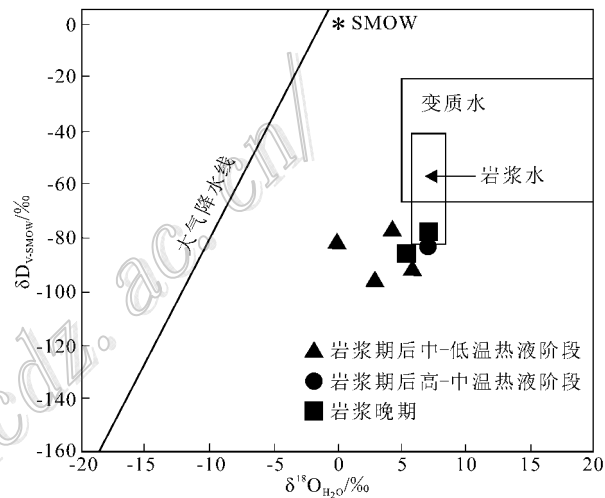


图9 松喀尔苏铜金矿区成矿流体 $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 图解

Fig. 9 Hydrogen-oxygen isotope diagram of the metallogenic fluid in the Songkaersu Cu-Au deposit

组成,说明它们具有相同的硫源,表明硫主要来自花岗斑岩。

松喀尔苏矿区矿石矿物黄铁矿和花岗斑岩的铅同位素组成比较稳定,且较一致,表明岩浆作用提供成矿物质,即成矿物质来源于花岗斑岩。在铅同位素 $\Delta\gamma-\Delta\beta$ 成因分类图(图10A)中,投影点落入壳-幔混合源铅的范围,向造山作用铅的区域有所偏移,属于岩浆作用铅范围,反映了是在碰撞造山环境下起源于壳-幔过渡带的岩浆作用。在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 源区构造环境判别图(图10B)上,大部分投影点落在下地壳与MORB过渡的区域,且部分与富集地幔EMI有关,从而可进一步间接判断与成矿有关的壳-幔相互作用发生在上地幔和下地壳界面,其中幔源岩浆来源于上地幔和MORB性质的洋壳消减期组分。

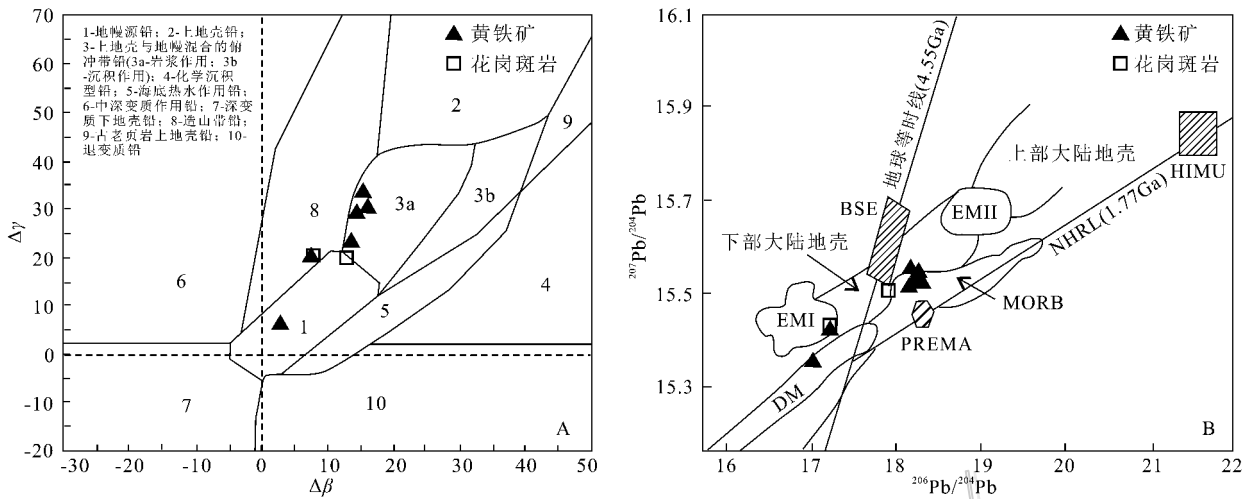


图 10 松喀尔苏铜金矿区铅同位素构造模式图解

A. 铅同位素 $\Delta\gamma-\Delta\beta$ 图解(据朱炳泉, 1997); B. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解(据 Zartman et al., 1981)
 NHRL—北半球参照线位置, 其斜率对应的年龄为 1.77 Ga; DM—亏损地幔; BSE—全硅酸盐地球; EM I 和 EM II—富集地幔;
 HIUM—具有高 U/Pb 比值的地幔; PREMA—普通地幔; MORB—洋中脊玄武岩

Fig. 10 Plumbotectonics model diagram of lead isotope in the Songkaersu Cu-Au ore district

A. Lead isotope $\Delta\gamma-\Delta\beta$ diagram (after Zhu et al., 1997); B. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram (after Zartman et al., 1981)

6 讨论

6.1 含矿斑岩成因

松喀尔苏铜金矿床的地质特征反映成矿与花岗斑岩具有紧密联系。花岗斑岩高硅、过铝、低镁,属于钙碱性系列,显示后碰撞花岗岩类的地球化学特点, R1-R2 阳离子构造环境判别图显示其构造背景为大陆碰撞挤压-伸展转换环境。

花岗斑岩虽然具有岛弧型岩石所拥有的高场强元素亏损和大离子不相容元素富集特征,但其岩浆起源与大洋板片的俯冲没有关系。其证据有:①与岛弧岩浆相比,花岗斑岩的 LILE 和 HFSE 富集和亏损的程度较低,且 HFSE 的含量较高(表 1);② Nb、Ti 负异常相对不明显,而显著富集 Th、U、Pb,与大陆地壳平均微量元素组成分布模式相似(图 5A);③ Nb/U 比值(2.54~5.07)和 Ce/Pb 比值(0.34~7.29)较低,均接近于陆壳平均值(Nb/U=9±3, Ce/Pb≈4)(Hofmann, 1986);④ 消减沉积物熔体具有明显的 Ce 异常(Hole et al., 1984),而花岗斑岩的稀土元素配分曲线没有明显的 Ce 异常,可排除俯冲消减带沉积物发生部分熔融的可能;⑤ 卡拉麦里洋盆的关闭是在早石炭世中期(维宪期)之前(李锦轶, 1995),这表明,卡拉麦里地区早石炭世中晚期(前述

的与花岗斑岩同期陆相火山活动时限)已步入碰撞造山阶段,而不可能具有岛弧背景。花岗斑岩一方面形成于大陆碰撞环境,另一方面带有与俯冲相关火成岩的微量元素地球化学信息,这种信息是继承性的,并非反映其形成于岛弧环境(赵振华, 2007),这种特点通常出现在俯冲碰撞之后伸展背景下的“滞后型弧火成岩”(张旗等, 1999)。说明花岗斑岩形成于后碰撞期,其所具有的弧岩浆特征只可能是继承自碰撞前的弧组分(下述)。

稀土元素配分曲线多数呈稀土元素总量不高、无明显 Eu 异常的近平坦模式,少数具有稀土元素总量较高、轻稀土元素富集和有明显负 Eu 异常的右倾模式,反映花岗斑岩源区以大量幔源组分分异或注入为主,且有一定程度的斜长石分离结晶和轻、重稀土元素分馏,从而导致岩浆分异演化程度较高。显然,大量幔源组分的加入更有利于铜金成矿作用,且分异程度较高更有利于其在上侵过程中形成分异演化充分彻底的复式岩体。

后碰撞花岗岩类岩浆形成机制通常用岩石圈拆沉或俯冲板片断离模式来解释(Davies et al., 1995; Wortel et al., 2000; Atherton et al., 2002; Massonne, 2005; Altunkaynak, 2007; Mahéo et al., 2009; Dokuz, 2011),并且岩石圈拆沉可以导致区域后碰撞花岗岩类的广泛分布(Mahéo et al., 2009)。本区花岗斑岩

Sr-Nd 同位素组成,既偏离 MORB,又不同于古老大陆地壳,反映其源区可能是岩石圈地幔拆沉所诱发的部分熔融,且具有多重物质的混染。这种源区的岩浆过程可能与岩石圈减薄所诱发的软流圈地幔上涌有关。岩石圈伸展和软流圈上涌使残余岩石圈地幔部分熔融,会导致具有较高 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值和较高 $Mg^\#$ 的含斑岩岩浆的形成(侯增谦等,2007)。本区花岗斑岩具有较高 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值(+3.8~+8.3)和 $Mg^\#$ 值(53.58~65.37),符合上述特点。结合矿石和花岗斑岩的铅同位素组成,成矿作用是在碰撞造山环境下起源于下地壳和上地幔过渡带的岩浆作用。其中部分具有富集地幔 EM I 属性可能与下地壳有亲缘关系,幔源岩浆来源具上地幔组分和 MORB 性质的洋壳组分双重特征,表明除软流圈物质底侵注入外,受俯冲消减期流体交代过的岩石圈地幔也部分参与了岩浆的形成,如显示部分低钾特征,具有俯冲消减期组分混染的特点。含矿斑岩岩浆源区物质至少包括软流圈物质注入的岩石圈地幔部分熔融和部分拆沉下地壳的部分熔融,且拆沉下地壳与岩石圈地幔发生过相互作用,部分加入了俯冲消减期的弧组分。尽管其岩浆起源演化过程复杂多样,但幔源岩浆的注入、软流圈地幔的底侵作用和壳-幔岩浆混合作用在花岗斑岩岩浆形成过程中占有主导地位。含矿斑岩岩浆的形成演化过程证明其起源于大陆碰撞造山带环境后碰撞挤压-伸展转换期,在这一时期仍然有俯冲消减组分的混染,可能代表了区域造山带演化由俯冲向后碰撞伸展的快速构造转换时期(张栋等,2011;Su et al.,2012)。

区域地质演化表明,新疆北部主碰撞发生在泥盆纪末—石炭纪初。后碰撞阶段为早石炭世中期—晚二叠世,这一阶段表现为大规模后碰撞花岗岩类侵入(韩宝福等,2006)以及大规模金属成矿作用(王京彬等,2006;毛景文等,2002,2006)。早石炭世中期—晚石炭世,卡拉麦里地区构造环境由挤压向伸展转换(李锦轶等,1990;陈衍景,1996),这一时期壳幔相互作用强烈,并先后发生下地壳增厚、岩石圈地幔减薄和拆沉,下地壳和上涌地幔部分熔融,从而引发大规模中酸性岩浆喷发和侵入,同时分异形成丰富的地质流体,为东准噶尔卡拉麦里地区大面积石炭纪火山岩、浅成低温热液型金矿带和松喀尔苏铜金矿区含矿斑岩岩浆的形成提供了重要的构造环境。

6.2 花岗斑岩成矿证据

松喀尔苏铜金矿区花岗斑岩体空间上侵位于石炭系巴塔玛依内山组陆相安山质火山岩中。岩体侵位受古火山机构火山断裂控制。卡拉麦里地区石炭纪陆相火山岩年龄为 306~350 Ma(谭佳奕等,2009;Xiao et al.,2011;Su et al.,2012),矿区花岗斑岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为(349.1±4.5) Ma(MSWD=1.5, $n=14$,未发表数据),成矿期绢英岩化蚀变带中绢云母⁴⁰Ar-³⁹Ar坪年龄为(338.6±2.6) Ma(张栋等,2013),可以判断含矿斑岩是在石炭纪陆相火山岩形成期间侵位形成,为卡拉麦里陆相火山岩带的一部分。成岩成矿作用发生在早石炭世中期,矿化的形成时代与花岗斑岩的成岩年龄近于一致,表明成矿与花岗斑岩在时间上密切相关。

松喀尔苏花岗斑岩体是一个由花岗质岩浆多次侵入形成的复式岩体,从早至晚岩性依次为花岗闪长岩、花岗细晶岩和花岗斑岩,伴生热液角砾岩带。其中,晚期花岗斑岩发育浸染状、细网脉状黄铁矿化、黄铜矿化和辉钼矿化。花岗斑岩 Sr-Nd-Pb 同位素示踪表明,富含金属和硫的地幔物质加入其中。可见,花岗斑岩具有提供成矿物质的基础。热液角砾岩中角砾具特征的圆化特征,可能与流体作用有关(张洪涛等,1991),可能为富水岩浆在压力较小的浅成-超浅成环境下形成,由于岩浆结晶外壳内压增大,大量流体出溶产生二次沸腾,从而导致岩浆爆破作用(Barnes et al.,1967)这与矿区流体包裹体中显示的二次沸腾或不混溶作用一致。此外,热液角砾岩的角砾成分以稍早期岩浆物质为主,没有发现晚期侵入的花岗斑岩质角砾,说明岩浆爆破作用主要发生在花岗斑岩岩浆侵入过程之前。根据上述热液角砾岩特征,表明角砾岩是典型的早中期岩浆侵入体的岩浆流体释放的产物。其形成原因可能主要是由于温度和压力的降低,原始岩浆房持续释放出岩浆流体在早期固化岩体顶部和封闭的围岩内保存,当岩浆流体沸腾和释放,产生热液角砾岩(Burnham,1979)。花岗斑岩中富含大量电气石,可能表明晚期花岗斑岩不仅富水还富含挥发性(HF),从而表明与成矿密切相关的晚期花岗斑岩是一种富水、富挥发分的岩浆。可见,松喀尔苏复式岩体晚期侵入的花岗斑岩具有提供成矿空间、流体和物质的基础,是与成矿在时间、空间和物质上具有密切联系的成矿地质体。

6.3 矿床成因

铜金矿化体产在岩体接触带,斑岩体伴生热液角砾岩,主要赋矿岩石为花岗斑岩。矿化体形态和品位受岩体接触带构造和断裂构造的共同控制。矿化具有分带性,从岩体向接触带至围岩,依次发育浸染状、细网脉状和(细)脉状矿化,成矿元素组合依次为Cu—Cu(Au)—Au。围岩蚀变具有分带性,从岩体向围岩依次发育绢英岩化带、泥化(高岭石化)带和青磐岩化带,矿化体主要位于绢英岩化蚀变带内。发育各类脉体。成矿具有多期多阶段性,岩浆期后热液期是主要的成矿期。

流体包裹体和同位素资料支持松喀尔苏铜金矿区的正岩浆成因模式,表明其属于岩浆热液斑岩型矿床。结合地质背景和矿区地质特征,其成矿过程可能为:早石炭世中期—晚石炭世,卡拉麦里地区处于后碰撞早期挤压-伸展转换时期,这一时期壳幔相互作用强烈,引发大规模中酸性岩浆喷发和侵入,松喀尔苏一带紧随陆相火山作用之后残余岩浆沿火山断裂侵入,形成松喀尔苏花岗斑岩复式岩体。晚阶段花岗斑岩岩浆的侵入和岩浆爆破作用,使得岩浆热液中富含挥发分和富铜金的氧化性成矿流体,首先在花岗斑岩内形成磁铁矿和少量浸染状矿化,同时引起围岩广泛的青磐岩化蚀变。当流体从岩浆中释放出来后,在岩浆顶边部冷凝收缩和接触带构造作用下,斑岩体和围岩产生大量网脉状裂隙,更多的大气降水加入到对流循环系统中,使得高温和高盐度成矿流体发生减压沸腾作用,并与下渗的低温和低盐度的大气降水混合,成矿流体的温度和盐度降低,使得铜金在岩体接触带内迅速沉淀,形成(网)脉状矿化及大规模绢英岩化蚀变,构成低品位铜金矿体,形成松喀尔苏铜金矿区。

与经典斑岩型矿床热液蚀变分带对比(Lowell et al., 1970),松喀尔苏铜金矿床缺失早期斑岩体内部的面型钾硅酸盐化蚀变带。对于其缺失原因有以下几个方面的解释:① 矿床地质特征表明成矿是以接触带为中心的矿化网络系统,矿体呈切割斑岩体和围岩的近似板状体,而不是以斑岩体为中心的全岩矿化体,即接触带是矿化的主要形成和淀积部位。矿区控矿接触带既是岩体侵入接触带构造部位也是断裂改造部位,因此相对围岩(火山岩和砂岩等封闭条件好)是一个开放环境,该环境易于使大气降水与岩浆热液混合,从而导致矿床较弱的钾硅酸盐化蚀变,以及非常强烈的绢云母-绿泥石-高岭土-石英-黄

铁矿化蚀变;② 大陆环境含矿斑岩整体相对高K的地球化学特征,使得大陆环境斑岩矿床常具有相对较强的钾硅酸盐化,从而导致含矿斑岩高 K_2O 的特征会在流体从岩浆出溶过程中有效地继承下来,使成矿流体沿高K路径演化,形成高温阶段钾长石+黑云母蚀变组合,并且随温度降低逐渐向青磐岩化及绢云母蚀变过渡(杨志明等,2009)。花岗斑岩的岩石地球化学信息反映其虽然处于大陆碰撞环境,但具有正常的 K_2O 含量;③ 不发育钾硅酸盐化在很大程度上也可能与含矿岩浆系统的超浅成侵位和强烈爆破作用有关。由浅位岩浆房分凝出来的高温流体没能发生大规模集聚,便在开放环境随岩浆-热液爆破作用而散失。虽然这种高温流体失去与斑岩和围岩发生充分反应的机会,但却随温度的下降以及大气降水的混入,在相对开放环境发生流体混合作用,形成中-低温的绢云母化、绿泥石化乃至碳酸盐化等热液蚀变,显示出以围岩和含矿斑岩体顶部为中心的早期青磐岩化和后期叠加的长石分解蚀变组合的面型蚀变分带;④ 与钾硅酸盐化有关的流体通常为高盐度流体,矿区矿化钾长石蚀变脉具有高盐度特征,说明这种线状分布的钾长石脉体是钾硅酸盐化蚀变的一种,但该类脉体为低密度不均匀分布,没有发现面型钾长石化及黑云母化等蚀变;⑤ 不排除部分岩浆成因矿物钾长石和黑云母已经被后期热液成因矿物石英、绢云母和绿泥石等交代;⑥ 由于目前工程勘查深度及网度有限,含矿斑岩体深部的面型钾硅酸盐化蚀变带可能未被揭露出来。随着工程勘查程度的提高,笔者相信有更多深部热液蚀变组合方面的证据将被识别和确定。

7 结 论

(1) 松喀尔苏铜金矿区的矿化-蚀变系统具有斑岩型矿床特征。铜金矿体呈似板状产于斑岩体西侧接触带,围岩蚀变具有对称分带性,从岩体向围岩依次发育绢英岩化带、高岭石化带和青磐岩化带,与成矿相关的蚀变带为绢英岩化带,热液蚀变为高岭石-绿泥石-绢云母-石英-黄铁矿组合。矿化围绕接触带分布,从斑岩体内部至围岩,依次为斑岩型Cu→接触带型Cu-Au→围岩构造裂隙脉型Au,矿化类型具分带性,为斑岩成矿系统的产物。

(2) 岩浆系统表明含矿斑岩复式岩体系同期陆相火山活动产物,成矿作用在时间、空间和成因上与

复式岩体晚期浅成相花岗斑岩相关。花岗斑岩具有富水、富挥发性和岩浆爆破作用的氧化性岩浆特点,具有后碰撞花岗岩类地球化学亲缘性,其岩浆起源于后碰撞挤压-伸展转换期的壳-幔岩浆过渡带。幔源岩浆注入、软流圈地幔底侵作用和壳-幔岩浆混合作用是形成含矿斑岩岩浆的主导因素。

(3)成矿流体及流体中物质来源于岩浆,成矿作用是岩浆-热液过程的产物。流体包裹体类型为液相包裹体、气相包裹体和含子晶多相包裹体,单个包裹体激光拉曼探针分析,气相以 CO_2 和 CH_4 为主。成矿流体具有从高温高盐度岩浆体系向低温低盐度与大气降水混合的演化过程,流体沸腾或不混溶作用与温度、盐度降低是导致流体中成矿物质沉淀的主要因素。氢、氧同位素组成表明成矿流体以岩浆水为主,在成矿晚期混有大气降水。硫同位素具幔源硫的特征。铅同位素组成显示成矿作用与下地壳-上地幔过渡带的岩浆作用相关。

(4)成矿地球动力学背景为早石炭世中晚期碰撞造山过程由挤压向伸展转换时期壳幔界面的岩浆作用。岩石圈拆沉诱发的岩浆-流体作用,是斑岩铜金成矿系统形成的重要构造环境。

(5)综合研究认为松喀尔苏矿床属于与陆相火山-侵入岩有关的斑岩型铜金矿床。

志 谢 成文过程中得到武警黄金地质研究所葛良胜研究员和郭晓东博士的指导;流体包裹体分析测试得到核工业北京地质研究院分析测试研究中心欧光习研究员的帮助;在氩-氩年代学测试中,得到中国地质大学(北京)王瑜教授的帮助,在此深表感谢。同时,十分感谢审稿专家的宝贵建议!

参考文献/References

陈衍景. 1996. 准噶尔造山带碰撞体制的成矿作用及金等矿床分布规律[J]. 地质学报, 70(3): 253-261.

陈毓川, 李兆鼎, 母瑞身. 2001. 中国金矿床及其成矿规律[M]. 北京: 地质出版社. 102-181.

成守德, 祁世军, 黄 诚. 2006. 中亚斑岩铜矿成矿区带的划分及主要成矿特征[A]. 见: 陈毓川, 毛景文, 薛春明, 主编. 第八届全国矿床会议论文集[C]. 北京: 地质出版社. 459-464.

董连慧, 徐兴旺, 屈 讯, 李光明. 2009. 初论环准噶尔斑岩铜矿带的地质构造背景与形成机制[J]. 岩石学报, 25(4): 713-737.

郭丽爽, 张 锐, 刘玉琳, 许发军, 苏 犁. 2009. 新疆东准噶尔铜华岭中酸性侵入体锆石 U-Pb 年代学研究[J]. 北京大学学报(自然

科学版) 45(5): 819-824.

韩宝福, 季建清, 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, 郝 杰. 2004. 中国新疆及邻区大地构造图(1:250 000)说明书[M]. 北京: 地质出版社. 1-65.

侯增谦, 潘小菲, 杨志明, 曲晓明. 2007. 初论大陆环境斑岩铜矿[J]. 现代地质, 21(2): 332-351.

胡霏琴, 王中刚, 涂光炽, 等. 1997. 新疆北部地壳演化及成岩成矿规律[M]. 北京: 科学出版社. 159-209.

李锦轶, 肖序常, 汤耀庆, 赵 民, 朱宝清, 冯益民. 1990. 新疆准噶尔卡拉麦里地区晚古生代板块构造的基本特征[J]. 地质论评, 36(4): 305-316.

李锦轶. 1995. 新疆东准噶尔蛇绿岩的基本特征和侵位历史[J]. 岩石学报, 11(增刊): 73-84.

刘家远. 2001. 论新疆东准噶尔陆相火山成矿作用[J]. 大地构造与成矿学, 25(4): 434-438.

刘家远, 钱建平, 程志平, 单娜琳. 2002. 新疆东准噶尔陆相火山作用与金铜成矿[M]. 北京: 地质出版社. 1-218.

龙灵利, 王玉住, 王京彬, 王莉娟, 李秋利, 王书来, 蒲克信, 张会琼, 廖 震. 2010. 新疆希勒库都克铜钼矿区岩浆混合作用: 来自锆石 U-Pb 年代学的证据[J]. 岩石学报, 26(2): 449-456.

毛景文, 杨建民, 韩春明, 王志良. 2002. 东天山铜多金属矿床成矿系统和成矿地球动力学模型[J]. 地球科学, 27(4): 413-424.

毛景文, Franco PIRAJNO, 张作衡, 柴凤梅, 杨建民, 吴 华, 陈世平, 程松林, 张长青. 2006. 天山—阿尔泰东部地区海西晚期后碰撞铜镍硫化物矿床: 主要特点及可能与地幔柱的关系[J]. 地质学报, 80(7): 925-942.

毛景文, 张建东, 郭春丽. 2010. 斑岩铜矿-浅成低温热液银铅锌-远接触带热液金矿床模型: 一个新的矿床模型——以德兴地区为例[J]. 地球科学与环境学报, 32(1): 1-14.

毛治国, 邹才能, 朱如凯, 郭宏莉, 王 君, 唐 勇, 祁利琪, 张志更. 2010. 准噶尔盆地石炭纪火山岩岩石地球化学特征及其构造环境意义[J]. 岩石学报, 26(1): 207-216.

彭晓明, 莫江平, 郝今敖, 席小平, 三金柱. 2004. 新疆哈尔里克双峰山浅成低温热液金矿床的地质特征与成矿模式[J]. 矿床地质, 23(1): 101-107.

秦克章. 1998. 额尔古纳南段中生代斑岩-次火山岩-浅成低温 Cu, Mo, Pb, Zn, Ag 成矿系统[J]. 矿床地质, 17(增刊): 201-206.

秦克章. 2000. 新疆北部中亚型造山与成矿作用[D]. 博士后报告. 导师: 孙 枢. 中国科学院地质与地球物理研究所. 155页.

屈 讯, 徐兴旺, 梁广林, 屈文俊, 杜世俊, 姜 能, 吴惠平, 张 永, 肖 鸿, 董连慧. 2009. 蒙西斑岩型铜钼矿地质地球化学特征及其对东准噶尔琼河坝岩浆岛弧构造属性的制约[J]. 岩石学报, 25(4): 765-776.

屈 讯, 徐兴旺, 董连慧, 梁广林, 邓 刚, 周 刚, 陈松林, 张连昌, 杜

- 世俊,张永,蔡新平. 2010. 新疆东准噶尔斑岩铜矿主要构造类型[J]. 新疆地质, 28(1): 32-37.
- 芮宗瑶,张洪涛,王龙生,陈仁义,金伯禄,金逢洙,万玉胜,周永昶,孟庆丽. 1995. 吉林延边地区斑岩型-浅成热液型金铜矿床[J]. 矿床地质, 14(2): 99-126.
- 芮宗瑶,张立生,王龙生,王义天. 2003. 斑岩铜矿与陆相火山活动[J]. 地震地质, 25(增刊): 78-87.
- 申萍,沈远超,刘铁兵,张锐,王京彬,张孝孝,孟磊,王丽娟,汪疆. 2009. 新疆包古图斑岩型铜钼矿床容矿岩石及蚀变特征[J]. 岩石学报, 25(4): 777-792.
- 申萍,董连慧,冯京,王核,徐兴旺,薛春纪,屈讯. 2010. 新疆斑岩型铜矿床分布、时代及成矿特点[J]. 新疆地质, 28(4): 358-364.
- 舒良树,王玉净. 2003. 新疆卡拉麦里蛇绿岩带中硅质岩的放射虫化石[J]. 地质论评, 19(4): 408-412.
- 宋会侠,刘玉琳,屈文俊,宋彪,张锐,成勇. 2007. 新疆包古图斑岩铜矿床矿床地质特征[J]. 岩石学报, 23(8): 1981-1988.
- 谭佳奕,吴润江,张元元,王淑芳,郭召杰. 2009. 东准噶尔卡拉麦里地区巴塔玛依内山组火山岩特征和年代确定[J]. 岩石学报, 25(3): 539-546.
- 唐红峰,苏玉平,刘丛强,侯广顺,王彦斌. 2007. 新疆北部卡拉麦里斜长花岗岩的铅铀 U-Pb 年龄及其构造意义[J]. 大地构造与成矿学, 31(1): 110-117.
- 唐功建,王强,赵振华, Wyman D A, 陈海红,贾小辉,姜子琦. 2009. 西准噶尔包古图成矿斑岩年代学与地球化学: 岩石成因与构造、铜金成矿意义[J]. 地球科学, 34(1): 56-74.
- 王登红,李华芹,应立娟,梅玉萍,初振利. 2009. 新疆伊吾琼河坝地区铜、金矿成矿时代及其找矿前景[J]. 矿床地质, 28(1): 73-82.
- 王京彬,徐新. 2006. 新疆北部后碰撞构造演化与成矿[J]. 地质学报, 80(1): 23-31.
- 王莉娟,王京彬,王玉往,朱和平,曲丽丽. 2005. 新疆准噶尔地区富硫型与贫硫型浅成低温热液金矿床成矿流体与碳、硫、铅同位素[J]. 岩石学报, 21(5): 1382-1388.
- 王莉娟,王京彬,王玉往,龙灵利,王苏来,蒲克信. 2009. 准噶尔北部希勒库都克斑岩铜钼矿床地质与成矿流体[J]. 岩石学报, 25(4): 944-954.
- 吴淦国,董连慧,薛春纪,冯京,谭捍东,张招崇,温长顺,周刚,龚庆杰,高景岗,杜杨松,何明跃,刘俊来,涂其军. 2008. 新疆北部主要斑岩铜矿带[M]. 北京: 地质出版社, 1-345.
- 吴小奇,刘德良,李振生. 2009. 卡拉麦里缝合带后碰撞期火山活动[J]. 地学前缘, 16(3): 220-230.
- 肖序常,汤耀庆,冯益民,朱宝清,李锦轶,赵民. 1992. 新疆北部及其邻区大地构造[M]. 北京: 地质出版社, 1-169.
- 新疆 305 项目. 1994. 卡拉麦里一带金矿成矿条件与靶区综合评价研究[R]. 内部资料.
- 新疆地勘局第一区调大队. 2000. 新疆奇台县双井子地区金自然重砂、化探异常检查及铜矿普查报告[R]. 内部资料.
- 薛春纪,赵赵锋,吴淦国,董连慧,冯京,张招崇,周刚,池国祥,高景岗. 2010. 中亚构造域多期叠加斑岩铜矿化——以阿尔泰山南缘哈腊苏铜矿床地质、地球化学和成岩成矿时代研究为例[J]. 地学前缘, 17(2): 53-82.
- 闫升好,腾荣,张招崇,陈柏林,陈文,周刚,何立新. 2006. 新疆阿尔泰山南缘卡拉先格斑岩铜矿带成因再认识——来自哈腊苏铜矿硫-铅-氢-氧同位素和 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄的约束[J]. 矿床地质, 25(3): 292-301.
- 杨富全,吴海,张以熔. 1999. 新疆金山沟金矿床地质特征和成因[J]. 贵金属地质, 8(2): 76-81.
- 杨富全,毛景文,夏浩东,赵财胜,李蒙文,叶会寿. 2005. 新疆北部古生代浅成低温热液型金矿特征及其地球动力学背景[J]. 矿床地质, 24(3): 242-263.
- 杨富全,闫升好,刘国仁,周刚,张志欣,刘锋,耿新霞,郭春丽. 2010a. 新疆准噶尔斑岩铜矿地质特征及成矿作用[J]. 矿床地质, 29(6): 956-971.
- 杨富全,闫升好,屈文俊,周刚,刘锋,耿新霞,刘国仁,王祥. 2010b. 新疆哈腊苏铜矿床 I 号矿化带流体包裹体和碳氢氧同位素地球化学[J]. 地学前缘, 17(2): 359-374.
- 杨志明,侯增谦. 2009. 初论碰撞造山环境斑岩铜矿成矿模型[J]. 矿床地质, 28(5): 515-538.
- 张德全,余宏全,李大新,丰成友. 2003. 紫金山地区的斑岩-浅成热液成矿系统[J]. 地质学报, 77(2): 253-261.
- 张栋,路彦明,潘爱军,朝银银,范俊杰,张玉杰. 2011. 东准噶尔北缘两类钙碱性花岗岩特征及其构造-成矿意义[J]. 西北地质, 44(2): 51-71.
- 张栋,范俊杰,刘鹏,潘爱军,王治华,张玉杰,赵军,雷文大. 2013. 新疆东准噶尔松喀尔苏铜金矿区蚀变绢云母 ^{40}Ar / ^{39}Ar 年龄及其地质意义[J]. 矿物岩石, 33(4): 61-67.
- 张洪涛,芮宗瑶. 1991. 论与斑岩矿床有关的矿化角砾岩成因类型及其地质意义[J]. 矿床地质, 10(3): 265-271.
- 张旗,钱青,王焰. 1999. 造山带火成岩地球化学研究[J]. 地学前缘, 6(3): 113-120.
- 张志欣,杨富全,闫升好,张锐,柴凤梅,刘锋,耿新霞. 2010. 新疆包古图斑岩铜矿床成矿流体及成矿物质来源——来自硫、氢和氧同位素证据[J]. 岩石学报, 26(3): 707-716.
- 赵振华,沈远超,涂光焯,等. 2001. 新疆金属矿产资源的基础研究[M]. 北京: 科学出版社, 52-74.
- 赵振华. 2007. 关于岩石微量元素构造环境判别图解使用的有关问题[J]. 大地构造与成矿学, 31(1): 92-103.
- 朱炳泉. 1997. 地球科学中同位素体系理论与应用[M]. 北京: 科学出版社, 216-235.
- Altunkaynak S. 2007. Collision-driven slab breakoff magmatism in northwestern Anatolia, Turkey[J]. J. Geol., 115(1): 63-82.
- Atherton M P and Ghani A A. 2002. Slab breakoff: A model for Cale-

- donian, Late granite syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland [J]. *Lithos*, 62(3-4): 65-85.
- Barnes H L and Czamanske G K. 1967. Solubilities and transport of ore minerals [A]. In: Barnes H L, ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* [M]. New York. 334-371.
- Bodnar R J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57(3): 683-684.
- Burnham C W. 1979. Magma and hydrothermal fluids [A]. In: Barnes H L, ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits (2nd)* [M]. New York: Holt, Rinehart and Winston. 71-136.
- Chaussidon M and Lorand J P. 1990. Sulphur isotope composition of orogenic spinel lherzolite massifs from Ariège (North-eastern Pyrenees, France): An ion microprobe study [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 2835-2846.
- Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water [J]. *Geophys. Res.*, B77, 3057-3067.
- Corbett G. 2002. Epithermal gold for explorationists [J]. *AIG Journal-Applied Geoscientific Practice and Research in Australia*, April: 1-26.
- Davies J H and von Blanckenburg F. 1995. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 129(1-4): 85-102.
- Dokuz A. 2011. A slab detachment and delamination model for the generation of carboniferous high-potassium I-type magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: the Köse composite pluton [J]. *Gondwana Res.*, 19(4): 926-944.
- Hall D L, Sterner S M and Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions [J]. *Econ. Geol.*, 83: 197-202.
- Hofmann A W. 1986. Nb in Hawaiian magmas: Constraints on source composition and evolution [J]. *Chem. Geol.*, 57: 17-30.
- Hole M J, Saunders A D, Marriner G F and Tamey J. 1984. Subduction of pelagic sediments: Implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands [J]. *Journal of the Geological Society, London.*, 141(3): 453-472.
- Lowell J D and Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits [J]. *Econ. Geol.*, 65: 373-408.
- Mahéo G, Blichert-Toft J, Pin C, Guillot S and Pecher A. 2009. Partial melting of mantle and crustal sources beneath south Karakorum, Pakistan: Implications for the Miocene geodynamic evolution of the India-Asia convergence zone [J]. *J. Petrol.*, 50(3): 427-449.
- Massonne H J. 2005. Involvement of crustal material in delamination of the lithosphere after continent-continent collision [J]. *Int. Geol. Rev.*, 47(8): 792-804.
- Qin K Z, Sun S, Li J L, Fang T H, Wang S L and Liu W. 2002. Paleozoic epithermal Au and porphyry Cu deposits in North Xinjiang, China: Epochs, features, tectonic linkage and exploration significance [J]. *Resource Geology*, 52(4): 291-300.
- Roedder E. 1992. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 5-20.
- Su Y P, Zheng J P, William L G, Zhao J H, Tang H Y, Ma Q and Lin X Y. 2012. Geochemistry and geochronology of Carboniferous volcanic rocks in the eastern Junggar terrane, NW China: Implication for a tectonic transition [J]. *Gondwana Research*, 22: 1009-1029.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [A]. In: Saunders A D and Norry M J, eds. *Magmatism in the Ocean Basin* [M]. Geological Society Special Publication, 42: 313-345.
- White N C and Hedenquist J W. 1995. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration [J]. *SEG Newsletter*, 23: 9-13.
- Wortel M J R and Spakman W. 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region [J]. *Science*, 290(5498): 1910-1917.
- Xiao Y, Zhang H F, Shi J A, Su B X, Patrick A S, Lu X C, Hu Y and Zhang Z. 2011. Late Paleozoic magmatic record of east Junggar, NW China and its significance: Implication from zircon U-Pb dating and Hf isotope [J]. *Gondwana Research*, 20: 532-542.
- Zartman R E and Deo B R. 1981. Plumbotectonics-the model [J]. *Tectonophysics*, 75: 135-162.