

文章编号: 0258-7106(2014)04-0833-14

# 陕西柞水-山阳矿集区冷水沟铜钼矿床成矿特征及成矿机制探讨\*

孟德明<sup>1</sup>, 王瑞廷<sup>1,2</sup>, 王 鹏<sup>3</sup>, 代军治<sup>2</sup>, 刘 凯<sup>3</sup>, 姜 超<sup>1</sup>

(1 长安大学地球科学与资源学院, 陕西 西安 710054; 2 西北有色地质勘查局地质勘查院, 陕西 西安 710054; 3 西北有色地质勘查局 713 地质队, 陕西 商洛 726000)

**摘 要** 柞水-山阳矿集区内矿产多种多样, 构造-岩浆-成矿作用明显, 斑岩-矽卡岩型铜钼矿床成矿条件良好, 尤其是冷水沟地区岩浆活动频繁, 燕山期花岗斑岩体与成矿作用关系密切。从冷水沟斑岩体到外围表现为斑岩型铜钼矿床(洞子沟和孔雀垭地段)、矽卡岩型铜钼矿床(双龙寨和银洞垭地段)、构造蚀变岩型金银矿床(南沟和徐家湾地段), 构成了完整的斑岩成矿体系。岩体蚀变强烈, 其中绢英岩化和矽卡岩化与成矿关系最密切。根据脉体穿插关系, 可将成矿期分为 4 个成矿阶段, 铜钼矿床主要形成于热液早、中期。斑岩体显示高钾钙碱性地球化学特征, 属 I 型或 I→A 过渡型, 形成环境属燕山期陆内碰撞后伸展环境。文章综合研究了矿化特征、流体包裹体、成矿物理化学条件、岩体特征及成矿机制, 建立了冷水沟铜钼矿床的成矿模型, 并总结了找矿标志。下一步找矿工作的重点应放在对构造-岩浆-热液成矿作用的研究, 加强对岩体和矿体深部的控制。

**关键词** 地球化学; 柞山矿集区; 冷水沟; 斑岩型; 铜钼矿床; 成矿机制

**中图分类号** P618.41; P618.65

**文献标识码** A

## Study of characteristics and metallogenic mechanism of Lengshuigou copper-molybdenum deposit in Zhashui-Shanyang ore concentration area, Qinling orogen, Shaanxi Province

MENG DeMing<sup>1</sup>, WANG RuiTing<sup>2,1</sup>, WANG Peng<sup>3</sup>, DAI JunZhi<sup>2</sup>, LIU Kai<sup>3</sup> and JIANG Chao<sup>1</sup>

(1 College of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China; 2 Geological Exploration Institute of Northwest Mining and Geological Exploration Bureau for Nonferrous Metals, Xi'an 710054, Shaanxi, China; 3 No. 713 Geological Party, Northwest Mining and Geological Exploration Bureau for Nonferrous Metals, Shangluo 726000, Shaanxi, China)

### Abstract

Located in the middle of the Qinling Mountains, the Zhashui-Shanyang ore concentration area possesses various kinds of mineral resources and obvious tectono-magmatism. Ore-forming conditions for porphyry-sharn type copper deposits are favorable. Especially in Lengshuigou area, magmatic activity occurred frequently. The granite porphyry of Yanshanian period was closely associated with mineralization. There are porphyry Cu, Mo (in Dongzigou and Kongqueya), skarn Cu (in Shuanglongzhai and Yingdongya) and structural altered rock-host Au, Ag (in Nangou and Xujiawan) from center to periphery of the porphyry granite, which constitute a complete porphyry metallogenic system. Potassic, quartz-sericite alteration and skarnization are most closely related

\* 本文得到“十二五”国家科技支撑计划项目(2011BAB04B05)和公益性行业科研专项经费课题(201111007-3)的联合资助

第一作者简介 孟德明, 男, 1990 年生, 硕士研究生, 矿产普查与勘探专业。Email: mdmchd@163.com

收稿日期 2014-05-29; 改回日期 2014-07-01。秦思婷编辑。

to mineralization. According to penetrating relationships of veins, metallogenic periods can be divided into four stages. Cu and Mo occurred at the early and middle hydrothermal stage. The geochemistry of porphyry granite shows high-K calc-alkaline and I type or I→A transitional type and its tectonic setting belongs to a local stretching environment after the intracontinental collision in Yanshanian period. Based on composite ore-forming characteristics, fluid inclusions, metallogenic physicochemical conditions and metallogenic mechanism, the authors established a tentative model for the Lengshuigou Cu, Mo deposit and summarized the indicators for prospecting. The further work should be focused on studying tectonic-magmatic-hydrothermal metallogenic activity and strengthening the control of rock body and deep orebody.

**Key words:** geochemistry, Zhashan ore concentration area, Lengshuigou area, porphyry, copper and molybdenum ore deposit, metallogenic mechanism

斑岩型矿床是世界铜、钼矿最重要的来源,也是金、锡、钨等矿产的主要来源,该矿床类型近几十年来受到地质工作者们的广泛关注(Sillitoe, 1972; 2010; Richard, 2003; 2009; Cooke et al., 2005; 侯增谦等, 2003; 2009; 芮宗瑶等, 2004; 2006a; 2006b)。斑岩岩浆多产于洋壳俯冲(Sillitoe, 1972)或大陆碰撞造山环境(Hou et al., 2009)中的挤压向伸展构造转换阶段(Richards, 2003; 芮宗瑶等, 2006a),与钙碱性或高钾钙碱性系列的中-中酸性小岩体有关(Cline et al., 1991; Misra, 2000; Singer et al., 2005; 杨志明等, 2009)。

秦岭地段以往发现的斑岩型矿床绝大部分分布在东秦岭,以钼矿为主,伴有少量金、铜、钨等元素,如金堆城、雷门沟、南泥湖、三道庄、大黑山、秋树湾、董家沟矿床等,众多学者对它们进行了深入研究(黄典豪, 1994; 毛景文等, 2000; 2009; 张正伟等, 2001; 李永峰等, 2005),认为其成矿期主要为燕山期,成矿背景为挤压向伸展转换阶段(毛景文等, 2000; 李诺等, 2007; 张元厚等, 2010),其岩石学、地球化学、同位素等特征显示为陆内造山环境(胡受奚等, 1998; 李永峰等, 2005),而非岛弧或大陆边缘环境。但关于秦岭斑岩型铜矿床的文章却鲜有报道,近年在柞水-山阳矿集区发现了冷水沟、池沟斑岩型铜钼矿床,深部验证已控制了低品位、厚大铜矿体,虽然规模仅为中小型,却有着重要的地质意义。前人对于冷水沟的研究多集中在复式杂岩体或成矿预测(王瑞廷等, 2008; 2012; 任涛等, 2009; 张西社等, 2011; 陈雷等, 2014a; 2014b),本文综合研究了冷水沟斑岩-砂卡岩型铜钼矿床的矿体特征,结合岩石地球化学及区域构造特征,探讨其成矿机制,总结了成矿特征,为本区下一步的找矿工作提供了可靠依据,对邻区寻找斑岩型铜矿床也有借鉴意义。

## 1 区域地质背景

柞水-山阳矿集区位于柞水-山阳断陷盆地,夹持于商-丹缝合带和山阳-凤镇断裂带之间(图1)。区内主要出露中-上泥盆统和下石炭统,包括古道岭组( $D_{3g}$ )、九里坪组( $D_{3j}$ )、桐峪寺组( $D_{3t}$ )、星红铺组( $D_{3x}$ )、青石垭组( $D_{2q}$ )、池沟组( $D_{2c}$ )、牛耳川组( $D_{2n}$ )、二峪河组( $C_{1e}$ )和袁家沟组( $C_{1y}$ )。岩石类型简单,多由粉砂岩、砂岩、板岩、灰岩、白云岩组成,总体为一套滨浅海-三角洲相的沉积组合(杨志华, 1991)。秦岭在印支期和燕山期由板块碰撞进入陆内造山,发生伸展、挤压、走滑构造,表现为一系列的逆冲推覆构造及剪切断层,如曹坪-红岩寺复式向斜、山阳-凤镇大断裂、镇安-板岩镇断裂等。区内主断裂以EW向为主,NNW向、近SN向和NE向次之,多期构造活动交织呈经纬网状(陈松岭等, 1995)。其中,山阳-凤镇断裂近EW向延伸,北倾,具多期活动的特征(方维萱等, 2001),控制着矿集区的形态、沉积组合及矿产分布。不同方向断裂的交汇部位是岩浆上侵的有利地段,同时,也是构造-岩浆成矿作用明显的地段。

区内岩浆活动强烈,主要分为3期:①加里东期岩体,包括迷魂阵石英闪长岩( $(846.7 \pm 2.7)$  Ma, 刘仁燕, 2011)、冷水沟辉长岩( $(680 \pm 9)$  Ma, 牛宝贵等, 2006)、李家砭辉长岩( $(621 \pm 6)$  Ma, 郭现轻等, 2014)等岩体;②印支期岩体,如柞水二长-闪长花岗岩( $(225 \pm 1)$  Ma)、曹坪石英二长岩-二长花岗岩( $(224 \pm 1)$  Ma)、沙河湾石英二长岩-二长、闪长花岗岩( $(212 \pm 1)$  Ma)等岩体(弓虎军等, 2009);③燕山期主要形成于山阳一带的中酸性小岩体群,如池沟

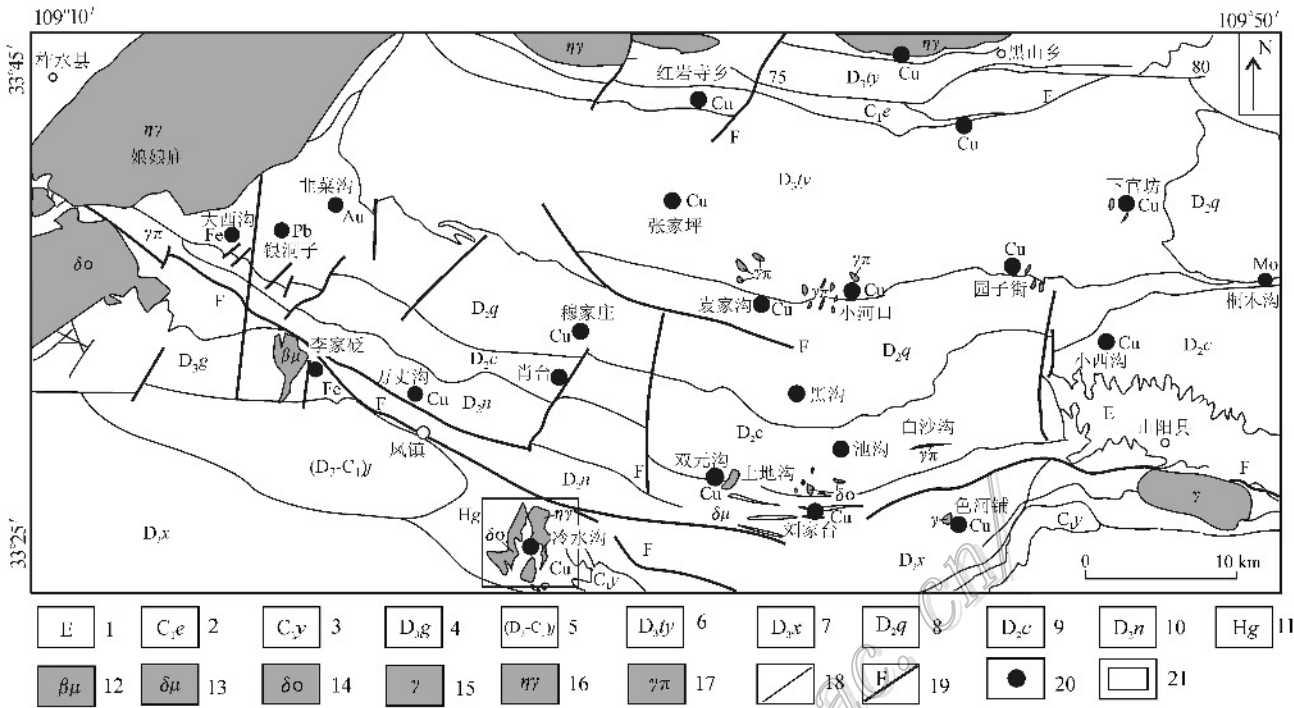


图 1 柞水-山阳矿集区地质矿产简图(据张西社等, 2012 修改)

1—古近系-新近系残坡积物; 2—下石炭统二峪河组灰岩; 3—下石炭统袁家沟组砂岩、灰岩; 4—上泥盆统古道岭组灰岩; 5—上泥盆统九里坪组灰岩; 6—上泥盆统桐峪寺组砂岩; 7—上泥盆统星红铺组千枚岩、灰岩; 8—中泥盆统育石堰组灰岩; 9—中泥盆统池沟组砂岩、粉砂岩; 10—中泥盆统牛耳川组砂岩; 11—斜长角闪岩; 12—辉长岩; 13—闪长玢岩; 14—石英闪长岩; 15—花岗岩; 16—二长花岗岩; 17—花岗斑岩; 18—地层界线; 19—断层; 20—矿床及矿点; 21—工作区范围

Fig. 1 Geological and mineral resources map of the Zhushui-Shangyan ore concentration area (modified after Zhang et al., 2012)

1—Paleogene and Neogene residual and slopewash materials; 2—Lower Carboniferous Eryuhe Formation limestone; 3—Lower Carboniferous Yuanjiagou Formation sandstone and limestone; 4—Upper Devonian Gudaoling Formation limestone; 5—Upper Devonian Jiuliping Formation limestone; 6—Upper Devonian Tongyusi Formation sandstone; 7—Upper Devonian Xinghongpu Formation phyllite and limestone; 8—Middle Devonian Qingshiya Formation limestone; 9—Middle Devonian Chigou Formation sandstone and siltstone; 10—Middle Devonian Nuerchuan Formation sandstone; 11—Amphibolite; 12—Gabbro; 13—Dioritic porphyrite; 14—Quartz diorite; 15—Granite; 16—Monzonite granite; 17—Granite porphyry; 18—Stratigraphic boundary; 19—Fault; 20—Deposit and ore spot; 21—Working area

石英闪长岩( $(148 \pm 1) \text{ Ma} \sim (140 \pm 1) \text{ Ma}$ )、双元沟花岗闪长岩( $(145 \pm 1) \text{ Ma}$ )等岩体(谢桂青等, 2012)。其中, 以印支期和燕山期岩体与成矿关系最为密切, 尤其是燕山期小岩体多成群成带分布, 多处可见矿化现象。从区域遥感影像解译可以看出, (隐伏)岩体多位于断裂交汇部位附近, 且部分表现为环形构造特征, 并划分了山阳-凤镇和庙沟-小西沟 2 个花岗岩带(闫臻等, 2014), 与岩浆活动相关的一些矿床(点)亦沿这 2 条带的两侧分布。

柞山矿集区构造、岩浆活动频繁, 不同的演化阶段存在不同的矿化类型组合(闫臻等, 2014)。矿集区内, 矿产资源主要以 Fe、Ag、Au、Pb、Zn、Cu、Mo 等为主, 根据矿床的成因和时代, 可划分为 3 种类型: ① 新元古代与基性岩有关的岩浆型钛磁铁矿床, 如李家砭钒钛磁铁矿床; ② 泥盆纪—二叠纪形成的热

水沉积改造型铁、铜、铅、银、钨、钼矿床, 如大西沟-银洞子铁银铅钨矿床, 穆家庄铜矿床; ③ 印支期—燕山期与中酸性小岩体相关的斑岩-矽卡岩型铜、钼矿床, 如小河口矽卡岩型铜矿床、冷水沟和池沟斑岩-矽卡岩型铜钼矿床。

## 2 冷水沟矿床地质特征

### 2.1 矿区地质

冷水沟矿区位于商州市柞水县东南部, 地处陡岭-小茅岭基底链状隆起带的西段, 北靠山阳-凤镇断裂, 南邻镇安-板岩镇断裂, 属基底隆起和多期次构造岩浆活动强烈地段。出露地层主要为中-上泥盆统(图 2), 由新到老依次为云镇组( $D_{3y}$ )、古道岭组( $D_{3g}$ )和龙洞沟组( $D_{2l}$ ), 主要岩性有灰岩、粉砂

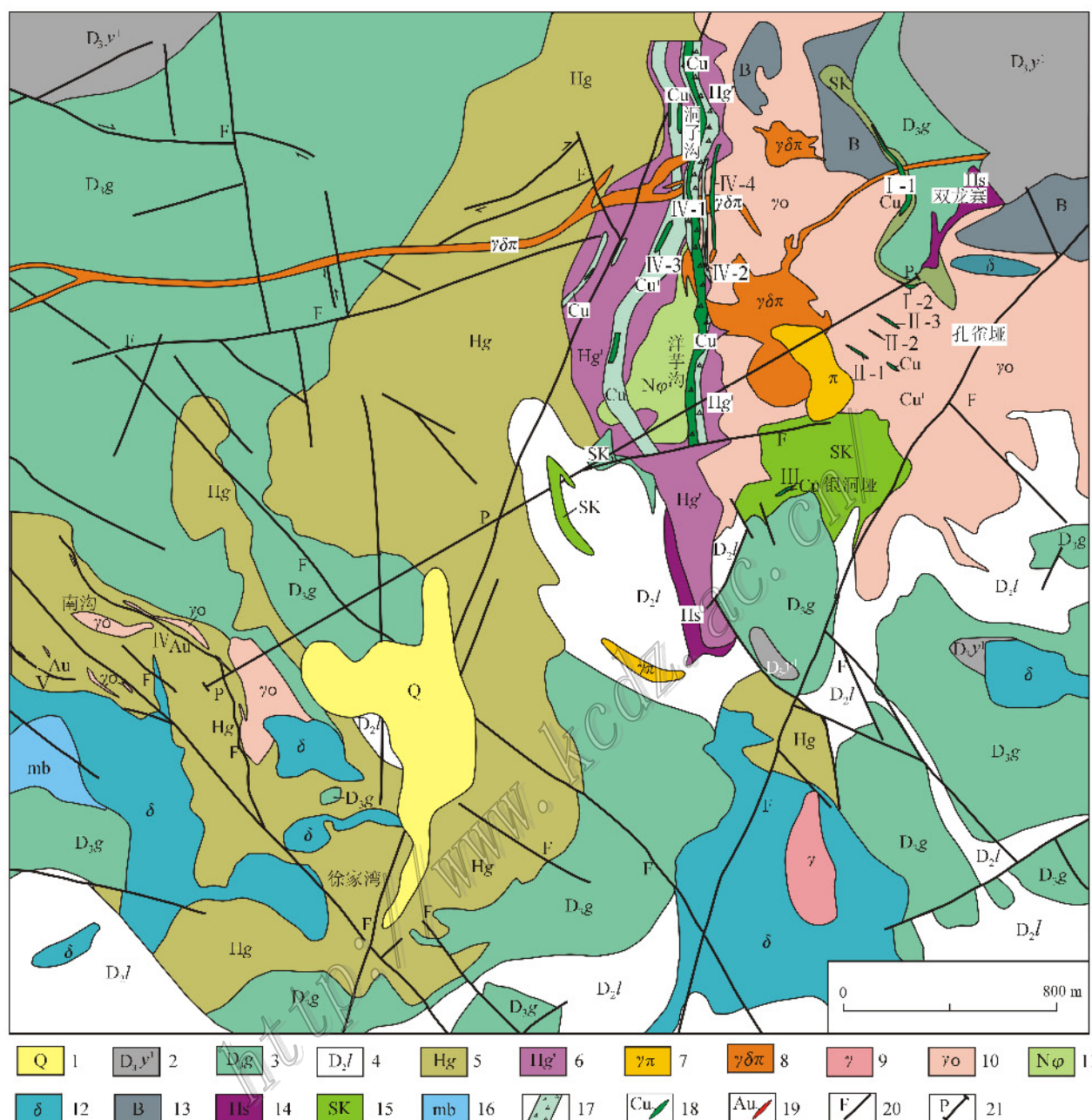


图2 冷水沟地区地质简图(据西北有色地质勘查局713总队修改,2011)

1—第四系坡积物; 2—上泥盆统云镇组千枚岩、粉砂岩; 3—上泥盆统古道岭组灰岩; 4—中泥盆统龙洞沟组大理岩、千枚岩; 5—斜长角闪岩; 6—蚀变斜长角闪岩; 7—花岗斑岩; 8—花岗闪长斑岩; 9—中粗粒黑云母花岗岩; 10—中粗粒花岗岩; 11—钼矿体; 12—石英闪长岩; 13—角砾岩; 14—角岩; 15—砂卡岩; 16—混合大理岩; 17—破碎带; 18—铜矿体; 19—金矿体; 20—断层; 21—剖面位置

Fig. 2 Geological sketch map of Lengshuigou area(modified after No. 713 Geological Party, Northwest Mining and Geological Exploration Bureau for Nonferrous Metals, 2011)

1—Quaternary slope material; 2—Upper Devonian Yunzhen Formation phyllite and siltstone; 3—Upper Devonian Gudaoling Formation limestone; 4—Middle Devonian Longdonggou Formation marble and phyllite; 5—Amphibolite; 6—Altered amphibolite; 7—Granite porphyry; 8—Granodiorite porphyry; 9—Medium-coarse biotite granite; 10—Medium-coarse granite; 11—Molybdenite; 12—Quartz diorite; 13—Breccia; 14—Hornstone; 15—Skarn; 16—Mixed marble; 17—Fracture zone; 18—Copper orebody; 19—Gold orebody; 20—Fault; 21—Position of the section

岩、板岩、千枚岩等。

矿区内构造发育,褶皱构造有竹园沟背斜,轴部在孔雀垭一带,两翼为龙洞沟组,轴向 310°,两翼 20°~40°,核部被冷水沟岩体吞蚀。断裂构造总体为呈 NW 向、NEE 向、近 EW 向、近 SN 向的断裂(带)或韧性剪切带。其中,SN 向和 EW 向较早,仅在局部发育,以张性为主。NW 向和 NEE 向断裂切断早期构造,表现为共轭关系,以切脆性和压扭性为主。强烈的构造作用使地层发生构造变形,甚至轻微的变质。断裂构造有利于岩浆热液的活动,这对成矿是十分有利的。

在区域地质构造和多期次深大断裂活动的影响下,区内岩浆活动较强烈,岩体的岩性有(花岗)闪长岩、钠长岩、中粗粒花岗岩、花岗(闪长)斑岩,呈岩脉或近等轴状、不规则状小岩体产出,总面积约 3.5 km<sup>2</sup>,为一中心式塔形中-酸性复式杂岩体。近年对冷水沟复式杂岩体进行了岩石学、地球化学、同位素年代学的研究,结果显示其大致可分为 2 期:一期为新元古代中粗粒花岗岩、辉长岩、钠长岩,锆石 U-Pb 年龄为 680~718 Ma(牛宝贵等,2006),可能与 Rodinia 超大陆裂解有关系(陆松年等,2005);另一期为燕山期的花岗(闪长)斑岩((145±1) Ma),与本区的斑岩-矽卡岩型铜钼成矿过程关系最为密切(张本仁等,1989;张银龙,2002;王瑞廷等,2008;陈雷等,2014a),矿化特征明显。冷水沟矿区以燕山期斑岩体为中心,主要发生铜钼矿化,金银次之。铜钼矿化均分布在斑岩体及其接触带附近,包括斑岩体东、西两侧的洞子沟和孔雀垭斑岩型铜钼矿床,银洞垭和双龙寨南、北 2 个矽卡岩带的矽卡岩型铜矿床。

2.2 矿体特征

冷水沟地区发现有 Cu、Mo 矿化(洞子沟、洋芋沟地段)和 Au、Ag 矿化(徐家湾、南沟地段),与燕山期斑岩体在成因和空间上关系密切。根据成矿作用、矿化特征、含矿建造等特征,可进一步分为斑岩型铜(钼)矿床、矽卡岩型铜矿床、构造蚀变岩型金(银)矿床 3 种。各类型矿化特征见表 1、图 3。冷水沟铜钼矿床包括 I、II、III、IV 四个矿带,共 11 个矿体,目前初步估算 333+334<sub>1</sub> Cu 资源量约 11 万吨, Cu 品位为 0.21%~0.93%(与王鹏工程师商榷)。

斑岩型铜矿体以洞子沟 IV-1 号最为典型,是角砾岩带中的低品位的厚大矿体,地表控制走向长约 1300 m,宽 8.84~31.2 m,倾向延伸 500 m,产状 81°~119°/47°~77°,Cu 品位 0.2%~0.5%,伴生 Mo,最高品位 0.023%。其次为孔雀垭 II-3 号铜矿体,矿体长约 490 m,最大控制高差 312 m,矿体厚 0.95~3.66 m,平均 2.02 m,Cu 品位 0.20%~1.41%,平均 0.75%,产状 222°~240°/50°~73°。

矽卡岩型铜矿体以双龙寨 I-1 号矿体为代表,控制矿体长约 400 m,最大控制高差 340 m,厚 1.45~10.92 m,平均 4.31 m,Cu 品位 0.33%~1.32%,平均 0.93%,倾向 58°~92°,倾角 45°~65°。其次为银洞垭 III-1 号铜矿体,多为氧化矿石,半隐伏产出,地表仅出露长 60 m,斜厚 1.80 m,倾向延伸约 300 m,Cu 品位 0.7%。

外围金银矿化以 V 号带为代表,金银矿体主要产于斜长角闪岩、侵入角砾岩中,受剪切构造带控制,矿带一般长为 50~850 m,宽 0.19~2.37 m,初步圈定金矿体 9 个。新发现的 V-2 号金银矿体,长

表 1 冷水沟铜钼金矿床矿体特征  
Table 1 Characteristics of Lengshuigou Cu, Mo, Au orebodies

| 矿化类型                 | 矿化位置           | 矿体形态   | 蚀变特征                | 矿化特征                | 矿石类型                     |
|----------------------|----------------|--------|---------------------|---------------------|--------------------------|
| 斑岩型(IV号带)<br>(洞子沟)   | 斑岩体靠近斜长角闪岩一侧   | 透镜状、脉状 | 钾化、绢英岩化、绿泥石化,角岩化    | 黄铁矿化、黄铜矿化、辉钼矿化、磁铁矿化 | 细脉浸染状、细脉状、稀疏浸染状或块状(图 4a) |
| 斑岩型(II号带)<br>(孔雀垭)   | 斑岩体东北部中粗粒花岗岩一侧 | 脉状、透镜状 | 钾化、绿泥石化、硅化          | 黄铁矿化、黄铜矿化、辉钼矿化      | 细脉状、细脉浸染状或浸染状(图 4b)      |
| 矽卡岩型(I号带)<br>(双龙寨)   | 北部矽卡岩带         | 囊状、透镜状 | 矽卡岩化、绿帘石化、孔雀石化、褐铁矿化 | 黄铁矿化、黄铜矿化           | 星点状、浸染状、块状、脉状(图 4c)      |
| 矽卡岩型(III号带)<br>(银洞垭) | 南部矽卡岩带         | 囊状、透镜状 | 矽卡岩化、绿帘石化、孔雀石化、褐铁矿化 | 黄铁矿化、黄铜矿化、蓝铜矿化      | 星点状、浸染状、块状、脉状            |
| 构造蚀变岩型<br>(南沟、徐家湾)   | 构造蚀变带          | 脉状     | 褐铁矿化、角岩化、绿泥石化、硅化    | 金银矿化、黄铁矿化、黄铜矿化      | 星点状、细脉状                  |

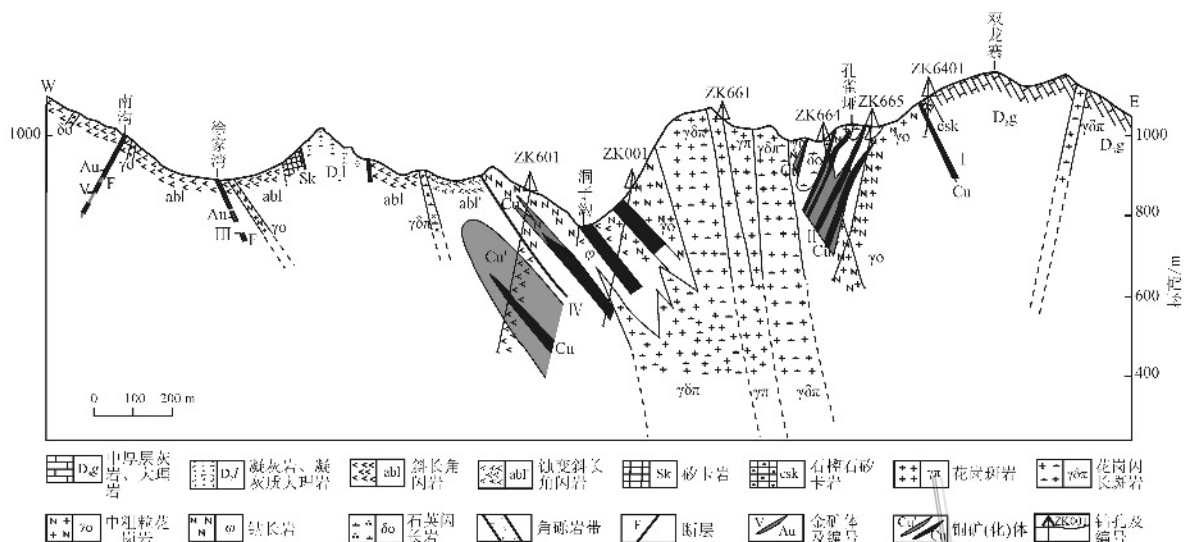


图3 冷水沟铜钼金矿床综合剖面图(据西北有色地质勘查局713总队修改,2011)

Fig. 3 Integrated profile of the Lengshuigou Cu, Mo, Au deposit(modified after No. 713 Geological Party, Northwest Mining and Geological Exploration Bureau for Nonferrous Metals, 2011)

约200 m,真厚1.03~2.12 m,银伴生,品位较高,Au平均品位 $4.1 \times 10^{-6}$ 。通过钻孔验证,推测其深部有复合变厚、变富之势。

### 2.3 蚀变特征

根据野外观察和镜下鉴定,冷水沟岩体及围岩蚀变较强,多发育于岩体内外接触带附近,蚀变强度不均一,具有较好的空间分带性,但对称性一般。自斑岩体向外,蚀变类型依次为钾化-绢英岩化-砂卡岩化、角岩化,与斑岩铜(钼)矿床围岩蚀变特征类似。钾化矿物组合为钾长石+黑云母,主要发育在研究区中部的花岗斑岩体内部,伴有少量黄铜矿化和辉钼矿化。绢英岩化矿物组合为石英+绢云母+绿泥石,分布在花岗岩体西侧与斜长角闪岩接触带附近和岩体东北部孔雀坪一带,伴有较强的黄铜矿化、黄铁矿化、辉钼矿化。砂卡岩化矿物组合为透辉石+绿帘石+石榴子石+绿泥石+阳起石+透闪石(图4d、f),主要分布在外接触带,分为南砂卡岩带和北砂卡岩带。北砂卡岩带分布于双龙寨一带,长度约1000 m,宽约20~38 m,金属硫化物主要为黄铁矿和黄铜矿;南砂卡岩带位于银洞坪一带,长500 m,一般宽约70~80 m,金属硫化物主要为黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿,且矿化程度与闪石类矿物蚀变呈正比。硅化在本区分布较广,各岩性中均可见,多为细小石英脉或网脉状石英脉,其可分为2期:早期石英脉为新元古代岩浆活动引起的,脉体干净,未见金属矿

化;晚期与燕山期花岗斑岩相关,多分布在接触带附近,金属矿化较明显。此外,研究区普遍存在角岩化、绿泥石化和高岭土化,显示热液活动较为强烈。

### 2.4 矿石特征

矿石类型主要为斑岩型和砂卡岩型,前者主要为黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿、磁黄铁矿(图4g、h、i),其次为闪锌矿、方铅矿、斑铜矿,表生矿物有孔雀石、蓝铜矿(图4e)和褐铁矿;后者的金属矿物成分与前者基本相同,但磁铁矿、磁黄铁矿含量明显增高,可使更多的硫从氧化态转为还原态,有利于铜的沉淀,反映了砂卡岩型成矿环境稍好于前者。

矿石构造主要有脉状、细脉状、斑点状、浸染状和团块状。矿石结构主要为中-细粒他形结构、半自形结构、交代残余结构(图4g)、固溶体结构和胶状结构。砂卡岩中,黄铜矿粒度较粗,可达1.5 mm,其余均较细小,介于0.005~0.5 mm;黄铁矿、磁黄铁矿颗粒稍粗,多呈集合体形态产出,黄铁矿粒径一般在0.02~0.5 mm,部分可达3~5 mm。磁黄铁矿和磁铁矿多被后期的黄铁矿、黄铜矿交代。

根据交代、包裹等结构(图4)的特征及脉体穿插关系(图5),本区的金属矿物生成顺序大致可分为4个阶段(图6):磁铁矿阶段、钾长石硫化物阶段、石英硫化物阶段和绿泥石硫化物阶段。其中,金属矿物生成顺序为:磁铁矿-磁黄铁矿-黄铁矿-辉钼矿-黄铜矿-闪锌矿、方铅矿、金、银等。从早期到晚期常

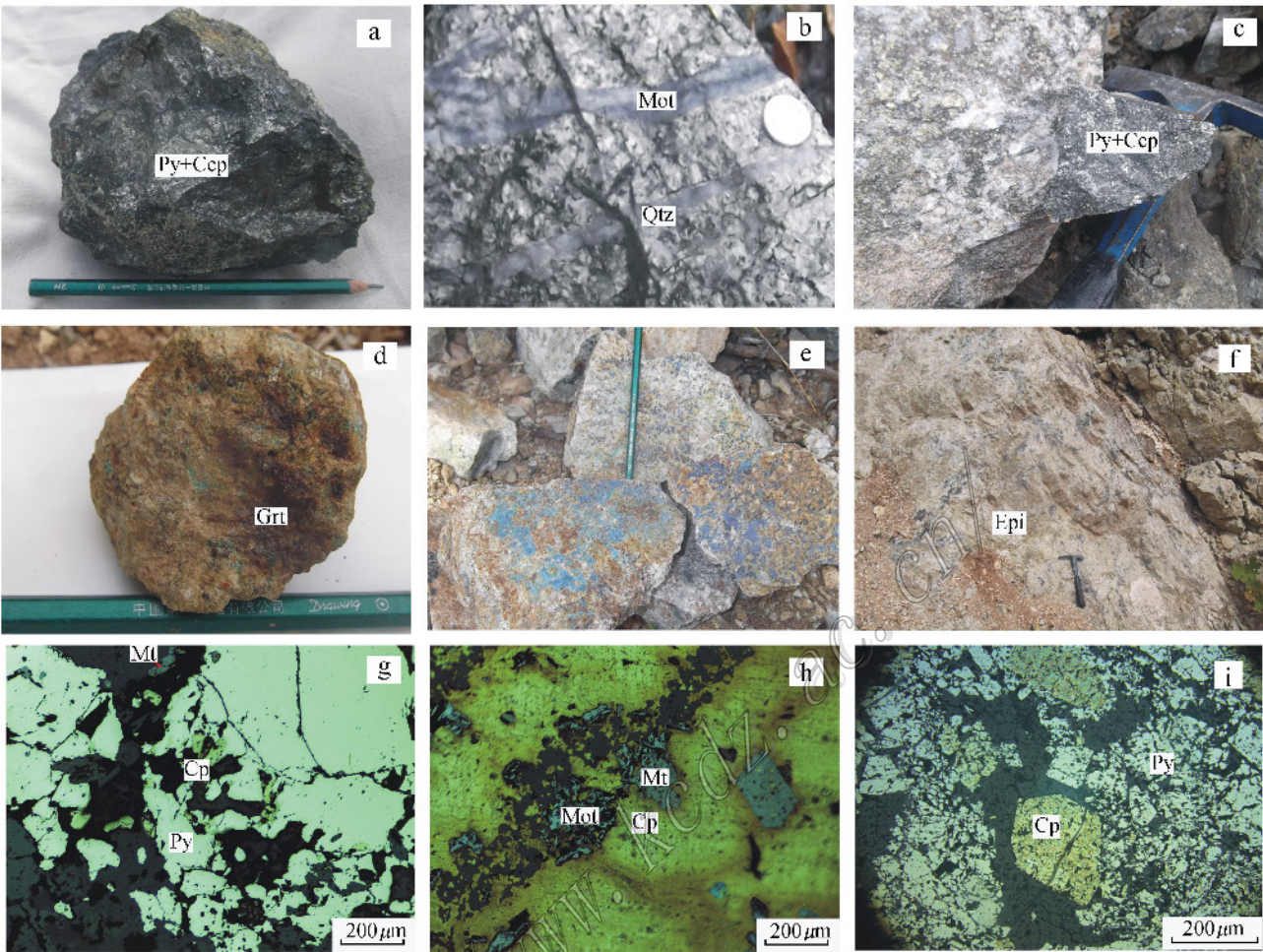


图 4 冷水沟铜钼矿石及蚀变特征

a. 洞子沟块状矿石; b. 孔雀堇石英脉中辉钼矿脉; c. 双龙寨浸染状矿石; d. 银洞堇石榴子石砂卡岩; e. 银洞堇孔雀石化、蓝铜矿化; f. 绿帘石化; g~i. 矿石显微特征

Py—黄铁矿; Cp—黄铜矿; Mt—磁铁矿; Mot—辉钼矿; Grt—石榴子石; Epi—绿帘石

Fig. 4 Characteristics of Lengshuigou Cu—Mo ores and alterations

a. Massive ore; b. Vein of molybdenite; c. Disseminated ore; d. Garnet skarn; e. Malachitization and azurition; f. Epidotization; g~i. Characteristics of ore

Py—Pyrite; Cp—Chalcopyrite; Mt—Magnetite; Mot—Molybdenite; Grt—Garnet; Epi—Epidotization

伴随着黄铁矿化,且前期形成的被后期硫化物所交代,辉钼矿化主要发生在早期的高温阶段,黄铜矿化主要发生在热液早-中期的钾长石、石英硫化物阶段,金银矿化主要发生在热液晚期。

2.5 流体包裹体特征

斑岩型矿床与流体关系十分密切,在整个斑岩成矿系统中,流体是沟通斑岩型矿床、砂卡岩型矿床、构造蚀变岩型矿床的纽带。观察石英脉中包裹体薄片,可见与 Cu、Mo 相关的脉体有气液两相包裹体和含 NaCl 子晶的三相包裹体(采样点位于孔雀堇),而与 Au、Ag 相关的脉体,则显示为气液两相或

单独的气相包裹体(采样点位于徐家湾)。流体包裹体测温显示,前者温度范围 270~350℃,  $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$  为 7%~9%; 后者温度范围 230~290℃,  $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$  为 4%~9%(本课题未发表数据)。由此可见,成矿流体的温度具有从岩体向外围逐渐降低的趋势。

流体包裹体的 H、O、S 同位素分析显示,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值为 10.4‰~19.0‰,变化范围较小;  $\delta\text{D}$  值为 -67‰~-124‰,变化范围大; 铜钼矿石中,黄铁矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值为 0.4‰~0.5‰; 金矿石中,磁黄

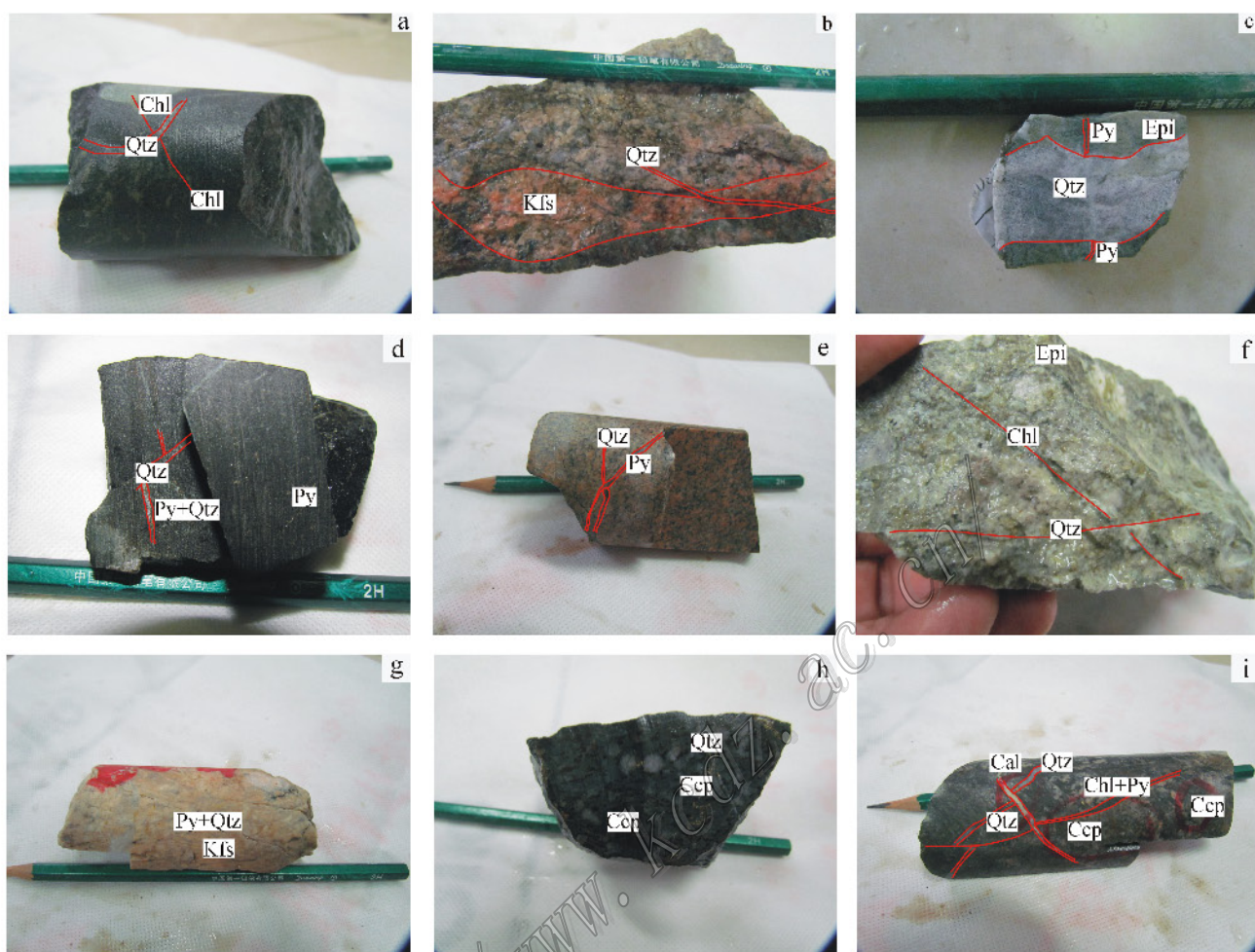


图5 冷水沟铜钼矿区蚀变和脉体特征

a. 绿泥石化的斜长角闪岩中后期石英英脉穿插绿泥石; b. 石英英脉穿插钾化带; c. 黄铁矿脉被后期石英英脉穿插; d. 石英穿插石英硫化物脉体; e. 黄铁矿脉穿插石英英脉; f. 绿帘石化的砂卡岩中石英穿插绿泥石; g. 花岗岩中的钾化及石英硫化物脉体; h. 石英闪长岩中的黄铜矿脉被石英英脉穿插; i. 方解石脉穿插早期的石英英脉、绿泥石+硫化物脉体

Py—黄铁矿; Cep—黄铜矿; Qtz—石英; Kfs—钾长石; Chl—绿泥石; Epi—绿帘石; Cal—方解石

Fig. 5 Characteristics of alterations and veins in the Lengshuigou Cu, Mo ore district

a. Quartz vein cutting chlorite in chloritized amphibolite; b. Quartz cutting potassic alteration; c. Quartz cutting pyrite vein; d. Quartz cutting quartz-sulfide veins; e. Pyrite cutting quartz vein; f. Quartz cutting chlorite in epidotized skarn; g. Potassic alteration and quartz-sulfide veins of granite; h. Quartz cutting chalcopyrite vein of quartz diorite; i. Calcite cutting early quartz, pyrite and chlorite veins

Py—Pyrite; Cep—Chalcopyrite; Qtz—Quartz; Kfs—K-feldspar; Chl—Chlorite; Epi—Epidotization; Cal—Calcite

铁矿和黄铁矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值较高, 为 5.0‰~9.1‰(代军治等, 2014)。D-O 同位素图中, 斑岩型铜钼矿床落在岩浆区, 表明其成矿流体主要来自岩浆热液, 有少量大气降水参与, 成矿物质以幔源为主; 外围金银矿床落在大气降水区, 表明成矿流体主要来自大气降水, 成矿物质以壳源为主。

## 2.6 成岩成矿物理化学条件

氧化还原环境对于斑岩成矿具有重要影响, 成矿与斑岩体的关系十分密切(Cooke et al., 2005; Sillitoe, 2010), 通过黑云母压力计的计算, 冷水沟花岗

斑岩的  $\log f(\text{O}_2)$  为 -11~-11.5(陈雷等, 2014b), 形成于较高氧逸度, 有利于成矿。斑岩成矿与岩浆的物理化学条件关系十分密切, 冷水沟斑岩体形成温度平均为 755℃, 侵位深度平均为 13.2 km(吴发富, 2013), 大于 5.5 km, 不利于高盐度流体大规模形成, 但从本区发现隐爆角砾岩来看, 为挥发分在近地表急剧膨胀形成的, 故而本区岩体有部分支脉侵位较浅, 为成矿流体的运移提供了良好的通道。此外, 斑岩体中磷灰石的  $w(\text{SO}_3)$  为 0.1%、0.14%(吴发富, 2013), 大于 0.1, 有利于 Cu 等成矿元素沉淀

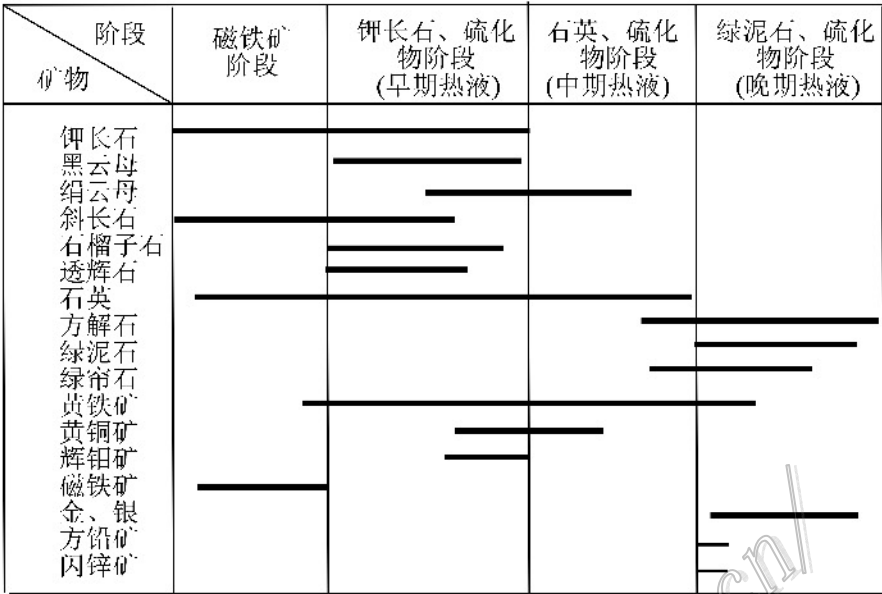


图 6 冷水沟铜钼金矿床矿物生成顺序图  
Fig. 6 Mineral-forming sequence in the Lengshuigou Cu-Mo-Au deposit

富集(Imai, 2004)。

3 成矿机制探讨

3.1 成矿构造背景

花岗岩的类型和特征反映了特定的构造环境(Pitcher, 1997; Sylvester, 1998; Barbarin, 1999)。因此,通过研究与成矿相关的花岗岩岩石学和地球化学特征,可以有效判别其成矿环境。冷水沟地区花岗(闪长)斑岩分布于洋芋沟东侧,呈岩枝、岩脉状产出。具斑状结构,斑晶多为斜长石、石英,少量角闪石、黑云母,可见角闪石被斜长石等矿物包裹;基质主要由斜长石、石英组成。其地球化学组分(表 2)显示,富硅、富钾特征,属高钾钙碱性-钾玄岩系列(图 7a),A/CNK 小于 1.1,为准铝质,属 I 或 I→A 型过渡型(图 7b);富集 Ba、K、Sr 等大离子亲石元素,Cu 高,亏损 Pb、Nb、Ta、Ti 等高场强元素(图 7c);稀土元素无明显的 Eu 和 Ce 异常(图 7d),与典型斑岩的稀土特征相似(芮宗瑶等, 2004);其中,钠长岩的微量元素含量较高。在 Y+Nb-Rb(图 7e)和 R1-R2 构造判别图(图 7f)中,多落在后碰撞区域, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为  $-3.39 \sim -2.17$ (吴发富, 2013),同位素显示壳幔混合源特征,黑云母和角闪石探针分析也显示混合来源,镜下观察暗色角闪石分布不均匀,多成群分布,少量零星分布。综上所述认为,岩体具有壳幔混合源特

征,其形成的构造环境属扬子板块向北俯冲消减末期向伸展转化阶段,构造机制可能为岩石圈拆沉作用,这是斑岩成矿的有利条件(Hou et al., 2009; Richard, 2009)。依据区内各类矿化均围绕花岗(闪长)斑岩呈环状分布的规律,结合斑岩体地质特征,也显示本区成矿条件优越,对形成斑岩型铜矿床十分有利,且钻孔深部资料显示多条矿脉厚度增大,有连为一体的趋势。

3.2 成矿机制

传统的成矿理论多认为斑岩型铜矿床形成于大陆边缘弧环境,为洋壳向陆壳俯冲脱水熔融而成(Sillitoe, 1972),这种挤压环境有利于岩浆热液的聚集(Cooke et al., 2005)。近年的研究表明,大陆环境也可以形成斑岩型铜矿床(侯增谦等, 2003; 2009),如冈底斯成矿带的玉龙斑岩型铜矿床,斑岩体多为高钾钙碱性-钾玄岩系列,形成于碰撞后的伸展环境,为岩石圈地壳俯冲加厚、拆沉作用引起。芮宗瑶等(2006b)研究发现,浅成、超浅成( $\leq 3 \text{ km}$ )中酸性斑岩体含水量一般小于 3%,而与斑岩型铜矿床相关的岩体通常较小(常  $< 5 \text{ km}^2$ )。冷水沟地区花岗斑岩体面积不到  $1 \text{ km}^2$ 。通过对冷水沟地区环形构造的解译和激电异常、高精度磁测异常等资料的综合分析(王瑞廷等, 2012; 闫臻等, 2014),认为冷水沟岩体沿构造薄弱地段上侵,推测深部有岩浆房,可为成矿提供足够的成矿热液和成矿物质来源。矿区位

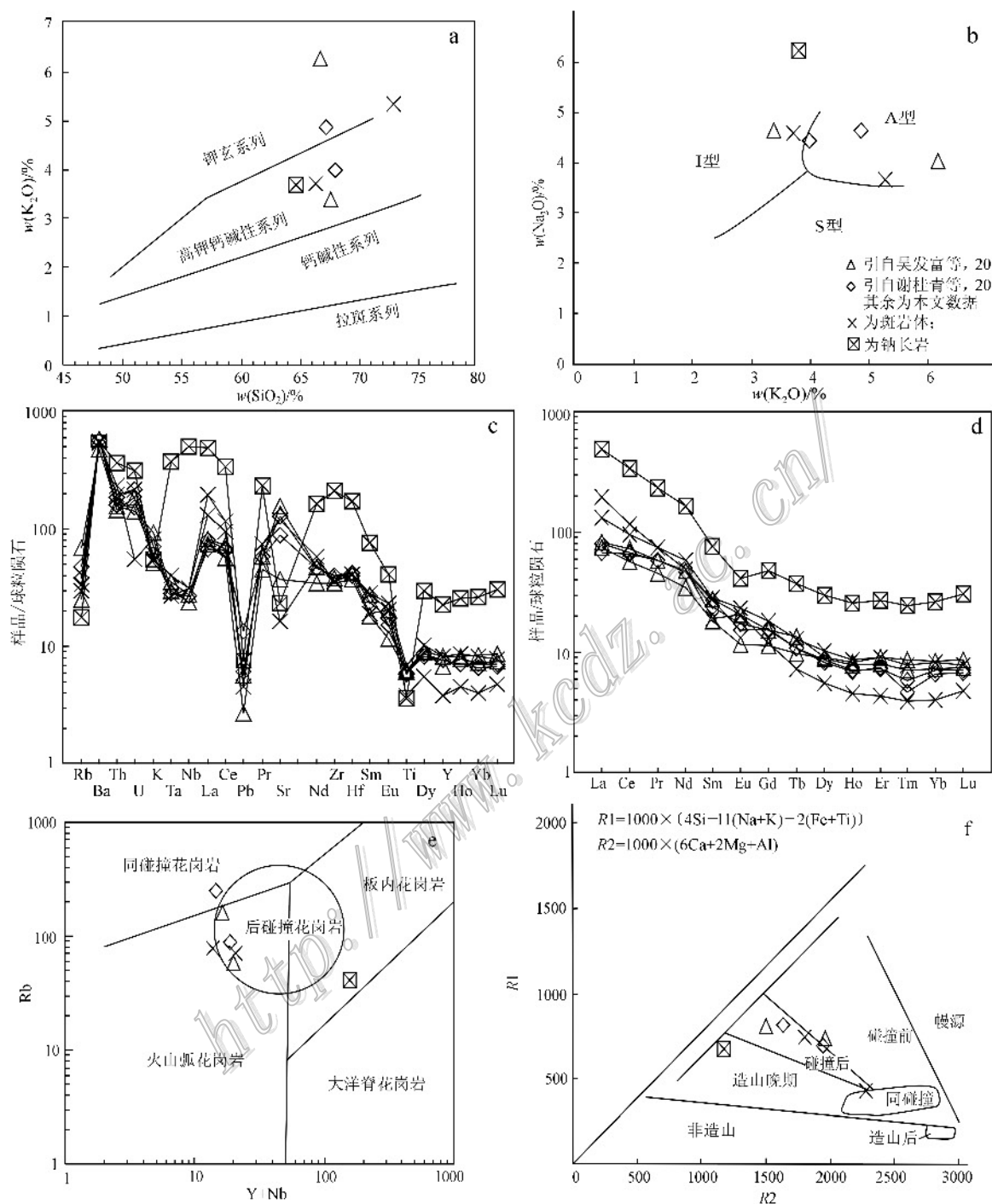


图 7 冷水沟地区花岗(闪长)斑岩地球化学特征

a.  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  判别图(据 Peccerillo et al., 1976); b.  $\text{K}_2\text{O}$ - $\text{Na}_2\text{O}$  图解(据 Collines et al., 1982); c. 微量元素蛛网图(标准值据 Sun et al., 1989); d. 稀土元素配分模式图(标准值据 Sun et al., 1989); e. Y+Nb-Rb 判别图(据 Pearce, 1996); f. R1-R2 判别图(据 Batchelor et al., 1985)

Fig. 7 Geochemical characteristics of granodiorite-porphyry in Lengshuigou area

a. Discriminant figure of  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  (after Peccerillo et al., 1976); b. Discriminant figure of  $\text{K}_2\text{O}$ - $\text{Na}_2\text{O}$  (after Collines et al., 1982); c. Trace element spidergrams (standard values after Sun et al., 1989); d. REE patterns (standard values after Sun et al., 1989); e. Discriminant figure of Y+Nb-Rb (after Pearce, 1996); f. Discriminant figure of R1-R2 (after Batchelor et al., 1985)

表 2 冷水沟岩体不同岩石主、微量元素含量表

Table 2 Major and trace element compositions of granite bodies in Lengshuigou

| 组分                                 | 花岗闪长斑岩 | 钠长岩   | 花岗斑岩  | 组分                    | 花岗闪长斑岩  | 钠长岩     | 花岗斑岩    | 组分                    | 花岗闪长斑岩 | 钠长岩    | 花岗斑岩   |
|------------------------------------|--------|-------|-------|-----------------------|---------|---------|---------|-----------------------|--------|--------|--------|
|                                    | b011   | b015  | b026  |                       | b011    | b015    | b026    |                       | b011   | b015   | b026   |
| w(B)/%                             |        |       |       | w(B)/10 <sup>-6</sup> |         |         |         | w(B)/10 <sup>-6</sup> |        |        |        |
| SiO <sub>2</sub>                   | 64.93  | 62.18 | 73.85 | Co                    | 9.39    | 5.00    | 3.08    | W                     | 2.36   | 8.65   | 2.59   |
| TiO <sub>2</sub>                   | 0.52   | 0.27  | 0.29  | Ni                    | 14.70   | 7.49    | 13.30   | As                    | 0.94   | 0.62   | 1.40   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 15.44  | 16.84 | 13.15 | Cu                    | 113.00  | 804.00  | 261.00  | V                     | 87.70  | 31.40  | 26.30  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 0.95   | 1.10  | 0.56  | Zn                    | 39.50   | 21.00   | 19.20   | Y                     | 13.00  | 35.30  | 5.97   |
| FeO                                | 2.89   | 3.11  | 1.67  | Ga                    | 21.30   | 23.50   | 14.60   | La                    | 30.80  | 115.00 | 46.50  |
| MnO                                | 0.05   | 0.03  | 0.02  | Rb                    | 69.90   | 40.90   | 77.30   | Ce                    | 57.90  | 204.00 | 71.50  |
| MgO                                | 1.66   | 0.74  | 0.95  | Sr                    | 859.00  | 169.00  | 118.00  | Pr                    | 7.05   | 22.20  | 7.05   |
| CaO                                | 3.17   | 2.11  | 0.51  | Mo                    | 0.67    | 3.05    | 5.69    | Nd                    | 26.80  | 77.30  | 23.00  |
| Na <sub>2</sub> O                  | 4.48   | 6.28  | 3.52  | Cd                    | 0.06    | 0.08    | 0.22    | Sm                    | 4.32   | 11.80  | 2.91   |
| K <sub>2</sub> O                   | 3.63   | 3.56  | 5.39  | Cs                    | 1.71    | 1.08    | 1.38    | Eu                    | 1.35   | 2.39   | 1.18   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>      | 0.28   | 0.11  | 0.08  | Ba                    | 1321.00 | 1339.00 | 1292.00 | Gd                    | 3.76   | 9.87   | 2.42   |
| LOI                                | 0.56   | 1.13  | -0.10 | Tl                    | 0.35    | 0.30    | 0.47    | Tb                    | 0.48   | 1.38   | 0.27   |
| 总和                                 | 98.56  | 97.46 | 99.89 | Pb                    | 11.10   | 18.80   | 11.10   | Dy                    | 2.63   | 7.60   | 1.41   |
| A/CNK                              | 0.90   | 0.93  | 1.05  | Bi                    | 1.16    | 0.40    | 0.06    | Ho                    | 0.49   | 1.46   | 0.26   |
| A/NK                               | 1.37   | 1.19  | 1.13  | Th                    | 5.69    | 10.60   | 6.69    | Er                    | 1.51   | 4.50   | 0.72   |
| K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O | 0.81   | 0.57  | 1.53  | U                     | 1.71    | 2.49    | 0.44    | Tm                    | 0.20   | 0.63   | 0.10   |
| σ                                  | 3.00   | 5.05  | 2.57  | Nb                    | 7.76    | 122.00  | 7.72    | Yb                    | 1.41   | 4.51   | 0.68   |
| w(B)/10 <sup>-6</sup>              |        |       |       | Ta                    | 0.56    | 5.14    | 0.38    | Lu                    | 0.20   | 0.77   | 0.12   |
| Sc                                 | 7.92   | 4.35  | 3.68  | Zr                    | 136.00  | 803.00  | 142.00  | ΣREE                  | 138.90 | 463.41 | 158.12 |
| Li                                 | 5.07   | 11.00 | 7.07  | Hf                    | 4.33    | 18.50   | 4.41    | δEu                   | 1.00   | 0.66   | 1.32   |
| Be                                 | 1.80   | 2.24  | 0.86  | Sn                    | 1.71    | 1.53    | 0.88    |                       |        |        |        |
| Cr                                 | 16.60  | 9.98  | 15.40 | Sb                    | 0.14    | 0.23    | 0.37    |                       |        |        |        |

注：比值单位为 1。A/CNK=Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)；σ=(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)<sup>2</sup>/(SiO<sub>2</sub>-43)；δEu=w(Eu)<sub>N</sub>/((1/2)(w(Sm)<sub>N</sub>+w(Gd)<sub>N</sub>))。数据测试单位为国家地质实验测试中心。b011 采自洞子沟；b015 采自 Zk1501；b026 采自孔雀堡。

于山阳-凤镇断裂南侧约 2 km，该断裂具有多期活动的特点，对池沟、刘家台、万丈沟铜金多金属矿床成矿起着导热、导流、导浆、导矿的作用(张西社等，2011)。区内发育多条断裂，呈网状，尤其在两组断裂的交汇部位，更是岩体侵位的有利部位。此外，本区地层与岩体接触关系较复杂，钻孔中可见接触带赋存大量黄铜矿等金属硫化物。

构造转换阶段对斑岩型铜矿床的成矿十分有利，特别是挤压向伸展构造环境转变阶段(Richards, 2003)及俯冲角度变化的位置(James et al., 1999)。整体挤压环境和局部伸展环境，这一过程是成矿的有利时期(陈衍景, 2006)。冷水沟地区花岗斑岩形成于碰撞后伸展阶段。秦岭造山带在燕山早-中期发生由南向北的陆内俯冲，表现为一系列由北向南的逆冲推覆构造，对应着从造山期向陆内造山的转换，这一转换过程中构造动力学机制亦发生调整(张国伟等, 2001)，当俯冲到一定阶段，地壳加厚，岩石圈地幔容易发生拆沉，从而引发软流圈物质上涌，与部分熔融的下地壳或岩石圈地幔发生混合。伴随着压力的突然释放，发生减压熔融，熔浆沿着薄弱带向

上运移侵入围岩，形成了燕山期众多的中酸性小斑岩体，时代多集中在 135~152 Ma。冷水沟地区，中酸性岩浆沿着断裂或不整合面上侵，形成斑岩体，与灰岩接触地带发生矽卡岩化。此时，富含矿质的岩浆流体与大气降水等流体混合，经裂隙带、断裂破碎带、层间滑脱面等通道的运移，最终由于温度、压力等物理化学条件的变化，金属在有利的部位沉淀成矿。本区基底具有较高的 Cu 背景值(张本仁等，1989；任涛等，2009)，这为柞山盆地内的后期成矿提供了有利条件。此外，据 Yan 等(2012)研究认为，柞水-山阳矿集区燕山期岩体为增生杂岩基底的部分熔融而成，可为成矿过程提供部分矿质来源。

3.3 成矿模式

结合成矿区域构造背景及矿床地质-地球化学特征，建立冷水沟斑岩-矽卡岩型铜钼金矿床的成矿模型(图 8)。花岗闪长斑岩体东侧，孔雀垭一带的中粗粒花岗岩中发育细脉状、浸染状铜矿化、细脉状钼矿化，西侧洞子沟-洋芋沟一带的斜长角闪岩、中粗粒花岗岩中亦发育厚大低品位的细脉浸染状铜钼矿化体；岩体向外，其北部、南部与灰岩、大理岩接触

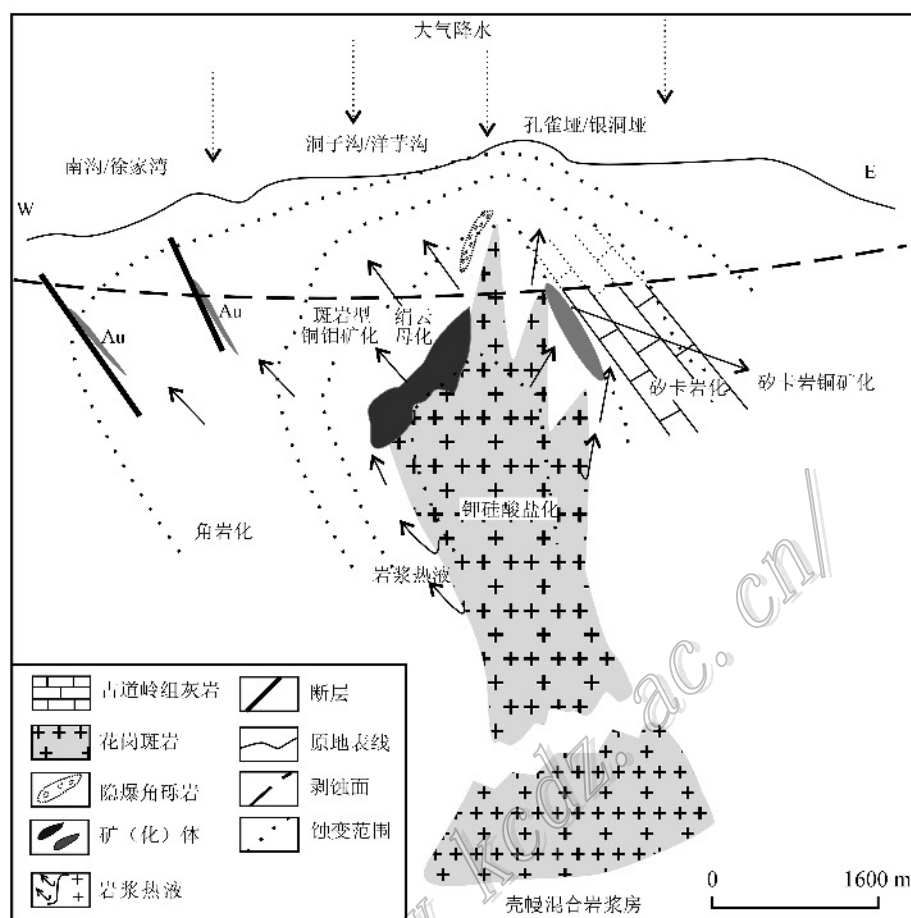


图 8 冷水沟地区斑岩-矽卡岩型铜钼金矿床成矿模型示意图

Fig. 8 Diagram of a tentative model for genesis of the porphyry-skarn type Cu, Mo, Au deposit in Lengshuigou area

带发育较好的矽卡岩型铜矿化, 主要集中于南、北矽卡岩带, 南部较好, 已小规模开采; 再向外, 南沟-徐家湾一带发育构造蚀变岩型金银矿化, 主要分布在构造蚀变带中; 矿化的空间分带性可简单的表述为: 岩体由内向外成矿温度由高到低, 矿化依次为铜钼→金银, 这种矿化的分带性与岩体的岩性、围岩蚀变和成矿元素地球化学分带性完全一致。此外, 根据钻孔见矿情况来看, 深部具有分支复合、变大、变富的趋势, 故而本区岩体周围及深部具有良好的找矿前景。

### 3.4 找矿标志

(1) 花岗斑岩体为本区成矿过程中的主导因素, 不仅提供了热源也提供了物源, 还是重要的赋矿岩石, 因此, 找矿工作要围绕斑岩体进行。而岩体中心部位矿化较弱, 接触带则较好, 故而工作重点应在内外接触带附近。

(2) 构造是岩浆和热液活动的有利通道, 特别

是构造交汇部位。区内大规模断裂中的矿化情况不佳, 而次级断裂 NE 向和 NW 向断裂中的矿化较好, 是找矿的重要标志, 同样, 外围的 Au、Ag 受构造蚀变带控制明显, 尤其是两组断裂的交汇部位。

(3) 本区蚀变现象明显, 无论是斑岩-矽卡岩型铜矿床, 还是外围的 Au、Ag 矿化, 均与蚀变密切相关, Cu、Mo 与矽卡岩化、透闪石化、绢云母化关系密切, 蚀变强度与矿化程度呈正比, 尤其是在两种或几种蚀变的叠加地段, 矿化现象较好。

(4) 本区通过遥感蚀变解译-土壤地球化学测量-高精度磁测方法, 综合确定找矿靶区, 快速圈定矿(化)体。

## 4 结 论

(1) 冷水沟铜钼金矿化类型包括斑岩型、矽卡岩型和构造蚀变岩型, 靠近岩体为斑岩型铜钼矿化,

向外为矽卡岩型铜矿化,最外围为构造蚀变岩型金矿化,构成了一个完整的斑岩型成矿体系。

(2) 冷水沟岩体及围岩蚀变较强,具有较好的空间分带性,但对称性不明显,自斑岩体向外,蚀变类型依次为钾化—绢英岩化—矽卡岩化、角岩化。成矿期分为4个阶段,铜矿化主要出现在热液早-中期。岩体形成于高氧逸度环境,这对斑岩成矿是有利的。

(3) 冷水沟斑岩体富硅、富钾、准铝质,属I或I→A型过渡型的高钾钙碱性系列,具壳幔混合的特征,与典型的成矿斑岩体类似。成岩成矿构造背景为燕山早-中期陆内碰撞挤压背景下的局部伸展环境,根据成矿机制研究建立了冷水沟斑岩-矽卡岩型铜钼矿床的成矿模型,总结了找矿标志,应注重构造-岩浆-热液成矿作用,加强对岩体和矿体深部的控制。

**志 谢** 野外研究过程中得到西北有色地质勘查局713总队任涛、张西社教授级高工的大力支持与协助;成文过程中得到长安大学钱壮志教授的悉心指导;两位审稿人对本文提出了建设性的修改意见,在此向他们致以衷心的感谢!

## 参考文献/References

陈雷,王宗起,闫臻,吴发富,任涛,郭延辉. 2014a. 秦岭山阳-柞水矿集区 150~140 Ma 斑岩-矽卡岩型 CuMoFe(Au)矿床成矿作用研究[J]. 岩石学报, 30(2): 415-436.

陈雷,闫臻,王宗起,吴发富,王瑞廷,任涛,郭延辉,王鹏. 2014b. 陕西山阳-柞水矿集区燕山期岩体矿物学特征: 对岩浆性质及成矿作用的指示[J]. 地质学报, 88(1): 109-133.

陈松岭,张亚雄,胡祥昭. 1995. 柞水-山阳多金属成矿带成矿地质条件和找矿方向[J]. 中国有色金属学报, 5(2): 1-5.

陈衍景. 2006. 造山型矿床、成矿模式及找矿潜力[J]. 中国地质, 33(6): 1181-1196.

代军治,张西社,王鹏,王瑞廷,李剑斌,任涛. 2014. 陕西南秦岭柞水县冷水沟铜钼金矿床成矿流体及 H-O-S 同位素特征[J]. 地质与勘探, 待刊.

方维萱,胡瑞忠. 2001. 秦岭造山带泥盆纪三级构造热水沉积成矿盆地主控因素-大型-超大型矿床集中区研究[J]. 大地构造与成矿学, 25(1): 27-35.

弓虎军,朱贻民,孙博亚,李群,郭波. 2009. 南秦岭沙河湾、曹坪和柞水岩体锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素特征及其地质意义[J]. 岩石学报, 25(2): 248-264.

郭现轻,闫臻,王宗起,付长奎,陈雷. 2014. 山阳-柞水矿集区李家湾 Ti-Fe 矿床成矿构造背景研究[J]. 岩石学报, 30(2): 437-450.

侯增谦,莫宜学,高永丰,曲晓明,孟祥金. 2003. 埃达克岩: 斑岩铜矿的一种可能重要含矿母岩——以西藏和智利斑岩铜矿为例[J]. 矿床地质, 21(1): 1-12.

侯增谦,杨学明. 2009. 中国大陆环境斑岩型矿床: 基本地质特征、岩浆热液系统和成矿概念模型[J]. 地质学报, 83(12): 1779-1812.

胡受奚,林潜龙,陈泽铭,等. 1988. 华北与华南古板块拼合带地质和成矿[M]. 南京: 南京大学出版社. 442-489.

黄典豪. 1994. 东秦岭地区钼矿床的铍-钼年龄及其地质意义[J]. 矿床地质, 13(3): 221-230.

李诺,陈衍景,张辉,赵太平,邓小华,王运,倪智勇. 2007. 东秦岭斑岩钼矿带的地质特征和成矿构造背景[J]. 地学前缘, 14(5): 186-198.

李永峰,毛景文,胡华斌,郭保健,白凤军. 2005. 东秦岭钼矿类型、特征、成矿时代及其地球动力学背景[J]. 矿床地质, 24(3): 292-304.

刘仁燕. 2011. 陕西柞水小茅岭复式岩体年代学、地球化学及构造意义研究(硕士论文)[D]. 导师: 任纪舜, 牛宝贵. 北京: 中国地质科学院. 25-36.

陆松年,陈志宏,李怀坤,郝国杰,相振群. 2005. 秦岭造山带两条新元古代岩浆岩[J]. 地质学报, 79(2): 165-173.

毛景文,王志良. 2000. 中国东部大规模成矿时限及其动力学背景的初步探讨[J]. 矿床地质, 19(4): 289-296.

毛景文,叶会寿,王瑞廷,代军治,简伟,向君锋,周珂,孟芳. 2009. 东秦岭中生代钼铅锌银多金属矿床模型及其找矿评价[J]. 地质通报, 28(1): 72-79.

牛宝贵,和政军,任纪舜,王军,邓平. 2006. 秦岭地区陡岭-小茅岭隆起带西段几个岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年及其地质意义[J]. 地质论评, 52(6): 826-835.

任涛,王瑞廷,王向阳,夏长玲,郭延辉. 2009. 秦岭造山带柞水-山阳沉积盆地铜矿勘查思路和方法[J]. 地质学报, 83(11): 1730-1738.

芮宗瑶,张立生,陈振宇,王龙生,刘玉琳,王义天. 2004. 斑岩铜矿的源岩或源区探讨[J]. 岩石学报, 20(2): 229-238.

芮宗瑶,侯增谦,李光明,张立生,王龙生,唐索寒. 2006a. 俯冲、碰撞、深断裂和埃达克岩与斑岩铜矿[J]. 地质与勘探, 42(1): 1-6.

芮宗瑶,张洪涛,陈仁义,王志良,王龙生,王义天. 2006b. 斑岩铜矿研究中若干问题探讨[J]. 矿床地质, 25(4): 491-500.

王瑞廷,李剑斌,任涛,杨智慧,毛景文,王涛. 2008. 柞水-山阳多金属矿集区成矿条件及找矿潜力分析[J]. 中国地质, 35(6): 1291-1298.

王瑞廷,王东生,代军治,等. 2012. 秦岭造山带陕西段-主要矿集区钼铅银铜金矿综合勘查技术研究[M]. 北京: 地质出版社. 1-262.

吴发富. 2013. 中秦岭山阳-柞水地区岩浆岩及其成矿构造环境研究(博士论文)[D]. 导师: 王宗起. 北京: 中国地质科学院. 1-141.

吴发富,王宗起,闫臻,陈雷,夏长玲,郭延辉,彭远民. 2014. 秦岭山阳-柞水地区燕山期中酸性侵入岩地球化学特征、锆石 U-Pb

- 年龄及 Lu-Hf 同位素组成[J]. 岩石学报, 30(2): 451-471.
- 西北有色地质勘查局 713 总队. 2012. 陕西省柞水县冷水沟-南沟地区铜金多金属矿普查报告[R].
- 谢桂青, 任涛, 李瑞玲, 等. 2011. 陕西省柞山盆地池沟-冷水沟桐木矿区的成矿规律和找矿方向研究[R]. 1-52.
- 谢桂青, 任涛, 李剑斌, 王瑞廷, 夏长玲, 郭延辉, 代军治, 申志超. 2012. 陕西柞水盆地池沟铜钼矿区含矿岩体的锆石 U-Pb 年龄和岩石成因[J]. 岩石学报, 28(1): 15-26.
- 闫臻, 王宗起, 陈雷, 刘树文, 任涛, 徐学义, 王瑞廷. 2014. 南秦岭山阳-柞水矿集区构造-岩浆-成矿作用[J]. 岩石学报, 30(2): 401-414.
- 杨志华. 1991. 边缘转换盆地的构造岩相与成矿[M]. 北京: 科学出版社. 1-228.
- 杨志明, 侯增谦. 2009. 初论碰撞造山环境斑岩铜矿成矿模式[J]. 矿床地质, 28(5): 515-538.
- 张本仁, 陈德兴, 李泽九, 谷晓明, 蒋敬业, 胡以铿, 李方林, 郭五寅, 李耀成. 1989. 陕西柞水-山阳成矿带区域地球化学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 11-138.
- 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 肖庆辉. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学[M]. 北京: 科学出版社. 421-438.
- 张西社, 王瑞廷. 2011. 陕西省山阳县池沟地区斑岩成矿特征、成矿规律及找矿预测[J]. 西北地质, 44(2): 72-79.
- 张西社, 代军治, 王瑞廷, 王鹏, 郭延辉, 霍天云, 王超. 2012. 陕西柞水(水沟)-池(沟)-色(河涌)-金钼铜矿带特征及其区域找矿意义[J]. 中国地质, 39(6): 1727-1742.
- 张银龙. 2002. 陕西省山阳县小河口地区酸性-中酸性岩体地质特征及其成矿地质条件分析[J]. 陕西地质, 20(2): 17-38.
- 张元厚, 毛景文, 简伟, 李宗彦. 2010. 东秦岭地区钼矿床研究现状及存在问题[J]. 世界地质, 29(2): 188-202.
- 张正伟, 朱炳泉, 常向阳, 强立志, 温明星. 2001. 东秦岭钼矿带成矿背景及时空统一性[J]. 高校地质学报, 7(3): 307-315.
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments[J]. Lithos., 46: 605-626.
- Batchelor R A and Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters[J]. Chemical Geology, 45(1): 43-55.
- Cline J S and Bodnar R J. 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt[J]? Journal of Geophysical Research, 96(B5): 8113-8126.
- Collins W J, Beams S D, White A J and Chappell B W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southern Australia. Contr[J]. Mineral Petrol., 80: 189-200.
- Cooke D R, Hollings P and Walshe J L. 2005. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution and tectonic controls[J]. Econ. Geol., 100: 801-818.
- Hou Z Q, Yang Z M, Qu X M, Meng X J, Li Z Q, Beaudoin G, Rui Z Y and Gao Y F. 2009. The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan Orogen [J]. Ore Geology Reviews, 36: 25-51.
- Imai A. 2004. Variation of Cl and SO<sub>3</sub> contents of microphenocrystic apatite in intermediate to silicic igneous rocks of Cenozoic Japanese island arcs: Implications for porphyry Cu metallogenesis in the Western Pacific Island arcs[J]. Resource Geology, 54(3): 357-372.
- James D and Sacks I S. 1999. Cenozoic formation of the central Andes: Ageophysical perspective[J]. Society of Economic Geologists Special Publication, 7: 1-25.
- Misra K C. 2000. Understanding mineral deposits[M]. Boston: Kluwer Academic Publishers. 335-449.
- Pearce J A. 1996. Sources and settings of granitic rocks[J]. Episodes, 19(4): 120-125.
- Pecorillo A and Taylor S R. 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, North Turkey[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58(1): 63-81.
- Fitcher W S. 1997. The nature and origin of granite[M]. London: Chapman & Hall. 1-386.
- Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-Mo-Au deposit formation[J]. Econ. Geol., 98: 1515-1533.
- Richards J P. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere [J]. Geology, 37(3): 247-250.
- Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits[J]. Econ. Geol., 23: 184-197.
- Sillitoe R H. 2010. Porphyry copper systems[J]. Econ. Geol., 105: 3-41.
- Singer D A, Berger V I, Menzies W D and Berger B R. 2005. Porphyry copper deposit density[J]. Econ. Geol., 100: 491-514.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [A]. In: Saunderson A D and Norry M J, eds. Magmatism in the Ocean Basins[C]. Geological Society, London: Special Publication, 42(1): 313-345.
- Sylvester P J. 1998. Collision strongly peraluminous granites[J]. Lithos., 45: 29-44.
- Yan Z, Wang Z Q, Yan Q R, Wang T and Guo X Q. 2012. Geochemical constraints on the provenance and depositional setting of the Devonian Liuling Group, east Qinling mountains, Central China: Implications for the tectonic evolution of the Qinling orogenic belt[J]. Journal of Sedimentary Research, 82(1): 9-20.