

文章编号: 0258-7106(2014)06-1268-19

西藏多不杂富金斑岩铜矿床蚀变与脉体系统*

张志¹, 陈毓川², 唐菊兴^{3**}, 李玉彬⁴, 高轲¹, 王勤¹, 李壮¹, 李建力⁴

(1 成都理工大学地球科学学院, 四川 成都 610059; 2 中国地质科学院, 北京 100037, 3 中国地质科学院矿产资源研究所 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037; 4 西藏自治区地质矿产勘查开发局第五地质大队, 青海 格尔木 816000)

摘要 多不杂富金斑岩铜矿床是班公湖-怒江成矿带第一个勘查评价出的大型斑岩铜矿床。文章在对矿区野外地质编录及室内镜下鉴定的基础上,对矿床蚀变与脉体系统进行了详细研究。结果表明,矿区发育典型斑岩铜矿蚀变系统,且分带性非常明显,从斑岩体内部向外具有钾硅酸盐化带(外缘叠加泥化蚀变与绢云母化蚀变)→绢英岩化带(大部分叠加有泥化蚀变)→青磐岩化带→角岩化带的分带特征。根据穿插关系、矿物组合及蚀变晕等特征可划分出21种脉体,早期形成的脉体包括在钾硅酸盐化带发育的磁铁矿细脉(M型脉共1种)、石英±钾长石±黑云母±磁铁矿±黄铜矿±黄铁矿脉(A型脉共8种)以及具有矿物组合分带特征的石英±磁铁矿±黑云母+钾长石+黄铜矿+黄铁矿脉(EB型脉共2种),中期形成的脉体包括主要在绢英岩化与泥化叠加带发育的石英±黄铜矿±黄铁矿±辉钨矿±石膏脉(B型脉共5种),晚期形成的脉体包括主要在青磐岩化带发育的石英±黄铁矿±黄铜矿±石膏±方解石脉(D型脉共5种),以A、B、D型脉最为发育。与矿化密切相关的蚀变带主要是钾硅酸盐化带、绢英岩化与泥化叠加带,与矿化密切相关的脉体主要为A型脉及B型脉。与国内外典型矿床相比,多不杂矿床蚀变模式及矿物组合与“二长岩”模式相似。多不杂矿床从内部的钾硅酸盐化带至外部的青磐岩化带均发育大量磁铁矿,且在青磐岩化带发育大量无矿石膏网脉,此是多不杂矿床的独有特色。

关键词 地质学;斑岩铜矿;蚀变系统;脉体系统;多不杂;西藏

中图分类号: P618.41

文献标志码: A

Alteration and vein systems of Duobuza gold-rich porphyry copper deposit, Tibet

ZHANG Zhi¹, CHEN YuChuan², TANG JuXing³, LI YuBin⁴, GAO Ke¹, WANG Qin¹,
LI Zhuang¹ and LI JianLi⁴

(1 Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China; 2 Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 4 No. 5 Geological Party, Tibet Bureau of Geology and Mineral Resources Exploration, Golmud 816000, Qinghai, China)

Abstract

The Duobuza gold-rich porphyry copper deposit is the first large porphyry copper deposit discovered in the Bangong Co-Nujiang River metallogenic belt. The authors conducted a detailed research on alterations and veins of the deposit based on detailed field geological survey and indoor microscopic identification. The results show

* 本文得到青藏专项优选项目(编号: 12120113037400)、国家自然科学基金项目(编号: 41172077)及国家重点基础研究发展规划“973”项目(编号: 2011CB403103)联合资助

第一作者简介 张志,男,1985年生,博士研究生,主要从事青藏高原地质矿产研究。Email: tancer@qq.com

** 通讯作者 唐菊兴,男,1964年生,博士生导师,研究员,主要从事矿床勘查。Email: tangjuxing@126.com

收稿日期 2014-03-19; 改回日期 2014-10-06。苏杭编辑。

that the deposit develops typical alteration systems of porphyry copper deposit and obvious zoning composed from the interior to the exterior of the porphyry of potassium silicified zone (with the superposition of argillic alteration and sericite alteration at the edge)→phyllitic zone (with the superposition of argillic alteration)→propylitization zone→hornfels zone. According to the cutting and offsetting relationships, mineral assemblages and alteration halos, twenty one vein types were identified. The early stage contains magnetite veins (M type veins), quartz ± K-feldspar ± biotite ± magnetite ± chalcopyrite ± pyrite veins (A type veins) and quartz ± magnetite ± K-feldspar + biotite + chalcopyrite + pyrite veins (EB type veins) which were formed in the potassium silicified zone mostly. The mid-stage contains quartz ± pyrite ± chalcopyrite ± molybdenite ± gypsum veins (B type veins) which were formed in the superimposed alteration zone with phyllic and argillic alteration. The late stage contains quartz ± pyrite ± chalcopyrite ± gypsum ± calcite veins (D type veins) which were formed in the propylitization zone. A, B and D type veins are especially well developed. Potassium silicified alteration and phyllic alteration are closely related to the ore-forming process, and A and B type veins are closely associated with the mineralization. The alteration model of the Duobuza deposit is similar to the “monzonite” model in contrast with typical deposits abroad. The Duobuza deposit develops a large quantity of magnetites from the potassium silicified zone to the propylitization zone and a lot of gypsum stockworks in the propylitization zone, which constitutes the unique features of the Duobuza deposit.

Key words: geology, porphyry copper deposit, alteration system, vein system, Duobuza, Tibet

蚀变与脉体系统研究一直以来是斑岩型矿床研究中最为基础的命题。早在上世纪 40 年代, Schwartz(1947)便开始了斑岩矿床蚀变与矿化研究;随后, Meyer 等(1967)提出了斑岩铜矿蚀变分带模式, Lowell 等(1970)在前人研究的基础上明确地提出了“二长岩”蚀变分带模式;后来 Hollister(1978)对“二长岩”模式进行修正并提出了“闪长岩”蚀变分带模式,“二长岩”模式与“闪长岩”模式作为经典的斑岩矿床蚀变分带模型得到了后来诸多学者的广泛应用,此后,对于斑岩矿床热液蚀变问题涌现出大量研究文献(Perelló et al., 1995; Arancibia et al., 1996; Hedenquist et al., 1998; Sillitoe, 2000; 2010; Seedorff et al., 2005; Bouzari et al., 2006; 杨志明等, 2008; Li et al., 2011), 与此同时, 蚀变分带研究还开启了矿物学、岩浆演化、成矿与找矿研究的方便之门。而对斑岩成矿系统中脉体分类特征研究最早由 Gustafson 等(1975)进行, 并首次提出从早到晚由石英 + 不同矿物组合组成的具有不同蚀变晕特征的 3 种脉体类型(A、B、D 型脉), 后来 Arancibia 等(1996)、Gustafson 等(1995)又对此进行了补充, 在前述基础上新增更早形成以及具有过渡性质的 2 种脉体类型(M 及 EB 型脉), 并得到了广泛的应用(Hunt et al., 1983; Dilles et al., 1992; Redmond et al., 2001; Pollard et al., 2002; Cannell et al., 2005; Masterman et al., 2005; 李光明等, 2007; 杨志明等, 2008; Li et al.,

2011), 脉体系统的定位排次, 为矿床流体演化研究提供了更为直接明了的还原过程。可以说, 蚀变与脉体系统研究是斑岩型矿床研究中最为基础的重要成员。

多不杂富金斑岩铜矿床位于班公湖-怒江缝合带(又简称班-怒带)西段北缘, 是西藏继玉龙-驱龙斑岩铜矿后发现的又一具超大型远景规模的斑岩型富金铜矿床。围绕着该矿床周围已陆续发现了一批极具找矿潜力的矿床(如波龙、拿若、铁格隆南等)(祝向平等, 2011; 李玉彬等, 2012; 吕立娜, 2012; 周玉等, 2013; 陈华安等, 2013; 唐菊兴等, 2014), 以其为中心组成的具有世界级找矿潜力的多龙矿集区已成为班公湖-怒江成矿带, 甚至是整个青藏高原重要的矿产资源接续基地, 具有重大的经济与研究价值。自 2000 年被西藏地质五队发现以来, 多不杂矿床受到了诸多学者的广泛关注并取得了一批极具科研价值的研究成果, 包括矿床地质特征与成岩成矿年代学(李金祥等, 2008a; 余宏全等, 2009)、矿床成矿流体演化(余宏全等, 2006; 李光明等, 2007)、矿物学与地球化学找矿标志(李金祥等, 2008b; 吴德新等, 2012)、矿床勘查模型(李玉彬等, 2012)等。作为班公湖-怒江成矿带首个发现的大型斑岩矿床, 多不杂矿床具有完整而复杂的蚀变与脉体系统。前人已经对该矿床的蚀变与脉体进行了一些研究(李光明等, 2007; Li et al., 2011; 祝向平等, 2012), 但鉴于矿床

勘查程度的限制,均未建立一套完整的脉体与蚀变系统。因此,笔者在前人研究工作基础上,结合最新的勘查成果,开展了详细的野外地质编录及镜下鉴定工作,拟建立多不杂矿床完整的脉体与蚀变系统,为多龙矿集区典型矿床研究奠定基础。

1 区域地质

班公湖-怒江成矿带是冈底斯陆块与羌塘陆块的分界线,是冈瓦纳大陆和欧亚大陆的板块边界(潘桂棠等,2004)。伴随中生代班公湖-怒江特提斯洋的双向俯冲活动,在缝合带两缘均形成了一系列构造-岩浆弧,多不杂斑岩铜矿床便位于这些构造-岩浆弧中的多不杂岩浆弧中(图1)。由于缝合带的构造演化问题至今存在争论,多不杂矿床成矿构造背景也存在3种观点:①班公湖-怒江特提斯洋关闭后碰撞背景(曲晓明等,2012);②增生楔背景(李光明等,2011);③班公湖-怒江特提斯洋壳向北俯冲环境(李光明等,2007;李金祥等,2008a;余宏全等,2009;李玉彬等,2012)。

多不杂斑岩铜矿床处于多龙矿集区西南部,矿集区内除多不杂外,还发育有铁格隆南、拿若等大型-超大型斑岩或斑岩-浅成低温热液矿床,另还分布有尕尔勤、色那、地堡那木岗等具有较大找矿潜力的矿点(图2)。

矿集区内从三叠纪至新近纪均有地层出露,包括上三叠统日干配组(T_3r)、下侏罗统曲色组(J_{1q})、中-下侏罗统色哇组($J_{1.2s}$)、下白垩统美日切组(K_1m),另可见大面积分布的第四系(Q)(图2)。其中,下侏罗统曲色组及中-下侏罗统色哇组是矿集区内重要的赋矿围岩。

矿集区内岩浆岩可见侵入岩及火山岩2类,侵入岩以燕山期中酸性岩为主,可见少量基性岩产出。中酸性侵入岩主要可见花岗闪长斑岩、石英闪长玢岩和花岗斑岩、闪长玢岩和闪长岩等。其中,以岩株或岩脉形式产出的花岗闪长斑岩、石英闪长玢岩及花岗斑岩为矿集区内重要的成矿斑岩;基性侵入岩较少分布,主要可见辉长岩、辉绿岩及辉绿辉长岩等。火山岩主要可见安山岩、玄武岩等,其中美日切组安山岩是区内矿床形成后免遭剥蚀的重要盖层。

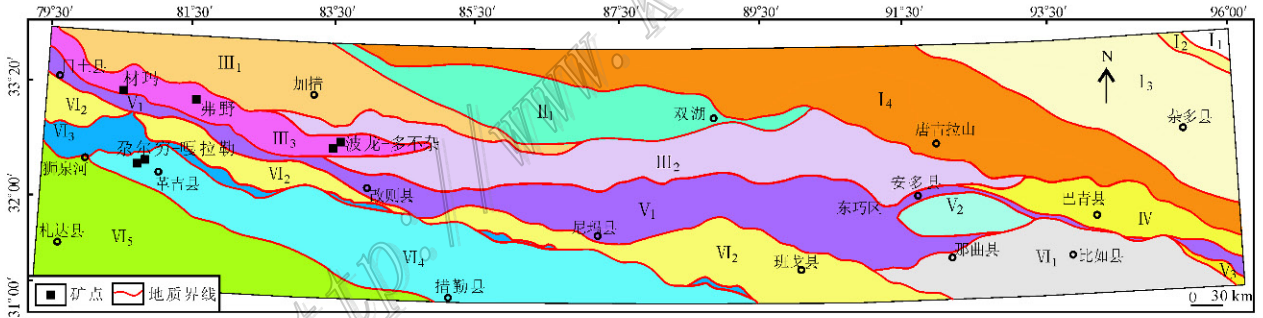


图1 班公湖-怒江成矿带及邻区构造单元划分图(据耿全如等,2011修改)

I—羌塘-三江造山系(I₁—玉龙塔格-巴颜喀拉前陆盆地; I₂—西金乌兰湖-金沙江-哀牢山结合带; I₃—昌都-兰坪地块; I₄—北羌塘-甜水海陆块); II—龙木错-双湖-澜沧江缝合带(II₁—龙木错-双湖-澜沧江蛇绿混杂岩带); III—南羌塘弧盆系(III₁—多玛地块; III₂—南羌塘盆地; III₃—扎普-多不杂岩浆弧带); IV—左贡地块; V—班公湖-怒江缝合带(V₁—班公湖-怒江蛇绿混杂带; V₂—聂荣地块; V₃—嘉玉桥地块); VI—冈底斯岩浆弧(VI₁—那曲-洛隆弧前盆地; VI₂—昂龙岗日-班戈岩浆弧; VI₃—狮泉河-申扎-嘉黎蛇绿混杂岩带; VI₄—措勤-申扎岩浆弧; VI₅—龙格尔-工布江达复合岩浆弧)

Fig. 1 Tectonic units of the Bangong Co-Nujiang River metallogenic belt and its neighboring areas (modified after Geng et al., 2011)

I—Qiangtang-Sanjiang orogenic system (I₁—Yulongtage-Bayan Har foreland basin; I₂—Xijin Ulan Hu-Jinshajiang-Ailao Shan combined belt; I₃—Qamdo-Lanping block; I₄—Northern Qiangtang-Tianshuihai block); II—Lungmu Co-Shuanghu-Lancangjiang suture zone (II₁—Lungmu Co-Shuanghu-Lancangjiang ophiolite mélangé belt); III—Southern Qiangtang arc basin system (III₁—Doima block; III₂—Southern Qiangtang basin; III₃—Zapu-Duobuza magma arc belt); IV—Zuogong block; V—Bangong Co-Nujiang River suture zone (V₁—Bangong Co-Nujiang River ophiolite mélangé zone; V₂—Nyainrong block; V₃—Jiayuaqiao block); VI—Gangdise magma arc belt (VI₁—Nagqu-Lhorong fore-arc basin; VI₂—Nganglong Kangri-Baingoin magma arc belt; VI₃—Shiquanhe-Xainza-Lhari ophiolite mélangé belt; VI₄—Coqen-Xainza magma arc belt; VI₅—Longger-Gongbo gyamda composite magma arc belt)

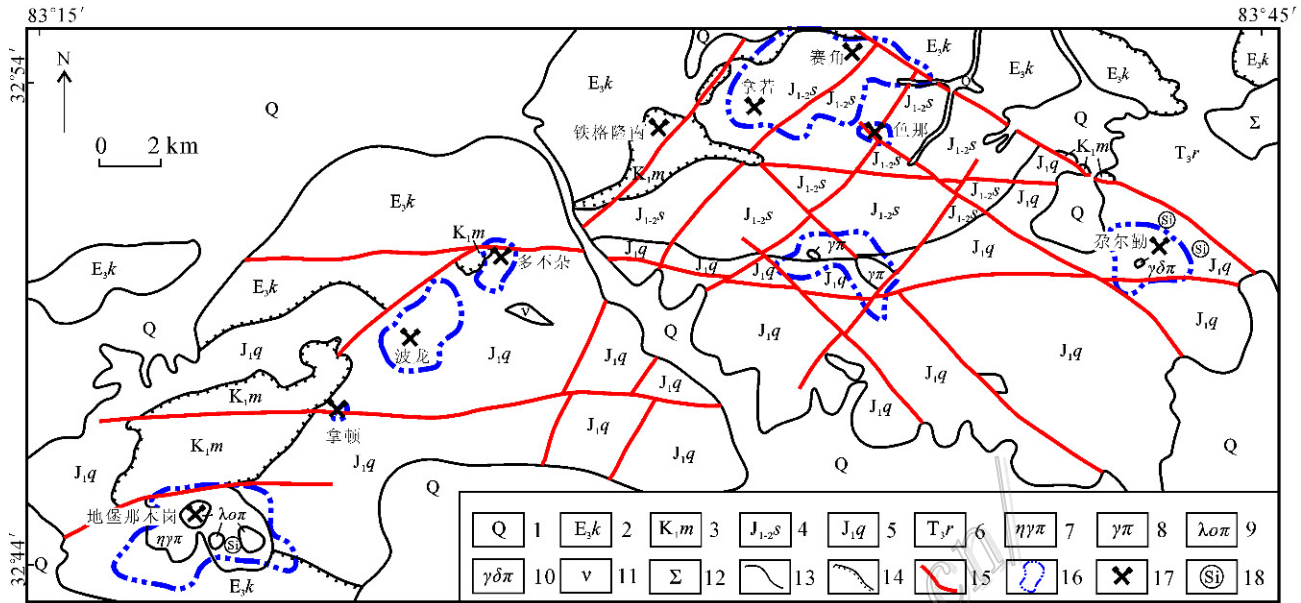


图2 多龙矿集区地质简图(据王勤等, 2014)

1—第四系; 2—新近系康托组; 3—下白垩统美日切错组; 4—中-下侏罗统色哇组; 5—下侏罗统曲色组; 6—上三叠统日干配错组; 7—二长花岗岩斑岩; 8—花岗岩斑岩; 9—石英斑岩; 10—花岗闪长斑岩; 11—辉长岩; 12—橄辉岩; 13—地层整合接触界线; 14—地层不整合接触界线; 15—断层; 16—地表蚀变范围; 17—矿床(点); 18—硅帽位置

Fig. 2 Geological map of the Duolong ore concentration area (after Wang et al., 2014)

1—Quaternary; 2—Paleogene Cantor Formation; 3—Lower Cretaceous Meiriquicuo Formation; 4—Mid-Lower Jurassic Sewa Formation; 5—Lower Jurassic Quse Formation; 6—Upper Triassic Riganpeicuo Formation; 7—Monzonite porphyry; 8—Granite porphyry; 9—Quartz porphyry; 10—Granodiorite porphyry; 11—Gabbro; 12—Peridotite; 13—Conformity contact line; 14—Unconformity contact line; 15—Fault; 16—Range of surface alteration; 17—Deposit (ore spot); 18—Silicon cap position

矿集区内断裂构造发育, 主要有EW向、NE向、NW向断裂。其中, 地堡那木岗、波龙、多不杂、铁格隆南及拿若等矿床均沿NE向断层分布; 而尕尔勤、色那、赛角及拿若则沿NW向断层分布(图2)。因此, NE向及NW向断裂构造很可能是矿集区内主要的控矿断裂构造(图3)。

2 矿床地质

矿区出露地层主要有下侏罗统曲色组二段(J_{1q}^2)、下白垩统美日切错组(K_{1m})、新近系康托组(N_1k)及第四系(Q)(图3)。其中, 曲色组岩性组合为一套浅变质长石石英砂岩, 为矿床的主要围岩, 因受到斑岩体的侵位而多发生产状变化, 主要分布在矿区中南部。美日切错组岩性组合为一套暗红色-紫红色安山质火山碎屑岩、安山玢岩, 主要分布在矿区北侧。康托组以紫红色砂砾岩为主, 其次为杂色泥岩、粉砂岩, 仅在矿区北部有少量分布。第四系

(Q)主要为坡积物及砂砾堆积层, 在沟谷地区大量可见。

矿区发育多期次岩浆活动, 从基性至中酸性均有分布, 早期为基性岩浆活动, 主要可见辉长岩、辉绿玢岩, 后期为中酸性岩浆活动, 主要可见石英闪长岩、花岗闪长斑岩等(图3)。其中, 花岗闪长斑岩为含矿斑岩体, 李金祥等(2008a)利用SHRIMP锆石U-Pb年代学方法精确测定了成矿斑岩成岩年龄为(121.6 ± 1.9) Ma, 余宏全等(2009)通过辉钼矿Re-Os同位素测年获得矿床成矿年龄为(118.0 ± 1.5) Ma, 表明矿区成岩成矿事件发生在早白垩世, 成矿背景为班公湖-怒江缝合带构造演化过程中特提斯洋壳北向俯冲消减阶段。

矿区断裂发育, 主要可见F2及F10两条主断裂。F2断层近EW向, 具有多期次活动特征, 研究表明该断层早期为控矿断裂, 为含矿斑岩体的侵位提供了通道与空间, 后期演变为破矿断裂, F10断层与成矿无关(李玉彬等, 2012)。

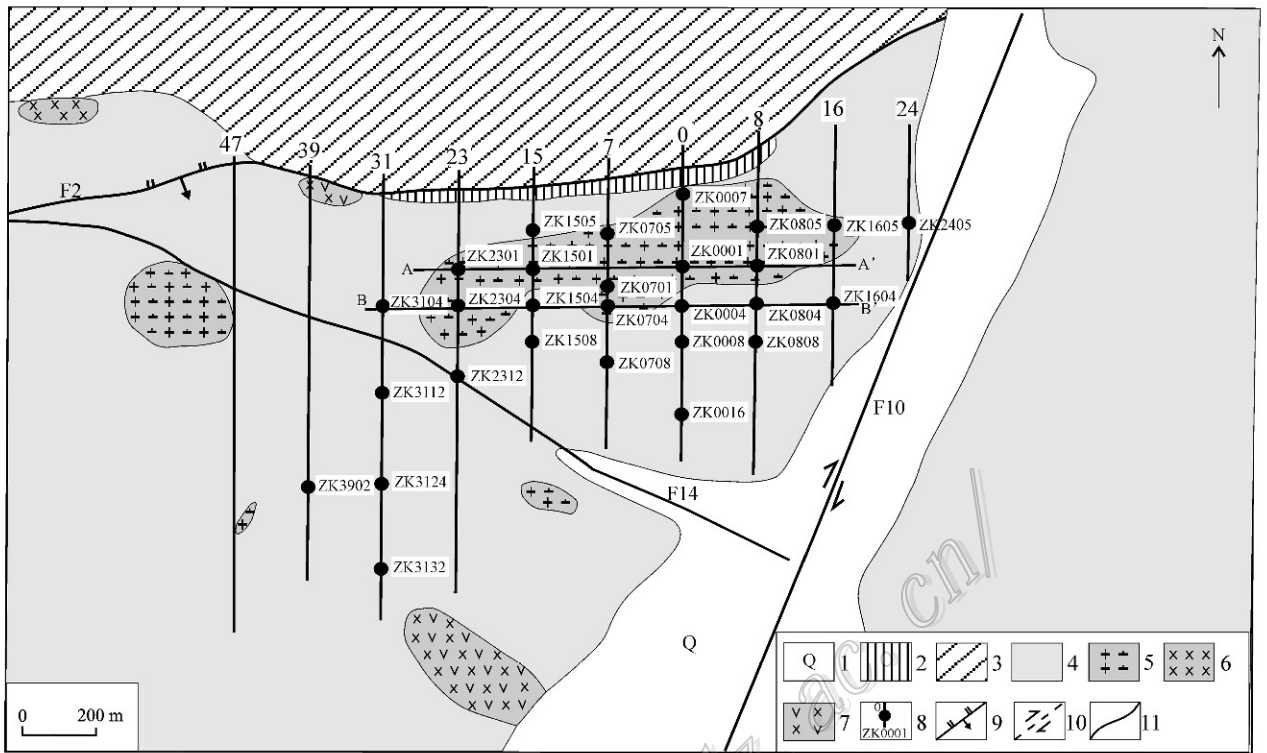


图3 多不杂矿区地质图(据李玉彬等,2012 修编)

1—第四系; 2—新近系康托组; 3—下白垩统美日切错组; 4—下侏罗统曲色组; 5—花岗岩闪长斑岩; 6—辉长岩; 7—辉绿岩;
8—勘探线及钻孔编号; 9—逆断层; 10—平移断层; 11—地质界线

Fig. 3 Geological map of the Duobuza copper deposit (modified after Li et al., 2012)

1—Quaternary; 2—Paleogene Cantor Formation; 3—Lower Cretaceous Meiriqueuo Formation; 4—Lower Jurassic Quse Formation;
5—Granodiorite; 6—Gabbro; 7—Diabase; 8—Exploration line, drill hole and their serial number; 9—Thrust fault; 10—Translation fault;
11—Stratigraphic boundary

区内发育典型的斑岩矿床蚀变系统,强烈发育有钾化、绢英岩化、泥化、青磐岩化等典型蚀变,另在局部围岩盖层中可见较强角岩化蚀变。矿区矿体出露于39~24号勘探线之间,矿体为近EW向展布、向南陡倾的巨厚板状体,具有中间深,EW两侧浅的特征,矿体倾角40~60°,目前控制矿体长度为1600 m,厚度为200~500 m,延深为200~600 m。由于部分钻探工程深度有限,矿体的深部延深未能得到很好的控制。矿石从外至内具有细脉浸染状矿石至稀疏浸染状矿石的转变分带特征,主要金属矿物可见黄铜矿、磁铁矿、黄铁矿等,其次为斑铜矿、自然金及少量辉铜矿;脉石矿物主要可见钾长石、石英、黑云母、绿泥石、石膏、钠长石等。

3 矿床热液蚀变系统

多不杂矿床发育典型的斑岩蚀变系统,作者基于对矿区详细的地质编录及镜下鉴定,识别出了5

种热液蚀变类型,分别为钾硅酸盐化、绢英岩化、泥化、青磐岩化及局部发育角岩化。

3.1 钾硅酸盐化

钾硅酸盐化蚀变是多不杂斑岩矿床中最早形成的蚀变类型,在23线~16线之间侵位的花岗闪长斑岩体中发育,以7线~8线最为强烈。钾硅酸盐化蚀变主要可见2种蚀变方式,一种为钾长石化,另一种为黑云母化。总体上钾长石化最发育,且略早于黑云母化,该特点与驱龙铜矿十分相似(杨志明等,2008)。

钾长石化在斑岩体中普遍发育,以斑岩体侵位中心(0线~7线之间)最为强烈,向外有所减弱。钾长石主要可见3种形式,分别是弥漫状、脉状或细脉状钾长石及蚀变钾长石晕。弥漫状钾长石最为发育(图4a~c),主要表现为基质中斜长石类矿物被钾长石交代,也可见斜长石斑晶被钾长石交代。交代形式可见有沿斜长石颗粒边部交代及沿长石颗粒裂隙交代2种,未交代完全者多可见明显斜长石颗

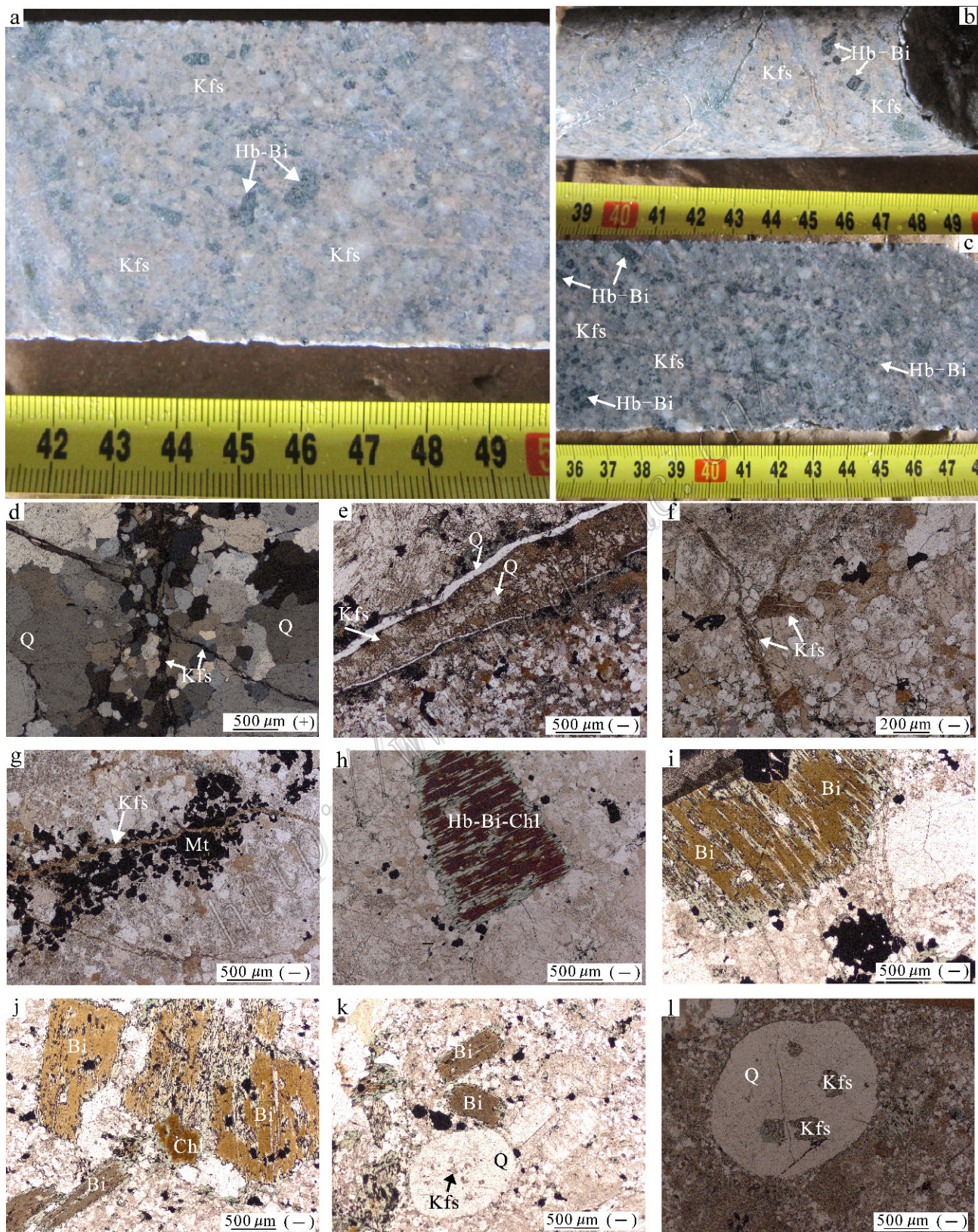


图 4 多不杂矿区蚀变特征照片(一)

a, b. 弥漫状钾长石化, 角闪石斑晶被黑云母交代(a. ZK0704-204.3 m; b. ZK0704-205.73 m); c. 斑岩体中斜长石斑晶发育钾长石化, 角闪石斑晶发育黑云母化(ZK0704-141 m); d. 沿石英+钾长石宽脉中央分布的钾长石细线, 又被后期钾长石细脉切断(ZK0004-132.16 m);

e. 前期石英+钾长石脉与后期石英+磁铁矿脉组成的复合脉(ZK0004-132.16 m); f. 钾硅酸盐化蚀变带发育钾长石细(网)脉(ZK0004-134.66 m); g. 后期钾长石细脉切穿前期磁铁矿脉(ZK0004-134.66 m); h、j. 角闪石斑晶蚀变形成黑云母,黑云母又退蚀变形成绿泥石,形成三相组合交代残余(h. ZK0701-249 m; j. ZK0704-290.17 m); i. 钾硅酸盐化带发育的角闪石斑晶的黑云母化(ZK0004-231.31 m); k. 钾长石充填交代眼球状石英斑晶,次生黑云母发育(ZK0704-290.17 m); l. 钾长石沿眼球状石英斑晶充填并进行交代(ZK0804-268.7 m);

Kfs—钾长石; Bi—黑云母; Hb—角闪石; Ser—绢云母; Q—石英; Chl—绿泥石; Mt—磁铁矿

Fig. 4 Photos of alteration features in the Duobuza copper deposit (one)

a, b. Diffused K-feldspathization, hornblende replaced by biotite (a. ZK0704-204.3 m; b. 0704-205.73 m); c. Plagioclase replaced by K-feldspathization and hornblende replaced by biotite of the porphyry (ZK0704-141 m); d. K-feldspar veinlet distributed along the central quartz + K-feldspar vein cut off by the late-stage K-feldspar veinlet (ZK0004-132.16 m); e. Complex vein which includes the early-stage late quartz + K-feldspar vein and the late-stage quartz + magnetite vein (ZK0004-132.16 m); f. K-feldspar veinlets developed in the potassium silicified alteration zone (ZK0004-134.66 m); g. Early-stage magnetite vein cut off by the late-stage K-feldspar veinlet (ZK0004-134 m); h, j. Hornblende replaced by biotite, then biotite replaced by chlorite (h. ZK0701-249 m; j. ZK0704-290.17 m); i. Hornblende replaced by biotite (ZK0004-231.31 m); k. Augen quartz phenocrysts filled with K-feldspar and hornblende replaced by biotite in the potassium silicified alteration zone (ZK0704-290.17 m); l. Augen quartz phenocrysts filled and replaced by K-feldspar (ZK0804-268.7 m)

Kfs—K-feldspar; Bi—Biotite; Hb—Hornblende; Ser—Sericitic; Q—Quartz; Chl—Chlorite; Mt—Magnetite

粒晶形,部分可见有斜长石的聚片双晶;交代完全者即成为次生钾长石,基质与斑晶中均可见。发生弥漫状钾长石化的斑岩体整体呈肉红色,部分因长石类矿物受到后期绢云母化蚀变叠加而偏白色。钾长石脉在斑岩体中大量发育(图4d~g),细脉-粗脉均可见,以细脉居多,脉宽多在2~8 mm,粗者脉宽可达1.5 cm。该类脉中钾长石多数与石英共生,形成广泛发育的石英+钾长石脉(图5h、l,图6a、c、g),另可见较多钾长石+磁铁矿脉(图5l)以及纯钾长石脉(图4f、g,图5g),一般纯钾长石脉脉宽较前二者窄。此外,在斑岩体侵位中心(7~0线)局部可见早期石英+钾长石脉两边分布有钾长石晕,这应是流体运移过程中交代两侧斜长石所形成。总体上钾长石晕较少发育,且均在较为粗大的石英+钾长石脉两边可见,指示钾长石晕的形成与流体性质及流体流量有密切的关系。伴随钾长石化可见有硅化发育,除发育大量石英脉外,可见有石英颗粒的重结晶或次生加大,或交代基质及斑晶中的长石颗粒。另钾长石交代石英斑晶现象,表现为钾长石沿石英颗粒边部或贯穿石英颗粒的裂隙进行交代(图4l,图5i),交代强烈者可在石英颗粒中形成次生钾长石颗粒。钾硅酸盐化普遍受到后期绢云母化及黏土化的强烈叠加。

黑云母化是钾硅酸盐化蚀变中另一个显著识别标志。多不杂矿床中花岗闪长斑岩体中黑云母化较发育,主要可见角闪石斑晶的黑云母化及黑云母脉2种形式,局部可见弥漫状黑云母化。斑岩体中黑云母交代角闪石斑晶的现象非常普遍,黑云母多以面状形式交代角闪石斑晶(图4a~c),多见交代残余现象。交代完全者则形成多色性较强的黄褐色次生黑

云母,但解理明显没有岩浆黑云母发育(图4h~k)。黑云母脉在矿床中少量可见,多数为细脉,脉宽在1~3 mm,少量粗脉,脉宽在4~7 mm;脉体类型以黑云母+黄铜矿±黄铁矿脉居多,另可见石英+黑云母+钾长石+黄铜矿+黄铁矿脉(图6d)。矿区黑云母化蚀变中没有见到黑云母晕的蚀变类型,该特点与冈底斯成矿带驱龙超大型斑岩铜矿中钾化蚀变带有一定区别(杨志明等,2008)。

3.2 绢英岩化

绢英岩化蚀变较强,普遍被后期黏土化蚀变叠加(图5c),其自身又强烈叠加在早期钾硅酸盐化蚀变带外缘。绢英岩化蚀变主要由绢云母化及硅化组成,以绢云母化为主。绢云母化主要有3种表现形式,分别为长石类矿物的绢云母化(包括斜长石的绢云母化及钾长石的绢云母化)、黑云母的绢云母化及绢云母晕。基质与斑晶中长石类矿物的绢云母化在矿床中非常发育,既可见原生斜长石的绢云母化,也可见原生斜长石经蚀变交代后形成的次生钾长石发生强烈的绢云母化,镜下可见明显具丝绢光泽的星点状绢云母散布于长石类矿物颗粒中(图5j、k),交代完全者仅见长石颗粒晶形,少数仍可见原斜长石颗粒的聚片双晶形态。黑云母的绢云母化相对发育较少,可见有原生岩浆黑云母的绢云母化及交代形成的次生黑云母的绢云母化两种形式,但交代程度均较弱。绢云母晕在斑岩体中比较发育(图7b),主要在石英+黄铜矿+黄铁矿脉两侧可见,绢云母晕有宽也有窄,总体表现为岩体侵位中心矿脉两边绢云母晕较宽,往外则变窄,这应是流体流量的变化所致。值得注意的是,与很多斑岩铜矿不同,多不杂

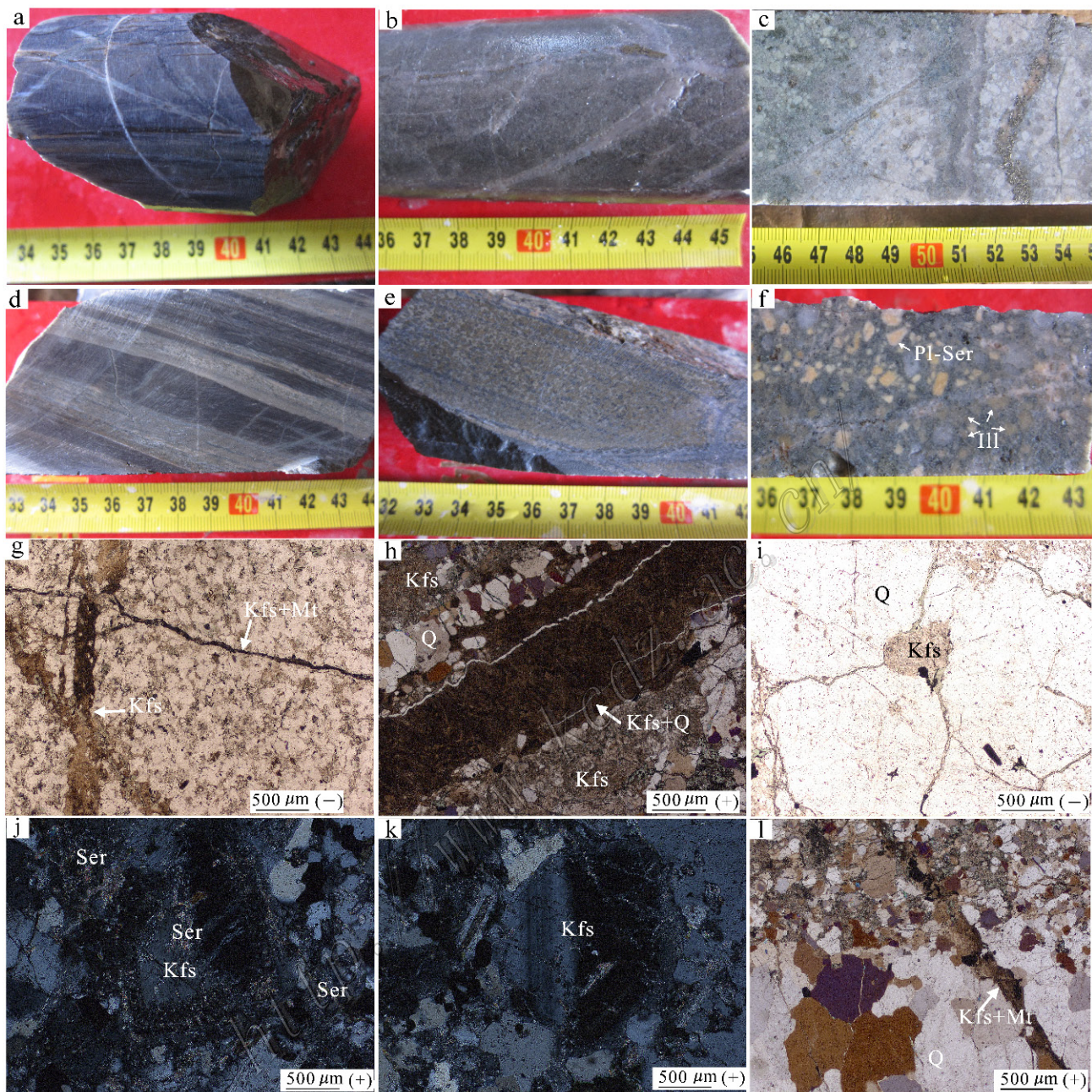


图 5 多不杂矿区蚀变特征照片(二)

a, b. 青磐岩化长石石英砂岩(a. ZK0708-171.01 m; b. ZK1504-81.5 m); c. 绢英岩化花岗闪长斑岩(ZK0704-174.53 m); d. 条带状角岩, 条带中发育斑点状黑云母(ZK0712-134.5 m); e. 角岩中黑云母发生绿泥石化蚀变(ZK0712-68.4 m); f. 长石斑晶发生绢云母化及伊利石化(ZK0701-206 m); g. 斑岩体中切割期次明显的三期钾长石脉(ZK1504-301.5 m); h. 钾硅酸盐化带中发育的石英+钾长石宽脉(ZK0004-268.89 m); i. 钾硅酸盐化带钾长石沿裂隙充填并交代石英斑晶(ZK0804-301 m); j. 钾硅酸盐化带被绢英岩化带叠加, 可见明显钾长石绢云母化(ZK0004-231.41 m); k. 钾硅酸盐化带被泥化及绢英岩化蚀变叠加, 可见钾长石的黏土化及绢云母化蚀变(ZK0004-341.23 m); l. 钾长石+磁铁矿细脉切穿前期无矿宽石英脉(ZK0004-138.6 m)

Pl—斜长石; Ser—绢云母; Kfs—钾长石; Ill—伊利石; Q—石英; Mt—磁铁矿

Fig. 5 Photos of alteration features in the Duobuza copper deposit (Two)

a, b. Propylitized feldspar quartz sandstone (a. ZK0708-171.01 m; b. ZK1504-81.5 m); c. Phyllic Granodiorite porphyry (ZK0704-174.53 m); d. Patchy biotites developed in the banded hornfels (ZK0712-134.5 m); e. Biotite replaced by chlorite in the hornfels (ZK0712-68.4 m); f. Feldspar phenocrysts replaced by illite and sericite (ZK0701-206 m); g. Three phases of K-feldspar veins of the porphyry (ZK1504-301.5 m); h. Quartz + K-feldspar wide vein in potassium silicified zone (ZK0004-268.89 m); i. Augen quartz phenocrysts filled and replaced by K-feldspar in potassium silicified zone (ZK0804-301 m); j. Potassium silicate overlapped by phyllic and K-feldspar replaced by sericite (ZK0004-231.41 m); k. Potassium silicate overlapped by phyllic and argillation, K-feldspar replaced by sericite and clay minerals (ZK0004-341.23 m); l. Barren quartz wide vein cut off by quartz + K-feldspar veinlet (ZK0004-138.6 m)

Pl—Plagioclase; Ser—Sericite; Kfs—Potassium feldspar; Ill—Illite; Q—Quartz; Mt—Magnetite

矿床绢英岩化蚀变带中不见有大量浸染状黄铁矿分布,即不是典型的黄铁绢英岩化带,以浸染状产出的金属矿物多为黄铜矿、磁铁矿,黄铁矿仅以少数脉状形式产出。

3.3 泥化

多不杂矿床中泥化非常发育,从斑岩体内部至边部均有不同程度的黏土化,总体表现为斑岩体侵位中心区域泥化相对较弱,而往边部则泥化逐渐加强,以斑岩体与围岩的接触部位最为强烈(图 5f)。泥化主要以高岭石、地开石等黏土矿物的大量出现为标志,主要为长石类矿物的分解蚀变所形成。在整个斑岩体分布范围内,泥化强烈叠加了前期的钾硅酸盐化蚀变及绢云母化蚀变。值得注意的是,在泥化强烈发育的地方,可见有大量伊利石的形成,浅绿-浅黄色,均以斑晶形式出现,虽呈长石晶形,但仅为保留有长石晶形的假象,指示其为长石斑晶分解蚀变所形成的,应为长石分解蚀变至高岭石等黏土矿物的中间过渡性产物(图 5f),因此,笔者在本文中,将伊利石化蚀变归入了泥化蚀变范畴。

3.4 青磐岩化

青磐岩化在矿床下侏罗统曲色组中非常发育,可以说围绕矿体的围岩就是一个大的青磐岩化带。矿床青磐岩化主要可见弥漫状及脉状 2 种形式,以弥漫状青磐岩化最为发育(图 5a、b),脉状较少。蚀变主要发育在围岩中,另在斑岩体边部局部可见绿泥石晕形式的青磐岩化。弥漫状青磐岩化发育于整个曲色组长石石英砂岩中,主要可见绿泥石化及绿帘石化 2 种。其中,又以绿泥石化为主,是由长石类矿物蚀变及热液黑云母退蚀变所形成(图 5e)。脉状青磐岩化中主要可见石英+绿泥石+绿帘石细脉,但总体发育较少,碳酸盐化非常不发育,基本很难见到典型的碳酸盐脉。

3.5 角岩化

角岩化蚀变在多不杂矿区分布比较有限,其围绕斑岩体分布于曲色组长石石英砂岩上部位置(图 5d、e),且在 7 线~0 线的南北两方围岩中最为强烈,而往东西两面则角岩化蚀变很弱或者基本没有角岩化。矿区可见有块状角岩与条带状角岩两种(图 5d、e),均比较发育,从成分上讲可见有长英质角岩及黑云母角岩 2 种。值得注意的是,块状角岩与条带状角岩总体上具有分带性。在靠近岩体位置多发育块状角岩,此类角岩多属于长英质角岩,另可见一定量的黑云母角岩,在经受后期热液蚀变后,黑云母多退变

质蚀变形成浅绿色-绿色的绿泥石(图 5e),看上去与青磐岩化长石石英砂岩十分相似而不易辨别。而在外部则相对发育条带状角岩,多属于黑云母角岩,块状构造,变余结构,是原岩未能完全角岩化的结果。

4 矿床脉体系统

Gustafson 等(1975)在 1975 年对智利 EI Salvador 斑岩铜矿进行了脉体系统研究,并根据其不同的产出环境及特点首次进行了脉体分类,分别为最早时期形成的主要赋存在钾硅酸盐化蚀变带的具有明显钾长石晕的各种石英±钾长石±硬石膏±黑云母脉(A 型脉)(金属矿物主要可见斑铜矿、黄铜矿、黄铁矿,极少辉钼矿);之后形成的赋存于 A 型脉外部的相对较宽的缺失蚀变晕的各种石英±硬石膏±辉钼矿±黄铜矿±黄铁矿脉(B 型脉)(极少见斑铜矿);最晚形成的部分具有长石分解蚀变晕的各种石英±石膏±绿帘石±绿泥石±方解石脉(D 型脉)(金属矿物主要可见黄铁矿及黄铜矿)。后来,Arancibia 等(1996)、Gustafson 等(1995)又对上述研究进行了补充,在前述基础上新增了早于或同时于 A 型脉形成的 M 型及 A 型脉与 B 型脉之间的过渡类型 EB 型 2 种脉体类型。上述几种脉体类型从形成阶段来讲主要可分为 3 类,一类是斑岩尚未完全固结、形成于成矿早期的脉体(M 型脉、A 型脉);另一类是斑岩体已经固结、大规模裂隙发育阶段形成的脉体(EB 型脉、B 型脉);第三类是成矿晚期、处于开放系统中并有雨水参与形成的脉体(D 型脉)。

多不杂矿区发育庞大而复杂的脉体系统,笔者经过对多不杂矿区详细的地质编录,共识别出 21 种不同矿物组合形成的脉体。在参考前述脉体分类方法的基础上,结合多不杂矿床自身脉体的特点,从矿物组合、脉体形态及脉体间的穿插关系的角度,可将矿区识别出的 21 种脉体类型可分别归入到前述 5 大脉体类型之中;总体上讲 A、B、D 型脉非常发育, M 型及 EB 型脉次之。各类脉体特征描述如下(表 1)。

4.1 M 型脉

M 型脉在矿区分布比较局限,总体上发育较少,集中分布于 0 线~7 线斑岩体内,即发育于钾化带中心区域(图 6a、b、h)。M 型脉是多不杂矿区最早形成的脉体类型,矿物组合基本为单一的磁铁矿,脉宽多数小于 1 mm,部分可见多条 M 型脉相互交叉形成

表 1 多不杂铜矿床主要脉体类型及其特征
Table 1 Main vein types and their characteristics in the Duobuza deposit

脉体类型	矿物组合	所处蚀变带	蚀变晕特征	产出特征与切穿关系	脉体厘定参考依据
M型	Mt	钾硅酸盐化带	无蚀变晕, 不规则, 部分成网状, 脉宽多数小于1 mm	分布较为局限, 基本集中于0线~7线花岗闪长斑岩中, 被多数后期脉所切穿	Arancibia et al., 1996
	Kfs	钾硅酸盐化带			
	Q	钾硅酸盐化带、绢英岩化带			
	Kfs+Q	钾硅酸盐化带、绢英岩化带			
	Kfs+Mt	钾硅酸盐化带			
A型	Q+Mt+Kfs+Cp±Py	钾硅酸盐化带	部分具钾长石晕, 不规则, 部分成网状, 部分可见具微褶皱或石香肠状, 脉宽多数集中在2~6 mm	分布较为广泛, 主要分布在斑岩体中, 与钾硅酸盐化密切相关, 被多数后期B型脉所切穿。各类A型脉并不是同时形成, 相互之间亦有切穿关系	Gustafson et al., 1975
	Bit+Cp±Py	钾硅酸盐化带			
	Q+Kfs+Cp	钾硅酸盐化带、绢英岩化带			
	Q+Kfs±Py±Cp	钾硅酸盐化带、绢英岩化带、青磐岩化带			
EB型	Kfs+Bit+Q+Py+Cp	钾硅酸盐化带	无蚀变晕, 相对于A型脉较平直, 脉宽相对较宽, 基本都在5~6 mm	分布较局限, 仅在钾化带中心区域有发育, 切穿前期形成的A型脉, 但被后期形成B型脉所切穿	Gustafson et al., 1995
	Q+Mt+Kfs+Cp+Py	钾硅酸盐化带			
B型	Q+Cp	钾硅酸盐化带		分布较广泛且大量发育, 从钾硅酸盐化带至靠近斑岩体边部的青磐岩化带围岩中均有分布, 切穿前期形成的A型、EB型脉, 但被后期的D型脉切穿。各类B型脉亦不是同时形成, 相互之间部分有较明显的切穿关系	Gustafson et al., 1975
	Q+Py	钾硅酸盐化带、绢英岩化带、泥化带	基本无蚀变晕, 较平直, 脉体总体宽度较宽, 2~15 mm不等, 多数集中在3~10 mm		
	Q+Py+Cp	钾硅酸盐化带、绢英岩化带、泥化带			
	Q+Mo+Cp+Py	绢英岩化带、泥化带、青磐岩化带			
D型	Q+Gp+Py+Cp	绢英岩化带、泥化带、青磐岩化带			
	Q+Py	绢英岩化带、泥化带、青磐岩化带			
	Q+Py+Cp	绢英岩化带、泥化带、青磐岩化带	部分具绢云母晕, 脉体形状不规则, 脉宽多数为细脉, 后期无Gp脉则多成网脉。脉宽多数集中在2~4 mm	在青磐岩化带长石石英砂岩中大量发育, 斑岩体边部绢英岩化带中较发育, 切穿前期形成的A型、B型脉	Gustafson et al., 1975
	Py	青磐岩化带			
	Gp	青磐岩化带			
	Q+Cal	青磐岩化带			

注: 各类脉体总体上按从早到晚依次排列。Mt—磁铁矿; Kfs—钾长石; Q—石英; Py—黄铁矿; Cp—黄铜矿; Mo—辉钼矿; Gp—石膏; Cal—方解石; Bi—黑云母。

宽网状细脉, 但不具明显相互之间的穿插关系, 应是斑岩体演化过程中最早形成的裂隙系统。在手标本上可见明显的 M 型磁铁矿细脉被各种 A 型脉切穿, 指示其形成应比 A 型脉要早。

4.2 A 型脉

A 型脉在矿区大量发育, 主要分布在花岗闪长斑岩体内, 极少数分布在斑岩体边部的长石石英砂岩中, 从蚀变带上讲, 大部分发育于钾硅酸盐化带, 绢英岩化带及泥化带次之, 青磐岩化带仅局部可见(图 6a~d、h)。在多不杂矿区共发现了 8 种不同矿

物组合形成的 A 型脉, 它们相互之间部分具明显的穿插关系, 部分不具有穿插关系, 8 种 A 型脉分别是: 钾长石脉、无石英英脉、钾长石 + 石英脉、钾长石 + 磁铁矿脉、石英 + 钾长石 + 磁铁矿 ± 黄铜矿 ± 黄铁矿脉、黑云母 + 黄铜矿 ± 黄铁矿脉、石英 + 钾长石 + 黄铜矿脉、石英 + 钾长石 ± 黄铜矿 ± 黄铁矿脉, 前 7 种均发育于斑岩体中, 最后一种分布于斑岩体边部的长石石英砂岩中。多不杂矿区发育的 A 型脉基本都与钾硅酸盐化蚀变有关, 脉体多成不规则状, 脉壁多呈港湾状。钾长石脉及无石英英脉最早形

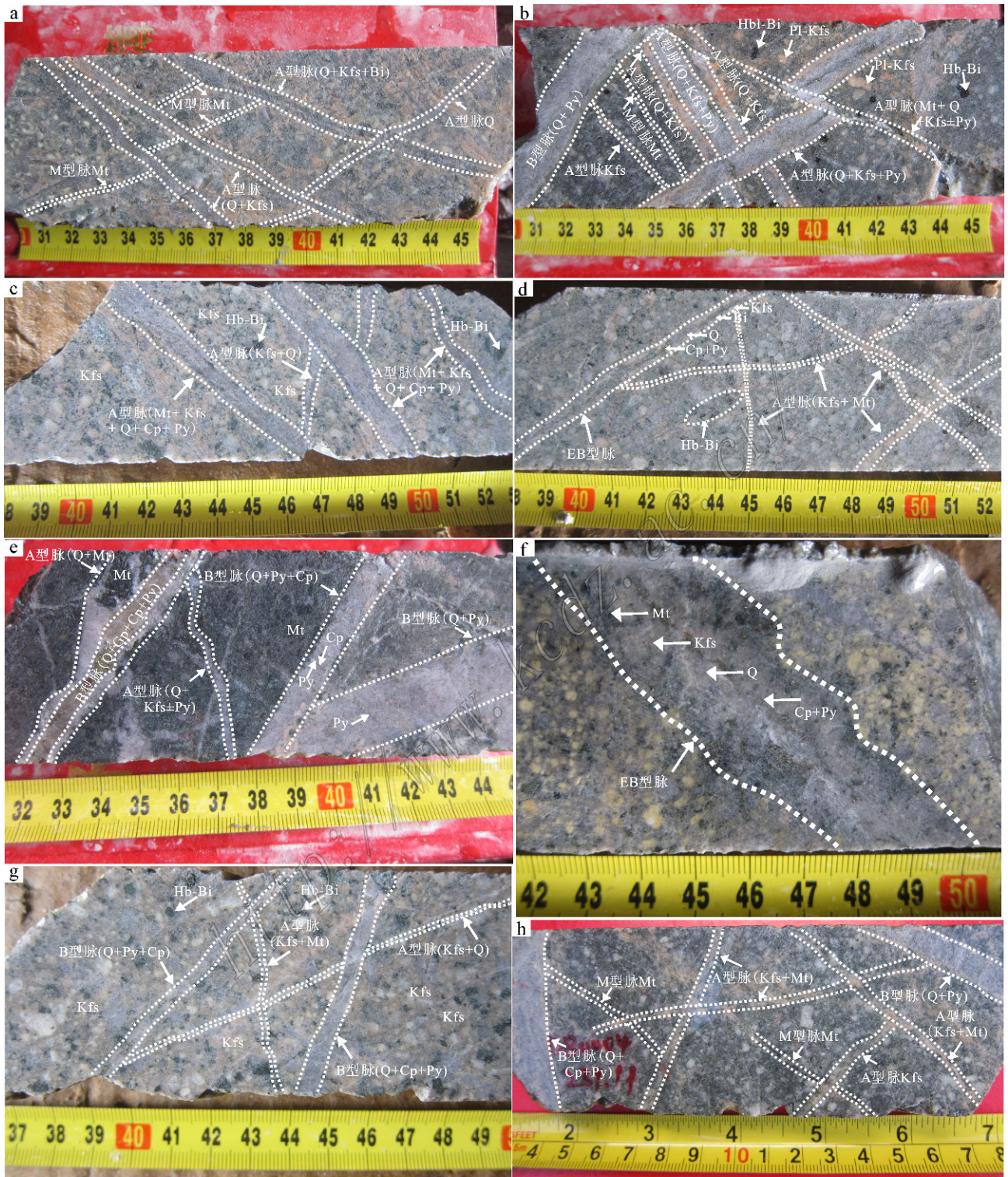


图6 多不杂矿区脉体特征照片(一)

- a. 斑岩体中 M 型脉被 A 型脉切穿(ZK0004-263 m); b. 斑岩体中 M 脉被 A 型脉切穿, B 型脉切穿了 M 型及 A 型脉(ZK0004-241 m); c. 斑岩体中发育的不同期次不同矿物组合的 A 型脉(ZK0704-217.57 m); d. 斑岩体中 EB 型脉切断了 A 型脉, 可见角闪石斑晶的黑云母化(ZK0704-286.87 m); e. 斑岩体中 A+B 型脉(ZK0004-215 m); f. 斑岩体中发育的典型 EB 型脉, 从脉壁至脉中矿物依次可见磁铁矿→钾长石→石英→黄铁矿+黄铜矿(ZK0704-304.45 m); g. 后期 B 型脉切穿前期 A 型脉(ZK0704-414.1 m); h. 斑岩体中 M+A+B 型脉, 可见明显的切穿关系(ZK0004-268 m)

Mt—磁铁矿; Kfs—钾长石; Q—石英; Hb—角闪石; Bi—黑云母; Cp—黄铜矿; Py—黄铁矿; Pl—斜长石

Fig. 6 Photos of vein features in the Duobuza copper deposit (One)

- a. M-type vein cut off by A-type vein in the porphyry (ZK0004-263 m); b. M-type vein cut off by A-type vein, M-type and A-type veins cut off by B-type vein in the porphyry (ZK0004-241 m); c. Different periods and different mineral assemblages of A-type veins in the porphyry (ZK0704-217.57 m); d. A-type vein cut off by EB-type vein and hornblende replaced by biotite in the porphyry (ZK0704-286.87 m); e. A+B type vein in the porphyry (ZK0004-215 m); f. Typical EB-type vein in the porphyry, magnetite→K-feldspar→quartz→pyrite+ chalcocopyrite can be identified from the edge to the center of the vein (ZK0704-304.45 m); g. Late-stage B-type vein cutting through early-stage A-type vein (ZK0704-414.1 m); h. M+A+B type veins in the porphyry (ZK0004-268 m)

Mt—Magnetite; Kfs—Potassium feldspar; Q—Quartz; Hb—Hornblende; Bi—Biotite; Cp—Chalcocopyrite; Py—Pyrite; Pl—Plagioclase

成,被后期多数 A 型脉切换,钾长石脉脉宽在 1~3 mm;无矿石英脉稍微较宽,多数为 2~4 mm,在该 2 种脉体中,钾长石及石英多数垂直于脉体延伸方向生长。中间阶段形成的 5 种脉体中,前 3 种与钾硅酸盐化蚀变有关,后 2 种与绢英岩化蚀变有关,脉宽多数集中在 2~6 mm,部分石英+钾长石+磁铁矿脉宽可达 1 cm 以上。石英+钾长石脉发育最多,其中钾长石具有 2 种生长形式,一种沿着脉壁生长,生长方向垂直于脉体延伸方向;另一种以细线形式分布于脉体中央,生长方向平行于脉体延伸方向。最晚期一种分布于长石石英砂岩中的 A 脉极少,脉宽多数在 5 mm 左右,脉壁不平整,整体多具微褶皱形状。在上述脉体类型中有 4 种 A 型脉或多或少伴随有铜矿化,是矿床铜的主要贡献者之一。

4.3 EB 型脉

矿区 EB 型脉并不发育,仅部分区域可见,主要与钾硅酸盐化及绢英岩化蚀变有关(图 6d、f)。EB 型脉矿物组合相对较简单,主要可见 2 种不同矿物组合形式,一种是石英+磁铁矿+钾长石+黄铁矿+黄铜矿,另一种是钾长石+黑云母+石英+黄铁矿+黄铜矿。有趣的是,该类脉体中矿物具有一定的分带性特征,前一种 EB 型脉从脉壁至脉中央依次具有磁铁矿→钾长石→石英→黄铁矿+黄铜矿的分带特征(图 6f);同样,后一种 EB 型脉从脉壁至脉中央依次具有钾长石→黑云母→石英→黄铁矿+黄铜矿的分带特征(图 6d)。需要注意的是,在该类脉体中,钾长石及黑云母等虽然位于外侧,但其与斑岩体界线截然,表明其并非脉体蚀变晕,此外,黄铜矿与黄铁矿总是出现在脉体中央,以连续细脉状或不连续星点状产出,具有蠕虫状或石香肠状的边界特征,暗示石英+黄铜矿+黄铁矿很可能是后期灌入,整个 EB 型脉应是脉动式流体灌入形成。

4.4 B 型脉

B 型脉在矿区大量发育,且分布非常广泛,在前述蚀变带中,除开角岩化带,在其他蚀变带中均有 B

脉的分布,但以钾硅酸盐化带及绢英岩化带最为发育(图 6b、e、g、h,图 7a)。从形成阶段上讲,B 型脉切穿了大多数 A 型脉,指示其形成比 A 型脉晚。从脉体特征上讲,B 型脉总体比 A 型脉要宽,且脉宽变化范围较大,从 1.5~20 mm 不等,多数集中在 3~10 mm,且相对于 A 型脉来讲,B 型脉脉壁多数较为平整。笔者经过对多不杂矿区详细的地质编录,共识别出 5 种不同矿物组合形成的脉体可归入到 B 型脉中,且它们之间部分具有明显的相互穿插关系。5 种 B 型脉分别是:石英+黄铜矿脉、石英+黄铁矿脉(切穿石英+黄铜矿脉)、石英+黄铁矿+黄铜矿脉(粗而平直)、石英+黄铁矿+黄铜矿+辉钼矿脉(脉宽较小)、石英+石膏+黄铜矿+黄铁矿脉。石英与黄铁矿或黄铜矿组合形成的 B 型脉最为发育,且该类脉体并不是同时形成的,经笔者不完全统计,至少有 3 期该类脉体具有明显的相互穿插关系。同时,在局部地方可以看到 A+B 型脉所形成的复合型脉,表现为早期形成石英+磁铁矿 A 型脉,后期再次灌入形成石英+石膏+黄铜矿+黄铁矿 B 型脉(图 6e)。值得注意的是,石英+黄铁矿+黄铜矿+辉钼矿脉在斑岩体中较少见到,相反在靠近岩体的围岩中相对较发育,该类 B 型脉脉宽较小,多数在 2~5 mm,且脉中辉钼矿可见有沿脉体中央分布及沿脉壁分布 2 种产出形式(图 7c),局部地方可见其切穿石英+黄铜矿+黄铁矿宽脉,表明其形成较晚,且指示钼的主成矿期相比铜、铁的主成矿期要晚的。矿床中 B 型脉基本不见有蚀变晕。

4.5 D 型脉

D 型脉在矿床中围岩内大量发育,所在蚀变带主要集中在青磐岩化带(图 7c~h),少数分布在斑岩体边缘的绢英岩化带。与前述脉体相比,D 型脉较窄,脉宽多数集中在 1~3 mm,多数切穿了 B 型脉,表明 D 型脉总体上形成要比 B 型脉晚。D 型脉同样不是一期次形成的,部分可见明显的相互切穿关系,但不能完全理清其形成期次,多数形成无矿网



图7 多不杂矿床脉体特征照片(二)

a. 绢英岩化带发育的大量B型脉(ZK0004-210.31 m); b. D型脉两侧发育的绢云母化晕(ZK0704-268.27 m); c. 青磐岩化带中发育的晚期B型脉, 且被更后期的D型脉切穿(ZK0012-105 m); d. 晚期网脉状石膏D型脉(ZK0012-132 m); e. B型脉与D型脉组成的复合脉(ZK0008-153.8 m); f. 长石石英砂岩中可见早期A型脉被后期网脉状石膏D型脉切穿(ZK3104-291 m); g. 长石石英砂岩中早期B型脉被后期网脉状石膏D型脉切穿(ZK1604-161 m); h. 长石石英砂岩中早期宽B型脉被后期陡立的细D型脉切穿(ZK2304-307.4 m)

Q—石英; Cp—黄铜矿; Py—黄铁矿; Mo—辉钼矿; Mt—磁铁矿; Gp—石膏; Pl—斜长石; Ser—绢云母

Fig. 7 Photos of vein features in the Duobuza copper deposit (Two)

- a. B-type veins in the phyllic zone (ZK0004-210.31 m); b. D-type veins with the sericite halo in the porphyry (ZK0704-268.27 m); c. B-type veins cut off by D-type veins (ZK0012-105 m); d. Stockwork D-type veins (GP veins) (ZK0012-132 m); e. Complex vein with B-type and D-type veins (ZK0008-153.8 m); f. Early-stage A-type vein cut off by the late-stage gypsum D-type veins in the feldspar quartz sandstone (ZK3104-291 m); g. Early-stage B-type vein cut off by the late-stage gypsum D-type veins in the feldspar quartz sandstone (ZK1604-161 m); h. Early-stage wide B-type vein cut off by late-stage gypsum D-type veins in the feldspar quartz sandstone (ZK2304-307.4 m)

Q—Quartz; Cp—Chalcopyrite; Py—Pyrite; Mo—Molybdenite; Mt—Magnetite; Gp—Gypsum; Pl—Plagioclase; Ser—Sericite

脉状D型脉(石膏脉),在网脉圈成的网格之间则多数发育稀疏-稠密浸染状磁铁矿(图7d、g),是多不杂矿床D型脉的一个重要特点。笔者在钻孔岩心编录的基础上厘定出了5种不同矿物组合形成的D型脉,它们分别是:石英+黄铁矿脉、石英+黄铜矿+黄铁矿脉、黄铁矿细脉、无矿石膏网脉、石英+方解石脉(很少)。在5种D型脉中,以石膏网脉最为发育,石膏网脉中无矿,但在网脉圈定的“格子”中发育大量浸染状磁铁矿,二者是否具有成因联系还需要进一步的研究。值得注意的是,陡立的黄铁矿细脉是发育较晚的,其切穿了大多数石英+黄铁矿±黄铜矿脉及前期形成的B型脉,且产状很陡,基本近直立,与石膏网脉形成的先后关系因没有找到相互间明显的穿插关系而无法判别。石英+方解石脉在矿区发育非常少,仅局部可见。值得注意的是,矿区以石英+黄铜矿(不连续)+黄铁矿(不连续)脉为代表的D型脉两侧相当一部分可见有绢云母晕(图7b),这与Gustafson等(1975)提出的B型脉典型特征及中国西藏冈底斯超大型斑岩铜矿——驱龙铜矿的典型B型脉特征是比较相似的(杨志明等,2008)。

上述5大类21种脉体类型是笔者依据不同矿物组合、脉体相互间穿插关系及脉体特点厘定的。但同一大类的各种脉体之间的相互穿插关系太过复杂,基本未能实现同种脉体期次的完全厘定。从前述脉体矿物组成可以看出,石英脉或石英+黄铁矿脉贯穿了整个脉体系统,从早到晚均有分布,而矿床脉状铜的主要贡献者则是最发育也是最复杂的A型脉及B型脉,D型脉仅贡献了少量的脉状铜,钼仅在晚期B型脉中出现,表明钼是相对形成比较晚的。另外,磁铁矿在矿床中大量发育,不仅在斑岩体中存在大量浸染状、团块状磁铁矿,早期M型脉及A型脉均是其重要的赋存空间,而网脉状D型脉所圈成的“格子”中分布的磁铁矿很可能与D型脉有关,此是该矿床研究的另一个重要方向。

5 讨论与结论

5.1 蚀变及其分带与成矿

多不杂矿床蚀变系统复杂,但在平面及垂向上蚀变分带均较为明显,矿床蚀变分带剖面与平面图见图8。

从平面上看,斑岩体展布区域均发育钾硅酸盐化蚀变,以0线~7线为中心最为强烈,往外则叠加有绢英岩化及泥化蚀变,但泥化蚀变基本都以叠加钾硅酸盐化及绢英岩化带而存在,无法划分出独立的泥化带。在围岩中则大面积发育青磐岩化带,角岩化带仅作为一个小小的上部盖层而存在。因此,多不杂矿床的蚀变分带以斑岩体为中心,从内至外依次为:钾硅酸盐化带→绢英岩化带→青磐岩化带→角岩化带(图8a)。

从垂向上看,多不杂矿床垂向蚀变分带特征与平面分带特征一致,从深部至浅部依次可见钾硅酸盐化带(外缘叠加泥化蚀变与绢英岩化蚀变)→绢英岩化带(前部带叠加钾硅酸盐化蚀变,大部分叠加泥化蚀变)→青磐岩化带→角岩化带。从图8中可以看出,斑岩体的展布形态控制着钾硅酸盐化蚀变、绢英岩化蚀变及泥化蚀变,围岩控制着青磐岩化及角岩化蚀变,从斑岩体至围岩的蚀变分带非常明显(图8b~d)。

在多不杂矿床众多蚀变类型中,与成矿关系最为密切的是钾硅酸盐化带、钾硅酸盐化与绢英岩化叠加带;其次为绢英岩化与泥化叠加带、青磐岩化带。其中钾硅酸盐化带赋存了矿床约50%的铜,钾硅酸盐化、绢英岩化及泥化叠加带赋存了矿床约35%的铜,而绢英岩化与泥化叠加带因为范围较窄,但也控制了矿床约10%的铜。由此可见,绢英岩化对铜成矿的贡献也比较大,其与钾硅酸盐化带及与泥化带叠合的部位赋存了矿床45%的铜。其中,绢英岩化与钾硅酸盐化叠加带贡献最大,Cu品位最高。

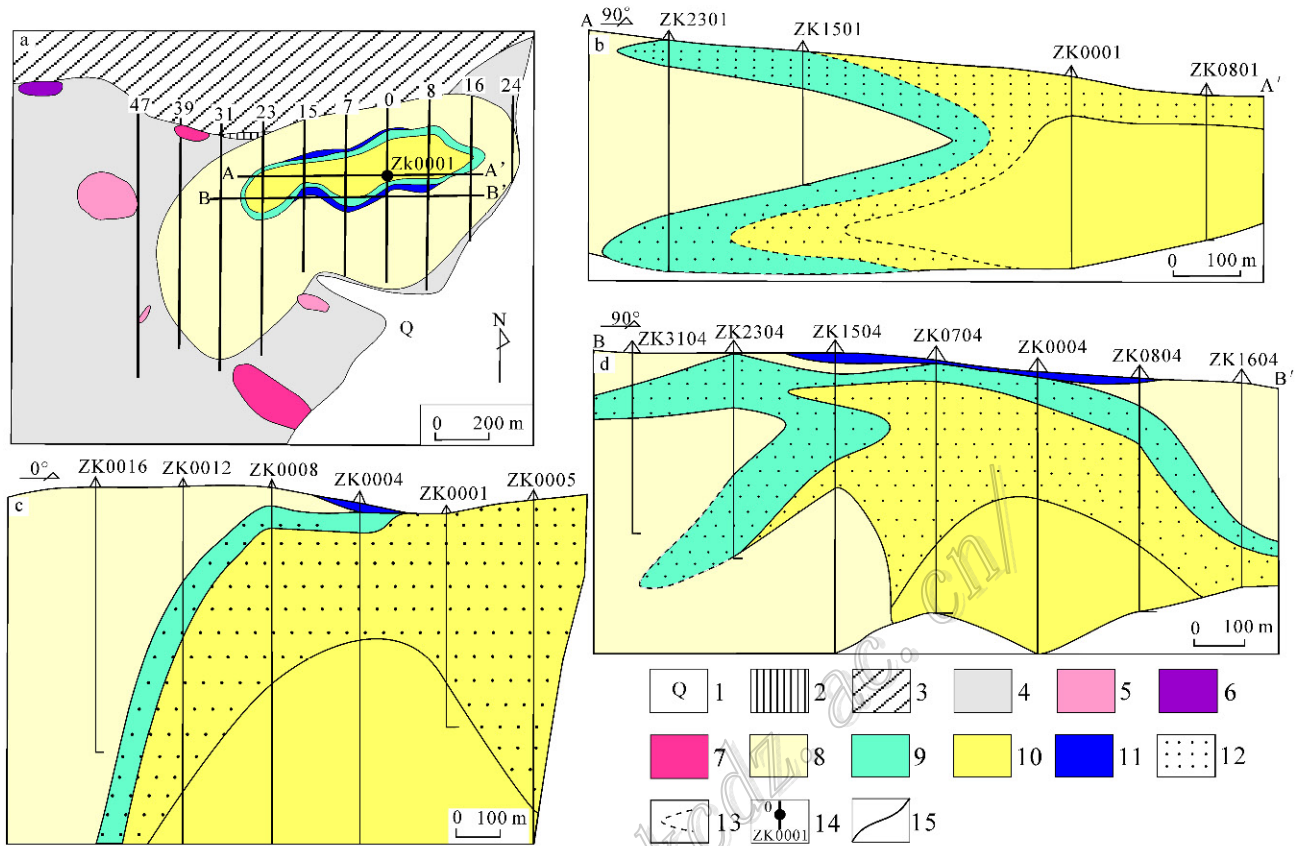


图8 多不杂矿区平面(a)、A-A'(b)、0号勘探线(c)、B-B'(d)剖面及蚀变分带图

1—第四系；2—新近系康托组；3—下白垩统美日切错组；4—下侏罗统曲色组；5—花岗岩闪长斑岩；6—辉长岩；7—辉绿岩；8—青磐岩化带；9—绢英岩化带；10—钾硅酸盐化带；11—角岩化带；12—叠加的泥化蚀变；13—推测蚀变分界线；14—勘探线、钻孔及其编号；15—地质界线

Fig. 8 Plan view (a), A-A'(b), No. 0 exploration line (c) and B-B' section (d) alteration zoning map of the Duobuza copper deposit

1—Quaternary; 2—Paleogene Cantor Formation; 3—Lower Cretaceous Meiriquiecuo Formation; 4—Lower Jurassic Quse Formation; 5—Granodiorite porphyry; 6—Gabbro; 7—Diabase; 8—Propylitization zone; 9—Phyllic zone; 10—Potassium silicified zone; 11—Hornfels zone; 12—Superposed clay alteration; 13—Inferred alteration line; 14—Exploration line, drill hole and their serial number; 15—Geological boundary

青磐岩化带范围最宽,但含矿并不是太好,其控制了矿床约5%的铜。从内至外,从浅部至深部,矿石类型具有较好分带性,在处于最内部的钾硅酸盐化带区域,浸染状及脉状铜矿石均非常发育,但总体以浸染状铜矿石为主;往外的绢英岩化带及泥化带中,则脉状铜矿石占主体地位,浸染状铜矿石相对于钾硅酸盐化带来说发育较弱;在最外部的青磐岩化带中,则基本全是脉状铜矿石。

5.2 脉体系统与成矿

在多不杂矿床中,错综复杂的脉体系统是铜的重要赋存地,矿床至少有50%的铜分布在各种各样的脉体中。在前述已识别出的5大脉体类型中,以A型脉及B型脉与成矿关系最为密切,其次为D型

脉及EB型脉。在A型脉中与成矿关系密切的主要为晚期形成的A型脉,其中以黑云母+黄铜矿脉及石英+钾长石+黄铜矿+黄铁矿脉贡献最大;在矿床已发现的B型脉中,基本所有的B型脉均与铜矿化有关,可以说矿床脉状铜矿石中有50%左右的铜是由B型脉提供的,其中以石英+黄铜矿+黄铁矿脉贡献最大,且矿床辉钼矿便赋存于B型脉中;D型脉与EB型脉贡献了矿床脉状铜矿石中约10%的铜,D型脉中石英+黄铜矿+黄铁矿细(网)脉贡献最大,EB型脉发育较少,容矿有限。

5.3 持续性高氧化流体与矿床剥蚀程度

多不杂矿床发育大量磁铁矿,斑岩体中脉状及浸染状均较为发育,靠近斑岩体的围岩中也发育大

量浸染状磁铁矿。从脉体穿插关系及矿物共生关系来看,磁铁矿属于早期形成的产物,体现矿床原始成矿流体的高温高氧化性。随着磁铁矿的大量结晶,该过程所产生出的大量还原性硫使得金属硫化物大量沉淀。但需要注意的是,磁铁矿从深部至浅部均有分布,且A型脉中重要的赋铜矿脉(磁铁矿+黄铜矿+黄铁矿脉)中黄铜矿多包裹于磁铁矿中,表明尽管磁铁矿的沉淀使得流体氧逸度发生了变化,但黄铜矿沉淀时期矿床成矿流体氧化性依然还是比较高的。且后期大量含水石膏网脉的形成更反映了矿床晚期流体依然具有较高的氧逸度,指示多不杂矿床流体具有持续性高氧化流体的特点。

多不杂矿床在平面及垂向上均具有明显的蚀变分带特征,尽管外围出现了青磐岩化带,但岩体出露地表区域已可见明显钾硅酸盐化蚀变(0线附近),表明矿床部分区域遭受了较大程度剥蚀,这与岩体侵位深度及面积密切相关。但在垂向上地表总体以泥化及绢英岩化叠加带为主,已剥蚀至钾硅酸盐化带

的区域较窄,表明矿床总体保存程度较好。

5.4 与国内外典型矿床对比

在斑岩矿床的典型蚀变分带模式中,以Lowell等(1970)的“二长岩”模式及Hollister(1978)的“闪长岩”模式最具有代表性。“二长岩”模式以斑岩体为中心向外蚀变分带可描述为:钾化带、似千枚岩化带(绢云母化带)、泥化带、青磐岩化带,相关的斑岩体主要为以花岗闪长斑岩-二长花岗斑岩为代表的钙碱性中酸性斑岩系统;“闪长岩”模式以斑岩体为中心形成钾化带,外部形成青磐岩化带,相对缺失绢英岩化带,相关的斑岩体主要为钙碱性中性岩(如闪长岩)。2种模式相应蚀变带中矿物共生组合基本一致,但代表性(主次)矿物有所差别。

将Lowell等(1970)的“二长岩”模式及Hollister(1978)的“闪长岩”模式特征、国内驱龙斑岩铜矿床及玉龙斑岩铜矿床蚀变分带特征与多不杂矿床蚀变分带及特征矿物组合进行了对比研究(表2)。从表2可以看出:①从分带上讲,多不杂斑岩铜矿床蚀变

表2 多不杂铜矿床与国内外典型矿床蚀变特征对比表

Table 2 Alteration features of the Duobuza copper deposit contrast to typical deposits both in China and abroad deposit

对比项目	“二长岩”模式	“闪长岩”模式	驱龙铜矿床	玉龙铜矿床	多不杂铜矿床
蚀变分带	从内至外依次为 钾化带→似千枚岩化带→泥化带→青磐岩化带	从内至外依次可见钾化带→绿泥石化带	从内至外依次为:钾硅酸盐化带→绢英岩化带→青磐岩化带→角岩化带(仅在局部出现)	从内至外依次为:钾硅酸盐化带→绢英岩化带→泥化带→青磐岩化带	从内至外依次为:钾硅酸盐化带→绢英岩化带→青磐岩化带→角岩化带(仅局部出现)
蚀变带矿物组合	钾化带:石英+钾长石+黑云母+绢云母;黄铜矿±斑铜矿+黄铁矿+辉钼矿 似千枚岩化带:石英+绢云母+绿泥石;黄铜矿+黄铁矿	钾化带:石英+钾长石+黑云母+绿泥石;黄铜矿+斑铜矿 绿泥石化带:石英+绿泥石+绢云母;黄铜矿+黄铁矿+磁铁矿	钾硅酸盐化带:石英+钾长石+黑云母+硬石膏;黄铜矿+斑铜矿+黄铁矿+辉钼矿 绢英岩化带:石英+绢云母;黄铜矿+黄铁矿+辉钼矿	钾硅酸盐化带:石英+钾长石+黑云母+绢云母+电气石+硬石膏;黄铁矿+黄铜矿+辉钼矿+磁铁矿 绢英岩化带:石英+绢云母;黄铜矿+辉钼矿+砷黝铜矿+方黄铜矿	钾硅酸盐化带:石英+钾长石+黑云母+绢云母±高岭石;黄铜矿+斑铜矿+黄铁矿+磁铁矿 绢英岩化叠加泥化带:石英+绢云母+高岭石;黄铜矿+黄铁矿+磁铁矿+辉钼矿
	泥化带:石英+绢云母+高岭石+绿泥石;黄铜矿+黄铁矿	—	—	泥化带:石英+绢云母+高岭石;辉钼矿+辉铜矿+孔雀石+蓝铜矿+铜蓝+黄铜矿	—
	青磐岩化带:石英+绿泥石+绿帘石+方解石;黄铁矿+黄铜矿	—	青磐岩化带:绿泥石+绿帘石+方解石+石膏+绢云母+黏土;辉钼矿+黄铜矿+黄铁矿	青磐岩化带:绿泥石+阳起石+方解石;黄铁矿±方铅矿±闪锌矿+黄铜矿	青磐岩化带:绿泥石+绿帘石+石膏+方解石;黄铜矿+黄铁矿+辉钼矿+磁铁矿
资料来源	Lowell et al., 1970	Hollister, 1978	杨志明等, 2008	唐仁鲤等, 1995	本文

注:“—”表示无资料。

分带模式总体与“二长岩”模式较为相似,但却缺失较为单独的泥化带,与“闪长岩”模式相比则可见比较独立的绢英岩化带及角闪岩化带;与国内典型斑岩铜矿相比,多不杂矿床的蚀变特征则与冈底斯成矿带上的驱龙斑岩铜矿床十分类似。②从矿物组合上讲,多不杂矿床各蚀变分带上的典型矿物组合有别于其他典型斑岩铜矿床,矿床在钾硅酸盐化带发育大量脉状、稀疏-稠密浸染状磁铁矿化,这与安第斯成矿带 Escondida 铜矿(Garza et al., 2001)、印度尼西亚 Grasberg(Macdonald et al., 1994)矿床及国内玉龙铜矿较为相似。但值得注意的是,多不杂矿床从钾硅酸盐化带至青磐岩化带均发育磁铁矿化,这是其独具特色所在。此外,多不杂矿床辉钼矿发育在绢英岩化带-青磐岩化带,在钾硅酸盐化带并不发育,既不同于“二长岩”模式,也不同于国内驱龙、玉龙等斑岩矿床,而与 Escondida 铜矿比较相似。另外,从标志性蚀变矿物上讲,多不杂矿床在钾硅酸盐化带中的典型蚀变矿物综合了“二长岩”模式与“闪长岩”模式的特点,其钾长石与黑云母均较发育,但钾长石化相对更为广泛,该特点与驱龙铜矿比较相似;而在青磐岩化带,同其他典型斑岩铜矿相比,绿泥石及绿帘石比较发育,但方解石发育较少。值得注意的是,在青磐岩化带发育大量网脉状石膏,在网脉状石膏所形成的“网格”中发育大量稀疏-稠密浸染状磁铁矿,这是多不杂矿床不同于其他矿床的地方,观察发现该磁铁矿的形成与石膏脉的形成并不是同一期形成的,石膏网脉中并不含磁铁矿(图 7D、G),磁铁矿属于早期高温高氧化流体形成,而含水石膏网脉是后期低温高氧化流体作用的产物。

综上所述,多不杂铜矿床同大多数斑岩矿床一样具有典型的斑岩型矿床蚀变特征,蚀变强烈且分带性明显,造成多不杂矿床蚀变与矿物组合的特殊性归因于岩体-围岩-流体性质的综合因素。多不杂矿床的独有特征表现为大量分布的石膏脉及浸染状、脉状磁铁矿,二者从岩体至围岩均有分布。磁铁矿的大量产出可能主要与矿床高温高氧化流体密切相关,另一方面,角闪石黑云母化过程中析出的铁对于磁铁矿的大量产出也具有一定的贡献,正是因为存在着磁铁矿的大量结晶,所产生的还原性硫促使了矿床金属硫化物的大量沉淀。大量分布的石膏网脉是区别于其他斑岩矿床的另一特色,多不杂矿床在围岩中出现大量后期无矿含水石膏网脉,除矿床本身高氧化流体的作用外,大量金属硫化物的沉淀

使得流体演化过程中氧逸度的变化也是形成该网脉的关键控制因素之一。

5.5 找矿方向探讨

多不杂铜矿床属于斑岩型矿床已毫无争议,前述研究已表明,矿床已出露较为强烈的钾化带,且含矿性较好,那么,该钾硅酸盐化带是否就是矿体底部呢?智利 Esperanza 矿床的成功勘查表明,在富金斑岩铜矿床中,在深部可能会发育有含矿和不含矿的钾质蚀变带两种类型,而过去只在相对较浅的地方发现有含矿钾质蚀变带,这为更深的钻孔勘查提供了理论依据(Perelló et al., 2004),且在这类矿床中,丰富的热液磁铁矿是潜在的富金斑岩铜矿的良好指示剂(Vila et al., 1991)。多不杂矿床现今施工钻孔多数仅在 500 m 内,揭示斑岩体处于矿化较好的钾硅酸盐化蚀变带,且发育大量热液磁铁矿,暗示深部矿体存在连续的较大可能性,深部可能保存有以钠长石-磁铁矿为组合的 Na-Ca 蚀变核。因此,以斑岩体侵位中心为目标的深部勘查工程布置是具有经济与研究双重价值的。此外,新近勘查成果表明,在 39 线上钻孔揭示依然存在不连续矿化,表明矿体往西具有延伸的趋势。而矿床西边则是著名的波龙斑岩铜矿床,这种矿床呈串珠似的分布与智利北部的 El Indio-Maricunga 和秘鲁北部的 Cajamarca-Huaraz 一带勘探到的呈串珠状分布的富金斑岩型矿床十分相似(Sillitoe, 2008),多不杂矿区与波龙矿区紧邻,二者在深部或较深部是否属于统一的岩浆系统是下一步勘查工作的重要方向。

志 谢 笔者在野外工作及文稿撰写过程中得到了西藏地质五队代克刚工程师、李彦波工程师、卫鲁杰工程师;西藏金龙矿业股份有限公司孙兴国高级工程师;中国科学院地质与地球物理研究所李光明老师的指导与帮助。此外审稿专家对本文提出了宝贵的修改意见,在此一并表示最诚挚的感谢!

参考文献/References

- 陈华安,祝向平,马东方,黄翰霄,李光明,李玉彬,李玉昌,卫鲁杰,刘朝强. 2013. 西藏波龙斑岩铜金矿床成矿斑岩年代学、岩石化学特征及其地质意义[J]. 地质学报, 87(10): 1-19.
- 耿全如,潘桂荣,王立全,彭智敏,张 璋. 2011. 班公湖-怒江带、羌塘地块特提斯演化与成矿地质背景[J]. 地质通报, 30(8): 1261-1274.

- 李光明,段志明,刘 波,张 晖,董随亮,张 丽. 2011. 西藏班公湖-怒江带北缘多龙地区侏罗纪增生杂岩的特征及意义[J]. 地质通报,30(8):1256-1260.
- 李光明,李金祥,秦克章,张天平,肖 波. 2007. 西藏班公湖带多不杂超大型富金斑岩铜矿的高温高盐高氧化成矿流体:流体包裹体证据[J]. 岩石学报,23(5):935-952.
- 李金祥,李光明,秦克章,肖 波. 2008a. 班公湖带多不杂富金斑岩铜矿床斑岩-火山岩的地球化学特征与时代:对成矿构造背景的制约[J]. 岩石学报,24(3): 531-543.
- 李金祥,秦克章,李光明,肖 波,张天平,雷晓光. 2008b. 西藏班公湖带多不杂富金斑岩铜矿床中金红石的特征及其意义[J]. 矿床地质,27(2): 209-219.
- 李玉彬,多 吉,钟婉婷,李玉昌,强巴旺堆,陈红旗,刘鸿飞,张金树,张天平,徐志忠,范安辉,索朗旺钦. 2012. 西藏改则县多不杂斑岩型铜金矿床勘查模型[J]. 地质与勘探,48(2):274-287.
- 吕立娜. 2012. 西藏班公湖-怒江成矿带西段富铁与铜(金)矿床模型(硕士论文)[D]. 导师:赵元艺. 中国地质科学院. 1-223.
- 潘桂棠,王立全,朱弟成. 2004. 青藏高原区域地质调查中几个重大科学问题的思考[J]. 地质通报,23(1):12-19.
- 曲晓明,辛洪波,杜德道,陈 华. 2012. 西藏班公湖-怒江缝合带中段碰撞后A型花岗岩的时代及其对洋盆闭合时间的约束[J]. 地球化学,41(1):1-14.
- 余宏全,李进文,丰成友,马东方,潘桂棠,李光明. 2006. 西藏多不杂斑岩铜矿床高温高盐度流体包裹体及其成因意义[J]. 地质学报,80(9):1434-1448.
- 余宏全,李进文,马东方,李光明,张德全,丰成友,屈文俊,潘桂棠. 2009. 西藏多不杂斑岩铜矿床辉钼矿 Re-Os 和铅石 U-Pb SHRIMP 测年及地质意义[J]. 矿床地质,28(6):737-746.
- 唐菊兴,孙兴国,丁 帅,王 勤,王艺云,杨 超,陈红旗,李彦波,李玉彬,卫鲁杰,张 志,宋俊龙,杨欢欢,段吉琳,高 轲,方 向,谭江云. 2014. 西藏多龙矿集区发现浅成低温热液型铜(金银)矿床[J]. 地球学报,35(1):6-10.
- 唐仁鲤,罗怀松. 1995. 西藏玉龙斑岩铜(钼)矿带地质[M]. 北京:地质出版社. 1-320.
- 王 勤,唐菊兴,方 向,林 彬,王艺云,杨欢欢,杨 超,李彦波,卫鲁杰,孙兴国,冯 军. 2014. 西藏多龙矿集区荣那地区安山岩铅石 U-Pb 年代学、岩石地球化学特征及岩石成因[J]. 中国地质,待刊.
- 吴德新,赵元艺,刘朝强,徐 虹,李玉昌,李玉彬,雷晓光. 2012. 西藏多不杂矿集区斑岩铜矿地球化学指标研究[J]. 地球学报,33(2):185-196.
- 杨志明,侯增谦,宋玉财,李振清,夏代祥,潘凤雏. 2008. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床:地质、蚀变与成矿[J]. 矿床地质,27(3):279-318.
- 周 玉,多 吉,温春齐,费光春,张 贻. 2013. 西藏波龙铜矿床 S、Pb 同位素地球化学特征[J]. 矿物岩石,33(2):43-49.
- 祝向平,陈华安,马东方,黄瀚霄,李光明,李玉彬,李玉昌. 2011. 西藏波龙斑岩铜金矿床的 Re-Os 同位素年龄及其地质意义[J]. 岩石学报,27(7):2159-2164.
- 祝向平,陈华安,马东方,黄瀚霄,李光明,卫鲁杰,刘朝强. 2012. 西藏多不杂斑岩铜金矿床地质与蚀变[J]. 地质与勘探,48(2):199-206.
- Arancibia O N and Clark A H. 1996. Early magnetite-amphibole-plagioclase alteration-mineralization in the Island copper porphyry copper-gold-molybdenum deposit, british columbia[J]. Econ. Geol., 91: 402-438.
- Bouzari F and Clark A H. 2006. Prograde evolution and geothermal affinities of a major porphyry copper deposit: The cerro colorado hypogene protore, iregion, northern Chile[J]. Econ. Geol., 101: 95-134.
- Cannell J, Cooke D R, Walshe J L and Stein H. 2005. Geology, mineralization, alteration, and structural evolution of the EI teniente porphyry Cu-Mo deposit[J]. Econ. Geol., 100:979-1003.
- Dilles J H and Einaudi M T. 1992. Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada-a 6-km vertical reconstruction[J]. Econ. Geol., 87: 1963-2001.
- Garza R A P, Titley S R and Francisco P B. 2001. Geology of the escondida porphyry copper deposit, antofagasta region, Chile[J]. Econ. Geol., 96: 307-324.
- Gustafson L B and Hunt J P. 1975. The porphyry copper deposit at EI salvador, Chile[J]. Econ. Geol., 70: 857-912.
- Gustafson L B and Quiroga G J. 1995. Patterns of mineralization and alteration below the porphyry copper orebody at EI Salvador, Chile [J]. Econ. Geol., 90: 2-16.
- Hedenquist J W, Arribas A J and Reynolds T J. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines[J]. Econ. Geol., 93: 373-404.
- Hollister V F. 1978. Geology of the porphyry copper deposits of the Western Hemisphere [M]. New York: Soc Mining Engineers AIME, 219.
- Hunt J P, Bratt J A and Marquardt J C. 1983. Quebrada Blanca, Chile: An enriched porphyry copper deposit[J]. Mining Engineering, 35: 636-644.
- Li G M, Li J X, Qin K Z, Duo J, Zhang T P, Xiao B and Zhao J X. 2011. Geology and hydrothermal alteration of the Duobuza gold-rich porphyry copper district in the Bangongco metallogenetic belt, North-

- western Tibet[J]. *Resource Geology*, 62(1): 99-118.
- Lowell J D and Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper deposits[J]. *Econ. Geol.*, 65: 373-408.
- Macdonald G D and Arnold L C. 1994. Geological and geochemical zoning of the Grasberg igneous complex, Irian, Jaya, Indonesia[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 50: 145-178.
- Masterman G J, Cooke D R, Berry R F, Walshe J L, Lee A W and Clark A H. 2005. Fluid chemistry, structural setting, and emplacement history of the Rosario Cu-Mo porphyry and Cu-Ag-Au epithermal veins, Collahuasi district, northern Chile[J]. *Econ. Geol.*, 100: 835-862.
- Meyer C and Hemley J J. 1967. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*[M]. New York, Holt, Rinehart and Winston, 166-235.
- Perelló J A, Fleming J A, O' Kane K P, Burt P D, Clarke G A, Himes M D and Reeves A T. 1995. Porphyry copper-gold-molybdenum deposits in the Island Copper cluster, northern Vancouver Island, British Columbia[J]. *Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum Special Volume*, 46: 214-238.
- Perelló J A, Brockway H and Martini R. 2004. Discovery and geology of the Esperanza porphyry copper-gold deposit, Antofagasta Region, northern Chile[J]. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 11: 167-186.
- Pollard P J and Taylor R G. 2002. Paragenesis of the Grasberg Cu-Au-Ag deposit, Irian Jaya, Indonesia: Results from logging section 13[J]. *Mineralium Deposita*, 37: 117-136.
- Redmond P B, Landtwing M R and Einaudi M T. 2001. Cycles of porphyry dike emplacement, veining, alteration and mineralization in the Bingham porphyry Cu-Au-Mo deposit[J]. *Joint Biennial SGA-SEG Meeting*, 6th, Kraków, Poland. 2001. *Proceedings*, 473-476.
- Schwartz G M. 1947. Hydrothermal alteration in the porphyry copper deposits[J]. *Econ. Geol.*, 42: 319-352.
- Seedorff E, Dilles J H, Proffett J M, Einaudi M T, Zurcher L, Stavast W J A, Johnson D A and Barton M D. 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features[J]. *Econ. Geol.*, 100th anniversary, 251-298.
- Sillitoe R H. 2000. Gold-rich porphyry deposits: Descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery[J]. *Reviews in Econ. Geol.*, 13: 315-345.
- Sillitoe R H. 2008. Major gold deposits and belts of the North and South American Cordillera: Distribution, tectonomagmatic settings, and metallogenic considerations[J]. *Econ. Geol.*, 103: 663-687.
- Sillitoe R H. 2010. Porphyry copper systems[J]. *Econ. Geol.*, 105: 3-41.
- Vila T and Sillitoe R H. 1991. Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile[J]. *Econ. Geol.*, 86: 1238-1260.