

文章编号: 0258-7106 (2012) 01-0094 17

# 德兴铜厂斑岩铜矿脉体类型、分布规律及其对成矿的指示意义\*

王翠云<sup>1</sup>, 李晓峰<sup>2</sup>, 肖 荣<sup>1</sup>, 杨 锋<sup>1</sup>, 王增科<sup>3</sup>, 朱小云<sup>3</sup>

(1 桂林理工大学地球科学学院, 广西 桂林 541004; 2 矿床地球化学国家重点实验室, 中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002; 3 江西铜业股份有限公司德兴铜矿, 江西 德兴 334224)

**摘 要** 德兴铜矿是中国东部重要的大型斑岩铜矿, 由朱砂红、铜厂和富家坞等 3 个矿床组成。在详细的野外脉体填图基础上, 文章把德兴铜厂斑岩铜矿的成矿脉体划分为 A 脉、B 脉、D 脉和 H 脉等 4 种类型。研究发现, A 脉的形成与钾化蚀变有关, 脉体不规则且不连续, 以粒状石英±钾长石±黑云母±磁铁矿±少量黄铁矿±少量黄铜矿的矿物组合为特征; B 脉的形成与钾质硅酸盐水解有关, 脉体较规则且连续, 以石英±辉钼矿±黄铜矿±黄铁矿的矿物组合为特征, 石英颗粒呈典型的梳状或长柱状对称于脉壁生长; D 脉的形成与石英-绢云母化蚀变有关, 以黄铁矿±石英±黄铜矿的矿物组合为特征, 脉壁发育绢云母晕; H 脉的形成与碳酸盐化有关, 以方解石±赤铁矿±黄铁矿±黄铜矿的矿物组合为特征。这 4 种脉体分别记录了成矿流体演化至不同阶段, 热液蚀变作用的特点及其与 Cu-Mo 硫化物沉淀的关系。脉体的宽度-间距定量统计分析表明, 脉体宽度( $T$ )服从于幂次分布定律; 脉体间距( $S$ )服从于负指数分布或介于对数正态分布与负指数分布之间。脉体宽度分维值  $D$  值(0.91~1.35)普遍>1, 反映脉体系统的连通性较差, 矿化程度较弱。脉体间距变差系数  $C_v$  值(0.49~0.92)均<1, 说明脉体簇生聚集程度较低, 矿化程度较弱; 处于脉体聚集中心的脉体, 代表着热液流体运移的通道, 制约着其他脉体的展布。

**关键词** 地质学; 脉体类型; 脉体宽度; 脉体间距; Cu-Mo 矿化作用; 斑岩铜矿; 铜厂; 德兴

中图分类号: P618.41

文献标志码: A

## Types and distribution of veins in Tongchang porphyry copper deposit, Dexing, Jiangxi Province

WANG CuiYun<sup>1</sup>, LI XiaoFeng<sup>2</sup>, XIAO Rong<sup>1</sup>, YANG Feng<sup>1</sup>, WANG ZengKe<sup>3</sup> and ZHU XiaoYun<sup>3</sup>

(1 Institute of Geology, Guilin University of Technology, Guilin 541004, Guangxi, China; 2 State Key Laboratory for Geochemistry Research, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, Guizhou, China;

3 Dexing Copper Mine, Jiangxi Copper Co. Ltd., Dexing 334224, Jiangxi, China)

### Abstract

The Dexing copper ore district is composed of Zhushahong, Tongchang and Fujiawu ore deposits. Based on systematic field observation of veins, the authors divided the veins in the Tongchang porphyry copper deposit into four types: A, B, D and H, which have recorded the evolution of ore fluids. The A-type veins related to primarily K-feldspathization are irregular and slightly mineralized, characterized by quartz±K-feldspar±biotite±magnetite with minor pyrite and chalcopyrite; the B-type veins whose symmetrical pectinate quartz is vertical to

\* 本文得到国家自然科学基金项目(40872065)、中国科学院“百人计划”项目的资助

第一作者简介 王翠云, 女, 1988 年生, 硕士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: wang1988cuiyun@163.com

通讯作者 李晓峰, 男, 研究员。x-f-li@hotmail.com

收稿日期: 2011-05-20; 改回日期: 2011-08-09。张绮玲编辑。

the vein wall are enriched in chalcopyrite and molybdenite, related to hydrolysis of potassium silicate and characterized by quartz  $\pm$  molybdenite  $\pm$  chalcopyrite  $\pm$  pyrite; the D-type veins related to sericitization are enriched in pyrite with sericite halos; the latest hypothermal H-type veins related to carbonatization are characterized by calcite  $\pm$  hematite  $\pm$  pyrite  $\pm$  chalcopyrite. A statistical analysis of the thickness distribution of veins in the Tongchang porphyry copper deposit indicates that vein thickness data conform to the power-law distribution whereas the spatial distribution of veins follows a negative exponential law or a law between the negative exponential and log-normal. The fractal dimension  $D$  relative to the linkage of vein systems reflects the mineralization rate. The fractal dimension  $D$  (0.91~1.35) is high, which indicates poorly-connected systems and weak mineralization. The  $C_v$  coefficient (0.49~0.92) is low, which indicates a bad clustered organization of the veins and weak mineralization. The veins located in the clustering center as the function of channel ways for ore fluids are thicker and control the development of vein systems.

**Key words:** geology, vein type, vein thickness, vein spatial distribution, Cu-Mo mineralization, porphyry copper deposit, Dexing, Jiangxi Province

斑岩型矿床是世界上 Cu、Mo 等金属的主要来源,其成因研究一直受到矿床学界的高度关注。近几十年来,对斑岩型铜钼矿床的研究较为深入,尤其在岩石地球化学特征、蚀变-矿化特征、成矿物质来源、成矿流体演化等方面取得了重要的研究成果 (Lowell et al., 1970; Gustafson et al., 1975; Hollister, 1974; Eastoe, 1983; Dilles, 1987; Dilles et al., 1992; Hedenquist et al., 1998; Ulrich et al., 2001a; 2001b; Proffett, 2003; Seedorff et al., 2004a; 2004b); 而对与成矿作用相关的脉体的研究却相对较少。Meyer (1967) 较早在美国 Butte 斑岩铜矿主成矿阶段首次鉴别出 EDM 脉, 随后, Gustafson 等 (1975) 把智利 El Salvador 斑岩铜矿中的脉体分为 A、B、D 等 3 种类型, Clark 于 1993 年增加了 M 脉; Gustafson 等于 1995 年增加了早期的黑云母脉 (EB) 和 C 脉; Muntean 等 (2000) 在智利 Maricunga 成矿带的斑岩金矿中划分出了带状的石英网脉。然而, 上述成矿脉体的研究大多数仅限于脉体的矿物学特征及其分类方面, 而 Gruen 等 (2010) 在美国 Bingham Canyon 斑岩铜钼金矿床成矿脉体分类的基础上, 通过统计各类脉体的产出状态, 反演出矿床形成的应力机制演化过程; 随后, Redmond 等 (2010) 也在美国 Bingham Canyon 斑岩铜钼金矿床鉴别出黑云母脉、EDM 脉、A 型石英脉、石英辉钼矿脉、石英绢云母黄铁矿脉等 5 种脉体, 并探讨了成矿流体演化与成矿的关系。

德兴斑岩铜矿田由朱砂红、铜厂及富家坞 3 个矿床组成, 其中铜厂矿区的 Cu 储量最大, Au 和 Mo 也有较大工业价值。从 20 世纪 80 年代开始, 人们

对德兴斑岩铜矿床的地质特征 (包括岩体地球化学特征、控矿-导矿构造、围岩地层、蚀变-矿化特征)、成矿流体起源、演化及沉淀机制、成矿物质来源、成矿构造背景等进行了较为系统、详细的研究, 并在某些方面达成了一定的共识, 如德兴含矿斑岩体的成岩物质为壳-幔混合来源, 成矿物质主要来自花岗闪长斑岩岩体, 少部分可能来自围岩, 成矿流体除主要来源于高温岩浆外, 深部围岩的非岩浆流体和大气降水也有不同比例的介入 (朱训等, 1983; 芮宗瑶等, 1984; 朱金初等, 2002; 金章东等, 2002; 钱鹏等, 2003; 2006), 但在成岩成矿大地构造背景和含矿斑岩成因等方面还存在很大的分歧 (朱训等, 1983; 华仁民等, 2000; 王强等, 2004; 侯增谦等, 2007; 蒋少涌等, 2008)。与成矿脉体相关的研究相对较少且大多集中于成矿脉体的矿物组合、地球化学等特征。姚春亮等 (2005) 通过对 Q1 型和 Q2 型石英脉的地球化学对比, 认为两种类型石英脉是由演化程度不同的岩浆分异出的流体形成的, 两期流体的矿化特性不同。Li 等 (2007) 较早地对斑岩铜矿的脉体进行了研究, 并在德兴斑岩铜矿中鉴别出 A、B、D 和 H 等 4 种类型脉体, 这 4 种脉体分别代表了不同蚀变和矿化阶段及铜钼硫化物的沉淀。潘小菲等 (2009) 在德兴铜厂斑岩铜矿主成矿阶段鉴别出 A 脉、B 脉、D 脉, 并通过对不同类型脉体的流体包裹体的研究推演出不同矿化蚀变阶段的成矿物理化学条件与成矿流体的演化过程。关于脉体的几何特征定量评价分析方面几乎没有人做工作。国外学者认为斑岩铜矿脉体的几何特征遵循一定的统计分布规律, 并对成矿具有指示意义 (Long et al., 1985;

Ledesert, 1993; Clark et al., 1995; Bour et al., 1999; Bour, 2002; Bonnet et al., 2001; Roberts et al., 1998; 1999; Monecke et al., 2001; Andre et al., 2007)。

在野外脉体填图的基础上, 本文通过对德兴铜厂斑岩铜矿不同类型脉体的矿物组合、热液蚀变及其与  $\text{Cu-Mo}$  成矿作用的关系等方面的研究, 划分了德兴铜厂斑岩铜矿成矿脉体的类型, 并利用分维学原理及研究方法对约 800 条脉体进行统计, 定量评价了不同类型脉体的宽度特征、间距特征, 探讨了成矿脉体分布规律及其对  $\text{Cu-Mo}$  成矿作用的指示意义。

## 1 区域地质背景

德兴斑岩铜矿位于赣东北深大断裂的北西侧, 该断裂是九岭地体和怀玉地体于新元古代时期的碰撞拼合带。德兴地区的基本构造格架主要由赣东北深大断裂带(由花桥构造杂岩带及茅桥蛇绿岩剪切带组成)、乐安江深大断裂带以及泗洲庙复式向斜三者构成(图 1)。该区主要出露一套新元古界双桥山群板状千枚岩、千枚岩和变质沉凝灰岩, 少量水云母板岩等浅变质岩。该区的岩浆活动相对来说比较简单, 主要集中在晋宁期和燕山期这 2 个阶段, 前者以超基性、基性、中基性侵入-喷出岩为主; 后者则以中酸性侵入岩和火山碎屑岩为特色, 岩石类型主要有花岗闪长斑岩、石英闪长玢岩、石英斑岩、英安斑岩和黑云母花岗岩等。伴随着燕山期大规模岩浆作用, 在德兴地区形成了 2 种不同类型、与岩浆岩有关的矿床: 一种是与花岗闪长斑岩有关的斑岩  $\text{Cu-Mo-Au}$  矿床; 另一种是与陆相次火山岩有关的  $\text{Cu-Au-Pb-Zn-Ag}$  (李晓峰等, 2012)。

德兴斑岩铜矿的形成主要与侏罗纪花岗闪长斑岩[锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为  $(171 \pm 3) \text{ Ma}$ , 王强等, 2004]有关, 由铜厂、富家坞、朱砂红 3 个似筒状岩株组成, 出露面积分别为  $0.73 \text{ km}^2$ 、 $0.2 \text{ km}^2$ 、 $0.06 \text{ km}^2$ , 它们沿北西西( $300^\circ$ )方向略呈左形侧列分布(图 2)。单个岩体均向北西方向倾伏, 倾伏角  $40 \sim 70^\circ$ 。3 个岩体分别形成 3 个斑岩矿床。已探明  $\text{Cu}$  储量为  $832 \text{ Mt}$ , 平均品位为  $0.45\%$ ;  $\text{Mo}$  储量为  $28.7 \text{ Mt}$ , 平均品位为  $0.01\%$ 。

## 2 矿床地质概况

铜厂矿床位于德兴斑岩铜(钼)矿田的中部(图 2), 铜厂斑岩铜矿床  $\text{Cu-Mo}$  矿化主要与中侏罗世花岗闪长斑岩密切相关。花岗闪长斑岩为斑状结构, 块状构造。斑晶主要为自形晶板状中长石, 其次为自形和半自形柱状普通角闪石、黑云母和板状钾长石及少量的熔蚀浑圆状石英。基质呈微粒他形粒状结构, 主要由更长石、石英、钾长石及少量普通角闪石和黑云母组成。副矿物主要是磁铁矿、磷灰石、金红石、榍石、独居石、钛铁矿和锆石等。从早到晚, 随着岩浆-热液系统的演化, 铜厂斑岩成矿系统可分为 4 个热液蚀变带: 钾化带、绿泥石-伊利石化带、石英-绢云母化带和碳酸盐化带。主要铜矿体产于斑岩体顶部及浅部内外接触带中, 空间形态呈倾向北西的空心筒状, 平面上呈环形, 产状基本与斑岩岩株相一致。矿体规模大, 形态完整, 上接触带宽度稳定, 垂直延伸超过  $1000 \text{ m}$ , 矿筒的最大外直径可达  $2500 \text{ m}$ , 未矿化空心核直径为  $400 \sim 700 \text{ m}$ 。斑岩中矿体的规模和矿化品位均小于围岩中的铜矿体, 两者储量之比约为  $1:2$  (朱训等, 1983)。铜厂铜矿脉石矿物以石英、绢云母、绿泥石为主, 其次为碳酸盐、硫酸盐等; 矿石矿物以黄铁矿最多, 黄铜矿和辉钼矿次之, 再次之为砷黝铜矿和斑铜矿等。铜厂铜矿  $\text{Cu}$  储量  $524 \text{ Mt}$ , 品位  $0.454\%$ ;  $\text{Mo}$  储量  $12.045 \text{ Mt}$ , 品位  $0.0114\%$ ;  $\text{Au}$  储量  $18.98 \text{ t}$ , 品位  $0.18 \times 10^{-6}$ ;  $\text{Ag}$  储量  $1238 \text{ t}$ , 品位  $1.17 \times 10^{-6}$ 。

## 3 脉体测量和数据分析

斑岩铜矿不同类型脉体宽度及间距具有一定的统计分布规律, 说明热液流体运移方向具有一定的优选性, 而非随机的 (Long et al., 1985; Ledesert, 1993; Bour et al., 1999; Bour, 2002)。相互连通的裂隙系统的分布往往遵从某些统计分布规律, 如幂率分布规律、对数正态分布规律、负指数分布规律 (Bonnet et al., 2001)。因此, 脉体数理统计分析不仅是了解脉体几何分布特征与脉体形成生长机制间关系的有效途径 (Clark et al., 1995; Roberts et al., 1998; 1999; Monecke et al., 2001), 而且可以说明斑岩铜矿成矿作用过程中裂隙系统扩展生长情况 (Velde et al., 1991)。

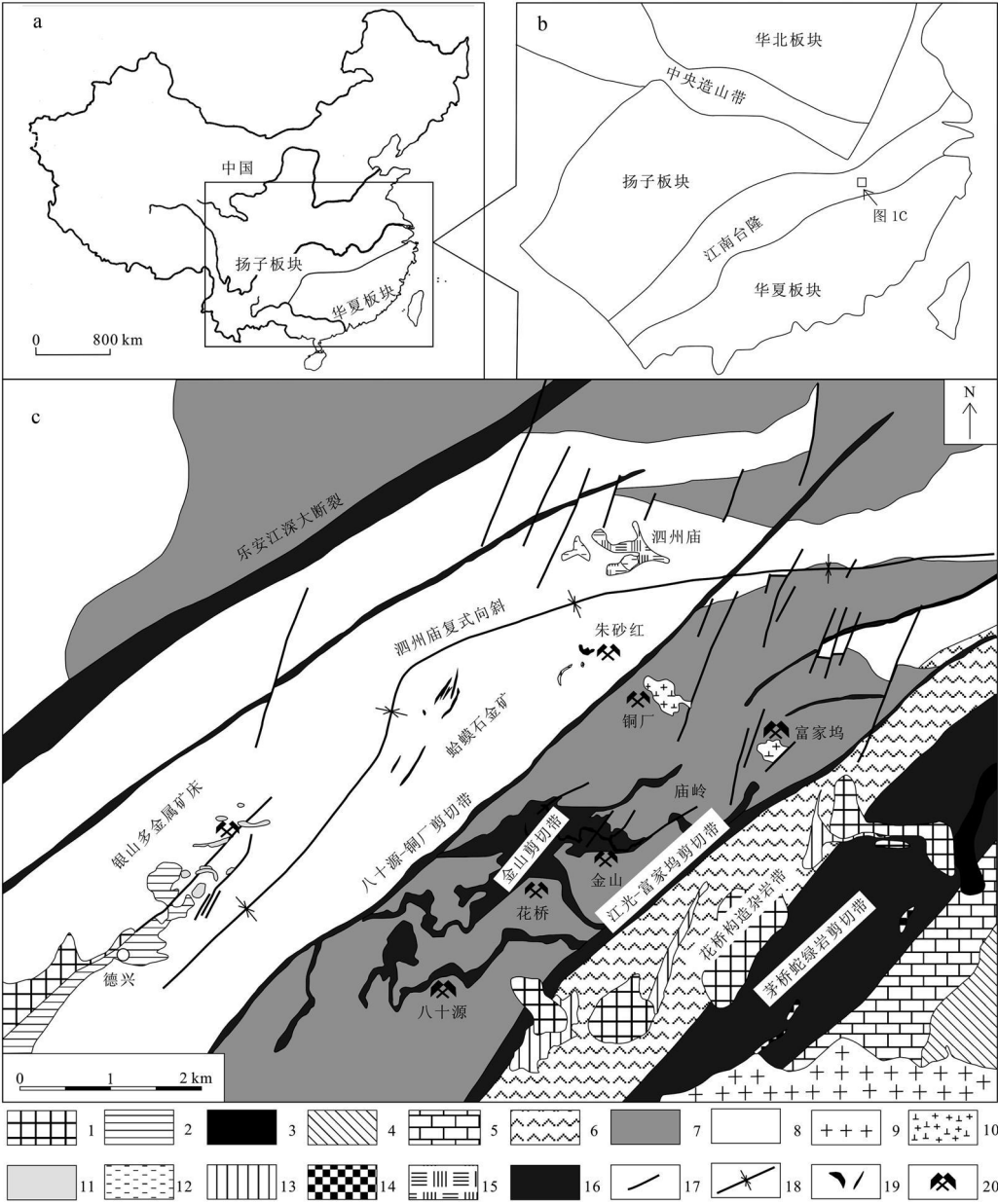


图 1 江西德兴斑岩铜矿地质简图(据江西省有色地质勘查四队, 1996<sup>①</sup>修改)  
1—白垩系石溪组砂砾岩; 2—侏罗系鹅湖岭组砾岩; 3—侏罗系林山组石英砂岩、泥页岩; 4—寒武系河塘组硅质板岩、页岩; 5—南华系志堂组变余凝灰岩、板岩; 6—新元古界登山群组凝灰质板岩、砂质板岩; 7—新元古界双桥山下亚群千枚岩、泥砂质板岩; 8—新元古界双桥山上亚群千枚岩、板岩; 9—中侏罗世花岗岩; 10—中侏罗世花岗岩闪长岩; 11—早侏罗世英安斑岩、石英斑岩; 12—古元古代辉石闪长岩; 13—新元古代变碧角闪岩; 14—新元古代超铁镁质岩; 15—新元古代变余角闪辉石岩; 16—剪切带; 17—断裂; 18—复式向斜; 19—金矿脉; 20—矿床

Fig. 1 Regional geological map of the Dexing porphyry copper deposit, Jiangxi Province (modified after No. 4 Geological Party of Jiangxi Nonferrous Geological Exploration)

1—Cretaceous Shixi Formation sandy conglomerate; 2—Jurassic Ehuling Formation breccia; 3—Jurassic Linshan Formation quartz sandstone, shale; 4—Cambrian Hetang Formation siliceous slate, shale; 5—Zhitang Formation of Nanhua system blasto-tuff, slate; 6—Neoproterozoic Dengshan Formation tuffaceous slate, sandy slate; 7—Lower Neoproterozoic Shuangqiaoshan Group phyllite, shale; 8—Upper Neoproterozoic Shuangqiaoshan Group phyllite, arenopelitic shale; 9—Middle-Late Jurassic biotite granite; 10—Middle Jurassic granodiorite; 11—Early Jurassic dacite porphyry and quartz porphyry; 12—Paleoproterozoic pyroxenite diorite; 13—Neoproterozoic metaspilite keratophyre; 14—Neoproterozoic ultramafic rock; 15—Neoproterozoic blasto-amphibolite pyroxenite; 16—Shear zone; 17—Fault; 18—Composite syncline; 19—Gold ore veins; 20—Ore deposit

① 江西省有色地质勘查四队, 1996. 江西德兴市新营-花桥金矿概查地质报告. 24-28. 内部资料.

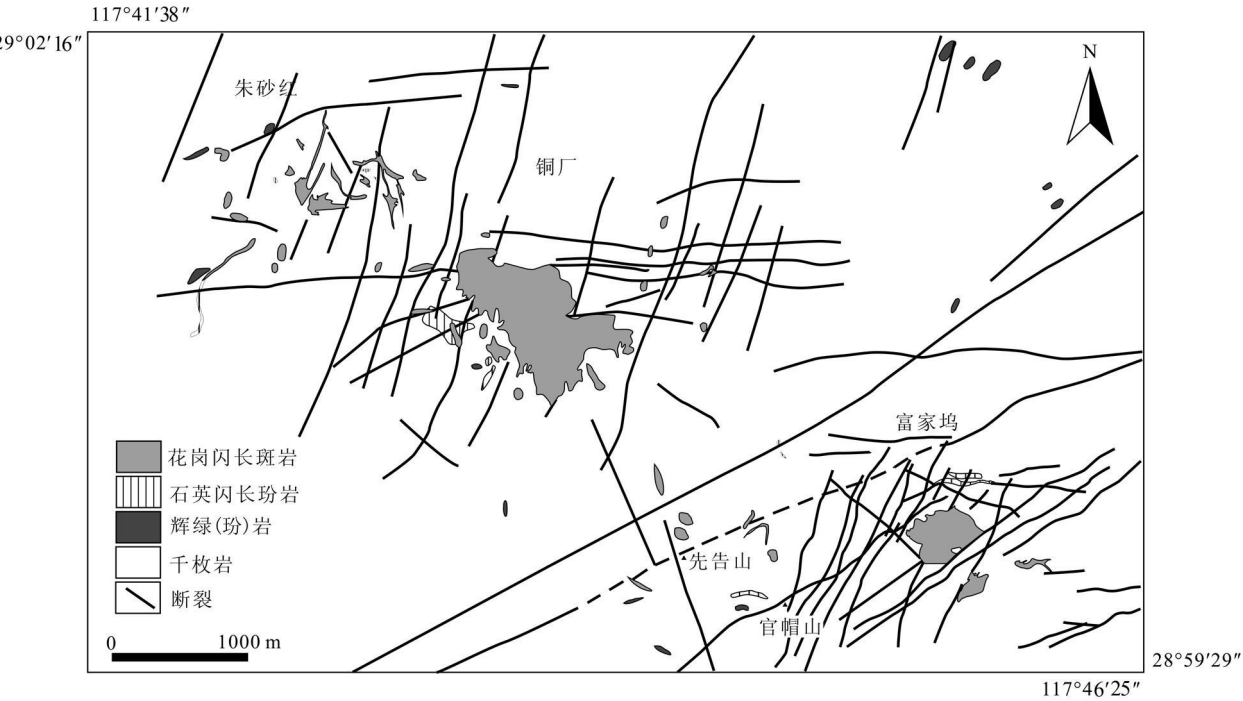


图 2 德兴铜厂斑岩铜矿床地质图( 据朱训等,1983 修改)

Fig. 2 Geological map of the Tongchang porphyry copper deposit in Deying area ( modified after Northeast Jiangxi Geological General Party, Jiangxi Bureau of Geology and Mineral Exploration, 2010)

3.1 脉体测量

本次成矿脉体统计测量工作主要围绕开采台阶进行,共选取 20 个测点,对露头岩石中不同矿物组合石英-硫化物脉体、氧化物脉体进行产状测量,其中除 2、3、5、7、11 号测点位于斑岩体内,其余测点均分布在围岩千枚岩中(图 3)。用相关软件对各个测量点的脉体进行了赤平投影投图。另外,沿岩体中心—内接触带—外接触带选取 5 个易于观测的露头(1、2、3、10、15 号点),对脉体进行一维数据的测量与分析,利用近垂直于脉体产状的剖面线(参考线)对脉体进行系统的研究和测量统计(图 4),如:脉体产状、宽度、充填物等,各露头点脉体统计数( $n$ )范围值为 83~ 338 条,参考线长度为 3.97~ 20.50 m,脉体数量总计达 800 条(表 1),用其所处的高程值命名测量面(由于 25 m 测量面所处地形的限制,将其分成两部分来测量统计)。

此外,本次工作还对发育于岩体和围岩中的节理进行了测量。在正在开采的矿坑(图 5)各级台阶选取了 19 个测点进行节理产状测量,测点应尽量围绕花岗闪长岩岩体分布,每个点测 40~ 100 个产状,共计 1790 个。其中的 1、5 号测点在斑岩体内,其余

点均分布在围岩千枚岩中,所测节理均为无矿物填充的干裂隙,并用相关软件作出了测量点的节理走向玫瑰花图。

3.2 数据分析

前人研究表明:大部分裂隙和脉簇空间分布集中,其脉体宽度( $T$ )与聚集频度数( $N_T$ )对数图多数呈幂率分布。对于线形横剖面而言,根据非线性理论的分维理论和方法,测量尺度( $T$ )与大于该尺度的脉体总条数( $N_T$ )服从幂级定律(McCaffrey et al., 1996; Gillespie et al., 1999; Andre et al., 2007):

$$N_T = CT^{-D} \tag{1}$$

将式 1 方程两侧同时进行对数化得:

$$\lg N_T = \lg C - D \lg T \tag{2}$$

式(1)、式(2)中: $N_T$ 为脉体宽度 $\geq T$ 的统计数值; $C$ 为常量; $T$ 为脉体宽度;假定式(2)中 $\lg N_T$ 与 $\lg T$ 之间具有线性关系, $D$ 则为一元线性回归直线斜率(分维值),即可采用线性回归法确定 $D$ 值。 $D$ 这个数理参数与脉体宽度的分维特征密切相关,因此, $D$ 可称为脉宽分维值,其值大小反映脉体宽度分异程度。

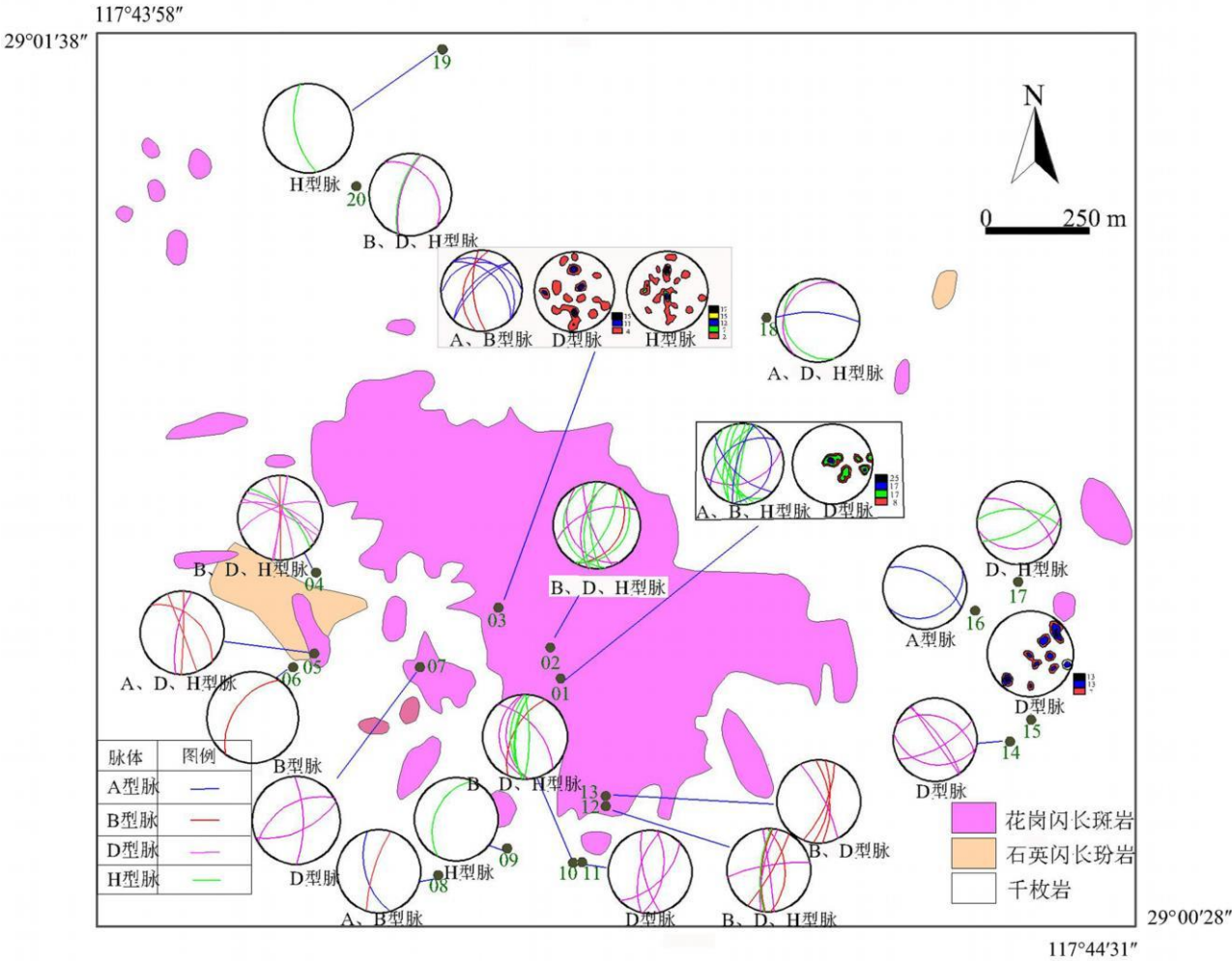


图 3 德兴铜厂斑岩铜矿 A、B、D、H 脉赤平投影图

Fig. 3 Stereographic projection of A, B, D, H veins in the Tongchang porphyry copper deposit, Dexing

表 1 德兴铜厂脉体分维统计数据表

Table 1 Fractal database acquired veins in the Tongchang porphyry copper deposit, Dexing

测量点	剖面	岩性	测线长度/m	脉体总数	脉体宽度/mm		平均宽度/mm	密度/(条/m)	脉体充填物质	脉体间距变化系数 $C_v$	脉体宽度分维值 $D$
					最小	最大					
5 号平台	4 m	灰绿色绢云母千枚岩	4.96	135	0.10	50	1.72	27.28	黄铁矿、石英、黄铜矿、赤铁矿、碳酸盐矿物	0.67	1.33
15 号平台东侧	15 m	钾化花岗闪长岩	13.50	134	0.10	50	2.17	9.93	石英、黄铁矿、碳酸盐矿物	0.92	1.28
15 号平台	18 m	花岗闪长岩	6.15	138	0.20	30	2.47	22.44	石英、黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿、碳酸盐矿物	0.73	1.19
25 号平台南侧水仓	25 m-1	灰绿色绢云母千枚岩	4.34	116	0.10	55	2.32	26.73	黄铁矿、黄铜矿、碳酸盐矿物	0.66	0.91
25 号平台南侧水仓	25 m-2	灰绿色绢云母千枚岩	8.30	167	0.20	30	1.59	20.00	石英、黄铁矿、碳酸盐矿物	0.49	1.29
东破维修车间后	185 m	灰绿色绢云母千枚岩	19.45	252	0.10	8	0.97	12.96	黄铁矿、石英	0.63	1.35

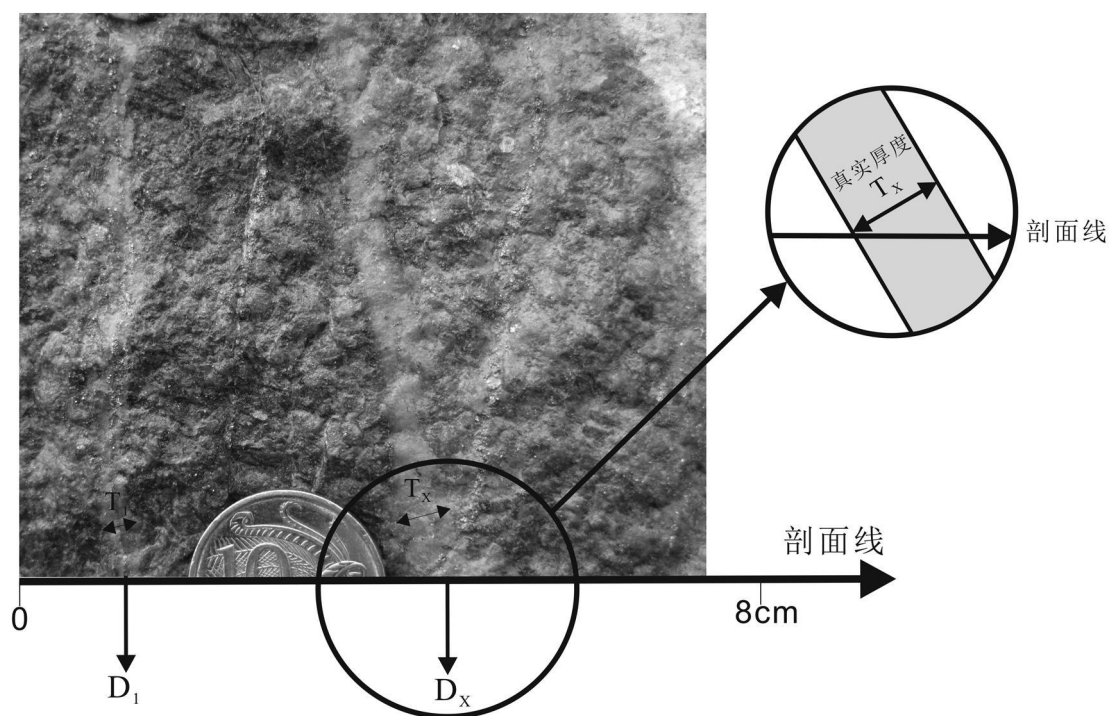


图 4 脉体分维统计测量方法示意图

Fig. 4 Method of sampling along each scan line

此外,脉体间距统计测量是通过统计脉体间距大小( $S$ )与脉体聚集频度数( $N_s$ )来定性评价脉体系统的空间分布规律的有效方法(Harris et al., 1991; Gillespie et al., 1993),其中 $N_s$ 是指相邻脉体距离大于阈值 $S$ 的数量,脉体间距变差(异)系数(coefficient of variation)  $C_v$ 是目前最简单及有效的评价阈值( $\geq S$ )裂缝或脉体聚集发育程度的定量评价方式之一(Cox et al., 1966; Gillespie et al., 1999; 2001):

$$C_v = \sigma_s / \mu_s$$

式中:  $\sigma_s$  为相邻脉体间距的标准偏差;  $\mu_s$  为平均间距。运用数理统计法计算出各剖面的  $C_v$ ,  $C_v$  主要定量描述从反簇生稀疏(anticlustering)到簇生聚集(clustering)过程脉体发育的空间分布特征,其值大小反映脉体聚集发育程度。

## 4 成矿脉体类型和数据分析结果

### 4.1 成矿脉体的类型

#### 4.1.1 脉体的分类

根据 Gustafson 等(1975)和 Li 等(2007)关于脉体分类的原则,在野外观察的基础上,大致将铜厂斑

岩铜矿系统中各类脉体划分为 4 种脉型,即 A 脉、B 脉、D 脉、H 脉(图 6),各类脉体的基本特征(包括脉体形态、脉体宽度、矿物组合、结构构造等)如下:

A 脉(图 6a)是指发育在岩体内部及顶端的早期石英脉、钾长石脉。A 脉往往呈不规则状且连续性差,边界不清晰,主要产于矿床深部。其矿物组合一般为:粒状石英±钾长石±黑云母±磁铁矿±少量黄铜矿±少量黄铁矿。根据脉体的矿物组合、结构构造、产出位置等特征,A 脉可划分为以下亚类:石英(钾长石)大脉、钾长石脉、含有少量浸染状黄铁矿(黄铜矿)石英脉、含磁铁矿细小中心线石英脉。其中含有少量黄铁矿(黄铜矿)的石英脉常常切穿石英脉,而且含有少量黄铁矿(黄铜矿)的石英脉之间也相互穿插,可分辨出 3 期,且从早期至晚期,脉体宽度呈现出递增的趋势。

B 脉(图 6b、c、d、e)是指切穿 A 脉且早于 D 脉形成的与 Cu-Mo 矿化密切相关的石英铜钼硫化物脉体,其形成与钾质硅酸盐矿物水解有关。B 脉属于过渡型脉,即脉体矿物由以硅酸盐矿物为主逐渐向以金属硫化物矿物为主过渡转变,脉体较规则且连续,脉壁平直,主要产于岩体内部和内接触带围岩中。其矿物组合一般为:石英±辉钼矿±黄铜矿±黄



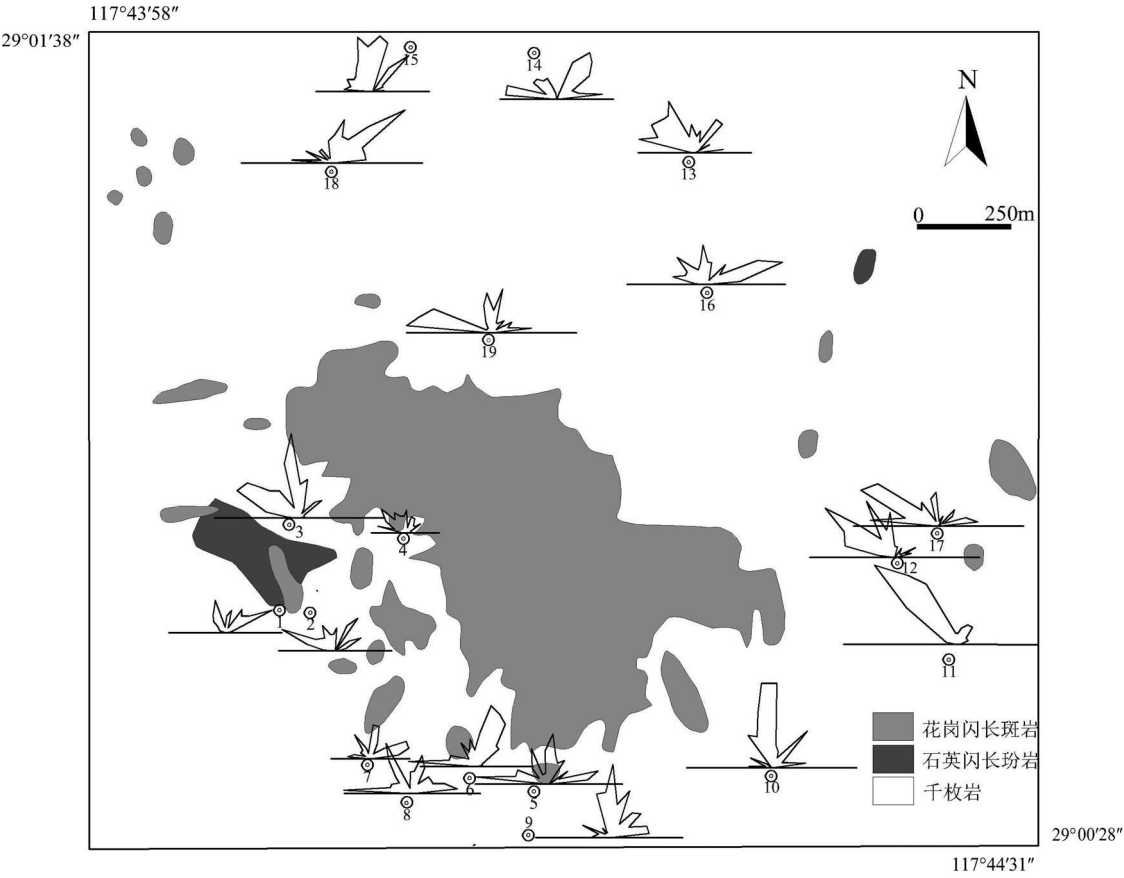


图 5 德兴铜厂斑岩铜矿节理走向玫瑰花图

Fig. 5 Rose diagrams showing strikes of the joints in the Tongchang Porphyry Copper Deposit, Dexing

铁矿。根据脉体的矿物组合、结构构造、产出位置等特征, B 脉可划分为以下亚类: 黄铜矿辉钼(黄铁)矿石英脉、辉钼矿黄铜(黄铁)矿脉、(石英)黄铜矿脉、(石英黄铁)辉钼矿脉。B 脉脉体宽度可达到 1~2 cm, 石英颗粒较粗大, 半自形至自形, 呈典型的梳状或长柱状对称于脉壁生长, 脉体边界平直, 黄铜矿、辉钼矿相对于黄铁矿较发育, 呈(断续)脉状分布在脉体的中心部位或边缘部位或呈浸染状分布。

D 脉(图 6f、g)是指切穿 A 脉、B 脉的黄铁矿脉、石英黄铁矿脉, 其形成与石英-绢云母化-绿泥石化有关。D 脉较规则且连续, 脉体宽度变化范围大, 0.1~3 cm, 但以细脉为主, 主要产在内外触带的围岩中, 脉体局部被方解石脉切穿, 常发育绢云母晕, 呈网脉状产出。其矿物组合一般为: 黄铁矿±石英±少量黄铜矿。该脉中石英颗粒较粗且较少, 达到 0.1~0.2 cm, 半自形到他形, 大多蚀变为绢云母、绿泥石; 黄铁矿含量明显增多, 呈细脉状, 黄铜矿含量较

少, 呈稀疏浸染状分布。而且脉中的钾长石、铁镁质矿物已遭受强烈破坏, 完全被云母和石英所取代。

H 脉(图 6h)是指切穿 D 脉的碳酸盐硫化物氧化物脉。H 脉延伸较远且较宽, 在岩体内部及内外接触带围岩中均有分布。矿物组合一般为: 方解石±赤铁矿±黄铁矿±镜铁矿±黄铜矿±重晶石。根据脉体的矿物组合、结构构造、产出位置等特征, H 脉可划分为以下亚类: 方解石(石英)大脉、(辉钼黄铜黄铁)赤铁矿碳酸盐脉、(石英)赤铁矿脉。其中, 黄铁矿呈浸染状或脉状产出于碳酸盐脉的边界或中心, 颗粒较粗, 自形至半自形, 黄铜矿呈浸染状产出, 颗粒半自形至他形, 充填在黄铁矿颗粒之间; (石英黄铜黄铁)赤铁矿脉脉体宽度从 0.5~2 cm 不等, 赤铁矿颗粒呈豆状至他形。

4.1.2 脉体产状展布特征

鉴于铜厂斑岩铜矿床 A、B、D、H 脉形成于不同的蚀变矿化阶段, 其在矿床的分布及产状亦有所不同



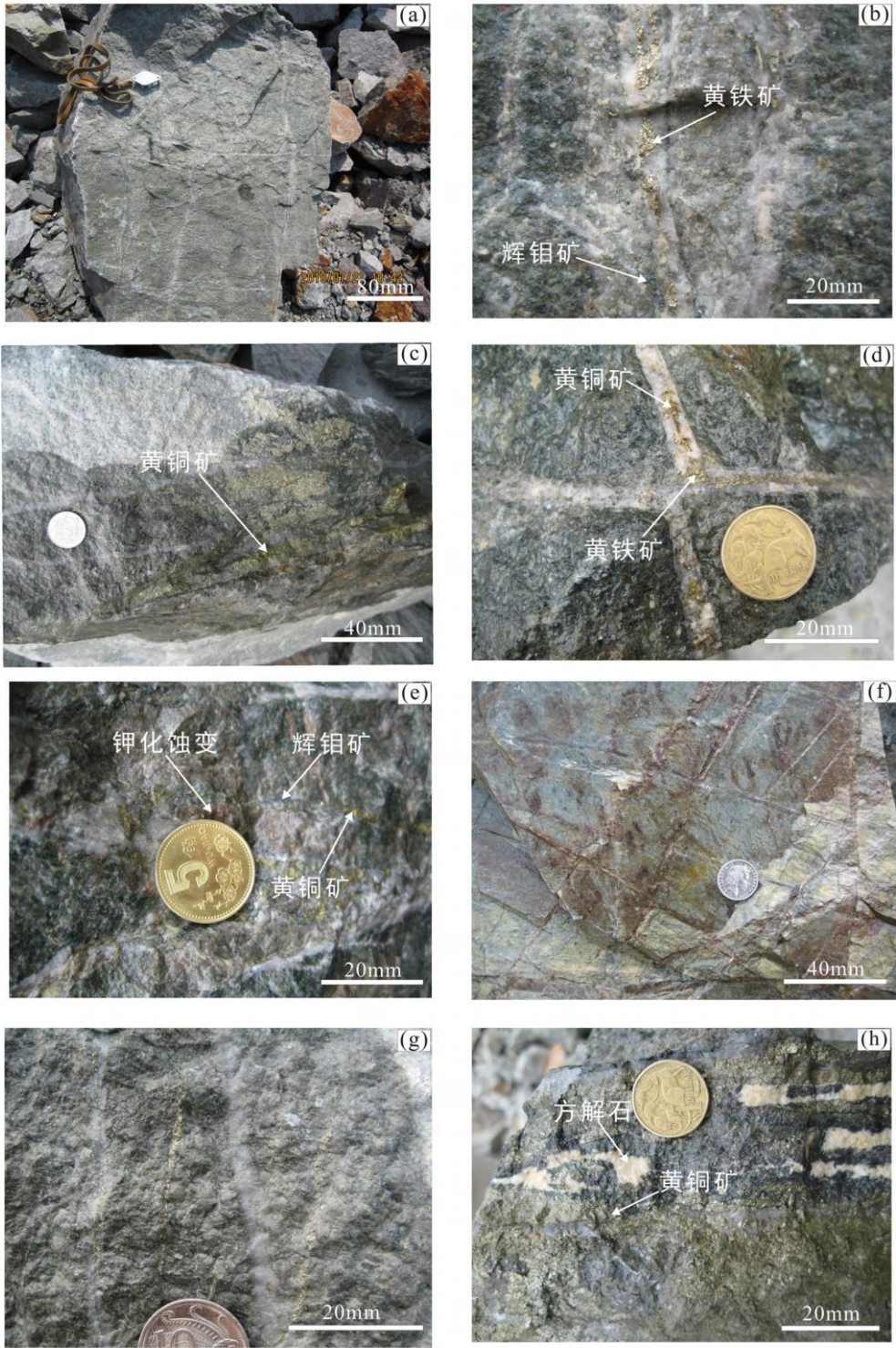


图 6 德兴铜厂斑岩铜矿 A、B、D、H 脉特征图

(a). A 脉, 网脉状石英-黄铁矿脉; (b)、(c)、(d)、(e) 为 B 脉: (b). 具黄铁矿辉钼矿断续中心线的石英 B 脉; (c). 黄铜矿脉; (d). 两期石英黄铁矿黄铜矿脉相互穿插; (e). 辉钼矿黄铜矿脉; (f)、(g) 为 D 脉: (f). 网脉状黄铁矿脉, (g). 具黄铁矿中心线的石英脉及黄铁矿脉; (h). H 脉, 黄铜矿赤(磁)铁矿碳酸盐脉

Fig. 6 A, B, D, H-type veins in the Tongchang porphyry copper deposit of Dexing area  
A-type veins: (a). Quartz vein with less pyrite. B-type veins: (b). Quartz vein that contains pyrite-molybdenite-central line; (c). Chalcopyrite vein; (d). Quartz-pyrite-chalcopyrite vein; (e). Molybdenite chalcopyrite vein. D-type veins: (f). Pyrite vein; (g). Quartz vein that contains pyrite central line, pyrite vein. H-type veins: (h). Chalcopyrite-hematite (magnetite)-calcite vein

同(图 3)。其中 A 脉主要分布于岩体内部及其内接触带,优势方位不明显,倾角介于 20~ 90°。B 脉主要分布于内接触带,优势方位也不太明显,走向主要呈近 SN-NNE 向,以向西倾为主,向东倾次之,倾角均较陡(60~ 90°)。D 脉主要分布于内外接触带,产状较紊乱。H 脉分布范围较广,从岩体—内接触带—外接触带均可见,存在一定的优势方位,即呈 NNW—SN 向展布,倾向西为主,倾向 NNE 次之,倾角介于 40~ 80°。

铜厂斑岩铜矿各类脉体的产出深度存在着一定规律性,其中 A 脉产出深度最大,次为 B 脉、D 脉、H 脉;各类脉体发育密度及产状也随产出部位不同而变化,外接触带内脉体发育密度大于内接触带且产状较混乱;岩体附近脉体的走向与岩体界线夹角(60~ 90°)均较大,且在水平方向上(岩体→围岩)及垂直方向上(矿床深部→浅部),倾角值呈现出逐渐变缓的趋势,脉体宽度也呈现逐渐变大的趋势。

4.1.3 脉体宽度特征

铜厂各测量面露头脉体宽度( $T$ )与聚集频度数( $N_T$ )对数图普遍呈幂率分布规律(图 7),除 185 m 测量面的幂率分布相关系数  $R^2_{pl} < 0.9$ ,仅为 0.85,其余各测量面的  $R^2_{pl}$  普遍较高,均  $\geq 0.9$ 。数理统计脉体宽度分维值  $D$  普遍  $> 1$ ,总体介于 0.91~ 1.35 之间。值得注意的是,鉴于各测量面所处地段岩性有所不同(其中 15 m 测量面与 18 m 测量面位于花岗闪长岩岩体中,其余 3 条测量面均位于绢云母千枚岩中),普遍具有  $D_{围岩} > D_{花岗闪长岩}$  的趋势。由矿床深部至浅部, $D$  值具有逐渐减小的趋势。为了进一步了解脉体的宽度特征,本文还计算出与各类脉体相对应的  $D$  值,由表 2 可知:A 脉及 D 脉的  $D$  值普遍  $> 1$ ,H 脉的  $D$  值则普遍  $< 1$ 。

4.1.4 脉体间距特征

铜厂各测量面脉体间距( $S$ )与脉体聚集频度数( $N_S$ )对数图普遍呈现负指数分布规律或介于负指数分布与对数正态分布规律之间(图 8)。岩体内部的 15 m 测量面脉体  $N_S-S$  对数图分布规律不明显,介于幂率分布、负指数分布与对数正态分布三者之间;18 m 测量面脉体  $N_S-S$  对数图则较显著,呈负指数分布规律。接触带附近的 4 m 测量面脉体  $N_S-S$  对数图呈显著的负指数分布规律;25 m-1 测量面脉体  $N_S-S$  对数图介于对数正态分布规律与负指数分

布两者之间;25 m-2 测量面脉体  $N_S-S$  对数图则呈显著的对数正态分布规律。

铜厂各测量面露头脉体间距变差系数  $C_v$  均小于 1,总体分布在 0.49~ 0.92。值得注意的是,岩体内部的 15 m 测量面及 18 m 测量面脉体变差系数  $C_v$  较接近 1;位于绢云母千枚岩中的 4 m 测量面、25 m-1 测量面、25 m-2 测量面的脉体变差系数  $C_v$  则普遍为 0.6。 $C_v$  值在横向上(岩体—内接触带—外接触带)及垂向上(矿床深部—浅部),具有逐渐减小的趋势且  $C_{v\text{花岗闪长岩}} > C_{v\text{围岩}}$ 。

4.2 裂隙系统

铜厂斑岩铜矿成矿前后经历了多期构造运动及岩浆侵位活动,多种方向、多种成因的裂隙沿斑岩体接触带密集分布,呈网状交织,且裂隙产状随产出部位不同而变化。如图 5 所示,岩体边缘的裂隙带优势方位不明显,矿床南面稍远离岩体的内接触带的裂隙主要呈近 SN 向展布,向西倾;矿床东面远离岩体的外接触带裂隙带主要呈近 NW 向展布,向 SW 倾;矿床北面外接触带的裂隙因受西源岭褶皱构造运动的影响,产状较为混乱。铜厂裂隙构造主要有 3 种类型:①与区域断裂系统有关的裂隙:与区域性断裂伴生的裂隙构造普遍发育密度较大的有 2 组:一组走向近南北,倾向西为主,倾向东次之,是北东向压扭性断裂的剪切裂隙;另一组走向北北西,倾向以南南西为主,是北北东向压扭性断裂的剪切裂隙。②与地层褶皱局部应力场有关的裂隙:一是沿片理破裂而成的片理间张裂隙,二是走向与片理走向直交或斜交的张扭性裂隙。③与岩浆活动及成岩作用有关的裂隙:中酸性岩浆上侵过程中,由于岩浆的冷凝和收缩并经对流冷却产生热机械能,进而使大面积地壳岩石产生破裂裂隙。

表 2 A、B、D、H 脉脉体宽度分维值  $D$  数据表  
Table 2 Fractal dimension  $D$  of A, B, D, H veins in the Tongchang porphyry copper deposit, Dexing

测量面	A 脉	B 脉	D 脉	H 脉
4m	1.192	—	1.406	0.697
15m	—	—	0.974	1.106
18m	—	—	—	0.827
25m-1	—	—	0.671	0.797
25m-2	1.279	—	1.063	0.836
185m	—	—	1.353	—

“—” 示未统计计算。

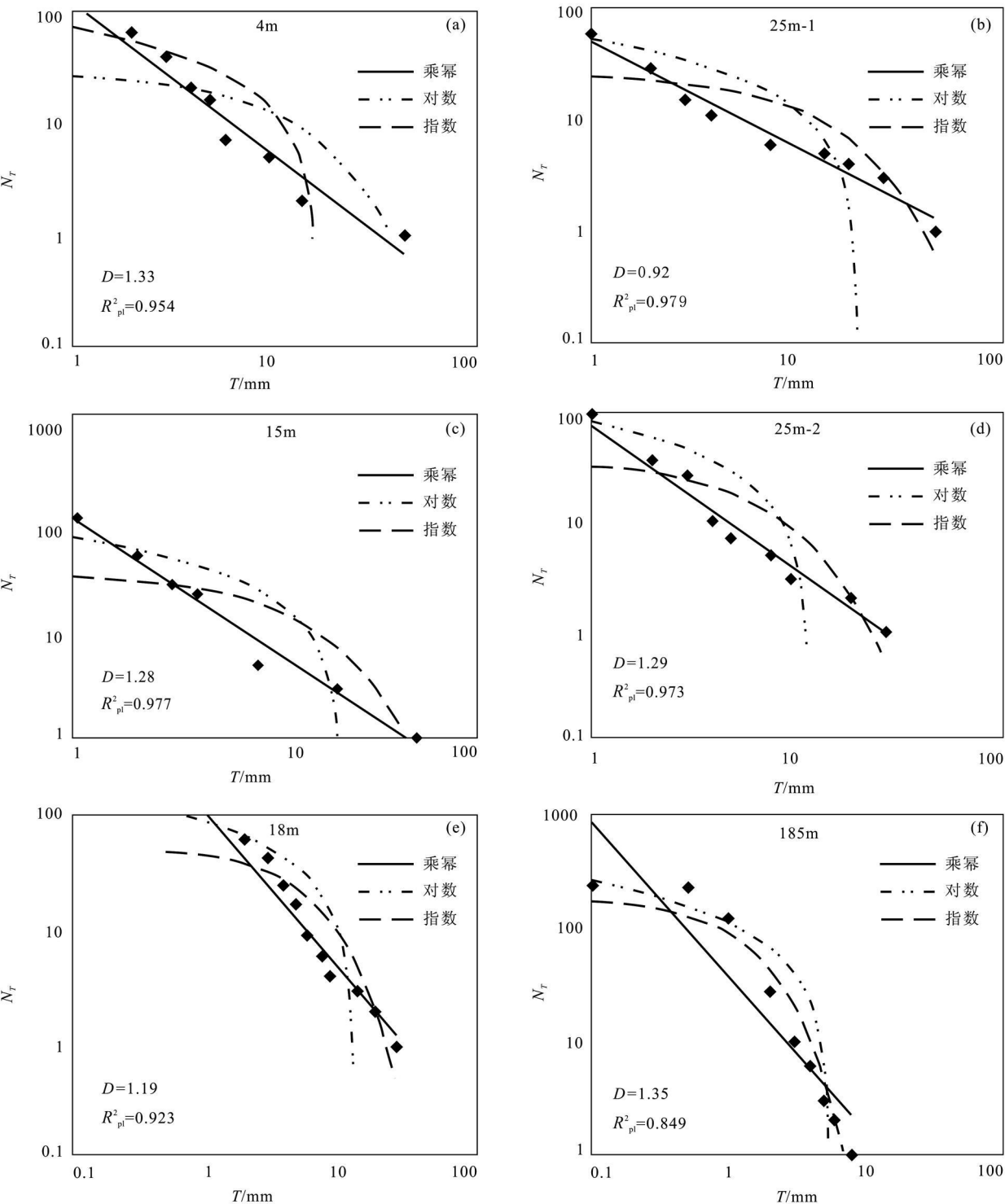


图 7 脉体宽度 ( $T$ ) 与聚集频数 ( $N_T$ ) 对数图

(a). 4 m 测量面; (b). 25 m-1 测量面; (c). 15 m 测量面; (d). 25 m-2 测量面; (e). 18 m 测量面; (f). 185 m 测量面  
 $D$  为幂率分布规律分维值;  $R^2_{pl}$  为幂率分布规律相关系数

Fig. 7 Log-log plot of the cumulative normalized frequency  $N_T$  of veins versus the thickness classes  $T$  for different scan-lines in Tongchang

(a). 4 m scan-line; (b). 25 m-1 scan-line; (c). 15 m scan-line; (d). 25 m-2 scan-line; (e). 18 m scan-line; (f). 185 m scan-line  
 $D$  is the fractal dimension,  $R^2_{pl}$  is the correlation coefficient between the raw and theoretical power law data for the power-law distribution one

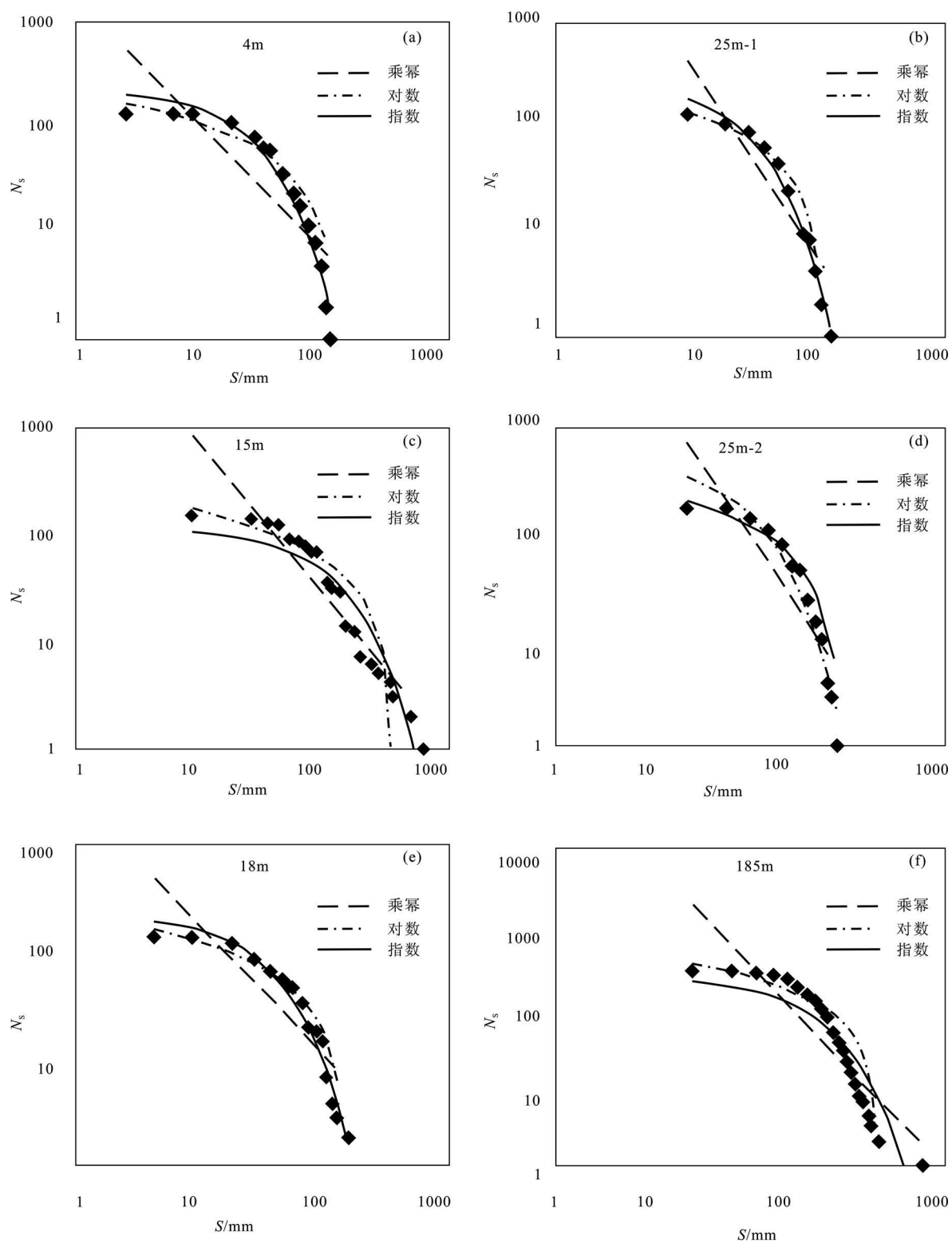


图 8 脉体间距 ( $S$ ) 与聚集频度数 ( $N_s$ ) 对数图

(a). 4 m 测量面; (b). 25 m-1 测量面; (c). 15 m 测量面; (d). 25 m-2 测量面; (e). 18 m 测量面; (f). 185 m 测量面

Fig. 8 Log-log plot of the cumulative normalized frequency  $N_s$  of veins versus the spacing classes  $S$  for different

scan-lines in Tongchang

(a). 4 m scan-line; (b). 25 m-1 scan-line; (c). 15 m scan-line; (d). 25 m-2 scan-line; (e). 18 m scan-line; (f). 185 m scan-line

## 5 讨论

### 5.1 脉体矿物组合特征及其成矿流体演化过程指示意义

在岩浆-热液转换之初直至成矿作用的结束, 自始至终伴随着脉状岩墙、热液角砾岩、含矿(或非含矿)脉体的形成和发育。这些脉体中所含的矿石矿物量代表了大量热液流体的局部渗滤作用结果, 因此, 脉体矿物组合特征、结构构造、形态、所处的位置以及密度和排列方向等提供了岩浆-热液转换过程及其之后成矿流体的组成和运移的时空演化的重要信息。依据本次调查的各类脉体的基本特征, 可有效地推演该铜矿床蚀变与矿化过程中流体的演化过程: 成矿早期, 斑岩尚未固结完全, 在韧性环境下, 近岩浆的高温 and 岩石静压条件下形成了不规则形状或边界不清晰的无矿或贫矿的 A 脉, 该阶段发生大规模的钾长石化甚至磁铁矿化; 成矿中期, 各类斑岩已经基本固结, 发生绿泥石-伊利石化, 在水压致裂作用下, 岩体顶部围岩大规模裂隙发育, 形成了以石英梳状对称生长、黄铁矿或黄铜矿为中心线生长的特征性含辉钼矿的 B 脉; 成矿中晚期, 发生大规模的水解作用, 岩石普遍发生石英-绢云母化, 形成大量以黄铁矿、石英组合为特征的 D 脉; 成矿晚期, 碳酸盐热液蚀变作用发育, 主要形成了以赤铁矿+黄铜矿+方解石矿物组合为特征的 H 脉。

### 5.2 脉体宽度特征及成矿指示意义

脉体宽度分维值  $D$  值的大小反映了脉体的聚集程度及其宽度分异性强弱程度 (McCaffrey et al., 1996; Gillespie et al., 1999; Bonnet et al., 2001)。研究表明:  $D < 1$  时, 表明脉体的宽度大小分异较明显, 其充填的构造具有较大的、非线形的开放空间, 或有较大的流体压力, 裂隙被挤开和发展, 流体因而具有极高的活动能力, 进入裂隙并发生沉淀;  $D = 1$  时, 表明脉体的宽度比较均一, 具有单一的、很小的开放空间, 未形成裂隙贯通的网络系统; 而  $D > 1$  时, 多表明有孤立或单一方向的裂隙系统, 以细脉或低开度裂隙充填发育为主。铜厂斑岩铜矿脉体系统  $D$  值普遍  $> 1$ , 总体处于  $0.91 \sim 1.35$ , 表明该脉体系统总体上具有孤立或单一方向性, 脉体宽度分异性弱, 以细脉发育为主。

据统计, 不同种类脉体的  $D$  值也有所差异, 其中 A 脉及 D 脉的  $D$  值普遍  $> 1$ , 表明 A 脉与 D 脉呈

孤立或单一方向的裂隙系统, 脉体宽度分异性弱, 以细脉或低开度裂隙充填发育为主; 而 H 脉的  $D$  值普遍  $< 1$ , 表明 H 脉脉体宽度分异性强, 脉体间连通性好。鉴于各类脉体产出深度各异, A 脉产出深度最深, 其次是 B 脉、D 脉、H 脉, 铜厂斑岩铜矿床由深部至浅部, 脉体宽度分异性逐渐增强, 呈现水压致裂作用下形成的脉体系统展布的特征, 即脉体系统以孤立单一方向的脉体为主逐渐转变为以产状紊乱、宽度分异性强的脉体为主。

#### 5.2.1 脉体宽度特征与脉体生长扩展机制

Andre 等 (2007) 在对罗马尼亚的 Rosia Poieni 斑岩铜矿脉体进行研究分析时提出: 自然界中, 脉体宽度数据具幂率分布特征的裂隙系统的扩展生长主要有 2 种模型解释机制: 随机模型 (stochastic models) 和渗流模型 (percolation cluster models)。在这 2 种模型中, 脉体宽度分维值  $D$  直接反映出脉体系统的形成与演化过程。其中随机模型强调介质层中脉体以恒定的速率聚集生长, 并且其平均聚集生长可能与裂隙系统结构大小具有一定对应关系。基于这种脉体生长模型, Monecke 等 (2001) 提出  $D$  值的大小取决于脉体聚集速率  $\alpha$  和脉体生长速率  $\beta$ , 即  $D = f(\alpha/\beta)$ , 且高聚集生长速率  $\alpha$  会产生高值  $D$ , 而恒定的生长速率  $\beta$  则会产生低值  $D$ 。而渗流模型则强调脉体聚集生长在不同的条件环境或阶段具有不同的特征, 生长速率与脉体大小成比例。二者主要区别在于脉体网络系统中连通性通道存在性的问题, 尤其是对于粗大脉体(相对于细脉)更易于连通, 从而形成连通网络系统。

众所周知, 斑岩铜矿系统中从成矿早期至成矿晚期, 从矿床深部至浅部, 各类脉体的形成环境逐渐由韧性向脆性转换。早期 A 脉形成于韧性环境, 斑岩体尚未完全固结, 随着岩体的冷却, 晚期的 D 脉形成于静水压力和脆性环境。早期脉体往往被后期脆性特征占优势的水压致裂作用所产生的脉体叠加。斑岩铜矿系统后期所呈现的脉体宽度特征反映水压致裂机制对矿床脉体系统的控制作用, 在水压致裂机制下形成的脉体系统具有高聚集生长速率, 脉体的密度及聚集程度普遍较高 (Hedenquist et al., 1994; Bodnar et al., 1995)。因此, 斑岩型矿床脉体系统相对于其他类型的热液矿床具有更大的  $D$  值且普遍由细脉组成 (Sanderson et al., 1994; Johnston et al., 1996; McCaffrey et al., 1996; Roberts et al., 1999; Loriga, 1999; Monecke et al., 2001)。



这与本次调查研究中德兴铜厂斑岩铜矿脉体系统  $D$  值均大于 1, 脉体密度普遍大于 10 条/m, 甚至高达 27.28 条/m 的结果相一致。

### 5.2.2 脉体宽度分维值 $D$ 与成矿作用

脉体宽度分维值  $D$  反映了矿床脉体系统连通性的 好坏, 直接影响矿液的渗流速率及矿化速率, 从而间接地影响并反映脉体矿化强弱程度 (Sanderson et al., 1994; Roberts et al., 1998; 1999)。矿化程度强的脉体通常以较低的  $\alpha/\beta$  比率生长, 矿化程度弱的脉体则相反 (Monecke et al., 2001), 且孤立的脉体相对于贯通性的脉体脉长与脉厚均较小 (Roberts et al., 1998)。因此, 低  $D$  值表明裂隙系统连通性好, 有利于含矿流体的渗流扩散, 矿化程度强; 高  $D$  值则表明裂隙系统连通性差, 不利于热液流体的运移, 矿化程度弱。铜厂各测量面的  $D$  值均大于 1, 表明脉体系统连通性较差, 矿化程度总体较弱, 这正反映了斑岩铜矿床普遍为细脉浸染型成矿且矿石品位低的特征。

### 5.3 脉体间距特征及成矿指示意义

变差 (异) 系数  $C_v$  能定量描述从反簇生稀松 (antidustering) 到簇生聚集 (clustering) 过程脉体发育的空间分布特征 (Cox et al., 1966; Gillespie et al., 1999; 2001; Andre et al., 2007)。 $C_v > 1$ , 为脉体簇生聚集发育, 流体活动性强;  $C_v < 1$ , 为脉体反簇生稀松发育, 流体活动性弱; 严格按照等距分布的脉体其标准偏差为 0, 因此,  $C_v = 0$ 。对于簇生聚集发育特征的脉体, 伴随流体活动新生脉体优先发育于早期脉体附近; 反之, 具反簇生稀松发育特征的脉体, 新生脉体的发育具有更大的随机性。一般来说,  $N_S-S$  对数图服从幂率分布特征的脉体系统, 其  $C_v$  值会随着脉体宽度门限值的增大而逐渐减小, 说明细脉相对于粗脉来说更易聚集发育。

铜厂各测量面露头脉体间距变差系数  $C_v$  均小于 1, 总体分布在 0.49~0.92, 反映了脉体系统总体上具有非聚集或发散的空间几何特征, 表明脉体反簇生聚集发育, 流体活动性弱, 新生脉体的发育具有更大的随机性, 主要为孤立或单一方向裂隙充填, 未形成连通性网络裂隙系统, 脉体空间发育性较差。其中位于花岗闪长岩岩体内部的 15 m 测量面及 18 m 测量面脉体变差系数  $C_v$  较接近 1, 反映了剖面露头呈随机展布特征, 不显典型聚集发育特征; 其余 3 条位于绢云母千枚岩中的测量面脉体变差系数  $C_v$  普遍为 0.6, 基本呈非聚集或发散空间分布特征。综

合德兴铜厂各测量面脉体间距特征可知:  $C_v$  值整体上具有  $C_v$  绢云母千枚岩  $< C_v$  花岗闪长岩 趋势, 反映了发育于岩体中的脉体较围岩更具簇生聚集发育的特征;  $C_v$  在横向上 (岩体—内接触带—外接触带) 及垂向上 (深—浅), 总体具有逐渐减小的趋势, 表现出伴随脉体空间分布总体由随机分布特征向发散分布特征转变的过程, 古流体活动能力具有逐渐增强的趋势。

#### 5.3.1 脉体间距特征与脉体生长扩展机制

如上文所述, 斑岩铜矿脉体系统所呈现的脉体间距特征也可反映出水压致裂机制对矿床脉体系统的控制作用, 即斑岩型矿床中晚期脉体更倾向于在早期脉体附近聚集生长。因此, 传统的斑岩体中由水压致裂作用形成的脉体系统一般具有  $C_v > 1$  的簇生聚集发育特征。值得注意的是, 流体压力对于矿床深部脉体系统的影响远大于浅部。因此, 不同深度的脉体系统的簇生聚集发育程度是有所不同的。在斑岩系统中, 矿床深部的脉体系统的簇生聚集发育程度远高于浅部的脉体系统。铜厂斑岩铜矿床各剖面的变差系数  $C_v$  均  $< 1$ , 表现出脉体的反簇生聚集发育, 新生脉体的发育具有更大的随机性, 这与斑岩铜矿脉体系统的  $C_v > 1$  存在一定差异, 推测可能是铜厂斑岩铜矿床剥蚀程度较大造成的。

#### 5.3.2 脉体间距特征与成矿作用

矿液流体运移方向具有一定的优选性, 而非随机的 (Long et al., 1985)。处于簇生聚集中心位置的脉体普遍较宽, 代表着热液流体运移的主干道, 制约着其他脉体系统的展布 (Brathwaite et al., 2001)。Wilkinson 等 (1996) 曾提出脉体的簇生聚集与 Au 沉淀之间存在一定关系, 脉体簇生聚集程度越高, 矿化作用越明显。因此, 脉体的簇生聚集程度与矿化强弱程度密切相关,  $C_v$  值越高, 脉体越簇生聚集, 脉体矿化程度越强。

### 5.4 脉体定向与不同尺度应力场的制约

近几十年来, 关于斑岩型铜矿中脉体的成因观点主要有 3 种: 第一种观点认为区域应力作用产生各种裂隙, 热液流体充填到裂隙中而形成脉体; 第二种观点认为斑岩体侵位导致围岩中形成同心环状和放射状裂隙, 流体充填到裂隙中而形成脉体; 第三种观点则认为脉体的形成主要与斑岩体系的演化相关。随着斑岩体系的演化, 热胀冷缩效应、岩浆二次沸腾作用和孔隙流体差异热膨胀产生各种脉体, 其中水压致裂作用是其主要形成机制 (高合明, 1994; 1995)。

脉体定向和演化特征往往受其形成时所处的应力场控制,展现了区域构造应力场和岩浆侵位所产生的应力场综合叠加的效果。在不同部位(岩体内部、内接触带、外接触带)、不同阶段,这两种不同尺度应力场对脉体系统所起的控制作用也会有主次之分。铜厂斑岩铜矿床脉体十分丰富,且其分布与产状均具有一定规律。在斑岩体顶部脉体最发育;在强蚀变带中脉体较发育;在弱蚀变带中脉体较少;不同阶段脉体形成的机制是不一样的,早期的A脉是韧性环境下形成的剪切破裂隙,分布在斑岩体内部或内接触带,围绕斑岩体大致呈放射状或同心圆状展布,主要由岩浆上侵所造成的差异应力形成的;晚期的D脉和H脉在水压致裂机制下形成,主要沿内外接触带分布且产状较为混乱,缺乏一定的规律性,主要是斑岩体的侵位及区域性构造应力综合作用的结果。

## 6 结 论

(1) 德兴铜厂斑岩铜矿的脉体类型丰富,根据斑岩铜矿矿化和蚀变特征及矿物组合特征,将它们划分为A、B、D、H脉。A脉的形成与钾化蚀变有关,且往往呈不规则状且连续性差,边界不清晰,铜铁金属硫化物极少见,矿化主要是磁铁矿化;B脉的形成与钾质硅酸盐的水解有关,脉体形态较规则且连续,以发育辉钼矿、黄铜矿为特征,石英颗粒呈典型的梳状或长柱状对称于脉壁生长;D脉的形成与石英绢云母化-绿泥石化有关,以富含黄铁矿及出现绢云母晕为特征;H脉的形成则与晚期碳酸盐化有关,以含赤铁矿、方解石为特征。这4种脉体分别记录了成矿流体演化到不同阶段时,热液蚀变作用和Cu-Mo硫化物沉淀的关系。

(2) 德兴铜厂斑岩铜矿脉体宽度( $T$ )数据服从幂次分布定律,脉体宽度分维值 $D$ 总体在0.91~1.35,且不同脉体的 $D$ 值也有所差异,其中A脉及D脉 $D$ 值普遍>1,而H脉的 $D$ 值普遍<1。由矿床深部至浅部,脉体系统以孤立单一方向的脉体为主逐渐转变为以产状紊乱、宽度分异性强的脉体为主。 $D$ 值反映的是矿床脉体系统连通性的好坏,与矿液的渗流速率及矿化速率有关,间接地指示了脉体矿化强弱程度,铜厂的 $D$ 值较大,表示脉体系统的连通性较差,矿化程度较弱。

(3) 脉体间距( $S$ )数据则服从负指数分布定律

或介于对数正态分布与负指数分布定律之间,脉体间距变差系数 $C_v$ 总体位于0.49~0.92,均小于1,表明脉体反簇生聚集发育,流体活动性弱,新生脉体的发育具有更大的随机性。

(4) 铜厂斑岩铜矿床脉体系统的分布与产状具有一定的规律。早期的A脉和B脉主要分布于斑岩体内部及内接触带附近,围绕斑岩体呈放射状或同心圆状展布,脉体的形成与演化主要由岩浆上侵所造成的差异应力形成的;晚期的D脉产状则较混乱,主要是区域构造应力场和岩浆侵位所产生的应力场综合叠加的结果。

志 谢 在野外地质调查过程中,得到了江西铜业集团地勘公司侯晓东总经理、蒋松坤副总经理、德兴铜矿程乐晃总工程师和地质科胡保根主任的大力支持,在此深表感谢。

## 参考文献/References

- 华仁民, 李晓峰, 陆建军, 陈培荣, 邱德同, 王 果. 2000. 德兴大型铜金矿集区构造环境和成矿流体研究进展[J]. 地球科学进展, 15(5): 525-533.
- 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.
- 蒋少涌, 赵葵东, 姜耀辉, 戴宝章. 2008. 十杭带湘南一桂北段中生代A型花岗岩带成岩成矿特征及成因讨论[J]. 高校地质学报, 14(4): 496-509.
- 高合明, 於崇文, 鲍征宇. 1994. 斑岩铜矿床中脉体形成的动力学[J]. 地质论评, 40(6): 508-512.
- 高合明. 1995. 斑岩铜矿床研究综述[J]. 地球科学进展, 10(1): 40-46.
- 金章东, 朱金初, 李福春. 2002. 德兴斑岩铜矿成矿过程的氧、锶、钨同位素证据[J]. 矿床地质, 21: 342-350.
- 李晓峰, 胡瑞忠, 韦星林, 肖 荣, 肖 宁, 王翠云, 杨 锋. 2012. 江西德兴地区主要矿床类型、成矿地质特征及其成因关系[J]. 地质论评, 58(1): 82-90.
- 潘小菲, 宋玉财, 王淑贤, 李振清, 杨志明, 侯增谦. 2009. 德兴铜厂斑岩型铜金矿床热液演化过程[J]. 地质学报, 83(12): 1930-1950.
- 钱 鹏, 陆建军, 姚春亮. 2003. 德兴斑岩铜矿成矿流体演化与来源的流体包裹体研究[J]. 南京大学学报(自然科学), 39: 319-326.
- 钱 鹏, 陆建军, 刘凤香. 2006. 江西德兴斑岩铜矿成矿物质来源同位素示踪[J]. 世界地质, 25: 135-140.
- 芮宗瑶, 黄崇珂, 齐国明, 徐 珏, 张洪涛. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京: 地质出版社. 1-350.
- 王 强, 赵振华, 简 平, 许继峰, 包志伟, 马金龙. 2004. 德兴花岗闪长斑岩 SHRIMP 锆石年代学和 Nd-Sr 同位素地球化学[J]. 岩石学报, 20(2): 315-324.



- 姚春亮, 陆建军, 孙信牙, 戴犹芳, 钱 鹏. 2005. 江西德兴斑岩铜矿两期石英脉的地球化学对比[J]. 地球化学, 34(4): 357-365.
- 朱金初, 金章东, 饶 冰, 李富春. 2002. 德兴铜厂斑岩铜矿流体过程[J]. 南京大学学报(自然科学), 38(3): 418-434.
- 朱 训, 黄崇珂, 芮宗瑶, 周耀华, 朱贤甲, 胡淙声, 梅占魁. 1983. 德兴斑岩铜矿[M]. 北京: 地质出版社. 1-314.
- Andre M and Sausse J. 2007. Thickness and spatial distribution of veins in a porphyry copper deposit, Rosia Poieni, Romania[J]. Journal of Structural Geology, 29(1): 695-1708.
- Bodnar R J. 1995. Fluid inclusion evidence for a magmatic source of metals in porphyry copper deposits[A]. In: Thompson J F H, ed. Magmas, fluids, and ore deposits[C]. Mineralogical Association of Canada Short Courses Series, 23: 139-152.
- Bonnet E, Bour O, Odling N, Davy P, Main I, Cowie P and Berkowitz B. 2001. Scaling of fracture systems in geological media[J]. Reviews of Geophysics, 39(3): 347-383.
- Bour O and Davy P. 1999. Clustering and size distributions of fault patterns: Theory and measurements[J]. Geophysical Research Letters, 26: 2001-2004.
- Bour O, Davy P and Darcel C. 2002. A statistical scaling model for fracture network geometry, with validation on a multiscale mapping of a joint network (Homelen Basin, Norway)[J]. Journal of Geophysical Research 107.
- Brathwaite R L, Cargill H J, Christie A B and Swain A. 2001. Lithological and spatial controls on the distribution of quartz veins in andesite and rhyolite hosted epithermal Au-Ag deposits of the Hauraki Goldfield, New Zealand[J]. Mineralium Deposita, 36: 1-12.
- Clark M B, Brantley S L and Fisher D M. 1995. Power law vein thickness distributions and positive feedback in vein growth[J]. Geology, 23: 975-978.
- Cox D R and Lewis P A W. 1966. The statistical analysis of series of events[M]. Methuen, London.
- Dilles J H. 1987. Petrology of the Yerington Batholith, Nevada: Evidence for evolution of porphyry copper ore fluids[J]. Econ. Geol., 82: 1750-1789.
- 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.
- Eastoe J. 1983. Sulfur isotope data and the nature of the hydrothermal systems at the Panguna and Frieda porphyry copper deposits, Papua New Guinea[J]. Econ. Geol., 78: 201-213.
- Gillespie P A, Howard C, Walsh J J and Watterson J. 1993. Measurement and characterization of spatial distributions of fractures[J]. Tectonophysics, 226, 113-141.
- Gillespie P A, Johnston J D, Loriga M A, McCaffrey K J W, Walsh J J and Watterson J. 1999. Influence of layering on vein systematics in line samples[A]. In: McCaffrey K J W, Lonergan L, Wilkinson J J, eds. Fractures, fluid flow and mineralization, vol. 155 [C]. Geological Society Special Publications, London. 35-56.
- Gillespie P A, Walsh J J, Watterson J, Bonson C G and Manzocchi T. 2001. Scaling relationships of joint and vein arrays from the Burren Co. Clare, Ireland[J]. Journal of Structural Geology, 23: 183-201.
- Gruen G, Heinrich C A and Schroeder K. 2010. The Bingham Canyon porphyry Cu-Mo-Au deposit. II. Vein geometry and ore shell formation by pressure-driven rock extension[J]. Econ. Geol., 105: 69-90.
- Gustafson L B and Hunt J P. 1975. The porphyry copper deposit at El-Salvador, Chile[J]. Econ. Geol., 70: 857-912.
- Harris C, Franssen R and Loosveld R. 1991. Fractal analysis of fractures in rocks: the Cantor's Dust method comment[J]. Tectonophysics, 198: 107-115.
- Hedenquist J W and Lowenstern J B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits[J]. Nature, 370, 519-527.
- Hedenquist J W, Arriba 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, Potter R R and Barker A L. 1974. Porphyry-type deposits of the Appalachian orogen[J]. Econ. Geol., 69: 618-630.
- Johnston J D and McCaffrey J W. 1996. Fractal geometry of vein systems and the variation of scaling relationships with mechanism[J]. Journal of Structural Geology, 18: 349-358.
- Ledéser B, Dubois J, Genter A and Meunier A. 1993a. Fractal analysis of fractures applied to Soultz-sous-Forets hot dry rock geothermal program[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 57: 1-17.
- Ledéser B, Dubois J, Velde B, Meunier A, Genter A and Badri A. 1993b. Geometrical and fractal analysis of a three dimensional hydrothermal vein network in a fractured granite[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 56: 267-280.
- Li X F and Munetake S. 2007. The hydrothermal alteration and mineralization of Middle Jurassic Dexing porphyry Cu-Mo deposit Southeast China[J]. Resource Geology, 57(4): 409-426.
- Long J C S and Witherspoon P A. 1985. The relationship of the degree of interconnection to permeability in fracture networks[J]. Journal of Geophysical Research, 90(B4): 3087-3098.
- Loriga M A. 1999. Scaling systematic of vein size: an example from the Guanajuato mining district (Central Mexico) [A]. In: McCaffrey K J W, Lonergan L, Wilkinson J J, eds. Fractures, fluid flow and mineralization [C]. London: Geological Society Special Publications. 155: 57-67.
- Lowell J D and Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits[J]. Econ. Geol., 65: 373-408.
- McCaffrey K J W and Johnston J D. 1996. Fractal analysis of a mineralized vein deposit: Cuurraghinalt gold deposit County Tyrone[J]. Mineralium Deposita, 31: 52-58.
- Meyer C. 1965. An early potassic type of wall rock alteration at Butte, Montana[J]. American Mineralogist, 50: 1717-1722.
- Monecke T, Gemmell J B and Monecke J. 2001. Fractal distributions of

- veins in drill core from the Hellyer VHMS deposit, Australia: Constraints on the origin and evolution of the mineralizing system [J]. *Mineralium Deposita*, 36: 406-415.
- Muntean J L and Einaudi M T. 2000. Porphyry gold deposits of the Refugio district, Maricunga belt, northern Chile [J]. *Econ. Geol.*, 95: 1445-1472.
- Proffett J M. 2003. Geology of the Bajo de la Alumbrera porphyry copper-gold deposit, Argentina [J]. *Econ. Geol.*, 98: 1535-1574.
- Redmond P B and Einaudi M T. 2010. The Bingham Canyon porphyry Cu-Mo-Au deposit. I. Sequence of intrusions, vein formation, and sulfide deposition [J]. *Econ. Geol.*, 105: 43-68.
- Roberts S, Sanderson D J and Gumiel P. 1998. Fractal analysis of S-W mineralization from central Iberia: Insights into the role of fracture connectivity in the formation of an ore deposit [J]. *Econ. Geol.*, 93: 360-365.
- Roberts S, Sanderson D J and Gumiel P. 1999. Fractal analysis and percolation properties of veins [A]. In: McCaffrey K J W, Lonergan L, Wilkinson J J, eds. *Fractures, fluid flow and mineralization* [C]. London: Geological Society Special Publications. 155: 7-16.
- Sanderson D J, Roberts S and Gumiel P. 1994. A fractal relationship between vein thickness and gold grade in drill core from La Codosera, Spain [J]. *Econ. Geol.*, 89: 168-173.
- Seedorff E and Einaudi M T. 2004a. Henderson porphyry molybdenum system, Colorado: I. Sequence and abundance of hydrothermal mineral assemblages, flow paths of evolving fluids, and evolutionary style [J]. *Econ. Geol.*, 99: 3-37.
- Seedorff E and Einaudi M T. 2004b. Henderson porphyry molybdenum system, Colorado: II. Decoupling of introduction and deposition of metals during geochemical evolution of hydrothermal fluids [J]. *Econ. Geol.*, 99: 39-72.
- Ulrich T and Heinrich C A. 2001a. Geology and alteration geochemistry of the porphyry Cu-Au deposit at Bajo de la Alumbrera, Argentina [J]. *Econ. Geol.*, 96: 1719-1742.
- Ulrich T, Gunthur D and Heinrich C A. 2001b. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina [J]. *Econ. Geol.*, 96: 1743-1774.
- Velde B, Dubois J, Moore D and Touchard G. 1991. Fractal patterns of fractures in granites [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 23-35.
- Wilkinson J J and Johnston J D. 1996. Pressure fluctuation, phase separation, and gold precipitation during seismic fracture propagation [J]. *Geology*, 24: 395-398.