

斑岩型矿床容矿裂隙成因的几种概念模型及其意义*

赵茂春^{1,2}, 余先川^{3**}, 张翼飞⁴, 王亚伟¹, 何云¹, 苏泰民⁵, 姚金昌⁶,
唐琼¹, 刘仕军¹, 赵思传¹, 李石磊⁷

(1 云南地矿国际矿业股份有限公司, 云南昆明 650051; 2 云南省地质矿产勘查院, 云南昆明 650051; 3 北京师范大学信息科学与技术学院, 北京 100875; 4 云南省国土资源厅, 云南昆明 650224; 5 云南省地质科学研究所, 云南昆明 650051; 6 云南国土资源职业学院, 云南昆明 652501; 7 香格里拉市宝峰矿业有限责任公司, 云南香格里拉 674400)

摘要 斑岩型矿床对成矿的围岩没有选择性, 但斑岩型矿床的网状裂隙系统控制了矿体的分布、矿石的品位和组构变化、矿化蚀变等特征, 因此对容矿裂隙的形成机制、控制因素、裂隙分布规律等开展研究有着重要意义。文章探讨了斑岩在侵入、冷却、结晶演化过程中, 在岩体及其围岩中形成网状裂隙系统的相关机制及其制约因素, 将斑岩型矿床容矿裂隙的成因归纳为岩浆结晶冷缩、侵入挤压、水岩分离和区域应力叠加等4种主要成因类型, 并构建了它们的概念模型。这些裂隙成因概念模型较好地反映了不同成因的裂隙系统与斑岩侵入体的空间依存关系、裂隙的分布特征及裂隙率的变化规律, 以及它们之间的差异; 较好地解释了斑岩型矿床的成矿作用特点及其共性特征。在分析典型斑岩型矿床容矿裂隙成因的基础上, 提出了将概念模型应用于斑岩型矿床勘查找矿的思路。

关键词 地质学; 斑岩型矿床; 容矿裂隙; 成因; 概念模型; 成矿作用; 找矿应用; 地质意义

中图分类号: P618.402

文献标志码: A

Conceptual model for genesis of mineralized fissures in porphyry deposits and its geological significance

ZHAO MaoChun^{1,2}, YU XianChuan³, ZHANG YiFei⁴, WANG YaWei¹, HE Yun¹, SU TaiMin⁵, YAO JinChang⁶,
TANG Qiong¹, LIU ShiJun¹, ZHAO SiChuan¹ and LI ShiLei⁷

(1 Yunnan Geology and Mining International Mining Industry Co., Ltd., Kunming 650051, Yunnan, China; 2 Yunnan Exploration Institute of Geology & Mineral Resources, Kunming 650051, Yunnan, China; 3 College of Information Science and Technology, Beijing Normal University, Beijing 100875, China; 4 Department of Land and Resources of Yunnan Province, Kunming 650224, Yunnan, China; 5 Yunnan Institute of Geological Science, Kunming 650051, Yunnan, China; 6 Yunnan Land and Resources Vocational College, Kunming 652501, Yunnan, China; 7 Shangri-la Baofeng Mining Co., Ltd., Shangri-la 674400, Yunnan, China)

Abstract

Porphyry deposits do not choose their mineralized host rocks, but the distribution of the orebody, the grade and composition of the ore, and the mineralization-alteration characteristics are controlled by the extensively developed reticular fracturing system of the porphyry deposit. Therefore, the study of the formation mechanism, controlling factors and fractures distribution of the ore-bearing fractures is of great importance. In this paper, the mechanism concerning the reticular fracturing system formation in the porphyry rock mass and its surrounding rocks during the emplacement, cooling and crystallization evolution of porphyry rock mass is discussed. Further-

* 本文得到国家自然科学基金(编号:41672323)、国土资源部公益基金(编号:201511079-02)和中国地质调查局发展研究中心公益基金(编号:DD20190166-04)共同资助

第一作者简介 赵茂春,男,1967年生,正高级工程师,主要从事矿产勘查与找矿新思路研究。Email: zhaomc1854@163.com

** 通讯作者 余先川,男,1967年生,教授,博士生导师,主要从事信息挖掘、成矿预测、遥感影像处理。Email: yuxianchuan@163.com

收稿日期 2018-12-13; 改回日期 2019-07-16。张琦玲编辑。

more, the genesis of the fracturing is divided into four main types: magma crystallization shrinkage, magmatic intrusion extrusion, water-rock separation, and regional stress superposition, and their conceptual models are constructed. These conceptual models for fracturing genesis can better reflect the spatial dependence of different genetic fractures and porphyry intrusions, the distribution characteristics and the variation of fracture rates of fractures, and the differences between them; in addition, they can better explain the distinct porphyry mineralization characteristics and common characteristics of ore deposits. Based on an analysis of the genesis of the ore-bearing fractures in typical porphyry deposits, the authors put forward the idea of applying the conceptual model to the exploration of porphyry deposits.

Key words: geology, porphyry deposits, mineralized fissures, genesis, conceptual model, mineralization, prospecting application, geological significance

斑岩型矿床规模大、品位低、矿石易选、埋藏浅,已成为铜、钼、金等资源的重要来源(侯增谦,2004;2007;毛景文等,2012a;叶天竺等,2014;李文昌等,2014;Sun et al., 2015)。斑岩型矿床长期以来是地质学家们广泛关注和重点研究的对象之一。世界著名斑岩铜矿专家Titely等(1986)强调,广泛发育的后期破裂裂隙可以控制斑岩铜矿的蚀变和金属矿化。Kerrick等(2000)亦认为:斑岩体内部和附近围岩中发育裂隙构造,广泛散布于斑岩体及其围岩巨大范围内的浸染状铜-铁硫化物受裂隙构造控制。肖波等(2008)也认为,驱龙矿区破裂裂隙发育程度与矿化强度之间具有良好的对应关系;芮宗瑶(1984)、Lewis(2001)等指出斑岩型矿床中裂隙率的统计是预测矿化集中地段的有效手段,裂隙率平面变化特征可以指示矿床的成矿中心。林彬等(2012)在对西藏甲玛斑岩矿床裂隙系统的研究中发现,裂隙的发育程度与Cu、Mo矿化强度呈现正相关关系,并根据裂隙系统的成因模式和裂隙产状变化特征等研究结果,成功预测了隐伏斑岩的中心位置。赵茂春等(2017)认为热液型矿床中矿体的形态、产状、规模、品位、蚀变等特征严格受容矿裂隙系统控制,裂隙系统的形态和规模控制了矿体的形态和规模;裂隙的疏密程度、相互连通程度控制着矿石的矿化强度及围岩蚀变强度;裂隙的特点则在矿石的组构上得到反映。因此,对斑岩型矿床容矿裂隙的成因及裂隙的分布规律进行深入研究,对指导斑岩型矿床勘查找矿具有十分重要的理论和实践意义。

前人对斑岩型矿床的研究多侧重于矿床产出的大地构造环境、时空分布规律、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,对矿床容矿裂隙成因方面的研究相对薄弱,认识存在较大分歧。已有的研究对斑岩型矿床容矿裂隙成因

观点可初步归纳为:岩浆二次沸腾、挥发相膨胀、水力致裂、隐蔽爆破等(Burnham, 1979;芮宗瑶等, 1984;张洪涛, 1991;翟裕生等, 1993;Robb, 2005;叶天竺等, 2014)。Knapp和Norton、任启江等都强调岩浆压力和热应力在裂隙形成中的作用(任启江等, 1987);Titely等强调斑岩冷却与破裂裂隙的发生、发展之间存在因果关系(Titely et al, 1986;王之田等, 1994);王之田等(1994)认为,热机械能促使围岩中的孔隙流体受热产生应力,从而在围岩中形成破裂裂隙;Rehrig和Titely、任启江等还指出,区域构造应力对斑岩含矿裂隙的形成具一定意义(任启江等, 1987)。上述成因观点中,仅Burnham(1979)、陈国达(1985)、翟裕生等(1993)和Robb(2005)等少数学者提出较具体的裂隙成因模型,而多数的成因观点则仅局限于概念性的表述,对裂隙的形成机制、制约裂隙发育程度的相关因素、裂隙的空间分布及裂隙率变化规律、成矿作用特点等鲜有较系统深入的研究和描述。

本文在综合前人研究成果的基础上,结合笔者从事斑岩型矿床勘查工作的认识,分析了斑岩体在侵位、冷却、结晶演化过程中,在岩体及其围岩中形成网状裂隙系统的相关机制及制约因素,提出了斑岩型矿床容矿裂隙4种成因类型,并构建了它们的概念模型,提出了概念模型的找矿应用思路。

1 裂隙系统的成因分类及其特征

本文在对斑岩型矿床中矿体与斑岩时空关系、矿体形态、矿石的品位-组构-组分变化特征、斑岩体形态与矿化关系等野外观察和资料综合研究的基础上,吸收了前人的相关研究成果,将斑岩型矿床容矿裂隙成因归纳为岩浆结晶冷缩、水岩分离、岩浆侵入

挤压、区域构造应力叠加等4种主要类型。

1.1 岩浆结晶冷缩裂隙

岩浆结晶冷缩裂隙(以下简称冷缩裂隙)是指岩浆冷却结晶过程中,伴随温度降低,从熔融相转变为固相时产生体积收缩(李虎,2017),在此过程中,因收缩快慢程度、收缩时序等的差异,岩体内部不同质点间发生相对位置调整而产生的具有张性或张扭性的破裂(赵茂春等,2019)。据M·A奥西波夫和T·M拉乌穆林估算:不同成分岩浆熔体在结晶过程中,体积收缩可达原始体积的3%~11%,网状微细裂隙的形成可抵消这种体积收缩(王肇芬等,1990)。在前人分类的基础上,赵茂春等(2019)将冷缩裂隙简化为体冷缩裂隙、面冷缩裂隙两大类。前者指岩浆在冷却、成岩过程中,由于体系总体积的收缩,固结岩石内部任意一个质点均对三维空间相邻任意方向的质点产生较均匀的张应力,从而产生的张性或张扭性的破裂,这类收缩裂隙对斑岩成矿的贡献较大,下文均简称为冷缩裂隙。由于岩体内部收缩中心分布均匀,冷缩裂隙常随机、均匀分布,不具定向性,单个裂隙宽度多在数毫米以内,长度以数毫米至数十厘米为主,裂隙面多呈锯齿状。这种体积收缩随着岩浆冷却过程从岩体边部开始,大致平行于岩体外接触面,逐步逐段“退缩式”冷却(翟裕生等,1993),呈圈层状逐渐向岩体中心发展,伴随岩浆冷却-结晶成岩过程的始终。面冷缩裂隙是指当岩浆融体边缘存在较大延伸规模的较平直冷却界面时,常在垂直于冷却面的方向上形成冷缩节理,因节理的发育程度和规模与冷却面的形态、规模密切相关,因此又称为面冷缩节理。它多发育于岩体边缘有限范围内,与体冷缩裂隙相比,其几何形态较规则、节理面较平直,单个节理延伸规模更大,或具高对称性,常见有柱状节理(图1)、楔状节理等(赵茂春等,2019)。

1.1.1 冷缩裂隙形成的主要控制因素

冷缩裂隙的发育程度主要受岩浆冷却速度控制。岩浆冷却越快,则体积收缩过程越快,岩浆-岩石体系及固结的岩石微单元之间无充足的时间进行体积和相对位置的调整,因此,形成的裂隙密度大,具有较大的长度和宽度,有效孔隙率高,裂隙间相互连通性好;冷却越缓慢,则生成的裂隙密度低,宽度窄,有效孔隙率低,裂隙间相互连通性差。岩浆的冷却速度主要受下列因素控制。

(1) 侵入体规模:据Jaeger J.C.估计,厚2 km的花岗岩席完全结晶需要64 000 a,而厚8 km的花岗

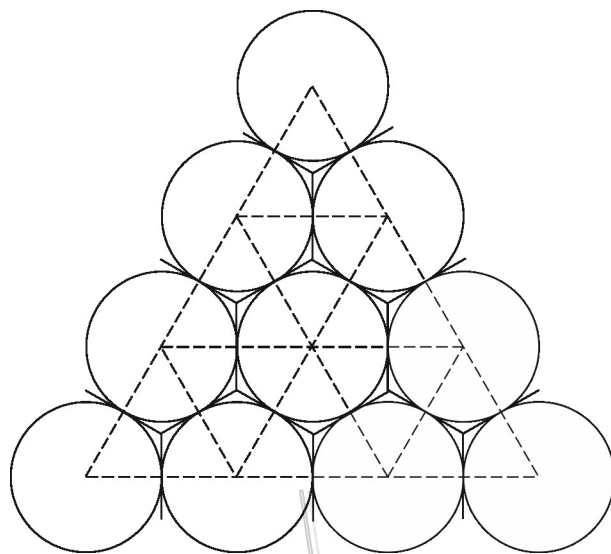


图1 柱状节理形成平面示意图(朱志澄等,1999)

Fig. 1 Schematic diagram of formation of columnar joints
(after Zhu et al, 1999)

岩基结晶约需10 Ma(邱家骧,1985)。因此,小型侵入体冷却速度较快,更容易形成密集冷缩裂隙,有效孔隙率高,利于产生斑岩型矿化作用;大型岩体冷却速度要慢得多,生成的冷缩裂隙密度极低,不利于产生斑岩型矿化作用。

(2) 侵入体形态:当侵入体呈岩株状产出时,接触边界为曲面,由边部向岩体中心的序次体积收缩,在岩体内部晚期收缩应力改造下,外缘早期形成的冷缩裂隙变得更加开放,孔隙率变高,利于斑岩型矿化作用;当侵入体呈脉状、规模极小的岩瘤时,因总体规模小,厚度薄,虽冷却快,但形成的裂隙系统规模小,且与外部沟通不畅,不利于斑岩型矿化,因此,常常可以看到矿化斑岩体周边的同期同岩性小型脉岩、岩瘤不具斑岩型矿化。

(3) 岩浆-围岩温差:岩浆与围岩温差越大,则岩浆体系冷却速度越快,岩体边部与围岩的温差最大,冷凝结晶都是从岩体边缘开始的,因此岩体边缘冷缩裂隙的密度最大。

(4) 岩体中的部位:同一侵入体的不同部位,岩浆与围岩的温度差不同,侵入体的边部,岩浆与围岩(尤其是岩体顶端)温差最大,因此岩浆冷却速度最快,冷缩裂隙密度最高,利于斑岩型矿化的发生;在边缘相固结时,温度仍然较高的边缘相成为过渡相熔融岩浆的围岩,岩浆-围岩温差降低;过渡相固结

隙大致均匀分布;岩体由外到内,冷缩裂隙逐渐由密变疏,可分为裂隙密集带、中等带和稀疏带;各裂隙带大致呈平行于岩体边界的圈层分布,组成钟状分布、裂隙率高-低层次清晰的网状裂隙系统(图2a);因岩浆向侵入体核心部位圈层状“退缩式”冷却结晶,“内圈层”晚期收缩所产生的张应力叠加于“外圈层”早期冷缩裂隙之上,使外缘的早期冷缩裂隙长度、宽度进一步扩大,裂隙率增高;斑岩的顶端及边缘的形成高裂隙率带,裂隙互连互通程度高,构成了斑岩型矿床最有利的容矿空间或导矿构造(气液通道)。受岩体形态、岩浆-围岩温差、比表面积等诸因素制约,岩体不同部位裂隙密集带宽窄不一。②侵入体规模越大,则冷缩裂隙发育差,裂隙密度低,相互连通性也差;斑岩体的规模适中时,冷缩裂隙发育良好,裂隙密度高,易形成互连互通的网状容矿裂隙系统。③根据冷缩裂隙的分布规律和开放程度,可将潜在的成矿热液通道分为最佳、中等、不良等3种,大致对应裂隙密集带、中等带、稀疏带。成矿阶段的气液流体一般选择岩体中裂隙系统最开放的部位自下而上、由外而内迁移。成矿组分最容易在岩体顶端、边部的裂隙密集带沉淀成矿,因此冷缩裂隙控制的斑岩型矿体总体呈钟状产出,岩体边缘品位较高,随着孔隙率由裂隙密集带→中等带→稀疏带渐次降低,成矿组分含量也逐渐降低。④矿石多具网脉浸染状构造,脉体长以数十厘米为主,宽一般为数毫米;受收缩比限制,斑岩冷缩裂隙的体积占比是有限度的,即有效孔隙率是有限的,因此矿体品位总体偏低。⑤多期次侵位的杂岩体内,不同期次的岩体均经历相似的冷缩裂隙生成过程,各期斑岩所形成的冷缩裂隙系统各自独立,通过裂隙系统叠加、耦合,可形成跨越各期斑岩、形态复杂的更大的网状裂隙系统(图2b);在成矿过程中,可形成跨越不同侵入期次的斑岩型矿体。

云南普朗斑岩型铜矿、西藏玉龙铜矿(宋叔和等,1994)、安徽沙坪沟斑岩钼矿(张怀东等,2012;刘晓强等,2017)、美国 Climax 斑岩型钼矿(毛景文等,2012a)等矿床都是冷缩裂隙控矿的典型代表。

1.2 水岩分离裂隙

在岩浆冷却结晶过程中,因贫水硅酸盐矿物的晶出,残余岩浆中的水逐渐富集并达到饱和,在超过了该压力下水(含挥发分)的最大溶解度时,水可能以超临界流体状态从岩浆中分离出来(叶天竺等,2014),使岩浆房压力骤然升高,挤破围岩,从而在侵

入体的围岩(含同期岩体的冷凝壳)中形成破裂裂隙。本文沿用叶天竺等(2014)提出的水岩分离概念,将这类裂隙称为水岩分离裂隙。它包括前人提出的岩浆一次沸腾、二次沸腾、挥发相膨胀、水力致裂、隐蔽爆破、热机械能等成因的裂隙,其成因以 Burnham 模式(Burnham, 1979; Robb, 2005; 侯增谦等,2009; 林彬等,2012)最为经典。

1.2.1 水岩分离裂隙形成的主要控制因素

水岩分离成因裂隙主要受下列因素控制:①岩浆中水和挥发分初始含量:水和挥发分的初始含量越高,越容易形成水岩分离成因裂隙;而当岩浆中水和挥发分初始含量极低时,可能在极低的围压下也不会出现饱和水,可忽略此类成因的裂隙;②岩体规模:岩体规模较大时,通常体系内部水和挥发分的总量也较大,结晶过程容易分离出较大体量的水和挥发组分,促进水岩分离成因裂隙的形成;反之,则不利于水岩分离成因裂隙的形成,因此斑岩体规模太小时,则可以忽略此类成因的裂隙;③岩浆冷却(结晶)速度:岩浆冷却速度太快时,矿物几乎同时结晶(邱家骧,1985),甚至来不及结晶而呈玻璃质,不利于富水相(含挥发相)的产生;岩浆冷却速度相对缓慢,则结晶速度也缓慢,贫水矿物早期结晶,水和挥发分容易在较晚的阶段富集,有利于水岩分离作用的发生;④岩体侵入深度和上侵速度:岩浆中水和挥发组分的饱和溶解度与体系所处的温度和压力成函数关系。实验表明,在等温条件下,岩浆中水的溶解度随压力增大而增大(邱家骧,1985),因此压力降低可能伴随大量水(含挥发组分)的出溶,有利于形成水岩分离裂隙。岩浆侵入深度决定了其所处的围压环境。同等温度下,深度越大越不利于水岩分离作用的产生;同理,当岩浆快速上侵时,水饱和岩浆很快变为水过饱和,超过岩浆最大溶解度的水就会被快速释放出来,有利于水岩分离裂隙的形成,因此,水岩分离作用的强度与岩浆上侵速度成正比;⑤围岩的早期破裂发育程度:围岩中早期断层、破裂发育时,体系封闭性差,水岩分离作用产生的气液相膨胀能量常常及时得到释放,不容易形成大规模的破裂;反之,则气液相可逐渐蓄积能量,当能量积累到临界点时,可能会突然冲破围岩阻力,产生破坏性极大的隐爆活动,可造成围岩结构的大范围破坏,从而产生大量水岩分离裂隙,对斑岩成矿有利。

岩浆初始 $w(\text{H}_2\text{O})$ 一般为2.5%~6.5%,平均约3%(叶天竺等,2014);冷却结晶时,由于贫水硅酸盐矿

物的率先晶出,使岩浆中的水逐渐达到饱和状态,如含水4%的中酸性岩浆,结晶时可失水1%~3%(姚凤良等,2006)。此时,岩体的外侧为结晶的冷凝壳,中间是含水量较高的水饱和壳,内部是水不饱和的熔体(林彬等,2012)。富含挥发相的流体将上升和聚集在岩浆房的顶部,形成水过饱和带(图3a)。岩浆在演化出低密度富水挥发相+水饱和岩浆(液相)+结晶固相的过程中,伴随富含挥发相低密度流体的出溶而产生体积膨胀。当 $p_{总}=100\text{ MPa}$ 时,体积改变量可能高达30%(叶天竺等,2014)。这种体积改变将导致水过饱和带内部超压,当膨胀机械能大于围岩系统(含冷凝外壳)的围压和抗张强度时,引起围岩的脆性破裂及变形(图3b),并可能伴随隐爆爆破等作用。一般情况下,因水过饱和带的顶部、侧上方为释压方向,气液相膨胀形成的裂隙以岩浆房顶部的水过饱和带为焦点呈辐射状分布,以径向裂隙为主,伴有切向裂隙,构成倒锥体状、漏斗状等的裂隙系统,裂隙形态在垂直剖面上呈扇形,水平截面上呈放射状、环状(张云鹏,2011)。径向裂隙产状近于直立或陡倾斜,在水平截面上呈放射状;切向裂隙产状较

缓,在水平截面上呈以膨胀中心为圆心的环状。当气液相迅速膨胀时,除形成上述特征的裂隙外,膨胀产生的压力可推动破碎岩块作远离膨胀中心的径向运动,并形成隐爆角砾岩。当附近围岩中有断层或多组断层交汇时,可产生特定方向的应力集中,容易使膨胀中心与断层或断层交汇处连线方向的岩石遭受破坏,形成隐爆角砾岩脉或岩筒。

石油开采的水力压裂实践表明:在致密地层内,当井底压力达到破裂压力后,地层发生破裂,然后在较低的延伸压力下裂缝向前延伸(曲占庆等,2009)。气液相膨胀的破裂机制与此类似,气液压力可以使冷凝壳原先产生的冷缩裂隙和早期的水岩分离裂隙等向前延伸,宽度扩大,延伸规模大幅度加大,可达数十米至百余米,当这些裂隙密度很高,并被后期密集型脉体或岩浆充填时,可能出现具类似角砾状构造的“角砾岩”或矿化角砾岩;裂隙可穿过侵入体的早期围岩(图3c),甚至延伸到地表(Burnham, 1979; Robb, 2005; 林彬等,2012; 叶天竺等,2014)。随着岩浆冷却结晶进程,同一侵入体内上述过程不是一蹴而就,可多次重复发生,从而在岩体中轴部、顶部及

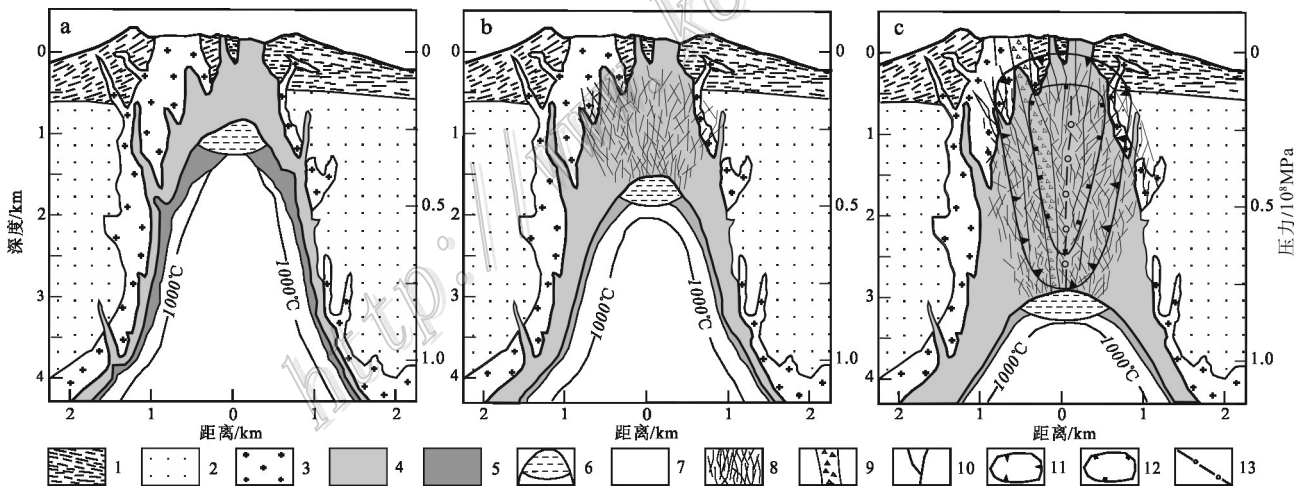


图3 斑岩体水岩分离成因裂隙概念模型(据 Burnham, 1979; Robb, 2005; 林彬等,2012 修改。此图未反映其他成因类型的裂隙)

a、b、c 示意斑岩体冷凝进程的各阶段水过饱和带迁移及水岩分离裂隙叠加演化过程

1—层状火山岩;2—围岩;3—早期侵入岩;4—冷凝外壳;5—水饱和壳;6—水过饱和带;7—水不饱和熔体;8—水岩分离裂隙;

9—隐爆角砾岩;10—石英大脉;11—斑岩型矿体;12—富矿区域;13—水饱和带演化轨迹线

Fig. 3 A conceptual model showing the fracturing system of water-rock separation in the porphyry deposit(modified after Burnham, 1979; Robb, 2005, and Lin et al., 2012, without showing any other genetic cracks)

Fig. a, b and c are schematic map of the water supersaturated zone migration, and the superimposed evolution of the water-rock separation fractures at each stage of the condensation process in the porphyry

1—Stratified intrusive mass; 2—Country rock; 3—Early intrusive; 4—Solidified portions; 5—Saturated carapace; 6—Water over-saturated zone;

7—Residual melt; 8—Water-rock separation fracture; 9—Breccia pipe; 10—Quartz vein; 11—Porphyry orebodies;

12—Ore enrichment area; 13—Water saturated zone trajectory

上覆围岩中形成多期叠加的复杂的水岩分离裂隙系统。

1.2.2 水岩分离裂隙概念模型及其成矿作用

综合上述水岩分离裂隙成因及控制因素分析,建立了如图3所示的裂隙成因概念模型。① 水岩分离裂隙易发生于水和挥发分初始含量高、规模较大的浅成侵入体中,因此并不是所有侵入体(含斑岩)都可能发生此类成因的破裂;贫水(含挥发分)的小型斑岩体一般不发育水岩分离裂隙。② 岩浆在不同结晶时段,熔体内含水率并不相同,富水阶段较易于产生水岩分离裂隙,有的岩体可能在岩浆演化晚期阶段才有过饱和富水(挥发)相的出溶,因此斑岩体的不同部位、不同深度形成的裂隙密度并不均衡,裂隙密度的空间变化不具明显的规律性,其金属矿化的强度也相对不稳定。③ 当岩浆初始含水量丰富时,在侵入体的每个结晶时段形成的水岩分离成因裂隙位于水过饱和带顶部及其围岩中,形成以水过饱和带为焦点的陡倾斜之倒锥体状、漏斗状、辐射状、环状裂隙,裂隙系统的形态和规模受水过饱和带的控制(图3b);在远离水过饱和带方向上,裂隙密度迅速降低,裂隙宽度由宽变窄,当膨胀中心附近围岩裂隙特别密集,大量碎块发生径向位移时,岩石常显“角砾岩”特征;一般径向裂隙较平直,产状近直立或陡倾,宽度以数毫米为主,倾向延伸较长,密度较高;切向裂隙多呈锯齿状,产状平缓,宽度更大,可出现宽度数厘米以上的裂隙,裂隙延伸较短,密度较低;各阶段水岩分离作用叠加形成的裂隙系统多分布于侵入体中轴及顶部,并可延伸到侵入体顶部围岩中,形态总体呈与侵入体中轴大致一致的柱状、纺锤状、倒锥状、蘑菇状等(图3c);平面上,裂隙系统一般不超出当期侵入体垂直投影范围;水岩分离裂隙以张裂隙为主,少量为张剪裂隙,裂隙宏观上分布较均匀,微观上(数米至数十米范围内)则显得不均匀。④ 岩浆演化特殊富水阶段,气液相压力非常大,在围岩结构薄弱部位可形成隐爆角砾岩筒、岩脉,这些角砾岩筒可被晚期岩浆作为通道利用或改造,可形成成分、成因均较复杂的角砾岩;角砾岩的含矿性各异,与其成因有密切关联:脆性破裂中的角砾岩对成矿有利;被晚期岩浆作为通道利用,熔浆或半塑性岩浆包裹早期角砾,形成的“角砾岩”开放性差,对成矿不利。⑤ 裂隙分布特点:水岩分离裂隙系统以侵入体的水过饱和带演化、迁移轨迹为中轴,一般分布于侵入体中轴部位,呈近陡立的柱状、纺锤状、倒锥状

等;一般靠近浅部更容易出现多期破裂的叠加,因此,由深到浅,裂隙密度增高,常形成柱状、纺锤状、倒锥状等富矿石集中区,低品位矿则围绕富矿集中区呈圈层分布;因该类型裂隙的影响因素极其复杂,不同矿床中裂隙密度垂向变化非常复杂,甚至可出现下部裂隙密度增高等倒置情况,垂向上可能呈现出多个串珠状富矿团。⑥ 同期斑岩水岩分离裂隙的形成晚于冷缩裂隙,因此可改造冷缩裂隙以及更早(上部)的水岩分离裂隙,使裂隙的延伸变长、开放程度更高,裂隙的密度大幅提高;⑦ 水岩分离裂隙主导的斑岩型矿体多分布于以水过饱和带迁移轴为轴心的斑岩体中轴部位,矿体可延入到顶部围岩中,呈近陡立的实心筒状、纺锤状等(图3c);一般向深部品位总体降低,但也可能出现矿石品位高→低→高→低等复杂变化,如Don Javier斑岩铜钼矿(陈念等,2017;赵宏军等,2018);⑧ 矿石结构构造特点:多具网脉状+脉状构造,网脉分布不均匀,单脉延伸多在数米至数十米以上,脉宽数毫米至数厘米;其他弱矿化部位多以脉宽在数毫米至数厘米的稀疏脉状为主;浸染状构造则占相对次要地位。

秘鲁 Don Javier 铜钼矿(吴斌等,2013;陈念等,2017;赵宏军等,2018)、西藏驱龙铜矿(杨志明等,2008)、塞尔维亚的波尔铜矿(王肇芬等,1990;毛景文等,2012a)等斑岩型矿床都是水岩分离成因裂隙容矿的典型代表。

1.3 岩浆侵入挤压裂隙

岩浆侵入挤压裂隙是指岩浆在侵位过程中对围岩产生挤压、剪切、拉张等机械破坏作用,从而在岩体的围岩中产生的裂隙。挤压裂隙主要分布于侵入体的顶部及侧上方围岩中,其次是侵入通道的围岩中。主要有顶部裂隙带、边缘裂隙带两大类,通常以顶部裂隙带最为发育。

1.3.1 岩浆侵入挤压裂隙形成的主要控制因素

岩浆侵入挤压裂隙的发育程度主要受以下因素控制。

区域构造:斑岩型矿床产在岛弧环境、板块边缘和造山带内(李文昌等,2014;Sun et al.,2015),区域构造的特点控制了斑岩的产出和规模。斑岩多沿大型断裂带呈带状分布,主要断裂交汇部位控制了大型斑岩铜矿床的分布(张洪涛等,2004;Cannell et al.,2005;翟裕生等,2011;毛景文等,2012a;叶天竺等,2014;李文昌等,2014)。这是因为断裂交汇部位是构造的薄弱部位,它限定了多期次的岩浆常在单

一中心狭窄的区域反复侵位,形成复式斑岩体,有利于早期固结的岩体及其围岩被晚期斑岩反复侵位挤压,形成规模庞大的网状破裂系统;同时岩浆反复演化也有利于成矿组分的大量富集,形成规模巨大的斑岩型矿床。多期岩浆侵入中心重叠越好对成矿越有利;而多中心侵入活动形成的挤压破裂相对分散,裂隙系统往往规模有限,裂隙密度低,对斑岩型矿床成矿不利。

侵入活动频次:一般斑岩的侵入活动越频繁,各期的侵入通道重叠越好,越有利于多期破裂的叠加,在岩浆主侵位通道的围岩中形成庞大的挤压破裂系统,裂隙密度高,对斑岩成矿十分有利。

岩体形态和规模:岩体呈岩株、岩枝状侵入时,容易对围岩形成破坏,侵入体的形态差异影响了其对围岩的破坏程度;岩浆沿断层、大型节理呈脉状侵入时,对围岩破坏力通常较弱,破坏范围有限。侵入体规模较大时,对围岩形成的破坏力通常较大;侵入体规模较小时,则其围岩挤压裂隙不发育,对回弹裂隙发育则较有利。

岩浆的粘度:岩浆的粘度越大,上侵时与围岩的摩擦力越大,容易对围岩形成较大的机械破坏。因此,挤压裂隙常发生在岩浆偏酸性、温度偏低的侵入体周边。如智利 El Teniente 斑岩铜钼矿 (Cannell et al., 2005; 毛景文等, 2012a)、印度尼西亚 Grasberg 斑岩铜金矿 (毛景文等, 2012a; 元华胜等, 2016)。

上侵方式和速度:主动侵位(靠岩浆自身上冲压力侵入到一定场所)对围岩破坏作用最大;被动侵位(沿围岩早期构造侵入)对围岩的破坏作用最小,容许侵位(芮宗瑶, 1984)则介于两者之间。岩浆底辟上侵,以及呈整合侵入(邱家骧, 1985; 翟裕生等, 1993; 路凤香等, 2004; 叶天竺等, 2014)时,对围岩破坏较弱;与围岩呈不整合侵入时,对围岩破坏力最大。岩浆的运动方向对挤压裂隙的对称性起到决定性作用,岩体形态规则且垂直上侵时,挤压裂隙相对于岩体的对称性较好;岩浆上侵速度较快时,其对围岩的破坏作用越明显,越利于挤压裂隙的形成。

当围岩为侵入岩、火山岩等非层状刚性岩石时,侵入作用容易形成挤压裂隙;当围岩为层状的韧性岩层时,岩浆上拱容易形成穹隆构造,不容易产生大规模的破裂;当围岩为火山岩、碎屑岩等层状刚性岩石时,侵入作用容易在相对刚性的岩层中形成挤压裂隙,形成特殊形态的层状矿体,如河南东沟钼矿围

岩(安山质火山岩)中的矿体呈“草帽状”覆盖于矿化斑岩体之上,斑岩体隆起部位矿体厚度最大(付治国等, 2005; 马红义等, 2007; 毛景文等, 2009)。

岩浆冷却速度:岩浆与围岩温差较大,则其冷却速度快,粘度增大,容易对围岩形成较大的破坏,利于挤压裂隙的发育。在岩浆房顶部,快速冷却会产生熔浆-岩石体系总体积收缩,利于顶部围岩中回弹裂隙的形成。

顶部裂隙带有5种类型,以倒锥体状裂隙带、回弹裂隙带、顶部平缓裂隙带最为常见,环形地垒状裂隙、锥状剪切裂隙(翟裕生等, 1993)对斑岩成矿作用影响有限,不作介绍。

当侵入体顶部呈上凸的圆弧时,围岩常形成如下裂隙:①倒锥体状裂隙带又称圆锥体状裂隙带(翟裕生等, 1993),在侵入体上拱的垂直压力作用下,顶部及侧上方围岩中形成倾向岩体中心的一系列张性-张扭性放射状裂隙、环形张扭性裂隙,并可出现放射状张性-张扭性断层、环形逆断层等;裂隙、断层产状一般较陡,裂隙一般延伸较长,宽度多在数毫米以上。靠近侵入体接触带,围岩破裂程度和裂隙密度较高,远离接触带方向破裂程度逐渐减弱。裂隙密度较高的网状裂隙带总体呈钟状分布(图4A)。②回弹裂隙又称钟状构造(翟裕生等, 1993),分布于侵入部位较高的小型岩瘤顶部,是指岩浆快速冷却时伴随总体积的收缩,从而引发下方岩体的“撤离”,在岩浆房顶部形成虚脱空间,顶板围岩在重力作用下产生向下的回弹应力,从而在围岩中产生大致平行于侵入接触面的层状张性裂隙带,裂隙产状一般较平缓。侵入体规模较大时,冷却速度较慢,不利于回弹裂隙的形成。环状岩墙、锥状岩席(邱家骧, 1985)以及部分火山口、火山颈塌陷等,形成机理极其相似,均与侵入体的“撤离”作用有关。回弹裂隙带常叠加在倒锥体状破裂带上,形成放射状+层状的倒锥体状破裂带(图4B),裂隙带开放程度变高,易成为矿化富集场所。如澳大利亚 Cadia Ridgeway 斑岩型铜金矿 Cu、Au 品位以接触带附近最高,而接触面向上、向下品位均降低;上部围岩中硫化物脉体以陡倾为主,斑岩体内部则不具此特征(施俊法等, 2005)。陕西金堆城斑岩型钼矿也具类似特征(宋叔和等, 1994)。笔者认为,这些矿床中斑岩体内属冷缩裂隙容矿,围岩中的矿体则属于倒锥体状裂隙带+回弹裂隙容矿,因此出现了上述品位、硫化物脉体的变化规律;矿床属于多种成因叠加的裂隙系统控矿。

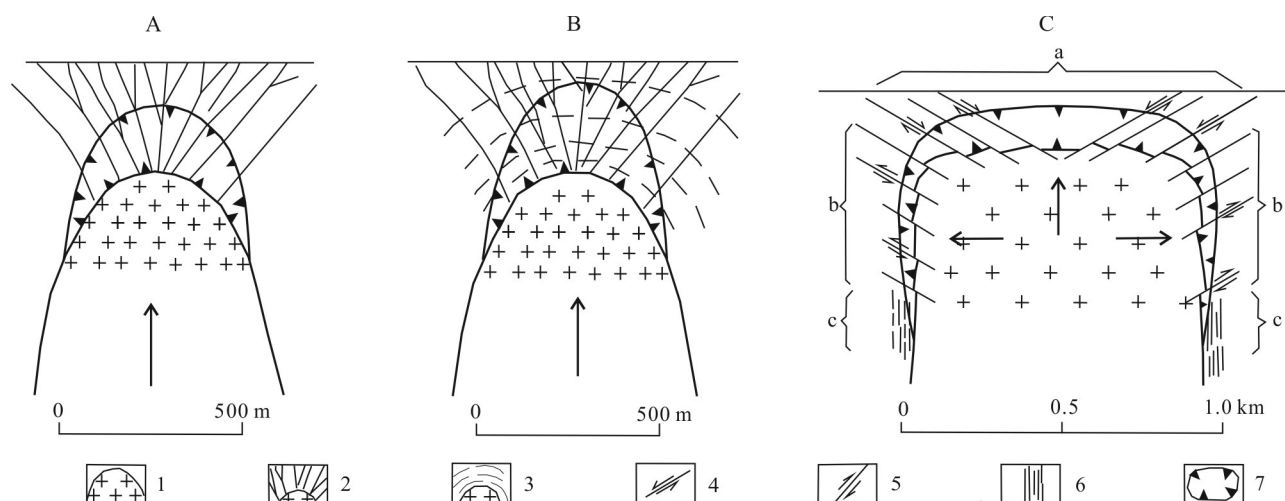


图4 侵入体挤压裂隙系统形成主要机制示意图

A. 倒锥体状裂隙带(据翟裕生等,1993修改);B. 回弹裂隙带;C. 顶部平缓裂隙带及边缘裂隙带(据陈国达,1985修改)

1—侵入体;2—倒锥体状裂隙带;3—回弹裂隙带;4—顶部平缓节理/正断层;5—边缘节理及逆断层;6—边缘破劈理带;7—斑岩型矿体
箭头示意岩浆运动方向

Fig. 4 Schematic diagram of the key mechanism of the extrusion fracturing system in intrusions

A. Inverted-tapered fracture zones (modified after Zhai et al., 1993), B. Rebounded fracture zones, C. The top joints fissure with gentle shape zone and limbic joints fissure zone (modified after Chen, 1985)

1—Intrusion; 2—Inverted-tapered fracture zone; 3—Rebounded fracture zone; 4—The top joints fissure with gentle shape / normal faults; 5—Limbic joints fissure / reverse fault; 6—Limbic fracture cleavage zone; 7—Porphyry orebodies.

The arrows indicate the direction of the magma movement

当侵入体顶面较平缓时,围岩常形成顶部平缓裂隙带。顶部平缓裂隙是陈国达(1985)所述的顶部平缓节理、顶部平缓正断层之总称,一般在顶部较平缓的侵入体顶板围岩中发育,多形成二组叠瓦状的平缓节理,二组节理倾向岩体中心,相向倾斜(图4C-a),均属张性或张扭性质,节理规模较大时可演化为正断层。其成因可能为岩浆熔融体上侵的同时向四周扩大,在顶部围岩中形成垂直压应力和水平拉伸应力有关,通过这种机制,侵入体得以向上、向周边伸张和扩大(陈国达,1985)。

边缘裂隙带常见有以下2种:①边缘节理裂隙带:是粘稠的岩浆沿近于直立的岩浆通道上侵时与围岩间产生剪切应力,因而在接触带围岩中产生倾向岩体一侧的迭瓦状张性、张扭性节理、裂隙(图4C-b),倾角通常为 $20^{\circ}\sim 45^{\circ}$,可发展为边缘逆断层(陈国达,1985;翟裕生等,1993);②边缘破劈理带:是粘稠的岩浆快速上侵时产生剪切作用,在围岩中产生平行于接触面的破劈理带(图4C-c),裂隙产状近于直立。边缘裂隙带和边缘破劈理带一般在接触面较陡的小型侵入体围岩中发育较

好,多围绕侵入通道分布,但影响范围有限,对斑岩型矿化的贡献有限。

1.3.2 岩浆侵入挤压裂隙的概念模型及其成矿作用

综合上述岩浆侵入挤压裂隙成因及控制因素分析,建立了如下裂隙成因概念模型:①侵入挤压裂隙主要分布于侵入体顶部及侧上方的围岩中,裂隙系统多呈钟状形态围绕侵入体分布;在远离侵入体方向上,围岩破碎程度、裂隙密度均逐渐降低,裂隙宽度也有由宽变窄的趋势;当侵入体前锋围岩特别破碎时,常形成局部角砾状富矿石;侵入挤压裂隙可能与当期或往期岩体中的冷缩裂隙、水岩分离成因裂隙融为一体,组成规模庞大的多期次复杂网状裂隙系统,如智利El Teniente斑岩型铜钼矿(Cannell et al., 2005);②多期次侵入的复式斑岩体围岩中,多期挤压裂隙可多次叠加;多期岩浆侵入中心重叠越好,挤压裂隙系统的规模越大,裂隙密度越高,越有利于多成因裂隙系统的充分融合,形成规模巨大、品位较高的斑岩型矿床。复式岩体为多中心侵入时,挤压裂隙系统对斑岩型成矿的影响相对有限,往往不利于巨大斑岩型矿床的形成;③不同部位不同类

型的挤压裂隙对斑岩型矿床成矿作用的贡献差别很大,一般顶部裂隙带规模最大,对斑岩成矿影响最强,边缘裂隙带规模较小,对成矿影响最弱;因侵入体形态、上侵方式等主导因素的差异,各期斑岩所形成的挤压裂隙系统的规模、形态、裂隙密度、相对侵入中心的对称性等方面都存在较大差异,对斑岩成矿的贡献也存在明显差异;④挤压裂隙以陡倾斜裂隙为主,均以侵入体顶部为中心,形成倒锥体状、钟状裂隙,平面上呈放射状、环状;远离岩体的围岩中常有放射状、环状石英大脉产出。Cannell 等(2005)在对智利 El Teniente 斑岩型铜钼矿大量容矿脉体进行测量、统计的基础上,建立了与多期侵入体有关的侵入挤压裂隙构造体系模型,图5清晰地反映了早期英安斑岩脉侵入时在矿区安山岩中形成的放射状、环状陡倾斜裂隙为主体的容矿裂隙特征,以及裂隙与英安斑岩脉的空间关系;德兴铜厂铜矿围岩中的A脉和B脉也存在围绕矿化斑岩体呈放射状或同心圆状展布的情况(王翠云等,2012);⑤矿石组构特点:在侵入体的顶部及侧上方,随着与岩体距离增加,矿石依次出现网脉状(可出现角砾状)→网脉状→细脉浸染状→浸染状等变化。

侵入挤压裂隙系统因常与斑岩冷缩裂隙系统密切相伴,网状裂隙系统规模庞大,其主导的矿床一般

规模较大,品位偏高,著名的矿床有伊朗 Sar Cheshmeh 斑岩铜矿(王肇芬等,1990)、智利 El Teniente 铜钼矿(Cannell, et al., 2005;毛景文等,2012a)、印尼 Grasberg 铜金矿(毛景文等,2012a;元华胜等,2016)等。中国河南东沟钼矿安山质火山岩中的矿体(马红义等,2007;毛景文等,2009)、青海纳日贡玛铜钼矿玄武岩中的矿体(陈建平等,2008)、西藏雄村铜金矿凝灰岩中的矿体(郎兴海等,2010;毛景文等,2012b)、江西的德兴铜厂及富家坞铜矿围岩中的矿体(季克俭等,2007;侯增谦等,2009;王翠云等,2012;Hou et al., 2013)都是侵入挤压裂隙容矿的典型代表。

1.4 区域构造应力叠加裂隙

上述3类成因的裂隙均与斑岩的侵位、冷却、结晶成岩等岩浆演化过程密切相关,是与斑岩内因关系密切的裂隙类型。斑岩的岩浆演化及成矿过程中,如果受到外部应力的作用,裂隙系统又可能发生一些规律性变化。

斑岩冷缩裂隙系统形成过程中,如果叠加区域构造应力而形成特定部位、特定方向的应力集中,则原本分布均匀的冷缩裂隙会表现出一定的优选方向,与区域主构造线、主构造(断裂)面平行的裂隙长度进一步扩大,裂隙密度增高,使裂隙系统具有明显的方向性(任启江等,1987),高密度的裂隙群呈带状

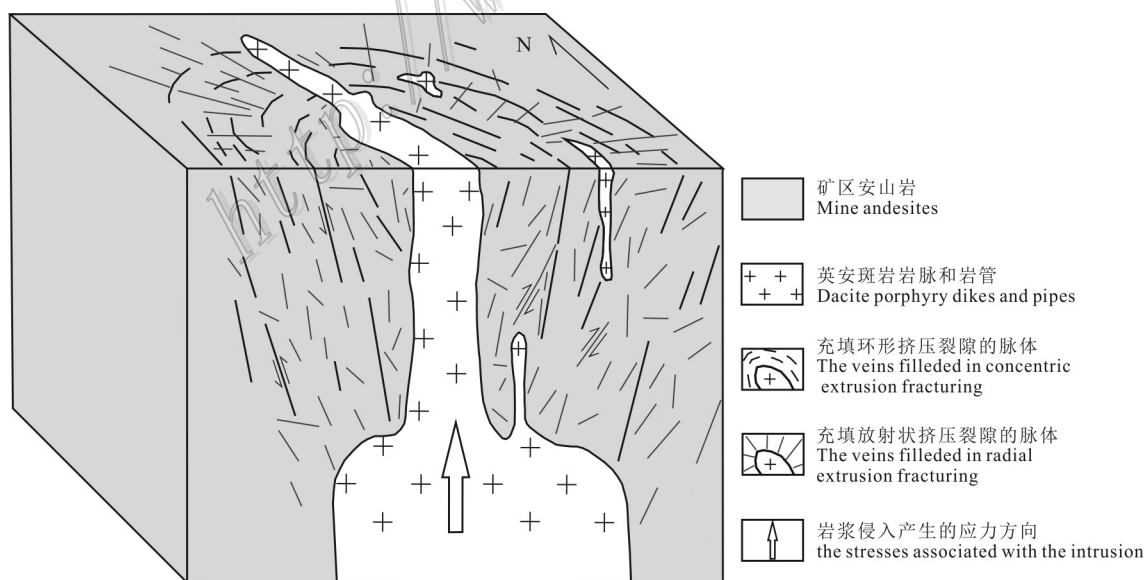


图5 智利 El Teniente 铜钼矿区英安斑岩的挤压裂隙结构模型(据 Cannell et al., 2005 修改)

Fig. 5 Schematic structural model of extrusion fracturing of dacite porphyry in El Teniente porphyry Cu-Mo deposit, Chile (modified after Cannell et al., 2005)

展布,形成似层状矿体群。如滇西普朗斑岩铜矿区,斑岩型矿体内,相对高品位矿石呈总体走向北西、倾向北东的“似层状”分布(曹晓民,2013),与周边区域

性断裂的产状基本一致(图6)。某些矿床中甚至形成平行产出的节理带或大型节理,并被矿化石英脉充填,如陕西金堆城斑岩型钼矿(任启江等,1987)、吉林

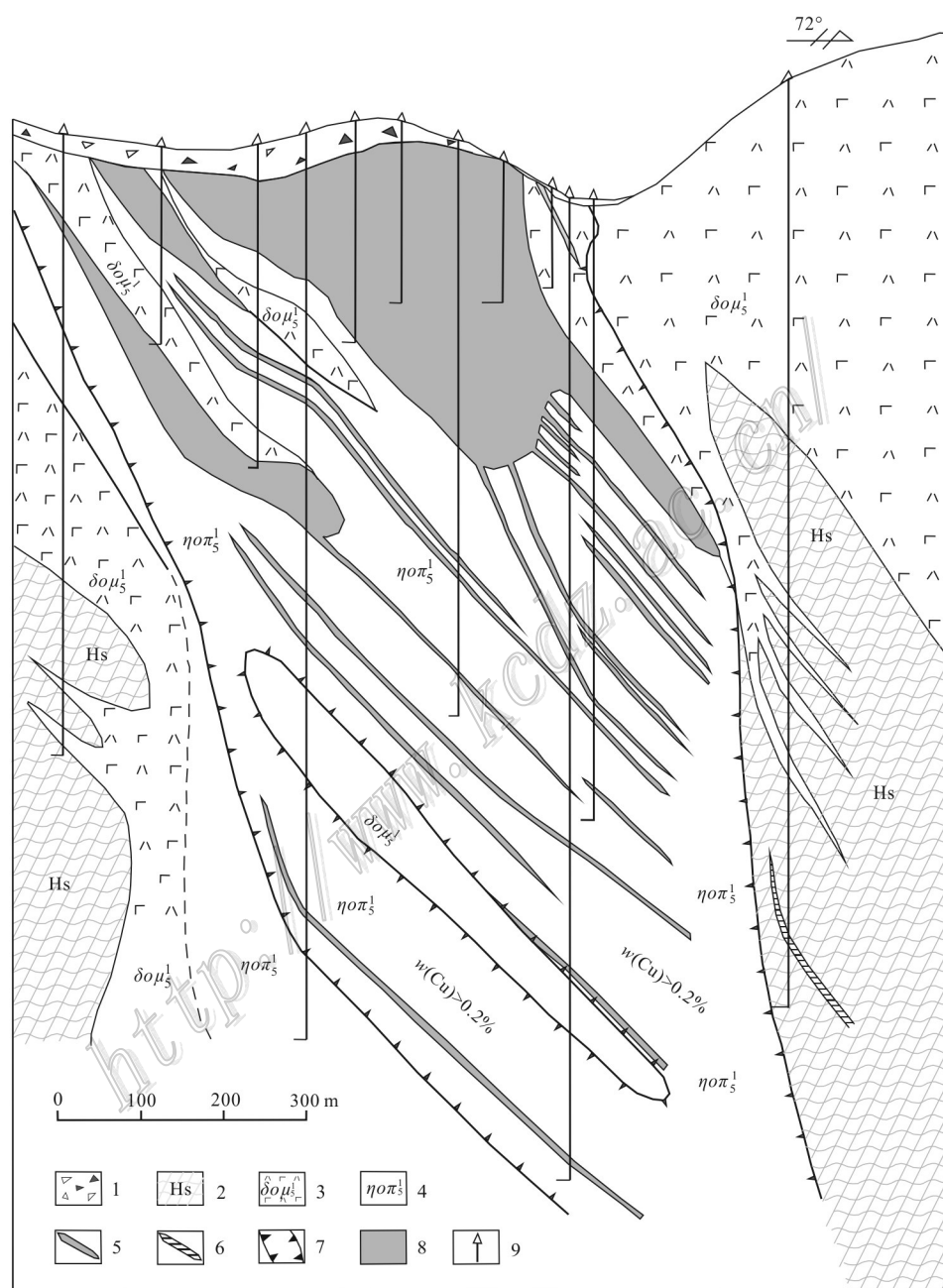


图6 云南普朗斑岩铜矿4线剖面略图(据曹晓民,2013修改)

1—冰碛堆积物;2—长英质角岩;3—石英闪长玢岩;4—石英二长斑岩;5—似层状斑岩矿体;6—角岩内铜矿化;
7— $w(\text{Cu}) > 0.2\%$ 界线;8— $w(\text{Cu}) > 0.4\%$ 区域;9—钻孔

Fig. 6 Schematic geological section along No. 4 line of the Pulang porphyry copper deposit, Yunnan Province (modified after Cao, 2013)

1—Moraine; 2—Hornfels; 3—Quartz diorite-porphyrite; 4—Masanophyre; 5—Stratoid porphyry orebodies; 6—Hornfelsic copper orebodies;
7— $w(\text{Cu}) > 0.2\%$ boundary; 8— $w(\text{Cu}) > 0.4\%$ area; 9—Drill hole

大黑山斑岩型钼矿(宋叔和等,1994;周伶俐等,2010)。

在岩浆侵入挤压裂隙和水岩分离裂隙形成过程中,也可能有区域构造应力的叠加改造。

2 斑岩型矿床成矿作用特点讨论

斑岩型矿床的成矿作用受成矿组分的丰富程度和多成因叠加的网状裂隙系统等诸多因素共同控制,区域地质及地球化学背景决定了成矿区主要金属矿化的组分特征及其丰富程度。当成矿组分极为丰富时,网状裂隙系统的规模、形态,裂隙的密度和宽度、有效裂隙率等就成了制约矿床规模、矿体形态、矿化和蚀变强度、矿石组构等的主要因素。据此,通过对斑岩型矿床的矿体形态、矿体与各期斑岩空间关系、含矿岩性、矿石品位及组构变化,以及与矿化蚀变有关的各类脉体在分布均匀程度、产状、长度、宽度等特征的观察,也可以判断其容矿裂隙的成因类型,有助于识别矿床的找矿的标志,指导后续找矿工作。根据上述多成因裂隙系统概念模型,对斑岩型矿床主要特征作如下讨论:

2.1 “小岩体成大矿”

斑岩成矿系统中成矿物质组分极为丰富的前提下,网状裂隙系统的规模和裂隙发育程度就成了制约斑岩型矿床规模的主要因素,本文仅从容矿裂隙(系统)的形成机制这一特定的视角对“小岩体成大矿”(芮宗瑶等,1984)进行讨论。比起规模较大的斑岩,小型岩体中更容易形成冷缩裂隙,小型斑岩体的某些特性也使它对促进水岩分离裂隙、挤压裂隙的形成起到关键的作用。①根据冷缩裂隙概念模型,规模较小的斑岩体的冷凝固晶速度快,内部冷缩裂隙发育较好,对斑岩成矿有利;②直径较小的岩体运动的阻力较小,上侵速度较快,其围岩中容易产生挤压成因的网状裂隙系统;多期次多成因裂隙系统融合,极大地拓展了斑岩型矿化容矿空间,有利于大型斑岩型矿床的形成;③规模较小的富水斑岩体在快速上侵减压过程中,容易产生水过饱和,较容易形成水岩分离成因的网状裂隙、角砾岩筒等容矿裂隙系统。

许多大型、超大型斑岩型矿床中,都存在对多成因裂隙系统的形成起关键作用的小型岩体。如智利El Teniente斑岩铜钼矿床的Braden角砾岩筒及英安

岩筒(Cannell et al., 2005; 2007; 毛景文等, 2012a)、印尼Grasberg斑岩铜金矿的Grasberg岩株和Kali岩脉(毛景文等, 2012a; 亓华胜等, 2016)、西藏驱龙铜矿的P斑岩等(杨志明等, 2008)。

2.2 杂岩体之特殊期次、特殊岩性成矿

收缩裂隙控矿时,常出现“杂岩体之特殊期次、特殊岩性成矿”的情形。成矿复式斑岩体一般具有多期次演化和侵位的特点。一般早期岩浆活动较强烈,侵入体规模较大,其冷缩裂隙发育程度较差;晚期岩浆活动减弱,侵入体规模较小,冷缩裂隙发育更好,对斑岩成矿有利;岩浆演化晚期成矿气液极为活跃阶段,成矿组分在容矿裂隙发育较好的特殊期次、特定岩性斑岩中集中成矿。如:滇西格咱地区的普朗、滥泥塘、雪鸡坪等斑岩型铜矿床,含矿斑岩均为晚期规模较小的石英二长斑岩;早期闪长玢岩体规模普遍较大,冷缩裂隙发育较差,因此仅在与二长斑岩型矿体接触带局部有铜矿化。普朗铜矿区主矿体边缘的PZK0001、PD03等坑、钻工程中,早期闪长玢岩体中的 $w(\text{Cu})$ 平均0.1%,仅个别样品大于0.4%(云南省地质调查院, 2012);笔者在2000年编录PLD002、PLD003钻孔时,观察到闪长玢岩/石英二长斑岩界面两侧裂隙率发生突变,仅裂隙率较高的石英二长斑岩中Cu达工业品位。西藏驱龙斑岩铜矿301-89钻孔394 m处,反映两期岩体接触关系的岩芯照片清晰显示:X斑岩(小型岩枝)中的脉体分布均匀,其密度明显高于规模更大的早期花岗岩闪长岩(杨志明等, 2008)。

2.3 矿体形态特征

斑岩型矿体的形态受“裂隙密度高、裂隙间连通性好、有效孔隙率高”的网状裂隙系统控制。多数矿体一般分布于含矿斑岩体的顶端,呈钟状产出,当岩体呈筒状时,矿体也呈筒状、空心筒状等形态产出,如江西德兴斑岩铜矿(侯增谦等, 2009; Hou et al., 2013)。在冷缩裂隙和挤压裂隙控矿时,这种现象很容易解释:冷缩裂隙系统中的富矿集中分布于斑岩体顶端裂隙密集带内,如普朗铜矿PLD001钻孔(300.19 m)全孔 $w(\text{Cu})$ 平均0.68%,单样品位0.3%~1.74%,总体向深部品位缓慢降低;高品位样全部位于103 m以浅(全为硫化矿,无次生富集现象), $w(\text{Cu})$ 平均为1.0%,在103~300.19 m之间, $w(\text{Cu})$ 平均仅0.51%(曾普胜等, 2003)。挤压裂隙系统中,富矿集中分布于靠近侵入体顶部的围岩中,如伊朗Sar Cheshmeh斑岩铜钼矿(王肇芬等, 1990)、智利El Te-

niente 斑岩铜钼矿 (Cannell et al., 2005) 等。水岩分离成因裂隙系统控制的矿体一般产于斑岩体中轴部,多呈实心筒状、纺锤状、倒锥状、椭球状等,甚至呈垂向上连续性较差的不规则串珠状。如:秘鲁 Don Javier 斑岩铜钼矿 $w(\text{Cu}) > 0.4\%$ 的富矿区域呈直径 $< 300 \text{ m}$ 的筒状,垂向上分解为 2 个独立的矿柱; $w(\text{Cu}) > 0.18\%$ 的矿体呈不规则筒状环绕富矿柱分布,垂向延伸长甚至 $> 1000 \text{ m}$,在不同标高的水平截面上,矿体面积变化很大且无明显的规律性,最大截面可达 $1040 \text{ m} \times 560 \text{ m}$ (吴斌等, 2013; 陈念等, 2017)。冷缩裂隙和挤压裂隙主导的矿体通常三维空间上连续性较好,而水岩分离裂隙控制的矿体垂向延伸稳定性差,甚至在垂向上可出现“尖灭再现”现象。区域构造应力改造主要使裂隙呈现特定方向的裂隙带延伸变长、裂隙率增高等变化,使斑岩体内出现似层状、脉状等矿体,或在矿体中出现富矿条带。

2.4 矿石构造特点

斑岩型矿床的矿石构造一般描述为细脉状、网脉状、细脉浸染状、浸染状等。事实上,裂隙成因不同,其矿石构造及其过渡变化特征都不完全一致,具体表现为:① 冷缩裂隙为主导时,由深到浅,由内到外,矿石构造的变化趋势依次为浸染状→细脉浸染状→网脉状,脉体长度多在数厘米至数十厘米,宽一般在数毫米以内,脉体分布均匀,不具定向性。王凯等 (2016) 统计表明,普朗铜矿区 A、B、D 类脉体的脉宽多在 $1 \sim 6 \text{ mm}$;② 水岩分离裂隙主导时,由深到浅,由内到外,矿石可依次出现(角砾状)→网脉状→网脉浸染状构造的变化趋势,脉体以陡倾为主,宽度一般为数毫米至数厘米,脉长多在数米至数十米以上,一般大于挤压裂隙的平均长度。此类容矿裂隙在多次水岩分离作用叠加时,矿石构造变化复杂,或破坏了前述规律性;③ 挤压裂隙主导时,由深到浅,矿石构造的变化趋势为(角砾状)→网脉状→网脉浸染状,脉体较平直,有陡倾、缓倾两组,以陡倾为主,宽度一般为数毫米至数厘米,延伸多在数米以上;④ 区域构造应力叠加裂隙主导时,矿石构造特征多与冷缩裂隙所主导的基本一致。

需要说明的是在热液成矿阶段,气液流体的多期活动可不同程度地改造原有的裂隙,使裂隙变宽、变长,并可能有部分新生的裂隙(高合明等, 1994; 高太忠等, 1999; 陈柏林, 2001; 张永等, 2010; 叶天竺等, 2014)。宋叔和等 (1994) 还指出,由于岩石静压力和静水压力的更替,使岩石发生破裂和矿质的沉

淀,形成了纵横交错的含石英网脉。我们可以根据充填这些裂隙的硫化物脉体的几何学和统计学特征来识别裂隙的成因类型。

2.5 矿床品位变化特点

各期斑岩及其围岩中的矿量分配受“裂隙密度和有效裂隙率高,平均裂隙宽度大”的裂隙系统控制,富矿则一般受有效裂隙率较高地段控制。

冷缩裂隙的孔隙率受限于岩浆熔体与结晶岩石的体积变化,裂隙形成过程中岩石微单元之间没有太大的相对位移;水岩分离裂隙、挤压裂隙也是在有围压的封闭环境中形成的,因此各类成因的网状裂隙系统中,有效裂隙在容矿岩石中的体积占比是受限的。斑岩型矿床中矿化金属组分以充填为主,这决定了其矿石品位总体偏低,斑岩铜矿的矿石单样一般 $w(\text{Cu}) < 2\%$,矿床 $w(\text{Cu})$ 平均 $0.3\% \sim 0.8\%$ (王肇芬等, 1990)。与低位侵入体相比,高位侵入体及其围岩系统的岩石总体积变化有更大的自由度,可出现较高的裂隙率,矿床平均品位稍有偏高。

不同成因类型的裂隙所主导的斑岩型矿体品位变化常有如下规律(不考虑表生富集):冷缩裂隙主导的矿体顶端及边缘品位较高,岩体中心及深部品位偏低,即“上富下贫,外富内贫”;水岩分离裂隙主导的矿体一般在岩体的轴心部和顶部品位较高,岩体边部、深部品位偏低,即“上富下贫,内富外贫”,由于岩浆演化不同时段岩浆房产生的压力存在较大差异,该类型矿体品位变化总体规律性差,如秘鲁 Don Javier 斑岩铜钼矿的筒状矿体往深部延伸范围内反复出现 Cu、Mo 品位变高的情形,ZK-91 钻孔在 2149 m 终孔处 Cu 品位仍有变高的趋势(陈念等, 2017);挤压裂隙主导的矿体在靠近侵入体顶部的围岩中品位最高,远离接触带的围岩中品位变低,即“上贫下富,外贫内富”;区域构造应力叠加裂隙一般不能大幅度影响矿体品位变化,但可出现具特定产状的似层状、脉状富矿带。

这些品位变化规律分别在冷缩裂隙主导的普朗铜矿(曾普胜等, 2003)、水岩分离裂隙主导的秘鲁 Don Javier 铜钼矿(吴斌等, 2013; 陈念等, 2017),以及挤压裂隙主导的伊朗 Sar Cheshmeh 斑岩铜钼矿(王肇芬等, 1990)和智利 El Teniente 斑岩铜钼矿(Cannell et al., 2005)等大量斑岩型矿床中得到了印证。

2.6 矿石组分变化特点

斑岩型矿床矿石组分相对简单,这已成为学者

们的共识。这是因为容矿岩石的岩性较单一,化学组分变化较小,成矿物质迁移、沉淀的地球化学环境相对简单;斑岩成矿以交代、充填作用为主,网状裂隙系统互连互通,组分交换充分;成矿热液体量大,组分相对均匀。因此矿石组分相对简单,成矿温度是控制主要金属组分沉淀、成矿元素分带的重要机制。某些多期复式岩体中,成矿作用多期次叠加,可能会因各期热液和容矿岩石组分的差异,矿石的矿物组分变化相对较复杂。

2.7 多期次岩浆演化对成矿较有利

多期次岩浆演化对斑岩成矿比较有利,主要体现在以下4方面:①多期岩浆活动容易在各期斑岩及其围岩中,因多期、多成因裂隙的叠加、复合而形成互连互通的庞大容矿裂隙系统,有利于大量成矿组分的沉淀富集,尤其是单一侵入中心的多期杂岩体对形成规模巨大的斑岩矿床更加有利。规模较大的斑岩型矿床,其复式岩体多具单一中心反复侵位特征,如智利 El Teniente 铜钼矿、伊朗 Sar Cheshmeh 铜矿、印尼 Grasberg 铜金矿、美国 Climax 钼矿、西藏驱龙铜矿等;②多期岩浆演化,岩浆的体量庞大,可以演化出丰富的成矿组分。大量斑岩型矿床的侵入杂岩体为多期次侵位,说明深部岩浆活动强烈,岩浆与深部岩浆房保持长期联系(赵一鸣等,2006),具多期次演化特征。多期、大规模、强烈的岩浆活动,有利于成矿组分、气液组分随时间充分演化,而使成矿组分大量富集。据杨志明等(2008)对西藏驱龙铜矿物质平衡估算:假设驱龙铜矿深部岩浆房中的 $w(\text{Cu})$ 平均为 100×10^{-6} ,要形成驱龙铜矿床(约700万吨Cu),则需要约 $7.0 \times 10^{10} \text{ t}$ 的岩浆(按密度为 2.7 t/m^3 估算,约 26 km^3 的岩浆),如果热液从岩浆中提取Cu金属的效率为50%,则形成驱龙铜矿床需要的岩浆房体积约 52 km^3 ;③多期岩浆演化,可以演化出丰富的气液组分,常伴随多期成矿作用。岩浆演化到特定阶段,富含成矿组分的成矿气液达到极易活跃的临界状态,利用既成的裂隙系统迁移到有利的容矿空间,常在网状裂隙发育的特殊期次斑岩内集中成矿。如普朗铜矿及周边的滥泥塘、雪鸡坪等铜矿,含矿斑岩的岩性均为石英二长斑岩,岩浆活动期在 $(236.4 \pm 2.4) \sim (221.5 \pm 2.0) \text{ Ma}$,成矿期在 $216 \sim 213 \text{ Ma}$ (李文昌等,2014)。伴随岩浆的多期演化,成矿作用也可能是多期的,多期成矿组分的沉淀和积累,更有利于大型矿床的形成。如:智利 El Teniente 斑岩铜钼矿床成矿作用有4期(Cannell et al., 2005;王佳新

等,2015;赵晓丹,2017),西藏玉龙铜矿、驱龙铜矿都有3期矿化蚀变(周宜吉,1985;杨志明等,2008);④多期岩浆演化,可以保证成矿热液长期演化过程中的热能持续供给,使大量成矿组分的迁移、交代作用得以长期、持续进行。

2.8 斑岩蚀变分带

斑岩成矿系统中,裂隙系统、蚀变温度、斑岩的岩性和成矿热液组分等共同控制了矿床的蚀变分带特征,尤其是容矿裂隙系统为大量组分频繁地带出、带入创造了前提条件,因此同一种蚀变可以跨越不同期次、不同岩性的侵入体及其围岩。不同成因类型的裂隙系统中,裂隙密度各分带之间有效裂隙率均为渐变过渡,加上多种成因裂隙的相互叠加,矿床裂隙系统规模通常较庞大,因此斑岩型矿床的蚀变范围远大于矿体规模。以Lowell和Guibert(1970)斑岩型矿床蚀变分带模型(毛景文等,2014)为例,矿床由内到外的蚀变带作如下划分:①钾质蚀变带:大致与裂隙稀疏~中等过渡带对应,部分矿床可跨入到裂隙密集带(图2b),因靠近侵入体核心,因此蚀变温度最高,一般在 $600 \sim 700^\circ\text{C}$ (姚凤良等,2006),德兴斑岩铜矿为 $650 \sim 750^\circ\text{C}$ (毛景文等,2012b),主要蚀变矿物为石英+黑云母+钾长石±绢云母±硬石膏(毛景文等,2014)。该带通常形成低品位矿体,边缘常形成铜、钼等矿壳;有些矿床则可能为主矿体产出部位,如普朗铜矿(李文昌等,2014)、驱龙铜矿(杨志明等,2008)、智利 El Teniente 铜钼矿(Cannell et al., 2005)、印尼 Grasberg 铜金矿(毛景文等,2012a)等,甚至是富矿产出部位(如秘鲁 Don Javier 铜钼矿,陈念等,2017);②似千枚岩化蚀变带:大致与裂隙密集带对应,蚀变温度为 $300 \sim 400^\circ\text{C}$ (姚凤良等,2006),蚀变矿物主要为石英+绢云母+黄铁矿,长石分解还可形成石英、绢云母、绿泥石、伊利石、高岭土,该带常形成主矿体(毛景文等,2012b)。如德兴铜厂和富家坞铜钼矿、玉龙铜矿、多宝山铜钼矿、沙溪铜矿等斑岩型矿床(芮宗瑶等,1984);③泥质蚀变带:大致与斑岩体外围的裂隙中等-稀疏过渡带对应,蚀变温度为 $300 \sim 100^\circ\text{C}$ (姚凤良等,2006),蚀变矿物主要为石英+高岭石+绿泥石±蒙脱石。通常不形成工业矿体;④青磐岩化带:大致与斑岩体外围的裂隙稀疏带对应,蚀变矿物主要为绿泥石+绿帘石+碳酸盐矿物+冰长石+钠长石。

此外,钾质蚀变带内侧常出现石英+绢云母+绿泥石+钾长石等矿物组合的蚀变分带,大致与岩体内

部的裂隙中等-稀疏过渡带对应,因蚀变温度高,矿物组合与泥质蚀变带、青磐岩化带存在较大差异。少数斑岩型矿床的面型蚀变是以接触带为中心,分别向岩体和围岩的两侧呈对称的环状分带,称为接触式面型蚀变,分带特征与中心式类似(姚凤良等,2006),此类蚀变分带同样是裂隙密度和蚀变温度等因素共同控制的结果。

3 概念模型的意义及找矿运用思路

3.1 构建概念模型的意义

(1) 提出了较为系统的斑岩型矿床容矿裂隙成因观点。这些概念模型综合了前人的研究成果,系统地讨论了不同成因裂隙的形成机制、裂隙系统的形态特点、制约裂隙发育的主要因素、裂隙系统与斑岩体的空间关系、裂隙密度变化规律、成矿作用特点等。而前人提出斑岩型矿床容矿裂隙成因观点则多局限于概念性的表述。

(2) 拓展了斑岩型矿床的找矿思路。斑岩型矿床的勘查区找矿通常采用地质、物探、化探、遥感等方法技术组合,筛选综合找矿信息指导找矿工作。基于多成因裂隙概念模型的找矿思路侧重于野外地质现象的观察,根据不同成因裂隙模型反映出的裂隙系统形态特点、裂隙系统与斑岩体的空间关系、裂隙密度变化规律等,结合斑岩体形态和产状、围岩特征、多期斑岩的穿插关系、矿化蚀变分带及其与斑岩体的空间关系、岩体及围岩中硫化物脉体产出特点、矿石组构及变化特征,通过判识容矿裂隙成因类型、成矿有利部位或地段、甚至多成因裂隙叠加信息,有效指导勘查工程的布置,同时更有针对性地优化找矿方法技术组合。如:针对单期斑岩而言,斑岩体顶部的围岩中应重视挤压裂隙中的矿化蚀变,斑岩体顶端及其边缘(斑岩体内侧)应重视寻找收缩裂隙中的矿化,斑岩体中轴部及顶部围岩中应注意寻找水岩分离成因裂隙控制的矿体。此外,斑岩体中硫化物脉体分布均匀且不具明显的方向性,则可能属收缩裂隙控矿,可根据收缩裂隙模型中矿体产出规律开展勘查工作;安山岩中出现斑岩型蚀变分带,并有细脉浸染状铜矿化,硫化物脉体的分布符合挤压裂隙控矿特征,可根据环状、放射状裂隙空间产出特征判断的隐伏岩体产出部位,寻找受收缩裂隙控制的斑岩型隐伏矿体;矿床属水岩分离裂隙控矿时,则应重视斑岩体中轴部位的深部探索。

(3) 模型较系统地反映了大量斑岩型矿床的共性和个性特征。模型提出了根据容矿裂隙特征进行矿床地质特征研究的新思路,并结合不同成因裂隙系统及多成因裂隙耦合特征,系统讨论了大量斑岩型矿床的共性特征;同时根据不同成因裂隙系统的个性特点,讨论了斑岩型矿床在矿体产状和形态、品位变化、硫化物脉体产状、矿石组构等方面的个性特征。如前人的研究认为斑岩型矿体多产于斑岩体的顶端(岩体内侧)及顶部围岩中,而秘鲁 Don Javier 斑岩型铜钼矿矿体产于斑岩体中轴部,岩体边缘仅具低品位铜钼矿化,水岩分离成因裂隙模型较好地解释了该矿床的这些个性特点。

(4) 提出了容矿裂隙成因类型的判别标志。根据裂隙成因模型,矿体的形态和产状、矿体与斑岩-围岩的空间关系、矿化蚀变分带、矿石品位及组构的变化、石英-硫化物脉体的产状变化及分布均匀程度等信息都可以作为综合判断裂隙成因类型的标志。

3.2 概念模型的找矿运用思路

冷缩裂隙主导的矿体产于侵入体顶端,多呈钟状产出,矿石品位变化较均匀,岩体(或矿体)顶端及边部品位较高,硫化物细脉分布均匀且不具明显的定向性;挤压裂隙主导的矿体主要产于斑岩体顶部的围岩中,多呈钟状产出,接触带附近(或矿体底部)品位较高,矿石品位变化稍大于前者,硫化物脉分布及宽度变化都不均匀,且以陡倾为主;水岩分离裂隙主导的矿体主要产于斑岩体内部(中轴部)及顶部围岩中,呈与斑岩体中心轴近于一致的实心筒状、纺锤状、倒锥状、蘑菇状等产出,矿体形态较为复杂,且垂向可能出现中断,矿石品位变化最不均匀,沿斑岩体的中心轴通常品位较高,硫化物脉宽度变化大,脉体以陡倾为主且分布不均匀。不同成因裂隙系统主导的矿床主要特征归纳于表1。

根据上述裂隙成因概念模型中斑岩体与裂隙系统在三维空间密切的依存关系、裂隙(系统)特征及其在矿石组构上的反映,提出如下找矿运用思路:

(1) 通过准确圈定斑岩形态、产状及空间分布特征,划分斑岩的期次,查明各期斑岩体的接触关系,观察其矿化、蚀变(分带)特征及其差异,快速筛选出成矿有利的斑岩及成矿有利地段(部位)。如云南格咱地区斑岩成矿带内,大面积出露的闪长玢岩多不具典型的斑岩型矿化;面积较小、近于等轴状分布的二长斑岩体出露区则是找矿的重点地段,而出现细脉浸染状铜矿化、面型蚀变分带等特征则是寻

表1 多成因裂隙主导的矿床主要特征对比表

Table 1 Comparison of main characteristics in porphyry deposits dominated by multi-genetic fractures

特征	内因裂隙			外因裂隙
	冷缩裂隙	水岩分离裂隙	挤压裂隙	区域应力叠加裂隙
裂隙位置	斑岩体内部	斑岩体内部及顶部围岩中	围岩中	主要产于斑岩体内
裂隙率	岩体顶端和边缘裂隙率高(岩体内部)	岩体中轴部裂隙率高(可跨入顶部围岩中)	岩体顶部的围岩中裂隙率高	局部裂隙率增高
脉体分布	分布均匀	分布不均匀	分布不均匀	特定方向脉体具优势
脉体长宽	长度多在数十厘米以内,宽度在数毫米以内	长度数米至数十米以上,宽数毫米至数厘米以上	长度数米以上为主,宽度数毫米至数厘米	特定方向变长、变宽
脉体产状	不具定向性	以陡倾为主	以陡倾为主,缓倾次之	与区域主构造面平行
脉体密度	岩体顶端密度较高	岩体中轴部密度较高	靠近接触带密度变高	局部密度变高
矿体位置	斑岩体内部	岩体中轴部及顶部围岩中	围岩中	主要产于斑岩体内
矿体形态	钟状为主,形态简单	筒状、纺锤状、倒锥状等,形态复杂	钟状为主,形态简单	似层状、脉状
矿体连续性	连续性好	连续性差	连续性好	通常不改变矿体连续性
矿体品位	岩体顶端及边缘品位较高,总体“上富”下贫”;品位变化较小	岩体中轴及顶部围岩品位较高,总体“内富”外贫”;品位变化大且规律性差	接触带附近品位较高,总体“下富”上贫”;品位变化中等	出现与区域主构造面平行的相对富集带
角砾岩	无	最常见	常见	少见
脉状矿体	无	有	有	有
矿石构造	细脉浸染状	细脉浸染状、脉状、角砾状	细脉浸染状、脉状、角砾状	细脉浸染状、脉状
典型矿床	云南普朗铜矿(曾普胜等,2003)、安徽沙坪沟铜矿(张怀东等,2012)、西藏驱龙铜矿(杨志明等,2008)、吉林大黑山铜矿(宋叔和等,1994;周伶俐等,2010)、陕西金堆城铜矿(宋叔和等,1994)、西藏玉龙铜矿(宋叔和等,1994)、美国Climax铜矿(毛景文等,2012a)、智利El Teniente铜矿(王肇芬等,2005)、澳大利亚Cadia Ridgeway铜金矿(施俊法等,2005)	秘鲁Don Javier铜矿(陈念等,2017)、西藏驱龙铜矿(杨志明等,2008)、塞尔维亚波尔铜矿(王肇芬等,1990)	伊朗Sar Cheshmeh斑岩铜矿(王肇芬等,1990)、智利El Teniente铜矿(Cannell et al., 2005)、西藏驱龙铜矿(杨志明等,2008)、印尼Grasberg铜金矿(毛景文等,2012a)、澳大利亚Cadia Ridgeway铜金矿(施俊法等,2005)、秘鲁库阿霍涅铜矿(王肇芬等,1990)、德兴铜厂及富家坞(王翠云等,2012;Hou et al., 2013)、吉林大黑山铜矿(周伶俐等,2010)、陕西金堆城斑岩铜矿(宋叔和等,1994)	云南普朗铜矿、雪鸡坪铜矿、烂泥塘铜矿等(曾普胜等,2003)、吉林大黑山铜矿(周伶俐等,2010)、陕西金堆城斑岩铜矿(任启江等,1987;宋叔和等,1994)
矿床数量	常见	较少见	常见	少见

找斑岩型矿化的重要标志。

(2) 在上述工作基础上,分析勘查区可能出现的裂隙成因类型,以斑岩为参照系,针对性地搜集斑岩体及其围岩不同部位石英-硫化物脉体的分布特征、脉体的长度、宽度和产状等变化,以及矿化-蚀变特征、矿石组构变化等相关证据,识别斑岩型矿化标志,重点对理论上的高裂隙率部位开展找矿工作。如寻找冷缩裂隙主导的矿体,尤其斑岩体的顶端及边缘是重点部位;而寻找水岩分离裂隙主导的矿体,应重点研究斑岩体的顶部及中轴部位。

(3) 重视复式斑岩体中多期、多成因裂隙叠加信息的筛选和识别,对裂隙模型所反映的找矿有利部位开展有针对性、有重点的勘查找矿工作,寻找隐伏的裂隙类型及其主导的矿体。如在侵入挤压裂隙主导的矿体下部,常伴有冷缩裂隙主导的矿体(图7),典型例子有德兴铜厂及富家坞(季克俭等,2007;

侯增谦等,2009;王翠云等,2012;Hou et al., 2013)、陕西金堆城铜矿(宋叔和等,1994)、澳大利亚Cadia Ridgeway铜金矿(施俊法等,2005)等。

(4) 通过石英-硫化物脉体长度、宽度,分布的均匀程度,脉体产状宏观变化规律研究,识别容矿裂隙的成因类型,运用该类型裂隙率的变化规律指导找矿。如挤压裂隙主导的矿床中,根据充填径向和切向裂隙的(石英)硫化物脉体产状的宏观变化规律,可判断斑岩体的侵入中心(图5、图7),保证探矿工程布置在成矿最有利的位。

(5) 斑岩裂隙系统的裂隙中等带和稀疏带中常伴有面型矿化围岩蚀变,根据围岩蚀变强弱变化规律,结合裂隙的成因类型、裂隙率的变化规律,寻找裂隙密集带中斑岩型矿体。

(6) 准确划分斑岩容矿裂隙系统,将空间上有互连互通关系的不同成因裂隙划归为一个完整的裂

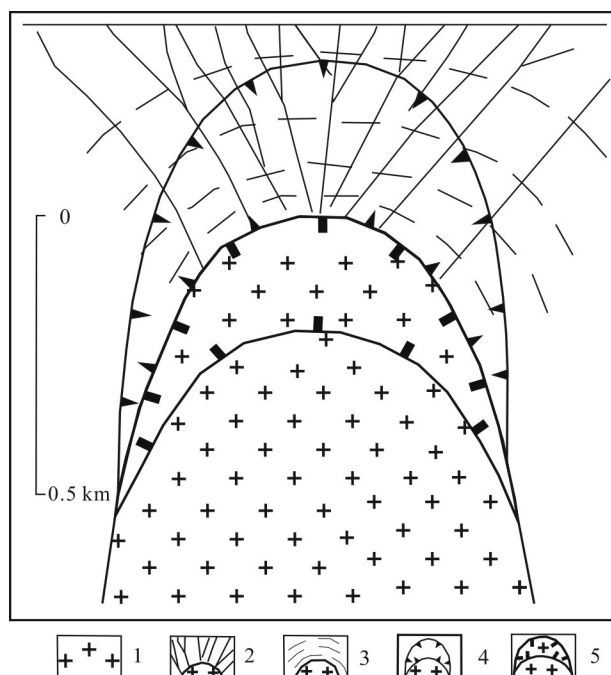


图7 收缩+挤压裂隙叠加时的成矿模型

1—斑岩体;2—倒锥体状裂隙带;3—回弹裂隙带;4—挤压裂隙带中的斑岩型矿体;5—收缩裂隙控制的斑岩型矿体

Fig. 7 The mineralization model of shrinkage fissures and extrusion fracturing superposition in porphyry deposits

1—Porphyry; 2—Inverted cone fracture zone; 3—Rebound fracture zone; 4—Porphyry orebodies in extrusion fracture zone;

5—Porphyry orebodies in shrinkage fissures zone

隙系统,有助于对斑岩型矿床的全面评价。而将不同裂隙系统中的成矿信息捆绑考虑,可能会误导找矿方向。如智利El Teniente铜钼矿区的与成矿关系密切的斑岩、岩筒以英安斑岩脉、Braden角砾岩为中心多期次侵入,形成以挤压裂隙为主,冷缩和水岩分离裂隙为辅的多期多成因裂隙叠加,组成一个相互连通的完整的裂隙系统。华东某钼矿区由于花岗斑岩(主岩体)的侵入,在花岗斑岩及其石英正长岩、花岗岩围岩中形成了收缩+挤压成因容矿裂隙系统,并控制了大型斑岩型钼矿床的产出;矿区西部出露多个钼矿化角砾岩筒,深部钼矿化变强,但尚未取得找矿突破;笔者通过资料研究,初步认为西部角砾岩筒中的钼矿化可能受控于水岩分离成因裂隙系统,它与东部的收缩+挤压裂隙系统是否关联值得探讨,建议在综合研究围岩蚀变分带与各自钼矿化中心的关系、角砾岩(筒)成因、角砾岩筒空间形态及其相互关系的前提下,参考水岩

分离成因裂隙概念模型,结合物探手段,对角砾岩筒深部开展探索,寻求斑岩找矿新突破。

4 典型斑岩型矿床容矿裂隙成因探讨

4.1 伊朗Sar Cheshmeh斑岩铜钼矿

矿区内安山岩被I期花岗闪长斑岩株侵入,接触带很陡。岩株中心及边部被II期斑岩和角砾岩筒侵入破坏,两期岩株总长2.14 km,宽1.0 km(王肇芬等,1990)。成矿期后有III期黑云母斑岩脉群(破矿)北西向陡倾斜侵入(图8)。

最强的热液蚀变出现在I+II期岩株和外接触带的安山岩中,主要有绢云母化、硅化、黑云母化。复式岩体中, $w(\text{Cu}) \geq 0.4\%$ 的矿化范围以I+II期斑岩、角砾岩筒为中心,包括安山岩围岩。安山岩集中了铜矿石的一半以上,铜、钼最大富集带轴线位于I+II期斑岩北部外接触带安山岩中,工业矿体外侧铜含量急剧下降(王肇芬等,1990)。矿床铜金属量达1440万吨,铜平均品位1.20%(张洪瑞等,2013)。矿石矿物主要有黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿、斑铜矿、磁黄铁矿、金红石、磁铁矿、闪锌矿、方铅矿、黝铜矿等。矿石具浸染状、细脉浸染状构造。含矿脉体宽0.1~50 mm(张洪瑞等,2013),符合冷缩裂隙和侵入挤压裂隙叠加的复合裂隙容矿特征。

矿床的多期斑岩属单一中心侵位,对挤压裂隙的形成极为有利。I期花岗闪长斑岩侵入于安山岩中时,在安山岩中产生围绕I期斑岩的环状挤压裂隙系统;II期斑岩侵入时,在I期斑岩及安山岩围岩中形成了II期挤压裂隙系统。两期斑岩侵入时形成了各自的冷缩裂隙系统。多期斑岩多成因裂隙系统耦合,形成了以I+II期斑岩冷缩裂隙为中心,外围有安山岩挤压裂隙带环绕的庞大裂隙系统,为大型斑岩铜钼矿床形成奠定了有利的容矿空间。成矿热液沿早期岩浆通道上升,在复合型裂隙系统中迁移、交代和充填成矿。金属矿化强度依裂隙密度、相互连通程度而异,在裂隙发育最好,裂隙率最高,张开度最大的杂岩体北接触带安山岩一侧则形成铜、钼最大富集带。

4.2 智利El Teniente斑岩铜钼矿

矿区大面积出露“矿区安山岩”,在数百万年内至少有10余种岩浆岩多期次侵入到“矿区安山岩”中,形态呈岩株、筒状、管状、脉状等,各期侵入中心较为集中,多分布于Braden角砾岩筒及其周边。工

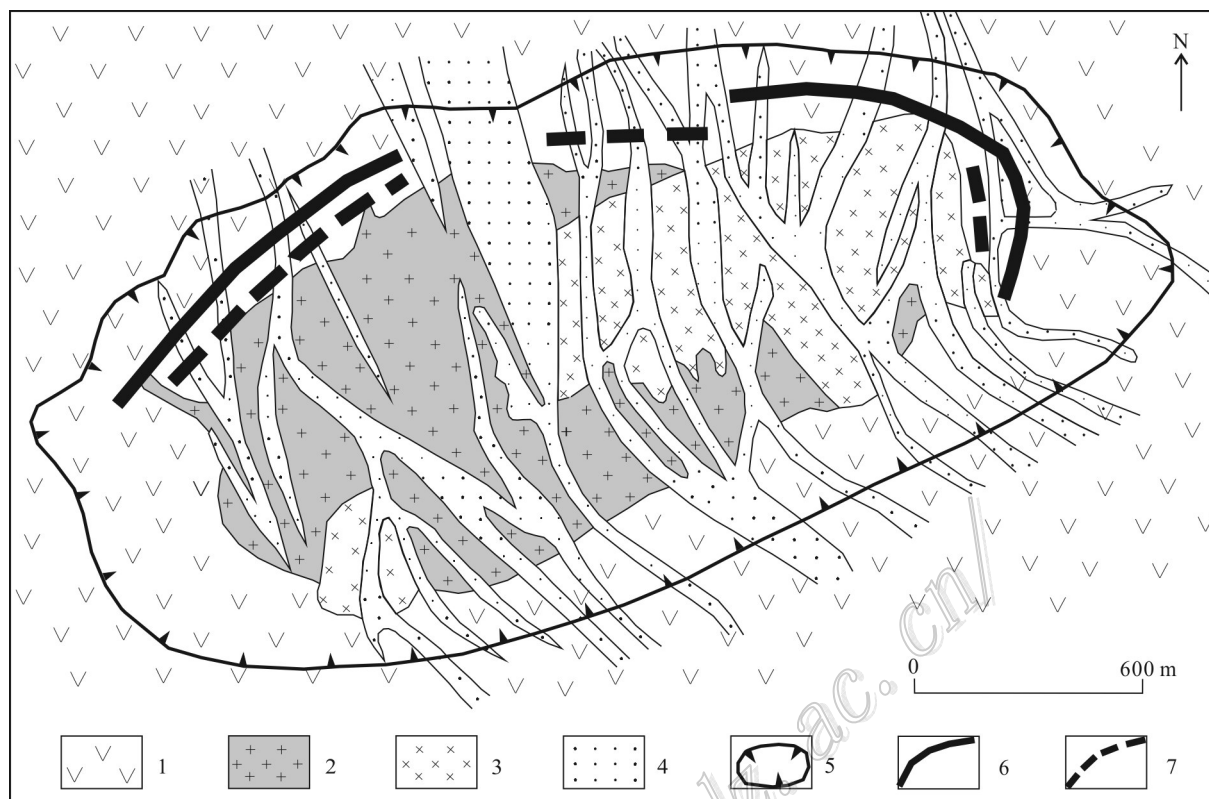


图8 伊朗Sar Cheshmeh斑岩铜矿床2400 m中段平面图(据王肇芬等,1990;张洪瑞等,2013修改)

1—安山岩;2—花岗闪长斑岩;3—斑岩和角砾岩;4—黑云母斑岩脉;5— $w(\text{Cu}) \geq 0.4\%$ 矿化范围;6—铜富集带轴线;7—钼富集带轴线

Fig. 8 Plan view for 2400 m level of Sar Cheshmeh porphyry copper deposit in Iran (modified after Wang et al., 1990; Zhang et al., 2013)

1—Andesite; 2—Granodiorite porphyry; 3—Porphyry and breccia; 4—Biotite-porphyry dikes; 5— $w(\text{Cu}) \geq 0.4\%$ area; 6—Cu high grade area; 7—Mo high grade area

业矿体以成分复杂的Braden角砾岩筒为中心,呈空心不对称环状分布(图9)。大约有80%的矿石产在“矿区安山岩”中,其余20%产在Sewell英云闪长岩、英安斑岩脉、英安岩岩筒、边缘角砾岩、边缘斑岩相、灰色斑岩等岩体中,英安斑岩脉内部铜含量最高(毛景文等,2012a)。

与斑岩挤压裂隙系统有成因联系的侵入体先后主要有英安岩岩筒、英安斑岩脉、边缘角砾岩、Braden角砾岩等。矿床的容矿裂隙以挤压成因裂隙,尤其以顶部裂隙带为主,其次为各期斑岩中的冷缩裂隙和围岩中的边缘裂隙带,共同组成了规模庞大的容矿裂隙系统。工业矿体分布区域尚有多期角砾岩筒、岩脉产出,裂隙系统中可能有叠加了多期水岩分离成因裂隙。

近于直立的北西向英安斑岩脉侵入时,在岩脉顶部及侧上方围岩中形成了北西向展布的挤压裂

隙带,其影响范围可能达南部的Sewell英云闪长岩附近,该岩脉向深部逐渐变宽(Cannell et al., 2005),因此其直接围岩(矿区安山岩)中的挤压裂隙带宽度较大(图5);边缘角砾岩筒侵入,在岩筒周边围岩中形成了环状、放射状挤压裂隙带;晚期Braden角砾岩筒利用前期侵位通道侵入,在岩筒周边围岩中形成了环状挤压裂隙带。多期斑岩的单一中心侵位,形成了以Braden角砾岩筒和英安斑岩脉为核心的挤压裂隙系统,以及与各期斑岩内部的冷缩裂隙、水岩分离裂隙共同组成的庞大的网状容矿裂隙系统,并控制了斑岩型矿体的形态,系统中裂隙率的差异导致了矿石品位的贫富变化;矿体并不以主要侵入体(英安斑岩脉及Braden角砾岩筒)为中心呈对称分布,可能与这些斑岩体深部的形态和产状变化有关;Braden角砾岩筒内部多为低品位铜矿化(赵晓丹,2017),仅边缘角砾岩局部见

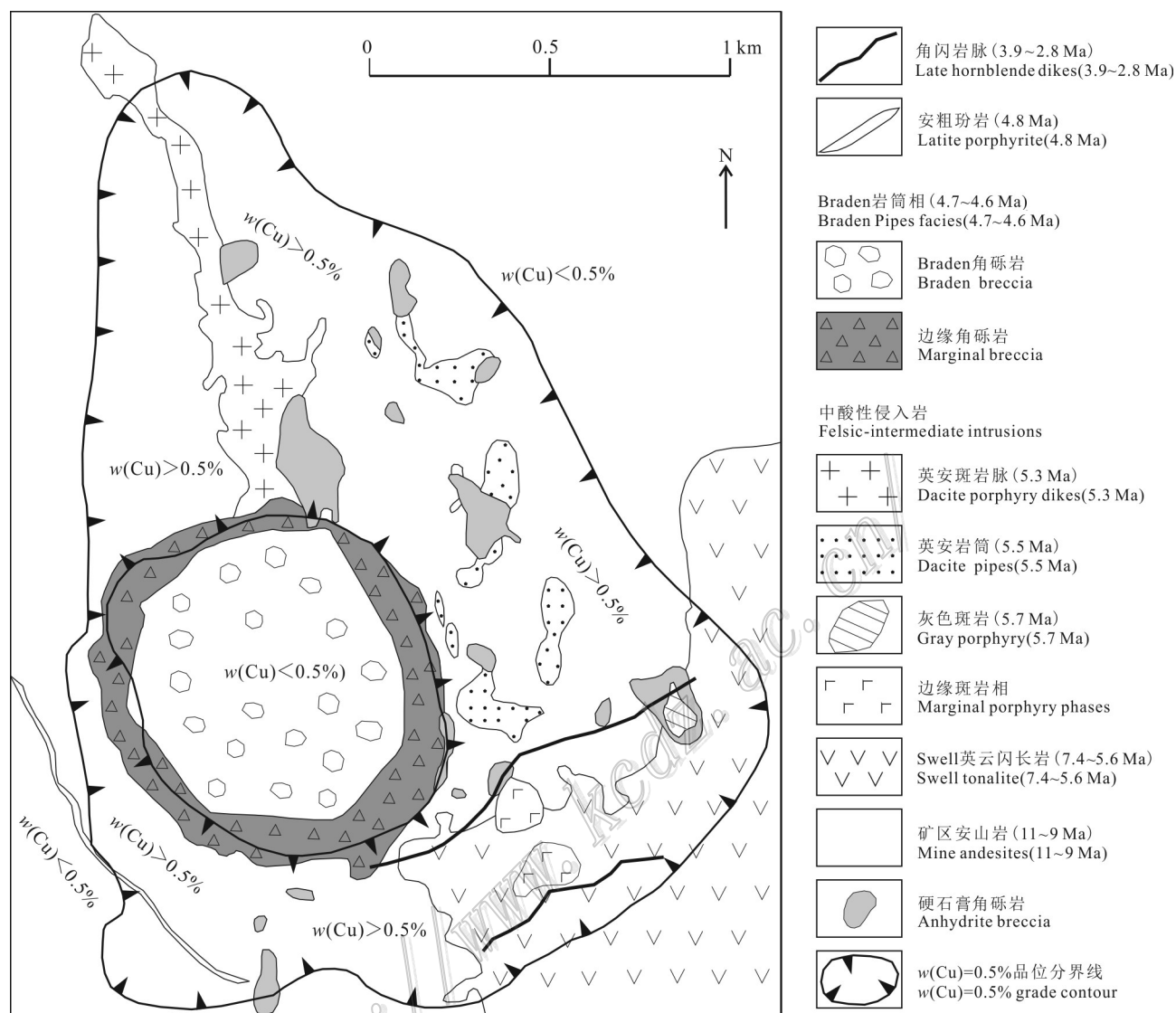


图9 智利El Teniente斑岩铜钼矿2165 m平面图(据 Cannell et al., 2005)

Fig. 9 Plan view of 2165 m level of El Teniente porphyry Cu-Mo deposit, Chile (after Cannell et al., 2005)

工业铜矿化(Cannell et al., 2005),推测其冷缩裂隙总体发育不佳。

5 结 论

(1) 斑岩型矿床容矿裂隙主要是在斑岩体侵位、冷却、结晶演化过程中形成的,本文初步将裂隙成因归纳为岩浆结晶冷缩、水岩分离、岩浆侵入挤压、区域构造应力叠加等4类。裂隙系统的多成因概念模型揭示了网状裂隙系统与斑岩(侵入体)具有密切的空间依存关系,不同成因的裂隙具有各自的形态、裂隙发育特点、裂隙率变化规律。

(2) 在斑岩成矿作用中,不同成因的裂隙对斑岩型矿化的贡献因矿床而异,特定成因的裂隙所主导的矿床具有其独特且可识别的特征;容矿裂隙的成因类型及其耦合特点决定了斑岩型矿床在矿体赋存部位、矿体形态、产状、品位变化、矿石组构、石英-硫化物脉体变化等一系列特征。

(3) 典型矿床研究分析表明,裂隙多成因概念模型与文献反映的大量矿床实际契合良好。

(4) 通过对斑岩型矿床矿区及矿体地质特征的观察和综合研究,准确圈定各期斑岩的空间形态及接触关系,可以判识容矿裂隙的成因类型及其耦合特点,恢复裂隙系统的形态、结构等空间特征,发现

新的找矿有利部位。裂隙成因概念模型对斑岩型矿床的勘查实践、综合研究,解决斑岩找矿关键问题具有一定的指导意义,这些认识可在找矿工作中运用和检验。

致谢 云南省地质调查院张世权教授级高工提供了普朗铜矿最新素材,北京师范大学代聪硕士对论文校对和英文翻译作出了贡献,匿名审稿专家、主编和责任编辑对论文作了非常认真细致的审查并提出了大量宝贵的意见和具体修改建议,在此一并表示衷心感谢。

References

- Burnham C W. 1979. Magmas and hydrothermal fluids[A]. In: Barnes H L, ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*[C]. 2nd ed. New York: John Wiley and Sons. 71-136.
- Cannell J, Cooke D R, Walshe J L and Stein H. 2005. Geology, mineralization, alteration, and structural evolution of El Teniente porphyry Cu-Mo deposit[J]. *Econ. Geol.*, 100: 979-1003.
- Cannell J, Cooke D R, Walshe J L and Stein H. 2007. Geology, mineralization, alteration and structural evolution of El Teniente porphyry Cu-Mo deposit-A reply[J]. *Econ. Geol.*, 102: 1171-1180.
- Cao X M. 2013. Geological work report materials for the copper polymetallic ore assembly survey area in Gezan area, Shangri-La County, Yunnan Province[R]. Yunnan Geological Survey. 1-32(in Chinese).
- Chen B L. 2001. Calculation of metallogenetic depth of Iode gold deposits from mineralization structure-dynamics[J]. *Chinese Journal of Geology*, 36(3): 280-284(in Chinese with English abstract).
- Chen G D. 1985. Research method of metallogenetic structure[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-381(in Chinese).
- Chen J P, Tang J X, Chen Y, Li B H and Shang B C. 2008. Geological characteristics and metallogenetic model of Narigongma copper-molybdenum deposit in the north part of the Sanjiang region, Southwest China[J]. *Geoscience*, 22(1): 9-17(in Chinese with English abstract).
- Chen N, Mao J W, Fan C L and Chen Y M. 2017. Alteration-mineralization characteristics and three-dimensional exploration model of Don Javier porphyry copper-molybdenum deposit, Peru[J]. *Mineral Deposits*, 36(3): 705-718(in Chinese with English abstract).
- Fu Z G, Lu W Q, Tian X Q, Yin X Z and Zhang S S. 2005. Study on geology characteristics and prospecting factors of Donggou Mo deposit[J]. *China Molybdenum Industry*, 293(2): 8-16(in Chinese with English abstract).
- Gao H M, Yu C W and Bao Z Y. 1994. Dynamics of vein formation in porphyry copper deposit[J]. *Geological Review*, 40(6): 508-512(in Chinese with English abstract).
- Gao T Z, Yang M Z, Jin C Z and Yu X Y. 1999. Study on fluid and tectonodynamics of quartz vein-type gold deposits in the Mouping Rushan gold belt Shandong province, China[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 23(2): 130-136(in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q. 2004. Porphyry Cu-Mo-Au deposit: Some new insights and advances[J]. *Earth Science Frontiers*, 11(1): 132-144(in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Pan X F, Yang Z M and Qu X M. 2007. Porphyry Cu-(Mo-Au) deposit no related to oceanic-slab subduction: Examples from China porphyry deposits in continental settings[J]. *Geoscience*, 21(2): 332-351(in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q and Yang Z M. 2009. Porphyry deposit in continental settings of China: geological characteristics, magmatic-hydrothermal system, metallogenetic model[J]. *Acta Geological Sinica*, 83(12): 1779-1817(in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Pan X F, Li Q Y, Yang Z M and Song Y C. 2013. The giant Dexing porphyry Cu-Mo-Au deposit in east China: Product of melting of juvenile lower crust in an intracontinental setting[J]. *Mineralium Deposita*, 48: 1019-1045.
- Institute of Yunnan Geological Survey. 2012. Report on the 2011 achievements and the 2012 work arrangements of the copper polymetallic mine assembly survey area in Gezan area, Shangri-La County, Yunnan Province[R]. Yunnan Geological Survey. 1-37(in Chinese).
- Ji K J and Lu F X. 2007. Metasomatic hydrothermal metallogeny-evidence of genesis of hydrothermal deposits[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-330(in Chinese).
- Kerrick R, Goldfarb R and Groves D. 2000. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenetic provinces[J]. *Science in China*, 43: 1-68.
- Lang X H, Chen Y C, Tang J X, Li Z J, Deng Q, Huang Y, Chen Y and Zhang L. 2010. A discussion on genesis of Xiongcu porphyry copper-gold deposit, Xietongmen, Xizang (Tibet) [J]. *Geological Review*, 56(3): 384-402(in Chinese with English abstract).
- Lewis B G, Walter O and Michael M W. 2001. Multiple centers of mineralization in the Indio Muerto district, El Salvador, Chile[J]. *Econ. Geol.*, 96: 235-250.
- Li H, Qin Q R, Li Z J, Fan C H, Zhong K, Li Z and Li Y X. 2017. Characteristics and distribution of cracks in Carboniferous buried volcanic reservoirs of the Shixi oilfield [J]. *Geology and Exploration*, 53(6): 1219-1228(in Chinese with English abstract).
- Li W C, Xue Y X, Lu Yi, Xue S R and Ren Z J. 2014. Metallogenetic regularity and porphyry copper deposit in China[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-411(in Chinese).
- Lin B, Tang J X, Zhang Z, Zhang W B, Leng Q F, Zhong W T and Ying L J. 2012. Preliminary study of fissure system in Jiama porphyry deposit of Tibet and its significance[J]. *Mineral Deposits*, 31(3): 579-589(in Chinese with English abstract).
- Liu X Q, Yan J and Wang A G. 2017. Characteristics and petrogenesis of Shapinggou porphyry in Northern Huaiyang belt[J]. *Mineral Deposits*, 36(4): 837-865(in Chinese with English abstract).

- Lowell J D and Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits[J]. *Econ. Geol.*, 65: 373-408.
- Lu F X, Sang L K, Wu J H and Liao Q A. 2004. *Petrology*[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-399(in Chinese).
- Ma H Y, Lu Q W, Zhang Y Z, Li H L, Tian X Q and Ma Y F. 2007. Geological characters and prospecting indication of Donggou Mo deposit in the Ruyang area, Henan[J]. *Geology and Prospecting*, 43(4): 1-7(in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Ye H S, Wang R T, Dai J Z, Jian W, Xiang J F, Zhou K and Meng F. 2009. Mineral deposit model of Mesozoic porphyry Mo and vein-type Pb-Zn-Ag ore deposits in the eastern Qinling, Central China and its implication for prospecting[J]. *Geological Bulletin of China*, 28(1): 72-79(in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Zhang Z H, Wang Y T, et al. 2012a. Mineral deposits: Types, characteristics and explorations[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-480(in Chinese).
- Mao J W, Zhang Z H and Pei R F. 2012b. Mineral deposit model in China[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-560(in Chinese).
- Mao J W, Luo M C, Xie G Q, Liu J and Wu S H. 2014. Basic characteristics and new advances in research and exploration on porphyry copper deposits[J]. *Acta Geological Sinica*, 88(12): 2153-2175(in Chinese with English abstract).
- Qi H S and Yang X Y. 2016. Cenozoic magmatic activities on porphyry copper-gold mineralization control in Papua, Indonesia: the Grasberg copper-gold porphyry deposit[J]. *Geological Review*, 62 (Supp.): 175-176(in Chinese).
- Qiu J X. 1985. *Magmatic petrology*[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-340(in Chinese).
- Que Z Q and Wang W Y. 2009. *Oil production engineering*[M]. Dongying: China University of Petroleum Press. 1-290(in Chinese).
- Ren Q J, Wu Y B, Wu Y C, Zhou H Q and Xu Z W. 1987. Distribution pattern and origin of ore-bearing fissures in the Jinduicheng porphyry molybdenum deposit, Shanxi Province[J]. *Mineral Deposits*, 6(3): 35-48(in Chinese with English abstract).
- Robb L. 2005. *Introduction to ore-forming processes*[M]. Blackwell Publishing. 1-373.
- Rui Z Y, Huang C K, Qi G M, Xu J and Zhang H T. 1984. Porphyry copper (molybdenum) deposit of China[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-350(in Chinese).
- Shi J F, Yao J H and Li Y Z. 2005. 100 examples of information prospecting strategy and exploration of cases[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-337(in Chinese).
- Song S H, et al. 1994. China's deposits (Volume 1)[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-544 (in Chinese).
- Sun W D, Huang R F, Li H, Hu Y B, Zhang C C, Sun S J, Zhang L P, Ding X, Li C Y, Robert E Z and Ling M X. 2015. Porphyry deposits and oxidized magmas[J]. *Ore Geology Reviews*, 65: 97-131
- Titly S R, Thompson R C, Haynes F M, Manske S L, Robison L C and White J L. 1986. Evolution of fractures and alteration in the Sierrita Esperanza hydrothermal system, Pima County, Arizona[J]. *Econ. Geol.*, 81: 343-370.
- Wang C Y, Li X F, Xiao R, Yang F, Wang Z K and Zhu X Y. 2012. Types and distribution of veins in Tongchang porphyry deposit, Dexing, Jiangxi Province[J]. *Mineral Deposits*, 31(1): 94-100(in Chinese with English abstract).
- Wang J X, Nie F J, Zhang X N, Liu C H, Song C Y, Duan P X and Yu M. 2015. The El Teniente porphyry Cu-Mo deposit, Chile[J]. *Mineral Deposits*, 34(1): 200-203(in Chinese with English abstract).
- Wang K, Yang F, Li F, Jian R T, Sun Y H, Yang T and Li F R. 2016. Study on hydrothermal alteration and vein systems of Pukang porphyry copper deposit in Yunnan Province [J]. *Geology and Exploration*, 52(3): 417-428(in Chinese with English abstract).
- Wang Z F, Zhao J L and Wang P. 1990. *World porphyry copper deposits*[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-263(in Chinese).
- Wang Z T, Qin K Z and Zhang S L. 1994. *Geology and exploration of large copper deposits*[M]. Beijing: Metallurgical Industry Press. 1-162(in Chinese).
- Wu B, Fang Z and Ye Z C. 2013. Geological characteristics of Don Javier porphyry copper molybdenum deposit[J]. *Mineral Deposits*, 27(3): 1159-1170(in Chinese with English abstract).
- Xiao B, Li G M, Qin K Z, Li J X, Zhao J X, Liu X B, Xia D X, WU X B and Peng Z W. 2008. Magmatic intrusion center and mineralization center of Qulong porphyry Cu-Mo deposit in Tibet from fissure-veinlets and mineralization intensity[J]. *Mineral Deposits*, 27(2): 200-208(in Chinese with English abstract).
- Yao F L and Sun F Y. 2006. *Mineral deposits course*[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-254(in Chinese).
- Yang Z M, Hou Z Q, Song Y C, Xia D X and Pan F C. 2008. Qulong superlarge porphyry Cu deposit in Tibet: Geology, alteration and mineralization[J]. *Mineral Deposits*, 27(3): 279-318(in Chinese with English abstract).
- Ye T Z, Lu Z C, Pang Z S, et al. 2014. Metallogenic prognosis theories and methods in explorations areas[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-703(in Chinese).
- Zeng P S, Mo X X, Yu X H, Hou Z Q, Wang H P, Li H and Yang C Z. 2003. Porphyries and porphyry copper deposits in Zhongdian area, northwestern Yunnan[J]. *Mineral Deposits*, 22(4): 393-400(in Chinese with English abstract).
- Zhai Y S and Lin X D. 1993. *Study of ore field structure*[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-214(in Chinese).
- Zhai Y S, Yao S Z and Cai K Q. 2011. *Mineral deposit*[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-413(in Chinese).
- Zhang H D, Wang B H, Hao Y J, Cheng S and Xiang B. 2012. Geological characteristics and comprehensive ore-prospecting information of Shapinggou porphyry-type molybdenum deposit in Anhui Province[J]. *Mineral Deposits*, 31(1): 41-51(in Chinese with English abstract).
- Zhang H R, Yang Z M and Song Y C. 2013. The study of Sar Chesh-

- meh Cu-Mo-Au deposit, Iran[J]. Geological Science and Technology Information, 32(5): 167-173(in Chinese with English abstract).
- Zhang H T and Rui Z Y. 1991. On the genetic classification of mineralized breccias related to porphyry deposits and its geological significance[J]. Mineral Deposits, 10(3): 265-271(in Chinese with English abstract).
- Zhang H T, Chen R Y and Han F L. 2004. Reunderstanding of metallogenic geological conditions of porphyry copper deposits in China[J]. Mineral Deposits, 23(2): 150-163(in Chinese with English abstract).
- Zhang Y, Liang G L, Wu Q Y, Wu Q, Zhang Z F, Wu H P, Qu X and Xu X W. 2010. Characteristics and formation mechanism of the vines in Mengxi porphyry Cu-Mo deposit, eastern Junggar, Xinjiang, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 26(10): 2997-3006.
- Zhang Y P. 2011. Blasting engineering[M]. Beijing: Metallurgical Industry Press. 1-205(in Chinese).
- Zhao H J, Wang K Y, Qiu R Z, CHEN X F, Lu M J, Wang J and Yang R H. 2018. Characteristics of fluid inclusions in Don Javier porphyry copper-molybdenum deposit, Peru[J]. Mineral Deposits, 37(5): 1065-1078(in Chinese with English abstract).
- Zhao M C, Yu X C, Wang Z C, Zhu Y Z, Chang K Y, Yao J C and Yang L Y. 2017. Structural analysis method of geological body combination and mineral prospecting[J]. Geological Review, 63(6): 1535-1547(in Chinese with English abstract).
- Zhao M C, Yu X C, Wang Y W, Yao J C and Tang Q. 2019. Genetic mechanism, types and metallogenesis of cooling fissures in magmatic rocks[J]. Journal of Geological, 43(2): 175-183(in Chinese with English abstract).
- Zhao X D, Zhao Y H, Zhu Y P, Li H J and Li H W. 2017. Geology, metallogenic features and genesis of the El Teniente porphyry copper-Molybdenum deposit in Central Chile[J]. Geological Bulletin of China, 36(12): 2287-2295(in Chinese with English abstract).
- Zhao Y M, Wu L S, et al. 2006. Metallogeny of the major metallic ore deposits in China[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-411(in Chinese).
- Zhou L L, Zeng Q D, Liu J M, Zhang Z L, Duan X X, Chen W W, Li Y C and Wei J J. 2010. Mineralization stages and joint distribution regularity of Daheishan porphyry molybdenum deposit in Jilin Province[J]. Geology and Exploration, 46(3): 448-454(in Chinese with English abstract).
- Zhou Y J. 1985. Alteration and mineralization zoning of ore deposits in the Yulong porphyry copper belt[J]. Mineral Deposits, 4(2): 23-30(in Chinese with English abstract).
- Zhu Z C, Wei B Z, Zhang W S, Zeng Z X and Suo S T. 1999. Structural geology[M]. Beijing: China University of Geosciences Press. 1-273(in Chinese).
- 地质工作成果汇报材料[R]. 云南省地质调查局. 1-32.
- 陈柏林. 2001. 从成矿构造动力学探讨脉状金矿床成矿深度[J]. 地质科学, 36(3): 280-284.
- 陈国达. 1985. 成矿构造研究法[M]. 北京: 地质出版社. 1-381.
- 陈建平, 唐菊兴, 陈勇, 李葆华, 尚北川. 2008. 西南三江北段纳日贡玛铜钼矿床地质特征与成矿模式[J]. 现代地质, 22(1): 9-17.
- 陈念, 毛景文, 范成龙, 陈玉明. 2017. 秘鲁 Don Javier 斑岩型铜钼矿床矿化蚀变特征及矿床三维勘查模型[J]. 矿床地质, 36(3): 705-718.
- 付治国, 吕伟庆, 田修启, 印修章, 张松盛. 2005. 东沟钼矿床地质特征及找矿因素研究[J]. 中国钼业, 293(2): 8-16.
- 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.
- 高太忠, 杨敏之, 金成洙, 吴学益. 1999. 山东牟乳石英脉型金矿流体成矿构造动力学研究[J]. 大地构造与成矿学, 23(2): 130-136.
- 侯增谦. 2004. 斑岩 Cu-Mo-Au 矿床: 新认识与新进展[J]. 地学前缘, 11(1): 131-144.
- 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.
- 侯增谦, 杨志明. 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): 1779-1817.
- 云南省地质调查院. 2012. 云南省香格里拉县格咱地区铜多金属矿整装勘查区 2011 年成果及 2012 年工作安排汇报材料[R]. 云南省地质调查局. 1-37.
- 季克俭, 吕凤翔. 2007. 交代热液成矿学说——热液矿床成因的佐证 [M]. 北京: 地质出版社. 1-330.
- 郎兴海, 陈毓川, 唐菊兴, 李志军, 邓起, 黄勇, 陈渊, 张丽. 2010. 西藏谢通门县雄村斑岩铜金矿床成因讨论[J]. 地质论评, 56(3): 384-402.
- 李虎, 秦启荣, 李志军, 范存辉, 钟奎, 李治, 李玉玺. 2017. 石西油田石炭系潜火山岩油藏裂缝特征与分布[J]. 地质与勘探, 53(6): 1219-1228.
- 李文昌, 薛迎喜, 卢映祥, 薛顺荣, 任治机, 等著. 2014. 中国斑岩铜矿成矿规律及找矿方向[M]. 北京: 地质出版社. 1-411.
- 林彬, 唐菊兴, 张志, 郑文宝, 冷秋锋, 钟婉婷, 应立娟. 2012. 西藏甲玛斑岩矿床裂隙系统的初步研究及意义[J]. 矿床地质, 31(3): 579-589.
- 刘晓强, 闫峻, 王爱国. 2017. 北淮阳沙坪沟钼矿床成矿斑岩体特征与成因[J]. 矿床地质, 36(4): 837-865.
- 路凤香, 桑隆康, 郭金华, 廖群安. 2004. 岩石学[M]. 北京: 地质出版社. 1-399.
- 马红义, 吕伟庆, 张云政, 黎红莉, 田修启, 马雁飞. 2007. 河南汝阳东沟超大型钼矿床地质特征及找矿标志[J]. 地质与勘探, 43(4): 1-7.
- 毛景文, 叶会寿, 王瑞廷, 代军治, 简伟, 向君锋, 周珂, 孟芳. 2009. 东秦岭中和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.
- 毛景文, 张作衡, 王义天, 等编. 2012a. 国外主要矿床类型、特点及找矿勘查[M]. 北京: 地质出版社. 1-480.
- 毛景文, 张作衡, 裴荣富. 2012b. 中国矿床模型概论[M]. 北京: 地质出版社. 1-560.

附中文参考文献

曹晓民. 2013. 云南省香格里拉县格咱地区铜多金属矿整装勘查区

- 毛景文,罗茂澄,谢桂青,刘军,吴胜华. 2014. 斑岩铜矿床的基本特征和研究勘査新进展[J]. 地质学报, 88(12): 2153-2175.
- 元华胜,杨晓勇. 2016. 印尼巴布亚新生代岩浆活动对斑岩型铜金成矿的控制:以 Grasberg 斑岩型铜金矿床为例[J]. 地质论评, 66(增刊): 175-176.
- 邱家骧主编. 1985. 岩浆岩岩石学[M]. 北京:地质出版社. 1-340.
- 曲占庆,王卫阳主编. 2009. 采油工程[M]. 东营:中国石油大学出版社. 1-290.
- 任启江,吴俞斌,武耀城,周会群,徐兆文. 1987. 陕西金堆城斑岩铜矿含矿裂隙分布规律与成因[J]. 矿床地质, 6(3): 35-48.
- 芮宗瑶,黄崇轲,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.
- 施俊法,姚军华,李友枝,等. 2005. 信息找矿战略与勘査百例[M]. 北京:地质出版社. 1-337.
- 宋叔和主编. 1994. 中国矿床(上册)[M]. 北京:地质出版社. 1-544.
- 王翠云,李晓峰,肖荣,杨锋,王增科,朱小云. 2012. 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[J]. 矿床地质, 31(1): 94-100.
- 王佳新,聂凤军,张雪旎,刘春花,宋崇宇,段培新,于森. 2015. 智利埃尔特尼恩特斑岩型铜-钼矿床[J]. 矿床地质, 34(1): 200-203.
- 王凯,杨帆,李峰,坚润堂,孙玉海,杨涛,李芙蓉. 2016. 云南普朗斑岩型铜矿床热液蚀变及脉体系统研究[J]. 地质与勘査, 52(3): 417-428.
- 王肇芬,赵俊磊,王璞,编译. 1990. 世界斑岩铜矿床[M]. 北京:地质出版社. 1-263.
- 王之田,秦克章,张守林. 1994. 大型铜矿地质与找矿[M]. 北京:冶金工业出版社. 1-162.
- 吴斌,方针,叶震超. 2013. Don Javier 斑岩型铜钼矿床地质特征[J]. 矿床地质, 32(6): 1159-1170.
- 肖波,李光明,秦克章,李金祥,赵俊兴,刘小兵,夏代祥,吴兴炳,彭震威. 2008. 冈底斯驱龙斑岩铜钼矿床的岩浆侵位中心和矿化中心:破裂裂隙和矿化强度证据[J]. 矿床地质, 27(2): 200-208.
- 姚凤良,孙丰月,主编. 2006. 矿床学教程[M]. 北京:地质出版社. 1-214.
- 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.
- 叶天竺,吕志成,庞振山,等编著. 2014. 勘査区找矿预测理论与方法<总论>[M]. 北京:地质出版社. 1-703.
- 曾普胜,莫宣学,喻学惠,侯增谦,徐启东,王海平,李红,杨朝志. 2003. 滇西北中甸斑岩及斑岩铜矿[J]. 矿床地质, 22(4): 393-400.
- 翟裕生,林新多,主编. 1993. 矿田构造学[M]. 北京:地质出版社. 1-214.
- 翟裕生,姚书振,蔡克勤. 2011. 矿床学[M]. 北京:地质出版社. 1-413.
- 张怀东,王波华,郝越进,程松,项斌. 2012. 安徽省沙坪沟斑岩型钼矿床地质特征及综合找矿信息[J]. 矿床地质, 31(1): 41-51.
- 张洪瑞,杨志明,宋玉财. 2013. 伊朗萨尔切什梅铜-钼-金矿床研究新进展[J]. 地质科技情报, 32(5): 167-173.
- 张洪涛,芮宗瑶. 1991. 论与斑岩矿床有关的矿化角砾岩成因类型及其地质意义[J]. 矿床地质, 10(3): 265-271.
- 张洪涛,陈仁义,韩芳林. 2004. 重新认识中国斑岩铜矿的成矿地质条件[J]. 矿床地质, 23(2): 150-163.
- 张永,梁广林,吴倩怡,吴琪,张征峰,吴慧平,屈迅,徐兴旺. 2010. 东准噶尔蒙古西斑岩铜钼矿床脉体特征及其形成机制[J]. 岩石学报, 26(10): 2997-3006.
- 张云鹏. 2011. 爆破工程[M]. 北京:冶金工业出版社. 1-205.
- 赵宏军,王可勇,邱瑞照,陈秀法,卢民杰,王军,杨日红. 2018. 秘鲁 Don Javier 斑岩型铜钼矿床流体包裹体特征[J]. 矿床地质, 37(5): 1065-1078.
- 赵茂春,余先川,王泽传,朱延浙,常开永,姚金昌,杨柳扬. 2017. 地质体组合构造分析方法与找矿[J]. 地质论评, 63(6): 1535-1547.
- 赵茂春,余先川,王亚伟,姚金昌,唐琼. 2019. 岩浆岩冷缩裂隙形成机制、类型及成矿作用[J]. 地质学刊, 43(2): 175-183.
- 赵晓丹,赵宇浩,朱意萍,李红军,李汉武. 2017. 智利中部埃尔特尼恩特斑岩型铜钼矿床地质、成矿特征及成因[J]. 地质通报, 36(12): 2287-2295.
- 赵一鸣,吴良士,等. 2006. 中国主要金属矿床成矿规律[M]. 北京:地质出版社. 1-411.
- 周伶俐,曾庆栋,刘建明,张作伦,段晓侠,陈文文,李延春,魏金江. 2010. 吉林大黑山斑岩型钼矿床成矿阶段及含矿裂隙分布规律[J]. 地质与勘査, 46(3): 448-454.
- 周宜吉. 1985. 试论玉龙斑岩铜矿带内矿床的蚀变和矿化分带[J]. 矿床地质, 4(2): 23-30.
- 朱志澄,韦必则,张旺生,曾佐勋,索书田. 1999. 构造地质学[M]. 北京:中国地质大学出版社. 1-273.