

文章编号: 0258-7106 (2014) 03-0607-18

大兴安岭岔路口巨型斑岩钼矿床角砾岩相的 划分、特征及成因*

李真真^{1,2}, 李光明¹, 孟昭君³, 秦克章^{1**}, 宋国学¹, 金露英^{1,2}, 阚学胜³,
王 进⁴, 张夏楠^{1,2}

(1 中国科学院地质与地球物理研究所 矿产资源研究重点实验室, 北京 100029; 2 中国科学院大学, 北京 100049;
3 黑龙江省有色金属地质勘查 706 队, 黑龙江 齐齐哈尔 161006; 4 大兴安岭金欣矿业有限公司,
黑龙江 加格达奇 165000)

摘 要 岔路口矿床是大兴安岭北段新发现的巨型斑岩钼矿床(Mo 金属量 246 万 t, 工业品位 0.087%), 其形成与晚侏罗世晚期侵入的细晶斑岩和花岗斑岩关系最为密切。岔路口矿床中发育多种类型的角砾岩, 包括岩浆角砾岩和热液角砾岩。通过对这些角砾岩详细的填图和鉴定, 并根据其角砾类型、基质、胶结物和结构差异, 又将热液角砾岩分为 A 相、B1 相、B2 相和 E 相 4 个亚相。其中, A 相角砾岩形成最早, 是细晶斑岩流体释放的产物, 以无石英英胶结物为特征。随后, 花岗斑岩侵位形成了以长英质岩浆(含石英、长石斑晶)为胶结物的岩浆角砾岩, 花岗斑岩流体的释放造成的超压作用和流体演化, 形成了胶结物组合分别为石英+辉钼矿+黄铁矿、绢云母+伊利石+黄铁矿+萤石和绿泥石+碳酸盐+黄铁矿+闪锌矿+方铅矿+萤石的 B1 相、B2 相和 E 相角砾岩。在角砾岩形成过程中, 流体化作用造成的角砾混合和磨损是 B1 相和 B2 相角砾岩中复杂成分角砾和大量岩粉基质产生的原因。富基质的角砾岩虽然由于渗透性的降低, 造成自身钼品位较低, 但它代表了流体聚集的位置。在角砾岩形成过程中, 它是高渗透性带, 可以作为流体运移的通道, 在成矿过程中起重要作用。略深的岩体侵位深度、单次较小释放量流体的多次注入、富钼的岩浆-热液系统及围岩先存薄弱构造是岔路口斑岩钼矿床内角砾岩主要呈脉状产出的原因。

关键词 地质学 岩浆角砾岩 热液角砾岩 角砾岩相 时空分布 蚀变组合 岔路口斑岩钼矿床

中图分类号: P618.65

文献标志码: A

Petrofacies classification, characteristics and formation mechanism of breccias in Chalukou giant molybdenum deposit of Da Hinggan Mountains

LI ZhenZhen^{1,2}, LI GuangMing¹, MENG ZhaoJun³, QIN KeZhang¹, SONG GuoXue¹,
JIN LuYing^{1,2}, KAN XueSheng³, WANG Jin⁴ and ZHANG XiaNan^{1,2}

(1 Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3 No. 706 Geological Party, Heilongjiang Geological Exploration Bureau of Nonferrous Metals, Qiqihar 161006, Heilongjiang, China; 4 Jinxin Mining Corporation of the Da Hinggan Mountains, Jagdaqi 165000, Heilongjiang, China)

Abstract

The Chalukou porphyry molybdenum deposit, a newly discovered giant deposit in north Da Hinggan Moun-

* 本文得到国家自然科学基金项目(编号: 41272108)、大兴安岭金欣矿业有限公司、黑龙江省有色金属地质勘查 706 队“大兴安岭岔路口钼多金属矿床成矿规律与资源潜力综合研究”项目的联合资助

第一作者简介 李真真, 女, 1984 年生, 博士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: windylizhenzhen@163.com

** 通讯作者 秦克章, 男, 1964 年生, 研究员, 博士生导师, 从事造山带与成矿作用研究。Email: kzcq@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期 2013-07-29; 改回日期 2014-05-20。苏 杭编辑。

tales, is closely associated with late Late Jurassic aplite porphyry and granite porphyry. Various breccias were observed in the Chalukou deposit, comprising magmatic breccias and hydrothermal breccias. Based on the clast form and composition, matrix/cement constituents and textures, the authors classified hydrothermal breccias into four facies: Facies A, Facies B1, Facies B2 and Facies E. Facies A breccias, cemented by barren quartz, was formed by the fluid exsolution from aplite porphyry and seemed to be the earliest breccias. The emplacement of granite porphyry caused the development of magmatic breccias cemented by quartz- and feldspar-bearing felsic magma. Subsequently, overpressure caused by fluid exsolution from granite porphyry and fluid evolution constituted main factors for the formation of Facies B1, B2 and E breccias, which were characterized by cement assemblages of quartz + molybdenite + pyrite, sericite + illite + pyrite + fluorite, and chlorite + carbonate + pyrite + sphalerite + galena + fluorite, respectively. During the formation of breccias, fragment mixing and abrasion caused by fluidization resulted in the complex clasts and abundant matrix dominated by rock flour. Although the high matrix breccias have low Mo grade due to reduction of permeability, they represent the location of fluid accumulation during the formation of breccias and have high permeability. Thus, they might have acted as the channel to transport Mo-bearing fluid. The factors responsible for the existence of breccias in the veined form in the Chalukou Mo deposit may include large depth of intrusive emplacement, multi-input of smaller volume of fluid exsolution at each stage, fluorine-rich magmatic-hydrothermal system and pre-existing weak structure of wall rocks.

Key words: geology, magmatic breccia, hydrothermal breccia, breccias facies, time sequence and space pattern, alteration assemblage, Chalukou porphyry molybdenum deposit

浅成低温热液矿床和斑岩型矿床中常见到不同类型的角砾岩,如在中国豫西祈雨沟金矿(王书来等,1998;范宏瑞等,2000)、山东七宝山金铜矿(周炳煌,1990;孙思,2011)、美国 Cripple Creek 金矿(Thompson et al., 1985; Eary et al., 2003)等浅成热液矿床中发育的隐爆角砾岩(筒)。加拿大西部和菲律宾的斑岩矿床中,50%~60%都含有角砾岩(Seraphim et al., 1976; Sillitoe et al., 1984),美国西部 28 个著名的斑岩铜-钼矿床中,18 个发育矿化角砾岩筒(Lowell et al., 1970),中国秦岭-大别斑岩钼矿带中鱼池岭、雷门沟和沙坪沟等矿床中角砾岩是重要的矿化体(周珂等,2009;褚松涛等,2011;卢欣祥等,2011;张红等,2011;张怀东等,2012)。不同矿床中角砾岩矿体的规模也大不相同,隐爆角砾岩(筒)有的发生矿化而有些无矿化。斑岩型矿床中,角砾岩可组成主要的经济矿体(如蒙古 Oyu Tolgoi 斑岩铜-金-(钼)矿(Perello et al., 2001)、美国 Cave Peak 斑岩钼矿(Sharp, 1979)、中国鱼池岭斑岩钼矿(周珂等,2009)、中国金厂斑岩金矿(贾国志等,2005)),或产于酸性岩体侧围,构成一定规模的矿体(如美国 El Teniente 斑岩铜矿(Vry et al., 2010)),规模小者仅呈脉状少量出现,有或没有经济价值。

由于斑岩型矿床往往会伴随有隐爆角砾岩型的

浅成低温热液矿床,隐爆角砾岩常可作为寻找斑岩型矿床的直接标志(Pudack et al., 2009; Roedder, 1984; Sillitoe, 1985, 2010; 孙思等, 2010),对矿床中不同类型角砾岩的研究还可以反映岩浆-热液流体的生成演化、矿化蚀变过程、成矿的物理化学条件等重要信息(范宏瑞等,2000; Ross et al., 2002; Vry et al., 2010; Cas et al., 2011)。前人对与成矿相关的角砾岩做了较多研究,其中,对隐爆角砾岩型金矿的研究较为深入,集中于角砾岩的产状、形态、相带划分、流体特征、蚀变-矿化规律、成因机制模型等方面(章增凤,1991;李胜荣,1995;王书来等,1998;陈世忠等,1998;冯建忠等,2000;卿敏等,2002;张会琼等,2012;Chen et al., 2009; Anderson et al., 2009; Davies et al., 2002, 2008)。关于斑岩型矿床中的角砾岩, Sillitoe (1985) 对角砾岩的分类和成因解释做了系统评述,其他学者也在角砾岩的分类、流体演化和形成机制等方面取得了较多成果(张洪涛等, 1991; 秦克章等, 1999; 陈世忠等, 1998; 芮宗瑶等, 2003; 白凤军, 2007; Ross et al., 2002; Landtwing et al., 2002; Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2010; Aarnes et al., 2012)。然而,虽然中国许多斑岩型矿床中也发现了不同类型的角砾岩,如鱼池岭钼矿(周珂等,2009)、雷门沟钼矿(褚松涛等,2011)、沙坪沟

钼矿(张怀东等,2012)、驱龙铜-钼矿(杨志明等,2008;肖波,2011)等,但鲜有学者就角砾岩时空分布、类型划分、与蚀变和矿化的关系等方面做详细研究。

岔路口斑岩钼矿床是大兴安岭北段新发现的超大型斑岩矿床(吕克鹏等,2010;孟昭君等,2011;付瑞忠等,2011;聂凤军等,2011;李真真等,2012;金露英等,2012;2014;Liu et al., 2014;Li et al., 2014),除钼以外,还伴生一定规模的铅、锌和银。2011~2012年,笔者在配合矿区勘探工作的综合研究中,详细观察并编录了5万余米钻孔岩心,岩心中可见到多种类型角砾岩,包括岩浆角砾岩和不同胶结物组成的热液角砾岩,多呈脉状产出。这些角砾岩在空间上与成矿岩体密切相关,也与钼矿化和铅锌矿化关系密切。对角砾岩的详细分类和研究不仅可以为矿床成因探讨提供诸多信息,而且还可为地质勘探提供有利依据,如较浅部角砾岩的角砾可以提供矿床深部的信息,热液胶结的角砾岩更直接代表了高品位的勘探靶区(Seedorff et al., 2005)。本文以野外观察为基础,对矿区内发育的角砾岩进行了详细描述、分类,理清其空间分布、生成顺序、与蚀变和矿化的关系,并简要分析了其形成机制。

1 斑岩型矿床中角砾岩研究现状简述

在斑岩矿床中,角砾岩常呈透镜状或圆管状,产状一般较陡立,也可呈岩脉状、不规则体等产出(Perello et al., 2001; Sharp, 1979; Ross et al., 2002)。斑岩系统中角砾岩通常与一个或多个斑岩体紧密相关。多数角砾岩的根部即斑岩体,也有很多发育在上覆围岩中。角砾岩在斑岩系统中的位置也各不相同,许多处于斑岩体中心位置,也有的远离系统中心,在斑岩铜矿的外围还可发育角砾岩筒带。总而言之,角砾岩最容易发育的位置是不同岩性的接触带,尤其是侵入斑岩与围岩的接触带。而且,热液胶结的角砾岩在一些矿床中具有明显的垂向分带性(Perry, 1961)。斑岩系统中的角砾岩的发育可伴随系统演化的始终,它们通常比周围网脉状岩石具有更高的可采金属含量(Seedorff et al., 2005)。角砾岩的形成时间对矿床内金属品位分布情况的影响较大,如较早期角砾岩可以作为硫化物沉淀的优先区域,形成高品位矿带,或作为流体障,阻碍流体运移,形成与低品位或无矿带相邻的矿化流体集中库

(Burnham, 1985; Sillitoe, 1985; Zweng et al., 1995; Bushnell, 1988; Serrano et al., 1996),晚期角砾岩的形成通过将岩石碎屑与不同矿化岩石的混合,或者通过喷发作用将有成矿潜力的流体喷出到大气中,都可能降低矿石的品位(Zweng et al., 1995; Cannell et al., 2005)。

1.1 角砾岩分类

前人通过对大量矿床的综合研究,提出了一些角砾岩的分类方案。Sillitoe (1985)依据基质、胶结物的丰度、岩相成分、角砾的性质及类型等特征,将形成于岩浆弧环境中与成矿有关的角砾岩分为5类:岩浆-热液角砾岩(magmatic-hydrothermal breccias, 以下简称为热液角砾岩)、岩浆汽水角砾岩(hydromagmatic/hydrovolcanic breccias)、岩浆角砾岩(magmatic/volcanic breccias)、侵入角砾岩(intrusion breccias)和非岩浆-热液角砾岩(Amagmatic-hydrothermal breccias)。其中,岩浆汽水角砾岩又可分为2个亚类:气喷角砾岩(phreatic breccias)和岩浆蒸汽角砾岩(phreatomagmatic breccias)。(表1)。

在斑岩型矿床中前4类角砾岩均可见到,但热液角砾岩一般形成(富)矿体,而其他3类角砾岩既可以成矿,也可能不成矿。Laznicka (1989)详细总结了不同地质环境中角砾岩的形成过程及结构特征,将其分为聚合角砾岩、离散角砾岩两个端员及它们之间的过渡类型3类;其中与成矿有关的角砾岩中3种类型均发育。Corbett 等(1998)提出随着远离斑岩体且注入天水含量的增加,与成矿相关的热液角砾岩分为岩浆-热液角砾岩、气喷岩浆角砾岩和蒸汽角砾岩。张洪涛等(1991)按角砾岩的形成机制,将斑岩矿床中的矿化角砾岩分为4类:爆破角砾岩、侵入角砾岩、崩塌角砾岩和火山角砾岩。由于角砾岩成分、结构和形成过程的复杂性,以及不同学者偏重的角度的不同,导致对角砾岩的分类有一定差异,但都强调了所参与流体性质的特征和角砾岩的成因机制,这些也正是角砾岩是否可以产生有经济价值矿化的制约因素。

1.2 角砾岩形成的可能机制

斑岩型矿床中与岩浆-热液流体有关的角砾岩,通常是由于富含挥发分的岩浆(浅)侵位之后,造成压力降低和流体出溶,从而产生超高压致使围岩发生破裂,能量和流体快速释放而形成的(Burnham, 1979; 1985; Sillitoe, 1985; Ross et al., 2002; Landtwing et al., 2002)。这类角砾岩通常发生强烈蚀变和矿化,

表 1 与成矿有关角砾岩的分类(据 Sillitoe, 1985)
Table 1 Classification of ore-related breccias (after Sillitoe, 1985)

分类	相关矿床	相关流体	成因
岩浆-热液角砾岩	与侵入岩相关的岩筒、斑岩型矿床	岩浆房中释放的热液流体的产生, 不考虑流体相关的原始来源	二次沸腾作用期间流体的释放造成。在斑岩系统中一般属于成矿期, 富矿。蚀变有钾化、绢云母化、绿泥石化和黄玉化等
气喷角砾岩			
岩浆汽水角砾岩	浅成贵(贱)金属矿床、斑岩型和侵入岩相关矿床、黑矿型块状硫化物矿床	只有岩浆的热源进入到外部流体中	岩浆快速浅侵位, 造成围岩孔隙中天然水的膨胀和增压而形成。矿化序列的晚期侵入, 成矿是因为角砾中含矿。很少蚀变
岩浆蒸汽角砾岩	斑岩型和浅成贵(贱)金属矿床	水和岩浆都直接有贡献	近地表岩浆和冷的地下水相互作用的结果, 类似于燃料-冷却剂型的相互作用。在斑岩系统中是成矿后的, 通常无矿
岩浆角砾岩	斑岩型和浅成贱金属和贵金属矿床	地下岩浆破碎和喷发的产物	结晶作用和/或含水岩浆浅侵位时减压作用造成的能量释放而形成的。可有成矿前/早期, 有蚀变和含矿, 也有成矿晚/后期的, 少量晚期矿化或无矿
侵入角砾岩	任何与侵入岩相关的矿床	岩浆被动地在地下运动产生	侵入角砾岩是机械破碎或围岩被吞并的产物, 角砾呈棱角状-次圆状, 胶结物为岩浆岩基质。通常在靠近次火山岩的边界和顶部有不规则的群体分布

形成较富的矿体。斑岩系统中广泛发育的网脉状裂隙可能也是由相同的晚期岩浆演化造成的。另外, 早期钾硅酸盐化(特别是石英的沉淀)和矿化导致的岩石渗透率下降有利于成矿期发生角砾岩化(Fournier, 1983)。斑岩体侵位使得周围岩石中天然水被加热发生膨胀和增压以及岩浆水与天然水发生混合, 也可形成角砾岩(Sillitoe, 1985; Davies et al., 2008)。

斑岩系统的热液角砾岩中有一类特殊的角砾岩, 即角砾呈卵石状的角砾岩脉或由非常细的岩粉胶结的角砾岩, 这类角砾岩中的角砾曾发生向上的运动并与不同的角砾混合, 其形成需要岩浆房顶部产生足够大的压力且有足够的释放效率(Burnham, 1985; Sillitoe, 1985; Ross et al., 2002)。前人将这类角砾岩的形成与“流体化作用”联系起来(Reynolds, 1954; McCallum, 1985), 认为这些角砾岩的形成与工业中流体化过程产生的现象具有相似性, 流体化的岩石碎片沿着流体通道向上逃逸过程中, 颗粒之间发生相互摩擦和碰撞, 形成卵圆状角砾岩, 同时产生大量毫米至微米级别的岩粉(McCallum, 1985), 可以形成较好的矿化(Laznicka, 1989)。此外, 岩石与热液流体之间化学成分不平衡造成的溶解作用也可以使角砾发生圆化, 但通常发生在碳酸盐胶结的角砾岩中(Taylor et al., 1993)。流体化作用产生的角砾岩在矿化的角砾岩筒中也常见到。

在斑岩矿床中还可见到火山角砾岩, 这些角砾岩的形成与火山活动有关, 角砾岩筒被火山物质充填, 角砾成分复杂, 多为火山岩、凝灰岩、熔岩和少量围岩。胶结物多为熔岩、火山碎屑、火山灰和金属硫化物, 与之相关的斑岩铜钼矿、玢岩铁矿广泛分布于中国东部和西北部, 如湖北铜录山铜矿等(张洪涛等, 1991)。此外, 张洪涛等(1991)所描述的崩塌角砾岩的形成是花岗岩侵入之后, 分异出的流体或熔融体与围岩发生反应, 造成空洞, 从而引起上部岩石向下崩塌堆积而成, 这类角砾岩一般角砾成分单一、呈尖棱状、分选差, 胶结物主要为长英质岩类, 缺乏岩粉。Sillitoe 等(1971)归纳了该类角砾岩筒形成的理想模式。

以上仅列举了斑岩矿床中常见角砾岩的几种形成机制, 实际上, 斑岩系统中角砾岩的产生虽主要受富挥发分的侵入体或火山作用的制约, 但还与先存构造和围岩性质等因素密切相关, 在具体的矿床中应根据实际地质情况进行分析。

2 岔路口斑岩钼矿矿床地质

岔路口斑岩钼矿床位于黑龙江省大兴安岭地区松岭区劲松镇北西约 24 km 处。大地构造位置位于中亚造山带东段、兴安地块缘(图 1a)。黑龙江有色

地质勘查 706 队于 2005~2009 年通过化探异常、钻孔验证发现了岔路口多金属矿床。矿区以多布库尔河为界分为河东区和河西区,河西区目前处于详查阶段;河东区在 2010~2011 年已完成详查和勘探,查明河东区工业品位和低品位 Mo 金属量分别为 178 万 t 和 67.9 万 t,平均品位分别为 0.087% 和 0.048%,伴生一定规模的 Pb、Zn 和 Ag(孟昭君等, 2011)。本文所涉及内容均为河东区部分。

2.1 矿区地层及成矿岩体

岔路口斑岩钼矿床的形成主要与奥陶纪中酸性变火山岩地层中的晚侏罗世晚期酸性侵入体有关。矿区出露地层主要为新元古界一下寒武统倭勒根群大网子组变质岩(石英绿泥片岩、石英黑云母片岩等)和早奥陶世变中酸性火山岩(变流纹岩、变英安岩、凝灰岩等)(图 1c)。成矿前有中侏罗世似斑状二长花岗岩岩基侵入,分布在矿区的北西和南东部分(图 1c)。成矿期岩浆活动包括细晶斑岩、花岗斑岩和石英斑岩,均未出露地表。由 15 线地质剖面图(图 2)可见,细晶斑岩主要呈小岩株状产出,是最重要的成矿岩体;花岗斑岩和石英斑岩主要呈岩枝和岩脉产出,是次要的成矿岩体。在 ZK1310 孔见到花岗斑岩穿切细晶斑岩,并在 ZK1509 和 ZK1302 孔见到花岗斑岩中包裹已矿化的细晶斑岩角砾。因此,

细晶斑岩的形成应略早于花岗斑岩,而未见石英斑岩和花岗斑岩之间有明显的接触关系,推测石英斑岩应属花岗斑岩浅部的相变产物。成矿后穿插有早白垩世长石斑岩脉、闪长玢岩脉和石英二长斑岩脉,它们破坏了原有矿体,相互之间未见穿切关系。通过锆石 U-Pb 定年获得了成矿前似斑状花岗岩、成矿期斑岩体及成矿后脉岩的年龄,分别为 172 Ma、147~148 Ma 和 141~128 Ma(Li et al., 2014),斑岩体的年龄与获得的 147 Ma 的辉钼矿 Re-Os 年龄(聂凤军等,2011;Liu et al., 2014)较吻合。

2.2 矿区构造

矿区东侧发育晚侏罗世 1029(劲松)火山机构(图 1b),岔路口矿床的就位主要受到 1029 火山机构环形构造的影响,其形成与火山背景相关。受区域大地构造格局控制,矿区主要断裂呈 NE 向,控制着老变质岩地层和主要岩体的展布,叠加的次级断裂有 NW 向、NEE 向及 NNE 向,其交汇部位往往控制了火山喷发中心、潜火山岩体侵入(孟昭君等, 2011)。

2.3 蚀变类型及分带

斑岩体侵位所释放的大规模流体造成了矿区规模宏大的热液蚀变、丰富的脉系和裂隙及广泛的隐爆热液角砾岩。围绕细晶斑岩体,围岩蚀变具有典

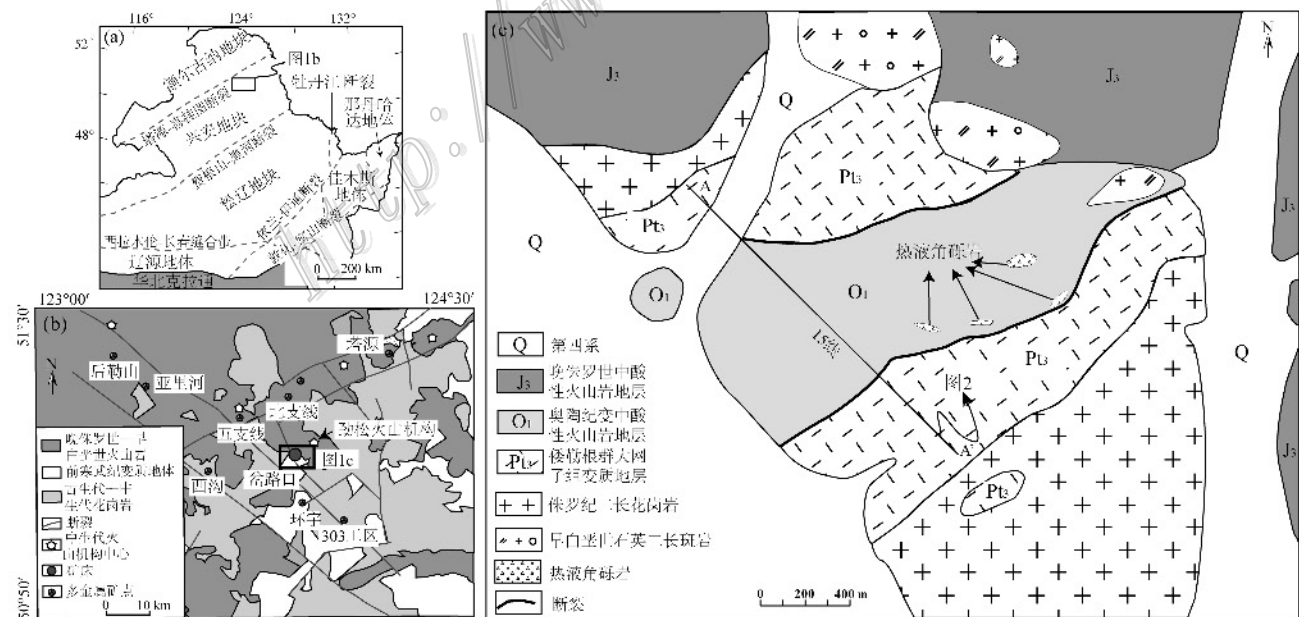


图 1 岔路口矿区大地构造位置图(a)(据 Wu et al., 2011)、区域地质图(b)(据孟昭君等, 2011 修改)及矿区地质平面图(c)(据黑龙江省有色金属地质勘查 706 队, 2012 修改)

Fig. 1 Simplified tectonic setting map of northeastern China (a) (after Wu et al., 2011), regional geological map (b) (modified after Meng et al., 2011) and geological map of the Chluokou ore district (c) (modified after No. 706 Geological Party, Heiloujiang Geological Exploration Bureau of Nonferrous Metals, 2012)

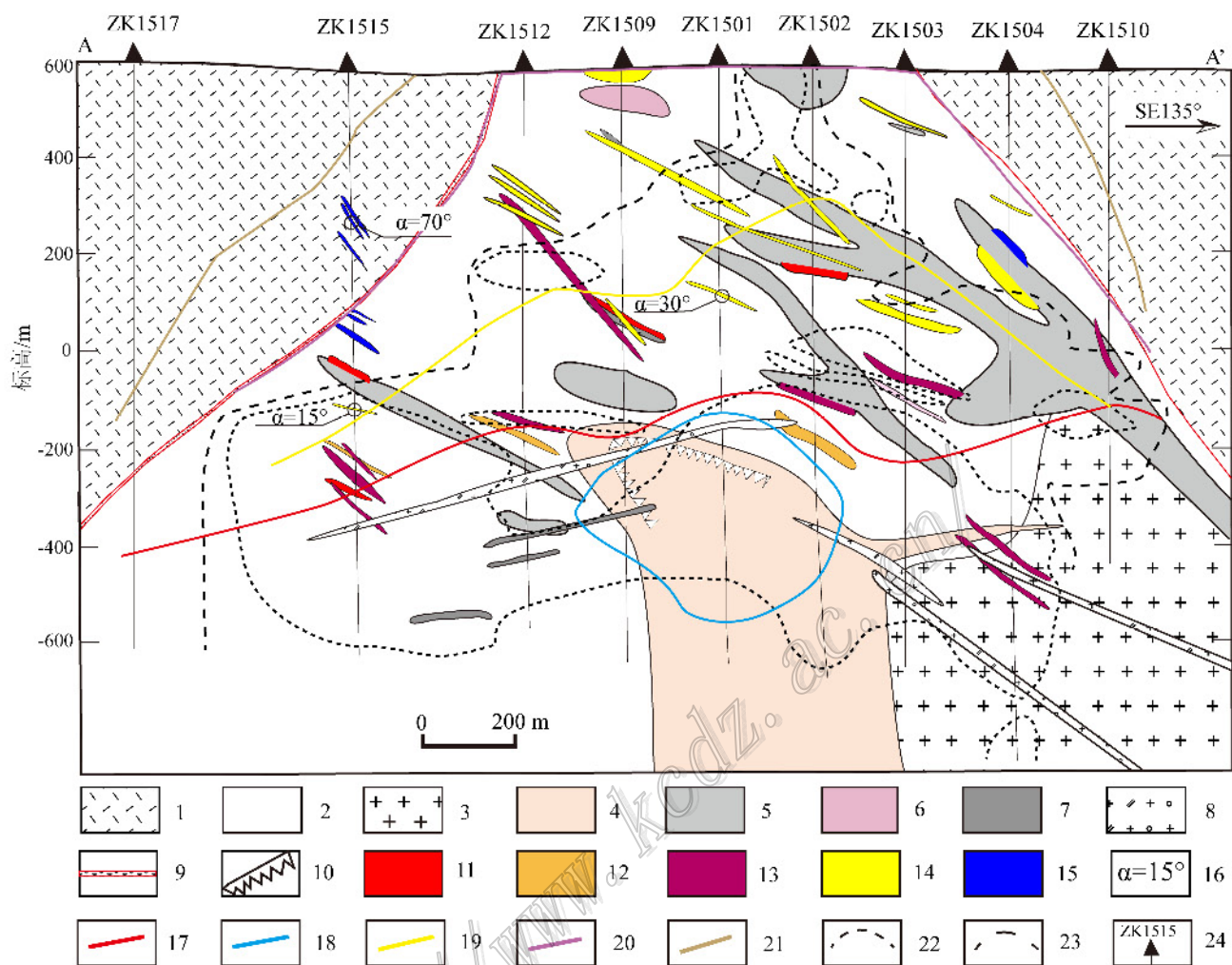


图2 岔路口钼矿床15线地质剖面图及角砾岩、蚀变带和Mo矿体的空间分布

1—倭勒根群大网子组；2—早奥陶世变火山岩地层；3—侏罗纪二长花岗岩；4—侏罗纪细晶斑岩；5—侏罗纪花岗斑岩；6—侏罗纪石英斑岩；7—白垩纪闪长岩；8—白垩纪石英二长斑岩；9—构造破碎带；10—单相固结结构；11—岩浆角砾岩；12—A相角砾岩；13—B1相角砾岩；14—B2相角砾岩；15—E相角砾岩；16—角砾岩侵入面与水平面夹角；17—钾硅酸盐化带；18—钾化-石英网脉带(石英为30%)；19—石英-绢云母-黄铁矿-萤石-伊利石化带；20—伊利石-萤石-黄铁矿化带；21—绿泥石-黄铁矿-弱碳酸盐-弱绿帘石带；22— $w(\text{Mo}) \geq 0.06\%$ 的界线；23— $w(\text{Mo}) \geq 0.03\%$ 的界线；24—钻孔编号及位置

Fig. 2 Geological section along No. 15 exploration line and the distribution of breccias, alteration zones and Mo orebodies in the Chalukou Mo deposit

1—Dawangzi Formation of Wolegen Group; 2—Early Ordovician metavolcanic-sedimentary rocks; 3—Jurassic monzogranite; 4—Jurassic aplite porphyry; 5—Jurassic granite porphyry; 6—Jurassic quartz porphyry; 7—Cretaceous dioritic porphyrite; 8—Cretaceous quartz monzonite porphyry; 9—Tectonic fractural zones; 10—Unidirectional solidification texture; 11—Magmatic breccias; 12—Facies A breccias; 13—Facies B1 breccia; 14—Facies B2 breccia; 15—Facies E breccias; 16—Intersection angel between intruding surface and horizontal surface; 17—Potassim zone; 18—K-feldspar-quartz veinlets zone; 19—Quartz-sericite-pyrite-fluorite-illite zone; 20—Illite-fluorite-pyrite zone; 21—Chlorite-pyrite-carbonate-epoxide zone; 22— $\text{Mo} \geq 0.06\%$; 23— $\text{Mo} \geq 0.03\%$; 24—Serial number and location of drill hole

型的斑岩型环状分带,由中心向外依次发育钾硅酸盐化带、石英-绢云母-萤石-黄铁矿化带、伊利石-萤石化带和青磐岩化带(图2)。钾硅酸盐化带以次生钾长石大量出现为特征,蚀变强时,整个岩石呈现肉

红色,主要发育在细晶斑岩、似斑状二长花岗岩和靠近细晶斑岩体的酸性变火山岩围岩内,而一些安山质变火山岩主要发生黑云母化。石英-绢云母-萤石-黄铁矿化带主要见于花岗斑岩和中酸性变火山岩地

层中,石英和绢云母则以弥散状交代原岩中的石英、钾长石等长英质矿物,或呈脉状出现;萤石和黄铁矿则主要呈脉状产出。伊利石-萤石带在矿体的中浅部发育,伊利石(由XRD鉴定)呈淡绿色,主要呈弥散状交代变中酸性火山岩、花岗斑岩和石英斑岩中的长英质矿物,萤石同样呈脉状产出。青磐岩化带主要分布在矿体外围的大网子组变质岩中,主要由绿泥石、碳酸盐和黄铁矿组成,含少量绿帘石。钼矿体主要分布在钾硅酸盐化带中上部,和石英-绢云母-萤石-黄铁矿化带内,伊利石-萤石化带也发育辉钼矿化,但品位较低。

根据本矿床普遍出现的萤石及富F的绢云母和黑云母(由电子探针测试得出)矿物,可认为岔路口矿床具有高F型斑岩钼矿的蚀变特征(Carten et al., 1993),但其与典型的高F型斑岩钼矿——Henderson矿床相比,后者的萤石在成矿早期大量出现(Seedorff et al., 2004),而本矿床的萤石则多集中于成矿中晚期。本矿床还发育有一些特征蚀变:①磁铁矿和原生赤铁矿广泛发育,以石英-磁铁矿±钾长石±赤铁矿±辉钼矿脉、石英-赤铁矿-黄铁矿±萤石脉的形式产出,脉宽有时可达到1 m,与Henderson矿床中的发丝状磁铁矿细脉产出(有窄的钾长石晕)(Seedorff et al., 2004)不同;②强硅化带,分为脉状石英带和弥散性石英带2类,前者以发育丰富的石英网脉为特征,石英含量可达到50%~70%,脉宽通常不超过10 mm,由石英颗粒组成;后者以交代成因石英的含量大于90%为特征,仅有少量残留的钾化斑岩,常发育在斑岩体的顶部带。强硅化带也是典型高F型斑岩钼矿中的特征蚀变(如美国Climax和Henderson矿床,Wallace et al., 1978; Seedorff et al., 2004),当系统中含有大量F时,其他造岩矿物变得不稳定,只剩下石英与流体平衡,可能是强硅化带产生的原因(Glyuk et al., 1973; White et al., 1981)。

2.4 矿化特征

矿区以中下部发育钼矿化、上部发育铅锌矿化为特征。钼矿体总体形态在剖面上呈拉长的平缓穹窿状,主体隐伏,地表断续出露有低品位矿化体。总体上下部工业矿体较连续,呈厚层状(如图2黑色点线所表示的范围),上部工业矿体呈薄层状与低品位矿体相间分布。目前已控制矿体长2600 m,宽130~1760 m,垂直厚度150~970 m,矿体北西部和深部未完全控制,仍有一定找矿潜力。钼矿体赋围岩主要为细晶斑岩、花岗斑岩、似斑状二长花岗岩和

中酸性变火山岩地层,高品位矿体分布在细晶斑岩与围岩的内外接触带100~400 m范围内,部分花岗斑岩体内外接触带也含有较高的钼。铅锌矿体主要呈脉状产于钼矿体外围,延长一般不超过250 m,分布于地表300 m以上,受构造破碎带、裂隙带的控制(铅锌矿体主要分布在1~9线,15线无成规模的铅锌矿体)。铅锌矿体的围岩主要为大网子组变质岩和变中酸性火山岩。

本矿区矿石构造以脉状-网脉状构造为主,其次有浸染状、纹层状、角砾状、块状构造等。钼矿石中脉状-网脉状构造十分发育,依野外观察含辉钼矿脉的穿切关系,由早至晚,含辉钼矿脉系主要包括:①辉钼矿细脉,脉多弯曲状,宽<2 mm,脉中全为片状辉钼矿充填;②网脉状石英-辉钼矿脉,脉多平直,宽度介于1~20 mm,脉中以石英和细粒辉钼矿为主,也可有钾长石、磁铁矿、萤石等其他热液矿物;③纹层状石英-辉钼矿脉,脉平直,宽度一般>10 mm,以脉石英中发育多条平行于脉壁的细粒辉钼矿细脉为特征。角砾状构造矿石中辉钼矿化主要呈星点状和鳞片状产于热液角砾岩的胶结物中,角砾中的辉钼矿化为角砾岩形成过程中破坏之前形成的含辉钼矿脉或其他浸染状辉钼矿化矿石所致。铅锌矿化主要呈石英±萤石-黄铁矿-闪锌矿±方铅矿大脉产出,脉系的穿切关系表明铅锌矿化晚于辉钼矿化形成。矿石中,金属矿物以辉钼矿、方铅矿、闪锌矿为主,次为黄铁矿、赤铁矿、磁铁矿,有少量黄铜矿和斑铜矿等;脉石矿物主要为石英、斜长石、钾长石、绢云母、伊利石、水白云母、萤石、绿泥石及少量方解石和绿帘石等。

3 岔路口钼矿床角砾岩地质特征

3.1 角砾岩产状

岔路口斑岩钼矿床内角砾岩主要呈脉状产出,脉宽最窄的不足1 cm,钻孔中揭露出来的最厚热液角砾岩超过10 m,一般厚度为1.5~5 m。角砾岩脉的围岩主要为变火山岩和晚侏罗世晚期花岗斑岩,在ZK1515钻孔中见到角砾岩产于石英绿泥片岩中,而细晶斑岩中基本上未见到角砾岩,但其常作为角砾出现。斑岩型矿床中,角砾岩最容易发育的位置是侵入斑岩与围岩的接触带(Sillitoe, 1985),本矿床中约40%~50%的热液角砾岩均产在花岗斑岩与变火山岩接触的部位,约30%的角砾岩产于围岩变

表 2 岔路口 Mo 矿区角砾岩分类
Table 2 Classification of breccias in the Chalukou Mo ore district

类型及相	结构特征	胶结物类型与含量	基质类型与含量	角砾特征	蚀变和矿化
岩浆角砾岩	胶结物支撑	长英质岩浆;含量 15%~50%	细砂、粉砂级不规则状岩石和晶体碎屑,含量<5%	角砾为细晶斑岩、石英、辉钼矿团块、花岗斑岩和热液角砾岩团块等,半棱角-半磨圆,粒度为 0.2~5 cm	弥散性钾化和弱硅化,矿化弱,主要为辉钼矿化角砾,基质和胶结物未见辉钼矿化
岩浆热液角砾岩					
A 相	角砾支撑	石英为主,含量<10%	细砂、粉砂级不规则状岩石和晶体碎屑,含量 5%~15%	细晶斑岩为主、硅化石英团块、变火山岩等,棱角-半磨圆,粒度为 0.2~10 cm	弥散性钾化和硅化,矿化弱
B1 相	角砾支撑, 基质支撑	石英和辉钼矿为主,含少量黄铁矿、绢云母和伊利石,含量<10%	细砂、粉砂级不规则状岩石和晶体碎屑,含量 10%~60%	细晶斑岩、花岗斑岩、变火山岩、硅化团块等,棱角-半磨圆,粒度为 0.2~10 cm	角砾和基质见钾化、硅化、弱绢云母化和辉钼矿化在胶结物中呈浸染状
B2 相	角砾支撑, 基质支撑	石英、黄铁矿、伊利石、萤石和绢云母为主,含少量辉钼矿,含量<10%	细砂、粉砂级不规则状岩石和晶体碎屑,含量 10%~65%	细晶斑岩、花岗斑岩、变火山岩、硅质团块和石英、辉钼矿脉等,棱角-半磨圆,粒度为 0.2~10 cm	角砾和基质见弱钾化、硅化、绢云母化、伊利石化和黄铁矿化等,辉钼矿化在角砾或胶结物中呈浸染状产出
E 相	角砾支撑	闪锌矿、黄铁矿、方铅矿、绿泥石、碳酸盐和萤石,含量 5%~15%	细砂、粉砂级不规则状岩石和晶体碎屑,含量<10%	细晶斑岩、花岗斑岩、变火山岩、石英、绿泥片岩和硅化团块等,棱角-半磨圆,粒度为 0.2~10 cm	角砾和基质见钾化、绿泥石化、碳酸盐化、伊利石化和黄铁矿化等,矿化主要为胶结物中的闪锌矿化和方铅矿化

火山岩中,还可见到角砾岩穿插花岗斑岩的现象。所测量到的角砾岩的侵入界面与水平面的夹角介于 15~70°,多数在 40~60°,但由于岩芯采样时接触关系常被破坏,图 2 中并非每条角砾岩的产状都代表其真实产状。

3.2 角砾岩分类

岔路口斑岩钼矿床中发育多种类型的角砾岩,根据 Sillitoe(1985)的分类和野外地质特征,本区绝大多数为热液角砾岩,另有少量的岩浆角砾岩。依据详细的钻孔岩芯编录,综合角砾岩中角砾、基质和胶结物的类型及角砾岩的结构特征,笔者初步甄别了本区角砾岩的类型(表 2)。

岔路口矿床角砾岩可分为岩浆角砾岩和热液角砾岩 2 类,前者胶结物为隐晶质长英质熔体,手标本可见保留的熔体流动构造(图 3a,图 4c、d),熔体中见石英和钾长石斑晶(图 3a,图 4f);后者含有大量岩粉基质,胶结物为与岩浆作用相关的热液流体中沉淀的热液矿物(图 3b~h)。热液角砾岩又可分为 4 个相,即 A 相、B1 相、B2 相和 E 相。

岩浆角砾岩结构从基质支撑到角砾支撑均有,胶结物主要为隐晶质长英质熔体,含量 15%~50%,基质含量一般<5%,角砾以细晶斑岩为主,也含有其他类型角砾,但无花岗斑岩角砾(图 3a,图 4a)。A 相角砾岩基质和胶结物含量较低,一般为角砾支撑结构,角砾以细晶斑岩为主,含少量硅化石英团块、变火山岩等(图 3c),角砾呈棱角-半磨圆状,大小为

0.2~10 cm;胶结物主要为热液石英,含量<10%;基质由砂级-粉砂级晶屑和岩屑组成,含量 5%~15%。根据角砾和基质含量的差异,B1 相角砾岩(图 3d、4g~l)结构从角砾支撑到基质支撑均有,角砾组成包括细晶斑岩、花岗斑岩、变火山岩、硅化团块等(图 4g、j),呈棱角-半磨圆状,大小为 0.2~10 cm,当角砾岩规模较小时,角砾成分可以比较单一,只有围岩的成分,规模较大时,一般角砾成分较复杂;角砾之间和基质之间为胶结物,包括石英、辉钼矿、少量黄铁矿、少量绢云母等(图 4k、l),含量一般<10%;基质成分同样由微细粒晶屑和岩屑组成,但含量变化较大(10%~60%)。B2 相角砾岩(图 3b、f,5a~f)与 B1 相有较多相似之处,差异体现在 B2 相角砾岩中常见到含有辉钼矿化的角砾(图 3b),胶结物中绢云母、黄铁矿含量增高,而辉钼矿含量降低。E 相角砾岩角砾含量通常超过 80%(图 5g~n),显示角砾支撑的特征,仅少数情况基质和胶结物可达到 30%(图 3e),角砾主要包括细晶斑岩、花岗斑岩、变火山岩、石英、绿泥片岩、硅化团块等,呈棱角-半磨圆状,大小 0.2~10 cm;基质同上述热液角砾岩,由岩粉级的岩屑和晶屑组成;胶结物常产于角砾之间,矿物种类包括碳酸盐、绿泥石、闪锌矿、黄铁矿、方铅矿、萤石(图 5g、i~l)等。

3.3 角砾岩的生成顺序

结合角砾岩内角砾的类型、角砾岩的相互穿切关系及其与脉系的穿切关系,初步确定了岔路口矿

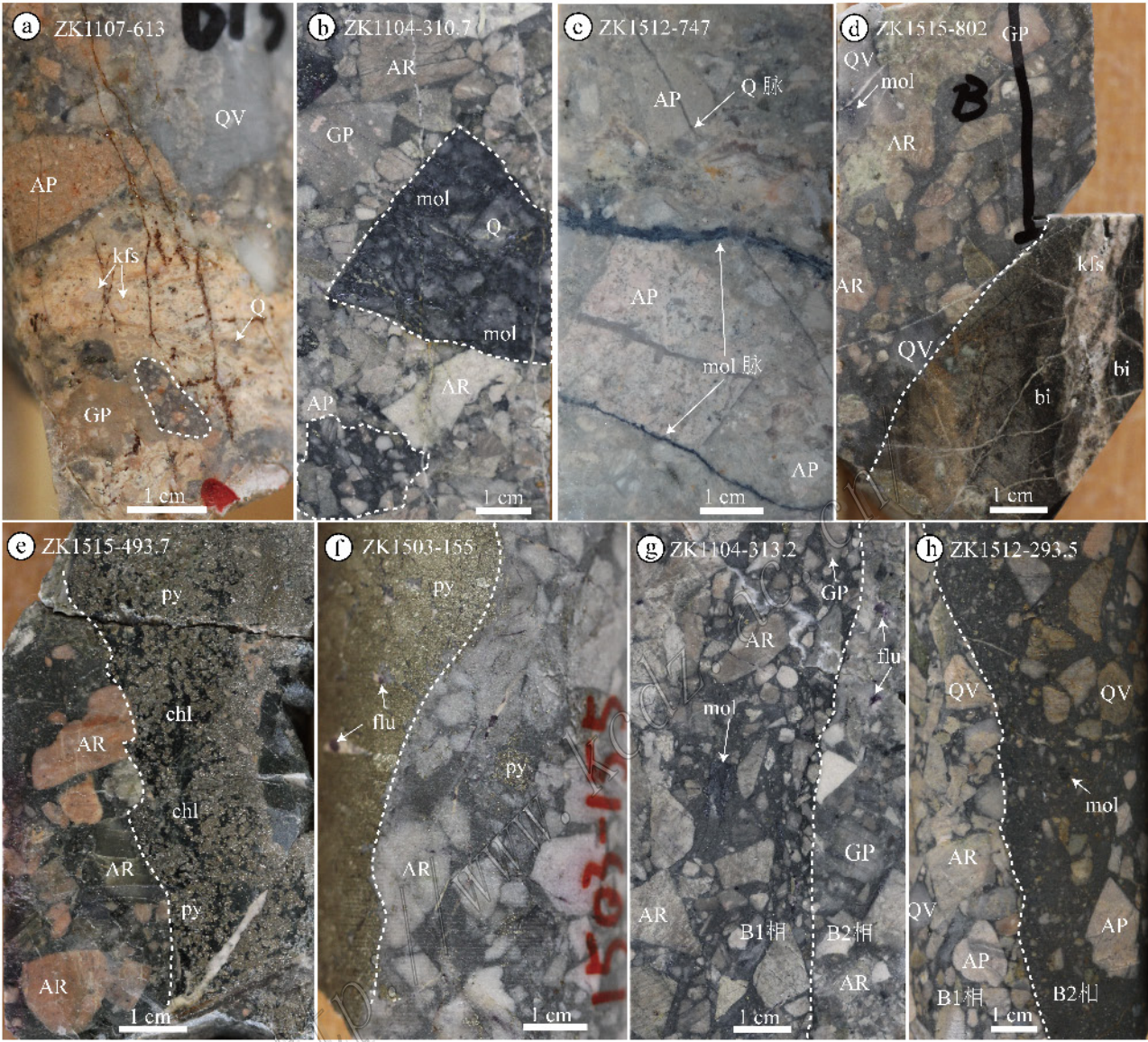


图 3 岔路口钼矿床角砾岩特征

a. 岩浆角砾岩，角砾为细晶斑岩、花岗斑岩、硅化石英脉等，图下方白色虚线圈内热液角砾岩作为角砾出现，胶结物为含有石英和钾长石斑晶的长英质岩浆；b. B2 相热液角砾岩，角砾包括细晶斑岩、花岗斑岩、蚀变流纹岩、石英-辉钼矿脉和图上方的 B1 相热液角砾岩；c. A 相角砾岩，角砾以发育石英细脉的细晶斑岩为主，胶结物以石英为主，角砾岩被后期的辉钼矿细脉和石英-辉钼矿脉切割；d. B1 相角砾岩，钾长石-黑云母脉/晕被 B1 相角砾岩切过；e. E 相角砾岩，绿泥石-黄铁矿脉切过 E 相角砾岩；f. B2 相角砾岩，黄铁矿-萤石脉切过 B2 相角砾岩；g. 角砾岩之间的穿切关系，图中右侧 B2 相角砾岩切过左侧 B1 相角砾岩，左侧角砾岩中含有辉钼矿角砾；h. 角砾岩之间的穿切关系，B2 相角砾岩切过 B1 相角砾岩，B2 相角砾岩中含有辉钼矿角砾，基质含量较高，而 B1 相角砾岩中基质成分较少，胶结物中含辉钼矿和黄铁矿；AP—细晶斑岩；GP—花岗斑岩；AR—蚀变的流纹岩；QV—石英脉角砾；Q—石英；mol—辉钼矿；py—黄铁矿；chl—绿泥石；flu—萤石；bi—黑云母；kfs—钾长石

Fig. 3 Photos of representative breccias in the Chalukou deposit

a. Magmatic breccia, clasts comprising aplite porphyry, granite porphyry, quartz vein etc., hydrothermal breccias occurring as a clast in the magmatic breccias, the cement composed of felsic magmas with quartz and K-feldspar phenocryst; b. Facies B2 hydrothermal breccias, quartz-molybdenite vein and Facies B1 hydrothermal breccias occurring as clasts in Facies B1 breccia; c. Facies A breccias, the clasts mainly composed of aplite porphyry with quartz vein and cemented by quartz. Molybdenite vein and quartz-molybdenite vein crosscutting Facies A breccias; d. Facies B1 breccia, the K-feldspar-biotite vein crosscut by breccias; e. Facies E breccias, chlorite-pyrite vein crosscutting the breccias; f. Facies B2 breccias, pyrite-fluorite vein crosscutting breccias; g. Crosscut relationship between two kinds of breccias, the right B2 breccias crosscutting the left B1 breccias; h. Crosscut relationship between two kinds of breccias, the right B2 breccias crosscutting the left B1 breccias.

h. Crosscut relationship between two kinds of breccias, the right B2 breccias crosscutting the left B1 breccias. The B2 breccias have more matrix than B1.
AP—Aplite porphyry; GP—Granite porphyry; AR—Altered meta-rhyolite; QV—Breccia of quartz vein; Q—Quartz; mol—Molybdenite; py—Pyrite;
chl—Chlorite; flu—Fluorite; bi—Biotite; kfs—K-feldspar

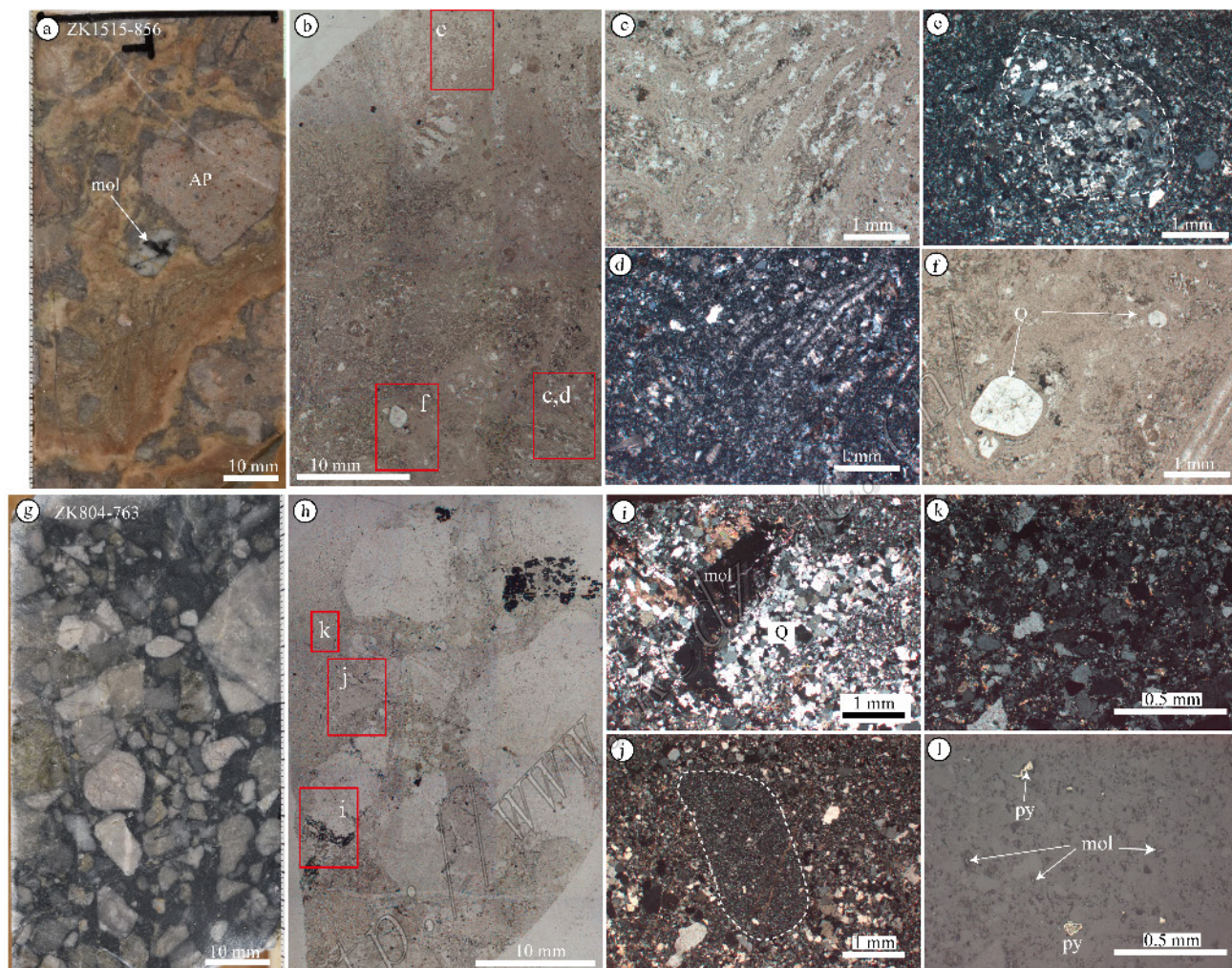


图4 岔路口斑岩铜矿床内角砾岩显微照片

ZK1515-856: a. 岩浆角砾岩手标本照片, 角砾岩中胶结物长英质岩浆保留的流动构造, 角砾主要为细晶斑岩, 见有含辉钼矿化的石英角砾; b. 角砾岩在单偏光镜下的全景照片; c, d. 胶结物长英质岩浆保留的流动构造(分别为单偏光和正交); e. 图中间为细晶斑岩角砾, 周围的基质由细砂-粉砂级别的岩屑和晶屑, 胶结物主要为微细粒石英和长石(正交); f. 长英质胶结物中的石英斑晶(单偏光)。ZK804-763: g. B1相热液角砾岩手标本照片, 角砾主要有细晶斑岩、花岗斑岩、硅化石英脉等; h. 角砾岩在单偏光镜下的全景照片; i. 石英-辉钼矿脉呈角砾产出(正交); j. 角砾岩中的花岗斑岩角砾(正交); k. 角砾岩的基质和胶结物组成, 基质主要为不规则状的岩石和晶体碎屑颗粒, 胶结物则主要由更细粒的石英和绢云母组成(正交); l. 与k同一视域下的反射光特征, 可见胶结物中含有浸染状的辉钼矿和黄铁矿(反射光)。AP—细晶斑岩; Q—石英; mol—辉钼矿; py—黄铁矿

Fig. 4 Photomicrographs of representative breccias of the Chalukou deposit

ZK1515-856: a. Sample photo of magmatic breccias, with clasts consisting of aplite porphyry and Mo-mineralized quartz; b. Photo (plainlight); c and d. Flowing structure kept in cement composed by felsic magma; e. Aplite porphyry clast surrounded by sand-sized matrix and fine-grained cement; f. Quartz phenocryst developed in cement. ZK804-763: g. Sample photo of facies B1 hydrothermal breccias, with clasts composed of aplite porphyry, granite porphyry and quartz vein etc.; h. Photo (plainlight); i. Quartz-molybdenite vein occurring as a clast; j. Granite porphyry occurring as a clast; k. Matrix composed of sand-sized rocks and crystals and cemented by fine-grained quartz, sericite and sulfide; l. Same scene as photo k, showing the cement composed of disseminated pyrite and molybdenite. AP—Aplite porphyry; GP—Granite porphyry; Q—Quartz; mol—Molybdenite; py—Pyrite

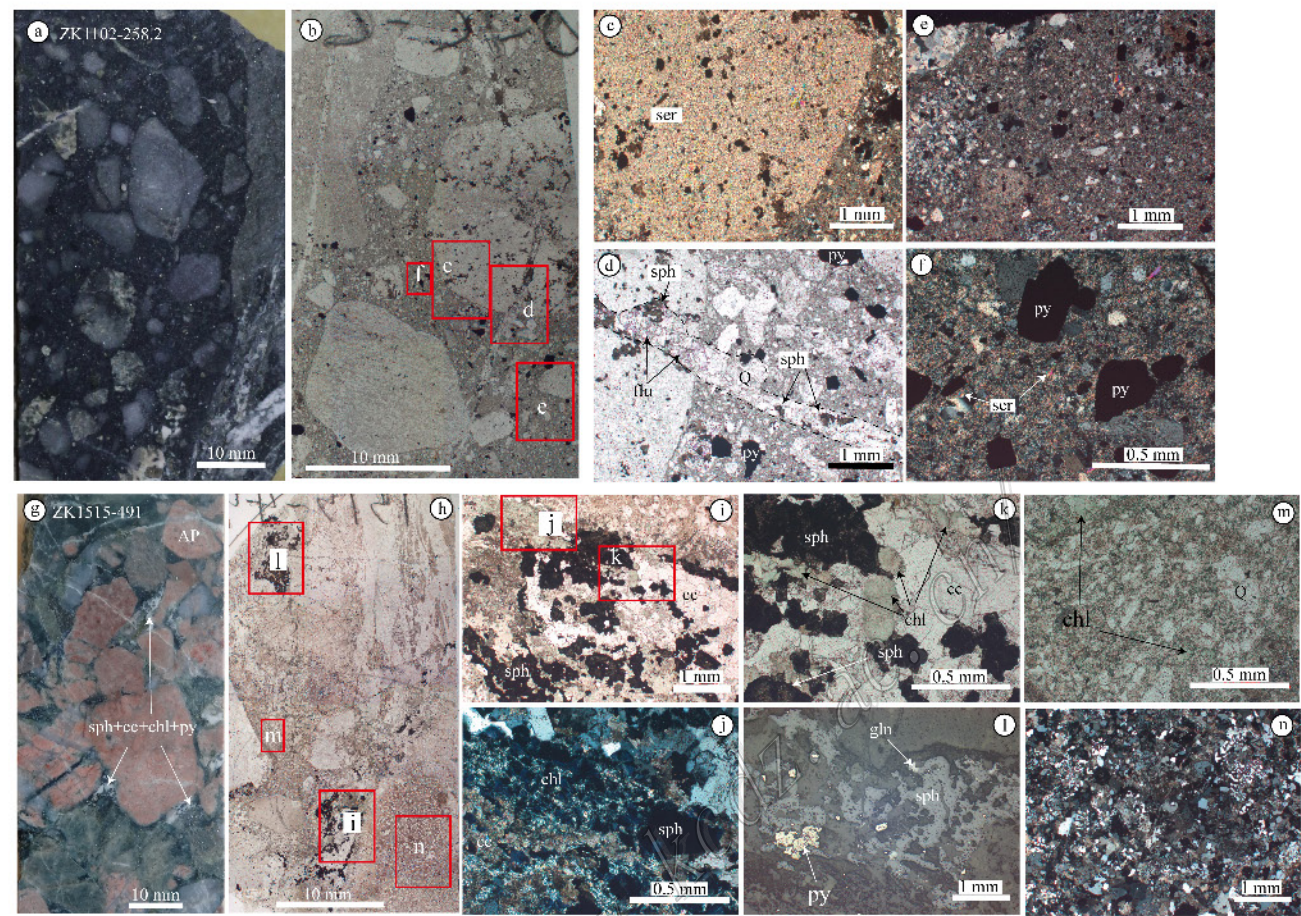


图 5 岔路口斑岩钼矿内角砾岩显微照片

ZK1102-258.2: a. E2 相热液角砾岩手标本照片,角砾主要由硅化石英和蚀变流纹岩组成; b. 角砾岩在单偏光镜下的全景照片; c. 角砾已完全被绢云母交代,原岩较难分辨(正交); d. 角砾和基质及胶结物被石英-萤石-闪锌矿细脉穿切(单偏光); e. 角砾岩的基质和胶结物,基质为细粒岩屑和晶屑,胶结物为绢云母、黄铁矿及非常细粒的伊利石等(正交); f. 胶结物含量大于基质含量,胶结物由黄铁矿和绢云母及伊利石组成(正交)。ZK1515-491: g. E 相热液角砾岩手标本照片,角砾主要有钾化细晶斑岩、蚀变的变火山岩、硅化石英脉等; h. 角砾岩在单偏光镜下的全景照片; i. 角砾之间的胶结物,由碳酸盐、绿泥石、闪锌矿和黄铁矿组成(单偏光); j. 胶结物碳酸盐、绿泥石和闪锌矿(正交); k. 胶结物碳酸盐、绿泥石和闪锌矿(单偏光); l. 胶结物之间的闪锌矿、黄铁矿和少量方铅矿(反射光); m. 基质和胶结物,基质主要由不规则状晶屑组成,胶结物由石英和绿泥石组成(单偏光); n. 钾化细晶斑岩角砾显微照片(正交)

AP—细晶斑岩; Q—石英; mol—辉钼矿; sph—闪锌矿; py—黄铁矿; gln—方铅矿; cc—碳酸盐; chl—绿泥石; flu—萤石; ser—绢云母

Fig. 5 Photomicrographs of representative breccias in the Chalukou deposit

ZK1102-258.2: a. Sample photo of facies E2 hydrothermal breccias, with clasts consisting of silicification quartz and altered meta-rhyolite; b. Photo (plainlight); c. Clast totally altered by sericite; d. Quartz-fluorite-sphalerite vein crosscutting the breccias; e. the matrix consisting of fine-grained lithic and crystal fragments, cemented by sericite, pyrite and illite; f. Breccias with abundant cements composed of sericite, pyrite and illite. ZK1515-491: g. Sample photo of facies E hydrothermal breccias, with clasts composed of K-feldspathization aplite porphyry, altered meta-volcanic rocks and silicification quartz vein etc.; h. Photo (plainlight); i. Cement composed of carbonate, chlorite, sphalerite and pyrite; j. Cement composed of carbonate, chlorite, sphalerite; k. Cement composed of sphalerite, pyrite and galena; l. Cement composed of sphalerite, pyrite and galena; m. The matrix consisting of irregular-shaped fine-grained lithic and crystal fragments cemented by quartz and chlorite; n. Photomicrograph of aplite porphyry clast.

AP—Aplite porphyry; Q—Quartz; mol—Molybdenite; sph—Sphalerite; py—Pyrite; gln—Galena; cc—Carbonate; chl—Chlorite; flu—Fluorite; ser—Sericite

床内不同类型角砾岩的生成顺序。

岩浆角砾岩中发育有特征的角砾,包括含梳状石英细脉和石英-辉钼矿细脉的细晶斑岩(ZK1302-425)、热液角砾岩(图 3a)、含辉钼矿化的硅质团块(图 4a),表明其形成于细晶斑岩侵位且发生辉钼矿

化和岩浆-热液角砾岩之后。其在空间上常见于花岗斑岩的顶底界面,胶结物含量高时,其成分和结构与花岗斑岩一致,因此,岩浆角砾岩的形成应与花岗斑岩的侵位相关。在细晶斑岩侵位固结并发生一期辉钼矿化之后,花岗斑岩岩浆从深部向上侵位可带

来发生矿化的细晶斑岩角砾。

A 相角砾岩的角砾主要为细晶斑岩,未见花岗斑岩,细晶斑岩角砾中发育石英细脉。整个角砾岩可见被纯辉钼矿细脉和石英-辉钼矿脉穿切(图 3c),而这些脉系在岔路口斑岩钼矿床中是代表主辉钼矿成矿阶段的脉系(金露英等,2014),因此,A 相角砾岩的形成应晚于细晶斑岩侵位而早于辉钼矿主矿化阶段。无花岗斑岩角砾则表明 A 相角砾岩的形成早于花岗斑岩,因此,A 相角砾岩的形成可能同样早于岩浆角砾岩。

B1 相角砾岩以胶结物中发育辉钼矿化为特征,它的形成应对应一期辉钼矿化。该相角砾岩中含有花岗斑岩角砾,应形成于花岗斑岩侵位之后。在 ZK1515-802(图 3d)中见其穿过了较早阶段形成的钾长石脉-黑云母晕,因此,B1 相角砾岩的形成可能对应一期花岗斑岩侵位之后的辉钼矿化事件,即 B1 相角砾岩的形成晚于岩浆角砾岩,同时也晚于 A 相角砾岩。

B2 相角砾岩虽与 B1 相角砾岩的差异表明前者的形成晚于主辉钼矿成矿,代表铅锌成矿较早期的黄铁矿-萤石脉(金露英等,2014)切过了 B2 相角砾岩(图 3f),指示 B2 相角砾岩的形成早于铅锌成矿阶段,还可见到 B2 相切过 B1 相角砾岩的现象(图 3g、h),即 B2 相角砾岩的形成晚于 B1 相角砾岩。

E 相角砾岩角砾成分更复杂,胶结物中有碳酸盐、绿泥石、萤石等低温矿物,这与铅锌矿化阶段的脉系(金露英等,2014)中所含热液矿物一致,同时还见到铅锌矿化晚阶段的黄铁矿-绿泥石脉(图 3e)切过 E 相角砾岩,因此,E 相角砾岩的形成晚于上述角砾岩,与铅锌矿化阶段的时间相近。

3.4 角砾岩空间分布

笔者对 15 线发育的热液角砾岩进行了详细的填图,由图 2 可见,角砾岩的分布具有一定的规律性,在矿床的中深-浅部位较密集,深部略少。岩浆角砾岩见于花岗斑岩的顶部或底部,其成因与花岗斑岩的侵位关系比较密切。A 相角砾岩一般分布在矿床的中深位置,基本上是围绕细晶斑岩外围一定距离发育的,暗示其成因可能与细晶斑岩有一定联系。B1 和 B2 相角砾岩的分布范围相对较广,也是矿区最常见的角砾岩类型,在矿床的中深部到浅部均有分布,一些脉体直接侵入到围岩中,一些则分布在花岗斑岩内部或上下接触带。它们的角砾具有多来源、异源特征,有些角砾岩中还有石英-辉钼矿脉

的角砾,说明这些角砾被破碎之后,借由成矿热液流体通道,经历了一定程度的搬运。E 相角砾岩主要见于 15 线的浅部,其围岩为灰绿色的石英绿泥片岩和绿泥石化、碳酸盐化、黄铁矿化的变火山岩,但角砾岩中的角砾则常见肉红色钾化的流纹岩,表明这类角砾岩的形成也是经历了一定程度搬运的结果。

3.5 角砾岩蚀变特征

角砾岩的蚀变包括角砾岩形成之前、之中和之后所发生的蚀变,它们具有不同的特征,Jackson(2008)曾对不同时期的蚀变特征进行了详细鉴别:角砾岩形成之前的蚀变特征包括所有角砾具有统一的蚀变,脉系只延伸到角砾边缘即结束;角砾岩形成过程中发生的蚀变表现为,角砾边缘被蚀变,热液矿物在角砾周围沉淀,并有脉系穿入角砾内部,角砾之间有新热液矿物沉淀;角砾岩形成之后发生的蚀变为,后期脉系切过角砾岩,热液矿物沉淀在重新张开的角砾空间内,角砾岩呈角砾出现。这里的角砾岩形成过程从水压致裂的网脉形成开始算起,包括角砾的运移及可能发生的流体化过程,直到所有物质不再运动,并被首先产生的胶结物胶结为止。

岔路口矿床内的角砾岩普遍发生蚀变作用,且上述 3 期蚀变作用均可见。如岩浆角砾岩中细晶斑岩发生的硅化、钾化及其中石英细脉均属角砾岩形成之前的产物,角砾岩形成过程中,可见长英质熔浆局部呈小脉状穿入角砾中,与角砾的接触边界出现冷凝边(图 4a)。A 相角砾岩形成之前角砾常见有弱钾化,形成过程中角砾多被硅质交代而发生一定程度硅化,形成之后被含辉钼矿脉系穿切(图 3c)。B1 和 B2 相角砾岩中复杂的角砾成分具有不同的蚀变特征,细晶斑岩多发生弱硅化和钾化,花岗斑岩弱硅化,变火山岩硅化、钾化、绢云母化、伊利石化、萤石化、黄铁矿化均出现,还有许多角砾岩形成之前产生的脉系,这些角砾在同一块样品上显示不均匀蚀变,它们应是角砾岩形成之前发生的蚀变。在一些角砾的边缘,有些矿物发生了不同于角砾中心的蚀变,从而具有与胶结物矿物相同的蚀变边,这是角砾岩产生过程中的蚀变,如 ZK1102-351.5,胶结物为伊利石+萤石+黄铁矿,在一块粒度 >30 mm 的花岗斑岩角砾边缘见到宽约 8 mm 的伊利石蚀变边,而角砾中心依然为弱硅化蚀变。再如图 3g 中靠上位置浅肉红色弱钾化蚀变火山岩边缘发生白色的褪色蚀变,但总体上,B1 和 B2 相角砾岩形成过程中产生的蚀变不强。角砾岩固结之后,有热液脉系穿过角砾岩(图 3e、f)。E 相角砾岩中肉红色

钾化细晶斑岩、钾化和绿泥石化变流纹岩均为角砾岩形成之前发生的蚀变,角砾岩产生过程中的蚀变主要体现为胶结物矿物绿泥石、黄铁矿等在角砾边缘沉淀并呈细脉穿入角砾中,形成之后见有含碳酸盐和绿泥石的细脉穿切。

3.6 角砾岩与矿床的蚀变和矿化对比

笔者划分了岔路口矿床15线的热液蚀变分带(图2),围绕细晶斑岩体向上向外依次发育钾硅酸盐化带、石英-绢云母-萤石-黄铁矿化带、伊利石-萤石化带和青磐岩化带,除岩浆角砾岩外,不同类型的岩浆-热液角砾岩分布与这些蚀变带的分布有一定对应关系。A相角砾岩的分布与钾硅酸盐化带的范围比较一致,角砾岩常为发生钾化、硅化的细晶斑岩,缺乏花岗斑岩角砾,胶结物主要由热液石英组成,基质含量较低。B1相角砾岩主要分布在钾硅酸盐带上部及石英-绢云母-萤石-黄铁矿化带下部,蚀变矿物与本类角砾岩胶结物中出现的石英、绢云母、辉钼矿、黄铁矿等相对应。由图2还可见,B1相角砾岩多分布于较富的钼矿体中,是钼矿体的重要组成部分。B2相角砾岩的分布范围常比B1相角砾岩的位置稍浅,位于石英-绢云母-萤石-黄铁矿化带上部和伊利石-萤石化带内,有些甚至出露地表。角砾岩的胶结物中,伊利石、萤石和黄铁矿的含量明显比B1相增多,而辉钼矿较少甚至不出现。本类角砾岩的分布则对应低品位钼矿体的范围或不构成矿体,钼矿化主要作为角砾出现,是角砾岩形成之前的产物,而角砾岩形成过程中钼矿化非常弱。E相角砾岩多分布于矿床浅部和外围的青磐岩化带内,在ZK1515孔见到最多。本类角砾岩的胶结物包括碳酸盐、绿泥石、萤石等低温热液矿物,与青磐岩化带内的蚀变矿物一致。伴随着角砾岩的产生,呈胶结物产出的闪锌矿和方铅矿代表了一期铅锌矿化,但由于品位较低,很难构成矿体。

4 讨论

4.1 角砾岩形成机制

4.1.1 岩浆角砾岩

岔路口矿区岩浆角砾岩的分布与花岗斑岩的位置密切相关,且胶结物的成分与花岗斑岩成分一致(图4f),其形成应与花岗斑岩岩浆侵位相关。在主要成矿斑岩细晶斑岩侵位固结,甚至产生一期重要的辉钼矿化之后,发生了来自同一深部岩浆房的花

岗斑岩岩浆的侵位,在这一过程中,由深部向浅部运动的花岗斑岩岩浆在遇到固结的细晶斑岩阻挡时,可能会在其之下聚集,当岩浆产生的压力超过围岩静岩压力和抗拉强度之后,花岗斑岩会裹挟已经发生蚀变和矿化的细晶斑岩及其之前产生的脉系角砾向上运移,形成岩浆角砾岩。本区ZK1106孔和ZK1102孔中可见花岗斑岩中含有已发生溶蚀(或磨圆)的细晶斑岩角砾,含量为1%~5%,笔者仍将它们作为花岗斑岩处理。实际上,有时可见到细晶斑岩角砾含量超过30%,且角砾均为磨圆状,证明这些角砾经历过搬运(磨圆)或由后期高温的花岗斑岩岩浆重吸收(溶蚀)所造成。

4.1.2 热液角砾岩

岩浆释放流体所造成的超压作用是岩浆热液角砾岩形成的主因(Sillitoe, 1985; Burnham, 1985; Beane et al., 1981)。当流体压力超过围岩静岩压力和岩石抗拉强度之后(Sillitoe, 1985; Burnham, 1985; Beane et al., 1981),围岩会产生大量裂隙,当这些裂隙变得互相连通,出溶流体形成的流体流会在构造或水压泵送力的驱动下向上运移,并在向上运移的过程中发生膨胀,当流体通过的路径伴随有体积损失(热液溶解或岩浆回撤)或已经存在自由空间(区域伸展或构造)时,岩石碎屑会发生旋转(Davies, 2002; Burnham, 1985),从而形成热液角砾岩(Sillitoe, 1985; Burnham, 1985; Beane et al., 1981)。岔路口斑岩钼矿床内发育的A相、B1相、B2相和E相热液角砾岩的形成有相同之处,也存在差异。

由于A相角砾岩形成于细晶斑岩侵位之后、花岗斑岩侵位之前,它的形成应与细晶斑岩相关。细晶斑岩侵位之后压力降低和结晶作用造成大量流体出溶,流体在岩浆顶部大量聚集产生超压,使围岩中发育网脉状裂隙,岔路口矿床中围绕细晶斑岩顶部及围岩内发育的大量被热液矿物充填的网脉状裂隙即是很好的证明。由于围岩内原来可能存在一些张性裂隙空间,细晶斑岩释放的流体造成的压力在不大范围内可以使这些张性空间变得连通,进而主要由细晶斑岩组成的岩石碎屑在这些通道内发生了旋转和溶解,最后,随着温度的降低,大量早期热液石英在角砾周围的开放空间内充填,形成以石英为主要胶结物的A相角砾岩。

B1和B2相角砾岩的形成晚于细晶斑岩和花岗斑岩,它们常产于花岗斑岩脉与围岩的接触部位且

与花岗斑岩具有较相似的产状,其形成应与花岗斑岩的侵位和流体释放有关,形成过程与 A 相角砾岩相似,始于岩浆释放流体的超压作用。然而 B1 和 B2 相角砾岩与 A 相角砾岩的不同之处在于,它们含有大量由 $<0.2\text{ cm}$ 的岩石和矿物碎屑组成的基质,角砾具有复杂来源并呈现半磨圆甚至接近磨圆的现象,角砾岩的这些特征可以用‘流体化作用’解释。

在热液角砾岩系统内,角砾处于封闭系统,而流体却是一个开放的系统。“流动”指的是角砾相对彼此发生运动、混合和相分离的状态(Yang et al., 2007; Link et al., 2006; Wolfe, 1980)。当流动开始后,固相物质的行为与流体相似,能够搬运碎屑并与碎屑混合(Bryant, 1968)。当向上流体的流速超过碎屑的沉降速度时,根据流体黏度、碎屑形态、密度和存在气相的大小,流体化作用就会发生(Yang et al., 2007)。在气相或低密度媒介内,流体化作用可以促进颗粒间的撞击和磨损(Link et al., 2006; Kennedy et al., 2005),减小碎屑粒度并产生大量细小碎屑。流体介质的向上运动,会使更小颗粒从碎屑边缘被剥落,并向上运动,也会导致不同成分的角砾发生混合。如果流体介质具有腐蚀性,这一过程将更强烈(Gonnerman et al., 2003; Carlson et al., 1980)。正是这种流体化作用,在 B1 和 B2 相角砾岩形成时,造成不同成分的角砾向上迁移、发生磨碎和混合,并形成了大量细小的岩石和矿物碎屑基质。而热液系统富氟的特征使流体介质具有腐蚀性,这一过程也较强烈。

在流体化作用晚期阶段,当上升的流体流速度降低到一定程度后,碎屑颗粒不会再发生分选(Yang et al., 2007),从而开始沉淀固结。在细粒碎屑富集带,所有较大碎屑颗粒间可能的开放空间都被细粒碎屑充填,使这些部位成为渗透性降低带,而在细粒碎屑缺乏带,会在较大碎屑颗粒之间形成丰富的开放空间,为随后的矿物沉淀提供可用空间(Davies, 2002)。在流体流峰期过后,随着流体温度和压力的下降,伴随角砾岩的形成,会产生同角砾岩期的蚀变,此期蚀变不受流体化作用后沉降作用所产生的渗透体制的影响。但是,流体化过程中建立的角砾岩的不同渗透度控制了矿化程度,角砾岩渗透度越高,矿石品位越高(Jackson, 2008)。

当 B1 相角砾岩胶结物含量略高时,可以形成品位较高的角砾岩矿体,而在基质含量较高时,胶结物含量往往较低,辉钼矿呈稀疏星点状产于其中,钼品

位较低。对于这些富基质的角砾岩,虽然由于渗透性的降低,自身品位较低,但在流体化作用的早期,这些角砾岩带相对于围岩仍是高渗透性带,可以作为流体运移的通道在成矿过程中起重要作用,这可以解释为什么在高品位钼矿带内会发育品位较低且富基质的角砾岩。伴随辉钼矿的沉淀, B1 相角砾岩内也发生同角砾岩期的硅化、弱黄铁矿化和弱绢云母化。对于 B2 相角砾岩,它们常比 B1 相角砾岩具有更高的基质含量,胶结物矿化非常弱,主要矿化来自角砾岩形成之前的石英-辉钼矿角砾和其他辉钼矿化角砾。大量富基质角砾岩表明这些位置同样是流体运移的通道,也是流体聚集带,但此时流体的温度和压力已进一步降低,发生同角砾岩期的绢云母化、伊利石化和黄铁矿化等蚀变,如 ZK1102-351.5 中花岗斑岩角砾发生的绢云母化和胶结物中的黄铁矿化及绢云母化等。

E 相角砾岩仅在矿床外围的 ZK1504 和 ZK1515 孔见到,与细晶斑岩无明显关系,而在 ZK1504 孔,可见其产于花岗斑岩脉顶部与围岩接触带(图 2), E 相角砾岩的形成可能同样与花岗斑岩的侵位和流体释放有关。然而, E 相角砾岩虽与 B1 和 B2 相角砾岩均具有复杂成分角砾特征,但其中基质含量不高,角砾之间的空隙多被热液矿物充填。较低的基质含量暗示在本相角砾岩形成过程中流体化作用较弱,因此,角砾岩中含有较多的自由空间供热液矿物充填。此时,形成角砾岩的流体温度进一步降低,在角砾空隙中沉淀出绿泥石、萤石、碳酸盐、闪锌矿和方铅矿等热液胶结物。

4.2 脉状角砾岩成因

斑岩矿床中发育的角砾岩常呈筒状、楔状或不规则的角砾岩筒产出,如 Cave Peak 斑岩钼矿(美国, Sharp, 1979)、Oyu Tolgoi 斑岩铜-金-(钼)矿(蒙古, Perello et al., 2001)、Donoso(智利, Skewes et al., 2003)矿床富铜含电气石的角砾岩筒、鱼池岭钼矿(周珂等, 2009)、雷门沟钼矿(褚松涛等, 2011)、沙坪沟钼矿(张怀东等, 2012)和车户沟(褚少雄等, 2010),它们是矿化体的重要组成部分,特殊情况下角砾岩可以呈似层状透镜状产出(美国 Questa 斑岩的矿, Ross et al., 2002)。角砾岩筒一般产于岩体的顶部、上部或外围,其底部可与浅成岩体相连(如 Redwell Basin, Sharp, 1978)或远离岩体(如七宝山, 孙思, 2011),其就位往往与断裂构造相关。与岩浆作用相关的角砾岩筒的形成受控于出溶岩浆流体或

被加热的地下水等流体体积膨胀造成的超压作用(Sillitoe, 1985),此外,虹吸效应(Sharp, 1979)和蚀顶作用(Landtwing et al., 2002)等也被用来解释角砾岩筒的形成。对于特殊产状的角砾岩,如 Questa 斑岩钼矿的层状角砾岩的形成除了流体超压外,结晶熔体沿着先存缓倾斜的火山岩层薄弱面进行扩展的过程对层状角砾岩的形成起了重要作用(Ross et al., 2002)。

岔路口斑岩钼矿床的热液角砾岩主要呈多条脉状产出,没有形成垂直的角砾岩筒或层状角砾岩,这是区别于其他斑岩型矿床角砾岩的特殊之处。前文已叙及,热液角砾岩的形成与细晶斑岩和花岗斑岩释放流体造成的超压作用有关,这与角砾岩筒形成的机制相似,之所以没有形成角砾岩筒或大的角砾岩体,其一,可能与岩体侵位深度和流体释放量相关,形成角砾岩筒的岩体一般侵位深度较浅,而岔路口细晶斑岩和花岗斑岩的侵位深度略深。只有大量流体的突然释放才可能形成角砾岩筒,岔路口细晶斑岩虽然具有较大的总流体释放量,但多层的单向固结结构(UST, Shannon et al., 1982)显示每一次流体释放的量并不多,流体的持续多次释放才形成了外围丰富的含钼网脉状裂隙。其二,与岩浆-热液系统富氟相关,一般情况下,岩体侵位较深且流体释放量不是很大的情况下,很难形成角砾岩,但岔路口矿床的高氟岩浆-热液系统改变了这一状况,氟属于低密度挥发分相,可以扩张出溶流体体积,因此,富氟系统极容易形成隐爆角砾岩(Burnham et al., 1980; 芮宗瑶等, 2003),这可能是岔路口斑岩钼矿床角砾岩发育的重要原因。在上述第一和第二条理由的制约下,岔路口矿床很难发育大规模的角砾岩筒,只能形成中小规模的角砾岩体。最后,角砾岩呈脉状产出与围岩存在薄弱面构造相关,岔路口成矿岩体细晶斑岩和花岗斑岩的主要围岩为奥陶纪中酸性变火山沉积岩地层,它们均发生弱变形作用,显微镜下可见造岩矿物石英、长石也发生有弱定向排列,这些先存层理面极有可能形成张性构造空间,在花岗斑岩侵位和角砾岩形成时,非常容易在这些层理面及不同岩性接触界面就位,呈现出脉状特征。

5 结 论

(1) 岔路口斑岩钼矿床中发育多种类型的角砾岩,包括岩浆角砾岩和热液角砾岩,后者依其角砾类

型、基质和胶结物及角砾岩结构的差异,又可分为 A 相、B1 相、B2 相和 E 相。岩浆角砾岩以含石英和长石斑晶的长英质岩浆胶结为特征;A 相角砾岩以无石英胶结为特征;B1 相角砾岩胶结物内发育辉钼矿化并含大量岩粉基质;B2 相角砾岩胶结物内胶结物组合为绢云母+伊利石+黄铁矿+萤石,其中也含大量岩粉基质;E 相角砾岩基质不太发育,以绿泥石+碳酸盐+黄铁矿+闪锌矿+方铅矿+萤石为胶结物。

(2) 热液角砾岩具有明显的空间分带性,与成矿岩体、围岩蚀变和钼铅锌矿化具有较好的对应关系。A 相角砾岩分布于细晶斑岩外围发育的钾化-硅化带内,常无矿化。B1 相角砾岩主要分布在钾硅酸盐带上部及石英-绢云母-萤石-黄铁矿化带下部,含浸染状辉钼矿化,围岩常构成富钼矿带。B2 相角砾岩位于石英-绢云母-萤石-黄铁矿化带上部和伊利石-萤石化带内,多见辉钼矿化角砾,围岩为低品位钼矿带。E 相角砾岩位于矿床浅部青磐岩化带内,常构成低品位铅锌矿体。

(3) A 相角砾岩形成于细晶斑岩早期流体释放阶段。花岗斑岩的侵位形成了以岩浆为胶结物的岩浆角砾岩,随后的流体释放造成的超压作用形成了 B1 相、B2 相和 E 相角砾岩,其中,流体化作用造成的角砾混合、磨损是 B1 和 B2 相角砾岩中复杂成分角砾和大量岩粉产生的原因。富基质的角砾岩虽然由于渗透性的降低,自身钼品位较低,但它们代表了流体聚集的位置,在角砾岩形成过程中,是高渗透性带,可以作为流体运移的通道在成矿过程中起重要作用。

(4) 略深的岩体侵位深度、单次较小释放量流体的多次注入、富氟的岩浆-热液系统及围岩先存薄弱面构造可能是岔路口斑岩钼矿床内角砾岩主要呈脉状产出的原因。

志 谢 野外工作得到黑龙江省有色金属地质勘查 706 队刘银伟队长、张瑞忠副队长、李宪臣总工程师、王建平副总工程师、吕克鹏工程师和驾驶员张忠生等相关人员的大力支持与帮助;同时还得到了驰宏锌锗王峰总经理和大兴安岭金欣矿业有限公司现场工作人员的帮助;在野外与黑龙江省有色金属地质勘查局田世良总工程师、地勘处金力夫处长等的交流使笔者受益匪浅;匿名审稿人提出了建设性意见,在此一并志以诚挚的谢意!

参考文献/References

- 白凤军. 2007. 罗村斑岩-角砾岩型钼矿床成矿地质特征及找矿方向[J]. 矿产与地质, 5: 527-531.
- 陈世忠, 周济元, 崔炳芳. 1998. 江西红山隐爆角砾岩-斑岩型铜矿床的成因[J]. 火山地质与矿产, 4: 338-346.
- 褚少雄, 曾庆栋, 刘建明, 张伟庆, 张作伦, 张松, 汪在聪. 2010. 西拉沐伦钼矿带车户沟斑岩型钼-铜矿床成矿流体特征及其地质特征[J]. 岩石学报, 26(8): 2465-2481.
- 褚松涛, 陈刚刚. 2011. 雷门沟钼矿床地质特征及主要控矿条件分析[J]. 有色金属(矿山部分), 4: 12-16.
- 范宏瑞, 谢奕汉, 郑学正, 王英兰. 2000. 河南祁雨沟热液角砾岩体型金矿床成矿流体研究[J]. 岩石学报, 4: 559-563.
- 冯建忠, 王京彬, 梅友松. 2000. 论中国火山次火山岩-斑岩金银矿成矿系列[J]. 地质与勘探, 3: 1-4.
- 付瑞忠, 阚学胜, 孟昭君, 王建平. 2011. 黑龙江省大兴安岭岔路口斑岩型钼多金属矿地质特征[J]. 矿产勘查, 3: 232-240.
- 黑龙江省有色金属地质勘查 706 队. 2012. 岔路口斑岩钼矿勘探报告[R].
- 贾国志, 陈锦荣, 杨兆光, 边红业, 王艳忠, 梁海军, 金同和, 李振辉. 2005. 金厂特大型金矿床的地质特征与成因研究[J]. 地质学报, 5: 661-670.
- 金露英, 李光明, 李真真, 宋国学, 秦克章, 孟昭君, 吕克鹏. 2012. 大兴安岭北段岔路口斑岩钼多金属矿高氟高氧化成矿流体特征[J]. 矿床地质, 31(增刊): 663-664.
- 金露英, 秦克章, 孟昭君, 李光明, 宋国学, 李真真, 吕克鹏, 阚学胜, 赵超. 2014. 大兴安岭北段岔路口巨型钼铅锌矿床脉体特征、产状及其对成矿的指示[J]. 矿床地质, 33(4).
- 李胜荣. 1995. 以隐爆角砾岩型为主的金矿床系列模式[J]. 有色金属矿产与勘查, 5: 272-277.
- 李真真, 秦克章, 宋国学, 金露英, 李光明, 孟昭君, 阚学胜, 李宪臣. 2012. 大兴安岭北段岔路口巨型高氟型斑岩钼矿成矿特色与关键控制因素[J]. 矿床地质, 31(增刊): 297-298.
- 卢欣祥, 罗照华, 黄凡, 谷德敏, 李明立, 杨宗峰, 黄丹峰, 梁涛, 刘传权, 张震, 高源. 2011. 秦岭-大别山地区钼矿类型与矿化组合特征[J]. 中国地质, 6: 1518-1535.
- 吕克鹏, 韩龙, 张佳男. 2010. 岔路口钼矿床地质特征及找矿标志浅析[J]. 黑龙江科技信息, 21: 31.
- 孟昭君, 阚学胜, 李宪臣, 王建平, 张瑞忠, 吕克鹏, 孙振江, 石耀军, 张佳南, 王宏燕. 2011. 大兴安岭北段森林覆盖区岔路口巨型斑岩钼多金属矿床的发现过程及意义[J]. 中国地质, 6: 1504-1516.
- 聂凤军, 孙振江, 李超, 刘翼飞, 吕克鹏, 张可, 刘勇. 2011. 黑龙江岔路口钼多金属矿床辉钼矿-钼同位素年龄及地质意义[J]. 矿床地质, 30(5): 828-836.
- 秦克章, 汪东波, 王之田, 孙枢. 1999. 中国东部铜矿床类型、成矿环境、成矿集中区与成矿系统[J]. 矿床地质, 18(4): 359-371.
- 卿敏, 韩先菊. 2002. 隐爆角砾岩型金矿研究述评[J]. 黄金地质, 2: 1-7.
- 芮宗瑶, 赵一鸣, 王龙生, 王义天. 2003. 挥发份在夕卡岩型和斑岩型矿床形成中的作用[J]. 矿床地质, 2: 141-148.
- 孙思, 李永刚, 张小允, 刘洪举. 2010. 山东七宝山隐爆角砾岩型金铜矿床含矿蚀变斑岩石英颗粒中高温高盐度沸腾包裹体的发现及其意义[J]. 岩石学报, 11: 3319-3326.
- 孙思. 2011. 山东七宝山隐爆角砾岩型金铜矿床成矿流体的时空演化、成矿机制及深部成矿前景(硕士论文)[D]. 导师: 李永刚. 北京: 中国科学院地质与地球物理研究所. 16-69.
- 王书来, 樊江, 祝新友, 冯建忠, 艾霞. 1998. 豫西隐爆角砾岩型金矿特征与形成条件[J]. 有色金属矿产与勘查, 4: 12-18.
- 肖波. 2011. 冈底斯驱龙巨型斑岩铜-钼矿床高氧化岩浆-热液成矿过程(博士论文)[D]. 导师: 秦克章, 李光明. 北京: 中国科学院地质与地球物理研究所.
- 杨志明, 侯增谦, 宋玉财, 李振清, 夏代详, 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, 3: 279-318.
- 张红, 孙卫东, 杨晓勇, 梁华英, 王波华, 王瑞龙, 王玉贤. 2011. 大别造山带沙坪沟特大型斑岩钼矿床年代学及成矿机理研究[J]. 地质学报, 12: 2039-2059.
- 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, 3: 265-271.
- 张怀东, 王波华, 郝越进, 程松, 项斌. 2012. 安徽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, 1: 41-51.
- 张会琼, 王京彬, 王玉往. 2012. 山西灵丘支家地铅锌银矿隐爆角砾岩筒的岩相分带性研究及其勘查意义[J]. 地质论评, 6: 1046-1055.
- 章增凤. 1991. 隐爆角砾岩的特征及其形成机制[J]. 地质科技情报, 4: 1-5.
- 周炳煌. 1990. 山东七宝山隐爆角砾岩筒特征与成矿[J]. 地质与勘探, 5: 26-30.
- 周珂, 叶会寿, 毛景文, 屈文俊, 周树峰, 孟芳, 高亚龙. 2009. 豫西鱼池岭斑岩型钼矿床地质特征及其辉钼矿-钼同位素年龄[J]. 矿床地质, 28(2): 170-184.
- Aarnes I, Podladchikov Y and Svensen H. 2012. Devolatilization-induced pressure build-up: Implications for reaction front movement and breccia pipe formation[J]. Geofluids, 12(4): 265-279.
- Anderson E, Atkinson W, Marsh T and Iriondo A. 2009. Geology and geochemistry of the Mammoth breccia pipe, Copper Creek mining district, southeastern Arizona: Evidence for a magmatic-hydrothermal origin[J]. Mineralium Deposita, 44(2): 151-170.

- Beane R E and Titley S R. 1981. Porphyry Copper Deposits Part II : Hydrothermal Alteration and Mineralization [J]. In : 75th Anniversary Volume, Economic Geology, 235-269.
- Bryant D G. 1968. Intrusive breccias associated with ore, Warren Mining district, Arizona [J]. Economic Geology, 63 : 1-12.
- Burnham C W. 1979. Magmas and hydrothermal fluids [A]. in Barnes H L ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits [C]. New York : John Wiley and Sons. 71-136.
- Burnham C W and Ohmoto H. 1980. Late-stage processes of felsic magmatism [J]. Mining Geology Special Issue, 8 : 1-11.
- Burnham C W. 1985. Energy release in subvolcanic environments : Implications for breccias formation [J]. Econ. Geol., 80 : 1515-1522.
- Bushnell S E. 1988. Mineralization at Cananea, Sonora, and the paragenesis and zoning of breccias pipes in quartz of feldspathic rock [J]. Economic Geology, 83 (8) : 1760-1781.
- Cannell J, Cooke D R, Walshe J L and Stein H. 2005. Geology, mineralization, alteration, and structural evolution of the El Teniente porphyry Cu-Mo deposit [J]. Econ. Geol., 100 (5) : 979-1003.
- Carlson S R and Sawkins F J. 1980. Mineralogic and fluid inclusion studies of the Turmalina Cu-Mobearing breccia pipe, Northern Peru [J]. Econ. Geol., 75 : 1233-1238.
- Carten R, White W, Stein H. 1993. High-grade granite-related molybdenum systems : classification and origin [J]. Mineral deposit modeling : Geological Association of Canada Special Paper, 40 : 521-554.
- Cas R, Giordano G, Balsamo F, Esposito A and Lo Mastro S. 2011. Hydrothermal Breccia Textures and Processes : Lissa Bianca Islet, Panarea Volcano, Aeolian Islands, Italy [J]. Econ. Geol., 106 (3) : 437-450.
- Chen Y J, Pirajno F, Li N, Guo D. S and Lai Y. 2009. Isotope systematics and fluid inclusion studies of the Qiyugou breccia pipe-hosted gold deposit, Qinling Orogen, Henan province, China : Implications for ore genesis [J]. Ore Geology Reviews, 35 (2) : 245-261.
- Corbett G J and Leach T M. 1998. Southwest Pacific Rim gold-copper systems : structure, alteration, and mineralization [J]. Society of Economic Geologists, 6 : 1-240.
- Davies A G S, Cooke D R, Gemmell J B, van Leeuwen T, Cesare Pat and Hartshorn G. 2008. Hydrothermal Breccias and Veins at the Kelian Gold Mine, Kalimantan, Indonesia : Genesis of a Large Epithermal Gold Deposit [J]. Econ. Geol., 103 (4) : 717-757.
- Davies A G S. 2002. Geology and genesis of the Kelian gold deposit, east Kalimantan, Indonesia, Doctoral dissertation [D]. University of Tasmania, Hobart, Tasmania, Australia, 404p.
- Eary L E, Runnells D D and Esposito K J. 2003. Geochemical controls on ground water composition at the Cripple Creek Mining District, Cripple Creek, Colorado [J]. Applied Geochemistry, 18 (1) : 1-24.
- Fournier R O. 1983. Active hydrothermal systems as analogues of fossil systems : Geotherm [J]. Resources Council Special Report., 13 : 263-284.
- Glyuk D S and Anfiligov V N. 1973. Phase equilibrium in system granite-H₂O-Kf under 1000 kg/cm² water vapor-pressure [J]. Doklady Akademii Nauk Sssr. 210 : 938-940.
- Gonnerman H M and Manga M. 2003. Explosive volcanism may not be and inevitable consequence of magma fragmentation [J]. Nature, 426 : 432-435.
- Jackson M L. 2008. Evolution of the Northeast zone breccias body, Mount Polley mine, British Columbia. Master Dissertation [D]. University of British Columbia, 98-180.
- Kennedy B Spieler O, Scheu B, Kueppers U, Taddeucci J and Dingwell D B. 2005. Conduit implosion during Vulcanian eruptions [J]. Geology, 33 : 581-584.
- Landtwing M R, Dillenbeck E D, Leake M H and Heinrich C A. 2002. Evolution of the Breccia-Hosted Porphyry Cu-Mo-Au Deposit at Agua Rica, Argentina : Progressive Unroofing of a Magmatic Hydrothermal System [J]. Economic Geology, 97 (6) : 1273-1292.
- Laznicka P. 1989. Breccias and ores. Part 1 : History, organization and petrography of breccias [J]. Ore Geology Reviews, 4 (4) : 315-344.
- Li Z Z, Qin K Z, Li G M, Ishihara S, Jin L Y, Song G X and Meng Z J. 2014. Formation of the giant Chalukou porphyry Mo deposit in northern Great Xing 'an Range, NE China : Partial melting of the juvenile lower crust in intra-plate extensional environment [J]. Lithos, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2014.04.18>.
- Link J M, Godlieb W, Deen N G and Kuipers J A M. 2006. Discrete element study of granulation in aspart-fluidized bed [J]. Chemical Engineering Science, 62 : 195-207.
- Liu J, Mao J W, Wu G, Wang F, Luo D F and Hu Y Q. 2014. Zircon U-Pb and molybdenite Re-Os dating of the Chalukou porphyry Mo deposit in the northern Great Xing 'an Range, China and its geological significance [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 79 (5) : 696-709.
- Lowell J D and Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits [J]. Econ. Geol., 65 (4) : 373-408.
- McCallum M. 1985. Experimental evidence for fluidization processes in breccia pipe formation [J]. Econ. Geol., 80 (6) : 1523-1543.
- Perello J, Cox D, Garamjav D, Sanjdorj S, Diakov S, Schissel D, Munkhbat T O, Oyun G and Audetat A A. 2001. Oyu Tolgoi, Mongolia : Siluro-Devonian porphyry Cu-Au-(Mo) and high-sulfidation Cu mineralization with a Cretaceous chalcocite blanket formation of porphyry-Cu and porphyry-Mo deposits : Insights gained through the study of fluid, melt and solid inclusions [J]. Econ. Geol., 96

- (6) :1407-1428.
- Perry V D. 1961. The significance of mineralized breccia pipes [J]. *Mining Engineering*, 13 :367-376.
- Pudack C, Halter W E, Heinrich C A and Pettke T. 2009. Evolution of magmatic vapor to gold-rich epithermal liquid :The porphyry to epithermal transition at Nevados de Famatina, Northwest Argentina [J]. *Econ. Geol.*, 104(4) :449-477.
- Reynolds D L. 1954. Fluidization as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granites [J]. *Am. Jour. Sci.*, 252 :557-613.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions [J]. *Reviews in Mineralogy*, 12 :1-664.
- Ross P S, Jebrak M and Walker B M. 2002. Discharge of hydrothermal fluids from a magma chamber and concomitant formation of a stratified breccia zone at the Questa porphyry molybdenum deposit, New Mexico [J]. *Econ. Geol.*, 97(8) :1679-1699.
- Seedorff E and Einaudi M T. 2004. 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(1) :3-37.
- Seedorff E, Dilles J, Proffett Jr J, Einaudi M, Zurcher L, Stavast W, Johnson D and Barton M. 2005. Porphyry deposits :Characteristics and origin of hypogene features [J]. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 29, 251-298.
- Seraphim R H and Hollister V F. 1976. Structural settings [J]. *Canadian Inst. Mining Metallurgy Spec.* 15 :30-43.
- Serrano, Vargas R, Stambuk V, Aguilar C, Galeb M, Holmgren A, Contreras A, Godoy S, Vela I, Skewes M A and Stern C A. 1996. The late Miocene to early Pliocene Rio Blanco-Los Bronces copper deposit, central Chilean Andes [A]. In :Camus F, Sillitoe R W, Petersen R, ed. *Andean copper deposits :New discoveries, mineralization, styles, and metallogeny* [C]. *Society of Economic Geologists, Special Publication*, 119-130.
- Shannon J, Walker B, Carten R and Geraghty E. 1982. Unidirectional solidification textures and their significance in determining relative ages of intrusions at the Henderson Mine, Colorado [J]. *Geology*, 10(6) :293.
- Sharp J E. 1978. A molybdenum mineralized breccia pipe complex, Redwell Basin, Colorado [J]. *Econ. Geol.*, 73(3) :369-382.
- Sharp J E. 1979. Cave Peak, a molybdenum-mineralized breccia pipe complex in Culberson County, Texas [J]. *Econ. Geol.*, 74(3) :517-534.
- Sillitoe R H and Sawkins F J. 1971. Geologic, mineralogic, and fluid inclusion studies relating to the origin of copper-bearing tourmaline breccias pipes, Chile [J]. *Econ. Geol.*, 66 :1028-1041.
- Sillitoe R H and Gappe I M. 1984. Philippines porphyry copper deposits : Geologic setting and characteristics : Comm. Coordination Joint Prosp [J]. *Resources (CCOP) Technology Publishers*, 14 :1-89.
- Sillitoe R H. 1985. Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs [J]. *Econ. Geol.*, 80(6) :1467-1514.
- Sillitoe R H. 2010. Porphyry copper systems [J]. *Econ. Geol.*, 105(1) :3-41.
- Skewes A M, Holmgren C and Stern C R. 2003. The Donoso copper-rich, tourmaline-bearing breccia pipe in central Chile : Petrologic, fluid inclusion and stable isotope evidence for an origin from magmatic fluids [J]. *Mineralium Deposita*, 38(1) :2-21.
- Taylor R G and Pollard P J. 1993. Mineralized breccia systems : Methods of recognition and interpretation [J]. *Economic Geology Research Unit, Key Centre in Economic Geology, James Cook University of North Queensland*. 46 :31.
- Thompson T B, Trippel A D and Dwelley P C. 1985. Mineralized veins and breccias of the Cripple Creek District, Colorado [J]. *Econ. Geol.*, 80(6) :1669-1688.
- Vry V H, Wilkinson J J, Seguel J and Millan J. 2010. Multistage intrusion, brecciation, and veining at El Teniente, Chile : Evolution of a Nested porphyry system [J]. *Econ. Geol.*, 105(1) :119-153.
- Wallace S R, MacKenzie W B, Blair R G and Muncaster N K. 1978. Geology of the Urad and Henderson molybdenite deposits, Clear Creek County, Colorado, with a section on a comparison of these deposits with those at Climax, Colorado [J]. *Econ. Geol.*, 73(3) :325-368.
- White W, Bookstrom A, Kamilli R, Ganster M, Smith R, Ranta D and Steininger R. 1981. Character and origin of Climax-type molybdenum deposits [J]. *Econ. Geol.*, 75 :270-316.
- Wolfe J A. 1980. Fluidization versus phreatomagmatic explosions in breccia pipes [J]. *Econ. Geol.*, 75 :1105-1111.
- Wu F Y, Sun D Y, Ge W C, Zhang Y B, Grant M L, Wilde S A and Jahn B M. 2011. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41(1) :1-30.
- Yang G Q, Bing D and Fan L S. 2007. Bubble formation and dynamics in gas-liquid-solid fluidization-a review [J]. *Chemical Engineering Science*, 62 :2-27.
- Zweng P L and Clark A H. 1995. Hypogene evolution of the Toquepala porphyry copper-molybdenum deposit, Moquegua, southeastern Peru [A]. In :Pierce F W, Bolm J G, ed. *Porphyry copper deposits of the American Cordillera* [C]. *Arizona Geological Society Digest*, 20 :566-612.