

斑岩铜(钼_金)矿床的成矿流体*

卢焕章¹ 毕献武² 王蝶³ 单强⁴

(1 加拿大魁北克大学, Chicoutimi, Qc. G7H 2B1, Canada; 2 矿床地球化学开放实验室, 中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002; 3 昆明理工大学, 昆明 云南 650093; 4 中国科学院广州地球化学研究所, 广东 广州 510640)

摘要 斑岩铜矿是主要的铜资源,是矿床研究和勘查的重要目标。斑岩铜矿按其与板块构造的关系可分为2种:俯冲带斑岩铜矿和碰撞造山带斑岩铜矿,它们在成矿流体方面有很多区别,其中较大的差别是碰撞造山带斑岩铜矿的钾化蚀变带比俯冲带斑岩铜矿的钾化蚀变带强得多,且范围也相对较宽。文章简述了这2种斑岩矿床的主要地质特征,着重从流体包裹体、蚀变作用和稳定同位素研究来探讨斑岩铜矿成矿流体的主要特征,包括成矿流体的成分、形成温度和压力、氢、氧、碳和硫稳定同位素组成。这两种类型的斑岩铜矿中主要发育5种包裹体: M 熔体包裹体; I 液体包裹体; II 气体包裹体; III 含子矿物的多相包裹体和 CO₂-H₂O 包裹体。II类和III类包裹体常共存,且均一温度相似,表明成矿流体经历了不混溶和沸腾作用。在III类含子矿物的包裹体中发现了含金属硫化物(黄铜矿、黄铁矿)和氧化物(赤铁矿、磁铁矿)子矿物。在斑岩金矿和碰撞造山带的斑岩铜矿中出现 CO₂-H₂O 包裹体,在斑岩的斑晶和一些早期石英脉的石英中可见到熔体包裹体以及熔体-流体包裹体,它们代表斑岩岩浆的样品,说明斑岩铜矿的形成经历了岩浆和热液阶段。最近的研究表明,斑岩铜矿的初始流体是中等盐度和密度的岩浆流体。这种流体在上升过程中因压力释放而发生沸腾,形成气体包裹体和含子矿物的高盐度包裹体。

关键词 地球化学; 斑岩铜矿; 成矿流体; 流体包裹体; 铜的气相搬运

中图分类号: P599; P618.41

文献标志码: A

Ore-forming fluids of porphyry copper (molybdenum-gold) deposits

LU HuanZhang¹, BI XianWu², WANG Die³ and SHAN Qiang⁴

(1 Science de la terre, University of Quebec, Chicoutimi, Qc. G7H 2B1, Canada; 2 Open Lab. of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, CAS, Guiyang 550002, Guizhou, China; 3 Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, Yunnan, China; 4 Guangzhou Institute of Geochemistry, CAS, Guangzhou 510640, Guangdong, China)

Abstract

Porphyry copper deposits are currently the largest source of copper ore. Porphyry copper deposits are formed from hydrothermal fluids that originate from a voluminous magma chamber several kilometers below the deposit itself. Successive envelopes of hydrothermal alteration typically enclose a core of disseminated ore minerals followed by stockwork and veins. According to the relationship between plate tectonics and mineralization, the deposits could be divided into two types: deposits associated with convergent plate boundaries and deposits occur in collisional orogeny setting. Understanding the behavior of Cu, Au and Mo in magmatic-hydrothermal systems is essential for studying the development of a porphyry copper deposit. Porphyry copper deposits in subduction environment provide

* 本文得到中国科学院矿床地球化学开放实验室基金(编号:201311)资助

第一作者简介 卢焕章,1940年生,教授,博士生导师,主要从事矿床地球化学和流体包裹体研究。Email: Huan_Zhang_Lu@uqac.ca

收稿日期 2015-10-14; 改回日期 2016-08-12。张绮玲编辑。

some of the best examples of the effects of fluid-assisted mass and energy transport in the Earth's crust. Much of our understanding of the physical and chemical conditions attending magmatic-hydrothermal fluid flow in the porphyry environment has come from fluid inclusion studies. During the earliest stage of magma crystallization, a liquid + vapor zone exists immediately above the pluton. Copper transported in the original magmatic fluid would be partitioned into the high salinity liquid and vapor phases. This higher density phase would flow downward along the side of pluton, whereas the copper-vapor phase would move upwards into the shallower part. Above the liquid + vapor zone, a small vapor + halite zone exists. Inclusion trapped here would be vapor-rich inclusions (with occasional halite). There are two types of magmatic and magmatic-hydrothermal phase inclusions: Silicate melt inclusion and melt-fluid inclusion. Four types of fluid inclusions are found: liquid inclusion; vapor inclusion; daughter mineral bearing inclusion and H₂O-CO₂ inclusion. Recent researches are focused on the primary composition of ore-forming fluid derived from the magma and copper transition by vapor or liquid phases.

Key words: geochemistry, porphyry copper deposit, ore-forming fluids, fluid inclusion, copper transition by vapor phase

斑岩型矿床按其成矿金属元素可分为斑岩 Cu (±Au, Mo, Ag, Re, PGE)、斑岩 Cu-Mo (±Au, Ag)、斑岩 Cu-Mo-Au (±Ag)、斑岩 Cu-Au (±Ag, PGE)、斑岩 Au (±Ag, Cu, Mo)、斑岩 Mo (±W, Sn)、斑岩 W-Mo (±Bi, Sn)、斑岩 Sn (±W, Mo, Ag, Bi, Cu, Zn, In)、斑岩 Sn-Ag (±W, Cu, Zn, Mo, Bi) 和斑岩 Ag (±Au, Zn, Pb) 矿床等。由于斑岩型铜矿是铜资源的主要矿床类型, 长期以来是矿床研究和勘查的重要目标。迄今为止, 已探明的斑岩铜矿主要分布在南美和北美西部大陆边缘、西南太平洋岛弧、中亚地区以及特提斯东欧段的伊朗、巴基斯坦、中国西藏及云南地区 (Sinclair, 1995; 侯增谦等, 2009; 毕献武等, 1999; Sillitoe, 2010; 毛景文等, 2014; Adeli et al., 2015)。斑岩型铜矿按其与板块构造的关系可分为2种: 聚合板块边界的斑岩铜矿和碰撞造山带中的斑岩铜矿。本文主要论述这2种斑岩矿床的主要地质特征, 并着重于它们的成矿流体的特征和区别。特别关注斑岩矿床的流体演化, 即最早从斑岩岩浆中分异出的流体的成分是什么? 它经过怎样的演化。成矿流体中的 Cu、Mo、Au 等元素是以气相搬运还是呈液相搬运? 在什么条件下形成斑岩矿床等。

1 大洋俯冲带斑岩铜矿基本地质特征

汇聚板块边界(大洋俯冲带)的斑岩铜矿, 普遍存在一个分带(从中心到周边): 从中心的侵入体到矽卡岩, 到交代的碳酸盐岩, 再到赋存于沉积岩中的金矿床, 以及上覆的强到中等的浅成热液硫化物矿床和蚀变也与这种热液有关。随着热液的演化, 老

床。斑岩体系呈一线状带, 可达几百公里长, 矿床分布在这个带中。斑岩体系与下伏的侵入体密切相关。侵入体位于下部 5~15 km 深处, 它是岩浆房和流体的供应源。它们形成了垂深大于 3 km 的岩枝、岩墙以及与其相关的矿化。侵入体的上部, 见喷出地表的火山岩和角砾岩, 一般火山作用是发生在斑岩体系之前。通常有一些分散的岩枝侵入于斑岩的顶板。斑岩体系一般可持续 10 Ma, 而整个成矿作用过程时间为 10 Ma 或更长的时段 (Sillitoe, 2010)。斑岩铜矿呈串状分布或受构造的控制。关于斑岩铜矿的成矿和蚀变模式, Lowell 等 (1974) 曾作出详细的模式 (图 1)。

斑岩铜矿由深部岩浆房的上部岩钟状的岩浆侵入而形成的斑岩岩体的控制。斑岩铜矿的蚀变和成矿作用分布在几公里到几十公里的岩体和围岩中。如果周围是碳酸盐岩, 则形成矽卡岩 Cu-Au 矿床, 往外是 Zn-Pb 矿床或含 Au 矽卡岩, 矽卡岩外是交代碳酸盐岩中的 Cu 矿床和 Zn-Pb-Ag ± Au 矿床或赋存于沉积岩中的浸染状金矿床; 如果围岩不是碳酸盐岩, 则矿化成带的现象较少见。斑岩体系通常是由氧化的、富含 S、金属和挥发分的岩浆和流体所组成, 是高于 700°C 的岩浆和热液冷却到 250°C 的结果。当温度下降时, 造成下伏的岩浆房中的岩浆凝固, 同时压力从静岩压力向静水压力转换。当侵入体的岩浆凝固时, 高温的热液产生出高盐度的液相和气相, 导致钾硅酸盐蚀变和矿化。最后温度降到 350°C 以下, 热液变成一相, 盐度逐渐降低, 这时形成绢云母-绿泥石化蚀变, 也伴有矿化。斑岩体系外围的成矿作用的蚀变被新的蚀变所代替。在低温和矿化作用的晚

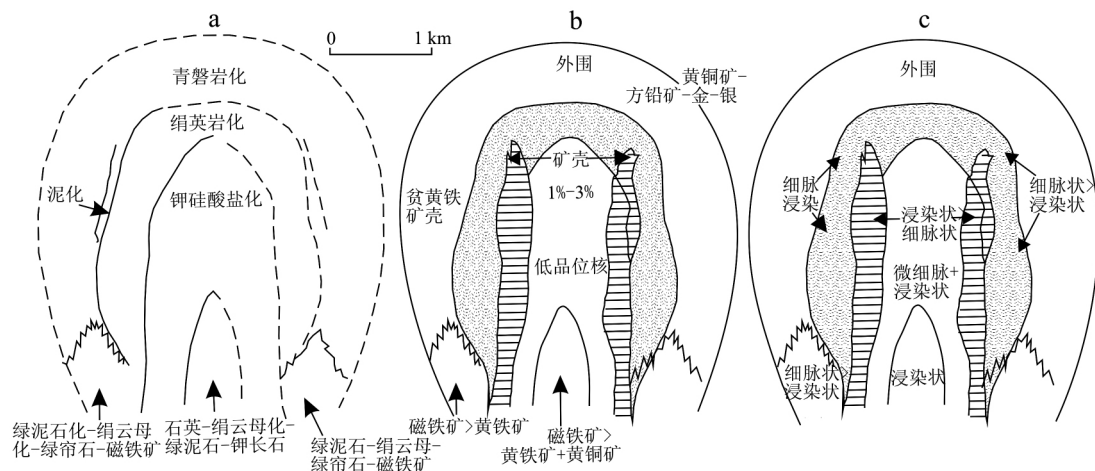


图 1 斑岩铜矿的成矿和蚀变模式 (Lowell et al., 1974)

Fig. 1 Mineralization and alteration mode of porphyry copper deposit (Lowell et al., 1974)

期,可能有地下水和雨水的加入。

大洋板片广泛发育的转换断层易被海水交代。当俯冲到大陆或岛弧之下时有利于形成含矿岩浆。而在大陆不同构造单元的结合部位,俯冲板片易于撕裂,也是矿化形成的重要场所。由于板片俯冲将大量海水及海底沉积物(包括硫酸盐)携带进入软流圈。俯冲板片脱水导致交代作用和软流圈地幔楔的部分熔融被认为是弧岩浆形成的主要过程。这种高氧化度和富含挥发组分的基性岩浆在下地壳经历了MASH过程和分异演化,逐渐形成中酸性含矿岩浆,这种岩浆密度较小,沿断裂带上升到浅部定位和成矿(毛景文等,2014)。目前关注的焦点是成矿物质来自于大陆内部的壳幔反应产物(包括新生下地壳),还是来自俯冲板片残留重熔形成的交代岩石圈。近年来,微区技术(包括LA-ICP-MS技术)可获取斑岩矿床流体包裹体的主量、微量、稀土元素含量以及同位素组成,可测定岩浆硫化物与硅酸盐熔体包裹体的硫含量,确定了中酸性岩浆中的硫来源于下部的镁铁质岩浆。微区分析技术的另外一个重要应用是验证元素在不同相态之间的分配,已报道了Cu、Au、Pb、Zn、Mo等多个元素在熔体、气相、流体间的分馏系数,支持了Cu可由气相运移的观点等(Audet et al., 2010; Harris et al., 2003; Student et al., 2004)。

弧环境下斑岩铜矿床的成矿模型,分为蚀变、矿化及硫化物分带模式(图1)。蚀变过程中,释放了大量的铁形成硫化物。钾硅酸盐化通常为最早的蚀变类型,其形成与出溶的高温岩浆热液有关。青磐岩化略晚于钾硅酸盐化蚀变,其形成通常也与岩浆

热液有关,只是同钾硅酸盐蚀变相比,水/岩比要小得多。有时青磐岩化的形成也可因加热的雨水所致。绢英岩化通常被认为是由低温、高盐度岩浆热液与雨水混合后的流体蚀变所形成。最近研究发现,绢英岩化也可直接由高温、高盐度的岩浆热液引起。引起泥化蚀变的流体与引起绢英岩化蚀变的流体类似,只是该流体温度更低,混入的雨水更多。特别需要注意的是,引起高级泥化的流体要复杂的多,既可以是由晚期因水解反应而形成的酸性混合流体,也可以由超临界流体相分离后形成的低盐度富气相流体形成。蚀变和矿化既可产于斑岩中,也可产于围岩中。黄铁矿是斑岩矿床中最为常见的硫化物。含铜矿物主要为黄铜矿,少量的斑铜矿,有时还可见少量的辉铜矿、铜蓝等,后者多是表生作用的产物。铜矿化主要产于钾硅酸盐化带和绢云母化带内,但含铜硫化物的沉淀略晚于钾硅酸盐化,可能形成于钾硅酸盐化蚀变向绢英岩化蚀变的转化阶段。金属的沉淀是成矿物质溶解度降低及发生水解作用的结果,而溶解度的降低可因温度、压力、盐度、pH值、氧逸度等多种因素的改变所致。美国犹他州的Bingham斑岩铜矿、亚利桑那州的Cyprus Sierrita斑岩铜矿(图2)和阿根廷的Bajo de la Alumbrera斑岩铜矿是大洋俯冲带斑岩铜矿的典型例子。1999年,卢焕章曾对北美的Ray、Cyprus Sierrita和Silver Bell三个斑岩矿床进行了地质考察(图2),并对印尼Grasberg斑岩Cu-Au矿床、加拿大Duparquet斑岩矿床进行了流体包裹体研究(图2、3)。

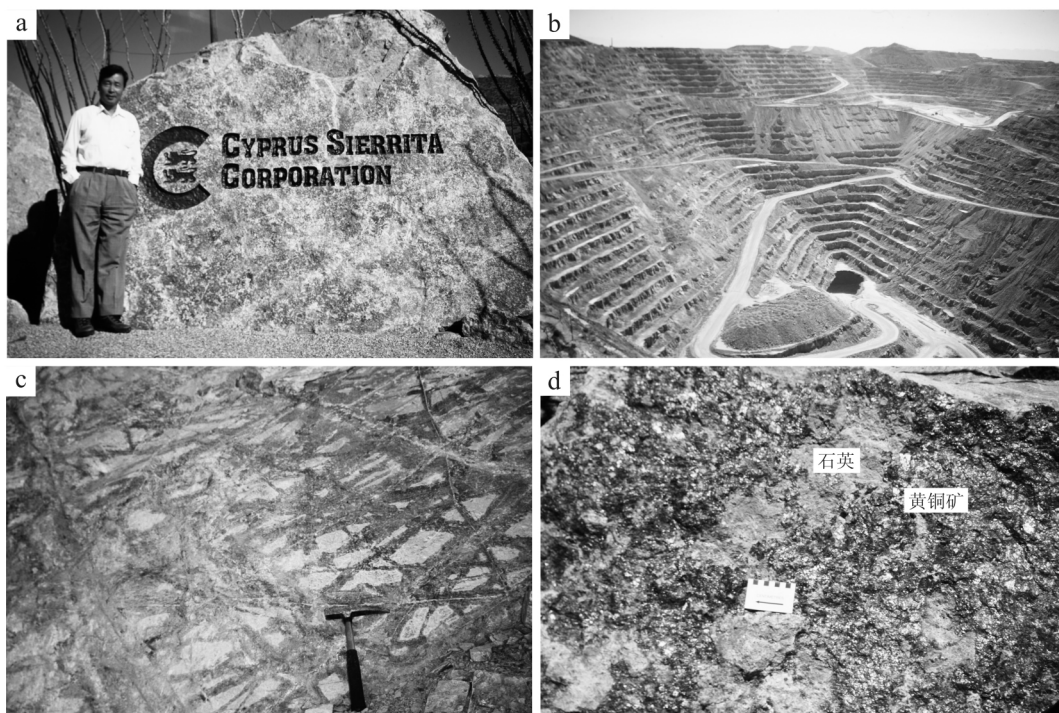


图2 美国亚利桑那州的 Cyprus Sierrita 斑岩铜矿(摄于1999年)

a. Cyprus Sierrita 斑岩铜矿(1999); b. 采场(1999) 最深处距地表约2 km; c. Cyprus Sierrita 斑岩铜矿的矿脉;
d. 矿脉(图c)剖开后,见到黄铜矿和石英

Fig. 2 Cyprus Sierrita porphyry copper deposit, Arizona, US(Photos taken in 1999)

a. Enter gate of Cyprus Sierrita porphyry deposit; b. Open pit, about 2 km in deep; c. Stock ore veins of Cyprus Sierrita porphyry copper deposit; d. Cross section of the ore vein, see chalcopyrite and quartz

2 碰撞造山带斑岩铜矿基本地质特征

碰撞造山带的斑岩铜矿不仅分布在中国西藏、新疆和内蒙古,而且分布在蒙古、伊朗、巴基斯坦和保加利亚等。申萍等(2015)详述了中亚成矿域斑岩铜矿床的基本特征。侯增谦等(2009)通过对青藏高原斑岩铜矿床的成矿环境及构造控制、含矿斑岩起源、矿床基本特征、成矿物质来源、金属富集机制、成矿流体来源及演化等研究成果的综合分析,提出了碰撞造山环境斑岩铜矿的成矿模型。这种斑岩以高钾为特征并显示出埃达克岩的地球化学特性(侯增谦等2005)。成矿金属的深部富集是因岩浆高氧逸度所致。在高氧逸度条件下,主要以硫酸盐的形式溶解于岩浆之中。硫化物等作为不相容元素向硅酸盐熔浆中富集。大型矿床,特别是超大型矿床下部通常存在岩浆房,岩浆房的流体出溶是引发矿床大规模蚀变与矿化的根源。成矿金属、硫均来自岩浆。矿床整体上具有与弧环境类似的蚀变分带规律,从

内向外依次为钾硅酸盐化、石英-绢云母化、黏土化及青磐岩化。由于碰撞造山带的含矿斑岩相对富K,从而导致岩浆房或岩株/岩枝中出溶的岩浆热液常具有比弧环境的斑岩铜矿床更高的K/H比值,造成钾硅酸盐化蚀变的强烈发育。而且钾化蚀变持续时间较长,铜、钼矿化主要产于该蚀变阶段,特别是以黑云母大量发育为特征的晚期钾硅酸盐化阶段。成矿物质沉淀可能因成矿过程中温度、压力、盐度、氧逸度、pH值等因素的变化所致,而这些因素的变化又直接或间接与高原的快速隆升与剥蚀有关(杨志明等2009b)。过去十多年中,埃达克岩与斑岩铜矿的研究推动了中国对大陆斑岩铜矿的深入探索。埃达克岩富K可能是玄武岩底侵到加厚的陆壳的底部,导致下地壳麻粒岩部分熔融的结果。与来自俯冲洋壳板片重熔的埃达克岩相似,埃达克岩有利于成矿的关键因素与埃达克岩形成时角闪石转变为石榴子石的脱水作用有关。而水能萃取出在地幔和基性岩中富集的金属元素。侯增谦等(2007; 2009)把造山带的斑岩铜矿分为后碰撞、后造山和非造山3种类

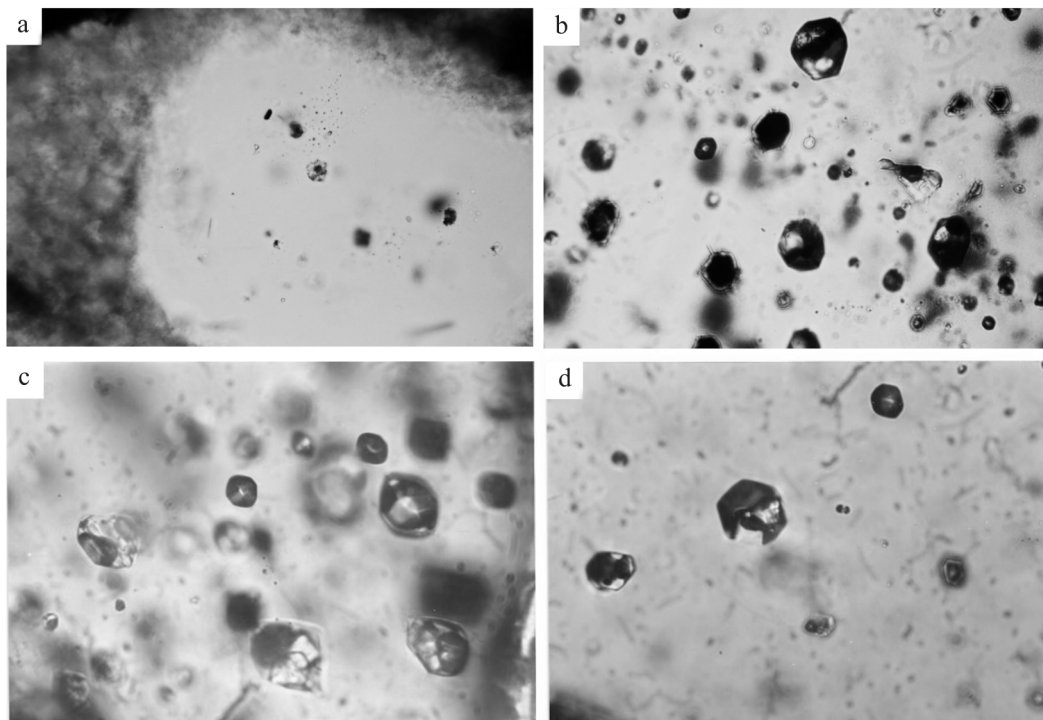


图 3 Grasberg 斑岩 Cu_Au 矿床的包裹体(卢焕章 2000; 卢焕章等 2015)

- a. 石英斑晶中的熔体包裹体; b. 含金属子矿物的流体包裹体, 红色为赤铁矿, 黑色为黄铜矿, 下同; c. 含石盐和钾盐子矿物的包裹体; d. 沸腾包裹体群。照片长度为 250 μm

Fig. 3 Fluid inclusions in Grasberg porphyry copper_gold deposit(Lu ,2000; Lu et al. ,2015)

- a. Melt inclusion in quartz phenocryst; b. Metal daughter mineral_bearing fluid inclusions ,red one is hematite ,black is chalcopyrite; c. Halite and sylvite daughter minerals_bearing fluid inclusion; d. High salinity fluid inclusion co_existent with gas_rich fluid inclusions. Length of photo ,250 μm

型 并提出大陆斑岩铜矿模式图 其核心是成岩成矿物质与俯冲板片无关 而是与来自新生下地壳或由于软流圈上侵导致壳幔相互作用所产生的熔浆有关。

3 俯冲带斑岩铜矿的成矿流体

对于俯冲带斑岩铜矿的成矿流体和流体包裹体 美国地质调查所的 Roedder (1971) 和 Nash (1976) 做过开创性的研究。

3.1 流体包裹体的类型、均一温度及盐度

在斑岩型矿床中 钾长石、黑云母和石英既可以是造岩矿物 也可以是后期热液形成的 因此在斑岩型矿床中研究包裹体应注意主矿物的成因。前期的研究表明 斑岩铜矿中含有 5 种类型的包裹体 包括 M 熔体包裹体、I 液体包裹体、II 气体包裹体、III 含多个子矿物(石盐、钾盐和硬石膏等) 包裹体、IV $\text{H}_2\text{O}\text{-CO}_2$ 包裹体。在含子矿物(石盐、钾盐和硬石

膏等) 的包裹体中发现了含金属硫化物(黄铜矿、黄铁矿) 和氧化物(赤铁矿、磁铁矿) 子矿物。表 1 列出了与俯冲板块有关的斑岩铜矿的流体包裹体资料。Grasberg 斑岩 Cu_Au 矿床中见到的包裹体包括熔体包裹体(图 3a)、含子矿物的多相包裹体(图 3b、c、d)、气体包裹体(图 3c) 和含黄铜矿、赤铁矿等金属子矿物的包裹体(图 3c、d) ,并存在沸腾包裹体群(I、II 类包裹体)。这与大多数俯冲带的斑岩铜矿中所见到的包裹体类型(表 1) 一致。

按照 Nash(1976) 的总结 俯冲带斑岩铜矿流体包裹体的盐度可以分为 2 组: 一组盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 2% ~ 20% ,均一温度 200 ~ 400 $^{\circ}\text{C}$,是从液相包裹体和部分气体包裹体得出的结果; 另一组的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 27% ~ 80% ,均一温度 300 ~ 800 $^{\circ}\text{C}$,代表了含子矿物包裹体和部分气体包裹体(表 1、图 4)。Heinrich 等(2005) 也发现存在 2 种不同的盐度(图 4) 其范围与 Nash(1976) 所总结的相似。

表1 与板块俯冲有关的斑岩铜矿的流体包裹体特征
Table 1 Fluid inclusions in porphyry copper deposits related to the subducting plate

斑岩矿床	主矿物	包裹体类型	$t_h / ^\circ\text{C}$	$w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) / \%$	资料来源
Ajo	脉石英、石英斑晶	I, II, III		2 ~ 20	Nash, 1976
Bagdad	脉石英、石英斑晶	I, II, III, IV	233 ~ 373	2 ~ 20	Nash, 1976
Bibee	脉石英、石英斑晶	I, III			Nash, 1976
Christmas	脉石英、石英斑晶	I, III,			Nash, 1976
Copper Basin	脉石英、石英斑晶	I, II, III	350 ~ 440	2 ~ 20	Nash, 1976
Esperanza	石英斑晶	I, III			Nash, 1976
Inspiration	脉石英、石英斑晶	I, II, III			Nash, 1976
Mineral park	脉石英、石英斑晶	I, II, III	230 ~ 450		Nash, 1976
Mission	脉石英	I, III			Nash, 1976
Morenci	脉石英、石英斑晶	I, II, III			Nash, 1976
Poston Butte	脉石英、石英斑晶	I, II, III			Nash, 1976
Ray	脉石英、石英斑晶	I, II, III	260 ~ 480		本文
Sacaton	脉石英	I, III			Nash, 1976
San Manuel	脉石英、石英斑晶	I, II, III, IV			Nash, 1976
Sierrita	脉石英、石英斑晶	I, II, III, IV			本文
Twin Buttes	脉石英	I, III,			Nash, 1976
Copper Canyon	脉石英、石英斑晶	I, II, III, IV	300 ~ 400		Nash, 1976
Ely	脉石英	I, II, III			Nash, 1976
Yerington	脉石英	I, II, III, IV			Nash, 1976
Chino	脉石英、石英斑晶	I, II, III			Nash, 1976
Bingham	脉石英、石英斑晶	I, II, III	300 ~ 725		Roedder, 1971
Butte, Mont	脉石英、石英斑晶	I, II, III, IV	275 ~ 335		Roedder, 1971
Catheart	脉石英、石英斑晶	I, II, III			Roedder, 1971
El Salvador	脉石英、石英斑晶	I, II, III			Nash, 1976
Breccia pipe	脉石英	I, II, III			Nash, 1976
La Caridad	脉石英、石英斑晶	I, II, III			Nash, 1976
Bethlehem	脉石英、石英斑晶	I, III			Nash, 1976
Valley Copper	脉石英、石英斑晶	I			Nash, 1976
Helecho	脉石英、石英斑晶	I, II, III			Nash, 1976
Sapo Alegre	脉石英、石英斑晶	I, II, III			Nash, 1976
Saindak	脉石英、石英斑晶	I, II, III			Nash 1976
Mt. Fubilan	脉石英	I, III			Nash, 1976
OK Tedi	脉石英、石英斑晶	I, II, III			Nash, 1976
Koloula	脉石英、石英斑晶	I, II, III			Nash, 1976
Grasberg	脉石英、石英斑晶	I, II, III, IV	350 ~ 700; 300 ~ 770	5 ~ 26; >70	卢焕章, 2000
Bajo de la Alumbreira	脉石英、石英斑晶	M, I, II, III	10 ~ 20	38 ~ 66	Harris et al., 2003
Elatsite	脉石英、石英斑晶	M, I, II, III			Stefanova et al., 2014
Baguio	脉石英	I, II, III			Cooke et al., 2011
Morococha	脉石英	I, III, IV			Catchpole et al., 2015
El Teniente	脉石英	I, II			Klemm et al., 2007
Gaspiche	脉石英	I, II, III,			Sillitor et al., 2013
Bajo de la Alumbreira	脉石英	I, II, III			Ulrich et al., 2001
Red Mountain	脉石英、石英斑晶	M, I, II, III			Student et al., 2004
Panguna	脉石英	I, II, III	350 ~ 700	26 ~ 76	Eastoe, 1978
Tiamaro	脉石英	I, II, III			Garza et al., 2006
Refugio	脉石英	I, II, III			Muntean et al., 2000
Questa	脉石英、石英斑晶	M, I, II, III			Audetat, 2010
Hauraki	脉石英	I, II, III			Barry, 1982
Duparquet	脉石英、石英斑晶	M, I, II, III			本文
Altar	脉石英	I, II, III			Maydagan et al., 2015

注: M—熔体包裹体; I—液体包裹体; II—气体包裹体; III—含子矿物多相包裹体; IV—含 CO_2 (+ CH_4) 包裹体。

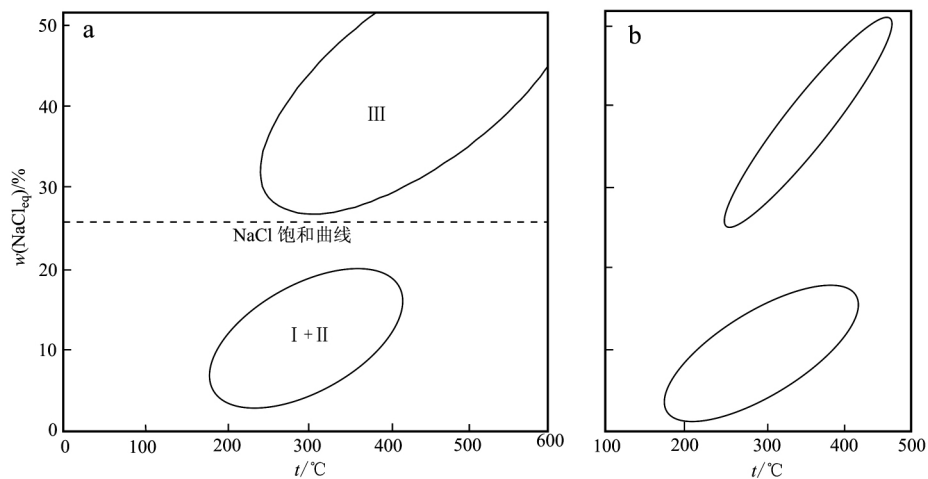


图 4 斑岩铜矿的盐度 (a. 据 Nash ,1976; b. 据 Heinrich et al. ,2005)

左边为 Nash (1976) 作的统计结果; 右边为 Heinrich 等 (2005) 得出的数据, 两者相似, 均为高盐度和低盐度两类。Nash 认为高盐度和高温部分的数据来自含子矿物 (NaCl) 包裹体 (III 型), 相对低盐度的数据来自水溶液包裹体 (I 型) 和气体包裹体 (II 型), 图中的虚线为室温下溶液中 NaCl 的饱和线。Heinrich 等 (2005) 认为图中高盐度部分是高盐度的盐水, 低盐度部分为低到中盐度的流体, 这种流体可能是高盐度的流体与天水和地下水混合的结果。

Fig. 4 The fluid inclusion salinity of the porphyry copper deposits (a. after Nash ,1976; b. after Heinrich et al. ,2005)

3.2 流体包裹体的分布

现以阿根廷的 Bajo de la Alumbrera 斑岩矿床和美国犹他州的 Bingham 斑岩铜矿为例, 来说明流体包裹体在斑岩中的分布。

阿根廷的 Bajo de la Alumbrera 斑岩矿床位于俯冲板块的火山盆地中, 中间是斑岩, 两边为矿体和蚀变带 (Ulrich et al. ,2001; Guilbert et al. ,1985; Prof-fett ,2001; Harris et al. ,2003; 图 5a ~ c 表 1、2)。对 Bajo de la Alumbrera 斑岩 Cu-Au 矿进行的包裹体研究 (表 3) 结果表明, 存在 5 种包裹体: 熔体包裹体、熔体-盐包裹体、高盐度多相子矿物包裹体、气相包裹体和气-液相包裹体。Ulrich 等 (2001) 采用 LA-ICP-MS 方法对流体和熔体包裹体进行了分析测定,

并进行了氢、氧同位素分析。图 5d 中列出了 Cu、Pb、Zn、Fe、Br 的含量和 Cu/Zn、Fe/Cu、Fe/Pb、Fe/Zn、K/Ca、Zn/Br 和 Pb/Br 比值。在蚀变斑岩的核部, 发育有磁铁石英脉 (无矿化), 在这种脉的石英中见到熔体包裹体、含盐-熔体包裹体和高盐度的含多相子矿物包裹体, 它们的均一温度大于 750°C, 压力大于 1×10^5 Pa, 这些包裹体代表了原始的岩浆和岩浆热液。在含多相子矿物包裹体中, 含有大量的 NaCl、KCl 和 FeCl₂, 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 50% ~ 60%, 并且含有 0.33% 的 Cu 和 0.55 g/t 的 Au。当岩浆和热液冷却和分异时, 热液流体分出一个气相, 这时 Cu 相对更易富集在气相。但对整个成矿作用来说, 气相富集 Cu 的作用还是很小的, 因为气相占

表 2 Bajo de la Alumbrera 斑岩铜矿床的包裹体特征
Table 2 Fluid inclusions in Bajo de la Alumbrera porphyry copper deposit

包裹体	组成	特征
MIA 富含挥发分的熔体包裹体	硅酸盐晶体 + 盐 + 气相 ± 黄铜矿和磁铁矿 ± 玻璃	斑晶中的原生包裹体, 与多相子矿物包裹体和气体包裹体共存。这类组合除见于斑晶外, 也见于呈梳状结构的石英中, 这时的 MIA 只与含子矿物的包裹体共存
MIB 硅酸盐熔体包裹体	硅酸盐晶体 + 气相 ± 不透明矿物和玻璃	常呈孤立状分布于石英斑晶中
III 含子矿物多相包裹体	石盐、钾盐、硬石膏、液相和气相 ± 黄铜矿 ± 磁铁矿 ± 赤铁矿	III 类流体包裹体见于石英斑晶和梳状石英中, 原生或次生, 常见于钾化蚀变阶段, 并与气体包裹体共存
II 气体包裹体	气相 + 液相 ± 子矿物, 以气相为主	在一些斑晶中见到, 常与含子矿物多相包裹体共存, 比含子矿物多相包裹体少
I 气液包裹体	气相 + 液相, 以液相为主	少量, 常为次生, 个别原生

注: 据 Harris et al. ,2003; Ulrich et al. ,2001 资料综合。

表3 Bajo de la Alumbreira 斑岩矿床中单个流体包裹体 LA_ICP_MS 分析结果(据 Ulrich et al., 2001 资料综合)
Table 3 Metal amounts in single and boiling fluid inclusions by LA_ICP_MS method, Bajo de la Alumbreira porphyry deposit (after Ulrich et al., 2001)

包裹体类型	$t_h / ^\circ\text{C}$	$w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) / \%$	$w(\text{B}) / \%$			$w(\text{B}) / 10^{-6}$			
			Na	K	Fe	Cu	Au	Mo	Ag
含不透明矿物流体包裹体	600 ~ 771	38 ~ 53	5 ~ 11	5 ~ 7	9 ~ 13	0.01 ~ 0.03	< 2	30 ~ 140	10 ~ 20
含多相子矿物流体包裹体	488 ~ 671	37 ~ 71	11 ~ 25	5 ~ 14	7 ~ 22	0.01 ~ 0.4	0.3 ~ 0.8	30 ~ 120	10 ~ 20
沸腾流体包裹体群	470 ~ 600	53 ~ 66	10 ~ 12	7 ~ 13	10 ~ 22	0.1 ~ 0.5	NA	70 ~ 220	2 ~ 20

注: NA. 未测定; 沸腾流体包裹体群指含石盐子矿物和气体包裹体。

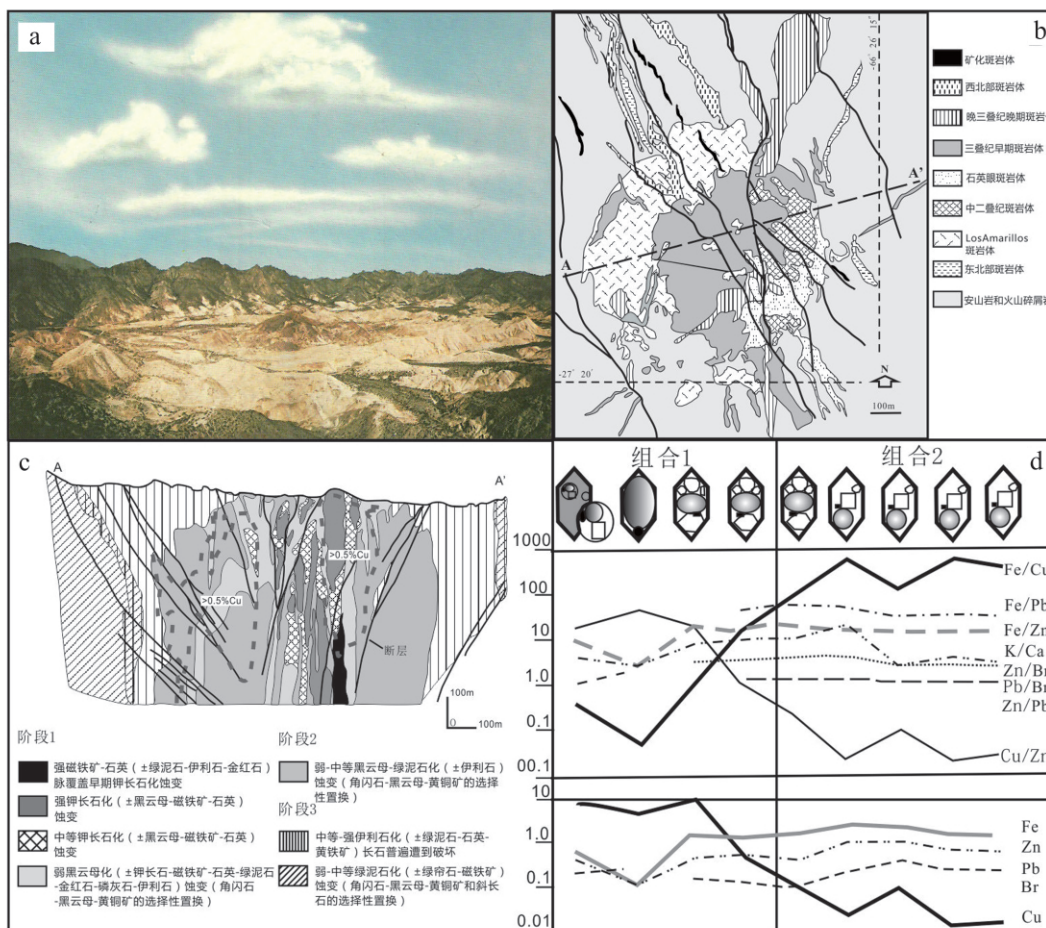


图5 阿根廷 Bajo de la Alumbreira 斑岩铜矿地质和流体包裹体(据 Ulrich et al., 2001; Guilbert et al., 1985; Proffett, 2001; Harris et al., 2003 资料综合)

a. Bajo de la Alumbreira 斑岩铜矿的全貌 这张图是 Guilbert 等(1985)出版的“矿床地质_The Geology of ore deposits”一书的封面,盆地中间突出的部分是斑岩,周围是安山岩;b. Bajo de la Alumbreira 斑岩铜矿的地质图,Bajo de la Alumbreira 有6期斑岩,与矿有关的是早期 P3 斑岩和石英眼斑岩;c. Bajo de la Alumbreira 斑岩铜矿的 A-A'地质剖面图,示蚀变和矿化。从剖面上看,在斑岩的两边有2个铜矿体(>0.5% Cu),并存在3个成矿和蚀变阶段:第一阶段为钾硅酸盐化,交代角闪石、黑云母和黄铜矿;第二阶段为中到强的黑云母+绿泥石(+伊利石)蚀变,选择交代角闪石、黑云母和黄铜矿;第三阶段为中到强的伊利石(+绿泥石+石英+黄铁矿)蚀变,加上中等的绿泥石(+透辉石+赤铁矿)蚀变;d. Bajo de la Alumbreira 斑岩铜矿的两组包裹体 LA_ICP_MS 分析得出的包裹体中 Cu、Pb、Zn、Fe、Br 值及其元素比值,表明 Cu 主要集中在第一组的气体包裹体中富集

Fig. 5 Bajo de la Alumbreira porphyry copper deposit, Argentina (modified after Ulrich et al., 2001; Guilbert et al., 1985; Proffett, 2001; Harris et al., 2003)

a. Cover page of The Geology of Ore Geology (Guilbert et al., 1985); b. Geological map of Bajo de la Alumbreira (Proffett, 2001). There are 6 porphyry phases, only P3 porphyry and Quartz eye porphyry with mineralization; including post mineralization porphyry; NW porphyry; Late P3 porphyry; Quartz eye porphyry; Early P3 porphyry; Los Amarillos porphyry and igneous breccia; P2 porphyry; NE porphyry and andesite volcanic and volcani-classic rocks; c. A-A' cross section (Proffett, 2001); there are two ore bodies (>0.5% Cu) and three alteration stages. Stage 1: 1.1. Strong magnetite-quartz (chlorite-illite-rutile) veining overprinting previous K-feldspar alteration; 1.2 Strong K-feldspar (biotite-magnetite-quartz) alteration; 1.3. Moderate K-feldspar (biotite-magnetite-quartz) alteration and 1.4. Weak biotite (K-feldspar-magnetite-quartz-chlorite-rutile-apatite-illite) alteration. Selective replacement hornblende-biotite-chalcopyrite. Stage 2: Weak to moderate biotite-chlorite-illite alteration, Selective replacement hornblende-biotite-chalcopyrite. and Stage 3: 3.1. Moderate to strong illite (chlorite-quartz-pyrite) alteration; 3.2 Weak to moderate chlorite (epidote-hematite) alteration, selective replacement hornblende-biotite-chalcopyrite-plagioclase. d. Cu, Pb, Zn, Fe, Br amounts and ratio in group & 2 fluid inclusions analyzed by LA_ICP_MS method, indicating Cu is concentrated in gas and daughter mineral-bearing inclusions (Harris et al., 2005)

整个流体比例相对较小。450℃时,形成钾长石化蚀变,这时,Cu 和 Au 均达不到过饱和状态。温度进一步下降,伴随绢云母化蚀变沉淀出 Cu 和 Au。也就是说,Cu 和 Au 沉淀时(沉淀出黄铜矿和自然金)温度范围为 400~305℃,低于这个温度,Cu 在流体中的浓度大大降低(降低一个数量级,达到 0.07%)。盐度也下降,但不像 Au 的浓度那样成比例的下降。

Roedder (1971) 对美国犹他州的 Bingham 斑岩铜矿床进行了流体包裹体的研究,发现了气液两相包裹体、含石盐等子矿物包裹体和气体包裹体。到 2010 年,Bingham 斑岩铜矿床已下采到垂深 1600 m 处,Landtwing 等(2010) 在此深度,观察到无矿的石英脉位于钾化蚀变带的深部。在这种位于矿体核部的石英中的原生流体包裹体具有中等密度(大约为 0.6 g/cm³),盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 7%,并含有相当量的 Na、K、Fe 和 Cu(含微量 CO₂)。Landtwing 等(2010) 在 Bingham 斑岩铜矿发现有 4 种类型的包裹体(图 6):中等密度的气液包裹体、气体包裹体、含子矿物包裹体和含黄铜矿子矿物包裹体。从该矿顶部(海拔 2200 m)到深部,流体包裹体的类型不相同:2200~800 m 主要为气体包裹体、含子矿物包裹体和含黄铜矿子矿物包裹体;Cu_Au 富矿带位于 2200~1500

m 边上的 Cu 带从 2200 m 延深至 300 m。从 1000 m 往下到目前开采面(0 m),主要分布中等密度的包裹体,这种包裹体的 $w(\text{Cu})$ 从 0.15% 到 0.70% $w(\text{Au})$ 从 0.15 × 10⁻⁶ 到 1 × 10⁻⁶。

Landtwing 等(2010) 认为这种中等密度的含 Cu 和 Au 包裹体代表从斑岩岩浆分异出的初始岩浆热液。随着温度、压力变化,流体发生相分离。Cu 则由气相搬运,在目前矿体的顶部沉淀出 Cu_Au 矿体。在沉淀过程中,压力从 600 × 10⁵ Pa 降到 150 × 10⁵ Pa。Landtwing 等(2005; 2010) 在 Bingham 斑岩铜矿床最深部的斑岩岩枝、铜金矿带的含矿和不含矿石英脉以及蚀变带采集了样品,对这些处于矿体深部的样品研究结果表明,在斑岩岩枝的石英中和一部分石英脉中发育熔体包裹体和流体包裹体。在无矿的但脉体密集的钾硅酸盐蚀变带中的流体包裹体具有中等密度(大约为 0.6 g/cm³),盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 7%,LA_ICP_MS 分析表明,有相近含量的 Fe、Na 和 K,还有少量 CO₂。这种流体包裹体的均一温度 > 500℃,压力 > 800 × 10⁵ Pa。而富含 Cu_Au 的矿体位于矿体的顶部,在富矿体中见到低密度(0.2 g/cm³) 的气体包裹体,与其共存的是高盐度

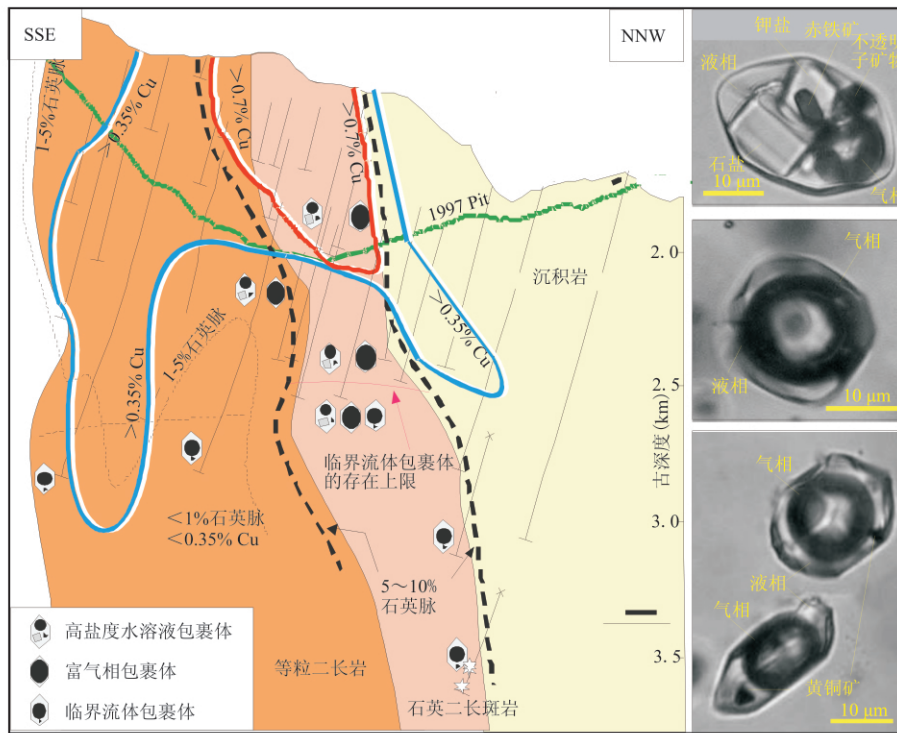


图 6 美国犹他州 Bingham 斑岩铜矿剖面图(Landtwing et al. 2010; Williams_Jones et al. ,2005)

Fig. 6 Cross section of Bingham porphyry copper deposit ,Utah(Landtwing et al. 2010; Williams_Jones et al. ,2005)

($w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) > 45\%$) 包裹体,表明发生了相分离。中密度的流体分为低密度的气体和高盐度的流体,这时的压力已下降到 $(200 \pm 100) \times 10^5 \text{ Pa}$ 。Cu 在气相和液相中的比例为 9:1,即 Cu 在气相中,并且是气相中主要的阳离子(1.5%)。计算表明,95%的 Cu 是由气相搬运而沉淀成矿体的。斑铜矿、黄铜矿和自然金是在一个较窄的温度范围内($430 \sim 350^\circ\text{C}$)形成的,沉淀在早期被退化的石英脉的空隙和孔隙中。相对于中心的富 Cu-Au 矿体,在其周围或外边的 Cu 矿带中,发育中密度的流体包裹体(与最深部的流体包裹体相似)。对流体包裹体进行了分析并进行质量平衡计算,表明在这个富 Cu 贫 Au 的矿带中,其流体包裹体的密度还是很高,而相分离产生出的卤水的盐度($w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) < 36\%$)比中心部分的高盐度包裹体的盐度稍低。说明在周围或外边的 Cu 矿带中,流体经历了低度的相分离,这可能是它处于比中心区稍高的温度和压力条件下之故。Cu 主要沉淀在其周围或外边的 Cu 矿带中,而 Cu-Au 则集中于中心的气体带(Vapor plume),这与以前获得的资料是一致的,流体中金属的沉淀主要归因于压力的下降,特别是压力和温度的同时下降。除了压力、温度和相分离外,岩浆热液中金属硫络合物的溶解度在岩浆到热液的演化中也是十分重要的。

3.3 流体包裹体的 LA_ICP_MS 分析

新的显微分析技术可以对单个流体包裹体进行成分分析,包括 K、Na、Rb、Cs、Li、Si、Pb、Cu、Zn、Fe 等元素(Student et al., 2004)。Maydagan 等(2015)对阿根廷的 Altar 斑岩 Cu-Mo-Au 矿床首先进行了阴极射线荧光分析,确定整个矿区有 4 种石英脉(按时间先后为 A、B、C、D),这是基于用阴极射线荧光对石英的结构分析和微量元素的分析而确定的。A 脉是由 Qz(石英) + CPY(黄铜矿) + Py(黄铁矿)组成。B 脉由 Qz + Mo(辉钼矿)组成。C 脉由 Qz + Chl(绿泥石) + Rut(金红石) + Hem(赤铁矿)组成。D 脉由 Qz + Py + Mus(白云母) + Tur(电气石)组成。分出了这 4 种先后形成的石英脉,然后对不同脉中的石英进行取样,对石英中的流体包裹体进行岩相学和测温学的研究,发现有 3 类流体包裹体,即 I、II 和 III 类包裹体。研究发现,从 6.8 ~ 6.0 km 深处分出的岩浆热液是一个低盐度的流体,处于低于盐水和气相固溶线的范围内。它的温度在 $670 \sim 730^\circ\text{C}$,压力为 $(1.6 \sim 1.8) \times 10^8 \text{ Pa}$,也就是 A 脉形成的条件,黄铜矿开始沉淀出来。随着温度、压力的下降,形成

B 脉和辉钼矿,这时 $t = 510 \sim 540^\circ\text{C}$; $p = (800 \sim 1000) \times 10^5 \text{ Pa}$ 。温度、压力继续下降,形成 C 脉 $p = (200 \sim 350) \times 10^5 \text{ Pa}$, $t = 425 \sim 370^\circ\text{C}$ 。到 D 脉时可见到硫酸盐矿物,这时的 $t = 250 \sim 280^\circ\text{C}$, $p = (20 \sim 150) \times 10^5 \text{ Pa}$ 。在最上部的浅成热液矿床,其矿物和细脉是叠加在斑岩的脉体上,它的形成条件是 $t < 230^\circ\text{C}$; $p < 100 \times 10^5 \text{ Pa}$ 。这个例子完整地说明了斑岩 Cu 矿成矿流体的演化过程,以及在不同阶段成矿流体的特征。

3.4 Cu 和 Au 在成矿流体中的状态

Student 等(2004)对单个流体包裹体进行 LA-ICP-MS 分析,结果表明单个流体包裹体中有 K、Na、B、Pb、Cs、Rb 和 Li。Harris 等(2003)用 PIXE (proton induced X-ray emission) 方法测定单个流体包裹体的 Cu、Cl(图 7),表明 Cu 大部分分布在气相中,也有一部分在液相和硫化物矿物中。Davidson 等(2005)对 A 和 B 两个流体包裹体的 PIXE 分析结果(图 8)显示,包裹体 A 的 Cu 分布在液相中,包裹体 B 的 Cu 分布在气相中。另外,从图 9 中可以看到,在岩浆热液中, Cu 的络合物是 CuCl_2 , $\log \text{CuCl}_2$ 可达 6×10^{-6} ,且在 400°C 是稳定的。整个岩浆热液体系从 500°C 开始温度下降,大约 400°C 到了黄铜矿的饱和点,开始沉淀出黄铜矿,这个沉淀过程一直可延续至 300°C 。黄铜矿的溶解度随着温度发生变化(图 9)。

斑岩铜矿是在地壳的岩浆房分异出的成矿流体中形成的,它的矿体呈矿壳状(图 1),矿壳是由垂直扩张的含矿网脉带所组成,形成于上升的流体造成的由水力破碎的岩石中。Weis 等(2012)的数字模拟表明,由岩浆热液驱动的动力学渗透可以形成一个金属沉淀稳定的前缘。这个前缘位于因静岩压力使热的岩浆热液上升和由于流体静压力使较冷的大气降水的对流处。定向的热平移和水平的冷却之间的平衡,控制了斑岩矿床的性状:包括大小、形状和矿石的级别。斑岩体系中流体的演化,不仅影响斑岩型矿床,而且涉及以后的浅成热液矿床、斑岩 Cu-Au 矿的化学矿化作用和矿化品位,以及低盐度富 S 的岩浆热液和流体密度的演变。

4 碰撞造山带斑岩铜矿的成矿流体

斑岩型矿床成矿流体初始为高温、高氧逸度、高 S、富金属的岩浆热液。由浅成侵位的长英质岩浆房在应力松弛环境下出溶而来,晚期有天水或地下水

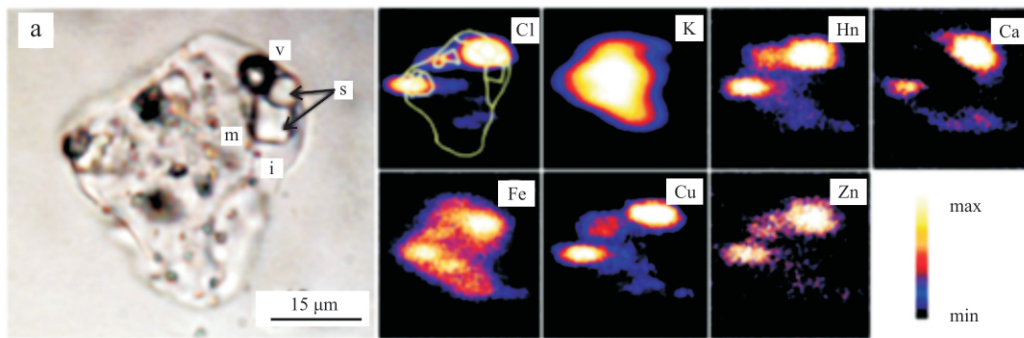


图 7 单个流体包裹体的 PIXE 测定(Harris et al. ,2003)

图中 a 显示单个流体包裹体。右边各个图显示其对应的 Cl、K、Mn、Ca、Fe、Cu、Zn 元素的含量,蓝色代表含量低,黄色代表含量高
Fig. 7 PIXE analysis of single fluid inclusion(Harris et al. ,2003)

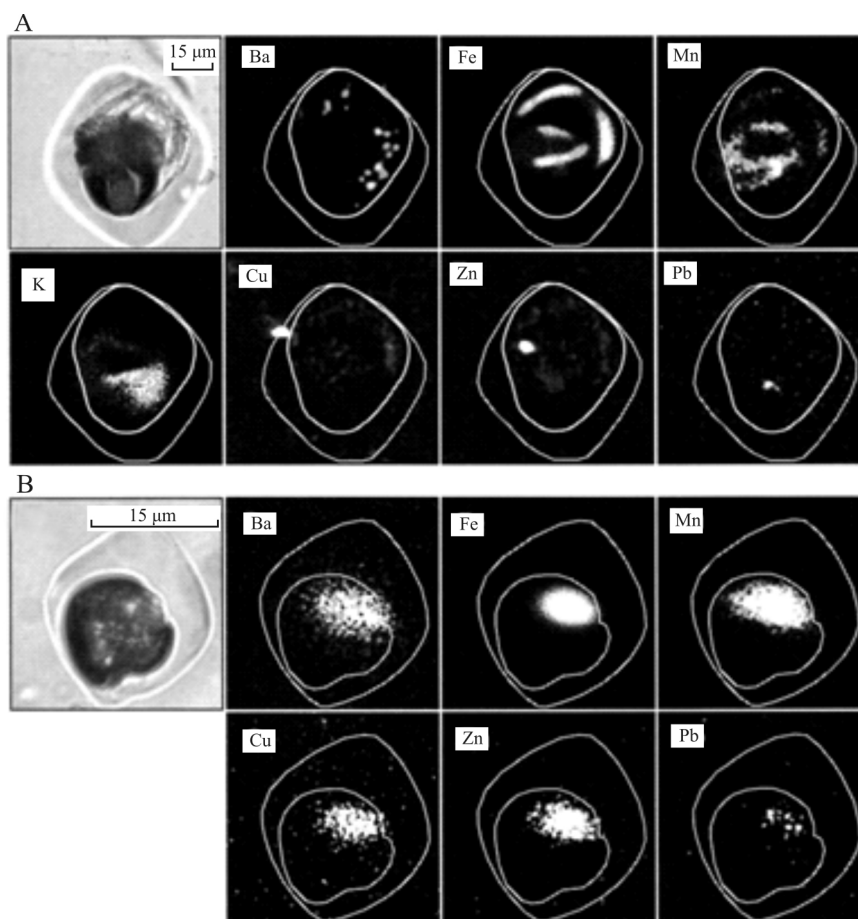


图 8 两个单个流体包裹体中 Cu、Pb、Zn、Fe、Ba 和 Mn 的 PIXE 测定(Davidson et al. ,2005)

Fig. 8 PIXE analysis of Cu、Pb、Zn、Fe、Ba and Mn of two single fluid inclusions(Davidson et al. ,2005)

不同程度地混入。Cu、Mo、Pb、Zn 通常沉淀于流体相分离和流体沸腾过程中,而 Au 则主要沉淀于岩浆-热液过渡阶段。在碰撞造山带的斑岩铜矿中主要有 4 种类型流体包裹体: I 液体包裹体; II 气体包裹体; III 含子矿物多相包裹体; CO₂-H₂O 包裹体(表 1,图

10) 还可见到熔体包裹体(M)。H₂O-CO₂(CH₄) 包裹体多见于还原型斑岩矿床和金矿床。

4.1 成矿流体来源

长期以来,人们对于青藏高原新生代斑岩铜矿成矿流体的认识主要建立在大量流体包裹体研究的

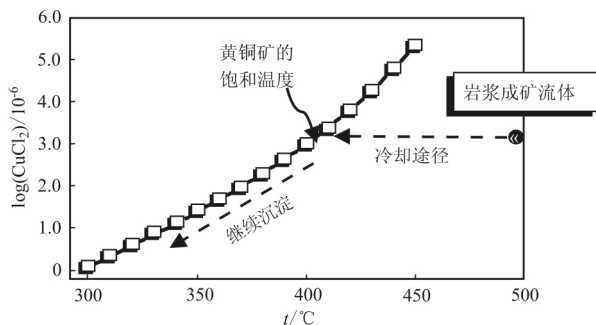


图9 黄铜矿溶解度随温度的变化(Barnes ,1997)
 Fig. 9 Chalcopyrite solubility with temperature changes(Barnes ,1997)

基础上。李荫清等(1981)通过对玉龙铜矿不同蚀变阶段的石英中的流体包裹体研究,发现引起早期钾硅酸盐化蚀变的流体主要有2种类型:一种是低密度超临界流体;另一种为高盐度流体。两者均具有非常高的温度,介于420~700°C之间。与绢云母化蚀变同期的石英,其中的包裹体仍具有较高的温度

(280~420°C)和盐度。李荫清等(1981)推测引起石英_绢云母化的流体可能仍为岩浆热液;而引起晚期泥化的流体,因具有较低的温度(120~280°C),可能为岩浆热液与雨水混合的产物。近年来,针对青藏高原的其他斑岩铜矿床,特别是对冈底斯带斑岩铜矿床的流体包裹体研究(杨志明等,2005a;2005b;2008;2009a;谢玉玲等,2005;2009;张绮玲等,2003),大大拓展了原有的认识,这些研究表明:①从深部岩浆房出溶的流体既可以是超临界流体,也可以是低密度富气相+高盐度富液相组合,具体为哪种类型,主要取决于流体出溶时的压力(杨志明等,2005);②引起钾硅酸盐化的流体通常为高盐度流体,部分为低密度气相,但超临界流体并不多见,且高盐度流体并不是超临界蒸汽冷凝的产物,而是相分离的产物;③引起绢英岩化的流体通常是低盐度流体,而非高盐度流体。温度常小于350°C,表明该流体中可能已经混入了大量的雨水(杨志明等,2005a;2005b;2008;谢玉玲等,2005;2006)。最近针

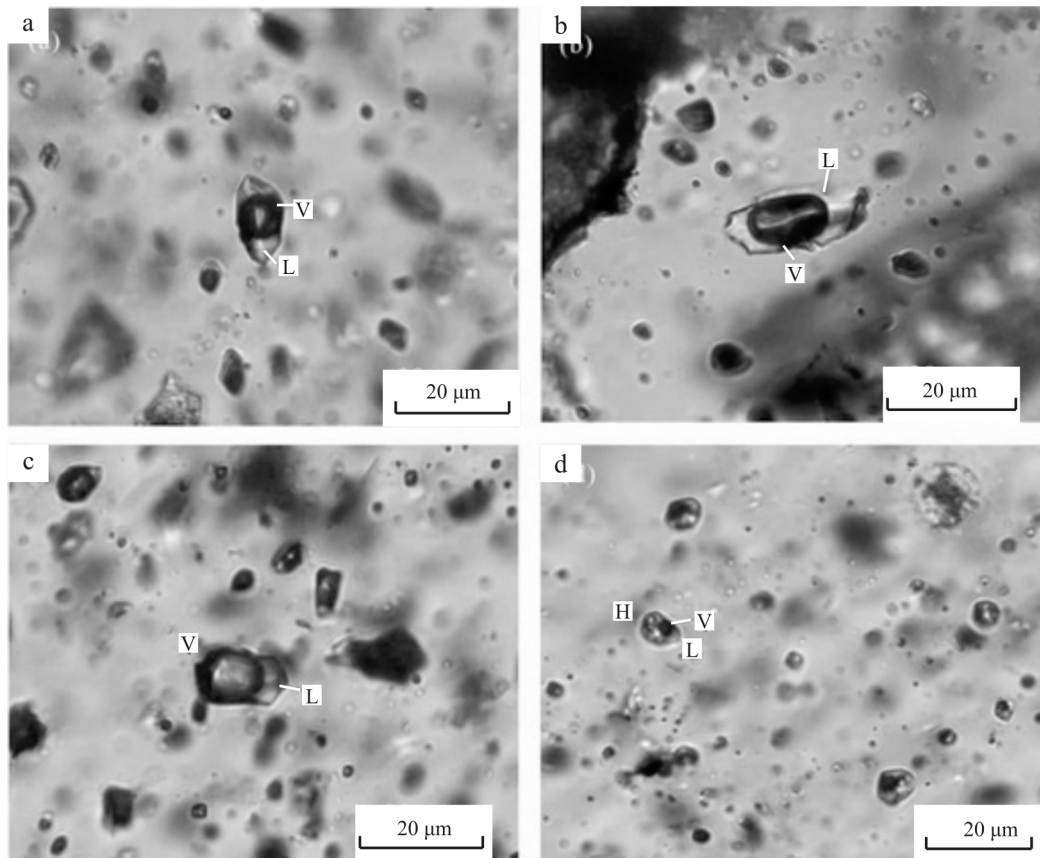


图10 驱龙斑岩铜矿早期石英脉中的流体包裹体(杨志明等,2009a)
 早期石英脉中的原生包裹体类型以I类为主,见II、III类包裹体。H为子矿物,包括黄铜矿、硬石膏、石盐、钾盐等
 Fig. 10 Fluid inclusions in the early quartz vein of Qulong porphyry copper deposit (Yang et al. ,2009a)

对驱龙铜矿的研究,发现存在大量从岩浆到热液过渡过程的地质现象,如显微晶洞构造、梳状结构、脉状岩枝等,表明引起斑岩早期蚀变与矿化的成矿流体的确直接来自含矿斑岩,而这种岩浆流体不仅可在浅成侵位的岩株中出现,也可在斑岩下部的岩浆房中发生(杨志明等,2005a; 2005b)。杨志明等(2005a)认为引起钾硅酸盐化的流体为高温的岩浆热液,既可以是低密度富气相,也可以是高盐度液相;引起青磐岩化的流体是混入少量大气降水的岩浆高温气相;引起石英-绢云母化的流体是岩浆热液与大气降水混合的产物,而非单一的岩浆热液。

4.2 碰撞造山带斑岩铜矿成矿流体的演化

成矿流体的演化受初始岩浆流体的性质、水岩比、围岩成分等因素的影响,不同斑岩铜矿床成矿流体演化路径可能有所不同。但近年来对青藏高原新生代大量斑岩铜矿床成矿流体的研究,基本勾画出了碰撞造山带斑岩铜矿成矿流体演化的基本轨迹(图 11 和表 4)。

引起早期蚀变与成矿的流体是来自岩浆的高温热液($t > 550^{\circ}\text{C}$),它们既可以从浅位的岩株或岩枝中出溶,也可直接从深部岩浆房出溶,形成超大型矿床则主要靠后一种,如冈底斯的驱龙矿床(杨志明,

表 4 碰撞造山带的斑岩铜矿的流体包裹体特征
Table 4 Fluid inclusions in porphyry copper deposit of continental collision orogenic belt

斑岩	主矿物	包裹体类型	参考文献
伊朗 Donlin	脉石英	I, II, III, IV	Ebert et al. 2003
伊朗 Daralu	脉石英	I, II, III	Salehian et al., 2010
西藏恰功	脉石英、石英斑晶	M, II, III	谢玉玲等 2009
西藏南木	脉石英	I, II, III	张绮玲等 2003
西藏厅官	脉石英	I, II, III	杨志明等 2005a
西藏朱布	脉石英	I, II, III	李森等 2015
西藏铁格隆南	脉石英	I, II, III	杨超等 2014
西藏驱龙	脉石英	I, II, III	杨志明等, 2009a
新疆包古图	脉石英	I, IV	申萍等 2015
伊朗 Haftcheshmeh	脉石英	I, II, III, IV	Adeli et al. 2015
伊朗 Sungun	脉石英	I, III	Atagan, 2004
云南哈播	脉石英	I, II, III	祝向平等 2012
云南普朗	脉石英	I, II, III, IV	Wang et al. 2007
内蒙古乌努格土山	脉石英	I, II, III, IV	李诺等 2007
云南马厂箐	脉石英、石英斑晶	M, I, II, III	王蝶等 2011
西藏玉龙	脉石英、磷灰石	I, II, III, IV	李荫清等, 1981
西藏达布	脉石英	I, II, III, IV	王艺云等 2015

注: I—液体包裹体; II—气体包裹体; III—含子矿物多相包裹体; IV—含 $\text{CO}_2(\pm\text{CH}_4)$ 包裹体; M—熔体包裹体。

2008) 和藏东的玉龙矿床(李荫清等, 1981)。流体的类型主要受出溶时的物理化学条件制约,从浅位岩株或岩枝中出溶的流体可能直接为不混溶的低密度气相和高盐度液相(如驱龙斑岩,杨志明等 2008)。而从深部岩浆房出溶的流体通常为单相超临界流体(李荫清等, 1981),当流体上升时发生相分离,形成低密度气相和高盐度液相,且低密度气相常因浮力大,上升快,单独引发斑岩系统早期的蚀变与矿化,特别是斑岩上部系统的早期蚀变与矿化,而不需要高盐度热液的参与,从而引发造山带环境斑岩铜矿常形成持续时间较长、蚀变规模大的钾硅酸盐化。

与此同时,岩浆出溶的高温流体,除在斑岩体中心形成钾硅酸盐化蚀变外,不可避免地向斑岩体周围扩散,特别是低密度气相。扩散过程中,因流体流动的路径增大,流体温度、盐度明显降低;水岩比相应减少,此时蚀变由钾硅酸盐化转变为青磐岩化。因该蚀变过程中水岩比较小,蚀变矿物组合及蚀变强度受围岩影响明显:当围岩铁镁质矿物较多时,蚀变组合中绿泥石较发育(如纳日贡玛矿床)。如果围岩中基性斜长石含量较高,蚀变组合中绿帘石、方解石则较发育(如驱龙矿床,杨志明等, 2008)。而当围岩以酸性岩或砂泥岩为主时,则青磐岩化强度明显减弱(如玉龙及冈底斯带多数斑岩铜矿床,侯增谦等 2009)。钾硅酸盐化阶段,成矿流体可能经历了

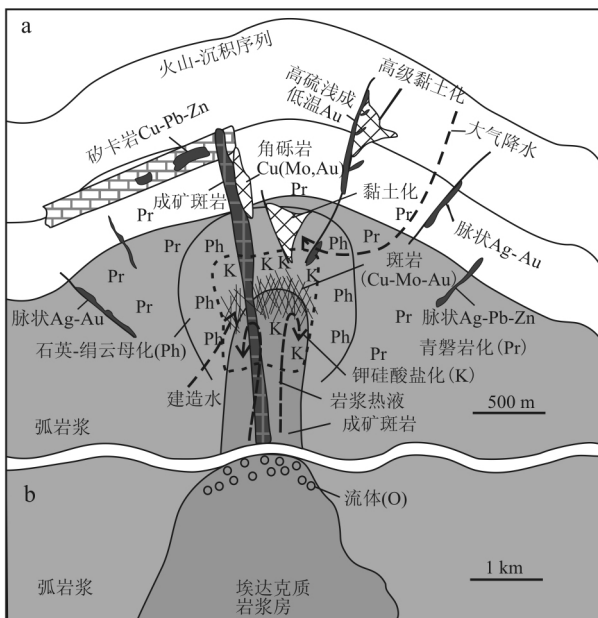


图 11 碰撞造山带的斑岩铜矿的成矿模式 (侯增谦等, 2009)

Fig. 11 Mineralization and alteration mode of continental collision orogenic belt porphyry copper deposit (Hou et al., 2009)

多次沸腾事件,特别是体系从静岩向静水压力的转化过程中,成矿流体的温度通常是降低的(杨志明等 2008)。

4.3 碰撞造山环境斑岩铜矿成矿模型

青藏高原新生代斑岩铜矿成矿流体演化涉及到其初始流体。这种流体可为深部岩浆房出溶的超临界流体,在上升过程中相分离后形成低密度富气相和高盐度富液相。杨志明等(2009b)对青藏高原新生代多个斑岩铜矿床的研究表明,一个斑岩铜矿能否形成,很大程度上依赖于岩浆中金属的利用率,即金属在出溶过程中挥发分中的分配情况以及出溶流体的演化历史等。因缺少单个流体包裹体成分的分析,目前对流体出溶过程中的金属分配情况限于定性评价,主要通过反演引起主要矿化的流体演化路径来查明流体出溶过程中的金属分配情况。研究结果表明,直接出溶或经相分离形成的低密度气相和高盐度液相均可迁移金属。当低密度气相和高盐度液相的分离发生在低压条件下,Cu则主要向高盐度液相中聚集,冈底斯带多个斑岩铜矿床是通过这个机制聚集金属的,如南木(张绮玲等 2003)、厅宫(杨志明等 2005a)、冲江(谢玉玲等 2006)斑岩铜矿床。而当低密度气相和高盐度液相的分离发生在高压条件下,则Cu既可以向气相富集,也可向液相迁移,如玉龙铜矿(李荫清等,1981)。几个超大型矿床的精细解剖表明,青藏高原斑岩铜矿最早期的蚀变以钾长石化的小规模发育为特征,此时流体的温度多接近于花岗岩固相线的温度(约800℃),并具有较高的氧逸度。随出溶流体的不断积聚,钾长石化蚀变的范围逐渐增加,强度逐渐增大。一些矿床中出现的不规则的石英_钾长石脉是此时流体活动的产物,热液黑云母也在此时形成(图11)。流体包裹体研究表明,此时流体的温度多介于300~500℃之间(杨志明等 2005a; 2005b; 2009a; 谢玉玲等 2005),盐度变化范围较大。此时流体中成矿元素的溶解度很高,成矿物质无法有效卸载。许多矿床在晚期的钾硅酸盐化带,黑云母明显增多,甚至有些矿床可在钾长石化周围形成一个黑云母化带(如驱龙,杨志明等 2009b),大量硬石膏、黄铜矿沉淀,特别是浸染状、不连续微细脉状Cu矿化,大多形成于此阶段。当出溶的挥发分聚集到一定体积,斑岩体顶部及周围的岩石难以承受流体内部巨大的压力时,会形成连通的裂隙,流体沿张性裂隙充填形成绝大多数斑岩铜矿中边界平直的石英_硬石膏_黄铜矿_辉钼矿

脉。流体包裹体研究表明,形成矿脉的流体依然是岩浆热液,但其温度及压力均具有较大的变化范围,表明流体压力发生了从静岩条件向静水条件的转变(杨志明 2009a)。尽管围岩蚀变此时不太发育(多数矿脉无蚀变晕,仅有白色褪色晕),但流体引起的围岩蚀变既可见到钾硅酸盐化蚀变,也可见到石英_绢云母蚀变,明显处于钾硅酸盐化蚀变向长石分解蚀变转换的阶段。青藏高原绝大多数新生代斑岩铜矿中矿化主要形成于该阶段,晚期的蚀变以长石分解蚀变为特征,主要蚀变矿物为石英、绢云母、绿泥石、伊利石和高岭石(杨志明等 2009a)。与蚀变有关的石英、黄铁矿、辉钼矿、黄铜矿及石膏为该阶段流体活动的记录。流体一般处于静水压力条件下,温度多在300~400℃。晚期蚀变阶段也有Cu矿化的产生,特别是石英_绢云母_绿泥石化阶段,是该蚀变阶段最重要的一种矿化形式。王蝶等(2011)对斑岩铜矿的熔体包裹体、熔体_流体包裹体和流体包裹体岩相学研究,找到了岩浆分异出流体的直接证据:在早期熔体_矿物共存的岩浆阶段,可发现高温熔体包裹体出现于斑晶矿物(如石英及副矿物)中心或中心偏边部呈带状产出;在熔体_矿物_流体共存的岩浆_流体阶段,则表现为斑晶矿物中的熔体包裹体与流体包裹体共存,或出现熔体_流体包裹体;在岩浆完全固结后的热液阶段,则只能观察到石英脉中的流体包裹体。

对青藏高原多个新生代斑岩铜矿的典型解剖表明,成矿过程中温度、压力、盐度、氧逸度、pH值等因素的变化均可导致金属沉淀(杨志明等 2008; 王艺云等 2015)。如多数学者强调成矿流体系统因减压导致的多次沸腾,是成矿物质沉淀的主要原因(张绮玲等 2003; 谢玉玲等 2009);而另外一些学者强调大气降水混合导致的成矿流体盐度降低可能也是成矿物质沉淀的一个重要机制(李荫清等,1981),特别是裂隙控制的高品位矿体,如玉龙。杨志明等(2008)通过对驱龙铜矿床的详细研究发现,成矿物质的沉淀常受多个因素控制,早期Cu的大规模沉淀可能与压力的降低及流体中S的减少有关,晚期Cu的沉淀则可能与温度的降低有关。实际上,金属沉淀机制从根本上取决于金属在流体中的迁移方式,如以络合物的形式迁移(高盐度流体),温度降低则是其沉淀的最重要机制;如发生相分离,压力变化则是金属沉淀的最重要机制。

杨志明等(2009a; 2009b)对冈底斯带最大的驱

龙斑岩铜矿的岩浆_热液过程形成的各类脉体的详细的流体包裹体研究以及不同蚀变阶段蚀变矿物的H、O同位素研究发现,引起矿床早期蚀变的钾硅酸盐化与矿化的流体并非通常认为的高盐度岩浆热液,而是直接从岩浆房出溶的中等盐度($w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 约9%)、高温(550~650℃)的气相流体。早期蚀变及矿化是形成于约 100×10^5 Pa的压力条件下。但Cu品位低的矿床,成矿物质的沉淀并非温度降低的结果,而是因压力降低及气相中Cu大量减少所致。总之,驱龙斑岩铜矿的成矿作用与低密度气相有关,其蚀变和矿化特征及成矿过程与高盐度流体引发的斑岩矿床类型有一些区别。

王艺云等(2015)用流体包裹体的方法对西藏达布斑岩型铜钼矿床的金属沉淀机制进行了探讨,通过详细的显微镜下鉴定,发现Cu、Mo矿化阶段的流体包裹体类型均以液相(I)型为主,但Cu矿化阶段的气相(II型)包裹体明显较Mo矿化阶段多,而含子矿物(III型)包裹体较少。Cu、Mo矿化石英脉中,常见I型、II型、III型流体包裹体共存的现象(表4),且它们的均一温度范围非常接近,说明成矿流体经历了不混溶作用,使得高盐度流体与低密度气相流体发生分离。

单个流体包裹体激光拉曼光谱测试显示,在Cu、Mo矿化阶段的气相包裹体中均检测到CO₂和H₂O的特征峰,而在Mo矿化阶段的气相包裹体仅检测到CH₄特征峰,说明Mo矿化阶段的流体还原性更强。不仅如此,对单个流体包裹体进行PIXE研究显示(Harriset al., 2003; Davidson et al., 2005),Cu、Au等金属主要富集于流体包裹体气相中(图7、图8),因此,Cu、Au可能呈气相运移。

5 斑岩铜矿的稳定同素和黄铜矿溶解度研究

关于斑岩铜矿的稳定同素工作,前人已作了详细的研究(Dilles et al., 1992; Calagan 2003; Simon et al., 2008; Mirnejad et al., 2010; Shen et al., 2012; Parsapoor et al., 2014; 王国瑞等, 2014)。John等(1992)对美国内华达州的Ann_Mason斑岩铜矿和其下的Yerington斑岩做过详细的氢、氧同位素研究,结果列于表5。

结果表明,从斑岩岩浆流体的出溶到钾化蚀变,铜矿化主要与岩浆流体有关。后期阶段的蚀变表

表5 美国内华达州的Ann_Mason斑岩铜矿的蚀变带和斑岩的氢、氧同位素(John et al., 1992)

Table 5 Hydrogen and oxygen stable isotope of Yerington porphyry and Ann_Mason porphyry copper deposit(John et al., 1992)

斑岩和蚀变	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}/\text{‰}$	深度/km
新鲜的 Yerington 斑岩	6.7~7.0 (全岩)	-88~-85 (黑云母)	6.0
青磐岩化蚀变	6.2~7.2	-92~-82	
钾化蚀变	6.5~8.4	-96~-68	3.5
钠_钙长石蚀变	5.7~8.4	-90~-67	3~6
钠长石_绿泥石蚀变	9.8~10.4	-85~-79	1~4
绢云母化蚀变	9.8~10.4	-61	1~2

明,除岩浆流体外,还有非岩浆的流体包括深部的高盐度流体和大气降水的加入。Simon等(2008)对北美9个斑岩铜矿的钾化蚀变带进行了 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 、 δD 和 $\delta^{13}\text{C}$ 的测定。测得黑云母的 δD 值为-96‰~-90‰; $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为3.9‰~7.3‰; $\delta^{13}\text{C}$ 值为-5.9‰~-2.6‰,表明钾化时的流体为岩浆成因。Mirnejad等(2010)研究伊朗的Kerman斑岩铜矿时发现,在内生作用时, $\delta^{65}\text{Cu}$ 值为0.23‰~0.79‰;到表生作用时, $\delta^{65}\text{Cu}$ 值为2.52‰~4.82‰;而到了氧化淋滤的斑岩顶部, $\delta^{65}\text{Cu}$ 值为-6.0‰~-1.0‰。Shen等(2011)测得中国包古图斑岩铜矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为-0.24‰~0.40‰, δD 值为-98‰~-74‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为1.14‰~1.74‰。稳定同位素表明,斑岩铜矿的初始流体和Cu成矿阶段主要是岩浆热液,后期阶段有深部的高盐度热液和大气降水的加入。王国瑞等(2014)测得内蒙古曹四天钼矿床石英_辉钼矿阶段和石英_辉钼矿_黄铁矿阶段成矿热液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于4.1‰~7.5‰, $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值为-96.0‰~-76.9‰;石英_方解石_黄铁矿阶段成矿热液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于-2.9‰~-0.5‰, $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值介于-112.2‰~-77.7‰,表明钼成矿阶段的流体主要来自岩浆水,而石英_方解石_黄铁矿阶段则有明显的大气降水注入。石英_辉钼矿阶段和石英_辉钼矿_黄铁矿阶段的流体均为不混溶流体,流体的多次沸腾和氧逸度的降低是矿质沉淀的主要机制。斑岩铜矿是在地壳的岩浆房分异出的成矿流体中形成的。Cu的溶解度随温度而变化,在温度约为400℃时开始饱和;在450℃,Cu的溶解度为 $100\,000 \times 10^{-6}$,而到300℃,Cu的溶解度为 1×10^{-6} (Barnes, 1997)。

6 斑岩铜矿的成矿流体特征及成矿模式

关于斑岩铜矿成矿流体的来源,大部分学者认

为来自岩浆,少部分学者认为来自地幔,因为地幔流体含有6%的 H_2O 和 200×10^{-6} 的Cu。地幔岩浆与流纹英安质岩浆在地壳混合,产生出富含硫化物的岩浆(Halter et al., 2005),Cu、Au分异到含硫化物的岩浆中,使Cu和Au在其中的浓度分别达到 $n \times 10^{-2}$ 和 $n \times 10^{-4}$ (对Cu来说可能富集达10 000倍)。在岩浆房的下部,其中的硫化物和Cu、Au从基性岩浆中分离出来,在斑岩体系中形成Cu、Au矿体。对于斑岩矿床的初始岩浆流体,学界存在不同的看法。谢玉玲等(2009)认为是一个具有高温、高压和高盐度的热液,除含K、Na、Ca、Cl、Sr、Rb外,还含有大量的成矿金属。Stefanova等(2014)认为斑岩矿床的初始岩浆流体是中等盐度、高压和高温的流体,含有成矿金属,在冷却和压力释放过程中发生相分离,分异成气相和高盐度的流体相。

关于Cu、Au是否呈气相运移,争论的焦点在于矿石中沉淀出的Cu、Au,100%全是由气相搬运的?还是90%由气相搬运的?还是只有10%是由气相搬运的(卢焕章等,2015;Nadeau et al.,2013),以及以什么形式搬运?问题又回到包裹体岩相学。同一世代(即Cu、Au矿化阶段)的液相、气相和含子矿物的包裹体,它们各占多少,用PIXE或LA-ICP-MS方法测得气体、液相和含子矿物的包裹体气相及液相中Cu、Au的含量,根据测定包裹体样品中Cu、Au的含量和各类包裹体的多少,进行质量平衡计算,这样可以得出呈气相或呈液相搬运的Cu和Au的含量。研究表明,有人认为90%的Cu呈气相搬运,有人认为只有10%的Cu呈气相搬运。前者因为气体包裹体占绝大多数,而且单个气体包裹体中含Cu可达百分之几。图12是Maydagan等(2015)总结的斑岩Cu矿的成矿模式图。图中显示,斑岩岩浆侵入,挥发分在岩浆房的顶部集中出溶岩浆热液,形成矿体和蚀变带。蚀变和矿化应在300~500℃的范围内,并且伴随有沸腾作用。在成矿作用的晚期有地下水和天水的加入,如果围岩是碳酸盐岩,则可能形成矽卡岩Cu矿,往上则可形成浅成热液矿床。

7 结论

(1) 俯冲带和碰撞造山带的斑岩铜矿在蚀变和成矿流体方面有一些不同。区别较大的是碰撞造山带的铜矿的钾化蚀变要比俯冲带的斑岩铜矿的钾化蚀变要强得多,且范围也较大,其成矿流体更富含K。

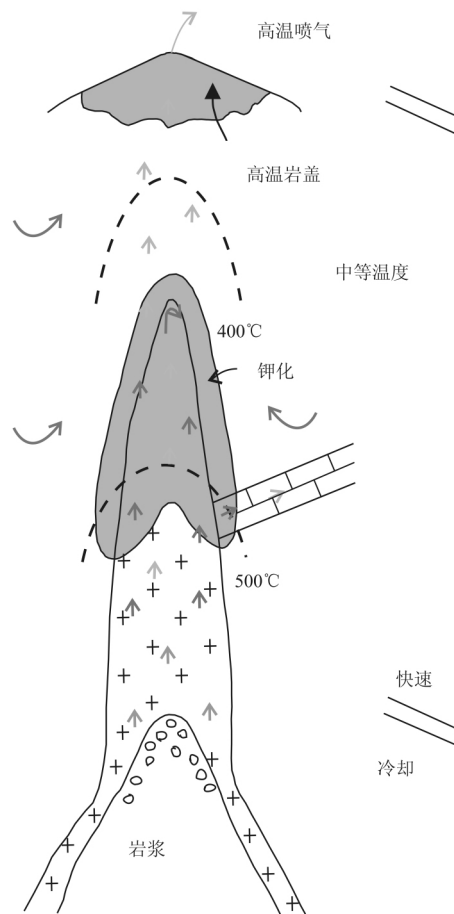


图12 斑岩铜矿的岩浆作用、流体出溶和蚀变及成矿模式图(Maydagan et al., 2015)

Fig. 12 Metallogenic model of porphyry copper deposits for magmatism, fluid exsolution and alteration (Maydagan et al., 2015)

(2) 这两种类型的斑岩铜矿中有5种包裹体: M熔体包裹体; I液体包裹体; II气体包裹体; III含子矿物的多相包裹体和IV CO_2-H_2O 包裹体。两种斑岩铜矿的成矿流体很相似。其中II类和III类包裹体常在一起分布,且均一温度相似,表明成矿流体经历了不混溶和沸腾。在斑岩金矿中 CO_2 含量较高,存在富含 CO_2 和 CO_2-H_2O 包裹体。碰撞造山带的斑岩铜矿中也见 CO_2-H_2O 包裹体,但比斑岩金矿中少。

(3) 在斑岩的斑晶和一些石英脉的早期石英中可见到熔体包裹体及熔体-流体包裹体。这类包裹体代表斑岩岩浆的样品。斑晶中出现熔体包裹体及熔体-流体包裹体,说明斑岩铜矿的形成经历了岩浆和热液阶段。石英脉的早期石英中的熔体包裹体及熔体-流体包裹体,说明斑岩铜矿的热液来自斑岩。

(4) 关于斑岩铜矿的初始流体是高盐度的还是

低盐度的岩浆热液? 最近的研究表明, 特别对斑岩开采底部的斑岩中的流体包裹体研究表明, 是一种气、液两相的包裹体, 初始流体是一种中等盐度和密度的岩浆流体。这种流体在上升过程中因压力释放而发生沸腾, 产生盐度不同的两种流体, 形成气体包裹体和含子矿物的高盐度包裹体。

(5) 斑岩 Cu-Au 矿床的矿化作用和矿体品位, 取决于低中盐度的富 S、富金属的岩浆热液。而热液中的 Cu 和 Au 的浓度又受流体中的 S 络合物的浓度所控制。斑岩 Au 矿床 (即高 Au/Cu 比的斑岩矿床) 是在高温和低流体压力条件下形成的; 而斑岩 Cu-Mo 矿床 (一种贫 Au 的矿体) 是在低中盐度的近临界流体, 或在两相流体, 或在高流体压力的流体相中形成。

(6) 铜在岩浆热液中的迁移形式, 很多研究者倾向于呈气相搬运。自然界中 Cu 有好几个络合物: CuCl₂、CuCl 和 CuHS 等。Cu 在气相中的存在形式是什么? 一个硕大的斑岩铜矿, 100% 的 Cu 是由气相搬运? 90% 的 Cu 是由气相搬运? 或者只有 10% 的 Cu 是由气相搬运? 这需要定量计算。

(7) 斑岩铜矿的初始成矿流体是否开始只分异出一种流体, 还是有几种流体? 斑岩体系是一次活动还是多次活动, 活动的时间有多长? 有人认为可能不止一种流体。斑岩铜矿中有很多的蚀变作用, 表明流体与岩石有很多交代作用, 这些作用中元素的进入和带出的平衡计算对了解成矿流体的成分十分重要。另外, 在研究斑岩铜矿的成矿流体时, 要把矿床地质、矿物化学、蚀变类型和流体包裹体结合起来, 方能得出好的成果。

References

- Adeli Z, Rasa I and Darvishzadeh A. 2015. Fluid inclusion study of the ore-quartz veins at Haftcheshmeh porphyry copper (Mo) deposit, Ahar-Arasbaran magmatic belt, NW Iran [J]. *Ore Geology Review*, 65: 502-511.
- Audetat A. 2010. Source and evolution of molybdenum in the porphyry Mo(Nb) deposit at Cave Peak, Texas [J]. *Journal of Petrology*, 51(8): 1739-1760.
- Barnes H L. 1997. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* [M]. John Wiley & Son.
- Barry C A. 1982. Fluid inclusions, stable isotopes and geochemistry of porphyry copper and epithermal vein deposits of the Hauraki gold-silver province, New Zealand [J]. *Australia Journal of Sciences*, 9: 1204-1214.
- Bi X W, Hu R Z, Peng J T, Wu K X, Su W C and Zhang X Z. 2005. Geochemical characteristics of the Yao'an and Machangqing alkaline-rich intrusions [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21(1): 113-124 (in Chinese with English abstract).
- Calagan A A. 2003. Stable isotope (S, O, H and C) studies of the phyllic and potassic-phyllic alteration zones of the porphyry copper deposit at Sungun, East Azarbadjan, Iran [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21: 767-780.
- Calagan A A. 2004. Fluid inclusion studies in quartz veinlets in the porphyry copper deposit at Sungun, East Azarbadjan, Iran [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23: 179-189.
- Catchpole H, Kouzmanov K and Putlitz B. 2015. Zoned base metal mineralization in a porphyry system: Origin and evolution of mineralizing fluids in the Morococha District, Peru [J]. *Econ. Geol.*, 110: 1-39.
- Cooke D R, Hollings P and Walshe J L. 2005. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls [J]. *Econ. Geol.*, 100(5): 801-818.
- Davidson P, Kamenetsky V, Cooke D R, Frikken P, Hollings P, Ryan C, van Acherbergh E, Mernagh T, Skarmeta J, Serrano L and Vargas R. 2005. Magmatic precursors of hydrothermal fluids at the Rio Blanco Cu-Mo deposit, Chile: Links to silicate magmas and metal transport [J]. *Econ. Geol.*, 100(5): 963-978.
- Dilles J H, Solomon G and Tay H P. 1992. Oxygen and hydrogen isotope characteristics of hydrothermal alteration at the Ann-Mason porphyry copper deposit, Yerington, Nevada [J]. *Econ. Geol.*, 87: 44-63.
- Eastoe C J. 1978. A fluid inclusion study of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea [J]. *Econ. Geol.*, 73: 721-748.
- Ebert S W, Baker T and Spencer R J. 2003. Fluid inclusion studies at the Donlin Creek gold deposit, Alaska, possible evidence for reduced porphyry-Au to sub-epithermal transition [C]. In: *Proceedings of 7th SGA Meeting*. 263-266.
- Garza-Gonzalez C, Camprubi A and Gonzalez-Partida E. 2006. Hydrothermal alteration and fluid inclusion study of the lower Cretaceous porphyry Cu-Au deposit of Tiamaro, Michoacan, Mexico [J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 89: 124-128.
- Guilbert J M and Park C F. 1985. *The geology of ore deposits* [M]. New York: Waveland Press.
- Halter W E, Heinrich C A and Pettke T. 2005. Magma evolution and formation of porphyry Cu-Au ore fluids: Evidence from silicate and sulfide melt inclusions [J]. *Mineralium Deposita*, 39: 845-863.
- Harris A C, Kamenetsky V S and White N C. 2003. Melt inclusions in Veins: Linking magma and porphyry Cu deposits [J]. *Science*, 302: 2109-2111.
- Harris A C, Golding S D and White N C. 2005. Bajo de la Alumbrera copper-gold deposit: stable isotope evidence for a porphyry related hydrothermal system dominated by magmatic aqueous fluids [J].

- Econ. Geol. ,100: 861_886.
- Heinrich C A , Pettke T , Halter W E , Aigner_Torres M , Audetat A , Gunther D , Hattendorf B , Bleiner D , Guillong M and Horn I. 2003. Quantitative multi_element analysis of minerals , fluid and melt inclusions by laser_ablation inductively_coupled_plasma mass_spectrometry [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta* ,67: 3473_3497.
- Heinrich C A. 2005. The physical and chemical evolution of low_salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: A thermodynamic study [J]. *Mineralium Deposita* ,39: 864_889.
- Hou Z Q , Meng X J , Qu X M and Gao Y F. 2005. Copper ore potential of adakitic intrusives in Gangdese porphyry copper belt: Constrains from rock phase and deep melting process [J]. *Mineral Deposits* ,24 (2): 108-121 (in Chinese with English abstract) .
- Hou Z Q , Pan X F , Yang Z M and Qu X M. 2007. Porphyry Cu_(Mo_Au) deposits no related to oceanic_slab subduction : Examples from Chinese 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 deposits in continental settings of China: Geological characteristics , magmatic hydrothermal system , and metallogenic model [J]. *Acta Geologica Sinica* ,83: 1779_1817 (in Chinese with English abstract) .
- John D H , Solomon G and Tay H P. 1992. Oxygen and hydrogen isotope characteristics of hydrothermal alteration at the Ann_Mason porphyry copper deposit , Yerington , Nevada [J]. *Econ. Geol.* ,87: 44_63.
- Klemm L M , Pettke T and Heinrich C A. 2007. Hydrothermal evolution of the El Teniente deposit , Chile: Porphyry Cu_Mo ore deposition from low salinity magmatic fluids [J]. *Econ. Geol.* ,102: 1021_1045.
- Landtwing M R , Pettke T , Halter W E and Heinrich C A. 2005. Copper deposition during quartz dissolution by cooling magmatic_hydrothermal fluids: The Bingham porphyry [J]. *Earth and Planetary Science Letters* ,235: 229_243.
- Landtwing M R , Furrer C , Redmond P B and Prtke T. 2010. The Bingham Canyon porphyry Cu_Mo_Au deposit , III. Zoned copper_gold ore deposition by magmatic vapor expansion [J]. *Econ. Geol.* ,105: 91_118.
- Li M , Sun X and Zhen Y L. 2015. Fluid inclusion study on Zhunuo copper porphyry deposit [J]. *Acta Petrologica Sinica* ,31 (5): 1335_1347 (in Chinese with English abstract) .
- Li N , Chen Y J , Lai Y and Li W B. 2007. Fluid inclusion study of the Wunugetushan porphyry Cu_Mo deposit , Inner Mongolia [J]. *Acta Petrologica Sinica* ,23 (9): 2177_2188 (in Chinese with English abstract) .
- Li Y Q , Rui Z Y and Cheng L X. 1981. Fluid inclusions and mineralization of the Yulong porphyry copper (molybdenum) deposit [J]. *Acta Geologica Sinica* ,3: 005 (in Chinese with English abstract) .
- Lowell J D and Guilbert J M. 1974. Variations in zoning patterns in porphyry copper deposits [J]. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin* ,67: 99_109.
- Lu H Z. 2000. High temperature , high salinity and high concentrated ore metal magmatic fluids: An example from Grasberg Cu_Au porphyry deposit [J]. *Acta Petrologica Sinica* ,16 (4): 465_475 (in Chinese with English abstract) .
- Lu H Z and Shan Q. 2015. Composition of ore forming fluids in metal deposits and fluid inclusions [J]. *Acta Petrologica Sinica* ,31 (4): 1108_1116 (in Chinese with English abstract) .
- 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 Geologica Sinica* ,88: 2153_2175 (in Chinese with English abstract) .
- Maydagan L , Frachin M , Rusk B and Lentz D R. 2015. Porphyry to epithermal transition in the Altar Cu_(Au_Mo) deposit , Argentina , Studied by cathodoluminescence , LA_ICP_MS , and fluid inclusion analysis [J]. *Econ. Geol.* ,110: 889_923
- Muntean J I and Einaudi M T. 2000. Porphyry gold deposits of the Refugio district , Maricunga belt , Northern Chile [J]. *Econ. Geol.* ,95: 1445_1472.
- Nadeau O , Stix J and Williams_Jones A E. 2013. The behavior of Cu , Zn and Pb during magmatic_hydrothermal activity at Merapi volcano , Indonesia [J]. *Chemical Geology* ,342: 167_179.
- Nash J T. 1976. Fluid inclusion petrology_Data from porphyry copper deposits and application to exploration: A summary of new and published descriptions of fluid inclusions from 36 porphyry copper deposits and discussion of possible applications to exploration for copper deposits [M]. US Govt. Print. Off.
- Parsapoor A , Dilles J H and Khalili M. 2014. Stable isotope record of hydrothermal sulfate , sulfide and silicate minerals in the Darreh_Zar porphyry copper deposit in Kerman , SE Iran: Implications for petrogenesis and exploration [J]. *Journal of Geochemical Exploration* ,143: 103_115.
- Proffett J M. 2001. Geology of the Bajo de la Alumbrera porphyry copper_gold deposit , Argentina [J]. *Econ. Geol.* ,98: 1535_1574.
- Roedder E. 1971. Fluid inclusion studies on the porphyry type ore deposits at Bingham , Utah , Butte , Montana , and Climax , Colorado [J]. *Econ. Geol.* ,66: 98_120.
- Salehian M and Ghaderi A. 2010. Fluid inclusion evolution at Daralu porphyry copper deposit , SE. Iran [A]. *Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia_Africa_Arabia* [C]. Geological Society of America. 7_21.
- Shen P , Shen Y and Pan H. 2011. Geochronology and isotope geochemistry of the Baogutu porphyry copper deposit in the west Junggar region , Xingjian , China [J]. *Journal of Asian Earth Sciences* ,40: 99_115.
- Shen P , Pan H D and Seitmuratova E. 2015. Characteristics of the porphyry Cu deposits in the central Asia metallogenic domain [J]. *Acta Petrologica Sinica* ,31 (2): 315_332 (in Chinese with English ab-

- stract) .
- Sheppard S M F, Richard L and Taylor H P. 2008. Hydrogen and oxygen isotope ratio in minerals from porphyry copper deposits [J]. *Econ. Geol.*, 66: 515_542.
- Sillitoe R H. 2010. Porphyry copper systems [J]. *Econ. Geol.*, 195: 3_41.
- Sillitoe R H, Ulrich T and Gunther D. 2001. The evolution of a porphyry Cu_Au deposit, Based on LA_ICP_MS analysis of fluid inclusions, Bajo de la Alumbrera, Argentina [J]. *Econ. Geol.*, 96(8): 1743_1774.
- Simon M F, Sheppard R L and Taylor H P. 2008. Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits [J]. *Econ. Geol.*, 66(4): 515_542.
- Sinclair W D. 1995. Porphyry deposits, in geology of Canadian mineral deposits types [M]. 421_446.
- Stefanova E, Driesner T, Zajacz Z and Heinrich C A. 2014. Melt and fluid inclusions in hydrothermal veins: The magmatic to hydrothermal evolution of the Elatsite porphyry Cu_Au deposit, Bulgaria [J]. *Econ. Geol.*, 109(5): 1359_1381.
- Student J J and Bodnar R J. 2004. Silicate melt inclusions in porphyry copper deposit: Identification and homogenization behavior [J]. *Canadian Mineralogist*, 42(5): 1583_1599.
- Ulrich T and Gunther D. 2001. The evolution of a porphyry Cu_Au deposit, based on LA_ICP_MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina [J]. *Econ. Geol.*, 96: 1743_1774.
- Wang D, Lu H Z and Bi X W. 2011. Comparison of characteristics of ore forming fluids between quartz-vein tungsten deposits and porphyry copper deposits associated with granitic rocks [J]. *Earth Science Frontiers*, 18(5): 121_131 (in Chinese with English abstract) .
- Wang G R, Wu G, Wu H, Liu J, Li X Z and Xu L Q. 2014. Fluid inclusion and hydrogen_oxygen isotopes study of Caosiyao superlarge porphyry molybdenum deposit in Xinghe County, Central Inner Mongolia [J]. *Mineral Deposits*, 33(6): 1213_1232.
- Wang S, Zhang X, Qin C and Shi S. 2007. Fluid inclusions in quartz veins of Pulang porphyry copper deposit, Zhongdian, NW Yunnan, China [J]. *Geochimica*, 26: 467_478.
- Wang Y Y, Tang J X, Zheng W B and Duan J L. 2015. Mechanism of metal precipitation in Dabu porphyry Cu_Mo deposit, Quxu County, Tibet [J]. *Mineral Deposits*, 34(1): 81_97 (in Chinese with English abstract) .
- Weis P, Driesner T and Heinrich C A. 2012. Porphyry copper ore shells form at stable pressure_Temperature fronts within dynamic fluid plumes [J]. *Science*, 338: 1613_1616.
- Williams_Jones A E and Heinrich C H. 2005. Vapor transport of metals and the formation of magmatic_hydrothermal ore deposits [J]. *Econ. Geol.*, 100: 1287_1312.
- Xie Y L, Hou Z Q, Xu J H, Yang Z M, Xu W Y and He J P. 2005. Evolution of multi-stage ore forming fluid and mineralization: Evidence from fluid inclusion in Yulong porphyry copper deposit, East Tibet [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21(5): 1409_1415 (in Chinese with English abstract) .
- Xie Y L, Yi L S, Xu J H, Li G M, Yang Z M, Yin S P. 2006. Characteristics of ore forming fluid and their evolution for Chongjiang copper deposit in Gangdie porphyry copper belt, Tibet: Evidence from fluid inclusions [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 1023_1030 (in Chinese with English abstract) .
- Xie Y L, Li Y X, Chang Z and Cooke D R. 2009. The magmatic evolution and characteristics of Qiagong porphyry fluids, Tibet [J]. *Acta Geologica Sinica*, 83: 1869_1886 (in Chinese with English abstract) .
- Yang C, Tan J X and Wang Y Y. 2014. Fluid and geological characteristics researches of Southern Tiegelong epithermal porphyry Cu_Au deposit in Tibet [J]. *Mineral Deposits*, 33(6): 1287_1305 (in Chinese with English abstract) .
- Yang Z M, Xie Y L, Li G M, Xu J H and Wang B H. 2005a. Study of fluid inclusion from Tinggong porphyry copper deposit in Gangdise belt, Tibet [J]. *Mineral Deposits*, 24(6): 584_594 (in Chinese with English abstract) .
- Yang Z M, Xie Y L, Li G M, Xu J H and Wang B H. 2005b. Characteristics and forming process of ore-forming fluids at Qulong copper deposit in Gangdise porphyry copper belt, Tibet [J]. *Geology and Prospecting*, 41(2): 21_26 (in Chinese with English abstract) .
- Yang Z M, Hou Z Q, Song Y C, Li Z Q and Xia D X. 2008. Qulong superlarge porphyry Cu deposit in Tibet: Geology, alteration and mineralization [J]. *Mineral Deposits*, 27: 279_318
- Yang Z M and Hou Z Q. 2009a. Genesis of giant porphyry Cu deposit at Qulong, Tibet: Constraints from fluid inclusions and H O isotopes [J]. *Acta Geologica Sinica*, 83: 1838_1859.
- Yang Z M and Hou Z Q. 2009b. Porphyry Cu deposits in collisional orogen setting: A preliminary genetic model [J]. *Mineral Deposits*, 28(5): 515_538 (in Chinese with English abstract) .
- Zhang Q L, Qu X M, Xu W Y, Hou Z Q and Chen W S. 2003. Study of fluid inclusion from Nanmu porphyry Cu_Mo deposit in Tibet [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 19(2): 251_259 (in Chinese with English abstract) .
- Zhong S H, Shen P, Pan H D, Zheng G P and Yan Y H. 2015. The ore forming fluid and geochronology of the Suyunhe Mo deposit, west Junggar, Xinjiang [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 31(2): 449_464 (in Chinese with English abstract) .
- Zhu M, Wu G, Xie H, Liu J and Mei M. 2012. Geochronology and fluid inclusion studies of the Lailisigaoer and Lamasu porphyry-skarn Cu_Mo deposits in NW Tianshan, China [J]. *Journal of Asia Earth Sciences*, 49: 116_130.
- Zhu X P, Mo X X, White N C, Sun M X and Zhao S L. 2012. Fluid inclusions of Habo porphyry Cu_(Mo_Au) deposit, Yunnan Province [J]. *Mineral Deposits*, 31(4): 618_629 (in Chinese with English abstract) .

附中文参考文献

- 毕献武, 胡瑞忠, 叶造军, 邵树勋. 1999. A型花岗岩类与铜成矿关系研究——以马厂箐铜矿为例[J]. 中国科学(D辑), 29(6): 489_495.
- 侯增谦, 孟祥金, 曲晓明, 高永丰. 2005. 西藏冈底斯斑岩铜矿带埃达克质斑岩含矿性: 源岩相变及深部过程约束[J]. 矿床地质, 24(2): 108_121.
- 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: 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: 1779_1817.
- 李森, 孙祥, 郑有业, 郭峰. 2015. 西藏冈底斯朱诺斑岩型铜矿床流体包裹体特征[J]. 岩石学报, 31(5): 1335_1347.
- 李诺, 陈衍景, 赖勇, 李文博. 2007. 内蒙古鸟努格吐山斑岩铜矿床流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 23: 2177_2188.
- 李荫清, 芮宗瑶, 程莱仙. 1981. 玉龙斑岩(钼)矿床的流体包裹体及成矿作用研究[J]. 地质学报, 3: 216_231.
- 卢焕章. 2000. 高盐度、高温和高成矿金属的岩浆成矿流体——以格拉斯伯格斑岩 Cu-Au 矿为例[J]. 岩石学报, 16: 465_472.
- 卢焕章, 单强. 2015. 金属矿床的成矿流体和流体包裹体[J]. 岩石学报, 31(4): 1108_1116.
- 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查新进展[J]. 地质学报, 88: 2153_2175.
- 申萍, 潘鸿迪, Seitmuratova E. 2015. 中亚成矿域斑岩铜矿床基本特征[J]. 岩石学报, 31(2): 315_332.
- 王蝶, 卢焕章, 毕献武. 2011. 与花岗质岩浆系统有关的石英脉型钨矿和斑岩型铜矿成矿流体特征比较[J]. 地学前缘, 18(5): 121_131.
- 王国瑞, 武广, 吴昊. 2014. 内蒙古兴和县曹四夭超大型斑岩钼矿床流体包裹体和氢氧同位素研究[J]. 矿床地质, 36: 1213_1232.
- 王艺云, 唐菊兴, 郑文宝, 段吉琳, 宋俊龙, 杨超. 2015. 西藏曲水县达布岩型铜钼矿床金属沉淀机制探讨[J]. 矿床地质, 34(1): 81_97.
- 谢玉玲, 侯增谦, 徐九华, 杨志明, 徐文艺, 何建平. 2005. 藏东玉龙斑岩铜矿床多期流体演化与成矿的流体包裹体证据[J]. 岩石学报, 21(5): 1409_1415.
- 谢玉玲, 李应翔, Chang Z, Cooke D R, Ryan C G, Laird J. 2009. 西藏恰功铁矿岩浆演化序列及斑岩出溶流体特征[J]. 地质学报, 83: 1869_1886.
- 谢玉玲, 衣龙升, 徐九华, 李光明, 杨志明, 尹淑苹. 2006. 冈底斯斑岩铜矿带冲江铜矿含矿流体的形成与演化: 来自流体包裹体的证据[J]. 岩石学报, 22: 1023_1030.
- 杨超, 唐菊兴, 王艺云. 2014. 西藏铁格隆南浅成低温热液型斑岩型 Cu-Mo 矿床流体及地质特征研究[J]. 矿床地质, 33(6): 1287_1305.
- 杨志明, 谢玉玲, 李光明, 徐九华, 王葆华. 2005a. 西藏冈底斯斑岩铜矿带厅宫铜矿床流体包裹体研究[J]. 矿床地质, 24(6): 584_594.
- 杨志明, 谢玉玲, 李光明, 徐九华. 2005b. 西藏冈底斯斑岩铜矿带驱龙铜矿成矿流体特征及其演化[J]. 地质与勘探, 41(2): 21_26.
- 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、蚀变与矿化[J]. 矿床地质, 27: 279_318.
- 杨志明, 侯增谦. 2009a. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿的成因: 流体包裹体及 H₂O 同位素证据[J]. 地质学报, 83(12): 1838_1858.
- 杨志明, 侯增谦. 2009b. 初论碰撞造山环境斑岩铜矿成矿模型[J]. 矿床地质, 28(5): 515_538.
- 张绮玲, 曲晓明, 徐文艺, 侯增谦, 陈伟十. 2003. 西藏南木斑岩铜矿床的流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 19: 251_259.
- 钟世华, 申萍, 潘鸿迪. 2015. 新疆西准噶尔苏云钨矿成矿流体和成矿时代[J]. 岩石学报, 31(2): 449_464.
- 祝向平, 莫宣学, 孙明祥, 赵思礼. 2012. 云南哈播斑岩铜(钼_金)矿床流体包裹体研究[J]. 矿床地质, 31(4): 618_629.