

文章编号: 0258-7106 (2011) 01-0149-07

斑岩铜矿浅部富矿岩浆房研究进展^{*}

李万伦

(中国地质图书馆, 北京 100083)

摘 要 在主流的斑岩铜矿模型中, 矿床下方都有一个浅部富矿岩浆房, 为矿床的最终形成提供成矿流体。国外近年来的大量研究揭示了其基本特征, 即位于地表以下约 5 km, 其大小直接决定着最终矿床的规模, 其形态为平卧状, 相对封闭, 生命周期较短(一般约 2 Ma)。岛弧或陆缘弧环境有利于浅部富矿岩浆房形成的条件是中等挤压应力状态或挤压后应力松弛, 岩浆来源于深部 MASH 带(有镁铁质熔体混入), 通常形成于长期演化的构造-岩浆旋回的晚期。其成矿作用一般有 AFC 模式、对流循环模式等。关于大陆内部斑岩铜矿的浅部富矿岩浆房的形成条件尚未见专门研究。今后对不同构造环境下浅部富矿岩浆房如何最终成矿仍需进一步研究。

关键词 地质学; 斑岩铜矿; 浅部富矿岩浆房; 进展

中图分类号: P618.41

文献标识码: A

Advances in study of shallow fertile magma chambers below porphyry copper deposits

LI WanLun

(China Geological Library, Beijing 100083, China)

Abstract

Major models for porphyry copper deposits hold that there is always a shallow fertile magma chamber below the ore deposits, which provides ore-forming fluid for the formation of the ore deposits. A lot of recent researches abroad have revealed the characteristics of the chamber: it lies at the depth of about 5 km below the surface, its volume directly controls the size of the ultimate deposit, its shape is flat-lying, it is relatively closed, and its life span is comparatively short (generally about 2 Ma). The favorable conditions for the formation of the shallow fertile magma chamber in island arc or continental arc are the middle compression stress field or the stress relaxing period after compression. The Cu-rich magma originates from the deep MASH zone (often mixed with mafic melt), always generated at the end of a long evolved tectono-magmatism cycle. AFC and the convection recycling model are often used to indicate possible mineralization-related processes within the magma chamber. So far there has been no study of the formation conditions of the shallow fertile magma chamber generated in the interior of continents. Further endeavors are required to obtain more knowledge about shallow fertile magma chambers as to how to form ores in the final stage under different tectonic environments.

Key words: geology, porphyry copper deposits, shallow fertile magma chamber, advances

^{*} 本文得到中国地质调查局地质调查项目“地质调查情报编译与科技成果集成”(编号: 1212010561508)的资助

第一作者简介 李万伦, 男, 1972 年生, 博士, 高级工程师, 主要从事地质科技情报研究。Email: lunwl@sina.com

收稿日期: 2010-06-09; 改回日期: 2010-11-22。许德焕编辑。

铜在中国经济社会发展中的地位仅次于铁和铝,是一个具有战略意义的重要矿种。众所周知,斑岩铜矿是最主要的一种铜矿床类型,研究斑岩型铜矿的形成机制具有重要意义。近年来,中国在西藏冈底斯成矿带取得了斑岩铜矿的找矿突破,相当于发现了第2个“玉龙斑岩铜矿带”(侯增谦等,2001)。在成矿理论方面,相继提出了“大陆环境斑岩铜矿”(侯增谦等,2007)、碰撞造山环境斑岩铜矿(杨志明等,2009)等不同于国外经典的俯冲造山带斑岩铜矿的理论模型(Sillitoe, 1972),并断言从洋壳俯冲到大陆碰撞的不同阶段都可以形成斑岩铜矿(侯增谦等,2007)。

按照这些得到普遍承认的斑岩铜矿模型,俯冲洋壳、下地壳或上地幔(包括弧下地幔)在地球深部发生部分熔融,并从周围萃取金属,形成了相对富集Cu的含矿岩浆,这些有成矿潜力的岩浆上升到地壳浅部,并形成了岩浆房。致矿流体一般具有较小的出露面积,因而大多数人认为,斑岩铜矿下方应当有一个大的浅部富矿岩浆房存在,其作用是为矿床的最终形成提供成矿流体(Richards, 2003; Richards et al., 2007)。形象地讲,这个岩浆房就相当于一个中继站,它把来自深部的具成矿潜力的岩浆转换成了矿床。当然,也有少数学者认为,深部含矿岩浆房并不是必须的,通过透岩浆流体作用也能使成矿物质得以富集(罗照华等,2008),因此,对浅部富矿岩浆房模型提出了一些异议(罗照华等,2009)。

本文综合介绍了国内外有关浅部富矿岩浆房的研究进展,希冀对国内矿床界较全面了解此问题有所帮助。

1 浅部富矿岩浆房是否真实存在

在火山喷发系统中,常常假设其下部有一个岩浆房存在(路凤香等,2002)。例如有研究认为,Mount Etna活火山系统下面6~15 km深处是一个巨大的受构造控制的岩床-岩墙复合体,它供给火山底部一个较浅(3~5 km)的岩浆囊(Patane et al., 2003)。尤其值得一提的是,2008年底,在美国夏威夷进行钻探时,无意中发现了—个岩浆房,位于地下约2.41 km(Marsh et al., 2008),在该地区的多次钻探中,都证实了该岩浆房的存在。这是人类首次真正发现的地下岩浆房。假定所有岩浆活动的形式都是一样的,那么,斑岩铜矿下方存在浅部富矿岩浆房似乎也应该是合理的。

从国内外文献来看,尚未见到有关浅部富矿岩浆房的直接研究和报道,多数报道都出自推测,这也是其倍受争议之处。在实际调查中,根据地球物理资料,在安第斯中壳和冈底斯中壳部位,均发现有大规模的部分熔融体存在,但从深度来看,它们显然不是Richards(2003)模型中的浅部岩浆房(赵文津,2007)。

然而,通过地质、地球化学与地球物理以及地质年代学研究所获得的资料,人们对浅部富矿岩浆房的基本特征、其形成的构造-岩浆条件及最终成矿过程有了一定的认识。下面将分三方面来介绍相关的研究进展。

2 浅部富矿岩浆房的基本属性

2.1 形成深度

人们早就认识到,斑岩铜矿应当形成于地表以下深度不太大的地方,斑岩铜矿系统所包括的上部火山岩层序(1.5~3 km)、蚀变矿化带(至少为2.75 km),加上浅部岩浆房的厚度,在垂向上可延伸达8 km(Sillitoe, 1973)。Stern等(2005)根据隆升和剥蚀速率,推断智利中部大型斑岩铜矿底部的岩浆房最终冷却结晶的位置在古地表之下的深度超过4 km。尽管不同地区岩浆房上覆岩层的地质结构和平均密度并不相同,但一般来讲,驱动岩浆上升的最重要因素是岩浆的密度,到中浮面(LNB)以上,岩浆的密度已经超过了上覆岩层的密度,故岩浆到达中浮面后,已经失去了进一步上升的驱动力,在这里聚集并形成岩浆囊乃至岩浆房是必然的。在南美安第斯,中浮面最有可能就是结晶基底与沉积盖层之间的界面,或者是火山堆积物与基底岩石之间的界面,其深度大约在5 km左右(图1)。这也就是Richards(2003)在其斑岩铜矿模型中把浅部富矿岩浆房置于中浮面的主要原因。当然,从岩浆上升运移的控制因素来看,除了中浮面,流变学边界也是一道重要屏障,例如脆韧性转换带(深度为10~15 km,但在活动岩浆弧等高温流区可能相对要浅些)(Richards, 2003; 2005)。

2.2 大小

对浅部富矿岩浆房体积的估算一般都是采用铜或硫的质量平衡计算结果。以下是简单的质量平衡计算过程(假定Cu的萃取率为100%)(Richards, 2005):

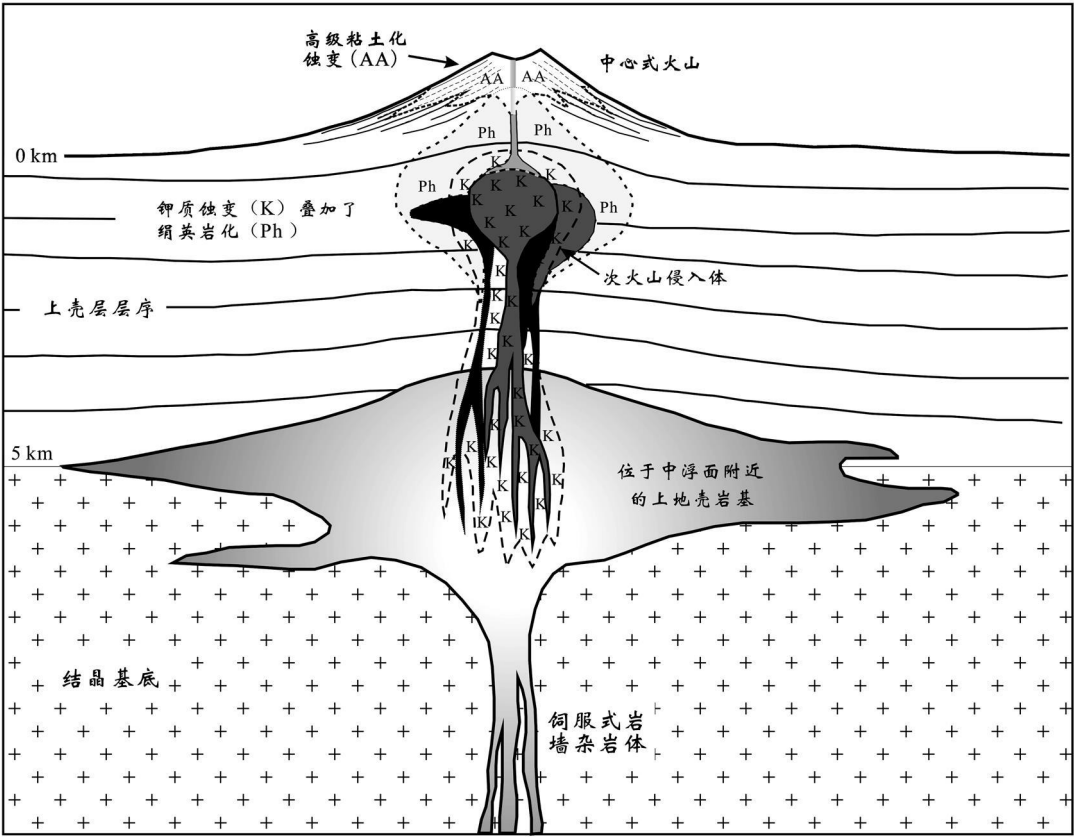


图 1 斑岩铜矿系统剖面示意图(据 Richards, 2003)

(注：位于中浮面附近的上地壳岩基即为浅部富矿岩浆房)

Fig. 1 Schematic cross section through a porphyry copper system (after Richards, 2003)

(Note: upper-crustal batholith at LNB is a shallow fertile magma chamber)

英安岩中 Cu 的平均含量 = (60×10^{-6}) Cu
超大型矿床中 Cu 的总量 = 10 Mt Cu
需要的岩浆总量 $[10 \text{ Mt} / (60 \times 10^{-6})] \approx 1.7 \times 10^{11} \text{ t}$
岩浆密度 = $2.7 \text{ g/cm}^3 = 2.7 \text{ t/m}^3$
需要的岩浆总体积 = $(1.7 \times 10^{11} / 2.7) \approx 6.3 \times 10^{10} \text{ m}^3 = 63 \text{ km}^3$

考虑到实际萃取率都低于 100%，因此，要形成超大型 ($> 10 \text{ Mt Cu}$) 矿床，以上计算的数量 (63 km^3) 肯定是不够的，估计最少也需要 100 km^3 的岩浆 (Richards, 2005)。不过，岩浆的组分变化很大，以这种方法估算的结果也只能作为参考。比如，镁铁质岩浆相对于长英质岩浆，其含铜量和含硫量都相对较高，因而，所需岩浆体积就要小一些。

2.3 形态

国外近年来根据地质、地球物理资料，对侵入体的三维形态开展了大量研究，进而对侵入体的定位

机制有了更多的认识。一般而言，当岩浆受阻或失去继续上升的动能以后，就会向水平或侧向扩展、膨胀，形成岩盖 (向上顶起) 或岩盆 (向下塌陷) 式的岩浆房。根据野外实际观察，例如加利福利亚南部 Baja 地区的半岛山脉岩基中的 La Posta 花岗闪长岩体，其地表出露面积超过 $15\,000 \text{ km}^2$ (Kimbrough et al., 2001)。Richards (2003) 综合上述研究和野外观察结果，描绘了浅部富矿岩浆房的形态 (图 1)，即总体呈平卧状 (横向流动的必然结果)，垂向被拉长，就像一根窄手指 (直径 $1 \sim 2 \text{ km}$)，且从地下数公里深的深成岩体延伸至地表下约 1 km 的位置。

2.4 性质

根据智利中部和北部大型斑岩铜矿成矿时火山作用停歇 (Serrano et al., 1996)，且对应于挤压构造作用 (Sillitoe, 1998) 的现象，Oyarzun 等 (2001) 认为，浅部富矿岩浆房是一个相对封闭的演化系统，由于同时期没有火山活动导致重要的压力释放事件，挥

发分、Cu、S 等成分都被保留在这样一个封闭或近于封闭的系统中,尤其是氧化程度很高的硫不能逃逸,就可被用来生成巨大的硫化物与硬石膏的富集体。不过,在智利中部,分离出的高盐度含水流体形成铜矿化角砾岩的现象(Stern et al., 2005),表明岩浆房未必完全封闭。

2.5 生命周期

浅部岩浆房存在的关键是持续得到深部岩浆的补给,一般来讲,在上地壳中于很短时间内就能形成岩基规模的侵入体(Clemens et al., 1992)。Paterson 等(1992)认为“不会超过几个百万年”。假定岩脉中岩浆上升的实际速率为 10^{-2} m/s,那么,大型深成岩体在不到 10^4 a 的时间里就能被充填满(Petford et al., 1997)。这些数字得到了岩基块体野外观察和地质年代学研究结果的支持。例如,阿根廷 Alumbrera 斑岩铜金矿床下面的岩浆房约形成于 8.5 Ma 前,终止于 6.1 Ma,存在时间约 2.4 Ma(Halter et al., 2004)。

3 浅部富矿岩浆房形成的构造-岩浆条件

3.1 构造条件

上地壳内断裂或裂隙是否发育,是形成浅部富矿岩浆房的重要条件。构建大型($> 100 \text{ km}^3$)的上地壳岩浆房,没有持续大量的深部岩浆的快速补给,是难以维持的。断裂的作用首先是有利于岩浆迅速向上移动,其次是为岩浆房的就位提供空间,进入上地壳的岩浆最大通量的位置可能受控于先存地壳规模的断裂,尤其是走滑断裂的交汇点或偏转点,在那里,由扭压或扭张作用可产生拉伸空间,关于这方面,国内外都有大量文献介绍,例如侯增谦等(2007)、Richards(2005)。

断裂是否活动,取决于构造应力场的性质和方位。一般认为,在挤压构造体系中,有利于上地壳岩浆房的形成。Richards(2005)也指出,假如上冲板块中的应力条件为张性,就非常不利于 MASH 带(上地壳岩浆房的补给来源)的形成。Sillitoe 等(2005)按区域构造应力场的性质,将中部安第斯岩浆弧划分为 3 种类型,即伸展-张扭弧、中性到轻微伸展弧以及挤压弧,依次可以形成更大型的斑岩铜矿。其依据就是当地壳被压缩时,破裂缩小,张开的断裂重新闭合,因而抑制了浅部岩浆房挥发分的逃逸以及铜、硫等重要成矿组分的溢失,从而有利于最终成

矿。

不过,尽管美洲大陆西部受到板块俯冲作用的影响,总体上处于挤压环境,但其实际构造应力场却是复杂多变的。且不说挤压区与拉张区可能同时出现(赵文津,2007),即使板块的阶段性的俯冲也会导致产生阶段性的挤压构造变形。以应力种类而言,正应力、张应力和剪应力均有可能存在于不同部位(Richards, 2003)。

Sillitoe 等(2005)也承认,尽管安第斯的绝大多数斑岩铜矿形成于挤压构造体系中,但也有例外,例如智利北部的古新世—早始新世成矿带形成于区域伸展构造期而非压缩期。因此他认为,中等挤压构造体系可能最适合于成矿。

Richards 等(2001)通过对智利北部的研究,提出了构造挤压之后的应力松弛期更有利于斑岩铜矿形成的观点。世界上有许多斑岩铜矿形成于弧构造—岩浆旋回的晚期,那时正好是构造挤压之后的应力松弛期,也证实了这种看法。进一步的分析表明,深部岩浆上升所需的有利应力条件是中等剪切应力作用;而上地壳岩浆房形成与发育的有利条件则是较低的偏应力作用(Richards, 2003)。因此,从深部岩浆上涌到侵位而形成岩浆房,再到成矿流体出溶,有利的构造应力条件可能前后并不一致。

3.2 岩浆条件

由前述岩浆体积的计算可知,形成大型斑岩铜矿需要规模足够大($> 100 \text{ km}^3$)的上地壳岩浆房,即使有可能形成这样一个岩浆房,但要保持较长时间且大部分处于连续熔融的状态却极为困难。

大量研究发现,弧环境下的斑岩系统(浅部富矿岩浆房)一般形成于经过较长时间演化的火山-岩浆旋回的晚期,例如,阿根廷 Alumbrera 斑岩铜金矿床形成于 Farallon Negro 火山机构演化晚期,该火山机构持续了约 3.5 Ma,即自约 9.7 Ma 前开始火山喷发,约 8.5 Ma 前形成浅部岩浆房, (6.8 ± 0.2) Ma 形成 Alumbrera 斑岩铜金矿床的侵入体就位,至 6.1 Ma 前浅部岩浆房固化结晶,岩浆活动全部结束(Halter et al., 2004)。

针对巨量岩浆补给问题,结合上述现象,Richards(2005)提出,浅部岩浆房系统应当扎根于俯冲带上方的地幔楔中,在壳幔边界附近形成广泛的下地壳熔融和同化(MASH)带。这个带是形成大型斑岩铜矿所必须的。这样就构建了一个统一的岩浆供给系统,可为长期的火山或岩浆活动提供持续的

大量岩浆补给(当然必须满足前述构造条件)。MASH 带的长期演化也是必要的, MASH 作用通过进化熔体中挥发分和不相容元素(包括氧化岩浆中的亲铜金属)的进一步富集,从而增高了弧岩浆的成矿潜力。MASH 带可能位于弧下地幔楔顶部,它的维持主要依靠部分熔融等特殊动力学过程所产生的增量岩浆(Hildreth, 2007),并受到板片俯冲等更大尺度的地球动力学过程的控制。

这种模型虽然理想,但斑岩铜矿的金属和硫究竟是否来自于 MASH 带,还有待进一步验证。毕竟地球深部岩浆的物理和化学过程还有许多问题未解决,对此,国外学者从不同的角度进行了探讨,除了 MASH 模式,还提出了 MASE 模式(Petford et al., 1997)、m(M-ASE)模式(Vigneressse, 2008)等。此外,上述研究主要以南美安第斯为例,讨论的主要是岛弧或陆缘弧型斑岩铜矿,至于大陆内部斑岩铜矿,尽管许多学者认为含矿的埃达克岩来自加厚下地壳的部分熔融(张旗等, 2001),可是,对这些有成矿潜力的岩浆在大陆内部如何形成浅部富矿岩浆房,尚未见有人研究。

4 浅部富矿岩浆房与斑岩铜矿的关系

斑岩铜矿的一个很重要特征是,矿体周围通常发育强烈的原生蚀变分带,如经典的石英二长岩模式(Lowell et al., 1970)中,其热液蚀变通常含有一个钾质蚀变核心,往外依次为石英绢云母化、泥化和青磐岩化蚀变,呈同心圆状围绕着钾质蚀变核心。另外一个重要的闪长岩模式(Holister, 1978),其蚀变分带通常也含有一个钾质蚀变核心,但其周围直接出现青磐岩化。无论是这2个经典的蚀变模式,还是后来具体矿床和矿床类型的蚀变模式(如 Georgiev, 2008; 杨志明等, 2009),都假定下面存在一个浅部岩浆房,因为这样比较容易理解热液蚀变的分带现象。

早期研究认为,斑岩铜矿就是在岩浆冷却、相分离和出溶岩浆热液与围岩反应的过程中,由于铜-铁硫化物发生沉淀而形成的(Lowell et al., 1970)。经过后来的研究,通常认为以下2种岩浆过程是最主要的影响成矿的机制:

(1) 同化混染与分离结晶作用(即 AFC 过程) Richards(2005)强调 MASH 带对于形成大型斑岩铜矿的重要性,其主要依据在于深源镁铁质熔体的加

入; Hattori 等(2001)指出,上地壳长英质岩浆房由原始镁铁质熔融体补给可能是形成大型斑岩铜矿的关键一环,因为,与长英质岩浆相比,在镁铁质岩浆中,亲铜金属和硫具有更高的浓度。例如,在 Bingham Canyon 斑岩铜矿床内以及 1991 年的 Mt. Pinatubo 火山喷发物中,就可以找到长英质岩浆与镁铁质岩浆发生混合作用的证据。

(2) 对流循环 由于岩浆房内部的温度、压力、化学成分都不均匀,在热力的驱动下,从底部到顶部发生对流循环。挥发性组分在此过程中起着十分关键的作用,它们把热能、成矿物质带到岩浆房顶部的熔岩壳内,只要对流继续,熔岩壳就能保持岩浆温度,通过熔岩壳从岩浆房中分离出来的挥发分可引起热液蚀变和斑岩铜矿化(Richards, 2003)。

此外,当岩浆房所处深度较浅时,也有可能通过隐爆角砾岩化而成矿(Stern et al., 2005)。

根据蚀变矿化分带特征、矿物组合及形成年代测定,可以反演岩浆分异结晶作用以及热液蚀变、矿化的阶段性特点。而流体包裹体则常常用于恢复成矿流体出溶时的温度、压力、盐度等岩浆房内部条件(杨志明等, 2009)。在这些研究的基础上,反演岩浆房岩浆过程和演化,进而建立斑岩铜矿的成矿模型,已成为许多斑岩铜矿研究的主要内容。

浅部富矿岩浆房的发育演化直接决定了最终形成的斑岩铜矿的价值。然而,对上述岩浆成矿过程,也存在有不同意见,例如,罗照华等(2009)根据野外对岩基的观察,认为对流分异现象不常见(亦见张旗等, 2007; 吴福元等, 2007)。另外,浅成型斑岩铜矿床一般产在较小型的中酸性岩株中,这些小岩株与下伏岩浆房(岩基)的关系尚未得到实际验证。所以,对于浅部富矿岩浆房的岩浆最终如何形成斑岩铜矿,目前的认识还未完全符合实际。

5 结 语

综上所述,有关浅部富矿岩浆房的基本特征、形成的构造和岩浆条件以及最终成矿过程等方面的研究,都已经取得了很大进展,这对斑岩铜矿成矿机制的研究具有重要意义。然而,该模式也存在一些问题,主要有以下方面:

(1) 浅部富矿岩浆房是否真正存在。按常理推断,与火山机构下面存在岩浆房相类似,斑岩铜矿系统下面也应当存在一个浅部富矿岩浆房。目前之所

以尚未通过地质和地球物理勘查有所发现,可能是由于其生命周期较短。此外,岩基与斑岩铜矿的对应关系也不容易确定。

(2) 浅部富矿岩浆房的真实特征是什么。通过各种理论分析和实际观察,对浅部富矿岩浆房基本属性的了解越来越清楚,尤其是许多具体数据的获取,为进一步模拟其三维形态创造了条件。

(3) 对浅部富矿岩浆房的构造-岩浆形成条件尚有争议。一般认为,弧环境下的岩浆房形成于构造-岩浆旋回的晚期,接受深部 MASH 带的岩浆补给,而 MASH 带则受更大规模的构造过程所控制,因而,大尺度的构造环境分析,对斑岩铜矿的勘查可能是必须的。

(4) 对浅部富矿岩浆房最终如何形成成矿的岩浆和热液过程还有不同见解。

(5) 关于大陆内部浅部富矿岩浆房尚未见专门研究。

浅部富矿岩浆房是大多数人所接受的经典斑岩铜矿成矿模型的关键环节,因上述问题的存在,使得目前有少数人对它提出了质疑,因此,十分有必要去做更进一步的研究。建议在今后的找矿勘查实践中,可有意识地加强对岩基与矿床关系的识别与分析,尤其应当加强对大陆内部斑岩铜矿之下的浅部富矿岩浆房的研究。

志 谢 本项工作得到中国地质调查局发展研究中心施俊法副总工程师、情报室唐金荣主任的热情支持。在资料收集、翻译及论文撰写过程中得到中国地质图书馆研究室王海华等诸位同仁的大力帮助。在此一并表示衷心的感谢! 另外,十分感谢审稿专家对论文提出了极其宝贵的修改意见!

References

- Clemens J D and Mawer C K. 1992. Granitic magma transport by fracture propagation[J]. *Tectonophysics*, 204: 339-360.
- Georgiev G. 2008. A genetic model of the Elatsite porphyry copper deposit, Bulgaria. *Geochemistry*[J]. *Mineralogy and Petrology*, 46: 143-160.
- Halter W E, Bain N, Becker K, Heinrich C A, Landtwing M, von Quadt A, Clark A H, Sasso A M, Bissig T and Tosdal R M. 2004. From andesitic volcanism to the formation of a porphyry Cu-Au mineralizing magma chamber: The Farallón Negro volcanic complex, northwestern Argentina[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136: 1-30.
- Hattori K H and Keith J D. 2001. Contribution of mafic melt to porphyry copper mineralization: Evidence from Mount Pinatubo, Philippines, and Bingham Canyon, Utah, USA[J]. *Mineralium Deposita*, 36: 799-806.
- Hildreth W. 2007. Quaternary magmatism in the Cascades: Geological perspectives[A]. USGS Professional Paper 1744[C]. 1-125.
- Holister V F. 1978. *Geology of porphyry copper deposits of the Western Hemisphere*[M]. New York: Society of Mining Engineering AIME. 219p.
- Hou Z Q, Pan X F, Yang Z M and Qu X M. 2007. Porphyry Cu-(Mo-Au) deposits in 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, Qu X M, Huang W and Gao Y F. 2001. The Gangdese porphyry copper belt: The second significant porphyry copper belt in Tibetan plateau[J]. *Geology in China*, 28: 27-29 (in Chinese with English abstract).
- Kimbrough D L, Smith D P, Mahoney J B, Moore T E, Grove M, Gastil R G, Ortega-Rivera A and Fanning C M. 2001. Forearc basin sedimentary response to rapid Late Cretaceous batholith emplacement in the Peninsular Range of southern and Baja California[J]. *Geology*, 29: 491-494.
- Lowell J D and Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits[J]. *Econ. Geol.*, 65: 373-408.
- Lu F X and Sang L K. 2002. *Petrology*[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 346p (in Chinese).
- Luo Z H, Lu X X, Chen B H, Huang F, Yang Z F and Wang B Z. 2008. The constraints from deep processes on the porphyry metallogenesis in collisional orogens[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(3): 447-456 (in Chinese with English abstract).
- Luo Z H, Lu X X, Chen B H, Li M L, Liang T, Huang F and Yang Z F. 2009. Introduction to the metallogenic theory on the transmagmatic fluids[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 177p (in Chinese).
- Marsh B D and Teplow W. 2008. Puna dacite magma at Kilauea: Unexpected drilling into an active magma postres[A]. *Eos Trans, AGU*, 89(53), Fall Meet. Suppl., Abstract.
- Oyarzun R, Marquez A, Lillo J, Lopez I and Rivera S. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism[J]. *Mineralium Deposita*, 36(8): 794-798.
- Patane D, De Gori P, Chiamabla C and Bonaccorso A. 2003. Magma ascent and the pressurization of Mount Etna's volcanic system[J]. *Science*, 299: 2061-2063.
- Paterson S R and Tobisch O T. 1992. Rates of processes in magmatic arcs: Implications for the timing and nature of pluton emplacement and wall rock deformation[J]. *Journal of Structural Geology*, 14: 291-300.
- Petford N, Clemens J D and Vigneresse J L. 1997. Application of information theory to the formation of granitic rocks[A]. In: Bouchez J L, Hutton D and Stephens W E, eds. *Granite: From melt segregation*

- tion to emplacement fabrics[C]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. 3-10.
- Richards J P, Boyce A J and Pringle M S. 2001. Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization[J]. *Econ. Geol.*, 96(2): 271-305.
- Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-Mo-Au deposit formation[J]. *Econ. Geol.*, 98: 1515-1533.
- Richards J P. 2005. Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits[A]. In: Porter T M, ed. *Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective*, Vol. 1[C]. Adelaide: PGC Publishing. 7-25.
- Richards J P and Kerrich R. 2007. Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis[J]. *Econ. Geol.*, 102(4): 537-576.
- Serrano L, Vargas R, Stambuk V, Aguilar C, Galeb M, Holmgren C, Contreras A, Godoy S, Vela I, Skewes M A and Stern C R. 1996. The later Miocene to early Pliocene Rio Blanco-Los Bronces copper deposit, central Chilean Andes[A]. In: Camus F, Sillitoe R H and Petersen R, eds. *Andean copper deposits*[C]. Society of Economic Geologist, Special Publication 5. 120-129.
- Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits[J]. *Econ. Geol.*, 67: 184-197.
- Sillitoe R H. 1973. The tops and bottoms of porphyry copper deposits[J]. *Econ. Geol.*, 68: 799-815.
- Sillitoe R H. 1998. Major regional factors favouring large size, high hypogene grade, elevated gold content and supergene oxidation and enrichment of porphyry copper deposits[A]. In: Porter T M, ed. *Porphyry and hydrothermal copper and gold deposits: A global perspective*[C]. Adelaide: Australian Mineral Foundation. 21-34.
- Sillitoe R H and Perelló J. 2005. Andean copper province: Tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery[J]. *Economic geology 100th anniversary volume*: 845-890.
- Stern C R and Skewes M A. 2005. Origin of giant Miocene and Pliocene Cu-Mo deposits in central Chile: Role of ridge subduction, decreased subduction angle, subduction erosion, crustal thickening, and long-lived, batholith-size, open-system magma chambers[A]. In: Porter T M, ed. *Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective*, Vol. 1[C]. Adelaide: PGC Publishing. 65-82.
- Vigneresse J L. 2008. Granitic batholiths: From pervasive and continuous melting in the lower crust to discontinuous and spaced plutonism in the upper crust[J]. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 97: 311-324.
- Wu F Y, Li X H, Yang J H and Zheng Y F. 2007. Discussions on the petrogenesis of granites[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(6): 1217-1238 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z M and Hou Z Q. 2009. 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, Pan G Q, Li C D, Jin W J and Jia X Q. 2007. Does fractional crystallization occur in granitic magma? Some crucial questions on granite study (2)[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(6): 1239-1251 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Q, Wang Y and Wang Y L. 2001. Preliminary study on the components of the lower crust in east China Plateau during Yanshanian Period: Constraints on Sr and Nd isotopic compositions of adakite-like rocks[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 17(4): 505-513 (in Chinese with English abstract).
- Zhao W J. 2007. Deep tectono-magmatic setting for metallogenesis of large porphyry copper deposits[J]. *Geology in China*, 34(2): 179-205 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 侯增谦, 潘小菲, 杨志明, 曲晓明. 2007. 初论大陆环境斑岩铜矿[J]. *现代地质*, 21(2): 332-351.
- 侯增谦, 曲晓明, 黄卫, 高永丰. 2001. 冈底斯斑岩铜矿成矿带有望成为西藏第二条“玉龙”铜矿带[J]. *中国地质*, 28(10): 27-30.
- 路凤香, 桑隆康, 主编. 2002. *岩石学*[M]. 北京: 地质出版社. 346页.
- 罗照华, 卢欣祥, 陈必河, 李明立, 梁涛, 黄凡, 杨宗峰. 2009. 透岩浆流体成矿作用导论[M]. 北京: 地质出版社. 177页.
- 罗照华, 卢欣祥, 陈必河, 黄凡, 杨宗峰, 王秉璋. 2008. 碰撞造山带斑岩型矿床的深部约束机制[J]. *岩石学报*, 24(3): 447-456.
- 吴福元, 李献华, 杨进辉, 郑永飞. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题[J]. *岩石学报*, 23(6): 1217-1238.
- 杨志明, 侯增谦. 2009. 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.
- 张旗, 王焰, 王元龙. 2001. 燕山期中国东部高原下地壳组成初探: 埃达克质岩同位素Sr、Nd制约[J]. *岩石学报*, 17(4): 505-513.
- 张旗, 潘国强, 李承东, 金惟俊, 贾秀勤. 2007. 花岗岩结晶分离作用问题——关于花岗岩研究的思考之二[J]. *岩石学报*, 23(6): 1239-1251.
- 赵文津. 2007. 大型斑岩铜矿成矿的深部构造岩浆活动背景[J]. *中国地质*, 34(2): 179-205.