

富金斑岩铜矿床研究进展

江迎飞^{1,2)}

1) 昆明理工大学,昆明,650093; 2) 中国地质科学院地质研究所,北京,100037

内容提要:富金斑岩型铜矿床作为斑岩型矿床的一类,自20世纪70年代起逐渐引起了人们的重视。近年来又取得了很多重要进展,主要体现在以下5个方面:①富金斑岩型铜矿不仅在全世界范围内大量发现,而且部分矿床规模巨大;②绝大多数富金斑岩型矿床集中在新生代和中生代产出,尤以第三纪最为普遍;③富金斑岩型铜矿床不仅仅发育于汇聚板块边缘的岩浆弧环境,在大陆碰撞带甚至是陆内环境也发现了大量此类矿床;④含矿斑岩绝大多数为钙碱性岩浆系列,但部分矿床与高钾钙碱性(甚至钾玄质)岩浆密切相关;⑤富金斑岩型矿床金的富集,与大地构造背景、成矿时代、含矿斑岩性质、围岩性质、蚀变与矿化类型等因素关系不大,而主要受地幔岩浆过程、岩浆-热液过程及热液过程控制。

关键词:富金斑岩型铜矿;大地构造背景;高钾钙碱性岩浆;富金机制

斑岩型矿床作为金属铜、金、钼的重要储库(Cooke et al., 2005),为世界提供了50%以上的金属铜资源(Kirkham and Sinclair, 1995)。由于该类矿床金属储量巨大(Cu储量可达千万吨),易于大规模开采,因此,一直是工业界的首要勘查目标和科学界的长期研究热点。部分斑岩型铜矿含有大量的Au,金储量可达300~2600 t。典型矿床包括印度尼西亚的Grasberg矿床(2607 t),美国犹他州Bingham矿床(1570 t),菲律宾Lepanto-FSE矿床(973 t),巴布亚新几内亚Panguna矿床(766 t),印度尼西亚的Batu Hijau矿床(572 t),阿根廷Bajo de la Alumbrera矿床(516 t),巴布亚新几内亚Ok Tedi矿床(446 t),等等(图1;数据自Kerrick et al., 2000,表1)。此类矿床不仅作为上地壳中最大的Au储库(Kerrick et al., 2000),容载了世界10%的金资源(Singer, 1995),而且又是目前经济效益最大的矿床类型之一(Jones, 1992),因此,引起了国际矿床学界的高度重视,并取得了重要研究进展。本文主要从成矿地质背景、时空分布规律、矿床基本特征和成因机制等方面综述了这类富金斑岩铜矿的研究进展,分析了研究状态和发展趋向,以期对从事该项研究的同仁们有所帮助和有所启迪。

1 富金斑岩铜矿概述

1.1 富金斑岩铜矿的定义与分类

富金斑岩铜矿最早由Sillitoe(1979)定义,指Au平均品位 ≥ 0.4 g/t的斑岩矿床;后来Kirkham and Sinclair(1995)和Kesler等(2002)为使富金斑岩铜矿的定义更具有科学性,将Cu的品位引进至定义之中,指 $Au(g/t)/Cu(\%) > 1$ (Kirkham and Sinclair, 1995)或是 Cu/Au 原子比 < 40000 (Kesler et al., 2002)的一类斑岩铜矿床。

富金斑岩铜矿形成了由Cu-Au、Au-Cu到Au斑岩型矿床的连续系列(e. g., Kirkham and Sinclair, 1995; Sillitoe, 2000; 图2),其中,代表性的斑岩型Cu-Au矿床有:Grasberg、Bingham、Ok Tedi、Lepanto-FSE等;斑岩Au-Cu矿床有Santo tomas II(Seralica and Baluda, 1977)、Cerro Casale(Vila and Sillitoe, 1991)、Dinkidi(Garrett, 1996);斑岩Au矿有:智利北部的Refugio(Muntean and Einaudi, 2000)、Lobo(Vila and Sillitoe, 1991)和Marte(Vila et al., 1991),中国内蒙古的哈达庙(聂风军等, 1989)和毕力赫金矿(葛良胜等, 2009)等。

1.2 富金斑岩型铜矿床的基本特征

富金斑岩型铜矿床作为斑岩型矿床的重要类型

注:本文为国家自然科学基金重点项目(编号40730419)、国家自然科学基金青年基金(编号40902030)、中国地质科学院地质研究所基本科研业务费(编号J0908)联合资助成果。

收稿日期:2009-10-20;改回日期:2009-11-05;责任编辑:周健。

作者简介:江迎飞,女,1985年生。矿产普查与勘探专业。Email:jiangyingfei@163.com。

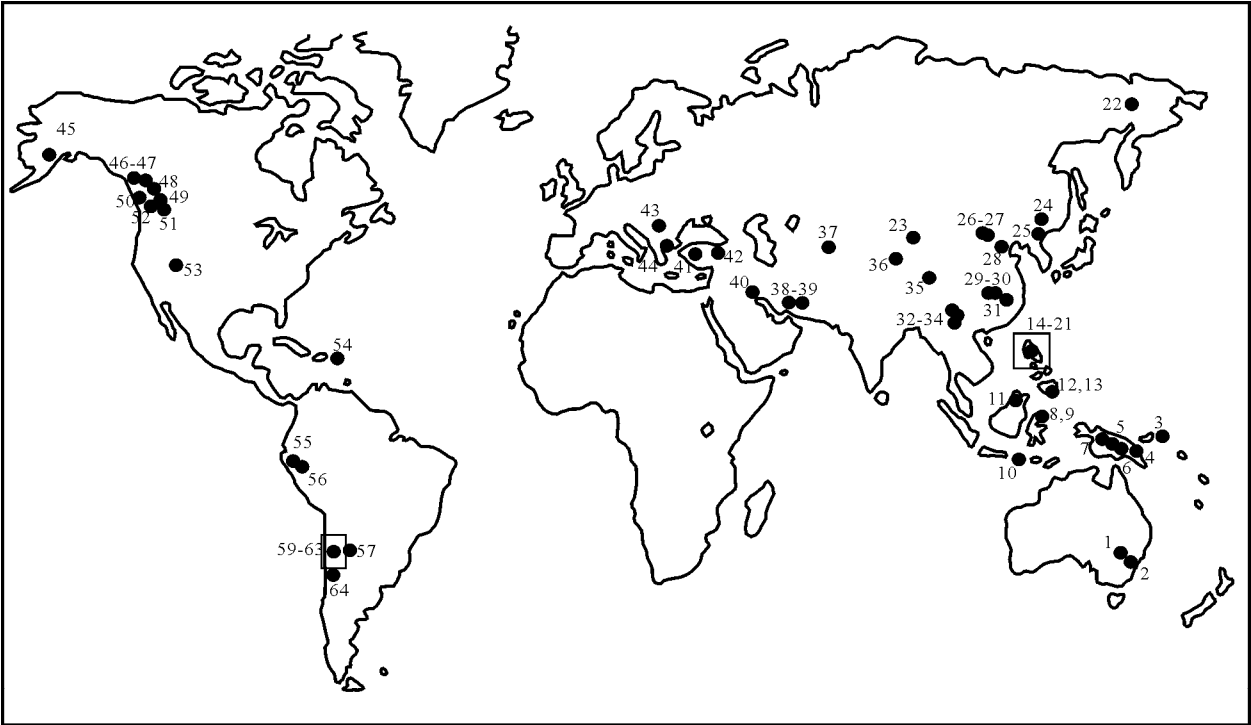


图 1 世界上主要富金斑岩型铜矿分布图 (据 Sillitoe,2000 修改)

Fig. 1 Locations of principal gold-rich porphyry deposits(after Sillitoe,2000)

1—Endeavour; 2—Cadia Hill; 3—Panguna; 4—Wafi; 5—Ok Tedi; 6—Frieda River; 7—Grasberg; 8—Cabang Kiri; 9—Sungai Mak; 10—Batu Hijau; 11—Mamut; 12—Kingking; 13—Amacan; 14—Dizon; 15—Dinkidi; 16—Santo tomas II; 17—Cinaoang; 18—Lepanto-FSE; 19—Tampakan; 20—Atlas; 21—Sipilay; 22—Peschanka; 23—Oyu Togoi; 24—团结沟; 25—小西南岔; 26—毕力赫; 27—哈达庙; 28—裕耳崖; 29—封三洞; 30—城门山; 31—德兴; 32—甬哥; 33—西范坪; 34—北衙; 35—多不杂; 36—Dal'neye; 37—Kal'makyr; 38—South body; 39—Reko Diq; 40—Sar Cheshmeh; 41—Kisladag; 42—Copler; 43—Majdanpek; 44—Skouries; 45—Pebble copper; 46—Galore Creek; 47—Kemess South; 48—Mount Miilgan; 49—Mount Polley; 50—Prosperity; 51—Fish Lake; 52—Afton; 53—Bingham; 54—Tanama; 55—Cerro Corona; 56—MinasConga; 57—Bajo de la Alumbrera; 58—Lobo; 59—Marte; 60—Refugio; 61—Cerro Casale; 62—Chuquicamata; 63—La Escondida; 64—El Teniente

之一,具有斑岩型矿床的一般特征:①成矿岩体规模小(<2 km),多为斑状结构;②侵入体一般侵位较浅(1~4 km),多为多期次多相侵入;③每一个矿化侵入体都发育了多期次的热液蚀变,部分矿床具有明显的蚀变分带特征;④矿床中脉体相当发育,从早到晚由A脉、B脉、D脉和角砾岩体演化;⑤斑岩侵入体和围岩中的裂隙构造控制了蚀变和矿化;⑥早期引起蚀变和矿化的流体主要为岩浆流体,该流体盐度为30%~60% NaCl equiv,温度为400~>600℃;晚期蚀变和矿化流体混入天水组分,盐度低(<15% NaCl),温度下降为200~400℃(Kerrick et al., 2000)。

然而,随着近年来研究的不断深入,人们发现富金斑岩型铜矿床作为斑岩型矿床的一个特殊类型,往往具有某些特有的重要特征(表1)。

1.2.1 热液蚀变

20 世纪 70 年代,Lowell and Guilbert(1970)经过对美国的亚利桑那州的圣马纽埃-卡拉马祖斑岩

铜矿的详细研究,从横向和纵向上将斑岩型矿床的热液蚀变分带划定,建立了斑岩铜矿床蚀变及矿化特征的一般性框架,使此成为斑岩铜矿热液蚀变分带的经典模式,即斑岩铜矿的围岩蚀变十分发育,范围可达数百米至数千米,具有规律的水平和垂直分带,分为了4种主要类型,由岩体中心向外依次为:钾硅酸盐化、绢英岩化、泥化及青磐岩化。

富金斑岩型铜矿床与上述斑岩铜矿的蚀变经典模式略有不同,Sillitoe (2000)认为富金斑岩型铜矿床的蚀变在空间上从下向上依次为:Ca-Na 硅酸盐化、钾硅酸盐化、青磐岩化、中度泥化、绢英岩化、高级泥化(图3):

(1)Ca-Na 硅酸盐化常产于斑岩体的底部,是富金斑岩体早期演化的产物,以闪石(阳起石、阳起质角闪石、角闪石)-钠长石或奥长石-磁铁矿等矿物组合为特征,有时也可能出现透辉石。闪石和磁铁矿主要以细脉形式出现,而钠长石则更多以细脉的镶

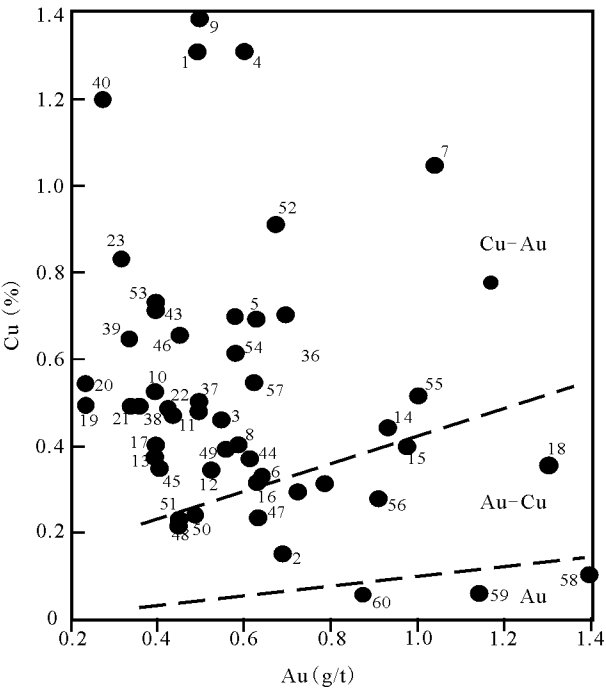


图 2 富金斑岩型铜矿分类及品位(据 Sillitoe,2000 改编;序号表示的矿床同图 1)

Fig.2 Classification and grade of gold-rich porphyry deposits (after Sillitoe,2000;Numbers keyed to deposit names in Fig.1)

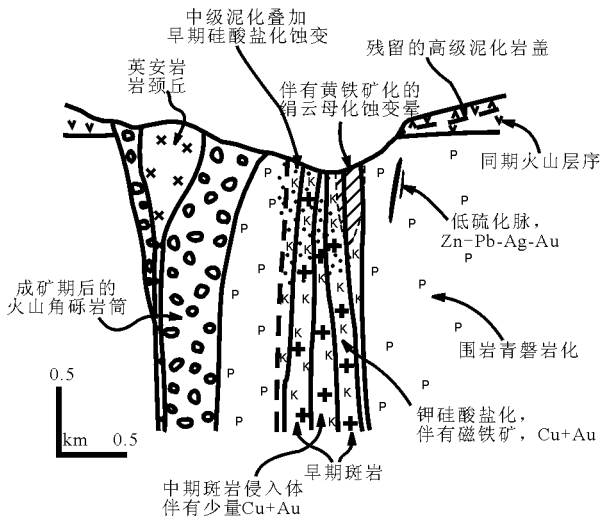


图 3 环太平洋沿岸大型富金斑岩型铜矿床模型 (据 Sillitoe,1997)

Fig.3 Model for large gold-rich porphyry deposits in the circum Pacific region (after Sillitoe,1997)

边或交代长石斑晶的形式出现。这类蚀变常因后期的钾硅酸盐化交代而难以识别 (Clark and Arancibia,1995),研究发现此带贫硫化物,但是在某些矿床中却发现大量的 Cu、Au 分布于此蚀变带

中。另外,在一些富金斑岩矿床中,Ca-Na 硅酸盐化蚀变与呈粗粒伟晶结构的碱性岩株相关。

(2)钾硅酸盐化分布于斑岩体中心或附近,以富镁的次生黑云母-热液钾长石或是阳起石-硬石膏-热液磁铁矿矿物组合为主要特征。在某些钙质体系中也出现少量的绿帘石和碳酸盐。其中的硫化物以黄铜矿和黄铁矿为主,其次出现少量的斑铜矿。绝大多数富金斑岩铜矿床的矿化与钾硅酸盐化密切相关。

(3)青磐岩化常与钾硅酸盐化蚀变呈同心环状分布,远离斑岩中心,分布于斑岩体外围和围岩中。以绿泥石-绿帘石-方解石等蚀变矿物组合发育为特征,伴有少量的钠长石、阳起石和磁铁矿。其中硫化物主要为黄铁矿。

(4)中级泥化因钾化带叠加而很难识别,以绢云母(细粒白云母)-伊利石-绿泥石-方解石-蒙脱石等蚀变矿物组合发育为特征。

(5)绢英岩化常叠加在钾硅酸盐化蚀变与青磐岩化蚀变之间,以白色到灰色的石英-绢云母-黄铁矿发育为特征。其中黄铁矿是唯一的硫化物,以细脉状或是浸染状分布。但研究发现与其他斑岩铜矿相比,部分富金斑岩型铜矿床的绢英岩化带及部分 D 脉的绢英岩化蚀变晕并不是很发育 (Gustafson and Hunt,1975),有的甚至不发育,而导致这种现象的机制现在还不清楚。

(6)高级泥化以蛋白石-石英-明矾石-叶腊石-水铝石-地开石-高岭石等蚀变矿物组合发育为特征,主要分布于矿床的顶部,特别是发育富金斑岩型铜矿床的火山岩里。

富金斑岩型铜矿床热液蚀变普遍发育,可能与富金斑岩型铜矿床侵入体的多期次多相侵位相关。

1.2.2 脉体类型

斑岩型矿床在热液演化过程形成的各类脉体记录了热液蚀变与矿化流体演化的整个过程,因此为了查明矿床成因,识别出每个矿床中脉体的类型、特征也就成了关键问题。经典的斑岩铜矿中的脉体主要分为 3 大类:①A 脉形成于成矿早期、斑岩尚未固结时,多产于斑岩中,呈不规则-板状产出,与钾硅酸盐化蚀变有关;②B 脉是在各类斑岩已经固结、大规模裂隙事件发育时形成,与 A 脉相比,更远离斑岩体;③成矿晚期的 D 脉是由大量雨水加入成矿流体形成的,与 B 脉相比更加远离斑岩体,切穿了早期的 A 脉及 B 脉,另外此类脉体多具有明显的长石分解蚀变晕 (Gustafson and Hunt,1975)。

同样,富金斑岩型铜矿在热液蚀变过程中也发

育各类脉体,但与经典的斑岩铜矿床发育的 A 脉、B 脉、D 脉略有不同。在富金斑岩矿床中,现已识别出 4 种脉体类型:①与 Ca-Na 硅酸盐化相关的 M 脉(磁铁矿-阳起石细脉);②发育于钾硅酸盐化带中的 EB 脉(早期的黑云母脉)、A 脉(石英-磁铁矿-黄铜矿脉)、B 脉(具黄铜矿中心线的石英脉);③绿泥石-黄铁矿脉发育于中度泥化带;④常见于绢英岩化带中的 D 脉(石英-黄铁矿脉)(Sillitoe, 2000)。不仅如此,在一些富金斑岩型矿床中,我们发现脉体类型更为复杂,还发育有石膏-黄铁矿脉或石膏脉(Ulrich et al., 2002)等等。

这些独特的脉体类型表明,富金斑岩铜矿床热液活动与成矿过程可能与斑岩型 Cu-Mo 矿略有区别,这反映富金型与富钼型斑岩矿床的岩浆源区可能存在差异,或者是后期岩浆侵位上升演化的复杂过程造成了成矿岩浆的差异,另外,流体的性质、出溶时机以及出溶时的温度、压力、盐度等物理化学条件的不同也可能导致了两者的差异。

1.2.3 矿化特征

斑岩中的矿化既可产于斑岩侵入体中,也可产于围岩之中,但大部分产于接触带中。斑岩型矿床的矿化伴随热液蚀变分带的发生也显示了带状分布的特征。从侵入体中心向外围依此形成了:低品位核—富矿壳—富黄铁矿外壳(Lowell and Guilbert, 1970),矿化主要与钾硅酸盐化带和绢英岩化带关系密切。矿石主要以浸染状和细脉浸染状形式产出。而大量研究发现,绝大多数富金斑岩型铜矿床的矿化与 Ca-Na 硅酸盐化带、钾硅酸盐化蚀变带密切相关。蚀变带中发育的大量微裂隙细脉控制了金和铜矿化,矿石主要以浸染状、细脉浸染状形式分布。矿床中的硫化物以斑铜矿-黄铜矿-黄铁矿为主。

富金斑岩型矿床中的金主要以自然金的形式存在,与 Cu-Fe 硫化物以细粒状共生、伴生或是独立相形式位于石英颗粒内或附近(Sillitoe, 2000; Arif and Baker, 2004)。但是金到底与哪种硫化物关系更密切,或是如何出溶沉淀的呢,不同学者对这个问题有不同的看法和见解。Ulrich and Heinrich (2001)认为 Alumbra 和 Cadia 两个富金斑岩矿床中主要是富黄铜矿的矿石,那么自由金在黄铜矿的斑岩系统中的量要多于斑铜矿,金可能与黄铜矿的关系更密切。但是 Cuddy and Kesler (1982)在研究英国哥伦比亚 Granisle 斑岩铜金矿床时发现金位于斑铜矿边缘,两者都是高温钾化产物的一部分。Arif and Baker (2004)研究 Bajua 矿发现金可能是从

斑铜矿中出溶而不是直接从热液流体中沉淀的。而在随后的斑岩型铜-金矿床研究中也发现金与斑铜矿的关系更密切,这其中包括 Grasberg、Panguna 和 Santo Tomas II 矿床(Baldwin et al., 1978; Tarkian and Koopmann, 1995; Rubin and Kyle, 1997)。总之,斑岩矿床中的金由进入 Cu-Fe 硫化物中的金含量确定,金紧接着出溶形成自然金,或是含在硫化物或邻近磷化物或是重新分布,这些过程都是在随后冷却过程或是后期蚀变过程发生的(Kesler et al., 2002)。另外研究发现部分矿床中热液磁铁矿也相当发育,部分矿床中金矿化与磁铁矿密切相关,如智利的 Cerro Casale 矿床钾化带中的金矿化主要分布在石英里,与磁铁矿共生(Palacios et al., 2001)。

1.2.4 围岩性质及与火山岩关系

富金斑岩型铜矿床的围岩成分多样,例如 Mamut 矿床围岩为蛇纹岩(Kosaka and Wakita, 1978),Skouries 矿床围岩为片岩(Tobey et al., 1998),Grasberg、Bingham、Ok Tedi、Cerro Corona 等矿床围岩为灰岩,Bajo de la Alumbra、Panguna、Tanama、Cabang Kiri、毕力赫等矿床围岩为安山质火山岩。另外,研究发现富金斑岩铜矿床通常与同期火山岩关系更为密切(Cox and Singer, 1988; 芮宗瑶等 2004),与其共生的火山岩成分具有安山质-英安质(粗面安山质)-安粗质特征,通常形成层状火山地貌(Muntean and Einaudi, 2000)。

由上可见,富金斑岩型铜矿的围岩性质多种多样,那么围岩性质似乎与富金斑岩型铜矿床的形成就没有太大的关系了。

2 主要研究进展

2.1 富金斑岩铜矿的时间分布规律

综观全球现已发现的富金斑岩型铜矿,其形成发育可以出现在任何时代,但是主要集中在新生代(约 65%)和中生代(约 35%),尤以第三纪最为普遍(图 4)。Grasberg (MacDonald and Arnold, 1994)、Bingham (Babcock et al., 1995)、Panguna (Clark, 1990)、Bajo de la Alumbra (Guilbert, 1995)、Lepanto-FSE (Hedenquist et al., 1998)、Refugio (Muntean and Einaudi, 2000)等均产于新生代,而产于中生代的矿床有加拿大的 Fish Lake (Caira et al., 1995)和 Mount Polley 等,古生代的矿床包括澳大利亚的 Cadia Hill (Holliday et al., 2002)和乌兹别克斯坦的 Kal'makyr (朱永峰等, 2007)。

尽管大多数富金斑岩型铜矿床形成时代都比较

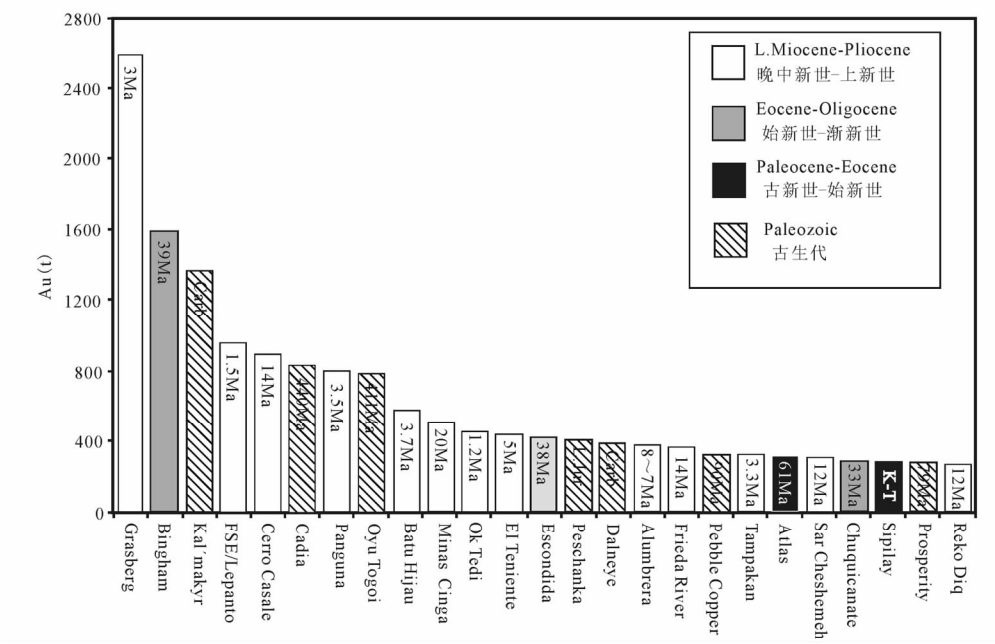


图 4 世界范围最大的 25 个富金斑岩型铜矿的时间分布(据 Cooke 等,2005)

Fig. 4 Epochs of the 25 largest gold-rich porphyry copper deposits (after Cooke et al. ,2005)

年轻,但并不能依此现象就认为古老的地质环境不适宜产出此类矿床。另外,贫金斑岩型铜矿床形成时代也多集中在新生代,可见形成时代并不是引起矿床富金的原因。最近研究发现,富金斑岩型铜矿床形成时代较为年轻的主要原因可能有 3 个:一是许多富金斑岩型铜矿床与火山弧关系密切,而火山弧的侵蚀速度很快,从而使古代矿床难以保存下来;二是由于大部分矿床处于气候多雨湿润地区,丰富的雨水加速了侵蚀和剥露速率,使得矿床保存潜力减低;三是矿床多产于挤压性岩浆弧环境,挤压性弧的快速隆升也使得区域侵蚀加速,例如 Grasberg 的侵蚀速率为 0.7 km/Ma(Weiland and Cloos,1996)。由此可见,富金斑岩型铜矿床可以形成于地球演化历史的任何时期,特别是超大陆的聚合期(Kerrich et al. , 2000),但由于矿床形成后的地壳抬升和快速剥蚀使之保存潜力大大减小,因此现今发现的富金斑岩型铜矿床多集中于新生代,特别是第三纪。

2.2 成矿地球动力学背景

富金斑岩型铜矿的发育是不均匀的,但在空间分布上是有规律的(图 1)。由于矿床的形成归根结底与地球动力学演化过程有关,因此,富金斑岩型铜矿的空间分布必定受特定的地质背景和成矿环境制约。目前,至少可以识别出 3 类重要的成矿地球动力学背景控制富金斑岩型铜矿床的形成与分布。

火山岩浆弧:火山岩浆弧是板块汇聚边缘最重要

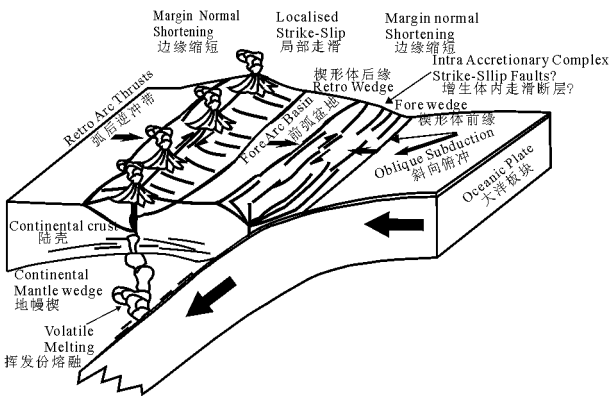


图 5 形成斑岩型矿床有利的动力学背景

(据 Cooke,2008^①)

Fig. 5 Geodynamic settings of the porphyry deposits

(after Cooke,2008^①)

的构造单元之一,其形成与大洋板块的俯冲消减作用有关。根据弧后盆地的发育与否,可分为岛弧和陆缘弧。前者缘于大洋板块的陡深俯冲,以发育弧后扩张盆地其特征;后者缘于大洋板块的较缓俯冲,其弧后区通常不发育扩张盆地。据目前所知,绝大多数的富金斑岩型铜矿床集中于板块汇聚边缘的火山岩浆弧中,矿床的形成与大洋岩石圈俯冲及其产生的弧岩浆系统有关。陆缘弧环境的经典成矿省包括美国西部(Bingham)、安第斯中部(Bajo de la Alumbrera、Refugio、Marte)、巴布亚新几内亚-伊里安爪哇(Grasberg、Ok Tedi);岛弧环境的经典成矿省以西南

太平洋为典型代表,典型矿床包括 Panguna、Batu Hijau、Lepanto-FSE 等矿床(图 1)。最近,在青藏高原,沿班公湖-怒江缝合带发现了巨大成矿潜力的斑岩铜金矿矿带,如多不杂斑岩 Cu-Au 矿床,产于班公湖洋壳板片俯冲形成的岩浆弧内(曲晓明和辛洪波,2006;李光明等,2007;侯增谦等,2008)。

大陆碰撞带:近年来研究发现,不仅仅在汇聚板块边缘的岛弧及陆缘弧环境发育大量富金斑岩型矿床,大陆碰撞带也发现了不少此类型矿床。碰撞指两个大陆对接碰撞,碰撞过程常因强烈挤压和收缩作用形成了造山带。世界上由大陆碰撞形成的巨型造山带有很多,近年来随着对陆-陆碰撞成矿作用的重视,在大陆碰撞环境发现了大量斑岩型矿床,当然也包括了富金斑岩型矿床。例如在印-亚大陆碰撞形成的青藏高原造山带的东缘发现有甬哥斑岩 Cu-Au 矿床、西范坪斑岩 Cu-Au 矿床、北衙斑岩 Au 矿(侯增谦等,2004,2006)等。同样,位于土耳其中部的 Anatolides 造山带,大地构造上夹持于欧亚大陆、阿拉伯板块和非洲板块间(侯增谦等,2008),从中新世开始,受阿拉伯板块与欧亚大陆南北碰撞影响,使其陆块地壳增厚,高原隆升(Gursoy et al., 2008),后碰撞相关的安山岩、英安岩、粗安岩等钙碱性和碱性火山岩散布于整个造山带(Yilmaz, 2003a, 2003b; Sengor et al., 2008)。而土耳其目前发现的第一大金矿——Kisladağ 斑岩金矿就位于中部的 Anatolides 造山带的西南部,产于新近纪多阶段侵位的粗安岩中(Sillitoe, 2002; Yilmaz, 2003a)。另外在 Anatolides 造山带东部高原也发现了 Copler 斑岩 Cu-Au 矿床,赋矿岩石为古新世的花岗闪长岩、石英二长岩、灰岩,矿床具有典型的斑岩型矿床蚀变分带特征,矿化集中分布在钾化带中(Yigit, 2006)。不难看出大陆碰撞环境也是富金斑岩型矿床产出的重要地质环境。

陆内环境:与大洋板块俯冲无任何关系的大陆环境,是斑岩型矿床产出的重要地质环境(侯增谦等,2007,2009)。以我国为例,陆内环境的富金斑岩型矿床,包括发育于扬子板块边缘的江西德兴斑岩 Cu-Au 矿床和长江中下游成矿带的封三洞、城门山斑岩 Cu-Au 矿床。其中城门山矿床 Au 金属量有 43.6 t,金品位达 0.24%(侯增谦等,2007)。在华北板块北缘中生代陆相火山盆地的东南部也相继发现了哈达庙(聂风军等,1989)和毕力赫(葛良胜等,2009)斑岩 Au 矿,两者相距 10 km 左右,共同的特征均是贫铜富金。另外,在我国还发现有多宝山(杜

琦,1988)、小西南岔(芮宗瑶等,1995)、团结沟(孙凤兴等,1996)、裕耳崖(李颖等,1999)等矿床。

2.3 深部过程与构造控制

迄今为止,已有大量论著讨论了富金斑岩型铜矿床形成的有利构造背景条件。对于火山岩岩浆弧环境,Kerrich 等(2000)研究指出,地壳增厚、块体隆起和俯冲板块变平缓或倾角改变的构造背景是富金斑岩铜矿产出的有利构造背景之一;平缓俯冲作用的开始和结束阶段(Kay and Mpodozis, 2001)、俯冲带极性反转(Solomon, 1990; Tosdal and Richards, 2001)以及因碰撞作用致使俯冲作用中止的阶段(McInnes and Cameron, 1994; Sillitoe, 1997),都被认为是利于形成富金斑岩型铜矿床的可能背景。

由于富金斑岩铜矿床与汇聚板块边缘密切相关,从而使人们认为挤压环境对于形成矿床的重要作用。但最近研究发现,许多矿床形成于火山弧的张裂时期,如秘鲁北部的 Cerro Corona 和 Minas Conga(Petford and Atherton, 1994),智利北部的 Maricunga 带的 Marte, Lobo、Refugio 矿床(Sillitoe, 2000, 2008)和 Cerro Casale(Kay et al., 1994),表明此类矿床的形成与伸展体制也密切相关。Corbett and Leach(1998)对比讨论了正向和斜向会聚对于岛弧环境矿床类型和地壳变形样式的影响,发现与侵入体有关的矿化特别发育在由正向会聚向斜向会聚转变的岛弧位置,可见构造机制转化可能控制形成了此类矿床(Solomon, 1990; Sillitoe, 1997; Kerrich et al., 2000; Cooke et al., 2005)。

在大陆碰撞带,陆-陆碰撞、陆块-陆块碰撞或弧-陆碰撞环境,均可以产出富金斑岩型铜矿床(Hou et al., 2003, 2009; Richards, 2003; 2009)。在碰撞过程中常形成如斜向碰撞、块体运动(逆冲、走滑)、岩石圈拆沉、小洋片俯冲和裂谷作用等地质事件(侯增谦等,2006),而伴随这些重要地质事件的发生常发育一系列构造系统,如因斜向碰撞导致板块逃逸诱发形成了大型走滑系统(Tapponnier et al., 2001),可能从不同深度上控制造山带内富金斑岩型矿床的形成和分布,青藏高原东缘发育的富金斑岩型矿床就是典型代表(侯增谦等,2004)。

在陆内环境,由于板内挤压使地壳缩短,诱发了陆内造山过程。在造山时期,来自软流圈或是岩石圈的小规模岩浆沿着构造薄弱带上侵,可能为形成矿床初始岩浆提供了最初的热源,为斑岩型矿床的形成提供了条件。如江西德兴斑岩铜金矿床就是形成于燕

山早期陆内造山环境(邓晋福等, 2004; 侯增谦等, 2009)。而陆内造山的晚期, 常发生后造山或非造山岩石圈伸展或造山带崩塌。研究发现长江中下游成矿带的斑岩铜金矿就是形成于后造山崩塌环境(邓晋福等, 2004; 侯增谦等, 2007, 2009)。

2.4 富金斑岩型铜矿床的岩浆系统

与经典斑岩铜矿成矿有关的斑岩主要为中酸性的钙碱性岩浆系列, 其岩性变化于石英闪长岩—石英二长岩—花岗闪长岩—花岗岩之间(Misra, 2000; Singer et al., 2005)。富金斑岩型铜矿床具有与经典斑岩铜矿相似的岩浆特征(表 1, 表 2), 其斑岩侵入体也主要为钙碱性系列, 岩性变化为闪长岩—石英闪长岩—英云闪长岩—花岗闪长岩, 例如 Lepanto-FSE、Cerro Casale、Panguna、Pebble copper 等矿床, 但是部分富金斑岩型铜矿床, 甚至是一些巨型矿床表现出与富钾岩浆的明显亲和性, 其斑岩侵入体主要为高钾钙碱性甚至是钾玄质岩浆系列, 岩性主要为二长闪长岩、石英二长岩, 代表性矿床包括了目前发现的金储量最大的 3 个富金斑岩型铜矿床(Grasberg、Bingham、Kal'makyr), 其中 Grasberg 含矿斑岩主要为高钾钙碱性的二长闪长岩(MacDonld and Arnold, 1994; Pollard et al., 2005), Bingham、Kal'makyr 主要为高钾钙碱性的石英二长岩(Sillitoe, 2000; Cunningham et al., 2004)。阿根廷的 Bajo de la Alumbrera 含矿斑岩主要为钾玄质的英安质斑岩(Proffett, 2003)。另外, 研究还发现个别矿床产出碱性岩中, 如菲律宾的 Dinkidi 含矿斑岩主要为碱性二长岩(Sillitoe, 2000), 中国北衙斑岩金矿含矿斑岩主要为正长斑岩(徐兴旺等, 2006)。与富金斑岩型铜矿床形成相关的斑岩侵入体通常属于 I 型磁铁矿系列(Ishihara, 1981), 具有高氧化性的特征。

富金斑岩型矿床的含矿斑岩一般侵位浅, 规模小, 多期次侵位, 并且成矿前、成矿期、成矿后的侵入体在空间上共存, 往往成矿后的侵入体对矿化起到了破坏和迁移的作用, 例如澳大利亚的 Endeavour 矿田, 该矿田包含有 4 个矿化中心, 整个矿区的形成前后经历了 9 次侵入事件, 矿体主要集中在石英二长斑岩体中, 其他期侵入事件直接破坏了矿体或是降低了矿体的品位(Lickfold et al., 2003)。另外研究发现, 在富金斑岩型矿床岩体中常伴有隐爆角砾岩。

2.5 富金斑岩型铜矿床的富金机制

大量研究发现(Sillitoe, 1979, 1997; Richards et al., 1990; Vila and Sillitoe, 1991; Vila et al.,

1991), 斑岩型铜矿是否富金可能与大地构造背景、成矿时代、含矿斑岩性质、围岩性质、蚀变与矿化类型等因素关系不大(表 2)。通过分析壳下岩浆的形成机制和正岩浆模型, 推测此类矿床富金更可能受地幔岩浆过程、岩浆-热液过程及热液过程控制(Sillitoe, 1997)。

2.5.1 地幔岩浆过程

富金斑岩型铜矿床主要分布于俯冲作用相关的火山岩浆弧中。Sillitoe(1979, 1997, 2000)、Singer and Cox(1986)、Vila and Sillitoe(1991)、Lang 1 等(1995)、Thompson 等(1995)对富金斑岩型铜矿的基本特征进行了系统描述, 一致认为岩浆过程应该是富金斑岩矿床形成过程中的关键因素, 岩浆为矿床形成提供热源、控制 $p-v$ 条件, 发育演化成矿流体和提供成矿金属(Cu、Au 等)。

澳大利亚克拉通前缘与岛弧碰撞背景下侵位形成的 Grasberg 和 Ok Tedi 矿床, 岛弧和 Ontong Java 大洋板块碰撞后侵位形成 Panguna 矿床等等, 均反映弧-弧碰撞、陆-弧碰撞、弧与洋壳板块碰撞事件导致俯冲中止(Thompson, 1995), 并诱发地幔熔融, 形成了富金斑岩铜矿床的初始岩浆。另外, 产于弧后环境的 Bingham、Bajo de la Alumbrera 等矿床, 与弧后扩张引发板块回转以及板块边缘应力机制转换相关, 这些事件诱发楔形地幔的部分熔融, 也被认为是斑岩铜矿富金的有利地幔过程(Sillitoe, 1997)。

俯冲中止、板块边缘应力机制转换或板片回转等事件诱发的楔形地幔熔融, 通常产生高 f_{O_2} 的岩浆, 促使地幔中的硫化物发生不稳而向岩浆中释放 Au、Cu 等(McInnes and Cameron, 1994), 可能为斑岩铜矿富金提供了有利的岩浆条件。

区域性后俯冲过程(post-subduction)亦可能是形成富金斑岩型矿床和浅成低温矿床的重要环境(Richards, 2009)。岩石圈加厚, 温度回弹, 地幔岩石圈拆沉或是岩石圈扩张都可能诱发后俯冲过程。这种后俯冲过程诱发的熔融作用可能使得早期阶段弧岩浆过程中沉淀的金属和元素发生重新分配。早期的弧岩浆过程常常在地壳底部或岩石圈地幔中残留大量的含水堆积相。由于弧岩浆硫含量很高(de Hoog et al., 2001), 从而使这些含水堆积体含有大量的硫化物相。由于弧岩浆具有较高的氧逸度, 使得硫在岩浆中以硫酸盐形式存在(Carroll and Rutherford, 1985; Jugo et al., 2001, 2003), 而 Cu、Ni、Au 和 PGE 等亲铜元素或亲铁元素则集中

表 2 斑岩铜矿床与富金斑岩铜矿床基本特征对比

Table 2 The comparison of the characteristics of the porphyry copper deposits and the gold-rich porphyry deposits		
矿床类型	斑岩铜矿	富金斑岩型铜矿
构造背景	主要产于会聚板块边界,及大洋板片俯冲形成的岛弧和陆缘弧环境,以及大陆碰撞环境和陆内环境	绝大多数矿床产于会聚板块边缘的火山-岩浆弧中,但在大陆碰撞带甚至陆内环境也发现了此类矿床
成矿时代	从晚古生代到中新世代都有分布,以中新世代为主	以新生代为主,尤以第三纪最为普遍
斑岩体性质	主要为中酸性的钙碱性岩浆系列,其岩性变化于石英闪长岩—石英二长岩—花岗闪长岩—花岗岩之间	绝大多数主要为钙碱性系列,部分矿床具有高钾钙碱性(钾玄质)或碱性岩特征
围岩性质	围岩岩性复杂多样,有硅铝质岩石、碳酸盐岩等,从而导致了矿化类型多样性	多为安山质火山岩,斑岩岩体与同期火山岩形成层状地貌
侵位深度	侵位浅,一般为 1~4 km	侵位更浅,一般为 1~2 km,部分矿床成矿位置仅有几百米
侵入体	侵入体规模较小,一般经历了多期次侵入事件,发育有成矿前、成矿期、成矿后的侵入体	侵入体规模更小,一般直径<2 km,具有多期次多相侵入的特点
热液蚀变	斑岩铜矿蚀变主要分为 4 种类型:钾硅酸盐化、绢英岩化、泥化及青磐岩化,有时当绢英岩化和泥化空间上难以区分开来,常合并成为长石破坏蚀变	发育于斑岩岩体内及围岩中的蚀变主要分为 6 种,空间上从下到上为:Ca-Na 硅酸盐化、钾硅酸盐化、青磐岩化、中度泥化、绢云母化、高级泥化,其中部分矿床硅化、绢英岩化发育较弱或者范围较窄
脉体类型	识别的脉体主要为 A 脉、B 脉、D 脉	主要识别出 M 脉、EB 脉、A 脉、B 脉及 D 脉
矿化特点	斑岩铜矿中铜矿化主要产于钾硅酸盐化带内,矿石矿物主要为黄铜矿,及少量的斑铜矿、辉铜矿、铜蓝等。矿体既可产于斑岩体中,也可产于围岩中,但大部份产于围岩中,超过 90% 的矿化呈脉体产出或位于裂隙带附近	在富金斑岩型矿床中,矿石主要以浸染状、细脉浸染状形式分布,金主要以自然金的形式分布于石英颗粒边缘或与硫化物共生,与钾硅酸盐化密切相关
流体性质	早期温度:400~>600℃,盐度:30%~60% NaCl;晚期温度:<200~400℃,盐度更低(<15% NaCl)	早期主要为岩浆水,温度高,一般>400℃,盐度也较高;后期流体有天水混入,温度和盐度都下降
资料来源	Lowell and Guilbert,1970; Sillitoe,1991; Kerrich et al.,2000; Ulrich and Heinrich,2001;侯增谦等,2007;杨志明,2008	Cox and Singer,1988;Sillitoe,2000;Arif and Baker,2004;李金祥等,2006

分配于硫酸盐相内(Peach et al.,1990)。由于 Cu 在岩浆中浓度高而分配系数($D \approx 10^3$)小,所以弧岩浆在壳/幔过渡带发生结晶分异和堆积过程中,残余岩浆的铜含量不会有明显变化,而 Au、Ni 等亲铁元素浓度则大大减低(Campbell and Naldrett,1979),并残存于硫化物堆积相中,因此,与弧岩浆有关的斑岩矿床相对富铜而贫金。由于后俯冲过程致使再次的软流圈岩浆入侵或是岩石圈加厚引起温度回弹,可以导致部分富金残留堆积相发生二次熔融,从而形成了具有较高的 Au/Cu 比的岩浆(Solomon,1990; Richards,2005),进而形成富 Au 斑岩矿床或浅成低温热液型 Au 矿。

2.5.2 岩浆-热液过程

斑岩铜矿床的金属聚集是通过上地壳岩浆房发生结晶并导致大规模的岩浆挥发份出溶而得以实现的(Hedenquist and Lowenstern,1994)。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向挥发份中的分配情况以及出溶流体的演化历史等(Harris et al.,2003)。因此,岩浆-热液过程及随后的热液演化中包含了金

属出溶、运移、沉淀乃至富集成矿过程,要了解富金斑岩铜矿床富金机制,必须要厘清这两个与成矿密切相关的过程。

大量研究表明,金属迁移的主要载体是从岩浆中演化出的流体相(Emmons,1927; Burnham,1979; Richards et al.,1991; Hedenquist and Lowenstern,1994; Shinohara et al.,1995; Shinohara and Hedenquist,1997; Hedenquist et al.,1998; Ulrich and Heinrich,2001; Halter et al.,2002),因此,岩浆-热液过程对金的富集不容忽视。Ulrich 等(1999)系统研究了世界上最大的两个富金斑岩铜矿,发现矿床的 Au/Cu 比值通常与初始成矿流体的 Au/Cu 比值相当,表明一个斑岩铜矿能否富金与初始成矿流体的组分密切相关,随后的热液演化过程(如沸腾)尽管可以改变 Au、Cu 在流体中的浓度(Heinrich et al.,1999),但不会改变整个矿床的 Au/Cu 比值(Audetat et al.,2008)。由于初始成矿流体的组分(即 Au/Cu 比值)直接受控于岩浆-热液过程(Shinohara,1994; Candela,1997; Ulrich et al.,1999; Halter et al.,2002),因此,岩

浆-热液过程中岩浆出溶的初始流体的性质、出溶过程的物理化学条件以及成矿金属在流体出溶过程中分配情况等等就成为了研究富金机制的关键。

过去的研究通常认为,由于减压或者是脱水矿物的结晶导致熔体饱和挥发份相(Burnham, 1979),含金流体直接从熔体相中演化而来。最近,通过大量的流体包裹体、同位素和实验数据分析,发现岩浆系统中的成矿金属也可以直接向出溶的岩浆挥发份相(Magmatic volatile phase, MVP)分配(Holland, 1972; Burnham, 1979; Candela and Holland, 1984; Heinrich et al., 1992; Gammons and William-Jones, 1997; Candela, 1997)。从熔体中分凝出的挥发份相,由于比周围的熔体和晶体密度小,可以从熔体中吸取成矿金属,并随着熔体不断上升以及压力、温度、酸度、盐度、氧逸度、硫逸度的改变而逐渐沉淀金属(Henley and McNabb, 1978)。

挥发份相饱和前后岩浆的主量、微量和挥发份相的成分特征等对金的富集也都将产生影响。Jugo等(1999)研究发现,岩浆中的 S 含量很大程度上决定了岩浆熔体中 Au/Cu。岩浆中的 S 不饱和,且 f_{S_2} 较低的高度氧化岩浆,其出溶的岩浆挥发份相中富集最多的 Cu 和 Au,这样, MVP 中的 Au/Cu 则完全依赖于岩浆中两者的初始比值和 MVP 与熔体间两者的分配系数。一旦岩浆中 S 饱和,那么熔体中 Cu、Au 的浓度和 MVP 中 Au/Cu 将取决于这些硫化物结晶出溶 MVP 的时间。若硫化物相的沉淀(密度 4 g/cm^3)处在很深的位置或是其他岩浆相的结晶(例如实验发现磁黄铁矿和次生固溶体的结晶都能消耗熔体中的 Cu、Au,从而改变了熔体中的 Au/Cu)将从熔体中带走金属从而使得 MVP 中金属量大量减少。来自含矿的岩浆系统的流体包裹体指示经历了临界状态下挥发份逃逸的熔体与 NaCl-H₂O 卤水系统相似(Roedder, 1984; Bodnar et al., 1985)。

一个完整的岩浆-热液过程应包括岩浆早期结晶过程(MVP 饱和前)及岩浆-热液过渡过程(MVP 饱和后)。成矿金属是在岩浆早期结晶过程(MVP 饱和前)还是岩浆-热液过渡过程(MVP 饱和后)中富集的,众多学者对此有不一致的看法。

一部分矿床学家倾向性地认为:岩浆减压与结晶将导致岩浆挥发份相饱和, MVP 饱和后从熔体中直接出溶高盐度流体(Burnham, 1979; Cline and Bodnar, 1991; Hedenquist and Lowenstern, 1994; Ulrich et al., 1999; Kamenetsky et al., 1999;

Harris et al., 2003)或超临界流体(Loucks and Mavrogenes, 1999; Richard, 2005)。金属 Au 和 Cu 主要以 Cl 络合物形式迁移(Hayashi and Ohmoto, 1991; Seward, 1991)。但是当岩浆侵入到上地壳时在适当的 p, t 条件下,熔体饱和产生含氯的流体相可以演化分异为共存的低盐度气相和高盐度液相(Sourirajan and Kennedy, 1962; Henley and McNabb, 1978; Roedder, 1984; Bodnar et al., 1985; Chou, 1987; Fournier, 1987)。Lowenstern 等(1991)发现在岩浆去气过程中,从熔体中出溶的低盐度气相也富集 Au 和 Cu。高温条件下,低盐度气相和高盐度液相对 Au 和 Cu 均具有较强的富集能力(Ulrich et al., 1999; Heinrich et al., 1999),且与高盐度液相相比,低盐度气相对 Au 的富集能力更强(Ulrich et al., 1999)。不同状态的挥发份相对 Au、Cu 的迁移能力的不同可能导致了金属的不同的配分和富集。但是先前由于岩浆条件下关于金的实验数据欠缺,而 Cu 和 Au 又具有相似的地球化学特征,实验证明在流体相中铜主要以氯的络合物的形式迁移,从而推断金也如此(Gammons and Williams-Jones, 1997);然而 Loucks and Mavrogenes(1999)发现,温度在 $550 \sim 725^\circ\text{C}$, 压力 $110 \sim 400 \text{ MPa}$ 含硫的水溶液中金的浓度很高,从而促使人们关注 S 在 Au 迁移过程充当的角色。Heinrich (2005) 和 Williams-Jones and Heinrich (2005)发现 Au 和 Cu 在迁移过程中,也可以以 HS 络合物的形式迁移,特别当体系富 S 时(Nagaseki and Hayashi, 2008)。还原性硫的络合物可以在 S 达到几 mol% 的时候以岩浆热液气相的形式提高 Cu 和 Au 的运移(Heinrich et al., 1999; Pokrovski et al., 2005; Williams-Jones and Heinrich, 2005)。试验发现在 850°C 和 100 MPa 下有 S 参与且 Au 饱和的细晶花岗岩熔体中金的溶解度是 $2 \sim 4 \mu\text{g/g}$ (Jugo et al., 1999),尽管试验过程中 HCl 的浓度很高。同样 Frank 等(2002)发现在 800°C 和 100 MPa 无 S 而 Au 饱和的细晶花岗岩熔体中金的溶解度仅为 $1 \mu\text{g/g}$ 。由此可见, Cl、S 在金从熔体出溶时都可以迁移金,那么到底是那种形式携带更多的金出溶,有待进一步试验证明。

2.5.3 岩浆演化过程

以上似乎说明岩浆-热液过渡过程更加利于富金斑岩铜矿床富金,但是 Harter 等(2005)通过对阿根廷的 Bajo de la Alumbrera 富金斑岩铜矿床的研究发现,该矿床 Au、Cu 金属的富集在 MVP 饱和之

前已经完成,因岩浆演化而饱和的硫化物熔体富集 Au 和 Cu,是直接控制矿床 Au/Cu 比值的关键;Sun 等(2004)研究发现,磁铁矿结晶致使从残余岩浆中出溶的初始流体 f_{O_2} 降低,可能是弧环境斑岩矿床 Au、Cu 富集的重要机制;另外,Mustard 等(2006)研究表明,花岗质岩浆正常结晶分异过程,可使 Au 富集至工业品位。这样看来岩浆早期结晶过程也是富金斑岩铜矿床富金的有利过程。

3 问题与展望

综上所述,富金斑岩铜矿床做为斑岩型铜矿的一类,具有与贫金斑岩铜矿相似的地质特征,做为岩浆热液型矿床,它的形成要求有一个具有大量成矿元素 Au、Cu 的源区,要求大量成矿元素向岩浆熔体分配,在岩浆上升到上地壳时要形成一个巨大的岩浆房,为后期金属出溶提供热源,在不断的热动力驱使下,压力条件的改变使得成矿金属从岩浆中出溶、迁移、富集沉淀。那么富金斑岩铜矿床中 Au 到底是如何富集的,整个矿床的形成过程还有很多问题值得我们深入思考和研究。

3.1 富金斑岩铜矿富金机制与集聚-沉淀过程问题

近年来,人们发现富金斑岩铜矿床的大地构造背景、成矿时代、含矿斑岩性质、围岩性质、热液蚀变与矿化类型,甚至是地幔过程都不是斑岩铜矿床富金的主要原因,在研究中逐步认识到岩浆-热液过程可能更利于 Au 的富集,那么,岩浆-热液过程中 Au 到底是如何富集的,主要是在岩浆的早期结晶过程或是正常的岩浆结晶分异过程,还是在岩浆-热液过渡过程,或者两者都有呢?另外,在岩浆-热液过程中,金的富集是通过高密度液相完成的,还是通过低密度气相完成的呢?这些问题还有待深入研究。

富含成矿物质的岩浆通常在壳/幔过渡带经历 MASH 过程(Hildreth and Moorbath, 1988; Richards, 2003)后上升侵位,在地壳的浅部形成一个岩浆房。饱和水的长英质岩浆房必须大量出溶岩浆流体,成矿金属能有效地进入这些流体相中,是形成斑岩型铜矿的关键所在。Roedder(1992)发现岩浆较早达到水过饱和并发生流体相的出溶,能使更多的 Cu、Au 进入流体相并参与成矿。岩浆中水的含量和矿物结晶分异时的压力大小决定了岩浆能否较早达到水过饱和状态。总体上,岩浆中水的溶解度与压力呈正比,岩体定位越浅压力越小则越有利于流体的出溶(王奖臻等,2001)。而目前我们发现富金斑岩铜矿床侵位深度一般为 1~2 km,尤其是

智利北部的两例斑岩金矿,其中 Marte 矿床斑岩侵位深度为 600~700 m(Vila et al., 1991),Refugio 矿床斑岩侵位深度更浅(190~440 m; Muntean and Einaudi, 2000),明显浅于斑岩铜矿(一般为 1~4 km),这是否是 Cu、Au 更有效地分配进入流体相而形成富金斑岩铜矿的重要条件,值得考虑。

Kesler 等(2002)认为金出溶与沉淀是在矿床的冷却过程中发生的。例如, Muntean and Einaudi (2000)研究智利北部 Maricunga 带的 Refugio 斑岩金矿时发现:在钾硅酸盐化带中早期 A 脉的流体包裹体的平均均一温度 $\geq 600^{\circ}\text{C}$,盐度高达 84% NaCl,其中 Cu 为 0.1%, Au 为 $0.5 \times 10^{-6} \sim 1 \times 10^{-6}$;而后期的带状石英细脉流体包裹体数据显示温度 $\leq 350^{\circ}\text{C}$,盐度 $< 35\%$ NaCl,但是 Au 却达到了 $0.5 \times 10^{-6} \sim 2 \times 10^{-6}$ 。早期钾硅酸盐化带中的两期流体包裹体,说明流体的冷却可能是金属沉淀的主要机制,这被 Redmond 等在 2004 年研究 Bingham 矿床时也同样证明。那么,成矿金属从挥发份相中分离出来,到底是以何种形式迁移的,迁移机制又如何呢?这些问题有望通过单个包裹体研究的原位直测技术,来进一步约束富金斑岩铜矿床的成矿条件,破解成矿金属迁移富集机制。

3.2 富金斑岩铜矿与高 K 岩浆富 Au 亲和性问题

与富金斑岩铜矿床有关的斑岩体多为高钾钙碱性和钾玄岩质,富 K 岩浆似乎显示出明显的富 Au 亲和性(Sillitoe, 2000),岩浆弧环境的富金斑岩铜矿如此(Kerrick et al., 2000),大陆碰撞带和陆内环境的富金斑岩铜矿更是如此(侯增谦等, 2009)。这些高 K 岩浆的发育可能反映了某种构造动力学环境,导致了不同源区的部分熔融,可能驱使了成矿金属 Au、Cu 向熔体中富集,从而形成富集成矿金属的初始岩浆。然而,岩浆高 K 与斑岩富 Au 之间的成因耦合关系究竟为何,尚未很好地揭示。岩浆高 K 可由多种机制形成,如:①加厚的大陆地壳或大陆岩石圈地幔的小比例部分熔融被认为是钾质的主要来源;②俯冲带中的沉积物和由俯冲板块脱水形成的流体富含钾及其他碱金属,被流体交代后的地幔楔发生部分熔融也有可能产生富钾岩浆(Edwards et al., 1991; Massonne, 1991; O'Brien et al., 1995);③俯冲过程中形成的超高压单斜辉石($> 5 \text{ GPa}$)能把地球浅部的水和钾携带到地幔深处,它在折返过程中当温度足够高到发生部分熔融时, H_2O 和 K_2O 将进入熔体相,形成富钾岩浆(朱永峰, 2003);④富钾岩浆也可能由含金云母和/或 K-richterite 的地幔岩石圈的低程度部分熔融或是由岩

石圈最底部和软流圈顶部的 OIB 地幔部分熔融形成的(Liegeois et al., 1998)。

富钾岩浆的成因解释很多,但是多数学者认为弧岩岩浆富钾与交代地幔密切相关(Gill, 1982),而在对加厚陆壳的深入研究后又使得部分学者认为地壳混染和低压演化作用对其的约束(Thorpe et al., 1984; Hildreth and Morbath 1988; Esperanca et al., 1992)。

由此看来岩浆富钾可能有很多成因机制,不同构造环境下形成的富钾岩浆也可能具有不同的化学组成特点,例如迟效国等(2007)提到钾质—超钾质岩浆按 CaO 与 MgO 的含量和 CaO 与 Mg[#] 值的关系将其划分成贫钙和富钙两种不同类型的原生岩浆。那么究竟是哪种构造背景形成的岩浆更利于成矿金属的富集呢,这仍需更多的研究去探讨验证。

3.3 富金斑岩铜矿与构造控制问题

富金斑岩铜矿床常产于特定的构造-岩浆带中,例如,智利北部的 El Indio-Maricunga 带,哥伦比亚的 Middle Cauca 带(Sillitoe, 2008),加拿大 Cordillera 中部和菲律宾 Luzon 带。Maricunga 带中两个斑岩金矿具有不同的成矿时代(约 24~21 Ma 和约 14~11 Ma; Vila et al., 1991; McKee et al., 1994),但是两者都是闪长质-石英闪长质斑岩侵入安山质火山岩中,都为钙碱质—高钾钙碱质的岩浆系列(Kay et al., 1994; Mpodozis et al., 1995)。Middle Cauca 带也具有相似的特征(Sillitoe, 2008),证明富金斑岩铜矿床的形成与分布受特定的构造控制,与某些关键的地质过程有关。例如, Kay 等(1999)和 Kay and Mpodozis(2001, 2002)发现, Maricunga 带中的 Refugio 成矿前由于一系列的高角度俯冲发生了区域扩张。安第斯山脉中部 Cordillera 的矿化岩体在侵位前夕或同期的挤压构造导致了地块的局部变形和地壳加厚(Kerrick et al., 2000)。那么到底是什么样的构造和地质过程使得这些特定的带中产出了富金斑岩铜矿床,还有待深入研究。

3.4 不同地球动力学背景下的富金斑岩铜矿床成因问题

大量研究发现不论是板块汇聚边界的岩浆弧环境,还是与大洋俯冲无关的大陆碰撞环境或是陆内环境同样都可以产出富金斑岩型矿床,那么在不同的地球动力学背景下,什么样的动力学机制控制形成了富金斑岩型矿床呢,这也有待更深入的研究。

现在对于岩浆弧环境的动力学机制人们的认识已经很多(图 5),普遍认为是由于俯冲大洋板片大规

模脱水,形成富含溶解质的流体交代上覆地幔楔,诱发其部分熔融形成了初始岩浆,该岩浆因相对富水而具有高 f_{O_2} (Richards, 2003),从而使 S 难以以硫化物的形式存在,促使成矿金属 Cu、Au 等向岩浆中富集(Candela, 1992; Richards, 2005)。而对于大陆碰撞带环境或是陆内环境的富金斑岩型矿床的形成机制还不是很清楚。但是现在我国学者逐渐认为大陆环境斑岩矿床的含矿斑岩是起源于新生的加厚下地壳。在大陆碰撞带环境,俯冲大陆板片断裂产生断离窗,软流圈物质通过断离窗上涌,导致新生的镁铁质下地壳部分熔融,产生含矿埃达克岩浆;陆内环境里由于岩石圈伸展,使得小批量的软流圈物质上涌,交代古老的下地壳物质形成新的注入幔源物质的下地壳,新生地壳部分熔融产生了德兴式含矿斑岩(侯增谦等, 2007, 2009)。

上述过程是不是就是富金斑岩型矿床形成有利的动力学环境呢,是否另有机制呢,这还需要将来更多的研究去证实解释。

致谢:在研究和成文过程中,得到侯增谦研究员和杨志明博士的指导和鼓励,并且他们提出的宝贵意见对本人也是大有启发,在此表示衷心的感谢!

注 释

① Cooke D R. 2008. 斑岩型矿床分类、分布和动力学背景. 矿床模型及矿产勘查专题讲座, 中国昆明. 云南省地质调查局.

参 考 文 献

- 常成, 孙景贵. 2007. 斑岩型多金属矿床成矿规律及成矿条件研究——以吉林省东部小西南岔金铜矿床为例. 长春工程学院学报(自然科学版), 8(3): 56~60.
- 迟效国, 董春艳, 马瑞. 2007. 富钾贫钙岩浆的成因探讨——来自岩石失水熔融实验分析. 矿物岩石地球化学通报(增刊), 26: 503~504.
- 邓晋福, 苏尚国, 赵国春, 刘翠. 2004. 华北燕山造山带结构要素组合. 高校地质学报, 10(3): 315~323.
- 杜琦. 1988. 多宝山斑岩铜矿床. 北京: 地质出版社, 386.
- 葛良胜, 郭晓东, 邹依林, 杨嘉禾, 李玉静. 2002a. 云南姚安与富碱岩浆活动有关的金矿床地质及成因. 地质与资源, 11(1): 29~37.
- 葛良胜, 郭晓东, 邹依林, 李振华, 张晓辉. 2002b. 云南北衙金矿床地质特征及成因研究. 地质找矿论丛, 17(1): 32~46.
- 葛良胜, 卿敏, 袁士松, 唐明国, 邢俊兵. 2009. 内蒙古毕力赫大型金矿勘查突破过程及启示意义. 矿床地质, 28(4): 390~402.
- 郭春影, 高帮飞, 刘学飞, 张瑞忠. 2009. 云南金平长安金矿床稀土元素特征及其地质意义. 黄金地质, 30(1): 7~11.
- 侯增谦. 2004. 斑岩 Cu-Mo-Au 矿床: 新认识与新进展. 地学前缘, 11(1): 131~144.
- 侯增谦, 钟大赉, 邓万明. 2004. 青藏高原东缘斑岩铜钼金成矿带的构造模式. 中国地质, 31(1): 1~14.
- 侯增谦, 潘桂棠, 王安建, 莫宣学, 田世洪, 等. 2006. 青藏高原碰撞造

山带: II. 晚碰撞转换成矿作用. 矿床地质, 25: 521~543.

侯增谦,潘小菲,杨志明,曲晓明. 2007. 初论大陆环境斑岩铜矿. 现代地质, 21: 332~351.

侯增谦,王二七. 2008. 印度—亚洲大陆碰撞成矿作用主要研究进展. 地球学报, 29(3): 275~292.

侯增谦,王二七,莫宣学,等. 2008. 青藏高原碰撞造山与成矿作用. 北京:地质出版社, 1~980.

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-热液系统与成矿概念模型. 地质学报, 83(12): 1779~1817.

李成范,刘新三. 1992. 团结构斑岩金矿的成矿作用. 见: 中国人民武装警察部队黄金指挥部编. 金矿地质与勘探论文集·庆祝黄金部队成立十周年. 北京:冶金工业出版社, 235~243.

李光明,李金祥,秦克章,张天平,肖波. 2007. 西藏班公湖带多不杂超大型富金斑岩铜矿的高温高盐高氧化成矿流体:流体包裹体证据. 岩石学报, 23: 935~952.

李金祥,秦克章,李光明. 2006. 富金斑岩型铜矿床的基本特征、成矿物质来源与成矿高演化岩浆-流体演化. 岩石学报, 22: 678~688.

李颖,兰翔,刘连登. 1999. 斑岩型金矿分类探讨. 地质与勘探, 35: 19~22.

莫宣学,路风香,沈上越,等. 1993. 三江特提斯火山作用与成矿. 北京:地质出版社, 1~267.

聂洪军,张洪涛,孙浩,等. 1989. 内蒙古哈达庙金矿床地质特征及矿床成因探讨. 矿床地质, 8: 51~60.

聂洪军,张洪涛,孙浩,樊建廷. 1991. 内蒙古哈达庙含金隐爆角砾岩带地质特征及成因探讨. 中国地质科学院院报, 22: 81~90.

曲晓明,侯增谦,黄卫. 2001. 冈底斯斑岩铜矿(化)带:西藏的第二条玉龙铜矿带?. 矿床地质, 20: 355~366.

曲晓明,辛洪波. 2006. 藏西班牙湖斑岩铜矿带的形成时代与成矿构造环境. 地质通报, 25: 792~799.

芮宗瑶,张洪涛,王龙生,等. 1995. 吉林延边地区斑岩型—浅成低温型金铜矿床. 矿床地质, 14(2): 100~114.

芮宗瑶,张立生,等. 2004. 斑岩铜矿的源岩及其源区探讨. 岩石学报, 20(2): 229~238.

孙凤兴,吴国学,杨鹏. 1996. 团结构金矿床地质模型. 吉林地质, 15(2): 52~60.

王奖臻,李朝阳,胡瑞忠. 2001. 斑岩铜矿研究的若干进展. 地球科学进展, 16(4): 514~519.

王奖臻,胡瑞忠,孙燕,陆彦,李泽琴. 2002. 西范坪斑岩铜矿钾硅酸盐化作用的地球化学研究. 矿物岩石, 22(1): 41~45.

徐兴旺,蔡新平,赵振华,等. 2006. 滇西北衙西山碱性斑岩石学、年代学及其成因特征. 岩石学报, 22(3): 631~642.

杨志明. 2008. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床——岩浆作用及矿床成因. 北京:中国地质科学院博士学位论文. 1~145.

曾普胜,侯增谦,高永峰,杜安道. 2006. 印度—亚洲碰撞带东段喜马拉雅期铜-钼-金矿床 Re-Os 年龄及成矿作用. 地质论评, 52(1): 72~84.

朱永峰. 2003. 俯冲带 H₂O 和 K 的深循环:对碰撞后富钾岩浆成因研究的启示. 地学前缘, 10(3): 171~177.

朱永峰,何国琦,安芳. 2007. 中亚成矿域核心地区地质演化与成矿规律. 地质通报, 26: 1167~1177.

Arif J, Baker T. 2004. Gold paragenesis and chemistry at Batu Hijau, Indonesia: implications for gold-rich porphyry copper deposits. Mineralium Deposita, 39: 523~535.

Audétat A, Pettke T, Heinrich C A, Bodnar R J. 2008. The composition of magmatic-hydrothermal fluids in barren and mineralized intrusions. Economic Geology, 103: 877~908.

Babcock R C, Ballantyne G H, Phillips C H. 1995. Summary of the geology of the Bingham District, Utah. Arizona Geological Society Digest, 20: 316~335.

Baldwin J T, Swain H D, Clark G H. 1978. Geology and grade distribution of the Panguna Porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea. Economic Geology, 73: 690~702.

Bodnar R J, Burnham C W, Sterner S M. 1985. Synthetic fluid inclusions in natural quartz; III, determination of phase equilibrium properties in the system H₂O-NaCl to 1000 degrees C and 1500 bars. Geochimica et Cosmochimica Acta, 49(9): 1861~1873.

Burnham C W. 1979. Magmas and hydrothermal fluids. In: Barnes H L, ed. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 2nd ed. Wiley, New York, 71~136.

Caira N M, Findlay A, Delong C, Rebagliati C M. 1995. Fish Lake porphyry copper-gold deposit, central British Columbia. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum Special, 46: 327~342.

Campbell I H, Naldrett A J. 1979. The influence of silicate: sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, 74: 1503~1506.

Candela P A. 1997. A review of shallow, ore-related granites: textures, volatiles and ore metals. Journal of Petrology, 38: 1619~1633.

Candela P A. 1992. Controls on ore metal ratios in granite-related ore systems: an experimental and computational approach. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 83: 317~326.

Candela P A, Holland H D. 1984. The partitioning of copper and molybdenum between melts and aqueous fluids. Geochim. Cosmochim. Acta, 48: 373~380.

Cannell J, Cooke D R, Walshe J L, Stein Holly. 2005. Geology, mineralization, alteration, and structural evolution of the El Teniente porphyry Cu-Mo deposit. Economic Geology, 100: 979~1003.

Carroll M R, Rutherford M J. 1985. Sulfide and sulfate saturation in hydrous silicate melts. In: Proceedings of the Fifteenth Lunar and Planetary Science Conference, Part 2. Journal of Geophysical Research, 90: 601~612.

Chou I C. 1987. Phase relations in the system NaCl-KCl-H₂O: III, solubilities of halite in vapor-saturated liquids above 445 degrees C and redetermination of phase equilibrium properties in the system NaCl-H₂O to 1000 degrees C and 1500 bars. Geochim. Cosmochim. Acta, 51: 1965~1975.

Clark A H, Arancibia O N. 1995. Occurrence paragenesis and implications of magnetite-rich alteration-mineralization in calc-alkaline porphyry copper deposits. In: Clark A H, ed. Giant Ore Deposit-II. Giant ore deposits workshop, 2nd, Kingston, Ontario, Proceedings. Kingston, QminEx Associates and Queen's University, 511~581.

Clark G H. 1990. Panguna copper-gold deposit. Australasian Institute of Mining and Metallurgy Monograph, 14: 1807~1816.

Cline J, Bodnar R J. 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt? Journal of Geophysical Research, 96: 8113~8126.

Cooke D R, Hollings P, Walshe J L. 2005. Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls. Econ. Geol., 100: 801~818.

- Corbett G J, Leach T M. 1998. Southwest Pacific Rim gold-copper systems. Structure, alteration and mineralization; Society of Economic Geologists Special Publication 6, 240.
- Cox D P, Singer D A. 1988. Distribution of gold in porphyry copper deposits. U. S. Geological Survey Open-File Report, 88~46, 22.
- Cuddy A S, Kesler S E. 1982. Gold in the Granisle and Bell copper porphyry copper deposit, British Columbia. In: Levinson A A, ed. Precious Metals in the Northern Cordillera. Rexdale, Ontario, Association of Exploration Geochemists, 139~155.
- Cunningham C G, Austin G W, Naeser C W, et al. 2004. Formation of a paleothermal anomaly and disseminated gold deposits associated with the Bingham canyon porphyry Cu-Au-Mo system, Utah. *Economic Geology*, 99: 789~806.
- de Hoog J C M, Mason P R D, van Bergen M J. 2001. Sulfur and chalcophile elements in subduction zones: constraints from a laser ablation ICP-MS study of melt inclusions from Galunggung volcano, Indonesia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65: 3147~3164.
- Edwards C M H, Menzies M A, Thirlwall M F. 1991. Evidence from Murian, Indonesia, for the interplay of supra-subduction zone and intraplate processes in the genesis of potassic alkaline magmas. *J. Petrol.*, 32: 555~592.
- Emmons W H. 1927. Relations of disseminated copper ores in porphyry to igneous intrusions. *Am. Inst. Mining Metall. Eng. Trans.*, 75: 797~809.
- Esperance S, Grisci G M, de Rosa R, et al. 1992. The role of the crust in the magmatic evolution of the island of Lipari (Aeolian Islands, Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 112: 450~462.
- Frank M R, Candela P A, Piccoli P M, Glascock M D. 2002. Gold solubility, speciation, and partitioning as a function of HCl in the brine-silicate melt-metallic gold system at 800°C and 100 MPa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66: 3719~3732.
- Fournier R O. 1987. Conceptual models of brine evolution in magmatic-hydrothermal systems. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350, 1487~1506.
- Gammons C H, Williams-Jones A E. 1997. Chemical mobility of gold in the porphyry-epithermal environment. *Economic Geology*, 92: 45~59.
- Garrett S. 1996. The geology and mineralisation of the dinkidi porphyry related Au-Cu deposit in porphyry related copper and gold deposits of the Asia Pacific region. *Conf. Proc.*, Cairns, 12~13 Aug., 1996, AMF, Adelaide, 6. 1~6, 15.
- Gill I. 1982. *Orogenic Undersites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, 390.
- Guilbert J M. 1995. Geology, alteration, mineralization, and genesis of the Bajo de la Alumbrera porphyry copper-gold deposit, Catamarca province, Argentina. *Arizona Geological Society Digest*, 20: 646~656.
- Gursoy H, Tatar O, Piper J D A, Heimann A, Kocbulut F, Mesci B L. 2008. Palaeomagnetic study of Tertiary volcanic domains in Southern Turkey and Neogene anticlockwise rotation of the Arabian Plate. *Tectonophysics*. DOI: 10.1016/j.tecto.2008.11.001.
- Gustafson L B, Hunt J P. 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Econ. Geol.*, 70: 857~912.
- Halter W E, Pettke T, Heinrich C A. 2002. The origin of Cu/Au ratios in porphyry-type ore deposits. *Science*, 296: 1844~1846.
- Harris A C, Kamenetsky V S, White N C, Achterbergh E V, Ryan C G. 2003. Melt inclusions in veins: linking magmas and porphyry Cu deposits. *Science*, 302: 2109~2111.
- Hayashi K, Ohmoto H. 1991. Solubility of gold in NaCl and H₂S bearing aqueous solutions at 250 ~ 350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 2111~2126.
- Hedenquist J W, Lowenstern J B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal deposits. *Nature*, 370: 519~527.
- Hedenquist J W, Arribas A J R, Reynolds T J. 1997. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 93: 373~404.
- Hedenquist J W, Arriba A J, Reynolds T J. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 93: 373~404.
- Heinrich C A. 2005. The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study. *Mineralium Deposita*, 39: 864~889.
- Heinrich C A, Ryan C G, Mernagh T P, Eadington P J. 1992. Segregation of ore metals between magmatic brine and vapor. *Econ. Geol.*, 87: 1566~1583.
- Heinrich C A, Gunther D, Audetat A, Ulrich T, Frischknecht R. 1999. Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions. *Geology*, 27: 755~758.
- Henley R W, McNabb A. 1978. Magmatic vapor plumes and ground-water interaction in porphyry copper emplacement. *Econ. Geol.*, 73: 1~20.
- Hildreth W, Moorbath S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 455~489.
- Holiday J R, Wilson A J, Blevin P L, Tedder I J, Dunham P D, Pfltzner M. 2002. Porphyry gold copper mineralisation in the Cadia district, eastern Lachlan Fold Belt, New South Wales, and its relationship to shoshonitic magmatism. *Mineralium Deposita*, 37: 100~116.
- Holland H D. 1972. Granites, solutions, and base metal deposits. *Economic Geology*, 67: 281~301.
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, et al. 2003. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 220: 139~155.
- Hou Z Q, Cook N. 2009. Metallogensis of the Tibetan Collisional orogen. a review and introduction to the special issue. *Ore Geology Reviews*, 36: 1~28.
- Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology*, 75: 458~484.
- Jones B K. 1992. Application of metal zoning to gold exploration in porphyry copper systems. *Journal of Geochemical Exploration*, 43(2): 127~155.
- Jugo P J, Candela P A, Piccoli P M. 1999. Linearly independent conditions of chemical equilibrium for the partitioning of ore metals in melt-crystal-volatile phase systems: applications to mineral exploration. Second International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Salvador, Brazil. *Lithos* 46, 573~589.
- Jugo P J, Luth R W, Richards J P. 2001. Experimental determination of sulfur solubility in basaltic melts at sulfide vs.

- sulfate saturation: possible implications for ore formation. *Eos, Transactions, AGU*, 82: 47 (2001 Fall Meeting Supplement, Abstract V32G-05).
- Jugo P J, Luth R W, Richards J P. 2003. Generation of sulfur-rich, sulfur-undersaturated basaltic melts in oxidized arc sources. AGU Fall Meeting.
- Kamenetsky V S, Wolfe R C, Eggins S M, Mernagh T P, Bastrakov E. 1999. Volatile exsolution at the Dinkidi Cu-Au porphyry deposit, Philippines: a melt-inclusion record of the initial ore-forming process. *Geology*, 27: 691~694.
- Kay S M, Mpodozis C. 2001. Central Andean ore deposits linked to evolved shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today*, 11: 4~9.
- Kay S M, Mpodozis C, Coira B. 1999. Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22 to 33 S Latitude). Society of Economic Geologists Special Publication, 7: 27~59.
- Kay S M, Mpodozis C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 39~57.
- Kay S M, Mpodozis C, Tittler A, Cornejo P. 1994. Tertiary magmatic evolution of the Maricunga mineral belt in Chile. *International Geology Review*, 36: 1079~1112.
- Kerrick R, Goldfarb R, Groves D, Garwin S. 2000. The geodynamics of world-class gold deposits: characteristics, space-time distributions, and origins. *Reviews in Economic Geology*, 13: 501~551.
- Kesler S E, Chrysosoulis S L, Simon G. 2002. Gold in porphyry copper deposits: its abundance and fate. *Ore Geology Review*, 21: 103~124.
- Khashgerel B E, Rye R O, Hedenquist J W, Kavalieris I. 2006. Geology and reconnaissance stable isotope study of the Oyu Tolgoi porphyry Cu-Au system, South Gobi, Mongolia. *Economic Geology*, 101: 503~522.
- Kirkham R V, Sinclair W D. 1995. Porphyry copper, gold, molybdenum, tungsten, tin, silver. In: Eckstrand O R, Sinclair W D, Thorpe R I, eds. *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*. Geological Survey of Canada Geology of Canada, 8: 421~446.
- Kosaka H, Wakita K. 1978. Some geologic features of the Mamut porphyry copper deposit, Sabah, Malaysia. *Economic Geology*, 73: 618~627.
- Lang J R, Stanley C R, Thompson J F H, Dunne K P E. 1995. Na-K-Ca magmatic hydrothermal alteration in alkalic porphyry Cu-Au deposits, British Columbia. *Mineral. Assoc. Can. Short Course Ser.*, 23: 339~366.
- Lickfold V, Cooke D R, Smith S G, Ullrich T D. 2003. Endeavour copper-gold porphyry deposits, Northparkes, New South Wales: intrusive history and fluid evolution. *Economic Geology*, 98: 1607~1636.
- Liegeois J P, Navez J, Hertogen J, et al. 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*, 45: 1~28.
- Loucks R R, Mavrogenes J A. 1999. Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluid inclusions. *Science*, 284: 2159~2163.
- Lowell J D, Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, 65: 373~408.
- Lowenstern J B, Mahood G A, Rivers M I, Sutton S R. 1991. Evidence for extreme partitioning of copper into a magmatic vapor phase. *Science*, 252: 1405~1409.
- MacDonald G D, Arnold L C. 1994. Geological and geochemical zoning of the Grasberg Igneous Complex, Irian Jaya, Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration*, 50: 143~178.
- Massonne H J. 1991. Evidence for low temperature ultrapotassic siliceous fluids in subduction zone environments from experiments in the system $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (KMASH). *Lithos*, 28: 421~434.
- McInnes B, Cameron E M. 1994. Carbonated, alkaline hybridizing melts from a sub-arc environment: mantle wedge samples from the Tabar-Lihir-Tanga-Feni arc, Papua New Guinea. *Earth and Planetary Science Letters*, 122: 125~141.
- McKee E H, Robinson A C, Rytuba J J, Cuitino L, Moscoso R D. 1994. Age and Sr isotopic composition of volcanic rocks in the Maricunga Belt, Chile: implications for magma sources. *Journal of South American Earth Sciences*, 7: 167~177.
- Meldrum S J, Aquino R S, Gonzales R I, Burke R J, Suyadi A, Irianto B, Clarke D S. 1994. The Batu Hijau porphyry copper-gold deposit, Sumbawa Island, Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration*, 50: 203~220.
- Misra K C. 2000. Understanding mineral deposits. Kluwer Academic Publishers, 353~413.
- Mpodozis C, Kay S M, Cornejo P, Tittler A. 1995. La Franja de Maricunga: síntesis de la evolución del frente volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Revista Geológica de Chile*, 22: 273~313.
- Muntean J L, Einaudi M T. 2000. Porphyry gold deposits of the Refugio district, Maricunga belt, northern Chile. *Econ. Geol.*, 95: 1445~1472.
- Mustard R, Ulrich T, Kamenetsky V S, Mernagh T. 2006. Gold and metal enrichment in natural granitic melts during fractional crystallization. *Geology*, 34: 85~88.
- Nagaseki H, Hayashi K. 2008. Experimental study of the behavior of copper and zinc in a boiling hydrothermal system. *Geology*, 36: 27~30.
- O'Brien H, Irving A J, McCallum I S, et al. 1995. Strontium, neodymium, and lead isotopic evidence for the interaction of post-subduction asthenospheric potassic mafic magmas of the Highwood Mountains, Montana, USA, with ancient Wyoming craton lithospheric mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 4539~4556.
- Padilla G R A, Titley S R, Francisco Pimentel B. 2001. Geology of the Escondida Porphyry copper deposit, Antofagasta Region, Chile. *Economic Geology*, 96(2): 307~324.
- Palacios C, Herail G, Townley B, et al. 2001. The composition of gold in the Cerro Casale gold-rich porphyry deposit, Maricunga belt, Northern Chile. *The Canadian Mineralogist*, 39: 907~915.
- Parry W T, Jasumback J, Wilson P N. 2002. Clay mineralogy of phyllic and intermediate argillic alteration at Bingham, Utah. *Economic Geology*, 97: 221~239.
- Peach C L, Mathez E A, Keays R R. 1990. Sulfide melt silicate melt distribution coefficients for noble metals and other chalcophile elements as deduced from MORB: implications for partial melting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 3379~3389.

- Perello J, Cox D, Garamjav D, et al. 2001. Oyu Tolgoi, Mongolia: Siluro-Devonian porphyry Cu-Au-(Mo) and high-sulfidation Cu Mineralization with a Cretaceous Chalcocite Blanket. *Economic Geology*, 96:1407~1428.
- Perello J, Razione A, Schloderer J, Asad-UR-Rehman. 2008. The Chagai porphyry copper belt, Baluchistan Province, Pakistan. *Economic Geology*, 103:1583~1612.
- Petford N, Atherton M P. 1994. Cretaceous-Tertiary volcanism and syn-subduction crustal extension in northern central Peru. *Geological Society (London) Special Publication*, 81:233~248.
- Pokrovski G, Roux J, Harrichoury J-C. 2005. Fluid density control on vapour-liquid partitioning of metals in hydrothermal systems. *Geology*, 33:657~660.
- Pollard J P, Roger G T, Peters L. 2005. Ages of intrusion, alteration, and mineralization at the Grasberg Cu-Au deposit, Papua, Indonesia. *Economic Geology*, 100:1005~1020.
- Proffett J M. 2003. Geology of the Bajo de la Alumbrera porphyry copper-gold deposit, Argentina. *Economic Geology*, 98: 1535~1574.
- Richards J P. 1990. Petrology and geochemistry of alkalic intrusives at the Porgera gold deposit, Papua New Guinea. In: Hedenquist J W, White N C, Siddleley G, eds. *Epithermal Gold Mineralization of the Circum-Pacific: Geology, Geochemistry, Origin and Exploration*. *Journal of Geochemical Exploration*, 1: 105~140.
- Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98: 1515 ~ 1533.
- Richards J P. 2005. Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits. In: Porter T M, ed. *Super-Porphyry Copper & Gold Deposits: A Global Perspective*. PGC Publishing, Adelaide, 7~25.
- Richards J P. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, 37:247~250.
- Richards J P, McCulloch M T, Chappell B W, Kerrich R. 1991. Sources of metals in the Porgera gold deposit, Papua New Guinea: evidence from alteration, isotope, and noble metal geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 565 ~ 580.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions. *Rev. Mineral.* 12, 1~644.
- Roedder E. 1992. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 56 (1): 5~20.
- Rush S M, Seegera H J. 1990. Ok Tedi copper-gold deposits. *Australasian Institute of Mining and Metallurgy Monograph*, 14:1747~1754.
- Sengor A M C, Ozeren M S, Keskin M, Sakinc M, Ozbakir A D, Kayan I. 2008. Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: implication for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens. *Earth Science Reviews*, 90:1 ~ 48.
- Serafica V S, Baluda R P. 1977. Geology of the Philex Sto. Tomas II ore body: symposium on mineral resources development. 5th, Baguio City, Philippines, Section 1, 3.
- Seward T M. 1991. The hydrothermal geochemistry of gold. In: Foster R P, ed. *Gold Metallogeny and Exploration*. Glasgow, Blackie, 37~62.
- Shinohara H. 1994. Exsolution of immiscible vapor and liquid phases from a crystallizing silicate melt: implications for chlorine and metal transport *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(23):5215 ~ 5221.
- Shinohara H, Kazahaya K, Lowenstern J B. 1995. Volatile transport in a convecting magma column: implication for porphyry Mo mineralization. *Geology*, 23: 1091~1094.
- Shinohara H, Hedenquist J W. 1997. Constraints on magma degassing beneath the Far Southeast porphyry Cu-Au deposit, Philippines. *Journal of Petrology*, 38: 1741~1752.
- Sillitoe R H. 1979. Some thoughts on gold-rich porphyry copper deposits. *Mineralium Deposita*, 14:161~174.
- Sillitoe R H. 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Australian Journal of Earth Sciences*, 44: 373 ~ 388.
- Sillitoe R H. 2000. Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. *Reviews in Economic Geology*, 13:315~345.
- Sillitoe R H. 2002. Some metallogenic features of gold and copper deposits related to alkaline rocks and consequences for exploration. *Mineralium Deposita*, 37:4~13.
- Sillitoe R H. 2008. Special Paper: Major gold deposits and belts of the North and South American cordillera: distribution, tectonomagmatic settings, and metallogenic considerations. *Economic Geology*, 103: 663~687.
- Singer D A, Cox D P. 1986. Grade and tonnage model of porphyry Cu-Au. *U. S. Geol. Survey Bull.* 1693, 110~114.
- Singer D A. 1995. World class base and precious metal deposits: a quantitative analysis. *Economic Geology*, 90, 88~104.
- Singer D A, Berger V I, Menzie W D, Berger B R. 2005. Porphyry copper deposit density. *Econ. Geol.*, 100: 491~514.
- Solomon M. 1990. Subduction, arc reversal and the origin of porphyry copper-gold deposits in island arcs. *Geology*, 18:630~633.
- Sourirajan S, Kennedy G C. 1962. The system NaCl-H₂O at elevated temperatures and pressures. *Am. J. Sci.*, 260: 115~141.
- Sun Weidong, Richard J Arculus, Vadim S Kamenetsky, Raymond A Binns. 2004. Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization *Nature (London)*, 431(7011):975~978.
- Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G, Yang J S. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau. *Science*, 294: 1671~1677.
- Tarkian M, Koopmann G. 1995. Platinum-group minerals in the Santo Tomas II (Phylex) porphyry copper gold deposit, Luzon Island, Philippines. *Mineralium Deposita*, 30: 39~47.
- Thompson J F H. 1995. Exploration and research related to porphyry deposits. *Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum Special*, 46:857~870.
- Thompson J F H, Lang J R, Mortensen J K, Cassidy K F. 1995. Cu-Au metallogeny of alkalic arc magmatism: examples from the Mesozoic arc terranes of the northern Canadian Cordillera and comparison to the Tabar-Feni arc, PNG. *Proc. Giant Ore Deposits II Symposium*, Queen's University, Kingston, Ontario, April 1995, 668~673.
- Thorpe R S, Francis P W, O'Callaghan L. 1984. Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rock.

Philos. Trans. R. Soc. Lond., A310:675~692.

Tobey E, Schneider A, Alegria A, Olcay L, Perantonis G, Quiroga J. 1998. Conference Proceedings. Glenside, South Australia, Australian Mineral Foundation, 159~167.

Tosdal R M, Richards J P. 2001. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu±Mo±Au deposits. In: Richards J P, Tosdal R M, eds. Structural Controls on Ore Genesis. Reviews in Economic Geology, 157~180.

Ulrich T, Günther D, Heinrich C A. 1999. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits. Nature, 399:676~679.

Ulrich T, Heinrich C A. 2001. Geology and alteration geochemistry of the porphyry Cu-Au deposit at Bajo de la Alumbrera Argentina. Econ. Geol., 96:1719~1742.

Ulrich T, Guünthur D, Heinrich C A. 2002. The evolution of a poprphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina. Economic Geology, 96:1743~1775.

van Dongen M, Weinberg R F, Tomkins A G, Armstrong R A, Woodhead J D. 2009. Recycling of Proterozoic crust in Pleistocene juvenile magma and rapid formation of the Ok Tedi porphyry Cu-Au deposit, Papua New Guinea. Lithos, doi: 10.1016/j.lithos.2009.09.003.

Vila T, Sillitoe R H. 1991. Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile. Economic Geology, 86:1238~1260.

Vila T, Sillitoe R H, Betzhold J, Viteri E. 1991b. The porphyry gold deposits at Marte, northern Chile. Economic Geology, 86:1271~1286.

Weiland R J, Cloos M. 1995. Pliocene-Pleistocene asymmetric unroofing of the Irian fold belt, Irian Jaya, Indonesia; apatite fission-track thermochronology. Geological Society of America Bulletin, 108:1438~1449.

Williams-Jones A E, Heinrich C A. 2005. Vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits. Economic Geology, 100:1287~1312.

Wilson A J, Cooke D R, Harper B J, Deyell C L. 2007. Sulfur isotopic zonation in the Cadia district, southeastern Australia: exploration significance and implications for the genesis of alkalic porphyry gold copper deposits. Miner Deposita, 42: 465~487.

Yigit O. 2006. Gold in Turkey—a missing link in Tethyan metallogeny. Ore Geology Reviews, 28(2):147~179.

Yilmaz H. 2003a. Exploration at the Kusçayiri Au(Cu) prospect and its implications for porphyry-relates mineralization in western Turkey. Journal of Geochemical Exploration, 77(2-3):133~150.

Yilmaz H. 2003b. Geochemical exploration for gold in western Turkey: success and failure. Journal of Geochemical Exploration, 80:117~135.

Progress of Research on the Characteristics and Genesis of Gold-Rich Porphyry-type Copper Deposits

JIANG Yingfei^{1,2)}

1) Kunming University of Science and Technology, Kunming, 650093;

2) Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

Abstract

The gold-rich porphyry copper deposits, one group of porphyry deposits, have aroused much interest among geologists after 1970s. On the basis of previous researches in classification, distribution, geological epochs, regional tectonic settings, intrusive rock compositions, and hydrothermal alteration-mineralization types, a great amount of progresses have been made in recent years, which can be summarized in following five aspects. ① Gold-rich porphyry Cu deposits can be found worldwide and most of them are large scale. ② The most gold-rich porphyry Cu deposits discovered are concentrated in Cenozoic and Mesozoic, commonly Tertiary. ③ Gold-rich porphyry Cu deposits occur commonly in magmatic arc settings at convergent plate boundaries, but a great number of such deposits are found recently in the continental collision belt, even in intracontinental environments. ④ Most of the ore-bearing porphyry are calc-alkaline magmas series, but part of deposits of this kind are closely related to high-K calc-alkaline and shoshonitic magmas. And finally, the enrichment of gold in Cu-rich porphyry-type deposits has little relation with geotectonic setting, metallogenic age, intrusive rock compositions, wallrock composition, hydrothermal alteration-mineralization types, but are controlled by mantle magma process, magma-hydrothermal process and hydrothermal process.

Key words: gold-rich porphyry Cu deposit; geotectonic setting; high-K calc-alkaline magmas; gold enrichment mechanism