

# 富金斑岩型铜矿床的基本特征、成矿物质来源与成矿高氧化岩浆-流体演化<sup>\*</sup>

李金祥 秦克章<sup>\*\*</sup> 李光明

LI JinXiang, QIN KeZhang and LI GuangMing

中国科学院地质与地球物理研究所 中国科学院矿产资源重点实验室, 北京 100029

Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2005-12-01 收稿, 2006-02-15 改回.

Li JX, Qin KZ and Li GM. 2006. Basic characteristics of gold-rich porphyry copper deposits and their ore sources and evolving processes of high oxidation magma and ore-forming fluid. *Acta Petrologica Sinica* 22( 3 ) 678 ~ 688

**Abstract** Gold-rich porphyry copper deposits of Cenozoic are dominantly generated in subduction-related volcanoplutonic arcs and continental margin arc at convergent plate boundaries. Most of those older deposits appear to occur in island-arc terranes accreted to continental margins. The porphyry stocks span a range of compositions, from low K calc-alkaline diorite, quartz diorite and tonalite, through high K calc-alkaline quartz monzonite, to alkaline monzonite and syenite; and commonly emplaced at shallow crustal level ( 1 ~ 2km ) and, hence, are likely to be associated with coeval volcanic rocks. And hydrothermal breccias are commonly associated with gold-rich porphyry deposits. Six broad alteration types are identified in these deposits, from early to late in time, including Ca-Na silicate alteration, potassic silicate alteration, propylitic alteration, intermediate argillic alteration, sericitic ( phyllic ) alteration and advanced argillic alteration, and advanced argillic alteration occurred in the same time as K-feldsparization silicification. Most of gold is introduced with copper during potassic silicate alteration stage, and gold contents also correlate well with the intensity of A type quartz veinlets. Many gold-rich porphyry copper deposits are deficient in molybdenum, rich in platinum group elements, especially rich in palladium and platinum. The key controlling processes on gold-rich porphyry copper deposits include: ( 1 ) source rich in ore-forming elements, ( 2 ) mechanism for Cu, Au and other mineralization elements efficient move into magma melt, ( 3 ) Cu, Au and other ore-forming elements have not been lost in the processes of magma evolution, ( 4 ) magmatic volatile efficiently escapes from magma, and the earlier, the more favorable for mineralization, ( 5 ) Cu, Au mineralized elements efficiently move into magmatic volatile, ( 6 ) developing relatively closed system at the top of ore-forming porphyries to inhibit the abscondence of magma volatile, ( 7 ) Cu and Au-bearing ore-forming fluid efficiently deposit, and ( 8 ) a magma chamber exists in the upper crust, which can provide ore-forming materials and heat energy driving hydrothermal recycle. And the formation of a giant deposit often have several periods of magma pulsative emplacement and hydrothermal events. However, the source of its ore-forming materials is still in debate. Currently, most researchers consider that metasomatized mantle wedge probably is the main source. These magmas favorable for the formation of gold-rich porphyry copper deposits consist of high-K calc-alkaline magma, alkaline magma, and adakitic magma, all of which have oxidation characteristics. The fluid and melt generated by dehydration and melting of subducted slab provide the high oxidation station for the mantle wedge, which is one of the main factors of mineralized elements moving into magma. The latest research indicates that fluid cooling may be the main factor of Cu and Au deposition. This article summarized the basic characteristics and the latest research approaches on the genesis and process of gold-rich porphyry copper deposits, discuss the existed problems and suggest some developing orientations.

**Key words** Gold-rich porphyry copper deposit, Alteration association, Island arc, Calc-alkaline magma, Alkaline magma, Metasomatized mantle wedge, Ore source, Gold-rich ore-forming fluid

**摘 要** 第三纪富金斑岩型铜矿床主要发育于板块汇聚边缘与俯冲作用相关的火山-岩浆弧以及陆缘弧中,而大多数较古老的富金斑岩型铜矿床则主要发育于向大陆边缘增生的岛弧环境中。含矿斑岩的岩性变化范围从低钾钙碱性闪

<sup>\*</sup> 国家重点基础研究发展规划项目( 2002CB412605 )和中国科学院创新项目( KZCX3-SW-137 )资助。

第一作者简介:李金祥,1981年生,在读博士生,矿床学专业, E-mail ljx@mail.iggcas.ac.cn

<sup>\*\*</sup> 通讯作者:秦克章,研究员,从事造山带与成矿学研究, E-mail kzq@mail.iggcas.ac.cn

长岩、石英闪长岩和英云闪长岩到高钾钙碱性石英二长岩到碱性的二长岩及正长岩,通常侵位于地壳浅部 1~2km 处,与同期的火山岩密切共生,并常见热液爆破角砾岩。其围岩蚀变从早到晚依次可分为 Ca-Na 硅酸盐蚀变、K 硅酸盐蚀变、中级泥质蚀变、绢云母化、高级泥质蚀变,而浅部的高级泥质蚀变可以与早期 K 硅酸盐蚀变同期形成。Cu、Au 矿化主要发育在 K 硅酸盐蚀变带中,矿化与 A 型脉密切相关,贫钼而富铂族元素。控制富金斑岩型铜矿床形成的几个关键过程包括:(1)源区有大量的 Cu、Au 等成矿元素;(2)能使 Cu、Au 等成矿物质有效进入岩浆熔体的机制;(3)含成矿元素的岩浆熔体在从地幔上升到地壳高侵位而形成斑岩体的过程中没有 Cu、Au 等成矿物质损失;(4)在岩浆上升演化过程中,岩浆挥发份能有效的逸出,并且逸出的时间越早,对成矿越有利;(5)Cu、Au 等成矿元素能有效进入岩浆挥发份;(6)在成矿斑岩体上部发育有利的相对封闭机制,阻止岩浆挥发份的逃逸;(7)含 Cu、Au 成矿流体的有效沉淀机制;(8)具有一个地壳上部的岩浆房,能够不断提供成矿物质和驱动热液循环的热能。要形成大型矿床一般需要多期岩浆脉动侵位与多期矿化热液蚀变事件的叠加。现多倾向认为交代的地幔楔可能是其主要物质来源。而有利于富金斑岩型铜矿床形成的岩浆有钾质钙碱性岩浆、埃达克质岩浆、碱性弧岩浆。俯冲板片脱水形成的流体或者熔融产生熔体提供了上覆地幔楔熔融的高氧逸度条件,这种高氧逸度特征是地幔源区 Cu、Au 成矿元素能否进入岩浆熔体的重要条件之一。最近研究表明流体的冷却可能是 Cu、Au 沉淀成矿最主要的因素。本文扼要介绍了富金斑岩型铜矿的矿床地质特征、矿床成因等方面的研究进展,分析了存在的主要问题并对其发展趋势作了展望。

关键词 富金斑岩型铜矿;蚀变组合;岛弧;钙碱性岩浆;碱性岩浆;交代地幔楔;矿质来源;富金成矿流体  
中图法分类号 P618.41

若斑岩型铜矿床中 Au 的含量 >0.4g/t (Sillitoe,1979) 或者全岩的 Cu/Au 的原子数之比小于 40000 (Kesler *et al.*, 2002) 则可笼统的称为富金斑岩型铜矿床。这类矿床具有与贫金、富钼斑岩型铜矿类似的地质特征。富金斑岩型铜矿床组成了由 Cu-Au、Au-Cu 到 Au 斑岩型矿床的连续系列 (Sillitoe 2000)。世界上富金斑岩型铜矿 Au 的储量如图 1 所示,印度尼西亚 Grasberg 斑岩型 Cu-Au 矿床的 Au 储量可达到 2560t。正是由于富金斑岩型铜矿床有相当可观的 Au 储量,具有较高的经济价值,在过去的 30 年中,一直是矿业公司的首选勘探对象,相继发现了一系列大型、超大型富金

斑岩型铜矿床,如 Panguna、Grasberg、Batu Hijau、Alumbrera、Far South East、Oyu Tolgoi 等,并从不同方面对该类型矿床进行了深入研究,取得了许多进展,极大地拓展了人们对富金斑岩型铜矿床的认识和理解。本文根据对青藏、新疆、北美西部典型斑岩铜金矿床的实地调查,结合大量最新文献的阅读分析,扼要介绍了富金斑岩型铜矿床的基本地质特征、构造-岩浆背景和成矿物质来源、成矿流体演化等方面的研究进展,并在此基础上,分析了存在的问题并对其发展趋势作了展望。

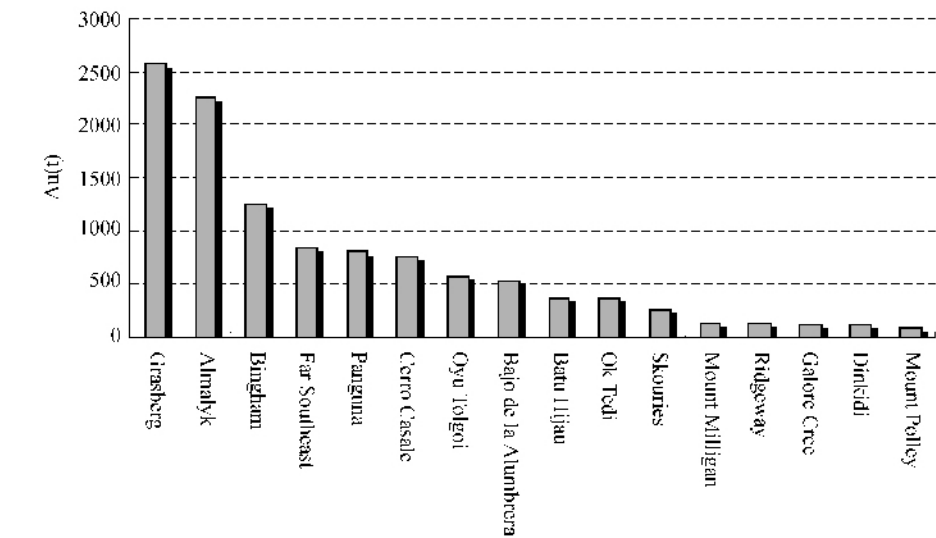


图1 世界上富金斑岩型铜矿床中 Au 的储量(数据来源于 Singer *et al.*, 2002)  
Fig.1 The Au tonnage of gold-rich porphyry copper deposits in the world( data from Singer *et al.*, 2002)

# 1 富金斑岩型铜矿床的基本地质特征

## 1.1 时空分布特点与产出的大地构造环境

富金斑岩型铜矿床主要产于板块汇聚边缘与俯冲作用有关的火山-岩浆弧中,是在区域压性背景下侵位形成的(Sillitoe 2000),主要分布于南美洲的智利、秘鲁及太平洋西南缘的东南亚地区,在这些地区浅成低温热液 Au 矿床同样广泛分布。在中国也发现有多宝山(杜琦等,1988)、小西南岔(芮宗瑶等,1995)、滇西北衙(徐兴旺等,2006)、西藏班公湖-怒江带上新近发现的多不杂富金斑岩型铜矿床和冈底斯中西段雄村 Cu-Au 矿床,其品位高、规模大,但对雄村矿床的成因类型尚有不同认识(Qin *et al.*, 2005)。但是,也有一些富金斑岩型铜矿床形成于陆缘弧后背景,例如美国 Bingham 和阿根廷 Bajo de la Alumbrera 矿床。目前研究表明有利于形成富金斑岩型铜矿可能的构造背景有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, 2001)、由于碰撞使俯冲作用中止的阶段(McInnes and Cameron, 1994; Sillitoe, 1997)。另外,人们注意到太平洋东岸的斑岩型矿床以斑岩型 Cu、Cu-Mo 矿为主,而西南岸以发育富金的斑岩型 Cu 矿床为主,一些学者研究指出该分布特点可能与两岸不同的基底性质、大地构造背景及其应力状态有关(Ishihara, 1998; 秦克章等, 1999); 而 Xia *et al.* (2003) 指出太平洋西岸的张性背景控制了富金斑岩型铜矿床的形成。最新研究表明斑岩型铜钼矿床多形成于构造背景由挤压向伸展过渡转换的阶段(Qin *et al.*, 2005)。而且,世界上明显表现出一种趋势:富金斑岩型铜矿床主要集中在一些特定地带,例如秘鲁北部 Cajamarca 带、加拿大科迪勒拉山(Cordillera)的中部、智利北部的 Maricunga 带和菲律宾 Luzon 带和印尼伊里安带以及中亚造山带的南蒙、中国天山及中亚地区的一些典型的富金斑岩型铜矿床。

从全球范围来看,矿床形成时代主要以第三纪为主(64%),但是也有中生代(例如加拿大哥伦比亚地区 Mount Polley 等)和古生代(例如澳大利亚东部 Lachlan 造山带的 Cadia 和中亚造山带乌兹别克斯坦 Almalyk 矿床)的矿床实例。大多数较古老的富金斑岩型铜矿床主要发育于向大陆边缘增生的岛弧环境中(Sillitoe, 2000),例如乌兹别克斯坦 Almalyk、加拿大 Galore Creek,以及新近发现的南蒙 Oyu Tolgoi 超大型斑岩铜金矿床等。

## 1.2 含矿斑岩特征及与同期火山岩的关系

富金斑岩型矿床通常在地壳浅部(1~2km)侵位(Cox and Singer, 1988; 芮宗瑶等, 2003),与同期的火山岩紧密共生。而典型的斑岩型铜钼矿床多形成于地壳浅部 1~3km 深度内,并不总伴有同期火山岩。且这些与富金斑岩型铜矿床共生的火山岩在成分上具有典型的安山质-英安质或者粗面安山质-安粗质特征,通常形成层状火山地貌,但其地貌特征

一般只有部分被保存。圆柱状垂向延伸(1~>2km)的斑岩体是富金斑岩型铜矿床的中心,包含全部或者大部分的矿石,直径范围通常从 100m 到大于 1km。而且通常是复式的,早期的斑岩体被成矿期和成矿后的岩相侵入,导致岩体幕式的膨胀(inflation)。后期的斑岩相常侵入到早期岩体的轴部,从而形成鸟巢状套合的几何特征(nested geometry)。

与富金斑岩型矿床成因相关的斑岩体属于 I 型、磁铁矿系列,具有高氧化性的特征(Ishihara, 1981, 1998; Chappell and White, 2001; Blevin, 2004)。斑岩体的岩性变化范围从低钾钙碱性闪长岩、石英闪长岩和英云闪长岩到高钾钙碱性石英二长岩到碱性的二长岩及正长岩。而且, Blevin (2004) 研究表明,富金斑岩型铜矿床与氧化性高、分异演化程度较低的花岗闪长质岩浆(闪长质斑岩等)有关;而斑岩型 Mo 矿床主要与氧化性较低、高度演化的花岗质岩浆(花岗质的斑岩等)有关;斑岩型 Sn 矿床主要与高度分异演化、还原性的花岗质岩浆(流纹英安质斑岩)有关(图 2)。

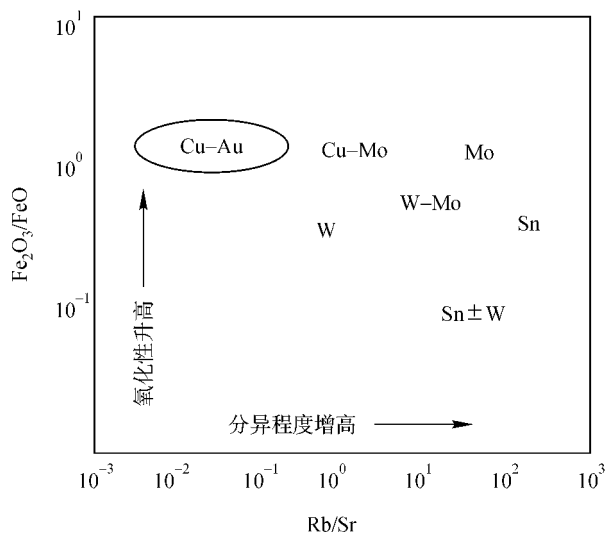


图2 花岗质岩浆分异程度和氧化状态与斑岩型矿床的矿化类型之间的关系(据 Blevin 2004, 修改)

Fig. 2 The relationship between differentiation degree and oxidation state of granitic magma and the type of porphyry deposit (revised after Blevin 2004)

与富金斑岩型 Cu 矿有关的斑岩  $\text{SiO}_2 < 65\%$ , 分异系数  $D_K$  (58~70) 较低; 而与 Cu-Mo 矿床有关的斑岩  $\text{SiO}_2 > 65\%$ ,  $D_K$  (68~80) 较高; 而斑岩型钼矿床的斑岩大多  $\text{SiO}_2 > 70\%$ ,  $D_K > 84$  最高(Lang *et al.*, 1995b; 芮宗瑶等, 2004)(图 3)。由此可见,富金斑岩型铜矿床的形成对斑岩体的岩性有选择性,多偏中性或碱性且分异程度较低。

热液爆破角砾岩常常与富金斑岩型铜矿床共生,包含早期正岩浆期、后期火山喷气期和岩浆蒸气期(phreatomagmatic)产物,以及最后形成的火山通道。角砾岩通常形成较早,是典型的中期岩浆侵入体相的岩浆流体释放的产物。热液爆破角砾岩金属含量通常较高,高于周围的网

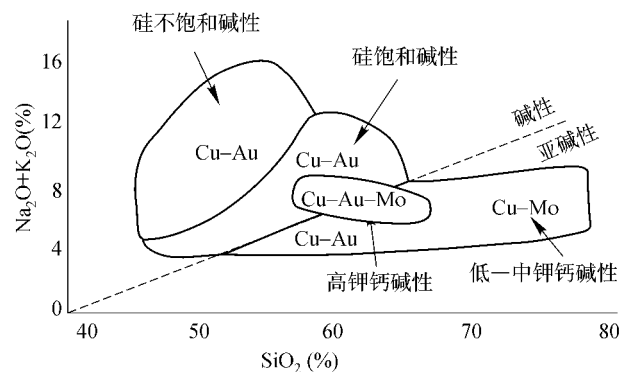


图3 斑岩型矿化与岩浆性质的关系(据 Lang *et al.*, 1995b 补充)

Fig. 3 Relationship between type of porphyry deposit and magmatic nature( after Lang *et al.*, 1995b )

脉状、浸染状的矿化,如加拿大西岸 Mount Polley 铜金矿区所见。

### 1.3 热液蚀变类型

与经典的斑岩型铜(钼)矿床的硅化核、钾化带、绢英岩化带、粘土化带蚀变组合有所不同,富金斑岩型矿床蚀变类型主要分为六种,发育于富金斑岩体内及其围岩中,空间上从下向上依次为:Ca-Na 硅酸盐蚀变、钾-硅酸盐蚀变(钾化)、青盘岩化、中度泥化、绢云母化(千枚岩化)、高级泥化(Stillito 2000)。它们各自的特征分别为:

(1)Ca-Na 硅酸盐蚀变:主要由角闪石(阳起石)、钠长石或奥长石及磁铁矿构成广泛交代和细网脉,有时透辉石也可能出现。角闪石和磁铁矿主要以细脉形式出现,而钠长石更多以细脉的镶边以及交代长石斑晶的形式出现。在一些矿床中,石英-磁铁矿(±角闪石)细脉是该蚀变类型的最主要形式,并且这种石英是玻璃质(vitreous)和自形的,类似于“A”型细脉。但是,这类蚀变常被稍晚的钾化蚀变交代而难以识别。另外,该带是贫硫化物的。

(2)钾硅酸盐蚀变:主要以发育交代和细网脉状充填的黑云母为显著特征,并且黑云母通常是富镁的,这种黑云母常常伴生有热液钾长石和(或者)阳起石。绿帘石和碳酸盐也可以出现。在钾化蚀变组合中,硬石膏呈浸染状和细网脉状广泛分布;但粗粒的硬石膏细脉是晚期的,并穿插了铜金矿化。在钾化带中,发育有丰富的热液磁铁矿,体积百分比平均从3%到10%,以磁铁矿或者石英-磁铁矿细脉、不规则的团块状、浸染状和磁铁矿颗粒加大的形式出现。在与碱性岩相关的富金斑岩型矿床中,K 蚀变程度( $K_2O > 10\%$ )明显高于与钙碱性岩浆相关的斑岩型矿床( $K_2O$  一般为1%~3%)(Jensen and Barton 2000)。

(3)浅绿色中级泥化:主要是叠加在钾化带上,矿物组合包括绢云母、伊利石、绿泥石、方解石和蒙脱石。

(4)绢云母化:以石英-绢云母-黄铁矿组合为特征。在

许多的斑岩型 Cu-Mo 矿床中,绢云母化的蚀变晕常常是围绕 K 硅酸盐蚀变带发育。但在富金斑岩型铜矿床中该类蚀变只在局部发育,并且叠加在 K 硅酸盐蚀变和中级泥质化带上,例如阿根廷 Bajo la Alumbrera 矿床等。

(5)高级泥化带:发育于富金斑岩型铜矿床的顶部,特别是在火山岩中普遍发育,在该蚀变带中可能套合有高硫化物型浅成低温 Cu-Au 矿化,其矿物组合主要为蛋白石、石英、明矾石、叶腊石、水铝石、地开石和高岭石。

(6)青磐岩化:构成富金斑岩型铜矿床的外带晕,发育于围岩中,主要矿物组合是绿泥石、绿帘石和碳酸盐。另外,钙和镁的矽卡岩也可能出现在富金斑岩系统周围,例如在 Ok Tedi、Kingking、Majdanpek、Bingham、Cerro Corona、Minas Conga 矿床中所见。

另外,在一些与碱性侵入体有关的富金斑岩型铜矿床中,如在加拿大不列颠哥伦比亚(British Columbia)地区,石英脉是很少见的(Lang *et al.*, 1995a)。但是也有例外,例如在澳大利亚 Cadia 地区的 Ridgeway 矿床石英脉则是广泛发育的(Wilson *et al.*, 2003)。这可能与岩浆是否硅饱和以及在蚀变的过程中成矿流体中是否硅饱和和有关(Jensen and Barton 2000)。而且,在这些碱性富金斑岩型铜矿床中所有的蚀变带中,都可以见到石榴石、萤石、石膏。

在上述蚀变带中,从早到晚相应地可识别出至少6种密集的网络系(Gustafson and Hunt, 1975; Stillito 2000):(1)磁铁矿-阳起石细脉(M型脉);(2)条纹状黑云母细脉(EB型脉);(3)石英-磁铁矿-黄铜矿脉(A型脉),常伴有钾长石的蚀变晕;(4)中心具黄铜矿线的石英脉(B型脉),常伴有钾长石的蚀变晕;(5)绿泥石-黄铁矿脉,绿泥石常以蚀变晕形式出现;(6)石英-黄铁矿脉(D型脉),常伴有石英-绢云母化的蚀变晕。各种脉发育在不同的蚀变带中,M型脉发育在早期的Ca-Na蚀变带,而EB型脉、A型、B型脉则发育在K硅酸盐蚀变带。绿泥石-黄铁矿脉通常发育在中级泥质蚀变带;而D型脉则主要发育在绢云母化带。西藏班公湖-怒江带的多不杂铜金矿床脉系则更为复杂多样,除上述6种外,还发育有黄铜矿-石膏脉和丝状黄铜矿脉等,表明该矿区热液流体作用强度更大,过程也更复杂。

与经典的斑岩型铜(钼)矿床相比,富金的斑岩型铜矿中硅化、绢英岩化发育较弱或者范围较窄,而黑云母化、钠长石化、磁铁矿化、青盘岩化发育更加充分。这与其岩浆的氧逸度和围岩性质(同期的火山岩多为中性火山岩)是密切相关的。

### 1.4 矿化组合与 Au 含量的变化

在富金斑岩型矿床中,通常 Cu、Au 一起发育在 K 硅酸盐蚀变带中。并且 Cu、Au 的含量是同步变化的,Au 的含量与“A”型石英细脉的发育强度密切相关。在矿床的上部和中部,Au 含量(Au/Cu 的比值)有向下增加的趋势,甚至是加倍增加的,向下延伸到几百米处,例如 Grasberg 矿床。然而,

在一些富金斑岩型矿床中, Au 含量也有保持不变的, 例如 Guinaoang; 或者是向上增加的, 例如 Ok Tedi (Sillitoe 2000)。但是, 在不列颠哥伦比亚地区的 Ajax 碱性富金斑岩型铜矿床中, 高品位的 Cu-Au 矿体则发育在钠质蚀变带中 (Jensen and Barton 2000)。而且, 富金斑岩型铜矿床的硫化物是分带的, 一般从内向外依次为斑铜矿-黄铜矿-黄铁矿。在富金斑岩型铜矿床中, Au 主要是细粒的 (常常  $< 20\mu\text{m}$ ), 偶尔有粗粒 ( $> 800\mu\text{m}$ ) 自然金出现; 通常与 Cu-Fe 和 Fe 硫化物 (通常是黄铁矿、黄铜矿和斑铜矿, 但是在 Ok Tedi 是白铁矿) 密切共生, 以相互交生、附生或者产在石英颗粒附近 (Sillitoe, 2000; Arif and Baker 2004)。另外, 斑铜矿含量 (大约  $1 \times 10^{-6}$ ) 高于黄铜矿 ( $< 0.1 \times 10^{-6}$ ) 一个数量级 (Kesler *et al.*, 2002)。对自然金成分的分析表明: 在早期斑铜矿中的金颗粒含有较高的 Cu、较低的 Ag 含量; 而在后期黄铜矿中 Au 颗粒通常含有较高的 Ag、较低的 Cu 含量 (Arif and Baker, 2004)。此外, 许多的富金斑岩型矿床是亏损钼 ( $< 20 \times 10^{-6}$ ) 的, 例如 Ok Tedi、Batu Hijau、Santo Tomas II、Far Southeast 和 Bajo de la Alumbrera 矿床。尽管如此, 在 Bingham 矿床发育有富钼 ( $> 1500 \times 10^{-6}$ ) 的核, 这是该类型矿床的一个特例, 可能与不同岩相的多期侵入、多期热液蚀变矿化有关 (Phillips *et al.*, 1997)。另外, 在富金斑岩型矿床中 Ag 常常是和 Au 相关的, 但是平均含量较低 ( $0.5 \times 10^{-6} \sim 4 \times 10^{-6}$ ); 而富铂族元素, 特别是以碲钯矿和碲铂矿形式出现的 Pd、Pt, 与 Au 是密切共生的, 例如 Mamut、Santo Tomas II、Ok Tedi、Majdanpek 和保加利亚的 Elatsite (Pt  $349 \times 10^{-9}$ 、Pd  $3440 \times 10^{-9}$ ) (Tarkian and Stribny, 1999; Augé *et al.*, 2005)。而在富金斑岩型矿床上部的淋滤带 Au 通常是异常富集的, 而 Cu 是淋滤亏损的。

### 1.5 相伴的其它矿化类型

富金斑岩型矿床的含矿斑岩体是广泛热液蚀变的中心, 在其周围也可以形成其它的矿化类型, 包括高硫型、低硫型浅成低温 Au 矿床、夕卡岩和产在碳酸盐和非碳酸盐 (noncarbonate) 岩中的交代型矿床 (Jones, 1992; Qin and Ishihara, 1998; Li *et al.*, 2005)。例如菲律宾群岛远东南矿床 (Far Southeast) 伴生的浅成低温 Au (Cu) 矿体 (Hedenquist *et al.*, 1998) 和 Bingham 矿床碳酸盐岩容矿的多金属矿床等都是围绕富金斑岩矿床中心分带的典型实例。通常与富金斑岩型铜矿床套合的浅成低温热液矿床为高硫化物型, 而低硫化物型浅成低温热液 Au 矿床则发育在距斑岩体较远处。

高硫化物型浅成低温 Au 矿床与富金斑岩型铜矿床之间的过渡是钙碱性火山深成岩浆弧的特征 (Hedenquist and Lowenstern, 1994; Sillitoe 2000)。而与碱性岩有关的富金斑岩型铜矿床过渡的矿化类型不是高硫化物浅成低温热液 Au 矿床, 甚至缺乏高级泥质蚀变的岩盖 (lithocap), 而是低硫化物的浅成低温热液 Au 矿床, 例如巴布亚新几内亚的 Ladolam 低硫型浅成低温热液 Au 矿床与其下低品位富金斑岩型铜矿

床 (Müller *et al.*, 2002)、Porgera 富金斑岩型铜矿床地区 (Richards, 1995) 等, 这种现象可能是由于伴随着 K-Ca 蚀变产生高效缓冲的酸性流体限制了高硫化物型浅成低温热液 Au 矿床和高级泥质蚀变的发育 (Sillitoe 2002)。

## 2 富金斑岩型矿床的成矿物质来源与成矿流体演化

富金斑岩型铜矿床多产于汇聚板块的边缘, 由俯冲的板片或者交代的地幔楔熔融产生的岩浆, 分异演化、上升到近地表而形成矿床, 在一些地区, 也受到壳源的影响。

### 2.1 成矿物质来源

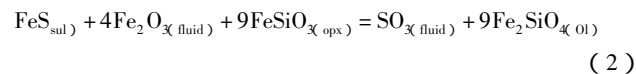
富金斑岩型铜矿床的成矿物质来源一直是争论的焦点。一种观点认为 Cu、Au 是岩浆来源, 而在岩浆中金属来源可能包括富集的地幔楔、俯冲的板片和地壳 (Sillitoe, 1972; Plank and Langmuir, 1993; McInnes *et al.*, 1999; Bouse *et al.*, 1999; Maughan *et al.*, 2002)。究竟那一种来源是主要的, 或者是混合来源? 目前尚没有很好的方法来直接确定 Cu、Au 等成矿元素的来源, 只有间接的从与成矿密切相关的岩浆来源来进行探讨。

目前识别出有利于富金斑岩型铜矿床形成的岩浆组合包括钾质钙碱性岩浆 (Müller and Groves, 2000)、埃达克质岩浆 (Defant and Drummond, 1990; Thie'blemont *et al.*, 1997; 王强等, 2003; 张旗等, 2004; 张连昌等, 2004; 刘洪涛等, 2004)、弧碱性岩浆 (McInnes and Cameron, 1994; Zhao *et al.*, 2003; Wison *et al.*, 2003)。幔源 O 型埃达克质岩浆 (Oceanic-type Adakite) 是由俯冲板片 (在平缓俯冲情况下) 直接部分熔融的产物, 似乎代表成矿物质来源于俯冲板片; 与富金斑岩型铜矿床密切共生。而壳源 C 型埃达克质岩浆 (Crustal-type Adakite) 则多产在陆-陆或陆-弧碰撞的造山带中, 与斑岩型 Cu 矿或者 Cu-Mo 矿相伴生 (王强等, 2003; Hou *et al.*, 2004; Qu *et al.*, 2004; Qin *et al.*, 2005)。O 型埃达克质岩浆与富金斑岩型铜矿床密切共生的原因, 可能是埃达克质岩浆具有高含水量、高氧逸度  $f_{\text{O}_2}$  和富硫的特征 (Oyarzun *et al.*, 2001), 因而成为斑岩铜金矿的重要含矿母岩。另外, 初生的埃达克质熔体与地幔橄榄岩/幔源熔体的相互作用, 也可能是埃达克质熔体获取金属和硫的重要途径 (侯增谦, 2004)。

弧碱性岩浆是俯冲带之上的交代地幔楔低程度部分熔融的产物 (Gibson *et al.*, 1995), 似乎代表地幔的来源; 但是在俯冲板片相变脱水过程中, 板片中的金属也可以进入流体 (熔体) 而进入上覆的地幔楔, 在 Lihir 岛碱性火山中心下面发现富集 Au、Cu、Pt、Pd 的交代地幔岩石俘虏体也证明了这一点。但是在这种情况下, 俯冲板片来源的金属元素可能是次要的 (McInnes *et al.*, 1999)。而这种高氧化性、富集挥发分、富钾和亲铜性元素的岩浆, 是许多“碱性”金矿床的母

源(Richards, 1995; Maughan, 2002)。

总之,无论那种岩浆来源,都要具有成矿金属元素进入岩浆的条件。Hamlyn and Keays(1986)指出地幔部分熔融超过 25% 才能使硫化物完全进入熔体,也只有这样熔出的岩浆才是 S 不饱和的岩浆,在岩浆演化过程中才不会丢失 Cu、Au 元素(Wyborn and Sun, 1994)。即亦只有在地幔熔出 S 不饱和的岩浆才有可能形成富金斑岩型铜矿床。如果板片来源的流体或者熔体在交代地幔楔的过程中,有 S 的带入,这样地幔楔部分熔融的程度将很容易达到 40%,而熔解所有地幔的硫化物(Métrich *et al.*, 1999),而产生 S 不饱和和富金等成矿元素的岩浆。另外, Solomon(1990)和 Tosdal(2001)发现弧极性的反转有利于富金斑岩型矿床的形成,他们把这种联系归因于部分熔融过的地幔楔的再次熔融。先期熔融的岩浆是 S 饱和的,地幔残余硅酸盐和不混溶富集 PGE 和 Au 等元素的硫化物熔体,再次的熔融将溶解所有的硫化物,而产生 S 不饱和的岩浆,而有利于在地壳浅部形成富 Au 的斑岩型矿床。但是后来还发现一些富金斑岩型铜矿床(例如美国的 Bingham Cu-Mo-Au 矿床)与碱性岩共生,而这种岩浆成分代表地幔非常低的部分熔融(McInnes and Cameron, 1994; Richards, 1995)。这两者之间似乎是矛盾的。这时,就需要地幔熔融具有高氧逸度的岩浆,是金属能进入岩浆的起决定性作用的条件(Sillitoe, 1997)。反应式如下:



而且岩浆高氧化性特征与富金斑岩型铜矿床中发育大量的磁铁矿和石膏的地质现象相吻合。由此看来,岩浆高氧化性的特征可能是 Au、Cu 等成矿元素进入岩浆熔体最主要的机制。Mungall(2002)进一步证实具有形成金、铜矿床潜力的弧岩浆具有高于 FMQ 两个对数单位的氧逸度,才能使亲铜性元素从地幔中释放出来。并指出只有板片来源的流体或者熔体才能提供上覆地幔楔熔融具有高氧逸度的特征。高氧逸度的特征使 S 以  $\text{SO}_3$  或者硫酸盐形式存在,而不是以还原性  $\text{S}^{2-}$  形式存在,这样就不会产生不混溶的硫化物熔体,因而有利于富金斑岩型铜矿床的形成。

另一种观点则认为 Au 是壳源的(Sheets *et al.*, 1996; Mathur *et al.*, 2005),提出 Au 是由对流循环的岩浆热液流体汲取地壳中的金而来的。但是这种观点在解释产在钾质蚀变带的 Cu、Au 时遇到了难题。大量 H、O 同位素证据表明钾质蚀变带的成矿流体具有岩浆水的特征,这样钾质蚀变带是一个封闭的系统,而无外来水的加入。如果是这样的话, Au 不可能来源于周围的地壳。值得一提的是深部来源的基性岩浆在上升到达壳幔边界,停留,由于下部岩浆的底侵作用,上覆的下地壳发生部分熔融,如果下地壳富含 Au 等成矿元素,那么下地壳的部分熔融也可能是金属的来源(Bouse *et al.*, 1999)。根据某些富金斑岩型铜矿床的初始<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 同位素比值偏高,例如 Bingham、Skouries 矿床初始锶同位素

比值( $I_{\text{Sr}}$ )分别为 0.710、0.708(Kroll *et al.*, 2002),显示这些矿床明显受到地壳混染作用的影响。

目前多认为,富金斑岩型铜矿床的主要来源最有可能是交代的地幔楔,而俯冲板片来源的流体或者熔体则提供了高氧逸度的条件,使地幔中硫化物能有效的进入熔体中。由此可见,在有关成矿岩浆的物质来源以及形成机制方面还存在很大分歧,也预示其成岩成矿物质来源的复杂性与多样性,还有许多问题有待进一步研究。地幔交代作用与成矿岩浆之间的关系(王奖臻等, 2001),以及在俯冲增生碰撞造山中的时空位置及壳-幔作用耦合(Qin *et al.*, 2005)将是这方面的主要研究方向。

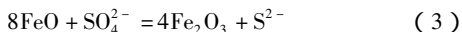
## 2.2 成矿流体的产生

富含成矿物质的岩浆上升到上部地壳,通常会形成岩浆房。由于温度和压力的降低,原始岩浆房就会持续或者间歇的释放出岩浆流体,通常在早期固化岩体顶部和其封闭的围岩下停留。岩浆继续结晶将导致沸腾、流体的释放、产生网状破裂和热液爆破角砾岩(Burnham, 1979)。

如果岩浆在演化过程中没有发生不混溶硫化物熔体的分离,那么形成富金斑岩型铜矿床至关重要的因素就是促使 Cu、Au 等成矿元素能有效的进入流体相。而且成矿流体析出越早,越有利于富金斑岩型铜矿床的形成。因为在结晶时铜可以进入铁镁硅酸盐矿物中,如果岩浆很晚才达到水过饱和,那么岩浆中的铜就会大量进入结晶相而发生分散。相反,如果岩浆较早达到水过饱和并发生流体相的出溶,就能使更多的 Cu、Au 进入流体相并参与成矿(Roedder, 1992)。岩浆能否较早达到水过饱和状态,主要取决于两个因素:一是岩浆的水含量较高;另一个是结晶时压力的大小,因为岩浆中水的溶解度与压力呈正比,因此如果岩体定位较浅(压力较小)或者伴随地壳隆升(压力减小)将有利于流体的出溶(王奖臻等, 2001),或者区域应力由强挤压转变为弱挤压,亦或挤压向走滑转变即近中性横向断裂与深断裂的联合作用过程中(Tosdal, 2001; Qin *et al.*, 2005),也有利于流体的出溶。

然而,关于成矿流体最早开始析出的温度、压力状态、流体相/结晶矿物(或者熔体相)之间的分配系数及其它的控制因素目前还不清楚。Harris *et al.*(2003)研究阿根廷 Bajo de la Alumbrera 富金斑岩型铜矿床发现,与熔融包裹体共存的高温(745℃~845℃)、高盐度(62%  $\text{NaCl}_{\text{eq}}$ )流体和气相包裹体( $\approx 2\% \text{NaCl}_{\text{eq}}$ ),被认为是至今所发现的最原始的成矿流体。而且计算出 Cu、Au 盐水/气相之间的分配系数 = 1.5 ~ 2;而盐水/熔体之间的分配系数 = 500 ~ 2000。流体包裹体和实验研究证实 Cu 主要以氯合物形式存在;而 Au 既可以以氯合物形式存在,也可以以氢硫络合物的形式出现(Gammons and Williams-Jones, 1997; Loucks and Mavrogenes, 1999)。但是在岩浆的温度和压力下, Cu、Au 主要以何种形式出现,还不十分清楚。结合流体包裹体的研究,对弧火山

盆地中的火山玻璃及其橄榄石中熔体包裹体(原始熔体)的研究发现,在岩浆演化早期结晶分异过程中,Cu、Au是不相容的元素,岩浆演化到SiO<sub>2</sub>含量约58%时,发生磁铁矿结晶导致含金流体释放而进入岩浆流体相,归因于磁铁矿结晶而导致还原状态S的产生(如反应式3)。



这个流体相似乎可以代表地壳上部岩浆房析出最早的相,而Cu、Au可能以氢硫络合物形式存在。但是在岩浆房温度和压力下,Cu、Au以氢硫络合物形式存在只是一种推测(Sun *et al.*, 2004),尚没有得到实验的证实。Loucks and Mavrogenes(1999)也指出:在高压(100~400MPa)、高温(550℃~725℃)下硫络合物可能是一种在超临界盐水中运移金的有效方式,适用于从斑岩体原始岩浆房初始分离的流体。但是Frank *et al.*(2002)实验研究表明:在800℃和100MPa压力下,Au主要被与f<sub>S</sub>无关的盐水流体运移。由此可见,高温、高压下Cu、Au以何种形式存在、运移尚不十分清晰。但是,在这种岩浆的温度和压力条件下,如果磁铁矿结晶生成大量的还原性S,则有可能在岩浆上升过程中形成不相溶硫化物熔体,而导致Cu、Au等成矿元素的丢失。不过,Halter *et al.*(2005)对Bajo de la Alumbra 富金斑岩型铜矿床研究表明:在岩浆演化过程中,Cu、Au首先进入硫化物熔体,然后在岩浆房演化的晚期阶段,由于挥发份的逸出,硫化物不混熔的熔体发生氧化,金属元素释放而进入成矿热液中。而且指出富集Cu、Au成矿元素不混熔硫化物熔体预富集,对形成富金斑岩型铜矿床起到了重要的作用。但是,这种硫化物的熔融包裹体是否很普遍,尚待证实;是否是硅酸岩熔体向成矿流体转变的一个过渡阶段,尚不清楚。

### 2.3 热液蚀变与金属矿化过程中成矿流体的演化

成矿流体从原始岩浆房析出以后,随后在岩体顶部、边部和围岩中发生相互作用,从早期到晚期依次产生Ca-Na硅酸盐蚀变、K硅酸盐蚀变、青盘岩化、中级泥质蚀变、绢云母化、高级泥质蚀变等;而在早期K硅酸盐蚀变阶段,高级泥质蚀变可以在浅部开始形成。

关于Ca-Na硅酸盐蚀变的成因尚存在着争论。Lang *et al.*(1995a)对加拿大不列颠哥伦比亚省与碱性侵入体共生的富金斑岩型矿床进行研究后,提出岩浆流体是Ca-Na蚀变的原因。但是,Dilles and Einaudi(1992)提出以来源于沉积围岩的原生卤水早期流入和加热来解释内华达Yerington地区类似的蚀变。然而在不列颠哥伦比亚地区与碱性侵入体有关以及其它地区富金斑岩型铜矿床,Ca-Na硅酸盐蚀变伴有矿石品位的Au和Cu。况且,Ca-Na硅酸盐蚀变在火山岩容矿的矿床中是普遍的,在这种地质条件下往往没有所谓的原生卤水。由此可见,岩浆流体似乎是富金斑岩型铜矿床中Ca-Na蚀变最主要的原因。

大量H、O同位素的研究证实:钾硅酸盐蚀变的流体具有岩浆水的特征。而且,通常认为钾硅酸盐蚀变的Cu、Au

矿化是通过岩浆卤水形成的(Gammons and Williams-Jones, 1997)。Harris *et al.*(2003)对阿根廷Bajo de la Alumbra 富金斑岩型铜矿床的研究发现,在钾化带石英脉中发现早期的盐水流体(均一温度745℃~845℃;盐度62% NaCl<sub>eq</sub>)含铜10%,演化到后期的盐水流体(均一温度≤550℃;盐度58% NaCl<sub>eq</sub>)含铜1%,暗示Cu在钾化带沉淀矿化。但是早期气相包裹体中异常高Cu的含量,暗示在气相中Cu以络合物形式存在。那么一个问题就是:在气相中Cu是以何种络和物形式存在?目前尚不清楚。

已知成矿流体中金属的沉淀机制有(1)流体的冷却(Gustafson and Hunt, 1975);(2)相分离化学作用(Reynolds and Beane, 1985);(3)与围岩的反应(Hemley and Hunt, 1992);(4)岩浆流体与大气水的混合(Hedenquist *et al.*, 1998)。而Redmond *et al.*(2004)研究Bingham矿床钾硅酸盐蚀变带中的两期流体包裹体指出,流体的冷却是最主要的沉淀机制。早期石英脉(不含矿)的流体包裹体的平均均一温度457℃(350℃~560℃),平均盐度约44% NaCl<sub>eq</sub>(38%~50% NaCl<sub>eq</sub>);而后期(含矿)的石英脉中流体包裹体的平均均一温度367℃(330℃~380℃)和平均盐度约44% NaCl<sub>eq</sub>(38%~45% NaCl<sub>eq</sub>)。因为(1)成矿前和成矿期的石英脉发育的蚀变带没有发生变化,都发育在钾化带;(2)成矿前和成矿期流体包裹体的盐度是类似的,那就不可能发生与大气水的混合;(3)相分离开始于矿体下500m处。因而在Bingham矿床中成矿元素的其它沉淀机制是不可行的。同时,在钾质蚀变带发育丰富的磁铁矿和石膏,说明其形成的环境是高氧化状态的岩浆-热液体系。而造成高氧化状态的岩浆-热液体系的机制有两种:一种是由氧化状态较高的岛弧岩浆演化而成(Ishihara, 1981, 1998);另一种则是正在冷凝的长英质岩浆受到玄武质岩浆的底垫作用所致(Hattori, 1993)。在氧化环境下S主要以S<sup>6+</sup>形式存在,但是Cu沉淀所需的还原性S从何而来?磁铁矿的结晶导致还原性的S产生可能是原因之一。这与Cu、Au矿化与磁铁矿密切共生的现象相符合。

然而,在中级泥质蚀变和绢云母化蚀变组合中Cu、Au沉淀的低温和低盐度流体,在基于氢、氧同位素、流体包裹体和蚀变矿化研究基础上得出,是岩浆和大气水的混合(Bodnar, 1995)或者是后期、低温度岩浆流体形成的(Hedenquist *et al.*, 1998)。而青盘岩质量是由于大气水稀释了向上运移的岩浆盐水或者是由通过围岩(中性火山岩)循环的原生水形成的(Bowman *et al.*, 1987)。

在富金斑岩型矿床中,高级泥质蚀变组合的形成有两种机制(Hemley and Hunt, 1992; Hedenquist *et al.*, 1998)(1)岩浆盐水的冷却而产生酸性成分离子化;(2)包含在低密度岩浆流体相中的岩浆挥发分上升进入包含大气水的含水层而被吸收,伴随HCl凝聚和SO<sub>2</sub>到H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>的歧化反应而产生酸性流体。在斑岩侵入体附近,叶腊石、地开石和其它高级泥质蚀变的矿物,可能由于前一机制产生;而在岩盖的环境

下,广泛的石英-明矾石蚀变可能是后一机制的产物。最近 Lerouge *et al.* (2005) 通过研究塞尔维亚的 Bor 高硫化物浅成低温热液 Cu-Au 矿区的高级泥质蚀变带中明矾石 O、H、S 同位素的研究 ( $\delta^{34}\text{S} = 17.5\text{‰} \sim 19.8\text{‰}$ ;  $\delta^{18}\text{O} = 10.4\text{‰} \sim 11.1\text{‰}$ ;  $\delta\text{D} = -43\text{‰} \sim -60\text{‰}$ ), 进一步证实热液流体主要具有岩浆来源的特征。

在该类矿床中通常发育不同蚀变的叠加-套合 (telescoping), 例如中级泥质蚀变叠加在钾化带上、绢云母化叠加到钾化带上等。这种蚀变的叠加-套合可能是由于在蚀变和矿化过程中古地表持续的降低, 或者是由于岩浆热液系统的衰退 (Fournier, 1999)。然而, 如在 Marte、Wafi 和其它矿区所观察到的, 在钾硅酸盐蚀变之上大量的高级泥质蚀变的套合, 可能不仅是岩浆热液系统的衰退, 似乎用异常快速的地表剥蚀, 伴有 (或者没有) 由于重力引起的塌陷来解释更为合理 (Sillitoe, 2000; 侯增谦, 2004)。

### 3 存在问题与研究前景展望

综上所述, 控制富金斑岩型铜矿床形成的几个关键过程包括 (1) 源区有大量的 Cu、Au 等成矿元素; (2) 能使 Cu、Au 等成矿物质有效进入岩浆熔体的机制, 比如源区具有高氧化性特征等; (3) 含成矿元素的岩浆熔体在从地幔上升到地壳高侵位而形成斑岩体的过程中没有 Cu、Au 等成矿物质丢失, 比如没有形成不混溶的硫化物熔体等; (4) 在岩浆上升演化过程中, 岩浆挥发份能有效的逸出, 并且逸出的时间越早, 对成矿越有利; (5) Cu、Au 等成矿元素能有效进入岩浆挥发份; (6) 在成矿斑岩体上部发育有利的相对封闭机制, 阻止岩浆挥发份的逃逸; (7) 含 Cu、Au 成矿流体的有效沉淀机制; (8) 具有一个地壳上部的岩浆房, 能够不断提供成矿物质和驱动热液循环的热能。而要形成大型矿床一般需要多期岩浆脉动侵位与多期矿化热液蚀变事件的叠加。但是, 在这些关键的控制因素中, 还有一些问题值得我们深思。

(1) 富金斑岩型的矿床中 Cu、Au 的来源? 是岩浆来源, 还是地壳来源? Cu、Au 是否同源? 目前大部分学者都指出是岩浆来源, 但是来源于交代的地幔楔、俯冲的板片? 还是基性岩浆底侵的下地壳物质部分熔融来源? 目前通常认为是交代地幔楔部分熔融的产物。但是, Bingham 等一些富金斑岩型铜矿床中的高  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值明确显示有地壳的混染。其来源还需进一步的研究, 可以通过离子探针微区稳定同位素 (Cu、Fe、B、Be、Cl、Mg 等) 和微量元素微区原位分析 (Graham *et al.*, 2004; Tanaka and Nakamura, 2005) 以及硫化物和流体包裹体中 He、Cl 同位素、铂族元素 (PGE) 含量, 结合 Os-Sr-Nd-Pb 同位素多要素来示踪并限定其来源。

(2) 在世界范围里发现钾质钙碱性岩石、埃达克质岩石和碱性岩与富金斑岩型 Cu 矿密切相关, 作为成矿岩体或者发育在矿床的附近, 这应当引起我们的注意。与富金斑岩型

铜矿床密切相关的一般是由于大洋板片平缓俯冲 (Kay and Mpodozis, 2001; 张旗等, 2004; 侯增谦, 2004) 而产生的 O 型埃达克岩。而碱性岩浆现在普遍认为是发育在张性环境下, 而在弧背景下形成碱性岩浆, 是由于经历了构造重新调整, 例如弧斜向俯冲、碰撞使俯冲停止和弧后的拉张背景下 (Jensen and Barton, 2000) 形成的。两者都是在构造环境发生调整情况下形成, 而都有利于富金斑岩型铜矿床的形成, 是否在两者之间有共同的因素控制了矿床的形成? 另外, 在同一个岛弧地区, 碱性岩浆一般多在岛弧演化晚期阶段而形成, 在相对张性的构造背景下形成; 是否在同一个岛弧地区, 钙碱性岩浆、埃达克质岩浆与碱性岩浆之间存在成因的联系? 今后应当进一步研究钾质钙碱性岩石、埃达克质岩、碱性岩的本质特征和形成机制, 以及其在岩浆形成过程中是如何吸取 Cu、Au 等成矿元素的? 还要考虑到岩浆演化过程中 Cu、Au 的地球化学行为等, 来探讨其与富金斑岩型铜矿成矿的关系。同时要找出它们的共性及其特性, 来探讨不同岩浆在形成富金斑岩型铜矿床中最本质的控制因素。

(3) 成矿流体开始分离的温度和压力等因素目前还不清楚。实验和同位素数据初步证实, 支持岩浆房可能最先分离出一个单一、高温的岩浆挥发份相, 随后分离出高盐度的流体及其与之共生的气相两种流体 (Burnham, 1979; Hedenquist and Lowenstern, 1994)。从原始岩浆房释放流体一直到热液蚀变矿化过程中, Cu、Au 的运移机制是什么? 以何种形式、何种状态运移? 及其流体的演化过程? 这就需要对比从高温阶段的熔体包裹体、高盐度多相的子矿物包裹体及其共生的低盐度的气相到低温流体包裹体进行系统的研究 and 对比。

(4) 富金斑岩型成矿系统 (富金斑岩型铜矿床、浅成低温热液矿床与矽卡岩型铜金矿床), 这个问题是当前矿床学研究方面的一个热点 (Qin *et al.*, 2002; Müller *et al.*, 2002)。目前还有很多问题尚不清楚, 例如在钙碱性火山深成岩岩弧中, 高硫化物型浅成低温 Au 矿床与富金斑岩型铜矿床之间的过渡是常见的。而在碱性的火山岩中心, 与碱性富金斑岩型铜矿床过渡的矿化类型明显不发育高硫化物型浅成低温热液 Au 矿床, 甚至缺乏高级泥质蚀变的岩盖; 相反却相对发育低硫化物型浅成低温热液 Au 矿床。这种现象是否就是因为成矿斑岩岩浆的性质起到了重要的作用? 还需进一步研究。而且, 它们之间的时空关系、结构体系及其之间的成岩、流体成矿演化过程, 以及它们之间的成矿年代序列、构造控制等方面的问题, 需要今后进一步加强研究。应从整个斑岩-次火山岩的岩浆-热液成矿系统角度来探讨富金斑岩型铜矿系统, 并建立指示标志, 引导勘查。

(5) 现普遍认为, 富金斑岩型铜矿床通常发育在岛弧的背景下; 而斑岩型 Cu-Mo 矿床似乎与大陆边缘的岩岩弧关系更密切。它们之间的区别是否就是由于岩浆的性质、俯冲带之上的岩石圈地幔不同、地壳厚度与性质的不同、构造背景的不同和岩浆上升过程中分异程度不同和地壳混染程度



的差别等因素造成的?另外,在富金斑岩型铜矿床中绢云母化只局部发育或者不发育,这是与富 Mo 斑岩型矿床最明显的差别之一,可以从此来探讨它们之间的区别。世界上斑岩型 Cu-Au 矿主要集中在一些特定的成矿带,其原因是什么?富金斑岩型铜矿床通常发育于岛弧演化的哪一个阶段等问题,亦亟待今后深入研究。

致谢 曾就某些问题与范宏瑞研究员、徐兴旺、张连昌副研究员讨论,受到不少启发,并承蒙喻学惠教授提出宝贵意见,在此一并致谢。

## References

- Arif J and Baker T. 2004. Gold paragenesis and chemistry at Batu Hijau, Indonesia: Implications for gold-rich porphyry copper deposits. *Mineralium Deposita*, 39: 523–535
- Aug T, Petrunov R and Bailly L. 2005. On the origin of the PGE mineralization in the Elatsite porphyry Cu-Au deposit, Bulgaria: comparison with the Baulaasahi Complex, India and other alkaline PGE-rich porphyries. *The Canadian Mineralogist*, 43(4): 1355–1372
- Blevin PL. 2004. Redox and Compositional Parameters for Interpreting the Granitoid Metallogeny of Eastern Australia: Implication for gold-rich ore systems. *Resource Geology*, 54(3): 241–252
- Bodnar RJ. 1995. Fluid inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. *Mineralogical Association of Canada Short Course*, 23: 139–152
- Bouse RM, Ruiz J and Tittley SR. 1999. Lead isotope compositions of late Cretaceous and Early Tertiary rocks and sulfide minerals in Arizona: Implications for the sources of plutons and Metals in porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 94: 211–244
- Bowman JR, Parry WT, Kropp WP and Kruer SA. 1987. Chemical and isotopic evolution of hydrothermal solutions at Bingham, Utah. *Economic Geology*, 82: 395–428
- Burnham CW. 1979. Magma and hydrothermal fluids. In: Barnes HL (eds.). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (2nd). New York: Holt, Rinehart and Winston, 71–136
- Chappell BW and White AJR. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Aust. J. Earth. Sci.*, 48: 489–499
- Cox DP and Singer DA. 1988. Distribution of gold in porphyry copper deposits: U. S. Geological Survey Open-File Report, 88–46, 22
- Defant MJ and Drummond MS. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subduction lithosphere. *Nature*, 347: 662–665
- Dilles JH and Einaudi MT. 1992. Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada; a 6-km vertical reconstruction. *Economic Geology*, 87: 1963–2001
- Du Q. 1988. Geology of Duobaoshan porphyry copper deposit. Beijing: Geological Publishing House, 386 (in Chinese with English abstract)
- Frank MR, Candela PA, Piccoli PM and Glascock MD. 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
- Gammons CH and Williams-Jones AE. 1997. Chemical mobility of gold in the porphyry-epithermal environment. *Economic Geology*, 92: 45–49
- Gibson SA, Thompson RN, Leonardos OH, Dickin AP and Mitchell J G. 1995. The late Cretaceous impact of the mantle plume: Evidence from large volume, mafic potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of petrology*, 36: 189–229
- Graham S, Pearson N, Jackson, Griffina W and O'Reilly SY. 2004. Tracing Cu and Fe from source to porphyry: In situ determination of Cu and Fe isotope ratios in sulfides from the Grasberg Cu-Au deposit. *Chemical Geology*, 207: 147–169
- Gustafson LB and Hunt JP. 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, 70: 857–912
- Halter WE, Heinrich CA and Pettker T. 2005. Magma evolution and the formation of porphyry Cu-Au ore fluids: evidence from silicate and sulfide melt inclusions. *Mineralium Deposita*, 39(8): 845–863
- Hamlyn PR and Keays RR. 1986. Sulfur saturation and second-staged melts: Application to the Bushveld platinum metal deposits. *Economic Geology*, 81: 1431–1445
- Harris AC, Kamenetsky VS, White NC, Achterbergh E and Ryan CG. 2003. Melt Inclusions in Veins: Linking Magmas and Porphyry Cu Deposits. *Science*, 302: 2109–2111
- Hattori K. 1993. High-sulfur magma, a product of fluid discharge from underlying mafic magma: Evidence from Mount Pinatubo, Philippines. *Geology*, 21: 1083–1086
- Hedenquist JW, Aribas A Jr and Reynolds TJ. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 93: 373–404
- Hedenquist JW and Lowenstern JB. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370: 519–527
- Hemley JJ and Hunt JP. 1992. Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems: II. Some general geologic applications. *Economic Geology*, 87: 23–43
- Hou Zengqian. 2004. Porphyry Cu-Mo-Au deposits: some new insights and advances. *Earth Science Frontiers*, 11(1): 95–98 (in Chinese with English abstract)
- Hou ZQ, Gao YF, Qu XM, Rui ZY and Mo XX. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene East-west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 220: 139–155
- Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology*, 75: 458–484
- Ishihara S. 1998. Granitoid series and mineralization in the Circum-Pacific Phanerozoic granitic belts. *Resource Geology*, 48: 219–224
- Jensen EP and Barton MD. 2000. Gold deposits related to alkaline magmatism. In: Hagemann SG and Brown PE (eds.). *Gold in 2000. Society of Economic Geologists. Reviews in Economic Geology*, 13: 279–314
- Jensen EP and Barton MD. 2000. Gold deposits related to alkaline magmatism. In: Hagemann SG, Brown PE (eds.). *Gold in 2000. Society of Economic Geologists. Reviews in Economic Geology*, 13: 279–314
- Kay SM and Mpodozis C. 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today*, 11(3): 4–9
- Kesler SE, Chrysosoulis SL and Simon G. 2002. Gold in porphyry copper deposits: its abundance and fate. *Ore Geology Reviews*, 21: 103–124
- Kroll T, Muler D, Seifert T, Herzig PM and Schneider A. 2002. Petrology and geochemistry of the shoshonite-hosted Skouries porphyry Cu-Au deposit, Chalkidiki, Greece. *Mineralium Deposita*, 37(1): 137–144
- Lang JR, Thompson JFH and Stanley CR. 1995a. Na-K-Ca Magmatic Hydrothermal Alteration Associated with Alkaline Porphyry Cu-Au deposits, British Columbia. In: Thompson JFH (ed.). *Magmas, Fluids and Ore Deposits, MAC Short Course Volume*, 23: 339–366
- Lang JR, Stanley CR and Thompson JFH. 1995b. Porphyry Copper-Gold Deposits Related to Alkaline Igneous Rocks in the Triassic-Jurassic Arc Terranes of British Columbia. In: Bolm J and Pierce FW (eds.). *Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera. Arizona Geological Society, Digest*, 20: 219–236
- Lerouge C, Bailly L, Béchu E, Fléhoc C, Genna A, Lescuyer JL, Stein G, Gillot PY and Kozelj D. 2005. Age and origin of advanced argillic alteration at the Bor Cu-Au deposit, Serbia. In: Mao JW and Bierlein F (ed.). *Mineral Deposit Research: Meeting the Global*

- Challenge. Springer, Volume 1 541–544
- Li GM, Qin KZ, Ding KH and Zhang XC. 2005. Cenozoic skarn Cu-Au deposits in SE Gangdese: Features, ages, mineral assemblages and exploration significance. In: Jingwen Mao JW and Frank Bierlein F (eds): Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge. Springer, Volume 2, 1139–1141
- Liu HT, Zhang Q, Liu JM, Ye J, Zeng QD and Yu CM. 2004. Adakite versus porphyry copper and epithermal gold deposits: A possible metallogenetic specialization of magmatism required in-deep assessment. *Acta Petrologica Sinica*, 20: 205–218 (in Chinese with English abstract)
- Loucks RR and Mavrogenes JA. 1999. Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluids inclusions. *Science*, 284: 2159–2163
- MacDonald GD and Arnold LC. 1994. Geological and geochemical zoning of the Grasberg Igneous Complex, Irian Jaya, Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration*, 50: 143–179
- Mathur R, Titley S, Ruiza, Gibbins S and Frieauf K. 2005. A Re-Os isotope study of sedimentary rocks and copper-gold ores from the Ertzberg District, West Papua, Indonesia. *Ore Geology Reviews*, 26(3–4): 207–236
- Maughan DT, Keith JD, Christiansen EH and Hattori K. 2002. Mafic alkaline magmas associated with the Bingham porphyry Cu-Au deposit, Utah, U. S. A. *Mineralium Deposita*, 37: 14–37
- McInnes BIA and 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
- McInnes BIA, McBride JS, Evans NJ, Lambert DD and Andrew AS. 1999. Osmium isotope constraints on ore metal recycling in subduction zones. *Science*, 286: 512–516
- Métrich N, Schiano P, Clocciatti R and Maury RC. 1999. Transfer of sulfur in subduction settings: an example from Batan Island (Luzon volcanic arc, Philippines). *Earth and Planetary Science Letters*, 167: 1–14
- Müller D and Groves DL. 2000. Potassic igneous rocks and associated gold copper mineralization (3rd ed.), Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 252
- Müller D, Kaminski K, Uhlig S, Graupner T, Herzig PM and Hunt S. 2002. The transition from porphyry- to epithermal-style gold mineralization at Ladolam, Lihir Island, Papua New Guinea: A reconnaissance study. *Mineralium Deposita*, 37(1): 61–74.
- Mungall JE. 2002. Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits. *Geology*, 30: 915–918.
- Oyarzun R, Maroueza Lollo 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. *Mineralium Deposita*, 36(7): 94–98
- Phillips CH, Smith TW and Harrison ED. 1997. Alteration metal zoning and ore controls in the Bingham Canyon porphyry copper deposit, Utah. *Society of Economic Geologists Guidebook Series*, 29: 133–145.
- Plank T and Langmuir CH. 1993. Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones. *Nature*, 362: 739–743
- Qin KZ and Ishihara S. 1998. On the possibility of porphyry copper mineralization in Japanese Islands. *International Geology Review*, 40(6): 539–551
- Qin KZ, Sun S, Li JL, Fang TH, et al. 2002. Paleozoic epithermal Au and porphyry Cu Deposits in North Xinjiang, China: Epochs, Features, Tectonic Linkage and Exploration Significance. *Resource Geology*, 52(4): 291–300
- Qin KZ, Tosdal R, Li GM, Zhang Q and Li JL. 2005. Formation of the Miocene porphyry Cu(-Mo-Au) deposits in the Gangdese arc, southern Tibet, in a transitional tectonic setting. In: Zhao Cs and Guo BJ (ed): Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge. China land publishing House, Volume 3: 44–47
- Qu XM, Hou ZQ and Li YG. 2004. Melt components derived from a subducted slab in late orogenic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt, southern Tibetan plateau. *Lithos*, 74: 131–148
- Redmond PB, Einaudi MTI, Nan E E, Landtwing M R and Heinrich C A. 2004. Copper deposition by fluid cooling in intrusion-centered systems: New insights from the Bingham Porphyry ore deposit, Utah. *Geology*, 32: 217–220
- Reynolds TJ and Beane RE. 1985. Evolution of hydrothermal fluid characteristics at the Santa Rita, New Mexico, porphyry copper deposit. *Economic Geology*, 80: 328–347
- Richards JP. 1995. Alkaline-type epithermal gold deposits: A review. *Mineralogical Association of Canada Short Course Volume 23*, 367–400
- Roedder E. 1992. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 5–20
- Rui ZY, Zhang HT, Wang LS and Chen RY. 1995. Porphyry-epithermal copper-gold deposits in Yanbian area, Jinlin province. *Mineral Deposits*, 14(2): 100–114 (in Chinese with English abstract)
- Rui ZY, Zhang LH, Chen ZY, Wang LS, Liu YL and Wang YT. 2004. Approach on source rock or source region of porphyry copper deposits. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 229–238 (in Chinese with English abstract)
- Sheets RW and Nesbitt B E Muehlenbachs. 1996. Metacritic water component in magmatic fluids from porphyry copper mineralization, Babine Lake area, British Columbia. *Geology*, 24: 1091–1094
- Singer DA, Berger VI and Moring BC. 2002. Porphyry copper deposits of the world: Database, maps, and preliminary analysis. U. S. Geological Survey Open-file Report 02–268
- Sillitoe RH. 1972. Relation of metal provinces in western America to subduction of oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 83: 813–818
- Sillitoe RH. 1979. Some thoughts on gold-rich porphyry copper deposits. *Mineralium Deposita*, 14: 161–174
- Sillitoe RH. 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 RH. 2000. Gold-rich porphyry copper deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. In: Hagemann SG and Brown PE (eds). *Gold in 2000*. Society of Economic Geologists Reviews in Economic Geology, 13: 315–345.
- Sillitoe RH. 2002. Some metallogenetic features of gold and copper deposits related to alkaline rocks and consequences for exploration. *Mineralium Deposita*, 37: 13–13
- Solomon M. 1990. Subduction arc reversal, and the origin of porphyry copper-gold deposits in island arcs. *Geology*, 18: 630–633
- Sun Weidong, Arculus RJ, Kamenetsky VS and Binns R. 2004. Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization. *Nature*, 431: 975–978
- Tanaka R and Nakamura E. 2005. Boron isotopic constraints on the source of Hawaiian shield lavas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 69: 3385–3399
- Tarkian M and Stribny B. 1999. Platinum-group element in porphyry copper deposits: A reconnaissance study. *Mineralogy and Petrology*, 65: 161–183
- Thiéblemont D and Stein G and Lecuyer JL. 1997. Gisement épithermaux et porphyriques: la connexion adakite. *CR Acad Sci. Paris Sci. Terre Planète*, 325: 103–109
- Tosdal RM and Richards JP. 2001. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu ± Mo Au deposits. *Society of Economic Geologists Reviews*, 14: 157–181
- Wang JZ, Li CY and Hu RZ. 2001. Research process in porphyry copper deposit. *Advance in Earth Sciences*, 16(4): 514–519 (in Chinese with English abstract)
- Wang Q, Xu JF, Zhao ZH et al. 2003. Intermediate-acid igneous rocks strongly depleted in heavy rare earth elements (or adakitic rocks) and copper-gold metallogenesis. *Earth Science Frontiers*, 10(4): 561–572 (in Chinese with English abstract)
- Wilson AJ, Cooke DR and Harper BL. 2003. The Ridgeway Gold-Copper Deposit: A High-Grade Alkaline Porphyry Deposit in the Lachlan Fold

- Belt, New South Wales, Australia. *Economic Geology*, 98: 1637 – 1666
- Wyborn D and Sun S-S. 1994. Sulphur-undersaturated magmatism: A key factor for generating magma-related copper-gold deposits. *AGSO Research News-letter*, 21: 7 – 8
- Xia B, Chen GW and Wang H. 2003. Analysis of tectonic settings of global superlarge porphyry copper deposits. *Science in China (Ser. D)*, 46( supp ): 110 – 122
- Xu XW, Cai XP and Song BC. 2006. Petrology, geochronology and genetic characteristics of Cenozoic alkaline porphyries in Beiya area, Western Yunnan. *Acta Petrologica Sinica*, 22( 3 ): 631 – 642( in Chinese With English abstract )
- Zhang LC, Qin KZ, Ying JF, Xia B and Shu JS. 2004. The relationship between ore-forming processes and adakitic rock in Tuwu-Yandong porphyry copper metallogenic belt, eastern Tianshan mountains. *Acta Petrologica Sinica*, 20: 259 – 268( in Chinese with English abstract )
- Zhang Q, Qin KZ, Wang YL, Zhang FQ, Liu HT and W Yan. 2004. Study on adakite broadened to challenge the Cu and Au exploration in China. *Acta Petrologica Sinica*, 20: 195 – 204( in Chinese with English abstract )
- Zhao ZH, Xiong XL, Wang Q and Bao ZW. 2003. Alkali-rich igneous rocks and related Au and Cu large and super-large deposits in China. *Science in China ( Ser. D )*, 46( supp ): 1 – 10

#### 附中文参考文献

- 杜琦. 1988. 多宝山斑岩铜矿床. 北京: 地质出版社, 386
- 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
- 刘红涛, 张旗, 刘建明, 叶杰, 曾庆栋, 于昌明. 2004. 埃达克岩与 Cu-Au 成矿作用: 有待深入研究的岩浆成矿关系. *岩石学报*, 20: 205 – 218
- 秦克章, 汪东波, 王之田, 孙枢. 1999. 中国东部铜矿床类型、成矿环境、成矿集中区与成矿系统. *矿床地质*, 18( 4 ): 359 – 371
- 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, 陆振宇, 王龙生, 刘玉琳, 王义天. 2004. 斑岩铜矿的源岩及其源区探讨. *岩石学报*, 20( 2 ): 229 – 238
- 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
- 王强, 许继峰, 赵振华等. 2003. 强烈亏损重稀土的中酸性侵入岩(或埃达克质岩)与 Cu-Au 成矿作用. *地学前缘*, 10( 4 ): 561 – 572
- 徐兴旺, 蔡新平, 宋保昌. 2006. 滇西北衙喜山期碱性斑岩岩石学、年代学及其成因特征. *岩石学报*, 22( 3 ): 631 – 642
- 张连昌, 秦克章, 英基丰, 夏斌, 舒建生. 2004. 东天山上屋-延东斑岩铜矿带埃达克岩及其与成矿作用的关系. *岩石学报*, 20: 259 – 268
- 张旗, 秦克章, 王元龙, 张福勤, 刘红涛, 王焰. 2004. 加强埃达克岩研究, 开创中国 Cu、Au 找矿工作的新局面. *岩石学报*, 20: 195 – 204