

斑岩铜矿体系与矿床剥蚀程度

冶金工业部地质研究所矿床室斑岩铜矿组

斑岩铜矿体系和斑岩铜矿床的剥蚀程度,是两个密切相关的问题。前者系指在一定构造条件下,不同性质的携矿熔浆侵位的地质环境和矿质热流体的扩散状况,藉以研究矿床形成的机理,它有助于矿床剥蚀程度的确定;后者是找矿评价的实际需要,并为斑岩铜矿体系的建立提供依据。从找矿评价的实际需要出发,国内外斑岩铜矿床研究者,常把注意力集中在蚀变和矿化侧向、垂向分带型式上,力图弄清斑岩铜矿体系顶和底的特征及矿化富集部位,并拟定斑岩铜矿体系和矿床蚀变—矿化分带模式,这不是偶然的。

实际情况是,世界各地迄今并没有见到完整的斑岩铜矿体系。假若确认体系顶与底之间垂深达8公里(R.H.西里托,1973),鉴于经济意义和勘探技术能力方面的原因,也不可能研究其全貌。当前,矿床的研究成果,大都局限于经济上可采部份,对于向上、向下延伸部份的性质,或由于被剥蚀,或无经济价值,则缺乏应有的了解;蚀变和矿化侧向分带的研究远比垂向分带深入。西里托的斑岩铜矿体系与J.D.洛厄尔和J.M.吉伯特的矿床蚀变分带模式是综合一些斑岩铜矿床资料拟定的。在美洲,对于斑岩铜矿体系顶和底以及两者之间不同高度断面的描述,通常以上述体系和模式为理论依据,并藉以确定矿床的剥蚀程度。

一 影响体系和模式变化的地质因素

已拟定的理想体系和模式,显然是有实际价值的,然而仍不可能充分表达全部斑岩铜矿床错综复杂的情况。

(一)西里托体系的评述 西里托体系表示出斑岩铜矿床介于深成环境与火山环境

之间的位置,强调矿床具经济价值的部分一般隐伏于同时代火山锥体之下的岩石建造中,向下递变为范围较大的深成岩体。西里托体系正确地反映了斑岩铜矿床与近代陆相钙碱性火山作用的紧密联系,而对于下列问题,则有讨论的必要:体系的底是否都过渡为成份类似的显晶质深成岩体?体系如何包括地槽系发育不同阶段火山—侵入成矿作用?斑岩铜矿与夕卡岩铜矿共生条件是什么?等等。

1.诚然,限于深部工程的揭露条件,要弄清体系的底及其向下延深的情况,似乎是难以办到的。可能的情况是携矿斑岩体属于深成岩体的岩枝或岩瘤,然而多数情况似乎是上地壳深部岩浆分异上侵的独立矿浆团(图1、2)。富家坞和铜厂矿床勘探工程已开始涉及体系的底部,斑岩体的规模和岩石结构并无改变,闹牛山矿点被认为是深剥

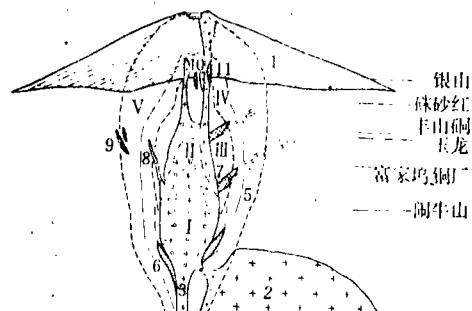


图1 地台型酸性—中酸性岩类斑岩铜矿体系示意模型

1—陆相火山岩锥, 2—深成岩基, 3—酸性—中酸性浅成岩体, 4—角砾岩筒, 5—硅铝质围岩, 6—角岩, 7—夕卡岩(铁)矿体和碳酸盐岩层, 8—岩枝和斑岩黄铁矿, 9—黄铁矿大脉, 10—位于火山口附近的斑岩铜矿和铅(锌)矿脉, 11—火山颈铜矿和角砾岩筒铜矿
I—青盘岩化“无矿核”, II—(石英)黑云母钾长石化带, III—石英绢云母(水白云母)化带(工业矿体), IV—伊利石水白云母(高岭石)化带, V—青盘岩(绿帘石绿泥石)化带

蚀矿床的例证，岩株状似斑状花岗岩体在其深部也未出现规模上的扩大和岩石结构上的改变。

大兴安岭两侧原认为与中深成侵入体有关的斑岩铜矿，自从多宝山矿床在赋矿花岗闪长岩体片理化带内发现携矿花岗闪长斑岩体以后，对于成矿地质背景相似的八大关和八八一矿床，本文作者提出了继赋矿中深成岩体侵入之后，矿质热流体为斑岩体（脉）所携带的设想。

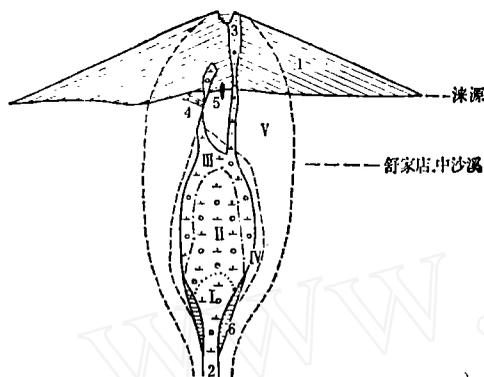
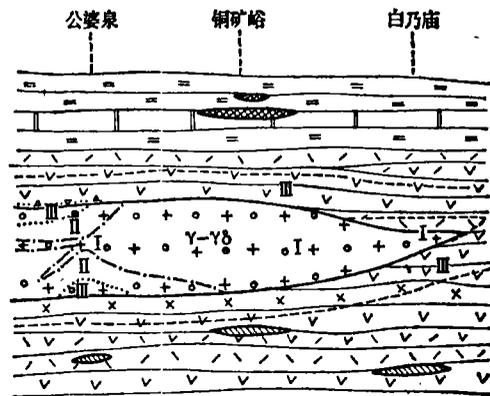


图2 地台型中性岩类斑岩铜矿体系示意模型

1—陆相火山岩锥，2—中性浅成岩体，3—角砾岩筒，4—夕卡岩铜（铁）矿，5—铅（锌）矿脉，6—角岩
I—青盘岩化无矿核，II—黑云母钾长石化带（工业矿体），III—更钠长石化带，IV—伊利石高岭石（水白云母绢云母）化带，V—青盘岩（绿帘石绿泥石）化带

2.事实表明，在地槽发展的不同阶段，发育着不同性状的斑岩铜矿床。在其发生期和褶皱期可以形成与岩床体或岩墙体有关的斑岩铜矿（图3），上、下层位中的层状火山岩建造内赋存海相火山岩型铜矿（化）和火山—沉积（变质）岩型铜矿。在造山运动期间，存在受片理化带或挤压破碎带控制而与斑岩侵入有关的中深成岩体中的矿床（图4）。区域剖面上，后者应当穿过前者，且不与火山颈相和角砾岩筒矿床共生。

3.大型斑岩铜矿与大型夕卡岩铜矿共生，应该认为是有条件的。携矿斑岩体侵入碳酸盐层为主体的地槽剖面，由于接触带上显著的化学梯度差异，金属元素快速沉淀在夕卡岩体中，形成大型斑岩铜矿的可能性不大，只有附加浅成岩体的出现，才形成复式岩



(变)中基性火山岩 (变)中酸性火山岩
(变)酸性火山岩 (变)碱性火山岩
(炭)泥质变质岩 大理岩
火山—沉积变质岩铜矿床或矿化体
(中)酸性和中基性火山(变质)铜矿床或矿化体
Y-Yb(酸性—中酸性岩床或岩墙)，I—(石英黑云母钾长石化带)；
II—石英(黑云母)绢云母化带(工业矿体)；III—青盘岩化

图3 地槽型地槽系发生期和褶皱期酸性—中酸性岩类斑岩铜矿体系示意模型

体内复合斑岩铜矿床（如城门山）。倘若地层剖面以硅铝质岩石为主体，碳酸盐层作为夹层存在，西里托体系中的情况才有可能出现。类似玉龙矿床的地质条件下，共生的斑岩铜矿床和夕卡岩铜矿床都可以是大型的。夕卡岩铜（铁）矿体不局限于深部接触带或

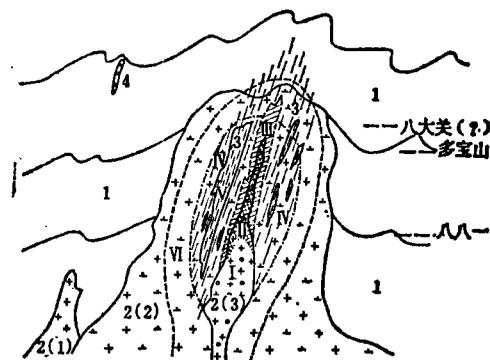


图4 地槽型地槽系造山期酸性—中酸性岩类斑岩铜矿体系示意模型

1—地槽系火山—沉积（变质）岩，2—花岗岩杂岩体群：花岗岩（1）、花岗闪长岩（2）和酸性—中酸性浅成岩体（3），3—片理化带或挤压破碎带，4—可能发现的山前拗陷区斑岩铜矿
I—青盘岩化无矿核，II—石英网脉带（石英核）；
III—更钠长石化带，IV—（石英）黑云母钾长石化带；
V—石英绢云母化带（工业矿体），VI—青盘岩化带

火山锥体之下,还可以发现于携矿斑岩体上部(玉龙)或火山锥体之中(涑源)。

(二)洛厄尔模式的评述 洛厄尔模式描述了斑岩铜矿床蚀变和矿化的分带,后来V.F.霍利斯特等人拟定的模式(1974)被看作是前者的补充。两者实际上表示的是石英二长岩和闪长岩类侵入体受接触带和岩体内部构造控制的斑岩铜矿床蚀变和矿化的分带。1974年,吉伯特和洛厄尔讨论过某些矿床蚀变模型明显变化的变数。

国内已知斑岩铜矿床显示下列事实:

1.酸性—中酸性岩类的矿质热流体 Si^{4+} 有效浓度高,蚀变体和矿体围绕矿床核心的石英网脉带展布(多宝山);脉状矿体可以赋存在绢云次生石英岩化带中(公婆泉三矿段)。有时在矿化极弱的深侵蚀截面上,仍可见到石英网脉带(闹牛山)。多数斑岩铜矿床通常出现在石英网脉或石英团块局部发育地段或其两侧,说明成矿过程中 Si^{4+} 的带入,并可以认为是矿质热流体的活动中心,它的位置通常由控制矿化富集的构造决定。

与中性岩类有关的矿床,硫化物常呈浸染状产出,也可以沉淀在石英细脉中。工业矿体内,石英化一般说来是较微弱的。

H^{1+} 的浓度和强度对铝硅酸盐矿物的水解、含羟基蚀变矿物的发育程度和规模具有决定性影响。酸性—中酸性携矿侵入体,当 H^{1+} 不足时,不能引起长石类矿物的强烈绢云母化,因此,黑云母钾长石化带的显露,不能轻易地判定剥蚀深度大(横圪)。参与成矿作用的 H^{1+} ,可能主要来自岩浆水和矿质热流体某些组份的离解。假若上侵熔浆为中性, H^{1+} 进入黑云母和绿泥石晶格,部份酸性组份随热晕向外扩散,形成矿床上部的绢云母化和伊利石水白云母化(涑源和舒家店)。需要特别注意的是,热液石英绢云母化和伊利石—高岭石类蚀变矿物组合同区域(动力)变质岩、铝硅酸盐矿物表生变化之间的判别。

S^{2-} 和 O^{2-} 的浓度及其梯度变化,决定金属矿物组合类别和分布状况。矿质热流体 S^{2-} 的有效浓度高,矿床周边发育黄铁矿大脉和斑岩型黄铁矿;矿体内黄铁矿丰富,铜的硫化物以黄铜矿为主,除矿床的上部和下

部分别发现数量不多的镜铁矿和磁铁矿之外,通常不出现铁的氧化物(富家坞)。 S^{2-} 浓度低,矿床内、外黄铁矿数量相对少,含铜矿物总量中斑铜矿占较大的比例(多宝山),个别矿床(点)的矿石中还出现少量磁铁矿(八大关和横圪)。矿床所在区域可以出现硫化矿点,而矿床外侧或矿床上部一般缺乏黄铁矿脉发育带。

成矿直接围岩富含铁镁质的斑岩铜矿和夕卡岩铜矿共生矿床,接触带在形成夕卡岩矿物的同时,游离出 O^{2-} 和 Fe^{2+} ,可以赋存部份含铜氧化铁矿石(涑源)。以玉龙矿床为例,含铜磁铁矿(赤铁矿)体总是在细脉浸染状矿石组成的铜(钼)矿体和脉状含铜黄铁矿上方和外侧,远离接触带除有含铜黄铁矿脉和方铅矿脉外,还有磁铁矿脉和磁黄铁矿脉。

总的说来,斑岩铜矿床工业矿化富集部位 S^{2-} 的浓度较高,向外氧逸度递增, S^{2-} 、 O^{2-} 浓度和梯度的变化,当然向上部分要比向下部分显著得多;具有斑铜矿伴生的矿床,斑铜矿通常出现于矿体中、下部的矿石中。

中性携矿侵入体矿质热流体中的 S^{2-} ,不足以消耗携矿岩体原生铁镁硅酸盐矿物中的 Fe^{2+} ,整个热液系统中的 Fe^{2+} 能以黑云母、绿泥石和磁铁矿形式存在,工业矿体内氧逸度相对为高,而在其上部蚀变带中黄铁矿有时较为发育。

2.关于斑岩铜矿的矿质涑源,国内外有两种见解:矿源层热源烘烤卤水循环萃取;板块成矿理论或地槽成矿学说主张导源于岩浆。斑岩铜矿床自身的诸多事实表明,矿浆团似乎来源于地壳硅铝层与硅镁层分界线上下的重熔岩浆及其分异作用。

在国内,携矿熔浆可区分为酸性—中酸性的(花岗岩—花岗闪长岩)和中性的(闪长岩)两类。矿浆团性质不同,因而蚀变矿物和有用金属元素组合也有别。与中性岩类有关的斑岩铜矿床可以发现于大陆区。

国内已发现的携矿闪长岩类岩体,有的属于与安山质火山喷发同期,成分相当的次火山岩——闪长玢岩(涑源);有的为酸性杂岩体群早期侵入体——辉石闪长(玢)岩

(舒家店),还有偏基性杂岩体群中的石英闪长斑岩(中沙溪)。热液蚀变以黑云母钾长石化为中心,与其上部青盘岩化带之间,可能出现更钠(钾)长石化带和伊利石水白云母化带(舒家店)或夹杂石英绢云母化(中沙溪等)的过渡。工业矿体赋存在黑云母钾长石化带,并常受岩体内部裂隙构造控制,一般位于岩体的较下部位,部分矿体涉及被携矿岩体侵入的围岩。

携矿酸性—中酸性岩体,在国内基本上都是矿区(矿田)杂岩体群中—晚期浅成侵入体——花岗岩—花岗闪长岩类浅成岩体。从熔浆中分馏出来的矿质热流体,沿一定构造系统扩散。就岩株状携矿岩体而言,矿质热流体向岩体顶端和上盘直接围岩扩散,多次蚀变—矿化叠加,侧向和垂向最终蚀变分带为:向内为(石英)黑云母钾长石化带,最上、最外为青盘岩化带,其间以石英绢云母(水白云母)化带为中心,向两侧过渡为伊利石水白云母化带;(石英)黑云母钾长石化带之下的所谓“无矿核”部分,按蚀变矿物组合特点似乎应属青盘岩化。

酸性—中酸性熔浆和中性熔浆在侵位深度相当的情况下,前一矿质热流体的扩散高程要比后者大。

3. 赋矿围岩的岩石成分,对于蚀变矿的状况,显然起重要作用。这厄种作用在洛尔模式剖面上(1970),不仅表达得不够描述,甚至连一条接触带的假设界线也未予充绘。1973年,吉伯特和洛厄尔注意到了围岩化学成分对模式变化的影响,确认“在高铁—镁环境中,黑云母实际上能代替绢云母,因此亚利桑那州的萨福得和莱依矿床上黑云母钾蚀变带宽,而似千枚岩化带窄,这是很自然的。”然而在他们的文章中并没有很自然地去修正与酸性—中酸性岩类有关的矿床钾蚀变带位于模式较深部位的见解。实际上,国内此类矿床(石英)黑云母钾长石化带,即便在中酸性围岩中,其分布范围也可以很广阔,以致超越厚大的石英绢云母化带之外(多宝山)。斑岩铜矿床形成蚀变矿物的组份,除矿质热流体带入外,主要取自围岩组份的溶解。从现有资料看,与酸性—中酸性岩类有关的斑岩铜矿床,成矿前的中酸性

围岩(包括岩浆岩、沉积岩和变质岩)更接近该类矿床蚀变矿物组分,蚀变分带通常最明显、最完整。

成矿前围岩岩石结构不同以及层理和片理发育程度的差别,不仅影响围岩在构造应力作用下和熔浆侵位时裂隙的发育特点,某种程度上决定矿质热流体向上、向外扩散的幅度。例如德兴矿田三个矿床的直接围岩为凝灰质千枚岩,蚀变—矿化带在外接触带十分广阔,倘若直接围岩为致密块状岩石(火山岩和沉积岩),构造裂隙又不发育,那么扩及外接触带的蚀变矿物晕是有限的,并且通常表现为青盘岩化类型蚀变矿物组合,矿质热流体的扩散显然受到限制,蚀变和矿化主要发育于携矿岩体的内部。

4. 关于角岩化,国外文献中似乎很少涉及,已拟定的各类模式上当然也不会有所表示。事实情况是,直接围岩的角岩化,要比夕卡岩化更为普遍。问题在于被角岩化之后蚀变—矿化叠加改造,或已消失,或仅有残留,只有在蚀变和矿化较弱的深部,才可清楚地发现其存在(闹牛山)和角岩化从正接触带向外的分带(富家坞)。角岩化的种类视围岩性质而定,可区分为长英质角岩、黑云母角岩(富家坞等)以及辉石类和闪石类角岩(马厂箐等)。当然蚀变不佳、矿化不强的小型矿床和矿点,或者由于围岩岩石性质上的原因,矿化主要富集在斑岩体内的矿床,角岩化可以出现在较高部位。

5. 关于构造对模式变化的影响,1973年洛厄尔参与撰写的文章所考虑的问题,要比1970年拟定的模式周到得多。弄清成矿后的构造对蚀变—矿化分带完整性的破坏是重要的,而成矿前并持续在成矿期中的构造格局,对于蚀变分带和矿化富集部位的确定更显得重要。

控岩和控矿构造当然是不容易弄清的,但根据岩体和蚀变—矿化空间展布的状况以及残存的构造形迹,仍然可以作出大致判断。控矿主导构造形迹不同,蚀变带和矿体的形态随之发生相应的变化,蚀变分带无论在水平方向和垂直方面上都受到影响。当然,蚀变和矿化分带的变化,不限于构造形迹的作用。众多事实表明,从酸性—中酸

性携矿熔浆分馏出来的热流体的扩散和交代并非一次完成,而在熔浆侵位和结晶过程中,构造变动的脉动性,热液体表现出多期、多阶段循一定构造系统时间上成分演化的特点。上述事实,洛厄尔模式和西里托体系都没有加以充分表达。洛厄尔模式所表示的蚀变分带没有表示出蚀变和矿化发育的历史,而是蚀变—矿化发育空间上的最终图案和热流体活动受接触带构造控制的特征。

6.综合国内有关资料,我国斑岩铜矿床的矿体构造类型可分:受接触带控制的倒杯状矿体(富家坞、铜厂和玉龙等),受片理化带或挤压破碎带构造控制的似层状、板条状矿体(多宝山、八大关和八八一等),受岩床(墙)体和岩株体内部构造控制的似层状、板条状与不规则状矿体(铜矿峪、公婆泉、钟腾、舒家店和涞源等),以及受角砾岩筒构造控制的筒状矿体(丰山洞)。

以上事实表明,斑岩铜矿体系三度空间的发育状况是很复杂的。已拟定的体系和模式只能反映某种地质条件下斑岩铜矿床蚀变和矿化分布一般规律的特点,对于不同成矿环境下斑岩铜矿体系和矿床蚀变分带模式的建立以及具体矿床的剥蚀程度的评论,需要考虑多方面的地质因素。

二 矿床剥蚀程度的判别准则和标志

判别斑岩铜矿床的剥蚀程度,需要有一个准则和标志。准则是考虑问题的基本出发点,或者说是认识矿床的理论基础,标志则是反映矿床不同高度断面上的地质特征。

(一) 判别的准则

1.确信地台或古老褶皱带活化区中生代—新生代矿床的斑岩铜矿体系,通常位于深成环境与火山环境之间的位置,顶部介入同时代火山锥体;底部不一定过渡为深成岩体。被体系介入的火山锥和被体系穿过的侵入杂岩,通常情况下,是同源岩浆深部分异的产物。在古生代和前古生代地槽区,同时代的矿床位于层状火山岩内,或穿切下部火山岩层。

2.矿区熔浆的成分和有效浓度,决定矿质热流体逸散的高度和范围以及蚀变—矿化组合类型和矿化富集程度。

3.矿质热流体并非一次逸散,确信多期、多阶段活动和沉淀的特点。

4.成矿前和成矿期中的构造,不仅引起携矿侵入体形状的变化,而且决定矿床的蚀变带形态、赋矿蚀变带的出露部位和矿体的构造类型。

5.成矿前的围岩物理—化学性质,也对矿床蚀变分带模式发生影响。

(二) 判别的标志

从上述准则出发,我国已知斑岩铜矿可区别为地台型斑岩铜矿体系、地槽型斑岩铜矿体系和与酸性—中酸性岩类有关的斑岩铜矿体系、与中性岩类有关的斑岩铜矿体系。前两类是按地台区和地槽区不同构造—岩浆活动特点划分的;后两类是按矿质熔浆性质划分的。从某种意义上说,前两类都可分别包括后两类体系。

斑岩铜矿体系三度空间的垂向断面,可按体系的顶和底,矿床的浅、中、深五个部分描述。

1.地台型斑岩铜矿体系:

(1)与酸性—中酸性岩类有关的斑岩铜矿体系:岩株状侵入体被动侵位于构造交叉部位。矿化富集于岩株体顶部及其相邻的接触带两侧,呈倒杯状;中—浅剥蚀时,显示同心圆状。蚀变矿物晕和元素地球化学扩散晕分带清楚。

顶——我国已知此类矿床,体系的顶几乎均已剥蚀;已受不同程度剥蚀的矿床位于同时代(中生代)火山岩带外侧,断陷火山岩盆地边缘(几公里至10~20公里),或在火山岩带内的局部隆起区。

与此类斑岩铜矿体系具成因联系的喷发岩浆,一般为陆相安山—(粗面)流纹岩建造,喷发时代为侏罗纪中、晚期。据推断,与德兴矿田三个斑岩铜矿床有成因联系的德乐火山岩盆地边缘,银山中酸性火山岩喷发口附近,发现与(次)英安斑岩有关的斑岩铜矿;外侧产有脉状铅(锌)矿。

浅剥蚀矿床——以朱砂红矿床为例,现

代侵蚀面上发育交切凝灰质千枚岩片理的矿床上端花岗闪长斑岩岩枝群。各岩枝体被石英绢云母水白云母化带连接,向外发育伊利石水白云母化带和绿泥石绿帘石化带。稍晚贯入的脉岩也多见,并受弱蚀变影响。

石英云母水白云母化带的硫化物次生淋滤,岩石普遍铁染;伊利石水白云母化叠加在角岩化凝灰质千枚岩之上,浅风化岩石露头面上黄铁矿网脉殊为发育。工业矿体埋深约在200米以下。

中等剥蚀矿床——以富家坞矿床为例,花岗闪长斑岩岩株体显露于矿区现代地貌的低洼部位。岩株体中心面积不大的青盘岩化“无矿核”,被(石英)钾长石化带(局部包含似伟晶岩团块)所围绕;跨度较大的赋矿石英绢云母水白云母化带,展布于接触带及其两侧,向外侧递变为(石英)伊利石水云母化带,并且分别向(石英)钾长石化带和绿泥石绿帘石化带过渡;在(石英)伊利石水白云母化凝灰质千枚岩中可以发现斑点状角岩。

工业矿体赋存部位以及各蚀变带的金属硫化物和氧化物类别与产状,类同洛厄尔模式的描述。富家坞矿床矿质热流体中 S^{2-} 是丰富的,矿床周边发育黄铁矿大脉,还发现可能作为岩株体外侧岩枝中的斑岩型黄铁矿。矿区金属硫化物硫同位素组成,显示出环带晕圈, δS^{34} (‰)数值从(石英)钾长石化带向外递增。

地表风化露头,各蚀变带各自表现出不同特点。赋存主要矿体的石英绢云母水白云母化带,烟灰色石英微脉十分发育,正接触带部位可见石英团块;褐色—褐黑色褐铁矿微脉多见。

铜厂矿床的剥蚀程度和富家坞矿床类似,唯(石英)钾长石化发育不完全。

简言之,中等剥蚀矿床携矿斑岩株显露于地表;蚀变—矿化分带完整;根据褐铁矿产状和发育状况,可以大致判定主矿体的出露部位。

深剥蚀矿床——以富家坞矿床7线和3线地质剖面0米标高为例,该标高断面处于斑岩体内由缓变陡的转折处,岩株体规模和岩石结构与上部比较无多大差别。岩体中部

青盘岩化“无矿核”宽度增大,边部(石英)钾长石化带扩及外接触带;正接触带上的石英绢云母水白云母化带已很狭窄,向外出现叠加于黑云母角岩和长英质角岩之上的较宽的(石英)伊利石水白云母化带。铜(钼)矿化显著减弱,出现于狭窄的石英绢云母水白云母化条带中。

闹牛山斑岩铜钼矿点,沿西北向延伸的似斑状花岗岩体的正接触带都有石英网脉带分布,特别在北西端最为发育,两侧为(石英)钾长石化。远接触带的中生代中基性火山岩层中显示青盘岩化蚀变矿物组合,向内与(石英)钾长石化带之间出现角闪黑云角岩化带。石英绢云母化极不发育,仅在石英网脉带两侧(石英)钾长石化带中,含黄铜辉钼矿石英小脉脉壁上有微弱出现。

黄铁矿不多,从石英网脉带往外略有增加;铜钼矿化呈脉状产出,未查明工业矿体的存在。微弱的脉状矿化水平方向上分布可以较宽,在远离接触带的青盘岩化带中,有热液脉条状铜矿体出现。

简言之,深剥蚀矿床携矿斑岩作为岩株状,岩石结构一般仍为斑状,可能变化为似斑状(闹牛山)。石英网脉带可仍较发育,或已不存在;石英绢云母(水白云母)化的显著减弱,(石英)钾长石化带显得扩大。含铜钼石英小脉代替细脉浸染状矿石;矿化范围可以较大,但很微弱,并以脉条状为主。

底——无论富家坞和铜厂矿床,还是闹牛山矿点,深部工程似乎都没有真正揭露斑岩铜矿体系的底。根据这些矿床(点)深部岩心观察表明,未能发现向深成岩体过渡的迹象;(石英)钾长石化带横跨内、外接触带,次生石英减少,绿泥石和绿帘石增多,向下递变为青盘岩化斑岩体。

(2)与中性岩类有关的斑岩铜矿体系:已知者,区域控岩构造和体系顶部特征与上一类差不多;矿区杂岩体群偏酸性,也有偏基性的。舒家店携矿岩体中心相为辉石闪长岩,边缘相辉石闪长玢岩。涑源携矿闪长玢岩是一个次火山岩体,与上侏罗世安山玢岩之间没有明显的界线。

涑源矿床和舒家店矿床工业矿体赋存在

筒状岩体内,埋深一般在150~200米以下,属于浅剥蚀。

涿源矿区地表出露青盘岩化带和石英绢云母化带,向下过渡为黑云母化带和石膏钾长石化带。剖面上部黄铁矿化,中部铜矿体,下部铜钼矿体或钼矿体。工业矿体一般为缓倾斜条状。岩株与震旦系和寒武系灰岩接触处有夕卡岩含铜磁铁矿和铅锌矿体。

舒家店矿区地表出露青盘岩化带和伊利石水白云母化带,向下过渡为钾钠长石化带和(黑云母)钾长石化带。工业矿体主要赋存于(黑云母)钾长石化带中。

上述两个矿床均未揭露体系的底部。其中舒家店矿床深部工程至今尚未控制矿体的延深,矿体形态还没有完全弄清。

2.地槽型斑岩铜矿体系:

地槽发展的不同阶段似乎都可以形成斑岩铜矿。国内地槽型的斑岩铜矿,已知者多为与酸性—中酸性岩类有关的斑岩铜矿体系(小西南岔矿床的成因认识不一,故未列入)。依据地槽系的发展特征,分三种情况:

(1)地槽系发生期和褶皱期的斑岩铜矿体系:地槽系发生期的携矿浅成和超浅成侵入体呈岩床状,在国内发现于元古代地槽发生期变流纹—安山岩建造中(铜矿峪)。地槽系褶皱期携矿斑岩体沿褶皱山脉的层间破碎带侵入,如加里东地槽志留系绿色片岩系(白乃庙)和(粗面)流纹—安山岩建造中(公婆泉)的斑岩铜矿床。蚀变和矿化主要发育在岩床体和岩墙体内。矿床现代侵蚀面上:

铜矿峪矿床,顺海相火山岩层侵入、弱片理化了的(次)花岗闪长斑岩岩床体内发育石英绢云母化、黑云母化、绿泥石化和电气石化,相邻的火山—沉积(变质)岩中,为绿泥石碳酸盐化。工业矿体产于岩床体中上部呈似层状分布。

白乃庙矿床北矿带顺绿色片岩片理侵入、弱片理化了的花岗闪长斑岩体内部钾长石黑云母化,边部或在相邻的绿色片岩中石英绢云母(白云母)化(矿体赋存部位),在其上、下盘绿色片岩中主要发育青盘岩化。

公婆泉三矿段,工业矿体赋存于花岗闪长斑岩体内受断裂隙带控制的绢云母次生石英

岩化带中,向两侧依次出现黑云母石英钾长石化带和绿泥石角闪石绿帘石化带(还有更钠长石化)。外带蚀变涉及岩体上、下盘层状安山岩和石英粗面岩。

地槽系发生期岩床体中的斑岩铜矿体系随褶皱变形而发生倾斜,上、下层位的海相火山岩层或火山—沉积(变质)岩层发现有成因联系的铜矿床或铜矿化,在现代侵蚀面上很难评论矿床剥蚀程度。找矿评价中,主要研究层状火山岩剖面特点。赋存岩床状斑岩铜矿者,一般为酸性—中基性火山岩建造,岩床体有时位于富钾酸性火山岩与钙质中基性火山岩过渡部位。

地槽系发生期和褶皱期的斑岩铜矿往往较难区分,只能从地槽发展历史上和携矿斑岩体产状以及岩石结构上加以鉴别。

(2)地槽系造山期的斑岩铜矿体系:地槽系发育的造山阶段,花岗质岩浆沿一定构造带侵入,在岩浆侵入的中—晚期,控岩构造继续发展,在中深成—深成杂岩体中形成交切褶皱山脉的片理化带或挤压破碎带的同时,携矿斑岩体侵位形成斑岩铜矿体系。在现代侵蚀面上,赋矿深成岩体内,可以有时代稍早的海相或陆相火山岩顶垂体或捕虏体。斑岩体侵位处是蚀变和矿化的中心,石英网脉和钾钠长石化发育,向外依次出现黑云母钾长石化带和青盘岩化带,赋矿石英绢云母绿泥石绿帘石化带呈板条状和似层状叠加于黑云母钾长石化带之上(多宝山)。在片理化带或挤压破碎带迄今尚未确切查明浅成侵入体的成矿作用者,在花岗质中深成—深成岩体中从强烈片理化带或挤压破碎带向外依次发育石英绢云母化带(板条状矿体赋存部位)、伊利石水白云母化带(或绢云母化带)和青盘岩化带(包括不同程度的更钠长石化、黑云母化和钾长石化)(八八一和八大关)。上述两种情况的蚀变矿物呈均呈椭圆状。已发现的此类斑岩铜矿体系一般已受一定程度剥蚀。如多宝山和八大关矿床地表蚀变和矿化分带完整,八八一矿床只经济价值的部份已被较大剥蚀。矿床底部是否出现黑云母钾长石化带,要看具体矿床蚀变发育特点而定。如八八一矿床蚀变和矿化侧向和垂向分带是一致的,青盘岩化带为矿床底

部的蚀变特征。

(3)地槽系山前拗陷区的斑岩铜矿体系：此类斑岩铜矿在国内已发现于喜马拉雅褶皱系北东侧燕山褶皱系为背景的玉龙构造岩浆带。区域地质背景类同中生代斑岩铜矿分布区。已知矿床（玉龙、莽总、多霞松多和马拉松多）产于同时代（喜山期，43·2百万年）陆相（中酸性）火山—沉积碎屑岩断陷盆地边缘，携矿斑岩株被动侵位于构造交叉部位，工业矿体赋存于斑岩体顶部及其相邻的接触带内外，一般为浅剥蚀。以玉龙矿床为例，现代侵蚀面上，黑云母花岗斑岩体内石英钾长石化和石英绢云母化，接触带两侧发育高岭石化带和镁—钙夕卡岩化带，向外为角岩化带和青盘岩化带。石英钾长石化带和石英绢云母化带产出细脉浸染型铜（钼）矿石，接触带两侧赋存部份含铜磁铁矿体。矿床底部特征，未见有关资料的介绍。

三 初步结论与找矿评价

(一)我国斑岩铜矿成矿时代漫长。主要反映美洲拉拉米期陆相钙碱性火山作用有关的斑岩铜矿的西里托体系和洛厄尔—霍利斯特模式，不可能全部概括我国斑岩铜矿床成矿特点，只能说明我国中生代和新生代斑岩铜矿床的某些地质特征。

(二)影响斑岩铜矿体系和蚀变分带模式变化的诸因素中，地壳活动和岩浆发育的差别、矿质热液体成份和多期、多阶段的叠加以及围岩岩性特点，则具决定性意义。根据斑岩铜矿找矿评价和成矿理论研究的实际需要，应该考虑建立不同时代斑岩铜矿区域成矿模型，并有必要分别拟议不同成矿环境的斑岩铜矿体系模型，分别见图1、2、3、4。

(三)地台或古老褶皱带活化区和地槽系山前拗陷区的斑岩铜矿床的剥蚀深度一般可按西里托体系和洛厄尔—霍利斯特模式加以评论。

古生代和前古生代地槽系发生期的斑岩铜矿床，层状火山岩建造的发育特点，可作

为区域找矿标志，现代侵蚀面上的剥蚀深度是较难判别的。地槽系褶皱期和造山期的斑岩铜矿床，在同一矿床（矿田）内可按地表蚀变分带的完整性和出露规模大致确定剥蚀程度，并可为同类矿床找矿评价时借鉴。

(四)元素地球化学扩散晕和硫化物硫同位素组成变异晕，理应显示在斑岩铜矿体系模型上。实际情况是体系和矿床的垂直延深大大超过侧向延伸的规模，并受其它地质因素的影响，因此这两种晕圈在矿床部份如同蚀变和矿化分带那样，侧向要比垂向清晰得多，特别在矿床中、浅剥蚀条件下侧向分带性更为明显。当然硫同位素组成作为矿床剥蚀程度的判别标志，目前只是作了初步的实验性工作。

(五)斑岩铜矿地质时代新、老与矿床保存程度之间的关系，符合斑岩铜矿床成矿环境和成矿机理。古生代和前古生代斑岩铜矿床，呈岩床状产出者由于褶皱而倾斜，尚被保存，地槽区受片理化带和挤压破碎带控制的矿床保存程度，海西期的要比加里东期的良好。此外，还可注意海西褶皱带山前拗陷区斑岩铜矿的寻找，据估计也可能已裸露于地表。加里东地槽区和前古生代地槽区具有岩床状斑岩铜矿的潜在找矿前景。当然如果区域变质较深，那么它与深变质岩铜矿和深变质火山岩铜矿要加区分，在实际工作中是会遇到困难的。

从我国境内铜矿化发育状况和区域被剥蚀程度两方面考虑，中生代和新生代的斑岩铜矿是最有找矿远景的。矿床出露的标高，要看成矿时期区域侵蚀面的海拔高程。

(六)斑岩铜矿多产于多旋回的地槽区和地台活化区，属于岩浆多次活动和发展演化的产物。从这个意义上来看，我国东部中生代斑岩铜矿、我国西部和台湾省新生代斑岩铜矿的找矿也是最有希望的。地槽系内的找矿，要具体分析各个时代地槽发育的不同特点以及地域上的差别。我国北部海西地槽要比加里东地槽发育完整。据现有资料估计，海西期的斑岩铜矿以造山期的为主，加里东期的则以褶皱期的显得重要。