

黑龙江多宝山斑岩铜矿的 铜金属来源与富集规律

刘 扬¹ 程学展¹ 王喜臣²
刘金英³ 王 琳¹ 王训练¹

(1. 中国地质大学 北京 100083; 2. 国土资源部中央地质勘查基金管理中心 北京 100045;

3. 北京地质勘查技术工程有限公司 北京 100080)

摘 要 黑龙江多宝山斑岩铜矿位于兴—蒙海西期造山带的东端。该区早古生代的演化受制于兴—蒙洋向东偏北消减于布列亚—佳木斯地块之下,火山弧呈近北西向;晚古生代的演化受制于兴—蒙洋向北西消减于克鲁伦—额尔古纳地块之下,构造线为北东走向。多宝山矿床的金属铜是多来源的,主要矿源层是中奥陶世弧火山岩,次要矿源层是早泥盆世裂谷火山岩。中海西期的中性侵入岩也提供了部分矿源,但它对成矿更主要的贡献是三期脉动式的热液活动成为高背景场中铜元素迁移和富集的主要动力。金属铜在从围岩中汲取出来富集就位于斑岩体周围的同时,在矿区及邻区较大范围内形成铜元素的降低区。多宝山斑岩铜矿的成矿期是中海西期。晚海西-印支期和燕山期的构造—岩浆事件中有其它类型的铜(或铜-多金属)矿床形成,并使多宝山斑岩铜矿遭受改造。

关键词 斑岩铜矿 金属来源 富集规律 中海西期 兴—蒙造山带 黑龙江多宝山

中图分类号: P618.41

文献标识码: A

文章编号: 0563-5020(2008)04-671-14

1 引言

从20世纪初人们就开始重视对斑岩铜矿的地质和成因研究。现有关于斑岩铜矿成因的见解,几乎都是以岩浆—热流说为基础的,但在侵入顺序、侵入深度、含矿热液析出时间以及来源方面有不同意见。

板块构造学说将斑岩铜矿金属来源的上地壳、洋壳和上地幔学说有机地结合起来,认为这些不同环境中的斑岩型矿床金属元素和硫来自地下深处。然而 Feiss(1978)推测,如果岩浆是金属的来源,它必定是在热液阶段含有足以产生斑岩铜矿的铜。这一结论又与某些成矿岩体含铜量并不高的实际情况不一致。板块构造的高聚合率虽然可以导致斑岩铜矿的生成,但两者之间没有严格的依存关系,而且它对那些具有铜金属多来源的斑岩矿床的金属来源未能作出很好的解释。

大洋壳来源说对于内陆早期的一些斑岩铜矿金属直接来源没有作出令人信服的解释;对在板块俯冲消减时洋底沉积层及其所含金属的去向和所伴随的岩浆活动的成因,则还有待深入研究。

刘 扬,女,1986年10月生,硕士研究生,地理信息系统应用专业。e-mail: young_ly@yahoo. cn

2007-09-10 收稿,2008-03-10 改回。

同样,认为铜金属只来自于大陆地壳某种特定岩石类型的观点似乎也不能很好地解释斑岩铜矿围岩种类繁杂的情况,例如钙碱性火山岩、侵入岩和变质岩,还有海相沉积物,特别是钙质海相沉积物。此外,某些斑岩铜矿区的围岩中可能并没有上述的岩石,更何况有些斑岩铜矿区的地下地壳很薄或几乎完全没有硅铝质地壳,如所罗门群岛等环大洋地区,在冲绳和土耳其也发现了斑岩铜矿。所以,铜金属只来自于大陆地壳某种特定岩石类型的观点也有缺陷,仅能将其作为斑岩铜矿金属来源之一。

关于钙碱性岩浆作用和斑岩铜矿之间关系的一个重要问题是:同源同时上侵的岩浆到了地壳浅部,含矿性往往差异极大,在一些地区矿化程度很高,而在另一些地区则没有明显的矿化作用。这种差异可能是由于原始岩浆的含水量不同造成的,或是由岩浆的卤元素含量不同造成的,或是由矿体侵位深度和成矿环境不同等因素造成的^①。

本文将以黑龙江多宝山斑岩铜矿为例,论证斑岩铜矿的金属直接来源应是围岩和岩浆。

2 区域及矿区地质概述

多宝山超大型斑岩铜矿(王喜臣等,2007)位于黑龙江省西北部的嫩江县境内,构造上属内蒙—大兴安岭地槽褶皱带(以下称兴—蒙造山带)的东端。该地的铜-多金属矿有很好的找矿前景,已发现多宝山和铜山两座大型铜矿床,三矿沟和付地营子两座小型铜矿,以及其它金-多金属矿床和矿(化)点近 40 余处(图 1,并可参阅王喜臣等,2007 的图 1)。

目前发现的最老地层是新元古代早期的火山岩和陆源碎屑岩,已达角闪岩相变质级,曾被视作罕达气优地槽的记录。本文认为它们可能是一个增生在布列亚地块东南缘的火山—沉积楔,经这一增生事件后布列亚—佳木斯地块出现,并成为兴安岭—蒙古洋(以下简称兴—蒙洋)里的中间地块。下寒武统为达绿片岩相变质级的碎屑岩夹中-酸性火山岩,见发生轴线北东向的褶皱。中-晚寒武世全区隆起。

奥陶系发育良好,自下而上称大治组(O_1d)、西鳊河组(O_1x)、铜山组(O_2t)、多宝山组(O_2d)、裸河组(O_3l)和爱辉组(O_3a)。早奥陶世—中奥陶世初,随兴—蒙洋的扩张,布列亚—佳木斯地块的西南缘张裂解体,发育灰岩、火山角砾岩、(酸性)凝灰岩和浊积岩。多宝山组是一套以中性为主的中-酸性火山岩,其上的奥陶系和志留系为细粒浊积岩夹硅质页岩、火山岩和凝灰岩。志留纪末发生过隆起,可见志留系与上覆泥盆系间有角度不整合接触。

早泥盆世西古兰河组和泥鳅河组为板岩,上覆罕达气组细碧岩和石英角闪岩,金水河组内也见有火山岩夹层。霍龙门组(D_1hl)、德安组(D_2d)和根里河组(D_2g)为陆源碎屑浊积岩夹硅质岩、凝灰岩。晚泥盆世海退,晚期的石小河组(D_3s)为陆相的粗碎屑岩,早石炭世继承了这一沉积—古地理格局。晚石炭世—早二叠世见海相的中-酸性及中-基性火山岩喷发,之后有浅海相的含钙质陆源细碎屑岩沉积。晚二叠世发生隆升,挤压活动使上石炭统一二叠系发生北东向的褶皱。

本区古生代的构造演化经历了加里东和海西两大旋回。

① 中国地质科学院情报所. 1975. 国外斑岩铜矿, 国外地质资料选编(十八). 114—117.

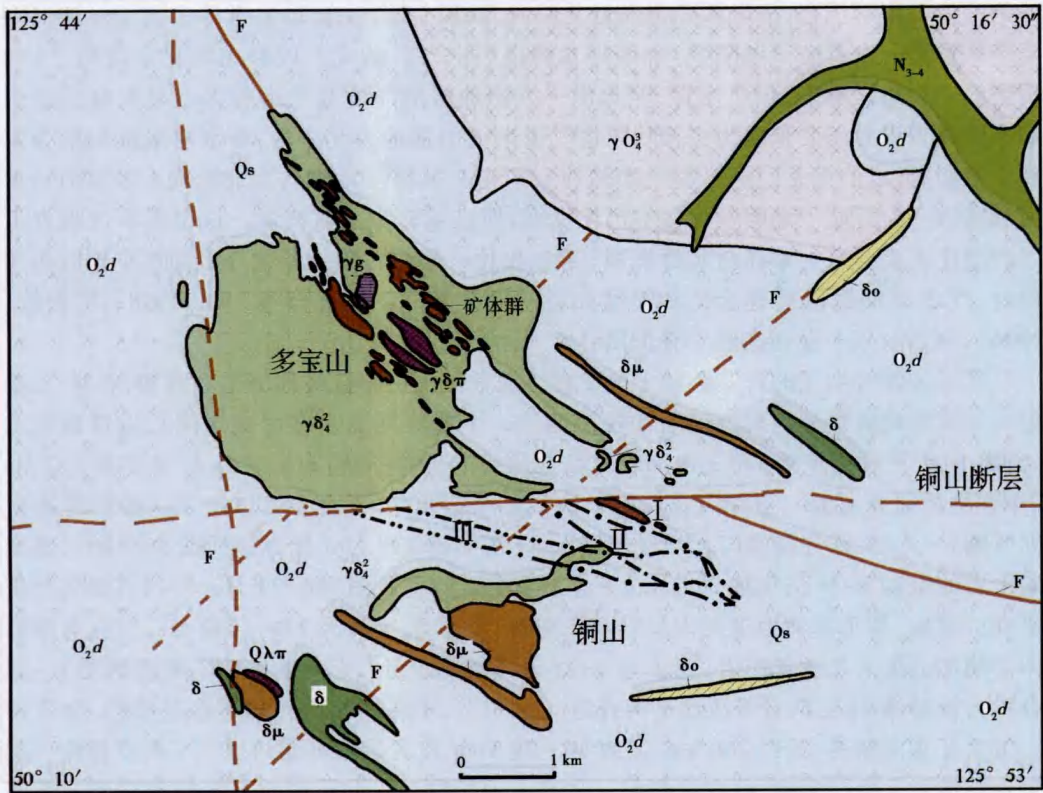


图 1 多宝山斑岩铜矿田地质简图

N₃₋₄. 现代堆积; O_{2d}. 中奥陶统多宝山组; γδ₄². 中海西期花岗闪长岩; γδ₄¹. 中-晚海西期花岗闪长斑岩; γδ₄³. 中-晚海西期斜长花岗岩; δ_μ. 闪长玢岩; δ. 闪长岩; δ_o. 石英闪长岩; Qλπ. 霏细斑岩; Qs. 含矿蚀变带; I ~ III. 矿体投影; F. 断裂

Fig. 1 A geological map of the Duobaoshan mining area

加里东旋回中,布列亚—佳木斯地块发生向西偏南的增生,该增生的火山—沉积楔曾被唐克东等(1995)称为张广才岭陆缘带。Wu(1998)和吴根耀(2006)提出:兴—蒙洋向3个方向发生后退式的消减,一是向北西消减于克鲁伦—额尔古纳地块之下,加里东期的缝合线称得尔布干缝合线,海西期的缝合线见下述,二是向南消减于华北克拉通之下,新元古代的消减形成温都尔庙—柯丹山缝合线,泥盆纪开始的消减形成索伦山—贺根山缝合线。此外,兴—蒙洋还向东偏北消减于布列亚—佳木斯地块之下,多宝山组火山岩及同时的中性侵入岩是与这一消减有关的岩浆弧的记录,标志这一消减事件的缝合线称鹤岗缝合线。经历奥陶系的消减后洋盆仍在发育(如志留-泥盆系的深海-半深海沉积所示)。最近松辽盆地深孔中发现的林甸组火山岩及岩性相似的出露于尚志—小兴安岭山前的五道岭组可能指示晚二叠世仍有向东偏北的消减发生,称尚志—铁力缝合线(朱德丰等,2007; 吴根耀等,2008)。

需指出的是:本区早古生代和晚古生代的演化,可能受造山极性不同的洋壳消减事件制约。早古生代该区的演化与兴—蒙洋向东偏北消减(于布列亚—佳木斯地块之下)

的俯冲造山作用耦合,故岩浆弧走向近北西向,沉积盆地(主要拗陷带即多宝山—裸河拗陷带和宽河—白石砬子拗陷带)也为近北西向(图2)。新元古代形成的北东向构造(如霍龙门—罕达气拗陷)仍在发育,但火山—沉积地层的厚度显然小得多。早泥盆世的张裂事件却表现为以北东向为主,即:罕达气组的火山盆地为北东向,金水河组沉积期为张裂全盛期,形成的霍龙门—罕达气拗陷和三矿沟—卧都河拗陷均为北东向;多宝河—裸河和宽河—白石砬子拗陷带泥盆纪仍在发育,但已偏转为北西西向。这说明本区晚古生代的演化主要与兴—蒙洋向北西消减(于克鲁伦—额尔古纳地块之下)的俯冲造山作用耦合,代表该期消减的缝合线称赛音山达—海拉尔—呼玛缝合线(Wu, 1998; 吴根耀, 2006),标志着兴—蒙洋在晚二叠世闭合。

研究区晚古生代的岩浆活动十分发育。泥盆纪火山岩曾被称为早海西期,石炭—二叠纪的岩浆活动曾被分为中海西期和晚海西期。中海西期的多宝山花岗闪长岩曾测到全岩 Rb-Sr 法等时线年龄 310 ± 17 Ma(宜昌地质矿产研究所测)和全岩 K-Ar 法年龄 292 Ma(中南地质研究所测),多宝山花岗闪长斑岩的全岩 K-Ar 法年龄 283.1 Ma(桂林地质研究所测);此外,跃进花岗闪长岩黑云母 K-Ar 法年龄 298 Ma(桂林地质研究所测),蚀变安山岩的全岩 K-Ar 法年龄 288 Ma(天津地质矿产研究所测)和 271 Ma(中国科学院地质研究所测)。原称晚海西期的闪长岩及花岗岩, K-Ar 法年龄为 234 ~ 249 Ma,似应与原称印支期的五里叉二长花岗岩(黑云母 K-Ar 法年龄 223 Ma,天津地质矿产研究所测)一起合称为晚海西—印支期岩浆活动更为合适。空间上,中海西期闪长岩带在卧都河、金宝山一带呈北东向延伸,长约 166 km,宽约 40 ~ 79 km;该岩浆弧可能与增生了的克鲁伦—额尔古纳地块发生过碰撞,故在卧都河—多宝山闪长岩带以北形成北东向的落马河二长花岗岩带。晚海西—印支期,随兴—蒙洋的闭合,增生了的克鲁伦—额尔古纳地块与增生了的华北克拉通之间发生碰撞,在卧都河—多宝山闪长岩带以南,沿鄂依特河、泉呼河、罕达气和三道沟一带形成北东向的闪长岩—花岗岩带,长约 100 km,宽约 18 ~ 65 km(图3)。

经晚海西—印支期的俯冲—碰撞后,区域进入板内构造演化期,将在“成矿时代”一节内简要叙述。

3 金属铜的来源

(1) 中奥陶世弧火山岩

中奥陶统(下部铜山组厚 2 358 m,上部多宝山组厚 1 633 m)是一套钙碱性火山岩,除熔岩外还有火山角砾岩、凝灰岩、沉凝灰岩和凝灰质砂岩等,铜含量普遍较高(表1),是直接的成矿母岩,因而中奥陶统的火山地层即含矿层,矿体即赋存于火山地层中(图4)。此外,伴随该期火山喷发还有次火山岩和侵入岩发育。前者见于裸河两岸,共6个次辉石安山岩和次安山岩的岩体,出露面积可达 50 km²,与多宝山组呈侵入接触关系。侵入岩见于研究区北部的十站河、铁帽山农场等地,为英云闪长岩和片麻状二长花岗岩,沿北东向复背斜的轴部展布。英云闪长岩的 SiO₂ 含量为 69.08%, δ 值为 2.18,二长花岗岩的 SiO₂ 含量为 73.81%, δ 值为 1.90,两者均属钙碱性系列。

(2) 早泥盆世火山岩

早泥盆世的岩浆活动主要沿北东向的霍龙门—罕达气构造带发育,火山岩主要见于罕达气组;其各种岩石的成矿元素含量见表 2。

罕达气组火山岩的含铜丰度为 32.1×10^{-6} ,上覆霍龙门组火山岩的含铜丰度为 32.8×10^{-6} ,说明它们是仅次于中奥陶统弧火山岩的另一矿源层。部分水系沉积物的测量结果显示:有的铜异常区未见多宝山组而只有罕达气组出露,说明罕达气组火山岩在提供金属铜来源方面的重要性。此外,还应指出罕达气组的含金丰度较高,目前所发现的霍龙门—罕达气一带的砂金和岩金矿化较集中地带及水系沉积物测量金异常带与罕达气组的分布地段近乎一致,说明罕达气组是本区金矿的矿源层。

(3) 近矿围岩铜元素丰度

多宝山矿区的近矿围岩为下奥陶统至下石炭统,除上泥盆统下部有海陆交互相沉积和上泥盆统上部-下石炭统为陆相沉积外,其余均为海相沉积,主要的含矿围岩层的金属元素含量见表 3。

由该表可见,多宝山矿区围岩的铜元素含量有“中间大,上下小”的规律,即:从下奥陶统的平均 45.65×10^{-6} ,向上至多宝山组升高至 125×10^{-6} ,之后降低为中泥盆统的 14.35×10^{-6} ,仅在罕达气组和霍龙门组火山岩中铜含量略有升高。多宝山组是铜金属元素的富集层,在岩层中的存在形式以硫化物为主,故近矿围岩中所含 Cu、Mo、Pb、Zn、Ag 和 Au 6 种成矿元素的丰度均大于克拉克值。

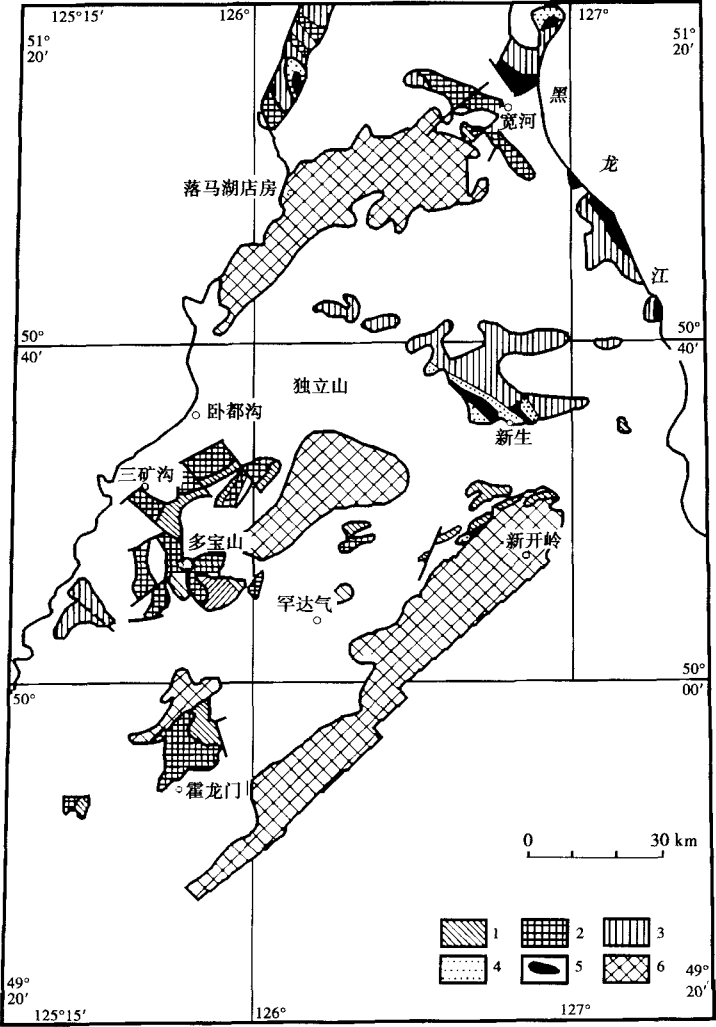


图 2 多宝山及邻区奥陶系分布图

1. 上奥陶统爱辉组和裸河组; 2. 中奥陶统多宝山组; 3. 中奥陶统铜山组; 4. 下奥陶统西讷河组; 5. 下奥陶统大治组、窝里河组和东道沟组; 6. 元古宇或前奥陶系

Fig. 2 Distribution of the Ordovician in Duobaoshan and adjacent region

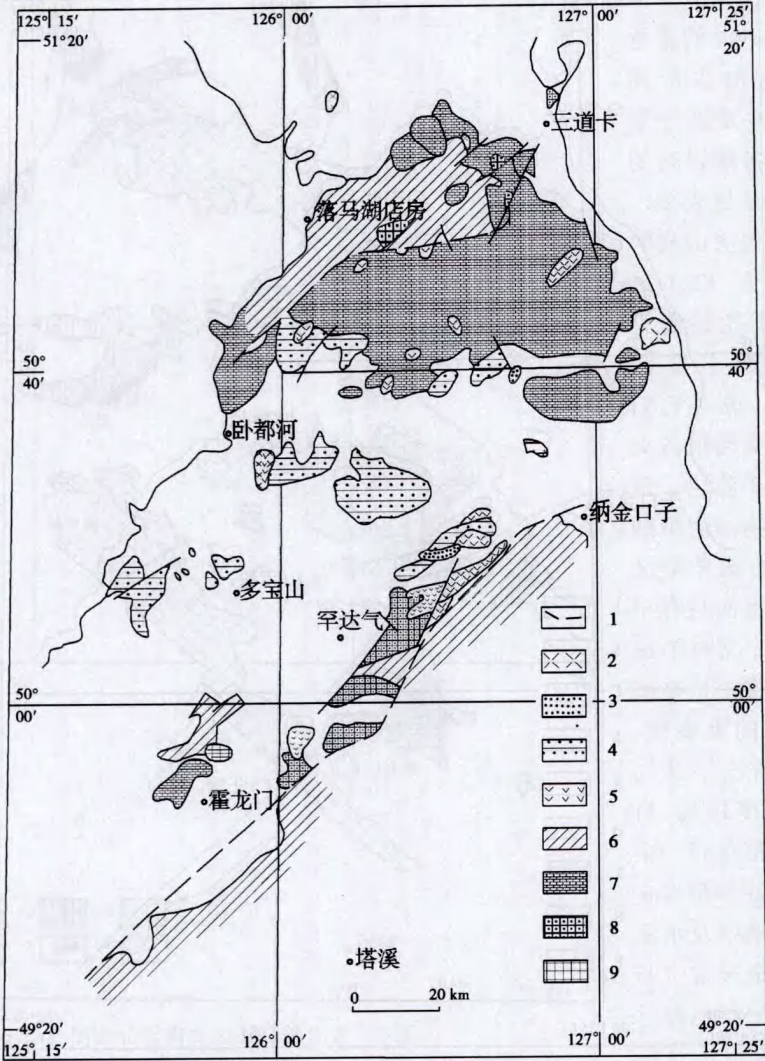


图 3 中海西期花岗岩类岩石分布图

1. 深断裂或基底断裂; 2. 碰撞前闪长岩类; 3. 碰撞期二长花岗岩; 4. 碰撞晚期花岗闪长岩; 5. 碰撞期后正长花岗岩; 6. 前奥陶纪变质岩及花岗岩; 7~9. 中海西期(沉积-)火山岩; 7. 晚碰撞期; 8. 主碰撞期; 9. 早碰撞期

Fig. 3 Distribution of the Middle Hercynian granitoids in Duobaoshan and adjacent region

(4) 中海西期岩浆岩

中海西期的侵入岩为花岗闪长岩和花岗闪长斑岩,前者的铜元素含量为 $(38 \sim 68.64) \times 10^{-6}$, 后者的铜元素含量为 $(80 \sim 150) \times 10^{-6}$, 低于中奥陶统火山岩但高于下泥盆统罕达气组的铜元素平均含量,说明它们也是直接的成矿母岩。中海西期也有火山岩发育(晚石炭-早二叠世),原始的含铜量并不高,接近或略高于克拉克值。

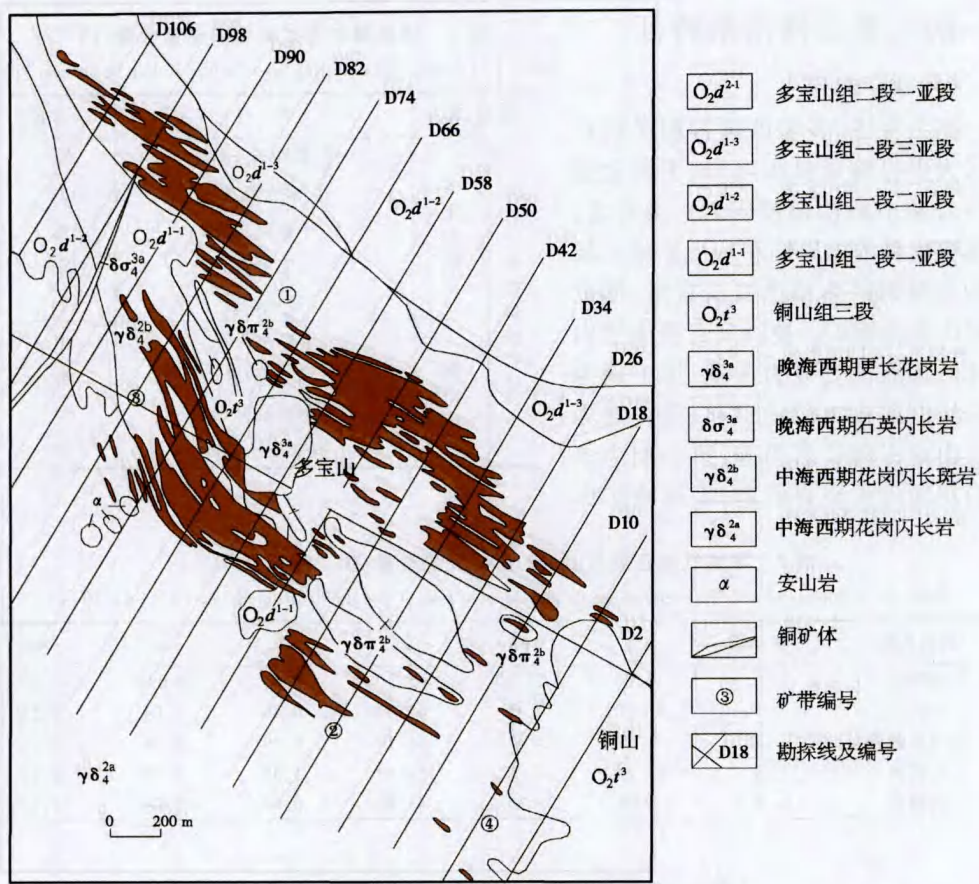


图 4 多宝山铜矿床矿体分布图(据杜琦等,1988)

Fig. 4 Distribution of ore bodies in Duobaoshan mine

的成矿时代应为中海西期。之后研究区经历了复杂的构造—热事件,形成其它类型的铜矿床(或铜—多金属矿床),斑岩铜矿床则在这些构造—热事件中经受改造。

晚海西—印支期,随兴—蒙的最终消减闭合及嗣后的碰撞有强烈的中—酸性岩浆活动,控制了热液型铜矿床发育。

侏罗—白垩纪是区域上燕山期陆内造山带发育及其坍塌时期(吴根耀等,2006;陈均亮等,2007;朱德丰等,2007)。与燕山造山带坍塌有关的伸展构造控制了研究区及邻区的一系列变质核杂岩发育(王涛等,2002;赵海滨等,2007;纪沫等,2008)。多宝山铜矿区有近东西向的正断层发育,使斑岩铜矿遭受改造(王喜臣等,2007)。与岩浆活动有关的燕山期成矿作用可分为两期;早燕山期是夕卡岩型和高温热液型的 W、Mo、Fe 和 Cu 成矿期;中燕山期主要是岩金成矿期,伴有 Cu、Pb、Zn、Sb 和 Hg 矿化,成矿类型除五道沟和二支沟岩金矿床为斑岩型外均为中—低温热液型。

(2) 铜元素的迁移富集

在地质历史中,虽然任何一个矿床的形成时间都是相对短暂的,但是每一次岩浆上

侵都包含多期次的热液涌动与叠加的岩浆侵入活动。正是这一脉动式的岩浆—地壳活动才为成矿元素的迁移与聚集提供条件和场所。斑岩铜矿金属迁移与富集的热动力来源于岩浆的热液活动;即:多期次的岩浆上涌带来的热液活动是高背景场中铜元素迁移与富集的主导因素。这一观点已被很多斑岩铜矿的勘探实践证实。

多宝山区由外至内依次分布着区域异常场—降低场—增高场—强降低场—矿床矿体的铜地球化异常场。降低场宽 6~8 km,沿矿带走向延长几十千米,面积达 228 km²。该降低场一般范围较大,降低幅度相对较小,该区域平均铜含量为 $58 \times 10^{-6} \pm$ 。位于降低场核心的增高场包围着多宝山铜矿带,平均铜含量达 $4\,750 \times 10^{-6}$ 。在矿体外围又出现一个明显的铜元素强降低场,其宽度随着矿带变化而变化,直接环绕矿床矿体。该降低场一般宽度小,在 1 500 m 至 2 000 余米之间,但降低幅度很大(图 5)。这个降低场已得到矿床原岩定量分析剖面结果的证实(杜琦等,1988)。铜元素在降低场中降低幅度与环绕矿体的蚀变岩带有密切联系。最外圈的青磐岩化岩石含铜量仅为 26×10^{-6} ,向内的绿泥绢英岩化岩石平均含铜量为 $1\,200 \times 10^{-6}$,而强片理化的绢英岩铜含量平均达 $4\,750 \times 10^{-6}$,再向内的钾长石黑云母化、钾长石化和钾硅化蚀变岩石的铜的平均含量又逐渐降低,分别为 $1\,106 \times 10^{-6}$ 、 544×10^{-6} 和 374×10^{-6} 。这一特征表明矿区中奥陶统经多期次的岩浆热液活动作用后,普遍含铜偏低。在已知铜矿床附近,中奥陶统铜含量甚至更低。如在矿体上盘和前缘的安山岩出现了铜低于 10×10^{-6} 明显降低场,部分地段甚至出现低于 2×10^{-6} 的低值区。该区段铜平均含量也只有 29×10^{-6} 。由此可以推测:在矿化蚀变期间,矿体围岩之中的金属元素向容矿空间发生迁移富集作用。

根据铜元素降低场的数值特征,按铜元素被迁移出(10~50)%、降低场面积约有 228 km²、下延几百米深度进行估算(王喜臣等,1999),从多宝山矿区降低场中迁移出的铜金属量可达数千万吨到上亿吨。这些铜金属量被带到中间的增高场这一小范围内聚集起来,形成斑岩铜矿体或铜矿化岩石。由此可见,在长期岩浆活动的成矿过程中,地层中所含的大量铜元素被汲取出来,经过成矿作用而聚集成矿体、矿化和异常。这说明多宝山斑岩铜矿中的铜金属来源大部分是来自围岩,即中奥陶统及下泥盆统火山岩为本区形成大规模铜矿床提供了充足的物质基础。

多宝山矿床花岗闪长岩捕虏体中铜的平均含量为 60×10^{-6} ,降低场内的岩石和捕虏体的铜含量基本相同,而且捕虏体与花岗闪长岩构造裂隙的发育并不一致,表明主矿化期热流体对捕虏体很少产生影响。据此认为:在花岗闪长岩浆结晶之前,范围较大的围岩降低场已经形成。矿区蚀变作用表明:在青磐岩化—钾硅化蚀变期间,金属元素由围岩开始逐步运移到岩浆源及成矿流体之中,而在斑岩侵入之后,下部岩浆源已演化到晚期,形成钾化带,矿带内围绕斑岩体铜金属元素大量迁移与沉淀,并导致铜矿体形成与最终就位,使矿体在空间上环绕斑岩体分布。多宝山区中海西期至少经过 3 次以上叠加的热液成矿作用。多期次的热液活动,导致区域上大范围岩石中的微量铜逐次聚集到矿床周围的铜元素异常场中,并最终富集于北西向的弧形片理化带之中。因此,多宝山矿田中成矿主元素铜不完全是直接由海西期花岗闪长岩类岩浆侵入提供的,而主要是由岩浆侵入热液活动从围岩中逐次汲取聚集起来的。矿田及更大区域范围内,钼的降低场远没有铜的降低场明显,钼则可能主要由海西期岩浆热液提供。

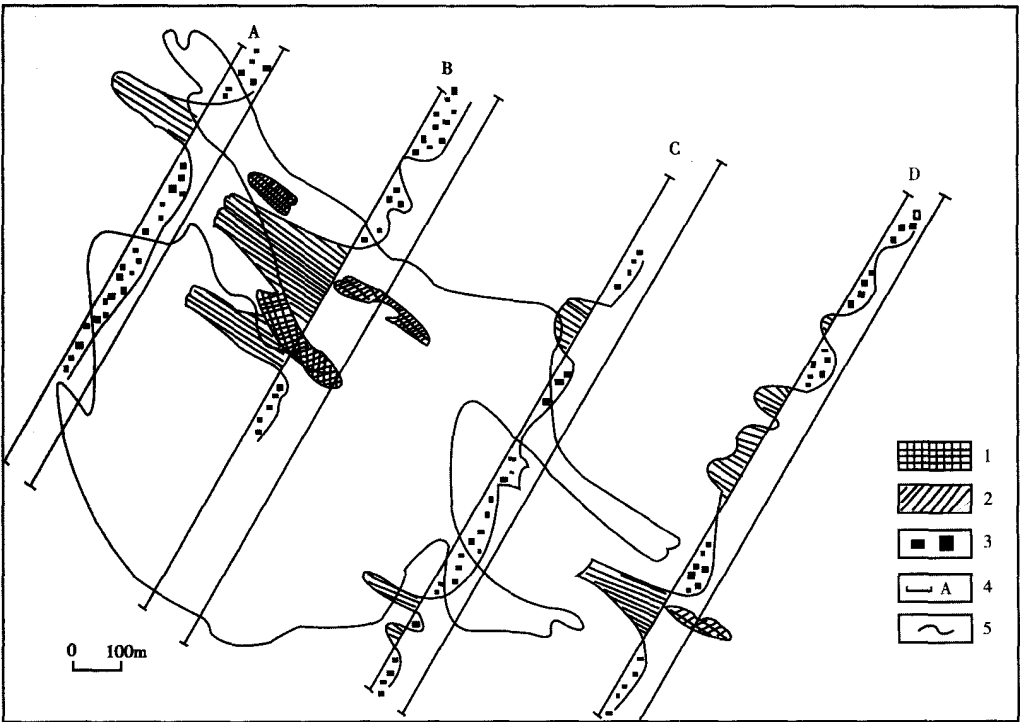


图 5 矿床外围铜元素分布平面—剖面图

1. 铜矿体; 2. 铜元素增高地段; 3. 铜元素降低地段; 4. 勘探线; 5. 铜平均含量

Fig. 5 Planar and profile distribution of copper in area surrounding the ore deposit

多宝山及邻区铜的高背景场在水系沉积场上也得到反映。如图 6 所示,铜异常强度 $(30 \sim 3\,000) \times 10^{-6}$ 的地区对应的水系沉积物异常区可达 $30 \sim 100\text{ km}^2$, 土壤中的铜异常可达 $(100 \sim 1\,000) \times 10^{-6}$ 。异常的面积和强度与剥蚀程度密切相关,剥蚀强则异常强度大范围广。

(3) 寻找斑岩铜矿床的地质标志

在多宝山及邻区寻找斑岩铜矿床的地质标志可总结为 7 个方面,即:成矿岩体、矿田构造、地层岩石、蚀变、流体包裹体、地貌和土壤标志。

成矿岩体标志有:1) 中海西期中-酸性侵入体,主要为花岗闪长岩和花岗闪长斑岩; 2) 岩体产状为岩株或岩墙; 3) 岩体沿背斜轴部或两组断裂交叉部位被动侵位,形态不规则; 4) 岩体具成份及岩石结构的岩相分带,其中花岗闪长岩体内部相为花岗闪长岩,外部相为英云闪长岩,结构上,内部相为似斑状结构,外部相为中-细粒结构,花岗闪长斑岩体内部相为花岗闪长斑岩,外部相为英云闪长斑岩; 5) 岩石化学成份富碱, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 7\%$; 6) 岩石中富含 Cu, Mo, Ag 等成矿元素; 7) 岩石矿化强度与蚀变、碎裂强度成正比; 8) 与花岗闪长岩有关的矿化,多分布在岩体的内、外接触带附近,与花岗闪长斑岩有关的矿化,多分布在斑岩体外接触带 $0 \sim 500\text{ m}$ 范围内,且岩体上盘矿化优于下盘。

矿田构造标志有:1) 矿床位于区内北西向构造—岩浆活动带上的次级背斜近轴部或

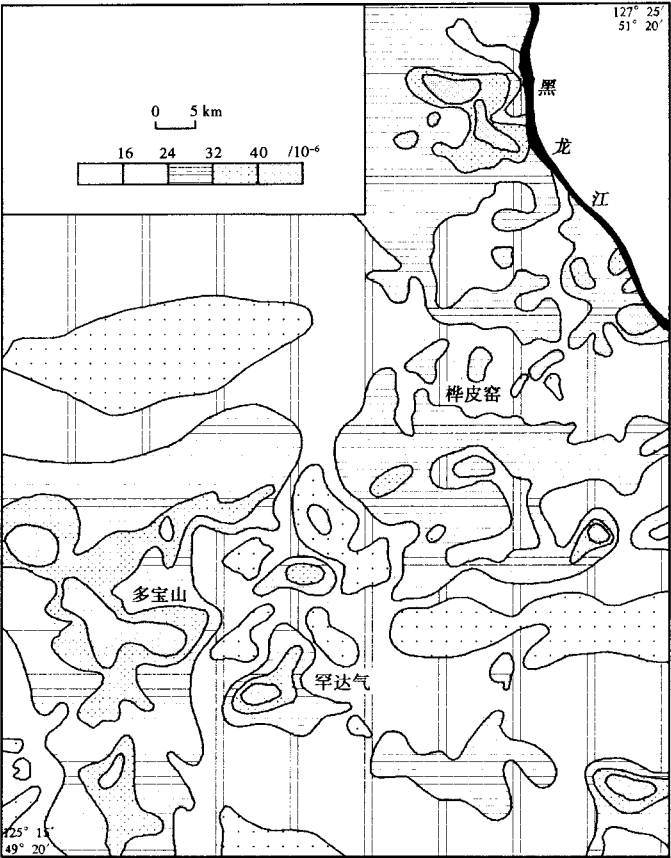


图 6 多宝山地区水系沉积物铜地球化学图/ 10^{-6}
Fig. 6 Geochemical map of copper in stream sediments in Duobaoshan area

背斜的倾伏端；2)北西向弧形构造转弯处；3)北西向构造与北东向构造(或东西向)断裂构造交叉部位；4)矿床大致呈 $4\text{ km} \pm$ 的等间距分布。

地层岩石标志是有中奥陶统多宝山组火山—沉积岩出露,且岩层遭受了较强的青盘岩化及碎裂、片理化。蚀变标志是范围大、蚀变强的面型分布的蚀变岩,常见蚀变类型有钾硅化、黑云母化、绢英岩化和青盘岩化；其蚀变分带,一是以斑岩体为中心,向外依次分布有钾硅化带、绢英岩化带和青盘岩化带,二是以花岗闪长岩接触带为中心,向两侧依次出现黑云母-绢英岩化带、绢英岩化带和青盘岩化带。原岩蚀变越强,蚀变分带越明显,则矿化越好。

流体包裹体标志表现为:与矿有关岩体中流体包裹体类型全、数量多,其均一法测定温度在直方图上呈多峰型；由斑岩体硅化核向外,包裹体数量依次降低。地貌标志是:因硅化核抗风化而地貌上形成山崖,矿带部位因裂隙发育,内含硫化物易风化而形成负地形。土壤标志是:由于矿石中含有黄铁矿、黄铜矿等矿化矿物,经风化与氧化作用,在近地表处可见到孔雀石、蓝铜矿、褐铁矿等氧化矿物及桔黄色土。

5 结束语

本文的研究表明多宝山斑岩铜矿的铜金属主要来源于岩浆弧,这与国外大多数斑岩铜矿的成因(Sillitoe, 1972)一致,因而大型的俯冲型造山带常是斑岩铜矿带。兴—蒙造山带内此类斑岩铜矿还有黑龙江省西北部的二十一站斑岩铜矿(王喜臣等, 1999),新疆有青河卡拉先格尔、精河奈楞格勒和哈密赤湖斑岩铜矿(何国琦等, 1994)。中国西南的三江特提斯造山带是著名的特提斯斑岩铜矿带。其中,藏东著名的玉龙斑岩铜(钼)矿带长约 200 km,包括玉龙、馬拉松多、多霞松多、莽总、扎那尕和马牧普等铜矿(丁朝建等, 1990; 宋保昌等, 2006)。

板块学说强调斑岩铜矿中的铜金属来源于上地幔或洋壳,国内也有这方面的实例报道(陈毓川等, 1993)。多宝山斑岩铜矿尚未发现这方面的证据,但值得在今后的工作中注意。另一种观点认为铜金属来源于大陆地壳,即铜是在岩浆侵入时分别从上地壳的安山质—英安质火山岩、海相沉积层或泥质岩中汲取出来的,强调围岩在成矿中的作用。多宝山斑岩铜矿的矿体主要赋存于中奥陶统中,部分产于中海西期花岗闪长岩体中。后者的铜矿化强度往往随花岗闪长岩体接触的地层不同而发生变化。花岗闪长岩与上奥陶统接触处,尽管侵入岩、构造和蚀变条件都有利,却只在外接触带处形成小型铜矿体和一些矿化体,没有形成具有规模的矿体;岩体与志留系接触处既无蚀变,也无矿化。这一现象充分说明围岩自身的铜元素含量在成矿中的意义。

简言之,多宝山斑岩铜矿的铜金属是多来源的。主要矿源层是中奥陶世弧火山岩,次要矿源层是早泥盆世裂谷火山岩。中海西期中性岩浆岩也提供了部分矿源,但对成矿更主要的贡献是它三期脉动式的热液活动成为高背景场中铜元素迁移与富集的主要动力,它将铜元素从围岩中汲取出来并在斑岩体周围富集就位。西太平洋地区时代较新的斑岩铜矿,金属铜的来源以岩浆为主。

根据上述分析,下一步的勘探重点为三矿沟—裸河—大岭北西向铜成矿带,该区以中海西期成矿为主,叠加有燕山期的铜成矿作用。作为后备基地的远景区,一是卧都河以东 12 km 的独立山 Cu-Mo-Au 预测区,尤其是位于北西向构造带上的西古兰河顶子异常区,二是桦树排子 Cu-Mo-Au 预测区,尤其是位于北东向的嫩北—燎原—纳金口子—洪业家矿化带与北西向的独立山—桦树排子矿化带交汇处的阿龙沟岩体的东、西接触带。

参 考 文 献

- 陈毓川,朱裕生,等. 1993. 中国矿床成矿模式. 北京:地质出版社. 107—116.
Chen Yuchuan, Zhu Yusheng, et al. 1993. Mineral Deposit Models of China. Beijing: Geological Publ. House. 107—116.
陈均亮,吴河勇,朱德丰,林春华,于德顺. 2007. 海拉尔盆地构造演化及油气勘探前景. 地质科学, 42(1): 147—159.
Chen Junliang, Wu Heyong, Zhu Defeng, Lin Chunhua and Yu Deshun. 2007. Tectonic evolution of the Hailar Basin and its potentials of oil-gas exploration. Chinese Jour. Geol., 42(1): 147—159.
丁朝建,王 增,申屠保涌. 1990. 藏东玉龙斑岩铜(钼)矿带主要成矿岩体 Nd-Sr 同位素特征. 见:地质矿产部青藏高原地质文集编委会编,青藏高原地质文集 20. 北京:地质出版社. 160—167.
Ding Chaojian, Wang Zeng and Shentu Baoyong. 1990. A Nd-Sr study of major mineralizing rockbodies in Yulong porphyry Cu(Mo) belt, eastern Xizang(Tibet). in: CQXP Editorial Committee, Ministry of Geology and Mineral Resources.

- ed. Contribution to the Geology of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau **20**. Beijing: Geological Publ. House. 160—167.
- 杜 琦, 赵玉明, 卢秉刚, 马德友, 李佩兰, 律景凯, 李文深, 敖立志, 崔 革. 1988. 多宝山斑岩铜矿床. 北京: 地质出版社. 152—155, 302—306.
- Du Qi, Zhao Yuming, Lu Binggang, Ma Deyou, Li Peilan, Lü Jingkai, Li Wenshen, Ao Lizhi and Cui Ge. 1988. Geology of Duobaoshan Porphyry Copper Deposit. Beijing: Geological Publ. House. 152—155, 302—306.
- 何国琦, 李茂松, 刘德权, 唐延龄, 周汝洪. 1994. 中国新疆古生代地壳演化及成矿. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 香港: 香港文化教育出版社. 437.
- He Guoqi, Li Maosong, Liu Dequan, Tang Yanling and Zhou Ruhong. 1994. Paleozoic Crustal Evolution and Mineralization in Xinjiang of China. Ürümqi: Xinjiang People's Publ. House, Hongkong: Educational and Cultural Press Ltd. 437.
- 纪 沫, 胡 玲, 刘俊来, 关会梅, Davis G. 2008. 辽南变质核杂岩主拆离断层的波瓦状构造 (corrugation) 及其成因. 地质科学, **43**(1): 12—22.
- Ji Mo, Hu Ling, Liu Junlai, Guan Huimei and Davis G. 2008. Features and mechanism of corrugation structure in the Liaonan (southern Liaoning) metamorphic core complex. *Chinese Jour. Geol.*, **43**(1): 12—22.
- 宋保昌, 蔡新平, 徐兴旺, 王 杰, 秦克章, 张宝林. 2006. 云南中甸红山铜-多金属矿床新生代热泉喷流沉积型矿床. 地质科学, **41**(4): 700—710.
- Song Baochang, Cai Xinping, Xu Xingwang, Wang Jie, Qin Kezhang and Zhang Bolin. 2006. Cenozoic hot-spring exhalative mineralization in Hongshan copper-polymetallic deposit in Zhongdian, NW Yunnan. *Chinese Jour. Geol.*, **41**(4): 700—710.
- 唐克东, 王 莹, 何国琦, 邵济安. 1995. 中国东北及邻区大陆边缘构造. 地质学报, **69**(1): 16—30.
- Tang Kedong, Wang Ying, He Guoqi and Shao Ji'an. 1995. Continental-marginal structure of northeast China and its adjacent areas. *Acta Geologica Sinica*, **69**(1): 16—30.
- 王 涛, 郑亚东, 李天斌, 高永军, 马铭波. 2002. 中蒙边界区亚干核杂岩的组成与结构. 地质科学, **37**(1): 79—85.
- Wang Tao, Zheng Yadong, Li Tianbin, Gao Yongjun and Ma Mingbo. 2002. Composition and texture of the Yagan Metamorphic Core Complex bordering China and Mongolia. *Chinese Jour. Geol.*, **37**(1): 79—85.
- 王喜臣, 刘金英. 1999. 二十一站铜金控矿因素及找矿方向. 黑龙江地质, **10**(2): 34—37.
- Wang Xichen and Liu Jinying. 1999. Controlling factors and ore-search directions of the Ershiyizhan Cu-Au mine. *Heilongjiang Geology*, **10**(2): 34—37.
- 王喜臣, 王训练, 王 琳, 刘金英, 夏 斌, 邓 军, 徐秀梅. 2007. 黑龙江多宝山超大型斑岩铜矿的成矿作用和后期改造. 地质科学, **42**(1): 124—133.
- Wang Xichen, Wang Xunlian, Wang Lin, Liu Jinying, Xia Bin, Deng Jun and Xu Xiumei. 2007. Metallogeny and deformation of the Duobaoshan superlarge porphyry copper deposit in Heilongjiang. *Chinese Jour. Geol.*, **42**(1): 124—133.
- 吴根耀. 2006. 白垩纪: 中国及邻区板块构造演化的一个重要变换期. 中国地质, **33**(1): 64—77.
- Wu Genyao. 2006. Cretaceous: a key transition period of the plate tectonic evolution in China and its adjacent areas. *Geology in China*, **33**(1): 64—77.
- 吴根耀, 冯志强, 杨建国, 汪在君, 张立国, 郭庆霞. 2006. 中国东北漠河盆地的构造背景和地质演化. 石油与天然气地质, **27**(4): 528—535.
- Wu Genyao, Feng Zhiqiang, Yang Jianguo, Wang Zaijun, Zhang Liguoguo and Guo Qingxia. 2006. Tectonic setting and geological evolution of the Mohe basin in NE China. *Oil & Gas Geology*, **27**(4): 528—535.
- 吴根耀, 马 力, 梁 兴, 陈均亮. 2008. 从郯庐断裂带两侧的“盆”“山”耦合演化看前白垩纪“郯庐断裂带”的性质. 地质通报, **27**(3): 308—325.
- Wu Genyao, Ma Li, Liang Xing and Chen Junliang. 2008. The nature of the pre-Cretaceous “Tanlu fault zone”: viewed in the light of basin-range coupling evolution on its both sides. *Geological Bulletin of China*, **27**(3): 308—325.
- 赵海滨, 莫宣学, 徐受民, 李尚林, 马伯永. 2007. 黑龙江新开岭变质核杂岩的组成及其演化. 地质科学, **42**(1): 176—188.
- Zhao Haibin, Mo Xuanxue, Xu Shoumin, Li Shanglin and Ma Boyong. 2007. Composition and evolution of the Xinkailing Metamorphic Core Complexes in Heilongjiang province. *Chinese Jour. Geol.*, **42**(1): 176—188.

- 朱德丰,任延广,吴河勇,吴根耀,万传彪,吴相梅. 2007. 松辽盆地北部隐伏二叠系和侏罗系的初步研究. *地质科学*, **42** (4): 690—708.
- Zhu Defeng, Ren Yanguang, Wu Heyong, Wu Genyao, Wan Chuanbiao and Wu Xiangmei. 2007. A preliminary study on the buried Permian and Jurassic in the northern Songliao Basin. *Chinese Jour. Geol.*, **42** (4): 690—708.
- Feiss P G. 1978. Magmatic sources of copper in porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, **73** (3): 397—404.
- Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposit. *Econ. Geol.*, **67** (2): 184—197.
- Wu G Y. 1998. Early Paleozoic accretion and amalgamation in a Gondwana-originated China. *Acta Universitatis Carolinae—Geologica*, **42** (3—4): 501—507.

Cu-source and enrichment laws of the Duobaoshan porphyry copper deposit in Heilongjiang province

Liu Yang¹ Cheng Xuezhao¹ Wang Xichen² Liu Jinying³ Wang Lin¹ Wang Xunlian¹

(1. China University of Geosciences, Beijing 100083; 2. Management Centre of Central Geological Exploration Fund, Ministry of Land and Resources, Beijing 100045; 3. Beijing Exploration and Technique Engineering Corp. Ltd., Beijing 100080)

Abstract

The Duobaoshan porphyry copper deposit in NW Heilongjiang province is situated in eastern sector of the Xing'anling-Mongolian (for short, Xing-Meng) orogen. The regional tectonic evolution in Early Paleozoic was constrained by east (to north) ward subduction of the Xing-Meng ocean under the Burean-Jiamusi Block, and the Middle Ordovician volcanic arc was NW-striking. The tectonic evolution in Late Paleozoic was controlled by northwestward subduction of the Xing-Meng ocean under the Kerlen-Ergun Block, with the structural line (the Devonian rifting and Permian magmatic arc) being NE-striking. The Cu-source in Duobaoshan area might be of multiple origin, with the main source layer being the Middle Ordovician arc-volcanic rocks, and the minor source one being the Early Devonian rift volcanics. Although the Middle Hercynian granodiorite and granodioritic porphyry might support a part of mineral source, its main contribution to the mineralization could be concluded that the pulsating hydrothermal activities were dynamics for migration and enrichment of copper in a high background. The copper was absorbed from the wallrocks enriched and emplaced in the surrounding positions of the porphyries, and meanwhile some Cu-descended positions appeared in the mining and adjacent areas. The metallogenic epoch of the Duobaoshan porphyry copper deposit was Middle Hercynian, when three stages of hydrothermal activity accompanied the Late Carboniferous volcanism, the intrusions of granodiorite and granodioritic porphyry respectively. The copper or copper-poly-metallic ores of other types formed in the Late Hercynian-Indosinian and Yanshanian tectono-thermal events, and the Duobaoshan porphyry copper deposit was reformed in these later orogenies.

Key Words Porphyry copper deposit, Metal sources, Enrichment laws, The Middle Hercynian movement, The Xing'anling-Mongolian orogen, Duobaoshan in Heilongjiang