

云南省宝兴厂铜、钼、金多金属矿床矿化类型 及成因探讨*

Mineralization type and genesis of the Baoxingchang copper, molybdenum and gold-polymetallic deposit in Yunnan Province

郭晓东^{1,2}, 王治华¹, 张 勇¹, 周晓锋², 王绍明², 和正中²

(1 中国地质大学, 北京 100083; 2 中国人民武装警察部队黄金地质研究所, 河北 廊坊 065000; 3 中国人民武装警察部队黄金第十支队, 云南 昆明 650093)

GUO XiaoDong¹, WANG ZhiHua¹, ZHANG Yong¹, ZHOU XiaoFeng², WANG ShaoMing² and HE ZhengZhong²

(1 China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2 Gold Geological Insistute, Chinese People's Armed Police Force, Langfang 065000, Hebei, China; 3 No.10 Detachment of General Gold Party, Chinese People's Armed Police Force, Kunming 650111, Yunnan, China)

摘 要 宝兴厂矿区是一个多金属成矿集中区, 其成矿在时间上、空间上主要与喜马拉雅期富碱斑岩体关系密切, 成矿流体主要来源于深部地幔, 具有斑岩型矿床特征。通过对该矿区的深入工作, 从控制矿化体地质、构造特征将矿区的矿化类型划分成 4 类。铜、钼多金属矿化主要发生在富碱斑岩中晚期, 金矿化发生在富碱斑岩体的晚期和末期。斑岩型铜、钼矿是主要矿化类型, 斑岩体内东西向构造蚀变带和接触带部位是找矿的主要方向。

关键词 与富碱斑岩有关的多金属矿床; 矿化类型; 成因; 宝兴厂

宝兴厂矿区位于云南省祥云县、弥渡县、大理市的接壤部位, 是一个以 Cu-Mo-Au 等为主的多金属矿床, 属于丽江—鹤庆斑岩型 Cu-Mo-Au 矿集区。在大地构造位置上处于扬子板块西缘与北西向金沙江—哀牢山深大断裂构造带东侧交汇部位, 北西向金沙江—哀牢山断裂带与北北东向的程海—宾川断裂带在该区相交, 矿床即产于这两条深大断裂带所夹持的锐角区地带 (毕献武等, 1999) (图 1)。

自 20 世纪 90 年代中期以来, 马厂箐斑岩型铜钼矿作为与富碱侵入岩有关的典型矿床受到了广泛关注。关于该矿的矿床地质特征、流体包裹体、稳定同位素和稀有气体同位素以及同位素年代学已有了较多研究 (杨建琨等, 1996; 胡瑞忠等, 1997; 毕献武等, 1999; 葛良胜等, 2002; 张玉泉等, 1990; 1997; 梁华英等, 2004; 王登红等, 2004; 彭建堂等, 2005; 曾普胜等, 2006)。对于有关矿床矿化类型和矿床成因也有所涉及 (杨建琨等, 1996; 胡瑞忠等, 1997; 毕献武等, 1999; 葛良胜等, 2002; 何明勤等, 2004)。近年来, 我部武警黄金第十支队在该区找矿取得重大突破, 探获 Au 资源量已达大型规模。鉴于宝兴厂金矿伴生大量的 Cu、Mo 矿化脉 (体), 矿床类型多样 (有斑岩型、石英脉型、构造蚀变岩型、红土型等), Cu、Mo、Au 矿化与富碱的马厂箐复式杂岩体关系密切以及控矿因素复杂等。因此, 对该矿床矿化类型进行分析, 并进一步探讨各种矿化类型的成因, 将有效地指导该区的地质找矿工作。

*本文得到“十一五”国家攻关项目 (编号: 2006BAB01B10) 和武警黄金指挥部专项基金 (编号: HJ07-02) 的共同资助
第一作者简介 郭晓东, 男, 1969 年生, 武警黄金地质研究所成矿预测室高级工程师, 从事金矿地质找矿与研究工作。

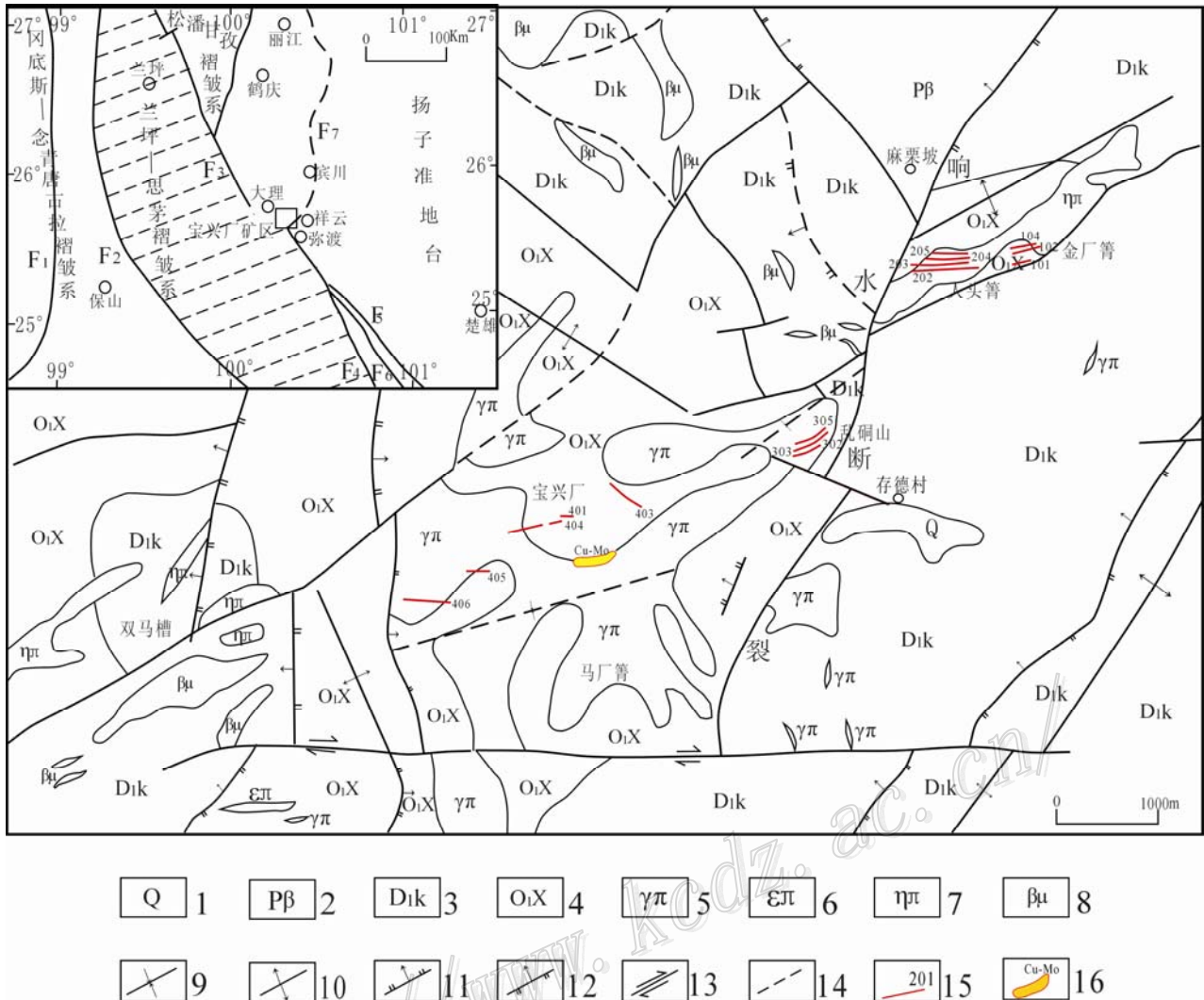


图1 宝兴厂金矿区地质略图(左上角插图为矿区大地构造位置图)

1—第四系；2—二叠统茅口组；3—下泥盆统康朗组；4—下奥陶统向阳组；5—花岗斑岩；6—正长斑岩；7—二长斑岩；8—辉绿岩；9—背斜轴线；10—向斜轴线；11—正断层；12—逆断层；13—平移断层；14—推测断层；15—金矿体；16—铜钼矿体。F1—怒江断裂；F2—澜沧江断裂；F3—洱海—红河断裂；F4—阿墨江断裂；F5—哀牢山断裂；F6—小金河断裂；F7—程海—宾川断裂

1 矿区地质特征

矿区出露地层主要为下奥陶统向阳组、下泥盆统康朗组、下二叠统茅口组以及第四系地层。下奥陶统向阳组地层岩性为滨海相碎屑岩，该组地层划分四个岩性段。其中，第一段(O_1x^1)为灰白色厚层细粒长石石英砂岩、石英岩，中下部夹少量泥质粉砂岩，第二段(O_1x^2)为灰绿色、深灰色粉砂质页岩夹砂岩，这两岩性段见于矿区外围，在矿区未见出露。第三段(O_1x^3)岩性上部为灰绿色中厚层状细砂岩夹灰黑色页岩，下部为灰白色中厚层状细粒石英砂岩夹少量页岩，出露于矿区北部。第四段(O_1x^4)岩性为粗砂岩及钙质砂岩，可细分为2个亚段：一亚段(O_1x^{4-1})分布于矿区北部九顿坡梁子，岩性灰色、肉红色粗粒长石石英砂岩夹砾岩、含砾粗砂岩，其中有紫色、绿色泥质粉砂岩透镜体；二亚段(O_1x^{4-2})地层分布较广，上部为灰白色薄层石英粉砂岩与薄层灰岩互层，中下部为紫红色、深灰色薄层石英粉砂岩夹灰岩条带或灰岩透镜体。该亚段在矿区出露广泛，构成马厂箐富碱侵入体的外接触带围岩，是主要的赋矿围岩地层。第

四系以残坡积、洪积、冲积层为主,在残坡积层下部有“红土型”金矿存在(李志群,1998)。

矿区处于不同方向构造的交叉复合部位,构造比较复杂。矿区构造主要受区域性北西向金沙江-哀牢山深大断裂、北东向断裂近东西向隐伏断裂构造控制,构造明显具有多期多阶段活动特点。以北西向、北东向、近东西向褶皱和断裂为主,主要包括金沙江-哀牢山断裂(NW)、响水断裂(NE)、金厂箐背斜(NEE)、乱洞山向斜(EW)、双马槽背斜(NEE)、宝兴厂向斜(NE)以及近东西向基底断裂等。这些构造组成本区的构造格架,是本区重要的控岩控矿构造,控制了区内富碱岩体(脉)的侵位与空间分布,并且与区内铜、钼、金矿化关系密切。区域性的北西断裂构造与北东东(近东西)向构造交汇部位,控制着马厂箐岩体的侵入,决定了该岩体具有从南西向北东侵入的特征。北东东(近东西)向基底断裂构造在喜马拉雅期的张剪性活动,控制着马厂箐岩体的侵位和呈北东东(近东西)向的空间展布,目前呈现的北东向构造格局是受后期构造——响水断裂的右行走滑作用改造所致。马厂箐岩体(斑状二长花岗岩、花岗斑岩)内部发育的近东西向构造破碎带、岩体与围岩(下奥陶统向阳组地层)接触带构造以及围岩地层中的构造破碎带构造是主要的控矿构造。

矿区出露岩浆岩是以二长斑岩、花岗斑岩、正长斑岩、石英正长斑岩、煌斑岩等为主的富碱岩体(脉),富碱岩浆活动具有明显的多期多阶段性特征,其中马厂箐复式杂岩体是矿区主要的岩体,该岩体属于金沙江-哀牢山富碱侵入岩带的组成部分,主要由正(二)长斑岩、石英正(二)长斑岩、花岗斑岩、碱长花岗斑岩组成。产状为岩株、岩墙、岩床、岩脉或岩柱。马厂箐岩体为一多期次岩浆活动叠加形成的复式岩体,对该富碱侵入岩同位素年龄数据统计表明,其岩浆活动时限为 52~29 Ma,最早期岩浆活动为 52 Ma 左右,中期岩浆活动为 42~47 Ma,晚期岩浆活动最为强烈,其时间为 33~37 Ma,末期岩浆活动时间为 29~32 Ma(彭建堂等,2005)。根据岩体(脉)之间的穿插关系,马厂箐岩体岩浆侵入活动从早到晚由正(二)长斑岩→石英正(二)长斑岩→斑状二长花岗岩、花岗斑岩→碱长花岗斑岩(赵淮,1995)。

对马厂箐宝兴厂矿段几个中段的地质观察认为,Cu、Mo 矿体主要产于斑状二长花岗岩、花岗斑岩内或者产于斑状二长花岗岩、花岗斑岩与围岩地层接触带附近,表明 Cu、Mo 成矿与(33~37 Ma)这一期岩浆活动有关,也进一步说明马厂箐斑岩型 Cu、Mo 成矿作用主要与晚期岩浆侵入活动有关(彭建堂等,2005)。梁华英等(2004)研究表明,马厂箐晚期岩浆明显富水,易结晶分异出含 Cu、Mo 的成矿流体,从而有利于斑岩型 Cu、Mo 矿床的形成,表明 Cu、Mo 成矿主要与复式岩体晚期的成岩作用关系密切。值得指出的是,三江地区其它与斑岩 Cu、Mo 矿有关的岩体也多为复式岩体,具有多期次侵入的特点,铜、钼矿化多伴随复式岩体中的晚期斑岩体内外接触带产出,成矿热液活动主要与晚期岩浆活动有关(马鸿文,1989;唐仁鲤等,1993;张玉泉等,1997)。

研究表明,花岗斑岩、正长斑岩和二长斑岩中的主要成矿金属元素如 Cu、Mo 等的含量高于同类岩石背景值,有的达数倍以上,是成矿的物质基础。加上该区受金沙江-哀牢山深大断裂、宾川-程海深大断裂和近东西向基底断裂活动的影响和控制,导致了多期次的岩浆侵入和火山喷发,尤其是喜马拉雅期构造-岩浆活动形成了与喜马拉雅期富碱斑岩体(马厂箐岩体等)铜、钼、金等矿产。因此,宝兴厂多金属矿床是多期次构造-岩浆-成矿作用的产物。

2 主要矿化类型

2.1 矿化带特征

宝兴厂铜、钼、金多金属矿化带总体呈北东向展布,在长达 20 km、宽 8 km 的矿化带范围内已发现几十条铜、钼、金、铅锌等矿化脉体,从北东向南西划分成金厂箐、人头箐、乱洞山、宝兴厂和双马槽 5 个

矿段。研究表明,宝兴厂矿区 5 个矿段目前虽然总体上呈北东向展布,但各个矿段的矿化脉体则整体上具有近东西向分布的特点,似受一条近东西向的构造带控制,现在的北东向的格局是由于受后期构造改造所致。

2.2 矿化类型特征

宝兴厂铜、钼、金多金属矿床矿体的产出受岩体内构造破碎带、岩体与围岩接触带、围岩中的构造破碎带和后期地表物理化学条件等多种因素控制,由于不同因素控制的地质环境差异,导致不同的矿体定位形式,形成不同的矿化类型,且具有不同的地质特征。宝兴厂矿区主要有以下 4 种类型:

(1) 产于斑岩体内铜、钼矿化 主要分布在宝兴厂、乱硐山矿段,成矿主要与马厂箐花岗斑岩关系密切,矿化体主要受斑岩体内部近东西向的构造破碎带控制,矿化体形态多呈透镜状或似层状。这类矿床在成矿时间上主要集中在岩浆演化的中晚期(即石英正长斑岩、斑状二长花岗岩、花岗斑岩阶段),在空间上与斑岩体紧密相伴,矿体常作为斑岩体一部分,有些斑岩体本身就是矿体。从云铜矿业正在开采的宝兴厂矿段矿化情况看,矿化在垂直方向上具有分带现象,地表、一中段以铜、金矿化为主,局部伴随钼矿化,围岩蚀变主要为黄铁矿化、黄铜矿化、孔雀石化、硅化、矽卡岩化、角岩化,铜、金品位尚可,钼品位一般,这与宝兴厂矿段地表广泛发育角岩化、孔雀石化及矽卡岩化相一致。二中段、三中段铜钼矿化并存,铜钼矿化都比较明显,局部品位很富,但金矿化较弱,是云铜矿业目前主要的开采对象。围岩蚀变主要黄铁矿化、为孔雀石化、硅化、角岩化、矽卡岩化和辉钼矿化,角岩化和矽卡岩化主要发育在岩体中的围岩俘虏体附近。四中段、五中段主要以钼矿化为主,四中段尚有铜矿化,而到五中段主要为钼矿化。从地表矿化类型有脉状、网脉状向下变为微细浸染状,具有变宽变大的趋势,但品位有所降低,具有斑岩型矿床特征。

(2) 产于斑岩体与围岩接触带铜、钼(伴生金)矿化 主要分布在宝兴厂、乱硐山、人头箐矿段,矿体主要赋存于马厂箐复式杂岩体二长花岗斑岩(花岗斑岩)的内外接触带中,呈不规则状产于斑岩体与奥陶系中统迎风村组(变质粉砂岩、粘板岩和灰岩)、中下志留统小湖西组和阴阳山组(陆屑灰岩、砂质条带状灰岩、泥质网纹状灰岩)的地层接触地带附近,矿体形态严格受岩体与围岩接触带形状的控制,多呈透镜体或似层状,其产状也较为一致。矿化主要与接触变质石榴石矽卡岩和透辉石角岩化关系密切,蚀变类型受斑岩体和围岩地层岩性的控制,以砂岩、泥岩为主的岩石,蚀变后形成各种角岩和矽卡岩化带,以碳酸盐为主的岩石则形成了各类矽卡岩为主的蚀变带,部分地段可见有方柱石化大理岩化带,当接触围岩是石灰岩时,通常形成钙质矽卡岩、石榴石矽卡岩化。一般内带为钼矿化,外带为铜、金矿化。主要矿石类型包括斑岩型、角岩型、矽卡岩型、蚀变辉长岩型、煌斑岩型等。从地表向深部矿化有增强的趋势,矿化体的规模也逐渐变大。

(3) 产于断裂构造中石英脉型,石英脉和蚀变岩复合型矿化 该类型矿床明显不同于前两种矿化类型,矿化体不是产于斑岩体的内部,也不是产于斑岩体与围岩接触带附近,而是产于中奥陶统迎风村组和中下志留统阴阳山组、小湖西组等的围岩地层中,并受发育在围岩中的构造破碎带控制。石英脉型矿化体主要分布于乱洞山矿段,矿化脉体受控于乱硐山向斜南北两翼发育的缓倾斜近东西向层间滑动构造带,矿化体以近东西向为主,其次为南北向。矿体形态多为透镜状或似层状。而石英脉和蚀变岩复合型矿化体主要分布于金厂箐、人头箐和双马槽矿段,是宝兴厂矿区金矿化主要类型。矿化脉体受控于近东西向断裂构造破碎带。矿体形态以较稳定的板状为主,其次为透镜状或扁豆状,其产状与控矿的构造破碎带基本一致。含矿岩石主要为破碎蚀变岩,矿体与围岩无明显界限,呈渐变过渡关系。在近南北向构造带与东西向构造带的交汇部位往往形成较为厚大的富矿柱。大部分赋矿的近东西向构造破碎带中多见二长斑岩或正长斑岩

脉与矿化体相伴产出, 矿化体常位于岩脉下盘。蚀变岩型矿化体是区内主要的矿化类型, 其次是石英脉型, 该类型矿化体一般规模较小。

(4) 产于古岩溶地貌或构造裂隙带中“红土型”或破碎带中次生富集金矿化 主要分布于金厂箐矿段和双马槽矿段, “红土型”矿化体一般位于第四纪残坡积红土层底部, 呈褐黑色或褐黄色, 如麻栗坡“红土型”金矿。而产于地层围岩破碎带中蚀变岩型金矿, 金主要赋存在红色、褐红色、黄褐色粘土类断层泥中, 而破碎带中断层构造岩中金矿化品位一般。主要发育黄铁矿化、褐铁矿化, 显然经过了后期氧化次生富集。金矿化脉体一般规模较小, 向下延伸也有限。

3 同位素地球化学特征

3.1 氢、氧同位素特征

对金矿石中石英包裹体研究表明, δD 为 -85‰ 左右, $\delta^{18}O_{\text{SMOW}}$ 为 $9.4\text{‰} \sim 10.8\text{‰}$, $\delta^{18}O_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 $1.75\text{‰} \sim 6.34\text{‰}$ 。氢、氧同位素投影点落于岩浆水与大气降水之间且靠近岩浆水区范围内, 表明成矿流体中水虽然有一定量的大气降水, 但以岩浆水为主, 推定金矿石成矿流体水主要来源于深部地幔岩浆流体。富碱斑岩全岩、石英及长石斑晶 $\delta^{18}O$ 值为 $7.3\text{‰} \sim 10.38\text{‰}$, δD 为 $-100\text{‰} \sim -107\text{‰}$, 与 Taylor (1979) 岩浆水 $\delta^{18}O$ 值域为 $7.0\text{‰} \sim 9.5\text{‰}$ 基本一致, 相当于富碱斑岩的初始岩浆水, 表明富碱斑岩基本属于正常-偏低 ^{18}O 花岗岩, 表明物源主要来自深部地幔。而蚀变花岗斑岩中石英斑晶和正长斑岩中硅化石英的氢、氧同位素组成基本与未蚀变全岩和石英斑晶、长石氢氧同位素组成相当, 为 $0.56\text{‰} \sim 3.50\text{‰}$, 暗示富碱斑岩蚀变与岩浆水有关。 δD 值由高至低变化 ($-107\text{‰} \sim -75.0\text{‰}$), 表明在富碱斑岩成矿蚀变过程中有大气降水或地下水的少部分加入, 但仍以岩浆水为主体 (毕献武等, 1999; 刘显凡等, 2005)。

因此, 矿石矿物中包裹体水与富碱岩体氢、氧同位素组成相似, 反映成矿与富碱斑岩来源具有一致性, 主要来自深部地幔, 在其上升过程中有部分壳源物质加入。

3.2 硫同位素特征

毕献武等 (1999) 对含石英英脉、矿化角砾的硫同位素组成研究表明, $\delta^{34}S_{\text{CDT}}$ 相当均一, 分布在 $-1.2\text{‰} \sim 4.4\text{‰}$ 之间, $\delta^{34}S$ 值均在 0‰ 左右, 反映金矿石硫同位素与陨石硫相近, 具有上地幔或壳幔混源的特点, 来源于地球深部地幔。刘显凡等 (2004) 对岩体中硫化物硫同位素组成研究表明, 岩体中原生硫化物 $\delta^{34}S$ ($-2.7\text{‰} \sim +3.9\text{‰}$), 绝大部分集中在 $-0.6\text{‰} \sim +2.4\text{‰}$, 与陨石硫同位素组成非常接近, 说明富碱斑岩的成矿蚀变流体来自地幔, 具地幔流体性质, 与富碱岩浆有相似的深部源区。

因此, 富碱斑岩、矿石以及蚀变花岗斑岩硫同位素组成总体相似, 硫化物矿物 $\delta^{34}S$ 值都很接近, 围绕陨石硫变化范围窄, 说明硫源具有相同初始来源, 主要来自地幔流体。

3.3 铅同位素特征

矿石铅同位素组成 $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ ($18.502 \sim 18.960$)、 $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ ($15.608 \sim 15.992$)、 $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ ($38.014 \sim 40.048$) (葛良胜等, 2002), 富碱斑岩铅同位素组成比较稳定, $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ ($18.109 \sim 18.636$), $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ ($15.410 \sim 15.739$), $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ ($38.096 \sim 39.094$), 在 Cannon 铅同位素演化图中落入正常铅范围内, Doe 模式年龄为正值 ($18 \sim 470 \text{ Ma}$), μ 值为低于 9.58 的低 μ 值铅 (刘显凡等, 2004)。可以看出, 矿石和富碱斑岩铅同位素组成具有相似的变化趋势, 矿石铅变化范围比岩体大, 更为复杂一些, 显示出以深源铅为主, 并有壳源铅混染。表明富碱岩浆和成矿流体具有统一性, 铅最初和主要来源为上地幔, 但在富碱岩浆和成矿流体沿深大断裂上升运移过程中不同程度地加入了地壳或地层铅, 因而导致铅同位素组成上的差异。

另外, 与富碱斑岩成矿蚀变有关的碳酸盐矿物 (方解石、白云石) $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-2.7\text{‰} \sim -8.13\text{‰}$, 大多为

-5.05‰~-6.8‰, 明显地表现岩浆来源或地幔来源特点, 碳同位素显示富碱斑岩成矿蚀变流体主体来源于地幔深部(刘显凡等, 2005)。

有资料显示, 黄铁矿流体包裹体中氦至少在 100 Ma 以内不可能大量丢失, 而宝兴厂多金属矿成矿年龄上限值约为 52 Ma, 说明宝兴厂矿床流体包裹体 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值并未因后生作用影响而发生明显变化, 黄铁矿中流体包裹体氦同位素组成基本反映了成矿流体初始氦同位素组成。胡瑞忠等(1997)对含矿石英脉内黄铁矿中流体包裹体氦同位素组成研究, 认为黄铁矿中流体包裹体 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值(0.46~2.08 Ra)大大高于地壳特征值(0.01~0.05 Ra), 在一定程度上与地幔特征值(6~9 Ra, Ra为空气 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值)趋近, 说明流体包裹体中存在有地幔氦, 地幔氦比例应在 6%~35%之间, 平均约 25%左右。导致矿床成矿流体 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值高于地壳氦特征值趋近于地幔氦特征值的原因, 可能主要是地幔氦上升过程中遭到地壳氦稀释结果, 具有壳幔混合特征, 这种特征继承了与成矿有关富碱斑岩氦同位素组成特点。

综上所述, 宝兴厂多金属矿床成矿流体与富碱斑岩关系密切, 它们具有统一性, 属于同一个热力学系统, 主要来源于深部地幔, 但在上升运移过程中不同程度地混入地壳和地层物质。

4 成矿物理化学条件

对成矿阶段形成的石英中的流体包裹体研究表明, 流体包裹体以气液两相包裹体为主, 含少量 CO_2 三相包裹体及子矿物包裹体, 且以孤立分散状产出, 反映原生包裹体的特征。因此, 石英中流体包裹体气相和液相成分可以代表成矿流体的化学组成。成矿流体中阳离子主要为 Na^+ 、阴离子主要为 Cl^- , 成矿流体气相组分中 CO_2 含量最高, 属于 $\text{NaCl-H}_2\text{O-CO}_2$ 性质溶液。因此, 宝兴厂铜、钼、金多金属矿床是在中性-弱酸性(pH值 5.7~5.9)和中等含盐度(14.4~18.8)介质中形成的高温(280~400℃)热液矿床(毕献武等, 1999)。

杨建琨等(1996)认为铜、钼的成矿热液主要是一种深源地幔的岩浆热液, 成矿期成矿温度为 210~350℃。金的成矿溶液是一种天水、建造水及岩浆水的混合热液, 金主要成矿阶段成矿温度为 170~225℃, 平均为 201℃, 成矿压力为 $(739\sim 1\,059)\times 10^5\text{ Pa}$, 按压力换算的成矿深度 2~4.2 km。有利于金矿化的氧逸度为 $\log f(\text{S}_2)=-38.90$, 硫逸度 $\log f(\text{S}_2)=-10.7$, 二氧化碳逸度 $\log f(\text{CO}_2)=-1.72$ 。pH值 5.05, 具弱酸性, 氧化还原电位 $E_h=-5.02$ 显还原性。毕献武等(1999)以马厂箐铜钼伴生金矿化为主, 测得早期成矿温度为 223~352℃(平均 294℃), 主期成矿温度为 179~299℃(平均 226.8℃), 晚期成矿温度为 170~176℃(平均 173℃)。表明金成矿阶段成矿温度为 170~299℃, 成矿溶液为一种中低温弱酸性的成矿流体。

上述研究表明, 从成矿早期到成矿晚期或是从富碱岩浆多期活动的早期到晚期, 成矿温度具有明显的降低趋势。铜钼矿化期成矿温度较金矿化期高, 铜钼矿化主要出现在斑岩体内部或其内接触带, 而金矿化主要发生在岩体外接触带, 热液演化时间长, 运移距离较远, 因此温度低于铜钼矿化。

5 不同矿化类型成因

宝兴厂铜、钼、金多金属矿床的矿化类型和分布形式如图 2 所示。

从图 2 可见, 宝兴厂铜、钼、金多金属矿床主要划分为: ①产于斑岩体内铜、钼矿化; ②产于斑岩体与围岩接触带铜、钼(伴生金)矿化; ③产于断裂构造中石英脉型, 石英脉和蚀变岩复合型金、银、铅锌矿化和④产于古岩溶地貌或构造裂隙带中的红土型或破碎带中次生富集的金矿化。①②以铜、钼为主, 并伴生金, 明显受斑岩体空间分布控制, 在时间上、空间上与斑岩体密不可分, 同斑岩体岩浆形成、演化和侵位密切相关; ③在空间上与斑岩体无关或关系不甚明显, 受围岩中断裂破碎带控制, 可能在成矿的流体上有一定关系; ④与岩体无关。下面针对以上矿床成因加以探讨。

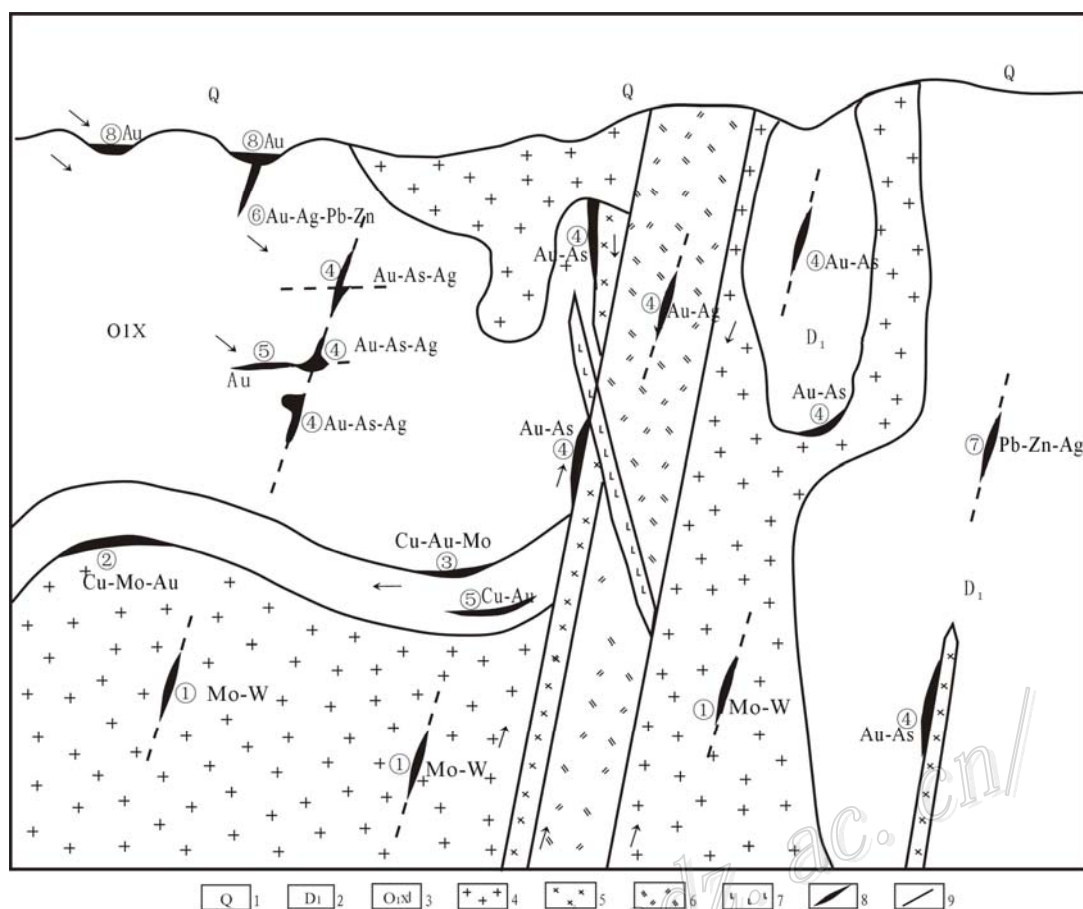


图 2 宝兴厂铜钼金多金属矿区成矿模式图 (据云南省地质科学研究所, 1999 修改)

5.1 产于斑岩体内铜、钼矿化成因

在喜马拉雅期,北西向金沙江-哀牢山深大断裂、北东向宾川-程海深大断裂和近东西向基底断裂活动,使上地幔处于平衡状态岩浆在构造作用力驱动下,向地壳浅部运移。在岩浆向上运移过程中,随着温度降低和压力减小,岩浆各组分在上侵冷凝过程中先后结晶析出。伴随构造活动的多期次性,导致深部岩浆多期次侵入,形成马厂箐复式斑岩体。岩石类型主要包括正长斑岩、石英正长斑岩、二长斑岩、花岗斑岩及煌斑岩等富碱岩体(脉)。

在岩浆演化到晚期阶段(图 3)(33~37 Ma,即斑状二长花岗岩、花岗斑岩阶段),岩浆中富含大量挥发份,当富含挥发份岩浆上侵时,挥发份逐渐集中于岩体顶部,随着岩浆结晶作用而逐渐转变成热水溶液,在这一过程中,以各种形式存在于岩浆中的成矿元素如铜、钼等也同时溶解于热液中,而早期结晶的造岩矿物在晚期热液作用下发生蚀变,并释放出存在于矿物中部分成矿元素进入热液。热液中铜与 Cl^- 结合形成稳定络合物,随着热液中组分浓度和物理化学条件变化(温度、压力、盐度降低,pH值和 $f(\text{O}_2)$ 增大等),热液中成矿元素铜、钼与 S^- 、 HS^- 等结合成如黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、辉钼矿等金属硫化物而沉淀,形成斑岩体中浸染状铜、钼等矿化。由于热液所能溶取的铜、钼等成矿元素含量有限,导致热液所引起的蚀变强度和规模较小,矿化作用也较弱,形不成独立工业矿体或形成矿体品位较低。而随后后续岩浆上侵,斑岩体中蚀变矿化带作为构造薄弱带在区域应力作用下(或斑岩体固结收缩)形成构造裂隙,含矿热液便沿着这些裂隙充填,并使前期已固结岩石发生蚀变和矿化作用,从而形成斑岩体中细脉状和网脉状铜、钼矿石,属斑岩铜、钼矿床类型范围。

对该类型矿石与非矿石微量元素、稀土元素、同位素等资料分析,矿石和非矿石在微量元素种类上一致、组合上相近,稀土元素具有完全相同的配分形式,表明它们具有相同的物质来源和成岩成矿作用,铜、钼成矿元素是来源于岩体,成矿流体具有深源特征,且以幔源为主。

5.2 产于斑岩体与围岩接触带铜、钼(伴生金)矿化类型成因

当含矿热液运移到已固结斑岩体与围岩地层接触带附近时,一部分充填于斑岩体固结收缩形成裂隙中(这与斑岩体内部矿化类型成因相同),导致斑岩体发生蚀变;另一部分使围岩发生蚀变,进行物质双向交换。在物质双向交换过程中,来自深部岩浆含矿热液与地层中溶液混合成一种富含 Cu、Mo 等的混合热液,当成矿热液向温度、压力、成矿元素浓度等降低方向运动到斑岩体与围岩地层接触带时,热水溶液不断地将斑岩体中和地层围岩中 Cu、Mo、Au 等成矿元素溶取出来,在地层岩性、构造环境等有利条件下交代、充填形成浸染状、块状等铜、钼、金矿化体。由于围岩性质差异,在岩体与围岩接触带形成不同类型蚀变矿化。当围岩为碳酸盐类岩石时,在接触带常形成矽卡岩化或大理岩化蚀变;当围岩为砂页岩时,在接触带形成蚀变砂岩、角岩化蚀变等。由于马厂箐岩体具有多期次活动特征,导致多期次热液活动,在接触带附近形成矽卡岩化、大理岩化、蚀变砂岩或角岩化铜、钼(伴生金)矿床,且以交代作用为主,属于接触交代型矿化类型。在马厂箐斑状花岗岩体北接触带发育矽卡岩化、角岩化铜、钼矿体,西接触带发育大理岩化、角岩化铜、钼(伴生金)矿体,南东接触带发育矽卡岩化、大理岩化、角岩化铜、金矿体。

对于矽卡岩化、角岩化、大理岩化和蚀变砂岩等接触交代型矿化类型,其微量元素组合与斑状花岗岩等岩体存在较大继承性,表明铜、钼主要是来源于地幔成因斑岩体;氢、氧同位素反映成矿热液以岩浆热

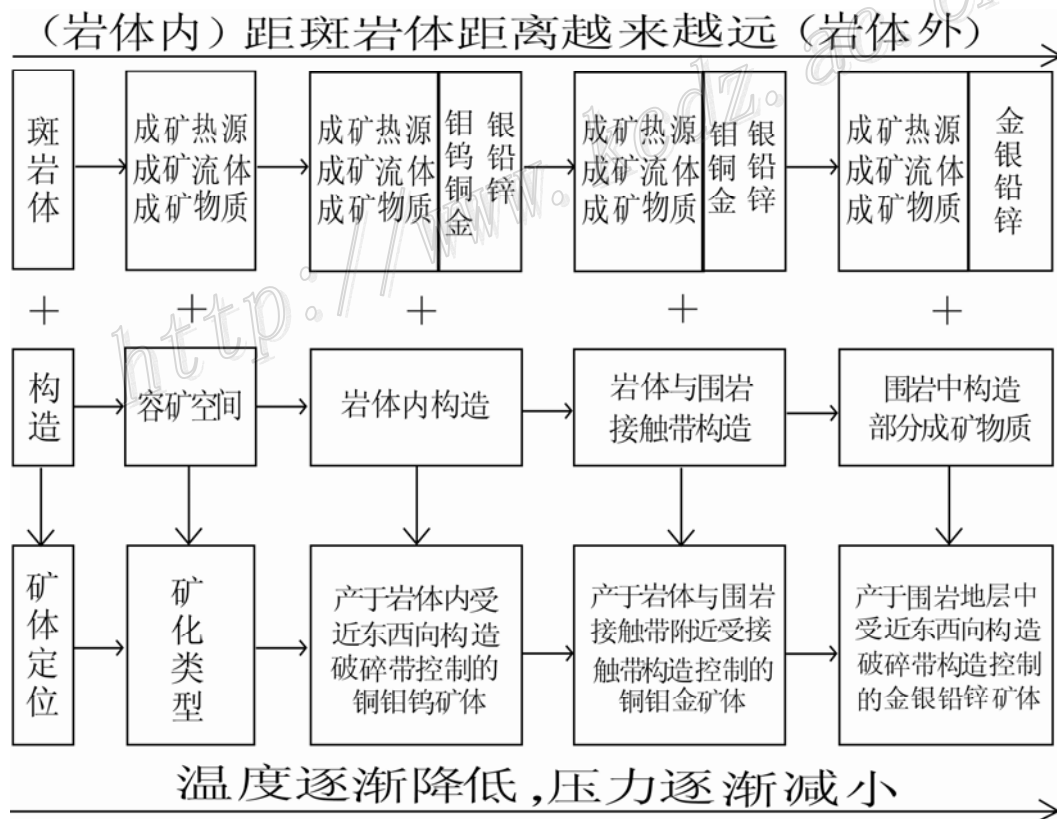


图3 宝兴厂铜钼金多金属矿成矿演化图

液为主。这与硫同位素反映成矿热液来源为深部地幔具有一致性。

研究发现, 岩体中金含量较低, 有些研究者认为岩体金的含量接近于零; 分析表明接触交代型金矿化金与岩体金无明显成因联系, 而与中奥陶统迎风村组金具较多联系。这在微量元素富集种类、富集顺序以及稀土元素配分曲线形态上都与中奥陶统迎风村组地层具有一致性, 反映其物质的相同来源和继承性关系。因此, 这种矿化类型的铜、钼来自岩体, 而金来自于奥陶系迎风村组地层。

5.3 产于断裂构造中石英脉, 石英脉和蚀变岩复合金矿化类型成因

石英脉型和构造破碎蚀变岩型是矿区主要金矿化类型, 含金矿化脉体产出于奥陶系迎风村组和志留系阴阳山组、小湖西组地层断裂破碎带中, 这与区域构造演化关系密切。首先, 奥陶系迎风村组(变质粉砂岩、泥板岩、灰岩)和志留系阴阳山组(泥质网纹状灰岩)、小湖西组(陆屑灰岩、砂质条纹状灰岩)中成矿元素 Au、Ag、Pb、Zn 含量较高, 在后期构造-成岩-成矿作用过程中得到进一步富集, 是该区金多金属矿化主要矿源层。其次, 奥陶系迎风村组和志留系阴阳山组、小湖西组地层岩石中含有丰富的炭质和有机质, 炭质和有机质对成矿元素金具有吸附作用, 导致炭质和有机质含量高的迎风村组、小湖西组、阴阳山组地层中金含量较同类岩石高数倍至数十倍(金厂箐矿段主要金矿体发育在炭质和有机质含量较高的构造破碎蚀变带中)。

在矿源层形成以后, 由于多期次构造-岩浆活动, 尤其是喜马拉雅末期(29~32 Ma)构造-岩浆活动(即碱长花岗斑岩阶段)与金矿成矿作用关系密切(彭建堂等, 2005)。对矿源层(岩)研究表明, 岩体中虽然含有一定量的金, 具有提供成矿物质能力, 但金矿体与岩体在空间上并没有明显联系, 在微量元素组合上没有明显继承性, 表明成矿元素金并非岩体所提供。

5.4 产于古岩溶地貌或构造裂隙带“红土型”或破碎带中次生富集的金矿化成因

“红土型”金矿形成受基岩、构造、地形地貌、气候、成矿时代和水文地质等多种因素共同制约。“红土型”金矿受控于一定的地貌条件, 以低山丘陵、准平原地貌区、岩溶洼地、岩溶漏斗、溶洞等微型地貌控矿作用明显。水文地质条件影响着红土化作用强度及深度, 决定了红土化过程中金的活化、迁移能力以及迁移形式和沉淀富集。地下水是风化壳中各种物质溶解和迁移载体, 是导致红土风化壳结构分带性主要因素之一, 风化壳上部地下水渗流带是金活化迁移的主要部位、而下部的流动带则是金沉淀富集的优选场所。潜水面的形成及缓慢下移, 为氧化作用提供了充分的时间, 有利于金矿的形成。红土型金矿及其风化壳与基底构造(尤其是断裂构造)关系密切, 断裂作用可以显著增高岩石渗透性, 有利于地下水流动和岩石化学风化, 导致断裂带发育部位岩石风化作用最强, 促进红土风化壳和红土型金矿的形成, 而在断裂构造交汇部位风化壳及矿体厚度显著增大, 矿石品位增高。

在中晚更新世时期, 由于构造运动抬升、剥蚀作用, 金厂箐矿段原生金矿体暴露于地表, 一方面, 由于表生作用, 位于潜水面以上金矿体, 普遍遭受不同程度氧化或风化, 原生硫化物被氧化为褐铁矿、孔雀石等矿物, 形成深度不等表生氧化带, 构成上部氧化矿; 另一方面, 原生硫化物矿石及含矿岩石经强烈物理、化学风化作用, 含金矿物从中分离出来, 这些矿物在表生条件下被粘土矿物、锰矿物、有机质等所吸附而形成表生型金矿化, 并在机械作用和化学作用下, 在有利的地貌条件下次生富集, 形成残积、坡积和岩溶地貌条件下具有工业意义矿体。因此, 氧化矿床或红土型矿床往往具有较高品位。

综上所述, 宝兴厂矿区成矿地质条件十分复杂, 构造、岩浆活动较为频繁, 矿化类型、成矿方式、控矿因素多种多样, 形成了该区多期次、多阶段, 多类型、多矿种矿床组合型式。由于控矿因素差异, 随着岩浆热液演化而形成不同的矿化类型。在岩浆演化中晚期, 形成产于岩体内受近东西向构造控制的浸染状、脉状、网脉状等铜、钼矿床, 以及受接触带构造控制的浸染状、稠密浸染状、带状、脉状、网脉状、块状

等铜、钼、金矿床。而岩浆演化末期在围岩有利的断裂构造中沉淀富集形成脉状破碎蚀变岩型、石英脉型金矿床。

参考文献

- 毕献武, 胡瑞忠, 叶造军, 邵树勋. 1999. A型花岗岩类与铜成矿关系研究——以马厂箐铜矿为例[J]. 中国科学(D辑), 2(6): 489-495.
- 崔银亮, 陈贤胜, 张映旭, 等. 2000. 滇西新生代与富碱斑岩有关的金矿床成矿特征和成矿条件[J]. 大地构造与成矿学, 26(4): 404-408.
- 葛良胜, 邹依林, 李振华, 郭晓东, 邢俊兵, 张晓辉. 2002. 云南马厂箐(铜钼)金矿床地质特征及成因研究[J]. 地质与勘探, 38(5): 11-17.
- 何明勤, 杨世瑜. 2004. 滇西小龙潭—马厂箐地区铜金多金属矿床地质地球化学及成因研究[M]. 北京: 地质出版社.
- 胡瑞忠, 毕献武, Turner G, Burnard P G. 1997. 马厂箐铜矿床黄铁矿流体包裹体 He-Ar 同位素体系[J]. 中国科学(D辑), 27(6): 503-508.
- 李志群. 1998. 云南红土型金矿床地质特征及成矿条件研究[J]. 矿产与地质, 12(3): 160-166.
- 梁华英, 谢应雯, 张玉泉. 2004. 富钾碱性岩体形成演化对铜矿成矿制约——以马厂箐铜矿为例[J]. 自然科学进展, 14(1): 116-120.
- 刘显凡, 刘家铎, 张成江, 阳正熙, 吴德超, 李佑国. 2004. 滇西富碱斑岩型矿床岩体和矿脉同位素地球化学研究[J]. 矿物岩石地球化学通报, 23(1): 32-39.
- 刘显凡. 1999. 富碱斑岩特征及其成岩成矿地球化学机制研究[R]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所博士后出站报告. 30-41.
- 马鸿文. 1989. 论西藏玉龙斑岩铜矿带岩浆侵入时代[J]. 地球化学, (3): 210-216.
- 彭建堂, 毕献武, 胡瑞忠, 吴开兴, 桑海清. 2005. 滇西马厂箐斑岩铜(钼)矿床成岩成矿时限的厘定[J]. 矿物学报, 25(1): 69-74.
- 唐仁鲤, 罗怀松. 1993. 西藏玉龙斑岩铜(钼)矿带地质[M]. 北京: 地质出版社.
- 王登红, 屈文俊, 李志伟, 应汉龙, 陈毓川. 2004. 金沙江—红河成矿带斑岩铜钼矿的成矿集中期: Re-Os 同位素定年[J]. 中国科学(D辑), 34(4): 345-349.
- 杨建琨, 唐志国. 1996. 云南省新生代浅成侵入斑岩型金矿成矿特征及找矿预测[J]. 北京地质, 3: 27-31.
- 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[J]. 地质论评, 52(1): 72-84.
- 张玉泉, 谢应雯, 王俊文. 1990. 三江地区花岗岩类 Rb-Sr 同位素研究[J]. 地球化学, (4): 318-326.
- 张玉泉, 谢应雯. 1997. 哀牢山—金沙江富碱侵入岩年代学和 Nd, Sr 同位素特征[J]. 中国科学(D辑), 27(4): 289-293.
- 赵 淮. 1995. 中甸—大理—金平地区与喜马拉雅期斑岩有关的铅-铜-钼-金矿床成矿模式[J]. 云南地质, 14(4): 333-341.
- Baptiste P J, Fouquet Y. 1996. Abundance and isotopic composition of helium in hydrothermal sulfides from the East Pacific Rise at 13N[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 60: 87-93.