

西藏玉龙铜矿带含矿斑岩与非含矿斑岩特征对比

李伟¹⁾, 刘显凡¹⁾, 冯德新²⁾, 张民¹⁾

1) 成都理工大学地球科学学院, 成都, 610059; 2) 西藏地勘局地热地质大队, 拉萨, 850000

玉龙铜(钼)矿床是世界闻名的特大型铜矿床, 玉龙铜矿带也是特提斯—喜马拉雅成矿带的一个部分。西藏玉龙铜矿带南北延伸约 400km, 东西宽约 30~70km。特提斯-喜马拉雅构造域中的羌塘-昌都微陆块, 特别是该陆块东部澜沧江与金沙江大断裂之间各地质构造单元形成及演化, 对玉龙矿带的形成与发展提供了区域地质背景。矿带属三江成矿带(亚 I 级)东部的囊谦—昌都—兰坪—思茅成矿带(II 级)中的纳日贡玛—玉龙—徐中成矿带(III 级)。构造方向在北部呈北西—南东向, 向南部逐渐转向为近南北向, 矿带在北部宽, 南部逐渐变窄直至消失。矿带呈 NNW 向延伸, 带内已探明的主要矿床集中产于北部, 其中有玉龙、马拉松多、多霞松多、扎拉尕和莽总等大中型矿床, 带内还发现有夏日多、恒星错、各贡弄、色礼、色错和萨色拉尼巴等斑岩铜(钼)矿(化)点, 并不同程度地做过踏勘和矿点检查评价, 总体工作程度较低。

斑岩铜矿以其规模大、埋藏浅、易开采而成为最主要的铜矿床类型。斑岩铜矿系统(Porphyry Cu Systems)是一种大体积热液蚀变岩体(10~100km³), 以含有金属矿物的斑岩铜矿脉为主要特征, 外围可能伴有矽卡岩型 Pb、Zn 等低温成矿系统。斑岩铜矿的成矿作用与岩浆活动具有密切时空分布关系, 不但产于环太平洋一带成矿域, 也产于特提斯成矿域和中亚成矿域, 且几乎所有斑岩铜矿都产于俯冲带的上盘; 斑岩铜矿常成群成带出现, 构成成矿区和成矿带, 有时还和其他矿床类型相伴产出, 构成一个成矿系列; 斑岩铜矿的形成往往与深大断裂有直接关系, 但直接分布在深断裂带上的斑岩铜矿很少, 矿体受更次一级的构造控制(张云国等, 2011)。

我国铜(钼)矿资源大多数源于斑岩型铜(钼)矿床, 目前已发现有驱龙、玉龙、德兴、沙让、沙溪

等(特)大型斑岩型铜(钼)矿床。通过对已发现的斑岩型铜矿的研究, 并与国内外斑岩型铜矿进行对比研究, 了解其成矿作用过程, 总结找矿模式。文章通过对玉龙铜矿带已有矿床的研究, 总结含矿斑岩与非含矿斑岩的特征, 便于对该矿带或其它地区的斑岩型铜(钼)矿床的找矿勘探。

1 地质背景

玉龙铜矿带位于三江成矿带中断, 处于金沙江古缝合带西侧, 岩浆活动频繁, 多以中酸性侵入体为主。该缝合带洋壳俯冲的时间在二叠纪到三叠纪, 到晚三叠世末大洋闭合, 标志着“俯冲造山”结束; 之后属于“碰撞造山”; 到第三纪在金沙江以西地区出现一系列的拉张(分)断陷盆地, 而含矿斑岩和时空一致的富碱侵入岩、碱性火山岩和煌斑岩也伴随产出(张玉泉等, 1998)。玉龙矿带的含矿斑岩体均侵位于三叠系及其下伏地层中, 直接围岩除矿带北部的夏日多矿点有前石炭系外, 其均为 P_{1j} 至 T_{3a} 各组, 但主要为下三叠统马拉松多组以及上三叠统的甲丕拉组、波里拉组和阿堵拉组。其中以甲丕拉组最为重要, 于其中形成矿床常具大中型规模。与含矿岩体相伴产出的杂岩体及其蚀变矿化作用可侵入或影响到中、下侏罗统(唐仁鲤等, 1995)。含矿斑岩体围岩岩性, 常见的是沉积岩(碎屑岩、泥岩、碳酸盐岩等), 如玉龙、扎那尕、莽总和多霞松多; 其次是火山杂岩(如马拉松多)、早期侵入岩(如恒星错)和中、深变质岩(如夏日多)。

玉龙铜矿带中酸性斑岩侵入体受构造控制作用明显, 并形成了矿带上矿床(点)等距出现的特点。例如, 矿带中北段的莽总—马拉松多背斜轴部及背部倾伏端有一系列中酸性斑岩体侵入, 著名的有莽总、扎那尕、错扎拉、多霞松多、马拉松多以及那卓玛巴等, 其中前四个为含矿斑岩体, 并均已构成大中型矿床。由北向南分布着莽总、多霞松多和马拉松多矿床, 沿莽总—马拉松多背斜轴部或近轴

部, 以近 13km 的等间距; 在背斜北部倾斜段有扎那尕矿床, 而由扎那尕到莽总之间的距离约为等间距的一半; 而玉龙矿床到恒星错矿点的距离也正好近 13km, 玉龙矿床到莽总矿床的距离却恰好为距离的两倍。显然, 矿带北段存在着构造等距离控矿规律, 这对该区域圈定找矿靶区有重要意义。

玉龙斑岩带形成于燕山—喜马拉雅期(特别是燕山末期至喜马拉雅早期)被动侵位的酸性—中酸性深源浅成—超浅成岩浆活动, 伴有强烈的以铜钼为主的多金属矿化, 形成了玉龙斑岩铜(钼)矿带的主体, 玉龙等五个斑岩铜(钼)矿床以及十余个铜(钼)和多金属矿(化)点是该期岩浆活动的产物, 而印支期的中酸性岩浆侵入活动可能为其成矿提供了部分铜质来源。燕山—喜马拉雅期侵入体的主要岩石类型有: 二长花岗岩(夏日多、玉龙、扎拉尕、莽总、多霞松多、昂克弄、马拉松多、扎都、玉龙 Y1 和日曲等岩体)、花岗斑岩(各贡弄和玉龙 Y7 等岩体)、石英二长(斑)岩(玉龙东山、玉龙 Y6、萨色拉尼巴和错扎拉等)、正长斑岩(马牧普等)和花岗闪长(斑)岩(玉龙 Y10)等。

3 含矿斑岩与非含矿斑岩特征

文中所指的含矿斑岩不仅为已构成斑岩矿床的斑岩, 也包括未进行勘探验证的铜(钼)矿(点)化斑岩。含矿斑岩是玉龙矿带中极重要的岩类, 并与非含矿斑岩有各自的特点。下面将从岩石学、矿物学和岩石化学等方面对两者进行对比。

玉龙矿带内含矿斑岩多为复式岩体或复式杂岩体, 产生于同一构造-岩浆旋回, 由同源岩浆经多期侵位形成斑岩、斑状和等粒状长英质岩、隐爆角砾岩、脉岩和火山岩产出, 演化顺序主要为: 中性→酸性→中性、中酸性, 中性、中酸性→酸性→中酸性。岩体具有多期多相, 但相变不明显。同一岩体的不同部位, 在不同期次的岩浆活动、矿化、蚀变作用下, 具有不同的岩性。在垂直空间上, 从岩体上部到深部, 岩性由花岗斑岩到二长花岗斑岩, 更深处可能变为花岗闪长斑岩、石英闪长岩或石英闪长岩。在斑岩体内部常见到较晚期的岩脉穿插, 其成分有石英闪长岩、细晶岩和石英钠长斑岩等。在该区域内, 斑岩的岩性呈有规律的变化, 由北到南酸度和碱度逐渐增高, 北部夏日多至玉龙一带, 以二长斑岩为主, 而南部的马牧普至萨色拉尼巴一

带, 则以正长斑岩为主。矿化类型和强度也随岩性的变化而变化, 由北向南铜、钼矿化逐渐减弱, 而金等多金属矿化有逐渐增强趋势(唐仁鲤等, 1995)。

通过对玉龙、扎那尕、莽总、多霞松多、马拉松多、夏日多、恒星错和各贡弄等含矿斑岩与玉龙铜矿外围非含矿斑岩体的对比研究, 总结出含矿斑岩与非含矿斑岩的一般地质特征(见表一)。含矿斑岩的岩性主要为燕山末期—喜马拉雅期的二长花岗斑岩, 次为正长斑岩类; 不含矿斑岩为印支期—燕山期的花岗闪长岩或石英闪长玢岩及喜马拉雅期的花岗斑岩—石英钠长玢岩。含矿斑岩顶部和它顶部的围岩普遍遭受强烈的爆破与破裂, 这主要表现在爆破角砾岩和一系列垂直水平面的细微裂隙的出现; 而非含矿斑岩中爆破角砾岩不发育, 裂隙密度明显要低于含矿斑岩(见表一)。含矿斑岩体多呈小岩体、岩筒、岩瘤、岩枝状产出, 出露面积小于 1km², 总体呈上大下小形态。岩体产状普遍陡直, 往往内倾, 岩体与围岩呈犬牙交错、参差不齐, 枝、岩脉多次穿插交织等复杂的侵入接触关系, 但界线清楚, 仅个别部位(岩体与泥质砂岩接触时出现同化混染)呈过渡关系。岩体的顶部、和边缘都会出现破碎现象, 常见黄铁矿、电气石、硅质、花岗岩等充填胶结斑岩角砾, 或者充填固结围岩的张性裂隙和破碎带, 使岩石呈网脉状、角砾状构造(唐仁鲤等, 1995)。

矿带内氧化物含量与中国和世界同类岩石的平均值相比, SiO₂ 略偏低, K₂O、Na₂O 和 K₂O/Na₂O 比值均偏高, 尤其是 K₂O 明显偏高, 这似乎可以说明富含钾质的酸性斑岩体与矿带内成矿作用的关系极为密切。矿带含矿斑岩的 CA 主要为 58.0-59.4, 属钙碱性岩石系列; 矿带内含矿斑岩的 σ 值 2.05-3.30(平均 2.88), 属钙碱性岩石系列。矿带南段碱质增高, 这也许是南矿带在成岩成矿时间向陆缘环境转换之故。矿带内含矿斑岩的 AR 变化与 1.69-3.30 间, 平均为 2.53, 非含矿斑岩为 1.95-5.34, 平均为 2.73; 马拉松多组火山岩为 1.84-5.23, 平均为 2.96, 属以钙碱性为主到偏碱性的岩石组合。张玉泉等(1998)通过对矿带内含矿斑岩的 Sr、Nd、Pb 同位素的研究认为: 玉龙铜矿带含矿斑岩成因类型为 M 型, 即物质来源于交代地幔源区。

矿带内含矿斑岩中之 Cu、Mo、Pb、Zn、Ag、Co、S 以及 W、Bi 和 Fe 等元素, 具有以斑岩体为

中心的对称环状分带特点, Mo 在内带, Cu、Au 等贯通岩体和接触带, Fe、W、Bi、S、Co、Ag、Pb、Zn 等在外带。此种组合分带是带内含矿斑岩的共性, 但各岩体在元素种类的多寡以及发育程度上各有其自己特点。其中玉龙岩体元素组合多、发育最完整。矿带内含矿与非含矿斑岩只有很小的负异常, 这反映出岩浆演化过程中的结晶分异作用不占主导地位, REE 的总量与岩石的分异指数呈明显的负相关关系。

玉龙矿带含矿斑岩中流体包裹体相对非含矿斑岩表现出数量多、类型复杂、均一温度范围宽(含矿斑岩中: 600-180°C, 非含矿斑岩中: 350-100°C)、盐度范围变化大和子矿物种类多等特点, 这能有效地区别含矿与非含矿斑岩。

4 结论

由上面的对比分析可知, 玉龙铜(钼)矿带的含矿斑岩与非含矿斑岩具有各自的地质特征。矿带含矿斑岩以燕山末期—喜马拉雅期的钙碱性二长花岗斑岩为主, 具多期侵入特征。含矿斑岩还具有裂隙密度高、包裹体数量多、均一温度范围宽等特征。在野外工作中, 主要对斑岩体的裂隙密度(条/m)、蚀变分带、岩体产状及爆破角砾岩的出现等特征进行观察, 达到大致区分含矿斑岩与非含矿斑岩的目的。

矿带含矿岩体的侵位方式皆为被动式, 即岩浆沿围岩的原生构造侵入, 而对围岩基本不起破坏作用。带内存在有隐伏控岩控矿断裂, 其地表表现不明显, 特别是扎那尕、莽总等含矿岩体更是如此(芮宗瑶等, 1984)。因此, 野外找矿工作应充分把握野外观察的地质现象(裂隙、岩体产状、爆破角砾等)与物化资料对比, 寻找深部斑岩房和隐伏的控岩控(导)矿构造。工作重点应该集中在玉龙铜矿带北段的环形构造集中区, 该段的化探 Cu、Mo 化探异常区与斑岩体出露较吻合(斑岩体外围为 Pb、Zn 异常区, 在夏日多岩体外围也发现地表 Pb、Zn 矿体), 为寻找斑岩型铜(钼)矿找矿远景区。

参考文献

张云国, 周朝宪. 斑岩铜矿床研究进展[J]. 地球科学进展, 2011, 26(11): 1173~1190.
 张玉泉, 谢应雯, 梁华英, 等. 藏东玉龙铜矿带含矿斑岩及成岩系列[J]. 地球化学, 1998, 27(3): 236~243.
 唐仁鲤, 罗怀松, 等. 西藏玉龙斑岩铜(钼)矿带地质[M]. 北京: 地质出版社, 1995: 55~72, 97~98.
 芮宗瑶, 黄崇铎, 徐钰, 等. 西藏玉龙斑岩铜(钼)矿带含矿斑岩与非含矿斑岩的鉴别标志[C]. 青藏高原地质文集, 1983, (02): 159-174.
 陈福忠, 刘朝基, 雍永源, 等. 藏东花岗岩类及铜锡金成矿作用[M]. 北京: 地质出版社, 1994: 44~49, 78, 160~164.

表一 含矿斑岩与非含矿斑岩特征对比

类别	含矿斑岩	非含矿斑岩
时代	燕山末期—喜马拉雅期	印支期—燕山期 喜马拉雅期
产状及规模	浅成侵位的岩筒、小岩株、岩枝、岩瘤。出露面积 0.01-1.5 km ² , 多小于 1 km ²	主要为中深侵位的规律较大的岩株、岩枝, 亦有小岩株
岩类	主要为二长花岗斑岩, 次为正长斑岩类	花岗闪长岩—石英闪长岩
结构构造	斑状结构, 基质比斑晶偏碱(斜长石主要为更长石), 呈显微花岗结构	中粒等粒花岗结构、似斑状结构, 基质与斑晶成分相近
化学成分(样品平均值, %)	SiO ₂ 70.72, TiO ₂ 0.33, Al ₂ O ₃ 13.55, Fe ₂ O ₃ 1.59, FeO 1.12, MnO 0.03, MgO 1.03, CaO 1.10, Na ₂ O 2.36, K ₂ O 5.13	SiO ₂ 63.19, TiO ₂ 0.64, Al ₂ O ₃ 15.02, Fe ₂ O ₃ 1.49, FeO 3.66, MnO 0.09, MgO 2.24, CaO 3.50, Na ₂ O 3.48, K ₂ O 2.96
网脉或裂隙	发育, 多数大于 150 条/m	不发育, 常为 50 条/m
蚀变	岩体与围岩呈中心式、面状强烈蚀变, 其范围为岩体出露面积的 1-20 倍, 且深度较大, 有明显面状“火烧皮”色彩异常	蚀变微弱, 岩石新鲜, 无“火烧皮”色彩异常
玻璃包裹体	很少见或偶见, 且个体小, 均一温度为 960°C	蚀变微弱, 岩石新鲜, 接触带蚀变“带”极窄且极浅, 其宽度仅几至 10 余厘米, 无“火烧皮”色彩异常
分异指数(DI)	82.89 (5 个矿区的 24 件样平均), 岩浆分异程度相对较好	77.45 (3 个岩体的 4 件样平均)
固结指数(SI)	平均为 10.36	14.07 (3 个岩体的 4 件样平均)
微量元素	与维氏值相比, Cu 高出 10-110 倍, Mo、Au、Ag 高出数至数十倍, 矿化剂元素 S、B、CO ₂ 、F 高出数倍	与维氏值相比, Cu 低, Mo 仅相当。与含矿斑岩比, Au、Ag 明显降低
		Cu、Mo 仅相当于维氏值。与含矿斑岩相比, 矿化剂元素 Au、Ag 明显降低, Co、V、Cr、W、稀土、Th、U 略有减少。

注: 引自《西藏玉龙斑岩铜(钼)矿带地质》, 唐仁鲤等著, 1995, 部分修改; “火烧皮”现象指: 石英-绢云母化带露头常因含黄铁矿经淋滤而出现黑褐色、黑色、黄褐色的“火烧皮”现象, 新鲜标本为灰白色; 维氏值为维诺格拉多夫花岗岩平均值, 参考参考陈福忠(1994)。