文章编号:0258-7106 (2012) 03-0615-14

云南省马厂箐 Cu-Mo-Au 多金属矿集区成矿系统*

郭晓东[1,2],牛翠祎[2,3],王治华[2],王 梁[2,3],夏 锐[2]

(1 中国地质科学院地质研究所,北京 100037;2 武警黄金地质研究所,河北 廊坊 065000;
3 中国地质大学地球科学与资源学院,北京 100083)

摘 要 马厂箐地区是滇西成矿带内一个典型的与喜马拉雅期富碱侵入岩有关的斑岩型铜-钼-金多金属矿集区,发育有斑岩型钼铜、接触交代型铜钼(金)和热液脉型金银铅锌等多种类型矿化。其矿化和蚀变类型及成矿元素组合,在空间上具有明显的以岩体为中心的分带性,岩浆活动与铜钼金成矿作用具有同时性。这 3 种矿化类型的形成受控于马厂箐斑岩岩浆系统,该岩浆系统提供了成矿的物质、流体和动力。文章在分析成矿证据的基础上,通过对成矿系统结构的剖析,认为正是马厂箐岩体所提供的热动力条件促使从岩浆体中分异出来的成矿流体由岩体向外运移,随着岩体内构造裂隙、接触带构造以及围岩中破碎带等成矿物理化学条件的改变,在不同的边界条件下发生了不同性质的成矿作用,形成了不同的蚀变和矿化类型及成矿元素组合,总体显示出,随着热液成矿作用的进行,矿化由斑岩体向接触带和围岩推进,成矿由高温向低温的演化趋势。马厂箐铜-钼-金多金属矿集区成矿系统的建立,将对滇西成矿带内其他矿集区的成矿理论研究和找矿勘查实践具有借鉴和指导意义。

关键词 地质学;地球化学;成矿系统;富碱斑岩岩浆;马厂箐铜钼金矿集区;云南省

中图分类号:P618.41;P618.65;P618.51 **文献标志码**:A

Metallogenic system of Machangqing Cu-Mo-Au polymetallic ore concentration area in Yunnan Province

GUO XiaoDong[1,2], NIU CuiYi[2,3], WANG ZhiHua[2], WANG Liang[2,3] and XIA Rui[2]

(1 Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2 Gold Geology Institute of CAPF, Langfang 065000, Hebei, China; 3 Academy of Earth and Resource, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract

As a typical porphyry Cu-Mo-Au ore concentration area related to alkaline-rich intrusive rocks in western Yunnan ore belt, Machangqing has many mineralization types such as porphyry Cu-Mo mineralization, contact metasomatic Cu-Mo-Au mineralization and hydrothermal Au-Ag-Pb-Zn lodes. Alteration-mineralization types and ore-forming element associations show clear spatial zones around the porphyry. The magmatic activity is synchronous to Cu-Mo-Au mineralization. The three types are genetically controlled by the Machangqing porphyry magma system which supplied material, fluid and dynamic force for the mineralization. Based on a detailed analysis of the mineralization evidence and the structure of the ore system, the authors have concluded that the thermal dynamic force from Machangqing intrusion caused the migration of the ore-forming fluid from the magma outwards. With the variation of physical and chemical conditions of fissures in the intrusive body as well as contact structures and fracture zones in the wall rock, there occurred different mineralization types and metallogenic element associations under different conditions. In general, with the evolution of hydrothermal

* 本文得到地质调查项目(编号:1212011121266,1212011182388)和武警黄金指挥部专项基金(编号:WHY11-08)的联合资助
第一作者简介 郭晓东,男,1969 年生,博士,高级工程师,主要从事金属矿床勘查和研究工作。Email:Xdguo191@sohu.com
收稿日期 2011-03-15;改回日期 2012-02-16。许德焕编辑。

http://www.kcdz.ac.cn

mineralization, the mineralization was developed from porphyry through the contact zone to the wall rock, and from high-T to low-T correspondingly. The establishment of the Cu-Mo-Au polymetallic metallogenic system for the Machangqing ore concentration area will help the study of mineralization theory and the exploration practice in the west Yunnan metallogenic belt.

Key words: geology, geochemistry, metallogenic system, alkaline-rich porphyry magma, Machangqing Cu-Mo-Au ore concentration area, Yunnan Province

马厂箐地区是滇西富碱斑岩带内的典型矿集区,属于金沙江-红河-哀牢山富碱斑岩带的组成部分(曾普胜等,2002),后者被认为是中国最重要的成矿带之一(王登红等,2004)。自上世纪 70～80 年代以来,马厂箐地区作为滇西富碱斑岩带内与富碱侵入岩有关的典型矿床受到许多地质学家的关注,特别是马厂箐斑岩型铜钼矿床(胡瑞忠等,1997;毕献武等,1999;2005;梁华英等,2004;彭建堂等,2005)和金厂箐金矿床(何明勤等,2003;2004)。前人相继在矿床地质、富碱侵入体岩石地球化学(曾普胜等,2002;毕献武等,2005)、流体包裹体(胡瑞忠等,1997;何明勤等,2004)、稳定同位素(胡瑞忠等,1997;毕献武等,1999;刘显凡等,2004)、稀有气体同位素(胡瑞忠等,1997)、矿床成因、成岩成矿时代(梁华英等,2004;彭建堂等,2005)等方面开展了大量的研究工作,取得了许多有价值的研究成果,如马厂箐复式杂岩体是该矿集区的主要地质体,形成于喜马拉雅期(吕伯西等,1993;张玉泉等,1998;梁华英等,2004;彭建堂等,2005;郭晓东,2009a;2009b),具有高钾富碱的特征(张玉泉等,1987;毕献武等,1999;2005;曾普胜等,2002;郭晓东等,2009a;2009b),属于高钾钙碱性或钾玄系列(张玉泉等,1987;曾普胜等,2002;郭晓东等,2009a;2009b),显示出埃达克岩的地球化学亲和性(曾普胜等,2002;郭晓东等,2009a),起源于富集地幔或壳幔混染(胡瑞忠等,1997;刘显凡等,2004;郭晓东等,2011a),总体上反映出其形成时的张性构造环境。马厂箐铜钼矿的成矿与富碱斑岩岩浆作用有关,富碱斑岩体提供了成矿物质、流体和动力(胡瑞忠等,1997;毕献武等,1999;2005;刘显凡等,2004;何明勤等,2004;梁华英等,2004;郭晓东等,2009b;2011a;2011b;2011c);金厂箐金矿的成矿流体以大气降水为主,成矿物质来源于下奥陶统向阳组(杨建琨等,1996;何明勤等,2004),富碱斑岩是金的成矿母岩(俞广钧,1988)。随着区域及矿集区地质找矿工作的不断深入,尤其是近几年来,马厂箐铜钼矿外围围岩中的找金工作取得了一定的突破,再次引起了人们的关注。

成矿系统是指,在一定的地质时空域中,控制矿床形成和保存的全部地质要素和成矿作用过程,以及所形成的矿床系列和异常系列构成的整体,它是具有成矿功能的一个自然系统(翟裕生,1999;翟裕生等,1999)。成矿系统更注重不同成矿作用之间的必然联系,这种思想有利于区域成矿预测(罗照华等,2009)。经研究发现,马厂箐矿集区内的矿种、矿化类型、蚀变类型、控矿构造体系、成矿元素组合等在空间上围绕马厂箐岩体具有明显的分带性,显示出从岩浆分异出来的成矿流体在岩浆热动力和流体内压力的作用下向外运移,并在流体向外运移的路径上,由于物理化学条件的变化而发生了不同性质的成矿作用,并在不同的位置上形成了不同类型的矿床,反映出这些矿床是同一构造-岩浆-热液成矿系统的产物。这一认识对于滇西成矿带内其他矿床的研究和找矿具有指导意义。

1 矿集区地质概况

马厂箐矿集区位于云南省祥云、弥渡、大理 3 市县的接壤部位,是滇西成矿带内一个成矿系列较全、成矿元素复杂、成矿条件独特的斑岩铜钼金多金属矿集区,在大地构造上处于扬子板块西缘与金沙江-哀牢山深大断裂构造带东侧的交汇部位,金沙江-哀牢山断裂带与 NNE 向程海-宾川断裂带所夹持的锐角区(见郭晓东等,2010a 之图 1;毕献武等,1999)。马厂箐铜钼矿和金厂箐金矿是该矿集区内的主要矿床。

该矿集区内产有大量的火成侵入体,据不完全统计,出露有 260 多个小岩体。其中,马厂箐岩体的出露面积约为 1.36 km^2,是区内出露面积最大的侵入体。该侵入体的岩性特征变化多样,具有宽成分谱系的特征,主要包括斑状花岗岩、正长斑岩、二长

斑岩、花岗斑岩和煌斑岩，还见有少量辉绿岩和闪长玢岩。该岩体平面上呈不规则似圆形，剖面上呈不对称的蘑菇状或倒水滴状（俞广钧，1988；郭晓东等，2009b）。大多数侵入岩呈岩株、岩脉、岩墙或岩床等侵位于奥陶系向阳组和泥盆系康郎组围岩中。该矿集区内的矿化类型包括斑岩型铜钼矿化、接触交代型（或矽卡岩型）铜钼金矿化和热液脉型金银铅锌矿化。主要矿体呈半环状沿北、东接触带分布，构成规模较大的矿化地段或似层状矿体。矿体呈似层状、透镜状、囊状，沿走向具有分枝复合、尖灭再现的现象。主要金属矿物为黄铜矿、黄铁矿、辉钼矿、斑铜矿、辉铜矿和磁铁矿等；非金属矿物为石英、方解石、石榴子石、阳起石、透闪石和蛇纹石等。近矿围岩蚀变有硅化、钾化、绢云母化和绿泥石化等。

2　矿集区属于同一成矿系统的证据

2.1　地质学证据

2.1.1　矿化类型和元素组合分带

矿体产出受多种因素制约，由于矿体定位的地质环境的差异，导致矿体在不同构造部位形成不同的矿化类型和元素组合。从矿化类型与富碱斑岩体的空间分布来看，马厂箐矿集区的矿化类型自岩体向外依次为斑岩型铜钼矿化→接触交代型（矽卡岩型）铜钼金矿化→热液脉型金银铅锌矿化（图 1）。

斑岩型铜钼矿化　产于斑岩体内部，以钼矿化为主。矿化体主要受斑岩体内部构造裂隙组成的构造破碎带的控制，多呈透镜状或似层状。岩体内的构造裂隙主要发育于岩体边部，而岩体中心部分发育不明显。裂隙的产出形态以陡倾者（70～85°）居多，其宽度一般小于 5 mm，个别可达 7～8 mm，延伸多数为 0.5～3 m。含矿裂隙面较为平整，延长远，属剪切裂隙。裂隙多呈相互交错、穿插的网状产出。裂隙中常充填有石英、黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、辉钼矿和碳酸盐等矿物。一般说来，赋存工业矿体的地段，其含矿裂隙的密度大，相反，非含矿地段的裂隙密度较小，表现出裂隙的发育程度控制着矿化强度的特征。这种矿化类型在空间上与斑岩体紧密相伴，矿体常作为斑岩体的一部分，有些斑岩体本身就是矿体。钼铜矿化往往呈微细浸染状、细脉状、网脉状，明显具有斑岩型矿床的特征。矿化在垂直方向上具有明显的分带现象。在地表和一中段，岩体内发育大量的下奥陶统向阳组的捕虏体，以铜、金矿化为主，局部伴随细脉状、网脉状钼矿化，这与地表广泛发育角岩化、孔雀石化及矽卡岩化相一致。二中段和三中段，铜、钼矿化都比较明显，局部品位很富，但金矿化较弱。围岩蚀变主要为黄铁矿化、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捕虏体附近。四中段和五中段，主要以钼矿化为主，四中段局部尚有铜

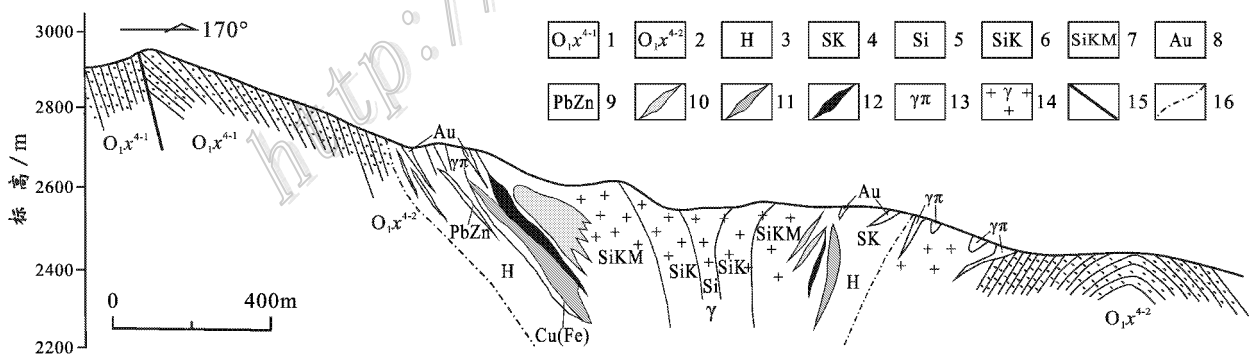

图 1　马厂箐铜钼金矿床水平分带剖面示意图（据俞广钧，1988 修改）

1—下奥陶统向阳组四段下亚段；2—下奥陶统向阳组四段上亚段；3—角岩；4—矽卡岩；5—硅化核；6—石英钾长石化；7—石英钾长石绢云母化；8—金矿化；9—铅锌矿化；10—钼矿化；11—含钼铜矿体；12—含铜钼矿体；13—花岗斑岩；14—斑状花岗岩；15—断裂；16—蚀变带界线

Fig. 1　Sketch map of horizontal zonation of the Machangqin Cu-Mo-Au deposit (modified after Yu, 1988)

1—Lower submember of 4th member of Lower Ordovician Xiangyang Formation; 2—Upper submember of 4th member of Lower Ordovician Xiangyang Formation; 3—Hornfels; 4—Skarn; 5—Silica core; 6—Quartz-K-feldspathization; 7—Quartz-K-feldspar-sericitization; 8—Gold mineralization; 9—Lead-zinc mineralization; 10—Molybdenum mineralization; 11—Molybdenum-bearing copper ore body; 12—Copper-bearing molybdenum ore body; 13—Granite porphyry; 14—Porphyritic granite; 15—Fault; 16—Boundary of alteration zone

矿化,而五中段几乎全部为钼矿化,很少见到铜矿化。从地表以细脉状、网脉状为主,向深部变为微细浸染状,具有变宽变大的趋势,但品位有所降低。

接触交代型铜钼金矿化 以铜、钼矿化为主,伴生金矿化。矿化体呈不规则状赋存于岩体与围岩下奥陶统向阳组变质粉砂岩、板岩和灰岩的接触带附近,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,产状较为一致。内、外接触带的犬牙交错部位,尤其是在岩体的内湾、槽凹部位,外接触带紧靠接触带的各种裂隙、洞穴、层间破碎带、构造角砾岩带以及有利于成矿热液沉淀和交代围岩(如砂岩、碳酸盐岩)的接触地段等,都是最有利的赋矿部位。矿石多呈稠密浸染状、网脉状、脉状、多孔状、角砾状和块状产出,有些呈似层状产出。富碱斑岩体上部发育有下奥陶统向阳组粉砂岩、板岩和泥灰岩捕虏体,捕虏体大面积矿化,并且产状较为混乱。这是由于马厂箐岩体的顶蚀作用使围岩地层发生陷落而顶沉,岩体的侵入使岩体上面的围岩地层发生褶曲而被拆离成顶垂体,这些顶垂体断裂后掉在岩体中成为捕虏体,形成了岩体与围岩超覆-转折等不同的接触构造形式,控制着细脉状、大脉状、透镜状等接触交代型矿化体的空间分布。从某种意义上说,接触交代型铜钼(伴生金)矿化的富集程度是通过斑岩体内外接触带发育的构造裂隙表现出来的,产在接触带的构造裂隙的产状随接触带产状的变化而变化,远离接触带,裂隙明显减少,矿化相应较弱。

热液脉型金银铅锌矿化 产在围岩地层中,以金、银、铅锌矿化为主。包括石英脉型、石英脉和蚀变岩复合型,受发育在近接触带围岩中的层间滑脱带(或构造破碎带)和远接触带的引张构造裂隙带的控制,是该矿集区(尤其是金厂箐)金、银、铅锌矿化的主要类型。矿体形态多为透镜状、扁豆状、似层状和板状。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。EW 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。这明显地表现出,在岩浆侵入驱动力的作用下,围岩地层受被动岩墙-岩脉贯入而导致脆性围岩生成层间滑脱带和多组张剪性构造裂隙,成为细脉-大脉矿体充填的有利场所。

由于热液中成矿元素结晶、沉淀的先后顺序不同,形成了以斑岩为中心的不同的空间分带性:从矿化类型上看,由岩体内斑岩型矿化→接触交代型矿化→热液脉型矿化;从元素组合上看,由斑岩体向外依次为钼→钼(铜)→(钼)铜→(铁、铜)→铅锌(银)→金(银)→锑;从矿石结构构造上看,由岩体内的浸染状、细脉状、网脉状→接触带的细脉状、大脉状、透镜状和浸染状→围岩中的细脉、大脉状。这些特征都显示出,由岩体→接触带→近接触带→远接触带(围岩),从高温→低温、从高压→低压的系列成矿效应。

2.1.2 蚀变矿化分带

蚀变是热液作用的标志,蚀变的强度及空间分布范围往往与矿化直接相关,因此,蚀变不仅是成矿的主要条件,也是找矿的直接标志。马厂箐矿集区热液蚀变复杂且广泛,与矿化有关的蚀变包括岩体蚀变、接触带蚀变和围岩地层蚀变,而且,不同的矿化部位和不同的矿化类型具有不同的热液蚀变特征,表现出明显的分带性(见郭晓东等,2010a 之图 3)。

岩体蚀变 岩体内部蚀变较为强烈,包括硅化、钾长石化、钠长石化、绢云母化、绿泥石化等,以硅化和钾化为主,局部有黑云母化、高岭土化以及碳酸盐化和沸石化等蚀变。早期蚀变主要表现为钾交代作用,常见黑云母化及钾长石化,一般呈细脉状、团块状、稀疏浸染状,并与磁黄铁矿和黄铁矿共生。蚀变钾长石的有序度相对较高,多交代斜长石及石英斑晶,或交代基质而形成变斑晶。随着地下水的渗入、侵入体的逐渐冷却、热流体温度的下降以及物理化学条件的改变,中期蚀变主要表现为钾交代的继续和广泛的水解作用,出现石英-钾长石化、石英-绢云母化、石英-绿泥石化,并导致金属硫化物从成矿流体中沉淀出来,是重要的成矿阶段。随着侵入体的进一步冷却,在中-低温对流循环热液的作用下,岩体发生了以低温蚀变为主的晚期蚀变,与金成矿的关系密切。

马厂箐岩体具有较好的蚀变分带,自中心向外可划分出强硅化核(中心)→石英-钾长石化带(中部)→石英-绢云母化带(边部),绢云母化较弱。铜、钼矿体主要产于中部的石英-钾长石化带和边部的石英-绢云母化带,而金矿化与硅化、绢云母化和碳酸盐化关系密切。

接触带蚀变 马厂箐岩体与围岩的接触带附近都不同程度地发生了蚀变,蚀变类型随围岩岩性的差异而不同,以砂岩、泥岩为主的岩石,蚀变后形成各种角岩,以碳酸盐为主的岩石则形成了各类矽卡

岩，当围岩是石灰岩时，通常形成钙质矽卡岩、石榴子石矽卡岩。对于接触带蚀变，早期碳酸盐岩多蚀变为无水石榴子石矽卡岩、透辉石矽卡岩或重结晶大理岩；铝硅酸盐岩的早期蚀变主要形成各种角岩，如透辉石角岩、透闪石-阳起石角岩及黑石母角岩等。中期碳酸盐岩蚀变则表现为叠加在矽卡岩之上的中温热液矿物，如石英、绿帘石、绿泥石、阳起石、白云石、方解石等；铝硅酸盐岩则产生硅化、水云母化、绿泥石化、钠长石化。晚期蚀变表现为泥化或形成中-低温石英-碳酸盐岩脉、重晶石脉。中、晚期的低温蚀变是金的主要成矿阶段。

由于马厂箐岩体侵入的方式、角度、强度的差异，导致岩体周围蚀变带的规模、强度不同。北接触带宽达 600 m，南接触带宽约 300 m，西接触带宽仅 200 m，而北东方向的接触带延伸到乱硐山一带，长达1 000 m左右，宽 100～300 m。岩体侵入的向阳组四段上亚段的岩性为紫红色长石石英砂岩、细砂岩，夹灰岩透镜体，砂岩由长石、石英碎屑及钙质、砂泥质胶结，蚀变后形成角岩化和矽卡岩化带。北接触带蚀变最强，矿化较好，蚀变岩分带也明显。根据蚀变矿物特征，自接触带内侧向外可划分为：① 透辉石长英角岩带，紧靠成矿岩体，是蚀变晕的最内圈，与岩体界线明显，仅局部有混染现象，向外与阳起石角岩呈渐变关系。透辉石长英角岩呈灰白色-灰绿色，变余砂状结构，块状或条带状构造。黄铜矿、黄铁矿普遍发育，并有大量的磁铁矿细脉穿插，是工业铜矿体赋存的主要部位，其边界与所圈定的铜矿化带大致相同，有部分钼矿体；② 阳起石-透闪石长英角岩带，是蚀变晕的中带，在北接触带较发育。岩石呈灰白色-灰绿色，夹灰紫色条带，变余砂状结构，条带状构造。黄铁矿化普遍，黄铜矿化减弱，赋存有伴生金的铜矿体；③ 黑云母化蚀变砂岩带，为蚀变晕的最外圈，蚀变砂岩普遍可见，但主要分布于北接触带的北部。岩石主要为灰色、紫红色，局部夹灰白色、灰绿色条带及团块，变余砂状结构，块状或条带状构造。仍有黄铁矿化，黄铁矿呈散点，粒度较大，大多数晶形完整，呈五角十二面体或立方体，很少见有铜矿物。

围岩地层蚀变　该类蚀变沿围岩地层中的构造破碎带发育，且与金矿化关系密切。主要包括：① 白云石化，具有多期性，早期白云石化一般表现为面状，如碎裂岩中的泥晶质白云石团斑，由重结晶形成的自形白云石散点等。晚期白云石化呈线状，一般形成白云石脉，穿插在碎裂岩中，并切穿早期形成的白云石。晚期白云石化常伴有较多的闪锌矿、黄铁矿、毒砂等硫化物，多沿白云石边部或白云石脉分布；② 硅化，与金矿化关系最为密切，通常伴有强烈的硫化物蚀变，主要为黄铁矿、毒砂、方铅矿和闪锌矿等。较强的硅化则形成毒砂、黄铁矿等硫化物石英大脉或复脉，是重要的富金矿化体；③ 方解石化，主要是晚期蚀变的产物，以广泛发育方解石脉为特征，脉中基本不含硫化物。

综上可见，马厂箐岩体中发育钾化、硅化、绢英岩化、粘土化，接触带内发育粘土化、矽卡岩化、硅化、青磐岩化、角岩化，围岩地层中发育白云石化、硅化和碳酸盐化。蚀变矿化的空间分布表现出自岩体中心向外依次为强硅化带→石英-钾长石化带→石英-钾长石-绢云母化带→角岩化、矽卡岩化带→围岩破碎带的硅化、白云石化和碳酸盐化。成矿元素也存在着以岩体为核心的水平分带，与蚀变分带基本吻合，明显具有从高温→低温的成矿演化序列，具有同一岩浆演化的特点。

2.1.3　构造控矿特征

控矿构造研究表明，在马厂箐矿集区，不同矿化类型具有不同的构造控矿特点，岩体内斑岩型矿化受岩体内构造破碎带的控制，接触交代型矿化受岩体与围岩接触带构造的控制，而热液脉型矿化则受近接触带的层间滑脱带（或构造破碎带）、远接触带的引张裂隙带等多种因素的控制。这套构造系统是在马厂箐岩体侵入过程中，受垂直应力的作用而形成的一套侵入接触构造体系（图 2），即由于岩浆的顶蚀作用和冷缩作用，在岩体内部、顶部及近岩体围岩中形成了张裂隙，控制着岩体内微细浸染状、细脉状和网脉状矿化体的分布，以及岩体顶部和接触带部位的细脉状、大脉状不同组合矿化体的分布模式（图 2 内的①、②）。在接触带部位，斑岩体与围岩犬牙交错，由于岩浆的侵入使围岩发生陷落而顶沉，同时使岩体上面的围岩地层发生褶曲而被拆离成顶垂体，断开后掉在岩体中成为捕虏体，形成了岩体与围岩超复-转折等不同的接触构造形式，控制着细脉状、大脉状、透镜状等接触交代型矿化体的空间分布（图 2内的②）。由于岩浆侵入驱动力的作用，围岩地层受被动岩墙-岩脉贯入而引发脆性围岩生成层间滑脱带和多组张剪性构造裂隙，成为细脉-大脉矿体充填成矿的场所（图 2 内的③、④、⑤、⑥）（郭晓东等，2010b）。由于热液中成矿元素结晶、沉淀的先后顺

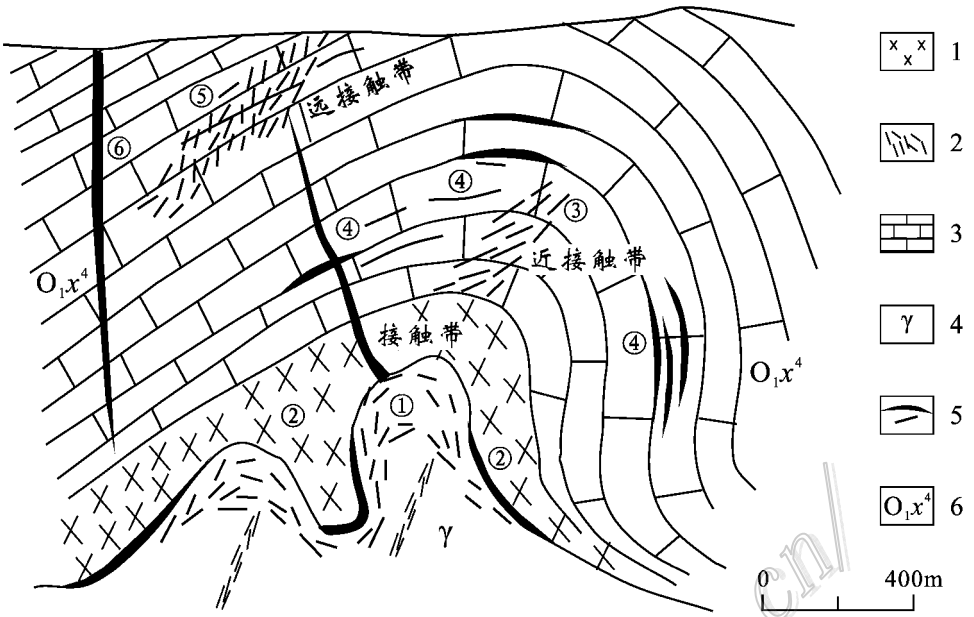

图 2 马厂箐矿区岩浆侵入接触构造体系控矿产状图

①—岩体内的微细浸染状、细脉状、网脉状(铜、钼)斑岩型矿化;②—接触带附近的细脉状、大脉状、透镜状(铜、钼、铁、金等)接触交代型矿化;③—近接触带切层产出的(金、铅锌等)石英脉型、蚀变岩型矿化;④—近接触带顺层产出的(金、银、铅锌等)石英脉型、蚀变岩型矿化;⑤—远接触带(围岩地层中)产出的(金、银、铅锌)破碎蚀变岩型矿化;⑥—远接触带(围岩地层中)产出的(金、银、铅锌)石英脉型矿化;1—角岩化、矽卡岩化;2—石英、钾长石、绢云母化;3—灰岩地层;4—斑状花岗岩;5—矿体、矿化体;6—下奥陶统向阳组四段

Fig. 2 Ore-controlling attitude of magma intrusive contact structure in the Machangqing ore district

①—Micro-grained disseminated, veinlet and stockwork (Cu, Mo) porphyry-type mineralization in intrusive body; ②—Veinlet, big veinlike and lenticular (Cu, Mo, Fe, Au etc.) contact metasomatic mineralization in the contact zone; ③—Crosscutting quartz vein type and altered rock type (Au, Pb, Zn etc.) mineralization adjacent to the contact zone; ④—Layer-parallel vein type and altered rock type (Au, Ag, Pb, Zn etc.) mineralization adjacent to the contact zone; ⑤—Tectonoclastic altered rock type (Au, Ag, Pb, Zn) mineralization far from the contact zone; ⑥—Quartz vein type (Au, Ag, Pb, Zn) mineralization far from the contact zone; 1—Hornfelsization and skarnization; 2—Quartzification, potash feldspathization and sericitization; 3—Limestone formation; 4—Porphyritic granite; 5—Ore body and mineralized body; 6—4 th member of Lower Ordovician Xiangyang Formation

序不同,导致了从岩体→接触带→近接触带→远接触带(围岩地层),由高温到低温的系列成矿效应;成矿元素组合显示出以成矿斑岩体为中心向外围的空间分带为:钼→钼(铜)→(钼)铜→(铁、铜)→铅锌(银)→金(银)→锑。这些多显示出具有岩浆侵入接触构造体系控矿的特征,反映了控矿构造是同一岩浆侵入应力场作用的产物。

因此,无论在空间上还是在时间上,马厂箐斑岩型铜、钼、金多金属矿床矿(化)体的分布都与马厂箐岩体关系密切。岩浆侵入接触构造的控矿作用不仅控制着不同类型矿化体的空间分布,而且导致不同矿种、蚀变类型、元素组合、矿石结构构造等在空间分布上具有明显的分带性。从岩体内的斑岩型钼、铜矿化,以硅化为主,受岩体内构造裂隙的控制→接触带的铜、钼、磁铁矿、金接触交代型矿化,以石英、钾长石化为主,受接触带构造的控制→围岩地层中的金、银、铅锌矿化,以硅化、绢云母化、碳酸盐化为主,受围岩中构造破碎带和张性构造裂隙的控制,显示出从高温向低温的演化序列。

2.2 同位素证据

稳定同位素地球化学研究是判断成矿物质来源的一种较为有效的手段,对矿物、流体包裹体 H、O、S、Pb 同位素组成进行研究,可为成岩成矿物质及流体的来源提供可靠的依据。

2.2.1 氢、氧同位素

对该矿集区马厂箐铜钼矿含矿石英脉体以及金厂箐矿段赋矿围岩正长斑岩、金矿脉石英和白云石进行了氢、氧同位素研究。研究结果表明,马厂箐斑岩铜钼矿床的 δD 值为 $-84‰ \sim -126‰$,$\delta^{18}O_{SMOW}$ 值为 $8.1‰ \sim 12.6‰$,$\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $0.45‰ \sim 8.54‰$;金厂箐矿段 δD 值为 $-93.6‰ \sim -146.08‰$,$\delta^{18}O_{SMOW}$ 值为 $10.65‰ \sim 14.1‰$,$\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $-3.22‰ \sim 1.35‰$。由 $\delta^{18}O_{H_2O}$-δD 关系图(图 3)可以看出,马

厂箐铜钼矿的投点主要落在成岩期成矿流体的范围(B 区)内以及改造期成矿流体范围(C 区)的附近，而不是典型的初生岩浆水范围内，反映出该斑岩型铜钼矿石的成矿流体水来源于成岩期的岩浆，但在岩浆上侵过程中混入了地壳中的水，导致其水有别于典型的岩浆水。斑岩型矿石的 δD 值为 $-126‰\sim-113‰$，$\delta^{18}O_{H_2O}$为 $0.45‰\sim8.54‰$，其投点主要处在成岩期成矿流体范围(B 区)内及其附近，表明斑岩型矿石中的水来源于成岩期的岩浆。接触交代型(或矽卡岩型)矿石的 δD 值为 $-85‰\sim-84‰$，$\delta^{18}O_{H_2O}$值为 $1.75‰\sim6.34‰$，其投点落在改造期成矿流体范围或附近，且向岩浆水区域靠近，表明接触交代型矿石成矿流体的水来源于岩浆水和大气降水，且以岩浆水为主，与斑岩型矿石相比，大气降水的含量有所增加。金厂箐金矿 3 个样品的 δD 值为 $-93.6‰$、$-124.21‰$和 $-146.08‰$，$\delta^{18}O_{H_2O}$值对应为$1.35‰$、$-3.22‰$和 $-1.65‰$，其投点较为分散，反映了金厂箐金矿成矿流体水的来源更为复杂。石英脉型和蚀变岩型金矿石的$\delta^{18}O_{H_2O}$值负值，而赋矿围岩正长斑岩的 δD 值为 $-93.6‰$，$\delta^{18}O_{SMOW}$值为 $10.65‰$，$\delta^{18}O_{H_2O}$值为 $1.35‰$，这与矿石矿物包裹体

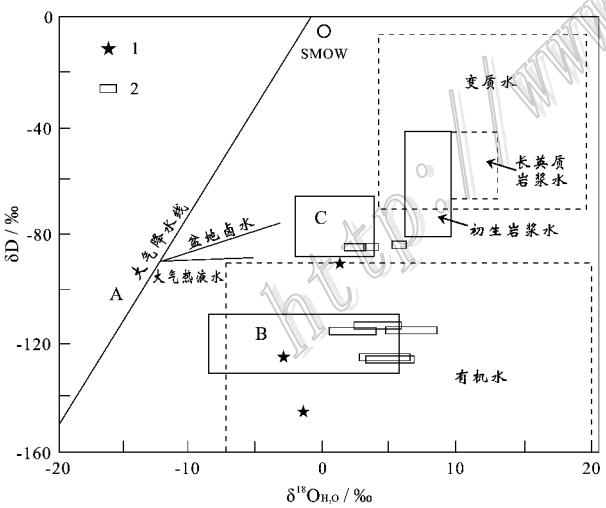

图 3　马厂箐铜钼金矿氢氧同位素组成 $\delta^{18}O_{H_2O}$-δD 图解

(底图据张理刚，1985)

A. 中生代大气降水；B. 成岩期成矿流体；C. 改造期成矿流体；1—金厂箐金矿；2—马厂箐铜钼矿

Fig. 3　$\delta^{18}O_{H_2O}$-δD diagram of Machangqing Cu-Mo-Au deposit (base map after Zhang, 1985)

A. Mesozoic atmospheric precipitation; B. Ore-forming fluid of rock-forming period; C. Ore-forming fluid of reformation period; 1—Jinchangqing gold deposit; 2—Machangqing Cu-Mo deposit

水的氢、氧同位素组成相似，反映出两者具有相同的来源，即岩浆水来源于富碱斑岩体。金厂箐金矿成矿流体中的水则为双重来源(岩浆水和大气降水)，与角岩型和矽卡岩型矿石相比，大气降水的含量更多一些，在氢、氧同位素组成上更为复杂一些。

从氢、氧同位素组成上看，从富碱斑岩体→斑岩型矿石→接触交代型矿石→围岩中石英脉型和蚀变岩型金矿石，成矿流体的水由成岩期岩浆水向岩浆水与大气降水混合(以岩浆水为主)再向大气降水与岩浆水混合(大气降水成分增多)的方向发展。表现出，随着热液成矿作用的进行和矿化由斑岩体内部向接触带和围岩地层的推进，成矿介质中岩浆水的影响逐渐减弱，而大气降水的影响逐渐增强。即，随着成矿作用由斑岩体内部向接触带和围岩地层的推进，来源于岩浆的成矿条件逐渐减弱，而围岩地层的影响则逐渐增强。

2.2.2　硫同位素

对马厂箐矿床和金厂箐金矿含矿石英脉、矿化角岩和花岗斑岩中硫化物的硫同位素组成进行了研究。结果表明，其硫同位素组成 $\delta^{34}S_{CDT}$ 值总体较为均一，分布在 $-6.8‰\sim+9.1‰$之间，绝大部分集中在 $-1.2‰\sim+4.0‰$。由图 4 可见，马厂箐矿床的 $\delta^{34}S_{CDT}$ 值相当均一，较集中地分布在 $-1.2‰\sim+4.4‰$之间，表现出单一岩浆硫的特点；金厂箐矿床的 $\delta^{34}S_{CDT}$ 值分布在 $-6.8‰\sim+9.1‰$之间，分布范围相对较宽，表明其硫同位素来源较为复杂，存在 2 种硫源，其一为地层沉积硫，其二为成矿期岩浆硫，且主要为沉积硫。马厂箐矿床 $\delta^{34}S$ 值的变异特征与国内外典型斑岩型铜矿的硫同位素组成相近似，而不同于变异范围大的砂页岩型铜矿和沉积变质型铜矿。这说明马厂箐斑岩铜矿与中国其他斑岩铜矿以及世界上典型斑岩铜矿具有相同的硫源，主要来自于岩浆分离体(朱训等，1983)，即来源于马厂箐富碱斑岩体，但在成矿过程中由于地下水参与成矿流体的循环，带入了一部分地层硫。

对斑岩型铜钼矿化、接触交代型铜钼金矿化和热液脉型金矿化等矿化类型的硫同位素研究(图 5)表明，不同的矿化类型表现出一定的空间演化规律，从斑岩型矿化→接触交代型矿化→热液脉型金矿化，$\delta^{34}S$ 值的变化范围逐渐变宽，反映了硫的来源越来越复杂，由单一的岩浆来源向非单一的岩浆和围岩地层双重来源演化，说明从马厂箐富碱斑岩体分异出来的含矿流体在向外运移的过程中，由于不断

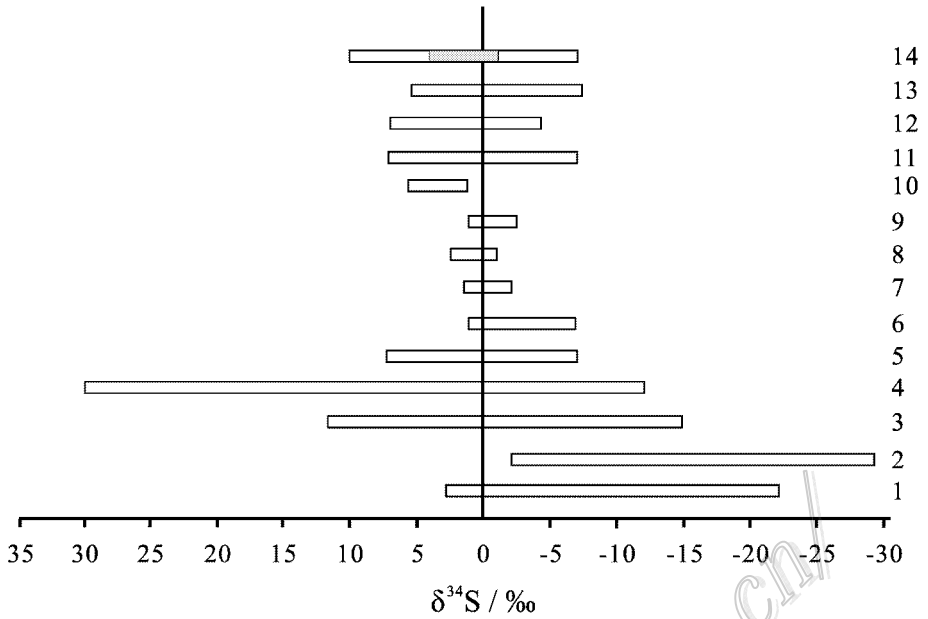

图 4 马厂箐铜钼金矿床硫同位素组成及与其他铜矿床对比图(底图据朱训等,1983)

砂页岩型铜矿:1—**大铜厂**(17);2—**郝家河**(7);**沉积变质型铜矿**:3—**落雪**(28);4—**霍各乞**(23);**斑岩型铜矿**:5—**铜矿峪**(42);6—**多宝山**(41);7—**铜厂**(116);8—**玉龙**(52);9—**德兴**(173);10—**城门山**(16);11—**宾厄姆(美国)**(123);12—**卡纳阿巴(所罗门群岛)**(52);13—**华乌列尔**(44);14—**马厂箐**(80),**灰色区域为样品集中区。注 括号内数字为样品数**

Fig. 4 Sulfur isotope comparison diagram of the Machangqing Cu-Mo-Au deposit and other Cu deposits (base map after Zhu et al., 1983)

Sandstone and shale-type Cu deposit: 1—Datongchang (17); 2—Haojiahe (7); **Metamorphosed sedimentary Cu deposit**: 3—Luoxue (28); 4—Huogeqi (23); **Porphyry Cu deposit**: 5—Tongkuangyu (42); 6—Duobaoshan (41); 7—Tongchang (116); 8—Yulong (52); 9—Dexing (173); 10—Chengmenshan (16); 11—Binham (123); 12—Kanaaba (52); 13—Huawulier (44); 14—Machangqing (80)

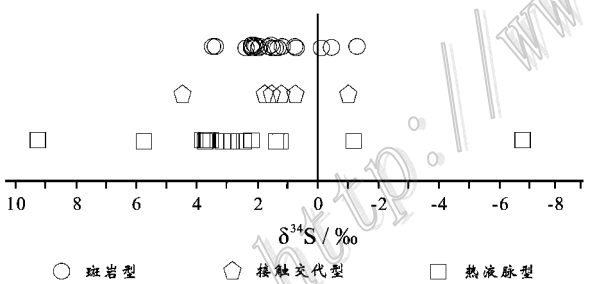

图 5 马厂箐铜钼金矿床内不同矿化类型硫同位素组成分布图

Fig. 5 Sulfur isotope distribution diagram of different mineralization types in the Machangqing Cu-Mo-Au deposit

地与围岩发生反应,导致含矿热液与围岩发生物质和流体的交换,致使含矿热液的物理化学条件发生改变,并在不同的空间部位沉淀形成了不同的矿种和矿化类型,这也是岩浆演化的普遍规律。

相应地,随着成矿流体向外运移的距离越来越远,成矿热液中来自于围岩的物质也越来越多,而岩浆的成分则显得越来越少,反映在硫同位素组成上为:斑岩型矿化主要为岩浆硫,$\delta^{34}S$ 值变化范围较窄;接触交代型矿化则为岩浆硫与地层硫的混合,$\delta^{34}S$ 值变化范围变宽;热液脉型矿化虽然同样为岩浆硫与地层硫的混合,$\delta^{34}S$ 值变化范围更宽,但与接触交代型矿化相比,岩浆硫成分减少而地层硫成分则明显增加。尽管从斑岩型矿化→接触交代型矿化→热液脉型矿化,硫同位素组成越来越复杂,来源于围岩硫的成分越来越多,但硫主要来源于斑岩岩浆体系,围岩硫是通过岩浆硫的作用而参与的(郭晓东等,2009b)。

2.2.3 铅同位素

马厂箐矿区富碱斑岩、暗色微粒包体及特征矿物的铅同位素组成及有关参数见表 1。由表 1 可见,不同样品的铅同位素组成比较稳定,$^{206}Pb/^{204}Pb = 18.205 \sim 19.000$,$^{207}Pb/^{204}Pb = 15.470 \sim 15.667$,$^{208}Pb/^{204}Pb = 38.420 \sim 39.350$。在 Cannon 铅同位素演化图中,基本落入正常铅的范围内,计算出的 Doe 模式年龄有正有负,其 μ 值均低于 9.58,为低 μ 值铅(沈渭洲等,1987),表明铅主要来源于上地幔,但在岩浆和成矿流体向上侵入运移过程中,不同程度地混入了地壳或地层铅,导致铅同位素组成的差

异(刘显凡等,2004)。

将表 1 中的数据投到图 6 上,可以看出：① 投点分布总体混杂,分群不甚明显,表明富碱斑岩体和蚀变矿化流体具有统一性,其最初与主要来源具有一致性(刘显凡等,2004),即马厂箐富碱侵入岩体是铅的主要来源。相对而言,暗色微粒包体、黄铁矿、正长斑岩、矿石、花岗斑岩可分为一组,方铅矿、斑晶长石、含矿碳质、硅化石英、蚀变斑岩可分为一组。反映出富碱斑岩体与蚀变矿化流体虽然具有总体上的一致性,但也存在一定的演化关系。② 投点主要分布在下地壳线与造山带线之间的地幔线附近,暗色微粒包体、黄铁矿、正长斑岩、矿石、花岗斑岩一组主要分布在造山带线与地幔线之间,而方铅矿、斑晶长石、含矿碳质、硅化石英、蚀变斑岩一组则分布在下地壳线与地幔线之间。相比之下,都向地幔线偏移,表明在造山作用条件下,暗色微粒包体、富碱斑岩和成矿蚀变流体最初且主要来自于地幔,但在富碱岩浆和成矿蚀变流体沿深大断裂向上运移的过程中混入了部分地壳铅或地层铅,导致铅同位素组成由地幔线向造山带线和下地壳线漂移。

在$^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{208}Pb/^{204}Pb$ 图解(图 7)中,岩体的斑晶长石、方铅矿和黄铁矿样品的投影点靠在一起,而且位于地幔源 Pb 同位素组成范围与地壳源 Pb 同位素组成范围的连线上,并靠近地幔源 Pb 的范围,指示出它们具有相似的铅来源。这些投点的分布总体混杂,分群不甚明显,表明富碱斑岩体和蚀

表 1　马厂箐矿区富碱斑岩和特征矿物的 Pb 同位素组成及有关参数计算

Table 1　Pb isotope composition and relative parameters of alkali-rich porphyry and typical minerals from Machangqing ore district

样品编号	岩石矿物	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	年龄/Ma	μ	Δβ	Δγ	资料来源
马厂箐									
MM-9	二长斑岩	18.589	15.617	38.839	53	9.12	18.7	36.5	
MM-9-1	斑晶长石	18.486	15.580	38.737	82	9.06	16.3	33.8	
MM-32-2	黄铁矿	18.571	15.644	38.946	101	9.18	20.5	39.4	刘显凡等,2004
MG-1	花岗斑岩	18.205	15.470	38.625	149	8.88	9.13	30.8	
MG-2	花岗斑岩	18.312	15.565	38.420	191	9.05	15.3	25.4	
10BB02	蚀变岩型矿石	18.558	15.628	38.871	95	9.50	19.58	41.49	
10BB04	蚀变岩型矿石	18.567	15.630	38.875	90	9.51	19.64	41.38	
10BB05	辉长岩	18.658	15.639	38.871	35	9.52	20.04	38.90	
10BB07	暗色微粒包体	18.748	15.642	39.205	−28	9.51	20.08	46.29	
10BB09	暗色微粒包体	18.732	15.644	39.135	−14	9.52	20.21	44.43	
10BB11	花岗斑岩	18.667	15.632	39.036	20	9.50	19.53	42.62	
10BB14	暗色微粒包体	18.757	15.642	39.175	−34	9.51	20.09	45.48	
10BB18-1	暗色微粒包体	18.640	15.629	38.934	36	9.50	19.42	40.63	
10BB18-2	花岗斑岩	18.638	15.629	38.929	37	9.50	19.38	40.51	
10BB22-1	暗色微粒包体	19.000	15.655	39.051	−198	9.52	20.93	42.18	本文
10BB22-2	花岗斑岩	18.641	15.627	38.958	32	9.49	19.26	41.07	
10BB27-4	花岗斑岩	18.793	15.633	38.988	−72	9.49	19.53	40.50	
10BB32	花岗斑岩	18.664	15.630	38.968	19	9.50	19.37	40.77	
10BB34	花岗斑岩	18.636	15.633	39.048	44	9.51	19.71	44.01	
10BB37	煌斑岩	18.809	15.641	39.350	−74	9.51	20.04	50.15	
10BB40	斑岩型矿石	18.738	15.645	39.040	−16	9.52	20.28	41.87	
10BB46	夕卡岩型矿石	18.887	15.651	38.935	−118	9.52	20.72	39.07	
10BB52	暗色微粒包体	18.775	15.643	39.270	−46	9.51	20.18	48.02	
10BB57	斑状花岗岩	18.684	15.633	39.063	8	9.50	19.53	42.83	
10BB90	花岗斑岩	18.735	15.633	38.993	−29	9.50	19.54	40.62	
金厂箐									
XJ-37	正长斑岩	18.531	15.611	38.733	88	9.12	18.3	33.7	
XJ-37-1	斑晶长石	18.539	15.561	38.691	18	9.03	15.1	32.6	
XJ-39-1	硅化石英	18.490	15.535	38.576	20	8.98	13.4	29.5	
XJ-38-1	含矿炭质	18.510	15.560	38.665	38	9.03	15.0	31.9	刘显凡等,2004
YAJ-13	蚀变斑岩	18.410	15.539	38.871	85	8.99	13.6	37.4	
F-1	方铅矿	18.348	15.667	39.052	290	9.23	22.0	42.2	
F-2	方铅矿	18.368	15.544	38.618	123	9.00	14.0	30.6	

http://www.kcdz.ac.cn/

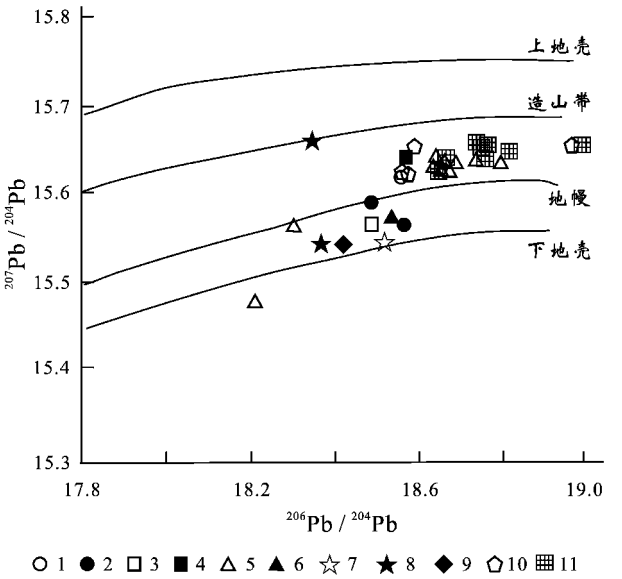

图 6 马厂箐矿区富碱斑岩和特征矿物铅同位素组成图解(底图据 Zartman et al.,1981)

1—二长斑岩;2—斑晶长石;3—硅化石英;4—黄铁矿;5—花岗斑岩;6—正长斑岩;7—含矿碳质;8—方铅矿;9—蚀变斑岩;10—矿石;11—暗色包体

Fig. 6 Pb isotope composition diagram of alkali-rich porphyry and other typical minerals from Machangqing ore district(base map after Zartman et al., 1981)

1—Monzonite porphyry; 2—Feldspar phenocryst; 3—Silicified quartz; 4—Pyrite; 5—Granite porphyry; 6—Syenite porphyry; 7—Ore-bearing carbon; 8—Galena; 9—Altered porphyry; 10—Ore; 11—Dark enclave

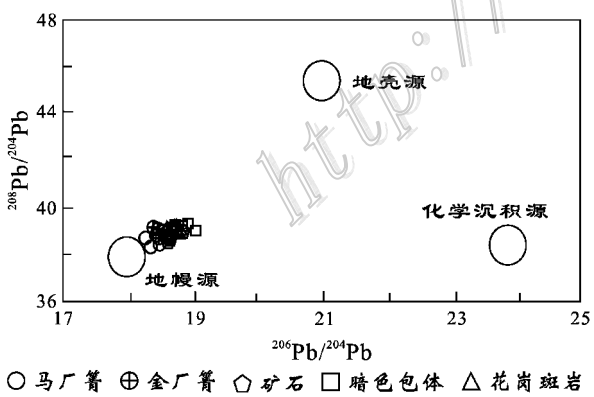

图 7 马厂箐含矿斑岩及特征矿物铅同位素图解

Fig. 7 Pb isotope diagram of Machangqing ore-bearing porphyry and typical minerals

变矿化流体具有统一性,其最初来源与主要来源具有一致性(刘显凡等,2004),即马厂箐富碱侵入岩体是铅的主要来源。将暗色微粒包体、黄铁矿、正长斑岩、矿石、花岗斑岩分为一组,方铅矿、斑晶长石、含矿碳质、硅化石英、蚀变斑岩分为另一组,反映出富碱斑岩体与蚀变矿化流体虽然具有总体上的一致性,但也存在一定的演化关系。马厂箐矿床的铅同位素组成比金厂箐更靠近地幔源铅,后者则更偏向于地壳源铅,可见,在成矿流体由马厂箐岩体向外运移的过程中,不同程度地混入了地壳铅或地层铅,导致铅同位素组成的差异(刘显凡等,2004)。

同位素地球化学特征表明,马厂箐矿集区内不同矿化类型的同位素组成在空间上具有明显的演化关系,从斑岩型钼铜矿化→接触交代型铜钼(金)矿化→热液脉型金银铅锌矿化,表现出随着热液成矿作用的进行和矿化由斑岩体内部向接触带和围岩地层推进,来源于岩浆的成矿条件(成矿物质、成矿流体等)逐渐减弱,而围岩地层的影响则逐渐增强,显示出同一个成矿系统演化的特征。

2.3 年代学证据

同位素年代学作为矿床学研究的重要内容之一,对于认识矿床成因、成矿事件与其他异常地质事件之间的耦合关系具有重要的理论和实际意义。关于马厂箐矿集区的成岩成矿时代,前人开展过大量的研究工作(见郭晓东等,2010a 之表 1)。尤其是随着锆石 U-Pb 法、辉钼矿 Re-Os 法和云母类矿物 Ar-Ar 法等更为精确的同位素定年技术的诞生和成熟,并被广泛应用于成岩成矿的精确定年,一些学者(梁华英等,2004;王登红等,2004;彭建堂等,2005;曾普胜等,2006;郭晓东等,2008;2011b;2011c)针对该矿集区内不同的地质体,选择不同的方法开展了系统的同位素年代学研究,得到了许多相对精确的同位素年龄数据,为深入研究各种地质体之间的成因联系提供了重要依据。

岩浆岩成岩年龄 马厂箐矿集区的地质研究表明,其铜钼金矿化与正长斑岩、二长斑岩、花岗斑岩、斑状花岗岩岩性组合在空间上紧密相伴,花岗斑岩和斑状花岗岩中发育浸染状矿化,表明其与铜钼金的成矿作用有关。而其中镁铁质和闪长质暗色微粒包体的存在,则反映其为壳-幔岩浆混合作用的结果(Zorpi,1989;Poli et al.,1999;Nitoi et al.,2002;Perugini et al.,2003),幔源岩浆的底侵混合为岩浆系统提供了铜、金、硫等成矿物质,因为正常古老的下地壳不可能形成含铜的岩浆(邓晋福等,2004)。这暗示了成矿与这套岩性组合具有成因上的联系。郭晓东等(2011c)对发育浸染状矿化的斑状花岗岩和花岗斑岩中的镁铁质暗色微粒包体进行了锆石 U-Pb 定

年，获得其年龄分别为（33.78±0.21）Ma（MSWD=0.71，概率为 0.79）和（35.13±0.23）Ma（MSWD=0.64，概率为 0.76）。梁华英等（2004）测得了马厂箐岩体早期角闪正长斑岩的锆石 U-Pb 年龄，为（35.6±0.3）Ma（2σ，MSWD=2.81），晚期花岗斑岩的锆石 U-Pb 年龄为（35.0±0.2）Ma（2σ，MSWD=2.92）。结合前人的同位素年代学资料，笔者将马厂箐复式杂岩体分为 3 期：Ⅰ期为 45～48 Ma 形成的斑状花岗岩＋煌斑岩组合；Ⅱ期为 33～37 Ma 形成的正长（斑）岩＋二长（斑）岩脉＋花岗斑岩＋斑状花岗岩组合；Ⅲ期为 29～32 Ma 形成的碱长花岗斑岩（浅色花岗斑岩）和煌斑岩组合。以Ⅱ期岩浆活动最为强烈（郭晓东等，2009b）。

铜钼成矿年龄　王登红等（2004）对马厂箐斑岩铜钼矿进行了辉钼矿 Re-Os 同位素定年。7 件辉钼矿样品落在同一条等时线上，得到的等时线年龄为（33.9±1.1）Ma（2σ，MSWD=1.07），并认为该数据能代表马厂箐铜钼矿的成矿时代。曾普胜等（2006）对马厂箐铜钼矿内穿切容矿围岩斑岩体的铜钼矿化（辉钼矿细脉、石英脉和浸染状样品）进行了辉钼矿 Re-Os 同位素定年，8 件辉钼矿样品落在同一条等时线上，得到的加权平均年龄为（35.6±0.6）Ma（2σ），等时线年龄为（35.8±1.6）Ma（2σ，MSWD=4.1），并认为这一年龄能代表铜钼矿的成矿年龄。郭晓东等（2008）对马厂箐斑岩型铜钼矿中的辉钼矿进行了 Re-Os 同位素定年，样品采自马厂箐三中段的岩体与围岩接触带附近，辉钼矿呈细脉状、网脉状产出，测得辉钼矿 Re-Os 加权平均年龄为（35.3±0.7）Ma，并认为这一年龄能代表铜钼矿化的形成时代。

以上年龄包括 2 个等时线年龄和 1 个模式年龄，其作者们都认为其代表了成矿年龄，虽然（33.9±1.1）Ma、（35.8±1.6）Ma 和（35.3±0.7）Ma 之间存在一定的差异，但应属于同一期成矿作用的产物。

金成矿年龄　据研究认为，乱硐山一带的矽卡岩型金矿化和人头箐-金厂箐一带的蚀变岩型金矿化可能与马厂箐斑岩型铜钼矿化之间具有成因上的联系。郭晓东等（2011c）分别对乱硐山矽卡岩型矿石中的白云母样品（B119）和金厂箐-人头箐破碎蚀变岩型矿石中的白云母样品（B118）进行了 Ar-Ar 同位素定年。获得了乱硐山矽卡岩型金矿化脉体中蚀变矿物白云母的 ^{40}Ar-^{39}Ar 坪年龄为（35.25±0.36）Ma（2σ），等时线年龄为（35.0±1.8）Ma（2σ，MSWD=7.2），反等时线年龄为（34.8±1.9）Ma（2σ，MSWD=39）；人头箐-金厂箐破碎蚀变岩型金矿化脉体中蚀变白云母的 ^{40}Ar-^{39}Ar 坪年龄为（35.35±0.32）Ma，等时线年龄为（34.44±0.99）Ma（2σ，MSWD=2.7），反等时线年龄为（34.4±1.2）Ma（2σ，MSWD=5.5）。可见，这两类金矿化的坪年龄、等时线年龄和反等时线年龄都较为一致，能分别代表不同类型金矿化的成矿年龄。

年代学研究表明，马厂箐矿集区内的铜钼金矿化近于同时形成，金成矿略晚于铜钼，并与正长斑岩＋二长斑岩＋花岗斑岩＋斑状花岗岩岩石组合的形成时代一致，反映出它们是同一期构造-岩浆-热液成矿作用的产物，这套岩性组合提供了成矿的物质、流体和动力，铜钼金可能处于同一成矿系统。

3 矿集区成矿系统结构

3.1 物质结构

马厂箐地区是一个铜、钼、金、银、铅、锌等矿化的集中区。这些矿化是马厂箐复式杂岩体，尤其是正长斑岩＋二长斑岩＋花岗斑岩＋斑状花岗岩岩石组合热液成矿作用的产物。当这套岩石组合侵位于前期岩浆岩和下奥陶统向阳组时，在岩体内形成了斑岩型钼-铜矿化，在接触带形成了接触交代型（角岩型和矽卡岩型）铜-钼（金）矿化，在下奥陶统向阳组和下泥盆统康郎组内则形成了受层间滑脱带和引张裂隙带控制的热液脉型金-银-铅-锌等矿化。相对而言，斑岩型和接触交代型矿床的矿化强度及矿床规模大于金矿床。

无论是斑岩型矿床，还是接触交代型矿床，或热液脉型矿床，其成矿物质和成矿流体大部分具有同源性，但由于来自岩浆的热动力作用和元素地球化学性质的差异，成矿流体在向外运移的路径上因物理化学条件的变化而发生了不同性质的成矿作用，依次形成了不同的矿化类型和成矿元素组合，且具有明显的差异。马厂箐斑岩型矿床的成矿元素组合为钼-铜，以钼为主；接触交代型矿床的成矿元素组合为铜-钼（金），以铜为主；而金厂箐热液脉型矿床的成矿元素组合为金-银-铅-锌，以金为主。不同的成矿元素组合显示出从高温向低温的演化序列。

3.2 空间结构

在马厂箐矿集区，斑岩型矿床、接触交代型矿床及热液脉型矿床总体上围绕马厂箐富碱侵入岩体分布，具有明显的分带性，但是，这种分带性并不完整，

北、东侧的分带性完整且规模较大，南、西侧的分带性不完整且规模小。斑岩型矿床和接触交代型矿床赋存在岩体内及岩体的内、外接触带附近，尤其是与斑状花岗岩、花岗斑岩在空间上密切共生，而热液脉型矿床则分布在接触交代型矿床的外侧，并往往通过构造破碎带等与斑岩体相连接。这 3 种矿床类型紧密的空间关系彰示了它们之间内在的成因联系。

该矿集区内，不但矿化具有一定的分带性（从斑岩体向外依次为斑岩型→接触交代型→热液脉型），而且，围岩蚀变也表现出一定的分带性，由岩体向外依次为强硅化带→石英-钾长石化带→石英-钾长石-绢云母化带。钼矿化主要产于石英-钾长石化带和石英-钾长石-绢云母化带，铜钼共生矿化产在石英-钾长石-绢云母化带的外侧，而金银铅锌矿化则更远离石英-钾长石-绢云母化带，位于接触带以外的围岩地层中。

3.3 时间结构

研究表明，马厂箐矿集区内的铜-钼-金多金属成矿作用与 33～37 Ma 侵入的正长（斑）岩 + 二长（斑）岩脉 + 花岗斑岩 + 斑状花岗岩岩性组合（Ⅱ期）有关，岩浆-热液系统的持续时限可能为 4 Ma 左右。如果根据辉钼矿 Re-Os 年龄认为该矿集区存在 33.9 Ma 和 35.8 Ma 的铜钼成矿作用，那么，35.8 Ma 的铜钼矿化与乱硐山一带的矽卡岩型金矿化（35.0 Ma）和人头箐-金厂箐一带的蚀变岩型金矿化（34.44 Ma）的形成时代较为接近，并与正长斑岩（35.6 Ma）、花岗斑岩（35.0 Ma）以及花岗斑岩中发育的镁铁质暗色微粒包体（35.13 Ma）的形成时代一致，反映出Ⅱ期岩浆活动的早-中期便存在铜钼金的成矿作用，这与岩浆侵入作用的早-中期是一个快速上升过程有关，岩浆的快速上升导致岩浆中大量挥发分逸出而形成含矿流体，随着含矿热液由岩体向外运移，进一步形成了不同类型的矿床。33.9 Ma 的铜钼矿化与 33.93 Ma 的斑状花岗岩紧密共生的地质事实，反映出Ⅱ期岩浆活动的末期也存在铜钼的成矿作用。

综上，可将该矿集区的成岩成矿作用归纳为：① 由于上侵岩浆与围岩温差较大，导致岩浆表壳快速固结而形成封闭层，使从岩浆中结晶分异出来的部分含矿流体封存在岩浆体内，并在矿物颗粒间或岩浆体外层的收缩裂隙中沉淀、富集，形成了浸染状、细脉浸染状或网脉状（斑岩型）矿石，即 35.8 Ma 的斑岩型铜钼矿化；② 由于岩浆体的封闭性差，从岩浆体中出溶的挥发分进入接触带，并与围岩发生物质交换，形成了接触交代型矿石，即乱硐山一带 35.0 Ma 的金矿化；③ 由于岩浆上升侵位的垂直向上的动力作用，导致在其上的围岩中产生了无优选方向的构造裂隙（或引起区域构造的重新活动），当这些构造裂隙与岩体连通时，含矿流体便沿这些构造向外运移并进入流动条件较差的次级构造裂隙中，形成了 34.44 Ma 的破碎蚀变岩型金矿化；④ 尽管岩浆体表面已经固结，但其内部仍处于熔融状态，仍将继续发生结晶分异作用而形成含矿流体。由于已经结晶的边缘相带的阻挡作用，分异出来的成矿流体会封闭在岩体中心相（斑状花岗岩）中，形成了浸染状、细脉浸染状和网脉状矿化，即与 33.93 Ma 的斑状花岗岩在空间上紧密共生的 33.9 Ma 的铜钼矿化。

由此可见，斑岩型铜钼成矿作用贯穿了岩浆-流体演化的整个过程，接触交代型成矿作用和热液脉型金成矿作用可能始于岩浆活动的早-中期，在岩浆活动的末期，尽管有含金流体的存在，但由于岩体边缘相带的阻挡作用，含金流体很难被运移到围岩中的构造破碎带内而沉淀成矿。

3.4 矿床的改造与保存

马厂箐铜-钼-金多金属矿集区内不同类型矿床在形成时间上一致，在空间上紧密相伴，在成因上密切相关，反映出它们是同一期构造-岩浆-热液成矿系统的产物，但其形成后的保存条件则存在明显的差异。引起这种差异的主导因素是马厂箐岩体侵位的角度、方式以及它们赋存的空间位置的不同。由于新生代时期印度板块向欧亚板块的俯冲碰撞，导致“三江”构造带的整体隆升，区域上的隆升进一步导致在喜马拉雅期形成的斑岩型矿床易于遭受剥蚀。地质勘查表明，铜钼矿化体主要发育在 2 300 m 标高以上，且具有朝 NNE 向倾伏的特点。地表（2 700 m）、一中段（2 640 m）、二中段（2 600 m）和冷风箐二中段（2 580 m）的斑状花岗岩、花岗斑岩中，发育斑岩型钼铜矿化，局部伴随铅锌矿化（2 665 m 标高坑道）接触带发育接触交代型铜钼矿化；三中段（2 560 m）和四中段（2 520 m）以斑岩型钼矿化为主，主要赋存在斑状花岗岩中，铜矿化减弱；五中段（2 480 m）及其以下的斑状花岗岩和花岗斑岩中，仅发育斑岩型钼矿化，在 2 300 m 标高以下，铜钼矿化体基本尖灭，可能反映了矿化的深度。

岩体中心相（斑状花岗岩）大面积出露的基本事实，意味着岩体外围的偏中性边缘相已被剥蚀，岩体两侧的接触带向岩体内倾斜的特征，暗示了岩体剥

蚀较深，岩体上部大部分可能已被剥蚀掉，仅剩下岩体根部。而岩体中心强硅化核（强硅化核与其围岩呈渐变过渡关系，并非断层接触或侵入接触关系，认为其是岩浆演化的结果，而不是后期浅成低温热液的叠加）的存在，不仅反映了岩体的侵位深度较大，而且反映了该岩体遭受到一定程度的剥蚀，更进一步说明其剥蚀深度也较大。

在马厂箐铜钼矿床以东的乱硐山一带，仅圈出一些小型矿化体，以铜矿化和铜钼共生矿化为主。从地表（2 500 m 标高）～2 300 m 标高均有铜钼矿化显示，2 100 m 标高以下钼矿化尖灭。在人头箐-金厂箐一带，控矿构造具有张性特征且无明显的优选方向性，说明控矿构造是垂直向上应力作用的结果，暗示了深部可能存在大的岩体。该地段主要发育金银铅锌矿化，且在 2 300 m 标高以上，而在 2 200 m 标高则有钼矿化显示，但总体较弱，暗示了这一带的剥蚀较浅，其深部可能存在斑岩型钼矿化。

在马厂箐铜钼矿床以西的双马槽一带，发育有厚度较大（大于 100 m）的混杂堆积，包括花岗斑岩角砾、斑状花岗岩角砾、向阳组长石石英砂岩角砾以及矽卡岩型、角岩型金矿石和块状铅锌矿石，反映出该区一定遭受了大规模的隆升和剥蚀（垮塌混杂堆积），表明斑岩成矿系统的接触交代型矿化和热液脉型矿化遭受到一定程度的剥蚀。

该矿集区不但受到了垂直方向上隆升的剥蚀，而且也受到水平方向上构造的破坏和改造。主要表现在：NNE 向展布的响水断裂、乱硐山断裂和九顶山-梯子水顶断裂的左行走滑剪切作用，把呈 NEE 向展布的马厂箐岩带或矿带错移成金厂箐-人头箐矿段、乱硐山矿段、宝兴厂矿段和双马槽矿段，并将呈 NEE（或 EW）向展布的马厂箐岩带、矿带改造成呈 NE 向展布的构造格局。响水断裂错移的水平距离约 1 000 m，乱硐山断裂错移的水平距离约 500 m，九顶山-梯子水顶断裂则几乎未发生明显的位移（郭晓东等，2010b）。

4　结论及其意义

马厂箐铜-钼-金多金属矿集区内发育的斑岩型铜钼矿化、接触交代型钼铜金矿化和热液脉型金银铅锌矿化具有明显的变化规律。在空间上，从岩体→接触带→围岩破碎带，依次发育斑岩型铜钼矿化→接触交代型铜钼金矿化→热液脉型金银铅锌矿化；在时间上，斑岩型铜钼矿化、接触交代型铜钼金矿化和热液脉型金银铅锌矿化的成矿时代相近，金矿化略晚于铜钼矿化，并与 33～37 Ma 侵入的正长斑岩＋二长斑岩＋花岗斑岩＋斑状花岗岩岩石组合的侵入时代一致；在成因上，斑岩型铜钼矿化、接触交代型铜钼金矿化和热液脉型金银铅锌矿化本质上都与斑岩岩浆作用有关，是马厂箐岩体提供的热动力条件促使岩浆分异出成矿流体，在流体向外运移的路径上，由于物理化学条件的改变，发生了不同性质的成矿作用，堆积了不同种类的金属元素，形成了一系列不同的矿化类型、围岩蚀变和成矿元素组合。尽管成矿作用的机制有所不同，但都是在同一动力驱动下发生的，属于同一个构造-岩浆-热液成矿系统的产物，构成了一个完整的从高温高压→低温低压的演化系列。

马厂箐地区作为滇西成矿带上一个典型的与喜马拉雅期富碱侵入岩有关的铜-钼-金多金属矿集区，其成矿系统的建立不但为在该矿集区开展进一步的地质找矿工作提供了新的思路，而且对区域上其他斑岩型矿床的研究和勘查具有示范意义。

志　谢　本文成文过程中，笔者有幸得到中国地质大学（北京）罗照华教授和中国地质科学院地质研究所杨志明博士的指导，在此深表感谢！

参考文献/References

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.

毕献武，胡瑞忠，彭建堂，吴开兴，苏文超，战志新. 2005. 姚安和马厂箐富碱侵入岩体的地球化学特征[J]. 岩石学报，21(1)：113-124.

邓晋福，罗照华，苏尚国，莫宣学，于炳松，赖兴运，谌宏伟. 2004. 岩石成因、构造环境与成矿作用[M]. 北京：地质出版社.

郭晓东，王治华，屈文俊. 2008. 云南省马厂箐斑岩型铜、钼矿辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义[A]. 2008 年第九届全国矿床会议论文集. 453-454.

郭晓东，侯增谦，陈　祥，王治华. 2009a. 云南马厂箐富碱斑岩埃达克岩性质的厘定及其成矿意义[J]. 岩石矿物学杂志，28(4)：375-386.

郭晓东，王治华，陈　祥，王　欣，王淑贤. 2009b. 云南马厂箐斑岩型铜钼(金)矿床：地质特征与矿床成因[J]. 地质学报，83(12)：1901-1914.

郭晓东，王治华，王　欣，刘　烨，周晓峰，王绍明. 2010a. 云南省马厂箐 Cu-Mo-Au 矿床花岗斑岩成矿地质证据[J]. 矿床地质，29(5)：890-902.

郭晓东,王治华,王 欣,陈 祥,王绍明,覃文明. 2010b. 马厂箐斑岩型铜钼金多金属矿床构造控岩控矿作用[J]. 大地构造与成矿学,34(1):55-62.

郭晓东,牛翠祎,王治华,王淑贤,王 梁. 2011a. 滇西马厂箐岩体及其中深源包体地球化学特征[J]. 吉林大学学报,41(增 1):141-153.

郭晓东,王治华,王 梁,杨玉霞,陈晓吾. 2011b. 云南马厂箐岩体(似)斑状花岗岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄及地质意义[J]. 中国地质,38(3):610-622.

郭晓东,王治华,王 梁,阎家盼,杨玉霞,陈晓吾. 2011c. 云南马厂箐斑岩型铜-钼-金矿集区成岩成矿时代探讨[J]. 地质论评,57(5):659-669.

何明勤,杨世瑜,刘家军. 2003. 云南祥云金厂箐金-铜矿床中的有机质及其金成矿的关系[J]. 昆明理工大学学报(理工版),28(1):4-7.

何明勤,杨世瑜,陈昌勇. 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.

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.

罗照华,卢欣祥,陈必河,李明立,梁 涛,黄 凡,杨宗锋. 2009. 透岩浆流体成矿作用导论[M]. 北京:地质出版社.2-3.

吕伯西,王 增,张能德,段建中,高子英,沈敢富,潘长云,姚 鹏. 1993. 三江地区花岗岩类及其成矿专属性[M]. 北京:地质出版社.

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.

沈渭洲,黄耀生. 1987. 稳定同位素地质[M]. 北京:原子能出版社.

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.

俞广钧. 1988. 马厂箐金矿床成矿地质条件及其成因探讨[J]. 昆明工学院学报,13(1):1-10.

曾普胜,莫宣学,喻学惠. 2002. 滇西富碱斑岩带的 Nd、Sr、Pb 同位素特征及其挤压走滑背景[J]. 岩石矿物学杂志,21(3):231-241.

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.

翟裕生. 1999. 论成矿系统[J]. 地学前缘,6(1):13-28.

翟裕生,邓 军,崔 彬. 1999. 成矿系统和综合地质异常[J]. 现代地质,13(1):99-104.

张理刚. 1985. 稳定同位素在地质科学中的应用:金属活化热液成矿作用及找矿[M]. 西安:陕西科学技术出版社.

张玉泉,谢应雯,涂光炽. 1987. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩及其裂谷构造关系初步研究[J]. 岩石学报,1:17-25.

张玉泉,谢应雯,梁华英,邱华宁,李献华,钟孙霖. 1998. 藏东玉龙铜矿带含矿斑岩及成岩系列[J]. 地球化学,27(3):236-243.

朱 训,袁崇轲,芮宗瑶,周跃华,朱贤甲,胡宗声,梅占魁. 1983. 德兴斑岩铜矿[M]. 北京:地质出版社.227-233.

Nitoi E,Munteanu M and Marince S. 2002. Magma enclave interactions in the East Carpathian subvolcanic zone,Romania:Petrogenetic implications[J]. Volcanology and Geothermal Research, 118(1-2):229-259.

Perugini D,Poli G,Christofides G and Eleftheriadis G. 2003. Magma mixing in the Sithonia plutonic complex, Greece:Evidence from mafic microgranular enclaves[J]. Mineralogy ang Petrology, 78(3-4):173-200.

Poli G and Tonunasini S. 1999. Geochemical modeling of acid basic magma interaction in the Sardinia Corsica Batholith:The case study of Sarrabus, southeastern Sardinia, Italy[J]. Lithos, 46(3):553-571.

Zartman R E and Doe B R. 1981. Plumbotectonics-the model[J]. Tectonophysics, 75:135-162.

Zorpi M J. 1989. Magma mingling, zoning and emplacement in calcalkaline granitoid pluton[J]. Tectonophysics, 157:315.

http://www.kcdz.ac.cn