

云南马厂箐铜钼矿成矿岩体的角闪石和黑云母矿物学特征及其意义^{*}

沈 阳¹, 郑远川^{1**}, 马 睿¹, 张爱萍², 徐培言¹, 吴昌烜¹, 王梓轩¹

(1 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 2 云南大学资源环境与地球科学学院, 云南 昆明 650091)

摘 要 马厂箐铜钼矿床位于扬子克拉通西缘, 是三江成矿带内典型的大陆碰撞型斑岩-钼矿床, 其成矿作用与矿区内的斑状花岗岩密切相关。在详细的岩相学观察基础上, 对成矿岩体的造岩矿物角闪石和黑云母开展了电子探针成分分析, 厘定了斑状花岗岩结晶的温压条件、岩浆氧逸度和含水量等要素, 为解析马厂箐富碱侵入岩体的演化和成矿作用提供了矿物学尺度的制约。实验数据显示, 岩体内角闪石富镁($w(\text{MgO})$ 14.1%~16.3%)、富钙($w(\text{CaO})$ 11.0%~11.6%)、贫钾($w(\text{K}_2\text{O})$ 0.3%~0.6%)、富钠($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1.0$), 属于阳起石和镁角闪石。黑云母 $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ 比值较为均一, 集中分布在 0.35~0.38 之间, 且显示出富镁($w(\text{MgO})$ 13.6%~16.2%)、铝($w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 12.9%~13.7%), 贫钛($w(\text{TiO}_2)$ 1.9%~3.0%)、钙($w(\text{CaO}) < 0.06\%$) 的特征, 属镁质黑云母。由角闪石和黑云母阳离子数计算的矿物结晶温度分别为 687~770℃和 660~713℃, 结晶压力为 38~82 MPa 和 55~80 MPa, 相应侵位深度为 1.3~2.7 km 和 1.8~2.6 km。同时, 通过角闪石成分计算岩浆氧逸度为 $\Delta\text{NNO}+1.56\sim+2.41$, 并且根据岩石地球化学特征及矿物相稳定组合限定岩浆源区具有较高的含水量($w(\text{H}_2\text{O}) > 10\%$)。结合矿物组合中角闪石的大量存在, 分析可知马厂箐斑状花岗岩具有高氧逸度、富水、侵位浅的特点, 符合形成大型-超大型斑岩 Cu-Mo 矿床岩浆岩的基本特征。因此, 继北衙超大型斑岩 Au 矿取得重大突破后, 推测三江成矿带南段扬子克拉通一侧斑岩型 Cu-Mo 矿床仍有较大的找矿潜力。

关键词 地球化学; 斑状花岗岩; 矿物学特征; 氧逸度; 含水量; 马厂箐矿床

中图分类号: P578.955; P578.959

文献标志码: A

Mineralogical characteristics of hornblendes and biotites in ore-forming porphyry from Machangqing Cu-Mo deposit in Yunnan Province and their significance

SHEN Yang¹, ZHENG YuanChuan¹, MA Rui¹, ZHANG AiPing², XU PeiYan¹, WU ChangDa¹ and WANG ZiXuan¹

(1 School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2 College of Resource Environment and Earth Sciences, Yunnan University, Kunming 650091, Yunnan, China)

Abstract

Located on the western margin of the Yangtze Craton, the Machangqing Cu-Mo deposit is a typical continental collisional porphyry Cu-Mo deposit in the Sanjiang metallogenic belt. The mineralization of Cu-Mo is closely related to porphyritic granite in the ore district. Based on the detailed petrographic observation, the authors investigated the composition of hornblendes and biotites from porphyritic granite by electron microprobe analysis (EPMA). The critical factors for Cu-Mo mineralization such as temperature and pressure condition, oxygen fugacity

^{*} 本文得到国家重点研发计划项目(编号:2016YFC0600310)、中国地质调查局地质调查项目(编号:DD20160024-07, DD20160026)、青年科学基金项目(编号:41702091)、国家重点基础研究发展计划“973”项目(编号:2015CB452600)、国家自然科学基金项目(编号:41472076)和基础科研业务费专项项目(编号:53200859424)的联合资助

第一作者简介 沈 阳, 男, 1992 年生, 在读博士研究生, 矿物学岩石学矿床学专业。Email:shycugb@163.com

^{*} 通讯作者 郑远川, 男, 1982 年生, 副教授, 主要从事矿床学研究。Email:zheng_yc@126.com

收稿日期 2017-04-12; 改回日期 2018-06-12。张绮玲编辑。

and water content of magma were estimated, which provide the mineralogical constraints on the evolution and mineralization of alkali-intrusive rocks in the Machangqing deposit. The results show that hornblendes from porphyritic granite, which are rich in magnesium (MgO 14.1%~16.3%), calcium (CaO 11.0%~11.6%) and sodium ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}>1.0$), but poor in potassium (K_2O 0.3%~0.6%), belong to actinolite and magnesiohornblende. The characteristics of biotites are rich in magnesium (MgO 13.6%~16.2%) and aluminum (Al_2O_3 12.9%~13.7%), poor in TiO_2 (1.9%~3.0%) and calcium ($\text{CaO}<0.06\%$), and the ratio of $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ is homogeneous and between 0.35 and 0.38, suggesting magnesian biotite. The crystallization temperatures of hornblendes and biotites from porphyritic granite are 687~770°C and 660~713°C, crystallization pressures are 32~88 MPa and 55~80 MPa, and emplacement depth are 1.3~2.7 km and 1.8~2.6 km, respectively. The oxygen fugacity of porphyritic granite melts defined by hornblende components varies between $\Delta\text{NNO}+1.56$ and $\Delta\text{NNO}+2.41$, and the results show that the water content of porphyritic granite melts are more than 10%. Combined with the presence of lots of hornblendes, the authors hold that the Machangqing porphyritic granite melts are characterized by high oxygen fugacity, water-rich and shallow emplacement, which is consistent with the basic features of large-giant porphyry Cu-Mo deposits. Therefore, in the southern part of Sanjiang metallogenic belt, following the important breakthrough of the discovery of the Beiya giant porphyry Au deposit, the western margin of the Yangtze Craton still has potential for exploration of porphyry Cu-Mo deposits.

Keyword: geochemistry, porphyritic granite, mineralogical characteristics, oxygen fugacity, water content, Machangqing deposit

始于 65 Ma 的印度-欧亚大陆碰撞造山 (Yin et al., 2000; Ding et al., 2003; Hou et al., 2003) 经历了主碰撞陆陆汇聚 (65~41 Ma)、晚碰撞构造转换 (40~26 Ma) 和后碰撞地壳伸展 (25~0 Ma) 三阶段连续演化历程 (侯增谦等, 2006a; 2006b; 2006c)。与印度-欧亚大陆碰撞造山相伴随的是成矿规模大、成矿时代新和保存条件好等独具特色的斑岩成矿作用, 并以冈底斯和三江两条巨型斑岩成矿带为特征 (侯增谦等, 2004; 2006d)。冈底斯和三江斑岩成矿带均取得了瞩目的找矿突破, 前者的斑岩矿床主要产于后碰撞地壳伸展环境, 以驱龙、甲马和厅宫等大型-超大型斑岩 Cu-Mo 矿床为代表; 后者的斑岩矿床则产于晚碰撞构造转换环境, 由位于北段的玉龙斑岩 Cu-Mo 成矿带和南段的盐源-长安斑岩 Cu-Au 成矿带构成 (侯增谦等, 2006d; 2015)。盐源-长安斑岩铜-金成矿带位于扬子克拉通西缘, 其内的北衙斑岩-矽卡岩型 Au-Cu-Fe-Pb-Zn 多金属矿床已达到超大型的规模, 但是斑岩型 Cu-Mo 矿床的勘查找矿尚未取得实质性的突破。前人早已认识到, 大型-超大型斑岩矿床多与高氧逸度、富水、浅侵位的埃达克质岩密切相关 (Hou et al., 2015), 所以对侵入岩属性的系统研究是评价区域斑岩成矿潜力的重要手段。本文在前人工作的基础上, 选择了盐源-长安斑岩铜-金成矿带内最典型的马厂箐斑岩 Cu-Mo 矿床为主要研究对

象, 并针对与成矿作用密切相关的斑状花岗岩开展了系统的矿物学工作。相较于前人 (侯增谦等, 2004; 郭晓东等, 2009a; 2009b; 2011; 毕献武等, 2005; Lu et al., 2013a; 2013b) 已有的岩石地球化学工作, 矿物学研究可以更好地反映岩浆形成的物理化学条件 (温度、压力、氧逸度和含水量等) (Borodina et al., 1999; Ridolfi et al., 2008), 其中, 角闪石和黑云母是花岗质岩石中最为常见的矿物, 且可对岩浆结晶时的温度、压力、氧逸度和含水量等物理化学条件给予限定 (Wones et al., 1965; Abdel-Rahman et al., 1994; Ridolfi et al., 2008; 2010)。因此, 本文对马厂箐矿区内斑状花岗岩中的角闪石和黑云母开展了化学成分分析, 据此限定了成矿岩体的氧逸度、含水量和侵位深度等条件, 进而探讨了斑岩体的成矿潜力。

1 区域地质背景

三江斑岩铜矿带位于全球性特提斯-喜马拉雅成矿域的东段。新生代以来, 受印度-欧亚大陆碰撞的影响, 青藏高原区域构造格局发生显著的变化, 从而形成了目前三江地区独特的构造格局。青藏高原碰撞造山经历了三阶段连续演化历程, 其中晚碰撞阶段 (40~26 Ma) 形成以大规模走滑剪切为特征的陆内俯冲和构造转换环境 (侯增谦等, 2006d)。在三江

地区表现最为明显的是发育一系列由NNW向至NS向深大断裂组成的大规模走滑断裂系统,即著名的金沙江-哀牢山走滑断裂系统(潘桂棠等,2003)。

三江地区南段由于经历了特提斯构造活动、陆内造山作用以及新生代构造转换的改造,造就了该区复杂的地质构造系统,褶皱和断裂较为发育。区域上各时代地层较为齐全,自前寒武系苍山群至第四系沉积物均有出露。

三江南段扬子克拉通西缘一侧的岩浆岩较为发育,岩石类型复杂,其中以二叠系玄武岩分布最广,次为酸性、碱性侵入岩以及新生代基性火山岩。岩浆具有多期次活动的特征,且都明显受到区域断裂构造的控制,其中以新生代火山-侵入岩最为发育。新生代岩浆岩主要是一系列沿金沙江-哀牢山断裂带两侧(剑川、鹤庆、祥云、姚安、巍山和金平等)分布的富碱侵入岩体,此外零星分布有煌斑岩脉和钾质火山岩,如碱玄岩、安粗岩、粗面岩、碧玄岩和钾质云煌岩等(Guo et al., 2005; Huang et al., 2010; Lu et al., 2015a)。富碱侵入岩岩性复杂,以二长花岗斑岩、花岗斑岩、石英二长斑岩、透辉石正长岩、细晶斑岩和石英正长斑岩为主(侯增谦等, 2004; Lu et al., 2012)。富碱侵入岩具有富碱($w(K_2O + Na_2O) > 8.0\%$)、高钾($K_2O/Na_2O > 1.0$)的特征,属于高钾钙碱性和钾玄岩系列岩石;前人通过锆石U-Pb法测得区域内富碱侵入岩的侵位时间主要集中在37~30 Ma (Lu et al., 2012)。

克拉通边缘是发生大规模成矿的重要构造环境,中国许多大型-超大型矿床产出于此(侯增谦等, 2015)。扬子克拉通西缘发育强烈的成矿作用,以新生代大规模成矿为特征,沿金沙江-哀牢山断裂带发育一系列铜、钼、金和铅锌等多金属热液矿床,且成矿作用和金属矿化类型丰富多样(潘桂棠等, 2003; 侯增谦等, 2006d),不仅产出有以北衙金矿和马厂箐铜-钼矿为代表的斑岩型Au-Cu(-Mo)矿带(和文言, 2014; Xu et al., 2012),而且发育有哀牢山造山型Au矿带(胡云中等, 1995; Sun et al., 2009)。其中,斑岩型矿化主要产于新生代走滑断裂系统控制的富碱斑岩带,与富碱侵入岩体在时空分布和成因上均具有密切的联系(侯增谦等, 2015)。与冈底斯斑岩成矿带相比,扬子克拉通西缘的斑岩矿化均具有富金的特征(薛步高, 2008)。前人研究表明,这一系列斑岩型矿床辉钼矿Re-Os年龄为36~32 Ma(Hou et al., 2006; Xu et al., 2012;

He et al., 2015),与区域内富碱侵入岩锆石U-Pb法测得的成岩时代基本一致。

2 矿区地质及岩体特征

马厂箐铜钼矿床是滇西特提斯成矿域内一个典型的与新生代富碱侵入岩密切相关的斑岩型矿床,属于丽江-鹤庆斑岩型铜钼金矿集区(侯增谦等, 2004),位于云南省祥云、弥渡和大理3个县市接壤部位。大地构造位置处于扬子克拉通西缘与金沙江-哀牢山断裂带东侧交汇部位,在NW向的金沙江-哀牢山深大断裂带与NNE向程海-宾川断裂带所夹的锐角区域(毕献武等, 1999)(图1a)。

矿区出露地层主要是下奥陶统向阳组(O_1x)黑色页岩和石英砂岩,下泥盆统康郎组(D_1k)白云质灰岩等(图1b)。其中下奥陶统向阳组石英砂岩夹灰岩透镜体构成马厂箐富碱侵入体的围岩,是主要的赋矿地层(郭晓东等, 2009a)。受区域性NW向、SN向及近EW向基底构造影响,矿区构造复杂,主要发育NE向、NNE向和NEE向的断裂及伴随岩浆侵入作用形成的岩浆侵入接触构造。其中,早期NEE向基底断裂控制着马厂箐富碱侵入体和成矿带的空间分布(图1b),是矿区内主要的控岩控矿构造;晚期NNE向断裂在矿区最为醒目,包括响水断裂(F_1)、乱洞山断裂(F_3)和九顶山-梯子水顶断裂(F_2)(图1b),属于成矿后构造,将NEE向的侵入岩带和矿化带改造成NE向展布的格局(郭晓东等, 2009a)。

马厂箐富碱侵入体是矿区内主要的岩浆岩,属于滇西富碱侵入岩的重要组成部分。马厂箐岩体是一个复式岩体,出露面积约1.36 km²,平面上呈不规则的圆形,并且具有多期次侵入的特点(彭建堂等, 2005)。马厂箐复式岩体主要由斑状花岗岩、二长斑岩、花岗斑岩、正长斑岩和煌斑岩脉等组成,其中以大面积出露的斑状花岗岩为主(图1b)。除煌斑岩外,其余各类斑岩均属于中-酸性侵入岩,显示高钾富碱的特征,且具有似埃达克岩(adakite-like)岩浆亲合性(侯增谦等, 2004; 郭晓东等, 2009b; Lu et al., 2013a)。矿区内铜钼矿化主要与斑状花岗岩和花岗斑岩密切相关(郭晓东等, 2009a),成矿岩体锆石U-Pb年龄为33~37 Ma(郭晓东等, 2011; Lu et al., 2013a; 刀艳等, 2015)。

马厂箐矿区是一个斑岩型的铜、钼、金多金属矿化集中区,已探获的铜钼金属储量达到中型矿床规

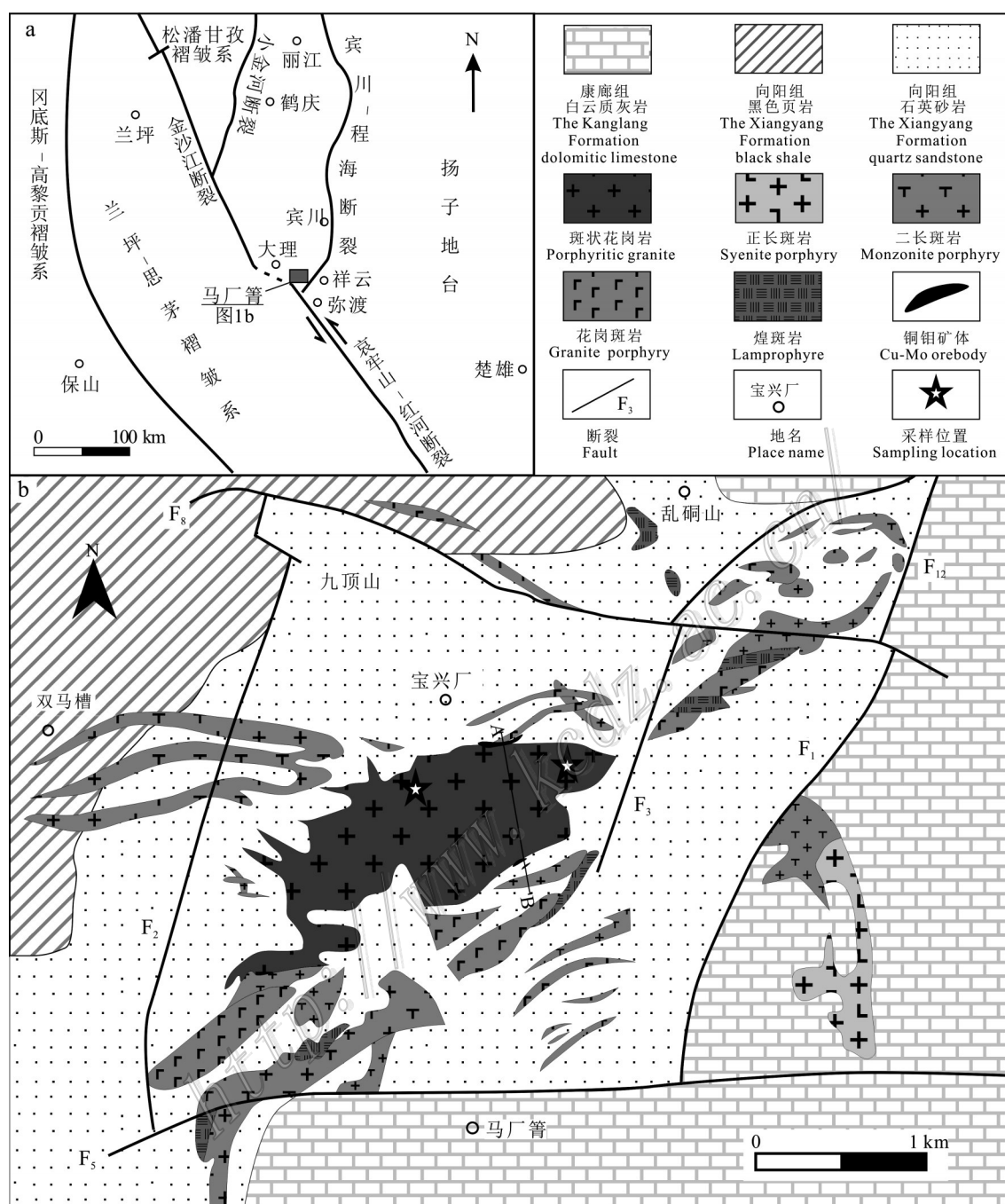


图1 马厂箐矿区构造略图(a)及地质简图(b,据郭晓东等,2009a修改)

Fig. 1 Sketch tectonic map (a) and geological map (b) of the Machangqing orefield (modified after Guo et al., 2009a)

模(郭晓东等,2009a),矿化带总体上呈NE向展布,从NE到SW依次划分为乱硐山、宝兴厂和双马槽矿段(图1b)。其中,宝兴厂矿段是马厂箐斑岩型铜-钼矿床的主体,也是本次的研究区。铜钼矿体空间上处于斑状花岗岩体的北接触带内,同时在斑状花岗岩与围岩地层接触带附近发育大量花岗斑岩脉,地

质勘查表明,铜钼矿体主要产于花岗斑岩体(脉)的上、下盘,其中,斑状花岗岩中铜钼矿化多呈脉状、细脉状和网脉状,矿化脉体倾向北方(图2)。矿体集中产出在多期断裂与多阶段岩脉侵入叠加的部位,主要受到岩体内构造裂隙、岩体与围岩地层的内外接触带和围岩中的构造破碎带的控制。矿体形态也

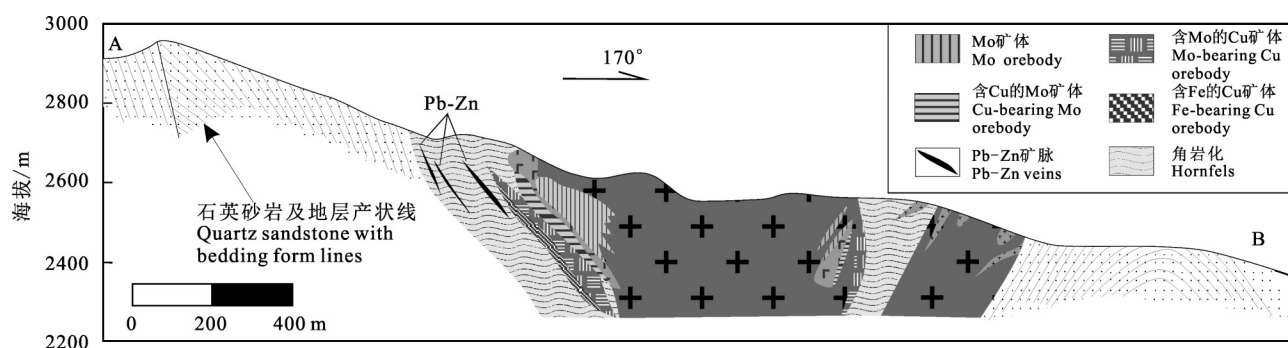


图2 马厂箐矿区水平分带A-B剖面示意图(据郭晓东等,2009a;Lu et al.,2013a;部分图例同图1)

Fig. 2 Cross A-B section of horizontal zonation of the Machangqing Cu-Mo deposit
(modified after Guo et al., 2009a; Lu et al., 2013a, some illustration are the same as Fig.1)

严格受构造带产状的控制,主要呈透镜体或似层状产出。在马厂箐矿区,铜、钼等多金属矿化显示明显的分带性(郭晓东,2009c)。在岩体内矿化以斑岩型铜钼为主,受岩体内构造裂隙控制;在接触带发育接触交代型矽卡岩化、角岩化、磁铁矿化和铜、钼矿化,矿体受接触带的产状控制;而在距离岩体更远的围岩地层中主要是以破碎蚀变岩型和石英脉型金矿化为主,受围岩中构造破碎带控制。矿石类型主要为呈细脉状、网脉状和浸染状产出的斑岩型铜钼矿石,矿石中常见黄铁矿脉,偶见黄铜矿脉和辉钼矿脉,矿石矿物以黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿为主;还有呈条带状、浸染状和团块状产出的矽卡岩型铜钼矿石,矿石矿物主要是黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、磁铁矿和辉钼矿。通过辉钼矿 Re-Os 测年和矽卡岩化矿石中白云母 ^{40}Ar - ^{39}Ar 测年,限定马厂箐斑岩铜-钼矿床成矿时代为 35.8 Ma 和 35.3 Ma (Hou et al., 2006; 郭晓东等, 2012), 表明成岩与成矿时代基本一致。

3 样品及分析方法

岩石样品为马厂箐区内与斑岩成矿作用密切相关的斑状花岗岩,采样位置见图 1b。斑状花岗岩在矿区内大面积出露,呈岩株状产出,构成马厂箐复式岩体的主体。斑状花岗岩呈灰白色至肉红色,(似)斑状结构,块状构造(图 3a)。基质具显微花岗结构,粒度为 0.03~0.13 mm;斑晶大小为 0.5~3.0 mm,斑晶约占 35%。主要矿物为石英(30%)、钾长石(30%)、斜长石(20%)、黑云母(13%)和角闪石(7%);其中,钾长石斑晶主要为宽板状,颗粒大小不

等,见有卡斯巴双晶;斜长石斑晶呈自形-半自形板状,发育有聚片双晶和卡钠复合双晶,有的发育清晰的韵律环带;角闪石斑晶主要呈不规则的柱状产出,自形程度较高,解理发育,黑云母呈斑晶和基质相产出,主要以不规则的板状、片状为主,为淡黄色-红褐色,多色性明显(图 3b~d);副矿物有榍石、磷灰石、锆石和磁铁矿等。

将采集的斑状花岗岩样品磨制成探针片,经显微镜下详细观察,选择代表性的矿物颗粒进行电子探针(EPMA)原位成分分析。此次,探针片的喷碳与样品测试工作在中国地质科学院矿产资源研究所的电子探针实验室完成,试验中矿物化学成分分析采用日本电子 JOEL 公司生产的 JXA-8230 型电子探针分析仪,实验中的加速电压为 15 kV,束流为 $2.0 \times 10^{-8}\text{A}$,束斑大小为 5 μm 。主量元素的检出限约为 0.01%,F 的检出限约为 0.11%,Cl 的检出限约为 0.02%,主量元素(标样矿物)分别是:Na、Al、Si(硬玉)、Mg(镁橄榄石)、F(黄玉)、K(钾长石)、Ca(硅灰石)、Fe(赤铁矿)、Ti(金红石)和 P(磷灰石)等。

4 矿物化学成分分析

通过野外观察和显微镜下鉴别,主要选择与成矿密切相关的斑状花岗岩斑晶中新鲜的、显微镜下干涉色均一的,且在背散射图像(BSE)上化学成分均一的角闪石和黑云母颗粒进行电子探针分析(图 3c~f)。

4.1 角闪石成分特征

表 1 为角闪石的电子探针化学成分和相关计算结果。其中,以 23 个氧原子为标准计算角闪石的阳

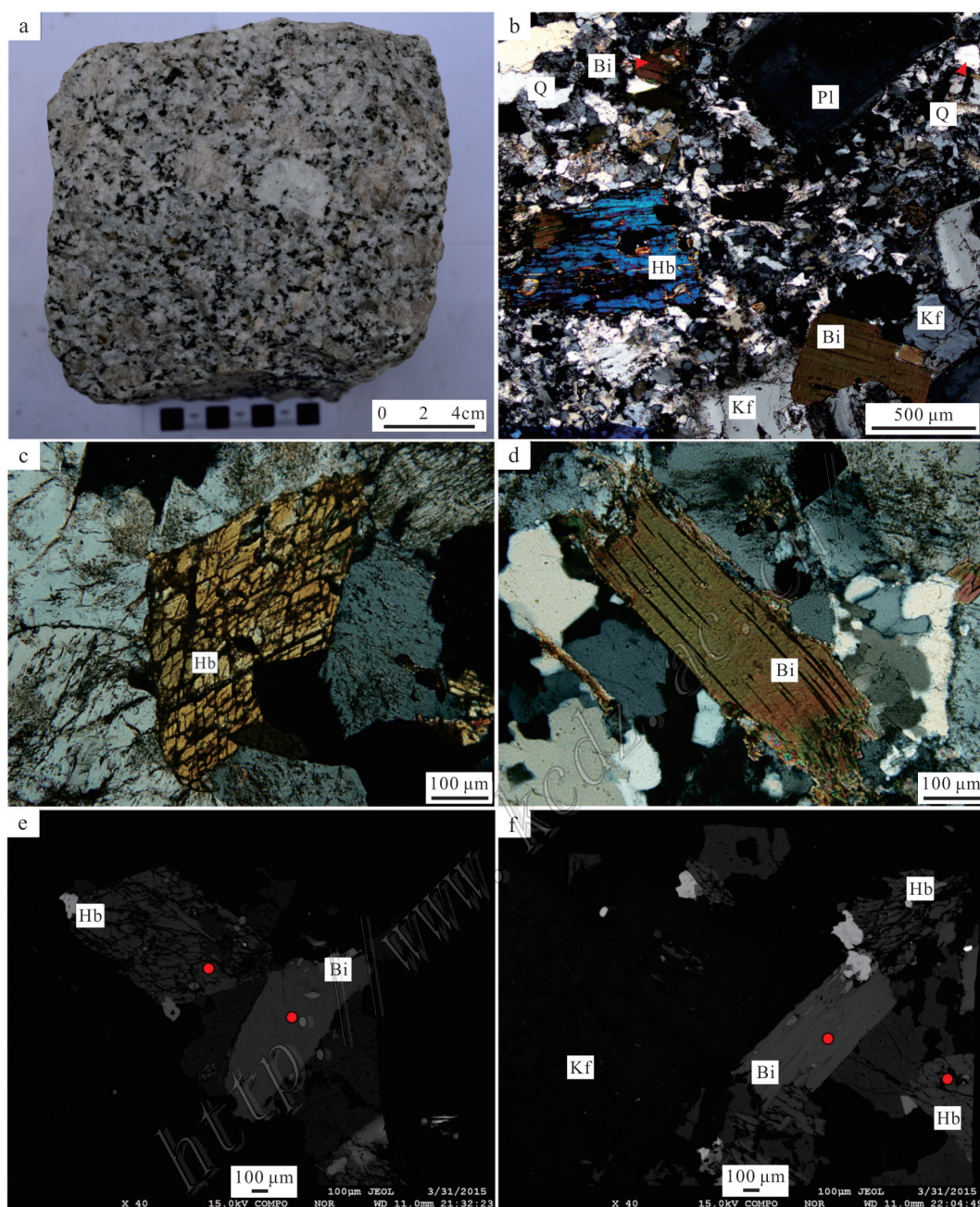


图3 马厂箐斑状花岗岩岩相学照片

a. 斑状花岗岩手标本; b. 斑状花岗岩显微照片; c. 自形的角闪石颗粒; d. 自形的黑云母颗粒; e、f. 角闪石和黑云母背散射图像

Q—石英; Pl—斜长石; Kf—钾长石; Hb—角闪石; Bi—黑云母

Fig. 3 Petrography of porphyritic granite from Machangqing

a. Photograph of porphyritic granite; b. Microphotograph of the porphyritic granite; c. Euhedral grain of hornblendes; d. Euhedral grain of biotite;

e ~ f. Back-scattered electron images of hornblendes and biotites

Qz—Quartz; Pl—Plagioclase; Kf—K-feldspar; Hb—Hornblende; Bt—Biotite

离子数,采用电价差值法(郑巧荣,1983)求出 Fe^{3+} 的值,可知角闪石阳离子特征为: $Ca_B = 1.71 \sim 1.79$, $(Na+K)_A = 0.09 \sim 0.32$ 。按国际矿物学协会角闪石专业委员会提出的命名原则,马厂箐斑状花岗岩中角

闪石属于钙质角闪石($Ca_B \geq 1.50$)。按钙质角闪石的进一步分类,角闪石 $Si = 7.10 \sim 7.57$,而 $Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0.74 \sim 0.82$,投影到角闪石 $Si - Mg/(Mg+Fe^{2+})$ 分类命名图解上,主要落在镁角闪石范围内,少数点

表 1 马厂箐斑状花岗岩中角闪石电子探针分析结果($w(B)/\%$)Table 1 Composition of the hornblendes from Machangqing porphyritic granite ($w(B)/\%$)

组分	MCQ14-2				MCQ14-6						MCQ14-7					
	1/4	1/5	1/6	1/7	1/1	1/2	2/1	2/2	4/1	4/2	3/3	5/1	5/2	8/1	9/1	9/2
SiO ₂	50.91	50.52	50.32	50.67	50.88	48.24	51.10	49.19	50.52	48.88	49.71	51.00	51.80	49.94	52.67	51.35
TiO ₂	0.42	0.38	0.41	0.39	0.43	0.74	0.46	0.49	0.41	0.61	0.49	0.37	0.24	0.50	0.09	0.22
Al ₂ O ₃	3.99	4.05	4.05	4.17	3.94	5.84	3.71	4.88	4.27	5.54	4.80	4.08	3.46	4.36	2.82	3.17
FeO ^T	11.74	11.98	11.86	12.07	12.33	13.46	12.35	13.14	12.37	13.16	12.40	12.22	12.06	12.55	11.86	11.80
MnO	0.57	0.47	0.56	0.43	0.60	0.51	0.71	0.58	0.64	0.67	0.52	0.61	0.62	0.49	0.35	0.25
MgO	15.46	15.55	15.30	15.73	15.44	14.07	15.55	14.74	15.18	14.33	14.77	15.10	16.06	15.23	16.25	15.87
CaO	11.32	11.27	11.39	11.13	11.08	11.17	11.09	11.11	11.27	11.10	11.19	10.98	11.16	11.06	11.60	11.41
Na ₂ O	1.18	1.24	1.32	1.27	1.22	1.58	1.12	1.38	1.17	1.62	1.47	1.31	1.16	1.36	1.06	1.18
K ₂ O	0.43	0.37	0.38	0.40	0.39	0.59	0.34	0.50	0.45	0.55	0.49	0.39	0.37	0.43	0.33	0.34
F	1.22	0.93	1.18	0.97	0.97	1.09	0.73	0.74	0.86	0.91	0.90	1.05	1.12	1.13	1.15	1.33
Cl	0.04	0.04	0.03	0.05	0.04	0.09	0.03	0.05	0.05	0.06	0.03	0.08	0.02	0.04	0.03	0.04
以 23 个氧原子为基准的阳离子数																
Si	7.49	7.45	7.45	7.44	7.48	7.18	7.50	7.31	7.44	7.24	7.37	7.50	7.54	7.39	7.64	7.57
Ti	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.08	0.05	0.06	0.04	0.07	0.05	0.04	0.03	0.06	0.01	0.02
Al	0.69	0.70	0.71	0.72	0.68	1.02	0.64	0.85	0.74	0.97	0.84	0.71	0.59	0.76	0.48	0.55
Fe	1.44	1.48	1.47	1.48	1.51	1.68	1.52	1.63	1.52	1.63	1.54	1.50	1.47	1.55	1.44	1.46
Mn	0.07	0.06	0.07	0.05	0.08	0.06	0.09	0.07	0.08	0.08	0.06	0.08	0.08	0.06	0.04	0.03
Mg	3.39	3.42	3.38	3.44	3.38	3.12	3.40	3.27	3.33	3.17	3.26	3.31	3.49	3.36	3.51	3.49
Ca	1.78	1.78	1.81	1.75	1.74	1.78	1.74	1.77	1.78	1.76	1.78	1.73	1.74	1.75	1.80	1.80
Na	0.34	0.35	0.38	0.36	0.35	0.46	0.32	0.40	0.33	0.46	0.42	0.37	0.33	0.39	0.30	0.34
K	0.08	0.07	0.07	0.08	0.07	0.11	0.06	0.09	0.08	0.10	0.09	0.07	0.07	0.08	0.06	0.06
总和	15.33	15.36	15.38	15.37	15.35	15.50	15.32	15.45	15.35	15.49	15.42	15.32	15.33	15.41	15.29	15.33
T 位[4]	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Si	7.41	7.36	7.38	7.33	7.38	7.10	7.39	7.20	7.35	7.15	7.30	7.42	7.43	7.28	7.57	7.50
Al ^{IV}	0.59	0.64	0.62	0.67	0.62	0.90	0.61	0.80	0.65	0.85	0.70	0.58	0.57	0.72	0.43	0.50
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
C 位[6]	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Al ^{VI}	0.10	0.06	0.08	0.04	0.05	0.11	0.02	0.04	0.08	0.11	0.13	0.12	0.02	0.04	0.04	0.05
Ti	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.08	0.05	0.05	0.04	0.07	0.05	0.04	0.03	0.05	0.01	0.02
Fe ³⁺	0.45	0.55	0.42	0.65	0.63	0.54	0.68	0.67	0.56	0.56	0.44	0.51	0.68	0.65	0.45	0.43
Mg	3.36	3.38	3.35	3.39	3.34	3.09	3.35	3.22	3.29	3.13	3.23	3.28	3.43	3.31	3.48	3.46
Fe ²⁺	0.98	0.91	1.04	0.81	0.87	1.11	0.81	0.94	0.95	1.05	1.09	0.97	0.77	0.89	0.98	1.01
Mn	0.07	0.06	0.07	0.05	0.07	0.06	0.09	0.07	0.08	0.08	0.06	0.08	0.07	0.06	0.04	0.03
B 位	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Fe ²⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	1.77	1.76	1.79	1.73	1.72	1.76	1.72	1.74	1.76	1.74	1.76	1.71	1.72	1.73	1.79	1.79
Na	0.23	0.24	0.21	0.27	0.28	0.24	0.28	0.26	0.24	0.26	0.24	0.29	0.28	0.27	0.21	0.21
A 位	0.18	0.18	0.24	0.16	0.14	0.32	0.09	0.23	0.17	0.30	0.27	0.15	0.11	0.19	0.14	0.18
Na	0.10	0.11	0.16	0.08	0.06	0.21	0.03	0.13	0.09	0.20	0.18	0.08	0.04	0.11	0.08	0.12
K	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.11	0.06	0.09	0.08	0.10	0.09	0.07	0.07	0.08	0.06	0.06

位于阳起石区域(Leake et al., 1997; 图 4a), 成分变化范围较大。

马厂箐斑状花岗岩中角闪石化学成分显示以下特征: 富镁 $w(\text{MgO})$ (14.07%~16.25%)、富钙 ($w(\text{CaO})$ 10.98%~11.60%)、贫钾 ($w(\text{K}_2\text{O})$ 0.33%~0.55%) 和富钠 ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1.0$), 其中 $w(\text{TiO}_2)$ 为 0.3%~0.6%, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 在 3.0%~6.0% 之间(表 1)。分析发现, 角闪石组分中全碱(Na+K)阳离子含量随 Si 值的增加而减少, 即呈负相关(图 4b)。

4.2 黑云母成分特征

表 2 为马厂箐斑状花岗岩中黑云母的电子探针化学成分和相关计算结果。黑云母的 Fe^{2+} 和 Fe^{3+} 值采用林文蔚等(1994)计算方法获得, 并以 22 个氧原子为标准计算黑云母的阳离子数及相关参数。在 $\text{Mg}-(\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Fe}^{3+}+\text{Ti})-(\text{Fe}^{2+}+\text{Mn})$ 图解(Foster, 1960; 图 5a)中, 黑云母成分投点均落在镁质黑云母范围内。将样品点投影在金云母-铁云母-铁叶云母-镁叶云母图(Elliott, 2001)中, 显示黑云母接近金云母端员组分(图 5b)。

马厂箐斑状花岗岩中的黑云母具有如下特征:

(1) 黑云母的 $w(\text{SiO}_2)$ 主要在 36.78%~37.37% 之间, $w(\text{MgO})$ 为 13.6%~16.24%, $w(\text{FeO}^{\text{T}})$ 在 14.57%~17.33% 之间(图 5c), 而 $w(\text{CaO})$ 较低多数小于检测限 ($< 0.01\%$)。

(2) 黑云母的 $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ 变化范围为 0.62~

0.65, 平均值为 0.64, 表明其化学组成具有富镁的特征。黑云母 $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ 比值集中分布在 0.35~0.38(图 5d), $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ 比值均一是氧化态岩浆的重要标志, 同时表明黑云母未遭受后期流体的改造(Stone, 2000)。

(3) 黑云母中 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为 12.94%~13.73%, $w(\text{TiO}_2)$ 为 1.90%~2.98%, 以 22 个氧原子为标准计算的阳离子数中六次配位铝(VI Al)的含量集中在 0.05~0.13 之间。据 Buddington 等(1964)和 Albuquerque (1973)研究表明, 黑云母的高钛和结构式中低六次配位铝(VI Al)含量, 指示其形成于相对高温和高氧逸度的环境。

5 讨论

5.1 矿物结晶物理化学条件

5.1.1 温度和压力估算

角闪石的化学成分除受寄主岩浆成分的影响外, 很大程度上与岩浆的结晶条件(温度、压力、氧逸度和含水量等)有关(Ridolfi et al., 2008; 2010)。因此, Ridolfi 等(2008)通过实验模拟研究提出根据角闪石分子式计算其结晶温度的公式, 并且随后对公式进行了校正(Ridolfi et al., 2010):

$$t = -151.487\text{Si}^* + 2041$$

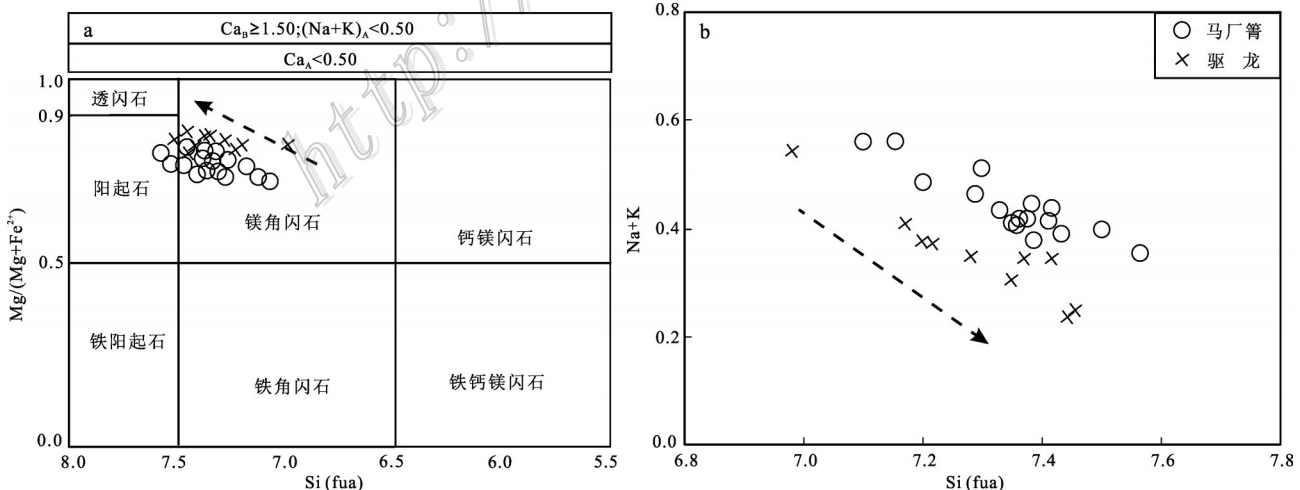


图 4 马厂箐斑状花岗岩中角闪石分类图(a, Leake et al., 1997)和 $\text{Si}-(\text{Na}+\text{K})$ 化学成分图(b)

(驱龙成矿岩体中角闪石数据引自 Yang et al., 2015)

Fig. 4 Chemical composition of hornblendes(a, after Leake et al., 1997) and $\text{Si}-(\text{Na}+\text{K})$ variation diagrams (b) from Machangqing porphyritic granite (Data sources of hornblendes from Qulong after Yang et al., 2015)

表 2 马厂箐斑状花岗岩中黑云母电子探针分析结果(w(B)/%)

Table 2 Composition of the biotites from Machangqing porphyritic granite (w(B)/%)

组分	MCQ14-2								MCQ14-7			MCQ14-6					
	1/3	1/1	3/1	3/2	3/3	2/4	2/5	5/1	2/9	3/4	3/5	1/3	1/4	1/5	3/4	5/3	6/1
SiO ₂	38.12	38.08	37.33	37.53	37.11	37.72	37.41	37.44	36.99	36.78	37.34	37.71	37.85	37.37	38.30	37.97	37.39
Al ₂ O ₃	13.09	13.73	13.20	13.28	12.94	13.30	13.13	13.37	13.29	13.29	13.18	13.11	13.48	13.29	13.46	13.34	13.32
TiO ₂	1.90	2.75	2.98	2.68	2.80	2.23	2.10	2.93	2.78	2.74	2.72	2.54	2.06	2.91	2.32	2.58	2.88
FeO ^T	14.57	17.33	16.59	16.89	16.60	16.60	16.19	17.00	16.77	15.96	16.39	16.44	16.64	16.19	16.62	16.93	17.20
MnO	0.23	0.21	0.18	0.10	0.23	0.24	0.17	0.10	0.41	0.17	0.12	0.21	0.43	0.35	0.41	0.28	0.20
MgO	16.24	14.43	13.61	13.60	13.76	14.67	14.64	13.67	13.90	13.96	14.31	14.36	14.55	13.91	14.64	13.74	13.95
CaO	0.03	0.03	0	0	0.06	0	0.03	0	0.03	0	0	0.03	0.04	0	0.02	0	0
Na ₂ O	0.06	0.11	0.15	0.22	0.35	0.19	0.15	0.24	0.11	0.18	0.20	0.15	0.09	0.17	0.09	0.10	0.18
K ₂ O	8.30	8.97	9.28	9.31	9.08	9.15	9.26	9.25	9.26	9.21	9.06	8.95	9.04	9.06	9.25	9.24	9.33
总和	92.78	95.92	93.59	93.87	93.19	94.35	93.28	94.26	93.78	92.53	93.56	93.76	94.43	93.51	95.37	94.45	94.69
以 22 个氧原子为基准的阳离子数																	
阳离子总数	15.50	15.52	15.53	15.56	15.60	15.62	15.64	15.56	15.60	15.58	15.57	15.54	15.58	15.52	15.57	15.52	15.60
Si	5.78	5.68	5.71	5.73	5.71	5.72	5.73	5.69	5.66	5.68	5.70	5.74	5.73	5.71	5.74	5.75	5.67
Al	2.34	2.41	2.38	2.39	2.35	2.38	2.37	2.40	2.40	2.42	2.37	2.35	2.40	2.39	2.38	2.38	2.38
Ti	0.22	0.31	0.34	0.31	0.32	0.25	0.24	0.34	0.32	0.32	0.31	0.29	0.23	0.33	0.26	0.29	0.33
Fe ³⁺	0.29	0.31	0.30	0.30	0.28	0.27	0.26	0.30	0.28	0.28	0.29	0.30	0.29	0.30	0.29	0.31	0.28
Fe ²⁺	1.55	1.85	1.82	1.86	1.85	1.83	1.81	1.86	1.86	1.78	1.80	1.79	1.82	1.76	1.79	1.83	1.90
Mn	0.03	0.03	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01	0.05	0.02	0.01	0.03	0.06	0.05	0.05	0.04	0.03
Mg	3.67	3.20	3.10	3.09	3.15	3.31	3.34	3.10	3.17	3.21	3.25	3.26	3.28	3.16	3.27	3.10	3.15
Ca	0	0.01	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0	0	0	0
Na	0.02	0.03	0.04	0.07	0.11	0.06	0.04	0.07	0.03	0.05	0.06	0.04	0.03	0.05	0.03	0.03	0.05
K	1.60	1.71	1.81	1.81	1.78	1.77	1.81	1.79	1.81	1.81	1.76	1.74	1.74	1.76	1.77	1.78	1.80
^{IV} Al	2.22	2.32	2.29	2.27	2.29	2.28	2.27	2.31	2.34	2.32	2.30	2.26	2.27	2.29	2.26	2.25	2.33
^{VI} Al	0.12	0.09	0.09	0.12	0.06	0.09	0.10	0.09	0.06	0.10	0.07	0.09	0.13	0.10	0.11	0.13	0.05
Fe ³⁺ +Al ^{IV} +Ti	0.63	0.70	0.74	0.72	0.66	0.62	0.60	0.72	0.66	0.70	0.67	0.68	0.65	0.73	0.66	0.74	0.66
Fe ²⁺ +Mn	1.58	1.88	1.84	1.87	1.88	1.86	1.84	1.88	1.92	1.80	1.82	1.82	1.87	1.81	1.84	1.87	1.92
Mg/(Fe+Mg)	0.70	0.63	0.63	0.62	0.63	0.64	0.65	0.62	0.63	0.64	0.64	0.65	0.64	0.64	0.65	0.63	0.62
Fe/(Fe+Mg)	0.30	0.37	0.37	0.38	0.37	0.36	0.35	0.38	0.37	0.36	0.36	0.35	0.36	0.36	0.35	0.37	0.38
<i>t</i> /°C	670	699	713	696	705	674	667	709	704	707	704	694	661	713	678	691	706
<i>p</i> /MPa	55.37	77.77	67.80	70.65	57.97	66.72	65.29	72.69	73.30	80.04	65.31	59.19	74.95	71.38	66.64	68.22	68.17

$$\text{其中 } Si^* = Si + \frac{^{IV}Al}{15} - 2^{VI}Ti - \frac{^{VI}Al}{2} - \frac{^{VI}Ti}{1.8} + \frac{Fe^{3+}}{3.3} + \frac{Mg}{26} + \frac{^{B}Ca}{5} + \frac{^{B}Na}{1.3} - \frac{^{A}Na}{15} + \frac{^{A}K}{2.3}$$

据此公式,利用马厂箐斑状花岗岩中角闪石的化学成分,计算得到斑岩体中角闪石结晶温度为 687~770°C(表 3),平均为 723°C。

实验研究表明,黑云母中 Ti 含量对温度变化较敏感,可作为黑云母结晶温度的重要指示剂(Patino, 1993; Henry et al., 2005)。Henry 等(2005)

提出黑云母 Ti 温度计公式:

$$t = \left\{ \left[\ln(Ti) - a - c(X_{Mg})^3 \right] / b \right\}^{0.333}$$

其中:温度 *t* 的单位为 °C, Ti 表示以 22 个氧原子为标准计算出的黑云母阳离子数中 Ti 的含量, $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe)$, $a = -2.3594$, $b = 4.6482 \times 10^{-9}$, $c = -1.7283$, 且 $X_{Mg} = 0.275-1.000$, $Ti = 0.04-0.60$, $t = 400-800^\circ\text{C}$ 为准确的校正范围。估算得马厂箐斑状花岗岩中黑云母的结晶温度主要介于 660~713°C, 平均 695°C(图 6)。

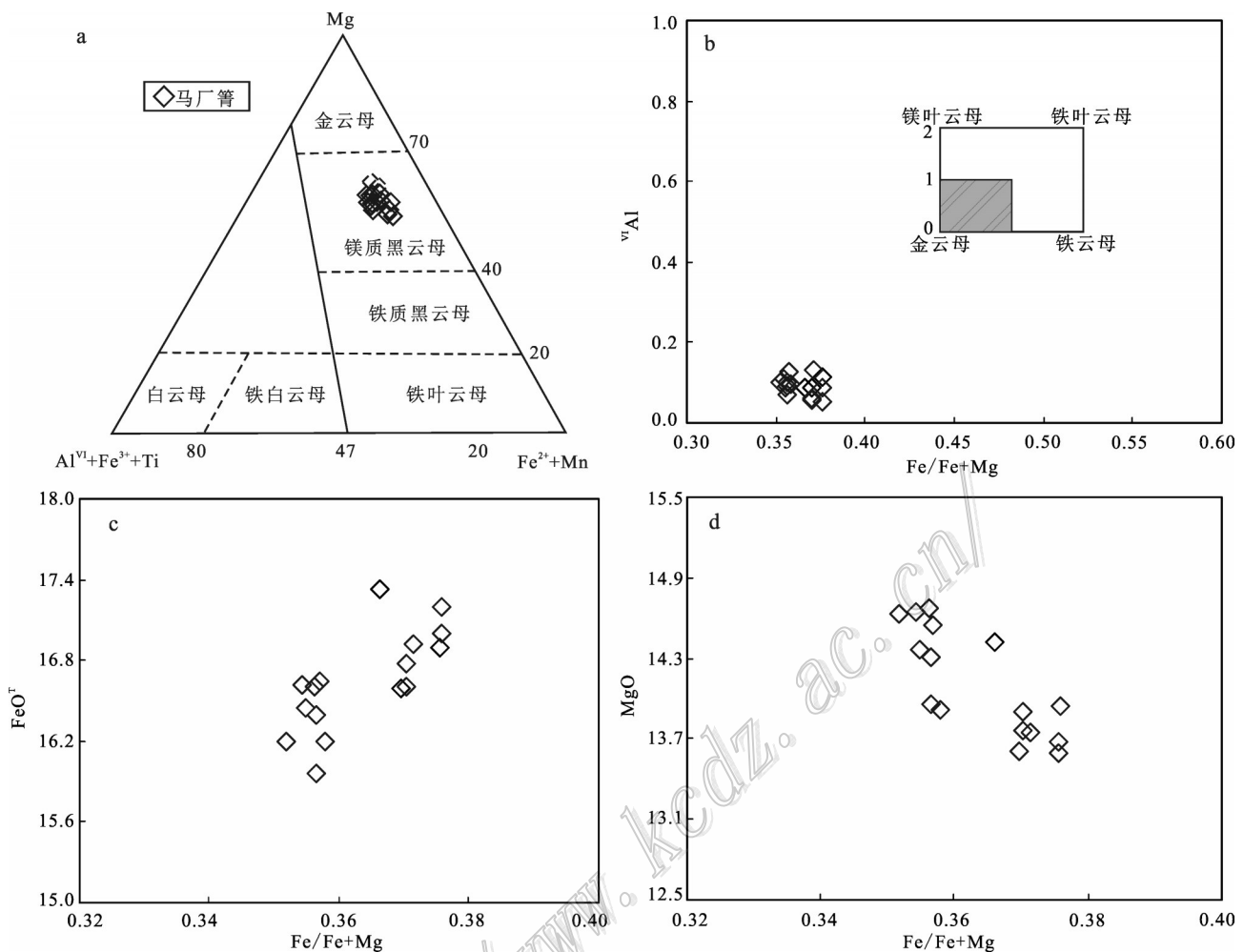


图5 马厂箐斑状花岗岩中黑云母化学成分图

a. 黑云母分类图解 (Foster, 1960); b. 黑云母 $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ - ^{57}Al 图 (Elliott, 2001); c. 黑云母 $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ - FeO^+ 图;
d. 黑云母 $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ - MgO 图

Fig. 5 Chemical composition of biotites from Machangqing porphyritic granite

a. Classification of biotites (after Foster, 1960); b. $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ variation diagrams of ^{57}Al (after Elliott, 2001); c. $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ variation diagrams of FeO^+ ; d. $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ variation diagrams of MgO

实验岩石学已经证明:钙铝质角闪石在结晶过程中,角闪石的全铝含量与结晶时的压力成正比 (Johnson et al., 1989),这是确定含有角闪石的岩体固结压力的一种有效方法。角闪石全铝压力计能有效限定岩体结晶压力的前提是岩石中有斜长石和角闪石的矿物共生组合,通过对马厂箐斑状花岗岩的岩相学观察表明,岩体中斜长石和角闪石近乎同时结晶,平衡共生,符合角闪石全铝压力计的使用条件。目前,用来估算角闪石结晶压力的研究主要有 Hammarstrom 等 (1986)、Hollister 等 (1987)、Johnson 等 (1989)、Schmidt (1992)、Anderson 等 (1995) 和 Ridolfi 等 (2008) 提出的 6 种角闪石全铝压力计。其

中,对于前 5 种角闪石全铝压力计,雷敏等 (2010) 已有详细叙述和对比,同时发现氧逸度 $f(\text{O}_2)$ 是各种压力计共有的限制因素,使得计算的压力值不甚准确。而 Ridolfi 等 (2008) 在前人研究的基础上综合考虑各种主要因素,通过实验岩石学再次模拟并校正了角闪石全铝压力计公式 (Ridolfi et al., 2010)。因此,本文采用 Ridolfi 等 (2010) 经过校正的角闪石全铝压力计公式,即:

$$p(\times 100 \text{ MPa}) = 19.201e^{(1.438Al_t)} (R^2 = 0.99)$$

计算出马厂箐斑状花岗岩固结时的压力为 38~82 MPa (表 3),平均为 55 MPa。角闪石全铝压力计所获得的压力接近固相线压力,所以角闪石压力计

表 3 斑状花岗岩中角闪石结晶的物理化学条件

Table 3 The physico-chemical conditions of hornblende crystallization from porphyritic granite

组分	MCQ14-2				MCQ14-6				MCQ14-7							
	1/4	1/5	1/6	1/7	1/1	1/2	2/1	2/2	4/1	4/2	3/3	5/1	5/2	8/1	9/1	9/2
Si*	8.74	8.71	8.69	8.70	8.76	8.39	8.79	8.56	8.70	8.46	8.59	8.78	8.84	8.65	8.94	8.85
Al ^T	0.68	0.70	0.70	0.71	0.67	1.01	0.63	0.84	0.73	0.96	0.83	0.70	0.59	0.75	0.48	0.55
Mg*	3.71	3.76	3.68	3.80	3.75	3.39	3.78	3.60	3.68	3.45	3.55	3.67	3.88	3.70	3.90	3.84
[⁶ Al]*	-1.64	-1.65	-1.65	-1.68	-1.66	-1.58	-1.65	-1.64	-1.62	-1.59	-1.62	-1.60	-1.71	-1.68	-1.73	-1.73
Mn*	0.13	0.10	0.07	0.13	0.17	0.11	0.20	0.15	0.16	0.12	0.08	0.12	0.18	0.14	0.08	0.05
t/°C	717	722	725	723	714	770	709	744	723	760	739	710	703	731	687	700
p/MPa	51.39	52.22	52.55	53.43	50.62	82.39	47.65	64.51	54.99	75.92	63.47	52.47	44.57	56.51	38.16	42.09
深度/km	1.9	2.0	2.0	2.0	1.9	3.1	1.8	2.4	2.1	2.9	2.4	2.0	1.7	2.1	1.4	1.6
ΔNNO	2.10	2.17	2.04	2.23	2.15	1.56	2.21	1.91	2.05	1.66	1.83	2.02	2.38	2.07	2.41	2.31
log(f(O ₂))	-13.68	-13.50	-13.55	-13.40	-13.71	-12.97	-13.79	-13.20	-13.59	-13.10	-13.41	-13.94	-13.78	-13.39	-14.17	-13.92
H ₂ O _{melt} /%	3.71	3.66	3.68	3.54	3.63	4.05	3.66	3.73	3.85	3.98	3.85	3.95	3.34	3.54	3.27	3.24

*注: 由 Ridolfi et al., 2010 方法计算。

对应的成岩深度应为岩体的侵位深度,按 100 MPa = 3.3 km 计算,斑状花岗岩侵位深度为 1.3~2.7 km,平均约 2.1 km,具有斑岩铜矿成矿岩体浅成-超浅成侵位的特点 (Richards, 2003; 侯增谦等, 2004; Sillitoe, 2010)。

Uchida 等 (2007) 在角闪石全铝压力计的基础上研究发现,黑云母的全铝含量与矿物结晶压力存在较好的线性关系,提出黑云母压力计算公式为: $p(\times 100 \text{ MPa}) = 3.03 \times \text{Al}^T - 6.53$; 利用此压力计估算的黑云母结晶压力为 55~80 MPa (表 2), 反映的岩体侵位深度为 1.8~2.6 km。

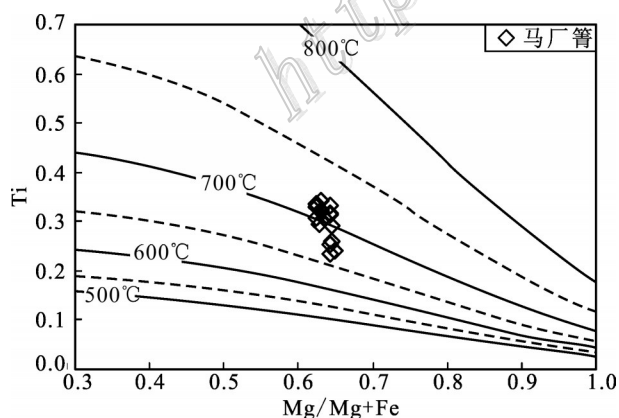


图 6 基于黑云母 Ti 和 Mg/(Mg+Fe) 值的等温线图

(Henry et al., 2005)

Fig. 6 Temperature isotherms calculated from the equation on Ti-Mg/(Mg+Fe) diagram (after Henry et al., 2005)

考虑到误差,可以看出角闪石和黑云母全铝压力计计算结果基本一致,可以代表马厂箐斑状花岗岩的固结压力。同时,两者都限定的岩体侵位深度小于 3.0 km,表明马厂箐成矿岩体具有浅成-超浅成侵位特征,符合形成大型斑岩 Cu-Mo 矿床成矿岩体侵位的温压条件和侵位深度。

5.1.2 氧逸度和含水量

除温度和压力等物理化学条件外,岩浆的氧逸度和含水量也是影响岩浆演化过程的关键因素 (Candela et al., 1984; Richards, 2003)。角闪石含有变价元素 Fe, 其 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 比值对氧逸度 $f(\text{O}_2)$ 的变化是非常敏感的。Ridolfi 等 (2008) 通过实验研究提出根据角闪石分子式计算其结晶时氧逸度的公式,并且随后对公式进行了校正 (Ridolfi et al., 2010):

$$\Delta\text{NNO} = 1.644Mg^* - 4.01$$

$$\text{其中 } Mg^* = Mg + \frac{\text{Si}}{47} - \frac{\text{Al}^{\text{VI}}}{9} - 1.3\text{Al}^{\text{IV}} + \frac{\text{Fe}^{3+}}{3.7} + \frac{\text{Fe}^{2+}}{5.2} - \frac{\text{Ca}}{20} - \frac{\text{Na}}{2.8} + \frac{\text{K}}{9.5}$$

根据上述公式计算出马厂箐斑状花岗岩中角闪石结晶时氧逸度变化范围在 $\Delta\text{NNO} + 1.56$ 到 $\Delta\text{NNO} + 2.41$ 之间 (表 3), 平均为 $\Delta\text{NNO} + 2.10$, 处于 Ni-NiO 出溶线之上 ($\Delta\text{NNO} > +2.0$) (图 7a), 表明角闪石形成于较高的氧逸度环境。与马厂箐斑状花岗岩中含有原生的榍石-磁铁矿-石英组合所指示的原始岩浆具较高氧逸度特征 (Wones, 1989) 是一致的。

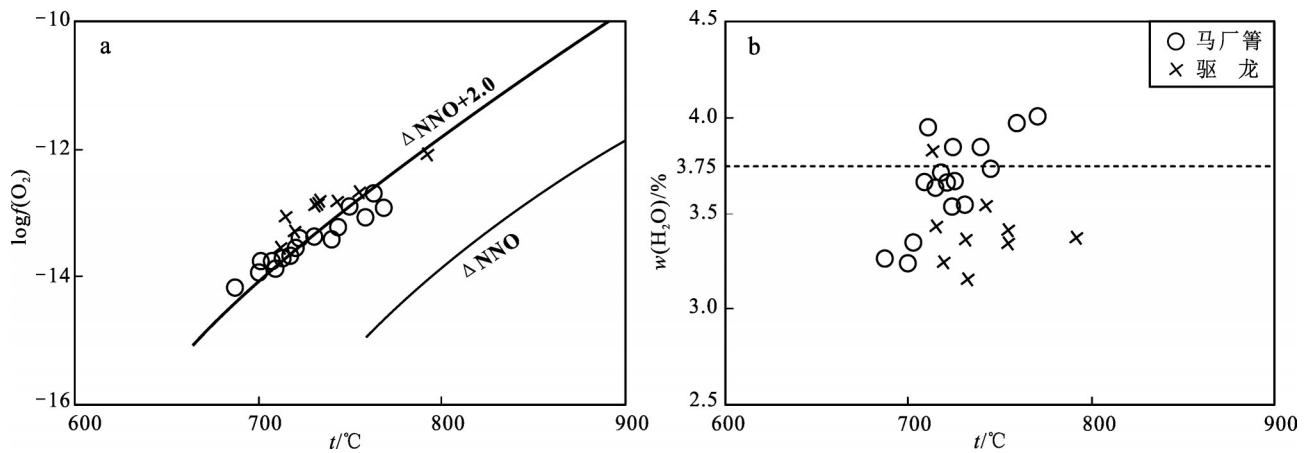


图7 角闪石的 t - $\log f(\text{O}_2)$ 图(a)和 t - $\text{H}_2\text{O}_{\text{melt}}$ 图(b) (Ridolfi et al., 2010)

Fig. 7 t - $\log f(\text{O}_2)$ (a) and t - $\text{H}_2\text{O}_{\text{melt}}$ (b) diagrams for the hornblendes (after Ridolfi et al., 2010)

此外, Ridolfi 等(2008)也提出根据角闪石分子式计算其结晶时岩浆含水量的公式, 并且对公式进行了校正(Ridolfi et al., 2010):

$$\text{H}_2\text{O}_{\text{melt}} = 5.215\text{Al}^* + 12.28$$

$$\text{其中 } \text{Al}^* = \frac{\text{VI Al}}{13.9} - \frac{\text{Si} + \text{VI Ti}}{5} - \frac{\text{Fe}^{2+}}{3} - \frac{\text{Mg}}{1.7}$$

$$+ \frac{\text{B Ca} + \text{A K}}{1.2} + \frac{\text{A Na}}{2.7} - 1.56\text{K} - \frac{\text{Fe}^{\#}}{1.6}$$

用上述公式计算出斑状花岗岩的岩浆含水量变化范围在 3.24%~4.05% 之间(表 3, 图 7b)。

前人通过实验研究发现与磁铁矿和钾长石共生的黑云母中 Fe^{3+} 、 Fe^{2+} 和 Mg^{2+} 值可以估算其结晶时的

氧逸度(Wones et al., 1965; Barriere, 1979; Albuquerque, 1973)。在显微镜下观察表明, 马厂箐斑状花岗岩中黑云母与钾长石-磁铁矿-石英共生, 符合该逸度计的使用条件。从岩体内黑云母 Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg^{2+} 图解(图 8a)显示, 马厂箐斑状花岗岩中黑云母样品点均落在 Ni-NiO 与 Fe_2O_3 - Fe_3O_4 两条缓冲线之间, 指示其形成于较高的氧逸度条件下且 $\log f(\text{O}_2) > \Delta\text{NNO} + 1.0$ (Wones, 1989; Carmichael, 1991)。同时, 依据 Wones 等(1965)提出的在 $p(\text{H}_2\text{O}) = 207.0 \text{ MPa}$ 的条件下基于黑云母稳定度 $[100 \times \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})]$ 的 $\log f(\text{O}_2)$ - t 图解(图 8b), 结合上述黑云母 Ti 温度作为与黑云母平衡的岩浆温度, 可以得出马厂箐斑状花岗岩中黑云

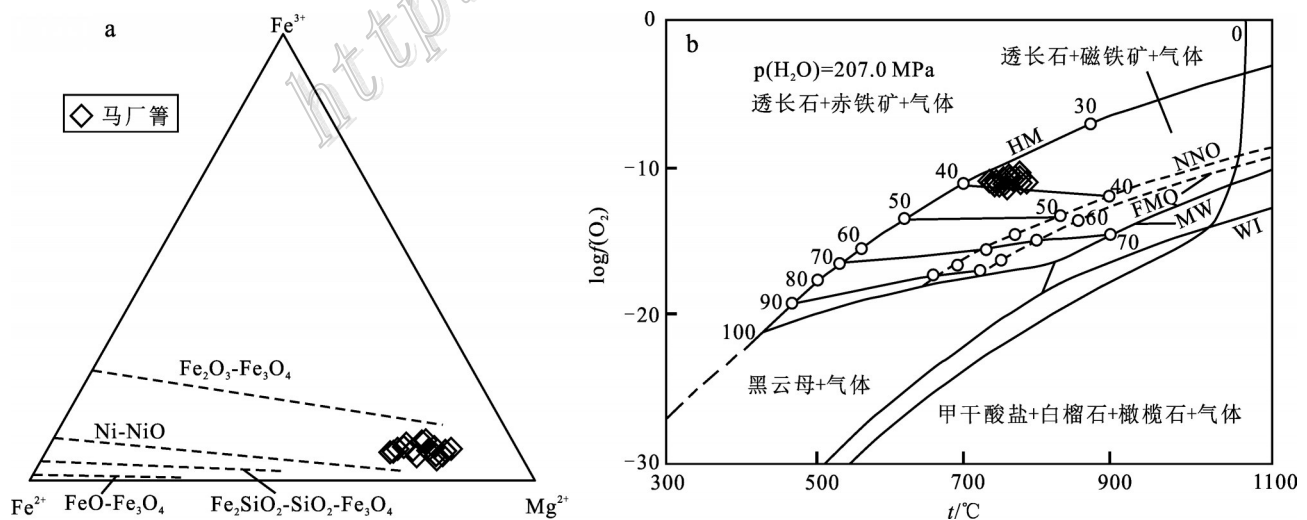


图8 黑云母 Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg^{2+} 图解(a)和 t - $\log f(\text{O}_2)$ 图解(b) (底图据 Wones et al., 1965)

Fig. 8 The Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg^{2+} (a) and t - $\log f(\text{O}_2)$ (b) diagrams for biotites (after Wones et al., 1965)

母投影点均落在靠近HM缓冲线附近(图8b),估算氧逸度 $\log f(\text{O}_2)$ 变化范围是-12.0~-14.0,也指示黑云母形成于较高氧逸度环境,与上述角闪石反映的岩浆高氧逸度是一致的。

5.2 高氧逸度对成矿的指示

大型-超大型斑岩Cu矿多与高氧逸度、富水的浅侵位中酸性岩浆密切相关(Richards, 2003; Hou et al., 2015),因而,对中酸性侵入岩属性的系统研究是评价区域内斑岩成矿潜力的重要手段。

花岗质岩浆的氧化还原条件对于岩浆-热液成矿作用具有重要影响。近年来研究表明,高氧逸度岩浆有利于发育斑岩铜矿床(Richards, 2003; Kelley et al., 2009)。氧逸度的高低将直接影响岩浆熔体中硫的含量、流体与熔体的分异程度和斑岩矿床中金属含量等(Simon et al., 2003)。铜是亲硫元素,而高氧逸度环境在岩浆结晶早期能有效阻止铜等进入到硅酸盐矿物相,使得亲硫元素(Cu)成为不相容元素,从而聚集在流体相中;易挥发性S配位体作为铜元素迁移的主要载体,为岩浆演化后期铜矿化提供有利的条件(Oyarzun et al., 2001; Candela et al., 2005; Richards, 2009),因而高氧逸度岩浆更易发育大型-超大型斑岩铜矿。

马厂箐斑状花岗岩中角闪石化学成分限定岩浆氧逸度平均为 $\Delta\text{NNO}+2.1(>\Delta\text{NNO}+2.0)$,同时,岩体内黑云母 Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg^{2+} 图解(图8a)中,样品点主要集中在N-NO与 Fe_2O_3 - Fe_3O_4 两条缓冲线之间,都指示成矿岩体具有较高的氧逸度。这与前人的锆石研究结果相一致,即马厂箐成矿岩体锆石的 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值在60~595之间,平均264(>250 ;梁华英等, 2004),也显示出岩浆具有高氧逸度的特征。

驱龙和玉龙斑岩矿床分别是青藏高原大陆碰撞带内规模最大和第二大的斑岩铜钼矿床,其成矿作用主要与花岗闪长岩和二长花岗岩密切相关(Hou et al., 2009)。两者矿化样式和金属组合都与马厂箐斑岩矿床相似,研究表明,驱龙和玉龙斑岩矿床的成矿岩体也都具有高氧逸度特征(Liang et al., 2006; Xiao et al., 2012; Sun et al., 2015)。此外,马厂箐成矿岩体中角闪石化学成分和限定的岩浆氧逸度与驱龙超大型斑岩铜矿的成矿岩体具有相似的特征(图4.7a),而且马厂箐成矿岩体锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值比玉龙大型斑岩铜矿成矿岩体中锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值(平均值204;Liang et al., 2006)更高。与驱龙对比后发现,马厂箐斑状花岗岩的氧逸度更高。岩浆氧逸度对比

显示,以马厂箐为代表的扬子克拉通西缘的富碱侵入岩应该具有形成大型-超大型斑岩铜矿床的潜力。

5.3 成矿斑岩的岩浆含水量

岩浆高含水量是控制斑岩铜矿床形成的另一重要因素(Richards, 2003; Kelley et al., 2009; Rohrlach et al., 2005),富水岩浆可以使流体相中金属元素组成的含量达到最大值(Candela et al., 2005)。高含水量导致岩浆在上升至地壳浅部过程中流体易于达到饱和,有利于铜等成矿元素进入流体相进行迁移(Candela et al., 1984; Richards, 2009);同时,熔体的富水性质会使岩浆高度氧化,提高岩浆的氧逸度(Imai et al., 1993)。

马厂箐斑状花岗岩中角闪石的存在表明岩浆含水量较高($w(\text{H}_2\text{O}) > 4.0\%$; Naney, 1983)。然而,通过成矿岩体中角闪石的化学成分限定岩浆含水量 $w(\text{H}_2\text{O})$ 为3.24%~4.05%,平均为3.75%($<4.0\%$;图7b),与前人研究的冈底斯斑岩Cu矿带具有埃达克岩属性的成矿岩体(如驱龙花岗闪长岩)高含水量($\text{H}_2\text{O} > 10\%$; Lu et al., 2015b)相差甚远。研究指出,在岩浆上升过程中,源区高含水量岩浆中水的溶解度在一定深度时,会随压力减小达到饱和,从而在6.0 km深度时熔体中含水量发生再平衡最终达到约4.0%(Witham et al., 2012; Plank et al., 2013)。前文通过矿物化学成分限定斑岩体侵位较浅(<3.0 km),这暗示角闪石成分估算岩浆含水量可能是流体出溶后斑岩体在浅部侵位时的流体含量,不是代表成矿岩体岩浆源区的含水量。

马厂箐斑状花岗岩地球化学成分具有埃达克岩属性(Lu et al., 2013a, 高Sr: $140 \times 10^{-6} \sim 789 \times 10^{-6}$ 、低Y: $4.5 \times 10^{-6} \sim 13.0 \times 10^{-6}$),表明源区存在角闪榴辉岩相,而弱的负Eu异常特征则指示源区基本没有斜长石的分离结晶,同时具有与Naney(1983)实验研究的英安岩($M=1.57$)相似的化学成分($M=1.53$)(表4; Lu et al., 2013a; Xu et al., 2016)。根据Lu等(2015b)提出的利用花岗岩的全岩锆饱和温度(t_{Zr} ; Watson et al., 1983)和微量元素Zr含量(Lu et al., 2013a; Xu et al., 2016),以及Naney(1983)实验得出的岩浆中矿物组合稳定的条件,可以有效地限定马厂箐斑状花岗岩岩浆源区的 $w(\text{H}_2\text{O}) > 10\%$ (图9),与驱龙等大型-超大型斑岩Cu矿成矿岩体具有相似的高含水量特征(Lu et al., 2015b)。

研究表明,马厂箐矿区斑状花岗岩具有高含水量、高氧逸度和浅侵位的特征,符合形成大型-超大

表4 实验英安岩与成矿斑岩成分对比表

Fig. 4 Dacite experimental composition compared with ore-forming intrusives

成分	实验英安岩	驱龙花岗闪长岩	玉龙二长花岗岩	马厂箐斑状花岗岩
$w(B)/\%$				
SiO ₂	67.51	68.13	67.64	69.26
Al ₂ O ₃	17.45	16.32	15.22	15.06
Fe ₂ O ₃ ^T	2.44	2.35	3.21	1.91
MgO	1.19	1.42	1.42	1.61
CaO	3.52	2.28	2.34	1.51
Na ₂ O	3.9	4.59	3.67	4.46
K ₂ O	3.99	3.98	4.33	4.38
Sr**		840	995	536
Zr**		72	113	145
Sr/Y		142	80	86
La/Yb		33	57	69
Eu/Eu*		0.94	0.75	0.94
M	1.57	1.56	1.53	1.52
t_{Zr}		710	769	759
t_{Max}		746	820	790
t_{Min}		675	747	679
数据来源	Naney, 1983	Yang et al., 2015	Hou et al., 2003	Lu et al., 2013a; Xu et al., 2016

注: **单位为 10^{-6} , 比值单位为 1; $M = (Na + K + 2 \times Ca) / (Al \times Si)$ (据 Hanchar et al., 2003); t_{Zr} 指锆饱和温度 (据 Watson et al., 1983)。

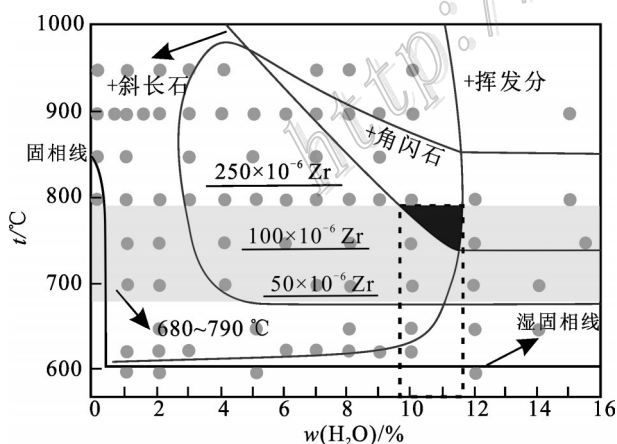


图9 斑状花岗岩 $t-w(H_2O)$ 相图 (Naney, 1983; Lu et al., 2013a; Xu et al., 2016)

Fig. 9 Temperature versus $w(H_2O)$ determined by crystallization experiments on a porphyritic granite composition at 0.8 GPa (after Naney, 1983; Lu et al., 2013a; Xu et al., 2016)

型斑岩矿床的特征,并且与驱龙和玉龙成矿斑岩体的特征相似,甚至马厂箐斑状花岗岩具有更高的氧逸度,因此,以马厂箐为代表的扬子克拉通西缘的富碱侵入岩有利于形成斑岩 Cu-Mo 矿床,具有形成大型斑岩铜矿床的潜力。

6 结 论

(1)由马厂箐斑状花岗岩中角闪石和黑云母化学成分计算矿物结晶温度为 $687\sim 770^\circ\text{C}$,固结压力为 $50\sim 80\text{ MPa}$,岩体侵位深度小于 3.0 km ,具有浅成-超浅成侵位特征,符合形成大型斑岩 Cu-Mo 矿床成矿岩体侵位的温压条件和侵位深度。

(2)斑状花岗岩中角闪石和黑云母结晶时的氧逸度为 $\Delta\text{NNO}+1.56$ 到 $\Delta\text{NNO}+2.41$ 之间,平均为 $\Delta\text{NNO}+2.10$,表明成矿岩体具有高氧逸度 ($>\Delta\text{NNO}+2.0$) 的特征;同时,岩体中角闪石的存在及全岩化学成分显示岩浆源区的含水量较高 ($H_2O>10\%$)。斑状花岗岩的这些特征都表明具有形成大型斑岩铜矿的潜力,所以在扬子克拉通西缘富碱侵入岩带内,需要开展大型斑岩铜矿的找矿勘查。

志 谢 本研究在野外工作过程中得到中国地质科学院矿产资源研究所赵晓燕助理研究员的帮助;电子探针分析测试工作得到中国地质科学院矿产资源研究所陈振宇博士和王璐同学的帮助;审稿人提出宝贵的修改意见,在此一并表示衷心感谢!

References

- Abdel-Rahman A F M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and prealuminous magmas[J]. *Journal of Petrology*, 35(2): 525-541.
- Albuquerque A C. 1973. Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37: 1779-1802.
- Anderson J L and Smith D R. 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-inhornblende barometer[J]. *American Mineralogist*, 80: 549-559.
- Barriere M. 1979. Biotites and associated minerals as markers of magmatic fractionation and deuteric equilibration in granites[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70: 183-192.
- Bi X W, Hu R Z, Ye Z J and Shao S X. 1999. Relation between A-type

- granites and copper mineralization as exemplified by the Machangqing Cu deposit[J]. *Science in China(D)*, 43: 93-102(in Chinese with English abstract).
- Bi X W, Hu R Z, Peng J T, Wu K X, Su W C and Zhan X Z. 2005. Geochemical characteristics of the Yao'an and Machangqing alkaline-rich intrusions[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21(1): 113-124 (in Chinese with English abstract).
- Borodina N S, Fershtater G B and Votyako S. 1999. Iron oxidation state in coexisting amphibole and biotite from granitoids and metamorphic rocks: The role of P , T and fO_2 [J]. *The Canadian Mineralogist*, 37(1): 1423-1429.
- Buddington A F and Lindsley D H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents[J]. *Journal of Petrology*, 5(2): 310-357.
- Carmichael I S E. 1991. The redox states of basic and silicic magmas: A reflection of their source regions[J]? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106: 129-141.
- Candela P A and Holland H D. 1984. The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(2): 373-380.
- Candela P A and Puccio P M. 2005. Magmatic processes in the development of porphyry-type ore systems[J]. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*: 25-37.
- Dao Y, Li F, Wang R and Wu J. 2015. Petrogenesis of the granite porphyry related to the Jiudingshan Cu-Mo deposit in western Yunnan: Constraints from LA-ICP-MS zircon U-Pb chronology, Sr-Nd-Hf isotopes and petrogeochemistry[J]. *Geology in China*, 42(1): 134-148(in Chinese with English abstract).
- Ding L, Kapp P, Zhong D L and Deng W M. 2003. Cenozoic volcanism in Tibet: Evidence for a transition from oceanic to continental subduction[J]. *Journal of Petrology*, 44: 1835-1865.
- Elliott B A. 2001. Crystallization conditions of the Wiborg rapakivi batholith, SE Finland: An evaluation of amphibole and biotite mineral chemistry[J]. *Mineralogy and Petrology*, 72(4): 305-324.
- Foster M D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas[R]. *US Geol. Surv. Prof. Paper 354B*: 1-49.
- Guo X D, Wang Z H, Chen X, Wang X and Wang S X. 2009a. Machangqing porphyry-type Cu-Mo-Au deposit, Yunnan Province: Geological characteristics and its genesis[J]. *Acta Geologica Sinica*, 83(12): 1901-1914(in Chinese with English abstract).
- Guo X D, Hou Z Q, Chen X and Wang Z H. 2009b. Identification of adakitic characteristics of Machangqing alkali-rich porphyry in Yunnan Province and its significance to mineralization research[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 28(4): 375-386.
- Guo X D. 2009c. The Machangqing porphyry Cu-Mo-Au deposit in Yunnan Province: Magmatism and mineralization (dissertation for doctoral degree)[D]. Supervisor: Hou Z Q. Beijing: China University of Geosciences. 1-169(in Chinese with English abstract).
- Guo X D, Wang Z H, Wang L, Yang Y X and Chen X W. 2011. LA-ICP-MS zircon U-Pb age of porphyritic granite in Machangqing complex of Yunnan Province and their geological significances[J]. *Geology in China*, 38(3): 610-622(in Chinese with English abstract).
- Guo X D, Ge L S, Wang Z H, Wang L and Wang X J. 2012. ^{40}Ar - ^{39}Ar age and its geologic significances of the Machangqing porphyry Cu-Mo-Au deposit, Yunnan Province[J]. *Geological Review*, 58(3): 511-518(in Chinese with English abstract).
- Guo Z F, Hertogen J, Liu J Q, Pasteels P, Boven A, Punzalan L, He H Y, Luo X J and Zhang W H. 2005. Potassic magmatism in western Sichuan and Yunnan Provinces, SE Tibet, China: Petrological and geochemical constraints on petrogenesis[J]. *Journal of Petrology*, 46(1): 1633-1678.
- Hanchar J M and Watson E B. 2003. Zircon saturation thermometry[A]. In: Hanchar J M and Hoskin P W O, eds. *Zircon: Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy and Geochemistry*[C]. Volume 53: 89-112.
- Hammarstrom J M and Zen E. 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer[J]. *American Mineralogist*, 71: 1297-1313.
- He W Y. 2014. The Beiya gaint gold-polymetallic deposit: Magmatism and metallogenic model[D]. Supervisor: Mo X X. Beijing: China University of Geosciences. 1-159(in Chinese with English abstract).
- He W Y, Mo X X, He Z H, White N C, Chen J B, Yang K H, Yu X H, Dong G C and Huang X F. 2015. The geology and mineralogy of Beiya skarn gold deposit in Yunnan, southwest China[J]. *Econ. Geol.*, 110(6): 1625-1641.
- Henry D J, Guidotti C V and Thomson J A. 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms[J]. *American Mineralogist*, 90: 316-328.
- Hollister L S, Grissom G C, Peters E K, Stowell H H and Sisson V B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in horn-

- blende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons[J]. *American Mineralogist*, 72: 231-239.
- Hou Z Q, Ma H W, Zaw K, Zhang Y Q, Wang M J, Wang Z, Pan G T and Tang R L. 2003. The Himalayan Yulong porphyry copper belt-product of large-scale strike-slip faulting in eastern Tibet[J]. *Econ. Geol.*, 98(1): 125-145.
- Hou Z Q, Zhong D L and Deng W M. 2004. A tectonic model for porphyry copper-molybdenum-gold metallogenic belts on the eastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Geology in China*, 31(1): 1-14(in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Zeng P S, Gao Y F, Du A D and Fu D M. 2006. Himalayan Cu-Mo-Au mineralization in the eastern Indo-Asian collision zone: Constraints from Re-Os dating of molybdenite[J]. *Mineralium Deposita*, 45(1): 33-45.
- Hou Z Q, Yang Z S, Xu W Y, Mo X X, Ding L, Gao Y F, Dong F L, Li G M, Qu X M, Li G M, Zhao Z D, Jiang S H, Meng X J, Li Z Q, Qin K Z and Yang Z M. 2006a. Metallogenesis in Tibetan collisional orogenic belt: I. Mineralization in main collisional orogenic setting[J]. *Mineral Deposits*, 25(4): 337-358(in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Pan G T, Wang A J, Mo X X, Tian S H, Sun X M, Ding L, Wang E Q, Gao Y F, Xie Y L, Zeng P S, Qin K Z, Xu J F, Qu X M, Yang Z M, Yang Z S, Fei H C, Meng X J and Li Z Q. 2006b. Metallogenesis in Tibetan collisional orogenic belt: II. Mineralization in late-collisional transformation setting[J]. *Mineral Deposits*, 25(5): 521-543(in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Qu X M, Yang Z S, Meng X J, Li Z Q, Yang Z M, Zheng M P, Zheng Y Y, Nie F J, Gao Y F, Jiang S H and Li G M. 2006c. Metallogenesis in Tibetan collisional orogenic belt: III. Mineralization in post-collisional extension setting[J]. *Mineral Deposits*, 25(6): 629-651(in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Mo X X, Yang Z M, Wang A J, Pan G T, Qu X M and Nie F J. 2006d. Metallogenesis in the collisional orogeny of the Qinghai-Tibet Plateau: Tectonic setting, tempo-spatial distribution and ore deposit types[J]. *Geology in China*, 33(2): 340-351(in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q and Cook N J. 2009. Metallogenesis of the Tibetan collisional orogen: A review and introduction to the special issue[J]. *Ore Geology Reviews*, 36: 2-24.
- Hou Z Q, Zheng Y C, Geng Y S. 2015. Metallic refertilization of lithosphere along cratonic edges and its control on Au, Mo and REE ore systems[J]. *Mineral Deposits*, 34(4): 641-674 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Yang Z M, Lu Y J, Kemp A, Zheng Y C, Li Q Y, Tang J X, Yang Z S and Duan L F. 2015. A genetic linkage between subduction- and collision-related porphyry Cu deposits in continental collision zones[J]. *Geology*, 43(3): 247-250.
- Hu Y Z, Wang H P and Tang S C. 1995. *Geology of Ailaoshan gold deposit*[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-278(in Chinese).
- Huang X L, Niu Y L, Xu Y G, Chen L L and Yang Q J. 2010. Mineralogical and geochemical constraints on the petrogenesis of post-collisional potassic and ultrapotassic rocks from western Yunnan, SW China[J]. *Journal of Petrology*, 51(8): 1617-1654.
- Imai A, Listanco E L and Fujii T. 1993. Petrologic and sulfur isotopic significance of highly oxidized and sulfur-rich magma of Mount Pinatubo, Philippines[J]. *Geology*, 21(8): 699-702.
- Johnson M C and Rutherford M J. 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera(California) volcanic rocks[J]. *Geology*, 17: 837-841.
- Kelley K A and Cottrell E. 2009. Water and the oxidation state of subduction zone magmas[J]. *Science*, 325: 605-607.
- Leake B E, Wooley A R, Arps C E S, Birch W, Gilbert M C and others. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names[J]. *The Canadian Mineralogist*, 35: 219-246.
- Lei M, Wu C L, Gao Q M, Guo H P, Liu L G, Guo X Y, Gao Y H, Chen Q L and Qin H P. 2010. Petrogenesis of intermediate-acid intrusive rocks and enclaves in Tongling area and the application of mineral thermobarometry[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 29(3): 271-288.
- Liang H Y, Xie Y W, Zhang Y Q and Campbell I. 2004. Formation of K-rich alkalescence rock restrict the metallogenesis of Cu-Machangqing Cu deposit as an example[J]. *Natural Science Evolution*, 14(1): 116-120(in Chinese with English abstract).
- Liang H Y, Campbell I, Allen C, Sun W D, Liu C Q, Yu H X, Xie Y W and Zhang Y Q. 2006. Zircon Ce^{4+}/Ce^{3+} ratios and ages for Yulong ore-bearing porphyries in eastern Tibet[J]. *Mineralium Deposita*, 41(2): 152-159.
- Lin W W and Peng L J. 1994. The estimation of Fe^{3+} and Fe^{2+} contents

- in amphibole and biotite from EPMA data[J]. *Journal of Changchun University of Earth Sciences*, 24(2): 155-162.
- Lu Y J, Kerrich R, Kemp A I S, McCuaig T C, Hou Z Q, Hart C J R, Li Z X, Cawood P A, Bagas L, Yang Z M, Cliff J, Belousova E A, Jourdan F and Evans N J. 2013a. Intracontinental Eocene-Oligocene porphyry Cu mineral systems of Yunnan, western Yangtze Craton, China: Compositional characteristics, sources, and implications for continental collision metallogeny[J]. *Econ. Geol.*, 108(7): 1541-1576.
- Lu Y J, Kerrich R, McCuaig T C, Li Z X, Hart C J R, Cawood P A, Hou Z Q, Bagas L, Cliff J, Belousova E A and Tang S H. 2013b. Geochemical, Sr-Nd-Pb, and zircon Hf-O isotopic compositions of Eocene-Oligocene Shoshonitic and potassic adakite-like felsic intrusions in western Yunnan, SW China: Petrogenesis and tectonic implications[J]. *Journal of Petrology*, 54(7): 1309-1348.
- Lu Y J, Kerrich R, Cawood P A and McCuaig T C. 2012. Zircon SHRIMP U-Pb geochronology of potassic felsic intrusions in western Yunnan, SW China: Constraints on the relationship of magmatism to the Jinsha suture[J]. *Gondwana Research*, 22(2): 737-747.
- Lu Y J, McCuaig T C, Li Z X, Jourdan F, Hart C J R, Hou Z Q and Tang S H. 2015a. Paleogene post-collisional lamprophyres in western Yunnan, western Yangtze Craton: Mantle source and tectonic implications[J]. *Lithos*, 233: 139-161.
- Lu Y J, Loucks R R, Fiorentini M L, Yang Z M and Hou Z Q. 2015b. Fluid flux melting generated postcollisional high Sr/Y copper ore-forming water-rich magmas in Tibet[J]. *Geology*, 43(7): 583-586.
- Naney M T. 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems[J]. *American Journal of Science*, 283: 993-1033.
- Oyarzun R, Márquez A, Lillo J, López I and Rivera S. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: Adakitic versus normal calc-alkaline magmatism[J]. *Mineralium Deposita*, 36(8): 794-798.
- Pan G T, Xu Q, Hou Z Q, et al. 2003. Arcipelagic orogenesis, metallogenic systems and assessment of the mineral resources along the Nujiang-Lancangjiang-Jinshajiang area in southwestern China[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-420 (in Chinese with English abstract).
- Patino D A E. 1993. Titanium substitution in biotite: An empirical model with applications to thermometry, O_2 and H_2O barometries, and consequences from biotite stability[J]. *Chemical Geology*, 108: 133-162.
- Peng J T, Bi X W, Hu R Z, Wu K X and Sang H Q. 2005. Determination of ore- and rock-forming time of the Machangqing porphyry Cu(-Mo) deposit, western Yunnan Province[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 25(1): 69-74.
- Plank T, Kelley K A, Zimmer M M, Hauri E H and Wallace P J. 2013. Why do mafic arc magmas contain 4 wt% water on average[J]? *Earth and Planetary Science Letters*, 364: 168-179.
- Richards J. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation[J]. *Econ. Geol.*, 98(8): 1515-1533.
- Richards J. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere[J]. *Geology*, 37(3): 247-250.
- Ridolfi F, Puerini M, Renzulli A, Menna M and Toulkeridis T. 2008. The magmatic feeding system of El Reventador volcano(Sub-Andean zone, Ecuador) constrained by texture, mineralogy and thermobarometry of the 2002 erupted products[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1): 94-106.
- Ridolfi F, Renzulli A and Puerini M. 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: An overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(1): 45-66.
- Rohrlach B D and Loucks R R. 2005. Multimillion-year cyclic ramp-up of volatiles in a lower crustal magma reservoir trapped below the Tampakan copper-gold deposit by Mio-Pliocene crustal compression in the southern Philippines[A]. In: Porter T M, ed. *Super porphyry copper & gold deposits-A global perspective: Volume 2*[C]. Adelaide, Australia, PCG Publishing, 369-407.
- Schmidt M W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in hornblende barometer[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 304-310.
- Sillitoe R H. 2010. Porphyry copper systems[J]. *Econ. Geol.*, 105: 3-41.
- Simon A C, Pettke T, Candela P A, Piccoli P M and Heinrich C A. 2003. Experimental determination of Au solubility in rhyolite melt and magnetite: Constraints on magmatic Au budgets[J]. *American Mineralogist*, 88: 1644-1651.
- Stone D. 2000. Temperature and pressure variations in suites of Arche-

- an felsic plutonic rocks, Berens River area, northwest Superior Province, Ontario, Canada[J]. *The Canadian Mineralogist*, 38(2): 455-470.
- Sun W D, Huang R F, Li H, Hu Y B, Zhang C C, Sun S J, Zhang L P, Ding X, Li C Y, Zartman R E and Ling M X. 2015. Porphyry deposits and oxidized magmas[J]. *Ore Geology Reviews*, 65: 97-131.
- Sun X M, Zhang Y, Xiong D X, Sun W D, Shi G Y, Zhai W and Wang S W. 2009. Crust and mantle contributions to gold-forming process at the Daping deposit, Ailaoshan gold belt, Yunnan, China[J]. *Ore Geology Reviews*, 36: 235-249.
- Uchida E, Endo S and Makino M. 2007. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits[J]. *Resource Geology*, 57(1): 47-56.
- Watson E B and Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 64: 295-304.
- Witham F, Blundy J, Kohn S, Lesne P, Dixon J, Churakov S V and Botcharnikov R. 2012. SolEx: A model for mixed COHSCI-volatile solubilities and exsolved gas compositions in basalt[J]. *Computers & Geosciences*, 45: 87-97.
- Wones D R and Eugster H P. 1965. Stability of biotite: Experiment, theory and application[J]. *American Mineralogist*, 50(9): 1228-1272.
- Wones D R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks[J]. *American Mineralogist*, 74: 744-749.
- Xiao B, Qin K Z, Li G M, Li J X, Xia D X, Chen L and Zhao J X. 2012. Highly oxidized magma and fluid evolution of Miocene Qulong giant porphyry Cu-Mo deposit, Southern Tibet, China[J]. *Resource Geology*, 62(1): 4-18.
- Xu L L, Bi X W, Hu R Z, Zhang X C, Su W C, Qu W J, Hu Z C and Tang Y Y. 2012. Relationships between porphyry Cu-Mo mineralization in the Jinshajiang-Red River metallogenic belt and tectonic activity: Constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology[J]. *Ore Geology Reviews*, 48: 460-473.
- Xu L L, Bi X W and Hu R Z. 2016. Redox states and genesis of magmas associated with intra-continental porphyry Cu-Au mineralization within the Jinshajiang-Red River alkaline igneous belt, SW China[J]. *Ore Geology Reviews*, 73(2): 330-345.
- Xue B G. 2008. On the division of Au metallogenetic zone and metallogenetic rule in Yunnan[J]. *Yunnan Geology*, 27: 261-277(in Chinese with English abstract).
- Yang Z M, Lu Y J, Hou Z Q and Chang Z S. 2015. High-Mg diorite from Qulong in Southern Tibet: Implications for the genesis of adakite-like intrusions and associated porphyry Cu deposits in collisional orogens[J]. *Journal of Petrology*, 56(2): 227-254.
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan Tibetan Orogen[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28: 211-280.
- Zheng Q R. 1983. Calculation of the Fe^{3+} and Fe^{2+} contents in silicate and Ti-Fe oxide minerals from EPMA data[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 3(1): 55-62(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 毕献武, 胡瑞忠, 彭建堂, 吴开兴, 苏文超, 战新志. 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.
- 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)*, 29(6): 490-496.
- 刀艳, 李峰, 王蓉, 吴静. 2015. 滇西九顶山铜钼矿花岗斑岩成因: LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄、岩石地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素制约[J]. *中国地质*, 42(1): 134-148.
- 郭晓东, 王治华, 陈祥, 王欣, 王淑贤. 2009a. 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, 侯增谦, 陈祥, 王治华. 2009b. 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. 2009c. 云南省马厂箐斑岩型铜钼金矿床岩浆作用及矿床成因(博士论文)[D]. 导师: 侯增谦. 北京: 中国地质大学, 1-169.
- 郭晓东, 王治华, 王梁, 杨玉霞, 陈晓吾. 2011. 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, 葛良胜, 王治华, 王梁, 王晓军. 2012. 云南马厂箐斑岩型铜-钼-金矿床 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄及其地质意义[J]. *地质论评*, 58(3): 511-518.
- 和文言. 2014. 滇西北衙超大型金多金属矿床岩浆作用与成矿模式[D]. 北京: 中国地质大学博士学位论文, 1-159.
- 侯增谦, 钟大赉, 邓万明. 2004. 青藏高原东缘斑岩铜钼金成矿带的构造模式[J]. *中国地质*, 31(1): 1-14.
- 侯增谦, 杨竹森, 徐文艺, 莫宣学, 丁林, 高永丰, 董方浏, 李光明, 曲晓明, 李光明, 赵志丹, 江思宏, 孟祥金, 李振清, 秦克章, 杨志

- 明. 2006a. 青藏高原碰撞造山带: I. 主碰撞造山成矿作用[J]. 矿床地质, 25(4): 337-358.
- 侯增谦, 潘桂棠, 王安建, 莫宣学, 田世洪, 孙晓明, 丁林, 王二七, 高永丰, 谢玉玲, 曾普胜, 秦克章, 许继峰, 曲晓明, 杨志明, 杨竹森, 费红彩, 孟祥金, 李振清. 2006b. 青藏高原碰撞造山带: II. 晚碰撞转换成矿作用[J]. 矿床地质, 25(5): 521-543.
- 侯增谦, 曲晓明, 杨竹森, 孟祥金, 李振清, 杨志明, 郑绵平, 郑有业, 聂凤军, 高永丰, 江思宏, 李光明. 2006c. 青藏高原碰撞造山带: III. 后碰撞伸展成矿作用[J]. 矿床地质, 25(6): 629-651.
- 侯增谦, 莫宣学, 杨志明, 王安建, 潘桂棠, 曲晓明, 聂凤军. 2006d. 青藏高原碰撞造山带成矿作用: 构造背景、时空分布和主要类型[J]. 中国地质, 33(2): 340-351.
- 侯增谦, 郑远川, 耿元生. 2015. 克拉通边缘岩石圈金属再富集与金-钼-稀土元素成矿作用[J]. 矿床地质, 34(4): 641-674.
- 胡云中, 王海平, 唐尚鹑. 1995. 哀牢山金矿地质[M]. 北京: 地质出版社. 1-278.
- 雷敏, 吴才来, 高前明, 国和平, 刘良根, 郭祥炎, 郜源红, 陈其龙, 秦海鹏. 2010. 铜陵地区中酸性侵入岩及其包体的成因和矿物温压计的应用[J]. 岩石矿物学杂志, 29(3): 271-288.
- 梁华英, 谢应雯, 张玉泉, Ian Campbell. 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.
- 林文蔚, 彭丽君. 1994. 由电子探针分析数据估算角闪石、黑云母中的 Fe^{3+} 、 Fe^{2+} [J]. 长春地质学院学报, 24(2): 155-162.
- 潘桂棠, 徐强, 侯增谦, 等. 2003. 西南 "三江" 多岛弧造山过程成矿系统与资源评价[M]. 北京: 地质出版社. 1-420.
- 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.
- 薛步高. 2008. 云南金矿带划分及成矿规律[J]. 云南地质, 27(3): 261-277.
- 郑巧荣. 1983. 由电子探针分析指计算 Fe^{3+} 和 Fe^{2+} [J]. 矿物学报, 3(1): 55-62.