普朗斑岩铜矿岩浆混合作用:岩石学及元素地球化学证据

曹殿华[1)],王安建[1)],李文昌[2)],王高尚[1)],李瑞萍[1)],李以科[1)]

1) 中国地质科学院矿产资源研究所,北京,100037; 2) 云南省地质调查局,昆明,650051

内容提要:普朗斑岩铜矿花岗闪长斑岩中存在大量的随机分布的镁铁质微粒包体,包体与寄主岩存在渐变接触关系。包体成分为闪长质,具有岩浆结构,存在针状磷灰石,显示了快速冷却结晶的特征。包体内可见具有暗色矿物镶边的眼球状石英,表明存在岩浆混合作用。元素地球化学特征显示包体与寄主岩之间有成分交换。包体和寄主岩强不相容元素均富集,高场强元素 Nb、Ta、Ti 均表现出显著的负异常,具有典型的岛弧岩浆岩的微量元素特征,包体和寄主岩 $Mg^{\#}$ 均较高,源区均有幔源岩浆的贡献。普朗斑岩铜矿蚀变矿化模式反映了其成矿环境偏基性,暗示镁铁质岩浆的加入对成矿具有贡献。

关键词:普朗;斑岩铜矿;镁铁质微粒包体;岩浆混合作用

普朗斑岩铜矿位于三江地区义敦岛弧南端的中甸弧(图1),是近年来发现的超大型矿床,其控制铜资源储量436万吨(李文昌,2007)。目前在矿床地质特征(谭康华等,2005,2007;连长云等,2005;范玉华等,2006;李文昌,2007)、成岩成矿时代(Zeng P S et al., 2004; 曾普胜等,2006;张兴春等,2007)、含矿斑岩及构造背景(曾普胜等,2006;范玉华等,2006;李文昌,2007;王守旭等,2007;冷成彪等,2007)、流体包裹体(范玉华等,2006;王守旭等,2007;管申进等,2007)、成矿物质来源(张兴春等,2007)、成矿模式(李文昌,2007;王守旭等,2007)等方面已做了大量研究,笔者在野外工作中发现普朗斑岩铜矿的斑岩中存在大量的镁铁质微粒包体,对其研究将有助于深入了解普朗斑岩铜矿岩浆演化和成矿过程。

镁铁质微粒包体(mafic microgranular enclave)(Didier J et al., 1991),又称为镁铁质微粒花岗岩类包体(mafic microgranitoid enclave)(Vernon R H, 1984, 1991)或镁铁质岩浆包体(mafic magmatic enclave)(Barbarin B, 1988),这三个名称是同义的,其英文缩写均为 MME(莫宣学等,2002)。镁铁质微粒包体被认为是镁铁质岩浆与长英质岩浆混合的产物(Vernon R H, 1984; Cantagrel J M et al., 1984; Castro A et al., 1990, 1991; 王德滋,1992;周珣若,1994)。

长英质岩浆具有较低的硫溶解度和较低的铜及其它金属浓度(Wallace et al.,1992),斑岩铜矿的围岩岩性复杂,有变质岩、沉积岩和火山岩,很难想象如此变化的围岩能够充当硫同位素组成($\delta^{34}S$)接近0‰的硫化物的硫的物源(Hattori et al.,2001)。Mount Pinatubo 火山是活动的斑岩铜矿成矿系统,对于该火山1991年喷发的监视和喷发产物的研究揭示了镁铁质熔体能够向长英质岩浆和热液流体提供硫(Pallister et al., 1992; Hattori et al.,1993; Gerlach et al., 1996),从镁铁质熔体中释放 SO_2 伴随着亲铜元素的迁移(Hattori et al., 1993, 1996)。镁铁质岩浆与长英质岩浆的混合被认为是后者获取硫和金属而拥有较大成矿潜力的途径,形成于38Ma的 Bingham Canyon 斑岩型 Cu-Au-Mo 矿床发生了类似的过程(Hattori et al.,2001)。

本文通过野外地质、显微镜观察及岩石地球化学测试分析,提出普朗斑岩铜矿镁铁质微粒包体及岩浆混合作用存在的证据,并探讨岩浆混合的方式以及岩浆的来源和构造环境,为研究镁铁质岩浆活

注:本文为中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金(编号 K2007-1-1)、国家科技攻关计划课题(编号 2001BA609A-05, 2003BA612A-05)、国家973课题(编号 2002CB412607)、国家科技支撑计划课题(编号 2006BAB01A07, 2006BAB01B05)、地质调查项目(编号 121201066307)资助的成果。

收稿日期:2008-07-12;改回日期:2008-12-30;责任编辑:郝梓国。

作者简介:曹殿华,男,1977年生,博士。助理研究员,主要从事成矿规律及勘查评价方面的研究。Email:dianhuacao@gmail.com。

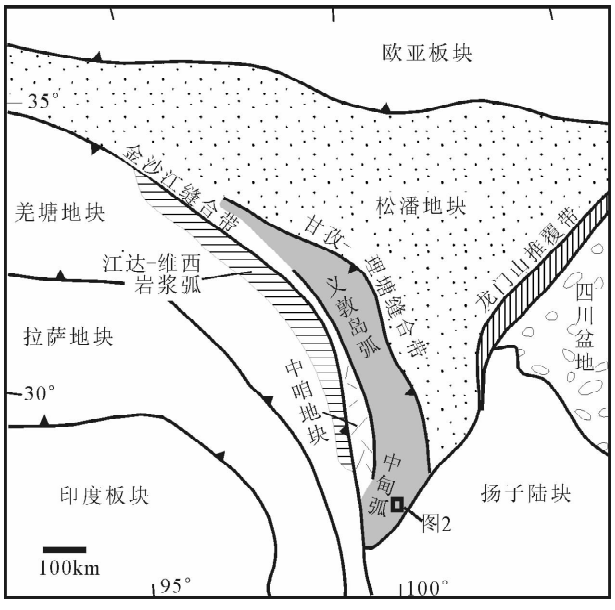


图 1　区域构造格架简图(据 Reid et al., 2005 修编)

Fig. 1　Regional principal tectonic framework map (modified from Reid et al., 2005)

动对普朗斑岩铜矿成矿的贡献提出佐证。

1　矿区地质概况

近年来,较为精确的年代学研究表明中甸弧钙碱性斑(玢)岩体的侵位时代为 228～215Ma 左右(曾普胜等,2003,2006;林清茶等,2006;张兴春等,2007),在空间上可分成东西 2 个岩带(云南省地质矿产局,1990),与三叠纪火山岩相伴随,侵入的最高层位为上三叠统。普朗铜矿位于中甸弧东斑岩带的南部,矿区出露地层为上三叠统图姆沟组(T_3t)和第四系(Q)。普朗斑岩体出露总面积为 9 km^2(图 2)。主要岩性为石英闪长玢岩、石英二长斑岩、花岗闪长斑岩。石英闪长玢岩主要分布在岩体的外围,出露面积较大,石英二长斑岩、花岗闪长斑岩在岩体的中心部位,是主要的赋矿围岩,两者界线不清。

普朗斑岩铜矿无矿化石英闪长玢岩和含矿二长斑岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分别为 228±3Ma 和 226.3±2.8Ma(张兴春等,2007)。含矿黑云石英二长斑岩的钾硅酸盐化形成的黑云母的 ^{40}Ar-^{39}Ar坪年龄为 214.58Ma 和 216Ma(曾普胜等,2006),辉钼矿 Re-Os 同位素年龄为 213Ma(曾普胜等,2006),两者比较接近。岩体侵位的矿区地层的最高层位为图姆沟组二段,古生物化石显示为晚三叠世卡尼期中、晚期至诺利期,说明斑岩侵位时间与地层沉积时间相近。同位素年代学数据表明,从岩浆侵位结晶到成矿持续的时间为 10Ma 左右。

前人将普朗斑岩铜矿蚀变分带从内向外划分为钾化带—绢英岩化带—青磐岩化带,外接触带围岩具有角岩化(连长云等,2005;曾普胜等,2006;范玉华等,2006;张兴春等,2007)。然而,笔者通过系统的野外调查和室内岩矿鉴定发现普朗斑岩铜矿缺少典型的绢英岩化带(或千枚岩化带),代之以钾化和青磐岩化的过渡带,普朗斑岩铜矿蚀变分带可划分为钾化带—过渡带—青磐岩化带(图 2),各蚀变带的主要特征如下:

钾化带:位于岩体的内部,发生强烈的黑云母化、钾长石化、硅化,蚀变较强,形成粗粒自形—半自形变晶结构。铜矿化主要分布于钾化带,以细脉浸染状为主。

过渡带:围绕钾化带分布,蚀变相对较弱,叠加不同程度的钾化、硅化、绢云母化和绿泥石化,形成变余斑状结构。大部分斜长石发生绢云母化,黑云母等暗色矿物发生绿泥石化,靠近钾化带黑云母化、钾长石化发育,外围靠近青磐岩化带部位,角闪石发生阳起石化、斜黝帘石化,部分斜长石发生钠长石化。而典型的绢英岩化或千枚岩化其原岩的结构基本或完全不保留,主要由交代蚀变作用形成的变晶矿物组成,形成鳞片变晶结构,因此,普朗斑岩铜矿的绢英岩化带不发育。

青磐岩化:主要分布于岩体的外围,主要蚀变类型包括绿泥石化、钠黝帘石化、碳酸盐化等。

普朗斑岩铜矿矿体与围岩呈渐变关系,无明显界线。金属矿物主要有黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿、辉钼矿及少量磁铁矿、辉铜矿、斑铜矿等。矿化类型主要为细脉浸染状、网脉状、浸染状等。目前首采区勘探获资源储量 200 万 t,矿体厚度 17～700.3m,铜品位为 0.20%～3.74%,平均为 0.44%,伴生元素 Au 金属量为 28.80 吨,品位为 0.06～0.87g/t,平均品位为 0.18g/t,Mo 平均品位为 0.004%(范玉华等,2006;曾普胜,2006)。Au(g/t)/Mo(%)比值为 45,属于斑岩型铜-金矿(Cox and Singer,1992),其蚀变分带与矿化特征与斑岩型铜-金矿相似。

2　镁铁质微粒包体特征

普朗斑岩铜矿花岗闪长斑岩中存在大量的随机分布的镁铁质微粒包体。包体的大小变化很大,分布较广,在地表露头及钻孔岩芯均可见不同大小的包体(图 3a、图 3f、图 3g)。包体呈长条状、椭球状、不规则

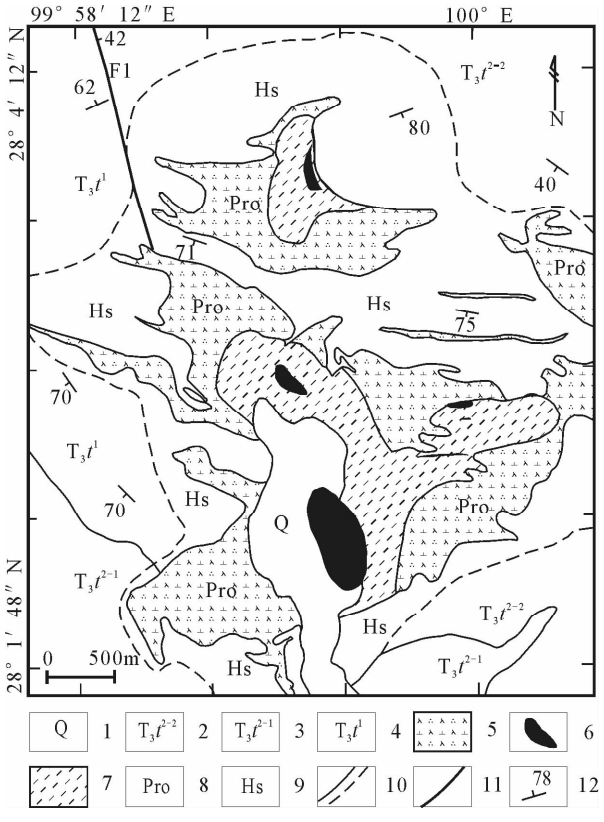


图 2 普朗斑岩铜矿床地质简图

(据范玉华等(2006)修编)

Fig. 2 Geological sketch map of Pulang Porphyry copper deposit (modified from Fan Yuhua et al., 2006)

1—第四系;2—图姆沟组二段下部(T_3t^{2-1})板岩、砂岩、安山岩;3—图姆沟组二段上部(T_3t^{2-2})板岩、砂岩;4—图姆沟组一段(T_3t^1)绢云板岩、砂岩,局部夹薄层灰岩;5—闪长玢岩;6—钾化带,与矿(化)体范围一致;7—过渡带,与石英二长斑岩、花岗闪长斑岩范围大致一致;8—青盘岩化带;9—角岩化带;10—实/推测地质界限;11—断层;12—地层产状

1—Quaternary; 2—Slate, sandstone and andesite in the lower second member of Tumugou Fm. (T_3t^{2-1}); 3—Slate and sandstone in the upper second member of Tumugou Fm. (T_3t^{2-2}); 4—Sericite slate and sandstone, interbedded with limestone, in the first member of Tumugou Fm. (T_3t^1); 5—Diorite porphyrite; 6—Potassic zone, same to mineralization area; 7—Transition zone, same to area of quartz ivernite and granodiorite porphyrite; 8—Propylitic zone; 9—Hornfels zone; 10—Measured or inferred geological boundary; 11—Fault; 12—Occurrence of stratum

状等(图 3a、c、d),成群分布的包体呈定向排列(图 3c)。包体与寄主岩接触关系多为截然关系(图 3c),但局部可见渐变接触关系(图 3b),长条状包体边缘因与围岩同处熔浆态而弯曲呈细褶状(图 3d)。

包体颜色为灰黑色,明显暗于寄主岩石,包体具有岩浆结构,为岩浆结晶形成的,主要为似斑状结构。包体成分为闪长质,主要矿物为斜长石、石英、角闪石、黑云母。包体具有快速冷却结晶的特点:①包体粒度较细,明显小于寄主岩石;②暗色矿物(角闪石、黑云母等)尤为富集;③包体内存在大量针状磷灰石(图 4),上述特征是淬冷结晶作用的重要标志(Wyllie et al., 1962),尤其是针状磷灰石的出现。包体内可见具有暗色矿物镶边的眼球状石英(图 3e),表明存在岩浆混合作用(Palivcova, 1995;莫宣学,2002)。

磷灰石的扫描电镜分析在北京矿冶总院扫描电镜实验室完成,所使用的扫描电子显微镜为日本日立 S-3500 型,电子能谱仪为英国 Oxford 公司 INCA 系统。实验中采用背散射电子图像(BSE)进行矿物观察和 EDS 进行矿物化学成分分析。镁铁质微粒包体中磷灰石背散射图像和能谱图见图 4。

3 元素地球化学特征

本文所分析的样品均为弱蚀变、无脉体、无表皮的新鲜岩石。主量元素分析在核工业地质研究院测试中心采用 XRF 方法完成,精度优于 5%,微量元素(含稀土元素)测试是在核工业地质研究院测试中心采用 ICP-MS 完成,精度优于 10%。样品的测试结果见表 1。

3.1 主量元素特征

在 A/CNK-A/NK 图解中,包体和寄主岩均落于偏铝质区域(图 5)。与寄主岩花岗闪长斑岩相比,镁铁质微粒包体 SiO_2 含量较低(59.25%~63%),$Mg^{\#}$ 高(58.56~63.44),ΣFeO 为 5.18%~5.60%(均值 5.39%),MgO 含量为 4.11%~5.45%(均值 4.90%),ΣFeO/MgO 较低为 1.03~1.26(均值 1.11),$K_2O > Na_2O$,MF 指数较低(51.44~56.73),SI 指数较高(24.94~29.41),DI 指数相对较低(60.96~69.56),说明岩浆分离结晶程度较低。

花岗闪长斑岩 SiO_2 含量较高(65.38%~67.32%),$Mg^{\#}$ 较高(50.66~56.11),ΣFeO 含量 2.70%~3.68%(均值 3.02%),MgO 含量为 1.69%~2.64%(均值 2.04%),ΣFeO/MgO 较高 1.39~1.74(均值 1.49)、$Na_2O > K_2O$,MF 指数较高(59.09~64.07),SI 指数较低(13.41~18.24),DI 指数较高(75.01~78.56),说明岩浆分离结晶程度较高。

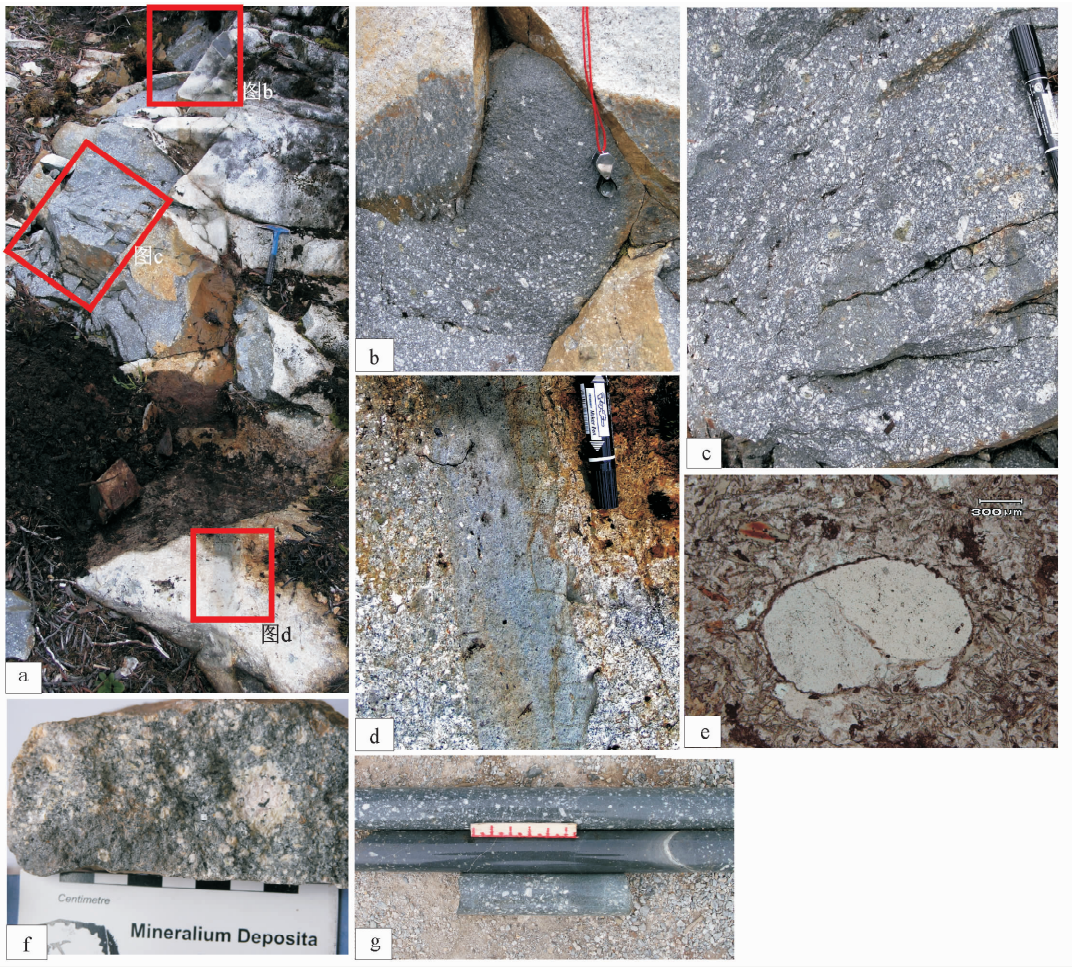


图 3　普朗斑岩铜矿镁铁质微粒包体特征

Fig. 3　Character of mafic microgranular enclaves in Pulang porphyry copper deposit

a—花岗闪长斑岩中的镁铁质微粒包体;b—镁铁质微粒包体与花岗闪长斑岩渐变接触;c—成群定向分布的包体;d—长条状镁铁质微粒包体;e—具暗色镶边的眼球状石英结构;f—较小的镁铁质微粒包体;g—钻孔 ZK0608 深部 310m 左右镁铁质微粒包体

a—Mafic magmatic evclaves(MME) in granodiorite porphyrite; b—gradual contact between MME and granodiorite porphyrite; c—directional arrange of MME in group; d—strip MME; e—quartz ocelli trimmed with mafic minerals; f—small MME; g—MME at the 310m depth of drill hole ZK0608

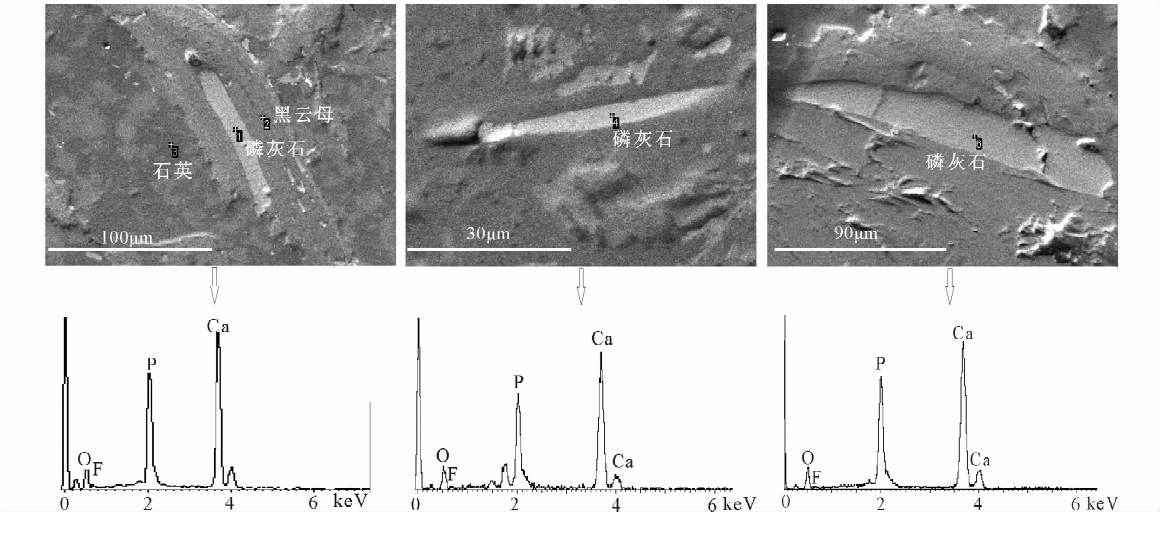


图 4　镁铁质微粒包体中磷灰石背散射图像和能谱图

Fig. 4　BSE image and EDS energy spectrum of the apatite in the MME

表 1 镁铁质微粒包体与寄主岩花岗闪长斑岩常量元素(%)和微量元素($\times10^{-6}$)组成

Table 1 Major(%) and trace element($\times10^{-6}$) compositons for the MME and hosting granodiorite porphyrite

岩石类型	镁铁质微粒包体				花岗闪长斑岩			
样品号	PB1	PB2	PB4	PL03-29	PJ1	PJ2	PL03-11	P04-19
SiO_2	59.25	63	59.42	61.78	67.32	66.71	66.71	65.38
TiO_2	0.56	0.56	0.69	0.55	0.43	0.42	0.4	0.51
Al_2O_3	13.41	13.66	13.88	13.01	14.72	14.53	15.02	14.19
ΣFe_2O_3	6.15	5.76	6.22	5.82	3.26	3	3.06	4.09
FeO	4.01	3.34	4.03	3.82	2.22	2.01	2.19	1.86
MnO	0.062	0.055	0.06	0.064	0.038	0.036	0.044	0.047
MgO	5.21	4.11	5.45	4.86	1.69	1.88	1.95	2.64
CaO	4.63	2.64	4.35	4.01	3.01	3.18	3.89	3.45
Na_2O	2.7	2.95	2.74	3.7	3.83	4.13	4.3	4.07
K_2O	4.79	4.03	4.57	3.5	4.07	3.95	3.15	3.88
P_2O_5	0.76	0.61	0.66	0.55	0.26	0.3	0.2	0.31
LOI	1.96	2.36	1.42	1.64	1.16	1.6	0.92	0.96
TOTAL	99.04	99.36	99.01	99.06	99.54	99.51	99.40	99.32
$Mg^{\#}$	62.66	58.56	63.44	62.32	50.66	55.38	55.79	56.11
DI	61.93	69.56	60.96	65.68	78.17	78.56	75.01	75.89
MF	52.27	56.73	51.44	52.61	64.07	59.63	59.09	59.53
SI	28.31	24.94	29.41	27.84	13.41	14.76	15.96	18.24
A/CNK	0.74	0.97	0.80	0.76	0.91	0.86	0.86	0.83
A/NK	1.39	1.48	1.47	1.32	1.37	1.31	1.43	1.30
Li	15.9	22.1	17.3	13.9	6.46	7.54	6.51	10.4
Be	3.64	3.3	3.34	5.69	3.33	3.38	3.71	4.31
Sc	9.56	8.77	11.4	13.5	8.5	9.28	10.4	12.4
V	81.3	76.2	96.2	95.2	75.8	76.8	74.4	89.3
Cr	138	117	115	149	18.8	21.3	36.4	60.3
Co	20	17	21.4	13	8.63	5.69	8.42	11.5
Ni	109	84.2	93.3	72.6	11.1	10.8	26	37.8
Cu	14.8	23.6	20.1	8.62	42	15.4	37.8	7.76
Zn	54.5	50.3	102	41.5	42.9	48.5	29.2	38
Ga	25.1	23.3	24	25.1	18.1	19.3	18.6	19.6
Rb	185	148	202	123	133	149	109	126
Sr	1560	1320	1466	1182	850	863	1243	1390
Zr	664	568	491	423	159	192	183	229
Nb	13.7	12.7	14.6	12.2	12.1	12.8	10.7	11.8
Cs	16	13.3	20.1	9.54	4.65	5.28	3.97	8.23
Ba	2438	2155	2180	1562	1410	1283	1320	1571
Hf	14.3	12.1	11	9.69	4.67	5.3	4.53	5.65
Ta	0.768	0.732	0.888	0.565	0.888	0.939	0.545	0.595
Pb	10.6	11.8	21.2	7.31	13.3	11.6	10.9	11.3
Th	40.8	34.9	30.6	37.6	15.8	17	11.5	20.1
U	5.39	4.69	5.12	5.63	3.46	3.16	2.91	3.47
La	225	189	147	158	35.5	46.1	34.8	59.6
Ce	412	359	245	273	61.8	76.8	60	110
Pr	50.8	43.4	32	35.2	7.39	8.76	6.83	13.5
Nd	182	156	117	123	27.1	30.6	23.5	48.7
Sm	24.6	20.4	16.8	16.4	4.6	5.22	3.86	7.5
Eu	5.62	4.42	3.91	3.12	1.57	1.71	1.2	1.96
Gd	15.7	12.6	11.1	10.7	4.1	4.51	3.62	5.47
Tb	1.3	1.09	1.05	0.994	0.506	0.56	0.442	0.609
Dy	4.95	4.08	4.33	3.75	2.72	2.89	2.35	2.81
Ho	0.739	0.643	0.73	0.599	0.524	0.56	0.454	0.509
Er	1.87	1.67	1.92	1.53	1.51	1.66	1.36	1.37
Tm	0.206	0.191	0.238	0.188	0.203	0.216	0.19	0.19
Yb	1.28	1.15	1.47	1.26	1.32	1.43	1.25	1.25
Lu	0.181	0.163	0.225	0.174	0.189	0.212	0.187	0.184
Y	22.2	18.5	21.6	16.6	15.5	17.5	12.9	14

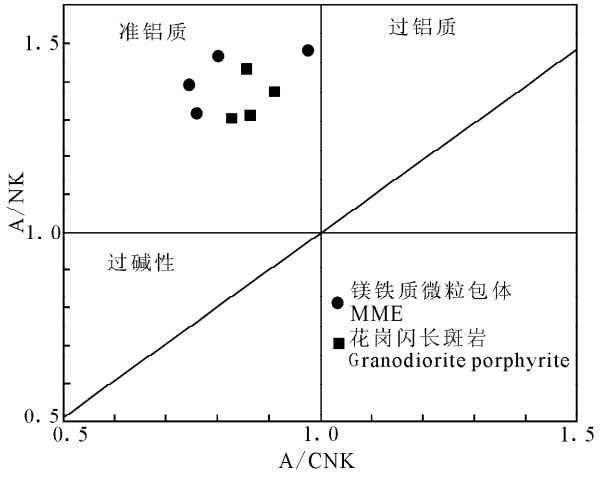


图 5　A/CNK-A/NK 图解

Fig. 5　A/CNK-A/NK diagram

在 SiO_2 与主要氧化物的相关图解中(图 6),镁铁质微粒包体、花岗闪长斑岩具有较好的相关关系,MgO、ΣFeO、CaO、TiO_2、MnO、P_2O_5 与 SiO_2 之间总体呈明显的负相关,Na_2O 和 SiO_2 呈正相关。镁铁质微粒包体的 K_2O 与 SiO_2 之间呈负相关,而花岗闪长斑岩的 K_2O 与 SiO_2 的相关性不明显,与正常的分离结晶过程不一致。

3.2　微量元素特征

镁铁质微粒包体与其寄主岩花岗闪长斑岩的稀土元素特征存在系统差异。镁铁质微粒包体稀土元素含量较高,∑REE 为 $582.77\times10^{-6}\sim926.25\times10^{-6}$(均值 732.69×10^{-6}),而花岗闪长斑岩稀土元素含量低于镁铁质微粒包体,∑REE 的变化范围为 $140.04\times10^{-6}\sim253.65\times10^{-6}$(均值 180.99×10^{-6})。镁铁质微粒包体 $(La/Sm)_N$ 为 5.65～6.62,$(La/Yb)_N$ 为 71.73～126.09,$(Tb/Yb)_N=3.17\sim4.88$,δEu=0.68～0.82,花岗闪长斑岩 $(La/Sm)_N$ 为 4.98～5.82,$(La/Yb)_N$ 为 19.29～34.20,$(Tb/Yb)_N=1.61\sim2.25$,δEu=0.89～1.08。在稀土元素配分模式曲线上(图 7a),都表现为轻稀土富集型。但是镁铁质微粒包体轻、重稀土元素分异明显,具有明显的 Eu 负异常。

在原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 7b)上,镁铁质微粒包体、花岗闪长斑岩的元素配分模式相似,均表现为强不相容元素富集型,两类岩石的高场强元素 Nb、Ta、Ti 均表现出显著的负异常,具有典型的岛弧岩浆岩的微量元素特征,表明镁铁质微粒包体、花岗闪长斑岩均形成于与岛弧有关的构造环境中。但镁铁质包体富集程度要稍高一些,Th、U 含量明显高于花岗闪长斑岩。

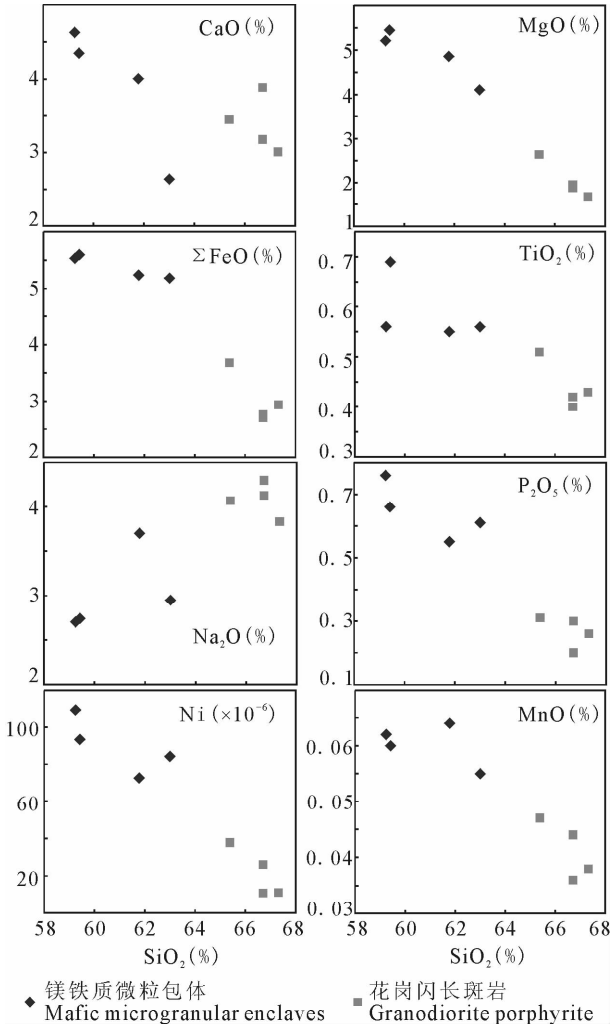


图 6　主要氧化物、微量元素变异图解

Fig. 6　Variation of main element oxides and trace elment

4　讨论

4.1　岩浆起源及混合作用方式

两类岩石均表现出与岛弧环境有关的微量元素特征。镁铁质微粒包体和花岗闪长斑岩的 $Mg^{\#}$ 较高,在同等 Si 条件下比玄武岩部分熔融体富 K_2O 和 MgO(图 8),意味着其源区均有幔源岩浆的贡献,至于是地幔楔、俯冲板片的岩石圈地幔还是俯冲板片下的软流圈地幔还需进一步的研究。

普朗斑岩铜矿花岗闪长斑岩中具有多种典型的岩浆混合作用的岩相学标志,如发育随机分布、成群定向排列的镁铁质微粒包体(图 3c),包体与寄主岩石之间具有渐变关系(图 3b),包体内可见针状磷灰石(图 4)和具有暗色矿物镶边的眼球状石英(图

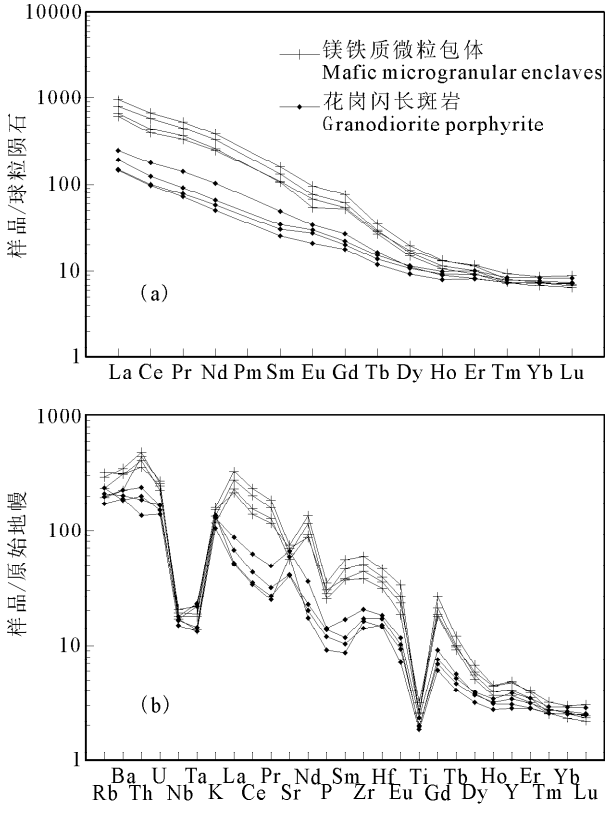


图 7 球粒陨石标准化稀土元素配分模式(图 a,标准化值参考 McDonough and Sun, 1995) 和原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 b,标准化值参考 McDonough and Sun, 1995)

Fig. 7 (a)—Chondrite-normalized abundances of REEs (normalization values f rom McDonough and Sun, 1995); (b)—Primitive-mantle normalized trace element abundance (" spidergrams "). Primitive mantle normalizing values used are f rom McDonough and Sun (1995)

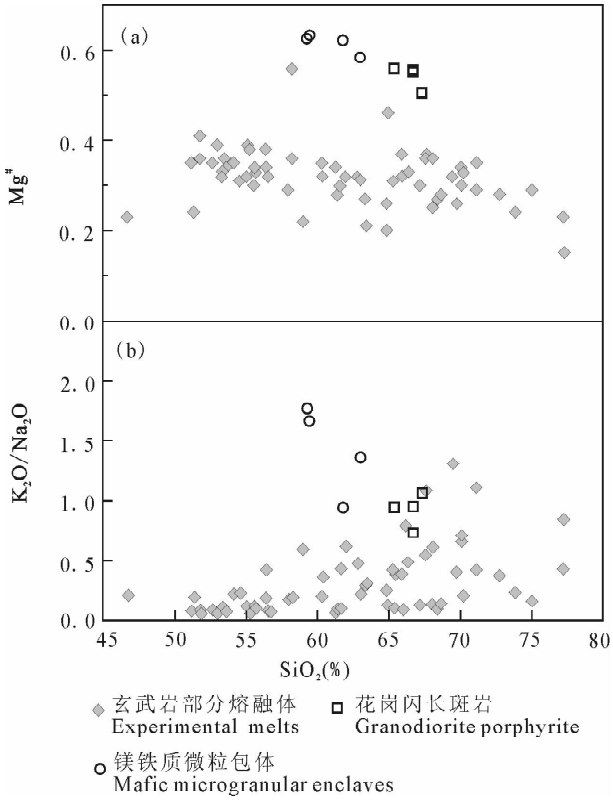


图 8 SiO_2-$Mg^{\#}$ (a)和 SiO_2-K_2O/Na_2O (b)变化图玄武岩部分熔融体据 Sen and Dunn (1994) 和 Rapp and Watson(1995)

Fig. 8 variations of SiO_2 vs. $Mg^{\#}$ (a) and SiO_2 vs. K_2O/Na_2O (b) The experimental melts for basalts after Sen and Dunn(1994), Rapp and Watson(1995)

3e)。包体定向性好(图 3c),有的沿岩浆流动方向被拉长(图 3d),反映了两种岩浆均呈液态或半固态(Vernon et al., 1988)。随机分布、成群定向排列的包体说明两种岩浆发生了一定程度的机械混合作用。包体与寄主岩石之间具有渐变关系说明两种岩浆之间发生了热量和成分上的交换。具有暗色矿物镶边的眼球状石英是证明存在岩浆混合作用重要证据(Palivcova, 1995;莫宣学,2002),石英原来可能为寄主岩中的斑晶,在岩浆混合时被较基性的岩浆捕获并发生反应。由相平衡原理可知,石英在基性岩浆中是不稳定的矿物相,当被较基性的岩浆捕获时,其边角将被熔化。熔融作用的吸热效应在紧靠石英边缘的一圈熔体中形成了局部的过冷条件,导致细粒暗色矿物(熔浆中的饱和矿物)集合体围绕石英斑晶晶出。

镁铁质微粒包体和寄主岩花岗闪长斑岩的 SiO_2 与主要氧化物、部分微量元素呈明显的线性相关(图 6),MgO、ΣFeO、CaO、TiO_2、MnO、P_2O_5、Ni 与 SiO_2 之间总体呈明显的负相关,Na_2O 和 SiO_2 呈正相关,呈现出岩浆混合或分离结晶的演化趋势。在 Al_2O_3/MgO-SiO_2/MgO 同分母氧化物比值相关图(图 9)上也构成良好的线性相关,说明包体与寄主岩不是分离结晶的演化趋势,因为在分离结晶作用过程中,由于受固溶体矿物晶出的影响,其演化线多为曲线而不是直线(周珣若,1994)。

镁铁质微粒包体和寄主岩花岗闪长斑岩的 SiO_2 与主要氧化物、部分微量元素呈明显的线性相关、蛛网图和稀土配分图都很相似,表明发生过元素交换。在稀土元素配分模式曲线(图 7a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 7b)上,镁铁质微粒包体分别具有明显 Eu 和 Sr 负异常,而花岗闪长斑岩具有微弱的正 Eu 异常和明显的 Sr 正异常。在岩

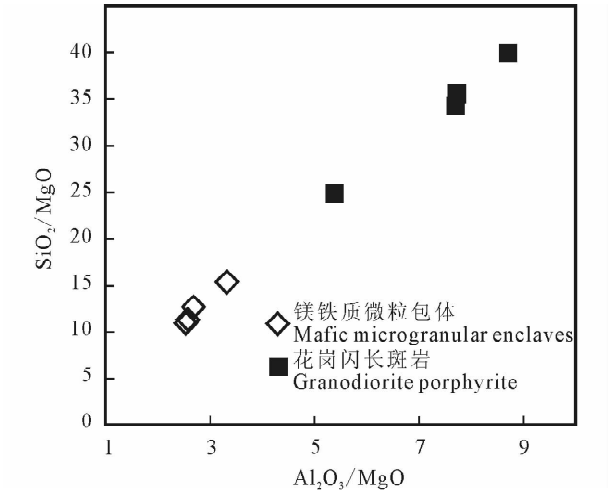


图 9　同分母氧化物比值相关图

Fig. 9　Diagram showing the oxide ratios with the same denominator

浆混合过程中,Eu 和 Sr 主要以类质同像赋存于斜长石中,镁铁质微粒包体中的斜长石等 Ca 含量高的矿物不稳定,将向寄主岩释放出大量的 Ca、Sr 和 Eu(Didier et al., 1991),可造成寄主岩的 Ca、Sr 和 Eu 的含量相对增高。

下面简要讨论岩浆混合作用的过程和方式。镁铁质微粒包体和寄主岩花岗闪长斑岩的 SiO_2 含量集中分布于两个区间 59.25%～63%和 65.38%～67.32%,两种岩浆发生混合前,包体所代表的岩浆应更偏基性。岩浆混合是以包体为代表的基性岩浆注入到酸性岩浆的混合,两种岩浆均为岛弧岩浆,基本上是同时代的,混合开始时两种岩浆基本处于近液态或半塑性-塑性状态,基性岩浆的温度明显比寄主岩浆高,淬冷结晶出针状磷灰石。而混合开始时酸性岩浆已经结晶出石英斑晶,当被更热的基性岩浆捕获时,形成具有暗色矿物镶边的眼球状石英结构。随着岩浆的侵位上升,岩浆发生了一定程度的机械混合作用和热量和成分上的交换,形成随机分布、成群定向排列的包体,有的包体沿岩浆流动方向被拉长。岩浆侵位的深度较浅,两种岩浆最终冷凝结晶,形成渐变过渡的接触关系。

4.2　岩浆混合作用对普朗斑岩铜矿成因的启示

普朗斑岩铜矿 Au(g/t)/Mo(%)比值为 45,属于斑岩型铜—金矿(Cox and Singer,1992),其蚀变分带与矿化特征与斑岩型铜—金矿相似。富金斑岩铜矿的绢云母化带只局部发育或不发育(Lowell et al., 1970; Hollister, 1975; Cox, 1986; Sillitoe, 2000;李金祥等,2006),铜矿化主要赋存在钾蚀变带,暗示着普朗斑岩铜矿赋矿围岩偏基性。因为黑云母与绢云母的区别仅为八面体层的成分,黑云母的八面体层的成分为 $3(Mg+Fe)^{2+}$,绢云母为 $2Al^{3+}$,在高铁—镁环境中,黑云母实际上能代替绢云母,因而表现出黑云母"钾蚀变带"宽(Guilbert et al.,1974)。另外,由于基性围岩有较多的镁铁质矿物(角闪石和黑云母等),在蚀变过程中要消耗较多的 HCl,往往引起 H^+ 浓度的匮乏,同时蚀变矿物是绿泥石,而不是水云母和水白云母(Hollister, 1975)。

普朗斑岩铜矿岩浆混合作用的存在暗示镁铁质岩浆的加入是成矿环境偏基性的原因之一。在空间分布上,石英闪长玢岩在复合岩体的外围,稍向内为石英二长斑岩,在岩体的中心部位侵位的是含有镁铁质微粒包体的偏酸性的花岗闪长斑岩。在区域上中甸岛弧岩浆演化系列从闪长玢岩—石英闪长玢岩—石英二长斑岩—花岗闪长斑岩,即花岗闪长斑岩是石英二长斑岩分离结晶的产物。在石英二长斑岩中目前没有发现镁铁质微粒包体,一方面可能是镁铁质岩浆与长英质岩浆充分混合,另外一方面可能没有发生岩浆混合作用。石英二长斑岩中网脉状、细脉浸染状的矿化表明在成矿过程中石英二长斑岩已冷凝结晶,成矿流体中是否有镁铁质岩浆携带组分的加入值得进一步深入的研究。

普朗斑岩铜矿矿石矿物的硫同位素组成较为均一,$\delta^{34}S = -2.23‰ \sim +3.75‰$,平均值为 +1.54‰,极差为 5.98‰,硫主要来源于上地幔或下地壳的深源岩浆,具有相对均一的硫源,基本没有受到上地壳沉积物硫源的混染(张兴春等,2007)。长英质岩浆具有较低的硫溶解度和较低的铜及其它金属浓度(Wallace et al.,1992),斑岩铜矿的围岩岩性复杂,有变质岩、沉积岩和火山岩,很难想象如此变化的围岩能够做为硫同位素组成接近 0‰的硫化物的硫的物源(Hattori et al.,2001)。镁铁质岩浆是否向长英质岩浆和热液流体提供硫和亲铜元素。普朗斑岩铜矿镁铁质岩浆与长英质岩浆的混合是否是后者获取硫和金属而拥有较大成矿潜力值得进一步的研究。

5　结论

(1)普朗斑岩铜矿花岗闪长斑岩中发育大量随机分布、成群定向排列的镁铁质微粒包体,包体与寄主岩石之间具有渐变关系。包体为灰黑色,粒度较细,具有岩浆结构,成分为闪长质,暗色矿物较为富

集,存在大量针状磷灰石,显示了快速冷却结晶的特征。包体存在具有暗色矿物镶边的眼球状石英,表明存在岩浆混合作用。

(2)元素地球化学特征显示包体与寄主岩在岩浆混合作用过程中有成分交换。包体和寄主岩强不相容元素均富集,高场强元素 Nb、Ta、Ti 均表现出显著的负异常,具有典型的岛弧岩浆岩的微量元素特征,包体和寄主岩的 $Mg^{\#}$ 均较高,在同等 Si 条件下比玄武岩部分熔融体富 K_2O 和 MgO,意味着源区必须有幔源岩浆的贡献。

(3)包体和寄主岩的 SiO_2 含量集中分布于 59.25%～63%和 65.38%～67.32%两个区间,两种岩浆发生混合前,包体所代表的岩浆应更偏基性。两种岩浆基本上是同时代的,混合开始时都处于近液态或半塑性—塑性状态,基性岩浆的温度明显比寄主岩浆高,淬冷结晶出针状磷灰石。而混合开始时酸性岩浆已经结晶出石英斑晶,当被更热的基性岩浆捕获时,形成具有暗色矿物镶边的眼球状石英结构。随着岩浆的侵位上升,岩浆发生了一定程度的机械混合作用和热量和成分上的交换,形成随机分布、成群定向排列的包体,有的包体沿岩浆流动方向被拉长。岩浆侵位的深度较浅,两种岩浆最终冷凝结晶,形成渐变过渡的接触关系。

(4)普朗斑岩铜矿蚀变矿化模式与斑岩型铜—金矿相似,反映了其成矿环境偏基性,暗示镁铁质岩浆的加入对成矿具有贡献。

参 考 文 献

范玉华,李文昌. 2006. 云南普朗斑岩铜矿床地质特征. 中国地质,33(2):352～362.

管申进,张辉,唐勇,黄晓勇. 2007. 普朗斑岩铜矿床流体包裹体地球化学特征. 矿物岩石地球化学通报. 26(增刊):275～275.

冷成彪,张兴春,王守旭,秦朝建,苟体忠. 2007. 云南中甸地区两个斑岩铜矿容矿斑岩的地球化学特征——以雪鸡坪和普朗斑岩铜矿床为例. 矿物学报,37(3-4):414～422.

李金祥,秦克章,李光明. 2006. 富金斑岩型铜矿床的基本特征、成矿物质来源与成矿高氧化岩浆—流体演化. 岩石学报,22(3):678～688.

李文昌. 2007. 义敦岛弧构造演化与普朗超大型斑岩铜矿成矿模型,中国地质大学(北京)博士论文.

连长云,章革,元春华. 2005. 短波红外光谱矿物测量技术在普朗斑岩铜矿区热液蚀变矿物填图中的应用. 矿床地质, 24(6): 621～637.

林清茶, 夏斌, 张玉泉. 2006. 云南中甸地区雪鸡坪同碰撞石英闪长玢岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其意义. 地质通报, 25: 133～137.

莫宣学,罗照华,肖庆辉,喻学惠,刘成东,赵志丹,周肃. 2002. 花岗岩中岩浆混合作用的识别与研究方法,见:肖庆辉等著,花岗岩研究思维与方法,北京:地质出版社,53～70.

谭康华,李光军,黄定柱,张世全. 2005. 普朗大型斑岩铜矿控矿条件. 云南地质,24(2): 167～174.

谭康华,张世全,黄定柱,李光军,孟青. 2007. 普朗斑岩铜矿蚀变及矿化特点. 云南地质,26(3): 271～276.

王德滋. 1992. 微粒花岗岩包体的成因. 桂林冶金地质学院学报,(3):235～240.

王守旭,张兴春,冷成彪,秦朝建. 2007. 滇西北中甸普朗斑岩铜矿床地球化学与成矿机理初探. 矿床地质,26(3):277～288.

云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志. 北京: 地质出版社.

曾普胜,李文昌,王海平,李红. 2006. 云南普朗印支期超大型斑岩铜矿床:岩石学及年代学特征. 岩石学报, 22(4): 989～1000.

曾普胜,莫宣学,喻学惠,侯增谦,徐启东,王海平,李红,杨朝志. 2003. 滇西北中甸斑岩及斑岩铜矿. 矿床地质, 22(4): 393～400.

张兴春,王守旭,冷成彪,秦朝建,王外全,杨朝志. 2007. 云南中甸普朗斑岩铜矿地质地球化学研究,矿物岩石地球化学通报,26(增刊):353～355.

周珣若. 1994. 花岗岩混合作用. 地学前缘,1994,1(1～2):87～97

Barbarin B. 1988. Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint-Julien-la-Vetre Monzogranite(Nord-Forez, Massif Central, France). Can. J. Earth Sci., 25: 49～59.

Cantagrel J M, Didier J, Gourgaud A. 1984. Magma mixing: origin of intermediate rock and enclaves from volcanism to plutonism. Phys. Earth Planet. Inter., 35: 63～76.

Castro A, Moreno-Ventas I, J D de la Rosa. 1990. Microgranular enclaves as indicators of hybridization processes in granitoid rocks, Hercynian Belt, Span. Wally Pitcher Conference, University of Liverpool, January, Geo. J., 25: 391～404.

Castro A, Moreno-Ventas I, J D de la Rosa. 1991. H-type(hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. Eathe Science Reviews, 31: 237～253.

Cox D P, Singer D A. 1986. Mineral deposit models. US Geological Survey Bulletin.

Cox D P, Singer D A. 1992. Distribution of gold in porphyry copper deposits: U. S. Geological Survey Bulletin 1877.

Didier J, Barbarin B. 1991. Enclaves and Granite Petrology. Elsevier, Amsterdam, 625.

Gerlach T M, Westrich H R, Symonds R B. 1996. Preeruption vapor in magma of the climactic Mount Pinatubo eruption: source of the giant stratospheric sulfur dioxide cloud. In: Newhall C G, Punongbayan R S(eds) Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines. University of Washington Press, Seattle, 415～434.

Guilbert J M, Lowell J D. 1974. Variations in zoning patterns in porphyry ore deposits. Can Inst Mining Metallur Bull, 67: 99～109.

Hattori K. 1993. High-sulfur magma, a product of fluid discharge from underlying mafic magma: evidence from Mount Pinatubo, Philippines. Geology, 21: 1083～1086.

Hattori K, Sato H. 1996. Magma evolution recorded in plagioclase zoning in 1991 Pinatubo eruption products. Am Mineral, 81: 982～994.

Hattori K H, Keith J D. 2001. Contribution of mafic melt to porphyry copper mineralization: Evidence from Mount Pinatubo, Philippines, and Bingham Canyon, Utah, USA. Mineralium Deposita, 36: 799～806.

Hollister V F. 1975. An appraisal of the nature of some porphyry

copper deposits. Miner. Sci. Eng., 7, 225～233.

Lowell J D, Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper deposit. Econ. Geol., 65: 373～405.

McDonough W F, Sun S. 1995. The composition of the earth. Chemical Geology, 120: 223～253.

Palivcova M, Waldhausrova J, Ledvinkova V. 1995. Ocelli in mafic rocks of granitic complexes. Krystalinikum 22: 149～186.

Pallister J S, Hoblitt R P, Reyes A G. 1992. A basalt trigger for the 1991 eruptions of Pinatubo volcano? Nature 356: 426～428.

Rapp R P, Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8～32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. J Petrol., 36: 891～931.

Reid A J, Wilson C J L, Shun L. 2005. Structural evidence for the Permo-Triassic tectonic evolution of the Yidun Arc, eastern Tibetan Plateau. Journal of Structural Geology, 27:119～137.

Sen C, Dunn T. 1994. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 Gpa: implications for the origin of adakites. Contrib Mineral Petrol, 117:394～409.

Sillitoe R H. 2000. Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. Reviews in Economic Geology, 13:315～345.

Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. Economic Geology, 67: 184～197.

Vernon R H. 1984. Microgranitoid enclaves in granites – globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. Nature, 309: 438～439.

Vernon R H, Etheridge M A, Wall V J. 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: Indicators of magma mingling and flow. Lithos, (22): 1～11.

Vernon R H. 1991. Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. In Didier J and Barbarin B (eds), Enclaves and Granite Petrology. Elsevier, Amsterdam, 277～291.

Wallace P, Carmicheal I S E. 1992. Sulfur in basaltic magmas. Geochim. Cosmochim. Acta, 56: 1863～1874.

Wyllie P J, Cox K G, Biggar G M. 1962. The habit of apatite in synthetic systems and igneous rock. Jour. Petrol., 3: 238～243.

Zeng P S, Hou Z Q, Wang H P, Qu W J, Meng Y F, Yang Z S, Li W C. 2004. Re-Os Dating of the Pulang Porphyry Copper Deposit in Zhongdian, NW Yunnan, and Its Geological Significance, ACTA GEOLOGICA SINICA, 78(2): 604～609.

Magma Mixing in the Pulang Porphyry Copper Deposit: Evidence from Petrology and Element Geochemistry

CAO Dianhua[1), WANG Anjian[1), LI Wenchang[2), WANG Gaoshang[1), LI Ruiping[1), LI Yike[1)

1) *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing*, 100037;

2) *Yunnan Geological Survey, Kunming*, 650051

Abstract

Plenty of mafic microgranular enclaves exist at random in granodiorite porphyrite at the Pulang porphyry copper deposit, and the enclaves gradually contact with host rocks. The enclaves consist mainly of diorite and are of magmatic texture. Presence of speculate apatites indicates quick cooling crystallization of the magma. The mafic-rimmed quartz ocelli in the enclaves suggest the existence of magma mixing. The geochemisty features suggest occurrence of exchange of elements between enclaves and host rock. Both enclaves and host rocks are enriched in LILEs and LREEs and depleted in HFSEs, and show distinct negative anomalies in Nb, Ta and Ti, indicating that the both magma are of typical trace elment characteristic of the island arc setting. The enclaves and host rocks contain high content of $Mg^{\#}$ and K, which strongly suggests a contrtibution of mantle-derived magma. The altered mineralization model of the Pulang porphyry copper deposit reflects a basic metallogenic environment, implying a contribution of mafic magma to the formation of porphyry copper mineralization.

Key words: Pulang; porphyry copper deposit; mafic microgranular enclaves; magma mixing