第 92 卷 第 6 期
2018年6月 1228～1239
地 质 学 报 ACTA GEOLOGICA SINICA
Vol. 92 No. 6 2018
Jun. 1228～1239

西藏朱诺斑岩型 Cu-Mo 矿床成矿斑岩金红石成因及找矿指示意义

戴婕[1,2,3)]，倪师军[3)]，黄勇[1)]，丁俊[1)]，周义明[4)]

1) 中国地质调查局成都地质调查中心，成都，610081；2) 国土资源部沉积盆地与油气资源重点实验室，成都，610081；3) 成都理工大学，成都，610059；4) 中国科学院三亚深海科学与工程研究所，海南三亚，572000

内容提要：西藏冈底斯成矿带南缘西段新发现的朱诺铜矿床是具有大型规模的斑岩铜钼矿床。金红石是斑岩铜矿床中最典型的副矿物之一，对其成分和结构特征的研究能反演成矿流体演化过程并确定斑岩铜矿的主矿体。在详细的野外地质观察的基础上，对钾化带成矿斑岩（黑云花岗闪长岩）中金红石的研究表明：金红石主要与磁铁矿（Ⅰ类）、赤铁矿共生（Ⅲ类），常形成固溶体分离结构并分布在黑云母裂隙及附近；其次呈板状（长 10～80μm，宽 3～10μm）、颗粒状（粒径 10～40μm）、不规则状独立分布在石英硫化物脉中（Ⅱ类）。Ⅰ类金红石是由钛磁铁矿在富 S 条件下反应形成的；Ⅲ类金红石由钛铁矿在富氧条件下反应形成的；Ⅱ类金红石是由含 Ti 的热液结晶沉淀而来的。成矿斑岩全岩中 TiO_2 的含量为 0.66%，为金红石的形成提供了丰富的物源。成矿斑岩金红石中的电子探针分析结果显示，其成分除含有约 94% 的 TiO_2 外，还含有 V_2O_3，Nb_2O_5，FeO，WO_3，CaO，SiO_2，Al_2O_3，ZrO_2，几乎不含或很少含 MgO 和 MgO。金红石中 V_2O_3 范围为 0.20%～2.39%，平均为 0.49%，Nb_2O_5 的含量范围为 0.20%～4.63%，平均 1.25%，WO_3 和 FeO 的平均含量分别为 1.92%和 1.81%，且有约 0.05%的 ZrO_2 异常。利用金红石找矿方法开展朱诺矿床外围找矿时，首先必须考虑金红石中 V_2O_3 的含量（>0.2%，Ⅱ类金红石>0.5%），在此基础上考虑 Nb 的含量（>0.2%，乙类金红石>2.6%），同时考虑 W，Fe 偏高，Zr 异常的特点。对Ⅱ类金红石还需要额外考虑其粒径大于 10μm。

关键词：成矿斑岩；金红石成因；找矿指示意义；斑岩型 Cu-Mo 矿床；西藏朱诺

截至 2014 年，在全世界范围内已探明斑岩铜矿储量约为 18×10^8 t（Mao Jingwen et al.，2014），而在斑岩铜矿床中，金红石的资源量为铜资源量的一半（Rabbia，2002）。从经济角度和环境角度出发，斑岩铜矿床中金红石很有必要作为副产品回收（Gerald，1981）。

金红石作为副矿物广泛分布在与铜矿化相关的强蚀变斑岩系统中（Llewellyn et al.，1980；Force，1981），其分布特征与原始岩浆的钛矿物（如：榍石、黑云母、钛铁矿）相似（Force et al.，1984）。在斑岩铜矿床的钾长石蚀变带中，铜的矿化程度与金红石的粒度和丰度呈正比关系（Gerald，1981；Force et al.，1984；Keith，2005）。根据金红石的成因和分布与铜矿化的一致性，以及金红石具有抗风化性，在风化严重的地区，利用金红石的找矿方法是优于土壤地球化学法和探槽法的找矿方法（Lawrence et al.，1975；Williams et al.，1977，Force et al.，1984；Keith，2005）。

金红石的化学式为 TiO_2，但其富含各种示踪元素（Rabbia et al.，2009，Rabbia et al.，2012），因为 Ti 常在各种地质环境下被 Al，V，Cr，Fe，Zr，Mg，Nb，Sn，Sb，Hf，Ta，W，U，Si 等杂质元素取代（Graham et al.，1973；Rice et al.，1998；Urban et al.，1992；Smith et al.，1997；Rabbia et al.，2012）。金红石中这些元素的成分指示了金红石的成因及形成时代。如：可根据金红石中 Mg 和 Al 的含量来判断金红石的来源是壳源还是幔源（Smythe et al.，2008），富 Mg 的金红石指示高压或超高压环境（Dawson et al.，1977），金红石中 V，Ni，Cu，Sn，Sb 和 W 含量高时，可被认为是异常，从而指示金红石来源于何种金属矿床（Urban et al.，1992；Clark et al.，2004；Scott，2005），如中温金矿床中的

注：本文西藏朱诺－厅宫－努日大型矿床成矿专属性研究项目（项目编号：1212011221073）及羌塘盆地金星湖—隆鄂尼地区油气资源战略调查项目（121201010000161110）联合资助资助的成果。

收稿日期：2017-11-18；改回日期：2018-03-19；责任编辑：黄敏。

作者简介，戴婕，女，1982 年出生，硕士，高级工程师，矿物学、岩石学、地球化学。Email：daijiegirl@163.com。

金红石中 WO_3 的含量为 0.12%～5.9%(Guido, 2010)。另外,金红石锆石 U-Pb 法还可用于地质测年(Zhou Hongyin et al., 2013)。

因此,无论从资源、环境、地质找矿的角度,金红石的研究都为我们提供了一个有利的途径。本文以朱诺斑岩 Cu-Au 矿床中中新世成矿斑岩黑云花岗闪长岩中的金红石进行系统的研究,金红石主要与磁铁矿(Ⅰ类)、赤铁矿(Ⅲ类)共生及独立分布(Ⅱ类)的形式存在。这些金红石作为斑岩中热液蚀变矿化过程的产物,对其结构和成分的研究可以很好的反演成矿流体演化过程(Li Guangxu et al., 2016; Cao Hui et al., 2017; Li Jingxiang et al., 2008),因而,探讨金红石的形成机制,对于探讨矿床成因也有着重要的意义。

1　矿床地质

朱诺斑岩 Cu-Mo 矿床位于日喀则谢通门县以西 100km 处,是近年来在冈底斯斑岩铜矿带最西段新发现的大型斑岩型铜矿床(Zheng Youye et al., 2007),其大地构造位于冈底斯陆缘火山－岩浆弧北缘附近(图 1)(Zheng Youye et al.,2006)。朱诺斑岩中 4 件辉钼矿 Re-Os 的加权平均年龄为 13.72±

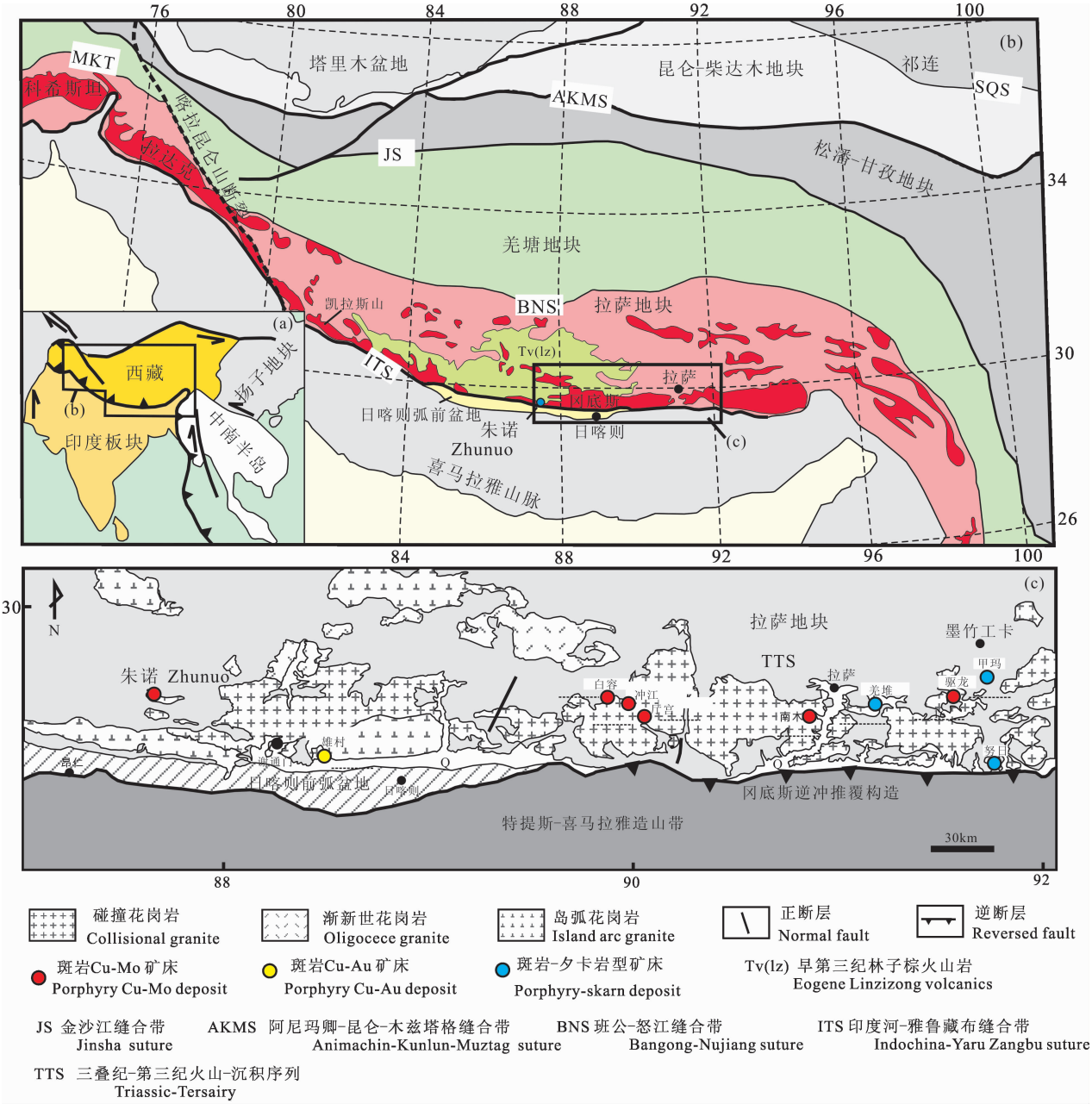


图 1　西藏朱诺区域地质图(据 Huang Yong et al.,2015 修改)

Fig. 1　The regional geological map of Zhunuo in Tibet (revised by Huang Yong et al.,2015)

0.62 Ma(Zheng Youye et al.,2007),斑岩中的锆石 U-Pb 年龄 14.0±0.2～16.2±0.2Ma(Huang Yong et al., 2017),Zeng Yunchuan et al.(2017)通过斑岩中锆石 U-Pb 法测得年龄较前两者轻,为 12.3±0.3 Ma。这些年龄数据都表明朱诺斑岩 Cu-Mo 铜矿的成岩成矿时代主要为中新世,与冈底斯斑岩铜矿带的成岩成矿时代 18～10 Ma 接近 (Miller et al., 1999; Hou Zengqian et al., 2004a,2004b),为欧亚大陆碰撞后伸展阶段的产物(Hou Zengqian et al., 2009)。

矿区出露地层主体表现为北倾的单斜构造,由古新世－始新世林子宗群的年波组(E_2n)与帕拉组(E_2p)组成,以安山质、英安质、流纹质的火山碎屑岩和砂砾岩组合为主(Zheng Youye et al.,2007),分布在矿区北侧和东侧(Huang Yong et al., 2015)。朱诺矿区存在两期岩浆活动,包括始新世的石英闪长斑岩(51.89Ma)和中新世黑云母花岗闪长岩、黑云母二长花岗岩、石英斑岩、花岗斑岩、闪长玢岩,以及煌斑岩脉、安山岩脉等(16.28～13.97Ma),岩浆岩沿北东东向构造侵入到地层中构成被动复式侵入体组合,分布于矿区的的西北部和南部(Huang Yong et al.,2015)。这些斑岩由北东向和北西向的两组断裂构造控制其就位(Zheng Youye et al., 2007)。经地质编录和详细观察,矿体主要产在中新世黑云花岗闪长岩中,始新世石英闪长斑岩及其他中新世斑岩仅具有很弱的矿化现象。矿化主要产在钾硅化带内,在黄铁绢英岩化带和青磐岩化带内矿化较弱。截止到 2011 年 12 月,朱诺矿床提交的工业矿体 333＋334 资源量为 Cu 230 万吨,伴生元素 Mo 4 万吨,Au 33.80t,Ag 999.0t,平均品位 Cu 0.57%、Mo 0.017%,Au 0.13×10^{-6},Ag 2.5×10^{-6}(Huang Yong et al.,2015)。

朱诺斑岩矿床的脉体分为三大类 11 种类型,分别为成矿早期的 A 脉,转换阶段的 B 脉和成矿晚期的 D 脉。A 类脉体呈不规则－板状产出,均与钾硅酸盐化蚀变有关,包括 2 种脉体类型:即早期黑云母硫化物脉、早期无矿化或弱矿化石英脉。B 类脉体规则且连续,脉体两侧绢云母化也明显增强,推断 B 脉可能形成于钾硅酸盐化蚀变向长石分解蚀变转变的阶段(Yang Zhiming,2009)。B 类脉体有 2 种类型,为石英－辉钼矿脉±黄铜矿±黄铁矿、石英－黄铜矿脉±辉钼矿脉。D 类脉体与长石破坏蚀变(石英－绢云母－绿泥石－粘土化)有关,脉体分为 7 种类型,包括黄铜矿脉、黄铁矿脉,辉钼矿脉,碳酸盐脉、晚期石英脉、晚期黄铁矿石英脉、青磐岩脉。

朱诺矿区主要出露三类热液蚀变:包括早期钾硅酸盐蚀变(热液磁铁矿＋热液钾长石＋热液黑云母＋金红石)、黄铁绢英岩蚀变(黄铁矿＋绢云母＋石英)、青磐岩化(绿泥石＋绿帘石＋碳酸盐)。主要的金属矿物为黄铜矿、黄铁矿、辉钼矿、辉铜矿、斑铜矿、磁铁矿、赤铜矿、铜蓝、蓝铜矿、孔雀石。主要富铜的原生矿物为黄铜矿、次为斑铜矿(Huang Yong et al.,2015)。

2 样品采集和描述

在野外地质编录的基础上,采集中新世成矿斑岩黑云花岗闪长岩样品 (图 2,图 3)。在偏光显微镜下,金红石的颜色为深棕红色(图 4b,g)。朱诺斑岩中金红石的分布形式有五种:①分布在黑云母的裂隙或边缘;②分布在榍石中;③与磁铁矿共生;④与黄铁矿共生或与赤铁矿共生;⑤独立分布的金红石。而成矿斑岩中金红石的分布形式仅发现有 3 种:①与磁铁矿共生(甲类);②与赤铁矿共生(乙类);③独立分布的金红石(丙)。与磁铁矿共生的金红石呈不规则状,常分布在黑云母裂隙及附近(图 4a,d),与赤铁矿及磁铁矿共生形成固溶体分离结构(图 4e,f)。独立分布的金红石常呈颗粒状(图 4 g),长条状(图 4h,i)。金红石中还可见不规则的条带(图 4c)。金红石的颗粒大小变化大,从几～几十 μm 不等。一般在 40～60μm,有的呈板状(长 10～80μm, 宽 3～10μm)、颗粒状(粒径 10～40μm)、不规则状独立分布在石英硫化物脉中(丙类)(图 4i)。

3 实验方法及结果

将斑岩样品磨制成 200 目,利用化学分析方法测试斑岩中 TiO_2 的含量。斑岩样品也磨制成探针片,在美国地质调查局电子探针实验室完成成分测试,使用仪器的型号为:Electron Microprobe Jeol JXA-8900,加速电压为 15kV,束电流为 15nA。

3.1 成矿斑岩中 TiO_2 的含量

金红石最主要的氧化物为 TiO_2,体系中金红石的含量受控于近地表高温高盐流体中 TiO_2 的含量(Ayers et al.,1993)。因此,样品中 TiO_2 含量的多少决定了样品中金红石的含量多少。大多数斑岩 Cu-(Mo-Au)矿床的全岩样品中 Ti 的含量相对较低,约为 0.3%～0.6% TiO_2(Rabbia et al., 2012)。朱诺成矿斑岩黑云母花岗闪长岩全岩样品中 TiO_2 的含量范围为 0.60%～0.70%(平均 0.66%,表

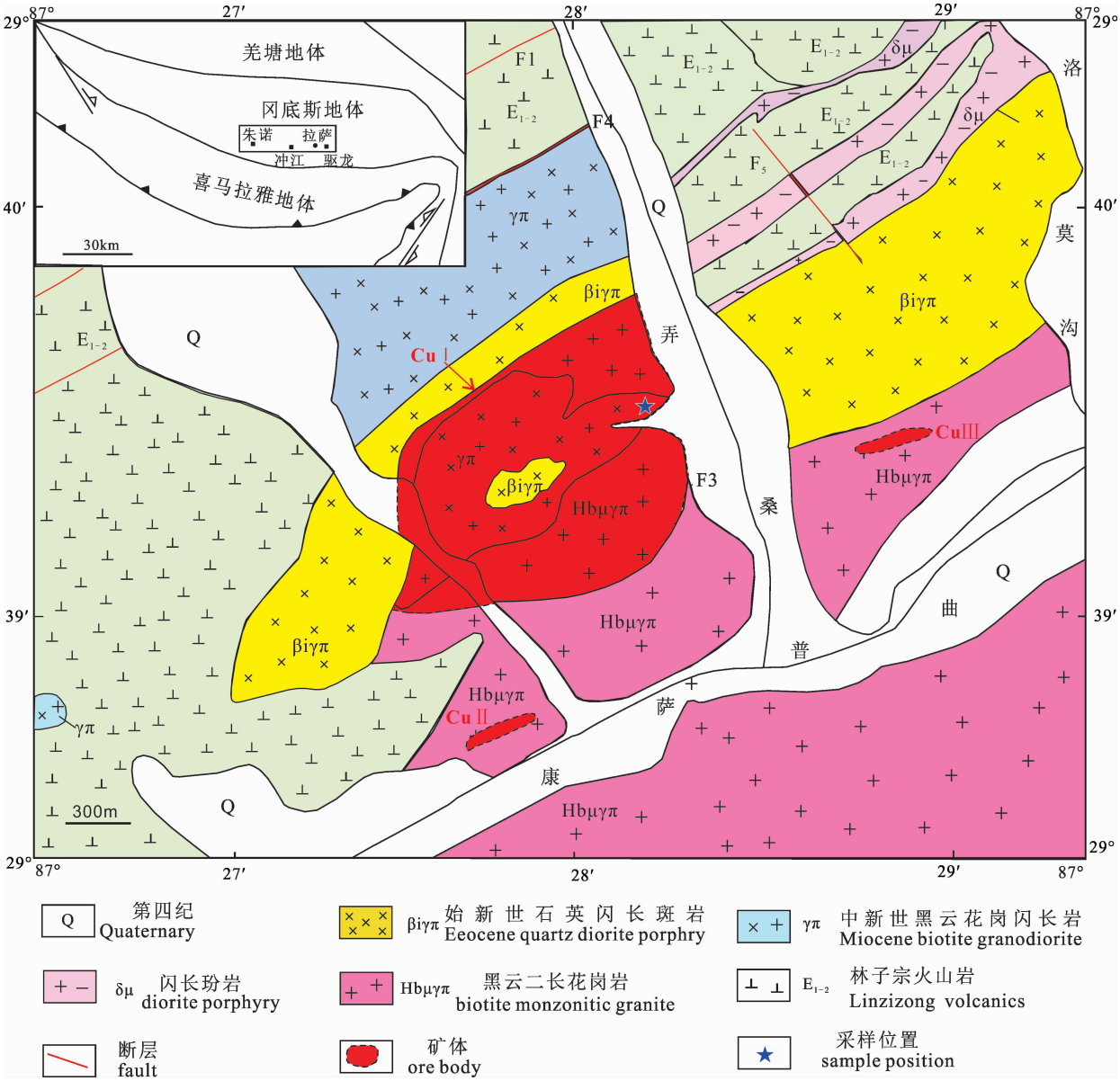


图 2　西藏朱诺矿区地质图(据 Huang Yong et al.，2015 修改)

Fig. 2　Detailed geological map of Zhunuo area in Tibet, showing the distribution of different intrusions (Revised after Huang Yong et al., 2015)

1),略高于 El Teniente 斑岩铜矿床的 0.34%～0.5%(Rabbia et al.，2009),低于 Bingham，Uhta 的 0.7%～0.95%(Moore，1978)。

表 1　西藏朱诺成矿斑岩黑云花岗闪长岩全岩 TiO_2 的含量

Table 1　The compositon of TiO_2 in biotite granodiorite of Zhunuo in Tibet

样品编号	样品名称	TiO_2(%)	平均含量 TiO_2(%)	
			平均	范围
ZK804～108.7	黑云花岗闪长岩	0.7	0.66	0.60～0.70
ZK804～170.4		0.67		
ZK804～164		0.67		
ZK804～84.7		0.60		

测试单位:国家地质实验测试中心。

3.2　金红石电子探针分析

3.2.1　金红石的总体化学成分特征

成矿斑岩中金红石的电子探针分析见表 2,从表中可以看出,成矿斑岩黑云母花岗闪长岩金红石中 TiO_2 的含量范围为 88.76%～99.64%,平均为 94.32%。成矿斑岩金红石中的 V_2O_3 含量高,其含量范围为 0.20%～2.39%,平均为 0.49%。Nb_2O_5 的含量范围大,为 0.20%～4.63%,平均值为 1.25%。FeO 的含量为 0.55%～3.69%(平均 1.81%)。WO_3 的含量范围为 0～4.75%(平均 1.92%)。CaO 和 Ta_2O_5 平均含量低,均为 0.02%。

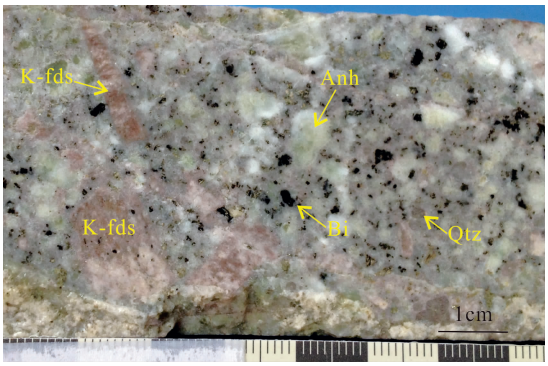


图 3 西藏朱诺成矿斑岩黑云花岗闪长岩样品手标本图

Fig. 3 Hand samples ofbiotite monzogranite porphyry in Zhunuo, Tibet

Bi—黑云母;;K-fds—钾长石;Qtz—石英;Anh—斜长石

Bi—biotite; Hbl—hornblende; K-fds—K-feldspar; Qtz—quartz; Anh—anorthose

3.2.2 各类型金红石的电子探针分析结果

(1) Ⅰ类金红石化学成分

这类金红石分布在黑云裂隙及附近。这类金红石仅获得 2 个有效的电子探针数据,且金红石中各成分含量接近(表 3)。TiO_2 的平均含量高达 96%,V_2O_3 和 Nb_2O_5 的平均含量分别为 0.27% 和 0.69%。WO_3 和 FeO 的平均含量分别为 1.99%和 1.66%。ZrO_2 平均含量为 0.05%。

(2) Ⅱ类金红石的化学成分

Ⅱ类金红石中 TiO_2 的含量与Ⅰ类金红石接近(表 4),其范围为 92.00%～99.54%(平均为 95.53%)。Ⅱ类金红石 V_2O_3 的含量范围为 0.20%～2.39%(其平均为 0.57%,比Ⅰ、Ⅲ类金红石 V_2O_3 的平均值明显偏高)。Nb_2O_5 的含量范围 0.20%～2.39%(平均为 0.65%,与Ⅰ类金红石接近),FeO 的含量

表 2 西藏朱诺成矿斑岩金红石中主要氧化物的化学成分(%)

Table 2 The main compositions of porphyry in Zhunuo, Tibet (%)

样品名称 \ 含量	TiO_2		V_2O_3		FeO		CaO	
	范围	平均(N)	范围	平均	范围	平均	范围	平均
黑云花岗闪长岩	88.76～99.54	94.32(19)	0.20～2.39	0.49	0.55～3.69	1.81	0～0.14	0.02
样品名称 \ 含量	Nb_2O_5		Ta_2O_5		WO_3		Total	
	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均
黑云花岗闪长岩	0.20～4.63	1.25	0～0.09	0.02	0～4.75	1.92	98.33～101.22	99.91

N 为电子探针测试点个数。

表 3 Ⅰ类金红石的化学成分(%)

Table 3 The chemical compositions of the Ⅰ kind of rutiles (%)

样品编号	样品名称	SiO_2	TiO_2	ZrO_2	Al_2O_3	V_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Nb_2O_5	Ta_2O_5	WO_3	Total
ZK801～216.7	黑云花岗闪长岩	0.02	96.04	0.045	0.01	0.230	1.60	0.00	0.00	0.01	0.70	0.009	1.820	100.48
		0.03	95.95	0.062	0.01	0.314	1.71	0.00	0.00	0.01	0.67	0.008	2.150	100.92
平均		0.03	96.00	0.05	0.01	0.27	1.66	0.00	0.00	0.01	0.69	0.01	1.99	100.70

表 4 Ⅱ类金红石的化学成分(%)

Table 4 The chemical compositions of the Ⅱ kind of rutiles (%)

样品编号	岩性	SiO_2	TiO_2	ZrO_2	Al_2O_3	V_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Nb_2O_5	Ta_2O_5	WO_3	Total
ZK2108～319.1	黑云花岗闪长岩	0.02	92.01	0.101	0.00	2.390	1.08	0.01	0.00	0.01	0.20	0.000	4.750	100.58
		0.00	99.54	0.019	0.00	0.248	0.68	0.00	0.00	0.14	0.50	0.000	0.088	101.22
		0.07	98.32	0.018	0.01	0.201	0.95	0.00	0.00	0.04	0.64	0.058	0.069	100.38
		0.09	96.06	0.000	0.01	0.678	0.63	0.01	0.00	0.02	0.29	0.038	1.253	99.08
		0.02	98.79	0.064	0.00	0.257	0.55	0.00	0.00	0.02	0.28	0.000	0.000	99.97
		0.02	96.40	0.010	0.01	0.444	0.90	0.00	0.00	0.00	0.36	0.010	1.159	99.30
		0.02	97.02	0.010	0.01	0.369	1.02	0.00	0.00	0.01	0.39	0.013	1.300	100.16
		0.07	93.78	0.000	0.02	0.989	1.36	0.01	0.00	0.00	0.61	0.006	2.750	99.59
ZK801～216.7		0.01	94.03	0.036	0.01	0.388	1.85	0.00	0.00	0.00	1.20	0.027	2.190	99.75
		0.00	92.00	0.032	0.03	0.443	3.15	0.01	0.00	0.00	1.16	0.000	3.070	99.89
		0.00	94.51	0.046	0.02	0.350	1.80	0.00	0.00	0.00	1.17	0.000	1.900	99.79
		0.01	96.04	0.024	0.02	0.254	1.53	0.00	0.00	0.01	1.01	0.008	1.490	100.39
		0.01	93.45	0.027	0.02	0.360	2.22	0.00	0.00	0.00	0.61	0.018	3.240	99.96
平均		0.03	95.53	0.03	0.01	0.57	1.36	0.00	0.00	0.02	0.65	0.01	1.79	100.01

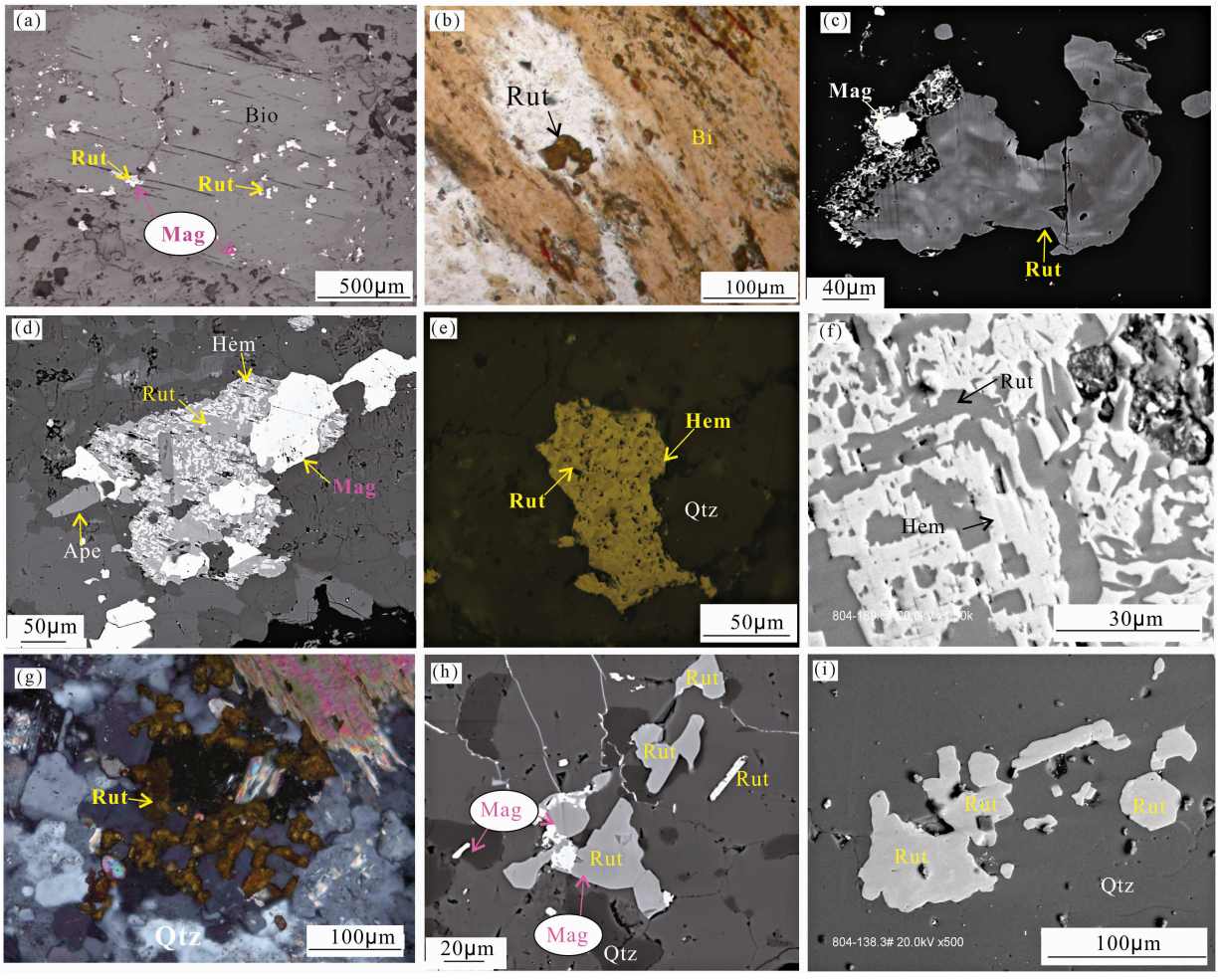


图 4　朱诺成矿斑岩金红石的分布特征

Fig. 4　The rutile distribution character of Zhunuo in Tibet

(a)—金红石和磁铁矿分布在黑云母裂隙(背散射电子像);(b)—粒状金红石分布在黑云母裂隙(单偏光);(c)—金红石呈不规则环带状与磁铁矿共生(背散射电子像);(d)—金红石与赤铁矿形成固溶体分离结构,并与磁铁矿共生(背散射电子像);(e)—金红石与赤铁矿共生形成固溶体分离结构(反光);(f)—金红石与赤铁矿共生形成固溶体分离结构(背散射电子像);(g)—独立分布的金红石颗粒(正交偏光);(h)—独立分布的金红石,少许与磁铁矿共生(背散射电子像);(i)—石英脉中独立分布的金红石(背散射电子像)(Bi—黑云母;Rut—金红石;Mag—磁铁矿; Qtz—石英; Hem—赤铁矿)

(a)—Granular rutile distributed in biotite (polar light); (b)—granular rutile distributed in biotite (polar light); (c)—rutile and magnetite distributed in biotite (back scaterring image); (d)—rutile in paragenisis with magnetite (back scaterring image); (e)—rutile and hematite with solid solution texture (polar light); (f)—rutile and hematite with solid solution texture (back scaterring image); (g)—granular rutile distributed individually (crossing polar light); (h)—rutile mainly distributed individually, minor in paragenisis with magnetite; (i)—granular rutile distributed individually in quartz vein. (Bi—biotite; Rut—rutile; Mag—magnetite; Qtz—quartz; Hem—hematite)

范围为 0.55%～3.15%(平均为 1.36%,与Ⅰ类金红石接近),WO_3 的平均含量 1.79%。

(3)Ⅲ 类金红石的化学成分

相对Ⅰ类金红石而言,Ⅲ 类金红石 4 个点的电子探针成分分析结果显示(表 5):TiO_2 的含量偏低,含量范围为 88.81%～1.34%(平均为 89.53%);V_2O_3 的含量偏高,含量范围为 0.32～0.38%(平均 0.36%);Nb_2O_5 的含量明显偏高,其含量范围为 2.82%～4.63%(平均 3.47%);FeO 的含量明显偏高,平均为 3.35%。Ⅱ类金红石中 WO_3 和 ZrO_2 的平均含量与Ⅰ类金红石接近,为分别为 2.33%和 0.07%。

4　讨论

4.1　金红石的成因机制

在斑岩铜矿系统中,金红石形成于高温、高氧逸度(为 NNO+1.3,Rabbia et al., 2009)和(或)高硫逸度的富水环境(Clark et al., 2004),其形成温度

表 5 Ⅲ类金红石的化学成分(%)

Table 5 The chemical compositions of the Ⅲ kind of rutiles (%)

样品编号	岩性	SiO_2	TiO_2	ZrO_2	Al_2O_3	V_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Nb_2O_5	Ta_2O_5	WO_3	Total
ZK801～216.7	黑云花岗闪长岩	0.00	89.20	0.075	0.06	0.320	3.47	0.01	0.00	0.02	4.63	0.092	1.060	98.94
		0.00	88.81	0.068	0.06	0.384	3.69	0.00	0.01	0.01	2.67	0.000	3.850	99.55
		0.00	88.76	0.051	0.05	0.367	3.26	0.00	0.00	0.00	2.82	0.000	3.020	98.33
		0.00	91.34	0.072	0.04	0.381	2.99	0.00	0.00	0.00	3.74	0.009	1.370	99.94
平均		0.00	89.53	0.07	0.05	0.36	3.35	0.00	0.00	0.01	3.47	0.03	2.33	99.19

大致在 400～700℃。

不考虑常见的金属络合剂(如:Cl^-, SO_4^{2-}, HS^- 和 CO_3^{2-}),金红石直接形成于热液过程中先期存在的含钛矿物的分解,这说明 Ti 是稳定元素,至少在上地壳环境的矿床范围内是稳定的,这个 Ti 的重要地球化学行为可以用于帮助解释热液成因的金红石(Force et al., 1984)。

在钙碱性斑岩系统中,无岩浆成因的金红石(Williams et al., 1977)。但金红石可形成于以下热液蚀变过程(Lewis et al., 1975; Williams et al., 1977; Gerald et al. 1981; Force, 1991; Keith,2005):①岩浆黑云母蚀变为金云母;②含钛磁铁矿转变为磁铁矿;③钛铁矿在富 S 或富氧的强蚀变环境中转变为金红石;④榍石在富 S 的强氧化体系形成金红石、硬石膏和石英,以及在贫 S、富 CO_2 的绢英岩化带转变为方解石和金红石。

其反应式如下:

(1)黑云母蚀变为金云母,生成金红石

$$\underset{\text{黑云母}}{K(Fe,Mg,Ti)(Si_3Al)O_{10}(OH)_2} + S_2 = \underset{\text{金云母}}{K(Mg,Fe)3(Si3Al)O_{10}(OH)_2} + FeS_2 + \underset{\text{金红石}}{TiO_2} \quad (i)$$

(2)钛磁铁矿生成金红石

$$2(Fe,Ti)_3O_4 + S_2 = \underset{\text{磁铁矿}}{Fe_3O_4} + FeS_2 + \underset{\text{金红石}}{TiO_2} \quad (ii)$$

(3)钛铁矿生成金红石

$$FeTiO_3 + S_2 = FeS_2 + TiO_2 \quad (iii)\text{-}1$$

$$FeTiO_3 + 1/2\ O_2 = Fe_2O_3 + 2\ TiO_2 \quad (iii)\text{-}2$$

(4)榍石生成金红石

$$CaTiSiO_3 + SO_3(\text{溶液}) = TiO_2 + CaSO_4 + SiO_2(\text{溶液}) \quad (iv)\text{-}1$$

$$CaTiSiO_5 + CO_2 = TiO_2 + CaCO_3 + SiO_2 \quad (iv)\text{-}2$$

在斑岩铜矿岩浆－热液演化的钾化蚀变阶段,体系温度高于 500℃,PH 值中等,流体盐度变化大,含 SO_2 的富水流体促进了榍石、钛铁矿分解而形成金红石[反应式(iii)-1,(iv)-1,(iv)-2,Rabbia et al., 2012]。同时,钛铁矿在富氧环境下,一定程度上被赤铁矿和金红石交代,形成赤铁矿和金红石的共生结构[反应式(iii)-2,Lewis et al., 1975],此种类型的金红石在 El Salvador, Chile 斑岩铜矿床中也有产出(Lewis et al., 1975)。

黑云母和钛磁铁矿形成金红石是释放 Ti 的过程。原始岩浆黑云母在此高温热液条件下,以类似于出溶的方式调节其成分,Ti 被释放,使其重新达到平衡,从而在其内部形成一定数量的针状(或网状)金红石[反应式(i), Rabbia et al., 2012]。针(网)状金红石经过重结晶形成分布在黑云母中或其附近的金红石(Gerald, 1981)。同样地,在热液蚀变过程中,先期存在的原始岩浆钛磁铁矿也释放多余的 Ti,使其重新达到平衡,从而形成了残余的金红石[反应式(Ⅱ),Rabbia et al., 2009]。

总之,在斑岩 Cu-(Mo-Au)系统中,金红石形成于热液蚀变过程中富钛矿物的分解(Williams et al., 1977; Gerald et al., 1981; Beane et al., 1981; Force 1991; Keith 2005; Rabbia et al., 2012),含钛矿物榍石、钛铁矿、钛磁铁矿、黑云母及角闪石均可形成金红石(Rabbia et al., 2012)。而金红石的主要来源为黑云母和榍石(Rabbia,2002)。大量研究表明:在未蚀变岩石中岩浆黑云母中 TiO_2 含量高,而蚀变岩中次生或热液成因黑云母 TiO_2 含量偏低(Moore et al., 1973; Roberts, 1973; Carson et al., 1974; Jacobs et al., 1976),说明黑云母为金红石的一个重要来源(Li Jinxiang et al., 2008)。Williams et al.(1977)通过对 77 个世界知名斑岩铜矿床研究后认为,金红石的成因主要来源于榍石的分解,少部分为黑云母和角闪石的蚀变。金红石呈典型的浸染状分布,具榍石或铁镁质矿物的轮廓,硫化物与金红石有相似的空间分布特征,因为硫化物倾向于由铁镁质矿物结晶(Williams et al., 1977)。

金红石也经常形成于晚期岩浆含辉钼矿黄铜矿

石英－正长岩脉中(Williams et al., 1977)。其成因为含 Ti 的热液直接沉淀形成金红石。

朱诺斑岩铜矿成矿斑岩中发现的Ⅰ类和Ⅲ类金红石,均分布在黑云母的裂隙及附近,这类金红石由黑云母蚀变而来的[反应式(i),反应式(iv)-1,(iv)-2]。在富 S 条件下,钛磁铁矿发生反应,形成与磁铁矿共生的Ⅰ类金红石。从反应式(Ⅱ)可以看出,这种情况下应该会出现共生的硫化物黄铁矿(化学式 FeS_2),但大量的偏光显微镜和扫描电子显微镜中均未观察到金红石与磁铁矿和黄铁矿共生的情况。在富氧条件下,钛铁矿发生反应,形成与赤铁矿共生的Ⅲ金红石(反应式 iii -2)。脉体中独立分布的Ⅱ类金红石为含 Ti 热液直接沉淀而形成。

4.2　金红石的成分特征

4.2.1　金红石的总体成分特征

朱诺斑岩 Cu-Mo 矿床的金红石中,除 TiO_2 外,还含有 V_2O_3, Nb_2O_5, FeO, WO_3, CaO, SiO_2, Al_2O_3, ZrO_2。几乎不含或很少含 MgO 和 MgO。朱诺金红中含有这些杂质元素,均为 V,Nb,Fe,W,Ca,Si,Al,Zr 取代金红石中 Ti 所致(Urban et al., 1992; Smith et al., 1997; Rabbia et al., 2012)。

在安第斯成矿带的斑岩铜矿床中,热液金红石中 Fe,W,V,Nb 的含量大于 0.1%,Si,Cr,Zr,Sn,Al 的含量在 0.01% ～ 0.1% 范围内(Rabbia, 2002)。朱诺成矿斑岩中金红石杂质元素的含量与上述情况符合。但其杂质元素的含量也具有其特殊性。朱诺成矿斑岩的金红石中的 Fe,W,V,Nb 的含量分布不均匀,成矿斑岩中的金红石 V_2O_3 范围为 0.20%～2.39%,平均为 0.49%,该结果与澳大利亚 Northparkes E26N 斑岩 Cu-Au 矿床矿体中的金红石 V 的含量偏高的情况一致(该矿床的矿体中金红石 V 的含量一般大于 0.4%,Keith, 2005)。此外,朱诺成矿斑岩金红石中的 Nb_2O_5, WO_3 和 FeO 的平均含量分别为 1.25%,1.92%和 1.81%。

已有研究表明,在岩石薄片中呈现红色系列的金红石含有 100×10^{-6} ～ 500×10^{-6} 的 Cu(Williams et al.,1977),这一观点,在多不杂斑岩铜矿床钾化蚀变带的金红石中得到证实,金红石的 CuO 的高达 0.56%(Li Jinxiang et al.,2008)。朱诺斑岩铜矿中的金红石在薄片中呈棕红色,由此推测,除上述杂质元素外,朱诺矿床成矿斑岩金红石中可能还含有一定量的 Cu。

4.2.2　各种成因金红石的成分特征

Ⅰ类金红石中 TiO_2 的含量(平均 96.00%)与Ⅱ类金红石相当(平均 95.53%),明显高于Ⅲ类(平均 89.53%)金红石 TiO_2 的含量。且Ⅰ类金红石中 Nb_2O_5,FeO 及 WO_3 的平均含量(分别为 0.69%,1.66%和 1.99%)也与Ⅱ类金红石中 Nb_2O_5,FeO 及 WO_3 的平均含量(分别为 0.65%,1.36% 和 1.79%)非常相似,体现了成矿演化过程中,金红石中化学成分的继承性,也说明 Nb,Fe 及 W 在成矿流体中相对稳定。而Ⅱ类金红石具有明显的 V 异常(平均 0.57%),区别于Ⅰ类金红石(V 的平均含量 0.27%)和Ⅲ类金红石(V 的平均含量 0.36%),说明在成矿晚期由于大气降水的加入,使体系中含 Ti 成矿流体的 V 的含量富集,V 进一步交代 Ti,进入金红石晶格,发生类质像。这一过程与石英硫化物脉的形成阶段不谋而合,即形成于钾硅酸盐化蚀变向长石分解蚀变转变的阶段(Yang Zhiming, 2009)。Ⅰ类金红石应为成矿早期的产物。Ⅲ类金红石中 TiO_2 的含量相比Ⅰ类和Ⅱ类而言明显降低,反映了在成岩后期随着氧逸度明显上升,Ti 元素被其他杂质元素取代的量明显增大。V_2O_3、Nb_2O_5,FeO 及 WO_3 的平均含量分别为 0.36%,3.47%,3.35%及 2.33%,明显高于Ⅰ类金红石也反映了这一特征,说明在氧化环境下,成矿体系中各元素的地球化学行为都发生了明显变化。Ⅲ类金红石中 Nb_2O_5 的含量明显高于Ⅰ、Ⅱ类金红石,说明成矿体系在富氧条件下,Nb 更易于与 Ti 发生类质同像。Ⅰ、Ⅲ类金红石都具有微弱的 ZrO_2 异常,平均含量分别为 0.07%和 0.05%,在一定程度上反映了 Zr 在成矿过程中的地球化学行为。

根据各类金红石的成分和产状特征,可以将金红石的形成过程至少分为三个阶段:第一个阶段为磁铁矿阶段,在富 S 条件下,生成Ⅰ类金红石;第二阶段为硫化物阶段,在含 Cu、Mo、Ti 等金属的热液体系,生成Ⅱ类金红石;第三阶段为氧化阶段,在富氧条件下生成Ⅲ类金红石。这三个阶段与斑岩铜矿的蚀变成矿过程:钾化阶段,绢英岩化阶段,青磐岩化阶段在金红石成分响应上一一对应。

4.3　金红石的找矿标志意义

Williams et al.(1977)通过对 77 个世界知名斑岩铜矿床研究后,总结出金红石的分布规律如下:金红石主要分布在钾化蚀变带,少量绢英岩化带和青磐岩化带的内部边缘,而且在斑岩系统的中心,金红石的长宽比为 1.5∶1,向外却逐渐增加到 2∶1。

在美国西部的斑岩系统钾化带中,金红石的平均含量大于 0.3vol.%,粒径范围为 0.03 ～

0.06mm,而钾化蚀变带以外,金红石的丰度和粒径急剧下降(Force et al., 1984)。在澳大利亚 Northparkes E26N Cu-Au 矿床中,金红石在矿体内颗粒大(一般长×宽>4000μm^2),V 的含量高(>0.2%,一般情况下>0.4%),在远离矿体的位置,金红石的颗粒小(一般长×宽<1500μm^2),V 的含量低(<0.15%)(Keith, 2005)。西藏多不杂斑岩 Cu-Au 矿床中 V_2O_3 的含量也偏高,其范围 0.39~1.13%(Li Jinxiang et al.,2008)。从大量的偏光显微镜和扫描电子显微镜观察,朱诺非成矿斑岩中的金红石的粒径一般<3μm,个别大于 5μm,且含量非常少。而成矿斑岩中金红石的粒径范围为 10~80μm,因此,从粒度上来讲,大于 10μm 的金红石都可能为成矿斑岩中的金红石。金红石的形成与铜矿化具有一致性,都发育在钾化蚀变带,因此,我们可以利用金红石的粒度特征以及金红石中 V、Nb 等的含量特征来推测某斑岩是否为成矿斑岩,若为成矿斑岩,那说明采样位置可能接近矿体中心位置。且 V 的异常特征明显高于 Nb 的情况下,说明这类金红石来源于石英硫化物脉,反之,则来源于岩石。这个方法特别适用于风化严重的地区的找矿。

5 结论

(1)朱诺斑岩 Cu-Mo 矿床中成矿斑岩全岩的 TiO_2 的含量为 0.66%,成矿斑岩体系中 Ti 的含量高,为金红石的形成提供了丰富的物源。朱诺斑岩铜矿中成矿斑岩的金红石分为以下三类:Ⅰ类为由钛磁铁矿在富硫条件下形成的与磁铁矿共生的金红石;Ⅱ类为脉体中独立分布含 Ti 热液直接沉淀而形成的金红石;Ⅲ类为钛铁矿在富氧条件下形成的与赤铁矿共生的金红石。这三类金红石分别为朱诺斑岩铜矿钾化蚀变、绢英岩化蚀变及青磐岩化蚀变阶段的产物。

(2)朱诺成矿斑岩三类金红石中除含主要氧化物 TiO_2 外,还含有 V_2O_3,Nb_2O_5,FeO,WO_3,CaO,SiO_2,Al_2O_3,ZrO_2,几乎不含或很少含 MgO 和 MgO。其中 V_2O_3 范围为 0.20%~2.39%(平均值为 0.49%),Nb_2O_5 的含量范围为 0.20%~4.63%(平均值 1.25%),FeO 的含量为 0.55%~3.69%(平均 1.81%)。WO_3 的含量范围为 0.00%~4.75%(平均 1.92%),且有微弱的 ZrO_2 异常(平均约 0.05%)。Ⅱ类类金红石具有明显的 V 异常(平均 0.57%),说明在热液体系中非常利于 V(钒)类质同像交代 Ti,Nb,Fe,W 成分变化与Ⅰ类金红石相比,并无明显变化,保持了金红石中化学成分的继承性。Ⅲ类金红石中的 V,Nb,Fe,W 含量明显增加的特点,特别是 Nb 的含量增加明显,反映 Nb 类质同像交代 Ti 的量明显增加,说明在氧化环境下,成矿体系中各元素地球化学行为发生了明显变化,尤其以 Nb 的变化最为突出。

(3)利用金红石找矿方法在朱诺矿床外围开展找矿时,首先必须考虑金红石中 V_2O_3 的含量(>0.2%,Ⅱ类金红石>0.5%),在此基础上考虑 Nb 的含量(>0.2%,Ⅲ类金红石>2.6%),同时考虑 W,Fe 偏高,Zr 异常的特点。如果为独立分布的金红石(Ⅱ类),则需要同时考虑其粒度应大于 10μm,且 V 的含量明显异常(大于 0.5%)。如果为固溶体结构分布的金红石,则主要考虑成分,除 V 有异常外(大于 0.2%),Nb 的含量也必须要有明显的异常。对Ⅱ类金红石还需要同时考虑其粒径大于 10μm。

References

Allegre C J et al. 1984. Structure and evolution of the Himalayan~Tibet orogenic belt. Nature, 307: 17~22.

Ayers J C, Watson E B. 1993. Rutile solubility and mobility in supercritical aqueous fluids. Contributions to Mineralogy and Petrology, 114: 321~330.

Beane R E, Titley S R. 1981. Porphyry copper deposits. Part Ⅱ. Economical Geology 75: 214~269.

Cao Hui, Xu Zhiqin, Li Guangxu, Wang Da. 2017. Subduction erosion of upper plate in theprocess of continental subduction: evidence from Triassic rutile and monazite U-Pb Age in Jiaobei Massif. Geological Review(supp.), 63: 244(in Chinese with English abstract).

Chang C, Zheng S. 1973. Tectonic features of the Mount Chomolangma region in southern Tibet, China. Scientia Geologica Sinica, 1: 1~12.

Creasy S C. 1966. Hydrothermal alteration in Titley S R and Hicks C L. Geology of the porphyry copper deposits. Southwestern North America: Tucson. University of Arizona Press, 51~74.

Clark J R, Williams-Jones A E. 2004. Rutile as a potential indicator mineral for metamorphosed metallic ore deposits. Repport Final, 1~17.

Carson D J, Jambor J L. 1974. Mineralogy, zonal relationships and economic significance of hydrothermal alteration at porphyry copper deposits, Babine Lake area, British Columbia Canadian Mining Metall Bulliton. 67(742): 110~133.

Desborough G A, Sharp W N. 1978. Tantalum, uranium, and scandium in heaveyaccessory oxides, Climax molybdenum mine, Climax, Colorado. Economic Geology, 73: 1749~1751.

Dawson J B, Smith J V. 1977. The MARID(mica-amphibole-rutile-ilmenite-diopside) suite of xenoliths in kimberlite, Geochemica

et Cosmochimica Acta 41: 309～323.

Force E R. 1981. Is the United States geologically dependent on imported rutile: 4th Industrial Minerals International Congress, 43～48.

Force E R, Djaswadi S, Leeuwen T V. 1984. Exploration for porphyry metal deposits based on rutile distribution-a test in Sumatera. United States Government Printing Office, Washington, A_2～A_4.

Guido M. 2010. Rutile and its applications in earth science. Earth-Science Review, 102, 1～28.

Graham J, Morris R C. 1973. Tungsten-and antimony-substituted rutile. Mineralogical Magazine, 39: 470～473.

Gerald K C. 1981. Some geologic and potential resource aspects of rutile in porphyry copper deposits. Economic Geology, 76: 2240～2256.

Hou Zengqian, Cook N J. 2009. Metallogenesis of the Tibetan collisional orogen: a review and introduction to the special issue. Ore Geology Review, 36: 2～24.

Hou Zengqian, Gao Yu F, Qu X M, Rui Z Y, Mo X X. 2004a. Origin of adakitic intrusive generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. Earth and Planetary Science Letters 220, 139～155.

Huang Yong, Tang Ju Xing, Ding Jun, Zhang Li, Lang Xinhai. 2013. The Re-Os isotope system of the Xiongcun porphyry copper-gold deposit, Tibet. Geology in China, 40(1): 302～311.

Huang Yong, Ding Jun, Li Guangmin, Dai Jie, Yan Guoqiang, Wang Gang, Liu Xiaofeng. 2015. U-Pb dating, Hf isotopic characteristics of zircons from intrusions in the Zhunuo porphyry Cu-Mo-Au deposit and its mineralization significance. Acta Geological Sinica, 89:99～108.

Huang Yong, Li Guangming, Ding Jun, Dai Jie, Yan Guoqiang, Dong Suiliang, Huang Hanxiao. 2017. Origin of the newly discovered Zhunuo porphyry Cu-Mo-Au deposit in the western part of the Gangdese porphyry copper belt in the southern Tibetan plateau, SW China. Acta Geologica Sinica, 91(1): 109～134.

Jacobs D C, Parry W T. 1976. A comparison of the geochemistry of biotite from some Basin and Range stocks. Economical Geology, 71: 1029～1035.

Keith M S. 2005. Rutile geochemistry as a guide to porphyry Cu-Au mineralization, Northparkes, New South Wales, Australia. Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis, 5: 247～253.

Lawrence L J, Savage E N. 1975. Mineralogy of the titaniferous porphyry copper deposits os Melanesia: Australasian Institute. Mining Metallurgy Procedure, No. 256, 1～14.

Lewis B G, John P H. 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. Economic Geology, 70: 857～912.

Llewellyn T D, Sullivan G V. 1980. Titanium in Minerals facts and problems: U. S. Bureau of Mines Bulletin 671: 961～978.

Li Jinxiang, Qin Kezhang, Li Guangming, Xiao Bo, Lei xiaoguang, Zhao Junxin. 2008. Post-collisional ore-bearing adakiticporphyries from Gangdese porphyry copper belt, southern Tibet: Melting of thickened juvenile arc lower crust. Lithos, 126:265～277.

Li Guangxu, Cao Hui, Wang Da, Xu Cuiping. 2016. Deformation and metamorphism of Triassic Fenzishan Group and Jingshan Group in the Jiaobei Massif: Evidence from rutile U-Pb geochronology. Acta Geologica Sinica, 90(11): 3246～3258(in Chinese with English abstract).

Li Jingxiang, Qin Kezhang, Li Guangming, Xiao Bo, Zhang Tianping, Lei Xiaoguang. 2008. Characteristics of rutiles from Duobuza gold～rich porphyry copper deposit in Bangong Lake Belt of northern Tibet and their their significance. Mineral deposit, 2 (27): 209～219.

Miller C, Schuster R, Klotzli U, Frank W, Purtscheller F, 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassicmagmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. Journal of Petrology, 40 (9), 1399～1424.

Mao Jingwen, Luo Maocheng, Xie Guiqing, Liu Jun, Wu Shenghua. 2014. Basic Characteristics and new advances in research and exploration on porphyry copper deposit. Acta Geologica Sinica, 88(12): 2153～2173(in Chinese with English abstract).

Moore W J, Czamanske G K. 1973. Compositions of biotite from unaltered and altered monzonitic rocks in the Bingham mining district, Utah. Economical Geology. 68: 269～274.

Moore W J. 1978. Chemical characteristics of hydrothermal alteration at Bingham, Utah. Economic Geology, 73: 1260～1269.

Osvaldo M R, Laura B H. 2012. Mineral chemistry and potential applications of Natural-Multi-Doped hydrothermal rutile from porphyry copper deposits. Nova Science Publishers, Inc. 209～228.

Qu X M, Hou Z Q, Khin Z, Li Y G. 2007. Characteristics and genesis of Gangdese porphyry copper deposits in the southern Tibetan Plateau: Preliminary geochemical and geochronological results. Ore Geology Review, 31: 205～223.

Rudnick R L, Gao S. 2003. The composition of continental crust. Elsevier-Pergamon, Oxford, UK, 3: 1～64.

Rice C M, Darke K E, Still J W and Lachow ski E E. 1998. Tungsten-bearing rutile from the Kori Kollo gold mine, Bolivia. Mineralogical Magazine, 62(3): 421～429.

Rabbia O M, Laura B H, David H F, Robert W K, John C. 2009. Ayers. The El Teniente porphyry Cu-Mo deposit from a hydrothermal rutile perspective. Miner Deposita, 1～18.

Rabbia O M. 2002. Crystal chemistry of rutile and anatase in Anddam porphyry deposits, evaluation of its use as monitor of mental activity in crustal hydrothermal fluids. PhD Thesis, Universidad de Chile, 147.

Stringham B. 1953. Granitization and hydrothermal alteration at Bingham, Utah: Geological Society America Bull. 64: 945

～991.

Schwartz G M. 1947. Hydrothermaalteratioin In the "porphyry copper" deposits. Economic Geology, 42: 319～352.

Schwartz G M. 1966, The nature of primary and secondary mineralization in porphyry copper deposits in Geology of the porphyry copper deposits, Southwestern North America: Tucson University of Arizona Press: 41～50.

Smythe D J, Schulze D J, Brenan J M. 2008. Rutile as a kimberlite indicator mineral: minor and trace element geochemistry. 9th International Kimberlite Conference, Extended Abstract, No. 9IKC-A-00193.

Smith D C, Perseil E A. 1997. Sb-rich rutile in the manganese concentrations at St Marcel-Praborna, Aosta Valley, Italy: Petrology and crystal-chemistry. Mineralogical Magazine, 61: 655～669.

Tafti R, Mortensen J K. 2009. Jurassic U-Pb and Re-Os ages for the newly Discovered Xietongmen Cu-Au Porphyry District, Tibet, PRC: Implications for Metallogenic Epochs in the Southern Gangdese Belt. Economic Geology, 104: 127～136.

Urban A J, Hoskins B F, Grey I E. 1992. Characterization of V-Sb-W-bearing rutile from the Hemlo gold deposit, Ontario. Canadian Mineralogist, 30: 319～326.

Williams S A, Cesbron F P. 1977. Rutile and apatite: useful prospecting guides for porphyry copper deposits. Mineralogical Magazine, 41: 288～292.

Wallance S R, Muncaster N K, Jonson D C, Mackenzie W B, Bookstrom A A, Surface V E. 1968. Multiple intrusion and mineralization at Climax, Colorado. New York, American institute. Mining Metall. Petroleum engineers, 1: 605～640.

Zeng Yunchuan, Chen Jianlin, Xu Jifeng, Lei Ming, Xiong Qiuwei. 2017. Origin of Miocene Cu-bearing porphyries in the Zhunuo region of the southern Lhasa subterrane: Constraints from geochronology and geochemistry. Gondwana Research, 41: 51～64.

Zheng Youye, Gao Shunbao, Zhang Daquan, Fan Zihui, Zhang Gangyang, Ma Guotao. 2006. The significance and lightness of the discovery of Zhunuo copper porphyry deposit in Tibet, China. Earth Science Frontiers, 13(4): 233～239. (in Chinese, with English abstract).

Zheng Youye, Zhang Gangyang, Xu Rongke, Gao Shunbao, Pang Yingchun, Cao Liang, Du Andao, Shi Yuruo. 2007. Theconstraints of metallogenic age of Zhunuo porphyry copper deposit in Gangdese belt. Tibet, China. Chinese science bulletin, 52(21): 2541～2548. (in Chinese, with English abstract).

Zhou Hongying, Li Huaikun, Cui Yurong, Gen Jianzhen, Zhang Jian, Li Huimin. 2016. Rutile U-Pb isotopic dating methoology. Acta Geological Sinica, 87(9): 1439～1446. (in Chinese, with English abstract).

参 考 文 献

曹汇,许志琴,李广旭. 2017. 王达大陆俯冲过程中上盘的俯冲剥蚀—胶北地块三叠纪独居石、金红石 U-Pb 年代学证据. 地质论评(增刊), 63: 244.

李广旭,曹汇,王达,许翠萍. 2016. 胶北粉子山群和荆山群三叠纪变质变形记录:金红石 U-Pb 年代学证据. 地质学报, 90(11): 3246～3258.

黄勇,丁俊,李光明,戴婕,闫国强,王刚,刘晓峰. 2015. 西藏朱诺斑岩铜—钼—金矿区侵入岩锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素组成及其成矿意义. 地质学报,89:99～108.

郑有业,高顺宝,张大全,樊子珲,张刚阳,马国桃. 2006. 西藏朱诺斑岩铜矿床发现的重大意义及启示. 地学前缘,13(4):233～239.

郑有业,张刚阳,许荣科,高顺宝,庞迎春,曹亮,杜安道,石玉若. 2007. 西藏冈底斯朱诺斑岩铜矿床成岩成矿时代约束. 科学通报. 52(21): 2541～2548.

周红英,李怀坤,崔玉荣,耿建珍,张健,李惠民. 2013. 金红石 U-Pb 同位素定年技术研究. 地质学报,87(9): 1439～1446.

Genesis of Rutile from Metallogenic Porphyry in the Zhunuo Porphyry-type Cu-Mo Deposit, Tibet, China, and Its Significance for Prospecting

DAI Jie[1,2,3], NI Shijun[3], HUANG Yong[1], DING Jun[1], Chou I-Ming[3]

1) *Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu*, 610081, *Sichuan, China*;

2) *Key Laboratory of Sedimentary Basin and Oil and Gas Resources, MLR, Chengdu*, 610081, *Sichuan, China*;

3) *Chengdu University of technology, Chengdu*, 610059, *Sichuan, China*;

4) *Sanya Institute of Deep-sea Science and Eengneering, Chinese Academy of Science, Sanya*, 572000, *Hainan, China*

Abstract

Zhunuo porphyry deposit, newly discovered in the west of southern Gangdase metallgoenic belt, Tibet, is a typical porphyry-type Cu-Mo deposit with a very large Cu reserves. Rutile is one of the typical accessory minerals for porphyry copper deposits. Therefore, its composition and texture can deduce the evolution process of ore-forming fluids and determine the main orebodies. Based on detailed field geological work, metallogenic porphyry (biotite granodiorite) samples from the potassic alteration zone were studied. The results indicate that the rutiles usually coexist with magnetite (Ⅰ kind) and hematite (Ⅲ kind), both of which occur in and around biotites. Striped (long10～0 μm, with 3～10 μm), granular (diameter 10～40 μm), or irregular rutiles occur within quartz-pyrite veins (Ⅱ kind). The three occurrences of rutiles formed in three conditions: the I kind of rutiles was formed by the reaction of titanic magnetite under the condition of S-rich environment during or after the alteration of biotite or titanite; the Ⅱ kind of rutiles was formed by reaction of ilmenite in the O-rich environment during or after the alteration of biotite or titanite; and the Ⅲ kind of rutiles directly precipitated from the Ti-bearing fluid. The metallogenic porphyry has the high concentration (0.66 wt.%) of TiO_2, which provided abundant ore-forming material source. Electron microscope analyses show that rutiles are dominantly TiO_2 of 94%, but relatively enriched in V_2O_3, Nb_2O_5, FeO, WO_3, CaO, SiO_2, Al_2O_3 and ZrO_2, with few or without MgO and MgO. The compositions of V_2O_3 and Nb_2O_5 range from 0.20 ot 2.39 wt % (with an average of 0.49 wt%) and from 0.20 to 4.63 wt%(with an average of 1.25 wt%) respectively. And average compositions of WO_3 and FeO are 1.92 wt% and 1.81 wt % respectively, with about 0.05wt.% of ZrO_2 in rutiles. When carrying out exploration outside the Zhunou deposit using rutiles, the first consideration should be the composition of V_2O_3 in retiles above 0.2wt.% (Ⅱ kind should be above 0.5 wt.%), and then the composition of Nb_2O_5 should be considered above 0.2 wt.% (Ⅲ kind of retiles should above 2.6 wt.%). And the high concentration of W, Fe, the anomaly of Zr should also be considered. Furthermore, the grain size of the Ⅱ kind of rutiles should be above 10 μm.

Key words: Metallogenic porphyry; genesis; significance for prospecting; porphyry Cu-Mo deposit; Juno; Tibet; China