

https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.145



新疆玉海—三岔口铜矿黑云母矿物化学特征及成岩成矿意义

龚林^{1,2}, 陈华勇^{1,3*}, 王云峰^{1,2}, 赵联党^{1,2}, 肖兵¹

1. 中国科学院广州地球化学研究所矿物学与成矿学重点实验室, 广东广州 510640

2. 中国科学院大学, 北京 100049

3. 广东省矿物物理与材料研究开发重点实验室, 广东广州 510640

摘要: 黑云母的化学成分对于揭示结晶条件、岩石成因、成矿演化以及含矿性评价等具有重要的指示意义。利用电子探针(EPMA)对新疆玉海和三岔口铜矿中的黑云母进行成分分析,结果表明与成矿相关岩体的黑云母具有富镁贫铁的特征,而无矿化岩体中的黑云母则呈现富铁贫镁的特征。分析结果显示矿化岩体中黑云母为再平衡镁质黑云母,而无矿化岩体中黑云母为原生铁质黑云母;它们的寄主岩石均属于I型花岗岩,形成于与俯冲相关的构造背景,但是与矿化相关岩体的岩浆源区为壳幔混合来源,而无矿岩体的源区为地壳来源,形成过程中有新生地壳组分的混染;两类黑云母的结晶温度为529~677℃,寄主岩体的固结压力为1.1~2.8 kbar,均形成于高氧逸度条件;此外,黑云母的Mg/Fe和 $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg^{2+})$ 还可以区分斑岩型铜矿的含矿性。

关键词: 矿物成分;黑云母;成岩成矿作用;新疆;玉海—三岔口铜矿;地球化学。

中图分类号: P571

文章编号: 1000-2383(2018)09-2929-14

收稿日期: 2018-04-10

Petrogenesis and Mineralization of Yuhai and Sanchakou Copper Deposit: Constraints from Mineral Chemistry of Biotite in Xinjiang, Northwestern China

Gong Lin^{1,2}, Chen Huayong^{1,3*}, Wang Yunfeng^{1,2}, Zhao Liandang^{1,2}, Xiao Bing¹

1. Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. Guangdong Provincial Key Laboratory of Mineral Physics and Materials, Guangzhou 510640, China

Abstract: Mineral composition of biotite is a significant indicator of revealing the crystallization conditions, petrogenesis, mineralization and evaluation of ore-bearing potential in porphyry copper deposit systems. This study utilizes electron microprobe analyses (EPMA) to determine the mineral composition of biotite in Yuhai and Sanchakou porphyry copper deposits, Xinjiang. The EPMA data shows that the characteristics of biotite are rich in magnesium and poor in iron in ore-bearing intrusions; whereas those in ore-barren intrusions are rich in iron and poor in magnesium. The biotite is mainly composed of re-equilibrated Mg-biotite in ore-bearing intrusions and is primary Fe-biotite in ore-barren intrusions. The host rocks of all the biotite are I-type granite and are formed during subduction. The ore-bearing magma was derived from the mixing of mantle and crust, however, the ore-barren magma was mainly generated from crust with involvement of juvenile crustal components during formation. The crystallization temperature and pressure of biotites are 529–677 °C and 1.1–2.8 kbar, and they formed in the condition of high

基金项目: 国家重点基础研究发展计划(973计划)项目(No.2014CB440802);国家自然科学基金联合重点项目(No.U1603244)。

作者简介: 龚林(1993-),男,在读硕士,主要从事矿物学、岩石学和矿床学研究。ORCID: 0000-0003-2102-8195。

E-mail: cas.gonglin@foxmail.com

* 通讯作者: 陈华勇, E-mail: huayongchen@gig.ac.cn

引用格式: 龚林, 陈华勇, 王云峰, 等. 2018. 新疆玉海—三岔口铜矿黑云母矿物化学特征及成岩成矿意义. 地球科学, 43(9): 2929–2942.

oxygen fugacity. In addition, the Mg/Fe and $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ of biotites may be used as a tool to discriminate between the ore-bearing and ore-barren intrusions in porphyry copper systems.

Key words: mineral composition; biotite; petrogenesis and mineralization; Xinjiang; Yuhai-Sanchakou copper deposits; geochemistry.

0 引言

黑云母是花岗岩中常见的暗色矿物之一,其结构式的通式为 $\text{X}\{\text{Y}_3[\text{Z}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2\}$,其中 X 为大阳离子 K^+ 、 Na^+ 和 Ca^{2+} 等;Y 主要为八面体配位的 Al^{3+} 、 Fe^{2+} 、 Fe^{3+} 、 Mg^{2+} 和 Ti^{4+} 等;而 Z 主要为四面体配位的 Si^{4+} 和 Al^{3+} .黑云母既可以通过岩浆的结晶作用形成,也可以形成于热液作用过程中(Afshoni *et al.*, 2013; Parsapoor *et al.*, 2015; 唐攀等, 2017).由于其成分的变化对外界物化条件的改变极其敏感,因此可以很好地指示其形成时的温度、压力、氧逸度、卤素逸度(Wones and Eugster, 1965; Beane, 1974; Zhu and Sverjensky, 1992; Henry *et al.*, 2005; Uchida *et al.*, 2007),以及寄主岩石形成的源区性质、构造背景和岩浆—热液演化过程(周作侠, 1988; Abdel-Rahman, 1994; Selby and Nesbitt, 2000).斑岩型矿床和与花岗岩相关的矿床中的黑云母矿物化学研究已经广泛应用于揭示岩石成因和成矿机制,比如岩石形成时结晶的物化条件(Li *et al.*, 2016; 周云等, 2017)、成矿流体演化(Einali *et al.*, 2014; Zhang *et al.*, 2016)和含矿性评价(Kesler *et al.*, 1975; 张龙等, 2017)等方面,因此对矿区岩体中的黑云母进行详细的矿物化学研究,对于理解成岩成矿过程和资源潜力评价具有重要意义.

三岔口铜矿于 1985 年被发现,为斑岩型铜(钼)矿床,后期叠加高品位脉状矿化(秦克章等, 2009),自发现以来,前人已对其进行了岩石地球化学、年代学和少量的成因矿物学等研究(秦克章等, 2009; 王超等, 2015; Wang and Zhang, 2016).玉海斑岩铜矿位于三岔口铜矿以西约 7 km 处,是新疆有色地勘局 704 队于 2011 年发现的一个隐伏矿床,由于是新近发现的矿床,目前仅开展了一些岩石地球化学和年代学相关的研究工作(张照伟等, 2016; Wang *et al.*, 2016, 2018).这些研究有助于查明区内的构造演化、岩石成因及其与矿化的关系.但是由于缺乏系统的矿物学、流体包裹体以及稳定同位素研究,因此对于矿床形成的物化条件限定十分薄弱,而成矿流体物化性质的确定对于查明成矿过程十分重要.黑云母作为斑岩铜矿床中常见的造岩矿物,其矿物

化学研究有助于限定从岩浆到热液演化过程中物化条件的变化.因此,本文利用电子探针技术,通过对矿区不同岩体中的黑云母进行系统的矿物化学研究,并结合前人已有的黑云母主量元素、岩石地球化学以及年代学数据,以查明寄主岩石的源区性质、形成时的构造背景以及黑云母结晶的物化参数,进而探讨其对成岩成矿的指示意义.

1 地质背景

1.1 区域地质

新疆三岔口和玉海铜矿位于中亚造山带南缘,构造上处于新疆东天山—大南湖—头苏泉岛弧带的东段(图 1a).东天山是位于西伯利亚克拉通和塔里木板块之间的各种微陆块、岛弧、大洋高原和增生楔等增生地体拼合作用的产物(Zhu *et al.*, 2016),它经历了复杂的构造演化过程,其形成与古亚洲洋的演化密切相关,包括俯冲、增生以及随后的碰撞等地质作用过程(Xiao *et al.*, 2013).尽管目前对于古亚洲洋俯冲时的极性、闭合时限以及各构造单元的属性存在争议,但大多数学者认为东天山的俯冲作用在早古生代就已开始(Mao *et al.*, 2005; 王京彬等, 2006; Xiao *et al.*, 2013).东天山的构造单元从北往南可以分为哈尔里克岛弧带、大南湖—头苏泉岛弧带、康古尔—黄山韧性剪切带、阿齐山—雅满苏岛弧带(或弧后盆地)和中天山地块,被近东西向的康古尔断裂、雅满苏断裂和阿奇克库都克断裂所分割.

大南湖—头苏泉岛弧带主要由泥盆系大南湖组玄武质—安山质火山岩和碎屑沉积岩、石炭系干墩组浊积岩、石炭系企鹅山群玄武质—安山质火山岩和沉积岩以及上覆侏罗系西山窑组砂岩和新生代覆盖层组成(Wang *et al.*, 2018).带内的褶皱构造主要为企鹅山群火山岩地层所组成的近东西向展布的复式褶皱,区域性的断裂主要为近东西向展布的康古尔断裂和大草滩断裂,其两侧次级断裂发育.该带岩浆活动发育,时间跨度从奥陶纪至二叠纪;岩石类型多样,从基性岩到酸性岩均有分布(Wang and Zhang, 2016; Wang *et al.*, 2018).此外,该带还是东天山重要的斑岩型铜矿成矿带,分布有土屋、延

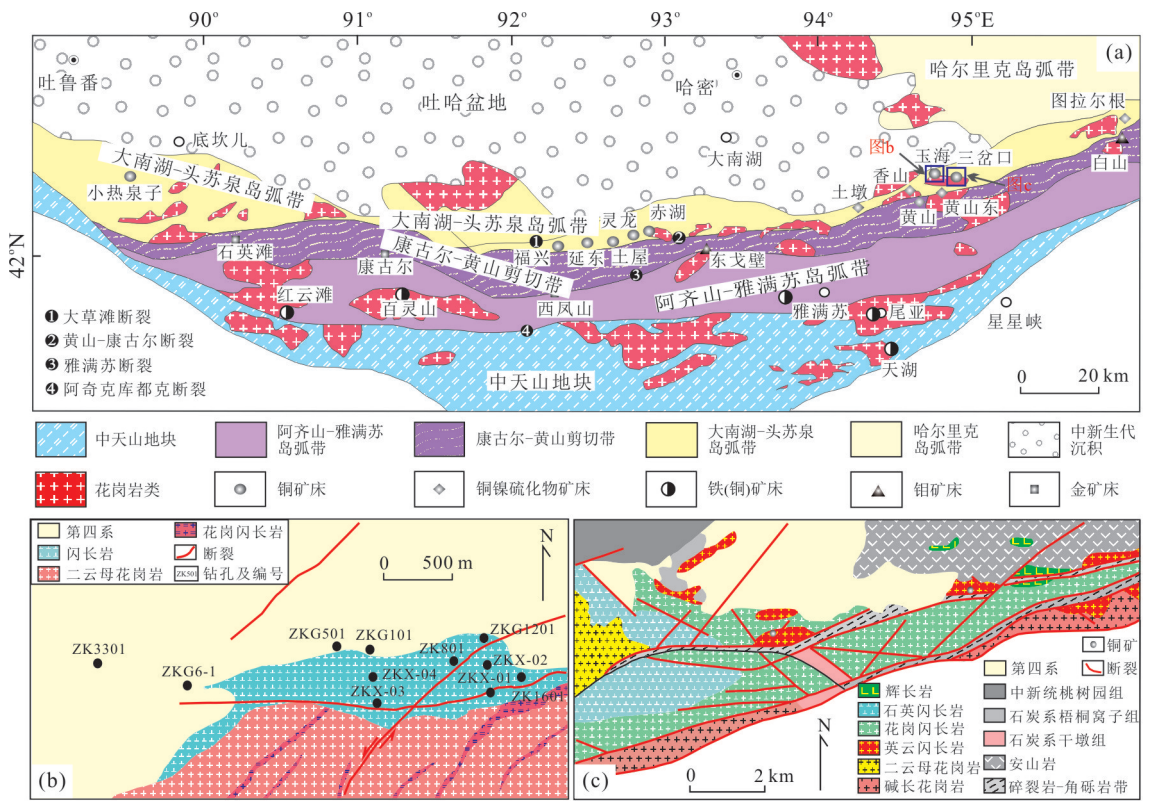


图 1 东天山地区构造单元划分(a);玉海铜矿床地质简图(b);三岔口铜矿床地质简图(c)

Fig.1 Sketch showing the tectonic units of the eastern Tianshan (a); geological sketch of Yuhai copper deposit (b) and Sanchakou copper deposit (c)

图 a 据 Mao *et al.* (2005)、王京彬等(2006);图 b 据张照伟等(2016);图 c 据郎智君等(1992)

东、福兴、玉海和三岔口等矿床。

1.2 矿床地质

三岔口铜矿区出露的地层主要为下石炭统干墩组砂岩、粉砂岩和页岩等,其次为安山质凝灰岩、下石炭统梧桐窝子组细碧岩和角斑岩等和上覆新生代沉积物(秦克章等,2009; Wang and Zhang, 2016)。区内岩体发育,主要为早期侵入的少量辉长岩,中期侵入的(石英)闪长岩(439 Ma)、花岗闪长岩(425~430 Ma)、英云闪长(斑)岩(也被前人称为花岗闪长斑岩或者斜长花岗斑岩),以及晚期侵入的二云母花岗岩等组成的复式岩体(郎智君等,1992;秦克章等,2009; Wang and Zhang, 2016)。矿化与第二期侵入的斑岩杂岩体相关,呈北东东向展布,各岩性之间呈渐变过渡关系,矿体主要产于花岗闪长斑岩以及石英闪长岩中(图 1c;郎智君等,1992)。区内的主要构造为北东东向展布的韧性剪切带以及北西和北东向展布的断裂构造,矿化受断裂构造控制明显(郎智君等,1992; Wang and Zhang, 2016)。矿体呈脉状和透镜状,长 100~410 m,厚 3~34 m;矿石主要为脉状、细脉状以及细脉浸染状构造,矿石矿物有黄铜矿、黄铁矿、辉

钼矿和斑铜矿,脉石矿物有石英、绢云母、绿泥石和绿帘石等;近矿围岩蚀变主要有硅化、绿泥石化、绢云母化和绿帘石化等(秦克章等,2009)。

玉海铜矿区出露的地层主要为下石炭统梧桐窝子组细碧角斑岩建造和新生代覆盖层(Wang *et al.*, 2016, 2018)。矿区岩体主要为(石英)闪长岩(441~443 Ma)、花岗闪长岩(430 Ma)、二云母花岗岩(325 Ma)和少量闪长玢岩、英安斑岩和辉石闪长岩(291 Ma)等组成的杂岩体,矿区各类岩体在地表的出露面积大约为 2 km²(Wang *et al.*, 2016, 2018)。(石英)闪长岩—花岗闪长岩呈岩枝—岩脉状产出,是主要的含矿岩体(图 1b)。岩体被呈岩基状产出的二云母花岗岩以及岩脉状的英安斑岩所侵入,二云母花岗岩和闪长岩—花岗闪长岩则被辉石闪长岩脉所穿切。区内的主要构造为北东东向展布的韧性剪切带和康古尔韧性剪切带的近东西/北东向次级断裂(Wang *et al.*, 2016, 2018)。玉海铜矿由 11 条隐伏矿体组成,矿体呈似层状和透镜状,矿体长约 1510 m,宽 600 m,厚 200 m,矿体向南倾,产状较缓(张照伟等,2016; Wang *et al.*, 2018);矿石构

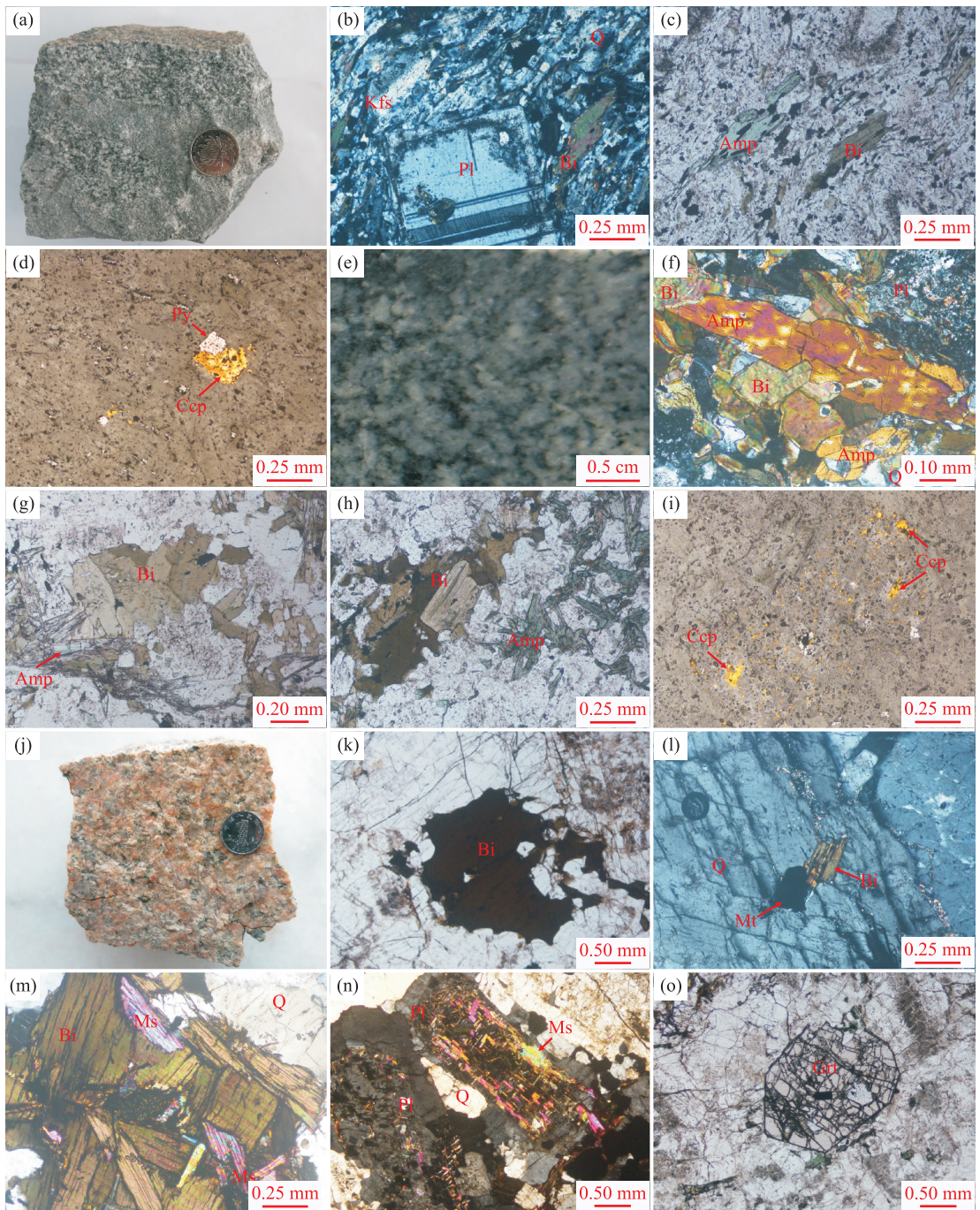


图 2 三岔口和玉海铜矿区的岩石学和矿物学特征

Fig.2 Photographs showing the characteristics of petrology and mineralogy from Yuhai and Sanchakou copper deposit districts

a.三岔口铜矿花岗闪长斑岩岩石照片;b.花岗闪长斑岩中的长石和黑云母斑晶;c.花岗闪长斑岩中的角闪石和黑云母;d.三岔口花岗闪长斑岩中的浸染状铜矿化;e.玉海铜矿石英闪长岩岩石照片;f.石英闪长岩中的黑云母和长柱状角闪石;g~h.石英闪长岩中的黑云母和针状角闪石;i.玉海石英闪长岩中的浸染状铜矿化;j.玉海铜矿二云母花岗岩岩石照片;k.二云母花岗岩中的暗褐色黑云母;l.二云母花岗岩内包裹在石英中的黑云母;m.二云母花岗岩中的岩架黑云母和白云母;n.二云母花岗岩中沿长石解理蚀变形成的白云母;o.二云母花岗岩中的石榴子石.Pl.斜长石;Kfs.钾长石;Amp.角闪石;Bi.黑云母;Q.石英;Mt.磁铁矿;Ms.白云母;Grt.石榴子石;Py.黄铁矿;Ccp.黄铜矿

造主要为细脉浸染状和稀疏浸染状,矿石矿物有黄铜矿、黄铁矿、辉钼矿、斑铜矿和少量闪锌矿、辉铜矿、孔雀石和赤铁矿,脉石矿物有石英、绢云母、绿泥石、绿帘石和方解石等;近矿围岩蚀变有钾化、绢英

岩化和青磐岩化蚀变(张照伟等,2016; Wang *et al.*, 2016).

表 1 三岔口—玉海铜矿区云母探针分析结果表 (%)
Table 1 Electron microprobe analyses (%) of micas from Yuhai and Sanchakou copper deposit district

岩性	花岗闪长斑岩(三岔口)														石英闪长岩(玉海)					
	SK17-1	SK17-2	SK17-3	SK17-4	SK17-5	SK17-6	SI02-5-1	S3301-9-1	S3301-9-2	YH148-2	YH17-2	YH17-3	YH126-1	YH126-2						
SiO ₂	38.42	38.92	38.13	38.16	38.62	38.39	36.22	35.08	33.79	35.87	35.96	38.16	36.58	38.24						
TiO ₂	1.19	1.11	1.14	1.29	1.29	1.24	1.57	2.46	2.01	3.17	1.59	1.87	2.19	2.06						
Al ₂ O ₃	15.17	15.18	15.70	15.39	16.17	16.00	17.11	15.45	15.86	15.03	14.82	14.93	14.78	14.16						
FeO	13.28	13.53	13.79	12.66	13.26	13.42	14.50	20.32	19.31	18.29	16.70	15.10	17.28	16.25						
MnO	0.08	0.08	0.09	0.10	0.09	0.10	0.21	0.69	0.70	0.35	0.40	0.32	0.27	0.19						
MgO	17.16	16.67	16.48	16.17	15.66	16.49	18.08	12.82	12.40	14.83	15.66	14.84	15.61	14.84						
CaO	0.11	0.16	0.20	0.30	0.05	0.03	0.13	0.16	0.54	1.04	0.35	0.07	0.21	0.29						
Na ₂ O	0.17	0.20	0.18	0.16	0.18	0.27	0.11	0.12	0.26	0.07	0.04	0.14	0.13	0.19						
K ₂ O	8.92	8.80	8.39	8.66	9.30	8.89	8.04	8.61	7.36	6.71	6.87	8.76	6.99	8.03						
Cl	0.22	0.00	0.00	0.41	0.00	0.28							0.49	0.00						
F	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.03	0.08	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03						
Total	94.67	94.65	94.09	93.22	94.62	95.05	95.99	95.73	92.28	95.37	92.41	94.20	94.44	94.25						
Si ^{IV}	5.691	5.764	5.681	5.715	5.724	5.660	5.322	5.372	5.331	5.396	5.534	5.736	5.506	5.757						
Al ^{IV}	2.309	2.236	2.319	2.285	2.276	2.340	2.678	2.628	2.669	2.604	2.466	2.264	2.494	2.243						
Al ^{VI}	0.339	0.412	0.438	0.431	0.548	0.439	0.286	0.160	0.279	0.061	0.220	0.380	0.129	0.270						
Ti	0.133	0.124	0.127	0.145	0.144	0.138	0.174	0.284	0.238	0.359	0.184	0.211	0.248	0.234						
Fe ³⁺	0.333	0.353	0.366	0.465	0.377	0.381	0.211	0.195	0.274	0.434	0.382	0.410	0.495	0.453						
Fe ²⁺	1.311	1.322	1.353	1.120	1.267	1.274	1.571	2.408	2.274	1.866	1.768	1.489	1.681	1.593						
Mn	0.011	0.010	0.011	0.012	0.011	0.012	0.026	0.090	0.094	0.045	0.052	0.041	0.034	0.024						
Mg	3.788	3.679	3.661	3.609	3.460	3.624	3.961	2.926	2.916	3.325	3.593	3.326	3.503	3.332						
Ca	0.018	0.026	0.032	0.049	0.008	0.004	0.020	0.026	0.091	0.168	0.058	0.011	0.034	0.046						
Na	0.049	0.058	0.051	0.048	0.052	0.076	0.032	0.035	0.079	0.020	0.012	0.042	0.038	0.054						
K	1.685	1.662	1.594	1.654	1.758	1.671	1.508	1.682	1.481	1.288	1.349	1.681	1.343	1.541						
OH ⁻	3.943	3.995	3.996	3.895	3.993	3.925	3.990	3.985	3.960	3.998	3.996	3.995	3.862	3.988						
Cl	0.056	0.000	0.000	0.105	0.000	0.071	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.124	0.000						
F	0.000	0.005	0.004	0.000	0.007	0.005	0.010	0.015	0.040	0.002	0.004	0.005	0.013	0.012						
X _{Mg}	0.697	0.687	0.681	0.695	0.678	0.686	0.690	0.529	0.534	0.591	0.626	0.637	0.617	0.620						
Fe ³⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0.257	0.264	0.270	0.237	0.268	0.260	0.284	0.451	0.438	0.359	0.330	0.309	0.324	0.323						
Mg/Fe	2.303	2.196	2.130	2.276	2.105	2.190	2.223	1.124	1.144	1.446	1.672	1.752	1.610	1.629						
Al ^{IV}	2.648	2.648	2.757	2.717	2.824	2.780	2.964	2.788	2.949	2.665	2.687	2.645	2.623	2.513						
T(°C)	548	529	532	564	554	550	593	621	595	669	579	605	624	616						
P(kbar)	1.5	1.5	1.8	1.7	2.0	1.9	2.5	1.9	2.4	1.5	1.6	1.5	1.4	1.1						
H(km)	5.5	5.5	6.8	6.3	7.5	7.0	9.1	7.1	8.9	5.7	6.0	5.5	5.2	4.0						

续表 1

岩性	石英闪长岩(玉海)										二云母花岗岩(玉海)									
	YH126-3	YH126-4	YH182-1	YH182-2	YH182-3	YH182-4	YH1-1	YH1-2	YH1-3	YH1-4	YH1-5	YH1-1M	YH1-2M	YH1-3M						
SiO ₂	36.11	38.72	37.27	35.90	37.32	37.19	35.15	35.65	35.28	35.75	35.33	45.45	46.10	45.35						
TiO ₂	3.34	2.10	2.81	2.64	2.49	2.71	2.61	2.49	2.46	2.60	2.37	0.94	0.81	0.89						
Al ₂ O ₃	14.29	14.32	14.44	14.53	14.70	15.03	16.30	16.42	16.74	16.42	16.99	32.50	31.59	31.68						
FeO	18.02	16.37	18.05	18.77	18.48	17.77	20.14	20.15	19.80	19.86	22.17	4.10	4.82	4.54						
MnO	0.26	0.20	0.32	0.40	0.36	0.32	1.09	1.16	1.04	1.17	0.89	0.04	0.06	0.05						
MgO	14.71	15.06	11.84	12.65	12.22	12.08	8.80	9.41	8.71	9.04	8.38	0.79	0.95	0.78						
CaO	0.59	0.12	0.13	0.05	0.04	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02						
Na ₂ O	0.13	0.21	0.11	0.04	0.05	0.08	0.10	0.10	0.13	0.11	0.11	0.47	0.36	0.48						
K ₂ O	6.47	8.50	9.14	8.26	9.71	9.48	10.13	9.78	9.88	10.02	9.61	10.57	10.40	10.43						
Cl	0.00	0.00	0.00	0.43	0.00	0.00	0.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00						
F	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00						
Total	93.93	95.60	94.12	93.58	95.37	94.76	94.79	95.16	94.06	94.98	95.85	94.96	95.10	94.21						
Si ^{IV}	5.493	5.756	5.718	5.546	5.677	5.666	5.467	5.512	5.515	5.538	5.462	6.180	6.269	6.229						
Al ^{IV}	2.507	2.244	2.282	2.454	2.323	2.334	2.533	2.488	2.485	2.462	2.538	1.820	1.731	1.771						
Al ^{VI}	0.056	0.266	0.328	0.192	0.312	0.364	0.455	0.504	0.600	0.535	0.558	3.387	3.333	3.358						
Ti	0.382	0.234	0.325	0.307	0.285	0.310	0.305	0.290	0.290	0.303	0.276	0.096	0.083	0.092						
Fe ³⁺	0.513	0.413	0.438	0.461	0.331	0.394	0.394	0.321	0.347	0.335	0.324	0.466	0.548	0.522						
Fe ²⁺	1.779	1.622	1.878	1.964	2.021	1.871	2.226	2.285	2.242	2.237	2.542	0.000	0.000	0.000						
Mn	0.033	0.025	0.042	0.052	0.046	0.041	0.143	0.152	0.137	0.154	0.116	0.005	0.006	0.006						
Mg	3.336	3.337	2.708	2.913	2.771	2.744	2.041	2.168	2.029	2.086	1.931	0.160	0.193	0.159						
Ca	0.096	0.019	0.021	0.008	0.006	0.015	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.003	0.003						
Na	0.037	0.059	0.032	0.013	0.014	0.025	0.031	0.029	0.039	0.034	0.033	0.123	0.095	0.126						
K	1.255	1.612	1.790	1.628	1.884	1.843	2.011	1.928	1.970	1.980	1.895	1.833	1.804	1.827						
OH ⁻	3.993	3.991	3.995	3.887	4.000	3.993	3.837	3.994	3.984	3.992	3.991	3.972	3.994	4.000						
Cl	0.000	0.000	0.000	0.113	0.000	0.000	0.158	0.000	0.000	0.000	0.000	0.026	0.000	0.000						
F	0.007	0.009	0.005	0.000	0.000	0.007	0.005	0.006	0.016	0.008	0.009	0.002	0.006	0.000						
X _{Mg}	0.593	0.621	0.539	0.546	0.541	0.548	0.438	0.454	0.439	0.448	0.403	0.256	0.260	0.233						
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0.348	0.327	0.409	0.403	0.422	0.405	0.522	0.513	0.525	0.517	0.568	0.000	0.000	0.000						
Mg/Fe	1.456	1.640	1.169	1.201	1.178	1.212	0.779	0.832	0.784	0.811	0.674	0.343	0.352	0.304						
Al ^I	2.563	2.510	2.610	2.646	2.635	2.699	2.988	2.992	3.085	2.998	3.096	5.208	5.064	5.129						
T(°C)	677	616	643	637	625	639	616	610	608	616	594									
P(kbar)	1.2	1.1	1.4	1.5	1.5	1.6	2.5	2.5	2.8	2.6	2.8									
H(km)	4.6	4.0	5.1	5.5	5.4	6.1	9.3	9.4	10.4	9.5	10.6									

注: X_{Mg}为 Mg/(Mg+Fe); Al^I为全铝含量; 温度计算公式据 Henry *et al.* (2005); 压力计算公式据 Uchida *et al.* (2007); 样品号 YH1-1M、YH1-2M 和 YH1-3M 为白云母。

2 样品的采集、描述和分析

本次黑云母样品取自三岔口铜矿区含矿花岗闪长斑岩、玉海铜矿区含矿石英闪长岩和无矿化二云母花岗岩,其中花岗闪长斑岩为地表矿石堆取样,石英闪长岩为钻孔样品,二云母花岗岩为地表露头取样.其详细的岩相学特征如下:

花岗闪长斑岩呈灰白色(图 2a),细粒斑状结构,块状构造,主要组成矿物为斜长石(60%)、石英(20%)、钾长石(10%)、黑云母(8%)和角闪石(1%)(图 2b,2c),副矿物有锆石、磷灰石和磁铁矿等.黑云母呈黄褐色的自形斑晶状产出,与长石和石英共生,弱定向排列.岩体中可见呈浸染状产出的黄铜矿和黄铁矿(图 2d).

石英闪长岩呈暗灰色(图 2e),中细粒结构,块状构造,主要组成矿物有斜长石(60%~75%)、石英(10%~15%)、黑云母(5%~10%)、钾长石(5%)和角闪石(1%~5%)等,副矿物可见锆石、磷灰石和磁铁矿等.角闪石以长柱状和针状产出,与黑云母共生(图 2f~2h);黑云母可以分为两类,一种呈浅黄褐色的自形晶产出(图 2g,2h),一种呈深褐色他形晶产出(图 2h).岩体中可见浸染状黄铜矿化(图 2i).

二云母花岗岩呈肉红色(图 2j),中粒结构,块状构造,主要组成矿物有钾长石(45%)、石英(25%~30%)、斜长石(20%)、黑云母(3%~5%)、白云母(1%~3%)和极少量的石榴石(图 2o).黑云母呈黄褐色—暗褐色,暗褐色的黑云母主要呈他形晶产于矿物粒间(图 2k),而黄褐色的黑云母呈自形晶分布于矿物晶体内部以及粒间(图 2l,2m);白云母无色片状,干涉色极鲜艳,一部分产于矿物粒间,与黑云母、长石和石英共生(图 2m),可能为原生白云母;一部分沿长石解理分布(图 2n),可能为后期热液蚀变产物.

为了限定岩体形成的物化参数,本文尽量选取了蚀变最弱的云母,利用电子探针技术对其进行矿物化学成分分析.分析测试在中国科学院广州地球化学研究所矿物学与成矿学重点实验室完成,仪器为 JEOL JXA-8230 型电子探针仪(EPMA),测试条件为加速电压 15 kV,电流 20 nA,束斑直径 1 μm ,标样采用 SPI 公司的硅酸盐及氧化物标样,测试完成后对所有数据利用 ZFT 修正法进行处理,分析误差小于 0.01.

3 矿物化学特征

黑云母的电子探针结果见表 1.黑云母的结构式是基于 22 个氧原子计算获得,而 Fe^{3+} 和 Fe^{2+} 采用林文蔚和彭丽君(1994)的方法获得,其计算的阳离子数和相关参数见表 1.分析结果显示,含矿花岗闪长斑岩和石英闪长岩中的黑云母具有高镁(MgO : 11.84%~18.08%)、贫铁(FeO : 12.66%~20.32%)的特征,其钛(TiO_2 : 1.11%~3.34%)和铝的含量也相对较低,贫钙、钠和锰,氟、氯含量也较低,其 $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ 值介于 0.53~0.70;而无矿化二云母花岗岩中的黑云母则具有贫镁(MgO : 8.38%~9.41%)和相对富铁(FeO : 19.80%~22.17%)的特征,其钛(TiO_2 : 2.37%~2.61%)含量相对较低,具有较高的铝(Al_2O_3 : 16.30%~16.99%)、钾(K_2O : 9.61%~10.13%)和锰(MnO : 0.89%~1.16%)含量,贫钙和钠,其 $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ 值为 0.40~0.45.在 Foster(1960)的云母分类图解中,花岗闪长斑岩和石英闪长岩中的黑云母均为镁质黑云母,而二云母花岗岩中的云母主要为铁质黑云母,而且还有少量白云母(图 3a);而在黑云母的 $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})-\text{Al}^{\text{IV}}$ 图解中(Deer *et al.*, 1992),花岗闪长斑岩和石英闪长岩中的黑云母均为镁叶云母,花岗岩中的黑云母为铁叶云母(图 3b),显示了更为富铁的趋势.而前人对三岔口铜矿花岗闪长岩中的黑云母分析显示,其主要还是镁质黑云母,少部分铁含量相对较高(秦克章等,2009).

4 讨论

4.1 云母的成因类型

黑云母按照成因可以分为岩浆黑云母和热液黑云母,它们在岩相学上具有明显不同的产状(唐攀等,2017).热液黑云母一般呈现出弥散状、脉状结构以及鳞片状集合体,多色性弱,褐色不明显或者出现浅绿色(Nachit *et al.*, 2005;唐攀等,2017).而本次研究中的黑云母主要分为他形深褐色的黑云母和自形黄褐色产出的黑云母(图 2h,2k,2m),在花岗闪长斑岩中还呈斑晶产出,其多色性明显,干涉色鲜艳,表现出岩浆黑云母的特征.此外,在斑岩型铜矿系统中,黑云母的 $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ 值也是区分岩浆黑云母和热液黑云母最重要的地球化学指标之一,蚀变黑云母相对于岩浆黑云母具有更高的 Mg/Fe

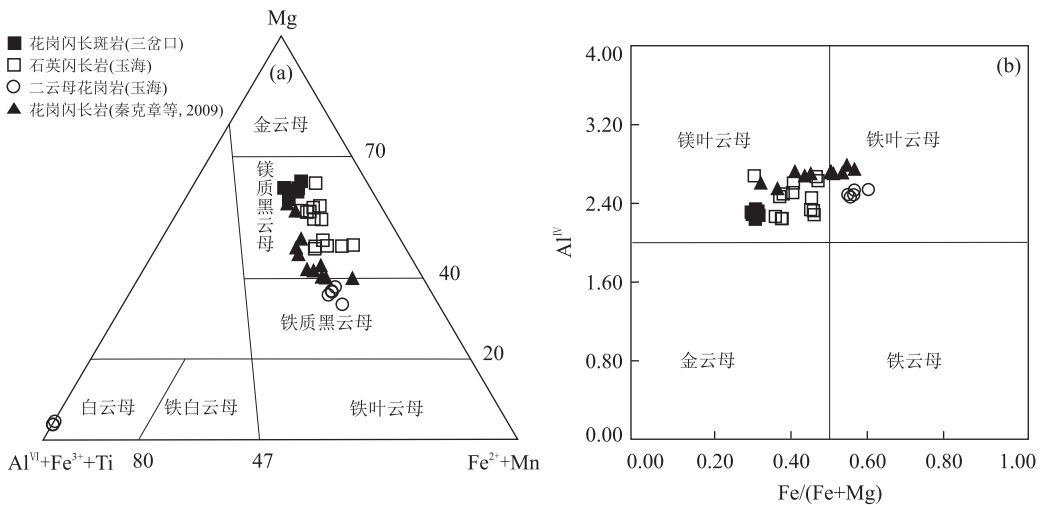


图 3 云母分类图解(a);黑云母 $Fe/(Fe+Mg)-Al^{IV}$ 图解(b)

Fig.3 The classification diagram of biotite (a); $Fe/(Fe+Mg)-Al^{IV}$ diagram of biotite (b)

图 a 底图据 Foster(1960);图 b 据 Deer *et al.*(1992)

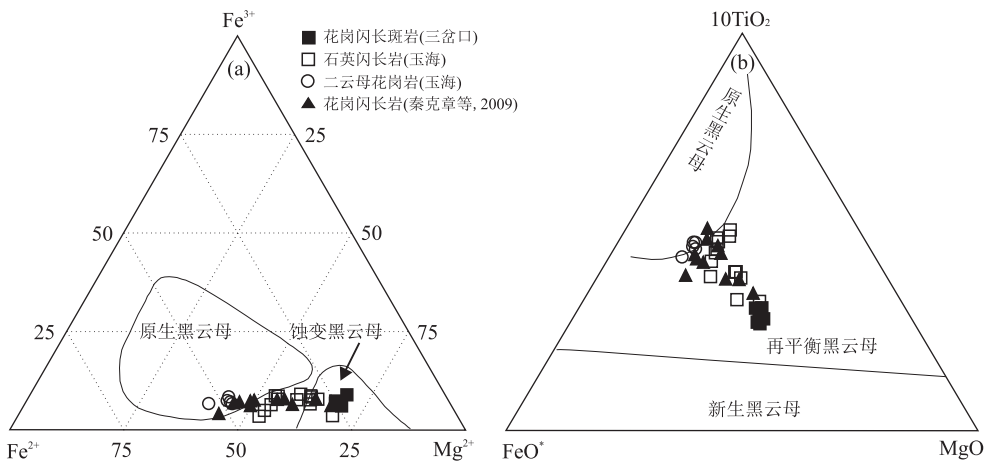


图 4 黑云母的 $Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg^{2+}$ 图解(a)和 $10TiO_2-FeO^*-MgO$ 图解(b)

Fig.4 $Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg^{2+}$ diagram (a) and $10TiO_2-FeO^*-MgO$ diagram (b) of biotite

图 a 据 Beane(1974);图 b 据 Nachit *et al.*(2005)

值(Beane, 1974).而且岩浆黑云母还具有更高的 TiO_2 和 K_2O 、更低的 Al_2O_3 含量(傅金宝, 1981; Parsapoor *et al.*, 2015),这些规律与本次研究的结果是一致的.在图 4a 中,玉海二云母花岗岩和部分三岔口花岗闪长岩中的黑云母落入原生黑云母区域;玉海含石英闪长岩和三岔口含矿花岗闪长斑岩中的黑云母部分落入蚀变黑云母区域,而在图 4b 中,它们位于再平衡黑云母区域,说明它们并不是热液过程中新生成的云母,而可能是原生黑云母遭受了次生改造所导致.这些再平衡黑云母都具有贫钙或者无钙的特征,暗示它们并没有受到岩期后蚀变或者天水流体循环所导致的绿泥石化以及绢云母化的影响(Bora and Kumar, 2015).造成部分矿化

样品中的黑云母成分落入蚀变黑云母区域,很可能是由于在成矿过程中,原生黑云母中的 Fe 发生迁移进入硫化物中形成黄铁矿和黄铜矿,或者结晶形成磁铁矿,从而导致其 Mg/Fe 升高(Einali *et al.*, 2014).此外,玉海无矿化二云母花岗岩中白云母的成分也显示为岩浆成因(图 5),这与同一样品中的黑云母为原生黑云母具有很好的一致性.

4.2 岩石成因及构造意义

大量研究表明黑云母的化学成分对于花岗质岩石的成因和构造背景具有很好的指示意义(周作侠, 1988; Abdel-Rahman, 1994; Shabani *et al.*, 2003).但是仅根据黑云母的成分并不能有效地区分岩浆岩形成的构造环境(Shabani *et al.*, 2003),因

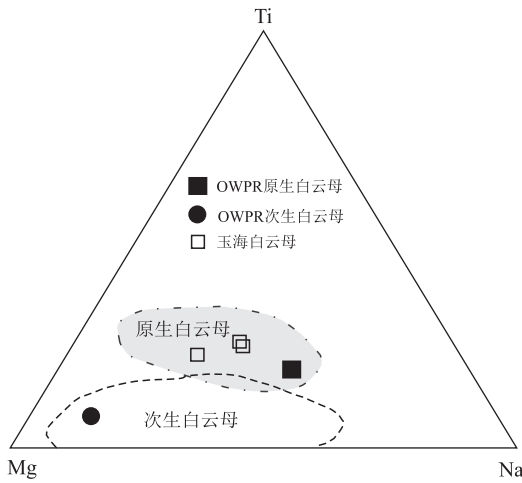


图 5 白云母成因判别图解

Fig.5 The genetic discrimination diagram of muscovite

图中黑色点为美国 Old Woman-Piute Range 的数据,据 Miller *et al.* (1981)

此笔者选取了不同的成因判别图解和已有的岩石地球化学研究进行投图以及讨论。

前人研究表明, I 型花岗岩相对富 Mg, A 型花岗岩相对富 Fe, S 型花岗岩则相对富 Al (Abdel-Rahman, 1994), 矿区含矿岩体中的黑云母均为镁质黑云母 (图 3a), 显示出 I 型花岗岩的特征。而根据黑云母的氧化系数和镁质率也显示矿区岩体的原岩成因类型基本均为同熔型 (I 型) 花岗岩 (图 6a; 徐克勤等, 1982), 部分落入改造型 (S 型) 花岗岩区可能是由于电子探针数据处理过程中铁价态的估算产生的偏差。秦克章等 (2009) 借助穆斯堡尔谱法对花岗闪长岩中的黑云母全铁中的 Fe^{3+} 和 Fe^{2+} 进行分配矫正后, 投入黑云母的 $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+}) - Mg/(Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})$

(Mg+Fe)图解时均落入 I 型花岗岩区。此外, 这些岩体的地化数据也显示, 其 A/CNK 值小于 1.1, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 均小于 0.708, $\epsilon_{Nd}(t)$ 高, 表明其成因类型应为 I 型花岗岩 (Wang and Zhang, 2016; Wang *et al.*, 2018)。

值得注意的是, 玉海二云母花岗岩中的黑云母相对富铁, 而且矿物组合中可见原生白云母和极少量石榴子石, 无角闪石, 这与 S 型花岗岩的矿物学特征较为相似。但是玉海二云母花岗岩的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 为 0.703 6~0.703 7, 具有高的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值 (5.2~5.8), $\epsilon_{Nd}(t)$ 值为 11.03~14.85 (Wang *et al.*, 2018), 表明它的成因类型更可能为 I 型花岗岩。而且二云母花岗岩中黑云母的 A/CNK 指数 (即摩尔 $Al_2O_3/(CaO + K_2O + Na_2O)$ 比值) 为 1.46~1.60, 明显高于寄主岩石的 A/CNK 值 (1.05~1.07; Wang *et al.*, 2018), 显示黑云母可能是导致岩石偏于过铝的原因, 而石榴子石由于含量太少 (仅在一个薄片见到一粒), 对寄主岩浆中的 Al 贡献有限。这种在 I 型花岗岩中呈现出 S 型花岗岩矿物学特征的现象并不是个例 (于津海等, 2004), 最近的石榴子石原位 O 同位素和锆石原位 Hf、O 同位素研究表明, 石榴子石从边部到核部会出现一个 O 同位素升高的过程, 或者锆石的边部出现高的 O 同位素值, 其原因是在岩浆上升过程中, 围岩同化混染而导致新的地壳组分加入, 从而使得岩浆成分具有过渡型的特征 (Lackey *et al.*, 2012; Wang *et al.*, 2013)。

在图 6c 中, 矿区所有岩体中的黑云母成分均落入与俯冲相关的造山带钙碱性岩套范围内, 表明这些岩体的形成与俯冲作用具有密切的联系。而黑云

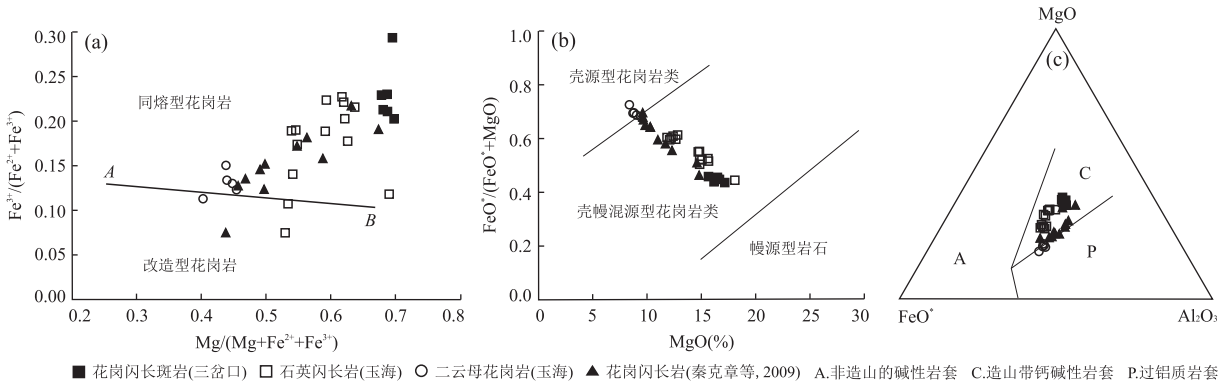


图 6 黑云母的 $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+}) - Mg/(Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})$ 图解 (a), $FeO^*/(FeO^* + MgO) - MgO$ 图解 (b), 以及 $MgO - FeO^* - Al_2O_3$ 图解 (c)

Fig.6 $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+}) - Mg/(Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})$ diagram (a), $FeO^*/(FeO^* + MgO) - MgO$ diagram (b), and $MgO - FeO^* - Al_2O_3$ diagram (c) of biotite

图 a 据徐克勤等 (1982); 图 b 据周作侠 (1988); 图 c 据 Abdel-Rahman (1994)

母成分所示踪的寄主岩石源区性质显示(图 6b),玉海二云母花岗岩的岩浆源区为地壳来源,没有地幔物质的贡献,这与前人的同位素研究结果是一致的(Wang *et al.*, 2018);玉海石英闪长岩和三岔口花岗闪长(斑)岩的岩浆源区为壳幔混合来源,这也与前人所认为的这些岩体形成于俯冲板片熔体和地幔组分相互作用的认识是一致的(Wang and Zhang, 2016; Wang *et al.*, 2016, 2018),反映了区内岩浆从志留纪到石炭纪的演化过程中地壳物质的参与增多。

4.3 岩浆结晶的物化条件

黑云母的化学成分能够限定花岗质岩石形成时的物化条件(温度、压力和氧逸度),由于部分黑云母为再平衡原生黑云母,其物化条件可能反映黑云母发生再平衡作用时的条件.黑云母中的 Ti 含量对于温度和氧逸度十分敏感,因此可以利用黑云母中的 Ti 来估算火成岩和变质岩的形成温度.Henry *et al.* (2005)通过对过铝质变质泥岩中的黑云母进行研究后,提出了利用 Ti 含量计算黑云母形成温度的经验公式:

$T(^{\circ}\text{C}) = \{[\ln(\text{Ti}) - a - c(X_{\text{Mg}})^3]/b\}^{0.333}$, 其中 $a = -2.3594$; $b = 4.6482 \times 10^{-9}$; $c = -1.7283$; X_{Mg} 为 $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$.此公式的黑云母结构式计算是基于 22 个氧原子,其适用范围为 $X_{\text{Mg}} = 0.275 \sim 1.000$, $\text{Ti} = 0.04 \sim 0.60$, $T = 480 \sim 800^{\circ}\text{C}$.目前该公式已经应用于斑岩成矿系统中成岩温度的确定(Parsapoor *et al.*, 2015),矿区岩体的 X_{Mg} 和 Ti 均满足限定条件,通过计算发现三岔口花岗闪长斑岩的黑云母结晶温度为 $529 \sim 564^{\circ}\text{C}$,玉海石英闪长岩

的黑云母结晶温度为 $579 \sim 677^{\circ}\text{C}$,二云母花岗岩的结晶温度为 $594 \sim 616^{\circ}\text{C}$ (图 7a).

Uchida *et al.* (2007)研究发现,黑云母的全铝含量(Al^{T})与利用闪锌矿地质压力计和角闪石全铝压力计所标定的花岗岩的固结压力具有很好的正相关性,并提出了相应的经验公式:

$P(\text{kbar}) = 3.03 \times \text{Al}^{\text{T}} - 6.53 (\pm 0.33)$, 其中 Al^{T} 为黑云母以 22 个氧原子计算所得的 Al 阳离子总数.利用此压力计公式计算表明,三岔口花岗闪长斑岩的结晶压力为 $1.5 \sim 2.0 \text{ kbar}$,玉海石英闪长岩的结晶压力为 $1.1 \sim 2.5 \text{ kbar}$,二云母花岗岩的结晶压力为 $2.5 \sim 2.8 \text{ kbar}$.侵位深度利用 $P = \rho g H$ 进行换算,其中 ρ 取大陆地壳的平均密度 2700 kg/m^3 , $g = 10 \text{ m/s}^2$,各自对应的深度相当于 $5.5 \sim 7.5 \text{ km}$, $4.0 \sim 9.1 \text{ km}$ 和 $9.3 \sim 10.6 \text{ km}$.

Wones and Eugster(1965)通过实验研究发现,与磁铁矿和钾长石共生的黑云母的 Fe^{3+} 、 Fe^{2+} 和 Mg^{2+} 可以用来定性确定其形成时岩浆-热液体系的氧逸度条件.目前利用该实验所提出的氧逸度图解已经被广泛应用于斑岩型矿床或者与花岗岩相关的矿床研究中(图 7b; Parsapoor *et al.*, 2015; Zhang *et al.*, 2016).矿区岩体的镜下观察显示,黑云母与钾长石和磁铁矿共生,在图 7b 中,黑云母基本均落入 Ni-NiO 和 $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-Fe}_3\text{O}_4$ 缓冲曲线之间,表明它们形成于相对高氧逸度条件。

4.4 成矿指示意义

高氧逸度条件是斑岩型和浅成低温热液型 Cu (-Mo-Au) 矿床形成的重要条件之一(Sun *et al.*, 2015),因为在高氧逸度条件下, S 以 SO_4^{2-} 或者

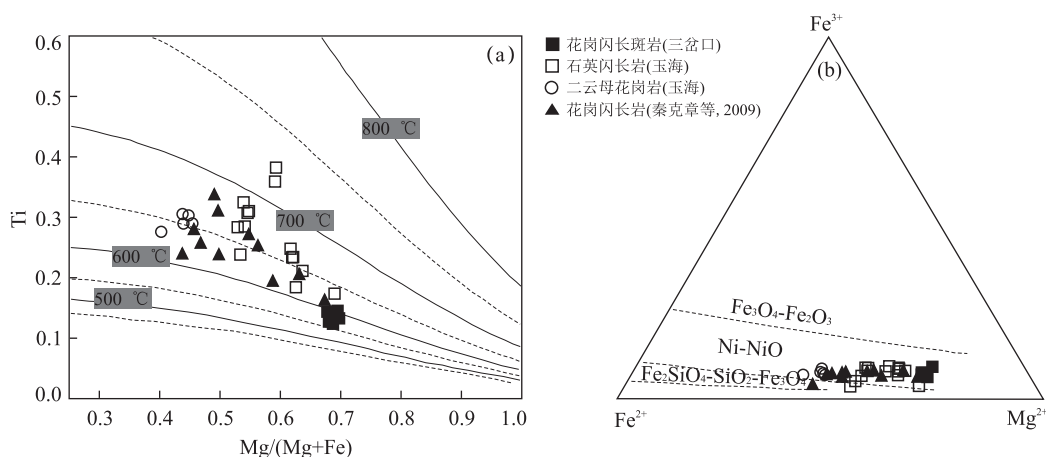


图 7 黑云母的 Ti-Mg/(Mg+Fe)图解(a)和 Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg^{2+} 图解(b)

Fig.7 Ti-Mg/(Mg+Fe) diagram (a) and Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg^{2+} diagram (b) of biotite

图 a 据 Henry *et al.* (2005);图 b 据 Wones and Eugster(1965)

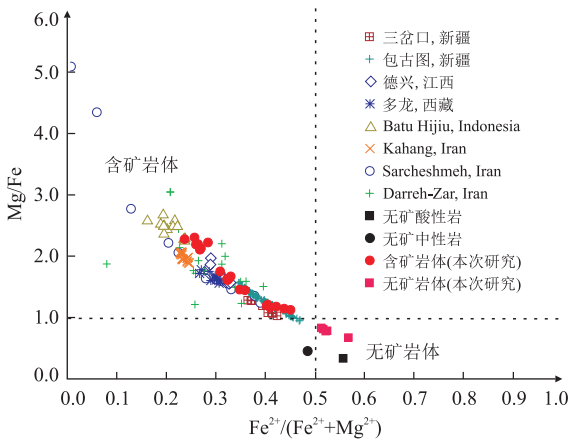


图8 黑云母 $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ - Mg/Fe 图解

Fig.8 $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ - Mg/Fe diagram of biotite 数据据傅金宝(1981)、Idrus *et al.*(2007)、秦克章等(2009)、Boomeri *et al.*(2010)、Li *et al.*(2012)、Afshooni *et al.*(2013)、Parsapoor *et al.*(2015)、Bao *et al.*(2016)以及 Cao *et al.*(2017)

SO_2 的形式存在于硅酸盐熔体中,因此在岩浆演化早期不易发生硫化物的饱和沉淀,从而使得 Cu、Au 和 Mo 等亲硫元素逐步在熔体中富集,使其具有更大的成矿潜力(Sun *et al.*, 2015).目前普遍认为大多数斑岩型 Cu(-Mo-Au)矿床的成矿流体是氧化的,其氧逸度多在 NNO 和 HM 氧逸度缓冲剂之间(Afshooni *et al.*, 2013; Parsapoor *et al.*, 2015),而矿区所有岩体中黑云母所限定的氧逸度均在 NNO 和 HM 之间(图 7b),显示它们均具有很大的成矿潜力.尽管氧化的岩浆—热液流体有利于成矿元素的运移,但是玉海二云母花岗岩明显是没有矿化的,原因可能是由于其岩浆源区来自地壳(图 6b),使得对成矿物质的贡献有限.因此,在源区岩浆富 Cu、Au 和 Mo 等成矿元素的前提下,高氧逸度条件可能才会指示岩体具有大的成矿潜力.

尽管如此,黑云母的化学成分对于矿化仍然具有重要的指示作用,特别是对斑岩型铜矿、钨锡矿以及花岗岩型铀矿的含矿性评价(秦克章等,2009;张龙等,2017;周云等,2017).在斑岩型铜矿中,含矿岩体中黑云母的 F、Cl 含量要高于无矿岩体(Kesler *et al.*, 1975),与矿化相关的黑云母具有富镁贫铁、高钾低钙钠的特点, TiO_2 含量多大于 3%, Al_2O_3 含量多小于 15%(傅金宝,1981;秦克章等,2009).对矿区黑云母的矿物化学特征进行对比发现,玉海无矿化的二云母花岗岩和其他含矿岩体中黑云母的 Mg/Fe 以及 $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 存在明显区别,含矿岩体的黑云母 Mg/Fe 多大于 1,而无矿岩体的黑云母的 Mg/Fe 均小于 1;含矿岩体黑云母的 $\text{Fe}^{2+}/$

$(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 多小于 0.5,而无矿化岩体黑云母的 $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 大于 0.5.矿化岩体中黑云母的这些成分特征与全球典型斑岩型铜矿含矿岩体中的黑云母成分具有很好的相似性(图 8),比如 Batu Hiji, Sarcheshmeh、包古图和德兴斑岩铜矿等(Idrus *et al.*, 2007; Boomeri *et al.*, 2010; Bao *et al.*, 2016; Cao *et al.*, 2017);而无矿化岩体的黑云母成分特征也与同类非矿化岩体中黑云母的组成类似(图 8;据傅金宝,1981).表明黑云母的 Mg/Fe 和 $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 可能是区分斑岩型铜矿含矿性的地化指标之一.但是部分含矿岩体中黑云母的 Ti 含量低,Al 含量相对较高,可能暗示该区存在大型—超大型斑岩型铜矿的潜力较弱.

5 结论

(1)玉海和三岔口铜矿区含矿岩体中的黑云母具有富镁贫铁的特征,均为再平衡的镁质黑云母,而玉海二云母花岗岩中的黑云母具有富铁贫镁的特征,为原生的铁质黑云母.

(2)矿区岩体均属于 I 型花岗岩,形成于与俯冲相关的构造背景;与成矿相关岩体中的岩浆源区为壳幔混合源,而玉海二云母花岗岩的源区为地壳来源,形成过程中有新生地壳组分的加入.

(3)黑云母的结晶温度为 529~677 °C,岩体的固结压力为 1.1~2.8 kbar,且均形成于高氧逸度条件.

(4)黑云母的 Mg/Fe 和 $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 可能是区分斑岩型铜矿含矿性的地化指标之一.

致谢:电子探针分析得到了中国科学院广州地球化学研究所邢长明老师的帮助,在野外调研过程中得到了新疆有色地质勘查局 704 队的帮助,匿名审稿专家提供了诸多有益建议,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 Peraluminous Magmas. *Journal of Petrology*, 35 (2): 525 - 541. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.2.525>
- Afshooni, S.Z., Mirnejad, H., Esmaily, D., et al., 2013. Mineral Chemistry of Hydrothermal Biotite from the Kahang Porphyry Copper Deposit (NE Isfahan), Central Province of Iran. *Ore Geology Reviews*, 54: 214 - 232. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.04.004>

- Bao, B., Webster, J. D., Zhang, D. H., et al., 2016. Compositions of Biotite, Amphibole, Apatite and Silicate Melt Inclusions from the Tongchang Mine, Dexing Porphyry Deposit, SE China: Implications for the Behavior of Halogens in Mineralized Porphyry Systems. *Ore Geology Reviews*, 79: 443–462. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.05.024>
- Beane, R. E., 1974. Biotite Stability in the Porphyry Copper Environment. *Economic Geology*, 69 (2): 241–256. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.69.2.241>
- Boomeri, M., Nakashima, K., Lentz, D. R., 2010. The Sarcheshmeh Porphyry Copper Deposit, Kerman, Iran: A Mineralogical Analysis of the Igneous Rocks and Alteration Zones Including Halogen Element Systematics Related to Cu Mineralization Processes. *Ore Geology Reviews*, 38 (4): 367–381. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.09.001>
- Bora, S., Kumar, S., 2015. Geochemistry of Biotites and Host Granitoid Plutons from the Proterozoic Mahakoshal Belt, Central India Tectonic Zone: Implication for Nature and Tectonic Setting of Magmatism. *International Geology Review*, 57 (11–12): 1686–1706. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1032372>
- Cao, M. J., Qin, K. Z., Li, G. M., et al., 2017. Mineralogical Evidence for Crystallization Conditions and Petrogenesis of Ilmenite-Series I-Type Granitoids at the Baogutu Reduced Porphyry Cu Deposit (Western Junggar, NW China): Mössbauer Spectroscopy, EPM and LA-(MC)-ICPMS Analyses. *Ore Geology Reviews*, 86: 382–403. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.02.033>
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., 1992. An Introduction to the Rock-Forming Minerals (Second Edition). Longman Scientific and Technical, London.
- Einali, M., Alirezaei, S., Zaccarini, F., 2014. Chemistry of Magmatic and Alteration Minerals in the Chahfiruzeh Porphyry Copper Deposit, South Iran: Implications for the Evolution of the Magmas and Physicochemical Conditions of the Ore Fluids. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 23 (2): 147–165. <https://doi.org/10.3906/yer-1301-1>
- Foster, M. D., 1960. Interpretation of the Composition of Trioctahedral Micas. United States Geological Survey, Professional Paper, Washington D.C..
- Fu, J. B., 1981. Chemical Composition of Biotite in Porphyry Copper Deposits. *Geology and Exploration*, 9 (1): 16–19 (in Chinese with English abstract).
- Henry, D. J., Guidotti, C. V., Thomson, J. A., 2005. The Ti Saturation Surface for Low-to-Medium Pressure Metapelitic Biotites: Implications for Geothermometry and Ti-Substitution Mechanisms. *American Mineralogist*, 90 (2–3): 316–328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>
- Idrus, A., Kolb, J., Meyer, F. M., 2007. Chemical Composition of Rock-Forming Minerals in Copper-Gold-Bearing Tonallite Porphyries at the Batu Hijau Deposit, Sumbawa Island, Indonesia: Implications for Crystallization Conditions and Fluorine-Chlorine Fugacity. *Resource Geology*, 57 (2): 102–113. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2007.00010.x>
- Kesler, S. E., Issigonis, M. J., Brownlow, A. H., et al., 1975. Geochemistry of Biotites from Mineralized and Barren Intrusive Systems. *Economic Geology*, 70 (3): 559–567. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.3.559>
- Lackey, J. S., Romero, G. A., Bouvier, A. S., et al., 2012. Dynamic Growth of Garnet in Granitic Magmas. *Geology*, 40 (2): 171–174. <https://doi.org/10.1130/g32349.1>
- Lang, Z. J., Shi, B., Li, T. D., 1992. Genesis of Copper Deposit in Sanchakou, Hami, Xinjiang. *Xinjiang Geology*, 10 (3): 244–252 (in Chinese with English abstract).
- Li, J. X., Li, G. M., Qin, K. Z., et al., 2012. Mineralogy and Mineral Chemistry of the Cretaceous Duolong Gold-Rich Porphyry Copper Deposit in the Bangongco Arc, Northern Tibet. *Resource Geology*, 62 (1): 19–41. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2011.00178.x>
- Li, X. W., Mo, X. X., Scheltens, M., et al., 2016. Mineral Chemistry and Crystallization Conditions of the Late Cretaceous Mamba Pluton from the Eastern Gangdese, Southern Tibetan Plateau. *Journal of Earth Science*, 27 (4): 545–570. <https://doi.org/10.1007/s12583-016-0713-5>
- Lin, W. W., Peng, L. J., 1994. The Estimation of Fe³⁺ and Fe²⁺ Contents in Amphibole and Biotite from EPMA Data. *Journal of Changchun University of Earth Sciences*, 24 (2): 155–162 (in Chinese with English abstract).
- Mao, J. W., Goldfarb, R. J., Wang, Y. T., et al., 2005. Late Paleozoic Base and Precious Metal Deposits, East Tianshan, Xinjiang, China: Characteristics and Geodynamic Setting. *Episodes*, 28 (1): 23–30.
- Miller, C. F., Stoddard, E. F., Bradfish, L. J., et al., 1981. Composition of Plutonic Muscovite: Genetic Implications. *Canadian Mineralogist*, 19 (1): 25–34.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E. H., et al., 2005. Discrimination between Primary Magmatic Biotites, Re-equilibrated Biotites and Neoformed Biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337 (16): 1415–1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Parsapoor, A., Khalili, M., Tepley, F., et al., 2015. Mineral

- Chemistry and Isotopic Composition of Magmatic, Re-Equilibrated and Hydrothermal Biotites from Darreh-Zar Porphyry Copper Deposit, Kerman (Southeast of Iran). *Ore Geology Reviews*, 66: 200—218. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.10.015>
- Qin, K.Z., Zhang, L.C., Ding, K.S., et al., 2009. Mineralization Type, Petrogenesis of Ore-Bearing Intrusions and Mineralogical Characteristics of Sanchakou Copper Deposits in Eastern Tianshan. *Acta Petrologica Sinica*, 25(4): 845—861 (in Chinese with English abstract).
- Selby, D., Nesbitt, B. E., 2000. Chemical Composition of Biotite from the Casino Porphyry Cu-Au-Mo Mineralization, Yukon, Canada; Evaluation of Magmatic and Hydrothermal Fluid Chemistry. *Chemical Geology*, 171(1—2): 77—93. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00248-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00248-5)
- Shabani, A. A. T., Lalonde, A. E., Whalen, J. B., 2003. Composition of Biotite from Granitic Rocks of the Canadian Appalachian Orogen: A Potential Tectonomagmatic Indicator? *The Canadian Mineralogist*, 41(6): 1381—1396. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.41.6.1381>
- Sun, W.D., Huang, R.F., Li, H., et al., 2015. Porphyry Deposits and Oxidized Magmas. *Ore Geology Reviews*, 65: 97—131. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.09.004>
- Tang, P., Tang, J. X., Zheng, W. B., et al., 2017. Progress in Study of Mineral Chemistry of Magmatic and Hydrothermal Biotites. *Mineral Deposits*, 36(4): 935—950 (in Chinese with English abstract).
- Uchida, E., Endo, S., Makino, M., 2007. Relationship between Solidification Depth of Granitic Rocks and Formation of Hydrothermal Ore Deposits. *Resource Geology*, 57(1): 47—56. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2006.00004.x>
- Wang, C., Chen, B., Ma, X. H., et al., 2015. Petrogenesis of Early and Late Paleozoic Plutons in Sanchakou Area of East Tianshan and Their Implications for Evolution of Kangur Suture Zone. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 37(5): 52—70 (in Chinese with English abstract).
- Wang, J. B., Wang, Y. W., He, Z. J., 2006. Ore Deposits as a Guide to the Tectonic Evolution in the East Tianshan Mountains, NW China. *Geology in China*, 33(3): 461—469 (in Chinese with English abstract).
- Wang, X. L., Zhou, J. C., Wan, Y. S., et al., 2013. Magmatic Evolution and Crustal Recycling for Neoproterozoic Strongly Peraluminous Granitoids from Southern China; Hf and O Isotopes in Zircon. *Earth and Planetary Science Letters*, 366(2): 71—82. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.02.011>
- Wang, Y. H., Zhang, F. F., 2016. Petrogenesis of Early Silurian Intrusions in the Sanchakou Area of Eastern Tianshan, Northwest China, and Tectonic Implications: Geochronological, Geochemical, and Hf Isotopic Evidence. *International Geology Review*, 58(10): 1294—1310. <https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1152516>
- Wang, Y. H., Zhang, F. F., Liu, J. J., 2016. The Genesis of the Ores and Intrusions at the Yuhai Cu-Mo Deposit in Eastern Tianshan, NW China: Constraints from Geology, Geochronology, Geochemistry, and Hf Isotope Systematics. *Ore Geology Reviews*, 77: 312—331. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.03.003>
- Wang, Y. F., Chen, H. Y., Han, J. S., et al., 2018. Paleozoic Tectonic Evolution of the Dananhu-Tousuquan Island Arc Belt, Eastern Tianshan; Constraints from the Magmatism of the Yuhai Porphyry Cu Deposit, Xinjiang, NW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 153: 282—306. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2017.05.022>
- Wones, D., Eugster, H., 1965. Stability of Biotite-Experiment Theory and Application. *American Mineralogist*, 50(9): 1228—1272.
- Xiao, W. J., Windley, B. F., Allen, M. B., et al., 2013. Paleozoic Multiple Accretionary and Collisional Tectonics of the Chinese Tianshan Orogenic Collage. *Gondwana Research*, 23(4): 1316—1341. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.01.012>
- Xu, K. Q., Sun, N., Wang, D. Z., et al., 1982. Genetic Series of Granitic Rocks in Southeastern China. *Acta Petrologica Mineralogica et Analytica*, 1(2): 1—12 (in Chinese with English abstract).
- Yu, J. H., Zhao, L., Zhou, X., 2004. Mineralogical Characteristics and Origin of Garnet-Bearing I-Type Granitoids in Southeastern Fujian Province. *Geological Journal of China Universities*, 10(3): 364—377 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, L., Chen, Z. Y., Tian, Z. J., et al., 2017. Chemical Composition of Biotite and Chlorite in the Uranium-Bearing and Barren Granites, Northern Guangdong Province, South China: Implications for Uranium Mineralization. *Earth Science Frontiers*, 24(5): 62—75 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, W., Lentz, D. R., Thorne, K. G., et al., 2016. Geochemical Characteristics of Biotite from Felsic Intrusive Rocks around the Sisson Brook W-Mo-Cu Deposit, West-Central New Brunswick: An Indicator of Halogen and Oxygen Fugacity of Magmatic Systems. *Ore Geology Reviews*, 77: 82—96. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.02.004>
- Zhang, Z. W., Zang, Y. S., Wang, Y. L., et al., 2016. Zircon SHRIMP U-Pb Age of the Yuhai Porphyry Copper Deposit in Eastern Tianshan Mountains of Xinjiang and Its

- Tectonic Implications. *Acta Geoscientica Sinica*, 37(1): 59–68 (in Chinese with English abstract).
- Zhou, Y., Liang, X. Q., Cai, Y. F., et al., 2017. Petrogenesis and Mineralization of Xintian-Tungsten Polymetallic Deposit: Constraints from Mineral Chemistry of Biotite from Xitian A-Type Granite, Eastern Hunan Province. *Earth Science*, 42(10): 1647–1657 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2017.557>
- Zhou, Z. X., 1988. Chemical Characteristics of Mafic Mica in Intrusive Rocks and Its Geological Meaning. *Acta Petrologica Sinica*, 4(3): 63–73 (in Chinese with English abstract).
- Zhu, C., Sverjensky, D. A., 1992. F-Cl-OH Partitioning between Biotite and Apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(9): 3435–3467. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90390-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90390-5)
- Zhu, Y. F., An, F., Feng, W. Y., et al., 2016. Geological Evolution and Huge Ore-Forming Belts in the Core Part of the Central Asian Metallogenic Region. *Journal of Earth Science*, 27(3): 491–506. <https://doi.org/10.1007/s12583-016-0673-7>
- 傅金宝, 1981. 斑岩铜矿中黑云母的化学组成特征. *地质与勘探*, 9(1): 16–19.
- 郎智君, 师波, 李天德, 1992. 新疆哈密三岔口铜矿成因探讨. *新疆地质*, 10(3): 244–252.
- 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+} . *长春地质学院学报*, 24(2): 155–162.
- 秦克章, 张连昌, 丁奎首, 等, 2009. 东天山三岔口铜矿床类型、赋矿岩石成因与矿床矿物学特征. *岩石学报*, 25(4): 845–861.
- 唐攀, 唐菊兴, 郑文宝, 等, 2017. 岩浆黑云母和热液黑云母矿物化学研究进展. *矿床地质*, 36(4): 935–950.
- 王超, 陈斌, 马星华, 等, 2015. 东天山三岔口地区早、晚古生代岩体成因及其对康古尔缝合带演化的意义. *地球科学与环境学报*, 37(5): 52–70.
- 王京彬, 王玉往, 何志军, 2006. 东天山大地构造演化的成矿示踪. *中国地质*, 33(3): 461–469.
- 徐克勤, 孙鼎, 王德滋, 等, 1982. 华南两类不同成因花岗岩岩石学特征. *岩矿测试*, 1(2): 1–12.
- 于津海, 赵蕾, 周旋, 2004. 闽东南含石榴子石 I 型花岗岩的矿物学特征及成因. *高校地质学报*, 10(3): 364–377.
- 张龙, 陈振宇, 田泽瑾, 等, 2017. 粤北产铀与不产铀花岗岩中黑云母和绿泥石矿物化学特征及其与铀成矿的关系. *地质前缘*, 24(5): 62–75.
- 张照伟, 臧遇时, 王亚磊, 等, 2016. 新疆东天山玉海斑岩铜矿锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及构造意义. *地球学报*, 37(1): 59–68.
- 周云, 梁新权, 蔡永丰, 等, 2017. 湘东锡田燕山期 A 型花岗岩黑云母矿物化学特征及其成岩成矿意义. *地球科学*, 42(10): 1647–1657.
- 周作侠, 1988. 侵入岩的镁铁云母化学成分特征及其地质意义. *岩石学报*, 4(3): 63–73.

附中文参考文献