

文章编号: 0258-7106 (2014) 06-1357-09

湘南宝山矿床花岗闪长斑岩中黑云母的 矿物学特征及其指示意义*

弥佳茹¹, 袁顺达^{2**}, 原垭斌¹, 轩一撒¹

(1 中国地质大学 地球科学与资源学院, 北京 100083; 2 中国地质科学院矿产资源研究所
国土资源部成矿作用与矿产资源评价重点实验室, 北京 100037)

摘 要 湖南宝山矿床处于坪宝矿带的北端, 是湘南地区最大的铜多金属矿床。为了进一步探讨矿区内花岗质岩石的形成条件及成矿潜力, 文章在详细的野外地质和岩相学观察的基础上, 对与成矿密切相关的花岗闪长斑岩中的黑云母进行了详细的矿物化学分析。电子探针分析结果表明: 宝山花岗闪长斑岩中的黑云母为铁质黑云母和镁质黑云母, 其中, Ti 介于 0.18~0.30, 且 $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ 值介于 0.42~0.58, 属于典型的岩浆成因黑云母; 黑云母的氧化系数为 0.16~0.26, $w(MgO)$ 为 8.17%~11.72%, 平均 9.3%, MF 值范围为 0.38~0.50, 指示其岩体属于壳幔混源型的 I 型花岗岩; 岩体中以黑云母的全铝含量计算的结晶压力为 97~174 MPa, 相应的结晶深度为 3.67~6.57 km, 平均深度为 5.12 km。其 $\log f(O_2)$ 变化范围为 -14.5~-12.8, 表明黑云母是在较高氧逸度条件下结晶形成的, 有利于铜矿的形成。

关键词 地球化学; 黑云母; 花岗闪长斑岩; 矿物化学; 成岩意义; 宝山

中图分类号: P618.41

文献标志码: A

Mineral chemistry of biotites in Baoshan granodiorite-porphyry, southern Hunan Province: Implications for petrogenesis and mineralization

MI JiaRu¹, YUAN ShunDa², YUAN YaBin¹ and XUAN YiSa¹

(1 School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China)

Abstract

Located in the north of the famous Huangshaping-Baoshan ore belt, the Baoshan Cu-Mo-Pb-Zn-Ag deposit associated genetically with granodiorite porphyry is the largest Cu deposit in southern Hunan Province. In order to further discuss the emplacement physical-chemical conditions of the granodiorite porphyry and its metallogenic potential, the authors investigated the petrographic and mineral chemistry of the biotites in Baoshan granodiorite porphyry. Electron microprobe analysis (EPMA) shows that the biotites belong to Fe-biotites and Mg-biotites. The Ti contents and the $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ ratios of the biotites from the Baoshan granodiorite porphyry are 0.18~0.3 and 0.42~0.58, respectively, which are well consistent with those of magmatic biotites. The coefficients of oxidation from biotites are 0.16~0.26. The values of MF are 0.38~0.5 and the contents of MgO are

* 本文受国家重点基础研究“973”项目(编号: 2012CB416704)、国家自然科学基金项目(编号: 41173052、41373047、40903020)和中央级公益性科研院所基本业务费专项资金项目(编号: K1204)联合资助

第一作者简介 弥佳茹, 女, 1990 年生, 硕士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: mjr345874153@163.com

** 通讯作者 袁顺达, 男, 1980 年生, 博士, 副研究员, 从事矿床地球化学研究。Email: shundayuan@cags.ac.cn

收稿日期 2014-09-06; 改回日期 2014-10-19。苏 杭编辑。

8.17%~11.72%。These characteristics suggest that the Baoshan granodiorite porphyry belongs to I-type granite with a mantle-crust mixed source. The solidification pressures (P) of the biotites which are positively related to the content of TAl are 97~174 MPa, corresponding to solidification depth (H) of 3.67~6.57 km. The oxygen fugacity ($\log f(O_2)$), of the magma is $-14.5 \sim -12.8$. These crystallization conditions indicate that the Baoshan granodiorite porphyry was formed from relatively high oxidized magma, which was favorable for copper mineralization.

Key words: geochemistry, biotite, granodiorite porphyry, mineral chemistry, petrogenetic significances, Baoshan

湖南宝山矿床是湘南地区最大的铜多金属矿床,也是钦杭成矿带内矽卡岩-热液脉型铜多金属矿床的典型代表(毛景文等,2007;2008)。前人对该矿床的地质特征、金属元素赋存状态及成岩成矿时代等方面开展过一系列的研究,初步明确了宝山岩体与矿体形成时代基本一致,均在 156 Ma(谢银财等,2013);花岗闪长斑岩作为矿区主要的岩浆岩,与宝山铜铅锌多金属矿床的形成关系密切,二者均是该区强烈壳幔岩浆相互作用的产物(全铁军等,2012;伍光英等,2005)。近年来,随着深部找矿工作的不断深入,宝山矿区取得了危机矿山找矿的重大突破,新探获(333)资源金属量铅 34 万吨、锌 38 万吨、铜 8.7 万吨和银 717 吨(湖南省有色地质勘查局一总队,2010),显示出巨大的找矿潜力。因此,系统研究该矿区花岗质岩石形成的物理化学条件,对于进一步探讨其成矿潜力,乃至整个钦杭成矿带中段找矿潜力评价具有重要意义。

黑云母是花岗质岩石中分布最广泛的镁铁质矿物,其化学成分明显受岩浆冷却结晶时物理化学条件(氧逸度、温度、压力等)控制。因此,黑云母可以作为岩浆冷却结晶时的物理化学条件的一种有效指示剂(Wones et al., 1965; Burkhard, 1991),可以提供有关岩浆起源、岩石成因及成矿元素富集的重要信息(Kesler et al., 1975; 舒全安等,1992; Feeley et al., 1996; Selby et al., 2000; 熊小林等,2001)。吕志成等(2003)认为,黑云母的成分变化不仅记录了岩浆起源和演化等成岩信息,亦可作为成矿岩体重要的判别标志。本研究在详细的野外地质调查、岩相学观察及已有研究的基础上,系统开展了宝山矿区与成矿关系密切的花岗闪长斑岩的黑云母矿物化学分析,进而初步探讨了岩浆形成的物理化学条件及其对成岩成矿的指示意义。

1 区域及矿区地质概况

湘南地区在构造上处在扬子板块与华夏板块的对接带上,同时位于 EW 向南岭成矿带与 NE 向钦杭成矿带的结合部位(毛景文等,2011)。由于其特殊的大地构造位置,且长期以来经历了多期次复杂的构造-岩浆活动,不仅有大规模的钨锡多金属成矿作用,而且在湘南西部形成有一系列花岗闪长岩小岩体及相伴产出一系列矽卡岩型铜多金属矿床(如宝山、铜山岭等)(图 1)。

宝山矿区位于坪宝复式向斜的北端,耒阳-临武南北向构造带的中段,南岭东西向复杂构造带西段,是坪宝矿带中重要的矿床。区内构造复杂,燕山期小岩体多,成矿条件较为优越。矿区出露的地层有上泥盆统锡矿山组,下石炭统孟公坳组、石碇子组、测水组、梓门桥组和中-上石炭统壶天群。其中,石碇子组和测水组为本区主要的赋矿层位。矿区构造主要由一系列的倒转背、向斜及背斜和向斜之间的压扭性逆冲走向断层组成。矿区主构造线方向为 NE-SW 向。后期横断层 F3 将矿区划分为南北两区(图 2)。

宝山矿区岩浆活动强烈,岩浆岩分布广泛。区域出露的岩浆岩呈岩墙、岩脉状成群成带产出,岩性为英安质凝灰角砾岩、花岗闪长斑岩、微晶花岗闪长斑岩、石英斑岩、云斜煌斑岩、辉绿玢岩,时代属燕山早、中期。矿区地表出露岩体以花岗闪长斑岩为主,其次为石英斑岩,岩体侵入最新地层属石炭系。其中,花岗闪长斑岩与铜多金属矿化关系最为密切,在中部铜矿露采坑可见花岗闪长斑岩体的围岩矽卡岩化、大理岩化较强,出露地表的岩体规模一般较小,呈岩脉产出,伴有强烈的 Cu、Mo、Pb 和 Zn 等多金属矿化。

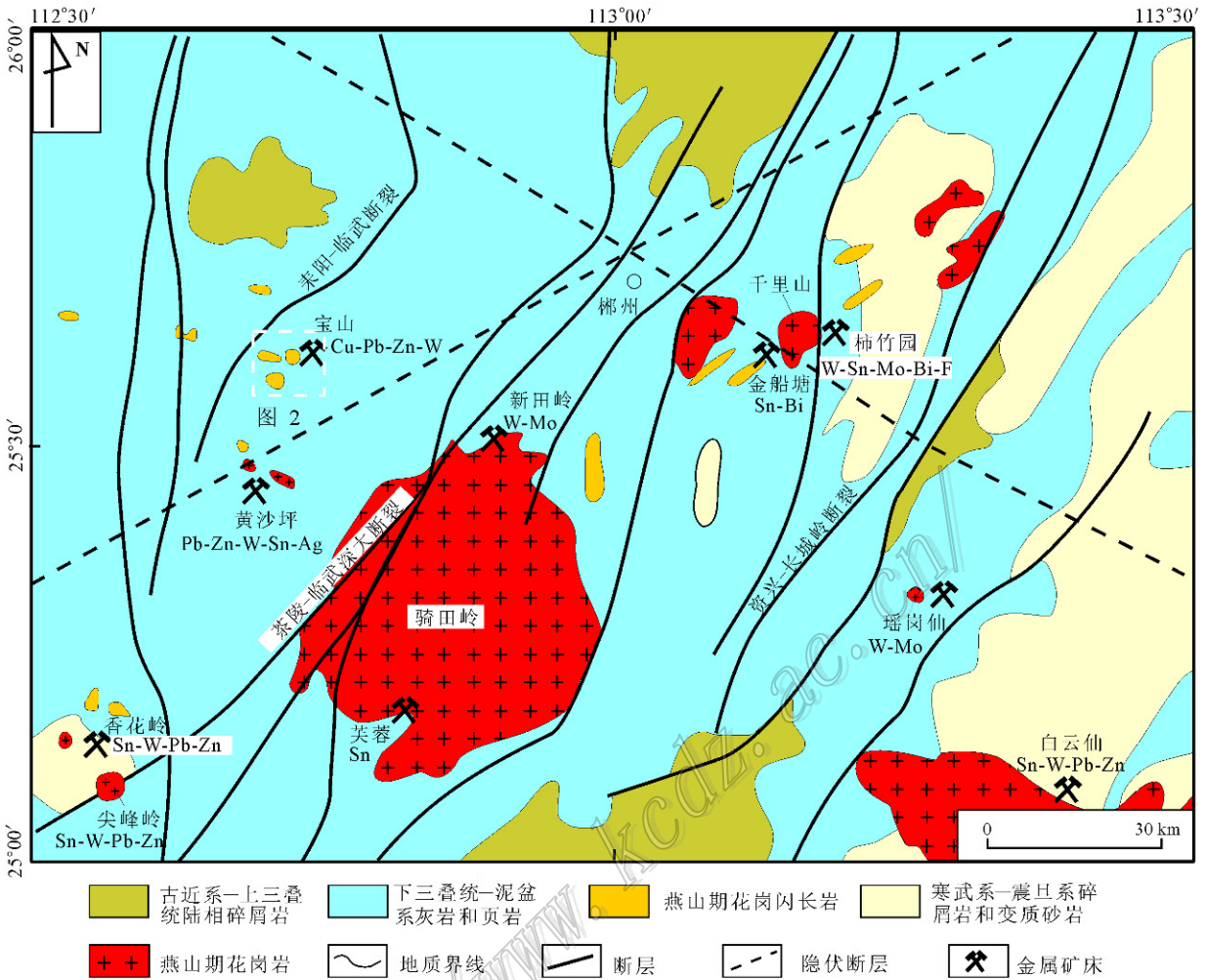


图 1 湘南地区地质矿产略图(据 Peng et al., 2006 改编)

Fig. 1 Sketch geological map of southern Hunan Province, showing distribution of nonferrous metal deposits (modified after Peng et al., 2006)

2 样品及分析方法

花岗闪长斑岩样品主要采自宝山西部矿区坑道-110 m 中段南西沿脉 156 线。岩石呈灰白色至灰色，块状构造，斑状结构，斑晶含量约 25%~35%，主要包括斜长石、钾长石、黑云母和少量石英。斜长石斑晶含量约 10%~15%，呈自形、半自形板状，发育有聚片双晶和卡钠复合双晶，少量发育韵律环带；钾长石斑晶含量约 3%~5%，呈肉红色、浅肉红色，板状、粒状，颗粒大小不等，可见卡式双晶；黑云母斑晶含量约 5%，呈片状，黄绿色至褐色多色性明显；石英

斑晶含量约 5%~8%，呈他形粒状。基质呈显微晶质结构，主要由长石、黑云母和石英构成(图 3a、b)。副矿物有磷灰石、锆石、金红石、褐帘石、榍石、钼石和磁铁矿等(王岳军等, 2001; 谢银财等, 2013)。黑云母作为宝山花岗闪长斑岩中主要的镁铁质矿物，在镜下呈深棕褐色到浅黄色，解理发育，粒径一般为 1~5 mm，部分颗粒发生蚀变(图 3c、d)。

黑云母电子探针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电子探针实验室完成。黑云母主量元素的测试采用日本电子 JOEL 公司生产的 JXA-823V 型电子探针分析仪，实验中的加速电压为 15 kV，束流为 2.0×10^{-8} A，束斑大小为 5 μ m。

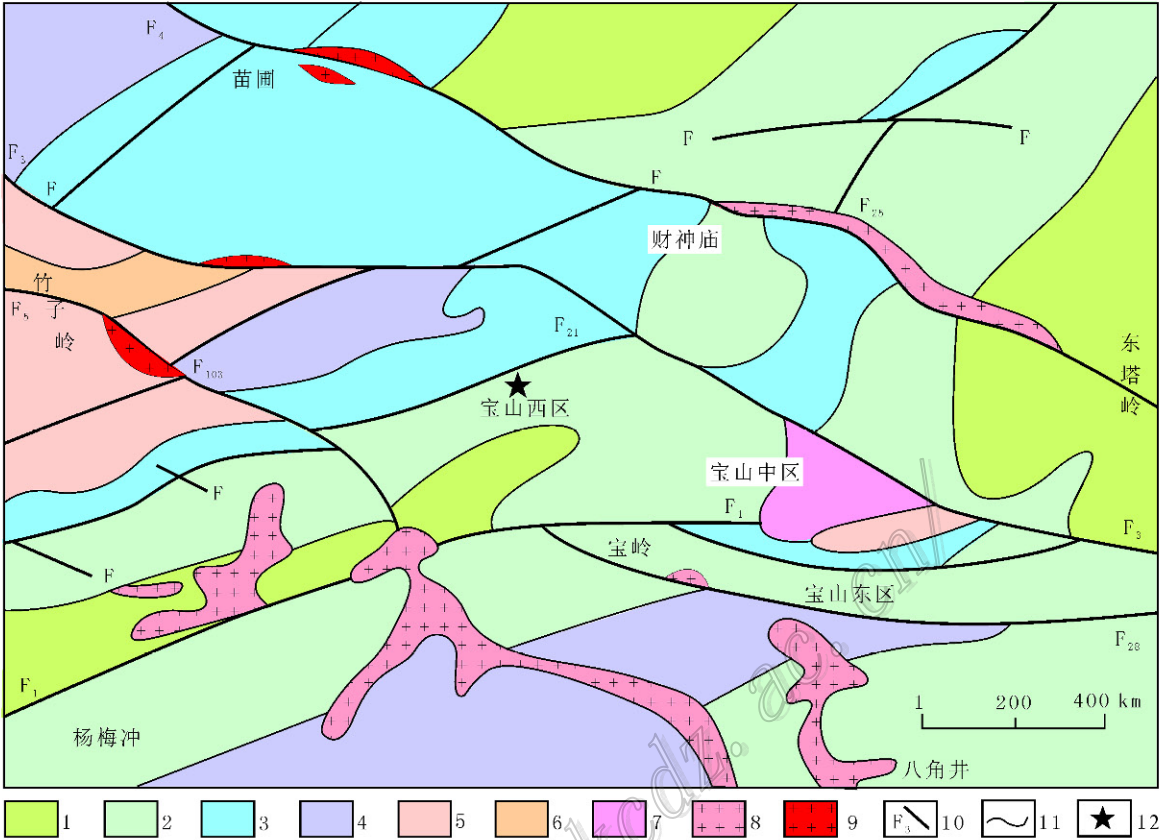


图 2 宝山矿区地质图(据印建平, 1998)

1—中-上石炭统壶天群; 2—下石炭统梓门桥组; 3—下石炭统测水组; 4—下石炭统石蹬子组; 5—下石炭统孟公坳组; 6—上泥盆统锡矿山组; 7—砂卡岩; 8—花岗闪长斑岩; 9—花岗岩; 10—断裂及编号; 11—地质界线; 12—采样位置

Fig. 2 Sketch geological map of the Baoshan ore district(after Yin, 1998)

1—Mid-Upper Carboniferous Hutian Group; 2—Lower Carboniferous Zimenqiao Formation; 3—Lower Carboniferous Ceshui Formation; 4—Lower Carboniferous Shidengzi Formation; 5—Lower Carboniferous Menggong'ao Formation; 6—Upper Devonian Xikuangshan Formation; 7—Skarn; 8—Granodiorite porphyry; 9—Granite porphyry; 10—Fault and its serial number; 11—Geological boundary; 12—Sampling location

3 分析结果

表 1 为黑云母的主量元素电子探针和相关计算分析结果。黑云母的 Fe^{2+} 和 Fe^{3+} 值采用林文蔚等 (1994) 的计算方法获得, 并以 22 个氧原子为单位计算黑云母的阳离子数及相关参数。在 $Mg-(Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)-(Fe^{2+} + Mn)$ 图解 (图 4) 中, 黑云母的成分投点落在铁质黑云母和镁质黑云母的范围内, 说明在宝山花岗闪长斑岩中存在 2 种不同的黑云母, 即镁质黑云母和铁质黑云母。

由表 1 可知, 宝山岩体中的黑云母具有如下特征:

(1) 黑云母中 $w(FeO^T)$ 介于 20.19%~25.32%; $w(MgO)$ 介于 8.17%~11.72%。 $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ 比值较为均一, 介于 0.42~0.58, 表明其未遭受后期流

体的改造 (Stone, 2000; 李鸿莉等, 2007a)。

(2) 黑云母中 $w(Al_2O_3)$ 介于 13.71%~14.74%, $w(TiO_2)$ 介于 1.64%~2.60%, 以 22 个氧原子为单位计算的阳离子数中 $w(Al^{VI})$ 为 0.21~0.41。据 Buddington 等 (1964) 和 Albuquerque (1973) 研究表明, 黑云母的高钛和结构式中低 Al^{VI} 指示其形成于相对高温和较高氧逸度的介质环境。

(3) 黑云母中 $w(MnO)$ 介于 0.12%~0.35%。在岩浆演化的过程中, Mn 的浓度一般不足以形成独立矿物, Mn^{2+} 主要以类质同像替代 Fe^{2+} 、 Mg^{2+} 等进入造岩矿物中 (刘英俊等, 1984)。宝山矿区花岗闪长斑岩中黑云母的 MnO 值与 $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ 值呈现的正相关性, 亦指示 Mn 主要以类质同象替代形式进入黑云母晶格。

(4) 黑云母中明显富卤族元素 (F、Cl), 其含量均明显高于 0.1%, 反映其岩体分异演化程度高, 挥

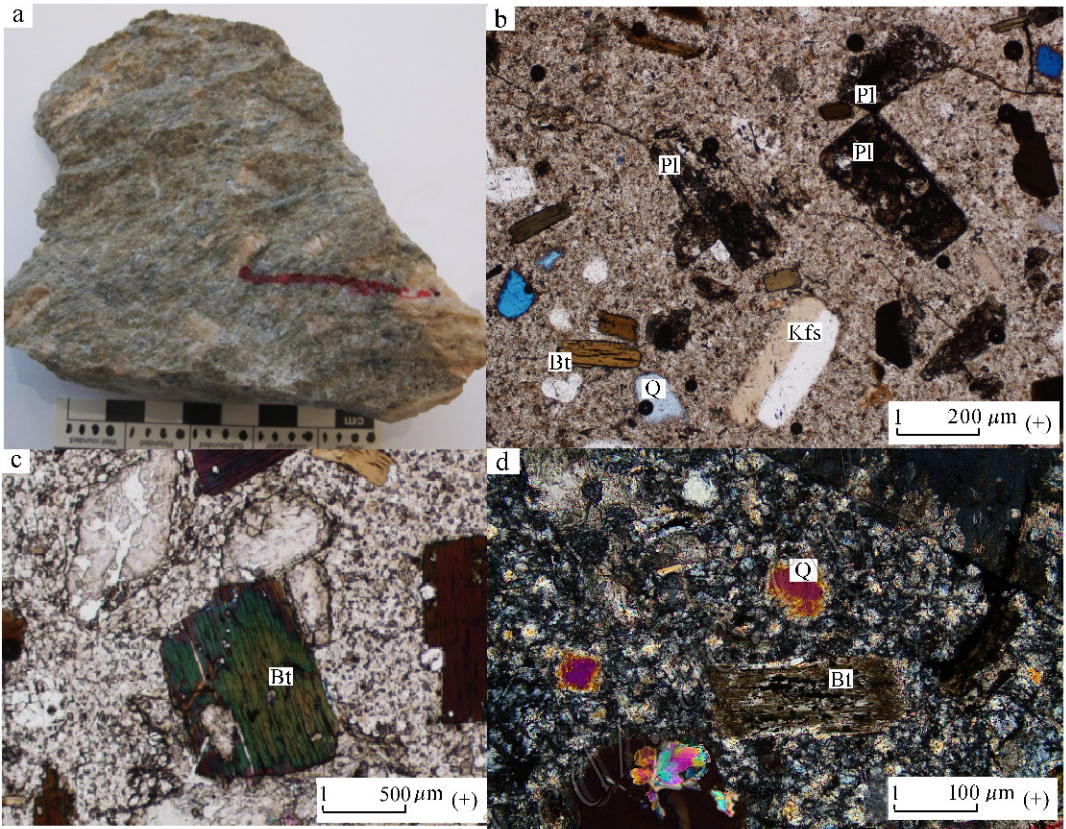


图 3 宝山矿区花岗闪长斑岩手标本及显微照片

a. 花岗闪长斑岩; b. 花岗闪长斑岩; c. 黑云母; d. 黑云母遭受蚀变
Pl—斜长石; Kfs—钾长石; Q—石英; Bt—黑云母; (+)—正交偏光

Fig. 3 Hand specimens and photomicrographs for the granodiorite porphyry from the Baoshan deposit

a. Granodiorite porphyry; b. Granodiorite porphyry; c. Biotite in granodiorite porphyry; d. Altered biotite in granodiorite porphyry
Pl—Plagioclase; Kfs—K-feldspar; Q—Quartz; Bt—Biotite; (+)—Crossed nicols

发组分常在高分异的晚期岩相中富集(Webster et al., 1990)。

4 讨 论

4.1 岩浆结晶的物理化学条件探讨

黑云母的化学成分在一定程度上可以反映岩浆-热液体系的物理化学条件(如氧逸度)。Wones 等(1965)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。镜下观察表明,本区黑云母与钾长石-磁铁矿-石英共生,符合该逸度计使用条件。从岩体黑云母的 Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg^{2+} 图解(图 5)中可以看出,本区花岗闪长斑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

氧逸度条件下(Wones, 1989; Carmichael, 1991)。
宝山花岗闪长斑岩的锆石饱和温度为 $712 \sim 772^\circ\text{C}$,反映了岩浆形成的上限温度(谢银财等, 2013)。依据 Wones 等(1965)提出的 $P_{\text{H}_2\text{O}} = 207 \text{ MPa}$ 条件下黑云母的 $\log f(\text{O}_2)$ - T 图解(图 6),并结合 Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg 图解,得出本区花岗闪长斑岩的 $\log f(\text{O}_2)$ 介于 $-14.5 \sim -12.8$,说明黑云母形成于较高氧逸度环境,这与前述结果一致。
Etsuo 等(2007)研究表明,黑云母中的全铝含量同花岗岩的固结压力具有很好的正相关特性,其关系式如下:

$$P(\times 100 \text{ MPa}) = 3.03 \times {}^T\text{Al} - 6.53(\pm 0.33)$$

其中, ${}^T\text{Al}$ 是指在以 22 个氧原子为基础计算出的黑云母中铝阳离子总数。利用此压力计估算的本区花岗闪长斑岩黑云母结晶的压力为 $97 \sim 174$

表 1 宝山花岗闪长斑岩黑云母电子探针成分分析结果

Table 1 Electron microprobe analyses of biotite from Baoshan granodiorite porphyry

组分	BS-3-1	BS-3-2	BS-3-3	BS-3-4	BS-3-5	BS-3-6	BS-3-7	BS-3-8	BS-3-9	BS-3-10	BS-3-11	BS-3-12
w(B)/%												
SiO ₂	36.73	36.45	36.19	35.52	36.15	36.52	36.63	36.70	38.04	38.98	38.73	37.16
TiO ₂	1.94	1.78	2.25	2.47	2.47	2.34	2.58	2.60	1.70	1.64	1.78	1.87
Al ₂ O ₃	13.71	14.65	14.74	14.06	14.48	14.16	14.46	14.65	13.93	14.33	14.25	13.80
FeO ^T	23.71	25.32	22.82	23.01	22.73	22.95	23.03	22.93	20.90	20.19	20.29	20.42
MnO	0.17	0.32	0.12	0.25	0.24	0.17	0.16	0.20	0.35	0.19	0.23	0.20
MgO	8.40	8.84	8.48	8.17	8.22	8.32	8.37	8.36	10.76	11.22	11.72	10.75
CaO	0.47	0.48	0.06	0.57	0.15	0.14	0.13	0.16	0.37	0.33	0.25	0.17
Na ₂ O	0.40	0.34	0.32	0.47	0.41	0.34	0.38	0.41	0.63	0.50	0.50	0.49
K ₂ O	8.79	6.93	8.43	8.15	8.48	8.48	8.39	8.46	8.82	8.88	8.71	8.81
F	0.31	0.37	0.36	0.38	0.43	0.55	0.54	0.46	1.32	1.45	1.32	1.25
Cl	0.21	0.19	0.21	0.28	0.22	0.19	0.21	0.22	0.16	0.20	0.21	0.24
总和	94.84	95.67	93.98	93.33	93.98	94.16	94.88	95.15	96.98	97.91	97.99	95.16
以 22 个氧原子为基础计算的阳离子数及相关计算结果												
Si	5.76	5.64	5.68	5.65	5.68	5.73	5.70	5.69	5.73	5.77	5.74	5.71
Al ^{IV}	2.24	2.36	2.32	2.35	2.32	2.27	2.30	2.31	2.27	2.23	2.26	2.29
Al ^{VI}	0.30	0.32	0.41	0.28	0.37	0.35	0.35	0.37	0.21	0.28	0.22	0.20
Ti	0.23	0.21	0.27	0.30	0.29	0.28	0.30	0.30	0.19	0.18	0.20	0.22
Fe ³⁺	0.42	0.57	0.53	0.50	0.54	0.57	0.59	0.58	0.56	0.66	0.62	0.57
Fe ²⁺	2.69	2.71	2.46	2.56	2.45	2.44	2.40	2.40	2.08	1.84	1.89	2.05
Mn	0.02	0.04	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03
Mg	1.96	2.04	1.98	1.94	1.93	1.94	1.94	1.93	2.42	2.48	2.59	2.46
Ca	0.08	0.08	0.01	0.10	0.03	0.02	0.02	0.03	0.06	0.05	0.04	0.03
Na	0.12	0.10	0.10	0.15	0.12	0.10	0.11	0.12	0.19	0.14	0.14	0.15
K	1.76	1.37	1.69	1.65	1.70	1.70	1.66	1.67	1.70	1.68	1.65	1.73
总和	15.58	15.44	15.47	15.51	15.46	15.42	15.39	15.43	15.45	15.33	15.38	15.44
MF	0.39	0.38	0.40	0.39	0.39	0.39	0.39	0.39	0.47	0.50	0.50	0.48
Fe ²⁺ + Mn	1.36	1.38	1.24	1.30	1.24	1.23	1.21	1.21	1.06	0.93	0.96	1.04
Al ^{VI} + Fe ³⁺ + Ti	0.47	0.55	0.60	0.54	0.60	0.60	0.62	0.62	0.48	0.56	0.52	0.50
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.42	0.43	0.45	0.43	0.44	0.44	0.45	0.45	0.54	0.57	0.58	0.55
Mg [#]	0.42	0.43	0.44	0.43	0.44	0.44	0.44	0.44	0.53	0.57	0.57	0.54
Fe ²⁺ /(Mg + Fe ²⁺)	0.58	0.57	0.55	0.57	0.56	0.56	0.55	0.55	0.46	0.43	0.42	0.46
Fe ³⁺ /(Fe ²⁺ + Fe ³⁺)	0.14	0.17	0.18	0.16	0.18	0.19	0.20	0.19	0.21	0.26	0.25	0.22

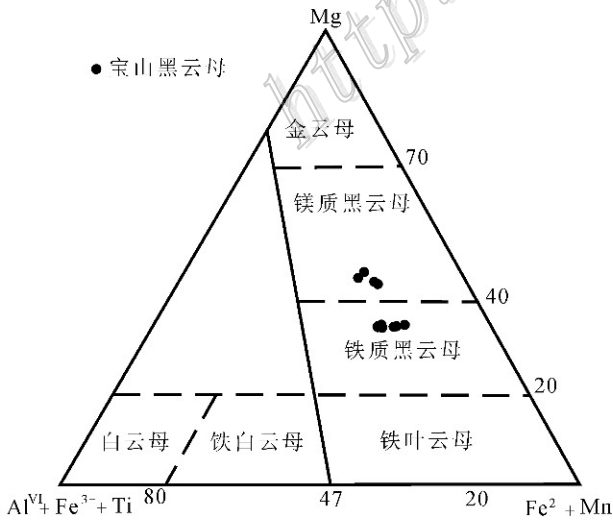


图 4 云母分类图(底图据 Foster, 1960)
Fig. 4 Classification of micas (after Foster, 1960)

MPa, 侵位深度采用 $P = \rho \cdot g \cdot H$ 进行换算, 其中 $\rho = 2700 \text{ kg/m}^3$, $g = 9.8 \text{ m/s}^2$, 相当于 $3.67 \sim 6.57 \text{ km}$, 平均深度为 5.12 km 。

4.2 岩石成因探讨

马昌前等(1994)通过统计国内外文献中 120 个不同产状的黑云母成分特征后提出, 退变质和固相线下交代作用成因的黑云母具有低 Ti 的特征($Ti < 0.20$); 进变质成因的黑云母 Ti 含量的变化范围较大, 且 $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ 的比值多大于 0.55; 而岩浆成因的黑云母具有中等的 Ti 含量($0.20 < Ti < 0.55$), 且 $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ 的比值介于 0.30~0.55。宝山花岗闪长斑岩中黑云母 Ti 介于 0.18~0.30, 且 $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ 介于 0.42~0.58, 与岩浆成因黑云母的成分特征一致, 少量发生不同程度的蚀变。

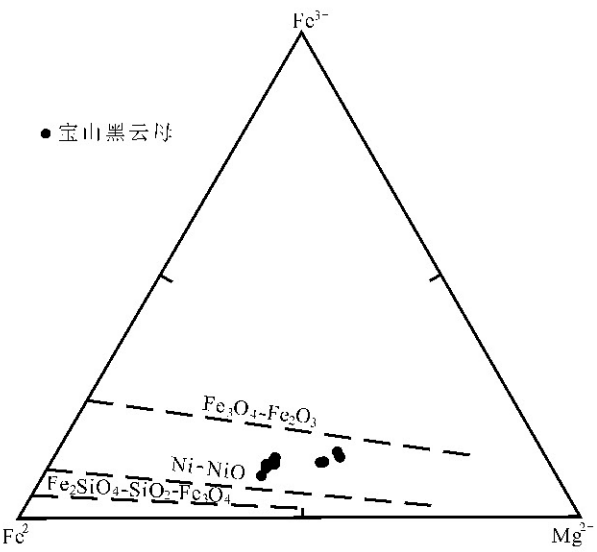


图 5 黑云母的 Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg^{2+} 图解
(底图据 Wones et al., 1965)
Fig. 5 Plot of Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg^{2+} for biotites
(after Wones et al., 1965)

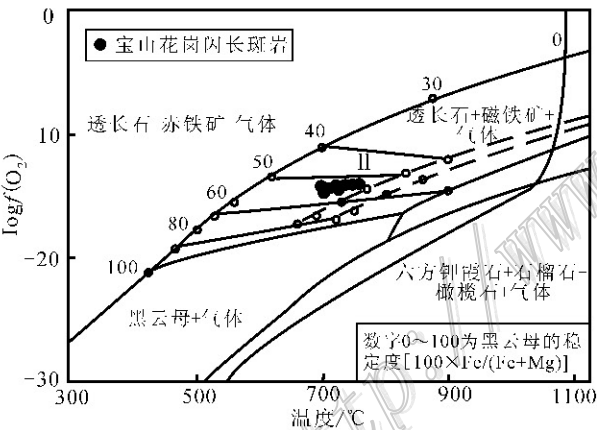


图 6 黑云母的 $\log f(\text{O}_2)$ - T 图解
(底图据 Wones et al., 1965)
Fig. 6 Plot of $\log f(\text{O}_2)$ - T for biotites
(after Wones et al., 1965)

徐克勤等(1986)依据岩石中黑云母的氧化系数($\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$)和 $\text{Mg}^\#$ ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Mn} + \text{Fe}^{2+})$)划分 I 型与 S 型花岗岩, I 型花岗岩中黑云母具有较高的氧化系数(0.252~0.121)及较高的 $\text{Mg}^\#$ (0.384~0.626), 而 S 型花岗岩则较低。徐克勤等(1982)曾提出用黑云母的 MF 值来区分同熔型花岗岩和改造型花岗岩, $\text{MF} < 0.38$ 为改造型花岗岩, 反之则为同熔型花岗岩, 其中 $\text{MF} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Mn} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ 。宝山花岗闪长斑岩中黑云母的

氧化系数为 0.16~0.26 及 $\text{Mg}^\#$ 为 0.42~0.57, MF 值范围为 0.38~0.50, 表明其岩体主要属于同熔型的 I 型花岗岩。

黑云母中 MgO 含量可以反映岩石物质来源及成岩成矿作用的一些地球化学特征, 因此它的成分特点可以反映寄主岩石的成因类型和形成环境。丁孝石(1988)认为典型幔源黑云母中 $w(\text{MgO}) > 15\%$, 壳源黑云母中 $w(\text{MgO}) < 6\%$, 本文 $w(\text{MgO})$ 为 8.17%~11.72%, 平均 9.3%, 具有壳幔过渡特点。在黑云母的 $\text{FeO}^T/(\text{FeO}^T + \text{MgO})$ -MgO 图解(图 7)中, 宝山矿床花岗闪长斑岩中的黑云母主要投影于壳幔源区, 部分样品落在壳源区, 反映本区成岩物质主要来源于地壳, 并且有少量地幔物质加入, 表明其壳幔混源的成因特点。这与谢银财等(2013)认为宝山花岗闪长斑岩可能与岩浆混合作用有关的结论相符合。

4.3 对成矿的指示意义

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, 氧化型花岗岩往往与铜、铅、锌以及钼等金属矿床伴生, 而还原型花岗岩往往形成钨和锡矿床(Ishihara, 1984; 1998; 徐文刚等, 2011)。因而明确宝山矿区花岗闪长斑岩形成的氧化还原条件对于理解其成矿能力具有重要意义。黑云母为花岗质岩石中普遍存在的镁铁质矿物, 由于具有特殊的层状结构和多元素的广泛类质同像替

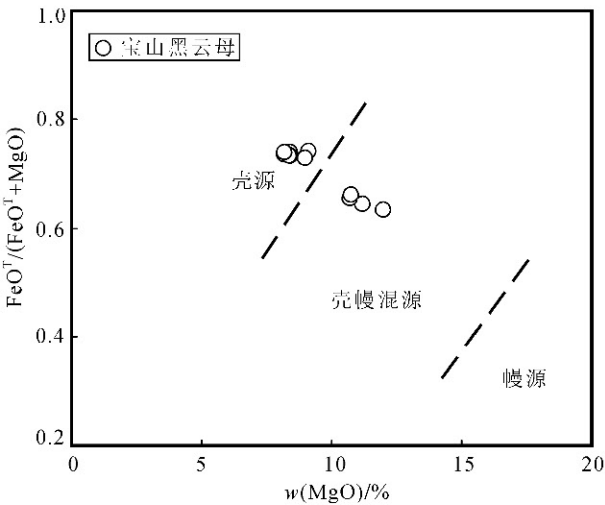


图 7 侵入岩黑云母的 $\text{FeO}^T/(\text{FeO}^T + \text{MgO})$ -MgO 图
(据周作侠, 1986)
Fig. 7 $\text{FeO}^T/(\text{FeO}^T + \text{MgO})$ -MgO diagram of biotites
(after Zhou, 1986)

换,其化学成分特征及其演化可以有效指示岩浆结晶的氧化还原条件,因而可以为花岗质岩浆热液矿床的找矿勘查工作提供重要指示。

电子探针分析结果表明,宝山花岗闪长斑岩的黑云母斑晶具有较高的 MF 值(0.38~0.50,平均为 0.42)及 TiO_2 含量(1.64%~2.60%,平均为 2.12%);较低的 Al_2O_3 含量(小于 15%)和 CaO 含量(0.06%~0.57%);较高的挥发份($w(\text{F})$ 为 0.31%~1.45%; $w(\text{Cl})$ 为 0.16%~0.28%)。根据秦克章等(2009)的研究,宝山矿区花岗闪长斑岩中黑云母的化学组成及主要元素的相关比值与典型斑岩铜矿的含矿斑岩黑云母基本一致,指示宝山矿区花岗闪长斑岩应属于含铜斑岩,可能具有较好的铜成矿能力。

前人的研究表明,含矿斑岩高的氧逸度是斑岩型及浅层低温热液型矿床形成的关键因素之一(熊小林等,2001;Li et al., 2008; Bi et al., 2009),在高的氧逸度条件下,硫多以 SO_4^{2-} 和 SO_2 形式溶解在硅酸盐熔体中,岩浆中不产生过饱和的硫化物。因此,亲硫元素 Cu 在岩浆演化过程中逐渐在熔体相中富集,最终进入流体相,从而有利于铜的富集成矿。根据宝山矿区花岗闪长斑岩中黑云母矿物化学成分计算出的含矿岩浆具有较高氧逸度 $\log f(\text{O}_2)$ (-14.5~-12.8),在不同类型矿床含矿花岗质岩石黑云母的 $\text{MgO-FeO}^{\text{T}}$ 图(图 8)中,与 Cu 成矿有关的黑云母具有高镁低铁的特征,与 Sn 成矿有关的黑云母则具

有高铁低镁的特征(吕志成等,2003;李鸿莉等,2007b),宝山矿区花岗闪长斑岩与含锡花岗岩明显不同,而与典型的含铜斑岩相一致,指示宝山矿区花岗闪长斑岩有较好的铜成矿潜力。

5 结 论

(1) 宝山花岗闪长斑岩中的黑云母为铁质黑云母和镁质黑云母,其 Ti 介于 0.18~0.30,且 $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ 介于 0.42~0.58,与岩浆成因黑云母的成分特征一致,少量发生不同程度的蚀变。

(2) 宝山花岗闪长斑岩中的黑云母氧化系数为 0.16~0.26 及 $\text{Mg}^{\#}$ 为 0.42~0.57, MF 值范围为 0.38~0.50, $w(\text{MgO})$ 为 8.17%~11.72%,平均为 9.3%,指示其岩体主要属于壳幔混源型的 I 型花岗岩。

(3) 该区花岗闪长斑岩黑云母结晶的压力为 97~174 MPa,相当于 3.67~6.57 km,平均深度为 5.12 km。花岗闪长斑岩的 $\log f(\text{O}_2)$ 变化范围为 -14.5~-12.8,指示区内花岗闪长斑岩形成于较高氧逸度条件下,有利于铜多金属矿床的形成。

志 谢 湘南地质勘察院张怡军高级工程师、中国地质科学院陈振宇副研究员分别在野外样品采集和电子探针实验中提供了指导和帮助;资料收集和成文过程中得到了中国地质大学(北京)刘晓菲、张东阳等人指点;审稿专家提出了许多建设性的意见,在此一并表示感谢。

参考文献/References

- 丁孝石. 1988. 西藏中南部花岗岩类中云母矿物标型特征及其地质意义[J]. 矿床地质研究所刊, (1): 33-49.
- 湖南省有色地质勘查局一总队. 2010. 湖南省桂阳县宝山铅锌银矿接替资源勘查报告[R]. 1-119.
- 李鸿莉, 毕献武, 胡瑞忠, 彭建堂, 双 燕, 李兆丽, 李晓敏, 袁顺达. 2007a. 芙蓉锡矿骑田岭花岗岩黑云母矿物化学组成及其对锡成矿的指示意义[J]. 岩石学报, 23(10): 2605-2614.
- 李鸿莉, 毕献武, 涂光炽, 胡瑞忠, 彭建堂, 吴开兴. 2007b. 岩背花岗岩黑云母矿物化学研究及其对成矿意义的指示[J]. 矿物岩石, 27(3): 49-54.
- 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]. 长春地质学报, 24(2): 155-162.
- 刘英俊, 曹厉明, 李兆麟, 等. 1984. 元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社. 77-78.

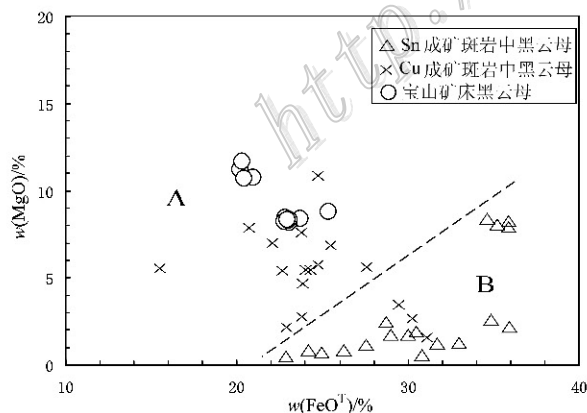


图 8 黑云母 $\text{MgO-FeO}^{\text{T}}$ 图解

A. 与 Cu 成矿有关的黑云母; B. 与 Sn 成矿有关的黑云母(数据来自吕志成等, 2003; 李鸿莉等, 2007b)

Fig. 8 $\text{MgO-FeO}^{\text{T}}$ diagram of biotites

A. Biotites associated with Cu mineralization; B. Biotites associated with Sn mineralization (data after Lv et al., 2003; Li et al., 2007b)

- 吕志成, 段国正, 董广华. 2003. 大兴安岭中南段燕山期三类不同成矿花岗岩中黑云母的化学成分特征及其成岩成矿意义[J]. 矿物学报, 23(2): 177-184.
- 马昌前, 杨坤光, 唐仲华, 等. 1994. 花岗岩类与岩浆动力学: 理论方法及鄂东花岗岩类例析[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 210-212.
- 毛景文, 谢桂青, 郭春丽, 陈毓川. 2007. 南岭地区大规模钨锡多金属成矿作用: 成矿时限及地球动力学背景[J]. 岩石学报, 23(10): 2329-2338.
- 毛景文, 谢桂青, 郭春丽, 袁顺达, 程彦博, 陈毓川. 2008. 华南地区中生代主要金属矿床时空分布规律和成矿环境[J]. 高校地质学报, 14: 510-526.
- 毛景文, 陈慈弘, 袁顺达, 郭春丽. 2011. 华南地区钦杭成矿带地质特征和矿床时空分布规律[J]. 地质学报, 85(5): 636-658.
- 秦克章, 张连昌, 丁奎首, 许英霞, 唐冬梅, 徐兴旺, 马天林, 李光明. 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[J]. 岩石学报, 25(04): 845-861.
- 全铁军, 孔 华, 费利东, 王 高, 李 欢, 吴城明. 2012. 宝山花岗岩闪长斑岩的岩石成因: 地球化学、锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素制约[J]. 中国有色金属学报, 22(3): 611-621.
- 舒全安, 陈培良, 程建荣. 1992. 鄂东南铁铜矿产地质[M]. 北京: 冶金工业出版社, 1-532.
- 王岳军, 范蔚若, 郭 锋, 李 旭. 2001. 湘东南中生代花岗岩闪长质小岩体的岩石地球化学特征[J]. 岩石学报, 17(1): 169-175.
- 伍光英, 潘仲芳, 李金冬, 肖庆辉, 车勤建. 2005. 湘南大义山花岗岩地质地球化学特征及其与成矿的关系[J]. 中国地质, 32(3): 434-443.
- 谢银财, 陆建军, 马东升, 章荣清, 高剑峰, 姚 远. 2013. 湘南宝山铅锌多金属矿区花岗岩闪长斑岩及其暗色包体成因: 锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素制约[J]. 岩石学报, 29(12): 4186-4199.
- 熊小林, 石满全, 陈繁荣. 2001. 浅成-次火山岩黑云母 Cu, Au 成矿示踪意义[J]. 矿床地质, 21(2): 107-111.
- 徐克勤, 胡受昊, 孙明志, 叶 俊. 1982. 华南两个成因系列花岗岩类及其成矿特征[J]. 桂林工学院学报, 1: 1-10.
- 徐克勤, 涂光炽. 1986. 花岗岩地质和成矿关系[M]. 南京: 江苏科学技术出版社, 657.
- 徐文刚, 范宏瑞, 胡芳芳, 杨奎峰. 2011. 氧化性和还原性斑岩型矿床流体成矿特征分析[J]. 地学前缘, 18(5): 103-120.
- 印建平. 1998. 湘南宝山铅锌银多金属矿成矿构造机制分析[J]. 大地构造与成矿学, 22(增刊): 57-61.
- 周作侠. 1986. 湖北丰山洞岩体成因探讨[J]. 岩石学报, 2(1): 59-70.
- Albuquerque A C. 1973. Geochemistry of biotites from granitic rocks, northern Portugal[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 37: 1779-1802.
- Bi X W, Hu R Z, Hanley J J, Mungall J E, Peng J T, Shang L B, Wu K X, Suang Y, Li H L and Hu X Y. 2009. Crystallisation conditions (T , P , fO_2) from mineral chemistry of Cu- and Au-mineralised alkaline intrusions in the Red River-Jinshajiang alkaline igneous belt, western Yunnan Province, China [J]. *Mineralogy and Petrology*, 96: 43-58.
- Buddington A F and Lindsley D H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents[J]. *Petrology*, 5: 310-350.
- Burkhard D J M. 1991. Temperature and redox path of biotite-bearing intrusives: a method of estimation applied to S and I-type granites from Australia [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 89-98.
- Carmichael I S E. 1991. The redox states of basic and silicic magmas: A reflection of their source regions[J]. *Mineralogy and Petrology*, 106: 129-141.
- Etsuo Uchida, Sho Endo and Mitsutoshi Makino. 2007. Relationship Between Solidification Depth of Granitic Rocks and Formation of Hydrothermal Ore Deposits [J]. *Resource Geology*, 57(1): 47-56.
- Feeley T C and Sharp Z D. 1996. Chemical and hydrogen isotope evidence for in situ dehydrogenation of biotite in silicic magma chambers [J]. *Geology*, 24(11): 1021-1024.
- Foster M D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas[J]. U. S. Geological Survey Scientific Investigations Report, 354: 11-49.
- Ishihara S. 1984. Granitoid series and Mo/W-Sn mineralization in East Asia [J]. *Geological Survey of Japan Report*, 263: 173-208.
- Ishihara S. 1998. Granitoid series and mineralization in the circum-Pacific Phanerozoic granitic belts[J]. *Resource Geology*, 48: 219-224.
- Kesler S E, Issgonis M J, Brownlow A H, Damon P E, Moore W J, Northcote K E and Preto V A. 1975. Geochemistry of biotites from mineralized and barren intrusive systems[J]. *Econ. Geol.*, 70: 559-567.
- Li J W, Zhao X F, Zhou M F, et al. 2008. Origin of the Tongshankou porphyry-skarn Cu-Mo deposit, eastern Yangtze craton, Eastern China: geochronological, geochemical, and Sr-Nd-Hf isotopic constraints[J]. *Mineralium Deposita*, 43: 315-336.
- Peng J T, Zhou M F, Hu R Z, Shen N P, Yuan S D, Bi X W, Du A D and Qu W J. 2006. Precise molybdenite Re-Os and mica Ar-Ar dating of the Mesozoic Yaogangxian tungsten deposit, central Nan-ling district, South China[J]. *Mineralium Deposita*, 41(7): 661-669.
- Selby D and 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[J]. *Chemical Geology*, 171: 77-93.
- Stone D. 2000. Temperature and pressure variations in suites of Archean felsic plutonic rocks, Berens river area, northwest superior province Ontario, Canada[J]. *The Canadian Mineralogist*, 38: 455-470.
- Webster J D and Holloway J R. 1990. Partitioning of F and Cl between magmatic hydrothermal fluids and highly evolved granitic magmas. Stein HJ, Hannah J L. Ore-bearing Granite Systems: Petrogenesis and Mineralizing processes[J]. *Geological Society of America Special Paper* 246, 21-34.
- Wones D R and Eugster H P. 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and application[J]. *American Mineralogist*, 50: 1228-1272.
- Wones D R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks[J]. *American Mineralogist*, 74: 744-749.