

武当隆起西段新元古代牌楼花岗岩中黑云母 成分特征及成岩指示意义

张维峰^{1,2}, 彭练红¹, 徐大良¹, 邓新¹, 刘浩¹, 金鑫镖¹, 谭靖¹

(1. 中国地质调查局武汉地质调查中心, 湖北 武汉 430205; 2. 中国地质调查局花岗岩成岩成矿地质研究中心, 湖北 武汉 430205)

摘要: 黑云母是花岗岩中常见的造岩矿物, 其化学成分可以用于判断岩体形成时的物理化学条件、岩石成因类型及构造环境。本文利用电子探针(EMPA)对武当隆起西段牌楼花岗岩中的黑云母进行了成分分析, 结果发现这些黑云母 Al^{VI} 原子数较低(0.128~0.395), 而 Ti 原子数适中(0.236~0.267), 属于铁叶云母, 并且均具富 Fe 贫 Mg 的特征, $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ 值为 0.985~0.989。岩相学观察和化学成分分析结果显示, 牌楼二长花岗岩中的黑云母为岩浆成因, 结晶温度为 640~710℃, 寄主岩体的固结压力为 0.9~1.7 GPa, $\log f_{O_2}$ 变化于 -18.1~-17.4 之间, 指示其形成于低氧逸度环境中。岩浆的氧逸度较低可能是导致牌楼岩体不能形成 Cu、Au 和 Mo 矿化的决定因素, 而缺乏 Sn 矿化可能与熔体温度较低有关。综合黑云母化学成分和岩石地球化学特征, 认为牌楼似斑状二长花岗岩为 A 型花岗岩, 侵位于非造山的伸展构造背景。

关键词: 矿物成分; 黑云母; 结晶条件; 牌楼花岗岩; 武当隆起

中图分类号: P578.959; P581

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2019)02-0209-10

Mineral chemistry of biotite from the Neoproterozoic Pailou granite in western Wudang uplift: Implications for the petrogenesis

ZHANG Wei-feng^{1,2}, PENG Lian-hong¹, XU Da-liang¹, DENG Xin¹, LIU Hao¹, JIN Xin-biao¹
and TAN Jing¹

(1. Wuhan Center of Geological Survey, Wuhan 430205, China; 2. Research Center of Granitic Diagenesis and Mineralization, China Geological Survey, Wuhan 430205, China)

Abstract: Biotite is an important rock-forming mineral in most of granites, and its mineral chemistry can reveal the crystallization conditions, petrogenesis and tectonic setting in the magma system. In this study, the authors utilized electron microprobe analysis (EMPA) to determine the mineral composition of biotite grains hosted in the Pailou granite. The EMPA data show that the biotite is poor in Al^{VI} (0.128 to 0.395) atomic number and moderate in Ti (0.236 to 0.267) atomic number, and shows siderophyllite affinity. In addition, the biotite is rich in iron and poor in magnesium, with $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ values from 0.985 to 0.989. Petrography and mineral chemistry indicate that the biotite grains are of magmatic origin. Based on calculation of the EMPA data, the crystallization temperature and pressure of biotite are 640~710℃ and 0.9~1.7 GPa, respectively. Besides, it was formed under the condition of low oxygen fugacity, with the $\log f_{O_2}$ values from -18.1 to -17.4. The low oxygen fugacity of

收稿日期: 2018-03-22; 接受日期: 2018-11-15; 编辑: 郝艳丽

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目(DD20160030)

作者简介: 张维峰(1985-), 男, 助理研究员, 博士, 岩石、矿物、矿床专业, E-mail: didazhweifeng@163.com; 通讯作者: 彭练红(1966-), 男, 教授级高工, 硕士, 构造地质学方向, E-mail: 245737309@qq.com。

magmas can explain the lack of Cu, Au and Mo mineralization, whereas the lack of Sn mineralization may be attributed to the low temperature of magmas. Combined with the study of mineral chemistry of biotite and geochemical features of hosted rocks, the authors hold that the Pailou monzogranite is of A-type and was formed in the nonorogenic tectonic setting.

Key words: mineral chemistry; biotite; crystallization condition; Pailou granite; Wudang uplift

Fund support: Project of China Geological Survey (DD20160030)

黑云母属于三八面体结构的硅酸盐矿物,分子式一般为 $\text{IM}_3\text{T}_4\text{O}_{10}\text{A}_2$ (其中 $\text{I} = \text{K}, \text{Na}, \text{Ca}, \text{Ba}$; $\text{M} = \text{Li}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Al}^{\text{VI}}, \text{Ti}, \text{Mn}$; $\text{T} = \text{Al}^{\text{IV}}, \text{Fe}^{3+}, \text{Si}$; $\text{A} = \text{OH}, \text{F}, \text{Cl}$), 是花岗岩中常见的暗色矿物之一(Rieder *et al.*, 1998)。由于其结构和化学成分对岩浆的温度、压力、氧逸度等物理化学条件十分敏感,热动力学条件的变化可以控制其复杂的化学成分,因此,对黑云母展开矿物化学成分的研究可以有效地反映出寄主岩体的成岩条件、演化过程及岩浆物质来源等方面的信息(Wones and Eugster, 1965; Beane, 1974; Zhu and Sverjensky, 1992; Henry *et al.*, 2005; Uchida *et al.*, 2006)。有关黑云母化学成分的地质意义已经被广泛应用于厘定岩浆演化、成岩过程和含矿性评价等方面的研究之中(De Albuquerque, 1973; Rasmussen *et al.*, 2013; Parsapoor *et al.*, 2015; Sarjoughian *et al.*, 2015; Zhang *et al.*, 2015; 叶茂等, 2017; 杨阳等, 2017; 周云等, 2017)。

牌楼似斑状二长花岗岩出露于南秦岭武当隆起构造的西段,锆石 U-Pb 年代学结果表明其形成于 $667.2 \pm 3.5 \text{ Ma}$ (张维峰等, 2018)。基于岩石地球化学特征和锆石原位 Lu-Hf 同位素等方面的分析,前人对其源区和地球动力学背景进行了探讨(张维峰等, 2018)。然而,由于缺乏矿物学研究,其成岩过程的物理化学条件仍未查明。事实上,越来越多的研究表明,与岩浆活动有关的 Cu、Au、Mo 和 Sn 成矿作用往往受岩浆的氧逸度和温度等物理化学条件的控制(Linnen *et al.*, 1996; Mungall, 2002; Sun *et al.*, 2015)。野外调查中,未见与牌楼二长花岗岩有关的矿化蚀变现象,是什么因素制约了牌楼岩体的成矿作用仍不清楚。黑云母作为牌楼花岗岩基质中的重要组成矿物之一,其矿物地球化学数据可以为岩浆固结的物理化学参数(压力、温度和氧逸度等)和岩石成因类型等提供直接的证据。因此,本文拟利用电子探针技术,通过对牌楼花岗岩中的黑云母进行系统的矿物化学成分研究,查明其结晶的物化参数和成岩过程,分析探讨其未能成矿的关键控制

因素,并从矿物化学成分的角度为岩石成因类型和形成的构造背景提供佐证。

1 区域地质背景

武当隆起位于南秦岭的东端(图 1a),出露面积约 $8\,000 \text{ km}^2$,为典型的隆升构造,新元古代拉伸纪武当群出露于抬升区域的核部,四周被新元古代成冰纪耀岭河组、埃迪卡拉纪和显生宙地层环绕(图 1b, Ling *et al.*, 2010)。其中,武当群的主要岩性有两组,包括变质火山-沉积岩组合和变质沉积岩组合,耀岭河组则以变玄武质火山岩(熔岩、火山碎屑岩或凝灰岩)为主,夹少量变酸性火山岩和变泥质岩(张业明等, 2001; Ling *et al.*, 2010; Wang *et al.*, 2016)。区域内新元古代岩浆活动发育,岩石类型多样,从基性到酸性均有分布,如桃源辉长岩($679 \pm 3 \text{ Ma}$)、泰山庙闪长岩($631.6 \pm 0.6 \text{ Ma}$)、五里坪花岗岩($630.4 \pm 0.6 \text{ Ma}$)、竹沟口花岗岩($632.2 \pm 0.7 \text{ Ma}$)以及大规模出露的辉绿岩脉(Ling *et al.*, 2008; Zhu *et al.*, 2015; Wang *et al.*, 2016)。

牌楼似斑状二长花岗岩出露于十堰竹山县牌楼以北 2 km 转盘桥一带,岩体大致呈不规则条带状近东西向展布,长约 $1\,400 \text{ m}$,宽约 200 m ,呈岩枝形式侵入于武当群副变质岩中。该区域内发育两组断裂,近北东向的断裂被后期近东西向断裂切割错断。大量基性岩脉侵入到武当群中,少量辉长岩因区域变质作用而形成斜长角闪岩。除此之外,还出露有花岗闪长岩和牌楼花岗岩等酸性侵入岩(图 1c)。

2 样品描述和分析方法

牌楼花岗岩具灰白色细粒似斑状结构,块状构造(图 2a)。斑晶含量约占 15% ,主要组成矿物为斜长石(10%)、角闪石(4%)以及少量黑云母($<1\%$)。斜长石发育聚片双晶或卡钠复合双晶;角闪石多呈长柱状,单偏光下呈墨绿色-绿色多色性,

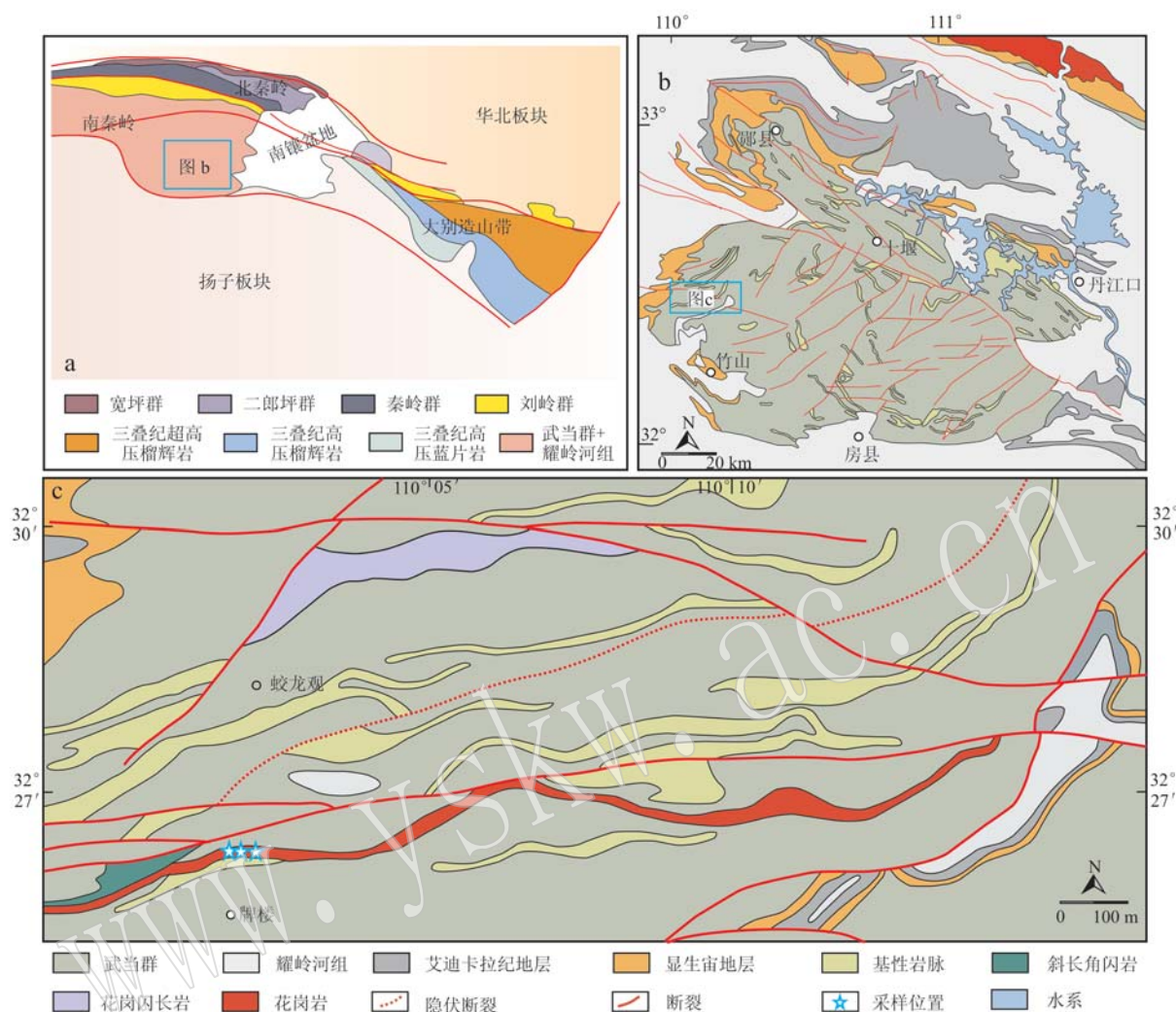


图1 秦岭-桐柏-大别构造简图(a, 据吴元保等, 2013)、武当隆起大地构造位置图[b, 据 Ling 等(2008)修编]和牌楼花岗岩出露位置图(c)

Fig. 1 Schematic geological map of the Qinling-Tongbai-Dabie orogenic belt (a, modified after Wu Yuanbao *et al.*, 2013), geological map of Wudang uplift (b, modified after Ling *et al.*, 2008) and geological map of Pailou granite (c)

正交镜下呈一级橙黄干涉色, 部分角闪石颗粒因自身颜色的掩盖在正交镜下呈现深绿色, 大部分角闪石可见一组平行于长轴方向的解理, 少数呈半自形的六边形结构, 发育“角闪石式”解理(图 2b、2c)。基质为显微晶质结构, 主要由石英、钾长石、斜长石、黑云母和角闪石组成(图 2d、2e)。石英多为他形结构; 钾长石以半自形条纹结构为主(图 2e), 少数可见格子双晶; 斜长石主要为半自形聚片双晶。基质中钾长石含量高于斜长石。基质中黑云母为自形-半自形片状结构, 单偏光镜下呈棕黄色-棕黑色多色性, 正交镜下因自身颜色覆盖而呈现微弱的紫红-黄绿色干涉色(图 2d、2e); 角闪石则为长柱状和六边

形结构。该岩体中还可可见磁铁矿、锆石等副矿物呈半自形-他形结构产出于基质中。根据其野外产状和岩相学特征定名为似斑状二长花岗岩。

为了限定花岗岩形成的物化参数, 本文选取基质中普遍发育的黑云母, 利用电子探针技术对其进行矿物化学成分分析。分析测试在武汉地质调查中心的 EPMA-1600 型电子探针仪器上完成, 具体工作条件如下: 加速电压 15 kV, 探针电流 20 nA, 束斑直径 1 μm , 根据元素强度和性质不同, 元素峰分析时间选择在 7 ~ 60 s 间, 绝大部分元素峰分析的时间为 10 s, 检测限为 $100 \times 10^{-6} \sim 300 \times 10^{-6}$ 。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

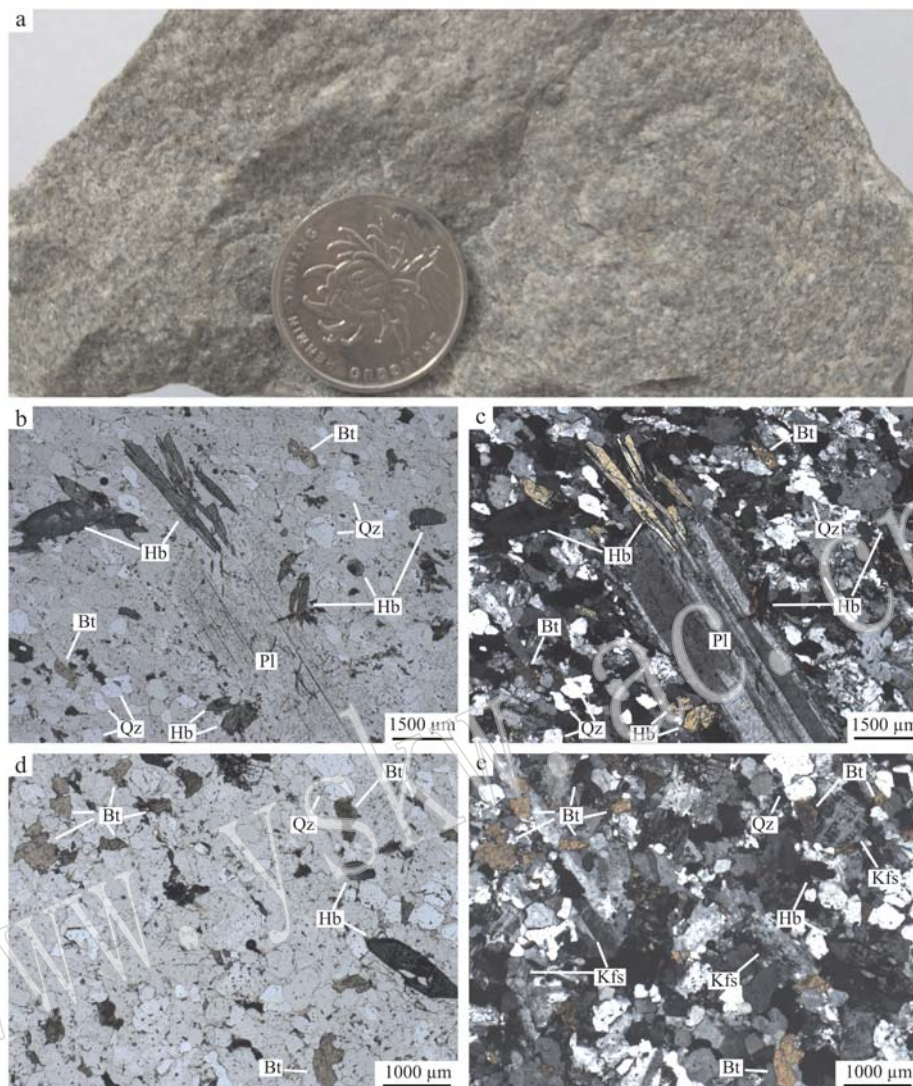


图2 牌楼二长花岗岩手标本(a)及镜下特征(b~e)图(b、d为单偏光; c、e分别为b、d对应的正交偏光)

Fig. 2 Hand specimen (a) and microscopic photos (b~e) of the Pailou monzogranite (b and d: plainlight; c and e: crossed nicols)

Bt—黑云母; Hb—角闪石; Kfs—钾长石; Pl—斜长石; Qz—石英

Bt—biotite; Hb—hornblende; Kfs—K-feldspar; Pl—plagioclase; Qz—quartz

据利用 ZFT 修正法进行处理,分析精度优于 1%~2%。

3 矿物化学特征

牌楼似斑状二长花岗岩中的黑云母 SiO_2 含量变化于 32.76%~34.41% 之间, TiO_2 含量介于 1.86%~2.08% 之间, Al_2O_3 含量分布于 11.89%~13.68% 之间, FeO^{T} 含量变化于 35.02%~37.56% 之间, MgO 含量变化于 0.23%~0.29% 之间, MnO 含量在 0.52%~0.75% 之间, Na_2O 和 K_2O 含量分别

为 0.03%~0.25% 和 7.37%~8.72%, Cl 含量为 0~0.05%, 并且 CaO 和 F 含量可以忽略不计(表 1)。

黑云母的结构式是基于 22 个氧原子计算获得的,而 Fe^{3+} 和 Fe^{2+} 采用林文蔚等(1994)的迭代法获得。计算的原子数结果表明,牌楼似斑状二长花岗岩中的黑云母富 Fe^{2+} 而贫 Mg, $X_{\text{Mg}}[\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{\text{T}})]$ 值为 0.011~0.015。除此之外,黑云母 Al^{VI} 原子数较低(0.128~0.395),而 Ti 原子数适中(0.236~0.267),在云母成分分类图解中,全部落入铁叶云母区域(图 3, Foster, 1960)。

表 1 牌楼似斑状二长花岗岩黑云母化学成分特征

Table 1 Representative chemical compositions of biotite from the Pailou monzogranite

样号	PI-01					PI-02					PI-03				
序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
K ₂ O	8.08	7.86	8.46	8.72	8.10	8.52	7.62	7.84	7.37	7.91	8.20	7.73	7.88	8.03	8.55
Na ₂ O	0.03	0.13	0.10	0.06	0.18	0.10	0.10	0.04	0.12	0.12	0.18	0.25	0.09	0.09	0.10
SiO ₂	32.76	32.76	33.96	34.36	33.08	34.41	33.84	34.14	33.52	33.32	34.34	33.44	33.10	33.66	33.80
Al ₂ O ₃	12.62	11.89	13.07	12.26	13.22	13.10	12.22	12.83	13.27	11.99	12.35	13.00	12.59	13.48	13.68
FeO ^T	37.56	37.00	36.65	36.42	35.27	35.02	35.57	36.28	36.67	35.93	35.75	35.29	36.88	35.56	35.87
MgO	0.23	0.26	0.27	0.27	0.29	0.28	0.29	0.28	0.26	0.24	0.29	0.25	0.24	0.23	0.24
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.63	0.60	0.64	0.64	0.75	0.64	0.57	0.64	0.68	0.70	0.66	0.65	0.74	0.59	0.52
TiO ₂	1.91	2.04	1.93	1.97	2.08	1.99	1.90	1.88	1.88	1.90	1.98	2.01	1.86	1.92	1.87
Cl	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.03	0.05	0.01	0.01	0.01
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	93.83	92.55	95.08	94.71	92.96	94.07	92.13	93.91	93.78	92.12	93.78	92.66	93.37	93.58	94.64
以 22 个 O 原子为基准计算															
T 位															
Si	5.622	5.692	5.703	5.797	5.661	5.789	5.827	5.773	5.682	5.778	5.820	5.723	5.681	5.703	5.679
Al ^{IV}	2.378	2.308	2.297	2.203	2.339	2.211	2.173	2.227	2.318	2.222	2.180	2.277	2.319	2.297	2.321
M 位															
Al ^{VI}	0.176	0.128	0.289	0.235	0.328	0.387	0.305	0.329	0.332	0.228	0.286	0.345	0.227	0.395	0.387
Ti	0.246	0.267	0.243	0.250	0.267	0.252	0.245	0.239	0.240	0.248	0.253	0.259	0.240	0.244	0.236
Fe ³⁺	0.256	0.287	0.317	0.319	0.349	0.410	0.462	0.439	0.431	0.357	0.394	0.416	0.318	0.412	0.338
Fe ²⁺	5.135	5.091	4.829	4.820	4.699	4.518	4.660	4.691	4.769	4.855	4.673	4.636	4.975	4.627	4.701
Mn	0.092	0.088	0.091	0.092	0.108	0.092	0.083	0.092	0.098	0.102	0.095	0.095	0.108	0.085	0.074
Mg	0.060	0.067	0.068	0.068	0.073	0.071	0.075	0.070	0.066	0.062	0.073	0.064	0.061	0.057	0.061
I 位															
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.009	0.044	0.032	0.020	0.058	0.032	0.032	0.012	0.039	0.040	0.059	0.081	0.030	0.031	0.032
K	1.770	1.741	1.813	1.878	1.769	1.829	1.674	1.691	1.594	1.751	1.772	1.688	1.724	1.736	1.832
A 位															
OH	4.000	3.996	4.000	3.996	3.998	4.000	3.993	3.999	3.998	3.996	3.992	3.984	3.998	3.996	3.998
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.004	0.000	0.004	0.002	0.000	0.007	0.001	0.002	0.004	0.008	0.016	0.002	0.004	0.002
Total	15.744	15.713	15.683	15.681	15.651	15.590	15.538	15.561	15.569	15.643	15.606	15.584	15.682	15.588	15.662
Al ^{VI} +Fe ³⁺ +Ti	0.679	0.682	0.849	0.803	0.944	1.049	1.013	1.007	1.002	0.833	0.933	1.021	0.784	1.052	0.481
Fe ²⁺ +Mn	5.227	5.180	4.921	4.912	4.807	4.609	4.744	4.783	4.867	4.957	4.768	4.730	5.083	4.712	4.775
X _{Mg}	0.011	0.012	0.013	0.013	0.014	0.014	0.015	0.013	0.013	0.012	0.014	0.012	0.011	0.011	0.012
100 Fe/(Fe+Mg)	98.9	98.8	98.7	98.7	98.6	98.6	98.5	98.7	98.7	98.8	98.6	98.8	98.9	98.9	98.8
Al ^T	2.553	2.436	2.587	2.437	2.666	2.597	2.479	2.556	2.650	2.450	2.466	2.622	2.546	2.692	2.709
p/GPa	1.2	0.9	1.3	0.9	1.5	1.3	1.0	1.2	1.5	0.9	0.9	1.4	1.2	1.6	1.7
H/km	4.5	3.2	4.8	3.2	5.7	5.0	3.6	4.5	5.6	3.3	3.5	5.2	4.4	6.0	6.2

4 讨论

4.1 黑云母的成因类型

按照其成因,黑云母可以划分为岩浆黑云母和热液黑云母(Jacobs and Parry, 1976)。岩浆黑云母形成于岩浆结晶过程中;热液黑云母常见于斑岩型、

矽卡岩型和 IOCG 型等矿床的热液蚀变过程中,可进一步细分为平衡再结晶黑云母和热液新生黑云母(Jacobs and Parry, 1976, 1979)。岩浆黑云母和热液黑云母不仅在岩相学上存在较大的差异,在矿物化学性质方面也有较大差别。通过对北美斑岩铜矿中的黑云母对比研究,Beane (1974)指出中酸性岩体中的岩浆黑云母 $Mg/Fe < 0.1$,蚀变黑云母 $Mg/Fe >$

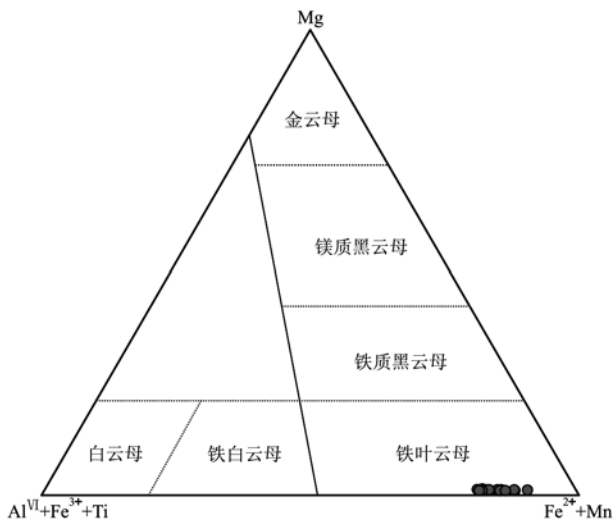
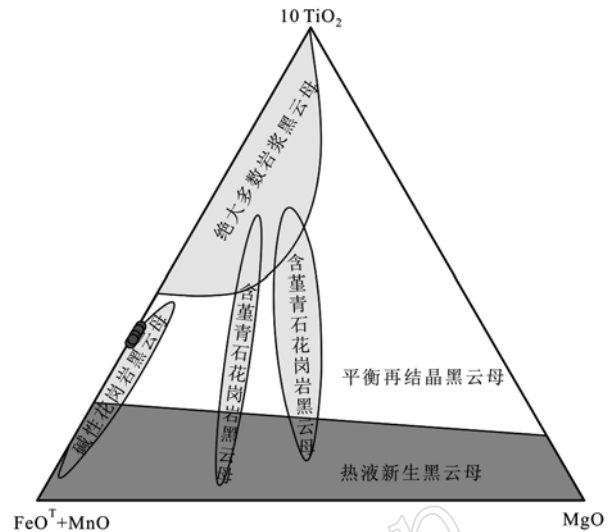


图3 云母分类图解(据 Foster, 1960)

Fig. 3 The classification diagram of mica (after Foster, 1960)

1.5且 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} < 0.3$ 。除此之外,岩浆黑云母还具有更高的 TiO_2 ($> 3\%$) 和更低的 Al_2O_3 ($< 15\%$) 含量(Nachit *et al.*, 2005),两者可以用 $\text{TiO}_2 - \text{FeO}^{\text{T}} + \text{MnO} - \text{MgO}$ 三元图解很好地区分开来(Nachit *et al.*, 2005)。

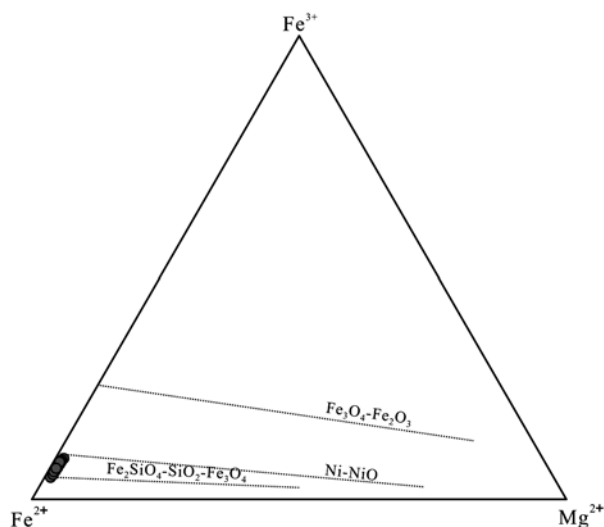
牌楼花岗岩中的黑云母呈弥散状、自形-半自形片状产出,具有锯齿状、散口等特征(图2e、2f),未见脉状集合体形式,其岩相学特征与岩浆黑云母相似(唐攀等, 2017)。化学成分结果显示,这些黑云母 Mg/Fe 值远小于 0.1, Al_2O_3 含量介于 11.89% ~ 13.68% 之间,也与岩浆黑云母相符。然而,牌楼二长花岗岩黑云母的 TiO_2 含量约为 2%,在相关判别图解上落入碱性花岗岩黑云母和平衡再结晶黑云母相交的区域内,有别于大多数岩浆黑云母(图4)。已有的岩石地球化学研究结果表明,牌楼二长花岗岩具有高含量的 FeO^{T} (张维峰等, 2018)。黑云母和角闪石作为牌楼二长花岗岩的主要赋 Fe 矿物,不可避免继承其寄主岩石属性。同时,由于黑云母矿物晶格中普遍存在 Ti^{VI} 与 $(\text{Fe}, \text{Mg})^{\text{VI}}$ 类质同像替代(Abrecht and Hewitt, 1988),黑云母中高含量的 Fe 势必会导致较低含量的 Ti。事实上,很多研究实例显示,富 FeO^{T} 的碱性花岗岩中的黑云母不一定都含有高含量的 TiO_2 (Nachit *et al.*, 2005)。综合上述分析,认为用于成分分析的黑云母都属于岩浆黑云母,因而其化学成分可以用于探讨牌楼花岗岩形成的物理化学条件及成岩过程。

图4 黑云母的 $10 \text{TiO}_2 - \text{FeO}^{\text{T}} + \text{MnO} - \text{MgO}$ 成因分类图解(据 Nachit *et al.*, 2005)Fig. 4 Genetic classification of biotite using $10 \text{TiO}_2 - \text{FeO}^{\text{T}} + \text{MnO} - \text{MgO}$ diagram (after Nachit *et al.*, 2005)

4.2 黑云母结晶的物理化学条件

实验研究表明,随着岩浆系统氧逸度增加,熔体的 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 值增加,就会导致有更少的 Fe^{2+} 与 Mg^{2+} 竞争进入黑云母矿物的晶格中(Wones and Eugster, 1965),因此黑云母分子格架中 Mg^{2+} 、 Fe^{3+} 和 Fe^{2+} 离子的相对含量可以用于估算岩浆结晶时的氧逸度。目前利用该实验所提出的相对氧逸度图解已经被广泛应用于花岗岩或者斑岩型矿床的研究中(Parsapoor *et al.*, 2015; Zhang *et al.*, 2015; Zhang *et al.*, 2016; 杨阳等, 2017)。如前文所述,牌楼二长花岗岩基质中广泛发育有石英、黑云母、钾长石及少量磁铁矿,其岩石矿物组合符合黑云母氧逸度图解的使用条件。矿物化学特征显示,牌楼花岗岩中的黑云母 Mg^{2+} 、 Fe^{3+} 和 Fe^{2+} 原子数分布范围分别为 0.057 ~ 0.075、0.256 ~ 0.462 和 4.518 ~ 5.135,在相关图解上落入 NNO(镍-氧化镍)和 FMQ(铁橄榄石-磁铁矿-石英)氧逸度缓冲线之间(图5),在 Wones and Eugster (1965) 的黑云母 $\log f_{\text{O}_2} - t$ 图解(图6)中,可以看出牌楼花岗岩的 $\log f_{\text{O}_2}$ 约为 -18.1 ~ -17.4,指示其中黑云母形成于较低的氧逸度环境。

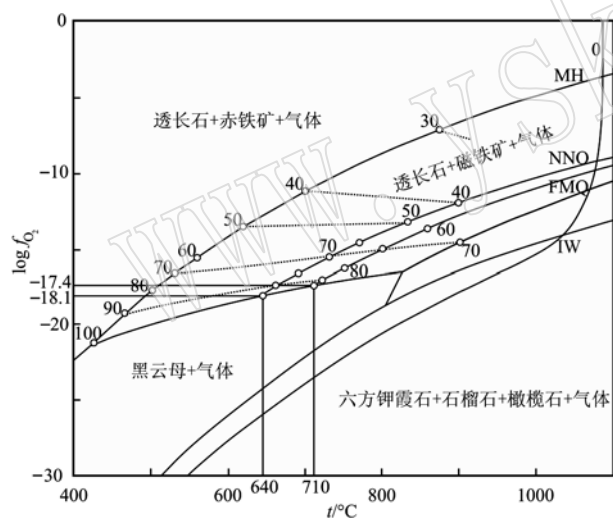
黑云母的 TiO_2 含量受温度控制灵敏,并且 Ti 的含量又控制着黑云母的反射色(Robert, 1976),因此 Ti 的含量可以有效地估算火成岩和变质岩中黑云母形成温度(Robert, 1976; Douce, 1993)。牌楼二长花岗岩中的黑云母单偏光镜下呈棕黄色,暗示其形

图5 黑云母的 Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg^{2+} 图解

(据 Wones 和 Eugster, 1965)

Fig. 5 The Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg^{2+} diagram of biotite

(after Wones and Eugster, 1965)

图6 黑云母 $\log f_{\text{O}_2}$ - t 图解(据 Wones 和 Eugster, 1965)Fig. 6 The $\log f_{\text{O}_2}$ - t diagram of biotite (after Wones and Eugster, 1965)MH、NNO、FMQ 和 IW 为氧逸度缓冲曲线, 虚线为黑云母 100 $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ 等值线The solid curves of MH, NNO, FMQ and IW are oxygen fugacity buffer, and the dashed curves are isograms of 100 $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ in biotite

成温度较高。通过对美国 529 组岩浆黑云母化学成分数据的统计, Henry 等(2005) 得出黑云母 Ti 含量与温度和 X_{Mg} 的经验公式。近些年, 这一经验公式也被拓展到斑岩系统有关的热液黑云母中, 并取得了良好的应用效果(Parsapoor *et al.*, 2015; Sarjoughian

et al., 2015)。该非线性方程适用的范围为 $X_{\text{Mg}} = 0.275 \sim 1.000$, $\text{Ti} = 0.04 \sim 0.60$, $t = 480 \sim 800^\circ\text{C}$ (以 22 个 O 原子为基准)。牌楼二长花岗岩黑云母的 X_{Mg} 值为 $0.011 \sim 0.015$, 不符合该方程的使用条件。为了定量估算其成岩温度, 笔者选取 $\log f_{\text{O}_2}$ - t 图解, 根据氧逸度缓冲区域及黑云母分子式中 100 $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ 值, 估算牌楼二长花岗岩黑云母形成温度范围为 $640 \sim 710^\circ\text{C}$ (图 6)。

基于花岗岩中黑云母 Al^{T} 与角闪石 Al^{T} 压力计和闪锌矿地质压力计标定的成岩压力存在良好的线性关系, Uchida 等(2006) 提出了花岗岩中黑云母 Al^{T} 与固结压力的经验方程: $p(0.1 \text{ GPa}) = 3.03 \text{ Al}^{\text{T}} - 6.53(\pm 0.33)$, 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。该公式基于的数据库来自于日本地区的 I 型或者 I-S 型花岗岩。近几年, 这一经验公式也逐渐被拓展到 A 型花岗岩中, 并取得了良好的运用效果(Lan *et al.*, 2015; Cao *et al.*, 2016)。通过上述方程换算, 得出牌楼二长花岗岩黑云母形成压力范围为 $0.9 \sim 1.7 \text{ GPa}$ 。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 , $g = 10 \text{ m/s}^2$, 对应的深度相当于 $3.2 \sim 6.2 \text{ km}$ 。由于侵位深度离地表较近, 岩浆与外界的热扩散作用较为强烈, 矿物在快速冷却环境下往往来不及充分结晶, 形成较为细粒的结构, 这也与岩相学观察的牌楼花岗岩为细粒结构这一特征相符(图 2)。

4.3 岩石成因类型和构造环境

大量的研究已经证明黑云母成分除了可以估算氧逸度、地质压力和地质温度以外, 在某些情况下, 还可以用于判断岩石成因类型及构造背景(Abdel-Rahman, 1994; Shabani *et al.*, 2003; Dahlquist *et al.*, 2010; Zhang *et al.*, 2015; 叶茂等, 2017)。通过对造山和非造山岩系中黑云母成分的系统对比研究, Abdel-Rahman (1994) 指出造山钙碱性岩系(I 型花岗岩)中的黑云母相对富 Mg, 过铝质 S 型花岗岩中黑云母明显富 Al, 而非造山碱性岩系(A 型花岗岩)中黑云母富 Fe、成分近铁云母。在此结论的基础上, Dahlquist 等(2010) 研究指出, 黑云母成分中的 $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}) > 0.8$ 是区分 A 型与 I、S 型花岗岩的重要判别指标。

牌楼花岗岩中的黑云母均表现为富 Fe 贫 Mg 的特征, $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ 值介于 $0.985 \sim 0.989$ 之间, 属于铁叶云母(图 3)。在黑云母 $\text{MgO} - \text{FeO}^{\text{T}} - \text{Al}_2\text{O}_3$

和 $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}) - \text{F}$ 对岩石成因类型的判别图解中,牌楼二长花岗岩中的黑云母成分均落入非造山碱性岩套范围内(图7),指示牌楼二长花岗岩属于A型花岗岩。这也与前人对其展开的岩石地球化学研究结果一致(张维峰等, 2018)。全岩主、微量

元素特征表明,牌楼二长花岗岩属于准铝质岩石, $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ 值远大于 0.153,富集高场强元素 Nb 和 Ta,具有较高的 $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Y} + \text{Ce}$ 含量以及 $10\,000 \text{ Ga}/\text{Al}$ 、 $\text{FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}} + \text{MgO})$ 值,显示出 A 型花岗岩的特征(张维峰等, 2018)。

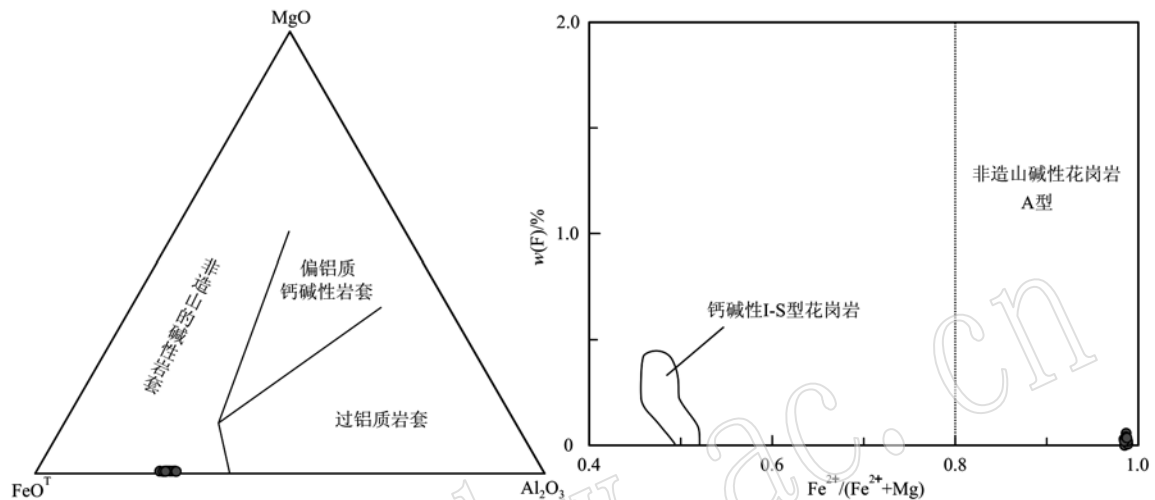


图7 黑云母 $\text{MgO} - \text{FeO}^{\text{T}} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (a, 据 Abdel-Rahman, 1994) 和 $\text{F} - \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ 图解 (b, 据 Dahlquist *et al.*, 2010)

Fig. 7 The $\text{MgO} - \text{FeO}^{\text{T}} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (a, after Abdel-Rahman, 1994) and $\text{F} - \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ (b, after Dahlquist *et al.*, 2010) diagrams of biotite

牌楼似斑状二长花岗岩的形成年龄为 $667.2 \pm 3.5 \text{ Ma}$,与武当隆起地区桃源辉长岩、泰山庙闪长岩、五里坪花岗岩、竹沟口花岗岩的形成年代相近 (Ling *et al.*, 2008; Wang *et al.*, 2016),都属于新元古代中晚期岩浆活动的产物。岩石地球化学和同位素特征表明这些岩石均与俯冲板片断裂或回撤后的伸展作用有关 (Ling *et al.*, 2008; Wang *et al.*, 2016)。综合考虑区域同时代岩浆活动属性及本次研究获得的牌楼二长花岗岩黑云母化学成分的指示意义,本文认为牌楼二长花岗岩也形成于非造山伸展体系下。

4.4 成矿潜力分析

近些年,越来越多的研究表明,岩浆岩自身的氧逸度和温度等物化条件是决定其能否形成 Cu、Au、Mo 和 Sn 矿化的关键控制因素之一 (Linnen *et al.*, 1996; Mungall, 2002; Sun *et al.*, 2015)。由于在高氧逸度条件下, S 以 SO_4^{2-} 或 SO_2 的形式存在于硅酸盐熔体中,就会导致在岩浆演化的早期阶段不易发生硫化物的沉淀,从而使得 Cu、Au 和 Mo 等亲硫元素在残余熔体中逐步富集,为后续的矿化蚀变提供充足的物质来源 (Sun *et al.*, 2015)。目前,普遍认为与 Cu、Au 和 Mo 成矿作用有关的致矿岩体具有较

高的氧逸度,其氧逸度多在 NNO 和 HM 氧逸度缓冲曲线之间 (Parsapoor *et al.*, 2015) 或大于 $\text{FMQ} + 2$ (Mungall, 2002)。牌楼似斑状二长花岗岩中黑云母所限定的氧逸度均落入 FMQ 和 NNO 所夹区域内 (图5),暗示较低的氧逸度可能是导致其不能形成 Cu、Au 和 Mo 矿化的决定因素。

实验研究表明,氧逸度和温度是制约 Sn 在流体/熔体间分配及锡成矿的主要控制因素 (Štemprok, 1990; Linnen *et al.*, 1996)。在较高氧逸度条件下, Sn 以 Sn^{4+} 形式存在,由于其离子半径与 Ti^{4+} 相似,因而在岩浆结晶过程中, Sn^{4+} 常类质同像替代 Ti^{4+} 进入早期结晶的矿物,如磁铁矿、角闪石、黑云母等;而在低氧逸度条件下, Sn 以 +2 价形式存在,由于其离子半径较大,更倾向于在岩浆结晶分异晚期的熔体和流体中富集。通过系统的总结研究, Štemprok (1990) 指出 SnO_2 在花岗质岩浆中的溶解度和温度呈正相关关系,即熔体温度越高,富集的 SnO_2 的浓度越高。因此,低氧逸度和高温的花岗质岩浆有利于晚期分异出的流体形成锡矿化。虽然牌楼花岗岩具有较低的氧逸度 (图5),然而未见锡矿有关的矿化,可能与熔体形成温度较低,不利于锡在熔体中富集有关。

5 结论

(1) 牌楼花岗岩中的黑云母为岩浆黑云母, 具有富铁贫镁的特征, 属于铁叶云母亚类;

(2) 黑云母的结晶温度为 $640 \sim 710^{\circ}\text{C}$, 岩体的固结压力为 $0.9 \sim 1.7 \text{ GPa}$, $\log f_{\text{O}_2}$ 变化于 $-18.1 \sim -17.4$ 之间, 形成于较低氧逸度条件;

(3) 牌楼二长花岗岩属于 A 型花岗岩, 形成于非造山伸展构造背景;

(4) 岩浆的氧逸度较低是导致牌楼二长花岗岩不具有 Cu、Au 和 Mo 成矿潜力主要控制因素, 而缺乏 Sn 矿化可能与岩浆温度较低有关。

致谢 衷心感谢武汉地质调查中心魏运许教授在野外的大力帮助以及审稿专家和编委的建设性意见。

References

- Abdel-Rahman A F M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas[J]. *Journal of Petrology*, 35(2): 525 ~ 541.
- Abrecht J and Hewitt D A. 1988. Experimental evidence on the substitution of Ti in biotite[J]. *American Mineralogist*, 73(11 ~ 12): 1 275 ~ 1 284.
- Beane R E. 1974. Biotite stability in the porphyry copper environment [J]. *Economic Geology*, 69(2): 241 ~ 256.
- Cao H W, Zhang Y H, Santosh M, *et al.* 2017. Mineralogy, zircon U-Pb-Hf isotopes, and whole-rock geochemistry of Late Cretaceous-Eocene granites from the Tengchong terrane, western Yunnan, China: Record of the closure of the Neo-Tethyan Ocean[J]. *Geological Journal*, doi. org/10. 1002/gj. 2964.
- Dahlquist J A, Alasino P H, Eby G N, *et al.* 2010. Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina): Geochemical constraints and petrogenesis [J]. *Lithos*, 115(1 ~ 4): 65 ~ 81.
- De Albuquerque C A. 1973. Geochemistry of biotites from granitic rocks, northern Portugal[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(7): 1 779 ~ 1 802.
- Douce A E P. 1993. Titanium substitution in biotite: An empirical model with applications to thermometry, O_2 and H_2O barometries, and consequences for biotite stability[J]. *Chemical Geology*, 108(1 ~ 4): 133 ~ 162.
- Foster M D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas[J]. *United States Geological Survey, Professional Paper*, 354-B: 1 ~ 146.
- Jacobs D C and Parry W T. 1976. A comparison of the geochemistry of biotite from some basin and range stocks[J]. *Economic Geology*, 71(6): 1 029 ~ 1 035.
- Jacobs D C and Parry W T. 1979. Geochemistry of biotite in the Santa Rita porphyry copper deposit, New Mexico[J]. *Economic Geology*, 74(4): 860 ~ 887.
- Henry D J, Guidotti C V and Thomson J A. 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms[J]. *American Mineralogist*, 90(2 ~ 3): 316 ~ 328.
- Lan T G, Fan H R, Yang K F, *et al.* 2015. Geochronology, mineralogy and geochemistry of alkali-feldspar granite and albite granite association from the Changyi area of Jiao-Liao-Ji Belt: Implications for Paleoproterozoic rifting of eastern North China Craton[J]. *Precambrian Research*, 266: 86 ~ 107.
- Lin Wenwei and Peng Lijun. 1994. The estimation of Fe^{3+} and Fe^{2+} contents in amphibole and biotite from EMPA data[J]. *J. Changchun Univ. Earth Sci.*, 24(2): 155 ~ 162(in Chinese).
- Ling W L, Ren B F, Duan R C, *et al.* 2008. Timing of the Wudangshan, Yaolinghe volcanic sequences and mafic sills in South Qinling: U-Pb zircon geochronology and tectonic implication[J]. *Chinese Science Bulletin*, 53: 2 192 ~ 2 199.
- Ling W L, Duan R C, Liu X M, *et al.* 2010. U-Pb dating of detrital zircons from the Wudangshan Group in the South Qinling and its geological significance[J]. *Chinese Science Bulletin*, 55(22): 2 440 ~ 2 448.
- Linnen R L, Pichavant M and Holtz F. 1996. The combined effects of f_{O_2} and melt composition on SnO_2 solubility and tin diffusivity in haplogranitic melts[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 4 965 ~ 4 976.
- Mungall J E. 2002. Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits[J]. *Geology*, 30: 915 ~ 918.
- Nachit H, Ibhi A, Abia E H, *et al.* 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites [J]. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16): 1 415 ~ 1 420.
- 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)[J]. *Ore Geology Reviews*, 66: 200 ~ 218.
- Rasmussen K L and Mortensen J K. 2013. Magmatic petrogenesis and the evolution of (F: Cl: OH) fluid composition in barren and tungsten skarn-associated plutons using apatite and biotite compositions: Case studies from the northern Canadian Cordillera[J]. *Ore Geology Reviews*, 50: 118 ~ 142.

- Rieder M, Cavazzini G, Dyakonov Y S, *et al.* 1998. Nomenclature of the micas[J]. *Clays and Clay Minerals*, 46(5): 586 ~ 595.
- Robert J L. 1976. Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions[J]. *Chemical Geology*, 17: 213 ~ 227.
- Sarjoughian F, Kananian A, Ahmadian J, *et al.* 2015. Chemical composition of biotite from the Kuhe Dom pluton, Central Iran: Implication for granitoid magmatism and related Cu-Au mineralization[J]. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(3): 1 521 ~ 1 533.
- Shabani A A, Lalonde A E and Whalen J B. 2003. Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian Orogen: A potential tectonomagmatic indicator[J]? *The Canadian Mineralogist*, 41: 1 381 ~ 1 396.
- Štemprok M. 1990. Solubility of tin, tungsten and molybdenum oxides in felsic magmas[J]. *Mineralium Deposita*, 25: 205 ~ 212.
- Sun W, Huang R F, Li H, *et al.* 2015. Porphyry deposits and oxidized magmas[J]. *Ore Geology Reviews*, 65: 97 ~ 131.
- Tang Pan, Tang Juxing, Zheng Wenbao, *et al.* 2017. Progress in study of mineral chemistry of magmatic and hydrothermal biotites[J]. *Miner. Deps.*, 36(4): 935 ~ 950 (in Chinese with English abstract).
- Uchida E, Endo S and Makino M. 2006. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits [J]. *Resource Geology*, 57(1): 47 ~ 56.
- Wang R R, Xu Z Q, Santosh M, *et al.* 2016. Late Neoproterozoic magmatism in South Qinling, Central China: Geochemistry, zircon U-Pb-Lu-Hf isotopes and tectonic implications[J]. *Tectonophysics*, 683: 43 ~ 61.
- Wones D R and Eugster H P. 1965. Stability of biotite: Experiment, theory, and application[J]. *American Mineralogist*, 50(9): 1 228 ~ 1 272.
- Wu Yuanbao and Zheng Yengfei. 2013. Southward accretion of the North China Block and the tectonic evolution of the Qinling-Tongbai-Hong' an orogenic belt[J]. *Chin. Sci. Bull.*, 58: 2 246 ~ 2 250 (in Chinese with English abstract).
- Yang Yang, Wang Xiaoxia, Yu Xiaowei, *et al.* 2017. Chemical composition of biotite and amphibole from Mesozoic granites in northwestern Jiaodong Peninsula, China, and their implications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 33(10): 3 123 ~ 3 136 (in Chinese with English abstract).
- Ye Mao, Zhao He, Zhao Mian, *et al.* 2017. Mineral chemistry of biotite and its petrogenesis implication in Lingshan granite pluton, Gan-Hang Belt, SE China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 33(3): 896 ~ 906 (in Chinese with English abstract).
- Zhu C and Sverjensky D A. 1992. F-Cl-OH partitioning between biotite and apatite[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(9): 3 435 ~ 3 467.
- Zhang J Q, Li S R, Santosh M, *et al.* 2015. Mineral chemistry of high-Mg diorites and skarn in the Han-Xing Iron deposits of South Taihang Mountains, China: Constraints on mineralization process[J]. *Ore Geology Reviews*, 64: 200 ~ 214.
- 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[J]. *Ore Geology Reviews*, 77: 82 ~ 96.
- Zhang Weifeng, Xu Daliang, Peng Lianhong, *et al.* 2018. The discovery and Geological significance of the Neoproterozoic A1-type granite in the Pailou area, Wudang uplift[J]. *Earth Science*, 43(7): 2 389 ~ 2 403 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Yun, Liang Xinquan, Cai Yongfeng, *et al.* 2017. Petrogenesis and mineralization of Xitian tin-tungsten polymetallic deposit: Constraints from mineral chemistry of biotite from Xitian A-type granite, eastern Hunan Province[J]. *Earth Science*, 42(10): 1 647 ~ 1 657 (in Chinese with English abstract).
- Zhu X Y, Chen F K, Liu B X, *et al.* 2015. Geochemistry and zircon ages of mafic dikes in the South Qinling, central China: Evidence for late Neoproterozoic continental rifting in the northern Yangtze block[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 104(1): 27 ~ 44.

附中文参考文献

- 林文蔚, 彭丽君. 1994. 由电子探针分析数据估算角闪石、黑云母中的 Fe^{3+} 、 Fe^{2+} [J]. *长春地质学院学报*, 24(2): 155 ~ 162.
- 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[J]. *矿床地质*, 36(4): 935 ~ 950.
- 吴元保, 郑永飞. 2013. 华北陆块古生代南向增生与秦岭-桐柏-红安造山带构造演化[J]. *科学通报*, 58(23): 2 246 ~ 2 250.
- 杨阳, 王晓霞, 于晓卫, 等. 2017. 胶西北中生代花岗岩中黑云母和角闪石成分特征及成岩成矿意义[J]. *岩石学报*, 10: 3 123 ~ 3 136.
- 叶茂, 赵赫, 赵沔, 等. 2017. 赣杭构造带灵山花岗岩体黑云母的矿物化学特征及其对岩石成因的指示意义[J]. *岩石学报*, 33(3): 896 ~ 906.
- 张维峰, 徐大良, 彭练红, 等. 2018. 武当隆起西段牌楼新元古代 A1 型花岗岩的发现及其地质意义[J]. *地球科学*, 43(7): 2 389 ~ 2 403.
- 张业明, 韦昌山, 付建明, 等. 2001. 关于武当群的几点思考[J]. *华南地质与矿产*, 1: 36 ~ 39.
- 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[J]. *地球科学*, 42(10): 1 647 ~ 1 657.