

泰国北部花岗岩黑云母成分特征及其对锡成矿作用的制约

张博^{1,2}, 刘亮^{1*}, 阳杰华¹, 钟宏¹, 毛伟¹, 符亚洲¹, 张兴春¹

1. 中国科学院 地球化学研究所, 矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳 550081; 2. 中国科学院大学, 北京 100049

摘要: 本文通过电子探针分析对采自泰国北部成矿(沙蒙矿床)和贫矿(Tak 岩体)花岗岩体中的黑云母开展了对比研究, 以期厘清花岗岩制约锡成矿的控制因素。结果显示, 成矿和贫矿花岗岩中的黑云母均属于岩浆成因, 前者偏铁质, 具有 S 型花岗岩黑云母成分特征; 后者偏镁质, 与 I 型花岗岩黑云母成分一致。利用机器学习拟合的黑云母温压计, 估算成矿花岗岩早期岩浆结晶温度和压力分别为 812~858 °C (平均 835 °C) 和 702~882 MPa (平均 781 MPa), 而贫矿岩体对应的温度和压力分别为 795~833 °C (平均 811 °C) 和 188~373 MPa (平均 226 MPa)。两类花岗岩具有明显不同的侵位深度、岩浆氧逸度和初始挥发分。研究表明, 在伸展构造体制下, 深部地壳的富 F 变沉积岩高温熔融形成的还原性岩浆, 经长距离运移至较浅的深度侵位更有利于锡成矿。

关键词: 花岗岩成因; 物理化学条件; 锡成矿作用; 黑云母

中图分类号: P578.959 文章编号: 1007-2802(2023)05-1150-14 doi: 10.19658/j.issn.1007-2802.2023.42.039

The geochemical characteristics of biotites of granites in the northern Thailand and their constraints on the granite-related tin mineralization

ZHANG Bo^{1,2}, LIU Liang^{1*}, YANG Jie-hua¹, ZHONG Hong¹, MAO Wei¹, FU Ya-zhou¹, ZHANG Xing-chun¹

1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, Guizhou 550081, China;

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

Abstract: A comparative study between compositions of biotites from the ore-forming (Samoeng deposit) and those of biotites from the tin-barren (Tak pluton) granites in the northern Thailand, has been carried out in this work to explore controlling factors of the granite-related tin mineralization. Our results show that biotites in the tin-bearing and tin-barren granites are all primary magmatic minerals. The former ones are Fe-rich biotites with compositional characteristics of biotites in the S-type granite, while the latter ones are Mg-rich ones with consistent compositions of biotites in the I-type granite. By using the machine learning simulated biotite thermobarometry, the estimated early crystallization temperatures and pressures of the magma of ore-forming granite are 812~858 °C (average 835 °C) and 702~882 MPa (average 781 MPa), respectively, whereas those of the tin-barren granite are 795~833 °C (average 811 °C) and 188~373 MPa (average 226 MPa), respectively. It is obtained that the tin-bearing and tin-barren granitic magmas had distinctly different emplacement depths, oxygen fugacities and initial volatile components. Our study supports that the granite-related Sn mineralization occurred more favorably in the granite of relatively shallowly emplaced magma which was transported through long distance from the reduced magma derived from the high temperature partial melting of the F-rich metasedimentary protoliths in the deep crust under an extensional tectonic setting.

Key words: granitic genesis; physicochemical condition; tin mineralization; biotite

收稿编号: 2023-027, 2023-2-9 收到, 2023-3-6 改回

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(42272096, 42073046); 中国科学院国际伙伴计划全球共性挑战专项项目(056GJHZ2022005GC); 中国科学院青年创新促进会项目(2020393); 中国科学院国际合作局国际伙伴计划项目(E1ZK251); 贵州省高层次留学人才创新创业择优项目(2020-03); 中国科学院“西部之光”人才培养计划项目

第一作者简介: 张博(1997—), 男, 硕士研究生, 资源与环境专业。E-mail: zhangbo@mail.gyig.ac.cn.

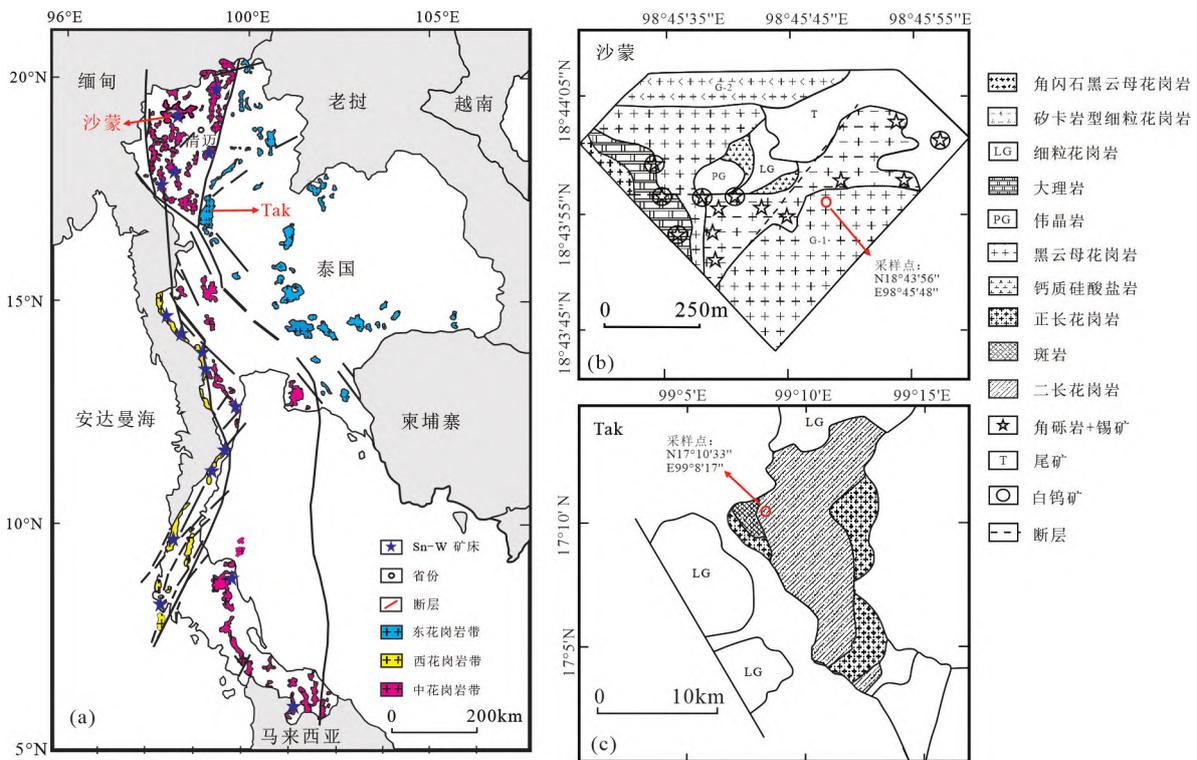
* 通信作者简介: 刘亮(1985—), 男, 副研究员, 研究方向: 花岗岩与钨锡成矿作用。E-mail: liuliang@vip.gyig.ac.cn.

0 引言

锡(Sn)是一种关键金属元素,被广泛用于现代工业、国防科技和人类生活。锡矿在全球分布极不均一,集中产于东南亚、华南、中安第斯(玻利维亚及秘鲁南部)和英国康沃尔等地区(Lehmann, 2021)。全球超过95%的锡矿床直接或间接与花岗岩密切相关(Lehmann, 1990),但花岗岩对锡成矿的关键控制因素一直存在争议。前人从不同角度的研究表明,岩浆源区、熔融条件、岩浆性质、演化过程都对成矿起着重要作用(Taylor, 1979; Lehmann, 1990, 2021; Romer and Kroner, 2016; Yuan et al., 2018, 2020; Zhao et al., 2022a, 2022b)。选择更多典型矿床开展精细解剖,深入探讨岩浆作用控矿因素,可为建立锡成矿的系统理论和指导找矿预测发挥作用。

东南亚巨型锡矿带是世界上锡资源最丰富、锡产量最大的成矿区,北起我国滇西腾冲地区,经缅甸和泰国,进入马来西亚,南抵印尼锡岛,长2800 km,宽400 km,锡产量曾占世界产量的54%(Schwartz et al., 1995)。目前普遍认为该地区锡大规模成矿与花岗岩密切相关,是研究花岗岩锡成矿机理

和找矿勘查的理想场所。沙蒙锡矿是泰国北部为数不多正在开采的大中型原生锡矿床(图1a),已有研究者对该矿床开展过基础地质和流体包裹体测温等研究(Khositanont, 1990),近年来国内学者围绕该矿区花岗岩开展了初步的成因探讨(张博等, 2023),但缺乏系统的精细矿物学工作。也有学者针对贫矿Tak岩体开展过全岩元素和Sr-Nd同位素及锆石Hf同位素研究(Wang et al., 2016; Qian et al., 2017)。已有锆石U-Pb年龄显示,沙蒙成矿花岗岩与Tak不成矿花岗岩同属晚三叠世古特提斯洋演化的产4(张博等, 2023)。黑云母是两类花岗岩中普遍发育的暗色矿物,其成分可以有效地指示花岗质岩浆的起源、组成及形成时的物理化学条件及演化过程(Siahcheshm et al., 2012; Afshooni et al., 2013; Liu et al., 2014; Parsapoor et al., 2015; Gao et al., 2016; Li and Zhang, 2022; Zhang et al., 2022; Sun et al., 2023)。本文选取沙蒙成矿花岗岩和Tak贫矿花岗岩为研究对象,在详细的野外地质调查和室内岩相学观察基础上,开展黑云母电子探针研究,尝试采用黑云母成分最新研究手段对比成矿与贫矿花岗岩中黑云母成分差异,进而揭示花岗岩制约锡成矿的系统性控制因素。



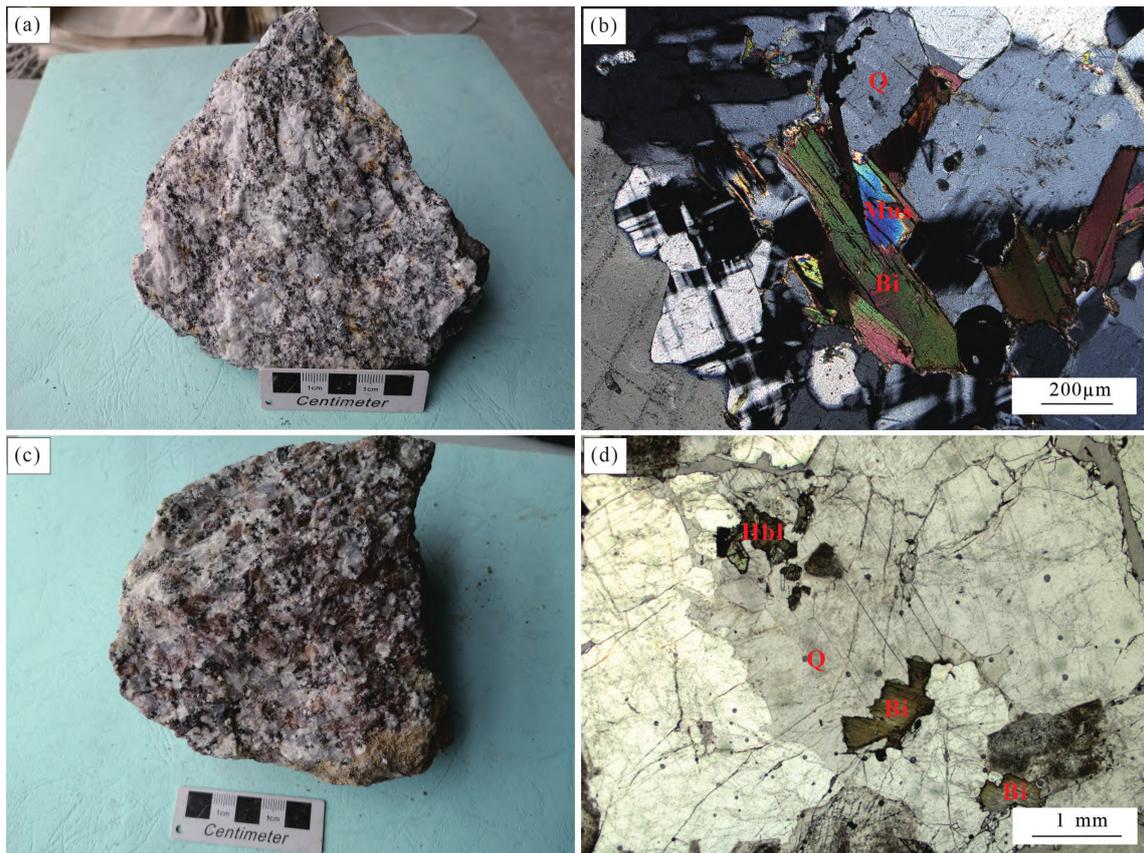
(a) 据泰国矿产资源局泰国 1 : 100 万地质图修改; (b) 据 Khositanont (1990) 修改; (c) 据 Mahawat 等 (1990) 修改
 图 1 泰国典型锡矿床及花岗岩分布简图 (a)、泰国沙蒙锡矿床地质简图 (b)、Tak 地质简图 (c)

Fig. 1 Geological sketch maps for the distribution of typical tin deposits and granites in Thailand (a), the Samoeng Sn deposit (b) and the Tak granite intrusion (c) in Thailand

1 岩体地质和岩相学特征

泰国地处东南亚锡矿带的枢纽位置,区内锡矿床与花岗岩侵入体有密切的空间关系,与特提斯演化密切相关(Ridd et al., 2011)。泰国境内目前已探明的锡矿床主要分布于西带和中带,东带尚未发现锡矿床或锡矿化点(Khositanont, 1990)(图 1a)。沙蒙矿床位于东南亚锡矿带中带的泰国北部地区,位于清迈市西南约 70 km 处。沙蒙锡矿是泰国北部最大的原生锡矿,也是泰国正在开采的为数不多的锡矿之一,20 世纪 90 年代探明锡矿储量已超过 1 万 t。沙蒙矿区花岗岩出露面积 300 km²,包括四种岩石类型,分别为位于北部的细粒角闪石黑云母花岗岩、中部的伟晶岩和细粒花岗岩以及南部的中粗粒黑云母花岗岩(图 1b)。锡矿化主要有 3 种类型,分别为锡石-石英脉型、伟晶岩型和细晶岩型,锡石-石英脉型锡矿体主要位于中粗粒黑云母花岗岩石内或和大理岩接触带附近(Khos-

itanont, 1990)(图 1b)。本次选取的成矿花岗岩为中粗粒黑云母花岗岩,自形-他形粒状结构,主要组成矿物有钾长石(30%~35%)、斜长石(30%~35%)、石英(25%~35%)、黑云母(5%~15%)和白云母(2%~3%),副矿物主要有锆石、磷灰石、电气石和独居石等。其中黑云母呈自形,浅绿色到浅褐色,具有一组极完全解理(图 2a、2b),极少数黑云母发生绿泥石化。本文选取贫矿 Tak 岩体的角闪石黑云母二长花岗岩开展对比研究。Tak 岩体位于东带,距清迈市正南约 190 km,出露面积约为 300 km²(Mahawat et al., 1990)。主体岩性包括闪长岩、二长岩、花岗斑岩和角闪石黑云母花岗岩,整体未见锡矿化。该花岗岩呈细粒、自形-他形粒状结构,主要组成矿物有钾长石(20%~30%)、斜长石(20%~25%)、石英(30%~35%)、黑云母(3%~10%)和角闪石(3%~5%),副矿物主要有锆石、磷灰石、电气石和电气石等,其中黑云母呈自形,深褐色(图 2c、2d)。



(b) 正交偏光;(d) 单偏光。矿物符号:Q—石英;Bi—黑云母;Hbl—角闪石;Mus—白云母

图 2 沙蒙中粗粒黑云母花岗岩手标本照片(a)和显微照片(b),Tak 角闪石黑云母花岗岩手标本照片(c)和显微照片(d)

Fig. 2 Photos and micrographs of hand specimens from the Samoeng medium-coarse-grained biotite granite (a,b) and the Tak fine-grained hornblende biotite granite (c,d)

2 样品及分析测试方法

研究对象沙蒙中粗粒黑云母花岗岩和 Tak 角闪石黑云母花岗岩分别采自沙蒙矿区成矿花岗岩体和贫矿 Tak 岩体,通过显微镜下鉴定,选择新鲜未蚀变、干涉色均一且在背散射上显示化学成分均一的黑云母进行电子探针分析。

黑云母电子探针分析在中国科学院地球化学研究所矿床国家重点实验室完成,测试仪器为 JXA-8530F-plus 型电子探针。测试条件为加速电压 25 kV, 电流 20 nA, 束斑直径 10 μm 。数据校正采用 ZAF 校正程序。测试项包括 SiO_2 、 Al_2O_3 、 TiO_2 、 FeO 、 MnO 、 MgO 、 CaO 、 Na_2O 、 K_2O 、F、Cl。本次实验采用的标定矿物为黑云母(标定 SiO_2 、 Al_2O_3 、 FeO 、 MgO 、 K_2O)、钛闪石(标定 TiO_2 、 MnO 、 Na_2O 、 CaO)、磷灰石(标定 F)、铍方钠石(标定 Cl),分析元素的最低检测限为 0.01%, 相对误差 $\pm 5\%$ 。测点位置如图 3 所示。

3 分析测试结果

3.1 黑云母主量元素特征

分析结果(表 1 和表 2)显示,沙蒙成矿花岗岩和 Tak 贫矿花岗岩中黑云母的 SiO_2 (36.01% ~ 39.44%) 和 TiO_2 (2.07% ~ 4.20%) 含量相近,但沙蒙成矿花岗岩的 $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ (0.52 ~ 0.56) 和 A/CNK (1.54 ~ 1.69) 值较高, $\text{Mg}^\#$ (43.1 ~ 47.2) 值较低; Tak 贫矿花岗岩的 $\text{Mg}^\#$ (56.8 ~ 59.9) 值较高, 而 $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ (0.37 ~ 0.40) 和 A/CNK (1.31 ~ 1.96) 值较低。在 $\text{TiO}_2 \times 10 - \text{TFeO} + \text{MnO} - \text{MgO}$ 图解中(图 4a), 二者均投影于原生黑云母区域附近(Nachit et al., 2005)。在 $\text{Al} - \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ 图解中(图 4b), 沙蒙成矿花岗岩黑云母属于铁质黑云母, 而 Tak 贫矿花岗岩黑云母则属于镁质黑云母(Rieder et al., 1998)。

3.2 黑云母卤素成分特征

表 1 和表 2 显示,沙蒙成矿花岗岩黑云母中的 F 含量为 0.41% ~ 0.63% (平均为 0.54%), Cl 含量为 0.05% ~ 0.10% (平均为 0.07%); Tak 贫矿花岗岩黑云母中的 F 含量为 0.71% ~ 1.29% (平均为 0.97%), Cl 含量为 0.03% ~ 0.11% (平均为 0.07%)。黑云母中 Cl 和 F 替换羟基的程度受黑云母中 Mg/Fe 值的控制,通常高 Mg/Fe 值的黑云母具有更高的 F 含量,而低 Mg/Fe 值的黑云母则具有更高的 Cl, Munoz (1984) 称之为 F-Fe 和 Cl-Mg 回避原则。为消除 Mg/Fe 对 F、Cl 的影响,可用 F、Cl 的截

距值 $\text{IV}(\text{F})$ 、 $\text{IV}(\text{Cl})$ 和 $\text{IV}(\text{F}/\text{Cl})$ 来代表云母中的卤素相对富集程度, $\text{IV}(\text{F})$ 和 $\text{IV}(\text{Cl})$ 值越小,表明卤素富集程度越高,而 $\text{IV}(\text{F}/\text{Cl})$ 值越小,对应的 F/Cl 值越高(Munoz, 1984)。图 5 显示,沙蒙成矿花岗岩黑云母的 $\text{IV}(\text{F})$ 、 $\text{IV}(\text{Cl})$ 和 $\text{IV}(\text{F}/\text{Cl})$ 值分别为 1.62 ~ 1.80 (均值为 1.70)、-3.64 ~ -3.33 (均值为 -3.50) 和 5.01 ~ 5.43 (均值为 5.20)。与沙蒙成矿花岗岩黑云母相比, Tak 贫矿花岗岩中的黑云母与其具有相似的 $\text{IV}(\text{F})$ [1.56 ~ 1.90 (均值为 1.68)]、偏低的 $\text{IV}(\text{Cl})$ [-4.05 ~ -3.47 (均值为 -3.84)] 和偏高的 $\text{IV}(\text{F}/\text{Cl})$ [5.29 ~ 5.82 (均值为 5.52)]。上述结果表明,沙蒙成矿花岗岩中的黑云母 Cl 富集程度偏低而 F/Cl 值偏高。

4 讨论

4.1 黑云母成分及对花岗岩类型的指示

根据物源可将花岗岩类分为 I 型和 S 型(White and Chappell, 1977)。从矿物组合特征来看,原生白云母和角闪石被认为分别是 S 型和 I 型花岗岩的特征矿物(Chappell and White, 1974)。沙蒙成矿花岗岩中存在新鲜原生白云母(图 2b), 未见角闪石; 而 Tak 贫矿花岗岩中普遍发育新鲜角闪石, 未见原生白云母(图 2d)。黑云母是两类花岗岩中普遍发育的主要矿物,通常与成矿相关的黑云母可分为岩浆黑云母、深熔作用后残留的黑云母、次生黑云母和异晶黑云母(Lavaure and Sawyer, 2011; Chappell and Wyborn, 2012; Gao et al., 2016)。其中原生的黑云母成分对岩浆起源及演化均具有良好的指示意义(Whalen and Chappell, 1988; Gao et al., 2016)。在图 4a 中,沙蒙成矿花岗岩黑云母投于岩浆黑云母范围, Tak 贫矿花岗岩黑云母投于岩浆黑云母和重结晶黑云母边界上, 仍应属岩浆黑云母。按照化学成分黑云母可以分为铁叶云母、铁质黑云母、镁质黑云母和金云母(Rieder et al., 1998), 在图 4b 中,沙蒙成矿花岗岩黑云母相对铁质, 而 Tak 贫矿花岗岩黑云母则相对镁质。黑云母成分可记录花岗岩岩浆的组成,过铝花岗岩中富 Al, 钙碱性花岗岩中富 Mg, 大部分碱性花岗岩中富 Fe (Abdel-Rahman, 1994)。在图 6b 中,沙蒙成矿花岗岩黑云母显示过铝质, 而 Tak 贫矿花岗岩黑云母显示钙碱质 (Abdel-Rahman, 1994; Stussi and Cuney, 1996)。相对于 Tak 贫矿花岗岩中的黑云母,沙蒙成矿花岗岩中的黑云母具有明显偏高的 Al_2O_3 含量和 A/CNK 值, 以及明显低的 MgO 含量和 $\text{Mg}^\#$ 值。在图 7a 中,沙蒙成矿

表 1 沙蒙成矿花岗岩黑云母电子探针分析结果

Table 1 Microprobe analytical composition of biotite from Samoeng ore-forming granite

(%)

样品	沙蒙-1	沙蒙-2	沙蒙-3	沙蒙-4	沙蒙-5	沙蒙-6	沙蒙-7	沙蒙-8	沙蒙-9	沙蒙-10	沙蒙-11	沙蒙-12	沙蒙-13	沙蒙-14	沙蒙-15	沙蒙-16	沙蒙-17
SiO ₂	36.28	36.54	36.01	36.50	36.17	36.88	36.93	37.32	37.24	37.03	37.04	36.61	37.05	36.09	36.01	36.79	36.52
TiO ₂	3.94	3.57	3.56	4.01	3.43	3.91	4.20	4.14	4.12	4.12	4.04	3.94	4.00	3.69	3.72	3.14	3.45
Al ₂ O ₃	17.48	17.92	17.79	17.75	17.62	17.63	16.59	16.93	17.18	16.62	16.85	16.63	16.69	16.81	16.77	17.29	16.80
FeO	20.82	20.59	20.37	20.26	20.18	20.21	20.38	20.56	20.25	20.35	20.10	20.43	20.37	20.15	20.19	19.66	20.24
MnO	0.20	0.16	0.15	0.13	0.15	0.16	0.16	0.18	0.17	0.16	0.16	0.16	0.15	0.13	0.12	0.14	0.14
MgO	8.87	9.27	9.11	9.27	9.36	9.62	9.67	10.00	9.83	9.81	10.05	9.82	9.68	9.49	9.52	9.88	9.81
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01
Na ₂ O	0.11	0.10	0.01	0.04	0.13	0.15	0.12	0.06	0.03	0.03	0.14	0.14	0.08	0.11	0.10	0.06	0.16
K ₂ O	9.68	9.71	9.70	9.75	9.78	9.75	9.78	9.90	9.81	9.69	9.81	9.76	9.72	9.61	9.48	9.69	9.27
F	0.44	0.62	0.57	0.53	0.46	0.60	0.63	0.62	0.63	0.60	0.49	0.48	0.50	0.61	0.47	0.53	0.41
Cl	0.05	0.05	0.07	0.06	0.07	0.06	0.08	0.07	0.07	0.06	0.07	0.09	0.07	0.09	0.10	0.07	0.09
H ₂ O	2.90	2.95	2.97	2.91	3.00	2.86	2.76	2.85	2.85	2.82	2.87	2.87	2.87	2.85	2.89	3.04	2.94
O=-(F+Cl)	-0.20	-0.27	-0.26	-0.23	-0.21	-0.27	-0.28	-0.28	-0.28	-0.27	-0.22	-0.22	-0.23	-0.28	-0.22	-0.24	-0.19
总计	97.68	98.26	97.07	98.07	97.14	98.71	98.25	99.49	99.04	98.22	98.52	97.84	98.06	96.50	96.25	97.00	96.69
A/CNK	1.64	1.68	1.69	1.67	1.63	1.63	1.54	1.57	1.61	1.58	1.55	1.54	1.57	1.59	1.61	1.63	1.63
Mg [#]	43.1	44.5	44.4	44.9	45.2	45.9	45.8	46.4	46.4	46.2	47.1	46.1	45.8	45.6	45.7	47.2	46.4

基于 11 个氧原子组成的阳离子

Si	2.77	2.77	2.76	2.77	2.77	2.79	2.81	2.81	2.80	2.81	2.80	2.79	2.81	2.78	2.78	2.80	2.79
Al ^{IV}	1.15	1.17	1.16	1.17	1.14	1.15	1.08	1.10	1.12	1.09	1.10	1.09	1.08	1.10	1.09	1.10	1.07
Al ^{VI}	0.43	0.44	0.45	0.42	0.45	0.42	0.41	0.40	0.41	0.40	0.40	0.41	0.42	0.43	0.44	0.45	0.44
Ti	0.22	0.20	0.20	0.22	0.19	0.22	0.23	0.23	0.23	0.23	0.22	0.22	0.22	0.21	0.21	0.18	0.20
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.03	1.05	1.06	1.06	1.09	1.09	1.12	1.13	1.11	1.12	1.14	1.14	1.11	1.13	1.13	1.14	1.15
Fe	1.33	1.31	1.31	1.29	1.29	1.28	1.30	1.29	1.28	1.29	1.27	1.30	1.29	1.30	1.30	1.25	1.29
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	0.92	0.91	0.92	0.92	0.92	0.91	0.92	0.92	0.91	0.91	0.92	0.91	0.91	0.91	0.90	0.91	0.88
Na	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
F	0.13	0.16	0.16	0.14	0.14	0.16	0.18	0.17	0.17	0.16	0.14	0.15	0.14	0.18	0.15	0.15	0.13
Cl	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
OH	1.48	1.49	1.52	1.47	1.53	1.44	1.40	1.43	1.43	1.43	1.45	1.46	1.45	1.47	1.49	1.54	1.50

续表1

样品	沙蒙-1	沙蒙-2	沙蒙-3	沙蒙-4	沙蒙-5	沙蒙-6	沙蒙-7	沙蒙-8	沙蒙-9	沙蒙-10	沙蒙-11	沙蒙-12	沙蒙-13	沙蒙-14	沙蒙-15	沙蒙-16	沙蒙-17
Al total	1.58	1.60	1.61	1.59	1.59	1.57	1.49	1.50	1.52	1.49	1.50	1.50	1.49	1.53	1.53	1.55	1.51
Al ^{IV} /Al ^{VI}	2.70	2.67	2.61	2.56	2.56	2.76	2.67	2.75	2.75	2.76	2.76	2.64	2.59	2.53	2.51	2.41	2.43
Mg/(Fe+Mg)	0.44	0.45	0.45	0.46	0.46	0.46	0.46	0.47	0.47	0.46	0.47	0.47	0.46	0.46	0.47	0.48	0.47
Fe/(Fe+Mg)	0.56	0.55	0.55	0.54	0.54	0.54	0.54	0.53	0.53	0.54	0.53	0.53	0.54	0.54	0.53	0.52	0.53
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0.10	0.08	0.08	0.10	0.10	0.09	0.12	0.12	0.10	0.12	0.13	0.15	0.13	0.13	0.15	0.11	0.18
IV(F)	1.75	1.66	1.67	1.71	1.75	1.67	1.62	1.66	1.66	1.67	1.76	1.73	1.73	1.62	1.71	1.74	1.80
IV(Cl)	-3.33	-3.35	-3.44	-3.38	-3.46	-3.42	-3.57	-3.54	-3.49	-3.47	-3.51	-3.60	-3.51	-3.62	-3.64	-3.51	-3.63
IV(F/Cl)	5.09	5.01	5.11	5.09	5.21	5.09	5.19	5.21	5.15	5.14	5.26	5.33	5.24	5.24	5.36	5.25	5.43
F (熔体×10 ⁻⁶)	1622	1769	1742	1824	1381	1886	2405	2114	2149	2099	1569	1618	1683	1927	1584	1270	1183
Cl (熔体×10 ⁻⁶)	635	537	674	691	651	683	793	706	630	607	741	905	784	891	953	551	816
t/°C	824	826	824	841	819	839	853	858	851	850	839	833	841	833	826	826	812
早期结晶压 力/MPa	702	729	747	776	738	725	807	882	841	825	841	753	792	793	806	763	757
早期结晶深度/km	25.6	26.6	27.2	28.3	26.9	26.4	29.4	32.1	30.6	30.1	30.6	27.4	28.9	28.9	29.4	27.8	27.6

注: A/CNK = Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) (摩尔数); Mg[#] = 100 * Mg/(Mg+Fe) (摩尔数)。

表 2 Tak 贫矿花岗岩黑云母电子探针分析结果

样品	Microprobe analytical composition of biotite from tin-barren Tak granite (%)																	
	Tak-1	Tak-2	Tak-3	Tak-4	Tak-5	Tak-6	Tak-7	Tak-8	Tak-9	Tak-11	Tak-12	Tak-13	Tak-14	Tak-15	Tak-16	Tak-17	Tak-18	
SiO ₂	38.07	37.92	37.75	38.38	39.44	39.42	39.03	38.00	38.79	38.11	38.63	38.25	38.49	37.50	37.37	37.56	38.33	
TiO ₂	3.64	3.72	3.68	3.57	3.23	3.39	3.38	2.07	3.58	3.70	3.61	3.24	3.25	3.09	3.34	3.00	3.18	
Al ₂ O ₃	14.24	14.12	13.67	14.02	14.47	14.40	14.01	15.51	13.68	14.05	13.70	13.86	13.99	14.36	13.96	14.57	14.37	
FeO	17.56	17.81	17.65	17.49	17.22	17.34	17.25	17.26	17.47	17.91	17.27	17.77	16.52	17.50	17.60	17.66	17.88	
MnO	0.78	0.74	0.76	0.74	0.76	0.80	0.78	0.82	0.76	0.78	0.76	0.85	0.83	0.89	0.74	0.81	0.82	
MgO	13.18	13.30	13.18	13.65	14.18	14.08	13.91	13.69	13.84	13.21	13.48	13.36	13.84	13.24	13.38	13.68	13.69	
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Na ₂ O	0.19	0.22	0.23	0.21	0.17	0.23	0.16	0.18	0.21	0.20	0.21	0.25	0.18	0.05	0.27	0.10	0.12	
K ₂ O	8.72	8.96	9.12	9.18	9.72	9.61	9.52	6.75	9.23	9.11	9.36	9.41	9.14	8.46	9.19	8.27	8.79	
F	1.02	0.98	0.94	0.93	1.29	1.12	1.11	0.82	0.92	0.91	0.91	0.98	0.94	0.71	0.92	0.93	1.01	
Cl	0.11	0.11	0.10	0.06	0.06	0.05	0.05	0.09	0.07	0.09	0.09	0.06	0.06	0.03	0.07	0.07	0.10	
H ₂ O	2.45	2.48	2.48	2.53	2.56	2.55	2.55	2.68	2.54	2.52	2.53	2.56	2.56	2.67	2.57	2.63	2.60	

续表2

样品	Tak-1	Tak-2	Tak-3	Tak-4	Tak-5	Tak-6	Tak-7	Tak-8	Tak-9	Tak-11	Tak-12	Tak-13	Tak-14	Tak-15	Tak-16	Tak-17	Tak-18
O=-(F+Cl)	-0.45	-0.44	-0.42	-0.41	-0.56	-0.48	-0.48	-0.36	-0.40	-0.40	-0.40	-0.43	-0.41	-0.31	-0.40	-0.41	-0.45
总计	97.06	97.43	96.66	97.86	99.98	99.95	98.71	95.01	98.13	97.66	97.61	97.60	96.86	95.59	96.42	96.31	97.85
A/CNK	1.45	1.40	1.33	1.36	1.34	1.34	1.33	1.96	1.32	1.38	1.31	1.31	1.37	1.54	1.34	1.58	1.47
Mg [#]	57.2	57.1	57.1	58.2	59.5	59.2	59.0	58.6	58.5	56.8	58.2	57.3	59.9	57.4	57.5	58.0	57.7
基于11个氧原子组成的阳离子																	
Si	2.87	2.86	2.87	2.87	2.90	2.90	2.90	2.82	2.90	2.87	2.90	2.88	2.89	2.84	2.84	2.82	2.86
Al ^{IV}	0.98	0.98	0.96	0.99	0.98	0.99	0.97	1.06	0.95	0.98	0.93	0.97	0.98	1.04	1.00	1.04	0.98
Al ^{VI}	0.28	0.28	0.27	0.25	0.27	0.26	0.26	0.30	0.26	0.27	0.28	0.26	0.26	0.24	0.25	0.25	0.28
Ti	0.20	0.21	0.21	0.20	0.17	0.18	0.19	0.12	0.20	0.21	0.20	0.18	0.18	0.18	0.19	0.17	0.17
Mn	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05
Mg	1.50	1.52	1.52	1.52	1.55	1.53	1.54	1.49	1.55	1.50	1.53	1.51	1.55	1.49	1.54	1.53	1.54
Fe	0.95	0.96	0.95	0.96	0.94	0.95	0.94	0.95	0.93	0.97	0.92	0.97	0.91	0.99	0.96	0.98	0.96
Ca	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	0.83	0.84	0.87	0.87	0.90	0.89	0.89	0.69	0.87	0.86	0.88	0.90	0.88	0.84	0.88	0.81	0.83
Na	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.01	0.04	0.01	0.02
F	0.25	0.25	0.25	0.22	0.30	0.26	0.26	0.14	0.23	0.23	0.24	0.24	0.22	0.15	0.24	0.21	0.24
Cl	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
OH	1.23	1.25	1.26	1.27	1.25	1.25	1.27	1.33	1.27	1.27	1.27	1.29	1.28	1.35	1.31	1.32	1.30
总Al	1.26	1.26	1.22	1.24	1.25	1.25	1.23	1.36	1.20	1.25	1.21	1.23	1.24	1.28	1.25	1.29	1.26
Al ^{IV} /Al ^{VI}	3.45	3.48	3.54	4.02	3.59	3.83	3.77	3.50	3.68	3.64	3.30	3.77	3.80	4.43	3.95	4.18	3.47
Mg/(Fe+Mg)	0.61	0.61	0.62	0.61	0.62	0.62	0.62	0.61	0.62	0.61	0.63	0.61	0.63	0.60	0.61	0.61	0.62
Fe/(Fe+Mg)	0.39	0.39	0.38	0.39	0.38	0.38	0.38	0.39	0.38	0.39	0.37	0.39	0.37	0.40	0.39	0.39	0.38
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0.43	0.43	0.41	0.38	0.32	0.34	0.34	0.70	0.42	0.40	0.40	0.37	0.39	0.41	0.39	0.47	0.46
IV(F)	1.60	1.61	1.63	1.69	1.56	1.63	1.63	1.90	1.69	1.65	1.67	1.66	1.70	1.87	1.67	1.73	1.65
IV(Cl)	-4.02	-4.05	-4.00	-3.80	-3.80	-3.66	-3.72	-3.92	-3.85	-3.91	-3.96	-3.74	-3.79	-3.47	-3.84	-3.82	-3.99
IV(F/Cl)	5.62	5.66	5.63	5.49	5.36	5.29	5.34	5.82	5.54	5.56	5.63	5.40	5.49	5.34	5.52	5.55	5.64
F (熔体×10 ⁻⁶)	1550	1542	1508	1259	1487	1357	1376	494	1251	1421	1364	1250	1113	745	1227	949	1191
Cl (熔体×10 ⁻⁶)	1104	1189	1061	629	522	414	469	480	685	881	928	486	507	259	625	514	793
t/°C	809	808	806	813	833	829	822	795	807	808	807	812	809	804	812	800	807
早期结晶压	210	193	188	202	270	239	233	373	190	194	198	206	189	295	196	241	221
力/MPa																	
早期结晶深度/km	7.7	7.0	6.9	7.4	9.8	8.7	8.5	13.6	6.9	7.1	7.2	7.5	6.9	10.8	7.1	8.8	8.1

注: A/CNK = Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) (摩尔数); Mg[#] = 100 * Mg/(Mg+Fe) (摩尔数)。

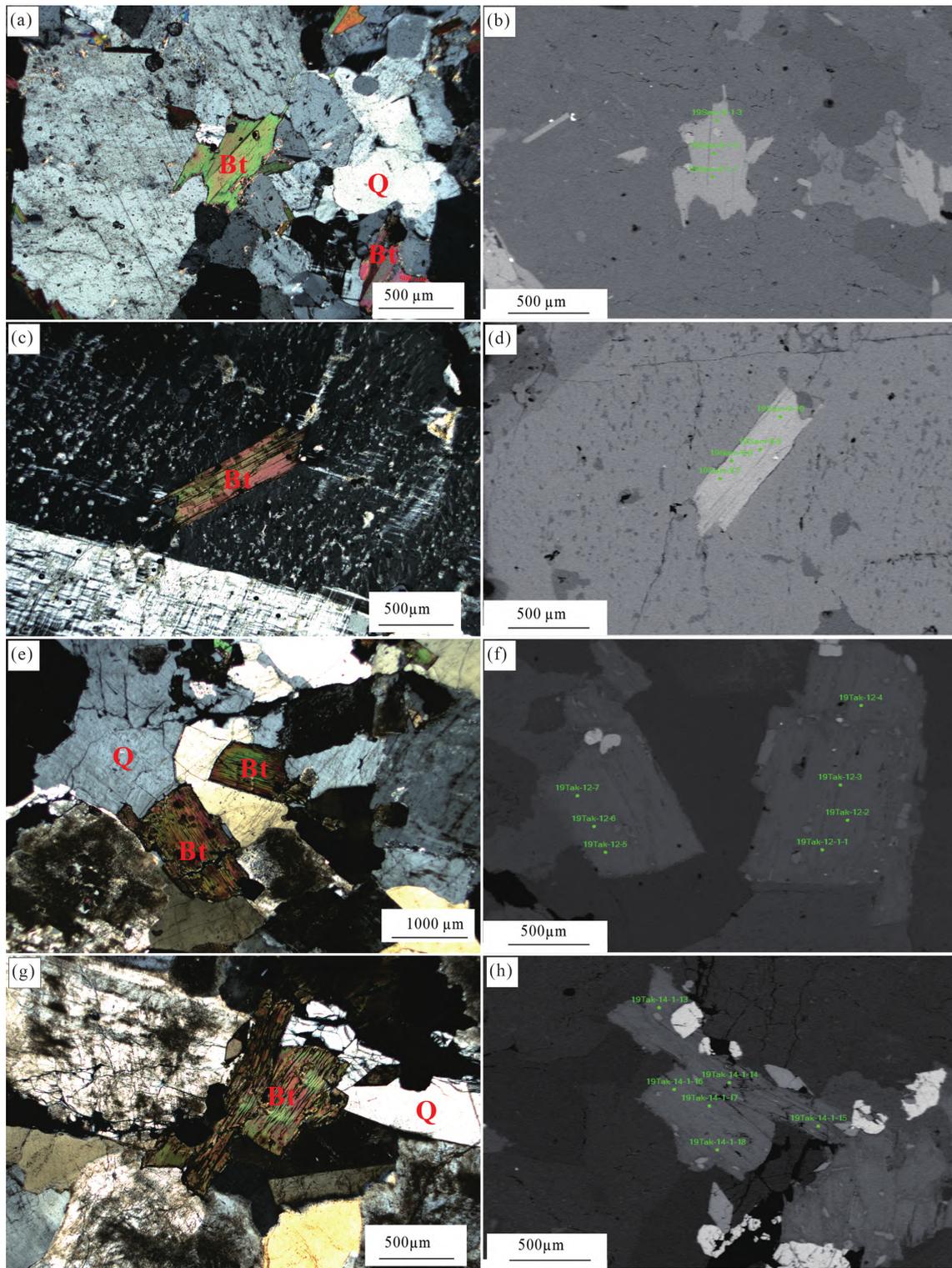


图3 沙蒙和 Tak 花岗岩中代表性黑云母显微照片及分析点位

Fig. 3 Micrographs with analysis sites of representative biotites in the Samoeng and Tak granites

花岗岩黑云母与 S 型花岗岩黑云母成分相似, 而 Tak 贫矿花岗岩黑云母与 I 型花岗岩黑云母成分相似 (Gao et al., 2016)。此外, 沙蒙中粗粒黑云母花岗岩黑云母的 Al^{VI} (0.40~0.45) 值较高, 显示 S 型花岗岩中的黑云母特征; 而 Tak 角闪石黑云母花

岗岩黑云母的 Al^{VI} (0.24~0.30) 值较低, 与典型 I 型花岗岩一致 (Whalen and Chappell, 1988)。因此, 根据本次黑云母成分研究同样能够反演其寄主花岗岩特征。其中沙蒙成矿花岗岩为 S 型花岗岩, 而 Tak 贫矿花岗岩为 I 型花岗岩。这与前人利

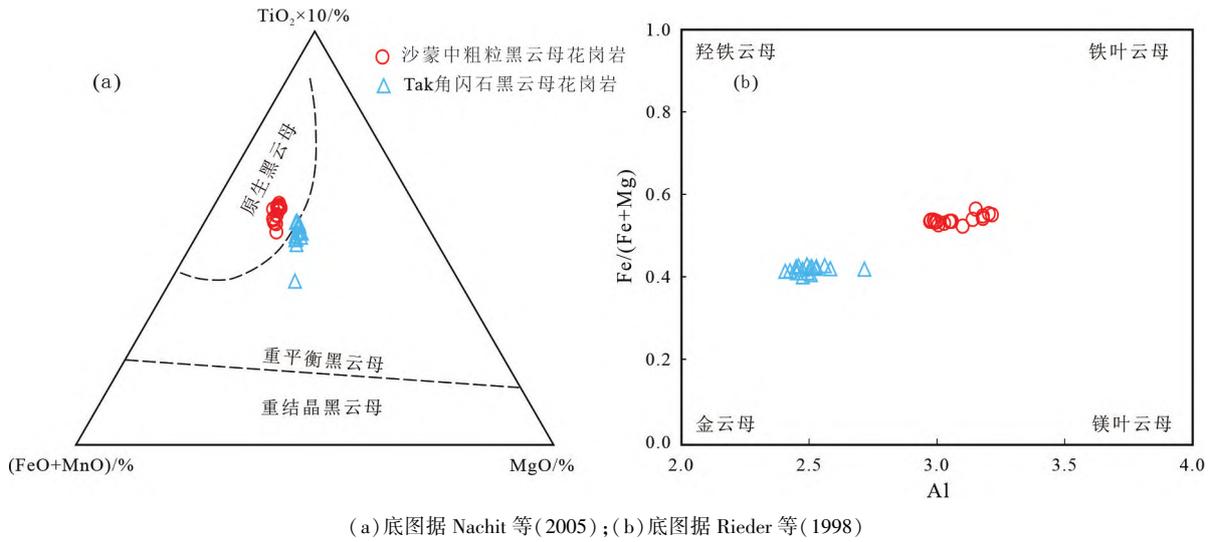


图4 沙蒙和 Tak 花岗岩黑云母 $TiO_2-(FeO+MnO)-MgO$ 三元图(a)和黑云母分类图解(b)
 Fig. 4 Ternary diagram of TiO_2 vs. $(FeO+MnO)$ vs. MgO (a) and classification diagram (b) of biotites from the Samoeng and Tak granites

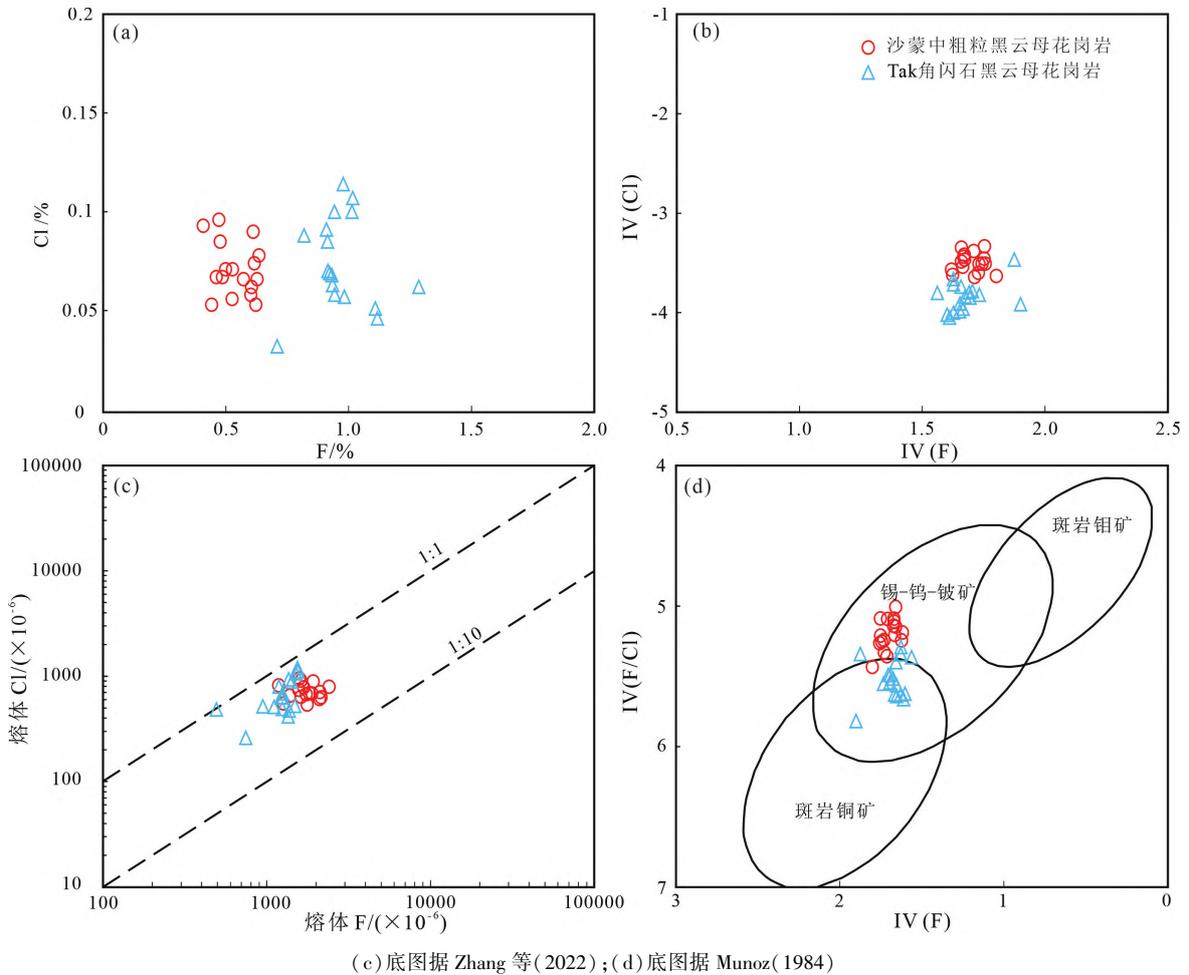
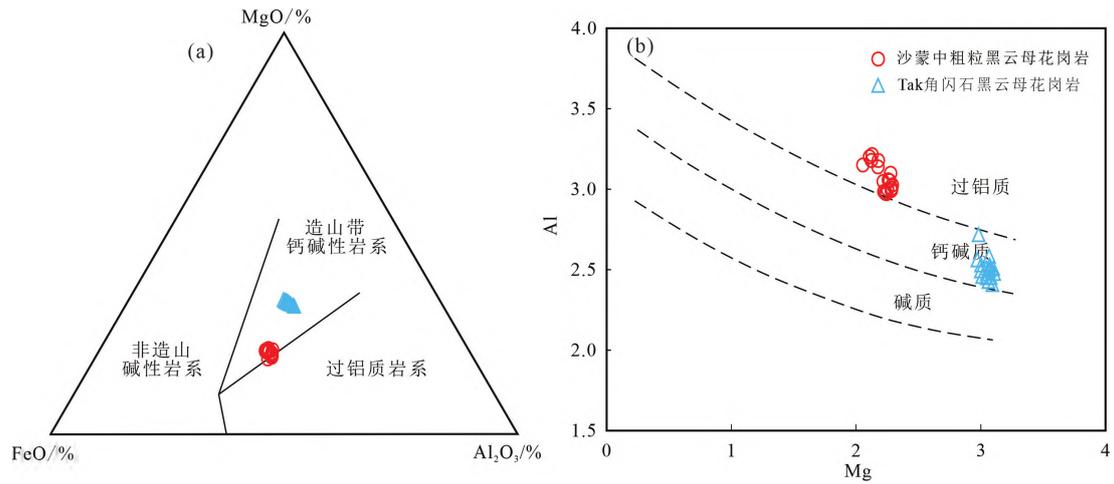


图5 沙蒙和 Tak 花岗岩中黑云母的 F、Cl 成分图解(a)、 $IV(Cl)-IV(F)$ 图解(b)、反演初始岩浆的 Cl-F 图解(c)和黑云母 $IV(F/Cl)-IV(F)$ 图解(d)

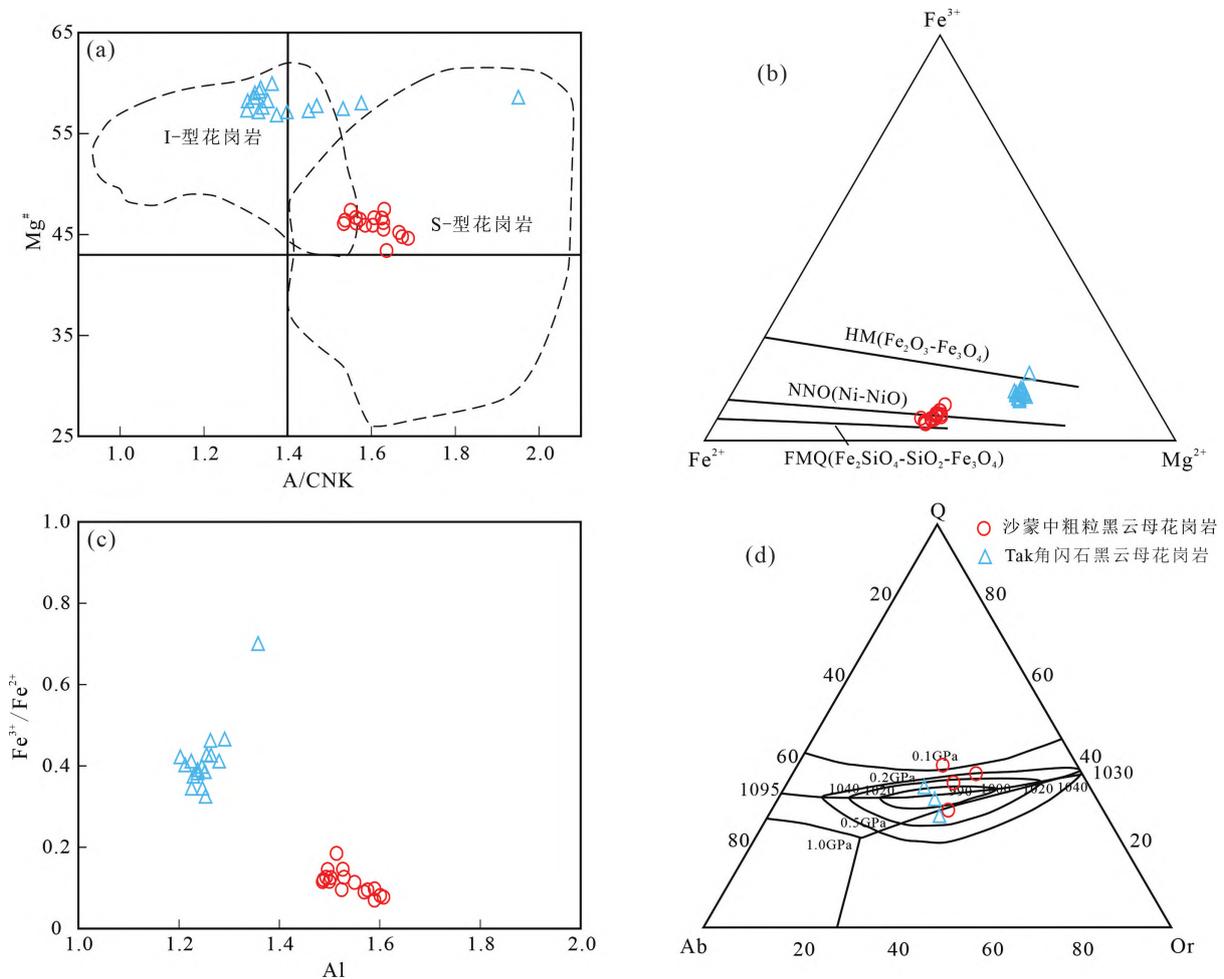
Fig. 5 Composition diagram of F and Cl contents (a), the $IV(Cl)$ vs. $IV(F)$ diagram (b), the Cl vs. F diagram for inversion of initial magma (c) and the $IV(F/Cl)$ vs. $IV(F)$ diagram (d) for biotites from the Samoeng and Tak granites



(a)底图据 Abdel-Rahman(1994);(b)底图据 Stussi 和 Cuney(1996)

图6 沙蒙和 Tak 花岗岩黑云母 MgO-FeO-Al₂O₃ 三元图(a)和黑云母 Al-Mg 图解(b)

Fig. 6 Ternary diagram of MgO vs. FeO vs. Al₂O₃ (a) and the Al vs. Mg diagram (b) for biotites in the Samoeng and Tak granites



(a)底图据 Gao 等(2016);(b)底图据 David 和 Hans(1965);(c)(d)底图据 Rajesh(2000)

图7 沙蒙和 Tak 花岗岩黑云母 Mg[#]-A/CNK 图解(a)、Fe³⁺-Fe²⁺-Mg²⁺图解(b)、

Fe³⁺/Fe²⁺-Al 图解(c)和 Q-Ab-Or 图解(d)

Fig. 7 Diagrams of Mg[#] vs. A/CNK (a), Fe³⁺ vs. Fe²⁺ vs. Mg²⁺ (b), Fe³⁺/Fe²⁺ vs. Al (c) and Q vs. Ab vs. Or for biotites from the Samoeng and Tak granites

用全岩地球化学手段开展的花岗岩类型判别结果相吻合(Beckinsale, 1979; Mahawat et al., 1990; 张博等, 2023)。

4.2 黑云母成分对岩浆物理化学条件的制约

4.2.1 岩浆温度 最近 Li 和 Zhang(2022) 基于机器学习建立了适用广泛、性能可靠的黑云母温压计, 准确估算中酸性岩浆平衡的结晶温度。根据该方法, 我们估算出沙蒙成矿花岗岩早期岩浆结晶温度为 812~858 °C(平均为 835 °C), Tak 贫矿花岗岩早期岩浆结晶温度为 795~833 °C(平均为 811 °C)(图 8)。结合岩相学矿物生长顺序, 黑云母相对于长石、石英更为自形(图 3), 可暗示与黑云母平衡时期的岩浆条件可代表早期的形成条件。通常 Al 在云母晶体结构中可占据两种位置: 四面体位置(Al^{IV})和八面体位置(Al^{VI}), 温度较高时 Al 易进入四面体位置, 温度较低时 Al 易进入八面体位置, 据此可根据黑云母的 Al^{IV}/Al^{VI} 值进一步限定结晶温度条件(刘诗文, 2015)。本次研究结果显示, 沙蒙成矿花岗岩黑云母 Al^{IV}/Al^{VI} 值为 2.41~2.76, Tak 贫矿花岗岩黑云母 Al^{IV}/Al^{VI} 值为 3.30~4.43。以上两种判别结果均一致指示 Tak 贫矿花岗岩的早期结晶温度比沙蒙成矿花岗岩低。

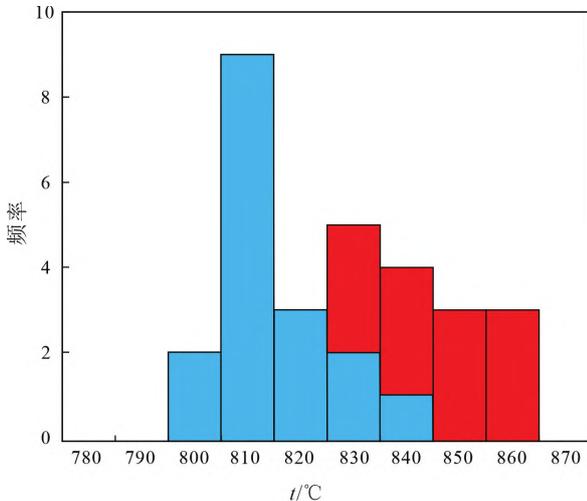


图 8 沙蒙和 Tak 花岗岩早期岩浆结晶温度频数分布直方图

Fig. 8 Histogram of distribution frequencies for crystallization temperatures of early magmas of the Samoeng and Tak granites

4.2.2 压力 我们利用黑云母温压计(Li and Zhang, 2022)估算出沙蒙成矿花岗岩黑云母结晶时岩浆的压力为 702~882 MPa(平均为 781 MPa), Tak 贫矿花岗岩黑云母结晶时的岩浆压力为 188~373 MPa(平均为 226 MPa)。假定平均地壳密度 ρ 为 2800 kg/m³, g 为 9.8 m/s²(王昌南等, 2021)。利用 $p=\rho gh$ 可估算出花岗岩的早期结晶深度, 本次获得

沙蒙成矿花岗岩的早期结晶深度为 25.6~32.1 km(平均为 28.5 km), Tak 贫矿花岗岩的早期结晶深度为 6.9~13.6 km(平均为 8.2 km)。相较于 Tak 贫矿花岗岩, 沙蒙成矿花岗岩岩浆早期结晶压力较大, 暗示其起源深度更深(图 7d)。

Q-Ab-Or 图解既可以反映花岗岩矿物(组合)的结晶演化顺序, 也可以反映两种长石和石英共结时的压力(Whitney and Stormer, 1985; Rajesh, 2000)。本文搜集沙蒙成矿花岗岩和 Tak 贫矿花岗岩已有的全岩及矿物含量数据(Mahawat et al., 1990; 张博等, 2023), 尝试利用该方法限定岩浆最终侵位时的压力及深度。图 7d 显示, 沙蒙成矿花岗岩最小结晶压力大约为 0.1 GPa, 对应深度约为 3.6 km, 而 Tak 贫矿花岗岩最小结晶压力大约为 0.2 GPa, 相对应的深度大约为 7.2 km, 这表明沙蒙成矿花岗岩侵位深度更浅。

4.2.3 氧逸度 氧逸度对源区含锡矿物的分解和岩浆分异演化过程中锡的富集程度均有重要影响(Wolf et al., 2018)。当氧逸度较高时, 锡在岩浆中主要以 Sn^{4+} 形式存在, Sn^{4+} 与 Ti^{4+} 等具有相近的离子半径, 因此 Sn 容易以类质同象的方式进入到早期结晶的铁镁矿物(Ishihara, 1977, 1981; Lehmann and Mahawat, 1989; Farges et al., 2006); 当氧逸度较低时, 则 Sn 在岩浆中以 Sn^{2+} 形式存在, Sn^{2+} 离子半径较大不易进入矿物晶格, 因此还原性岩浆有利于锡在晚期熔体中发生富集(Blevin and Chappel, 1992)。David 和 Hans(1965)通过实验提出黑云母 $Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg^{2+}$ 图解用于估算氧逸度, 在图 7b 中, 沙蒙成矿花岗岩在 NNO 缓冲线附近, 而 Tak 贫矿花岗岩在 HM 缓冲线附近。岩浆熔体中的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 值也可以反应岩浆的氧逸度, 沙蒙成矿花岗岩黑云母的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 值为 0.07~0.18, Tak 贫矿花岗岩黑云母的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 值为 0.32~0.70。在图 7c 中, 沙蒙成矿花岗岩黑云母的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 值随岩浆演化逐渐降低, 氧逸度逐渐降低; 而 Tak 贫矿花岗岩黑云母的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 值随岩浆演化逐渐升高, 氧逸度逐渐升高。综上所述, 沙蒙成矿花岗岩黑云母结晶时氧逸度较低, 而 Tak 贫矿花岗岩黑云母结晶时氧逸度程度较高, 而相对还原环境往往更有利于形成锡矿(Ishihara, 1977; Linnen et al., 1995; Romer and Kroner, 2016)。

4.3 挥发分对元素迁移、富集和成矿的作用

F 和 Cl 对 Sn 成矿元素的迁移、富集和成矿过程具有重要作用(Holland, 1972), 与锡成矿相关花岗岩大多富集 F、Cl 等元素(Pollard et al., 1987;

Webster et al., 2004)。黑云母是岩浆中主要 F、Cl 储库, 其中的 F、Cl 含量可以反演初始岩浆和结晶时的挥发性组分特征 (Munoz and Swenson, 1981; Zhang et al., 2022)。最近 Zhang 等 (2022) 基于黑云母电子探针成分, 构建出黑云母与硅酸盐熔体之间 OH-F-Cl 交换的模型, 有效反演了平衡岩浆挥发分含量 (F、Cl、OH)。本次研究基于该模型, 获得沙蒙成矿花岗岩初始岩浆 F 的含量为 $1183 \times 10^{-6} \sim 2405 \times 10^{-6}$ (平均值为 1755×10^{-6}), Cl 含量为 $537 \times 10^{-6} \sim 953 \times 10^{-6}$ (平均值为 720×10^{-6}); Tak 贫矿花岗岩 F 的含量为 $494 \times 10^{-6} \sim 1550 \times 10^{-6}$ (平均值为 1240×10^{-6}), Cl 含量为 $259 \times 10^{-6} \sim 1189 \times 10^{-6}$ (平均值为 679×10^{-6}) (图 5d)。同时, 可根据黑云母的 F、Cl 含量直接反演其结晶时的挥发分特征。通常, 黑云母中的 F 和 Cl 通过 F-OH 和 Cl-OH 交换进入黑云母, 而 Cl^- 离子半径较 F^- 或 OH^- 大, 导致岩浆演化过程中 Cl 替换 OH 较 F 少, 造成黑云母结晶时 F 的含量普遍高于 Cl (Munoz, 1984)。沙蒙成矿花岗岩黑云母 F 的含量为 0.41%~0.63% (平均为 0.54%), Cl 的含量为 0.05%~0.10% (平均为 0.07%), Tak 贫矿花岗岩黑云母中 F 的含量为 0.71%~1.29% (平均为 0.97%), Cl 的含量为 0.03%~0.11% (平均为 0.07%)。沙蒙成矿花岗岩黑云母的 IV (F)、IV (Cl) 和 IV (F/Cl) 变化范围分别为 1.62~1.80 (平均值为 1.70)、-3.64~-3.33 (平均值为 -3.50) 和 5.01~5.43 (平均值为 5.20); Tak 贫矿花岗岩黑云母的 IV (F)、IV (Cl) 和 IV (F/Cl) 变化范围分别为 1.56~1.90 (平均值为 1.68)、-4.05~-3.47 (平均值为 -3.84) 和 5.29~5.82 (平均值为 5.52)。在图 5d 中, 沙蒙成矿花岗岩黑云母落入到锡-钨-铍矿床范围内, 而 Tak 贫矿花岗岩却大部分落入到斑岩铜矿范围内。因此, 成矿较贫矿花岗岩早期岩浆具有偏高的 F 含量; 随着岩浆演化黑云母结晶时, 成矿花岗岩具有相对偏高的 F/Cl 值。

5 构造背景

沙蒙成矿花岗岩和 Tak 贫矿花岗岩形成年龄分别为 $(210.9 \pm 1.1) \text{ Ma}$ 和 $(232.2 \pm 0.9) \text{ Ma}$, 前者较后者偏年轻 (Wang et al., 2016; 张博等, 2023)。从区域构造演化来看, 一般认为古特提斯洋在早二叠世向印支地块发生俯冲 (Metcalf, 2000), 并在 230 Ma 左右闭合 (Gardiner et al., 2016), 泰国 Sukhothai 褶皱带 Doi Ngom 锆石 U-Pb 年龄显示古特提斯洋在泰国地区的闭合时间约为 237 Ma, 随后 Sibumasu 地块与印支地块约在发生碰撞, 并分别在约 237~230 Ma

和 200~230 Ma 发生同碰撞和碰撞后造山事件。S 型花岗岩形成于俯冲环境 (Liu et al., 2014)、碰撞后或板内环境 (Sylvester, 1998; Lamarão et al., 2002), 而 I 型花岗岩一般形成于碰撞背景 (Mitchell, 1977; Hutchison, 1978)。通过对造山和非造山岩系中黑云母成分的对比研究, 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。在图 6a 中, Tak 贫矿花岗岩落入碰撞造山范围, 而沙蒙成矿花岗岩落入到造山背景和造山后过渡范围。此外, 本文温压拟合数据显示, 成矿花岗质岩浆自早期黑云母结晶时 (28.5 km) 至上升侵位至浅部 (3.6 km) 的运移距离约 25 km, 明显远大于贫矿花岗质岩浆的运移距离 (约 1 km), 表明前者形成于更为伸展的构造背景, 同样支持上述结论。综上所述, 我们认为 Tak 贫矿花岗岩形成于碰撞造山挤压环境, 而沙蒙成矿花岗岩则形成于古特提斯洋闭合的碰撞造山挤压向伸展转换的构造背景。

6 花岗岩与锡成矿的联系

锡的富集成矿受花岗岩源区 (Romer and Kroner, 2016)、氧逸度、温度 (Zhao et al., 2022a, 2022b) 和挥发分 (Holland, 1972; Pollard et al., 1987; Webster et al., 2004) 等多种因素影响。本文研究显示, 沙蒙成矿花岗岩和 Tak 贫矿花岗岩的成因类型归属及源区明显不同, 其中沙蒙成矿花岗岩来源于变沉积岩, 属 S 型花岗岩; 而 Tak 贫矿花岗岩, 属 I 型花岗岩, 已有研究显示其源区主要为变火成岩 (Mahawat et al., 1990)。两类不同的岩浆源区可能是导致锡成矿差异的因素之一。锡成矿与岩浆温度和氧逸度密切相关, 相对还原的岩浆条件更有利于锡成矿 (Sato et al., 2010)。沙蒙成矿花岗质岩浆明显具有相对还原的氧逸度, 位于缓冲线 NNO 附近, 而 Tak 贫矿花岗岩具有相对氧化的岩浆氧逸度, 位于缓冲线 HM 附近。此外, 初始岩浆温度和结晶温度也是制约该矿区花岗岩锡成矿潜力的重要因素 (Yuan et al., 2018; Zhao et al., 2022a, 2022b)。沙蒙成矿花岗岩早期岩浆的温度偏高, 暗示其起源深度较深, 而 Tak 贫矿花岗岩早期的岩浆温度相对偏低。起源较深的成矿岩浆往往具有更高的初始温度, 这有利于源区富锡组分 (如黑云母) 的部分熔融, 促使锡在岩浆中的初始富集, 这与近期一系列研究相吻合 (Romer and Kroner, 2016; Wolf et al., 2018; Zhao et al., 2022a; Li et al., 2023)。此外, 沙

蒙花岗岩的初始 F 含量和结晶时的 F/Cl 值也较高。综上所述,我们认为在伸展的构造体制下,深部地壳的富 F 变沉积岩经历高温熔融形成的还原性岩浆,通过长距离运移在较浅的深度侵位成岩更有利于锡成矿。

7 结论

(1)黑云母成分对岩浆成因和岩浆物理化学条件具有很好的指示意义。对比研究显示,沙蒙成矿花岗岩源区为变沉积岩,具有相对较高的早期结晶温度和较浅的侵位深度以及相对较低的氧逸度。

(2)Tak 贫矿花岗岩源区为变火成岩,具有相对较高的氧逸度、较低的早期岩浆结晶温度,较深侵位深度。

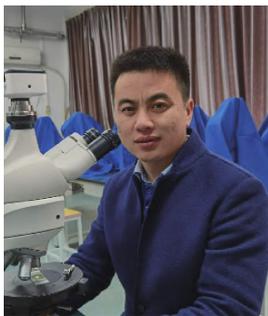
(3)在伸展的构造体制下,深部地壳的富 F 变沉积岩高温熔融形成的还原性岩浆,经长距离的运移在较浅的深度侵位成岩更有利于锡成矿。

参考文献 (References):

- Abdel-Rahman A F M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35(2): 525-541
- Afshooni S Z, Mirnejad H, Esmacily D, Haroni H A. 2013. Mineral chemistry of hydrothermal biotite from the Kahang porphyry copper deposit (NE Isfahan), Central Province of Iran. *Ore Geology Reviews*, 54: 214-232
- Beckinsale R D. 1979. Granite magmatism in the tin belt of South-East Asia. In: Atherton M P, Tarney J, eds. *Origin of Granite Batholiths*. Boston: Birkhäuser
- Blevin P L, Chappell B W. 1992. The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83(1-2): 305-316
- Chappell B W, White A. 1974. Two contrasting granite type. *Pacific Geology*, 8: 173-174
- Chappell B W, Wyborn D. 2012. Origin of enclaves in S-type granites of the Lachlan Fold Belt. *Lithos*, 154: 235-247
- David R W, Hans P E. 1965. Stability of biotite: Experiment, theory, and application. *American Mineralogist*, 50(9): 1228-1272
- Farges F, Linnen R L, Brown Jr G E. 2006. Redox and speciation of tin in hydrous silicate glasses: A comparison with Nb, Ta, Mo and W. *The Canadian Mineralogist*, 44(3): 795-810
- Gao P, Zhao Z F, Zheng Y F. 2016. Magma mixing in granite petrogenesis: Insights from biotite inclusions in quartz and feldspar of Mesozoic granites from South China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 123: 142-161
- Gardiner N J, Searle M P, Morley C K, Whitehouse M P, Spencer C J, Robb L J. 2016. The closure of Palaeo-Tethys in Eastern Myanmar and Northern Thailand: New insights from zircon U-Pb and Hf isotope data. *Gondwana Research*, 39: 401-422
- Holland H D. 1972. Granites, solutions, and base metal deposits. *Economic Geology*, 67(3): 281-301
- Hutchison C S. 1978. Southeast Asian tin granitoids of contrasting tectonic setting. *Journal of Physics of the Earth*, 26(S1): S221-S232
- Ishihara S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 27(145): 293-305
- Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology Anniversary*, 75:458-484
- Khositanont S. 1990. The genesis of the Sn-W deposits at Samoeng Mine, Thailand: Evidence from fluid inclusions. Master Thesis. Montreal, Quebec: McGill University
- Lamarão C N, Dall'Agnol R, Lafon J M, Lima E F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 119(1-4): 189-223
- Lavaure S, Sawyer E W. 2011. Source of biotite in the Wuluma Pluton: Replacement of ferromagnesian phases and disaggregation of enclaves and schlieren. *Lithos*, 125(1-2): 757-780
- Lehmann B, Mahawat C. 1989. Metallogeny of tin in central Thailand: A genetic concept. *Geology*, 17(5): 426-429
- Lehmann B. 1990. *Metallogeny of tin*. Berlin: Springer, 1-211
- Lehmann B. 2021. Formation of tin ore deposits: A reassessment. *Lithos*, 402-403: 105756
- Li X Y, Zhang C. 2022. Machine learning thermobarometry for biotite-bearing magmas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(9): e2022JB024137
- Li Y, Pan J Y, Wu L G, He S, Bachmann O, Li X H. 2023. Transient tin mineralization from cooling of magmatic fluids in a long-lived system. *Geology*, 51: 305-309
- Linnen R L, Pichavant M, Holtz F, Burgess S. 1995. The effect of f_{CO_2} on the solubility, diffusion, and speciation of tin in haplogranitic melt at 850°C and 2 kbar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(8): 1579-1588
- Liu Q, Yu J H, O'Reilly S Y, Zhou M F, Griffin W L, Wang L J, Cui X. 2014. Origin and geological significance of Paleoproterozoic granites in the northeastern Cathaysia Block, South China. *Precambrian Research*, 248: 72-95
- Mahawat C, Atherton M P, Brotherton M S. 1990. The Tak Batholith, Thailand: The evolution of contrasting granite types and implications for tectonic setting. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 4(1): 11-27
- Metcalfe I. 2000. The bentong-raub suture zone. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18(6): 691-712
- Mitchell A H G. 1977. Tectonic settings for emplacement of Southeast Asian tin granites. *Bulletin of the Geological Society of Malaysia*, 9: 123-140
- Munoz J L, Swenson A. 1981. Chloride-hydroxyl exchange in biotite and estimation of relative HCl/HF activities in hydrothermal fluids. *Economic Geology*, 76(8): 2212-2221
- Munoz J L. 1984. F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 13(1): 469-493

- Nachit H, Ibhi A, Abia E H, Ben Ohoud M. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, re-equilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337 (16): 1415-1420
- Parsapoor A, Khalili M, Tepley F, Maghami M. 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
- Pollard P J, Pichavant M, Charoy B. 1987. Contrasting evolution of fluorine- and boron- rich tin systems. *Mineralium Deposita*, 22(4): 315-321
- Qian X, Feng Q L, Wang Y J, Zhao T Y, Zi J W, Udchachon M, Wang Y K. 2017. Late Triassic post-collisional granites related to Paleotethyan evolution in SE Thailand: Geochronological and geochemical constraints. *Lithos*, 286-287: 440-453
- Rajesh H M. 2000. Characterization and origin of a compositionally zoned aluminous A-type granite from South India. *Geological Magazine*, 137(3): 291-318
- Ridd M F, Barber A J, Crow M J. 2011. *The geology of thailand*. London: Geological Society of London Gsw Books
- Rieder M, Cavazzini G, D'Yakovov Y S, Frank-Kamenetskii V A, Gottardi G, Guoggenheim S, Koval' P V, Müller G, Neiva A M R, Radoslovich E W, Robert J L, Sssi F P, Takeda H, Weiss Z, Wones D R. 1998. Nomenclature of the micas. *Clays and Clay Minerals*, 46(5): 586-595
- Romer R L, Kroner U. 2016. Phanerozoic tin and tungsten mineralization-Tectonic controls on the distribution of enriched protoliths and heat sources for crustal melting. *Gondwana Research*, 31: 60-95
- Sato K, Vrublevsky A A, Rodionov S M, Romanovsky N P, Nedachi M. 2010. Mid-cretaceous episodic magmatism and tin mineralization in khingan - okhotsk volcano-plutonic belt, far East Russia. *Resource Geology*, 52(1): 1-14
- Schwartz M O, Rajah S S, Askury A K, Putthapiban P, Djaswadi S. 1995. The Southeast Asian tin belt. *Earth-Science Reviews*, 38(2-4): 95-293
- Siahcheshm K, Calagari A A, Abedini A, Lentz D R. 2012. Halogen signatures of biotites from the Maher-Abad porphyry copper deposit, Iran: Characterization of volatiles in syn- to post- magmatic hydrothermal fluids. *International Geology Review*, 54(12): 1353-1368
- Stussi J M, Cuney M. 1996. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Fattah M. Abdel-Rahman: A comment. *Journal of Petrology*, 37(5): 1025-1029
- Sun K K, Deng J, Wang Q F, Chen B, Xu R, Ma Z F. 2023. Formation of Sn-rich granitic magma: A case study of the highly evolved Kafang granite in the Gejiu tin polymetallic ore district, South China. *Mineralium Deposita*, 58(2): 359-378
- Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45(1-4): 29-44
- Taylor R G. 1979. *Geology of tin deposits*, 11: Developments in economic geology. Amsterdam: Elsevier, 1-543
- Wang Y J, He H Y, Cawood P A, Srithai B, Feng Q L, Fan W M, Zhang Y Z, Qian X. 2016. Geochronological, elemental and Sr-Nd-Hf-O isotopic constraints on the petrogenesis of the Triassic post-collisional granitic rocks in NW Thailand and its Paleotethyan implications. *Lithos*, 266-267: 264-286
- Webster J, Thomas R, Förster H J, Seltmann R, Tappen C. 2004. Geochemical evolution of halogen-enriched granite magmas and mineralizing fluids of the Zinnwald tin-tungsten mining district, Erzgebirge, Germany. *Mineralium Deposita*, 39(4): 452-472
- Whalen J B, Chappell B W. 1988. Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S- type granites of the Lachlan fold belt, Southeast Australia. *American Mineralogist*, 73(3-4): 281-296
- White A J R, Chappell B W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43(1-2): 7-22
- Whitney J A, Stormer J C Jr. 1985. Mineralogy, petrology, and magmatic conditions from the fish canyon tuff, central san juan volcanic field, colorado. *Journal of Petrology*, 26(3): 726-762
- Wolf M, Romer R L, Franz L, López-Moro F J. 2018. Tin in granitic melts: The role of melting temperature and protolith composition. *Lithos*, 310-311: 20-30
- Yuan S D, Williams-Jones A E, Mao J W, Zhao P L, Yan C, Zhang D L. 2018. The origin of the Zhangjialong tungsten deposit, South China: Implications for W-Sn mineralization in large granite batholiths. *Economic Geology*, 113(5): 1193-1208
- Zhang C, Li X Y, Behrens H, Holtz F. 2022. Partitioning of OH-F-Cl between biotite and silicate melt: Experiments and an empirical model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 317: 155-179
- Zhao P L, Chu X, Williams-Jones A E, Mao J W, Yuan S D. 2022a. The role of phyllosilicate partial melting in segregating tungsten and tin deposits in W-Sn metallogenic provinces. *Geology*, 50(1): 121-125
- Zhao P L, Yuan S D, Williams-Jones A E, Romer R L, Yan C, Song S W, Mao J W. 2022b. Temporal separation of W and Sn mineralization by temperature-controlled incongruent melting of a single protolith: Evidence from the Wangxianling Area, Nanling Region, South China. *Economic Geology*, 117(3): 667-682
- 刘诗文. 2015. 岩浆成因黑云母对成矿作用的标识. 硕士学位论文. 北京: 中国地质大学(北京)
- 王昌南, 唐高林, 潘晓东. 2021. 四川省九龙县中咀铜矿矿化蚀变带中的黑云母成分特征及地质意义. *中国金属通报*, (3): 245-248
- 袁顺达, 赵盼捞, 刘敏. 2020. 与花岗岩有关锡矿成岩成矿作用研究若干问题讨论. *矿床地质*, 39(4): 607-618
- 张博, 刘亮, 阳杰华, 钟宏, 符亚洲, 毛伟, 张兴春. 2023. 东南亚锡矿带泰国沙蒙矿床花岗岩成因及其对锡成矿作用的指示. *地质学报* (待刊)

(本文责任编辑:龚超颖;英文审校:张兴春)



马强,中国地质大学(武汉),教授,博士生导师。从事岩石学研究,聚焦大陆岩石圈演化研究前沿,揭示了华北克拉通破坏的下地壳增生过程与熔融机制,为克拉通破坏的下地壳行为与响应提供了新认识,发现了华北中生代岩浆的迁移规律,为华北克拉通破坏与古太平洋板块俯冲关联的提供了关键证据。获国家优秀青年科学基金资助,获侯德封矿物岩石地球化学青年科学家奖、湖北省高校青年教师教学竞赛一等奖,入选湖北省青年拔尖人才培养计划。



刘亮,1985年生,南京大学矿物学、岩石学、矿床学博士,中国科学院地球化学研究所副研究员,硕士生导师,中国科学院青年创新促进会会员, *Open Geosciences* 编委。主要从事中酸性岩浆岩成因及相关岩浆热液成矿作用研究。主持过国家自然科学基金面上及青年项目、中国科学院西部之光青年学者及青促会人才支撑项目,参与过科技部973项目和深地资源勘查开采项目、自然科学基金重点和面上项目、中科院国际合作项目、中石化海相前瞻性研究项目等。在 *GSA Bulletin*、*Lithos*、*Gondwana Research*、*Ore Geology Reviews*、*Economic Geology* 等期刊发表SCI论文28篇,SCI他引600多次(H-index 15)。主要学术成果包括:1)厘定中国东部中酸性岩浆岩成因,限定华南燕山期大规模成岩成矿的深部动力学过程;2)搭建东南亚钨锡成矿时空格架,揭示钨锡成矿的动力学背景及超常富集的重要控制因素。



但卫,1981年生,中国科学院广州地球化学研究所副研究员。主要研究方向为岩石地球化学和岩石大地构造学,目前主要聚焦微陆块的裂解机制和构造属性、被动陆缘板内岩浆作用、特提斯构造演化等。承担了国家自然科学基金、中国科学院战略先导项目(B)子课题、国家重点研发计划项目子课题、第二次青藏高原综合科考项目子专题等项目。发表SCI论文近60篇,引用1700余次,H-index 21;其中以第一/通讯作者在 *Geology*、*EPSL*、*JGR-SE*、*JP* 等国际主流刊物发表论文21篇。学术成果主要包括:厘定了阿拉善地块的演化格架和构造属性,为地史时期相关超大陆的重建提供了关键证据;构建了主动陆缘与被动陆缘岩浆作用的耦合动力学,完善了板块构造中被动陆缘岩浆作用理论体系;识别出位于冈瓦纳东北部的寒武-奥陶纪的酸性大火成岩省和原羌塘洋。