https://doi.org/10.3799/dqkx.2025.245

南岭地区正冲锂铷铯矿床云英斑岩成因

刘湘华[1,2,4],许金梅[2],韦桂妹[1],林寿洪[3],唐 汉[1],张 博[2],赖健清[2],李 斌[2*]

1. 广西民族大学智能建造学院,广西南宁 530006
2. 中南大学地球科学与信息物理学院,湖南长沙 410083
3. 紫金矿业集团股份有限公司,福建上杭 361008
4. 湖南省地球物理地球化学调查所,湖南长沙 410014

摘 要: 湖南道县正冲锂铷铯矿床是南岭地区正在开发的大型稀有金属矿床,成矿地质体主要为全岩矿化的云英斑岩.目前,对于该矿床云英斑岩的成因仍存在争议:岩浆成因或交代成因?南岭地区此类特殊云英岩是稀有金属矿化的重要载体,其成因研究对完善稀有金属成矿机制具有重要意义.基于野外地质调查与室内测试分析,本文认为该云英斑岩不是云英岩化的产物,主要证据有:(1)云英斑岩和花岗岩(或花岗斑岩)接触界线的矿物比例呈突变特征,且存在花岗岩捕掳体;(2)云英斑岩具有典型斑状结构,斑晶多呈自形,常见矿物-熔体包裹体,石英斑晶阴极发光(CL)图像显示原生生长环带;(3)石英Al元素含量较均一,Ti元素平均含量高达21.8 μg/g;(4)云母几乎全为铁锂云母,白云母少见,且铁锂云母F元素含量较高,结合黄玉中F元素含量较低的特征,两者显示岩浆成因;(5)独居石未见热液蚀变结构或蚀变矿物,具有岩浆成因地球化学特征;(6)全岩Y/Ho、Nb/Ta比值与稀土四分组效应TE_{1-3}值显示硅酸盐熔体微量元素地球化学特征,不同于存在显著岩浆-热液蚀变作用的花岗质岩石或云英岩.地球化学模拟结果表明,云英斑岩可能是金鸡岭复式岩体多级原地结晶作用的产物.

关键词: 高分异花岗岩;岩浆演化;稀有金属矿床;金鸡岭岩体;南岭地区;矿床地质;地球化学.

中图分类号: P611.1 **文章编号:** 1000-2383(2026)09-3484-17 **收稿日期:** 2025-07-30

Genesis of Quartz-Zinnwaldite-Topaz Porphyritic Rocks from the Zhengchong Lithium-Rubidium-Cesium Deposit, Nanling Region

Liu Xianghua[1,2,4], Xu Jinmei[2], Wei Guimei[1], Lin Shouhong[3], Tang Han[1], Zhang Bo[2], Lai Jianqing[2], Li Bin[2*]

1. *School of Intelligent Construction, Guangxi Minzu University, Nanning* 530006, *China*
2. *School of Geosciences and Info-Physics, Central South University, Changsha* 410083, *China*
3. *Zijin Mining Group Company Limited, Shanghang* 361008, *China*
4. *Geophysical and Geochemical Survey Institute of Hunan, Changsha* 410000, *China*

Abstract: The Zhengchong lithium-rubidium-cesium deposit in Daoxian County, Hunan Province, is a large rare metal deposit being developed in the Nanling region. The ore-forming geological body is dominated by pervasively mineralized quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks. However, the genesis of the quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks in this deposit remains

基金项目: 广西自然科学基金项目(No. 2024GXNSFAA010177);广西民族大学科研基金资助项目(No. 2023KJQD50);紫金矿业集团股份有限公司科研项目(No. 718010200).

作者简介: 刘湘华(1986—),男,博士后,讲师,主要从事岩石地球化学与矿床学研究. ORCID: 0000-0003-4778-786X. E-mail: xianghua_geology@163.com

* **通讯作者:** 李斌,ORCID: 0000-0001-6918-0749. E-mail: cutelb@csu.edu.cn

引用格式: 刘湘华,许金梅,韦桂妹,林寿洪,唐汉,张博,赖健清,李斌,2026.南岭地区正冲锂铷铯矿床云英斑岩成因.地球科学,51(9):3484-3500.

Citation: Liu Xianghua, Xu Jinmei, Wei Guimei, Lin Shouhong, Tang Han, Zhang Bo, Lai Jianqing, Li Bin, 2026. Genesis of Quartz-Zinnwaldite-Topaz Porphyritic Rocks from the Zhengchong Lithium-Rubidium-Cesium Deposit, Nanling Region. *Earth Science*, 51(9): 3484-3500.

controversial: magmatic versus metasomatic origin. It is essential to elucidate their genesis for refining the metallogenic mechanisms of rare metal deposits, since such distinctive greisen-type rocks in the Nanling region are critical hosts for rare metal mineralization. Based on field geological investigations and laboratory analyses, it is concluded that the quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks are not products of greisenization. The principal lines of evidence are as follows: (1) the contact boundary between the quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks and granites (or granite porphyries) is marked by an abrupt change in mineral proportions, and granite xenoliths occur within the quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks; (2) the quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks display a typical porphyritic texture with mostly euhedral phenocrysts, in which mineral-melt inclusions are widely developed. Cathodoluminescence (CL) images of quartz phenocrysts reveal primary growth zoning; (3) Al contents in quartz are relatively homogeneous, with an average Ti content as high as 21.8 μg/g; (4) micas are dominated by zinnwaldite with scarce muscovite. The high F content of zinnwaldite and the low F content of coexisting topaz collectively support a magmatic origin; (5) monazite lacks hydrothermal alteration textures and alteration minerals, with magmatic geochemical characteristics; (6) whole-rock Y/Ho, Nb/Ta ratios, and TE_{1-3} values (the deviation of the first and third tetrad of granite REE patterns from a hypothetical tetrad effect-free REE pattern) show characteristic behavior of trace elements in silicate melts, which differ from those of granitic rocks or greisens that have undergone significant magmatic-hydrothermal alteration. Geochemical modeling results indicate that the quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks are likely formed by multistage in situ crystallization of the Jinjiling complex.

Key words: highly fractionated granite; magmatic evolution; rare metal deposit; Jinjiling complex; Nanling region; ore deposit; geochemistry.

0　引言

锂、铷和铯作为典型的关键金属,被广泛应用于新能源汽车、电子工业、通信技术等高科技领域.南岭地区中生代岩浆活动与锂、铷、铯等稀有金属成矿关系密切,稀有金属矿化常与高分异花岗岩小岩体、花岗质伟晶岩脉或云英岩有关,如江西宜春414、湖南尖峰岭和正冲等锂多金属矿(龚敏等, 2023; 吴福元等, 2023).然而,关于南岭地区云英岩的成因,“交代论”与“岩浆论”的争议多年来仍未平息.部分云英岩与花岗岩之间不存在流体通过或反应的痕迹,岩石结构构造和主微量元素特征显著区别于云英岩化,如癞子岭花岗岩顶部的黄玉云英岩(朱金初等, 1993; 王正军等, 2018)、瑶岗仙花岗岩顶部的云英岩析离体(祝新友等, 2013)、九岭花岗岩NNE向裂隙中的云英斑岩(沈敢富, 1983)、雅山黄玉锂云母花岗岩顶部的石英锂云母岩(Pollard, 2021)、金鸡岭复式岩体内的云英斑岩(王京彬, 1990; 文春华等, 2016).南岭地区此类特殊云英岩可能是花岗质岩浆结晶分异作用最后的产物,是稀有金属矿化的重要载体(熊小林等, 1999; 吴福元等, 2023).

湖南道县正冲锂铷铯矿床(以下简称“正冲矿床”)是与高分异花岗岩有关的超大型稀有金属矿床,位于南岭稀有金属成矿带中段.该矿床稀有金属储量巨大:锂金属储量(Li_2O)为26.9×10^4 t,Li_2O平均品位为0.557%(质量分数,后同);铷金属储量(Rb_2O)为10.9×10^4 t,Rb_2O平均品位为0.225%;铯金属储量(Cs_2O)为0.6×10^4 t,Cs_2O平均品位为0.013%;共伴生Sn、W等矿种(湖南省地质矿产局湘南地质队, 1985, 湖南省道县湘源矿区正冲矿段铷多金属矿详细普查地质报告).正冲矿床成矿地质体即前述特殊云英岩,造岩矿物为石英、铁锂云母和黄玉,Li-Rb-Cs赋存矿物为铁锂云母,且全岩矿化,是探究南岭地区特殊云英岩“交代论”与“岩浆论”争议的理想研究对象.王京彬(1990)将正冲矿床的特殊云英岩命名为云英斑岩,以区别于热液交代成因云英岩,本文沿用了云英斑岩的概念.在总结前人成果的基础上,通过系统的岩相学、岩石矿物地球化学分析,本文重点解析正冲矿床云英斑岩成因,探讨稀有金属成矿机制,以期为南岭地区稀有金属资源的找矿勘查与开发提供科学建议.

1　地质背景及岩相学特征

华南地块在侏罗纪发生大规模的花岗质岩浆侵入事件,形成了出露面积达75 000 km^2的花岗质岩石.这些花岗质岩石一般被认为形成于陆内伸展环境,与软流圈上涌加热并重熔下地壳有关(Huang *et al.*, 2011; Liu *et al.*, 2019).九嶷山花岗杂岩体地处南岭西段(25°13′17″N,111°53′59″E;图1a),自西向东主要由雪花顶、金鸡岭、螃蟹木、砂子岭、西山共五个岩体构成(Xiao *et al.*, 2025).通常将晚侏罗世(燕山早期)金鸡岭岩体,及其内

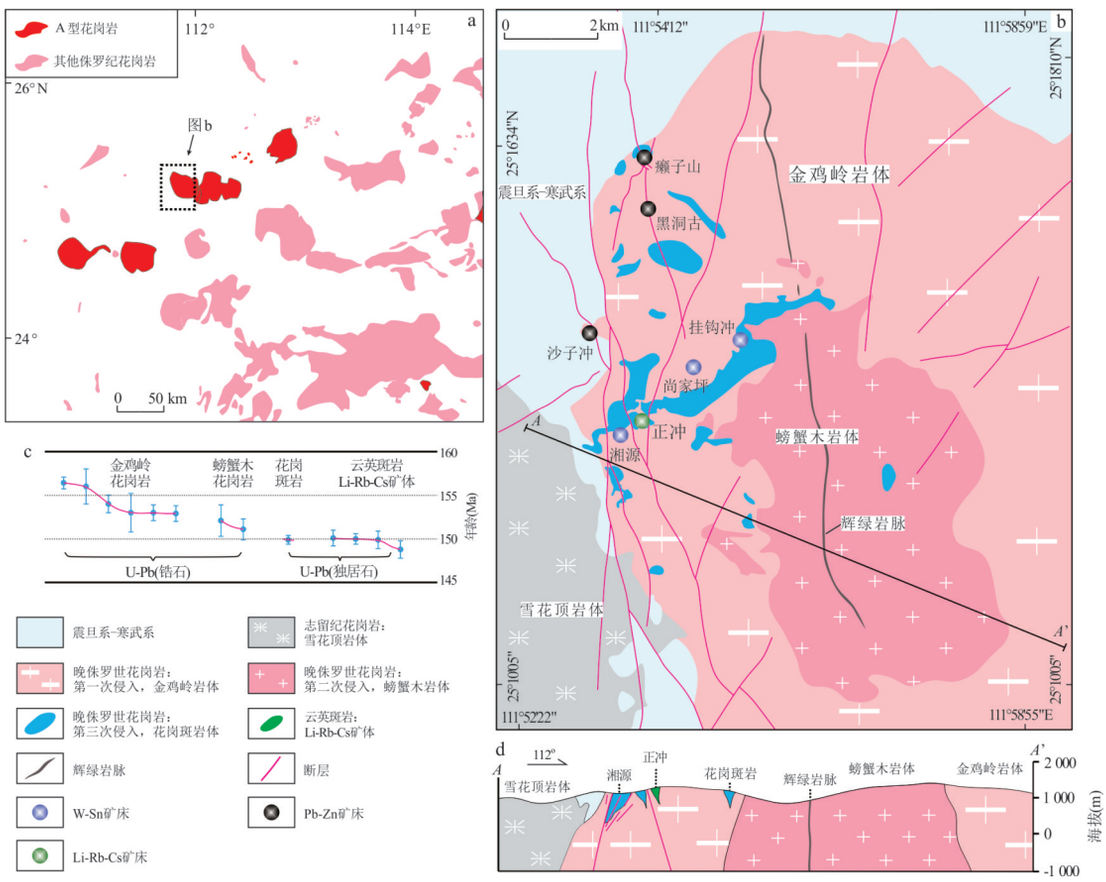


图 1 正冲矿床区域地质简图

Fig.1 Regional geological sketch map of the Zhengchong deposit

a. 南岭西段侏罗纪花岗岩分布简图,据 Huang *et al.*(2011)、Liu *et al.*(2019)修改;b. 金鸡岭复式岩体地质图;c. 各岩体成岩年龄,据 Liu *et al.*(2019, 2022a)修改;d. 金鸡岭复式岩体地质剖面图

部的螃蟹木岩体及部分小岩体(花岗斑岩、云英斑岩)合称为金鸡岭复式岩体,正冲矿床即位于该复式岩体内. 区域上局部出露 SN 向的辉绿岩脉,发育 NE 向与 SN 向构造(图 1b). 其中,NE 向构造主要表现为花岗斑岩体沿 NE 方向呈带状分布,属控岩构造;SN 向构造以断裂为主,切穿金鸡岭复式岩体,控制该区 Pb-Zn 矿床产出. 区域地层主要为震旦系和寒武系(图 1b),岩性以边缘海盆相砂泥质碎屑岩为主. 矿区范围内无地层出露. 除正冲矿床这一超大型稀有金属矿床外,迄今为止仅在金鸡岭岩体或花岗斑岩体内发现少量中-小型 W-Sn、Pb-Zn 矿床,区域上有色金属成矿作用总体较弱(图 1b).

根据侵入接触关系、岩石学特征,以及锆石、独居石 U-Pb 定年结果,金鸡岭复式岩体存在四次侵入:第一、二次花岗质岩浆活动分别形成了金鸡岭花岗岩体(156~153 Ma)、螃蟹木花岗岩体(152~151 Ma),构成金鸡岭复式岩体岩基;第三、四次花岗质岩浆活动分别形成一些形状不规则的花岗斑岩体(~150 Ma)、小型云英斑岩体(150~149 Ma),主要产于金鸡岭花岗岩体内(图 1 和图 2).

第一次岩浆活动形成的金鸡岭花岗岩体岩性一般为中粗粒黑云母二长花岗岩,花岗结构,局部呈(似)斑状结构,主要矿物有石英(30%~40%)、钾长石(25%~45%)、斜长石(15%~30%)和黑云母(~5%),副矿物有磷灰石、钛铁矿和锆石等. 钾长石和斜长石通常呈自形晶,粒径在 10~35 mm. 金鸡岭花岗岩体呈岩基产出,地表出露面积约 390 km^2. 岩体呈长轴 NW 向的不规则椭圆形岩基产出,侵入震旦系-寒武系中(图 1b),二者呈高角度不整合接触. 正冲矿区的金鸡岭花岗岩自然露头遭受强烈风化,呈松散砂土状(图 2c). 第二次岩浆活动形成的螃蟹木花岗岩体主要由中细粒黑云母二长花岗岩组成,通常呈花岗结构、似斑状结构,主要矿物为石英(35%~40%)、钾长石(25%~40%)、斜长石(15%~35%)和铁锂云母(~5%),副矿物有锆石和磷灰石等. 螃蟹木岩体呈长轴 NNW 向的椭圆形侵

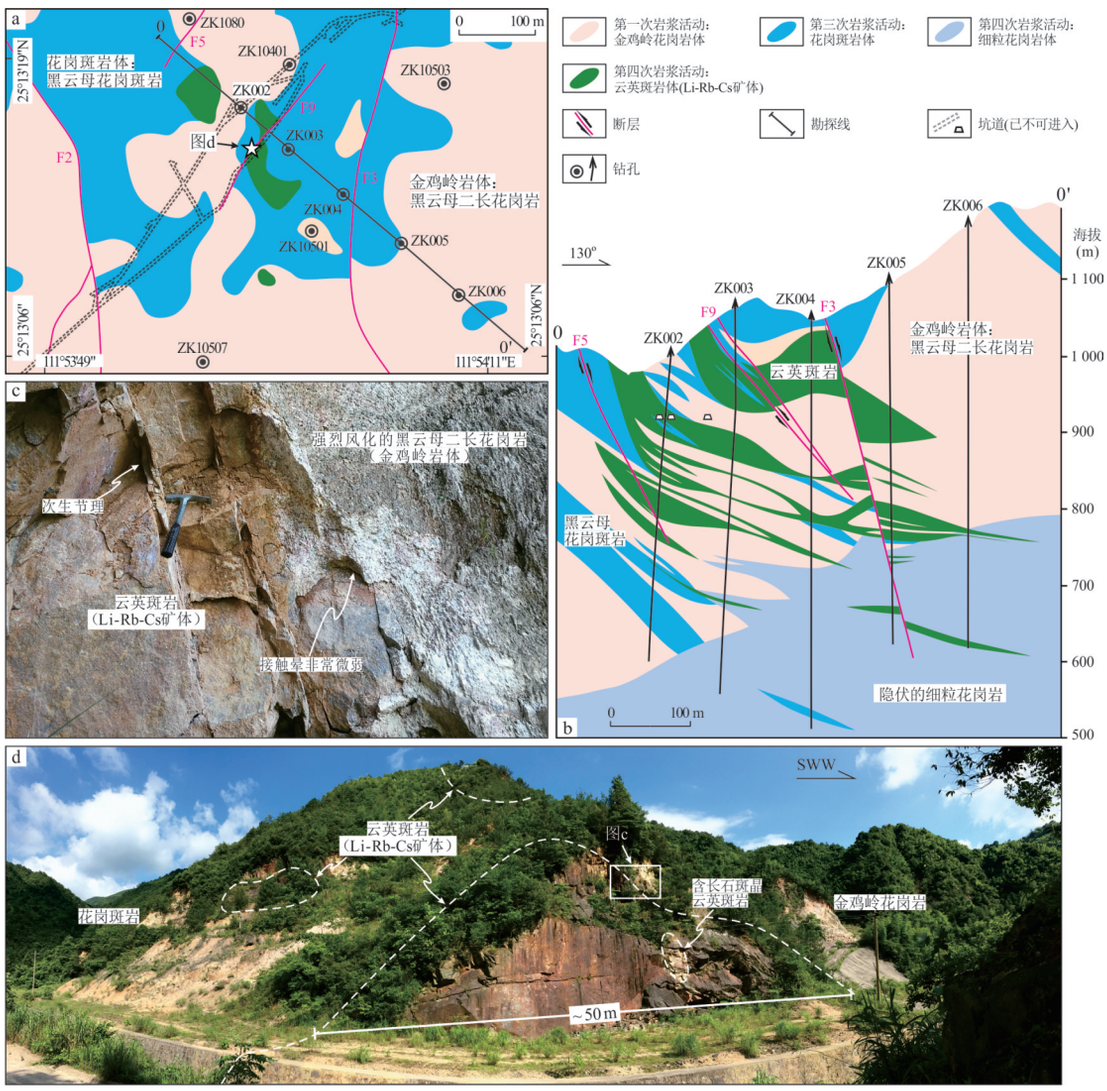


图 2　正冲矿区地质图及典型野外照片

Fig.2　Geological map of Zhengchong mining district and typical field photos

a～b. 正冲矿区地质简图及 0 号勘探线地质剖面图;c～d. 云英斑岩与花岗岩接触关系及野外露头照片.

入金鸡岭岩体内部,出露面积约 41 km^2(图 1b, 1d). 第三次岩浆活动形成花岗斑岩体,以不规则小岩株、岩枝、岩墙为主,产于近地表部位,出露面积约 5 km^2(图 1b, 1d). 花岗斑岩体岩性主要为黑云母花岗斑岩,呈灰白色,斑状结构,基质为微粒-细粒花岗结构,斑晶粒径在 2～12 mm;斑晶与基质成分相同,主要由石英(～35%)、钾长石(～36%)、斜长石(～23%)和黑云母(3%～5%)组成;副矿物有独居石、锆石、锡石、黑钨矿和黄铁矿等.

2　云英斑岩岩体地质特征

云英斑岩体形成于金鸡岭复式岩体的第四次岩浆活动,主要产于金鸡岭花岗岩体、花岗斑岩体之内(图 1 和图 2). 云英斑岩全岩 Li-Rb-Cs 矿化,岩体即矿体,绝大部分位于正冲矿区内,仅在外围 NE 方向的挂钩冲 W-Sn 矿区(已闭坑)发现一处云英斑岩露头. 据钻孔揭露,云英斑岩多为巨厚似层状、板状体或透镜体,局部含金鸡岭花岗岩或花岗斑岩夹石(图 2b). 云英斑岩体内石英、长石或云母脉等热液脉体不发育,偶见花岗岩捕掳体(图 3a). 云英斑岩与金鸡岭花岗岩或花岗斑岩具有清晰、截然的侵入界线,接触面未观察到明显的热液蚀变,接触晕非常微弱(图 2c, 图 3c～3e). 据勘查资料,云英斑岩下部有隐伏的细粒花岗岩,然而,由于岩心没有被保存且采矿坑道已毁坏多年,本文未采集到该岩石样品(图 2b). 云英斑岩体内具有较明显的岩性分带:含长石斑晶云英斑岩、粗粒云英斑岩及微粒-细

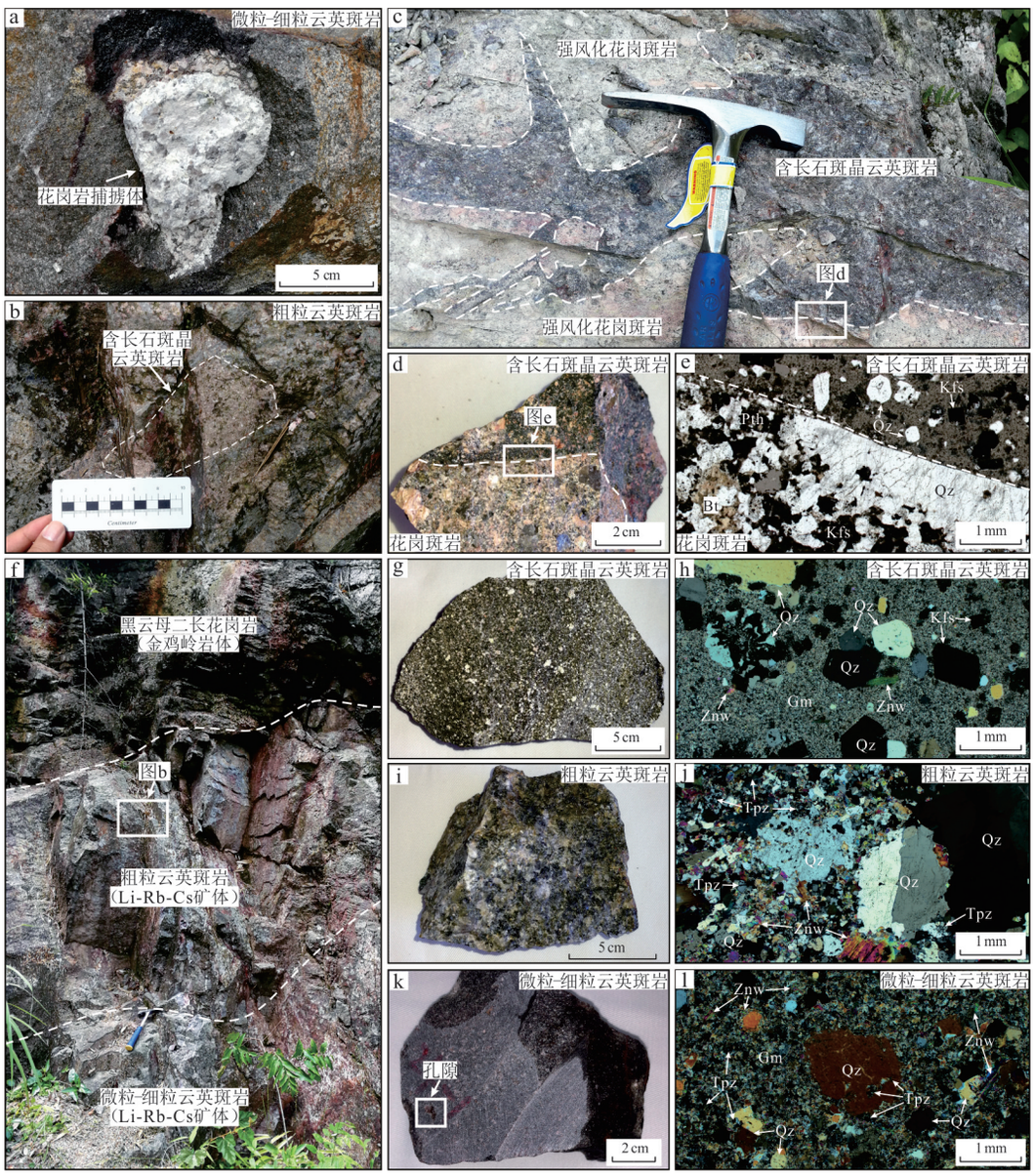


图 3 正冲矿区云英斑岩野外及镜下照片

Fig.3 Field and microscopic photos of the quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks in the Zhengchong mining district

a. 微粒-细粒云英斑岩及花岗岩捕掳体；b. 粗粒云英斑岩及含长石斑晶云英斑岩角砾；c～e. 反映含长石斑晶云英斑岩和花岗斑岩侵入接触关系的野外照片、手标本照片及显微照片(正交偏光)；f. 金鸡岭花岗岩、粗粒云英斑岩和微粒-细粒云英斑岩野外照片；g～l. 分别为含长石斑晶云英斑岩、粗粒云英斑岩和微粒-细粒云英斑岩，具代表性的手标本照片及显微照片(正交偏光). Qz. 石英；Kfs. 钾长石；Pth. 条纹长石；Bt. 黑云母；Znw. 铁锂云母；Tpz. 黄玉；Gm. 基质

粒云英斑岩(图 3b，3f)，其中，微粒-细粒云英斑岩体积占比约 90%，是最重要的成矿地质体.

含长石斑晶云英斑岩在正冲矿区分布较少，一般呈角砾状产于微粒-细粒云英斑岩或粗粒云英斑岩中(图 2d，图 3b)，少量呈脉状侵入花岗斑岩内(图 3c). 含长石斑晶云英斑岩呈斑状结构，斑晶主要为石英(～15%)、钾长石(～10%)和铁锂云母(～1%)，自形程度均较好；其中，石英与钾长石粒径相近(0.2～0.8 mm)，铁锂云母呈细小片状(～0.2 mm)；少量石英斑晶呈文象结构；基质为隐晶质，约占 74%(图 3e，3g，3h). 副矿物主要为独居石、锆石和金红石. 粗粒云英斑岩一般产于微粒-细粒云英斑岩的顶部或边部，与金鸡岭花岗岩或花岗斑岩接触，垂向宽度 1～2 m(图 3f). 粗粒云英斑岩呈浅灰色-灰绿色，斑状-似斑状结构，斑晶由石英、铁锂云母和黄玉组成，以石英为主，一

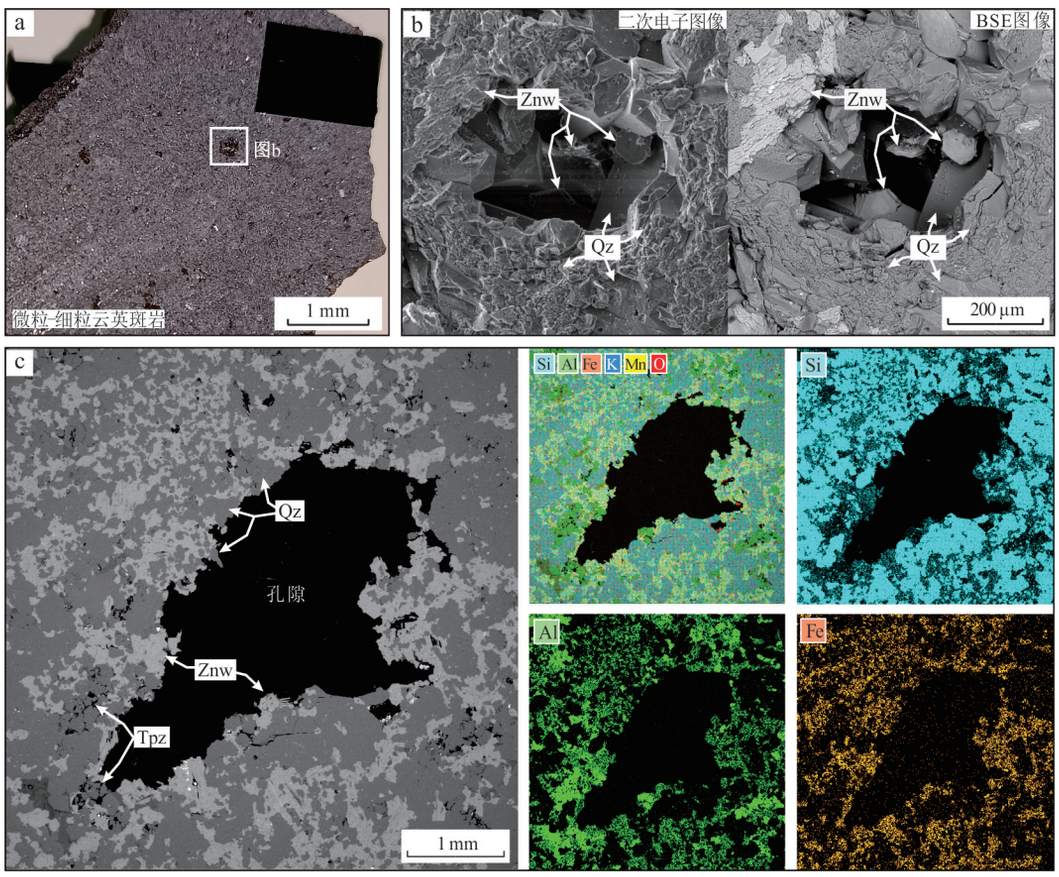


图 4　微粒-细粒云英斑岩中发育的孔隙显微照片

Fig.4　Microphotograph of miarolitic cavities in the micro- and fine-grained quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks

a～b. 含孔隙微粒-细粒云英斑岩手标本照片、二次电子图像和BSE图像;c. 微粒-细粒云英斑岩薄片中孔隙的散射(BSE)图像及能谱 X-ray (EDX)元素面扫分析结果. Qz. 石英;Znw. 铁锂云母;Tpz. 黄玉

般粒径 2～8 mm,多为聚斑结构(图 3i, 3j). 副矿物有独居石、锆石、金红石、锡石和钍石等.

微粒-细粒云英斑岩是正冲矿床最重要的成矿地质体,新鲜面呈深灰绿色,局部因铁质浸染呈红褐色,斑状结构,块状构造,质地坚硬(图 3k). 斑晶一般占 25%～40%,其余为隐晶质基质. 斑晶主要为石英(20%～30%)、铁锂云母(5%～10%)和黄玉(1%～5%). 其中,石英斑晶自形程度较好,粒径 0.2～0.8 mm;铁锂云母呈细小碎片状,自形程度较差,粒径一般小于 0.2 mm;黄玉为自形-半自形,粒径多数小于 0.2 mm,且大小悬殊,常聚集成团,与矿区外围挂钩冲 W-Sn 矿床含锡石石英脉中的粒径粗大的自形黄玉(1～2 mm)明显不同(图 3l). 基质为微粒花岗结构,主要由石英、铁锂云母和黄玉组成(图 4). 能谱 X-ray(EDX)元素面扫分析结果表明,Si 元素含量高的区域为石英;Al 元素含量高的区域为黄玉,其次为铁锂云母;Fe 元素含量高的区域为铁锂云母. 副矿物有独居石、锆石、金红石、锡石、铌黑钨矿和钍石等. 部分微粒-细粒云英斑岩中可见少量孔隙,孔径在 0.2～3.0 mm(图 3k 和图 4).

云英斑岩体多为巨厚似层状、板状体或透镜体,垂向上呈多层缓倾斜分布,走向或倾向上近平行状,指状分叉或尖灭(图 2b),走向 NW 310°～340°,倾向 NE,倾角一般为 15°～35°. 地表出露最低海拔为 985 m,最大海拔为 1 078 m,相对高差约 93 m. 正冲矿区 0 号勘探线附近的云英斑岩体断续出露长达 300 m,宽 20～60 m;深部控制走向长 525 m,倾向最大宽度 495 m,倾斜延伸最长 600 m 以上(湖南省地质矿产局湘南地质队, 1985, 湖南省道县湘源矿区正冲矿段铷多金属矿详细普查地质报告).

云英斑岩成矿元素以 Li、Rb、Cs 为主,伴生 W、Sn,含微量 Cu、Pb、Zn、Ag、Bi、Mo、Nb、U 和 Th 等. Li、Rb、Cs 等稀有金属元素主要赋存在铁锂云母中,即矿石矿物为铁锂云母. 正冲矿床云英斑岩中的铁锂云母 Li_2O 平均含量为 2.80%(附表 1),低于雅山黄玉锂云母花岗岩和可可托海 3 号脉中的锂云母,

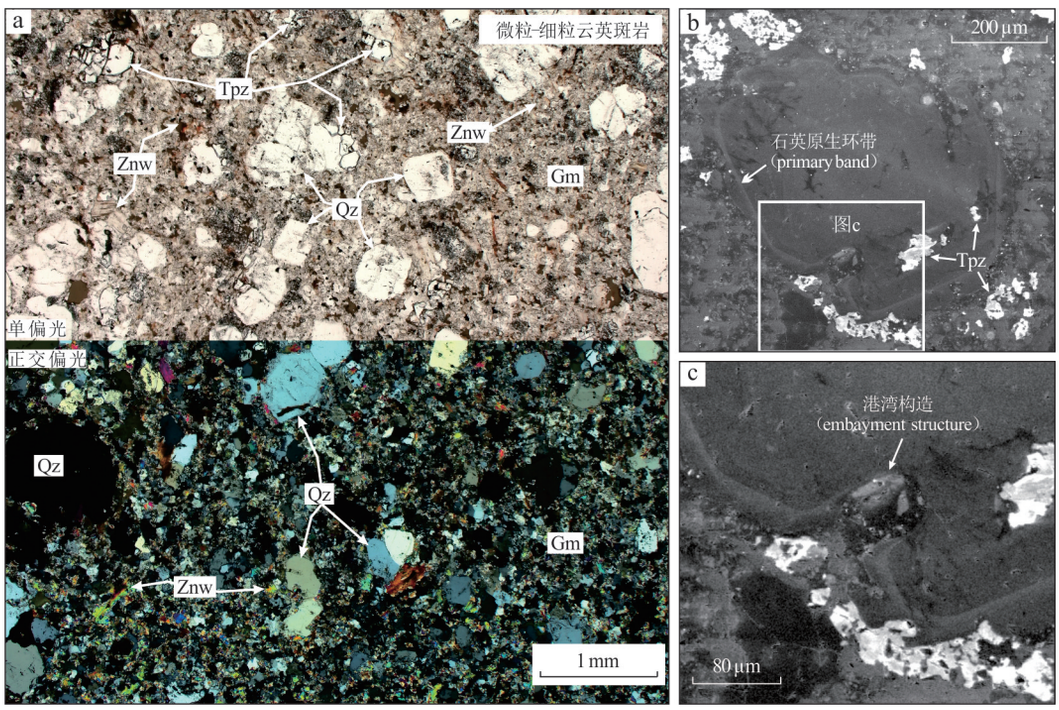


图 5 微粒-细粒云英斑岩显微照片与石英斑晶阴极发光(CL)图像

Fig.5 Microphotograph of the micro- and fine-grained quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks and cathodoluminescence (CL) image of quartz phenocrysts

Qz. 石英;Znw. 铁锂云母;Tpz. 黄玉;Gm. 基质

后两者的锂云母 Li_2O 平均含量分别为 4.90% 和 5.36%(周起凤等, 2013; Li *et al.*, 2015; Chen *et al.*, 2022; Yin *et al.*, 2022). 铁锂云母为片状或鳞片状集合体,粒径较小,一般小于 0.2 mm,在薄片中呈黄褐色至浅黄色(图 4 和图 5a). 铁锂云母与石英、黄玉为共生关系,部分铁锂云母内存在独居石、锆石等副矿物. 矿石中铁锂云母含量决定了稀有金属元素的品位. 脉石矿物主要为石英,其次为微斜长石、斜长石、黄玉等. 伴生的 W、Sn 主要赋存在黑钨矿和锡石之中,其他微量金属元素主要赋存在副矿物之中,如独居石、钍石、铌钽矿、辉钼矿、辉铜矿、方铅矿、金红石等.

3 云英斑岩岩浆成因证据

正冲矿区的云英斑岩矿物组合与云英岩高度相似,因此部分研究者将其视为云英岩,认为其由岩浆期后热液交代早期固结花岗岩所形成(Liu *et al.*, 2021). 王京彬(1990)研究了正冲矿区云英斑岩的结构构造、与围岩关系、微量元素和包裹体特征等,认为其不是云英岩化的产物,而是一种特殊的岩浆岩,由富含稀有金属的云英质岩浆在超浅成环境下结晶而成. 文春华等(2016)认为其成因可能与岩浆不混溶作用有关. 不仅在正冲矿区,南岭地区"云英岩"成因(岩浆或热液交代)仍然存在较大争议(熊小林等, 1999; 祝新友等, 2013; 王正军等, 2018; 吴福元等, 2023). 本文在野外地质调查、高精度岩石矿物组构分析的基础上,认为正冲矿区云英斑岩不是云英岩化产物,而是岩浆成因.

3.1 岩相学证据

笔者在正冲矿区野外地质调查中发现,云英斑岩体内热液脉稀少,存在少量花岗岩捕掳体(图 2 和图 3),与王京彬(1990)对该云英斑岩体的地质描述一致,与交代成因特征不符. 此外,云英斑岩和花岗岩(或花岗斑岩)接触界线的矿物比例呈突变特征,不论是宏观上还是在镜下照片中(图 2 和图 3),几乎观察不到接触晕,这是排除云英斑岩交代成因的重要地质证据. 该地质特征类似于"冷"伟晶岩(cold pegmatite; Anderson, 2012),也与俄罗斯 Orlovka Ta-Li 矿床细晶岩(Breiter *et al.*, 2019)或我国江西宜春 Ta-Nb-Li 矿床的石英锂云母岩(quartz-lepidolite rock)相似(Pollard, 2021),而这类岩石一般被认为是由极端分异的花岗质岩浆直接结晶而成(London, 2022; Troch *et al.*, 2022).

云英斑岩中常发育孔隙或微-细粒晶洞,矿物

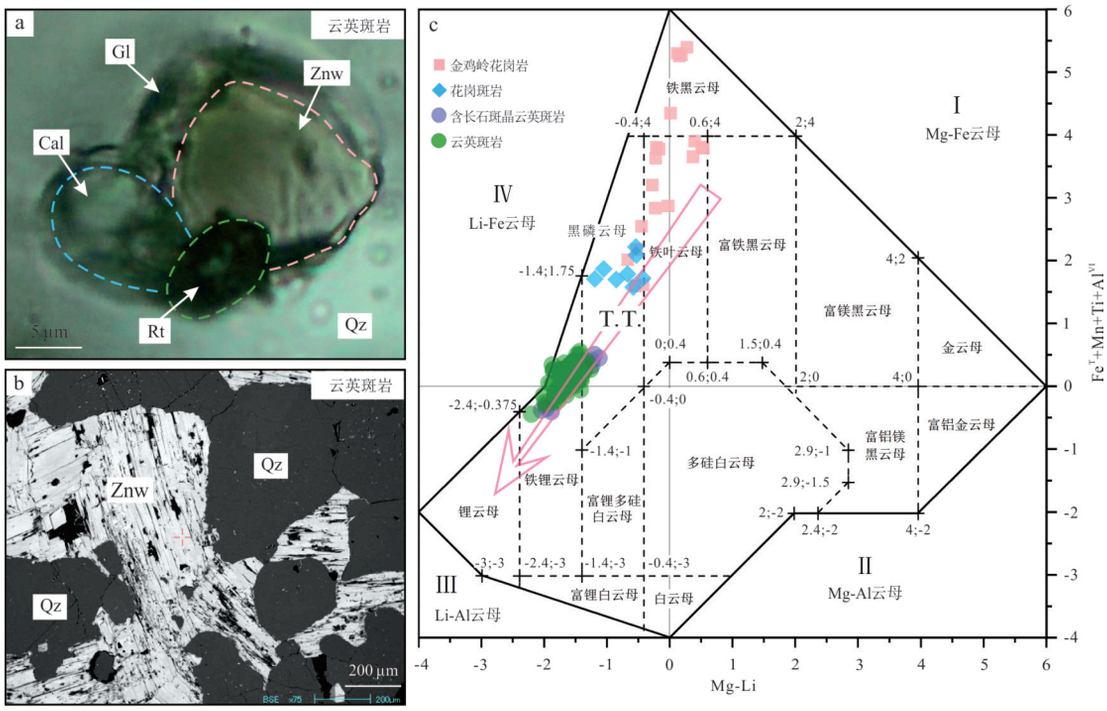


图 6　云英斑岩矿物-熔体包裹体及云母成分分类

Fig.6　Crystallized-melt inclusion in quartz from the quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks and variations in the compositions of mica from the Jinjiling complex

a. 石英中的矿物-熔体包裹体显微照片(透射光);b. 铁锂云母背散射(BSE)图像;c. 研究区云母按成分分类图.T.T.为三八面体云母的成分演化趋势;Qz.石英;Znw.铁锂云母;Rt.金红石;Cal.方解石;Gl.玻璃质

组成为石英、铁锂云母和少量黄玉,无蚀变特征,未发现长石矿物(图 4). 一般认为,岩体中此类微-细粒晶洞是流体管道或通道的横截面,通常存在于花岗质岩体(内)顶部 100～200 m 范围或伟晶岩、细晶岩中(Troch *et al.*, 2022),反映岩浆储库已从花岗质熔体为主,转变为含花岗质组分的水硅质流体为主,并伴有热液流体移出(Thomas *et al.*, 2022; Troch *et al.*, 2022).

云英斑岩具有典型的斑状结构,石英和黄玉斑晶多呈自形(图 5a),与云英岩常见的花岗变晶结构、交代结构不同. 富 F 花岗岩体系相关实验表明,F 含量的增加使石英、黄玉的温度稳定域上限升高,碱性长石的温度稳定域上限降低;在降温过程中,石英和黄玉首先从熔体中晶出,形成晶型较好的斑晶(王联魁等, 1987; 熊小林等, 1999). 这些实验结果为南岭地区黄玉云英岩、云英斑岩等特殊云英岩的岩浆成岩提供了实验依据. 云英斑岩的石英斑晶在阴极发光(CL)图像中,石英生长环带弯曲呈港湾构造(图 5b～5c),证明这些构造是原生构造,而不是蚀变的结果,类似于澳大利亚 Mole 岩体中富 F 花岗岩或美国 Empire Mine 矿区花岗斑岩的石英斑晶(Chang and Meinert, 2004). 此外,云英斑岩中石英斑晶较微弱的 CL 环带(图 5b～5c)及较均一的微量元素含量(Liu *et al.*, 2022b),反映其相对稳定(温度、压力和生长速率等)的结晶环境,有别于温压发生剧变的岩浆期后热液成矿阶段形成的石英(Cernuschi *et al.*, 2018).

云英斑岩的石英斑晶中普遍存在矿物-熔体包裹体(图 6a). 该型矿物-熔体包裹体包含富水玻璃质,代表富水熔体,类似于伟晶岩(pegmatitic or pre-pegmatitic)中的熔体包裹体(Thomas *et al.*, 2022);子矿物包括铁锂云母、金红石和方解石等. 云英斑岩中的云母几乎全为铁锂云母,白云母很少见(图 5a 和图 6b). 此外,铁锂云母缺乏蚀变结构特征,在微-细粒晶洞处呈自形晶产出(图 4b).

3.2　矿物地球化学证据

根据正冲矿区金鸡岭花岗岩、花岗斑岩与云英斑岩的云母电子探针分析结果(附表 1),按照成分分类可将该云母划分为 4 类:铁黑云母、铁叶云母、黑磷云母和铁锂云母. 依据国际矿物学协会云母分会推荐的云母命名规则,铁黑云母与黑磷云母为应舍弃的名称,铁黑云母归属于铁叶云母,黑磷云母归属于铁锂云母. 因此,正冲矿区花岗质岩石中主

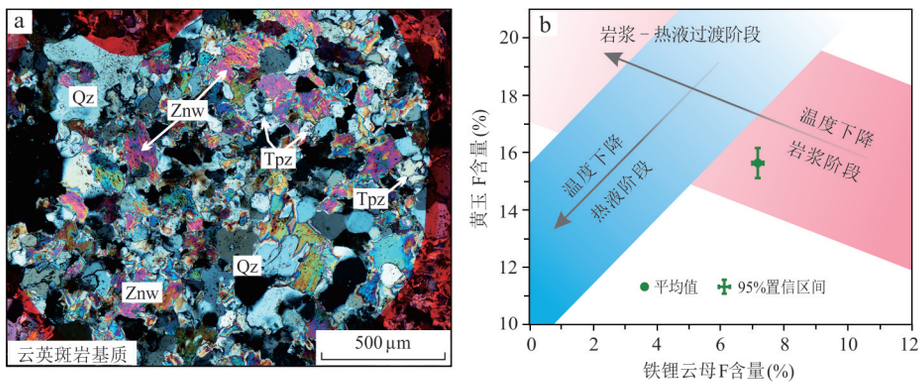


图 7 云英斑岩斑晶和基质中矿物 F 含量特征

Fig.7 The F content characteristics of minerals in the phenocrysts and groundmass of quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks

a. 云英斑岩基质镜下照片(正交偏光);b. 铁锂云母和黄玉 F 含量显示其形成环境为岩浆阶段,底图据 Soufi(2021)修改. Qz. 石英;Znw. 铁锂云母;Tpz. 黄玉

要存在两类云母:铁叶云母和铁锂云母,二者均属于三八面体云母. 铁叶云母产于金鸡岭花岗岩体的中粗粒黑云母二长花岗岩中,即前人岩矿鉴定所定名的黑云母. 铁锂云母主要产于花岗斑岩、云英斑岩中. 两类云母成分具有明显差异:铁叶云母具有高 FeO、MgO 含量的特征,(FeO+MgO+MnO)含量大于 20%;铁锂云母中 F、SiO_2、Rb_2O、Li_2O 等含量明显高于铁叶云母. 从金鸡岭花岗岩、花岗斑岩到云英斑岩,云母(Fe^T+Mn+Ti−Al^{VI})和(Mg-Li)组分逐渐降低,符合花岗质岩浆体系三八面体云母的成分演化特征(图 6c). 此外,电子探针测试结果显示,云英斑岩斑晶和基质中铁锂云母、黄玉的成分变化较小,F 含量表现出岩浆阶段晶出矿物的组分特征(图 7).

金鸡岭岩体的中粗粒黑云母二长花岗岩石英 Ti 含量为 10.1～127.2 μg/g,平均值为 50.9 μg/g;螃蟹木岩体的中细粒黑云母二长花岗岩石英 Ti 含量为 5.2～102.5 μg/g,平均值为 27.6 μg/g;花岗斑岩的石英 Ti 含量为 7.7～157.5 μg/g,平均值为 38.7 μg/g;云英斑岩的石英 Ti 含量为 7.7～52.6 μg/g,平均值达 21.6 μg/g;均呈高 Ti 石英特征. 而相比之下,正冲矿区外围 NE 方向的挂钩冲 W-Sn 矿区含锡石石英脉中石英 Ti 含量为 0～4.7 μg/g,平均值仅 1.7 μg/g(Liu *et al.*, 2022b). 云英斑岩与花岗岩、花岗斑岩的石英 Ti 含量相近,但显著高于该区热液成矿阶段的石英脉或欧洲中部 Zinnwald/Cínovec 锂多金属矿床的块状云英岩(0.5～10.8 μg/g; Müller *et al.*, 2018). 云英斑岩中石英记录的结晶温度(453.3～607.2 ℃,平均 519.5 ℃; Liu *et al.*, 2022b)与富含助熔元素的伟晶岩体系(液相线约 650 ℃,固相线＜500 ℃; Sirbescu and Nabelek, 2003; Anderson, 2012)相近,或类似于花岗质冷岩浆储库(Tuolumne 侵入岩套花岗岩,474～561 ℃; Ackerson *et al.*, 2018).

3.3 岩石地球化学证据

综合锆石、磷灰石饱和温度及铁橄榄石的发现,Huang *et al.*(2011)证明了金鸡岭花岗岩是还原性 A 型花岗岩,其初始岩浆或母岩浆(parental magma)具有相对低的氧逸度、水含量和相对高温(＞960 ℃,远高于在压力小于 7 kbar 时的正常地壳温度)的特征. 正冲矿区云英斑岩体从体积方面来看,属于金鸡岭复式岩体极小的一部分,其特殊的全岩地球化学特征可能与金鸡岭花岗岩上述性质有关.

(1)从金鸡岭花岗岩到云英斑岩,全岩 Zr/Hf 与 Nb/Ta 比值具有正相关性,呈下降趋势. 云英斑岩相对较高的 Zr/Hf 和 Nb/Ta 比值,使它区别于典型与稀有金属成矿有关的花岗质岩石(Ballouard *et al.*, 2016; 图 8a),也跟与 Sn-W-(U)成矿有关的花岗岩存在差异. 作为对比,著名的 Zinnwald/Cínovec 锂多金属矿床块状云英岩的全岩 Zr/Hf 与 Nb/Ta 比值位于“与稀有金属成矿有关花岗岩”范围,与正冲矿区云英斑岩差异较大(图 8a).

(2)从金鸡岭花岗岩到云英斑岩,全岩稀土四分组效应 $TE_{1\text{-}3}$ 与 Nb/Ta 比值呈负相关. 其中,绝大部分云英斑岩样品全岩稀土四分组效应 $TE_{1\text{-}3}$ 小于 1.1,且 Nb/Ta 比值大于 5,不同于存在岩浆-热液蚀变作用(magmatic-hydrothermal alteration)的过铝质花岗质岩石的地球化学特征(Ballouard *et al.*, 2016; 图 8b),如 Zinnwald/Cínovec 锂多金属矿床块状云英岩(Müller *et al.*, 2018). 云英斑岩的全岩 $TE_{1\text{-}3}$ 小于 1.1,反映其成岩地球化学体系水含量较低或无大量水流体相分离,即岩浆演化过程处于较

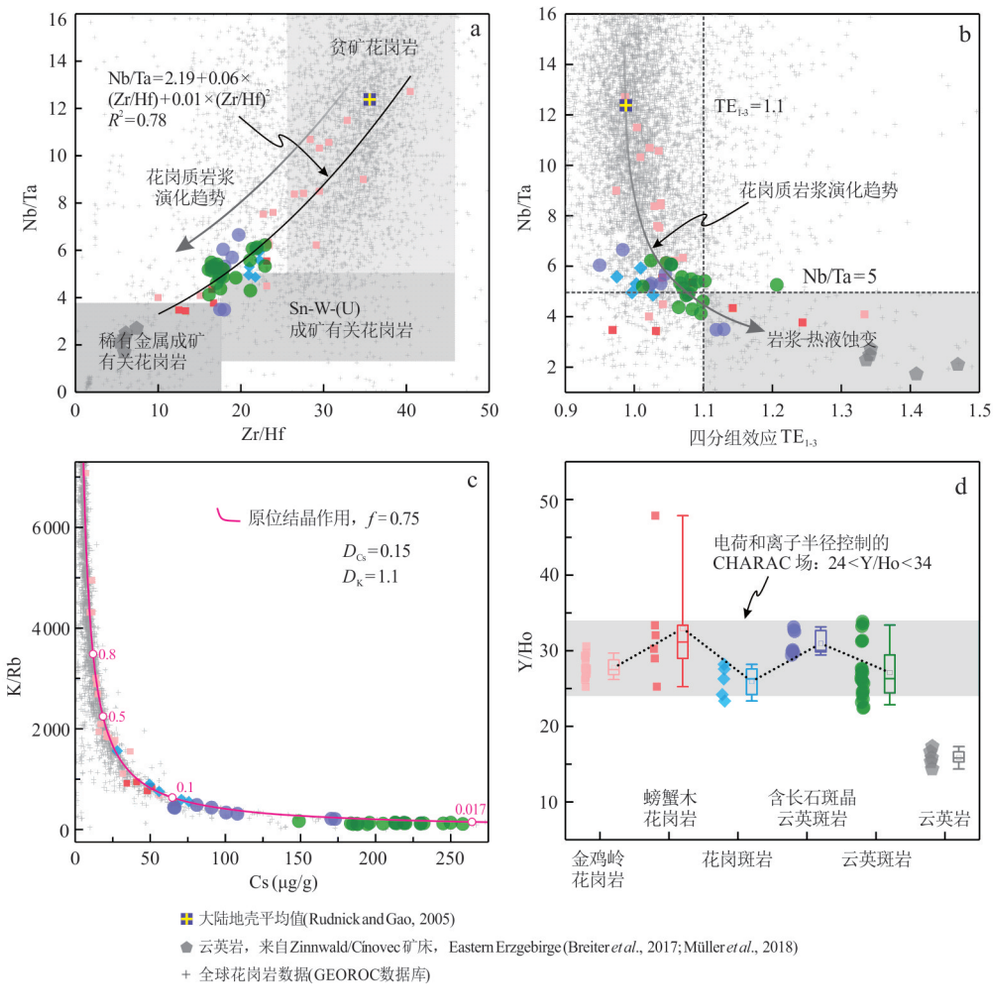


图 8　金鸡岭复式岩体岩石地球化学特征与结晶分异作用模拟结果

Fig.8　Whole-rock geochemical characteristics of the Jiuyishan granite complex and simulation results of crystallization differentiation

封闭体系，岩浆-热液蚀变作用微弱.

(3)从金鸡岭花岗岩、螃蟹木花岗岩、花岗斑岩、含长石斑晶云英斑岩到云英斑岩(微粒-细粒云英斑岩与粗粒云英斑岩成分相近)，K/Rb、K/Cs等比值不断降低，Li、Rb、Cs和F等不相容元素或挥发性元素持续富集，符合结晶分异作用地球化学模型(图 8c；矿物/熔体总分配系数如图所示，尽可能拟合分析数据)，显示递进的岩浆演化特征(Kaeter *et al.*, 2018). 如果岩浆系统出溶大量热液流体，会导致碱金属(如 Li、Rb、Cs 元素)从硅酸盐熔体或水硅质流体(hydrous silicate fluid)中不同程度的流失(Kaeter *et al.*, 2018)，其含量将低于或不符合结晶分异作用地球化学模型(图 8c). 此外，云英斑岩全岩 Y/Ho 比值接近球粒陨石的对应比值范围(24<Y/Ho<34；图 8d)，显示纯硅酸盐熔体中微量元素地球化学行为受电荷和离子半径控制(CHARAC 场)的特征.

4　云英斑岩成因及稀有金属成矿机制

4.1　云英斑岩成因

Rb、Li、F 等元素主要富集于金鸡岭复式岩体北西部，以云英斑岩体和螃蟹木岩体为中心. 其中，云英斑岩的 Rb、F 平均含量达 2 666 μg/g 和 3.8%；含长石斑晶云英斑岩的 Rb、F 平均含量分别为 1 941 μg/g 和 1.3%. 螃蟹木花岗岩和花岗斑岩也显示出较高的 Rb 含量(平均值分别为 1 162 μg/g、1 000 μg/g)，但 F 含量较低(平均值分别为 0.2%、0.6%). 金鸡岭花岗岩体中 Rb 含量较低(平均值为 397 μg/g)，而 F 含量多低于检测限(图 9). 可见该区花岗质岩石 F 含量与云英斑岩成岩成矿密切相关.

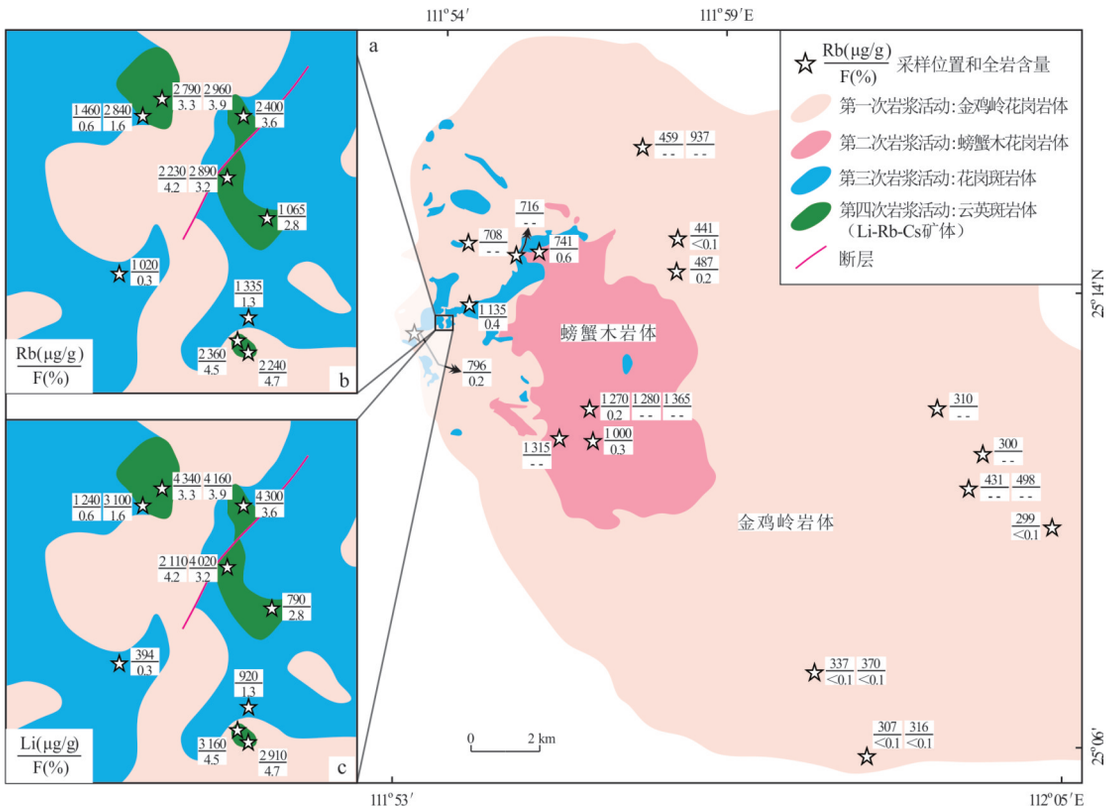


图 9 正冲矿区及外围花岗质岩石全岩 Rb、Li 和 F 含量

Fig.9 Whole-rock contents of Rb, Li and F elements in granitic rocks from the Zhengchong mining district and its surrounding areas

a～b. 采样位置及全岩 Rb、F 含量;c. 采样位置及全岩 Li、F 含量. "–"表示含量低于检测限;数据来源于 Liu *et al.*(2019, 2021, 2022b)

云英斑岩中极高的 F 含量(>2.8%,平均 3.7%)可能导致长石矿物稳定域消失(图 10a). 如熊小林等(1999)通过花岗岩-H_2O-HF 体系实验发现,含 F 元素花岗质熔体具有分异出极端富 F 残余熔体的能力,且 F 含量增加会显著降低长石的稳定性,当 F 含量大于 4.8% 时,碱性长石的稳定域完全消失,此时该体系不具备长石结晶的能力;同时,固相线温度显著下降,在固相线之上结晶出黄玉、铁锂云母、石英矿物组合(图 10b). 此外,高 F 含量可提高 H_2O、Cl 在硅酸盐熔体中的溶解度,抑制流体出溶,促使 W、Sn 等元素持续保留在高分异熔体中(马星华等, 2025),这可能是正冲矿床云英斑岩产出锡石、铌黑钨矿等副矿物的原因. 云英斑岩的 Na 含量极低,呈突变特征(图 6a),这显然不能用岩浆结晶分异作用来解释. 前人认为这可能是岩浆液态不混溶作用的结果(王京彬, 1990; 文春华等, 2016). 大量实验岩石学研究也表明,随着 F 含量持续增加(约 0.75%),花岗质岩浆较容易演化到液态不混溶区域,富 F 花岗质岩浆应广泛存在液态不混溶作用(王联魁等, 1987; Glazner *et al.*, 2021). 此外,Pollard (2021)对江西宜春矿区黄玉-锂云母花岗岩细晶岩边上部的石英-锂云母岩(quartz-lepidolite rock)研究发现,石英-锂云母岩与细晶岩组分发生了突变,且两种岩石的全岩组分存在互补现象,并认为这是高度分异的残余岩浆发生液态不混溶作用的结果:分离成硅酸盐熔体和水硅质流体,分别固结形成细晶岩和石英-锂云母岩. 其中,石英-锂云母岩与正冲矿区云英斑岩类似,Na 含量极低. 因工作量有限,本文未能充分证明研究区岩浆液态不混溶作用是否存在,建议将来该区地质研究补充相关工作.

4.2 稀有金属成矿机制

如上所述,云英斑岩可能是由花岗质岩浆固结而成,该岩浆经历了高度结晶分异作用. 云英斑岩的全岩 Nb/Ta、Zr/Hf 和 Y/Ho 平均值分别为 5.2、18.6、28.2,稀土四分组效应 TE_{1-3} 值为 1.07,结合石英-萤石脉稀少、热液蚀变不发育等岩相学证据,可认为其形成环境为较封闭体系,未发生大规模的流体出溶事件,矿物-流体或熔体-流体相互作用微

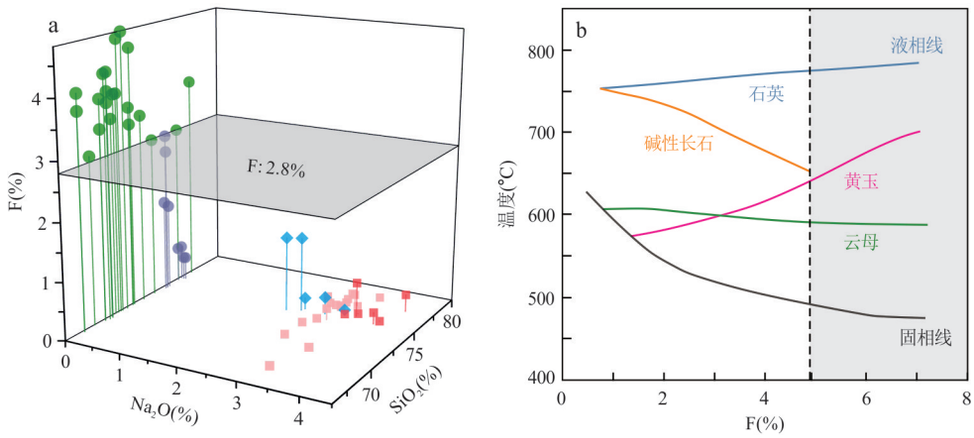


图 10　全岩 F 含量及对长石晶出的影响

Fig.10　F content of the whole rock and its influence on feldspar crystallization

a. 金鸡岭复式岩体各类花岗质岩石的 F 元素、NaO_2 和 SiO_2 含量,图例参考图 8;b. 钠长花岗岩-H_2O-HF 体系(100 MPa)温度-F 元素含量相图,据熊小林等(1999)、Soufi(2021)修改,不同颜色曲线代表不同矿物晶出曲线,即不同 F 元素含量体系中矿物稳定的温度上限

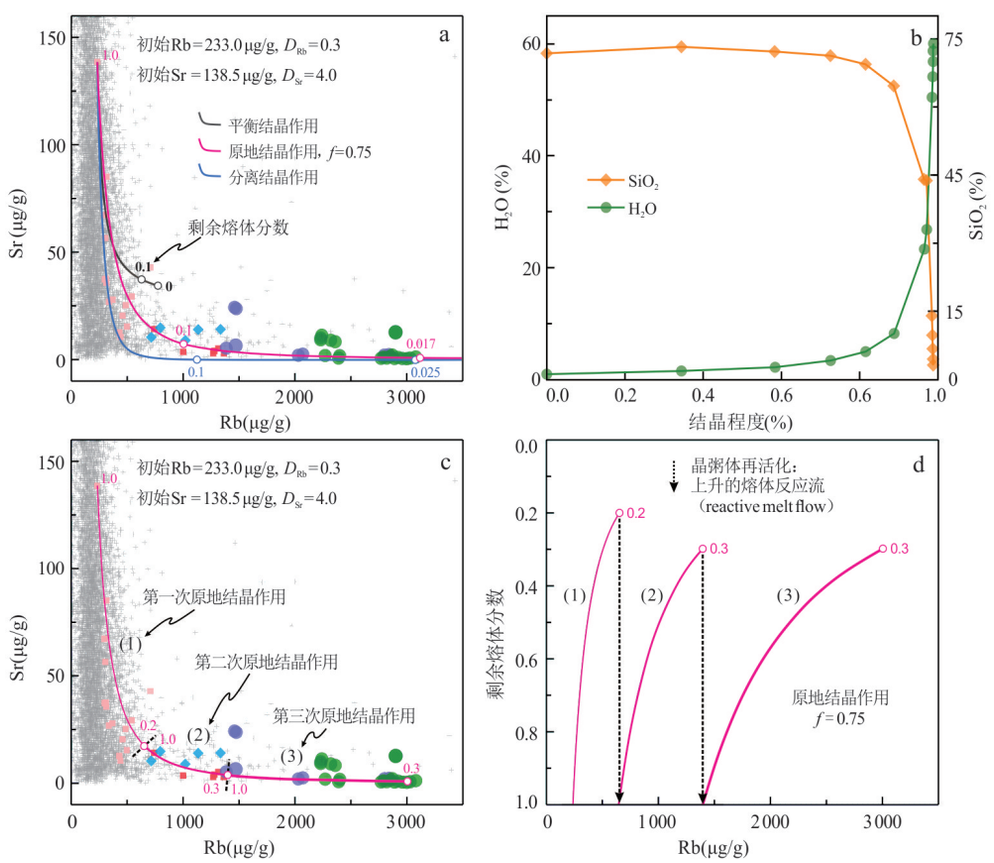


图 11　金鸡岭复式岩体地球化学模拟及 MELTS 软件模拟结果

Fig.11　Geochemical simulation results and MELTS software simulation results of the Jinjiling complex

a. 单次极端结晶分异作用地球化学模拟结果;b. MELTS 软件模拟结果;c~d. 多级原地结晶作用地球化学模拟结果. 图例参考图 8

弱. 该云英斑岩型锂铷铯矿床与中亚造山带的天河石花岗岩-伟晶岩型(Wu *et al.*, 2011; 吴昌志等, 2021)、隐爆角砾岩型锂铷多金属矿床(王雨婷等, 2024)具有较大差异,后者的成矿岩体边部或外围常发育有钠长石化带、萤石蚀变带或隐爆角砾岩,且成矿流体经历了岩浆、岩浆-热液过渡和岩浆期后热液流体的连续演化,Nb/Ta、Zr/Hf 和 Y/Ho 比值显著降低,稀土四分组效应增强(吴昌志等,

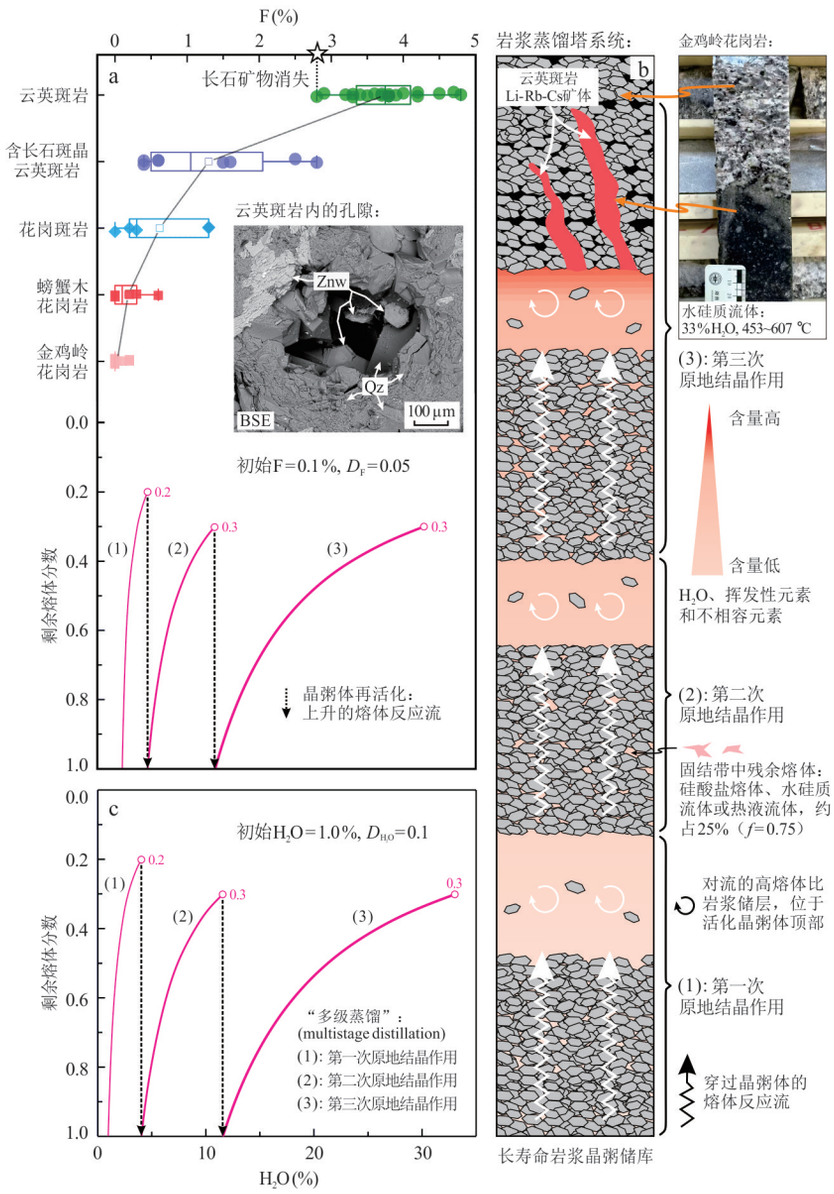


图 12 多级原地结晶作用岩浆蒸馏塔模式图

Fig.12 Multistage in situ fractional crystallization-magmatic distillation columns model

a. 金鸡岭复式岩体花岗质岩石的 F 含量变化及云英斑岩中发育的孔隙；b～c. 多级原地结晶作用模式图及 H_2O 含量模拟结果. Qz. 石英，Znw. 铁锂云母

2021). 因此，云英斑岩锂铷铯成矿过程可以用结晶分异作用地球化学模型来模拟. 以金鸡岭复式岩体结晶分异程度最低的 17JJL01 中粗粒黑云母二长花岗岩（Liu *et al.*, 2019）为熔体初始组分，平衡结晶作用（equilibrium crystallization）、分离结晶作用（fractional crystallization 或 Rayleigh fractionation）和原地结晶作用（in situ crystallization）的地球化学模拟结果如图 11. 可见，平衡结晶作用不能使不相容元素富集成矿，且不是自然界花岗质岩浆主要的结晶分异作用（图 11a）. 分离结晶作用具有最高效的不相容元素富集效率，当结晶程度达到 97.5%（即剩余熔体分数为 0.025）时，可实现正冲矿区云英斑岩成矿（图 11b）；然而，其演化曲线位于本次研究样品及全球花岗岩全岩数据投点区域的下缘，说明分离结晶作用也不是主要的结晶分异作用. 相比之下，原地结晶作用地球化学模拟结果与所观测数据拟合程度较好，当结晶程度达 98.3%（即剩余熔体分数为 0.017）时，可使稀有金属极端富集.

然而，金鸡岭复式岩体是幕式侵入而成的（图 1），结晶分异作用可能具有不连续、差异性的特征

(Xiao *et al.*, 2025). 此外,同样以17JJL01样品为熔体初始组分,假设初始水含量仅1%,体系压力为100 MPa,初始温度为850 ℃,按每50 ℃递减(模拟曲线上各点),热力学软件MELTS(rhyolite-MELTS 1.1.0)模拟结果显示当花岗质熔体结晶程度超90%时,剩余熔体组分已不再是花岗质熔体组分. 当结晶程度高达98.3%时,剩余熔体水含量高达60%,而SiO_2含量已极低(图11b),这样的"流体"显然不能形成云英斑岩. 因此,正冲矿区云英斑岩很可能不是由单次极端结晶程度的原地结晶作用所形成.

为解释云英斑岩成岩成矿,结合晶粥体再活化理论,本文建立了"多级原地结晶作用岩浆蒸馏塔"模型:假设存在长寿命岩浆晶粥储库,每一次晶粥体再活化(remobilization)即发生一次原地结晶作用,其发生在岩浆储库中对流的岩浆储层中:演化程度更高的低密度熔/流体(富集岩浆挥发分相,包括不相容元素)聚集在岩浆储库顶部,而矿物晶体堆积于底部,形成富晶体的晶粥. 约占熔体总量25%的熔体(f=0.75)被"困在"晶粥体(固结带)的矿物间隙中(Langmuir, 1989). 每一次晶粥体再活化,上升的熔体反应流(reactive melt flow)穿过晶粥体,使该级原地结晶作用的熔/流体的岩浆挥发分相初始浓度与上一级原地结晶作用的最终浓度大致平衡(Jackson *et al.*, 2018; Li *et al.*, 2024). 最终,多次晶粥体再活化(岩浆补给或幕次侵入)以及相应的多次原地结晶作用叠加,使残余熔体/水硅质流体的岩浆挥发分相和不相容元素超级富集(图11c~11d和图12). 九嶷山地区上地壳晶粥体的再活化机制,前人推测是由幔源岩浆的多期次上侵与加热驱动(陶丽蓉等, 2024; 马星华等, 2025; Xiao *et al.*, 2025);恰到好处的热补给使晶粥体活化又不引发堆晶体过量部分熔融,为花岗质岩浆多次原地结晶分异及稀有金属有效富集创造了条件(吴福元等, 2023).

需注意的是,该模型是极简化的,仅考虑体系中晶体与流体分离,忽略了液态不混溶作用. 其中,流体可以是硅酸盐熔体、水硅质流体或热液流体(Troch *et al.*, 2022). 因此,图11a与11c的模拟曲线非常相似,但它们具有不同的地质意义. 多级原地结晶作用地球化学模型可以通过多次累积使岩浆挥发分相和不相容元素极度富集,不需要花岗质岩浆发生极端程度的结晶过程(接近100%)这一不合理的假设.

因此,可建立金鸡岭复式岩体三次原地结晶作用地球化学模型(图11c~11d; 图12):金鸡岭花岗岩经历了约80%结晶程度的原地结晶作用,螃蟹木花岗岩和花岗斑岩经历了约70%结晶程度的原地结晶作用,云英斑岩也经历了约70%结晶程度的原地结晶作用;三次原地结晶作用相叠加,使云英斑岩中的岩浆挥发分相与稀有金属超级富集. 岩浆挥发分相持续累积可能破坏部分已固结盖层,含花岗质组分的水硅质流体通过水压致裂侵入早期形成的花岗岩或花岗斑岩体中的结构薄弱区(Troch *et al.*, 2022),形成正冲矿区所见似层状、板状或透镜状云英斑岩(图2b和图12b). 矿物和岩石地球化学特征表明,整个演化过程处于较封闭的岩浆体系,岩浆-热液蚀变作用微弱,这为岩浆挥发分相和不相容元素长时间持续富集创造了条件. 最终,含花岗质组分的水硅质流体因高F含量(>2.8%)而无法晶出碱性长石,冷凝固结为石英-铁锂云母-黄玉矿物组合的云英斑岩,同时发生Li-Rb-Cs矿化.

5　结论

本文在较充分的野外地质调查与室内研究基础上,论证了正冲矿床特殊的云英斑岩成因及Li-Rb-Cs成矿机理,主要取得以下结论.

(1)综合岩相学、矿物地球化学与岩石地球化学证据,基本证实云英斑岩并非是气液交代成因云英岩,而是由富F(>2.8%)的含花岗质组分的水硅质流体固结而成,形成于岩浆-热液蚀变作用微弱的较封闭岩浆体系.

(2)根据晶粥体再活化理论和结晶分异作用地球化学模拟结果,本文建立了"多级原地结晶作用岩浆蒸馏塔"成岩成矿模型:晶粥体每一次再活化均伴随原地结晶作用,体系中的岩浆挥发分相与不相容元素以熔体反应流为载体向上迁移,相当于一次"蒸馏"过程;晶粥体多次再活化可驱使岩浆挥发分相和不相容元素持续富集,最终不仅实现花岗质岩浆的高效分异,还常在复式岩体的晚期小型侵入体顶部形成稀有金属矿床. 该模型不需要岩浆单次极端结晶分异的假设,更符合热力学模拟结果.

致谢:湖南省地质调查所文春华正高级工程师、陈剑锋高级工程师和湖南省矿产资源调查所何斌高级工程师在野外调研过程中提供了帮助,两名匿名审稿人提出了宝贵修改意见,在此一并致以衷心感谢!

附表见https://doi.org/10.3799/dqkx.2025.245.

References

Ackerson, M. R., Mysen, B. O., Tailby, N. D., et al., 2018. Low-Temperature Crystallization of Granites and the Implications for Crustal Magmatism. *Nature*, 559(7712): 94—97. https://doi. org/10.1038/s41586-018-0264-2

Anderson, J. L., 2012. Cold Pegmatites. *Elements*, 8(4): 248—249. https://doi.org/10.2113/gselements.8.4.248

Ballouard, C., Poujol, M., Boulvais, P., et al., 2016. Nb-Ta Fractionation in Peraluminous Granites: A Marker of the Magmatic-Hydrothermal Transition. *Geology*, 44(3): 231—234. https://doi.org/10.1130/g37475.1

Breiter, K., Badanina, E., Ďurišová, J., et al., 2019. Chemistry of Quartz: A New Insight into the Origin of the Orlovka Ta-Li Deposit, Eastern Transbaikalia, Russia. *Lithos*, 348: 105206. https://doi. org/10.1016/j. lithos.2019.105206

Cernuschi, F., Dilles, J. H., Grocke, S. B., et al., 2018. Rapid Formation of Porphyry Copper Deposits Evidenced by Diffusion of Oxygen and Titanium in Quartz. *Geology*, 46(7): 611—614. https://doi. org/10.1130/g40262.1

Chang, Z. S., Meinert, L. D., 2004. The Magmatic-Hydrothermal Transition—Evidence from Quartz Phenocryst Textures and Endoskarn Abundance in Cu-Zn Skarns at the Empire Mine, Idaho, USA. *Chemical Geology*, 210(1—4): 149—171. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.018

Chen, J. Z., Zhang, H., Tang, Y., et al., 2022. Lithium Mineralization during Evolution of a Magmatic-Hydrothermal System: Mineralogical Evidence from Li-Mineralized Pegmatites in Altai, NW China. *Ore Geology Reviews*, 149: 105058. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105058

Glazner, A. F., Bartley, J. M., Law, B. S., 2021. Immiscibility and the Origin of Ladder Structures, Mafic Layering, and Schlieren in Plutons. *Geology*, 49(1): 86—90. https://doi.org/10.1130/g47634.1

Gong, M., Wu, J. H., Ji, H., et al., 2023. Occurrence and Diagenetic and Metallogenic Chronology of Lithium in Dagang Granite-Type Lithium Deposit, Western Jiangxi. *Earth Science*, 48(12): 4370—4386 (in Chinese with English abstract).

Huang, H. Q., Li, X. H., Li, W. X., et al., 2011. Formation of High $\delta^{18}O$ Fayalite-Bearing A-Type Granite by High-Temperature Melting of Granulitic Metasedimentary Rocks, Southern China. *Geology*, 39(10): 903—906. https://doi.org/10.1130/g32080.1

Jackson, M. D., Blundy, J., Sparks, R. S. J., 2018. Chemical Differentiation, Cold Storage and Remobilization of Magma in the Earth's Crust. *Nature*, 564(7736): 405—409. https://doi.org/10.1038/s41586-018-0746-2

Kaeter, D., Barros, R., Menuge, J. F., et al., 2018. The Magmatic-Hydrothermal Transition in Rare-Element Pegmatites from Southeast Ireland: LA-ICP-MS Chemical Mapping of Muscovite and Columbite-Tantalite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 240: 98—130. https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.08.024

Langmuir, C. H., 1989. Geochemical Consequences of in Situ Crystallization. *Nature*, 340(6230): 199—205. https://doi.org/10.1038/340199a0

Li, J. Y., Wang, X. L., Gu, Z. D., et al., 2024. Geochemical Diversity of Continental Arc Basaltic Mushy Reservoirs Driven by Reactive Melt Infiltration. *Communications Earth & Environment*, 5: 109. https://doi. org/10.1038/s43247-024-01279-w

Li, J., Huang, X. L., He, P. L., et al., 2015. In Situ Analyses of Micas in the Yashan Granite, South China: Constraints on Magmatic and Hydrothermal Evolutions of W and Ta-Nb Bearing Granites. *Ore Geology Reviews*, 65: 793—810. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.09.028

Liu, C. Y., Xiao, W. Z., Zhang, L. J., et al., 2021. Formation of Li-Rb-Cs Greisen-Type Deposit in Zhengchong, Jiuyishan District, South China: Constraints from Whole-Rock and Mineral Geochemistry. *Geochemistry*, 81(4): 125796. https://doi.org/10.1016/j.chemer.2021.125796

Liu, X. H., Li, B., Lai, J. Q., et al., 2022a. Multistage in Situ Fractional Crystallization of Magma Produced a Unique Rare Metal Enriched Quartz-Zinnwaldite-Topaz Rock. *Ore Geology Reviews*, 151: 105203. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105203

Liu, X. H., Li, B., Xu, J. W., et al., 2022b. Monazite Geochronology and Geochemistry Constraints on the Formation of the Giant Zhengchong Li-Rb-Cs Deposit in South China. *Ore Geology Reviews*, 150: 105147. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105147

Liu, Y., Lai, J. Q., Xiao, W. Z., et al., 2019. Petrogenesis and Mineralization of Two-Stage A-Type Granites in Jiuyishan, South China: Constraints from Whole-Rock Geochemistry, Mineral Composition and Zircon U-Pb-Hf Isotopes. *Acta Geologica Sinica* (*English Edition*), 93(4): 874—900. https://doi. org/10.1111/1755-6724.13864

London, D., 2022. A Rayleigh Model of Cesium Fractionation in Granite-Pegmatite Systems. *American Mineralogist*, 107(1): 82—91. https://doi.org/10.2138/am-2021-7855

Ma, X. H., Yan, J. Y., Wang, H. H., et al., 2025. Decoupling of Tungsten and Tin Mineralization Governed by Magmatic Fluorine. *Scientia Sinica* (*Terrae*), 55(8): 2583－2602 (in Chinese).

Müller, A., Herklotz, G., Giegling, H., 2018. Chemistry of Quartz Related to the Zinnwald/Cínovec Sn-W-Li Greisen-Type Deposit, Eastern Erzgebirge, Germany. *Journal of Geochemical Exploration*, 190: 357－373. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.04.009

Pollard, P. J., 2021. The Yichun Ta-Sn-Li Deposit, South China: Evidence for Extreme Chemical Fractionation in F-Li-P-Rich Magma. *Economic Geology*, 116(2): 453－469. https://doi.org/10.5382/econgeo.4801

Shen, G. F., 1983. Enpite (Greisen Porphyry): A New Igneous Rock. *Chinese Science Bulletin*, 28(2): 100－105 (in Chinese).

Sirbescu, M. C., Nabelek, P. I., 2003. Crustal Melts below 400 ℃. *Geology*, 31(8): 685. https://doi.org/10.1130/g19497.1

Soufi, M., 2021. Origin and Physical-Chemical Control of Topaz Crystallization in Felsic Igneous Rocks: Contrasted Effect of Temperature on Its OH-F Substitution. *Earth-Science Reviews*, 213: 103467. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103467

Tao, L. R., Cao, S. Y., Li, W. Y., et al., 2024. Evolution Characteristics and Rheological Significance of Dehydration Melting and Water-Fluxed Melting in Deep Continental Crust. *Earth Science*, 49(6): 2001－2023 (in Chinese with English abstract).

Thomas, R., Davidson, P., Rericha, A., et al., 2022. Water-Rich Melt Inclusion as "Frozen" samples of the Supercritical State in Granites and Pegmatites Reveal Extreme Element Enrichment Resulting under non-Equilibrium Conditions. *Mineralogical Journal*, 44(2): 3－15. https://doi.org/10.15407/mineraljournal.44.01.003

Troch, J., Huber, C., Bachmann, O., 2022. The Physical and Chemical Evolution of Magmatic Fluids in Near-Solidus Silicic Magma Reservoirs: Implications for the Formation of Pegmatites. *American Mineralogist*, 107(2): 190－205. https://doi.org/10.2138/am-2021-7915

Wang, J. B., 1990. The Characteristics and Genesis of the Zhengchong Rare-Metal Greisen Porphyry. *Geological Review*, 36(6): 534－539 (in Chinese with English abstract).

Wang, L. K., Lu, J. L., Zhang, S. L., et al., 1987. An Experimental Study on Liquid Segregation of Nanling Granites. *Science in China* (*Series B*), (1): 79－87 (in Chinese).

Wang, Y. T., Du, J. G., Lei, R. X., et al., 2024. Fluid Characteristics and Mineralization Process of Cryptoexplosive Breccia-Type Li-Rb Ore Body in Weilasituo Deposit, Inner Mongolia. *Earth Science*, 49(12): 4318－4334 (in Chinese with English abstract).

Wang, Z. J., Xie, L., Wang, R. C., et al., 2018. The Petrogenesis and Mineralization of the Laiziling Greisen, Xianghualing District, Hunan Province, South China. *Geological Journal of China Universities*, 24(4): 467－480 (in Chinese with English abstract).

Wen, C. H., Luo, X. Y., Li, S. M., 2016. Geochemical Characteristics and Mineralization of Greisen in Zhengchong Rare Metal Deposit of Daoxian, Hunan. *Journal of Guilin University of Technology*, 36(1): 90－98 (in Chinese with English abstract).

Wu, C. Z., Jia, L., Lei, R. X., et al., 2021. Advances and General Characteristics of the Amazonite Granite and Related Rubidium Deposits in Central Asian Orogenic Belt. *Acta Petrologica Sinica*, 37(9): 2604－2628 (in Chinese with English abstract).

Wu, C. Z., Liu, S. H., Gu, L. X., et al., 2011. Formation Mechanism of the Lanthanide Tetrad Effect for a Topaz- and Amazonite-Bearing Leucogranite Pluton in Eastern Xinjiang, NW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42(5): 903－916. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.09.011

Wu, F. Y., Guo, C. L., Hu, F. Y., et al., 2023. Petrogenesis of the Highly Fractionated Granites and Their Mineralizations in Nanling Range, South China. *Acta Petrologica Sinica*, 39(1): 1－36 (in Chinese with English abstract).

Xiao, W. Z., Liu, C. Y., Tan, K. X., et al., 2025. Zircon U-Pb-Hf and Trace Element Signatures Reveal the Petrogenesis of the Jiuyishan Granitic Complex, South China: Implications for W-Sn and Rare Metal Mineralization. *Journal of Earth Science*, 36(3): 1069－1089. https://doi.org/10.1007/s12583-023-1842-2

Xiong, X. L., Zhu, J. C., Rao, B., et al., 1999. Phase Relations in the Albite Granite H_2O-HF System and the Genesis of Topaz-Bearing Granitic Rocks. *Geological Review*, 45(3): 313－322 (in Chinese with English abstract).

Yin, R., Huang, X. L., Wang, R. C., et al., 2022. Rare-Metal Enrichment and Nb-Ta Fractionation during Magmatic-Hydrothermal Processes in Rare-Metal Granites: Evidence from Zoned Micas from the Yashan Pluton, South China. *Journal of Petrology*, 63(10): egac093. https://doi.org/10.1093/petrology/egac093

Zhou, Q. F., Qin, K. Z., Tang, D. M., et al., 2013. Mineralogy and Significance of Micas and Feldspars from the Koktokay No. 3 Pegmatitic Rare-Element Deposit, Altai. *Acta Petrologica Sinica*, 29(9): 3004－3022 (in Chi-

nese with English abstract).

Zhu, J. C., Liu, W. X., Zhou, F. Y., 1993. Ongonite and Topazite in Dike No. 431 of Xianghualing District and Their Spatial Zonation and Genetic Relationship. *Acta Petrologica Sinica*, 9(2): 158－166 (in Chinese with English abstract).

Zhu, X. Y., Wang, J. B., Wang, Y. L., et al., 2013. Characteristics of Greisen Inclusions in Alkali Feldspar Granite of Yaogangxian Tungsten Deposit. *Mineral Deposits*, 32(3): 533－544 (in Chinese with English abstract).

中文参考文献

龚敏, 吴俊华, 季浩, 等, 2023. 赣西大港花岗岩型锂矿床锂赋存状态及成岩成矿年代学. 地球科学, 48(12): 4370－4386.

马星华, 闫金禹, 王宏晖, 等, 2025. 岩浆中的氟对钨锡成矿解耦的控制. 中国科学: 地球科学, 55(8): 2583－2602.

沈敢富, 1983. 鹅髓岩(云英斑岩): 一种新的火成岩. 科学通报, 28(2): 100－105.

陶丽蓉, 曹淑云, 李文元, 等, 2024. 大陆深部地壳脱水熔融与水致熔融的演化特征及其流变学意义. 地球科学, 49(6): 2001－2023.

王京彬, 1990. 湖南道县正冲稀有金属云英斑岩的特征和成因. 地质论评, 36(6): 534－539.

王联魁, 卢家烂, 张绍立, 等, 1987. 南岭花岗岩液态分离实验研究. 中国科学(B辑), (1): 79－87.

王雨婷, 杜静国, 雷如雄, 等, 2024. 内蒙古维拉斯托矿床隐爆角砾岩型锂铷矿体的成矿流体特征与成矿过程. 地球科学, 49(12): 4318－4334.

王正军, 谢磊, 王汝成, 等, 2018. 一种特殊类型的云英岩: 湘南香花岭地区癞子岭云英岩成岩成矿特征. 高校地质学报, 24(4): 467－480.

文春华, 罗小亚, 李胜苗, 2016. 湖南道县正冲稀有金属矿床云英岩地球化学特征及对成矿的约束. 桂林理工大学学报, 36(1): 90－98.

吴昌志, 贾力, 雷如雄, 等, 2021. 中亚造山带天河石花岗岩及相关铷矿床的主要特征与研究进展. 岩石学报, 37(9): 2604－2628.

吴福元, 郭春丽, 胡方泱, 等, 2023. 南岭高分异花岗岩成岩与成矿. 岩石学报, 39(1): 1－36.

熊小林, 朱金初, 饶冰, 等, 1999. 钠长花岗岩-H_2O-HF体系相关系及含黄玉花岗质岩石的成因. 地质论评, 45(3): 313－322.

周起凤, 秦克章, 唐冬梅, 等, 2013. 阿尔泰可可托海3号脉伟晶岩型稀有金属矿床云母和长石的矿物学研究及意义. 岩石学报, 29(9): 3004－3022.

朱金初, 刘伟新, 周凤英, 1993. 香花岭431岩脉中翁岗岩和黄英岩及空间分带和成因关系. 岩石学报, 9(2): 158－166.

祝新友, 王京彬, 王艳丽, 等, 2013. 石英脉型钨矿床中云英岩析离体及岩浆液态分异成矿研究: 以湖南瑶岗仙钨矿床为例. 矿床地质, 32(3): 533－544.