

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. 广西民族大学建筑工程学院, 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, 锂金属储量 Li_2O 26.9 万吨, 铷金属储量 Rb_2O 10.9 万吨, 铯金属储量 Cs_2O 0.6 万吨. 该矿床成因与高分异花岗岩有关, 成矿地质体为云英斑岩, 具有全岩矿化特征. 云英斑岩呈深灰绿色, 局部因铁质浸染呈红褐色, 斑状结构, 质地坚硬. 主要造岩矿物为石英、铁锂云母和黄玉, 其中, 赋矿矿物为铁锂云母. 副矿物有独居石、锆石、金红石、锡石、铌黑钨矿和钽石等. 云英斑岩中可见少量孔隙或晶洞, 孔径 0.2~3.0 mm. 目前, 对于该矿床云英斑岩的成因仍存在较大争议: 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、室内测试分析及综合研究, 本文认为正冲矿床的云英斑岩并非云英岩化产物, 而是形成于岩浆结晶分异作用最后阶段的较封闭体系, 由富 F (>2.8 wt.%) 的含花岗质组分的水硅质流体固结而成, 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, 不论是宏观上还是微观上, 几乎观察不到接触晕, 且存在花岗岩捕虏体; (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) 图像显示原生长环带; (3) 云英斑岩中石英 Al 元素含量较均一, 显示相对稳定的岩浆结晶环境, Ti 元素平均含量高达 21.8 $\mu\text{g/g}$; (4) 云英斑岩中的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) 云英斑岩中独居石颗粒未见热液蚀变结构或蚀变矿物, Th 元素平均含量高达 6.1 wt.%, 具有岩浆成因特征的 Th/Ce、Y/LREE、Ca/Ce、Si/Ce 比值; (6) 云英斑岩全岩 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.

基金项目: 广西自然科学基金 (2024GXNSFAA010177); 广西民族大学科研基金资助项目 (2023KJQD50); 紫金矿业集团股份有限公司科研项目 (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. E-mail: xianghua_geology@163.com, ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-4778-786X>

***通讯作者:** 李斌 (1985—), 男, 博导, 教授, 主要从事矿床地球化学教学与科研工作; E-mail: cutelb@csu.edu.cn, ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-6918-0749>

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

中图分类号：P611.1+1 **收稿日期：**-2025-07-30

Genesis of quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks from the Zhengchong lithium-rubidium-caesium deposit, Nanling region

LIU Xianghua^{1,2,4}, XU Jinmei², WEI Guimei¹, LIN Shouhong³, TANG Han¹, ZHANG Bo², LAI Jianqing², LI Bin^{2*}

1. School of Civil Engineering and Architecture, Guangxi Minzu University, Nanning 530006, Guangxi, China;

2. School of Geosciences and Info-Physics, Central South University, Changsha 410083, Hunan, China;

3. Zijin Mining Group Company Limited, Shanghang 361008, Fujian, China;

4. Geophysical and Geochemical Survey Institute of HuNan, Changsha 410014, Hunan, China

Abstract: The Zhengchong lithium-rubidium-caesium deposit in Daoxian County, Hunan Province, is a large rare metal deposit being developed in the Nanling region, with 269,000 tons of Li_2O , 109,000 tons of Rb_2O , and 6,000 tons of Cs_2O . The genesis of this deposit is related to highly fractionated granites. The ore-forming geological body is quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks with whole-rock mineralization characteristics. The quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks are dark gray-green, locally reddish-brown due to iron impregnation, with porphyritic structure and hard texture. The major rock forming minerals are quartz, zinnwaldite, and topaz, of which the ore-bearing mineral is zinnwaldite. The accessory minerals include monazite, zircon, rutile, cassiterite, niobium wolframoixiolite and thorite, etc. A small number of pores or miarolitic cavities with pore diameters ranging from 0.2 to 3.0 mm are present in the quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks. At present, there is still a huge controversy about the genesis of the quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks in this deposit: magmatic or metasomatic in origin? Such special greisens in the Nanling region serve as key hosts for rare metals, and studying their genesis is crucial for improving the mineralization mechanism of rare metals. Based on field geological investigations, laboratory tests and comprehensive studies, this paper concludes that the quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks are not products of greisenization. Instead, they formed within a relatively closed system during the final stage of magmatic crystallization and differentiation, solidifying from hydrous silicate fluids containing granitic components and rich in fluorine (>2.8 wt.%). The main evidences are (1) the boundary between the quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks and granites (or granite porphyries), both macroscopically and microscopically, is marked by an abrupt change in mineral proportions with almost nonexistent contact aureoles, and the existence of granite xenoliths in quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks; (2) the

quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks show porphyritic textures, and their phenocrysts mostly euhedral. Among them, the growth zones bend of quartz phenocrysts in cathodoluminescence (CL) images show a primary growth feature, and not the result of resorption. In addition, crystallized-melt inclusions are often present in phenocrysts; (3) the quartz Al content in the quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks is relatively homogeneous, indicating stable magmatic crystallization conditions with an average Ti content as high as 21.8 ppm; (4) the mica in the quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks is mostly zinnwaldite, and muscovite is rare. The F content in topaz and coexisting zinnwaldite support a magmatic origin; (5) no hydrothermal alteration structures or altered minerals have been identified in the monazite grains within the quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks, and the average Th content is as high as 6.1 wt.%, with Th/Ce, Y/LREE, Ca/Ce, and Si/Ce ratios that are characteristic of igneous origin; (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) of the quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks show characteristic behavior of trace element in silicate melts, which is different from that of granitic rocks or greisens that have undergone significant magmatic-hydrothermal alteration. Geochemical modeling results indicate that the quartz-zinnwaldite-topaz porphyritic rocks may be the product of multistage in situ crystallization of the Jinjiling complex.

Keywords: highly fractionated granite; magmatic evolution; rare metal deposit; Jinjiling complex; Nanling region

0 引言

锂、铷和铯是典型的关键金属，广泛应用于新能源汽车、电子工业、通讯技术等高科技领域。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（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 26.9 万吨，平均品位 Li_2O 0.557 wt.%；铷金属储量 Rb_2O 10.9 万吨，平均品位 Rb_2O 0.225 wt.%；铯金属储量 Cs_2O 0.6 万吨，平均品位 Cs_2O 0.013 wt.%；共伴生 Sn、W 等矿种（据湖南省地质矿产局湘南地质队详查报告, 1985）。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，以区分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（图 1a-b）。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（如 Huang et al., 2011; Liu et al., 2019）。九嶷山花岗杂岩体地处该花岗岩带北西缘（25°13'17"N, 111°53'59"E；图 1b），自西向东主要由雪花顶、金鸡岭、螃蟹木、砂子岭、西山等五个岩体构成（Xiao et al., 2025）。通常将晚侏罗世（燕山早期）金

鸡岭岩体、其内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 1c）。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 1c），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 1c）。

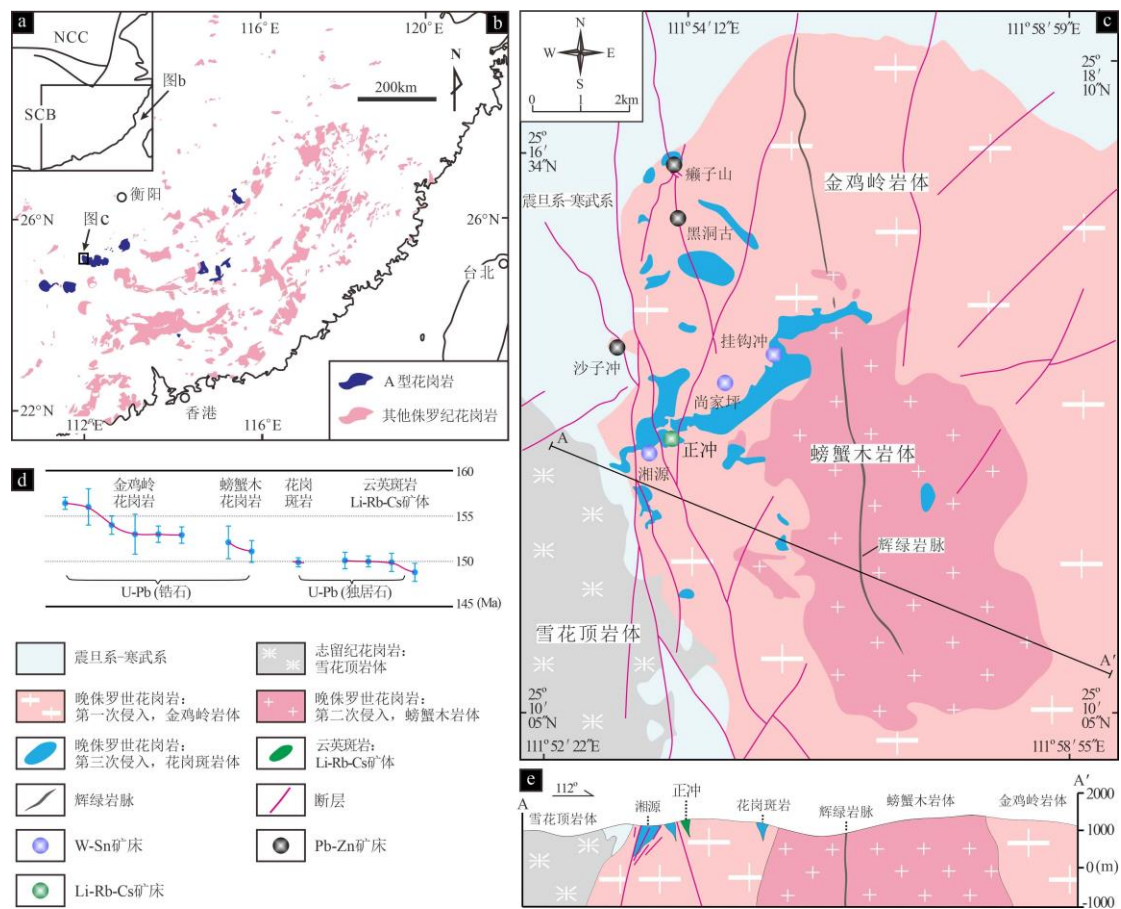


图 1 正冲矿床大地构造位置与区域地质简图

Fig. 1 Tectonic location of the Zhengchong deposit and regional geological sketch map

a. 华南地块位置示意图；b. 华南地块东南部侏罗纪花岗岩分布简图（据 Huang et al., 2011; Liu et al., 2019 修改）；c. 金鸡岭复式岩体地质图；d. 各岩体成岩年龄（Liu et al., 2019; Liu et al., 2022a 修改）；e. 金鸡岭复式岩体地质剖面图。注：NCC-华北克拉通；SCB-华南地块。

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, 2)。

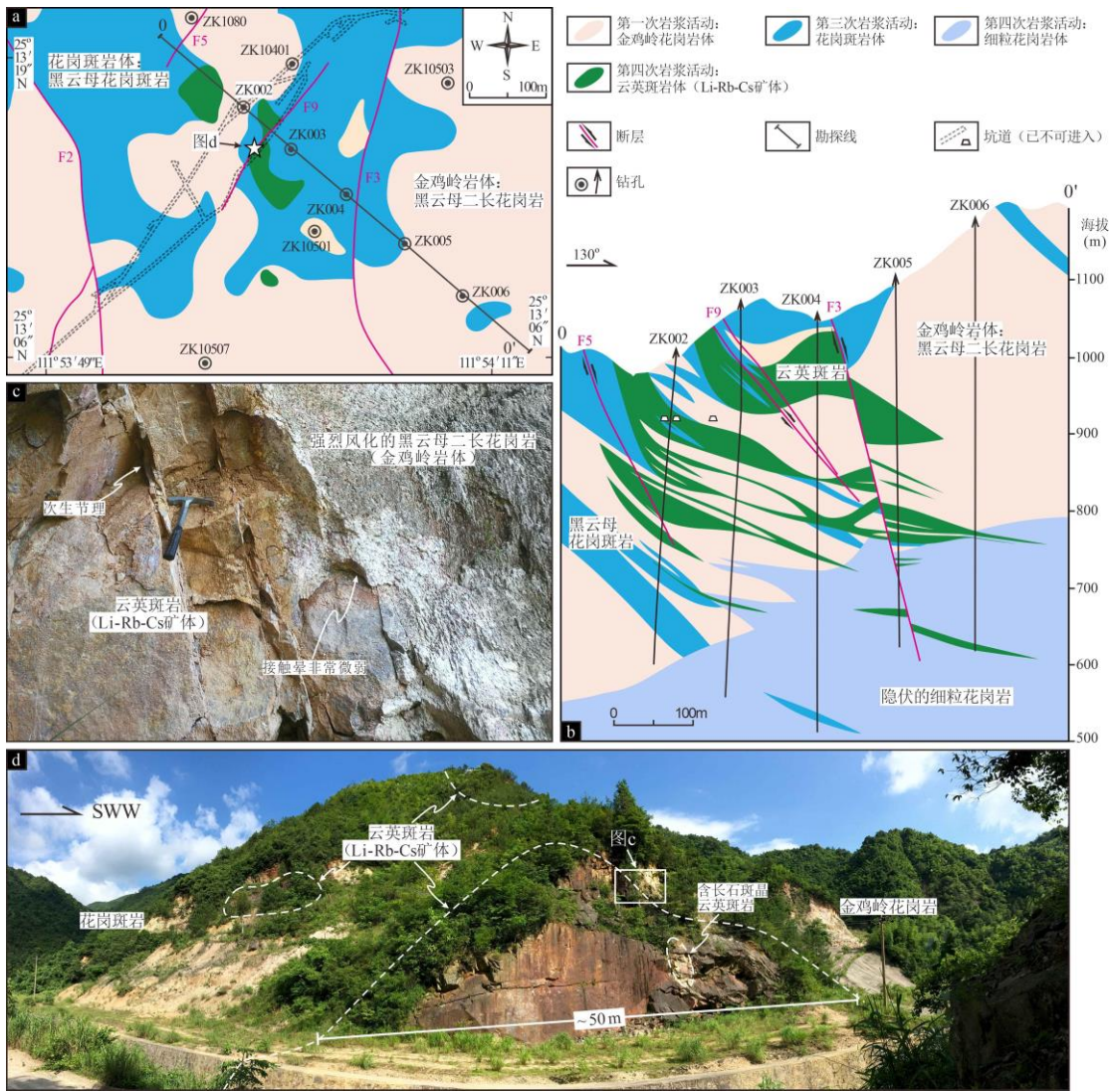


图 2 正冲矿区地质图及典型野外照片

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.

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 10~35 mm. 金鸡岭花岗岩体呈岩基产出, 地表出露面积约 390 km². 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 1c), 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 向的椭圆形侵入金鸡岭岩体内部，出露面积约 41 km²（图 1c, e）。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 km²（图 1c, e）。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 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, 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，偶见花岗岩捕虏体（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, d, e）。据勘查资料，云英斑岩下部有隐伏的细粒花岗岩，然而，由于岩芯没有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-细粒云英斑岩（图 3b, f）。三者均 Li-Rb-Cs 成矿，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。

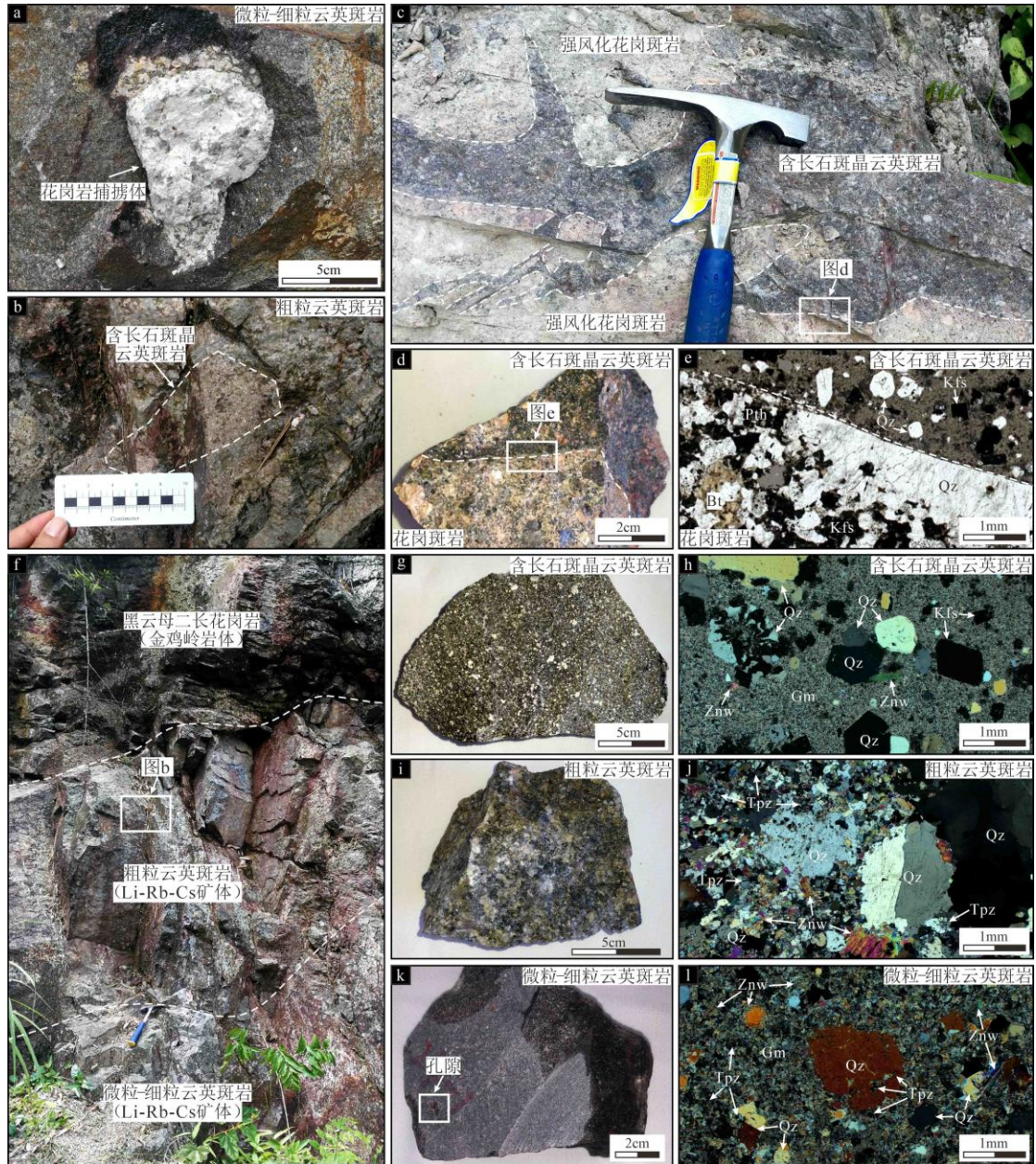


图3 正冲矿区云英斑岩野外及镜下照片

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虏体; 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).注: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.

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,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%），均自形程度较好，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, g, h）。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，一般粒径 2~8 mm，多为聚斑结构（图 3i, j）。副矿物有独居石、锆石、金红石、锡石和钽石等。

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）。在能谱 X-ray（EDX）元素扫面分析结果图中，Si 元素含量高的区域为石英；Al 元素含量高的区域为黄玉，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、铌黑钨矿和钽石等。部分微粒-细粒云英斑岩中可见少量孔隙，孔径 0.2~3.0 mm（图 3k, 4）。

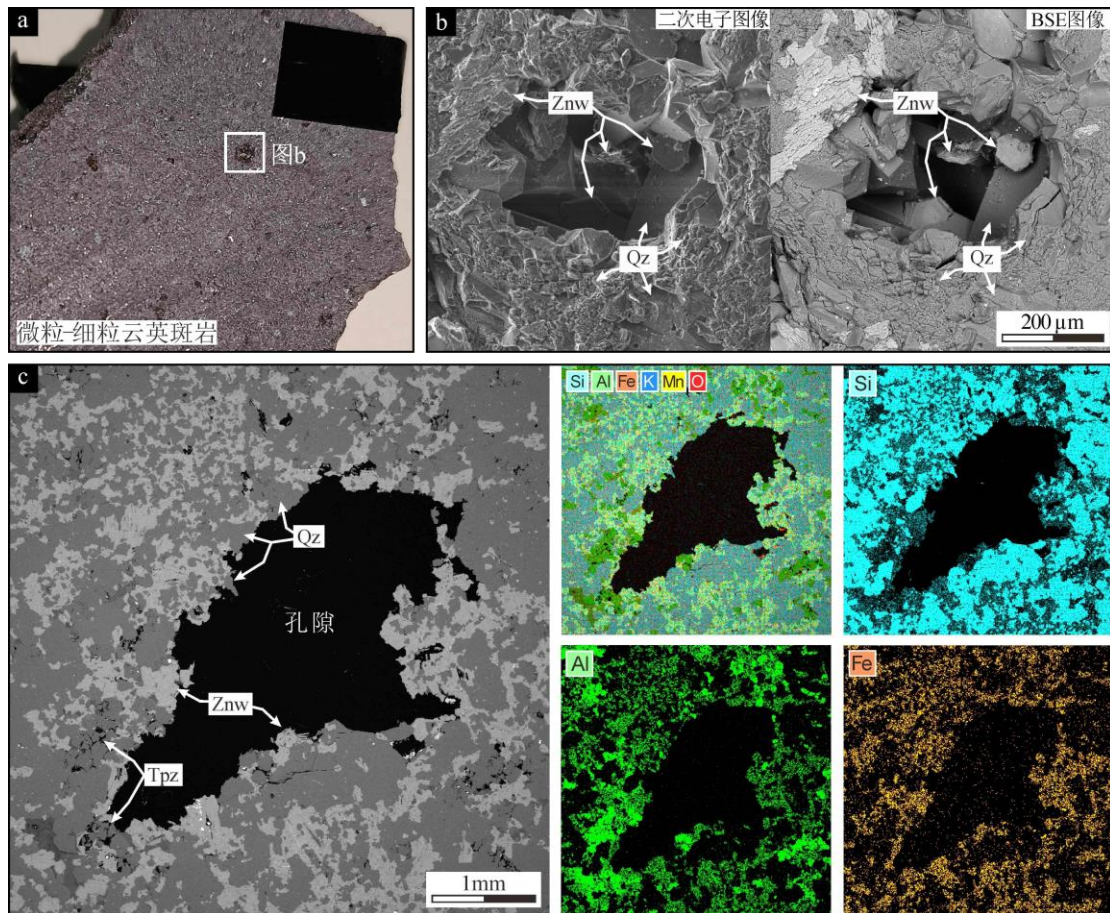


图 4 微粒-细粒云英斑岩中发育的孔隙显微照片

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-细粒云英斑岩薄片孔隙的散射 (BSE) 图像及能谱 X-ray (EDX) 元素扫描分析结果。注：Qz-石英；Znw-铁锂云母；Tpz-黄玉。

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 2c），走向 NW 310° ~ 340°，倾向 NE，倾角一般为 15° ~ 35°。地表出露最低海拔高度为 985 m，最大海拔高度为 1078 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（据湖南省地质矿产局湘南地质队详查报告，1985）。

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 wt.%（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，后两者的锂云母 Li_2O 平均含量分别为 4.90 wt.% 和 5.36 wt.%（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，在薄片呈黄褐色~浅黄色（图 4, 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、钽石、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因其矿物组合与云英岩非常类似，因此有研究者将其视作云英岩，认为是由岩浆期后热液交代早期固结花岗岩而形成（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形成的。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

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，存在少量花岗岩捕虏体（图 2, 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, 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，伴有热液流体移出（Troch et al., 2022; Thomas 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发现，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（如王联魁等, 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。在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, c），证明这些构造是原生生长构造，而不是蚀变的结果，如澳大利亚 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 CL 环带（图 5b, c）及较均一微量元素含量（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，区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）。

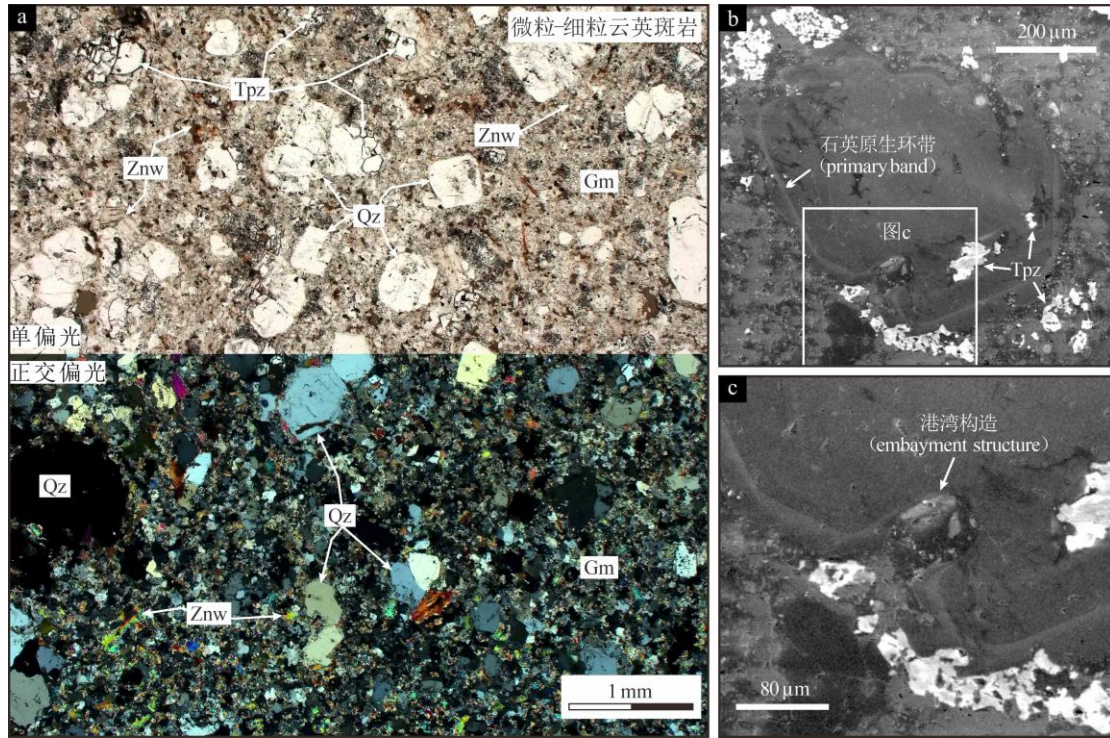


图 5 微粒-细粒云英斑岩显微照片与石英斑晶阴极发光（CL）图像

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

注：Qz-石英；Znw-铁锂云母；Tpz-黄玉；Gm-基质

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, 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）。

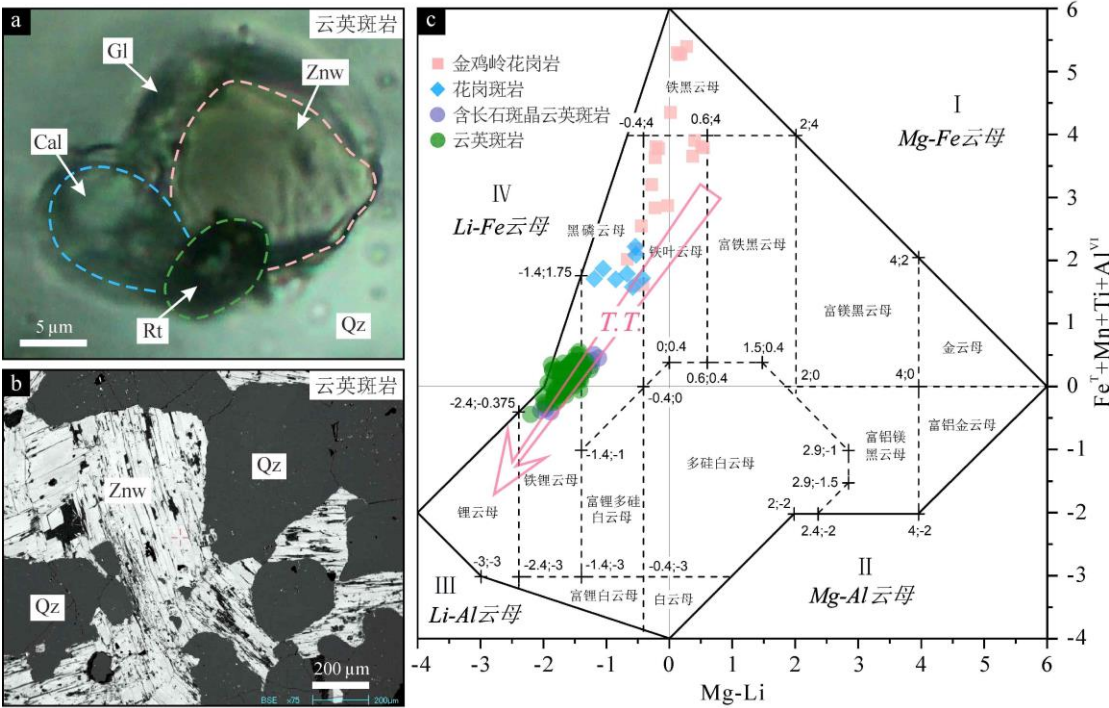


图 6 云英斑岩矿物-熔体包裹体及云母成分分类

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。注：T.T. –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

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（表 1），按照成分分类可将云母划分为 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要存在两类云母：铁叶云母和铁锂云母，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、SiO₂、Rb₂O、Li₂O 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）。

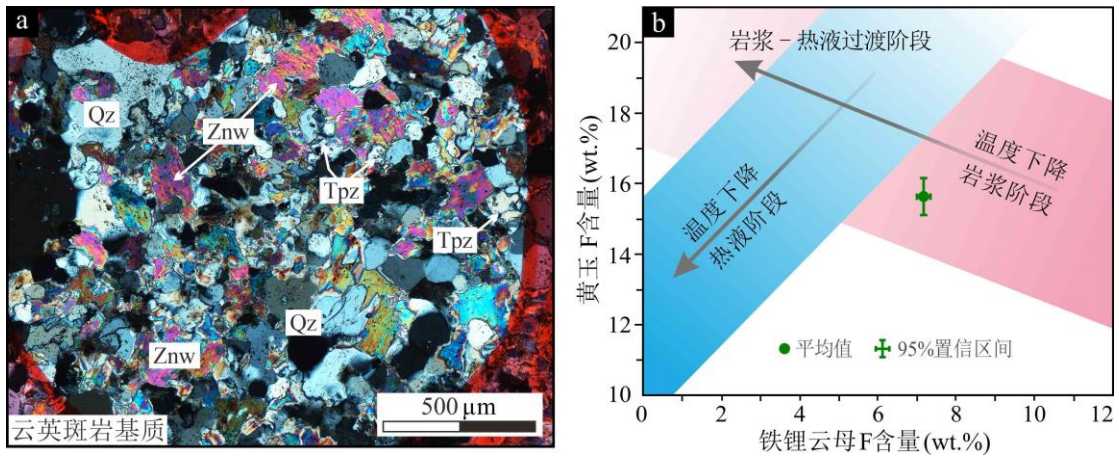


图 7 云英斑岩斑晶和基质中矿物 F 含量特征

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）。注：Qz—石英；Znw—铁锂云母；Tpz—黄玉

表 1 云母电子探针成分分析结果 (wt.%)

Table 1 Analytic results of electron probe composition analysis of mica (wt.%)

岩石 类型	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	F	SiO ₂	MnO	Al ₂ O ₃	Cl	FeO _{tot}	MgO	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Li ₂ O ^a	H ₂ O ^b	O=F+Cl	合计(wt.%)	Mg-Li	Fe ^T +Mn+Ti-Al ^{VI}
云英 斑岩	0.12	10.06	0.06	6.20	40.88	1.28	22.05	0.01	16.74	0.14	0.81	0.16	2.16	1.07	2.61	99.10	-1.26	0.27
	0.08	10.40	0.22	7.16	44.50	1.31	21.02	bdl	13.66	0.15	0.83	0.10	3.20	0.77	3.01	100.38	-1.82	-0.15
	0.09	10.04	0.43	6.45	42.59	1.34	20.84	bdl	15.41	0.14	0.82	0.11	2.65	1.00	2.72	99.19	-1.54	0.20
	0.07	10.23	0.90	6.30	41.90	1.25	20.87	0.01	15.21	0.15	0.97	0.21	2.45	1.04	2.65	98.91	-1.43	0.26
	0.09	10.20	0.50	6.43	41.98	1.45	21.28	0.01	14.79	0.12	0.90	0.12	2.47	0.98	2.71	98.60	-1.45	0.11
	0.10	10.44	0.21	7.52	43.95	1.11	20.79	0.01	13.83	0.16	0.95	0.16	3.04	0.55	3.17	99.65	-1.75	-0.13
	0.10	10.50	0.37	7.38	43.27	1.26	21.01	bdl	14.23	0.16	0.85	0.07	2.85	0.60	3.11	99.55	-1.64	-0.02
	0.10	10.31	0.46	6.78	43.46	1.16	21.07	bdl	14.23	0.17	0.99	0.12	2.90	0.90	2.85	99.79	-1.67	-0.03
	0.10	10.44	0.23	8.01	43.35	1.19	20.99	bdl	14.15	0.15	0.76	0.12	2.87	0.29	3.37	99.27	-1.66	-0.08
	0.08	10.32	0.44	6.83	42.99	1.21	21.19	0.01	14.70	0.21	0.98	0.14	2.77	0.86	2.88	99.83	-1.58	0.05
	0.10	10.54	0.08	7.89	44.37	1.21	20.22	0.01	12.93	0.13	1.01	0.05	3.16	0.35	3.32	98.72	-1.84	-0.25
	0.07	10.46	0.16	7.44	43.41	1.22	21.02	bdl	14.35	0.17	0.86	0.21	2.89	0.57	3.13	99.71	-1.66	-0.05
	0.09	10.66	0.02	7.51	45.29	1.10	20.27	bdl	12.92	0.08	0.91	0.05	3.43	0.59	3.16	99.76	-1.97	-0.29
	0.08	10.51	bdl	7.73	43.89	1.27	20.66	0.01	13.94	0.08	0.90	0.10	3.03	0.43	3.26	99.36	-1.76	-0.12
	0.08	10.37	0.24	7.28	42.72	1.50	20.87	0.01	15.31	0.11	0.85	0.03	2.69	0.62	3.07	99.59	-1.57	0.18
	0.09	10.22	0.27	7.16	42.94	1.31	21.47	bdl	14.86	0.13	0.86	0.16	2.75	0.71	3.01	99.92	-1.59	0.03
	0.07	10.27	0.21	6.48	41.48	1.33	21.60	bdl	16.09	0.14	0.87	0.17	2.33	0.96	2.73	99.26	-1.36	0.23
	0.11	10.17	0.26	6.49	41.20	1.37	21.25	bdl	16.80	0.14	0.84	0.11	2.25	0.93	2.73	99.19	-1.32	0.40
	0.12	10.14	0.18	7.63	41.48	1.37	21.56	0.01	16.26	0.16	0.95	0.16	2.33	0.41	3.21	99.52	-1.36	0.27
	0.11	1bdl	0.26	6.91	41.71	1.31	20.41	0.01	16.55	0.15	0.96	0.12	2.40	0.72	2.91	98.70	-1.41	0.41
	0.12	10.20	0.15	6.08	41.62	1.20	21.48	bdl	16.41	0.10	0.86	0.17	2.37	1.15	2.56	99.36	-1.39	0.26
	0.06	10.27	0.13	7.13	42.37	1.30	20.90	0.01	15.72	0.11	0.89	0.15	2.59	0.66	3.00	99.28	-1.52	0.19
	0.14	10.18	0.23	6.63	41.76	1.39	21.36	bdl	16.13	0.18	0.85	0.12	2.41	0.90	2.79	99.47	-1.40	0.27
	0.06	10.21	0.12	6.70	43.37	1.36	21.24	0.01	15.02	0.19	0.94	0.18	2.88	0.94	2.82	100.37	-1.64	0.05
	0.21	10.10	0.56	6.44	41.55	1.31	21.00	0.02	16.15	0.27	0.67	0.10	2.35	0.97	2.72	98.97	-1.35	0.36
	0.07	10.48	0.27	7.57	43.82	1.27	20.95	bdl	14.23	0.18	0.95	0.17	3.01	0.54	3.19	100.33	-1.72	-0.04
	0.12	10.19	0.29	6.54	41.64	1.42	21.50	0.01	16.26	0.17	0.92	0.14	2.38	0.94	2.76	99.77	-1.38	0.30
	0.13	10.08	0.32	7.03	42.91	1.39	20.28	bdl	15.70	0.17	1.00	0.11	2.74	0.73	2.96	99.63	-1.59	0.29
	0.13	10.21	0.04	6.94	42.41	1.35	21.62	0.01	15.02	0.16	0.84	0.09	2.60	0.77	2.92	99.27	-1.51	0.01
	0.06	10.73	0.13	9.20	47.13	1.53	20.30	bdl	11.43	0.17	0.96	0.05	3.96	bdl	3.87	101.76	-2.20	-0.44
	0.09	10.52	0.16	7.86	44.23	1.24	21.18	bdl	13.39	0.21	0.87	0.14	3.12	0.42	3.31	100.13	-1.77	-0.22
	0.09	10.35	0.10	7.40	43.39	1.57	21.88	0.01	14.00	0.15	0.63	0.09	2.88	0.62	3.12	100.04	-1.65	-0.14

续表 1

岩石 类型	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	F	SiO ₂	MnO	Al ₂ O ₃	Cl	FeO _{tot}	MgO	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Li ₂ O ^a	H ₂ O ^b	O=F+Cl	合计(wt.%)	Mg-Li	Fe ^T +Mn+Ti-Al ^{VI}
云英 斑岩	0.09	10.31	0.17	6.77	43.20	1.99	20.87	0.01	13.91	0.05	0.87	0.06	2.83	0.86	2.85	99.13	-1.66	0.01
	0.09	10.49	0.13	8.31	44.09	1.66	20.23	bdl	13.57	0.05	0.81	0.05	3.08	0.15	3.50	99.21	-1.81	-0.07
	0.12	10.44	0.04	7.72	44.29	1.41	20.52	bdl	13.59	0.05	0.93	0.13	3.14	0.45	3.25	99.59	-1.83	-0.14
	0.10	10.43	0.02	8.32	45.44	1.77	20.52	0.01	12.61	0.07	0.99	0.13	3.47	0.23	3.51	100.58	-1.99	-0.25
	0.06	10.34	0.27	7.38	44.32	1.41	20.62	0.01	13.14	0.05	0.98	0.13	3.15	0.62	3.11	99.36	-1.83	-0.19
	0.12	10.27	0.04	7.40	44.02	1.93	20.68	bdl	13.88	0.04	0.82	0.04	3.06	0.61	3.12	99.79	-1.79	-0.03
	0.15	10.13	0.06	7.35	41.63	1.46	21.24	bdl	15.41	0.05	0.73	bdl	2.37	0.51	3.09	98.01	-1.42	0.13
	0.16	10.43	0.09	6.84	41.64	1.38	21.54	0.01	14.44	0.04	1.04	bdl	2.38	0.75	2.88	97.87	-1.42	-0.05
	0.13	10.35	0.10	6.49	42.01	1.37	21.30	bdl	15.30	0.05	0.90	bdl	2.48	0.95	2.73	98.70	-1.47	0.10
	0.14	10.20	0.06	6.28	41.91	1.45	20.96	bdl	15.19	0.06	0.91	bdl	2.45	1.03	2.64	98.00	-1.47	0.11
	0.11	10.17	0.16	8.38	42.47	1.39	21.01	bdl	14.65	0.03	0.87	bdl	2.62	0.06	3.53	98.38	-1.56	0.02
	0.08	10.36	0.12	8.09	44.32	1.38	20.73	0.01	13.79	0.04	0.84	0.12	3.15	0.29	3.41	99.90	-1.83	-0.12
	0.18	10.05	0.15	6.67	41.61	1.37	21.62	0.02	15.40	0.05	0.80	0.10	2.37	0.85	2.81	98.41	-1.41	0.10
	0.15	10.20	0.05	7.36	42.10	1.52	20.93	0.02	15.45	0.03	0.87	0.09	2.51	0.53	3.10	98.68	-1.50	0.17
	0.04	10.81	bdl	7.93	45.47	1.31	19.92	bdl	13.50	0.03	0.74	0.12	3.48	0.41	3.34	100.42	-2.01	-0.14
	0.07	10.12	0.24	6.75	42.13	1.53	20.86	0.01	15.37	0.04	0.80	0.05	2.52	0.82	2.84	98.45	-1.50	0.19
	0.06	9.56	0.13	6.38	43.63	0.95	20.22	bdl	16.43	0.02	0.84	0.18	2.95	1.07	2.69	99.74	-1.73	0.26
	0.07	10.07	0.15	6.83	42.69	0.99	20.41	0.02	16.76	0.02	0.91	0.10	2.68	0.81	2.88	99.63	-1.59	0.34
	0.07	9.99	0.10	6.79	43.75	0.93	20.54	bdl	16.03	0.04	0.91	0.07	2.99	0.90	2.86	100.26	-1.74	0.18
	0.05	9.97	0.08	7.37	43.71	0.94	20.60	0.01	15.83	0.03	0.98	0.08	2.97	0.61	3.11	100.11	-1.74	0.14
含长石 斑晶云 英斑岩	0.05	8.78	0.08	6.54	44.82	0.86	19.89	bdl	15.41	0.02	0.99	0.13	3.29	1.02	2.75	99.13	-1.92	0.06
	0.09	10.21	0.17	6.37	43.39	0.84	20.79	0.02	15.29	0.04	1.16	bdl	2.88	1.07	2.69	99.61	-1.69	0.05
	0.08	10.32	0.12	7.17	43.11	0.99	21.33	0.01	15.85	0.02	0.90	bdl	2.80	0.71	3.02	100.39	-1.64	0.11
	0.09	9.84	0.09	6.98	42.48	0.95	20.91	0.02	17.36	0.03	0.75	bdl	2.62	0.76	2.94	99.91	-1.55	0.38
	0.03	6.36	0.05	6.95	44.31	1.02	20.04	0.01	17.02	0.02	0.73	bdl	3.15	0.79	2.93	97.54	-1.85	0.25
	0.05	8.13	0.08	7.75	44.56	0.98	20.04	bdl	17.25	0.03	0.63	bdl	3.22	0.47	3.26	99.92	-1.87	0.34
	0.05	10.54	0.03	7.17	45.30	1.61	20.99	0.01	12.49	0.06	0.93	0.03	3.43	0.79	3.02	100.41	-1.96	-0.34
	0.05	10.33	0.08	7.07	45.32	1.72	21.09	0.01	12.27	0.07	0.90	0.07	3.44	0.84	2.98	100.28	-1.96	-0.36
	0.04	10.47	bdl	7.54	44.80	1.83	21.55	bdl	12.15	0.07	0.91	0.11	3.29	0.60	3.17	100.19	-1.89	-0.40
	0.06	10.77	0.19	6.94	45.80	1.80	20.61	bdl	11.62	0.06	0.95	0.14	3.58	0.91	2.92	100.51	-2.04	-0.38
	0.12	10.22	0.77	6.00	40.95	1.15	21.73	0.01	16.18	0.30	0.83	0.08	2.18	1.18	2.53	99.17	-1.24	0.33
	0.08	10.08	0.59	6.32	42.65	1.02	20.94	0.01	15.62	0.33	0.77	0.14	2.67	1.08	2.66	99.64	-1.50	0.22

续表 1

岩石类型	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	F	SiO ₂	MnO	Al ₂ O ₃	Cl	FeO _{tot}	MgO	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Li ₂ O ^a	H ₂ O ^b	O=F+Cl	合计(wt.%)	Mg-Li	Fe ^T +Mn+Ti-Al ^{VI}
含长石	0.13	10.11	1.00	5.59	40.70	1.05	21.39	bdl	16.89	0.29	0.86	0.09	2.10	1.36	2.35	99.21	-1.20	0.51
斑晶云	0.07	9.87	0.79	5.71	40.86	1.05	21.25	0.02	16.55	0.30	0.93	0.18	2.15	1.29	2.41	98.61	-1.23	0.41
英斑岩	0.15	10.16	0.73	5.56	40.19	1.16	21.34	0.01	16.65	0.29	0.86	0.10	1.96	1.32	2.34	98.14	-1.13	0.45
金 鸡 岭 花 岗 岩 体： 中 粗 粒 黑 云 母 二 长 花 岗 岩	0.07	9.53	2.54	0.62	35.39	0.42	13.13	0.49	28.31	3.18	0.13	0.07	0.57	3.23	0.37	97.31	0.40	3.91
	0.08	9.16	2.49	0.59	34.96	0.36	13.56	0.46	27.99	3.28	0.09	0.06	0.45	3.23	0.35	96.41	0.51	3.81
	0.06	9.55	2.74	0.53	34.60	0.36	13.98	0.48	27.80	3.11	0.03	0.06	0.34	3.25	0.33	96.56	0.54	3.79
	0.08	9.50	2.46	1.06	36.55	0.37	12.88	0.37	27.02	3.99	0.27	0.15	0.90	3.12	0.53	98.19	0.37	3.65
	0.10	9.33	3.66	0.50	35.50	0.44	12.02	0.31	36.30	2.14	0.19	0.01	0.60	3.47	0.28	104.29	0.12	5.30
	0.13	8.84	2.94	0.12	35.43	0.45	12.14	0.36	36.30	2.21	0.16	0.08	0.58	3.61	0.13	103.22	0.15	5.26
	0.12	8.46	4.07	0.25	35.00	0.43	11.89	0.34	36.37	2.40	0.07	0.15	0.46	3.56	0.18	103.39	0.28	5.40
	0.11	9.36	3.81	0.31	35.42	0.37	12.04	0.36	36.10	2.36	0.19	bdl	0.58	3.56	0.21	104.36	0.19	5.27
	0.19	9.71	3.27	1.43	36.55	0.43	16.12	0.18	30.23	1.71	0.27	bdl	0.90	3.17	0.64	103.52	-0.17	3.78
	0.15	9.95	3.18	1.08	36.53	0.46	16.22	0.16	30.57	1.51	0.20	bdl	0.90	3.35	0.49	103.77	-0.21	3.80
	0.12	9.79	3.14	0.25	36.67	0.46	16.75	0.18	30.01	1.55	0.11	0.07	0.94	3.75	0.15	103.64	-0.22	3.63
	0.11	9.73	2.99	0.32	35.36	0.40	12.44	0.16	30.36	1.58	0.14	bdl	0.56	3.43	0.17	97.41	0.02	4.35
	0.11	9.93	3.23	0.20	36.67	0.41	16.79	0.15	24.96	1.57	0.05	bdl	0.94	3.68	0.12	98.57	-0.23	2.84
	0.11	9.88	3.26	0.49	35.49	0.43	17.09	0.14	24.90	1.51	0.09	0.01	0.60	3.47	0.24	97.23	-0.03	2.87
	0.27	9.73	0.62	3.53	38.09	0.59	20.02	0.04	26.27	1.30	0.67	0.32	1.35	2.31	1.50	103.61	-0.52	2.18
	0.13	10.05	1.10	3.14	38.49	0.58	20.58	0.07	25.37	0.95	0.63	0.15	1.47	2.52	1.34	103.89	-0.67	2.02
	0.22	9.59	1.08	2.67	37.66	0.53	19.25	0.06	27.54	1.33	0.55	0.59	1.23	2.69	1.14	103.85	-0.45	2.55
	0.14	9.96	2.60	2.20	36.60	0.56	18.10	0.13	28.82	1.27	0.23	0.01	0.92	2.85	0.96	103.43	-0.28	3.20
	0.27	9.63	0.98	3.61	38.00	0.61	19.42	0.09	21.95	1.20	0.63	0.55	1.32	2.13	1.54	98.85	-0.55	1.60
	0.26	9.54	1.06	3.64	37.28	0.62	19.20	0.09	21.66	1.23	0.66	0.55	1.12	2.05	1.55	97.41	-0.42	1.62

bdl: 该元素含量低于仪器检测限。测试方法、Li₂O 和 H₂O 含量计算方法详见龚敏等, 2023.

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 $\mu\text{g/g}$, 平均值为 50.9 $\mu\text{g/g}$; 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 $\mu\text{g/g}$, 平均值为 27.6 $\mu\text{g/g}$; 花岗斑岩的石英 Ti 含量为 7.7~157.5 $\mu\text{g/g}$, 平均值为 38.7 $\mu\text{g/g}$; 云英斑岩的石英 Ti 含量为 7.7~52.6 $\mu\text{g/g}$, 平均值达 21.6 $\mu\text{g/g}$; 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 $\mu\text{g/g}$, 平均值仅 1.7 $\mu\text{g/g}$ (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 $\mu\text{g/g}$; Müller et al., 2018). 云英斑岩中石英记录的结晶温度 (453.3~607.2 $^{\circ}\text{C}$, 平均 519.5 $^{\circ}\text{C}$; Liu et al., 2022b) 与富含助熔元素的伟晶岩体系 (液相线约 650 $^{\circ}\text{C}$, 固相线 < 500 $^{\circ}\text{C}$; 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 $^{\circ}\text{C}$; 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) 具有相对低氧逸度、水含量和相对高温 (> 960 $^{\circ}\text{C}$) 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, 使它区别于典型稀有金属成矿有关的花岗质岩石 (Ballouard et al., 2016; 图 8a), 也与 Sn-W-(U) 成矿有关花岗岩存在差异. 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“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).

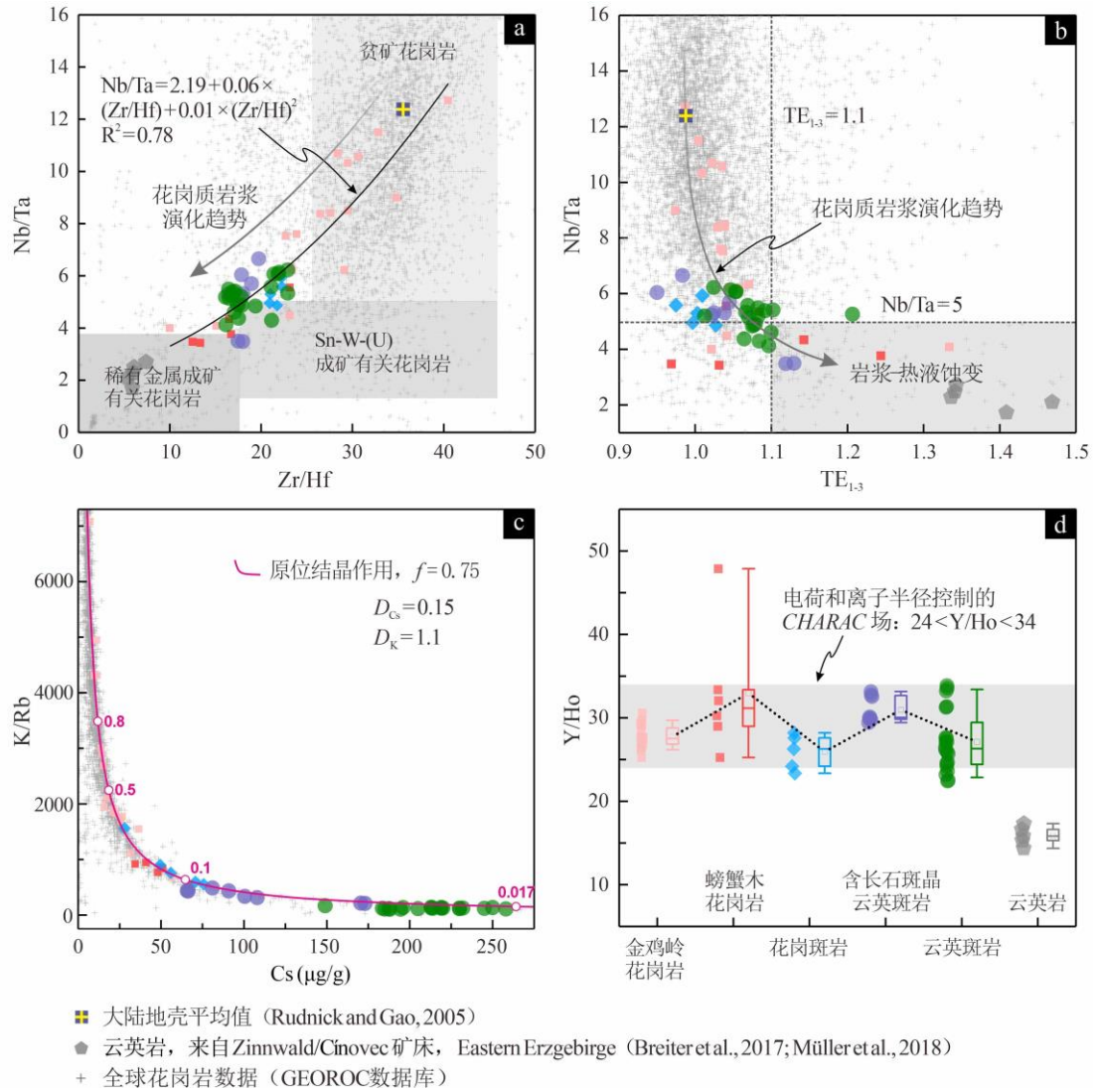


图 8 金鸡岭复式岩体岩石地球化学特征与结晶分异作用模拟结果

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

(2) 从金鸡岭花岗岩到云英斑岩, 全岩稀土四分组效应 TE_{1-3} 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_{1-3} 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_{1-3} 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

金鸡岭复式岩体 Rb、Li、F 等元素主要富集于其北西部，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 $2666 \mu\text{g/g}$ 和 $3.8 \text{ wt.}\%$ ；含长石斑晶云英斑岩分别为 $1941 \mu\text{g/g}$ 和 $1.3 \text{ wt.}\%$ 。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 $1162 \mu\text{g/g}$ 、 $1000 \mu\text{g/g}$ ），但 F 含量较低（平均值分别为 $0.2 \text{ wt.}\%$ 、 $0.6 \text{ wt.}\%$ ）。金鸡岭花岗岩体中 Rb 含量较低（平均值为 $397 \mu\text{g/g}$ ），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。

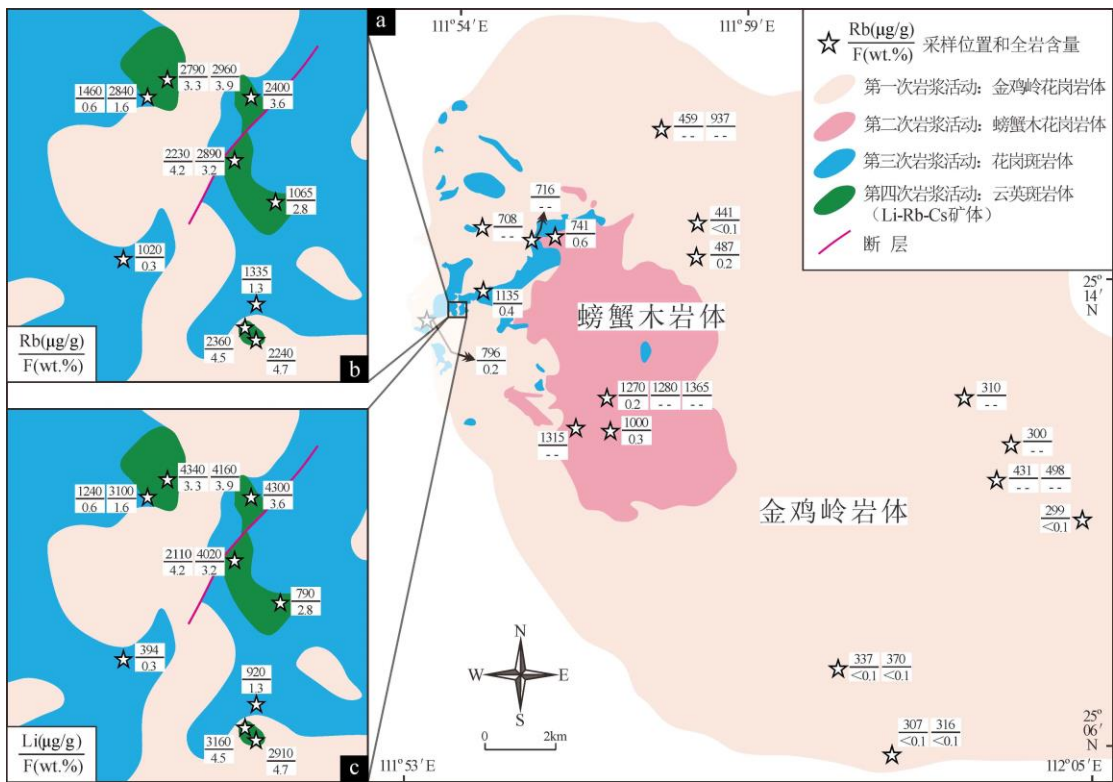


图9 正冲矿区及外围花岗质岩石全岩 Rb、Li 和 F 含量

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.

注：“-”表示含量低于检测限；数据来源于 Liu et al., 2019; Liu et al., 2021; Liu et al., 2022b.

云英斑岩中极高的 F 含量 (>2.8 wt.%, 平均 3.7 wt.%) 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 体系实验表明, 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 含量增加显著降低长石的稳定性, 当 F 含量约大于 4.8 wt.% 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发现, 随着 F 含量持续增加 (约 0.75 wt%), 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., 2020). 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, 认为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.

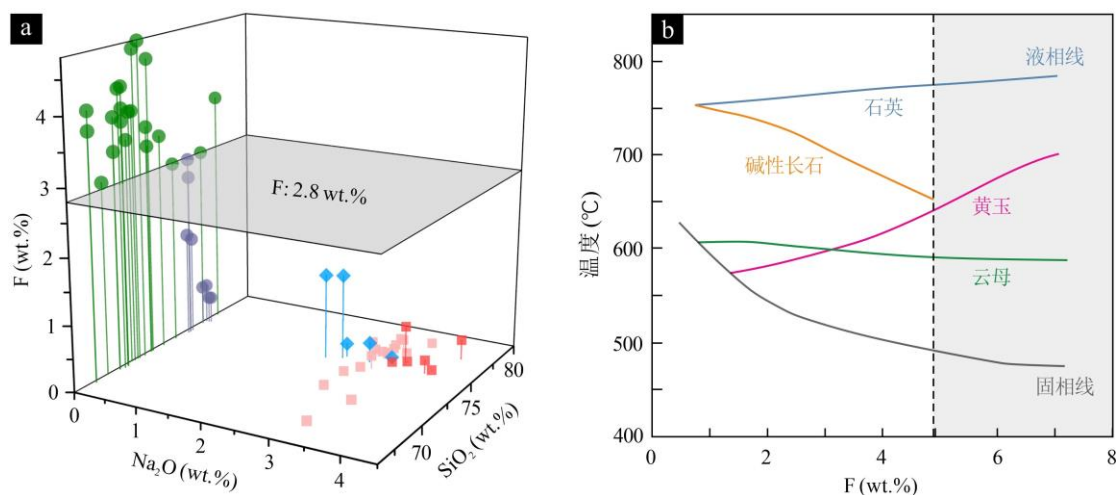


图 10 全岩 F 含量及对长石晶出的影响

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、 Na_2O 和 SiO_2 含量, 图例参考图 8; b. 钠长花岗岩- H_2O -HF 体系 (100MPa) 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.

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, 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%时(即剩余熔体分数为 0.025),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%时(即剩余熔体分数为 0.017),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),结晶分异作用可能是具有不连续、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 wt.%,体系压力为 100 MPa,初始温度为 850 °C,按每 50 °C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 wt.%,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.

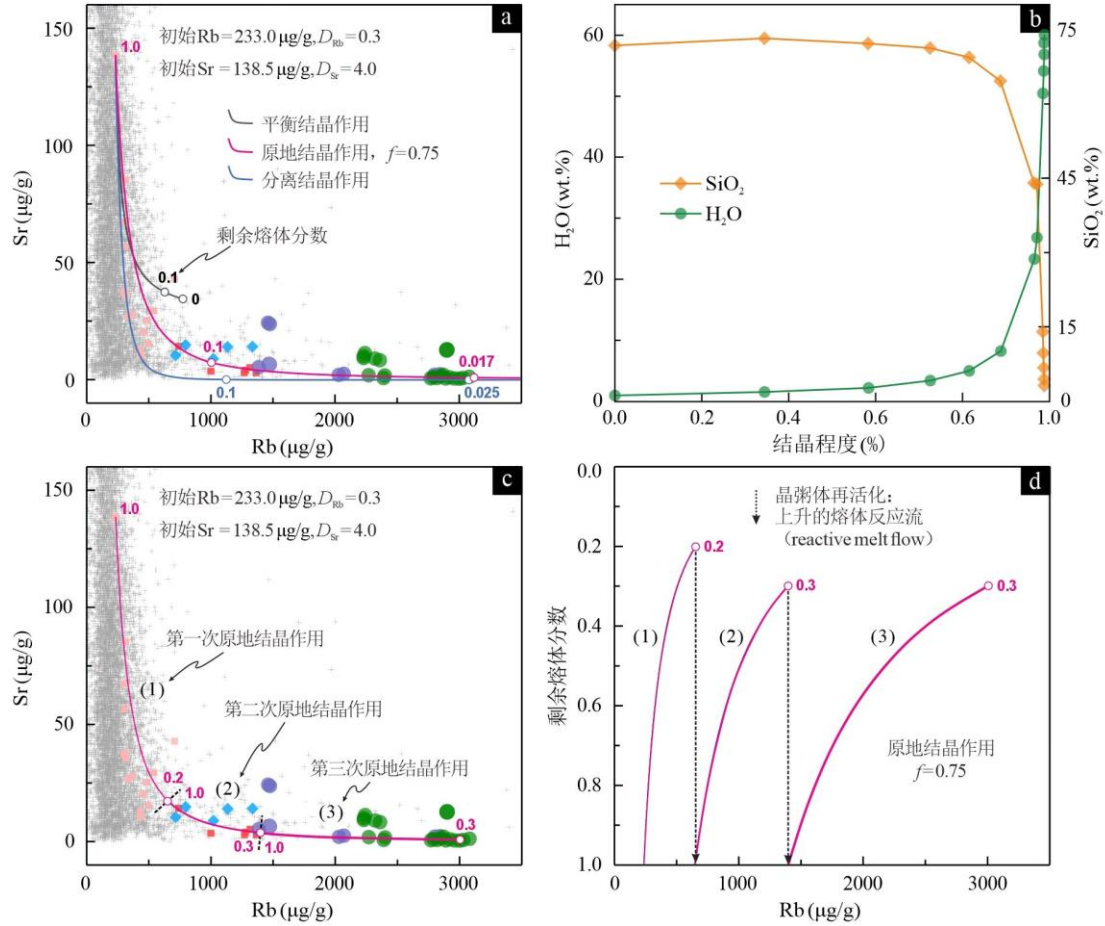
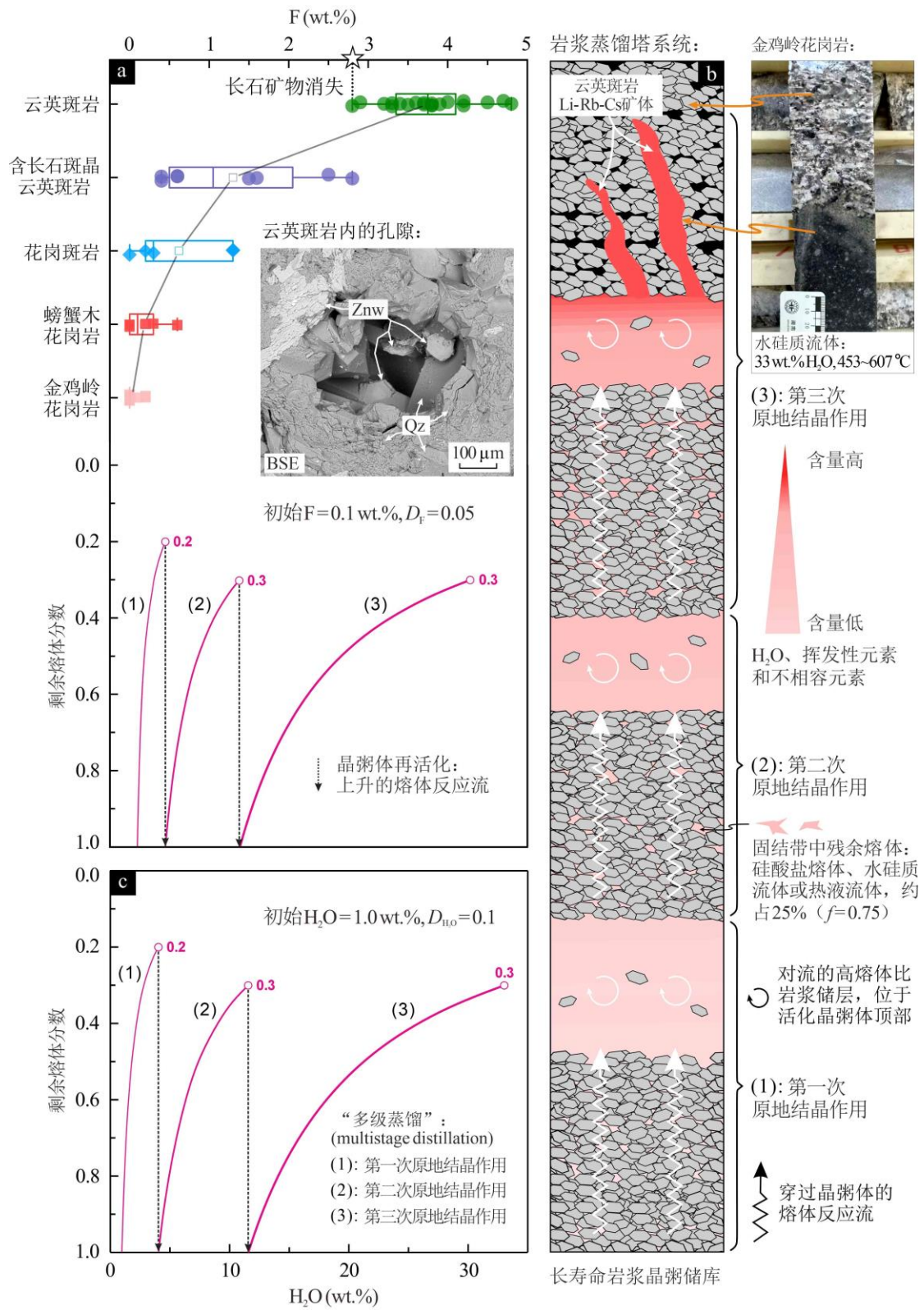


图 11 金鸡岭复式岩体地球化学模拟及 MELTS 软件模拟结果

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. 注: 图例参考图 8.

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, 发生在岩浆储库中对流的高熔体比岩浆储层中: 更演化的低密度熔/流体 (富集岩浆挥发份相, 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/流体的岩浆挥发份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份相和不相容元素超级富集 (图 11c~d; 图 12)。九嶷山地区上地壳晶粥体的再活化机制, 推测是由幔源岩浆的多期次上侵与加热驱动 (Xiao et al., 2025; 陶丽蓉等, 2024; 马星华等, 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 与图 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份相和不相容元素极度富集,不需要花岗质岩浆发生极端结晶程度(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~d; 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份相与稀有金属超级富集。岩浆挥发份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, 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,这为岩浆挥发份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 wt.%)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 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 wt.%) 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,本研究建立了“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,体系中的岩浆挥发份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份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。该模型无需假设岩浆发生单次极端结晶分异,更符合热力学模拟结果。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!

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., Uriová, J., et al., 2019. Chemistry of quartz – A new insight into the origin of the Orlovka Ta-Li deposit, Eastern Transbaikalia, Russia. *Lithos*, 348-349: 105206. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105206>
- Cernuschi, F., Dilles, J.H., Geocke, 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., 2020. 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>
- Huang, H.Q., Li, X.H., Li, W.X., et al., 2011. Formation of high $\delta^{18}\text{O}$ 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(7735): 355-360. <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(6231): 139-141. <https://doi.org/10.1038/340199a0>
- Li, J., Huang, X.L., He, P.L., Li, W.X., 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>
- 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>
- 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*, 93(4): 874-900. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.13864>
- Liu, C.Y., Xiao, W.Z., Zhang, L.J., et al., Formation of Li-Rb-Cs greisen-type deposit in Zhengchong, Jiuyishan district, South China: Constraints from whole-rock and mineral geochemistry. *Geochemistry*, 2021, 81(4): 125796. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2021.125796>
- Liu, X.H., Li, B., Xu, J.W., et al., Monazite geochronology and geochemistry constraints on the formation of the giant Zhengchong Li-Rb-Cs deposit in South China. *Ore Geology Reviews*, 2022, 150: 105147. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105147>
- Liu, X.H., Li, B., Lai, J.Q., et al., 2022. 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>

- 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>
- 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>
- Sirbescu, M.L.C., Nabelek, P.I., 2003. Crustal melts below 400 °C. *Geology*, 31(8):685-688. <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>
- 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(1): 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>
- 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: 903-916. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.09.011>
- Xiao, W.Z., Liu, C.Y., Tan, K.Y., 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>
- 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: 1-28. <https://doi.org/10.1093/petrology/egac093>

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*, 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(22): 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, 钠长花岗岩-H₂O-HF 体系相关性及含黄玉花岗质岩石的成因. 地质论评, 1999, 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, 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.