

西藏玉龙斑岩铜矿床成矿斑岩起源及成矿意义

孙茂好^{1, 2, 3}, 代作文⁴, 刘申态⁵, 李秋耘^{1, 2}, 周怿惟^{1, 2}, 杨志明^{1, 4}, 侯增谦¹

(1. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 2. 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871; 3. 中国消防救援学院, 北京 102202; 4. 北京科技大学土木与资源工程学院, 北京 100083; 5. 西藏玉龙铜业股份有限公司, 西藏昌都 854000)

摘要: 位于青藏高原东缘的玉龙超大型斑岩铜-钼矿床, 是碰撞型斑岩铜矿的典型代表。根据现有研究发现, 玉龙矿床的成矿斑岩和含矿斑岩的成矿潜力不同。为深入探讨该矿床的岩浆起源, 并揭示控制其成矿潜力的内在因素, 本文对玉龙矿区含矿的二长花岗斑岩和成矿的花岗斑岩进行了锆石 U-Pb 年代学、全岩主微量和 Sr-Nd 同位素对比研究。结果表明, 花岗斑岩具有与二长花岗斑岩相近的结晶年龄 (42~41 Ma), 同时也具有相似的 Sr-Nd 同位素组成, 其 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 分别为 0.706 0~0.707 6 和 0.706 2~0.706 7, $\epsilon\text{Nd}(t)$ 分别为 -2.9~-2.1 和 -4.6~-1.9, 表明两者具有相同的岩浆起源。两期斑岩具有高 K₂O 含量 (平均值大于 4%), 较低的 MgO、Mg[#]、Cr 含量, 显著的 Nb、Ta 负异常, 较低的 Nb/U 和 Ce/Pb 值, 重稀土元素相对轻稀土元素亏损, 高 Sr/Y 值的地球化学特征, 表明母岩浆起源于新生下地壳的部分熔融。锆石微量元素数据显示, 两期斑岩均具有较高的 Eu/Eu* (>0.44)、10 000×(Eu/Eu*)/Y (>3.6)、(Ce/Nd)/Y (>0.01) 及较低的 Dy/Yb 值 (<0.31, 平均 0.22), 暗示两者均具有很高且相近的岩浆水含量; 二长花岗斑岩 ΔFMQ 为 0.29~2.29 (平均为 1.44), 花岗斑岩 ΔFMQ 为 1.07~2.74 (平均为 1.80), 两者均具有较高的岩浆氧逸度, 但花岗斑岩氧逸度具有更大的变化范围, 且较二长花岗岩的更高, 暗示氧逸度的差异导致了两者的成矿性差异。

关键词: 岩石地球化学; Sr-Nd 同位素; 锆石 U-Pb 定年; 锆石微量元素; 斑岩铜矿; 西藏玉龙

中图分类号: P618.41; P588.12⁺1

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2024)06-1578-23

Origin and metallogenic significance of the porphyry intrusions in the Yulong porphyry Cu deposit, Xizang

SUN Mao-yu^{1, 2, 3}, DAI Zuo-wen⁴, LIU Shen-tai⁵, LI Qiu-yun^{1, 2}, ZHOU Yi-wei^{1, 2}, YANG Zhi-ming^{1, 4} and HOU Zeng-qian¹

(1. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2. School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China; 3. China Fire and Rescue Institute, Beijing 102202, China; 4. School of Civil and Resource Engineering, University of Science and Technology Beijing, Beijing 100083, China; 5. Tibet Yulong Copper Co., Ltd., Qamdo 854000, China)

Abstract: The Yulong giant porphyry Cu deposit is located in the eastern margin of the Tibet Plateau. It is a typical representative of collisional porphyry copper deposits. Recent studies indicate disparities in the mineralization potential between the ore-forming and ore-bearing porphyries of the Yulong deposit. Here we present whole-rock main/trace elements, whole-rock Sr-Nd, zircon U-Pb, and zircon trace elements data for ore-bearing monzogranite

收稿日期: 2024-07-20; 接受日期: 2024-09-30; 编辑: 尹淑萃

基金项目: 国家自然科学基金项目(42302113, 41825005, 41320104004, 41273051, 41473041); 中国地质调查局项目(DD20243512)

作者简介: 孙茂好(1988-), 女, 博士, 讲师, 主要从事斑岩铜矿研究, E-mail: maoyu.sun@hotmail.com; 通讯作者: 杨志明(1978-), 男, 博士, 研究员, 长期从事大陆碰撞成矿作用研究, E-mail: zm.yang@hotmail.com。

网络首发时间: 2024-09-30; 网络首发地址: <http://kns.cnki.net/kcms/detail/11.1966.P.20240930.0928.002.html>

porphyry and ore-forming granite porphyry of the Yulong deposit to delve into the magmagenesis of this deposit and the intrinsic factors influencing its mineralization potential. Zircon U-Pb dating shows that the Yulong porphyry were emplaced at ca. 42~41 Ma. Monzogranite porphyry and granite porphyry have similar Sr-Nd ratio, including high ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i (0.706 0~0.707 6 and 0.706 2~0.706 7) with low $\epsilon\text{Nd}(t)$ (-2.9~-2.0 and -4.6~-1.9). High K_2O (the average>4%), low MgO , $\text{Mg}^\#$ and Cr, significant negative Nb and Tb anomalies, low Nb/U and Ce/Pb ratios were derived from partial melting of a thickened lower crust. Combine with adakitic signatures of monzogranite, including high SiO_2 , Al_2O_3 and Sr contents, low Y and Yb contents with high Sr/Y and La/Yb ratios, we propose that the Yulong metallogenic mother magma originated from the partial melting of the Cenozoic lower crust. Zircon trace-element analysis shows that the two porphyries of Yulong have high Eu/Eu^* (>0.44), $10\,000\times(\text{Eu}/\text{Eu}^*)/\text{Y}$ (>3.6), $(\text{Ce}/\text{Nd})/\text{Y}$ (>0.01) and lower Dy/Yb (<0.31, average 0.22), suggesting that both porphyries have high and similar magma water content. Moreover, trace elements in zircons shows that monzogranite porphyry $\Delta\text{FMQ}=0.29\sim 2.29$ (average 1.44), and granite porphyry $\Delta\text{FMQ}=1.07\sim 2.74$ (average 1.80). They both have high magmatic oxygen fugacity, but the granite porphyry has a larger range of variation. In addition, the oxygen fugacity is higher than that of monzogranite, suggesting that different oxygen fugacity may affect the differences in mineralization.

Key words: geochemistry; Sr-Nd isotopes; zircon U-Pb dating; zircon trace elements; porphyry copper deposit; Yulong, Xizang

Fund support: National Natural Science Foundation of China (42302113, 41825005, 41320104004, 41273051, 41473041); Project of China Geological Survey (DD20243512)

斑岩矿床是全球 Cu、Mo 的主要来源,也是 Au 的重要来源。据统计,目前人类社会近 3/4 的 Cu, 1/2 的 Mo, 1/5 的 Au 及大部分的 Re 和部分 Ag、Pd、Te、Se、Bi、Zn、Pb 都开采自斑岩型矿床 (Sillitoe, 2010)。以往发现的斑岩铜矿多产于弧环境 (Sillitoe, 1972; Richards, 2003; Cooke *et al.*, 2005), 与弧岩浆关系密切,因此本世纪之前几乎所有关于斑岩铜矿的研究都是基于洋壳俯冲的背景,这使得人们对此类矿床的认知有着很大的局限性。而近年来,许多形成于碰撞环境下的斑岩铜矿被相继发现,不断冲击着学术界对于斑岩铜矿的传统认识 (Chung *et al.*, 1998, 2003; 侯增谦等, 2003; Ding *et al.*, 2005; Hou *et al.*, 2015; Yang *et al.*, 2015, 2016; Yang and Cooke, 2019; Sun *et al.*, 2020)。虽然前人已进行大量研究,但碰撞环境下斑岩铜矿成矿岩浆的起源仍具争议,主要有俯冲改造的新生下地壳的部分熔融 (Hou *et al.*, 2004, 2009, 2013, 2015; 杨志明, 2008a; Yang *et al.*, 2015, 2016) 和俯冲交代的岩石圈地幔部分熔融形成的镁铁质岩浆的分离结晶 (Jiang *et al.*, 2006; Gao *et al.*, 2007; Lu *et al.*, 2015; Holwell *et al.*, 2019) 两种观点。

位于青藏高原东部的玉龙铜矿带形成于陆-陆碰撞环境。截至目前,此矿带中已经发现了 7 个大

型(超大型)、中型斑岩矿床以及十多个小型斑岩铜钼矿和斑岩铜钼矿化点。而玉龙斑岩铜矿是带上规模最大的矿床,Cu 平均品位为 0.62%,Cu 资源量达 1 006 Mt,属超大型规模 (Yang and Cooke, 2019)。因此自 1966 年该矿床被发现以来,前人已对其进行了大量的研究工作 (马鸿文, 1990; 唐仁鲤等, 1995; Hou *et al.*, 2003; 侯增谦等, 2004; 谢玉玲等, 2005; Jiang *et al.*, 2006; 唐菊兴等, 2009; Chang *et al.*, 2017; Huang *et al.*, 2019; Sun *et al.*, 2020; 孙茂好, 2020)。而长期以来,研究者大多认为矿区中部呈梨状产出的(出露面积约 0.64 km²)二长花岗岩质斑岩体与玉龙矿床的形成有关,由此对该岩体开展了一系列研究 (李荫清等, 1981; 芮宗瑶等, 1984; 唐仁鲤等, 1995; Jiang *et al.*, 2006; 姜耀辉等, 2006)。但张玉泉等 (1998a, 1998b, 1998c) 发现,该斑岩体为一复式岩体,且不同岩性之间具有明显的切穿关系。孙茂好等 (2015) 通过详细的地质填图和钻孔编录,进一步在该复式岩体中识别出一套花岗斑岩岩枝,并确定该套花岗斑岩为玉龙矿床的成矿斑岩(特指导致矿化的斑岩),而二长花岗斑岩仅为含矿斑岩(赋矿的斑岩体)。

通常,斑岩型 Cu-Mo-Au 矿床主要与含水的、高氧逸度的钙碱性埃达克质岩浆有关,因此单个侵入

体成矿与否,受岩浆源区、岩浆过程、氧逸度、水含量、矿化剂含量等多种因素控制(Hou *et al.*, 2013, 2017; Lu *et al.*, 2015, 2016; Richards, 2015; Yang *et al.*, 2015)。然而就玉龙斑岩铜矿而言,导致二长花岗斑岩与花岗斑岩之间显著成矿差异性的控制因素,目前尚不清楚。基于此,本文针对玉龙矿区中的成矿斑岩和含矿斑岩开展了锆石 U-Pb 年代学、锆石微量元素、全岩地球化学、全岩 Sr-Nd 同位素对比研究,旨在探讨二者的岩浆起源,并寻找导致二者成矿潜力不同的内在控制因素。

1 地质背景

玉龙铜矿带宽约 15~30 km、长约 500 km(王召林等, 2008; 杨志明等, 2008a; Yang *et al.*, 2014),处在被双湖缝合带及金沙江缝合带所夹持的北羌塘地块中(图 1a),区域上受到古新世-始新世印度-亚洲大陆碰撞期间形成的 NNW 向区域走滑断裂系统的控制(图 1b; 唐仁鲤等, 1995; Gu *et al.*, 2003; Hou *et al.*, 2003; Yang and Cooke, 2019)。在玉龙成矿带,始新世的成矿斑岩通常侵入到晚二叠世至早三叠世安山质-流纹质火山岩、火山碎屑岩,以及晚古生代砂质泥岩、砂岩和灰岩中(图 1a)。在该成矿带的南段,多数斑岩体侵入到晚古生代与三叠纪地层接触部位。这些斑岩体的成分主要为二长花岗岩到正长花岗岩,产状均较陡(芮宗瑶等, 1984; 马鸿文, 1990; Yang and Cooke, 2019)。

玉龙斑岩铜矿区位于西藏自治区昌都地区江达县青泥洞乡境内。矿区的地质主要由晚三叠世海相碎屑岩和碳酸盐岩组成,由老至新依次出露上三叠统甲丕拉组、波里拉组、阿堵拉组的地层以及第四系沉积(图 2,唐仁鲤等, 1995; Gu *et al.*, 2003; 孙茂好等, 2015; Yang and Cooke, 2019)。

矿区岩浆岩主要为始新世的二长花岗斑岩和花岗斑岩,由二者组成的复式岩体于矿区中部呈高角度侵入到地层中(图 2)。二长花岗斑岩主要分布在矿区中部及北部,在矿区北部主要呈脉状产出(图 2),在矿区中部则大面积出露,地表出露范围约为 1.6 km×0.9 km。花岗斑岩虽然在深部体积很大(图 2b、2c),但在矿区出露较差。在矿区中部,岩枝状的花岗斑岩侵入到二长花岗斑岩中(孙茂好等, 2015; Yang and Cooke, 2019)。花岗斑岩体在 A—A'剖面上呈现向东倾伏的产状,倾角 60°左右(图 2b);

而 C—C'剖面上其产状近直立(图 2c);除上述两种与本矿区成矿有直接关系的斑岩,矿区西部还发育有南北走向的钠长斑岩脉(图 2a),宽度为 5~25 m,长度>100 m;钻孔中偶见闪长玢岩脉(图 2b、2c)。

二长花岗斑岩具有典型的斑状结构(图 3a、3c),斑晶主要为斜长石、钾长石和石英、黑云母、角闪石,斑晶含量一般为 35%~50%。其中钾长石斑晶较大,自形程度较高,粒度以 0.5~2 cm 居多。斜长石斑晶粒径小于 0.5 cm;花岗斑岩的斑晶以斜长石和石英为主,钾长石巨晶及暗色矿物斑晶明显减少,斑晶总量一般小于 20%(图 3b、3d)。除斑状结构外,花岗斑岩中还可可见粗晶结构和细晶结构,在花岗斑岩与早期二长花岗斑岩接触部位,偶见石英的单相固结结构(孙茂好等, 2015)。

呈北西-南东向延伸的恒星错-甘龙拉背斜是玉龙矿区内最大的褶皱构造,褶皱南端延入矿区(图 2a)。矿区断层多为成矿期后断层,围绕玉龙斑岩体呈环带状展布(图 2a)。

2 分析方法

从采自地表的花岗斑岩和二长花岗斑岩样品中各挑选 1 件开展锆石 U-Pb 测年。锆石挑选、制靶按照标准流程完成,随后对样品靶上的锆石分别进行透射光、反射光、阴极发光(CL)照相分析。锆石的阴极发光照相在北京锆年领航科技有限公司完成。锆石 U-Pb 定年在中国地质科学院地质研究所矿物/包裹体微区分析实验室完成。实验采用激光剥蚀-电感耦合等离子体质谱仪(LA-ICP-MS)进行分析。激光剥蚀平台采用配备了双体积样品池(Two Volume 2)的 NWR 193^{UC}型 193 nm 深紫外激光剥蚀进样系统。使用 Agilent 7900 型电感耦合等离子体质谱仪对样品离子进行分析。实验开始前先采用束斑直径 50 μm、剥蚀频率 10 Hz、能量密度 3.5 J/cm²、扫描速度 3 μm/s 的激光参数剥蚀标准样品(NIST 612),调节气流以调整信号强度(²³⁸U: ~5×10⁵ cps)与氧化物产率(ThO/Th < 0.2%)。后选用直径 100 μm 束斑对 NIST 610 进行线扫,借此对待测元素进行 P/A 调谐。固定于环氧树脂靶,分析前将固定有待测锆石的环氧树脂靶置于超纯水中进行超声清洗,并使用分析纯级甲醇擦拭其表面。测试开始前,首先采用 5 个激光脉冲对待测点位进行预剥蚀(剥蚀深度约 0.3 μm),以去除样品表面可能的污染。预

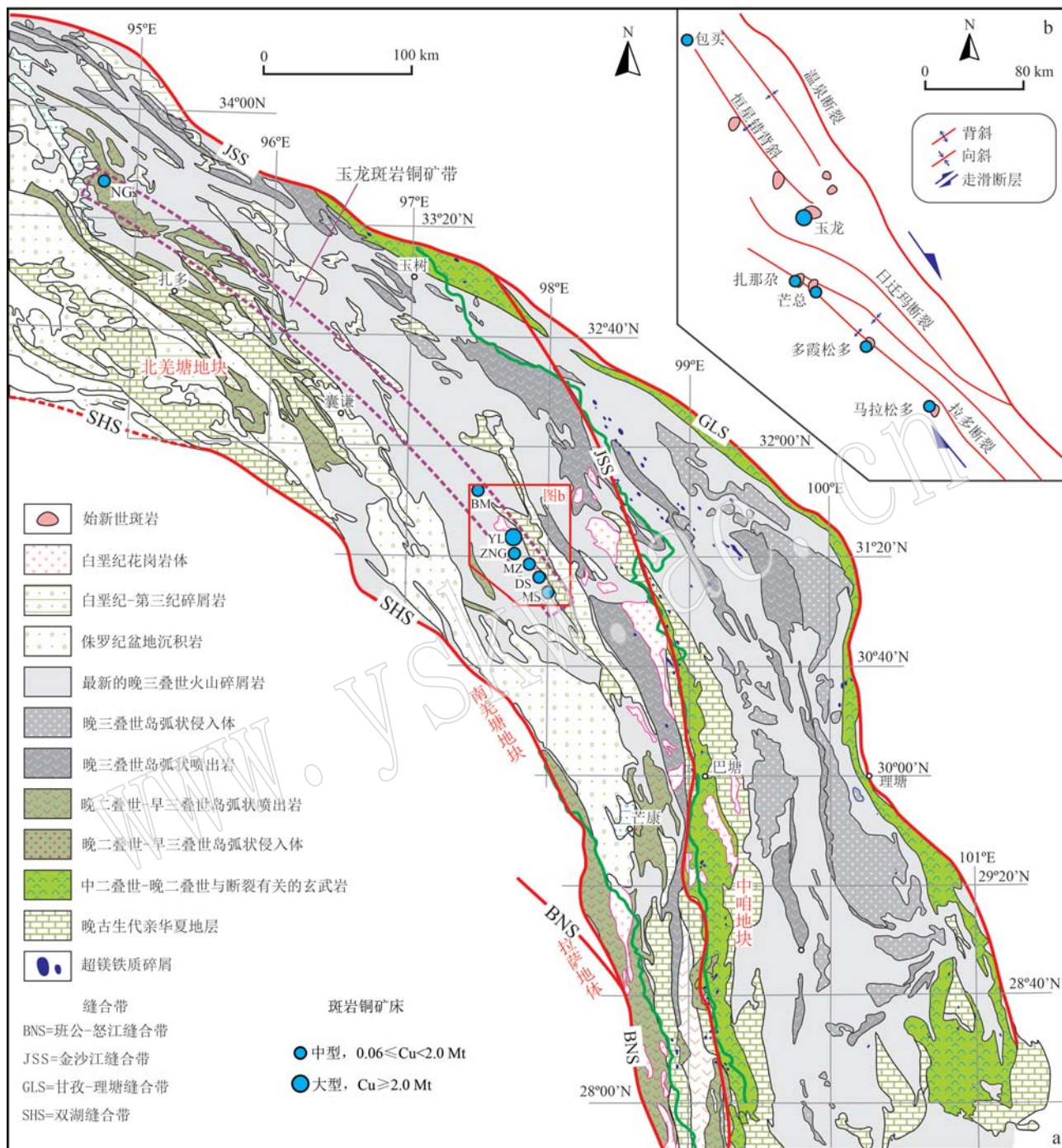


图 1 三江北段地质和新生代斑岩铜矿床空间分布(a,底图及矿床分布据 Yang *et al.*, 2014; Lin *et al.*, 2018; Yang and Cooke, 2019)和玉龙斑岩铜矿带南段地质简图(b,底图据 Hou *et al.*, 2003; Yang and Cooke, 2019)

Fig. 1 Geologic map of the northern segment of the Sanjiang belt (a, after Yang *et al.*, 2014; Lin *et al.*, 2018; Yang and Cooke, 2019) and structural features and porphyry distribution in the southern segment of the Yulong porphyry Cu belt (b, after Hou *et al.*, 2003; Yang and Cooke, 2019)

斑岩矿床: NG—那日贡玛; BM—包买; YL—玉龙; ZNG—扎那尔; MZ—莽总; DS—多霞松多; MS—马拉松多
 porphyry deposits: NG—Narigongma; BM—Baomai; YL—Yulong; ZNG—Zhanaga; MZ—Mangzong; DS—Duoxiasongduo; MS—Malasongduo

剥蚀完成后,在束斑直径 30 μm、剥蚀频率 5 Hz、能量密度 2 J/cm² 的激光条件下进行样品分析。具体

分析方法见于超等(2019)。

全岩主量元素测试在中国科学院广州地球化学

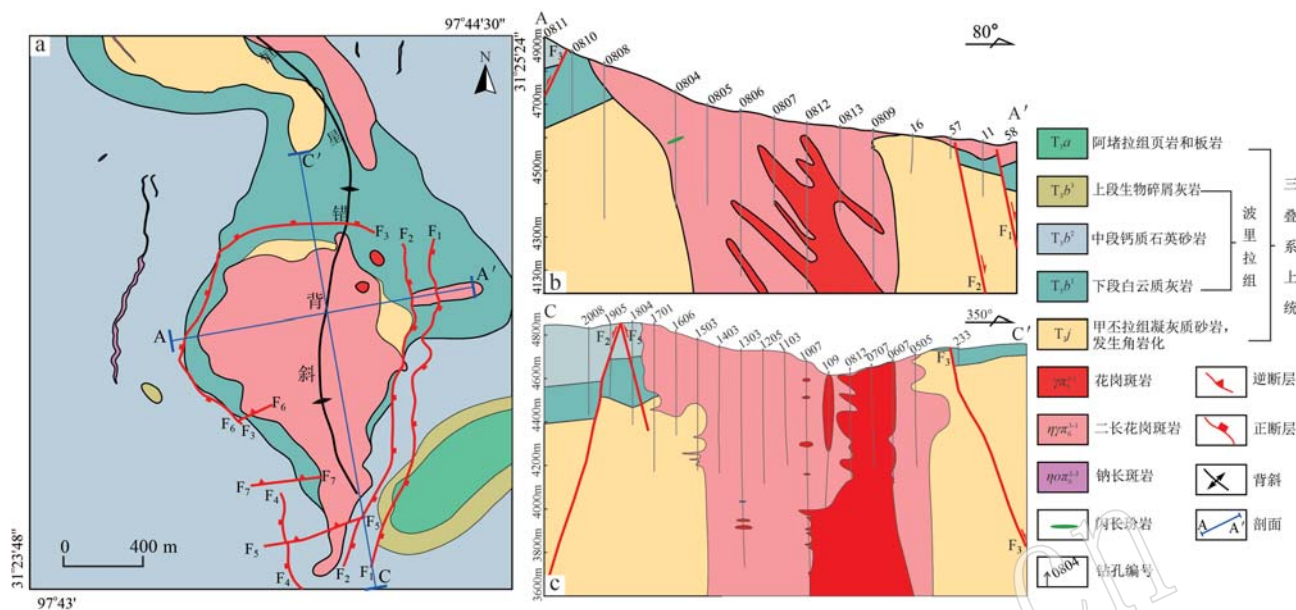


图2 玉龙铜矿平面地质图(a)及A—A'(b)和C—C'(c)剖面地质图(底图修改自孙茂好等, 2015; Yang and Cooke, 2019)
 Fig. 2 Geologic map (a), geological sectional map along A—A'(b) and C—C'(c) of the Yulong Cu deposit (modified from Sun Maoyu *et al.*, 2015; Yang and Cooke, 2019)

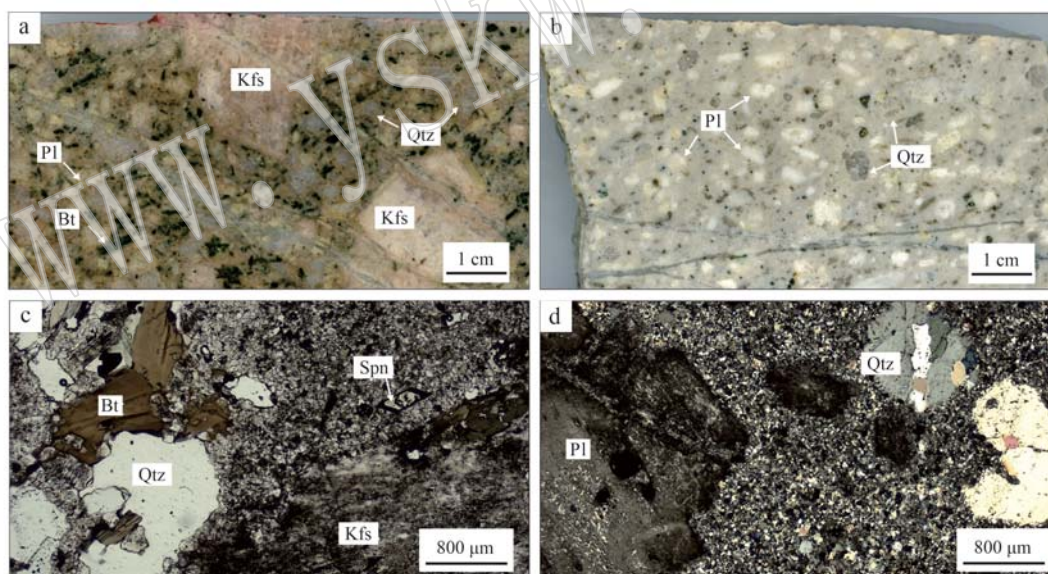


图3 玉龙铜矿二长花岗斑岩和花岗斑岩典型手标本及显微镜下照片

Fig. 3 Photographs of hand specimens and microscopic of the monzogranite porphyry and granite porphyry in Yulong Cu deposit
 a—具有典型斑状结构的二长花岗斑岩,常发育钾长石巨晶; b—与成矿有关的花岗斑岩,具斑状结构,但斑晶明显变小,钾长石巨晶不发育;
 c, d—二长花岗斑岩和花岗斑岩显微镜下照片(正交偏光); Bt—黑云母; Qtz—石英; Kfs—钾长石; Pl—斜长石; Spn—榍石
 a—monzogranite porphyry on the margin of the composite porphyry, showing typical porphyritic texture characterized with K-feldspar megacryst;
 b—ore-forming granite porphyry showing porphyritic texture, but with smaller phenocryst and no K-feldspar megacryst; c, d—microscopic image of monzogranite porphyry and granite porphyry (cross-polarized light); Bt—biotite; Qtz—quartz; Kfs—K-feldspar; Pl—plagioclase; Spn—sphene

研究所和澳实分析检测(广州)有限公司完成,测试采用X射线荧光光谱法(XRF),测试精度符合要求。全岩微量元素分析在国家地质实验测试中心完成,

称样放入高压消解罐的Teflon内罐中,加HF、HNO₃后放置钢套中,在190℃恒温满48h后,取出放置至冷却。待完全冷却后,将其放在电热板上蒸干去除

SiF₄, 后加入 HNO₃ 再次封样 3 h, 最后将溶液转到洁净的聚四氟乙烯瓶中, 使用 ICP-MS 测试, 分析精度高于 10%。

Sr, Nd 同位素分析在中国科学技术大学壳幔物质与环境重点实验室完成。在装有 5 mL AG50W-X12 交换树脂 (200~400 目) 的石英交换柱中完成 Rb-Sr 同位素的分离纯化, 在装有 1.7 mL 萃淋树脂的石英交换柱中完成 Sm-Nd 同位素的分离纯化。采用 MAT-262 热电质谱计获得同位素比值, Rb-Sr 同位素比值测定采用 Ta 金属带和 Ta 发射剂; Sm-Nd 同位素比值测定采用 Re 金属带。测得的同位素比值采用 ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0.119 4 和 ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.721 9 做质量分馏校正。重复分析标准溶液 NBS 987 和 La Jolla, 分别获得 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 值为 0.710 249 ± 0.000 012 和 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 值 0.511 869 ± 0.000 006。具体的化学分析和同位素比值测定流程见 Chen 等 (2000, 2007)。

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 年龄

二长花岗斑岩 (YL16-08D) 和花岗斑岩 (YL14-07A) 中锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素测年结果列于表 1, 代表性锆石的 CL 图像和相关锆石的年龄谱和图见图 5 和图 6。

样品 YL16-08D (二长花岗斑岩) 中绝大多数锆石颗粒晶形完好, 呈自形长柱状或短柱状 (图 5a)。锆石长度约为 100~200 μm, 宽度约为 50~100 μm, 长宽比介于 1~4 之间。锆石中未见明显的继承核, 在阴极发光图像上显示出清晰的震荡环带结构 (图 4a), 属于典型的岩浆锆石。样品 YL16-08D 中 21 个有效测点的 Th、U 含量分别介于 425 × 10⁻⁶ ~ 1 323 × 10⁻⁶ 和 829 × 10⁻⁶ ~ 2 430 × 10⁻⁶ 之间, 其 Th/U 值介于 0.28~0.76 之间, 与岩浆成因锆石一致。该样品中

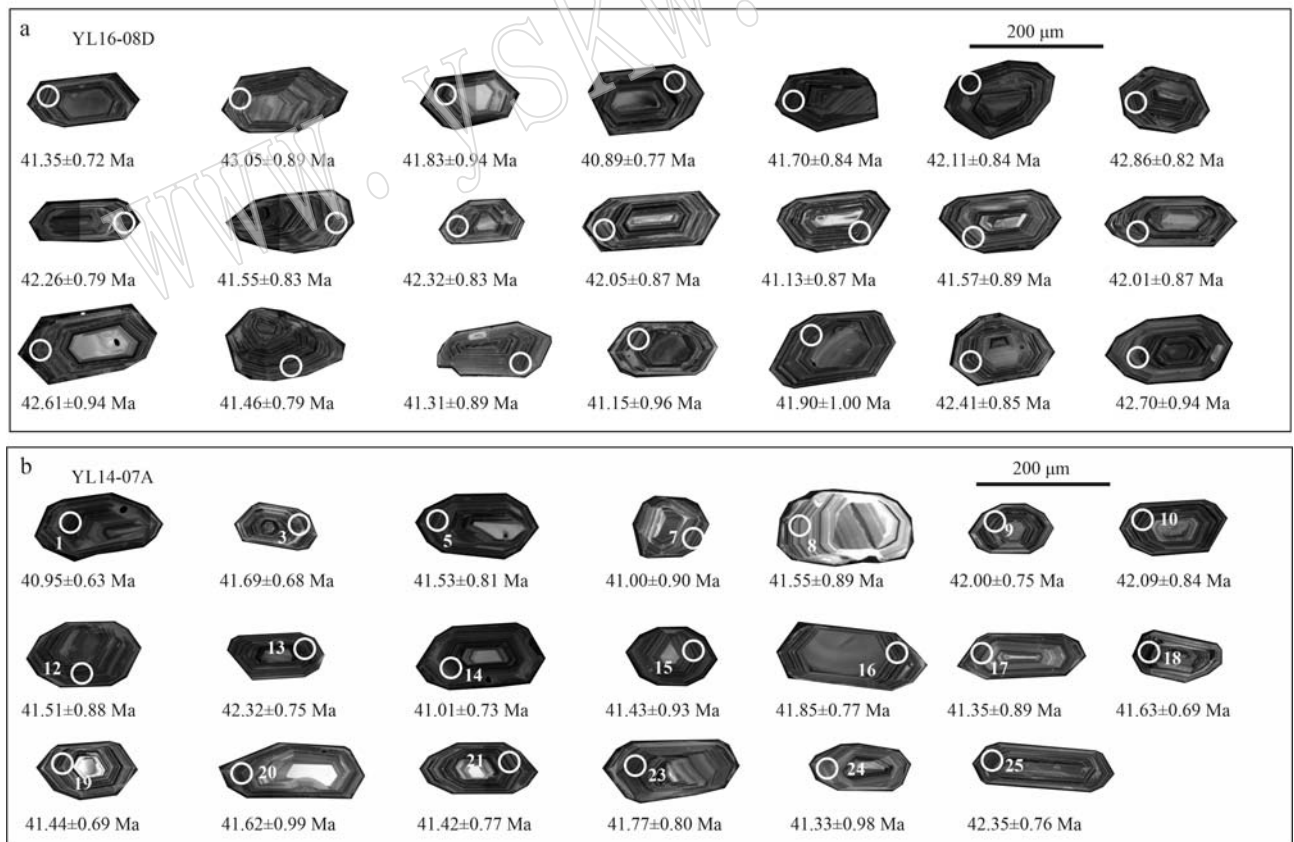


图 4 玉龙铜矿二长花岗斑岩 (a) 和花岗斑岩 (b) 中锆石阴极发光图像及 LA-ICP-MS U-Pb 测年位置

Fig. 4 Cathodoluminescence (CL) images of zircons from the monzogranite porphyry (a) and granite porphyry in Yulong Cu deposit (b) (circles represent spots for LA-ICP-MS U-Pb dating)

表 1 玉龙铜矿二长花岗岩斑岩和花岗斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学分析结果
Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb isotopic dating results of the monzogranite porphyry and granite porphyry in Yulong Cu deposit

点号	$w_B/10^{-6}$		Th/U	同位素比值				年龄/Ma					
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$
二长花岗岩斑岩													
YL16-08D-2	662	1 678	0.39	0.048 0	0.003 4	0.042 1	0.003 0	0.006 44	0.000 11	0.002 12	0.000 094	41.35	0.72
YL16-08D-3	445	829	0.54	0.046 2	0.004 2	0.042 3	0.003 9	0.006 70	0.000 14	0.002 07	0.000 110	43.05	0.89
YL16-08D-4	644	847	0.76	0.050 1	0.004 4	0.044 1	0.003 9	0.006 51	0.000 15	0.002 08	0.000 100	41.83	0.94
YL16-08D-5	1 323	2 430	0.54	0.048 4	0.003 0	0.042 4	0.002 8	0.006 36	0.000 12	0.002 09	0.000 073	40.89	0.77
YL16-08D-6	770	1 555	0.50	0.046 1	0.003 0	0.041 4	0.002 9	0.006 49	0.000 13	0.001 98	0.000 085	41.70	0.84
YL16-08D-7	546	1 300	0.42	0.049 3	0.003 7	0.044 7	0.003 5	0.006 55	0.000 13	0.002 10	0.000 110	42.11	0.84
YL16-08D-8	707	1 533	0.46	0.047 0	0.003 3	0.042 5	0.003 0	0.006 67	0.000 13	0.002 07	0.000 090	42.86	0.82
YL16-08D-9	968	1 351	0.72	0.047 7	0.003 2	0.043 4	0.003 1	0.006 58	0.000 12	0.002 07	0.000 079	42.26	0.79
YL16-08D-10	480	1 497	0.32	0.048 1	0.003 2	0.043 0	0.003 0	0.006 47	0.000 13	0.002 01	0.000 100	41.55	0.83
YL16-08D-11	887	1 611	0.55	0.047 8	0.003 2	0.043 0	0.003 0	0.006 59	0.000 13	0.002 14	0.000 088	42.32	0.83
YL16-08D-12	786	1 664	0.47	0.046 3	0.003 0	0.042 1	0.002 9	0.006 54	0.000 14	0.002 05	0.000 089	42.05	0.87
YL16-08D-13	840	1 440	0.58	0.046 4	0.003 4	0.040 4	0.003 0	0.006 40	0.000 14	0.002 04	0.000 082	41.13	0.87
YL16-08D-14	475	1 145	0.41	0.046 5	0.003 4	0.041 5	0.003 2	0.006 47	0.000 14	0.002 22	0.000 120	41.57	0.89
YL16-08D-16	713	1 440	0.50	0.046 7	0.003 3	0.041 4	0.003 0	0.006 54	0.000 14	0.002 12	0.000 100	42.01	0.87
YL16-08D-17	591	1 346	0.44	0.045 9	0.003 3	0.042 1	0.003 1	0.006 63	0.000 15	0.002 11	0.000 120	42.61	0.94
YL16-08D-18	689	1 867	0.37	0.048 9	0.003 6	0.043 2	0.003 1	0.006 45	0.000 12	0.002 01	0.000 099	41.46	0.79
YL16-08D-19	425	1 512	0.28	0.046 0	0.003 3	0.040 3	0.002 9	0.006 43	0.000 14	0.002 07	0.000 130	41.31	0.89
YL16-08D-20	821	1 716	0.48	0.047 3	0.003 0	0.042 0	0.002 7	0.006 40	0.000 15	0.002 08	0.000 083	41.15	0.96
YL16-08D-21	441	917	0.48	0.048 3	0.003 9	0.043 6	0.003 6	0.006 52	0.000 16	0.002 00	0.000 120	41.90	1.00
YL16-08D-22	761	1 511	0.50	0.046 6	0.003 2	0.042 2	0.003 0	0.006 60	0.000 13	0.002 01	0.000 095	42.41	0.85
YL16-08D-23	451	1 328	0.34	0.046 3	0.003 2	0.042 4	0.003 1	0.006 65	0.000 15	0.001 98	0.000 110	42.70	0.94
花岗斑岩													
YL14-07A-1	671	1 823	0.37	0.048 4	0.003 0	0.042 4	0.002 7	0.006 37	0.000 10	0.001 97	0.000 091	40.95	0.63
YL14-07A-3	847	1 904	0.44	0.046 2	0.003 1	0.041 3	0.002 8	0.006 49	0.000 11	0.002 05	0.000 076	41.69	0.68
YL14-07A-5	526	1 330	0.40	0.047 0	0.003 0	0.042 2	0.003 0	0.006 46	0.000 13	0.002 09	0.000 094	41.53	0.81
YL14-07A-7	714	841	0.85	0.045 3	0.004 3	0.038 8	0.003 6	0.006 38	0.000 14	0.001 99	0.000 094	41.00	0.90
YL14-07A-8	379	630	0.60	0.045 3	0.004 2	0.040 6	0.003 8	0.006 47	0.000 14	0.002 09	0.000 140	41.55	0.89
YL14-07A-9	1 080	1 561	0.69	0.047 7	0.003 2	0.042 7	0.002 9	0.006 54	0.000 12	0.001 99	0.000 077	42.00	0.75
YL14-07A-10	774	1 504	0.51	0.045 0	0.002 9	0.041 0	0.002 8	0.006 55	0.000 13	0.002 04	0.000 095	42.09	0.84
YL14-07A-12	546	1 231	0.44	0.044 0	0.003 5	0.039 0	0.003 1	0.006 46	0.000 14	0.001 99	0.000 110	41.51	0.88
YL14-07A-13	951	1 767	0.54	0.051 5	0.003 4	0.047 0	0.003 2	0.006 59	0.000 12	0.002 18	0.000 079	42.32	0.75
YL14-07A-14	841	1 847	0.46	0.046 1	0.003 0	0.040 7	0.002 7	0.006 38	0.000 11	0.002 03	0.000 082	41.01	0.73
YL14-07A-15	919	880	1.04	0.042 9	0.003 8	0.038 7	0.003 5	0.006 45	0.000 14	0.002 00	0.000 086	41.43	0.93
YL14-07A-16	567	1 534	0.37	0.047 2	0.003 2	0.042 1	0.002 9	0.006 51	0.000 12	0.001 96	0.000 095	41.85	0.77
YL14-07A-17	571	836	0.68	0.049 0	0.004 1	0.043 0	0.003 5	0.006 44	0.000 14	0.002 01	0.000 100	41.35	0.89
YL14-07A-18	2 091	2 569	0.81	0.049 8	0.003 0	0.044 7	0.002 8	0.006 48	0.000 11	0.002 06	0.000 056	41.63	0.69
YL14-07A-19	1 626	2 818	0.58	0.049 6	0.002 9	0.044 1	0.002 7	0.006 45	0.000 11	0.002 07	0.000 062	41.44	0.69
YL14-07A-20	388	748	0.52	0.045 4	0.004 2	0.041 3	0.003 9	0.006 48	0.000 15	0.002 14	0.000 130	41.62	0.99
YL14-07A-21	681	1 599	0.43	0.047 5	0.003 4	0.042 4	0.003 1	0.006 45	0.000 12	0.002 04	0.000 089	41.42	0.77
YL14-07A-23	835	1 995	0.42	0.046 6	0.002 8	0.041 5	0.002 6	0.006 50	0.000 13	0.002 04	0.000 090	41.77	0.80
YL14-07A-24	443	869	0.51	0.047 7	0.003 9	0.041 9	0.003 4	0.006 43	0.000 15	0.002 08	0.000 120	41.33	0.98
YL14-07A-25	825	1 762	0.47	0.046 0	0.002 9	0.041 9	0.002 8	0.006 59	0.000 12	0.002 06	0.000 094	42.35	0.76

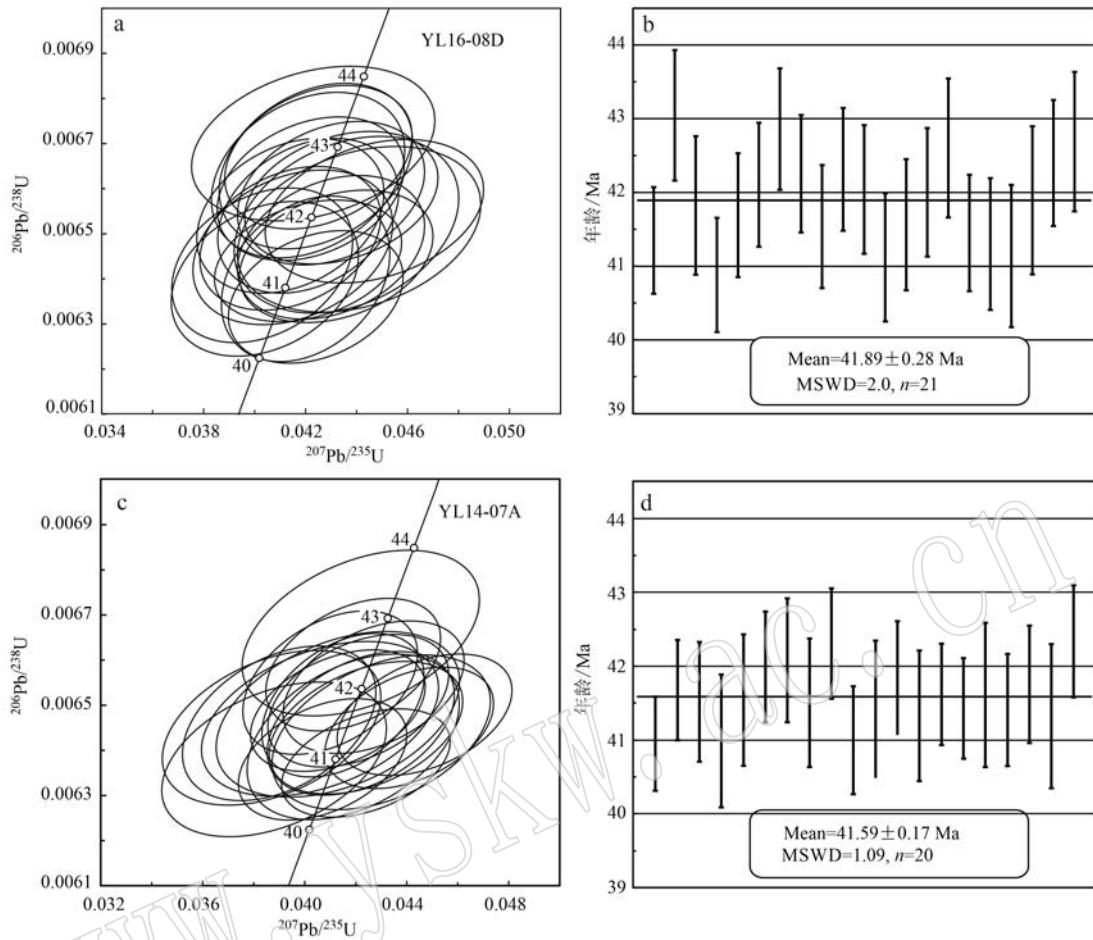


图 5 玉龙铜矿二长花岗斑岩(YL16-08D)和花岗斑岩(YL14-07A)锆石 U-Pb 年龄谐和图(a, c)和加权平均年龄图(b, d)
 Fig. 5 U-Pb concordia diagrams (a, c) and weighted average ages (b, d) of zircons from the monzogranite porphyry and granite porphyry in Yulong Cu deposit

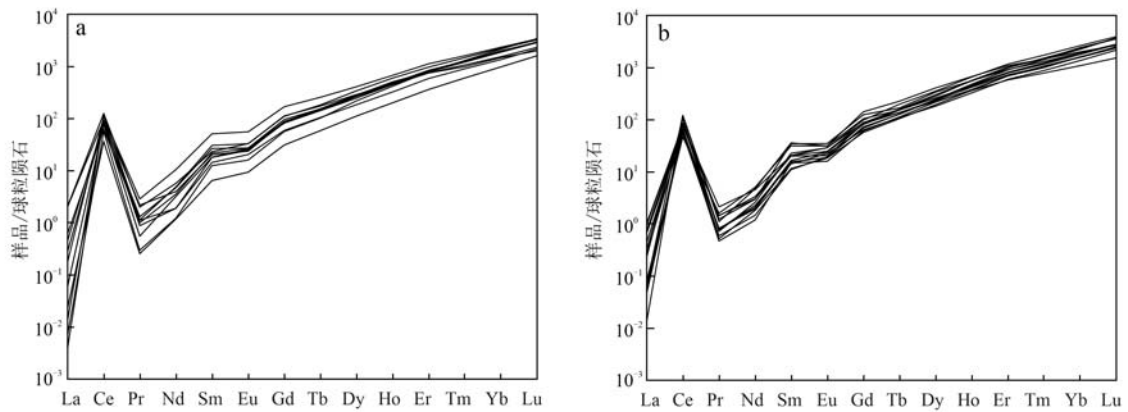


图 6 玉龙铜矿二长花岗斑岩(a)与花岗斑岩(b)单颗粒锆石稀土元素球粒陨石标准化模式图(标准化数据引自 Sun *et al.*, 1989)

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns of zircons for monzogranite porphyry (a) and granite porphyry (b) in Yulong Cu deposit (normalization values are from Sun *et al.*, 1989)

21个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄介于40.89~43.05 Ma之间,加权平均年龄为 41.89 ± 0.28 Ma ($n=21$, MSWD=2.0, 图5a, 5b)。

样品YL14-07A(花岗斑岩)中锆石颗粒同样晶形完好,呈自形长柱状或短柱状。锆石长度约为100~200 μm ,宽度约为100~150 μm ,长宽比介于1~2之间。锆石中未见继承核,在阴极发光图像上显示出清晰的震荡环带(图4b),同属岩浆锆石。样品中20个有效测点的Th、U含量分别为 $379 \times 10^{-6} \sim 2.091 \times 10^{-6}$ 和 $630 \times 10^{-6} \sim 2.818 \times 10^{-6}$,其Th/U值介于0.37~1.04之间,与岩浆成因锆石相吻合。该样品中20个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄介于40.95~42.35 Ma之间,加权平均年龄为 41.59 ± 0.17 Ma ($n=20$,

MSWD=1.09, 图5c, 5d)。

3.2 锆石微量元素

由于镧系收缩,锆石中所含轻稀土元素的绝对含量非常低,通常在 10^{-6} 以下(Hoskin and Schaltegger, 2003)。所以在使用LA-ICP-MS对锆石中的稀土进行测定时,经常会受到磷灰石等矿物包裹体影响。因此,在根据锆石的Ce异常或REE比值研究相对氧逸度时,应先检查锆石的微量数据:锆石中 $\text{La} > 1 \times 10^{-6}$ 、 $\text{Ti} > 50 \times 10^{-6}$ 、 $\text{Ba} > 8 \times 10^{-6}$ 的微量元素含量可能受到锆石中矿物包裹体磷灰石、Fe-Ti氧化物以及流体包裹体或裂隙的影响(Lu *et al.*, 2016)。经筛选后的锆石REE和微量比值、Ti温度等数据见表2。

表2 玉龙铜矿二长花岗斑岩和花岗斑岩锆石微量分析结果

Table 2 Zircon trace elements results of the monzogranite porphyry and granite porphyry in Yulong Cu deposit

组分	二长花岗斑岩											
	YL16-08D-2	YL16-08D-3	YL16-08D-4	YL16-08D-8	YL16-08D-9	YL16-08D-10	YL16-08D-12	YL16-08D-13	YL16-08D-14	YL16-08D-16	YL16-08D-20	YL16-08D-23
P	93	97	125	70	109	54	71	109	80	103	145	52
Ti	2.61	3.12	4.60	3.14	3.06	1.68	2.55	2.88	2.62	2.80	3.77	2.01
Y	868	840	1165	922	844	901	896	1265	636	904	934	428
Nb	3.00	2.53	3.74	3.85	3.38	3.50	3.51	3.08	2.35	3.45	3.35	1.25
Hf	11 640	10 090	10 010	11 330	10 420	11 070	11 070	10 000	11 460	10 710	10 810	13 010
Pb	33.38	21.70	21.93	20.21	12.83	21.49	24.94	17.29	10.93	27.05	14.63	15.29
Th	1 925	1 128	1 186	1 137	701	1 195	1 360	935	589	1 477	769	859
U	3 194	2 081	2 256	2 125	1 812	2 449	2 852	1 516	1 579	2 143	1 737	2 427
La	0.194	0.065	0.480	0.012	0.001	0.002	0.003	0.041	0.143	0.104	0.474	0.005
Ce	37.4	48.5	76.3	46.7	68.6	34.5	56.5	66.2	37.9	51.1	56.9	22.1
Pr	0.087	0.123	0.188	0.052	0.107	0.028	0.083	0.271	0.105	0.094	0.206	0.024
Nd	1.19	2.18	2.65	1.49	2.26	0.57	0.88	4.88	0.88	1.64	1.85	0.55
Sm	2.47	4.05	3.52	2.76	4.64	1.90	2.73	7.75	2.18	3.30	3.08	0.98
Eu	1.03	1.57	1.90	1.50	1.89	0.92	1.41	3.21	1.18	1.55	1.36	0.54
Gd	15.90	19.60	22.50	16.7	22.9	11.47	16.90	34.40	12.08	17.80	18.00	6.34
Tb	4.89	5.73	6.76	5.33	6.46	3.82	5.29	9.50	3.90	5.77	5.50	2.18
Dy	60.2	67.6	86.1	67.0	72.9	55.1	62.3	103.3	46.6	71.4	67.8	28.1
Ho	23.91	25.10	33.60	27.00	25.90	23.50	25.30	37.90	18.25	28.60	27.10	11.33
Er	125	124	160	139	123	130	132	185	97	129	137	60
Tm	30.10	27.10	37.40	31.70	25.10	33.10	30.90	40.80	22.90	30.90	32.10	15.23
Yb	309	261	378	339	249	364	320	395	229	319	328	167
Lu	72.10	58.80	82.10	73.60	50.50	86.40	72.80	84.90	54.80	73.10	75.00	40.70
(Ce/Nd)/Y	0.036	0.026	0.025	0.034	0.036	0.067	0.072	0.011	0.068	0.034	0.033	0.094
Dy/Yb	0.19	0.26	0.23	0.20	0.29	0.15	0.19	0.26	0.20	0.22	0.21	0.17
Ce/Ce*	70.58	132.99	62.27	427.00	1 714.00	1 263.76	863.60	153.98	75.83	126.71	44.65	479.44
Eu/Eu*	0.50	0.54	0.65	0.67	0.56	0.60	0.63	0.60	0.70	0.62	0.56	0.66
Ce/U	0.01	0.02	0.03	0.02	0.04	0.01	0.02	0.04	0.02	0.02	0.03	0.01
U/Ti	1 224	667	490	677	592	1 458	1 118	526	603	765	461	1 208
t/°C	702	717	750	717	715	668	700	710	702	708	733	681
ΔFMQ	0.73	1.40	1.78	1.31	2.14	1.21	1.57	2.29	1.37	1.56	1.67	0.29
$\log f_{\text{O}_2}$	-16.34	-15.30	-14.10	-15.37	-14.60	-16.80	-15.56	-14.58	-15.70	-15.37	-14.63	-17.35

续表 2
Continued Table 2

样品号	花岗斑岩																	
	YL14-07A-1	YL14-07A-2	YL14-07A-3	YL14-07A-4	YL14-07A-6	YL14-07A-7	YL14-07A-9	YL14-07A-10	YL14-07A-11	YL14-07A-12	YL14-07A-14	YL14-07A-20	YL14-07A-21	YL14-07A-22	YL14-07A-25	YL14-07A-26	YL14-07A-28	YL14-07A-29
P	65	73	57	68	153	166	125	131	153	77	105	91	83	112	78	99	63	137
Ti	3.79	3.93	2.74	2.66	5.43	4.36	4.00	3.61	5.40	1.55	2.75	2.88	2.50	4.70	1.94	2.12	2.23	5.02
Y	989	829	759	745	1231	654	1057	1287	1189	891	1116	884	1104	1031	650	622	675	1296
Nb	3.93	3.51	2.90	2.99	5.93	1.75	4.41	6.11	4.30	1.47	3.67	2.60	4.06	2.18	2.88	2.26	2.61	4.46
Hf	11 740	10 750	12 120	10 710	8 940	9 810	10 570	10 640	9 740	11 750	10 900	10 810	11 430	9 530	11 100	11 380	11 370	9 870
Pb	12.46	12.98	16.23	8.28	7.92	13.23	19.87	14.52	13.15	9.96	15.91	7.67	12.94	7.63	15.7	11.22	14.64	12.47
Th	672	680	849	430	420	715	1082	776	670	547	843	388	682	403	827	552	729	630
U	1 838	1 423	1 920	865	600	848	1 574	1 517	944	1 241	1 862	754	1 612	692	1 777	1 374	1 661	1 015
La	0.106	0.177	0.013	0.011	0.003	0.245	0.016	0.055	0.403	0.019	0.228	0.158	0.077	0.163	0.063	0.463	0.015	0.161
Ce	41.4	46.9	40.3	33.5	74.3	47.2	74.3	64.1	70.6	28.4	49.1	38.9	53.3	45.3	37.8	34.4	37.6	74.3
Pr	0.057	0.139	0.045	0.05	0.106	0.203	0.118	0.069	0.258	0.154	0.138	0.079	0.075	0.235	0.076	0.152	0.049	0.261
Nd	0.69	1.42	0.56	0.86	2.22	2.13	1.40	1.22	2.34	2.38	1.57	0.91	0.98	3.47	1.07	1.40	0.94	3.81
Sm	1.7	3.08	2.27	1.77	5.52	3.17	5.30	3.49	3.95	4.86	3.16	2.40	2.54	6.44	2.19	1.91	2.20	5.87
Eu	1.13	1.19	0.93	1.07	1.83	1.44	2.03	1.68	1.86	1.83	1.70	1.09	1.40	2.24	1.31	1.09	1.01	2.61
Gd	14.33	17.20	12.61	11.80	29.10	18.20	25.60	20.20	22.20	21.50	18.00	15.00	16.70	27.40	13.20	11.29	12.85	31.50
Tb	4.83	5.15	4.24	3.94	8.51	5.13	6.29	7.41	7.35	5.75	5.97	4.77	5.75	7.73	4.11	3.49	3.99	9.19
Dy	62.7	60.0	55.6	49.6	103.4	57.3	86.5	89.9	90.7	66.4	76.6	62	71.9	87	46.4	42.9	48.6	107.9
Ho	27.19	23.83	21.45	20.70	38.00	20.51	31.60	37.30	36.40	24.90	31.40	26.30	32.00	31.60	18.50	17.35	18.92	40.60
Er	149	120	115	115	180	96	152	193	180	131	163	134	169	152	98	89	98	196
Tm	36.20	26.67	27.32	25.54	37.10	20.13	33.40	44.00	39.70	29.50	38.80	31.10	37.40	31.80	22.40	21.56	23.40	41.70
Yb	380	266	270.4	274	340	184.5	325	447	362	303	400	323	410	296	232	222.5	230	402
Lu	94.7	60.2	63.9	61.1	67.9	39.0	70.9	99.3	80.2	69.7	90.7	71.2	90.0	61.1	55.0	51.7	54.7	81.4
(Ce/Nd)/Y	0.061	0.040	0.095	0.052	0.027	0.034	0.05	0.041	0.025	0.013	0.028	0.048	0.049	0.013	0.054	0.040	0.059	0.015
Dy/Yb	0.17	0.23	0.21	0.18	0.30	0.31	0.27	0.20	0.25	0.22	0.19	0.19	0.18	0.29	0.2	0.19	0.21	0.27
Ce/Ce*	130.59	73.31	406.96	347.08	989.11	51.89	419.25	255.12	53.68	127.72	67.87	85.37	171.96	56.75	133.94	31.79	340.04	88.87
Eu/Eu*	0.70	0.50	0.53	0.71	0.44	0.58	0.53	0.61	0.61	0.55	0.69	0.55	0.66	0.51	0.74	0.72	0.58	0.59
Ce/U	0.02	0.03	0.02	0.04	0.12	0.06	0.05	0.04	0.07	0.02	0.03	0.05	0.03	0.07	0.02	0.03	0.02	0.07
U/Ti	485	362	701	325	110	194	394	420	175	801	677	262	645	147	916	648	745	202
t/°C	733	736	706	704	765	745	738	729	764	662	706	710	699	752	679	685	689	758
ΔFMQ	1.07	1.47	1.26	1.66	2.74	1.84	2.17	2.03	2.26	1.53	1.63	1.97	1.98	1.88	1.52	1.50	1.45	2.35
logf _{O₂}	-15.22	-14.74	-15.71	-15.38	-12.79	-14.15	-14.01	-14.36	-13.28	-16.65	-15.39	-14.90	-15.19	-13.95	-16.19	-16.02	-15.96	-13.34

注:表中“t/°C”为锆石 Ti 温度计, Ti 的活度根据该岩体的矿物组合得出, 计算公式引自 Ferry and Watson (2007); “(Ce/Nd)/Y”指锆石微量元素中 Ce、Nd、Y 含量的比值, 计算公式引自 Lu *et al.* (2016); $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{0.5}$; $Ce/Ce^* = Ce_N / (La_N \times Pr_N)^{0.5}$; ΔFMQ 和 logf_{O₂} 计算方法源自 Loucks *et al.* (2020)。

二长花岗斑岩锆石稀土元素总量(ΣREE)介于 $354.28 \times 10^{-6} \sim 972.85 \times 10^{-6}$ 之间, 具有中等的 Eu 的负异常 ($Eu/Eu^* = 0.50 \sim 0.70$, 平均 0.61) 和显著的 Ce 正异常 ($Ce/Ce^* = 44.65 \sim 1714$, 平均 452), 其球粒陨石标准化稀土元素配分曲线图具有明显左倾趋势(图 6a)。如此 HREE 相较于 LREE 的明显富集, 指示锆石为岩浆成因。logf_{O₂} 为 $-17.35 \sim -14.10$ (平均 -15.48), ΔFMQ 为 $0.29 \sim 2.29$ (平均为 1.44), Dy/Yb 值 $0.15 \sim 0.29$ (平均 0.22), (Ce/Nd)/Y 值为 $0.011 \sim 0.094$ (平均 0.045), 锆石 Ti 温度为 $668 \sim 750^\circ\text{C}$ (平均 709°C) ($\alpha_{Ti} = 0.9$), Th/U 值为 $0.35 \sim$

0.69 (平均 0.50) (表 2; 图 7、图 8)。

花岗斑岩锆石稀土元素总量(ΣREE)介于 $495.26 \times 10^{-6} \sim 1008.32 \times 10^{-6}$ 之间, 同样具有中等的 Eu 的负异常 ($Eu/Eu^* = 0.44 \sim 0.74$, 平均 0.60) 和显著的 Ce 正异常 ($Ce/Ce^* = 31.79 \sim 989.11$, 平均 212.85), 具有左倾的球粒陨石标准化稀土元素配分曲线图(图 6b), 亏损 LREE 并富集 HREE, 显示出典型的岩浆锆石稀土元素配分特征。logf_{O₂} 为 $-16.65 \sim -12.79$ (平均 -14.84), ΔFMQ 为 $1.07 \sim 2.74$ (平均为 1.80), Dy/Yb 值 $0.17 \sim 0.31$ (平均 0.23), (Ce/Nd)/Y 值为 $0.013 \sim 0.095$ (平均 0.041), 锆石

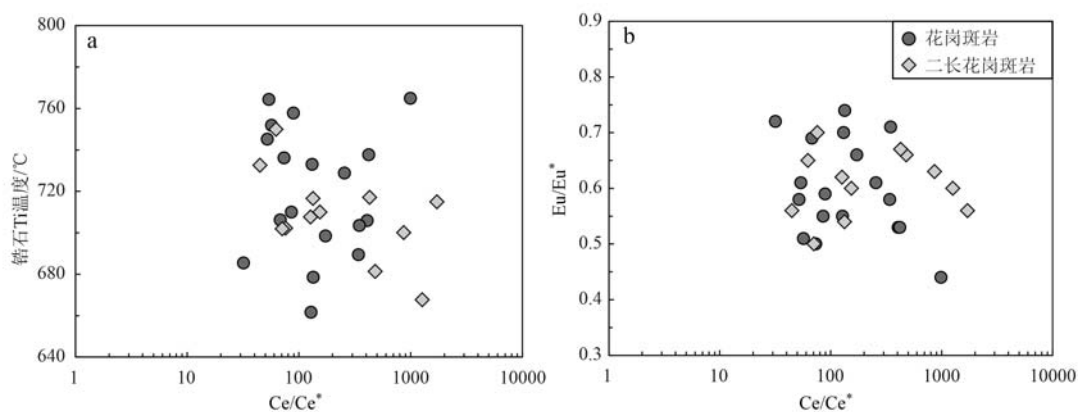


图7 玉龙铜矿二长花岗斑岩和花岗斑岩锆石 Ti 温度(a)和 Eu 异常(b)与 Ce 异常相关性组图

Fig. 7 Ti-in-Zirc temperature vs. Ce/Ce^* (a), Eu/Eu^* vs. Ce/Ce^* (b) diagrams for the monzogranite porphyry and granite porphyry in Yulong Cu deposit

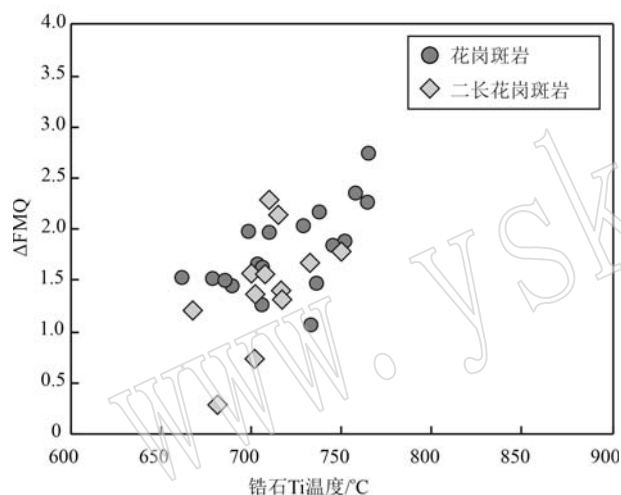


图8 玉龙铜矿二长花岗斑岩和花岗斑岩锆石氧逸度与锆石 Ti 温度图

Fig. 8 Zircon oxygen fugacity vs. Ti-in-Zirc temperature diagrams for the monzogranite porphyry and granite porphyry in Yulong Cu deposit

Ti 温度为 662 ~ 765°C (平均 720°C) ($\alpha_{Ti} = 0.9$), Th/U 值区间范围较大为 0.37 ~ 0.84 (平均 0.53) (表 2; 图 7、图 8)。

3.3 岩石地球化学

玉龙铜矿二长花岗斑岩和花岗斑岩主量及微量元素的分析结果列于表 3。斑岩型矿床以广泛发育的热液蚀变为特征,强烈的蚀变会改变斑岩及围岩的成分。在本矿区,二长花岗斑岩的烧失量变化范围较大(0.44% ~ 4.52%),而花岗斑岩的烧失量较高且变化范围小(4.33% ~ 4.75%; 表 3),说明花岗斑岩相较于前者经受了更为强烈的蚀变过程。从全岩

地球化学各项特征与 LOI 的图解(图 9)可以看出:花岗斑岩中的 Fe、P、Na、Ca、Sr、Ba 等受蚀变影响明显,但二长花岗斑岩似乎未经历热液蚀变的影响。

玉龙二长花岗斑岩的 SiO_2 含量为 65.84% ~ 70.77% (表 3; 图 10、图 11),平均为 68.33%; K_2O 含量为 4.03% ~ 5.51%,平均为 4.62%; Na_2O 含量为 3.36% ~ 3.93%,平均为 3.73%; 全碱值($K_2O + Na_2O$)为 7.87% ~ 9.08%,平均为 8.35%,据此可将其归为高钾钙碱性-钾玄岩系列(图 10b)。根据其介于 1 ~ 1.1 之间的铝质系数($A/CNK = 1.08$),可将二长花岗斑岩划为弱过铝质岩石(Middlemost, 1986)。二长花岗斑岩的稀土元素总量为 $110.0 \times 10^{-6} \sim 299.30 \times 10^{-6}$ (表 3),平均含量 208.0×10^{-6} 。全岩轻、重稀土元素发生了明显的分馏(La_N/Yb_N 值介于 20.89 ~ 46.68 之间),在球粒陨石标准化稀土元素配分图上具有右倾趋势(图 12),轻稀土元素相较于重稀土元素显著富集($LREE/HREE$ 值介于 14.07 ~ 21.05); 全岩 Eu/Eu^* 为 0.80 ~ 0.96,平均 0.84, Eu 弱负异常(图 12)。明显富集大离子亲石元素(LILE, 如 K、Rb、U、Th 等),强烈亏损高场强元素(HFSE, 如 Nb、Ta、Ti),具有显著的 Ba、P 负异常(图 12),显示出类似于岛弧岩浆岩的地球化学特征。值得注意的是岩石具有高 Sr($645 \times 10^{-6} \sim 1071 \times 10^{-6}$)、低 Y($7 \times 10^{-6} \sim 15 \times 10^{-6}$)、高 La($23.3 \times 10^{-6} \sim 78.1 \times 10^{-6}$)、低 Yb($0.80 \times 10^{-6} \sim 1.30 \times 10^{-6}$)的特征,因而具有较高的 Sr/Y (57 ~ 94) 和 La_N/Yb_N 值(21 ~ 47) (图 13),为埃达克质岩的地球化学特征(Defant and Drummond, 1990)。

玉龙花岗斑岩的 SiO_2 含量为 74.10% ~ 77.03%

表 3 玉龙铜矿二长花岗斑岩和花岗斑岩的主量元素 ($w_B/\%$) 和微量元素 ($w_B/10^{-6}$) 组成Table 3 Representative major ($w_B/\%$) and trace elements ($w_B/10^{-6}$) data for the monzogranite porphyry and granite porphyry in Yulong Cu deposit

品名称 样品号	二长花岗斑岩							花岗斑岩		
	YL14-28	YL14-27	YL14-26-1	YL14-12A	YL14-10A	YL14-11A	YL14-05B	YL14-07A	YL14-20-1	YL14-20-2
SiO ₂	70.77	69.73	65.84	68.82	67.10	68.12	67.91	77.03	74.10	74.12
TiO ₂	0.38	0.40	0.33	0.37	0.35	0.36	0.34	0.44	0.44	0.42
Al ₂ O ₃	15.05	15.25	14.87	15.82	15.15	15.26	15.36	13.15	16.47	16.35
Fe ₂ O ₃ ^T	2.03	2.19	2.16	1.86	3.39	2.92	2.26	1.35	0.47	0.49
MnO	0.03	0.03	0.02	0.02	<0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	<0.01
MgO	0.79	0.79	0.91	0.99	1.16	1.06	0.96	0.52	0.80	0.70
CaO	2.19	2.38	2.41	2.18	1.43	1.00	2.51	0.09	0.09	0.02
Na ₂ O	3.79	3.93	3.36	3.93	3.71	3.83	3.57	0.39	0.10	0.05
K ₂ O	4.08	4.03	5.30	4.69	4.44	4.27	5.51	1.99	3.12	3.12
P ₂ O ₅	0.20	0.18	0.20	0.20	0.19	0.18	0.21	0.04	0.04	0.01
烧失量	0.71	0.44	4.33	0.88	2.72	2.66	1.02	4.52	4.33	4.75
Mg [#]	41.00	39.26	42.89	48.54	37.89	39.29	43.23	40.85	75.12	71.80
V	31	32	24	43	45	38	39	61	44	
Cr	18	14	8	12	15	14	11	10	17	
Co	3.5	3.5	1.7	5.2	8.8	7.7	9.0	7.8	0.5	
Rb	167	162	203	159	168	161	219	132	293	
Sr	741	782	645	1 071	970	748	913	81	32	
Y	13	12	7	14	15	8	15	11	7	
Zr	210	185	163	305	281	308	181	193	225	
Nb	10.3	10.1	9.9	11.3	11.3	11.1	11.8	9.4	11.2	
Ba	734	744	705	1 190	1 122	905	1 197	109	214	
La	56.6	41.2	23.3	66.2	78.1	28.5	64.1	44.8	48.5	
Ce	106.2	82.1	45.4	114.1	132.9	50.8	112.5	80.1	87.8	
Pr	11.0	9.0	5.6	12.0	14.1	5.9	11.9	8.3	9.2	
Nd	39.9	32.9	23.1	44.7	51.4	22.0	43.2	27.6	32.6	
Sm	6.60	5.50	4.20	7.10	7.80	3.60	7.20	4.00	4.60	
Eu	1.50	1.30	1.10	1.60	1.70	0.80	1.60	0.90	0.90	
Gd	4.70	4.10	2.90	4.90	5.30	2.60	5.00	3.10	3.10	
Tb	0.70	0.60	0.40	0.70	0.80	0.40	0.70	0.40	0.50	
Dy	3.00	2.70	1.80	3.10	3.50	1.80	3.30	2.10	1.80	
Ho	0.50	0.40	0.30	0.50	0.50	0.30	0.50	0.40	0.30	
Er	1.40	1.40	0.90	1.50	1.60	1.00	1.70	1.20	1.00	
Tm	0.20	0.20	0.10	0.20	0.20	0.10	0.20	0.20	0.10	
Yb	1.10	1.10	0.80	1.20	1.20	0.90	1.30	1.00	0.90	
Lu	0.20	0.20	0.10	0.20	0.20	0.10	0.20	0.20	0.20	
Hf	5.70	5.20	4.60	6.60	6.00	6.80	4.90	5.00	6.00	
Ta	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.70	0.90	
Pb	27.5	25.6	32.8	27.6	24.3	15.8	27.0	27.2	43.4	
Th	27.4	22.3	28.3	23.9	27.4	21.8	24.0	23.5	11.8	
U	9.8	12.4	12.3	6.0	9.2	4.8	10.3	5.0	4.4	
δEu	0.82	0.84	0.96	0.83	0.81	0.80	0.82	0.78	0.73	
LREE	221.80	172.00	102.70	245.70	286.00	111.60	240.50	165.70	183.60	
HREE	11.80	10.70	7.30	12.30	13.30	7.20	12.90	8.60	7.90	
ΣREE	233.60	182.70	110.00	258.00	299.30	118.80	253.40	174.30	191.50	
LREE/HREE	18.80	16.07	14.07	19.98	21.50	15.50	18.64	19.27	23.24	
La _N /Yb _N	36.91	26.87	20.89	39.57	46.68	22.71	35.37	32.14	38.65	

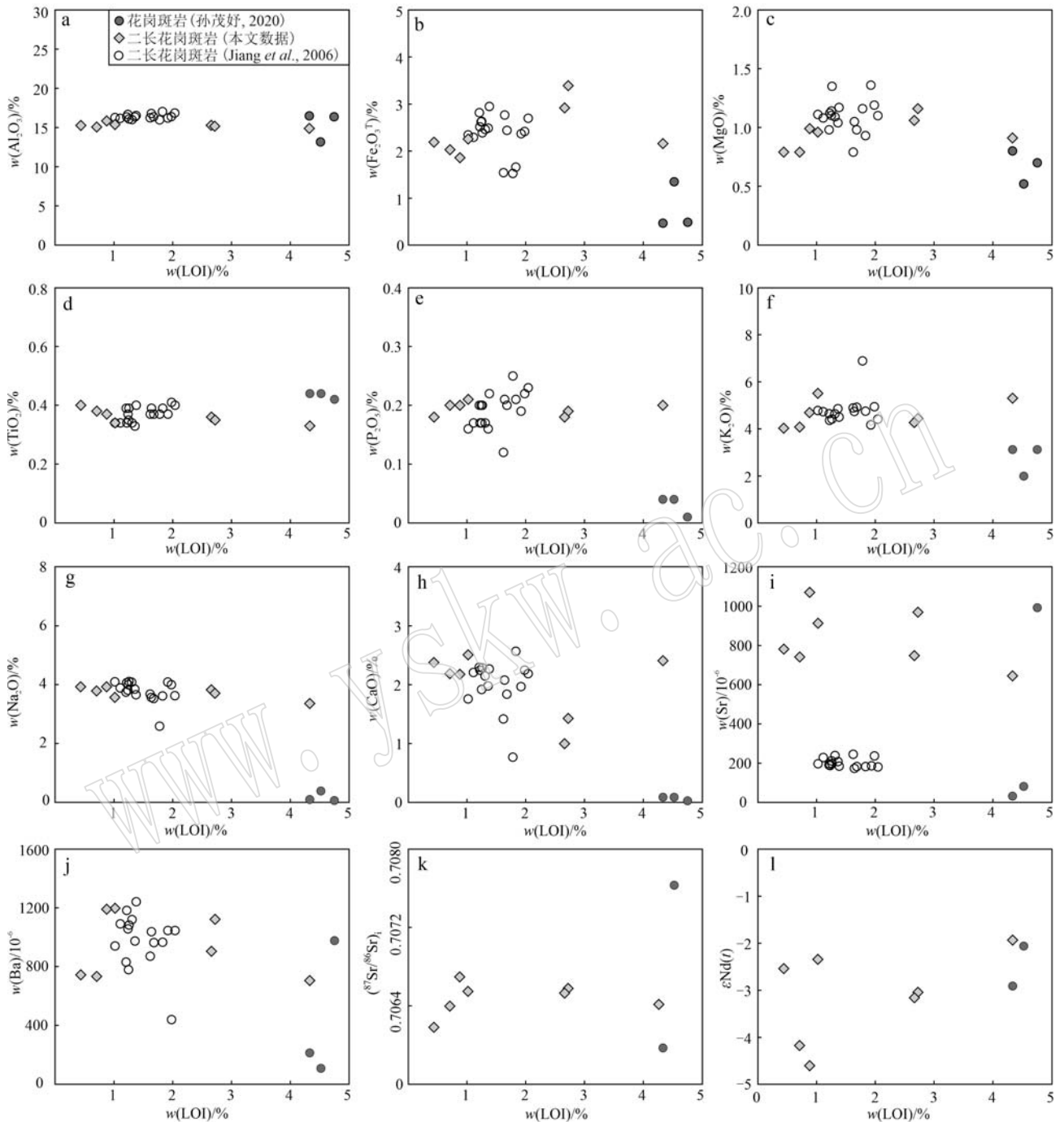


图 9 玉龙铜矿两类斑岩烧失量与主量元素、大离子亲石元素及 Sr-Nd 同位素图解

Fig. 9 LOI vs. major elements, LILE and Sr-Nd isotopes diagrams for the monzogranite porphyry and granite porphyry in Yulong Cu deposit

(表 3, 图 10、图 11), 平均 75.08%; K_2O 含量为 1.99%~3.12%, 平均 2.74%; Na_2O 含量为 0.05%~0.39%, 平均 0.18%; 全碱值(K_2O+Na_2O)为 2.38%~3.22%, 平均 2.92%; 属钙碱性系列(图 10b)。 Al_2O_3 含量为 13.15%~16.47%, 平均 15.32%。

花岗斑岩的稀土元素总量为 174.30×10^{-6} ~ 191.50×10^{-6} (表 3), 平均 182.9×10^{-6} 。岩石轻、重稀

土元素发生了明显的分馏(La_N/Yb_N 值介于 32.14~38.65 之间), 在球粒陨石标准化稀土元素配分图上具有右倾趋势(图 12), 显示出轻稀土元素明显富集、重稀土元素显著亏损的特征(LREE/HREE 值介于 19.27~23.24 之间); 岩石 Eu/Eu^* 为 0.73~0.78, 平均为 0.76, 具有较弱的 Eu 负异常(图 12)。花岗斑岩明显富集 Rb、Th、K 等大离子亲石元素, 亏

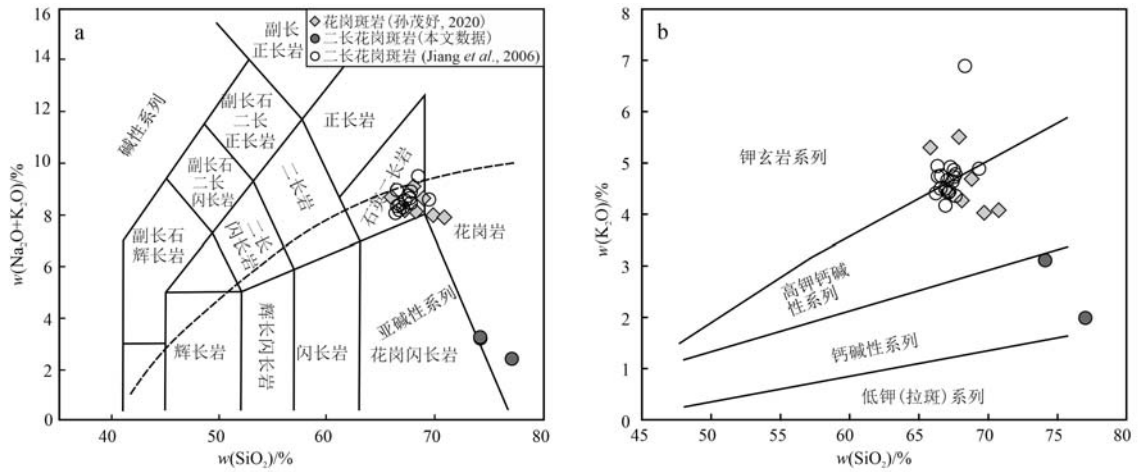


图 10 玉龙铜矿二长花岗斑岩和花岗斑岩的 $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ (a) 和 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (b) 图解

Fig. 10 Pot of $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ vs. SiO_2 (a) and K_2O vs. SiO_2 (b) for the monzogranite porphyry and granite porphyry in Yulong Cu deposit

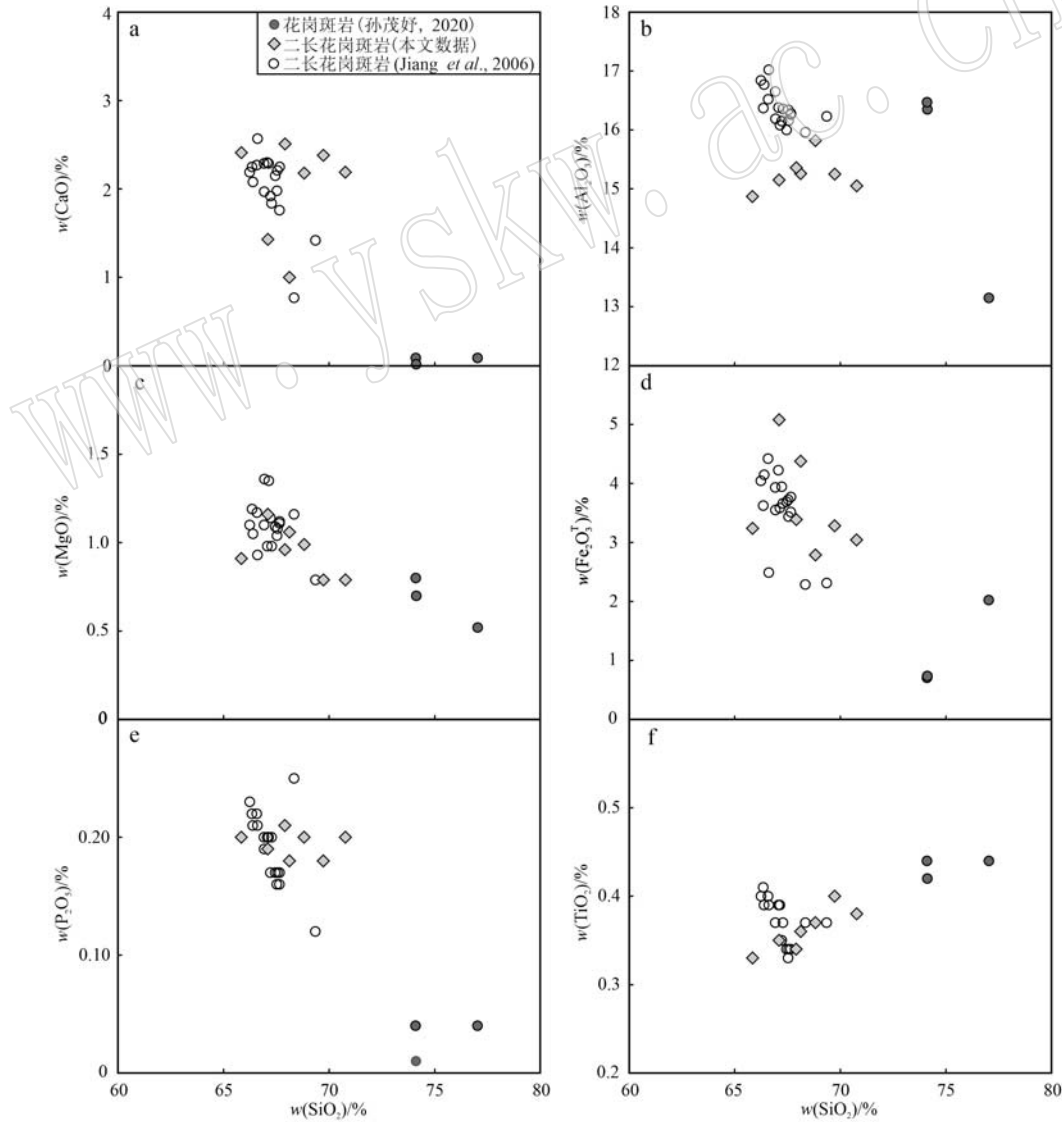


图 11 玉龙铜矿二长花岗斑岩和花岗斑岩主要元素 Harker 图解

Fig. 11 Harker diagrams for the monzogranite porphyry and granite porphyry in Yulong Cu deposit

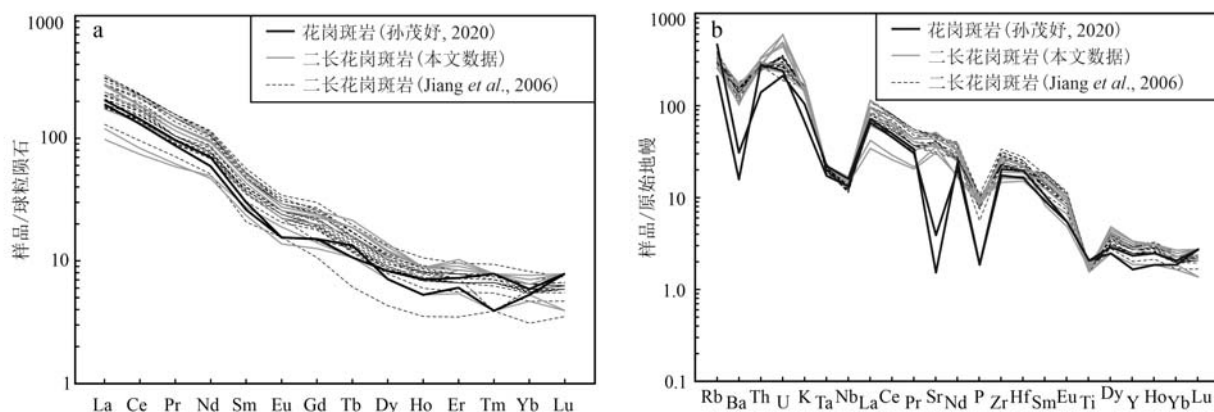


图 12 玉龙铜矿二长花岗斑岩和花岗斑岩稀土元素配分模式(a)及微量元素蛛网图(b) (标准化数据引自 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 12 Chondrite-normalized REE (a) and primitive mantle-normalized trace elemental spider (b) diagrams for the monzogranite porphyry and granite porphyry in Yulong Cu deposit (normalizing values are from Sun and McDonough, 1989)

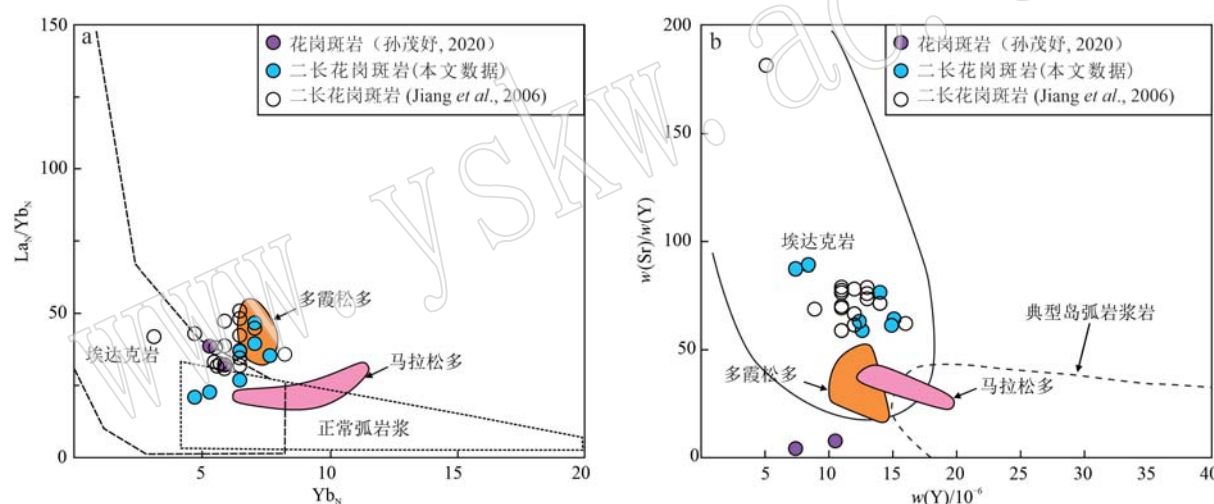


图 13 玉龙铜矿二长花岗斑岩和花岗斑岩(La_N/Yb_N)- Yb_N 图解(a)及Sr/Y-Y图解(b) (底图据 Defant and Drummond, 1990; 侯增谦等, 2004; 马拉松多和多霞松多数据引自张玉泉等, 1998a)

Fig. 13 La_N/Yb_N vs. Yb_N (a) and Sr/Y vs. Y (b) diagrams for the monzogranite porphyry and granite porphyry in Yulong Cu deposit (after Defant and Drummond, 1990 and Hou *et al.*, 2004; data sources: Malasongduo and Duoxiasongduo from Zhang Yuquan *et al.*, 1998a)

损 Nb、Ta、Ti 等高场强元素,此外岩石还具有显著的 Ba、Sr、P 负异常(图 12)。与二长花岗斑岩类似,花岗斑岩同样具有高 La ($44.8 \times 10^{-6} \sim 48.5 \times 10^{-6}$)、低 Yb ($0.90 \times 10^{-6} \sim 1.00 \times 10^{-6}$) 和高 La_N/Yb_N 值 (32 ~ 39) 的特征(图 13、图 14),也显示埃达克岩亲和性(Defant and Drummond, 1990)。值得注意的是,与玉龙斑岩铜矿带上其他含矿斑岩相比,玉龙花岗斑岩具有异常低的 Sr 含量,但具有相似的 Y 含量(Lin *et al.*, 2018),其可能是岩石受到流体改造导致 Sr

丢失所致。

3.4 Sr-Nd 同位素

玉龙矿区花岗斑岩和二长花岗斑岩的 Sr、Nd 同位素分析数据见表 4。二长花岗斑岩具有较高的 Rb 和极高的 Sr 含量,分别介于 $159.34 \times 10^{-6} \sim 219.42 \times 10^{-6}$ 和 $645.07 \times 10^{-6} \sim 1071.09 \times 10^{-6}$ 之间,计算得到初始 ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_i 值为 0.706 182 ~ 0.706 695, $\epsilon Nd(t)$ 值介于 -4.61 ~ -1.93 之间,二阶段 Nd 模式年龄(t_{DM2})介于 1 344 ~ 1 040 Ma 之间。花岗斑岩具

表 4 玉龙铜矿二长花岗斑岩和花岗斑岩 Sr-Nd 同位素分析结果

Table 4 Whole-rock Sr-Nd isotope data for the monzogranite porphyry and granite porphyry in Yulong Cu deposit

样品编号	岩性	$w(\text{Rb})/10^{-6}$	$w(\text{Sr})/10^{-6}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$w(\text{Sm})/10^{-6}$	$w(\text{Nd})/10^{-6}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon\text{Nd}(t)$	t_{DM1}/Ma	t_{DM2}/Ma
YL14-05B	二长花岗斑岩	219.42	913.41	0.695 1	0.706 944	0.706 548	7.15	43.15	0.100 15	-2.34	882	1 126
YL14-10A	二长花岗斑岩	168.12	969.85	0.501 6	0.706 864	0.706 578	7.82	51.37	0.092 02	-3.04	871	1 220
YL14-11A	二长花岗斑岩	161.23	748.39	0.623 4	0.706 885	0.706 530	3.63	22.01	0.099 58	-3.16	934	1 200
YL14-12A	二长花岗斑岩	159.34	1 071.09	0.430 5	0.706 940	0.706 695	7.12	44.74	0.096 19	-4.61	1 004	1 344
YL14-26	二长花岗斑岩	202.76	645.07	0.909 5	0.706 933	0.706 415	4.25	23.06	0.111 35	-1.93	943	1 040
YL14-27	二长花岗斑岩	162.15	781.68	0.600 2	0.706 524	0.706 182	5.48	32.87	0.100 68	-2.54	900	1 141
YL14-28	二长花岗斑岩	166.77	741.20	0.651 1	0.706 768	0.706 397	6.58	39.90	0.099 66	-4.17	1 004	1 290
YL14-07A	花岗斑岩	131.48	81.27	4.681 1	0.710 296	0.707 630	3.98	27.55	0.087 39	-2.06	780	1 147
YL14-20	花岗斑岩	293.11	31.86	26.620 8	0.721 135	0.705 972	4.60	32.56	0.085 37	-2.91	820	1 232

有较高的 Rb 和较低的 Sr 含量,分别为 131.48×10^{-6} ~ 293.11×10^{-6} 和 31.86×10^{-6} ~ 81.27×10^{-6} , 计算所得初始 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值为 0.705 972 ~ 0.707 630, $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值介于 -2.91 ~ -2.06 之间,二阶段 Nd 模式年龄 (t_{DM2}) 介于 1 232 ~ 1 147 Ma 之间。

4 讨论

4.1 成岩-成矿时空关系

孙茂好等(2015)通过详细的野外地质调查认为花岗斑岩为玉龙矿床的成矿岩体,依据如下:① 高品位矿化主要围绕花岗斑岩分布;② 从花岗斑岩向外,脉体由早期的高温石英-钾长石脉逐渐过渡为晚期的中-低温石英-硫化物脉;蚀变分带上,从花岗斑岩内部向外依次为石英-钾长石化(高温)、石英-黑云母化(中-高温)和石英-绢云母化(中-低温),暗示花岗斑岩为热液的中心;③ 花岗斑岩中大量流体出溶结构(如石英-钾长石 A 脉、UST 石英等)的存在暗示岩浆中 H_2O 达到饱和。此外,野外地质观察结果显示花岗斑岩侵入二长花岗斑岩中(孙茂好等, 2015),暗示二长花岗斑岩早于花岗斑岩侵位。基于以上野外地质事实,玉龙矿区中的岩浆成矿序列从老至新依次为:二长花岗斑岩、花岗斑岩、流体出溶与矿化,其中,花岗斑岩为玉龙矿床的致矿岩体,而二长花岗斑岩为赋矿岩体。本文对玉龙矿床中发育的两套斑岩开展的原位锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素测年结果显示,二长花岗斑岩形成时代为 41.89 ± 0.28 Ma,而花岗斑岩成矿时代为 41.59 ± 0.17 Ma。前人详细的成矿时代研究显示玉龙矿床的成矿作用主要发生在 40.6 ± 0.3 Ma ~ 40.1 ± 1.8 Ma (Hou *et al.*, 2003; 唐菊兴等, 2009)。同位素年代学测试结果表明,二长花岗斑岩形成略早于花岗斑岩,而花岗斑岩形成时代略早于 Cu-Mo 矿化,并且花

岗斑岩与 Cu-Mo 矿化的世代最接近,暗示二者的成因关系更为密切。

4.2 岩石成因与源区特征

全岩地球化学是判断岩浆源区与演化过程的重要手段。但是在玉龙矿区,或许受到成矿过程中流体交代的作用,使得成矿的花岗斑岩具有更低的 K_2O 含量及显著的 Ba、Sr、P 负异常。排除上述影响因素,玉龙矿区发育的含矿二长花岗斑岩和成矿花岗斑岩均具有埃达克质岩的地球化学特征(即 $\text{SiO}_2 > 56\%$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$ 、 $\text{Y} \leq 18 \times 10^{-6}$ 、 $\text{Sr} \geq 400 \times 10^{-6}$; Defant and Drummond, 1990)。同时,二长花岗斑岩和花岗斑岩在成岩时代、全岩地球化学和 Sr-Nd 同位素组成方面具有高度相似性,加之二者密切的空间分布关系,暗示两个斑岩体起源于同一岩浆房,并具有相似的成因。

目前,关于埃达克岩或埃达克质岩石的成因有多种观点,主要包括:① 俯冲洋壳部分熔融(Defant and Drummond, 1990; 代作文等, 2018);② 俯冲陆壳部分熔融(姜子琦等, 2011; Chen *et al.*, 2015);③ 基性岩浆同化混染和分离结晶(Castillo *et al.*, 1999; Macpherson *et al.*, 2006);④ 玄武质岩浆与长英质岩浆的混合作用(Guo *et al.*, 2007);⑤ 加厚下地壳部分熔融(Hou *et al.*, 2011; Dai *et al.*, 2020a);⑥ 拆沉下地壳部分熔融(Xu *et al.*, 2002; Dai *et al.*, 2020b)。目前对于玉龙斑岩铜矿带富碱斑岩提出的成因模型主要包括:壳幔过渡带部分熔融模型(邓万明等, 1998; Wang *et al.*, 2001)、富集地幔部分熔融模式(张玉泉等, 2000)、大陆板片沿红河断裂带向东俯冲模式(Wang *et al.*, 2001)、大规模走滑诱发“岛弧型”地幔部分熔融(Hou *et al.*, 2003)、遭受古洋壳板片流体交代的壳幔过渡带部分熔融(侯增谦等, 2004; 杨志明等, 2008a)以及地幔中交代成因金云母-石榴子石-单斜辉石岩脉低程度

熔融模型 (Jiang *et al.*, 2006)。但无论是上述何种地质背景,埃达克岩的本质特征其实都是岩浆源区残留的石榴子石或角闪石导致的 (Castillo, 2012;

Chiaradia *et al.*, 2012)。因此若欲对矿床的岩浆源区进行判定,一定要结合成矿过程所处的地质时代来讨论。

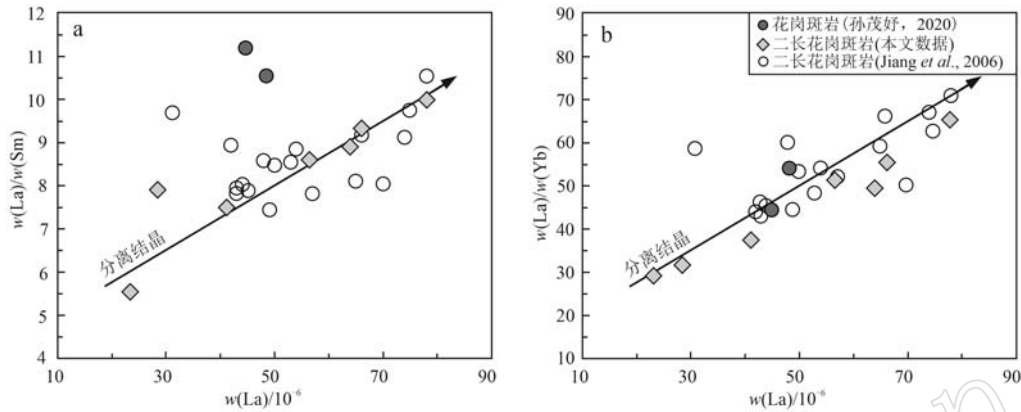


图 14 玉龙铜矿花岗斑岩、二长花岗斑岩的 La/Sm-La(a) 和 La/Yb-La(b) 图解

Fig. 14 La/Sm vs. La (a), La/Yb vs. La (b) diagrams for the monzogranite porphyry and granite porphyry in Yulong Cu deposit

玉龙复式斑岩形成于始新世,该时期羌塘地块周边的大洋均早已关闭,俯冲的洋壳也早已发生回卷 (rollback), 远离了羌塘的下地壳 (莫宣学等, 2006), 所以此时羌塘地块之下已不存在俯冲脱水的洋壳, 因此玉龙斑岩体不太可能由俯冲洋壳部分熔融形成。通常, 俯冲和拆沉地壳形成的岩浆在上升

过程中难免与上覆地幔楔发生相互作用, 从而导致形成的岩石具有较高的 MgO、Mg[#]、Cr 等元素含量 (姜子琦等, 2011; Chen *et al.*, 2015; 代作文等, 2018; Dai *et al.*, 2020a)。然而绝大多数玉龙斑岩样品具有较低的 MgO、Mg[#] 和 Cr 含量 (图 15), 显然与俯冲或拆沉背景下形成的埃达克质岩石特征不

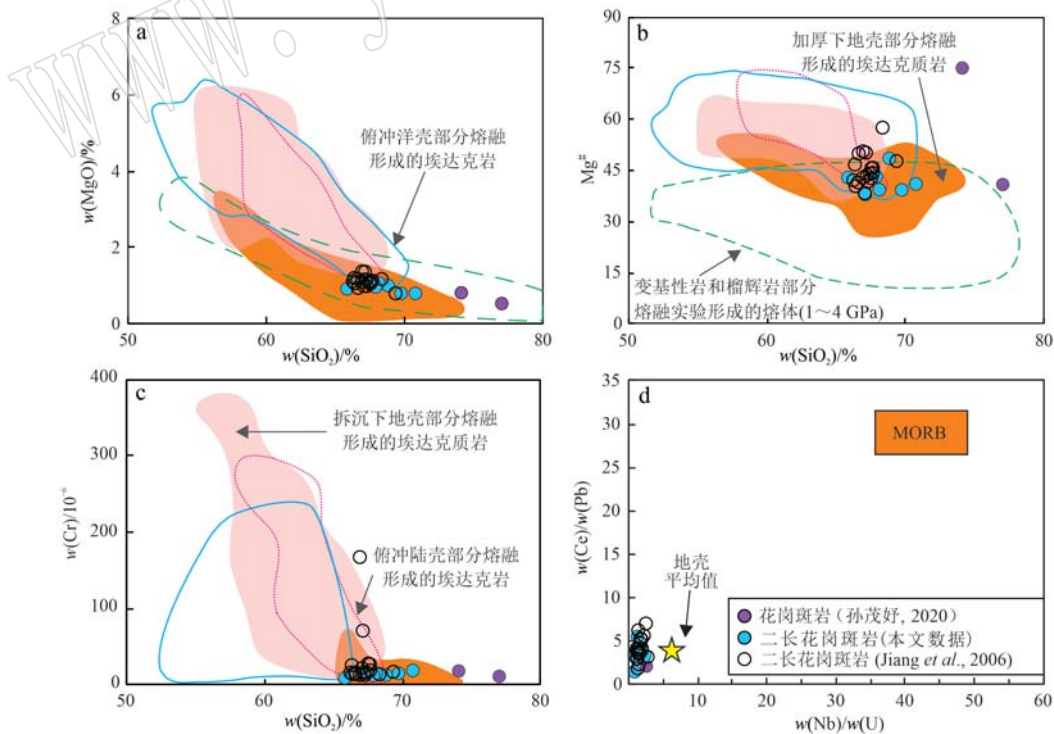


图 15 玉龙铜矿花岗斑岩、二长花岗斑岩的 MgO-SiO₂ (a)、Mg[#]-SiO₂ (b)、Cr-SiO₂ (c) 和 Ce/Pb-Nb/U (d) 图解 (底图引自 Dai *et al.*, 2020a)

Fig. 15 MgO vs. SiO₂ (a), Mg[#] vs. SiO₂ (b), Cr vs. SiO₂ (c), and Ce/Pb vs. Nb/U (d) diagrams for the monzogranite porphyry and granite porphyry in Yulong Cu deposit (after Dai *et al.*, 2020a)

符。因此,玉龙斑岩体不太可能由俯冲洋壳、俯冲陆壳或拆沉加厚下地壳部分熔融形成(图 15a、15c、15d)。

研究表明,玄武质岩浆在高压下分离结晶(有石榴子石参与)或低压下分离结晶(有橄榄岩+单斜辉石+斜长石+角闪石+钛铁矿参与)均可产生具有埃达克质地球化学特征的岩浆(Castillo *et al.*, 1999; Macpherson *et al.*, 2006)。然而,要通过分离结晶作用形成体积足以成矿的长英质岩浆需要更多的玄武质母岩浆。但研究区及附近均未发现大规模的同时代的基性岩(Yang *et al.*, 2014; Sun *et al.*, 2020),因此基性岩浆分离结晶作用也不适用于玉龙斑岩。研究表明,一些微量元素在部分熔融和分离结晶过程中显示出截然不同的变化趋势,例如,在分离结晶过程中 La/Sm 和 La/Yb 值相对稳定,而在部分熔融过程中 La/Sm 和 La/Yb 值具有显著变化,且与 La 含量呈现明显的正相关性(李洪梁等, 2019; Dai *et al.*, 2020a, 2020b)。在 La/Sm-La 和 La/Yb-La 图解上(图 14),玉龙斑岩样品的 La/Sm 和 La/Yb 值与 La 含量具有明显的相关性,表明其主要受部分熔融控制,而分离结晶作用不明显。另外,岩石中较低的 $Mg^{\#}$ 值及 Cr 含量也与地幔起源的熔体不吻合。相反,岩石具有显著的 Nb、Tb 负异常,较低的 Nb/U 和 Ce/Pb 值,与 MORB 显著不同,但与地壳值接近,暗示玉龙斑岩主要起源于地壳(图 15)。

而在始新世,由于中生代弧岩浆的底垫,北羌塘的地壳厚度已增至 40~45 km(魏君奇等, 2005; Yang *et al.*, 2014; Dong *et al.*, 2020),是最贴近地幔岩石圈的地壳部分,如果玉龙成矿岩体来自于羌塘地壳的部分熔融,那么最有可能的源区即是这一地壳端员。通常,加厚的玄武质下地壳部分熔融形成的埃达克质岩浆具有较低的 MgO 、 $Mg^{\#}$ 和相容元素含量(如 Cr 和 Ni),且与变基性岩和榴辉岩部分熔融形成的实验熔体相似(通常 $Mg^{\#}$ 小于 45; Rapp and Watson, 1995; Rapp *et al.*, 1999)。玉龙斑岩样品具有较低的 MgO 、 $Mg^{\#}$ 和 Cr 含量,与加厚下地壳部分熔融形成的埃达克质岩石相似(图 15b)。因此,玉龙埃达克质斑岩最可能由北羌塘玄武质下地壳部分熔融而成。

值得注意的是,与羌塘地块下地壳铁镁质榴辉岩包体相比 [$\epsilon Nd(t) = -4.7 \sim -10.1$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7108 \sim 0.7132$; Lai *et al.*, 2011],玉龙斑岩体具有更亏损的 Sr-Nd 同位素组成 [$\epsilon Nd(t) = -4.61 \sim$

-1.93 , ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_i = 0.7062~0.7070],暗示源区中可能存在新生亏损物质的加入。Yang 等(2014)在研究玉龙斑岩铜矿带最北西侧的始新世纳日贡玛斑岩钼(铜)矿床成矿斑岩成因时,基于该埃达克质斑岩体亏损的全岩 Sr-Nd 同位素和锆石 Hf 同位素,以及高 SiO_2 、 K_2O 含量,低 MgO 和相容元素含量等特点,认为其形成过程中岩浆混合作用显著,并提出:被交代过的含金云母岩石圈地幔产生的钾质-超钾质铁镁质熔体底垫到加厚的新生下地壳之下并导致下地壳发生部分熔融而产生成矿的高钾埃达克质岩浆。在 $\epsilon Nd(t) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 图解上(图 16),玉龙斑岩样品点落在了纳日贡玛成矿斑岩与羌塘地块下地壳铁镁质榴辉岩包体之间,并更靠近纳日贡玛成矿斑岩一侧,暗示玉龙斑岩源区可能与纳日贡玛成矿斑岩具有相似的源区特征,即形成玉龙斑岩体岩浆的源区除了加厚下地壳物质外还可能有钾质-超钾质岩浆的加入,但源区中钾质-超钾质岩浆的贡献更少。此外,玉龙斑岩高 K_2O (平均>4%) 特征以及与其 Batu Tara 钾质岩相似的 Sr-Nd 同位素组成(图 16)均暗示钾质岩在玉龙斑岩形成过程中起了重要作用。

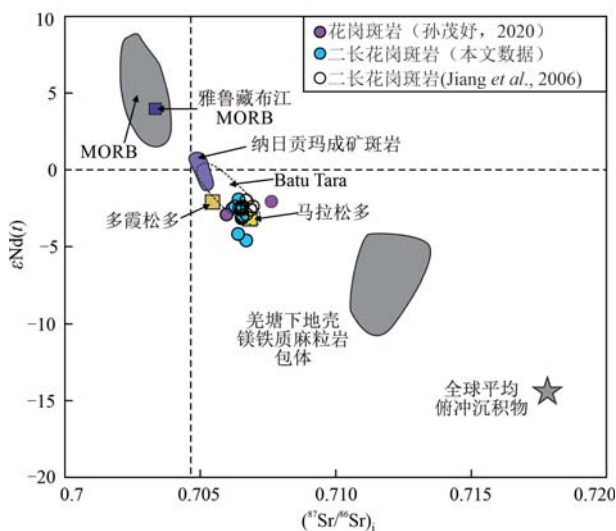


图 16 玉龙铜矿花岗斑岩、二长花岗斑岩的 $\epsilon Nd(t) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 图解(纳日贡玛数据引自杨志明等, 2008b; 多霞松多和马拉松多数数据引自张玉泉等, 2000; 羌塘下地壳榴辉岩包体数据引自 Lai *et al.*, 2011)

Fig. 16 $\epsilon Nd(t)$ vs. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ diagrams for the monzogranite porphyry and granite porphyry in Yulong Cu deposit (Narijiongma from Yang *et al.*, 2008b; Duoxiasongduo and Malasongduo from Zhang *et al.*, 2000; Elogite enclaves in the lower crust of Qiangtang from Lai *et al.*, 2011)

综上所述,玉龙二长花岗斑岩岩浆来自于下地壳基性物质的部分熔融,其残余相中富集的石榴子石使得熔融产物具有较高的 La/Yb 值(La/Yb \approx 30; 见图 14)和明显的埃达克质特征。而这些岩浆在由于浮力作用向上运移、冷却的过程中,发生了角闪石的晶出,角闪石富集中、重稀土元素的特征使得残余熔体中的埃达克质特征更为明显。同时,角闪石的结晶可以显著提升残余熔体中的 H₂O、Cl、Cu、S 的含量(Enami *et al.*, 1992; Sato *et al.*, 2005; Hsu *et al.*, 2017),提升岩浆成矿潜力。而正是上述两种过程的叠加导致的玉龙斑岩铜矿中的 La_N/Yb_N 值远高于世界范围内的其他斑岩铜矿(Zarasvandi *et al.*, 2015)。

4.3 成矿差异控制因素

如前所述,玉龙含矿二长花岗斑岩与成矿的花岗斑岩形成时代接近,Sr-Nd 同位素和全岩地球化学特征基本一致,表明其具有相同的岩浆源区和岩石成因,仅代表两次时间接近的脉冲式岩浆作用的产物。因此,两期斑岩的成矿差异不太可能是岩浆源区不同所造成的。

研究表明,锆石微量元素组成能在一定程度上反映岩浆的成矿潜力,如锆石的 Eu/Eu*、(Eu/Eu*)/Y、(Ce/Nd)/Y 和 Dy/Yb 值等能定性反映岩浆的水含量(Lu *et al.*, 2016),而锆石中 U、Ce、Ti 含量能直接定量岩浆的氧逸度(Loucks *et al.*, 2020)。通常,成矿的岩体较不成矿的岩体具有更高的 Eu/Eu* (>0.3)、10 000 × (Eu/Eu*)/Y (>1)、(Ce/Nd)/Y (>0.01) 及更低的 Dy/Yb 值 (<0.3),其指示异常高的岩浆水含量。玉龙二长花岗斑岩和花岗斑岩中锆石微量元素组成表明,两期斑岩锆石均具有较高的 Eu/Eu* (>0.44)、10 000 × (Eu/Eu*)/Y (>3.6)、(Ce/Nd)/Y (>0.01) 及较低的 Dy/Yb 值 (<0.31, 平均 0.22),显示两者均具有很高的岩浆水含量。因此,两期斑岩的水含量可能也不是导致成矿差异的主导因素。根据 Loucks 等(2020)提出的氧逸度计算公式,计算得到含矿二长花岗斑岩 log_fO₂ 为 -17.35 ~ -14.10 (平均 -15.48), ΔFMQ 为 0.29 ~ 2.29 (平均为 1.44),花岗斑岩 log_fO₂ 为 -16.65 ~ -12.79 平均 -14.84), ΔFMQ 为 1.07 ~ 2.74 (平均为 1.80)。两者氧逸度均较高,与多数成矿斑岩所需的高氧逸度(通常 ΔFMQ > 1)一致(Richards, 2015; Lu *et al.*, 2016)。但相对而言,花岗斑岩较二长花岗岩具有更高的氧逸度,暗示二者氧逸度的差异可能是

导致成矿性显著不同的重要因素。

5 结论

(1) 同位素年代学数据表明,玉龙矿区的二长花岗斑岩具有与花岗斑岩近似的结晶年龄,为 42 ~ 41 Ma,二长花岗斑岩形成略早于花岗斑岩,花岗斑岩为成矿岩体,而二长斑岩为含矿岩体(形成于成矿之前),与野外地质事实相吻合。

(2) 玉龙矿区二长花岗斑岩和花岗斑岩均具有埃达克质岩的地球化学特征,并且全岩主微量地球化学和 Sr-Nd 同位素组成高度相似,暗示两个斑岩体起源于同一岩浆房,成因相似。

(3) 玉龙斑岩具有高 K₂O 含量,较低的 MgO、Mg[#]、Cr,显著的 Nb、Ta 负异常,较低的 Nb/U 和 Ce/Pb 值,以及更亏损的 Sr-Nd 同位素组成,暗示玉龙矿床两类斑岩来源加厚下地壳的部分熔融,可能有钾质-超钾质岩浆的加入贡献。综合分析认为玉龙矿床的母岩浆起源于新生下地壳的部分熔融。

(4) 锆石微量元素的进一步分析显示,二长花岗斑岩及花岗斑岩均具有较高且相似的含水量;两者也具有高的岩浆氧逸度,但花岗斑岩具有更大的变化范围,且较二长花岗岩具有更高的氧逸度,暗示二者氧逸度的差异可能导致了成矿性的不同。

致谢 野外工作得到了周利敏、曲焕春、高天、莫凌超、张佳钰等人员的大力协助;马旺在成文过程中给予了很多帮助;审稿专家和编辑老师认真审阅全文并提出了宝贵的修改意见,在此一并表示感谢。

References

- Chang J, Li J W, Selby D, *et al.* 2017. Geological and chronological constraints on the long-lived Eocene Yulong porphyry Cu-Mo deposit, eastern Tibet: Implications for the lifespan of giant porphyry Cu deposits[J]. *Economic Geology*, 112(7): 1 719~1 746.
- Chen F K, Hegner E and Todt W. 2000. Zircon ages and Nd isotopic and chemical compositions of ort-hogneisses from the Black Forest, Germany: Evidence for a Cambrian magmatic arc [J]. *International Journal of Earth Sciences*, 88 (4): 791~802.

- Castillo P R. 2012. Adakite petrogenesis[J]. *Lithos*, 134: 304~316.
- Castillo P R, Janney P E and Solidum R U. 1999. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134: 33~51.
- Chen F K, Li X H, Wang X L, *et al.* 2007. Zircon age and Nd-Hf isotopic composition of the Yunnan Tethyan belt, southwestern China [J]. *International Journal of Earth Sciences*, 96(6): 1 179~1 194.
- Chen L, Qin K Z, Li G M, *et al.* 2015. Zircon U-Pb ages, geochemistry, and Sr-Nd-Pb-Hf isotopes of the Nuri intrusive rocks in the Gangdese area, southern Tibet: Constraints on timing, petrogenesis, and tectonic transformation[J]. *Lithos*, 212~215: 379~396.
- Chiaradia M, Ulianov A, Kouzmanov K, *et al.* 2012. Why large porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas? [J]. *Scientific Reports*, 2: 1~7.
- Chung S L, Liu D, Ji J, *et al.* 2003. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet[J]. *Geology*, 31(11): 1 021~1 024.
- Chung S L, Lo C H, Lee T Y, *et al.* 1998. Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago[J]. *Nature*, 394(6 695): 769~773.
- Cooke D R, Hollings P and Walshe J L. 2005. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls[J]. *Economic geology*, 100(5): 801~818.
- Dai Z W, Dong L, Li G M, *et al.* 2020a. Crustal thickening prior to 43 Ma in the Himalaya: Evidence from lower crust-derived adakitic magmatism in Dala, eastern Tethyan Himalaya, Tibet [J]. *Geological Journal*, 55: 4 021~4 046.
- Dai Z W, Huang H X, Li G M, *et al.* 2020b. Formation of Late Cretaceous high-Mg granitoid porphyry in central Lhasa, Tibet: Implications for crustal thickening prior to India-Asia collision[J]. *Geological Journal*, 55: 6 696~6 717.
- Dai Zuowen, Li Guangming, Ding Jun, *et al.* 2018. Late Cretaceous adakite in Nuri area, Tibet: Products of ridge subduction[J]. *Earth Science*, 43(8): 2 727~2 741 (in Chinese with English abstract).
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere [J]. *Nature*, 347: 662~665.
- Deng Wanming, Huang Xuan and Zhong Dalai. 1998. Petrological characteristics and genesis of Cenozoic alkali-rich porphyries in eastern Yunnan[J]. *Scientia Geologica Sinica*, 33(4): 412~425 (in Chinese with English abstract).
- Ding L, Kapp P and Wan X Q. 2005. Paleocene-Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asia collision, south central Tibet [J]. *Tectonics*, 24(3): doi:10.1029/2004TC001729.
- Dong Y C, Wang M, Fan J J, *et al.* 2020. Late Jurassic I-type rhyolites from the Duobuza region, north-central Tibet: Evidence for the occurrence of juvenile lower crust and crustal growth in the Southern Qiangtang Terrane[J]. *International Geology Review*, 62: 1 450~1 466.
- Enami M, Liou J G and Bird D K. 1992. Cl-bearing amphibole in the Salton Sea geothermal system, California[J]. *The Canadian Mineralogist*, 30(4): 1 077~1 092.
- Ferry J and Watson E. 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(4): 429~437.
- Gao Y F, Hou Z Q, Kamber B S, *et al.* 2007. Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: Evidence for slab melt metasomatism[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153: 105~120.
- Gu X X, Tang J X, Wang C S, *et al.* 2003. Himalayan magmatism and porphyry copper-molybdenum mineralization in the Yulong ore belt, East Tibet[J]. *Mineralogy & Petrology*, 78(1~2): 1~20.
- Guo Z F, Wilson M and Liu J Q. 2007. Post-collisional adakites in south Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust [J]. *Lithos*, 96: 205~224.
- Holwell D A, Fiorentini M, McDonald I, *et al.* 2019. A metasomatized lithospheric mantle control on the metallogenic signature of post-subduction magmatism[J]. *Nature Communications*, 10: 1~10.
- Hoskin P W O and Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1): 27~62.
- Hou Z Q, Ma H W, Khin Zaw, *et al.* 2003. The Himalayan Yulong porphyry copper belt: Product of large-scale strike-slip faulting in eastern Tibet[J]. *Economic Geology*, 98: 125~145.
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, *et al.* 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 220(1): 139~155.
- Hou Zengqian, Mo Xuanxue, Gao Yongfeng, *et al.* 2003. Adakite, a possible host rock for porphyry copper deposits: Case studies of porphyry copper belts in Tibetan Plateau and in Northern Chile [J]. *Mineral Deposits*, 22(1): 1~12 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Yang Z M, Lu Y J, *et al.* 2015. A genetic linkage between subduction-and collision-related porphyry Cu deposits in continental collision zones[J]. *Geology*, 43(3): 247~250.

- Hou Z Q, Yang Z M, Qu X M, *et al.* 2009. The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan Orogen[J]. *Ore geology reviews*, 36(1~3): 25~51.
- Hou Z Q, Zhang H R, Pan X F, *et al.* 2011. Porphyry Cu (-Mo-Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust: Examples from the eastern Tethyan metallogenic domain[J]. *Ore Geology Reviews*, 39: 21~45.
- Hou Z Q, Zheng Y C, Yang Z M, *et al.* 2013. Contribution of mantle components within juvenile lower-crust to collisional zone porphyry Cu systems in Tibet[J]. *Mineralium Deposita*, 48(2): 173~192.
- Hou Zengqian, Zhong Dalai and Deng Wanming. 2004. A tectonic model for porphyry copper-molybdenum-gold metallogenic belts on the eastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Geology in China*, 31(1): 1~16 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Zhou Y, Wang R, *et al.* 2017. Recycling of metal-fertilized lower continental crust: Origin of non-arc Au-rich porphyry deposits at cratonic edges[J]. *Geology*, 45(6): 563~566.
- Hsu Y J, Zajacz Z, Ulmer P, *et al.* 2017. Copper partitioning between silicate melts and amphibole: Experimental insight into magma evolution leading to porphyry copper ore formation[J]. *Chemical Geology*, 448: 151~163.
- Huang M L, Bi X W, Gao J F, *et al.* 2019. Sulfur and lead isotopic variations in the giant Yulong porphyry Cu (Mo Au) deposit from the eastern Tibetan Plateau: Implications for origins of S and Pb, and metal precipitation[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 197: 70~83.
- Jiang Y H, Jiang S Y, Ling H F, *et al.* 2006. Low-degree melting of a metasomatized lithospheric mantle for the origin of Cenozoic Yulong monzogranite-porphyry, east Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 241: 617~633.
- Jiang Yaohui, Jiang Shaoyong, Ling Hongfei, *et al.* 2006. Petrogenesis of Cu-bearing porphyry associated with continent-continent collisional setting: Evidence from the Yulong porphyry Cu ore-belt, ore-belt, east Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 697~706 (in Chinese with English abstract).
- Jiang Ziqi, Wang Qiang, Wyman D A, *et al.* 2011. Origin of ~30 Ma Chongmuda adakitic intrusive rocks in the southern Gangdese region, southern Tibet: Partial melting of the northward subducted Indian continent crust? [J]. *Geochimica*, 40(2): 126~146 (in Chinese with English abstract).
- Lai S C, Qin J F and Grapes R. 2011. Petrochemistry of granulite xenoliths from the Cenozoic Qiangtang volcanic field, northern Tibetan Plateau: Implications for lower crust composition and genesis of the volcanism[J]. *International Geology Review*, 53: 926~945.
- Li Hongliang, Li Guangming, Liu Hong, *et al.* 2019. Petrogenesis of paleocene granite porphyry of Daruo area in western lhasa block, Tibet: Constraints from geochemistry, zircon U-Pb chronology and Sr-Nd-Pb-Hf isotopes[J]. *Earth Science*, 44(7): 2 275~2 294 (in Chinese with English abstract).
- Li Yinqing, Rui Zongyao and Cheng Laixian. 1981. Fluid inclusion and mineralization of the Yulong porphyry copper (molybdenum) deposit [J]. *Acta Geologica Sinica*, 60(3): 216~231 (in Chinese with English abstract).
- Lin B, Wang L Q, Tang J X, *et al.* 2018. Geology, geochronology, geochemical characteristics and origin of Baomai porphyry Cu (Mo) deposit, Yulong Belt, Tibet[J]. *Ore Geology Reviews*, 92: 186~204.
- Loucks R R, Fiorentini M L and Henríquez G J. 2020. New magmatic oxybarometer using trace elements in zircon[J]. *Journal of Petrology*, 61(3): ega034.
- Lu Y J, Loucks R R, Fiorentini M L, *et al.* 2015. Fluid flux melting generated postcollisional high Sr/Y copper ore-forming water-rich magmas in Tibet[J]. *Geology*, 43: 583~586.
- Lu Y J, Loucks R R, Fiorentini M L, *et al.* 2016. Zircon compositions as a pathfinder for porphyry Cu±Mo±Au deposits[J]. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 19: 329~347.
- Ma Hongwen. 1990. The genetic type of granitic porphyries in Yulong copper belt, eastern Xizang[J]. *Journal of Chengdu College of Geology*, 17(3): 68~75 (in Chinese with English abstract).
- Macpherson C G, Dreher S T and Thirlwall M F. 2006. Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines[J]. *Earth Planetary Science Letters*, 243: 581~593.
- Middlemost E A. 1986. *Magmas and Magmatic Rocks and Introduction to Igneous Petrology*[M]. London: Longman.
- Mo Xuanxue and Pan Guitang. 2006. From the Tethys to the formation of the Qinghai Tibet Plateau: Constrained by tectono magmatic events [J]. *Earth Science Frontiers*, 13(6): 43~51 (in Chinese with English abstract).
- Rapp R P, Shimizu N, Norman M D, *et al.* 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa[J]. *Chemical Geology*, 160: 335~356.
- Rapp R P and Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling[J]. *Journal of Petrology*, 36: 891~931.
- Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-

- Au) deposit formation [J]. *Economic Geology*, 98(8): 1 515 ~ 1 533.
- Richards J P. 2015. The oxidation state, and sulfur and Cu contents of arc magmas: Implications for metallogeny [J]. *Lithos*, 233: 27~45.
- Rui Zongyao, Huang Chongke, Qi Guoming, *et al.* 1984. Porphyry Copper (Molybdenum) Deposits of China [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Sato H, Holtz F, Behrens H, *et al.* 2005. Experimental petrology of the 1991-1995 Unzen dacite, Japan. Part II: Cl/OH partitioning between hornblende and melt and its implications for the origin of oscillatory zoning of hornblende phenocrysts [J]. *Journal of Petrology*, 46(2): 339~354.
- Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits [J]. *Economic Geology*, 67(7): 184~197.
- Sillitoe R H. 2010. Porphyry copper systems [J]. *Economic Geology*, 105: 3~41.
- Sun Maoyu. 2020. The Yulong Giant Porphyry Copper-Molybdenum Deposit in Tibet: Magmatism and Mineralization [D]. Beijing: Peking University, 1~191 (in Chinese with English abstract).
- Sun M Y, Monecke T, Reynolds T J, *et al.* 2020. Understanding the evolution of magmatic-hydrothermal systems based on microtextural relationships, fluid inclusion petrography, and quartz solubility constraints: Insights into the formation of the Yulong Cu-Mo porphyry deposit, eastern Tibetan Plateau, China [J]. *Mineralium Deposita*, 56: 823~842.
- Sun Maoyu, Qu Huanchun, Li Qiuyun, *et al.* 2015. Recognition of the ore-forming porphyry in the Yulong Cu deposit and its geological significance [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 34(4): 493~504 (in Chinese with English abstract).
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and process [J]. *Geological Society of London Special Publication*, 42: 313~345.
- Tang Juxing, Wang Chenghui, Qu Wenjun, *et al.* 2009. Re-Os isotopic dating of molybdenite from the Yulong porphyry copper-molybdenite deposit in Tibet and Its Metallogenic significance [J]. *Rock and Mineral Analysis*, 28(3): 215~218 (in Chinese with English abstract).
- Tang Renli and Luo Huaisong. 1995. The Geology of Yulong Porphyry Copper (Molybdenum) Ore Belt, Xizang (Tibet) [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese with English abstract).
- Wang J H, Yin A, Harrison T M, *et al.* 2001. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 188: 123~133.
- Wang Zhaolin, Yang Zhiming, Yang Zhusen, *et al.* 2008. Narigongma porphyry molybdenite copper deposits, northern extension of Yulong copper belt: Evidence from the age of Re-Os isotope [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(3): 503~510 (in Chinese with English abstract).
- Wei Junqi, Yao Huazhou, Niu Zhijun, *et al.* 2005. Identification of the adakitic rock association in Chibzhang Co area, northern Tibet, and its significance [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 24(3): 173~178 (in Chinese with English abstract).
- Xie Yuling, Hou Zengqian, Xu Jiuhua, *et al.* 2005. Evolution of multi-stage ore-forming fluid and mineralization: Evidence from fluid inclusions in Yulong porphyry copper deposit, east Tibet [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21(5): 1 409~1 415 (in Chinese with English abstract).
- Xu J F, Shinjo R, Defant M J, *et al.* 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust? [J]. *Geology*, 30(12): 1 111~1 114.
- Yang Z M and Cooke D R. 2019. Porphyry copper deposits in China [J]. *Society of Economic Geologists SEG Special Publications*, 22: 133~187.
- Yang Z M, Goldfarb R and Chang Z S. 2016. Generation of postcollisional porphyry copper deposits in southern Tibet triggered by subduction of the Indian continental plate [J]. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 19: 279~300.
- Yang Zhiming, Hou Zengqian, Song Yucai, *et al.* 2008a. Qulong super-large porphyry Cu deposit in Tibet Geology, alteration and mineralization [J]. *Mineral Deposits*, 27(3): 279~318 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z M, Hou Z Q, Xu J F, *et al.* 2014. Geology and origin of the post-collisional Narigongma porphyry Cu-Mo deposit, southern Qinghai, Tibet [J]. *Gondwana Research*, 26(2): 536~556.
- Yang Zhiming, Hou Zengqian, Yang Zhusen, *et al.* 2008b. Genesis of porphyry and tectonic controls on the Narigongma porphyry Mo(-Cu) deposit, southern Qinghai [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(3): 489~502 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z M, Lu Y J, Hou Z Q, *et al.* 2015. High-Mg diorite from Qulong in southern Tibet: Implications for the genesis of adakite-like intrusions and associated porphyry Cu deposits in collisional orogens [J]. *Journal of Petrology*, 56(2): 227~254.
- Yu Chao, Yang Zhiming, Zhou Limin, *et al.* 2019. Impact of laser focus on accuracy of U-Pb dating of zircons by LA-ICP MS [J]. *Mineral Deposits*, 38(1): 21~28 (in Chinese with English abstract).
- Zarasvandi A, Rezaei M, Sadeghi M, *et al.* 2015. Rare earth element

- signatures of economic and sub-economic porphyry copper systems in Urumieh-Dokhtar magmatic arc (UDMA), Iran [J]. *Ore Geology Reviews*, 70: 407~423.
- Zhang Yuquan, Xie Yingwen, Liang Huaying, *et al.* 1998a. Petrogenesis series and the ore-bearing porphyries of the Yulong copper ore belt in eastern Tibet [J]. *Geochimica*, 27(3): 236~243 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Yuquan, Xie Yingwen, Li Xianhua, *et al.* 2000. Isotopic characteristics of magmatic rocks of potassic basalt series in eastern Tibetan Plateau: Petrogenesis and its tectonic significance [J]. *Science in China*, 30(5): 493~498 (in Chinese).
- Zhang Yuquan, Xie Yingwen, Qiu Huaming, *et al.* 1998b. Shoshonitic series: Sr, Nd, and Pb isotopic compositions of ore-bearing porphyry for Yulong copper ore belt in the eastern Xizang (Tibet) [J]. *Scientia Geologica Sinica*, 33(3): 359~366 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Yuquan, Xie Yingwen, Qiu Huaming, *et al.* 1998c. Shoshonitic series: Geochemical characteristics of elements for ore-bearing porphyry from Yulong copper ore belt in eastern Tibet [J]. *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*, 23(6): 557~561 (in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 代作文, 李光明, 丁俊, 等. 2018. 西藏努日晚白垩世埃达克岩: 洋脊俯冲的产物 [J]. *地球科学*, 43(8): 2 727~2 741.
- 邓万明, 黄莹, 钟大赉. 1998. 滇西新生代富碱斑岩的岩石特征与成因 [J]. *地质科学*, 33(4): 412~425.
- 侯增谦, 莫宣学, 高永丰, 等. 2003. 埃达克岩: 斑岩铜矿的重要含矿母岩——以西藏和智利斑岩铜矿为例 [J]. *矿床地质*, 22(1): 1~12.
- 侯增谦, 钟大赉, 邓万明. 2004. 青藏高原东缘斑岩铜钼金成矿带的构造模式 [J]. *中国地质*, 31(1): 1~14.
- 姜耀辉, 蒋少涌, 凌洪飞, 等. 2006. 陆-陆碰撞造山环境下含铜斑岩岩石成因——以藏东玉龙斑岩铜矿带为例 [J]. *岩石学报*, 22(3): 697~706.
- 姜子琦, 王强, WYMAN D A, 等. 2011. 西藏冈底斯南缘冲木达约 30 Ma 埃达克质侵入岩的成因: 向北俯冲的印度陆壳的熔融? [J]. *地球化学*, 40(2): 126~146.
- 李洪梁, 李光明, 刘洪, 等. 2019. 拉萨地体西段达若地区古新世花岗岩成因: 锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学和 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素的约束 [J]. *地球科学*, 44(7): 2 275~2 297.
- 李荫清, 芮宗瑶, 程莱仙. 1981. 玉龙斑岩铜-钼-矿床的流体包裹体及成矿作用研究 [J]. *地质学报*, 16(3): 216~231.
- 马鸿文. 1990. 论藏东玉龙铜矿带花岗岩斑岩类的成因类别 [J]. *成都地质学院学报*, 17(3): 68~75.
- 莫宣学, 潘桂棠. 2006. 从特提斯到青藏高原形成: 构造-岩浆事件的约束 [J]. *地学前缘*, 13(6): 43~51.
- 芮宗瑶, 黄崇轲, 齐国明, 等. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床 [M]. 北京: 地质出版社, 237~239.
- 孙茂好. 2020. 西藏玉龙超大型斑岩铜-钼矿床成因研究 [D]. 北京: 北京大学, 1~189.
- 孙茂好, 曲焕春, 李秋耘, 等. 2015. 西藏玉龙铜矿床成矿斑岩的厘定及地质意义 [J]. *岩石矿物学杂志*, 34(4): 493~504.
- 唐菊兴, 王成辉, 屈文俊, 等. 2009. 西藏玉龙斑岩铜钼矿辉钼矿铼-钨同位素定年及其成矿学意义 [J]. *岩矿测试*, 28(3): 215~218.
- 唐仁鲤, 罗怀松. 1995. 西藏玉龙斑岩铜(钼)矿带地质 [M]. 北京: 地质出版社.
- 王召林, 杨志明, 杨竹森, 等. 2008. 纳日贡玛斑岩铜钼矿床: 玉龙铜矿带的北延——来自辉钼矿 Re-Os 同位素年龄的证据 [J]. *岩石学报*, 24(3): 503~510.
- 魏君奇, 姚华舟, 牛志军, 等. 2005. 藏北赤布张错地区埃达克岩的厘定及其意义 [J]. *岩石矿物学杂志*, 24(3): 173~178.
- 谢玉玲, 侯增谦, 徐九华, 等. 2005. 藏东玉龙斑岩铜矿床多期流体演化与成矿的流体包裹体证据 [J]. *岩石学报*, 21(5): 1 409~1 415.
- 杨志明, 侯增谦, 宋玉财, 等. 2008a. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床: 地质、蚀变与成矿 [J]. *矿床地质*, 27(3): 279~318.
- 杨志明, 侯增谦, 杨竹森, 等. 2008b. 青海纳日贡玛斑岩铜(钼)矿床: 岩石成因及构造控制 [J]. *岩石学报*, 24(3): 489~502.
- 于超, 杨志明, 周利敏, 等. 2019. 激光焦平面变化对 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 定年准确度的影响 [J]. *矿床地质*, 38(1): 21~28.
- 张玉泉, 谢应雯, 李献华, 等. 2000. 青藏高原东部钾玄岩系岩浆岩同位素特征: 岩石成因及其构造意义 [J]. *中国科学(D辑: 地球科学)*, 30(5): 493~98.
- 张玉泉, 谢应雯, 梁华英, 等. 1998a. 藏东玉龙铜矿带含矿斑岩及成岩系列 [J]. *地球化学*, 27(3): 236~243.
- 张玉泉, 谢应雯, 邱华宁, 等. 1998b. 钾玄岩系列: 藏东玉龙铜矿带含矿斑岩 Sr、Nd、Pb 同位素组成 [J]. *地质科学*, 33(3): 359~366.
- 张玉泉, 谢应雯, 邱华宁, 等. 1998c. 钾玄岩系列: 藏东玉龙铜矿带含矿斑岩元素地球化学特征 [J]. *地球科学——中国地质大学学报*, 23(6): 557~561.