

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2020.216>



西藏隆格尔铁矿床成岩成矿时代及对区域多期铁成矿作用的启示:地球化学、锆石 U-Pb 及金云母 Ar-Ar 同位素定年约束

高顺宝¹, 郑有业², 田坎², 陈鑫², 姜晓佳², 顾艳荣²

1. 中国地质大学地质调查研究院, 湖北武汉 430074

2. 中国地质大学资源学院, 湖北武汉 430074

摘要: 为了查明冈底斯成矿带隆格尔富铁矿床的成矿时代、形成环境及其对区域铁成矿作用的指示, 对该矿床开展了岩石地球化学、锆石 U-Pb 年代学和 Lu-Hf 同位素及金云母 Ar-Ar 定年分析, 结果表明: (1) 矿区存在早白垩世花岗闪长岩 (116.3 Ma) 和晚白垩世闪长岩 (94.3~93.8 Ma) 两个阶段的岩浆活动, 主矿体金云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 等时线年龄为 93.71 ± 2.96 Ma, 表明该铁矿形成于晚白垩世; (2) 与主矿体成矿相关的闪长岩具较低 SiO_2 含量 (52.17%~55.32%), 富集 LREE 及 Rb、Ba、Pb 等大离子亲石元素, 亏损 HREE 和 Nb、Ta、Ti 等高场强元素, 属于高钾钙碱性和准铝质岩石系列, 锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 介于 1.4~3.6, $\text{Mg}^\#$ 指数极高 (0.59~0.64), 暗示成矿岩体有较多的幔源物质加入, 具有壳幔混合特征; (3) 结合冈底斯带其他铁矿床时代, 可以将冈底斯铁成矿作用划分为 ~115 Ma、~94 Ma 和 50~65 Ma 三期, 隆格尔铁矿床属于冈底斯带新一期 (晚白垩世) 富铁成矿作用; (4) 对比冈底斯成矿带多阶段矽卡岩型铁成矿作用发现, 隆格尔铁成矿岩体与其他时期铁矿具有明显的地球化学差异, 幔源物质较多的中基性岩浆相对于酸性岩浆可能更容易形成富铁矿床。

关键词: 年代学; 矽卡岩型; 富铁矿床; 壳幔混合; 隆格尔; 冈底斯; 地球化学。

中图分类号: P581

文章编号: 1000-2383(2021)06-1941-19

收稿日期: 2020-06-10

Geochronology of Magmatic Intrusions and Mineralization of Lunggar Iron Deposit in Tibet and Its Implications for Regional Multi-Stage Iron Mineralization: Geochemistry, Zircon U-Pb and Phlogopite Ar-Ar Isotopic Dating Constraints

Gao Shunbao¹, Zheng Youye², Tian Kan², Chen Xin², Jiang Xiaojia², Gu Yanrong²

1. Institute of Geological Survey, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Faculty of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

Abstract: To find out the metallogenic age and environment of Lunggar iron-rich ore deposit and its indication of regional iron mineralization in Gangdese Belt, the petrogeochemistry, zircon U-Pb chronology, zircon Lu-Hf isotopes, and Ar-Ar dating of phlogopite have been carried out. The results show that: (1) there are two stages of magmatism: Early Cretaceous granodiorite

基金项目: 国家地质调查项目 (No. DD20190159-33); 国家重点研发计划项目 (No. 2016YFC0600300).

作者简介: 高顺宝 (1980—), 男, 博士, 主要从事青藏高原区域成矿作用及找矿评价研究. ORCID: 0000-0001-5853-3692. E-mail: gaoshunbao2002@163.com

引用格式: 高顺宝, 郑有业, 田坎, 等, 2021. 西藏隆格尔铁矿床成岩成矿时代及对区域多期铁成矿作用的启示: 地球化学、锆石 U-Pb 及金云母 Ar-Ar 同位素定年约束. 地球科学, 46(6): 1941-1959.

(116.3 Ma) and Late Cretaceous diorite (94.3–93.8 Ma). The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isochron age of gold mica in the main orebody is 93.71 ± 2.96 Ma, indicating that the deposit was formed in the Late Cretaceous. (2) The diorite related to the mineralization is characterized by low SiO_2 content (52.17%–55.32%), enrichment of LREE and large ion lithophile elements such as Rb, Ba, and Pb, and depletion of HREE and high field strength elements such as Nb, Ta, and Ti, which belongs to the High-K calc-alkaline and metaluminous rock series. The zircon $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ is between 1.4 and 3.6, and the $\text{Mg}^\#$ index is very high (0.59–0.64), suggesting that more mantle-derived materials are added to the ore-forming pluton, which has the characteristics of crust-mantle mixing. (3) According to the ages of other iron deposits in Gangdese Belt, the iron mineralization can be divided into three stages, including ~115 Ma, ~94 Ma and 50–65 Ma. The Lunggar iron deposit suggests that it belongs to a new stage (Late Cretaceous) of iron-rich mineralization in Gangdese Belt. (4) Compared with the multi-stage skarn iron mineralization in the Gangdese metallogenic belt, it is found that there are obvious geochemical differences between the Lunggar iron ore-forming body and other periods of iron ore-forming body. The intermediate-basic magma with more mantle-derived materials may be easier to form iron-rich deposits than acid magma.

Key words: chronology; skarn type; iron-rich deposit; crust-mantle mixing; Lunggar; Gangdese; geochemistry.

中国铁矿总资源较多,但大多数是贫矿,富矿仅占总量的4.6%,适合于直接入炉炼钢和炼铁的富矿更少,仅占2.27%(赵一鸣,2013).因此,查明这些富铁矿床的分布及控制因素对于今后的找矿工作至关重要.冈底斯成矿带处于拉萨地体中南部,矿产资源丰富,除了大规模发育的铜铅锌银金铂等矿产外,还发育有较多的铁矿床,这些铁矿床往往发育在冈底斯成矿带的中北部,代表性的矿床有尼雄、哥布弄巴、恰功、加多捕勒、娘热、加拉普、勒青

拉、列廷冈等(图1b),矿床类型基本都属于矽卡岩型.这些铁矿床呈东西向贯穿于整个冈底斯成矿带中北部,东西延伸大于1 000 km.已有研究表明,冈底斯成矿带铁矿床的成矿时代集中在2个时间段:~115 Ma、50~65 Ma(张晓倩等,2010;李应栩等,2011;于玉帅等,2011a,2011b;付强等,2013;杨毅等,2014;费凡等,2015;Gao *et al.*, 2019;马旺等,2019),前者的形成可能与雅江洋盆早期北向俯冲引起的岩浆活动相关,后者则与雅江洋盆北向俯冲

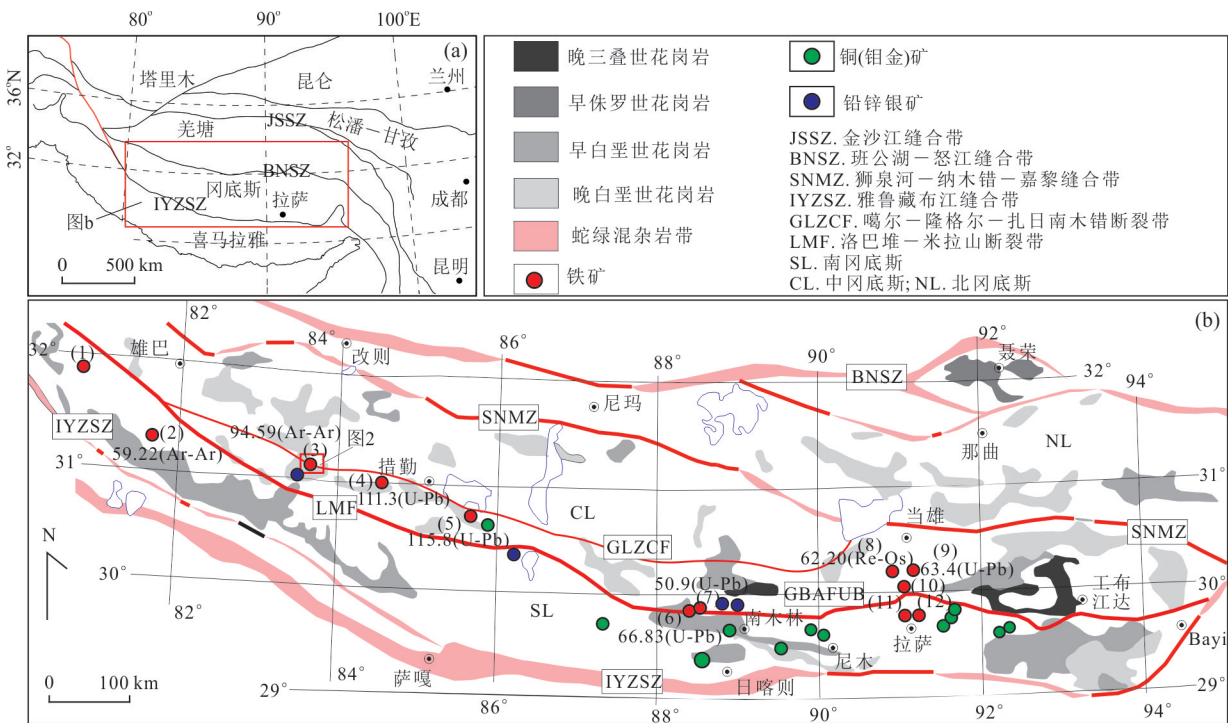


图1 西藏冈底斯带主要铁矿床分布图

Fig.1 Distribution of major Fe deposits in the Gangdese belt, Tibet

铁矿床名称:(1)查加寺;(2)哥布弄巴;(3)隆格尔;(4)洛布勒;(5)尼雄;(6)恰功;(7)加多捕勒;(8)列廷冈;(9)勒青拉;(10)加拉普;(11)娘热;(12)夺底沟;底图据 Zheng *et al.*(2014)

末期及印亚大陆碰撞作用引起的岩浆活动相关(Gao *et al.*, 2019). 在空间上, 50~65 Ma 铁矿床主要分布在南拉萨地体北部及其与中拉萨地体的结合部位, 而~115 Ma 铁矿床分布范围要偏北一些, 基本处于中拉萨地体的中南部. 除此之外, 前人尚未发现其他时间形成的以铁为主的矿床.

隆格尔地区是冈底斯成矿带西段近几年取得较好找矿突破的地区之一, 新发现有帮布勒铅锌铜铁矿床、隆格尔铁矿床等, 有望成为冈底斯带又一新的大型铅锌铜铁矿集区(高顺宝, 2015). 前人对隆格尔铁矿床的成矿特征和侵入岩年代学开展了研究工作, 认为铁成矿与早白垩世黑云母二长花岗岩和花岗闪长岩有关, 锆石 LA-ICPMS U-Pb 加权平均年龄分别为 115.5 ± 2.1 Ma、 118.8 ± 1.5 Ma(费凡等, 2015; Zhang *et al.*, 2019). 笔者近几年也在隆格尔矿区开展了相关研究工作, 发现该矿区发育有多期岩浆活动, 铁矿体与不同期次岩体的关系存在一定争议, 需要开展进一步的研究工作.

因此, 本文在野外调查隆格尔铁矿床详细成矿特征、岩体与铁成矿关系和室内研究镜下岩相学、矿物学特征的基础上, 通过对该矿床不同期次岩体锆石 LA-ICPMS U-Pb 同位素、铁矿石中金云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素的测试分析, 限定了成岩成矿时代. 同时, 综合分析和总结了整个冈底斯成矿带不同时期铁矿床的成矿特征、成矿岩体特征等, 进而为探讨冈底斯成矿带铁成矿期次及演化规律提供了新的资料及制约.

1 区域地质背景

隆格尔铁矿床处于西藏自治区仲巴县隆格尔乡西北约 20 km 处, 矿区中心地理坐标: E83°53'29", N31°09'03". 大地构造背景处于中拉萨地体西部, 三级构造单元属于冈底斯弧背断隆带西部. 该区经历了自晚古生代以来班公湖—怒江洋盆和雅鲁藏布江洋盆不同时期俯冲消减以及羌塘地块—拉萨地块碰撞造山的共同作用, 造就了区内复杂的成矿地质条件(Zhu *et al.*, 2011; 朱弟成等, 2012). 区域上主体由元古代念青唐古拉岩群构成基底, 石炭—二叠纪浅海陆棚沉积岩系构成块体建造地层, 白垩纪为主、局部晚三叠世和古新世时期的侵入岩侵位其中, 古近纪林子宗群火山岩覆盖其上, 区域性逆冲推覆构造及脆韧性断层极为发育, 主断裂构造为噶尔—隆格尔—扎日南木错—措麦断裂带(GLZCF)

和沙莫勒—麦拉—洛巴堆—米拉山断裂(LMF). 在隆格尔矿区及其外围, 主要发育石炭—二叠系海相砂岩、板岩、灰岩地层, 以及白垩纪—古近纪花岗闪长岩、黑云母二长花岗岩、花岗斑岩、石英斑岩等侵入岩, 火山岩则主要为古近纪林子宗群典中组陆相中酸性火山碎屑岩及熔岩.

2 矿床特征

隆格尔矿区中东部主要为地层分布区, 西部和南部为侵入岩分布区(图2). 地层主要为中二叠统下拉组, 岩性主要为灰—深灰色中—厚层生物碎屑灰岩夹砂屑灰岩、微晶灰岩、钙质细砂岩等, 是一套较为稳定的开阔台地相沉积岩系. 侵入岩较发育, 岩性主要包括黑云母二长花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩及花岗细晶岩脉等, 黑云母二长花岗岩和花岗闪长岩主要分布在矿区南部, 闪长岩主要分布在矿区西部, 黑云母二长花岗岩和花岗闪长岩中普遍见闪长质包体(图3a~3c). 黑云母二长花岗岩: 岩石呈灰白色, 中粗粒花岗结构, 块状构造; 石英含量 15%~20%, 斜长石含量 35%~40%, 钾长石含量 20%~25%, 黑云母含量 8%~10%, 角闪石含量 3%~5%, 副矿物主要有磁铁矿、磷灰石、锆石等, 局部见绿泥石化. 花岗闪长岩: 岩石呈灰绿、灰白色, 中细粒半自形粒状结构, 块状构造; 矿物成分为斜长石、石英、角闪石、黑云母等(图3d), 其中斜长石含量 45%~50%, 灰白色, 呈半自形板片状, 聚片双晶发育; 石英含量 25%~30%, 他形粒状, 烟灰色, 半透明, 具特征性的油脂光泽; 角闪石含量 10%~15%, 黑绿色, 长柱状, 半自形晶; 黑云母含量较少, 解理发育, 呈片状; 副矿物有磁铁矿、褐铁矿、锆石等, 岩石表面见绢云母化、绿泥石化蚀变. 闪长岩: 岩石呈深灰色、灰黑色, 细粒等粒结构; 矿物成分为斜长石、角闪石、黑云母等(图3e, 3f), 其中斜长石含量 55%~60%, 角闪石含量 25%~30%, 黑云母含量 5%~10%. 矿区构造活动不明显, 仅在下拉组地层中见褶皱构造行迹, 构造主线为近东西向, 构造变形不强, 以宽缓褶皱为主. 花岗闪长岩、黑云母二长花岗岩、闪长岩与下拉组灰岩地层接触带广泛发生接触交代作用, 形成大理岩化、矽卡岩化、角岩化.

隆格尔铁矿体主要产于黑云母二长花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩与下拉组灰岩地层的接触部位, 受接触带控制较明显, 含矿岩石主要为矽卡岩、磁铁矿化大理岩、大理岩化灰岩等. 目前在矿区共圈

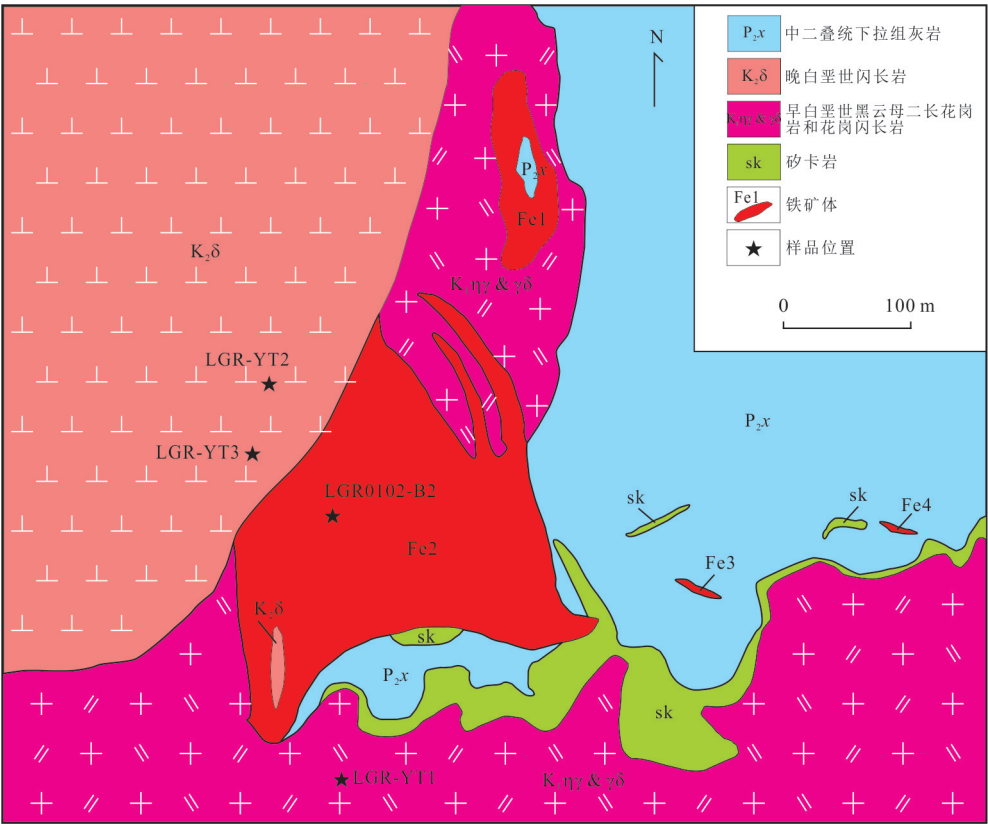


图2 隆格尔矿床地质简图

Fig.2 Geological map of Lunggar deposit

据西藏自治区仲巴县隆格尔铁矿普查报告(2008,内部报告)

定了7个铁矿体,规模最大的矿体(Fe2)分布于矿区中部,主体呈不规则状产于闪长岩、花岗闪长岩与下拉组灰岩的外接触带,其中闪长岩与灰岩接触带发育较明显的矽卡岩化,向外接触带逐渐过渡为大理岩化,赋矿围岩为矽卡岩、大理岩化灰岩等.该矿体大致呈北北东—南南西向展布,两端地表形态均呈树枝状,矿体南北长约280 m,东西向最宽处达240 m,钻孔控制最大延伸220 m,矿体平均厚度为119.86 m,倾向西,倾角为60°~70°.其余矿体相对较小,零星分布于岩体与灰岩接触带及岩体内部.对于隆格尔矿区所有矿体而言,中北部铁矿体规模较大,铁矿体与围岩关系截然(图3k,3l),其中的矽卡岩矿物相对较少,绝大部分矿体以致密块状磁铁矿矿石为主,物相分析显示主要矿体中磁铁矿占有率在98%以上,Fe1矿体TFe平均品位为60.66%,Fe2矿体TFe平均品位为62.67%,是冈底斯成矿带较为稀少的炼钢用磁铁矿矿石.而南部铁矿体规模较小,主要产于黑云母二长花岗岩、花岗闪长岩和灰岩的外接触带,其中的矽卡岩矿物明显多于矿区中北部.目前估算该矿床富铁矿石量4 039万t,为

一中型富铁矿床.

隆格尔铁矿床的矿石矿物较为简单,以磁铁矿为主(图3j,3k,3l),其余为赤铁矿、褐铁矿、硅铁矿等,偶见黄铜矿、孔雀石;脉石矿物主要为透辉石、石榴子石、方解石、石英、绿泥石、金云母、绿帘石等(图3g,3h,3i,3j).矿石构造主要有致密块状构造、条带状构造、角砾状构造等(图3g,3h,3i,3j,3l),矿石结构主要以自形一半自形粒状、他形粒状为主,偶见交代残余结构、网状结构、海绵陨铁结构.磁铁矿镜下颜色多变,呈灰白色微带棕色、蓝色、黄色色调,主要以他形矿物集合体分布于脉石矿物中,偶见半自形—自形粒状矿物集合体,磁铁矿内部微裂隙发育,脉石矿物以细脉状、网脉状充填,边部可见赤铁矿及脉石矿物交代磁铁矿形成残余体,呈浑圆状、孤岛状(图3m,3n,3o).

根据隆格尔铁矿床矿体特征、矿物组合等可知,该矿床属于接触交代成因的铁矿床,主矿体(Fe2)偏向产于黑云母二长花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩3种岩性与灰岩的共同接触部位,另外黑云母二长花岗岩和花岗闪长岩内也发育有透镜状的铁

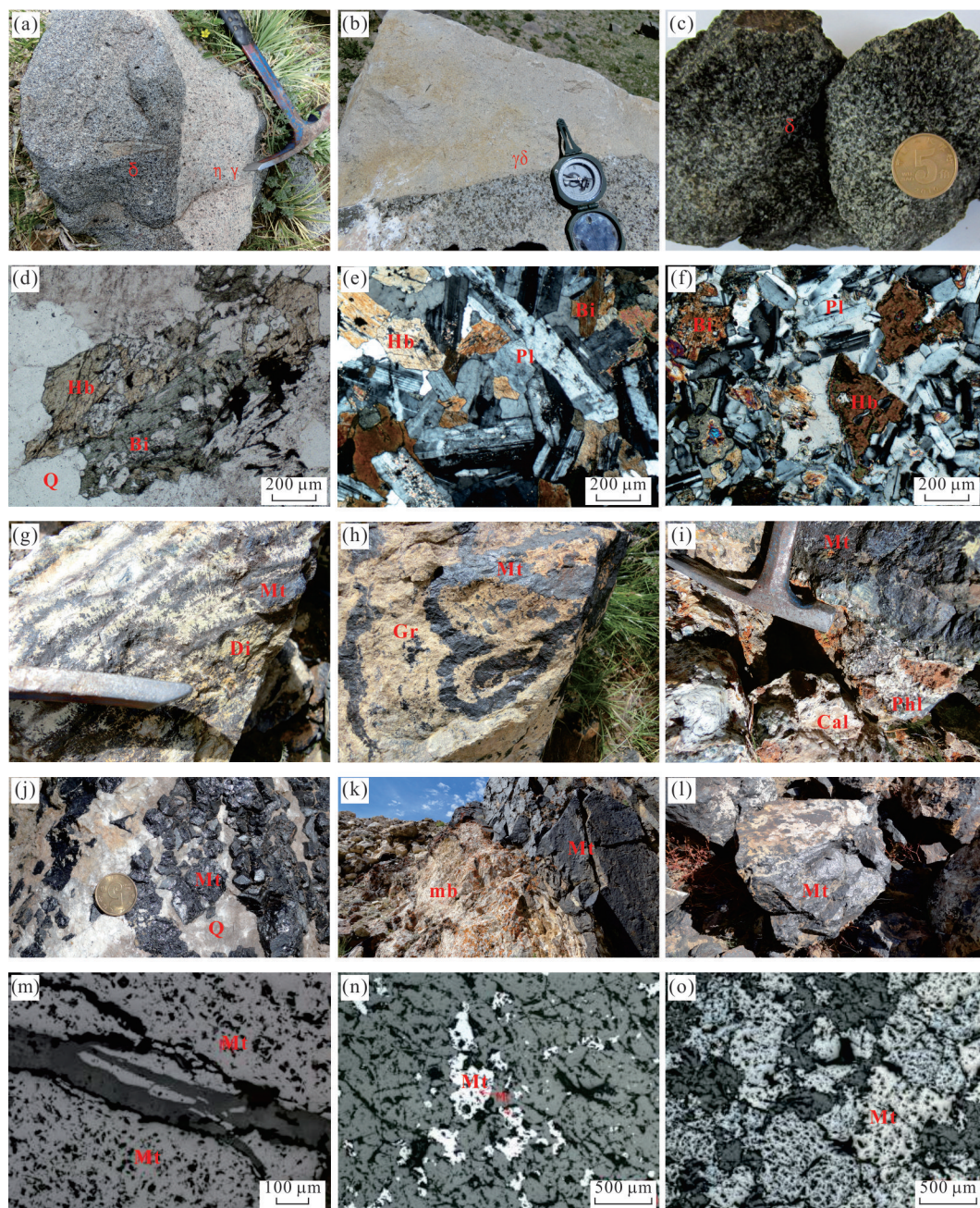


图 3 隆格尔矿床典型岩矿石特征照片

Fig.3 Typical characteristics of intrusive rocks and ores in Lunggar deposit

a. 黑云母二长花岗岩及闪长质包体; b. 花岗闪长岩; c. 闪长岩; d. 花岗闪长岩显微镜下照片(单偏光); e 和 f. 闪长岩显微镜下照片(正交); g. 含磁铁矿透辉石矽卡岩; h. 含磁铁矿石榴子石矽卡岩; i. 含磁铁矿金云母方解石矽卡岩; j. 自形磁铁矿与石英脉; k. 磁铁矿体与大理岩呈截然接触关系; l. 致密块状高品位磁铁矿矿石($TFe>60\%$); m. 脉石矿物充填于磁铁矿裂隙中; n. 他形磁铁矿填充在脉石矿物之中; o. 半自形—自形粒状磁铁矿; ηγ. 黑云母二长花岗岩; γδ. 花岗闪长岩; δ. 闪长岩或闪长质包体; mb. 大理岩; Hb. 角闪石; Bi. 黑云母; Pl. 斜长石; Di. 透辉石; Gr. 石榴子石; Phl. 金云母; Q. 石英; Cal. 方解石; Mt. 磁铁矿

矿体(Fe1), 矿区南部黑云母二长花岗岩、花岗闪长岩与灰岩接触带还发育有较明显的矽卡岩化带. 从地质矿化特征角度来看, 隆格尔矿床的形成似乎与黑云母二长花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩均有关, 可能发育有多期铁矿化, 但矿区主矿体和富铁矿石主

要偏向于闪长岩与灰岩的接触带.

3 样品及分析方法

本文对隆格尔矿区 1 件花岗闪长岩(LGR-

YT1)、2件闪长岩(LGR-YT2和LGR-YT3)样品分别开展了锆石 LA-ICPMS U-Pb定年,对1件花岗闪长岩(LGR-YT1)和1件闪长岩(LGR-YT2)开展了锆石 Hf同位素测试,对1件含金云母磁铁矿矿石样品(LGR0102-B2)开展了 Ar-Ar测年,对1件花岗闪长岩和2件闪长岩开展了主微量元素测试.花岗闪长岩采自于 Fe1 矿体南侧,闪长岩采自于 Fe1 矿体西侧,野外采集样品时尽量偏离了矿化地段,采集了新鲜、遭受后期构造热扰动少的样品.金云母 Ar-Ar测年样品采自于隆格尔矿区 Fe1 矿体内,岩性为含金云母方解石的铁矿石,金云母呈鳞片状与其他矿物相共生,粒径大小在 5~11 mm.

岩石全岩主量元素、稀土微量元素分析均在武汉岩矿综合测试中心完成,主量元素分析方法为 X 射线荧光光谱(XRF),稀土微量元素分析方法为电感耦合等离子体发射光谱仪(ICP-AES),测试分析精度优于 5%.

锆石分选在河北省廊坊区域地质矿产研究所完成,锆石制靶后,在武汉上谱有限公司进行锆石透射光、反射光和阴极发光(CL)照相.锆石 U-Pb 同位素定年测试在武汉上谱有限公司利用电感耦合等离子体质谱仪(LA-ICP-MS)分析完成,与此同时,采用 193 nm 准分子激光烧蚀 HELEX 系统,Varian 820 四极 ICP-MS,对锆石进行了微量元素分析.具体分析条件及流程见 Liu *et al.* (2008).锆石 U-Th-Pb 同位素比值和元素含量校正使用 ICPMS DataCal 软件完成(Liu *et al.*, 2010).并对所得到实验数据进行普通铅校正(Andersen, 2002),用 Isoplot 软件对校正后的数据进行 U-Pb 谐和线图和加权平均年龄的计算及绘图.

锆石 Lu-Hf 同位素分析在武汉上谱有限公司完成.所用激光剥蚀系统型号为 RESOLUTION-S155,分析点位设计在已经进行了锆石 U-Pb 定年且具有较大粒径的锆石上,激光斑束直径为 50 μm ,剥蚀频率 10 Hz,剥蚀 40 s,高纯 He 气作为载气,与 Ar 气和少量 N_2 气混合后进入质谱仪.用 $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.732\ 5$ 进行 Hf 同位素的仪器质量歧视校正(Chu *et al.*, 2002).Yb 同位素的仪器质量歧视因子采用关系 $\beta_{\text{yb}}=0.872\ 5\times\beta_{\text{Hf}}$ 来计算. ^{176}Lu 和 ^{176}Yb 对 ^{176}Hf 的同质异位干扰采用 $^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb}=0.796\ 5$ 和 $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}=0.026\ 55$ (Chu *et al.*, 2002)进行校正.

金云母分选由笔者在双目镜下完成,样品纯度

大于 99%.样品送中国原子能科学研究院反应堆照射 90 h.金云母 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年代学测试在中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室 GV5400 质谱计上采用激光熔样阶段加热方法完成,测试方法及详细的试验流程见邱华宁(2006)文章.年龄计算和作图采用 Ar-Ar 数据处理软件 ArARCALCohol(version 2.2c)(Koppers, 2002).

4 分析结果

4.1 全岩地球化学

全岩地球化学分析结果显示(表 1),花岗闪长岩和闪长岩的 SiO_2 含量分别为 67.47% 和 52.17%~55.32%, Al_2O_3 含量分别为 15.50% 和 14.60%~15.38%, MgO 含量分别为 1.69% 和 6.41%~8.13%, Na_2O 分别为 2.77% 和 2.09%~2.34%, K_2O 分别为 4.57% 和 1.68%~1.81%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 分别为 1.65 和 0.72~0.87, 里特曼指数(σ)分别为 2.20 和 1.24~1.77, 铝饱和指数(A/NCK)分别为 0.92 和 0.71.这些特征显示,花岗闪长岩和闪长岩属于高钾钙碱性和准铝质岩石系列(图 4a, 4b),花岗闪长岩和闪长岩的稀土总量(ΣREE)分别为 220.26×10^{-6} 和 $135.95\times 10^{-6}\sim 151.64\times 10^{-6}$, LREE/HREE 比值分别为 4.59 和 7.37~7.71, 两类岩石均表现为强烈富集轻稀土,稀土元素配分曲线为明显的右倾曲线(图 5a). $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ 分别为 1.49 和 2.85~4.23, $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 分别为 2.02 和 1.30~1.93, 均显示轻稀土分馏相对明显,重稀土分馏相对不明显,其中花岗闪长岩具明显的负铕异常($\delta\text{Eu}=0.55$),闪长岩具有弱负铕异常($\delta\text{Eu}=0.81\sim 0.85$).

花岗闪长岩和闪长岩的微量元素 Rb、Ba、Pb、Th、K 等大离子亲石元素含量较高, Nb、Ta、Ti 等高场强元素含量相对较低,原始地幔(Sun and McDonough, 1989)标准化的微量蜘蛛图解显示明显的 Nb-Ta 槽, K、Pb 峰和 Ti、Ba 谷特点(图 5b).

4.2 锆石 U-Pb 年龄

锆石阴极发光照片显示(图 6),隆格尔矿区花岗闪长岩和闪长岩的锆石形态呈现自形状短柱状、长柱状,晶体长度一般在 80~220 μm ,长宽比为 1:1~2:1,锆石晶体中的生长环非常发育且清晰可见, Th 含量分别变化于 $140\times 10^{-6}\sim 823\times 10^{-6}$ 、 $289\times 10^{-6}\sim 1\ 444\times 10^{-6}$ 和 $358\times 10^{-6}\sim 1\ 173\times 10^{-6}$, U 含量分别变化于 $193\times 10^{-6}\sim 615\times 10^{-6}$ 、

表 1 隆格尔矿床侵入岩主量元素(10^{-2})和微量元素(10^{-6})分析结果

Table 1 Major elements (10^{-2}) and trace elements (10^{-6}) of intrusive rocks in Lunggar deposit

样号	LGR-YT1	LGRYT2	LGR-YT3	~115 Ma 铁成矿岩体平均值	65~50 Ma 铁成矿岩体平均值
	花岗闪长岩	闪长岩			
SiO ₂	67.47	55.32	52.17	68.85	68.42
TiO ₂	0.61	0.98	0.98	0.45	0.53
Al ₂ O ₃	15.50	14.60	15.38	14.61	14.72
Fe ₂ O ₃	0.34	2.17	1.87	3.19	1.57
FeO	1.52	6.05	6.50	1.81	1.71
MnO	0.06	0.17	0.19	0.07	0.07
MgO	1.69	6.41	8.13	1.21	1.20
CaO	4.00	8.28	8.85	3.30	2.68
Na ₂ O	2.77	2.09	2.34	3.46	3.21
K ₂ O	4.57	1.81	1.69	3.24	4.46
P ₂ O ₅	0.14	0.22	0.26	0.12	0.13
H ₂ O ⁺	0.89	1.53	1.27	1.24	0.83
CO ₂	0.17	0.10	0.10	0.11	0.08
LOI	0.96	1.01	0.67	0.93	1.46
TOTAL	100.69	100.73	100.40	101.31	100.76
σ	2.20	1.24	1.77	1.74	2.53
A/NCK	0.92	0.71	0.71	0.96	1.00
Mg [#]	0.62	0.59	0.64	0.35	0.36
TFeO	1.83	7.98	8.17	4.05	3.11
DI	89.53	60.59	56.26	76.52	88.24
La	30.62	29.60	29.41	33.17	35.53
Ce	71.92	54.78	57.24	59.89	73.79
Pr	11.12	6.31	7.66	6.27	8.28
Nd	51.53	23.31	31.50	22.78	30.96
Sm	13.30	4.52	6.66	4.24	5.75
Eu	2.35	1.19	1.76	1.04	1.03
Gd	12.41	4.33	5.68	4.25	5.58
Tb	2.05	0.74	0.85	0.72	0.85
Dy	10.67	4.19	4.44	4.32	4.72
Ho	2.06	0.85	0.85	0.88	0.94
Er	5.61	2.55	2.41	2.66	2.66
Tm	0.84	0.42	0.38	0.42	0.42
Yb	5.08	2.75	2.44	2.85	2.72
Lu	0.70	0.41	0.36	0.46	0.40
ΣREE	220.26	135.96	151.64	143.96	173.63
δEu	0.55	0.81	0.85	0.75	0.57
Rb	153.33	89.91	78.43	131.75	146.77
Ba	658.7	334.1	462.8	586.75	492.07
Th	10.84	7.67	9.15	16.22	21.80
U	1.74	1.05	1.19	1.75	3.48
Nb	9.26	6.38	12.49	8.50	12.99
Ta	0.63	0.46	1.22	0.77	1.16
Sr	235.9	321.4	425.1	258.00	391.56
Hf	10.4	4.5	7.7	3.39	8.42
Zr	180.1	68.8	133.8	165.25	184.11
Y	54.43	24.38	23.09	27.34	26.50

续表1

样号	LGR-YT1	LGRYT2	LGR-YT3	~115 Ma 铁成矿岩体平均值	65~50 Ma 铁成矿岩体平均值
	花岗闪长岩	闪长岩			
K	37 974	15 048	14 017	26 873	37 011
Ti	3 662	5 844	5 848	2 677	3 190
Cu	4.34	53.31	13.41	3.44	13.50
Mo	0.22	0.27	0.63	0.48	0.68
Pb	46.98	87.81	98.48	50.80	45.22
Zn	46.98	87.81	98.48	50.80	45.22
Cr	7.27	367.60	393.50	7.80	12.03
Co	4.50	30.55	34.56	7.18	8.92
Ni	3.93	66.99	131.23	3.63	6.01

注:σ=(K₂O+Na₂O)²/(SiO₂-43);A/NCK=Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O);δEu=Eu_n/(Sm_n+Gd_n)^{1/2};Mg[#]=Mg²⁺/(Mg²⁺+Fe²⁺(Total)).

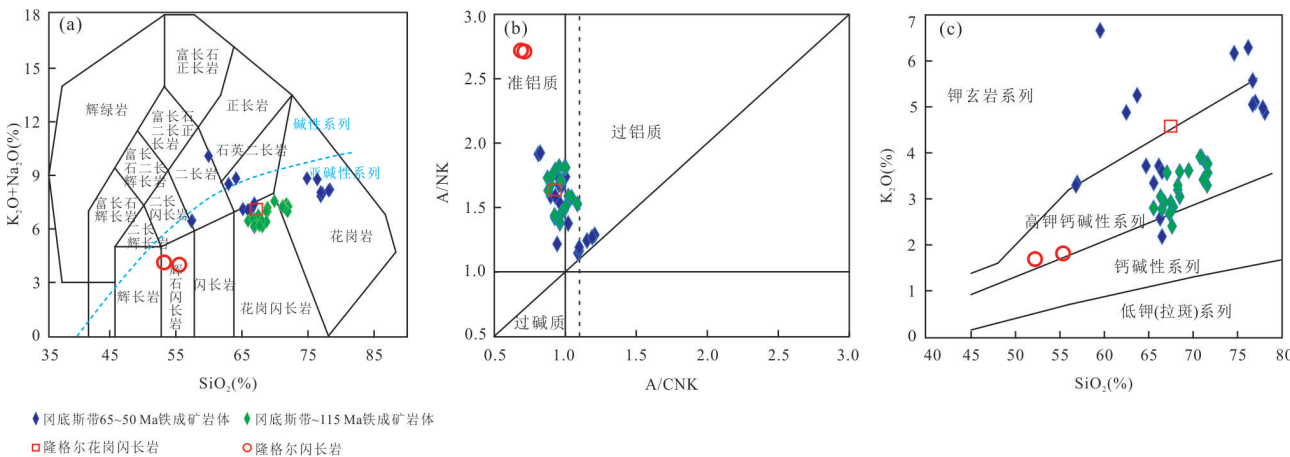


图4 (a) (K₂O+Na₂O)—SiO₂图解、(b) Al₂O₃/(Na₂O+K₂O)—Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)图解和(c) SiO₂—K₂O图解

Fig.4 (K₂O+Na₂O) vs. SiO₂ (a), Al₂O₃/(Na₂O+K₂O) vs. Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) (b), SiO₂ vs. K₂O (c)
a 据 Middlemost (1994); b 据 Maniar and Piccoli (1989); c 据 Roberts and Clemens (1993). ~115 Ma 铁成矿岩体(尼雄、洛布勒)数据引自张晓倩等(2010), 于玉帅等(2011a), 高顺宝(2015); ~65~50 Ma 铁成矿岩体(加多捕勒、恰功、加拉普、列廷冈)数据引自于玉帅等(2011b), 李应棚等(2011), 付强等(2013), 杨毅等(2014), Gao *et al.* (2019)

325×10⁻⁶~1 655×10⁻⁶ 和 254×10⁻⁶~829×10⁻⁶, Th/U 比值平均为 0.94、1.12 和 1.52, 均为典型的岩浆成因锆石 (Crofu *et al.*, 2003; 吴元保和郑永飞, 2004). 锆石 U-Pb 测年结果显示(表 2), 排除锆石测试结果谐和度低于 90% 的年龄后, 其他同位素比值校正后获得的花岗闪长岩 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄值介于 114.1~117.6 Ma, 其加权平均年龄为 116.3±0.8 Ma (MSWD=0.44)(图 7a), 2 件闪长岩 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄值分别介于 93.1~94.7 Ma 和 90.5~96.7 Ma, 其加权平均年龄分别为 94.3±0.5 Ma (MSWD=0.06) 和 93.8±0.6 Ma (MSWD=0.73), 代表了矿区各侵入岩的结晶年龄, 其中花岗闪长岩形成于早白垩世, 闪长岩形成于晚白垩世.

4.3 锆石 Hf 同位素

考虑到锆石 U-Pb 测试对锆石的影响, 锆石 Hf

同位素测试点位处于锆石 U-Pb 测试点位边部附近, ε_{Hf}(*t*) 根据相应的锆石 U-Pb 年龄值计算. 本次对花岗闪长岩和闪长岩分别完成了 17 个点的 Hf 同位素测试, 由表 3 中数据可知, 花岗闪长岩和闪长岩的 ¹⁷⁶Yb/¹⁷⁷Hf 范围分别为 0.022 856~0.212 702、0.018 513~ 0.063 302, ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 范围分别为 0.282 680~0.282 750、0.282 755~0.282 808, ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 范围分别为 0.000 934~0.002 013、0.000 765~0.002 458, ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 值除 1 个测点大于 0.002 外, 其他均小于 0.002, 符合实验计算要求, 可以用所测定的 ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 比值可以代表其形成时的 Hf 同位素组成(吴福元等, 2007). 花岗闪长岩和闪长岩锆石 ε_{Hf}(*t*) 均为正值, 变化范围分别介于 0.3~0.5 和 1.4~3.6, 变化范围分别为 0.2 和 2.2 个单位, 对应的两阶段 Hf 模式年龄(*t*_{DM2})分别介于 1 068~

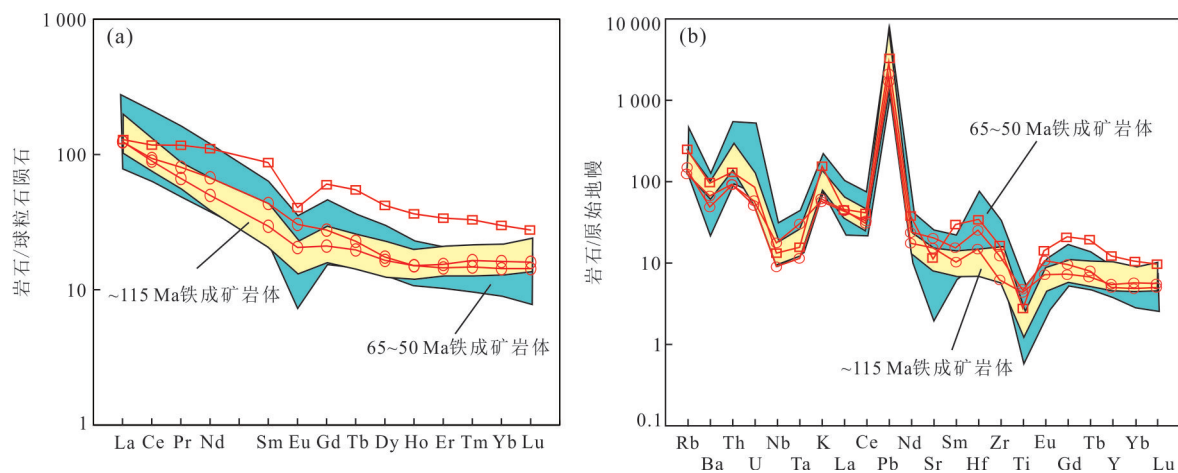


图5 隆格尔矿床侵入岩稀土配分模式图(a)和微量元素蛛网图(b)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE pattern(a) and primitive mantle-normalized spidergram (b) for the intrusions in Lunggar deposit

球粒陨石和原始地幔数据引自 Sun and McDonough (1989)。~115 Ma 铁成矿岩体(尼雄、洛布勒)数据引自张晓倩等(2010), 于玉帅等(2011a, 2019), 高顺宝(2015); ~65~50 Ma 铁成矿岩体(加多捕勒、恰功、加拉普、列廷冈)数据引自于玉帅等(2011b), 李应棚等(2011), 付强等(2013), 杨毅等(2014), Gao *et al.* (2019)

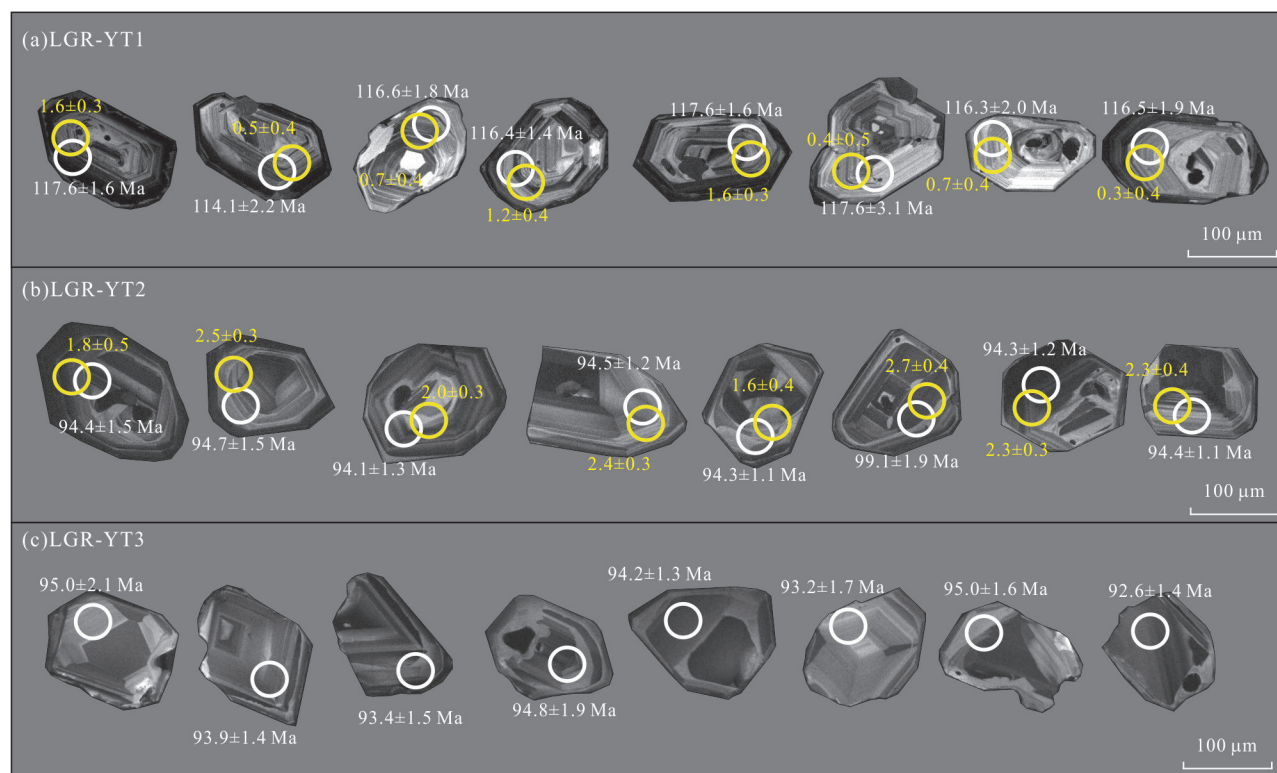


图6 隆格尔矿床侵入岩锆石阴极发光图像

Fig.6 CL images of zircons of the intrusions in Lunggar deposit

1 222 Ma 和 937~1 066 Ma, 变化范围也较小, 表明 Hf 同位素组成具有较均一的锆石来源。花岗闪长岩和闪长岩锆石的 $f_{\text{Lu/Hf}}$ 分别介于 $-0.97 \sim -0.94$ 和 $-0.98 \sim -0.93$, 平均值均为 -0.96 , 明显小于硅铝质地壳 (-0.72 ; Amelin *et al.*, 1999) 和硅镁质

地壳 (-0.34 ; Vervoort and Blichert-Toft, 1999), 因此 t_{DM2} 可代表花岗闪长岩和闪长岩从亏损地幔的抽取时间或在地壳的平均存留年龄 (Amelin *et al.*, 1999; Vervoort and Blichert-Toft, 1999; 吴福元等, 2007)。

表 2 隆格尔矿床侵入岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年分析结果

Table 2 U-Pb LA-ICP-MS analyses of the zircon from intrusive rocks in Lunggar deposit

测点	Th	U	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	
				Ratio	1σ	Ratio	1σ	Ma	1σ	Ma	1σ
LGR-YT1,花岗闪长岩											
LGR-YT1-1	384	389	0.99	0.122 6	0.006 8	0.018 4	0.000 3	117.4	6.2	117.6	1.6
LGR-YT1-5	178	236	0.75	0.121 7	0.010 3	0.018 2	0.000 3	116.6	9.3	116.2	1.7
LGR-YT1-6	210	297	0.71	0.121 8	0.009 9	0.017 9	0.000 4	116.7	9.0	114.1	2.2
LGR-YT1-7	369	345	1.07	0.121 6	0.009 4	0.018 3	0.000 3	116.5	8.5	116.6	1.8
LGR-YT1-8	440	361	1.22	0.120 6	0.007 9	0.018 2	0.000 3	115.6	7.2	116.1	1.7
LGR-YT1-9	259	302	0.86	0.142 7	0.021 7	0.018 3	0.000 3	135.5	19.3	116.7	2.2
LGR-YT1-10	823	615	1.34	0.121 7	0.005 0	0.018 2	0.000 2	116.6	4.6	116.4	1.4
LGR-YT1-11	281	289	0.98	0.124 0	0.013 8	0.018 4	0.000 5	118.7	12.5	117.6	3.1
LGR-YT1-12	217	237	0.92	0.121 3	0.011 4	0.018 2	0.000 3	116.3	10.3	116.3	2.0
LGR-YT1-14	217	242	0.90	0.121 6	0.009 2	0.018 2	0.000 3	116.5	8.3	116.5	1.9
LGR-YT1-15	324	297	1.09	0.121 5	0.011 7	0.018 0	0.000 3	116.4	10.6	115.2	1.6
LGR-YT1-17	301	310	0.97	0.121 5	0.009 2	0.018 2	0.000 2	116.5	8.3	116.3	1.6
LGR-YT1-18	169	217	0.78	0.121 9	0.010 0	0.018 2	0.000 3	116.8	9.0	116.3	2.1
LGR-YT1-19	573	592	0.97	0.119 6	0.007 1	0.017 9	0.000 3	114.7	6.4	114.6	1.6
LGR-YT1-20	212	254	0.84	0.120 0	0.010 4	0.018 2	0.000 3	115.0	9.4	116.2	1.9
LGR-YT1-21	188	215	0.87	0.126 2	0.033 8	0.018 4	0.000 4	120.6	30.5	117.5	2.8
LGR-YT1-22	410	375	1.09	0.121 5	0.008 2	0.018 2	0.000 3	116.4	7.4	116.5	1.8
LGR-YT1-23	203	225	0.90	0.120 8	0.010 1	0.018 1	0.000 3	115.8	9.1	115.7	1.9
LGR-YT1-24	157	207	0.76	0.122 7	0.011 0	0.018 2	0.000 3	117.5	9.9	116.2	2.0
LGR-YT1-25	140	193	0.72	0.119 3	0.013 0	0.018 1	0.000 4	114.4	11.8	115.9	2.3
LGR-YT2,闪长岩											
LGR-YT2-1	524	504	1.04	0.097 8	0.007 3	0.014 7	0.000 2	94.8	6.8	94.4	1.5
LGR-YT2-2	292	325	0.90	0.097 3	0.006 9	0.014 8	0.000 2	94.3	6.4	94.4	1.4
LGR-YT2-3	475	493	0.96	0.096 3	0.010 4	0.014 5	0.000 4	93.3	9.6	93.1	2.4
LGR-YT2-4	407	405	1.01	0.097 7	0.005 8	0.014 8	0.000 2	94.7	5.3	94.7	1.5
LGR-YT2-5	452	435	1.04	0.098 1	0.006 0	0.014 7	0.000 2	95.0	5.5	94.1	1.3
LGR-YT2-6	289	374	0.77	0.097 9	0.007 6	0.014 8	0.000 2	94.8	7.0	94.6	1.5
LGR-YT2-7	898	543	1.65	0.097 3	0.005 3	0.014 8	0.000 2	94.3	4.9	94.5	1.2
LGR-YT2-8	681	756	0.90	0.097 5	0.005 0	0.014 7	0.000 2	94.5	4.7	94.3	1.1
LGR-YT2-10	811	486	1.67	0.098 6	0.006 1	0.014 8	0.000 2	95.5	5.6	94.4	1.3
LGR-YT2-11	593	696	0.85	0.097 7	0.005 3	0.014 7	0.000 2	94.6	4.9	94.3	1.2
LGR-YT2-12	1016	857	1.19	0.097 5	0.004 0	0.014 7	0.000 2	94.5	3.7	94.4	1.1
LGR-YT2-13	545	574	0.95	0.100 1	0.008 4	0.014 6	0.000 2	96.9	7.8	93.6	1.4
LGR-YT2-14	902	550	1.64	0.097 5	0.005 0	0.014 8	0.000 2	94.4	4.6	94.4	1.1
LGR-YT2-15	694	444	1.56	0.097 6	0.007 5	0.014 8	0.000 2	94.6	6.9	94.5	1.4
LGR-YT2-16	1 835	827	2.22	0.097 5	0.004 4	0.014 8	0.000 2	94.5	4.1	94.5	1.1
LGR-YT2-19	548	481	1.14	0.097 4	0.006 3	0.014 8	0.000 2	94.4	5.9	94.6	1.4
LGR-YT2-20	683	473	1.45	0.096 7	0.005 9	0.014 7	0.000 2	93.7	5.5	93.8	1.1
LGR-YT2-21	525	584	0.90	0.097 8	0.005 3	0.014 8	0.000 2	94.8	4.9	94.5	1.1
LGR-YT2-22	1 444	2 681	0.54	0.097 5	0.003 3	0.014 7	0.000 1	94.5	3.1	94.3	0.9
LGR-YT2-23	766	813	0.94	0.097 8	0.004 6	0.014 8	0.000 2	94.7	4.2	94.7	1.2
LGR-YT2-24	1 183	1 655	0.72	0.097 2	0.003 2	0.014 7	0.000 2	94.2	3.0	94.4	1.1
LGR-YT3,闪长岩											
LGR-YT3-1	417	259	1.61	0.097 9	0.004 2	0.014 8	0.000 3	94.8	3.9	95.0	2.1
LGR-YT3-3	520	321	1.62	0.100 5	0.007 5	0.014 7	0.000 2	97.2	6.9	93.9	1.4

续表2

测点	Th	U	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
				Ratio	1 σ	Ratio	1 σ	Ma	1 σ	Ma	1 σ
LGR-YT3-4	679	405	1.68	0.095 2	0.004 2	0.014 6	0.000 2	92.3	3.9	93.4	1.5
LGR-YT3-5	564	444	1.27	0.099 4	0.004 4	0.014 8	0.000 3	96.2	4.0	94.8	1.9
LGR-YT3-6	1 041	829	1.26	0.097 9	0.003 5	0.014 7	0.000 2	94.9	3.3	94.2	1.3
LGR-YT3-7	415	298	1.39	0.098 6	0.003 9	0.014 7	0.000 3	95.5	3.6	94.2	1.7
LGR-YT3-9	522	370	1.41	0.093 7	0.004 5	0.014 1	0.000 2	91.0	4.2	90.5	1.4
LGR-YT3-10	1 385	647	2.14	0.093 5	0.003 2	0.014 7	0.000 2	90.8	3.0	94.2	1.5
LGR-YT3-12	445	274	1.63	0.096 8	0.005 0	0.014 6	0.000 3	93.8	4.6	93.2	1.7
LGR-YT3-13	700	412	1.70	0.101 7	0.004 5	0.014 8	0.000 2	98.4	4.1	95.0	1.6
LGR-YT3-14	509	345	1.48	0.094 9	0.004 1	0.014 5	0.000 2	92.1	3.8	92.6	1.4
LGR-YT3-15	452	297	1.52	0.096 2	0.004 9	0.014 7	0.000 2	93.2	4.5	93.8	1.4
LGR-YT3-16	962	577	1.67	0.090 9	0.003 1	0.014 7	0.000 2	88.4	2.9	94.0	1.3
LGR-YT3-17	373	252	1.48	0.100 9	0.005 9	0.015 1	0.000 3	97.6	5.5	96.7	2.1
LGR-YT3-18	814	475	1.71	0.100 8	0.004 2	0.014 8	0.000 3	97.5	3.9	94.8	1.8
LGR-YT3-19	1 173	602	1.95	0.098 9	0.004 5	0.014 4	0.000 2	95.8	4.2	92.3	1.3
LGR-YT3-20	459	283	1.62	0.104 5	0.005 3	0.014 8	0.000 3	100.9	4.9	95.0	1.8
LGR-YT3-21	585	366	1.60	0.095 2	0.004 4	0.014 6	0.000 3	92.3	4.1	93.2	1.9
LGR-YT3-22	461	342	1.35	0.098 2	0.004 5	0.014 9	0.000 3	95.1	4.1	95.4	2.0
LGR-YT3-23	676	378	1.79	0.089 2	0.004 7	0.014 9	0.000 3	86.8	4.4	95.5	1.7
LGR-YT3-24	442	254	1.74	0.106 6	0.005 8	0.015 1	0.000 4	102.9	5.3	96.7	2.2
LGR-YT3-25	589	465	1.27	0.098 0	0.004 4	0.014 4	0.000 3	94.9	4.1	92.0	1.9
LGR-YT3-26	358	280	1.28	0.098 6	0.005 4	0.014 9	0.000 4	95.5	5.0	95.2	2.3
LGR-YT3-27	358	258	1.39	0.098 4	0.004 9	0.014 3	0.000 3	95.3	4.5	91.4	2.1
LGR-YT3-28	525	409	1.28	0.096 9	0.004 2	0.014 5	0.000 3	93.9	3.9	92.6	1.7
LGR-YT3-29	394	401	0.98	0.097 7	0.004 2	0.014 7	0.000 3	94.7	3.9	93.8	1.9
LGR-YT3-31	478	397	1.20	0.096 4	0.004 5	0.014 8	0.000 3	93.4	4.1	94.8	1.7

4.4 金云母 Ar-Ar 年龄

隆格尔金云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素分析结果见表 4 和图 8。从 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素测试数据和年龄图可以看出,隆格尔金云母在形成之后可能受到了晚期其他热事件的影响(可能与矿区更晚期发育的花岗细晶岩脉有关),导致了金云母中部分氩丢失,导致了

部分年龄低,但是早期高温阶段的年龄数据还是比较谐和,构成了很好的等时线,等时线年龄为 $93.71 \pm 2.96 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD}=0.40$),对应的坪年龄为 $94.59 \pm 1.04 \text{ Ma}$,这个年龄还是具有比较明确的地质意义,即代表了隆格尔矿区金云母最初的形成年龄。

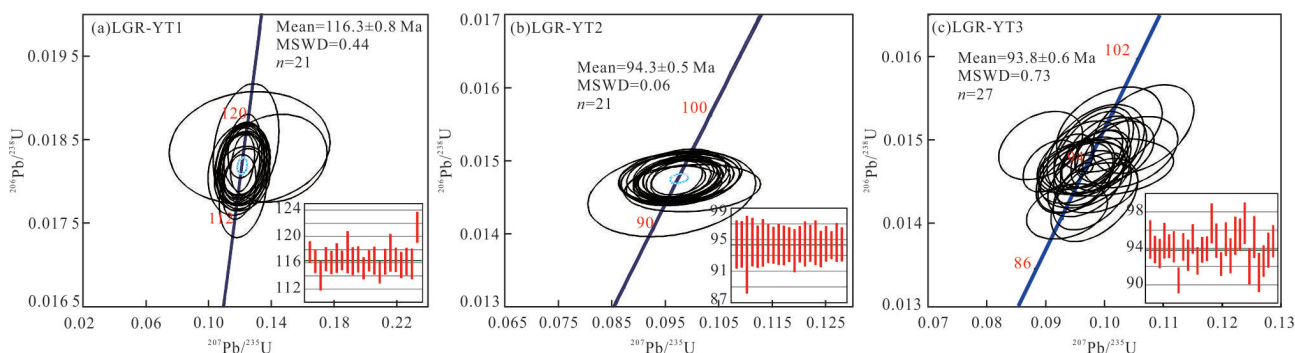


图 7 隆格尔矿床侵入岩锆石 U-Pb 年龄

Fig.7 U-Pb concordancy diagrams of the intrusions in Lunggar deposit

表 3 隆格尔矿床侵入岩 Hf 同位素测试结果
Table 3 Hf isotope results of intrusive rocks in Lunggar deposit

测点号	<i>t</i> (Ma)	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	1σ	ε _{Hf} (0)	ε _{Hf} (<i>t</i>)	<i>t</i> _{DM} (Ma)	<i>t</i> _{DM} ^C (Ma)	<i>f</i> _{Lu/Hf}
LGR-YT1, 花岗闪长岩										
1	117.6	0.002 013	0.045 529	0.282 750	0.000 009	−0.8	1.6	732	1 068	−0.94
2	114.1	0.001 805	0.044 129	0.282 719	0.000 011	−1.9	0.5	772	1 138	−0.95
3	116.6	0.001 741	0.042 268	0.282 723	0.000 011	−1.7	0.7	765	1 128	−0.95
4	116.4	0.001 359	0.030 877	0.282 738	0.000 011	−1.2	1.2	735	1 092	−0.96
5	117.6	0.001 485	0.034 895	0.282 713	0.000 014	−2.1	0.4	774	1 148	−0.96
6	116.3	0.001 072	0.027 998	0.282 722	0.000 011	−1.8	0.7	753	1 128	−0.97
7	116.5	0.000 996	0.023 151	0.282 711	0.000 011	−2.2	0.3	766	1 150	−0.97
8	115.2	0.001 493	0.035 584	0.282 749	0.000 010	−0.8	1.6	722	1 068	−0.96
9	126.7	0.001 618	0.038 550	0.282 742	0.000 011	−1.1	1.6	735	1 078	−0.95
10	116.3	0.001 516	0.035 213	0.282 717	0.000 011	−1.9	0.5	768	1 140	−0.95
11	116.3	0.001 184	0.028 919	0.282 681	0.000 010	−3.2	−0.8	813	1 220	−0.96
12	114.6	0.000 947	0.022 856	0.282 724	0.000 009	−1.7	0.8	747	1 122	−0.97
13	116.2	0.001 153	0.026 934	0.282 708	0.000 012	−2.3	0.2	774	1 160	−0.97
14	116.5	0.001 897	0.044 158	0.282 739	0.000 011	−1.2	1.2	745	1 093	−0.94
15	115.7	0.001 456	0.034 804	0.282 716	0.000 011	−2.0	0.4	769	1 142	−0.96
16	116.2	0.000 934	0.212 702	0.282 745	0.000 014	−1.0	1.5	718	1 075	−0.97
17	115.9	0.001 374	0.033 068	0.282 680	0.000 012	−3.2	−0.8	818	1 222	−0.96
LGR-YT2, 闪长岩										
1	94.4	0.001 065	0.024 814	0.282 765	0.000 014	−0.3	1.8	691	1 043	−0.97
2	94.7	0.001 808	0.046 548	0.282 787	0.000 009	0.5	2.5	674	997	−0.95
3	94.1	0.001 052	0.024 469	0.282 771	0.000 008	−0.0	2.0	682	1 029	−0.97
4	94.5	0.001 919	0.051 127	0.282 785	0.000 009	0.5	2.4	678	1 001	−0.94
5	94.3	0.001 068	0.025 712	0.282 760	0.000 010	−0.4	1.6	698	1 054	−0.97
6	99.1	0.000 845	0.021 332	0.282 790	0.000 010	0.6	2.7	653	984	−0.97
7	94.3	0.000 815	0.018 782	0.282 781	0.000 008	0.3	2.3	665	1 007	−0.98
8	94.4	0.001 101	0.027 640	0.282 782	0.000 010	0.3	2.3	668	1 005	−0.97
9	94.4	0.001 557	0.040 275	0.282 785	0.000 010	0.4	2.4	673	1 001	−0.95
10	94.5	0.000 765	0.018 513	0.282 793	0.000 013	0.7	2.8	647	979	−0.98
11	94.5	0.002 458	0.063 302	0.282 786	0.000 010	0.5	2.4	687	1 001	−0.93
12	107	0.000 774	0.018 516	0.282 808	0.000 009	1.3	3.6	626	937	−0.98
13	94.6	0.001 285	0.031 264	0.282 755	0.000 011	−0.6	1.4	709	1 066	−0.96
14	93.8	0.001 081	0.025 561	0.282 798	0.000 008	0.9	2.9	646	970	−0.97
15	94.5	0.001 156	0.029 935	0.282 790	0.000 010	0.6	2.6	657	987	−0.97
16	94.3	0.001 323	0.032 217	0.282 789	0.000 009	0.6	2.6	663	991	−0.96
17	94.7	0.000 842	0.019 491	0.282 795	0.000 010	0.8	2.8	645	975	−0.97

注：ε_{Hf}(*t*)=10^{−4}×{[(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_S−(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_S×(e^{λ*t*−1})]/[(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHUR,0}−(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_{CHUR}×(e^{λ*t*−1})]−1}。 *t*_{DM}=1/λ×ln{1+[(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_S−(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{DM}]/[(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_S−(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_{DM}]}。 *t*_{DM}^C=*t*_{DM}−(*t*_{DM}−*t*)×[(*f*_{cc}−*f*_{Lu/Hf})/(*f*_{cc}−*f*_{DM})]·*f*_{Lu/Hf}[(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_S/(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_{CHUR}−1]。其中，λ=1.867×10^{−11} a^{−1}(Söderlund *et al.*, 2004);(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_S和(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_S为样品测定值;(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_{CHUR}=0.033 2, (¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHUR,0}=0.282 772 (Blichert-Toft and Albarède, 1997);(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_{DM}=0.038 4, (¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{DM}=0.283 25(Griffin *et al.*, 2000);(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_{mean crust}=0.015; *f*_{cc}=[(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_{mean crust}/(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_{CHUR}−1]; *f*_{DM}=[(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_{DM}/(¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_{CHUR}−1];*t*为锆石结晶时间。

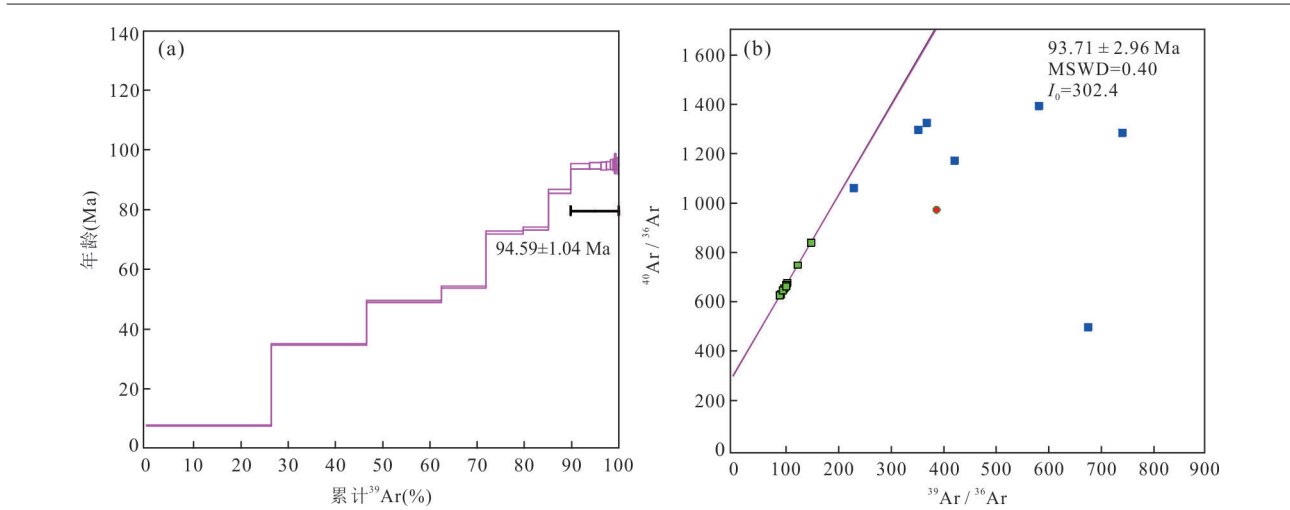


图 8 隆格尔矿床金云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄(a)和等时线年龄(b)

Fig.8 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau age (a) and isochron age (b) of phlogopite from Lunggar deposit

表 4 隆格尔矿床金云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 分析结果

Table 4 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating analytical results of the phlogopite from Lunggar deposit

加热	$^{36}\text{Ar}(\text{air})$	$^{37}\text{Ar}(\text{Ca})$	$^{38}\text{Ar}(\text{Cl})$	$^{39}\text{Ar}(\text{k})$	$^{40}\text{Ar}(\text{r})$	年龄 (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	$^{40}\text{Ar}(\text{r})$ (%)	$^{39}\text{Ar}(\text{k})$ (%)	K/Ca	$\pm 2\sigma$
激光分级加热 $J = 0.014\ 653\ 52 \pm 0.000\ 073\ 27$											
3.5%	16.936 52	109.564 85	1.192 501 8	11 431.797	3 357.802	7.77	± 0.19	39.78	26.46	40.4	± 0.8
4.0%	11.763 75	78.111 40	0.698 180 2	8 699.483	11 584.580	34.95	± 0.22	76.63	20.13	43.1	± 1.1
4.6%	11.749 74	57.765 79	0.575 945 4	6 825.008	12 868.444	49.28	± 0.29	78.50	15.80	45.7	± 1.4
5.2%	9.725 54	35.163 14	0.327 648 4	4 095.457	8 487.223	54.10	± 0.38	74.45	9.48	45.1	± 2.1
5.8%	9.195 56	25.156 04	0.250 340 1	3 384.985	9 425.300	72.32	± 0.45	77.39	7.83	52.1	± 2.4
6.3%	6.630 20	15.657 42	0.172 732 5	2 330.636	6 613.159	73.67	± 0.47	76.91	5.39	57.6	± 3.5
7.0%	8.943 81	12.847 56	0.142 083 5	2 048.308	6 818.304	86.12	± 0.65	71.82	4.74	61.7	± 3.9
8.0%	11.627 56	8.618 53	0.113 799 5	1 718.415	6 286.448	94.43	± 0.93	64.40	3.98	77.2	± 9.4
9.0%	8.486 03	5.962 75	0.085 071 3	1 040.074	3 813.411	94.64	± 1.13	60.06	2.41	67.5	± 14.4
10.0%	5.036 62	4.705 48	0.073 941 6	517.877	1 897.500	94.57	± 1.38	55.77	1.20	42.6	± 8.2
12.0%	3.391 94	3.223 56	0.064 627 2	341.200	1 251.758	94.69	± 1.36	55.26	0.79	41.0	± 15.1
14.0%	2.472 48	2.608 48	0.077 035 9	222.441	819.414	95.07	± 1.68	52.59	0.51	33.0	± 12.4
17.0%	1.635 20	5.141 59	0.018 629 1	157.901	581.147	94.99	± 1.96	54.33	0.37	11.9	± 3.6
20.0%	1.450 74	2.014 61	0.000 000 0	128.310	474.092	95.35	± 3.28	52.24	0.30	24.6	± 15.5
25.0%	1.618 99	1.662 25	0.049 537 8	151.819	560.841	95.33	± 2.12	53.69	0.35	35.3	± 22.1
30.0%	1.121 08	0.701 43	0.019 130 6	112.679	407.913	93.47	± 1.64	54.91	0.26	62.2	± 147.2

5 讨论

5.1 冈底斯带三期铁成矿作用

隆格尔铁矿体主要产于黑云母二长花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩与下拉组灰岩地层的接触带,接触带均发育有矽卡岩化和铁矿化,但主矿体(Fe2)偏向于闪长岩与灰岩的接触部位,另外黑云母二长花岗岩和花岗闪长岩内也发育有透镜状的铁矿体(Fe1)。根据对矿区各侵入岩锆石 U-Pb 年龄的测

定,花岗闪长岩和闪长岩的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 加权平均年龄分别为 $116.3 \pm 0.8\text{ Ma}$ (MSWD=0.44)、 $94.3 \pm 0.5\text{ Ma}$ (MSWD=0.06) 和 $93.8 \pm 0.6\text{ Ma}$ (MSWD=0.73),而主矿体(Fe2)铁矿石内金云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 等时线年龄为 $93.71 \pm 2.96\text{ Ma}$,这一年龄与矿区闪长岩的形成年龄完全一致,可见矿区主矿体形成于晚白垩世。但根据地质矿化特征可知,隆格尔矿床早白垩世黑云母二长花岗岩和花岗闪长岩内部及其与灰岩接触带也发育有矽卡岩化

表 5 冈底斯带主要铁床成岩成矿时代
Table 5 Geochronology of magmatic intrusions and mineralization from major Fe deposits in Gangdese belt

矿床	矿床类型	测试对象	测试方法	年龄值(Ma)	资料来源
哥布弄巴	矽卡岩型铁多金属矿	中细粒二长花岗岩	锆石 La-ICP-MS	加权平均 59.72 ± 0.55	Gao <i>et al.</i> , 2019
		含铁矿石的矽卡岩	白云母 Ar-Ar	坪年龄 59.22 ± 0.61	Gao <i>et al.</i> , 2019
恰功	矽卡岩型铁多金属矿	石英斑岩	锆石 La-ICP-MS	加权平均 66.83 ± 0.72	李应栩, 2011
		二长花岗斑岩	锆石 La-ICP-MS	加权平均 67.42 ± 0.80	李应栩, 2011
加多捕勒	矽卡岩型铁多金属矿	中粗粒花岗岩	锆石 La-ICP-MS	加权平均 50.9 ± 1.8	于玉帅, 2011a
加拉普	矽卡岩型铁多金属矿	花岗闪长岩	锆石 La-ICP-MS	加权平均 63.4 ± 0.5	付强等, 2013
		花岗斑岩	锆石 La-ICP-MS	加权平均 60.69 ± 0.98	杨毅等, 2015
		花岗闪长岩	锆石 La-ICP-MS	加权平均 58.69 ± 0.68	杨毅等, 2015
		矿石	辉钼矿 Re-Os	等时线年龄 62.28 ± 0.66	杨毅等, 2014
隆格尔	矽卡岩型铁矿	黑云母二长花岗岩	锆石 La-ICP-MS	加权平均 116.3 ± 0.8	本文
		花岗闪长岩	锆石 La-ICP-MS	加权平均 94.4 ± 0.9	本文
		闪长岩	锆石 La-ICP-MS	加权平均 93.8 ± 0.6	本文
		含铁矿石的矽卡岩	金云母 Ar-Ar	坪年龄 94.59 ± 1.04	本文
尼雄	矽卡岩型铁矿	黑云母二长花岗岩	锆石 La-ICP-MS	加权平均 115.8 ± 1.8	高顺宝, 2015
			锆石 La-ICP-MS	加权平均 112.6 ± 1.6	于玉帅, 2011a
		花岗闪长岩	锆石 La-ICP-MS	加权平均 113.6 ± 1.2	于玉帅, 2011b
洛布勒	矽卡岩型铁矿	花岗闪长岩	锆石 La-ICP-MS	加权平均 111.3 ± 1.6	于玉帅等, 2019

和铁矿化,综合认为隆格尔矿区同时发育早白垩世(~116 Ma)和晚白垩世(~94 Ma)两期铁成矿作用,其中~94 Ma为主体.在这两期铁成矿作用中,早白垩世铁矿(~116 Ma)与区域已知的尼雄、洛布勒等属于同期铁成矿作用,而晚白垩世铁矿(~94 Ma)在区域上尚未发现,属于冈底斯带一期新的铁成矿作用.

除了隆格尔铁矿床,在冈底斯带还发育有大量的铁矿床,已有研究资料表明,这些矿床的成矿时代可以分为两期:~115 Ma 和 50~65 Ma(表 5).~115 Ma 的铁矿床主要有尼雄、洛布勒等,与成矿相关岩体的锆石 U-Pb 加权平均年龄分别为 115.8 ± 1.8 Ma(高顺宝, 2015)和 111.3 ± 1.6 Ma(于玉帅等, 2019),主要分布在中拉萨地体的中南部.50~65 Ma 的铁矿床主要有加拉普、列廷冈、勒青拉、加多捕勒、恰功、哥布弄巴等,与成矿相关岩体锆石 U-Pb 年龄、云母 Ar-Ar 年龄和辉钼矿 Re-Os 年龄变化于 50.9~67.4 Ma,主体位于 58~63 Ma(李应栩等, 2011;于玉帅等, 2011b;付强等, 2013;杨毅等, 2014;Gao *et al.*, 2019;马旺等, 2019),主要分布在南拉萨地体北部及其与中拉萨地体的结合部位.加上主体形成于~94 Ma 的隆格尔铁矿床,笔者将冈底斯铁成矿作用拟定为 3 期:~115 Ma、~94 Ma 和 50~65 Ma(图 9).根据西藏自治区仲巴

县隆格尔铁矿普查报告(2008,内部报告)、西藏自治区阿里措勤县尼雄铁矿区普查地质报告(2010,内部报告)、西藏自治区谢通门县春哲矿区铁矿资源储量核实报告(2011,内部报告)等可知,~94 Ma 铁矿床品位极高(隆格尔: $\text{TFe}\approx 60.66\%\sim 62.67\%$),~115 Ma 铁矿床次之(尼雄: $\text{TFe}\approx 52\%\sim 60\%$),这两期铁矿床中其他成矿元素少见,而 50~65 Ma 铁矿床均为铁多金属矿床,铁品位相对较低(恰功: $\text{TFe}\approx 42.76\%$;列廷冈: $\text{TFe}\approx 55.27\%$),但伴生有较多的铅锌铜(银钼)元素或局部形成铅锌铜独立矿体.

5.2 岩石成因对铁成矿作用的控制

隆格尔矿区花岗闪长岩和闪长岩的 SiO_2 含量低(分别为 67.47% 和 $52.17\%\sim 55.32\%$),花岗闪长岩属于酸性岩类,闪长岩属于中性岩类,其中与主成矿相关的闪长岩 MgO 和 TFeO 含量高(分别为 $6.41\%\sim 8.13\%$ 和 $7.98\%\sim 8.17\%$), K_2O 含量为 $1.68\%\sim 1.81\%$,分异指数低($DI=56\sim 61$),两者均富集 LREE 及 Rb、Ba、Th、U、Pb 等大离子亲石元素,亏损 Nb、Ta、Ti、HREE 等高场强元素,属于高钾钙碱性和准铝质岩石系列,岩石地球化学特征显示明显的弧岩浆特征.于玉帅等(2019)曾对隆格尔矿区~115 Ma 的黑云母二长花岗岩和花岗闪长岩开展了岩石地球化学特征研究,发现其 SiO_2 、 K_2O 、

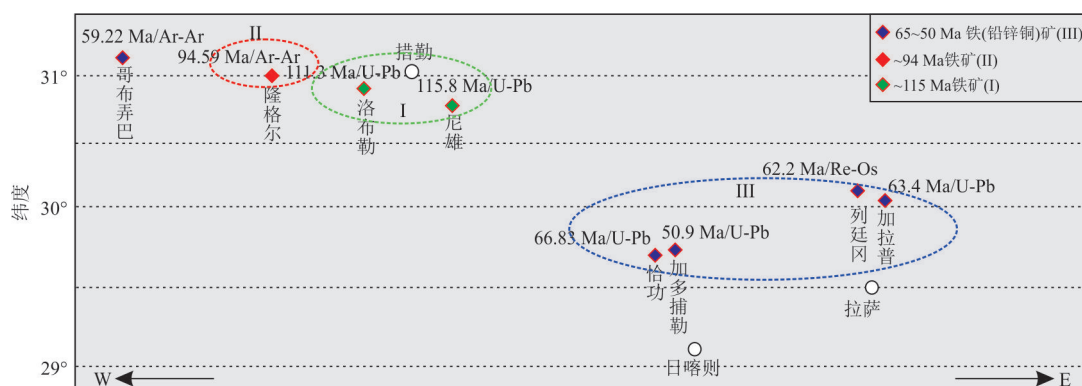


图9 冈底斯带主要铁矿床形成时代分布(数据引自表5)

Fig.9 Formation time of the major Fe deposits of the Gangdese belt (data quoted from Table 5)

Na_2O 、 Al_2O_3 、 MgO 等含量较高, TiO_2 、 P_2O_5 含量低,属于中钾—高钾钙碱性岩系列和准铝质花岗岩,与本文花岗闪长岩测试结果基本一致.隆格尔矿区花岗闪长岩和闪长岩微量元素 Th/U 比值为 6.23~7.69,明显高于下地壳的 Th/U 比值(6.00; Rudnick and Gao, 2003); La/Yb 比值为 6.03~12.06,接近于中下地壳的比值(中地壳为 10.7,下地壳为 5.3; Rudnick and Gao, 2003).不同的岩浆源区具有差异性的 Hf 同位素组成,一般认为 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 正值说明岩体形成时有较多的幔源物质或是新生地壳物质加入,而 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 负值说明岩体形成时壳源物质占主导地位(吴福元等, 2007),隆格尔花岗闪长岩和闪长岩的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 均为正值,分别变化范围在 0.3~0.5 和 1.4~3.6,对应的两阶段 Hf 模式年龄($t_{\text{DM}2}$)分别介于 1 068~1 222 Ma 和 937~1 066 Ma,变化范围均较小,说明岩浆源区有较多的幔源物质或是新生地壳物质加入.另根据实验岩石学结果,玄武岩的部分熔融产生的熔体 $\text{Mg}^\# < 0.45$ (Rapp, 1997), $\text{Mg}^\#$ 值大于 0.50 则说明受到了基性物质的加入(吴福元等, 2002),隆格尔花岗闪长岩和闪长岩均具有高 $\text{Mg}^\#$ 指数(0.59~0.64)、Cr (7.27×10^{-6} ~ 393.5×10^{-6}) 和 Ni (4.5×10^{-6} ~ 34.56×10^{-6}) 含量,尤其是闪长岩的 Cr、Ni 含量极高(图 10b),结合矿区花岗闪长岩中发现有较多闪长质包体的现象,暗示隆格尔侵入岩岩浆源区有大量幔源岩浆的加入,具有壳幔混合特征.

已有研究表明,冈底斯带~115 Ma 铁成矿岩体主要为黑云母二长花岗岩、花岗闪长岩等, SiO_2 含量变化于 65.58%~71.71% (平均 68.85%),中等分异指数(DI 平均值为 77),属于高钾钙碱性准铝质弧花岗岩, $\text{Mg}^\#$ 值变化于 0.24~0.42 (平均 0.35),锆石

的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为负值(-7.1~-2.1),两阶段 Hf 模式年龄($t_{\text{DM}2}$)变化大(1 157~2 200 Ma) (张晓倩等, 2010; 于玉帅等, 2011a; 高顺宝, 2015). 50~65 Ma 铁成矿岩体主要有花岗闪长岩、二长花岗(斑)岩、花岗斑岩等, SiO_2 含量变化于 56.81%~78.05% (平均为 68.42%),高分异指数(DI 平均值为 88),属于高钾钙碱性—钾玄岩、准铝质—过铝质同碰撞花岗岩, $\text{Mg}^\#$ 值变化于 0.18~0.50 (平均 0.36),锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值和两阶段 Hf 模式年龄($t_{\text{DM}2}$)变化范围也均较大(-9.1~+4.3; 742~2 368 Ma) (李应栩等, 2011; 于玉帅等, 2011b; 付强等, 2013; 杨毅等, 2014; Gao *et al.*, 2019). 与此相比,隆格尔矿区花岗闪长岩的地球化学特征与冈底斯带~115 Ma 铁成矿岩体总体较相似,但 $\text{Mg}^\#$ 值和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 却存在一定差异(图 10a, 10c),隆格尔闪长岩则是与冈底斯带其他两期铁成矿岩体的地球化学特征均具有明显的差异.从岩浆成因上来看,冈底斯带三期铁成矿岩体岩浆源区均具有壳幔混合特征,其中~115 Ma 和 50~65 Ma 铁成矿岩体可能来源于成熟中上地壳的深熔或重熔(张晓倩等, 2010; 于玉帅等, 2011a, 2011b; 付强等, 2013; Gao *et al.*, 2019),而~94 Ma 铁成矿岩体可能来源于壳幔相互作用.根据 Miškovcić and Schaltegger (2009) 的 Hf 同位素模拟计算公式计算结果(幔源贡献率 = $100 - 100 \times f_{\text{crust}} \times 8\,811 / (12\,761 - f_{\text{crust}} \times (12\,761 - 8\,811))$),其中 $f_{\text{crust}} = (\epsilon_{\text{Hf}}(t)_{\text{锆石}} - \epsilon_{\text{Hf}}(t)_{\text{mantle}}) / (\epsilon_{\text{Hf}}(t)_{\text{crust}} - \epsilon_{\text{Hf}}(t)_{\text{mantle}})$, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)_{\text{mantle}} = 18.8$, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)_{\text{crust}} = -20.5$,冈底斯带三期铁成矿岩体的幔源贡献率均较高(图 10d),有利于铁矿的形成,其中~94 Ma 铁成矿岩体最高(均值为 66.95%), 50~65 Ma 次之(均值为 60.73%),~115 Ma 最低(均值为 57.27%).隆格尔矿区成矿岩体主要为闪长岩,

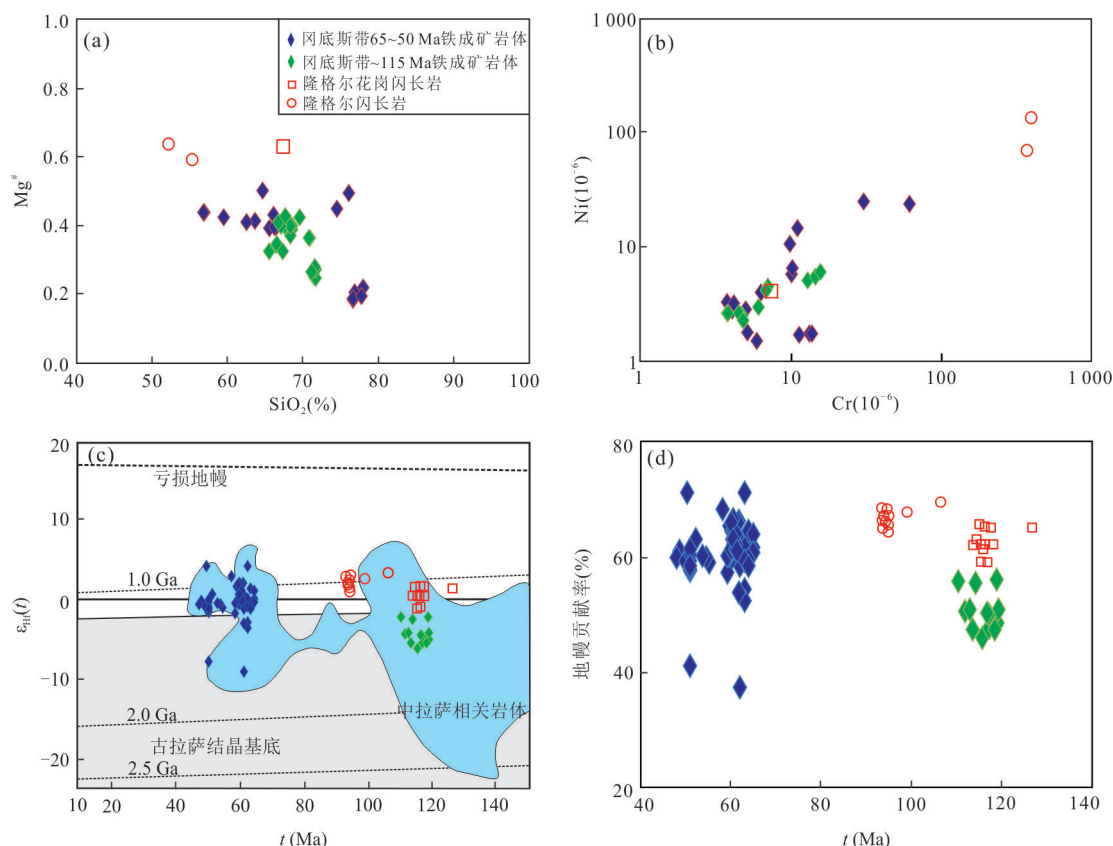


图 10 (a) SiO_2 — $Mg^\#$ 图解;(b) Cr — Ni 图解;(c) t — $\epsilon_{Hf}(t)$ 图解;(d) t —地幔贡献率图解

Fig.10 SiO_2 vs. $Mg^\#$ (a); Cr vs. Ni (b); t vs. $\epsilon_{Hf}(t)$ (c); t vs. mantle contribution (d)

中拉萨地体相关数据据 Zhu *et al.* (2011); Hou *et al.* (2015); 古拉萨结晶基底据 Zhu *et al.* (2011). ~115 Ma 铁成矿岩体 (尼雄、洛布勒) 数据引自张晓倩等 (2010); 于玉帅等 (2011a); 高顺宝 (2015). ~65~50 Ma 铁成矿岩体 (加多捕勒、恰功、加拉普、列廷冈) 数据引自李应棚等 (2011); 于玉帅等 (2011b); 付强等 (2013); 杨毅等 (2014); Gao *et al.* (2019)

岩石类型与我国矽卡岩型富铁矿床的成矿岩体基本一致 (赵一鸣, 2013), 较多的幔源物质加入及岩浆基性程度可能对形成富铁矿至关重要, 岩石高 MgO 含量、 $TFeO$ 值、 $Mg^\#$ 值利于形成富铁矿, 高 K_2O 含量、 K_2O/Na_2O 值、 $LREE/HREE$ 值、分异指数 (DI) 则利于形成富含铅锌铜等成矿元素的铁多金属矿。

5.3 区域找矿意义

冈底斯带发育有较多的铁 (多金属) 矿床, 但除了尼雄之外, 其他矿床规模均未达到大型规模, 而且铁品位相对较低。隆格尔铁矿床是该带难得一见的高品位铁矿床 ($TFe \approx 60.66\% \sim 62.67\%$), 矿床规模接近大型 (富铁矿石量 4 039 万 t), 新的成矿时间 (~94 Ma) 显示其属于冈底斯带一期新的富铁成矿作用, 成矿岩体具有较强的基性程度及较高的幔源贡献率, 这些特征与前人已知 ~115 Ma 和 50~65 Ma 两期铁成矿作用均存在明显差异, 指示出了 ~94 Ma 期富铁矿成因的独特性。此外, 隆格尔铁矿

处于冈底斯带中部的措勤—隆格尔地区, 该区目前是西藏铁矿床最为集中分布的地段, 隆格尔 ~94 Ma 期富铁成矿作用的拟定不仅丰富了冈底斯带铁成矿演化规律, 还对在冈底斯带措勤—隆格尔地区寻找同类型富铁矿床具有重要指导和借鉴意义, 可以进一步助力措勤—隆格尔大型铁矿资源勘查与后备开发基地的形成。

6 结论

(1) 隆格尔铁矿体主要产于黑云母二长花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩与下拉组灰岩地层的接触部位, 受接触带控制较明显, 含矿岩石主要为矽卡岩、磁铁矿化大理岩, 矿床类型属矽卡岩型。铁品位极高 ($TFe \approx 60.66\% \sim 62.67\%$), 是冈底斯成矿带较为稀少的富铁矿床。

(2) 隆格尔矿区花岗闪长岩锆石 U-Pb 加权平均年龄为 116.3 ± 0.8 Ma (MSWD=0.44), 闪长岩锆

石 U-Pb 加权平均年龄为 94.3 ± 0.5 Ma (MSWD=0.06) 和 93.8 ± 0.6 Ma (MSWD=0.73), 主矿体金云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 等时线年龄为 93.71 ± 2.96 Ma, 显示该矿床主矿体形成于晚白垩世, 与闪长岩相关。结合区域其他铁矿床成矿时代, 将冈底斯铁成矿作用拟定为三期: ~ 115 Ma、 ~ 94 Ma 和 $50 \sim 65$ Ma; 其中 ~ 94 Ma 铁矿床属于冈底斯带新一期的富铁成矿作用。

(3) 隆格尔主成矿期闪长岩 SiO_2 含量低, 属于高钾钙碱性和准铝质岩石系列, 锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 均为正值, $\text{Mg}^\#$ 值极高, 这些特征与冈底斯带其他时期铁成矿岩体具有明显差异, 暗示岩体形成时有较多的幔源物质加入, 具有壳幔混合特征。岩石高 MgO 含量、 TFeO 值、 $\text{Mg}^\#$ 值利于形成富铁矿, 高 K_2O 含量、 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值、 LREE/HREE 值、分异指数 (DI) 利于形成富含铅锌铜等成矿元素的铁多金属矿, 隆格尔矿区成矿岩体较多的幔源物质加入及岩浆基性程度可能对形成富铁矿至关重要。

致谢: 在成文过程中, 2 位匿名审稿专家对本文提出了大量建设性意见, 中国地质大学(武汉)白秀娟老师对 Ar-Ar 年代学进行了有益指导, 在此一并表示诚挚的谢意!

References

- Amelin, Y., Lee, D.C., Halliday, A.N., et al., 1999. Nature of the Earth's Earliest Crust from Hafnium Isotopes in Single Detrital Zircons. *Nature*, 399: 252—255. <https://doi.org/10.1038/20426>
- Andersen, T., 2002. Correction of Common Lead in U-Pb Analyses That do not Report ^{204}Pb . *Chemical Geology*, 192(1—2): 59—79. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00195-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00195-X)
- Blichert-Toft, J., Albarède, F., 1997. The Lu-Hf Isotope Geochemistry of Chondrites and the Evolution of the Mantle-Crust System. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1—2): 243—258. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00040-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00040-X)
- Chu, N.C., Taylor, R.N., Chavagnac, V., et al., 2002. Hf Isotope Ratio Analysis Using Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry: An Evaluation of Isobaric Interference Corrections. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 17(12): 1567—1574. <https://doi.org/10.1039/b206707b>
- Crofu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., et al., 2003. Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1): 469—500. <https://doi.org/10.2113/0530469>
- Fei, F., Yang, Z.S., Liu, Y.C., et al., 2015. Petrogenetic Epoch of the Rock Mass in the Lunggar Iron Deposit of Coqen County, Tibet. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 34(4): 568—580 (in Chinese with English abstract).
- Fu, Q., Yang, Z.S., Zheng, Y.C., et al., 2013. Zircon U-Pb Ages, Hf Isotope and Geochemistry of Granodiorite in Jialapu Fe Deposit, Tibet. *Mineral Deposits*, 32(3): 564—578 (in Chinese with English abstract).
- Gao, S.B., 2015. Copper-Iron Polymetal Metallogenic Regularity and Election of Target Areas in the Western of Gangdise Metallogenic Belt, Tibet (Dissertation). China University of Geosciences, Wuhan (in Chinese with English abstract).
- Gao, S.B., Zheng, Y.Y., Jiang, J.S., et al., 2019. Geochemistry and Geochronology of the Gebunongba Iron Polymetallic Deposit in the Gangdise Belt, Tibet. *Journal of Earth Science*, 30(2): 296—308. <https://doi.org/10.1007/s12583-018-0984-0>
- Griffin, W.L., Pearson, N.J., Belousova, E., et al., 2000. The Hf Isotope Composition of Cratonic Mantle: LAM-MC-ICPMS Analysis of Zircon Megacrysts in Kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(1): 133—147. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00343-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00343-9)
- Hou, Z.Q., Duan, L.F., Lu, Y.J., et al., 2015. Lithospheric Architecture of the Lhasa Terrane and Its Control on Ore Deposits in the Himalayan-Tibetan Orogen. *Economic Geology*, 110(6): 1541—1575. <https://doi.org/10.2113/econgeo.110.6.1541>
- Koppers, A.A.P., 2002. Ar-Ar CALC-Software for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Age Calculations. *Computers & Geosciences*, 28(5): 605—619. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(01\)00095-4](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(01)00095-4)
- Li, Y.X., Xie, Y.L., Chen, W., et al., 2011. U-Pb Age and Geochemical Characteristics of Zircon in Monzogranite Porphyry from Qiagong Deposit, Tibet, and Geological Implication. *Acta Petrologica Sinica*, 27(7): 2023—2033 (in Chinese with English abstract).
- Liu, Y.S., Hu, Z.C., Gao, S., et al., 2008. In Situ Analysis of Major and Trace Elements of Anhydrous Minerals by LA-ICP-MS without Applying an Internal Standard. *Chemical Geology*, 257(1—2): 34—43. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.08.004>
- Liu, Y.S., Hu, Z.C., Zong, K.Q., et al., 2010. Reappraisal and Refinement of Zircon U-Pb Isotope and Trace Element Analyses by LA-ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 55(15): 1535—1546. <https://doi.org/10.1007/s11434-010-3052-4>

- Ma, W., Liu, Y.C., Yang, Z.S., et al., 2019. Characteristics of Ore-Forming Fluids of Lietinggang-Leqingla Pb-Zn-Fe-Cu-Mo Polymetallic Deposit in Tibetan: Evidence from Fluid Inclusions and Stable Isotope Compositions. *Earth Science*, 44(6): 1957—1973(in Chinese with English abstract).
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635—643.
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System. *Earth-Science Reviews*, 37(3—4): 215—224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Misković, A., Schaltegger, U., 2009. Crustal Growth along a Non-Collisional Cratonic Margin: A Lu-Hf Isotopic Survey of the Eastern Cordilleran Granitoids of Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 279(3—4): 303—315. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.01.002>
- Qiu, H.N., 2006. Construction and Development of New Ar-Ar Laboratories in China: Insight from GV-5400 Ar-Ar Laboratory in Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences. *Geochimica*, 35(2): 133—140 (in Chinese with English abstract).
- Rapp, R.P., 1997. Heterogeneous Source Regions for Archean Granitoids. In: de Wit, M.J., Ashwal, L.D., eds., *Greenstone Belts*. Oxford University Press, Oxford.
- Roberts, M.P., Clemens, J.D., 1993. Origin of High-Potassium, Calc-Alkaline, I-Type Granitoids. *Geology*, 21(9): 825—828.
- Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the Continental Crust. In: Rudnick, R.L., ed., *The Crust Treatise on Geochemistry*. Elsevier Pergamon, Oxford, 3: 1—64. [https://doi.org/10.1016/s0074-6142\(09\)60137-6](https://doi.org/10.1016/s0074-6142(09)60137-6)
- Söderlund, U., Patchett, P.J., Vervoort, J.D., et al., 2004. The ^{176}Lu Decay Constant Determined by Lu-Hf and U-Pb Isotope Systematics of Precambrian Mafic Intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 219(3—4): 311—324. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(04\)00012-3](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(04)00012-3)
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313—345. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- Vervoort, J.D., Blichert-Toft, J., 1999. Evolution of the Depleted Mantle: Hf Isotope Evidence from Juvenile Rocks through Time. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(3—4): 533—556. [https://doi.org/10.1016/s0016-7037\(98\)00274-9](https://doi.org/10.1016/s0016-7037(98)00274-9)
- Wu, F.Y., Ge, W.C., Sun, D.Y., 2002. The Idea, Identified Signs and Geological Significance of Adakite. In: Xiao, Q.H., Deng, J.F., Ma, D.Q., et al., eds., *The Ways of Investigation on Granitoids*. Geological Publishing House, Beijing, 178—180(in Chinese).
- Wu, F.Y., Li, X.H., Zheng, Y.F., et al., 2007. Lu-Hf Isotopic Systematics and Their Applications in Petrology. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2): 185—220(in Chinese with English abstract).
- Wu, Y.B., Zheng, Y.F., 2004. Genetic Mineralogy of Zircon and Its Constrains on the Interpretation of U-Pb Ages. *Science Bulletin*, 49(16): 1589—1604(in Chinese).
- Yang, Y., Duo, J., De, X., et al., 2015. Zircon U-Pb Dating and Hf Isotopic Composition of Intrusions in the Lietinggang Iron Polymetallic Deposit in Tibet and Their Geological Significance. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 34(3): 281—294(in Chinese with English abstract).
- Yang, Y., Duo, J., Liu, H.F., et al., 2014. Re-Os Dating of Molybdenite in Lietinggang Iron Polymetallic Deposit and Its Geological Significance. *Geology in China*, 41(5): 1554—1564(in Chinese with English abstract).
- Yu, Y.S., Gao, Y., Yang, Z.S., et al., 2011a. LA-ICP-MS U-Pb Age and Geochemical Characteristics of Zircon in the Intrusive Rocks of Gunjiu Iron Ore in Cuoqinnixiong Deposit, Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 27(7): 1949—1960 (in Chinese with English abstract).
- Yu, Y.S., Yang, Z.S., Duo, J., et al., 2011b. Age and Genesis of Jiaduobule Iron-Copper Metallogenic Rock Mass in Tibet: Evidence of Zircon U-Pb Age, Hf Isotope and REE. *Mineral Deposits*, 30(3): 420—434(in Chinese with English abstract).
- Yu, Y.S., Zhou, Y., Bao, B., et al., 2019. Geochronology Petrogenesis and Its Tectonic Setting Significance of Intrusive Rocks from Coqen to Lunggar Iron Deposit, Lhasa Subterranean, Tibet, China. *Earth Science*, 44(6): 1888—1904(in Chinese with English abstract).
- Zhang, X.Q., Zhu, D.C., Zhao, Z.D., et al., 2011. Petrogenesis of the Nixiong Pluton in Coqen, Tibet and Its Potential Significance for the Nixiong Fe-Rich Mineralization. *Acta Petrologica Sinica*, 26(6): 1793—1804(in Chinese with English abstract).
- Zhang, Y.H., Wang, Y.S., Wang, W.S., et al., 2019. Zircon U-Pb-Hf Isotopes and Mineral Chemistry of Early Cretaceous Granodiorite in the Lunggar Iron Deposit in Central Lhasa, Tibet China. *Journal of Central South University*, 26(12): 3457—3469. <https://doi.org/10.1007/s11771-019-4266-5>
- Zhao, Y.M., 2013. Main Genetic Types and Geological Char-

- acteristics of Iron-Rich Ore Deposits in China. *Mineral Deposits*, 32(4): 686—705(in Chinese with English abstract).
- Zheng, Y. Y., Sun, X., Gao, S. B., et al., 2014. Multiple Mineralization Events at the Jiru Porphyry Copper Deposit, Southern Tibet: Implications for Eocene and Miocene Magma Sources and Resource Potential. *Journal of Asian Earth Sciences*, 79: 842—857. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.03.029>
- Zhu, D. C., Zhao, Z. D., Niu, Y. L., et al., 2011. The Lhasa Terrane: Record of a Microcontinent and Its Histories of Drift and Growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 301(1—2): 241—255. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.005>
- Zhu, D. C., Zhao, Z. D., Niu, Y. L., et al., 2012. Origin and Paleozoic Tectonic Evolution of the Lhasa Terrane. *Geological Journal of China Universities*, 18(1): 1—15(in Chinese with English abstract).
- 附中文参考文献**
- 费凡, 杨竹森, 刘英超, 等, 2015. 西藏措勤隆格尔铁岩体成岩时代及其地质意义. *岩石矿物学杂志*, 34(4): 568—580.
- 付强, 杨竹森, 郑远川, 等, 2013. 加拉普铁矿区花岗闪长岩锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素及地球化学研究. *矿床地质*, 32(3): 564—578.
- 高顺宝, 2015. 西藏冈底斯西段铜铁多金属成矿作用与找矿方向(博士学位论文). 武汉: 中国地质大学.
- 李应栩, 谢玉玲, 陈伟, 等, 2011. 西藏恰功铁矿二长花岗斑岩锆石的 U-Pb 年代学与地球化学特征及意义. *岩石学报*, 27(7): 2023—2033.
- 马旺, 刘英超, 杨竹森, 等, 2019. 西藏列廷冈—勒青拉铅锌铁铜钼矿床成矿流体特征: 来自流体包裹体及碳氢氧同位素的证据. *地球科学*, 4(6): 1957—1973.
- 邱华宁, 2006. 新一代 Ar-Ar 实验室建设与发展趋势: 以中国科学院广州地球化学研究所 Ar-Ar 实验室为例. *地球化学*, 35(2): 133—140.
- 吴福元, 葛文春, 孙德有, 2002. 埃达克岩的概念、识别标志及其地质意义, 见: 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨, 等编, *花岗岩的研究思维与方法*. 北京: 地质出版社, 178—180.
- 吴福元, 李献华, 郑永飞, 等, 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用. *岩石学报*, 23(2): 185—220.
- 吴元保, 郑永飞, 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约. *科学通报*, 49(16): 1589—1604.
- 于玉帅, 高原, 杨竹森, 等, 2011a. 西藏措勤尼雄矿田滚纠铁矿侵入岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄与地球化学特征. *岩石学报*, 27(7): 1949—1960.
- 于玉帅, 杨竹森, 多吉, 等, 2011b. 西藏加多捕勒铁铜矿成矿岩体时代与成因: 锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素与稀土元素证据. *矿床地质*, 30(3): 420—434.
- 于玉帅, 周云, 鲍波, 等, 2019. 拉萨地块措勤—隆格尔地区铁矿床成岩时代、岩石成因及构造环境指示. *地球科学*, 44(6): 1888—1904.
- 杨毅, 多吉, 德西央宗, 等, 2015. 西藏列廷冈铁多金属矿侵入岩锆石 U-Pb 定年、Hf 同位素组成及其地质意义. *岩石矿物学杂志*, 34(3): 281—294.
- 杨毅, 多吉, 刘鸿飞, 等, 2014. 西藏列廷冈铁多金属矿床辉钼矿 Re-Os 定年及其地质意义. *中国地质*, 41(5): 1554—1564.
- 张晓倩, 朱弟成, 赵志丹, 等, 2010. 西藏措勤尼雄岩体的岩石成因及其对富 Fe 成矿作用的潜在意义. *岩石学报*, 26(6): 1793—1804.
- 赵一鸣, 2013. 中国主要富铁矿床类型及地质特征. *矿床地质*, 32(4): 686—705.
- 朱弟成, 赵志丹, 牛耀龄, 等, 2012. 拉萨地体的起源和古生代构造演化. *高校地质学报*, 18(1): 1—15.