

doi:10.12097/j.issn.1671-2552.2023.2-3.013

甘肃龙首山地区古生代岩浆核杂岩隆起:来自金川矿区脉岩年龄与地球化学的证据

张钊¹, 焦建刚^{1,2,3*}, 刘琦⁴, 马一嘉⁴, 段俊¹, 赵联党¹, 贾力¹, 刘健⁵ZHANG Ke¹, JIAO Jiangang^{1,2,3*}, LIU Qi⁴, MA Yijia⁴, DUAN Jun¹, ZHAO Liandang¹, JIA Li¹, LIU Jian⁵

1. 长安大学地球科学与资源学院, 陕西 西安 710054;

2. 西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室, 陕西 西安 710054;

3. 西安市关键金属成矿与高效利用重点实验室, 陕西 西安 710054;

4. 陕西省地质矿产实验研究所有限公司, 陕西 西安 710054;

5. 西北大学地质学系, 陕西 西安 710069

1. School of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China;

2. Key Laboratory of Western China's Mineral Resources and Geological Engineering, Ministry of Education, Xi'an 710054, Shaanxi, China;

3. Xi'an Key Laboratory for Mineralization and Efficient Utilization of Critical Metals, Xi'an 710054, Shaanxi, China;

4. Shaanxi Institute of Geology and Mineral Resources Experiment Co., Ltd., Xi'an 710054, Shaanxi, China;

5. Geology Department of Northwest University, Xi'an 710069, Shaanxi, China

摘要: 新元古代形成的金川铜镍硫化物矿床位于华北板块西南缘龙首山中部, 由于古生代造山过程中的构造挤压作用及变质热液叠加, 矿床中铜铂得到再次富集。矿区及周边出露大量古生代基性—中酸性脉岩与岩基, 暗示龙首山地区古生代发生了岩浆核杂岩隆起作用。综合研究了矿区切穿赋矿岩体的辉绿岩脉、煌斑岩脉和花岗斑岩脉, 通过锆石 U-Pb 定年, 获得侵入金川铜镍矿床的花岗斑岩锆石 U-Pb 年龄为 367.1 ± 2.0 Ma; 煌斑岩锆石 U-Pb 年龄为 $400.6 \sim 425.3$ Ma; 前期工作获得辉绿岩中锆石的 U-Pb 年龄为 423.5 ± 1.4 Ma。初步认定矿区各类脉岩的形成时代为古生代。岩石地球化学及同位素地球化学分析结果显示, 辉绿岩样品的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 $-4.59 \sim -1.58$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值为 $0.7056 \sim 0.7077$; 煌斑岩样品的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 $-2.97 \sim -2.03$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 变化范围为 $0.7083 \sim 0.7085$; 证明基性脉岩的源区为富集型岩石圈地幔; 获得花岗斑岩锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于 $5.11 \sim 12.84$ 之间, 指示其为新生地壳部分熔融的产物。结合区域古生代岩浆活动背景, 提出了龙首山地区构造-岩浆演化模型。

关键词: 脉岩; 锆石 U-Pb 年龄; 岩石成因; 构造背景; 铜镍硫化物矿床; 甘肃

中图分类号: P534.3; P588.1 **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2023)02/03-0343-20

Zhang K, Jiao J G, Liu Q, Ma Y J, Duan J, Zhao L D, Jia L, Liu J. Uplift of Paleozoic magmatic core complex in the Longshoushan area, Gansu: evidence from geochronology and geochemistry of rock veins in the Jinchuan deposit area. *Geological Bulletin of China*, 2023, 42(2/3): 343-362

Abstract: The Neoproterozoic Jinchuan Cu-Ni sulfide deposit is located in the central Longshoushan, southwestern margin of the North China Craton. Due to the tectonic compression and metamorphic hydrothermal superposition in the process of the Paleozoic orogeny, Cu-Pt-rich ores were enriched again. A large number of mafic-felsic rock veins and batholiths crop out in the Jinchuan

收稿日期: 2022-07-01; 修订日期: 2022-12-23

资助项目: 国家自然科学基金项目《甘肃金川岩浆铜镍(铂)硫化物矿床“硫化物矿浆”搬运富集机制》(批准号: 92162213) 与内蒙古自治区地质勘查基金项目《内蒙古乌兰陶勒盖-小南山铜镍多金属矿成矿规律研究及找矿预测》(编号: 2020-KY05)

作者简介: 张钊(1998-), 女, 在读硕士生, 地质学专业。E-mail: 2020127039@chd.edu.cn

* 通信作者: 焦建刚(1976-), 男, 教授, 从事矿床学研究与教学。E-mail: jiangang@chd.edu.cn

deposit and its vicinity, which indicates existence of uplift of Paleozoic magmatic core complex in the Longshoushan area. This comprehensive study focuses on dolerite, lamprophyre, and granite porphyry veins crosscutting ore-bearing intrusions of the Jinchuan deposit area. Zircon U-Pb dating indicates that granite porphyry and lamprophyre formed at 367.1 ± 2.0 Ma and $400.6 \sim 425.3$ Ma, whereas the dolerite formed at 423.5 ± 1.4 Ma based on previous work, preliminarily suggesting the Paleozoic formation ages for various types of rock veins in the deposit area. Petrochemical and isotope geochemical results show the dolerite and lamprophyre have $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ values ranging from -4.59 to -1.58 and -2.97 to -2.03 , with corresponding $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ values of 0.7056 to 0.7077 and 0.7083 to 0.7085 , respectively, indicating that the magma sources of these mafic rock veins were derived from an enriched lithospheric mantle. The granite porphyry has zircon $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values of 5.11 to 12.84 , suggesting it was sourced from partial melting of the juvenile crust. Combined with previous studies on regional Paleozoic magmatic activities, the authors put forward an integrated tectonic-magmatic evolution model.

Key words: rock veins; zircon U-Pb dating; petrogenesis; tectonic setting; Jinchuan Cu-Ni sulfide deposit; Gansu

在甘肃龙首山隆起带,区域岩浆活动形成大面积的花岗岩岩基。古元古代,在原始古陆的基础上发生了裂解作用,形成了龙首山群的火山碎屑-碳酸盐岩堆积(Tung et al., 2007),大量岩浆成因的捕获锆石显示这个阶段存在剧烈的岩浆活动。中-新元古代,龙首山群发生角闪岩相-高绿片岩相变质变形作用,之后再次发生裂解作用,形成裂谷,接受一套复理石建造(碎屑岩+碳酸盐岩+火山岩)。晋宁运动使裂谷闭合,发生滑流褶皱变形、低绿片岩相变质。此后,地块抬升,导致龙首山地区出现沉积间断,青白口纪地层缺失。此时,镁铁-超镁铁质岩浆上侵到龙首山地区中部(汤中立等, 1999)。前人研究结果证明,金川含矿岩体形成于大陆板内裂谷初期的拉张环境,可能与 Rodinia 超大陆裂解有关(曾认宇等, 2013),龙首山地区处于稳定的板内环境,岩浆活动较弱。古生代,龙首山地区板块活动强烈,祁连洋闭合导致陆陆碰撞形成碰撞造山带(Ma et al., 2022),板内拉伸环境引起祁连山造山、龙首山拉张背景下的隆升,此过程伴随着大量的岩浆活动,形成大面积分布的中酸性侵入体。古生代之后,龙首山地区长期处于挤压环境,遭受抬升剥蚀,没有明显的岩浆活动。

金川铜镍硫化物矿床位于龙首山隆起带内,其镍资源储量居世界第三,中国第一,是中国镍、钴与铂族金属的主要来源,对该矿床的深入研究具有重要的现实意义。对于金川铜镍硫化物矿床的成岩成矿时代,前人做了大量测年工作:李献华等(2004; 2005)获得二辉橄榄岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 827 ± 8 Ma; Yang et al. (2005) 获得矿石 Re-Os 年龄为 833 ± 35 Ma; Zhang et al. (2010) 获得含斜长石二辉橄榄岩中锆石 U-Pb 年龄为 831.8 ± 0.6 Ma, 提出成岩成矿时代为新元古代。

金川铜镍硫化物矿床的南部分布大量古生代花岗岩,锆石 U-Pb 年龄为 $421 \sim 444$ Ma (魏俏巧等, 2013; 段俊等, 2015; 张丽琪, 2019) (图 1)。矿区西部的西井镁铁-超镁铁质岩体中辉绿岩的锆石 U-Pb 年龄为 423.5 ± 1.4 Ma (图 1) (Duan et al., 2015); 矿区内部正长花岗岩锆石 U-Pb 年龄为 425.7 ± 2.5 Ma (张晓旭等, 2021)。Yang et al. (2018) 获得矿区富铜矿石的 Pt-Os 等时线年龄为 432 ± 28 Ma。由此可见,古生代造山过程中的岩浆活动、构造挤压作用及变质热液叠加,使富铜铂矿石发生再次富集,但是,龙首山地区古生代基性-中酸性岩浆活动的岩浆源区、构造背景等仍不清楚。为了解决这个科学问题,对矿区的花岗斑岩脉、辉绿岩脉和煌斑岩脉开展了野外地质调查和岩石学、地球化学与年代学的系统研究,结合区域古生代基性-中酸性岩浆的研究成果和“岩浆核杂岩”隆起思想,探讨了龙首山地区古生代岩浆活动的源区特征与构造背景。

1 区域地质背景

金川铜镍硫化物矿床的大地构造位置为华北克拉通西部阿拉善地块南缘的龙首山隆起带,南邻北祁连早古生代造山带(汤中立等, 2006),龙首山隆起受南北两侧的深大断裂 F_1 、 F_2 控制,其走向为北西-北西西向(汤中立, 2002)。

龙首山隆起带以古元古界龙首山群为基底,包括麒麟沟组、白家嘴子组和塔马子沟组。其中麒麟沟组以黑云片麻岩和斜长角闪岩为主,夹有少量变粒岩、大理岩和二云石英片岩;白家嘴子组岩性主要为蛇纹石大理岩、混合岩、黑云斜长片麻岩等;塔马子沟组岩性主要为二云石英片岩和黑云片麻岩,夹石墨大理岩等,1.86 Ga 时经历了角闪岩相区域变

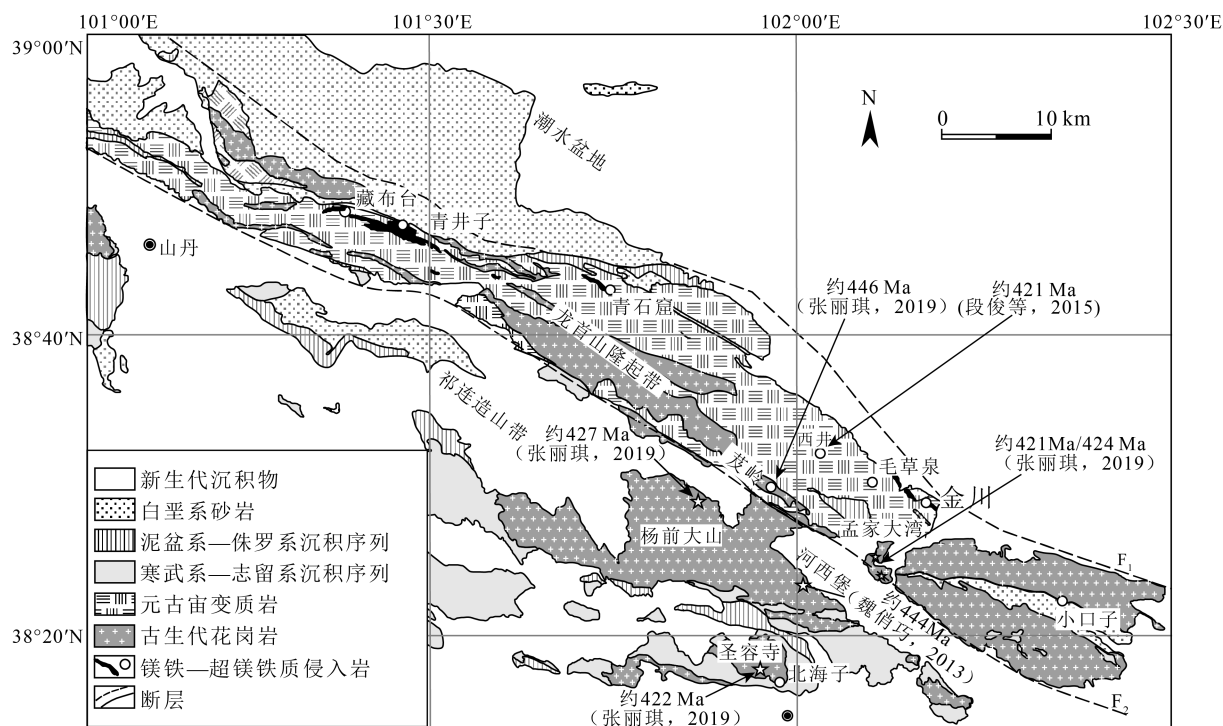


图 1 金川地区大地构造背景示意图(焦建刚等,2012)

Fig. 1 Sketch map showing tectonic background of the Jinchuan area

质作用(宫江华等,2011)。盖层为中元古界墩子沟群白云岩、硅质板岩、变长石石英砂岩,以及新元古界烧火筒沟群绢云千枚岩、砾状白云岩等(汤中立等,1995)。

龙首山隆起带中镁铁—超镁铁质岩浆活动较发育,主要形成了世界级的金川铜镍硫化物矿床,成岩成矿时代为新元古代;古生代的花岗岩浆也非常发育,以岩基与岩脉形式产出(周立发,1992;魏俏巧等,2013)。

2 矿床地质

新元古代的金川铜镍硫化物矿床赋存在古元古界白家嘴子组中,含矿岩体长 6500 m,宽 20~527 m,出露面积约 1.34 km²,最大延深大于 1100 m,呈北西向不规则透镜状产出,由西向东依次为Ⅲ、Ⅰ、Ⅱ、Ⅳ矿区,其中主矿体为 1 号、2 号和 24 号。矿体主要由海绵陨铁状与浸染状矿石组成,含少量的块状矿石。镍资源储量约 550×10⁴ t,铜资源储量约 350×10⁴ t,还伴生有大量的金、钴与铂族金属。矿石平均品位 Ni 为 1.06%,Cu 为 0.8%,Co 为 0.03%,PGE 为 0.66×10⁻⁶(汤中立等,1995)。矿石矿物主

要为磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿,其次为紫硫镍矿、方黄铜矿、磁铁矿。铂族元素组成主要为砷化物、碲化物、铋化物等。赋矿岩体主要由二辉橄榄岩、含辉橄榄岩、斜长二辉橄榄岩、辉石岩等组成,各岩相之间没有明显的侵入界线。岩体蚀变以蛇纹石化最普遍,其次是透闪石化、阳起石化、绿泥石化、滑石—碳酸盐化等;围岩主要为花岗混合岩、黑云斜长片麻岩、大理岩(图 2-a、b)(汤中立等,1995)。

汤中立(1990)根据矿床含矿率高及矿相之间呈突变接触关系等特征,提出了金川深部熔离—多期贯入的成矿模式;Chai et al.(1992)根据 3 个主矿体特征存在一定差异,提出 3 个岩浆通道的成矿模式;Song et al.(2006)根据系统地球化学研究,在认同深部熔离—多期贯入的成矿模式的同时,更强调地壳混染对成矿的贡献。

3 脉岩特征

金川铜镍硫化物矿床中存在多种脉岩,主要为辉绿岩和煌斑岩,其次是花岗斑岩,少量的闪长岩、细晶岩等(图 2-a)。岩脉大多数以脉状形式穿插于

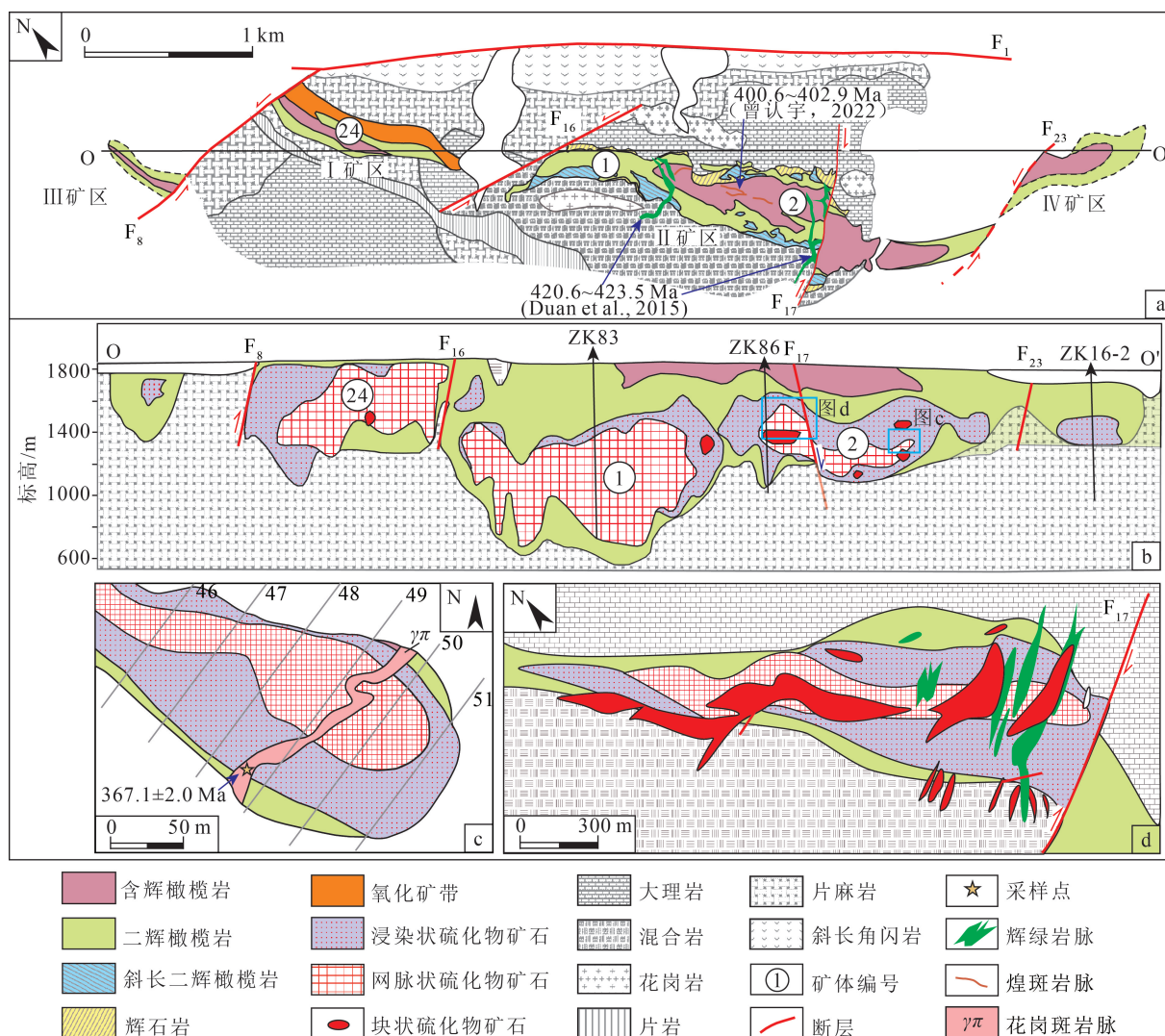


图2 金川铜镍硫化物矿床地质图(a)、矿区纵投影图(b)(Jiao et al., 2019)、II矿区东部48~50勘探线1100 m标高平面图(c)和II矿区东部33~40勘探线1250 m标高平面图(d)

Fig. 2 Geological map of the Jinchuan Cu-Ni sulfide deposit(a), vertical projection map of the Jinchuan deposit(b), horizontal plane of exploration line 48~50 at 1100 m level in the eastern ore zone II (c) and horizontal plane of exploration line at 33~40 at 1250 m level in the eastern ore zone II (d)

早期形成的岩体及地层中,其中,辉绿岩脉主要以近南北向和北东45°向横切超基性岩体和地层,少数走向为北北东向和北东东向,延伸较远,宽度一般数十厘米至数米,个别地方达数十米。煌斑岩脉主要分布在超基性岩体及其附近的围岩中,宽数十厘米至1 m左右,延伸数米到百余米,走向主要为近东西向,其次为近南北向。局部可见煌斑岩脉截穿辉绿岩脉或共生,推测煌斑岩形成时间晚于辉绿岩(宋晨等,2014)。花岗斑岩脉侵位于II矿区东部1110 m,水平48~50勘探线的含矿超基性岩体中

(图2-c),倾向北西,未出露于地表(曾认宇等,2022)。矿区脉岩发育的地段或附近,偶见块状矿石分布,特别是II矿区东部1250 m水平33~40勘探线平面图中,辉绿岩脉非常发育,能见到辉绿岩与块状矿体交切共生现象(图2-d)。

前人对矿区的辉绿岩及煌斑岩进行LA-ICP-MS锆石U-Pb定年可知,辉绿岩年龄为 423.5 ± 1.4 Ma(Duan et al., 2015),煌斑岩年龄为 400.6 ± 3.9 Ma(曾认宇等,2022),花岗闪长斑岩年龄为 361.7 ± 4.6 Ma(曾认宇等,2022),闪长岩年龄为 390.8 ± 3.1 Ma

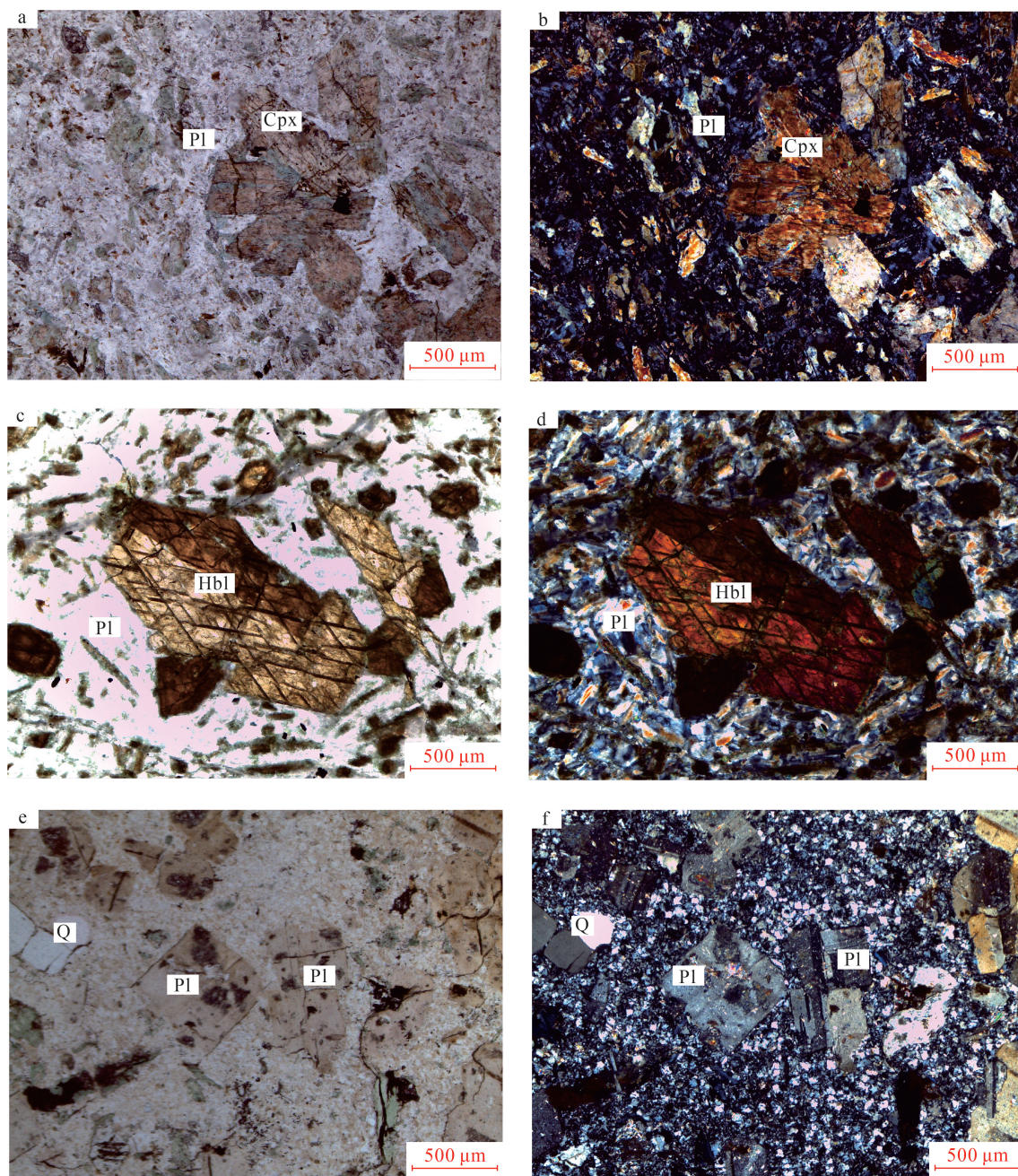
(曾认宇等,2022),由此可见,矿区脉岩形成于古生代。

辉绿岩:黑色,中细粒结构,块状构造。主要矿物组成为斜长石和辉石,此外还含有少量磁铁矿。斜长石含量约为 60%,粒度为 0.3~0.5 mm,颜色主要为灰白色,粒状、板状,聚片双晶十分发育(图版 I -a,b),且 $An>50$,为基性斜长石,呈簇状分布,自形程度高,基性斜长石搭成三角架,他形的辉石填

充其中,为标准的辉绿结构,其余的斜长石为隐晶质,部分呈绿泥石化和绢云母化。辉石含量约为 35%,粒度介于 0.5~0.8 mm 之间,颜色主要为灰黑色,中细粒,短柱状,正高突起,蚀变严重,被蚀变为绿泥石、滑石等,主要为普通辉石。暗色矿物主要为磁铁矿,含量约为 5%。

煌斑岩:灰黑色,细粒结构,块状构造。主要矿

图版 I Plate I



a,b.辉绿岩镜下照片;c,d.煌斑岩镜下照片;e,f.花岗斑岩镜下照片。Pl—斜长石;Cpx—单斜辉石;Hbl—角闪石;Q—石英

物组成为角闪石、斜长石和黑云母。角闪石含量约为 28%, 粒度介于 0.8~1.0 mm 之间, 以全自形斑晶出现, 边缘轻微阳起石化(次闪石), 核心保留原生红棕色特征(图版 I -c, d)。斜长石以中-更长石为主, 含量约 63%, 粒度介于 0.2~0.3 mm 之间, 环带发育, 核心高岭土化明显, 边缘基本无蚀变, 酸性程度较高, 半自形晶体间充填钾长石, 钾长石无双晶, 无蚀变。岩石中可见到针状及粒状磷灰石出现, 分布均匀, 粒度在 0.05 mm 以下; 也可见榍石, 粒度在 0.15~0.35 mm 之间, 在岩石中分布均匀, 含量约 9%。镜下岩石退变质较明显, 次变质现象在岩石中也十分发育。

花岗斑岩: 灰白色, 斑状结构, 块状构造。斑晶主要为斜长石和石英, 偶见黑云母; 其中, 斜长石呈板状, 自形一半自形, 粒度介于 0.5~0.8 mm 之间, 聚片双晶发育, 绢云母化、黝帘石化强烈(图版 I -e, f), 含量约为 45%。石英呈他形粒状, 边界浑圆, 粒度大多介于 0.4~1.2 mm 之间, 含量约 25%。黑云母自形程度高, 呈片状, 粒度可达 2.0 mm, 港湾状熔蚀现象发育, 绿泥石化强烈。基质呈显微晶质结构, 主要由斜长石、钾长石、石英和具有强烈绿泥石化的黑云母组成, 钾长石和黑云母含量约为 29%。

副矿物主要为锆石、磷灰石、榍石, 含量约为 1%, 偶见方解石细脉。

4 分析方法

4.1 主量与微量元素测试方法

岩石样品的全岩主量、微量和稀土元素含量测定在长安大学西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室完成。对于全岩主量元素测试, 先分别称取 5.0000 ± 0.0010 g 的 $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ 、 0.3000 ± 0.0010 g 的 NH_4NO_3 及 0.5000 ± 0.0002 g 的样品粉末, 然后通过人工使其充分混合均匀, 将混合均匀的粉末样倒入铂金坩埚中, 加脱玻剂, 加热使其熔融, 然后冷凝成玻璃片, 再放入 X 射线荧光光谱仪中进行测试, 每测 6 个样品之后加测 1 个重复样, 该方法的测试精度小于 2%。对于样品的微量元素测试, 选用 ICP-MS 进行测试。将岩石粉末熔融制成用于 XRF 分析的玻璃盘, 并在钢套聚四氟乙烯溶样罐中进行酸消化, 生成用于 ICP-MS 分析的溶液。根据样品中元素的浓度, 分析的不确定度相对在 5%~10% 之间。

4.2 锆石 LA-ICP-MS 年龄及 Hf 同位素测试方法

锆石样品挑选工作在廊坊市峰泽源岩矿检测

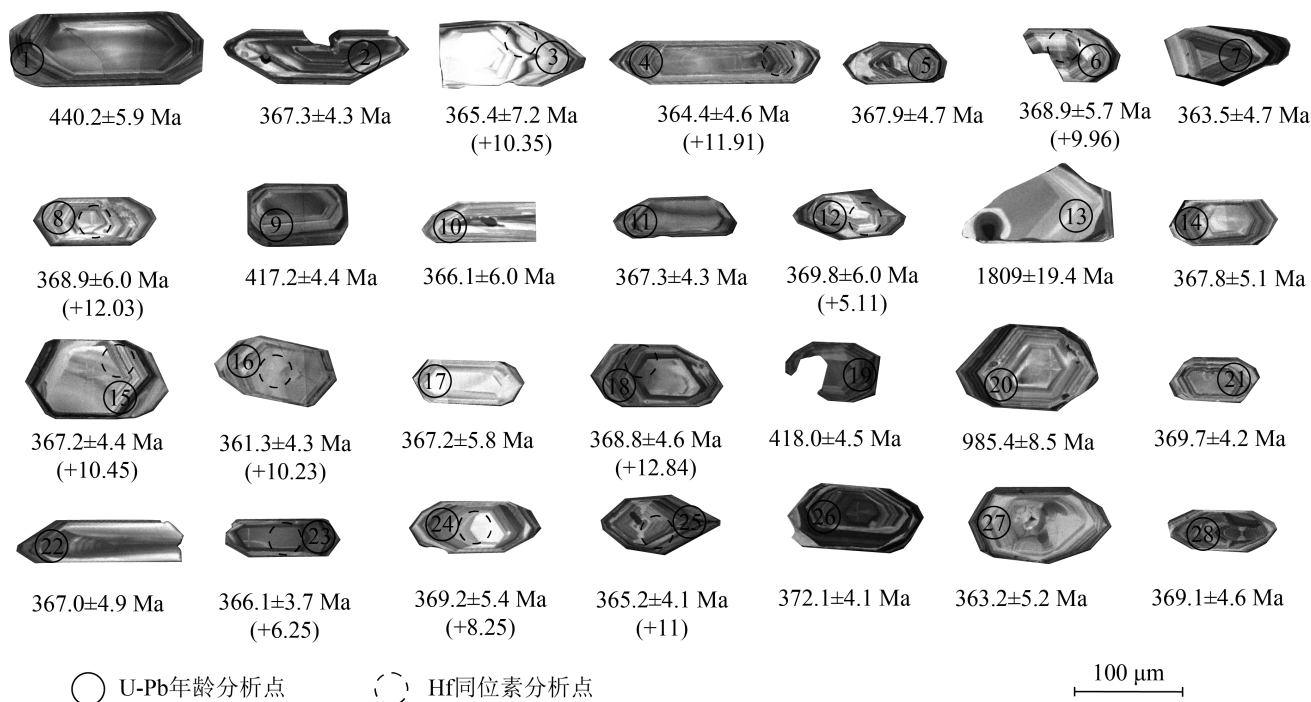


图 3 花岗斑岩锆石阴极发光(CL)图像

Fig. 3 CL images of zircons from granite porphyry

技术有限公司完成,在双目镜下选择颗粒大、晶形好、透明的锆石进行制靶。制靶完成后,开展阴极发光(CL)、透射光和反射光照相,选择透明的、振荡环带发育、无裂隙的锆石开展 U-Pb 定年工作。锆石 U-Pb 定年在中国地质调查局西安地质调查中心岩浆作用成矿与找矿重点实验室完成,采用 193 nm Ar F 准分子(excimer)激光器的 Geo Las200M 激光剥蚀系统,ICP MS 为 Agilent7700x,激光束斑直径 30 μm ,以 91500 为同位素年龄标样,SRM610 为元素含量标样进行校正,普通铅校正依据实测 ^{204}Pb 进行校正。数据处理采用 Glitter 程序和 ICPMSDataCal 程序(Liu, 2010),锆石 U-Pb 年龄谱和图绘制及加权平均年龄计算采用 Isoplot 计算程序获得。

在完成锆石 U-Pb 年龄测试的基础上,从样品中选择谐和度较高的锆石颗粒进行 Hf 同位素组成分析,相关测试工作在中国地质调查局西安地质调查中心岩浆作用成矿与找矿重点实验室完成。测试采用的仪器为 Geolas Pro 型激光剥蚀系统及 Neptune Plus 型多接收等离子质谱仪(LA-MC-ICP MS)。使用氦作为剥蚀物质载气,激光剥蚀束斑直径为 44 μm ,激光剥蚀频率为 8 Hz。分析过程中, GJ-1 的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 测试加权平均值为 $0.282007 \pm 0.000025(2\sigma)$,计算初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 时采用的 Lu 衰变常数为 $1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Scherer et al., 2001)。锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值基于 U-Pb 年龄获得,计算时采用的球粒陨石 Hf 同位素 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值为 0.0336, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值为 0.282785(Bouvier et al., 2008)。计算锆石 Hf 单阶段模式年龄(T_{DM1})时采用亏损地幔的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 现在值为 0.282325, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Lu}$ 值为 0.0384(Griffin et al., 2000)。计算锆石 Hf 二阶段模式年龄(T_{DM2})时采用平均地壳 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值为 0.015(Griffin et al., 2000)。

4.3 Sr-Nd 同位素测试方法

全岩 Sr-Nd 同位素组成分析在中国科学院地质与地球物理研究所固体同位素地球化学实验室完成。将用于测试的 50~100 mg 样品粉末利用酸溶法($\text{HF} + \text{HNO}_3 + \text{HClO}_4$)溶解、分离提纯后使用 Finnigan MAT-262 型热电离子质谱仪测定 Sr-Nd 同位素组成。测试过程中,使用国际标样 NBS-987 及 JNdi-1 评估仪器的稳定性。详细测试过程见参考文献(Li et al., 2015; 2016)。

测试流程简述如下:称取约 100 mg 全岩粉末样品,加入适量的 $^{87}\text{Rb}-^{84}\text{Sr}$ 和 $^{149}\text{Sm}-^{150}\text{Nd}$ 混合稀释剂和纯化的 $\text{HF}-\text{HClO}_4$ 混合试剂后,在高温下完全溶解。 $\text{Rb}-\text{Sr}$ 和 REE 的分离和纯化是在装有 5 mL AG 50W-X12 交换树脂(200~400 目)的石英交换柱进行的;而 Sm 和 Nd 的分离和纯化,是在石英交换柱用 1.7 mL Teflon[®]粉末为交换介质完成的。 Sr 同位素比值测定采用 Ta 金属带和 Ta-HF 发射剂,而 Rb、Sm 和 Nd 同位素比值测定采用双 Re 金属带进行。 Sr 和 Nd 同位素比值测定,分别采用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 进行校正, $\text{Rb}-\text{Sr}$ 和 Sm-Nd 的全流程实验本底分别小于 100 pg 和 50 pg。浓度(或 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 和 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 值)误差小于 0.5%。实验过程中采用的标样为 NBS987 和 BCR-1。

5 分析结果

5.1 锆石 U-Pb 年龄

5.1.1 花岗斑岩

花岗斑岩样品采集于金川铜镍矿床 II 矿区 48~50 勘探线 1100 m 标高井下。花岗斑岩中的锆石为自形一半自形的半透明柱状,锆石晶体在阴极发光图像(CL)上显示明显的振荡环带(图 3)。其 Th/U 值为 0.27~1.69(表 1),均大于 0.1,显示岩浆锆石的特征(吴元保等, 2004)。LA-ICP-MS 分析的 22 粒锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 361.3~372.1 Ma,在锆石谐和图中,测点均位于 U-Pb 谐和线上或其附近(图 4-a),获得 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为 367.1 ± 2.0 Ma(MSWD=0.33,图 4-b),代表花岗斑岩的结晶年龄。

5.1.2 煌斑岩

煌斑岩样品采集于金川矿区地表 16~29 勘探线。煌斑岩样品 JC29 的锆石颗粒在阴极发光图像上呈自形一半自形,颜色较深,粒径为 80~300 μm ,韵律环带不明显(图 4-c、f)。其 Th/U 值为 0.57~1.33(表 1),均大于 0.1,显示岩浆锆石的特征(吴元保等, 2004)。 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄分布较广,所有锆石测点大部分位于谐和线上(图 4-c),为 $413 \pm 13 \sim 2366 \pm 18$ Ma,且主要集中在 4 个区间(425.3 ± 7.5 Ma、 1834 ± 22 Ma、 2313 ± 22 Ma、 2274 ± 19 Ma),其中, 425.3 ± 7.5 Ma 为最小的区间年龄(图 4-d~f),该年龄代表煌斑岩的形成时代,与辉绿岩的年龄基本一

致,同为古生代的产物;而其他年龄(1834 ± 22 Ma、 2313 ± 22 Ma、 2274 ± 19 Ma)可能代表煌斑岩侵位过程中捕获的或继承的锆石。由于煌斑岩脉侵入于

新元古代的金川铜镍硫化物矿床,其年龄应该晚于新元古代。因此,古元古代锆石年龄数据代表的是古老基底的形成年龄。

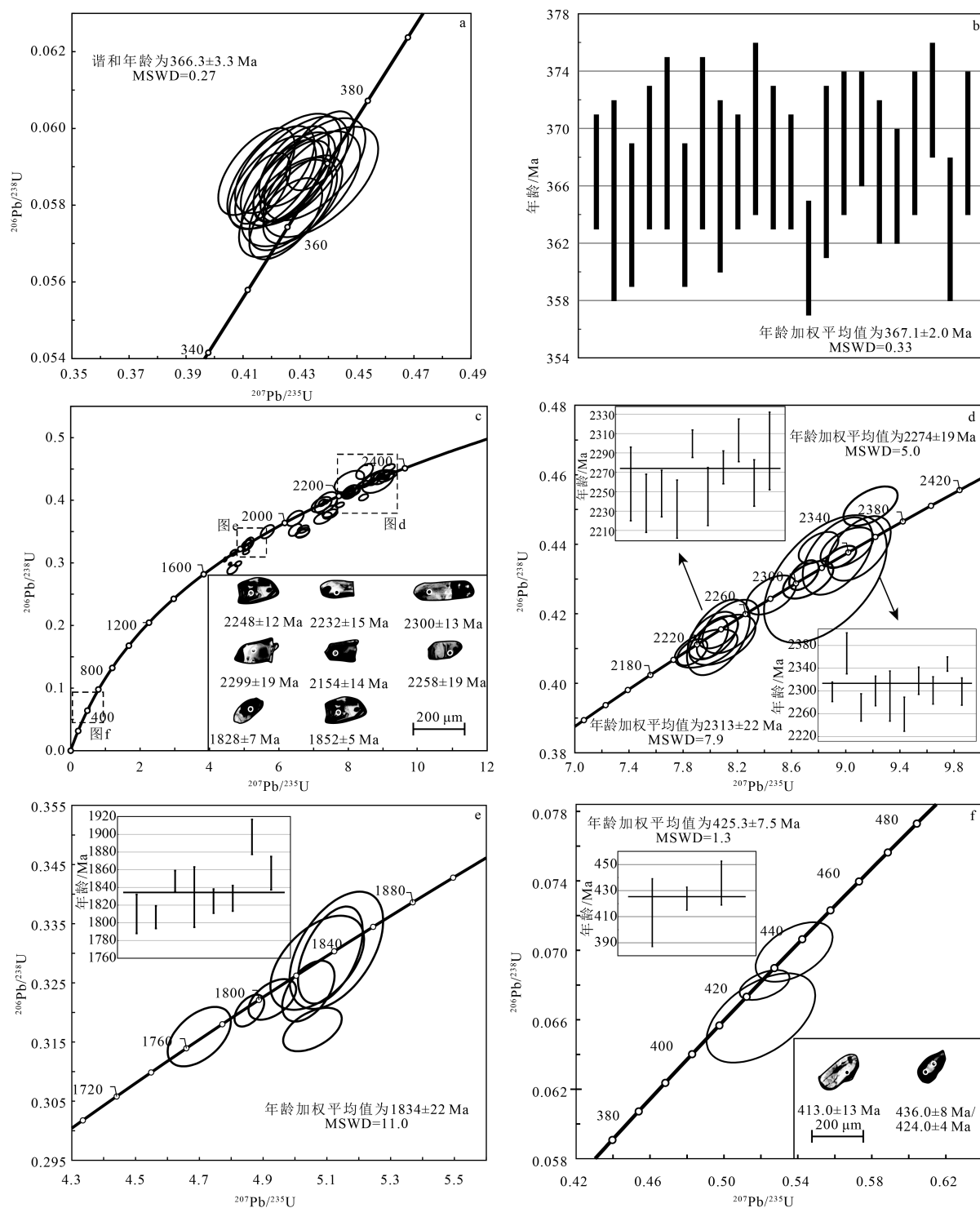


图4 花岗斑岩锆石 U-Pb 定年结果(a、b)、煌斑岩锆石阴极发光(CL)图像和 U-Pb 定年结果(c~f)

Fig. 4 Zircon U-Pb dating results of granite porphyry(a,b), zircon CL images and U-Pb dating results of lamprophyre(c~f)

表 1 花岗斑岩和煌斑岩锆石 U-Th-Pb 定年结果
Table 1 Zircon U-Th-Pb dating results of granite porphyry and lamprophyre

分析点	含量/ 10^{-6}		Th/U	同位素比值						同位素年龄/Ma					
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ
花岗斑岩															
GB01	156.7	223.2	0.70	0.0639	0.0015	0.6246	0.0133	0.0707	0.0010	740	49	493	8	440	6
GB02	251.1	230.3	1.09	0.0525	0.0011	0.4258	0.0081	0.0586	0.0007	309	47	360	6	367	4
GB03	116.9	105.7	1.11	0.0503	0.0023	0.4057	0.0169	0.0583	0.0012	210	101	346	12	365	7
GB04	394.8	311.4	1.27	0.0536	0.0013	0.4309	0.0092	0.0582	0.0008	355	52	364	7	364	5
GB05	214.9	205.4	1.05	0.0527	0.0013	0.4280	0.0095	0.0587	0.0008	317	54	362	7	368	5
GB06	207.8	167.6	1.24	0.0526	0.0017	0.4280	0.0125	0.0589	0.0009	311	71	362	9	369	6
GB07	527.4	341.7	1.54	0.0532	0.0013	0.4267	0.0096	0.0580	0.0008	339	55	361	7	364	5
GB08	128.8	119.8	1.08	0.0522	0.0018	0.4244	0.0132	0.0589	0.0010	292	76	359	9	369	6
GB09	308.4	415.8	0.74	0.0543	0.0010	0.5014	0.0080	0.0669	0.0007	383	39	413	5	417	4
GB10	165.9	120.8	1.37	0.0533	0.0019	0.4303	0.0138	0.0584	0.0010	341	77	363	10	366	6
GB11	347.9	282.5	1.23	0.0529	0.0011	0.4284	0.0081	0.0586	0.0007	324	47	362	6	367	4
GB12	137	105	1.31	0.0504	0.0018	0.4114	0.0134	0.0590	0.0010	215	80	350	10	370	6
GB13	69.6	88.6	0.79	0.1056	0.0016	4.7264	0.0673	0.3240	0.0040	1725	28	1772	12	1809	19
GB14	99.7	113.9	0.88	0.0504	0.0015	0.4082	0.0108	0.0587	0.0008	211	65	348	8	368	5
GB15	155	253.4	0.61	0.0505	0.0012	0.4085	0.0087	0.0586	0.0007	217	53	348	6	367	4
GB16	206.5	207	1.00	0.0534	0.0012	0.4250	0.0085	0.0577	0.0007	345	49	360	6	361	4
GB17	111.3	92.8	1.20	0.0540	0.0018	0.4373	0.0133	0.0586	0.0010	372	73	368	9	367	6
GB18	160	201.3	0.79	0.0510	0.0012	0.4147	0.0089	0.0589	0.0008	241	53	352	6	369	5
GB19	333.5	277.3	1.20	0.0560	0.0010	0.5179	0.0085	0.0670	0.0007	452	40	424	6	418	5
GB20	111.2	414.3	0.27	0.1018	0.0012	2.3202	0.0231	0.1652	0.0015	1657	21	1219	7	985	9
GB21	263.2	255.1	1.03	0.0525	0.0011	0.4278	0.0081	0.0590	0.0007	308	47	362	6	370	4
GB22	242.6	143.5	1.69	0.0520	0.0014	0.4204	0.0100	0.0586	0.0008	285	59	356	7	367	5
GB23	592.8	384.9	1.54	0.0517	0.0009	0.4169	0.0064	0.0584	0.0006	271	39	354	5	366	4
GB24	138.3	120.4	1.15	0.0535	0.0016	0.4351	0.0117	0.0589	0.0009	350	66	367	8	369	5
GB25	252.1	291.3	0.87	0.0591	0.0012	0.4756	0.0083	0.0583	0.0007	572	42	395	6	365	4
GB26	298.3	357.8	0.83	0.0533	0.0011	0.4370	0.0079	0.0594	0.0007	342	45	368	6	372	4
GB27	120.4	127.4	0.95	0.0533	0.0016	0.4257	0.0114	0.0580	0.0009	339	65	360	8	363	5
GB28	193.4	193.1	1.00	0.0518	0.0013	0.4211	0.0092	0.0589	0.0008	277	54	357	7	369	5
煌斑岩															
JC29-1	61.0	60.1	1.01	0.1409	0.0026	8.4500	0.1500	0.4254	0.0046	2258	19	2282	17	2285	21
JC29-2	128	96.6	1.33	0.1111	0.0010	5.0420	0.0670	0.3236	0.0042	1810	11	1826	11	1807	21
JC29-3	106	123	0.87	0.1100	0.0008	4.4520	0.0410	0.3054	0.0030	1798	9	1722	8	1718	15
JC29-4	86.7	67.5	1.28	0.1104	0.0007	5.1300	0.1200	0.3305	0.0081	1806	6	1842	20	1839	39
JC29-5	500	497	1.01	0.1337	0.0008	7.3460	0.0700	0.3971	0.0028	2146	6	2154	9	2156	13
JC29-7	490	561	0.87	0.1301	0.0014	7.2300	0.2400	0.3930	0.0100	2099	17	2135	29	2143	50
JC29-8	259	285	0.91	0.1411	0.0013	8.0600	0.1900	0.4132	0.0089	2238	15	2242	19	2248	29
JC29-9	136	144	0.94	0.1457	0.0012	8.6870	0.0770	0.4311	0.0037	2298	9	2305	8	2310	17
JC29-10	98.0	92.3	1.06	0.1130	0.0006	5.1110	0.0830	0.3297	0.0067	1847	6	1836	14	1828	29
JC29-11	321	316	1.02	0.1133	0.0005	4.5970	0.0340	0.2984	0.0018	1852	5	1749	6	1683	9
JC29-12	90.0	95.7	0.94	0.1413	0.0015	8.0200	0.1500	0.4137	0.0056	2248	12	2232	18	2231	25
JC29-15	102	107	0.95	0.1118	0.0016	4.7000	0.0810	0.3159	0.0041	1829	17	1768	15	1769	20

续表 1

分析点	含量/ 10^{-6}		Th/U	同位素比值						同位素年龄/Ma					
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ
JC29-16	107	102	1.05	0.1408	0.0017	8.0170	0.0940	0.4129	0.0047	2232	15	2234	10	2228	21
JC29-17	181	199	0.91	0.1116	0.0008	4.8570	0.0380	0.3203	0.0022	1825	7	1795	7	1791	11
JC29-19	51.8	64.8	0.80	0.1457	0.0020	8.1500	0.1700	0.4163	0.0063	2300	7	2247	19	2243	29
JC29-20	37.0	44.4	0.83	0.1415	0.0023	7.9700	0.1900	0.4100	0.0045	2245	15	2224	22	2214	21
JC29-21	143	252	0.57	0.1521	0.0019	9.1700	0.1900	0.4400	0.0057	2366	18	2356	19	2350	26
JC29-22	104	120	0.87	0.1435	0.0019	8.8000	0.1200	0.4390	0.0037	2271	12	2317	12	2346	16
JC29-23	119	110	1.09	0.1457	0.0024	8.9400	0.2100	0.4366	0.0091	2300	13	2330	21	2334	41
JC29-24	77.9	11.9	6.55	0.0563	0.0018	0.5200	0.0240	0.0661	0.0021	459	37	425	16	413	13
JC29-25	161	139	1.16	0.1396	0.0013	7.4700	0.1800	0.3822	0.0078	2223	10	2170	22	2085	37
JC29-26	86.3	86.1	1.00	0.1343	0.0016	7.3600	0.2700	0.3960	0.0140	2154	14	2147	33	2145	65
JC29-27	53.2	56.5	0.94	0.1449	0.0031	9.0100	0.1600	0.4391	0.0047	2291	22	2338	16	2346	21
JC29-30	160	32.3	4.95	0.0558	0.0023	0.5980	0.0250	0.0769	0.0013	435	57	474	16	477	8
JC29-32	302	394	0.77	0.1449	0.0012	7.8680	0.0910	0.4089	0.0031	2275	9	2216	10	2210	14
JC29-33	67.0	76.8	0.87	0.1403	0.0022	8.4700	0.2000	0.4460	0.0100	2226	19	2284	21	2378	45
JC29-34	71.3	68.3	1.04	0.1174	0.0009	4.8260	0.0760	0.2984	0.0034	1917	10	1788	13	1683	17
JC29-35	63.8	73.1	0.87	0.1438	0.0021	7.2700	0.2100	0.3715	0.0076	2277	14	2150	26	2035	36
JC29-36	62.5	71.8	0.87	0.1427	0.0017	6.6900	0.1600	0.3481	0.0067	2258	11	2075	20	1925	32
JC29-37	98.5	88.7	1.11	0.1115	0.0010	4.9290	0.0610	0.3222	0.0028	1828	7	1806	10	1800	14
JC29-38	178	221	0.80	0.1173	0.0005	4.6600	0.1200	0.2894	0.0061	1916	5	1760	23	1637	31
JC29-39	247	248	1.00	0.1421	0.0017	8.8500	0.3700	0.4300	0.0150	2259	15	2322	36	2315	71
JC29-41	50.1	52.1	0.96	0.1289	0.0016	8.5000	0.2000	0.4778	0.0093	2098	14	2282	22	2515	41
JC29-42	73.1	78.9	0.93	0.1330	0.0023	7.2530	0.0890	0.3959	0.0045	2137	25	2144	11	2150	21
JC29-43	33.8	38.9	0.87	0.1366	0.0023	6.4700	0.1500	0.3525	0.0078	2176	14	2044	19	1945	37
JC29-44	62.1	70.9	0.88	0.1467	0.0020	7.4800	0.1700	0.3779	0.0062	2299	19	2167	21	2065	29
JC29-45	35.4	42.5	0.83	0.1343	0.0026	8.0300	0.3500	0.4300	0.0140	2157	33	2222	41	2306	65
JC29-46	49.4	62.5	0.79	0.1459	0.0023	8.0900	0.1800	0.4134	0.0048	2303	11	2243	21	2230	22
JC29-47	55.1	67.2	0.82	0.1476	0.0019	9.1700	0.1400	0.4520	0.0048	2318	12	2360	13	2403	21
JC29-48	98.0	84.0	1.17	0.1160	0.0010	5.0550	0.0750	0.3171	0.0030	1897	10	1827	13	1775	15
JC29-51	62.7	65.3	0.96	0.1459	0.0018	8.7100	0.1300	0.4295	0.0046	2301	12	2308	14	2303	21
JC29-52	88.8	114	0.78	0.1421	0.0014	8.0600	0.1200	0.4147	0.0038	2259	12	2236	14	2236	17
JC29-53	500	636	0.79	0.1536	0.0020	5.9600	0.3200	0.2880	0.0170	2380	16	1959	49	1625	85
JC29-54	53.4	52.9	1.01	0.1279	0.0019	6.4700	0.2000	0.3710	0.0100	2056	20	2040	27	2029	47
JC29-55	180	162	1.11	0.1480	0.0020	8.4400	0.1100	0.4046	0.0042	2325	14	2281	13	2190	19
JC29-56	389	490	0.79	0.1448	0.0007	7.7600	0.1000	0.3924	0.0034	2281	6	2202	12	2133	16
JC29-57	269	249	1.08	0.1349	0.0017	6.7000	0.1300	0.3538	0.0050	2161	19	2071	17	1952	24
JC29-58	363	71.1	5.11	0.0565	0.0010	0.5220	0.0110	0.0680	0.0007	463	24	427	8	424	4
JC29-59	175	40.9	4.28	0.0570	0.0018	0.5380	0.0170	0.0699	0.0014	493	40	436	11	436	8
JC29-60	191	240	0.80	0.1503	0.0010	8.9770	0.0790	0.4373	0.0027	2347	6	2336	8	2340	12
JC29-61	102	85.5	1.19	0.1167	0.0010	5.6700	0.1600	0.3497	0.0088	1908	8	1921	24	1930	42
JC29-62	24.0	30.9	0.78	0.1449	0.0033	8.0900	0.2000	0.4125	0.0059	2292	20	2243	23	2226	27
JC29-64	129	131	0.99	0.1134	0.0011	5.0700	0.1200	0.3284	0.0065	1856	9	1830	20	1830	32
JC29-65	99.0	98.0	1.01	0.1461	0.0016	9.1000	0.1900	0.4388	0.0076	2299	12	2349	19	2344	34
JC29-66	170	174	0.97	0.1395	0.0010	6.6700	0.1600	0.3472	0.0049	2222	10	2063	21	1920	24

5.2 岩石地球化学特征

5.2.1 主量元素

由于煌斑岩含有大量挥发分(CO_2 与 H_2O),所以煌斑岩的烧失量较大,为1.59%~3.77%(平均值2.41%)。经过无水百分化处理(表2), SiO_2 含量为51.92%~56.43%, $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ 在6.44%~8.33%之间,里特曼指数(σ)为4.09~7.12,平均值为5.49, MgO 含量为4.95%~9.39%, Fe_2O_3 含量为5.40%~9.28%。在TAS图解(图5-a)中,样品点主要落在粗安岩和玄武粗安岩范围,岩石为碱性系列,且煌斑岩落在钙碱性煌斑岩和钾镁煌斑岩相交的区域。

辉绿岩样品数据据参考文献Duan et al. (2015),烧失量(LOI)为2.08%~8.18%。 SiO_2 含量为42.05%~51.25%, $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ 在4.11%~6.35%之间,里特曼指数为2.76~6.05,平均值为4.45, MgO 含量为5.39%~11.52%, Fe_2O_3 含量为5.73%~10.66%。在TAS图解(图5-a)中,样品点主要落在玄武岩和粗面玄武岩范围,岩石为亚碱性系列与碱性系列过渡区间。

花岗斑岩样品数据据参考文献曾认宇等(2022), SiO_2 含量介于70.20%~72.60%之间; Al_2O_3 含量介于13.70%~14.75%之间, A/CNK 值介于0.83~1.10之间,在准铝质—过铝质区域; Na_2O 含量为5.25%~6.02%, K_2O 含量为2.34%~2.83%, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 值介于1.86~2.57之间,里特曼指数介于2.13~2.51之间。由 SiO_2 - K_2O 关系可知,样品属

于钙碱性岩。在侵入岩TAS分类图解中,样品点落在花岗岩范围(图5-b)。

5.2.2 微量和稀土元素

煌斑岩样品的微量和稀土元素分析结果(表2)显示,稀土元素总量(ΣREE)在 $162\times 10^{-6}\sim 328\times 10^{-6}$ 之间,相较于原始地幔值($\Sigma\text{REE}=7.43\times 10^{-6}$)高(Sun et al., 1989)。在球粒陨石标准化稀土元素配分模式图解(图6-a)中,轻、重稀土元素分馏明显, $\text{LREE}/\text{HREE}=8.09\sim 20.21$,呈现出右倾型配分模式,表现为轻稀土元素相对富集、重稀土元素相对亏损的特征,与典型的洋岛玄武岩(OIB)曲线相似。岩石 $\delta\text{Eu}=0.83\sim 0.96$,显示Eu负异常不明显或无异常。在原始地幔标准化微量元素蛛网图(图6-b)中,煌斑岩样品相对富集K、Rb、Ba等大离子亲石元素(LILE),且元素含量比原始地幔、E-MORB、N-MORB显著增高。煌斑岩样品原始地幔标准化蛛网图的整体走势与典型的洋岛玄武岩(OIB)曲线相似,相对亏损Ta、Nb、Ti、P等高场强元素。

辉绿岩样品稀土元素总量在 $122\times 10^{-6}\sim 214\times 10^{-6}$ 之间,相较原始地幔值($\Sigma\text{REE}=7.43\times 10^{-6}$)偏高(Sun et al., 1989);在球粒陨石标准化稀土元素配分模式图解(图6-c)中,辉绿岩样品的轻、重稀土元素分馏明显, $\text{LREE}/\text{HREE}=4.2\sim 5.94$,呈现出右倾型配分模式,表现为轻稀土元素相对富集、重稀土元素相对亏损的特征,与典型的洋岛玄武岩曲线相

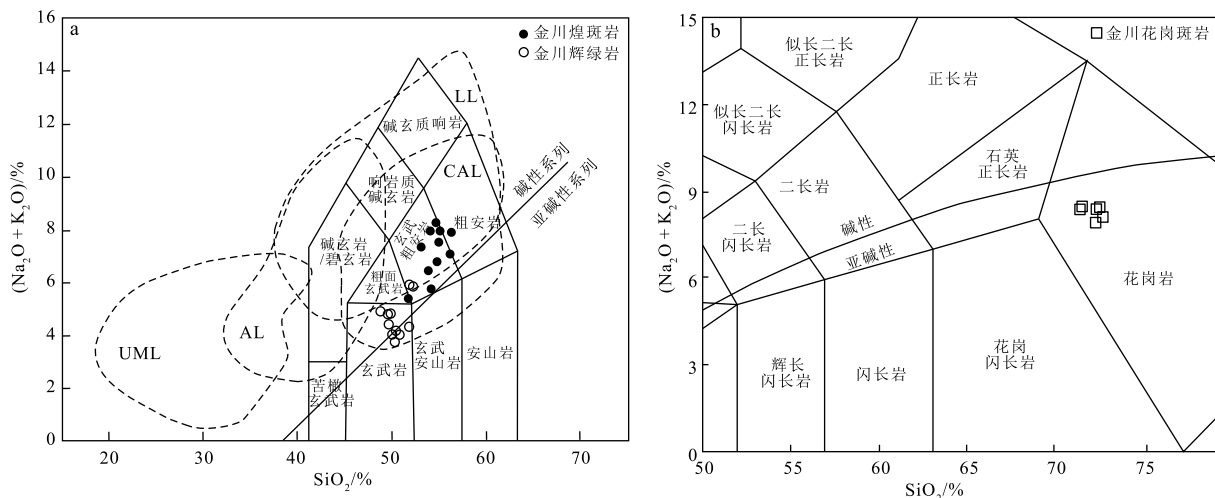


图5 金川辉绿岩与煌斑岩TAS图解(Rock, 1987; Le et al., 1989) (a)和花岗斑岩TAS图解(Middlemost, 1994) (b)

Fig. 5 TAS diagram of the Jinchuan dolerite and lamprophyre (a) and geochemical classification of granite porphyry (b)

UML—超镁铁质煌斑岩;AL—碱性煌斑岩;LL—钾镁煌斑岩;CAL—钙碱性煌斑岩

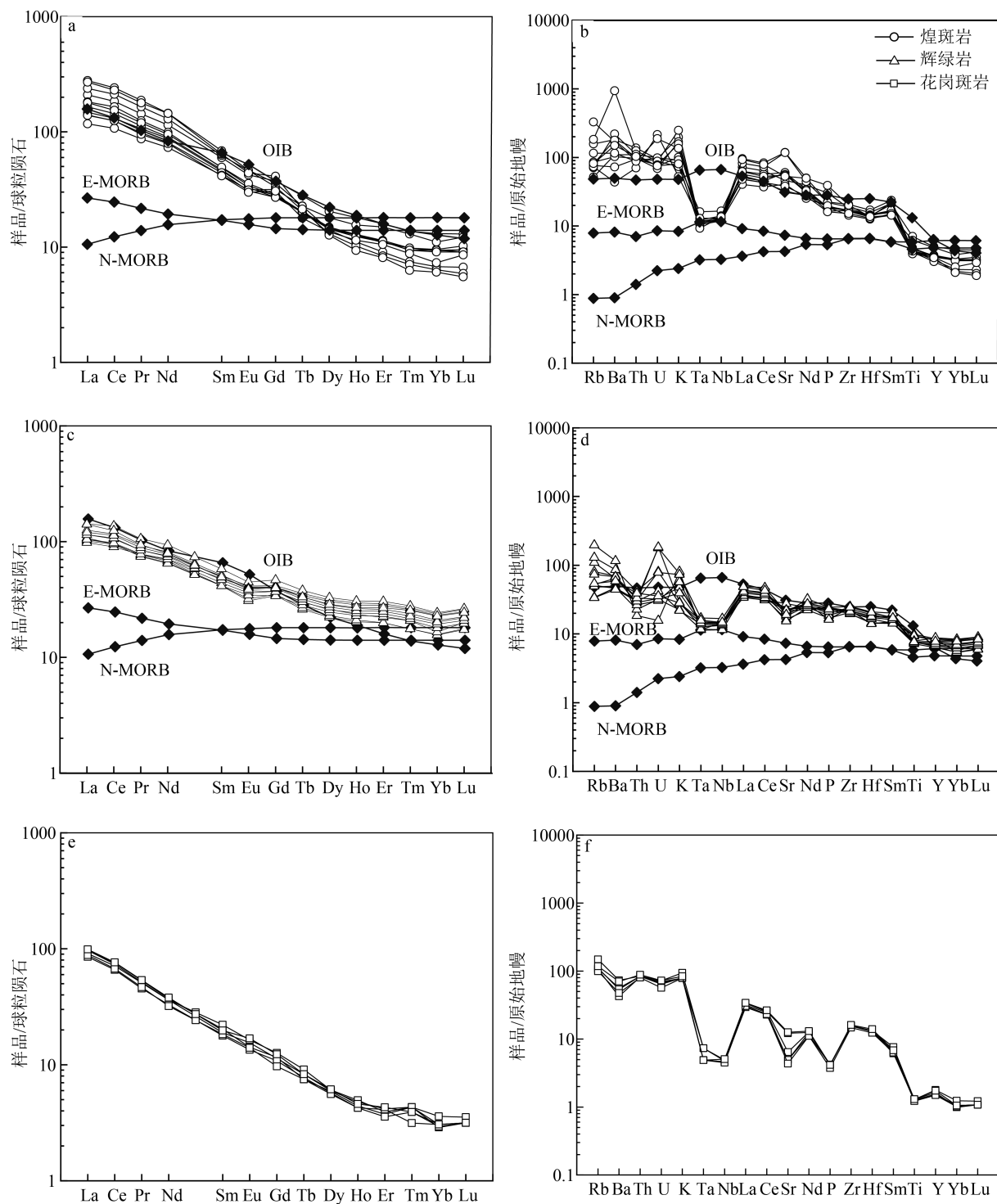


图6 球粒陨石标准化稀土元素配分模式和原始地幔标准化微量元素蛛网图

(辉绿岩数据据 Duan et al., 2015; 花岗斑岩数据据曾认宇等, 2022; MORB、OIB 数据据 Sun et al., 1989)

Fig. 6 Chondrite-normalized REE pattern and primitive mantle-normalized trace elements spider diagrams

OIB—洋岛玄武岩; E-MORB—富集型洋中脊玄武岩; N-MORB—正常型洋中脊玄武岩

似。岩石 $\delta\text{Eu}=0.82\sim0.92$, 显示 Eu 负异常不明显或无异常。在微量元素原始地幔标准化蛛网图(图

6-d) 中, 相对富集 K、Rb、Ba 等大离子亲石元素(LILE), 而高场强元素(HFSE) Ta、Nb、Ti、P 等相对

表 2 金川煌斑岩全岩主量、微量和稀土元素分析结果

Table 2 Analytical results of whole-rock major, trace and rare earth elements for the Jinchuan lamprophyre

样品号	JC-1	JC-2	JC-3	JC-4	JC-5	JC-6	JC-7	JC-8	JC-16	JC-29	JC-11
SiO ₂	52.65	53.88	50.78	52.19	53.37	53.58	52.64	53.93	51.37	54.63	53.76
TiO ₂	1.48	1.02	0.89	0.87	1.00	0.86	0.96	0.92	1.33	0.82	0.89
Al ₂ O ₃	14.64	18.18	15.72	16.26	17.45	16.22	16.47	16.34	16.88	16.81	15.30
Fe ₂ O ₃	9.00	6.76	5.74	5.20	6.92	6.94	6.88	6.41	8.53	5.73	5.67
MnO	0.13	0.07	0.09	0.09	0.08	0.11	0.11	0.09	0.14	0.11	0.07
MgO	6.50	5.06	8.96	7.55	4.82	6.20	6.92	6.60	7.99	5.94	7.73
CaO	5.65	4.22	4.92	5.16	4.39	5.93	6.07	4.33	6.30	3.94	3.77
Na ₂ O	3.89	5.23	2.16	1.30	3.95	4.68	4.85	3.99	4.41	4.53	5.21
K ₂ O	2.36	2.95	5.64	7.20	4.98	2.69	2.15	4.63	1.56	3.96	2.32
P ₂ O ₅	0.64	0.40	0.47	0.46	0.41	0.35	0.39	0.40	0.43	0.34	0.81
烧失量	2.11	1.87	3.77	3.47	1.84	1.59	1.77	1.90	1.74	3.46	2.97
总量	99.05	99.64	99.14	99.75	99.21	99.15	99.21	99.54	100.68	100.27	98.50
La	49.7	43	66	56.4	35.1	39.2	42.5	33.2	27.8	32.9	63.9
Ce	113	101	147	130	80	88	94	76	66	76	140
Pr	13.63	11.86	17.84	15.65	10.13	10.67	11.36	9.33	8.26	9.04	16.97
Nd	53.45	46.15	67.77	60.35	40.87	41.95	44.46	37.67	34.16	36.87	67.51
Sm	9.15	7.47	10.49	9.55	7	7.19	7.55	6.76	6.42	6.36	9.78
Eu	2.45	1.99	2.7	2.67	1.9	1.89	2.07	1.78	1.81	1.73	2.55
Gd	7.69	5.73	7.37	6.84	5.54	5.8	5.87	5.54	6.52	6.29	8.45
Tb	1.04	0.74	0.85	0.78	0.75	0.76	0.76	0.76	0.85	0.67	0.8
Dy	5.2	3.64	3.58	3.31	3.64	3.79	3.71	3.64	4.56	3.45	3.22
Ho	1.02	0.7	0.63	0.58	0.72	0.73	0.72	0.7	0.88	0.65	0.53
Er	2.64	1.83	1.5	1.39	1.81	1.89	1.85	1.85	2.47	1.74	1.34
Tm	0.35	0.25	0.19	0.18	0.25	0.25	0.24	0.24	0.33	0.22	0.16
Yb	2.23	1.57	1.15	1.08	1.6	1.62	1.6	1.54	1.89	1.25	1.03
Lu	0.33	0.24	0.17	0.15	0.24	0.26	0.23	0.23	0.31	0.22	0.14
ΣREE	262	226	328	288	190	204	217	179	162	178	317
δEu	0.87	0.9	0.89	0.96	0.9	0.87	0.92	0.86	0.85	0.83	0.84
Li	17.05	27	68.8	40.53	26.36	25.85	24	18.48	16.42	31.41	36.47
Be	1.61	1.35	1.26	1.52	1.16	1.19	1.43	0.77	1.15	1.26	1.33
Sc	15.79	10.63	10.13	9.34	12.72	12.54	14.19	12.66	20.57	15.05	10.09
V	155.2	133.9	89.97	83.72	137.9	117.1	132	121.3	149.7	103.1	98.76
Cr	184.4	27.94	63.04	102.8	41.66	78.82	88.99	76.94	126.3	65.52	191.29
Co	28.19	14.1	24.78	14.54	15.95	24.9	22.12	18.3	29.39	18.95	25.55
Ni	129.4	17.12	71.56	88.28	30.44	73.94	72.48	59.31	85.95	52.54	118.45
Cu	42.56	15.18	15.78	34.01	15.91	155.9	68.66	25.24	55.58	46.91	71.35
Zn	102.4	35.34	69.97	62.87	44.16	48.26	63.27	46.01	71.04	217.8	64.67
Ga	20.13	21.67	19.62	16.59	20.46	20.23	21.42	20.2	16.08	16.55	20.18

续表 2

样品号	JC-1	JC-2	JC-3	JC-4	JC-5	JC-6	JC-7	JC-8	JC-16	JC-29	JC-11
Rb	208.6	32.81	99.75	116.6	54.14	44.91	51.58	48.52	46.37	73.13	51.87
Sr	979	1268	2498	2476	1264	1189	1167	684	860	805	1122
Y	22.68	15.95	14.55	13.74	16.6	17.04	16.98	16.63	22.07	15.91	15.59
Zr	204.1	187.7	230.6	212.8	190.1	187.5	189	160.1	182.4	169.9	224.73
Nb	11.77	8.52	9.29	8.93	8.45	9.31	9.15	10.03	8.48	9.22	9.71
Cd	0.19	0.08	0.17	0.15	0.08	0.1	0.08	0.06	0.4	3.89	0.35
In	0.07	0.03	0.05	0.04	0.04	0.06	0.05	0.04	0.06	0.09	0.04
Cs	2.61	2.21	1.71	1.52	2.17	1.4	5.1	1.3	2.02	2.76	3.28
Ba	1189	766	1271	6546	717	1534	1244	508	305	807	1047
Hf	4.34	4.51	5.27	4.86	4.48	4.44	4.32	3.88	4.18	4.01	4.24
Ta	0.66	0.46	0.48	0.46	0.43	0.53	0.44	0.5	0.49	0.53	0.38
Pb	28.59	5.11	20.87	13.88	4.42	6.88	7.59	3.55	8.68	6.81	9.79
Bi	0.29	0.09	0.22	0.21	0.12	0.14	0.1	0.08	0.18	0.11	0.29
Th	7.65	9.34	11.65	10.64	8.29	9.42	8.38	8.04	5.99	7.43	8.76
U	2.06	1.56	2	1.83	1.45	2.07	1.85	1.64	4.52	3.94	1.58

注:主量元素含量单位为%,微量和稀土元素含量单位为 10^{-6}

亏损;且元素含量比原始地幔、E-MORB、N-MORB 显著增高。样品原始地幔标准化蛛网图的整体走势与典型的洋岛玄武岩曲线相似。

花岗斑岩的 LREE/HREE 值介于 15.06~16.65 之间, $(\text{La/Yb})_{\text{N}}$ 值为 27.05~32.28, 在球粒陨石标准化稀土元素配分模式图解(图 6-e)中, 呈现出右倾型配分模式, 表现为轻稀土元素相对富集、重稀土相对亏损的特征。 δEu 值介于 0.92~1.08 之间, 平均值为 1.01, 无明显的 Eu 异常。在原始地幔标准化微量元素蜘蛛网图(图 6-f)中, 相对富集 Rb、Ba、K 等大离子亲石元素, 亏损 Nb、Ta、Ti、P 等高场强元素, 并具有明显的负 Sr 异常。

5.2.3 Sr-Nd-Hf 同位素

煌斑岩样品的 Sr-Nd 同位素分析结果(表 3)显示, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 -2.97~-2.03, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{i}}$ 值变化范围为 0.7083~0.7085; 辉绿岩样品的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值在 -4.59~-1.58 之间, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{i}}$ 值为 0.7056~0.7077。对比结果表明, 煌斑岩与辉绿岩 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{i}}$ 值均高于原始地幔现代值(0.7045)(DePaolo et al.,

1976), $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 均为负值。这种高 Sr、低 Nd 的特征, 表明它们来源于富集型岩石圈地幔(图 7-a)。

花岗斑岩样品的锆石微区 Hf 同位素分析结果(表 4)显示, 锆石的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值很低(通常小于 0.002), 表明由 ^{176}Lu 衰变生成的 ^{176}Hf 极少。锆石的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值可以代表该锆石形成时的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值, 为讨论其成因提供了重要参考(Kinny et al., 2003; 吴福元等, 2007)。本次测的所有锆石样品具低的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值, 表明锆石形成后具有较低的放射性成因 Hf 积累, 测定的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值基本可以代表锆石结晶时体系的 Hf 同位素组成(吴福元等, 2007)。11 颗锆石原位 Hf 同位素组成特征为: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值范围为 0.000650~0.001118(均小于 0.002), 平均值为 0.000869。 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值范围为 0.282694~0.282910。 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 均为正值, 介于 5.11~12.84 之间(平均值为 9.85)。在年龄- $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 图解(图 7-b)中, 样品点均位于球粒陨石演化线与亏损地幔演化线之间。锆石正的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值指示其来源可能为新生地壳物质部分熔融(张冬冬等, 2022)。

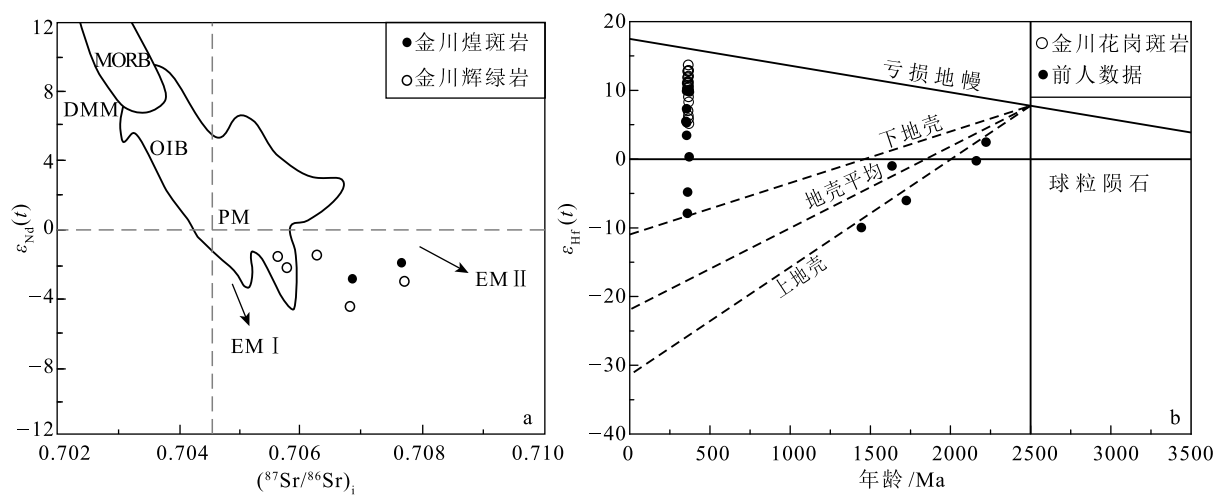


图 7 金川基性脉岩 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i-\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解(a,Zindler et al.,1986)和金川花岗斑岩锆石年龄 $-\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 图解
(b,花岗斑岩数据据曾认宇等,2022)

Fig. 7 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i-\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ diagram of the Jinchuan mafic rock veins(a)and zircon age $-\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ diagram of the
Jinchuan granite porphyry veins(b)

MORB—洋中脊玄武岩;OIB—洋岛玄武岩;DMM—亏损地幔;PM—原始地幔;EM I—I型富集地幔;EM II—II型富集地幔

表 3 金川基性脉岩 Sr-Nd 同位素分析结果

Table 3 Analytical results of Sr-Nd isotopes for the Jinchuan mafic rock veins

岩性	样品	Rb	Sr	Sm	Nd	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	资料来源
煌斑岩	JC-16	46.37	860	6.42	34.16	0.1560	0.7085	0.7077	0.1136	0.5123	-2.03	本文
	JC-29	73.13	805	6.36	36.87	0.2629	0.7083	0.7068	0.1043	0.5123	-2.97	本文
	JC38-1	32.33	493	6.38	31.71	0.1898	0.7088	0.7077	0.1224	0.5123	-3.12	本文
	JC38-2	69.43	459	6.34	30.68	0.4384	0.7095	0.7068	0.1259	0.5122	-4.59	本文
辉绿岩	Bu16-1	21.64	345	6.34	30.25	0.1815	0.7067	0.7056	0.1275	0.5124	-1.67	Duan
	Bu17-1	33.33	382	7.72	35.08	0.2525	0.7078	0.7063	0.134	0.5124	-1.58	et al.,
	Bu17-2	51.12	326	7.33	32.96	0.4547	0.7085	0.7058	0.1353	0.5123	-2.31	2015

表 4 金川花岗斑岩脉锆石 Hf 同位素分析结果

Table 4 Analytical results of zircon Hf isotope for the Jinchuan granite porphyry veins

分析点	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	t/Ma	$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	t_{DM1}/Ma	t_{DM2}/Ma
GB-03	0.025960	0.000650	0.282842	0.000028	365	2.54	10.35	577	705
GB-04	0.033748	0.000791	0.282888	0.000022	364	4.16	11.91	514	604
GB-06	0.032543	0.000814	0.282830	0.000025	369	2.12	9.96	596	732
GB-08	0.032667	0.000838	0.282888	0.000024	369	4.19	12.03	514	600
GB-12	0.038796	0.001038	0.282694	0.000023	370	-2.7	5.11	792	1042
GB-15	0.027787	0.000757	0.282844	0.000023	367	2.62	10.45	575	700
GB-16	0.028465	0.000743	0.282842	0.000020	361	2.54	10.23	578	709
GB-18	0.026222	0.000666	0.282910	0.000021	369	4.96	12.84	481	548
GB-23	0.038488	0.001110	0.282729	0.000024	366	-1.46	6.25	744	966
GB-24	0.042180	0.001118	0.282783	0.000023	369	0.47	8.25	667	842
GB-25	0.036151	0.001036	0.282863	0.000037	365	3.29	11	553	663

6 讨论

6.1 金川铜镍矿区脉岩成因

6.1.1 煌斑岩与辉绿岩

由于碱土金属元素(Sr 和 Ba)、LREE 和 U 在水流体移动,而过渡族金属元素特别是高场强元素(Nb、Ta、Zr 和 Hf)在低温蚀变条件下保持稳定(Bienvenu et al., 1990)。烧失量(LOI)也是用来约束岩石样品是否受到低温蚀变作用影响的一个指标。

煌斑岩样品主量元素数据烧失量较大(2.08%~8.18%),说明其可能受到低温蚀变作用的影响。由于 U/Th 与轻稀土元素(LREE)容易受到低温蚀变的影响,煌斑岩的 U/Th 与 LOI 和 LREE 与 LOI 相关性图解(图 8)中, U/Th 与 LOI 和 LREE 与 LOI 均没有表现出明显的相关性,即表明低温蚀变作用没有对金川矿区中煌斑岩碱土金属与稀土元素产生影响,因而也不会对高场强元素产生影响,表明金川煌斑岩稀土元素、碱土金属元素和高场强元素可以用于源区性质的探讨。金川地区煌斑岩样品主量元素数据烧失量较大(2.08%~8.18%),可能是由于挥发分高导致,并不是后期低温化学蚀变导致的地球化学数据变异。

超镁铁质煌斑岩、钙碱性煌斑岩和碱性煌斑岩被普遍认为是来自于经历了交代富集作用的地幔源区(刘秉翔等, 2021)。金川矿区煌斑岩与辉绿岩的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 变化范围为 0.512250~0.512322,

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 变化范围为 0.708305~0.708516, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 -4.59~-1.58, 具有高 Sr、低 Nd 的特征, 指示源区为富集型岩石圈地幔。

本次测试分析数据显示,煌斑岩与辉绿岩中的大离子亲石元素 K、Rb 等相对富集,高场强元素 Nb、Ta、Ti 等相对亏损,其元素配分形式整体与洋岛玄武岩(OIB 型)配分曲线相似。一般情况下,地幔各单元(如 MORB、OIB、EM 等)岩石样品微量元素经过原始地幔标准化后,蛛网图中没有明显的 Nb、Ta 负异常,除非岩浆经历了地壳混染或源区经历了俯冲交代作用(李永军等, 2015)。前已述及,金川铜镍矿床中的基性脉岩形成于古生代,其形成时间与祁连洋闭合时限相近,源区可能经历了俯冲交代作用;流体中活性强的微量元素的比值,可以用来判断俯冲板片流体的交代作用(Saunders et al., 1991),在 La/Nb-La/Ba 图解(图 9-a)中,基性岩样品落入被俯冲交代的地幔源区;在 Nb/Y-Rb/Y 图解(图 9-b)中,样品点表现为板片流体富集相关的趋势。

6.1.2 花岗斑岩

本次分析花岗斑岩的锆石 Hf 同位素显示正的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(5.11~12.84), 指示其来源可能是新生地壳物质的重熔。结合前人研究测试结果, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化较大(-7.96 $\pm$ 1.0~0.99 $\pm$ 0.6)(图 7-b), 表明花岗斑岩是由部分熔融的古老地壳和年轻地壳物质混合形成。

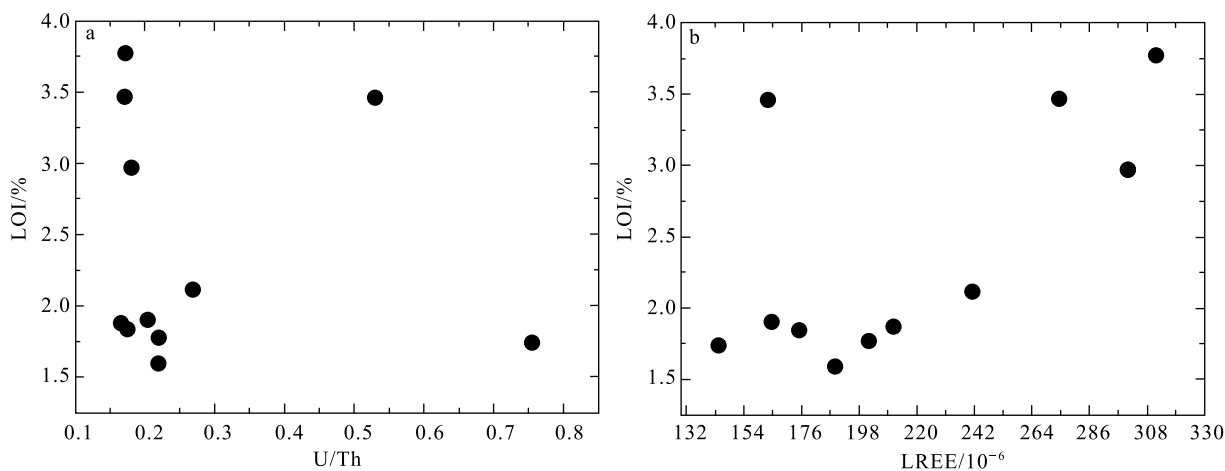


图 8 金川地区煌斑岩 LOI 与 U/Th 相关性图解(a)和 LOI 与 LREE 相关性图解(b)

Fig. 8 Correlation diagram between LOI and U/Th(a) and Correlation diagram between LOI and LREE of lamprophyre in the Jinchuan area(b)

LOI—烧失量; LREE—轻稀土元素

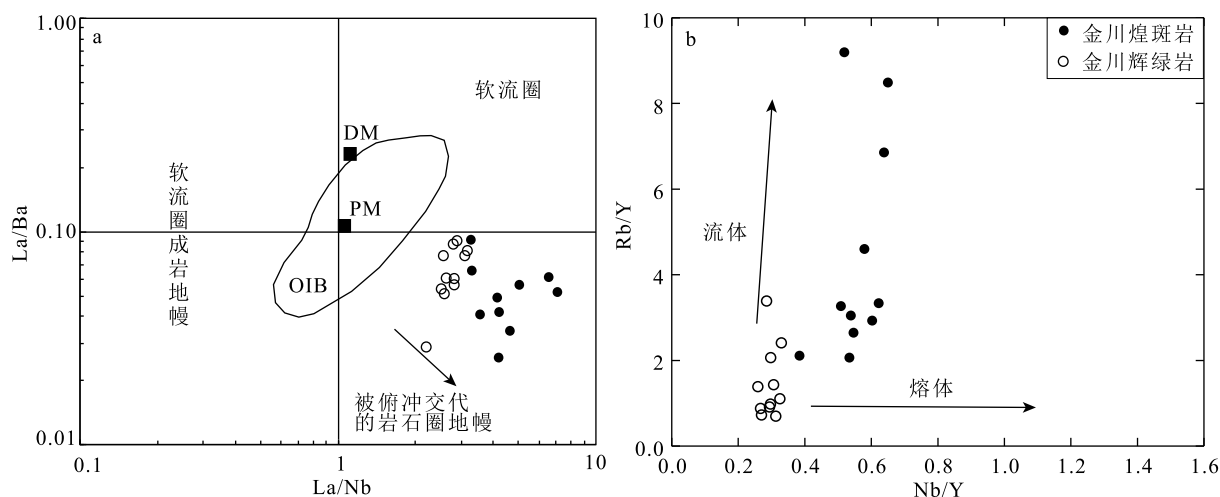


图 9 金川基性脉岩 La/Nb-La/Ba (a) 和 Nb/Y-Rb/Y 图解 (b) (Saunders et al., 1991; Woodhead et al., 2001)

Fig. 9 La/Nb-La/Ba (a) and Nb/Y-Rb/Y diagrams (b) of the Jinchuan mafic rock veins

OIB—洋岛玄武岩; DM—亏损地幔; PM—原始地幔

前人对花岗斑岩样品的分析结果显示,在 $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ 图上,样品点投影于 I 型花岗岩范围,与 A 型花岗岩特征不同,由于 Na 含量较高, $A/\text{CNK} < 1.1$,显示 I 型花岗岩的地球化学特征(陈建林等,2004)。

6.2 脉岩形成时代与大地构造背景

大量研究显示,龙首山地区白家嘴子组中混合花岗岩形成时代为 2072 ± 38 Ma,为古元古代的产物(王强,2014);金川煌斑岩样品中捕获锆石的年龄加权平均值为 1834 ± 22 Ma、 2313 ± 22 Ma、 2274 ± 19 Ma,与古老基底岩石形成时代一致($1949 \sim 2331$ Ma)(王强,2014),因此,古元古代的年龄代表了古老基底的形成年龄。

金川矿床赋矿镁铁—超镁铁岩体形成时代为 830 Ma(Zhang et al., 2010),为新元古代的产物,可能与 Rodinia 超大陆裂解有关,也表明自新元古代之后金川赋矿镁铁—超镁铁岩已经与白家嘴子组形成为一个整体(刘健等,2022)。

加里东运动在区域上形成了一套复理石稳定堆积(碎屑岩+碳酸盐岩),此时祁连山造山带在奥陶纪发生裂谷作用,代表着盖层活化。加里东运动引起祁连山造山、龙首山拉张背景下的隆升,此过程中伴随着大量的岩浆活动,形成基性—中酸性脉岩与岩体,暗示龙首山地区古生代发生了岩浆核杂岩隆起作用。

所谓“岩浆核杂岩”,是具有复杂成因、多种来源和不同岩浆演化序列的一套岩体组合,其聚集并成为一套构造岩相带核部岩石总体(吕古贤等,

2016)。结合前人报道的龙首山地区大量基性—中酸性岩体与岩脉的年代学数据(表 5),该区岩浆活动可分为 3 个时期:芨岭和西井的角闪辉长岩,西井、莲花山和孟家大湾花岗岩类形成时代约 440 Ma;金川矿区、孟家大湾、杨前大山、圣容寺的花岗岩类,以及金川矿区辉绿岩、煌斑岩、西井辉长岩形成时代为 430~390 Ma;金川矿区的花岗斑岩和北海子橄榄辉长岩形成时代为 360~374 Ma。由此可见,龙首山地区古生代发生了多期岩浆核杂岩隆起作用,与之相配套的构造表现有:由于挤压造山作用,形成了一系列紧闭褶皱和北西走向的逆冲断裂(如 F_1 、 F_2 等)(曾南石等,2013),导致研究区泥盆纪地层不整合覆盖在前寒武纪基底之上。研究区的岩浆核杂岩隆起构造还有待今后深入研究。

结合区域古生代岩浆活动背景分析,提出龙首山地区古生代 3 期岩浆活动构造模型:祁连山的闭合发生在约 445 Ma,之后南北两侧的挤压导致祁连—柴达木地块与阿拉善地块发生陆陆碰撞,地块缩短增厚,当两者下降到一定深度时,古老地壳部分熔融形成大量花岗岩(约 440 Ma);由于碰撞俯冲作用的影响,岩石圈地幔受到交代作用,并发生部分熔融,形成玄武质和花岗质岩浆,在拉张构造背景下,两类岩浆上侵形成基性的辉绿岩脉、煌斑岩脉和酸性的正长花岗岩体等(430~390 Ma);碰撞结束后,由于板片断离与后撤,幔源岩浆上涌形成北海子橄榄辉长岩体,新生地壳受热发生部分熔融形成金川矿区 I 型花岗斑岩脉(360~374 Ma)。

表 5 龙首山地区基性—中酸性岩年龄

Table 5 Chronological data of mafic-felsic rock veins in the Longshoushan area

岩体	岩性	年龄/Ma	岩浆活动时期	资料来源
金川矿区	花岗闪长斑岩	361.7±4.6	晚泥盆世	Zeng et al., 2016
北海子	橄榄辉长岩	374±4		焦建刚等, 2017
金川矿区	二长闪长玢岩	390.8±3.1	早志留世—早泥盆世	Zeng et al., 2020
金川矿区	闪斜煌斑岩	400.6±3.9		Zeng et al., 2020
西井	花岗岩	408±4		张丽琪, 2019
玉石沟	蚀变辉绿岩	414±9.1		Zeng et al., 2016
新开沟	花岗岩	414±3		张丽琪, 2019
新开沟	似斑状花岗岩	419±4		张丽琪, 2019
西井	橄榄辉石岩、辉长岩	421.0±9.0		段俊等, 2015
圣容寺	钾长花岗岩	422±3		张丽琪, 2019
金川矿区	辉绿岩	423.5±1.4		Duan et al., 2015
孟家大湾	石英闪长岩	424±2		张丽琪, 2019
金川矿区	正长花岗岩	425.7±2.5		张晓旭等, 2021
杨前大山	花岗闪长岩	427±4		张丽琪, 2019
金川矿区北侧	石英正长岩	429±11		Zeng et al., 2016
金川矿区南侧	石英正长岩	433.4±3.7		Zeng et al., 2016
西井	角闪辉长岩	441±2		张丽琪, 2019
西井	石英二长岩	437±5		张丽琪, 2019
西井	二长岩	438±4		张丽琪, 2019
莲花山	花岗闪长岩	441±4		张丽琪, 2019
孟家大湾	花岗闪长岩	441±3		张丽琪, 2019
河西堡	花岗岩体	444±2		魏俏巧等, 2013
茆岭	角闪辉长岩	446±6		张丽琪, 2019

7 结 论

(1)综合锆石年代学研究成果,龙首山地区发育的古生代基性—酸性脉岩与岩体至少有 3 期,具有复杂成因、多种来源和不同岩浆演化序列,具有岩浆核杂岩隆起特征。

(2)岩石地球化学与同位素地球化学研究表明,辉绿岩的母岩浆来源于富集型岩石圈地幔,煌斑岩的母岩浆来源于被交代的富集型岩石圈地幔,花岗斑岩为 I 型花岗岩,源于新生地壳物质部分熔融,混入少量古老地壳物质。

(3)结合区域古生代岩浆活动背景分析,提出了龙首山地区古生代岩浆形成的构造模型:祁连山的闭合发生在约 445 Ma,之后祁连—柴达木地块与阿拉善地块发生陆陆碰撞,导致地壳部分熔融形成

大量约 440 Ma 的花岗岩体;由于碰撞俯冲作用的影响,岩石圈地幔受到交代作用,并发生部分熔融,形成 430~390 Ma 的辉绿岩脉、煌斑岩脉、正长花岗岩等;俯冲结束后,由于板片断离与后撤,幔源岩浆上涌形成北海子橄榄辉长岩体,新生地壳受热发生部分熔融形成金川矿区 I 型花岗斑岩脉(360~374 Ma)。

参考文献

Bienvenu P, Bougault H, Joron J L, et al. MORB alteration: rare -earth element/non-rare -earth hygromagmaphile element fractionation[J]. Chemical Geology, 1990, 82: 1-14.

Bouvier A, Vervoort J D, Patchett J. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of the terrestrial planets[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2008, 280: 285-295.

- Chai G, Naldrett A J. The Jinchuan ultramafic intrusion: Cumulate of a High-Mg basaltic magma[J]. *Journal of Petrology*, 1992, (2): 277-303.
- DePaolo D J, Wasserburg G J. Nd isotopic variations and petrogenetic models[J]. *Geophysical Research Letters*, 1976, 3(5): 249-252.
- Duan J, Li C S, Qian Z Z, et al. Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis and tectonic significance of paleozoic dolerite dykes in the southern margin of Alxa Block, North China Craton[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015, 111(1): 244-253.
- Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, et al. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2000, 64(1): 133-147.
- Jiao J G, Han F, Zhao L D, et al. Magnetite geochemistry of the Jinchuan Ni-Cu-PGE deposit, NW China: Implication for its Ore-Forming processes[J]. *Minerals*, 2019, 9(10): 593.
- Kinny P D, Maas R. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon[C]// *Zircon*, 2003, 53(1): 327-341.
- Le Maitre R W, Bateman P, Dudek A, et al. A Classification of igneous rocks and glossary of terms [M]. Oxford: Black Well Scientific Publications, 1989.
- Li C F, Chu Z Y, Guo J H, et al. A rapid single column separation scheme for high-precision Sr-Nd-Pb isotopic analysis in geological samples using thermal ionization mass spectrometry [J]. *Analytical Methods*, 2015, 7(11): 4793-4802.
- Li C F, Wang X C, Guo J H, et al. Rapid separation scheme of Sr, Nd, Pb, and Hf from a single rock digest using a tandem chromatography column prior to isotope ratio measurements by mass spectrometry[J]. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 2016, 31(5): 1150-1159.
- Liu Y. Continental and oceanic crust recycling-induced Melt-Peridotite interactions in the Trans-North China orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths [J]. *J. Petrol.*, 2010, 51(1/2): 537-571.
- Ma Y F, Liu Y J, Piskov A Y, et al. Paleozoic tectonic evolution of the eastern Central Asian Orogenic Belt in NE China[J]. *China Geology*, 2022, 5(4): 555-578.
- Middlemost E. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. *Earth-Science Reviews*, 1994, 37(3/4): 215-224.
- Rock N M S. The nature and origin of lamprophyres: an overview [J]. Geological Society, London, Special Publications, 1987, 30(1): 191-226.
- Saunders A D, Norry M J, Tarney J. Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 1991, 335(1638): 377-392.
- Scherer E, Munker C, Mezger K. Calibration of the lutetium-hafnium clock[J]. *Science*, 2001, 293(5536): 1766.
- Song S, Zhang L, Niu Y, et al. Evolution from oceanic subduction to continental collision: A case study from the Northern Tibetan plateau based on geochemical and geochronological data [J]. *Journal of Petrology*, 2006, 47(3): 435-455.
- Sun S S, McDonough. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [J]. Geological Society London Special Publications, 1989, 42(1): 313-345.
- Tung K A, Yang H Y, Liu D Y, et al. SHRIMP U-Pb geochronology of the detrital zircons from the Longshoushan Group and its tectonic significance[J]. *Science Bulletin*, 2007, 52(10): 12.
- Woodhead J D, Hergt J M, Davidson J P, et al. Hafnium isotope evidence for 'conservative' element mobility during subduction zone processes[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 2001, 192(3): 331-346.
- Yang G, Du A, Lu R, et al. Re-Os (ICP-MS) dating of the massive sulfide ores from the Jinchuan Ni-Cu-PGE deposit [J]. *Science in China (Series D: Earth Sciences)*, 2005, 48(10): 106-111.
- Yang S H, Yang G, Qu W J, et al. Pt-Os isotopic constraints on the age of hydrothermal overprinting on the Jinchuan Ni-Cu-PGE deposit, China[J]. *Mineralium Deposita*, 2018, 53(6): 757-774.
- Zeng R Y, Lai J Q, Mao X C, et al. Geochemistry, zircon U-Pb dating and Hf isotopes composition of Paleozoic granitoids in Jinchuan, NW China: Constraints on their petrogenesis, source characteristics and tectonic implication [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2016, 121 (May1): 20-33.
- Zeng R Y, Lai J Q, Mao X C, et al. Petrogenesis and tectonic significance of the Early Devonian lamprophyres and diorites in the Alxa Block, NW China[J]. *Chemie der Erde - Geochemistry*, 2020, 81(1): 1-21.
- Zhang M, Kamo S L, Li C, et al. Precise U-Pb zircon-baddeleyite age of the Jinchuan sulfide ore-bearing ultramafic intrusion, Western China[J]. *Mineralium Deposita*, 2010, 45(1): 3-9.
- Zindler A, Hart S R. Chemical geodynamics [C]// *Workshop on the Earth As A Planet*, 1986.
- 陈建林, 郭原生, 付善明. 花岗岩研究进展——ISMA 花岗岩类分类综述[J]. *甘肃地质学报*, 2004, 13(1): 67-73.
- 段俊, 钱壮志, 焦建刚, 等. 甘肃龙首山岩带西井镁铁质岩体成因及其构造意义[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2015, 45(3): 832-846.
- 宫江华, 张建新, 于胜尧. 阿拉善地块南缘龙首山岩群及相关岩石的起源和归属——来自 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄的制约[J]. *岩石矿物学杂志*, 2011, 30(5): 795-818.
- 焦建刚, 汤中立, 闫海卿, 等. 金川铜镍硫化物矿床的岩浆质量平衡与成矿过程[J]. *矿床地质*, 2012, 31(6): 1135-1148.
- 焦建刚, 高栋, 张国鹏, 等. 甘肃永昌北海子镁铁-超镁铁质岩体岩石学、地球化学及年代学研究[J]. *地学前缘*, 2017, 24(2): 130-139.
- 李献华, 苏犁, 宋彪, 等. 金川超镁铁侵入岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及地质意义[J]. *科学通报*, 2004, 49(4): 401-402.
- 李献华, 苏犁, 李正祥. 金川超镁铁岩体形成时代的 SHRIMP 斜锆石定年[C]// *第六届世界华人地质科学研讨会和中国地质学会二零零五年学术年会*, 2005: 133.
- 李永军, 李甘雨, 佟丽莉, 等. 玄武岩类形成的大地构造环境 Ta, Hf, Th, La, Zr, Nb 比值对比判别[J]. *地球科学与环境学报*, 2015, 37(3): 14-21.
- 刘秉翔, 张招崇, 程志国. 煌斑岩的分类、特征及成因[J]. *地质学报*, 2021, 95(2): 292-316.
- 刘健, 于强, 王猛, 等. 金川铜镍硫化物矿床晚中生代以来抬升冷却事件的磷灰石裂变径迹约束[J/OL]. *大地构造与成矿学*, 2022: 1-15.
- 吕古贤, 李洪奎, 丁正江, 等. 胶东地区“岩浆核杂岩”隆起-拆离带岩浆期后热液蚀变成矿[J]. *现代地质*, 2016, 30(2): 247-262.

- 宋晨,苏尚国,伍月,等.甘肃金川铜镍(铂)硫化物矿床中高镁辉绿岩脉的发现及其意义[J].岩石学报,2014,30(11): 3375-3382.
- 汤中立.金川硫化铜镍矿床成矿模式[J].现代地质,1990,4(4): 55-64.
- 汤中立,李文渊.金川铜镍硫化物(含铂)矿床成矿模式及地质对比[M].北京:地质出版社,1995.
- 汤中立,白云来.华北古大陆西南边缘构造格架与成矿系统[J].地学前缘,1999,6(2): 78-90.
- 汤中立.中国的小岩体岩浆矿床[J].中国工程科学,2002,4(6): 9-12.
- 汤中立,闫海卿,焦建刚,等.中国岩浆硫化物矿床新分类与小岩体成矿作用[J].矿床地质,2006,25(1): 1-9.
- 王强.龙首山群白家嘴子组变质作用研究[D].长安大学硕士学位论文,2014.
- 魏俏巧,郝立波,陆继龙,等.甘肃河西堡花岗岩 LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J].矿物岩石地球化学通报,2013,32(6): 729-735.
- 吴福元,李献华,郑永飞,等.Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用[J].岩石学报,2007,23(2): 185-220.
- 吴元保,郑永飞.锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约[J].科学通报,2004,49(16): 1589-1604.
- 曾南石,汪劲草,罗先熔,等.金川地区构造序列及与铜镍硫化物矿床的关系[J].地学前缘,2013,20(6): 210-218.
- 曾认宇,赖健清,毛先成,等.金川铜镍矿床中断裂系统的形成演化及对矿体的控制[J].中国有色金属学报,2013,23(9): 2574-2583.
- 曾认宇,赖健清,毛先成,等.甘肃龙首山地区构造-岩浆事件及其地质意义[M].北京:地质出版社,2022: 57-94.
- 张冬冬,高阳,刘军,等.黑龙江漠河地区早古生代早期花岗岩的厘定及其地质意义[J].吉林大学学报(地球科学版),2022,52(6): 1926-1945.
- 张丽琪.北祁连-阿拉善地块南缘古生代碰撞后岩浆作用及深部过程[D].中国地质大学(武汉)博士学位论文,2019.
- 张晓旭,苏尚国,刘美玉,等.甘肃金川早古生代正长花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学,岩石学,地球化学特征及其构造意义[J].地学前缘,2021,28(4): 283-298.
- 周立发.阿拉善地块南缘早古生代大地构造特征和演化[J].西北大学学报(自然科学版),1992, (1): 107-115.