

# 海南岛抱伦金矿床双峰式侵入杂岩地球化学特征 及对金成矿作用的启示\*

林 弟<sup>1,2</sup>, 宛 胜<sup>3</sup>, 胡在龙<sup>1,2</sup>, 吕常艳<sup>2</sup>, 单 强<sup>4</sup>, 梁 晓<sup>5</sup>, 魏昌欣<sup>1,2</sup>,  
袁勤敏<sup>2</sup>, 高 鹏<sup>6</sup>

(1 海南省海洋地质资源与环境重点实验室, 海南 海口 570206; 2 海南省地质调查院, 海南 海口 570206; 3 江西省地质调查勘查院基础地质调查所(江西有色地质矿产勘查开发院), 江西 南昌 330000; 4 中国科学院广州地球化学研究所, 广东 广州 510640; 5 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083; 6 海南山金矿业有限公司, 海南 乐东 572543)

**摘 要** 位于海南岛西南部的抱伦金矿产于尖峰岩体外接触带, 与辉绿岩脉密切伴生, 这些侵入岩蕴含了金矿成矿作用与岩浆活动-构造演化-成矿体系关系的重要信息。文章报道了对抱伦尖峰花岗岩和辉绿岩开展岩石学、锆石 U-Pb 年代学、元素和 Sm-Nd 同位素地球化学研究的成果。本次工作获得了尖峰花岗岩的 LA-ICP-MS 方法锆石 U-Pb 年龄为(234.9±2.8)Ma, 与辉绿岩构成双峰式侵入杂岩组合。辉绿岩属亚碱性玄武岩系列, 相对富集 Th、Nb、Ta 等强不相容元素, 无 Nb、Ta、Ti 亏损, 显示与富集集中脊玄武岩(E-MORB)相似的地球化学特征, 其  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值为 4.11, 指示了亏损的源区性质; 尖峰花岗岩属高钾钙碱性岩系的铝质 A 型花岗岩, 相对富集 K、Rb、Th、Ce 等元素, 相对亏损 Sr、Ba、Nb、Ta、P、Ti 等元素, 其  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值为 -7.61~-7.80, 指示了再循环地壳源区。抱伦辉绿岩为交代型地幔降压熔融的产物, 而尖峰花岗岩起源于中元古界泥质和杂砂岩地壳岩于低压、高温环境下的部分熔融, 该双峰式侵入杂岩与金成矿作用形成于造山后伸展-减薄构造背景。双峰式侵入杂岩的侵位分别提供了壳源、幔源成矿物质和运移载体, 壳-幔源含矿岩浆热液沿白沙断裂上升, 运移过程中不断萃取围岩成矿物质, 导致成矿流体变为变质热液主导, 最终在 NNW 向拉张性断层破碎带就位。导致金沉淀成矿的主要因素是含矿热液发生降压, 归因于造山后伸展-减薄构造环境。区域牵引构造发育的部位是含矿热液运输通道和主要的成矿空间, 应是深部找矿的主要勘查方向。

**关键词** 双峰式侵入杂岩; E-MORB; 铝质 A 型花岗岩; 造山后伸展-减薄; 抱伦金矿

中图分类号: P618.51

文献标志码: A

## Geochemical characteristics of bimodal intrusive complex in Baolun gold deposit, Hainan island and its implications for regional gold mineralization

LIN Di<sup>1,2</sup>, WAN Sheng<sup>3</sup>, HU ZaiLong<sup>1,2</sup>, LÜ ChangYan<sup>2</sup>, SHAN Qiang<sup>4</sup>, LIANG Xiao<sup>5</sup>, WEI ChangXin<sup>1,2</sup>,  
YUAN QinMin<sup>2</sup> and GAO Peng<sup>6</sup>

(1 Hainan Key Laboratory of Marine Geological Resources and Environment, Haikou 570206, Hainan, China; 2 Hainan Provincial Institute of Geological Survey, Haikou 570206, Hainan, China; 3 Jiangxi Provincial Geological Survey and Exploration Institute of Basic Geological Survey(Jiangxi Nonferrous Geological and Mineral Exploration and Development Institute), Nanchang 330000, Jiangxi, China; 4 Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 5 College of Earth Science and Resources, China University of Geosciences(Beijing), Beijing 100083, China; 6 Hainan Mountain Gold Mining Co., Ltd., Ledong 572543, Hainan, China)

\* 本文得到海南省海洋地质资源与环境重点实验室开放课题(编号:HNHYDZZYHJKF014)、海南省自然科学基金(编号:421RC1109)和中国地质调查局项目(编号:1212011220710)联合资助

第一作者简介 林 弟,男,1983年生,高级工程师,硕士,从事基础地质和矿床地球化学研究工作。Email: lindi1104125@163.com

收稿日期 2023-06-20; 改回日期 2023-11-05。孟秋熠编辑。

### Abstract

The Baolun gold deposit in SW Hainan formed in the outer contact zone of the Jianfeng intrusive complex and is closely associated with diabase dyke in space, which contains important information about the magmatic-tectonic-metallogenic evolution system of the gold deposit. An integrated study of Petrology, zircon U-Pb geochronology, elemental and Sm-Nd isotope geochemistry was carried on the Jianfeng granite and diabase. The Jianfeng granite and diabase intrusions comprise a bimodal intrusive complex, and the granite intrusion was dated at  $(234.9 \pm 2.8)$  Ma by LA-ICP-MS method of zircon U-Pb. The diabase is sub-alkaline basaltic in composition, its REE pattern is generally right-inclined with weakly LREE enrichment. It is relatively enriched in highly incompatible elements of Th, Nb and Ta, and shows no depletion in HFSE of Nb, Ta and Ti. Along with its  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  value of 4.11, it is suggestive of geochemical characteristics of enriched mid-ocean ridge basalt (E-MORB) for the diabase. The Jianfeng granite is high-K calc-alkaline with an affinity of aluminous A-type granite. Its REE pattern is highly right-inclined and its multi-elements spider pattern displays enrichment in K, Rb, Th, Ce, Y and Yb and depletion in Sr, Ba, Nb, Ta, P and Ti. Its  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  values varied between  $-7.61 \sim -7.80$ , indicative of recycled crust derivation. It is revealed that the Baolun diabase was derived from decompression melting of metasomatic mantle, whereas the Jianfeng granite was originated from the partial melting of the Middle Proterozoic argillaceous and greywacke crust under low pressure and high temperature. The bimodal intrusive magmatism and gold mineralization were formed in a tectonic setting of post-orogenic extensional-thinning. The bimodal magmatism provided both the crust- and mantle-derived ore-forming materials and migration carriers. The crust- and mantle-derived ore-bearing magmatic hydrothermal fluids are thought to have ascended along the Baisha fault. During this migration process, the ore-forming materials were continuously extracted from the country rocks, resulting in the ore-forming fluid developed into a metamorphic affinity, and finally precipitated in the extensional zone of NNW-trending fault fractures. The key factors dominating the gold mineralization is depressurization, which is attributed to the post-orogenic extensional-thinning tectonic environment. It is suggested the regional traction structures were the ore-bearing hydrothermal transport channels and the main metallogenic locations, which are indicative of main prospecting direction of the deep mineralization in the region.

**Key words:** bimodal intrusive complex, E-MORB, aluminum A-type granite, post orogenic extension-thinning, Baolun gold deposit

侵入岩与金的成矿关系是地质学家长期关注的热点之一(Rock et al., 1988; Deng et al., 2014; 张招崇等, 2022)。基性岩在时空上与金矿床间的密切关系表明,地幔流体广泛参与了这些金矿的成矿过程,包括成矿物质和成矿流体,因此,煌斑岩通常被认为是指示金成矿作用和找矿的重要标志(Evans et al., 2006; Kitney et al., 2011; 于会冬等, 2020)。此外,以还原性花岗岩(Santacruz et al., 2021)和碱性花岗岩(李艳军等, 2010)为代表的长英质岩浆活动与大型金成矿的形成关系密切,包括提供了成矿热液、成矿物源、热动力和容矿空间等成矿条件(周传芳等, 2018; 王庆飞等, 2019; Liang et al., 2023)。侵入岩为研究地球深部过程提供了重要窗口,不仅蕴含碰撞造山、壳幔相互作用等重大构造事件信息,而且剧烈

频繁的构造-岩浆活动往往伴生大规模的多金属成矿作用(毛景文等, 2003; 吴福元等, 2007; Deng et al., 2014)。岩浆作用和成矿系统作为对构造背景转变的响应,共生的幔源基性岩和壳源花岗岩之间的成因联系更是理解构造演化和地球动力学背景的关键(徐夕生等, 2012)。因此,侵入岩不仅为成矿提供了主要成矿物质,同时也是记录矿床成因和成矿构造背景的重要对象(陈衍景等, 2008; Berge, 2011; 谈艳等, 2016)。

抱伦金矿是海南岛储量最大的金矿,具有规模大、品位高、易分选等特点,自20世纪90年代发现以来前人对其开展了成矿年代、控矿构造、成矿热液性质和成矿物质来源等多方面研究(陈柏林等, 2001; 丁式江等, 2001; Xu et al., 2016; Cai et al., 2017; Yu et al.,

2020a)。抱伦金矿的矿体产于区内尖峰花岗质侵入体的外接触带,并与辉绿岩脉密切伴生,前人据此也对相关侵入岩类分别开展了研究,但所获认识间存在明显分歧。谢才富等(2006)基于尖峰岭花岗岩体与矿体的空间关系,认为尖峰岩体侵位时长期保持中高温环境,岩体仅提供成矿热动力而非成矿热液和成矿物质;张小文等(2009)根据获得的尖峰岩体热液成因锆石的年龄,认为金来源与113 Ma岩浆作用关系密切;而胡国成等(2016)依据花岗细晶岩脉锆石研究,提出金成矿作用主要与印支期尖峰岩体岩浆作用相关。关于成矿物质来源,周岳强等(2020)推测金成矿物质来源于辉绿岩,而多数研究者根据同位素示踪,提出成矿物质包括了花岗岩源区和地幔源区来源,并有围岩(千枚岩)加入;有关成矿热液的研究,Yu等(2020b)提出其主要为变质热液,早期有一定程度岩浆热液的参与,后期混入大气降水。基于这些不同的观点,前人建立了有关抱伦金矿的不同成因模式,包括尖峰花岗岩岩浆热液成矿模式(丁式江等,2001)和辉绿岩成矿模式(周岳强等,2020)。综上所述,虽然抱伦金矿作为海南岛最大的金矿受到了高度重视,并取得了大量的研究成果,但在有关矿床的成因诸多重要方面仍存在明显的认识分歧,且有关区域构造背景与成矿作用关系的研究显得十分缺乏,制约了在该区和邻区进一步开展找矿预测。

本文报道了对抱伦尖峰花岗岩和辉绿岩开展系统的岩石学、锆石 U-Pb 年代学、元素和 Sm-Nd 同位素地球化学研究的新成果,对岩浆作用的时代、源区性质和成因进行了分析,探讨了区域岩浆事件发生的构造背景及其与金成矿作用的关系,以期对抱伦金矿区开展深部找矿勘探提供新依据。

## 1 地质背景

海南岛为陆缘岛,其与华南内陆之间由琼州海峡相隔。在大地构造位置上,海南岛处于欧亚板块、印度板块和太平洋板块的复合部位,夹持于特提斯构造域和太平洋构造域,具复杂的构造-岩浆演化史(图1a)。海南岛构造形迹复杂,断裂主要形成于海西期—印支期挤压和燕山期拉张应力背景,发育 E-W 向和 NE 向两大断裂构造体系,主要包括 E-W 向王五-文教断裂、昌江-琼海断裂和九所-陵水断裂及 NE 向白沙断裂(图1b),它们控制了岛内沉积作用、

岩浆活动和成矿事件(Xu et al., 2016; 刘晓春等, 2021)。白沙断裂控制岛内海西期—印支期构造变形和侵入岩的展布,燕山期活化后形成白垩纪断陷盆地。岛内地层除缺失泥盆系和侏罗系外,从中元古界至第四系均有发育。中元古界抱板群片麻岩、混合岩与上元古界石碌群片岩分别构成海南岛结晶基底和变质基底。古生界分布面积较广,主体为一套海相碳酸盐-碎屑岩沉积。白垩系主要是陆相火山岩、沉积碎屑岩组合。岛内岩浆活动频繁,侵入岩分布广泛,海西-印支期花岗岩和燕山期花岗岩分布最为广泛(He et al., 2018; 吕方等, 2023)。另外,邦溪-晨星和木栏头地区发育有石炭纪(355~333 Ma)变质基性岩和榴辉岩(李献华等, 2000; 刘晓春等, 2021)。

抱伦金矿位于海南岛西南部的乐东县西南约 20 km,矿区地层出露志留系陀烈组中段、下段和上白垩统报万组(图2)。陀烈组为赋矿地层,呈北东向展布于矿区中部,矿区南东部下伏于白垩系之下,西北部与印支期尖峰岩体呈侵入接触。陀烈组中段岩性为含碳千枚岩和变质粉砂岩,下段主要为绢云母石英千枚岩。矿区主要构造包括豪岗岭背斜、NNW 向断层破碎带和白沙断裂西南段。NE 向的区域性白沙断裂西南段斜贯矿区东南部,其派生的 NNW 向断层破碎带叠加豪岗岭背斜核部,组成矿区基本构造格架,而抱伦矿床矿体主要赋存于豪岗岭背斜核部断层破碎带内。NNW 向破碎带是抱伦金矿的主要控矿构造(图3a),由一系列近平行的次级脆韧性断层组成(图2),在与白沙断裂接触部位发育牵引构造,金矿脉赋存于破碎带中,尖灭于陀烈组和尖峰岩体接触带。背斜核部断层破碎带倾角近直立,具有良好的分带性,中心为含金石英脉充填,两侧依次为硅化千糜岩、碎裂岩化硅化千枚岩,并且断层向深部过渡为韧性剪切带。

目前已圈定 27 个工业矿体,主要分布于背斜核部 NNW 向 Tr1 和 Tr4 断层破碎带内,呈脉状、透镜状和斜列状分布,产状近直立(图3b),矿体常呈尖灭再现的特点。矿体延伸与岩体界线较一致,向南东倾伏,倾伏角可达 50°。矿石类型分为含金石英脉型和含金蚀变岩型,其中以含金石英脉型居多。矿石中主要金属矿物包括自然金、黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、毒砂、黑钨金矿、硫金铋矿和辉铋矿等;主要非金属矿物为石英、绢云母、绿泥石和方解石等。金的赋存状态有独立金矿物和含金矿物两种形式,以独立金矿物占绝对优势。独立金矿物

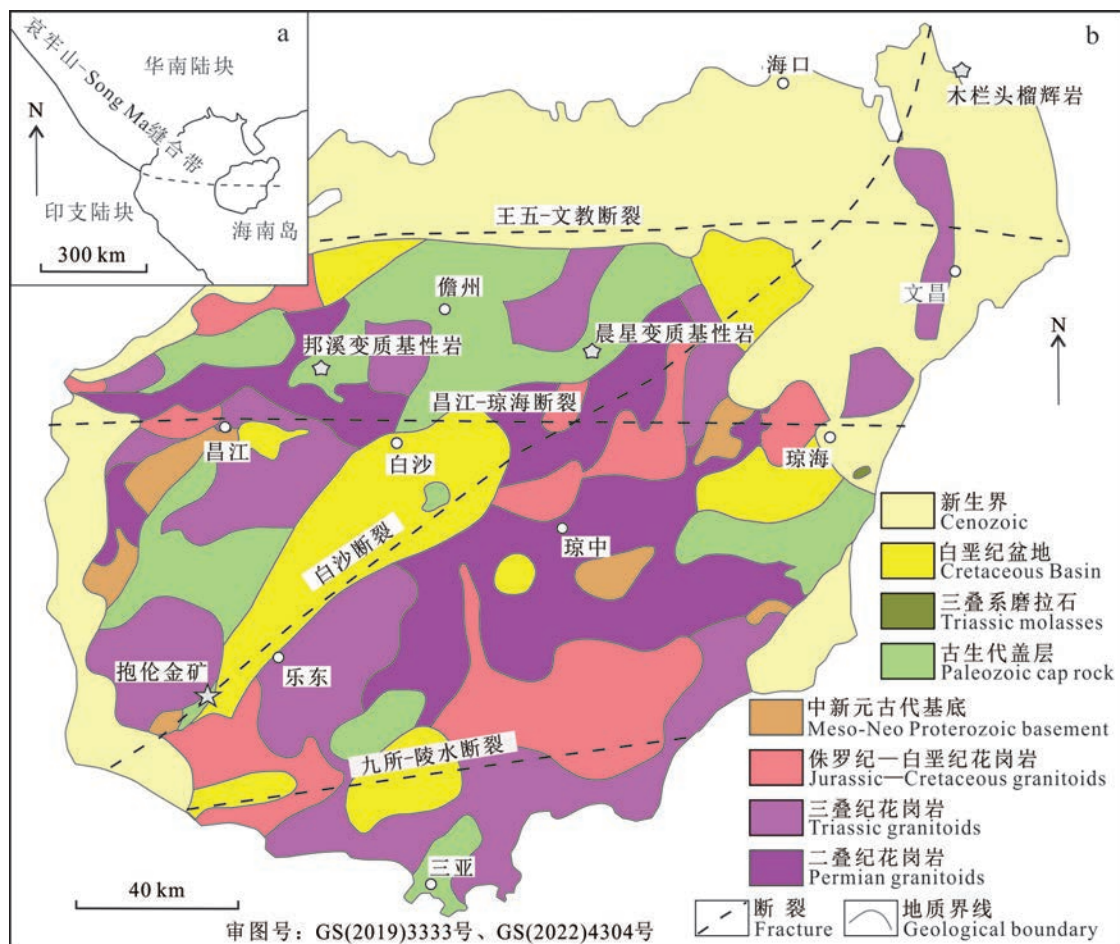


图1 华南南缘大地构造简图(a)和海南岛地质简图(b)(据刘晓春等,2021修改)

Fig. 1 Simplified geotectonic map of the southern margin of South China (a) and simplified geological map of Hainan Island (b) (modified after Liu et al., 2021)

主要有自然金、含银自然金、硫金铋矿和金铋矿等,并以自然金为主。含金矿物主要有黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、辉铋矿和辉铋铅矿等,金以类质同象、混入物或吸附状态存在于含金矿物。主要矿化蚀变为硅化和黄铁矿化,其次为绢云母化、白云母化、碳酸盐化和绿泥石化等,分布受断层破碎带控制。成矿阶段可分为金-中粗粒石英阶段、金-硫化物-细粒石英阶段和碳酸盐阶段。

## 2 侵入岩岩石学特征

抱伦金矿区岩浆岩在地表仅西北部出露有尖峰岩体粗中粒斑状黑云母正长花岗岩,在井下可观察到辉绿岩脉、尖峰岩体边缘相细中粒黑云母正长花岗岩和花岗细晶岩脉。

辉绿岩脉在井下多个中段均有出露,脉宽为

0.5~4.0 m,走向延长可达0.8 km,岩脉走向和倾向和矿体基本一致,并常相伴出现在含矿破碎带中,未见辉绿岩与含金石英脉直接接触。辉绿岩脉局部出现矿化或含千枚岩透镜体(图3c),但接触面平整,未发现冷凝边和烘烤边。辉绿岩脉呈灰绿色,辉绿结构,主要由斜长石和辉石组成,含少量云母和石英等。斜长石局部绿帘石化明显,辉石大部分蚀变为角闪石、绿泥石等次生矿物,导致岩脉整体呈暗绿色(图3d)。

尖峰花岗岩在地表呈近等圆状岩基产出,出露面积约900 km<sup>2</sup>,主要岩性为黑云母正长花岗岩,侵入于陀烈组千枚岩中,与陀烈组呈侵入接触关系,靠近接触带出露约5 m宽的细中粒边缘相,千枚岩揉曲强烈,并发育约10 m的长英质角岩化带。侵入体的岩石呈浅肉红色,似斑状结构,块状构造(图3e),斑晶主要为钾长石(10%),基质呈粗中粒花岗结构,

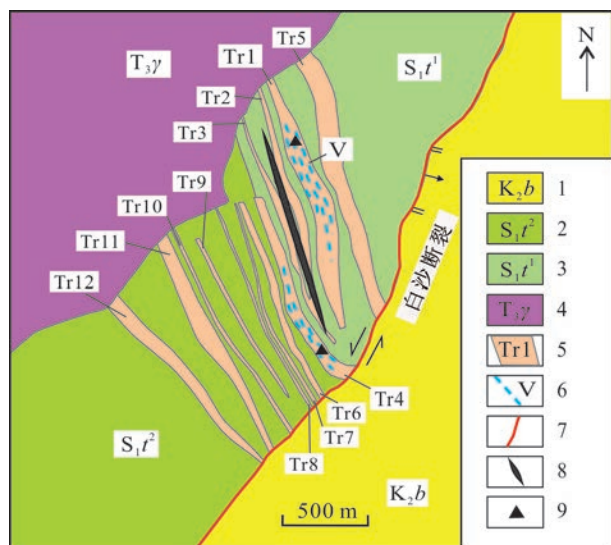


图2 抱伦金矿地质简图(据丁式江等,2001修改)

1—上白垩统报万组;2—志留系陀烈组中段;3—志留系陀烈组下段;  
4—尖峰花岗岩;5—破碎带和带号;6—隐伏矿体;7—白沙断裂(早期走滑断层,后期正断层);8—豪岗岭背斜;9—采样位置(位于井下)

Fig. 2 Simplified geological map of the Baolun gold deposit (modified from Ding et al., 2001)

1—Upper Cretaceous Baowan Formation; 2—Middle section of Silurian Tuolie Formation; 3—Lower section of Silurian Tuolie Formation;  
4—Jianfeng granite; 5—Fracture zone and zone number; 6—Concealed ore body; 7—Baisha fault (early strike-slip fault, late normal fault);  
8—Haogangling anticline; 9—Sampling location (underground)

主要矿物成分有钾长石(40%)、石英(23%)、斜长石(22%)和黑云母(5%);部分钾长石发生高岭土化蚀变,而石英呈规则分布构成显微文象结构(图3f)。副矿物主要为锆石、钛铁矿、磷灰石、磁铁矿和独居石等。

### 3 样品及分析方法

本文采用 LA-ICP-MS 方法对尖峰花岗岩进行了锆石 U-Pb 定年。样品 BL-052 采集于矿区+190 m 中段 110 线东穿,岩石新鲜、无明显热液蚀变。样品经粉碎、过筛、分选后,在镜下挑选出组成相对均匀的锆石颗粒,并随机选择锆石晶体制成样靶。据反射光、透射光、阴极发光(CL)图像分析,避开可能存在的裂隙和微包裹体,选择最佳的位置作为测量点。锆石 U-Pb 同位素分析在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室利用 LA-ICP-MS 方法完成。采用的束斑直径为~35 μm,剥蚀出来的气溶胶由氦气送入 ICP-MS 进行同位素分析。分析

过程以标准锆石 91500 为外标,进行仪器质量歧视与元素分馏校正,用 NIST SRM610 作外标,用 Si 作内标,标定锆石中 Pb 的元素含量(Liu et al., 2007)。锆石的同位素比值处理、年龄计算采用 ICPMS Data-Cal 软件离线进行,采用 Andersen(2002)方法对样品中可能存在的普通 Pb 进行校正,锆石的加权平均年龄计算及谐和曲线图采用 Isoplot3.0 软件(Ludwig, 2003)处理。

对矿区辉绿岩和尖峰花岗岩代表性样品进行了主量-微量元素和 Nd 同位素分析。花岗岩的采样位置避开了含矿破碎带,周边无脉体和围岩混入包体,而辉绿岩样品则均采于井下新鲜面。主量和微量元素分析均在澳实分析检测(广州)有限公司完成。主量元素分析方法为 X 射线荧光光谱分析(XRF)(精度优于 5%),而微量元素采用电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)(精度优于 3%)方法分析,分析方法参考刘颖等(1996)。Nd 同位素比值分析测试工作在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成,所采用的仪器为 MicroMass Isoprobe 型多接收器等离子体质谱(MC-ICPMS), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  测量精度优于  $5 \times 10^{-6}$ ,具体分析流程可参考 Ma 等(1998)。

## 4 分析结果

### 4.1 锆石 U-Pb 定年

本次定年对 28 颗锆石进行了 28 测量点分析,测量值和表面年龄列于表 1。锆石的粒径为 60~200 μm,多数呈长柱状自形晶,在阴极发光下显示明显的振荡环带,核部环带宽缓,边缘致密。除 20 号测点外,其余测点 Th/U 值范围介于 0.43~0.84,大于 0.4,符合岩浆成因锆石特征(吴元保和郑永飞,2004)。

在 U-Pb 谐和图(图 4a)中,大部分锆石位于谐和曲线上及其附近,而测点 4、7、9、20 和 27 明显偏离谐和曲线,应该是低含量  $^{207}\text{Pb}$  测量误差相对较高、引起  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  比值偏大所致。剔除明显偏离谐和曲线的测点后,其他 23 个测点的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄在 223.2~247.8 Ma 之间(图 4b),加权平均值为  $(234.9 \pm 2.8)\text{Ma}$  (MSWD=1.5),属于晚三叠世,代表了尖峰花岗岩体的结晶年龄。

### 4.2 全岩地球化学

#### 4.2.1 主量元素

样品的主量-微量元素组成列于表 2。辉绿岩

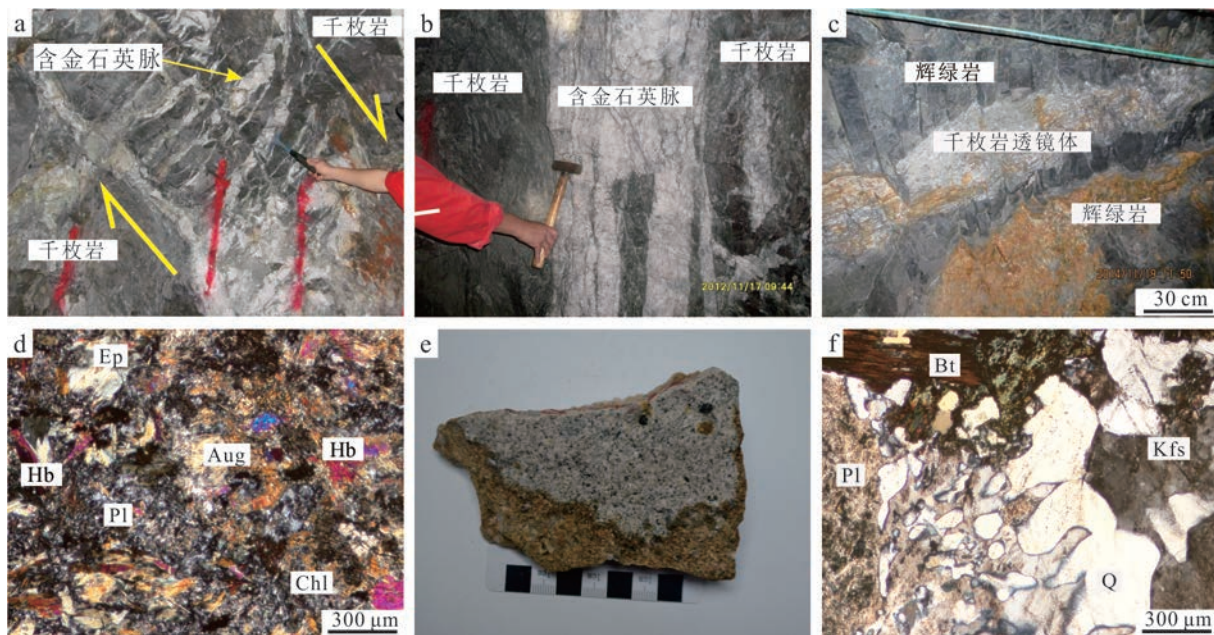


图3 抱伦金矿破碎带、矿体及辉绿岩和花岗岩野外、手标本、正交偏光显微照片

a. 破碎带内发育张节理; b. 矿体产状近直立; c. 辉绿岩脉内见千枚岩透镜体; d. 斜长石局部绿帘石化, 辉石蚀变为角闪石、绿泥石; e. 尖峰花岗岩块状构造; f. 文象结构。

Aug—辉石; Hb—角闪石; Pl—斜长石; Ep—绿帘石; Chl—绿泥石; Bt—黑云母; Kfs—钾长石; Q—石英

Fig.3 Photos of fracture zone, ore body, diabase and granite, photomicrographs are orthogonal polarizing under microscope

a. The development of tensile joints in the fracture zone; b. The occurrence of ore body is nearly vertical; c. Phyllite lenses are found in diabase dikes; d. Plagioclase locally has undergone epidote alteration, pyroxene altered into amphibole and chlorite; e. Massive structure of the Jianfeng granite; f. Graphic texture

Aug—Augite; Hb—Hornblende; Pl—Plagioclase; Ep—Epidote; Chl—Chlorite; Bt—Biotite; Kfs—Potassium feldspar; Q—Quartz

样品的  $w(\text{SiO}_2)$  变化范围为 45.51%~50.65%, 具低  $w(\text{K}_2\text{O})$  (0.08%~0.25%) 和低碱 ( $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 0.89\% \sim 1.05\%$ ), 高  $w(\text{TFe}_2\text{O}_3)$  (总铁) (14.17%~20.58%) 和低镁指数 ( $\text{Mg}^\# = 43.30 \sim 48.94$ ) 的特征。样品 130-0b19 烧失量较高 (9.11%), 应该与较高的蚀变程度有关。在  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$ -Nb/Y 岩性判别图解 (图 5a) 中, 样品落入亚碱性系列玄武岩范围。

花岗岩样品具高  $w(\text{SiO}_2)$  (71.73%~77.83%)、富  $w(\text{K}_2\text{O})$  (4.95%~6.06%)、低碱 (7.80%~8.54%)、低  $w(\text{MgO})$  (0.08%~0.61%)、低  $w(\text{P}_2\text{O}_5)$  (0.01%~0.09%) 等特征。样品的  $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$  范围为 11.91%~14.35%, 铝饱和指数 (A/CNK) 为 1.08~1.16, 平均 1.10, 表现为过铝质特点, 在  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$ -Nb/Y 岩性判别图解 (图 5a) 上落在流纹岩-英安岩区域。样品的里特曼指数  $\sigma$  变化范围为 1.75~2.38 ( $< 3.3$ ), 在  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  图解 (图 5b) 中落入高钾钙碱性-钾玄岩系列范围。

#### 4.2.2 微量元素

抱伦辉绿岩的稀土元素含量较低, 其  $\Sigma\text{REE}$  值

为  $72.2 \times 10^{-6} \sim 90.2 \times 10^{-6}$ , 且轻-重稀土元素略显分异 ( $\text{LREE}/\text{HREE} = 2.52 \sim 3.03$ ), 样品无明显 Eu 和 Ce 异常 ( $\delta\text{Eu} = 0.86 \sim 1.02$ ,  $\delta\text{Ce} = 0.99 \sim 1.01$ ); 样品的球粒陨石标准化的 REE 配分曲线总体 (图 6a) 呈右倾弱富集型, 与典型的富集洋中脊玄武岩 (E-MORB) 配分曲线类似。在洋中脊玄武岩 (N-MORB) 标准化的多元素蛛网图 (图 6b) 中, K、Rb、Ba 等元素含量变化较大, 表明蚀变作用导致大离子亲石元素 (LILE) 发生了迁移活动; 强不相容元素 (Th、Nb、Ta 等) 相对 N-MORB 富集, 但随着元素相容性增加接近 N-MORB 含量; 蛛网上 Nb、Ta 和 Ti 无明显异常, 显示出与 E-MORB 相似的地球化学特征。

花岗岩的  $\Sigma\text{REE}$  含量较高, 为  $179 \times 10^{-6} \sim 434 \times 10^{-6}$ , 球粒陨石标准化的稀土元素配分曲线为明显的右倾曲线 (图 6a), 轻-重稀土分异明显 ( $\text{LREE}/\text{HREE} = 4.24 \sim 13.63$ ), 具强烈的负 Eu 异常 ( $\delta\text{Eu} = 0.11 \sim 0.38$ ), 反映其源区中斜长石为稳定相或继承了源岩的特征。在 N-MORB 标准化的多元素蛛网图 (图 6b) 中,

表 1 尖峰花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素组成和表面年龄

Table 1 LA-ICP-MS U-Pb isotope composition and apparent ages of zircons from the Jianfeng granite

| 测点 | $w(\text{B})/10^{-6}$ |      | Th/U | 同位素比值                             |           |                                  |           |                                  |           | 表面年龄/Ma                          |           |                                  |           |
|----|-----------------------|------|------|-----------------------------------|-----------|----------------------------------|-----------|----------------------------------|-----------|----------------------------------|-----------|----------------------------------|-----------|
|    | Th                    | U    |      | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $1\sigma$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $1\sigma$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $1\sigma$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $1\sigma$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $1\sigma$ |
| 1  | 190                   | 270  | 0.70 | 0.055 02                          | 0.004 45  | 0.270 70                         | 0.022 02  | 0.038 14                         | 0.001 06  | 241.3                            | 6.6       | 243.3                            | 17.6      |
| 2  | 596                   | 881  | 0.68 | 0.048 40                          | 0.002 46  | 0.242 58                         | 0.013 64  | 0.036 01                         | 0.000 69  | 228.1                            | 4.3       | 220.5                            | 11.1      |
| 3  | 210                   | 262  | 0.80 | 0.060 45                          | 0.004 46  | 0.282 27                         | 0.020 71  | 0.035 41                         | 0.001 00  | 224.3                            | 6.2       | 252.5                            | 16.4      |
| 4  | 107                   | 167  | 0.64 | 0.161 75                          | 0.038 10  | 0.640 50                         | 0.058 70  | 0.037 81                         | 0.001 39  | 239.2                            | 8.6       | 502.6                            | 36.3      |
| 5  | 260                   | 469  | 0.56 | 0.051 94                          | 0.003 02  | 0.277 78                         | 0.016 46  | 0.038 38                         | 0.000 77  | 242.8                            | 4.8       | 248.9                            | 13.1      |
| 6  | 181                   | 423  | 0.43 | 0.050 49                          | 0.003 38  | 0.263 76                         | 0.015 38  | 0.037 64                         | 0.000 85  | 238.2                            | 5.3       | 237.7                            | 12.4      |
| 7  | 104                   | 148  | 0.70 | 0.095 66                          | 0.008 05  | 0.459 32                         | 0.031 61  | 0.038 32                         | 0.001 31  | 242.4                            | 8.2       | 383.8                            | 22.0      |
| 8  | 136                   | 233  | 0.59 | 0.072 95                          | 0.006 11  | 0.361 51                         | 0.028 06  | 0.038 45                         | 0.001 21  | 243.2                            | 7.5       | 313.3                            | 20.9      |
| 9  | 255                   | 611  | 0.42 | 0.101 30                          | 0.007 80  | 0.505 42                         | 0.033 01  | 0.037 73                         | 0.001 20  | 238.8                            | 7.5       | 415.4                            | 22.3      |
| 10 | 456                   | 807  | 0.57 | 0.050 15                          | 0.002 59  | 0.27523                          | 0.013 49  | 0.038 19                         | 0.000 70  | 241.6                            | 4.3       | 246.9                            | 10.7      |
| 11 | 374                   | 792  | 0.47 | 0.051 36                          | 0.002 88  | 0.284 21                         | 0.014 99  | 0.038 29                         | 0.000 73  | 242.2                            | 4.5       | 254.0                            | 11.8      |
| 12 | 438                   | 682  | 0.64 | 0.050 16                          | 0.002 76  | 0.270 78                         | 0.014 09  | 0.037 41                         | 0.000 74  | 236.8                            | 4.6       | 243.3                            | 11.3      |
| 13 | 209                   | 324  | 0.65 | 0.059 53                          | 0.004 08  | 0.293 43                         | 0.017 92  | 0.036 26                         | 0.000 99  | 229.6                            | 6.1       | 261.3                            | 14.1      |
| 14 | 373                   | 746  | 0.50 | 0.052 97                          | 0.002 58  | 0.278 41                         | 0.012 99  | 0.036 17                         | 0.000 65  | 229.0                            | 4.0       | 249.4                            | 10.3      |
| 15 | 358                   | 790  | 0.45 | 0.054 20                          | 0.003 38  | 0.281 81                         | 0.014 83  | 0.036 70                         | 0.001 17  | 232.3                            | 7.2       | 252.1                            | 11.7      |
| 16 | 280                   | 581  | 0.48 | 0.050 14                          | 0.003 02  | 0.269 18                         | 0.015 35  | 0.037 12                         | 0.000 74  | 235.0                            | 4.6       | 242.0                            | 12.3      |
| 17 | 366                   | 733  | 0.50 | 0.054 22                          | 0.003 01  | 0.288 85                         | 0.014 56  | 0.036 61                         | 0.000 72  | 231.8                            | 4.5       | 257.7                            | 11.5      |
| 18 | 411                   | 863  | 0.48 | 0.052 73                          | 0.003 26  | 0.274 32                         | 0.016 58  | 0.035 23                         | 0.000 75  | 223.2                            | 4.6       | 246.1                            | 13.2      |
| 19 | 179                   | 239  | 0.75 | 0.069 88                          | 0.005 81  | 0.346 22                         | 0.025 57  | 0.037 20                         | 0.001 13  | 235.5                            | 7.0       | 301.9                            | 19.3      |
| 20 | 88                    | 299  | 0.30 | 0.072 16                          | 0.005 57  | 0.381 52                         | 0.029 20  | 0.036 45                         | 0.000 97  | 230.8                            | 6.0       | 328.2                            | 21.5      |
| 21 | 1000                  | 1650 | 0.61 | 0.060 05                          | 0.002 81  | 0.324 87                         | 0.014 66  | 0.036 52                         | 0.000 67  | 231.2                            | 4.2       | 285.6                            | 11.2      |
| 22 | 190                   | 227  | 0.84 | 0.067 04                          | 0.005 38  | 0.338 96                         | 0.024 66  | 0.037 06                         | 0.001 11  | 234.6                            | 6.9       | 296.4                            | 18.7      |
| 23 | 243                   | 456  | 0.53 | 0.058 87                          | 0.003 83  | 0.320 10                         | 0.018 34  | 0.038 64                         | 0.000 79  | 244.4                            | 4.9       | 282.0                            | 14.1      |
| 24 | 145                   | 256  | 0.57 | 0.058 63                          | 0.004 41  | 0.301 94                         | 0.019 00  | 0.037 15                         | 0.000 94  | 235.1                            | 5.9       | 267.9                            | 14.8      |
| 25 | 129                   | 205  | 0.63 | 0.066 50                          | 0.006 44  | 0.334 57                         | 0.021 69  | 0.036 99                         | 0.001 07  | 234.1                            | 6.7       | 293.0                            | 16.5      |
| 26 | 174                   | 303  | 0.57 | 0.054 02                          | 0.004 83  | 0.300 99                         | 0.024 53  | 0.039 19                         | 0.001 10  | 247.8                            | 6.8       | 267.2                            | 19.1      |
| 27 | 85                    | 154  | 0.55 | 0.112 69                          | 0.024 34  | 0.449 51                         | 0.032 78  | 0.037 08                         | 0.001 41  | 234.7                            | 8.8       | 376.9                            | 23.0      |
| 28 | 323                   | 580  | 0.56 | 0.046 76                          | 0.002 82  | 0.244 92                         | 0.013 18  | 0.036 77                         | 0.000 81  | 232.8                            | 5.0       | 222.4                            | 10.7      |

花岗岩样品的 K、Rb、Th、Ce 等元素表现出明显正异常,而 Sr、Ba、Nb、Ta、P、Ti 等呈负异常。

#### 4.2.3 全岩 Sm-Nd 同位素

抱伦辉绿岩和花岗岩 Sm-Nd 同位素分析结果列于表 3,辉绿岩  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  值和  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  值分别为 0.1616 和 0.512 796,根据辉绿岩结晶年龄计算获得的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  为 4.11,显示亏损的地幔源区性质。

花岗岩样品的  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  比值和  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  比值的变化范围分别为 0.1161~0.1512 和 0.511 553~0.511 952,根据花岗岩的结晶年龄计算获得的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值范围为 -7.61~-7.80,表现明显富集源区特征。

## 5 讨 论

### 5.1 岩浆来源及岩石成因

抱伦辉绿岩和花岗岩野外虽未见直接接触关系,但在空间上紧邻产出,前人获得辉绿岩结晶年龄为  $(231.6\pm 2.6)\text{Ma}$ (周岳强等,2020),与本次分析的花岗岩形成年龄  $(234.9\pm 2.8)\text{Ma}$  在误差范围内一致。花岗岩和辉绿岩的  $w(\text{SiO}_2)$  范围分别变化于 71.73%~77.83% 和 45.51%~50.65% 两个区间,在 51%~71% 之间出现成分 Daly 间断,两者构成了典型的双峰式侵

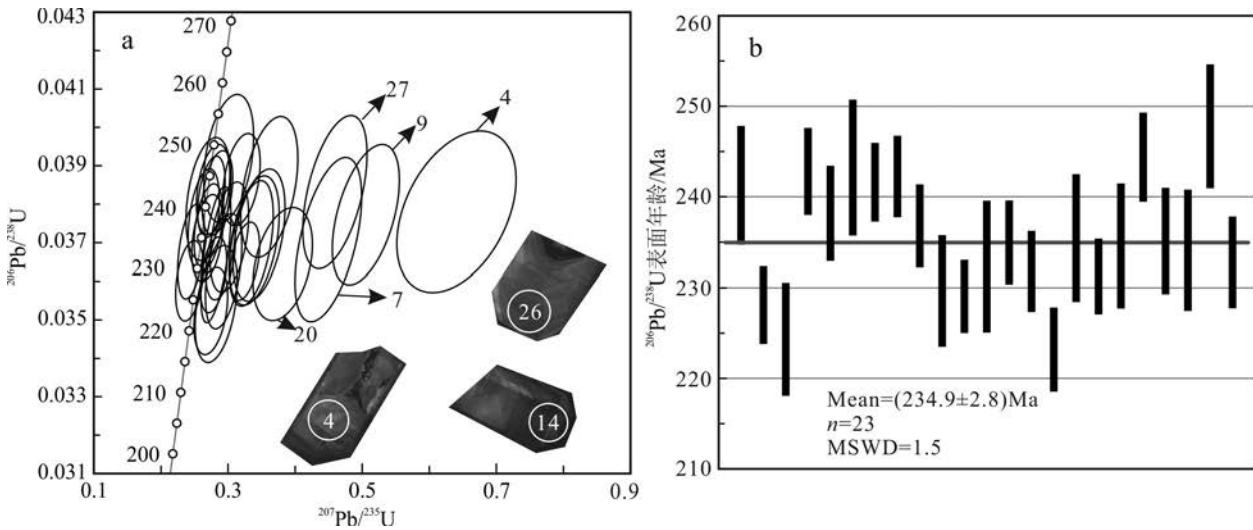


图4 抱伦金矿尖峰花岗岩锆石 U-Pb 年龄谐和图(a)和加权平均年龄直方图(b)

Fig.4 Zircon U-Pb concordia diagram (a) and weighted average age histogram (b) of the Jianfeng granite in the Baolun gold deposit

表2 抱伦辉绿岩和尖峰花岗岩主量(w(B)/%)和微量(w(B)/10<sup>-6</sup>)元素分析结果

Table 2 Major (w(B)/%) and trace (w(B)/10<sup>-6</sup>) element analysis data of the Baolun diabase and granite samples

| 组分                             | BL-139 | BL-109 | BL-103 | BL-052 | 130-0b19 | BL-065 | 13BL88 | 组分                   | BL-139 | BL-109 | BL-103 | BL-052 | 130-0b19 | BL-065 | 13BL88 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|----------|--------|--------|----------------------|--------|--------|--------|--------|----------|--------|--------|
|                                | 花岗岩    | 花岗岩    | 花岗岩    | 花岗岩    | 辉绿岩      | 辉绿岩    | 辉绿岩    |                      | 花岗岩    | 花岗岩    | 花岗岩    | 花岗岩    | 辉绿岩      | 辉绿岩    | 辉绿岩    |
| SiO <sub>2</sub>               | 71.73  | 73.35  | 76.42  | 77.83  | 47.65    | 45.51  | 50.65  | V                    | 24.2   | 8.06   | 2.21   | 5.00   | 254      | 393    | 319    |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.33   | 0.19   | 0.09   | 0.06   | 1.88     | 2.24   | 1.78   | Cs                   | 6.43   | 8.25   | 5.90   | 8.14   | 2.84     | 3.30   | 1.54   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14.12  | 13.72  | 12.39  | 11.91  | 13.77    | 16.21  | 13.42  | Ga                   | 18.4   | 19.6   | 16.3   | 19.2   | 18.0     | 24.1   | 18.5   |
| TF <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3.04   | 2.53   | 1.75   | 1.40   | 20.58    | 16.88  | 14.17  | La                   | 64.3   | 87.2   | 53.3   | 28.2   | 11.0     | 11.7   | 8.29   |
| MnO                            | 0.08   | 0.07   | 0.05   | 0.02   | 0.29     | 0.36   | 0.26   | Ce                   | 124    | 183    | 124    | 64.9   | 25.9     | 27.2   | 20.0   |
| MgO                            | 0.61   | 0.16   | 0.11   | 0.08   | 6.87     | 7.47   | 6.79   | Pr                   | 13.8   | 23.3   | 16.4   | 8.34   | 3.65     | 3.73   | 2.98   |
| CaO                            | 1.43   | 0.93   | 0.26   | 0.58   | 8.08     | 9.75   | 11.41  | Nd                   | 48.4   | 84.7   | 65.4   | 33.9   | 16.9     | 17.5   | 14.9   |
| Na <sub>2</sub> O              | 2.91   | 2.93   | 2.21   | 2.85   | 0.80     | 0.80   | 0.88   | Sm                   | 8.31   | 16.3   | 16.4   | 8.92   | 4.69     | 4.95   | 4.11   |
| K <sub>2</sub> O               | 5.29   | 5.61   | 6.06   | 4.95   | 0.25     | 0.09   | 0.08   | Eu                   | 0.932  | 0.876  | 0.573  | 0.370  | 1.43     | 1.81   | 1.37   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.09   | 0.02   | 0.01   | 0.01   | 0.19     | 0.20   | 0.18   | Gd                   | 6.59   | 12.8   | 14.9   | 8.82   | 5.51     | 5.98   | 5.22   |
| 总和                             | 99.63  | 99.51  | 99.35  | 99.69  | 100.36   | 99.51  | 99.62  | Tb                   | 0.921  | 1.90   | 2.28   | 1.58   | 0.958    | 1.06   | 0.940  |
| 烧失量                            | 0.80   | 0.53   | 0.47   | 0.87   | 9.11     | 3.63   | 2.93   | Dy                   | 4.94   | 10.4   | 12.7   | 9.41   | 5.86     | 6.62   | 5.96   |
| Mg <sup>#</sup>                | 28.64  | 11.23  | 11.17  | 10.26  | 40.04    | 46.96  | 48.94  | Ho                   | 0.951  | 1.96   | 2.42   | 1.97   | 1.24     | 1.41   | 1.21   |
| Rb                             | 249    | 307    | 286    | 329    | 14.2     | 4.80   | 1.00   | Er                   | 2.56   | 5.19   | 6.09   | 5.52   | 3.39     | 3.81   | 3.30   |
| Sr                             | 168    | 76.7   | 32.6   | 35.0   | 130      | 180    | 130    | Tm                   | 0.366  | 0.715  | 0.820  | 0.820  | 0.487    | 0.540  | 0.461  |
| Ba                             | 638    | 265    | 35.8   | 73.1   | 86.3     | 40.2   | 9.70   | Yb                   | 2.36   | 4.58   | 5.00   | 5.21   | 3.07     | 3.40   | 2.97   |
| Th                             | 36.4   | 57.6   | 42.3   | 59.2   | 1.47     | 1.63   | 0.793  | Lu                   | 0.362  | 0.662  | 0.719  | 0.750  | 0.466    | 0.530  | 0.455  |
| U                              | 8.89   | 8.06   | 11.1   | 14.3   | 0.516    | 0.430  | 0.229  | Y                    | 24.8   | 45.9   | 55.4   | 53.7   | 31.3     | 36.1   | 29.0   |
| Nb                             | 13.0   | 14.7   | 12.1   | 20.0   | 11.8     | 12.8   | 10.1   | ΣREE                 | 279    | 434    | 321    | 179    | 84.6     | 90.2   | 72.2   |
| Ta                             | 1.32   | 1.72   | 1.14   | 2.50   | 0.798    | 0.800  | 0.689  | LREE/HREE            | 13.63  | 10.35  | 6.14   | 4.24   | 3.03     | 2.86   | 2.52   |
| Zr                             | 161    | 141    | 118    | 121    | 132      | 134    | 121    | (La/Yb) <sub>N</sub> | 19.56  | 13.64  | 7.65   | 3.88   | 2.58     | 2.47   | 2.00   |
| Hf                             | 4.86   | 5.01   | 4.38   | 5.90   | 3.40     | 3.80   | 3.13   | δEu                  | 0.38   | 0.19   | 0.11   | 0.13   | 0.86     | 1.02   | 0.91   |
| Cr                             | 407    | 509    | 426    | 30.0   | 185      | 120    | 198    | δCe                  | 1.02   | 0.99   | 1.03   | 1.04   | 1.00     | 1.01   | 0.99   |

注:比值单位为1;表中主量元素含量为去掉烧失量后重新计算的数据,即干体系组成,w(TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)为全铁含量,Mg<sup>#</sup>=Mg<sup>2+</sup>/(Mg<sup>2+</sup>+Fe<sup>2+</sup>)×100。

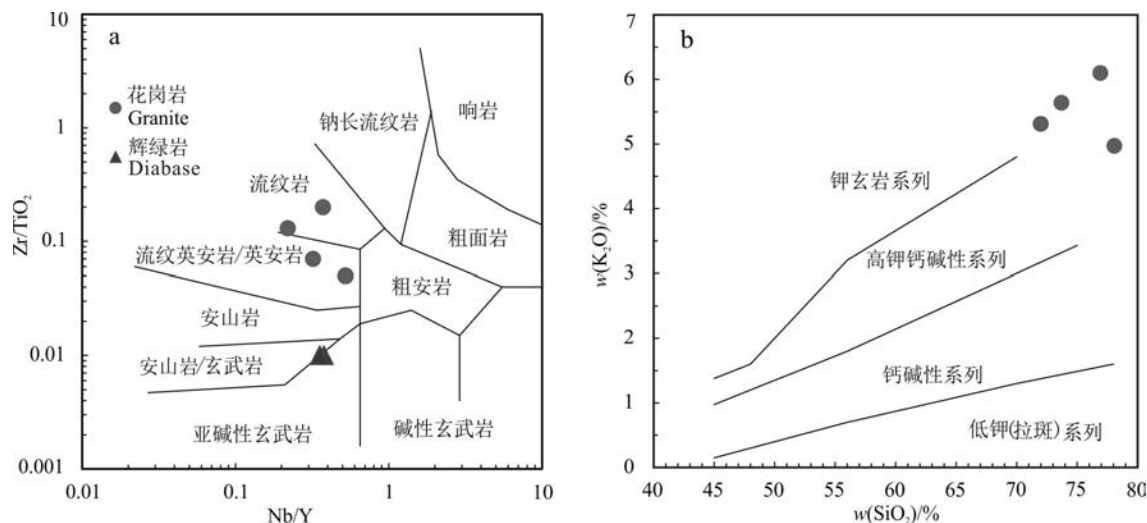


图5 抱伦辉绿岩和花岗岩  $Zr/TiO_2$ - $Nb/Y$  分类命名图解(a, 据 Winchester et al., 1977)和  $SiO_2$ - $K_2O$  图解(b, 据 Peccerillo et al., 1976)  
Fig.5 The  $Zr/TiO_2$ - $Nb/Y$  classification and nomenclature diagram (a, after Winchester et al., 1977) and  $SiO_2$ - $K_2O$  diagram (b, after Peccerillo et al., 1976) of the Baolun diabase and granite

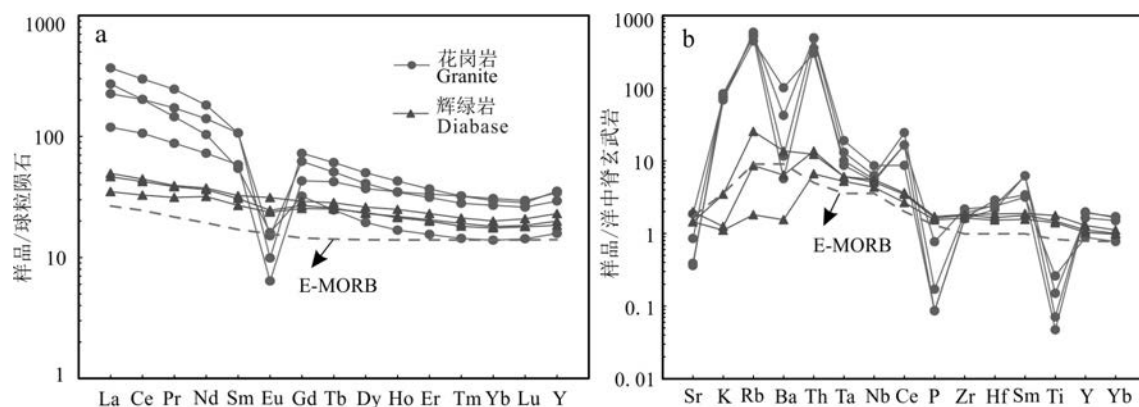


图6 抱伦辉绿岩和花岗岩的球粒陨石标准化的REE曲线(a)和洋中脊玄武岩标准化的多元素蛛网图(b)(球粒陨石、洋中脊玄武岩和E-MORB数据引自 Sun et al., 1989)

Fig. 6 Chondrite normalized REE patterns(a) and N-MORB normalized multi-elemental spider diagrams(b) of of the Baolun diabase and granite (average data of chondrite, N-MORB and E-MORB are from Sun et al., 1989)

入杂岩组合。

#### 5.1.1 基性端员

辉绿岩具有亚碱性玄武岩特征,且其相容元素  $w(Cr)$  为  $168 \times 10^{-6}$ ,远低于玄武岩原生岩浆的含量 ( $w(Cr) = 300 \times 10^{-6}$ ) (Olsen, 1995), 镁指数 ( $Mg^{\#} = 40.04 \sim 48.94$ ), 同样远低于原始地幔岩浆 ( $Mg^{\#} = 68 \sim 75$ ) (Wilson, 1989), 说明其形成岩浆经历过早期橄榄石、辉石等的分离结晶。总分配系数相近或总分配系数不同的强不相容元素对的比值可以较好的反演源区性质,且元素对比值不受结晶分异作用影响,考虑辉绿岩存在蚀变作用,故选取高场强元素

(HFSE) 进行分析。辉绿岩的  $Th/Ta$  比值为  $1.15 \sim 2.04$ , 平均为  $1.68$ , 略小于原始地幔的  $Th/Ta$  比值 ( $2.3$ ), 远小于大陆地壳的比值 ( $10$ ) (Jochum et al., 1989);  $Zr/Hf$  比值为  $35.26 \sim 38.82$ , 平均为  $37.58$ , 类似原始地幔的比值 ( $36.27$ ) (Stolz et al., 1996);  $Nb/Ta$  比值为  $14.66 \sim 16.00$ , 平均为  $15.15$ , 略小于原始地幔的比值 ( $17.39$ ), 远离地壳比值 ( $11.00$ ) (Sun et al., 1989), 表明辉绿岩原始岩浆起源于地幔源区而没有遭受明显的地壳物质混染。

抱伦辉绿岩稀土元素配分曲线和多元素蛛网图显示富集洋中脊玄武岩(E-MORB)相似的地球化学

表3 抱伦辉绿岩和花岗岩 Sm-Nd 同位素组成及参数

Table 3 Sm-Nd isotope composition and related indexes of the Baolun diabase and granite rocks

| 样品号    | 岩性  | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ | $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ | $T_{\text{DM1}}(\text{Ma})$ | $T_{\text{DM2}}(\text{Ma})$ | $f(\text{Sm}/\text{Nd})$ |
|--------|-----|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|------------------------------|-----------------------------|-----------------------------|--------------------------|
| BL-065 | 辉绿岩 | 0.1616                            | 0.512 796                         | 0.512 553                             | 4.11                         | 1036                        | 669                         | -0.18                    |
| BL-103 | 花岗岩 | 0.1512                            | 0.512 179                         | 0.511 952                             | -7.61                        | 2357                        | 1622                        | -0.23                    |
| BL-109 | 花岗岩 | 0.1161                            | 0.512 117                         | 0.511 942                             | -7.80                        | 1610                        | 1637                        | -0.41                    |

特征,并具 LREE/HREE(2.52~3.03)大于 1 的显著标志(第鹏飞等,2018)。在 Nb/Yb-Th/Yb 图解(图 7)中,辉绿岩分布于 E-MORB 范围和上部,说明辉绿岩主要受控于地幔源区,流体或地壳混染对其影响较弱。需要强调的是,抱伦辉绿岩仅是具有与 E-MORB 相似的地球化学特征,并非真正的 E-MORB,因为辉绿岩不产于大洋板内或弧后盆地,而形成于造山带,但两者有相似的成因。E-MORB 通常被认为不是独立的端员,而是富集组分与亏损地幔交代(混合)的产物(Niu et al., 2002),富集组分可以是热点/地幔柱、俯冲板片流体(熔体)、俯冲进入地幔的洋岛物质等。也有学者认为,亏损地幔低程度部分熔融可以形成具 E-MORB 特征的基性岩(李献华等,2000),但辉绿岩低 La/Yb 和 Sm/Yb 比值的亚碱性玄武岩特征,不可能来源于亏损地幔低程度部分熔融。已有资料不支持在造山带深部形成热点/地幔柱。

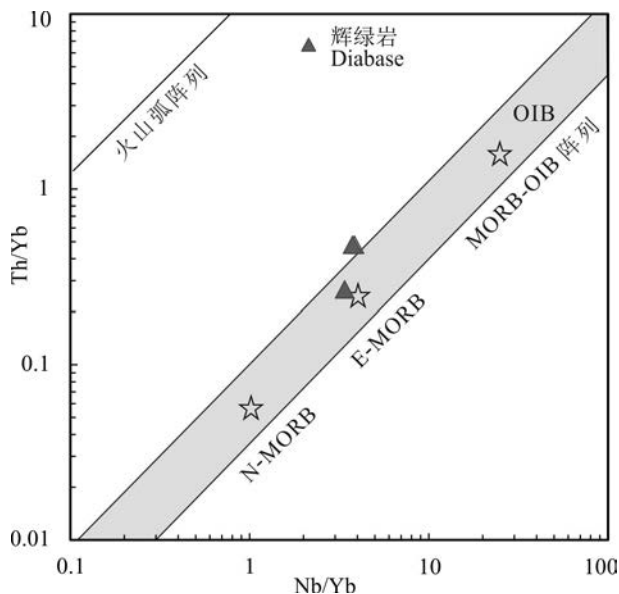


图7 抱伦辉绿岩 Nb/Yb-Th/Yb 图解(底图据 Maurice et al., 2012)

Fig. 7 Nb/Yb-Th/Yb diagram of the Baolun diabase (base map after Maurice et al., 2012)

辉绿岩 Zr/Nb 比值为 10.47~11.98,平均为 11.21,Th/Nb 比值为 0.08~0.13,平均为 0.11,位于大洋沉积物的比值范围( $\text{Zr}/\text{Nb}=11.50$ ,  $\text{Th}/\text{Nb}=0.26$ )(Plank, 1992),暗示辉绿岩源区可能有大洋沉积物质的参与,但 Ce 没有出现亏损或亏损不明显,说明大洋沉积物质的参与有限。与此相符合的是,样品的 Nd 同位素组成( $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)=4.11$ )指示了亏损地幔的组成特征。海西-印支期古特提斯洋俯冲作用导致了海南岛大型地幔楔形成,若岩浆来自地幔楔部分熔融,则形成的岩浆岩将具有 Nb、Ta、Ti 负异常的地球化学特征(Zhou et al., 2006),但抱伦辉绿岩化学组成并无 Nb、Ta、Ti 负异常,表明残留地幔楔不是辉绿岩源区。有研究表明,海南岛在晚古生代存在洋岛,若俯冲进入地幔的洋岛物质熔融,形成的熔体将继承洋岛玄武岩富集强不相容元素和 LREE、无 Nb、Ta、Ti 负异常及亏损的 Nd 同位素组成特征(王智琳等,2013),这种成因显然与辉绿岩地球化学特征基本吻合。因此,富集组分应该是俯冲进入地幔的洋岛物质。

综上所述,早期洋壳俯冲将洋岛物质带入软流圈地幔,高温造成低程度部分熔融,形成的熔体与岩石圈亏损地幔发生交代作用,岩石圈地幔组分变为具 E-MORB 特征交代型地幔,这种交代型地幔在洋壳俯冲期可以滞留在岩石圈地幔而不发生部分熔融,而在造山后伸展环境下,当软流圈地幔上升将具 E-MORB 特征交代型地幔搬运至浅部,导致降压熔融形成抱伦辉绿岩原生岩浆,岩浆上升侵位过程发生过早期橄榄石、辉石的分离结晶,但基本没有遭受明显的地壳物质混染。

#### 5.1.2 酸性端员

抱伦尖峰花岗岩主要矿物成分为钾长石(50%)、斜长石(22%)、石英(23%)和黑云母(5%),主量元素表现为高  $w(\text{SiO}_2)$ 、富  $w(\text{K}_2\text{O})$ ,多元素蛛网图上强烈亏损 Sr、Ba、Ti 和 P,稀土元素球粒陨石标准化曲线具明显负 Eu 异常的特征,显示出类似 A 型花岗岩的矿物学和地球化学特征(张旗等,2012),在 100 00Ga/Al-Ce 图解(图 8a)中,样品落入 A 型花岗

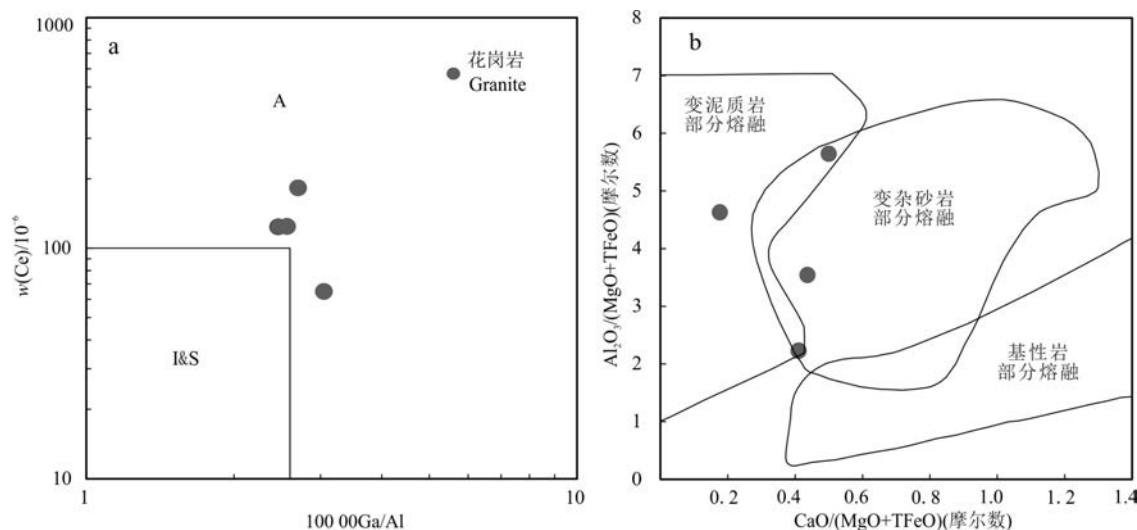


图 8 抱伦花岗岩 100 00Ga/Al-Ce 图解(a,底图据 Whalen et al., 1987)和摩尔 CaO/(MgO+TFE)-摩尔  $Al_2O_3/(MgO+TFE)$  图解 (b,底图据 Altherr et al., 2000)

Fig. 8 100 00Ga/Al-Ce (a, base map after Whalen et al., 1987) and molar CaO/(MgO+TFE)-molar  $Al_2O_3/(MgO+TFE)$  diagram (b, base map after Altherr et al., 2000) of the Baolun granite

岩区域。但已有研究表明,高分异 S 型和 I 型花岗岩也具有 A 型花岗岩地球化学特征,但其以高  $w(P_2O_5)$  ( $>0.14\%$ ) 和低  $w(TFe_2O_3)$  ( $<1\%$ ) 特征区别于 A 型花岗岩(张旗等, 2012; 吴福元等, 2017), 显然抱伦尖峰花岗岩低  $w(P_2O_5)$  (平均 0.04%) 和高  $w(TFe_2O_3)$  (平均 2.18%) 特征表明其不可能属于高分异 S 型和 I 型花岗岩。经典 A 型花岗岩理论强调其碱性、贫水和非造山特性(Loiselle, 1979), 但 Bonin(2007)认为 A 型花岗岩不仅包含碱性系列, 还有碱钙性、弱碱-准铝、弱过铝甚至强过铝质系列。因此, 过铝质高钾钙碱性系列抱伦尖峰花岗岩不属于高分异 S 型和 I 型花岗岩, 应属铝质 A 型花岗岩。

典型 A 型花岗岩物质来源较复杂, 主要源区有地幔结晶分异、壳幔混合和壳源部分熔融(Loiselle, 1979)。花岗岩的 K 含量受源区制约, 以沉积岩为源区部分熔融形成的岩浆具有高 K ( $K_2O/Na_2O > 1$ ) 特点, 而通过地幔岩浆结晶分异和地壳岩浆岩重熔形成的岩浆具低 K ( $K_2O/Na_2O < 1$ ) 特征(张亮等, 2021)。尖峰花岗岩主量元素以高 Si、富 K ( $K_2O/Na_2O = 1.72 \sim 2.74$ , 平均 2.05)、过铝质为特征, 野外调查期间也并未在岩体内各相带发现基性岩包体, 显然尖峰花岗岩不符合幔源或壳幔混合源成因。尖峰花岗岩的 Nb/Ta 比值为 8.00~10.61, 平均为 9.25, 明显小于原始地幔的比值(17.39), 而接近地壳平均值(11.00)(Sun et al., 1989); 花岗岩的 Rb/Sr 比值为 1.48~

9.40, 显示壳源特征( $>0.5$ ), 明显大于原始地幔的比值( $<0.05$ )和壳幔混合源(0.05~0.50)(Sun et al., 1989)。在图 8b 中, 尖峰花岗岩样品主要落入变泥质岩和变杂砂岩部分熔融的区域内。花岗岩 Nd 同位素组成表现明显富集( $\epsilon_{Nd}(t) = -7.61 \sim -7.80$ )特征, Nd 两阶段模式年龄  $T_{DM2} = 1622 \sim 1637$  Ma。上述元素地球化学和 Nd 同位素特征暗示中元古界变泥质和变杂砂岩地壳部分熔融对尖峰花岗质岩浆贡献较大。

压力对熔体的影响与源岩成分的影响同样重要, 岩浆结晶压力可以通过矿物压力计估算, 但花岗质岩浆源区熔融压力目前所知甚少。源岩在熔融时熔体成分主要受石榴石、辉石和斜长石等残留矿物的约束。根据长英质地壳物质熔融实验, 在压力  $<0.8$  GPa 时, 残留相为斜长石 + 斜方辉石时, 熔融形成低 Sr 高 Yb 型富硅 A 型花岗岩 ( $w(Sr) < 100 \times 10^{-6}$ ,  $w(Yb) > 2 \times 10^{-6}$ ); 在压力  $>0.8$  GPa 时, 残留相出现石榴石(Douce, 1997)。尖峰花岗岩表现为 Ba、Sr 和 Eu 的强烈亏损与相对低的  $(La/Yb)_N$  值(平均 11.18)的低 Sr 高 Yb 特征(平均  $Sr = 78.0 \times 10^{-6}$ ,  $Yb = 4.29 \times 10^{-6}$ ), 表明源区可能残留斜长石和斜方辉石(Patiño Douce et al., 1995)。这是因为在斜长石中 Ba、Sr 和 Eu 是相容元素, 而在斜方辉石中 LREE 比 HREE 分配系数大得多, 但又没有源区残留石榴子石那样熔体强烈亏损 HREE, 反映其形成于地壳减薄的低压环境。依据溶解度对温度极其敏感的特

性,采用锆石饱和温度代表岩浆温度进行估算,获得的尖峰花岗岩样品的锆石饱和温度范围为772~789°C之间(平均779°C)。相对A型花岗岩通常被认为较高的成岩温度(800°C以上)略低(刘昌实等,2003),应该是抱伦尖峰花岗岩源区含水富铝的黏土矿物脱水熔融形成正常流体的原因,计算的锆石饱和温度代表岩浆结晶最低温度,实际尖峰花岗岩源区熔融温度应比计算值更高(Miller et al., 2003)。这不仅有源区流体的依据,也得到抱伦尖峰花岗岩不含锆石残留晶核的矿物学支持,反映抱伦地区的变泥质和变杂砂岩地壳发生高温部分熔融,暗示地壳深部存在较高的热异常(吴福元等,2007)。

综上所述,抱伦尖峰铝质A型花岗岩岩浆由中元古界变泥质和变杂砂岩地壳在深部基性岩浆底侵的高温、低压(<0.8 GPa)环境下部分熔融形成。

## 5.2 成矿构造背景

海南岛海西-印支期构造活动依然存在是受控于特提斯构造域还是太平洋构造域的分歧(Li et al., 2006; Wang et al., 2018),基于构造样式和变形时序对比,多数研究者认为伴随近东西向古特提斯洋闭合,造成印支陆块(含海南岛南部)与华南陆块(含海南岛北部)碰撞造山,奠定了海南岛现今构造格局(Wang et al., 2018)。印支陆块与华南陆块间于255~244 Ma发生碰撞拼合,约244 Ma开始海南岛进入造山后伸展-减薄构造环境(唐立梅等,2013)。

抱伦辉绿岩在Y/15-La/10-Nd/8图解(图9a)和Hf/3-Th-Nb/16图解(图9b)中落入富集型洋脊玄武岩(E-MORB)区域。在Ta/Hf-Th/Hf图解(图9c)中,落入大陆板内的陆内裂谷及陆缘裂谷拉斑玄武岩区域,指示区域构造已由造山后转入板内构造环境(Liégeois, 1998)。抱伦辉绿岩具亚碱性岩系地球化学特征,包括相对富集Th、Nb、Ta等强不相容元素和略有富集的LREE,即与碰撞后伸展阶段环境形成的基性岩相似(钱青等,1999)。辉绿岩与围岩接触面平整,未发现冷凝边和烘烤边,指示了快速上升冷凝的拉张环境。无Nb、Ta、Ti等HFSE负异常及其他与E-MORB相似的地球化学特征,指示抱伦辉绿岩明显不同于洋片俯冲环境形成钙碱性基性岩,表明该辉绿岩的形成与残留地幔楔没有直接的成因关系。

造山后拉张环境形成的酸性岩浆岩通常表现为高K<sub>2</sub>O和LREE相对富集而与A型花岗岩特点相似(Turner et al., 1992),而典型的造山后伸展阶段形成的南岭型花岗岩还同时具有亏损Sr、Ba、P、Ti和Eu,富

集Zr、Y和Yb的特点(张旗等,2008)。尖峰花岗岩在构造判别图解(图9d)中位于造山后区域,其岩石地球化学特征判别为高钾钙碱性系列的铝质A型花岗岩,在蛛网图上表现为相对贫Sr、Ba、P、Ti和Eu,相对富集LREE、Zr、Y和Yb,即表现为与造山后伸展环境形成的酸性岩特征十分相似。尖峰花岗岩在区域上呈面状分布,相对均质的块状构造,指示岩体形成后未经明显变质变形。综上所述,抱伦辉绿岩和花岗岩的双峰式侵入杂岩组合形成于造山后伸展的构造环境。

海南岛内代表缝合带的木兰头榴辉岩(355 Ma)(刘晓春等,2021)和邦溪-晨星洋中脊型变质基性岩(333 Ma)(李献华等,2000; He et al., 2018)沿白沙断裂带两侧分布,表明晚古生代古特提斯洋近S-N向对印支陆块和华南陆块双向俯冲,将大洋沉积物带入岩石圈地幔内。在抱伦地区洋壳俯冲将洋岛带入软流圈地幔,高温造成低程度部分熔融,形成的熔体与岩石圈亏损地幔发生交代作用,岩石圈地幔组份变为具E-MORB特征交代型地幔,并滞留在岩石圈地幔不发生熔融。琼中和乐来地区出现255 Ma的同碰撞二长花岗岩和巨斑状花岗岩,且同碰撞期花岗岩年龄岛东通常大于岛西(李孙雄等,2005),指示在约255 Ma古特提斯洋闭合,印支陆块与华南陆块间发生碰撞拼合;由于岩石圈厚度不均一,强烈的陆-陆碰撞形成白沙断裂,导致缝合带位错。矿区内沿下志留统陀烈组中段和下段岩性突变的应力集中区发育NNW向脆韧性剪切性质的断层破碎带(Cai et al., 2017),说明伴随着陆-陆碰撞挤压作用的持续,矿区东侧的白沙断裂发展成大型左行走滑深大断裂,矿区内NNW断层破碎带为白沙断裂派生的次级构造,代表后碰撞侧向挤压作用。

抱伦金矿矿体共生辉钼矿Re-Os同位素年龄为224 Ma,基本代表了矿床成矿年龄(Xu et al., 2016),与辉绿岩结晶年龄(231.6±2.6)Ma(周岳强等,2020)、本次分析的尖峰花岗岩形成年龄(234.9±2.8)Ma在误差范围内一致或相近,表明抱伦双峰式侵入杂岩与金成矿作用发生于造山后阶段持续发展的伸展-减薄构造环境。

## 5.3 对金成矿作用的启示

前人对抱伦金矿成矿流体和成矿物质来源开展过大量的示踪研究。根据对矿体流体包裹体特征及δD-δ<sup>18</sup>O同位素分析,指示成矿流体中存在来自岩浆热液、变质热液、大气降水等组分的贡献(陈柏林等,2001);流体包裹体C同位素反映有幔源岩浆流体和

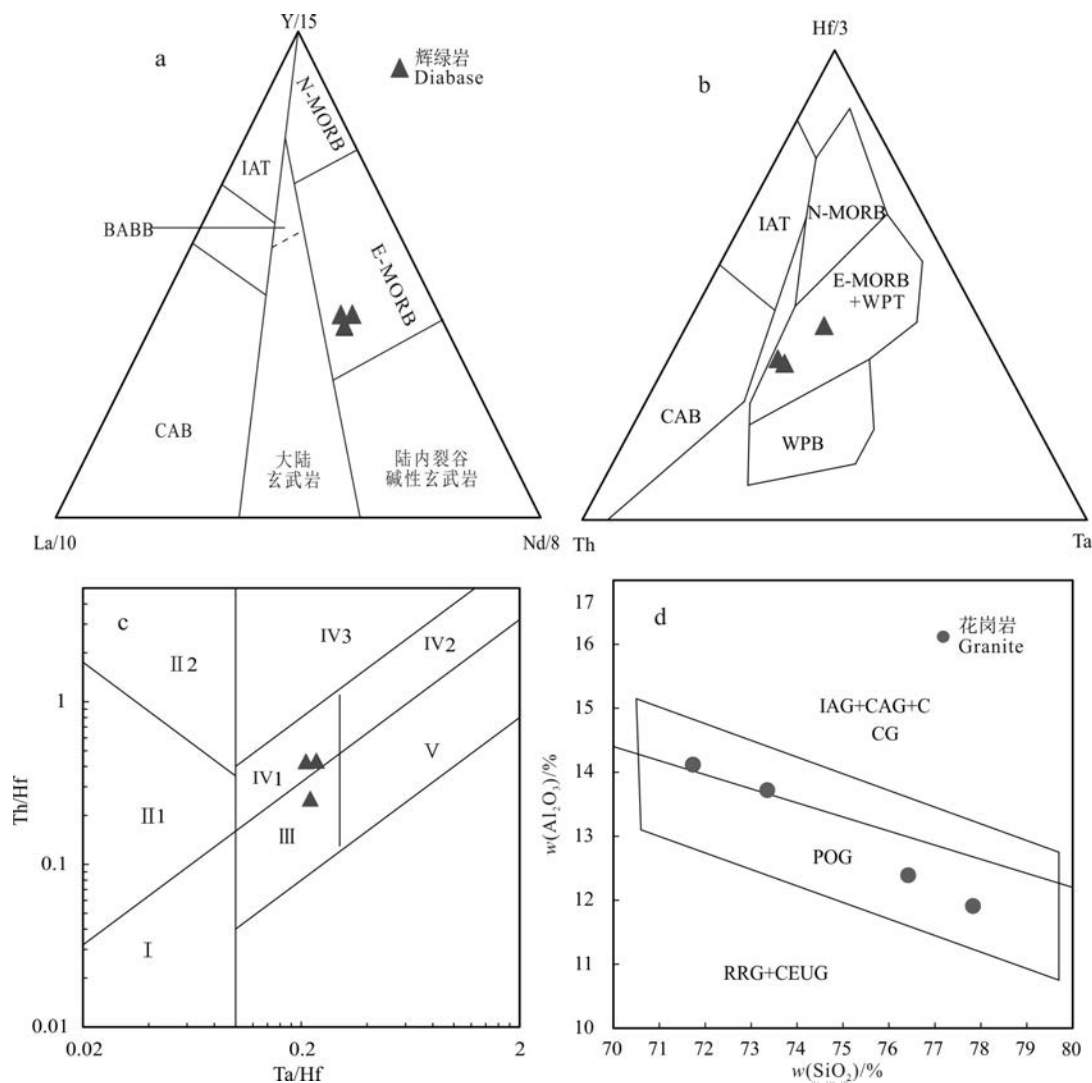


图9 抱伦辉绿岩 Y15-La/10-Nb/8(a, 底图据 Cabanis et al., 1989)、Hf/3-Th-Ta(b, 底图据 Wood, 1980)、Ta/Hf-Th/Hf 图解(c, 底图据孙书勤等, 2003)和花岗岩  $\text{SiO}_2$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$  图解(d, 底图据 Maniar et al., 1989)

N-MORB—正常型大洋中脊玄武岩; E-MORB—富集型大洋中脊玄武岩; IAT—岛弧拉斑玄武岩; CAB—钙碱性玄武岩; BABB—弧后盆地玄武岩; WPA—板内碱性玄武岩; WPB—板内玄武岩; WPT—板内拉斑玄武岩; I—板块发散边缘 N-MORB 区; II—板块汇聚边缘 (II 1—大洋岛弧玄武岩区; II 2—陆缘岛弧及陆缘火山玄武岩区); III—大洋板内洋岛、海山玄武岩区及 E-MORB 区; IV—大陆板内 (IV 1—陆内裂谷及陆缘裂谷拉斑玄武岩区; IV 2—陆内裂谷碱性玄武岩区; IV 3—大陆拉张带玄武岩区); V—地幔柱玄武岩区; IAG—岛弧花岗岩类; CAG—大陆花岗岩类; CCG—大陆碰撞花岗岩类; POG—后造山花岗岩类; RRG—与裂谷有关的花岗岩类; CEUG—与大陆的造陆抬升有关的花岗岩类

Fig.9 Diagrams of Y15-La/10-Nb/8 (a, base map after Cabanis et al., 1989), Hf/3-Th-Ta (b, base map after Wood, 1980), Ta/Hf-Th/Hf (c, base map after Sun et al., 2003) of the Baolun diabase and  $\text{SiO}_2$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$  plot of the Baolun granite (d, base map after Maniar et al., 1989)

N-MORB—N type mid-ocean ridge basalt; E-MORB—E type mid-ocean ridge basalt; IAT—Island arc tholeiite; CAB—Calc-alkaline basalt; BABB—Back-arc basin basalt; WPA—In-plate alkaline basalt; WPB—Intraplate basalt; WPT—Intraplate tholeiite; I—N-MORB area of plate divergence edge; II—Plate convergence edge (II 1—Ocean island arc basalt area; II 2—Continental margin island arc and continental margin volcanic arc basalt area); III—Ocean island, seamount basalt area and E-MORB area; IV—Intracontinental plate (IV 1—Intracontinental rift and continental margin rift tholeiite area; IV 2—Intracontinental rift alkaline basalt area; IV 3—Continental extension zone basalt area); V—Mantle plume basalt area; IAG—Island arc granites; CAG—Continental arc granites; CCG—Continental collision granitoids; POG—Post orogenic granites; RRG—Rift-related granitoids; CEUG—Granitoids related to the continental uplifting of the continent

变质热液特征(王朝文等, 2011), 而 He-Ar 同位素分析也出现幔源岩浆流体信息(Yu et al., 2020b)。矿

石 S 同位素、稀土元素对比分析提示成矿物质来源于变质岩和岩浆岩(陈柏林等, 2001), 而矿物组成中

大量辉铋矿的出现被认为与岩浆作用有关(丁式江等, 2001), Pb 同位素研究表明成矿物质源自尖峰岩体源区, 并有地幔物质加入(Yu et al., 2020b)。上述研究成果表明, 成矿物质主要源自于花岗岩和地幔源区, 并有围岩(千枚岩)源区成矿物质加入, 成矿热液主要属变质热液, 早期有一定量的岩浆热液参与, 后期混入大气降水。前人提出单一的尖峰花岗岩岩浆热液成矿模式(丁式江等, 2001)、辉绿岩携金成矿模式(周岳强等, 2020)已无法解释成矿热液多源区性质的矿床成因。

在陆-陆碰撞拼合停止后, 海南岛于约 244 Ma 进入了造山后伸展-减薄的构造演化阶段, 软流圈地幔上涌将交代型地幔物质搬运至浅部, 减压熔融导致具 E-MORB 特征的抱伦辉绿岩原生岩浆形成, 岩浆上升侵位过程发生过一定程度的橄榄石、辉石分离结晶作用, 但没有遭受明显的地壳物质混染。基性岩浆底侵于中元古界泥质和杂砂岩下地壳时, 提供了大量的热能, 诱使下地壳岩石在高温、低压环境下发生较大规模的部分熔融而形成花岗质岩浆(图 10)。2 种岩浆同时上侵, 形成辉绿岩和尖峰铝质 A 型花岗岩的组合, 同时产生岩浆热液叠加于早期造山作用形成的变质热液。富集组分与亏损地幔交代(混合)的交代型地幔通常具有富金特征(黎彤,

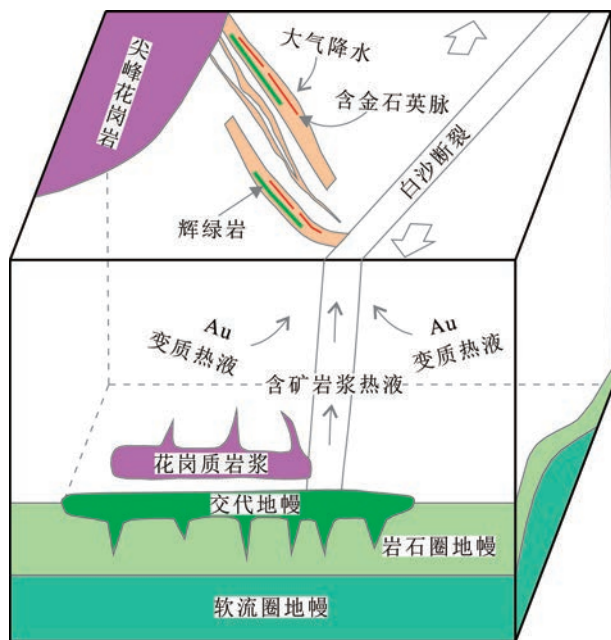


图 10 抱伦金矿双峰式岩浆作用与成矿模式图

Fig. 10 Bimodal magmatism and ore-forming model for the Baolun gold deposit

1976), 而海南岛中元古界基底被认为重要金矿源层(Xu et al., 2016)。Au 等亲铜元素的紧密电子云结构受铜系元素收缩影响, 具有较高的密度和稳定性, 地幔交代(混合)作用和泥质和杂砂岩下地壳熔融可以析出适量的 S、Cl 运移载体(Rock et al., 1988), 表明在成矿过程中辉绿岩和尖峰花岗岩源区均提供了成矿物质与运移载体, 岩浆结晶分异后期, 原生岩浆内水先达到饱和并分离出来; 随着温度的进一步下降, Au 等成矿元素优先进入低密度富水的液相中形成壳-幔源含矿岩浆热液。

从约 224 Ma 开始, 在持续的伸展-减薄构造环境下, 连通的白沙深大断裂和 NNW 向断层破碎带被拉张, 在岩浆活动演化后期, 高温、高盐、富 F、Cl 和  $\text{CO}_2$  的壳-幔源含矿岩浆热液沿白沙断裂上移, 上移过程中岩浆热液的热驱动使变质热液沿断层破碎带发生大规模、长距离运移, 运移过程中不断萃取围岩成矿物质(Au), 使成矿物质演变为由花岗岩和地幔源区主导, 并有围岩(千枚岩)源区成矿物质加入的混合组分, 而成矿流体也由以岩浆热液为主因大量变质热液混入, 变为中温、低盐、富 S、Cl 和  $\text{CO}_2$  含矿热液, 并在演化后期混入了大气降水。在  $\text{CO}_2$  缓冲作用下的弱还原环境, 金-硫络合物较稳定, 金主要以  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  络合物, 其次为  $\text{AuCl}_2^-$  络合物的形式迁移(王朝文等, 2011; Yu et al., 2020a)。当成矿流体进入志留系陀烈组中段时, 其含碳千枚岩形成了地球化学障, 在被拉张的 NNW 向断层破碎带发生成矿物质沉淀。金-中粗粒石英阶段在中高温( $280\sim 340^\circ\text{C}$ )、低盐度( $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$  5%~10%)环境下, 当含矿流体沿深部的韧性剪切带上升至浅部被拉张的断层破碎带, 因压力突降发生沸腾作用, 导致金-氯络合物和金-硫络合物失稳发生沉淀(Cole et al., 1986)。在金-硫化物-细粒石英阶段, 持续的沸腾作用使得含矿流体发生降温( $240\sim 300^\circ\text{C}$ )和降压, 其盐度略升至 5%~11%, 使热液中 Au 达到过饱和而析出沉淀(Mikucki, 1998)。碳酸盐阶段流体温度降至  $180\sim 240^\circ\text{C}$ , 盐度增高至 10%~13%, 成矿流体中有大气降水的加入, 碳酸盐阶段标志成矿作用已基本结束。

综上所述, 抱伦双峰式岩浆作用提供了来自壳源、幔源的成矿物质和 S、Cl 络合物运移载体, 壳-幔源含矿岩浆热液沿白沙断裂上升, 热驱动使变质热液沿断层破碎带作大规模、长距离运移, 并在运移过程中不断萃取围岩成矿物质, 导致成矿流体变为变质热液主导, 最终在被拉张的断层破碎带就位。金

沉淀成矿主要因素是降压作用,归因于造山后伸展-减薄构造环境。因此,连接NNW向断层破碎带(Tr4)与白沙断裂接触处被拉张的牵引构造发育部位,是含矿热液运输通道和重要成矿空间,也是将来深部找矿的主要勘查方向。

## 6 结 论

(1) 抱伦辉绿岩形成于交代型地幔上升降压导致的部分熔融,上升侵位过程发生过早期橄榄石、辉石的分离结晶作用,没有遭受过明显的地壳物质混染。尖峰铝质A型花岗岩岩浆由中元古界泥质和杂砂岩地壳于低压、高温环境下经部分熔融形成。

(2) 抱伦双峰式岩浆作用与金成矿作用发生于造山后伸展-减薄构造环境,连通的白沙深大断裂和NNW向断层破碎带构成的拉张环境为成矿作用提供了场所。

(3) 双峰式岩浆作用为成矿作用提供壳源、幔源成矿物质和运移载体。金沉淀成矿主要因素是热液体系发生的降压作用,归因于造山后伸展-减薄构造环境。被拉张的牵引构造发育部位是含矿热液运输通道,也是将来深部找矿主要的勘查方向。

**致 谢** 野外地质调查中,海南山金矿业有限公司刘永堂副总经理、刘章存工程师,海南省资源环境调查院张小文院长等提供了较大的帮助和支持。论文编写过程中,东华理工大学地球科学学院许德如教授提供了宝贵的意见。审稿专家对本文进行了认真的审阅并给予宝贵的修改意见,在此一并表示衷心感谢!

## References

- Altherr R, Holl A, Hegner E, Langer C and Kreuzer H. 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany)[J]. *Lithos*, 50(1-3): 51-73.
- Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report  $^{204}\text{Pb}$ [J]. *Chemical Geology*, 192(1-2): 59-79.
- Berge J. 2011. Paleoproterozoic, turbidite-hosted, gold deposits of the Ashanti gold belt (Ghana, West Africa): Comparative analysis of turbidite-hosted gold deposits and an updated genetic model[J]. *Ore Geology Reviews*, 39(1-2): 91-100.
- Bonin B. 2007. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects[J]. *Lithos*, 97(1-2): 1-29.
- Cabanis B and Lecolle M. 1989. The La/10-Y/15-Nb/8 diagram-A tool for discriminating volcanic series and evidencing continental-crust magmatic mixtures and/or contamination[J]. *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences Ser.*, 309(20): 2023-2029.
- Cai J X, Wu C J, Xu D, Hou M Z, Shan Q, Zhu Y H and Lin D. 2017. Structural analysis of the Baolun gold deposit, Hainan Island, South China: Implications for metallogeny[J]. *Ore Geology Reviews*, 89: 253-269.
- Chen B L, Ding S J, Li Z J, Dong F X, Liao X G, Shu B, Fu F, Fu Y R and Dong C. 2001. Metallogenic age of Baolun gold deposit, Hainan Province[J]. *Geochimica*, 30(6): 525-532(in Chinese with English abstract).
- Chen Y J, Xiao W J and Zhang J J. 2008. Ore-system as a geodynamic probe[J]. *Chinese Geology*, 35 (6): 1059-1073(in Chinese with English abstract).
- Cole D R and Drummond S E. 1986. The effect of transport and boiling on Ag/Au ratios in hydrothermal solutions: a preliminary assessment and possible implications for the formation of epithermal precious-metal ore deposits[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 25(1-2): 45-79.
- Deng J, Wang Q F, Li G G and Santosh M. 2014. Cenozoic tectono-magmatic and metallogenic processes in the Sanjiang region, southwestern China[J]. *Earth-Science Reviews*, 138: 268-299.
- Di P F, Chen W F, Zhang Q, Wang J R, Tang Q Y and Jiao S T. 2018. Comparison of global N-MORB and E-MORB classification schemes[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 34 (2): 264-274(in Chinese with English abstract).
- Ding S J, Huang X D, Li Z J, Fu Y G, Dong F X, Shu B and Zhang X W. 2001. Geological characteristics and mineralization of Baolun gold deposit in Hainan[J]. *Chinese Geology*, 28(5): 28-34(in Chinese).
- Douce A. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids[J]. *Geology*, 25(8): 743-746.
- Evans K, Phillips G and Powell R. 2006. Rock-buffering of auriferous fluids in altered rocks associated with the golden mile-style mineralization, Kalgoorlie gold field, Western Australia[J]. *Econ. Geol.*, 101(4): 805-817.
- He H Y, Wang Y J, Qian X and Zhang Y Z. 2018. The Bangxi-Chenxing tectonic zone in Hainan Island (South China) as the eastern extension of the Song Ma-Ailaoshan zone: Evidence of late Paleozoic and Triassic igneous rocks[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 164: 274-291.
- Hu G C, Wu C J, Xu D R, Cai J X, Wang Z L, Shan Q, Zhang X W, Hou M Z and Yu L L. 2016. Structural deformation, age of ore-formation and origin of Baolun gold deposit in Hainan Island, South China[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 40 (2): 367-376(in Chinese with English abstract).
- Jochum K P, McDonough W F, Palme H and Spettel B. 1989. Compositional constraints on the continental lithospheric mantle from trace elements in spinel peridotite xenoliths[J]. *Nature*, 340(6234): 548-550.
- Kitney K E, Olivo G R, Davis D W, Desrochers J P and Tessier A. 2011. The Barry gold deposit, Abitibi Subprovince, Canada: A

- greenstone belt-hosted gold deposit coeval with Late Archean deformation and magmatism[J]. *Econ. Geol.*, 106(7): 1129-1154.
- Li S X, Yun P, Fan Y and Zhou J B. 2005. Zircon U-Pb age and geological significance of Qiongzong pluton in Qiongzong area, Hainan Island[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 29(2): 227-233(in Chinese with English abstract).
- Li T. 1976. Earth abundance of chemical elements[J]. *Geochimica*, (3): 167-174(in Chinese).
- Li X H, Zhou H W, Ding S J, Li J Y, Zhang R J, Zhang Y M and Ge W C. 2000. Sm-Nd isotopic constraints on the age of the Bangxi-Chenxing ophiolite in Hainan Island implications for the tectonic evolution of eastern Paleo-Tethys[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 16(3): 425-432(in Chinese with English abstract).
- Li X H, Li Z G, Li W X and Wang Y J. 2006. Initiation of the Indosinian Orogeny in South China: Evidence for a Permian magmatic arc on Hainan Island[J]. *The Journal of Geology*, 114(3): 341-353.
- Li Y J, Wei J H, Yao C L, Yan Y F, Tan J, Peng L, Xiao G G and Ye Z F. 2010. Genetic relationship of the Huaixi copper-gold deposit and the Caomen alkaline granite, southeastern Zhejiang Province, China: Constraint from geochronologies[J]. *Earth Science (Journal of China University of Geosciences)*, 35(4): 585-596(in Chinese with English abstract).
- Liang G Z, Yang K F, Wei Z H, Fan H G, Li X G, Zeng Q D and Wu J J. 2023. Reactivation of metal-fertilized lower continental crust: Origin of intrusion-related Asihua gold deposit in eastern Kunlun Orogenic Belt, China[J]. *Ore Geology Reviews*, 156: 105372.
- Liégeois J P. 1998. Preface-Some words on the post-collisional magmatism[J]. *Lithos*, 45(1-4): 15-17.
- Liu C S, Chen X M, Chen P R, Wang R C and Hu H. 2003. Subdivision, discrimination criteria and genesis for a type rock suites[J]. *Geological Journal of China Universities*, 9(4): 573-591(in Chinese with English abstract).
- Liu X C, Hu J, Chen L Y, Chen Y, Wang W, Xia M G, Han J N and Hu D G. 2021. Oceanic-type high-temperature eclogites from Hainan Island, South China: General characteristics and unsolved problems[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 37(1): 143-161(in Chinese with English abstract).
- Liu X M, Gao S, Diwu C R, Yuan H L and Hu Z C. 2007. Simultaneous in-situ determination of U-Pb age and trace elements in zircon by LA-ICP-MS in 20  $\mu\text{m}$  spot size[J]. *Chinese Science Bulletin*, 52(9): 1257-1264.
- Liu Y, Liu H C and Li X H. 1996. Simultaneous and precise determination of 40 trace elements in rock samples using ICP-MS[J]. *Geochimica*, 25(6): 552-558(in Chinese with English abstract).
- Loiselle M. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites[J]. *Geological Society of America Abstract Progressing*, 11: 468.
- Ludwig K R. 2003. User's manual for isoplot / Ex, Version 3.00[J]. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 4: 1-70.
- Lü F, Xin Y J, Li J H and Wang J M. 2023. Permian-Triassic tectonic evolution of Hainan Island: Constraints from geochronology and geochemistry of magmatic and metamorphic rocks[J]. *Acta Geologica Sinica*, 97(1): 30-51(in Chinese with English abstract).
- Ma C, Li Z C, Ehlers C, Yang K G and Wang R J. 1998. A post-collisional magmatic plumbing system: Mesozoic granitoid plutons from the Dabieshan high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic zone, East-Central China[J]. *Lithos*, 45(1): 431-456.
- Maniar P D and Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635-643.
- Mao J W, Li X F, Zhang Z H, Wang Y T, Li H M and Hu H B. 2003. Geology, distribution, types and tectonic settings of mesozoic epithermal gold deposits in East China[J]. *Geological Journal of China Universities*, 9(4): 620-637(in Chinese with English abstract).
- Maurice A E, Basta F F and Khiamy A A. 2012. Neoproterozoic nascent island arc volcanism from the Nubian Shield of Egypt: Magma genesis and generation of continental crust in intra-oceanic arcs[J]. *Lithos*, 132: 1-20.
- Mikucki E J. 1998. Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: A review[J]. *Ore Geology Reviews*, 13(1-5): 307-321.
- Miller C F, McDowell S M and Mapes R W. 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance[J]. *Geology*, 31(6): 529-532.
- Niu Y L, Regelous M, Wendt I J, Batiza R and O'hara Mike J. 2002. Geochemistry of near-EPR seamounts: Importance of source vs. process and the origin of enriched mantle component[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 199(3-4): 327-345.
- Olsen K H. 1995. Continental rifts: Evolution, structure, tectonics[M]. Elsevier. 1-511.
- Patiño Douce A E and Beard J S. 1995. Dehydration-melting of Biotite Gneiss and Quartz Amphibolite from 3 to 15 kbar[J]. *Journal of Petrology*, 36(3): 707-738.
- Peccerillo A and Taylor S R. 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey[J]. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 58(1): 63-81.
- Plank T. 1992. Geochemistry of sediments in the Argo Abyssal Plain at Site 765: A continental margin reference section for sediment recycling in subduction zones[J]. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 123: 167-189.
- Qian Q and Wang Y. 1999. Geochemical characteristics of bimodalvolcanic suites from different tectonic settings[J]. *Geology-Geochemistry*, 27(4): 29-32(in Chinese with English abstract).
- Rock N M and Groves D I. 1988. Do lamprophyres carry gold as well as diamonds[J]? *Nature*, 332(6161): 253-255.
- Santacruz R L, Redwood S D, Cecchi A, Matteini M, Botelho N F, Ceballos J, Starling T and Molano J C. 2021. The age and petrogenesis of reduced to weakly oxidized porphyry intrusions at the Marmato gold deposit, Colombia[J]. *Ore Geology Reviews*, 131: 103953.
- Stolz A J and Jochum K P. 1996. Fluid- and melt-related enrichment in the subarc mantle: Evidence from Nb/Ta variations in fluid- and melt-related enrichment in the subarc mantle: Evidence from Nb/Ta variations in island-arc basalts[J]. *Geology*, 24(7): 587-587.
- Sun McDonough. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic

- basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. Geological Society London Special Publications, 42(1): 313-345.
- Sun S Q, Wang Y L and Zhang C J. 2003. Discrimination of the tectonic settings of basalts by Th, Nb and Zr[J]. Geological Review, 49 (1): 40-47(in Chinese with English abstract).
- Tan Y, Yang Y C, Wang J, Huang Y G and Quan C S. 2016. Zircon U-Pb chronology and geochemical characteristics of intrusive rocks in No. 258 Hill gold deposit, Heilongjiang Province[J]. Mineral Deposits, 35(4): 737-757(in Chinese with English abstract).
- Tang L M, Chen H L, Dong C W, Yang S F, Shen Z Y, Cheng X G and Fu L L. 2013. Middle Triassic post-orogenic extension on Hainan Island: Chronology and geochemistry constraints of bimodal intrusive rocks[J]. Science China: Earth Sciences, 43(3): 433-445(in Chinese with English abstract).
- Turner S, Sandiford M and Foden J. 1992. Some geodynamic and compositional constraints on "postorogenic" magmatism[J]. Geology, 20(10): 931-934.
- Wang C W, Hong H L, Zhong Z Q, Zhang X W, Wang J, Li F L and Xu Y J. 2011. The characteristics of fluid inclusions in gold-bearing quartz and their source indicator of Baolun gold deposit, Hainan[J]. Earth Science (Journal of China University of Geosciences), 36 (6): 1009-1020(in Chinese with English abstract).
- Wang Q F, Deng J, Zhao H S, Yang L and Li H J. 2019. Review on orogenic gold deposits[J]. Earth Science, 44 (6): 2155-2186(in Chinese with English abstract).
- Wang Y J, Qian X, Cawood Peter A, Liu H C, Feng Q L, Zhao G C, Zhang Y H, He H Y and Zhang P Z. 2018. Closure of the East Paleotethyan ocean and amalgamation of the eastern Cimmerian and Southeast Asia continental fragments[J]. Earth-Science Reviews, 186: 195-230.
- Wang Z L, Xu D R, Wu C J, Fu W W, Wang L and Wu J. 2013. Discovery of the Late Paleozoic ocean island basalts (OIB) in Hainan island and their geodynamic implications[J]. Acta Petrologica Sinica, 29 (3): 875-886(in Chinese with English abstract).
- Whalen J, Currie K and Chappell B. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 95: 407-419.
- Wilson M. 1989. Igneous petrogenesis[M]. Springer. 1-466.
- Winchester J A and Floyd P A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. Chemical Geology, 20(1): 325-343.
- Wood D A. 1980. The application of a Th Hf Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province-Science Direct[J]. Earth & Planetary Science Letters, 50(1): 11-30.
- Wu F Y, Li X H, Yang J H and Zheng Y F. 2007. Discussions on the petrogenesis of granites[J]. Acta Petrologica Sinica, 23(6): 1217-1238(in Chinese with English abstract).
- Wu F Y, Liu X C, Ji W Q, Wang J M and Yang L. 2017. Highly fractionated granites: Recognition and research[J]. Chinese Science: Earth Science, 47 (7): 745-765(in Chinese with English abstract).
- Wu Y B and Zheng Y F. 2004. Zircon genetic mineralogy and its constraints on U-Pb age interpretation[J]. Scientific Bulletin, 49(16): 1589-1604(in Chinese).
- Xie C F, Zhu J C, Ding S J, Zhang Y M, Chen M L, Fu Y R, Fu T A and Li Z H. 2006. Age and petrogenesis of the Jianfengling granite and its relationship to metallogenesis of the Baotun gold deposit, Hainan Island[J]. Acta Petrologica Sinica 22(10): 2493-2508(in Chinese with English abstract).
- Xu D R, Wang Z L, Wu C J, Zhou Y Q, Shan Q, Hou M Z, Fu Y R and Zhang X W. 2016. Mesozoic gold mineralization in Hainan Province of South China: Genetic types, geological characteristics and geodynamic settings[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 137 (15): 80-108.
- Xu X S and He Z Y. 2012. Progress in Granite Studies[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 31(3): 205-209(in Chinese with English abstract).
- Yu H D, Pi Q H, Yang X, Wu J B and Lu D. 2020. Zircon U-Pb dating and gold mineralization of the basic rocks of Zhenfeng Shuiyindong in Southwest Guizhou[J]. Science Technology and Engineering, 20 (11): 4216-4223(in Chinese with English abstract).
- Yu L L, Xu D R, Chen W X, Zhang B, Tian L H and Shan Q. 2020a. Geology and inclusion studies on the genesis of the Baolun gold deposit in Hainan Province, South China[J]. Resource Geology, 70 (4): 336-347.
- Yu L L, Tian L H, Xu D R, Shan Q and Hou M Z. 2020b. H-O, S, He-Ar isotopes constrain on the genesis of the Baolun gold deposit in Hainan Island, South China[J]. Geochemical Journal, 54(1): 13-27.
- Zhang L, Li B L, Liu L, Wang P X and Li L. 2021. Geochronology, geochemistry and geological significance of the Early Devonian bimodal intrusive rocks in Wulonggou area, East Kunlun Orogen[J]. Acta Petrologica Sinica, 37(7): 2007-2028(in Chinese with English abstract).
- Zhang Q, Wang Y L, Jin W J, Jia X Q and Li C D. 2008. Criteria for the recognition of pre-, syn- and post- orogenic granitic rocks[J]. Geological Bulletin of China, 27 (1): 1-18(in Chinese with English abstract).
- Zhang Q, Ran H and Li C D. 2012. A-type granite: What is the essence[J]? Acta Petrologica et Mineralogica, 31 (4): 621-626(in Chinese with English abstract).
- Zhang X W, Xiang H, Zhong Z Q, Zhou H W, Zhang L, Yang N and Wang J. 2009. U-Pb dating and trace elements composition of hydrothermal zircons from Jianfengling granite, Hainan: Restriction on the age of hydrothermal event and mineralization of Baolun gold deposit[J]. Earth Science(Journal of China University of Geosciences), 34 (6): 921-930(in Chinese with English abstract).
- Zhang Z C, Hou T and Cheng Z G. 2022. Mineralization related to large igneous provinces[J]. Acta Geologica Sinica, 96 (1): 131-154 (in Chinese with English abstract).
- Zhou C F, Wang X Z, Li X W, Yang H B, Song G B, Duan M X and Guo H Y. 2018. Mesozoic intrusive rocks and their constraints on mineralization in Baoxinggou gold deposit in Tahe County, Heilongjiang Province[J]. Mineral Deposits, 37(1): 137-150(in Chinese with English abstract).

nese with English abstract).

Zhou X M, Sun T, Shen W Z, Shu L S and Niu Y L. 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution[J]. *Episodes Journal of International Geoscience*, 29(1): 26-33.

Zhou Y Q, Xu D R, Zhao C X, Shan Q, Dong G J, Ning J T and Zhu Y H. 2020. Origin of the diabase dykes from the Baolun gold deposit in Hainan Province and their implications on gold mineralization[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 36 (2): 541-559(in Chinese with English abstract).

## 附中文参考文献

陈柏林, 丁式江, 李中坚, 董法先, 廖香俊, 舒斌, 符峰, 傅杨荣, 董诚. 2001. 海南抱伦金矿床成矿时代研究[J]. *地球化学*, 30(6): 525-532.

陈衍景, 肖文交, 张进江. 2008. 成矿系统: 地球动力学的有效探针[J]. *中国地质*, 35(6): 1059-1073.

第鹏飞, 陈万峰, 张旗, 王金荣, 汤庆艳, 焦守涛. 2018. 全球 N-MORB 和 E-MORB 分类方案对比[J]. *岩石学报*, 34(2): 264-274.

丁式江, 黄香定, 李中坚, 傅杨荣, 董法先, 舒斌, 张小文. 2001. 海南抱伦金矿地质特征及其成矿作用[J]. *中国地质*, 28(5): 28-34.

胡国成, 吴传军, 许德如, 蔡建新, 王智琳, 单强, 张小文, 侯茂洲, 于亮亮. 2016. 海南抱伦矿区构造变形、成矿时代与金矿化关系研究[J]. *大地构造与成矿学*, 40(2): 367-376.

黎彤. 1976. 化学元素的地球丰度[J]. *地球化学*, (3): 167-174.

李孙雄, 云平, 范渊, 周进波. 2005. 海南岛琼中地区琼中岩体锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. *大地构造与成矿学*, 29(2): 227-233.

李献华, 周汉文, 丁式江, 李奇崛, 张仁杰, 张业明, 葛文春. 2000. 海南岛“邦溪-晨星蛇绿岩片”的时代及其构造意义——Sm-Nd 同位素制约[J]. *岩石学报*, 16(3): 425-432.

李艳军, 魏俊浩, 姚春亮, 鄢云飞, 谭俊, 彭丽娜, 肖广玲, 叶泽富. 2010. 浙东南怀溪铜金矿床与曹门碱性花岗岩体成因关系的年代学制约[J]. *地球科学(中国地质大学学报)*, 35(4): 585-596.

刘昌实, 陈小明, 陈培荣, 王汝成, 胡欢. 2003. A 型岩套的分类、判别标志和成因[J]. *高校地质学报*, 9(4): 573-591.

刘晓春, 胡娟, 陈龙耀, 陈意, 王伟, 夏蒙蒙, 韩建恩, 胡道功. 2021. 海南洋壳型高温榴辉岩: 基本特征及待解问题[J]. *岩石学报*, 37(1): 143-161.

刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素[J]. *地球化学*, 25(6): 552-558.

吕方, 辛宇佳, 李建华, 王金铭. 2023. 海南岛二叠纪—三叠纪构造演化: 源自岩浆岩和变质岩同位素年代学和地球化学的约束[J]. *地质学报*, 97(1): 30-51.

毛景文, 李晓峰, 张作衡, 王义天, 李厚民, 胡华斌. 2003. 中国东部中生代成热液金矿的类型、特征及其地球动力学背景[J]. *高校地质学报*, 9(4): 620-637.

钱青, 王焰. 1999. 不同构造环境中双峰式火山岩的地球化学特征[J]. *地质地球化学*, 27(4): 29-32.

孙书勤, 汪云亮, 张成江. 2003. 玄武岩类岩石大地构造环境的 Th, Nb, Zr 判别[J]. *地质论评*, 49(1): 40-47.

谈艳, 杨言辰, 王建, 黄永卫, 全传顺. 2016. 黑龙江 258 高地金矿区侵入岩锆石 U-Pb 年代学及地球化学特征[J]. *矿床地质*, 35(4): 737-757.

唐立梅, 陈汉林, 董传万, 杨树锋, 沈忠悦, 程晓敢, 付璐露. 2013. 海南岛中三叠世造山后伸展作用: 双峰式侵入岩的年代学及地球化学制约[J]. *中国科学: 地球科学*, 43(3): 433-445.

王朝文, 洪烈烈, 钟增球, 张小文, 王婧, 李方林, 徐亚军. 2011. 海南抱伦金矿含金石英脉流体包裹体特征及其意义[J]. *地球科学(中国地质大学学报)*, 36(6): 1009-1020.

王庆飞, 邓军, 赵鹤森, 杨林, 李华健. 2019. 造山型金矿研究进展: 兼论中国造山型金成矿作用[J]. *地球科学*, 44(6): 2155-2186.

王智琳, 许德如, 吴传军, 付王伟, 王力, 吴俊. 2013. 海南岛晚古生代洋岛玄武岩(OIB 型)的发现及地球动力学暗示[J]. *岩石学报*, 29(3): 875-886.

吴福元, 李献华, 杨进辉, 郑永飞. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题[J]. *岩石学报*, 23(6): 1217-1238.

吴福元, 刘小驰, 纪伟强, 王佳敏, 杨雷. 2017. 高分异花岗岩的识别与研究[J]. *中国科学: 地球科学*, 47(7): 745-765.

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[J]. *科学通报*, 49(16): 1589-1604.

谢才富, 朱金初, 丁式江, 张业明, 陈沐龙, 付杨荣, 付太安, 李志宏. 2006. 海南尖峰岭花岗岩体的形成时代、成因及其与抱伦金矿的关系[J]. *岩石学报*, 22(10): 2493-2508.

徐夕生, 贺振宇. 2012. 花岗岩研究进展[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 31(3): 205-209.

于会冬, 皮桥辉, 杨雄, 吴建标, 鲁迪. 2020. 黔西南贞丰水银洞基性岩锆石 U-Pb 测年及金矿成矿[J]. *科学技术与工程*, 20(11): 4216-4223.

张亮, 李碧乐, 刘磊, 王盘喜, 李良. 2021. 东昆仑五龙沟地区早泥盆世双峰式侵入岩年代学、地球化学及其地质意义[J]. *岩石学报*, 37(7): 2007-2028.

张旗, 冉皞, 李承东. 2012. A 型花岗岩的实质是什么[J]? *岩石矿物学杂志*, 31(4): 621-626.

张旗, 王元龙, 金惟俊, 贾秀勤, 李承东. 2008. 造山前, 造山和造山后花岗岩的识别[J]. *地质通报*, 27(1): 1-18.

张小文, 向华, 钟增球, 周汉文, 张利, 杨念, 王婧. 2009. 海南尖峰岭岩体热液锆石 U-Pb 定年及微量元素研究: 对热液作用及抱伦金矿成矿时代的限定[J]. *地球科学(中国地质大学学报)*, 34(6): 921-930.

张招崇, 侯通, 程志国. 2022. 大火成岩省的成矿效应[J]. *地质学报*, 96(1): 131-154.

周传芳, 王献忠, 李向文, 杨华本, 宋贵斌, 段明新, 郭宏宇. 2018. 黑龙江省塔河县宝兴沟金矿床中生代侵入岩及其对成矿作用的制约[J]. *矿床地质*, 37(1): 137-150.

周岳强, 许德如, 赵朝霞, 单强, 董国军, 宁钧陶, 朱昱桦. 2020. 海南抱伦金矿区辉绿岩脉的成因及其对金成矿的启示[J]. *岩石学报*, 36(2): 541-5.