

DOI: 10.16108/j.issn1006-7493.2015025

桂北平英花岗岩锆石 U-Pb 年代学、Hf 同位素、 地球化学特征及其地质意义

张世涛¹, 马东升^{1*}, 陆建军¹, 章荣清², 蔡杨³, 丁超超⁴

1. 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学地球科学与工程学院, 南京 210023;
2. 中国科学院广州地球化学研究所 矿物学与成矿学重点实验室, 广州 510640;
3. 安徽省地质调查院, 合肥 230001; 4. 广西壮族自治区三一〇核地质大队, 桂林 541213

摘要: 通过对桂北平英花岗岩体详细的锆石 U-Pb 年代学、Hf 同位素组成及岩石地球化学特征的研究, 论证了岩体的形成时代、成因类型、源区性质及其与宝坛锡矿的成矿关系。该岩体中心相-粗粒黑云母花岗岩的锆石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 定年表明, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 834.2 ± 5.1 Ma, 属新元古代构造岩浆活动的产物。平英花岗岩具有高硅、富碱、强过铝质的特征, 岩石富集 Cs、Rb、U、Ta 而亏损 Ba、Sr、Ti 等元素。球粒陨石标准化稀土配分曲线呈右倾形和强烈的 Eu 负异常 ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.05 \sim 0.31$)。花岗岩中锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于 $-12.6 \sim -1.6$ 之间, 峰值在 $-4.8 \sim -3.0$ 之间; 二阶段模式年龄 $T_{\text{DM}}^{\text{Hf}}$ 在 $1.83 \sim 2.51$ Ga 之间, 峰值在 $1.9 \sim 2.0$ Ga 之间。这些特征表明平英岩体形成于该区古元古代富硼基底的部分熔融作用, 并经历了高度的分异演化过程。桂北九万大山—元宝山地区的新元古代黑云母花岗岩具有良好的锡成矿潜力, 是华南多时代花岗岩演化及锡多金属成矿系列的重要组成部分。

关键词: 平英岩体; 宝坛锡矿; 锆石 U-Pb 定年; Hf 同位素; 新元古代; 桂北

中图分类号: P588.12

文献标识码: A

文章编号: 1006-7493 (2016) 01-0092-13

Geochronology, Hf Isotopic Compositions and Geochemical Characteristics of the Pingying Granite Pluton in Northern Guangxi, South China, and Its Geological Significance

ZHANG Shitao¹, MA Dongsheng^{1*}, LU Jianjun¹, ZHANG Rongqing², CAI Yang³, DING Chaochao⁴

1. State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210023, China;
2. Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China;
3. Geological Survey of Anhui Province, Hefei 230001, China;
4. Nuclear Geological Brigade of Guangxi Zhuang Autonomous Region, 310, Guilin 541213, China

Abstract: Granite samples from the Pingying plutons have been analyzed for zircon U-Pb ages, Hf isotope and whole-rock geochemical compositions to discuss the emplacement age, genetic type, source and relationship with the Baotan tin deposit. Zircon LA-MC-ICP-MS U-Pb dating gives a weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 834.2 ± 5.1 Ma for the coarse-grained biotite granite in the central phase, indicating that it was formed in the Neoproterozoic. The granite samples are strongly peraluminous with high silica and alkali contents and enriched in Cs, Rb, U and Ta, but relatively low in Ba, Sr and Ti. Chondrite-normalized REE diagrams of the granite are

收稿日期: 2015-02-06; 修回日期: 2015-06-16

基金项目: 国家重点基础研究发展计划项目 (2012CB416702); 中国地质调查局项目 (12120113067300)

作者简介: 张世涛, 男, 1989年生, 硕士生, 地球化学专业; E-mail: 2224055145@qq.com

*通讯作者: 马东升, 男, 1952年生, 博士, 教授, 从事矿床地球化学研究; E-mail: dongma@qq.com

right inclined and show strongly negative Eu anomalies with Eu/Eu^* values ranging from 0.05 to 0.31. The $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values of zircon grains vary from -12.6 to -1.6 with a peak of -4.8~-3.0, and the two-stage Hf model ages range from 1.83 to 2.51 Ga with a peak of 1.9~2.0 Ga. These characteristics indicate that the Pingying granite was formed by partial melting of the Paleoproterozoic basement rich in boron, and experienced strong differentiation. This study shows that the Neoproterozoic biotite granite in the Jiuwandashan-Yuanbaoshan area has the potential for tin mineralization and it is an important part of the evolution of multi-period granite and tin polymetallic metallogenic series in South China as well.

Key words: pingying granite; baotan tin deposit; zircon U-Pb dating; Hf isotopic composition; Neoproterozoic; Northern Guangxi

Corresponding author: MA Dongsheng, Professor; E-mail: dongmsa@qq.com

位于扬子板块东南缘—江南造山带西段的桂北九万大山—元宝山地区是目前已知华南锡成矿时代最早的地区之一(毛景文等, 1988)。区内的锡多金属矿床大多沿平英、田蓬、元宝山、三防等过铝质黑云母花岗岩体周围分布, 并以电英岩广泛发育、围岩多为镁铁质—超镁铁质岩和成矿时代古老为特色(毛景文等, 1990; 朱立军, 1991; 陈毓川和毛景文等, 1995)。宝坛锡矿是区内最大的锡多金属矿床, 位于成矿区南部的宝坛乡境内(图 1b), 与平英岩体相邻, 由一洞、五地、沙坪、红岗山、孟公山五个矿段组成(图

2)。宝坛锡矿的锡金属储量共计约有 $1 \times 10^5 \text{ t}$, 平均品位 0.43% (林进姜等, 1986a; Mao et al., 1995)。

前人曾对平英岩体进行了年代学和岩石地球化学研究, 初步确定该岩体为分异程度较高的含锡花岗岩, 并讨论了其与宝坛锡矿的成因关系(彭大良等, 1985; 林进姜等, 1986a; 毛景文等, 1988)。但对于平英岩体的成岩时代, 前人多用全岩 Rb-Sr 等时线法或锆石 U-Pb 同位素稀释法进行测试, 获得的年龄变化范围高达 400 多百万年 (717~1130 Ma), 难以精确地限定岩体的

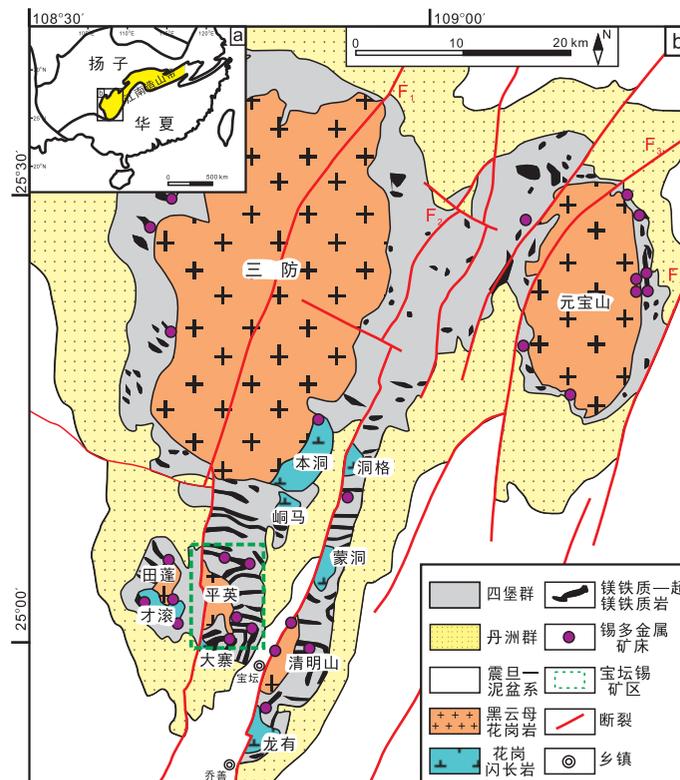


图 1 桂北九万大山—元宝山地区地质及锡多金属矿床分布简图(据毛景文等, 1988 修改)

Fig. 1 Simplified geological map of the Jiuwandashan-Yuanbaoshan region, Northern Guangxi, South China and the distribution of tin deposits in this region

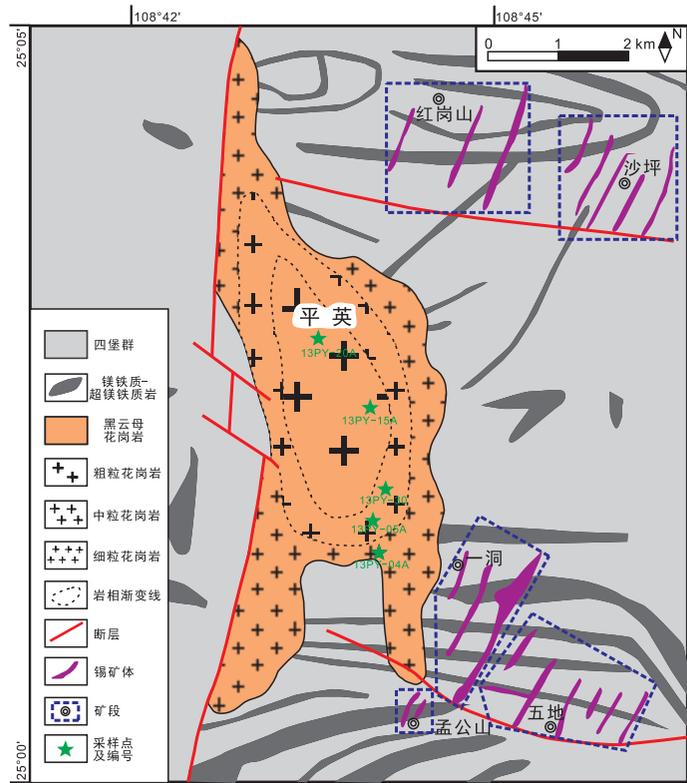


图2 平英岩体及宝坛锡矿床地质图 (据毛景文等, 1988 修改)

Fig. 2 Geological map of the Pingying pluton and the Baotan tin deposit

成岩时代。关于平英岩体与宝坛锡矿之间的成因联系，一些学者从平英花岗岩的岩石地球化学特征及宝坛锡矿 C-O-S-Pb 同位素等方面进行研究，发现二者之间存在密切的成因关系 (林进姜等, 1986b; 毛景文等, 1988)。然而，另一些学者根据矿石产出层位和赋矿围岩特征，认为宝坛锡矿可能与基性岩有成因关系 (程先耀等, 1984) 或属层控型锡矿床 (冯群耀等, 1989)。

通过对平英花岗岩锆石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 定年和原位 Hf 同位素组成的测定，紧密结合岩体野外地质及岩石地球化学特征，研究了该岩体的成岩时代、岩石成因类型、源区性质及其与宝坛锡矿的成因联系，旨在为探讨桂北前寒武纪花岗岩成因及其与华南最早锡矿成矿事件的关系，为深入认识华南多时代花岗岩演化与锡成矿的继承性关系提供地球化学证据。

1 地质背景

桂北九万大山—元宝山锡多金属成矿区位于扬子板块东南缘—江南造山带西段，广西壮族自

治区北部的罗城县—融水县—环江县境内，面积约 7900 km² (图 1a, b; 毛景文等, 1988)。

区域内出露的地层从老到新依次是：四堡群、丹洲群、震旦系和泥盆系。四堡群和丹洲群曾经历了低级绿片岩相变质，且二者呈角度不整合接触。四堡群为一套巨厚的具复理石建造的半深海—深海相砂质—粘土质陆源碎屑沉积岩，并含镁铁质—超铁镁质火山岩夹层，如拉斑玄武岩、细碧岩和火山碎屑岩等 (广西地矿局, 1985)。四堡群长期以来被认为是中元古界 (广西地矿局, 1985; 毛景文等, 1988; 陈毓川和毛景文, 1995)，但近年来的研究发现，四堡群形成于 871~835 Ma，应属上元古界 (Wang et al., 2007; 周金城等, 2014)。丹洲群在空间上分布于四堡群的外围，不整合覆盖于四堡群之上，为一套比较稳定的浅海—半深海相沉积岩，由变质粉砂岩、千枚岩及少量碳酸盐岩、细碧岩和火山碎屑岩组成 (广西地矿局, 1985)。在区域的边部出露少量震旦系和泥盆系的沉积岩，前者以砂岩、粉砂岩及砂质板岩为主，后者主要是碳酸盐岩 (广西地

矿局, 1985; 毛景文等, 1988)。

本区大面积出露的花岗岩类岩石侵入四堡群, 并被上覆的丹洲群不整合覆盖(广西地矿局, 1985)。花岗岩类岩石可分为两类: 一类是花岗闪长岩, 包括本洞、峒马、洞格、蒙洞、大寨、才滚、龙有等岩体, 总体出露面积较小; 另一类是黑云母花岗岩, 包括三防、元宝山、平英、田蓬、清明山等岩体, 出露面积约占全部花岗岩类的 90% 以上(图 1b)。两类花岗岩相伴而生, 均受到 NNE-NS 向构造控制, 沿池洞 (F_1)、四堡 (F_2) 和平洞岭 (F_3) 等大断裂侵位(陈毓川和毛景文, 1995)。花岗闪长岩较黑云母花岗岩的形成稍早, 如三防岩体侵入本洞岩体、田蓬岩体侵入才滚岩体等(图 1b; 广西地矿局, 1985), 但两类花岗岩的同位素年龄都在 800~835 Ma 之间(王孝磊等, 2006; Li et al., 1999; Wang et al., 2014; Yao et al., 2014), 难以按照年龄分出早晚。花岗闪长岩出主要由石英 (25%~35%)、斜长石 ($An=10\sim40$) (30%~40%)、黑云母 (10%~25%) 和钾长石 (5%~10%) 组成, 副矿物有钛铁矿、锆石、磷灰石、磁铁矿、独居石、磷钇矿、金红石等; 黑云母花岗岩主要由石英 (35%~42%)、钾长石 (25%~32%)、斜长石 ($An=5\sim10$) (18%~25%)、黑云母 (3%~5%) 组成, 副矿物有钛铁矿、磁铁矿、电气石、锆石、磷灰石、独居石、磷钇矿、金红石、萤石、黄玉等(毛景文等, 1988; 邱检生等, 2002)。

平英岩体位于广西壮族自治区罗城县宝坛乡境内, 与三防岩体沿同一断裂 (F_1) 侵位(图 1b)。岩体的形状不甚规则, 呈两头窄而中间宽, 出露面积约 18 km² (图 2)。岩体自中心到边缘可以分为三个相带, 分别为中心相(粗粒黑云母花岗岩)、过渡相(中粒黑云母花岗岩)和边缘相(细粒黑云母花岗岩)。黑云母花岗岩发生不同程度的钾长石化和电气石化, 在岩体的边部和顶部云英岩化蚀变强烈。此外, 在平英花岗岩中普遍发现有分布不均匀的石英-电气石球粒体(图 3e), 其直径在 2~15 cm 之间, 主要由石英和电气石组成, 且随着岩体的演化, 石英-电气石球粒体的含量逐渐增加。

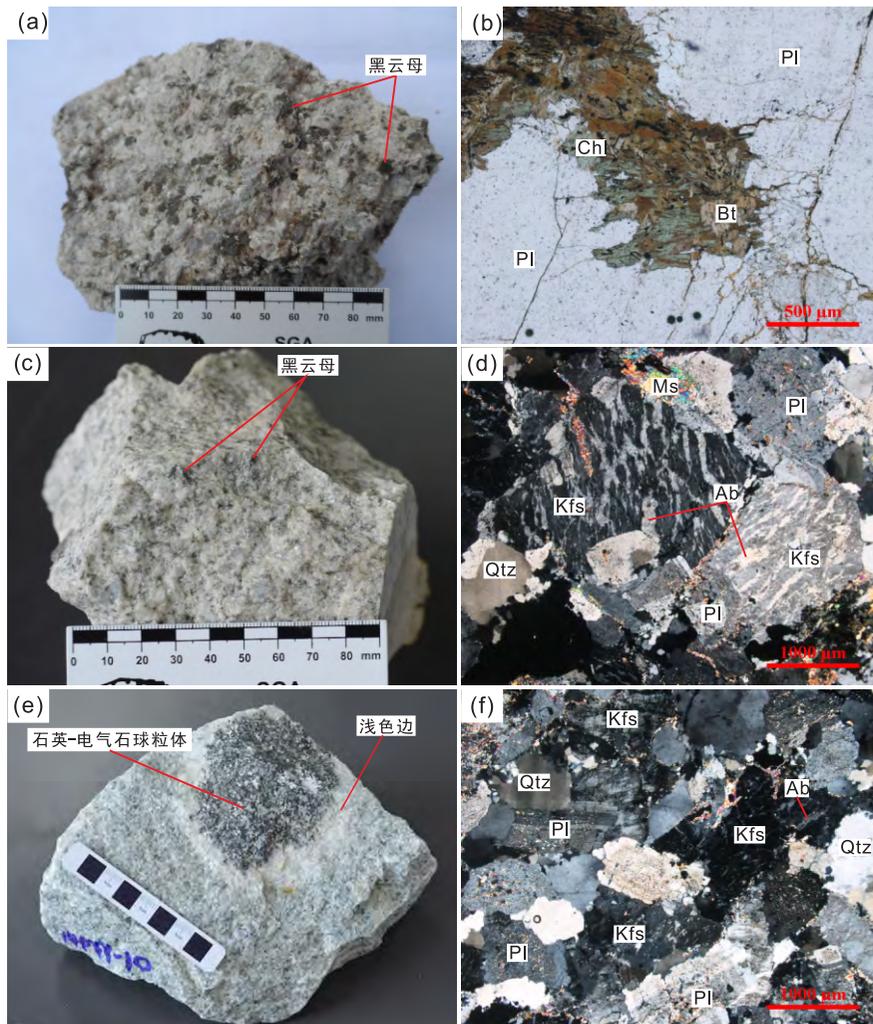
黑云母花岗岩主要呈灰色至浅灰色, 粗粒、中粒和细粒花岗结构, 块状构造(图 3a, c, e), 主

要由石英 (35%~42%)、钾长石 (28%~35%)、斜长石 ($An=5\sim10$) (20%~30%)、黑云母 (3%~5%) 及少量的白云母组成。石英主要呈它形粒状分布在其它矿物颗粒之间(图 3d, f); 钾长石主要有条纹长石和正长石, 条纹长石呈自形到半自形板状, 细脉状、粗脉状、树枝状等的钠长石(客晶)分布在钾长石(主晶)中(图 3d, f); 正长石含量较低, 发育卡斯巴双晶; 斜长石呈自形至半自形板状, 聚片双晶发育, 表面具有不同程度的绢云母化(图 3d, f); 黑云母多呈鳞片状集合体产在其它矿物颗粒之间, 并受到不同程度的绿泥石化(图 3b)。黑云母花岗岩中的副矿物主要有钛铁矿、磁铁矿、电气石、锆石、磷灰石、独居石、磷钇矿、金红石、萤石、黄玉等。

2 样品采集与分析方法

本次研究的样品均采自平英岩体的地表露头, 较为新鲜, 具体采样位置见图 2。对锆石进行常规重砂分选后, 在双目镜下挑选出晶形完好和具有代表性的锆石颗粒进行制靶, 然后对锆石进行透射光和反射光观察以及阴极发光 (CL) 照相。锆石 CL 图像在北京锆年领航科技有限公司拍摄完成。通过对比, 选择晶形完好、环带清晰、无裂缝的颗粒位置进行锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成的测试。

锆石 U-Pb 测年分析在中国地质科学院矿产资源研究所成矿作用与资源评价重点实验室完成。所用仪器为 Finnigan Neptune 型 LA-MC-ICP-MS 及与之配套的 New ware UP 213 激光剥蚀系统, 并以 He 为载气。仪器工作参数为: 激光束斑直径 40 μm , 频率 10 Hz, 能量密度约 2.5 J/cm², 背景测量时间 40 s, 剥蚀时间 50 s。为获得高精度的年龄数据, 实现所有目标同位素信号同时接收并且不同质量数的峰基本上都保持平坦, 对信号较小的 ²⁰⁷Pb、²⁰⁶Pb、²⁰⁴Pb (+²⁰⁴Hg) 和 ²⁰²Hg 用离子计数器接收, 而 ²⁰⁸Pb、²³²Th、²³⁸U 信号用法拉第杯接收。均匀锆石颗粒 ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb、²⁰⁶Pb/²³⁸U、²⁰⁷Pb/²³⁵U 的同位素比值测试精度 (1 σ) 均为 1% 左右, 对锆石标准的定年精度和准确度在 0.5% (1 σ) 左右。采用单点剥蚀方式, 进行数据分析前先用锆石 GJ-1 调试仪器, 使之达到最佳状态。锆石 U-Pb 定年以锆石 GJ-1 为外标, U、Th 含量以锆石 M127 为外标进行校正。



(a) 粗粒黑云母花岗岩手标本, (b) 单偏光镜下, 粗粒黑云母花岗岩中的黑云母呈细粒它形集合体状分布在斜长石颗粒之间, 其边部受到不同程度的绿泥石化, (c) 中粒黑云母花岗岩手标本, (d) 正交偏光镜下, 中粒黑云母花岗岩的花岗结构, 钾长石主要为条纹长石, 斜长石发育不同程度的绢云母化, (e) 含石英-电气石球粒体的细粒黑云母花岗岩手标本, (f) 细粒黑云母花岗岩的花岗结构;

Bt: 黑云母, Pl: 斜长石, Chl: 绿泥石, Kfs: 钾长石, Ab: 钠长石, Qtz: 石英, Ms: 白云母

(a) Hand specimen of the coarse-grained biotite granite; (b) Photomicrograph under plane-polarized light showing tiny and euhedral biotite grains, with different degrees of chloritization in their periphery, occurred as intergranular aggregates among plagioclase grains in the coarse-grained biotite granite; (c) Hand specimen of the medium-grained biotite granite; (d) Photomicrograph under cross-polarized light showing granitic texture in medium-grained biotite granite, K-feldspar as mainly perthite and plagioclase with with different degrees of sericitization; (e) Hand specimen of the fine-grained biotite granite with quartz-tourmaline nodule; (f) Photomicrograph under cross-polarized light showing granitic texture in fine-grained biotite granite;

Bt: biotite, Pl: plagioclase, Chl: chlorite, Kfs: K-feldspar, Ab: albite, Qtz: quartz, Ms: muscovite

图3 平英花岗岩手标本 (a, c, e) 及显微 (b, d, f) 照片

Fig. 3 Photographs of hand specimens (a, c, e) and photomicrographs (b, d, f) of the Pingying granite

测试过程中, 每测10个样品点前后重复测定两个锆石GJ-1对样品进行校正, 并测量一个锆石标样Plesovice, 以保证仪器一直处于良好的状态。详细试验步骤和方法参见侯可军等(2009)。数据处理采用ICPMSDataCal 8.0程序(Liu et al., 2008)。绝大多数分析点 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 1000$, 未进行普通铅校正。锆石年龄谐和图用Isoplot 4.0软件绘制而成。

锆石Hf同位素分析在中国地质科学院成矿作

用与资源评价重点实验室Neptune多接收ICP-MS配套的New wave UP 213激光剥蚀系统上进行。分析时所用激光的束斑直径为 $40\ \mu\text{m}$, 激光脉冲频率为8 Hz, 以He气为载气。为了校正 ^{176}Lu 和 ^{176}Yb 对 ^{176}Hf 的干扰, 取 $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu} = 0.02658$ 和 $^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb} = 0.796218$ 作为定值, 分别采用 $^{172}\text{Yb}/^{173}\text{Yb} = 1.35274$, $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.7325$ 对Yb, Hf同位素比值进行指数归一化质量歧视校正, Lu的质量歧视和

Yb 一致 (Chu et al., 2002)。详细分析步骤可参见 Wu 等 (2006) 和侯可军等 (2007)。

全岩主量元素分析在核工业 230 研究所分析测试中心采用 X 射线荧光光谱仪 (XRF) 进行分析, 元素分析精度优于 5%。挥发性元素 F 在核工业 230 所分析测试中心采用离子选择电极法进行分析, 分析精度优于 5%。微量元素和稀土元素分析在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室使用 ICP-MS 方法测定, 仪器型号为 Finnigan Element II, 详细分析方法和步骤参见高剑峰等 (2003)。

3 分析结果

3.1 岩石地球化学特征

平英花岗岩全岩的主量和微量元素分析结果见表 1。花岗岩具有较高的 SiO_2 (73.61~76.77 wt.%)、 Al_2O_3 (12.42~14.04 wt.%)、 P_2O_5 (0.11~0.18 wt.%) 和全碱含量 ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, 7.35~8.37 wt.%)，表现出高硅、富碱的特征。它们的 FeO (0.07~0.73 wt.%)、 Fe_2O_3 (0.68~2.35 wt.%)、 MnO (0.02~0.06 wt.%)、 MgO (0.13~0.76 wt.%)、 TiO_2 (0.06~0.24 wt.%) 和 CaO (0.21~0.51 wt.%) 含量较低, 表现出高分异花岗岩的特征。花岗岩的 $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$, 在硅-钾图解上, 所有样品点均落于高钾钙碱性系列区域 (图 4a); A/CNK 值在 1.09~1.37 之间, 在 A/CNK-A/NK 图解上, 绝大多数样品点落入强过铝质花岗岩区域 (图 4b)。

平英花岗岩的稀土总量较低, $\Sigma \text{REE} = 59.1 \times 10^{-6} \sim 109.4 \times 10^{-6}$, 轻稀土相对富集, 球粒陨石标准

化配分曲线呈右倾型 (图 5a)。(La/Yb)_N 比值在 2.1~4.9 之间, Eu/Eu* 值在 0.05~0.31 之间。花岗岩具有较高的 Cs、Rb、K 等大离子亲石元素和 U、Pb、Ce、Hf、Ta 等元素含量, 较低的 Ba、Sr、Ti 含量, 在微量元素原始地幔标准化蛛网图中, 出现明显的 Cs、Rb、U、Ta 正异常和 Ba、Sr、Ti 负异常 (图 5b)。花岗岩的 Rb/Sr 比值在 7.1~44.5 之间, 在 Rb-Sr-Ba 三角图解中, 所有样品均落入高分异花岗岩区域 (图 6)。花岗岩全岩的 F 含量在 $570 \times 10^{-6} \sim 3280 \times 10^{-6}$ 之间, 且随着岩体的演化, 其含量逐渐增高 (表 1)。成矿元素 Sn 和 W 亦有相同的分布规律, Sn 的含量变化在 $8.1 \times 10^{-6} \sim 14.9 \times 10^{-6}$ 之间, W 含量变化在 $3.87 \times 10^{-6} \sim 28.6 \times 10^{-6}$ 之间 (表 1)。

3.2 锆石 U-Pb 年龄

样品 13PY-20A 为粗粒黑云母花岗岩, 其锆石裂缝较少, 多为无色透明, 少数呈浅黄色到棕色, 自形至半自形柱状, 长度为 150~300 μm , 长宽比例多在 2:1~4:1 之间。锆石 CL 图像显示, 大多数锆石颗粒的振荡环带清晰, 为典型的岩浆锆石 (图 7)。本次分析了 14 个锆石点, 其 Th 的含量为 $42 \times 10^{-6} \sim 565 \times 10^{-6}$, U 含量为 $201 \times 10^{-6} \sim 3338 \times 10^{-6}$, Th/U 比值在 0.10~0.48 之间, 且多数集中在 0.2~0.3 之间 (表 2)。其中, 11 个岩浆锆石测试点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄在 830~836 Ma 之间, 加权平均年龄为 $834.2 \pm 5.1 \text{ Ma}$ ($n=11$, MSWD=0.06), 在谐和图上投影点靠近谐和线 (图 8)。其余的 3 颗锆石核, 具有较老的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄, 分别为 $1011 \pm 63 \text{ Ma}$, $2528 \pm 22 \text{ Ma}$ 和 $1044 \pm 45 \text{ Ma}$ (表 2, 图 7)。

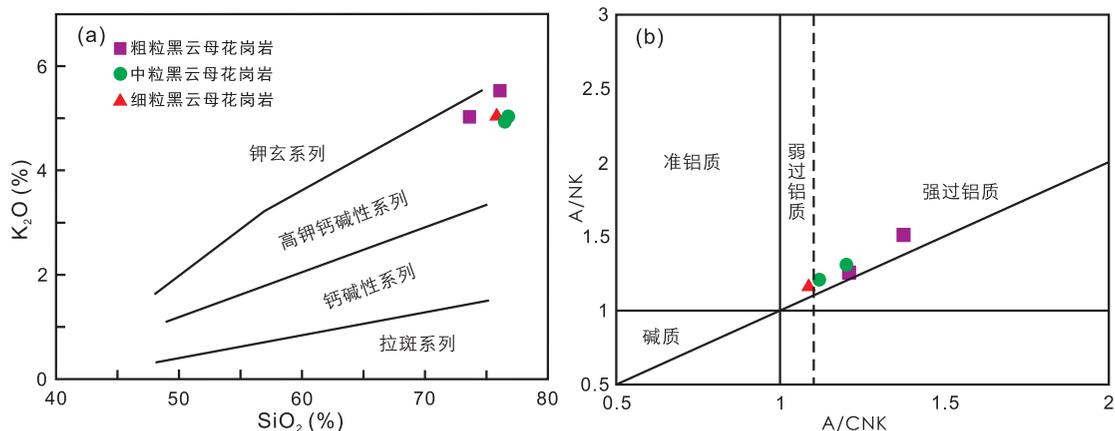


图 4 平英岩体 K_2O - SiO_2 图解 (a, 据 Richter, 1989) 和 A/CNK-A/NK 图解 (b, 据 Maniar and Piccoli, 1989)

Fig. 4 K_2O - SiO_2 diagram (a) and A/CNK-A/NK diagram (b) for the Pingying granite

表1 平英花岗岩的主量元素 (wt.%) 和微量元素 ($\times 10^{-6}$) 分析结果Table 1 Major (wt.%) and trace element ($\times 10^{-6}$) concentrations of the Pingying granite

元素	13PY-20A	13PY-15A	13PY-30	13PY-05A	13PY-04A
	粗粒黑云母花岗岩		中粒黑云母花岗岩		细粒黑云母花岗岩
SiO ₂	73.61	76.10	76.52	76.77	75.85
TiO ₂	0.24	0.14	0.07	0.07	0.06
Al ₂ O ₃	14.04	12.42	12.66	12.56	12.81
FeO	0.11	0.07	0.07	0.69	0.73
Fe ₂ O ₃	2.35	1.38	1.45	0.69	0.68
MnO	0.06	0.03	0.02	0.03	0.02
MgO	0.68	0.76	0.13	0.16	0.18
CaO	0.51	0.21	0.48	0.47	0.48
Na ₂ O	2.33	2.38	2.62	2.99	3.30
K ₂ O	5.02	5.51	4.94	5.04	5.07
P ₂ O ₅	0.11	0.11	0.17	0.18	0.16
LOI	1.83	1.21	0.97	0.92	0.89
Total	100.89	100.32	100.09	100.55	100.21
A/CNK	1.37	1.21	1.20	1.12	1.09
F	860	570	3030	3280	2930
Sc	4.99	3.91	4.23	3.89	3.33
V	21.0	6.68	1.79	2.06	1.41
Ni	10.4	2.53	3.27	1.12	1.92
Cr	30.7	8.71	9.40	4.29	3.95
Co	4.20	1.26	0.71	0.57	0.89
Be	1.71	0.96	1.05	1.60	2.58
Li	88.0	33.8	82.4	153	122
Cs	21.5	18.1	19.3	24.1	18.5
Rb	291	281	456	539	489
Ba	186	150	39.5	40.3	21.3
Th	17.2	16.7	16.7	17.1	18.4
U	2.86	3.46	24.3	13.6	5.65
Nb	14.5	12.3	19.1	21.8	17.3
Ta	1.04	1.35	3.24	4.12	2.55
Pb	19.4	22.2	16.9	19.1	20.9
Sr	41.2	23.4	11.9	12.1	11.4
Zr	110	81.3	58.2	61.2	54.1
Hf	3.52	3.00	2.84	3.04	2.60
Y	25.6	31.8	24.5	28.2	24.3
Ga	16.6	14.0	17.6	16.5	16.3
W	3.87	4.18	28.6	17.2	25.8
Sn	11.2	8.10	14.9	14.3	12.3
La	19.8	19.4	11.7	10.9	13.3
Ce	43.9	27.7	19.1	17.6	20.5
Pr	6.17	4.62	2.68	3.09	3.91
Nd	18.3	13.1	8.41	7.99	9.70
Sm	3.98	3.31	2.60	2.60	2.93
Eu	0.40	0.19	0.06	0.06	0.05
Gd	3.89	3.45	2.58	2.75	2.80
Tb	0.74	0.79	0.64	0.73	0.68
Dy	4.81	5.48	4.47	5.23	4.60
Ho	0.94	1.11	0.83	0.98	0.85
Er	2.84	3.45	2.49	3.01	2.57
Tm	0.43	0.55	0.41	0.51	0.42
Yb	2.75	3.63	2.70	3.52	2.75
Lu	0.39	0.53	0.38	0.50	0.39
ΣREE	109	87.2	59.1	59.5	65.4
Eu/Eu*	0.31	0.18	0.07	0.07	0.05
(La/Yb) _n	4.87	3.62	2.93	2.09	3.26
T _z (°C)	781	748	721	719	707

注: LOI为烧失量; A/CNK=Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)摩尔比; T_z(°C) 锆石饱和温度; (La/Yb)_n为球粒陨石标准化后的La/Yb比值

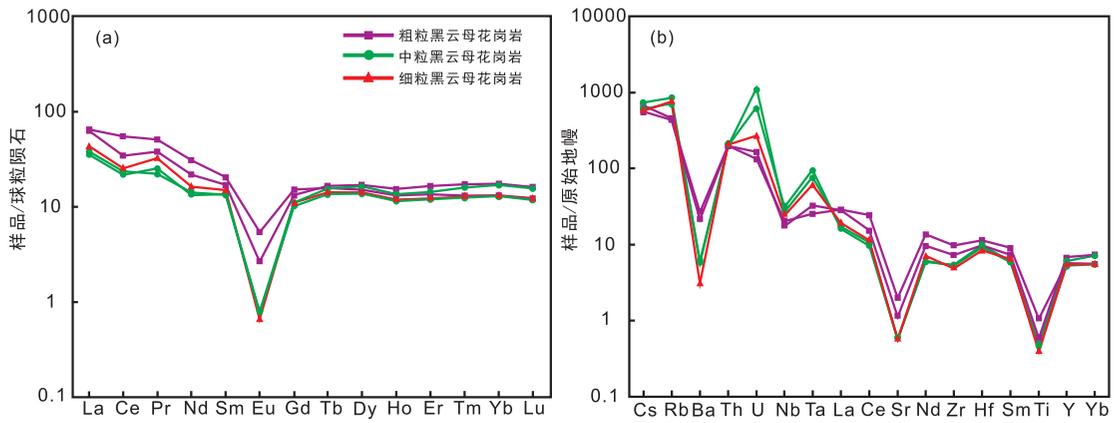


图5 平英岩体稀土元素球粒陨石标准化配分曲线 (a) 及微量元素原始地幔标准化蛛网图 (b)
 (球粒陨石标准化数据据 Sun 和 McDonough, 1989; 原始地幔标准化数据据 Boynton, 1984)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element patterns (b) for the Pingying granite

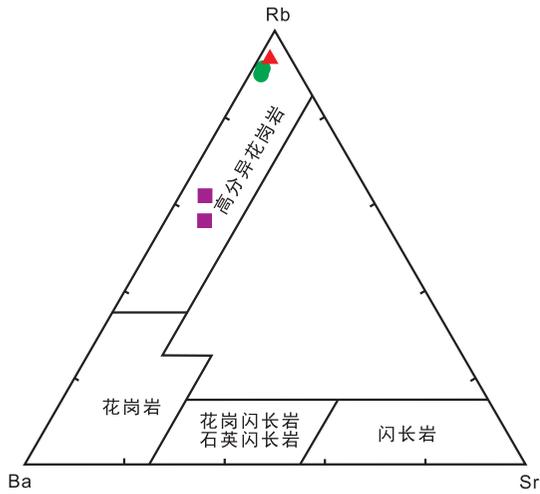


图6 平英花岗岩 Rb-Sr-Ba 图解

Fig. 6 Rb-Sr-Ba triangular diagram (after Müller and Groves, 1997) for the Pingying granite

3.3 锆石 Hf 同位素

样品 13PY-20A 的锆石 Hf 同位素分析结果列于表 3。除继承锆石用测点的年龄计算外，其余锆石 Hf 同位素计算所用的年龄为该样品的加权平均年龄。本次分析了 12 个锆石点，其中 11 个岩浆锆石点的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值变化范围在 0.281922~0.282241 之间，平均值为 0.282163，峰值在 0.282153~0.282187 之间， $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化在 -12.6~-1.6 之间，平均值为 -4.3，峰值在 -4.8~-3.0 之间，两阶段模式年龄 $T_{\text{DM}}^{\text{c}}(\text{Hf})$ 值在 1.83~2.51 Ga 之间，平均值为 2.0 Ga，峰值在 1.9~2.0 Ga 之间；1 颗继承锆石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值为 0.282207， $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 2.3，两阶段模式年龄 $T_{\text{DM}}^{\text{c}}(\text{Hf})$ 值为 1.74 Ga (表 3, 图 9)。

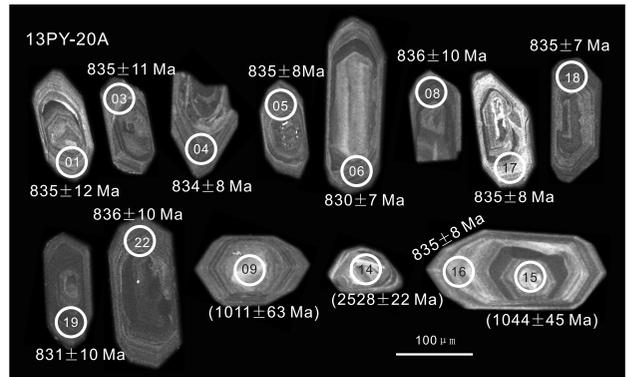


图7 平英粗粒黑云母花岗岩锆石 CL 照片
 (括号内为 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄，其它为 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ 年龄)

Fig. 7 Cathodoluminescence (CL) images of zircons from the coarse-grained Pingying biotite granite

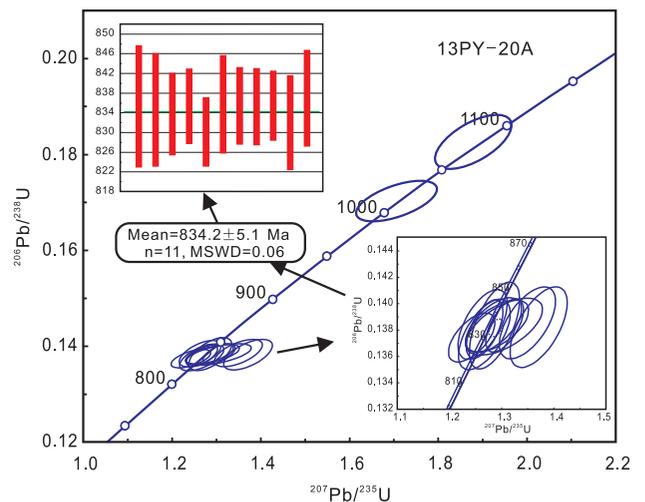


图8 平英粗粒黑云母花岗岩锆石 U-Pb 年龄谱和图

Fig. 8 Zircon U-Pb Concordia diagram for the coarse-grained Pingying biotite granite

表2 平英花岗岩锆石LA-MC-ICP-MS U-Pb同位素分析结果

Table 2 LA-MC-ICP-MS U-Pb isotopic compositions of zircon from the Pingying granite

测点	Th U		Th/U	U-Pb同位素比值						年龄(Ma)					
	$\times 10^{-6}$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ
13PY-20A(粗粒黑云母花岗岩, N25°02'58", E108°43'54")															
1	103	377	0.27	0.0671	0.0016	1.2863	0.0318	0.1383	0.0022	839	56	840	14	835	12
3	307	777	0.40	0.0716	0.0015	1.3710	0.0361	0.1382	0.0020	976	43	877	15	835	11
4	69	424	0.16	0.0668	0.0013	1.2673	0.0232	0.1381	0.0015	833	41	831	10	834	8
5	42	428	0.10	0.0686	0.0013	1.3058	0.0239	0.1384	0.0013	887	35	848	11	835	8
6	95	294	0.32	0.0656	0.0015	1.2425	0.0293	0.1374	0.0012	794	50	820	13	830	7
8	121	535	0.23	0.0666	0.0016	1.2636	0.0311	0.1384	0.0017	833	48	830	14	836	10
16	76	339	0.22	0.0675	0.0020	1.2849	0.0354	0.1384	0.0014	854	66	839	16	835	8
17	193	1096	0.18	0.0683	0.0026	1.3046	0.0487	0.1383	0.0014	877	78	848	21	835	8
18	213	1473	0.14	0.0677	0.0020	1.2912	0.0401	0.1383	0.0013	857	62	842	18	835	7
19	562	3338	0.17	0.0666	0.0016	1.2668	0.0328	0.1377	0.0018	833	52	831	15	831	10
22	565	1821	0.31	0.0708	0.0020	1.3494	0.0355	0.1385	0.0018	952	57	867	15	836	10
9*	64	201	0.32	0.0726	0.0023	1.7055	0.0602	0.1702	0.0028	1011	63	1011	23	1013	15
14*	117	242	0.48	0.1670	0.0022	9.9033	0.1586	0.4294	0.0047	2528	22	2426	15	2303	21
15*	86	322	0.27	0.0741	0.0017	1.8792	0.0576	0.1825	0.0036	1044	45	1074	20	1081	20

*为锆石核部, 其余为锆石边部环带清晰的位置

表3 平英花岗岩锆石Hf同位素分析结果

Table 3 Zircon Hf isotopic compositions of the Pingying granite

测点	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	年龄(Ma)	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$	$T_{\text{DM}}^{\text{C}}(\text{Ga})$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$
13PY-20A(粗粒黑云母花岗岩, N25°02'58", E108°43'54")										
1	0.282241	0.000014	0.002196	0.000049	0.061643	0.000955	834	1.47	1.83	-1.6
3	0.282206	0.000015	0.002570	0.000019	0.082650	0.000841	834	1.54	1.92	-3.0
4	0.281922	0.000020	0.001629	0.000010	0.051378	0.000155	834	1.90	2.51	-12.6
5	0.282187	0.000013	0.001382	0.000020	0.042970	0.000699	834	1.52	1.92	-3.1
6	0.282153	0.000012	0.002403	0.000020	0.077676	0.000476	834	1.61	2.03	-4.8
8	0.282181	0.000013	0.001626	0.000018	0.053208	0.000672	834	1.54	1.94	-3.4
16	0.282159	0.000014	0.001914	0.000009	0.060433	0.000246	834	1.48	1.85	-4.3
17	0.282170	0.000013	0.002036	0.000008	0.064153	0.000248	834	1.58	2.00	-4.0
18	0.282167	0.000015	0.002140	0.000008	0.067950	0.000401	834	1.57	1.98	-4.2
19	0.282206	0.000015	0.002053	0.000033	0.065042	0.001179	834	1.58	1.99	-2.8
22	0.282204	0.000016	0.002786	0.000013	0.090028	0.000431	834	1.72	2.23	-3.2
15*	0.282207	0.000016	0.001209	0.000009	0.037993	0.000267	1044	1.49	1.74	2.3

*为锆石核部, 其余为锆石边部环带清晰的位置

4 讨论

4.1 岩体的形成时代

前人曾对平英岩体进行了较多的同位素年代学的研究。彭大良等(1985)利用全岩Rb-Sr等时线法, 测得平英岩体的成岩年龄为836 Ma; 同时利用单颗粒锆石同位素稀释法测得平英岩体的锆石U-Pb年龄为848 Ma。林进姜等(1986a)利用全岩Rb-Sr等时线法, 测得平英岩体的成岩年龄为717 Ma。董宝林等(1987)利用同位素稀释法, 对平英岩体中心相-粗粒黑云母花岗岩进行锆石U-Pb定年, 获得一个上交点年龄为1130±200 Ma。毛景文等(1987)利用全岩Rb-Sr等时线

法, 测得平英岩体的成岩年龄为730 Ma。从这些年龄数据来看, 其具有较大的变化范围(730~1130 Ma)。

本文选取的测年样品来自平英岩体的中部, 远离矿体(图2), 对岩体中心相-粗粒黑云母花岗岩进行锆石LA-MC-ICP-MS U-Pb年龄测试, 获得的年龄为834.2±5.1 Ma (n=11, MSWD=0.06)。这一结果与Wang等(2014)获得平英岩体的成岩年龄(835±5 Ma), 与Li等(1999)利用锆石SHRIMP U-Pb法获得三防岩体的年龄(826±10 Ma)、与Yao等(2014)利用锆石LA-ICP-MS U-Pb法测得元宝山岩体的年龄(823~833 Ma)基本一致。因此, 我们将~834 Ma视为平英岩体的结晶年龄。

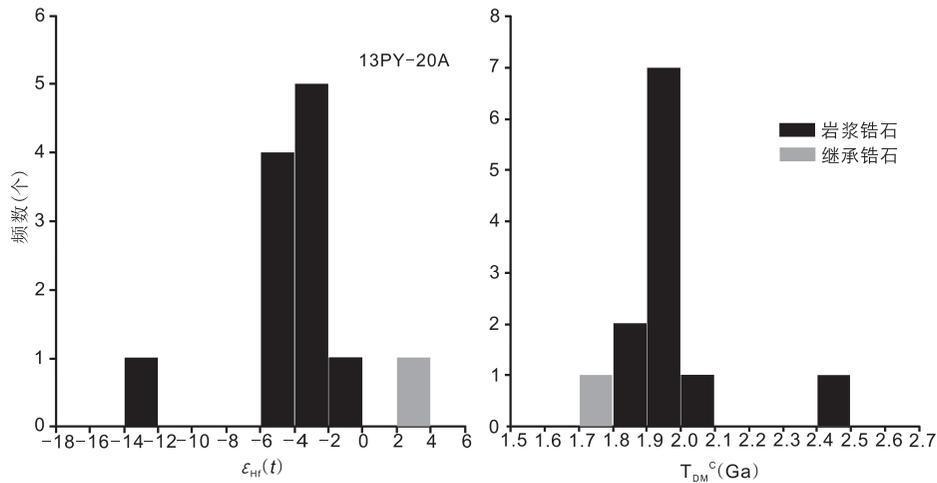


图9 平英花岗岩锆石 Hf 同位素组成和模式年龄统计直方图

Fig. 9 Histogram of $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ and two-staged Hf model ages of zircons for the Pingying granite

4.2 岩石成因类型

平英花岗岩具有高硅、富碱的特征；其 A/CNK 值在 1.09~1.37 之间，基本落入强过铝质花岗岩区域（图 4b）；CIPW 计算出的标准矿物刚玉含量为 1.9%~4.3%；在 ACF 图解中，样品点基本落入 S 型花岗岩区域（图 10）；在微量元素原始地幔标准化图解中，Cs、Rb、U、Ta 的正异常和 Ba、Sr、Ti 的负异常明显；稀土元素球粒陨石标准化分配曲线呈右倾型，且 Eu 的负异常明显（图 5b）；花岗岩的锆石饱和温度在 707°C~781°C 之间，平均值为 735°C，略低于 S 型花岗岩的平均锆石饱和温度（764°C，King et al., 1997）。平英花岗岩的这些地质地球化学特征与桂北九万大山—元宝山地

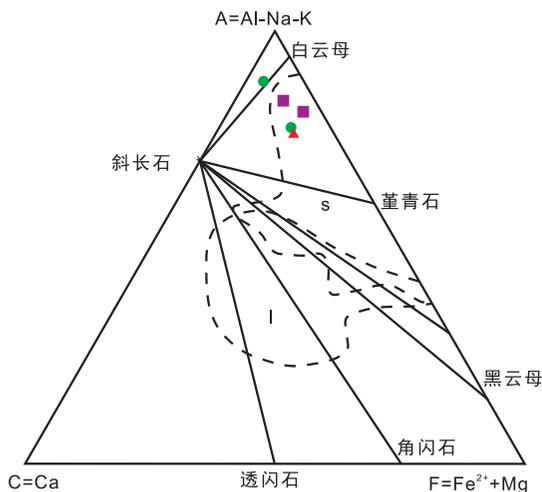


图 10 平英花岗岩 ACF 图解 (据 Hine et al., 1978)

Fig. 10 ACF diagram for the Pingying granite

区三防、元宝山等典型的 S 型花岗岩相似（葛文春等，2001；邱检生等，2002；Yao et al., 2014），因此平英花岗岩应属于过铝质的 S 型花岗岩。

4.3 岩体的源区特征

对桂北九万大山—元宝山地区的两类花岗岩，前人已有一些研究（葛文春等，2001；邱检生等，2002；王孝磊等，2006）。它们的 A/CNK 值绝大多数大于 1.1，CIPW 计算出的标准矿物刚玉的含量为 1.53%~3.85%，具有典型 S 型花岗岩的地球化学特征（邱检生等，2002）。与黑云母花岗岩相比，花岗闪长岩的 SiO_2 含量 59.21~70.82 wt.%（平均 67.09 wt.%）较低， TiO_2 、 MnO 、 MgO 、 CaO 、 Ni 、 Cr 、 V 、 Sc 、 REE 总量、 Eu/Eu^* 及 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 、 Nb/Ta 、 $(\text{La}/\text{Yb})_n$ 等值较高， Rb/Sr 和 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值较低；而黑云母花岗岩的 SiO_2 含量在 70.82~77.72 wt.%（平均 75.55 wt.%）较高， $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 和 Rb/Sr 比值较高， REE 总量相对较低，Eu 的负异常强烈（葛文春等，2001；邱检生等，2002）。花岗闪长岩和黑云母花岗岩的岩石化学特征表明，二者的源区存在着明显的差异。花岗闪长岩的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} > 0.3$ ，全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值较低（本洞为 8.1‰~9.6‰）；而黑云母花岗岩的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} < 0.3$ （平均 0.18），全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值较高（三防岩体 10.1‰~14.1‰；赵子杰等，1987；邱检生等，2002）。Wang 等（2013）对元宝山、本洞、峒马等岩体的锆石原位氧同位素研究表明，总体上黑云母花岗岩较花岗闪长岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值较高。这些数据表明，桂北地区的三防、元宝山等黑云母花岗岩应来自源

于成熟度较高的变泥质岩, 而本洞、峒马、才滚等花岗闪长岩则主要来自源于成熟度较低的变质杂砂岩或是混入一定量的铁镁质成分的长英质源岩 (Sylvester, 1988; 王孝磊等, 2006)。

平英岩体5件岩石化学数据表明, 花岗岩全岩的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值均小于0.3 (0.09~0.22) (表1), 且具有高硅、富碱、铝过饱等特征, 与区域内的三防、元宝山等黑云母花岗岩的岩石地球化学特征相似, 表明平英花岗岩应来自泥质岩源区的部分熔融。平英花岗岩锆石 Hf 同位素组成显示, 其 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化在-12.6~-1.6之间, 峰值在-4.8~-3.0之间, 两阶段模式年龄 $T_{\text{DM}}^{\text{C}}(\text{Hf})$ 值在 1.83~2.51 Ga 之间, 峰值在 1.9~2.0 Ga (表3, 图9), 表明其岩浆主要来源于古元古代壳源基底物质的部分熔融。邱检生等 (2002) 测得平英花岗岩全岩的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 -4.19, Nd 模式年龄为 1.81 Ga, 李献华等 (1991) 和 Chen 等 (1998) 测得桂北地区四堡群变质沉积岩的 Nd 模式年龄 (1.80~1.91 Ga) 都与本文的结论相吻合。

此外, 对平英花岗岩一些锆石核部或锆石捕掳晶, 进行了同位素分析, 测得 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄值在 1.0~2.5 Ga 之间。对其中的一颗继承锆石 (1044±45 Ma) 进行 Hf 同位素组成分析, 测得其 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值为 0.282207, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 2.3, 两阶段模式年龄 $T_{\text{DM}}^{\text{C}}(\text{Hf})$ 值为 1.74 Ga, 明显小于该岩体岩浆锆石的两阶段模式年龄平均值 (2.0 Ga), 暗示在岩浆部分熔融过程中可能捕获了少量的新生幔源岩浆物质。

4.4 花岗岩与成矿关系

桂北九万大山—元宝山锡多金属成矿区是华南地区重要的前寒武纪锡成矿区之一, 区内已探明的 Sn 金属储量约有 20 万吨, 是广西锡金属矿产资源的重要基地之一 (Mao et al., 1995; 邓军等, 2013)。关于区域内的锡多金属矿床与黑云母花岗岩之间的成因联系, 一直存在较大争议 (程先耀等, 1984; 林进姜等, 1986a, b; 毛景文等, 1987; 冯群耀等, 1989; Chen, 1995)。

宝坛锡矿床是区内最大的锡矿床, 亦是华南前寒武纪为数不多的大型锡矿床之一。锡矿体主要产于平英花岗岩的内外接触带, 且明显的受到区域性次一级 NNE-NE 向断裂构造的控制。矿体主要呈脉状、浸染状、不规则状等产于平英岩体

顶部的云英岩化带、四堡群变质沉积岩和镁铁质围岩中, 根据矿体的空间分布特征及穿插关系, 可以划分出云英岩型、电英岩 I 型、电英岩 II 型、锡石-石英脉型、锡石-硫化物型等五个矿化类型, 并以电英岩型矿化为主 (毛景文等, 1988)。

平英花岗岩具有高硅、富碱、铝过饱和等特征 (表1)。岩体从中心到边缘, 自粗粒黑云母花岗岩逐渐过渡到中粒黑云母花岗岩和细粒黑云母花岗岩, 表现出以下明显的地球化学变化趋势 (表3), 即:

(1) 稀土总量由 109.4×10^{-6} 降低到 59.1×10^{-6} , Eu 的负异常越来越明显, Eu/Eu* 比值自 0.31 降低到 0.05;

(2) Rb/Sr 比值自 7.1 逐渐增高到 44.5;

(3) 在微量元素原始地幔标准化蛛网图中 (图5b), Cs、Rb、U、Ta 的正异常和 Ba、Sr、Ti 的负异常逐渐增强;

(4) 锆石饱和温度由 781°C 降低到 707°C ;

(5) 矿化剂元素 F 的含量增加了 3~6 倍, 由 860×10^{-6} 增高到 3280×10^{-6} ;

(6) 成矿元素 Sn、W 也越来越富集, Sn 的含量由 8.1×10^{-6} 增加到 14.9×10^{-6} , W 的含量由 3.9×10^{-6} 增加到 28.6×10^{-6} 。

这些地球化学特征表明, 平英花岗岩曾经历了高度的分异演化, 具有一定的 Sn (W) 成矿作用潜力。

根据野外地质调查发现, 平英花岗岩中普遍富含石英-电气石球粒体, 且自岩体的中心到边缘, 花岗岩中石英-电气石球粒体的含量逐渐增高, 显示出越到晚阶段, 越来越富集的特征。已有的研究表明, 桂北地区是一个富硼的地球化学异常区 (毛景文等, 1988), 区域内各个时代地层及各类火成岩中, 硼的富集系数均较高, 其中四堡群的硼富集系数 (K) 达 4.4。在区域内的三防、元宝山等黑云母花岗岩中, 也常见石英-电气石球粒体, 含量约占到岩体体积的 2% (毛景文等, 1988; 陈毓川和毛景文, 1995)。由此可知, 桂北地区从基底地层到岩浆-热液成矿作用过程中普遍富含硼 (或电气石)。

实验岩石学研究表明, 硼在硅酸盐岩浆中的大量富集可以增加岩浆中 H_2O 的溶解度, 从而降低岩浆结晶的固相线, 延长岩浆分异演化作用过

程,从而使更多的不相容性(成矿)元素趋向于在残余熔体中富集(Pichavant, 1981; Pichavant and Manning, 1984)。因此,硼是促使该区花岗质岩浆高度分异,并导致岩浆期后热液锡成矿的重要因素之一。

综上所述,宝坛锡矿的成矿机制应涉及以下过程,即:富硼的基底源区部分熔融形成花岗质岩浆,并在向上侵位过程中不断分异演化,形成富含挥发分和成矿元素的高分异岩浆及其期后热液,后者运移到有利的构造部位沉淀富集,形成以电英岩化为特征的热液锡矿床。平英花岗岩为后期的热液锡成矿作用提供了充足的热源和成矿物质来源,但具体的成矿作用过程及硼在岩浆—热液过程中的作用机理仍需进一步研究。

致谢:野外工作得到广西壮族自治区罗城仫佬族自治县一洞锡矿的大力支持,韦黎荣总工程师、管云飞工程师等在采样过程中提供了很大的帮助;锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素分析得到中国地质科学院侯可军博士和郭春丽博士的指导和帮助;在文章撰写过程中笔者与南京大学王孝磊博士、东华理工大学张勇博士等有益的交流 and 讨论,深受启发,在此一并表示衷心的感谢!

参考文献 (References):

陈毓川,毛景文. 1995. 桂北地区矿床成矿系列和成矿历史演化轨迹 [M]. 南宁:广西科学技术出版社: 1-433.

程先耀,黄有德. 1984. 试论锡的原始富集[J]. 地质与勘探, 6: 29-35.

邓军,王瑞湖. 2013. 桂北地区锡铅锌多金属矿床的分布规律与找矿标志[J]. 高校地质学报, 19(2): 82-188.

董宝林,覃杰宝. 1987. 宝坛地区花岗岩类同位素年龄数据的讨论[J]. 广西地质, 7(2): 47-53.

冯群耀,李耀中,梁宝璧. 1989. 广西一个古老的层控锡矿[J]. 地质与勘探, 1: 18-22.

高剑峰,陆建军,赖鸣远,等. 2003. 岩石样品中微量元素的高分辨率等离子质谱分析[J]. 南京大学学报, 39(6): 844-850.

葛文春,李献华,李正祥,等. 2001. 桂北新元古代两类过铝质花岗岩的地球化学研究[J]. 地球化学, 30(1): 24-34.

广西地矿局. 1985. 广西壮族自治区区域地质志[M]. 北京:地质出版社: 1-853.

侯可军,李延河,田有荣. 2009. LA-MC-ICP-MS 锆石微区原位 U-Pb 定年技术[J]. 矿床地质, 28(4): 481-492.

侯可军,李延河,邹天人,等. 2007. LA-MC-ICP-MS 锆石 Hf 同位素的分析方法及地质应用[J]. 岩石学报, 23(10): 2595-2604.

李献华,赵振华,桂训唐,等. 1991. 华南前寒武纪地壳形成时代的 Sm-Nd 和锆石 U-Pb 同位素制约[J]. 地球化学, 3: 255-264.

林进姜,马富君,杨开泰,等. 1986b. 宝坛锡矿床地球化学及稳定同位

素地质研究[J]. 广西地质, 5(2): 23-31.

林进姜,杨开泰,马富君,等. 1986a. 桂北平英花岗岩与锡矿成矿关系的初步研究[J]. 广西地质, 4(1): 1-14.

毛景文,陈毓川,陈晴勋,等. 1990. 中国桂北地区两类电英岩及其对成矿环境的指示[J]. 岩石矿物学杂志, 9(4): 289-300.

毛景文,林进姜,马富君. 1987. 广西一洞五地锡矿床成因的探讨[J]. 地质论评, 33(6): 547-558.

毛景文,宋叔和,陈毓川. 1988. 桂北地区火成岩系列和锡多金属矿床成矿系列研究[M]. 北京:北京科学技术出版社: 1-196.

彭大良,洗柏琪. 1985. 广西罗城宝坛地区花岗岩与锡矿成矿作用的关系[M]. 南宁:广西壮族自治区地质矿产局出版.

邱检生,周金城,张光辉,等. 2002. 桂北前寒武纪花岗岩类岩石的地球化学与成因[J]. 岩石矿物学杂志, 21(3): 197-208.

王孝磊,周金城,邱检生,等. 2006. 桂北新元古代强过铝质花岗岩的成因: 锆石年代学和 Hf 同位素制约[J]. 岩石学报, 22(2): 326-342.

赵子杰,马大铨,林惠坤,等. 1987. 桂北前寒武纪花岗岩本洞、三防岩体的研究[C]// 南岭地质矿产科研报告. 武汉:武汉地质学院出版社: 1-27.

周金城,王孝磊,邱检生. 2014. 江南造山带新元古代构造-岩浆演化 [M]. 北京:科学出版社: 1-282.

朱立军. 1991. 广西九毛锡矿床的成矿物理化学条件和锡的迁移形式[J]. 贵州工学院学报, 20(3): 17-25.

Boynnton. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies [C]// Henderson P, ed. Rare earth element geochemistry. Developments in geochemistry. Amsterdam: Elsevier: 115-1522.

Chen J F and Jahn B M. 1998. Crustal evolution of southeastern China: evidence from Sr, Nd and Pb isotopic compositions of granitoids and sedimentary rocks [J]. Tectonophysics, 284: 101-133.

Chen J. 1995. Tin mineralization in metavolcanoclastic and metaultramafic rocks of the Jiumao Mine, Northern Guangxi, South China [J]. Scientia Geologica Sinica, 4(1): 21-31.

Chu N C, Taylor R N, Chavagnac V, et al. 2002. Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: An evaluation of isobaric interference corrections [J]. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 17(12): 1567-1574.

Hine B Y, Williams I S, Chappell B W, et al. 1978. Contrasts between I- and S-type granitoids of the Kosciusko batholith [J]. Journal of the Geological Society of Australia [J]. 25(3-4): 219-234.

King P L, White A J R, Chappell B W, et al. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granite from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia [J]. Journal of Petrology, 38: 371-391.

Li X H. 1999. U-Pb zircon ages of granites from the southern margin of the Yangtze Block: timing of Neoproterozoic Jinning Orogeny in SE China and implications for Rodinia Assembly [J]. Precambrian Research, 97: 43-57.

Liu Y S, Hu Z C, Gao S, et al. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard [J]. Chemical Geology, 257: 34-43.

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, Chen Y C, Bi C S et al. 1995. Geology of tin deposits in south China [J]. Scientia Geologica Sinica, 4(2): 121-177.

- Müller D and Groves D I. 1997. Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization. 2nd Edition [M]. Berlin: Springer-Verlag, 1-238.
- Pichavant M and Manning D. 1984. Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites: the contribution of experimental data [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35, 31-50.
- Pichavant M. 1981. An experimental study of the effect of boron on a water-saturated haplogranite at 1 kbar vapour pressure [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76, 430-439.
- Richter F M. 1989. Simple models for trace element fractionation during melt segregation [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 77(3-4): 333-344.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [J]. *Geological Society of London*, 42 (1): 313-345.
- Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites [J]. *Lithos*, 45: 29-44.
- Wang X L, Zhou J C, Griffin W L, et al. 2007. Detrital zircon geochronology of Precambrian basement sequences in the Jiangnan orogen: Dating the assembly of the Yangtze and Cathaysia Blocks [J]. *Precambrian Research*, 159: 117-131.
- Wang X L, Zhou J C, Griffin W L, et al. 2014. Geochemical zonation across a Neoproterozoic orogenic belt, Isotopic evidence from granitoids and metasedimentary rocks of the Jiangnan orogen, China [J]. *Precambrian Research*, 242: 154-171.
- Wang X L, Zhou J C, Wan Y S, et al. 2013. Magmatic evolution and crustal recycling for Neoproterozoic strongly peraluminous granitoids from southern China: Hf and O isotopes in zircon [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 366: 71-82.
- Wu F Y, Yang Y H, ueheng, et al. 2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology [J]. *Chemical Geology*, 234: 105-126.
- Yao J L, Shu L S, Santosh M, et al. 2014. Neoproterozoic arc-related mafic-ultramafic rocks and syn-collision granite from the western segment of the Jiangnan Orogen, South China: Constraints on the Neoproterozoic assembly of the Yangtze and Cathaysia Blocks [J]. *Precambrian Research*, 243: 39-62.