

福建平潭岛花岗质岩石成因：来自锆石 U-Pb 定年、O-Hf 同位素及黑云母矿物化学的约束*

张博^{1,2} 郭锋^{1**} 张晓兵^{1,2}

ZHANG Bo^{1,2}, GUO Feng^{1**} and ZHANG XiaoBing^{1,2}

1. 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, 广州 510640

2. 中国科学院大学, 北京 100049

1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

2019-10-14 收稿, 2020-02-17 改回.

Zhang B, Guo F and Zhang XB. 2020. Petrogenesis of granitic rocks in the Pingtan Island, Fujian Province: Constraints from zircon U-Pb dating, O-Hf isotopes and biotite mineral chemistry. *Acta Petrologica Sinica*, 36 (4):995 – 1014, doi: 10.18654/1000-0569/2020.04.02

Abstract The coastal SE China is characterized by emplacement of Late Mesozoic bimodal igneous rocks that show an equal-isotopic feature across a wide spectrum of rock types. The genetic relationships among these different lithologies remain highly debated. In this paper, we present high-precision zircon U-Pb ages and O-Hf isotope data and chemical compositions of biotites in granodiorite, tonalite and granite from the Pingtan Igneous Complex, Fujian Province, aiming to investigate the genesis of these granitic rocks. Zircon U-Pb dating results of granodiorite, tonalite and granite respectively yield U-Pb ages of 116.8 ± 1.0 Ma, 116.3 ± 1.0 Ma and 117.4 ± 1.0 Ma, indicating their emplacement during Early Cretaceous. The three rock types also show similar zircon O-Hf isotope compositions. The zircon populations respectively from the granodiorite, tonalite and granite have $\delta^{18}\text{O}$ ranges of 4.6‰ ~ 5.3‰, 4.8‰ ~ 5.3‰ and 5.0‰ ~ 5.6‰, which are consistent with that of mantle origin. The three rock types respectively span zircon $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ ranges of +2.0 ~ +7.1, +2.8 ~ +6.5 and +1.8 ~ +5.6 with corresponding t_{DM2} ranges of 741 ~ 1046 Ma, 754 ~ 995 Ma and 815 ~ 1058 Ma. The combined zircon O-Hf isotope data indicate their derivation from a relatively juvenile crust with an insignificant contribution from the ancient crust of the Cathaysia Block. Besides, compositions of biotite from the three rock types suggest that they belong to I-type granitoids. Nevertheless, species of biotite among these granitic rocks are different, i. e., biotite in granodiorite and tonalite belongs to Mg-biotite, whereas that in granite belongs to Fe-biotite. The crystallization temperatures of the biotite and oxygen fugacity of the magmatic system gradually decrease from granodiorite, tonalite to granite, being consistent with the differentiation trend of the calc-alkaline magma. In combination with previous studies upon regional geological characteristics and tectonic evolution histories, it can be concluded that the parental magmas were mainly derived from the newly accreted crust in response to subduction of the paleo-Pacific Ocean, and experienced various degrees of differentiation to form the multiple granitic lithologies of the Pingtan Complex. Our results indicate mixing between the crust- and mantle-derived magmas might play a limited role in formation of the Early Cretaceous felsic rocks in the coastal region of SE China.

Key words Zircon O-Hf isotopes; Biotite; Granitic rocks; Cretaceous; Coastal SE China

摘要 东南沿海地区发育具有“等同位素组成”特征的晚中生代双峰式火成岩,其成因备受争论。本文选择了福建省平潭岛双峰式杂岩体中的花岗闪长岩、英云闪长岩与花岗岩开展了高精度锆石 U-Pb 定年、原位 O-Hf 同位素和黑云母矿物化学方面的研究,以探讨这些花岗质岩石的成因。分析结果显示,花岗闪长岩、英云闪长岩与花岗岩的锆石 U-Pb 年龄分别为 116.8 ± 1.0 Ma、 116.3 ± 1.0 Ma 与 117.4 ± 1.0 Ma,表明它们均侵位于早白垩世。这三类岩石也有较为相似的锆石 O-Hf 同位素

* 本文受国家杰出青年科学基金项目(41525006)和 NSFC-广东省联合基金集成项目(U1701641)联合资助。

第一作者简介:张博,男,1991年生,博士生,地球化学专业, E-mail: zhangbo@gig.ac.cn

** 通讯作者:郭锋,男,1971年生,研究员,主要从事岩石学与大地构造学研究, E-mail: guofengt@263.net

组成。其中,锆石的 $\delta^{18}\text{O}$ 分别变化为 4.6‰~5.3‰、4.8‰~5.3‰ 及 5.0‰~5.6‰,与地幔的 O 同位素值基本一致。锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化范围分别为 +2.0~+7.1、+2.8~+6.5 及 +1.8~+5.6,相应的两阶段模式年龄 t_{DM2} 分别为 741~1046Ma、754~995Ma 及 815~1058Ma。锆石 O-Hf 同位素数据反映其熔融源区主要为相对较年轻的地壳物质,来自华夏地块古老基底的贡献较少。另外,黑云母矿物化学暗示这三类岩石具有 I 型花岗岩的特征。但是,黑云母种属在不同岩性间存在差异,其中花岗闪长岩与英云闪长岩中的黑云母为镁质类型,花岗岩中的黑云母为铁质类型。从花岗闪长岩、英云闪长岩到花岗岩,黑云母的结晶温度和岩浆体系的氧逸度均逐渐降低,这与钙碱性岩浆分异演化的趋势基本一致。结合前人研究资料及区域地质演化历程,我们认为平潭岛杂岩体中的花岗质岩石形成于古太平洋俯冲背景,其熔融源区主要为新增生地壳物质。花岗质岩石内部岩性的差别主要是母岩浆经历不同程度分异演化的结果。我们的研究结果暗示壳幔岩浆混合在东南沿海早白垩世长英质岩石形成过程中所具有的作用可能较为有限。

关键词 锆石 O-Hf 同位素;黑云母;花岗岩类;白垩纪;东南沿海

中图法分类号 P588.121; P597.3

花岗质岩石是构成大陆地壳的重要组成单元,也是地球有别于其他星球的重要标志之一(吴福元等,2007)。开展花岗质岩石的成因研究有助于我们深入理解壳幔相互作用方式、地壳形成及演化等地球深部过程(Vignerresse, 2004; Wang *et al.*, 2010, 2012; Chen *et al.*, 2017; Guo *et al.*, 2019; Tang *et al.*, 2019)。东南沿海地区广泛发育晚中生代长英质岩浆作用,因此该区一直是开展该研究工作的热点区域。尽管如此,现今对这些晚中生代长英质岩浆岩的成因问题一直存在争论,已有观点包括古老地壳的重熔、年轻地壳的重熔或壳幔岩浆之间的相互混合等(邢光福和陶奎元,1998; Xu *et al.*, 1999; Li, 2000; Griffin *et al.*, 2002; Zhou *et al.*, 2006; 徐夕生,2008; Guo *et al.*, 2012; Li *et al.*, 2014a, b, 2018; Zhao *et al.*, 2016; Chen *et al.*, 2017, 2019a)。造成这些分歧的原因与以下一些因素有关:(1)由于不同测年手段(如单矿物-全岩 Rb-Sr、Sm-Nd 等时线及 LA-ICP-MS 等)分析精度的不同,以往对同一岩石所获得的同位素年龄数据也存在差别,这制约了我们对岩浆热事件发生时间的认识以及对其所处构造环境的解释(Tong and Tobisch, 1996; Li, 2000; Li *et al.*, 2014a, b)。(2)区域上晚中生代岩浆岩虽以长英质类型为主导,但也有少量镁铁质岩石的存在。在某些地区(如福建沿海),这两种类型的岩石经常相伴产出并构成双峰式火山-侵入杂岩。其中,镁铁质与长英质端元的岩石还具有极为相似的 Sr、Nd 同位素组成,这被前人认为它们是具有“等同位素组成”特征的双峰式岩浆岩(薛怀民等,1996; 邢光福和陶奎元,1998; Xing *et al.*, 2004)。这种“等同位素组成”特征的存在使得我们仅依靠全岩 Sr、Nd 同位素数据难以解释杂岩体中长英质端元岩石的成因。(3)以往对东南沿海晚中生代长英质岩石的研究工作多侧重于全岩地球化学分析,而对矿物化学及原位同位素方面的研究仍较为欠缺。相对于全岩地球化学分析而言,矿物成分及原位同位素分析可以更精确地反映与岩浆演化及岩浆源区有关的信息,因此深入开展这方面的研究工作十分必要。

锆石作为花岗质岩石中的一种常见副矿物,其具有高 U-Th-Hf 含量、结构稳定以及不易受低温蚀变影响等特点,是开展 U-Pb 定年和原位 O-Hf 同位素分析的理想矿物(Ireland

and Williams, 2003; Kemp *et al.*, 2007)。对锆石原位 O-Hf 同位素的分析如今已成为示踪花岗质岩浆源区属性及探讨地壳演化过程的重要手段之一(Hawkesworth and Kemp, 2006; Kemp *et al.*, 2007; Scherer *et al.*, 2007; 吴福元等, 2007; Li *et al.*, 2009; Payne *et al.*, 2016)。除锆石之外,黑云母作为花岗质岩浆岩中最为常见的镁铁质造岩矿物,其矿物化学成分变化不仅可以有效指示有关寄主岩浆的性质、岩浆体系的物理化学条件(如温度及氧逸度等),在一定程度上还可以指示岩浆岩的成因类型(De Albuquerque, 1973; Abdel-Rahman, 1994; Nachit *et al.*, 2005; 杜后发等,2017; 鲍新尚等,2019)。因此,对东南沿海晚中生代花岗质岩石综合开展锆石高精度定年、O-Hf 同位素和黑云母矿物化学方面的研究,对于理解该地区大规模长英质岩浆作用成因、深入认识壳幔相互作用方式及探索深部动力学背景均具有十分重要的意义。

福建省平潭岛中发育一套以花岗质钙碱性岩石为主的双峰式杂岩体,是东南沿海晚中生代岩浆作用的典型代表。该杂岩体的镁铁质与长英质端元岩石之间具有极为相似的 Sr、Nd 同位素组成(Li *et al.*, 2018)。虽然前人对其开展过一系列的基础性研究工作(Dong *et al.*, 1997; Xu *et al.*, 1999; Griffin *et al.*, 2002; Li *et al.*, 2018),但仍存在很大不足。比如,(1)花岗闪长岩及英云闪长岩作为该杂岩体中的重要组成部分,至今未有较为精确的同位素地质年龄的报道;(2)虽然前人对花岗岩的年龄有过报道,但是由于不同同位素测年手段本身分析精度的差异,所获得的同位素年龄值变化较大(116~125Ma, Dong *et al.*, 1997; Li *et al.*, 2018);(3)前人对该花岗质岩石中的花岗闪长岩及花岗岩开展过初步的锆石原位 Hf 同位素分析,但是由于所分析测试锆石具有较高 U、Yb 含量等原因,使得所获得的 Hf 同位素数据质量存在较大问题(Griffin *et al.*, 2002; Li *et al.*, 2018),这直接影响到了我们对数据的解释以及对岩石成因的正确认识;(4)至今仍缺少与该套花岗质岩石有关锆石原位 O 同位素及黑云母矿物化学方面的研究工作,这限制了我们对岩石成因的全方位解读。基于以上这些原因,本次选择平潭岛晚中生代杂岩体中不同花岗质岩石类型作为研究对象,分别对其

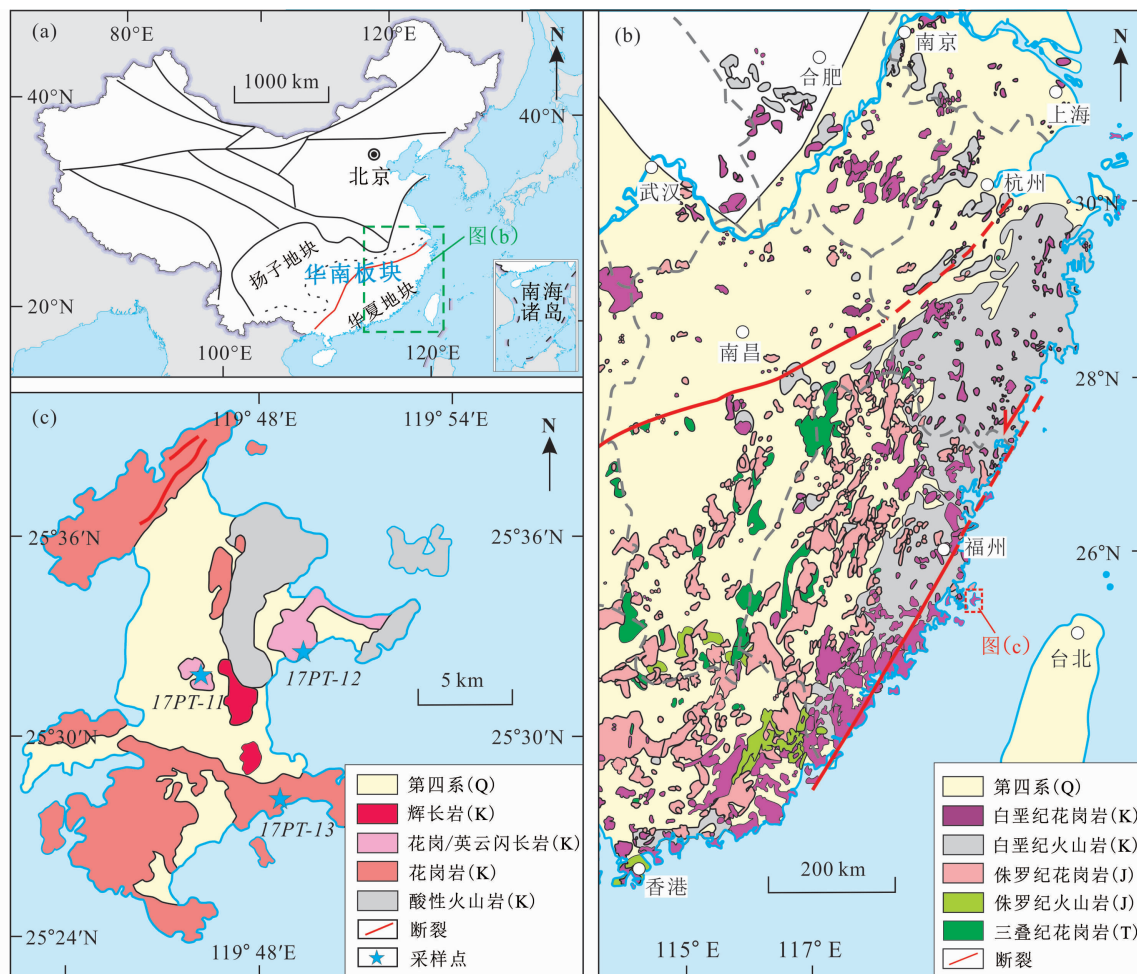


图1 华南构造简图(a,据 Yan *et al.*, 2003; Zhang *et al.*, 2013)、东南沿海地质简图(b,据 Guo *et al.*, 2012; Zhou *et al.*, 2006)及平潭岛地质图(c,据 Xu *et al.*, 1999)

Fig. 1 A simplified tectonic map of South China (a, after Yan *et al.*, 2003; Zhang *et al.*, 2013), geologic maps of coastal SE China (b, after Guo *et al.*, 2012; Zhou *et al.*, 2006) and the Pingtan Island (c, after Xu *et al.*, 1999)

进行锆石 U-Pb 定年、O-Hf 同位素及黑云母成分等方面的研究,旨在进一步约束其岩浆作用时间、查明其源区属性以及深入理解“等同位素组成”双峰式岩浆岩中长英质岩石的成因问题。

1 地质概况及岩体特征

华南板块主要分为西北部的扬子地块以及东南部的华夏地块。两大地块以江南造山带为界拼合于新元古代(图 1a, Zhang *et al.*, 2013)。其中,华夏地块内发育大规模的晚中生代构造-岩浆作用,被认为与古太平洋的俯冲消减作用有关(Zhou and Li, 2000; Zhou *et al.*, 2006)。晚中生代构造-岩浆作用在华夏地块东部的福建沿海地区表现得尤为明显。该地区发育了一条规模巨大的 NE-SW 向的左旋走滑断裂带(长乐-南澳断裂),且该断裂带两侧显著发育晚中生代镁铁质及花岗质岩浆作用(图 1b, Chen *et al.*, 2013; Li *et al.*,

2018; Zhang *et al.*, 2019)。以长乐-南澳断裂带为界,福建沿海地区又可被分为西部的燕山期岩浆岩带以及东部的平潭-东山变质带(Li *et al.*, 2014b)。前人研究表明长乐-南澳断裂带活动时间不晚于 130 ~ 122Ma,其强烈的左旋剪切作用使得带内的岩石(年龄 > 120Ma)发生了显著的变形或变质作用(Tong and Tobisch, 1996; 李武显等, 2003)。除此之外,位于断裂带东侧的平潭-东山变质带中的变形变质作用也较为强烈,岩石类型主要包括片麻岩以及片岩等,这些已变形变质的岩石又被晚中生代花岗质岩石或岩脉所侵入(Chen *et al.*, 2002; Li *et al.*, 2014b)。

研究区所在的平潭岛总面积约 267km²。岛内出露的岩石类型多样,主要包括角闪辉长岩、花岗/英云闪长岩、花岗岩及相应的酸性火山岩。其中,角闪辉长岩主要见于平潭岛中部地区,呈小岩株、岩墙状产出(Xu *et al.*, 1999);花岗/英云闪长岩及酸性火山岩主要分布于平潭岛东北部地区;花岗岩则广泛分布于平潭岛南部以及西北部地区(图 1c)。角闪

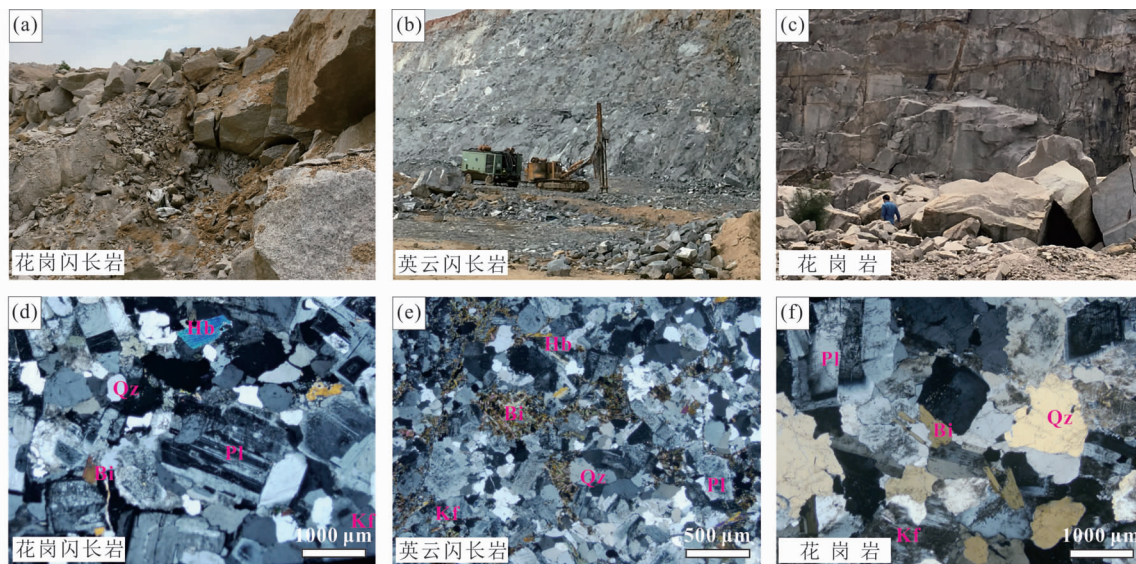


图2 平潭岛花岗质岩石的野外照片(a-c)及正交偏光镜下显微照片(d-f)

Pl-斜长石; Kf-碱性长石; Hb-角闪石; Bi-黑云母; Qz-石英

Fig. 2 Field photos (a-c) and corresponding micrographs under cross-polarized light (d-f) of the granitic rocks from the Pingtan Island

Mineral abbreviations: Pl-plagioclase; Kf-alkali feldspar; Hb-hornblende; Bi-biotite; Qz-quartz

辉长岩、花岗/英云闪长岩及花岗岩的出露面积比例约6:12:82,在花岗质岩石的边缘见有条带状的辉长质碎块(Dong *et al.*, 1997)。尽管这些岩石位于平潭-东山变质带中,但均未遭受变形变质作用。

2 样品描述

本次研究采集的岩石样品主要为平潭岛晚中生代杂岩体中的花岗闪长岩、英云闪长岩及花岗岩(图2a-c)。其中,花岗闪长岩(PT-12)的采样坐标为:25°32'32.91" N、119°49'02.24" E,英云闪长岩(PT-11)采样坐标为:25°32'23.76" N、119°47'02.36" E,花岗岩(PT-13)的采样坐标为:25°28'28.70" N、119°49'04.72" E。野外所采集的花岗闪长岩、英云闪长岩及花岗岩均较为新鲜。代表性样品的岩相学特征主要描述如下:

花岗闪长岩灰白色,中细粒花岗结构,块状构造。造岩矿物主要为斜长石(60%~65%)、碱性长石(~5%)、石英(20%~25%)、角闪石(~5%)及黑云母(~2%)。副矿物主要有磷灰石、锆石和铁钛氧化物等。其中斜长石呈自形-半自形板状,聚片双晶及正环带结构较为明显。碱性长石及石英均呈他形粒状不规则分布。角闪石呈自形-半自形柱状。黑云母总体上呈褐色,具有明显的多色性,局部发育解理,以自形-半自形片状分布于岩石中,片径约200~500 μm ,未见有蚀变作用(图2d)。

英云闪长岩暗灰色,中细粒花岗结构,块状构造。造岩矿物主要由斜长石(50%~60%)、碱性长石(5%~10%)、

石英(20%~25%)、角闪石(~5%)及黑云母(5%~15%)组成。副矿物主要有磷灰石、锆石和铁钛氧化物等。其中斜长石呈自形-半自形板状,发育卡-钠复合双晶及聚片双晶,部分具有明显的正环带结构。碱性长石呈他形粒状不规则分布。石英也呈它形粒状,局部见有波状消光。角闪石呈自形-半自形柱状。黑云母呈棕褐色-黄褐色,具有明显的多色性但解理不发育,主要以自形-半自形片状分布于岩石中,片径大小约40~150 μm ,未经受晚期蚀变作用影响(图2e)。

花岗岩砖红色,中粗粒花岗结构,块状构造。造岩矿物主要由碱性长石(40%~55%)、斜长石(20%~25%)、石英(25%~30%)及黑云母(3%~5%)组成。副矿物主要有磷灰石、锆石和铁钛氧化物等。其中斜长石呈自形-半自形板状,发育聚片双晶。碱性长石呈他形粒状,多具条纹结构。石英呈他形粒状,局部见有波状消光。黑云母呈黄褐色,具有明显的多色性及解理,以自形-半自形片状不均匀分布于岩石中,片径大小约500~1200 μm ,未受后期蚀变作用影响(图2f)。

3 分析方法

将野外所采集的三类岩石样品分别切取出其中的新鲜部分,磨制探针片和单矿物分选,以开展相关的岩相学、矿物学和地球化学分析。

3.1 锆石 U-Pb 年代学

首先使用重力分选、磁选及重液分选等手段从样品粉末

中分选出锆石颗粒,并在双目镜下进一步挑选出透明度高、内部无明显裂隙且颗粒相对较完整的锆石。随后,将挑选出的锆石颗粒以及锆石标准样品(Plešovice 和 Qinghu)颗粒粘于环氧树脂靶上,对其进行抛光至锆石的 1/3 ~ 1/2 处,并进行透射光、反射光及阴极发光图像的采集,用于揭示其内部结构特征以及帮助选择合适的测试点。锆石 U-Pb 年代学分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素国家重点实验室完成。本次研究中对于需要进行 U-Pb 年龄测定的岩石样品采用了离子探针(SIMS)的分析方法,所使用的仪器型号为 Cameca IMS-1280 HR。在分析测试之前,对样品靶表面进行镀金处理。采用 O_2^- 作为一次离子源,电流强度 ~ 8nA,分析束斑约 $20\mu\text{m} \times 30\mu\text{m}$ 。在分析测试过程中,锆石标准样品与未知样品交替进行分析。未知样品的 U-Th-Pb 同位素比值通过标准锆石样品 Plešovice ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.05369$, ~ 337.1Ma, Sláma *et al.*, 2008) 进行校正,使用标准样品 Qinghu(159.5Ma, Li *et al.*, 2013) 作为未知样对数据的精确度进行监控,并采用实测 ^{204}Pb 对普通 Pb 进行校正。关于仪器更为详细的参数设置及分析过程见 Li *et al.* (2009)。分析测试点的同位素比值及其元素含量使用 GLITTER 程序进行计算。最后对于获得的数据使用 Isoplot/Ex v. 3.00 软件进行处理并绘图。单个分析测试点的同位素比值及年龄误差以 1σ 进行表示。 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄的置信度 > 95%。

3.2 锆石原位 O-Hf 同位素

对锆石 O 同位素的分析是在之前进行 SIMS 锆石 U-Pb 定年的分析点附近进行。分析测试工作在中国科学院广州地球化学研究所同位素国家重点实验室完成。本次研究中对于需要进行锆石 O 同位素分析的岩石样品采用了离子探针(SIMS)的分析方法,仪器型号为 Cameca IMS-1280 HR。采用 $^{133}\text{Cs}^+$ 作为一次离子源,电流强度 2 ~ 3nA,分析束斑约 $10\mu\text{m}$ 。在分析测试过程中,锆石标准样品与未知样品交替进行分析。标准锆石样品 Penglai 作为外标用于校正仪器的质量分馏。标准锆石样品 Qinghu 作为未知样品对数据的精确度进行监控。更为详尽的仪器设置参数及分析流程见 Yang *et al.* (2018)。分析测试过程所得到的标准锆石样品 Qinghu 的 $\delta^{18}\text{O}$ 加权平均值为 $5.44 \pm 0.20\text{‰}$ (2SD),这一结果与 Yang *et al.* (2018) 所报道的结果在同一误差范围之内。

对锆石 Lu-Hf 同位素的分析是在之前进行 SIMS 锆石 O 同位素测试的相同位置进行。分析测试工作在中国科学院广州地球化学研究所同位素国家重点实验室完成。本次研究中对于需要进行锆石 Lu-Hf 同位素分析的岩石样品采用了激光剥蚀电感耦合等离子质谱(LA-ICP-MS)的分析方法,所使用的仪器为 Neptune Plus MC-ICP-MS,并配有 RESolution M-50 193nm 激光剥蚀系统。激光的主要参数设置如下:激光束的直径约 $45\mu\text{m}$,重复频率为 6Hz,能量密度约 $4\text{J}/\text{cm}^2$ 。选择氦气作为载气,流速设置为 $800\text{mL}/\text{min}$ 。在前 28s,关闭激光并监测系统的气体空白,在后 30s,打开激光

并收集信号。在分析测试过程中,气体空白 $^{180}\text{Hf} < 0.2\text{mv}$ 。 ^{173}Yb 和 ^{175}Lu 被用于校正 ^{176}Yb 和 ^{176}Lu 对 ^{176}Hf 的信号干扰。校正过程中所用的 $^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb}$ 和 $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}$ 比值分别为 0.79381 及 0.02656 (Segal *et al.*, 2003; Wu *et al.*, 2006)。有关分析方法及测试过程更为详细的描述见 Zhang *et al.* (2015)。分析测试过程所得到的标准锆石样品 Plešovice 的加权平均值为 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282480 \pm 0.000031$ (2SD),这一结果与 Sláma *et al.* (2008) 所报道的结果在同一误差范围之内。

3.3 黑云母矿物化学

本次研究中对黑云母矿物成分的分析主要采用了电子探针(EMPA)的分析方法。电子探针分析测试在中山大学物质结构分析实验室完成。在分析测试之前,在显微镜下圈出探针片中较为新鲜的黑云母矿物颗粒,然后使用喷碳仪对探针片表面进行了喷碳处理。分析测试过程中所使用的电子探针仪型号为日本岛津 EPMA-1720HT。分析测试条件主要包括:加速电压 ~ 15kV,电流 ~ 20nA,束斑直径 ~ $1\mu\text{m}$ 。分析测试中所选择的标准样品为美国 SPI 公司的硅酸盐矿物及氧化物。检测限为 0.01%,分析误差 < 2%。分析所获得的数据使用 ZAF 修正法进行校正。

4 分析结果

4.1 锆石 U-Pb 年龄

平潭岛花岗岩质岩石的锆石 U-Pb 同位素定年结果见表 1。在本次研究工作中,对花岗岩闪长岩、英云闪长岩及花岗岩分别选取了 19、21 及 17 颗锆石进行分析测试。

花岗岩闪长岩中的锆石无色透明,自形程度高,部分颗粒内部有小包裹体。锆石颗粒多呈短柱-长柱状,长度为 $60 \sim 210\mu\text{m}$,宽度为 $35 \sim 110\mu\text{m}$,长宽比约 1.3 ~ 3.0。阴极发光图像显示出明显的岩浆震荡韵律环带特征(图 3a),指示岩浆成因。分析结果表明锆石中的 U 含量变化为 $61 \times 10^{-6} \sim 197 \times 10^{-6}$,Th 含量变化为 $36 \times 10^{-6} \sim 169 \times 10^{-6}$,Th/U 比值为 0.60 ~ 0.92,具有典型的岩浆成因锆石的特征。19 个数据点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄变化于 $113.2 \pm 2.0\text{Ma} \sim 119.0 \pm 2.2\text{Ma}$ 之间,均分布于谐和线上或在其附近。分析点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均值为 $116.8 \pm 1.0\text{Ma}$ ($N = 19$, MSWD = 0.54) (图 3a, b)。

英云闪长岩中的锆石总体上无色透明,自形程度较好。其内部裂隙极少,部分颗粒内部有小包裹体。锆石颗粒多呈短柱-长柱状,长度为 $80 \sim 220\mu\text{m}$,宽度为 $50 \sim 120\mu\text{m}$,长宽比约 1.6 ~ 4.0。阴极发光图像显示出明显的岩浆震荡韵律环带特征(图 3c),指示岩浆成因。本次测试过程中均选择韵律环带结构明显的部位作为测点。测试结果表明锆石中的 U 含量变化为 $58 \times 10^{-6} \sim 308 \times 10^{-6}$,Th 含量变化为 $30 \times 10^{-6} \sim 229 \times 10^{-6}$,Th/U 比值为 0.51 ~ 0.95,属典型的岩浆

表1 平潭岛花岗质岩石的SIMS 锆石 U-Pb 定年结果

Table 1 SIMS zircon U-Pb dating results of the granitic rocks from the Pingtan Island

测点号	U ($\times 10^{-6}$)	Th ($\times 10^{-6}$)	Pb ($\times 10^{-6}$)	Th/U	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$ (%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$ (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$ (%)	$t_{206/238}$ (Ma)	$\pm 1\sigma$
花岗岩长岩 (17PT-12)												
01	88	58	2	0.66	0.1229	17.20	0.0186	2.18	0.0744	5.75	118.7	2.6
02	87	53	2	0.61	0.1009	19.07	0.0184	1.72	0.0743	6.05	117.2	2.0
03	102	67	2	0.65	0.1104	20.12	0.0183	1.51	0.0722	6.13	117.2	1.8
04	197	130	5	0.66	0.1256	5.98	0.0186	1.86	0.0583	2.86	119.0	2.2
05	103	71	2	0.69	0.1089	18.50	0.0183	1.66	0.0690	4.45	117.0	1.9
06	61	36	1	0.60	0.1324	19.09	0.0184	1.61	0.0814	7.51	117.7	1.9
07	144	125	3	0.86	0.1159	9.53	0.0184	1.61	0.0617	3.91	117.4	1.9
08	109	67	2	0.62	0.1084	13.61	0.0186	1.65	0.0665	6.20	118.9	1.9
09	86	52	2	0.61	0.1267	10.99	0.0183	1.60	0.0695	3.96	116.9	1.9
10	72	46	2	0.64	0.1250	11.58	0.0184	1.66	0.0723	5.25	117.7	1.9
11	119	93	3	0.78	0.1177	27.34	0.0179	1.52	0.1875	2.88	114.1	1.7
12	124	77	3	0.62	0.1190	5.19	0.0183	1.53	0.0570	2.89	116.8	1.8
13	88	55	2	0.62	0.1073	9.28	0.0179	1.61	0.0601	3.43	114.1	1.8
14	150	89	3	0.59	0.1132	6.93	0.0184	1.76	0.0529	3.59	117.3	2.0
15	184	169	4	0.92	0.1176	3.96	0.0183	1.51	0.0533	2.30	116.6	1.8
16	104	63	2	0.61	0.1050	7.71	0.0177	1.75	0.0548	3.37	113.2	2.0
17	185	147	4	0.80	0.1183	3.33	0.0186	1.53	0.0510	2.01	119.0	1.8
18	105	73	2	0.69	0.1298	3.96	0.0182	1.56	0.0594	2.23	116.3	1.8
19	159	142	4	0.89	0.1218	4.20	0.0184	1.58	0.0535	2.22	117.4	1.8
英云闪长岩(17PT-11)												
01	58	30	1	0.52	0.1421	13.43	0.0182	1.96	0.0759	8.07	116.3	2.3
02	146	87	3	0.60	0.1172	8.22	0.0181	1.75	0.0631	3.31	115.5	2.0
03	137	88	3	0.64	0.1137	11.51	0.0182	1.55	0.0650	5.12	116.2	1.8
04	89	51	2	0.57	0.1041	19.97	0.0183	1.82	0.0779	7.81	117.1	2.1
05	76	43	2	0.57	0.1275	17.72	0.0181	1.72	0.0809	7.68	115.4	2.0
06	122	72	3	0.59	0.1212	5.31	0.0182	1.52	0.0597	3.04	116.2	1.8
07	186	171	5	0.92	0.1218	4.98	0.0184	1.73	0.0540	2.67	117.8	2.0
08	171	119	4	0.69	0.1163	6.90	0.0180	1.58	0.0548	2.85	115.1	1.8
09	147	125	3	0.85	0.1147	6.62	0.0182	1.51	0.0538	3.21	116.2	1.7
10	166	105	4	0.63	0.1193	3.67	0.0179	1.55	0.0546	2.07	114.5	1.8
11	118	73	3	0.62	0.0998	7.01	0.0185	1.56	0.0561	2.47	118.1	1.8
12	133	77	3	0.58	0.1215	5.47	0.0183	1.54	0.0553	2.36	117.1	1.8
13	173	125	4	0.72	0.1314	2.15	0.0187	1.50	0.0510	1.54	119.2	1.8
14	308	229	7	0.74	0.1234	3.26	0.0183	1.51	0.0530	2.40	116.9	1.7
15	112	67	2	0.60	0.1125	6.12	0.0181	1.55	0.0559	2.70	115.5	1.8
16	123	85	3	0.69	0.1197	4.95	0.0182	1.93	0.0550	2.46	116.2	2.2
17	193	184	5	0.95	0.1138	3.20	0.0182	1.54	0.0510	1.48	116.5	1.8
18	200	135	5	0.67	0.1186	3.22	0.0180	1.71	0.0524	1.45	115.2	2.0
19	93	47	2	0.51	0.1171	6.13	0.0182	1.64	0.0555	2.14	116.0	1.9
20	142	93	3	0.65	0.1123	3.88	0.0182	1.55	0.0521	1.69	116.0	1.8
21	84	49	2	0.58	0.1100	7.51	0.0181	1.64	0.0566	3.25	115.5	1.9
花岗岩 (17PT-13)												
01	168	124	4	0.74	0.1193	6.60	0.0183	1.56	0.0610	3.30	116.9	1.8
02	576	306	13	0.53	0.1219	3.19	0.0185	1.51	0.0529	1.79	118.3	1.8
03	471	268	11	0.57	0.1192	2.82	0.0187	1.58	0.0537	0.99	119.2	1.9
04	287	266	7	0.93	0.1201	4.73	0.0184	1.53	0.0594	2.66	117.6	1.8
05	357	256	8	0.72	0.1158	6.11	0.0187	1.50	0.0563	2.54	119.3	1.8
06	275	212	7	0.77	0.1235	5.29	0.0186	1.51	0.0595	2.48	118.7	1.8
07	127	96	3	0.75	0.1097	10.28	0.0185	1.85	0.0699	3.43	118.0	2.2

续表 1

Continued Table 1

测点号	U ($\times 10^{-6}$)	Th ($\times 10^{-6}$)	Pb ($\times 10^{-6}$)	Th/U	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$ (%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$ (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$ (%)	$t_{206/238}$ (Ma)	$\pm 1\sigma$
08	129	103	3	0.80	0.1252	9.56	0.0183	1.81	0.0699	3.56	117.1	2.1
09	208	203	5	0.98	0.1222	8.06	0.0184	1.56	0.0611	3.84	117.7	1.8
10	180	115	4	0.64	0.1093	22.95	0.0176	1.59	0.1276	6.05	112.3	1.8
11	708	416	16	0.59	0.1280	2.89	0.0189	1.50	0.0631	0.83	120.7	1.8
12	504	400	12	0.79	0.1231	2.75	0.0183	1.51	0.0526	1.92	116.7	1.7
13	104	98	2	0.94	0.1166	16.18	0.0178	1.51	0.0981	2.70	113.5	1.7
14	459	516	12	1.12	0.1214	2.88	0.0186	1.51	0.0557	1.53	118.5	1.8
15	462	374	11	0.81	0.1198	4.65	0.0184	1.52	0.0627	1.68	117.7	1.8
16	202	138	5	0.68	0.1203	3.65	0.0184	1.55	0.0527	1.89	117.8	1.8
17	145	158	4	1.09	0.1126	5.82	0.0184	1.61	0.0526	2.41	117.5	1.9

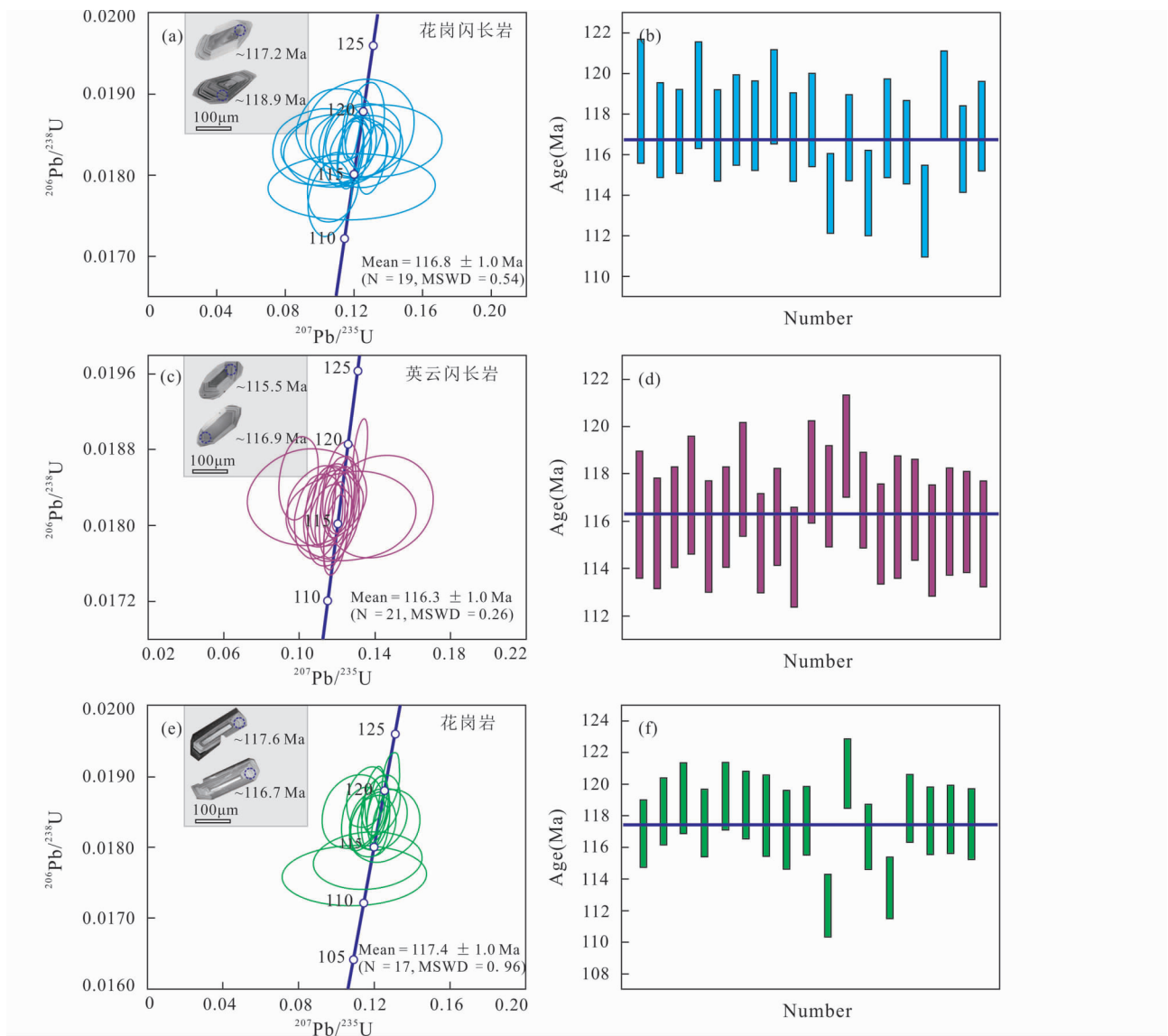


图3 平潭岛花岗质岩石的锆石 U-Pb 谐和图

Fig. 3 U-Pb concordia diagrams of zircon in the granitic rocks from the Pingtan Island

表2 平潭岛花岗岩质岩石中锆石的 O-Hf 同位素组成

Table 2 The O and Hf isotopic compositions of zircon in granitic rocks from the Pingtan Island

测点号	Age (Ma)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	2SE	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	t_{DM2} (Ma)	$f_{\text{Lu/Hf}}$
花岗岩长岩 (17PT-12)										
01	118.7	4.7	0.2	0.039710	0.001309	0.282798	0.000012	3.4	955	-0.96
02	117.2	4.8	0.1	0.040925	0.001240	0.282825	0.000012	4.4	895	-0.96
03	119.0	4.6	0.2	0.036550	0.001203	0.282828	0.000013	4.5	887	-0.96
04	117.0	4.6	0.3	0.037668	0.001246	0.282889	0.000012	6.6	751	-0.96
05	117.7	4.8	0.1	0.034677	0.001125	0.282893	0.000015	6.8	741	-0.97
06	118.9	4.8	0.2	0.022014	0.000693	0.282821	0.000012	4.3	900	-0.98
07	117.7	4.7	0.2	0.046963	0.001417	0.282891	0.000013	6.7	747	-0.96
08	116.8	4.7	0.2	0.022685	0.000725	0.282869	0.000013	5.9	793	-0.98
09	117.3	5.3	0.1	0.049091	0.001585	0.282816	0.000012	4.0	917	-0.95
10	116.6	4.7	0.1	0.029840	0.000973	0.282902	0.000012	7.1	720	-0.97
11	119.0	5.1	0.2	0.040687	0.001284	0.282786	0.000013	3.0	982	-0.96
12	116.3	5.0	0.2	0.038381	0.001231	0.282758	0.000013	2.0	1046	-0.96
13	117.4	4.9	0.2	0.034479	0.001132	0.282833	0.000013	4.6	876	-0.97
英云闪长岩 (17PT-11)										
01	116.3	5.1	0.2	0.034740	0.001137	0.282820	0.000026	4.2	906	-0.97
02	117.1	5.1	0.3	0.042225	0.001322	0.282803	0.000024	3.6	945	-0.96
03	117.8	5.1	0.2	0.028305	0.000907	0.282823	0.000022	4.3	897	-0.97
04	115.1	4.8	0.1	0.026340	0.000873	0.282887	0.000024	6.5	754	-0.97
05	116.2	5.3	0.2	0.027576	0.000880	0.282815	0.000024	4.0	917	-0.97
06	114.5	5.0	0.2	0.022208	0.000709	0.282816	0.000022	4.0	915	-0.98
07	117.1	5.2	0.2	0.031472	0.000952	0.282825	0.000024	4.4	894	-0.97
08	119.2	5.2	0.2	0.029172	0.000913	0.282779	0.000020	2.8	995	-0.97
09	116.9	5.2	0.2	0.051596	0.001616	0.282811	0.000024	3.8	928	-0.95
10	115.5	5.1	0.2	0.052294	0.001707	0.282852	0.000024	5.2	837	-0.95
11	116.2	5.0	0.3	0.040206	0.001299	0.282869	0.000020	5.9	796	-0.96
12	116.5	5.0	0.2	0.033218	0.001012	0.282792	0.000024	3.2	969	-0.97
13	115.2	5.3	0.1	0.025458	0.000820	0.282801	0.000022	3.5	948	-0.98
14	116.0	5.3	0.2	0.018866	0.000619	0.282855	0.000024	5.4	825	-0.98
15	115.5	5.2	0.2	0.032488	0.001000	0.282793	0.000024	3.2	968	-0.97
花岗岩 (17PT-13)										
01	116.9	5.2	0.2	0.022046	0.000673	0.282764	0.000022	2.2	1030	-0.98
02	118.3	5.0	0.2	0.056842	0.001817	0.282798	0.000028	3.4	959	-0.95
03	119.2	5.1	0.2	0.038405	0.001250	0.282785	0.000024	3.0	985	-0.96
04	117.6	5.4	0.2	0.044772	0.001366	0.282838	0.000022	4.8	865	-0.96
05	119.3	5.3	0.2	0.034767	0.001080	0.282814	0.000024	4.0	918	-0.97
06	118.7	5.1	0.2	0.041670	0.001321	0.282821	0.000024	4.2	905	-0.96
07	118.0	5.5	0.2	0.041423	0.001342	0.282753	0.000026	1.8	1058	-0.96
08	117.1	5.2	0.2	0.053812	0.001667	0.282831	0.000024	4.5	884	-0.95
09	117.7	5.6	0.2	0.044396	0.001379	0.282857	0.000022	5.5	824	-0.96
10	120.7	5.4	0.2	0.033568	0.001112	0.282859	0.000022	5.6	815	-0.97
11	116.7	5.4	0.2	0.037153	0.001170	0.282791	0.000022	3.2	971	-0.96
12	118.5	5.5	0.2	0.033923	0.001127	0.282780	0.000026	2.8	996	-0.97
13	117.7	5.4	0.2	0.043181	0.001328	0.282839	0.000022	4.8	865	-0.96
14	117.8	5.5	0.2	0.031171	0.001035	0.282805	0.000026	3.7	938	-0.97

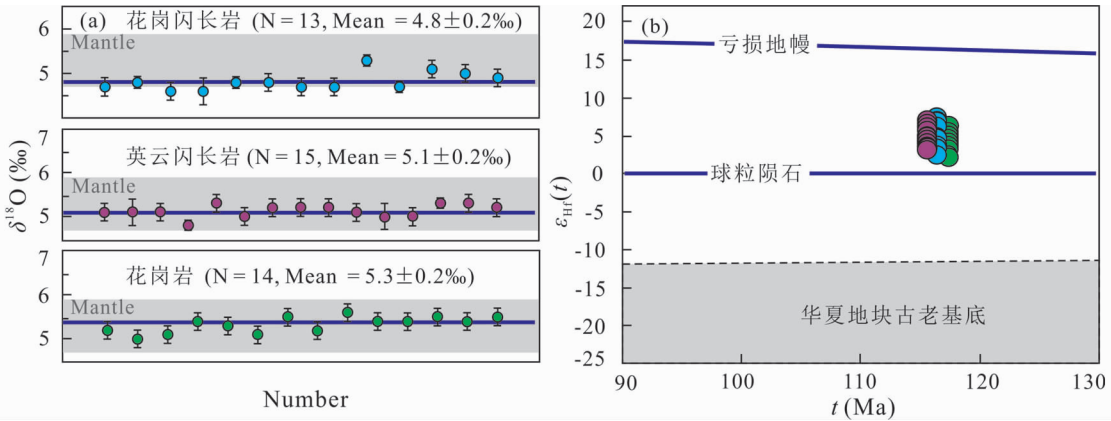


图4 平潭岛花岗质岩石的锆石原位 O 同位素组成 (a, 地幔 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围引自 Valley *et al.*, 1998) 及 Hf 同位素组成 (b, 底图据 Zhao *et al.*, 2016)

Fig. 4 Diagrams of in-situ O isotopes (a, variation range of $\delta^{18}\text{O}$ in mantle is after Valley *et al.*, 1998) and Hf isotopes (b, after Zhao *et al.*, 2016) of zircon in the granitic rocks from the Pingtan Island

成因锆石。锆石分析点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄较集中, 变化于 $114.5 \pm 1.8\text{Ma} \sim 119.2 \pm 1.8\text{Ma}$ 之间。21 个数据点均分布于谐和线上或在其附近, 暗示这些锆石形成后的 U-Pb 体系是封闭的 (基本无 U 及 Pb 的加入或者丢失)。分析点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均值为 $116.3 \pm 1.0\text{Ma}$ ($N = 21$, $\text{MSWD} = 0.26$) (图 3c, d)。

花岗岩中的锆石多为无色透明, 少数偏淡黄色, 自形程度亦较好。其内部裂隙较少, 部分颗粒内部存在小包裹体。锆石颗粒以长柱状为主, 长度为 $50 \sim 230\mu\text{m}$, 宽度为 $40 \sim 100\mu\text{m}$, 长宽比约 $1.3 \sim 4.5$ 。阴极发光图像表明 (图 3e), 绝大多数锆石具有明显的岩浆韵律生长环带, 个别锆石颗粒内部包裹有继承性核。测点均选择岩浆韵律环带清晰的位置。分析结果表明, 锆石的 U 含量变化为 $104 \times 10^{-6} \sim 708 \times 10^{-6}$, Th 含量变化为 $96 \times 10^{-6} \sim 516 \times 10^{-6}$, Th/U 比值为 $0.53 \sim 1.12$, 为典型的岩浆成因锆石。17 个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄变化于 $112.3 \pm 1.8\text{Ma} \sim 120.7 \pm 1.8\text{Ma}$ 之间, 在 U-Pb 谐和图中数据点的谐和性亦较好。样品的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均值为 $117.4 \pm 1.0\text{Ma}$ ($N = 17$, $\text{MSWD} = 0.96$) (图 3e, f)。总之, 这三类岩石的 SIMS 锆石 U-Pb 年龄基本一致, 属于同期岩浆作用的产物。

4.2 锆石 O-Hf 同位素组成

样品中锆石的 O 和 Hf 同位素分析结果见表 2 及图 4。花岗岩闪长岩中锆石的 O 同位素变化为 $4.6 \pm 0.2\text{‰} \sim 5.3 \pm 0.1\text{‰}$, 平均值为 $4.8 \pm 0.2\text{‰}$; 英云闪长岩中锆石的 O 同位素变化为 $4.8 \pm 0.1\text{‰} \sim 5.3 \pm 0.2\text{‰}$, 平均值为 $5.1 \pm 0.2\text{‰}$; 而花岗岩中锆石的 O 同位素变化为 $5.0 \pm 0.2\text{‰} \sim 5.6 \pm 0.2\text{‰}$, 平均值为 $5.3 \pm 0.2\text{‰}$ (图 4a)。花岗岩闪长岩、英云闪长岩及花岗岩的锆石的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 测试值均 < 0.002 , 表明锆石结晶后放射性成因 Hf 积累较少, 可代表锆石形成时岩浆体系的

Hf 同位素组成 (周清等, 2012)。其中花岗岩闪长岩中锆石的初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值变化为 $0.282758 \sim 0.2829.2$, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化为 $+2.0 \sim +7.1$ (图 4b), 两阶段模式年龄 t_{DM2} 为 $741 \sim 1046\text{Ma}$; 英云闪长岩中锆石的初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值较为一致, 变化于 $0.282779 \sim 0.282887$ 之间, 通过锆石 U-Pb 年龄进行校正后得到的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化为 $+2.8 \sim +6.5$ (图 4b), 两阶段模式年龄 t_{DM2} 为 $754 \sim 995\text{Ma}$; 花岗岩中锆石的初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值变化于 $0.282753 \sim 0.282859$ 之间, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化为 $+1.8 \sim +5.6$ (图 4b), 两阶段模式年龄 t_{DM2} 为 $815 \sim 1058\text{Ma}$ 。总体而言, 这三类岩石中锆石的 O-Hf 同位素组成不仅变化范围较窄, 而且较为相似。

4.3 黑云母的成分特征

样品中黑云母的成分分析结果见表 3。花岗岩闪长岩、英云闪长岩及花岗岩中黑云母的氧化物总量分别为 $92.7\% \sim 95.2\%$, $93.2\% \sim 96.0\%$ 以及 $93.8\% \sim 95.7\%$, 分析结果在允许误差范围之内。其中, 花岗岩闪长岩中黑云母的 $\text{SiO}_2 = 35.8\% \sim 38.1\%$, $\text{TiO}_2 = 3.6\% \sim 4.6\%$, $\text{FeO}^{\text{T}} = 15.3\% \sim 19.3\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.4\% \sim 13.4\%$, $\text{MgO} = 11.7\% \sim 15.0\%$; 英云闪长岩中黑云母的 $\text{SiO}_2 = 35.0\% \sim 37.4\%$, $\text{TiO}_2 = 3.6\% \sim 4.4\%$, $\text{FeO}^{\text{T}} = 18.9\% \sim 20.3\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.3\% \sim 14.3\%$, $\text{MgO} = 10.4\% \sim 11.7\%$; 花岗岩中黑云母的 $\text{SiO}_2 = 34.0\% \sim 36.0\%$, $\text{TiO}_2 = 3.0\% \sim 3.7\%$, $\text{FeO}^{\text{T}} = 22.9\% \sim 4.3\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14.5\% \sim 15.7\%$, $\text{MgO} = 6.2\% \sim 7.6\%$ 。

样品的 Fe_2O_3 及 FeO 含量调整采用了林文蔚和彭丽君 (1994) 的方法, 并以 22 个 O 原子为基础计算黑云母的阳离子数及其他相关参数。花岗岩闪长岩的 $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}) = 0.32 \sim 0.43$, $X_{\text{Mg}}[\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})] = 0.53 \sim 0.63$, $\text{MF}[\text{Mg}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn})] = 1.05 \sim 1.25$, $\text{Ti} = 0.41 \sim 0.54\text{apfu}$, $\text{Al}^{\text{T}} = 2.25 \sim 2.42$; 英云闪长岩的 $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} +$

表3 平潭岛花岗岩中黑云母的矿物化学成分 (wt%)

Table 3 Chemical compositions of biotite in granitic rocks from the Pingtan Island (wt%)

测试点	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
样品	花岗岩长岩 (17PT-12)																		
SiO ₂	37.05	36.20	37.33	36.45	37.72	37.13	37.40	37.33	36.62	37.07	35.83	37.13	36.39	36.57	37.72	38.12	37.15	36.91	
TiO ₂	4.12	4.42	3.93	3.55	4.31	4.05	3.83	4.04	4.63	4.12	4.01	4.00	4.29	4.13	3.94	3.63	4.06	4.04	
Al ₂ O ₃	13.10	12.44	13.33	12.76	13.05	13.08	12.85	13.38	12.71	13.01	13.28	13.18	13.33	12.64	12.56	12.76	13.19	13.16	
Cr ₂ O ₃	0.11	0.07	0.01	0.02	-	0.01	0.01	-	-	-	0.03	0.04	-	0.03	-	0.02	-	-	
FeO ^T	16.04	18.42	16.91	18.93	17.28	16.38	17.09	15.82	19.28	18.21	16.72	16.31	15.99	18.42	17.20	17.59	15.27	16.06	
MnO	0.09	0.23	0.19	0.15	0.14	0.14	0.09	0.17	0.24	0.24	0.18	0.23	0.09	0.24	0.17	0.21	0.11	0.09	
MgO	14.28	11.73	14.29	12.97	13.50	14.98	13.27	14.55	12.17	12.78	13.89	13.92	14.89	13.44	14.02	13.50	14.53	14.17	
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Na ₂ O	0.11	0.14	0.19	0.13	0.16	0.14	0.15	0.20	0.14	0.17	0.18	0.21	0.11	0.17	0.15	0.12	0.15	0.17	
K ₂ O	8.95	9.05	9.13	9.33	8.99	8.96	8.87	9.01	9.24	8.94	9.14	8.86	9.02	8.95	8.91	9.00	8.99	8.99	
P ₂ O ₅	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	0.01	-	0.02	-	0.03	-	-	0.03	
Total	93.84	92.69	95.30	94.29	95.16	94.88	93.56	94.49	95.03	94.55	93.27	93.86	94.13	94.59	94.69	94.94	93.46	93.61	
Si	5.66	5.69	5.64	5.64	5.70	5.61	5.74	5.65	5.63	5.68	5.55	5.67	5.55	5.62	5.73	5.78	5.67	5.65	
Al ^{IV}	2.34	2.30	2.36	2.33	2.30	2.33	2.26	2.35	2.30	2.32	2.42	2.33	2.39	2.29	2.25	2.22	2.33	2.35	
Al ^{VI}	0.02	0	0.01	0	0.03	0	0.07	0.03	0	0.02	0	0.05	0	0	0	0.06	0.04	0.03	
Ti	0.47	0.52	0.45	0.41	0.49	0.46	0.44	0.46	0.54	0.47	0.47	0.46	0.49	0.48	0.45	0.41	0.47	0.47	
Fe ³⁺	0.42	0.43	0.36	0.28	0.46	0.36	0.46	0.40	0.39	0.43	0.30	0.42	0.34	0.34	0.42	0.44	0.43	0.40	
Fe ²⁺	1.62	1.99	1.77	2.17	1.72	1.71	1.74	1.60	2.09	1.91	1.87	1.66	1.69	2.03	1.77	1.79	1.52	1.65	
Mn	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	
Mg	3.25	2.75	3.22	2.99	3.04	3.38	3.04	3.28	2.79	2.92	3.21	3.17	3.38	3.08	3.17	3.05	3.31	3.24	
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Na	0.03	0.04	0.06	0.04	0.05	0.04	0.04	0.06	0.04	0.05	0.05	0.06	0.03	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	
K	1.74	1.81	1.76	1.84	1.73	1.73	1.74	1.74	1.81	1.75	1.81	1.73	1.75	1.75	1.73	1.74	1.75	1.76	
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ + Mg)	0.33	0.42	0.36	0.42	0.36	0.34	0.36	0.33	0.43	0.40	0.37	0.34	0.33	0.40	0.36	0.37	0.32	0.34	
MF	1.22	1.06	1.20	1.10	1.16	1.24	1.16	1.24	1.05	1.10	1.19	1.20	1.25	1.12	1.18	1.15	1.25	1.22	
X _{Mg}	0.61	0.53	0.60	0.55	0.58	0.62	0.58	0.62	0.53	0.56	0.60	0.60	0.62	0.57	0.59	0.58	0.63	0.61	
Al ^T (Total)	2.36	2.30	2.37	2.33	2.33	2.33	2.33	2.39	2.30	2.35	2.42	2.37	2.39	2.29	2.25	2.28	2.37	2.37	
T(°C)	751	746	741	719	748	750	735	750	749	739	746	745	759	741	740	726	753	749	

续表 3

Continued Table 3

测试点	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
样品	英云闪长岩 (17PT-11)																		
SiO ₂	35.11	36.59	35.89	35.74	36.64	36.87	36.77	36.86	35.00	37.07	36.36	36.60	36.79	36.91	36.43	37.44	36.62	36.89	
TiO ₂	4.02	4.01	3.77	4.06	3.93	3.85	3.98	3.80	3.62	4.38	4.31	3.91	3.88	3.99	4.04	3.79	3.69	4.20	
Al ₂ O ₃	13.57	14.10	13.73	13.28	13.90	13.60	13.97	13.80	14.30	13.64	13.45	14.11	13.68	13.96	14.27	13.85	13.27	13.65	
Cr ₂ O ₃	-	0.01	0.03	-	0.05	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.03	0.01	0.07	-	0.05	0.01	-	
FeO ^T	19.96	19.18	19.37	19.75	19.46	19.85	20.22	20.13	20.09	19.45	19.86	18.90	19.47	19.73	20.26	19.41	20.17	19.34	
MnO	0.41	0.45	0.41	0.46	0.38	0.47	0.48	0.54	0.40	0.45	0.52	0.46	0.44	0.46	0.48	0.51	0.54	0.41	
MgO	10.93	10.39	11.69	11.34	11.39	11.07	10.90	11.06	11.06	10.95	10.56	11.59	11.40	11.19	11.00	11.46	11.50	10.98	
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Na ₂ O	0.05	0.05	0.07	0.08	0.05	0.06	0.03	0.05	0.05	0.10	0.07	0.10	0.01	0.03	0.06	0.09	0.08	0.09	
K ₂ O	9.19	9.34	9.59	9.49	9.31	9.52	9.30	9.50	9.69	9.53	9.57	9.56	9.23	9.45	9.50	9.23	9.16	9.42	
P ₂ O ₅	0.01	-	-	-	-	-	0.02	-	-	0.03	-	-	-	0.03	-	0.03	-	-	
Total	93.24	94.1	94.56	94.20	95.10	95.32	95.67	95.74	94.23	95.62	94.71	95.26	94.90	95.81	96.03	95.86	95.03	94.97	
Si	5.54	5.67	5.57	5.58	5.62	5.66	5.63	5.64	5.48	5.66	5.64	5.60	5.65	5.63	5.56	5.69	5.65	5.67	
Al ^{IV}	2.46	2.33	2.43	2.42	2.38	2.34	2.37	2.36	2.52	2.34	2.36	2.40	2.35	2.37	2.44	2.31	2.35	2.33	
Al ^{VI}	0.06	0.24	0.07	0.02	0.14	0.13	0.15	0.13	0.11	0.12	0.09	0.15	0.13	0.15	0.13	0.17	0.06	0.14	
Ti	0.48	0.47	0.44	0.48	0.45	0.44	0.46	0.44	0.43	0.50	0.50	0.45	0.45	0.46	0.46	0.43	0.43	0.49	
Fe ³⁺	0.34	0.49	0.30	0.32	0.42	0.40	0.43	0.39	0.25	0.45	0.41	0.38	0.44	0.42	0.38	0.46	0.37	0.45	
Fe ²⁺	2.29	1.99	2.21	2.26	2.08	2.15	2.15	2.19	2.38	2.03	2.16	2.04	2.07	2.09	2.21	2.01	2.23	2.03	
Mn	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.07	0.05	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.05	
Mg	2.57	2.40	2.70	2.64	2.61	2.53	2.49	2.52	2.58	2.49	2.44	2.65	2.61	2.55	2.51	2.60	2.64	2.51	
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Na	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	
K	1.85	1.85	1.90	1.89	1.82	1.87	1.82	1.86	1.93	1.86	1.89	1.87	1.81	1.84	1.85	1.79	1.80	1.85	
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ + Mg)	0.47	0.45	0.45	0.46	0.44	0.46	0.46	0.46	0.48	0.45	0.47	0.44	0.44	0.45	0.47	0.44	0.46	0.45	
MF	0.98	0.97	1.03	1.00	1.01	0.98	0.97	0.98	0.98	0.99	0.96	1.03	1.01	0.99	0.97	1.01	0.99	1.00	
X _{Mg}	0.49	0.49	0.52	0.51	0.51	0.50	0.49	0.49	0.50	0.50	0.49	0.52	0.51	0.50	0.49	0.51	0.50	0.50	
Al ^T (Total)	2.50	2.60	2.50	2.40	2.50	2.50	2.50	2.50	2.60	2.50	2.50	2.60	2.50	2.50	2.60	2.50	2.40	2.50	
T(°C)	728	724	721	730	724	719	722	716	713	736	734	725	723	724	724	718	715	732	

续表 3

Continued Table 3

测试点	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
样品	花岗岩 (17PT-13)																		
SiO ₂	35.72	35.34	35.67	35.12	34.46	34.67	35.51	35.18	34.87	34.48	33.96	34.75	34.34	34.74	35.31	36.03	35.24	35.43	
TiO ₂	3.49	3.64	3.54	3.69	3.54	3.53	3.38	3.23	3.60	3.34	3.56	3.39	3.56	3.26	3.39	3.02	3.29	3.20	
Al ₂ O ₃	14.93	14.82	14.46	14.57	15.44	15.34	15.73	14.79	14.55	15.21	15.28	14.93	15.38	15.30	15.06	15.42	15.54	15.42	
Cr ₂ O ₃	-	0.34	0.29	-	0.02	0.03	0.04	-	0.05	-	-	0.02	0.06	0.16	0.01	-	0.68	0.04	
FeO ^T	24.08	23.56	22.91	23.26	24.03	22.95	23.50	23.29	23.36	23.55	24.15	23.21	23.47	22.93	24.31	23.89	24.24	24.12	
MnO	1.08	1.00	1.00	1.00	0.98	0.97	1.13	1.02	1.05	0.98	1.13	1.10	1.04	1.05	1.14	1.06	1.09	1.15	
MgO	6.67	6.78	6.88	7.23	6.82	7.03	6.93	7.57	7.50	7.30	6.98	7.50	6.93	7.12	7.11	6.94	6.17	6.56	
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Na ₂ O	0.22	0.19	0.19	0.12	0.15	0.23	0.12	0.08	0.18	0.16	0.17	0.22	0.16	0.19	0.10	0.13	0.16	0.11	
K ₂ O	8.94	8.82	8.81	8.81	9.42	9.01	9.39	9.09	8.88	9.10	9.20	9.03	9.25	9.02	8.77	9.14	9.24	9.32	
P ₂ O ₅	-	0.02	-	0.02	-	-	0.03	0.02	-	-	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	-	-	-	
Total	95.15	94.51	93.76	93.82	94.86	93.75	95.73	94.26	94.03	94.12	94.44	94.13	94.20	93.80	95.23	95.64	95.64	95.33	
Si	5.61	5.60	5.67	5.58	5.46	5.52	5.54	5.57	5.55	5.49	5.42	5.52	5.47	5.54	5.55	5.62	5.56	5.57	
Al ^{IV}	2.39	2.40	2.33	2.42	2.54	2.48	2.46	2.43	2.45	2.51	2.58	2.48	2.53	2.46	2.45	2.38	2.44	2.43	
Al ^{VI}	0.38	0.37	0.39	0.31	0.35	0.40	0.44	0.34	0.27	0.34	0.29	0.32	0.36	0.41	0.34	0.45	0.46	0.43	
Ti	0.41	0.43	0.42	0.44	0.42	0.42	0.40	0.38	0.43	0.40	0.43	0.41	0.43	0.39	0.40	0.35	0.39	0.38	
Fe ³⁺	0.48	0.50	0.53	0.48	0.35	0.43	0.43	0.41	0.41	0.36	0.32	0.38	0.38	0.42	0.45	0.46	0.45	0.43	
Fe ²⁺	2.69	2.62	2.52	2.61	2.83	2.63	2.63	2.68	2.69	2.77	2.90	2.71	2.75	2.64	2.74	2.65	2.76	2.75	
Mn	0.14	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.15	0.14	0.14	0.13	0.15	0.15	0.14	0.14	0.15	0.14	0.15	0.15	
Mg	1.56	1.60	1.63	1.71	1.61	1.67	1.61	1.79	1.78	1.73	1.66	1.78	1.64	1.69	1.67	1.61	1.45	1.54	
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Na	0.07	0.06	0.06	0.04	0.05	0.07	0.03	0.02	0.05	0.05	0.05	0.07	0.05	0.06	0.03	0.04	0.05	0.03	
K	1.79	1.78	1.79	1.79	1.91	1.83	1.87	1.84	1.80	1.85	1.87	1.83	1.88	1.83	1.76	1.82	1.86	1.87	
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ + Mg)	0.63	0.62	0.61	0.60	0.64	0.61	0.62	0.60	0.60	0.62	0.64	0.60	0.63	0.61	0.62	0.62	0.65	0.64	
MF	0.64	0.66	0.68	0.69	0.65	0.69	0.67	0.71	0.71	0.69	0.66	0.71	0.67	0.69	0.66	0.66	0.60	0.63	
X _{Mg}	0.33	0.34	0.35	0.36	0.34	0.35	0.34	0.37	0.36	0.36	0.34	0.37	0.34	0.36	0.34	0.34	0.31	0.33	
Al ^T (Total)	2.77	2.77	2.71	2.73	2.88	2.88	2.89	2.76	2.73	2.85	2.87	2.79	2.89	2.87	2.79	2.83	2.89	2.86	
T(°C)	687	695	693	699	691	692	682	680	696	685	693	688	693	681	684	665	677	673	

注:阳离子数及相关参数是以 22 个 O 原子为基准进行计算

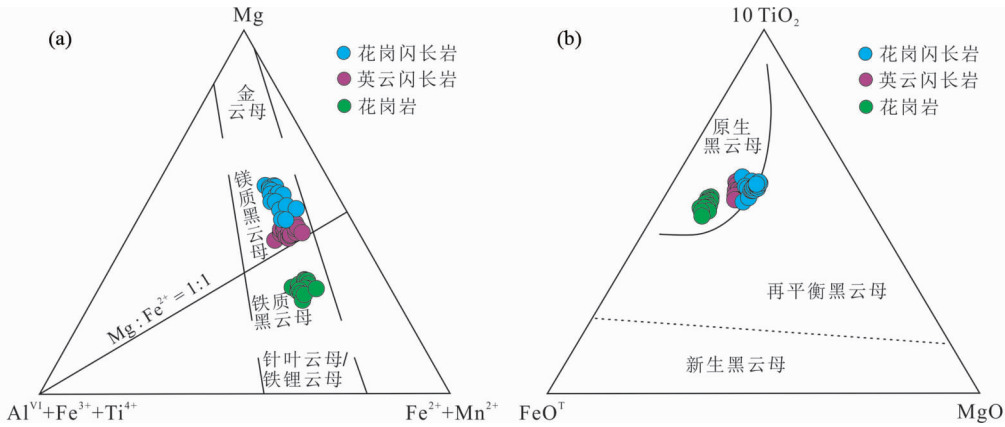


图5 平潭岛花岗质岩石中黑云母的 Mg-(Fe²⁺ + Mn²⁺)-(Fe³⁺ + Al^{VI} + Ti⁴⁺) 分类图解(a, 据 Foster, 1960) 及 10TiO₂-FeO^T-MgO 图解(b, 据 Nachit *et al.*, 2005)

Fig. 5 Discrimination diagrams of Mg-(Fe²⁺ + Mn²⁺)-(Fe³⁺ + Al^{VI} + Ti⁴⁺) (a, after Foster, 1960) and 10TiO₂-FeO^T-MgO (b, after Nachit *et al.*, 2005) of biotite in the granitic rocks from the Pingtan Island

Mg) = 0.44 ~ 0.48, $X_{Mg} [Mg / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})] = 0.49 \sim 0.52$, $MF [MF = Mg / (Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mg + Mn)] = 0.96 \sim 1.03$, $Ti = 0.43 \sim 0.50 \text{ apfu}$, $Al^T = 2.41 \sim 2.64$; 花岗岩的 $Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg) = 0.60 \sim 0.65$, $X_{Mg} [Mg / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})] = 0.31 \sim 0.37$, $MF [Mg / (Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mg + Mn)] = 0.60 \sim 0.71$, $Ti = 0.35 \sim 0.44 \text{ apfu}$, $Al^T = 2.71 \sim 2.89$ 。总体而言, 花岗闪长岩、英云闪长岩及花岗岩中的黑云母具有不同的矿物化学特征。根据黑云母的 Mg-(Al^{VI} + Fe³⁺ + Ti⁴⁺)-(Fe²⁺ + Mn²⁺) 分类图解可以看出花岗闪长岩及英云闪长岩中的黑云母属于镁质类型, 而花岗岩中的黑云母则属于铁质类型(图 5a)。虽然它们的类别不同, 但是 10TiO₂-FeO^T-MgO 图解指示英云闪长岩、花岗闪长岩及花岗岩中的黑云母均为原生黑云母(图 5b)。除此之外, 这三类岩石中的黑云母均贫 Ca 以及 Fe²⁺/(Fe²⁺ + Mg) 比值较为均一(Stone, 2000), 这些特征也暗示黑云母未受到后期流体的改造, 指示了其岩浆成因。综合以上分析, 黑云母在化学成分上所存在的差异并不是由岩浆后期的热液蚀变所致, 而是岩浆作用的产物。

5 讨论

5.1 成岩时代

前人所获得的平潭岛杂岩体中角闪辉长岩的形成年龄为 $115.8 \pm 1.2 \text{ Ma}$ (Zhang *et al.*, 2019), 所获得的花岗质岩石的形成年龄为 $116 \sim 125 \text{ Ma}$ (Dong *et al.*, 1997; Li *et al.*, 2018)。本次研究中所测得的该杂岩体中花岗闪长岩、英云闪长岩及花岗岩的形成年龄分别为 $116.8 \pm 1.0 \text{ Ma}$ 、 $116.3 \pm 1.0 \text{ Ma}$ 及 $117.4 \pm 1.0 \text{ Ma}$ 。这一最新高精度测年结果表明这些花岗质岩石的形成年龄不仅较为一致, 而且与镁铁质岩石近同时形成, 均属于早白垩世岩浆作用的产物。平潭杂岩体的形成时间(117 ~ 116Ma) 总体上晚于长乐-南澳断裂带中同

变形花岗岩的形成时间(130 ~ 121Ma) (Tong and Tobisch, 1996; 李武显等, 2003)。结合近年来的年代学研究, 我们总结发现东南沿海地区在 120 ~ 110Ma 期间仍有较为显著的镁铁质-长英质岩浆活动 (Li *et al.*, 2015, 2018; Chen *et al.*, 2019b; Zhang *et al.*, 2019), 这与一直以来所认为东南沿海在 120 ~ 110Ma 期间处于岩浆活动间歇期的观点存在差别 (Li, 2000; Li *et al.*, 2014a)。

5.2 成岩物理化学条件

花岗闪长岩、英云闪长岩及花岗岩中的黑云母均属岩浆成因。因此, 它们的矿物化学成分可以提供与成岩作用有关的各类物理化学信息 (De Albuquerque, 1973; Nachit *et al.*, 2005; 陶继华等, 2015; 杜后发等, 2017; 鲍新尚等, 2019)。

5.2.1 温度

根据泥质变质岩中黑云母 Ti 和 X_{Mg} 的实验数据, Henry *et al.* (2005) 提出了黑云母 Ti 温度计用以估计岩浆的结晶温度: $T = \{ [\ln(Ti) - a - c(X_{Mg})^3] / b \}^{0.333}$ (T 为温度, 单位为 °C)。其中, Ti 的单位为 apfu, 是以 22 个 O 原子进行计算; X_{Mg} 为 $Mg / (Mg + Fe)$; 参数 $a = -2.3594$, $b = 4.6482 \times 10^{-9}$, $c = -1.7283$; 适用条件为 $X_{Mg} = 0.275 \sim 1.000$, $Ti = 0.04 \sim 0.60 \text{ apfu}$, $T = 480 \sim 800^\circ\text{C}$, 误差为 $\pm 25^\circ\text{C}$ 。Sarjoughian *et al.* (2015) 通过研究发现该地质温度计不仅适用于泥质变质岩, 也适用于花岗质岩浆岩。平潭岛花岗闪长岩的 $X_{Mg} = 0.53 \sim 0.63$, $Ti = 0.41 \sim 0.54 \text{ apfu}$, 计算得到的 $T = 719 \sim 759^\circ\text{C}$; 英云闪长岩的 $X_{Mg} = 0.49 \sim 0.52$, $Ti = 0.43 \sim 0.50 \text{ apfu}$, 计算得到的 $T = 713 \sim 736^\circ\text{C}$; 花岗岩的 $X_{Mg} = 0.31 \sim 0.37$, $Ti = 0.35 \sim 0.44 \text{ apfu}$, 计算获得的 $T = 665 \sim 699^\circ\text{C}$ 。另外, 黑云母的 Mg/(Mg + Fe)-Ti 图解显示, 花岗闪长岩中黑云母的结晶温度介于 $700 \sim 800^\circ\text{C}$, 英云闪长岩中黑云母的结晶温度介于 $700 \sim 750^\circ\text{C}$, 而花岗岩中黑云母的结晶温度则变化为 $650 \sim 700^\circ\text{C}$ 。

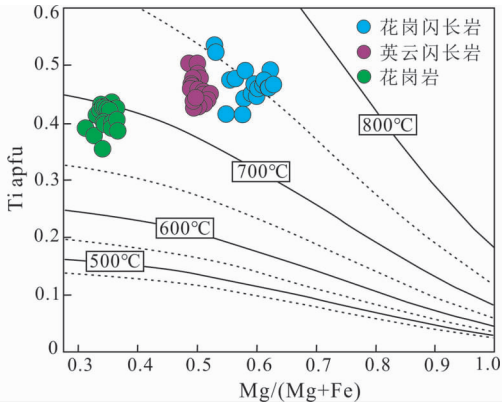


图6 平潭岛花岗质岩石中黑云母的 $Mg/(Mg + Fe)$ -Ti 图解(据 Henry *et al.*, 2005)

Fig. 6 Diagram of $Mg/(Mg + Fe)$ vs. Ti of biotite in the granitic rocks from the Pingtan Island (after Henry *et al.*, 2005)

(图6),与利用上述公式计算的结果基本一致。两种方法获得的计算结果显示,花岗闪长岩中黑云母的结晶温度最高,英云闪长岩中黑云母的结晶温度次之,花岗岩中黑云母的结晶温度最低。

5.2.2 氧逸度

黑云母的 Fe、Mg 含量与其形成时岩浆体系的氧逸度之间存在密切关系 (De Albuquerque, 1973; Henry *et al.*, 2005)。当黑云母与磁铁矿及钾长石共生时,利用黑云母的 Fe^{2+} 、 Mg^{2+} 与 Fe^{3+} 原子百分数可用于估计其结晶时岩浆体系的氧逸度 (Henry *et al.*, 2005)。平潭岛花岗闪长岩、英云闪长岩及花岗岩中的黑云母均与磁铁矿及钾长石共生,符合利用其矿物化学估算岩浆体系氧逸度的前提。

在黑云母的 Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg^{2+} 图解中,花岗闪长岩、英云

闪长岩及花岗岩中的黑云母投点均落于 NNO(镍-氧化镍)缓冲线与 HM(赤铁矿-磁铁矿)缓冲线之间,且有越来越靠近 NNO(镍-氧化镍)缓冲线的趋势(图 7a)。另外,根据 Wones and Eugster(1965)提出的在 $P_{H_2O} = 2070 \times 10^5 Pa$ 大气压条件下黑云母的 $T(^{\circ}C) - \log f_{O_2} (bar)$ 图解进行投影,结果进一步表明平潭岛花岗闪长岩中的黑云母形成时的氧逸度(f_{O_2})为 $(10^{-11} \sim 10^{-13}) \times 10^5 Pa$,英云闪长岩中的黑云母形成时的氧逸度(f_{O_2})为 $(10^{-13} \sim 10^{-14}) \times 10^5 Pa$,花岗岩中黑云母形成时的氧逸度(f_{O_2})为 $(10^{-15.5} \sim 10^{-16.5}) \times 10^5 Pa$ (图 7b)。总之,从花岗闪长岩、英云闪长岩至花岗岩,其中的黑云母形成时氧逸度逐渐降低。

5.3 岩石成因

现今对花岗质岩石常用的分类方案为 ISMA 型分类。前人研究表明,花岗质岩石的成因较为复杂,其源区物质可能有多种来源,主要包括:古老地壳物质的重熔、新生地壳物质的重熔、幔源岩浆的分异或它们之间相互混合的产物 (Skjerlie and Johnston, 1996; Altherr and Siebel, 2002; Sisson *et al.*, 2005; Stouraiti *et al.*, 2018)。

黑云母的矿物化学对花岗质岩石的成因具有较好的指示作用(弥佳茹等,2014;郭耀宇等,2015;杨阳等,2017)。前人研究表明,黑云母的 MF 指数 [$MF = Mg/(Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mg + Mn)$]可用于区分 I 型(同熔型, $MF > 0.38$)和 S 型花岗岩(改造型, $MF < 0.38$) (徐克勤等,1982)。平潭岛花岗闪长岩、英云闪长岩及花岗岩中黑云母 MF 值分别为 1.05 ~ 1.25、0.96 ~ 1.03 及 0.60 ~ 0.71,暗示它们属于 I 型花岗岩系列。另外,在 $MgO-Al_2O_3$ 图解及 $MgO-FeO^T-Al_2O_3$ 图解中(图 8),花岗闪长岩、英云闪长岩及花岗岩中的黑云母主要落于与俯冲作用有关的钙碱性岩浆区域,进一步表明它们属

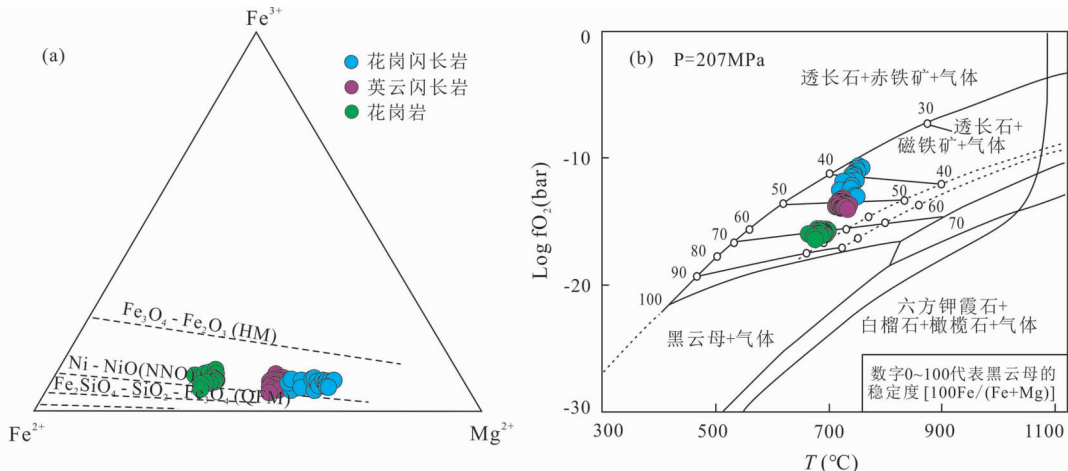


图7 平潭岛花岗质岩石中黑云母的 Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg^{2+} 图解(a)及 $T(^{\circ}C) - \log f_{O_2} (bar)$ 图解(b) (据 Wones and Eugster, 1965)

Fig. 7 Diagrams of Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg^{2+} (a) and $T(^{\circ}C)$ vs. $\log f_{O_2} (bar)$ (b) of biotite in the granitic rocks from the Pingtan Island (after Wones and Eugster, 1965)

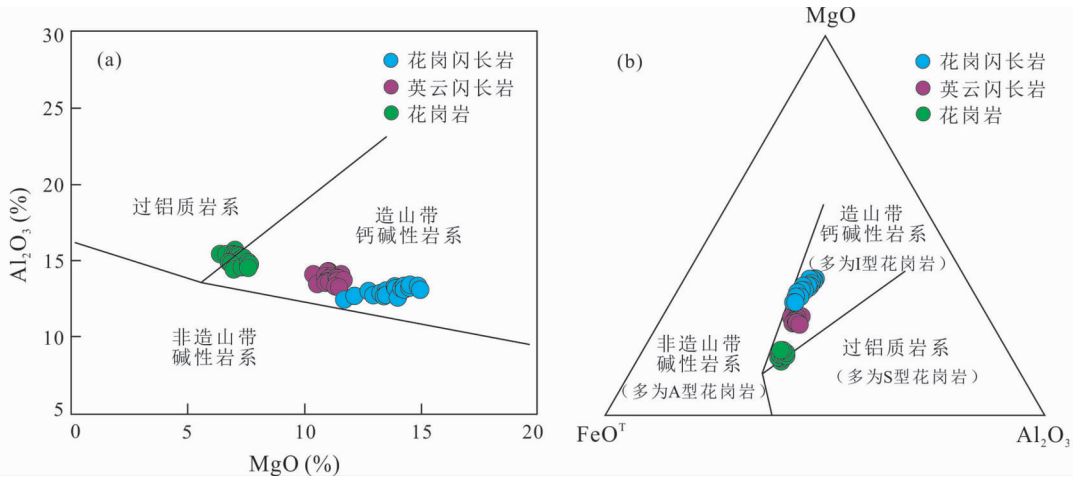


图8 平潭岛花岗质岩石中黑云母的 MgO-Al₂O₃ 图解(a)及 MgO-FeO^T-Al₂O₃ 图解(b) (据 Abdel-Rahman, 1994)

Fig. 8 Diagrams of MgO vs. Al₂O₃ (a) and MgO-FeO^T-Al₂O₃ (b) of biotite in the granitic rocks from the Pingtan Island (after Abdel-Rahman, 1994)

于典型的 I 型花岗岩系列。这也与平潭岛部分花岗质岩石中含有角闪石这种特征矿物以及前人从全岩分析方面得到的认识(A/CNK=0.97~0.98)基本一致(Li *et al.*, 2018)。

值得注意的是,东南沿海发育的绝大多数晚中生代 I 型花岗岩具有较为富集的 Sr、Nd 同位素组成(Jahn *et al.*, 1990),且一些杂岩体的镁铁质—长英质端元岩石往往具有极为相似的同位素组成(Griffin *et al.*, 2002; Li *et al.*, 2018)。近期研究表明,平潭岛杂岩体中作为镁铁质端元的角闪辉长岩具有富集 Sr、Nd 同位素的特征是继承自被沉积物熔体改造的地幔楔,而非岩浆上升过程中地壳混染所致(Zhang *et al.*, 2019)。虽然平潭岛杂岩体的镁铁质端元岩石与长英质端元岩石具有极为相似的 Sr、Nd 同位素组成(Li *et al.*, 2018),暗示了通过幔源岩浆的分异形成花岗质岩石的可能性,但是该杂岩体的两端元岩石之间存在较为明显的成分间断。比如,镁铁质岩石的 SiO₂ 含量变化范围为 46%~52%(Li *et al.*, 2018; Zhang *et al.*, 2019),而花岗质岩石的 SiO₂ 含量变化范围则为 65%~76%(Xu *et al.*, 1999; Li *et al.*, 2018)。除此之外,平潭岛及区域上其他地区的火成岩均以富 Si(高 Si)的岩石类型占主导地位。总之,如此巨量的长英质岩浆不太可能通过幔源岩浆的分异来产生(吴福元等,2007; Gao *et al.*, 2016)。以往研究也表明, I 型花岗质岩石主要是中下地壳中未经风化的中基性火成岩重熔的产物,其形成过程中可能伴有幔源组分的加入或其他地壳物质的混染(Chappell and Stephens, 1988; Miller *et al.*, 1988; 吴福元等,2007; Gao *et al.*, 2016)。

平潭岛发育的该套白垩纪花岗质岩石具有不同于华夏地块古老基底的全岩 Sr、Nd 同位素及锆石 Hf 同位素组成(Li *et al.*, 2018),说明其并不是由古老地壳重熔而形成。除此之外,花岗闪长岩、英云闪长岩及花岗岩的锆石 O 同位素组成与地幔的 (¹⁸O 值(5.3 ± 0.6‰, Valley *et al.*, 1998)相

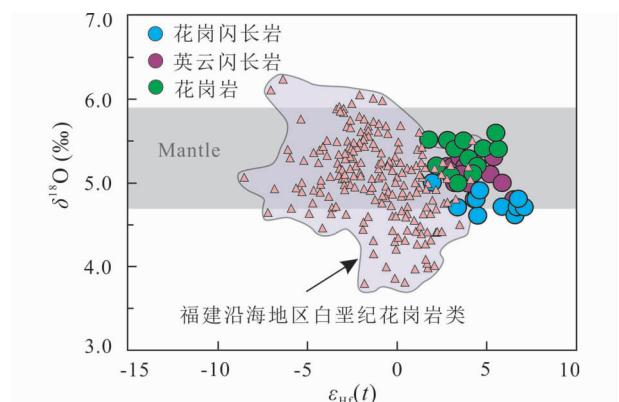


图9 平潭岛及福建沿海其他地区白垩纪花岗岩类中锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ - $\delta^{18}\text{O}$ 同位素组成

福建沿海其他地区白垩纪花岗岩类数据来自 Li *et al.* (2015) 和 Chen *et al.* (2017, 2019a, b)

Fig. 9 Zircon $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ values for Cretaceous granitoids from the Pingtan Island and other regions in coastal Fujian

Data of the other Cretaceous granitoids in coastal Fujian are from Li *et al.* (2015) and Chen *et al.* (2017, 2019a, b)

似,暗示其原岩在部分熔融之前没有经历过特别明显的水热蚀变作用或者地表物质的混染(Valley *et al.*, 1998; Valley, 2003; Liu and Zhang, 2013; Spencer *et al.*, 2014)。由图 4b 可以看出,花岗闪长岩、英云闪长岩及花岗岩的 Hf 同位素组成也远高于华夏地块基底的 Hf 同位素成分(介于球粒陨石与亏损地幔演化线之间),且它们的两阶段模式年龄 t_{DM2} 分别为 741~1046Ma、754~995Ma 及 815~1058Ma, 这进一步指示它们的成岩物质主要来自于年轻地壳(刘鹏等,2015; Chen *et al.*, 2017)。近期研究表明,东南沿海其他地区分布的一

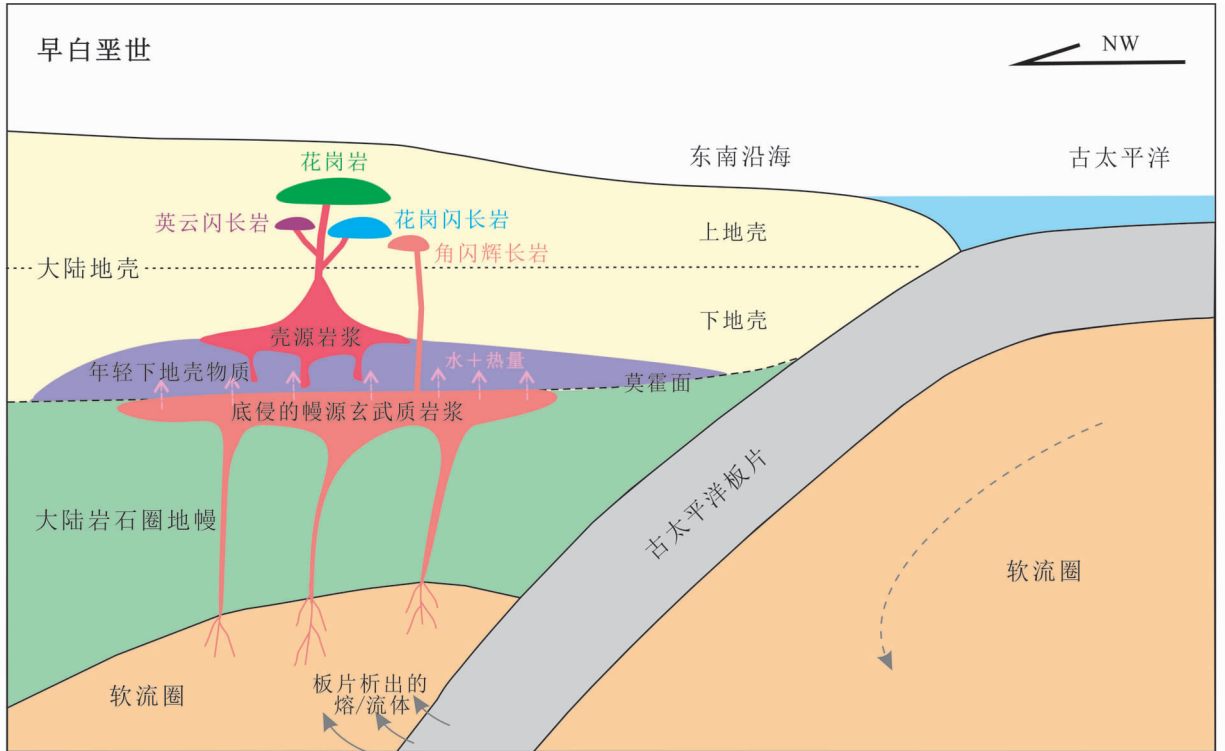


图 10 平潭岛早白垩世花岗岩质岩石成因模式简图

Fig. 10 A schematic cartoon showing petrogenesis of the Early Cretaceous granitic rocks in the Pingtan Island

些白垩纪花岗岩类也被认为主要是由年轻下地壳物质重熔而成,其中一些岩石在形成过程中可能还伴有古老地壳物质的参与、幔源岩浆的加入或原岩遭受过高温蚀变的改造,使得其锆石 O-Hf 同位素组成具有较大的变化范围 (Chen *et al.*, 2017, 2019a, b)。与东南沿海其他地区白垩纪花岗岩表现不同的是,平潭岛花岗岩质岩石的锆石 O-Hf 同位素的变化范围相对更窄,其 O 同位素组成与地幔值基本一致,且 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值相对其他岩体更高 (图 9)。这一对比结果进一步暗示平潭岛花岗岩质岩石的原岩主要来自新生的镁铁质地壳物质,其他方式对岩浆源区的物质贡献相对较少。

东南沿海在晚中生代时属于活动大陆边缘,主要受到古太平洋西向俯冲作用的影响 (Zhou and Li, 2000; Zhou *et al.*, 2006; Wang and Shu, 2012; Zhang *et al.*, 2019)。在这一动力学背景下,幔源岩浆的底侵作用相对较为常见 (Sinigoi *et al.*, 1991; Skjerlie and Johnston, 1996; Altherr and Siebel, 2002)。底侵的幔源岩浆在下地壳可能会形成“热区”,为中下地壳物质的熔融创造条件 (Schubert *et al.*, 2013; Flinders and Shen, 2017)。在这一过程中,中下地壳古老的基底岩石会不断地被破坏并逐渐被置换掉,使得中下地壳最终具有类似新增生弧的同位素组成 (Guo *et al.*, 2019)。这也与前人所认为的白垩纪幔源岩浆的底侵作用改变了东南沿海地区原先下地壳的性质,使其物质组成由古老变为相对较年轻的认识相一致 (Li *et al.*, 2012; Chen *et al.*, 2017)。随后继续底侵于下地壳的幔源岩浆在降温过程中会向中下地壳释放

大量的热和水,有助于早期侵位于下地壳的镁铁质岩石再次发生熔融 (Atherton and Petford, 1993; Annen and Sparks, 2002; Jackson *et al.*, 2003; Zheng *et al.*, 2007; Wang *et al.*, 2017; Zhou *et al.*, 2018)。前人研究也表明,这一过程中水的加入会显著降低岩石的固相线,使得中下地壳原岩发生熔融的温度降低,进而导致其熔融所形成的熔体具有相对较低的温度 ($< 800^{\circ}\text{C}$) (Collins *et al.*, 2016)。对于平潭岛花岗岩质钙碱性岩石而言,使用 Watson and Harrison (1983) 提出的岩石锆饱和温度计算公式得到平潭岛花岗岩质岩石的 T_{zr} ($^{\circ}\text{C}$) 变化范围为 $665 \sim 759^{\circ}\text{C}$ (Xu *et al.*, 1999; Li *et al.*, 2018)。平潭岛花岗岩质岩石总体上具有“低温花岗岩”的特征,这也与 Collins *et al.* (2016) 的认识基本一致。

在钙碱性岩浆演化过程中,随着岩浆分异作用的进行,演化岩浆的温度及 MgO 含量一般会逐渐降低。岩浆演化过程中理化性质的这种变化也会被记录在矿物中。平潭岛花岗岩闪长岩与英云闪长岩中的黑云母均落于高 Mg 黑云母区域,而花岗岩中的原生黑云母则有更低的 Mg 含量并落于高 Fe 黑云母区域 (图 5a)。从花岗岩闪长岩、英云闪长岩至花岗岩,其中黑云母的 Fe 含量 (分别为 $1.95 \sim 2.48$ 、 $2.42 \sim 2.63$ 及 $3.05 \sim 3.22$) 及 Fe/(Fe + Mg) 比值 (分别为 $0.37 \sim 0.47$ 、 $0.48 \sim 0.51$ 及 $0.63 \sim 0.69$) 均逐渐升高。这种 Fe 富集的趋势可能暗示了钙碱性岩浆演化过程中的逐渐降温 (Dodge *et al.*, 1969; De Albuquerque, 1973; Bónová *et al.*, 2010)。另外,从花岗岩闪长岩、英云闪长岩至花岗岩,其中黑云母形成时

所反映的岩浆体系的氧逸度也逐渐降低(图7),这也与钙碱性岩浆分异演化的趋势基本一致(De Albuquerque, 1973)。

自20世纪末以来,壳幔岩浆混合模型一直在解释东南沿海晚中生代岩浆作用成因中受到广泛应用(Dong *et al.*, 1997; 邢光福和陶奎元, 1998; 杨金豹等, 2013)。Griffin *et al.* (2002)通过对锆石原位 Hf 同位素的分析也认为平潭岛花岗岩质岩石中变化较大的 Hf 同位素组成是由于壳幔岩浆混合作用而引起的。但是其所分析测试的锆石颗粒具有极高的 Yb 及 U 含量,这会对 Hf 同位素的准确测定产生极为严重的干扰。因此前人给出的锆石 Hf 同位素数据质量不太可靠,不能作为壳幔岩浆混合的有力证据。与之相反,本次研究结果恰恰表明平潭岛各类花岗岩质岩石中锆石的原位 O-Hf 同位素组成整体上变化较小,且不同岩石类型的锆石 O-Hf 同位素组成较为一致。除此之外,花岗岩质岩石中其他矿物的内部结构特征(如矿物中缺乏反环带等)也不支持显著的壳幔岩浆混合作用(Zhang *et al.*, 2020)。总之,以上这些因素都不支持平潭岛花岗岩质岩石主要是由壳幔岩浆混合作用而形成。虽然壳幔岩浆混合作用在局部地区可能存在,但是鉴于壳幔熔体间巨大的密度差及粘度差等原因,其在花岗岩质岩石形成过程中所起的作用应该十分有限(Folch and Martí, 1998; 张旗等, 2007; Gao *et al.*, 2016)。与壳幔岩浆混合作用相比,新生年轻地壳物质在底侵幔源岩浆的不断垫托下发生的重熔作用对于东南沿海白垩纪花岗岩类的形成可能更为重要。平潭杂岩体中花岗岩质岩石的形成主要是这些新增生地壳物质熔融而成的岩浆又经历不同程度分异演化的结果(图10)。

6 结论

综合本文对东南沿海平潭岛白垩纪花岗岩质岩石的研究结果,我们得到了如下几点认识:

(1)SIMS 锆石 U-Pb 定年结果显示花岗闪长岩、英云闪长岩和花岗岩分别侵位于 $116.8 \pm 1.0\text{Ma}$ 、 $116.3 \pm 1.0\text{Ma}$ 及 $117.4 \pm 1.0\text{Ma}$,它们与镁铁质侵入岩一同构成了完整的平潭岛杂岩体,属于早白垩世岩浆作用的产物。

(2)花岗闪长岩、英云闪长岩及花岗岩中锆石类似地幔值的 O 同位素组成(平均值分别为 $4.8 \pm 0.2\text{‰}$ 、 $5.1 \pm 0.2\text{‰}$ 及 $5.3 \pm 0.2\text{‰}$)、较高的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ (分别为 $+2.0 \sim +7.1$ 、 $+2.8 \sim +6.5$ 及 $+1.8 \sim +5.6$) 及较年轻的两阶段模式年龄(分别为 $741 \sim 1046\text{Ma}$ 、 $754 \sim 995\text{Ma}$ 及 $815 \sim 1058\text{Ma}$) 指示它们的熔融源区主要为新增生的年轻地壳物质。华夏地块古老基底物质对源区的贡献很少。

(3)花岗闪长岩、英云闪长岩及花岗岩中的黑云母均为原生黑云母,它们均结晶自 I 型花岗岩质岩浆。其中,花岗闪长岩及英云闪长岩中的黑云母属镁质类型,而花岗岩中的黑云母则属铁质类型。从花岗闪长岩、英云闪长岩至花岗岩,其中的黑云母结晶温度及所反映的岩浆体系氧逸度逐渐降

低,这与钙碱性岩浆分异演化的趋势基本一致。

(4)综合锆石 O-Hf 同位素、黑云母矿物化学及区域地质资料表明,平潭岛杂岩体中的花岗岩质岩石应该形成于古太平洋俯冲背景,其熔融源区主要为幔源岩浆底侵作用下形成的年轻地壳物质。花岗岩质岩石内部岩性的差别主要是母岩浆经历不同程度分异演化的结果,壳幔岩浆混合作用的影响较为有限。

致谢 感谢中国科学院广州地球化学研究所同位素国家重点实验室夏小平研究员、杨亚楠及张乐博士在 SIMS 锆石 U-Pb 测年及 O-Hf 同位素测试过程中给予的帮助;同时感谢中山大学地球科学与工程学院尹常青教授及钱嘉慧副教授在电子探针分析测试过程中提供的支持。陈璟元博士及匿名审稿人对本文的修改提出了极为宝贵的建议与意见,在此对他们表示衷心的感谢!

References

- Abdel-Rahman AFM. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35(2): 525–541
- Altherr R and Siebel W. 2002. I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(4): 397–415
- Annen C and Sparks RSJ. 2002. Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(3–4): 937–955
- Atherton MP and Petford N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362(6416): 144–146
- Bao XS, Yang LQ, He WY, Gao X and Li MM. 2019. Constraints of chemical compositions of biotite and zircon on crystallization conditions of magma: An example from the Beiya giant Au deposit, SW China. *Acta Petrologica Sinica*, 35(5): 1447–1462 (in Chinese with English abstract)
- Bónová K, Broska I and Petrik I. 2010. Biotite from Čierna hora Mountains granitoids (Western Carpathians, Slovakia) and estimation of water contents in granitoid melts. *Geologica Carpathica*, 61(1): 3–17
- Chappell BW and Stephens WE. 1988. Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79(2–3): 71–86
- Chen JY, Yang JH, Zhang JH, Sun JF and Wilde SA. 2013. Petrogenesis of the Cretaceous Zhangzhou batholith in southeastern China: Zircon U-Pb age and Sr-Nd-Hf-O isotopic evidence. *Lithos*, 162–163: 140–156
- Chen JY, Yang JH and Ji WQ. 2017. Ages and petrogenesis of Jurassic and Cretaceous intrusive rocks in the Matsu Islands: Implications for lower crust modification beneath southeastern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 150: 14–24
- Chen JY, Yang JH and Zhang JH. 2019a. Origin of Cretaceous aluminous and peralkaline A-type granitoids in northeastern Fujian, coastal region of southeastern China. *Lithos*, 340–341: 223–238
- Chen JY, Yang JH and Zhang JH. 2019b. Multiple sources of Cretaceous granitoids in northeastern Fujian, coastal area of southeastern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 182: 103939
- Chen WS, Yang HC, Wang X and Huang H. 2002. Tectonic setting and exhumation history of the Pingtan-Dongshan Metamorphic Belt along

- the coastal area, Fujian Province, Southeast China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 20(7): 829–840
- Collins WJ, Huang HQ and Jiang XY. 2016. Water-fluxed crustal melting produces Cordilleran batholiths. *Geology*, 44(2): 143–146
- De Albuquerque CAR. 1973. Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(7): 1779–1802
- Dodge FCW, Smith VC and Mays RE. 1969. Biotites from granitic rocks of the central Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Petrology*, 10(2): 250–271
- Dong CW, Zhou XM, Li HM, Ren SL and Zhou XH. 1997. Late Mesozoic crust-mantle interaction in southeastern Fujian: Isotopic evidence from the Pingtan igneous complex. *Chinese Science Bulletin*, 42(6): 495–498
- Du HF, Lai TG, Jiang YY, Fan PF and Gong WQ. 2017. Mineral chemistry of biotites from the granodiorite porphyry around the Jinjiwo copper deposit in the Jiurui ore district: Implications for petrogenesis and mineralization. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 36(3): 329–342 (in Chinese with English abstract)
- Flinders AF and Shen Y. 2017. Seismic evidence for a possible deep crustal hot zone beneath Southwest Washington. *Scientific Reports*, 7(1): 7400
- Folch A and Martí J. 1998. The generation of overpressure in felsic magma chambers by replenishment. *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1–4): 301–314
- Foster MD. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *Geological Survey Professional Paper*, 354: 11–49
- Gao P, Zheng YF and Zhao ZF. 2016. Experimental melts from crustal rocks: A lithochemical constraint on granite petrogenesis. *Lithos*, 266–267: 133–157
- Griffin WL, Wang X, Jackson SE, Pearson NJ, O'Reilly SY, Xu XS and Zhou XM. 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, 61(3–4): 237–269
- Guo F, Fan WM, Li CW, Zhao L, Li HX and Yang JH. 2012. Multi-stage crust-mantle interaction in SE China: Temporal, thermal and compositional constraints from the Mesozoic felsic volcanic rocks in eastern Guangdong-Fujian provinces. *Lithos*, 150: 62–84
- Guo F, Huang MW and Zhao L. 2019. Nd-Hf-O isotopic evidence for subduction-induced crustal replacement in NE China. *Chemical Geology*, 525: 125–142
- Guo YY, He WY, Li ZC, Ji XZ, Han Y, Fang WK and Yin C. 2015. Petrogenesis of Ge'erkuohe porphyry granitoid, western Qinling: Constraints from mineral chemical characteristics of biotites. *Acta Petrologica Sinica*, 31(11): 3380–3390 (in Chinese with English abstract)
- Hawkesworth CJ and Kemp AIS. 2006. Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution. *Chemical Geology*, 226(3–4): 144–162
- Henry DJ, Guidotti CV and Thomson JA. 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites; Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2–3): 316–328
- Ireland TR and Williams IS. 2003. Considerations in zircon geochronology by SIMS. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1): 215–241
- Jackson MD, Cheadle MJ and Atherton MP. 2003. Quantitative modeling of granitic melt generation and segregation in the continental crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B7): 2332
- Jahn BM, Zhou XH and Li JL. 1990. Formation and tectonic evolution of Southeastern China and Taiwan: Isotopic and geochemical constraints. *Tectonophysics*, 183(1–4): 145–160
- Kemp AIS, Hawkesworth CJ, Foster GL, Paterson BA, Woodhead JD, Hergt JM, Gray CM and Whitehouse MJ. 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon. *Science*, 315(5814): 980–983
- Li JH, Zhang YQ, Dong SW and Johnston ST. 2014a. Cretaceous tectonic evolution of South China: A preliminary synthesis. *Earth-Science Reviews*, 134: 98–136
- Li WX, Zhou XM and Li XH. 2003. U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datings of deformed igneous rocks from the Changle-Nan'ao fault. *Chinese Journal of Geology*, 38(1): 22–30 (in Chinese with English abstract)
- Li XH. 2000. Cretaceous magmatism and lithospheric extension in Southeast China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18(3): 293–305
- Li XH, Liu Y, Li QL, Guo CH and Chamberlain KR. 2009. Precise determination of Phanerozoic zircon Pb/Pb age by multicollector SIMS without external standardization. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(4): Q04010
- Li XH, Tang GQ, Gong B, Yang YH, Hou KJ, Hu ZC, Li QL, Liu Y and Li WX. 2013. Qinghu zircon: A working reference for microbeam analysis of U-Pb age and Hf and O isotopes. *Chinese Science Bulletin*, 58(36): 4647–4654
- Li Y, Ma CQ, Xing GF, Zhou HW, Zhang H and Brouwer FM. 2015. Origin of a Cretaceous low- ^{18}O granitoid complex in the active continental margin of SE China. *Lithos*, 216–217: 136–147
- Li Z, Qiu JS and Xu XS. 2012. Geochronological, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on petrogenesis of Late Mesozoic gabbro-granite complexes on the Southeast coast of Fujian, South China: Insights into a depleted mantle source region and crust-mantle interactions. *Geological Magazine*, 149(3): 459–482
- Li Z, Qiu JS and Yang XM. 2014b. A review of the geochronology and geochemistry of Late Yanshanian (Cretaceous) plutons along the Fujian coastal area of southeastern China; Implications for magma evolution related to slab break-off and rollback in the Cretaceous. *Earth-Science Reviews*, 128: 232–248
- Li Z, Wang XC, Wilde SA, Liu L, Li WX and Yang XM. 2018. Role of deep-Earth water cycling in the growth and evolution of continental crust: Constraints from Cretaceous magmatism in Southeast China. *Lithos*, 302–303: 126–141
- Lin WW and Peng LJ. 1994. The estimation of Fe^{3+} and Fe^{2+} contents in amphibole and biotite from EMPA data. *Journal of Changchun University of Earth Sciences*, 24(2): 155–162 (in Chinese with English abstract)
- Liu JB and Zhang LM. 2013. Neoproterozoic low to negative $\delta^{18}\text{O}$ volcanic and intrusive rocks in the Qinling Mountains and their geological significance. *Precambrian Research*, 230: 138–167
- Liu P, Cheng YB, Mao JW, Wang XY, Yao W, Chen XT and Zeng XJ. 2015. Zircon U-Pb age and Hf isotopic characteristics of granite from the Tiandong tungsten-Sn polymetallic deposit in eastern Guangdong Province and its significance. *Acta Geologica Sinica*, 89(7): 1244–1257 (in Chinese with English abstract)
- Mi JR, Yuan SD, Yuan YB and Xuan YS. 2014. Mineral chemistry of biotites in Baoshan granodiorite-porphyry, southern Hunan Province: Implications for petrogenesis and mineralization. *Mineral Deposits*, 33(6): 1357–1365 (in Chinese with English abstract)
- Miller CF, Watson EB and Harrison TM. 1988. Perspectives on the source, segregation and transport of granitoid magmas. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79(2–3): 135–156
- Nachit H, Ibhi A, Abia EH and Ben Ohoud M. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16): 1415–1420
- Payne JL, Mcinerney DJ, Barovich KM, Kirkland CL, Pearson NJ and Hand M. 2016. Strengths and limitations of zircon Lu-Hf and O isotopes in modelling crustal growth. *Lithos*, 248–251: 175–192
- Sarjoughian F, Kananian A, Ahmadian J and Murata M. 2015. Chemical composition of biotite from the Kuh-e Dom pluton, Central Iran: Implication for granitoid magmatism and related Cu-Au mineralization. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(3): 1521–1533
- Scherer EE, Whitehouse MJ and Münker C. 2007. Zircon as a monitor of crustal growth. *Elements*, 3(1): 19–24
- Schubert M, Driesner T, Gerya TV and Ulmer P. 2013. Mafic injection

- as a trigger for felsic magmatism: A numerical study. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(6): 1910–1928
- Segal I, Halicz L and Platzner IT. 2003. Accurate isotope ratio measurements of ytterbium by multiple collection inductively coupled plasma mass spectrometry applying erbium and hafnium in an improved double external normalization procedure. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 18(10): 1217–1223
- Sinigoï S, Antonini P, Demarchi G, Longinelli A, Mazzucchelli M, Negrini L and Rivalenti G. 1991. Intractions of mantle and crustal magmas in the southern part of the Ivrea Zone (Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108(4): 385–395
- Sisson TW, Ratajeski K, Hankins WB and Glazner AF. 2005. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148(6): 635–661
- Skjervlie KP and Johnston AD. 1996. Vapour-absent melting from 10 to 20kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: Implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins. *Journal of Petrology*, 37(3): 661–691
- Sláma J, Košler J, Condon DJ, Crowley JL, Gerdes A, Hanchar JM, Horstwood MSA, Morris GA, Nasdala L, Norberg N, Schaltegger U, Schoene B, Tubrett MN and Whitehouse MJ. 2008. Plešovice zircon: A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1–2): 1–35
- Spencer CJ, Cawood PA, Hawkesworth CJ, Raub TD, Prave AR and Roberts NMW. 2014. Proterozoic onset of crustal reworking and collisional tectonics: Reappraisal of the zircon oxygen isotope record. *Geology*, 42(5): 451–454
- Stone D. 2000. Temperature and pressure variations in suites of Archean felsic plutonic rocks, Berens River area, Northwest Superior Province, Ontario, Canada. *Canadian Mineralogist*, 38(2): 455–470
- Stouraiti C, Baziotis I, Asimov PD and Downes H. 2018. Geochemistry of the Serifos calc-alkaline granodiorite pluton, Greece: Constraining the crust and mantle contributions to I-type granitoids. *International Journal of Earth Sciences*, 107(5): 1657–1688
- Tang GJ, Wang Q, Wyman DA and Dan W. 2019. Crustal maturation through chemical weathering and crustal recycling revealed by Hf-O-B isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 524: 115709
- Tao JH, Cen T, Long WG and Li WX. 2015. Mineral chemistry of biotites from the Indosinian weakly peraluminous and strongly peraluminous granites in South China and their constraints on petrogenesis. *Earth Science Frontiers*, 22(2): 64–78 (in Chinese with English abstract)
- Tong WX and Tobisch OT. 1996. Deformation of granitoid plutons in the Dongshan area, Southeast China: Constraints on the physical conditions and timing of movement along the Changle-Nanao shear zone. *Tectonophysics*, 267(1–4): 303–316
- Valley JW, Kinny PD, Schulze DJ and Spicuzza MJ. 1998. Zircon megacrysts from kimberlite: Oxygen isotope variability among mantle melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133(1–2): 1–11
- Valley JW. 2003. Oxygen isotopes in zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1): 343–385
- Vigneresse JL. 2004. A new paradigm for granite generation. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 95(1–2): 11–22
- Wang DZ and Shu LS. 2012. Late Mesozoic basin and range tectonics and related magmatism in Southeast China. *Geoscience Frontiers*, 3(2): 109–124
- Wang Q, Wyman DA, Li ZX, Bao ZW, Zhao ZH, Wang YX, Jian P, Yang YH and Chen LL. 2010. Petrology, geochronology and geochemistry of ca. 780Ma A-type granites in South China: Petrogenesis and implications for crustal growth during the breakup of the supercontinent Rodinia. *Precambrian Research*, 178(1–4): 185–208
- Wang Q, Li XH, Jia XH, Wyman D, Tang GJ, Li ZX, Ma L, Yang YH, Jiang ZQ and Gou GN. 2012. Late Early Cretaceous adakitic granitoids and associated magnesian and potassium-rich mafic enclaves and dikes in the Tunchang-Fengmu area, Hainan Province (South China): Partial melting of lower crust and mantle, and magma hybridization. *Chemical Geology*, 328: 222–243
- Wang RQ, Qiu JS, Yu SB and Zhao JL. 2017. Crust-mantle interaction during Early Jurassic subduction of Neo-Tethyan oceanic slab: Evidence from the Dongga gabbro-granite complex in the southern Lhasa subterrane, Tibet. *Lithos*, 292–293: 262–277
- Watson EB and Harrison TM. 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2): 295–304
- Wones DR and Eugster HP. 1965. Stability of biotite: Experiment, theory, and application. *The American Mineralogist*, 50(9): 1228–1272
- Wu FY, Yang YH, Xie LW, Yang JH and Xu P. 2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 234(1–2): 105–126
- Wu FY, Li XH, Yang JH and Zheng YF. 2007. Discussions on the petrogenesis of granites. *Acta Petrologica Sinica*, 23(6): 1217–1238 (in Chinese with English abstract)
- Xing GF and Tao KY. 1998. The impact of Sr content on Sr isotope of magmatic rocks during crust-mantle interaction: An application to petrogenesis of Cretaceous bimodal rocks in the coastal region of southeastern China. *Volcanology and Mineral Resources*, 19(1): 24–33 (in Chinese with English abstract)
- Xing G, Yang Z, Chen R, Shen J, Wei N and Zhou Y. 2004. Three stages of Mesozoic bimodal igneous rocks and their tectonic implications on the continental margin of southeastern China. *Acta Geologica Sinica*, 78(1): 27–39
- Xu KQ, Sun N, Wang DZ, Liu CS and Chen KR. 1982. Two genetic series of granitic rocks in southeastern China. *Acta Petrologica Mineralogica et Analytica*, 1(2): 1–12 (in Chinese with English abstract)
- Xu XS, Dong CW, Li WX and Zhou XM. 1999. Late Mesozoic intrusive complexes in the coastal area of Fujian, SE China: The significance of the gabbro-diorite-granite association. *Lithos*, 46(2): 299–315
- Xu XS. 2008. Several problems worthy to be noticed in the research of granites and volcanic rocks in SE China. *Geological Journal of China Universities*, 14(3): 283–294 (in Chinese with English abstract)
- Xue HM, Tao KY and Shen JL. 1996. Sr and Nd isotopic characteristics and magma genesis of Mesozoic volcanic rocks along the coastal region of southeastern China. *Acta Geologica Sinica*, 70(1): 35–47 (in Chinese with English abstract)
- Yan DP, Zhou MF, Song HL, Wang XW and Malpas J. 2003. Origin and tectonic significance of a Mesozoic multi-layer over-thrust system within the Yangtze Block (South China). *Tectonophysics*, 361(3–4): 239–254
- Yang JB, Sheng D, Zhao ZD, Ding C, Zhou HF, Cui YY, Jiang T and Hu ZC. 2013. Petrogenesis and implications of granites and associated dioritic enclaves in Jiamei area, Zhangzhou, Fujian Province. *Acta Petrologica Sinica*, 29(11): 4004–4010 (in Chinese with English abstract)
- Yang Q, Xia XP, Zhang WF, Zhang YQ, Xiong BQ, Xu YG, Wang Q and Wei GJ. 2018. An evaluation of precision and accuracy of SIMS oxygen isotope analysis. *Solid Earth Sciences*, 3(3): 81–86
- Yang Y, Wang XX, Yu XW, Ke CH, Wang LG, Guo RP, Wang SA and Li XX. 2017. Chemical composition of biotite and amphibole from Mesozoic granites in northwestern Jiaodong Peninsula, China, and their implications. *Acta Petrologica Sinica*, 33(10): 3123–3136 (in Chinese with English abstract)
- Zhang B, Guo F, Zhang XB, Wu YM, Wang GQ and Zhao L. 2019. Early Cretaceous subduction of paleo-Pacific Ocean in the coastal region of SE China: Petrological and geochemical constraints from the mafic intrusions. *Lithos*, 334–335: 8–24
- Zhang GW, Guo AL, Wang YJ, Li SZ, Dong YP, Liu SF, He DF, Cheng SY, Lu RK and Yao AP. 2013. Tectonics of South China continent and its implications. *Science China (Earth Sciences)*, 56(11): 1804–1828

- Zhang L, Ren ZY, Xia XP, Li J and Zhang ZF. 2015. IsotopeMaker: A Matlab program for isotopic data reduction. *International Journal of Mass Spectrometry*, 392: 118–124
- Zhang Q, Pan GQ, Li CD, Jin WJ and Jia XQ. 2007. Granitic magma mixing versus basaltic magma mixing: New viewpoints on granitic magma mixing process: Some crucial questions on granite study (1). *Acta Petrologica Sinica*, 23(5): 1141–1152 (in Chinese with English abstract)
- Zhang X, Guo F, Zhang B, Wu Y, Wang G and Alemayehu M. 2020. Magmatic evolution and post-crystallization hydrothermal activity in the Early Cretaceous Pingtan intrusive complex, SE China: Records from apatite geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 175: 35
- Zhao JL, Qiu JS, Liu L and Wang RQ. 2016. The Late Cretaceous I- and A-type granite association of Southeast China: Implications for the origin and evolution of post-collisional extensional magmatism. *Lithos*, 240–243: 16–33
- Zheng YF, Zhang SB, Zhao ZF, Wu YB, Li XH, Li ZX and Wu FY. 2007. Contrasting zircon Hf and O isotopes in the two episodes of Neoproterozoic granitoids in South China: Implications for growth and reworking of continental crust. *Lithos*, 96(1–2): 127–150
- Zhou Q, Jiang YH, Liao SY, Zhao P, Jin GD, Jia RY, Liu Z and Xu SM. 2012. SHRIMP zircon U-Pb dating and Hf isotope studies of the diorite porphyrite from the Dexing copper deposit. *Acta Geologica Sinica*, 86(11): 1726–1734 (in Chinese with English abstract)
- Zhou XM and Li WX. 2000. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. *Tectonophysics*, 326(3–4): 269–287
- Zhou XM, Sun T, Shen WZ, Shu LS and Niu YL. 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution. *Episodes*, 29(1): 26–33
- Zhou ZM, Ma CQ, Wang LX, Chen SG, Xie CF, Li Y and Liu W. 2018. A source-depleted Early Jurassic granitic pluton from South China: Implication to the Mesozoic juvenile accretion of the South China crust. *Lithos*, 300–301: 278–290
- 岩石学报, 31(11): 3380–3390
- 李武显, 周新民, 李献华. 2003. 长乐-南澳断裂带变形火成岩的 U-Pb 和 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄. *地质科学*, 38(1): 22–30
- 林文蔚, 彭丽君. 1994. 由电子探针分析数据估算角闪石、黑云母中的 Fe^{3+} 、 Fe^{2+} . *长春地质学院学报*, 24(2): 155–162
- 刘鹏, 程彦博, 毛景文, 王小雨, 姚薇, 陈叙涛, 曾晓剑. 2015. 粤东田东钨锡多金属矿床花岗岩锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素特征及其意义. *地质学报*, 89(7): 1244–1257
- 弥佳茹, 袁顺达, 原垠斌, 轩一撒. 2014. 湘南宝山矿床花岗闪长斑岩中黑云母的矿物学特征及其指示意义. *矿床地质*, 33(6): 1357–1365
- 陶继华, 岑涛, 龙文国, 李武显. 2015. 华南印支期弱过铝质和强过铝质花岗岩中黑云母的矿物化学及其岩石成因制约. *地学前缘*, 22(2): 64–78
- 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. *岩石学报*, 23(6): 1217–1238
- 邢光福, 陶奎元. 1998. 在壳幔作用过程中 Sr 含量对岩浆岩 Sr 同位素组成的影响——兼论东南沿海白垩纪双峰式火山岩成因. *火山地质与矿产*, 19(1): 24–33
- 徐克勤, 孙鼎, 王德滋, 刘昌实, 陈克荣. 1982. 华南两类不同成因花岗岩岩石学特征. *岩矿测试*, 1(2): 1–12
- 徐夕生. 2008. 华南花岗岩-火山岩成因研究的几个问题. *高校地质学报*, 14(3): 283–294
- 薛怀民, 陶奎元, 沈加林. 1996. 中国东南沿海中生代酸性火山岩的锶和钽同位素特征与岩浆成因. *地质学报*, 70(1): 35–47
- 杨金豹, 盛丹, 赵志丹, 丁聪, 周红芳, 崔圆圆, 蒋婷, 胡兆初. 2013. 福建漳州角美花岗岩与闪长质包体的岩石成因及意义. *岩石学报*, 29(11): 4004–4010
- 杨阳, 王晓霞, 于晓卫, 柯昌辉, 王立功, 郭瑞朋, 王顺安, 李小霞. 2017. 胶西北中生代花岗岩中黑云母和角闪石成分特征及成岩成矿意义. *岩石学报*, 33(10): 3123–3136
- 张旗, 潘国强, 李承东, 金惟俊, 贾秀勤. 2007. 花岗岩混合问题: 与玄武岩对比的启示——关于花岗岩研究的思考之一. *岩石学报*, 23(5): 1141–1152
- 周清, 姜耀辉, 廖世勇, 赵鹏, 靳国栋, 贾儒雅, 刘铮, 徐深谋. 2012. 德兴铜矿闪长玢岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年及原位 Hf 同位素研究. *地质学报*, 86(11): 1726–1734

附中文参考文献

- 鲍新尚, 杨立强, 和文言, 高雪, 李萌萌. 2019. 黑云母和锆石化学组分对岩浆结晶条件的约束: 以滇西北衙超大型金矿床为例. *岩石学报*, 35(5): 1447–1462
- 杜后发, 赖天功, 江媛媛, 范鹏飞, 龚维强. 2017. 江西金鸡窝铜矿床花岗闪长斑岩黑云母矿物学特征及其对岩石成因与成矿的指示. *岩石矿物学杂志*, 36(3): 329–342
- 郭耀宇, 和文言, 李在春, 戢兴忠, 韩愉, 房维科, 殷超. 2015. 西秦岭格罗夫花岗岩闪长斑岩岩石成因: 黑云母矿物学特征约束.