

doi:10.3969/j.issn.2097-0013.2022.03.011

海南加茂地区红峰队岩体锆石 U-Pb 年代学、 Hf 同位素及其对构造环境的指示

胡在龙^{1,2}, 陈 婕³, 黄武轩², 魏昌欣^{1,2}, 王 超^{1,2}, 吕昭英^{1,2}

HU Zai-Long^{1,2}, CHEN Jie³, HUANG Wu-Xuan², WEI Chang-Xin^{1,2}, WANG Chao^{1,2}, LYU Zhao-Ying^{1,2}

1. 海南省海洋地质资源与环境重点实验室, 海口 570206;

2. 海南省地质调查院, 海口 570206; 3. 海南地质综合勘察设计院, 海口 570206

1. Hainan Key Laboratory of Marine Geological Resources and Environment, Haikou 570206, Hainan, China;

2. Hainan Geological Survey Institute, Haikou 570206, Hainan, China;

3. Hainan Geological Survey & Design Institute, Haikou 570206, Hainan, China

摘要: 本文在野外地质调查的基础上, 对海南加茂地区红峰队细中粒黑云母正长花岗岩体进行锆石年代学、Hf同位素及地球化学等特征的深入研究, 以揭示该岩体形成的构造环境。结果显示, 红峰队花岗岩体锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄为 259.5 ± 1.3 Ma, 形成于晚二叠世; 具有高硅 ($\text{SiO}_2=72.26\% \sim 75.69\%$)、富碱 ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=8.51\% \sim 9.18\%$)、高钾 ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1.13 \sim 1.7$)、贫 CaO ($0.38\% \sim 0.75\%$) 和 P_2O_5 ($0.01\% \sim 0.02\%$) 等地球化学特征, A/CNK 值为 $0.99 \sim 1.08$, 属于准铝质-弱过铝质花岗岩; 富集 Rb、Th、U、K、Pb、Nd、Zr、Hf、Sm 和轻稀土, 明显亏损 Ba、Nb、Ta、Sr、P、Eu、Ti, 具强烈的负 Eu 异常; 锆石饱和温度也较低 ($767 \sim 796^\circ\text{C}$); 显示该岩体属于高分异 I 型花岗岩; $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化较小 ($+3.0 \sim +7.3$), 反映了其岩浆来源较为均一。红峰队岩体来源于新生地壳的部分熔融, 并且发生了较高分度的分离结晶, 可能形成于华南与印支块体的碰撞后伸展环境。

关键词: 锆石 U-Pb 测年; Hf 同位素; 地球化学; 红峰队岩体; 海南岛

中图分类号: P581

文献标识码: A

文章编号: 2097-0013(2022)03-0496-12

Hu Z L, Chen J, Huang W X, Wei C X, Wang C and Lyu Z Y. 2022. Zircon U-Pb Geochronology, Hf Isotopic Composition of the Hongfengdui Granitic Intrusion in Jiamao Area of Hainan Island and Its Tectonic Setting Implications. *South China Geology*, 38(3): 496-507.

Abstract: A large number of intrusive rocks are distributed in the Jiamao area of Hainan Island. Limited by the degree of research, the predecessors have changed the formation age of the Hongfengdui granitic intrusion mass many times. This article in-depth study zircon chronology, Hf isotopes and geochemistry of the Hongfengdui granitic intrusion on the basis of field geological surveys in order to reveal the tectonic setting of the Hongfengdui granitic formation. The results show that the LA-ICP-MS zircon U-Pb age is 259.5 ± 1.3 Ma, with high Si ($\text{SiO}_2=72.26\% \sim 75.69\%$), rich alkali ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=8.51\% \sim 9.18\%$), high K ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1.13 \sim 1.7$), low CaO ($0.38\% \sim 0.75\%$) and P_2O_5 ($0.01\% \sim 0.02\%$), belonging to the subalkaline high-K calc-alkaline series. While the A/CNK value is $0.99 \sim 1.08$, belonging to quasi-aluminous to weakly peraluminous granite. On trace and REE aspects, the rocks are enriched in Rb, Th, U, K, Pb, Nd, Zr, Hf, Sm and

收稿日期: 2021-5-28; 修回日期: 2021-9-26

基金项目: 中国地质调查局项目 (DD20160035)、海南省自然科学基金 (420RC744)

第一作者: 胡在龙 (1984—), 男, 硕士, 高级工程师, 主要从事区域地质调查工作, E-mail: 272464990@qq.com

LREE, obviously depleted in Ba, Nb, Ta, Sr, P, Eu and Ti with strong negative Eu anomaly and lower zircon saturation temperatures (767 ~ 796°C). Integrated geological and geochemical data suggest that Hongfengdui granitic should be genetically ascribed to highly fractionated I-type granites. Zircon Hf isotopic compositions of the granites are lowly variable with $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values ranging from +3.0 to +7.3, showing that magma source is relatively uniform. Geochemical characteristics indicate that the Hongfengdui granitic was generated from partial melting of mafic crust, and a high degree of fractionation occurred during the magma's evolution, the granitic intrusion may be formed in the collision of the South China and Indosinian blocks and belonged to the post-collision tectonic environment, combined with other Late Permian granite features in the region, which proposes the boundary between the tectonic setting of extrusion and the tectonic setting of extension is probably to be accurate to about 259 Ma about Hercynian-Indosinian magmatic activity

Key words: zircon U- Pb dating; Hf isotope; geochemistry; the Hongfengdui granite; Hainan Island

海南岛位于太平洋板块、印度板块和欧亚板块的交接部位,在地质历史上分别受特提斯构造域和滨太平洋构造域的控制,是研究古特提斯洋演化以及华南与印支块体碰撞的理想窗口(汪啸风等,1991;Li X H et al., 2006;Li S B et al., 2018;苟琪钰等,2019)。侵入岩为海南岛分布面积最广的岩石类型,占全岛面积的51%,其中又以海西和印支期花岗岩占比最广(Li X H et al., 2006;谢才富,2007;苟琪钰等,2019)。关于海南岛二叠纪-三叠纪岩浆岩的成因,存在较多的争议,谢才富等(2006)认为海南岛中部~272 Ma 钾玄质侵入岩形成于后碰撞早期(同逆冲期),并提出华南与印支-南海块体碰撞拼贴发生于287~278 Ma;而唐立梅(2010)、唐立梅等(2013)、苟琪钰等(2019)根据三叠纪碱性岩、A型花岗岩、高钾钙碱性花岗岩和酸性火山岩的研究,认为~250 Ma 岩浆岩形成于同碰撞阶段,海南岛在240 Ma之后进入到后碰撞阶段。

海南岛加茂地区红峰队岩体以石英呈团块状集合体分布在长石颗粒间隙为典型特征,岩石外表特征形似韧性变形,前人多侧重该岩体的构造研究(张业明等,2005;李孙雄等,2013,2017);同时由于研究程度有限,岩体形成时代也存在较大争议。本文在野外地质调查的基础上,对该岩体开展了岩石学、锆石年代学、地球化学及Hf同位素等特征的深入研究,讨论该侵入岩的成因及形成的构造环境。

1 岩体地质概况及岩相学特征

海南岛经历了多阶段多旋回的地质演化发展

过程,构造作用复杂。总体上经历了中元古代结晶基底和新元古代褶皱基底形成、古生代-早中生代(三叠纪)特提斯域演化和晚中生代侏罗-白垩纪滨太平洋大陆边缘活动带和新生代南海北缘裂陷等阶段。古生代-早中生代(三叠纪)特提斯域演化期间,自二叠纪始伴随着花岗岩浆强烈侵入,一直持续至晚三叠世,从早至晚,形成了俯冲型、同碰撞型、后碰撞型、隆升型花岗岩,构成了一个比较完整的造山作用花岗岩浆演化系列,该时期的侵入岩占全岛侵入岩总面积的73%,约占全岛总面积的36%(图1a),这一时期大面积的侵入岩分布引起前人对其进行了大量的年代学、岩石学以及地球化学等方面的研究工作。

红峰队岩体分布于九所-陵水断裂带上(图1a),呈东西向展布,四周主要出露岩浆岩,未见沉积地层,见少量接触变质的砂卡岩;岩体四周零散分布中二叠世花岗岩,其北部、西部主要为早白垩世花岗岩,西南角见早白垩世火山岩,南部为晚三叠世花岗岩,东部为晚侏罗世花岗岩。研究区构造不发育,仅见少量北西向断裂(图1b)。

红峰队岩体岩性为细中粒黑云母正长花岗岩,岩石新鲜面呈灰白色,风化面呈灰黄色,细中粒花岗结构、块状构造,矿物组成为钾长石(50%~60%)、斜长石(10%~20%)、石英(25%~35%)、黑云母(1%~2%)。钾长石为柱粒状,粒径大小以0.3~2.0 mm为主,少量为2.0~3.0 mm,高岭石化较强,格子双晶和卡斯巴双晶发育;斜长石为宽柱状,粒径大小为0.25~2.0 mm,少量粒径达2.0 mm,发生钠黝帘石化或绢云母化,聚片双晶发育,双晶

纹较细密;石英为它形粒状,以团块状集合体分布在长石颗粒间隙中,石英颗粒间以齿形边紧密接触,波状消光,石英粒径大小为0.2~1.5 mm,集合体大小为1.5~3.7 mm;黑云母为片状,具黑褐-褐多色性,已被氧化。该岩体以石英呈团块状集合体分布在长石颗粒间隙为典型特征。

2 样品采集及分析方法

本次工作在红峰队岩体分布区选择新鲜的岩石采集样品,样品采集位置见图1b。共采集6件进行主量元素、微量元素、稀土元素分析,其中1件进行锆石U-Pb年代学分析和锆石Hf同位素分析。

2.1 全岩分析

全岩主量元素含量在武汉上谱分析科技有限责任公司利用波长色散X射线荧光光谱仪(XRF)

分析完成,主量各元素分析谱线均为K α ,标准曲线使用国家标准物质岩石系列GBW07101-14,数据校正采用理论 α 系数法,测试相对标准偏差(RSD)<2%。

全岩微量元素、稀土元素含量在武汉上谱分析科技有限责任公司利用Agilent 7700e ICP-MS分析完成。样品处理如下:(1)将200目样品置于105℃烘箱中烘干12小时;(2)准确称取粉末样品50 mg置于Teflon溶样弹中;(3)先后依次缓慢加入1 ml 高纯HNO₃和1 ml 高纯HF;(4)将Teflon溶样弹放入钢套,拧紧后置于190℃烘箱中加热24小时以上;(5)待溶样弹冷却,开盖后置于140℃电热板上蒸干,然后加入1 ml HNO₃并再次蒸干;(6)加入1 ml 高纯HNO₃、1 ml MQ水和1ml 内标In(浓度为1 μ g/g),再次将Teflon溶样弹放入钢套,拧紧后置于190℃烘箱中加热12小时以上;(7)将溶液转入

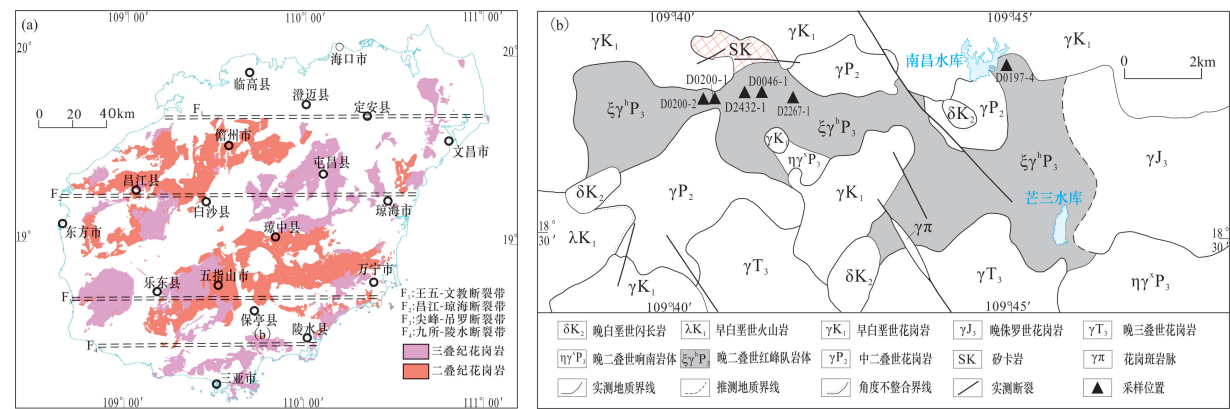


图1 加茂地区红峰队岩体地质简图
Fig. 1 Simplified geological map of Hongfengdui intrusion of the Jiamao area

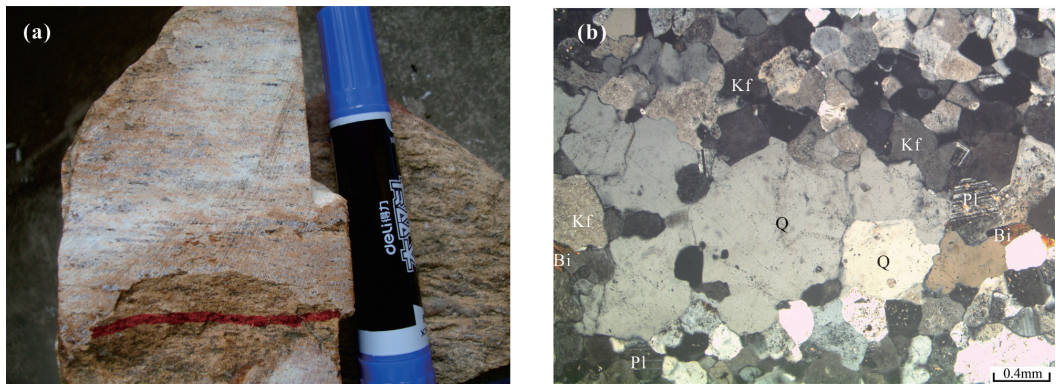


图2 红峰队岩体手标本照片(a)和显微照片(b)
Fig. 2 Field photo (a) and photomicrograph (b) of Hongfengdui granitic intrusion
Pl-斜长石;Kf-钾长石;Q-石英;Bi-黑云母

聚乙烯料瓶中,并用 2% HNO_3 稀释至 100 g 以备 ICP-MS 测试。根据样品的实际情况和消解效果,综合取值即是最后的检测结果。

2.2 锆石年龄测定及 Hf 同位素分析

锆石制靶、阴极发光(CL)照相和锆石 U-Pb 同位素定年分析均由武汉上谱分析科技有限公司实验室完成。详细的仪器参数和分析流程见 Zong K Q et al. (2017)。GeolasPro 激光剥蚀系统由 COMPexPro 102 ArF 193 nm 准分子激光器和 MicroLas 光学系统组成,ICP-MS 型号为 Agilent 7700e。激光剥蚀过程中采用氦气作载气、氩气为补偿气以调节灵敏度,二者在进入 ICP 之前通过一个 T 型接头混合,激光剥蚀系统配置有信号平滑装置(Hu Z C et al., 2015)。本次分析的激光束斑和频率分别为 32 μm 和 5 Hz。U-Pb 同位素定年和微量元素含量处理中采用标准锆石 91500 和玻璃标准物质 NIST610 作外标分别进行同位素和微量元素分馏校正。对分析数据的离线处理(包括对样品和空白信号的选择、仪器灵敏度漂移校正、元素含量及 U-Pb 同位素比值和年龄计算)采用软件 ICPMSDataCal (Liu Y S et al., 2008, 2010)完成。锆石样品的 U-Pb 年龄谐和图绘制和年龄加权平均计算采用 Isoplot/Ex_ver3 (Ludwig, 2003)完成。

锆石 Hf 同位素分析在武汉上谱分析有限公司实验室利用激光剥蚀多接收杯等离子体质谱(LA-MC-ICP-MS)完成。在锆石 U-Pb 同位素定年的基础上,参照锆石阴极发光(CL)图像,选择在原年龄分析位置或附近进行,所用激光剥蚀系统为 Geolas HD (Coherent, 德国), MC-ICP-MS 为 Neptune Plus (Thermo Fisher Scientific, 德国)。采用单点剥蚀模式,斑束固定为 44 μm ,激光输出能量可以调节,实际输出能量密度为 $\sim 7.0 \text{ J/cm}^2$ 。详细仪器操作条件和分析方法可参照 Hu Z C et al. (2012)。为确保分析数据的可靠性,Plešovice、91500 和 GJ-1 三个国际锆石标准与实际样品同时分析,Plešovice、91500 和 GJ-1 的外部精密度(2SD)优于 0.000020。同时为了监控高 Yb/Hf 比值锆石的测试数据,采用国际常用的高 Yb/Hf 比值标样 Temora 2 监控高 Yb/Hf 比值锆石的测试数据。以上标样推荐值参考 Zhang W et al. (2020)。

3 结果

3.1 锆石 U-Pb 年龄

锆石阴极发光(CL)图像显示,锆石颗粒自形程度高,发育明显的振荡环带(图 3a),Th/U 比值 0.24 ~ 0.48(表 1),指示其岩浆成因。

6 号测点,谐和度小于 90%,7 号测点数据明显偏离谐和曲线,其余 26 个数据点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化于 255 ~ 265 Ma 之间,加权平均年龄 $259.5 \pm 1.3 \text{ Ma}$ (MSWD=2.3, $n=26$),在 U-Pb 年龄谐和图上位于或接近于 U-Pb 谐和线上(图 3b),显示良好的谐和性,说明锆石结晶后 U、Pb 同位素体系是封闭的,259.5 $\pm$ 1.3 Ma 代表红峰队岩体侵位年龄。

3.2 元素地球化学特征

样品主量、微量和稀土元素分析结果见表 2。红峰队花岗岩体具有高 SiO_2 (75.26% ~ 75.69%)、高 K_2O (4.52% ~ 5.43%)、富碱(K_2O 为 4.52% ~ 5.43%, Na_2O 为 3.20% ~ 3.98%),且 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1.13 \sim 1.70$,为高钾钙碱性-钾玄质系列花岗岩(图 4a)。样品 Al_2O_3 含量为 12.62% ~ 13.63%, A/CNK 值为 0.98 ~ 1.08, A/NK 值为 1.06 ~ 1.15,为准铝质-弱过铝质花岗岩(图 4b)。此外,样品 P_2O_5 (0.01% ~ 0.03%)、 TiO_2 (0.07% ~ 0.17%)、 MgO (0.05% ~ 0.16%)、 CaO (0.38% ~ 0.75%) 含量较低。

样品稀土元素总含量(ΣREE)为 $153.5 \times 10^{-6} \sim 211.5 \times 10^{-6}$,其中轻稀土元素含量为 $145.0 \times 10^{-6} \sim 190.1 \times 10^{-6}$,重稀土含量为 $8.5 \times 10^{-6} \sim 30.5 \times 10^{-6}$ 。稀土元素球粒陨石标准化分布型式图(图 5a)为轻重稀土分馏明显的右倾型, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 比值为 4.08 ~ 21.61, δEu 介于 0.05 ~ 0.20 之间,具强烈的负 Eu 异常。微量元素特征上,亏损 Ba、Nb、Ta、Sr、P、Eu、Ti,富集 Rb、Th、U、K、Pb、Nd、Zr、Hf、Sm(图 5b)。

3.3 锆石 Hf 同位素

在锆石 U-Pb 定年基础上,对其中 12 颗锆石进行了 12 个点的 Lu-Hf 同位素分析,结果列于表 3。 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值为 0.000964 ~ 0.002931, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值为 0.282701 ~ 0.282828,根据 Hf 同位素研究的有关公式(吴福元等, 2007),基于锆石 U-Pb 年龄 (259.5 Ma) 计算获得锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = +3.0 \sim +7.3$,对应

表 1 红峰队花岗岩样品 LA-ICP-MS 锆石分析测试结果
Table 1 LA-ICP-MS zircon analyzing results of the Hongfengdui granite

点号	含量(10 ⁻⁶)			Th/U	同位素比值				年龄(Ma)				谐和度				
	Pb	Th	U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		
1	84.29	346.53	1323.60	0.26	0.053439	0.001239	0.299591	0.007367	0.040388	0.000399	346.4	51.8	266.1	5.8	255.2	2.5	95%
2	141.19	610.51	2078.03	0.29	0.052091	0.000989	0.295088	0.005838	0.040849	0.000343	300.1	38.0	262.6	4.6	258.1	2.1	98%
3	116.57	492.95	1677.83	0.29	0.051767	0.001012	0.291067	0.005904	0.040547	0.000327	276.0	44.4	259.4	4.6	256.2	2.0	98%
4	136.18	572.83	2017.66	0.28	0.052142	0.000882	0.292782	0.005273	0.040458	0.000302	300.1	38.9	260.7	4.1	255.7	1.9	98%
5	222.75	976.02	3101.95	0.31	0.053222	0.000886	0.305751	0.005672	0.041365	0.000354	338.9	37.0	270.9	4.4	261.3	2.2	96%
6*	90.54	389.98	1396.53	0.28	0.052856	0.001067	0.287520	0.006020	0.039288	0.000380	324.1	46.3	256.6	4.8	248.4	2.4	96%
7*	69.61	278.45	764.73	0.36	0.066781	0.001775	0.373919	0.009863	0.040489	0.000362	831.5	55.6	322.6	7.3	255.9	2.2	76%
8	156.68	663.70	2323.01	0.29	0.051556	0.000893	0.297742	0.005277	0.041727	0.000379	264.9	36.1	264.6	4.1	263.5	2.3	99%
9	246.70	1032.47	3421.72	0.30	0.054657	0.000884	0.317042	0.005777	0.041773	0.000366	398.2	37.0	279.6	4.5	263.8	2.3	94%
10	214.28	1228.01	2584.56	0.48	0.055272	0.000941	0.310084	0.005945	0.040348	0.000310	433.4	38.9	274.2	4.6	255.0	1.9	92%
11	111.67	478.63	1662.35	0.29	0.051727	0.000982	0.298256	0.005795	0.041615	0.000334	272.3	44.4	265.0	4.5	262.8	2.1	99%
12	218.14	964.86	2963.06	0.33	0.051266	0.000968	0.287057	0.005476	0.040391	0.000302	253.8	42.6	256.2	4.3	255.3	1.9	99%
13	104.61	403.03	1707.70	0.24	0.050484	0.001146	0.284919	0.006339	0.040649	0.000298	216.7	84.2	254.6	5.0	256.9	1.8	99%
14	176.04	766.56	2290.36	0.33	0.052159	0.001494	0.301559	0.008301	0.041597	0.000370	300.1	66.7	267.6	6.5	262.7	2.3	98%
15	137.94	601.08	1946.03	0.31	0.049890	0.001812	0.287960	0.009603	0.041504	0.000387	190.8	85.2	257.0	7.6	262.2	2.4	97%
16	101.01	452.73	1381.93	0.33	0.046595	0.002236	0.267122	0.011655	0.041089	0.000295	27.9	111.1	240.4	9.3	259.6	1.8	92%
17	181.04	801.79	2458.41	0.33	0.048646	0.002823	0.283637	0.014775	0.041709	0.000343	131.6	129.6	253.5	11.7	263.4	2.1	96%
18	71.45	304.72	845.41	0.36	0.055758	0.004024	0.321027	0.020775	0.041174	0.000365	442.6	161.1	282.7	16.0	260.1	2.3	91%
19	155.96	691.55	2066.65	0.33	0.045960	0.003259	0.267828	0.016942	0.041659	0.000374	error		241.0	13.6	263.1	2.3	91%
20	103.97	510.14	1116.86	0.46	0.049315	0.002962	0.279613	0.014919	0.040770	0.000405	161.2	140.7	250.4	11.8	257.6	2.5	97%
21	193.98	798.50	2418.79	0.33	0.052091	0.002538	0.302213	0.013459	0.041477	0.000328	300.1	112.9	268.1	10.5	262.0	2.0	97%
22	95.39	410.14	1325.16	0.31	0.049326	0.001870	0.284789	0.010106	0.041375	0.000398	164.9	88.9	254.4	8.0	261.3	2.5	97%
23	101.33	417.47	1550.03	0.27	0.049212	0.001447	0.280199	0.007658	0.040943	0.000313	166.8	73.1	250.8	6.1	258.7	1.9	96%
24	136.16	584.73	1779.47	0.33	0.053611	0.001520	0.309145	0.008646	0.041478	0.000348	353.8	58.3	273.5	6.7	262.0	2.2	95%
25	111.10	462.46	1545.48	0.30	0.055271	0.001866	0.318608	0.010722	0.041405	0.000365	433.4	75.9	280.8	8.3	261.5	2.3	92%
26	127.76	487.55	2043.95	0.24	0.049999	0.000917	0.291342	0.005611	0.042012	0.000382	194.5	42.6	259.6	4.4	265.3	2.4	97%
27	147.07	609.91	2122.87	0.29	0.049789	0.000879	0.280872	0.004970	0.040696	0.000287	183.4	45.4	251.3	3.9	257.1	1.8	97%
28	70.35	342.78	864.02	0.40	0.050670	0.001170	0.284014	0.006521	0.040514	0.000324	233.4	53.7	253.8	5.2	256.0	2.0	99%

*未参与年龄计算

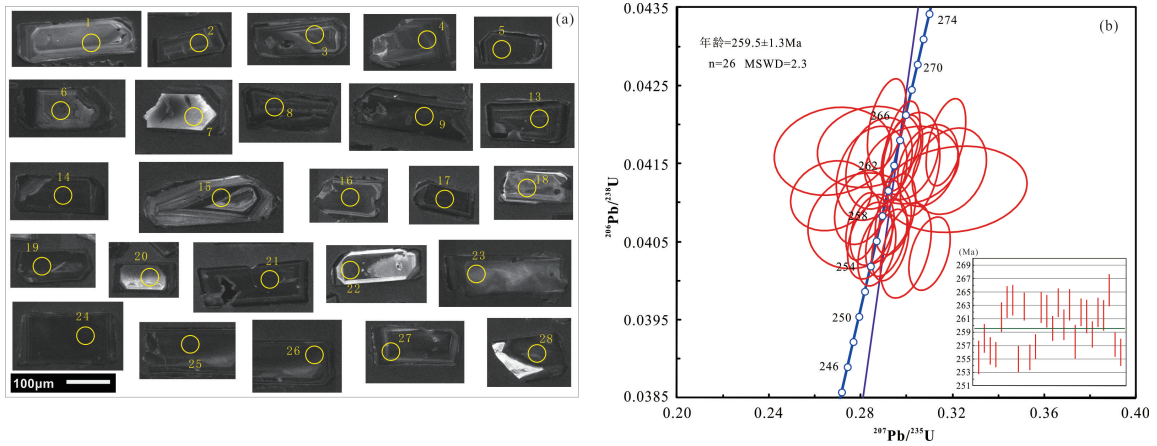


图 3 红峰队岩体锆石 CL 图像(a)及 U-Pb 年龄谐和图(b)

Fig. 3 CL imaging (a) and U-Pb isotopic Concordia diagram (b) of zircons from the Hongfengdui intrusion

图中黄色圆圈为 U-Pb 测年点位

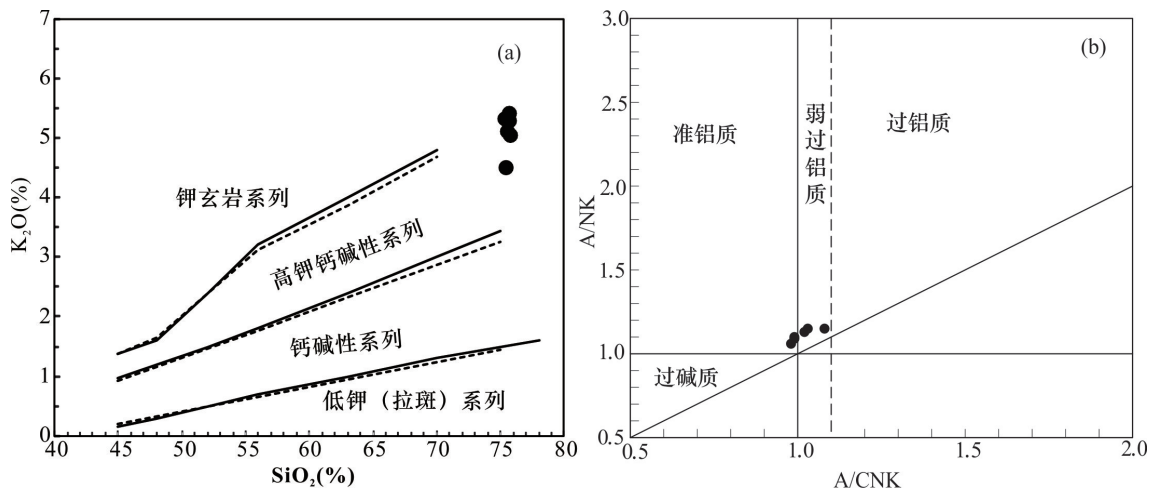


图 4 红峰队岩体 SiO_2 - K_2O 岩石系列判别图(a)(底图据 [Peccerillo and Taylor, 1976](#))和 A/CNK-A/NK 关系图解(b)

Fig. 4 SiO_2 - K_2O diagrams (a)([Peccerillo and Taylor, 1976](#)) and A/CNK-A/NK plot (b) for the Hongfengdui intrusion

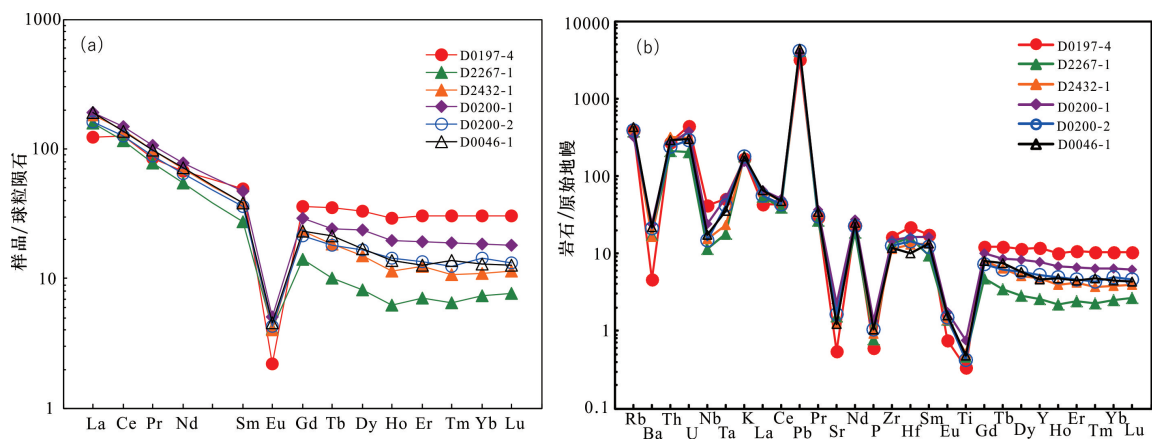


图 5 红峰队岩体稀土元素球粒陨石标准化分布型式图(a)及微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle normalized trace element spidergrams

(b) the Hongfengdui intrusion

表2 红峰队岩体主量(%）、稀土及微量($\times 10^{-6}$)元素含量及有关参数

Table 2 Major elements (wt%), trace elements ($\times 10^{-6}$) content and related parameters of the Hongfengdui intrusion

样品号	D0197-4	D2267-1	D2432-1	D0200-1	D0200-2	D0046-1
SiO ₂	75.69	75.60	75.45	75.34	75.26	75.60
TiO ₂	0.07	0.10	0.11	0.17	0.09	0.10
Al ₂ O ₃	12.62	12.95	12.84	13.17	13.63	12.81
Fe ₂ O ₃	1.29	1.20	1.37	1.80	1.07	0.89
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02
MgO	0.05	0.10	0.11	0.16	0.09	0.08
CaO	0.54	0.62	0.71	0.75	0.66	0.38
Na ₂ O	3.92	3.73	3.71	3.98	3.84	3.20
K ₂ O	5.06	5.31	5.13	4.52	5.34	5.43
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
LOI	0.41	0.44	0.35	0.43	0.35	0.55
SUM	99.68	100.08	99.82	100.37	100.36	99.09
全碱	8.98	9.04	8.84	8.51	9.18	8.63
K ₂ O/Na ₂ O	1.29	1.42	1.38	1.13	1.39	1.70
A/CNK	0.98	0.99	0.99	1.03	1.02	1.08
A/NK	1.06	1.09	1.10	1.15	1.13	1.15
DI	96.01	95.25	94.65	93.28	94.86	95.74
T _z (°C)	796	781	767	787	774	768
La	29.5	37.5	43.8	45.5	38.7	44.90
Ce	77.4	70.2	85.2	90.4	77.4	83.64
Pr	8.05	7.34	9.24	10.1	8.39	9.39
Nd	31.3	25.4	32.5	36.5	30.1	33.64
Sm	7.62	4.21	5.88	7.24	5.50	5.88
Eu	0.13	0.24	0.23	0.30	0.25	0.27
Gd	7.33	2.88	4.74	6.01	4.38	4.78
Tb	1.33	0.38	0.69	0.91	0.67	0.81
Dy	8.38	2.09	3.81	6.09	4.26	4.32
Ho	1.64	0.36	0.65	1.11	0.81	0.79
Er	5.08	1.17	2.04	3.20	2.25	2.12
Tm	0.77	0.17	0.27	0.48	0.32	0.35
Yb	5.18	1.25	1.88	3.14	2.43	2.20
Lu	0.78	0.19	0.29	0.46	0.34	0.32
Rb	246	239	240	201	249	274.9
Ba	32.3	122	114	165	146	154.5
Th	23.0	17.8	26.8	22.4	20.0	24.79
U	9.29	4.24	6.55	7.94	6.03	6.38
Ta	2.05	0.73	0.96	2.16	1.69	1.45
Nb	29.4	8.06	11.0	17.4	10.4	12.23
Sr	11.5	32.9	27.1	47.9	34.6	26.1
Zr	180	152	129	163	140	130.3
Hf	6.76	4.92	4.06	4.96	4.41	3.1
Y	53.4	11.8	21.4	35.2	24.2	20.90
Pb	25.3	32.2	33.4	30.8	32.2	34.23
ΣREE	184.4	153.5	191.3	211.5	175.7	193.4
LREE	153.9	145.0	176.9	190.1	160.3	177.7
HREE	30.5	8.5	14.4	21.4	15.4	15.7
LREE/HREE	5.05	17.11	12.32	8.89	10.37	11.33
La _N /Yb _N	4.08	21.61	16.74	10.41	11.41	14.64
δEu	0.05	0.20	0.13	0.13	0.15	0.15

注: A/CNK为铝饱和指数, DI为分异指数, 计算方法参见路远发和李文霞(2021a, 2021b); T_z为据Watson and Harrison(1983)公式计算的锆石饱和温度.

表 3 红峰队岩体锆石 LA-ICP-MS Lu-Hf 同位素分析结果
Table 3 LA-ICP-MS zircon Lu-Hf results for the Hongfengdui intrusion

点号	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	1σ	ε _{Hf} (0)	ε _{Hf} (t)	t _{DM1} (Ga)	t _{DM2} (Ga)	f _{Lu/Hf}
1	0.034135	0.001307	0.282709	0.000012	-2.2	3.2	0.78	1.08	-0.96
2	0.038652	0.001428	0.282701	0.000012	-2.5	3.0	0.79	1.10	-0.96
3	0.037991	0.001449	0.282715	0.000010	-2.0	3.5	0.77	1.07	-0.96
4	0.041968	0.00159	0.282732	0.000010	-1.4	4.1	0.75	1.03	-0.95
5	0.040166	0.001516	0.282726	0.000011	-1.6	3.9	0.76	1.04	-0.95
6	0.063118	0.002283	0.282736	0.000012	-1.3	4.1	0.76	1.03	-0.93
7	0.039931	0.001545	0.282714	0.000010	-2.1	3.4	0.77	1.06	-0.95
8	0.085227	0.002931	0.282828	0.000014	2.0	7.3	0.63	0.82	-0.91
9	0.070437	0.002551	0.282746	0.000013	-0.9	4.4	0.75	1.01	-0.92
10	0.035774	0.001367	0.282721	0.000010	-1.8	3.7	0.76	1.05	-0.96
11	0.025505	0.000964	0.282719	0.000010	-1.9	3.7	0.75	1.04	-0.97
12	0.031142	0.00118	0.282715	0.000012	-2.0	3.5	0.76	1.05	-0.96

的二阶段 Hf 模式年龄 $t_{DM2}=0.82\sim1.1$ Ga。样品 $f_{Lu/Hf}$ 变化在 $-0.91\sim-0.97$ 之间,明显小于镁铁质地壳 ($f_{Lu/Hf}=-0.34$) (Amelin et al., 2000) 和硅铝质地壳 ($f_{Lu/Hf}=-0.72$) (Vervoort et al., 1996),故二阶段模式年龄代表了源区物质从亏损地幔抽取的时间(或其物源区物质在地壳的平均留存年龄) (孙载波等, 2020)。

4 讨论

4.1 岩石成因

根据物源的不同,花岗岩可划分为 I 型、S 型、A 型和 M 型四个成因类型。红峰队岩体在镜下未见角闪石、石榴石、白云母、堇青石和其他碱性暗色矿物,也未观察到富铝矿物,初步排除其为 A 型花岗岩和 S 型花岗岩的可能。岩体 Al_2O_3 含量(均值 13%)和铝饱和度 A/CNK 值(<1.1)不高, P_2O_5 含量极低($<0.03\%$),进一步排除了岩体属于 S 型花岗岩的可能。岩体高硅、富碱、较高的分异指数(DI=93.28~96.01)以及强烈的负 Eu 异常,指示样品为高分异的花岗岩(图 6)。锆石饱和温度为 767~796℃(平均 779℃),与典型的 I 型花岗岩(781℃, King et al., 1997)一致。综上所述,红峰队花岗岩属于高分异 I 型花岗岩。

红峰队岩体经历了高程度的结晶分异作用,

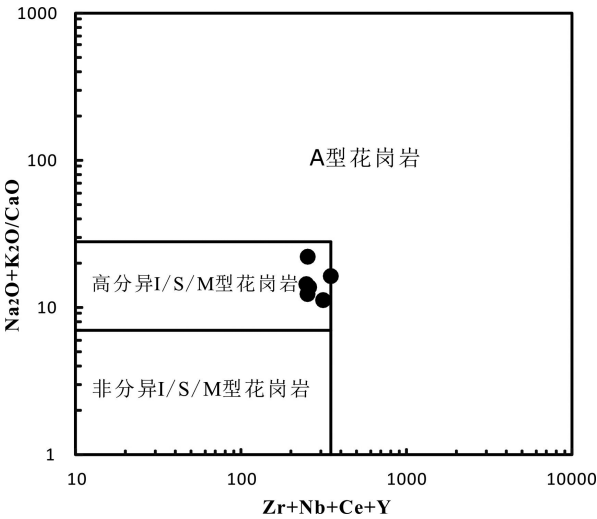


图 6 红峰队岩体 (Zr+Nb+Ce+Y)-(Na₂O+K₂O)/CaO 关系图(底部图据 Whalen et al., 1987)

Fig. 6 (Zr+Nb+Ce+Y) vs. (Na₂O+K₂O)/CaO diagram of Hongfengdui granitic intrusion (after Whalen et al., 1987)

P_2O_5 、 TiO_2 与 SiO_2 的负相关(图 7a,b)及 P、Ti 的亏损(图 5b)分别指示磷灰石和富钛矿物的分离结晶。 CaO 、 MgO 和 Fe_2O_3 与 SiO_2 的负相关(图 7c、d、f)则可能指示镁铁矿物(角闪石,黑云母)的分离结晶。 CaO 和 Al_2O_3 与 SiO_2 的负相关(图 7c、e)及 Sr、Ba 和 Eu 的亏损(图 5b)可能与斜长石和钾长石的分离结晶有关。

高分异 I 型花岗岩的成因主要包括:①地幔来源的玄武质岩浆分离结晶作用(周红智等, 2020);

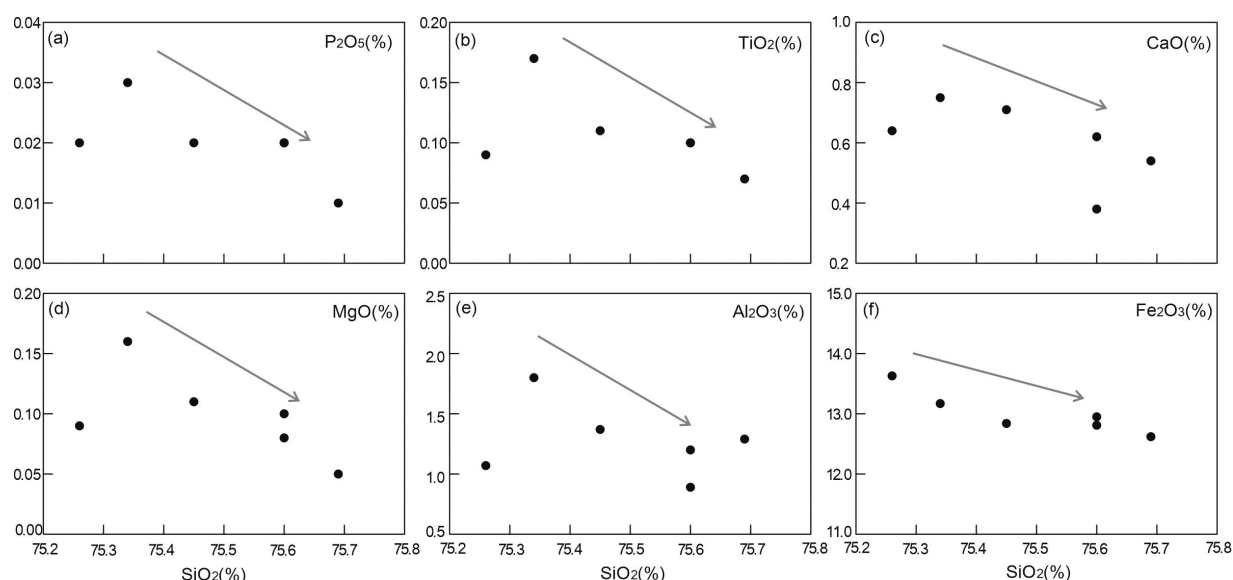


图7 红峰队花岗岩哈克图解

Fig. 7 Harker diagrams of the Hongfengdui intrusion

②幔源基性岩浆与长英质岩浆混合形成混源岩浆并在后期发生分离结晶作用(马鹏飞等, 2021); ③幔源基性岩浆底侵, 导致下地壳物质发生部分熔融, 并发生分离结晶作用(马鹏飞等, 2021)。玄武质幔源岩浆的分离结晶会形成辉长岩-闪长岩-花岗闪长岩-花岗岩连续的一系列岩体(周红智等, 2020), 而研究区晚二叠世乃至整个海南岛都缺少上述系列连续的岩石类型, 故幔源岩浆分离结晶的模式可以排除。壳幔岩浆发生混合经常导致镁铁质微粒包体的出现, 并且会造成 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化范围较大(王楠等, 2020)并散布于正值与负值之间的特点(邱检生等, 2008), 而红峰队花岗岩 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值较为集中, 且都为正值, 反映了岩浆来源较为均一, 同时野外未见暗色微粒包体, 进一步排除了地幔物质的影响(王楠等, 2020)。在 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)-t$ 图解上(图 8a), 样品均落在亏损地幔和球粒陨石演化线之间, 正的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值被解释为其源岩可能来自亏损地幔岩浆分异或由亏损地幔而来的新生地壳重熔(Jahn et al., 2000; Vervoort et al., 2000; 王琦崧等, 2020;), 前文已排除了红峰队花岗岩幔源岩浆分异的可能。因此, 红峰队岩体来源于新生地壳物质的部分熔融, 并且在岩浆演化过程中发生了较高分离结晶。

锆石二阶段模式年龄 (t_{DM2}) 介于 0.82 ~ 1.1 Ga 之间, 年龄峰值集中于 1.0 Ga, 与 Wang Z L et al.

(2015) 所获得的海南岛石碌群和石灰顶组碎屑锆石年龄谱具有相同的 1.0 Ga 峰值, 并且与格林威尔期板块汇聚造山(李江海和穆剑, 1999; 周金城等, 2008) 时间一致。许德如等(2006) 根据海南岛变碎屑沉积岩锆石年龄谱及 Nd 模式年龄, 也认为海南岛在 1.0 ~ 1.2 Ga 经历格林威尔造山事件, 表明该区在中元古代末期的 (~1.0 Ga) 发生过一次重要的成壳事件, 形成新生地壳, 而该区晚二叠世花岗质岩浆作用很可能是中元古代末期形成新生地壳中火成岩物质再循环的产物。

4.2 构造背景

二叠-三叠纪是海南岛古特提斯洋演化的重要时期, 在这一时期海南岛发育大量花岗岩, 不同的学者认为他们形成于不同构造背景。总体概括起来有两种观点, 大部分学者认为海南岛二叠-三叠纪花岗岩的形成与古特提斯洋俯冲、闭合及随后的印支与华南板块的碰撞拼合有关(李孙雄等, 2005; 谢才富等, 2006; 谢才富, 2007; 陈新跃等, 2011; 周佐民等, 2011; 温淑女, 2013; 温淑女等, 2013); 另有少部分学者认为海南岛二叠-三叠纪花岗岩, 乃至华南二叠纪-三叠纪花岗岩的形成与古太平洋的西向俯冲有关(Li X H et al., 2006; Li Z X and Li X H, 2007)。本文对海南岛加茂地区红峰队花岗岩的形成构造背景的认

识倾向于前者。在Pearce et al. (1984)的Y+Nb-Rb构造环境判别图(图8b)上,加茂地区红峰队花岗岩落入后碰撞区,符合海南岛二叠纪-三叠纪造山岩浆岩的演化规律,即从早至晚,形成了俯冲

型、同碰撞型、后碰撞型、隆升型花岗岩,构成了一个比较完整的造山作用花岗岩浆演化系列(李孙雄等,2017),并且与谢才富(2007)和温淑女(2013)的认识比较吻合。

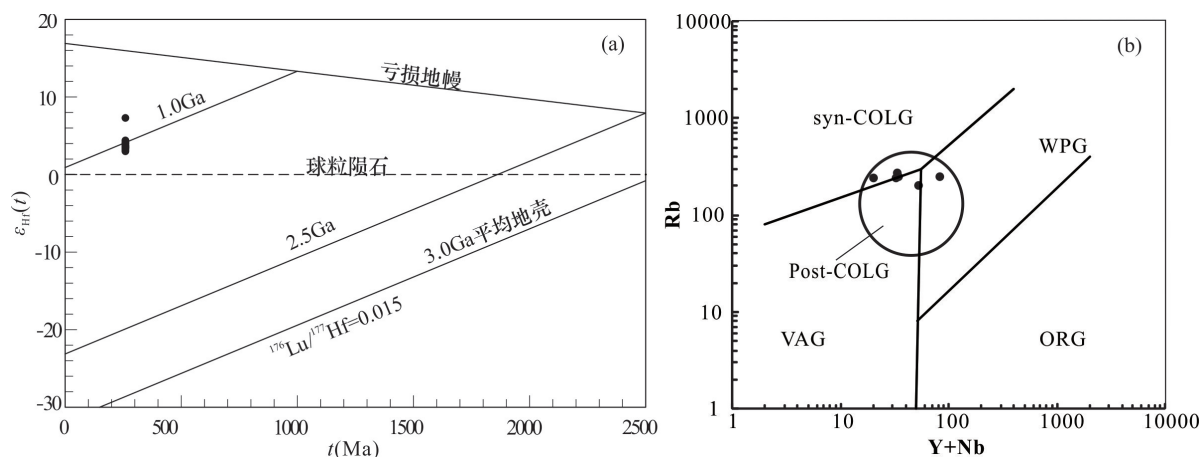


图8 红峰队花岗岩锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ - t 投影图(a)及构造环境(Y+Nb)-Rb判别图解(b)

Fig.8 Plot of $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ - t for zircons from Hongfengdui granitic intrusion (a) (Y+Nb)-Rb diagrams of Hongfengdui granitic intrusion (b)

Syn-COLG-同碰撞花岗岩, post-COLG-后碰撞花岗岩, VAG-火山弧花岗岩, WPG-板内花岗岩, ORG-洋中脊花岗岩

红峰队花岗岩石英呈团块状集合体分布在长石颗粒间隙中,与糜棱基质的微细粒矿物集合体区别明显,林强和方占仁(1988)、谢才富(2002)称之为微粒交生体,这种微粒交生体是花岗质岩石遭受较强应力产生塑性应变的情况下,直接从残余熔体中结晶形成的,可以作为同构造花岗岩的良好判别标志。海南岛通什型(P_2)和石碌型(P_2)巨斑状花岗岩类等同构造花岗岩体以及由同构造向构造后过渡的海南东岭岩体(P_3)的局部都含有微粒交生体,这些花岗岩类都是形成于后碰撞阶段(谢才富等,2009)。

5 结论

(1)高精度的LA-ICP-MS微区锆石U-Pb定年结果表明,海南加茂地区红峰队岩体形成于晚二叠世早期,约259 Ma。

(2)岩石学和地球化学特征显示红峰队花岗岩为高分异I型花岗岩,锆石Hf同位素特征表明红峰

队花岗岩由新生地壳部分熔融后经过较高分度的分离结晶作用形成的。锆石Hf同位素二阶段模式年龄($t_{\text{DM}2}$)介于0.82~1.1 Ga之间,表明该区在中元古代末期的(~1.0 Ga时期)发生过一次重要的成壳事件。

(3)海南加茂地区红峰队岩体可能形成于华南与印支块体的碰撞拼合作用,属于后碰撞构造环境。

参考文献:

- 陈新跃,王岳军,范蔚茗,张飞飞,彭头平,张玉芝. 2011. 海南五指山地区花岗片麻岩锆石LA-ICP-MS U-Pb年代学特征及其地质意义[J]. 地球化学, 40(5): 454-463.
- 苟琪钰,钱鑫,何慧莹,张玉芝,王岳军. 2019. 海南荔枝沟中三叠世酸性火山岩年代学、地球化学特征及其构造意义[J]. 地球科学, 44(4):1357-1370.
- 李江海,穆剑. 1999. 我国境内格林威尔期造山带的存在及其对中元古代末期超大陆再造的制约[J]. 地质科学, 34(3):259-272.

- 李孙雄, 云平, 范渊, 周进波. 2005. 海南岛琼中地区琼中岩体锆石 U-Pb 年龄及其地质意义 [J]. 大地构造与成矿学, 29(2):227-241.
- 李孙雄, 魏昌欣, 汪焰华, 陈方颖. 2013. 海南东南部韧性剪切变形带锆石 U-Pb 年代学特征及其地质意义 [J]. 地质力学学报, 19(3):267-274.
- 李孙雄, 云平, 林义华, 等. 2017. 中国区域地质志·海南志 [M]. 北京:地质出版社, 280-450.
- 林强, 方占仁. 1988. 花岗质岩石中微粒交生体的成因研究 [J]. 岩石学报, 4(2): 42-49+98-99.
- 路远发, 李文霞. 2021a. CIPW 标准矿物计算方法与程序设计 [J]. 华南地质, 37(3):348-360.
- 路远发, 李文霞. 2021b. 花岗岩类自然矿物岩石化学换算及程序设计 [J]. 华南地质, 37(4):445-457.
- 马鹏飞, 夏小平, 徐健, 崔泽贤, 蒙均桐, 周美玲. 2021. 腾冲早白垩世花岗岩的高分异成因及其构造意义 [J]. 岩石学报, 37(4):1177-1195.
- 邱检生, 肖娥, 胡建, 徐夕生, 蒋少涌, 李真. 2008. 福建北东沿海高分异 I 型花岗岩的成因:锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Nd-Hf 同位素制约 [J]. 岩石学报, 24(11): 2468-2484.
- 孙载波, 胡绍斌, 周坤, 赵枫, 李小军, 包佳凤, 张小凡, 余中明. 2020. 南澜沧江带曼兵岛弧花岗岩成因与构造启示:元素地球化学、锆石 U-Pb 年代学及 Hf 同位素约束 [J]. 岩石学报, 36(5):1389-1408.
- 唐立梅. 2010. 海南岛中生代两期构造伸展作用的岩浆记录及其大陆动力学意义 [D]. 浙江大学博士学位论文.
- 唐立梅, 陈汉林, 董传万, 杨树锋, 沈忠悦, 程晓敢, 付璐露. 2013. 海南岛中三叠世造山后伸展作用:双峰式侵入岩的年代学及地球化学制约 [J]. 中国科学:地球科学, 43(3):433-445.
- 汪啸风, 马大铨, 蒋大海. 1991. 海南岛地质(三)——构造地质 [M]. 北京:地质出版社, 10-100.
- 王楠, 刘治博, 宋扬, 郑卫红, 李发桥, 滕磊. 2020. 西藏班戈地区早白垩世高分异花岗岩年代学及岩石成因 [J]. 岩石学报, 36(2):409-425.
- 王琦崧, 张静, 曹双双, 于立栋, 孙海微. 2020. 甘肃马庄山地区花岗岩类的元素地球化学、U-Pb 年代学及 Nd-Hf 同位素特征 [J]. 岩石学报, 36(5):1445-1460.
- 温淑女, 梁新权, 范蔚茗, 王岳军, 池国祥, 梁细荣, 周云, 蒋英. 2013. 海南岛乐东地区志仲岩体锆石 U-Pb 年代学、Hf 同位素研究及其构造意义 [J]. 大地构造与成矿学, 37(2):294-307.
- 温淑女. 2013. 海南岛二叠纪—三叠纪岩浆作用的年代学与地球化学研究 [D]. 中国科学院广州地球化学研究所博士学位论文, 55-85.
- 吴福元, 李献华, 郑永飞, 高山. 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用 [J]. 岩石学报, 23(2):185-220.
- 谢才富. 2002. 同构造花岗岩的一种显微构造标记 [J]. 岩石矿物学杂志, 21(2):179-185.
- 谢才富, 朱金初, 丁式江, 张业明, 付太安, 李志宏. 2006. 琼中海西期钾玄质侵入岩的厘定及其构造意义 [J]. 科学通报, 51(16):1944-1954.
- 谢才富. 2007. 海南岛海西期同逆冲侵入岩组合的厘定及其构造意义 [D]. 南京大学博士学位论文, 77-100.
- 谢才富, 马昌前, 付建明, 等. 2009. 华南过铝花岗岩与陆壳生长演化. //见:肖庆辉, 王涛, 邓晋福, 等. 著. 中国典型造山带花岗岩与大陆地球生长研究 [M]. 北京:地质出版社, 1-118.
- 许德如, 马驰, 李鹏春, 夏斌, 张玉泉. 2006. 海南岛变碎屑沉积岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及地质意义 [J]. 地质学报, 81(3):381-393.
- 张业明, 谢才富, 付太安, 李志宏. 2005. 三亚地体与琼中地体构造边界的直接证据 [J]. 科学技术与工程, 5(20): 1482-1483.
- 周红智, 魏俊浩, 石文杰, 张松涛, 陈加杰, 张新铭, 沈志远, 王艺龙, 曾闰灵. 2020. 东昆仑鄂拉山岩浆带晚三叠世后碰撞伸展:来自索拉沟高分异 I 型花岗岩的证据 [J]. 地质科技通报, 39(4):150-164.
- 周金城, 王孝磊, 邱检生. 2008. 江南造山带是否格林威尔期造山带?——关于华南前寒武纪地质的几个问题 [J]. 高校地质学报, 14(1):64-72.
- 周佐民, 谢才富, 徐倩, 高太飞. 2011. 海南岛中三叠世正长岩—花岗岩套的地质地球化学特征与构造意义 [J]. 地质论评, 57(4):515-531.
- Amelin Y, Lee D C, Halliday A N. 2000. Early-middle Archean crustal evolution deduced from Lu-Hf and U-Pb isotopic studies of single zircon grains [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64(24):4205-4225.
- Hu Z C, Liu Y S, Gao S, Liu W G, Zhang W, Tong X R, Lin L, Zong K Q, Li M, Chen H H, Zhou L, Yang L. 2012. Improved in situ Hf isotope ratio analysis of zircon using newly designed X-skimmer cone and jet sample cone in combination with the addition of nitrogen by laser ablation multiple collector ICP-MS [J]. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 27(9): 1391.
- Hu Z C, Zhang W, Liu Y S, Gao S, Li M, Zong K Q, Chen H H, Hu S H. 2015. "Wave" signal-smoothing and mercu-

- ry-removing device for laser ablation quadrupole and multiple collector ICPMS analysis: application to lead isotope analysis [J]. *Analytical Chemistry*, 87(2): 1152-1157.
- Jahn B M, Griffin W L, Windley B. 2000. Continental growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia [J]. *Tectonophysics*, 328(1-2): vii-x.
- King P L, White A J R, Chappell B W, Allen C M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia [J]. *Journal of Petrology*, 38: 371-391.
- Li S B, He H Y, Qian X, Wang Y J, Zhang A M. 2018. Carboniferous arc setting in Central Hainan: geochronological and geochemical evidences on the andesitic and dacitic rocks [J]. *Journal of Earth Science*, 29(2): 265-279.
- Li X H, Li Z X, Li W X, Wang Y J. 2006. Initiation of the Indosinian orogeny in South China: Evidence for a Permian magmatic arc on Hainan Island [J]. *The Journal of Geology*, 114(3): 341-353.
- Li Z X, Li X H. 2007. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model [J]. *Geology*, 35(2): 179-182.
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, Gunther D, Xu J, Gao C G, Chen H H. 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(1): 34-43.
- Liu Y S, Gao S, Hu Z C, Gao C G, Zong K Q, Wang D B. 2010. Continental and Oceanic Crust Recycling-induced Melt-Peridotite Interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb Dating, Hf Isotopes and Trace Elements in Zircons from Mantle Xenoliths [J]. *Journal of Petrology*, 51(1-2): 537-571.
- Ludwig K R. 2003. *ISOPLOT 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel* [R]. Berkeley Geochronology Center, California, Berkeley, 1-39.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magmatic-neous rock system [J]. *Earth-Science Reviews*, 37(3): 215-224.
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks [J]. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Peccerillo R, Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1):63-81.
- Vervoort J D, Patchett P J, Gehrels G E, Nutman A P. 1996. Constraints on early Earth differentiation from hafnium and neodymium isotopes [J]. *Nature*, 379(6566): 624-627.
- Vervoort J D, Patchett P J, Albarede F, Blichert-Toft J, Rudnick R, Downes H. 2000. Hf-Nd isotopic evolution of the lower crust [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 181(1-2):115-129.
- Wang Z L, Xu D R, Hu G C, Yu L L, Wu C J, Zhang Z C, Cai J X, Shan Q, Hou M Z, Chen H Y. 2015. Detrital zircon U-Pb ages of the Proterozoic metaclastic-sedimentary rocks in Hainan Province of South China: New constraints on the depositional time, source area, and tectonic setting of the Shilu Fe-Co-Cu ore district [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 14(4): 1-19.
- Watson E B, Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2): 295-304.
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407-419.
- Zhang W, Hu Z C, Spectroscopy A. 2020. Estimation of Isotopic Reference Values for Pure Materials and Geological Reference Materials [J]. *Atomic Spectroscopy*, 41(3): 93-102.
- Zong K Q, Klemm R, Yuan Y, He Z Y, Guo J L, Shi X L, Liu Y S, Hu Z C, Zhang Z M. 2017. The assembly of Rodinia: The correlation of early Neoproterozoic (ca. 900 Ma) high-grade metamorphism and continental arc formation in the southern Beishan Orogen, southern Central Asian Orogenic Belt (CAOB) [J]. *Precambrian Research*, 290: 32-48.