

doi: 10.12097/gbc.2023.02.056

琼东南盆地花岗质岩浆-构造演化及其对潜山储层物性的约束

胡林¹, 熊富浩^{2*}, 陈安清², 周杰¹, 王文博¹, 侯明才²

HU Lin¹, XIONG Fuhao^{2*}, CHEN Anqing², ZHOU Jie¹, WANG Wenbo¹, HOU Mingcai²

1. 中海石油(中国)有限公司海南分公司, 海南 海口 570311;

2. 油气藏地质及开发工程全国重点实验室, 成都理工大学, 四川 成都 610059

1. OOC China Limited, Hainan Branch, Haikou 570311, Hainan, China;

2. State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China

摘要: 琼东南盆地中生代潜山是认识南海西部陆缘构造演化过程的重要窗口。以琼东南盆地陵南与松南低凸起区的花岗岩潜山为研究对象,开展岩心样品的岩相学、年代学与地球化学研究,揭示其岩石成因及构造环境。研究表明,陵南低凸起基岩主要为二长花岗岩,松南低凸起基岩为花岗闪长岩与二长花岗岩。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄揭示,陵南低凸起区花岗岩类分别形成于 249 Ma 和 233 Ma,而松南低凸起区花岗岩类形成于 222~219 Ma。陵南低凸起区花岗岩类的铝饱和指数(A/CNK)为 0.99~1.16,岩石整体富集 Rb、Th、U 等大离子亲石元素,亏损 Ta、Nb、Ti 等高场强元素,属于弱过铝质高钾钙碱性 I 型花岗岩;松南低凸起区花岗岩类富碱($K_2O+Na_2O=6.74\%\sim 8.41\%$)、贫铝($Al_2O_3=12.52\%\sim 13.70\%$),具有较高的 Rb/Sr 值(2.03~9.20)和 10000 Ga/Al 值(>6),且岩石富集轻稀土元素,并具明显的负 Eu 异常,属于典型的 A 型花岗岩。岩石成因分析表明,琼东南盆地三叠纪花岗岩类起源于变沉积岩的部分熔融,且经历了不同程度的壳幔混合作用和分离结晶作用。琼东南盆地早三叠世花岗岩类形成于古特提斯域的俯冲汇聚和同碰撞环境,而晚三叠世花岗岩类形成于碰撞后伸展背景。琼东南盆地早三叠世花岗岩类不仅含有较高比例的长英质脆性矿物,同时经历了俯冲碰撞-碰撞后伸展等多期次构造作用改造,具备形成裂缝型潜山储层的物质基础和构造动力学条件,是南海潜山油气勘探的重要对象。

关键词: 琼东南盆地;花岗岩类;潜山;锆石 U-Pb 年龄;构造环境

中图分类号: P588.12⁺1; P597⁺.3 **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2024)07-1191-16

Hu L, Xiong F H, Chen A Q, Zhou J, Wang W B, Hou M C. Granitic magmatism and tectonic evolution in Qiongdongnan basin and their constraints on the properties of buried hill reservoirs. *Geological Bulletin of China*, 2024, 43(7): 1191-1206

Abstract: The Mesozoic buried hill in Qiongdongnan basin is an important window to understand the tectonic evolution of the western continental margin of the South China Sea. This paper presents systematic petrographic, geochronological and geochemical studies on the granite buried hills of Lingnan low uplift and Songnan low uplift in the Qiongdongnan basin, aiming to reveal their petrogenesis and tectonic environment. The results showed that the buried hill in Lingnan low uplift (L321-a and L281-a) is mainly comprised by monzogranite, while those in Songnan low uplift (Y83-a and Y83-b) are mainly composed of granodiorite and monzogranite. Zircon U-Pb dating show that the studied granitoids in Lingnan low uplift were formed at 249 Ma and 233 Ma, while those in Songnan low uplift were formed in 222~219 Ma. Petrogeochemical study shows that the A/CNK values of the granitoids in Lingnan low uplift range

收稿日期: 2022-02-10; 修订日期: 2023-01-11

资助项目: 中海石油(中国)有限公司海南分公司科技项目《南海西部近海大中型天然气田勘探潜力与突破方向》(编号: KJZH-2021-0003-02)、《琼东南盆地中生界潜山岩性与地层厘定》(编号: CCL2021HNFN0242)和《琼东南盆地中生界潜山优质储层形成机理与储层发育模式》(编号: CCL2021HNFN0248)

作者简介: 胡林(1980-),男,高级工程师,从事地震资料解释和石油勘探综合研究。E-mail: hulin2@cnooc.com.cn

* 通信作者: 熊富浩(1986-),男,副教授,从事火成岩岩石学与潜山油气勘探综合研究。E-mail: fhxiong@cdut.edu.cn

from 1.04 to 1.15. They are generally enriched in large ion lithophile elements such as Rb, Th and U, and depleted in high field strength elements such as Ta, Nb and Ti, belonging to weakly peraluminous, high potassium calc-alkali I-type granite. The granitoids in Songnan low uplift have high contents of alkali ($K_2O+Na_2O=6.74\%\sim 8.41\%$), but low contents of aluminum ($Al_2O_3=12.52\%\sim 13.70\%$) with high ratios of Rb/Sr (2.03~9.20) and 10000 Ga/Al (>6). They are enriched in light rare earth elements with weak negative Eu anomalies, resembling typical A-type granite. Petrogenesis study shows that the Triassic granitoids in the Qiongdongnan basin are derived by partial melting of sedimentary rocks, followed by different degrees of crust-mantle mixing and fractional crystallization. This study reveals that the Early Triassic granitoids in the Qiongdongnan basin were formed in a convergence and syn-collisional setting during the Paleo-Tethyan subduction, while the Late Triassic granitoids were formed in a post-collision extensional setting. The large-scale Early Triassic granitoids in the Qiongdongnan basin not only contains a high proportion of felsic brittle minerals, but also underwent multiple stages of tectonic transformation during the subduction-collision and post-collisional extension, providing the material basis and dynamics conditions for forming fractured buried hill reservoirs. Thus, the Early Triassic granitoids in the Qiongdongnan basin are an important object for buried hill-related oil and gas exploration in the South China Sea.

Key words: Qiongdongnan basin; granitoids; buried hill; zircon geochronology; tectonic setting

花岗岩潜山油气藏储量丰富, 前景广阔, 是当前海域油气勘探的重要领域(马龙等, 2006; 赵国祥等, 2017; 唐晓音等, 2022)。近年来, 南海西部琼东南盆地花岗岩古潜山油气勘探取得了重大突破(蒲燕萍等, 2009; 施和生等, 2019; 田立新等, 2020), 表明潜山油气勘探潜力巨大, 花岗岩潜山也逐渐成为中国南海油气田勘探的重要目标。

前人对琼东南盆地花岗岩潜山开展了基岩年代学、岩石学、物理属性等研究, 在储层特征、成储机制、成藏规律等方面取得了丰硕成果, 厘定了琼东南盆地基岩潜山晚二叠世一早三叠世(253~248 Ma)和晚三叠世(约 228 Ma)的花岗岩组成, 理清了基岩潜山岩性的录井识别特征, 并识别出孔隙型、裂缝型等储层类型(徐守立等, 2019; 周杰等, 2020; 陈沛等, 2021; 杨希冰等, 2021; 唐晓音等, 2022)。但是, 对不同时代花岗岩潜山的成因机制和地球动力学背景则缺少系统研究(唐历山等, 2017; 徐守立等, 2019), 制约了对琼东南盆地基岩潜山差异性成储现象的认识。琼东南盆地及其邻区海南岛的构造位置较特殊(雷超等, 2015), 位于古太平洋与古特提斯构造域的叠合部位(图 1), 导致该区中生代花岗岩的成因背景存在古特提斯洋壳俯冲、古特提斯域碰撞—碰撞后伸展、古太平洋板片俯冲、古南海俯冲等不同认识(Tang et al., 2013; Shen et al., 2018; Wei et al., 2022)。显然, 有必要深入研究琼东南盆地中生代花岗岩潜山的成因机制和动力学背景, 这有助于认识琼东南盆地潜山形成过程及区域构造演化历史, 指导潜山油气勘探。

本文以琼东南盆地松南低凸起与陵南低凸起区

典型花岗岩潜山为研究对象, 开展岩石学、岩相学、年代学及元素地球化学研究, 厘定典型花岗岩潜山的结晶年龄, 分析花岗岩的成因机制及动力学背景, 探讨琼东南盆地中生代构造演化过程。

1 区域地质背景

琼东南盆地地处于中国南海的西北部, 紧邻海南岛东南部, 其东北向与珠江口盆地相隔, 东南毗邻西沙隆起, 是典型新生代陆缘拉张型盆地(图 1)(谢文彦等, 2009; 熊量莉等, 2020)。前人在南海北部区域开展了大量工作, 将南海北部划分为 4 个构造层, 分别为前震旦系、震旦系—下古生界、上古生界和中生界(鲁宝亮等, 2011)。琼东南盆地的地层从下往上主要包括始新统岭头组、渐新统崖城组 and 陵水组, 中新统三亚组、梅山组及黄流组, 上新统莺歌海组及第四系。琼东南盆地构造演化受控于古特提斯、古太平洋、新特提斯、古南海等构造域, 岩浆—构造活动极发育(朱伟林等, 2000)。琼东南盆地潜山岩石类型较丰富, 主要包括辉绿岩、闪长岩、花岗岩、中酸性火山岩、片麻岩等。

2 岩相学特征

本次研究的样品采自琼东南盆地松南低凸起(Y83-a 井和 Y83-b 井)和陵南低凸起(L281-a 井和 L321-a 井), 岩性以花岗闪长岩与二长花岗岩为主。

二长花岗岩样品采自 Y83-b 井(2960 m、3934 m)、L281-a 井 4346 m 和 L321-a 井(4300~4310 m、4200~4210 m)。岩相学分析表明, 所有样品均具花岗结构, 块状构造, 其中斜长石、钾长石、石英及少

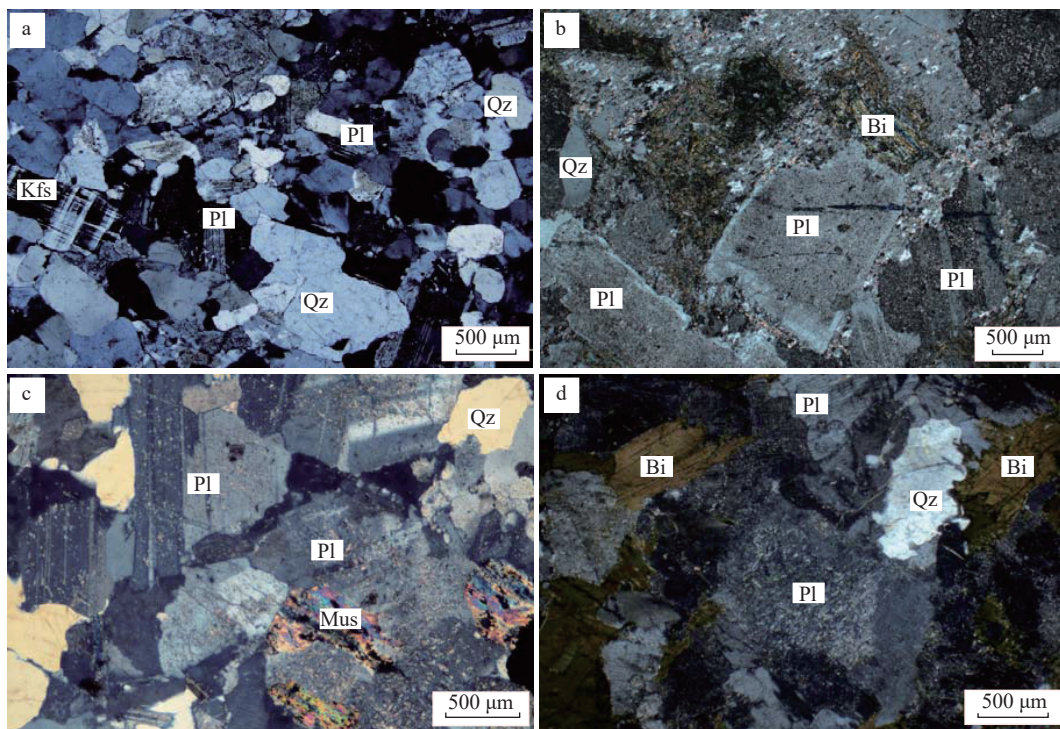


图2 琼东南盆地潜山花岗岩显微照片

Fig. 2 Photographs of granites in buried hills, Qiongdongnan basin

a—L281-a 井二长花岗岩; b—Y83-a 井花岗岩闪长岩; c—Y83-b 井二长花岗岩; d—L321-a 井二长花岗岩。

Qz—石英; Pl—斜长石; Kfs—碱性长石; Bi—黑云母; Mus—白云母

Excel 的软件 ICPMSDataCal 及 Isoplot/Exver3 制作年龄谐和图和加权平均值计算,详细操作流程见 Liu et al.(2010)。

在刚玉颚式破碎机(至 60 目)中破碎全岩样品,并将破碎的全岩样品放在玛瑙环磨机中粉碎至小于 200 目的粉末样,用于全岩地球化学分析。主量元素分析采用湖北地质矿产开发局的 Regaku 3080 E1 型光谱仪进行 XRF 分析,样品分析精度优于 5%。全岩微量元素含量使用类似的分析方法和程序测定。样品在武汉 GPMR 国家重点实验室使用 Agilent 7500a 型 ICP-MS 进行测试分析。由国际岩石标样 G-2、AGV-1 和国家岩石标样 GSR-3 等双变量拟合的工作曲线确定,大多数微量元素的准确度优于 5%~10%,稀土元素样品优于 5%, ICP-MS 分析样品消解处理的具体过程、分析精密度及准确度详见 Liu et al.(2008)描述。

4 分析结果

4.1 锆石 U-Pb 年龄

对琼东南盆地潜山 Y83-a 井(2940 m)、Y83-b

井(2960 m 和 3234 m)、L281-a 井(4346 m)及 L321-a(4300~4310 m、4200~4210 m)的花岗岩样品进行了锆石 U-Pb 测年(表 1)。共测试分析 6 件样品中的 131 个锆石数据点,谐和度较好的有效点为 99 个。所分析的锆石颗粒晶形多呈半自形长柱状—短柱状,粒径主要在 200~400 μm 之间,长宽比介于 1:1~2:1 之间(图 3)。从阴极发光图像看,样品锆石具有明显的振荡环带,结合其较高的 Th ($74\times 10^{-6}\sim 1622\times 10^{-6}$)、U($195\times 10^{-6}\sim 2793\times 10^{-6}$)含量和 Th/U 值(0.18~0.9),认为样品锆石为岩浆成因。

Y83-a 井(2940 m)花岗岩样品的 18 个锆石有效数据分析点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄介于 229~212 Ma 之间,谐和度较好,年龄加权平均值为 219.3 Ma (MSWD=0.98;图 4-a),该年龄代表样品的岩浆结晶年龄,表明 Y83-a 井花岗岩的形成时代为晚三叠世。Y83-b 井 2960 m 和 3234 m 深度花岗岩样品共 45 个锆石有效数据点,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄介于 $233\pm 5\sim 214\pm 5$ Ma 之间,年龄加权平均值分别为 222.4 ± 1.9 Ma (MSWD=0.84)(图 4-b)和 222.7 ± 2.3

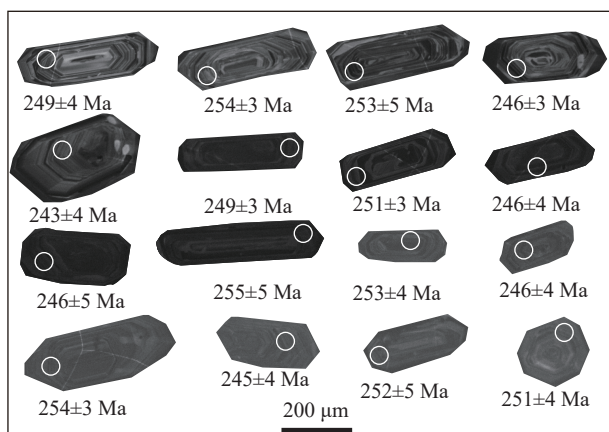


图 3 琼东南盆地潜山 L321-a 井代表性花岗岩锆石阴极发光(CL)图像(白色圆圈代表分析点位)

Fig. 3 Zircon CL image of representative granite in well L321-a from buried hill, Qiongdongnan basin

Ma(MSWD=0.41)(图 4-c)。两者在误差范围内一致,可以代表 Y83-b 井花岗岩的结晶年龄,指示其形成时代为晚三叠世。

L281-a 井 4346 m 花岗岩样品的锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄介于 $235\pm 5 \sim 216\pm 6$ Ma 之间,具有较好的谐和度,年龄加权平均值为 233.2 ± 7.0 Ma(MSWD=3.5)(图 4-d),指示 L281-a 井花岗岩形成于晚三叠世。L321-a(4300 ~ 4310 m、4200 ~ 4210 m)2 件花岗岩样品共 25 个锆石有效数据点,其锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄介于 $260\pm 6 \sim 235\pm 6$ Ma 之间,其年龄加权平均值分别为 249.3 ± 2.9 Ma(MSWD=0.94)(图 4-e)和 250.0 ± 2.0 Ma(MSWD=0.88)(图 4-f)。因此, L321-a 井花岗岩的形成时代为 250 ~ 249 Ma,属于早三叠世岩浆活动的产物。

4.2 主量元素

琼东南盆地松南低凸起与陵南低凸起花岗岩的主量、微量与稀土元素数据详见表 2。整体而言,琼东南盆地花岗岩具有高 SiO_2 含量(69.17% ~ 73.91%),中等的 Al_2O_3 (12.52% ~ 15.11%)、 CaO (0.23% ~ 1.75%)、 MgO (0.1% ~ 0.91%) 含量。 SiO_2 - K_2O 图解显示岩石属于高钾钙碱性—钙碱性系列岩石(图 5-a)。岩石铝饱和指数(A/CNK)为 0.99 ~ 1.52,其中,早三叠世花岗岩类具有较低的 A/CNK(0.99 ~ 1.16),属于弱过铝质岩石,而晚三叠世花岗岩类属于强过铝质岩石(A/CNK=1.10 ~ 1.52)(图 5-b)。(NaO+ K_2O)- SiO_2 岩性判别图显示样品均为高硅花岗岩类(图 5-c), ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)- CaO)- SiO_2 图解指示样

品属于钙碱质—碱钙质(图 5-d)。

4.3 稀土和微量元素

琼东南盆地花岗岩的稀土元素总量(ΣREE)变化在 $12.40\times 10^{-6} \sim 225.35\times 10^{-6}$ 之间。所有花岗岩样品具有右倾的稀土元素配分模式图(图 6)。L321-a、Y83-a、Y83-b 井的花岗岩样品具有负 Eu 异常,而 L281-a 井的样品具有正 Eu 异常。微量元素蛛网图显示(图 6),陵南低凸起 L321-a 井花岗岩样品富集 Rb、Ba、Th 等大离子亲石元素,亏损高场强元素 Zr、Hf 等,与岛弧火山岩类似。L281-a 井花岗岩样品则亏损 K、P、Ti 元素,富集 Th、U 大离子元素。松南低凸起 Y83-a 和 Y83-b 井花岗岩样品亏损 K、Ti 元素。

5 讨论

5.1 岩浆活动时代与期次

本次对 4 件代表性花岗岩潜山样品开展了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学分析,结果指示松南区块潜山花岗岩样品形成于 219 ~ 212 Ma 和 222 Ma,而陵南低凸起区潜山花岗岩主要形成于 233 Ma 和 249 Ma 左右。本次获得的年龄数据暗示,琼东南盆地花岗质岩浆活动至少可以划分为早三叠世与晚三叠世 2 期,这与前人统计揭示的琼东南盆地印支期岩浆活动的 250 Ma 和 228 Ma 峰值匹配(杨希冰等, 2021)。最新的潜山油气勘探发现,琼东南盆地印支期花岗岩类的形成时代为 258 ~ 216 Ma,且部分晚二叠世—早三叠世花岗岩类具有显著的片麻状构造特征,而晚三叠世花岗岩类出现碱长花岗岩等富碱岩石(未发表资料)。这种差异性的岩石特征与邻区海南岛印支期岩浆岩相似,例如,海南岛晚二叠世—早三叠世花岗岩类属于变形 I 型花岗岩类,具有典型的弧岩浆岩特征(Li et al., 2006; Shen et al., 2018),而晚三叠世花岗岩类不具有变形特征,且发育 238 ~ 234 Ma 的双峰式侵入岩(Tang et al., 2013)。显然,上述岩浆活动峰值与岩石组合特征均暗示,琼东南盆地及海南岛印支期花岗岩类可能存在晚二叠世—早三叠世和晚三叠世 2 期重要的岩浆—构造旋回。

5.2 岩石成因类型

自 20 世纪 70 年代 I 型和 S 型花岗岩提出以来,越来越多的分类方案被相继提出,其中,根据源岩性质和成因机制划分的 I-S-M-A 型花岗岩的分类方案

表 1 琼东南盆地潜山花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Th-Pb 定年结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Th-Pb dating results of granites in buried hill, Qiongdongnan basin

编号	元素含量		Th/U	同位素比值及误差				同位素年龄及误差/Ma			
	Th/10 ⁻⁶	U/10 ⁻⁶		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ
Y83-a 2940 m 花岗岩长岩											
ZJ9-04	193	353	0.55	0.2351	0.0100	0.0331	0.0008	214	8	212	5
ZJ9-05	74	209	0.36	0.2354	0.0125	0.0336	0.0008	215	10	213	5
ZJ9-06	232	475	0.49	0.2479	0.0093	0.0362	0.0008	225	8	215	5
ZJ9-07	116	301	0.39	0.2334	0.0108	0.0343	0.0008	213	9	217	5
ZJ9-08	271	561	0.48	0.2335	0.0085	0.0342	0.0008	213	7	217	5
ZJ9-09	263	657	0.40	0.2473	0.0083	0.0343	0.0008	224	7	217	5
ZJ9-10	83	210	0.40	0.2232	0.0125	0.0334	0.0008	205	10	217	5
ZJ9-11	212	413	0.51	0.2481	0.0098	0.0353	0.0008	225	8	217	5
ZJ9-12	577	914	0.63	0.2393	0.0075	0.0345	0.0008	218	6	217	5
ZJ9-13	390	703	0.56	0.2462	0.0083	0.0343	0.0008	224	7	218	5
ZJ9-14	243	527	0.46	0.2353	0.0088	0.0345	0.0008	215	7	219	5
ZJ9-15	518	680	0.76	0.2254	0.0080	0.0318	0.0007	206	7	219	5
ZJ9-16	245	399	0.61	0.2560	0.0104	0.0358	0.0009	231	8	219	5
ZJ9-17	364	696	0.52	0.2306	0.0080	0.0332	0.0008	211	7	221	5
ZJ9-18	357	777	0.46	0.2478	0.0081	0.0361	0.0008	225	7	224	5
ZJ9-19	95	209	0.46	0.2592	0.0135	0.0362	0.0009	234	11	227	5
ZJ9-20	208	393	0.53	0.2675	0.0107	0.0367	0.0009	241	9	229	5
ZJ9-21	421	830	0.51	0.2483	0.0080	0.0366	0.0009	225	7	229	5
Y83-b 2960 m 二长花岗岩											
ZJ10-01	487	986	0.49	0.2454	0.0092	0.0338	0.0008	223	7	214	5
ZJ10-02	835	737	1.13	0.2412	0.0079	0.0339	0.0008	219	6	214	5
ZJ10-03	309	719	0.43	0.2549	0.0083	0.0353	0.0008	231	7	215	5
ZJ10-04	212	441	0.48	0.2419	0.0097	0.0338	0.0008	220	8	216	5
ZJ10-05	1108	1337	0.83	0.2597	0.0072	0.0364	0.0008	234	6	219	5
ZJ10-06	329	635	0.52	0.2405	0.0082	0.0352	0.0008	219	7	219	5
ZJ10-07	392	632	0.62	0.2546	0.0087	0.0352	0.0008	230	7	220	5
ZJ10-08	451	550	0.82	0.2559	0.0091	0.0361	0.0008	231	7	221	5
ZJ10-09	286	547	0.52	0.2501	0.0090	0.0350	0.0008	227	7	221	5
ZJ10-10	248	456	0.54	0.2530	0.0101	0.0349	0.0008	229	8	221	5
ZJ10-11	325	696	0.47	0.2415	0.0082	0.0347	0.0008	220	7	222	5
ZJ10-12	297	406	0.73	0.2489	0.0112	0.0352	0.0008	226	9	222	5
ZJ10-13	240	368	0.65	0.2452	0.0103	0.0341	0.0008	223	8	223	5
ZJ10-14	765	1018	0.75	0.2509	0.0076	0.0360	0.0008	227	6	223	5
ZJ10-15	552	836	0.66	0.2502	0.0080	0.0346	0.0008	227	6	223	5
ZJ10-16	827	916	0.90	0.2498	0.0078	0.0349	0.0008	226	6	223	5
ZJ10-17	233	381	0.61	0.2639	0.0105	0.0368	0.0009	238	8	223	5
ZJ10-18	175	313	0.56	0.2553	0.0111	0.0355	0.0009	231	9	223	6
ZJ10-19	689	945	0.73	0.2443	0.0076	0.0355	0.0008	222	6	223	5
ZJ10-20	230	549	0.42	0.2429	0.0089	0.0349	0.0008	221	7	224	5
ZJ10-21	146	259	0.56	0.2429	0.0118	0.0355	0.0009	221	10	225	5

续表 1-1

编号	元素含量		Th/U	同位素比值及误差				同位素年龄及误差/Ma			
	Th/ 10^{-6}	U/ 10^{-6}		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ
ZJ10-22	231	405	0.57	0.2541	0.0099	0.0346	0.0008	230	8	225	5
ZJ10-23	281	592	0.47	0.2443	0.0089	0.0352	0.0008	222	7	225	5
ZJ10-24	309	760	0.41	0.2380	0.0080	0.0350	0.0008	217	7	228	5
Y83-b 3234 m 二长花岗岩											
ZJ10-25	334	745	0.45	0.2511	0.0084	0.0352	0.0008	228	7	228	5
ZJ10-26	91	195	0.47	0.2480	0.0137	0.0352	0.0009	225	11	231	5
ZJ10-27	298	652	0.46	0.2539	0.0089	0.0352	0.0008	230	7	233	5
ZJ13-01	290	395	0.73	0.2626	0.0126	0.0346	0.0009	237	10	217	5
ZJ13-02	485	809	0.60	0.2545	0.0089	0.0353	0.0008	230	7	219	5
ZJ13-03	217	311	0.70	0.2577	0.0125	0.0352	0.0009	233	10	219	6
ZJ13-04	332	620	0.53	0.2633	0.0100	0.0354	0.0008	237	8	219	5
ZJ13-05	693	920	0.75	0.2414	0.0081	0.0342	0.0008	220	7	219	5
ZJ13-06	269	566	0.48	0.2610	0.0100	0.0356	0.0009	235	8	221	5
ZJ13-07	245	265	0.92	0.2605	0.0133	0.0373	0.0009	235	11	221	5
ZJ13-08	341	646	0.53	0.2589	0.0095	0.0358	0.0009	234	8	222	5
ZJ13-09	105	161	0.65	0.2517	0.0164	0.0371	0.0010	228	13	222	5
ZJ13-10	140	200	0.70	0.2438	0.0143	0.0345	0.0009	222	12	223	5
ZJ13-11	164	201	0.82	0.2498	0.0147	0.0359	0.0009	226	12	223	5
ZJ13-12	146	232	0.63	0.2593	0.0138	0.0357	0.0009	234	11	223	5
ZJ13-13	174	330	0.53	0.2622	0.0131	0.0346	0.0009	236	11	223	5
ZJ13-14	434	556	0.78	0.2503	0.0096	0.0349	0.0008	227	8	224	5
ZJ13-15	468	855	0.55	0.2461	0.0085	0.0350	0.0008	223	7	226	5
ZJ13-16	252	534	0.47	0.2923	0.0110	0.0402	0.0010	260	9	226	6
L281-a 4346 m 二长花岗岩											
ZJ13-17	287	321	0.90	0.2608	0.0121	0.0359	0.0009	235	10	227	5
ZJ13-18	296	588	0.50	0.2475	0.0095	0.0345	0.0008	225	8	227	6
ZJ13-19	357	634	0.56	0.2454	0.0090	0.0351	0.0008	223	7	227	6
ZJ13-20	380	436	0.87	0.2545	0.0106	0.0349	0.0009	230	9	229	5
ZJ16-01	139	294	0.47	0.2657	0.0114	0.0365	0.0009	239	9	216	6
ZJ16-02	371	721	0.51	0.2646	0.0086	0.0366	0.0008	238	7	222	5
ZJ16-03	117	238	0.49	0.2693	0.0230	0.0382	0.0011	242	18	224	5
ZJ16-04	419	787	0.53	0.2691	0.0087	0.0372	0.0009	242	7	231	5
ZJ16-05	326	641	0.51	0.2857	0.0094	0.0400	0.0009	255	7	232	5
ZJ16-06	204	369	0.55	0.2697	0.0148	0.0372	0.0009	242	12	235	5
L321-a 4300-4310 m 二长花岗岩											
ZJ16-07	132	237	0.56	0.2916	0.0200	0.0341	0.0009	260	16	235	6
ZJ16-08	343	535	0.64	0.2579	0.0105	0.0354	0.0008	233	9	242	7
ZJ16-09	131	623	0.21	0.3074	0.0146	0.0385	0.0010	272	11	243	6
ZJ16-10	160	244	0.65	0.2957	0.0146	0.0351	0.0009	263	11	244	6
ZJ16-11	286	888	0.32	0.2758	0.0088	0.0385	0.0009	247	7	253	6
JA208	409	1463	0.28	0.2888	0.0081	0.0395	0.0007	258	6	250	4
JA209	120	265	0.45	0.2681	0.0098	0.0391	0.0009	241	8	247	5

续表 1-2

编号	元素含量		Th/U	同位素比值及误差				同位素年龄及误差/Ma			
	Th/10 ⁻⁶	U/10 ⁻⁶		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ
L321-a 4200-4210 m 二长花岗岩											
JA213	138	286	0.48	0.2749	0.0097	0.0390	0.0008	247	8	247	5
JA223	399	969	0.41	0.2803	0.0056	0.0403	0.0006	251	4	254	3
JA227	635	1595	0.40	0.2837	0.0067	0.0399	0.0007	254	5	252	5
JA229	635	1688	0.38	0.2743	0.0066	0.0400	0.0008	246	5	253	5
JA230	262	1165	0.23	0.2695	0.0058	0.0389	0.0006	242	5	246	3
JA240	393	1300	0.30	0.2828	0.0064	0.0384	0.0007	253	5	243	4
JA048	182	983	0.18	0.2847	0.0060	0.0399	0.0007	254	5	252	4
JA049	374	1531	0.24	0.2768	0.0052	0.0388	0.0005	248	4	245	3
JA050	226	1140	0.20	0.2873	0.0054	0.0398	0.0006	256	4	252	4
JA054	223	730	0.31	0.2841	0.0065	0.0393	0.0005	254	5	249	3
JA060	1622	2793	0.58	0.2837	0.0057	0.0398	0.0006	254	5	251	4
JA061	359	952	0.38	0.2841	0.0064	0.0398	0.0006	254	5	252	4
JA062	170	879	0.19	0.2830	0.0064	0.0404	0.0008	253	5	256	5
JA063	369	1165	0.32	0.2733	0.0060	0.0387	0.0006	245	5	244	4
JA066	480	1495	0.32	0.2719	0.0055	0.0389	0.0006	244	4	246	4
JA067	523	1341	0.39	0.2731	0.0068	0.0394	0.0007	245	5	249	5

被广为认可。另一方面,普遍认为花岗岩的成因类型与大地构造环境存在紧密联系,如 I 型花岗岩常发育于俯冲陆缘弧背景,而 S 型花岗岩常与同碰撞背景相关,A 型花岗岩则代表伸展减薄的构造环境,M 型花岗岩多为幔源型基性岩浆分异的花岗岩(Pitcher, 1983; Whalen et al., 1987)。琼东南盆地陵南低凸起 L281-a 和 L321-a 井样品亏损 Ba、Sr、Nb、Ta 等高场强元素,其 Zr+Nb+Ce+Y 值均小于 350×10^{-6} ,不同于典型的 A 型花岗岩(图 7-a, b)(Whalen et al., 1987)。琼东南盆地陵南低凸起 L281-a 和 L321-a 井花岗岩在矿物组合上均发现角闪石,未见富铝矿物,类似于典型的 I 型花岗岩(Chappell et al., 1974)。前人研究发现,磷灰石在准铝质—弱过铝质岩浆中的溶解度很低,因此,伴随着 S 型花岗质岩浆的分异,熔体中 P_2O_5 的含量常随着 SiO_2 含量增加而减少,这显著不同于 S 型花岗岩浆中的正相关趋势(Chappell, 1999; Zhu et al., 2015)。陵南低凸起 L281-a 和 L321-a 井花岗岩的 P_2O_5 含量均小于 0.05%,且与 SiO_2 之间存在显著的负相关性,指示岩浆具有 I 型花岗岩特征(图 7-c)。

琼东南盆地松南低凸起 Y83-a 和 Y83-b 井花岗岩具有高硅($\text{SiO}_2=69.17\%\sim 73.53\%$)、富碱($\text{K}_2\text{O}+$

$\text{Na}_2\text{O}=6.74\%\sim 8.41\%$) 和高 Rb /Sr 值特征 (2.03 ~ 9.20),具有高分异或 A 型花岗岩特征。松南低凸起 Y83-a 和 Y83-b 井花岗岩样品与陵南低凸起区花岗岩存在显著不同的微量元素特征,岩石具有较高的 Nb、Ta、Zr 和 Hf 含量(图 6-e),暗示松南低凸起区晚三叠世花岗岩具有不同的成因类型。松南低凸起 Y83-a 和 Y83-b 井的花岗岩均具有显著偏大的 $10000\times \text{Ga}/\text{Al}$ 值(>2.7),与 A 型花岗岩特征相符,而明显不同于陵南低凸起 L281-a 和 L321-a 井的 I 型花岗岩。综上所述,笔者认为琼东南盆地陵南低凸起 L321-a 和 L281-a 井的花岗岩应属于典型的 I 型花岗岩,而松南低凸起 Y83-a 和 Y83-b 井的晚三叠世花岗岩应属于典型的 A 型花岗岩。

5.3 岩浆源区

由于 Nb-Ta、Zr-Hf 等孪生高场强元素具有相似的地球化学行为,其比值不受分离结晶等岩浆过程影响,因此,可用 Nb/Ta 等判别岩浆源区类型。琼东南盆地三叠纪花岗岩表现出壳源岩浆的相关特征,其 Nb/Ta 值为 10.54 ~ 19.45,均值为 13.8,略高于壳源岩石的比值(Nb /Ta =10.91),暗示其岩浆源区以壳源为主(Taylor et al., 1985; Green, 1995)。本次分析的琼东南盆地早三叠世花岗岩和晚三叠世花岗岩均

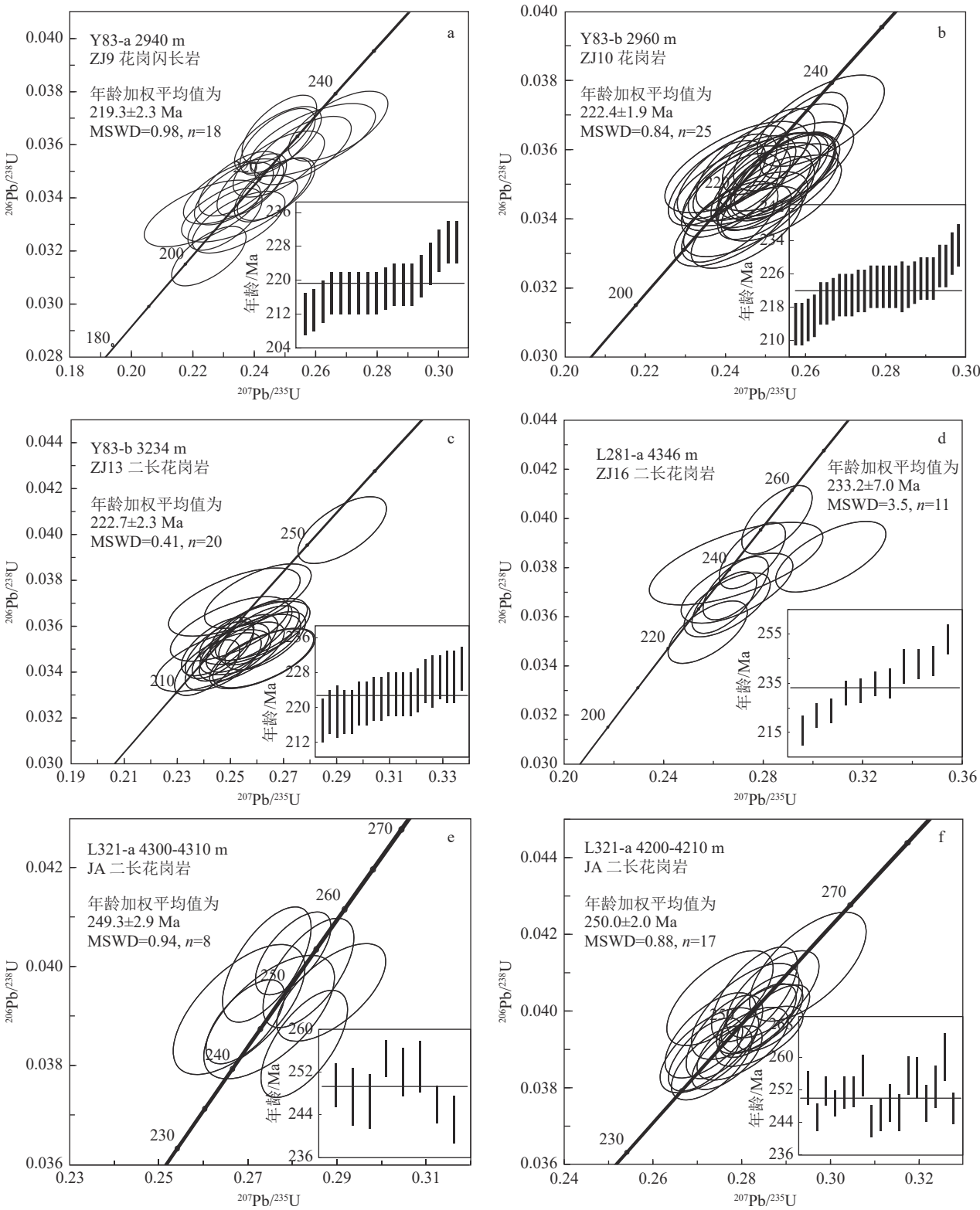


图 4 琼东南盆地潜山花岗岩 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 4 U-Pb age concordance diagrams of granites in buried hill, Qiongdongnan basin

具有较高的 SiO_2 含量和较低的 $\text{Mg}^\#$ 值(图 8-a), 也表明其岩浆主要起源于纯陆壳源区。此外, L321-

a 井部分样品具有中等的 $\text{Mg}^\#$ 值(45 ~ 46), 暗示源区可能存在幔源物质的贡献(图 8-a)。

表 2 琼东南盆地潜山花岗岩全岩主量、微量和稀土元素组成

Table 2 Whole-rock major, trace and rare earth element compositions of the granites in buried hill, Qiongdongnan basin

样品号	Y83-a-1	Y83-a-2	Y83-a-3	Y83-a-4	Y83-a-5	Y83-b-1	Y83-b-2	L281-a-1	L281-a-2	L321-a-1	L321-a-2	L321-a-3	L321-a-4
SiO ₂	73.00	73.35	73.10	72.85	72.68	73.58	69.17	73.36	73.91	69.48	72.39	69.45	69.53
TiO ₂	0.20	0.23	0.20	0.18	0.18	0.31	0.39	0.05	0.05	0.42	0.26	0.26	0.52
Al ₂ O ₃	12.89	13.69	13.70	13.69	13.14	12.52	15.11	13.32	13.55	14.81	13.71	14.35	14.8
TFe ₂ O ₃	3.95	2.58	2.84	3.26	3.63	4.00	3.78	3.11	1.27	2.43	1.74	1.50	2.25
MnO	0.28	0.20	0.21	0.22	0.36	0.23	0.17	0.33	0.11	-	-	0.03	-
MgO	0.34	0.24	0.20	0.28	0.12	0.63	0.65	0.10	0.16	0.61	0.44	0.65	0.91
CaO	0.29	0.23	0.42	0.26	0.27	0.70	1.61	0.98	1.14	1.30	1.75	1.05	1.56
Na ₂ O	2.46	3.13	3.69	1.21	3.45	3.64	4.30	3.90	3.59	3.23	3.63	3.16	2.20
K ₂ O	4.73	5.00	4.32	6.03	4.96	3.10	3.48	4.23	5.23	5.22	3.67	6.29	5.78
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.08	0.07	0.01	0.01	0.08	0.06	0.06	0.07
烧失量	1.57	0.97	1.34	1.83	0.75	0.89	1.11	0.29	0.68	2.38	2.32	1.31	2.42
总计	99.74	99.65	100.04	99.84	99.56	99.69	99.84	99.69	99.7	99.94	99.95	98.1	100.05
A/CNK	1.33	1.25	1.19	1.52	1.14	1.18	1.10	1.04	0.99	1.11	1.04	1.03	1.16
A/NK	1.40	1.30	1.27	1.60	1.19	1.34	1.40	1.21	1.17	1.35	1.38	1.20	1.50
Mg [#]	15	16	12	15	6	24	25	6	20	33	34	46	45
Li	7.59	4.96	3.75	8.87	3.12	11.4	15.3	2.36	4.46	13.5	27.4	8.22	20.7
Be	2.44	2.48	2.48	2.49	2.28	2.01	2.35	2.21	2.01	2.4	1.86	2.11	2.72
Sc	2.69	3.26	2.95	2.68	2.95	2.85	2.46	0.98	1.04	11.2	3.43	2.57	8.22
V	10.6	10.9	8.27	9.16	9.42	24.7	26	7.56	3.6	19	20.5	22.4	39.8
Cr	59.5	40.2	30.7	38.5	92.3	33.5	32.5	82.6	14.1	3.92	4.56	11.2	10.4
Co	5.29	2.6	2.73	2.72	6.21	4.37	3.43	5.7	1.59	4.59	4.68	5.88	7.03
Ni	18.2	11.4	12.2	4.68	25.3	6.46	3.72	20.4	2.88	59.7	59.8	109	48
Ga	61.5	71	63.5	64.2	74.9	40.2	54.7	20.6	20.7	19.8	18.6	17.6	23.4
Rb	179	187	147	239	170	77	58.2	118	145	174	144	189	202
Sr	33.5	66.8	72.3	26.5	75.4	215	266	87.3	131	207	213	191	177
Y	16.4	23.6	19	26	16.9	9.1	10	1.78	1.46	17.3	12.5	13.9	17.9
Zr	187	229	182	184	179	180	239	48.7	32.4	2.11	2.15	3.13	4.05
Nb	9.98	18.8	12.37	11.1	10.0	10.1	14	1.91	2.48	13.6	7.65	8.97	18.7
Cs	2.74	3.22	2.36	2.20	2.17	2.31	1.77	2.27	1.60	4.15	4.77	3.90	7.81
Ba	693	801	732	723	889	421	621	51.4	73.6	1379	1301	1050	1018
La	32.3	34.7	25.1	36.6	16.4	20.3	9.41	2.81	3.66	46.4	53.1	49.2	38.8
Ce	52.3	59.0	44.2	72.0	32.5	34.0	17.0	4.11	4.53	83.5	91.1	86.5	68.8
Pr	7.13	7.49	5.47	7.65	3.59	4.86	2.44	0.51	0.47	11.2	11.5	10.8	9.25
Nd	23.4	24.5	18.5	25.3	11.9	16.0	8.68	1.69	1.45	38.1	37.6	34.4	31.9
Sm	3.92	4.24	3.31	4.49	2.16	2.65	1.75	0.26	0.25	7.39	6.03	5.19	6.45
Eu	0.59	0.68	0.57	0.68	0.54	0.6	0.65	0.11	0.13	1.48	1.18	1.37	1.31
Gd	3.22	3.84	3.11	4.18	2.30	2.14	1.64	0.27	0.25	6.27	5.09	4.70	5.64
Tb	0.48	0.62	0.50	0.66	0.42	0.30	0.27	0.04	0.04	0.93	0.70	0.66	0.88
Dy	2.78	3.80	3.07	4.03	2.80	1.62	1.67	0.26	0.22	4.56	3.50	3.16	4.24
Ho	0.59	0.83	0.66	0.85	0.62	0.32	0.38	0.06	0.05	0.77	0.53	0.54	0.71
Er	1.80	2.51	2.04	2.52	1.92	0.92	1.20	0.18	0.16	1.82	1.25	1.28	1.67
Tm	0.28	0.40	0.32	0.38	0.31	0.14	0.20	0.03	0.03	0.27	0.17	0.19	0.25
Yb	1.86	2.60	2.15	2.47	2.02	0.95	1.38	0.23	0.20	1.63	1.08	1.11	1.56

续表 2

样品号	Y83-a-1	Y83-a-2	Y83-a-3	Y83-a-4	Y83-a-5	Y83-b-1	Y83-b-2	L281-a-1	L281-a-2	L321-a-1	L321-a-2	L321-a-3	L321-a-4
Lu	0.29	0.41	0.33	0.38	0.32	0.16	0.23	0.05	0.04	0.25	0.13	0.18	0.26
Hf	4.96	6.12	4.85	4.99	4.89	4.42	5.73	2.95	1.85	0.16	0.13	0.18	0.32
Ta	0.77	0.99	1.06	0.85	0.77	0.52	1.03	0.12	0.17	1.29	0.55	0.80	1.55
Pb	15.5	10.6	11.3	831	17.0	11.0	18.5	27.7	27.0	1054	1028	1702	790
Th	8.85	11.9	11.7	10.6	9.42	8.00	5.34	10.0	10.2	18.0	36.1	17.6	15.1
U	1.39	1.81	1.88	7.93	1.60	1.36	1.45	2.73	5.07	2.25	5.66	1.85	4.88
ΣREE	147	169	128	188	95.0	94.0	57.0	12.0	13.0	222	225	213	190
(La/Yb) _N	11.8	9.00	7.91	9.99	5.48	14.5	4.61	8.18	12.5	19.2	33.2	29.9	16.8
(Gd/Yb) _N	1.41	1.19	1.17	1.37	0.92	1.83	0.96	0.94	1.04	3.12	3.82	3.43	2.92
δEu	0.50	0.51	0.53	0.48	0.73	0.75	1.16	1.31	1.53	0.65	0.64	0.83	0.65

注: TFe_2O_3 为全铁含量; $\text{A/CNK} = \text{molar Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; $\text{A/NK} = \text{molar Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; $\text{Mg}^\# = 100 * \text{molar MgO} / (\text{MgO} + \text{TFe}_2\text{O}_3)$; $\delta\text{Eu} = \text{Eu}_N / (\text{Sm}_N * \text{Gd}_N)^{1/2}$; N 为球粒陨石标准化, 标准化值据 Taylor et al., 1985; 主量元素含量单位为%, 微量和稀土元素含量单位为 10^{-6}

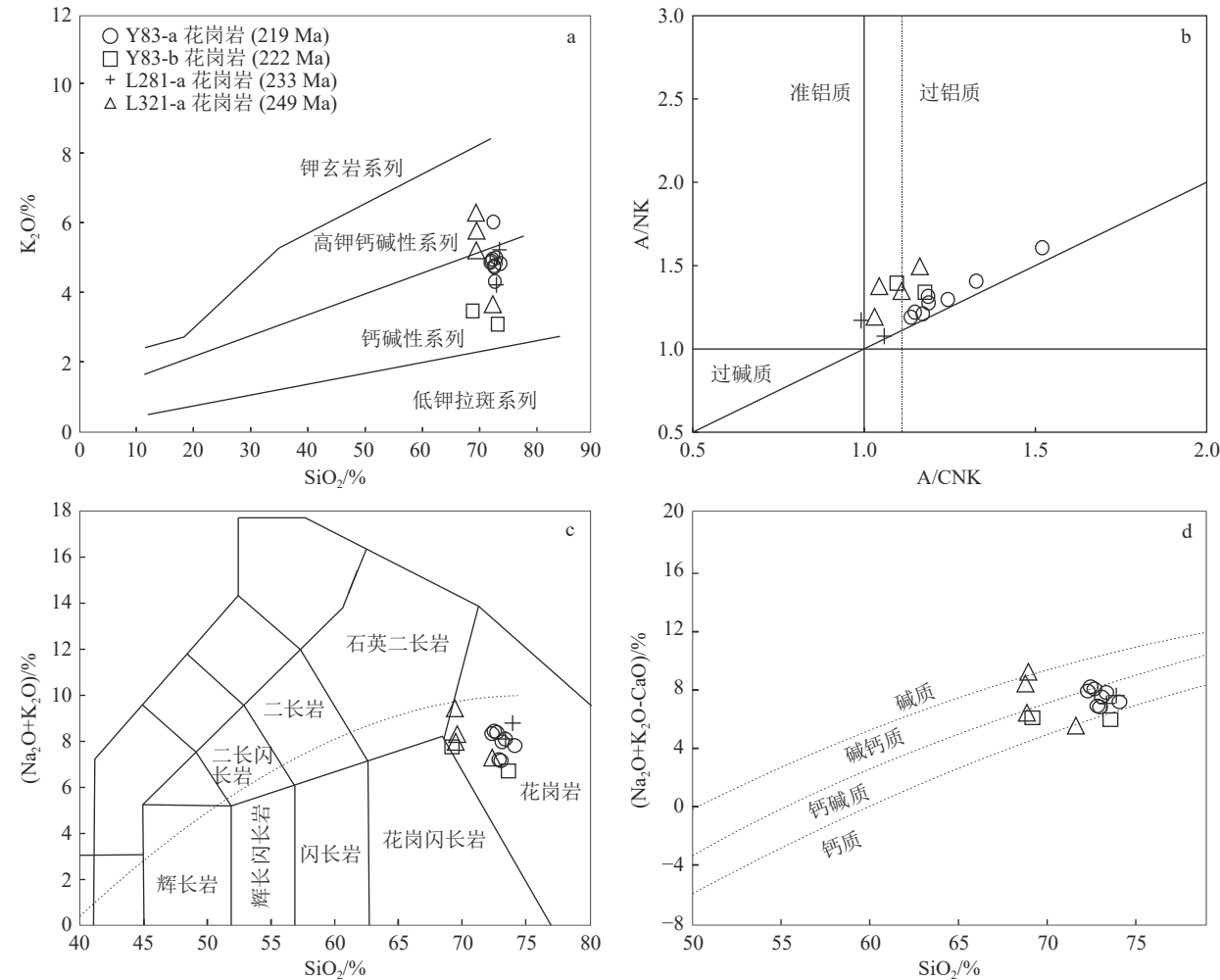


图 5 琼东南盆地花岗岩地球化学图

Fig. 5 Geochemical diagrams of granites of Qiongdongnan basin

a—岩石系列 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 图解(底图据 Peccerillo et al., 1976); b— A/CNK-A/NK 图解(底图据 Chappell et al., 1974); c—TAS 分类图解(底图据 Middlemost, 1994); d— $\text{SiO}_2\text{-(Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O-CaO)}$ 图解(底图据 Frost et al., 2001)

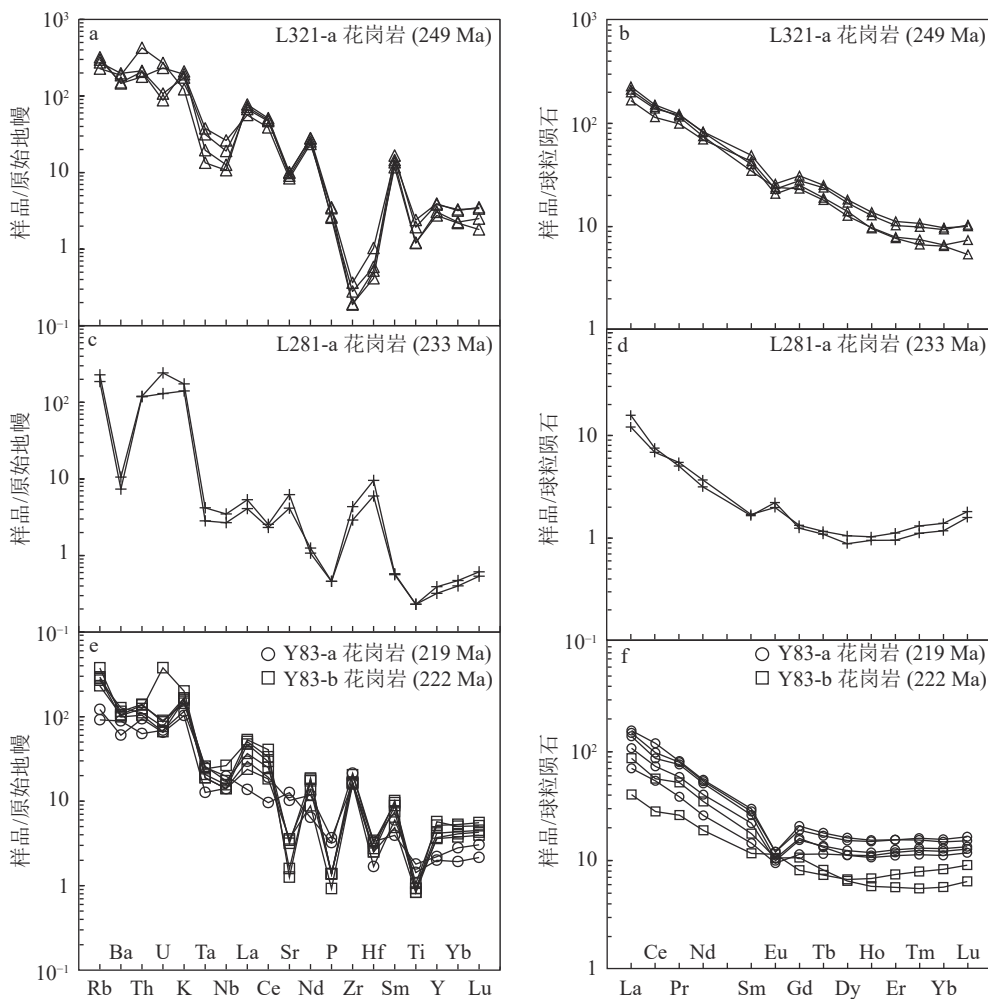


图6 琼东南盆地潜山花岗岩原始地幔标准化微量元素蛛网图(a, c, e)与球粒陨石标准化稀土元素配分图(b, d, f)
(球粒陨石据 Taylor et al., 1985; 原始地幔据 Sun et al., 1989)

Fig. 6 Primitive mantle normalized trace element spider diagrams (a, c, e) and chondrite-normalized REE patterns (b, d, f) of granites in buried hill, Qiongdongnan basin

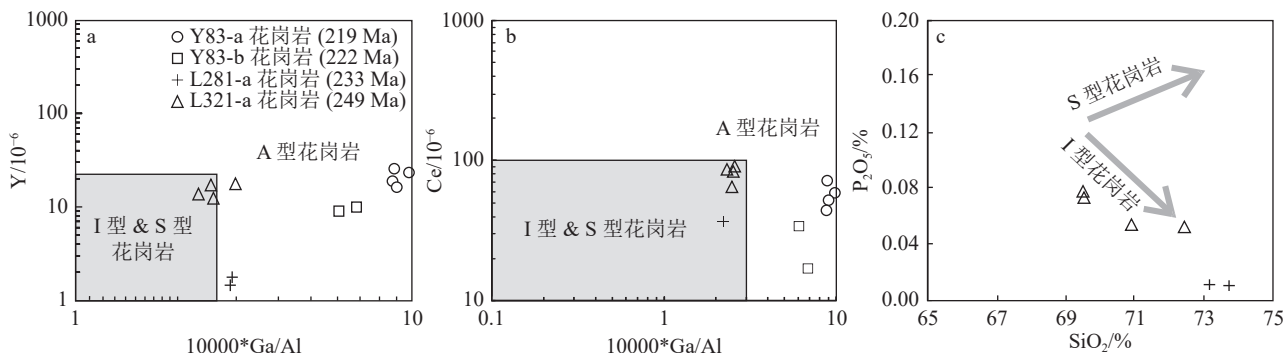


图7 花岗岩成因类型判别图解

Fig. 7 Discrimination diagrams of granite petrogenetic types

a—10000*Ga/Al-Y 图解(底图据 Whalen et al., 1987); b—10000*Ga/Al-Ce 图解
(底图据 Whalen et al., 1987); c—SiO₂-P₂O₅ 图解

实验岩石学研究揭示,起源于不同源区熔融的岩浆具有差异性的地球化学特征(Rapp et al., 1991; Patiño et al., 1996)。例如,变泥质岩源区常常具有较高的 Al_2O_3 和较低的 CaO 、 FeO 和 MgO , 显著不同于变基性岩源区(图 8-b)。前人研究表明, I 型花岗岩类可起源于变基性岩的部分熔融(Rapp et al., 1991; Kaygusuz et al., 2008), 但不同熔融程度的花岗质熔体均具有过铝质、低 K_2O 和高 Na_2O 特征, 这不同于琼东南盆地三叠纪花岗岩类的钙碱性—高钾钙碱性和准铝质—弱过铝质特征(图 5)。琼东南盆地三叠纪花岗岩类具有中等的轻、重稀土元素分异特征(图 6), 且具有较低或中等的 Sr 含量($26.4 \times 10^{-6} \sim 266 \times 10^{-6}$)、较高的 Yb 含量($1.46 \times 10^{-6} \sim 25.9 \times 10^{-6}$)和较小的 Sr/Y 值, 暗示岩浆起源于较浅部的地壳源区(Chapman et al., 2015)。浅部地壳的变泥质岩和变杂砂岩具有不同的 CaO 、 FeO 和 MgO 含量, 导致其熔体产物具有不同的 $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ 值(Patiño et al., 1996; Kaygusuz et al., 2008)。岩石化学分析显示, 琼东南盆地松南低凸起区花岗岩(Y83-a 和 Y83-b 井)具有较小的 $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ 值, 与变泥质岩熔体成分类似, 而陵南低凸起区晚三叠世花岗岩(L281-a 和 L321-a 井)具有变杂砂岩熔体属性特征(图 8-b)。琼东南盆地三叠纪花岗岩的源区可能与邻区海南岛三叠纪花岗岩相似。前人通过岩石地球化学和 Sr -Nd-Hf 同位素研究揭示, 邻区海南岛三叠纪 I 型和 A 型花岗岩均具有富集的同位素组成, 岩浆主要起源于前寒武纪古老基底岩石抱板杂岩的熔融, 源区存在不同程度的幔源岩浆混染(云平等, 2005; Yan

et al., 2017; Shen et al., 2018)。综上所述, 笔者认为, 琼东南盆地三叠纪花岗岩潜山均起源于陆壳岩石熔融, 其中, 松南低凸起区三叠纪花岗岩主要起源于变泥质岩熔融, 而陵南低凸起区花岗岩起源于变杂砂岩熔融, 且存在一定程度的幔源物质贡献。

5.4 构造环境及勘探意义

晚古生代以来, 同华南大陆一样, 琼东南盆地及其邻区海南岛也受到特提斯构造域和太平洋构造域的双重作用。有关于海南岛及其邻区早中生代花岗岩的成因背景与区域构造演化一直存在不同认识(杨树锋等, 1989; 张业明等, 1997; 李献华等, 2000; Tang et al., 2013; Shen et al., 2018; Wei et al., 2022), 存在古特提斯构造域俯冲陆缘弧、碰撞后伸展、古太平洋板片早期俯冲弧等不同观点。例如, 云平等(2005)通过对三叠纪琼中花岗岩的研究认为其形成于挤压碰撞的构造环境, 而谢才富等(2005)对三亚石榴霓辉石正长岩的研究表明, 海南岛三叠纪处于后造山的构造环境。同时, Yan et al. (2017)研究认为, 海南岛古特提斯洋壳俯冲与弧岩浆作用持续至晚三叠世, 而 Shen et al. (2018)研究认为, 海南岛晚二叠世—早三叠世花岗岩类形成于古太平洋板片俯冲控制的弧后伸展环境。显然, 琼东南盆地及邻区海南岛三叠纪岩浆岩的成因背景是认识华南早中生代构造演化等科学问题的关键。

琼东南盆地三叠纪的岩浆岩组合为钙碱性—高钾钙碱性系列的弱过铝质—过铝质的侵入岩, 这与俯冲造山带陆缘弧岩浆岩组合基本一致。(Y+Nb)-Rb 构造环境判别图解指示, 琼东南盆地陵水低凸起

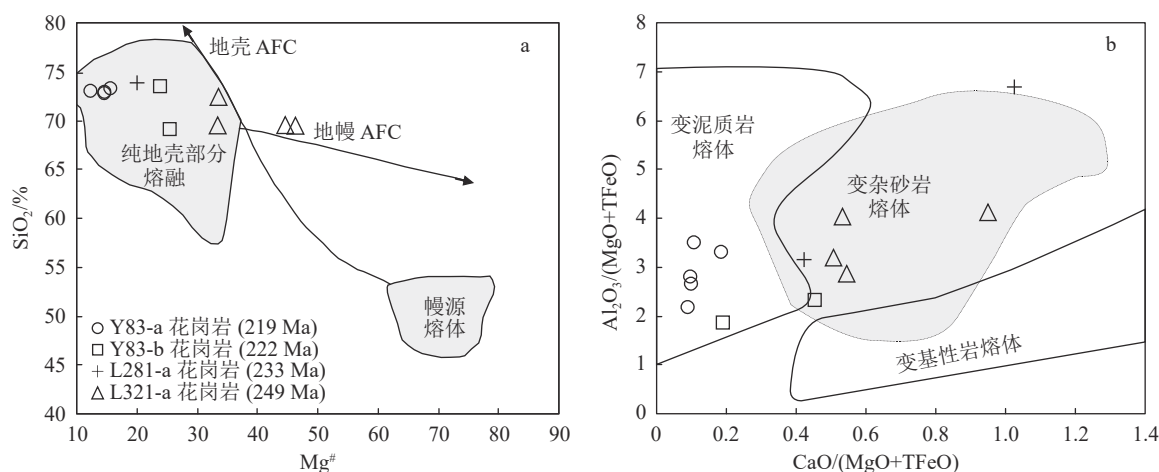


图 8 琼东南盆地花岗岩类源区判别图解(a, 底图据 Vielzeuf et al., 1988; b, 底图据 Kaygusuz et al., 2008)

Fig. 8 Discrimination diagrams for magma sources of the Qiongdongnan basin granitoids

区晚三叠世早期花岗岩类具有同碰撞花岗岩属性特征(图 9-a),其余区块的早三叠世和晚三叠世花岗岩类均具有碰撞后或火山弧的地球化学属性。利用 R_1 - R_2 构造环境判别图解分析,早三叠世和晚三叠世早期花岗岩类具有同碰撞花岗岩类构造属性,而晚三叠世晚期 A 型花岗岩类主要为碰撞后伸展动力学背景(图 9-b)。实际上, A 型花岗岩常形成于伸展动力学背景,因此,松南低凸起区晚三叠世 A 型花岗岩的出现可能代表琼东南盆地于晚三叠世处于古特提斯造山旋回的碰撞后伸展背景,这与邻区海南岛三叠纪岩浆-沉积-变质记录与区域构造演化过程相匹配。前人研究表明,海南岛不仅存在晚二叠世一早三叠世陆缘弧成因的 I 型花岗岩(Shen et al., 2018),还发育晚二叠世一早三叠世 S 型花岗岩和韧性剪切变形,其成因与 251 ~ 248 Ma 变质-深熔作用密切相关,可能代表古特提斯洋盆闭合与碰撞造山作用(吕方等, 2023)。同时,海南岛发育晚三叠世伸展环境岩浆岩,包括过碱性岩、A 型花岗岩和双峰式火成岩(谢才富等, 2005; Tang et al., 2013)。晚三叠世碰撞后伸展作用也得到了近期区域地质调查资料的证实,即海南岛存在晚三叠世陆相火山岩南牛岭组(239 ~ 235 Ma, 未发表资料),岩石属于典型钾质-超钾质火山岩,标志着海南岛于晚三叠世已进

入古特提斯域碰撞后伸展阶段。综合区域地质资料,笔者认为,琼东南盆地早三叠世 I 型花岗岩形成于古特提斯洋盆俯冲消减与碰撞造山阶段,而晚三叠世 A 型和 I 型花岗岩形成于碰撞后伸展阶段。

近年来的潜山油气勘探表明,琼东南盆地三叠纪花岗岩潜山的储层类型以构造裂缝为主,其次为溶蚀裂缝,但不同时期花岗岩具有差异性的成储特征(徐守立等, 2019; 周杰等, 2020; 陈沛等, 2021; 杨希冰等, 2021)。燕山期古太平洋板片俯冲与喜山期古南海扩张等作用对潜山花岗岩存在明显改造作用,但已有研究表明,琼东南盆地构造缝隙以 NNW—SSE 走向为主,与区域上印支板块和华南板块之间的古特提斯缝合带走向一致,暗示三叠纪潜山花岗岩的裂缝成储机制与古特提斯造山作用密切相关(徐守立等, 2019; 周杰等, 2020)。综合琼东南盆地构造演化史,笔者认为,控制潜山花岗岩裂缝发育规模的关键机制在于古特提斯造山阶段的多期次构造作用的叠加改造。尽管晚三叠世花岗岩具有与早三叠世花岗岩类相似的岩性与矿物组合,但由于早三叠世花岗岩类在侵位之后经历了古特提斯洋壳俯冲挤压、地体碰撞与碰撞后伸展等多期次构造作用叠加,将有助于形成中-高角度构造缝,有利

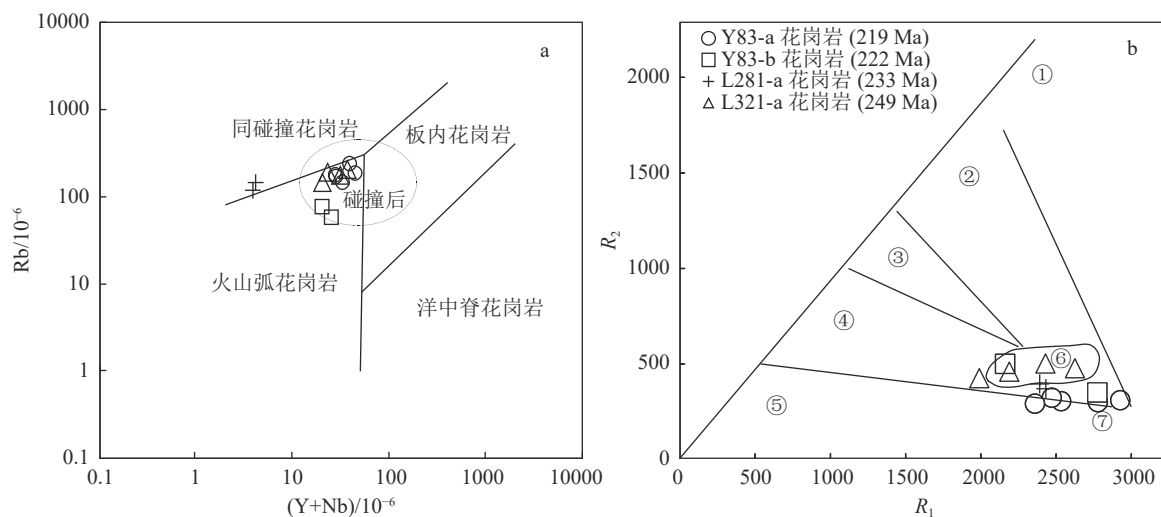


图 9 琼东南盆地花岗岩类构造环境判别图解

Fig. 9 Tectonic discrimination diagrams of Qiongdongnan basin granitoids

a— $(Y+Nb)$ - Rb 图解(底图据 Pearce et al., 1996); b— R_1 - R_2 图解(底图据 Batchelor et al., 1985)。①—地幔斜长花岗岩; ②—破坏性活动板块边缘(板块碰撞前)花岗岩; ③—板块碰撞后隆起期花岗岩; ④—晚造期花岗岩; ⑤—非造山区 A 型花岗岩;

⑥—同碰撞(S 型)花岗岩; ⑦—造山期后 A 型花岗岩;

$$R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti), R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

于发生多期次流体溶蚀改造和熔蚀裂缝的形成。综上所述,笔者认为,琼东南盆地早三叠世花岗岩潜山具备成为优势储层的物质条件和构造动力学条件,是未来潜山油气勘探值得关注的重要对象。

6 结 论

(1) 锆石测年结果揭示,琼东南盆地陵南低凸起潜山花岗岩形成于 249 Ma 和 233 Ma,松南低凸起潜山花岗岩形成于 222 ~ 219 Ma。琼东南盆地花岗岩潜山存在早三叠世与晚三叠世多期次活动。

(2) 琼东南盆地陵南低凸起区三叠纪花岗岩均属于准铝质—弱过铝质 I 型花岗岩,形成于陆缘弧环境下的杂砂岩熔融,存在一定的壳幔混合。松南低凸起区晚三叠世花岗岩则属于过铝质 A 型花岗岩,是碰撞后伸展减薄背景下变泥质岩部分熔融的产物。

(3) 琼东南盆地早三叠世花岗岩形成于古特提斯俯冲—同碰撞阶段,而晚三叠世花岗岩形成于后碰撞伸展阶段。琼东南盆地早三叠世花岗岩具备形成优势储层的物质和动力学条件,是潜山油气勘探需要关注的重点对象。

致谢: 感谢审稿专家对本文提出的宝贵修改意见,感谢成都理工大学曹海洋研究员和闫东东博士等在论文撰写过程中的有益探讨和帮助。

参考文献

- Batchelor R A, Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters[J]. *Chemical Geology*, 48: 43–55.
- Chapman J B, Ducea M N, DeCelles P G, et al. 2015. Tracking changes in crustal thickness during orogenic evolution with Sr/Y: An example from the North American Cordillera[J]. *Geology*, 43: 919–922.
- Chappell B W. 1999. Aluminium saturation in I and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites[J]. *Lithos*, 46(3): 535–551.
- Chappell B W, White A J R. 1974. Two contrasting granite types[J]. *Pacific Geology*, (8): 173–174.
- Frost B R, Barnes C G, Collins W J, et al. 2001. A geochemical classification for granitic rocks[J]. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033–2048.
- Green T H. 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust–mantle system[J]. *Chemical Geology*, 120(3/4): 347–359.
- Kaygusuz A, Siebel W, Sen C. 2008. Petrochemistry and petrology of I-type granitoids in an arc setting: The composite Torul pluton, Eastern Pontides, NE Turkey[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 97(4): 739–764.
- Li X H, Li Z X, Li W X, et al. 2006. Initiation of the Indosinian Orogeny in South China: Evidence for a Permian Magmatic Arc on Hainan Island[J]. *Journal of Geology*, 114(3): 341–353.
- Liu Y, Gao S, Hu Z, et al. 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.
- Liu Y, Hu Z, Gao S, et al. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA–ICP–MS without applying an internal standard[J]. *Chemical Geology*, 257(1/2): 34–43.
- Middlemost E. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. *Earth–Science Reviews*, 37(3/4): 215–224.
- Patiño Douce A, Beard J S. 1996. Effects of P, f (O₂) and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes[J]. *Journal of Petrology*, 37: 999–1024.
- Pearce J. 1996. Sources and settings of granitic rocks[J]. *Episodes*, 19(4): 120–125.
- Peccerillo A, 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.
- Pitcher W S. 1983. Granite Type and Tectonic Environment[C]//Hsu K J. Mountain building processes. Academic Press, London: 19–40.
- Rapp R P, Watson E B, Miller C F. 1991. Partial melting of amphibolite eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites[J]. *Precambrian Research*, 51(1/4): 1–25.
- Shen L W, Yu J H, O'Reilly S Y, et al. 2018. Subduction–related middle Permian to early Triassic magmatism in central Hainan Island, South China[J]. *Lithos*, 318/319: 158–175.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes[J]. Geological Society, London, Special Publications, 42: 313–345.
- Tang L M, Chen H L, Dong C W, et al. 2013. Middle Triassic post–orogenic extension on Hainan Island: Chronology and geochemistry constraints of bimodal intrusive rocks[J]. *Science China Earth Sciences*, 56(5): 783–793.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. The continental crust its composition and evolution: An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks[M]. Oxford: Blackwell.
- Vielzeuf D, Holloway J R. 1988. Experimental determination of the fluid absent melting relations in the pelitic system[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 257–276.
- 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.
- Wei W, Liu C Z, Hou Y F, et al. 2022. Discovery of a hidden Triassic Arc in the Southern South China Sea: Evidence for the breakaway of a ribbon continent with implications for the evolution of the Western Pacific margin[J]. *Terra Nova*, 34: 12–19.

- Yan Q S, Metcalfe Y, Shi X F. 2017. U-Pb isotope geochronology and geochemistry of granites from Hainan Island (northern South China Sea margin): Constraints on late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution[J]. *Gondwana Research*, 49: 333-349.
- Zhu R, Lai S, Qin J, et al. 2015. Early-Cretaceous highly fractionated I-type granites from the Northern Tengchong Block, western Yunnan, SW China: Petrogenesis and tectonic implications[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 100: 145-163.
- 陈沛, 于小健, 陈现军, 等. 2021. 琼东南盆地 YL8 区基底潜山岩石类型及其录井识别特征[J]. *世界地质*, 40(3): 613-623.
- 蒲燕萍, 孙春岩, 陈世成, 等. 2009. 南海琼东南盆地-西沙海槽天然气水合物地球化学勘探与资源远景评价[J]. *地质通报*, 28(11): 1656-1661.
- 雷超, 任建业, 张静. 2015. 南海构造变形分区及成盆过程[J]. *地球科学*, 40(4): 744-762.
- 李献华, 周汉文, 丁式江, 等. 2000. 海南岛“邦溪-晨星蛇绿岩片”的时代及其构造意义[J]. *岩石学报*, 16: 425-432.
- 鲁宝亮, 王璞珺, 张功成, 等. 2011. 南海北部陆缘盆地基底结构及其油气勘探意义[J]. *石油学报*, 32(4): 580-587.
- 吕方, 辛宇佳, 李建华, 等. 2023. 海南岛二叠纪-三叠纪构造演化: 源自岩浆岩和变质岩同位素年代学和地球化学的约束[J]. *地质学报*, 97(1): 30-51.
- 马龙, 刘全新, 张景廉, 等. 2006. 论基岩油气藏的勘探前景[J]. *天然气工业*, 1: 8-155.
- 赵国祥, 王清斌, 杨波, 等. 2017. 渤海海域庙西北凸起中生代花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年及其地质意义[J]. *地质通报*, 36(7): 1204-1217.
- 施和生, 杨计海, 张迎朝, 等. 2019. 琼东南盆地地质认识创新与深水领域天然气勘探重大突破[J]. *中国石油勘探*, 24(6): 691-698.
- 唐历山, 朱继田, 姚哲, 等. 2017. 琼东南盆地松南低凸起潜山演化及成藏条件[J]. *特种油气藏*, 24(1): 87-91.
- 唐晓音, 郭帅, 熊小峰, 等. 2022. 海北部大陆边缘西区琼东南盆地基底花岗岩锆石 U-Pb 年龄报道[J]. *中国地质*, 49(1): 336-338.
- 田立新, 刘杰, 张向涛, 等. 2020. 珠江口盆地惠州 26-6 大中型泛潜山油气田勘探发现及成藏模式[J]. *中国海上油气*, 32(4): 1-11.
- 谢才富, 朱金初, 赵子杰, 等. 2005. 三亚石榴霓辉石正长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄: 对海南岛海西-印支期构造演化的制约[J]. *高校地质学报*, 11: 47-57.
- 谢文彦, 王涛, 张一伟, 等. 2009. 琼东南盆地西南部新生代裂陷特征与岩浆活动机理[J]. *大地构造与成矿学*, 33(2): 199-205.
- 熊量莉, 杨楚鹏, 吴蛟岐, 等. 2020. 南海南-北陆缘盆地地层沉积发育特征及其对油气成藏的差异性控制[J]. *中国地质*, 47(5): 1407-1425.
- 徐守立, 尤丽, 毛雪莲, 等. 2019. 琼东南盆地松南低凸起周缘花岗岩潜山储层特征及控制因素[J]. *地球科学*, 44(8): 2717-2728.
- 杨希冰, 周杰, 杨金海, 等. 2021. 琼东南盆地深水区东区中生界潜山天然气来源及成藏模式[J]. *石油学报*, 42(3): 283-292.
- 杨树锋, 虞子冶, 郭令智, 等. 1989. 海南岛的地体划分、古地磁研究及其板块构造意义[J]. *南京大学学报(地球科学)*, 1: 38-46.
- 云平, 雷裕红, 吕嫦艳. 2005. 海南岛中北部三叠纪花岗岩源区的锶、钕同位素制约及其意义[J]. *大地构造与成矿学*, 29: 234-241.
- 张业明, 付建明, 吴桂捷, 等. 1997. 海南岛昌江-邦溪地区海西构造层的变形构造特征及其动力学成因[J]. *华南地质与矿产*, 2: 43-50.
- 周杰, 杨希冰, 杨金海, 等. 2020. 琼东南盆地深水区中生界潜山裂缝发育特征及形成机理——以松南低凸起 Y8 区为例[J]. *中国海上油气*, 32(3): 1-9.
- 朱伟林, 王国纯. 2000. 中国近海前新生代油气勘探新领域探索[J]. *地学前缘*, 7(3): 215-226.