

琼中海西期钾玄质侵入岩的厘定及其构造意义

谢才富 朱金初 丁式江 张业明 付太安 李志宏

(南京大学地球科学系内生金属矿床成矿作用国家重点实验室 南京 210093; 宜昌地质矿产研究所, 宜昌 443003; 海南地质矿产勘查开发局, 海口 570226. E-mail: ycxcaifu@cgs.gov.cn; ycxcaifu@56.com)

摘要 最近, 在海南中部新发现了钾玄质侵入岩。它们富钾($K_2O = 2.9\% \sim 5.1\%$; $K_2O/Na_2O = 0.95 \sim 2.12$), 明显富集大离子亲石元素和轻稀土元素, 强烈亏损 Nb 和 Ta, 适度亏损 Sr 和 Ti, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.70859 \sim 0.71425$ 而 $\epsilon_{Nd}(t) = -2.77 \sim -7.49$, 来源于 EM 型地幔源区, 其源区富集可能与石炭纪-早二叠世华南板块向印支-南海板块俯冲时, 洋壳及陆源沉积物在深部(榴辉岩相)产生的大量流体-熔体对亏损地幔的交代有关。钾玄岩结晶年龄为 (272 ± 7) Ma (SHRIMP 锆石 U-Pb 法), 与琼中强过铝花岗岩时代相近, 且都普遍具有同侵位韧性变形构造, 应形成于后碰撞阶段早期(同逆冲期)。钾玄质侵入岩的原始岩浆是由于俯冲板片断离、热软流圈上涌, 导致富集了的楔形岩石圈地幔——含金云母石榴石橄榄岩发生减压脱水熔融的产物, 熔融深度 > 80 km, 熔体上升过程中与不同的地壳物质发生了混染并伴随分离结晶作用(AFC)。结合其他资料, 提出华南板块向印支-南海板块的碰撞拼贴发生于约 287~278 Ma, 是 Pangea 超级大陆聚合过程的一部分, 缝合带可能位于 Song Ma-北部湾-云开大山北缘-武夷山一线。

关键词 SHRIMP U-Pb 年龄 海西期 钾玄质侵入岩 后碰撞 富集地幔 海南岛

海西期(华力西期)造山带在全球分布广泛、规模宏大, 往往绵延几千公里, 宽达几百至上千公里, 其中包括有欧洲-非洲西北部的海西造山带, 北美的阿巴拉契亚造山带, 中亚-兴蒙造山带等^[1~5]。海西期造山事件对于显生宙唯一的超级大陆Pangea(潘吉亚)的聚合起了决定性的作用^[6~8]。在Pangea西部, 大约 320 Ma^[8]或 310 Ma前^[4], Gondwana已经与Laurussia克拉通碰撞, 而与此同时, 在东部, 古特提斯依然是敞开的^[4,9]。那么, 位于Pangea东部古特提斯域^[10]的华南地区是否存在海西期造山事件? 海西运动与印支运动的关系怎样以及印支运动的性质如何? 等等, 长期以来一直存在着激烈争论。大体上主要有五种观点。(1)主要根据古生物地理资料, 认为华南与印支地块在早石炭世沿Song Ma缝合带拼贴形成华夏大陆(Cathaysialand)^[10~12], 而华夏大陆于晚二叠世-早三叠世和滇缅泰马(Sibumasu)地块及羌塘地块缝合^[11,13], 并且推测海南地体于晚古生代或中生代增生到华南^[11,12]。(2)主要根据区域性地层不整合, 认为该区于中-晚二叠世之间发生了东吴造山运动^[14~16]或普遍的造陆运动^[17,18]。(3)主要依据华南海西期岩浆活动稀少而印支期花岗岩类大量发育, 以及根据古地磁资料和该区海相沉积一直持续至中三叠世, 认为碰撞造山发生于三叠纪(印支期)^[19~24]。(4)认为该区既发生了海西期造山运动又发生了印支期造山运动^[16,25~27]。(5)认为该区海西-印支期构造运动是连续演化的同一

次造山事件^[28,29], 并且, 根据海南和华南三叠纪出现碱性岩、A型花岗岩、高钾钙碱性花岗岩和拉斑玄武质镁铁侵入岩等岩石组合, 提出该区印支期时处于后造山环境^[29]。

造成上述争论的主要原因是用于界定造山事件的精确证据还很缺乏, 以及一些资料本身具有多解性或其技术方法具有局限性。最近, 我们在海南中部(琼中)新发现一些海西期(早二叠世)钾玄质侵入岩。由于钾玄岩系对构造环境和地幔源区有很好的指示意义^[30~33], 对这些标志性侵入岩的研究将为探讨Pangea大陆东南部的形成演化和构造格局提供重要依据。本文将报道这些岩石的锆石SHRIMP U-Pb年龄以及元素和同位素地球化学资料, 并讨论其对后碰撞启动和富集地幔源区的指示意义以及对于碰撞事件和缝合带位置的制约。

1 地质背景及岩体地质特征

研究区位于王五-文教断裂以南、九所-陵水断裂以北的琼中地区。区内以大量发育海西-印支期岩浆岩特别是花岗岩为特色, 并且出露有中元古代戈枕村组(主要由斜长角闪岩、变粒岩、黑云斜长片麻岩、麻粒岩组成)、中元古代峨文岭组(主要由二云母片岩、石榴黑云母片岩组成)、古生代地层(由低绿片岩相区域变质的碎屑岩夹少量火山岩及碳酸盐岩构成), 以及少量燕山期侵入岩及白垩系陆相火山岩和碎屑

岩. 本文研究的钾玄质侵入岩体分布于五指山的东、西两侧山脚, 见有 10 余个侵入体, 面积最大的约 11 km², 最小的仅 0.4 km², 出露总面积约 35 km². 岩体侵入戈枕村组, 被二云母花岗岩侵入并经常与之相伴生(图 1).

据实际矿物含量, 本区钾玄质侵入岩的岩性主要为二长岩、石英闪长岩、石英二长闪长岩、石英二长岩, 并有少量二长花岗岩脉. 具细粒-细中粒结构(粒径 0.2~5 mm), 普遍发育叶理构造(线理不发育), 石英、黑云母、长石遭受韧性变形, 角闪石、榴石基本不变形, 矿物接合缝和三结点有时含有微粒交生体, 表明变形是在岩浆侵位结晶时受应力挤压形成的, 属同构造侵位岩体^[34]. 叶理走向为 NE~NEE, 与海南岛海西构造层的构造线方向相一致. 矿物组成主要为斜长石(An20~40)+黑云母+钾长石±普通角闪石±单斜辉石(普通辉石-透辉石)±石英, 副矿物以榍石、磷灰石为主, 磁铁矿和钛铁矿常见, 锆石少量.

2 地球化学特征

钾玄岩系(shoshonite series)或者说钾玄质岩石(shoshonitic rocks)的识别主要基于 SiO₂-K₂O 图解^[35].

在 SiO₂-(Na₂O+K₂O) 图上, 它们虽然常分布于碱性橄榄玄武岩系区, 但也可落入亚碱性区. 在 AFM 图上, 它们与钙碱性岩系一样无富 Fe 的趋势而不同于具明显富 Fe 趋势的碱性橄榄玄武岩系. 因此, 钾玄岩系处于典型的碱性橄榄玄武岩系和典型的钙碱性岩系的过渡位置, 仍属广义的钙碱性岩系^[31]. 它们具有高碱(K₂O+Na₂O>5%)、高 K₂O/Na₂O 比值(当 SiO₂=50% 和 55% 时, K₂O/Na₂O>0.6 和 1.0)、低 TiO₂(大多数<1.3%)、Al₂O₃ 含量高且变化范围大(大多数介于 14%~19%)、强烈富集大离子亲石元素(LILE)(如 P, Rb, Sr, Ba, Pb)和轻稀土元素(LREE)等特征^[30].

表 1 列出了琼中钾玄质侵入岩代表性样品的主量元素和微量元素分析结果. 主体侵入岩样品的 SiO₂ 含量为 50.24%~61.54%, 花岗质脉岩的 SiO₂ 含量可达 66.48%~67%. 所有样品 Na₂O+K₂O>5.5%, 在 Na₂O+K₂O-SiO₂ 图(TAS)上(图 2(a)), 投影点落在碱性和亚碱性系列分界线^[37]两旁; K₂O=2.9%~5.1%, 在 K₂O-SiO₂ 图上, 都落入钾玄质系列范围(图 2(b)). 除一个花岗岩脉样品的 K₂O/Na₂O 为 2.12 外, 其他样品的介于 0.95~1.85, 为典型的钾玄质系列岩石^[39], 而

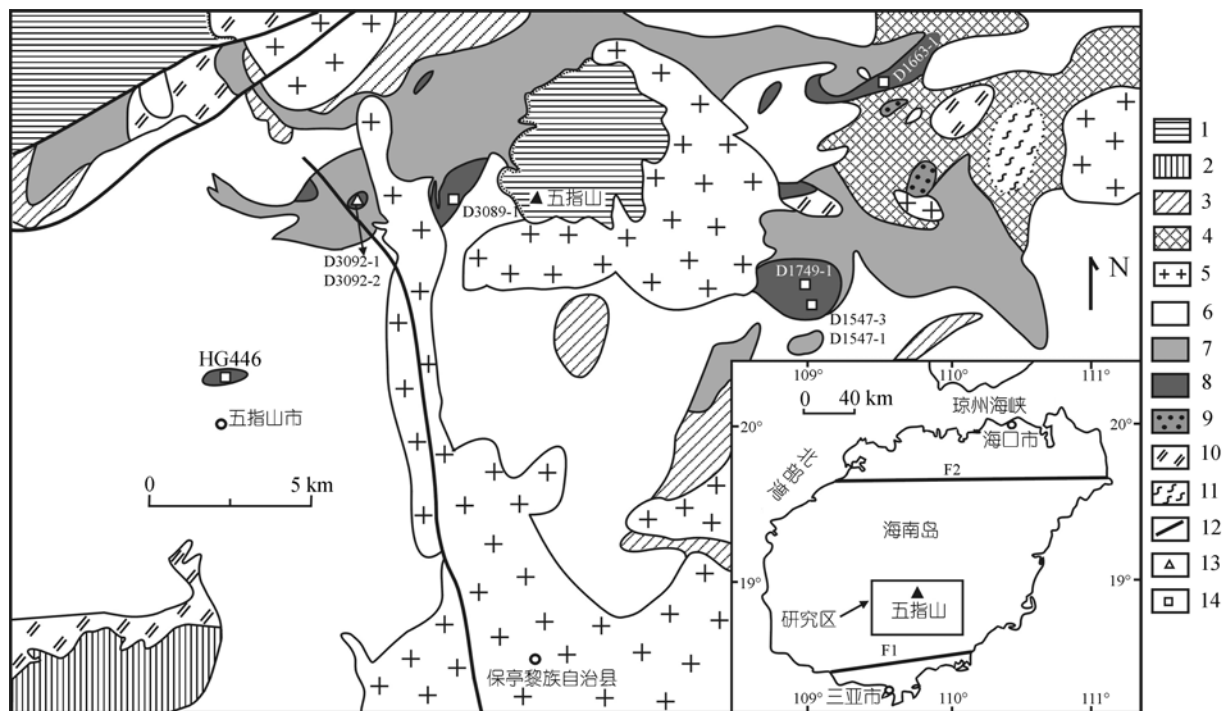


图 1 海南五指山地区地质简图

1. 下白垩统; 2. 下石炭统和下志留统; 3. 中元古界峨嵋岭组; 4. 中元古界戈枕村组; 5. 燕山期侵入岩; 6. 中二叠世-中三叠世花岗质-镁铁质侵入岩; 7. 早二叠世二云母花岗岩; 8. 早二叠世钾玄质侵入岩; 9. 早二叠世石榴石花岗岩; 10. 早二叠世二长花岗岩; 11. 混合岩; 12. 断层; 13. 年龄样位置; 14. 地球化学样位置. F1: 九所-陵水断裂; F2: 王五-文教断裂

表 1 琼中钾玄质侵入岩主量、微量和稀土元素分析结果^{a)}

样号	D3092-1	D1663-1	D3089-1	D1749-1	HG-446	D1547-3	D3092-2	D1547-1	样号	D3092-1	D1663-1	D3089-1	D1749-1	D1547-3	D3092-2	D1547-1
岩性	二长岩	石英 闪长岩	石英二长 闪长岩	石英二长 闪长岩	石英二长岩	二长花岗岩	二长花岗岩	二长花岗岩	岩性	二长岩	石英 闪长岩	石英二长 闪长岩	石英 二长岩	二长花岗岩	二长花岗岩	二长花岗岩
主量元素(wt%)									Ni	41.9	21.3	19.1	10.9	10.7	7.6	3.5
SiO ₂	50.24	53.72	54.90	57.46	56.74	61.54	66.48	67.00	V	173.6	146.0	120.6	115.7	80.3	49.0	59.3
TiO ₂	1.38	2.11	1.53	1.47	1.41	1.21	1.16	0.83	Cr	74.4	77.0	46.6	33.7	18.4	20.3	7.5
Al ₂ O ₃	15.25	15.36	17.68	16.26	17.77	15.29	14.62	14.63	Co	26.1	19.5	15.3	15.3	8.9	6.7	7.0
Fe ₂ O ₃	2.72	0.64	0.78	1.12	1.17	1.40	0.38	0.99	Li	61.9	41.0	49.6	26.5	23.5	47.9	24.0
FeO	5.90	8.87	6.61	5.68	5.78	4.96	4.56	4.05	Y	32.5	41.6	26.9	20.7	49.9	32.0	35.4
MnO	0.13	0.13	0.09	0.08	0.07	0.09	0.08	0.06	Hf	5.49	8.36	7.64	6.22	9.89	12.48	9.52
MgO	6.37	3.91	3.14	2.85	2.79	1.42	1.02	1.10	Cs	4.15	2.12	6.72	2.32	2.68	6.18	4.81
CaO	7.95	7.53	5.99	5.80	4.39	4.12	2.66	3.00	Ta	0.63	1.55	1.54	0.99	1.11	1.05	1.66
Na ₂ O	2.92	2.64	3.69	3.48	3.40	2.75	2.41	2.97	U	3.18	1.03	3.48	1.53	2.81	3.67	3.46
K ₂ O	3.74	2.90	3.74	3.32	4.38	5.08	5.10	4.82	La	176.6	77.9	67.8	72.7	186.5	87.8	125.4
P ₂ O ₅	0.96	0.70	0.64	0.60	0.34	0.38	0.31	0.26	Ce	355.1	158.6	150.7	145.4	302.8	173.4	225.7
H ₂ O ⁺	0.86	0.54	0.38	0.57	0.36	0.46	0.28	0.16	Pr	40.9	21.1	18.4	17.5	40.0	19.2	25.7
CO ₂	0.29	0.82	0.07	0.42	0.17	0.26	0.37	0.08	Nd	155.9	84.2	74.7	69.7	144.3	73.6	89.9
F	0.25	0.22	0.20	0.22	0.23	0.18	0.22	0.10	Sm	21.8	16.2	12.9	10.7	19.4	12.4	13.2
总量	99.0	100.1	99.5	99.3	99.0	99.1	99.6	100.1	Eu	5.11	2.47	3.58	2.46	3.28	1.69	1.44
Mg [#]	57.63	42.46	43.36	43.17	42.12	28.92	27.05	28.41	Gd	14.34	12.08	9.52	7.80	15.72	9.35	11.17
微量元素(μg/g)									Tb	1.58	1.67	1.11	1.00	1.84	1.27	1.38
Ba	2363	677	1708	1177		1943	1088	1034	Dy	6.65	8.22	5.52	4.45	9.87	6.46	6.77
Rb	143	160	177	135		191	211	194	Ho	1.16	1.50	0.99	0.78	1.88	1.14	1.25
Sr	1912	517	1073	865		559	352	336	Er	2.87	3.81	2.26	1.91	5.08	2.84	3.48
Zr	191	330	289	259		415	432	394	Tm	0.35	0.51	0.28	0.24	0.68	0.40	0.41
Nb	13.1	28.9	21.0	18.4		25.5	20.8	25.3	Yb	2.27	3.16	1.86	1.52	3.97	2.42	2.83
Th	20.9	4.7	11.9	9.2		29.2	21.6	26.4	Lu	0.34	0.46	0.27	0.23	0.58	0.35	0.41
Pb	41.2	17.6	20.7	19.0		31.0	34.5	26.5	Rb/Sr	0.07	0.31	0.16	0.16	0.34	0.60	0.58
Ga	22.5	23.0	25.6	23.7		21.8	22.8	20.9	Nb/La	0.07	0.37	0.31	0.25	0.14	0.24	0.20
Zn	103.7	164.0	117.4	111.1		94.7	101.1	65.9	Y/Yb	14.32	13.17	14.41	13.62	12.55	13.22	12.51

a) 岩石化学在宜昌地质矿产研究所用湿化学法分析，微量和稀土元素在中国科学院地球化学研究所用 ICP-MS 分析，大多数元素分析的相对标准偏差 RSD<5%，少数元素的 RSD<10%。HG-446 引自文献 [28]。Mg[#]=100*[MgO/(MgO+FeO)](分子数)

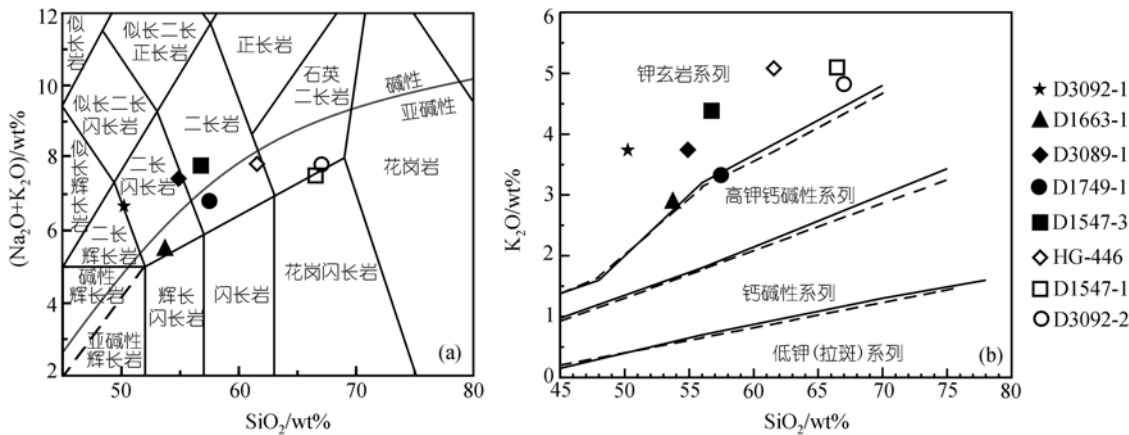


图 2 琼中钾玄质侵入岩 Na₂O+K₂O-SiO₂ 图^[36] (a)和 K₂O-SiO₂ 图^[35,38] (b)

不是超钾质系列岩石. 在FAM图上(图略), 无富Fe趋势, 落入钙碱性系列范围, 符合钾玄岩系列的特点[30,31]. 在TAS图上落入S2 区(钾玄岩)的 3 个样品的 $\text{TiO}_2=1.38\%\sim 2.11\%$, 高于岛弧钾玄岩(平均为 0.77%), 而低于大陆裂谷碱性玄武岩($>2.2\%$), 具有大陆碰撞造山带钾玄岩的特点[31].

所有样品的稀土元素总量较高, 为 $336\sim 785\text{ }\mu\text{g/g}$; 其稀土配分模式为斜率较一致的向右陡倾曲线(图 3(a)), 轻重稀土分异明显, $(\text{La/Yb})_N$ 为 $55.7\sim 17.7$; 具有微弱-中等的 Eu 负异常($\delta\text{Eu}=0.95\sim 0.52$). 从微量元素蛛网图(图 3(b))可以看出, 所有样品明显富集 LILE 和 LREE, 显著亏损 Ta, Nb ($\text{Nb/La}=0.07\sim 0.37$), 轻微或中等亏损 Ti, Sr 和 P.

表 2 列出了代表性样品的 Sr, Nd 同位素分析结果. 其初始锶比值较高而 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值较低.

3 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄

挑选 D3092-1 样(二长岩)中的锆石进行 SHRIMP U-Pb 年龄测定. 样品制备、分析和数据处理方法见文献[29]及其所参考文献. 分析结果列于表 3. 所分

析的锆石颗粒为透明晶体, 阴极发光图像均显示自形振荡环带结构(图 4), 为典型的岩浆成因[41,42]. 14 个分析点中除了 1 个离群、2 个略微离群外, 有 11 个点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $259\sim 286\text{ Ma}$, 变化范围较小, 在一致曲线图中这 11 个点成群分布(图 5). 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均值(95%的置信度)为 $(272\pm 7)\text{ Ma}$ ($n=11$, $\text{MSWD}=2.2$), 代表了钾玄质侵入岩的结晶年龄. 锆石分析点的 U 含量高, 为 $803\sim 2315\text{ }\mu\text{g/g}$, Th 含量变化大, 为 $70\sim 1200\text{ }\mu\text{g/g}$, Th/U 值分为两群, 一群 Th/U 为 $0.44\sim 1.00$, 与典型岩浆锆石一致; 而另一群 Th/U 较低, 为 $0.03\sim 0.21$, 与变质锆石(Th/U 值一般 <0.1)[42~44]一致或相近, 但 Th/U 值低的锆石颗粒仍具有岩浆环带结构且获得的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄并无相应降低, 表明并未遭到后期变质作用改造. 值得注意的是, 作者对海南岛大量侵入岩锆石 SHRIMP 测年结果(未刊)显示, 本区与钾玄岩时代相近的 3 个强过铝花岗岩体中的锆石(具岩浆环带)的 Th/U 值也普遍 <0.1 , 而其他时代的侵入岩的锆石 Th/U 值则 >0.1 . 造成本区早二叠世钾玄岩和强过铝花岗岩中岩浆锆石具有低

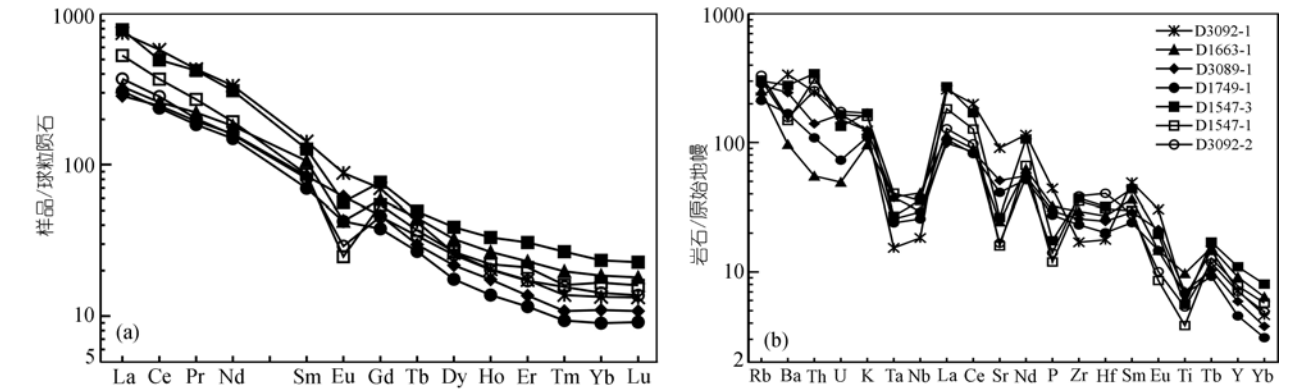


图 3 琼中钾玄质侵入岩稀土元素分配曲线(a)和微量元素蛛网图(b)
标准化数据引自文献[40]

表 2 琼中钾玄质侵入岩的 Sr, Nd 同位素组成^{a)}

样号	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (2\sigma)$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (2\sigma)$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$\varepsilon\text{Nd}(t)$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$T_{2\text{DM}}/\text{Ma}$
D1663-1	0.8376	0.71486 ± 4	0.1102	0.512121 ± 8	0.71162	-7.09	-0.44	1617
D1547-3	0.8915	0.71433 ± 1	0.0876	0.512077 ± 8	0.71088	-7.16	-0.55	1623
D3089-1	0.4378	0.71121 ± 7	0.1043	0.512090 ± 11	0.70952	-7.49	-0.47	1649
D3092-1	0.2122	0.70941 ± 1	0.0866	0.512300 ± 7	0.70859	-2.77	-0.56	1266
D3092-2	1.7290	0.72094 ± 2	0.1011	0.512089 ± 9	0.71425	-7.39	-0.49	1642
D1547-1	1.5840	0.71574 ± 3	0.0964	0.512143 ± 6	0.70961	-6.18	-0.51	1543
D1749-1	0.4125	0.71032 ± 2	0.0978	0.512256 ± 7	0.70872	-4.02	-0.50	1368

a) 在宜昌地质矿产研究所用 MAT261 可调多接收质谱计分析. 分别用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 进行 Sr, Nd 同位素的质量歧视校正. 样品测量期间标样的测量结果为 $\text{NBS987} (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}): 0.71028\pm 2(2\sigma)$, $\text{GBW04419} (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}): 0.512723\pm 7(2\sigma)$

表 3 琼中钾玄质侵入岩(D3092-1)的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分析结果^{a)}

测点号	²⁰⁶ Pbc /%	U /μg·g ⁻¹	Th /μg·g ⁻¹	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* /μg·g ⁻¹	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 年龄/Ma	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb 年龄/Ma	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th 年龄/Ma	²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb* ±%	±%	²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U ±%	±%	²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U ±%	±%
1.1	0.19	803	603	0.78	27.2	249.0 ±4.9	315 ±63	251.8 ±6.8	0.05270	2.8	0.2861	3.4	0.03939	2.0
2.1	0.30	2048	164	0.08	74.5	266.6 ±5.0	400 ±65	433 ±37	0.05470	2.9	0.3180	3.5	0.04222	1.9
3.1	0.25	1277	543	0.44	45.1	259.0 ±5.3	229 ±58	260.9 ±7.9	0.05080	2.5	0.2869	3.3	0.04100	2.1
4.1	0.44	920	836	0.94	37.0	293.3 ±5.9	-2 ±87	300.7 ±8.6	0.04600	3.6	0.2950	4.1	0.04656	2.1
5.1	0.03	2277	70	0.03	88.3	284.7 ±5.3	190 ±32	318 ±18	0.04989	1.4	0.3106	2.3	0.04515	1.9
6.1	0.09	2129	429	0.21	79.1	272.8 ±5.1	245 ±45	275.0 ±7.8	0.05110	1.9	0.3045	2.7	0.04322	1.9
7.1	0.00	1927	1167	0.63	74.5	283.9 ±5.3	254 ±38	287.0 ±6.6	0.05129	1.6	0.3184	2.5	0.04503	1.9
8.1	0.44	1238	1200	1.00	43.8	258.7 ±4.9	199 ±62	265.9 ±6.2	0.05010	2.7	0.2828	3.3	0.04095	1.9
9.1	0.13	2145	385	0.19	79.0	270.2 ±5.0	138 ±34	267.3 ±7.3	0.04879	1.4	0.2880	2.4	0.04280	1.9
10.1	0.28	2315	177	0.08	90.4	285.7 ±5.3	137 ±53	232 ±26	0.04880	2.3	0.3048	3.0	0.04532	1.9
11.1	0.15	2188	242	0.11	83.5	279.8 ±5.2	238 ±37	273 ±12	0.05093	1.6	0.3115	2.5	0.04435	1.9
12.1	0.05	2171	300	0.14	81.7	276.2 ±5.1	262 ±30	280.0 ±7.6	0.05147	1.3	0.3106	2.3	0.04378	1.9
13.1	0.10	2107	385	0.19	74.5	259.7 ±5.4	227 ±36	254.8 ±8.4	0.05069	1.6	0.2873	2.6	0.04111	2.1
14.1	0.83	954	488	0.53	30.2	231.1 ±4.6	-85 ±160	218 ±11	0.04450	6.4	0.2240	6.7	0.03649	2.0

a) 误差为 1σ, Pb_c 和 Pb* 分别为普通和放射成因 Pb. 标准的误差是 0.35%. 普通 Pb 用测量的 ²⁰⁴Pb 校正

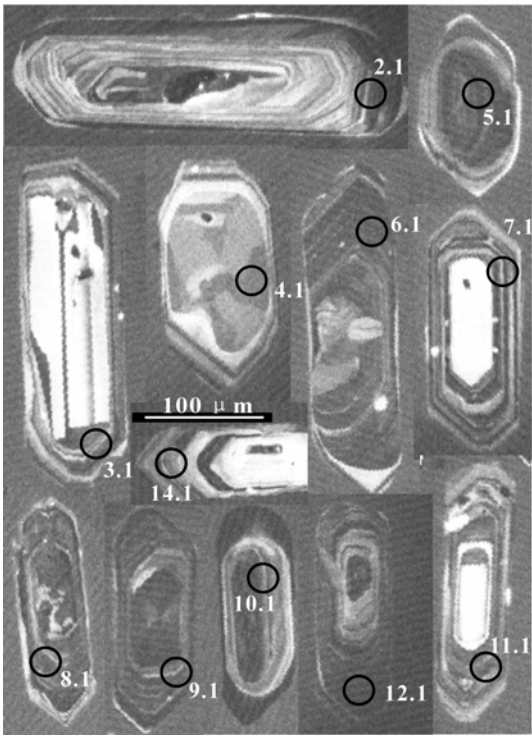


图 4 琼中钾玄质侵入岩(D3092-1) 锆石的阴极发光照片及分析点位置

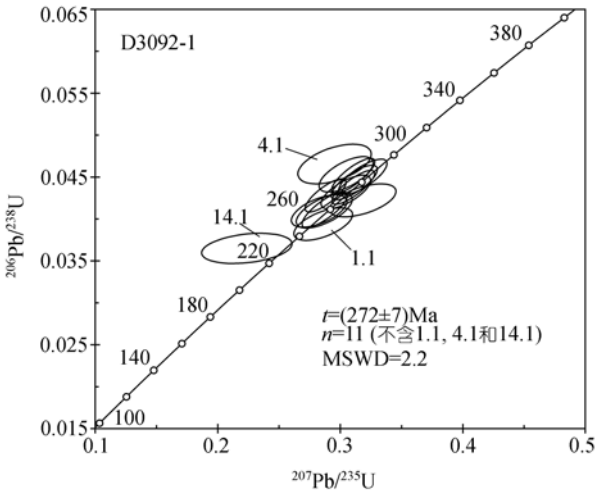


图 5 琼中钾玄质侵入岩(D3092-1)锆石的 SHRIMP U-Pb 年龄谐和图

的 Th/U 值的原因尚有待进一步研究(或许与岩浆结晶深度较大有关).

4 讨论与结论

4.1 地幔源区性质及岩石成因

为了解释钾玄质岩石所具有的富集 LILE 和

LREE的特征, 已提出多种源区模式. 如地幔交代或(古)俯冲带变沉积组分再循环所富集的岩石圈地幔 [39,45~47], 壳、幔边界附近橄榄岩、角闪岩、变泥质岩混合源 [48], 软流圈与富集岩石圈的混合 [49]等. 普遍认为, 多数钾玄质岩石起源于与俯冲作用有关的富钾和大离子亲石元素交代岩石圈地幔 [32,39]. 琼中钾玄质侵入岩系中最基性岩石(D3092-1)的SiO₂ 含量较低, V, Ni, Co, Cr和Sc的含量较高, Mg[#]值较高, 为 57.6, 接近于洋中脊拉斑玄武岩的Mg[#]值(60 左右) [50], 表明其起源于地幔, 并近似代表该岩系的原始岩浆. 据其高初始锆比值、较低的 ε_{Nd}(t)以及明显富集LILE和LREE, 其源区为富集岩石圈地幔(EM₁) [51]. 一般

认为EM 型地幔是俯冲带陆源物质进入上地幔再循环的结果, 因为大陆沉积物的同位素特征对于EM 的形成最为理想^[51-53]. 与此相符的是, 在 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ -Nb/Th, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ -La/Nb 和 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ -Ba/Nb 图上^[54,55] (图 6), D3092-1 落入洋中脊型亏损地幔、陆源沉积物和俯冲洋壳析出流体三个端元之间的岛弧火山岩源区或者说俯冲交代富集型地幔源区, 并且很靠近后两个端元一侧(具有低Nb特征), 显示地幔源区中后两种组分加入量多. 从目前的资料来看, 海南岛尚无在加里东期或更早时期发生过俯冲事件的证据. 而在海南西北部产出了海西期典型的岛弧-活动大陆边缘型钙碱性辉长岩-闪长岩-石英闪长岩-英云闪长岩-花岗闪长岩岩石组合, 其全岩Rb-Sr等时线年龄为(299±10) Ma^[28]及(287±11) Ma^[1], 在广东梅县-福建龙岩也见有可能属洋岛和岛弧环境的石炭-二叠纪拉斑质玄武岩和玄武安山岩^[56], 福建前坪花岗闪长岩体全岩Rb-Sr等时线年龄为 312.8 Ma^[57]. 因此推测这一地幔富集事件与石炭纪-早二叠世华南板块向印支-南海板块俯冲时, 洋壳及陆源沉积物在深部(榴辉岩相)产生的大量流体-熔体对亏损地幔的交代有关, 榴辉岩相条件下, 金红石、石榴子石的残留使交代物强烈亏损Nb, Ti和HREE^[54]. 此外, 俯冲时可能处于张性环境(马里亚那型), 有利于洋壳和沉积物的俯冲, 且类似于小安德列斯南端的海沟, 沉积物供应量大^[58,59].

与俯冲相关的地幔交代的特点是形成金云母和/或角闪石等含水相^[53]. 依据不相容元素在金云母和

角闪石中相容性的差异, 利用一些不相容元素的比值可以判断熔融的岩石圈源区是含金云母或是含角闪石^[60,61]. 近似代表原始岩浆的D3092-1 样的Rb/Sr值较高(0.07)而Ba/Rb和Nb/Th值低(分别为 16.56 和 0.62), 因此其源区含金云母而不含角闪石. 此外, 石榴子石强烈富集HREE及Y, 角闪石相对富集中稀土(MREE)^[62], 而尖晶石强烈亏损REE及Y^[63], 所以, 当石榴子石为主要残留相时, 熔体表现为强烈亏损HREE, 其Y/Yb>10, (Ho/Yb)_N>1.2^[64,65]. D3092-1 样明显亏损重稀土(图 3(a)), Y/Yb=14.32, (Ho/Yb)_N=1.53, 表明源区残留相主要是石榴子石而不是角闪石或尖晶石, 也即来源于石榴子石相地幔的部分熔融. 由于地幔中角闪石稳定下限约为 80 km, 石榴子石稳定上限为 70~80 km^[66,67], 综合判断, 熔融源区深度>80 km, 成分为含金云母石榴子石橄榄岩.

从表 1, 2 及图 7 可看出, 随着样品的SiO₂ 含量的增加或MgO, Ni, Co和Cr的减少, 总体上I_{Sr}相应升高而 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 降低, 暗示幔源岩浆上侵定位过程中发生了地壳混染或混染伴随结晶分离(AFC)^[68-70], 从图 7 还可看出, 幔源原始岩浆与不同的地壳物质发生了AFC过程, 形成该岩系的不同岩石. 此外, 绝大多数样品的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr与 1/Sr具有良好的正相关性(图略)以及图 6 中SiO₂ 含量较高的样品较靠近陆源沉积物或下地壳端元也支持岩浆在上侵过程中发生了地壳混染; 而SiO₂ 含量较高的岩石具明显的Sr和Eu负异常则支持 岩浆发生过分离结晶特别是斜长石的分离结晶.

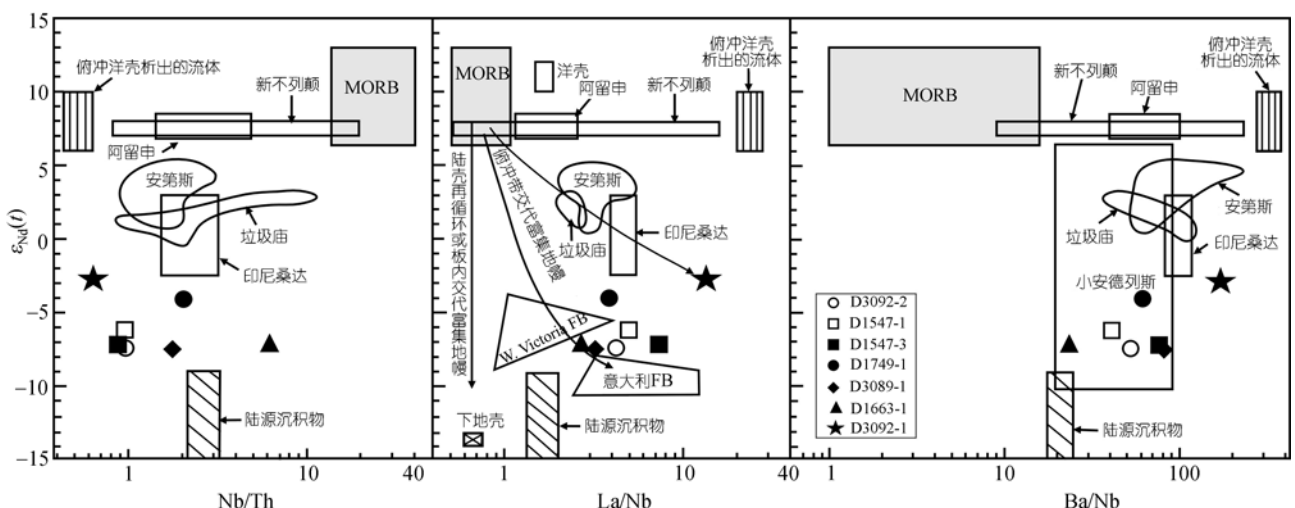


图 6 琼中钾玄质侵入岩的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ -Nb/Th, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ -La/Nb 和 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ -Ba/Nb 图^[54,55]

1) 广西壮族自治区区域地质调查队. 1:5 万坝王岭、猴猕岭幅区域地质调查报告. 1991. 98—190

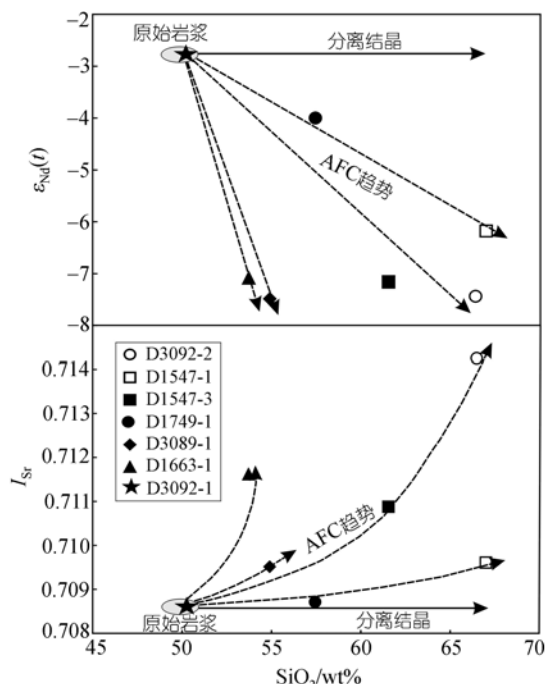


图7 琼中钾玄质侵入岩的
 $\epsilon_{Nd}(t)$ - SiO_2 和 I_{Sr} - SiO_2 图 [68]

4.2 对后碰撞启动及碰撞事件时间的约束

钾玄岩系典型的产出环境是岛弧及活动大陆边缘 [30], 极少数钾玄质岩石也可产于板内环境 [33,49], 此外, 后碰撞环境的钾玄岩虽然稀少, 却可能使人们对后碰撞事件的理解豁然开朗 [71], 因此在最近的十几年引起了人们的特别重视 [39,52,71~76]。在许多造山带, 后碰撞阶段都有钾玄质/超钾质岩浆岩的产出。如海西 [48,72]、喜马拉雅 [39,74]、阿尔卑斯造山带 [75], 古元古代 Svecofennian [45,73] 和新元古代东非造山带 [76] 等。并且这些钾玄质岩石常与强过铝花岗岩共生 [48,73,77]。

琼中地区钾玄质侵入岩也与石榴石花岗岩、含电气石花岗岩、二云母花岗岩等强过铝花岗岩构成共生岩石组合。这些强过铝花岗岩的锆石 SHRIMP 年龄分别为 (278 ± 7) 、 (276 ± 4) 和 (270 ± 10) Ma (另文发表), 与钾玄质侵入岩的年龄相近。并且强过铝花岗岩也和钾玄质侵入岩一样都普遍发育叶理构造而线理不发育, 常见微粒交生体结构, 属同构造岩体 [34], 形成于 Liégeois 等 [78] 所划分的后碰撞阶段的同逆冲期, 即后碰撞阶段的早期, 表征后碰撞的开始, 其时间为 $(278 \pm 7) \sim (270 \pm 10)$ Ma。

关于后碰撞阶段引发钾玄质岩浆作用的动力学

机制, 现主要有板片断离 [4,79,80]、对流减薄 (convective thinning) 或者说对流拆解 (convective removal) [39,70]、岩石圈拆沉 [71,81,82]、陆内俯冲 [83] 等不同模式。而本区钾玄岩可能是由板片断离所引起的。因为根据板片断离模式, 软流圈上涌引起的热脉冲将沿造山带走向形成线状侵入岩带 [70,79,80,84]。由于沿福建政和-大埔断裂带分布的二叠纪闪长岩-石英闪长岩-石英二长闪长岩-石英二长岩体 [85] 在 K_2O-SiO_2 图上也落入钾玄岩系区 (图略), 它们和琼中的钾玄质侵入岩正好构成与华南海西期构造线方向一致的线状岩带。按该模式, 推测本区后碰撞早期的构造岩浆作用过程为: 华南与印支-南海板块碰撞后, 岩石圈堆叠增厚导致俯冲板片断离 [4], 引起热软流圈上涌, 使上覆的岩石圈地幔和下地壳处于引张状态, 造成富集地幔源区 (楔形地幔) 和下地壳减压脱水熔融, 分别形成钾玄质和强过铝花岗质岩浆, 但此时中上地壳总体仍处于压缩汇聚的构造背景 [78,86], 因此, 侵位到地壳的钾玄质岩体和强过铝花岗岩体具有同构造岩体的特征。

确定后碰撞启动时间后, 进一步还可对华南与印支-南海板块的碰撞拼贴时间做出约束。由于未发现可作为直接标志的高压变质岩, 现无法直接测定其碰撞事件的时间 [87,88], 但它应晚于活动陆缘岩浆作用和早于后碰撞岩浆作用的时代。本次据钾玄质岩浆岩和强过铝花岗岩共生组合的精确年代限定了后碰撞开始的时间, 再结合前人获得的活动陆缘岩浆岩的形成时代 (见前述), 推测碰撞拼贴时代大致为 287~278 Ma, 是 Pangea 超级大陆聚合过程的一部分。

区域沉积作用也提供了与上述岩浆作用记录相一致的证据: 海南岛缺失晚二叠世地层, 而早三叠世为陆相磨拉石沉积 [89], 在青藏、中国南部和东南亚地区, 普遍发现中、晚二叠世地层呈不整合或假整合接触关系, 而且一些地方还缺失晚二叠世下部或整个晚二叠世地层 [16]。具体表现是, 两广地区出现巨厚的晚二叠世磨拉石 [14,26] 或类磨拉石建造 [90], 广东南部的上二叠统为陆相红层 [14], 华南地区盖于中二叠统浅海碳酸盐岩之上的晚二叠世龙潭组普遍为海陆交互的产煤岩系且其底部常有一层粗粒长石石英砂岩或砾岩 [14,18], 在中二叠世末期, 发生了全球规模的海退事件及与之关联的前乐平统生物集群绝灭事件 [91], 而赣闽交界地区, 中二叠世中期已开始海退

1) 林亨才, 郑声俭, 黄昌旗, 等. 1:25 万瑞金市幅区域地质调查报告. 2002. 32—60

过去认为, 一个区域性的角度不整合代表一次造山运动, 是挤压作用的标志, 据此提出中、晚二叠世之间(约 260 Ma)发生了著名的东吴构造运动(晚海西运动). 进一步的研究则证明, 不整合以上的岩层, 在大多数情况下, 并不是与碰撞作用同时的沉积物, 而是碰撞后伸展阶段或伸展后的沉积物^[16], 即区域性不整合往往明显滞后于碰撞事件, 因此沉积作用记录也表明, 本区发生过海西期造山事件, 且碰撞时间应较明显早于 260 Ma.

4.3 缝合带位置

越南的Song Ma蛇绿岩带被普遍认为代表华南板块与印支-南海板块的缝合带^[11,13,22,23], 但这一缝合带到了香葩岛与永实岛之间后, 其东延位置何在, 则由于缺乏蛇绿岩的出露而存争议^[14,23,25,92]. 我们认为, 该缝合带过北部湾后, 大致经云开大山北缘往武夷山再延入浙江. 其依据主要有: () 海南和东南沿海一带出露了较多石炭-二叠纪岩浆岩^[28,29,56,57,85,93,94], 而华南内陆则基本缺失同时期的岩浆岩^[95]. 三叠纪岩浆岩却呈面状在海南和华南较广泛分布^[24]. 这可能是由于岛弧-活动陆缘阶段的板块俯冲, 以及后碰撞阶段板片断离所引起的板片窗地区软流圈的上涌, 都只在仰冲盘产出大量岩浆岩; 而后造山阶段(三叠纪)^[29]的岩石圈拆沉或造山带垮塌引起的岩浆活动范围则大得多, 跨越缝合带. () 钦州-岑溪-罗定-云浮存在二叠纪-三叠纪构造混杂岩带^[25], 浙江青田存在晚古生代混杂堆积^[14]. () 晚二叠世桂东粤西发育前陆盆地^[15,90]. () 中二叠世中晚期-早三叠世, 赣闽交界地区大致以瑞金为界, 东、西部的沉积环境具明显差异, 特别是中二叠世中晚期西部形成深水的硅质岩以及含磷、铁锰、硅质结核的含炭质泥页岩建造; 而东部形成海陆交互相含煤细碎屑岩建造¹⁾. () 闽浙交界地区获得了大量晚古生代-早中生代的热事件同位素年龄, 如景宁鹤溪斜长角闪岩测得锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为(252±5) Ma^[96]. () 福建地区^[85,97]和海南岛地区^[29]二叠纪及三叠纪幔源岩石普遍源自EMII型富集地幔, 源区遭受过与古俯冲带有关的交代富集, 与华南内陆三叠纪幔源岩石为亏损型或OIB型^[98,99]的特点显然不同; 东南沿海和海南

海西-印支期花岗岩的Sr-Nd同位素组成也与缝合带以西的华南内陆印支期花岗岩不一样, 前者 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 较高(一般>-10) I_{Sr} 较低(一般<0.715)而后者 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 较低(<-10.5) I_{Sr} 较高(一般>0.715)²⁾^[100](谢才富等, 未刊). () 华南和海南岛海西-印支期构造层的构造线走向为北东东~北东向, 与我们主张的缝合带走向一致. () 虽然华南-海南三叠纪花岗岩总体上呈面状分布, 出露较分散, 但自广西东南穿越广东中部和江西南部达福建西北部, 却由十万大山-大容山、那蓬、广宁、贵东、五里亭、白面石、隘高、富城、真峰顶、玮埔等岩体断续出露构成一条宽约 70~110 km, 长度大于 1450 km 的三叠纪北东向花岗岩带. 且该岩带中的岩体多为北东-北东东向长条状, 与该岩带两侧三叠纪侵入岩体多为浑园状明显不同. 该花岗岩带与缝合带位置相近, 可能受后者控制.

致谢 陈斌教授, 杨进辉研究员及一位匿名审稿专家提出的建设性修改意见对提高本文质量起到了重要作用. 本文写作前与李献华研究员进行了富有启发的讨论, 吴福元研究员对初稿提出了修改建议. 符策锐, 谢盛智, 徐德明和王晓地参加了部分野外工作. 锆石 SHRIMP U-Pb 分析得到万渝生研究员的指导以及刘敦一研究员、陶华工程师、刘云华、杨之青和张玉海高级工程师的帮助, 在此一并表示感谢. 本工作受国土资源大调查项目(批准号: 200013000127, 200113900018, 200313000041)、国家自然科学基金(批准号: 40572053, 40373014)、南京大学内生金属矿床成矿作用国家重点实验室开放基金、湖北省新世纪高层次人才工程基金资助.

参 考 文 献

- 1 Nelson K D. Are crustal thickness variations in old mountain belts like the Appalachians a consequence of lithospheric delamination? *Geology*, 1992, 20: 498—502[DOI]
- 2 Bonin B, Azzouni-Sekkal A, Bussy F, et al. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos*, 1998, 45: 45—70[DOI]
- 3 Lustrino M. Phanerozoic geodynamic evolution of the circum-Italian realm. *Int Geol Rev*, 2000, 42: 724—757
- 4 Bonin B. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*, 2004, 78: 1—24[DOI]
- 5 Hong D W, Zhang J S, Wang T, et al. Continental crustal growth

1) 谢才富, 朱金初, 丁式江, 等. 海南岛晚二叠世-中三叠世镁铁质-超镁铁质侵入岩: 后碰撞阶段岩石圈减薄的证据. 见: 全国岩石学与地球动力学研讨会论文摘要. 海口, 2004. 289—290

- 2) 续海金, 马昌前, 钟玉芳, 等. 湖南桃江、大神山花岗岩的锆石 SHRIMP 定年: 扬子与华夏拼合的时间下限. 见: 全国岩石学与地球动力学研讨会论文摘要. 海口, 2004. 312—314
- and the supercontinental cycle: evidence from the Central Asian Orogenic Belt. *J Asian Earth Sci*, 2004, 23: 799—813[DOI]
- 6 Lorenz V, and Nicholls I A. Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the late Paleozoic. *Tectonophysics*, 1984, 107: 25—56[DOI]
- 7 Giovanni M, Dennis V K, Eduardo G, et al. Early Permian Pangea 'B' to Late Permian Pangea 'A'. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 215: 379—394[DOI]
- 8 Veevers J J. Gondwanaland from 650—500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185—100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. *Earth Sci Rev*, 2004, 68: 1—132[DOI]
- 9 Matte P. Variscides between the Appalachians and the Urals: similarities and differences between Paleozoic subduction and collision belts. *Spec Pap Geol Soc Am*, 2002, 364: 239—251
- 10 Metcalfe I. Late Palaeozoic and Mesozoic paleogeography of eastern Pangea and Tethys. In: Embry A F, Beauchamp B, Glass D J, eds. *Pangea: Global Environments and Resources*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, 1994, 17: 97—111
- 11 Metcalfe I. Gondwana dispersion and Asian Accretion: an overview. In: Metcalfe I, ed. *Gondwana Dispersion and Asian Accretion: IGCP 321 Final Results Volume*. Rotterdam, Netherlands: Balkema Publications, 1999. 9—28
- 12 Hutchison C S. *Geological Evolution of SE Asia*. Oxford: Oxford University Press, 1989. 1—138
- 13 Carter A, Roques D, Bristow C, et al. Understanding Mesozoic accretion in southeast Asian: Significance of Triassic thermotectonism (Indosinian orogeny) in Vietnam. *Geology*, 2001, 29: 211—214[DOI]
- 14 马文璞. 华南陆域内古特提斯形迹、二叠纪造山作用和互换构造域的东延. *地质科学*, 1996, 31(2): 105—113
- 15 张宁, 夏文臣. 华南晚古生代硅质岩时空分布及再扩张残留海槽演化. *地球科学*, 1998, 23(5): 480—486
- 16 任纪舜, 王作勋, 陈炳蔚, 等. 从全球看中国大地构造——中国及邻区大地构造图简要说明. 北京: 地质出版社, 1999. 1—50
- 17 黄汲清, 陈炳蔚. 中国及邻区特提斯海的演化. 北京: 地质出版社, 1987. 18—20
- 18 胡世忠. 论东吴构造事件与二叠系分统界线问题. *地层学杂志*, 1994, 18(4): 309—315
- 19 Hsü K J, Li J L, Chen H H, et al. Tectonics of South China: key to understanding West Pacific geology. *Tectonophysics*, 1990, 183: 9—39[DOI]
- 20 陈海泓, 孙枢, 李继亮, 等. 华南早三叠世的古地磁学与大地构造. *地质科学*, 1994, 29(1): 1—9
- 21 殷鸿福, 吴顺宝, 杜远生, 等. 华南是特提斯多岛洋体系的一部分. *地球科学*, 1999, 24(1): 1—12
- 22 Lan C Y, Chung S L, Shen J S, et al. Geochemical and Sr-Nd isotope characteristic of granitic rocks from northern Vietnam. *J Asian Earth Sci*, 2000, 18: 267—280[DOI]
- 23 Li X H, Zhou H W, Chung S L, et al. Geochemical and Sm-Nd isotopic characteristics of metabasites from central Hainan Island, South China and their tectonic significance. *Isl Arc*, 2002, 11: 193—205[DOI]
- 24 周新民. 对华南花岗岩研究的若干思考. *高校地质学报*, 2003, 9(4): 556—565
- 25 张伯友, 石满全, 杨树锋, 等. 古特提斯造山带在华南两广交界处的新证据. *地质论评*, 1995, 41(1): 1—6
- 26 吴浩若, 邝国敦, 王忠诚. 志留纪以来的云开地块. *古地理学报*, 2001, 3(3): 32—40
- 27 王德滋. 华南花岗岩研究的回顾与展望. *高校地质学报*, 2004, 10(3): 305—314
- 28 马大铨, 赵子杰, 等. 海南岛花岗岩类. 见: 汪啸风, 马大铨, 蒋大海主编. *海南岛地质(二)*. 北京: 地质出版社, 1991. 1—167
- 29 谢才富, 朱金初, 赵子杰, 等. 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. *高校地质学报*, 2005, 11(1): 47—57
- 30 Morrison G W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 1980, 13: 97—108
- 31 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学, 等. 中国大陆根-柱构造——大陆动力学的钥匙. 北京: 地质出版社, 1996. 1—110
- 32 Foley S F, Peccerillo A. Potassic and ultrapotassic magmas and their origin. *Lithos*, 1992, 28: 181—185[DOI]
- 33 Müller D, Groves D I. Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-copper Mineralization. Berlin: Springer-Verlag, 1995. 1—144
- 34 谢才富. 同构造花岗岩的一种显微构造标记. *岩石矿物学杂志*, 2002, 21(2): 179—185
- 35 Peccerillo A, Taylor S R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib Mineral Petr*, 1976, 58: 63—81
- 36 Middlemost E A K. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Sci Rev*, 1994, 37: 215—224[DOI]
- 37 Irvine T N and Baragar W R A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can J Earth Sci*, 1971, 8: 523—548
- 38 Middlemost E A K. *Magmas and Magmatic Rocks*. London: Longman, 1985. 1—266
- 39 Turner S, Arnaud N, Liu J, et al. Post-collisional, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *J Petrol*, 1996, 37: 45—71
- 40 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42: 313—345
- 41 Hanchar J M, Millar C F. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: implications for interpretation of complex crustal histories. *Chem Geol*, 1993, 110: 1—13[DOI]
- 42 Williams I S, Claesson S. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the central Highlands of Scotland. *J Metamorphic Geol*, 1990, 8: 1—15

- neisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides, II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contrib Mineral Petr*, 1987, 97: 205—217[DOI]
- 43 Wysoczanski R J, Allibone A H. Age, correlation, and provenance of the Neoproterozoic Skelton Group, Antarctica: Grenville age detritus on the margin of East Antarctica. *J Geol*, 2004, 112: 401—416
- 44 陈道公, Deloule E, 倪涛. 大别地体新店榴辉岩变质锆石 U-Pb 年龄和氧同位素研究. *中国科学, D 辑*, 2005, 35(8): 691—699[摘要]
- 45 Eklund O, Konopelko D, Rytanen H, et al. 1.8Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield. *Lithos*, 1998, 45: 87—108[DOI]
- 46 Feldstein S N, Lange R A. Pliocene potassic magmas from the Kings River region, Sierra Nevada, California: evidences for melting of a subduction-modified mantle. *J Petrol*, 1999, 40: 1301—1320[DOI]
- 47 Janoušek V, Bowes D R, Rogers G, et al. Modelling diverse processes in the petrogenesis of a composite batholith: the Central Bohemian Pluton, Central European Hercynides. *J Petrol*, 2000, 41: 511—543[DOI]
- 48 López-Moro F J, López-Plaza M. Monzonitic series from the Variscan Tormes Dome (Central Iberian Zone): petrogenetic evolution from monzogabbro to granite magmas. *Lithos*, 2004, 72: 19—44[DOI]
- 49 李献华, 周汉文, 刘颖, 等. 桂东南钾玄质侵入岩带及其岩石学和地球化学特征. *科学通报*, 1999, 44(18): 1992—1998
- 50 Beard J S, Lofgren G E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6.9 kb. *J Petrol*, 1991, 32: 365—401
- 51 Zinder A, Hart S R. Chemical geodynamics. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 1986, 14: 493—573[DOI]
- 52 Tommasini S, Poli G, Halliday A N. The role of sediment subduction and crustal growth in Hercynian plutonism: isotopic and trace-element evidence from the Sardinia-Corsica Batholith. *J Petrol*, 1995, 36: 1305—1332
- 53 Beccaluva L, Bianchini G, Bonadiman C, et al. Coexisting anorogenic and subduction-related metasomatism in mantle xenoliths from the Betic Cordillera (southern Spain). *Lithos*, 2004, 75: 67—87[DOI]
- 54 李曙光, 陈移之, 张宗清, 等. 北秦岭拉班庙苏长辉长岩的痕量元素和 Sr, Nd 同位素地球化学. *地质学报*, 1993, 67(4): 310—322
- 55 李曙光, 聂永红, Emil J, 等. 大别山俯冲陆壳的再循环—地球化学证据. *中国科学, D 辑*, 1997, 27(5): 412—418
- 56 王尔康, 刘聪. 闽西南—粤东北晚古生代的火山作用. 见: 李继亮主编. *东南大陆岩石圈结构与地质演化*. 北京: 冶金工业出版社, 1993. 178—186
- 57 高天钧, 王振民, 吴克隆, 等. 台湾海峡及其周边地区构造岩浆演化与成矿作用. 北京: 地质出版社, 1999. 72—74
- 58 Uyeda S. Subduction zones: an introduction to comparative subductogoy. *Tectonophysics*, 1982, 81: 133—159[DOI]
- 59 凌洪飞, 蒋少涌. 放射性同位素地球化学. 见: 陈骏, 王鹤年主编. *地球化学*. 北京: 科学出版社, 2004. 165
- 60 Furman T, Graham D. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos*, 1999, 48: 237—262[DOI]
- 61 Yang J H, Chung S L, Zhai M G, et al. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of mafic dikes from the Jiaodong peninsula, China: evidence for vein-plus-peridotite melting in the lithospheric mantle. *Lithos*, 2004, 73: 145—160[DOI]
- 62 Green T H. Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis Sedona 16 years later. *Chem Geol*, 1994, 117: 1—36[DOI]
- 63 Glaser S M, Foley S F, Günther D. Trace element compositions of minerals in garnet and spinel peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Transbaikalia, eastern Siberia. *Lithos*, 1999, 48: 263—285[DOI]
- 64 葛小月, 李献华, 陈志刚, 等. 中国东部燕山期高 Sr/低 Y 型中酸性火成岩的地球化学特征及成因: 对中国东部地壳厚度的制约. *科学通报*, 2002, 47(22): 474—480]
- 65 吴福元, 葛文春, 孙德有. 埃达克岩的概念、识别标志及其地质意义. 见: 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨主编. *花岗岩研究思维与方法*. 北京: 地质出版社, 2002. 172—191
- 66 Wendlandt R F, Eggler D H. The origins of potassic magmas. *Am J Sci*, 1980, 280: 421—45
- 67 Olafsson M, Eggler D H. Phase relations of amphibole, amphibole-carbonate, and phlogopite-carbonate peridotite. *Earth Planet Sci Lett*, 1983, 64: 305—315[DOI]
- 68 Li X H, Chung S L, Zhou H W, et al. Jurassic intraplate magmatism in southern Hunan-eastern Guangxi: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, geochemistry, Sr-Nd isotopes and implications for the tectonic evolution of SE China. In: Malpas J, Fletcher C J N, Ali J R, et al., eds. *Aspects of the Tectonic Evolution of China*. *Geol Soc, London, Spec Publ*, 2004, 226: 193—215
- 69 夏萍, 徐义刚. 滇西岩石圈地幔域分区和富集机制: 新生代两类超钾质火山岩的对比研究. *中国科学, D 辑*, 2004, 34(12): 1118—1128[摘要]
- 70 Yang J H, Chung S L, Wilde S A, et al. Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: geochronological, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence. *Chem Geol*, 2005, 214: 99—125[DOI]
- 71 Duchesne J C, Berza T, Liégeois J P, et al. Shoshonitic liquid line of descent from diorite to granite: the Late Precambrian post-collisional Tismana pluton (South Carpathians, Romania). *Lithos*, 1998, 45: 281—303[DOI]
- 72 Ajaji T, Weis D, Giret A, et al. Coeval potassic and sodic calc-alkaline series in the post-collisional Hercynian Tanncherfi intrusive complex, northeastern Morocco: geochemical, isotopic and geochronological evidence. *Lithos*, 1998, 45: 371—393[DOI]
- 73 Väisänen M, Mänttari I, Kriegsman L M, et al. Tectonic setting of post-collisional magmatism in the Palaeoproterozoic Svecofennian Orogen, SW Finland. *Lithos*, 2000, 54: 63—81[DOI]
- 74 Williams H M, Turner S P, Pearce J A, et al. Nature of the source regions for post-collisional, potassic magmatism in southern and northern Tibet from geochemical variations and inverse trace ele-

- ment modeling. *J Petrol*, 2004, 45(3): 555—607[DOI]
- 75 Venturelli G, Thorpe R S, Dal Piaz G V, et al. Petrogenesis of calc-alkaline, shoshonitic and associated ultrapotassic Oligocene volcanic rocks from the North-western Alps, Italy. *Contrib Mineral Petr*, 1984, 86: 209—220[DOI]
- 76 Küster D, Harms U. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos*, 1998, 45: 177—196
- 77 Sylvester P J. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 1998, 45: 29—44[DOI]
- 78 Liégeois J P, Naves J, Hertogen J, et al. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*, 1998, 45: 1—28[DOI]
- 79 Davis J H, Blackenour von F. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogenics. *Earth Planet Sci Lett*, 1995, 129: 327—343
- 80 Chen J F, Xie Z, Li H M, et al. U-Pb zircon ages for a collision-related K-rich complex at Shidao in the Sulu ultrahigh pressure terrane, China. *Geochem J*, 2003, 37: 35—46
- 81 England P C, Houseman G A. Extension during continental convergence, with application to the Tibetan plateau. *J Geophys Res*, 1989, 94: 17561—17579
- 82 Black R, Liégeois J P. Cratons, mobiles, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *J Geol Soc London*, 1993, 150: 89—98
- 83 Deng W M. Cenozoic volcanism and intraplate subduction in northern margin of the Tibetan plateau. *Chin J Geochem*, 1991, 10(2): 140—152
- 84 Atherton M P, Ghani A A. Slab breakoff: a model for Caledonian, late granite syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos*, 2002, 62: 65—85[DOI]
- 85 郑声俭, 严炳铨, 黄泉祯. 福建省侵入岩岩石谱系单位划分. 厦门: 厦门大学出版社, 2000. 1—224
- 86 潘桂棠, 王培生, 徐耀荣, 等. 青藏高原新生代构造演化. 北京: 地质出版社, 1990. 32—68
- 87 Liégeois J P. Preface-Some words on the post-collisional magmatism. *Lithos*, 1998, 45: XV—XVII
- 88 李继亮, 孙枢, 郝杰, 等. 碰撞造山带的碰撞事件时限的确定. *岩石学报*, 1999, 15(2): 315—320
- 89 汪啸风, 马大铨, 蒋大海, 等. 海南岛地质(一): 地层古生物. 北京: 地质出版社, 1992. 131—192
- 90 张岳桥. 广西十万大山前陆冲断推覆构造. *现代地质*, 1999, 13(2): 150—156
- 91 Jin Y G. The pre-Lopingian benthos crisis. *Compte Rendu, XII ICCP, Buenos Aires*, 1993, 2: 269—278
- 92 刘本培. 华南地区海西—印支阶段构造古地理格局. 见: 王鸿祯等编. 华南地区古大陆边缘构造史. 北京: 中国地质大学出版社, 1986. 65—77
- 93 王德滋, 刘昌实. 中国东南部沿海海西-印支旋回花岗岩类的分布规律及其成因. *岩石学报*, 1986, 2(4): 1—13
- 94 王振民, 王林森, 江美珍, 等. 台湾省花莲县溪畔海西期片麻状花岗岩. *中国区域地质*, 1997, 16(3): 329—334
- 95 邓希光, 陈志刚, 李献华, 等. 桂东南地区大容山——十万大山花岗岩带 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年. *地质论评*, 2004, 50(4): 426—432
- 96 陈多福, 李献华, 潘晶铭, 等. 浙江景宁鹤溪斜长角闪岩变质新生锆石特征、离子探针(SHRIMP)U-Pb 年龄及地质意义. *矿物学报*, 1998, 18(4): 396—400
- 97 Wang Q, Li J W, Jian P, et al. Alkaline syenites in eastern Cathaysia (South China): link to Permian-Triassic transtension. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 230: 339—354
- 98 郭锋, 范蔚茗, 林舸, 等. 湖南道县辉长岩包体的年代学研究及成因探讨. *科学通报*, 1997, 42(15): 1661—1664
- 99 邱检生, McInnes B I A, 徐夕生, 等. 赣南大吉山五里亭岩体的锆石 ELA-ICP-MS 定年及其与钨成矿关系的新认识. *地质论评*, 2004, 50(2): 125—133
- 100 雷裕红, 丁式江, 马昌前, 等. 海南岛地壳生长和基底性质的 Nd 同位素制约. *地质科学*, 2005, 40(3): 439—456

(2006-01-23 收稿, 2006-04-11 接受)