

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

广西花山复式花岗岩体成因的 锶、钕和氧同位素研究*

朱金初 李向东 沈渭洲

(南京大学地球科学系)

王银喜 杨杰东

(南京大学现代分析中心)



对广西花山复式花岗岩体进行了锶、钕和氧同位素的系统研究。结合地质学、岩石学和地球化学资料,认为花山复式岩体 3 个阶段的花岗岩类不是同一个母岩浆分异演化的产物,而是由不同时代、不同成因和不同物质来源组成的杂岩体:其中第一阶段为印支期壳-幔混合源同熔型或 I 型,第二阶段为燕山早期壳-幔混合源同熔型或 I 型,第三阶段为燕山晚期地壳来源改造型或 S 型。

采用同位素示踪方法研究花岗岩类的物质来源及其形成机制,已日益引起国内广大研究人员浓厚的兴趣^[1-3]。但由于地质作用的复杂性以及同位素数据的解释还存在着某种程度的不确定性,采用单一同位素研究花岗岩类的成因往往不能获得预期的效果。因而已有一些研究人员^[4-6]采用钕、锶、氧等同位素综合示踪花岗岩类的成因与演化,取得了令人满意的结果。笔者在对花山复式岩体进行详细的地质与地球化学研究^[7]的基础上,采用锶、钕和氧同位素综合示踪方法研究该复式岩体的物质来源及其形成机制,获得了一些新的认识。

一、岩体地质特征

花山复式花岗岩体位于广西东北部钟山、平乐和恭城 3 县交界处。它包括印支期牛庙岩体与同安岩体,燕山早期花山主体和燕山晚期细粒花岗岩(含锡美华岩体和不含锡银屏岩体)(图 1),出露面积在 600 km² 以上。花山复式岩体的大地构造位置属华南加里东褶皱带南岭东西向构造带的西段。

岩体周围出露的加里东褶皱基底由寒武-奥陶纪浅变质岩组成。不整合覆盖于其上的沉积盖层由泥盆系、石炭系和二迭系组成。由于岩浆侵位的影响,直接与岩体相接触的寒武-奥陶系不仅发生强烈变形(如泥盆系产状变陡),而且产生广泛的热接触变质,如大理岩化、夕卡岩化与角岩化等。

* 本文为国家自然科学基金资助项目。

本文 1988 年 3 月收到,1989 年 1 月改回,周健编辑。

根据野外地质观察及岩石学、岩石化学、微量元素、稀土元素等资料的对比研究(表1),花山复式岩体由3个期次的花岗岩体组成。

第一期为印支期牛庙石英二长闪长岩体和同安石英二长岩体。其中牛庙岩体位于花山复式岩体东南缘,分相清楚:边缘相中暗色矿物以辉石和黑云母为主,角闪石少见;过渡相中暗色矿物以角闪石为主,辉石极少见。同安岩体位于复式岩体西侧,暗色矿物以角闪石和黑云母为主,辉石极少见。上述两个岩体中都含有较多的闪长质与辉长质包体。

第二期为燕山早期花山黑云母花岗岩,它组成复式岩体的主体。据野外观察,可分为两个相带:边缘相为角闪石黑云母花岗岩,以含角闪石为特征;过渡相为黑云母花岗岩,以出现少量白云母和角闪石极少见为特征。

表1 广西花山复式岩体岩石学、岩石化学和地球化学特征简表
Table 1 Petrological, petrochemical and geochemical characteristics
of Huashan composite granite body

对比项目	印 支 期		燕山早期花山岩体		燕山晚期美华和银屏岩体
	牛庙岩体	同安岩体	边缘相	过渡相	
产 状	岩株	岩株	岩 基		岩株、岩枝、岩脉
岩 性	石英二长闪长岩	石英二长岩	角闪黑云母花岗岩	黑云母花岗岩	细粒花岗岩
暗色矿物组合	角闪石、黑云母、普通辉石、斜方辉石	角闪石、黑云母	黑云母、角闪石	黑云母(±白云母)	黑云母、白云母
黑云母类型	镁质黑云母	铁质黑云母	铁质黑云母	铁质黑云母	铁叶云母
斜长石 (An)	30—45	25—30	20—27	15—20	<10
副矿物	磁铁矿、钛铁矿、锆石、磷灰石、榍石	磁铁矿、钛铁矿、锆石、磷灰石、榍石	磁铁矿、钛铁矿、榍石、磷灰石、锆石、萤石	磁铁矿、钛铁矿、磷灰石、锆石、榍石、萤石、电气石	磁铁矿、钛铁矿、独居石、磷钇矿、锆石、磷灰石、电气石、萤石、硅铈石、锡石
SiO ₂	61.68 (2)	63.34 (3)	71.43 (6)	72.23 (8)	76.09 (6)
TiO ₂	1.03 (2)	0.76 (3)	0.22 (6)	0.23 (8)	0.06 (6)
Al ₂ O ₃	15.34 (2)	15.39 (3)	14.15 (6)	13.64 (8)	12.87 (6)
Fe ₂ O ₃	2.0 (2)	2.07 (3)	0.84 (6)	0.90 (8)	0.63 (6)
FeO	3.86 (2)	3.97 (3)	1.89 (6)	1.84 (8)	0.75 (6)
MnO	0.06 (2)	0.09 (3)	0.05 (6)	0.05 (8)	0.03 (6)
MgO	2.49 (2)	1.82 (3)	0.39 (6)	0.38 (8)	0.09 (6)
CaO	5.07 (2)	3.06 (3)	1.35 (6)	1.24 (8)	0.63 (6)
Na ₂ O	3.52 (2)	3.55 (3)	3.42 (6)	3.29 (8)	3.50 (6)
K ₂ O	3.97 (2)	5.26 (3)	5.75 (6)	5.45 (8)	4.62 (6)
P ₂ O ₅	0.23 (2)	0.29 (3)	0.11 (6)	0.12 (8)	0.05 (6)
H ₂ O	0.16 (2)	0.30 (3)	0.22 (6)	0.24 (8)	0.24 (6)
ΣREE	310.2 (1)	372.9 (1)	404.7 (4)	281.5 (2)	243.0 (2)
LREE/HREE	4.94 (1)	5.15 (1)	5.23 (4)	2.35 (2)	0.84 (2)
δEu	0.71 (1)	0.63 (1)	0.38 (4)	0.31 (2)	0.14 (2)
Rb/Sr	0.43 (1)	0.84 (2)	2.8 (3)	4.2 (4)	33.5 (4)
Sm/Nd	0.190 (1)	0.190 (1)	0.180 (3)	0.217 (1)	0.280 (4)

注: 括号内数字代表样品数。

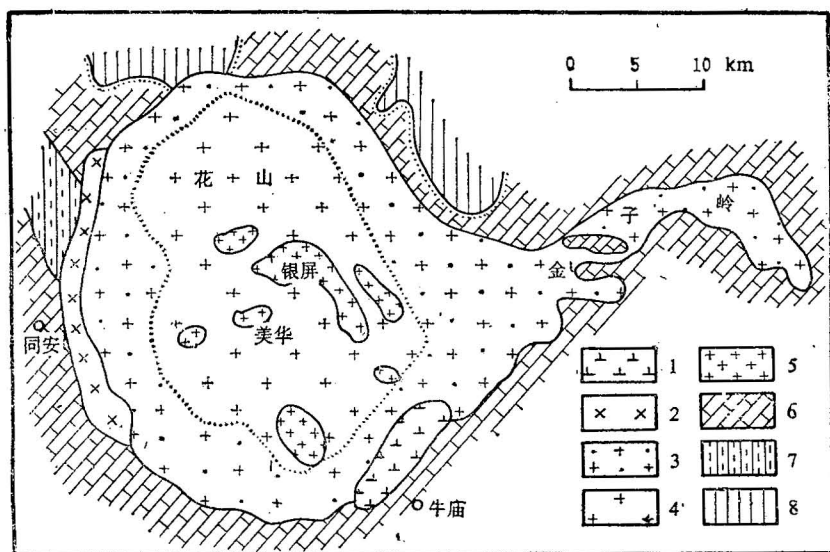


图1 广西花山复式花岗岩体地质略图

Fig. 1 Geological sketch map of Huashan composite granite body

1. 石英二长闪长岩; 2. 石英二长岩; 3. 角闪黑云母花岗岩; 4. 黑云母花岗岩; 5. 细粒花岗岩;
6. 泥盆纪灰岩、砂页岩; 7. 石炭纪灰岩夹页岩; 8. 寒武-奥陶纪浅变质岩

第三期为燕山晚期美华与银屏细粒花岗岩。它们呈岩株、岩枝及岩脉状侵入于主体的中心部分。其中美华岩体与锡矿化关系极为密切。细粒花岗岩中常见直径十几至几十厘米的伟晶岩束状体以及直径十几厘米的富电气石团块, 局部地段见含锡伟晶岩、石英脉和云英岩。

二、样品及分析方法

样品是在野外采集的各种新鲜样经严格的室内鉴定后选取的。铷、铈、钕、钆同位素分析采用 Teflon 高压密闭熔样法和阳离子交换技术。用第一根交换柱使样品中铷、铈、稀土与主要元素相分离。用第二根交换柱使钕、钆进一步分离。第二根交换柱的分离流程是在 O. Eugster 等^[8]和 Bor-Ming Jahn 等^[9]提出的方法基础上作了某些改进。钕、钆淋洗剂采用 0.2 mol 的 α -羟基异丁酸 ($\text{pH} = 4.43$)。钕、铈全流程本底分别为 $5-7 \times 10^{-11} \text{g}$ 和 $1-2 \times 10^{-9} \text{g}$ 。样品的铷、铈、钕、钆同位素组成是用 VG-354 质谱计测定。化学分离与质谱测定均在南京大学现代分析中心同位素质谱室完成。钕同位素比值的测定以 $^{146}\text{Nd}/^{142}\text{Nd} = 0.636151$ 为标准化值。对 BCR-1 测定的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511870 \pm 6(2\sigma)$ 。对铈同位素标准 NBS987 测定的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71022 \pm 4(2\sigma)$ 。样品的初始钕、铈同位素组成采用 $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ 和 $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$ ^[10] 表示:

$$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{s}}^{\text{T}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}^{\text{T}}} - 1 \right] \times 10^4 \dots \dots \dots (1)$$

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{s}}^{\text{T}} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{s}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{s}}(e^{\lambda_{\text{Sm}}\text{T}} - 1) \dots \dots \dots (2)$$

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}^{\text{T}} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}(e^{\lambda_{\text{Sm}}\text{T}} - 1) \dots \dots (3)$$

$$\epsilon_{\text{Sr}}(T) = \left[\frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_S^T}{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}}^T} - 1 \right] \times 10^4 \dots \dots \dots (4)$$

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_S^T = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_S - (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_S (e^{\lambda_{\text{Rb}}T} - 1) \dots \dots \dots (5)$$

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}}^T = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}} - (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}} (e^{\lambda_{\text{Rb}}T} - 1) \dots \dots \dots (6)$$

式中: T 代表岩石结晶年龄; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_S$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_S$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_S$ 和 $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_S$ 为样品的现今测定值; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.511847$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}} = 0.7045$, $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}} = 0.0827$; $\lambda_{\text{Rb}} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ 年}^{-1}$,

$$\lambda_{\text{Sm}} = 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}.$$

氧同位素分析采用石英或全岩与 BrF_3 在 500°C 温度条件下反应 12h, 提取的氟气与热石墨碳棒反应以定量生成 CO_2 。收集的 CO_2 样品送上海测试技术研究所用 MAT-251 质谱计测定。氧同位素制样是在南京大学地球科学系中心实验室完成。样品的氧同位素组成以 $\delta^{18}\text{O}$ 值表示:

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{样品}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMDW}}} - 1 \right] \times 10^3 \dots \dots \dots (7)$$

$\delta^{18}\text{O}$ 的测定误差小于 0.2‰ 。

三、分析结果

1. 铷、锶同位素组成

花山复式花岗岩体侵入的最新地层为上泥盆统, 缺乏能确定岩体侵入时代的确切地层学证据。因此为确切查明岩体的形成时代, 笔者在复式岩体的不同部位共选择 19 个样品作铷、锶同位素分析。所有分析结果列于表 2 和图 2、3、4。由这些图表可知, 第一期牛庙-同安岩体的全岩 Rb-Sr 等时年龄为 $210.5 \pm 0.8\text{Ma}$, 与苏联科学院测定的 K-Ar 年龄 $202\text{Ma}^{1)}$ 相吻合。第二期花山主体的全岩 Rb-Sr 等时年龄为 $164.7 \pm 6.8\text{Ma}$, 与已

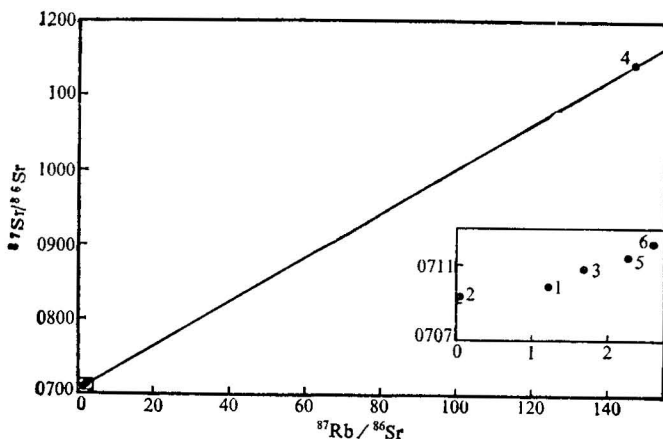


图 2 广西牛庙-同安岩体 Rb-Sr 等时线图

Fig. 2 Rb-Sr isochron diagram of Niuniao and Tongan bodies

1) 广西地质局, 1965, 贺县幅 1:20 万地质图说明书。

表 2 广西花山复式岩体 Rb-Sr 同位素分析结果

Table 2 Rb-Sr isotope data of Huashan composite granite body

侵入期	岩体	序号	样号	岩 性	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	等时线参数
印 支 期	牛庙	1	II-1	石英二长闪长岩	201.2	471.6	0.70993	1.2355	T = 210.5±0.8Ma I. R. = 0.70597±97 r = 0.99997
		2	II-1	楣石	10.6	94.7	0.70948	0.3193	
		3	II-1	长石	419.3	719.0	0.71083	1.6596	
		4	II-1	黑云母	833.8	16.9	1.14544	146.8160	
	同安	5	I-7	石英二长岩	270.1	343.4	0.71153	2.2788	
		6	I-6	石英二长岩	288.0	322.0	0.71222	2.5908	
燕 山 早 期	花山主体	7	I-3	角闪黑云母花岗岩	378.1	164.4	0.72261	6.6686	T = 164.7±6.8Ma I. R. = 0.70703±79 r = 0.99647
		8	II-2	角闪黑云母花岗岩	355.4	135.2	0.72449	7.6234	
		9	I-1	黑云母花岗岩	467.5	148.6	0.72921	9.1326	
		10	II-6-3	黑云母花岗岩	391.5	122.0	0.72944	9.3148	
		11	I-5	角闪黑云母花岗岩	400.8	112.6	0.73103	10.3289	
		12	I-5	长石	310.4	68.6	0.73593	12.9134	
		13	II-4	黑云母花岗岩	498.3	100.7	0.74023	14.3698	
		14	II-8	黑云母花岗岩	471.8	87.5	0.74376	15.6363	
燕 山 晚 期	美华	15	II-5	细粒花岗岩	331.5	21.4	0.79797	45.2226	T = 129.1±2.8Ma I. R. = 0.71663±412 r = 0.99976
		16	II-6-2	细粒花岗岩	535.3	19.4	0.86835	81.3728	
		17	II-7	细粒花岗岩	637.3	12.6	0.99180	150.4738	
	银屏	18	III-4	细粒花岗岩	612.1	15.2	0.95356	119.7188	T = 121.2Ma I. R. = 0.73033
		19	III-4	长石	139.7	39.8	0.74091	10.0172	

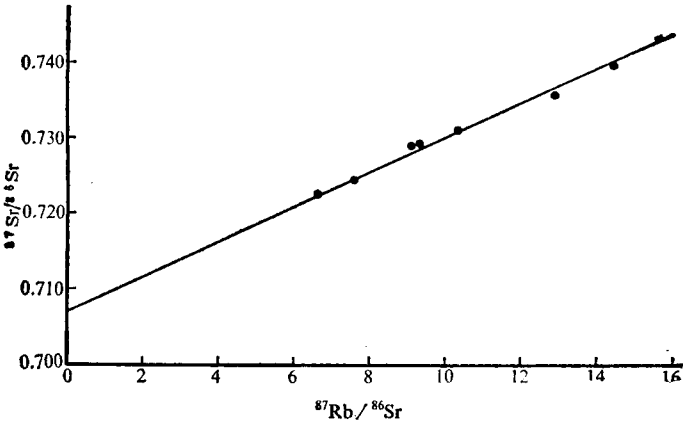


图 3 广西花山主岩体 Rb-Sr 等时线图

Fig. 3 Rb-Sr isochron diagram of the Huashan main-body granite

有的 K-Ar 年龄 168Ma^[11] 是一致的。上述等时线相关性好, 而且全岩及单矿物数据点位于同一条等时线上。这说明后期细粒花岗岩体的侵入并没有使早期花岗岩体的 Rb-Sr 同位素体系发生扰动, 因而可以把上述等时年龄解释为岩浆定位年龄或结晶年龄。

第三期细粒花岗岩共分析 5 个样品, 其中美华岩体为 3 个全岩样, 银屏岩体为 1 个

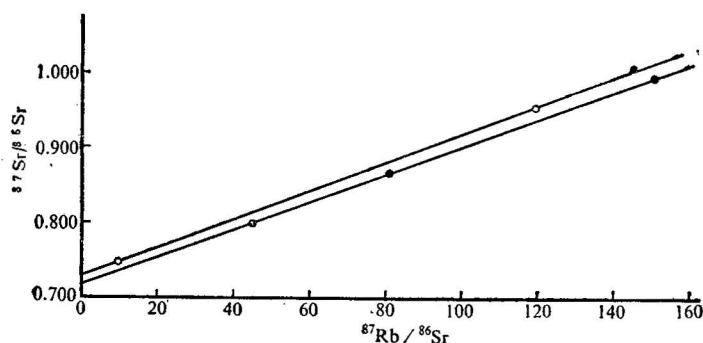


图4 广西美华(下)和银屏(上)岩体 Rb-Sr 等时线图

Fig. 4 Rb-Sr isochron diagrams of Meihua and Yinping granites

全岩样及该样品中一个长石单矿物样。如果将这 5 个点进行等时线拟合, 获得的年龄为 121.6Ma, 相关系数为 0.9964。根据这一年龄值计算每个点的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 时, 发现该值变化较大 (0.7459—0.7195), 说明这两个岩体可能不是同源的。加之美华岩体和银屏岩体在含锡特征、稀土元素与微量元素组成方面有较大的区别(前者含锡、贫稀土, 后者不含锡、富稀土), 故对这两个岩体的 Rb-Sr 数据分别进行处理。如表 2 所示, 美华岩体的年龄为 $129.1 \pm 2.8 \text{ Ma}$, 银屏岩体的参考等时年龄为 121.2Ma。这些年龄值与我们在 1966 年测定的 K-Ar 年龄 $123.1\text{Ma}^{1)}$ 相吻合。因此我们认为本区第三期细粒花岗岩为燕山晚期岩浆活动的产物。

由于复式岩体中 3 个岩体彼此间在形成时间上的间隔较大, 而且它们的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 差异明显, 因而它们不可能是同一母岩浆分异演化的产物, 而可能分别由独立的岩浆演化形成的。

牛庙-同安岩体的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.70597, 花山主体的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.70703。在年龄-初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 相关图解上, 它们稍稍位于“玄武岩源区”^[12] 上方。说明在这两个岩体形成过程中, 幔源岩浆已受到地壳物质的混染。稍高的 Rb/Sr (分别为 0.4—0.9 与 2.3—5.4) 以及岩体中捕虏体、包体的存在亦证明了这一点。美华和银屏岩体的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 分别为 0.71663 和 0.73033, 它们靠近或在“大陆壳增长线”^[12] 上方, 加之它们又具有高的 Rb/Sr (15.5—50.6), 因而第三期细粒花岗岩的源区物质应是以地壳组分为主。

2. 钐、钕同位素组成

花山复式岩体的 Sm-Nd 同位素分析结果及计算的参数值列于表 3。从这些数据中可以看出: ①牛庙-同安岩体与花山主体的 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.1043—0.1323) 很相似, 但与美华、银屏岩体 (0.1537—0.1784) 相差明显; ②计算的 $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ 值, 牛庙-同安岩体与花山主体十分相似 (—2.3——3.2), 但与美华、银屏岩体 (—4.4——5.0) 区别明显。这些差异和上述锶同位素组成的区别一样, 都反映它们具有不同的物质来源: 前者因具有较高的 $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ 值, 反映源区物质中以地幔组分为主, 后者因具有较低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ 值, 因而其源区

1) 南京大学地质系, 1965, 华南花岗岩研究报告。

表 3 广西花山复式岩体的 Sm-Nd 同位素分析结果及 Nd、Sr 同位素参数
Table 3 Sm-Nd isotope data and Nd, Sr isotope parameters of Huashan composite granite body

侵入期	岩体	样号	岩 性	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	年龄 (Ha)	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$	$T_{\text{CHUR}}(\text{Ma})$	$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$
印支期	牛庙同安	II-1	石英二长闪长岩	9.5	49.8	0.1152	0.511610	211	-2.4	28	444	1158
		I-6	石英二长岩	9.1	49.3	0.1112	0.511612		-2.3	3	420	1110
燕山早期	花山	I-3	角闪黑云母花岗岩	6.0	33.7	0.1110	0.511609	165	-2.5	38	424	1113
		I-5	角闪黑云母花岗岩	8.3	43.6	0.1155	0.511610		-2.9	36	446	1162
		II-2	角闪黑云母花岗岩	8.5	49.2	0.1043	0.511612		-2.6	33	388	1041
		II-4	黑云母花岗岩	7.5	34.5	0.1323	0.511614		-3.2	32	552	1393
燕山晚期	美华	II-5	细粒花岗岩	5.2	17.6	0.1784	0.511606	129	-4.4	152	2001	3227
		II-7	细粒花岗岩	6.1	24.1	0.1537	0.511553		-5.0	166	1042	2040
		II-6-2	细粒花岗岩	4.7	16.2	0.1775	0.511586		-4.8	210	2064	3231
	银屏	III-4	细粒花岗岩	9.6	34.0	0.1706	0.511602	121	-4.4	369	1428	2662

$$T_{\text{CHUR}} = \frac{1}{\lambda_{\text{Sm}}} \ln \left[1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} \right];$$

$$T_{\text{DM}} = \frac{1}{\lambda_{\text{Sm}}} \ln \left[1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}} \right], \text{ 参考文献 [10];}$$

m 代表测定值; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.512359$; $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}) = 0.2136^{[13]}$ 。

以地壳组分为主。

3. 氧同位素组成

花山复式岩体的氧同位素组成列于表 4。在印支期的牛庙与同安岩体以及燕山早期的花山主体中,由于岩性不同,全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值具有一定的变化,但变化范围都小于 1‰,因此这种变化很可能是由岩浆结晶作用引起的^[14]。如在花山主体中,较早结晶的边缘相岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 为 9.1‰,较晚结晶的过渡相岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 升高至 9.4—10.0‰。就平均值而言,牛庙 (8.6)、同安 (8.4)、花山主体 (9.5) 与美华岩体 (10.8) 的 $\delta^{18}\text{O}$ 显示出一定的区别,而且是与上述铈、钕同位素组成的差异是一致的。由于地幔来源岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 不大于 7.0—7.5‰^[16],所以牛庙、同安及花山主体较高的 $\delta^{18}\text{O}$ 同样反映它们的源岩中已含有一定数量的地壳

表 4 广西花山复式岩体的氧同位素组成

Table 4 Oxygen isotope composition of Huashan composite granite body

侵入期次	岩体	样号	岩 性	测定对象	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
印支期	牛庙同安	II-1	石英二长闪长岩	全岩	8.6 ^[15]
		I-6	石英二长岩	全岩	8.4
燕山早期	花山主体	I-5	角闪黑云母花岗岩	石英	10.6(9.1), 8.7 ^[15]
		I-1	黑云母花岗岩	全岩	10.0
		II-8	黑云母花岗岩	石英	10.9(9.4)
燕山晚期	美华	III-4	细粒花岗岩	全岩	10.2, 11.4 ^[15]

注: 括号内的值为按石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值减去 1.5‰ 调整以后的全岩值。

组分。第三期细粒花岗岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 大于 10‰, 表明它们可能主要是由富 ^{18}O 的地壳物质形成的。

上述同位素分析结果表明, 牛庙、同安与花山主体具有相似的、且都接近于地幔值的锶、钕和氧同位素组成。说明它们的源区物质以地幔组分为主, 但已有不同数量地壳组分混入, 因此属同熔型或 I 型花岗岩类。第三期细粒花岗岩因具有高的 $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 较低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ 值, 显示其源区物质以地壳组分为主, 因此归属改造型或 S 型花岗岩。

四、讨 论

1. 模式年龄

根据钕同位素两阶段演化模式提出的花岗岩的钕模式年龄 T_{DM} 已被广泛地用于估计它们的源岩在大陆壳中的存留时间, 即大陆壳的形成时间^[10]。同熔型花岗岩由于在形成过程中有新地幔物质加入, 计算的 T_{DM} 将明显低于大陆壳的实际形成时间, 因此牛庙、同安与花山岩体的 T_{DM} (1041—1393Ma) (表 3) 可能代表相对古老的地壳组分与相对较新的地幔组分混合后的加权平均年龄。 T_{DM} 的相似性表明其壳-幔混合比是相似的。美华和银屏岩体虽然属改造型花岗岩, 但由于这两个岩体的 Sm/Nd (0.253—0.295) 明显高于花岗岩的平均值 0.188^[17], 说明细粒花岗岩在固结成岩之前的某个时期内发生过 $\text{Sm}-\text{Nd}$ 分馏作用。由于这种分馏作用的影响, 可以使改造型花岗岩的钕模式年龄并不具有明确的地质意义^[18]。

2. Nd-Sr 同位素相关

花岗岩类的 Nd-Sr 相关特性是当前研究其物质来源最有效的手段之一。由图 5 所

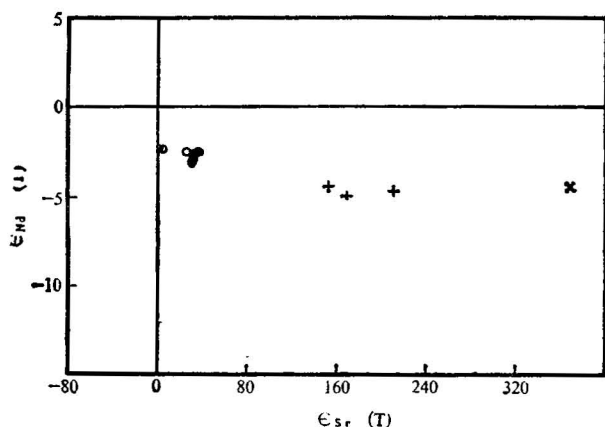


图 5 广西花山复式岩体的 $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})-\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$ 图解

Fig. 5 $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})-\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$ diagram of Huashan composite granite body

○. 牛庙岩体; ⊙. 同安岩体; ●. 花山主体;
+. 美华岩体; ×. 银屏岩体

示的 $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})-\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$ 关系可知: ①从第一期牛庙-同安岩体至第三期美华、银屏岩体, $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ 由 -2.3 降至 -5.0, $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$ 则由 3.3 升高至 369, 它表明晚阶段花岗岩中地壳组分所占的比例显著升高。②复式岩体中同一时代花岗岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ 几乎相同, 而 $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$ 变化相对明显, 因而在图 5 中, $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})-\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$ 关系呈特征的几乎是水平方向的排列, 这和地幔与上部年轻地壳组分之间的混合关系^[19]十分相似。在图 6 中, $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})-\delta^{18}\text{O}$ 与 $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})-\delta^{18}\text{O}$ 亦呈明显的线性相关。说明花山复式岩体在物质成分上讲乃是地幔和

地壳组分按不同比例混合的产物。美华和银屏细粒花岗岩因具有较低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ 值 (-4.4—-5.0)、高的 $\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$ 值 (151—369) 和高的 $\delta^{18}\text{O}$ (10.2—11.4‰), 它们的源

区物质以地壳组分为主。牛庙、同安与花山主体由于具有较高的 $\epsilon_{Nd}(T)$ (-2.3 — -3.2) 和低的 $\epsilon_{Sr}(T)$ (3.3 — 38) 及 $\delta^{18}O$ (8.4 — 9.3%), 它们的源区物质以地幔组分为主。

3. 岩石成因初探

综上所述, 牛庙、同安、花山主体以及美华与银屏岩体虽然在空间上密切共生在一起, 但却是在不同的构造-岩浆旋回中形成的, 彼此间在形成时间上间隔较大; 同时, 锶、钕和氧同位素的研究表明, 它们的物质来源是不同的。这就意味着这些共生在一起的岩体可能具有不同的成因模式。如表 3、4 所示, 牛庙、同安与花山主体具有相似的代 表 壳-幔混合的同位素组成, 在成因类型上属同熔型或 I 型花岗岩类, 但壳-幔混合方式或成因机制可能是不同的: 牛庙、同安岩体由于规模小, 成分变化较大, 且见有较多的闪长质和辉长质包体, 因此它们

很可能是在印支运动的构造回返阶段, 在断裂与褶皱的复合部位, 由于深断裂影响而导致幔源分异岩浆上升侵位, 并同化混染部分地壳物质而形成的。

花山主体虽和牛庙、同安岩体同属同熔型花岗岩类, 但对比表 1、3 和 4 可知, 两者在岩石学、岩石化学和微量元素等方面有较大的差别, 它表明花山主体中地壳物质所占的比例要比牛庙、同安岩体高。与花山主体类似的姑婆山等燕山早期花岗岩基在华南大陆板块内部呈东西向带状分布。规模巨大而又强烈的块断运动一方面形成呈东西向展布的、延伸距离相当大的地幔上拱区, 导致热流值升高, 使上覆的(下?)地壳物质发生部分熔融。可能由于这种地壳物质包含有相当数量的火山沉积岩和变基性火山岩, 使所形成的岩浆显示出壳-幔混合的特征。另一方面, 由于地幔上拱, 也不排除有部分地幔岩浆参与的可能性。

从表 1、3 和 4 所列的资料可以看出, 美华、银屏岩体与牛庙、同安、花山主体之间, 在岩石学、岩石化学、微量元素、稀土配分及锶、钕、氧同位素等方面区别明显。这表明美华与银屏岩体的源区物质以地壳组分为主, 而且可能由于多种地质作用的影响, 使 Sm-Nd 发生一定程度的分馏。在燕山运动晚期, 由于地壳增厚和块断运动的影响, 使这些以沉积组分为主的地壳物质发生部分熔融, 并沿同一构造薄弱带上升侵位而形成细粒花岗岩体。

结 论

1. 花山复式岩体是由不同时代和不同成因类型的花岗岩类叠加复合在一起形成的一

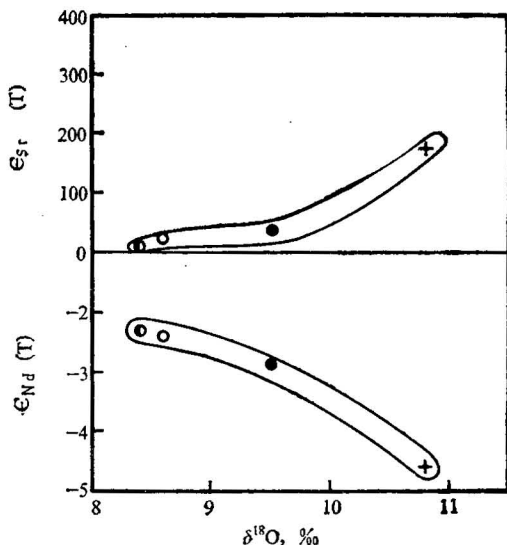


图 6 广西花山复式岩体的 $\epsilon_{Nd}(T)$ - $\delta^{18}O$ 和 $\epsilon_{Sr}(T)$ - $\delta^{18}O$ 图解

Fig. 6 $\epsilon_{Nd}(T)$ - $\delta^{18}O$ and $\epsilon_{Sr}(T)$ - $\delta^{18}O$ diagrams of Huashan composite granite body

图例同图 5

个典型的复式岩体。它们不是同一母岩浆分异演化的产物,而很可能是由各自独立的母岩浆分异演化形成的。

2. 牛庙、同安与花山主体属同熔型花岗岩类,显示出由壳-幔混合来源岩浆形成的特点,但混合方式可能是不同的:牛庙-同安岩体由于规模小,含有各种包体,因而是由幔源岩浆与地壳物质之间的同化混染作用(即地壳混染方式)形成的。花山主体因岩体规模大,同位素组成以及岩石学、稀土元素与微量元素组成相对均一,因而它们主要是通过共存的玄武质与硅铝质地壳组部分熔融(即源区混染)的方式形成。

3. 美华、银屏岩体属改造型花岗岩。根据铷、钕和氧同位素组成以及其他方面的研究资料,它们是由以沉积组分为主的地壳物质经部分熔融的方式而形成。

参 考 文 献

- [1] 徐克勤、孙鼎、王德滋、胡受奚、刘英俊、季寿元, 1984, 华南花岗岩成因与成矿。花岗岩地质与成矿关系(国际花岗岩学术讨论会论文集), 第1—20页, 江苏科学技术出版社。
- [2] 吴利仁, 1985, 中国东部中生代花岗岩类。岩石学报, 第1卷, 第1期, 第1—10页。
- [3] 张理刚、郭英顺、瞿平, 1984, 中国东南部中生代花岗岩类岩石的氧同位素研究。花岗岩地质与成矿关系(国际花岗岩学术讨论会论文集), 第623—633页, 江苏科学技术出版社。
- [4] 黄莹、孙世华、D. J. Depaolo、吴克隆, 1986, 福建省白垩纪岩浆岩的 Nd-Sr 同位素研究。岩石学报, 第2卷, 第2期, 第50—63页。
- [5] Jiang-feng Chen, Foland, K. A., Tai-xi Zhou, 1985, Mesozoic granitoids of the Yangtze fold belt, China: isotopic constraints on the magma sources: In "The crust—the significance of granites-gneisses in the lithosphere". Theophrastus Publication, Athens, pp. 213—237.
- [6] 沈渭洲、张祖还、章邦桐, 1988, 华南产铀花岗岩铷、氧和铅同位素地球化学研究。铀矿地质, 第4卷, 第1期, 第23—30页。
- [7] 朱金初、李向东, 1988, 广西花山花岗岩的岩石学和地球化学特征及成岩物质来源的探讨。岩石矿物学杂志, 第7卷, 第1期, 第28—38页。
- [8] Eugster, O., Tera, F., Burnett, D. S., Wasserburg, G. J., 1970, Isotopic composition of gadolinium and neutron-capture effects in some meteorites. J. Geophys. Res., Vol. 75, pp. 2753—2765.
- [9] Bor-ming Jahn, Bernard-Griffiths, J., Garlot, R., Cornichet, J., Vidal, F., 1980, Nd and Sr isotopic compositions and REE abundances of Cretaceous MORB (holes 417D and 418A, legs 51, 52 and 53), Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 48, pp. 171—184.
- [10] McCulloch, M. T., Chappell, B. W., 1982, Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites. Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 58, pp. 51—64.
- [11] 全国同位素地质年龄数据汇编(第三集), 1983, 地质出版社。
- [12] Faure, G., Powell, J. L., 1972, Strontium isotopic geology. Springer-Verlag Berlin. Heidelberg. New York.
- [13] Miller, R. G., O'Nions, R. K., 1985, Sources of precambrian chemical and clastic sediments, Nature, Vol. 314, pp. 325—330.
- [14] Muehlenbachs, K., Byerly, G., 1982, O-enrichment of silicic magmas caused by crystal fractionation at the Galapagos Spreading Center. Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 79, pp. 76—79.
- [15] 金跃群、袁奎荣、方清浩, 1985, 广西花山花岗岩体的成因、演化及矿化。桂林冶金地质学院学报, 第5卷, 第4期, 第295—305页。
- [16] Taylor, H. P., 1980, The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 47, pp. 243—254.
- [17] Faure, G., 1986, Principles of isotope geology. John Wiley and Sons, New York.
- [18] 沈渭洲、朱金初、刘昌实、徐士进, 1989, 从钨模式年龄谈华南大陆地壳的形成时间。南京大学学报(地球科学版), 第1期。
- [19] Allegre, G. J., Cernaman, D. B., 1980, Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: a chemical approach to orogenesis. Nature, Vol. 286, pp. 335—341.

Sr, Nd AND O ISOTOPE STUDIES ON THE GENESIS OF THE HUASHAN GRANITE COMPLEX

Zhu Jinchu, Li Xiangdong, Shen Weizhou,

(Department of Earth Sciences, Nanjing University)

Wang Yinxi and Yang Jiedong

(Centre of Materials Analysis, Nanjing University)

Abstract

The Huashan granite body of the Guangxi Autonomous Region is a magmatic complex consisting of three stages of granitic rocks. For a long time it has been considered as the product of differentiation, evolution and multi-staged emplacement of consanguineous magma. This paper systematically studies the Sr, Nd and O isotopic geochemical characteristics of the complex. The Rb-Sr isochron ages, initial Sr isotope ratios (I. R.), Sr, Nd and O isotope compositions of these three stages of granitoids are given below: stage one, stocks of the Niumiao quartz-monzodiorite and the Tong'an quartz-monzonite, 210.5 Ma, I. R. = 0.70597, $\epsilon_{\text{Sr}} = 3 - 28$, $\epsilon_{\text{Nd}} = (-2.3) - (-2.4)$, $\delta^{18}\text{O} = 8.4 - 8.6\text{‰}$; stage two, Huashan main-body batholith of biotite- and hornblende-biotite-granite, 164.7 Ma, I. R. = 0.70703, $\epsilon_{\text{Sr}} = 32 - 38$, $\epsilon_{\text{Nd}} = (-2.5) - (-3.2)$, $\delta^{18}\text{O} = 8.7 - 10.9\text{‰}$; stage three, stocks, apophyses and dykes of fine-grained granites, 129 - 121 Ma, I. R. = 0.71663 - 0.73033, $\epsilon_{\text{Sr}} = 152 - 210$, $\epsilon_{\text{Nd}} = (-4.4) - (-5.0)$, $\delta^{18}\text{O} = 10.2 - 11.4\text{‰}$.

In combination with the geological, petrological and geochemical data, it is believed that the Huashan magmatic complex consists of granitoids of different ages, different genesis, and different source materials. The granitoids of stage one are of the Indosinian (Triassic) syntectonic type or I-type, derived from a mixed mantle-crustal source and possibly formed by a differentiated mantle magma assimilated and contaminated with crustal materials; those of stage two are of the early Yanshanian (Jurassic) syntectonic type or I type, also derived from a mixed mantle-crustal source, and possibly formed by partial melting of predominantly sedimentary parental rocks.

作者简介

朱金初, 1936年生。1961年毕业于苏联列宁格勒大学矿床地质专业。从事于矿床学、地球化学研究, 现任南京大学地球科学系教授。