

华南中生代同熔系列花岗岩类的Nd-Sr 同位素特征及成因讨论

朱金初 沈渭洲 刘昌实 徐士进

(南京大学地球科学系)

主题词: 同熔系列花岗岩类; Nd-Sr 同位素; 壳-幔混合比

提 要: 本文讨论了华南 20 个同熔系列花岗岩类的 Nd-Sr 同位素组成。根据样品的同位素组成及其在 $\epsilon_{Nd}-T$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i-T$ 和 $\epsilon_{Nd}-\epsilon_{Sr}$ 图上的分布特征, 认为这些同熔系列花岗岩类是华南上地壳端员和亏损地幔端员按一定比例混合的产物。利用简单二元混合方程计算了这些花岗岩体的壳幔混合比例。根据产出的大地构造环境和物质来源, 华南同熔系列花岗岩类可划分为三种类型: 大陆边缘型, 大陆内部型和断裂拗陷带型。

关于华南花岗岩类的成因, 前人已作过详细研究, 并提出了相应的成因分类方案^[1-6]。但从花岗岩类的物质来源考虑, 我们认为已有的成因分类方案基本上可归并为三种类型: 以地壳物质(指成熟度高的沉积组分)为主的壳源型, 以地幔物质为主的幔源型和以壳幔物质按一定比例混合的壳-幔混合源型, 其中还可划分出某些亚型。在花岗岩类的物质成分中, 壳-幔物质混合比例的差异将直接影响到花岗岩类一系列的地质和地球化学特征。因此, 在研究花岗岩类的成因时, 必须考虑它们源岩的性质即物质来源。确定壳-幔端员组分值, 计算花岗岩中壳-幔组分的混合比例, 对于阐明花岗岩类的成因机制是很重要的。本文试图根据 Nd, Sr 同位素资料, 首先探讨华南壳-幔混合源型花岗岩类中生代同熔系列花岗岩类的壳-幔混合比例及其形成机制。

一、主要地质特征

1. 在空间分布上, 华南同熔系列花岗岩类主要位于我国东南大陆边缘或大陆板块内部的深断裂带及断陷带内, 常呈线性带状分布。这表明它们的形成与太平洋板块向亚洲大陆东缘的俯冲和大陆内部深断裂带的活动或陆内俯冲作用有着直接或间接的成因联系。

2. 岩性成分变化大, 从辉长岩、辉石闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩至二长花岗岩和普通花岗岩, 常伴有同源成因的火山岩, 平均化学成分接近于中性岩。

3. SiO_2 含量低, 平均为 65%; 具中等碱质, 平均 ALK 为 6.74, 均为钙碱性, 钙碱系数介于 56-61 之间; $AlNKC$ 值低 (<1.10), 平均为 0.951, 峰值为 0.90—1.00, 其镁铁矿物以角闪石为主; Na/K 比值离散度大, 但多数大于 1.0, 峰值为 1.0—1.5; K_2O 含量较高, 平均为 3.58%, 反映其源区相对富钾。

4. 副矿物主要为磁铁矿-榍石-(褐帘石)-(钛铁矿)组合。在钛铁氧化物中, 以磁铁矿为

主, 钛铁矿的含量还不到磁铁矿含量的1/10。

5. 在地球化学成分上, 以Sn, W, Be, Nb, Ta, Li, Rb, Cs 等元素含量较低和Cu, Mg, Fe及亲铜、亲铁和亲硫元素含量较高为特征, 并伴生有Fe, Cu, Mo, Pb, Zn等矿化。

6. 稀土元素分布型式总体上呈向右倾斜的平滑曲线, 相对亏损重稀土, LREE/HREE 一般大于3.5, 铕负异常弱至中等。

7. 在同位素特征方面, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 一般为0.705—0.710, $\delta^{18}\text{O}$ 值绝大部分介于7.5—9.5‰之间, ϵ_{Nd} 值为一不大的负值, 多数为-2.0—-5.0, 反映它们的物质成分以地幔组分为主。

二、实验流程和数据表示方式

本文讨论的数据除引自黄萱等^[7]、陈江峰等^[8]和何仲朗^[9]的外, 其余样品的 Sm-Nd 及部分 Rb-Sr 同位素分析由南京大学现代分析中心同位素质谱实验室完成。样品分析采用 Teflon 高压密闭熔样法, 阳离子交换程序分离 Sm, Nd, Rb 和 Sr; 采用 Ta/Re 三灯丝和多接收技术在 VG-354 质谱计上测定样品的 Sm-Nd 和 Rb-Sr 同位素组成。对岩石标样 BCR-1 测定的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512662 \pm 8(2\sigma)$; 对铈同位素标准 NBS-987 测定的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71022 \pm 4(2\sigma)$ 。Nd 全流程本底为 5.7×10^{-11} 克, Sr 全流程本底为 1.2×10^{-9} 克。Nd 同位素比值测定采用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 为标准化值, Sr 同位素比值测定采用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 进行质量分馏校正。详细的化学制备与质谱测定方法已有专文叙述^[10]

样品的初始铈、铈同位素组成采用 ϵ_{Nd} 和 ϵ_{Sr} 值表示:

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

$$\begin{aligned} (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i &= (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_s - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_s (e^{\lambda_{\text{Sm}}t} - 1) \\ (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} &= (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} (e^{\lambda_{\text{Sm}}t} - 1) \end{aligned}$$

$$\epsilon_{\text{Sr}} = \left[\frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i}{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}}} - 1 \right] \times 10^4 \quad (2)$$

$$\begin{aligned} (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i &= (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_s - (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_s (e^{\lambda_{\text{Rb}}t} - 1) \\ (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}} &= (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}} - (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}} (e^{\lambda_{\text{Rb}}t} - 1) \end{aligned}$$

式中: t 代表岩石结晶年龄; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_s$ 和 $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_s$, $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_s$ 和 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_s$ 代表样品的现今测定值; $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638^{[11]}$; $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}} = 0.0816$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}} = 0.7045^{[12]}$; $\lambda_{\text{Sm}} = 6.54 \times 10^{-12} \text{年}^{-1}$, $\lambda_{\text{Rb}} = 1.42 \times 10^{-11} \text{年}^{-1}$ 。

样品的 Nd, Sr 同位素分析结果列于表1。

三、结果和讨论

(一) Nd, Sr 同位素组成

本文讨论了20个中生代同熔系列花岗岩类的 Nd, Sr 同位素组成 (表1)。其中前5个岩体

表 1 华南中生代同熔系列花岗岩的 Nd-Sr 同位素组成
Table 1 Nd-Sr isotopic compositions for the Mesozoic granitoids of syntexis series in South China

样号	岩体	岩性	年龄, Ma	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	ϵ_{Nd}	ϵ_{Sr}	资料来源
II-1	广西牛庙岩体	石英二长闪长岩	211	0.1152	0.512401±30	0.512242	0.70624	-2.4	28.2	本文
I-6	广西同安岩体	石英二长岩	211	0.1112	0.512403±17	0.512249	0.70448	-2.3	3.3	本文
336 B ₁	安徽太平岩体	花岗闪长岩	223	0.1123	0.512291±15	0.512127	0.7069	-4.4	37.8	本文
D-01	江西德兴岩体	花岗闪长斑岩	184	0.09723	0.512619±9	0.512502	0.7043	-1.9	0.1	本文
I-5	广西花山岩体	角闪黑云母花岗岩	165	0.1155	0.512401±4	0.512276	0.70682	-2.9	35.6	本文
II-2	广西花山岩体	角闪黑云母花岗岩	165	0.1043	0.512403±20	0.512290	0.70660	-2.6	32.5	本文
II-4	广西花山岩体	黑云母花岗岩	165	0.1323	0.512405±21	0.512262	0.70653	-3.2	31.5	本文
I-3	广西花山岩体	角闪黑云母花岗岩	165	0.1110	0.512400±5	0.512280	0.70691	-2.5	37.8	本文
AI-3-8	安徽青阳岩体	花岗闪长岩	137	0.1274	0.512292±9	0.512078	0.70859	-5.5	60.3	[8]
AI-3-12	安徽青阳岩体	花岗闪长岩	137	0.1219	0.512307±10	0.512198	0.70862	-5.2	60.8	[8]
AI-9-4	安徽九华山岩体	花岗岩	123	0.1160	0.512322±23	0.512229	0.70836	-4.9	56.8	[8]
AI-9-11	安徽九华山岩体	花岗岩	123	0.1265	0.512253±10	0.512151	0.70815	-6.4	53.8	[8]
L-01	浙江梁弄岩体	石英闪长岩	125	0.1292	0.512357	0.512251	0.7073	-4.4	41.9	[9]
L-02	浙江梁弄岩体	二长花岗岩	108	0.1143	0.512241	0.512160	0.7079	-6.6	53.0	[9]
L-03	浙江梁弄岩体	花岗岩	98	0.1181	0.512208	0.512132	0.7081	-7.4	52.7	[9]
L-04	浙江龙皇堂岩体	花岗岩	114	0.1496	0.512276	0.512163	0.7072	-6.4	40.2	[9]
F3107	福建金山岩体	黑云母花岗岩	138*	0.10433	0.512366	0.512272	0.70584	-3.7	21.3	[7]
F-Y-H	福建洋黑岩体	石英闪长岩	120	0.12450	0.512314	0.512216	0.70995	-5.2	79.4	[7]
F-Zh-S	福建长泰岩体	辉石闪长岩	116*	0.098024	0.512315	0.512241	0.70563	-4.8	17.9	[7]
F3156	福建古农岩体	二长花岗岩	116*	0.10241	0.512370	0.512292	0.70609	-4.9	24.4	[7]
F3067	福建鼓山岩体	黑云母花岗岩	101*	0.10261	0.512272	0.512204	0.7073	-5.9	41.3	[7]
F3068	福建洞田岩体	花岗岩	98*	0.12163	0.512306	0.512228	0.70765	-5.5	46.3	[7]
F-K-H	福建葵山岩体	黑云母花岗岩	94	0.10153	0.512473	0.512410	0.70592	-2.1	21.7	[7]
F-J-D	福建大牛山岩体	混合花岗岩	94	0.08775	0.512424	0.512370	0.70584	-2.9	20.6	[7]
F3367	福建丹阳岩体	二长花岗岩	94	0.10902	0.512235	0.512168	0.70765	-6.8	46.3	[7]
F-N-Sb	福建南山岩体	黑云母花岗岩	94	0.093576	0.512365	0.512307	0.70870	-4.1	61.2	[7]
A003-1	浙江北雁荡山岩体	石英正长岩	116	0.09896	0.512185	0.512110	0.7090	-7.4	65.9	[**]

* 引自“全国同位素地质年龄数据汇编”第四集, 1986, 地质出版社。

** 王德滋、陈克荣、杜杨松, 浙东南沿海火山-侵入杂岩的特征及其成因探讨(待刊)。

注: 梁弄和龙皇堂岩体的样号是笔者为便于比较而加的。

为印支期牛庙、同安、太平岩体和燕山早期德兴、花山岩体均为本文分析结果。其余15个岩体引自黄萱等^[7]和何仲朗^[9]等资料,它们均属燕山晚期,大多分布于政和一大埔深断裂以东的闽、浙东南沿海地区。

从表1所列的数据可知,这些同熔系列花岗岩类的Nd, Sr 同位素组成尽管变化不大,但大致随花岗岩类形成时代变年轻而呈现有规律的变化(图1和2):偏中性的印支期和燕山早

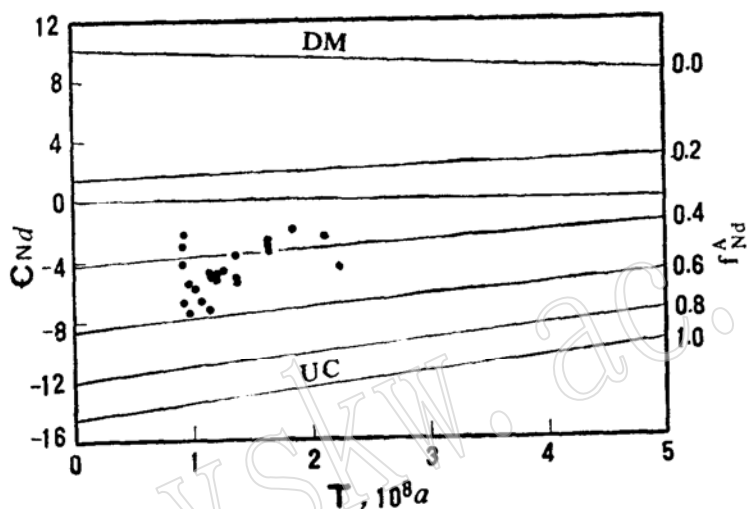


图 1 华南某些中生代同熔系列花岗岩类的 ϵ_{Nd} -T 图

Fig. 1 ϵ_{Nd} -T diagram for selected Mesozoic granitoids of syntexis series in South China

UC—华南上地壳; DM—亏损地幔

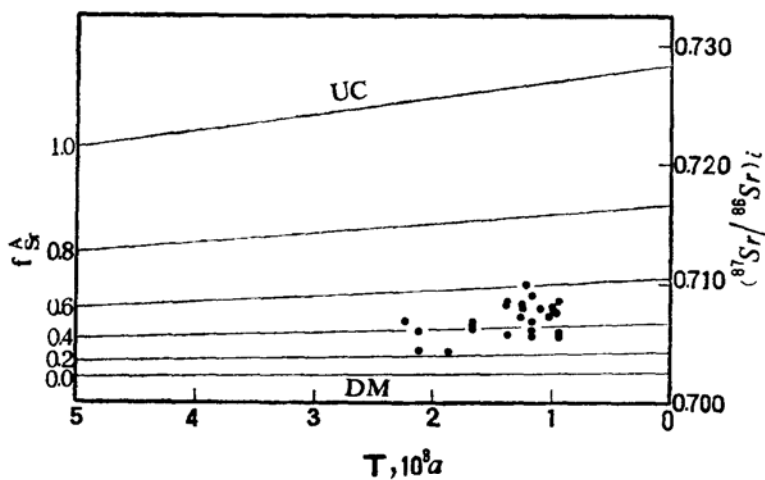


图 2 华南某些中生代同熔系列花岗岩类的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ -T 图

Fig. 2 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ -T diagram for selected Mesozoic granitoids of syntexis series in South China

UC—华南上地壳; DM—亏损地幔

期的花岗岩类具有较高的 ϵ_{Nd} 值 (平均值分别为 -3.0 和 -2.6) 和较低的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值 (平均值分别为 0.70587 和 0.70623); 偏酸性的燕山晚期的花岗岩类则具有较低的 ϵ_{Nd} 值 (平均为 -5.3) 和较高的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值 (平均为 0.70757), 而且同位素组成的变化范围明显大于前者, 同熔系列花岗岩类 Nd, Sr 同位素组成的这一变化特征在复式岩体中表现尤为明显: 如在广西印支期牛庙、同安岩体和燕山早期花山主岩体组成的复式岩体中, 牛庙、同安岩体的 ϵ_{Nd} 值较高 (-2.3 — -2.4 , 平均为 -2.35), $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值较低 (0.70448 — 0.70624 , 平均为 0.70536), 花山主岩体的 ϵ_{Nd} 值较低 (-2.5 — -3.2 , 平均为 -2.8), $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值较高 (0.70653 — 0.70991 , 平均为 0.70672)。在浙江梁弄复式岩体中, 从早期石英闪长岩 ($t=125\text{Ma}$) 经二长花岗岩 ($t=108\text{Ma}$) 至晚期花岗岩 ($t=98\text{Ma}$), 它们的 ϵ_{Nd} 值逐渐降低 (-4.4 — -7.4), $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值不断升高 (0.7073 — 0.7081)。产生这些变化的可能原因是: 花山复式岩体是由不同时间和不同来源岩浆形成的岩石在空间上复合在一起形成的。在主岩体阶段形成的母岩浆中, 地壳组分比例相对较高 (计算和讨论见后); 在由同源岩浆分异演化形成的梁弄复式岩体中, Nd, Sr 同位素组成的变化可能归因于岩浆分离结晶作用, 或伴随着母岩浆上升侵位而产生的地壳混染作用。

刘昌实等^① (1989) 通过对华南陆壳改造系列花岗岩的研究后认为, 以 MORB 代表亏损地幔端员, 以典型的壳源型花岗岩大容山花岗岩代表华南上地壳端员是完全适合于研究华南花岗岩的。因此, 本文就采用这两个端员组分来研究同熔系列花岗岩类。

在图 1 和 2 中, 同熔系列花岗岩类均位于亏损地幔和华南上地壳端员的演化线之间, 所有数据点都分布于华南上地壳端员的重量分数为 0.2 — 0.6 的区间内, 表明同熔系列花岗岩类确实是壳-幔混合来源的花岗岩类。这种混合关系在 ϵ_{Nd} — ϵ_{Sr} 图上表现更为明显。如图 3 所

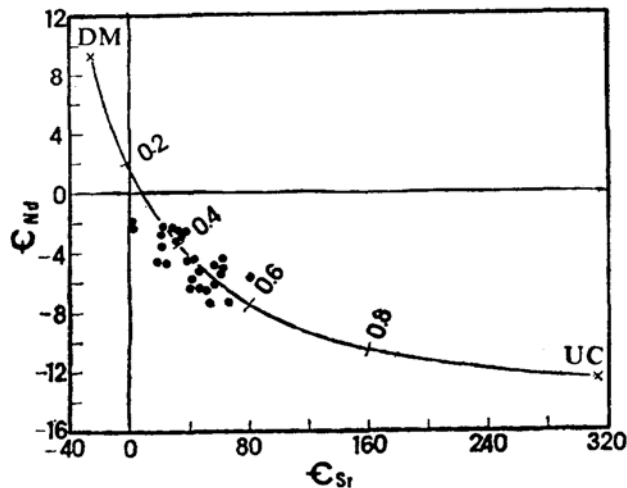


图 3 华南某些中生代同熔系列花岗岩类的 ϵ_{Nd} — ϵ_{Sr} 图

Fig. 3 ϵ_{Nd} — ϵ_{Sr} diagram for selected Mesozoic granitoids of syntaxis series in South China

UC—华南上地壳; DM—亏损地幔

① 刘昌实、朱金初、沈渭洲、徐士进, 1989, 华南陆壳改造系列花岗岩类型划分和成岩物质来源 (待刊)。

示,同熔系列花岗岩类的 ϵ_{Nd} 与 ϵ_{Sr} 值呈负相关分布;即随着 ϵ_{Nd} 值的降低, ϵ_{Sr} 值趋向升高,而且所有数据点与以大容山花岗岩为上地壳端员和以 MORB 为亏损地幔端员的混合曲线($k=6.71$)拟合良好。华南同熔系列花岗岩类的这种Nd-Sr相关分布特征与澳大利亚 Lachlan 褶皱带中 I 型花岗岩类^[3]及美国西部中生代花岗岩类^[14]均很相似。这就清楚证明,华南同熔系列花岗岩类确实是壳-幔物质按一定比例混合的产物。

(二) 壳-幔混合比计算

为了定量表示同熔系列花岗岩类中上地壳端员和亏损地幔端员组分所占的比例,我们根据 G. Faure (1986) 给出的简单二元混合方程

$$f_{Nd}^A = \frac{Nd_B(\epsilon_{Nd}^B - \epsilon_{Nd}^A)}{Nd_A(\epsilon_{Nd}^A - \epsilon_{Nd}^B) + Nd_B(\epsilon_{Nd}^B - \epsilon_{Nd}^A)} \quad (3)$$

$$f_{Sr}^A = \frac{Sr_B(\epsilon_{Sr}^B - \epsilon_{Sr}^A)}{Sr_A(\epsilon_{Sr}^A - \epsilon_{Sr}^B) + Sr_B(\epsilon_{Sr}^B - \epsilon_{Sr}^A)} \quad (4)$$

计算每个花岗岩体的壳-幔混合比。 f_{Nd}^A 和 f_{Sr}^A 分别表示某一岩体中所含的上地壳端员Nd、Sr 的重量分数; Nd_A , Sr_A , Nd_B , Sr_B 分别表示上地壳端员和亏损地幔端员的Nd、Sr 丰度(ppm), ϵ_{Nd}^A , ϵ_{Sr}^A , ϵ_{Nd}^B , ϵ_{Sr}^B 分别表示某一时刻上地壳端员和亏损地幔端员的 ϵ 值。考虑到本文研究的同熔系列花岗岩类以燕山晚期为主以及它们的平均年龄为135Ma,故上地壳端员和亏损地幔端员的 ϵ 值都相应校正到 $t=135$ Ma。计算时采用的上地壳端员组分为: $^{143}Nd/^{144}Nd=0.511847$, $Nd=28$ ppm, $^{87}Sr/^{86}Sr=0.7283$, $Sr=140$ ppm (刘昌实等,1989); 亏损地幔端员值为: $^{143}Nd/^{144}Nd=0.513151^{[15]}$, $Nd=14$ ppm^[13], $^{87}Sr/^{86}Sr=0.70262$, $Sr=470$ ppm^[12]。采用上述参数对华南同熔系列花岗岩类的计算结果列于表2,并在图1和2中

表2 同熔系列花岗岩类壳-幔混合比例计算结果

Table 2 Calculated results of crust-mantle mixing proportion for granitoids of syntaxis series

样号	岩体名称	f_{Nd}^A	f_{Sr}^A	f_A^*	f_B^{**}	样号	岩体名称	f_{Nd}^A	f_{Sr}^A	f_A^*	f_B^{**}
II-1	牛庙	0.369	0.396	0.382	0.618	L-03	梁弄	0.573	0.509	0.541	0.459
I-6	同安	0.365	0.243	0.304	0.696	L-04	龙皇堂	0.528	0.445	0.486	0.514
336 B ₁	太平	0.462	0.447	0.454	0.545	F3107	金山	0.408	0.354	0.381	0.619
D-01	德兴	0.344	0.219	0.281	0.719	F-Y-H	洋黑	0.472	0.598	0.535	0.465
I-5	花山	0.380	0.429	0.405	0.595	F-Zh-S	长泰	0.452	0.330	0.391	0.609
II-2	花山	0.368	0.413	0.391	0.609	F3156	古农	0.457	0.366	0.411	0.589
II-4	花山	0.356	0.408	0.382	0.618	F3067	鼓山	0.499	0.448	0.473	0.527
I-3	花山	0.364	0.439	0.401	0.599	F3068	涧田	0.481	0.470	0.475	0.525
AI-3-8	青阳	0.490	0.532	0.511	0.489	F-K-H	葵山	0.336	0.349	0.342	0.658
AI-3-12	青阳	0.476	0.534	0.505	0.495	F-J-D	大牛山	0.367	0.343	0.355	0.645
AI-9-4	九华山	0.458	0.517	0.487	0.513	F3367	丹阳	0.541	0.469	0.505	0.495
AI-9-11	九华山	0.530	0.504	0.517	0.487	F-N-Sh	南山	0.416	0.530	0.473	0.527
L-01	梁弄	0.437	0.453	0.445	0.555	A003-1	北雁荡山	0.580	0.551	0.565	0.435
L-02	梁弄	0.535	0.487	0.511	0.489						

* f_A 为平均地壳端员所占的重量分数, $f_A = (f_{Nd}^A + f_{Sr}^A)/2$ 。

** f_B 为平均地幔端员所占的重量分数, $f_B = 1 - f_A$ 。

分别标注出上地壳端员 Nd、Sr 的重量分数。图 3 的混合曲线是根据 $t = 135\text{Ma}$ 对给定的亏损地幔和上地壳端员的 Nd、Sr 同位素组成经校正后的值按式 (3) 和 (4) 的计算作出的。由图 3 可知, 数据点与混合曲线拟合良好, 这表明本文采用的华南上地壳端员和亏损地幔端员基本上适合于华南同熔系列花岗岩类。

在理想的情况下, 亦即同熔系列花岗岩类的形成确实遵循二元混合模式, 而且两个端员组分具有均一的 Nd、Sr 同位素组成, 那么根据式 (3) 和 (4) 计算的 f_{Nd}^{A} 与 f_{Sr}^{A} 值应相同或极为相似, 数据点应完全落在混合曲线上。但实际上, 上述两个条件, 尤其是端员组分具有均一同位素组成这一条件, 在自然界是很难满足的。因此在图 3 中, 导致数据点相对于混合曲线显示出一定程度的分散。同时如表 2 所示, 对同一岩体计算的 f_{Nd}^{A} 与 f_{Sr}^{A} 值在多数岩体如鼓山、梁弄、北雁荡山、润田、葵山、太平、青阳和九华山等岩体中比较吻合, 但也有一些岩体如同安、德兴、长泰、南山等差异较大。这种差异可能主要同上地壳端员组分同位素组成的不均一性有关, 即以大容山花岗岩为代表的上地壳端员不一定完全适合于在整个华南广大地区内分布的花岗岩类。在本文中, 我们采用 f_{Nd}^{A} 和 f_{Sr}^{A} 的平均值 f_{A} 作为同熔系列花岗岩类形成过程中其源区物质中上地壳端员组分的重量分数。由此可知, 在我们所研究的同熔系列花岗岩类中, f_{A} 值为 $0.281-0.565$, 峰值为 $0.380-0.480$ 之间, 平均值为 0.441 。这些计算结果表明, 华南同熔系列花岗岩类的物质来源确实是壳-幔组分的混合产物, 而且是以地幔组分为主的。

(三) 同熔系列花岗岩类成因讨论

尽管从物质来源上讲, 华南中生代同熔系列花岗岩类是上地壳端员与亏损地幔端员按一定比例混合的产物, 但由于这些花岗岩类是在不同的大地构造环境中形成, 因而这些花岗岩类中壳-幔组分的混合方式及其形成机制可能是不同的。根据已有的各种资料, 华南中生代同熔系列花岗岩类可划分为三种类型:

1. 大陆边缘型 它分布于政和一大埔深断裂以东地区, 处于东南沿海莫霍面递变带内。这类同熔系列花岗岩类岩性变化明显, 从辉石闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩至普通花岗岩或石英正长岩; 在空间上呈线型分布, 常与同源火山岩相伴生, 如北雁荡山、莲花山、长泰等岩体。花岗岩类的侵位年龄 (峰值为 $170-130\text{Ma}$ 和 $120-80\text{Ma}$) 分别与东亚地区中生代时期两次热事件相吻合, 显示出与西太平洋板块俯冲作用有直接的成因联系, 因而在形成机制上可与安第斯 I 型花岗岩类相类比。但由于本区相对远离板块俯冲带, 源区物质中地壳组分较多, 因而其岩石成分比安第斯 I 型花岗岩类更富长英质。综合已有的资料, 这类花岗岩的形成方式可能包括: ①大洋型地壳 (包括洋壳沉积物) 经部分熔融; ②板块俯冲使上地幔物质熔融形成岩浆, 在这种岩浆热的影响下, 有可能引起局部地壳 (下地壳) 熔融, 由此产生的重熔地壳岩浆可以和上述地幔岩浆相混合。

在大陆边缘环境下, 通过上述两种方式形成的母岩浆在上侵过程中都有可能进一步受到上地壳组分的掺和与混染。

2. 大陆内部型 位于大陆板块内部的同熔系列花岗岩类在很多性质上与英国的加里东 I 型花岗岩类有相似之处。在空间上, 它们常可能与 S 型花岗岩相伴生, 一般缺失同源火山岩套, 如花山、姑婆山岩体, 青阳-九华山岩体及太平岩体等, 岩石成分以花岗闪长岩和二长花岗岩为主。它们主要形成于造山运动完成和隆起以后的断块运动阶段, 其源岩可能主要是由

成熟度低的沉积组分或共存的沉积组分与火成组分组成的板底垫托。母岩浆的形成主要同断块运动产生的压力释放而导致垫底物质的熔融有关。壳-幔组分的混合主要是在母岩浆的形成过程中产生。

3. 断裂拗陷带型 这类同熔系列花岗岩类主要分布于下扬子、钱塘—信江、四会—吴川与赣东北等断陷带内。它们分布的区域长期处于拉张构造环境,形成断陷盆地或线型拉张盆地。由于深断裂切入地壳深部,甚至上地幔,既可造成深部地壳物质的熔融,也可导致地幔派生的岩浆上升。因此,这类同熔系列花岗岩类的源区物质不仅包括垫底物质,还可能上地幔物质参与,因而有可能使这类花岗岩中地幔组分的比例相对偏高,如德兴岩体的 f_2 值高达72% (表2)。

参 考 文 献

- [1] 徐克勤、孙霖、王德滋、胡受奚、刘英俊、季寿元, 1984, 华南花岗岩成因与成矿, 花岗岩地质和成矿关系, 江苏科学技术出版社, 1—20.
- [2] 徐克勤、朱金初、刘昌实、沈渭州、徐士进, 1989, 华南花岗岩类的成因系列和物质来源, 南京大学学报(地球科学版), 第3期, 1—23.
- [3] 董申保, 1984, 花岗岩类成因类型划分的探讨, 花岗岩地质和成矿关系, 江苏科学技术出版社, 49—57.
- [4] 边效曾、刘金全, 1984, 福建花岗岩类及其演化, 花岗岩地质和成矿关系, 江苏科学技术出版社, 69—81.
- [5] 杨超群, 1984, 华南花岗岩的成因类型, 花岗岩地质和成矿关系, 江苏科学技术出版社, 165—179.
- [6] 王联魁、朱为方、张绍立, 1982, 华南花岗岩两个成岩成矿系列的演化, 地球化学, 第4期, 328—339.
- [7] 黄萱、孙世华、D.J. Depaolo、吴克隆, 1986, 福建省白垩纪岩浆岩Nd, Sr同位素研究, 岩石学报, 第2卷, 第2期, 50—63.
- [8] Jiang-feng Chen, Foland, K.A., Tai-xi Zhou, 1985, Mesozoic granitoids of the Yangtze foldbelt, China: Isotopic constraints on the magma sources. In "The crust—The significance of granite-genesis in the lithosphere" Theophrastus Publication S. A. Athens, 271—237.
- [9] 何仲朗, 1987, 浙东南燕山晚期侵入岩中Sm-Nd, Rb-Sr同位素演化特征及对岩浆源区的初步探讨, 浙江地质, 第3卷, 第2期, 24—31.
- [10] 王银喜、杨杰东、陶仙聪、李惠民, 1988, 化石、矿物和岩石样品的Sm-Nd同位素实验方法研究及其应用, 南京大学学报(自然科学版), 第24卷, 第2期, 297—308.
- [11] Jacobsen, S. B., Wasserburg, G. J., 1980, Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. Earth Planet. Sci. Lett., V. 50, 139—155.
- [12] Faure, G., 1986, Principles of isotope geology. John Willey and Sons, 200—249.
- [13] McCulloch, M. T., Chappell, B. W., 1982, Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites. Earth Planet. Sci. Lett., V. 58, 51—64.
- [14] DePaolo, D. J., 1981, A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. J. Geophys. Res., V. 86, 10470—10488.
- [15] Miller, R. G., O'Nions, R. K., 1985, Source of Precambrian chemical and clastic sediments. Nature, V. 314, 325—330.

Nd-Sr Isotopic Characteristics and Genetic Discussion of Mesozoic Granitoids of Syntexis Series in South China

Zhu Jinchu Shen Weizhou Liu Changshi Xu Shijin

(Department of Earth Sciences, Nanjing University)

Key Words: syntexis series granitoids; Nd-Sr isotopes;
crust-mantle mixing proportion

Abstract

Nd-Sr isotopic compositions for 20 granitoid bodies of syntexis series in South China have been studied in this paper. Based on the isotopic compositions of samples and their distribution characteristics on the $\epsilon_{Nd}-T$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i-T$, and $\epsilon_{Nd}-\epsilon_s$ diagrams, these granitoids of syntexis series are considered as mixing products of upper crust end-member and depleted mantle end-member in certain proportion. Crust-mantle mixing proportions of these granitoids are calculated by using the two-component mixing equations. According to tectonic environments and material sources, granitoids of syntexis series in South China can be divided into three types: the continental margin type, the continental interior type, and the fault depression zone type.