

# 格宗、东谷岩体 Nd、Sr、Pb、O 同位素特征 及其与扬子板块边缘其它晋宁期花岗岩对比

## Nd, Sr, Pb and O Isotopic Compositions of Late Proterozoic Gezong- and Donggu-granites in the West Margin of Yangtze Plate and Comparison with Other Coeval Granitoids

凌洪飞<sup>1,2</sup> 徐士进<sup>1,2</sup> 沈渭洲<sup>1,2</sup> 王汝成<sup>1,2</sup> 林雨萍<sup>2</sup>

Ling Hongfei<sup>1,2</sup>, Xu Shijin<sup>1,2</sup>, Shen Weizhou<sup>1,2</sup>

Wang Rucheng<sup>1,2</sup> and Lin Yuping<sup>2</sup>

(1. 南京大学成矿作用国家重点实验室, 南京, 210093; 2. 南京大学地球科学系, 南京, 210093)  
(1. *State Key Laboratory of Research on Mineral Deposits, Nanjing University, Nanjing, 210093*;  
2. *Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, 210093*)

**摘要** 扬子板块西缘晋宁期格宗、东谷花岗岩体具有较高的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值(-0.82~+2.54), 较低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值(0.7035~0.7045),  $^{206}Pb/^{204}Pb$ ,  $^{207}Pb/^{204}Pb$ ,  $^{208}Pb/^{204}Pb$ 分别为17.444~17.695, 15.403~15.566, 36.671~37.181,  $\delta^{18}O$ 值为9.01‰~10.11‰。它们与扬子板块其它边缘(北缘、东缘、东南缘)晋宁期花岗岩的同位素组成特征相类似, 都是扬子古大陆板块之古岛弧或古活动大陆边缘非成熟地壳的产物。从扬子板块东缘、西缘、北缘到东南缘, 晋宁期花岗岩同位素组成的微小差异显示其物质来源中幔源组分含量依次减少, 壳源组分含量依次增加。扬子东南缘西南端的广西摩天岭花岗岩则是古大陆边缘相对较古老成熟地壳的产物。

**Abstract** The Late Proterozoic Gezong- and Donggu- granitic bodies in the west margin of the Yangtze Plate have high  $\epsilon_{Nd}(t)$  values (-0.82 ~ +2.54), low initial  $^{87}Sr/^{86}Sr$  ratios (0.7035 ~ 0.7045) and high  $\delta^{18}O$  values (9.01 ~ 10.11). Their  $^{206,207,208}Pb/^{204}Pb$  ratios range from 17.444 to 17.695, from 15.403 to 15.566 and from 36.671 to 37.181, respectively. These isotopic compositions are similar to those of coeval granitoids in other margins (north, east, southeast) of Yangtze Plate. Most of these granitoids were derived from newly mantle-derived crusts in tectonic settings of volcanic-arc or active continental margins at that time. Small differences in isotopic compositions of these granitoids suggest a decreasing trend of

• 1997-09-09 收稿, 1998-04-29 改回。

本文获国家自然科学基金(49573171)和国家教委博士点基金(96028429)联合资助。

第一作者简介: 凌洪飞, 男, 1960年生, 副教授, 同位素地球化学专业。

mantle-derived component and an increasing trend of crustal component in the sources of the granitoids from east margin to west and southeast margins. Mutianling granitic body in Guangxi province located at the southwest end of the southeast margin of Yangtze Plate was derived from older and maturer crust than the above coeval granitic bodies. The isotopic compositions of late Proterozoic granitoids inside Yangtze Plate (Huangling granitic rocks) are evidently different from those of the coeval granitoids along the margins of the plate. Huangling granitic rocks were derived from partial melting of the lower crust of Yangtze craton. The isotopic compositions of the late Proterozoic granitoids around the margins of Yangtze Plate are somewhat similar to those of Mesozoic I-type granitoids in south China, but prominently different from those of Paleozoic-Mesozoic S-type granitoids, which suggests similarities and differences between the sources of these granitoids.

**主题词:** Nd、Sr、Pb、O 同位素; 晋宁期; 花岗岩; 扬子板块西缘; 格宗-东谷地区

**Key words:** Nd, Sr, Pb, O isotopes; Late Proterozoic Jinning Period; Granitoids; West-margin of Yangtze Plate; Gezong-Donggu area

**分类号:** P597

**Classific. code:** P597

### 1 地质背景

格宗、东谷花岗岩体位于四川西部的松潘-甘孜造山带的主体部位——丹巴地区(图1)。该造山带是一个极为复杂的造山带,其东南缘以龙门山-锦屏山与扬子陆块相连。徐士进等(1996)研究认为,包括丹巴地区在内的整个扬子板块西缘的晚元古代造山带是古扬子板块的重要组成部分。

丹巴地区岩浆岩分布广泛,主要包括中酸性侵入岩和酸性火山岩、玄武岩及基性-超基性脉岩。格宗岩体和东谷岩体为丹巴地区两个具代表性的花岗岩体,它们的锆石 U-Pb 年龄分别为  $864 \pm 26\text{Ma}$  和  $798 \pm 24\text{Ma}$  (徐士进等, 1996), 属晋宁期岩浆活动产物。格宗岩体主要由细-中粒黑云母花岗岩、细中粒角闪花岗岩及蚀变二长花岗岩组成, 有较多的基性岩脉、斜长角闪岩脉侵入; 东谷岩体主要为细-中粒黑云母花岗岩。该岩体位于 NW 向东谷逆冲断裂附近, 其东西两侧与围岩呈构造接触。东谷岩体经历较强烈的变质作用, 其

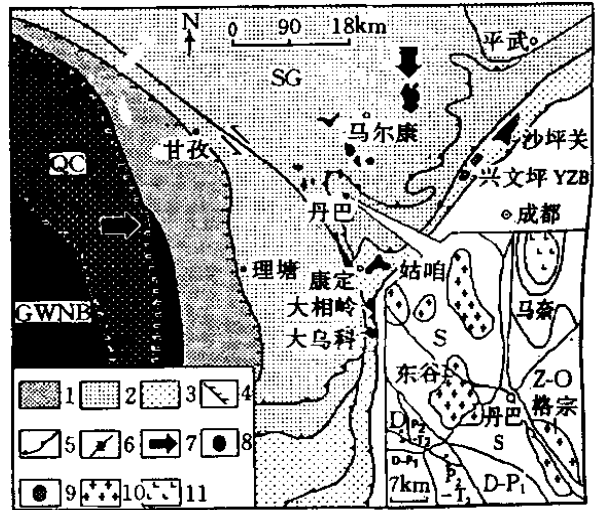


图1 格宗、东谷花岗岩体产出的构造位置简图 (据徐士进等, 1996)

1. 西部结合带; 2. 造山带主体; 3. 前陆逆冲楔; 4. 蛇绿混杂岩带; 5. 滑脱逆冲带; 6. 平移断层; 7. 剪切滑移矢量; 8. 燕山期花岗岩; 9. 晋宁期岩浆岩; 10. 花岗岩; 11. 辉石正长岩; SG 为松潘-甘孜造山带; YZB 为扬子板块; QC 为羌塘-昌都微大陆; GWNB 为冈瓦纳大陆

Fig.1 Sketch map showing tectonic elements in the region where Gezong and Donggu granite bodies are located (After Xu Shijin et al., 1996)

边缘见有混合岩化现象。

据徐士进等(1996)研究,格宗、东谷两花岗岩体的岩石化学特征表现为富硅( $\text{SiO}_2 > 70\%$ )、富铝( $\text{Al}_2\text{O}_3 > 14\%$ )和钠大于钾( $\text{Na}_2\text{O} \geq 5\%$ ,  $\text{K}_2\text{O} \leq 2\%$ ),  $\text{Al}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}) > 1.5$ , 岩石化学计算出现 CIPW 刚玉分子,即这两个岩体具有富硅和铝过饱和的特点。在微量元素方面,两岩体富 Sr ( $570 \sim 622 \mu\text{g}/\text{g}$ )、贫 Rb ( $25 \sim 42 \mu\text{g}/\text{g}$ ), LREE 相对富集, HREE 相对亏损,具有中等铈负异常。

扬子板块周边已发现的晋宁期花岗岩体达四十多个,进行过 Nd、Sr 等同位素研究的主要包括东缘的浙江平水、璜山岩体,东南缘的皖南休宁、许村、歙县岩体、赣北九岭岩体和桂北摩天岭岩体等,以及北缘的五堵门、二里坝和天平河岩体等。

## 2 分析方法和结果

用作同位素分析的全岩样品是对野外采集的各种新鲜样品,经薄片鉴定和岩石化学与微量元素分析数据对比后选取的。单矿物样品(石英和钾长石)的纯度大于 98%。

Sm、Nd、Rb、Sr 同位素分析采用 HF+HClO<sub>4</sub> 熔样和阳离子交换树脂分离技术与提纯,由 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实验室完成。Nd 同位素比值测定以  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  为标准化值,对 BCR1 和 LaJolla 测定的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  分别为  $0.512662 \pm 16 (2\sigma)$  和  $0.511860 \pm 6 (2\sigma)$ ,全实验室流程 Nd 的空白本底为  $5 \times 10^{-11} \sim 7 \times 10^{-11} \text{g}$ 。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,对 Sr 同位素标准 NBS987 测定的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71022 \pm 4 (2\sigma)$ ,全实验流程 Sr 的空白本底为  $1 \times 10^{-9} \sim 2 \times 10^{-9} \text{g}$ 。

全岩和石英的氧同位素分析采用 BrF<sub>3</sub> 法,收集的 CO<sub>2</sub> 由 MAT262 质谱计测定。制样与质谱测定由南京大学成矿作用国家重点实验室完成。钾长石的铅同位素分析由中国科学院地质研究所同位素实验室完成,铅同位素比值测定精度优于 0.1%。格宗、东谷岩体的 Rb、Sr、Sm、Nd、Pb 和 O 同位素组成列于表 1。

## 3 岩体同位素特征及其与其它扬子周边地区岩体的对比

### 3.1 铷、锶同位素

由表 1 可知,格宗、东谷两岩体具有相似的同位素组成,其  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  比值 ( $0.08 \sim 0.25$ ) 和计算的锶同位素初始比值 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> ( $0.7035 \sim 0.7045$ ) 均较低。 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  变化于  $0.103 \sim 0.149$  之间,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值较高 ( $-0.82 \sim +2.54$ )。在  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  图上(图 2),格宗、东谷岩体落在整体地球点附近,与扬子板块周边其它地区(东缘、东南缘和北缘)晋宁期花岗岩体的 Nd-Sr 同位素组成相似,暗示它们可能具有相似的物质来源和形成构造环境。据周新民等(1988)研究,扬子东南缘晋宁期休宁、歙县低 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> 的过铝花岗岩闪长岩是由弧后盆地蛇绿岩套(沈渭洲等,1992)中的中基性火山沉积柱部分熔融形成。扬子北缘外侧的晋宁期五堵门、二里坝花岗岩也是岛弧花岗岩(张宏飞等,1994)。扬子西缘的格宗、东谷花岗岩与扬子板块周边其它晋宁期花岗岩的 Nd-Sr 同位素特征具相似性,说明它

表1 扬子板块西缘晋宁期格宗-、东谷-花岗岩体的同位素组成  
Table 1 Isotopic compositions of late Proterozoic Gezong- and Donggu- granitic bodies in the west margin of Yangtze Plate

岩体及样号	<i>t</i> (Ma)	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd (2σ)	ε <sub>Nd</sub> ( <i>t</i> )	<i>t</i> <sub>DM</sub> (Ma)	δ <sup>18</sup> O (‰)
格宗 D43-1	864	0.1067	0.512258±12	2.54	1320	10.11
格宗 D43-2	864	0.1289	0.512380±32	2.47	1286	9.01
东谷 D36-1	798	0.1028	0.512233±16	1.69	1335	9.27
东谷 D36-2	798	0.1489	0.512346±16	-0.82	1492	9.78
	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr (2σ)	( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>i</sub>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb
格宗 D43-1	0.1278	0.705702±27	0.704124	17.444	15.403	36.671
格宗 D43-2	0.2527	0.706610±26	0.703491	17.575	15.483	36.856
东谷 D36-1	0.1523	0.705520±18	0.703784	17.695	15.566	37.181
东谷 D36-2	0.0797	0.705431±90	0.704523	17.468	15.491	37.053

注：格宗-、东谷-花岗岩体的 Sm/Nd 比值变化明显 (0.17~0.25)。为了减少因 Sm/Nd 比值变化对模式年龄计算值的影响，表1所列模式年龄采用如下两阶段模式计算：

$$t_{DM} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ 1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{DM} - [ (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_m - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_c ] (e^{\lambda t} - 1)}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_c - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{DM}} \right]$$

式中 (<sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd)<sub>DM</sub> = 0.2136, (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>DM</sub> = 0.513151 (Miller et al., 1985), (<sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd)<sub>c</sub> = 0.118 (Jahn and Condie, 1995), λ = 6.54 × 10<sup>-12</sup> a<sup>-1</sup>; 角标 m 代表样品测定值, *t* 代表岩石结晶年龄, 正文中提到的其它岩体的模式年龄均按此公式计算。

们也是在扬子板块边缘的古岛弧环境中形成的。扬子板块周边晋宁期诸花岗岩体在 ε<sub>Nd</sub>(*t*) - (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> 图上 (图2) 从第一象限到第四象限大致呈现线带状分布, 反映了这些岩体的成岩物质中地幔组分含量的有规律变化。扬子东缘的浙江平水、瓊山岩体的 ε<sub>Nd</sub>(*t*) 值最高 (3.8~4.7), (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> 最低 (0.7024~0.7034), 在图2上位于此带的左上端, 暗示其成岩物质中地幔组分含量较高; 扬子东南缘的皖南休宁、许村、歙县岩体和江西九岭岩体及扬子北缘内侧的天平河岩体位于此带的右下端, ε<sub>Nd</sub>(*t*) 值为 -0.4~-5.4, (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> 值为 0.7040~0.7070, 表明其成岩物质中地幔组分含量较低; 扬子西缘的格宗、东谷岩体及扬子北缘外侧的五堵门、二里坝岩体 ε<sub>Nd</sub>(*t*) 值为 2.5~-0.7, (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> 值为 0.7028~0.7056, 分布于此带的中部, 反映其成岩物质中地幔组分含量介于前述这些岩体之间; 而扬子东南缘西南端的广西摩天岭岩体具有比上述所有岩体低得多的 ε<sub>Nd</sub>(*t*) 值 (-6.5) 和高得多的 (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> 值 (0.7140), 反映此岩体成岩物质中地壳组分含量比其它岩体高得多。

上述这些扬子板块边缘晋宁期花岗岩与扬子板块内部晋宁期的黄陵花岗岩体 (冯定犹等, 1991) 相比, 则明显不同。后者具有低的 ε<sub>Nd</sub>(*t*) 值 (-8.0~-14.2) 和古老的 Nd 模式年龄 (2.31~2.64 Ga), 它们可能是下地壳部分熔融的产物。这说明同一时期不同构造环境中形成的花岗岩具有显著不同的 Nd-Sr 同位素组成。此外, 尽管格宗、东谷岩体的一些岩石化学特点与华南古生代-中生代 S 型花岗岩有许多相似之处, 但 Nd-Sr 同位素组成则明显不同, 这可

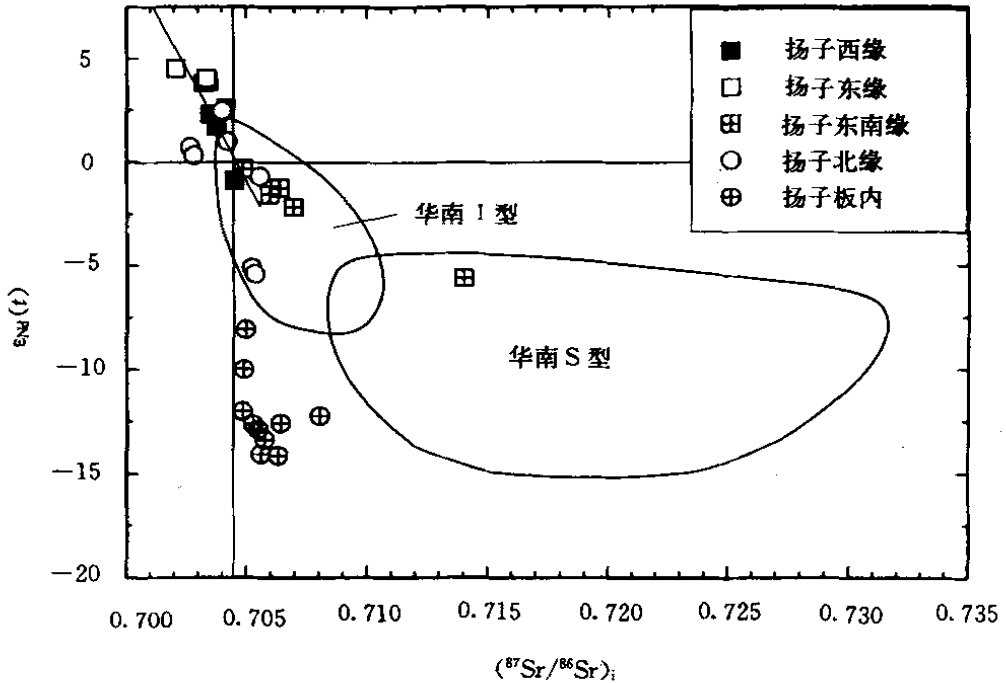


图 2 扬子板块边缘及板内晋宁期花岗岩的  $\epsilon_{Nd}(t) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_t$  图

扬子西缘为本文研究区的格宗、东谷岩体，扬子东缘包括浙江平水岩体（徐克勤等，1989；祁岷等，1986）、瓊山岩体（叶桂顺等，1993）；扬子东南缘包括皖南的休宁（刘昌实等，1990）、许村（邢凤鸣等，1993）、歙县岩体（邢凤鸣等，1993；张光第等，1993）和江西九岭岩体（徐夕生，1989）<sup>①</sup>，以及广西摩天岭岩体（刘昌实等，1990；李志昌等，1991；赵子杰等，1989）；扬子北缘包括五堵门、二里坝和天平河岩体（张宏飞等，1994；黄董等，1990）；扬子板内为黄陵岩体（冯定犹等，1991）。图中同时还圈出了华南古生代-中生代 S 型花岗岩（58 个数据）和中生代 I 型花岗岩（40 个数据）的范围（数据取自众多文献资料）

Fig. 2  $\epsilon_{Nd}(t) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_t$  diagram of Late Proterozoic granitoids distributed at margins and inside of Yangtze Plate

能是因为岩体的主元素特点较多地取决于岩体形成的物理化学条件（如温度、压力等），而同位素特征则更多地取决于岩体的物质来源条件。从图 2 还可以看出，晋宁期扬子板块边缘花岗岩与华南中生代 I 型花岗岩的左上端员相类似，暗示两者在物质来源上具某些相似性。

在  $\epsilon_{Nd}(t) - t$  图上（图 3），扬子东缘、西缘和北缘外侧的晋宁期花岗岩的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值位于华南元古代地壳演化带（沈渭洲等，1993）的上方，表明其源区物质较华南元古代平均地壳含有较多的幔源组分，或来源于比华南元古代平均地壳更年轻的新生地壳。扬子东南缘晋宁期皖南三岩体及江西九岭岩体位于华南元古代地壳演化带内之上侧，而广西的摩天岭岩体则位于演化带内之下侧，表明前者的源区物质与华南元古代非成熟地壳相似，而后者的源区物质与华南元古代成熟地壳相似。扬子板内晋宁期黄陵花岗岩分布于华南元古代地壳演化带的下方，表明其源区物质较华南元古代地壳为老，这与扬子板内存在早元古—晚太古代地壳而扬

① 徐夕生，1989，南京大学地球科学系博士论文

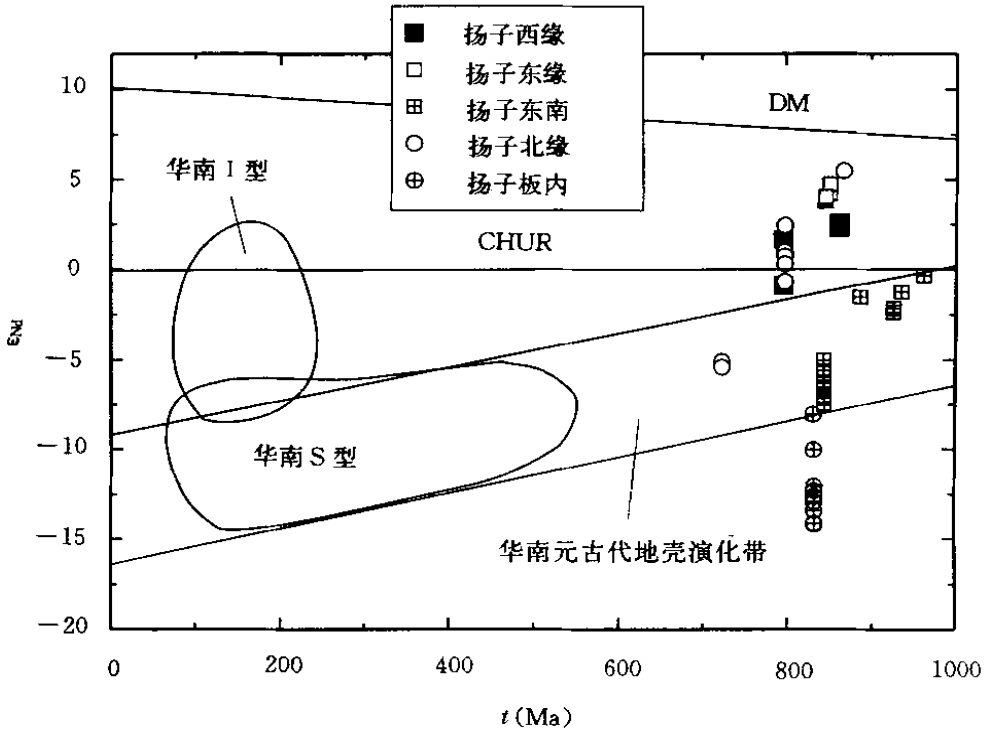


图 3 扬子板块边缘及板内晋宁期花岗岩的  $\epsilon_{Nd}(t) - t$  图

所包括的岩体说明同图 2；图中华南元古代地壳演化带据沈渭洲等（1993）；华南古生代-中生代 S 型花岗岩（85 个数据）和华南中生代 I 型花岗岩（52 个数据）取自众多文献资料

Fig. 3  $\epsilon_{Nd}(t)$ -age for Late Proterozoic granitoids from the margins and inside of Yangtze Plate

子板块边缘仅存在中、晚元古代地壳的事实相吻合。此外，从图 3 还可以看到，华南古生代—中生代 S 型花岗岩绝大多数落在华南元古代地壳演化带内，表明这些花岗岩的源区物质即为华南元古代地壳基底；而华南中生代 I 型花岗岩分布于亏损地幔演化线和华南元古代地壳演化带之间，且靠近后者，这表明华南 I 型花岗岩或由元古代以后的更年轻地壳部分熔融形成，或由元古代地壳与新生地壳物质混合形成。

花岗岩类的 Nd 模式年龄，通常代表其源区物质的平均地壳存留年龄。由表 1 所列的数据可知，格宗与东谷岩体的  $t_{DM}$  年龄为 1286~1492Ma，它略高于扬子东缘晋宁期花岗岩的值（1131~1204Ma），低于扬子东南缘（皖南与赣北）晋宁期花岗岩的值（1636~1754Ma），而与扬子北缘外侧晋宁期花岗岩的值（1272~1415Ma）十分相似，反映扬子西缘的格宗与东谷岩体主要是由中元古代中—晚时期的地壳物质经部分熔融形成的。

### 3.2 氧同位素

由表 1 所列的数据可知，格宗与东谷岩体的全岩  $\delta^{18}O$  值（9.01‰~10.11‰）变化小，位于岩浆分离结晶所允许的变化范围（<2‰）内（Muehlenbachs and Byerly, 1982），特别是 D43-2 与 D36-1 中石英的  $\delta^{18}O$  值（分别为 10.87‰和 10.76‰）与其全岩值的差值（分别为

1.86‰和 1.49‰) 位于氧同位素平衡分馏值范围内 (黄福生等, 1983), 表明花岗岩自形成以来没有经受雨水-热液蚀变影响。因此, 全岩测定值可以代表原始岩浆的氧同位素组成。在这种情况下, 格宗与东谷岩体较高的  $\delta^{18}\text{O}$  值反映其源区物质中已含有一定数量的沉积组分。

从  $\delta^{18}\text{O} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  图上 (图 4) 可以看出, 扬子板块周边晋宁期花岗岩的  $\delta^{18}\text{O}$  值变化范围较大, 不仅高于华南中生代 I 型花岗岩的值, 有些数据甚至高于华南古生代—中生代 S 型花岗岩的值, 但它们的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  均低于 0.707, 低于或相似于华南中生代 I 型花岗岩的值。这种  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  集中而  $\delta^{18}\text{O}$  离散的现象可能与岩体形成后岩石经受了不同程度雨水热液作用有关。例如在扬子北缘内侧的天平河岩体中, 全岩  $\delta^{18}\text{O}$  值为 8.29~14.17‰, 变化幅度达 5.88‰ (张宏飞等, 1994)。这样大的变化范围, 显然只能归因于雨水热液作用 (Hoefs, 1980)。如果是由源区粘土等沉积物不同程度地参与部分熔融引起, 则必然同时导致岩石的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  不同程度的升高。

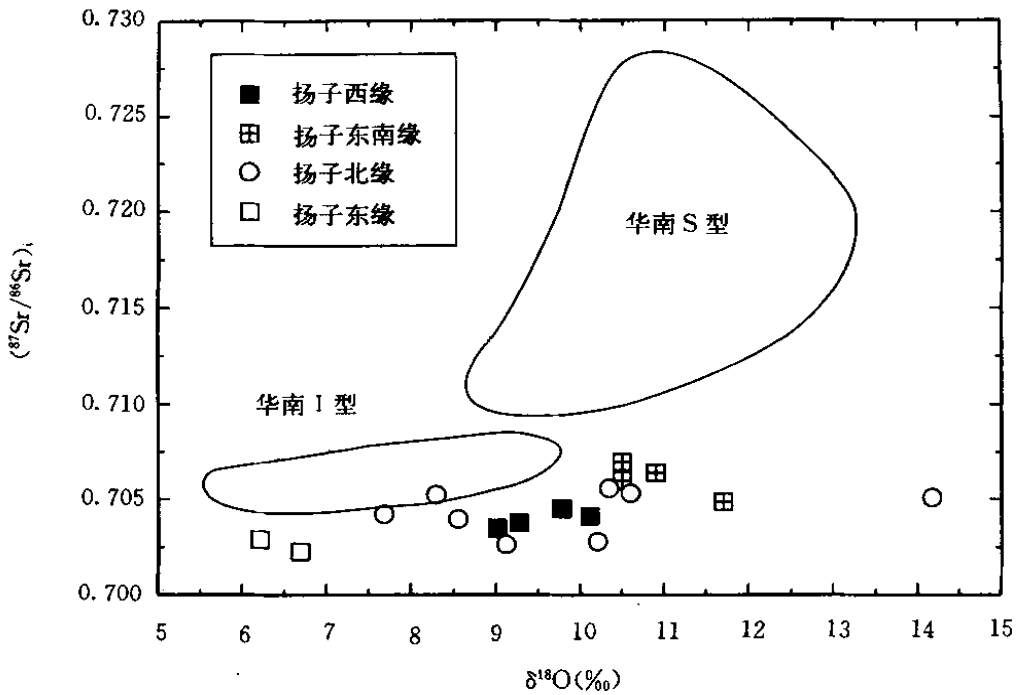


图 4 扬子板块边缘晋宁期花岗岩的  $\delta^{18}\text{O} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  图解

说明岩体见图 2; 华南 S 型花岗岩 24 个数据; 华南 I 型花岗岩 13 个数据

Fig. 4  $\delta^{18}\text{O} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  for Late Proterozoic granitoids from the margins of Yangtze Plate

3.3 铅同位素

格宗和东谷岩体中钾长石的  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.444 \sim 17.695$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.403 \sim 15.566$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.671 \sim 37.181$  (表 1), 与扬子东南缘皖南与赣北地区晋宁期花岗岩的值 (三组比值分别为 17.252~17.984、15.386~15.653、37.762~38.479) 较为相似, 都表明它们的源区物质中含有相对较多的幔源组分。但与扬子东南缘西南端 (桂北) 晋宁期花岗岩 (三组比值分别为 17.932~18.393、15.560~15.636、37.738~38.066) 以及板内黄陵花

岗岩的值(三组比值分别为 16.515~17.690、15.329~15.472、37.167~38.474)区别明显,这些差异与上述 Nd-Sr 同位素组成之间的差异是一致的,都是物质来源不同的表现。

## 4 成岩物质来源讨论

关于扬子板块边缘的这些晋宁期花岗岩体的岩浆产生方式,单从同位素特征来讨论还是不够的,因为由源自地幔的岩浆受上地壳物质混染或由非成熟地壳的部分熔融都有可能产生上述同位素特征。但是,格宗、东谷岩体富  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  以及  $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$  等主元素特征反映它们属非成熟地壳(岛弧火山岩)部分熔融形成的可能性较大,而直接由地幔岩浆受地壳混染成因的可能性较小。扬子东南缘的皖南休宁、歙县岩体是由元古代中基性火山-沉积柱部分熔融形成(周新民,1988)。通过图 2、3、4 中扬子板块边缘晋宁期花岗岩的对比研究,可以发现扬子东缘、西缘和北缘外侧的晋宁期花岗岩都具有较高  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值、较低的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  值和相对较小的 Nd 模式年龄,反映这些花岗岩的源区含有较多的幔源组分。它们大多是由当时较年青的非成熟地壳——岛弧火山岩为主的岩石部分熔融形成;扬子东南缘的皖南、江西九岭岩体等晋宁期花岗岩具有比上述各边缘晋宁期花岗岩相对较低  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值、较高的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值以及较大的 Nd 模式年龄,反映扬子东南缘的这些花岗岩的物源区较其它各边缘花岗岩的物源区含有相对较多的地壳组分,是由岛弧火山-沉积岩系为主的岩石部分熔融形成。而扬子东南缘西南端的广西摩天岭花岗岩的物源区则是由较古老和较成熟的地壳组成(沉积岩为主)。包括格宗、东谷岩体在内的扬子板块周边晋宁期花岗岩与扬子板内晋宁期黄陵花岗岩具有完全不同的同位素特征,这是因为后者的物源区为扬子板块内部古老(早元古代一晚太古代)的下地壳。此外,格宗、东谷岩体的同位素特征与华南中生代 I 型花岗岩有某些相似之处,而与华南古生代—中生代 S 型花岗岩差别明显,反映了它们之间物质来源上的一些异同性。

## 参 考 文 献

- 叶桂顺,叶有钟,柏庆如等.1993.浙江诸暨山冈长杂岩体的地质特征及成岩物质来源.浙江地质,4(1):26~35
- 刘昌实,朱金初,沈渭洲等.1990.华南陆壳改造系列花岗岩类型划分和成岩物质来源.地质学报,64(1):43~52
- 李志昌,赵子杰.1991.广西晚元古代本洞和三防花岗岩体 Nd、Sr 同位素特征.广西地质,4(1):53~59
- 邢凤鸣,徐祥.1993.皖南中生代花岗岩类 Nd、Sr、Pb 同位素特征.安徽地质,3(1):35~40
- 冯定犹,李志昌,张自超.1991.黄陵花岗岩类岩基南部岩体侵入时代和同位素特征.湖北地质,5(2):1~12
- 祁崧,周新民,王德滋.1986.浙江西裘细碧角闪岩的成因与相关幔源花岗岩类的特征.岩石矿物学杂志,5(4):299~308
- 赵子杰,马大铨.1989.桂北前寒武纪花岗岩本洞、三防岩体研究.宜昌地质矿产研究所南岭地质矿产科研报告集(一),1~27.武汉:武汉地质学院出版社.
- 沈渭洲,邹海波,楚雪君等.1992.安徽伏川蛇绿岩套的 Nd-Sr-O 同位素研究.地质科学,(4):333~341
- 沈渭洲,朱金初,刘昌实等.1993.华南基底变质岩的 Sm-Nd 同位素及其对花岗岩类物质来源的制约.岩石学报,9(2):115~124
- 周新民,王德滋.1988.皖南低  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初始比的过铝花岗岩闪长岩及其成因.岩石学报,(3):37~45
- 洪宏飞,骆庭川,张本仁等.1994.扬子克拉通北缘新元古代岛弧花岗岩类成分极性及成因的地球化学探讨.地球科学——中国地质大学学报,19(2):219~225.



- 张光第, 姚士新. 1993. 安徽歙县-休宁一带海相火山岩的 Sm-Nd 同位素研究及其地质意义. 岩石矿物学杂志, 12 (4): 325~331
- 徐士进, 王汝成, 沈渭洲等. 1996. 松潘-甘孜造山带中晋宁期花岗岩的 U-Pb 和 Rb-Sr 同位素定年及其大地构造意义. 中国科学 (D 辑), 26 (1): 52~58
- 徐克勤, 朱金初, 刘昌实等. 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), (3), 1~18
- 黄莹, 吴利仁. 1990. 陕西地区岩浆岩 Nd、Sr 同位素特征及其大地构造发展的联系. 岩石学报, 6 (2): 1~11
- 黄福生, 穆治国, 陈成业等. 1983. 个旧锡矿花岗岩的氧氢碳稳定同位素研究. 岩石矿物及测试, 2 (4): 241~247
- Hoefs J. 1980. *Stable isotope geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Jahn B M and Condie K C. 1995. Evolution of the Kaapvaal Craton as viewed from geochemical and Sr-Nd isotopic analyses of intracratonic pelites. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 59: 2239~2258
- Miller R G and O'Nions R K. 1985. Source of Precambrian chemical and clastic sediments, *Nature.* 314: 325~330
- Muehlenbachs K. and Byerly G. 1982.  $^{18}\text{O}$ -enrichment of silicic magmas caused by crystal fraction at the Galapagos Spring Center. *Contrib. Petrol. Mineral.* 79: 76~79