

文章编号: 1000-6524(2001)02-0103-09

# 江西省金溪—南城混合岩和花岗岩的岩石地球化学及同位素地球化学研究

胡恭任<sup>1,2,3</sup>, 于瑞莲<sup>1</sup>, 刘丛强<sup>2</sup>

(1. 华侨大学材料科学与工程学院, 福建 泉州 362011; 2. 中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002; 3. 南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 江苏 南京 210093)

**摘要:** 在研究金溪—南城变质混合岩带中混合岩、花岗岩的矿物岩石学基础上, 详细研究了它们的Nd-Sr-Pb-O同位素组成。混合岩、花岗岩初始钕同位素组成( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>i</sub> = 0.511689~0.511853, 在 $\epsilon\text{Nd}-T$ 图中位于该地区结晶基底变粒岩、片岩Nd同位素演化域上方, 褶皱基底绢云千枚岩Nd同位素演化线下方; 初始锶同位素组成( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> = 0.74864~0.75257; 氧同位素组成 $\delta^{18}\text{O}$ 为10.23‰~14.89‰, 相当于高氧花岗岩的氧同位素变化范围(>10‰); 放射性成因铅较低,  $\mu = 10.07\sim 10.4$ , 变化范围小, 铅同位素组成位于上部地壳演化线上方。这表明混合岩、花岗岩是由成熟度高、富氧的变粒岩及片岩等变质沉积岩经部分重熔形成的。

**关键词:** 混合岩; 岩石学; Nd-Sr-Pb-O同位素地球化学; 金溪—南城变质混合岩带

**中图分类号:** P584; P597

**文献标识码:** A

金溪—南城变质混合岩带位于江西省中部, 扬子地块与华夏地块的接合部位。该变质混合岩带为一以金溪岩体为主体, 受多条韧性剪切带控制的递增变质带, 区域上由金溪岩体群组成(图1)。在该变质混合岩带中已发现一系列金矿床(点)、铀矿点、铁矿点、石墨矿点以及大理岩矿点。前几年发表的有关专著<sup>[1~3]</sup>都将此变质混合岩带笼统地归属于华南加里东褶皱带, 原岩属于震旦系。作者近年来曾对该带中的变粒岩(砾线、十字)石榴云母片岩和斜长角闪岩做过较为系统的岩石地球化学及同位素地球化学研究, 研究表明该变质混合岩带经历了晋宁期和加里东期的变质变形作用, 原岩形成于中元古代<sup>[4~7]</sup>, 这对研究华南大地构造单元的划分及地壳演化具有重要意义。本文在上述研究基础上, 进一步对该变质混合岩带中的混合岩和花岗岩进行了较为详细的岩石地球化学及同位素地球化学工作, 以便为该区的地壳演化及铀、金等金属成矿作用提供有益的信息。

## 1 混合岩的分布

混合岩和花岗岩的空间展布具有一定的规律性: 其一是沿深大断裂呈带状或线状分布,

收稿日期: 2000-07-27; 修订日期: 2000-12-18

基金项目: 福建省自然科学基金(D9910016)、南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室开放基金和华侨大学科研启动资金联合资助。

作者简介: 胡恭任(1966-), 男, 博士, 主要从事资源环境与同位素地球化学方面的教学与科研工作。

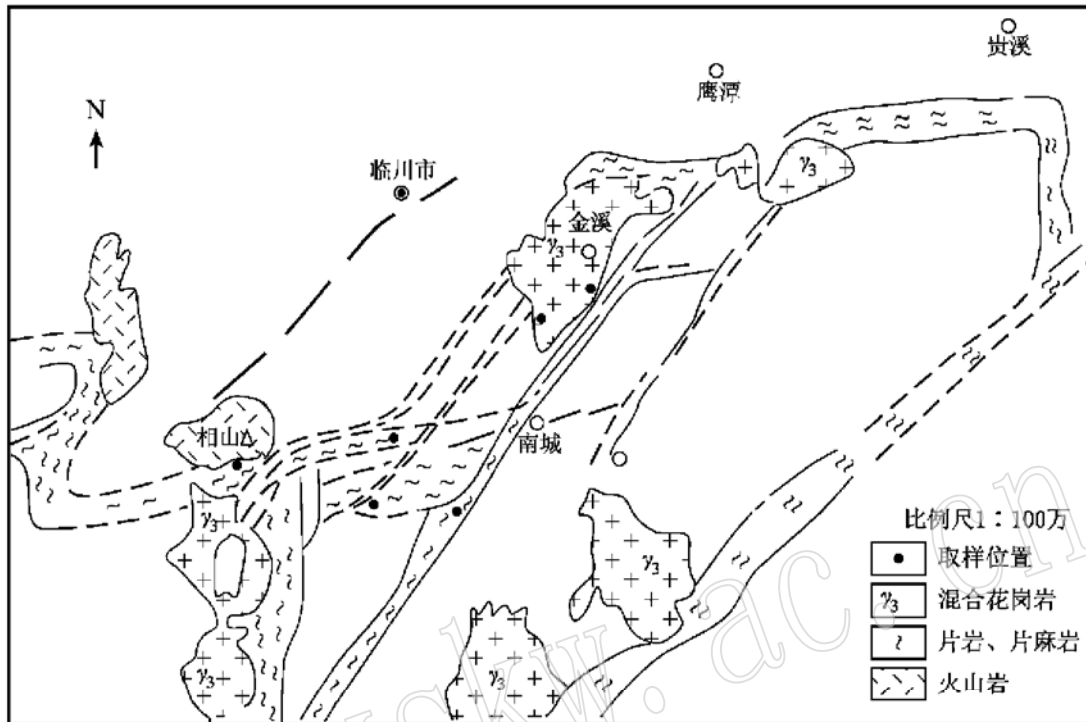


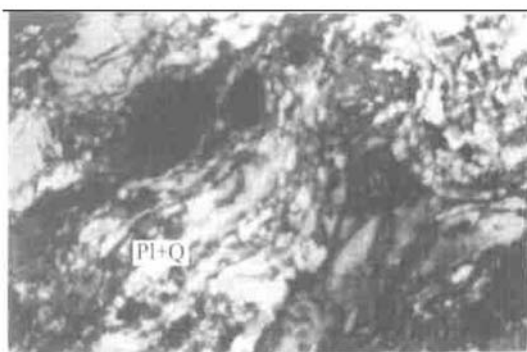
图1 金溪-南城变质混合岩带展布示意图

Fig. 1 The sketch map of Jinxi- Nancheng metamorphic migmatites zone

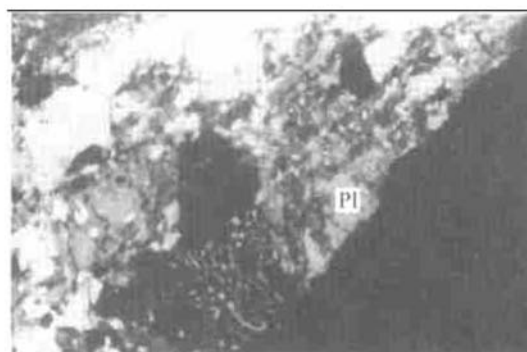
北部沿鹰潭—贵溪成东西向展布,中部沿金溪—南城呈北东向展布,南部从茅排、麻姑山,过犁溪、大王山到相山,呈东西向展布;其二是沿深、浅两大构造层次界面之间呈面状分布。加里东时期,沿此界面由热流体诱发形成动热变质带,顺界面剪切、推覆形成一系列构造片体。深层次结晶基底表现出岩体与变质岩呈渐变过渡关系(在金溪、南城麻姑山一带),由中心向两侧依次出现混合花岗岩、混合岩、混合岩化变粒岩、混合岩化片岩、热变质带到变质岩的分带性,表现出原地混合岩化、递进重熔的特点。浅层次褶皱基底表现为岩体与变质岩呈突变侵入关系,是岩体高侵位作用的结果。

## 2 混合岩的矿物岩石学

混合岩最醒目的宏观构造特征在于其不均一性,浅色长英质脉体以不同的形态、数量与暗色的变质岩交生,混杂形成条带状、片麻状、肠状等各种构造形态(照片1)。混合岩中新生体多呈条带状出现于古成体(黑云)斜长变粒岩中,条带多为长英质,有时可见黑云母等暗色矿物。对于块状构造的古成体,新生体常呈等轴斑状,而在片理发育的岩石中,则呈条带状。混合岩主要由斜长石、石英、黑云母、白云母和少量石榴石组成。随着重熔作用的增强,岩石中长英质矿物增多,粒度增大,当新生体数量超过85%时,基体已基本不复存在,仅见暗色矿物呈斑点状,岩石整体向花岗岩方向演化,形成混合花岗岩或称斜长花岗岩。在混合花岗岩中斜长石具蠕虫状结构(照片2),常见石英交代长石类矿物形成港湾、穿孔、乳滴等



照片 1 片麻状、肠状长英质脉体(Pl+ Q)  
10×4



照片 2 混合岩中的斜长石(Pl)具蠕虫状结构  
10×4

熔融结构。石英本身为粒度不等的齿状交生,具镶嵌特征,形成交错结构和豆荚状聚集体,在斜长石边缘常见蠕虫状石英。混合花岗岩中常见到粒度粗大的斜长石,为聚合重结晶作用形成。随着混合岩化作用的增强,从变质岩→混合岩化变质岩→片麻状、条带状混合岩→混合花岗岩,岩石中石英的含量增加,黑云母、石榴石的含量减少。斜长石中 SiO<sub>2</sub>、Na<sub>2</sub>O 含量增加,An 值降低(表 1)。

表 1 斜长石、黑云母的化学成分

w<sub>B</sub>/%

Table 1 Chemical composition of plagioclase and biotite

| 样品号   | 岩性        | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MnO  | MgO   | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | Σ     |
|-------|-----------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|-------------------|------------------|-------|
| 南 1-3 | 斜长变粒岩(Bi) | 34.89            | 2.69             | 19.54                          | 21.94                          | 0.31 | 8.28  | 0    | 0.15              | 8.38             | 95.18 |
| 南 1   | 混合花岗岩(Bi) | 33.88            | 2.11             | 19.25                          | 21.88                          | 0.37 | 8.40  | 0.05 | 0.05              | 9.67             | 95.66 |
| 南 7-2 | 长英质脉体(Bi) | 35.01            | 2.20             | 19.34                          | 22.48                          | 0    | 10.10 | 0.07 | 0.04              | 8.85             | 98.09 |
| 相 89  | 长英质脉体(Bi) | 34.51            | 2.25             | 18.41                          | 23.33                          | 0.05 | 8.31  | 0    | 0.04              | 9.07             | 95.93 |
| 相 11b |           | 62.96            | 0                | 22.48                          | 0.16                           | 0    | 0     | 2.93 | 7.92              | 0.06             | 96.51 |
| 相 11b |           | 63.35            | 0                | 23.65                          | 0.04                           | 0    | 0     | 3.49 | 9.23              | 0.07             | 99.83 |
| 相 89  | 长英质脉体(Pl) | 65.41            | 0                | 23.17                          | 0.07                           | 0    | 0     | 2.88 | 6.25              | 0.46             | 98.24 |
| 南 7-2 |           | 63.25            | 0                | 23.65                          | 0.04                           | 0    | 0     | 3.49 | 9.25              | 0.09             | 99.77 |
| 南 7-2 |           | 63.79            | 0                | 24.46                          | 0                              | 0    | 0.02  | 2.95 | 7.86              | 0.88             | 99.96 |
|       |           | 56.15            | 0                | 26.69                          | 0                              | 0    | 0     | 8.46 | 5.67              | 0.16             | 97.13 |
| 南 1-3 | 斜长变粒岩(Pl) | 56.61            | 0                | 26.52                          | 0                              | 0    | 0     | 8.30 | 5.68              | 0.15             | 97.26 |
|       |           | 57.28            | 0                | 25.81                          | 0                              | 0    | 0     | 7.73 | 5.85              | 0.13             | 96.80 |

由南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室分析,分析仪器为 JEOL-733 型电子探针,分析条件为 15 kV,加速电压 2×10<sup>-8</sup>A,束流出射角为 40°,修正方式为 ZAF,束斑直径 1 μm,分析方式为波谱。分析标样为:Na-Al-Si—钠长石;Ca—硅灰石;Fe—Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>;Ti—TiO<sub>2</sub>;K-P—钒磷酸钾;Mg—尖晶石;Mn—红钛锰矿。Bi 为黑云母,Pl 为斜长石。

### 3 混合岩的元素地球化学

#### 3.1 常量元素地球化学

混合岩的化学组成见表 2,与结晶基底变质岩的化学成分相比,混合岩 SiO<sub>2</sub>、K<sub>2</sub>O、Na<sub>2</sub>O 的含量升高,Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、TFeO、MgO 的含量降低。这与混合岩化过程中的矿物组成变化及成分的带进带出有关,随着混合岩化作用的进行,交代矿物长石不断形成,而暗色矿物的含量逐

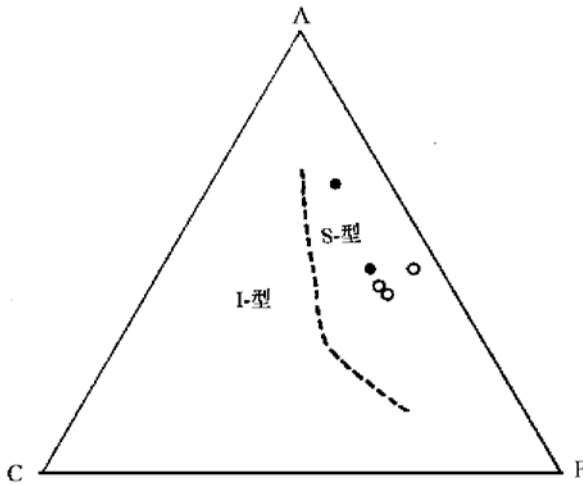


图2 混合岩的 ACF 图解

Fig. 2 ACF diagram of migmatites

实心点为混合岩化变粒岩、混合岩化片麻岩;空心点为片麻状混合岩、混合岩、混合花岗岩

650 °C, P= 0.48 GPa, 属低温 S 型花岗岩。

渐减少。混合花岗岩的 ANKC [Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O+ K<sub>2</sub>O+ CaO) 分子数] 为 1.09~ 2.14, 标准矿物计算中出现刚玉, 具铝过饱和岩石的特征, 与华南改造型及澳大利亚 S 型花岗岩的化学特征一致<sup>[8]</sup>; 全碱低 (Alk = 4.37~ 5.96), K<sub>2</sub>O > Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 的比值高 (1.23~ 4.7), 碱度率 AR = 1.45~ 2.1。在 ACF 图上成分点全部落入 S 型花岗岩区 (图 2)。这些都说明花岗岩、混合岩是以变质岩系为源岩经重熔作用形成岩浆侵入结晶而成。利用岩石化学分析资料投点于 P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 0.5 GPa 的 Q- Or- Ab- H<sub>2</sub>O 体系的 Q- Ab- Or 及 An- Ab- Or 投影图<sup>[9]</sup> 和利用 Bi- Gt- Pl- Q 温压计计算获得花岗岩的形成条件为 t =

表 2 混合岩与变质岩的岩石化学成分

w<sub>B</sub>/%

Table 2 Chemical composition of metamorphic rocks and migmatites

| 序号 | 岩性         | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |
|----|------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|
| 1  | 黑云变粒岩(2)   | 68.48            | 0.79             | 14.12                          | 2.42                           | 3.52 | 0.13 | 2.00 | 0.57 | 2.22              | 2.71             | 0.24                          |
| 2  | 斜长变粒岩(2)   | 69.39            | 0.42             | 15.86                          | 0.03                           | 2.91 | 0.07 | 1.45 | 3.47 | 4.17              | 1.34             | 0.14                          |
| 3  | 片麻岩(2)     | 56.46            | 1.09             | 21.32                          | 2.48                           | 3.64 | 0.11 | 3.78 | 3.03 | 0.55              | 4.56             | 0.09                          |
| 4  | 混合岩化变粒岩(1) | 71.36            | 0.57             | 12.69                          | 0.50                           | 5.16 | 0.15 | 2.32 | 1.37 | 1.30              | 3.07             | 0.23                          |
| 5  | 混合岩化片麻岩(2) | 65.88            | 0.78             | 15.10                          | 0.78                           | 4.65 | 0.12 | 2.79 | 1.44 | 3.69              | 2.08             | 0.15                          |
| 6  | 片麻状混合岩(1)  | 68.12            | 0.77             | 14.12                          | 1.24                           | 5.05 | 0.23 | 2.37 | 0.30 | 0.90              | 4.23             | 0.17                          |
| 7  | 混合岩(3)     | 71.93            | 0.15             | 14.41                          | 0.82                           | 1.10 | 0.13 | 1.04 | 1.22 | 2.03              | 3.93             | 0.05                          |
| 8  | 混合花岗岩(2)   | 76.04            | 0.32             | 11.88                          | 0.52                           | 2.02 | 0.06 | 1.42 | 1.33 | 2.43              | 2.98             | 0.08                          |

样品由南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室分析, 括号中数字为样品数。

### 3.2 稀土元素地球化学

混合岩的稀土元素含量及参数见表 3。与变粒岩相比可以发现两者的稀土元素总量及稀土元素配分模式曲线十分相似 (图 3), 但随着混合岩化作用的加强, Eu 亏损更加明显; 轻稀土元素富集, 重稀土元素分异不明显, 表明它们的形成有密切的关系, 混合岩对源岩具有一定的继承性, 是区域地层在混合岩化作用基础上进一步发展而形成。

### 3.3 微量元素地球化学

混合岩与变粒岩微量元素含量相近似 (表 4), 说明混合岩的源岩为区域变质岩, 而且混合岩化过程中高场强元素基本保持封闭体系。

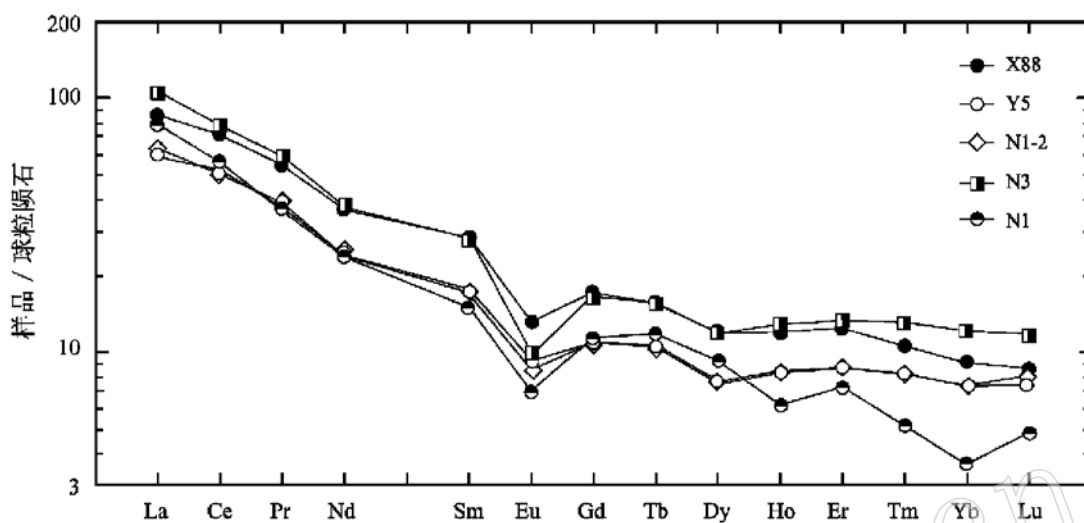


图 3 混合岩、花岗岩的稀土元素配分模式

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns of migmatites and granites

表 3 混合岩与变质岩的稀土含量及参数  $w_B/10^{-6}$

Table 3 Rare elements contents and parameters of metamorphic rocks and migmatites

| 序号    | La    | Ce    | Pr   | Nd    | Sm   | Eu   | Gd   | Tb   | Dy   | Ho   | Er   | Tm   | Yb   | Lu   | $\Sigma$ | L/H  | $\delta_{Eu}$ | $\delta_{Ce}$ |
|-------|-------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|----------|------|---------------|---------------|
| 相 88  | 31.55 | 69.18 | 7.50 | 26.02 | 6.47 | 1.13 | 5.19 | 0.90 | 4.50 | 1.01 | 3.05 | 0.37 | 2.23 | 0.32 | 159.42   | 8.07 | 0.63          | 0.91          |
| 宜 5   | 21.88 | 50.15 | 5.29 | 17.07 | 4.07 | 0.80 | 3.33 | 0.60 | 2.90 | 0.70 | 2.11 | 0.29 | 1.81 | 0.28 | 111.28   | 8.26 | 0.70          | 0.95          |
| 南 1-2 | 23.04 | 48.17 | 5.26 | 17.33 | 3.92 | 0.73 | 3.36 | 0.61 | 2.84 | 0.71 | 2.16 | 0.29 | 1.80 | 0.30 | 110.53   | 8.16 | 0.66          | 0.88          |
| 南 3   | 38.41 | 75.40 | 8.17 | 26.90 | 6.32 | 0.85 | 5.02 | 0.89 | 4.48 | 1.08 | 3.31 | 0.46 | 2.96 | 0.44 | 174.69   | 8.37 | 0.49          | 0.85          |
| 南 1   | 28.99 | 54.54 | 4.97 | 17.15 | 3.45 | 0.60 | 3.47 | 0.68 | 3.48 | 0.52 | 1.79 | 0.18 | 0.88 | 0.18 | 141.31   | 9.85 | 0.53          | 0.86          |

样品由南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室采用 ICP-AES 法分析。相 88—黑云变粒岩; 宜 5—斜长变粒岩; 南 1-2—混合岩化变粒岩; 南 3—片麻状混合岩; 南 1—混合花岗岩。

表 4 混合岩与变粒岩的微量元素含量  $w_B/10^{-6}$

Table 4 Trace elements of metamorphic rocks and migmatites

| 序号 | 样号    | Li   | Rb  | Sr   | Ba  | Be  | Ga   | Sc   | Ti   |
|----|-------|------|-----|------|-----|-----|------|------|------|
| 1  | 相 88  | 75.7 | 209 | 24.6 | 666 | 2.2 | 36.7 | 13.7 | 8300 |
| 2  | 宜 5   | 84.7 | 144 | 74.8 | 424 | 2.6 | 29.6 | 9.7  | 7400 |
| 3  | 南 1-2 | 57.3 | 130 | 37.2 | 393 | 1.2 | 22.9 | 8.2  | 5700 |
| 4  | 南 3   | 92.9 | 160 | 43.8 | 577 | 0.8 | 32.9 | 12.6 | 7700 |

| 序号 | V   | Cr  | Mn   | Co   | Ni   | Cu   | Pb | Zn  | Y    | Nb   | Zr  | Th   | U   |
|----|-----|-----|------|------|------|------|----|-----|------|------|-----|------|-----|
| 1  | 193 | 137 | 1500 | 24.8 | 50.8 | 131  | 62 | 184 | 26.3 | 34.2 | 138 | 17.4 | 3.6 |
| 2  | 137 | 131 | 1100 | 21.8 | 50.2 | 22.2 | 45 | 154 | 17.6 | 25.5 | 154 | 7.9  | 1.9 |
| 3  | 90  | 108 | 2300 | 19.8 | 45.1 | 35.3 | 49 | 137 | 17.7 | 19.2 | 141 | 6.2  | 3.1 |
| 4  | 120 | 129 | 1100 | 21.2 | 51.5 | 17.6 | 60 | 152 | 27.1 | 27.1 | 170 | 13.8 | 5.2 |

Rb、Sr、U、Th 元素由南京大学现代分析中心采用 X- 荧光法分析, 其余元素由南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室采用 ICP-AES 法分析, 样品的岩性同表 3。

## 4 混合岩的形成时代及同位素地球化学

### 4.1 形成时代

根据相山北部含十字石、石榴石、黑云母、白云母长英质脉体,片麻状混合岩,混合花岗岩组成的全岩-矿物 Rb-Sr 等时线年龄 [403.1 Ma ± 6.4 Ma, ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> = 0.75094, r = 0.99951]<sup>[10-11]</sup>, 该混合岩带是加里东期构造活动的产物。

### 4.2 Sr 同位素地球化学

混合岩的初始锶同位素组成 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> = 0.74864~0.75257 (见表 5)。其  $\epsilon_{\text{Sr}}(T) = 634\sim 689$ , 在年龄与 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> 的关系图上, 位于大陆壳增长线上部, 说明其源区物质成熟度高, 由变质沉积岩部分熔融形成<sup>[12]</sup>。

### 4.3 Nd 同位素地球化学

混合岩的 Nd 同位素组成如表 6, 其初始钕同位素组成 ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>i</sub> = 0.511689~0.511853。其  $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -4.65\sim -7.86$ , 与该地区结晶基底变粒岩、片岩相比<sup>[13]</sup>, 混合岩的  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  比值明显降低, 且随着混合岩化作用的增强,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  比值、( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>i</sub> 比值和  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  值降低, 在  $\epsilon_{\text{Nd}}-T$  图中位于本区结晶基底变粒岩、片岩 Nd 同位素演化域(A)上方, 褶皱基底绢云千枚岩 Nd 同位素演化线(B)下方(图 4), 这表明混合岩是该地区结晶基底变粒岩、片岩经部分重熔形成的<sup>[14-15]</sup>, 与岩相学的研究结果一致。

表 6 混合岩的 Sm-Nd 同位素组成

Table 6 Sm-Nd isotopic compositions of migmatites

| 样号   | 岩性     | Sm/10 <sup>-6</sup> | Nd/10 <sup>-6</sup> | <sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd | <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd<br>(2σ) | ( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd) <sub>i</sub> | $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ | $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ |
|------|--------|---------------------|---------------------|--------------------------------------|--|--|---------------------------|---------------------------|
| 相 89 | 长英质脉体  | 1.96193             | 19.38379            | 0.061215                             | 0.511850 ± 14                                | 0.511689   | -15.4                     | -7.86                     |
| 南 1  | 混合花岗岩  | 2.7929              | 23.12937            | 0.075793                             | 0.511877 ± 20                                | 0.511794   | -14.8                     | -5.82                     |
| 南 3  | 片麻状混合岩 | 10.22               | 62.93               | 0.091670                             | 0.512094 ± 28                                | 0.511853   | -10.6                     | -4.65                     |

样品由核工业北京地质研究院分析测试中心分析测试, 对 Nd 同位素标准 BCR-1 的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512640 \pm 4(2\sigma)$ , La Jolla  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511862 \pm 4(2\sigma)$ , 实验全流程 Sm-Nd 空白本底为  $4.7 \times 10^{-9}\text{g}$ 、 $4.7 \times 10^{-10}\text{g}$ 。

### 4.4 氧同位素组成

一般来说石英的氧同位素组成受后期热液的影响小, 其同位素组成代表形成时的同位素组成。根据岩浆结晶过程中氧同位素的分馏规律, 一般石英中的氧同位素组成比全岩高 1‰ ±。本区混合岩的氧同位素组成为 10.23‰~14.89‰(表 5), 相当于高氧花岗岩的氧同位素变化范围(>10‰), 与华南改造型花岗岩的平均值(11‰)相近<sup>[16]</sup>, 说明本区混合岩是

表 5 混合岩的初始锶及氧同位素含量

Table 5 Initial Sr and O isotopic compositions of migmatites

| 样品号  | 岩性     | ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) <sub>i</sub> | $\delta^{18}\text{O}/\%$ |
|------|--------|--|--------------------------|
| 相 89 | 长英质脉体  | 0.75209  |                          |
| 相 89 | 白云母    | 0.74864  |                          |
| 相 89 | 黑云母    | 0.75129  | 10.89                    |
| 相 89 | 长英质    | 0.74960  | 14.49                    |
| 南 1  | 混合花岗岩  | 0.75143  | 12.81                    |
| 南 3  | 片麻状混合岩 | 0.75257  | 10.23                    |

( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> 据文献[4]数据计算, 氧同位素由南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室分析。

由富氧的变质沉积岩形成的<sup>[17]</sup>。

#### 4.5 铅同位素组成

混合岩的铅同位素组成列于表 7,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.103\sim 18.617$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.668\sim 15.776$ , 放射性成因铅较低,  $\mu=10.07\sim 10.4$ , 变化范围小。Holems-Houtermans 模式计算的模式年龄为 362~ 574 Ma, 接近混合岩的形成年龄, 说明混合岩中铅的异常铅含量低。根据铅同位素组成用 R. E. Zartman<sup>[18]</sup> 提出的铅构造模式判别岩石的成因, 本区混合岩位于上部地壳演化线上方(图 5), 说明成岩物质来自成熟度高的变质沉积岩。

表 7 混合岩的铅同位素组成  
Table 7 Pb isotopic compositions of migmatites

| 样品号   | 岩性      | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $\mu$ | $t/\text{Ma}$ |
|-------|---------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-------|---------------|
| 南 1-2 | 混合岩化变粒岩 | 18.103                            | 15.668                            | 38.489                            | 10.07 | 525           |
| 南 1   | 混合花岗岩   | 18.617                            | 15.700                            | 38.820                            | 10.21 | 574           |
| 南 3   | 片麻状混合岩  | 18.617                            | 15.776                            | 38.906                            | 10.40 | 362           |

样品由核工业北京地质研究院分析测试中心分析测试。

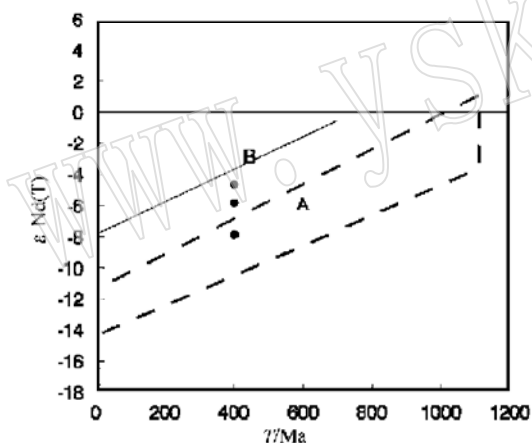


图 4 混合岩的  $\epsilon\text{Nd}-T$  演化图

Fig. 4  $\epsilon\text{Nd}-T$  evolutionary diagram of migmatites

A 代表本区结晶基底变粒岩、片岩 Nd 同位素演化域,  
B 代表褶皱基底绢云千枚岩 Nd 同位素演化线,  
据文献[13]

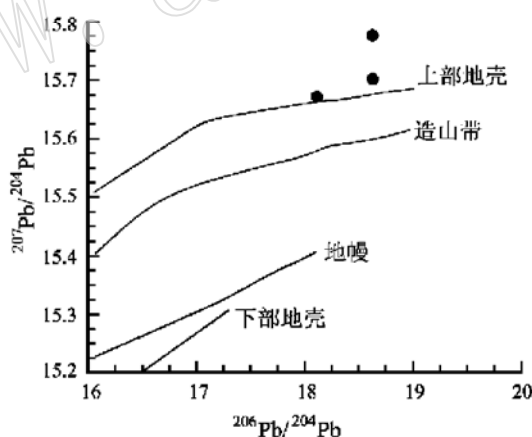


图 5 混合岩的 Pb-Pb 演化图(据文献[11])

Fig. 5 Pb-Pb evolutionary diagram of migmatites

## 5 成因分析

混合岩的成因有以下几种成因模式<sup>[12, 19~20]</sup>: ①部分熔融; ②变质分异作用; ③花岗岩浆的侵入作用; ④交代作用。

由于金溪—南城变质混合岩带位于赣中地幔隆起区, 岩石的变质程度深, 达角闪岩相,

有使岩石发生部分熔融的温压条件;混合岩以金溪混合花岗岩为中心(热点),向外混合岩化作用减弱,具有分带性;上述 Nd Sr Pb O 同位素地球化学特征表明其源区物质成熟度高,由该地区结晶基底变粒岩、片岩经部分重熔形成,因此本区混合岩的形成中部分熔融作用和交代作用同时存在,但以部分熔融作用为主,交代作用主要是部分熔融产生的流体对原岩产生交代作用。

## 6 结 论

(1) 金溪—南城变质混合岩带其一是沿深大断裂呈带状或线状分布;其二是沿深、浅两大构造层次界面之间呈面状分布。

(2) 混合岩主要由斜长石、石英、黑云母、白云母和少量石榴石组成。随着混合岩化作用的增强,从变质岩→混合岩化变质岩→片麻状、条带状混合岩→混合花岗岩,岩石中石英含量升高,黑云母、石榴石的含量减少。斜长石中 SiO<sub>2</sub>、Na<sub>2</sub>O 增加,An 值降低,Eu 亏损更加明显;轻稀土元素富集,重稀土元素分异不明显,表现出曲线较平缓。

(3) 混合岩、花岗岩的 ANKC 为 1.09~2.14,标准矿物计算中出现刚玉,具铝过饱和岩石的特征,与华南改造型及澳大利亚 S 型花岗岩的化学特征一致,全碱低(Alk=4.37~5.96),K<sub>2</sub>O>Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 的比值高(1.23~4.7)。

(4) 混合岩初始锶同位素组成(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub>=0.74864~0.75257,初始钕同位素组成(<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>i</sub>=0.511689~0.511869,其 εNd(T)=-4.34~-7.86,在 εNd-T 图中位于该地区结晶基底变粒岩、片岩 Nd 同位素演化域上方,褶皱基底绢云千枚岩 Nd 同位素演化线下方;氧同位素组成为 10.23‰~14.89‰,相当于高氧花岗岩的氧同位素变化范围,铅的异常铅含量低,铅同位素组成位于上部地壳演化线上方,说明其源区物质成熟度高,由该地区结晶基底变粒岩、片岩经部分重熔形成。

## 参考文献:

- [1] 江西省地质矿产局. 江西省区域地质志[M]. 北京:地质出版社,1984. 630~635.
- [2] 董中保主编. 中国变质作用及其与地壳演化关系[M]. 北京:地质出版社,1986. 170~175.
- [3] 谢奕克. 中国东南岩石圈板块边界变质带[M]. 北京:地质出版社,1989. 156~166.
- [4] 胡恭任,章邦桐,王长华. 赣中相山新元古代变质岩的首次确定[J]. 中国区域地质,1997,16(2):222~224.
- [5] 章邦桐,胡恭任,王湘云. 相山地区变质基底新认识及其原岩归属的对比研究[J]. 铀矿地质,1997,13(1):1~7.
- [6] Hu Gongren, Zhang Bangtong, Yu Ruilian. Petrology, age and geochemistry of the proterozoic amphibolites from Xiangshan, central Jiangxi Province[J]. Chinese Journal of Geochemistry, 1999, 18(2): 139~149.
- [7] 胡恭任,刘从强,章邦桐,等. 赣中变质岩带的组成及构造变质变形特征[J]. 中国区域地质,2000,19(4):375~381.
- [8] 刘昌实. 华南陆壳改造系列花岗岩类型划分和成岩物质来源[J]. 地质学报,1990(1):43~62.
- [9] 章邦桐. 花岗岩物理化学与铀金属矿床成矿机制研究[M]. 北京:原子能出版社,1992.
- [10] Faure G. Principles of Isotopic Geology[M]. John Wiley & Sons, 1986.
- [11] 胡恭任,章邦桐,于瑞莲. 赣中变质岩带的 Sm-Nd Rb-Sr 同位素年代研究[J]. 地质论评,1999,45(2):129~134.
- [12] Johannes W. On the origin of layered migmatites[A]. Gribble C D. Migmatites melting[C]. Shira Publishing Limited,



- 1983.
- [13] 胡恭任, 章邦桐. 赣中变质基底的 Nd 同位素组成和物质来源[J]. 岩石矿物学杂志, 1998, 17(1): 35~ 40.
- [14] O' Nions R K. A Nd isotopic investigation of sediments related to crustal development in British Isles[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1983, 63: 229~ 240.
- [15] Allegre C J and Othman D B. Nd/Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: a chemical approach to orogenesis[J]. Nature, 1980, 286: 335~ 342.
- [16] 徐克勤, 王德滋, 胡受奚, 等. 华南花岗岩的成因及其成矿关系[A]. 徐克勤, 涂光炽. 花岗岩地质及成矿关系[C]. 南京: 江苏科技出版社, 1984, 1~ 20.
- [17] 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用[M]. 西安: 陕西科学技术出版社, 1985.
- [18] Zartman R E. Lead isotopic provinces in the Cordillera of the western United State and their geological significance[J]. Econ. Geol., 1974, 69: 792.
- [19] Ashworth J R. Petrogenesis of migmatites in the Huntly- Portsoy area, north\_east scotland[J], Mineral. 40(3): 661 ~ 682.
- [20] Yardley B W. Genesis of skagit gensis migmatites Washington and the Coloado Front Range[J]. Contrib. Miner. Petrol., 1984, 85: 30~ 44.

## Petrology and Isotopic Geochemistry of Jinxi- Nancheng Migmatites and Granites, Jiangxi Province

HU Gong\_ren<sup>1,2,3</sup>, YU Rui\_lian<sup>1</sup>, LIU Cong\_qiang<sup>2</sup>

(1. College of Materials Science and Engineering, Huaqiao University, Quanzhou 362011;

2. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002;

3. State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, Nanjing University, Nanjing 210093)

**Abstract:** Jinxi- Nancheng metamorphic migmatite zone composed mainly of Jinxi igneous mass and controlled by various ductile shear zones is a multi-facies, multi-type and progressive metamorphic zone. On the basis of a comprehensive petrological and mineralogical study of Jinxi-Nancheng metamorphic migmatite zones, their Nd-Sr-Pb-O isotopic geochemistry has been investigated in detail. The initial Nd and Sr isotopic compositions of migmatites and granites are 0.511689~ 0.511853 and 0.74864~ 0.75257 respectively.  $\delta^{18}\text{O}$  values of migmatites and granites are 10.23‰~ 14.89‰, similar to the  $\delta^{18}\text{O}$  values of high O granites (> 10‰). Below the evolution line of sericite schist of folded-basement in the  $\epsilon\text{Nd}-T$  evolution diagram, initial Nd isotopic composition of migmatites and granites is apparently located in the evolution area of granulite and schist of crystalline-basement. Their contents of radiogenic Pb are relatively low, with  $\mu$  being 10.07~ 10.4, and their Pb isotopic compositions are above the evolution line of the upper crust. The above features show that migmatites and granites in Jinxi-Nancheng migmatite zone are formed by partial remelting of O-rich and highly-matured granulite and schist.

**Key words:** migmatites; petrology; Nd, Sr, Pb, O isotopic geochemistry; Jinxi- Nancheng metamorphic migmatites zone