

湖南千里山花岗岩的岩石学 和地球化学研究

李忠文 崔彬 匡跃求

(武汉地质学院北京研究生部) (湖南省地质矿产局研究所)

主题词: 花岗岩; 复式岩体; 分离结晶作用; 成矿模式

提 要: 本文从岩石学、岩石化学等方面详细研究了湘南东坡矿田内的花岗岩体, 认为岩体分四次侵入就位。前三次侵入岩体在岩体的产状、岩石的矿物成分、化学成分及稀土元素和其他微量元素的分配上都具有明显的相同演化趋势, 表明它们是同源岩浆分离结晶作用的产物, 而第四次侵入岩体则不符合这一演化趋势, 表明与前三者不是同源岩浆产物, 根据其产状特征, 可能来自更深的位置。不同期次的侵入体, 具有不同的矿化特征, 从而构成本矿田特有的成矿模式。

一、概 述

千里山花岗岩位于湖南郴县东南25公里处东坡矿田内, 地处南岭纬向构造带中段北缘。区内出露的地层主要是: 震旦系, 为一套浅变质的泥沙质沉积, 厚度大于1354米。中—上泥盆统为浅海相和滨海相的碳酸盐和碎屑岩石, 厚1214—1796米。境内构造活动亦较频繁。千里山花岗岩与矿田内矿床, 具有成因上的联系。围绕着岩体, 在接触带及邻近围岩中, 赋存有: W、Sn、Mo、Bi、Cu、Pb、Zn等大小矿床、矿点70余处。其中主要有: 矽卡岩—云英岩复合型W、Sn、Mo、Bi矿床; 高一中温热液W、Sn矿床; 蚀变岩枝型Sn、Cu矿床; 中—低温热液型Pb、Zn矿床。从而构成我国主要的稀有—有色金属基地之一。

二、岩体地质

1. 岩石学特征

千里山花岗岩体，侵位于东坡矿田、中东坡一月枚复式向斜北段昂起部位，其围岩为震旦系和中、上泥盆统。岩体呈岩株状产出，出露面积约为 9.7 平方公里，与围岩呈不整合侵入接触（图1）。岩性主要为黑云母二长花岗岩。同位素年龄（K—Ar和Rb—Sr法）分别为 172—139和 $162 \pm 24 \sim 141 \pm 20$ 百万年。岩体四次侵入就位，各次侵入体之间都具有明显的侵入接触关系。按侵入顺序的先后，将各次侵入体的岩石特征作如下描述：

第一次侵入岩为细粒斑状黑云母二长花岗岩 (γ_5^{2-1})，为千里山岩体的主体部分，主要分布于岩体的西部，并有一些细粒微斑状黑云母花岗岩脉侵入到围岩中去。岩石具块状构造，似斑状结构。斑晶为：钾长石，常呈板状，含量5—7%；斜长石，含量约9%， $An=19-39$ ，钠长石双晶较发育；石英常呈半自形，含量5—15%。侵入体边缘部分，长石斑晶有减少而石英斑晶有增多的趋势。基质主要为：钾长石，卡氏双晶较发育，含量20—30%；斜长石，多呈半自形， $An=26-35$ ，含量10—30%，钠长石双晶亦较发育；石英为他形粒状，含量20—30%；黑云母多呈不规则状，含量2—5%，其 $FeO+MnO+MgO=32.87$ ， $SiO_2+Al_2O_3=52.87$ ，常蚀变为绿泥石及白云母。岩石中的副矿物为锆石、磷灰石、磁铁矿及少量萤石、黄铁矿、锡石和白钨矿。

第二次侵入岩为中—粗粒黑云母二长花岗岩 (γ_5^{2-2})，分布于岩体的中、偏东部，侵入于第一次侵入岩中，局部与泥盆系接触，其岩枝侵入于围岩成为石英斑岩。岩石具块状构造，中—粗粒花岗结构。主要矿物成分为：钾长石，呈半自形—它形，含量20—10%，具卡氏双晶；斜长石，呈半自形板状， $An=8-32$ ，含量30%±；石英，他形，含量25—35%；黑云母，片状，含量2—5%；其 $FeO+MnO+MgO=27.52$ ， $SiO_2+Al_2O_3=59.93$ 。副矿物为磷灰石、钛铁矿(?)、锆石及萤石等。

第三次侵入岩为细粒黑云母二长花岗岩 (γ_5^{2-3})，呈岩脉状和岩株状穿插于前二次侵入岩中，侵入界线清楚，与前二次侵入岩的接触处，往往形成有10—20厘米厚的似伟晶岩壳。岩石亦呈块状构造，细粒花岗结构。主要矿物为：钾长石，含量25—40%；斜长石， $An=0.5-$

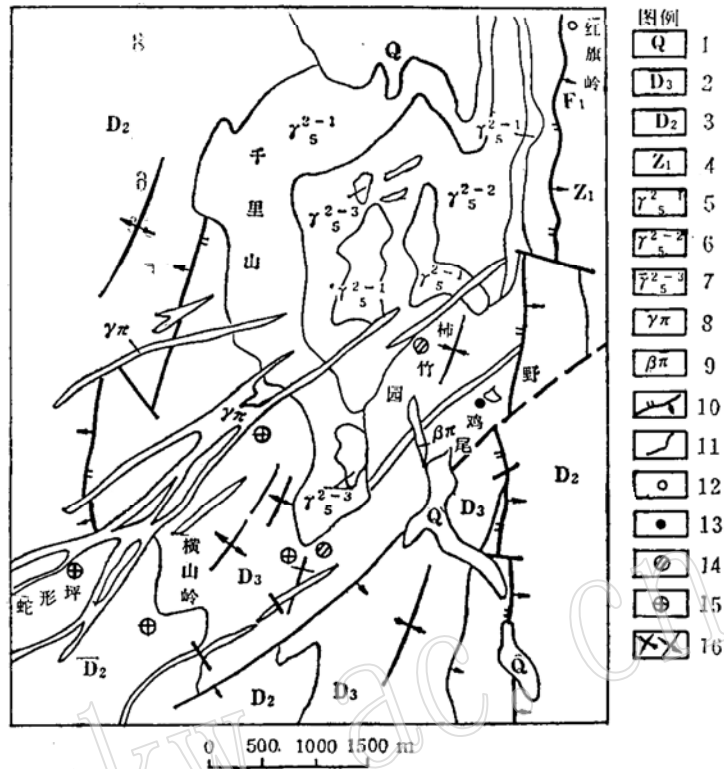


图 1 千里山花岗岩体地质简图

(根据湘南地质队资料简化, 1983)

Fig. 1 Geological sketch-map of Qianlishan granite

- 1—冲积层；2—泥盆系上统；3—泥盆系中统；4—震旦系；5—细粒斑状黑云母二长花岗岩；6—粗粒黑云母二长花岗岩；7—细粒黑云母二长花岗岩；8—花岗斑岩；9—辉绿玢岩；10—冲断层；11—地质界线；12—高一中温热液石英脉型Sn—W矿床；13—蚀变岩枝型Sn—Cu矿床；14—砂卡岩型W、Sn、Mo、Bi矿床；15—中低温热液型Pb、Zn矿床；16—向斜、背斜

12, 含量20—30%, 呈柱状或板状, 钠长石双晶较发育; 石英, 含量15—40%, 他形; 黑云母, 含量2.5%±, 其 $\text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} = 18.28$, $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 = 68.67$ 。副矿物为: 磷灰石、黑钨矿、黄玉、黄铁矿等。

第四次侵入岩为花岗斑岩($\gamma\pi$), 沿北东向断裂呈陡立的岩墙群出现, 贯穿整个矿田, 斜切上述各次侵入岩及有关地层, 断续延长约36公里。岩石具似斑状结构。斑晶主要为: 钾长石, 含量6—35%; 斜长石, $\text{An} = 32$, 含量4—15%, 半自形; 石英, 含量15—30%, 他形粒状。基质为: 钾长石, 含量25%; 斜长石, $\text{An} = 25-30$, 含量小于5%; 黑云母, 半自形, 含量5—7%, 其 $\text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} = 38.13$, $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 = 48.34$ 。

在花岗斑岩侵位之后, 有一次小规模辉绿(玢)岩脉的侵入, 从而结束了该区内岩浆活动的历史。

综上所述, 千里山花岗岩体表现出明显的演化趋势。从 $\gamma_5^{2-1} \rightarrow \gamma_5^{2-2} \rightarrow \gamma_5^{2-3}$, 侵入体的范围由大变到小; 斜长石的种属由中长石变到更长石再到钠长石, 即 An 逐渐降低; 黑云母中 $\text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}$ 逐渐减少, $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ 却增加。而 $\gamma\pi$ 则与此趋势不一致, 反映出两类岩石成因上的差异。

2. 岩体的蚀变

在黑云母二长花岗岩(γ_5^{2-1} , γ_5^{2-2} , γ_5^{2-3})中, 蚀变现象极为普遍。主要分布在侵入岩间的接触处, 岩体的突出部位, 特别是与矿化有关的地段。最主要的蚀变类型有:

钾长石化: 在各次花岗岩中, 钾长石化均有发育, 局部钾长石化强烈的地区, 可形成不等粒的钾长石变晶聚集体。钾长石化可受到晚期钠长石化和石英化的影响。

钠长石化: 钠长石化比钾长石化更为普遍。它主要交代早期形成的钾长石和斜长石。主要形成半自形—它形的细小晶体集合体交代早期形成的矿物。

云英岩化: 主要分布在 γ_5^{2-1} 和 γ_5^{2-2} 的突出部位。在一些分异脉体中, 常见强烈的云英岩化。

除上述外, 还常见到黑云母的绿泥石化及白云母化。以及石英呈脉状或聚晶状, 切穿或交代早期矿物。

三、岩石化学特征

从图2中可看出各次侵入岩的 SiO_2 含量均大于73%, 属酸性—超酸性花岗岩类; ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)含量在8—9%之间, 计算出 γ_5^{2-1} , γ_5^{2-2} , γ_5^{2-3} 和 $\gamma\pi$ 的里特曼指数(δ), 分别为: 2.13, 2.20, 2.54和2.10; 顿特指数($\text{A} \cdot \text{R}$): 3.85, 4.20, 4.55和3.74, 应为钙碱性岩石。同时计算其分异指数(DI), 分别为: 89.72, 92.34, 94.40和85.51。在 $\text{Ab}-\text{Or}-\text{Q}$ 相图(图3)投影中, 反映出各次侵入岩均具有深熔性质, 但 γ_5^{2-3} 较富含 Ab , 表明在岩浆作用晚期较强的钠长石化作用(Stämpor 1979)。这与岩体蚀变的研究是一致的。

从图2、图3, 可看出千里山岩体的演化趋势。 $\gamma_5^{2-1} \rightarrow \gamma_5^{2-2} \rightarrow \gamma_5^{2-3}$, 里特曼指数和顿特指数都逐渐升高, 表明碱性程度越来越大, 分异指数逐渐加大, 表明分异程度也越来越大, 但各分异指数间的差别却不大, 这表明了分异作用的均匀性和各次侵入岩化学成分的相似性。随着分异作用的进行, 岩石向着碱性方向演化。然而, $\gamma\pi$ 所具有的上述岩石化学参数, 则不符合这一演化趋势。在岩石化学成分上(图1), $\gamma_5^{2-1} \rightarrow \gamma_5^{2-2} \rightarrow \gamma_5^{2-3}$, CaO 、 Fe_2O_3 、

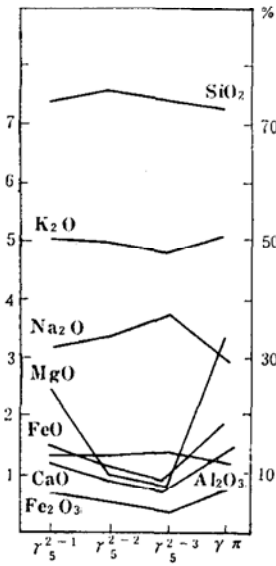


图 2 千里山花岗岩化学成分演化图

Fig. 2 Variation of chemical composition in the Qianlishan granite

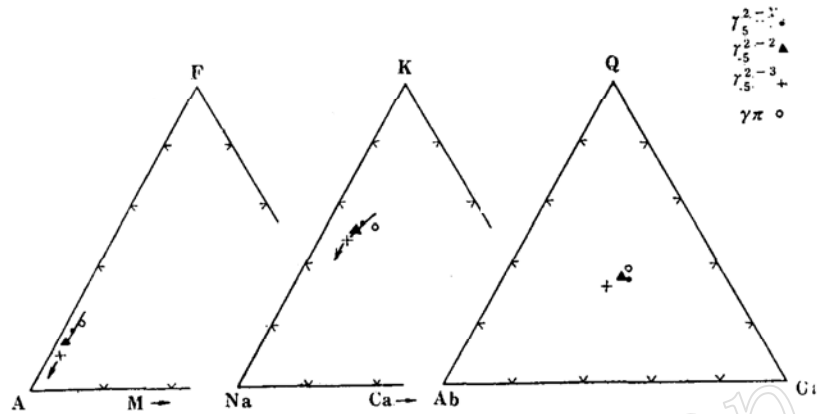


图 3 千里山花岗岩 F-A-M, K-Na-Ca 和 Q-Ab-Or 图解。

A = Na₂O + K₂O, F = FeO + Fe₂O₃, M = MgO
Fig. 3 A-F-M, K-Na-Ca and Q-Ab-Or diagrams of the Qianlishan granite

FeO、MgO、K₂O 等组分逐步降低，而 Al₂O₃、Na₂O 则逐步升高，可是 $\gamma\pi$ 则正好相反。在岩石的 A-F-M 和 K-Na-Ca 的演化图（图 3）中，更清楚地显示出从 $\gamma_5^{2-1} \rightarrow \gamma_5^{2-2} \rightarrow \gamma_5^{2-3}$ 的化学成分向着贫钙、铁，富碱质方向演化。在碱质演化上，则由富钾质向富钠质方向演化。同样， $\gamma\pi$ 也与这一趋势不一致。

因此，根据上述，晚期侵入的花岗斑岩，与前三次侵入的黑云母二长花岗岩，不是同一岩浆演化系列的产物。

四、岩石地球化学特征

1. 稀土元素特征

从图 4 可知，各次侵入岩均具有近于对称的“V”形曲线，Eu 负异常极为明显，为重熔型花岗岩的特征。对各次花岗岩稀土元素配分的研究表明： $\gamma_5^{2-1} \rightarrow \gamma_5^{2-2} \rightarrow \gamma_5^{2-3}$ ， $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 由 3.66 \rightarrow 2.77 \rightarrow 1.28； δ_{Eu} 由 0.17 \rightarrow 0.06 \rightarrow 0.02，这一降低的趋势显示了越来越富集重稀土，Eu 亏损程度越来越大。同时稀土总量越来越高（ ΣREE 224.39, 337.40, 442.42）。但 $\gamma\pi$ 则出现了相反的情况：明显地富轻稀土（ $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE} = 7.61$ ，Eu 亏损较小（ $\delta_{\text{Eu}} = 0.36$ ）， $\Sigma\text{REE} = 314.55$ 。在图 4 中更明显地反映出这些差异。从而更说明前三次侵入岩与第四次侵入的 $\gamma\pi$ 不是相同成因的产物。

利用特雷伊尔等人根据分配系数原理作出的 La/Sm 对 La 图解，将等离子光谱测定的 8 个数据（中国科学院高能所 1984）投入该图（图 5）中，可以看出： $\gamma\pi$ 为部分熔融的产物，而 γ_5^{2-1} ， γ_5^{2-2} ， γ_5^{2-3} 是由分离结晶作用形成的。这一论断与前述各次花岗岩的矿物成分、化学成分、微量元素演化规律是相吻合的。为此，进一步利用分离结晶作用模式，模拟岩浆演

化过程中某些微量元素的行为:

$$C^L = C^0(1 + X)^{D-1}$$

$$C^S = C^0[(1 - X)^D]/X,$$

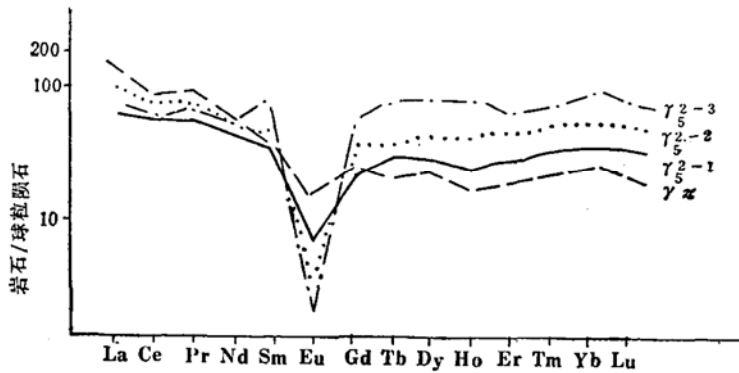


图4 各次花岗岩稀土元素配分模式图

Fig. 4 The chondrite-normalized REE pattern in the granites

式中 C^L 、 C^S 和 C^0 分别代表岩浆固结程度为 X (已固结岩体占原始岩浆熔体的体积或重量百分数) 时, 某一微量元素分别在当时固相、液相和原始岩浆中的浓度, D 为该元素在固相和液相间的分配系数。

由于 $\gamma_5^{2-1} \rightarrow \gamma_5^{2-2} \rightarrow \gamma_5^{2-3}$ 为分离结晶作用的产物, 因此 γ_5^{2-1} 可视为 γ_5^{2-2} 的初始岩浆(C^0)。同理 γ_5^{2-2} 可视为 γ_5^{2-3} 的

初始岩浆。根据Arth. J. G和Hanson G. N. (1975) 公布的稀土元素在流纹岩中的分配系数(表1), 分别模拟了 γ_5^{2-2} , γ_5^{2-3} 中某些稀土元素变化。模拟结果如表2所示。模拟的稀土元素与实测结果比较吻合, 尤其是重稀土的组成与实测结果相当一致。造成轻稀土偏高的

表1 某些稀土元素在流纹质岩石中的分配系数

Table 1 Distribution coefficient of REE in rhyolitic rocks

| 矿物 | 元素 | Ce | Nd | Sm | Eu | Gd | Dy | Er | Yb | Lu |
|------|----|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 斜长石 | | 0.27 | 0.21 | 0.13 | 2.15 | 0.097 | 0.064 | 0.055 | 0.049 | 0.046 |
| 碱性长石 | | 0.044 | 0.025 | 0.018 | 1.13 | 0.011 | 0.006 | 0.006 | 0.012 | 0.006 |
| 黑云母 | | 0.32 | 0.29 | 0.26 | 0.24 | 0.28 | 0.29 | 0.36 | 0.44 | 0.33 |

资料来源 Arth. J.G.和Hanson G.N.1975

表2 千里山花岗岩稀土元素模拟值与实测值对照表

Table 2 Comparison between the analytical and simulated data of REE in Qianlishan granites

| 项目 | 元素 | 稀土元素 | | | | | | | | 分离相矿物 | | | 结晶程度 | |
|------------------|----|--------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-----|-----|------|-----|
| | | Ce | Nd | Sm | Eu | Gd | Dy | Er | Yb | Lu | Pl | Or | Bi | x |
| γ_5^{2-1} | 实测 | 60.65 | 24.72 | 7.03 | 0.39 | 6.9 | 8.84 | 6.19 | 7.92 | 1.23 | | | | |
| | 模拟 | 80.79 | 35.3 | 11.1 | 0.24 | 12.86 | 16.49 | 10.73 | 11.80 | 1.68 | | | | |
| γ_5^{2-2} | 实测 | 93.4 | 39.2 | 11.6 | 0.25 | 12.52 | 14.96 | 10.46 | 13.39 | 2.09 | 75% | 10% | 15% | 44% |
| | 模拟 | 144.82 | 65.01 | 21.05 | 0.16 | 24.71 | 32.09 | 20.9 | 22.98 | 3.29 | 48% | 50% | 2% | 50% |
| γ_5^{2-3} | 实测 | 59.41 | 35.73 | 17.32 | 0.11 | 22.05 | 29.68 | 18.8 | 23.14 | 3.32 | | | | |
| | 模拟 | 144.82 | 65.01 | 21.05 | 0.16 | 24.71 | 32.09 | 20.9 | 22.98 | 3.29 | 48% | 50% | 2% | 50% |

原因可能与伴随钠长石化有关，这反映了模拟的合理性，较好地再现了岩浆分离结晶作用的演化过程。

2. 其他微量元素特征

各次花岗岩中微量元素含量及比值列于表 3 中，从中可知：W、Sn、Mo、Bi、Be、Cu、Pb、Nb、Ta 等元素的含量均高出其丰度值几倍至几十倍，这些元素也正是东坡矿田的主要成矿元素。此外，Li、Rb、Sc、U、Th 等都高于其丰度值，而 Sr、Ba、Zr、Co、Ni 等都低于其丰度值，说明本区的花岗岩分异程度较

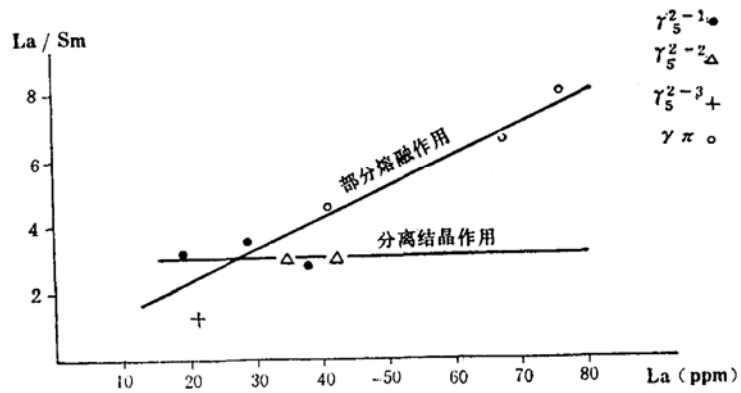


图 5 La/Sm 对 La 图解

Fig. 5 The plot of La/Sm versus La

高。从表中还可看出： $\gamma_5^{2-1} \rightarrow \gamma_5^{2-2} \rightarrow \gamma_5^{2-3}$ ，Li、Rb、Ga、V 等元素逐渐富集，Sr、Ba、Zr、rC、V、Co、Ni 等元素逐渐贫化，而 $\gamma\pi$ 则相反。另外，反映岩浆演化分异程度的微量元素比值：K/Rb、Ba/Rb、Th/U、Rb/Sr、Ga/Al、Li/Mg 都反映出 $\gamma_5^{2-1} \rightarrow \gamma_5^{2-2} \rightarrow \gamma_5^{2-3}$ 分异程度越来越大，分异作用更完善的趋势，而 $\gamma\pi$ 却大大偏离了这一趋势。

五、千里山花岗岩体与矿化的关系

千里山花岗岩的岩体产状、岩石的酸度、碱度、铝饱和度、成矿元素和挥发分的含量等均显示出含矿花岗岩的特征。从表 3 中可看出成矿元素的含量比花岗岩中的丰度高出 1—2 个数量级，这不仅反映出区域地球化学的较高背景值，也说明矿田内原始岩浆中成矿元素的含量是成矿作用的重要物质来源。

在 γ_5^{2-1} 与中—上泥盆纪碳酸盐岩石接触带上产生了矽卡岩型的 W、Sn、Mo、Bi 矿床；在矿田的东北角，在震旦系中分布有高—中温热液石英脉型 Sn—W 矿床，在矿床深部已发现有强烈碱性长石化的 γ_5^{2-2} ；蚀变岩枝型 Sn、Cu 矿床则是由 γ_5^{2-2} 衍生出的石英斑岩，侵位在上泥盆统灰岩中，经强烈热液蚀变形成的；在矿田南部碳酸盐围岩中，广泛分布着与 $\gamma\pi$ 有关的热液脉状 Pb—Zn 矿床。

对矿田中 32 个组合分析样，以 16 项组合含量为变量进行对应分析，以累计公因子方差为 95.5% 的 F_1 和 F_2 公因子作图 (图 6)。从图上可看出区内主要成矿元素明显地分为三群：W、Mo、Bi、Li₂O、Rb₂O；Cu、Sn；Ga、Ge、Ag、Nb、Pb、Zn。它与区内矿床分布规律是一致的 (图 1)。

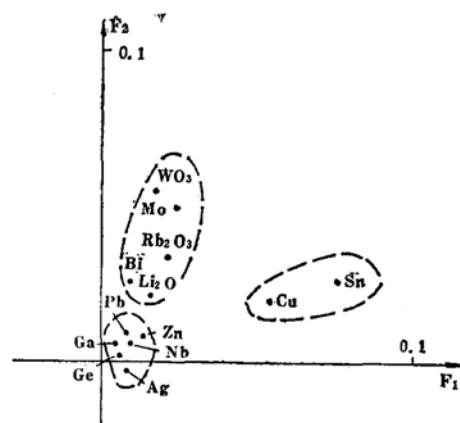


图 6 矿石组合分析样品对应分析 F_1 — F_2 因子载荷平面点聚图

Fig. 6 The plan point-accumulation diagram of F_1 — F_2 factor loading for correspondence analysis of ore composited samples

表3 各次花岗岩中微量元素含量(ppm)

Table 3 The contents of trace element in various granites

| 元素 | 期次 | γ_5^{2-1} | γ_5^{2-2} | γ_5^{2-3} | $\gamma\pi$ | 花岗岩中丰度 |
|-------------------------|-------|------------------|------------------|------------------|-------------|--------|
| 非成矿元素 | Li | 65.10 | 165.10 | 179.10 | 33.11 | 40 |
| | Rb | 599.6 | 778.3 | 830 | 665 | 200 |
| | Sr | 88.56 | 16.67 | 6.68 | 89.18 | 300 |
| | Ba | 157.9 | 43.65 | 7.22 | 309.7 | 830 |
| | Sc | 5.19 | 4.46 | 4.76 | 4.94 | 3 |
| | Ga | 18.85 | 25.01 | 26.70 | 21.62 | 20 |
| | U | 20 | 25 | 30 | | 3.5 |
| | Th | 62.28 | 38.34 | 19.26 | 58.01 | 18 |
| | Zr | 125 | 68.1 | 43.3 | 180.5 | 200 |
| | Cr | 145 | 63 | 45 | 20.17 | 25 |
| | V | 17.07 | 2.32 | <1.5 | 20.56 | |
| | Co | 2.51 | 1.24 | <1.0 | 4.0 | 5 |
| | Ni | <4 | <4 | <4 | 4.06 | 8 |
| | 成矿元素 | Nb | 37.27 | 38.88 | 27.68 | 23.51 |
| Ta | | 8.5 | 2.0 | 14.3 | | 3.5 |
| Sn | | 52 | 29.8 | 159.6 | 112.6 | 3 |
| Cu | | 47.6 | 20.9 | 61.3 | 27 | 20 |
| W | | 16.85 | 12.3 | 21.8 | 16 | 1.5 |
| Mo | | 21.7 | 19.3 | 23 | 14.3 | 1.0 |
| Bi | | 60.3 | 81 | 53.3 | 30 | 0.01 |
| Be | | 28.4 | 33.5 | 22.2 | 14.1 | 5.5 |
| Pb | | 105.2 | 117.9 | 100 | 100 | 20 |
| Zn | | 5.6 | 23.0 | | 37 | 60 |
| Rb/Sr | | 6.8 | 46.7 | 124.3 | 7.5 | 0.67 |
| Ba/Rb | 0.263 | 0.056 | 0.009 | 0.460 | 4.15 | |
| K/Rb | 89.89 | 64.24 | 57.23 | 75.79 | 167 | |
| Ga/Al × 10 ⁴ | 3.93 | 5.21 | 5.30 | 4.57 | 2.60 | |
| Li/Mg × 10 ³ | 15.7 | 99.6 | 135.0 | 6.1 | 7.14 | |
| Th/U | 3.114 | 1.534 | 0.642 | | 5.14 | |
| Nb/Ta | 4.38 | 19.44 | 1.94 | | 5.71 | |
| TiO ₂ /Ta | 223.5 | 300 | 27.97 | | 1096.2 | |

据白志民1984, 湘南地质队1983, 数据为光谱半定量, 花岗岩中丰度引自维诺格拉多夫(1962)

根据不同期次侵入的花岗岩与不同类型矿床的关系, 可得出如下的模式:

W、Sn、Mo、Bi → Sn、Cu(W) →

Be(?) → Pb、Zn

$\gamma_5^{2-1} \rightarrow \gamma_5^{2-2} \rightarrow \gamma_5^{2-3} \rightarrow \gamma\pi$

六、岩石成因

综上所述, 可得出有关千里山花岗岩成因的结论:

1. 千里山花岗岩为岩浆成因, 具有高SiO₂含量, 较多的Al, Na₂O/K₂O为0.5~0.9, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.7328 (据湘南地质队1983, 为 γ_5^{2-2} 测定值), $\delta^{18}O = +10.8\%$, 稀土元素配分型为Eu亏损型, 有极强的负Eu异常, 副矿物为钛铁矿、磁铁矿等, 将⁸⁷Sr/⁸⁶Sr和 $\delta^{18}O$ 的值投影于Magaritz(1978)锶氧同位素图上, 投影点落在“S”型花岗岩区内, 上述一切, 表明千里山花岗岩具有“S”型花岗岩的特征。由于岩体直接侵位于震旦系和中、上泥盆系中, 因此其源岩应是区域内前震旦纪的地槽阶段沉积物。

2. 千里山花岗岩为一复式岩体, 前三次侵入岩(γ_5^{2-1} , γ_5^{2-2} , γ_5^{2-3})在侵入规模、岩石的矿物成分、化学成分、稀土元素及微量元素的分配上具有明显的演化趋势: 从 $\gamma_5^{2-1} \rightarrow \gamma_5^{2-2} \rightarrow \gamma_5^{2-3}$ 分异程度越来越大; 岩石的碱度也越来越大; 斜长石种属由中长石变到更长石再到钠长石; 越来越富集重稀土, Eu亏损程度越来越大; 亲花岗岩组分逐渐富集, 疏花岗岩组分逐渐贫化, 侵入规模越来越小。这一切表明它们是同源岩浆深部分异的产物。但第四次侵入岩($\gamma\pi$), 都不符合这一演化趋势, 表明与前三次侵入岩不是同源岩浆的产物, 根据其产出特征, 可能来自更深的位置。

3. 千里山花岗岩具有含矿花岗岩的特点, 表现为: 高SiO₂含量; 碱对钙、镁及对铁的高比值; 高的分异指数; 高的Rb/Sr和Ca/Sr比值及低的K/Rb和Mg/Li比值; 很高的成矿元素的含量。

4. 由于 γ_5^{2-1} , γ_5^{2-2} , γ_5^{2-3} 与 $\gamma\pi$ 来自不同源岩浆, 因而控制了Sn、W及Pb、Zn两种地

球化学性质不同的矿床在同一矿田的产出, 即东坡矿田是由Sn-W和Pb-Zn两个成矿系列组成。

参 考 文 献

- [1] 袁忠信, 1980, 稀土元素及其在岩石成因研究上的应用。《国外地质参考资料》№21。
 [2] 王昌烈等, 1981, 柿竹园钨锡钼铋矿床地质特征。《钨矿地质讨论会论文集》。
 [3] J. 塔奈伊, A. D. 森德斯, 1985, 有关科迪勒拉岩基成因的微量元素对比。《花岗岩岩基的成因地球化学证据》。
 [4] M. Stěmpor., 1979, Mineralized Granite and their Origin. «Episodes» № 3.
 [5] J. Hoefs, 1980, Stable isotope Geochemistry.
 [6] Marignac Chr., 1982, Geologic. Fluid inclusion and stable isotope studies of the Tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal—A discussion. Econ. Geol. V77 1263—1266.

Petrological and Geochemical Studies of the Qianlishan Granite, Hunan

Li Zhongwen Cui Bin

(Beijing Graduate School, Wuhan College of Geology)

Kuang Yueqiu

(Hunan Provincial Institute of Geology)

Key words: granite; composite intrusion; separate crystallization;
metallogenic model

Abstract

The Qianlishan granite, which emplaced in the Sinian and Middle-Upper Devonian systems at the early stage of the Yanshanian movement (172—141Ma), is a composite intrusive body. In intrusive sequence, it consists of fine-grained porphyritic biotite monzonitic granite (γ_6^{2-1}), medium to coarse-grained biotite monzonitic granite (γ_6^{2-2}), fine-grained biotite monzonitic granite (γ_6^{2-3}) and granite porphyry ($\gamma\pi$).

The Qianlishan granite is of magmatic origin. It has high SiO_2 and relatively high Al contents; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0.5-0.9$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7328$ and $\delta^{18}\text{O}=+10.8\%$. The REE distribution pattern is of Eu-depleted type with intensive negative Eu-anomaly. Therefore, this intrusive body belongs to S-type granite. Based on the characteristics of its emplacement, the source rocks of the Qianlishan granite might be Pre-Sinian sediments.

From γ_6^{2-1} through γ_6^{2-2} to γ_6^{2-3} , the evolution of magma shows obvious trends, i. e., the differentiation index (DI), alkalinity, the HREE content and the

degree of Eu depletion become higher and higher; the contents of granitophile increase, whereas those of granitophile elements decrease, but the granites of $\gamma\pi$ doesn't follow these trends. Based on the above, it is thought that γ_6^{2-1} , γ_6^{2-2} and γ_6^{2-3} are related to comagmatic fractional differentiation but $\gamma\pi$ is not. Judging from its mode of occurrence granites $\gamma\pi$ probably came from a level deeper than the others in origin.