

# 湘南荷花坪地区王仙岭岩体地球化学特征及成矿作用

王显彬, 蔡明海, 彭振安, 徐明, 刘虎, 郭腾飞

(广西大学资源与冶金学院, 广西 南宁 530004)

**摘要:**王仙岭岩体由两期花岗岩组成, 早期花岗岩发生钨锡矿化, 晚期花岗岩无矿化显示。本文对两期花岗岩主量、稀土、微量元素特征、形成构造环境及其与成矿关系等方面进行对比研究, 认为成矿花岗岩与不成矿花岗岩主要区别在于早期花岗岩富含电气石、B、F、Cs 含量高, 其岩浆分异演化程度高, 电气石中 Fe 含量约占 8.99%, F 含量约占 2.10%, 而晚期花岗岩不含电气石或电气石含量很少, 岩浆演化程度相对低。深层原因为王仙岭早期花岗岩形成软流圈地幔上涌峰期, 壳-幔作用强烈, 深源流体丰富, 而王仙岭晚期花岗岩形成软流圈地幔上涌峰期之后, 壳-幔作用较弱, 成矿作用强度可能与壳-幔作用强度呈正相关性。

**关键词:**王仙岭岩体; 壳-幔相互作用; 钨锡成矿; 热-应力松弛; 湘南

**中图分类号:** P618.67, P618.44, P595

**文献标识码:** A

王仙岭岩体距郴州市南约 10 km, 其东南部产出有荷花坪锡多金属矿床。蔡明海等<sup>[1]</sup>利用辉钼矿 Re-Os 法测得荷花坪野鸡窝矿脉的成矿年龄为  $(224 \pm 1.9)$  Ma, 属印支期成矿, 印支期可能为华南钨锡的主要成矿期之一<sup>[2]</sup>。荷花坪矿区印支期发育有两期花岗岩, 早期与钨锡矿化关系密切, 晚期则无矿化显示, 研究两期岩浆差异对认识南岭印支期成矿作用具有重要意义。本文通过比较王仙岭两期花岗岩的地球化学特征差异, 进一步探讨印支期成矿机理。

## 1 地质概况

荷花坪锡多金属矿床位于南岭 E-W 向断裂和郴州-临武 NNE 向断裂的交汇部位, 大地构造上处于湘桂拗陷东缘, 赣南-粤北隆起西缘, 粤北拗陷北部(图 1)。

矿区出露地层主要有中泥盆统跳马涧组砂岩和棋梓桥组灰岩, 其中, 棋梓桥组底部不纯灰岩是有利的赋矿层位, 而其与跳马涧组砂岩过渡部位往

往形成厚大矿体。

矿区断裂发育, 主要为 NNE、NE 及 NW 向, 其中 NE-NNE 向断裂总体表现为张扭性, 控制着区内花岗岩斑脉及矿体的产出, NW 向断裂错断 NE 及 NNE 向断裂(图 1)。

矿区的岩浆岩主要为印支期王仙岭花岗岩体, 另有一些 NE 向的燕山期花岗斑岩<sup>[3,4]</sup>。矿区外围还发育有成 S-N 向展布的辉绿岩脉。

王仙岭岩体面积约 19.7 km<sup>2</sup>, 分早、晚两期, 早期中粗粒二云母花岗岩, 呈岩株产出, 形态似倒葫芦形, 北大南小, 长轴大致呈 NNE 向展布, 为正地形突出地表。晚期为细粒黑云母花岗岩, 呈岩枝、岩脉侵入早期中粗粒二云母花岗岩中。早期形成年龄为 222.5 ~ 226 Ma 之间<sup>[3]</sup>, 晚期形成年龄为  $(212 \pm 4)$  Ma<sup>[4]</sup>。

荷花坪锡多金属矿床主要由四个锡矿体组成(图 1)。I 号、II 号、IV 号矿体与王仙岭岩体有关, III 号矿体与燕山期花岗斑岩有关。I 号矿体位于桃花垄-野鸡窝-后塘一带, 主要有含锡砂卡岩型、锡石-硫化物型和云英岩型三种矿石。II 号矿体位于锡金岭-天字号一带, 矿石类型为锡石-硫化物型。III 号矿体位于龙潭-打鼓岭一带, 其中 III-1 号锡矿体产于蚀变花岗斑岩中, 矿石类型为锡石-硫化物型, III-2 号锡矿体产于硅化砂岩中, 矿石类型为锡石-

收稿日期: 2011-10-31; 修回日期: 2012-02-07

基金项目: 国家自然科学基金(编号: 40972073)资助。

作者简介: 王显彬(1985-)男, 硕士在读, 地球化学专业, E-mail: winter3896032@163.com



### 3 主量元素特征

王仙岭岩体主元素含量见表 1。

王仙岭早期花岗岩和晚期花岗岩都是富硅花岗岩。前者  $\text{SiO}_2$  在 70.88%~77.30% 之间, 均值为 72.80%, 后者  $\text{SiO}_2$  在 72.16%~73.17% 之间, 平均为 72.68%。

王仙岭早期花岗岩和晚期花岗岩均属强过铝质花岗岩, 前者  $\text{Al}_2\text{O}_3$  为 14.38%~18.26%, 后者  $\text{Al}_2\text{O}_3$  为 13.57%~16.01%, 均高于华南改造型花岗岩 (13.51%)<sup>[6]</sup>, 前者铝饱和指数 ACNK 在 1.17~2.69 之间, CIPW 标准矿物出现 C (刚玉) 含量 (2.52%~11.64%) 大于 1% (表 2), 与岩石中普遍含高铝矿物 (如原生云母和电气石等) 相吻合, 后者 ACNK 多数在 1.06~2.45 之间, 刚玉含量 (1.17%~10.42%) 也大于 1%, 因此, 两者均属于强过铝质花岗岩<sup>[7]</sup>。

王仙岭早期花岗岩和晚期花岗岩都富碱性, 前者  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  在 4.05%~7.93% 之间, 均值 6.28%, 后者  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  含量为 5.10%~7.99%, 均值为 6.73%。

王仙岭早期花岗岩和晚期花岗岩都属高钾, 前者  $\text{K}_2\text{O}$  含量为 3.92%~5.56%, 后者  $\text{K}_2\text{O}$  含量在 3.96%~4.50% 之间, 两者  $\text{K}_2\text{O}$  普遍大于  $\text{Na}_2\text{O}$ 。

王仙岭早期花岗岩和晚期花岗岩均高  $\text{P}_2\text{O}_5$ , 前

者  $\text{P}_2\text{O}_5$  含量在 0.062%~0.43% 之间, 平均为 0.28%, 后者为 0.17%~0.32%, 平均 0.23%, 均高于华南改造型花岗岩 (0.11%)<sup>[5]</sup>。

王仙岭早期花岗岩和晚期花岗岩贫基性成分, 前者  $\text{FeO}^*$  ( $\text{FeO} + 0.8998 \text{Fe}_2\text{O}_3$ )、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$  和  $\text{TiO}_2$  均值分别为 2.03%、0.88%、0.45%、0.12%, 后者  $\text{FeO}^*$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$  和  $\text{TiO}_2$  均值分别为 2.43%、0.86%、0.50%、0.17%, 均低于华南改造型花岗岩 (2.87%、1.20%、0.72%、0.26%)<sup>[6-7]</sup>。

王仙岭早期花岗岩和晚期花岗岩都属钙碱性花岗岩, 前者岩石的里特曼指数  $\delta$  在 0.48~2.13 之间, 后者  $\delta$  为 0.85~2.17, 均小于 3.3。

王仙岭岩体的  $\text{SiO}_2$  多数变化很小, 与大多数元素没有明显的相关性。所分析的大多数元素显示与  $\text{TiO}_2 + \text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{MnO}$  (TFMM) 有较好的变化关系, 王仙岭早期花岗岩 TFMM 与  $\text{MgO}$ 、 $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$  呈明显的正相关性, 而与  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  显示为负相关性, 王仙岭晚期岩体中 TFMM 与  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 、 $\text{MgO}$  具明显的正相关性, 而与  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$  呈负相关性 (图 2)。TFMM 属铁镁质组分, 随岩浆结晶进行而降低, 指示了岩浆演化的方向, 王仙岭早期花岗岩 TFMM 和  $\text{P}_2\text{O}_5$  含量较低, 显示出相对较好的分异, 王仙岭晚期花岗岩似乎为较原始的岩浆结晶产物。

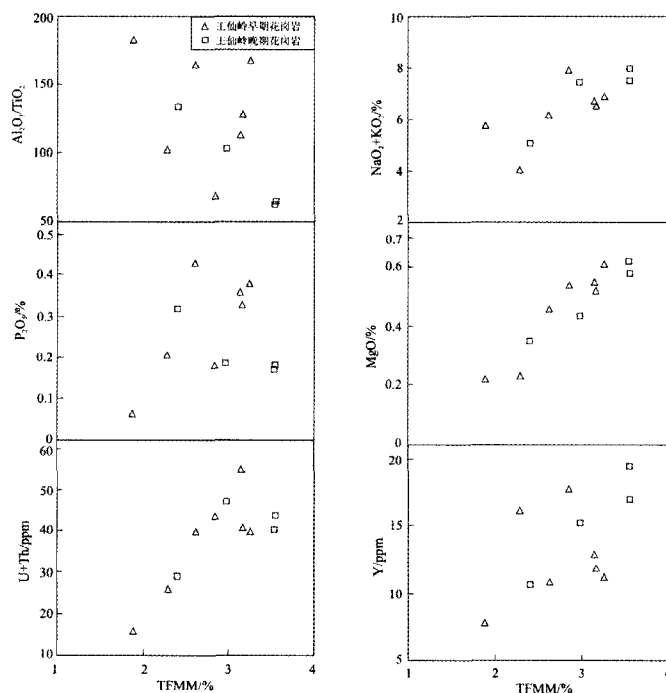


图2 王仙岭岩体部分元素和比值与TFMM的变化关系

Fig. 2 Correlation of TFMM with selected element concentrations and ratio of Wangxianling granite

## 4 稀土元素特征

王仙岭两期花岗岩稀土含量见表1,两者稀土特征如下:(1)早期花岗岩稀土含量为  $57.55 \times 10^{-6}$  ~  $149.32 \times 10^{-6}$ , 平均为  $95.64 \times 10^{-6}$ , 晚期花岗岩稀土含量 ( $56.04 \times 10^{-6}$  ~  $143.45 \times 10^{-6}$ ) 平均为  $109.13 \times 10^{-6}$ , 前者较后者略低;(2)早期花岗岩 LREE/HREE 为 5.91 ~ 15.07,  $(La/Lu)_N$  为 6.90 ~ 26.82, 晚期花岗岩 LREE/HREE 为 6.94 ~ 10.76,  $(La/Lu)_N$  为 (7.02 ~ 16.08), 两者轻重稀土均分馏明显;(3)早期花岗岩  $\delta Eu$  为 0.24 ~ 0.34, 晚期花岗岩  $\delta Eu$  为 0.19 ~ 0.35, 两者均具明显铕亏损, 表明其岩浆高度演化, 长石分离对岩浆演化起着重要作用, 其中前者  $\delta Ce$  弱亏

损。两者稀土配分曲线模式基本一致(图3), 暗示两者来自相同的岩浆源。早期花岗岩  $TE_{13}$  多数在 1.04 ~ 1.10 之间, 晚期花岗岩  $TE_{13}$  主要介于 1.05 ~ 1.11 之间, 两者四分组效应明显, 表明其岩浆结晶晚期经历流体-熔体相互作用<sup>[8-10]</sup>。

吴泰然<sup>[11]</sup>根据稀土元素 Gd/Lu 比值来判别花岗岩形成的构造环境, 拉张环境中的花岗岩的 Gd/Lu 比值一般在 15 ~ 20 之间, 而挤压环境中花岗岩的 Gd/Lu 比值一般在 8 ~ 12 之间。王仙岭早期花岗岩 Gd/Lu 比值介于 14.75 ~ 29.31 之间, 王仙岭晚期花岗岩 Gd/Lu 比值介于 11.47 ~ 22.26 之间, 指示两者主要形成于拉张的构造环境, 前者形成于相对开放环境。

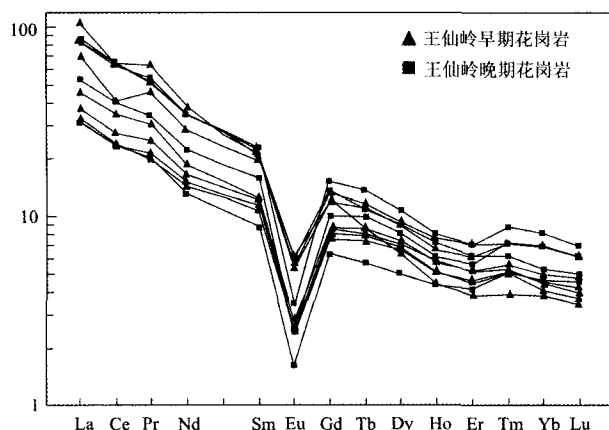


图3 稀土元素球粒陨石标准化分布模式

Fig. 3 Chondrite-normalized REE distribution patterns  
球粒陨石数据引自文献[12].

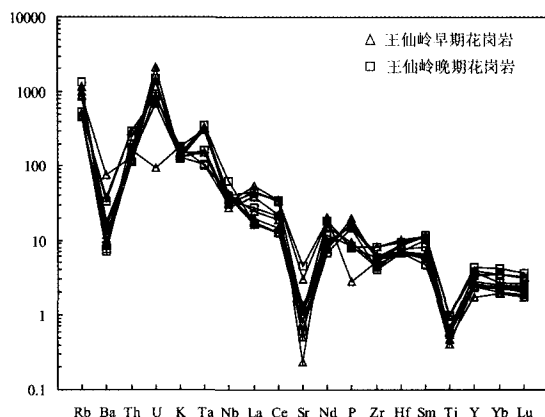


图4 球粒陨石标准化蛛网图

Fig. 4 Primitive mantle-normalized trace element spider diagram  
原始地幔数据引自文献[13].

## 5 微量元素特征

王仙岭早期花岗岩和晚期花岗岩微量元素分析结果列于表1。

王仙岭早期花岗岩与晚期花岗岩都是强过铝质花岗岩, 形成于陆壳重熔, 因此, 两者的微量元素含量特征有许多共同之处, 如主要富集不相容元素 Th、Sr、K、Rb、U 等大离子元素含量差别不大。但两者也有一些明显的差异。前者相对富集 Cs、Ba 等大离子亲石元素和 Zr、Ta 等高场强元素, 后者相对富集 Nb、La、Ce、Sm、Ti、Y、Yb、Lu 等高场强元素。从微量元素分布的蛛网图上(图4)可以看出两者的相似性及差异性。

王仙岭早期花岗岩 Nb/Ta 比值为 1.80 ~ 3.63,

王仙岭晚期花岗岩 Nb/Ta 比值介于 3.06 ~ 6.74 之间, 后者较前者高, 暗示前者岩浆分异演化程度较高; 前者 Zr/Hf 比值为 22.44 ~ 32.32, 后者 Zr/Hf 比值为 20.68 ~ 31.72, 两者 Zr/Hf 比值一致。

王仙岭早期花岗岩 K/Rb 主要集中在 55.71 ~ 63.11 之间, Sr/Ba 在 0.07 ~ 0.25 之间, 王仙岭晚期花岗岩 K/Rb 主要介于 112.53 ~ 135.93 之间, Sr/Ba 为 0.22 ~ 0.49, K/Rb、Sr/Ba 比值均显示前者岩浆的分异演化程度较后者高。

王仙岭两期花岗岩的微量元素与 TFMM 组分显示出很好的相关性。其中 Sr、Y、(Th+U) 等元素含量随着 TFMM 降低而降低(图2)。其中王仙岭晚期花岗岩往往位于演化趋势的起始端, 即高的 Sr、Co、V、Y、Yb 等组分和较低的 Ta、Cs、Rb 等含量(表1, 图2), 说明

表1 王仙岭岩体主量元素(wt%)和微量元素( $\times 10^{-6}$ )分析结果  
Table 1 Major and trace elements composition of Wangxianling granite

| 位置<br>序号<br>样号                 | 王仙岭早期花岗岩 |        |       |       |       |       | 王仙岭晚期花岗岩 |        |        |        |        |
|--------------------------------|----------|--------|-------|-------|-------|-------|----------|--------|--------|--------|--------|
|                                | 1        | 2      | 3     | 4     | 5     | 6     | 7        | 8      | 9      | 10     | 11     |
|                                | HH21-4   | HH22-4 | W1    | W2    | W3    | W4    | Hh0405   | HH6-2  | HH24-3 | C14    | C15    |
| SiO <sub>2</sub>               | 70.88    | 77.30  | 73.05 | 70.99 | 72.18 | 72.76 | 72.43    | 72.22  | 72.33  | 72.16  | 73.17  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.10     | 0.13   | 0.09  | 0.09  | 0.13  | 0.12  | 0.21     | 0.22   | 0.14   | 0.21   | 0.12   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18.26    | 13.25  | 14.80 | 15.06 | 14.70 | 15.37 | 14.38    | 13.60  | 14.86  | 13.57  | 16.01  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.14     | 0.65   | 0.73  | 0.72  | 1.08  | 0.78  |          | 0.18   | 0.19   | 0.13   | 0.34   |
| FeO                            | 0.42     | 1.30   | 1.28  | 1.78  | 1.15  | 1.68  | 2.23     | 2.45   | 2.15   | 2.57   | 1.52   |
| MnO                            | 0.12     | 0.05   | 0.13  | 0.13  | 0.34  | 0.14  | 0.09     | 0.09   | 0.07   | 0.07   | 0.11   |
| MgO                            | 0.22     | 0.23   | 0.46  | 0.61  | 0.55  | 0.52  | 0.54     | 0.62   | 0.44   | 0.58   | 0.35   |
| CaO                            | 0.41     | 0.25   | 1.10  | 1.17  | 1.00  | 1.23  | 1.01     | 1.06   | 0.88   | 1.12   | 0.37   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.19     | 0.15   | 2.34  | 2.50  | 2.53  | 2.71  | 3.32     | 4.03   | 3.46   | 3.08   | 0.60   |
| K <sub>2</sub> O               | 5.56     | 3.90   | 3.82  | 4.37  | 4.16  | 3.82  | 4.61     | 3.96   | 4.01   | 4.44   | 4.50   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.06     | 0.21   | 0.43  | 0.38  | 0.36  | 0.33  | 0.18     | 0.17   | 0.19   | 0.18   | 0.32   |
| La                             | 37.70    | 26.50  | 11.24 | 12.11 | 13.90 | 17.10 | 29.98    | 30.70  | 19.40  | 31.41  | 11.84  |
| Ce                             | 60.60    | 40.00  | 22.45 | 22.85 | 26.60 | 33.89 | 61.52    | 60.30  | 38.60  | 61.79  | 22.86  |
| Pr                             | 8.71     | 6.35   | 2.72  | 2.96  | 3.48  | 4.24  | 7.03     | 7.37   | 4.74   | 7.12   | 2.78   |
| Nd                             | 27.50    | 20.60  | 10.13 | 10.71 | 12.12 | 13.33 | 25.19    | 24.80  | 16.10  | 25.36  | 9.30   |
| Sm                             | 5.03     | 4.55   | 2.47  | 2.65  | 2.85  | 2.89  | 5.14     | 5.35   | 3.68   | 2.89   | 2.06   |
| Eu                             | 0.49     | 0.47   | 0.21  | 0.21  | 0.23  | 0.24  | 0.48     | 0.30   | 0.22   | 0.24   | 0.14   |
| Gd                             | 3.81     | 3.74   | 2.36  | 2.52  | 2.72  | 2.71  | 4.15     | 4.65   | 3.13   | 2.71   | 1.95   |
| Tb                             | 0.52     | 0.65   | 0.44  | 0.46  | 0.51  | 0.48  | 0.67     | 0.80   | 0.58   | 0.48   | 0.33   |
| Dy                             | 2.42     | 3.42   | 2.53  | 2.64  | 2.90  | 2.79  | 3.63     | 4.11   | 3.11   | 2.79   | 1.89   |
| Ho                             | 0.38     | 0.57   | 0.43  | 0.43  | 0.49  | 0.50  | 0.66     | 0.69   | 0.52   | 0.50   | 0.37   |
| Er                             | 0.94     | 1.50   | 1.13  | 1.10  | 1.30  | 1.33  | 1.78     | 1.76   | 1.40   | 1.33   | 1.03   |
| Tm                             | 0.14     | 0.26   | 0.18  | 0.18  | 0.20  | 0.19  | 0.26     | 0.31   | 0.26   | 0.19   | 0.18   |
| Yb                             | 0.95     | 1.72   | 1.10  | 1.00  | 1.25  | 1.13  | 1.70     | 2.04   | 1.73   | 1.13   | 1.14   |
| Lu                             | 0.13     | 0.23   | 0.16  | 0.14  | 0.18  | 0.15  | 0.24     | 0.27   | 0.23   | 0.15   | 0.17   |
| Rb                             | 731      | 307    | 569   | 642   | 567   | 554   | 330.2    | 292    | 293    | 339.4  | 848.6  |
| Cs                             | 223      | 166    | 130   | 107   | 115   | 132   | 60.88    | 55.5   | 64     | 55.40  | 136.7  |
| Sr                             | 4.87     | 10.80  | 16.90 | 21.80 | 28.10 | 25.20 | 64.16    | 23.40  | 24.40  | 97.00  | 13.00  |
| Ba                             | 66.70    | 83.90  | 108   | 126   | 537   | 114   | 259.6    | 52.8   | 49.30  | 233    | 60.00  |
| Nb                             | 23.10    | 20     | 27.50 | 29.70 | 26.90 | 30.20 | 22.67    | 28.7   | 24.70  | 22.40  | 45.00  |
| Ta                             | 12.80    | 6.17   | 12.60 | 13.70 | 13.10 | 12.90 | 6.24     | 4.26   | 6.80   | 4.10   | 14.70  |
| Zr                             | 59.70    | 52.30  | 60.40 | 66.20 | 71.10 | 65.90 | 92.36    | 65.2   | 48.40  | 92.00  | 45.00  |
| Y                              | 7.82     | 16.10  | 10.81 | 11.15 | 12.87 | 11.79 | 17.76    | 19.50  | 15.20  | 11.79  | 10.65  |
| Hf                             | 2.66     | 2.22   | 2.10  | 2.20  | 2.20  | 2.20  | 3.17     | 2.73   | 2.34   | 2.90   | 2.10   |
| Be                             | 8.13     | 6.82   |       |       |       |       |          | 20.3   | 18.4   |        |        |
| U                              | 1.98     | 14.5   | 29.9  | 29.20 | 43.90 | 29.20 | 18.22    | 19.3   | 32.1   | 18.20  | 19.30  |
| Th                             | 13.80    | 11.50  | 10    | 10.50 | 11.10 | 11.40 | 25.43    | 21     | 15.00  | 25.60  | 9.80   |
| Cr                             | 20.7     | 8.17   |       |       |       |       | 6.31     | 10.10  | 11     |        |        |
| Ni                             | 6.28     | 2.33   |       |       |       |       | 0.88     | 2.73   | 2.06   |        |        |
| Co                             | 1.64     | 1.68   |       |       |       |       | 1.20     | 2.89   | 2.26   |        |        |
| V                              | 7.71     | 6.17   |       |       |       |       | 13.60    | 13.4   | 8.51   |        |        |
| B                              | 1120     | 1460   |       |       |       |       |          | 65.6   | 603    |        |        |
| Se                             | 0.020    | 0.076  |       |       |       |       |          | 0.049  | 0.089  |        |        |
| Ga                             | 34.3     | 19.5   |       |       |       |       | 19.44    | 23.2   | 21.6   |        |        |
| ACNK                           | 2.58     | 2.69   | 1.48  | 1.37  | 1.40  | 1.42  | 1.17     | 1.06   | 1.28   | 1.14   | 2.45   |
| $\delta$                       | 1.17     | 0.48   | 1.25  | 1.67  | 1.52  | 1.43  | 2.13     | 2.17   | 1.89   | 1.92   | 0.85   |
| AR                             | 1.89     | 1.86   | 2.26  | 2.47  | 2.49  | 2.3   | 3.13     | 3.4    | 2.81   | 3.1    | 1.90   |
| KN                             | 29.57    | 26.35  | 1.63  | 1.75  | 1.64  | 1.41  | 1.39     | 0.98   | 1.16   | 1.44   | 7.50   |
| Q                              | 48.18    | 61.99  | 42.89 | 36.91 | 39.33 | 38.94 | 32.81    | 29.41  | 33.59  | 33.07  | 52.13  |
| An                             | 1.69     |        | 2.72  | 3.43  | 2.78  | 4     | 3.95     | 4.23   | 3.18   | 4.54   |        |
| Ab                             | 1.63     | 1.29   | 20.16 | 21.63 | 21.81 | 23.05 | 28.41    | 34.58  | 29.66  | 26.56  | 5.21   |
| Or                             | 33.77    | 23.66  | 22.98 | 26.41 | 25.04 | 22.70 | 27.55    | 23.73  | 24.00  | 26.74  | 27.30  |
| C                              | 11.64    | 9.02   | 5.94  | 5.10  | 5.13  | 5.35  | 2.52     | 1.17   | 3.72   | 2.10   | 10.42  |
| T <sub>Zr</sub>                | 795      | 676    | 767   | 800   | 783   | 789   | 788      | 788    | 787    | 783    | 753    |
| DI                             | 83.58    | 86.94  | 86.03 | 84.95 | 86.18 | 84.69 | 88.77    | 87.72  | 87.25  | 86.37  | 84.64  |
| $\Sigma$ REE                   | 157.14   | 126.66 | 68.36 | 71.11 | 81.60 | 92.76 | 160.19   | 162.95 | 108.90 | 160.35 | 66.69  |
| LREE/HREE                      | 8.18     | 3.49   | 2.57  | 2.62  | 2.64  | 3.40  | 4.19     | 3.77   | 3.16   | 4.49   | 2.77   |
| (La/Lu) <sub>N</sub>           | 30.53    | 12.13  | 7.39  | 9.11  | 8.13  | 12.00 | 13.20    | 11.97  | 8.88   | 17.40  | 7.33   |
| (La/Sm) <sub>N</sub>           | 4.54     | 3.53   | 2.75  | 2.77  | 2.95  | 3.58  | 3.53     | 3.47   | 3.19   | 3.86   | 3.48   |
| Gd/Lu                          | 29.31    | 16.26  | 14.75 | 18.00 | 15.11 | 18.07 | 17.35    | 17.22  | 13.61  | 22.26  | 11.47  |
| Sm/Nd                          | 0.18     | 0.22   | 0.24  | 0.25  | 0.24  | 0.22  | 0.20     | 0.22   | 0.23   | 0.19   | 0.22   |
| K/Rb                           | 63.11    | 105.41 | 55.71 | 56.48 | 60.88 | 57.22 | 115.85   | 135.93 | 38.14  | 112.53 | 113.56 |
| Sr/Ba                          | 0.07     | 0.13   | 0.16  | 0.17  | 0.05  | 0.22  | 0.25     | 0.44   | 0.49   | 0.42   | 0.22   |
| U/Th                           | 0.14     | 1.26   | 2.99  | 2.78  | 3.95  | 2.56  | 0.72     | 0.92   | 2.14   | 0.71   | 1.97   |
| Nb/Ta                          | 1.80     | 3.24   | 2.18  | 2.17  | 2.05  | 2.34  | 3.63     | 6.74   | 3.63   | 5.46   | 3.06   |
| Zr/Hf                          | 22.44    | 23.56  | 28.76 | 30.09 | 32.32 | 29.95 | 29.14    | 23.88  | 20.68  | 31.72  | 21.43  |

注: W1、W2、W3、W4、C1、C2据柏道远等<sup>[3]</sup>; Hh0405据Wei等<sup>[4]</sup>; 其余样品来自本次研究, 本次研究的样品在国土资源部中南矿产资源监督检测中心进行检测分析, 其中“ $\delta = w(K_2O + Na_2O) / [w(SiO_2) - 43]$ ”、“KN”为 $K_2O/Na_2O$ ; “DI”为岩浆分异指数。

王仙岭早期花岗岩分异程度较晚期花岗岩高。

## 6 电气石成分

为了取得电气石的成分及其组成元素的含量,本次研究挑取王仙岭早期中粗粒二云母花岗岩中

的电气石,电气石为黑色,呈他形粒状集合体及短柱状,粒度 1 ~ 2 mm,在广西大学材料与工程学院国家重点实验室 S-3400N 型扫描电镜下进行分析,由于仪器分析局限,未能测定 B、Li、Be 元素含量,分析结果见表 2。表 2 揭示电气石具有高 Fe、F 含量,属富 Fe、F 型电气石。

表2 王仙岭早期花岗岩中电气石成分

Table 2 The composition of tourmaline in the Wangxianling early period granite

| 元素        | O     | Si    | Al    | Fe   | F    | Mg   | Na   | Ti   |
|-----------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|
| 质量百分比 (%) | 37.39 | 31.55 | 16.39 | 8.99 | 2.10 | 1.74 | 1.22 | 0.63 |
| 摩尔百分比 (%) | 52.20 | 25.09 | 13.57 | 3.57 | 2.47 | 1.60 | 1.18 | 0.30 |

## 7 讨论

### 7.1 成矿花岗岩和不成矿花岗岩

锂、铷、铯与铌、钽、锡、钨等稀有成矿元素有着密切的共生关系,花岗岩中锂、铷、铯的含量与这些成矿元素含量呈正相关性,对花岗岩岩体是否发生矿化具有指示作用<sup>[3]</sup>。铯是稀有碱金属,在地壳中,呈分散状态存在,是典型的亲石元素。王仙岭早期花岗岩 Cs 含量集中于  $107 \times 10^{-6} \sim 223 \times 10^{-6}$  之间,王仙岭晚期花岗岩 Cs 含量主要介于  $55.4 \times 10^{-6} \sim 64 \times 10^{-6}$  之间,两者 Cs 含量高于改造型花岗岩 ( $28.8 \times 10^{-6}$ )<sup>[14]</sup>,前者 Cs 含量远高于后者,Cs 主要在云母类中以类质同象存在,表明前者岩浆演化程度相对较高及王仙岭岩体可能与云母类的脱水熔融有关。王岳军等<sup>[15]</sup>研究也认为南岭印支期花岗岩的形成于白云母的脱水熔融有关。

王仙岭早期花岗岩还富含挥发份 B、F, B 含量在均值  $1120 \times 10^{-6} \sim 1460 \times 10^{-6}$ , B 主要赋存在电气石(化学式:  $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Al})_6[\text{B}_3\text{Al}_3\text{Si}_6(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_{30}]$ ) 中,这与其富含电气石地质事实相符,王仙岭晚期花岗岩 B 含量为  $65.6 \times 10^{-6} \sim 603 \times 10^{-6}$ ,远低于王仙岭早期花岗岩。王联魁等<sup>[16-17]</sup>认为 Li-F 花岗岩与钨锡矿化关系密切,如广西栗木、湖南香花岭、湖南千里山、江西西华山等岩体富 Li-F 都发生钨锡矿化。华仁民等<sup>[18]</sup>认为高度演化花岗岩类的共同特征为富 F、Cl、B、P 等挥发份,也是南岭钨锡矿化花岗岩的共同特征。因此,王仙岭早期花岗岩富含电气石,与南岭地区发生钨锡矿化的花岗岩相似,高 Cs 含量,表明其为具有独特成分的强演化花岗岩,王仙岭晚期花岗岩相对贫 F、B 等挥发份和低 Cs 含量,其岩浆演化程度相对较低,则无钨锡矿化显示。

王仙岭早期花岗岩 W 含量为  $18.7 \times 10^{-6} \sim 136 \times 10^{-6}$ , Sn 含量为  $25.9 \times 10^{-6} \sim 114 \times 10^{-6}$ ; 王仙岭晚期花岗岩 W 含量为  $7.81 \times 10^{-6} \sim 37.4 \times 10^{-6}$ , Sn 含量为  $18.7 \times 10^{-6} \sim 27.6 \times 10^{-6}$ , 前者 W、Sn 的富集程度远高于后者, W、Sn 随岩浆演化而富集,暗示前者岩浆演化程度较高。

### 7.2 花岗岩形成温度

根据 Waton<sup>[19]</sup>的锆饱和温度计和全岩锆含量,本文计算了王仙岭两期花岗岩的结晶温度  $T_z(^{\circ}\text{C})$ , 王仙岭早期花岗岩结晶温度为  $676 \sim 800^{\circ}\text{C}$ , 平均为  $771^{\circ}\text{C}$ , 王仙岭晚期花岗岩结晶温度( $753 \sim 788^{\circ}\text{C}$ )均值为  $778^{\circ}\text{C}$ , 两者结晶温度一致。

### 7.3 构造环境

对于目前华南印支期强过铝质花岗岩形成的构造背景及成因,还存在不同理解。早中生代的碰撞造山模式<sup>[20-21]</sup>认为印支期强过铝质为岛弧环境的产物,但越来越多资料不支持华南内部存在早中生代洋盆或洋陆俯冲作用<sup>[22-24]</sup>。在湘南及华南内陆地区印支运动形成大量的推覆构造和挤压褶皱,叠置与缩短作用无疑会造成地壳显著加厚,因此,陆内俯冲造山模式较为可信<sup>[15, 25-27]</sup>。

华南早中生代构造框架研究表明,印支地块与华南地块在 243 ~ 258 Ma 期间曾经发生碰撞<sup>[28]</sup>。碰撞不仅导致南岭地区地壳隆升加厚 50 km 左右<sup>[15]</sup>,而且使得华南板块向北漂移,在 226 ~ 230 Ma 时与华北地块拼合<sup>[29-30]</sup>。梁新权等<sup>[31]</sup>根据对十万大山盆地研究发现华南在早三叠世至中三叠世时期是以陆壳挤压增厚为主要特征,到晚三叠世开始进入陆壳伸展减薄期。图 5 显示王仙岭两期花岗岩的样品多数落于同碰撞的构造环境,结合当时地质事实,武功山变质核杂岩形成年龄在 225~233 Ma<sup>[32]</sup>,

表明华南在晚三叠世开始发生伸展变形, 后碰撞环境的构造形式主要是走滑和拉伸构造<sup>[31]</sup>, 因此, 南岭地区晚三叠世的构造环境应属后碰撞环境。王仙岭岩体形成于晚三叠世, 属后碰撞环境下产物。周新民<sup>[34-35]</sup>研究也认为晚三叠世(234~205 Ma)属于伸展减薄时期, 形成的花岗岩属后碰撞花岗岩。这一推论也与本区中生代的地质演化历史相吻合。

王仙岭岩体是碰撞挤压峰值后约 20 Ma 的产物, 通常加厚地壳在加厚后 10~20 Ma 的时间间隔内发生热-应力的松弛作用<sup>[36]</sup>, 导致大规模的岩浆活动, 南岭多数印支期花岗岩形成年龄为 205~234 Ma, 是岩石圈加厚后产物, 王岳军等<sup>[15]</sup>通过热

效应数值模拟也认为, 岩石圈加厚是湘南印支期花岗岩形成的主要因素。郭峰等<sup>[37]</sup>在湖南发现一些印支期下地壳基性岩包体, Sm-Nd 等时线年龄为 ~224 Ma, 表明晚三叠世南岭地区存在岩石圈的伸展及基性岩底侵作用, ~224 Ma 为软流圈地幔上涌峰期。付建明等<sup>[38]</sup>利用 SHRMP 锆石 U-Pb 法测得锡田主体中细粒斑状黑云母花岗岩的年龄为  $230.4 \pm 2.3$  Ma, 并发现其内含壳幔混合的闪长质包体, 表明晚三叠世早期为壳-幔作用的强烈时期。因此, 王仙岭岩体是在岩石圈加厚后伸展及热-应力松弛的构造环境下形成及侵位的, 基性岩浆的底侵可能为其形成提供热源。

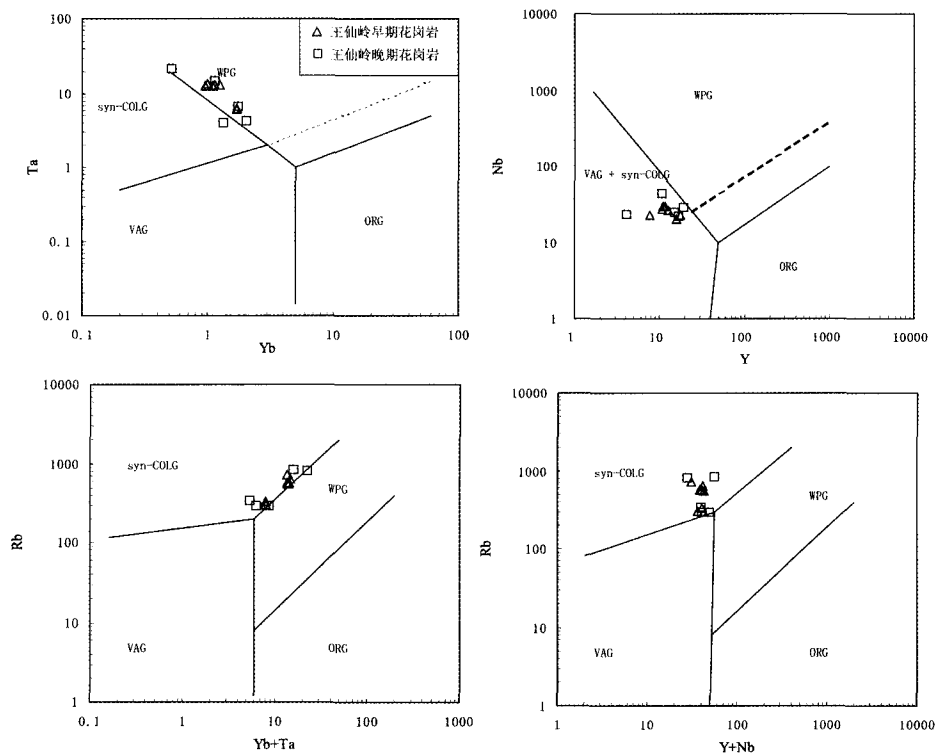


图5 花岗岩Nb-Y、Ta-Yb、Rb-Y+Nb、Rb-Yb+Ta判别图<sup>[39]</sup>

Fig. 5 Discrimination diagrams of Nb vs Y, Ta vs Yb, Rb vs Y+Nb and Rb vs Yb+Ta for Wangxinling granites

VAG-火山弧花岗岩; WPG-板内花岗岩; Syn-COLG-同碰撞花岗岩; ORG-洋中脊花岗岩

#### 7.4 成矿与壳-幔作用关系

后碰撞环境产于构造体制转换时期, 往往是岩石圈去根作用的产物<sup>[32]</sup>。王仙岭岩体形成于后碰撞环境, 可能与岩石圈去根作用有关, 岩石圈去根后造成软流圈地幔物质上涌。王仙岭早期花岗岩形成时间与软流圈地幔上涌峰期一致, 强烈的壳-幔作用及岩石圈发生热-应力松弛作用, 在相对开放的构造背景下, 下部地壳连通性好, 挥发份得以

富集并随岩浆上侵, 同时岩浆分异程度高, 如果其源岩的成矿元素丰度较高, 易发生成矿作用; 晚期花岗岩形成软流圈峰期之后, 形成的构造背景相对封闭, 下部地壳连通性差, 挥发份分散和岩浆分异程度不高, 不易成矿, 暗示了成矿作用强度与壳-幔作用强度呈正相关性。南岭燕山期成岩成矿时期也与软流圈上涌峰期一致, 如湘南与铜铅锌矿化有关的花岗闪长岩形成的年龄为 172~181 Ma<sup>[40]</sup>, 与湘东

南的汝城、道县、宁远、宜章等地的玄武岩的年龄(178 ~ 175 Ma)<sup>[41]</sup>相一致;南岭燕山期中期第二阶段(150 ~ 140 Ma)发育的小岩体(如花岗斑岩)伴随着强烈的 W、Sn 等有色金属矿化,其形成也伴随着基性岩、煌斑岩等基性岩浆活动<sup>[42]</sup>;与荷花坪锡多金属矿床晚期锡石-硫化物成矿有关的花岗斑岩脉的年龄为(142±3)Ma<sup>[4]</sup>,而千里山附近的辉绿玢岩形成年龄(142 ~ 137 Ma)<sup>[43]</sup>,两者形成时期一致。以上似乎也表明成矿作用与壳-幔作用强弱有关。

## 8 结论

王仙岭两期花岗岩都属于 S 型花岗岩,具有高硅、富铝、富碱、高钾、高 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>,均表现为强过铝质钙碱性花岗岩。两者主量元素、微量元素含量及比值的对比显示,王仙岭早期花岗岩较晚期花岗岩的岩浆演化程度高。王仙岭早期岩体中电气石 Fe 含量约占 8.99%,F 含量约占 2.10%,属富 Fe、F 型电气石。

王仙岭早期花岗岩与晚期花岗岩成矿与不成矿区别在于前者富含电气石,富 F、B 等挥发份元素和 Cs 等大离子元素,后者不含电气石或含少量电气石,贫 F、B 等挥发份,追究深层原因,印支期花岗岩成矿可能与壳-幔作用强弱有关,在流圈地幔上涌峰期,壳-幔作用强烈,形成的构造环境相对开放,深源流体丰富,易发生钨锡矿化,峰期后壳-幔作用较弱,形成的构造相对封闭,成岩成矿较弱。

感谢湖南有色一总队吴寿宁工程师在野外调查过程中提供的帮助!

## 参考文献:

- [1] 蔡明海,陈开旭,屈文俊,等.湖南荷花坪锡多金属矿床地质特征及辉矿 Re-Os 测年[J].矿床地质,2006,25(3):263-268.
- [2] 华仁民,李光来,张文兰,等.华南钨和锡大规模成矿作用的差异及其原因初探[J].矿床地质,2010,29(1):9-23.
- [3] 柏道远,陈建成,马铁球,等.王仙岭岩体地质地球化学特征及其对湘东南印支期构造环境的制约[J].地球化学,2006,35(2):113-125.
- [4] Wei D F, Bao Z Y, Fu J M, et al. Diagenetic and mineralization age of the Huhuaping tin-polymetallic orefield, Hunan Province [J]. Acta Geologica Sinica, 2007, 81(2):244-252.
- [5] 李炳涛. 湖南野鸡窝锡多金属矿床地质特征及成因探讨[J].地质与勘探,1993,29(9):5-11.
- [6] 刘昌实,朱金初.华南四种成因类型花岗岩类岩石地球化学特征对比[J].岩石学报,1989,2:38-47.
- [7] 林广春,马昌前.过铝花岗岩的成因类型与构造环境研究综述[J].华南地质与矿产,2003,1:65-70.
- [8] 赵振华,熊小林,韩小东.花岗岩稀土元素四分组效应形成机理探讨——以千里山和巴尔哲花岗岩为例[J].中国科学(D辑),1999,29(4):432-438.
- [9] 赵振华,包志伟,乔玉楼.一种特殊的“M”与“W”复合型稀土元素四分组效应:以水泉沟碱性正长岩为例[J].科学通报,2010,55(15):1474-1488.
- [10] Bau M. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect [J]. Contrib. Mineral. Petrol., 1996, 123: 323-333.
- [11] 吴泰然.花岗岩及其形成的大地构造环境[J].北京大学学报(自然科学版),1995,31(3):358-365.
- [12] Tarloy S R and McLennan S M. The Continental Crust: its Composition and Evolution [M]. Blackwell Scientific Publications, 1985, 312
- [13] Wood D A. Dynamic partial melting: Its application to the petrogenesis of basalts erupted in Iceland, the Faeroe Islands, the Isle of Skye (Scotland) and the Troodos Massif (Cyprus) [J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 1979, 43(7):1031-1046.
- [14] 孙承轅,于镇凡,李贤珪.华南花岗岩类中锂、铷、铯的地球化学[J].南京大学学报(自然科学版),1983,(4):731-744.
- [15] 王岳军,席先武,范蔚茗,等.湖南印支期过铝质花岗岩的形成:岩浆底侵与地壳加厚热效应的数值模拟[J].中国科学(D辑),2002,32(6):491-499.
- [16] 王联魁,王慧芬,黄智龙. Li-F 花岗岩液态分离的稀土地球化学标志[J].岩石学报,1999,15(2):170-180.
- [17] 王联魁,黄智龙. Li-F 花岗岩液态分离与实验[M].北京:科学出版社,2000,290.
- [18] 华仁民,张文兰,陈培荣,等.赣南大吉山与漂塘花岗岩及有关成矿作用特征对比 [J]. 高校地质学报,2003,9(4):609-619.
- [19] Watson E B. Zircon saturation in felsic liquids: Experimental data and applications to trace element geochemistry [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1979, 70:407-419.
- [20] Hsu K J, Li J L, Chong H H. Tectonic of South China: Key to understanding West Pacific geology [J]. Tectonophysics, 1990, 183: 9-39.
- [21] 陈海泓. 多岛洋碰撞造山——以华南印支期造山带为例[J].地质学前沿,1998,5:95-102.
- [22] Rowley D B, Ziegler A M, Nie G. Comment on “Mesozoic overthrust tectonics in South China” [J]. Geology, 1997, 17: 384-386.
- [23] 陈旭,徐嘉伟,Rowley D B. 华南存在古生代板溪洋吗? [J].地质评论,1995,5:389-398.
- [24] Gildeer S A, Gill J, Coe R S, et al. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of South China [J]. Journal of Geophysical Research, 1996, 107 (B7): 16137-16154.



- [25] 金文山, 孙大中, 主编. 华南大陆深部地壳结构及其演化 [M]. 北京: 地质出版社, 1997.
- [26] 柏道远, 周亮, 马铁球, 等. 湘东南印支期花岗岩成因及构造背景[J]. 岩石矿物学杂志, 2007, 26(3): 197–202.
- [27] 柏道远, 黄建中, 李金冬, 等. 华南中生代构造演化过程的多地质要素约束[J]. 大地构造与成矿学, 2007, 31(1): 1–13.
- [28] Carter A, Roques D, Bristow C, et al. Understanding Mesozoic accretion in Southeast Asia: Significance of Triassic thermotectonism (Indosinian orogeny) in Vietnam [J]. *Geology*, 2001, 29: 211–214.
- [29] 刘福来, 徐志琴, 杨经绥, 等. 中国大陆科学钻探工程主孔及周边地区花岗岩片麻岩的地球化学性质和超高压变质作用标志的识别. 岩石学报[J], 2004, 20(1): 9–26.
- [30] Weislogel AL, Graham, Chang E Z, et al. Detrital zircon provenance of the Late Triassic Songpan–Ganzi complex: Sedimentary record of collision of the North and South China blocks [J]. *Geology*, 34: 97–100.
- [31] 梁新权, 李献华, 邱元禧, 等. 华南印支期碰撞造山 – 十万大山盆地构造与沉积学研究 [J]. 大地构造与成矿学, 29: 99–112.
- [32] 刘昌实, 王汝成, 舒良树, 等. 陆内 S 型花岗岩的形成和演化 [M]// 王德滋, 周新民. 中国东南部晚中生代花岗质火山 – 侵入杂岩成因与地壳演化. 北京: 科学出版社, 2002, 93–130.
- [33] 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨, 等. 花岗岩研究思维与方法 [M]. 地质出版社, 2002.
- [34] 周新民. 对华南花岗岩研究的若干思考 [J]. 高校地质学报, 2003, 9(4): 556–565.
- [35] Zhou X M, Sun T, Shen Wz et al. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution [J]. *Episodes*, 2006, 29: 26–33.
- [36] Patino–Douce A E, Humphreys E D, Johnston A D. A natexis and metamorphism in tectonically thickened continental crust exemplified by the Sevier hinterland, Western North America [J]. *Earth Planet Sci. Lett.*, 1990, 97: 290–315.
- [37] 郭锋, 范蔚茗, 林舸, 等. 湖南道县辉长岩包体的年代学研究及成因探讨 [J]. 科学通报, 1997, 42 (15): 1661–1663.
- [38] 付建明, 伍式崇, 徐德明, 等. 湘东锡田钨锡多金属矿成岩成矿时代的再厘定 [J]. 华南地质与矿产, 2009, (3): 1–7.
- [39] Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks [J]. *Journal of Petrology*, 1984, 25(4): 956–983.
- [40] 王岳军, 范蔚茗, 郭锋, 等. 湘东南中生代花岗闪长岩锆石 U–Pb 法定年及其成因指示 [J]. 中国科学 (D 辑), 2001, 31 (9): 745–751.
- [41] 赵振华, 包志伟, 张伯友. 湘南中生代玄武岩类地球化学特征 [J]. 中国科学 D 辑 (增刊), 1998, 28: 102–112.
- [42] 华仁民, 陈培荣, 张文兰, 等. 南岭与中生代花岗岩类有关的成矿作用及其大地构造背景 [J]. 高校地质学报, 2005, 11(3): 291–304.
- [43] 刘义茂, 戴樟谟, 卢焕章, 等. 千里山花岗岩成岩成矿的  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  和 Sm–Nd 同位素年龄 [J]. 中国科学 (D 辑), 1997, 27 (5): 425–430.

## Geochemical Characteristics and Mineralization of Wangxianling Granite in Hehuaping area, Southern Hunan Province

WANG Xian-Bin, CAI Ming-Hai, PENG Zhen-An, XU Ming, LIU Hu, GUO Teng-Fei

(College of Resources and Metallurgy, Guangxi University, Guangxi Nanning, 530004)

**Abstract:** Wangxianling granite consists chiefly of two period granites. The early period granite takes place tungsten–tin mineralization which is related to Hehuaping tin–polymetallic deposit and the later period granite does not show mineralization. The comparative study on the petrochemistry, trace elements, genesis and mineralization feature about the two period granites in this paper argues that the difference between the early period granite and the later one is as below: the early period granite has the high content of B, F, Cs is rich in tourmaline which is rich in the content of Fe (about 8.99%) and F (about 2.10%) and processed strong magmatic differentiation; however, the later one does not have tourmaline or is poor in tourmaline so that its magmatic differentiation degree is lower. The deep-seated reason about the mineralization is that the early period granite was formed in the setting of the peak of upwelling of asthenosphere mantle that crust–mantle interaction was strong and the later period granite was formed after the peak so that crust–mantle interaction was relatively weaker. The strength of mineralization is correlated positively with the strength of crust–mantle interaction.

**Key words:** Wangxianling granite; crust–mantle interaction; tungsten–tin mineralization; thermo–stress relaxation; South Hunan province