

碰撞造山与华南花岗岩及其成矿系列研究的新进展

NEW ADVANCES IN THE STUDY OF COLLISION OROGENY OF GRANITES IN SOUTH CHINA AND THEIR METALLOGENIC SERIES

裴荣富^①

洪大卫

(中国地质科学院矿床地质研究所, 北京)

(中国地质科学院地质研究所, 北京)

华南花岗岩及其成矿,特别是以它产出之广袤、成岩-成矿的长期演化和共生大量有色、稀有和稀土金属矿床而闻名于世。本文将根据最近研究进展,对华南花岗岩同位素组成的时、空分布、构造环境和成因,从碰撞造山构造讨论华南花岗岩的形成及其有关成矿系列。

1 华南花岗岩的时空分布和同位素组成

华南花岗岩包括元古代(四堡期)、早古生代(加里东期)、晚古生代—中生代初(海西-印支期)和侏罗-白垩纪(燕山期)等不同时代的产物,从西北部的江南古陆东南侧往东南沿海一带花岗岩的时代大致有由老变新的趋势。其中早古生代和侏罗-白垩纪是花岗岩浆活动的两个高峰期,尤以后者为甚。

根据不同时代 300 多个花岗岩体锶同位素初始值 Sr_i 的分布可以圈出两条 Sr_i 等值线:纵贯浙、闽、粤三省的 0.708 线和扬子板块及其东南缘的 0.724 线(图略)。据此,以及 200 多个花岗岩体的氧同位素和 100 多个岩体钕同位素组成,可将华南花岗岩分成在岩石、地球化学和成矿特点上均明显不同的 6 个岩带(表 1,图略):

(1) 浙闽粤沿海岩带:除沿浙闽海岸附近及沿海诸岛出露的 A 型碱性、偏碱性花岗岩之外,主要是 I 型花岗岩。它们的 Sm-Nd 模式年龄 T_{DM} 大大小于基底变质岩的年龄,可能说明花岗岩的源岩中有大量地幔物质带入,与 Sr、O、Nd 同位素反映的情况一致;

(2) 湘赣粤过渡岩带:以 S 型花岗岩为主,它们的 T_{DM} 与出露的基底变质岩年龄基本一致,说明地幔物质在花岗岩源岩中所占的份额很小,花岗岩可能就是由类似的基底岩石部分熔融而成。这同 Sr、O、Nd 同位素的结果也十分一致;

(3) 湘桂内陆岩带:以高 Al-S 型花岗岩为主,直至出现大面积的堇青石花岗岩。目前在该带未发现大面积出露的基底变质岩,但是花岗岩的 T_{DM} 与江南古陆西南缘变质基底的年龄基本一致。结合 Sr、O、Nd 同位素和过铝花岗岩的性质来看,该带花岗岩的源岩应是纯粹的陆壳,基本上没有地幔物质加入;

(4) 皖南-苏南岩带:花岗岩可以分成两类:一类是晚元古代含堇青石的过铝花岗岩,它们的 Sr_i 为 0.704~0.706, $\epsilon_{Nd}(T)$ 为 -0.4~-2.2, $T_{DM}>1.8\times 10^9$ a; 另一类为中生代的 I 型花岗岩和少数 S 型花岗岩,它们的 Sr_i 为 0.710~0.723, $\epsilon_{Nd}(T)$ 为 -5.1~-7.2, T_{DM}

① 裴荣富,男,1928 年生,研究员,第九届国际矿床成因协会(IAGOD)主席,中国地质学会矿床地质专业委员会主任,长期从事成矿学研究。邮政编码:100037

为 $1.4 \times 10^9 \sim 1.5 \times 10^9$ a。对于第一类晚元古代过铝花岗岩, 值得注意的是, 皖南伏川蛇绿岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 $935 \times 10^6 \sim 1024 \times 10^6$ a, $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ 为 $+2.2 \sim +2.64$ (周新民等, 1989; 邢凤鸣等, 1992), 蛇绿岩套中以过铝的中基性火山岩占较大比例。花岗岩不仅在时代上同蛇绿岩十分相近, 空间上密切伴生, 而且同位素性质相似, 蛇绿岩套中的火成物质显然来源于上地幔。花岗岩则可能是由来源于上地幔的类似物质构成低成熟度的年青地壳物质后迅即部分熔融而成 (周新民和王德滋, 1988); 第二类中生代花岗岩的 T_{DM} 与基底变质岩的年龄基本一致, 同位素性质十分类似, 说明它们可能来源于基底变质岩物源区的部分熔融;

表 1 华南花岗岩的同位素组成特点
Table 1. Isotopic composition of granites in South China

花岗岩分带	浙闽粤沿海带	湘赣粤过渡带	湘桂内陆带	皖南-苏南带	长江中下游沿江带	赣东北-浙西北带
Sr_i	<0.708	$0.708 \sim 0.724$	>0.724	$0.708 \sim 0.722$	<0.708	<0.708
$\delta^{18}\text{O}(\%)$	7~9	9~12	10~13	6~11	8~10	8~9
$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	>-6	-6~12	-7~-14	>-7	<-10 (甚至到-17)	$+0.7 \sim -1.9$
T_{DM}	$<1.4 \times 10^9$ a	$>1.8 \times 10^9$ a	$1.8 \times 10^9 \sim 2.4 \times 10^9$ a	$1.4 \times 10^9 \sim 1.5 \times 10^9$ a	$1.6 \times 10^9 \sim 2.0 \times 10^9$ a	$697 \times 10^6 \sim 1085 \times 10^6$ a
基底变质岩时代	浙东鹤溪群 $1.6 \times 10^9 \sim 2.06 \times 10^9$ a	闽北麻源群、浙西八都群 $1.8 \times 10^9 \sim 2.0 \times 10^9$ a	桂北四堡群 $1.7 \times 10^9 \sim 1.8 \times 10^9$ a 湘西冷家溪群 $T_{\text{DM}} 1.9 \times 10^9$ a	赣北双桥山群 $1.1 \times 10^9 \sim 1.5 \times 10^9$ a; 皖南上溪群 $T_{\text{DM}} 1.63 \times 10^9 \sim 1.69 \times 10^9$ a	太古代基底 $3.0 \times 10^9 \sim 3.3 \times 10^9$ a	赣东北上墅群 $817 \times 10^6 \sim 916 \times 10^6$ a 浙西北上墅组 $806 \times 10^6 \sim 894 \times 10^6$ a
花岗岩类型	I 和 A	S	高 Al 的 S	I 和 S	I	I
特征矿化	Cu, Mo, Pb, Zn, Ag	W, REE, U, Nb, Ta	Sn, Nb, Ta	矿化弱	Cu, Fe, Au	Cu, Au

(5) 长江中下游沿江岩带: 以中生代 I 型花岗闪长岩为主。从 Sr_i 和 $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ 看, 源岩具有明显的壳幔混合性质, 地壳端员应是 ϵ_{Nd} 负值很高的岩石 (陈江峰等, 1993)。扬子板块可能有 $3.0 \times 10^9 \sim 3.3 \times 10^9$ a 的古老岩石 (孙大中, 1994), 它们可能就是花岗岩源岩的地壳端员组分。有趣的是, 安徽境内长江沿岸从震旦到二叠系沉积岩的 T_{DM} 在数百公里和数亿年的时空尺度上十分稳定, 为 $1.9 \times 10^9 \sim 2.0 \times 10^9$ a (陈江峰等, 1989; 周新华等, 1993), 说明在成岩物质来源中重新循环的古老地壳占有明显的控制作用。它们同花岗岩的 T_{DM} 相当一致, 二者可能有类似的陆壳物源区;

(6) 赣东北-浙西北岩带: 以中生代 I 型花岗闪长岩为主, 虽然 Sr_i 和 $\delta^{18}\text{O}(\%)$ 同长江中下游带和浙闽粤沿海带类似, 但是 $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ 为正值或接近正值, T_{DM} 仅为 $697 \times 10^6 \sim 1085 \times 10^6$ a, 却明显不同于后两者。赣东北樟树墩蛇绿岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 $(1034 \pm 24) \times 10^6 \sim (1154 \pm 43) \times 10^6$ a, $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ 为 $+4.4 \sim +5.5 \pm 1.2$ (Chen et al, 1991; 周国庆

等, 1991; 邢凤鸣等, 1992), Sr_i 为 0.7026 (徐备等, 1989)。赣东北上墅群和浙西北上墅组火山岩以中基性岩为主, 年龄同花岗岩的 T_{DM} 十分接近。以上资料说明, 该带花岗岩可能是由类似于元古代蛇绿岩或基性火山岩的地幔源岩物质部分熔融所成, 并且岩浆生成后迅即沿断裂上升, 尚未来得及同周围地壳作用即已达到地壳浅部, 迅速冷凝结晶。

2 华南花岗岩的构造背景和成因机制

综上所述, 以上 6 个花岗岩岩带的源岩明显来自构造背景、形成时代和物质组成均有显著区别的源区。这就说明, 0.708 线和 0.724 线不仅是重要的地球化学分界线, 还是重要的地质分界线。现有的大量地质和地球物理资料表明, 纵贯浙、闽、粤三省的 0.708 线很可能是一条被中生代岩浆岩掩盖了的早古生代末期的板块碰撞带, 其西侧的湘赣粤过渡岩带属于华夏板块及其前陆带, 其东侧的浙闽粤沿海岩带属于中国东南沿海板块。而 0.724 线则可能是被古生代沉积掩盖了的扬子板块 (江南古陆是其东南缘) 同华夏板块在晚元古代的碰撞对接带, 湘桂内陆岩带就是扬子板块的前陆带。沿长江中下游的 0.708 线则是扬子板块同华北板块在三叠纪碰撞拼合后的拉张裂陷带。有关的证据另有专文阐述。

基于以上基本事实, 我们认为华南花岗岩是在晚元古代以来大致发生的 4 次重要的碰撞事件及因其诱发的大陆岩石圈地幔的层圈垂向拆离作用 (delamination) 的基础上发生的:

(1) 晚元古代初扬子板块同华夏板块沿江绍断裂带和 0.724 线碰撞拼合, 形成统一的古华南板块, 相应地发育晚元古代花岗岩。晚元古代末大致沿碰撞对接带发生裂解, 在陆壳背景上形成华南加里东冒地槽;

(2) 早古生代末古华南洋张开, 促使中国东南沿海板块同东南亚板块分离并向西北漂移, 沿 0.708 线同古华南板块碰撞拼合, 并造成大规模的 NE-SW 向左旋断裂系 (Hsu et al, 1990)。而在深部则可能出现一系列同一方向的滑脱构造。沿滑脱面的左旋剪切作用就可能导致局部的地壳重熔作用, 生成云开-武夷一线的加里东花岗岩。这一碰撞事件促使板内的华南加里东冒地槽褶皱隆起、地壳加厚, 从而使莫霍面大致沿 0.724 线位置向下弯曲, 并成起伏不平的莫霍面。过于加厚的大陆岩石圈地幔在重力上变得不稳定, 就可能发生层圈垂向拆离作用^[3] (Bird, 1979; Kay and Kay, 1993), 被拆离的岩石圈地幔迅速下沉, 热的软流圈则沿着地壳和地幔间的拆离面上升, 从而使中、下地壳迅速受热发生熔融, 并因地壳成分的不均匀形成板内的加里东期 S 型及其分异的 I 型花岗岩;

(3) 二叠纪时东南亚板块向西北漂移, 导致古华南洋消减, 促使板内的华南加里东冒地槽西南端的钦州残余地槽在三叠纪完全封闭。同样因为该区地壳局部加厚引发大陆岩石圈地幔的层圈垂向拆离作用、软流圈上升, 导致形成海西-印支期高 Al-S 型花岗岩;

(4) 三叠纪时华南板块沿秦岭-大别一线同华北板块碰撞拼合形成统一的中国大陆, 受其影响沿长江中下游和赣东北-浙西北带发生拉张裂陷, 以地幔物质上涌为主并有一定地壳混染作用, 局限在十分狭窄的地带, 形成侏罗-白垩纪 I 型花岗岩;

(5) 晚侏罗一早白垩世东南亚板块沿长乐-南澳断裂带同亚洲大陆碰撞拼合, 古华南洋最终闭合。这种碰撞不是正面相撞, 而是一种斜向的、除了挤压应力之外, 还沿碰撞界面发生两大陆块之间的水平滑移, 从而造成一系列的左旋走滑断裂。由于这两个板块的规模要比前述的扬子、华夏和中国东南沿海板块均大得多, 运动的速率也可能大得多, 碰撞的力量将超过以前任何一次。在如此强烈的挤压应力作用之下, 加之原来的扬子、华夏及中国东南沿海板块之间结合不紧密, 从而促使局部的地壳加厚, 大致沿着 0.724 线和 0.708 线

等老的缝合带分别发生大陆岩石圈地幔的层圈垂向拆离作用, 引发板内大规模的侏罗纪 S 型花岗岩浆活动, 形成面型分布的格局。

碰撞作用实际上是包含地壳仰冲和陆块对接后大洋岩石圈继续俯冲的复杂事件 (Harris 等, 1986)。陆块对接后, 仰冲岩片之下的大洋岩石圈继续俯冲, 导致类似火山弧特征的熔融作用, 地幔物质同地壳物质在广阔的区域范围内相互作用, 形成浙、闽、粤沿海的早白垩世 I 型花岗岩。最后, 碰撞作用结束地壳趋于稳定, 地球动力学环境由挤压转向拉张, 在来源于地幔的挥发分和岩浆的作用下形成浙闽海岸带的晚白垩世 A 型碱性和偏碱性花岗岩 (洪大卫等, 1987)。从而展示出燕山期花岗岩浆活动总体上由西北向东南从侏罗纪到晚白垩世由 S 型到 I 型最后到 A 型的时空分布样式。

3 华南花岗岩的成矿系列

基于上述 6 个岩带分属不同岩石圈类型, 并制约着不同花岗岩和矿化类型的特点, 以及根据成矿系列的概念, 即指数个矿床类型的组合, 并在成因上彼此有关, 形成在一定地质时期的一定构造单元的不同部位, 与某一定的地质作用有联系的矿床类型组合, 若属较大成矿系列, 其中按特征可区辨次级构造单元和富集不同金属组合时, 可再分亚系列的成矿系列概念^[1,2], 作者提出五个新的华南花岗岩成矿系列 (表 2, 图略)。由于篇幅所限, 本文仅讨论从沿海岩带到陆内岩带的三个主要成矿系列如下:

表 2 华南不同花岗岩带的成矿系列及其亚系列 (简化表)

Table 2. Metallogenic series and subseries of various granite zones in South China

成矿系列 I	ZFGB 岩带与浅成 I 型花岗岩活动有关的 Cu-Mo-Pb-Zn-Ag 矿床成矿系列 (其中亚系列: I-1 富 Sn、Nb、Ta; I-2 富斑岩 Cu-Au 和低温热液 Ag、Pb、Zn、Au)
成矿系列 II	HJGB 岩带与中—浅成 S 型花岗岩活动有关的 W (Sn) Mo、Bi、Be、U、Nb、Ta、REE 矿床成矿系列 (其中亚系列: II-1 富 W、Nb、Ta、REE; II-2 Au; II-3 斑岩 Sn; II-4 W、Nb、Ta、REE、W-Sn-Bi-Mo、Be 和黑钨石英脉)
成矿系列 III	HGIB 岩带与深—中深成高 Al-S 型花岗岩活动有关的 Sn (W)-Pb-Zn-Sb-Hg-As 矿床成矿系列 (其中亚系列: III-1 富 Sn、Cu 和 Sn、Cu、Pb、Zn; III-2 Cu、Zn (Sn) 和 Pb、Zn、Hg、Sb、As; III-3 Nb、Ta、W、Sn、Mo、Bi、和 Pb、Zn; III-4 U; III-5 Pb-Zn-W-Au-Cu)
成矿系列 IV	MLYR 岩带与中深成 I 型花岗岩活动有关 Fe-Cu (Pb、Zn)-S-Au 矿床成矿系列 (其中亚系列: IV-1 富玢岩 Fe; IV-2 Fe-Cu-S、Au)
成矿系列 V	JZB 岩带与中深成 I 型花岗岩活动有关 Cu-Mo-Au-Ag-(Nb-Ta-W) 矿床成矿系列 (其中亚系列: V-1 富 Cu、Mo、Au、Pb、Zn、Ag; V-2 Nb、Ta、W、Sn、Mo)

注: ZFGB—浙闽粤沿海带; HJGB—湘赣粤过渡带; HGIB—湘桂内陆带; MLYR—长江中下游沿江带; JZB—赣东北—浙西北带; AJB—皖南—苏南带 (矿化微弱未形成成矿系列)

(1) 成矿系列 I: ZFGB^① 岩带与浅成 I 型花岗岩活动有关的 Cu-Mo-Pb-Zn-Ag 矿床成矿系列

这一成矿系列位于碰撞造山—消减构造环境的中国东南沿海板块,花岗岩组成既有壳源重熔,也参与有洋壳消减物质。其成矿系列由产于火山盆地中呈 EW 方向的、与火山-侵入岩共生的 Sn、Nb、Ta 成矿亚系列 I-1 和产于断陷火山盆地中呈 NE—NNE 方向、与浅成侵入岩共生的低温热液 Ag-Pb-Zn-Au 成矿亚系列 I-2 组成。两个亚系列成矿元素的组合不同,明显地是由于各自的基底组成不同和构造成岩环境不同而引起的。亚系列 I-1 成矿元素来自碰撞造山岩石圈地幔拆离诱发壳层重熔,而亚系列 I-2 则有晚期的洋壳消减物质的参与。因此,这一成矿系列是两个亚系列的不同构造-岩浆成岩-成矿机制有机组合的结果(裴荣富,1994)。

(2) 成矿系列 II: HJGB^② 岩带与中—浅成 S 型花岗岩活动有关的 W (Sn)-Mo-Bi-Be-U-Nb-Ta-REE 矿床成矿系列

这一成矿系列位于发生加里东和华力西两期大陆岩石圈地幔拆离并受燕山期碰撞影响的华夏板块。其亚系列 II-1、II-2 和 II-3 是与历经强烈热动力变质作用而形成的花岗岩化的花岗岩类有关,并具有原地混合花岗岩(加里东期),准原地花岗岩(华力西期)和异地高位花岗岩(燕山期)的成岩演化特征。三个亚系列的矿化系列密切地与不同期的每期花岗岩共生。亚系列 II-2 的矿化比亚系列 II-1 更为富集,亚系列 II-3 继承了亚系列 II-1 和 II-2 而形成高位的花岗斑岩锡矿床。这个成矿系列在成矿作用的历程中,显示了清晰的继承演化。其中亚系列 II-4 以中国的世界级超大型黑钨石英脉矿床(大吉山-西华山)为矿床类型式的代表。该类型式矿床是由同期(燕山期)共岩浆的四个阶段的多阶段脉动矿化形成的,是长英质共(源)岩浆补余分异(Complementary differentiation)成矿作用,并在一个矿区持续 40×10^6 a, 长期形成超大量金属异常堆积的结果(裴荣富,1994)。

(3) 成矿系列 III: HGIB^③ 岩带与深—中深成高 Al-S 型花岗岩活动有关的 Sn (W)-Pb-Zn-Sb-Hg-As 矿床成矿系列

这一系列是产于扬子板块及其前陆。它是在元古宙(四堡期)与华夏板块碰撞又受东南亚板块在三叠-白垩纪与亚洲大陆碰撞的强烈影响下形成的。其中亚系列 III-1 与元古宙花岗岩化的原地到异地花岗岩有关,并在异地的高位花岗斑岩的岩钟部位有利成矿系列的形成。亚系列 III-2、III-3 和 III-4 组成为亲石元素的完整的成矿谱系(Nb-Ta-W-Sn-Mo-Bi-Be-Pb-Zn-Hg-Sb-As-Au-U),并表现为从岩浆后期蚀变的-气成的-高温交代的-热液交代充填的、有一定成因联系的系列矿床类型,其中世界级超巨型柿竹园 W-Sn-Mo-Bi-Be 矿床是与高热花岗岩,并在其与碳酸盐围岩接触带形成 BEBLIF 花岗岩,从而发生超强烈地蚀变——交代岩化作用,形成独特的矽卡岩和云英岩复合型矿床(裴荣富,1994;毛景文,1995)。高 Al-花岗岩浆的完整的分异作用,还表现在燕山期最晚阶段形成稍偏基性的花岗闪长岩及其有关成矿亚系列 III-5,出现亲硫元素的 Cu-Pb-Zn-Au 组合,但规模不大。成矿亚系列 III-2 中的世界级超大型大厂锡石硫化物矿床位于扬子板块东南边缘拗陷带。扬子板

① 见表 2 注;

② 见表 2 注;

③ 见表 2 注

块东南缘可能是高锡地球化学场,并在碰撞造山构造作用下,使成矿元素从元古宙到中生代,从高锡地球化学场的板块边缘(亚系列Ⅲ-1)到边缘拗陷(亚系列Ⅲ-2)形成成矿物质迁移的演化路径。这一看法改变了大厂锡矿物源来自东部的因袭成矿关系,深化认识了“东钨”、“西锡”的原因(裴荣富,1995)。

4 总 结

(1) 由于华南六个花岗岩带分别属于不同岩石圈板块,岩石圈的不同类型将控制一定花岗岩的矿化特征,一定成矿系列也将赋存在一定花岗岩带中。一定成矿系列的花岗岩带成矿专属性将是对区域矿产评价的重要地质基础。

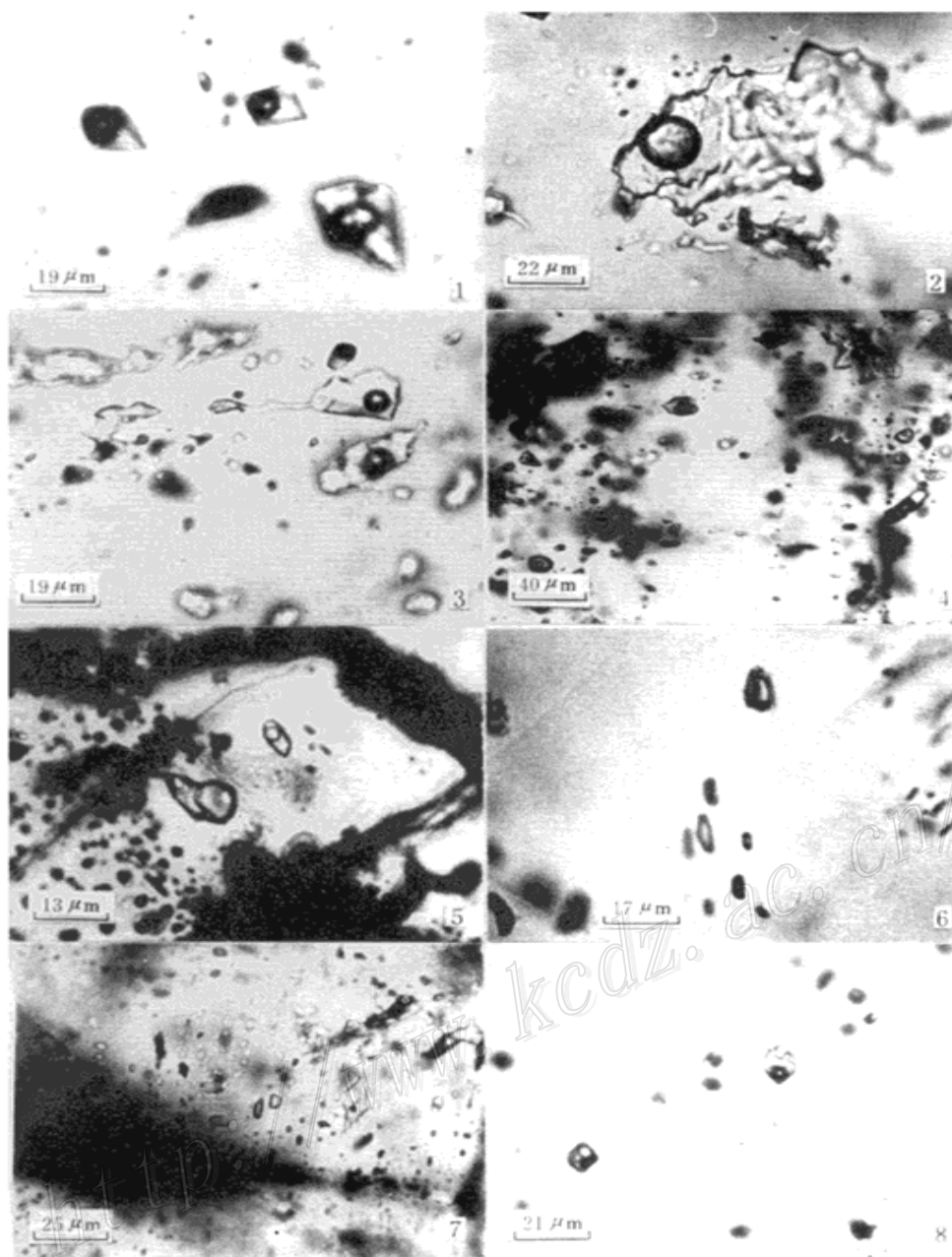
(2) 根据上述华南花岗岩多期、多阶段成岩-成矿特征可归纳出两个规律:①成矿与不同期花岗岩的晚或每一期共生;②成矿与同一期花岗岩的晚阶段或每一阶段共生;这一规律密切地与共(源)岩浆脉动(多周期)矿化有关,但常表现为连续性或间断性,如果脉动成矿是连续的,并长期持续堆积在一个矿区,它将是一个特殊成矿事件并将可能形成超大型矿床(裴荣富,1994)。

主要参考文献

- 1 程裕洪,陈毓川,赵一鸣,宋天锐.再论矿床成矿系列问题.中国地质科学院院刊,1983,(6)
- 2 陈毓川,裴荣富等.南岭地区与中生代有关有色稀有金属矿床地质.北京:地质出版社,1989
- 3 Collins W J, Vernon R H. Arift-drift-delamination model of continental evolution; Paleozoic tectonic development of eastern Australia. Tectonophysics, 1994, 235: 249~275

<http://www.kcdz.ac.cn/>

李荫清等照片:



陈殿芬等照片:

