

长江中下游中生代花岗岩 类源区的壳-壳混源性质*

徐启东

(中国地质大学, 武汉 430074)

主题词 花岗岩类 壳-壳混源 区域地球化学 同位素示踪 大别造山带

提 要 长江中下游地区中生代花岗岩类形成于大别造山带碰撞后岩石圈物质的调整演化过程。Sr、Nd、Pb 同位素组成数据表明, 早、晚阶段花岗岩类具有相似的壳-壳混合源区性质, 其主要源岩端员可能分别相当于以大别杂岩为代表的深变质岩系和中、新元古界底侵(underplating)基性物质与部分古元古界沉积-火山-侵入岩系组成的扬子陆块下地壳岩石。这两种成分不同的下地壳物质在这里呈指状穿插体结构。长江中下游地区下地壳在碰撞造山过程中曾是大别地块与扬子地块之间的深部构造混杂带。本文主要根据各类已有的 Sr、Nd、Pb 同位素组成资料讨论花岗岩类的源区性质问题。

长江中下游地区是大别造山带——华北、扬子两个陆块长期相互作用结合部的典型地段之一, 又是中国东部重要的 Fe-Cu-Au 成矿带, 产于其中的中生代花岗岩类是这一时期区域岩石圈物质成分重组的结果, 与 Fe-Cu-Au 矿化有着密切的联系。因此, 这些花岗岩类的源区性质和主要形成方式对于具体阐述大别造山带的演化进程及与主要内生金属矿产的形成都是十分重要的。至今为止, 关于本区中生代花岗岩类的源区性质, 存在陆壳物质熔融形成花岗质岩浆^[1-4](壳源)和来自上地幔的岩浆不同程度地同化陆壳物质形成花岗质岩浆^[5-8](壳-幔混源)两类基本认识, 并且后者似乎得到较多人的认可。通过把长江中下游地区置于大别造山带中生代岩石圈演化过程的一部分进行区域地球化学研究后, 笔者认为, 这一地区中生代花岗岩类是碰撞后(post-collision)下地壳物质熔融的结果, 地幔主要是以能量的形式参与花岗岩类的形成, 花岗岩类的源区表现出两类地壳物质混源的性质^[9]。

花岗岩类源区性质的判别是个相当复杂的问题。笔者的研究思路是: (1) 把大别造山带四个地块中发育的花岗岩类归入两个阶段来示踪(忽略单个岩体中的脉动和涌动侵入变化), 它们代表了两次独立但有一定联系的深部构造-热事件^[9, 10]; (2) 示踪时要把大别造山带四个地块中(图 1)产出的同时期花岗岩类相互对比, 将各地块在中生代碰撞时所涉及的两陆块不同组成作为边界条件来限定源区的性质, 因为它们所涉及的华北、扬子陆块在中生代之前的形成和演化历史差异明显, 上、下地壳及上地幔组成可在地球化学性质方面予以分辨^[11, 1], 各地块中花岗岩特征突出, 这对于解释长江中下游地区中生代花岗岩类所显示的混合源区性质^[6, 7]甚为有利。

* 本文于 1996 年 11 月收到, 1996 年 12 月改回。

1 数据整理结果

本文研究区主要位于安徽境内的沿江两侧地段,这是长江中下游地区中生代花岗岩发育最集中的地区,具有较好的代表性。根据已有的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 和锆石U-Pb年龄^[4,12,13]及与相邻地块的对比,早-晚阶段的花岗岩类分别具有137Ma和123Ma的峰值侵位年龄。早阶段花岗岩属于中酸性岩类,准铝质成分为主,代表性岩体有月山、总铺、铜山、东来山-谢家I、铜官山、新桥头、许家桥、沙溪等;晚阶段花岗岩属于酸性岩和正长岩类,过铝质成分为主,代表性岩体有大龙山、城山、黄梅尖、同兴郭、耿村、茅坦、梅林等,它们都属高钾钙碱性系列。晚阶段花岗岩类还表现出由高钾钙碱性系列向钾玄岩系列过渡^[10]。与本区相邻的其它地块中,也具有类似的早-晚阶段花岗岩。下面把大别造山带四个地块中对应的花岗岩出露带分别称之为YZL(扬子隆起带)、YZC(扬子前陆带,即长江中下游地区)、DL(大别隆起带)、BHC(北淮阳前冲带)(图1)。

本文使用的花岗岩类Sr、Nd、Pb同位素数据主要取自文献[7, 14-16, 2, 8,],部分Pb同位素数据及扬子陆块上地壳沉积岩类Pb同位素数据为笔者采样测试结果。其中DL岩带由于尚未得到配对的Sr-Nd同位素资料,故采用文献[15]的Sr同位素数据和文献^①中构成分布范围的Nd同位素数据。所有的早-晚阶段花岗岩类Sr、Nd同位素数据分别按137Ma和123Ma换算成 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i(I_{\text{Sr}})$ 。图2为 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ -($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 的相关图解,它们具有如下几个突出特点:

1) 虽然DL和BHC的数据不全,但从YZL和YZC中可以明确看到,各岩带中早-晚侵入体具有相似的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 数据范围,反映他们具有共同的源区。不同岩带侵入体之间上述各项数据则明显有其各自的范围,说明不同岩带中花岗岩类的源岩存在明显差异,不同岩带地壳组成特点制约了各岩带花岗岩类的形成。

2) $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值存在清楚的空间变化。YZL→YZC→DL依次降低,DL落在更靠近DL端员的范围,显示出与DL花岗岩类源区成分的相似性。表明各岩带所在地块的陆壳结构和组成在经历了碰撞造山后仍处于不均匀状态,花岗岩类的Nd-Sr同位素组成有可能对其状态提供限制。就一般情况而言,依次降低的现象至少表明,花岗岩类形成时,YZL→YZC→DL的下部地壳组成从相对年轻的陆壳岩系向更为古老的陆壳岩系变化。

3) DL岩带的Sr、Nd同位素数据范围虽然是根据非同一样品的数据对得到的,但它至少清楚地提供了Nd值最低,Sr值也较低的一个区域范围。结合后续的铅同位素资料及与本岩

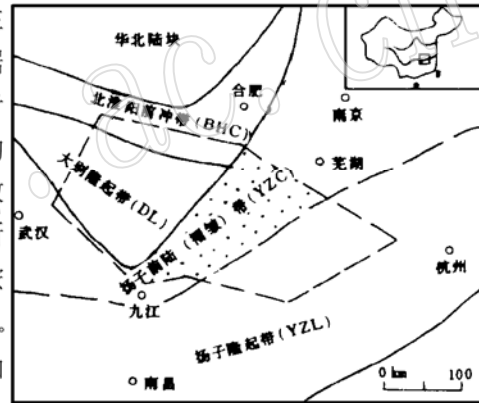


图1 大别造山带的主要构造单元略图

Fig. 1 Geological sketch map of main tectonic unites of Dabie orogenic belt
图中虚线框区为本文研究区及涉及的范围,
虚、实线为主要边界断层

① 谢智,陈江峰等,1993,南北大别岩石的钨模式年龄及其地质意义。

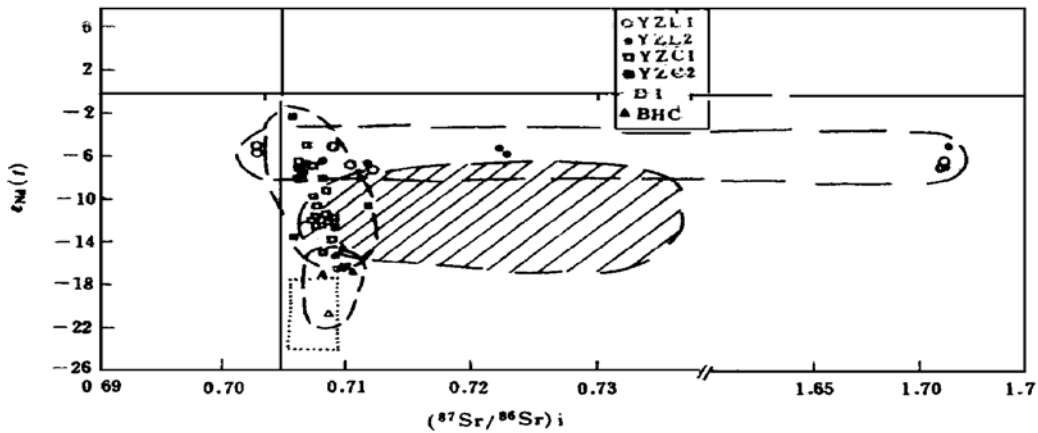


图2 各岩带花岗岩类的 $\epsilon_{Nd}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 相关图解

Fig. 2 $\epsilon_{Nd}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ diagram of granitoids in various rock belts

图中斜线区为本区扬子陆块上地壳岩石的数据分布区^[46], 符号代号中1、2分别为早、晚阶段

带地表已出露的、具有新太古代岩石学、年代学特征的大别杂岩地球化学特征间的对比^[17,91]反映出 DL 岩带花岗岩类的源区可能主要是以亏损的古老下地壳物质为特征^[18]。

YZL 岩带的花岗岩类以稳定的 Nd 值, 变化极大的 Sr 值为特征。前人研究认为这是由上溪群或相当于上溪群成分特点的源区部分熔融形成的^[14,71], 但 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值即使在显生宙以来的海相碳酸盐岩中太多也在 0.708 左右, 但要演变到 YZL 花岗岩类的现代值(1.7—1.8)也是不可能的。退一步来说, 具有高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的沉积岩类进入下地壳而发生部分熔融之前, 肯定要遭受中级以上的变质作用改造, 这将会使变沉积岩类中的 Rb—Sr 系统再定位, 局部的高 Sr 同位素比值会由于均一化而缓冲减小^[19], 故变化极大的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值应是岩浆侵位及后期改造, 尤其是流体作用^[20]的结果。这在 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 图中 YZL 岩带数据明显分成两组则可见一斑^[9]。其中较小的一组 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 数据可能更接近未被后期明显改造的源岩特征值, 与陈江峰和邢风鸣等^[14,71]提供的等时线初始值相似, 即 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值约为 0.708 左右, 这一数值应相当于 YZL 花岗岩类的源岩特征值。因此, 不能仅根据 YZL 岩带花岗岩类具有较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值就断定其源岩为上板溪群或与之相似的岩石。

YZC 岩带的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值落在了 YZL 和 DL 之间, 在 $\epsilon_{Nd}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 相关图中, 它们形成一条较陡的趋势带。显然, 它们具有混合源区的特征, 两个主要端元可能分别具有 YZL 岩带花岗岩类与 DL 岩带花岗岩类的源岩特征。BHC 以接近 DL 的 Sr、Nd 同位素组成为特点, 显示以 DL 源区组成端元为主的混合源区的特征。

分析图 3 各岩带花岗岩类铅同位素组成的 Pb—Pb 变异关系, 它们具有如下突出特点:

1) 同一岩带早、晚阶段花岗岩类具有基本相同的铅同位素数据范围, 而与岩石类型无关; 不同岩带之间铅同位素组成则有各自的范围。这同样证明不同岩带花岗岩类的源区存在差异, 各岩带的陆壳组成和结构控制了花岗岩类的成分和产出。

2) 铅同位素组成也存在明显的空间变化, 大致以 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.60$ 为界, YZL 花岗岩类

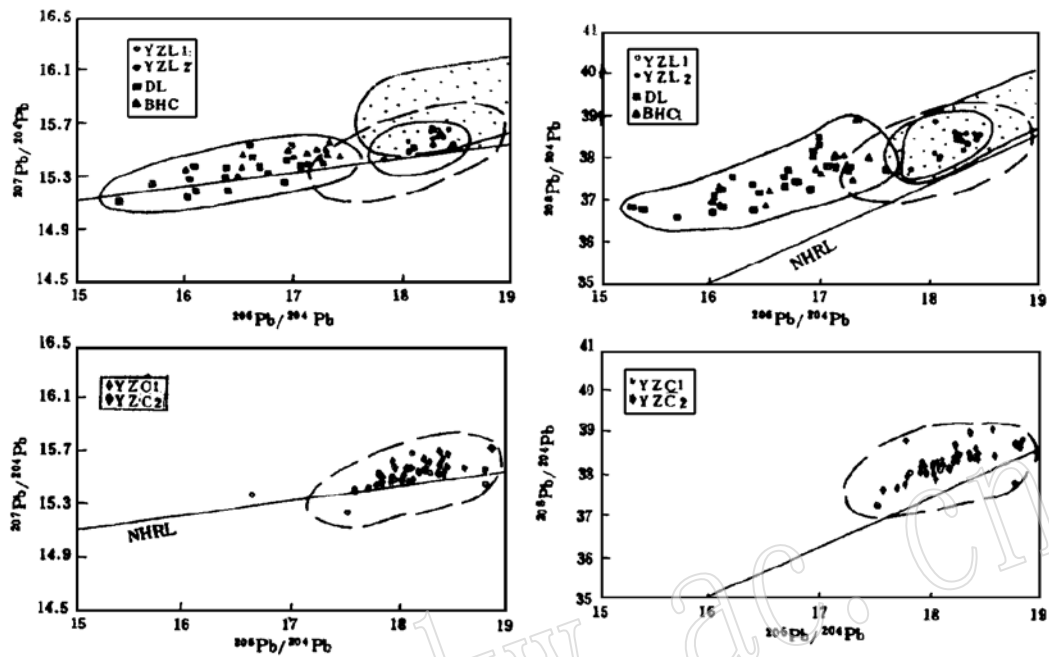


图3 各岩带花岗岩类的Pb—Pb同位素图解

Fig. 3 Pb—Pb isotopic diagram of granitoids in various rock belts

图中点区为本区扬子陆块上地壳岩石的数据分布区,符号代号中1,2分别为早、晚阶段

具有高值的铅同位素组成, DL 和 BHC 花岗岩类具有相似的铅同位素组成, 落在了低值一端; YZC 花岗岩类的铅同位素组成范围则全部包容了 YZL 的范围, 并延向低值一端与 DL 范围部分重叠, 向更高值一端还显示了更宽范围的铅同位素组成, 尤其值得注意的是, 在铅同位素组成方面, YZC 又具有重叠跨越在 YZL 和 DL 之间过渡的特征, 与 Nd 同位素组成的变化特征十分相似。它们显示 YZC 花岗岩类中的源区组成不同程度地包含或混合了 DL 和 YZL 花岗岩类源区组成的成分特征。

3) 在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图中, 本区花岗岩类铅同位素组成的各分布群主要落在 NHRL 线(MORB 和 OIB 铅同位素组成构成的北半球参考线)上下, 各分布群长轴方向也平行 NHRL 线, 甚至象明显落在 NHRL 之上的 YZL+ YZC 内新元古代以来沉积岩层的铅同位素组成(沉积黄铁矿代表了沉积再循环的陆壳成分特征)的分布群, 其长轴也平行于 NHRL 线。在北半球, 经历了俯冲作用的岛弧地区发育的岩浆岩类, 尤其是火山岩类往往具有铅同位素组成分布在大洋沉积物(高 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)和 NHRL 线之间的特征, 且一般都显示分布群的长轴具有较陡的斜率而与 NHRL 线和大洋沉积物分布群的轴向相交的性质, 显示二元混合的协变关系, 这可能是由于俯冲洋壳或地幔楔形区与大洋沉积物或蚀变洋壳中的大陆性元素组成分别作为端员组成相互作用的结果^[21-22]。就本区情况来看, 很难设想花岗岩类基本上都是从具有 MORB 和 OIB 特点的地幔直接熔融形成, 但又未明确显示具有地幔和陆壳物质直接混合的特征。对这种更多地显示了地幔铅同位素组成特征的花岗岩类最好的解释是, 它们是未经历

过地表风化—沉积作用过程的,来自地幔的早期岩浆岩类在下地壳环境中经历了再次熔融的产物。

4) 每个岩带中铅同位素组成所具有的较大范围内的线性点群分布仅用岩带内源岩同位素组成的不均一性来解释是不够的。实际上,花岗岩类的铅同位素组成是由源岩中具较低 U/Pb 、 Th/Pb 比值的主要矿物(长石、云母、角闪石等)和具高 U/Pb 、 Th/Pb 比值的副矿物(如锆石、独居石等)决定的。花岗岩类的中铅同位素组成可看作是由主要矿物中低铅同位素组成的端员与由副矿物中高铅同位素组成的端员的混合。部分熔融过程中副矿物的行为差异是造成花岗岩类铅同位素组成不同特征的主要原因之一^[23-25]。副矿物中铅同位素组成在岩浆和残留体中的再分配取决于副矿物在所形成的岩浆中的溶解度,副矿物的溶解度是与熔体成分和温度相关的。当温度大于 $850\text{ }^{\circ}\text{C}$, 锆石、独居石的溶解度显著增加^[23]。因此,在较低温度下 ($< 850\text{ }^{\circ}\text{C}$) 形成的过铝质淡色花岗岩类中,由于 Zr 及 $\Sigma LREE$ 的溶解度 (M_{Zr}) 小于源区中它们的原始浓度 (S_{Zr}), 能从溶解的锆石或独居石进入到熔体中的铅同位素组成比例在各处相似,这种岩浆形成的花岗岩类就会有近于源区特点的均匀铅同位素组成;而在更高温度下,当 $M_{Zr} > S_{Zr}$ 时,所形成的准铝质花岗岩类的铅同位素组成则与部分熔融程度 (F) 和源岩中锆石和独居石含量大小的关系更为密切,一般所形成的花岗岩类中铅同位素组成是不均匀的。本区各岩带花岗岩类在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上都有良好的线性分布,尤其是 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值有较大的变化范围及它们所具有 I 型花岗岩类的特征说明它们是在高温下形成的花岗岩类,其铅同位素组成特征看来明显受副矿物锆石和独居石类含量多少的控制。

上述数据整理结果得到的基本认识是:大别造山带不同地块中产出的花岗岩类明显受到所在地块地壳成分的控制;早、晚阶段花岗岩类具有相似的同位素组成说明其源区演化具有继承性;长江中下游地区中生代花岗岩类源区所具有的混源特征系由相邻地块的地壳成分所限制。

2 壳—壳混源性质的论证

已经证明,大别造山带各地块中早、晚阶段花岗岩类都具有 I 型花岗岩类的特征,且晚阶段花岗岩类还具有 A 型花岗岩类的特性;它们分属高钾钙碱性系列,具高钾钙碱性系列向钾玄岩系列过渡的岩浆性质^[9,10]。陆—陆碰撞型造山带演化过程中,花岗岩类的形成主要是陆壳内缺乏流体熔融作用(fluid-absent melting)的结果^[26,31]。根据实验资料提供的源岩和产物之间的成分关系已经确定,高钾钙碱性系列 I 型花岗岩类是在下地壳高热条件下,由已属地壳成分的早期变质岩浆岩类熔融形成,最合适的源岩是镁铁质到中性的钙碱性、高钾钙碱性系列的变质岩浆岩类^[32]。依据各岩带花岗岩类表现出来的各种非变沉积岩类的源岩继承性特点^[5,9,15],结合实验资料对这类花岗岩类源岩的较明确约束,可以接受这些花岗岩类的源岩主要是镁铁质—中性的变质岩浆岩类的认识。进一步来看,早、晚花岗岩类虽属两个相对独立热事件的产物,但却具有相似的源区同位素组成,这与 A 型花岗岩类可以由经历了一次部分熔融后的无水下地壳源岩再次熔融形成的看法相符^[33-34],说明早阶段花岗岩浆形成后的残留

组明显参与了晚阶段花岗岩浆的形成过程。因此,早-晚阶段花岗岩浆应来自同一源区。

根据不同岩带花岗岩类的不同特性对源区成分的限制,可以追索长江中下游地区花岗岩类的混合源区性质。DL的花岗岩类具有最低的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值,铅同位素组成具有低放射性成因及HREE亏损的性质反映源岩属于遭受过中高级变质的亏损下地壳成分是没有疑问的。它们在 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值分布,HREE亏损特点及铅同位素组成上与大别杂岩之间的相似性,使我们能够接受大别杂岩在深部的相当岩石是DL花岗岩类源岩的这种认识,它可以作为在 $\epsilon_{Nd}(t)$ —($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)图中表现出来的YZC花岗岩类混合源区的一个端员。现在的问题是YZC花岗岩类混合源区的另一个端员是什么?YZC花岗岩类混合源区的组成有两种可能性:一是这个期间的亏损地幔形成的玄武质岩浆进入地壳,与亏损的下部地壳组分发生同化混染及伴随结晶分异的AFC过程或玄武质岩浆进入地壳与下部亏损地壳组分及上部地壳组分同化混染构成的三元混合过程(图4a),这种过程涉及到壳-幔间物质的相互作用。这种情况下,这一端员组成与YZL花岗岩类的源岩不相同;二是由于碰撞造山过程造成的YZC下部地壳由原来YZL的未亏损下地壳与DL的亏损下地壳呈叠覆状,壳内发生部分熔融时形成的熔体相互间混合,上侵到上部地壳期间又混染少量上部地壳组分所构成的三元混合过程(图4b),这种过程只涉及到壳内物质间的再循环和分异作用。混源的另一个端员就相当于YZL花岗岩类的源岩。

第一种可能性主要取决于这个时期地幔是否具有亏损性质及是否有大规模的基性岩浆活动存在。本区中生代地幔性质至今没有予以限定。主要原因是研究区内没有典型的能够反映地幔成分的中生代玄武岩及辉长岩出露。就整个中下游地区而言,只有宁镇地区的板仓杂岩体中有少量辉长岩出现。最能反映地幔性质的基性火山岩类在本区出露最偏基性的岩石是中基性的玄武粗面岩类^[35]。由于地壳物质的混染,它们一般不能提供地幔是否亏损的信息。同时也反映现今地表及上部地壳相当深度内没有典型的中生代基性岩浆活动产物与本区主要的中性—中酸性—酸性岩浆活动相伴生。现有资料中,有两点可对这时的上地幔性质予以初步判断。一是周泰禧等^[36]对浙东中生代玄武岩的研究证明这时的地幔具弱亏损性质。由于晚侏罗—白垩纪时中国东部大陆已经成为一体,相邻的浙东地区上地幔性质应能在一定程度上反映本区的上地幔性质;二是如果此时地幔具富集性质,则形成研究区内的各种花岗岩类的岩浆主要以地幔成分为主,尤其是YZL中的早、晚花岗岩类几乎由玄武质成分组成显然与事实不符。

因此,本区中生代地幔应具有亏损性质。已有的少数几个“玄武岩”(实际上为钾玄岩类(shoshonite))和碱长辉长岩(中基性岩石)的Nd同位素数据^[7]计算得到的 $\epsilon_{Nd}(t) = -5.00$ —

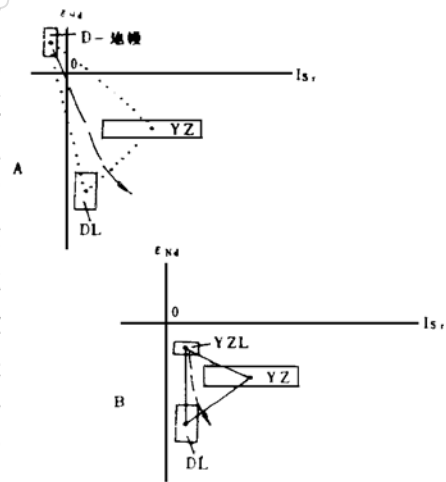


图4 长江中下游地区花岗岩类Nd-Sr同位素组成相关性的两种可能途径

Fig. 4 Two possible correlations of Nd-Sr isotopic compositions for granitoids in the middle and lower reaches of the Yangtze River

- 9.18, 如果它们是由地幔成因的岩浆上侵形成, 则毫无疑问, 肯定有大量的地壳物质(且主要是亏损的下部地壳物质)卷入其中。但另一个矛盾出现了, 如果 YZC 的花岗岩类是由来自地幔的基性岩浆同化混染一定量的地壳物质成分, 我们应能看到一定量的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 接近 0 值。如果是少量基性岩浆触发了大量的陆壳物质(亏损下地壳或未亏损的上地壳, 如图 2 中所示的低 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值端员或可能的扬子上地壳端员)形成花岗岩浆, 则所形成的岩浆应较具更高 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值的 YZL 花岗岩类更显酸性(更接近 DL 岩带的花岗岩类成分)。但事实恰恰是 YZC 中产出的花岗岩类, 尤其是 YZC 的花岗岩类是各岩带中最为偏基性的石英闪长岩类。再考虑到上述对 Pb 同位素分布的理解, 笔者认为, 虽然尚不能完全排除这种可能性, 但似乎疑问过多。

第二种可能性的关键是需要对 YZL 和 YZC 在中生代碰撞造山之前下地壳的组成和性质予以限定。本区所在的扬子陆块地段是人们常称的江南古陆, 在中-新元古代时期南北两侧长期处于岛弧陆缘带^[37-38], 长期处于岛弧俯冲状态的古陆北缘大陆地幔, 由于再循环的陆壳物质进入势必发生组成的变化, 使得随后地壳垂向增生产物中明显具有陆壳的特征。凌文黎^[39]对东秦岭扬子陆块北缘地质体的同位素地球化学研究揭示出前寒武纪上地幔在太古宙时期基本不亏损, Pt₁ 高度亏损, Pt₂₋₃ 弱富集的变化规律, 而扬子陆块内部在 Pt₂₋₃ 期间仍保持着高亏损性质。上地幔性质的这种变化说明新太古代时期存在强烈的壳幔交换以平抑地幔亏损程度的增长。元古宙时期是扬子陆块以垂向方式增长的主要时期, 其中陆块北缘由于岛弧带的俯冲作用造成局部上地幔的富集。正是这一扬子陆块北缘上地幔的局部富集造成了本区原属扬子陆块北缘岛弧区的 YZC 和 YZL 的大部分地区, 在这个时期由来自弱富集地幔部分熔融形成的基性岩浆底侵(underplating)及中侵(midplating)于下部地壳, 形成了以基性-中基性侵入体为主的下地壳。这种具 $\epsilon_{Nd}(t) < 0$ 弱富集的下地壳由于未遭受高级变质引起的同位素组成再定位, 保持了物质组成弱富集的性质。随着 Sm-Nd、U-Th-Pb 同位素系统的正常衰变, $\epsilon_{Nd}(t)$ 值进一步有所减小, Th、U 保持了高值。这种组成的下地壳在中生代时期发生部分熔融完全可以形成 YZL 岩带目前这种 Nd-Pb 同位素组成特点的花岗岩类。这种考虑可以合理地解释与花岗岩类有关的一系列地球化学特点。这种认识也得到了本区以下一些资料的支持:

1) 研究区以南属于江南古陆内部的歙县-休宁一带海相基性火山岩(1286Ma)的 $\epsilon_{Nd}(t) = 39$ ^[40], 上海金山群斜长角闪岩(1364Ma)的 $\epsilon_{Nd}(t) = 1.5$ ^[41], 怀宁董岭群斜长角闪岩的 $\epsilon_{Nd}(t) = -3.5$ ^[42], 似乎反映了从本区扬子陆块中部至北缘中-新元古代地幔物质存在由亏损→弱亏损→弱富集的变化。

2) 根据本区 YZC 和部分 YZL 不同时代地层的 Nd 同位素资料^[43-46]计算的 Nd 模式年龄(地壳平均存留年龄)范围^[9]可以发现, 就安徽境内的江南古陆而言, Nd 模式年龄没有超过 25 亿年者(即使把范围扩大到赣东北地区也仅在赣东北的 Pt₂₋₃ 中出现一个大于 25 亿年的数据)。另一个重要的现象是 Pt₂₋₃ 的模式年龄普遍低于震旦纪和古生代, 且大部分小于 20 亿年。Pt₂₋₃ 的 Nd 模式年龄又与 Pt₂₋₃ 的地层年龄相当^[43]说明, Pt₂₋₃ 时期至少本研究区所在安徽境内的江南古陆北缘附近没有太古代的物源区存在。这个时期与下地壳来源有关的井潭组、铺岭组酸性和中酸性火山岩的 Nd 模式年龄也未出现 25 亿年以上的数据, 也证明下部地壳没有太古代的深变质岩系存在, 源岩更可能是 Pt₁ 时期的陆壳增生物质。

3) 位于鄂西新太古代崆岭杂岩附近的晋宁期黄陵花岗闪长岩体和本区晋宁期的歙县、许村花岗闪长岩体的 Sr、Nd 同位素数据^[47, 14]也表明(图 5), 以新太古代的崆岭杂岩为代表的下地壳古老变质岩系部分熔融形成的黄陵岩体有较歙县、许村花岗闪长岩体低得多的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 和 I_{Sr} 值, 这说明本区在 Pt 时期下部地壳并不是由相当于崆岭群的太古宙深变质岩系组成。歙县、许村花岗闪长岩体的铅同位素组成 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.754 - 17.984$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.386 - 15.653$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.762 - 38.196$) 虽然落在了现今 YZL 花岗岩类数据群的低值一侧, 但仍明显较具有亏损下地壳源区的 DL 花岗岩类要高得多, 也显示由元古宙未亏损下地壳作为源区的特征。

鉴于上述分析, 可以得到以下认识: 本区 YZL 可能不存在太古宙的深变质岩系。晋宁运动江南古陆克拉通化稳定时, 下部地壳是由 Pt_{2-3} 时期底侵和中侵垂向增生过程中来自富集地幔的基性物质及部分 Pt_1 时期侧向增生的岛弧沉积-火山-侵入岩系组成, 其中基性-中基性岩浆岩类占有很大的比例, 它们没有遭受过深变质作用的改造, 古生代稳定时期保持不变, 直至中生代碰撞造山事件后期才参与壳内物质调整和分异过程, 成为 YZL 花岗岩类的源岩。

有了对 YZL 花岗岩类源区成分的上述限定, 再来看 YZC 花岗岩类的源区就好理解了, 它们是壳内不同性质源岩混合作用的结果, 表现为 YZL 花岗岩类的源区成分与 DL 花岗岩类的源区成分按不同比例混合, 再加上扬子陆块中上部地壳的少量混染造成的三元混合过程。由于扬子陆块中上部地壳的少量混染影响小, 可将花岗岩的形成看作是以 YZL、DL 花岗岩类源岩成分为主的壳-壳混合过程, 即本区花岗岩类是壳内物质调整过程的产物。两种源岩组分的混合比在各岩体中有所不同, 大致在 YZL: DL = 95-75: 5-25 范围内变化。

由于本区所处的扬子陆块北缘深部可能没有太古宙时期的深变质岩系存在, 则无论哪种可能性都表明 YZC 下部地壳在华北、扬子陆块碰撞之后, 花岗质岩浆形成之时已经有了类似大别杂岩的成分存在。这就提出了对造山带地壳结构和组成限制的一种可能性: YZC 的下部地壳经过三叠纪碰撞, 发生过 DL 和 YZL 地块下部地壳组成岩系之间的叠置。壳-壳混合在 YZC 花岗岩类中普遍存在又说明, 这种叠置可能在较大范围内呈交织状态, 可形象地称之为“指状穿插体结构”。因此, 长江中下游地区下部地壳在碰撞造山过程中曾是地壳组成不同的大别地块与扬子地块之间的深部构造混杂带。

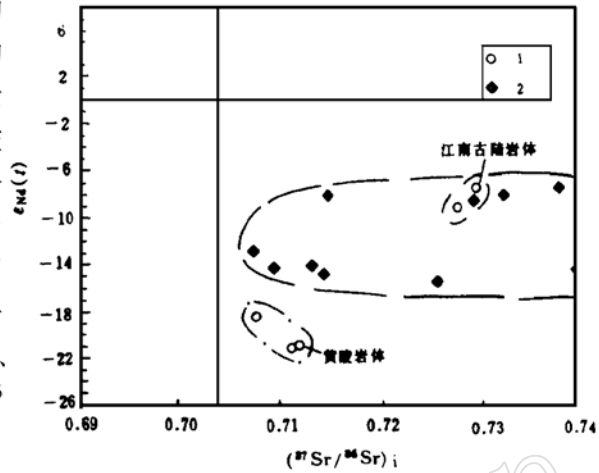


图 5 晋宁期不同岩类的 $\epsilon_{Nd}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 同位素组成相关图

Fig. 5 $\epsilon_{Nd}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ correlogram of various rock types of Jinning period

1—晋宁期花岗岩体; 2—本区扬子陆块上地壳沉积岩类
其中本区的花岗岩类(江南古陆岩体)
与崆岭群附近的黄陵花岗岩体具有不同的分布范围

参 考 文 献

- 1 张理刚、王可法. 中国东部中(新)生代构造同位素地质学研究. 桂林冶金地质学院学报, 1991, (1): 35—48.
- 2 张理刚、邢凤鸣. 安徽中生代花岗岩铅同位素组成与铅同位素省划分. 岩石学报, 1993, 9: 105—114.
- 3 张理刚. 中国东部富碱侵入岩铅同位素组成特征模式及其地质意义. 地球科学, 1994, 19: 227—234.
- 4 陈江峰、李学明、周泰禧等. 安徽月山岩体的⁴⁰Ar/³⁹Ar年龄及有关成矿时代估计. 现代地质, 1991, 5: 91—99.
- 5 毛建仁、苏郁香、陈三元等. 长江中下游酸性侵入岩与成矿. 地质出版社, 1990, 1—135.
- 6 常印佛、刘湘培、吴言昌. 长江中下游铜铁成矿带. 地质出版社, 1990, 138—197.
- 7 陈江峰、周泰禧、李学明等. 安徽南部燕山期中酸性侵入岩的源区 Sr、Nd 同位素制约. 地球化学, 1993, (3): 261—268.
- 8 任启江、刘孝善、徐兆文等. 安徽庐枞中生代火山构造洼地及其成矿作用. 地质出版社, 1991, 47—111.
- 9 徐启东. 大别造山带黄山—商城地质断面中生代花岗岩类的地球化学研究. 博士学位论文, 中国地质大学(武汉), 1994.
- 10
- 11 张本仁、骆庭川、高山等. 秦巴岩石圈构造及成矿规律地球化学研究. 武汉: 中国地质大学出版社, 1991, 1—15.
- 12 周泰禧、陈江峰、李学明等. 安徽省印支期岩浆活动质疑. 岩石学报, 1988, 4: 46—53.
- 13 翟建平. 昆山、城山、大龙山岩体的锶同位素特征及成因研究. 地球化学, 1989, (3): 202—209.
- 14 邢凤鸣、徐祥. 皖南中生代花岗岩类的 Nd、Sr、Pb 同位素特点. 安徽地质, 1993, 3: 35—41.
- 15 李石、王彤. 桐柏山—大别山花岗岩类地球化学. 中国地质大学出版社, 1991, 110—122.
- 16 周泰禧、陈江峰、李学明等. 安徽霍舒正长岩带侵入体的⁴⁰Ar/³⁹Ar法同位素地质年龄. 安徽地质, 1992, 2: 4—11.
- 17 王江海. 大别杂岩的早期演化及混合岩成因机制. 武汉: 中国地质大学出版社, 1991, 40—60.
- 18 Arndt N T, Goldstein S L. An open boundary between lower continental crust and mantle: its role in crust formation and crustal recycling. *Tectonophysics*, 1989, 161: 201—212.
- 19 Meleman, S M. Recycling of the continental crust. *PAGEOPH*, 1988, 128: 683—724.
- 20 Francalanci L, Taylor S R, McCulloch et al. Geological and isotopic variation in the calc-alkaline rocks of Aeolianarc, Southern Tyrrhenian Sea, Italy: constraints on magma genesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993, 113: 300—313.
- 21 White W M. Geochemical evidence for crust-mantle recycling in subduction zones. In: Hart, S R. et al (eds). *Crust/mantle recycling at convergence zones*. Kluwer: 1989, 43—58.
- 22 Bebout G E, Ryan J G, Leeman W P. B-Be systematics in subduction-related metamorphic rocks: characterization of the subducted component. *Geochim. Cosmochim. Data*, 1993, 57: 2227—2237.
- 23 Hogan J P, Sinha A K. The effect of accessory minerals on the redistribution of Pb isotopes during crustal anatexis: a model. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991, 55: 335—345.
- 24 Waston E B, Harrison T M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983, 64: 295—304.
- 25 Watt G B, Harley S L. Accessory phase control on the geochemistry of crustal melt and restites produced during water-undersaturated partial melting. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993, 114: 550—566.
- 26 England P C, Thompson A. Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. In: Coward M P et al(eds.), *Collision tectonics*. *Geol. Soc. Spe. Pub.* 1986, 19: 83—94.
- 27 Vielzeuf D, Clemens J D, Pin C et al. Granites, granulites and crustal differentiation. In: Vielzeuf D et al (eds.), *Granulites and crustal evolution*. Kluwer. 1990, 59—85.
- 28 Clemens D, Vielzeuf D. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1987, 86: 287—306.
- 29 Rutter M J, Wyllie P J. Melting of vapour-absent tonalite at 10Kb to simulate dehydration melting in the deep crust. *Nature*, 1988, 331: 159—160.
- 30 Skjerlie K P, Johnston A D. Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic genesis at mid-crustal pressures: implications

- for the generation of anorogenic granites. *J Petrol.* 1993, 34: 785—815.
- 31 Wolf M B, Wyllie P J. Dehydration melting of amphibolite at 10Kb: the effects of temperature and time. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994, 115: 369—383.
- 32 Roberts M P, Clemens, J D. Origin of high potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 1993, 21: 825—828.
- 33 Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987, 95: 407—419.
- 34 Clemens J D, Holloway J R, White A J R et al. Origin of an A-type granites experimental constraints. *Amer. Mineral.* 1986, 71: 317—324.
- 35 邓晋福,叶德隆,赵海玲等. 下扬子地区火山作用深部过程与盆地形成. 武汉: 中国地质大学出版社. 1992, 44—121.
- 36 周泰禧,陈江峰,程忠其等. 浙东中生代玄武岩的 Sr-Nd 同位素研究. 见: 壳幔演化与成岩成矿同位素地球化学. 北京: 地震出版社. 1993, 45—46.
- 37 杨森楠. 扬子地块及其陆缘带前寒武纪古构造格局. *江西地质*, 1988, 2: 167—175.
- 38 水涛. 绍兴—江山古陆对接带. *科学通报*, 1986, 31: 487—489.
- 39 凌文黎. 扬子克拉通北缘前寒武纪古大陆构造性质及演化的同位素地球化学研究. 博士学位论文. 中国地质大学(武汉), 1994.
- 40 张光弟,姚士新. 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*, 1993, 12: 325—331.
- 41 周新华,蒋荣华,陈焕疆等. 上海金山群斜长角闪岩 Sm-Nd 和 Ar-Ar 同位素年龄测定. *岩石学报*, 1993, 9: 418—421.
- 42 邢凤鸣,徐祥,李志昌. 长江中下游早元古代基底的发现和意义. *科学通报*, 1993, 38: 1883—1886.
- 43 邢凤鸣,陈江峰,徐祥等. 皖南浅变质岩和沉积岩的 Nd 同位素组成和物质来源. *岩石学报*, 1992, 5: 290—299.
- 44 凌洪飞,沈渭洲,章邦桐等. 江西修水震旦纪前后沉积岩的 Nd 同位素特点及大地构造意义. *现代地质*, 1991, 5: 290—299.
- 45 马长信,项新葵. 赣东北前寒武纪变质地层主要模式年龄初步研究. *地质科学*, 1993, 28: 145—150.
- 46 张巽,周泰禧,陈江峰等. 扬子地块东部岩石的 Nd 同位素剖面. 见: 壳幔演化与成岩成矿同位素地球化学. 北京: 地震出版社: 1993, 40—41.
- 47 冯定犹,李志昌,张自超. 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*, 1991, 5: 1—12.

Crust-Crust Mixing Source Characteristics of Mesozoic Granitoids in the Middle-Lower Reaches of the Yangtze River

Xu Qidong

(China University of Geosciences, Wuhan 430074)

Key words: granitoid; crust-crust mixing; regional geochemistry; isotopic tracing; Dabie orogenic belt

Abstract

Mesozoic granitoids in the middle and lower reaches of the Yangtze River were formed in the

process of adjustment of lithospheric matters after the collision of North China and Yangtze craton. Systematic studies of Sr, Nd, Pb isotopic data show that the two stages of granitoids are characterized by similar magmatic sources and the existence of crust-crust mixing. In the crust-crust mixed magmatic sources, the main mixing members may be the source rocks of the granitoids in DL and YZL lithozones, the former equal to high-grade metamorphic rocks in Dabie complex and the latter being the basic and intermediate-basic meta-igneous rocks which underplated and midplated into the lower crust during Pt_{2-3} and the Pt_1 sedimentary-volcanic rocks in the Yangtze craton. Those characteristics indicate that the lower crust in the middle and lower reaches of the Yangtze River was tectonic-melange belt between Dabie block and Yangtze block during the Mesozoic collision of the two blocks. Two different substances formed finger-like connection texture in the lower crust of YZC block (the middle and lower reaches of the Yangtze River).

www.yskw.ac.cn