

# 花岗岩源岩问题 —— 关于花岗岩研究的思考之四<sup>\*</sup>

张旗<sup>1</sup> 王焰<sup>2</sup> 潘国强<sup>3</sup> 李承东<sup>4</sup> 金惟俊<sup>1</sup>

ZHANG Qi<sup>1</sup>, WANG Yan<sup>2</sup>, PAN GuoQiang<sup>2</sup>, LI CenDong<sup>4</sup> and JIN WeiJun<sup>1</sup>

1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

2. 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640

3. 南京大学地球科学系, 南京 210093

4. 中国地质调查局天津地质矿产研究所, 天津 300170

1. *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

2. *Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China*

3. *Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China*

4. *Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin 300170, China*

2008-02-12 收稿, 2008-04-28 改回.

Zhang Q, Wang Y, Pan GQ, Li CD and Jin WJ. 2008. Sources of granites: some crucial questions on granite study (4). *Acta Petrologica Sinica*, 24(6):1193-1204

**Abstract** The geochemical characteristics and classification of granitic rocks is dependent on the composition of source magmas of granitic rocks. It is illustrated in this paper that it is incorrect to classify the granitic rocks into mantle-derived, crustal-derived and mixed mantle-crustal derived, because granitic rocks are impossible derived directly from the mantle. Therefore, it is meaningless to calculate the proportion of mantle and crustal component according to a mantle-crust mixing model. The composition of source magmas are the most important factor to control the geochemical character of resulted granitic rocks, degrees of partial melting, pressure, temperatures and fluids are all supplementary, whereas magma mixing and fractional crystallization are two less important factors to the formation of granitic rocks. We propose to classify the source rocks of the granitic rocks into three sources: B source (basalt-derived), C source (continent-derived) and BC source. B source means the source rocks are oceanic crustal rocks derived from highly depleted mantle, C source means they are continental crustal rocks, and BC source means they are between B and C sources, which may have derived from subcontinental enriched mantle and may include intermediate-mafic igneous rocks by partial melting of the metasomatized mantle, or mafic rocks contaminated with continental crust. It is also summarized the diversity of the source rocks of the granitic rocks in China, and indicated that the distribution of granitic rocks in China may be controlled by the composition of the source rocks.

**Key words** Granite; Source rocks; North China; South China; Lower crust; Classification

**摘要** 花岗岩源岩是花岗岩研究中最令人关注的问题之一,许多花岗岩的地球化学性质和分类实际上反映的是花岗岩的源岩问题。花岗岩幔源、壳源和壳幔混合源的说法被证明是不合适的,花岗岩不可能是幔源的,花岗岩都是壳源的,既然没有了幔源,也就无所谓壳幔混合源,因此,壳源本身也失去了意义。流行的花岗岩源岩组分混合计算的方法缺少理论依据,可变的因素太多,计算的结果可能没有多少实际意义。作者指出,对花岗岩来说第1位重要的是源区特征,它决定了花岗岩的基本面貌;其次是部分熔融程度、压力、温度和挥发分加入的情况;岩浆混合的意义可能是第3位的;而结晶分离作用可能是没有地位的。文中按照 Nd-Sr 同位素比值将花岗岩大致分为3个源区:即 B、C 和 BC 源区。B 源主要由洋壳组成,C 源主要由陆壳组成,BC 源是二者的过渡。BC 源区的组成很复杂,可能包括由交代地幔部分熔融形成的中基性岩浆岩,也可能是基性岩混染了陆壳物质的产物。B 源与 BC 源可能与地幔亏损程度有关,B 源来自强烈亏损的地幔,一部分 BC 源可能源于大陆下的

\* 国家“973”项目(2002CB412601)、(G1999043206-05)和中国科学院知识创新工程基金(KZCX 1-07 和 KZCX2-SW-119)资助项目。

第一作者简介:张旗,男,1937年生,研究员,岩石学和地球化学专业,E-mail: zhangqi@mail.igcas.ac.cn

富集地幔。文中还概略地讨论了中国各地花岗岩复杂的源区情况,指出中国花岗岩具区域性分布的特点说明花岗岩主要受源岩的制约。

**关键词** 花岗岩; 源岩; 华北; 华南; 下地壳; 分类

**中图法分类号** P588.121

## 1 引言

本文是作者关于花岗岩研究的系列文章之四,其余三篇:(1)“花岗岩混合问题:与玄武岩对比的启示——关于花岗岩研究的思考之一”,见《岩石学报》2007年第23卷第5期第1141-1152页;(2)“花岗岩结晶分离作用问题——关于花岗岩研究的思考之二”,见《岩石学报》2007年第23卷第6期第1239-1251页;(3)“花岗岩构造环境问题——关于花岗岩研究的思考之三”,见《岩石学报》2007年第23卷第11期第2683-2698页。

花岗岩源岩是花岗岩研究中最令人关注的问题之一,许多花岗岩的地球化学性质和分类实际上反映的是花岗岩的源岩问题。众所周知,地幔部分熔融不可能形成( $\text{SiO}_2$ 含量70%左右的)花岗岩,为什么许多人一见到正长岩就说它是幔源的?不错, $\text{SiO}_2$ 含量低于60%(或略大于60%)的正长岩是幔源的不假,而 $\text{SiO}_2$ 含量接近70%的正长岩也是幔源的就令人费解了。有人一提壳源的就是泥质岩,实际上,地壳成分极其复杂,比地幔不知复杂了多少倍。地壳中玄武岩很多,MORB也是地壳的组成,MORB是幔源的(如 $\epsilon_{\text{Nd}} = 10$ ),MORB部分熔融形成的斜长花岗岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}$ 同样=10,它是壳源的还是幔源的?有人以为来自壳幔过渡带的花岗岩必定具有壳幔混合的特征。花岗岩熔融是选择性熔融,例如泥质岩,只要达到一定的温压条件即可熔融,与旁边是否有地幔橄榄岩有什么关系?流行的见解将花岗岩区分为幔源、壳幔混合源和壳源的三种,通常理解的幔源是指由地幔熔融形成的(玄武质)岩石的再次熔融的产物(如I型花岗岩),而壳源则通常指地壳物质直接熔融的产物(如S型花岗岩)。于是,幔源花岗岩讲的是“爷孙关系”,壳源花岗岩指的是“父子关系”,二者不是一个层次上的概念。只是因为花岗岩多多少少具有地幔的同位素印记,就说大多数花岗岩是壳幔混合成因的,这合理吗?总之,与花岗岩源岩有关的问题林林总总,我们应当怎样看待它们呢?其实,学术界对于花岗岩源岩问题的争论并不大,至少比花岗岩混合作用和构造环境问题争论少得多,在许多问题上存在共识的,当然,问题也是客观存在的。本文尝试探讨一下这个问题的若干方面,提出我们的一点点见识,请大家批评。

## 2 花岗岩源区问题

### 2.1 幔源和壳源花岗岩问题

通常认为花岗质岩浆不可能直接来自地幔的部分熔融

(Taylor and McLennan, 1985),地幔橄榄岩的部分熔融至多能产生安山质成分的岩浆(Hofmann, 1988)。实验研究也表明,地幔部分熔融只可能形成玄武质熔体,在大量含水时可形成安山质的熔体,而不可能形成花岗岩。但是,迄今仍然有少数人认为花岗岩可以由地幔岩直接部分熔融形成(如Takagi *et al.*, 1999; 韩宝福, 2007)。Williams等(2004)认为西藏新生代富钾的火山岩是含金云母橄榄岩低程度部分熔融形成的。Barbarin(1999)反对花岗岩是壳源的说法,认为花岗岩有三种来源:幔源、壳源和混合源,指出过铝质花岗岩是壳源的,钙碱性花岗岩是混合源的,碱性和过碱性花岗岩是幔源的。他还引用Depaolo(1981)的见解,认为科迪勒拉山系大量花岗岩的同位素特征介于壳源和幔源之间,因而是壳幔混合源的。壳幔相互作用在花岗岩研究中受到很大的关注(Petford *et al.*, 2000; Hollanda *et al.*, 2006),许多人认为,大多数花岗岩是壳幔相互作用的产物(Bergantz, 1989; Huppert and Sparks, 1988)。

早先有不少人主张,花岗岩的成分与构造环境有关,与俯冲的岛弧有关的花岗岩具有幔源的特点,多为I型的,而与碰撞有关的花岗岩则是壳源的多,如S型花岗岩。最近这种说法比较少了,因为,花岗岩成因类型的主要控制因素是不同种类的源岩而不是构造环境(Brown *et al.*, 1984; 毛建仁等, 1990; 李兆鼎等, 2003)。李兆鼎等(2003)指出,特定的源岩可以被不同的构造作用过程所活化,结果产生相类似的花岗岩。因此,花岗岩的地球化学特征所反映的主要是源岩的成分、性质、熔融和岩浆结晶的过程,而不是岩浆生成时的构造环境。即使构造环境相同,不同地区花岗岩的特征也不尽相同。

现在,已经有越来越多的人承认,花岗岩的多样性主要取决于源岩特征,不同的源岩熔出不同的花岗岩(Gerdes *et al.*, 2000,图1),当然,也有不同的意见,认为花岗岩的成分不大可能反映源岩的特征(Patino Douce, 1999)。本文认为,源岩对于花岗岩来说是第一位重要的,其次是部分熔融程度、压力、温度和挥发分加入的情况,岩浆混合可能是第三位的,而结晶分离作用可能没有地位。MORB部分熔融形成的是斜长花岗岩,在自然条件下,无论怎样改变MORB部分熔融的条件,也不可能熔出高钾钙碱性花岗岩来(特别高压的情况除外,例如压力 $> 3$  GPa, Rapp *et al.*, 2002; Skjerlie and Douce, 2002)。混合作用大概只发生在花岗岩熔融的源区(张旗等, 2007a),而花岗岩结晶分离作用的意义是微乎其微的(张旗等, 2007b)。

花岗岩的成分主要与源区组成有关的认识可以举太古代与显生宙花岗岩的对比为例来说明。太古代花岗质岩浆

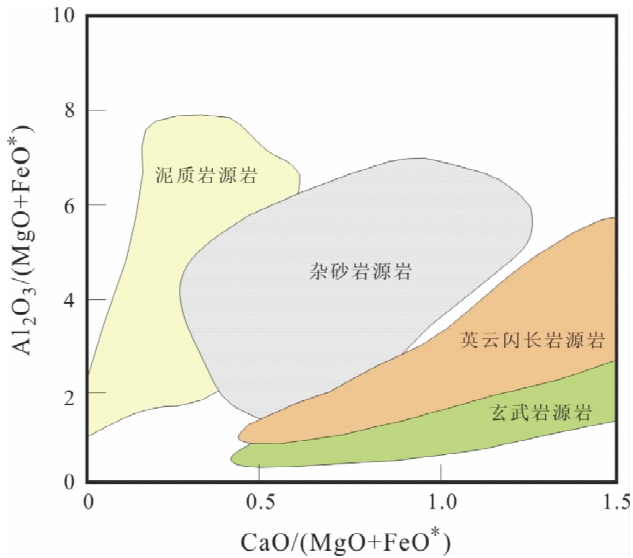


图1 不同源岩在水饱和条件下部分熔融实验的  $Al_2O_3/(FeO^* + MgO) - CaO/(FeO^* + MgO)$  图 (Gerdes *et al.*, 2000)

Fig. 1  $Al_2O_3/(FeO^* + MgO)$  vs.  $CaO/(FeO^* + MgO)$  for the Sifton Range volcanic complex by experimentally determined partial melts from a variety of protoliths under  $H_2O$ -saturated conditions (Gerdes *et al.*, 2000)

成分相对变化不大,以 TTG 为主,有少量的钾质花岗岩,可能与太古宙地壳成分相对单一有关。太古代时,地壳初生,主要由地幔部分熔融形成的玄武岩为主,这种玄武岩地壳部分熔融形成的即中酸性的 TTG 岩套。而显生宙花岗岩的成分异常复杂,则源于显生宙地壳成分的极其复杂。

玄武岩带有地幔的微量元素和同位素印记,如果该玄武岩在合适的条件下再次部分熔融,所形成的花岗质岩石也必定带有其源区玄武岩的印记,也就是地幔的印记。因此,幔源型指的是具有地幔印记的花岗岩,是地幔部分熔融物(玄武质岩石)再次熔融的产物。与蛇绿岩伴生的斜长花岗岩,通常称为 M 型花岗岩或洋脊花岗岩(ORG),有高的  $\epsilon_{Nd}$  和低的  $^{87}Sr/^{86}Sr$ ,被认为是典型的地幔成因的。实际上该类花岗岩是地幔橄榄岩部分熔融形成的辉长质岩石在含水条件下加热再次部分熔融形成的。中国北方中生代  $\epsilon_{Nd} > 0$ 、Sr 初始值低的碱性花岗岩不是地幔部分熔融直接形成的,是古亚洲洋具洋壳性质的基底部分熔融的产物。

## 2.2 幔源和壳源花岗岩的来历

幔源、壳源和壳幔混合花岗岩是怎么提出来的? 作者想查阅其出处,可惜未能找到(作者切望知道其出处的同仁给予指正)。作者猜测最初可能是由同位素地球化学家提出来的。上个世纪 50 年代发展起来的 Sr 同位素地球化学给地质学注入了新的活力,一方面是开创了岩石同位素定年的新方

法,另一方面是开创了同位素地球化学研究的新方法,对火成岩成因研究起到了划时代的作用,火成岩幔源、壳源或壳幔混合源说可能即由此产生。如图 2 所示,地幔的  $^{87}Sr/^{86}Sr$  比值很低,是因为地幔的主要组成矿物橄榄石的 Rb 含量很低,而且,即使经过很长时间的演化,其  $^{87}Sr/^{86}Sr$  也只能稍微增加,现在还保存着接近地球形成时的  $^{87}Sr/^{86}Sr$  比值,在图 2 中沿一缓的斜线演化(都城秋穗和久城育夫,1984)。而一般大陆的岩石含有大量的 Rb,其 Rb/Sr 比值和  $^{87}Sr/^{86}Sr$  比值都比较大。在大陆岩石中, $^{87}Sr/^{86}Sr$  比值随时间进展有迅速增大的趋势。因此,由陆壳熔融形成的岩浆,特别是时代较新的熔体的  $^{87}Sr/^{86}Sr$  比值较高,在图 2 中沿一陡倾的斜线演化。在图 2 中的较缓的斜线即称之为地幔演化线,而陡倾的演化线即为陆壳演化线。

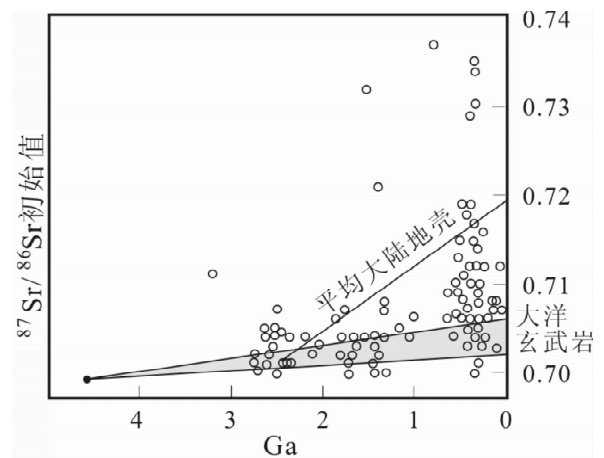


图2 地幔与陆壳中 Sr 同位素比值的演变

在距今约 46 亿年前地球形成时,地幔的  $^{87}Sr/^{86}Sr$  假定为 0.699(图中的实心圆)。上地幔的这一比值随时间逐渐升高,现在大约为 0.702~0.706(图中的斜线区)。如果假定在距今 25 亿年前从地幔中分离出来的平均大陆壳的 Rb/Sr = 0.18 (Faure and Powell, 1972),  $^{87}Sr/^{86}Sr$  比值将沿图中的陡倾斜线增加,现在则为 0.719。空心圆圈示不同时代不同  $^{87}Sr/^{86}Sr$  比值的花岗岩(Faure and Powell, 1972)

Fig. 2 The evolution of Sr isotope in mantle and crust

在图 2 中,表示为花岗岩的空心圆约有一半落在地幔区或其附近,这些花岗岩被解释为主要由上地幔物质形成的。图 2 中约有 20% 的花岗岩落在平均大陆地壳线的附近或更高的地方,认为它们可能是从古老的 Rb/Sr 比值高的物质形成的。此外,还有约 30% 的花岗岩处于地幔区与大陆地壳线之间,例如北美古生代以后的大部分花岗岩大多落在这个过渡的区域。它们可能是陆壳中 Rb/Sr 比值比较低的岩石熔融形成的,或地幔与地壳混合形成的(引自都城秋穗和久城育夫,1984)。因此,在很长一段时间内,人们认为,花岗质岩浆如果具有地幔岩石的  $^{87}Sr/^{86}Sr$  比值的话,就可能是来自地幔的,称为“幔源”的(mantle-derived);如果花岗岩是由陆壳 Rb/Sr 比值比较高的古老岩石经熔融或变质形成的,花岗岩即具有较高的  $^{87}Sr/^{86}Sr$  比值,称为“壳源”的(crust-derived)。很自然,处

于两个演化线之间的花岗岩,就是“壳幔混合”来源的产物了。

### 2.3 壳幔混合源问题

壳幔混合是什么意思?许多人想象,在壳幔过渡带内,既有地幔物质又有地壳物质,它们发生部分熔融必然具有地幔和地壳之间过渡的特征。实际上,即使存在这样的壳幔过渡带,地幔也不可能与地壳一道发生部分熔融。这时如果能够产生花岗质岩浆,熔融的可能仍然是地壳。因为,温度达到一定程度,地壳即开始熔融形成花岗岩,而地幔仍然保持不变,地幔温度虽然高,但是,不能形成花岗岩。因此,壳幔混合成因的花岗岩可能只是一种猜想。

许多人在研究花岗岩时,往往遇到同位素特征介于幔源和壳源之间的情况,于是推测它们是壳幔混合来源的(Collins, 1996; Castro *et al.* 1991; Castro, 2004; Kemp *et al.*, 2007)。这是把壳源和幔源单一化的结果,实际上花岗岩类的源岩不会是单纯的(地壳)沉积岩,也不会是地幔岩,更不会地幔岩与地壳岩浆简单的混合,更多的是早先存在于地壳中的沉积岩和幔源火成岩以不同比例混合熔融而成的,实际上可能是一种幔源与地壳来源之间的连续谱系,可能有无限多个不同的成因类型(Leake, 1990; 李兆鼎等, 2003)。

有意思的是,法国学者 J. P. Liegeois 在加拿大 Dalhousie 大学 D. B. Clark 主办的 Granite Discussion Group (granite-research@ac.dal.ca) 网上搞了一个关于花岗岩源区的投票(Winter, 2001, p. 359), 结果如下:

- 主张花岗岩纯粹来自壳源的: 1%
- 壳源的, 含少量幔源成分: 21%
- 壳源 + 幔源, 地壳组分较多: 41%
- 壳源 + 幔源, 二者比例未知: 15%
- 壳源 + 幔源, 地幔组分较多: 7%
- 幔源的, 含少量壳源物质: 1%
- 纯粹幔源的: 0%
- 其他(包括未置可否的): 13%

上述投票结果表明,约有 85% 的人赞成花岗岩源区有地壳和地幔两种物质不同程度的参与。地幔的参与不仅表现为热的带入(使花岗岩得以熔融),还包括地幔物质的加入,地壳生长有地幔的贡献。上述结果还表明,没有人相信花岗岩是纯粹幔源的,花岗岩源区多多少少有地幔物质的参与,纯粹的地壳组成也是十分罕见的。

### 2.4 岩浆混合的意义

由于作者发表了对花岗岩混合作用的评论(张旗等, 2007a),许多人认为作者全盘否定了花岗岩的混合作用。其实不是这样,我们不否认花岗岩存在混合作用,只是认为现在花岗岩混合作用被不恰当地夸大了。对许多人来说,花岗岩成分的变化不是结晶分离的结果,就是混合的原因,或者再加上 AFC 过程,这几乎成了某种固定的程式了,这是我们不赞成的。我们强调指出:(1)花岗岩可以发生混合作用;(2)混合

主要发生在花岗岩的源区而非地壳浅部的侵入体中;(3)野外和薄片中所见到的花岗岩的许许多多混合现象是花岗岩混合能力低而不是混合能力强的表现;(4)暗色微粒包体是玄武质岩浆混合能力超过花岗质岩浆而不是花岗岩混合的最显著、最直接的证据;(5)暗色微粒包体的意义是十分有限的。

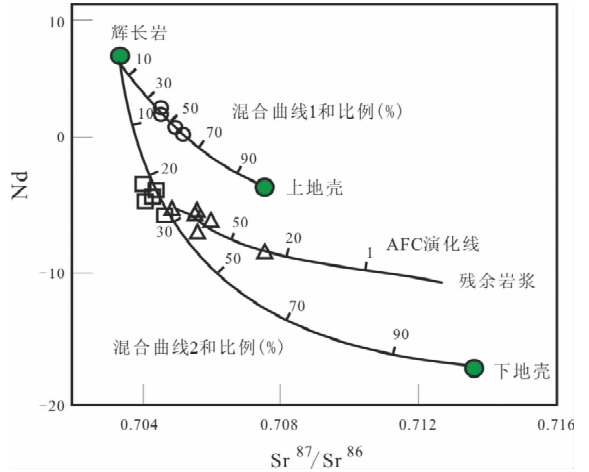


图3 示意的岩浆混合和混染的 Nd-Sr 同位素图

Fig. 3 Sketch plot of Nd-Sr isotopes showing magma mixing trends and crustal assimilation

图3是常见的花岗岩混合成因解释图。有些人认为,花岗岩中不同样品 Nd-Sr 同位素(和其他微量元素)的变化是有规律可循的,是不同端元物质按照不同比例混合形成的,其中可以找到一个或两个初始的端元组分。例如一个花岗岩体如果有辉长岩出现(某些情况下没有辉长岩有闪长岩也行),则推测辉长岩可能是底侵的,可能是花岗岩与之混合的端元组分。而另一个端元不用费事,找一个已知的资料即可,如大家常用的由 Jahn 等(1999)厘定的华北和华南的下地壳和上地壳的 Nd-Sr 同位素范围。于是,按照所研究地区样品在 Sr-Nd 图中的分布将辉长岩端元和上地壳或下地壳端元连成一条曲线,按照某些文献给出的混合比例,就计算出了某某花岗岩混合的程度。如果有些样品偏离了该曲线,就加一个 AFC 演化线,甚至还可以计算出 AFC 的比例,似乎解释就完满了,而不顾这样的解释是否有道理、有依据。有人已经对这种研究方法提出异议(Robert and Clemens, 1995),我们认为,上述思路和方法至少存在下面几个问题:

(1)源区端元组分的估计是否可靠?一个花岗岩来自下地壳底部,推测有玄武质岩浆底侵是可以理解的,但是,花岗岩与之混合的玄武岩端元是什么并不清楚,侵入上来的基性岩浆未必是其端元,没有上来的基性岩浆未必不是其端元。

(2)由于基性岩浆在下地壳底部滞留期间可能与陆壳发生过混合作用,岩浆上升时也可能与陆壳发生过物质交换作用,因此,野外所见的辉长岩的地球化学成分和同位素组成多多少少发生了变化,是否还是原先下地壳底部的成分,是否能够代表端元组成并不清楚。

(3) 许多文章对基性端元还认真讨论一番,对于地壳端元则很少讨论,往往一带而过,要么取一个区域资料,要么连区域资料都不要,而从文献上找一个上地壳或下地壳范围作为端元。这样的计算有什么意义?我们常说,差之毫厘,失之千里。这样的计算又何止失之千里了。

(4) 二元混合模式的假定是否可信?二元混合模式是一种简单化的表述,实际情况可能要复杂得多,对于一个有相当规模的花岗岩体来说,它肯定是多源的,二元混合的可能性很小。

(5) 花岗岩成分的变化是显而易见的,问题是这种变化的原因是什么?我们已经论证了,花岗岩混合的可能性是很小的,不可能主宰花岗岩成分变化的主因。我们也论证了,花岗岩结晶分离的可能性更小,可以不予考虑。我们认为,所有花岗岩,尤其大的花岗岩基成分的变化主要取决于源区的组成。对于花岗岩来说,源岩组成是第一位重要的,混合的作用十分有限。而上述计算不考虑主要因素,只津津乐道于次要因素或将其提升为主要因素,是不符合实际的。

(6) 混合在侵位之前还是之后?按照图3的思路(不论你是否意识到这一点),大多肯定花岗岩侵位在前,混合在后,相信花岗岩由于混合才成为现在的面貌的。也就是说,花岗岩原先成分是均匀的,只是由于随后的混合作用、结晶分离作用以及混染作用的缘故,花岗岩才成为现在的面貌。而我们认为花岗岩侵位以后很难再发生混合作用了,混合主要发生在源区(张旗等,2007a)。因此,我们现在野外所见花岗岩成分的变化和不同,既包括了那些未经混合的源区熔融形成的花岗岩,也包括了那些经过不同程度混合的源区熔融形成的花岗岩,也就是说,混合在前,侵位在后。因此,图3的思路不符合认识论的基本逻辑,属于认识上的因果倒置(章雨旭,2006)。

## 2.5 花岗岩的变质围岩能够作为花岗岩的源岩吗?

有个别研究实例认为,柴北缘某些早古生代的花岗岩与大致同时代的围岩变质岩具有类似的微量元素和同位素特征,于是推测它们可能是同源的,变质岩是花岗岩的源岩。对于山东玲珑花岗岩也有认为其围岩胶东群是其源岩的看法。本文认为,上述说法需要进一步的论证,否则是不足取的。因为:一般来说,花岗岩的围岩是比花岗岩形成更早的定位在地壳中部或浅部的岩石,而花岗岩的源岩应当是位于下地壳底部的岩石。花岗质岩浆在深部形成,在浅部就位,因此,花岗岩侵位于其中的变质岩与花岗岩熔融源区的变质岩是不相同的。一般花岗岩侵位的深度大约从2~15 km,而花岗岩源区深度以玲珑花岗岩为例超过50 km,50 km深度的下地壳底部的变质岩源岩怎么可能与中上地壳的变质岩相提并论?50 km深度的源岩样品是否能够被花岗岩带上来也是一个没有解决的问题,我们很难论证地表的哪些样品是来自下地壳底部的。因为,一般情况下,既然作为花岗岩的源岩,它熔出花岗岩,花岗岩的密度低,存在一个负浮力,可以上升到地壳浅

部,而源岩必定相对密度大且呈塑性,如果没有特定的机制是很难侵位上来的。而且,既然是花岗岩的源岩,怎么又成了花岗岩侵入的围岩了?也于理不通。因此,花岗岩的围岩不可能作为花岗岩的源岩,把围岩当成花岗岩的源岩的说法是既不科学也不可信的。围岩变质岩可能类似于花岗岩源岩的某些特征,但是,并不等于它就是花岗岩的源岩。就像一个在北京打拼的人的母亲是福建人,50岁,你总不能够把他的同事中凡是50岁的讲福建话的妇女都当成是他的母亲吧。我们所见到的不一定是所需要的,源岩与花岗岩是具有血缘关系的一对组合,是不能够随便拉郎配的。

## 3 I型和S型花岗岩问题

由Chappell和White(1974, 1992)提出的I型和S型花岗岩,在花岗岩研究历史上具有里程碑式的意义(肖庆辉等,2005)。I型和S型花岗岩的术语在上个世纪70~80年代曾被广泛应用,最近的文献中该术语出现的频率有所降低,可能与早先人们过分地把它们与构造环境联系起来有关。但是,I型和S型花岗岩的区分仍然是有极高的价值的,两类花岗岩不仅地球化学性质不同,而且其形成的温度、压力、源区的深度和组成均不同:

I型花岗岩: Nd同位素初始值较高, Sr初始值较低, 源岩为火成岩(按作者的理解主要为玄武质的岩石)。火成岩的再次熔融需要更高的温度,来自地幔的热可以满足这个条件,因此, I型花岗岩主要源于下地壳的部分熔融。

S型花岗岩: Nd初始值较低, Sr初始值较高, 表明花岗岩母岩浆中沉积物的比例相对较高(并不一定完全是由沉积岩组成的)。沉积岩富水,可以降低熔融的温度,形成的温度较低,形成的条件相对容易满足。

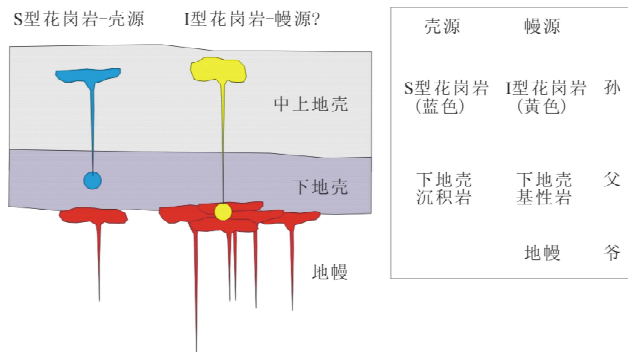


图4 I型和S型花岗岩形成示意对比图

图右侧:地幔(爷爷辈)部分熔融形成的玄武岩(父辈,红色)底侵在下地壳底部(部分构成下地壳组成的一部分),玄武岩(父辈)部分熔融形成I型花岗岩(子辈,黄色);图左侧:蓝色示由中下地壳(父辈)部分熔融形成的S型花岗岩(子辈)。故I型花岗岩讲的是爷孙关系,S型花岗岩指的是父子关系

Fig. 4 Sketch comparing to I- and S-type granites formation

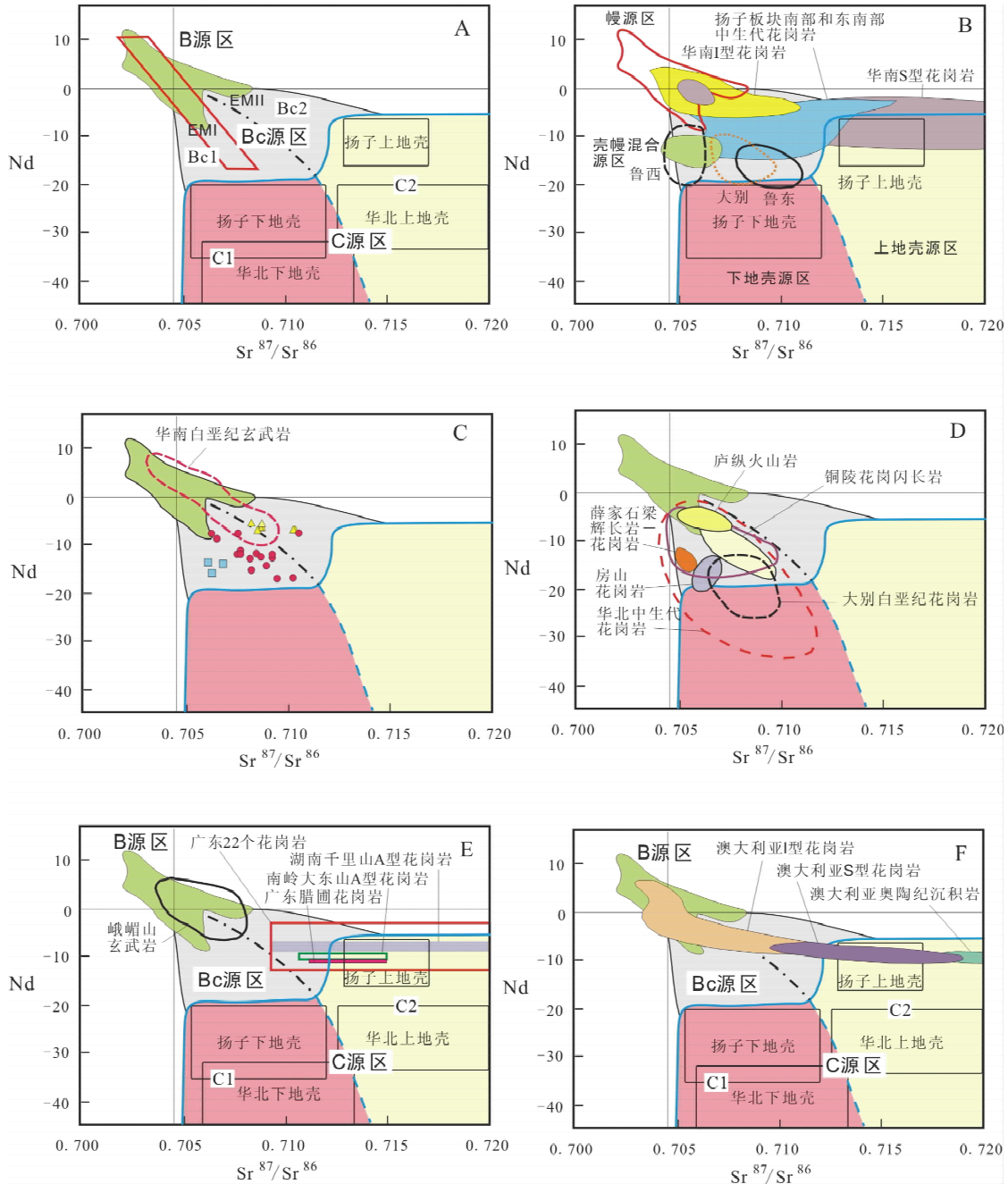


图5 花岗岩和镁铁-超镁铁岩的 Nd-Sr 同位素图

A-按照 Nd-Sr 同位素特征将花岗岩分为 B、C 和 BC 三个源区,C 可分为 C1 和 C2 两个亚区,BC 可分为 BC1 和 BC2 两个亚区; B-华南 I 型花岗岩和 S 型花岗岩据刘昌实等(1990); 鲁西和鲁东据郭锋等(2002), Guo F *et al.* (2005), 杨承海等(2006); 大别镁铁-超镁铁岩据 Jahn *et al.* (1999); 兴隆沟组(橙色区域)和兰旗组、义县组(紫色区域)据 Yang and Li (2007); C-华南白垩纪玄武岩据陈卫锋等(2005), 杨祝良等(1999)。图例: 红色圆点, 长江中下游花岗岩; 蓝色方块, 长江中下游以北花岗岩; 黄色三角, 长江中下游以南花岗岩(据 Chen *et al.*, 2001); D-庐纵火山岩和铜陵花岗闪长岩据邢凤鸣和徐祥(1999), 王强等(2003), Wang Q *et al.* (2006); 薛家石梁辉长岩和花岗岩据苏尚国等(2006); 房山花岗岩据陶继东等(2006); 华北中生代花岗岩据洪大卫等(2003); 大别白垩纪花岗岩据 Chen B *et al.* (2002), Zhang HF *et al.* (2002); E-峨嵋山玄武岩据 Shellnutt and Zhou (2007); 广东 22 个花岗岩据凌洪飞等(2006); 湖南千里山 A 型花岗岩据毛景文等(1995); 南岭大东山 A 型花岗岩据张敏等(2003); 广东腊圃花岗岩据刘昌实等(2005); F-澳大利亚 Lachlan 褶皱带 I 型、S 型花岗岩和奥陶纪沉积岩据 Keay *et al.*, (1997) 和 Gray(1984), 转引自 Healy *et al.*, (2004)

Fig. 5 Isotopic plot of Nd-Sr for granites and mafic-ultramafic rocks

按照通常的理解, I 型花岗岩是指由地幔熔融形成的(玄武质)岩石的再次熔融的产物, 因而是幔源的(mantle-derived), 而 S 型花岗岩则通常指地壳物质直接熔融的产物, 是壳源的(sediment-derived)。如图 4 所示, 于是, 幔源(I 型花岗岩)讲的是“爷孙关系”, 壳源(S 型花岗岩)指的是“父子关系”, 壳源和幔源不是一个层次上的概念, 没有可比性, 将二者相提并论在逻辑上是讲不通的。

此外, I 和 S 型的提法存在模糊之处。按照 I 型和 S 型花岗岩命名者(Chappell and White, 1974)的原意, I 型指的是由火成岩(igneous rocks)再次熔融形成的花岗岩, 这个 igneous rocks 应当是玄武质成分的岩石, 而非泛泛的火成岩, 限于当时的认识水平, 虽然他们没有明确说明 I 型花岗岩是幔源的, 但是, 其中隐含的意义应当是明确无误的。因为 S 型和 I 型花岗岩都是 igneous rocks, 而 S 型的 igneous rocks 部分熔融形成的花岗岩仍然是 S 型的, 不会是 I 型。因此, I 型的命名有瑕疵, 不够严密和科学(所以后来又出现了 M 型花岗岩的说法)。如果将 I 型改为 B 型(basalt-derived, 源自玄武质岩石), S 型改为 C 型(continent-derived, 源自陆壳)可能更加贴切一些, 也避免了不必要的误解。B(I)型花岗岩的源岩为玄武质岩石, 源于地幔, 排除了 S 型花岗岩作为源岩的可能性; C(S)型花岗岩表明来源于陆壳, 陆壳的沉积岩是大陆地壳特有的。虽然沉积岩中也包含地幔来源的物质, 如基性岩和超基性岩的剥蚀堆积物。但是, 毕竟其数量有限, 不至于产生概念上的混淆。当然, 本文无意修改 I 型和 S 型的术语, 我们尊重原作者的认识, 只是表述一个不成熟的想法而已。作者在这里只想表达一个意思, 即我们应当勤于思考, 即使对于人们认为天经地义的东西也可以去问一个为什么, 而不盲目崇拜任何东西。

## 4 花岗岩源区分类

综上所述, 花岗岩都是壳源的, 没有幔源的, 既然没有了幔源, 也就无所谓壳幔混合源了, 于是, 壳源本身也就失去了意义。只是因为花岗岩多多少少具有地幔的同位素印记, 就说大多数花岗岩是壳幔混合成因的, 不能令人信服。那么, 我们应当怎样描述花岗岩的源岩特征呢? 花岗岩是如此的复杂, 以至于很难用一或两种方法能够将其阐述得很清楚。我们考察了许多方法, 发现可能还是常用的 Nd-Sr 同位素图解能够给出一个相对有意义的启示。从图 5 看, 按照各种岩石在 Nd-Sr 图中的分布, 可以大致划分为 3 个源区:

1, B 区-玄武岩源区(basalt-derived)。以高的  $\varepsilon_{\text{Nd}}$  和低的  $\varepsilon_{\text{Sr}}$  为特征,  $\varepsilon_{\text{Nd}}$  主要为正值, 也有负值的( $\varepsilon_{\text{Nd}}$  很少低于 -10,  $\varepsilon_{\text{Sr}}$  很少超过 0.710, 图 5A), 代表由强烈亏损的地幔源区(MORB)和富集地幔 EMI 和 EMII 部分熔融形成的玄武岩。主要由产于海洋里的玄武岩组成, 包括 MORB、OIB(洋岛玄武岩)、IAB(岛弧玄武岩)、BABB(弧后盆地玄武岩)和 FPB(洋底高原玄武岩)等, 也包括部分产于大陆的玄武岩, 如 CRB(裂

谷玄武岩)(Wilson, 1989), 峨眉山玄武岩和中国东部新生代玄武岩等也在这个区域(Shellnutt and Zhou, 2007)。其中以岛弧玄武岩的 Nd-Sr 同位素变化范围最大, 可能超越上述范围, 因为岛弧受消减带的影响, 有陆壳物质的带入。

2, C 区-陆壳源区(continent-derived)。由 Jahn 等(1999)厘定的华北和华南上地壳和下地壳范围确定(图 5A), 相对于 B 区其 Nd 同位素比值很低且变化大, Sr 同位素初始值高且变化大。C 区还可细分为 C1 和 C2 两个亚区, 二者的差别主要表现在 Sr 同位素初始值的不同, C1 区的 Sr 初始值 < 0.714, C2 区 > 0.712。

3, BC 区-玄武岩源区和陆壳源区之间的过渡源区。产于陆壳上的安山-玄武岩大多分布于该区。BC 区也可按照 Sr 和 Nd 同位素的变化细分为 BC1 和 BC2 两个亚区, 分别代表与 C1 和 C2 两个源区的密切关系(图 5A)。二者的 Nd 同位素比值均为负值且变化大, 不同在于 BC1 亚区的 Sr 初始值略低于 BC2 亚区(图 5A)。华北中生代的中基性岩大多分布于 BC1 亚区(图 5B), 如大别镁铁-超镁铁岩, 华北中部辉长-闪长岩, 庐枞橄榄安粗岩系火山岩等(Jahn *et al.*, 1999; 苏尚国等, 2006)。分布于该区的中基性火成岩的成因争论较大, 其中的基性岩的 Nd-Sr 同位素组成可能具有原始特征, 也可能受到陆壳物质的混染(Jahn *et al.*, 1999)。华北中部辉长岩-高镁闪长岩系列的成因究竟是幔源的(赞岐岩)还是壳源的(埃达克岩)也有不同的看法(许文良等, 2003, 2004; 巫祥阳等, 2002)。BC2 亚区镁铁-超镁铁岩的实例较少, 华南侏罗-白垩纪玄武岩分布于 B 区和 BC2 区(图 5C, 杨祝良等, 1999; 陈卫锋等, 2005; 谢昕等, 2005), 可能暗示华南玄武岩与高 Sr 初始值的陆壳物质发生过混染作用, 这个特点不同于华北。

这里有两个问题需要讨论:

(1) 由 Jahn *et al.*, (1999) 确定的华南上地壳的 Nd-Sr 同位素范围究竟是上地壳还是下地壳? 从图 5B 看, 华南 S 型花岗岩分布于 BC2 和 C2 区, 它们的源区是上地壳吗? 研究发现, 不仅 S 型花岗岩, 华南许多 A 型花岗岩也分布在 BC2 和 C2 区, 例如南岭大东山 A 型花岗岩的 Nd 同位素比值为 -10 左右,  $I_{\text{Sr}}$  为 0.711 ~ 0.715(张敏等, 2003); 湖南千里山 A 型花岗岩的 Nd 同位素比值在 -6 ~ -9 之间,  $I_{\text{Sr}}$  在 0.709 ~ 0.721 之间(毛景文等, 1995); 凌洪飞等(2006)报道的华南 22 个花岗岩的 Nd 同位素比值在 -3.6 ~ -13.4 之间, Sr 初始值变化大, 在 0.709 ~ 0.753 之间, 也大多为 A 型花岗岩(图 5E)。我们知道, A 型花岗岩是高温岩浆, 形成的深度较浅(吴福元等, 2007)。此外, 刘昌实等(2005)研究的燕山早期广东腊圃花岗岩(据本文的判别属于低 Sr 高 Yb 的浙闽型花岗岩)具较高的  $I_{\text{Sr}}$  值(0.7124 ~ 0.7155)和较低的  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  值(-11.18 ~ -11.54), 模拟计算显示也为下地壳部分熔融的产物。上述花岗岩的 Nd-Sr 范围均位于 BC2 和 C2 区(图 5E), 因此, Jahn 等(1999)确定的被广泛使用的华南上地壳范围实际上表达的可能是下地壳而非上地壳。

(2) BC 区是壳幔过渡区, 但是, 它可能是壳幔混合源区,

也可能仍然是幔源区。按照幔源基性岩和中基性岩在 Sr-Nd 同位素图中的分布, B 区源于亏损的地幔, 产于海洋内的基性岩大多分布于该区, 产于大陆的部分基性岩也分布于 B 区, 例如峨眉山玄武岩(图 5E)和中国东部新生代玄武岩, 大体上相当于强烈亏损地幔的性质。而许多产于大陆的基性岩大多位于 BC 区, 而且主要集中在 BC1 亚区, 例如华北的大多数基性岩(图 5B 和 D)。因此, 我们不排除 BC 区可能是壳幔混合的源区, 但是, 很大的可能它仍然是幔源区, 主要可能反映了源于大陆下的富集的幔源岩浆的特点, 是大陆下的基性岩分布区。这样, 有一种可能, 即: B 区代表亏损地幔源区, BC 区代表富集地幔源区。因此, 对于分布于 BC 区的花岗岩, 我们的解释可能应当更加慎重一些, 不能只考虑壳幔混合一种可能性。而且, 即使是壳幔混合, 也不同于早先壳幔混合的概念。本文强调, 我们所说的“壳幔混合”是指下地壳范围内、岩浆产生以前、已经具有了壳幔过渡特征的源岩(如基性岩出露地表风化后与其他来源的物质共同组成的沉积岩经构造作用深埋于下地壳的变质岩), 由这样的源岩部分熔融形成的花岗岩自然具有壳幔过渡(混合)的特征, 而非花岗岩形成后地幔端元岩浆与地壳端元物质混合的概念。

## 5 几个实例

研究表明, 鲁西和鲁东晚中生代的玄武岩源区不同, 鲁西与 EM1 有关, 鲁东与 EMII 有关(郭锋等, 2002; Guo F *et al.*, 2005; 杨承海等, 2006)。从图 5B 看, 鲁西和鲁东中基性侵入岩均分布于 BC1 区, 但是, 鲁西的 Sr 初始值偏低, 鲁东偏高。彭头平等(2004)的研究发现, 南太行山闪长岩接近鲁西区, 看来, 它们虽然同属于一个源区, 但是, 各自的源区仍然是不一样的, 鲁西与南太行山类似, 看来可能都与华北下地壳有关,

而鲁东 Sr 同位素初始值偏高是否受扬子地壳的影响是值得考虑的。这种现象在陈江峰的研究中也有所体现(Chen JF *et al.*, 2001), 如图 5C 所示, 他们发现, 位于长江中下游南北的同属于高钾钙碱性的花岗岩和花岗闪长岩具有不同的 Sr-Nd 同位素特征, 长江中下游以北的花岗岩分布于 BC1 区, 与华北中生代的花岗岩(如八达岭、涑源和房山)类似(图 5D), 以南的花岗岩分布于 BC2 区, 长江中下游花岗闪长岩居于二者之间(总体上仍然具有华北区的特点)(Chen JF *et al.*, 2001), 表明它们的源岩是不同的: 长江中下游和大别属于华北区, 江南属于华南区。最近还报道, 辽西兴隆沟组、义县组、兰旗组火山岩也明显分为两个区(图 5C), 其 Sr 同位素初始值差别不大, 但是, Nd 同位素比值明显不同(Yang and Li, 2007): 一个接近 B 区(图 5B 中的紫色部分), 可能与北部的中亚造山带有关; 另一个位于 BC1 区(图 5B 中的绿色部分), 明显受华北古老陆壳的影响强烈。上述资料表明, 虽然某些岩石属于一个源区, 但是, 仔细区分仍然存在明显的不同, 看来, 源区的划分还有更细致的工作需要做。

与蛇绿岩有关的 M 型斜长花岗岩、造山带花岗岩(洋脊型、岛弧型、洋岛型)大多分布于 B 区, 它们以较高的  $\epsilon_{Nd}$  同位素比值(大多为正值)和较低的  $\epsilon_{Sr}$  初始值为特征。上述花岗岩大多是贫钾的, 很容易与其他类型的花岗岩区别开来。值得注意的是, 许多由年轻地壳组成的造山带中的花岗岩也分布于该区, 最典型的莫过于分布在中亚造山带的从新疆-内蒙古-东北的三叠纪的 A 型花岗岩(吴福元等, 1997), 它们是强烈富钾的, 表明花岗岩的源区是由年轻的洋壳物质组成的。上述花岗岩都是 B 源的。此外, 在华北陆块北缘(辽西地区)的某些火山岩也具有中亚造山带花岗岩的同位素特点, 如辽西兴隆沟火山岩(Gao S *et al.*, 2004; Wang Y, 2007), 可能也属于 B 源的。

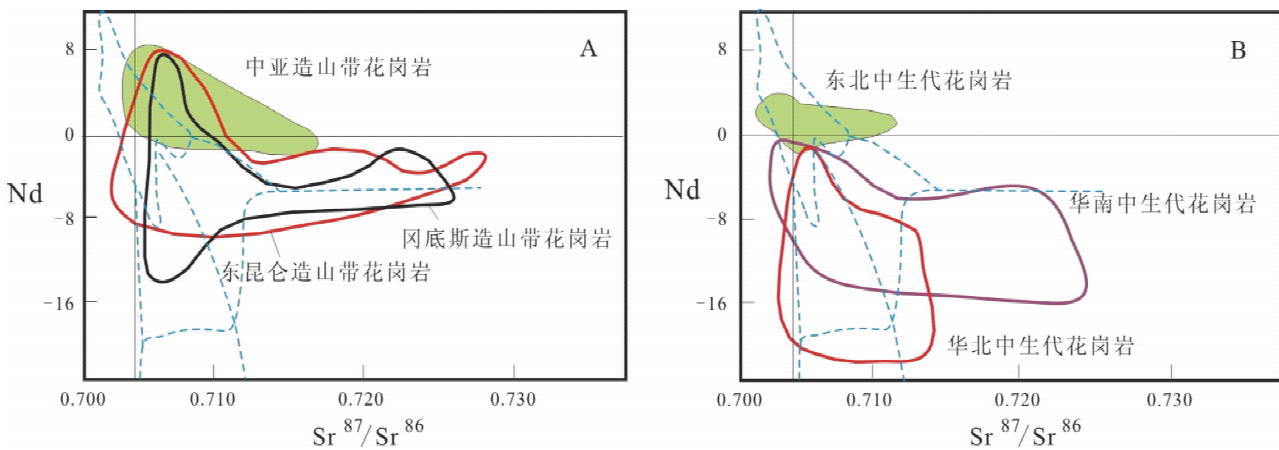


图 6 中国主要造山带花岗岩 Nd-Sr 同位素组成(据肖庆辉等, 2005)

蓝色虚线为本文厘定的不同源区界线(见图 5)

Fig. 6 Sr and Nd isotopic compositions of granitic rocks from main orogenic belt in China (Xiao QH *et al.*, 2005)



华北大部分中生代花岗岩以很低的 Nd 同位素比值为特征,大多分布于 BC1 区和 C1 区(图 5C 和 D),如大别中生代花岗岩、八达岭花岗岩、房山花岗岩、铜陵花岗岩闪长岩等(Jahn *et al.*, 1999; Chen B *et al.*, 2002; Zhang HF *et al.*, 2002; 洪大卫等, 2003; Wang Q *et al.*, 2006; 苏尚国等, 2006; 陶继东等, 2006),属于 BC1 源或 C1 源的。长江中下游地区庐枞盆地橄榄安粗岩质火山岩和花岗岩(埃达克岩)具有类似的同位素特征(Wang Q *et al.*, 2006),前者 Nd 同位素比值略高,跨 B 区和 BC1 区(图 5D); 后者略低,落入 BC1 区,说明花岗岩的源岩明显受庐枞火山岩的影响,也许火山岩参与了花岗岩的形成。

华南中生代 I 型花岗岩分布于 B 区和 BC2 区,而华南 S 型花岗岩(刘昌实, 1990)大多分布于 BC2 和 C2 区(图 5B)。柏道远等(2007)还发现湘东北印支期花岗岩与华南 S 型花岗岩的源区类似,暗示华南下地壳与华南中生代 S 型花岗岩有密切的关系。澳大利亚著名的 Lachlan 褶皱带的 I 型花岗岩是 B 和 BC1 和 BC2 源的,而 S 型花岗岩是 BC2 和 C2 源的(Healy *et al.*, 2004),与华南中生代花岗岩类似(图 5F)。

肖庆辉等(2005)归纳的中国花岗岩 Nd-Sr 分布中,中亚造山带(图 6A)和东北中生代花岗岩(图 6B)是 B 源的,说明北方造山带主要由年轻的地壳(主要是洋壳)组成。冈底斯和东昆仑造山带花岗岩分布于 B 和 BC 区(图 6A),说明上述两个造山带花岗岩的源岩不少可能与年轻的洋壳有关,花岗岩的 Nd-Sr 同位素总体趋向于 BC2 区,则暗示由俯冲带带入的上地壳物质的明显影响。他们总结的华南花岗岩趋向于 BC2 区,华北花岗岩趋向于 BC1 区(图 6B),与其他许多作者得出的资料大体吻合,说明华北中生代花岗岩主要与 BC1 区有关,而华南与 BC2 关系更加密切。

上述 5 个源区中,以 BC1 区的花岗岩最复杂,华北大多数花岗岩落入该区。对于该区花岗岩源岩的特点本文还把握不住,推测可能有下述几种可能性:(1)源岩由多多少少被陆壳物质混染的基性岩组成;(2)源岩为含水的交代地幔部分熔融形成的闪长质岩石;(3)源岩由玄武质或闪长质岩浆与下地壳混合形成的;(4)由我们目前还不知道的源岩组成的。

## 6 结论

(1) 幔源、壳源和壳幔混合源的术语不应当再使用了,花岗岩都是壳源的。花岗岩源岩组分计算的方法缺少理论依据,可变的因素太多,计算的结果可能没有多少实际意义。

(2) 对花岗岩来说第 1 位重要的是源区特征,它决定了花岗岩的基本面貌;其次是部分熔融程度、压力、温度和挥发分加入的情况;岩浆混合的意义可能是第 3 位的;而结晶分离作用可能是没有地位的。

(3) 本文按照 Nd-Sr 同位素比值将花岗岩大致分为 3 个源区:即 B、C 和 BC 源区。B 源主要由洋壳组成,C 源主要由陆壳组成,BC 源是二者的过渡。其中 C 源可细分为 C1 和 C2 两个亚区,BC 源可细分为 BC1 和 BC2 两个亚区。因此,花岗

岩一共有 5 个源区。

(4) B 源花岗岩具有很高的 Nd 同位素比值和很低的 Sr 初始值,主要包括来自洋壳(玄武岩)的花岗岩,来自造山带年轻地壳和来自大火成岩省的花岗岩,很少有陆壳物质的参与;C 源花岗岩以极低的 Nd 同位素比值和极高的 Sr 初始值为特征,来自古老的陆壳;BC 源花岗岩的 Nd 和 Sr 同位素特征介于 B 和 C 源之间,为二者的过渡源区。BC 源区的组成很复杂,许多问题还没有搞明白,可能包括由交代地幔部分熔融形成的中基性岩浆岩,也可能是基性岩混染了陆壳物质的产物。B 源与 BC 源可能与地幔亏损程度有关,B 源来自强烈亏损的地幔,一部分 BC 源可能源于大陆下的富集地幔。

(5) 中国花岗岩的源区很复杂,但大体上仍有规律可循。如中国北方中亚造山带的花岗岩,不论产于洋盆内还是洋盆闭合后的、古生代-中生代的、贫钾或富钾的、洋脊型、岛弧型、洋岛型以及碰撞后的 A 型花岗岩,大多是 B 源的。华北中生代花岗岩大多是 BC1 源和 C1 源的。华南中生代花岗岩(包括 I 型、S 型和 A 型)大多是 BC2 源和 C2 源的,可能反映了华北和华南下地壳组成的不同。上述不同特征的花岗岩具有区域性的分布说明,花岗岩的特征主要受源岩的制约。

花岗岩的源岩是花岗岩中最重要也最难研究的问题,它牵扯的因素很多,许多是我们还不了解的。本文的上述讨论只是九牛之一毛,可能还未触及花岗岩源岩问题的本质和要害。借用香港影星周润发的一句广告词:对于花岗岩的源岩来说,我们还没有上路呢。

**致谢** 汪洋和邢光福博士对本文初稿提出了许多好的意见,汪洋还提供了一些参考文献,本文关于花岗岩源区投票一段文字是汪洋博士提供的,审稿人提出了很好的审稿意见,作者在此表示衷心的感谢。

## References

- Bai DY, Zhou L, Ma TQ, Wang XH. 2007. Genesis and tectonic setting of Indosinian granites in southeast Hunan. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 26: 197–211 (in Chinese with English abstract)
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46: 605–626
- Bergantz GW. 1989. Underplating and partial melting: implications for melt generation and extraction. *Science*, 245: 1093–1095
- Brown GC, Thorpe RS, Webb PC. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arc and comments on magma sources. *J. Geol. Soc. Lond.*, 141: 411–426
- Castro A, Moreno-Ventas I, de al Rosa J D. 1991. H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. *Earth Sci. Rev.*, 31: 237–253
- Castro A. 2004. The source of granites: inferences from the Lewisian complex Scottish. *Journal of Geology*, 40: 49–65
- Chappell, B. W., White, A. J. R., 1974. Two contrasting granite types. *Pac. Geol.* 8, 173–174.
- Chappell, B. W., White, A. J. R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 83, 1–26

- Chen B, Jahn BM, Wei CJ. 2002. Petrogenesis of Mesozoic granitoids in the Dabie UHP complex, Central China; trace element and Nd - Sr isotope evidence. *Lithos*, 60: 67 - 88
- Chen JF, Yan J, Xie Z, Xu X, Xing F. 2001. Nd and Sr isotopic compositions of igneous rocks from the Lower Yangtze Region in eastern China; constraints on sources. *Phys Chem Earth (A)*, 26: 719 - 731
- Chen WF, Chen PR, Xu XS, Zhang M. 2005. Geochemical characteristics of Cretaceous basaltic rocks in South China and constraints on Pacific plate subduction. *Science in China Series (D)*, 48: 2104 - 2117
- Collins WJ. 1996. Lachlan Fold Belt granitoids; products of three component mixing. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, 87: 171 - 181
- DePaolo DJ. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet Sci Lett.*, 53: 189 - 202
- Faure G, Powell JL. 1972. *Strontium Isotope Geology*. Springer, New York. 188p
- Gao S, Rudnick RL, Yuan HL, Liu XM, Liu YS, Xu WL, Ling WL, Ayers J, Wang XC, Wang QH. 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, 432: 892 - 897
- Gerdes, A., Worner, G., Henk, A., 2000. Post - collisional granite generation and HAT - Lp metamorphism by radiogenic heating: the example from the Variscan South Bohemian Batholith. *Journal of the Geological Society London* 157, 577 - 587
- Guo F, Fan WM, Wang YJ, Li CW. 2005. Petrogenesis and tectonic implications of Early Cretaceous high - K calc - alkaline volcanic rocks in the Laiyang Basin of the Sulu Belt, eastern China. *The Island Arc*, 14: 69 - 90
- Guo F, Fan WM, Wang YJ, Lin K, Li XY. 2002. Geochemistry of the late Mesozoic mafic magmatism from the eastern North China Block: a comparative study. *Geotectonic et Metallogenia*, 26: 247 - 254 (in Chinese with English abstract)
- Han BF. 2007. Diverse post - collisional granitoids and their tectonic setting discrimination. *Earth Science Frontiers*, 14: 64 - 72 (in Chinese with English abstract)
- Healy B, Collins WJ, Richards SW. 2004. A hybrid origin for Lachlan S - type granites; the Murrumbidgee Batholith example. *Lithos*, 78: 197 - 216
- Hofmann AW. 1988. Chemical differentiation of the Earth; the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90: 297 - 314
- Hollanda NHBM, Pimentel MM, Oliveirac DC, Jardim de SEF. 2006. Lithosphere - asthenosphere interaction and the origin of Cretaceous tholeiitic magmatism in Northeastern Brazil; Sr - Nd - Pb isotopic evidence. *Lithos*, 86: 34 - 49
- Hong DW, Wang T, Tong Y, Wang XX. 2003. Mesozoic granitoids from North China block and Qinling - Dabie - Sulu orogenic belt and their deep dynamic process. *Earth Science Frontiers*, 10: 231 - 256 (in Chinese with English abstract)
- Huppert HE, Sparks RSJ. 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology*, 29: 599 - 624
- Jahn BM, Wu FY, Lo, CH. et al. 1999. Crust - mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust; Geochemical and Sr - Nd isotopic evidence from post - collision mafic - ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China. *Chemical Geology*, 157: 119 - 146
- Kemp AIS, Hawkesworth CJ, Foster GL, Paterson BA, Woodhead JD, Hergt JM, Gray CM, Whitehouse MJ. 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf - O isotopes in zircon. *Science*, 315: 980 - 983
- Leak BE. 1990. Granite magmas, their sources, initiation and consequences of emplacement. *J. Geo l. Soc. Lond.*, 147: 579 - 589
- Li ZN et al. 2003. *Meso - Cenozoic Volcanic Rocks and Their Deep Process in Eastern China*. Beijing: Geological Publishing House, 1 - 357
- Ling HF, Shen WZ, Sun T, Jiang SY, Jiang YH, Ni P, Gao JF, Huang GL, Ye HM and Tan ZZ. 2006. Genesis and source characteristics of 22 Yanshanian granites in Guangdong province; study of element and Nd - Sr isotopes. *Acta Petrologica Sinica*, 22: 2687 - 2703 (in Chinese with English abstract)
- Liu CS, Chen XM, Wang RC, Zhang AC, Hu H. 2005. The Products of partial melting of the lower crust: Origin of Early Yanshanian Lapu monzogranite, Guangdong Province. *Geological Journal of China Universities*, 11: 343 - 357 (in Chinese with English abstract)
- Liu CS, Zhu JC, Shen WZ, Xu SJ. 1990. Classification and source materials of continental crust transformation series granitoids in south China. *Acta Geologica Sinica*, 64: 43 - 52 (in Chinese with English abstract)
- Mao JR, Su YX, Chen SY. 1990. *Felsic Intrusions and Mineralization in the Middle and Lower Part of Yangtze River*. Beijing: Geol. Publ. House, 1 - 191 (in Chinese)
- Mao JW, Li HY, Pei RF. 1995. Nd - Sr isotopic and petrogenetic studies of the Qianlishan granite stock, Hunan province. *Mineral Deposits*, 14: 235 - 242 (in Chinese with English abstract)
- Miyashiro A and Kawamoto T. 1984. *Petrology*. Beijing: Science Press, 1 - 344
- Patino Douce AE. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro A, Fernandez C, Vigneresse JL (eds.). *Understanding granites; Integrating New and Classical Techniques*. Geological Society London, Special Publications, 168: 55 - 75
- Peng TP, Wang YJ, Fan WM, Guo F and Peng BX. 2004. SHRIMP zircon U - Pb geochronology of the diorites for southern Taihang Mountains in the North China Interior and its petrogenesis. *Acta Petrologica Sinica*, 20: 1253 - 1262 (in Chinese with English abstract)
- Petford N, Cruden AR, McCaffrey KJW, Vigneresse JL. 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, 408: 669 - 673
- Rapp RP, Xiao L, Shimizu N. 2002. Experimental constraints on the origin of potassium - rich adakites in eastern China. *Acta Petrologica Sinica*, 18: 293 - 302
- Robert MP, Clemens JD. 1995. Feasibility of AFC models for the petrogenesis of calc - alkaline magma series. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 121: 139 - 147
- Shellnutt JG, Zhou MF. 2007. Permian peralkaline, peraluminous and metaluminous A - type granites in the Panxi district, SW China; Their relationship to the Emeishan mantle plume. *Chemical Geology*, 243: 286 - 316
- Skjerlie KP, Douce AP. 2002. The fluid - absent partial melting of a zoisite - bearing quartz eclogite from 1.0 to 3.2 GPa; implications for melting in thickened continental crust and for subduction - zone processes. *Journal of Petrology*, 43: 291 - 314
- Su SG, Deng JF, Zhao GC, Zhao XG, Liu C. 2006. Characteristics, origin and resource property of Xuejiashiliang complex, Beijing area and their relationship with the way of lithospheric thinning. *Earth Science Frontiers*, 13: 148 - 157 (in Chinese with English abstract)
- Takagi T, Orihashi Y, Naito K, Watanabe Y. 1999. Petrology of a mantle - derived rhyolite, Hokkaido, Japan. *Chemical Geology*, 160: 425 - 445
- Tao JD, Zhang C, Ma CQ, Yang KG, Zhou HS. 2006. Geochemistry and petrogenesis of Cretaceous high Sr and low Y granodiorite pluton in Fangshan area, Beijing. *Geological Science and Technology Information*, 25: 11 - 18 (in Chinese with English abstract)
- Taylor SR and McLennan SM. 1985. *The continental Crust: Its composition and Evolution*. Oxford: Blackwell Scientific Publication, 1 - 132
- Wang Q, Wyman DK, Xu JF, Zhao ZH, Jian P, Xiong XL, Bao ZW, Li CF, Bai ZH. 2006. Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China); Implications for geodynamics and Cu - Au mineralization. *Lithos*, 89: 424 - 446
- Wang Q, Xu J F, Zhao Z H, Xiong X L, Bao Z W. 2003. Petrogenesis of the Mesozoic intrusive rocks in the Tongling area, Anhui Province, China and their constraint on geodynamic process. *Science in China*

- (Series D), 46: 801–815
- Wang Q, Zhao Z H, Xiu J F, Li X H, Xong X L, Bao Z W, Liu Y M. 2002. Petrogenesis and metallogenesis of the Yanshanian adakite-like rocks in the Eastern Yangtze Block. *Science in China (D)*, 46 (Supplement): 164–176
- Wang Y. 2007. Petrogenesis of Xinglonggou volcanic rocks in Beipiao, north China; No evidence for lower continental crust foundering. *Journal of China University of Geosciences*, 18(Special Issue): 461–462
- Williams HM, Turner SP, Pearce JA, Kelley SP, Harris NBW. 2004. Nature of the Source Regions for Post-collisional, Potassic Magmatism in Southern and Northern Tibet from Geochemical Variations and Inverse Trace Element Modelling. *Journal of Petrology*, 45: 555–607
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London: Unwin Hyman. 1–465
- Winter JN. 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. Upper Saddle River: Prentice-Hall, 1–697
- Wu FY, Jahn BM, Lin, Q. 1998. Isotopic characteristics of the post-orogenic granites in orogenic belt of northern China and their implications in crustal growth. *Chinese Science Bulletin*, 43: 420–424
- Wu FY, Li XH, Yang JH, Zheng YF. 2007. Discussions on the petrogenesis of granites. *Acta Petrologica Sinica*, 23: 1217–1238 (in Chinese with English abstract)
- Wu XY, Xu YG, Ma JL, Xu JF, Wang Q. 2002. Geochemistry and petrogenesis of the Mesozoic high-Mg diorite from western Shandong. *Geotectonica et Metallogenia*, 23: 228–236 (in Chinese with English abstract)
- Xiao QH, Qiu RZ, Deng JF, Li TD, Mo XX, Hong DW, Lu XX, Wang T, Wu FY, Xie CF. 2005. Granitoids and continental crustal growth modes in China. *Geology in China*, 32: 343–352 (in Chinese with English abstract)
- Xie X, Xu XS, Zou HB, Jiang SY, Zhang M, Qiu JS. 2006. Early J<sub>2</sub> basalts in SE China: Incipience of large-scale late Mesozoic magmatism. *Science in China Series (D)*: 49: 796–815
- Xin FM, Xu X. 1999. Yangtze magmatic belt and metallogenesis. Hefei: Anhui People's Publishing House, 1–170 (in Chinese with English abstract)
- Xu WL, Wang QH, Wang DY, Pei FP, Gao S. 2004. Processes and mechanism of Mesozoic lithospheric thinning in eastern North China Craton: Evidence from Mesozoic igneous rocks and deep-seated xenoliths. *Earth Science Frontiers*, 11: 309–317 (in Chinese with English abstract)
- Xu WL, Wang YD, Gao S, Lin JQ. 2003. Discovery of dumite and pyroxenite xenoliths in Mesozoic diorite at Jinling, western Shandong and its significance. *Chinese Science Bulletin*, 48: 1599–1604
- Yang CH, Xu WL, Yang DB, Liu CC, Liu XM, Hu ZC. 2006. Petrogenesis of the Mesozoic high-Mg diorites in west Shandong: evidence from chronology and petrogeochemistry. *Earth Science*, 31: 81–92 (in Chinese with English abstract)
- Yang W, Li SG. 2007. Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in Western Liaoning; implications for lithospheric thinning of the North China Craton. *Lithos*, doi: 0.1016/j.lithos.2007.09.018
- Yang ZL, Shen WZ, Tao KY, Shen JL. 1999. Sr, Nd and Pb isotopic characteristics of Early Cretaceous basaltic rocks from the coast of Zhejiang and Fujian; evidence for ancient enriched mantle source. *Scientia Geologica Sinica*, 34: 59–68 (in Chinese with English abstract)
- Zhang HF, Gao S, Zhong ZQ, Zhang BR, Zhang L, Hu SH. 2002. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Cretaceous granitoids; constraints on tectonic framework and crustal structure of the Dabieshan ultrahigh-pressure metamorphic belt, China. *Chemical Geology*, 186: 281–299
- Zhang M, Chen PR, Zhang WL, Chen WF, Li HM, Zhang MQ. 2003. Geochemical characteristics and petrogenesis of Dadongshan granite pluton in mid Nanling Range. *Geochimica*, 32: 529–539 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q, Pan GQ, Li CD, Jin WJ and Jia XQ. 2007a. Granitic magma mixing versus basaltic magma mixing; new viewpoints on granitic magma mixing process; some crucial questions on granite study (1). *Acta Petrologica Sinica*, 23: 1141–1152 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q, Pan GQ, Li CD, Jin WJ, Jiq XQ. 2007b. Does fractional crystallization occur in granitic magma? some crucial questions on granite study (2). *Acta Petrologica Sinica*, 23: 1239–1251 (in Chinese with English abstract)
- Zhang YX. 2006. An analysis for common logical mistakes in geological studies. *Geological Journal of China University*, 12: 147–152 (in Chinese with English abstract)

## 附中文参考文献

- 柏道远, 周亮, 马铁球, 王先辉. 2007. 湘东南印支期花岗岩成因及构造背景. *岩石矿物学杂志*, 26: 197–212
- 陈卫锋, 陈培荣, 徐夕生, 张敏. 2005. 华南白垩纪玄武质岩石的地球化学特征及其对太平洋板块俯冲作用的制约. *中国科学(D)*, 35: 1007–1018
- 都城秋穗, 久城育夫(常子文等译). 1984. *岩石学*. 北京: 科学出版社, 1–344
- 郭锋, 范蔚茗, 王岳军, 林舸, 李晓勇. 2002. 华北陆块东部晚中生代基性岩浆作用的地球化学研究. *大地构造与成矿学*, 26: 247–254
- 韩宝福. 2007. 后碰撞花岗岩类的多样性及其构造环境判别的复杂性. *地学前缘*, 14: 64–72
- 洪大卫, 王涛, 童英, 王晓霞. 2003. 华北地台和秦岭—大别—苏鲁造山带的中生代花岗岩与深部地球动力学过程. *地学前缘*, 10: 231–256.
- 李兆鼎等. 2003. 中国东部中、新生代火成岩及其深部过程北京: 地质出版社, 1–357
- 凌洪飞, 沈渭洲, 孙涛, 蒋少涌, 姜耀辉, 倪培, 高剑峰, 黄国龙, 叶海敏, 谭正中. 2006. 广东省 22 个燕山期花岗岩的源区特征和成因: 元素及 Nd-Sr 同位素研究. *岩石学报*, 22: 2687–2703
- 刘昌实, 陈小明, 王汝成, 张爱敏, 胡欢. 2005. 下地壳部分熔融的产物: 燕山早期广东腊圃花岗岩成因. *高校地质学报*, 11: 343–357
- 刘昌实, 朱金初, 沈渭洲, 徐士进. 1990. 华南陆壳改造系列花岗岩类型划分和成岩物质来源. *地质学报*, 64: 43–52
- 毛建仁, 苏郁香, 陈三元等. 1990. 长江中下游酸性侵入岩与成矿. 北京: 地质出版社. 1–191.
- 毛景文, 李红艳, 裴荣富等. 1995. 湖南千里山花岗岩体的 Nd-Sr 同位素及岩石成因研究. *矿床地质*, 14: 235–242
- 彭头平, 王岳军, 范蔚茗, 郭锋, 彭冰霞. 2004. 南太行山闪长岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及岩石成因研究. *岩石学报*, 20: 1253–1262
- 苏尚国, 邓晋福, 赵国春, 赵兴国, 刘翠. 2006. 北京燕山地区薛家石梁杂岩体特征、成因、源区性质及岩石圈减薄方式. *地学前缘*, 13: 148–157
- 陶继东, 张超, 马昌前, 杨坤光, 周红升. 2006. 房山侵入岩体高 Sr 低 Y 地球化学特征及其成因. *地质科技情报*, 25: 11–18
- 王强, 许继峰, 赵振华, 熊小林, 包志伟. 2003. 安徽铜陵地区燕山期侵入岩的成因及其对深部动力学过程的制约. *中国科学(D)*, 33: 323–334.

- 王强, 赵振华, 许继峰, 等. 2002. 扬子地块东部燕山期埃达克质(adakite-like)岩与成矿. 中国科学(D), 32(增刊): 127-136
- 巫祥阳, 徐义刚, 马金龙, 许继峰, 王强. 2002. 鲁西中生代高镁闪长岩的地球化学特征及其成因探讨. 大地构造与成矿学, 27: 228-236.
- 吴福元, 江博明(Bor-ming Jahn), 林强. 1997. 中国北方造山带造山后花岗岩的同位素特点与地壳生长意义. 科学通报, 42: 2188-2192.
- 吴福元, 李献华, 杨进辉, 郑永飞. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题. 岩石学报, 23: 1217-1238
- 肖庆辉, 邱瑞照, 邓晋福, 李廷栋, 莫宣学, 洪大卫, 卢欣洋, 王涛, 吴福元, 谢才富. 2005. 中国花岗岩与大陆地壳生长方式初步研究. 中国地质, 32: 343-352
- 谢听, 徐夕生, 邹海波, 蒋少涌, 张明, 邱检生. 2005. 中国东南部晚中生代大规模岩浆作用序幕: J<sub>2</sub> 早期玄武岩. 中国科学(D), 35: 587-605
- 邢凤鸣, 徐祥. 1999. 安徽扬子岩浆岩带与成矿. 合肥: 安徽人民出版社, 1-170
- 许文良, 王冬艳, 高山, 林景任. 2003. 鲁西中生代金岭闪长岩中纯橄岩和辉石岩包体的发现及其意义. 科学通报, 48: 863-868
- 许文良, 王清海, 王冬艳, 裴福萍, 高山. 2004. 华北克拉通东部中生代岩石圈减薄的过程与机制: 中生代火成岩和深源捕虏体证据. 地学前缘, 11: 309-317
- 杨承海, 许文良, 杨德彬, 刘长春, 柳小明, 胡兆初. 2006. 鲁西中生代高 Mg 闪长岩的成因年代学与岩石地球化学证据. 地球科学, 31: 81-92
- 杨祝良, 沈渭洲, 陶奎元, 沈加林. 1999. 浙闽沿海早白垩世玄武岩锶、钕、铅同位素特征—古老富集型地幔的证据. 地质科学, 34: 59-68
- 张敏, 陈培荣, 张文兰, 陈卫锋, 李惠民, 张孟群. 2003. 南岭中段大东山花岗岩体的地球化学特征和成因. 地球化学, 32: 529-539
- 张旗, 潘国强, 李承东, 金惟俊, 贾秀勤. 2007a. 花岗岩混合问题: 与玄武岩对比的启示—关于花岗岩研究的思考之一. 岩石学报, 23(5): 1141-1152
- 张旗, 潘国强, 李承东, 金惟俊, 贾秀勤. 2007b. 花岗岩结晶分离作用问题—关于花岗岩研究的思考之二. 岩石学报, 23(6): 1239-1251
- 章雨旭. 2006. 地质学研究中常见逻辑方面的问题分析. 高校地质学报, 12: 147-152

## 新 书 预 告

**书名:** 埃达克岩和花岗岩:挑战与机遇

**作者:** 张旗,王焰,熊小林,李承东

全书分为3篇20章:第1篇11章,讨论了埃达克岩及其相关岩石(喜马拉雅型花岗岩、浙闽型花岗岩和南岭型花岗岩)的概念、埃达克岩的分类及实验研究进展,主要着重于埃达克岩及其相关岩石的应用,包括花岗岩的分类、造山前、造山和造山后花岗岩的识别、O型埃达克岩的识别和意义、埃达克岩及相关岩石与山脉、高原、成矿、拆沉的关系等。第2篇6章,主要从花岗岩与玄武岩对比的角度出发,讨论了构成当代花岗岩理论基础的混合作用、结晶分离作用、构造环境和源区组成问题的现状、误区及今后研究的方向。第3篇3章,探讨了如何创建不同于板块构造的大陆构造理论问题,讨论了创新思维与传统文化的矛盾问题以及研究的思路和方法问题。

本书是国内也是世界上第一部有关埃达克岩的专著,开创了花岗岩与压力关系研究的新领域,强调埃达克岩是对花岗岩的挑战,花岗岩是对板块构造的挑战,科学创新是对传统文化的挑战。指出现在正是改变中国地球科学落后面貌、推动中国地球科学崛起的绝好时机。

全书约90万字,大16开本,预计2008年第4季度由大地出版社出版,售价约125元/本。

有意者请与中国科学院地质与地球物理研究所 刘惠云 联系,联系电话:010-82998137

地址:北京德外祁家豁子中国科学院地质与地球物理研究所,邮编:100029。

E-mail: liuhy1119@sina.com

(张旗供稿)