

花岗岩结晶分离作用问题^{*}

——关于花岗岩研究的思考之二

张旗¹ 潘国强² 李承东³ 金惟俊¹ 贾秀勤⁴

ZHANG Qi¹, PAN GuoQiang², LI ChengDong³, JIN WeiJun¹ and JIA XiuQin⁵

1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

2. 南京大学地球科学系, 南京 210093

3. 中国地质调查局天津地质矿产研究所, 天津 300170

4. 中国科学院高能物理研究所, 北京 100039

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

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

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

4. *Institute of High Energy Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China*

2007-01-25 收稿, 2007-05-23 改回.

Zhang Q, Pan GQ, Li CD, Jin WJ and Jia XQ. 2007. Does fractional crystallization occur in granitic magma? Some crucial questions on granite study (2). *Acta Petrologica Sinica*, 23(6):1239–1251

Abstract It has been well accepted that basaltic magmas are derived from the mantle and most granites are generated by fractional crystallization of basaltic magmas. The evidence for the fractional crystallization of basaltic magmas and even andesitic magmas is there is corresponding cumulate, however, cumulate is rarely associated with Si-rich granitic magmas, therefore, it is unlikely that fractional crystallization happened in granitic magmas. This is probably because (1) granitic magmas have higher viscosity such that the crystallization of minerals (i. e., plagioclase) have been obstructed to form euhedral crystals and high density minerals (i. e., hornblende) have been blocked to settle down; and (2) primary minerals (e. g., plagioclase) have similar density to that of granitic magmas. We argue that plagioclase is unlikely fractionally crystallized from granitic magmas although the process was reported in numerous literature on the basis of the Harker diagrams. We argue that the Harker diagrams are more suitable for basalts rather than granites because granites are totally different from basalts in magma source and composition. We also argue that the Bowen reaction series, the principal of the Harker diagrams, is unlikely happened to form a continuous sequence from basalt through andesite and dacite to rhyolite. The unit and super-unit mapping method of granites is not suitable for regional geological mapping. Mesozoic granites in East China and Tanncherfi granites in Morocco are taken as two examples to indicate the fractional crystallization of granitic magmas is impossible. Variable compositions of granites mainly result from the composition of magma source, temperature, pressure, volatile composition, degrees of partial melting, mixing and differentiation process. Among them the composition of magma sources is the most crucial to the diverse compositions of granite whereas fractional crystallization of granitic magmas has rarely effect on the compositional variation of granites. Therefore, the role of fractional crystallization in the evolution of granite should be appreciated in a limited scale rather than a large scale.

Key words Granitic magmas, Basaltic magmas, Dioritic magmas, Fractional crystallization, Harker diagrams, Bowen reaction series

摘 要 岩浆结晶分离作用是一个古老的话题,很早就有学者指出,地球内部生成的岩浆大多是玄武质岩浆,大多数花岗岩是由玄武岩结晶分离形成的。本文在考察了岩浆结晶分离作用的制约因素、比较了不同性质岩浆结晶分离作用的特征之

* 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)资助的项目。

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

后指出:玄武质岩浆可以发生结晶分离作用,因为有与其相关的堆晶岩产出;安山质岩浆也可以发生结晶分离作用,因为也有与其相关的堆晶岩产出。但是,花岗质岩浆似乎不大可能发生结晶分离作用,因为,很少见到有与(富硅的)花岗质岩浆相伴的堆晶岩产出。花岗质岩浆之所以不大可能发生结晶分离作用的原因在于:(1)岩浆的黏性大,它不仅阻滞了矿物的结晶作用(使斜长石不能发育为自形晶),而且阻止了密度大的矿物(例如角闪石)下沉;(2)主要造岩矿物(例如斜长石)的密度与花岗质岩浆的密度相差无几,使结晶分离作用难以进行。本文详细考察了花岗质岩浆中斜长石的行为,指出在花岗质岩浆中斜长石结晶分离几乎是不可能的。那么,文献中大量充斥的花岗岩结晶分离作用的说法是依据什么呢?作者认为,文献中的许多说法可能主要是根据哈克图解得出的,而不是根据实际观察和理论研究得出的。作者认为,玄武岩和花岗岩不仅来源不同,成分不同,而且解释也不同。哈克图解中许多适合玄武岩的解释未必适合花岗岩。由于鲍文反应原理是结晶分离作用的理论基础,因此,文中也对鲍文反应原理进行了评述,并指出文献中存在的一些需要认真对待的问题,例如,从玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩的连续演化序列是不可能的;单元-超单元填图方法是不科学的;中国东部中生代大规模花岗岩不可能是玄武质岩浆结晶分离形成的等等。本文还以 Ajaji *et al.* (1998)报道的摩洛哥 Tanncherfi 花岗岩为例,指出结晶分离作用的解释是不可能的。作者认为,花岗岩类的成分变化大,主要可能与源区组成、温度、压力、挥发分、部分熔融程度和过程、混合作用、岩浆分异及结晶分离作用有关。其中,源区组成可能是花岗岩多样性的最重要的原因,而结晶分离作用的影响可能是微乎其微的。本文认为,花岗岩结晶分离作用对于花岗岩成因的意义已经被大大地夸大了,我们应当重新思考结晶分离作用对于花岗质岩浆的意义。由于花岗岩的极端复杂性,许多问题还得不到比较合理的解释,本文的认识只是初步的。

关键词 花岗质岩浆;玄武质岩浆;闪长质岩浆;结晶分离作用;哈克图解;鲍文反应系列

中图法分类号 P588.111

1 引言

本文是作者关于花岗岩研究的系列论文之二。之一为“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”,已刊登在《岩石学报》2007年第23卷第5期第1141-1152页(张旗等,2007)。

岩浆分异作用是一个古老的话题,早在20世纪初,Daly即指出,地球内部生成的岩浆大多是玄武质成分的,这样的岩浆受到结晶分异作用或同化其他岩石后,就形成了各种不同的火成岩(引自都城秋穗和久城育夫,1984, p. 140)。而Harker早在1909年就把形成各种不同火成岩的原因归因于岩浆的结晶分异作用(Harker, 1909),而Bowen(1928)根据他的著名的“鲍温反应原理”把几乎所有的火成岩都看作是结晶分异作用的产物(引自都城秋穗和久城育夫,1984,第223页)。例如,他相信,大多数花岗岩岩基是由玄武岩分异形成的(引自Atherton, 1995)。Bowen(1928)认为玄武质岩浆的结晶分异作用将使残余岩浆的SiO₂含量增加,形成从玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩的岩石系列(引自都城秋穗和久城育夫,1984, p. 141)。某些教科书也指出,玄武质岩浆结晶分离形成闪长质到花岗质岩浆的现象已经得到野外、室内和实验研究的证实。目前,似乎很少有人怀疑花岗岩结晶分离作用对于解释花岗岩成分变化的意义,文献中关于花岗岩结晶分离作用的论述比比皆是。例如,Ajaji *et al.* (1998)报道了摩洛哥海西晚期一个形成于碰撞后阶段的Tanncherfi花岗岩,包括钾质和钠质两个系列,岩石类型为二长辉长岩-二长花岗岩,他们认为这两个系列的岩浆均来源于富LILE和LREE的大陆岩石圈地幔源区,并经历了众多矿物的结晶分离作用,这些矿物包括单斜辉石、斜长石、角闪石、黑云母、钾

长石、钛铁矿、磷灰石和锆石。其中钠质系列还有混染作用的叠加(Ajaji *et al.*, 1998)。令人生疑的是,作者怎样知道有那么多矿物(单斜辉石、斜长石、角闪石、黑云母、钾长石、钛铁矿、磷灰石和锆石)都发生了结晶分离作用(除了石英)?证据何在?为此,本文考察了岩浆结晶分离作用的制约因素,比较了不同性质岩浆结晶分离作用的特征,探讨了花岗岩结晶分离的可能性。由于鲍文反应原理是结晶分离作用的理论基础,哈克图解被广泛用于证明花岗岩存在结晶分离作用。因此,文中也对鲍文反应原理和哈克图解进行了概略的评述,并指出文献中存在的一些需要认真对待的问题。本文认为,花岗岩结晶分离作用对于花岗岩成因的意义已经被大大地夸大了,我们应当重新思考结晶分离作用对于花岗质岩浆的意义。但是,由于花岗岩的极端复杂性,许多问题还得不到比较合理的解释,我们的认识也只是初步的,难免肤浅和错误,欢迎大家的批评和指正。

2 岩浆结晶分离作用的制约因素

岩浆结晶分离作用是岩浆演化的一种重要形式,例如,上个世纪中期对著名的大火成岩省(如Skaergaard和Bushveld等层状侵入体)的研究(Wager and Brown, 1968)。在火成岩石学的研究中,通常仅根据岩套的化学变异来推断是否发生过结晶分异作用,而且认为结晶分异的主要机理是晶体在牛顿流体中的重力分离。然而,在大多数情况下,岩浆是一种非牛顿流体。马昌前(1989)指出,晶体能否发生重力分离,不仅与晶体和流体相间的密度差及晶体大小有关,还与岩浆黏度和屈服强度有关。而岩浆的流变学性质又受岩浆成分、晶体含量和物化条件等的控制。因而,深度、地温、构造环境和和岩浆上升速度等对结晶分异作用都有影响

表1 若干矿物和岩石的密度

Table 1 Density of some minerals and rocks

矿物/岩石	密度	矿物/岩石	密度	矿物/岩石	密度	矿物/岩石	密度
玻 璃	2.3	钙长石	2.74~2.76	钠长石	2.62~2.65	钾长石	2.65
石 英	2.65	云 母	2.76~3.1	角闪石	3.0~3.5	辉 石	3.1~3.5
橄榄石	3.27~3.48	磷灰石	2.9~3.2	榍 石	3.52	石榴石	3.5~4.3
尖晶石	3.58~4.62	锆 石	3.9~4.8	磷钇矿	4.2~5.3	钛铁矿	4.7~5.0
花岗岩	2.6~2.8	玄武岩	2.6~3.3	辉长岩	2.6~3.1	橄欖岩	3.28

注：资料取自大百科全书、教科书和互联网

(马昌前,1989)。随着岩浆房温度的降低,晶体从岩浆中晶出,由于晶体密度大于岩浆而发生下沉,堆积在岩浆房底部,遂形成似层状的由不同矿物和不同矿物组合组成的堆晶岩序列,(残余)岩浆成分也随之发生变化。在岩浆结晶分离过程中,密度是一个重要的物理参数(表1)。重力场中的密度差($\Delta\rho$)将产生重力分异作用,直接影响到熔体在围岩介质中的运移上升和矿物晶体在岩浆房中的移动。火成岩及其熔体的密度主要取决于矿物组成,同时也在一定程度上也与结晶程度、温度、压力等因素有关(卡迈克尔等,1982)。

岩浆结晶分离作用的研究表明,重力分离作用不仅与晶体的密度、岩浆的黏性有关,还与晶体的大小有关。因为,只有当晶体生长到足够大时,才能克服岩浆的屈服强度而下沉(马昌前,1989)。计算表明,夏威夷玄武岩的斑晶大小在2~3mm之间,仍然不足以发生重力下沉(引自马昌前,1989)。而且,岩浆成分愈趋酸性,屈服强度越大。因此,花岗岩中微小的副矿物是很难结晶分离的。任何堆晶岩,如果主要由斜长石、辉石和橄欖石组成,其残余岩浆中的Zr、P、Ti、Fe含量通常非常低,暗示锆石、磷灰石、钛铁矿和磁铁矿很少与上述堆晶的造岩矿物一道晶出。当然,可能还有一种原因,即上述元素未达到饱和,故而未能结晶。而通常的情况是,在残余岩浆中上述元素的含量很高。薄片观察副矿物自形程度很好,说明其是较早晶出的,而且其密度不仅大大大于岩浆(玄武质和花岗质岩浆),而且大于橄欖石、辉石和斜长石(表1)。堆晶岩薄片观察表明,上述副矿物多出现在堆晶矿物间隙的残余岩浆中,而很少被包裹在堆积晶体内部。因此,岩浆发生(重力)结晶分离作用,通常指的是造岩矿物而非副矿物。副矿物由于晶体太小通常呈“浮尘状”飘浮在黏稠的岩浆中。

玄武质岩浆可以发生充分的结晶分离作用,如果岩浆状态能够保持足够长的时间,允许晶体从容结晶的话。许多有关结晶分离作用的规律性认识也是从对玄武质岩浆的研究归纳出来的。由于花岗质岩浆很难发生结晶分离作用,因此,许多适合玄武质岩浆结晶分离作用的规律不能应用于花岗岩。但是,有些高分异的花岗岩形成的温度很高,不排除结晶分离的可能性。但可以肯定的是,典型的花岗质岩浆的结晶分离的程度是很小的。中酸性岩浆发生矿物分离的现

象是普遍存在的,但是,发生(重力)结晶分离作用则是非常困难的。例如,随着温度的降低,角闪石、黑云母和白云母依次结晶,虽然它们的密度都比花岗质岩浆大(表1),但是,由于岩浆的黏性很高,阻止了它们的下沉。因此,在自然界我们很难见到由角闪石组成的(与花岗岩伴生的)堆晶岩,也很难见到由黑云母和白云母以及由斜长石组成的(与花岗岩伴生的)堆晶岩。但是,如果岩浆处于侵位过程中,岩浆作为“晶粥”发生流动时,由于流变学的特点,不同矿物晶体会由于其流动受阻的情况不同而发生不同程度的位移,使一部分矿物集中或分散,从而造成花岗岩不同部位结构的变化和化学成分的变化,这种情况谓之“流动分离作用”。流动分离作用发生在岩浆流动过程中,流动分离的程度取决于岩浆流动的速度、黏度以及岩浆通道的宽度和形状(卡迈克尔等,1982)。流动分离(分异)对岩浆成分的影响是肯定的,因为野外可以见到许多流线、流面构造。花岗质岩浆流动分异主要表现为组成矿物的再分配,从而导致岩浆成分的变化。但是,这种变化的范围可能很有限,不大可能使岩浆从安山质变为花岗质成分。此外,许多花岗质岩浆在结晶时,会由于结晶作用而产生成分对流,也可能产生与流体分异同样的效果,这一机制特别是对较大规模的花岗岩体来说是不应忽视的。

3 基性岩浆的结晶分离作用

玄武质岩浆能够发生结晶分离作用,其证据是存在基性和超基性的堆晶岩。玄武岩的结晶分离作用主要表现在MgO含量、MgO/FeO比值以及Mg[#]的变化上,而非SiO₂含量的变化上。玄武岩大多经历了结晶分离作用,例如,蛇绿岩的MORB很少具有原始岩浆的性质,大陆溢流玄武岩(CFB)也很少见到原始岩浆,就是因为岩浆随着温度的降低发生了广泛的结晶分离作用的原因。

玄武质岩浆由于先期结晶的矿物密度大且岩浆的黏性低而能够发生结晶分离作用。玄武岩的密度通常在2.6~3.3之间(表1),随着温度的降低依次可以结晶出橄欖石、辉石和斜长石,它们的密度分别在3.27~3.48、3.1~3.5和2.62~2.76之间(表1)。一般来说,地幔中至高程度部分熔

融形成的基性岩浆具有原始岩浆的性质,其 $Mg^\#$ 较高。随着温度的降低,橄榄石最早晶出,因其比重大而向下沉,堆积在岩浆房底部,形成以橄榄石为主的堆晶岩(纯橄岩)。岩浆成分随之发生分异,向偏酸性的方向演化(SiO_2 含量增加,其它元素也随之发生相应的变化)。随后,辉石(或斜长石)开始晶出,也堆积在岩浆房底部,岩浆成分也随之调整,形成演化的岩浆。斜长石的密度与玄武质岩浆接近,密度大于岩浆的(富 Ca 质的)斜长石可以下沉与橄榄石或辉石组成堆晶的橄长岩或辉长岩或单独形成富斜长石的堆晶岩;密度小于岩浆的(富 Na 质的)斜长石则可以漂浮在岩浆房顶部形成以斜长石为主的浅色辉长岩(或斜长岩)。例如,世界上最大的南非 Bushveld 层状侵入体,出露直径约 400 km,厚达 10 km,底部由古铜辉石岩、斜方辉石岩和纯橄岩组成,向上变为二辉辉长岩、苏长岩,上部为含少量花岗斑岩的低镁闪长岩(引自卡迈克尔等,1982)。

在所有玄武质岩浆结晶分离的造岩矿物中,除了橄榄石之外,其余矿物的 SiO_2 含量均接近或高于玄武岩。橄榄石的 SiO_2 含量在 40% 左右,其余矿物:单斜辉石(50% ~ 54%)、斜方辉石(52% ~ 58%)、斜长石(变化大,51% ~ 66%)、钾长石(62% ~ 67%)。角闪石、黑云母的 SiO_2 含量尽管也较低(角闪石 45% ~ 51%,黑云母 35% ~ 38%),但是,它们属于含水矿物,在岩浆演化的早期阶段很少见到,主要出现在岩浆演化的晚期阶段。由于橄榄石的 SiO_2 含量较低,当有一定数量的橄榄石从岩浆中晶出后,会使岩浆的 SiO_2 含量增加(图 1)。但是,当辉石和斜长石从岩浆中晶出并下沉时,由于它们的 SiO_2 含量大于玄武岩,因此,辉石和斜长石的结晶分离作用不会使玄武岩演化为安山岩,相反,会稍微降低岩浆的 SiO_2 含量(图 1)。演化的岩浆只是 $Mg^\#$ 的数值和相应的相容元素(Ni、Cr 和 Co)含量降低,不可能演化成 SiO_2 含量较高的中酸性岩浆。例如,蛇绿岩的堆晶岩可以很发育,有的厚达几公里,主要由超基性和基性的堆晶岩组成,但却很少闪长质成分的堆晶岩,花岗质成分的岩石更少。研究表明,与蛇绿岩伴生的极少量的斜长花岗岩,并非玄武质岩浆结晶分离的产物,而是辉长质岩石在含水条件下部分熔融形成的(张旗和周国庆,2001)。许多经过详细研究的层状侵入体,主体成分仍然是玄武质的,只是在顶部有极少量的闪长质或花岗质成分的岩石。前者可能与晚期含水角闪石的结晶分离有关,后者可能是辉长岩加水再次部分熔融形成的。某些层状侵入体的 SiO_2 含量很稳定,从下部的 46.8% 变化到上部的 49.8%,仅顶部有极少量 SiO_2 含量达到 55% 铁闪长岩出现(引自都城秋穗和久城育夫,1984, p. 143 ~ 153)。格陵兰 Skaergaard 层状侵入体的研究表明,随着结晶分离作用的进行,残余岩浆明显富 Fe, SiO_2 不增反减(引自卢良兆等,2004)。因此,分异的和未分异的玄武岩,不是以 SiO_2 含量为标志来判断的。

几乎所有的玄武岩(辉长岩)类都有相应的堆晶岩产出:例如,蛇绿岩、层状侵入体、阿拉斯加型岩体,说明玄武质

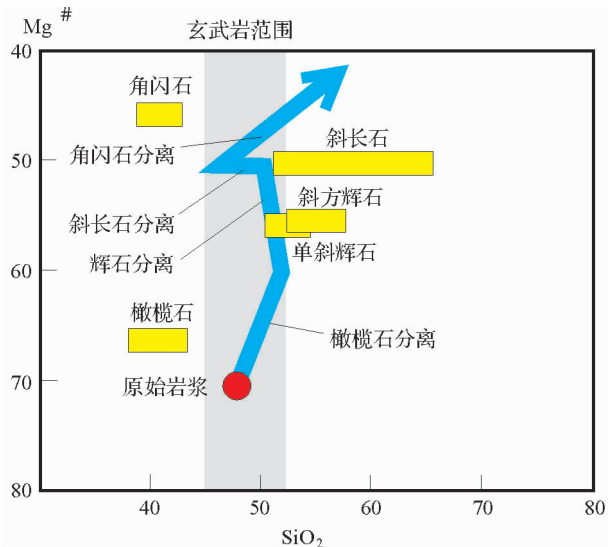


图 1 示意的玄武质岩浆结晶分离作用的演化趋势

图中阴影代表玄武岩的 SiO_2 含量范围,矩形块代表不同矿物的 SiO_2 含量范围(数据见表 1),实心圆代表地幔部分熔融形成的玄武质原始岩浆成分(SiO_2 接近 48%, $Mg^\#$ 约为 70),粗实线代表岩浆结晶分离作用的演化趋势。橄榄石、辉石(包括斜方辉石和单斜辉石)、斜长石的分离是在干的岩浆系统中进行的。橄榄石由于富 Mg 贫 Si, 它的分离使残余岩浆向 SiO_2 含量增加和 $Mg^\#$ 降低的方向演化。而辉石和斜长石由于其 SiO_2 含量接近或略大于玄武岩,因此,它们结晶分离的结果使残余岩浆的 SiO_2 含量不增反降。斜长石由于基本上不含镁铁质矿物,因此,斜长石的分离只是降低了岩浆的 SiO_2 含量(以及 Al_2O_3 、CaO、 Na_2O 等的含量),而不改变岩浆的 $Mg^\#$ 值。角闪石分离是在(晚期)岩浆含水的情况下发生的,角闪石的分离使玄武质岩浆的 SiO_2 含量增加和 $Mg^\#$ 数值降低,可以演化为安山岩

Fig. 1 Schematic evolution of basaltic magma by fractional crystallization

岩浆的结晶分离作用是普遍的,我们所见到的玄武岩大多是经过了分异或“演化的”玄武岩。例如 MORB,是在板块扩张脊由地幔橄榄岩部分熔融形成的,但是,具有原始岩浆性质的 MORB 并不多见。又如 CFB,大多是由演化的岩浆组成的,几乎见不到具有原始岩浆($Mg^\# = 0.68 \sim 0.75$)性质的大陆溢流玄武岩。玄武岩尽管容易分异,但是,也仅能够演化到闪长岩(安山岩),而且后者的数量极少,不可能由玄武岩经安山岩演化到流纹岩。因为,野外没有这样的实例,理论上也不可能(图 1)。

4 中性岩浆的结晶分离作用

中性岩浆结晶分离的问题很少有人讨论。有证据表明,中性岩浆也可以发生结晶分离作用,其中最明显的实例是“橄榄岩-闪长岩”组合(Snoke *et al.*, 1982)。该组合最早是

在美国西部克拉玛斯山(Klamath Mountains)一带报道的,在一个大的闪长岩体中分布有少量堆晶岩,包括单辉橄榄岩、辉石岩、辉长岩以及角闪石岩等,表明从闪长质岩浆中可以结晶出橄榄石、辉石和角闪石,它们可以堆积在一起形成不同成分的堆晶岩(James, 1971; Walawander, 1976; Walawander *et al.*, 1980; Snoke *et al.*, 1981, 1982; 以上引自张旗等, 1992), 类似环状侵入体的特征(从中心向边部, 岩体成分由超基性-基性-中性)。阿拉斯加型岩体是典型的环状侵入体, 岩体以辉长岩为主, 内部包裹一个或多个超镁铁质堆晶岩体。Snoke 则将这类以闪长岩为主、内部包裹一个或多个镁铁-超镁铁岩的岩石组合(部分也构成环状侵入体)称为“橄榄岩-闪长岩杂岩”(peridotite-diorite complex, Snoke *et al.*, 1982)。

在云南有一些橄榄岩-闪长岩的实例, 如景洪县的南联山岩体和帕冷岩体(张旗等, 1992)。南联山岩体以闪长岩为主, 为一南北向延伸的岩体, 长宽可达 14×2 km(图 2), 闪长岩内分布有小规模角闪橄榄岩、辉长岩和角闪石岩, 长约几 km 至十几米, 角闪橄榄岩具堆晶结构(张旗等, 1992)。“橄榄岩-闪长岩”类型的其他实例可能还有: 北祁连造山带东端的甘肃景泰县老虎山岩体(闪长岩内部发育小规模的辉石-角闪石岩, 大小从几米到几百米不等, 张旗等, 1997; 钱青等, 1998)。在华北南部从山西-邯郸-安阳-鲁西-苏北, 有一个由小规模岩体组成的中生代的闪长岩-辉长岩带, 其中的闪长岩部分具有高镁的特征, 类似赞岐岩的特征(巫祥阳等, 2002), 表明是幔源的。部分岩体中有辉长岩和辉石岩的堆晶岩产出, 推测是闪长质岩浆结晶分离作用的产物。例如鲁西莱芜铁铜沟闪长岩, 岩体中心有辉长岩, 还见到由角闪石组成的堆晶岩(陈立辉和周新华, 2003)。邵济安等(2000)在内蒙古喀喇沁闪长岩中发现了一套镁铁-超镁铁质堆晶岩, 大者 0.16 km^2 , 小者仅 0.01 km^2 , 包括(含金云母)橄榄辉石岩、角闪岩、橄长岩、苏长岩、辉长岩和斜长岩等, 野外宏观的层状构造、镜下微观的岩石结构以及各类堆晶岩的地球化学特征都表明, 它们是一套重力作用下的堆晶岩, 可能也属于“橄榄岩-闪长岩”类型。最近, 在巴西报道了一个 Capivaras 闪长岩, 岩体内部产出经过结晶分离作用形成的辉石正堆晶岩(orthocumulate)、斜长石辉石正堆晶岩、辉石补堆晶岩(adcumulate)和少量斜长石补堆晶岩(Garavaglia *et al.*, 2002)。

5 酸性岩浆的结晶分离作用

酸性的花岗质岩浆能否发生结晶分离作用是一个值得怀疑的问题。为什么? 因为野外和室内镜下研究很少能够见到花岗岩曾经发生过(重力)结晶分离的证据。花岗岩之所以很难结晶分离的原因, 我们推测, 主要是由于花岗质岩浆黏性很大, 不利于矿物的自由生长, 也不利于先期结晶的矿物在岩浆中发生大尺度的移动和下沉。我们说玄武质岩

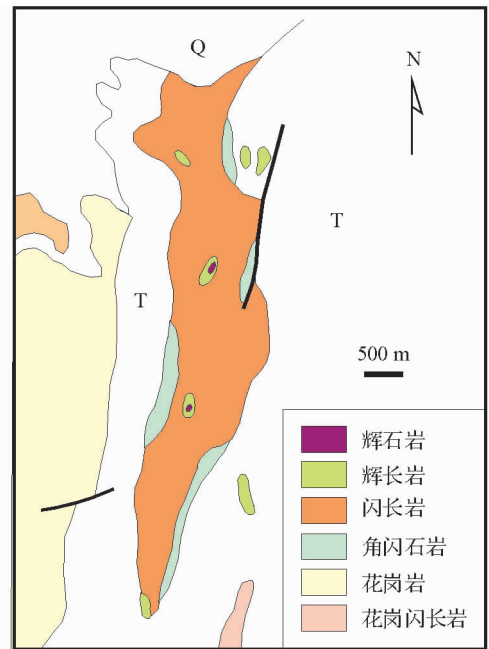


图 2 云南景洪县南部南联山岩体地质图(张旗等, 1992)

南联山岩体由内向外由角闪橄榄岩-辉长岩-闪长岩组成, 类似呈环状分布的“橄榄岩-闪长岩型”岩体。Q-第四系; T-三叠系火山沉积岩

Fig. 2 Geological map of the Nanlianshan diorite in southern Jinghong County, Yunnan (Zhang *et al.*, 1992)

浆能够发生结晶分离作用, 其证据是存在与演化的玄武质岩浆(贫 Mg)对应的富 Mg 的残留相堆晶岩。花岗岩如果能够发生象玄武岩一样的结晶分离作用, 在花岗岩发育的地区也应当能够见到有一定规模的角闪石堆晶岩、黑云母堆晶岩、白云母堆晶岩或上述矿物共同组成的堆晶岩产出。Chappell(1996, 1999)指出, 花岗岩中基性岩的缺少, 表明不仅不会有镁铁质堆晶岩出现, 而且与熔融的花岗质岩浆相应的镁铁质岩浆结晶分离作用也是不可能的。

花岗质岩浆晶出的造岩矿物是斜长石、石英、角闪石、黑云母和白云母, 其中角闪石、黑云母和白云母的密度比花岗岩大(表 1), 有发生重力分离的可能性。但是, 由于花岗质岩浆的黏性大, 阻碍了重力分离作用的进行。这可以从花岗岩的结构得到证明: 花岗岩以花岗结构为特征, 花岗结构主要是由半自形(和少量自形)的长石(斜长石和钾长石)、它形的石英和半自形-自形的角闪石、黑云母和白云母(有的还有石榴石、电气石等)组成的。角闪石、黑云母和白云母的密度虽然比花岗岩大得多, 但是, 从微观的薄片到宏观的野外观察, 很难见到角闪石、黑云母和白云母发生过重力堆积的现象。

有些花岗岩具有环状分布的特点, 靠近围岩的边部成分偏基性(由闪长岩、石英闪长岩或花岗闪长岩组成), 内部偏酸性(花岗岩、二长花岗岩、英云闪长岩), 是否统统是混合

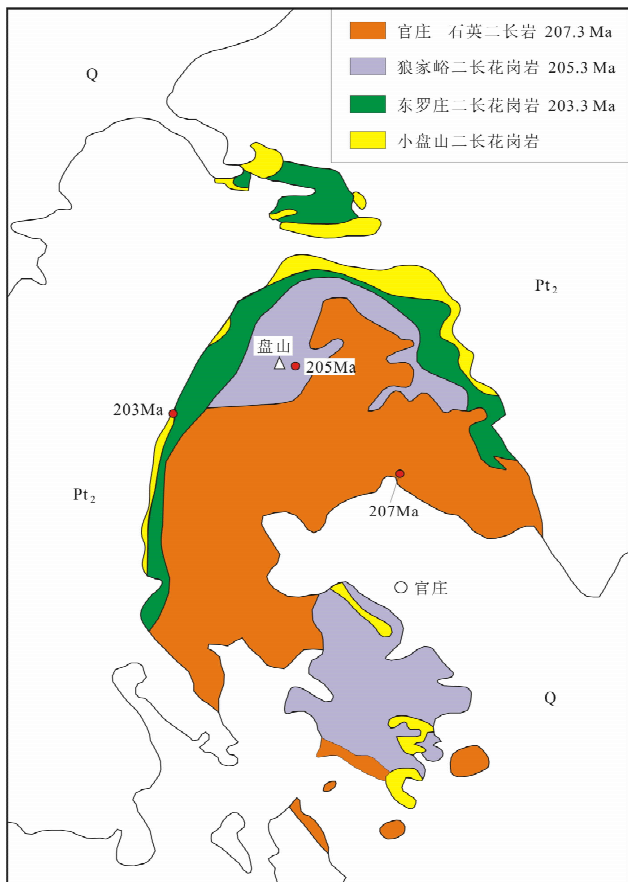


图3 天津蓟县环状分布的盘山花岗岩地质图(据杨富全等,2007 简化)

岩浆具环状分布不是岩浆分异形成的,而是不同期次侵入的产物:早期的官庄石英二长岩(207.3 Ma)和狼家峪二长花岗岩(205.3 Ma)位于岩体内部,而晚期的东罗庄二长花岗岩(203.3 Ma)和小盘山二长花岗岩分布在岩体的边部

Fig. 3 Geological map of the Panshan pluton with zoned distribution in the Jixian County, Tianjin (after Yang FQ *et al.*, 2007)

或分异的原因,需要具体问题具体分析。详细的野外研究表明,有些环状侵入体可能是不同期次岩浆沿同一岩浆通道先后侵入的结果,例如美国加利福尼亚的 Tuolumne 环状侵入体,由花岗闪长岩、英云闪长岩和花岗斑岩组成,岩体侵位时代从 95 Ma 持续到 85 Ma (Coleman *et al.*, 2004),显然不可能是岩浆结晶分离作用形成的(岩体分布图参见本期吴福元(2007)的文章)。

北京房山岩体具同心环带状分布,边部为石英闪长岩,内部为花岗闪长岩,可以分为 4 个单元,并非结晶分离形成的(马昌前,1998;覃峰等,2006)。许多花岗质成分的环状侵入体之所以边部偏中性,内部偏酸性,推测可能与岩浆侵入的顺序以及构造活动有关。例如,一个深部岩浆房如果有不同性质的岩浆共存,如果它们共用一个通道上升,其中偏中性的岩浆由于黏性较低,温度较高。如果控制岩浆侵位的

构造活动具有继承性,则在同样的条件下,偏中性岩浆优先侵入,后续的是偏酸性的岩浆。先侵入的岩浆固结在边部,后侵入的岩浆处于内部。如果岩浆侵位的过程中构造应力发生了变化,岩浆上升的通道因此而移位,则无此规律。有的环状侵入体不存在边部偏中性内部偏酸性的现象,或者反而相反:边部偏酸性,内部偏中性,如杨富全等(2007)和马寅生等(2007)最近报道的天津蓟县盘山花岗岩,给了我们一个很好的实例。盘山花岗岩的主体为偏中性的官庄石英二长岩,边部为偏酸性的小盘山二长花岗岩(图 3)。岩浆具环状分布不是岩浆分异形成的,而是不同期次侵入的结果:早期侵入的官庄似斑状石英二长岩(207.3 Ma, SiO_2 含量在 66 ~ 68% 之间)和狼家峪黑云母二长花岗岩(205.3 Ma, SiO_2 含量在 72% ~ 74% 之间)位于岩体内部,而晚期的东罗庄中粗粒二长花岗岩(203.3 Ma, SiO_2 含量在 74% ~ 77% 之间)和小盘山细粒二长花岗岩(SiO_2 含量在 76% ~ 77% 之间)分布在岩体的边部(小盘山岩体时代推测与东罗庄岩体相当,杨富全等,2007;马寅生等,2007)。

一个有一定规模的岩体(岩基、岩床、岩墙或岩株)可能由不同期次、不同成分的花岗岩组成,可能存在不同的岩浆房。花岗岩如果能够结晶分离,也只能在单个岩浆房内进行,不可能跨越岩浆房之间进行。例如八达岭岩体已经查明至少由 121 个侵入体组成(白志民等,1991),河北围场锥子山岩体由 124 个侵入体组成(李承东和李新华等,1995)。因此,如果我们考虑结晶分离作用,那只能是一个一个侵入体的分别研究,不能把成分相同而空间上分开的两个侵入体放在一起研究,更不能把全部样品放在一起讨论它们的结晶分离作用问题。

6 斜长石结晶分离问题

这里专门谈一下斜长石的结晶分离问题,因为,斜长石结晶分离是花岗岩文献中最常见的说法,但是,它是否有道理呢?

我们知道,在玄武质岩浆中,斜长石能够发生结晶分离作用。在地幔岩(无水)熔融的条件下形成的玄武质岩浆中,斜长石结晶的顺序晚于橄榄石而早于单斜辉石和斜方辉石,斜长石将紧随橄榄石之后晶出,与橄榄石组成堆晶的橄长岩。在湿熔融的条件下(地幔岩含水部分熔融),斜长石的结晶顺序晚于橄榄石和辉石,可与辉石一道形成辉长质堆晶岩(Pearce *et al.*, 1984)。我们还知道,在闪长质岩浆中,斜长石也可以发生结晶分离作用,证据是在闪长岩中有辉长质堆晶岩出露(见本文第 4 节)。那么,在花岗质岩浆中斜长石能否发生结晶分离呢? 许多人认为能,但是,证据呢? 为此,作者查阅了许多文献,有些文献也提到与花岗岩有关的 cumulate(堆晶岩)问题,但是,据我们对其描述的考察,均非 cumulate(本文作者注:也许我们查阅的文献不够,理解不对,欢迎读者指出)。因此,我们分析,花岗岩结晶分离的证

据,可能主要是从哈克图解中读出来的。在哈克图解中,随着 SiO₂ 含量的增加,Al₂O₃、CaO、Sr 和 Ba 降低了,Rb/Sr 比值增加了,于是认为是斜长石发生了结晶分离作用的结果。

我们认为,花岗质岩浆中斜长石发生结晶分离作用的可能性几乎是不存在的,其证据为:

(1)野外见不到与花岗岩伴生的有相当规模的斜长石堆晶岩出现。野外的确(偶尔)可以在花岗岩中见到斜长石密集分布成条带或斜长石呈自形晶密集状分布的现象,但是,上述现象的规模非常小(与庞大的花岗岩不成比例),很难说是花岗岩结晶分离的证据。我们推测,前者可能与岩浆的流动分异作用有关,后者可能是俘虏了闪长质成分的岩浆(斜长石可呈自形晶产出)。

(2)花岗岩的特征结构是花岗结构(见本文第 5 节),花岗岩中斜长石的结晶习性主要呈半自形晶出现,很少为自形晶。但是,在玄武质岩浆中,斜长石无论在任何情况下都可以形成自形晶晶体。堆晶岩中堆晶的斜长石自不必说,与辉石大致同时结晶(共结)形成的辉长结构的斜长石也是自形的,即使在快速冷却的条件下(形成辉绿岩和玄武岩),斜长石也呈自形晶产出,如辉绿岩的辉绿结构,粒状的辉石分布在由长条状斜长石自形晶组成的格架中。在玄武岩中常见的粗玄结构和柱粒结构中,斜长石呈长条状和针状产出。不同岩浆中斜长石结晶习性的明显差异,我们推测可能主要与岩浆的黏性有关。在花岗质岩浆中,斜长石连自形晶体都无力形成,又何谈结晶分离?

(3)斜长石的密度与花岗质岩浆的密度相差无几,酸性斜长石的密度低于基性斜长石,从表 1 看,花岗质岩浆中酸性斜长石的密度甚至低于花岗质岩浆的平均密度,如果假定斜长石能够结晶分离且不受黏性的约束的话,它不大可能沉入岩浆房底部,反而容易漂浮在岩浆房顶部。

(4)花岗质岩浆的黏性大大高于玄武质岩浆,阻碍了晶体的结晶分离作用。即使自形程度和密度比斜长石大得多的角闪石和黑云母(表 1),也由于受花岗质岩浆黏性的限制而不能分离,更何况密度与花岗质岩浆接近的半自形的斜长石了。

在哈克图解中,花岗质岩浆随着 SiO₂ 含量的增加,Al₂O₃、CaO、Sr 和 Ba 降低了,Rb/Sr 比值增加了,只有斜长石结晶分离一种解释吗?上面我们已经讨论了,斜长石在花岗质岩浆中不大可能发生结晶分离作用。因此,在哈克图解中上述元素和元素比值的变化应当有另外的解释。表 2 为取自摩洛哥东北部 Tanncherfi 岩体的实际资料(据 Ajaji *et al.*, 1998),从表 2 看出,随着 SiO₂ 含量增加,斜长石含量降低了(从 52~56%降低到 41~46%),斜长石成分发生了变化,斜长石牌号降低了(从拉长石变为中长石),Na₂O 增加了,CaO 降低了,Ca 与 Sr 呈类质同象,自然 Sr 随 Ca 降低而降低了。此外,随着 SiO₂ 含量的增加,K₂O 含量增加了,K 与 Rb 关系密切,因此,Rb 的含量也增加了。因此,从上述实例看,对比辉长岩、闪长岩、花岗闪长岩和花岗岩,斜长石的含量虽然有

表 2 摩洛哥东北部 Tanncherfi 岩体的岩相学和地球化学资料(据 Ajaji *et al.*, 1998)

Table 2 Data of petrography and geochemistry from the Tanncherfi intrusive complex, northeastern Morocco (after Ajaji *et al.*, 1998)

	二长辉长岩	石英二长岩	花岗闪长岩
Pl (%)	52 ~ 56 (拉长石)	36 (51 ~ 54, An42-38)	41 ~ 46 (中-更长石)
Kf (%)	14 ~ 24	38 (20)	7 ~ 21
Q (%)	少量	14 (7 ~ 20)	23 ~ 31
Cpx (%)	<10	无	无
Hb (%)	15	<10(5 ~ 9)	<3
Bi (%)	少量	0 (5 ~ 13)	10
SiO ₂ (%)	49 ~ 52	55 ~ 59	66 ~ 67
CaO (%)	6.77 ~ 9.10	4.37 ~ 5.45	3.28 ~ 3.59
Na ₂ O (%)	1.34 ~ 2.36	1.94 ~ 3.45	2.41 ~ 3.23
K ₂ O (%)	2.80 ~ 3.84	4.21 ~ 5.23	4.70 ~ 5.12
Sr (× 10 ⁻⁶)	712 ~ 896	491 ~ 633	446 ~ 466
Rb (× 10 ⁻⁶)	90 ~ 131	118 ~ 207	180 ~ 201
Mg [#]	64 ~ 66	46 ~ 61	49 ~ 50

注:该文作者没有给出二长花岗岩的岩相学资料,但是指出,二长花岗岩与花岗闪长岩的矿物组成相似,后者的黑云母较少,钾长石和角闪石较多。石英二长岩一栏括弧中的资料为石英二长闪长岩(据 Berrada, 1993,引自 Ajaji *et al.*, 1998)

所变化,但是,变化不大(从 52~56%降低到 41~46%),同时,从辉长岩-闪长岩-花岗岩,斜长石牌号有规律地逐渐变小了,钾长石和石英的含量增加了,故随着 SiO₂ 含量的增加,Al₂O₃、CaO、Sr 和 Ba 降低了,Na、K 和 Rb 增加了,Rb/Sr 比值增加了,并不唯一是斜长石结晶分离(含量变化)的结果。

上述分析表明,在花岗质岩浆中斜长石发生结晶分离的可能性几乎没有,那么,为什么许多人仍然倾向于用结晶分离作用来解释花岗岩成分的变化呢?这可能与不正确使用哈克图解有关,下面我们就来讨论哈克图解的作用及其意义。

7 关于哈克图解

哈克图解的发明在火成岩历史上有巨大的功绩,它给了我们许多信息,例如,主元素含量之间、主元素和微量元素含量之间、活动的微量元素之间、活动元素和非活动元素之间、大离子亲石元素(LILE)之间、高场强元素(HFSE)之间、LILE 和 HFSE 之间、同类元素比值和同类元素(如 Rb/Sr、Th/Ta、Zr/Hf、Nb/La)比值之间、不同类元素(如 Sr/Y 和 Sr/Yb)比

值之间、微量元素(的含量和比值)和同位素(包括放射性同位素和稳定同位素)等等比值之间的关系。某些元素的含量或比值之间可能具有相关性(正相关或负相关),有些不具有相关性。有相关性表明它们或许受同一种因素制约,有些可能与结晶分离有关,有些可能与岩浆混合或与围岩混染有关,或许反映了岩浆源区组成的差异、熔融残留相的差异、岩浆形成温度和压力的差异等等。有助于我们对岩浆的形成、演化、成因进行深入的探讨。可以这样说,哈克图解给我们提供的思路是无限的,还有许多图解可能还没有被开发出来,还有许多新的领域等待我们去开拓。

毋庸置疑,哈克图解具有强大的功能,也许正是由于其强大的功能,能够告诉我们非常多的信息,使许多人误以为哈克图解似乎能够解决火成岩研究中的许多问题。有些人不是根据元素之间相互依存的关系得出恰当的结论,而只是简单地按照哈克图解上某些元素的含量或比值具有相关性或通过模拟计算得出结论,例如,认为某些花岗岩成分变化是岩浆结晶分离的结果,甚至还计算出结晶分离的比例。同一套数据投在哈克图解上,有人解释为岩浆结晶分离作用,有人认为发生了混合作用,还有人解释为 AFC 过程。似乎只要许多成分点连成一条线(直线或曲线),某些元素在哈克图解中具有一定的相关性,二者之间就有成因关系,就是混合或结晶分离或 AFC 过程成因的,实际上可能并非如此。玄武岩、安山岩、流纹岩的矿物组成不同,导致它们的 SiO_2 含量不同,有一个逐渐变化的范围。相应的,随着 SiO_2 含量的变化,许多其它的元素,包括微量元素也有一个逐渐变化的区间。基性岩浆的结晶分离作用很发育,随着结晶分离的演化,某些元素也发生某种指向性的变化(例如,随着矿物组成和含量的变化,橄榄石的含量及 Fo 值由高到低,斜长石牌号由大到小, $\text{Mg}^\#$ 值由高到低, K_2O 含量由少到多,等等),在哈克图解上必然显示某种相关性。但是,某些元素的比值并不发生明显的变化,例如 Th/Ta 、 Nb/La 、 Zr/Hf 、 Ti/V 、 Ti/Y 等,表明岩浆演化的继承性,这就是哈克图解的基础,源于鲍温反应系列。但是,如果我们随机从华北取一堆花岗岩、从美国取一堆玄武岩、从南美取一堆安山岩,也不论它们是什么时代的,把它们统统放在哈克图解上,大体也能连成一条线,也具有一定的相关性,这又有什么意义呢? 它们之间并没有时空联系,既非同源,也非同期的。一个大的岩基,有辉长岩和花岗岩,还有二者过渡的成分(例如石英闪长岩、花岗闪长岩,包括暗色微包体)。它们的某些元素投在哈克图解上可能具有一定的相关性,可以连成一条线,就认为辉长岩和花岗岩是有成因联系的,或结晶分离、或混合成因的,是否太简单化了。

由于玄武岩(辉长岩)的结晶分离主要反映在 $\text{Mg}^\#$ 的变化,而不是反映在 SiO_2 含量的变化上,因此,对于玄武岩,哈克图解很少用 SiO_2 作为结晶分离作用的判别标志。而文献中在讨论花岗岩结晶分离作用时,大多喜欢用 SiO_2 作为判别和比较的标志,实际上花岗岩 SiO_2 含量增加并非结晶分离的

结果。由于哈克图解的许多解释是从玄武岩研究得出来的,用来解释玄武岩可能是对的,但是,不加分析地套用来解释花岗岩可能就是不对的。

8 鲍文反应原理

鲍文反应原理是上世纪 20 年代由加拿大人鲍文(Norman Levi Bowen, 1887 ~ 1956)提出来的。鲍文毕生从事实验岩石学研究,认为用玄武质岩浆的结晶分异作用可以解释全球几乎所有火成岩的形成。1928 年鲍文在其经典的《火成岩的演化》一书中指出,一个地区在特定时期侵入的(从镁铁质到长英质)多种多样的岩石,其矿物成分或化学成分总是会显示某种相似性,于是通常认为它们之间有着共同的成因联系,由此他引伸出了分异作用的概念。从此,现代岩浆岩岩石学在相当大的程度上就是围绕这一科学命题展开的(引自马昌前, 2003)。鲍文认为,随着岩石中 SiO_2 含量的增加,岩石将由玄武岩演化为安山岩、英安岩、流纹岩(相应的侵入岩由辉长岩-闪长岩-花岗闪长岩-花岗岩),其中的暗色矿物由橄榄石-辉石-角闪石-黑云母,是一种反应关系(图 5,引自都城秋穗和久城育夫, 1984)。他还指出,地球上火成岩具有多样性的原因是由于岩浆具有上述反应关系造成的(Bowen, 1921, 1928)。都城秋穗和久城育夫(1984)认为,火成岩的多样性不能仅归因于结晶分异作用或一般的分异作用,原生岩浆的多样性应当起了更大的作用。

本文作者认为,鲍文反应系列存在明显的缺陷,我们应当慎重对待之。鲍文的实验表明,矿物相之间是反应关系而非共结关系,因而发生结晶分离作用是可能的。他指出,先期结晶的矿物在物理化学条件改变之后将会不稳定,与熔浆反应形成新的矿物。他还认为,晶出的矿物如果与残余熔浆之间存在密度差,矿物晶体将有可能离开熔浆下沉或上浮形成堆晶层或单矿物岩。鲍文的上述论断是从对玄武质岩浆的研究得出的,是正确的。但是,不能将其推广到花岗岩。许多人以为该原理到处适用,是不恰当的。

玄武质岩浆不可能演化为中酸性岩浆,鲍文反应系列不可能是连续的。例如,从薄片上我们可以观察到橄榄石被辉石交代、辉石被角闪石交代、角闪石被黑云母、黑云母被白云母交代的现象,说明随着温度的降低(以及水的带入),矿物发生了反应,成分发生了变化。正是由于橄榄石和辉石是玄武岩(辉长岩)的主要造岩矿物、角闪石是安山岩(闪长岩)的主要造岩矿物,黑云母和白云母是流纹岩(花岗岩)的主要造岩矿物,因此,鲍文把上述反应与岩浆成分的变化联系起来,认为随着温度的变化和矿物依次替代关系,相应的岩浆可以从玄武岩转变为安山岩和流纹岩(图 4)。问题是,上述反应一段一段看是合理的,但是,连续的变化不可能,野外天然实验室见不到从玄武岩演化为安山岩接着演化为英安岩和流纹岩的实例。因为,从玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩,包括了两类完全不同的成因:(1)玄武岩或玄武岩+部

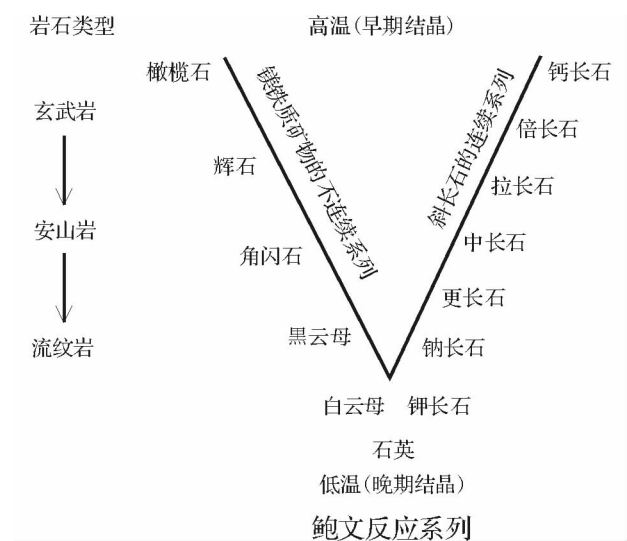


图4 鲍文反应系列图

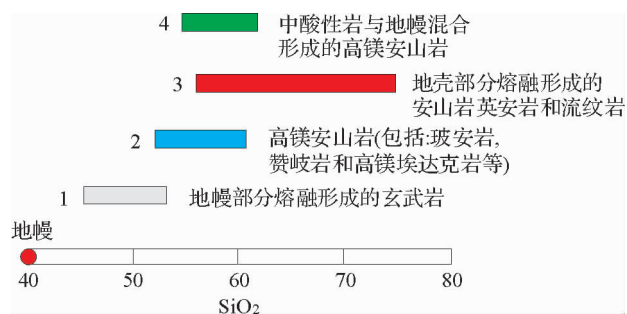
Fig. 4 Diagram of the Bowen's reaction series

分安山玄武岩(或+部分安山岩)是地幔部分熔融的;(2)安山岩-英安岩-流纹岩不可能是地幔直接部分熔融形成的,而是地壳部分熔融的产物(图5)。幔源的岩石不可能与壳源的岩石组成一个连续的演化系列,这是显而易见的,尽管在某些条件下它们可以发生某种程度的混合作用(张旗等,2007)。因此,野外不可能观察到从下到上由玄武岩依次演化为安山岩、英安岩、流纹岩的连续的剖面。即使玄武质岩浆与中酸性岩浆同时喷出,而且前者在下,后者在上,它们也不可能是连续的演化关系,而必定是叠覆的或交互产出的关系。但是,由于在某些情况下玄武质岩浆和流纹质岩浆可能发生某种程度的混合作用,模糊了二者的界线,使我们误以为它们是连续过渡的。

9 某些描述和观点的评述

花岗岩文献中涉及结晶分离作用的论述非常多,许多人倾向于用结晶分离作用或 AFC 过程来解释花岗岩成分的变化。这些描述和认识有道理吗?本文摘录其中的部分并予以探讨之:

(1)某些论文和研究报告描述,一个地区的火山岩剖面可以从底部的玄武岩演化到安山岩-英安岩-流纹岩,为一个连续过渡的系列。有的提出,一个大花岗岩基(例如八达岭花岗岩和涞源花岗岩)由辉长岩-闪长岩-花岗闪长岩-花岗岩组成,也是一个连续的演化系列。又如,澳大利亚一个位于 Lachlan 褶皱带东南部的 Mt Buller 岩体,包括辉长岩-闪长岩-花岗岩,Soesoo (2000) 认为,花岗岩和辉长岩是同源的,是幔源岩浆结晶分离作用形成的。有人还相信,玄武岩通过高度结晶分异作用可以直接衍生出 A 型花岗岩。如本文前面的论述,上述说法是不可信的,我们应当回到野外去重新观

图5 示意的表示了幔源和壳源部分熔融形成的岩浆的 SiO_2 范围

图中地幔源区的 SiO_2 范围在 40% 左右,1 区为由其部分熔融形成的玄武质岩浆的 SiO_2 范围,大致在 45 ~ 53% 之间;2 区为含水地幔岩部分熔融形成的富硅岩浆范围, SiO_2 从 52% 至 60% 左右,部分由于经历了斜方辉石和单斜辉石的结晶分离作用可以大于 60%,例如玻安岩的例子(张旗和周国庆,2001);3 区为地壳(包括玄武岩、中酸性岩以及沉积岩)部分熔融形成的岩浆的 SiO_2 范围,大致从 56% 至接近 80%;4 区为壳源中酸性岩浆与地幔混合形成的高镁安山岩的范围。图示表明,幔源岩浆的 SiO_2 变化范围很小,壳源岩浆的范围很大,二者自成体系,幔源岩浆和壳源岩浆可以有一些过渡的特征(高镁安山岩),其 SiO_2 含量存在一定的重叠区,但是,幔源岩浆和壳源岩浆不可能成为一个连续的演化系列

Fig. 5 Schematic magmatic SiO_2 range from of mantle- and crust-derived, respectively

察,以便得出正确的认识。

不错,基性堆晶岩也有与花岗岩共存的现象,如产于层状侵入体中的花岗岩(Bushveld 和 Skaergaard)和蛇绿岩堆晶岩以及辉长岩中的斜长花岗岩,那是基性岩部分熔融的产物而非基性岩结晶分离的结果。证据是它们之间 SiO_2 含量的不连续,存在明显的间断。例如,Skaergaard 侵入体的 SiO_2 范围在 41 ~ 49% 之间,少量花斑岩的 SiO_2 含量达 60% 左右(Best and Christiansen, 2001),说明花斑岩不可能是玄武岩岩浆结晶分离作用的产物。蛇绿岩中的斜长花岗岩(指与蛇绿岩有成因联系的)也是一样,其 SiO_2 含量可高达 60 ~ 70% 甚至更高,而且数量极少,多呈脉状、岩墙状、囊状等产出,也不可能与结晶分离作用(堆晶的层状)有关(张旗和周国庆,2001)。相比玄武岩,花岗岩也可以发生分异,但分异的程度很低,无法与玄武岩相提并论。而且, SiO_2 含量越高的花岗岩黏性越大,越难发生分异。但是,如果花岗岩中有水存在,可以降低花岗岩的黏性,但是,是否黏性低到允许花岗岩发生结晶分离? 还说不清楚。

对于中酸性岩浆来说,也不可能从中性岩浆连续演化到酸性岩浆。中酸性岩浆 SiO_2 含量的变化很大(从 56% ~ 78% 甚至更高),不可能用结晶分离作用来解释。如前所述,由于花岗质岩浆的黏性很大,角闪石和黑云母可以从岩浆中结晶出来,但是很难脱离其晶出的初始位置而下沉;其次,

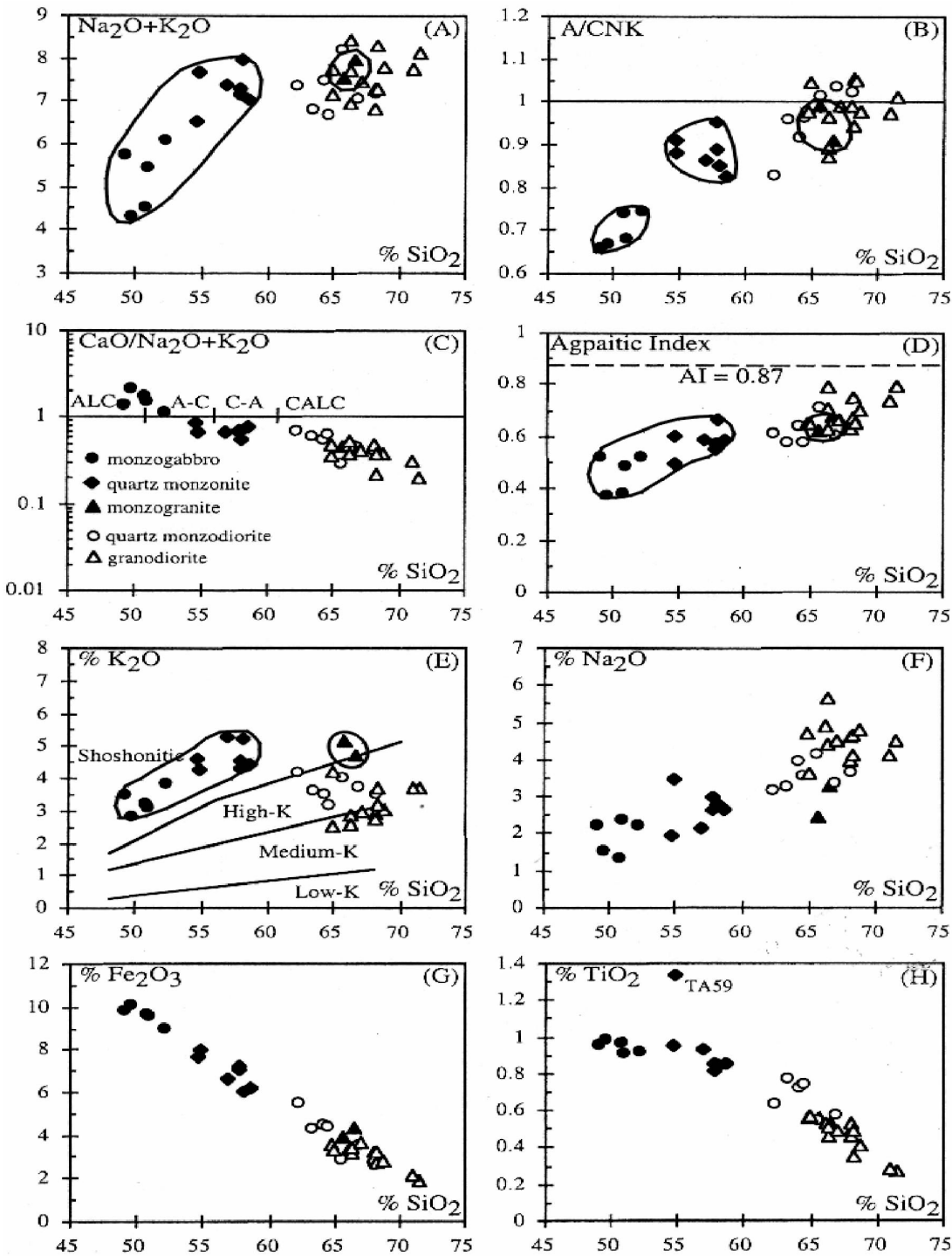


图6 Tanncherfi 花岗岩的哈克图解(据 Ajaji *et al.* , 1998, 图2)

图例: 实心圆, 二长辉长岩; 实心菱形, 石英二长岩; 实心三角, 二长花岗岩; 空心圆, 石英二长闪长岩, 空心三角, 花岗闪长岩。

本文关注的是该文作者描述的二长辉长岩-石英二长岩-二长花岗岩序列(实心图例), 实线范围是本文作者圈定的。

Fig.6 Harker diagrams of Tanncherf granite (after Ajaji *et al.* , 1998, Fig. 2)

野外也见不到与花岗岩相伴的由大量角闪石和黑云母等组成的堆晶岩。因此,从安山岩演化为英安岩接着演化为流纹岩,只是猜想而已,缺少足够的证据。

(2) 许多人研究花岗岩的结晶分离作用不是根据野外和薄片下的观察,而仅仅依据花岗岩的主要元素、微量元素和同位素地球化学数据,依靠哈克图解。例如 Ajaji *et al.* (1998) 报道的摩洛哥海西晚期一个形成于碰撞后的 Tanncherfi 花岗岩,包括钾质和钠质两个系列,岩石类型为二

长辉长岩-二长花岗岩,他们认为这两个系列的岩浆均来源于富 LILE 和 LREE 的大陆岩石圈地幔源区,并经历了众多矿物的结晶分离作用,这些矿物包括单斜辉石、斜长石、角闪石、黑云母、钾长石、钛铁矿、磷灰石和锆石。其中钠质系列还有混染作用的叠加(Ajaji *et al.*, 1998)。他们认为,随着 SiO_2 含量的增加, Sr 减少,说明斜长石发生了结晶分离作用; V 减少,是钛铁矿发生了分离。他们使用了某些图解,认为可以作为花岗岩结晶分离的判别图来使用。他们根据花岗岩的主要元素和微量元素成分趋势认为,结晶分离作用在花岗岩演化中起了主导的作用。本文不赞同上述作者的认识,我们的理由是:

首先,上述作者把二长辉长岩-石英二长岩-二长花岗岩作为一个系列对待不合适,尽管在某些哈克图解中它们具有相关性(如图 6 中 SiO_2 分别对 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 、 Fe_2O_3 、 A/CNK 、碱度指数(Agpaite index, 图 6D)、 Na_2O 、 MgO 的图,引自 Ajaji *et al.*, 1998),但是,在另一些图中它们却不具相关性(如图 6 中 SiO_2 分别对 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 、 K_2O 和 A/CNK 的图,引自 Ajaji *et al.*, 1998)。因为,按照作者给出的数据,二长辉长岩的 $\text{SiO}_2 = 49 \sim 52\%$, $\text{Mg}^\# = 0.64 \sim 0.66$, 石英二长岩的 $\text{SiO}_2 = 55 \sim 59\%$, $\text{Mg}^\# = 0.46 \sim 0.61$, 二长花岗岩的 $\text{SiO}_2 = 66 \sim 67\%$, $\text{Mg}^\# = 0.49 \sim 0.51$ 。按照上述资料,贫硅的二长辉长岩显然是幔源的,富硅的二长花岗岩是壳源的。按照元素的变化来考虑,二长辉长岩或许可以经由结晶分离作用形成石英二长岩,但是,石英二长岩不可能经由结晶分离作用形成二长花岗岩,如我们在本文第 8 节所讨论的。

其次,某些元素含量发生变化,未必是岩浆结晶分离的结果,如某些图解中 Sr 随 SiO_2 含量降低而减少(见 Ajaji *et al.*, 1998 的 Fig. 3A, 本文未附),可能并非斜长石分离的一种解释,也可能与斜长石成分变化有关(见本文第 6 节)。因此,我们解释哈克图解应当是有前提和有条件的,应当与野外宏观和薄片微观现象、与岩浆的物理性质结合起来考虑,不能不分青红皂白地一律归为岩浆结晶分离的结果(见本文第 7 节)。

第三,微量元素 P、Zr 等含量的变化能够用副矿物磷灰石和锆石的结晶分离解释吗? 我们认为不能。前面已经说明(见本文第 2 节),矿物结晶分离需要一定的粒度,副矿物粒度太小,不可能发生重力分异,只能呈浮尘状漂浮于岩浆中,包括黏性小的玄武质岩浆中,此其一。其二,有人认为,花岗岩中 P 和 Zr 等元素含量的变化受副矿物(例如磷灰石和锆石)的控制(包括 REE 含量和分布型式),他们认为,由于岩浆中磷灰石和锆石含量多,所以岩石富 P 和 Zr。我们认为,他们可能颠倒了因果关系。实际情况可能恰恰相反:是岩浆中的 Zr 和 P 的含量控制了磷灰石和锆石出现的数量;岩浆中上述元素含量高,形成的磷灰石和锆石数量则多,反之则少。

上述三点表明,上述作者关于花岗岩成因的解释是值得商榷的。

(3)前些年流行一种单元-超单元填图方法。该方法在“指南”中明确指出:属于同一超单元的岩石在空间分布上经常相伴而生,它们群居在一起构成一个“群居”岩体,最典型的是同心分带的侵入序列,由边缘到内部成分由较基性变为较酸性,或在结构上呈阶梯式连续变化,由中细粒→中粒→中粗粒。我们不知道是什么理论认定凡是花岗岩都是由较基性向较酸性演化? 由中细粒→中粒→中粗粒? 退一万步,即使大多数花岗岩是这样的演化关系,也不应当作为“指南”提出来要求在全国范围内推广。这种照搬国外某些地区研究成果,囫圇吞枣的、僵化的作法,对于地质填图和科学研究是非常有害的。

(4)中国东部中生代大规模岩浆活动的成因是一个长期争论的问题。有一种观点认为,中国东部中生代大规模的中酸性岩浆活动是由基性的岩浆结晶分离形成的,理由是中酸性岩浆岩的 Nd 同位素比值与基性岩相当。有人提出,中国东部高钾钙碱性埃达克岩可能是幔源母岩浆(辉长岩或玄武岩)在相对高压条件下结晶分离作用的产物,而非下地壳玄武质岩石部分熔融的结果(见汪洋等,2005)。实际上这是不可能的(张旗等,2003)。因为:①中国东部中生代辉长岩和玄武岩的出露面积太小,不及花岗岩的 1%,不可能分离出大规模的花岗质岩石;②有人解释辉长岩少是由于辉长岩因密度大而被留在地壳深部,这与基性岩浆黏性低容易侵位相矛盾;③许多层状侵入体的实例告诉我们,辉长岩不可能结晶分离出 SiO_2 含量高达 60~70% 的花岗岩,但是,部分熔融可以。因此,辉长岩结晶分离形成花岗岩的可能性只是一个猜想而已。北京昌平薛家石梁埃达克岩中有辉长岩产出,是幔源岩浆部分熔融形成的,与埃达克质的花岗岩和正长岩成因无关(王焰和张旗,2001; 苏尚国等,2006)。涑源花岗岩内部有超镁铁质的角闪石岩裸露,由角闪石、斜方辉石、橄榄石和黑云母组成(常兆山等,2000),显然也是幔源成因的,不可能结晶分离形成规模比其大几百倍的花岗岩。

10 小结

下面简要归纳本文的主要想法,并非结论。因为花岗岩是太复杂了,我们的上述认识还很肤浅,争论在所难免。

(1) 花岗岩结晶分离有没有事实依据? 我们已经知道,玄武质岩浆可以发生结晶分离作用,因为有与其相关的堆晶岩产出(例如层状侵入体中的橄榄岩、辉石岩和辉长岩)。安山质岩浆也可以发生结晶分离作用,因为也有与其相关的堆晶岩产出(例如角闪橄榄岩、辉石岩、辉长岩和角闪石岩),虽然规模较小,分布较少,很少引人注目。而花岗质岩浆似乎不大可能发生结晶分离作用,因为,很少见到有与(富硅的)花岗质岩浆相伴的堆晶岩(例如斜长岩或角闪石岩或云母岩等)出现。

(2) 花岗质岩浆为什么不大可能发生结晶分离作用? 可能由于:①花岗质岩浆的黏性大,它不仅阻滞了矿物的结

晶作用(使斜长石很少能够发育为自形晶),而且阻止了密度大的矿物(例如角闪石)的下沉作用;②主要造岩矿物(例如斜长石)的密度与花岗质岩浆的密度相差无几,使结晶分离作用很难进行。

(3) 文献中为什么大量出现花岗岩能够发生结晶分离作用的说法?我们认为大多是根据哈克图解得出的,而不是根据实际观察、实验研究和理论推导得出的。哈克图解是很有用的,我们应当通过研究岩石的地球化学特征得出结论,而不能只是根据哈克图解得出结论。

(4) 玄武质岩浆和花岗质岩浆不仅来源不同、成分不同,而且解释也不同,许多适合玄武岩的解释未必适合花岗岩。哈克图解可以解释玄武质岩浆的许多成因问题,包括结晶分离作用对于玄武岩的意义,因为,它有事实依据。对于玄武质岩浆来说,结晶分离作用的意义非常之大,这源于其形成的温度之高和黏性之低。相反,对于花岗质岩浆来说,结晶分离作用的意义就微不足道了,究其原因,黏性是主要的障碍。

(5) 中酸性岩浆岩或花岗岩类的成分变化很大,究竟是什么原因?我们认为,主要可能与源区组成、温度、压力、挥发分、部分熔融程度和过程、混合作用以及岩浆(流动)分异作用有关,其中,源区组成可能是花岗岩多样性的最重要的因素。对于这个问题,我们拟专文予以讨论。

一个明显的事实是:岩浆岩的许多理论是从研究玄武岩得来的,例如,岩浆演化的理论。结晶分离作用是从研究层状侵入体得出来的,但是,不知道什么时候被引入花岗岩领域,而且,还作了概念上的改换。例如,我们讨论基性岩浆的结晶分离作用,主要是以 MgO 含量或 $Mg^\#$ 作为指标,来讨论随着结晶分离作用的进行,其他元素和元素比值是怎样变化的,并从中得出一些规律性的认识。玄武岩结晶分离作用很少用 SiO_2 含量作为指标,而花岗岩则主要以 SiO_2 含量为指标,讨论随着 SiO_2 含量的变化,其他一系列元素和元素比值发生变化的情况,这明显不同于玄武岩结晶分离的概念。基性岩结晶分离是有野外观察作为证据的,花岗岩结晶分离作用的证据又在哪里呢?许多人(包括中外学者)大多浑然不知,都这么人云亦云地沿用下来,到今天似乎已经成了不需要证明的“真理”了。我们今天探讨这个问题,看似平常,可能有些人觉得我们是小题大做了,实际并非如此。我们是想还岩浆结晶分离作用一个真实的面貌。可惜,我们没有查到花岗岩结晶分离作用的始作俑者是谁,也不了解其原因和用意。然而,花岗岩结晶分离作用缺少证据却是一个显而易见的问题,我们需要重新反思。

致谢 本文在成文过程中与吴福元研究员、罗照华教授、王焰和汪洋博士进行了广泛的交流,他(她)们的许多精辟的或不同的见解对作者很有启发;吴福元研究员、罗照华教授、王焰和汪洋博士仔细评点了本文,提出了许多好的意见,

杨进辉研究员、王焰和张华锋博士还提供了新的参考文献,作者在此表示衷心的感谢。此外,本文合作者之间的频繁交流,尤其潘国强教授和李承东博士丰富的野外经验为本文添彩不少。看来,不同经历的人之间的真诚合作对于做研究是大有裨益的。

References

- Ajaji T, Weis D, Giret A and Bouabdellah M. 1998. Coeval potassic and sodic calc-alkaline series in the post-collisional Hercynian Tanncherfi intrusive complex, northeastern Morocco: geochemical, isotopic and geochronological evidence. *Lithos*, 45: 371–393
- Atherton G. 1995. Granite magmatism. In: Le Bas (ed.). *Milestones in Geology*. Geological Society, London. No. 16: 221–235
- Best MG and Christiansen EH. 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science Ltd, 1–458
- Bowen NJ. 1921. Diffusion in silicate melts. *Journal Geology*, 25: 205–243
- Bowen NJ. 1928. *The Evolution of the Igneous Rocks*. Princeton N J., Princeton University Press.
- Carmichael ISE, Turner FJ and Verhoogen JV. 1982. *Igneous Petrology*. Department of Geology and Geophysics, Berkeley: University of California.
- Chang ZS, Feng ZY and Chen TL. 2000. Research on the ultramafic rocks in the Laiyuan batholith, Hebei Province. *Geology and Prospecting*, 36: 36–39
- Chappell BW. 1996. Magma mixing and the production of compositional variation within granite suites: evidence from the granites of southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 37: 449–470
- Chappell BW. 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos*, 46: 535–551
- Coleman DS, Gray W, Glazner AF. 2004. Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology*, 32: 433–436
- Garavaglia L, Bitencourt MF and Nardi LVS. 2002. Cumulatic diorites related to post-collisional, Prasilianol Pan-African mafic magmatism in the Vila Nova Belt, southern Brazil. *Gandwana Research*, 5: 519–534
- Li CD and Li XH. 1995. The dividing of rock lineage units on Zhuizishan compound plutonic complex. *Journal of Hebei College of Geology*, 18: 303–309, 392
- Ma CQ. 1989. Magma-dynamical conditions on crystallization differentiation. *Earth Science*, 14: 245–252
- Ma CQ. 2003. Advances in study on the interaction between mafic and felsic magmas in orogenic suits. *Geological Science and Technology Information*, 22: 1–8
- Ma YS, Zeng QL, Song B, Du JJ, Yang FQ and Zhao Y. 2007. SHRIMP U-Pb dating of zircon from Panshan granitoid pluton in Yanshan orogenic belt and its tectonic implications. *Acta Petrologica Sinica*, 23(3): 547–556
- Pearce JA, Lippard SJ and Roberts S. 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. in: *Marginal Basin Geology*. Geological Society of London Special Publication, 16, 77–94
- Qian Q, Wang YM, Li HM, Jia XQ and Han S. 1998. Geochemical characteristics and genesis of diorites from Laohushan, Gansu Province. *Acta Petrologica Sinica*, 14: 520–528
- Shao JA, Zhang RH, Han QJ, Zhang LQ, Qiao GS and Sang HQ. 2000. Geochronology of cumulate xenoliths and their host diorites from Harqin, eastern Nei Mongol. *Geochimica*, 29: 331–336
- Snoke AW, Sharp WD, Wright JE and Saleeby JB. 1982. Significance of mid-Mesozoic peridotite to dioritic intrusive complex, Klamath

- Mountains, western Sierra Nevada, California. *Geology*, 10: 160 – 166
- Soesoo A. 2000. Fractional crystallization of mantle-derived melts as a mechanism for some I-type granite petrogenesis: an example from Lachlan Fold Belt, Australia. *Journal of the Geological Society*, 157: 135 – 149
- Su SG, Deng JF, Zhao GC, Zhao XG and 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
- Wager LR and Brown GM. 1968. *Layered Igneous Rocks*. Edinburgh and London: Oliver and Boyd.
- Wang Y, Ji GY and Xia XF. 2005. Early Cretaceous Donglanggou potassic volcanics from Dahuichang, Western Hills, Beijing: tectonic setting and geological significance. *Beijing Geology*, 17 (3): 1 – 10
- Wang Y, Zhang Q and Qian Q. 2000. Adakite: geochemical characteristics and tectonic significances. *Sci. Geol. Sinica*, 35: 251 – 256 (in Chinese with English abstract)
- Witt WK and Davy R. 1997. Geology and geochemistry of Archaean granites in the Kalgoolie region of the eastern Goldfields, Western Australia: a syn-collisional tectonic setting? *Precambrian Research*, 83: 133 – 183
- Wu FY, Li XH, Yang JH and Zheng YF. 2007. Discussions on the petrogenesis of granites. *Acta Petrologica Sinica*, 23 (6): 1217 – 1238
- Wu XY, Xu YG, Ma JL, Xu JF and Wang Q. 2003. Geochemistry and petrogenesis of the Mesozoic high-Mg diorites from western Shangdong. *Geotectonica et Metallogenia*, 27: 228 – 236
- Yang FQ, Zhao Y, Zeng QL, Wu H and Xia HD. 2007. I- and A-type composite granites of the Panshan pluton in the Jixian, Tianjin: a record of regional tectonic transformation? *Acta Petrologica Sinica*, 23 (3): 529 – 546
- Zhang Q, Guo YS, Wang YM, Qian Q, Zhou DJ, Chen Y, Jia XQ and Han S. 1997. The diversity of mafic-ultramafic rocks in Qilian Mountains. *Advance in Earth Sciences*, 12: 324 – 330
- Zhang Q, Li DZ and Zhang KW. 1992. *Mafic-Ultramafic Rocks in the Hengduan Mountains Region*. Beijing Science Press, 216 p. (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q and Zhou GQ. 2001. *Ophiolites of China*. Beijing: Science Press (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q, Pan GQ, Li CD, Jin WJ and Jia XQ. 2007. 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 (5): 1141 – 1152 (in Chinese with English abstract)
- 卡迈克尔 ISE, 特纳 FJ, 费尔福根 J. 1982. 火成岩石学. 北京: 地质出版社, 315 – 316
- 马寅生, 曾庆利, 宋彪, 杜建军, 杨富全, 赵越. 2007. 燕山中段盘山花岗岩体锆石 SHRIMP U-Pb 年龄测定及其构造意义, *岩石学报*, 23 (3): 547 – 556
- 李承东, 李新华. 1995. 河北省锥子山复式深成杂岩体的解体及单元-序列划分. *河北地质学院学报*, 18: 303 – 309, 392
- 卢良兆, 林强, 刘招君. 2004. 成因岩石学. 长春: 吉林大学出版社. 第 12 页
- 马昌前. 1989. 结晶分异作用的岩浆动力学条件. *地球科学*, 14: 245 – 252
- 马昌前. 2003. 造山岩套中镁铁质和长英质岩浆的相互作用研究进展. *地质科技情报*, 22: 1 – 8
- 钱青, 王岳明, 李惠民, 贾秀琴, 韩松, 张旗. 1998. 甘肃老虎山闪长岩的地球化学特征及其成因. *岩石学报*, 14: 520 – 528
- 邵济安, 张任祜, 韩庆军, 张履桥, 乔广生, 桑海清. 2000. 内蒙古喀喇沁堆晶岩捕虏体和寄主闪长岩的同位素年龄. *地球化学*, 29: 331 – 336
- 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
- 汪洋, 姬广义, 夏希凡. 2005. 北京西山大灰厂东狼沟组钾质火山岩形成的构造背景探讨北京地质. *北京地质*, 17 (3): 1 – 10
- 王焰, 张旗. 2001. 八达岭花岗岩杂岩的组成、地球化学特征及其意义. *岩石学报*, 17: 533 – 540
- 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, 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 (6): 1217 – 1238
- 杨富全, 赵越, 曾庆利, 吴海, 夏浩东. 2007. 天津蓟县盘山 I 型—A 型复合花岗岩体——区域构造环境转变的记录? *岩石学报*, 23 (3): 529 – 546
- 张旗, 郭原生, 王岳明, 钱青, 周德进, 陈雨, 贾秀勤, 韩松. 1997. 祁连山地区镁铁-超镁铁岩的多样性. *地球科学进展*, 12: 324 – 330
- 张旗, 张魁武, 李达周. 1992. 横断山区镁铁-超镁铁岩. 北京: 科学出版社, 1 – 216
- 张旗, 周国庆. 2001. 中国蛇绿岩. 北京: 科学出版社
- 张旗, 潘国强, 李承东, 金惟俊, 贾秀勤. 2007. 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

附中文参考文献

- 常兆山, 冯钟燕, 陈廷礼. 2000. 河北涞源岩基中的超镁铁质岩研究. *地质与勘探*, 36: 36 – 39
- 陈立辉, 周新华. 2003. 鲁西中生代闪长岩中的深源超镁铁质岩捕虏体及其富硅交代特征. *中国科学*, 33: 734 – 744
- 都城秋穗, 久城育夫. 1984. 岩石学. 常子文等译. 北京: 科学出版社, 1 – 344