

近代花岗岩研究的回顾

董中保

(北京大学地质学系)

摘 要 近代花岗岩实验和地球化学的研究使花岗岩研究走向一个最终成因和大地构造环境变迁结合的动力学方向。

地壳和深部岩浆源的实验和热力学的控制表明： H_2O 饱和的花岗质熔液是区域变质的正常产物；一系列的花岗质岩浆（包含云英闪长岩）是花岗质熔液和悬浮的难熔残留体的组合；花岗岩和花岗闪长岩形成的岩基来自于地壳深熔，而英云闪长岩岩基则除地壳物质外尚有地幔的热及物质的加入；花岗质岩石并非在地幔或俯冲洋壳的原始岩浆。 H_2O 的来源和数量对于熔融温度、岩浆的化学组分和它的结晶历史都有直接影响。交代结构与熔浆中含 H_2O 量直接有关，可分为混合交代结构系列和岩浆交代结构系列，分别代表超变质作用的花岗熔浆形成的初始期和岩浆晚期的近固相线的结晶。

由于地球化学研究的发展，出现了残留体假说和混熔假说之争，它们是变成派的重熔学说和岩浆派的同熔学说的再现。立足于花岗质岩石的地球化学和矿物学特征，残留体假说认为它们是超变质作用的产物，熔浆+残留体，源岩物质可近似地区分为火成源岩的 I 型花岗岩和沉积源岩的 S 型花岗岩。基于典型地区如花岗岩基中的同深成期的岩墙和一些花岗岩中铁镁质细粒包体，混熔假说认为，混熔作用是由同期玄武岩浆注入于受玄武岩的热影响先期形成的花岗岩浆而形成的，它们对于区分花岗岩套很重要。看来，从野外产状看，混熔作用仅为次要作用，虽然它们在有些地区居有重要地位。

花岗岩类型反映出源岩，它们在形成时又有着不同的作用过程，这一切都与全面的地质环境的变迁直接有关，后者可认为是发生花岗岩熔浆时热流扰动的一种表现。Pitcher 的花岗岩地志学的分类本文有所引用和讨论。

关键词 地壳深熔 花岗质熔浆中含 H_2O 量 混合交代结构系列和岩浆交代结构系列 残留体假说和混熔假说 花岗岩地志学

1 引 言

花岗岩是地质学中的重要问题之一，不仅在岩石学和矿床学中具有重要地位，同时，它的形成和演化与大陆地壳的成长和发展都有着直接联系。近代地质学研究中，这一研究领域将会揭示地壳动力学某一侧面的内在联系及其因果关系。

本文仅就 60 年代以来国际间花岗岩的主要研究作一回顾，国内研究因篇幅所限，未能涉

本文 1995 年 11 月 27 日收到

作者简介：董中保，男，1917 年生，北京大学地质系教授，中国科学院院士。通讯地址：北京大学朗润园 10 公寓 103 号；邮政编码：100871。

及。管窥之见,敬请指正。

继岩浆派与变成派的争论之后,花岗岩在重点地区的不断研究以及深熔实验的深入开展之下,正在跨入一个全面和深入的发展阶段,并朝着花岗岩成因与大地构造环境变迁(geological context)的总体方向发展。在这一阶段中,由于花岗岩深熔实验的开展沟通了岩浆论和变成论之争的主要障碍,增进了花岗岩基本上是地壳深熔(crustal anatexis)产物的共同认识,排除了各自的极端见解。但是,新的论争继续存在,其中如残留体假说(restite hypothesis)和混熔假说(mixing hypothesis),形成过程中各种作用包括分离结晶作用、交代作用和混熔作用的认识等都有所争议。这些争论既不是某一传统观点的重复,也不是盲目地不考虑具体条件即形成一些固定模式,但究其根源仍可认为它们是在新的条件下岩浆论和变成论之争的深入发展。它们更多地表现在玄武岩浆与花岗岩浆的混熔和地壳岩石的深熔上。

2 深熔实验和 H_2O 在花岗熔浆中的地位

花岗岩的深熔实验开辟了一个深入研究花岗岩的途径,摒除了各派的极端观点,如基性岩浆分异学说和固体交代学说,达成了花岗岩是地壳深熔作用的共识,并得出各种源岩在不同温度-压力下形成的花岗质熔浆。尽管花岗岩成因的控制条件复杂,并具有多阶段性,而它们的结晶作用又常常处于非平衡状态(Johannes, 1980)^[1]以及由挥发组分的参与形成的局部平衡等的干扰,但如 Wyllie(1983)所说“实验室的结果可以提供矿物组合的结晶与熔融之间的界限和矿物-熔浆与蒸气间元素的相互转换,可区别出可能和不可能的作用过程。……近似的平衡图解仍然比岩石学家的漫无边际的想像更能提出较好的控制条件”(13 页)^[2]。

进行花岗岩的深熔实验研究主要有 Winkler(1974)^[3], Wyllie(1983)^[2], Johannes(1985)^[4]等人的工作。Tuttle 和 Bowen(1958)^[5]的人工合成的单一花岗岩体系(haplogranite system)的研究一般被公认是地壳深熔实验的先驱,提供了理想的最小熔浆(minimum melt)共熔的基本资料,为花岗岩的深熔实验奠定了基础。

2.1 深熔实验

Winkler 等^[3]对各种副片麻岩进行了深熔实验,认为:(a)花岗岩、花岗闪长岩和少量的英云闪长岩浆可从变质泥质岩(包含杂砂岩)中产生,所形成的熔浆可达 50~75%;(b)从含 Ab 和 Fe 含量较小的岩石开始的熔融温度可从 $660 \pm 10^\circ\text{C}$ 到 $715 \pm 10^\circ\text{C}$;(c) H_2O 在溶熔时起重要作用,当熔浆中 H_2O 的溶解度增大时,熔融温度随压力升高而减低。这些研究标志着花岗岩深熔实验工作的开始。

Wyllie(1983)等人^[2]在花岗岩深熔实验中进行了大量工作,研究了各种源岩在深熔条件包含 H_2O 的作用下所出现的熔浆及其形成的花岗岩类型,得出如下的结论:

(1) H_2O 饱和的花岗岩熔浆(熔液)的形成是区域变质作用中一个正常产物,在较高温度和压力下,可形成花岗闪长质熔浆,但相当于英云闪长岩、闪长岩成分的熔浆在深熔条件下至少达 1100°C 。

(2) 成分广泛的花岗质岩浆(包含英云闪长岩浆)是花岗岩熔浆和悬浮的难熔残留体的组合。

(3) 高含量 H_2O 发生于深熔开始时的熔浆中,随着温度升高,成为 H_2O 不饱和的熔浆,大的花岗岩体中 H_2O 不超过 1.5%。

(4) 高压下由于花岗质熔浆的液相面上主要由石英和柯石英组成,因此花岗质岩石不可

能是地幔橄榄岩或俯冲洋壳派生的原始岩浆。橄榄岩和俯冲洋壳重熔时只能产生 H_2O 不饱和的基性熔浆,不可能形成中性岩浆。

深熔作用和地壳的关系见图 1。

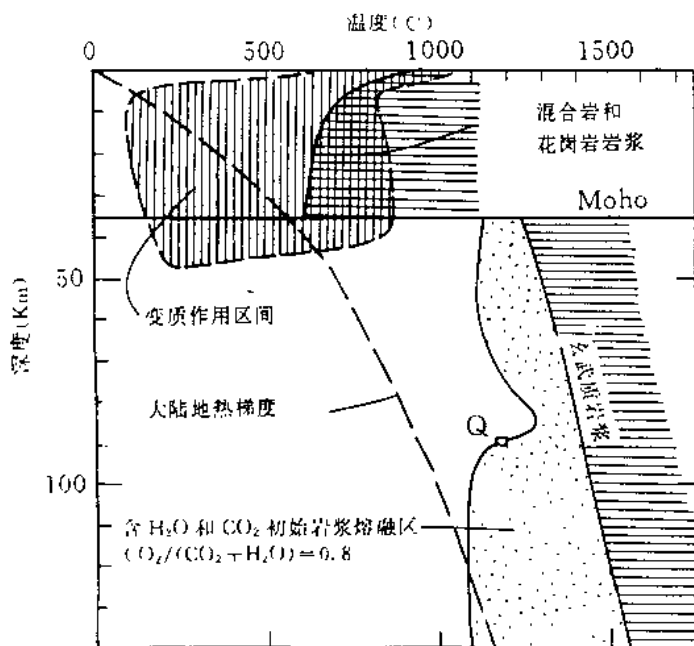


图 1 大陆地壳和下伏地幔中的变质作用和岩浆发生的深度-温度图
(据 Wyllie, 1983)

Fig. 1 Depth-temperature framework for metamorphism and magma generation in continental crust and underlying mantle (after Wyllie 1983, Fig. 9)

Wyllie 最后认为,花岗岩熔浆是地壳深熔下有地幔热流(influxes of heat)、流体和部分物质的参与下形成的,但并非橄榄岩或洋壳派生的原始岩浆,这一认识具有深远意义;另一方面,深熔实验只能说明花岗岩浆的发生过程,不能说明形成后的变化,同时,对于 H_2O 在岩浆中的潜在作用并未给予足够的评价,凡此种种都有待深入研究。

2.2 水在熔浆中的地位

H_2O 在大陆地壳中可以认为是无往而不在的,即便在地幔中,热流的传导也往往伴有地幔中发生的流体。它在花岗岩熔浆的发生阶段历来被认为是个重要的因素;它是混合岩化作用转变为熔浆的必然因素,甚至有人把活动的粒间溶液称为粒间岩浆(pore magma); H_2O 的参与可使花岗岩的固相线降低;源岩的含 H_2O 量和初熔熔浆的数量有着线性关系;温度继续升高时熔浆中一些铁镁矿物如白云母、黑云母以及角闪石等的去水熔融反应(dehydration-melting reaction, Brown 和 Fyfe, 1972)^[6]能直接增加熔浆的数量。但是在深熔实验中,一般认为花岗岩熔浆属于 H_2O 不饱和,大的花岗岩体中含 H_2O 量不可能超过 1.5% (Wyllie, 1983)^[2]。因此, H_2O 在花岗岩熔浆形成后的作用一般认为是次要的。

Holtz 和 Johannes(1994)^[7]认为所有的铝硅酸盐熔浆都有一个最大的和最小的 H_2O 溶解

度。上限(最大 H_2O 溶解度)的平衡是:含水熔浆 $\rightarrow$ 熔浆+ H_2O 蒸气相;下限(最小 H_2O 溶解度)是:含水熔浆 $\rightarrow$ 熔浆+晶体。它们一般由熔浆的温度、压力和与熔浆共生的纯 H_2O 流体相的 $a(\text{H}_2\text{O})$ 所决定。下限相当于液相线(最小熔浆)的含 H_2O 溶解度,上限相当于液相线上的某一温度和压力的含 H_2O 溶解度。一个 $\text{Qz-Ab-Or-H}_2\text{O}$ 体系的最小熔浆在 0.2GPa 的相图可概略地表示如图 2。

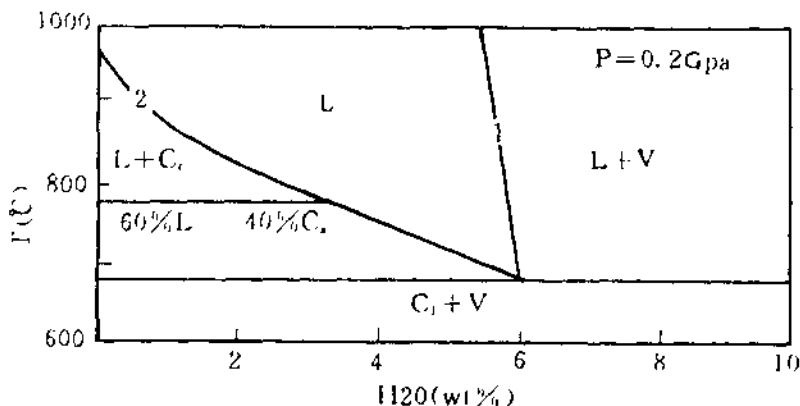


图 2 $\text{Qz-Ab-Or-H}_2\text{O}$ 体系(0.2GPa)的最小组分($\text{Qz} : \text{Ab} : \text{Or} = 35 : 39 : 26$)的相图
(Holtz 和 Johannes, 1994)

1. 最大 H_2O 溶解度反应曲线; 2. 最小 H_2O 溶解度反应曲线, 1~2 区所有 H_2O 溶解于熔浆内。
L 为熔浆, V 为 H_2O 的超临界蒸气相, Cr 为晶体

Fig. 2 Phase relations for the minimum composition

(normative $\text{Qz} : \text{Ab} : \text{Or} = 35 : 39 : 26$) of the system $\text{Qz-Ab-Or-H}_2\text{O}$ (0.2 GPa)

1. reaction curve for maximum H_2O solubility.
2. reaction curve for minimum solubility, region between 1 and 2—all of H_2O incorporated in melt.

L—melt, V—supercritical vapour phase of H_2O , Cr—crystals

(after Holtz and Johannes, 1994, Fig. 1)

从图中可看出最大和最小 H_2O 溶解度之间的差别,是由一定温度的(1)和(2)之间的平距决定,处于共熔点 685°C(固相线上)的熔浆的最大和最小的 H_2O 溶解度无差别,近于 6%,但在液相线上如 900°C 时,二者介于 1~5.75%,表明熔浆中含 H_2O 量的变化程度。

H_2O 在凝聚体系的地位一般被认为是一个活动组分,属于开放体系。但对于岩浆体系来说, H_2O 可参与有 OH^- 变化的去水反应,又可在交代作用中形成与外界有联系的局部平衡(local equilibrium, Thompson, 1959)^[8],Zen(1967)^[9]称它们为 hydrol 相当于未丢失的 H_2O 组分(extant for the component of H_2O)。它是一个边值组分(boundary component),由这一体系边值条件的 H_2O 的化学势所确定。看来,深熔实验的结论不能全面评价熔浆形成后的 H_2O 的地位。Whitney(1988)^[10]曾说过 H_2O 的来源和数量对于熔融温度、产生岩浆的化学组分和后来的侵入及结晶历史都有着直接效应。在花岗熔浆的各个结晶阶段中, H_2O 都占有自己独特的作用,可以帮助了解花岗岩的作用过程,特别是通过结构方面的联系(见后)。

3 残留体模式假说与混熔假说

残留体假说(restite hypothesis)是探讨花岗岩形成时源岩属于哪些岩石,混熔假说

(mixing hypothesis)则探讨花岗岩形成时花岗岩熔浆和铁镁质熔浆相互混熔的机理。虽然二者的前提都是地壳岩石的深熔,但前者是深熔论(principle of anatexis)的继续,后者是二种原始岩浆同熔论(principle of syntexis)的再现。它们的争论可看成是旧有岩浆论和变成论之争的延续。

3.1 残留体假说

残留体假说是 White 和 Chappell(1977)^[11]研究澳大利亚东南部的 Lachland 带时提出的,主要用于解释花岗质岩石与深部源岩的联系。主要特点见 Chappell 等(1987)^[12]。

(1) 地壳中任何岩石在超变质作用下都可产生部分重熔,形成熔浆与残留体处于平衡状态,组成了富含包体或晶体集合体的岩浆,它们的痕迹可保留于结晶的花岗岩内。

(2) 深成岩可分为岩套(suites),每个岩套都有着特殊的矿物和地球化学标志,可反映出它们发生的源岩。它们在一级近似下,可分为由铁镁质地壳(或称幔源)和由主要经过再循环的沉积地壳岩石(或称壳源)重熔的 I 型和 S 型花岗岩。它们中间由于源岩的多样性和熔浆结晶过程阶段的影响,可出现中间类型。

(3) 花岗岩浆的分异作用由代表源岩的残留体在熔浆不同结晶阶段中的分出程度而定。花岗岩的形成是一种非混熔作用(non-mixing process)。在结晶过程中,残留体有所变化和减少,但花岗岩本身无显著的组分变化。

实际上,花岗岩中的包体是多种多样的,既有沉积源岩、铁镁质源岩及它们的变质产物,也有细粒铁镁质的包体,因此,这些残留体的绝大部分应来自于源岩。深熔实验结果表明,重熔熔浆相当于含晶体的岩浆(crystal-mush),其中的晶体大部分来自于源岩,它们的相图与残留体假说相一致。看来,这一假说是自然界的真实反映,如 Pitcher 所说:“花岗岩象征着它们的源岩”(1993, 270 页)^[13]。但这一假说没有足够地估计到混熔的重要性,同时也忽略了岩浆分离结晶作用的地位,特别是近固相线的结晶作用以及矿物的晶出,在具体研究中应加以注意。

3.2 混熔假说

近代混熔假说认为源岩的深熔与铁镁质岩浆有关。铁镁质岩浆所产生的热和热液使上覆的地壳重熔形成花岗质熔浆,继之而来的铁镁质岩浆上升,进入花岗质岩浆内,可产生混熔,并导致花岗岩结晶时成分的变化。混熔作用一般特征如下:

(1) 特征岩石的存在 典型范例有:滨东南太平洋的中生代花岗岩基中的同深成铁镁岩墙(synplutonic dykes, Pitcher, 1991)^[14]和苏格兰加里东期的阿平岩系(appinites, Ayrton, 1991)^[15];前者通过铁镁质岩墙受花岗岩浆未完全结晶的影响,出现了变形直至包体的变化,后者则代表一套花岗岩体边缘的含角闪石的中基性岩的卫星岩石与花岗岩体的煌斑岩脉以及包体之间的混熔特征,来阐述混熔作用的机理。

(2) 花岗岩中包体的佐证 Barbarin 和 Didier(1991)^[16]认为花岗岩中细粒铁镁质包体(MME-mafic microgranular enclaves)虽有多种成因,但基本属于混熔,它们可被认为是幔源岩浆的混染岩泡(hybridized bulb),是幔源岩浆注入于下地壳,并且引发了源岩深熔的见证;其中典型的有冷凝边结构的包体,具有与花岗岩体流动构造一致的条痕状包体。

(3) 地球化学方面的判断 近代地球化学的研究,特别是 Sr、Nd、Pb 的同位素和 REE 的研究,指出花岗岩经常含有壳源也含幔源物质,虽然幔源物质包含下地壳、板垫等已形成的地壳岩石,但幔源岩浆的进入和混熔也增加了可能,特别是深部混熔(bulk mixing)。Hildreth 和 Moorbath(1988)^[17]提出一个 MASH 模式,认为每一大的花岗岩浆中心下部,位于壳-幔过渡

带,都有一个特定的由玄武岩浆上升后引发的熔融(melting)、同化(assimilation)、储存(storage)和均一化(homogenization)的熔融带,简称 MASH。每一带都有着原始的同位素和微量元素的印记,并在这一基础上开始混熔和分离结晶。

近代同熔学说是在地球化学的背景上扩大了幔源岩浆在花岗岩浆中所起的作用,弥补了幔源岩浆对于花岗岩成因的不足之处,因而成为近代研究花岗岩成因的一个重要方面。由于铁镁质岩石与花岗岩体在空间和时间上虽有联系,但其分布状况和体积大小很不一致。大部分同期的辉长岩属于先驱者(precursor),它们和铁镁质板垫类似,与混熔无直接联系。MME 除一些公认的少数的混熔类型外,目前大部与残留体包体不易区别,难以确定。

从流变学观点看,两种粘度差大的岩浆混熔机理并未解决。尽管有些可用地质控制来解释,但如若没有一个体积大、温度高的基性岩浆作为前提,混熔不能起主要作用,更谈不上作为一级分类的依据。混熔作用的识别,野外观察应居首位。目前,正如 Pitcher(1993)所说“所有的眼睛能看到的露头上,机械混熔和化学混熔在地壳较高的部位上,对于花岗岩类的多样性仅起着次要作用”(136 页)^[13]。

深部混熔问题至今无野外资料可资佐证。以代表典型深熔的 Andes 岛弧区的滨海岩基而论,Pitcher(1993)^[13]认为,这一深成的原始演化岩浆长期居留于地壳中,是重熔和分离结晶的产物,仅有局部深熔。南极洲东中晚元古代下部地壳的基性麻粒岩区所出现的钙碱性花岗岩,Tait 等(1988)^[18]提出,它们是混合岩中的相当于初始熔浆的闪长岩和云英闪长岩的谈色体(leucosome)在后期的集中或是整体活动的塑性岩浆。看来,深熔作用的研究正处于一个深入开展的阶段,需要不断更新。

上述二者的争论推动了花岗岩成固的研究与发展,并指出了一个根本问题,即花岗岩成因在地壳发生和发展过程中,基性岩浆进入地壳中所起的作用和地位。它们应该是地幔热扰动的一种反映,与花岗岩形成的大地构造环境变迁不可分隔。

4 花岗岩结构的演化——混合岩化作用到岩浆结晶作用

了解花岗岩结构的演化是研究花岗岩成因的前提。地壳深熔作用形成的花岗岩常由源岩的混合岩化作用开始发展到岩浆的分离结晶作用(fractional crystallization)。因而,花岗岩的结构呈现为多种多样,从典型的结晶结构到交代结构都有其代表,其中半自形等粒结构居少。结构本应反映花岗岩成因的演化过程,但过去由于对结构认识上各持一辞,岩浆论者把自形晶法则(role of idiomorphism, Rosenbusch, 1923)^[19]看成是唯一准则,而交代结构则被看成是混合岩化作用的标志(Augustithes, 1973)^[20],因而花岗岩的结构至今仍未得到一个统一的看法,较多的看法是花岗岩的结构很少能代表花岗岩结晶的早期历史,更多地与后期近固相线下的重结晶(sub-solidus recrystallization)有关(Luth, 1976)^[21]。目前,这一看法也并未得到公认,花岗岩中的某些结构,特别是交代结构的地位和作用仍然缺少全面解释。

4.1 交代结构的成因意义

交代结构(replacive texture)指一个矿物被另一矿物所替代,形成化学组分或结构不同的矿物。这一反应称为交代反应,常在原有矿物的界面上进行。反应矿物称为会生矿物(synantetic minerals, Sederholm, 1916)^[22]。交代作用一般泛指交代矿物之间的反应,并非指总体岩石的等体积的固体交代(bulk replacement)。只有用于岩石时,如交代岩、交代蚀变岩时才意味着总体交代,而一般花岗岩形成时不属于这一类型。它们或是从一个固体岩石转化为熔

浆出现的交代作用,称为混合交代(migmatic replacement),或是岩浆结晶时,先后矿物出现的交代作用,称为岩浆交代(magmatic replacement)。

交代结构的产生与 H_2O 的参与有关。在地壳深熔条件下,岩石体系中的 SiO_2 、 K_2O 和 Na_2O 都可受 H_2O 的活度的影响成为活动组分(mobile components),而 CaO 、 FeO 和 MgO 所形成的矿物则被交代后形成会生矿物和带出。混合岩化作用是在 H_2O 的影响下发生的,原岩中的交代结构普遍存在,可在高级混合岩及深熔花岗岩中找到。在花岗岩浆中, H_2O 相当于边值组分(见前),不受 H_2O 不饱和的熔浆结晶影响,交代结构,特别是 SiO_2 和钾长石的交代现象仍然显著。

4.2 交代结构系列

一个深成花岗岩体与其围岩可形成不同的接触方式,并被认为是区分成因的重要标志之一。花岗岩本身与围岩在结构上亦形成一定的结构变化格式,其中交代结构可根据其成因和不同的演化阶段组成不同的变化系列,称为交代结构系列(replacement textural series),反映出 H_2O 在深熔中所引起的变化。交代反应属于局部平衡,不同的交代结构可同处于一个平衡域(domain)中,但从一个大的地区和不同阶段中, H_2O 的地位各不相同,可分出交代结构系列,用以判断花岗岩形成时的演化阶段。据此,理想的从初级混合岩(metateixites)至岩浆的交代结构系列可分为:

(1) 镶嵌型交代(mosaic type replacement) 基本保留原有变晶结构。可分为两个阶段:初级阶段,交代轻微,石英呈粗粒犬牙交错和溶蚀,斜长石成聚合斑晶(adcumulate growth),有时有微弱 K 交代的绢云母及干涉色暗化,铁镁矿物开始聚集或成反应边;高级阶段,交代普遍发育,石英成细粒犬牙交错、蠕虫和交生结构,斜长石边缘被溶蚀,有时有明显 K 交代,干涉色暗化明显,铁镁矿物被交代,形成含 $(OH)^-$ 高的矿物,相当于初级混合岩。

(2) 残留片麻型交代(residual gneissic type replacement) 原有变晶结构破坏,原有铁镁矿物形成的片麻结构变成残留的丝缕结构;石英成细粒犬牙交错、蠕虫及交生普遍;富 K 岩石常有微斜长石化,贫 K 岩石有干涉色暗化或反条纹长石化。相当于高级混合岩(diatexites)或深熔花岗岩(anatexitic granites)。

(3) 半自形交代型(panidiomorphic type replacement) 中粗粒,无片麻结构,有时有镶嵌结构的包体;石英呈溶蚀结构及粗粒犬牙交错或蠕虫结构;钾长石中条纹长石化和残留的斜长石常成半自形;斜长石半自形,被溶蚀,有不同环带;铁镁矿物有时成细粒集合体。相当于岩浆在近固相线结晶时有 H_2O 参与的交代作用, Sederholm 称之为岩浆后期效应(deuteric effect)^[22]。

(1)和(2)属混合交代型,见于混合花岗岩中,(3)属岩浆交代型。二者之间可组成一个连续系列,此时可相当于 Read 的花岗岩系列(Read, 1949)^[23]。它们可以分别存在,分属不同交代结构系列,视侵位时的地质环境而定。有时以(3)为主但在边缘部分有(1)或(2),这一类型属于过渡型,其性质介于混合岩浆(migma)和岩浆之间。

交代结构发生于 H_2O 在深熔中的不同阶段,其作用表现亦有所不同,既可出现于混合岩化作用中,又可出现于岩浆后期近固相线的结晶作用中。

4.3 钾长石化和钾交代

在包含岩浆型、混合型和混合片麻岩的花岗岩中,都有钾长石斑晶出现,它们常包有斜长石、云母等矿物和侵蚀边缘,过去认为是长石化(Read, 1940)^[24],是混合岩化的佐证。近年来的

工作(Mehnert, 1989)^[25]认为,大多数钾长石斑晶是岩浆交代形成。看来,岩浆花岗岩中的钾长石斑晶是在岩浆后期近固相线下 H_2O 流通不畅时在晶隙间结晶或以先期矿物为晶核的结晶。

混合岩中 K 交代是普遍存在的,从混合岩化作用开始,斜长石受 K 交代的系列变化大致如下:绢云母化→斜长石中的干涉色暗化(钾长石成“暗色化”细块)→“反条纹长石化”(钾长石成“暗色化”条纹或方块)→交生溶蚀边缘→条纹长石化(残留斜长石成隐约条纹状)→微斜长石化(残留斜长石于棋盘格子状钾长石)。原岩中贫 K 者,如基性麻粒岩或斜长角闪岩,可出现反条纹长石化;原岩中富 K 者,如片岩、浅粒岩,可出现条纹长石化或微斜长石化,并经常伴有交生到蠕虫结构。外来的长距离的 K 交代比较少见。K 交代的存在不足以说明它们只是某一作用的产物。

5 花岗岩和大地构造的联系

近代研究表明,花岗岩的发生基本来自于地壳的深熔作用。它们的源岩包括经过再循环的沉积岩、铁镁质岩以及板垫等可用花岗岩套的特性、矿物及地球化学标志来追踪;形成时的热量来自于地幔和地壳中热流的扰动,作用过程多种,包含混合岩化作用、分离结晶作用和混溶作用,侵位时又与变形作用有关。这些因素归根结底都与大地构造有关。花岗岩的最终成因来自于壳-幔作用中热流的扰动(thermal perturbation),表现为大地构造环境的控制。一般来说,大地构造环境的控制是多层次的,相互之间虽有主次之分,但都不是绝对的,不能用单一的模式来替代它们之间的联系;同时,反映大地构造环境变迁的热流扰动具有不可逆性,不可能简单地用近代模式来模拟前寒武纪的花岗岩。凡此种种都对这一分类带来了若干困难。目前,任何分类只能代表其中的典型或端元类型,需要更多的总结。

Pitcher (1983)^[26]的分类代表了近代这一方面的分类,提出了有关花岗岩地志学(granite typology)的概念。他认为花岗岩成分和它们的矿物及地球化学参数是花岗岩地志学的基础,花岗岩形成的作用有分离熔融、分离结晶以及交代,加上源岩,这种多样的演化途径可反映出花岗岩组分的细微差别,给每一花岗岩类型带来特殊标记,并反映着全面的地质环境的变迁。在这一基础上, Pitcher 总结出一个全球的花岗岩与地质环境的分类(不包括前寒武纪花岗岩),见子他的著作中(1993)^[13],其结论如下:

(1) 花岗岩是从玄武岩中经过复杂的分熔而形成的。开始是从幔源物质形成的地壳板垫的分熔,更间接的是从早期已存在的地壳的再循环物质中分熔。

(2) 由基性岩浆变为花岗岩是通过两个阶段形成的(two-stage hypothesis)。首先是玄武岩浆先形成由地壳板垫或下地壳组成的底部地壳岩(infracrustal source),然后经过第二次热流上涌,使这一地壳源岩通过深熔形成英云闪长岩浆。即使是深部幔源岩浆直接结晶成为碱性花岗岩浆时,厚层地壳对于硅质岩浆的产生所需的热状况以及居留的空间和时间也是必要的。

(3) 大地构造环境的控制仍然有许多地方不够明确,例如源区的热状况是由于地壳拉伸的地幔上涌,抑或是俯冲,都还不能确定。前寒武纪的花岗岩,特别是英云闪长岩-奥长花岗岩组合(TTG)在化学组分上与中生代的 Cordillera 的岩基不同,其成因仍有争执。看来,在硅质地壳成长和发展过程中,花岗岩类型可能随时间的减少出现比例上的明显变化。

依据 Pitcher 的分类,花岗岩与大地构造的联系如表 1(稍作修改)所示。

6 暂时结论

(1) 花岗岩主要是地壳(陆壳)深熔的产物。它们的发生常与地幔物质组分(幔源)有关,幔

表 1 花岗岩与大地构造环境的联系

Table 1 Relation between the granite and the geotectonic environment

表壳源型 (上地壳及中地壳)	地壳深熔型 (大陆地壳为主)				地幔岩浆演化型 (地幔岩浆为主)		
	造山期闭合后上升	活动裂谷	造山后期上升	混合陆壳上升及裂谷型 (陆内)	底壳源型 (下地壳及铁镁质板岩)	大洋环境	
大陆碰撞型	造山期闭合后上升	活动裂谷	造山后期上升	发育不全裂谷	大陆边缘岛弧	大洋裂谷	大洋中脊
浅色花岗岩及花岗岩套,花岗岩长岩套少	花岗岩及花岗岩闪长岩套	花岗岩为主	硷性长石花岗岩套,中等硷性	硷性长石花岗岩套,过硷性	英云闪长岩套及花岗岩闪长岩套	硷性长石花岗岩及硷性正长岩(少量)	斜长花岗岩(少量)与硷绿岩共生
S-型花岗岩为主,有I-型花岗岩	I-型花岗岩(不典型)及S-型花岗岩	I-型花岗岩及S-型花岗岩	A-型花岗岩(不典型)	A-型花岗岩	I-型花岗岩边缘内都有S-型花岗岩	M-型花岗岩	
铁镁质岩石少量	辉长岩(先驱),阿平岩系(appinite series),高岭玄武岩	铁镁质岩石少量	同铁镁质岩石少见	辉长岩(先驱),网状脉及枕状构造体	辉长岩(先驱),同深成期岩墙(synplutonic dykes)	辉长岩-岛弧玄武岩	洋中脊玄武岩(大量)
无主要混熔	混熔明显	混熔不明显	无主要混熔	混熔明显	混熔明显		
表壳源岩的部分重熔	表壳源岩及底壳源岩的部分重熔	高温下地壳减薄的表壳源岩的部分重熔	底壳源岩(英云闪长岩及麻粒岩等)的部分重熔	厚地壳下的地幔或下地壳的无水条件下(有F,B)的部分重熔	大陆边缘下板岩以及边缘内部地壳的部分重熔	玄武岩浆的分离结晶,或大洋俯冲板岩的部分重熔	洋中脊型岩浆的极端分异
地壳碰撞后加厚	造山期闭合后的断裂及上升	地幔上涌的地壳减薄	残存造山带晚期的断裂	克拉通内发育不全的裂谷	大洋板块的俯冲或地幔上拱	大洋板块与大洋板块的俯冲	大洋中脊扩散作用
高喜马拉雅	苏格兰加里东期	Pyrennes 东部海西期	澳大利亚 Lachland 海西带	尼日利亚	太平洋区东部中生代	南极洲的 Kerguelen 岛	加里比海的 Aves Ridge

源物质既包含地壳组成的上、中地壳的铁镁质火山岩夹层和下地壳的铁镁质岩石及板垫,也有地幔热流、流体和地幔岩浆混熔的影响。

(2) 花岗岩形成时的大地构造环境可分为地壳(陆壳)、洋壳和地壳-洋壳过渡型。地壳型发生于地壳内部,主要为地壳岩石的重熔,既有碰撞,也有上升、拉伸和裂谷等不同类型,有不同程度的混熔。洋壳型发生于洋壳内部,主要为地幔岩浆的结晶,有中脊扩张、俯冲和裂谷类型。地壳-洋壳过渡型位于大陆边缘和岛弧,主要是铁镁质板垫的重熔,大致相当于B型俯冲或地幔上涌。

(3) 花岗岩形成的热流扰动主要来自于深部壳-幔的相互作用。在地壳中,热流的传递包含深部对流和传导的热能,地层本身放射性热能以及后期抬升释放的热能。这一热流扰动是形成花岗岩和大地构造环境联系的根源。代表大陆边缘的I型花岗岩和大陆内部碰撞的S型花岗岩是其中的两个端元。大陆内部由地幔岩浆活动影响而呈现的拉伸、张裂等环境的花岗岩地志学仍有待于进一步研究。

参 考 文 献

- 1 Johannes, W.. Metastable melting in the granite system $Qz - Or - Ab - An - H_2O$. *Contr. Mineral. Petrol.*, 1980; 72:73-80.
- 2 Wyllie, P. J.. Experimental studies on biotite-and muscovite-granites and some crustal magmatic sources. In: *Migmatites, Melting and Metamorphism* (M. P. Atherton and C. D. Gribble, eds.), Shiva Publishing Limited, 1983:12-26.
- 3 Winkler, H. G. F.. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 5th ed. Springer Verlag, New York, 1974:278-324.
- 4 Johannes, W.. The significance of experimental studies for the formation of migmatites. In: *Migmatites* (J. R. Ashworth, ed.), Blackie, Glasgow, and London, 1985:36-85.
- 5 Tuttle, O. F. and Bowen, N. L.. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 1958: 74.
- 6 Brown, G. O. and Fyfe, W. S.. The transformation from metamorphism to melting: status of the granulite and eclogite facies. *Int. Geol. Congr.* 1972; 24-sec. 2, 27-34.
- 7 Holtz, F. and Johannes, W.. Maximum and minimum water contents of granitic melts: implication for chemical and physical properties of ascending magmas. *Lithos*, 1994, 32: 149-159.
- 8 Thompson, J. B.. Local equilibrium in metasomatic processes. In: *Researches in Geochemistry* (P. H. Abelson, ed.), Wiley, New York, 1959: 427-457.
- 9 Zen, E-an, Components, phases, and criteria of chemical equilibrium in rocks. *Amer. J. Sci.* 1963; 261, 929-942.
- 10 Whitney, J. A.. The origin of granite: the role and source of water in the evolution of granitic magmas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1988; 100, 1886-1897.
- 11 White, A. J. R. and Chappell, B. W.. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 1977; 43, 7-22.
- 12 Chappell, B. W., White, A. J. R. and Wyborn, W.. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *J. Petrol.* 1987; 28, 1111-1138.
- 13 Pitcher, W. S.. *The Nature and Origin of Granite*. Blackie, Glasgow and London, 1993:1-316.

- 14 Pitcher, W. S.. Synplutonic dykes and mafic enclaves. In: *Enclaves and Granite Petrology* (J. Didier and B. Barbarin, eds.). Elsevier, Amsterdam, 1991: 383—392.
- 15 Ayrton, S. N.. Appinites, lamprophyres and mafic magmatic enclaves; three related products of interaction between acid and mafic magmas. In: *Enclaves and Granite Petrology* (J. Didier and B. Barbarin, eds.). Elsevier, Amsterdam, 1991: 465—476.
- 16 Barbarin, B. and Didier, J.. Review of the main hypotheses proposed for the genesis and evolution of mafic microgranular enclaves. In: *Enclaves and Granite Petrology* (J. Didier and B. Barbarin, eds.). Elsevier, Amsterdam, 1991: 367—373.
- 17 Hildreth, W. and Moorbath, S.. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contr. Mineral. Petrol.*, 1988: 98, 455—489.
- 18 Tait, R. E. and Harley, S. L.. Local processes involved in the generation of migmatites within mafic granulites. *Trans. R. Soc. Edin. Earth Sci.*, 1988: 79, 209—222.
- 19 Rosenbusch, H.. *Elemente der Gesteines*. 1923.
- 20 Augustithis, S. S.. *Atlas of the Textural Patterns of Granites, Gneisses and Associated Rocks*. Elsevier, 1973: 1—378.
- 21 Luth, W. C.. Granitic rocks, In: *The Evolution of the Crystalline Rocks* (D. K. Bailey and R. Macdonald, eds.). Academic Press, New York, 1976: 333—417.
- 22 Sederholm, J. J.. *On Synergetic Minerals and Related Phenomena*. Printing Office of the Imperial Senate, Helsingfors, 1916: 1—148.
- 23 Read, R. R.. A contemplation of Time in Plutonism. In: *The Granite Controversy* (R. R. Read). Thomas Murby & Co., 1957: 263—338.
- 24 Read, R. R.. Meditations on Granites: part two. In: *The Granite Controversy* (R. R. Read). Thomas Murby & Co., 1957: 86—167.
- 25 Mehnert, K. R.. The granitization problem—revisited. *Fortschr. Miner.* 1987: 65, 2, 285—306.
- 26 Pitcher, W. S.. Granite: typology, geological environment and melting relationships. In: *Migmatites, Melting and Metamorphism* (M. P. Atherton and C. D. Gribble, eds.). Shiva Publishing Limited, 1983: 277—285.

A GENERAL REVIEW ON THE RECENT STUDIES OF GRANITE

Dong Shenbao

(*Department of Geology, Peking University, Beijing 100871*)

Abstract: Inspired by the experimental studies and overall geochemical investigations in granites in association with the detailed works in some granite batholiths, the recent studies of granite have been advancing toward the elucidation of the ultimate reasoning of the origin of the granite in connection with the geological context through dynamic aspect.

The experimental and thermal constraints on some granitic magmas of crustal sources and on the deep-seated parentage related to subduction revealed that: H_2O -saturated liquid of granitic composition is a normal consequence of regional metamorphism; a wide range of granitoid mag-

mas (including tonalite) can be generated by combinations of granitic liquid with suspended crystals of the refractory residual group; batholiths largely of granite and granodiorite could be produced by crustal anatexis, whereas those dominated by tonalites by the heat and material transported from mantle in addition to crustal materials; and the granitoids are not primary magmas from mantle or subducted oceanic crust. The source and amount of H_2O available have a direct effect on the initial melting temperature, the subsequent chemical composition of the magma and its crystallization history. The replacement textures, which play an important role in the formation of granitic melt, are directly related to the H_2O available in the melt. They can be distinguished as the migmatic and magmatic replacement textural series corresponding to the initial stage of the granitic melt through ultrametamorphism and the sub-solidus crystallization in the late magmatic stage, respectively.

Owing to the advancement of the geochemical works in studying granites, there has been controversy between the restite and mixing hypotheses—a recurrent theme as anatexis held by migmatists versus syntexis devoted by magmatists. The restite hypothesis rests on the geochemical and mineralogical characteristics of granitoids, which appear as the products of ultrametamorphism in melts+residuum. The nature of the source material can be deduced in first approximation as I—and S—type granites from igneous and sedimentary sources, respectively. Based on type localities such as synplutonic dykes in granite batholith and some mafic microgranular enclaves within granites, the mixing hypothesis argued that the mixing processes induced by the injection of coeval basaltic magma into the pre-existing granitic magma, which has been melted with the aid of the rising heat of basaltic magma itself, are important in categorizing the granite suites. It seems, however, from field occurrence, that the mixing may represent but secondary processes, despite their importance in some areas.

Granite types, imaging their sources, also have various processes during their formation. Their ensemble is directly related to the overall geological context, a manifestation of the thermal perturbation initiating the granitic melt. Under this heading, Pitcher's classification named as granite typology is cited and discussed.

Key words: crustal anatexis, H_2O in granitic melt, migmatic and magmatic replacement textural series, restite vs. mixing hypotheses, granite typology.