

目 录

两种不同的花岗岩类型·····	(1)
超变质作用和花岗岩类的成因·····	(3)
阿根廷潘平山脉花岗岩类的微量元素和主要元素成因模式·····	(15)
安第斯山火山岩与侵入岩岩石成因的关系·····	(31)
花岗岩浆:可能的和不可能来源,含水量和结晶顺序·····	(39)
花岗岩浆成因的讨论·····	(50)
由地壳岩石与俯冲作用衍生的岩浆混合引起的花岗岩化·····	(55)
后构造花岗岩的定位机理及其地球化学特征的意义·····	(63)
东南亚锡矿带的花岗岩岩浆作用·····	(73)
日本磁铁矿系列和钛铁矿系列花岗岩类岩石的硫同位素成分·····	(81)
智利的磁铁矿系列和钛铁矿系列花岗岩类·····	(91)
新斯科舍西南部晚古生代花岗岩类成因的氧同位素证据·····	(98)
日本深成岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值·····	(109)
日本花岗岩的铷—锶全岩和钾—氩矿物年龄·····	(123)
澳大利亚新英格兰岩基具有低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值的	
两个“S—型”花岗岩套·····	(130)
贝里代尔岩基的氧和氢同位素关系·····	(138)
某些S型和I型花岗岩的微量硫同位素分析:是继承的还是外来的?·····	(147)
北苏格兰坎·琼尼格花岗岩三个相的锆石铀—铅和全岩铷—锶体系的对比·····	(151)
苏格兰海兰兹加里东花岗岩的成因和演化的同位素及其微量元素证据·····	(159)
日本西南部晚中生代到早第三纪花岗岩类某些组成矿物的组分变化·····	(173)
谢尔洛伐哥尔斯克—阿杜恩—切隆地区(外贝加尔)花岗岩类成因特征·····	(184)
澳大利亚科马花岗岩闪长岩是原地深熔作用的实例吗?·····	(189)
印度西孟加拉邦大吉岭花岗岩类岩石的	
实验研究及其在喜马拉雅山花岗岩成因上的应用·····	(194)
黑云母及其共生矿物是花岗岩岩浆分离和岩浆期后平衡的标志·····	(206)
浅成花岗质侵入岩的地质温度计和地质压力计	
——铁—钛氧化物和共存长石的比较·····	(217)
天然花岗质岩石和花岗岩的 $\text{Q}_2\text{—O}_1\text{—A}_b\text{—A}_a(\text{H}_2\text{O})$	
及 $\text{Q}_2\text{—A}_b\text{—A}_a(\text{H}_2\text{O})$ 体系·····	(230)
铯作为澳大利亚东部不同成因的长英质岩石间的一种可能鉴别标志·····	(241)

两种不同的花岗岩类型

B. W. Chappell和A. J. R. White

详细摘要

澳大利亚东部塔斯马造山带主要的花岗岩岩基具有两种不同的类型，它们广泛分布，可用化学成份、矿物特征、野外关系和其它准则将其区分。我们认为这些花岗岩是由两种不同类型的源岩物质——火成岩和沉积岩的部分熔融派生出来的。派生的花岗岩其差异继承了源岩的质性，所以我们分别称之为I型花岗岩和S型花岗岩。

两类花岗岩的一些不同的化学成份见下表：

I 型	S 型
钠相对较高，在长英质花岗岩中 Na_2O 一般 $>3.2\%$ ，在较基性花岗岩中减少到 $>2.2\%$	钠相对较低，在 K_2O 大致为 5% 的岩石中 Na_2O 一般 $<3.2\%$ ，在 K_2O 大致为 2% 的岩石中 Na_2O 减少到 $<2.2\%$
克分子量 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}) <1.1$	克分子量 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}) >1.1$
C.I.P.W. 标准矿物透辉石，或 $<1\%$ 标准矿物刚玉	$>1\%$ C.I.P.W. 标准矿物刚玉
成份范围明显地从长英质到镁铁质	成份上相对地限于高 SiO_2 类型
在深成岩体内元素间的变化是规则的；呈线性或接近线性的变化图解	变化图解较不规则

这些化学成份是在沉积分异作用过程中，钠运移到海水中（或者蒸发岩）、钙进入碳酸盐中和其后主要沉积堆积物中富集铝造成的。S型花岗岩来自先前已受到化学分异的源区。

岩石特征反映化学成份上的差异。在较镁铁质的I型花岗岩中，角闪石是常见的，在长英质(I型)岩石中亦有，而在较长英质的S型花岗岩中没有角闪石，但是白云母普遍存在，在较镁铁质的S型花岗岩中，黑云母可以很富，达到35%。在I型花岗岩中，榍石是常见的副矿物，而在S型花岗岩中可以见到独居石。铝硅酸盐、石榴石和堇青石可以出现在S型花岗岩的捕虏体中或花岗岩本身。所有这些特征是由于S型花岗岩中铝含量高于碱和钙所致，在I型花岗岩中则相反。在I型花岗岩的黑云母和角闪石中常常见到磷灰石包裹体，而在S型花岗岩中，它是呈较大的单独晶体出现。

贝里代尔岩基的详细研究表明在S型花岗岩中有更多的放射成因 Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值 >0.708)，因为它们的源岩已经过一个较早的沉积旋迴。I型花岗岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值在

0.704—0.706的范围内。I型花岗岩由实验点组成的等时线,为一条规则的直线,而S型花岗岩的点则分散在一个宽广的范围内,因而反映了在一个单独的深成岩体内 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值是变化的,亦说明其源岩物质是较为不均一的。

两种类型花岗岩的野外关系是不同的。较镁铁质的I型花岗岩,含有含镁铁质角闪石的火成捕虏体,而这种捕虏体在S型花岗岩中是极少的,但是变沉积岩捕虏体可以是常见的。当两种类型的花岗岩一起出现于一个复合岩基中时,在侵入顺序上,S型通常较早,他们经常有强烈的为较晚的I型侵入体所截的次生叶理,I型花岗岩侵入体不是块状就是以原生叶理化占优势。

与两种类型的花岗岩共生的经济矿物也不相同。锡矿显然限于富硅质的S型花岗岩中,而钨和斑岩型铜和钼矿床则与I型花岗岩共生。

译自 *Pacific Geology* 8, 173—174(1974)

陶婉琴 译

尹积勳 校
刘先智

超变质作用和花岗岩类的成因

Allan J. R. White 和 Bruce W. Chappell

引 言

超变质作用，传统认为是在地壳中温度高到足以使岩石开始熔融的一种变质作用类型 (Grubenmann 和 Niggli, 1924)。从地质上讲，熔融的发生要有一定数量的水，温度要在 750°C 以上，并且由于超变质作用在这里认为是一种地壳现象，如果在造山运动过程中于地壳变厚的地区产生了花岗岩类的话，则压力可认为是小于 10 千巴或 15 千巴。

由超变质作用形成的熔融物是花岗岩类的成分。这已由不同的作者对不同的原始岩石，如页岩 (Kilinc, 1972; Green, 1976)，硬砂岩 (Kilinc, 1972) 和玄武岩 (Helz, 1976) 进行的实验所证明。之所以形成了花岗岩类成分的熔融物，是由于花岗岩类在含长石和石英这些地壳中最常见的矿物的任何体系中，都是最低熔融物之故。

在源区，局部熔融的产物是熔融物与固态残余物质的混合物。后者有时被称为残留体。熔融物与固态残余物的比例取决于部分熔融的程度，而这又主要是取决于源岩成分、温度和挥发分含量。在某种程度上熔融物的数量还取决于其他因素，如氧逸度 (Helz, 1976, 图 1)。局部熔融的产物 (包括熔融物和残留体) 能一起运移上升形成大量的花岗岩类侵入体或火山岩。

形成典型花岗岩类深成岩所侵入的物质是花岗岩类岩浆，它们常横穿 5—20 公里，并集中地构成了世界上的岩基 (Cobbing 和 Pitcher, 1972)。按定义，岩浆在此处指的是一种熔融物和固态物质的混合物。我们认为，花岗岩类岩浆的固态结晶物质未必都从熔融物中凝结，在花岗岩类中，以及可能在其他“造山”岩浆，如某些安山岩和闪长岩中，其大量的结晶物质都是残余的源岩物质。我们认为从纯花岗岩类成分的熔融物中结晶的大花岗岩体是稀少的。如果不了解岩浆的性质和它们含大量残余物的可能性，则在所做的许多毫无意义的岩石实验中，可能会错误地认为它们曾经都是熔融物，需知实验中产生的熔融物不能与天然岩石相比啊！

残留体的粘性和保存

玄武岩浆是地幔局部熔融的产物 (Green 和 Ringwood, 1967)，常含有包裹体，这些包裹体中有许多是从地幔玄武岩浆的源区发生的。在玄武岩中有少许包裹体来自通道壁，于上升到地表的过程中派生出来的。由于它的粘性低，玄武岩浆可通过小的通道上升到地表形成熔岩流。部分不能达到地表的，则常呈岩墙和岩床出现。花岗岩类岩浆的粘性要比基性岩浆大 3 或 4 个数量级，在地壳内完全以一种不同的方式上升 (Fyfe, 1971)，多半以大的

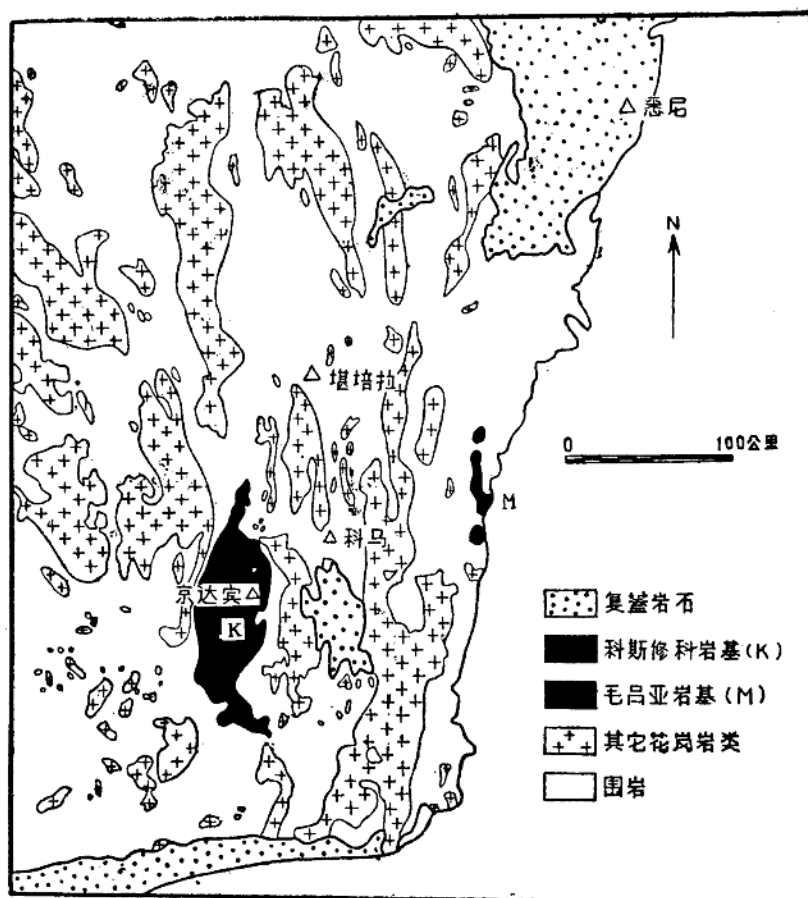


图 1 澳大利亚东南拉克伦褶皱带地质略图

图中表示了古生代花岗岩：毛吕亚和科斯修科岩基的花岗岩类以及在本文中讨论的科马花岗岩闪长岩。

岩浆体和以一种类底辟的方式上升，因此，残留体很可能保存在上升的岩浆中，并更有可能在大的岩浆体内被带到地表或地壳的较高层位。这样的高粘性也意味着围岩顶板的岩石不太容易掉入到花岗岩类岩浆中。我们的野外资料也表明，这样的捕虏体一般都局限于深成岩的边缘。这是怀特等人（1974）为了否定把岩浆侵入，作为花岗岩类深成岩侵入作用的一般机理所提出的理由之一。尽管我们不否认在花岗岩类中，有些包裹体或捕虏体是一些掉入的围岩，我们却认为大多数（可能 99% 以上）是残留源岩物质的一些残留体。这就意味着，总的来说对花岗岩类深成岩的研究，将能得到关于源岩的信息，因为其残留组分（捕获晶和捕虏物质）以及从熔融物结晶出的组分都是源岩超变质作用的产物。

源 岩

由于花岗岩类是结晶的熔融物和残留体的混合物，它们的基本成分就是这些源岩的反

映。从我们对澳大利亚东南拉克伦(Lachlan)褶皱带的花岗岩类地球化学的研究中(图1),可把花岗岩类划分为两种反映不同源岩物质的岩石类型(查佩尔和怀特,1974)。曾在地球表面经历过风化作用(沉积作用)而后由超变质作用形成的花岗岩类,称之为S—型,从未经历过此种作用,直接从火成成因的早先形成的岩石派生出来的花岗岩类称之为I—型。

S—型及其成分

风化作用析出的Na和Ca在溶液中迁移而富集于海水、蒸发岩和陆棚灰岩中,并在沉积作用和成岩作用过程中吸附K而产生粘土。最终的情况是泥质岩的产生,而这些岩石在Shand(1950)的概念中,是强铝过饱和的,即 $Al/(Na+K+(Ca/2)) > 1.1$,并且Na/K比值低。S—型是由这些泥质岩石经超变质作用而形成的花岗岩类,故有与上述相同的化学特征。实例是澳大利亚东南科修斯科(Kosciusko)岩基(图1)所描述的花岗岩类(Hine等,1977)和康瓦尔(Cornwall)、西班牙和葡萄牙的海西期花岗岩类。不管源岩是什么,花岗岩类成分的最低熔融物都或多或少相同(Helz, 1976),但岩浆及其所继承的特征是由所保存的残留源岩物质(残留体)来决定的。

风化作用和沉积作用过程中,泥质岩中的Rb比Sr要富集些,但经过一段时期以后,这些源岩中的放射成因Sr就会变得更为富集。因此, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 的初始比值高,是从泥质源岩演化来的花岗岩类的特征,甚至于纯得毫无残余物质痕迹的最低熔融花岗岩类也是如此。

泥质源岩部分熔融以后残存的残留体或残余矿物,可包括黑云母,铝硅酸盐(绝大部分是硅线石),董青石和柘榴子石,而这些也是近地表具接触变质型侵入作用的镁铁质S—型花岗岩类中常见的矿物,同时也是距源岩变质岩未移动多远的那些花岗岩类的常见矿物(怀特等的区域变质花岗岩类,1974)。许多单独的矿物颗粒不是从熔融物中结晶出来,就是残留晶体,如果某种矿物在部分熔化的来源处是一种残余相,那它在分离熔融物的结晶作用的位置也很可能是一种早期结晶相。

S—型花岗岩类中的包裹体(捕虏体或包体)大部分可用来辨识变沉积岩的类型。大量的拳头大小的乳状石英包裹体是常见的,推测是由高级变质地区中,普遍见到的脉石英所产生。

S—型花岗岩类在成分上没有I型那样有规律,是因为变沉积源岩的成分本来就不均一。

I—型

I—型花岗岩类的源岩认为是火成成分的岩石。它可能是玄武岩质的成分,但要解释褶皱带中巨大而众多的花岗岩类,用中性成分(含 SiO_2 近60%)来解释可能更合适些。高Na/K比和 $Na+K+Ca > Al$ 是未经受风化旋迴的火成岩的特征,这些特征在花岗岩浆产生时被保存了下来。

在较低级的变质作用中,安山质或玄武质成分的火成源岩以长石+石英+闪石±层状硅酸盐为特征;而在最高级变质作用中,则是以含石英和长石的二辉石麻粒岩为特征。镁铁质到中性成分的火成源岩经超变质作用后,得到的是:熔融物±斜长石±斜方辉石±单斜辉石。其残余物是麻粒岩。它也可以含有富Ti±闪石成分的闪石和其他矿物。在超变质作用过程中由脱水反应放出的水将溶解在熔融物中。由Nesbitt(1977)最近的研究表明,含水的花岗岩类熔融物的运移,是由闪岩相岩石脱水产生麻粒岩的一种方式。

正如我们的熔融物 + 残留体的假说所予料的, 在 I—型花岗岩类中, 见到的包裹体是富含角闪石的镁铁质型的, 它可推测为当岩浆上升时, 在温度降低, 水的活度增高的情况下, 由与含 OH 的熔融物相平衡的残留辉石演化而来。这个过程的岩石学证据是在 I—型花岗岩类一些包裹体的闪石内见到有辉石核产出。

由于 I—型花岗岩类是从成分更均匀的火成源岩派生出来的, 故它们在化学成分和同位素组分上就显得有规律得多。

熔 融 物

我们现在见到的花岗岩类, 是熔融物的结晶产物和源岩的残余物。在其产出的部位, 熔融物的数量不需要有多大, 其范围可能是从很少到 <50%。在这一阶段, 熔融物与其共存的残余相可能处于平衡。各个相所含的成分, 乃视压力、温度、水逸度、氧逸度等而定。我们认为它是作为一个整体, 以一种紧密粘结在一起的方式, 很可能是以底辟的方式向上运移, 并在此作用期间, 熔融物可以逐渐地析出或从其残余物中游离。这些将不考虑局部熔融程度的情况。

最低熔融物和花岗岩套

虽然大多数的花岗岩类熔融事件, 可能涉及到最低熔融物的产生, 但从这样的熔融物中结晶的岩石要完全除去其中的残余物是很难的。这种最低熔融岩石的标志, 包括完全缺乏复杂的环带斜长石及斜长石“核”这一类标志残留物的矿物; 同时又存在有诸如董青石 (或它的蚀变产物) 这一类表明源岩残留组分的矿物; 像 Mg、Cr、Ni 等元素几乎接近于零, SiO_2 大约为 76% (表 1 和图 2) 也表明了这一点。相同的熔融事件也可以产生未完全清除掉残余物的岩石, 其成分是沿最低熔融物与从局部熔融的捕虏体物质的残余物之间通过源岩组分的一条混熔线, 或更确切地说, 是一条“未混熔线”分布。花岗岩类可以是极为长英质

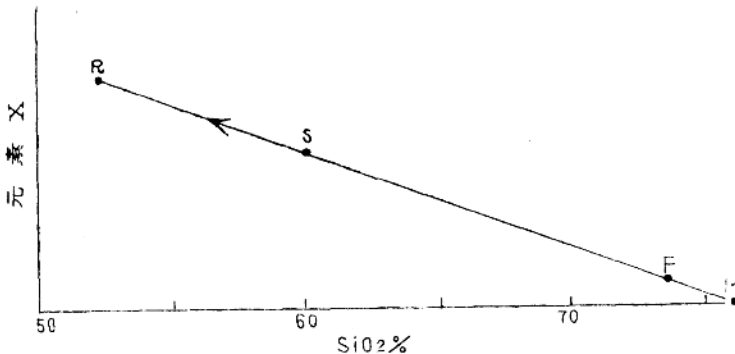


图 2 由最低熔融物 (M) 和从局部熔融的源岩成分 (S) 沿箭头指向 (R) 的残留体成分组成的岩套的模式 SiO_2 变化图解。沿“混熔线” (RM) 的成分是由熔体和残留体逐渐分离的结果。含 SiO_2 高的长英质岩石 (F) 也含残留体。

表 1

对新英格兰岩基长英质花岗岩类的分析

	I—型		S—型	
	1	2	3	4
SiO ₂	76.21	75.30	75.07	73.98
TiO ₂	0.06	0.15	0.28	0.26
Al ₂ O ₃	12.89	13.08	12.85	13.51
Fe ₂ O ₃	0.29	0.21	0.24	0.33
FeO	0.84	1.12	1.31	1.41
MnO	0.07	0.06	0.03	0.05
MgO	0.05	0.25	0.31	0.36
CaO	0.69	1.10	1.11	1.45
Na ₂ O	3.77	3.45	3.08	3.05
K ₂ O	4.72	4.75	4.81	4.74
P ₂ O ₅	0.01	0.05	0.06	0.15
H ₂ O ⁺	0.27	0.31	0.62	0.44
H ₂ O ⁻	0.05	0.10	0.14	0.08
CO ₂	0.12	0.01	0.14	0.11
总 计	100.04	99.94	100.05	99.91
Ni(ppm)	<1	1.5	1.4	3.5
V(ppm)	2	11	3.5	16

1、Looanga 石英二长岩 (M105)、认为是一种 I—型最低熔融物。

2、Bendemeer 石英二长岩 (M74)、含有少量的残余物质。

3、四个 Tilmunda 花岗岩的平均值。认为是 S—型最低熔融物。

4、Banalasta 石英二长岩 (M118)、含有作为源岩残余组分的蚀变堇青石晶体。

的 (图 2 上的 F 点)，但不是一种纯粹的最低熔融物，因为它没有完全消除其源岩残余物。

表 1 是列出新英格兰岩基长英质 I—型和 S—型花岗岩类的分析 (查佩尔, 1977)，它们相当于最低熔融物和最低熔融物 + 少量残留体。

Green (1976) 将由泥质岩石成分的局部熔融实验产生的玻璃成分，与新英格兰岩基通常含堇青石的花岗岩类成分作了对照。例如 M118 (表 1) 就是这种花岗岩类一个含蚀变堇青石长英质实例。Green 指出，含堇青石的花岗岩类含有耐熔的成分，因此，实验所获得的液态成分要接近天然的总成分是不可能的。这一类比较，必须用最低熔融物成分来进行，例如表 1 中的分析 1 和 3。

在最低熔融物和最低熔融物 + 残留体中保持变化几何关系的 I—型花岗岩套的一个实例，是澳大利亚东南拉克伦褶皱带的毛吕亚岩套 (图 1) (Griffin 等, 1977)。毛吕亚岩套的各种花岗岩 (石英二长岩、花岗闪长岩、英云闪长岩和石英闪长岩) 及其某些捕虏体的 MgO—SiO₂ 变化图解 (图 3)，与图 2 提出的模式是一致的。任何其他元素，如未明显进入最低熔融物的 P₂O₅，在 SiO₂ 的变化图解上，也将得到类似的“分离线”关系 (图 4)。

因为类似毛吕亚岩套中的英云闪长岩从未完全熔化过，而是代之以一种由最低熔融物与残余物一起构成的组分，因此，不需要引用高温来解释它们的地壳成因。这种英云闪长岩岩

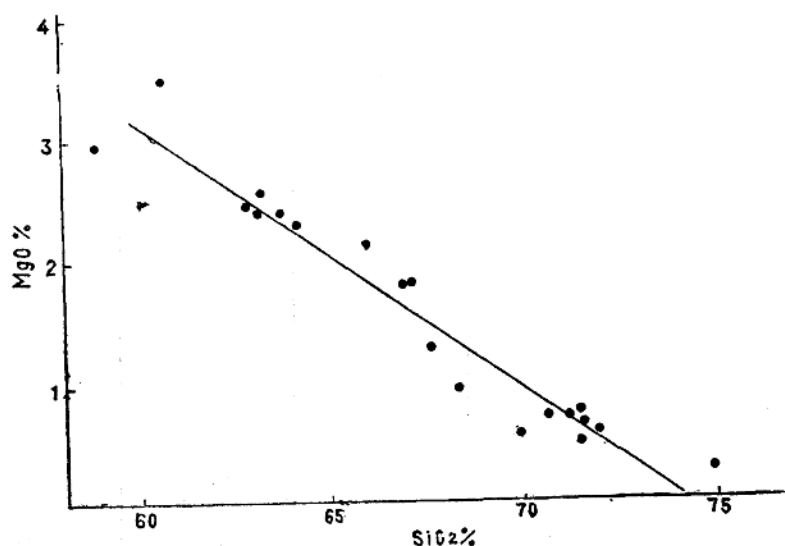


图 3 澳大利亚东南毛吕亚岩套各种花岗岩类的 $\text{MgO}-\text{SiO}_2$ 变化图解。成分沿回归线表示离开最低熔融物，残留体的逐渐分离。

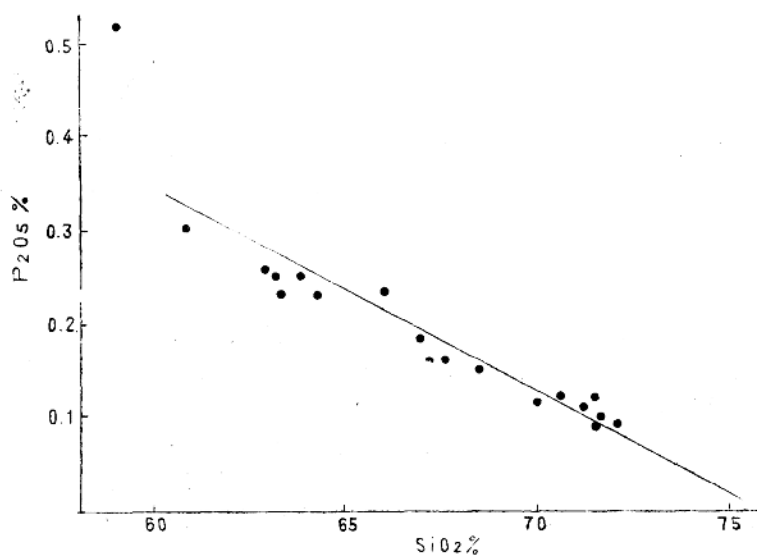


图 4 毛吕亚岩套不同花岗岩类的 $\text{P}_2\text{O}_5-\text{SiO}_2$ 变化图解

浆形成的温度，是与从总的熔融物中结晶产生的长英质花岗岩所需的温度相同的（参看 Wyllie, 本卷）。

非最低熔融物

同种源岩的初期，当熔化程度较高时，将得到小许含大量元素的长英质熔融物，但这些元素实际上却未进入到最低熔融物中。为了方便起见，将这种熔融物称为非最低熔融物。I—型非最低熔融物的 SiO_2 比 S—型最低熔融物低。图 5 是从非最低熔融物中由残留物逐渐分离演化出来的一个同源花岗岩岩套的模式变化图解，并与从同一原始物质产生的最低熔融物岩套的变化图解相对照。

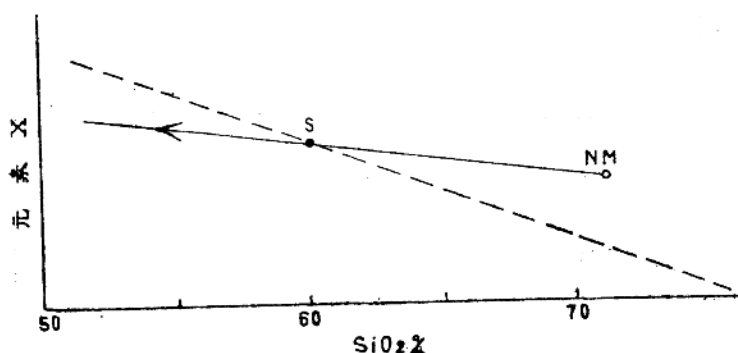


图 5 由一个非最低熔融物 (NM) 的岩石组成的岩套的典型的 SiO_2 变化图解 (实线)。并与图 1 的从同一源岩成分 (S) 演化来的最低熔融物的典型变化图解 (虚线) 对照。岩石组分处在沿箭头方向的线上。

澳大利亚东南科修斯科岩基的京达宾岩套就是一个同源花岗岩套，该岩套被认为是由残余物质逐渐从非最低熔融物中凝结所形成。 P_2O_5 变化图解 (图 6) 表明， P_2O_5 在熔融物中的数量实际上与源岩相同，因此， P_2O_5 — SiO_2 的变化关系，与毛吕亚岩套的最低熔融物分离线相比，乃是呈水平的线性关系，而毛吕亚岩套的斜率是在 SiO_2 为 76% 处 P_2O_5 为零。

某些花岗岩体，即使它们是较富镁铁质的，也明显地只含很少或不含残留体，至少在现在的侵入层位上是如此。内华达山脉岩基的 Tuolumne Meadows 带状深成岩是这种岩浆的一个实例 (P.C. Bateman 和 B.W. 查佩尔, 1976)。该深成岩的变化是从围岩向内部逐渐分异的结果。与毛吕亚和京达宾岩套相反，Tuolumne 岩套的 P_2O_5 — SiO_2 的变化表现为典型的曲线分离结晶类型 (图 7)。

残 留 体

I—型中残留体的识别

残余物质 (残留体) 看起来像是捕虏体、凝块或捕获晶。在最低熔融岩套中，如毛吕亚岩套内，有很丰富的极为长英质的岩石，这种岩石仍含有残余物质。这与岩套各成员系代表

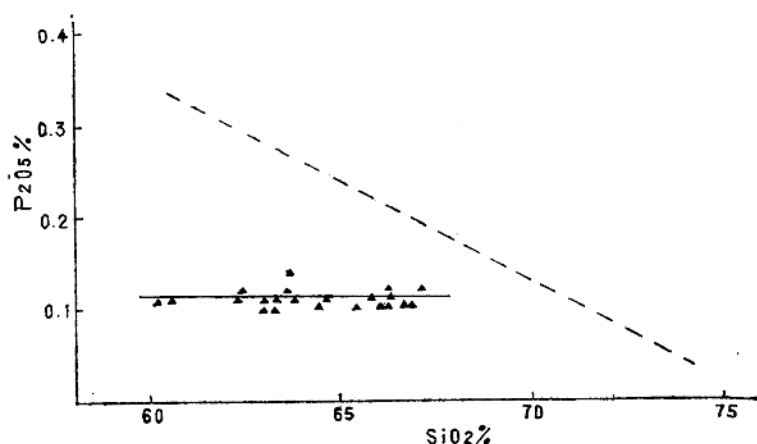


图 6 科修斯科岩基的 I 型京达宾岩套岩石的 P_2O_5 — SiO_2 变化图解。回归线出现的组分是由残留体的逐渐分离和从予计含有大量 P_2O_5 的非最低熔融物凝结的磷灰石产生的。这条线实际上是平直的指出，熔融物 P_2O_5 的含量是与源岩中相同的，虚线是对毛吕亚岩套岩石最低熔融物的资料作的回归线。

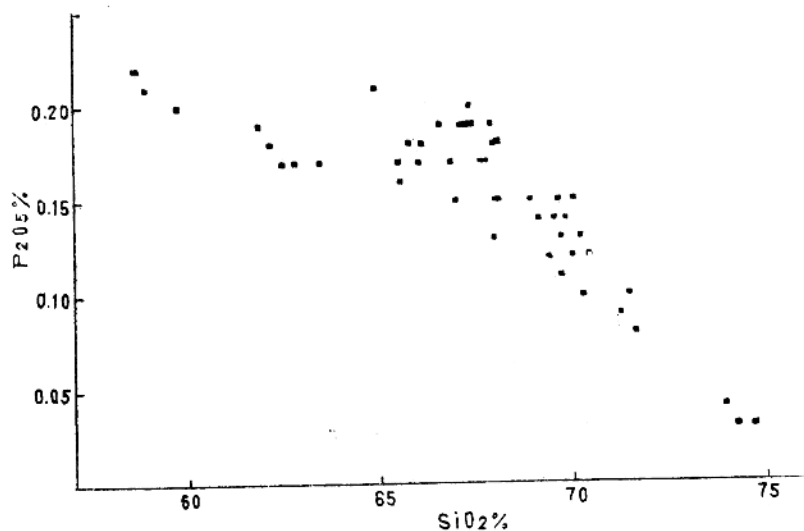


图 7 加利福尼亚内华达山脉岩基的 Tuolumne Meadows 岩套 P_2O_5 — SiO_2 变化图解。其弯曲的趋势是从熔融物分离结晶的结果。

含不同比例镁铁质残余物的最低熔融物的假说一致。这个假说也与岩套的镁铁质成员含有极丰富的捕虏体, 而其长英质成员含较少捕虏体的事实相符。在毛吕亚岩套中, 花岗岩类及其捕虏体中的许多斜长石, 都以其复杂的环带和双晶为特征, 而不同于毛吕亚岩基早期的辉长闪长岩和辉长岩中的规则环带斜长石。我们认为这些斜长石具有残留体的特征。磷灰石的习性也是特征的, 在花岗岩类的残留矿物中以及花岗岩类捕虏体中, 磷灰石呈微少的针状或柱状遍于不同的矿物中, 特别是在黑云母和角闪石中。而在毛吕亚岩套早期的辉长闪长岩和辉长岩中, 磷灰石则呈大的短柱状出现, 表明它们是从熔融物中结晶的。

在 I 型非最低熔融物中的残余物, 为科修斯科岩基的京达宾岩套, 除残余的斜长石核是富钙长石 (An_{80}) 的, 和细少的磷灰石伴有一些大的短柱状磷灰石外, 其他均与上述相似。京达宾岩套岩石常常含有大的角闪石晶体, 由于它们的完美的晶形, 我们认为是在熔融物中生长的。正如从上述最低局部熔融模式所予料的, 京达宾岩套的英云闪长岩与具相似 SiO_2 的毛吕亚岩套相比, 前者捕虏体的含量比后者要低得多。

与毛吕亚和京达宾岩套的岩石相比, 内华达山脉的 Tuolumne Meadows 岩套的岩石中, 斜长石没有复杂的环带和双晶, 仅有少量微弱的韵律环带; 黑云母和角闪石中也不含针状磷灰石, 且实际上是没有捕虏体的。这些观察正如在现今的剥蚀水平所看到的, 与整个岩体主要是一些完全的熔融物这一假说是一致的。所有的镁铁质矿物界限清晰, 晶形完好, 估计是从熔融物的结晶作用中生长的。

S—型中的残留体

S—型花岗岩类被认为是含有不同数量残留体的最低熔融物或接近最低熔融物, 残留体中见有变沉积岩捕虏体或黑云母、堇青石和/或石榴子石捕晶。一些堇青石可含有寄生针状硅线石, 表明它们是来自源岩的捕获晶。在某些 S—型侵入体的长英质岩石中, 堇青石呈完好的长方形晶体出现, 表明它是直接从熔融物沉淀的, 这些 S—侵入体的长英质岩石可能是非最低熔融物。

石榴子石作为一个明显的稳定相, 出现在与含堇青石的花岗岩类伴生的岩墙中。它也出现于长英质火山岩中, 且比在花岗岩中更常见。这些资料可以表明, Mn 的含量、Fe/Mg 比值和水逸度都影响到石榴子石和堇青石的相对稳定性。同时表明花岗岩类的石榴子石不见得都是从压力为 7—8 千巴的深部带来的, Green (1976) 曾在此压力下对页岩进行局部熔融实验获得了石榴子石。

在控制氧逸度和水逸度的条件下, 对适当的 S—型花岗岩类进行实验研究将有可能解决石榴子石—堇青石的关系。

残留体的平衡

如果残余物质的性质能指出源岩的温度—压力条件, 那将是十分理想的。由于包括单晶体、晶体集合体和捕虏体在内的残留体, 大多与花岗岩类熔融物处于平衡状态, 因而, 这是不太可能的。岩浆形成以后, 当其上升到完全凝固的位置时, 可以推论矿物相曾逐渐地达到再平衡。

包括京达宾 I 型岩套和 S—型岩套二者的科修斯科岩基岩石的平衡关系, 表示在图 8 修正过的 ACF 图解上。含角闪石 + 黑云母的 I 型花岗岩类全部标绘在斜长石 + 黑云母 +

角闪石区中。仅含黑云母的花岗岩类落在斜长石+黑云母区中。而含白云母的 I 型花岗岩类, 即使是在固熔线以下, 仍位于黑云母+白云母+斜长石区中。含白云母的花岗岩类是过铝质的(含标准矿物刚玉)和长英质的, 接近于最低熔融物型。这与玄武岩的局部熔融物是过铝质的这一事实相符 (Helz, 1976) (见图 8 标绘的最低熔融物)。

图 8 标绘在Al—Na—K, Ca和Fe + Mg图解上的花岗岩类成分。

在 S-型花岗岩类矿物中间的平衡关系是不清楚的。这些可标绘在唯一的黑云母区中，并把黑云母作为唯一的含镁铁质相。它大多数都位于图 8 中斜长石—黑云母连线以上，而且不是含蓝闪石、石榴子石，就是含白云母。含原生白云母的花岗岩类与高级变质岩密切共生，这与下述事实相符，即用 Erans (1965) 的资料，在压力大于约 4 千巴时，白云母仅在水饱和的花岗岩类固相曲线以上才稳定，而且仅靠近固相曲线（图 9）。

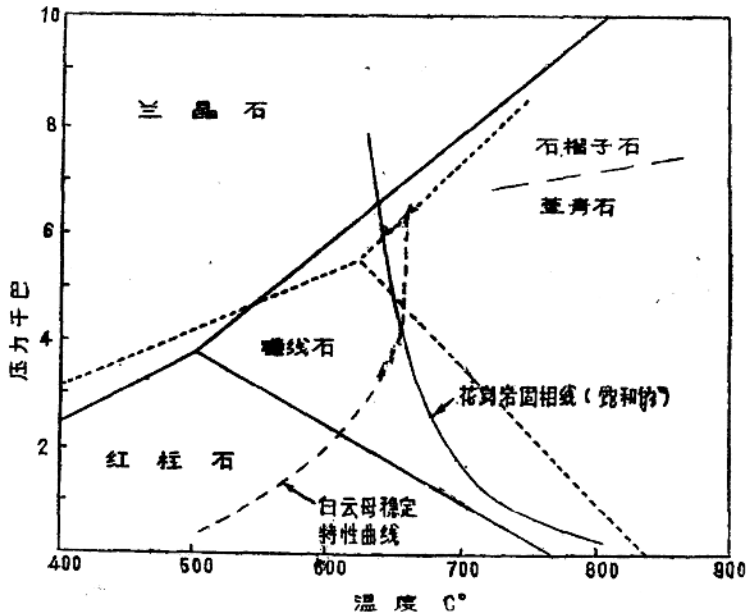


图 9 S—型花岗岩类不同矿物的稳定关系与饱和的花岗岩固相曲线对比图。

长节虚线是仿照 Holdaway (1971) 的特性曲线表示的铝—硅酸盐多晶型矿物的位置。点线是 Richardson 等 (1969) 的特性曲线上的这些矿物。白云母稳定特性曲线是仿照 Evans (1965) 的。在水饱和的花岗岩固相线以上的点区是白云母花岗岩类区。石榴子石/堇青石之间的长划线说明,是由 Green (1976) 在页岩上 + 5 % 的水的部分融化实验中作为残余相的这些矿物的区域。

在拉克伦褶皱带白云母花岗岩类中的捕虏体含有硅线石,但无兰晶石曾经存在的结构证据。这就说明,它们可能是在温度为 700°C 、压力 < 7 千巴,或温度在 800°C ,压力 < 10 千巴的条件下形成的。

含堇青石的 S—型花岗岩类可能是在类似上述的条件下形成,但熔融物含水太少,以致熔融物中水的活动不能使温度升高到足以结晶白云母。因为产生含堇青石花岗岩类的岩浆是水不饱和的,所以它们可以在地壳中不经固相线而运移到较高的部位。

拉克伦褶皱带的 S—型科马花岗岩闪长岩 (图 1, 查佩尔和怀特, 1976) 含有百分之几的不规则状红柱石晶体,并伴生有针状硅线石。从结构资料看,红柱石表明了不平衡的关系,但由于花岗岩类固相曲线是位于 Holdaway (1971) 提出的目前通用的红柱石—硅线石单变曲线以上,这就意味着作为在科马花岗岩闪长岩岩浆产生、侵入和冷却过程中,低温相红柱石作为一个亚稳定相而持续存在。如果使用 Richardson 等人 (1969) 的“红柱石—硅线石”曲线 (图 9 中的点线),则由于红柱石在饱和固相线以上是稳定的,故红柱石将有可能作为与硅线石有关的接近于过饱和的最低花岗岩类熔融物中的一个稳定相来解释。科马花岗岩闪长

岩被认为或多或少是原地局部熔融的产物，原因之一就是在同位素上与周围的高级区域变质岩处于平衡状态 (Pidgon 和 Compston, 1965)。在区域变质晕中离接触界线达 5 公里远的硅线石仍伴生有红柱石 (查佩尔和怀特, 1976)。如果将我们的花岗岩类成因的模式应用于科马花岗闪长岩，则必然得出结论，即红柱石作为一个与“块状”硅线石有关的亚稳定相比上述所认为的要更持久些。红柱石 + 硅线石可以共存于 Holdaway (1971) 的红柱石—硅线石曲线和 Richardson 等人 (1969) 的红柱石—硅线石曲线之间。

译自 Tectonophysics 43 (1977) 7—22

尹积勋 译

涂绍雄 校

阿根廷潘平山脉花岗岩类的微量元素 和主要元素成因模式

Carlos W. Rapela

Denis M. Shaw

基尔梅斯山脉(图1)北部,在古生代火成岩活动旋回期间,曾有一系列花岗岩体定位在变质岩中。后构造运动的、晚构造运动的花岗岩类,甚至同构造性质的雾迷状混合岩,由于不均匀的断块构造运动(安第斯运动)的结果而在同一侵蚀面出露。

本文介绍了数学模式与花岗岩、变质岩中主要元素和微量元素之间的详细对比,并以花岗岩类标准矿物与实验结果的对比作补充。根据局部的变质历史及现状推断花岗岩类序列的成因及演化特征。

地质概况

基尔梅斯山脉结晶基底的主要岩石和地球化学特征已作了研究。其结论综合如下:

本区是阿根廷潘平山脉的一部分,它由侧面为两条山脉所夹的构造谷组成,东面为 Cumbres Calchaguics 山脉,西面为基尔梅斯山脉。在卡法埃特地区基尔梅斯山脉的变质基底中,已识别出三个主要的变质岩带:(1)斑点状千枚岩带,(2)片岩和条带状千枚岩带,和(3)片麻岩和混合岩带,每个带与界线明显的地理区域相一致(图1)。

三个岩带的变质岩的化学成分对比和 ACF 及 AKF 曲线图显示了原岩成分的均一性,认为是与少量泥岩交替的杂砂岩。变形和变质相的研究表明,卡法埃特火成岩和变质岩是由三个连续幕形成的。在第二个变质——构造幕(E_2)期间或之后出现的所有花岗岩活动,是影响全区的最高级变质作用之一。变质构造幕的典型产物是片麻岩和混合岩带,下面的共生顺序是这两种岩石类型的典型:

片麻岩:石英+斜长石(An_{35}) + 黑云母 + 白云母 ± 堇青石 ± 铁铝榴石

(片麻岩的平均实际矿物成分示于表1)

混合岩:石英 + 黑云母 + 钾长石 + 硅线石 + 堇青石 + 铁铝榴石 ± 斜长石 ± 铝直闪石

基尔梅斯山脉向西变质程度增加,卡法埃特花岗岩南西发育有最高变质程度的共生组合。图1中研究区南20公里,在混合岩和麻粒岩中发现有含紫苏辉石的组合,这表明在变质最高峰时达到了麻粒岩相。

花岗岩类岩体和变质岩的时代是根据 K/Ar 年龄和地质产状确定的。库契埃科花岗岩闪长岩,卡法埃特花岗岩和托洛姆邦英云闪长岩三个岩体与高级变质岩同时出现,表明它们是在第二变质—构造幕期间(从下奥陶纪到上奥陶纪)产生和定位的。同构造的托洛姆邦英云闪

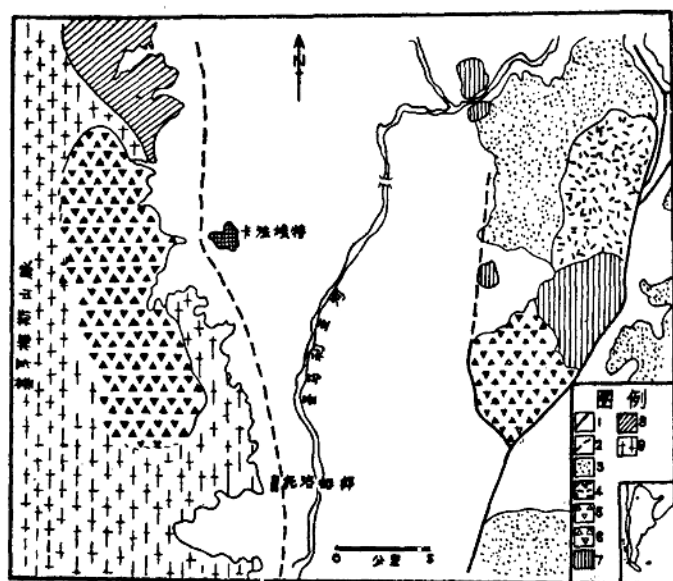


图 1 基尔梅斯山脉东北部简略地质图
(根据 Kapela 的地质学)

1、2、断层 3、中生代和第三纪的沉积岩 4、塞罗—阿马里洛花岗岩（石炭纪） 5、库契埃科花岗岩闪长岩 6、卡法埃特花岗岩 7、斑点状千枚岩带 8、条带状千枚岩和片岩带 9、片麻岩和混合岩带 图的中部位置接近南纬26°06'、西经65°55'

长岩是在变质和变形的最高峰时侵入的。晚构造的卡法埃特花岗岩是在变形阶段的末期侵入的。后构造的库契埃科花岗岩闪长岩在 F_2 变形期以后侵入。在区内侵入的另一后构造（石炭纪）岩体，塞罗·阿马里洛花岗岩体在本文不讨论。

库契埃科花岗岩闪长岩不整合地侵入斑点状千枚岩带并显示与进入变质岩的岩株明显地接触。此侵入体产生了接触变质带，局部形成了角闪岩和斑点状千枚岩。库契埃科花岗岩闪长岩是奥陶纪地层中十分均质的侵入体，呈浅粉红色—灰色，中粒黑云母—白云母花岗岩闪长岩构成岩体的大部分，但有些边缘相过渡到英云闪长岩。

本区最大的花岗岩类岩体是卡法埃特花岗岩，岩体的东部和北部边界是突变接触的，是浸射式的。在西南边缘有些地方是过渡的。片岩、片麻岩和混合岩的片理以北北西向占优势，与花岗岩体的延长方向一致。卡法埃特花岗岩的成分由英云闪长岩渐变到花岗岩，前者位于侵入体的西边，后者位于东边，岩体的中部以花岗闪长岩成分占优势。粒度随成分而变化，从英云闪长岩的 0.5—1.0mm 到花岗岩的 2.0—2.5mm。随着微斜长石的增加，原生白云母超过黑云母的情况也相应增加。

托洛姆邦英云闪长岩是由一系列小岩体组成的，在区域上与片麻岩和混合岩带中的一些雾迷状混合岩体一致（因比例尺关系，未在图 1 中表示出来）。它们与周围高级变质岩的关系可通过原生片理和逐渐过渡为脉状和层状混合岩的迹线而明显标志出来。这不是局部特征而是北部潘平山脉普遍现象。Gonzalez Bonori (1950, 1951) 的文章早就指出，Acongüja