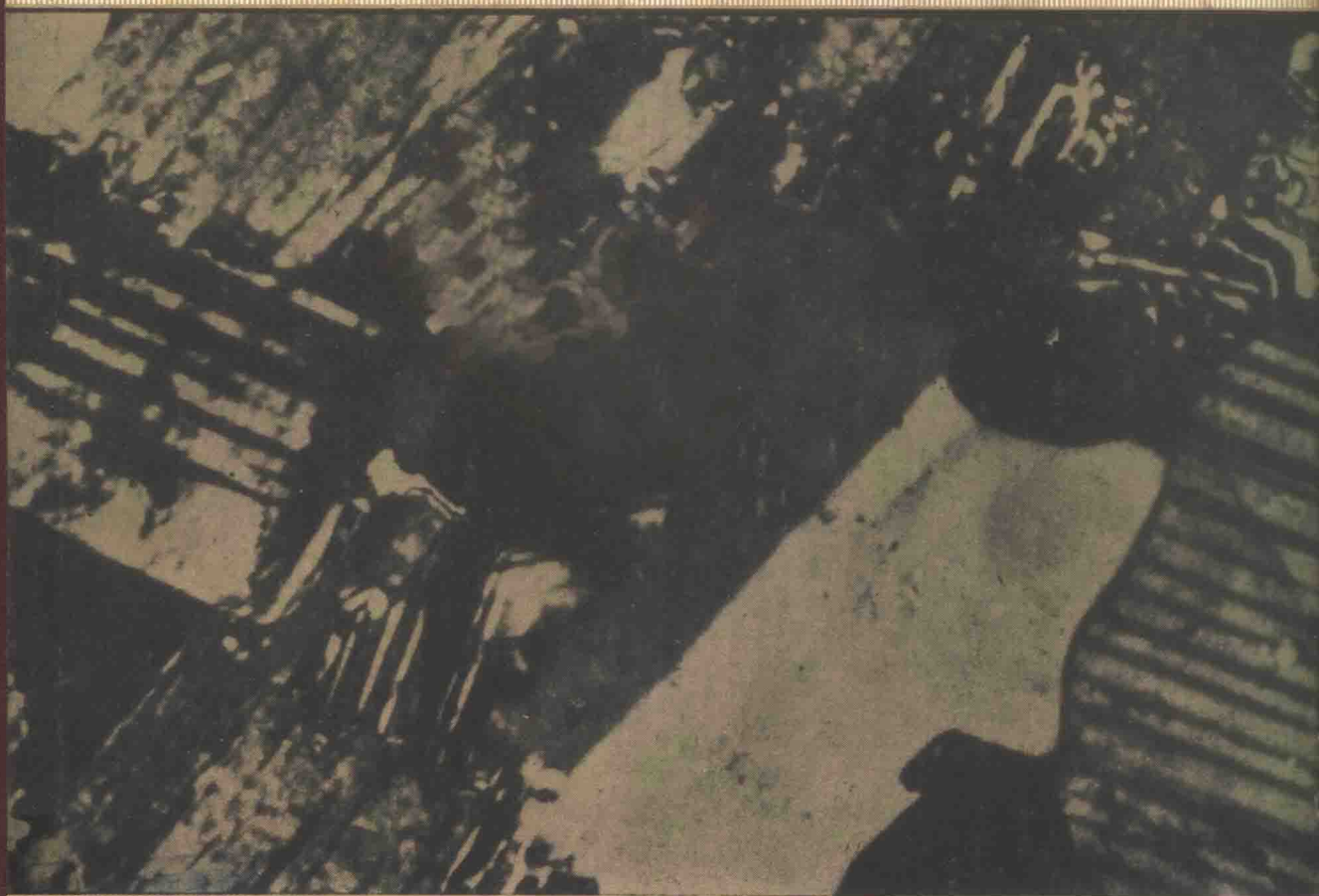


S. S. 奥古士梯蒂斯 著

花岗岩片麻岩 及有关岩石结构图册



地质出版社

花 岗 岩、片 麻 岩
及 有 关 岩 石 结 构 图 册

S. S. 奥古士梯蒂斯 著

陈 浩 琉 译

游 振 东 校

地 质 出 版 社

内 容 提 要

作者运用生物科学中比较解剖学和组织学的方法研究大量花岗岩类、片麻岩类及其有关岩石的结构型式，并探讨了岩石成因问题。

书中论述了结构的地质意义和变晶作用的概念、现象及观察方法。提出了捕虏体、交生作用、环斑花岗岩、副矿物等的成因论点。也介绍了花岗岩捕虏体中有棘皮类显微化石，花岗岩类岩石中石英、斜长石的典型胶体结构新资料。另外，作者还根据元素的化学和地球化学亲和力，以及在花岗岩化过程中的活化和一般分凝作用而提出成矿作用的解释。

本书内容比较丰富、立论新颖，对于地质岩矿工作者、矿产地质科研人员、地质院校师生都有一定参考价值。

花岗岩、片麻岩及有关岩石结构图册

S. S. 奥古士梯蒂斯 著

陈浩琉 译

游振东 校

国家地质总局书刊编辑室编辑

地质出版社出版

地质印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

1979年6月北京第一版·1979年6月北京第一次印刷

印数1—5,190册·定价9.00元

统一书号：15038·新336

序 言

就地球科学目前的发展状况来说，人们普遍地认为，只有精确分析的“定量”资料才有助于这门科学的发展。

相反地，作者认为，生物学科中的比较解剖学和组织学的概念就地球科学来说对了解岩石中的结构型式及其成因也同样是有用的。

花岗岩的成因在几个世纪以来一直是个争论的问题。最近几十年间已出版了大量有关这个问题的书籍（例如，F. K. 德雷舍尔-卡登，1948；花岗岩及片麻岩中的长石-石英反应结构；F. K. 德雷舍尔-卡登，1969；花岗岩问题；K. R. 米纳尔特，1968；混合岩；E. 拉古恩，1965；花岗岩地质学；H. H. 雷德，1957；花岗岩论争；J. J. 塞德尔霍姆，1967；混合岩；V. 马尔莫，1971；花岗岩岩石学及花岗岩问题），讨论了各种思想的发展历史，并提出了某些解释。然而，除了F. K. 德雷舍尔-卡登的两本著作外，其他大多数的书都很少记载有关花岗质结构的新资料。

作者认为，为了解花岗岩问题，首先必须提供有关这些岩石的结构类型的图象，然后根据比较解剖学的概念试图对这些结构加以解释。这本书是关于花岗质岩石最常见的结构类型及其成因意义的一本图册。

S. S. 奥古士梯蒂斯

目 录

第一章 花岗岩问题和花岗质结构的重要性·····	1
第二章 花岗岩化作用：地质旋迴的一种过程·····	4
第三章 花岗岩：一种地球的岩石·····	6
第四章 变晶作用·····	7
第五章 后成变晶作用·····	8
斜长石后成变晶的现象学：早期形成的辉石被晚期的后成变晶斜长石所同 化·····	8
基质被晚期的后成变晶斜长石所同化和消化·····	9
后成变晶的斑晶成分·····	10
后成变晶作用与斜长石袭普通辉石假像的过程之间的比较·····	10
第六章 自变晶作用：花岗岩中变晶的生长·····	12
第七章 变晶的生长与其环境的关系·····	13
第八章 花岗质变晶的形状·····	15
在泥质岩石和砂质岩石中·····	15
在钙质岩石和火成岩中·····	16
第九章 花岗质岩石中变晶的顺序·····	17
第十章 “捕虏体”（花岗岩中的残余构造）·····	19
石英岩砾岩的花岗岩化作用·····	21
花岗岩中的微化石·····	22
第十一章 花岗质岩石中变晶的生长：“变晶生长”·····	24
钾长石变晶的现象学·····	24
斜长石的变晶生长·····	26
角闪石的变晶生长·····	27
变晶石英·····	28
黑云母的变晶生长·····	29
第十二章 花岗质岩石中的胶体变晶·····	30
胶体“石英”·····	30
斜长石中的胶体构造·····	31
第十三章 后成合晶一次变边的交生·····	34
后成合晶一次变边的交生及其成因意义·····	34
蠕状—后成合晶交生的现象学·····	35
斜长石反应环带和蠕状石化的现象学·····	36
蠕状石英及类蠕状石英的“渗透”现象学·····	37
第十四章 石英—钾长石的文象交生·····	40

石英—钾长石文象交生的现象学·····	41
文象石英与条纹长石的结构关系·····	44
骸晶状文象石英结构类型的意义及与微斜长石的交代关系·····	45
由石英岩石英的重结晶作用产生的微文象石英·····	45
由石英与钾长石相接触的熔蚀和活化作用产生的文象石英交生·····	46
石英“滴状体”的渗透作用·····	46
霓辉石流纹岩中花斑状的石英—长石交生·····	46
静海火山岩中石英—长石的文象交生·····	47
石英—长石—白云母后成合晶构造岩·····	47
第十五章 条纹长石的现象学 ·····	48
条纹长石结构概述·····	48
条纹长石及其与钾长石环带的关系·····	48
沿主晶钾长石的解理分布的条纹长石·····	49
构造后的和裂隙的条纹长石·····	49
构造前的条纹长石化·····	50
条纹长石化与双晶的关系·····	51
超出钾长石伸入其它矿物相（例如，斜长石、石英、黑云母、电气石）中 的条纹长石·····	52
相邻钾长石的“穿插条纹长石边”·····	53
焰状条纹长石·····	54
片状条纹长石·····	55
作为多种交代渗透体之一的条纹长石·····	56
假条纹长石—再活化条纹长石·····	56
具反应边的脉状条纹长石·····	57
与斜长石交生的条纹长石化钾长石·····	57
反条纹长石·····	57
被斜长石细脉穿切的斜长石·····	58
条纹长石问题的意义·····	58
第十六章 扩散及其在花岗岩化作用中的意义 ·····	60
晶体内部扩散的意义和花岗质岩石的后成合晶交生·····	62
第十七章 环斑结构 ·····	64
第十八章 花岗岩中的副矿物及其成因上的意义 ·····	66
作为花岗岩以前的副片麻岩相的组分的副矿物·····	68
花岗质岩石中副矿物结构类型的意义·····	70
第十九章 构造对花岗质岩石的影响 ·····	72
构造对花岗质岩石的影响和花岗质组分的构造表现·····	72
石英的塑性变形·····	73
沿理论上的应变椭球体无伸缩平面的塑性活化作用·····	74
构造活化的白云母的结构表现及其与钾长石和石英的关系·····	75

构造对被构造挤入显微裂隙和显微断层中的白云母页片的影响·····	76
白云母的构造活化和石英的同时活化。由石英和白云母同时发生的塑性性 状所产生的复杂的结构类型·····	76
长石的构造变形·····	77
脆性和塑性的矿物相·····	77
关于云母、石英和长石的可塑性及晶体构造的理论推断·····	78
根据晶体构造, 石英与长石的弹性和可塑性的比较·····	78
第二十章 花岗质岩石的晚期交代作用和蚀变作用 ·····	80
花岗质岩石的蚀变作用·····	80
晚期交代的结晶作用·····	81
电气石的结构类型·····	83
第二十一章 花岗质岩石中的放射性矿物 ·····	84
伟晶沥青铀矿共生的结构类型·····	86
花岗质岩石中的放射性晕·····	87
第二十二章 花岗质岩石的侵入特征 ·····	88
引文·····	88
花岗岩问题·····	91
第二十三章 接触变质作用和交代作用 ·····	92
第二十四章 花岗岩物质在侵入时的状态 ·····	96
第二十五章 热液成矿作用与花岗岩化的关系 ·····	99
共生的概念·····	99
周期系的经验法则: 元素分凝形成的共生·····	101
花岗岩中的痕量元素·····	103
第二十六章 关于金默利亚(希腊, 克散锡)“年轻的”侵入花岗岩的Mo— Cu—W—Bi 热液石英脉和 Fe—Cu—W—Mo 绿帘石—石榴石矽卡岩体 (接触交代作用)的岩石成因和地球化学的关系 ·····	104
金默利亚花岗岩和热液的 Mo—Cu—W—Bi 石英脉·····	104
克散锡—金默利亚 Mo—Cu—W—Bi 热液脉的矿物成分和结构·····	105
矽卡岩体·····	106
关于金默利亚花岗岩的矽卡岩和接触交代体在成因上的意见·····	107
与金默利亚花岗岩有关的地球化学异常的意义(费尔斯曼的次生分散晕)·····	107
花岗岩化与成矿作用·····	108
第二十七章 结论 ·····	109
图 版 ·····	111
参考文献 ·····	381
名词索引 ·····	388

第一章 花岗岩问题 和花岗质结构的重要性

最近两个世纪，主要有两种互相矛盾的理论（岩浆作用和沉积物的花岗岩化作用）及其许多变种已被提出来解释花岗质岩石的成因。

在地质科学的发展过程中，人们很早就认识到花岗岩的重要性，而且一般说来，有关花岗岩成因的各种流行的理论在地质思想的形成中又起到了一种有影响的作用。因此，花岗岩一直是大量出版物专门论述的一个课题就不奇怪了〔赫顿 (Hutton), 1788, 1795; 莱尔 (Lyell), 1830, 1833, 1838, 1875; 格林 (Green), 1882; 鲍文 (Bowen), 1928; 埃斯科拉 (Eskola), 1932a; 巴克伦 (Backlund), 1938b; 克鲁鲍特金 (Крупоткин), 1940; 尼格里 (Niggli), 1942; 莱因哈德 (Reinhard), 1943; 里德 (Read), 1943/44; 霍尔姆 (Holmes), 1945; 巴克伦, 1946; 雷诺兹 (Reynolds), 1947d; 鲍文, 1947; 古德斯皮德 (Goodspeed), 1948a; 德雷舍尔-卡登 (Drescher-Kaden), 1948; 拉古恩 (Raguin) 1948/49; 戴利 (Daly) 1949; 米希 (Misch) 1949a; 佩林 (Perrin) 和鲁奥 (Roubault) 1949; 埃德曼斯多弗尔 (Erdmannsdörffer) 1950; 里德 1951; 巴克伦 1953; 佩林 1954; 埃斯科拉 1955; 塔特尔 (Tuttle) 1955; 蒂雷尔 (Tyrell) 1955; 佩林 1956; 里德 1957; 拉古恩 1957; 梅纳特 (Mehnert) 1959; 瓦尔通 (Walton) 1960; 马尔莫 (Marmo) 1968; 梅纳特 1968; 德雷舍尔-卡登 (Drescher-Kaden) 1969; 马尔莫 1971; 但是，仍然有很大一部分出版物把花岗岩和岩石学的其它问题联系起来加以论述。〕

有关花岗岩的文献不时地受到评论；而且对某些解释的强调胜过了另一些解释（作为新资料、新事实以及新解释的出现或旧理论的“重建”的结果，这是必然的）。然而，我们思想的发展并不是一个简单的或和谐的过程；痛苦和争论常常支配着对相反意见的判断。

虽然岩浆学派和变成学派的观点在争论中占优势，但是第三种学派已经出现，并准备让步和不完全排斥任何一派地接受两派的证据；结果，我们时常听到由里德 (1948) 提出来的“有各种各样的花岗岩”这句话。

“这种观点（花岗岩化作用）一旦被承认，我们就将会认识到，具有花岗质特征的岩石曾经是由不止一种方式形成的——即有各种各样的花岗岩，有些花岗岩是岩浆成因的，而另一些则是由花岗岩化作用产生的。然而，我们必须检查各种花岗质岩石（不论是岩浆成因与否）作为某种原因的结果和在一个统一过程中标志着各个阶段的可能性。”

另外，某些花岗岩的侵入特征，特别是它们的变质晕，曾经被岩浆学派，主要是卢森布什 (Rosenbusch 1877) 提出来加以热烈讨论以支持熔浆的成因（岩浆成因）。

相反地，变成学派也同样有理地讨论了从副片麻岩转变为花岗岩以及其它一些标志着

超变质成因（即沉积物的改造）的同化作用的证据。

部分地由于作为调和“总是互相矛盾的证据”的一种尝试，部分地因为花岗岩通常与物质活化的造山带相伴随这一事实多少可以被接受，因此这两种相反意见的集中就产生了一系列深熔作用的解释，即沉积物在温度和压力增加的条件下产生一种熔浆，或者通过超变质作用而产生花岗岩（塞德尔霍姆，1907，1910，1913，a，b，c，1923，1926，1932，1934，1967；哥德施密特（Goldschmidt），1920；德雷舍尔-卡登，1926；奎尔克（Quirke），1927；埃斯科拉，1933；魏格曼（Wegmann）1935b；德雷舍尔-卡登，1936；朔伊曼（Scheumann），1936，1937；埃德曼斯多弗尔，1939；科赫（Koch）1939；赫尼斯（Hoenes）1940；德雷舍尔-卡登，1940；埃德曼斯多弗尔，1941a；德雷舍尔-卡登，1942；斯穆利科夫斯基（Smulikowski）1948；哈瑞（Harry）1951；广田（Hirota）1952；木崎（Kizaki）1953；克兰克（Kranck）和奥加（Oja），1960；奥古士梯蒂斯，1960，巴尔特（Barth）和苏连逊（Sorensen），1961；伊萨穆查米多夫（Issamuchamedow），1961；朔伊曼，1962；米纳尔特，1962；温克（Wenk），1962；斯托伊尔（Steuhl），1962；黑尔默（Härme），1962；富马利尔（Fourmarier）和安东尼奥兹（Anthonioz），1963；艾孟斯（Emmons），1964；冯普拉顿（Von platen），1965；金（King），1965；黑尔默，1965，1966；迪特利奇（Dietrich），1967；温克勒（Winkler），1967；米纳尔特，1968），另外一些深熔作用的观点则承认新生岩浆（juvenile magma）的重大作用。

塞德尔霍姆（1907）提出了“混合岩”这个词和通过沉积物的熔融而产生岩浆的再生作用（Palingenesis）的概念。

特别是存在“各种各样的花岗岩”这种论点认为，对每一种情况都应该根据它本身的特点来判断。虽然如此，对所有花岗岩都适用的一个统一原则就是存在着同样的结构型式。

根据结构构造和地质年代，人们常常发现“新侵入的”花岗岩，并趋向于认为，这些岩体是真正的岩浆侵入体（例如，尼日利亚较年轻的花岗岩）。反过来，具有花岗岩化证据（与变质沉积物过渡和同化作用现象）的花岗质岩石则被认为属于超变质成因。然而，根据这一点来区别花岗岩化花岗岩和岩浆花岗岩只不过是一种武断，而且没有确切的结构标准为人们所承认以证明这种区别。

近来，根据痕迹元素的比率作为区分花岗岩化的变质沉积物和“真正的岩浆花岗岩”的标准的一种地球化学方法已被采用，如果这样的差别确实存在的话，就可以提供有用的资料，而且与其他构造的和岩石学的证据结合起来，这种方法也许是可以应用的。然而，要把深熔作用的花岗岩侵入体和未经过熔体相的沉积物的花岗岩化二者区别开来那将是困难的。在这两种情况下，原始的沉积成因的物质已经活化，痕迹元素比率的差别并不标志着物质来源的基本差别。尽管如此，我们还是希望这种区别再生岩浆花岗岩和花岗岩化花岗岩的地球化学方法能够被利用。

痕迹元素比率的差别已经成功地应用于区别地球上的和地球以外的物质，例如把火山玻璃和玻璃陨石（相当于月球和地球的岩石——1970年德萨斯、豪斯顿（Houston），阿波罗11号会议）区分开。然而，在这种情况下，我们是研究不同的原材料的物质，也就是一种外推法的情况。可是反过来，要区别不同成因的花岗岩则是一种内推法，这将是困难的。

除了物质来源的差别这种可能性外，花岗质岩石还表现出成分上的变化，这些变化远远超出了花岗岩的定义，即：“花岗岩是一种位于深部的火成岩，由石英、钾长石和铁镁矿物如黑云母、角闪石、辉石等组成；颗粒大小足以用肉眼鉴定，并且有一种由所有晶粒干扰着彼此自由发展所产生的结构”的范围。虽然这个“理想花岗岩”的定义对于标本说来可能是合适的，但它通常并不适用于在成分上，包括“外来的”构造和结构上表现出很大变化的花岗杂岩体。严格说来，化学成分的界限是很难应用的，因为从花岗岩过渡到更基性的岩石（甚至角闪石岩）是常见的。除了富含“捕虏体”的花岗质边缘相外，作为花岗杂岩体组成部分的基性部分也是常见的^①。

考虑到区分“花岗岩化花岗岩和岩浆花岗岩”的“方式”，当前的目标是对“假定是不同成因的”花岗岩的常见结构和结构型式加以说明，描述和解释，并将这些结构和类型与副片麻岩和变质沉积物的结构和型式加以对比。另外，也包括变质岩中已被充分确定的变晶的生长与花岗岩中自变晶（endoblastic）生长的对比；这种对比证明，自变晶的生长并不是岩浆后期的（次生的），而是原始沉积物或变质沉积物转变为花岗质岩石时的一种重要的结构。

与花岗结构是岩浆后期结晶作用以后的活化和反应的结果（即花岗质岩浆固结以后产生的次生产物）的观点相反，对花岗质岩石结构型式的仔细研究证明，一个阶段接一个阶段的变化和作用是在变质沉积物转变为花岗质岩石和花岗岩的原因。花岗质岩石的结构显示了岩石形成的真实历史。

应当指出，自变晶的生长实际上是均匀变晶的生长，即具有变质的特征，而且在具有侵入特征和不受后来变质作用影响的花岗岩中也是可以识别的。把自变晶作用解释为花岗岩中的一种交代特征（即自变晶作用=均匀变晶作用（metablastesis））已被详细的结构证据证明了。

① 花岗杂岩体中这些物质的不均匀性，岩浆学派认为是较基性的分异产物，或者是正在侵入的花岗质岩浆在同化过程中的捕虏体。相反地，变成学派则认为是花岗岩化过程中较基性的变质沉积物作为残余遗留下来的部分。

第二章 花岗岩化作用： 地质旋迴的一种过程

地壳的形状及其外部的形成，很大程度上是地质旋迴的结果。大气的形成可以认为是地质旋迴的开始，而大气对原始“星壳”的作用则导致地质旋迴的开始。

外营力通过岩石的风化与侵蚀引起了陆块的剥蚀作用。另外，这样形成的有用物质进入了另一个物理环境，并过渡到加积作用 (aggradation) 阶段。沉积作用，成岩作用和以后的内成运动形成了新的陆块 (还有火山作用)。

这种作用的旋迴，即陆块的破坏与重建，是地质旋迴概念的基本思想。可是与所提出的作用的旋迴相反，岩块 (加积作用的产物) 常常进一步遭受造山带地质构造环境中内成作用的变化。风化作用可以看作是矿物的破坏，而变质作用则倒是一种相反的过程。

在风化情况下，在大气条件下不稳定的矿物，主要是在高温高压条件下形成的矿物，容易遭受分解，结果，产生了在大气条件下稳定的矿物。反之，变质作用则形成在高温或高压条件下——即变质作用范围内占优势的物理条件下稳定的矿物。有关变质作用和变质岩方面的知识的发展，下列的著作是重要的：莱尔 (1830, 1833, 1875)；贝克 (Becke) (1904)；格鲁宾曼 (Grubenmann) (1910)；戴利 (1917)；克鲁斯 (Cloos) (1922)；哥德施密特 (1922)；贝克 (1923)；蒂利 (Tilley) (1924)；哈克尔 (Harker) (1932)；埃斯科拉 (1932b)；来恩哈德 (1935)；埃德曼斯多弗尔 (1936)；菲弗 (Fyfe) 等人 (1958)；帕尔姆 (Palm) (1960)；温克勒和冯 帕拉顿 (1957, 1960, 1961)；温克勒 (1965)；登-特克斯 (Den Tex) (1965)。

沉积物的变质作用可以看作是一种前进的作用，这种作用经过超变质作用和深流作用，最后可以达到深熔作用和再生作用。

麦格列哥尔 (Mac Gregor) 和威尔逊 (Wilson) 对花岗岩化作用作了如下的定义 (1939, 第 194 页)：“我们把花岗岩化作用广义地认为固体岩石转变成具有花岗质特征的岩石的一种作用。这种作用包括了由不同作者所应用而含义又不十分明确的所有作用，如再生作用，同熔作用，过熔作用，渗透作用，交代作用，混合岩化作用，贯入作用，同化作用和混染作用等。”

除了埃德曼斯多弗尔，德雷舍尔-卡登，里德，魏格曼，贝克伦德等关于这个问题的经典著作外 (他们的著作在本图册的有关章节中加以引述) 还有一般地论述花岗岩化作用或描述特殊实例的大量出版物，例如，雷诺兹 (1943, 1946)；埃德曼斯多弗尔 (1948)；埃斯科拉 (1948)；里德 (1948)；米士 (1949)；埃斯科拉 (1950)；赵 (Chao) (1951)；伦伯格 (Ramberg) (1952)；罗斯拉尔 (1953)；黑尔默 (1958, 1959)；A. E 恩杰尔 (Engel) 和 C. G 恩杰尔 (1960)；加弗林 (Gavelin 1960)；德雷舍尔-卡登 (1961, a)。

沉积物的花岗岩化作用属于超变质作用范围。沉积物通过“混合岩化作用”转变为副

片麻岩（沉积来源的变质岩），最后变为花岗岩，相当于前进变质作用，与变成学派的经典观点是一致的。

原始沉积物逐个阶段地转变成副片麻岩和混合岩最后变为花岗岩，可以归因于重结晶作用和变晶生长这样的内部静力活化作用，以及地质旋迴某一个阶段的，属于变质作用范围的，代表变质-交代作用的物质活化作用。

与这些花岗岩化的变质沉积物相反，具有真正侵入特征和野外证据的花岗岩是存在的。详细的结构研究证明，具有侵入特征的花岗岩体的变质特征与沉积物的超变质作用所形成的花岗岩中所观察到的变质特征是可对比、可等同的。

出现的问题是：我们对同一个花岗岩岩体所表现出来的同时存在的变质特征和侵入特征能够如何解释和对具有侵入特征的花岗岩的花岗岩化作用（根据里德的意思[●]）成因能够接受到什么程度？花岗质物质在其侵入时期处于什么样的物理状态？

● 花岗岩化作用是指固体岩石不经过岩浆阶段而转变成具有花岗质特征的岩石的一种作用。

第三章 花岗岩：一种地球的岩石

由于化学的分异作用，便发生了不同成分和不同地球物理性质的地球分层。原始的地壳从理论上说应该是这种分异作用的产物。

根据实验的证据，分离结晶作用被认为是化学分异作用的一种机理，而化学分异作用又可以解释岩石类型的差别。鲍文-尼格里的岩区概念就是以逐渐冷却的熔浆的化学分异作用为依据的。逐渐冷却的岩浆的分异作用趋向，即超基性→基性→中性→酸性，在理论上可以解释某些酸性的岩石类型。然而，基底的和与造山带相伴的花岗质侵入体的广泛的花岗岩化作用由于不存在与花岗岩伴生的成比例的基性物质而与岩浆的分异作用相矛盾。鲍文-尼格里的概念对那些岩石类型可以用化学分异作用的原理来解释的火山岩区（例如，橄榄玄武岩和拉斑玄武岩的分异作用趋向）也许更为合适。里德（1957，第81页）说：“当可以见得到的酸性火山岩（如流纹岩）的总量看来是属于结晶作用所产生的正常顺序，即来自可以见到的玄武岩的分异作用时，根据我的意见，巨大体积的花岗质岩石则是对这种理论的一种有力的反对。总之，必须解释的东西是在地壳中所见到的东西，而不是在‘一个小坩埚底部’所见到的东西。”

对月亮的岩类学和成分作出结论虽然还为时过早；然而，阿波罗11号的探测成果，（久白 Kushiro 等人1970）证明，作为基质的一个相和比例上占10%的酸性分异产物在月球的基性火成岩中是可以存在的。长石-石英的显微文象交生（见图366）也证明酸性火山岩在月球上存在的可能性。然而，必须强调指出，酸性火山岩（即流纹岩）并不是花岗岩的喷出对等物。尽管化学成分相似，但花岗质的结构说明是变质-交代成因的，这反过来又说明它是地质旋回的产物，即花岗岩是一种地球的岩石。

超变质作用和花岗岩形成的一个重要的地质构造环境是在地槽的山根带内。这又说明了花岗质岩石和造山带的伴生关系。花岗质岩石在地盾区（基底）的广泛产出再一次与花岗质岩石和造山带伴生这一点相符合，因为基底是由连续的造山带建立起来的。

第四章 变晶作用

“从火成岩浆中分离出来的矿物，像悬浮在食盐饱和溶液中的食盐晶体一样，是在比粘度和表面张力更为抑制的条件下一层一层地平稳增长而成的。在变质作用中就没有这种自由了。生长着的晶体必须克服固体阻力为自己获得一个位置，而且被想像是从它的生长点用力地挤向外面而生长的。由于这种束缚的结果，所有变质的岩石最后便具有一种特殊的结构或结构种类，对这种结构，我们采用贝克提出的‘变晶的’这个词，即含有迸发或发芽之意”。

阿弗烈德·哈克尔（变质作用，1950）

火成岩类学认为，晶体的生长是晶体与其周围熔浆之间达到物理-化学平衡状态的结果。与之相对比，变质岩石学则认为，变晶的生长是它与从中形成变晶的岩石处于一种物理-化学平衡状态。变晶的生长是岩石中变质与交代的反应和作用的结果。然而，与经典的变质作用相反（这种作用认为变晶的生长是变晶与岩石总体达到一种平衡状态的结果），一个变晶应该被看作是一种局部交代的生长，也就是说，它是在岩石中某一点形成的，是活化的物质及其围绕着变晶的“显微环境”有限的局部反应的结果。

变晶是不需要与受变质的岩石总体处于物理-化学平衡的一种生长，而是活化物质（从交代作用来说，是由扩散和粒间搬运供应的）以及其范围内的物质和其周围的物质的反应产物，即变晶是一个单体。

就某种意义来说，变晶作用是一种静力作用，即在固态环境中在压力下的结晶作用，这种压力不需要动力（应力）影响的参与。

然而，变晶作用（副变晶作用）也可以是构造影响的结果，也就是说，变晶作用是在构造影响下的一种重结晶作用（晶格的破坏和重新结晶）。作为副变晶生长的结果，细小的石英颗粒通过重结晶作用和变晶生长形成了“超单晶”。因为在动力变质作用下因应变而产生的诸平面的交线，可以作为变晶生长的地点。

在构造影响下变晶作用最有代表性的例子也许就是S形石榴石的变晶，其中可以观察到石榴石变晶和被包裹的基质的S形扭曲。

就变晶作用来说，到目前为止，我们把它看作是一种静力的结晶——生长过程和动力变质作用的结果。然而，变晶作用不过是个“结构名词”表明“其中生长着的晶体必须克服固体的阻力为自己获得一个位置”的晶体生长现象学。因此，在不同成因的岩石中都是可以辨认的（奥古士梯蒂斯，1959，1960）。

虽然，变晶作用被想像是从它的生长点用力地挤向外面生长的——大多数变晶的结构类型与这个概念和图像相符——但是观察表明，变晶的生长是由被“吸收”到早形成的基质中的胶体和偏胶体的凝结作用产生的，这样就同时表现出胶体构造和变晶的特征，例如，包裹，熔蚀和自净地（autocathartically）推开先形成的基质成分等。德雷舍尔-卡登（1969）和奥古士梯蒂斯（见第十二章）对大多数特殊的变晶，实际上是变余胶体作了描述。

第五章 后成变晶作用

与变质岩和花岗岩化沉积物中所描述的典型变晶相反，在火山岩中看到了变晶的（后成变晶的）结构类型，即玄武岩基质中的长石后成变晶。通过作者（奥古士梯蒂斯1960, 1964 c）的观察，指出了长石斑晶的一种现象学，它与通常被接受的观点不同。

详细的显微镜观察已经证明，斜长石斑晶同化和消化属于早先形成的结晶相的组成。关于这些斜长石（后成变晶的）性质的例子已被描述过了；也就是，斜长石曾经熔蚀和同化了早先形成的辉石斑晶和基质成分。基质的同化作用，从未受影响的矿物（颗粒）到色素残余，其全部转变都可以追索。然而，与变质岩中变晶的情况不同，在这种情况下，基质成分和变晶的结晶作用在时间上没有很大的差别。可是变质岩中变晶的空间——成因关系与火山岩中后成变晶的空间——成因关系是相类似的，并且说明，后成变晶作用是属于玄武岩熔浆固结作用最后一个阶段的结晶作用。

斜长石后成变晶的现象学：早期形成的辉石

被晚期的后成变晶斜长石所同化

图1和图2说明后成变晶（辉石以后的）斜长石的一种类型。由于斜长石生长的结晶作用力的结果，它可能沿着原生裂隙穿切了早先形成的辉石。斜长石显示出与辉石同化作用的证据，这种同化作用影响了后成变晶的环带成分。

斜长石不同部分的 An 含量发生变化（图1和图2），这些变化可以在环带 I—IV 见到。这些不同环带的 An 含量如下：

环带 IV	34% An
环带 III	31—32% An
环带 II	44% An
环带 I	38—39% An

带 IV 和带 III 不存在辉石。反之，带 II 的宽度和辉石一样；这个带显示最大的 An 含量，这是由于辉石被后成变晶的斜长石同化所造成的；同时出现了辉石的色素残余。带 I 的 An 含量比带 II 低，而比带 III 和带 IV 高。这可能是斜长石沿着从带 IV 到带 I 的方向生长所致。

当辉石被后成变晶同化时，辉石发生了均质化作用。“同化作用”的最终产物是均质的色素残余，它们代表那些不能被斜长石晶格同化的成分。

辉石部分地被后成变晶同化的另一个有趣的例子见图3。在这个例子中，辉石再一次显示同化作用的全部现象学；辉石的残余和色素状体出现在斜长石部分，这部分是两个相交反应的产物。

基质被晚期的后成变晶斜长石所同化和消化

在火山岩中基质常常穿切或“渗透”到早形成的斑晶中。作为基质成分与斑晶晚期伴生的结果，它看来常常好象是基质被斑晶所包裹。这些基质成分的包裹体常常被解释为包裹在正在结晶的斑晶中的岩浆液滴，而液滴又逐渐结晶并产生了与基质相同的成分。这种解释与斑晶首先结晶的观点相符合，而且斑晶常常显出岩浆熔蚀的全部特征。

然而，对 An 含量较基质低的，并显出同化了早期矿物全部现象的斜长石斑晶的观察结果已由奥古士梯蒂斯加以描述 (1959/60 1964c)。

图 4 和 5 表示包裹着基质成分的斜长石后成变晶的最有趣的例子。细小的辉石和基质斜长石包裹在晚期形成的斜长石后成变晶之中。基质的矿物成分均匀地分布在斜长石的格架内。基质能被包裹，同化或者沿着主晶斜长石的直线或边缘自净地（通过自净作用）被推开的数量和程度是可以变化的。

由于成分的差异，主晶长石中的基质成分常常被反应边所包围。这样的反应和围绕包裹体的环带类型被认为是由晚期长石后成变晶的形成对基质同化作用的程度所造成的。

图 6 表示大量的基质矿物成分被一个长石后成变晶所包裹。斜长石中的差别（干涉色）说明长石形成时与早先形成的基质成分的反应。同样，图 7 表示被一个因不同成分而造成清晰环带的后成变晶长石所包围的基质成分。

到目前为止，所描述的例子已经证明，基质成分是分布在斜长石后成变晶内的。然而，另外的观察证明，基质的溶解囊也可以在后成变晶中存在。图 8 表示了在它附近和包裹在后成变晶中的，熔蚀和部分同化了基质成分的一个溶解囊的例子。由于基质的同化作用，长石就出现了色素残余。包裹在后成变晶中的基质成分的熔蚀和同化作用可以逐个颗粒地变化：经常是熔蚀得很少的或没有熔蚀外貌的自形的基质成分被包裹。然而，更经常的是，包裹在后成变晶中的基质的矿物成分可以表现出熔蚀和同化作用的全部外貌。图 9 表示一颗斜长石后成变晶中的基质成分，虽然其中的基质在很大程度上未受到影响，但是它也包含着那些清楚地被熔蚀并化成色素的形状和外貌的矿物成分。值得提出的是在图 10 中详细的显微照像所见到的色素沿着斜长石后成变晶的解理方向分布。在这种情况下，据推测基质成分已被后成变晶所熔蚀和同化；即在产生色素的复杂过程中，色素残余代表着不能被同化或不参加斜长石晶格的成分，部分地显出同化作用的证据，部分地被推入或限制在后成变晶的解理之中。正如在图 8 和图 9 所见到的那样，在同一个后成变晶内，基质的矿物成分可以不受影响地具有清楚的结晶轮廓，而邻近的基质成分则可以受影响并转化为色素的形状。

后成变晶的现象学的确可以提供关于基质矿物成分被晚期形成的斜长石所同化和大量地被熔蚀的最有说服力的例子。图 11 表示一个充满基质包裹体的大的后成变晶，而图 12—14 对这些成分的形状和熔蚀作用提供更详细的资料。图 12 表示包裹在后成变晶内的，圆形的和被熔蚀的基质的矿物成分具有更大和更明显结晶的外形。图 14 表示包裹在后成变晶内的基质被熔蚀并转变成色素大小的详细情况。图 15 表示基质中的辉石也可以显出熔蚀的外貌和色素残余。

基质的熔蚀作用反过来也可以单独地引起直接包围基质包裹体或其残余的那部分后成

变晶的钙长石含量的不同。除了图 6 清楚地表明, 在被包裹的基质周围那部分斜长石的差别外, 对图 17 和 18 进一步观察证明, 后成变晶长石在成分上的变化取决于基质与长石的反应。在图 18 中, 箭头指示被长石反应环带包围的, 包裹在后成变晶内并还原成色素残余的原始的基质矿物成分。

表示后成变晶中色素的分布与成分之间的相互关系的补充观察见图16。图中被同化的基质的色素残余在后成变晶内呈环带状分布, 同时也可以区分出一个没有色素残余的后成变晶环带。这种不带包裹体的自净过程称为自身净化作用。

尽管所引用的一系列观察材料在某种程度上证明, 后成变晶的年龄较基质为晚, 但是有时候后成变晶与基质的关系还是难以解释和确定的。例如, 图19表示伸入到后成变晶之内的基质。(这种观察可以认为是模棱两可的, 因为它可以看成是被后期的后成变晶所包裹的, 但仍然与后成变晶外面的基质保持着联系的基质的一部分。)

后成变晶的斑晶成分

由作者(奥古士梯蒂斯, 1959/60)通过弗氏旋转台的鉴定已经证明 基质斜长石与斑晶斜长石之间在成分上的差别。与斜长石斑晶较基质成分更富于钙长石和较基质成分为早的这种通常说法相反, 所描述的后成变晶则较基质为晚, 而且它们的成分证明比基质(辉石以前的)长石具有较低的钙长石含量(图 20)。

后成变晶常常出现反环带, 而且与变质成因片麻岩中的变晶斜长石相似。后成变晶常常显出构成这些晶体的块段或环带的钙长石含量的局部变化。图21 A 和 B 表示一个具有不同 An 含量的环带的后成变晶:

环带 I	25% An
环带 II	15% An
环带 III	24% An
环带 IV	25—27% An

值得注意的是, 中心带 I 较带 II 更富于 An 含量。同化作用的色素残余出现于带 I。也还值得注意的是, 带 III 较带 II 更富于 An 含量, 因此出现一种反环带类型。正象在带 I 中有同化作用残余存在所证明的那样, 这个例子同样证明 An 含量也取决于同化作用的程度。

图 17 和 18 的显微照相证明, 局部的差别确实是受 An 含量的差别所制约的, 这种差别又取决于被包裹的基质成分与周围的后成变晶的反应。

后成变晶作用与斜长石袭普通辉石

假像的过程之间的比较

皮鲁西尼 (Pieruccini 1961) 所介绍的斜长石袭普通辉石的假像与后成变晶的现象学相类似。另外, 假像的转变是在火山灰中经水化作用发生的, 而后成变晶的生长是在喷发岩(常常具有气孔构造的熔岩流)中观察到的, 而且是在熔浆固结作用期内发生的。皮鲁