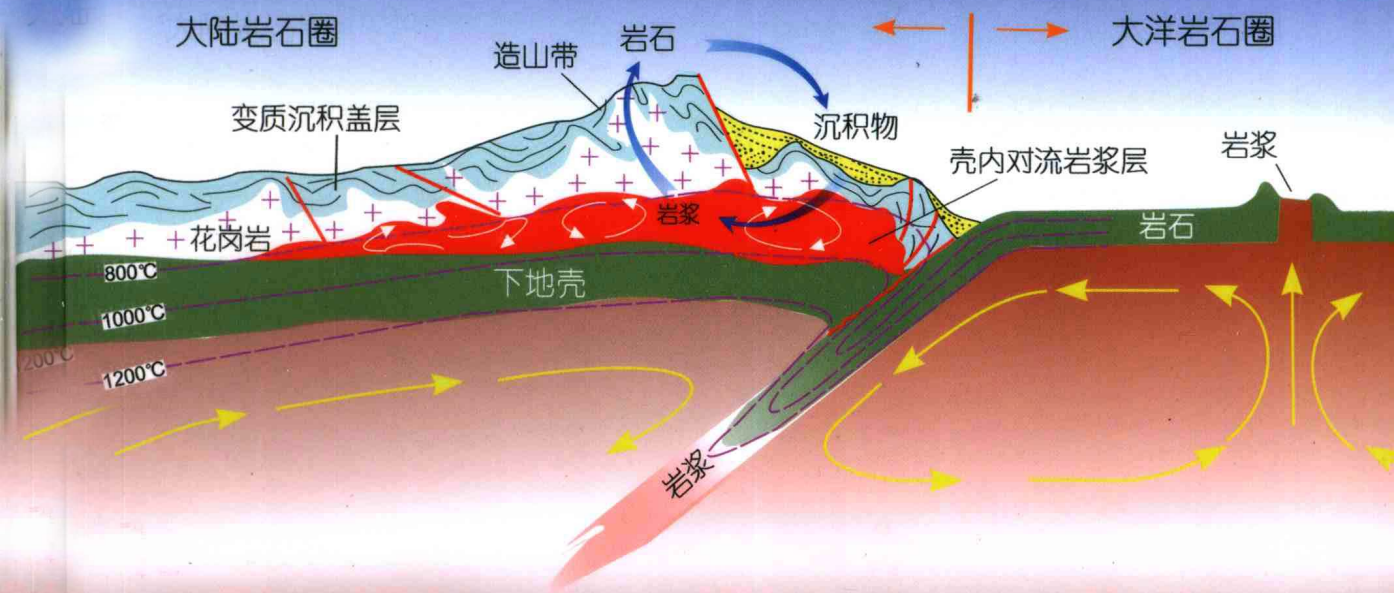




花岗岩成因： 原地重熔与地壳演化

HUAGANGYAN CHENGYIN YUANDI ZHONGRONG YU DIQIAO YANHUA

陈国能 洛尼·格拉佩斯 著
彭卓伦 张献河 胡文烨 译
张珂 校



中国地质大学出版社
ZHONGGUO DIZHI DAXUE CHUBANSHE

花岗岩成因：原地重熔与地壳演化

HUAGANGYAN CHENGYIN; YUANDI CHONGRONG YU DIQIAO YANHUA

陈国能 洛尼·格拉佩斯 著

彭卓伦 张献河 胡文烨 译

张珂 校



中国地质大学出版社

ZHONGGUO DIZHI DAXUE CHUBANSHE

图书在版编目(CIP)数据

花岗岩成因:原地重熔与地壳演化/陈国能,(德)格拉佩斯著;彭卓伦,张献河,胡文烨译;张珂校. —武汉:中国地质大学出版社,2009. 6

ISBN 978-7-5625-2368-0

I. 花…

II. ①陈…②格…③彭…④张…⑤胡…⑥张…

III. 花岗岩-岩石成因

IV. P588. 12

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2009)第 069727 号

Translation from the English language edition:
Granite Genesis: In-Situ Melting and Crustal Evolution
By Guo-Neng Chen and Rodney Grapes
Copyright © 2007 Springer, The Netherlands
as a part of Springer Science+Business Media
All Rights Reserved

花岗岩成因:
原地重熔与地壳演化

陈国能 洛尼·格拉佩斯 著
彭卓伦 张献河 胡文烨 译
张 珂 校

责任编辑:段连秀

策划编辑:段连秀

责任校对:张咏梅

出版发行:中国地质大学出版社(武汉市洪山区鲁磨路 388 号)

邮政编码:430074

电 话:(027)67883511

传真:67883580

E-mail: cbb @ cug. edu. cn

经 销:全国新华书店

<http://www.cugp.cn>

开本:787 毫米×1092 毫米 1/16

字数:450 千字 印张:16.25 彩插 2

版次:2009 年 6 月第 1 版

印次:2009 年 6 月第 1 次印刷

印刷:武汉中远印务有限公司

印数:1—1 000 册

ISBN 978-7-5625-2368-0

定价:98.00 元

如有印装质量问题请与印刷厂联系调换

前 言

我们希望最终能了解自然界的一切。然而,认识到这一天的遥远和我们的无知是很有益的。

——N. L. 鲍文

1947 年美国地质学会主席致辞

我们不敢说熟悉业已发表的海量花岗岩文献,但也注意到,花岗岩形成是深部岩石部分熔融,然后分离、上升、定位的岩浆侵入模式,在最近 15 年来被不断强化并逐渐达至共识;而“花岗岩化”的概念,如果不是已经死亡,至少已销声匿迹。然而,本书提出的却是一套与广为接受的岩浆侵入理论截然不同的花岗岩成因学说,称为“原地重熔-壳内对流”说,它在某种程度上可以说是花岗岩化论和岩浆论的有机结合。

花岗岩原地重熔成因的核心由陈国能教授创立。从 1971 年至 1977 年,陈国能作为一名年青的地质队员,在华南从事找矿勘探和区域地质调查。一种现象使他一直迷惑不解:为什么花岗岩热液矿床在空间上多与小岩株甚至隐伏岩体,而不是与大岩基有关?如果矿床的成矿物质不是来自岩浆,为什么这些矿床的分布在时空上与花岗岩密切相关?如果成矿物质来自岩浆,那么岩体越大,成矿物质应越多,为什么大岩基周围又往往无矿?自 1977 年后在中山大学长达 7 年的学习期间,陈教授花费了大部分的空余时间在图书馆看书,试图寻找上述问题令人可以接受的答案,但却以失败而告终。他逐渐意识到,有必要重新审视已广为接受的岩浆侵入论的可靠性,由此开始了长达 20 多年的研究并最终得到如下结论:陆壳部分熔融产生的花岗岩浆没有离开熔区!

在花岗岩成因上与洛尼·格拉佩斯的合作研究始于 2002 年。洛尼当时是德国弗莱堡大学的教授,从 2005 年 10 月起担任中山大学教授。

在以后的章节中,我们将会证明,发生于中上地壳部分熔融区内的热对流,是大规模花岗岩浆形成的必要条件;没有对流,地壳岩石的部分熔融只能产生混合岩而不可能产生花岗岩;花岗岩在地壳中呈层状或似层状分布;岩体是花岗岩层

不规则上界面的凸起部分;岩体的大小与形态,反映的是花岗岩层上界面与现代剥蚀面的几何关系,而不是岩浆侵入量的多寡;花岗岩的化学组成和同位素组成,反映的是岩浆系统的物质演化而不是岩浆的来源;壳内岩浆层的固结过程,造成各种化学元素在陆壳内部的重新组合和重新分配,分别形成花岗岩及与其相关的各类热液矿床。

花岗岩成因的原地重熔-壳内对流模型及相应的熔融大地构造模型,沟通了地质学的两大知识体系,亦即大陆地质学和板块构造之间的联系,逻辑地解释了各种与之相关的地质、地球化学和地球物理现象。建立于原地重熔-壳内对流理论和元素周期表之上的元素地球化学场,更体现了自然界宏观和微观的和谐与统一。

本书的各种观点不同于传统地质学。可以看到支持传统观念的各种证据同样被用于支持新学说,此为花岗岩研究乃至整个地球科学研究提供了新的研究思路。本书适用于广大地球科学专业人员和学生。

陈国能 洛尼·格拉佩斯

中山大学,广州

2006年12月20日

致 谢

本书第一作者衷心感谢 20 多年来一直关注和支持该项研究的师长、学者和朋友,尤其是杨遵仪院士和陈国达院士;感谢妻子王东的理解和奉献;感谢中国教育部高等学校博士学科点基金,以及中山大学科学基金的资助,使此项研究最终得以完成;感谢美国内布拉斯加州大学 Robert Diffendal 教授和师兄杨明钦博士在美国野外考察期间给予的帮助和建议;感谢中山大学地球科学系张珂教授和曹建劲副教授等朋友和同事的合作与支持。我的学生庄文明博士、邱燕博士、彭卓伦博士、林小明博士、马浩明博士、刘延勇博士和邵荣松、张献河、丘善森、胡文烨以及德国弗莱堡大学矿物岩石地球化学研究所 Christian Bratzdrum 等,参与了本项目的部分研究。洛尼·格拉佩斯(RG)感谢其妻子 Agnes 在此书撰写过程中给予的鼓励和帮助。最后,作者对德国弗莱堡大学地球科学图书馆 Susane Schuble 和新西兰维多利亚大学地学图书馆 Gill Ruthven 的帮助和指引表示衷心感谢。

目 录

第一章 绪 论	(1)
1.1 岩石成因与地质学的知识体系	(1)
1.1.1 沉积岩成因与大陆地质学	(1)
1.1.2 玄武岩成因和板块地质学	(2)
1.1.3 花岗岩来源?	(2)
1.2 花岗岩、混合岩和花岗岩问题	(4)
1.2.1 定 义	(4)
1.2.2 岩浆侵入模型及其存在问题	(8)
第二章 地壳重熔(熔融):实验和条件	(13)
2.1 简 介	(13)
2.2 矿物熔融	(13)
2.2.1 熔融拓扑学	(15)
2.2.2 白云母脱水熔融	(15)
2.2.3 黑云母脱水熔融	(16)
2.2.4 角闪石脱水熔融	(18)
2.2.5 花岗质岩石中黑云母和角闪石的熔融	(19)
2.2.6 其他含水矿物	(19)
2.2.7 超固相线减压-脱水反应(SDDR)	(21)
2.3 岩石熔融-实验证据	(22)
2.3.1 熔体组分	(22)
2.3.2 残留组分	(23)
2.3.3 岩石固相线	(24)
2.3.4 熔体分离	(24)
2.3.5 结 论	(27)
2.4 地壳结构与组成	(31)
2.5 地壳中的水	(32)
2.6 地壳的部分熔融与热源	(37)
2.6.1 引 言	(37)

2.6.2	地壳增厚产热	(38)
2.6.3	埋藏的放射性岩石产热	(40)
2.6.4	剪切产热	(42)
2.6.5	岩石圈地幔伸展与移动	(45)
2.6.6	基性岩浆入侵	(50)
2.6.7	地壳减薄和“底辟”减压	(56)
第三章	原地重熔和壳内对流:花岗岩浆层	(60)
3.1	引言	(60)
3.1.1	陆壳重熔的地球物理证据	(60)
3.1.2	花岗岩、混合岩和麻粒岩形成的 $P-T$ 条件	(62)
3.2	地壳重熔(熔融) I: 初始熔融和部分熔融层	(64)
3.2.1	部分熔融层的形成	(64)
3.2.2	非均质地壳内部分熔融层的形成	(68)
3.3	地壳重熔(熔融) II: 壳内对流与岩浆层形成	(71)
3.3.1	重力分异与岩浆层形成	(71)
3.3.2	壳内对流与岩浆层的演化	(73)
3.3.3	重熔界面上升和岩浆层增厚	(75)
3.4	岩浆层内的成分分异	(76)
3.5	岩浆层、花岗岩层和花岗岩体	(77)
3.6	重熔界面的时间波动(多次重熔)与花岗岩层序	(78)
3.7	小结	(79)
第四章	花岗岩原地重熔起源的地质证据	(80)
4.1	混合岩到花岗岩	(80)
4.1.1	加拿大 Thor-Odin 穹窿	(80)
4.1.2	澳大利亚 Broken 山丘	(80)
4.1.3	澳大利亚 Stafford 山	(82)
4.1.4	比利牛斯 Trois Seigneurs 地块	(84)
4.1.5	法国 Velay 穹隆	(85)
4.1.6	中国东南沿海混合岩-花岗岩带	(87)
4.1.7	澳大利亚科马和马兰比季杂岩体	(88)
4.1.8	加拿大 Optica 灰色片麻岩	(90)
4.2	接触变质晕圈	(92)
4.3	从捕虏体到暗色包体	(93)
4.4	花岗岩层和花岗岩体	(98)

4.5	重熔界面的时间波动与花岗岩层序	(105)
第五章	岩浆层分异:地球化学证据	(111)
5.1	概 述	(111)
5.2	成分变化	(111)
5.3	锶同位素	(123)
5.4	氧同位素	(126)
5.5	稀土元素	(130)
5.6	小 结	(135)
第六章	原地重熔的成矿作用	(136)
6.1	概 述	(136)
6.2	成矿元素的来源	(137)
6.3	成矿流体的形成和演化	(139)
6.4	矿床类型	(144)
6.4.1	脉状矿床	(144)
6.4.2	浸染状矿床	(145)
6.5	成岩成矿年龄差	(146)
6.6	成岩成矿温度差	(147)
6.7	热液矿床的形成和分布	(148)
6.7.1	成矿元素的沉淀析出	(148)
6.7.2	氧同位素证据	(151)
6.8	成矿壳层	(152)
6.9	地壳升温过程中的成矿作用	(154)
6.10	多次重熔的成矿作用	(161)
6.10.1	重熔岩浆系统的氧化	(161)
6.10.2	铀的成矿作用	(162)
6.11	元素地球化学场	(166)
6.12	小 结	(169)
第七章	陆壳岩浆层形成的热动力来源——熔融大地构造模型	(171)
7.1	简 介	(171)
7.2	板块汇聚与陆缘地温场扰动	(171)
7.3	俯冲作用与花岗岩形成:西太平洋大陆边缘	(174)
7.3.1	概 述	(174)
7.3.2	华南东部构造演化和花岗岩形成	(174)
7.3.3	熔融大地构造模型	(179)

7.3.4 多次重熔与花岗岩带	(181)
7.3.5 小 结	(183)
7.4 大陆碰撞与花岗岩形成:特提斯带	(184)
7.4.1 青藏高原构造框架及花岗岩分布	(184)
7.4.2 板块汇聚与地壳变形(构造运动)	(185)
7.4.3 板块汇聚和岩浆层	(186)
7.5 小 结	(188)
第八章 壳内岩浆层固结的地质效应——以中国东南部为例	(189)
8.1 断陷盆地	(189)
8.1.1 中国东南部中生代盆地的类型与分布	(189)
8.1.2 盆地的形成	(190)
8.1.3 红层成因	(193)
8.1.4 小 结	(198)
8.2 火山岩浆喷溢	(198)
第九章 大陆岩石循环与元素循环及总结	(203)
9.1 大陆岩石循环	(203)
9.2 大陆元素循环	(204)
9.3 总 结	(205)
附录1 中国东南部行政区图	(208)
附录2 岩石熔融实验结果	(209)
参考文献	(229)

第一章 绪 论

1.1 岩石成因与地质学的知识体系

岩石组成了地球的固体层圈,其形成记录了地球的环境变迁及与其相适应的物质运动。因此,有关岩石成因的知识,可以说是整个地质学知识体系的基础。组成岩石的矿物在种类、大小、形状、属性以及排列方式等的多样性造成了岩石的多样性,要确定岩石的物质来源和形成机理,对地质学来说是一种挑战。在三大岩类(沉积岩、岩浆岩和变质岩)中,变质岩的物源无需考虑,因为其前身即为岩石。岩浆岩由岩浆固结而成,根据岩浆的物质成分与来源,又可分为铁镁质岩浆岩和长英质岩浆岩两大类,前者以辉长岩/玄武岩为代表,后者以花岗岩/流纹岩为代表。

1.1.1 沉积岩成因与大陆地质学

从莱伊尔(Lyell)(1830—1833;1868)的《地质学原理》到丹纳(Dana)(1873)的地槽学说,地质学阐明组成固体地球顶部层圈的沉积岩的成因:盆地的沉积物来自山脉或其他类型隆起区岩石的风化剥蚀;沉积物深埋后,经压实成岩作用形成新的沉积岩;新的岩石经造山作用或其他类型的构造变动又被抬升到地表,再次遭受风化剥蚀,成为沉积物的新源区,如此循环(图 1.1)。

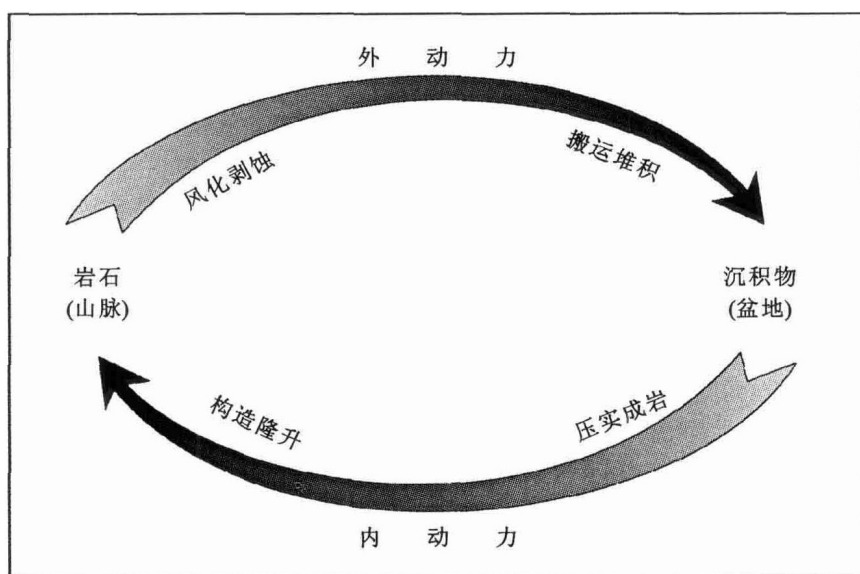


图 1.1 沉积岩成因及沉积圈的物质循环模型

上述模型阐明了地球内、外两种地质营力的关系,及与其相适应的两种不同构造环境(隆起区和沉降区)的物质运动规律,揭示了沉积圈的物质循环演化过程。如果上述模型不成立,大陆地质学的诸多理论均无法成立,成为地槽说可以在大陆地质学中保持基础地位长达一个多世纪的主要原因。

1.1.2 玄武岩成因和板块地质学

玄武质岩石是组成洋壳和可能包括下陆壳(硅镁层)的重要岩石。从20世纪20年代霍姆斯(Holmes)的地幔对流说,到60年代初迪茨(Dietz, 1961)和赫斯(Hess, 1962)的海底扩张说,地质学成功地解释了大洋玄武岩的成因,阐明了地幔物质的循环演化过程:地幔的铁镁质岩浆从洋中脊涌出,固结后成为组成洋壳玄武质的岩石,同时推动洋壳从洋中脊向两侧运动;洋壳的岩石最终又在俯冲带回到地幔,并在这一过程中逐渐熔化成为岩浆,如此循环(图1.2)。

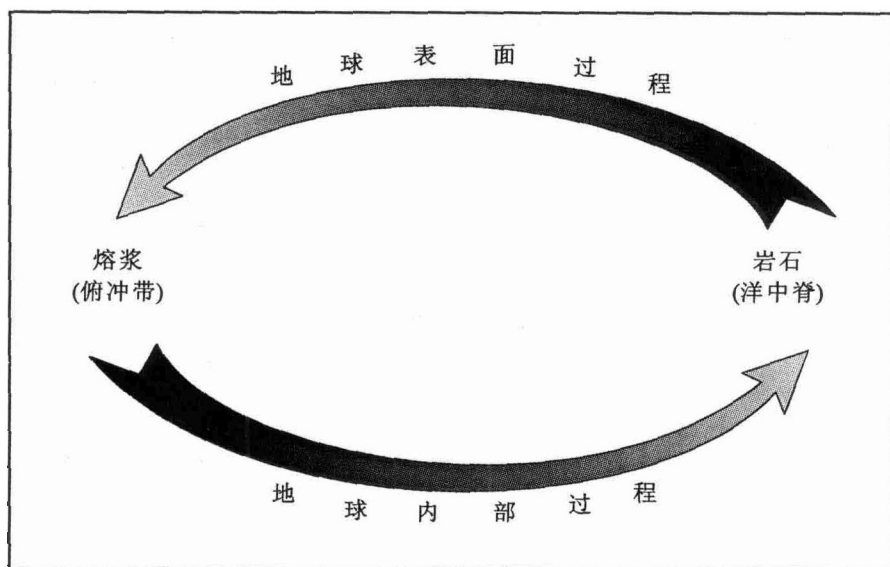


图 1.2 玄武岩成因及地幔物质循环模型

上述模型是整个板块知识体系的核心。没有该模型,板块学说不可能成立。该模型为大陆大规模漂移提供了一种机制,这恐怕就是魏格纳(A. L. Wegener)的大陆漂移学说最终得到科学界认可的主要原因。

1.1.3 花岗岩来源?

沉积岩和玄武岩的成因模型,分别阐明了地球内、外营力的关系及与此相适应的大陆表层环境变化和物质运动,以及地球内部能量流和物质流的变化及其引起的岩石圈板块运动,分别构成了地质学两大知识体系,亦即传统大陆地质学和板块地质学的理论核心。然而,就如同图1.3所示,在下陆壳硅镁层与沉积变质盖层之间,尚存在一种上述两个模型及其相关知识体系无法容纳的岩石——花岗岩;沉积岩的形成过程显然不可能产生花岗岩,大洋玄武岩的形成过程也没有产生有规模意义的花岗岩。

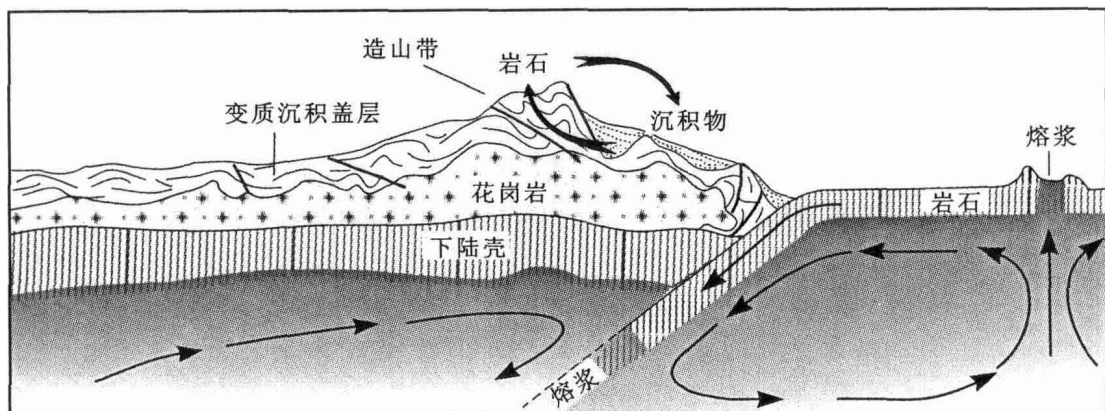


图 1.3 花岗岩在大陆地壳中的空间分布及其与地质学两个物质循环过程的关系

作为大陆的标志性岩石,花岗岩构成大陆上部地壳的基础,且花岗岩的形成过程通常与大陆的构造作用、变质作用和成矿作用密切相关。从地质科学尚处于摇篮阶段的 18 世纪起,花岗岩成因问题就是众多争论的主题。有关花岗岩成因的论战,可见 Gilluly(1948)、Pitcher(1993)和 Young(2003)等人的论著,在此不一一列举。需要提到的是,自板块构造理论在 20 世纪 60 年代问世以来,有关花岗岩成因的诸多解释,都被置于板块的理论框架中去重新认识。在许多情况下,认识似乎趋向一致,但实际争论仍在继续。

鲍文(Bowen)(1914,1922,1948)的玄武岩浆结晶分异理论的误区,是将矿物结晶顺序与岩浆岩从基性到酸性的岩石序列相结合。实验结果证明,玄武岩浆的结晶分异最终只能产生很少量的残余花岗质熔体,这与野外存在众多花岗岩的事实明显冲突(Holmes, 1926; Read, 1957)。矿物反应系列实际可以应用到不同组分的岩浆系统。换言之,从岩浆系统中最初晶出的不一定是基性岩,而最后形成的也未必就是长英质(酸性)岩石,因为从熔体中结晶的岩石的性质,取决于熔体的组分而非矿物结晶的顺序(Kennedy, 1933)。Walton (1960)就曾对Bowen的认识做过如下的评论:“鲍文的化学理论或将该理论应用于玄武质岩浆的分离作用并没有任何错误,这依然是岩石学的一个基本原理。但是,火成论僵硬地束缚一个单独的模式上,认为大多数火成岩的演化都是玄武岩侵入地壳冷却、结晶和分离之故,那就有点臆测了。同样的化学理论可以应用于其他模式”(原文:“Not that there was anything wrong with Bowen's chemistry or his application of it to the fractionation of basaltic magma; it was and will still remain a keystone of petrology. But there was a crucial tacit assumption involved in tying igneous theory so rigidly to a single model in which the evolution of most igneous rocks is dependent on the upward intrusion of basaltic magma into a level of the crust where it cools, crystallizes, and fractionates. The same chemistry can be applied to other models.”)

20 世纪 40 年代(Gilluly, 1948)以 H. H. Read 为代表的“变成论”者和以 N. L. Bowen 为代表的“岩浆论”者之间的争论,随着其后越来越多的学者认同花岗岩的岩浆起源而结束。然而,组成花岗岩体的岩浆来自何方?用 Bowen 的话表示:Whence the granites?(花岗岩从何而来?)

对于这一问题,目前压倒性的认识是:花岗岩由地壳中各种不同成分的岩石部分熔融固结而形成。这一观点揉合了早期关于花岗岩起源的两种不同认识:即岩浆论(认为花岗岩来自岩浆的结晶)和变成论(认为花岗岩是富硅铝的沉积岩在干或含水条件下经花岗岩化作用改造而成)。提出花岗岩是地壳岩石经超变质(深熔作用)的结果,这对研究地壳的起源和化学分异作用等具有重要意义,因为它们与特定时期内地壳的热状态和原岩的成分有关,包括可以产生多少花岗岩浆、花岗岩形成时的温度和水的数量和来源、构造背景和板块作用过程,等等。

1.2 花岗岩、混合岩和花岗岩问题

1.2.1 定义

1.2.1.1 花岗岩

最初由 H. H. Read 在 1933 年提出的“有各种各样花岗岩”的名言,今天看来仍然是正确的。事实上,目前提出的花岗岩分类方案至少有 20 种(见 Barbarin, 1990、1999 年的总结;以及 Frost 等人 2001 年对较常用的分类方法所作的评论)。目前最普遍的分类方案是地球化学和/或成因字母分类方案,例如将花岗岩分为 S 型、I 型、M 型、A 型和 C 型等(S 型为由沉积岩改造而成的花岗岩;I 型为岩浆起源;M 型为地幔来源;A 型为无水花岗岩;C 代表紫苏花岗岩);或者分为钙碱性、碱性、过碱性、过铝和铝质花岗岩等;或者根据构造背景分为“造山”花岗岩(大洋和大陆火山弧;大陆碰撞带),“后造山”花岗岩(造山期后的隆起或塌陷区),以及非“造山”花岗岩(大陆裂谷、热点、洋中脊、大洋岛)等。

本书使用的“花岗类岩”、“花岗质岩石”、“花岗岩”等术语,是指含石英($>60\text{wt. \% SiO}_2$)的深成岩浆岩。需要进行分类描述时,使用野外或岩石学观察常用的非成因分类中严格定义的岩石名称,例如花岗岩、石英二长岩、花岗闪长岩、英云闪长岩、二长岩、闪长岩等,前面可加上矿物、粒度、岩石结构构造等限定词,如矿物名称(在花岗岩前面加黑云母-、白云母-、二云母-等;在正长岩、二长岩和闪长岩前面加石英-),粒度大小(如细粒、粗粒、中粒、细晶、伟晶),岩石结构(如斑状、巨斑、环斑等)和颜色(如浅色、中色、暗色)。其他表示结构或成分的术语,例如环斑花岗岩,因其是非成因术语,故也使用。

由于石英和长石(钾长石和斜长石)占花岗岩矿物含量近 90%,1976 年 Streckeisen 的 IUGC 非成因分类方案,可视为花岗岩的最佳分类方案之一(图 1.4A)。但该方案与其他分类方案一样,也存在自身缺陷。例如,它没有包括暗色矿物组分,而且划分的岩石类型未能明确地与自然界的岩石对应,但优点是较直观而且基于观察。我们保留了“石英二长岩”的术语,因为它在文献中相当常见。在 Streckeisen 分类方案中,石英二长岩区是作为较大的花岗岩区的一部分。在露头中容易识别的矿物除石英和长石之外,其他能够用于判别花岗岩种类的矿物,例如黑云母、白云母和角闪石(尚有铁橄榄石、斜方辉石、堇青石、石榴石、电气石、黄玉、钛铁矿、含磁铁矿等),可以很容易地附加在 Streckeisen 分类命名的前面。用这种方法命名花岗岩,例如斑状黑云母花岗岩、浅色花岗岩等,可包含众多信息,即使考虑岩石物质的来源或构造背景变化亦然。

“奥长花岗岩”是另一个常用术语,尤其是牵涉到太古代的奥长花岗岩-英云闪长岩-花岗闪长岩(TTG)组合时,在 Streckeisen 方案中没有此命名,但它可被视为英云闪长岩的浅色变

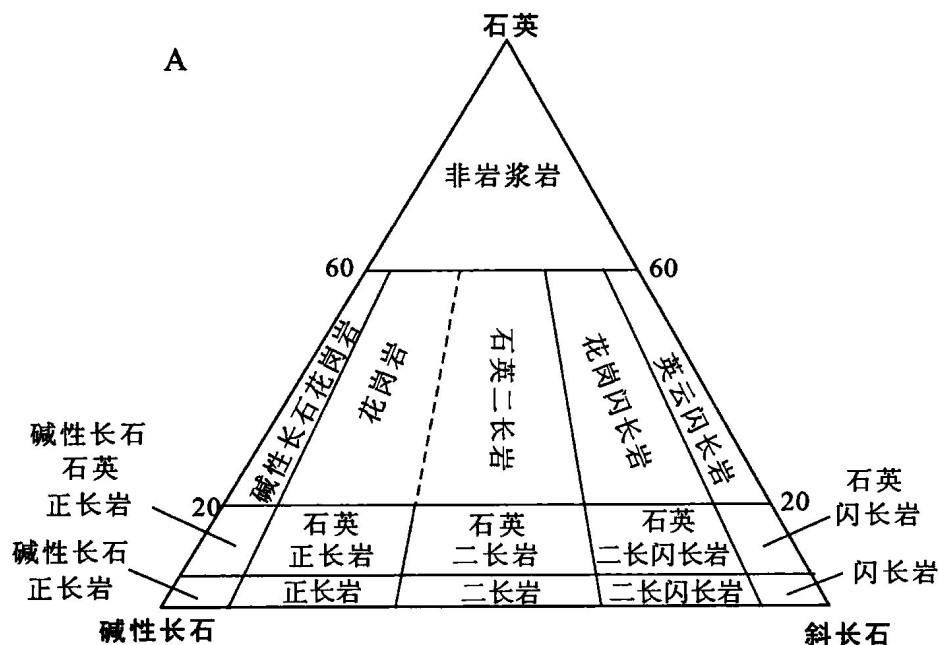


图 1.4A 花岗质岩石的模式分类(据 Streckeisen, 1976)

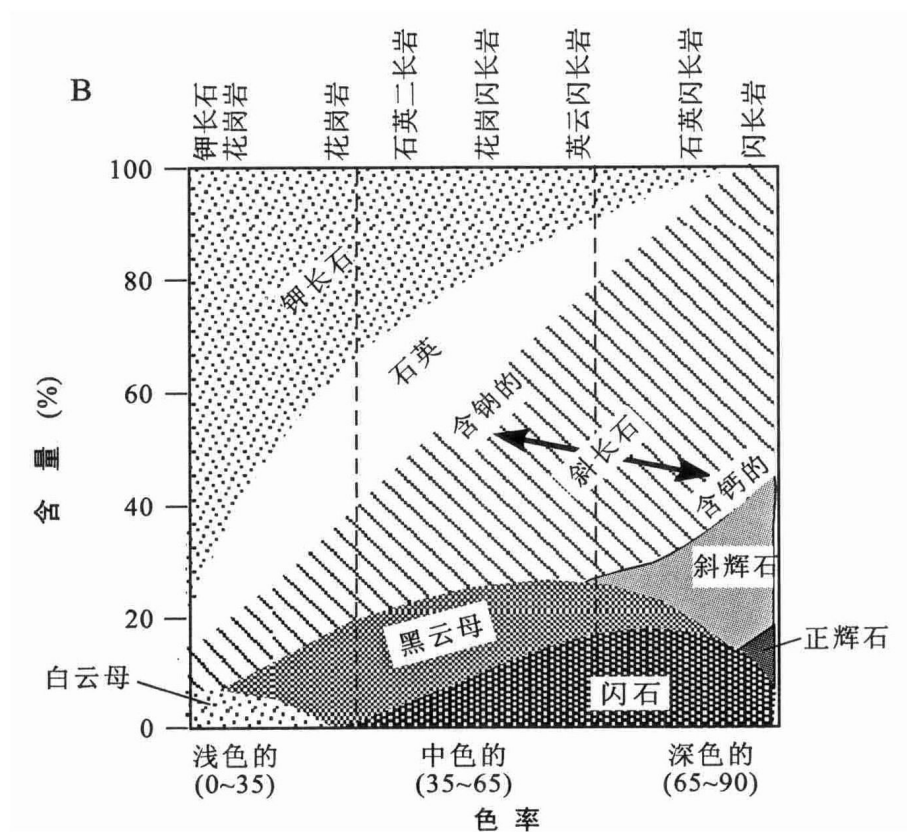


图 1.4B 花岗质岩石的模式和颜色分类(包括白云母、黑云母、角闪石和辉石)

种,主要由斜长石(奥长石—中长石)和石英组成、含少量黑云母及其他含 Fe—Ti 氧化物的副矿物。图 1.4B 展示了模式矿物学(包括常见的暗色矿物和白云母)、花岗质岩石类型和色率之间的关系。

本书采用了标准化的石英、钾长石、斜长石分类方案,因为花岗岩的化学分析数据要比模式分析数据多得多,且标准化方案容纳实验熔体(玻璃质)的特征组分。标准化分类是近似使用 Streckeisen 和 Le Maitre(1979)直交投点图(图 1.5A),模式石英换算成 $100Qz/(Qz+Or+Ab+An)$,模式斜长石/(钾长石+斜长石)换算成 $100An/(Or+An)$ (忽略标准化钠长石)。标准化长石($An-Ab-Or$)组分也是花岗质岩石的一种方便的分类方案,而此方案可区分出各种奥长花岗岩变种(图 1.5B)。

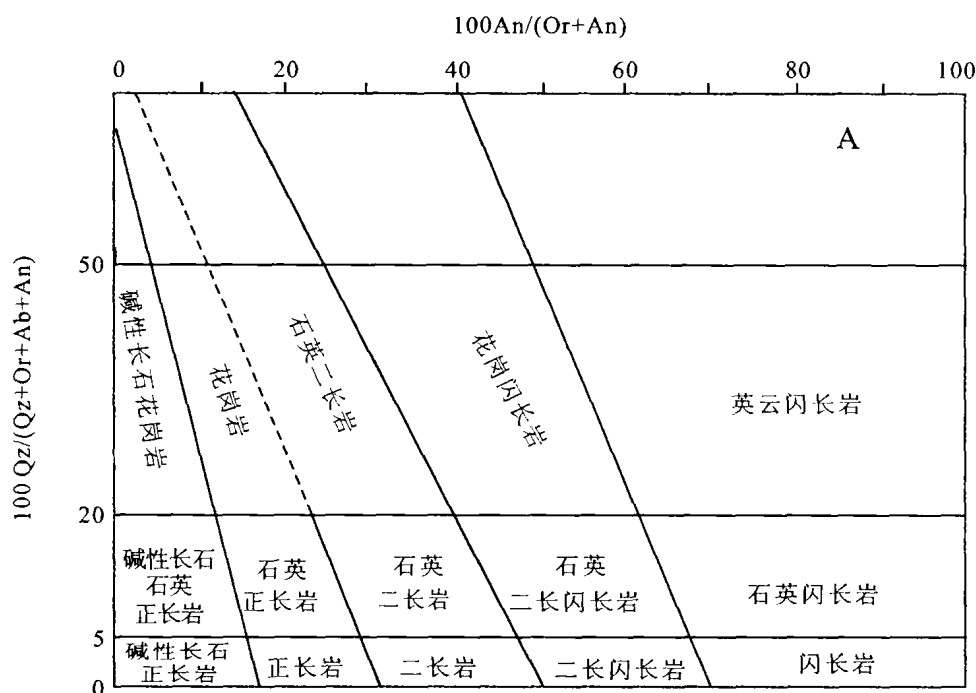


图 1.5A 花岗质岩石(包含石英二长岩)的标准化分类(据 Streckeisen 和 LeMaitre, 1979)。域边界与图 1.4A 所示的模式分类命名岩石的独立化学分析相吻合

1.2.1.2 混合岩:术语和分类

混合岩或“混合的岩石”,保留有众多原岩的结构、构造和矿物组成,可以揭示导致花岗岩浆产生的岩石熔融过程。在 Mehnert(1968)的经典著作中,他将混合岩定义为“一种由两部分或更多不同岩石组成的肉眼可识别的复合岩石,其中一部分是或多或少经过变质的围岩,另一部分则是具有深成相特征的伟晶质、准花岗质和花岗质岩石”。

Mehnert 的定义是变质岩命名委员会(SCMR)有关混合岩最新命名的基础(Wimmenauer and Bryhni, 2002)。该委员会修订的混合岩定义为:“一种在中等或肉眼可见尺度上普遍非均质的复合硅酸盐岩石,典型地由深色和浅色两个部分组成,深色部分通常具变质岩特征,而浅色部分则具深成岩特征。岩石中只要含有除硅酸盐矿物和石英之外的矿物,都应明确指明”。

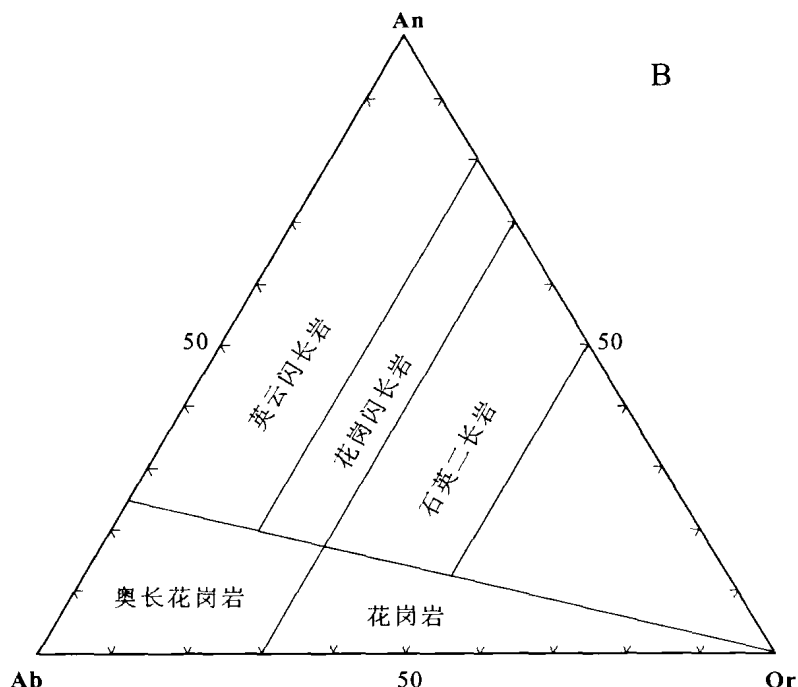


图 1.5B 花岗岩标准化 Ab-An-Or 分类方案(据 O'Connor, 1965; Barker, 1979)

虽然上述两个定义均使用“变质”和“深成”两个术语以避免成因,但按照一般的理解,高级(高温)变质和深熔作用是混合岩形成的前提。

混合岩的主要特征在于浅色部分(浅色体)和深色部分(深色体),与未改变部分比较呈非均匀分布。混合岩中新形成的部分常常又被称为“新生体”,而那些没有经历过混合岩浆过程的母岩(原始岩石)则被称作“母体”。“残影体”是混合岩中另一个常用术语,它是指一种比较模糊的暗色组分分布区,为众多活动化学组分迁移之后的残留物质(Wimmenauer and Bryhni, 2001)。另外两个直接与混合岩有关的术语是部分熔融和高度熔融。

(1)低度熔融(Metatexis):熔融作用的初级阶段,此时岩石分为流动(变熔体)和非流动(亏损残留体)两部分。这种混合岩化过程最终产生由明显不连续的浅色体、深色或中等色率的暗色体组成的混合岩石。此类混合岩称为低度熔融岩或部分熔融岩(Metatexite)。

(2)高度熔融(Diatexis):指熔融作用的高级阶段,此时暗色矿物也发生熔融,但熔体没有离开。变质的母体绝大部分遭到破坏,浅色体和深色体混合在一起,形成星云状和残影状结构。此类混合岩称为高度熔融岩(diatexite)(Ashworth, 1985; Wimmenauer and Bryhni, 2002)。实际上,此时的岩石已成为可以流动熔体(但尚未均匀化——原作者补充)。因此,高度熔融岩也称为“脏花岗岩”或“准花岗岩”。

除了石英、长石、白云母和黑云母之外,由含云母的长英质岩石部分熔融而形成的混合岩(混合岩最常见的类型)通常还含有堇青石、石榴石、矽线石、红柱石和蓝晶石等,据此可以对前进和退化后的矿物结构进行分类。图 1.6 是在 MnNCKFMASH 系统含过量石英和斜长石的变质泥岩的平均组分的 $P-T$ 视剖面,显示了在 $650\sim 740^{\circ}\text{C}$ 的温度区间内(代表含堇青石和石榴石混合岩在 $10\sim 25\text{km}$ 深度的形成条件),矿物的稳定组合与原地来源的流体(花岗质熔