

第一章 绪论

一、岩石的概念

什么是岩石?科学地说岩石就是天然产出的,由一种或多种矿物或火山玻璃、生物遗骸、胶体组成的固态集合体。岩石构成了地球的岩石圈,也就是整个地壳和地幔的固态部分。岩石的类型是多种多样的,归纳起来可以将它们分为三大类:

(1)岩浆岩(Magmatic rocks, Igneous rocks):它是由地壳深处或上地幔中形成的高温熔融的岩浆,在侵入地下或喷出地表冷凝而成的岩石。也可称之为火成岩。或者简单地说:由岩浆冷凝固结而成的岩石称为岩浆岩。

(2)沉积岩(Sedimentary rocks):它是由地壳风化产物、生物有关物质、火山碎屑物等,在外营力作用下搬运、沉积、固结而成。如砂岩、灰岩。

(3)变质岩(Metamorphic rocks):由岩浆岩、沉积岩经变质作用转化而成的岩石。如大理岩、片麻岩等。

岩浆岩和变质岩又可统称为结晶岩。三大岩类可以相互转化,岩浆岩、变质岩经风化、搬运、沉积、成岩作用,可形成沉积岩;岩浆岩、沉积岩经变质作用(重结晶、交代、碎裂等),可转变为变质岩;而沉积岩、变质岩经重熔作用可形成岩浆,冷凝为岩浆岩。

二、岩石学的概念

岩石学(Petrology)是专门研究地壳、地幔及其它星体产出的岩石的分布、产状、成分、结构、构造、分类、命名、成因、演化等方面的科学。根据研究内容的不同,岩石学又可分为岩类学和岩理学。

岩类学:或称描述岩石学或岩相学,它主要是研究岩石的产状、分布、组成、分类、命名等方面的问题。

岩理学:又称理论岩石学或成因岩石学,它主要是研究岩石的形成条件及成因机理等方面的问题。

岩浆岩岩石学:是研究岩浆的起源、运移、演化、结晶及岩浆岩的组成、结构、构造、产状、分布、分类、命名、共生组合、成因机理及与构造、矿产关系等的一门独立科学。

岩浆岩不同于沉积岩和变质岩,其主要判别标志有六点:

1、岩浆岩大部分为块状的结晶岩石，部分为玻璃质岩石。具有玻璃质的岩石，一般是岩浆岩，只有在极少数情况下，在强烈断裂带内才有玻化岩。

2、岩浆岩中有一些特有的矿物和结构构造。如霞石、白榴石等矿物，气孔构造和杏仁构造等只有岩浆岩中才有。

3、岩浆岩体与围岩间一般都有明显的界线，呈各种各样的形态存在于地层中，有的平行，有的切穿围岩的层理或片理。

4、岩体中常含有围岩碎块(捕虏体)，这些被捕虏的围岩碎块和围岩常遭受热变质作用。

5、各地质时期形成的主要岩浆岩类，大部分都可以找到与其化学成分近似的现代火山岩。

6、岩浆岩中没有任何生物遗迹。

三、岩浆的概念

现代火山喷发使我们能够直接观察到岩浆。

岩浆：岩浆是上地幔和地壳深处形成的，以硅酸盐为主要成分的炽热、粘稠、含有挥发份的熔融体(熔体)。少数情况下存在有碳酸盐岩浆、金属硫化物及金属氧化物岩浆，后者也称为矿浆。

岩浆的基本特征可以归纳为以下几点

1、岩浆的成分：

岩浆的主要成分是硅酸盐。硅酸盐岩浆的化学成分常以氧化物形式表示：主要氧化物为： SiO_2 、 Al_2O_3 、 FeO 、 Fe_2O_3 、 MgO 、 CaO 、 Na_2O 、 K_2O 、 H_2O 等，其中最主要的是 SiO_2 ，其含量可高达40~75%。不同成分的岩浆，其氧化物的含量也不同，但这些氧化物之间通常存在一定的相互制约关系，一般来说，随着 SiO_2 含量的增高， K_2O 、 Na_2O 随之升高，而 MgO 、 FeO (Fe_2O_3)则随之降低。因此， SiO_2 的含量就成为划分岩浆岩化学成分的主导因素。它支配着其它氧化物含量上的变化。

岩浆中还含有大量挥发份及成矿金属元素，挥发份含量在岩浆中一般不超过6%，主要为水蒸气，其次为 CO_2 、 CO 、 N_2 、 SO_2 、 SO_3 、 H_2S 、 HCl 、 H_2F 等。

2、岩浆的温度：

地下深处的岩浆，我们无法直接测得其温度，一般由以下几种方法近似地确定：

(1)、观察现代熔岩流的温度:观察表明,现代熔岩流的温度范围一般有 700~1200℃范围内,其中基性火山熔岩温度高,在 1025~1225℃之间,酸性熔岩温度低,如流纹岩仅有 735~890℃,一般来说,熔岩流的温度总是比地下深处同成分的、正在结晶的岩浆高,这是因为地下深处的岩浆富含挥发份,挥发份可以使起熔温度和液相线温度明显下降。

(2)、研究地质温度计,推测岩浆温度:某些造岩矿物的形成温度和相变温度,可间接推测岩浆结晶时的温度,例如:方石英变为鳞石英 1470℃,正长石分解为白榴石和二氧化硅 1170℃,普通角闪石暗化 1050℃,大气压力下黑云母分解、暗化 1050~840℃,鳞石英变为 β 石英 870℃,棕色角闪石变为绿色角闪石 750℃, β —石英变为 α —石英 75℃。

(3)、熔化岩浆岩的方法:通过岩浆岩的重熔和再结晶实验,也可得知其大致温度。如基拉韦厄火山的玄武岩,在一个大气压下熔融后,开始结晶的温度为 1235~1160℃,完全结晶是 1060℃,花岗岩的熔点为 $950^{\circ}\text{C} \pm 50^{\circ}\text{C}$ 。

(4)、玻璃包体均一法测温:如均一法测得霞石岩中橄榄石均一温度为 1220~1290℃,辉石为 1120~1280℃,流纹岩中石英为 790~1220℃,透长石为 1100~1200℃。

(5)、地质温度计及地质压力计:根据热力学、岩石物理化学及实验岩石学资料。利用能斯特分配定律,通过计算平衡共生矿物的共有成分分配函数,可以较准确地测定出矿物的大致结晶温度,如二长石温度计、二辉石温度计、钛铁氧化物温度计等。

3、岩浆的粘度:

粘度是岩浆的重要性质之一。粘度是液体或半流体流动的难易程度,越难流动的物质粘度越大。粘度的单位是 Pa. S—帕斯卡.秒,它相当于 20 度时水的粘度的 1000 倍。

岩浆的粘度主要与岩浆的氧化物(成分)、挥发分、温度和压力有关。

氧化物: SiO_2 、 Al_2O_3 、 Cr_2O_3 的存在,将使粘度显著增加,尤以 SiO_2 的含量影响最大, SiO_2 升高,粘度升高,所以基性岩粘度小,以溢流为主;酸性岩粘度大,多以爆发形式为主。

挥发份:挥发份的存在将显著降低岩浆的粘度,挥发份升高、粘度降低。

温度:温度也是影响岩浆粘度的重要因素之一,温度升高,粘度下降。

压力：压力对粘度的影响要复杂得多，对于不含水的干岩浆，则压力升高，粘度增加；但对于富水岩浆，由于压力升高可明显增加水在岩浆中的溶解度，因此，反而使粘度在一定压力区间内降低，当压力升高到一定程度，水在熔浆中的溶解已达饱和，水含量不再随压力升高而增加，这时压力进一步升高，岩浆的粘度则呈增高的趋势。

四、岩浆作用：

地下深处的岩浆，在其挥发分及地质应力的作用下，沿构造脆弱带上升到地壳上部或地表，岩浆上升、运移过程中，由于物理化学条件的改变，又不断地改变自己的成分，最后凝固成岩浆岩，这一复杂过程，称为岩浆作用。按其侵入在地壳之中或喷出地表，可分为侵入作用和喷出作用；侵入作用所形成的岩石，称为侵入岩；喷出作用所形成的岩石称为喷出岩。

五、岩浆岩研究历史与现状

1、历史回顾

火成岩的概念最早是由李希霍芬(F. Ven. Richthofen, 1698)提出的，它是指由炽热的熔融体经冷凝形成的岩石，这种炽热的熔融体也就是岩浆。但关于岩浆岩的成因一直存在不同的看法。

(1)、水火之争。十八世纪后期至十九世纪初期，以魏尔纳(A. G. Werner)为代表的水成派，在他们所研究的层状岩石的基础上提出：一切结晶岩石都是由一种普遍全球的浑浊的液体中沉淀而成，并进而认为所有的花岗岩也是由水溶液中沉淀形成。然而，以赫屯(J. Hutton)为代表的火成派，通过对苏格兰高原广阔的火成岩露头 and 复杂的变质岩地层的研究，在丰富的野外观察资料的基础上得出结论，认为花岗岩是火成的，他把花岗岩不整合侵入层状岩石的特点、粗粒结晶结构和斜交岩层的花岗岩脉，都看作是花岗岩由“地下熔浆”侵入地壳上部进而冷却结晶形成的证据。当时，水成论曾盛极一时，但哈顿的研究成果也使许多地质学家信服。于是，两派的争论达到白热化。他们都是在自己工作地区观察到的地质现象的基础上提出自己的看法，坚持各自的观点。直到 19 世纪中期，人们甚至还纠缠于花岗岩由水溶液中沉淀形成的观念上。

(2)、到了 19 世纪后期，显微镜在地质学研究中得到广泛应用，花岗岩水成论观点已被遗弃，但争论并没有结束。随着“花岗岩变质成因”（即花岗岩化）的观点登上历史舞台，争论的焦点逐渐集中到“花岗岩岩浆成因”和“花岗岩变

质成因”上。以鲍文(L. S. Bowen)、罗森布什、尼格里、戴里等岩石学家为代表的岩浆成因派，他们是从一个已存在的岩浆系统的高温下冷却结晶的过程来研究花岗岩的形成。认为绝大部分花岗岩是由岩浆，特别是玄武岩浆分异和凝固而成。然而对于花岗岩浆的来源问题却存在一定分歧：1)、鲍文认为是由玄武岩浆分异而来。2)、列文生—列信格认为花岗岩浆是由硅铝层周期性熔化而来。3)、爱斯柯拉认为花岗岩浆是由大陆基底中任何含花岗岩成分的岩石选择熔融而成。4)、克鲁泡特金认为花岗岩浆是由硅镁层选择熔融而来。尽管岩浆派对岩浆来源意见不统一，但都支持花岗岩是由岩浆侵入冷凝结晶而成。以塞霍姆(J. J. Sederholm)为代表的花岗岩化论者，他们发现大量的地质现象不能用岩浆成因观点得到圆满的解釋。比如“花岗岩与围岩呈渐变过渡”，“岩体内部的构造与围岩构造具有延续性”以及“花岗岩所占有的巨大空间不可能由岩浆作用造成”等等。他们由深成变质和交代作用出发，认为硅铝层中的原岩受气液的影响进行交代而成花岗岩。在这个阶段，花岗岩化最简明的定义就是：使固态的岩石不需要经过岩浆阶段就可以变成花岗岩类的一种作用。

(3)到了本世纪四十年代以后，特别是近十年来，实验岩石学和高温高压成岩成矿实验的广泛应用，岩浆成因论和变质成因论都有了飞速的发展。人们已经认识到，在地壳深部，当物理化学条件达到这样的程度，以致于岩石中最易熔的长英质组分已开始熔融(这种熔融一般只达到全岩的10%)，这种已熔组分构成岩石中可运动的粒间液，在有压降出现的情况下，这种粒间液即可发生运动，聚集而形成花岗岩浆。正统的花岗岩岩浆成因学说受到了严重冲击，几乎无人再相信花岗岩是由玄武岩浆分异形成。花岗岩化的观点也逐渐深入人心，并由过去的狭义论发展为广义花岗岩化的观点，认为花岗岩化不仅可以是固态岩石经交代汁作用而转化为花岗岩，而且花岗岩化过程中岩石可以不保持完全的固态，可以出现部分流化和部分塑性活动。

(4)在20世纪90年代的今天，不论是岩浆成因派还是交代成因派，他们都承认地壳中既有岩浆花岗岩也有交代花岗岩。那么地壳中是否还有第三种成因的花岗岩呢？70年代初期，我国部分岩石学工作者通过对华南燕山期花岗岩的研究发现，有些岩体的盖层是很薄的，以岩体穿过的地层开始，累加其上覆地层的厚度，往往不超过一公里，有的甚至仅有一百多米，何谈深成之言，完全可以纳入火山作用的范畴！而且发现许多花岗岩具有层状特征，并且在武安固镇凤凰山花岗岩体中发现了“绳状构造”。于是，部分地质工作者提出了花岗岩的“火山

喷出成因说”（王曰伦，1976年；孙仲和，1980年），认为花岗岩有喷出成因的。尽管喷出花岗岩的物质来源仍然是岩浆，但其形成过程却与传统的岩浆深成侵入形成花岗岩存在着根本区别。

事实上，在长达数亿年的漫长地质时代中，地质作用过程是复杂多样的，地质体的成因往往是多样的、复合的，花岗岩多成因的观点已经得到越来越广泛的重视。

2、岩浆岩研究现状与发展趋势

近 20 年来，岩浆岩岩石学研究已有了飞速发展，这主要表现在以下几个方面：

(1)、分析测试和计算机技术的迅速发展，使得过去仅仅依靠岩石薄片和化学成分分析的研究方法大大改观，电子探针、电镜、X光、质谱、中子活化等技术的广泛引入和应用，使得岩石中微区和微量组分的分析发展很快，大大推进了岩浆岩岩理学发展，计算机技术成为岩石学研究中必不可少的重要手段。

(2)、高温高压实验岩石学的迅速发展，已使我们能够在高温高压装置中获得高达 10000°C 和大于百万个 10⁵Pa 的压力，已达到下地幔、地核的温压条件，从而能够有效地模拟和研究岩浆的起源，源区物质组成与温压条件，以及岩浆的演化机理等重大理论问题。

(3)、相关学科的相互渗透，使得岩浆岩与板块构造、物理化学、实验岩石学、岩石化学、地球化学、岩浆物理、地球物理、矿物化学、数理统计等学科有机地结合起来，大大推动了岩浆岩研究的深入。

(4)、研究领域不断扩大，由大陆到海洋，由地壳上部到地幔，由地球到宇宙，由宏观定性到微观定量，研究领域不断扩大，研究的问题也不断深入。

第二章 岩浆岩的物质成分

岩浆岩的物质成分是指其化学成分与矿物成分而言。

一、岩浆岩的化学成分

地球化学研究资料表明，差不多地壳中所有的元素都可以在岩浆岩中出现，但其含量却很不相同，含量最多的是：O、Si、Al、Fe、Mg、Ca、Na、K、Ti 等元素，这些元素称为造岩元素，其总和约占岩浆岩总重量的 99.25%，其次为 P、H、Mn、B 等元素，氧的含量最高，占岩浆岩重量 46.59%，占体积 94.2%。

在研究岩浆岩的化学成分时常常用氧化物重量百分比来表示：从表中可以看出：SiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃、FeO、MgO、CaO、K₂O、Na₂O 和 H₂O 等九种为最主要，占岩浆岩平均化学成分的 98%左右，并且在各类岩石中都能出现。在不同岩石类型中各种氧化物含量有明显差异：SiO₂ 变化范围：34—75%，少数可达 80%；Al₂O₃ 10~20%，在纯橄榄岩中较低 MgO 1~25%，CaO 0~15%，但在某些辉石岩达 23%，两种铁的氧化物 0.5-15%，一般 FeO>Fe₂O₃，Na₂O 在某些霞石岩中可高达 19.48%，一般 0~15%，K₂O 在某些石榴石岩中可达 17.94%，但一般岩石中不高于 10%，且常低于 Na₂O，H₂O+代表结晶水，H₂O-为吸附水，一些火山玻璃含 10%H₂O，某些结晶岩石含 H₂O 3~5%，一般地说，含水 2%以上的岩石常常由次生变化所引起。TiO₂ 很少超过 5%，一般 0~2%；P₂O₅ 很少超过 3%，一般 0~0.5%；MnO 很少超过 2%，一般 0~0.3%；SiO₂ 是最重要的一种氧化物。据 SiO₂ 含量可把岩浆岩分为四类：即超基性岩(SiO₂<45%)，基性岩(SiO₂ 45—53%)，中性岩(SiO₂ 53-66%)，酸性岩(SiO₂>66%)。通常所指的岩石酸性程度及基性程度，就是指岩浆岩中 SiO₂ 含量，习惯上对 SiO₂ 含量高者，称之为酸性程度高或酸度大，也叫基性程度低，反之，对 SiO₂ 含量低者，谓之酸度小，亦可称基性程度高。

在岩浆岩中，各种主要氧化物之间关系很密切，其变化也有规律。从图中看到，在各种岩浆岩中，随着 SiO₂ 含量的增加，FeO 及 MgO 逐渐减少，也就是说比较基性的岩石中 FeO 及 MgO 比酸性的岩石中含量高。K₂O 和 Na₂O 的含量逐渐增加，超基性岩中几乎不含 K₂O、Na₂O；CaO 和 Al₂O₃ 在纯橄榄岩中含量很低，但在辉石岩和基性岩中随 SiO₂ 增加而急剧增加，以后随着 SiO₂ 含量的增加又逐渐下降。

除了常量元素外，岩浆岩中还存在大量的微量元素，如 Li、V、Cr、Co、Ni、Cu、Zn、Rb、Sr、Y、Zr、Nb、Ba、Ta、Pb、Th、U 等，它们的含量很低，一般用 10^{-6} 或 $\mu\text{g/g}$ 来表示，根据微量元素含量可以求得一些有意义的微量元素比值，如 K/Rb、K/Ba、Rb/Sr、Nb/Ta、Th/U 等，它们对于探讨岩石成因和岩浆演化具有重要意义。

某些元素的同位素丰度及比值，对于探索岩浆的起源及其演化历史也是很有意义的，如 $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 、 $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$ 、 $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$ 等，而 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 、 $\text{S}^{34}/\text{S}^{32}$ 等非放射性同位素，对于判断岩浆晚期或岩浆岩冷却的过程有很重要的意义。这些内容将在专门的学科中学习。

二、岩浆岩的矿物成分

岩浆岩的矿物成分，对于了解岩石的化学成分、生成条件，以及岩石成因都有重大的意义。同时它也是岩浆岩分类和鉴别的主要依据。组成岩浆岩的矿物，常见的不过 20 几种，这些构成岩石的矿物通称为造岩矿物。

(一)、硅铝矿物和铁镁矿物

常见造岩矿物根据其化学成分可分为两类：

1、硅铝矿物

SiO_2 和 Al_2O_3 含量较高，不含铁镁。如石英、长石类及似长石类，这些矿物颜色均较浅，所以又叫浅色矿物。

2、铁镁矿物

FeO 与 MgO 含量较高， SiO_2 含量较低，如橄榄石、辉石类、角闪石类及黑云母类等，这些矿物颜色一般较深，所以又叫暗色矿物。

岩浆岩中暗色矿物的百分含量通常称为“色率”。也就是暗色矿物和浅色矿物在岩石中的比例，它是岩浆岩鉴定和分类的重要标志之一。

浅色岩：习惯上把花岗岩、正长岩等浅色矿物占优势的岩石称为浅色岩，其色率在 0~30 之间。

暗色岩：色率在 60~100，以暗色矿物占优势的岩石称为暗色岩，如橄榄岩、辉长岩等。

根据色率可以粗略判断岩石的成分和酸性程度。

(二)、主要矿物、次要矿物、副矿物

按矿物在岩浆岩中的含量和在岩浆岩分类中的作用，可分为以下三类：

1、主要矿物

在岩石中含量众多，对于确定岩石名称是不可缺少的，在分类命名上起主要作用。如石英、钾长石是花岗岩的主要矿物，有石英是正长岩，没有钾长石是石英岩或脉石英。

2、次要矿物

在岩石中含量次于主要矿物，对于划分岩石大类不起主要作用，但对确定岩石种属起一定作用的那些矿物，如闪长岩中的石英，含量约 2%，没有石英也叫闪长岩，当石英>5%，则叫石英闪长岩，它对岩石大类不起命名作用，是确定岩石种属的矿物。

3、副矿物

含量很少，常小于 1%，个别情况可达 5%，在一般的分类命名中均不起作用。如磁铁矿、钛铁矿、锆石、磷灰石等。但它们对于了解一个岩体的形成条件，对比不同岩体，确定岩体时代以及研究稀散元素有重要意义。

(三)、岩浆岩矿物的成因类型

按矿物形成阶段及形成时的物理化学条件划分

1、原生岩浆矿物

这是在岩浆冷凝过程中形成的矿物，按成因特点又可分为以下三类：

正常矿物：是直接由岩浆中结晶出来而且在岩石形成过程中稳定的矿物。

残余矿物和反应矿物：矿物从岩浆中析出后，因温度、压力、成分等发生变化，使这些矿物受到部分熔蚀、反应或分解，其中尚未遭受变化的残余部分叫残余矿物，已经受反应，分解而形成的新矿物称反应矿物。如橄榄石的辉石反应边。

2、成岩矿物

在岩浆完全结晶后，由于外界物理化学条件的变化(主要是温度和压力的降低)，使原生岩浆矿物发生转变而新形成的矿物叫成岩矿物。如透长石→正长石， α 石英— β 石英。

3、岩浆期后矿物

在岩浆已基本上凝固成固体的岩石后，由于受残余挥发分和岩浆期后溶液作用而生成岩浆期后矿物。它们往往交代原生矿物或充填在矿物的孔隙及晶洞中。

4、它生矿物

它们是由于岩浆同化了围岩和捕虏体所引起的，这类矿物的形成反映了岩浆中外来组分的参与。如富铝矿物红柱石、堇青石、矽线石就是岩浆同化了富铝围岩的产物。

5、外生矿物

岩浆岩受外营力，如地表风化形成的矿物，也称表生矿物。如绢云母、高岭石。岩浆期后矿物，尤其是一些自变质矿物常常与外生矿物难以区分，镜下无法区分时，统称为次生矿物。

(四)、矿物共生组合的规律及其与化学成分的关系

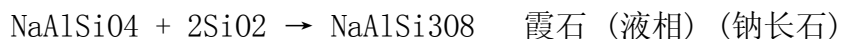
岩浆岩中的矿物组合，主要决定于岩浆岩的化学成分

1、SiO₂ 含量对矿物共生组合的影响

石英是硅酸盐熔体中游离的 SiO₂ 结晶的产物，石英的出现表示岩浆岩中 SiO₂ 含量过剩，因此，石英是岩浆岩中 SiO₂ 过饱和的指示矿物。镁橄榄石的出现是岩浆中 SiO₂ 不足(不饱和)的表现，岩浆岩中镁橄榄石和石英是不能共生的矿物。因为在岩浆中存在下列反应式：



与上述原理类似，由于岩浆中存在下列反应过程：



因此，霞石、白榴石(统称为似长石类矿物)等似长石类矿物是和石英不能共生的矿物。

硅酸饱和或饱和矿物：在岩浆岩中，凡是可以与石英共生的矿物称饱和矿物。

硅酸不饱和或不饱和矿物：在岩浆岩中，凡是不可以与石英共生的矿物称不饱和矿物。

根据 SiO₂ 饱和状态，可将岩浆岩分为：过饱和(含石英)岩石，饱和岩石(不含石英，也不含不饱和矿物)，不饱和岩石(含不饱和矿物)三大类。

各类岩浆岩的主要成分及其含量绘于下图中，从图中可以很容易地查出各类岩浆岩中的共生矿物及其含量。例如花岗岩有五种共生矿物：钾长石约 50%，石英约 25%，酸性斜长石约 14%，黑云母约 5%，角闪石 4%。

随着 SiO₂ 含量的增加，岩石中浅色矿物含量增加，而随岩石中 FeO、MgO 含量升高，则暗色矿物的含量增高，可划分出下列六种典型组合：

(1)、橄榄石—辉石组合：相当于超基性岩，钙、铁、镁多而硅少，且贫碱，故构成大量铁镁暗色矿物(橄榄石—辉石等)，不出现石英和长石。

(2)、基性斜长石—辉石组合：相当于基性岩，Al₂O₃ 和 CaO 多，FeO、MgO 和 SiO₂ 均较充分，主要形成基性斜长石和辉石，二者近于 1: 1，不出现石英。

(3)、中性斜长石—角闪石组合：相当于中性岩，Na₂O 和 K₂O 略有增加，Al₂O₃、SiO₂、CaO、FeO、MgO 均较充分，主要形成中性斜长石、角闪石、黑云母，可能出现少量石英和钾长石，浅色矿物同暗色矿物之比约 2: 1。

(4)、石英—钾长石—酸性斜长石组合：相当于酸性岩，Na₂O、K₂O 和 SiO₂ 含量高，FeO、MgO 和 CaO 含量低，因而大量出现石英、钾长石、酸性斜长石等浅色矿物，暗色矿物很少，浅色矿物同暗色矿物之比一般大于十比一。

(5)、钾长石—黑云母—角闪石组合：该组合按 SiO₂ 含量相当于中性岩，Na₂O 和 K₂O 多，FeO 和 MgO 低，因而大量出现钾长石。

(6)、霞石—钾长石组合：按 SiO₂ 含量较接近于基性岩 (SiO₂ 平均为 53.36%)，Na₂O 和 K₂O 含量高，所以出现霞石，因 Na₂O 过多，故常出现碱性暗色矿物。

2、碱质含量对矿物共生组合的影响

在岩浆岩中，碱质含量一般随 SiO₂ 含量的增加而增加，但在 SiO₂ 含量相同的岩石中，有些岩石 K₂O+Na₂O 含量偏高，就会形成富含碱质的岩石。通常根据岩石中 SiO₂ 及 K₂O+Na₂O 含量以及里特曼指数，可将岩石划分为：钙碱性系列 ($\sigma < 3.3$)、碱性系列 ($\sigma = 3.3 \sim 9$)、过碱性系列 ($\sigma > 9$)，其矿物共生组合特点如下表所列：

里特曼指数：也称组合指数，是用以反映岩浆岩组合及岩浆岩岩石碱性特征参数，由里特曼 1957 年提出，其表达式为： $\sigma = (K_2O + Na_2O) / (SiO_2 - 43)$ ，其中，K₂O、Na₂O、SiO₂ 均为氧化物重量百分数。

3、Al₂O₃ 含量对岩浆岩矿物成分的影响

Al₂O₃ 含量对铝硅酸盐矿物的种属有很大关系，类似于 SiO₂ 饱和的概念，也有 Al₂O₃ 饱和度的概念。通常根据 Al₂O₃ 与 CaO、K₂O、Na₂O 分子数的相对值，及在矿物成分上的反映，可将岩浆岩划分为四种类型：

(1)、过铝质岩石：Al₂O₃ > (CaO+K₂O+Na₂O)，特征矿物是白云母、黄玉、电气石、锰铝—铁铝榴石、刚玉、红柱石或矽线石。

(2)、亚铝质岩石：Al₂O₃ ≈ (Na₂O+K₂O)，主要含铝矿物是长石和似长石。

(3)、过碱质岩石：Al₂O₃ < (Na₂O+K₂O)，Al₂O₃ < K₂O 较少见，以出现碱性铁镁质矿物为特征，如霓石、霓辉石、钠闪石等。

第三章 岩浆岩的结构构造

岩浆岩的结构(Texture)：是指组成岩石的矿物的结晶程度，颗粒大小，晶体形态，自形程度和矿物间(包括玻璃)相互关系。

岩浆岩的构造(Structure)：是指岩石中不同矿物集合体之间或矿物集合体与其它组成部分之间的排列、充填方式等。

一、岩浆岩的结构：

(一)、岩浆岩的结晶程度

1、全晶质结构

岩石全部由已结晶的矿物组成。多见于深成侵入岩中，说明岩石结晶条件好，缓慢结晶的产物。

2、玻璃质结构

岩石几乎全部由未结晶的火山玻璃所组成。多见于火山岩中，是快速冷凝结晶的产物。

3、半晶质结构

岩石由部分晶体和部分玻璃质组成。多见于浅成岩和火山岩中。

雏晶结构：玻璃质是一种未结晶的、不稳定状态下的固态物质，随着地质时代的增长，玻璃质将逐渐脱玻化，转化为结晶物质，在脱玻化初期，形成一些颗粒极细的结晶物质，称为雏晶。如果岩石主要由雏晶组成，则其结构称雏晶结构。

霏细结构：脱玻化达到一定程度时，可形成极细的、它形的长英质矿物颗粒的隐晶质集合体，但颗粒间界线模糊，形状不规则，称霏细结构。

球粒结构：脱玻化可形成球粒，它由中心向外呈放射状生长的长英质纤维构成的球状生成物，也可呈扇状、束状等。岩石中有球粒组成时，则其结构称为球粒结构。如果外形似球状，但其成分不是长英质，而是辉石和斜长石，则称球颗结构。前者多见于中酸性、酸性岩石中，后者则出现在基性火山岩中。

(二)、岩石中矿物的颗粒大小

1、显晶质结构

肉眼观察时基本上能分辨矿物颗粒者；显晶质结构按矿物颗粒绝对大小又分为：

(1)、粗粒结构：矿物直径 $>5\text{mm}$

(2)、中粒结构：晶粒直径在 2~5mm 之间

(3)、细粒结构：2~0.2mm

(4)、微粒结构：<0.2mm

2、隐晶质结构

矿物颗粒很细，肉眼无法分辨出矿物颗粒者。如果在显微镜下可以看清矿物颗粒者，称显微晶质结构；如果镜下只有偏光反映，而无法分辨矿物颗粒者，称显微隐晶质结构。

根据矿物颗粒的相对大小可划分为三种结构类型：

(1)、等粒结构：岩石中不同种主要矿物颗粒大小大致相等。

(2)、不等粒结构：岩石中不同种主要矿物颗粒大小不等。

(3)、斑状及似斑状结构：岩石中所有矿物颗粒可分为大小截然不同的两群，大的称为斑晶，小的称为基质，其中没有中等大小的颗粒，这点可与不等粒结构相区别。斑状与似斑状结构的区别是：如果基质为隐晶质及玻璃质，则称斑状结构；如果基质为显晶质，则称似斑状结构。

熔蚀结构和暗化边结构：深部结晶的斑晶在随岩浆上升过程中，由于物化条件的改变，而产生熔蚀，形成浑园状、港湾状形态，称熔蚀结构；而含挥发分的斑晶在上升过程中常发生分解，在晶体边缘形成铁质分解氧化形成的磁铁矿等不透明矿物细粒集合体，称暗化边结构。

(三)、岩石中矿物的自形程度

1、自形晶结构

岩石主要由自形晶组成。

2、它形晶结构

岩石主要由它形晶组成。

3、半自形晶结构

岩石主要由半自形晶组成。

(四)、岩石中矿物颗粒间的相互关系

1、交生结构

两种矿物互相穿插有规律地生长在一起。如文象结构、蠕虫结构及条纹结构等。

(1)、文象结构：许多石英往往呈一定的外形(如尖棱形、象形文字形等)，有规律地镶嵌在钾长石中。

(2)、条纹结构：钾长石和斜长石有规律的交生。它可以是固溶体分解而成，也可以是交代成因的。斜长石在钾长石中呈条纹称正条纹长石，反之称反条纹长石。

(3)、蠕虫结构：许多细小的形似蠕虫状的石英穿插生长在长石中。成因有三种：共结蠕虫、交代蠕虫、分解蠕虫。

2、反应边结构

早生成的矿物与熔浆发生反应，当这种反应不彻底时，在早生成的矿物外圈，形成另一种成分完全不同的新矿物，完全或局部包围早结晶的矿物，这种结构称反应边结构。如橄榄石的辉石反应边，单斜辉石的角闪石反应边。如果这种“反应边”是由次生交代作用形成的，则称次变边结构，它是变质岩中的常见结构。

3、环带结构

与反应边结构类似，不同的是反应生成矿物与被反应矿物同属一类矿物，仅端元成分及光性方位有差异，因而呈现为环带状特征。

4、包含结构

较大的矿物颗粒中包含有许多较小的矿物颗粒，称为包含嵌晶结构。如果大的辉石或橄榄石中包含许多自形柱状的斜长石晶体，称嵌晶含长结构。

5、填隙(间)结构

斜长石微晶所组成的间隙内充填有辉石等暗色矿物，以及隐晶质、玻璃质等。

其它特殊结构将在各章节中介绍。

(五)、岩浆岩结构与岩浆冷凝条件的关系

一般来说，矿物都是在过冷区域，即低于其熔点若干度的条件下结晶的，如果冷却缓慢，过冷度小，有充分的时间结晶，则结晶较好；如果冷却迅速，过冷度大，来不及结晶，则结晶不好或形成玻璃。

1、岩浆在地壳深部，冷却缓慢情况下，结晶作用主要发生在 a 区，晶体生长速度大于形成结晶中心的速度，因此，围绕少数结晶中心晶体迅速生长，形成较大的晶体，构成岩石的粗粒结构。

2、岩浆在地壳浅部，冷却较快的情况下，结晶作用主要发生在 b 区，形成结晶中心的速度大于晶体生长速度，围绕大量结晶中心形成大量的细小晶体，构成岩石的细粒结构。

3、岩浆喷出地表或很近地表，在冷却很快的条件下，结晶作用在 c 区，形成结晶中心及晶体生长速度都大为减弱，但前者仍大于后者，结晶中心非常多，

晶体生长速度接近于零，结晶能力很弱，形成微晶结构，隐晶质结构、霏细结构或半晶质结构。

4、冷却极快的情况下，凝固作用主要发生在 d 区，几乎不形成结晶中心，更谈不上晶体生长，因而形成玻璃质结构。

二、矿物结晶顺序的确定

矿物结晶顺序的研究，对解决岩浆岩的成因及岩浆岩生成后的变化都有一定的意义。

(一)、确定矿物结晶顺序的原则

1、矿物颗粒的相对自形程度

自形程度高的一般析出较早，自形程度低的析出较晚。但矿物本身的结晶能力必须充分注意。

2、矿物间的相互包裹关系

通常认为被包裹的矿物一般早于包裹它的矿物。但需谨慎，如分解条纹长石、文象结构中的石英。

3、矿物晶体大小

在常见的斑状结构中，大晶体一般先结晶，而小晶体常常后结晶。但对某些交代斑晶则相反。

4、根据矿物的共生组合关系

例如花岗岩中的榧石晶体，当它分布于绿泥石中或其边部，因为绿泥石是后期蚀变矿物，则这种榧石一般认为是黑云母变为绿泥石时，析出 Ti、Ca 等元素生成的。而分布于解理、裂隙中的榧石很可能是后来形成的。而被黑云母、斜长石包裹的自形榧石，且晶体延长方向切穿解理缝方向，那么这种榧石是岩石早期结晶的产物。

三、岩浆岩的构造

构造：是指岩石中不同矿物集合体之间或与岩石其它组成部分(如玻璃质)之间的排列方式及充填方式所表现出来的特点。这里不包括岩体的节理构造，也不包括与变质作用及风化作用有关的次生构造。

1、块状构造(均一构造)

组成岩石的矿物在整块岩石中分布是均匀的，岩石各部分在成分上或结构上都是一样的。

2、带状构造

不同成分的岩石彼此逐层交替，或者是成分相同但结构、颜色及造岩矿物成分或数量不同的岩石彼此逐层交替呈带状、条带状彼此平行或近于平行。

3、斑杂构造

在岩石的不同部分，其矿物成分或结构构造差别很大，因此整个岩石看起来是不均一的，斑斑块块，杂乱无章。

4、球状构造

表现为侵入体中有一些球体，而每个球体中的矿物，围绕某些中心呈同心层分布，有的在某些层内矿物呈放射状分布。

5、晶洞构造和晶腺构造

在侵入岩中出现的孔洞称为晶洞构造，如果孔壁上生长着排列很好的晶体则称为晶腺构造。

6、气孔和杏仁构造

这是喷出岩中常见的构造，主要见于熔岩层之顶部，它是由于从冷凝着的岩浆中，尚未逸出的气体，上升汇集于岩流顶部，冷凝后留下的气孔，称为气孔构造。气孔的拉长方向，指示着岩流流动的方向。当气孔被岩浆期后矿物所充填，则形成杏仁构造。

7、枕状构造

这是岩浆水下喷发的典型构造。枕状体常具玻璃质冷凝边，有的气孔呈同心层状或放射状分布，中部有空腔。

8、流纹构造

是酸性熔岩中最常见的构造。它是由不同颜色的条纹和拉长的气孔等表现出来的一种流动构造。

9、流动构造

岩浆岩中片状矿物、板状矿物及扁平捕虏体、析离体的平行排列，形成流面构造；而柱状矿物和长析离体、捕虏体的定向排列，形成流线构造。它们是岩浆流动的遗迹，流面与围岩接触面平行，流线与岩浆流动方向一致。

10、原生片麻状构造

岩石中的暗色矿物呈断断续续的定向排列，其间被浅色粒状矿物所分开。它是流动的岩浆对围岩强烈挤压而产生的，也是岩浆的流动遗迹，局限于岩体边部。

第四章 岩浆岩的产状和相

岩浆岩的产状主要是指岩体的形态、大小和围岩的接触关系，形成时所处的构造环境，以及岩浆上升及活动方式等等。岩浆岩的相是指岩体生成条件不同而产生的不同的岩石和岩体总的特征。

一、喷出岩的产状和相

(一)、喷出岩的产状主要与岩浆上升到地表的方式有关。

1、熔透式喷发

岩浆上升时，因过热和高度化学能，将其顶部围岩熔透，岩浆即溢出地表而成为喷出岩。又称面状喷发。

2、裂隙式喷发

岩浆沿颈状管道的一种喷发，喷发通道在平面上为点状，又称点状喷发。其特点是形成火山锥。

(1)、碎屑锥：以爆发产物为主，火山碎屑物质常大于 95%。

(2)、熔岩锥：以溢流产物为主，火山碎屑物质常小于 10%。

(3)、混合锥：火山碎屑物与熔岩互层组成的火山锥，为喷发与溢流交替喷出的火山产物。

对于粘度小的基性熔岩，在中心式喷发时，常呈岩流、岩被、熔岩瀑布等；对于粘度大、挥发分少的中酸性、碱性熔岩，中心式喷发常形成侵出岩穹(穹丘)岩锥、岩针等。

喷出岩常见的产状还有：熔岩高原、熔岩台地、熔岩流、熔岩脊等。熔岩的表面形态常有绳状和块状两种。

破火山口：是指经过破坏的火山洼陷：其原因有三：(1)、侵蚀破火山口，是火山口被侵蚀加大的结果；(2)爆发破火山口，是火山强烈爆发、崩毁了火山口上部大量岩石而形成，大者称爆发洼地；(3)崩塌破火山口，是由于岩浆物质大量喷发后，岩浆房空虚，而火山口附近上覆物质增多，因支撑不住而崩塌沉陷形成的火山构造沉陷。

(二)、火山岩的相

相：相是不同地质条件下生成的岩石或岩体的总的特征。以中心式喷发为例，大致可分为以下相及相组：

溢流相：成分从超基性到酸性皆有，以基性最发育，可形成于火山喷发的各个时期，但以强烈爆发之后出现为主。

爆发相：成分不定，但以含挥发分多、粘度大的岩浆常见，尤以中酸性、碱性更有利于爆发，可形成于各个时期，但以早期及高潮时最发育。

侵出相：多见于火山作用末期形成。在岩浆分异晚期，粘度大，温度低，而挥发分少到不能爆发的情况下，堵塞通道的粘度很大的熔浆被推挤出地表，堆积于火山颈之上部，形成直径小，厚度大，产状陡的穹丘。

火山颈相：是火山锥被剥蚀后，残存的具充填物的火山通道，又称岩颈、岩筒、岩管等。

次火山相：是与火山岩同源的、呈侵入产状的岩体，它与火山岩“四同”：同时间但一般较晚；同空间但分布范围较大；同外貌但结晶程度较好；同成分但变化范围及碱度较大。侵入深度一般 $<3.0\text{km}$ ，又可分为：近地表相 $0\sim 0.5\text{km}$ ；超浅成亚相 $0.5\sim 1.5\text{km}$ ；浅成亚相 $1.5\sim 3.0\text{km}$ 。

火山沉积相：在火山作用过程中皆可产生，但以火山喷发的低潮期—间隙期最为发育，是火山作用迭加沉积作用的产物。可形成于陆地，也可形成于水体中。

二、侵入岩的产状和相

(一)、侵入岩的产状

侵入岩的产状主要是指侵入体产出的形态，包括侵入体的形态、大小与围岩的关系以及侵入时的构造环境等等。

1、整合侵入体

侵入体的接触面基本上平行于围岩层理或片理，是岩浆以其机械力沿层理或片理等空隙贯入形成。包括以下主要产状类型：

(1)、岩盆：岩浆侵入岩层之间，中部受岩浆静压力使底板下沉断裂，形成中央微凹的盆状侵入体。

(2)、岩盖：上凸下平的穹窿状水平整合侵入体。

(3)、单斜岩体：单斜岩层间的整合侵入体。

(4)、岩床(岩席)：厚薄均匀的近水平产出的与地层整合的板状侵入体。

(5)、岩鞍：产于强烈褶皱区。褶皱过程中，岩浆挤入褶皱顶部软弱带—背斜鞍部或向斜槽部所形成的同生整合侵入体。

2、不整合侵入体：

(1)、岩墙：厚度比较稳定近于直立的板状侵入体，是岩浆沿断裂贯入的产物。

(2)、岩脉：一般指规模比较小，形态不规则，厚度小且变化大，有分叉及复合现象的脉络状岩体。

(3)、岩株：是一种常见的不整合的规模较大的侵入体，平面上近于圆形或不规则等轴形，接触面陡立，似树干状延伸，又称岩干，出露面积小于 100km²。岩株边部常有一些不规则的岩枝、岩镰、岩瘤。

(4)、岩基：属巨型侵入体，面积大于 100km²，平面上通常呈长园形。

(二)、侵入岩的相

侵入岩相的划分主要是以岩石形成的深度为纲，深度不同，影响到岩浆的温度、压力、冷却快慢，挥发份的散失等一系列物化条件的差异，而这些条件与岩石的成因及岩石外貌，成分有不可分割的联系。

目前一般将侵入岩分为三种相：浅成相(0~3km)、中深成相(3~10km)、深成相(>10km)。

浅成相与次火山相特征很相似，区别是看它们是否与火山岩有成因联系，如果与火山岩为“四同”关系(同空间、同时间、同成分、同演化规律)，则为次火山相；否则就是浅成相。

第五章 岩浆岩的分类

自然界的岩浆岩多种多样，已有岩石名称多达 1000 种以上，它们之间在成分结构、共生组合、产状和成因上，即有联系也有差异，因而，正确地认识这些联系和差异，进行合理的归纳，是岩浆岩分类的主要任务。岩浆岩的分类主要依据以下基础

(一)、岩浆岩的化学成分

酸度和碱度是岩浆岩分类的重要化学成分依据，酸度即指 SiO_2 含量，据 SiO_2 重量百分数，通常将火成岩分为四大类：超基性岩 ($\text{SiO}_2 < 45\%$)，基性岩 ($\text{SiO}_2 45 \sim 53\%$)，中性岩 ($\text{SiO}_2 53 \sim 66\%$)，酸性岩 ($\text{SiO}_2 > 66\%$)。

据碱度 (σ 表示)，可将每大类岩石划分为三种类型：钙碱性 ($\sigma < 3.3$)，碱性 ($\sigma = 3.3 \sim 9$) 和过碱性 ($\sigma > 9$)。

对于超基性岩，是据 SiO_2 和 ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) 总量来划分碱度。

$(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) > 3.5\%$ 为过碱性类型，如霓霞石、霞石岩、碳酸岩等；

$(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) < 3.5\%$ 为钙碱性和碱性

金伯利岩习惯上称偏碱性超基性岩

(二)、岩浆岩的矿物成分

岩石中石英、长石、似长石、暗色矿物的种属及含量在不同岩类中有明显区别。

钙碱性：以不含似长石及碱性暗色矿物为特征，而且斜长石更富含 An 组份。

碱性岩：以碱性长石及碱性暗色矿物发育。斜长石一般比钙碱性系列的 An 偏低为特征。

过碱性岩则以似长石和碱性暗色矿物为主要组成为特征。

(三)、岩浆岩的相及结构

根据相和结构通常将岩浆岩分为：

岩浆岩：

(1) 喷出岩：a. 熔岩；b. 火山碎屑岩；c. 次火山岩

(2) 侵入岩：a. 浅成岩；b. 中—深成岩；c. 深成岩

(四) 岩浆岩的共生组合

有成因联系的一组不同岩性的岩浆岩构成一个岩浆岩系列，或共生组合，或岩浆岩套，在岩浆岩分类中也属于应该考虑的因素。

例如大型基性层状侵入体可由橄榄岩→辉长岩→闪长岩等一组岩性不同的但又具有密切成因联系的一组岩石组成。

根据上述分类原则，可将岩浆岩分四个大类，共十二种岩类：

- 1、橄榄岩—苦橄岩类
- 2、金伯利岩类
- 3、霓霞岩—霞石岩类
- 4、碳酸岩类
- 5、辉长岩—玄武岩类
- 6、碱性辉长岩—碱性玄武岩类
- 7、闪长岩—安山岩类
- 8、正长岩—粗面岩类
- 9、霞石正长岩—响岩类
- 10、花岗岩—流纹岩类
- 11、脉岩类
- 12、火山碎屑岩类

需要注意的是：(1). 脉岩有特殊的成因和产状，火山碎屑岩类成岩机制有其特殊性，因而单列一章。(2). 每一类侵入岩和火山岩在成分上类似，但成因上不一定有联系，也不一定是同源岩浆产物，(3). “斑岩”和“玢岩”仅用于浅成岩中斑状结构的岩石。“斑岩”的斑晶是以石英、碱性长石和似长石为主；“玢岩”的斑晶以斜长石和暗色矿物为主。对于喷出岩中斑状结构的岩石，不使用“斑岩”和“玢岩”的名称。(4). 分类表中酸性岩和中性岩石英含量分界为 20%，该数值是石英的相对含量(即石英、斜长石和碱性长石加起来重算为 100%的含量)，并非石英的实际含量。

第六章 超基性岩类

超基性岩和超镁铁质岩是两个不同的概念，前者是以 SiO₂ 含量为依据命名的，后者是以富铁镁矿物而命名的，绝大多数超镁铁质岩都是超基性岩。但某些超镁铁质岩如辉石岩、角闪石岩等，其 SiO₂ 应属基性岩的范畴，但它们几乎不含长石，且常与橄榄岩等密切共生，因此一般放入超基性岩类中介绍。

一、超基性侵入岩类

其主要代表有橄榄岩、辉岩等。本类岩石的化学成分特点是 SiO₂ 含量很低 (<45%)，贫 K₂O 和 Na₂O，而富含 FeO 和 MgO，故又称超铁镁质岩。岩石中铁镁矿物占绝对优势，主要是橄榄石和辉石，其次是角闪石，黑云母则很少出现，不含或很少含斜长石 (0~10%)。常见的副矿物有磁铁矿、钛铁矿、铬铁矿和尖晶石等。岩石颜色深，色率大于 75%，比重大，常呈块状构造。

超基性侵入岩在地表出露有限，按出露面积计约占整个岩浆岩的 0.4%。按其主要矿物含量可分为：纯橄榄岩、橄榄岩、辉岩和角闪岩。

(一) 常见岩石类型

1. 纯橄榄岩

岩石几乎全部 (90~100%) 由橄榄石组成，间或有少量 (<10%) 的辉石和角闪石。副矿物多为铬铁矿、尖晶石和磁铁矿。岩石一般呈深绿、黄绿、褐绿色，全自形或他形粒状结构，块状构造。新鲜的纯橄岩少见，通常遭受不同程度的蛇纹石化，若部分蛇纹石化，称蛇纹石化纯橄岩；若全部蛇纹石化，则叫蛇纹岩。

2. 橄榄岩

是本类岩石中最常见者，主要由橄榄石 (40~90%) 和辉石构成，可含少量角闪石、黑云母或斜长石。副矿物常为铬铁矿、磁铁矿。当这些副矿物含量增高而达到工业开采价值时，则岩体即可作为矿石开采。

橄榄岩具细粒—粗粒结构，常呈包含结构和海绵陨铁结构。所谓包含结构就是辉石晶体中包含有许多小的橄榄石颗粒。一般肉眼难于分辨，只有当辉石颗粒粗大而岩石又很新鲜时，在辉石闪闪发亮的解理面上可以清楚地见到镶嵌许多小橄榄石颗粒。至于海绵陨铁结构则是在橄榄石或辉石颗粒的间隙中充填着磁铁矿等金属矿物。

如果岩石中角闪石较多，则可叫角闪橄榄岩。

橄榄岩也易遭受次生变化，其中橄榄石变为蛇纹石，辉石和角闪石变为绿泥石等。

3. 辉石岩

主要由辉石组成，可含少量橄榄石、角闪石及磁铁矿、钛铁矿、铬铁矿等。岩石呈浅褐色、暗黑色或灰绿色，常见中粒全自形粒状结构，也可有包含结构或海绵陨铁结构。

4. 角闪岩

主要由角闪石构成，有时含少量辉石、橄榄石和磁铁矿，黑色或墨绿色，常呈脉状产出，穿插于其他超基性岩体中。

(二) 次生变化

超基性岩中的矿物在化学性质上很不稳定，在热液作用下容易发生变化，因此难得见到新鲜的超基性岩。常见的次生变化有蛇纹石化、碳酸盐化、绿泥石化等。

1. 蛇纹石化

超基性岩中的橄榄石辉石被蛇纹石交代的作用叫蛇纹石化作用。蛇纹石化时，首先沿晶体或岩石裂隙进行，若变化不彻底而尚残留有橄榄石和辉石，则蛇纹石沿花纹状的网形裂隙分布而成蛇纹石化超基性岩；若交代强烈，全部变化，则形成蛇纹岩。

2. 碳酸盐化

当富含 CO_2 的热液作用于超基性岩时，橄榄石常变成滑石和菱镁矿，有时也伴生有蛇纹石。

3. 绿泥石化

橄榄石和辉石以及先期形成的蛇纹石均可被绿泥石交代。

(三) 产状、分布及有关矿产

1. 产状

本类岩石的产状明显地受地质构造的控制，其主要类型如下：

(1) 阿尔卑斯型超基性侵入岩体：产于褶皱带，岩体呈透镜状、似层状产出，许多岩体呈串珠状沿区域性构造线方向分布，延伸数公里乃至数百公里，因在阿尔卑斯山首先研究之，故称阿尔卑斯型。

(2)层状型超基性—基性侵入杂岩体:常产于地台区,多呈岩盆、岩床产出,一般由似层状橄榄岩和辉长岩构成。该种岩体常产有镍、铬、钒、钛、铂、铜等矿产。

(3)玄武岩中的角砾状超基性岩(橄榄岩)包体:河北张家口、江苏南京、广东海南岛等地有此类橄榄岩包裹体产出。张家口所产包裹体中的晶体完美、粗大的橄榄石可作宝石材料。

2. 分布及矿产

前已指出,超基性侵入岩属稀少岩类,并且主要是橄榄岩。我国已发现该类岩体的出露面积约一万余平方公里,其中西藏日喀则岩体最大,约一千平方公里。我国地槽区以内蒙超基性岩带延伸最长,延续约1400多公里;地台区以康滇地轴的此类岩体延伸最长、南北约170余公里。此外,吉林、宁夏、青海诸省(区)也有产出。

与本类岩石有关的矿产主要是铂矿、铬铁矿、镍钴矿、钒钛矿、磷灰石等。粗大而完美之橄榄石晶体可作宝石材料。

铂矿主要产于纯橄榄岩中。

铬铁矿绝大多数与超基性侵入岩有关,我国的重要铬铁矿主要产于 $MgO:FeO$ 的比值高(>7)的岩石中,特别是纯橄榄岩—辉石橄榄岩杂岩体。

铜镍硫化物矿床则以橄榄岩、辉岩和辉长岩组成的杂岩体最有利,镁铁比一般小于7。而钒钛矿则多产于层状橄榄岩—辉长岩杂岩体中。

另外,该类岩石蚀变后可形成石棉、滑石、蛇纹石、金云母、菱镁矿等非金属矿产。普通的超基性岩可用作钙镁磷肥的原料。可见超基岩性岩分布虽少,工业意义却很大,是重点寻找和研究的岩类之一。

该类岩体虽小,但物理性质较特殊,在岩石中其磁性较强,比重大,用磁法、重力法寻找它们比较有效。

二、超基性喷出岩类

本类岩石自然界罕见,其中金伯利岩最为重要。

1. 苦橄岩

呈淡绿色至黑色。隐晶质结构、块状构造,有时具气孔或杏仁构造。主要由橄榄石(50~70%)和辉石($<40\%$)组成,可含少量基性斜长石、普通角闪石。副矿物有钛铁矿、磁铁矿、磷灰石等。若具斑状结构,则称苦橄玢岩。自然界分布较少,常与玄武岩共生,多产于玄武岩底部附近。

2. 玻基纯橄岩

是一种半晶质的纯橄岩。岩石具玻基斑状结构，斑晶为粗粒橄榄石(唯一的)，基质为黑色玻璃质。其中有钛辉石(含钛的普通辉石)、磁铁矿微晶。基质中有时出现由碳酸盐和蛇纹石组成的小球状杏仁体。该种岩石的典型产地是苏联西伯利亚麦美奇河一带，所以又称麦美奇岩。我国浙江天台有产出。

3. 金伯利岩

其名称来源于南非金伯利城。它以产原生金刚石而受到特别重视。岩石多呈黑、暗绿、绿、灰等颜色，而以绿色常见。常见斑状结构和角砾状构造。在斑状结构中斑晶成分主要是橄榄石和金云母，此外尚有斑晶镁铝榴石(它是金伯利岩的重要特征矿物)，但含量很少。基质是细粒至隐晶质结构，多由细小的橄榄石、金云母、磁铁矿、磷灰石构成，也可有玻璃质基质。在角砾状构造中，角砾成分十分复杂，有早期形成的金伯利岩、橄岩、辉岩破碎而成的岩块(统称同源角砾)，也有来自围岩的岩块、如片麻岩、花岗岩、石灰岩碎块(统称异源角砾)，角砾之间的胶结物为金伯利岩浆物质(具斑状结构的金伯利岩)。

金伯利岩可具岩球构造。球体呈圆—椭圆形，直径数毫米至数厘米，中心多为橄榄石，外表为细粒金伯利岩，常散布于金伯利岩附近的地表，俗称“凤凰蛋”这种构造是金刚石的找矿标志之一。

金伯利岩多呈岩筒、岩脉产出。我国辽宁、山东、湖北和贵州的一些地区有产出，并在山东等处找到了金刚石原生矿。国外的著名产地有南非的金伯利，苏联的雅库特，加拿大的魁北克等。

第七章 基性岩类

一、基性侵入岩类

主要代表有辉长岩、辉绿岩等。本类岩石的化学成分特点是 SiO₂ 含量低至中等(45~52%), CaO、Al₂O₃、FeO、MgO 含量高(尤其前二者), Na₂O 和 K₂O 低。岩石主要由辉石和斜长石组成, 有时含橄榄石、角闪石、黑云母、石英、碱性长石。辉石多为单斜辉石(单斜晶系)和紫苏辉石(斜方晶系), 斜长石则为基性斜长石。岩石呈灰黑色或深灰色, 颜色一般较深, 比重大。

(一) 常见岩石类型

1. 辉长岩和苏长岩

由辉石和基性斜长石组成, 二者近于 1: 1, 可含少量橄榄石。若辉石为单斜辉石就叫辉长岩; 若为紫苏辉石就叫苏长岩。但二者肉眼不易鉴别故可统称为辉长岩。岩石呈灰黑色, 多中粒半自形粒状结构, 常见块状构造, 有时具条带构造, 此时可称为条带状辉长岩。

辉长岩中的基性斜长石有时呈聚片双晶, 双晶纹较宽, 有时因次生变化呈灰绿色; 辉石多带棕色色调, 具近直交的两组解理。含辉石较少而呈浅灰色者叫浅色辉长岩, 含辉石较多而岩石呈灰黑色者叫暗色辉长岩。含少量橄榄石者叫橄榄辉长岩。

2. 斜长岩

几乎全部由斜长石(基性)组成, 其含量占 90%以上, 暗色矿物很少, 含量小于 10%, 主要为辉石、角闪石、橄榄石。岩石具半自形或他形粒状结构。一般为白色、灰色, 有时因次生变化(钠黝帘石化)而颜色稍深些。块状构造。它既可呈独立的岩体产出, 也可与辉长岩共生, 在层状侵入体中常构成“浅色层”。

3. 辉绿岩

矿物成分和辉长岩相当, 即由辉石和斜长石组成, 其不同点是呈细粒结构, 或呈辉绿结构。所谓辉绿结构, 是由自形一半自形的长条形斜长石(肉眼观察时呈细针状)构成网格状骨架, 在骨架空隙中充填着大致等粒的辉石颗粒。岩石常因绿泥石化、钠黝帘石化而呈暗绿色。

辉绿岩是一种分布很广的基性侵入岩; 常呈岩墙、岩脉、岩床或岩盘产出, 它可以单独产出, 也可以同辉长岩、基性喷出岩共生。

4. 碱性辉长岩

主要由基性斜长石和辉石构成，但含较多的正长石和少量(<10%)副长石(多半是霞石)和碱性暗色矿物(霓辉石、霓石等)。

5. 其它变种

这些变种在矿物成分方面和辉长岩相同，仅以结构区别之，常见者有：

辉长玢岩：具斑状与似斑状结构，斑晶为斜长石和辉石，基质具粒状结构或隐晶结构，斑晶和基质成分基本相同。

微晶辉长岩，因具细粒结构而得名，常呈脉状产于基性侵入岩体内部或边缘。

(二) 次生变化

辉长岩中的矿物比橄榄岩中的矿物在化学性质方面要稳定些，但在热液影响下，它还是多少要发生一些变化，主要有：辉石的纤闪石化，即辉石被纤维状绿色角闪石(阳起石和透闪石的集合体)所代替；辉石的绿泥石化，此时辉石变成绿泥石和碳酸盐，并析出氧化铁。基性斜长石则发生钠黝帘石化，即它分解成钠长石、黝帘石和绿帘石的细粒集合体，斜长石经此变化后常带绿色色调，肉眼易于识别。

(三) 产状、分布与矿产

1. 产状

基性侵入岩的岩体一般都不大，多呈岩盆、岩床或岩盖、岩墙和岩株产出。世界上比较大的岩体有：非洲津巴布韦的基性岩大岩墙，长达 350 公里，厚约 8 公里；加拿大第路斯岩体的面积约五千平方公里，厚度约两千米；南非布什维尔德岩体面积达两万余平方公里，厚七千米。在我国比较大的基性侵入岩体是陕西西乡岩体，长达百余公里，系国内罕见。

基性岩侵入体既可单独产出，也可同超基性侵入岩共生而构成超基性—基性杂岩体。这种杂岩体以似层状产出为特点，一般称为层状侵入体。其形成过程如下：岩浆中早期晶出的矿物按比重大小或结晶先后发生分异，比重大者如铬铁矿、橄榄石、辉石下沉到岩浆体底部，轻者如斜长石则滞留于上部，致使比重不同、结晶先后的矿物分层堆积。这种堆积晶粒又被后来冷凝的晶粒间隙中的剩余岩浆所胶结，顺而形成所谓堆积岩。

这种层状岩体常具垂直分带性和层理。即岩体内部不同种类的岩石自下而上分层分布，一般模式是底部为橄榄岩，中部为辉长岩，顶部为含斜长石较多的辉长岩或闪长岩。有时可夹含矿层。岩体内部的这些带状层往往延伸很远，且厚度

均匀，例如著名的南非布什维尔德岩体中厚 1 米左右的铬铁矿层，横向可以追索 50 公里以上。

这里的所谓层理是指基性侵入岩中的带状构造，或称堆积层理，其形象和成因类似于沉积岩的层理。一般由辉石(下层)和斜长石(上层)构成双层层理单元，也有橄榄石—辉石双层单元或铬铁矿—辉石—斜长石三层单元。一个层理单元从几毫米、几厘米乃至数十米。这些层理单元在空间上有规律地重复、构成所谓韵律层理，在韵律层理中也可夹有块状层。韵律层理一般界线明显。用肉眼多半可以识别。

世界上和我国都有一些研究相当充分而又十分典型的层状岩体，如南非、格陵兰、我国的四川等。层状岩体的研究具有重大理论意义和实用价值，因为它不仅大大丰富了岩浆分异理论，而且由于这类岩体含有丰富的铬、镍、钴、铂、钒、钛等矿产，因此为矿床寻找和评价提供了更充分的地质依据。

2. 分布

辉长岩在自然界的分布比超基性岩稍微多些，二者分布的地区和范围基本一致，除前述的一些著名大岩体外，其它尚有许多小岩体分布于另外一些地区，例如我国吉林、云南、山东诸省均有产出，而苏联乌拉尔北部，大大小小的岩体断续分布，构成了一条长达 600 余公里的所谓含铂辉长岩—橄榄岩带。

3. 矿产

含矿辉长岩几乎总是同橄榄岩类构成杂岩体，就目前所见，单一成分的辉长岩体一般无矿，所以该类岩石的含矿性和超基性岩侵入相同，即含铬、镍、铂、铜、钴、钒、钛等。我国四川攀枝花地区的基性—超基性岩体是我国重要的含钒钛岩石，钒钛磁铁矿即含在岩石中，岩体本身就是采掘对象。辉长岩是良好的建筑石料，辉绿岩是理想的铸石材料。

二、基性喷出岩类

(一)玄武岩

以玄武岩为代表，其成分与辉长岩相当，多呈现黑色、灰黑色、黑绿色，风化后呈暗红色或黑褐色。常为细粒至隐晶结构，也可有玻璃质结构和斑状结构，致密块状，多具气孔和杏仁构造。水下喷发者具枕状构造。柱状节理普遍发育。肉眼观察有时可见到斜长石的细小晶体，辉石则不易鉴别。若出现橄榄石，则多呈较大的斑晶或包裹体。

玄武岩在地壳中广泛分布，在陆地上常形成大面积的巨厚玄武岩层，如印度的德干高原和我国西南地区等。大洋底地壳基本上由玄武岩构成，如太平洋、大西洋等。在岛弧和陆缘边界上也有分布。

由于玄武岩中矿物颗粒细小，成分又较复杂，所以肉眼不易鉴别，常需借助于显微镜和化学分析。现将常见的玄武岩类型介绍如下：

1. 按结构构造的类型划分

在肉眼观察时，按其结构、构造和斑晶成分大致分出下列几种：

(1)、粒玄武岩

具细粒结构，粒度一般是细粒至中粒，可鉴别出辉石、斜长石和橄榄石。有时出现较大的橄榄石斑晶。

(2)、玄武岩

隐晶质结构，块状构造，偶尔有橄榄石斑晶，肉眼可凭其颜色识别之。

(3)、杏仁玄武岩

具杏仁构造之玄武岩，杏仁体多由方解石、蛋白石、绿泥石构成。

(4)、玻璃玄武岩或玄武玻璃

玻璃质岩石。若具球粒，则称球粒玄武岩；若有多量气孔，则称浮岩。

2. 按化学成分和矿物成分一般把玄武岩分为钙碱性玄武岩和碱性玄武岩。

(1) 钙碱性玄武岩

其特征是 SiO_2 较多，平均 50%，碱质和， $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 一般 $<3.5\%$ 。在矿物成分上表现为辉石较多，橄榄石无或仅少量，长石偏基性。主要类型有：

拉斑玄武岩：具斑状结构，斑晶主要为拉长石（基性斜长石的一种）和辉石，不含或少含橄榄石。其中含少量（5~40%）橄榄石斑晶者叫橄榄拉斑玄武岩；若橄榄石斑晶较多（占斑晶的 40%以上）则叫苦橄玄武岩或大洋岩。苦橄玄武岩多分布于大洋岛屿，如夏威夷群岛。

拉斑玄武岩广泛分布于大洋岛屿、深海盆地和大陆内部，如印度德干高原、苏联西伯利亚平原、我国西南山地等。

高铝玄武岩：其特征是 Al_2O_3 含量高，达 16%，分布于岛弧和活动的陆缘地带。环太平洋火山带上多产此类岩石，常与英安岩、流纹岩共生。

玻基玄武岩：斑状结构，基质是玻璃质。

(2) 碱性玄武岩

其 SiO₂ 含量略低于钙碱性玄武岩，平均 47.81%。碱质含量高，Na₂O+K₂O 平均 6.99%。橄榄石含量多，斜长石多偏于中性，可出现碱性长石。其余特征(结构、产状、分布等)和拉斑玄武岩基本相同，只有详细研究才能把二者相互区别开。四川峨眉山、河北张家口、黑龙江德都五大连池以及东南沿海诸省均广泛产出。

(二)、细碧岩

是一种特殊类型的基性喷出岩，其特征是富含钠质，Na₂O 一般达 4%以上，矿物成分复杂，含钠长石、绿帘石、绿泥石、方解石等。为水下火山喷发产物，故常具枕状构造。它常与角斑岩、石英角斑岩共生而构成所谓细碧—角斑岩建造。对其形成过程有两种看法，一种认为它是海底火山喷出的岩浆直接从海水中吸取钠质以后凝结而成；另一种看法是海底喷发的岩浆熔化富钠沉积岩(岩屑砂岩)后再凝结为细碧岩。这两种看法的共同点是认为钠质系岩浆在海底喷出后从外界吸收的，而非原始的富钠岩浆。其分歧点只不过是钠质的具体来源不同而已。细碧—角斑岩建造分布很广，是地槽发展早期海底火山喷发的产物，它常与巨大的铜矿有关。我国祁连山、中条山、桐柏山、龙门山等地区均有产出，甘肃白银厂的铜矿即产于该建造中。

(三)、蛇绿岩

蛇绿岩是缝合构造带中的典型岩石组合类型，通常认为它是一种特殊的镁铁质至超镁铁质岩石组合，它不能用作一个岩石名称或填图岩性单元。在一个完整发育的蛇绿岩中，从底部向上岩石类型产出顺序如下：(1)超镁铁质杂岩：由不同比例的方辉橄榄岩、二辉橄榄岩和纯橄榄岩组成，通常具有变质构造组构(有时称构造岩)并多少被蛇纹石化；(2)辉长岩质杂岩：通常具堆晶结构，普遍包含堆晶橄榄岩和辉石岩且比超镁铁质杂岩较少变形；(3)镁铁质席状岩墙杂岩；(4)镁铁质火山杂岩，通常呈枕状。伴生岩石类型包括：(1)一个上覆沉积岩系剖面，典型的是带状燧石岩、薄层页岩和少量灰岩，也可以呈夹层产出；(2)与纯橄榄岩伴生的通常是豆荚状铬铁矿体；(3)钠质长英质侵入岩和喷出岩。蛇绿岩可以是(剖面)不完全、被肢解的或被变质的了。蛇绿岩不仅可以形成于洋中脊环境，而且还可形成于诸如岛弧、弧前、弧后(边缘海)、小洋盆等多种构造环境中，而真正代表深海洋壳的蛇绿岩在大陆造山带中则极为罕见。总之，蛇绿岩并非一个单一的岩石构造组合类型，它常常是由来自二种或二种以上的不同构造环境下形成的岩石组合的混杂堆积。

第八章 中性岩类

一、侵入岩类

以闪长岩为代表。本类岩石化学成分特点是： SiO_2 含量中等 (53~66%)； FeO 、 MgO 、 CaO 较基性岩明显减少； Na_2O 和 K_2O 显著增加； Al_2O_3 15%左右。主要矿物成分是中性斜长石和角闪石，辉石和黑云母次之。常见副矿物有磁铁矿、磷灰石、榍石、锆石等。颜色较浅，色率约 30%。全晶质中—细粒半自形粒状结构，块状构造。自然界分布不多，约占岩浆岩总面积的 2%。

典型的闪长岩由中性斜长石 (65~75%) 和普通角闪石 (25~35%) 组成，两者比例约 2: 1，不含碱性长石和石英。中性斜长石除有时可见聚片双晶外，在较大的晶体上有时可见到环带状构造。角闪石多呈墨绿色，常呈细柱状。

一般本类岩石可含少量石英和碱长石，但石英含量不超过 20%，碱长石的含量不超过 10%，当闪长岩中出现这两种矿物时，表明它已向酸性侵入岩过渡，若超过上述限量就应划归到酸性侵入岩。

(一) 常见岩石类型

一般按石英含量和辉石的有无分为下列几个类型：

1. 闪长岩

石英含量小于 5%，暗色矿物 20~40% (平均 30%)。暗色矿物大于 40% 者叫暗色闪长岩，暗色矿物小于 20% 者叫浅色闪长岩。常见的暗色矿物为角闪石、辉石和黑云母，据此可将岩石命名为角闪闪长岩、辉石闪长岩和黑云母闪长岩。

2. 石英闪长岩

石英含量 5~20%，暗色矿物一般 15~20%。可按暗色矿物种类命名，其方式和上述闪长岩相同。

3. 辉长闪长岩

是闪长岩和辉长岩之间的过渡变种，含较多的辉石 (可达 20%) 和基性斜长石，但肉眼不易识别。

4. 其它变种

多属浅成侵入岩，其矿物成分和闪长岩相同，但结构不同。

闪长玢岩：岩石具斑状结构，斑晶为自形、宽板状斜长石，其上往往可见环带构造。基质是细粒至隐晶质。它既可以单独呈岩墙或其他小岩体产出，也可成为闪长岩体的一个局部岩相。

闪长细晶岩：具等粒细粒结构。常呈岩墙产出，有时与闪长岩共生。

(二) 次生变化

闪长岩中的暗色矿物一般可遭受绿泥石化、绿帘石化，斜长石多遭受钠黝帘石化。此外岩石尚可遭受碳酸盐化和硅化。所谓硅化就是岩石在热液作用下分解成细粒或隐晶质石英集合体。

(三) 产状、分布与矿产

1. 产状

闪长岩呈独立岩体者少见，一般均与辉长岩或花岗岩共生，构成它们的边缘(顶部)相或岩枝。和辉长岩共生的闪长岩，在云南元谋、四川渡口、山东济南均有产出，前述超基性—基性层状侵入体中均有“闪长岩层”。一般把它们视为基性岩浆的分异产物。

我国长江中、下游的许多闪长岩体则与花岗岩相伴而生，围岩多为石灰岩，一般认为它们是花岗岩浆同化钙质围岩的产物，在接触带出现矽卡岩，沿该类岩体的接触带上多有铁、铜和铅—锌矿产出。

单独产出的岩体多为岩脉、岩床或岩盖，如江苏南京、安徽马鞍山、山东莱芜、太行山东麓安阳—武安一带均有产出。南美洲安第斯山区也不乏其例。这类小岩体往往产于与其成分相当的喷出岩—安山岩地区，推测它们可能是同源产物。

2. 分布

自然界产出较少，占岩浆岩总面积 2%。其地理分布已于上述。

3. 矿产

在闪长岩同石灰岩的接触带上往往形成重要的矽卡岩型铁、铜、铅—锌矿，也有钨、锡、铍矿。如湖北大冶铁矿、安徽铜官山铜矿、湖南水口山铅—锌矿等均属此类型。闪长岩也是良好的建筑材料。

二、中性喷出岩类

以安山岩为代表是与闪长岩相当的喷出岩，分布很广，分布面积仅次于玄武岩，特别是在环太平洋的岛弧地带和大陆边缘产出最多，构成所谓“安山岩”线。

“安山岩”的名称即源于南美洲的安第斯山。我国东部，北自大小兴安岭，南达

鲁、苏、浙、闽、粤诸省广泛分布着中生代形成的安山岩。安山岩可以与玄武岩共生,也可以与流纹岩共生,也常为中性喷出岩一次火山杂岩体的喷出岩相部分。安山岩的颜色比玄武岩浅些,常呈红褐色、褐黄色、浅紫色、灰绿色等,具斑状结构或隐晶质结构,岩石呈致密块状,有时具气孔构造。斑晶为斜长石(中性斜长石)、辉石、角闪石和黑云母。斜长石呈近等轴形的厚板状,有时显环带构造。根据所含暗色矿物种类可分别命名为辉石安山岩、角闪安山岩和黑云母安山岩。

在喷出岩特别是安山岩中,角闪石和黑云母常生成暗化边。这是由于岩浆喷出地表后压力突然降低,并发生氧化作用,角闪石不稳定而发生熔蚀、分解而形成的,它们是磁铁矿和辉石的细粒集合体,有时整个晶体可被“暗化”产物所代替,经次生变化后变成棕色氧化铁。经“暗化”后的角闪石、黑云母皆呈棕色,性脆,易从岩石中剥落。

在斑状结构的安山岩中,其基质颗粒很细,在新鲜的岩石断面上,在强光照射下可以看到反光的针状斜长石晶粒。基质中更致密的部分是隐晶质和玻璃质。

安山岩在热液作用下常蚀变而成青盘岩。此种蚀变产物是绿帘石、绿泥石、钠长石、绢云母、石英和碳酸盐矿物的细粒集合体,它是铅、锌、银矿的重要找矿标志。

安山岩和玄武岩之间往往呈现过渡关系,在产状上也常共生,用肉眼、化学分析或显微镜鉴定方法区分它们均是比较困难的,这时可把这种过渡性岩石定为玄武—安山岩或安山—玄武岩。

第九章 酸性岩类

一、酸性侵入岩类

以花岗岩、花岗闪长岩为代表。本类岩石的化学成分特点是： SiO_2 含量高 ($>65\%$)，一般是 $65\sim 78\%$ ； Na_2O 和 K_2O 的含量高，可达 $7\sim 8\%$ ；钙、铁、镁含量低； Al_2O_3 仍在 15% 左右。与化学成分相应，在矿物成分方面的突出特点是石英大量出现，大于 20% ；钾长石和酸性斜长石亦多，约占 60% 左右；暗色矿物很少，一般小于 10% 。由于本类岩石中石英、长石可达 90% 以上，故岩石颜色浅，色率低，比重小。岩石多具中—粗粒它形粒状结构，也常见似斑状结构。其副矿物较多，有锆石、榍石、独居石、磷灰石、磁铁矿等。

花岗岩是大陆地壳中分布最广的岩浆岩，占大陆地壳岩浆岩的一半以上，近来在大洋壳中已取得花岗岩样品，表明洋壳中也有少量分布，如太平洋的斐济、大西洋的阿松岛。

花岗岩的成因是地质科学中长期争论和探索的基本问题之一，即岩浆论和变成论(混合岩化)之争，所以花岗岩的研究具有重大科学意义。花岗岩类同许多重要矿产有关，如铁、铜、锡、钨、铋、钼、铌、钽、铀等金属及稀有、稀土和放射性元素矿产等。所以研究花岗岩对矿产的寻找、评价也有巨大经济意义。

(一) 常见岩石类型

主要按照长石的性质划分，常见者有：

1. 花岗岩

岩石属浅色，一般是灰白色、肉红色，主要矿物是石英、钾长石和酸性斜长石。次要矿物为黑云母、角闪石和辉石。石英含量一般大于 25% ，暗色矿物常小于 5% 。碱性长石含量(平均约 40%)大于斜长石含量(平均 25%)。花岗岩可按暗色矿物种类命名，如黑云母花岗岩、二云母花岗岩(含黑云母和白云母)，角闪花岗岩等，其中黑云母花岗岩最常见。若暗色矿物很少($<1\%$)，则称白岗岩。

2. 花岗闪长岩

颜色较花岗岩深一些，多呈深灰色或灰绿色。同花岗岩相比，石英含量低些，斜长石含量较多，且多于钾长石，暗色矿物含量略增高。典型花岗闪长岩的矿物组合是：石英约 15% ，酸性或中性斜长石大于 40% ，碱长石小于 20% ，暗色矿物

约 15%，暗色矿物以角闪石为主。同样可按暗色矿物种类命名，如黑云母花岗闪长岩、角闪花岗闪长岩等。

3. 碱性花岗岩

主要矿物成分和花岗岩相似，其特征是含有碱性暗色矿物，如霓石、霓辉石、铁锂云母、碱性角闪石等，长石则为碱性长石。

4. 其它变种

花岗斑岩：矿物成分和花岗岩相同，但具斑状结构，斑晶是钾长石和石英，基质隐晶质—细粒结构。

石英斑岩：斑晶几乎全部为石英的花岗斑岩变种，基质为隐晶质。

斑状花岗岩：具有似斑状结构的花岗岩。

以上三种斑状和似斑状结构的花岗岩均属浅成岩，此外尚有两个特殊种属，即更长环斑花岗岩和紫苏花岗岩。

更长环斑花岗岩：具似斑状结构，其特征是自形、圆形或卵形的钾长石斑晶的外围生长有酸性斜长石（更长石或钠—更长石）环，故命名之。它是发育在前寒武纪的一种特殊岩体，常与其它中、酸性岩类共生，成带状分布于断裂带附近，或构成较大的岩基。北京密云的更长环斑花岗岩岩体东西长 12 公里，宽约 2 公里，侵入于前震旦纪片麻岩系中，年代为 1400×10^6 年。这种岩石的成因尚未解决，一些人认为是交代作用的产物，另外一些人认为是花岗岩浆在深部的结晶作用而形成的。

紫苏花岗岩：以含紫苏辉石为特征。它经常与区域变质岩共生，有时与斜长岩、苏长岩也有一定的共生关系。印度、斯里兰卡、苏联和我国（内蒙、河北）的一些古老变质岩系中有产出。关于岩石成因，很多人认为是花岗岩浆同化粘土质沉积岩的结果，也有人认为它不是岩浆岩，是一种深变质条件下产生的混合岩。

(二) 次生变化

花岗岩的主要次生变化是云英岩化、硅化、钠长石化、绢云母化、高岭石化等，这些变化同矿产的成因关系十分密切。钠长石化和绢云母化主要发生在长石类矿物中，即长石被钠长石和绢云母所交代。高岭石化则是表生作用下长石分解而成高岭石，有时可形成高岭石矿床，如江西景德镇陶土矿。

(三) 产状、分布和矿产

1. 产状

花岗岩岩体多呈巨大的岩基、岩株产出，岩体内部岩相带的变化比较明显，许多岩体同中性侵入岩共生而构成中—酸性杂岩体。

花岗岩体内部岩相的变化，其规律一般是：中心(内部)相岩石结构较粗，岩性均一，多为块状构造，是正常的花岗岩；边缘相岩石结构复杂些，出现细粒、斑状结构，构造不均匀，往往有斑杂构造或流动构造，岩石趋向于中性，甚至完全变成中性岩，在边缘相和中心(内部)相之间是过渡相，呈现各种过渡特征。许多花岗岩体岩石类型单一，是一次侵入活动形成的。另外一些岩体则是多期侵入活动或明显分异作用的产物。岩体内部岩石类型多样，或者岩体的不同部位形成的时间略有差别，但它们均为同一岩浆来源，这样的岩体一般叫杂岩体。

花岗岩的产状特征是其成因研究的一个重要方面，特别是岩基那样的巨大地质体，要解决其物质来源、运动和演化问题尚需深入研究。

2. 分布

花岗岩类在自然界分布广泛，并且主要分布在褶皱带和古老地台的结晶基底上。如高加索山区，花岗岩占该区岩浆岩面积的 95%，北美洲西海岸有一千余公里的花岗岩带，我国一些地区(如南岭)也广泛出露。

3. 矿产

花岗岩类是重要的含矿岩石，与之有关的矿产有：钨、锡、铋、钼、金、银、铜、铁、铅、锌、稀有、稀土和放射性元素等。一些花岗岩是良好的乃至名贵的建筑石料。

二、酸性喷出岩类

(一) 流纹岩

流纹岩的成分相当于花岗岩，岩石呈灰、砖红、灰白等颜色，常具流纹构造和斑状结构，斑晶中有透长石、斜长石(更长石)、石英(高温石英)及少量黑云母和角闪石。新鲜岩石中的透长石呈自形晶，长板状，无色透明，石英呈六方双锥或被熔蚀后呈浑圆状；暗色矿物斑晶常出现暗化现象。基质多为隐晶质和玻璃质。流纹岩的主要鉴别标志是含石英斑晶，据此可同其它喷出岩区别之。

(二) 英安岩

英安岩是相当于花岗闪长岩的喷出岩，一般呈土红色、浅紫色或灰色，斑状结构，斑晶为斜长石、石英和正长石或透长石。斜长石斑晶多于正长石。斜长石有时具环带构造。石英多呈高温六方双锥体，暗色矿物斑晶较少。在斑晶中若能鉴别暗色矿物种属时，亦可按暗色矿物命名为云母英安岩、角闪英安岩等。

(三) 石英角斑岩

石英角斑岩是流纹岩类的特殊变种，它是酸性岩浆海底喷发的产物。岩石呈灰白色，具斑状结构者，斑晶由钠长石和石英组成。基质为隐晶质结构，岩石也可全部为隐晶质结构。前已述及，该岩石常同细碧岩、角斑岩组成细碧—角斑岩系，其分布和矿产已在细碧岩中介绍。

关于石英角斑岩的成因有两种观点，一种认为其中的钠长石系交代成因，实质上是钠长石化的流纹岩；另一种认为钠长石是原生的，是从富含钠质的岩浆中结晶出来的。

(四) 酸性玻璃质岩石

此类岩石几乎全部由玻璃质构成，晶质矿物很少见，欲准确鉴定，必须依据化学分析资料。

1. 黑曜岩

是灰黑、黑色玻璃质岩石，贝壳状断口，玻璃光泽，有时含少量石英和透长石斑晶。岩石含水量小于 1%。因酸性玻璃质黑曜岩最常见，一般习称黑曜岩。此外也可有中性玻璃质黑曜岩，但少见。

2. 松脂岩

具松脂光泽，呈黑色、红色、褐色、浅黄绿色等，由酸性火山玻璃组成，含水量高，约 8%。

3. 珍珠岩

是具有珍珠状裂隙的玻璃质岩。珍珠岩可作为制造膨胀珍珠岩(轻质保温材料)的原料。

玻璃质喷出岩多产于火山口附近或火山颈中，同各种火山岩共生，呈层状或岩墙产出，也可作为喷出岩岩体的表皮相或边缘相产出。因为玻璃质是一种不稳定物质，在热液作用下易发生蚀变，或经过长久的地质年代后发生老化，从而变成不同结晶程度的物质，此即“脱玻化”作用。

第十章 碱性中性、碱性、脉岩类

一、碱性中性侵入岩类

以正长岩为代表本类岩石的 SiO_2 含量同闪长岩近似,但稍偏高,平均约 60% 左右。 $\sigma = 3.3 \sim 9$,与闪长岩的主要区别是 Na_2O 和 K_2O 含量高,可达 10% 左右。 Al_2O_3 含量亦高,为 15~20%, CaO 含量很低。因而,它在矿物成分上的突出特点是出现大量碱性长石,斜长石和石英很少。暗色矿物也不多,一般小于 20%,有时可出现碱性暗色矿物。

(一) 常见岩石类型

按长石性质、石英的有无划分如下类型:

1. 正长岩

除碱性长石外,可出现少量斜长石和石英,暗色矿物为黑云母、角闪石和辉石,按石英含量分为两种:

正长岩: 石英含量 0~5%;

石英正长岩: 石英含量 5~20%。

根据暗色矿物定名,如黑云母正长岩、角闪正长岩等。

2. 二长岩

碱性长石和斜长石含量相近,石英与暗色矿物的含量和正长岩大致相同,因而也可分为二长岩和石英二长岩。

3. 碱性正长岩

全部为碱性长石,不含斜长石,其特点是出现碱性暗色矿物,如霓辉石、霓石、碱性角闪石等。

4. 其他变种

正长斑岩: 矿物成分和正长岩相同,仅以其具斑状结构区别之。

微晶正长岩: 矿物成分和正长岩相同,但以其具细粒结构为特征。

(二) 次生变化

正长岩主要发生钠长石化、高岭石化、绢云母化、碳酸盐化、绿泥石化和帘石化等次生变化。

(三) 产状、分布和矿产

本类岩石自然界产出很少,据统计,连同与之相当的喷出岩(粗面岩)一起只占整个岩浆岩分布面积的千分之六(0.6%)。在产状上正长岩极少单独产出,主要与花岗岩或碱性岩共生。同花岗岩共生时,它作为花岗岩的边缘相存在,如瑞典

的乌普拉萨、美国的弗蒙特、北京西山诸岩体；同碱性岩共生时，则它们之间构成复杂的碱性岩杂岩体，如四川南江、山西临县等地所见。

与正长岩有关的矿产不多，目前已知者有矽卡岩型铁矿。稀有、稀土和放射性元素矿产则多与碱性正长岩有关。新鲜而较纯的正长岩(暗色矿物极少或无)可作为陶瓷原料，富钾者可作为钾肥原料。

二、碱性中性喷出岩类

粗面岩是在成分上和正长岩相当的喷出岩，因此，也可分为粗面岩(相当于正长岩和碱长粗面岩(相当于碱性正长岩))。

1. 粗面岩

多具斑状结构，斑晶中有钾长石也有斜长石，钾长石往往是透长石和正长石。基质是隐晶质(长石等)。岩石均为浅色，一般呈浅绿色、灰色或铁红色，块状构造。根据其暗色矿物种类可命名为云母粗面岩、角闪粗面岩和辉石粗面岩。

2. 碱性粗面岩

同粗面岩的主要区别是斑晶由碱性长石(钾长石和钠长石)组成，含碱性暗色矿物，如霓辉石、钠闪石等。

3. 角斑岩

是浅绿色、灰色、致密的角质状岩石，斑状结构。斑晶主要是钠长石或酸性斜长石，原生暗色矿物几乎不存在，多已被绿泥石、绿帘石、方解石所交代。有时具杏仁构造。

它本质上是一种富钠质的火山岩，同细碧岩、角斑岩共同组成细碧—角斑岩建造，是优地槽海底火山的产物。其成因同细碧岩相似。

三、碱性侵入岩类

以霞石正长岩为代表。碱性岩类主要是指 K_2O 和 Na_2O 含量很高, $\sigma > 9$, 因而含较多的副长石(如霞石)和碱性暗色矿物的岩石, 不含石英。按 SiO_2 含量同样可分为:

中性碱性侵入岩: 霞石正长岩;

基性碱性侵入岩: 霞斜岩;

超基性碱性侵入岩: 霓霞岩。

本类岩石岩性复杂，岩体小，多呈碱性杂岩体产出；自然界很少见，属稀少岩类，特别是霞斜岩(由霞石、基性斜长石和碱性暗色矿物组成)、霓霞岩(由霓石和霞石组成，不含长石)极为少见。本书仅介绍霞石正长岩。

霞石正长岩按 SiO₂ 含量属中性岩，我国和世界上该类岩石的 SiO₂ 平均含量是 55.17%；FeO、CaO、MgO 含量低；K₂O 和 Na₂O 含量很高，一般大于 10%，可高达 16%。大量出现副长石(主要是霞石)，一般其含量大于 10%，可达 20%。碱性长石含量可达 60%左右。碱性暗色矿物的含量通常是 15~20%。副矿物中常出现含稀土元素的铈钽硅酸盐类。

岩石颜色较浅，多呈浅灰色、肉红色，比重小，一般是半自形粒状结构，有时矿物呈定向排列而成流状构造。岩体很小，自然界少见，出露面积不及整个岩浆岩出露面积的 1%。主要同稀有、稀土和放射性元素的矿产有关。

(一) 主要岩石类型及产地

根据结构和暗色矿物划分如下类型：

1. 流霞正长岩：

主要矿物呈定向(流状)排列。是本类岩石中的常见类型。辽宁凤城、云南个旧均有产出。

2. 云霞正长岩：

暗色矿物以黑云母为主。云南永平产之。

3. 霓辉霞石正长岩：

暗色矿物为霓辉石。辽宁凤城、山西临县产之。

4. 霞石正长斑岩：

具斑状结构，斑晶为钾长石。基质由霞石、钾长石和碱性暗色矿物构成。山西临县有产。

(二) 次生变化

霞石不很稳定，它变化后多为沸石和钙霞石所代替。它也可变成长石和绢云母的集合体。在岩石中霞石经次生变化后常呈肉红色，使岩石具有一种“红疹状”斑点；或者它被溶蚀后岩石表面呈现出一个个小凹洞，颇具特色。

(三) 产状、分布和矿产

1. 产状

多呈岩床、岩盆、岩株以及韵律层状侵入体，单独产出者少见，绝大多数构成碱性杂岩体。

2. 分布

自然界少见，我国辽宁凤城、云南个旧和永平、山西临县以及大别山、河南原阳、河北阳原有产出。世界上的著名碱性岩产地有苏联的科拉半岛、瑞典的阿尔诺岛(岩体直径约 4 公里)、挪威的奥斯陆、加拿大的蒙特利尔、南非的谢库库兰(135 平方公里的岩体)等。

3. 矿产

主要与稀有、稀土及放射性元素的矿产有关， 还可有磷灰石矿床。霞石正长岩中的长石和霞石可直接作为提炼铝的原料。总之，该类岩石分布很少，但与之有关的矿产不少，而且是一些重要矿种，因此它是值得注意研究的岩类。

四、碱性喷出岩类

响岩是本类的代表，与霞石正长岩成分相当的，呈灰色、浅灰色或灰绿色，具斑状结构或隐晶质结构，在斑状结构的岩石中斑晶主要由霞石和碱性长石组成，暗色矿物斑晶较少。

五、碳酸岩类

碳酸岩的化学成分以 CaO 和 CO_2 为主， CaO 平均含量为 41.96%， CO_2 平均为 37.87%，而 SiO_2 极低，平均 3.86%。矿物成分以方解石为主，可有白云石。有少量硅酸盐矿物(霞石、霓石等)。副矿物有磷灰石、磁铁矿、锆石、独居石及其它稀有、稀土元素矿物。岩石呈粒状结构、块状构造，有时呈条带构造。

该类岩石的侵入岩常呈岩株、岩脉、岩墙产出，多数与碱性岩构成杂岩体。喷出岩则呈火山颈、熔岩流产出。1960 年 10 月，坦桑尼亚东部的一个火山口喷出大量碳酸盐熔体，证明自然界存在碳酸盐岩浆，并可由它生成碳酸盐岩浆岩。

我国湖北竹山、四川南江、山西临县均发现有碳酸岩产出。国外产地亦极有限，到目前为止，仅在挪威、瑞典、德国、南非、肯尼亚、苏联(亚库特)、美国(亚利桑那)、巴西(东部的哈库皮兰加)和法国(拉凯尔)等国家的一些地区有少量产出，多与金伯利岩或碱性岩共生。

碳酸岩的含矿性基本上和碱性岩相同。有些碳酸岩岩体如南非帕拉博纳岩体富含铜的硫化物，成为一种独特的铜矿床。碳酸岩经一定处理后是良好的水泥原料。

六、脉岩类：伟晶岩、细晶岩、煌斑岩类

脉岩类是一种浅成侵入岩，因其呈岩脉、岩墙产出并常具有特殊的矿物成分和结构因而将它们单独归为一类。脉岩在物质成分上和空间分布上常与一定的侵入岩有关。

根据物质成分和结构特征，脉岩在物质成分上和空间分布上常与一定的侵入岩有关。

根据物质成分和结构特征，脉岩可分三类：伟晶岩、细晶岩和煌斑岩。

(一) 伟晶岩类

顾名思义，构成这类岩石的晶体一般都很粗大，个别的甚至以米来衡量或以吨来计算。按矿物成分，前述的辉长岩、闪长岩、花岗岩、正长岩等均有其相应的伟晶岩，如辉长伟晶岩、闪长伟晶岩、花岗伟晶岩、正长伟晶岩等。伟晶岩中最常见、也最重要的是与花岗岩相当的花岗伟晶岩。所以，一般指的“伟晶岩”就是花岗伟晶岩；其余产出均很少，工业价值也不大。

花岗伟晶岩是由粗大的钾长石、石英、斜长石构成。常具文象结构。其附属矿物可达 300 多种。化学成分复杂，特别富含稀有、稀土及放射性元素，如 Li、Be、B、Cs、Nb、Ta、Zr、Hf、TR…等近 50 种，几乎占天然元素的一半。这些元素可富集成重要的矿床。

伟晶岩常与岩基或岩株状侵入体相联系，它既可以产于岩基、岩株内部，也可以分布于邻近的围岩中。伟晶岩脉在空间上往往成群出现。有时成千上万条伟晶岩脉聚集成一个大伟晶岩区。如新疆阿尔太伟晶岩区，已知伟晶岩脉两万余条。秦岭东段伟晶岩区有伟晶岩脉数千条，且多含稀有元素。

关于伟晶岩的成因争论很多，一种认为是富含挥发组份的岩浆在封闭条件下的结晶产物，一种认为是来自深部的气化—热液或岩浆结晶后的残余热液沿围岩裂隙进行交代的结果，在交代过程中小晶粒长成大晶体，并有稀有元素矿物沉淀。根据目前研究，伟晶岩形成的最小深度是 2 公里，温度在 500~700℃ 之间。

(二) 细晶岩

因岩石具细粒他形结构而得名，颜色较浅，不含或很少含暗色矿物，前述各大类岩石中常有与其成分相当的细晶岩，如辉长细晶岩、闪长细晶岩、花岗细晶岩等。其中以花岗细晶岩最常见，主要由细粒石英和长石组成，又称长英岩。

细晶岩含矿的可能性很小，在我国仅在华南某地发现具有工业价值的含钽细晶岩脉。关于细晶岩的成因，多数认为它是岩浆结晶冷凝后所残余的岩浆结晶而

成，因含挥发份很少，这种残余岩浆中组分不易扩散，不利于晶体生长，故呈细粒它形结构。

(三) 煌斑岩

富含暗色矿物，且以黑云母和角闪石最常见，多具斑状结构。斑晶为自形的角闪石和黑云母是其最大特点，硅铝矿物(长石)少，且分布于基质中。有的也可为细粒结构。不论基质或斑晶中的暗色矿物均呈完美的自形晶，此为煌斑岩所特有。常见类型如下：

1. 云煌岩

它主要由黑云母、正长石组成，黑色，斑状结构，斑晶为自形的黑云母，新鲜的黑云母斑晶辉煌发亮。正长石分布于基质中。

2. 斜云煌岩

与云煌岩的区别仅在于含斜长石，但二者肉眼不易鉴别开，常统称云母煌斑岩。

3. 斜闪煌斑岩

由角闪石、斜长石组成，斑状结构，角闪石为斑晶。

煌斑岩呈脉状或岩墙产出，规模不大，长仅数米至数十米，其分布很广，以酸性岩侵入体中分布最多，有时也呈岩脉群分布，多数在岩体顶部或边缘，少数在岩体附近的围岩中。我国研究较详细的煌斑岩有河北涞源、青海茶卡、北京八达岭及江苏宁镇山脉等地。

关于煌斑岩的成因，主要有两种观点，一种认为煌斑岩由岩浆物质直接结晶而成，是岩浆分异的产物，甚至认为是地幔岩浆源分异作用形成的，并推测在其中可能找到金刚石(地幔型煌斑岩)。另外一种观点则认为它是岩浆同化围岩后形成的，例如，基性岩浆同化花岗岩后即可形成煌斑岩。目前尚未发现煌斑岩同矿产的直接关系。

第十一章 次火山岩类

根据目前的认识，次火山岩是与火山岩(喷出岩、火山碎屑岩)同源的、在地表以下很浅的部位具侵入岩产状的岩石，其岩石特征(化学和矿物成分、结构和构造等)和喷出岩基本相同，其形成时间一般较同期喷出岩和火山碎屑岩稍晚些。因此，认识次火山岩必须掌握两点：

第一、次火山岩必须具备喷出岩和火山碎屑岩的成分、结构、构造特征；即必须“貌似”火山岩。据此，可把它同一般的浅成侵入岩区别开。

第二、次火山岩必须具备浅成侵入体的产状。因此，它又同一般的地表喷出岩或同直通地表的火山管道岩石(火山颈)不相同。这种次火山侵入体是在火山活动中产生的，它在空间分布和形成时间上同一定的火山活动紧密相连，即不仅“貌似”火山岩，而且与火山岩同源。

次火山岩以喷出岩状岩石为主，也有角砾状岩石。但它同火山通道中的角砾状岩石(如金伯利岩)的不同点在于岩体不直通地面，而是埋于地下，是地下“隐爆”的产物，又称隐爆角砾岩。次火山岩的产状多呈小岩株、岩墙、岩床等。

目前，尚无一个公认的、又较确切的次火山岩定义。因而，也无一套统一的、比较系统的次火山岩的分类命名原则。根据前述的次火山岩特点，即“貌似”喷出岩，成因上二者同源，仅产状有所不同，所以本书对次火山岩的分类完全和喷出岩相同。命名时，在喷出岩的基本名称之前冠以“次”字，如次玄武岩、次安山岩、次流纹岩等。目前，也有另外一种命名方法，即利用现有浅成岩的名称，如辉绿玢岩、安山玢岩、石英斑岩等。但不管如何命名，在描述岩石时必须首先指出“该岩石属次火山岩类”，以免混乱。

人们之所以重视次火山岩的研究工作，是因为发现它同一些大的铁矿、铜矿、黄铁矿等有密切关系。例如我国宁芜(南京—芜湖)地区的铁矿同次火山岩有关。因此，如何鉴别喷出岩、次火山岩和浅成岩、查明它们的成因关系、建立合理的成因模式和分类系统，对火山岩地区的找矿工作将起重要作用。

第十二章 火山碎屑岩类

火山碎屑岩是火山剧烈爆发中产出的火山碎屑堆积物经压实、固结以后形成的岩石。同一般岩浆岩比较起来，火山碎屑岩的形成过程有以下三个特点：第一。其中的碎屑物质是由火山爆破的机械作用产生的岩石碎块、晶体或玻璃质的碎块构成，而非岩浆冷凝的产物；第二，火山碎屑物质有些是喷射至大气中后经过空气介质而沉落于陆地，有些可能是降落在水中再经一定的搬运作用而在异地沉积的；而岩浆岩无这一沉积过程；第三，火山碎屑岩是由松散的火山碎屑堆积物经过压实、胶结作用后形成的岩石。而岩浆岩却是岩浆直接的冷凝固晶产物。由于火山碎屑岩形成过程(机械破碎、沉积、压实、胶结等)和沉积岩相似，因而，也形成了许多和沉积岩相似的特征(如碎屑结构、层理等)。由于火山碎屑岩中的碎屑物质来源是火山活动这种内动力地质作用的产物，但其沉积—成岩过程中却又有外动力地质作用的因素，即它在成因上具内、外动力地质作用的二重性；在岩性上也显示岩浆岩和沉积岩的双重特征，因而它是岩浆岩—沉积岩之间的过渡类型。据此，有些人也把它归到沉积岩的分类体系中。

火山碎屑岩分布十分广泛，从前寒武纪的古老地层至近代死火山堆积物中均有产出。在许多喷出岩出露的地区，也往往相伴而生，共同构成复杂的火山岩系，如我国东南沿海诸省的中生代火山岩系。火山碎屑岩常富集有一般金属矿产，稀有、放射性元素矿产等，而且规模也比较大。

一、火山碎屑物质的一般特征

火山碎屑物质的主要特征表现在它的物态、形状和大小上。

(一)火山碎屑物质的物态和形状

火山碎屑物质的物态一般指它降落着地时的物理状态，即是固态、液态，抑或是塑性体。固态碎屑包括岩屑、晶屑和玻屑；塑性碎屑包括浆屑，塑性玻屑。

1. 岩屑

是火山活动中早期先凝结的喷出岩和火山通道的围岩经火山作用爆碎后形成的岩石碎块。岩屑的形状极不规则，呈棱角状，一般大于2毫米。

2. 晶屑

是火山爆碎的各种矿物的晶体碎块，常见者是石英、长石的晶屑，它们多半是岩浆中早期形成的斑晶破碎以后的产物。晶屑棱角尖锐，有时在显微镜下可见

到熔化痕迹，一般粒度小于 2 毫米。根据晶屑的矿物成分可大致判断火山岩的岩浆成分。

3. 玻屑

是炸碎的多孔性浮岩碎块。玻屑多保留气孔壁，外形极其复杂，如呈弓状、月牙状、鸡骨状等。一般小于 2 毫米。在古火山岩中，玻屑虽已脱玻化，但仍保留其外形，是鉴别古火山岩的重要标志。

4. 火山弹

是半固结的岩浆团块抛射到空中时在旋转性运动中边扭曲边凝固而成的“麻花”状岩块。降落地面时已基本固结，故常保留其“麻花”状外形。

5. 浆屑

是溅落地面的未固结的熔岩团块。这些熔岩团在火山爆发过程中撕裂、震碎，堆积后又经过压扁、拉长，所以，浆屑的形状极不规则，有些似“火焰”状者称为火焰体。

6. 塑性玻屑

火山爆发过程常有炽热的火山灰流，致使其中裹携的玻屑处于过热状态而呈塑性，似烧至软化的玻璃，此种玻屑即塑性玻屑。这种炽热的火山灰流和塑性玻屑堆积物不但在上覆火山堆积层的保护下能较长期保持高温，而且在上覆堆积层的重压下塑性玻屑也被压扁、拉长而变形，因而多呈现平行排列的趋势，形成假流纹构造。

(二) 火山碎屑物质的粒度分级

各种火山碎屑物质其粒度有一定分布规律，因此，我们可以把火山碎屑按大小分成几级。每一级给予特定的名称。这些粒级名称是火山碎屑岩分类、命名的基本依据。本书所采用的分类标准如下：火山岩块：粒度 > 50 毫米；火山角砾：粒度 2~50 毫米；火山灰：粒度 0.01~2 毫米；火山尘：粒度 < 0.01 毫米。

火山碎屑堆积物不但碎屑棱角尖锐，而且大小混杂，分选性差，是其一大特点。

二、火山碎屑岩的常见岩石类型

根据火山碎屑物质的含量和硬结(胶结)方式可将火山碎屑岩划分为若干类型，常见者有普通火山碎屑岩、熔结火山碎屑岩和层状火山碎屑岩。此外，尚有向喷出岩过渡的火山碎屑熔岩和向沉积岩过渡的沉积火山碎屑岩。

(一) 普通火山碎屑岩

普通火山碎屑岩一般简称火山碎屑岩。其中火山碎屑占绝对优势，成岩方式以压结为主，常叠加有化学胶结物。这种胶结物往往是火山灰后期次生变化、分解形成的蛋白石、粘土矿物和碳酸盐矿物。该类型岩石按粒度分为集块岩、火山角砾岩和凝灰岩三种：

1. 集块岩

岩石中的火山碎屑粒径大于 50 毫米者占 50%以上，常混有火山角砾、火山灰等，分选性差。集块岩多分布于火山口附近或火山管道中，分布范围较窄，可作为寻找古火山口或古火颈的一种标志。

2. 火山角砾岩

主要由各种喷出岩的角砾组成，也有其它岩石角砾，角砾棱角明显，也可混入少量晶屑，一般由火山灰胶结，分选性差。该种岩石除分布在火山口附近外，也可分布于离火山口稍远的地区。比较常见。

3. 凝灰岩

岩石中大多数的火山碎屑粒度小于 2 毫米，并且被更细的火山尘及火山灰的次生化学分解物(蛋白石、粘土、碳酸盐等)所胶结。由于火山灰粒度细小，从火山口喷出后在空中可飘浮数百乃至数千公里，所以一般凝灰岩的分布范围很宽，可距火山口很远。它是火山碎屑岩中分布最广的一种。

从火山碎屑成分来看，酸性凝灰岩中以玻屑、晶屑为主，岩屑较少；而基性及中性喷出岩晶屑、岩屑较多。因此，按碎屑成分又可分为玻屑凝灰岩、晶屑凝灰岩和岩屑凝灰岩。或按与之相当的喷出岩的成分分为流纹质凝灰岩、安山质凝灰岩。

(二) 熔结火山碎屑岩

熔结火山碎屑岩以含有大量浆屑、塑性玻屑为特征。它是通过“熔结”方式成岩的。所谓熔结颇似焊接作用，即这些碎屑在高温下处于塑性状态，在上覆堆积物的重压下可以相互粘结起来而成为整体，冷却之后即成熔结火山碎屑岩。常具假流纹构造。

(三) 层状火山碎屑岩

具有明显的层理，主要呈层状产出。多数是由水底火山喷出的碎屑物质、部分是由陆上火山喷出的碎屑物质在水体中的沉积物固结而成。一般很少混有正常碎屑物质(砾石、沙粒)。胶结物主要为火山灰的次生分解物及水溶液化学沉淀物

(碳酸盐、粘土、蛋白石等)。其中层状凝灰岩最常见，广泛分布于湖成和海成沉积岩中。

(四) 其它类型

1. 火山碎屑熔岩

若火山碎屑物质降落在喷出地表的岩浆中，碎屑将通过岩浆的冷凝作用而胶结成岩。其胶结物为岩浆物质。成岩过程具有岩浆冷却凝固的特点。所以它在岩石特征上向喷出岩过渡。岩石中火山碎屑的含量变化很大，一般为 10~990%。

2. 沉积火山碎屑岩

火山碎屑沉落于水体、或降落于陆地再经流水搬运至水盆地中，沉积时混杂有正常沉积物(砾石、泥沙等)，并且在成岩过程中主要靠压固胶结作用，胶结物也主要为水溶液化学沉积物质(碳酸盐、粘土和氧化铁等)。可具层理构造。该类岩石中最为普遍的是沉积凝灰岩。它往往同正常沉积岩共生在一起，彼此呈过渡关系。因此，沉积火山碎屑岩是向沉积岩过渡的火山碎屑岩类。

三、火山碎屑岩的分布及其研究意义

火山碎屑岩在各个地质时代和许多地区广泛分布。以我国而论，前震旦纪变质岩中就有许多变质火山岩。西北地区祁连山古生代地层中，东部及东南沿海地区中生代火山岩系中、东北地区中生代陆成含煤岩系中、西南地区中生代地层中(所谓“绿豆岩”)均夹有不少火山碎屑岩。

通过火山碎屑岩的研究可以了解古火山的地理分布、火山喷发方式、强度和喷发时的环境(水下或陆上)，分析火山在时间和空间上的分布规律，并进而探索构造运动的规律。由于火山灰可以飘逸很远，所以凝灰岩往往在广大地区内以比较稳定的层位产出。因而，可用它作为“标志层”进行地层对比，例如，广泛分布于川、黔、鄂一带的“绿豆岩”(一种玻屑凝灰岩，具有绿豆状泥球结构)，厚约 1 米，产状稳定，是该地区中三叠统底部地层划分、对比的标志层。又如黑龙江鸡西的一些早白垩世煤层中夹有凝灰岩层，是煤层对比的良好标志。

火山碎屑岩，特别是火山通道附近的火山碎屑岩中常含有许多矿产而且有时规模很大，常见者有明矾石、叶蜡石、沸石、硫黄、铜、铅、锌、铁、汞、铀等。这些矿床多呈层状产出，矿体与围岩整合，往往构成一定层位的含矿岩系。成矿物质来源于火山，但矿质的富集作用则是在火山物质堆积、固结成岩、次生变化的过程中进行的。火山提供矿质的途径有火山喷气、火山尘的吸附、热液携带等。

第十三章 岩浆岩的成因

由前面的介绍可以看到，岩浆岩种类繁多，性状各异。现简要介绍形成岩浆岩的岩浆种类及其来源；形成岩浆岩的地质作用和物理化学作用。这些都是岩浆岩成因方面的重大问题，也是地质科学中的一些重大问题，目前仍在不断地探索和研究中。

一、原始岩浆的种类和起源

根据目前研究，岩浆起源于上地幔和地壳底层，并把直接来自地幔或地壳底层的岩浆叫原始岩浆。岩浆岩种类虽然繁多，但原始岩浆的种类却极其有限，一般认为仅三、四种而已，即只有超基性(橄榄)岩浆、基性(玄武岩浆)、中性(安山)岩浆和酸性(花岗或流纹)岩浆。当然，对这个问题的认识也经过一个长期历史发展过程。在十九世纪中叶布恩森(Bonson, 1851)曾提出有玄武岩浆和花岗岩浆两种原始岩浆的主张，但关于花岗岩浆的论点一直未受重视，一些学者却坚持认为只有一种玄武岩浆，而所有的岩浆岩都是由玄武岩浆派生出来的。这就是本世纪初至20年代期间风行一时的岩浆成因一元论。最早提出一元论者是戴里(Daly)和鲍文。但一元论不能解释这样一个众所周知的地质事实，即花岗岩在大陆地壳中的分布要比玄武岩广得多，例如据计算，花岗岩的分布面积比玄武岩大五倍，比其他深成岩大二十倍，并且花岗岩几乎不与玄武岩共生。进入本世纪三十年代，列文生—列森格和肯尼迪(Kennedy, 1933)根据花岗岩和玄武岩同为地壳中分布最广的岩浆岩这一事实，又重新倡导花岗岩浆和玄武岩浆两种原始岩浆的论点，即所谓岩浆成因二元论。本世纪中期前后，有人针对环太平洋“安山岩线”和阿尔卑斯型超基性侵入岩这种地质事实，又提出了安山岩浆和橄榄岩浆的论点。于是进入了所谓岩浆成因的多元论阶段。目前认为种类繁多的岩浆岩就是从橄榄岩浆、玄武岩浆、安山岩浆、花岗岩浆通过复杂的演化作用形成的。这几种原始岩浆是上地幔和地壳底层的固态物质在一定条件下通过局部熔融(重熔)产生的。

局部熔融是现代岩浆成因方面的一个基本概念，大致解释如下：和单种矿物比较起来，岩石在熔化时有下列两个特点：第一，是岩石的熔化温度低于其构成矿物各自单独熔化时的熔点；第二，是岩石从开始熔化到完全熔化有一个温度区间，而矿物在一定的压力下仅有一个熔化温度。岩石熔化时之所以出现上述特点，

是因为岩石是由多种矿物组成的，不同的矿物其熔点也不相同，在岩石熔化时，不同矿物的熔化顺序自然不同。一般的情况是：矿物或岩石中 SiO_2 和 K_2O 含量愈高，即组分愈趋向于“酸性”，愈易熔化，称为易熔组分；反之，矿物或岩石中 FeO 、 MgO 、 CaO 含量愈高，即组分愈趋于“基性”，愈难熔化，称为难熔组分。所以，岩石开始熔化时产生的熔体中 SiO_2 、 K_2O 、 Na_2O 较多，熔体偏于酸性，随着熔化温度的提高，熔体中铁、镁组分增加而渐趋于基性。表中列出了岩屑砂岩在水压为 2000 巴时所做的熔化实验数据。由该表可知，熔体成分变化十分明显，在 690°C 至 730°C 之间局部熔融现象很清楚。熔体成分中 SiO_2 含量随着温度的升高而降低， CaO 、 FeO 、 MgO 组分增加。在 780°C 时岩石大部分熔化，熔体逐渐接近于花岗闪长岩的成分，残留少量难熔基性组分。根据上述试验和地质观察，人们得出了局部熔融的概念，即在岩石开始熔化至全部熔化的温度区间内，岩石中的易熔组分(酸性组分)先熔化，产生酸性熔体，残留体为较基性的难熔固体物质。随着温度增高，熔体数量增加，其基性成分也逐渐增加；当温度达到或超过岩石全部熔化的温度时，岩石全部熔化，熔体成分和被熔化的原岩成分一致。岩石的局部熔融作用又叫重熔作用或深熔作用。岩石局部熔融基本是按石英—长石—橄榄石的顺序进行。由于地壳深部和上地幔的温度很高，固态地壳物质和上地幔物质同样也会发生局部熔融或重熔作用，一般认为上地幔物质的局部熔融产生橄榄岩浆、玄武岩浆、安山岩浆；而地壳深部(底层)岩石的局部熔融作用产生花岗岩浆。

1. 玄武岩浆

是上地幔物质(地幔岩)局部熔融的产物。目前推断，在上地幔的不同深度上通过局部熔融产生三种岩浆，即：

拉斑玄武岩浆：约小于 15 公里；

高铝玄武岩浆：约 15~35 公里；

碱性玄武岩浆：约 35~75 公里；

但也有人主张只有一种玄武岩浆。

从玄武岩浆中可以直接冷凝结晶成玄武岩和辉长岩。玄武岩浆通过分异作用也可生成少量的中性岩和酸性岩，但自然界少见，仅是一种实验和理论上的可能性。可是通过玄武岩浆的分异作用产生超基性岩，则有充分的实验、理论和地质根据，例如前面提到的超基性—基性层状侵入杂岩体就是最好的例证。

2. 花岗岩浆

是大陆地壳深部物质重熔的产物。根据理论计算，在不同深度上可能形成性质稍有差异的花岗岩浆。例如在约 10 公里的深度上形成活动性很弱的岩浆，许多巨型花岗岩岩基即由此种岩浆形成；大约在 20 公里深度上可生成活动性很强的岩浆，能够上侵至地壳浅部形成浅成侵入体，以至喷出地表形成流纹岩。花岗岩浆通过同化作用可形成中性岩和碱性岩。

但是，并非所有花岗岩均来自花岗岩浆。一些花岗岩是由混合岩化作用形成的。

3. 安山岩浆

提出该岩浆存在的主要论点是环太平洋地区广泛地分布着安山岩。板块学说认为此种岩浆的生成模式是：当玄武岩洋壳到达海沟并向俯冲时，玄武岩及其上覆的洋底沉积物发生局部熔融即可形成安山岩浆，其俯冲下插的深度达 95 公里时即可发生这一作用。

对于大陆内部的安山岩，有人则认为是地幔或地壳深部局部熔融产生的安山岩浆活动的产物，其深度约为 60 公里。

4. 橄榄岩浆

是上地幔物质大约在 80 至 160 公里的深度上局部熔融的产物。此种岩浆形成的侵入岩多沿深大断裂或平行于褶皱带的走向分布，许多独立的超基性岩体呈串珠状分布，构成绵延数百公里的岩带。如我国祁连山、欧洲阿尔卑斯山的超基性岩即属此类。

再次指出，关于原始岩浆及其起源问题极其复杂，许多问题并未得到圆满解决，尚待进一步研究，在这一方面深部地球物理探测是一个很重要的手段。

二、岩浆的演化(分异和同化)

岩浆从开始产生直到固结为岩石，始终处在不断的变化过程中；对于岩浆岩成因具有直接意义的是岩浆侵入地壳、特别是侵入地壳浅部以后到凝固为岩石这一期间内岩浆在物质成分上发生的演化。该期间内岩浆演化的基本过程是通过分异作用和同化作用，由少数几种岩浆形成多种多样的岩浆岩，并在适宜条件下形成一定的矿床。岩浆的分异和同化，是岩浆岩成因方面的基本问题，在理论上和实际上均具有很大意义。

(一) 岩浆分异作用

岩浆可以通过两种方式发生分异，即熔离作用和结晶分异作用，这是岩浆内部发生的一种演化。

1. 熔离作用

原来均一的岩浆，随着温度和压力的降低或者由于外来组分的加入，使其分为互不混溶的两种岩浆，即称为岩浆的熔离作用。日常生活中的油—水关系可以做为这方面的例子。在炼铁炉中熔炼铁矿石时，在 CaCO_3 和 CaF_2 等外加熔剂作用下，铁水和熔渣（硅酸盐熔体）就分为互不混溶的两个液层，铁水比重大而下沉，熔渣轻而上浮，这是同天然熔离作用很相似的又一例子。此外，也有人把玄武岩熔化后做试验，在玄武岩熔体加入 CaF_2 ，结果熔体也分为两个液层，上部为相当于流纹岩岩浆的酸性熔体层，下部为相当于橄榄岩的超基性熔体层。

目前认为，在天然的岩浆中硫化物、氧化物和硅酸盐熔体可以发生熔离作用；一些含有铜镍的基性岩浆在高温时铜镍硫化物熔体完全混溶于基性岩浆中，当温度下降到某一限度后，此二种熔体即发生分离，铜镍硫化物比重大而富集于底部成矿床，硅酸盐熔体在上部固结成岩石。我国西南某地的含铂硫化物矿床就是这样形成。至于岩浆中不同的硅酸盐熔体之间能否发生熔离作用，尚有争议。不过一些人仍认为辉长岩中的条带状构造和某些珍珠岩中的球粒是硅酸盐熔离作用造成的。甚至近来有人提出在上地幔的岩浆源区就能够发生深部熔离作用从而产生安山岩浆和玄武岩浆的论点，尚待研究。

2. 结晶分异作用

矿物的结晶温度有高有低，因此，矿物从岩浆中结晶析出的次序也有先有后。在岩浆冷凝过程中矿物按其结晶温度的高低先后同岩浆发生分离的现象叫结晶分异作用。结晶分异作用在玄武岩浆中研究得最为完备，由鲍文和贝莱(Baliley)于本世纪 20 年代即完成了实验和地质方面的经典研究，成为岩浆岩的理论支柱之一。

玄武岩浆的结晶分异作用模式一般称为鲍文反应原理，即随着岩浆温度的降低，橄榄石首先结晶，并由于它比重大而沉落于岩浆体底部形成橄榄岩；继而辉石—基性斜长石同时结晶并沉落于橄榄岩“层”之上形成辉长岩；角闪石—中性斜长石同时析出构成闪长岩；而岩浆中越来越富 SiO_2 、 K_2O 、 Na_2O 及挥发性组分，并慢慢地被已晶出的矿物“层”挤到岩浆体的顶部最后结晶出石英—钾长石—酸性斜长石组合，即花岗岩。因为在这一分异过程中在矿物晶出后因其比重不同受重力作用而分别沉落、堆积，故又称“重力结晶分异作用”。用这种理论能够较圆满地解释层状超基性—基性侵入岩杂岩体，并建立堆积岩理论。在有关层状侵入体的矿床研究中，这种理论也得到了验证，并起到了指导找矿的作用。所以，

这种结晶分异观点，经过半个多世纪的实验研究、理论探索和地质观察，对于层状超基性—基性岩的成因解释基本上得到了承认。但用玄武岩浆的分异作用解释多数或全部岩浆岩的成因，尚有值得进一步研究的地方。

(二) 同化混染作用

由于岩浆温度很高，并且有很强的化学活动能力，因此它可以熔化或溶解与之相接触的围岩或所捕虏的围岩块，从而改变原来岩浆的成分。若岩浆把围岩彻底熔化或溶解，使之同岩浆完全均一，则称同化作用；若熔化或溶解不彻底，不同程度的保留有围岩的痕迹(如斑杂构造等)，则称混染作用。因同化和混染往往并存，故又统称同化混染作用。此外，也有人把岩浆熔化或溶解围岩并使之逐渐消失于岩浆中的过程叫同化作用；把因围岩的熔化或溶解使岩浆成分受到外来物质(围岩)的污染(混染)而改变其原来成分的作用叫混染作用。显然，同化与混染为同一过程，是岩浆与围岩的相互作用，岩浆同化围岩，围岩则污染岩浆，因此，也一并称为同化混染作用。

一般同化混染作用中岩浆成分变化的规律是基性岩浆同化酸性(或富含 SiO_2)的围岩时，岩浆向酸性变化(酸度增加)；反之，酸性岩浆同化基性(富含 Ca、Fe、Mg)围岩时，岩浆向基性方向变化(酸度降低)。按照鲍文反应原理，基性岩浆可以同化酸性围岩，但酸性岩浆难于同化基性围岩。不过由于酸性岩浆往往富含挥发组份(CO_2 、 H_2O 、F、Cl 等)，因而有很强的溶解能力，虽然其温度低些，但它也能发生强烈的同化作用。其中酸性岩浆同化碳酸盐岩石(石灰岩、白云岩)的作用具有重大意义，因为它不仅能形成许多小的中性岩侵入体，而且也往往伴有矽卡岩化形成所谓矽卡岩矿床，如铜、铁、钨矿等。在该同化作用中，大量 Ca 和 Mg 加入岩浆，使岩浆酸度降低，形成闪长岩或石英闪长岩，而在接触带上形成含石榴石和辉石的矽卡岩(变质岩)。如长江中下游的许多中—酸性侵入岩体广泛发育此种同化作用。

在岩浆演化过程中，分异作用和同化混染作用可能同时进行；也可能以某种作用为主导。在实际工作中要根据具体对象进行分析，从而得出比较合乎实际的结论，以正确阐述岩浆岩的形成和分布规律，指导矿产预测与寻找工作。按照分异作用和同化作用的理想模式，各种岩浆岩的成因关系如下：

I、玄武岩浆的分异作用

玄武岩 安山岩 流纹岩

玄武岩浆 辉长岩 闪长岩 花岗岩(少量) 碱性岩

辉绿岩

橄榄岩

辉石岩

II、花岗岩浆的同化混染作用(Ca、Fe、Mg 加入)

英安岩—安山岩

花岗岩浆 花岗闪长岩—闪长岩

正长岩—碱性岩

三、岩浆岩的共生组合概念

各种岩浆岩在空间分布上、形成时间上、物质成分上以及其成因上往往相互联系，彼此共生，按一定的规律以一种组合的形式出现，而且这种组合规律明显地受构造运动控制。为了阐述岩浆岩的共生组合规律，目前提出了一些组合概念，主要有岩浆杂岩体、岩浆岩建造、岩套和岩浆旋回等。现作简要说明。

(一) 岩浆岩杂岩体

岩浆岩杂岩体是具体的岩体组合，各岩体之间具有确定的地质界线，但它们共同占据一个局部空间，彼此邻接，大致同时形成，有同源关系，隶属于同一地质构造单元。自然界中主要的杂岩体类型有：超基性—基性侵入岩杂岩体；中性—酸性侵入岩杂岩体；碱性侵入岩杂岩体，火山岩杂岩体。例如北京南口中—酸性侵入岩杂岩体是一个颇为典型的杂岩体。该杂岩体约由 30 多个中—小型岩体构成，分布于 400 多平方公里的范围内。侵入活动主要发生在晚侏罗世，最晚可能延续到早白垩世，属燕山运动的产物。

(二) 岩浆岩建造

岩浆岩建造是指相同的大地构造环境中一定地质发展阶段上产生的几个相似杂岩体的综合和概括，不能用某种“地质界线”加以圈定。一般分为火山岩建造和侵入岩建造，如地槽发展早期的细碧—角斑岩建造；地槽发展晚期的玄武岩—流纹岩建造；地槽发展中期的花岗闪长岩—花岗岩建造；地台区的拉斑玄武岩—玄武岩建造等。一般说来，火山岩和侵入岩不能共同组成建造，因为它们产生于不同的构造发展阶段。

(三) 岩套和岩浆旋回

岩套可以由几个建造构成，既有侵入岩，也有火山岩，甚至包括沉积岩和变质岩，例如蛇绿岩套既包括细碧—角斑岩建造和辉长岩—橄榄岩建造，也包括硅质岩、蛇纹岩。按造山期可分为前造山期岩套，造山期岩套和后造山期岩套。蛇

绿岩套是前造山期岩套，发育于优地槽中。

岩浆旋回则是从构造发展历史的角度出发，把一定大地构造区域整个发展阶段上全部岩浆作用的总和归并为一个岩浆旋回，例如造山运动可分为三期(阶段)：前造山期或造山运动早期，主要是基性、超基性岩浆作用；中造山期主要是大规模酸性岩浆的侵入作用；后造山期(或造山晚期)主要为火山作用。此三个造山期中的岩浆作用，即构成一个岩浆旋回。一个旋回可跨越几个地质时代。

第十四章 岩浆岩形成大地构造环境

二十世纪初期, 岩石学家开始注意到不同类型的火成岩具有显著的地域分布规律。A. 哈克提出大西洋和太平洋岩域(Province)的概念, 冯·沃尔夫根据大陆玄武岩的分布, 增加了“北极岩套”(Arctic Suite)的概念, 到1921年尼格里根据含钾岩流, 又提出了“地中海岩套”的概念。然而, 这些单纯的地理性区域概念尚未明确地涉及构造背景。二十世纪六十年代, 随着板块学说的建立, 岩浆成因和火成岩成分变化规律被赋予了全新的地质构造含义。不同火成岩岩石系列与全球构造的关系, 也即火成岩组合在不同地区重复出现, 成分变化和分布规律与构造背景的关系引起了地学界的广泛重视。目前, 人们已经识别出地球上三种主要的岩浆系列。即拉斑玄武质、钙碱质及碱质系列, 每个系列都由侵位于地壳中或喷出于其上的一组紧密相关的岩浆岩石组合组成。当用板块构造理论考虑问题时, 人们进一步认识到这三种岩浆系列以及火成岩石的共生组合有着完全不同的分布特点。Ringwood(1969)提出了按板块构造环境分类岩浆的意见, 以及岩浆产生与板块构造相互关系的示意图。

Dikinson(1971)首次提出了“岩石构造组合”(Petrotectonic assemblages)的概念。Condie(1976)按照板块构造模式将岩石构造组合的概念系统化, 讨论了其成因, 并提出了生成环境可分为板块边缘和板块内部两大类, 多数岩浆都是在板块边缘生成的。它们可以进一步细分为汇聚边缘, 离散边缘, 边缘盆地, 大洋盆地, 裂谷系, 克拉通和碰撞带等不同环境及其相应的岩石构造组合。80年代以来, 把火成岩岩石学与大地构造学密切结合的研究有了更大的发展, 人们系统地总结了不同的岩浆系列以及板内, 边缘盆地, 岛弧等各种构造环境的岩浆作用、火成岩组合以及岩浆成因机制, 从而使得火成岩大地构造学作为一门新的地质学科日趋完善。

一、板内岩浆活动

(一)、大陆克拉通区的岩浆活动及其火成岩组合

在大陆克拉通地区火成岩并不十分发育。大陆克拉通区发现的火成岩大多呈小型的侵入杂岩体、岩墙、岩床、火山颈、岩管或(少数情况下)呈小的火山区出现。火成岩成分变化比洋壳区要复杂得多。一般认为, 大陆克拉通火成岩可能与某种板内拉张性构造环境有关, 但事实上很多地区尚不能认定它们与构造之间的

确切关系。有些没有明显构造痕迹的地区，岩浆活动往往归因于和地下的热点或地幔上升的热柱有关。大陆板块内火成岩主要有：金伯利岩、碱性岩(高钾岩系)、高原溢流玄武岩以及火成碳酸盐四种组合类型。

金伯利岩最集中的地区是西伯利亚和南非。由于定位快，它们一般没有经过结晶分异作用，不能形成岩系。但南非曾有过分异金伯利岩的报导。至今还未发现过喷发的金伯利岩，但坦桑尼亚有类似于金伯利岩的熔岩。与金伯利岩有关的碳酸岩则常呈熔岩或凝灰岩喷出。过去认为和金伯利岩有关的碳酸岩和蛇纹岩是后期蚀变结果，现在认为至少有一部分是由于高碱岩浆富含 CO_2 及 H_2O 流体的不混熔分离产物。有时由于压力变化，金伯利岩岩浆中释放出部分 CO_2 及 CaO ，可以形成一套黄长玄武岩及含钙镁橄榄石的岩石，有时有黄长煌斑岩。碳酸岩常常与碱性岩如磷霞岩、霓霞岩、霓霞钠辉岩、钛铁霞辉岩等共生，但并非所有碱性岩都伴有碳酸岩。金伯利岩和碳酸岩多集中于裂谷附近或裂谷系中，有的在破裂的陆缘，如东非裂谷、贝加尔裂谷、阿尔丹穹曲、莱茵地堑、巴西海岸等地。

大陆区的高钾岩系很难说和什么构造环境有关(Kent 等, 1992)。西澳大利亚的金云白榴岩过去归之为白榴石玄武岩或金伯利岩一类。东非裂谷西部的高碱岩系是高钾熔岩最集中地区，岩石包括暗橄白榴岩、白橄黄长岩、局部也有碳酸岩熔岩和凝灰岩。意大利罗曼省和西班牙南部的高钾岩系在构造位置上属于聚敛板块边缘，位于本尼奥夫带上。在东非裂谷通过肯尼亚穹隆地带，早中新世开始有大的中心式喷发，喷发产物有霞石岩、暗霞石岩熔岩、火山碎屑岩加少量碧玄岩、玄武岩、响岩和粗面岩。

大陆上的高原玄武岩或洪流玄武岩属拉斑玄武岩系，有的含有大量流纹岩夹层(如印度德干)。高原玄武岩与构造的关系看来并不一律，南非卡罗、印度德干可能与显生宙板块分离有关，也可能和热柱活动有关。最老的基维诺玄武岩的构造背景至今还无法弄清。

新近的研究结果表明(阎国翰等, 1994)，在全球范围内尽管各地质历史时期都有大陆板内岩浆活动，但大部分岩浆活动发生在元古代、中、新生代三个时期。为什么大陆板内岩浆活动主要集中在中元古代和中、新生代呢?根据杜乐天(1990)提出的幔汁说和国外学者提出的地幔热流体说认为，幔汁或地幔热流体是全球地质运动的总根源。在地球演化历史中，幔汁或热流体既有聚积期又有发散期，即具有聚积和发散交替出现的规律。当幔汁或地幔热流体缓慢聚积时拉张性岩浆作用就很少；当幔汁或热流体聚积到一定程度，即由量变发展到质变时，则以地幔

柱、热羽、热点的形式从地幔或核幔边界大规模上涌发散，引起地幔物质上隆、岩石圈破裂，沿破裂带形成大量的拉张性板内克拉通岩浆岩岩石组合。

(二)、大洋板内岩浆活动及其火成岩组合

从板块构造的角度来考察火成岩组合与构造背景的关系，大洋地区似乎比大陆地区更显出规律性。大洋壳范围内的岩浆喷发是少量的，这种喷发由火山岛和洋底火山显示出来。它们有两种基本产状，火山岛链和孤立火山。夏威夷群岛、澳特腊尔—马绍尔—吉尔伯特群岛是典型的火山岛链。火山链可能是当大洋岩石圈在地幔柱(热点)上运移时，由地幔柱(热点)产生的，地幔柱内或地幔柱上面产生的岩浆喷发出来形成了海山和岛链。

上地幔柱(热点)形成的玄武质原始岩浆，其化学成分主要取决于以下因素：
a. 地幔源区的物质组成和矿物组合；b. 源区物质部分熔融的程度和部分熔融的机理；c. 岩浆分异的深度。其形成过程可用双层地幔的简要模式来加以概括。该模式展示一种双层地幔结构。洋岛玄武岩原始岩浆起源于下层地幔，下层地幔由再循环俯冲洋壳和近原始地幔混合而成；上层地幔为亏损的软流圈地幔，它是洋中脊拉斑玄武岩原始岩浆的起源区；底劈上隆由上下地幔层的边界附近开始产生，部分熔融作用也同时发生。而上隆体附近的亏损地幔也将产生部分熔融，这两种部分熔融的产物可能发生岩浆混合作用，最后岩浆喷出形成洋岛(海山)火山岩，在中脊区则形成洋脊拉斑玄武岩。不同的是，在中脊区，亏损地幔熔融物占有更为重要的地位。

洋岛(海山)火山岩主要是拉斑玄武岩岩浆的产物，它是由大量拉斑玄武岩和较少的碱性岩组成。夏威夷群岛的火山岩中，拉斑玄武岩占 85%，其它为中性及酸性岩、碱性玄武岩和更少的更为碱性的基性岩。冰岛的火山岩也属拉斑玄武岩系，但分异产物比夏威夷的多，这里还有流纹岩及火山碎屑岩，同时还有碱性玄武岩。洋岛玄武岩含 K_2O 、 TiO_2 、 P_2O_5 高，大离子半径的不相容元素包括轻稀土元素在内都比洋中脊玄武岩高。

大洋板内火山岛链往往显示出有规律的演化历史，夏威夷群岛就是一个实例。在该地区，一个特定火山的最老的岩石均为橄榄拉斑玄武岩，随后富铁石英拉斑玄武岩的丰度增大，最后是少量的碱性玄武岩(及其分异物)。这种事件顺序用热点模式最容易解释。在热点模式中，认为那些早期的岩浆活动反映了在地幔热柱中或其上面的广泛熔融作用。随着火山在热点上的运动，少量岩浆到达地表，以及浅处，分离结晶作用变得更占优势，产生较多的石英拉斑玄武岩。随着火山

趋近地幔柱的边缘，等温线下降，熔融作用的深度及程度减小，结果产生小体积的碱性玄武岩。

二、离散型板块边缘岩浆活动

(一) 大洋中脊岩浆活动

大洋中脊是最重要的离散型板块边缘，是大洋区中最大量的火成岩产生地，也是洋壳产生的地方，洋底不断在中脊处形成，而后运移到大洋各外。大洋中脊以产生拉斑玄武岩和缺乏安山岩为特征，这种拉斑玄武岩，通常称为洋脊拉斑玄武岩(MORB—mid ocean ridge basalt)。板块扩张引起的压力释放将产生岩浆，沿洋中脊，地震活动产生于较浅的深度上，而观察到的热流却很高，说明该区贫碱的拉斑质玄武岩浆产生于较浅的深度位置上(Jokat 等, 1992)。洋中脊缺乏安山岩的原因可归结如下：(1)没有俯冲作用发生，因此也没有水份带入上地幔。(2)由于地壳较薄，沿中脊的一些扩张裂隙不能阻止水份的散失，因而水压很低，不足以产生安山质岩浆。洋脊岩石中 Fe^{3+}/Fe^{2+} 低的原因可能正在于此—即低水压造成低氧逸度。因此，围绕洋脊产生的岩浆活动是无水的。Nicholls 和 Ringwood 还认为大洋拉斑玄武岩相当于岛弧拉斑玄武岩的无水等效物。

洋脊拉斑玄武岩主要有以下特征：(1)斑晶或为橄榄石或为斜长石，或二者兼而有之。基质矿物是橄榄石、斜长石、单斜辉石和铁矿物，常含有玻璃质及结晶的矿物雏晶。(2)低钾($K_2O < 0.4\%$)高钛(TiO_2 为 $0.7-2.3\%$) P_2O_5 含量低($< 0.25\%$)， $(FeO+Fe_2O_3)/MgO=0.7-2.2$ 。(3)以相对高的 Al_2O_3 和 Cr 含量，以及大离子亲石元素(LIL)，如 Rb、Cs、Sr、Ba、Zr、U、Th 和轻稀土亏损或平坦型稀土模式区别于大陆和岛弧拉斑玄武岩。

大洋中脊的侵入岩组合，主要岩石为辉长岩和橄榄岩。辉长岩有两类，一类是早期结晶分异形成的堆晶岩；另一类是由强烈分异后残余熔体形成的辉长岩。橄榄岩也有两类，一类是地幔岩部分熔融后残留下的；另一类是结晶分异作用的产物。大洋中脊下部的温度和地热梯度表明，洋脊拉斑玄武岩是在小于 30km 深度内，由部分亏损地幔橄榄岩经 20—30%的部分熔融形成的。而辉长岩和橄榄岩则与原始熔体的分离结晶有关。

(二)、大陆裂谷系岩浆活动

裂谷带(Rift Vallay)是地表最主要的构造活动带之一，是沿大致平行断裂发育的凹陷地形，属于一种影响深、延展长的大型伸展构造(马杏垣, 1982)。由于裂谷带之下热地幔的上涌和岩石圈在伸展应变发展进程中的变薄，在初期裂谷

作用以前, 首先将产生岩石圈破裂前拱起阶段, 形成大型穹隆构造和伴生的三联构造以及众多的断块构造, 并伴随大面积陆相碱性和次碱性玄武岩喷发。当足够的伸展作用影响到穹状隆起区域时, 岩石圈下部可能由于软流圈物质的挤入和岩石圈的向下陷落而变薄, 上部则因铲式断层效应和塑性流动而伸展, 于是地壳表面发生沉降, 形成陆内裂谷或大陆裂谷(intracontinental rift)。陆内裂谷盆地的基底和两侧都是大陆地壳, 并且基底的地壳厚度比两侧陆块的地壳厚度更薄一些。东非、莱茵、贝加尔等裂谷就处于这个阶段。

裂谷带中火山岩种类是多种多样的, 大陆裂谷以碱性岩组合或双峰火山杂岩为特征。一般地说, 裂谷初期以强碱性或碱性系列为主, 而碱性或拉斑系列是裂谷期的产物。东非裂谷西支、莱茵地堑和贝加尔裂谷均属于弱火山活动型, 其特点是: 火山喷发产物少, 火山活动在空间上不连续, $K/(Na+K)$ 比值变化范围大, 岩石组合是强碱性的和次饱和的(霞石岩和碧玄岩)。强火山活动型裂谷以东非裂谷东支为代表, 火山活动强烈, 岩石组合以双峰式为特征, 二者反映活动程度不同, 分裂速度不同, 岩浆来源深度不同。由于裂谷的扩张, 早期的喷出岩分布在裂谷边部的台地上, 晚期的则分布在裂谷轴部地带, 形成一种对称的环带分布。例如肯尼亚裂谷南段, 强碱的霞石岩—富钙响岩—碳酸岩构成的中心式火山, 分布在裂谷边部的台地上, 主要是裂前拱阶段形成的; 中等碱性的橄榄玄武岩—橄榄粗安岩—粗面岩—碱流岩—贫钙响岩系列, 分布在裂谷底部广阔的溢流熔岩和低矮的盾形火山中, 它是裂谷期的主要岩浆类型, 并出现双峰组合(Baker, 1981)。对于裂谷带中火山岩类型的这种双侧分布特点的另一种解释是, 伴随裂谷中脊区的高应力释放, 将产生较强的火山活动, 生成拉斑质岩浆; 而两侧的低应力释放, 产生较弱的火山活动生成碱质岩浆。从成分上看, 裂谷碱性玄武岩是高度富集碱性元素及其有关元素。把它们与钙碱质系列中相应的火山岩比较时, 这种富集特点在 SiO_2 含量较高的火山岩(粗面岩、响岩、流纹岩)中仍然保持着。很明显地富集轻 REE 是大陆裂谷带火山岩的特征, 而 Sr^{87}/Sr^{86} 比值显示从 0.703 到大于 0.710 的较大范围。

(三)、陆间裂谷系岩浆活动

陆间裂谷与大陆裂谷具有密切的成因联系, 它是在大陆裂谷基础上进一步演化的结果。在大陆裂谷的基础上, 当岩石圈上部伸展变薄已达到软流圈等势面的深度时, 软流圈物质沿裂谷轴部贯入、溢出, 新洋壳开始形成, 大陆岩石圈板块彻底分裂并开始向两侧离散, 海水淹没了整个谷底, 于是, 陆内裂谷盆地演化成

具有扩张脊的狭窄洋盆或陆间裂谷盆地。陆间裂谷(Intercontinental rift)的两侧是大陆地壳,盆地基底不是陆壳而是过渡型地壳和大洋地壳。例如红海,亚丁湾,加利福尼亚湾等。

与大陆裂谷带不同的是,陆间裂谷中轴部分将出现显著的拉斑玄武质岩浆活动,甚至产生低钾的类似于 MORB 的拉斑系列岩浆活动,说明随着大陆板块的分裂,岩浆的碱度逐步下降,直到形成大洋裂谷,而成为洋中脊或类洋中脊构造环境和近似的岩浆活动和火成岩组合。

(四)、被动陆缘(大陆边缘裂谷)岩浆活动

被动陆缘平行于大陆轮廓延伸,包括由大陆架、大陆坡和陆隆组成的一个相当广阔的大陆与大洋之间的过渡地带。其基底主要由自陆向洋急剧变薄的陆壳即过渡型地壳组成,在陆隆之下则全部变为洋壳。被动陆缘是大陆裂谷作用及随后的海底扩张、大陆漂移作用的产物,它的雏形在陆间裂谷阶段就已开始出现,并一直处于伸展应变状态。早在二十世纪前半叶,人们已经注意到,太平洋周边被火山链所环绕,组成它们的岩石是以玄武岩—安山岩—流纹岩组合为特征的钙碱性系列的岩石。与此相反,在大西洋周边却没有火山活动。板块构造问世以后,把有火山活动的大陆边缘称为活动边缘,认为与板块的俯冲作用有关;无火山活动的边缘称为被动边缘,认为那里无板块俯冲活动。所以,岩浆活动只与活动的大陆边缘有关。被动陆缘(大陆边缘裂谷)岩浆活动不发育,除保留了早期大陆裂谷及陆间裂谷阶段形成的火成岩组合外,还可出现少量的、主要与上地幔热点(热柱)或热羽有关的岩浆活动,形成类似于板内(大陆板块及大洋板内)火成岩组合类型,以镁铁质、超镁铁质侵入活动及脉岩活动为主,并可伴随部分中心或裂隙式火山喷发作用。

三、聚敛型板块边缘岩浆活动

(一)、俯冲带岩浆活动

1、俯冲带岩浆活动及其火成岩组合

俯冲带的岩浆活动主要发生在岩浆弧的范围内,距海沟轴约 150—300km,平行于海沟成弧形展布。主要岩石系列有: a. 岛弧拉斑玄武岩系列; b. 钙碱系列; c 岛弧碱性系列(或钾玄岩系列),以及它们之间的过渡类型。岛弧火山岩以高 K_2O 、 Al_2O_3 , 低 TiO_2 为特征,不同于其它环境下形成的火山岩。岛弧拉斑系列火山岩主要有拉斑玄武岩、安山岩和少量英安岩,它与洋脊拉斑系列的主要区别是:氧化物成分变化范围较宽,铁镁比较高, SiO_2 较高(53%), K、Rb、Sr、

Ba 较高, Ni、Cr 低, 稀土丰度偏低, Sr87/Sr86 较高(0.7035-0.7060); 钙碱系列主要有安山岩、英安岩、高铝玄武岩、流纹岩等, 与岛弧拉斑系列相比, 很少有铁的富集, SiO₂ 较多(59%), 明显地富集大离子亲石元素, 略为富集轻稀土元素, Sr87/86Sr 略高(低钾组 0.703-0.707, 高钾组 0.704-0.710), 并随 SiO₂ 的增加, K₂O 增长较快; 岛弧碱性系列火山岩以钾玄岩(shoshonite)组合为代表, 它是成熟岛弧的代表性岩石组合, 主要特征为(Morrison, 1980): 玄武岩硅近饱和, 很少出现标准矿物 Ne 和 Q; 低铁富集, 全碱量高(Na₂O+K₂O>5%); K₂O/Na₂O 高, 当 SiO₂ 约 50%时, >0.6; SiO₂ 约 55%时, >1.0。在 SiO₂-K₂O 图上, 低 SiO₂ 部分有陡的正倾(当 SiO₂=45-57%时, 斜率<0.5, 当 SiO₂>57%时, 斜率为 0 或负值)。富集 P、Rb、Sr、Ba、Pb 和轻稀土(与 K 的富集吻合), 低 TiO₂(<1.3%); Al₂O₃ 高且变化大(14—19%), Fe₂O₃/FeO 高(>0.5)。

岛弧火山岩以爆发相为特征, 火山碎屑物质体积可占整个火山岩体积的 80% 以上, 而洋中脊和大洋岛则要低得多。另处, 由火山岩屑、侵入岩及变质岩屑构成的砂岩、泥岩经常与火山岩互层, 这种互层系是识别岛弧火山岩系重要标志之一。俯冲带的岩浆岩, 自海沟向大陆方向, 常常具有明显的水平分带性。一般均随与海沟轴距离的增加, 依次分布为拉斑系列、钙碱系列和碱性系列。这种随着与海沟轴的距离和俯冲带深度的增加, 火山岩成分有规律的变化叫做成分的极性, 它可指示俯冲带倾斜的方向。在火山岩成分极性中, 最有指示意义的是当 SiO₂ 含量一定时, K₂O 随俯冲带深度(h)的增大而增加, K—h 成线性正相关关系。当 SiO₂ 为 60%时, 这种关系可表示为(Condie, 1973): $h=89.3(K_2O)-14.3$ 式中 K₂O 为百分含量, h 的单位为公里。据此式可估算火山岩对应的俯冲带深度。计算得到拉斑系列对应的俯冲带深度<150 公里, 碱性系列 >200 公里。

岛弧火山岩成分变化与地壳厚度的变化也有对应关系。据统计, 当 SiO₂ 量固定时, 安山岩的 K₂O 百分含量与地壳厚度(C)成正比。对于 SiO₂ 为 60%时, K—C 关系可表示为(Condie, 1973):

$$C=18.2(K_2O)+0.45$$

式中 K₂O 为百分含量, C 单位为公里。据此得出各系列对应的地壳厚度是: 拉斑系列<20 公里, 钙碱系列 20—30 公里, 碱性系列>25 公里。

不同俯冲带闭合速率的差异也将引起火山岩成分变化, 闭合速率越慢, 火山岩愈偏碱性。一般情况下, 闭合速率为 8—9cm/a 的高速组, 主要为拉斑或拉斑+钙碱系列; 闭合速率为 3—6cm/a 的中速组, 主要为钙碱或拉斑+钙碱系列; 闭合

速率 $<2\text{cm/a}$ 的低速组，则以出现更多的碱性系列或以碱性系列为主要特征 (Miyashiro, 1975)。

岛弧火山活动是洋壳板块俯冲作用的结果。随着俯冲作用的发生、发展与演化，岛弧也将经历一个由不成熟—半成熟—成熟的演化过程。

不成熟岛弧地壳是薄且铁镁质的，或者可以认为是一种大洋型地壳；而成熟岛弧的地壳则是厚且相对偏长英质的，可称为大陆型地壳；大陆边缘火山岩弧(如 Andes)常具有大陆型地壳，与成熟岛弧大陆型地壳类似或更厚。从这个角度讲，它们可以近似地看作成熟岛弧或代表比成熟岛弧更高的演化阶段(Floyd 等，1992)。

随着岛弧的产生与演化，火山岩逐渐堆积并达地壳厚度，火山岩的平均成分逐渐向长英质的和富钾方向演化，火山岩逐渐由拉斑系列为主演化为钙碱系列为主。随着岛弧的进一步演化，花岗质岩石开始产出，花岗质岩石与蛇绿质岩石的比例增加。同时，钙碱系列岩石/拉斑系列岩石的比例也增加。当岛弧成熟度很高时，蛇绿岩消失，而钙碱系列岩石/拉斑系列岩石比值接近 1 或更高，并可能出现高钾系列(钾玄岩)岩石。

根据俯冲带(岛弧区)岩浆活动构造环境及岩浆成因的差异，可将其进一步划分为三种主要的亚类：洋内岛弧环境、活动大陆边缘(边缘弧)及弧后盆地(边缘海盆地)。

洋内岛弧环境(Oceanic island arcs)：洋内岛弧是指大洋岩石圈板块俯冲到另一洋壳板块之下所形成的火山岛弧或岛链，它常常被弧后次级海底扩张形成的边缘海盆所分隔。

当俯冲洋壳进入 80(70)—100km 深处，洋壳中角闪岩大量脱水转变为石英榴辉岩，水进入地幔楔引起带水的部分熔融，产生含水 橄榄拉斑玄武岩浆，它在上升过程中分异出橄榄石、铬尖晶石，结果派生出岛弧拉斑系列的主要岩石类型—玄武安山岩(SiO_2 为 53%)。显然，这种岩浆与洋脊拉斑玄武岩浆相似，在很大程度上都是由于地幔橄榄岩熔融产生的，因而具有相似的稀土分布型式。但是，岛弧拉斑玄武岩浆的熔融是在含水条件下发生的，而与洋脊之下基本是无水条件下发生的熔融不同，因而两者的元素含量也有区别。岛弧拉斑玄武岩的 SiO_2 和 Fe/Mg 较高， Cr 、 Ni 较低，可以用低中压，含水条件下具铬尖晶石包裹体的橄榄石的充分分解来解释。由于较易进入角闪石的 K 、 Rb 、 Ba 、 Sr 等元素，在角闪石脱水后不易进入固相的石榴石、单斜辉石中，因而随水带入地幔楔，使产生的岩

浆中具有高于洋脊拉斑玄武岩的含量。至于岛弧拉斑玄武岩比洋脊拉斑玄武岩的 Ti、Y、Hf 和 Zr 含量低，则与榴石可能是高压含水条件下地幔或消亡洋壳熔融后的一种残余矿物有关，榴石富 Ti 并易于吸收 Y、Hf、和 Zr 及稀土元素。另外，Condie(1976)认为，在<80km 深处，俯冲洋壳本身的熔融也可直接产生岛弧拉斑玄武岩岩浆。

活动大陆边缘(active continental margins)：活动大陆边缘岩浆活动主要是指大陆边缘弧火山活动，与洋内岛弧环境不同的是，仰冲在俯冲洋壳之上的不是洋壳板片，而是大陆岩石圈板块。

陆缘弧岩浆活动以钙碱质系列火山岩为主导，安山岩是主要的岩石类型。岛弧地带安山岩的形成一般都要经历复杂的变异作用过程，包括不同源岩形成的熔浆的相互混合，含 H₂O 液体对上覆地幔的作用，相对富 SiO₂(与地幔橄榄岩相比)的熔浆与地幔橄榄岩的反应，在深处形成富含 H₂O 的岩浆在上升过程中不可避免的结晶分离作用，以及岩浆与地壳岩石的相互作用等等。

安山岩岩浆可能直接导源于俯冲的大洋壳。当洋壳下降到>100km 后，玄武岩—辉长岩转变为石英榴辉岩，石英榴辉岩局部熔融形成原生的 SiO₂ 中等含量的熔浆，从 100—150km 的俯冲带上升的这种 SiO₂ 中等含量的含水的熔浆进入消减带上面的地幔楔形区，这种熔浆在这样的深度上与地幔橄榄岩是不能平衡共存的，亦即与 O1 是不能平衡共存的，因此与 O1 发生反应形成辉石(O1+富 SiO₂ 液体—Py)，使橄榄岩转变为辉石岩。由于新形成的辉石岩的比重小于上覆地幔橄榄岩以及其中隙间液体的存在，使辉石岩具有很大的活动性，它从消减带以“底劈”方式上升。含水辉石岩底劈岩块在上升过程中开始发生熔融，类似于从上升的地幔橄榄岩底劈岩块中形成玄武岩岩浆的模式。在>100km 深处，辉石岩可能是含 Ga 的，在较浅处 Ga 不稳定，其组分进入辉石固熔体中。对于从 100—150km 深处消减带上升的含水辉石岩底劈岩块来说，如果在 100—60km 发生局部熔融熔浆的分离形成均一的独立岩浆，则具 O1 拉斑玄武岩—Q 拉斑玄武岩组成；如果在 60—40km 内发生局部熔浆分离，则形成玄武—安山岩岩浆；如果在 40—20km 内局部熔浆从上升的底劈岩块中分离出去，则就形成安山岩岩浆。

弧后盆地(边缘海盆)(back—arc basins 或 marginal basins)：弧后(边缘)盆地是半封闭的盆地，或处在岛弧体系之间的一系列小海盆。一般认为它们是弧后区次级海底扩张的产物。

边缘海盆可能有多种成因。但至少其中某些海盆具有的性质所表明的成因类似于扩张洋脊处形成大洋岩石圈那样的作用过程。从这些海盆中获取的拉斑玄武岩类岩石学学和地球化学资料，在常量元素和微量元素、同位素比值方面及模式上和标准成分上都类似洋脊的拉斑玄武岩类。其化学性质多半可归因于低压下的分离结晶作用。它们在成分上的变化范围与 MORB 部分一致。最可能的成因是橄榄质地幔的分离熔融和在缓慢扩张(半速率 1—2cm/a)岩石圈中的侵位。未必会是俯冲洋壳的熔融，也未必会和岛弧拉斑玄武岩有亲缘关系。推测边缘海盆玄武岩化学上的微小变化是受到熔融分离的深度、地幔熔融的范围或随后分离结晶的范围所控制的。一般说，这些玄武岩的演化有点象 MORB；化学上变化的范围可能与海盆下温度梯度的差异有关。边缘海盆作为地幔分离熔融产生新洋壳的所在地而具有明显的重要性。在弄清楚造山带的演化和弄清楚常认作为洋壳碎块的蛇绿岩的成因上它们也是重要的。

弧后扩张中心玄武岩地球化学特征的变化取决于几个不同的因素，包括部分熔融程度、 P_{H_2O} 、 P_{O_2} 、地幔源区的均一程度以及岩浆房中高位结晶分异的程度。另外，俯冲板块中派生的流体相也可能是另一重要的因素。就主元素而言，大部分弧后盆地玄武岩都与富集形 MORB 很类似。而微量元素地球化学特征变化更为复杂，既具 MORB 的特征同时又显示了一定岛弧玄武岩的特征。这一现象表明，受俯冲影响的部分地幔组分可能卷入了弧后盆地扩张中心玄武岩岩浆的形成过程中，从而使这类玄武岩带有岛弧拉斑玄武岩的烙印。通常，在弧后盆地拉张初期，俯冲中派生流体相对岩浆形成的影响最为显著，随着盆地的拉开，其影响逐渐减弱。弧后区源区组分可能既包括亏损及富橄榄岩的大洋岩石圈，又包含相对富二辉橄榄岩底劈上升的岩石圈地幔(Kaj Hoernle 等，1993)。

2、与俯冲带有关的沉积盆地

俯冲带具有较为复杂的构造特征，与其有关的沉积盆地主要包括：海沟盆地，弧前盆地，弧间盆地和弧后(边缘海)盆地。

海沟盆地：海沟盆地是大洋板块俯冲下插，岩石圈弯曲下降到弧沟系之下的结果。俯冲板块的下弯和沉降是其主要形成机制。

弧前盆地：弧前盆地发生在弧—沟间隙区内，即海沟轴与岩浆弧之间的地段。弧前盆地的基底有的是陆壳或大陆性过渡壳，有的是因俯冲增生而圈闭的残留洋壳，或直接跨覆在岩浆弧与俯冲杂岩或岩浆弧、残留洋壳与俯冲杂岩之上。俯冲引起的地幔冷却和俯冲剥蚀以及沉积负载均衡下降是弧前盆地沉降的主要原因。

弧内盆地：弧内盆地通常平行于弧的走向延伸，是以断层为界的张裂盆地，基底为过渡壳或陆壳，它的形成可能与深部岩浆上升使弧地壳隆起产生的拉张构造有关，也可能同火山和构造原因的局部沉降有关，还可同初期弧间盆地发育有关(Dickinson, 1974)。

弧间盆地：位于岩浆弧与残弧之间的弧间盆地被认为是由弧内扩张作用从弧内盆地演变而来。而残弧就是从岩浆弧分裂出去的残留地质体。这种拉张作用，既可使洋内弧分裂，也可使陆缘弧分裂。

弧后(边缘海)盆地：边缘海盆位于大陆与岛弧或残弧之间，以略厚(<20km)的大洋型地壳基底为特征。位于大陆与岛弧之间的边缘海盆，可能因陆缘岩浆弧分离而形成，与弧间盆地在本质上没有多大区别。部分边缘海盆是陆缘弧或大陆边缘地壳裂陷扩张形成的。其演化与裂谷带的演化相类似。弧后盆地的形成可能归结于俯冲大洋岩石圈板片顶面摩擦生热，使地幔克服粘滞阻力而浮升，产生大量热的低密度异常地幔或岩浆以底劈方式上升，引起地表迅速拉张和高热流导致弧后地壳扩张。另外，洋脊随俯冲板片潜没到弧后区以及俯冲引起的弧后拉张应力状态也可能是边缘海盆形成的重要原因。

弧后前陆盆地：弧后前陆盆地位于陆缘山弧或陆缘岛弧后侧紧邻的大陆板块周围地带，基底全部为陆壳。这个盆地对于岩浆弧而言为弧后盆地，对于大陆板块内部而言是前陆盆地。弧后前陆盆地与边缘海盆地的区别不仅表现在基底地壳的不同，还表现在盆地边缘的弧侧有与弧平行并向弧后(向大陆)逆冲的褶皱冲断带存在，因此盆地内的应力状态通常是挤压的或中性的。盆地的沉降作用，部分是大陆板块边缘沿陆内俯冲带进入到岩浆弧下引起岩石圈挠折的反应，部分是褶皱冲断岩片的构造负载引起均衡沉降的结果。

(二)、碰撞带岩浆活动

俯冲作用进一步发展，必定导致岛弧与大陆或大陆与大陆的碰撞并形成缝合带或碰撞造山带。沉积盆地经过陆内裂谷—陆间裂谷—大洋扩张和大洋裂谷—边缘裂谷—大洋盆地—俯冲作用导致大洋消减和弧沟系的形成一直到碰撞产生缝合带和残留洋盆，构成一个完整的威尔逊旋回。

碰撞带以不同的火成岩组合，相对复杂的岩石类型为特征。与陆—陆碰撞带有关的岩浆作用可以分为四个阶段，每个阶段都包括一个特征的源区：

碰撞期前：来源于碰撞以前的火山弧，仍属弧火山活动类型。

同碰撞期：在地壳增厚时期内导致含白云母花岗岩的侵位。在地壳仰冲作用期间，从湿的沉积楔排出的挥发分能够渗透到上浮热的冲掩岩片，而引起深熔。地壳熔融的结果使 Rb、F 和 B(可能还有 Ta)发生富集，这些元素在挥发相中被迁移，而象 REE、Zr 和 Hf 这些元素是亏损的，它们被集中在熔融的残余物中。冲掩岩片底部的温度取决于碰撞前热流量、冲掩岩片厚度和剪切热。同碰撞花岗岩的发育程度受碰撞期间地壳加厚的程度控制。

碰撞晚期到碰撞期后：形成在微量元素特征上与火山弧岩浆作用相似的钙碱性岩套。象火山弧岩浆一样，它们被认为是由俯冲的大洋岩石圈上面富 LIL 的地幔楔形成的，但有可能与下部地壳的熔融体混染而被改变。地壳熔融可以由下地壳热释放和上地幔绝热减压或者碰撞期后次要俯冲而产生的幔源岩浆造成的。

碰撞期后：以碱性岩为特征，碱性岩浆作用具有板内地球化学特性并可能发育在没有被俯冲作用水化的任何被切割的地幔区。上地幔熔融可能由绝热减压引起，接着是地壳增厚和侵蚀。它也可能由碰撞期后象海西造山带的裂谷构造或象阿拉伯地盾的走滑断层作用所引起。如果岩石圈构造允许适量的地幔挥发份释放或岩浆进入地壳的话，那么，实际上，碰撞期后岩浆作用能发育在碰撞事件的任何阶段。

岛弧与大陆的碰撞发生在岛弧与被动陆缘之间，被动陆缘的前导洋壳在岛弧之下俯冲，当洋壳完全消失时，大陆因质轻而不能俯冲，于是大陆与岛弧碰撞缝合在一起。它与陆—陆碰撞不同的是，蛇绿岩、蓝片岩、混杂堆积等俯冲组合位于陆侧与洋侧的岩浆弧之间；主要的逆冲断层都是向洋侧倾斜向陆逆冲的。

(三)、关于蛇绿岩组合的简要讨论

蛇绿岩是缝合构造带中的典型岩石组合类型，通常认为它是一种特殊的镁铁质至超镁铁质岩石组合，它不能用作一个岩石名称或填图岩性单元。在一个完整发育的蛇绿岩中，从底部向上岩石类型产出顺序如下：(1)超镁铁质杂岩：由不同比例的方辉橄榄岩、二辉橄榄岩和纯橄榄岩组成，通常具有变质构造组构(有时称构造岩)并多少被蛇纹石化；(2)辉长岩质杂岩：通常具堆晶结构，普遍包含堆晶橄榄岩和辉石岩且比超镁铁质杂岩较少变形；(3)镁铁质席状岩墙杂岩；(4)镁铁质火山杂岩，通常呈枕状。伴生岩石类型包括：(1)一个上覆沉积岩系剖面，典型的是带状燧石岩、薄层页岩和少量灰岩，也可以呈夹层产出；(2)与纯橄榄岩伴生的通常是豆荚状铬铁矿体；(3)钠质长英质侵入岩和喷出岩。蛇绿岩可以是(剖面)不完全、被肢解的或被变质了的。蛇绿岩不仅可以形成于洋中脊环境，

而且还可形成于诸如岛弧、弧前、弧后(边缘海)、小洋盆等多种构造环境中,而真正代表深海洋壳的蛇绿岩在大陆造山带中则极为罕见。总之,蛇绿岩并非一个单一的岩石构造组合类型,它常常是由来自二种或二种以上的不同构造环境下形成的岩石组合的混杂堆积。

四、转换断层带岩浆活动

转换断层(transform fault)是一种特殊的类型。它是指那种位移突然中止或者改变形式和方向的平移断层(Wilson, 1965)。换句话说就是在断层转换点转变为走向不同和力学性质不同的构造带的“平移”断层。相应的断层运动方式表现为,沿断层的水平剪切运动,在转换点突然中止,并转变为拉张的洋中脊、裂谷带,或者转变为挤压的海沟或造山带。它与一般的平移断层以及一般的断层组合均不同。自1952年在北太平洋发现第一条转换断层以来,已陆续在各大洋中发现了许多横断大洋中脊的水平断裂带(转换断层)。

关于转换断层带的岩浆活动及其火成岩组合,尚无详细的研究资料。对于洋底转换断层,由于强烈的拉张可使地壳变薄,并可出现与海底扩张类似的火山喷发和洋壳海底,形成低钾拉斑玄武岩组合,其特征与大洋拉斑玄武岩十分类似。由于转换断层带属于板片中的断裂带或构造薄弱带,它也可成为板内继发性岩浆活动的发源地,形成与上地幔热柱(热点)或上地幔热羽有关的板内拉斑玄武岩或碱性玄武岩系列火成岩组合。

五、结语

岩石圈板块的运动直接受深部作用过程的制约。岩石圈—软流圈的物质组成、结构与温度分布是研究岩石圈动力学最重要的参数。对岩石圈—软流圈的物质组成、结构、温度分布约束的岩石学方法主要来自三个方面,即火山岩—侵入岩,深源包体和变质岩的研究。岩浆来自上地幔或深部地壳,火山喷发或侵入是上地幔、深部地壳对流在地表或浅部地壳的表现。因此,对火成岩—岩浆的喷出或侵入的产物—岩石学的研究必能提供许多上地幔—深部地壳的信息。因此,根据不同大地构造环境下形成的岩石组合,特别是火成岩岩石组合或系列,提出大陆动力学及岩石圈演化的深部动力学约束,这无疑是一项十分有意义的前沿研究。

第十五章 当代火成岩研究新进展

概略地介绍 80 年代以来硅酸盐熔体及硅酸盐晶—液悬浮体的密度、粘度、熔体结构、流体动力学等方面的研究动向，及其对岩浆作用、岩浆运移、岩浆侵位机制的动力学约束条件。硅酸盐熔体的结构是制约熔体粘度的主导因素，化学成分对熔体粘度的控制是通过改变熔体结构而实现的，粘度在一定程度上决定着岩浆的迁移、侵位和喷发方式。密度和浮力是岩浆上升侵位的重要约束，地壳是岩浆上升的一个密度过滤器，岩浆最终由于浮力的消失而停止上升。

一、引言

岩浆活动不仅是一个复杂的化学过程，而且是一个复杂的物理过程。对于岩浆作用的全面认识，不仅要从事化学过程去了解，还必须从物理过程去探索。几十年来，火成岩岩石学主要研究岩浆体系的化学作用过程，包括成因岩石学、岩石物理化学与热力学和地球化学等，并取得了巨大进展和成功。岩石学研究发展到目前的阶段必将导致岩浆物理性质及流体动力学的研究，以解决火成岩岩石学中尚不能解决的难题，比如岩浆从源岩中的分凝机制、岩浆房中晶体的分离对流以及岩浆的上升侵位过程和岩浆的混合作用过程等，从而使火成岩岩石学研究的定量化大大向前迈进一步。

二、岩浆的物理性质

近年来，岩石学工作者发现，很多火成岩岩石学特征不能用化学的和物理化学的原理来解释。因此，人们开始重视岩浆物理性质和流体动力学性质的研究，其中岩浆(硅酸盐熔体)的密度、粘度及熔体结构是最重要的三个方面，它们是影响硅酸盐熔体动力学行为的最重要的物理参数，在岩浆起源和演化的一系列动力学过程中，都受到了岩浆的粘度、密度等物理性质的制约。

(一)、岩浆(硅酸盐熔体)的密度

硅酸盐熔体密度的获得主要有两个途径，一是通过实验的方法进行硅酸盐熔体密度的测定，二是利用实验结果拟合的密度公式进行硅酸盐熔体密度的计算。实验测定的方法：在压力大于 1 大气压时，可用落球法测量密度，在常压下可用阿基米德原理测定。目前，野外原地测量密度数据最精确的方法是井眼精细重力测量。尽管硅酸盐熔体的密度值对于研究岩浆作用的物理过程具有十分重要的意

义，但目前所获得的有关硅酸盐熔体的可靠的密度数据并不多，这主要是由于硅酸盐熔体的密度测量是一件较为困难的工作。硅酸盐玻璃与硅酸盐熔体之间的密度差可达 10%，同时，总体成分、温度和压力也是影响硅酸盐熔体密度值的重要因素。

常压无水条件下岩浆密度的计算，最早是由 Bottlinga 等提出的，他们考虑了两个方面的问题，即组成的偏摩尔体积 (V_i) 和总组成无关，也就是说组分是理想混合，没有过剩偏摩尔体积。后来，他们发现在 $SiO_2-Al_2O_3$ 体系中偏摩尔体积并不是与总组成无关，因为铝硅酸盐中 Al 有两种配位 Al^{IV} 、 Al^{VI} ，因此， V_{Al} 与总组成有关。

高压下含水硅酸盐的密度计算，需要对水进行修正，通常水压越高，含水量越多，岩浆密度 ρ 越小。对于压力的修正则采用 Stolper 提出的状态方程，即利用 Birch-Murnaghan 状态方程。压力对固体和液体的影响是不一样的。例如含斜长石的玄武岩岩浆中，可以看出，低压下 An90 在岩浆中发生沉降，而在高压下则发生 An90 的漂浮作用，这可以解释为什么斜长岩大多形成年代比较早。除原生岩浆的密度外，分异密度也有重要意义。在正在结晶的体系中，流体动力学的实验和理论研究表明，分离结晶期间，即使出现一个相当小的密度变化，对岩浆房的动力学演化都有一个重要影响。分异密度 ρ_c 被定义为：在发生分离结晶作用的熔体中，被分离结晶作用移走的液体相，即进入矿物的液体组成的那些化学组成的克分子量与摩尔体积的比值。也就是由于分离结晶作用选择性地移出液体组分的密度。其表达式为：

$$\rho_c = \sum Y_i M_i / \sum Y_i V_i = M_c / V_c,$$

其中 ρ_c 为分异密度， r_i 为移走的矿物中 i 组分的摩尔分数的比值 ($\sum r_i = 1$)， V_i 为组分 i 的偏摩尔体积。

岩浆的密度对岩浆上升有重要的约束作用。地壳是岩浆上升的一个密度过滤器，它只允许密度比它小的岩浆通过它上升达地表，阻止密度比它大的岩浆通过，致使密度大的岩浆停留在地壳某个部位形成岩浆房。

熔体的密度在岩浆上升过程中的重要作用必须重视，但我们也不能忽略，除了熔体和围岩之间形成的局部密度差之外，还有其它因素也同样影响着熔体能否上升通过地壳并喷发，如熔体的粘度以及熔体流动必须通过的管道的宽度都是另一些重要的变量。

(二)、岩浆(硅酸盐熔体)的粘度

粘度是岩浆的另一个重要物理性质，它决定着岩浆的迁移、侵位和喷发方式。岩浆粘度对火山喷发类型及地貌形态有重要影响，酸性、碱性的熔浆粘度较大，流动性小，多呈爆发式喷发，形成陡峭的层状火山锥或穹形火山体。与酸性岩形成明显对照，玄武质熔浆粘性较小，多呈宁静溢流喷发，富流动性，常常形成熔岩平原或盾形火山。但除了这些地表效应外，岩浆粘度在地下深处岩浆作用过程中也起着重要的作用，如岩浆的分凝和上升，岩浆的对流和分异，晶体的生长和沉降，渗滤压和岩浆冷凝速率等都与粘度有关。

硅酸盐熔体的结构特征是制约熔体粘度的主要因素，熔体结构的变异是其中粘流作用发生的原因，化学成分对熔体粘度的控制是通过改变熔体结构而实现的。SiO₂ 熔体中仅存在 Si-O 键，而 NaAlSi₃O₈ 熔体中存在 Si-O 键，Al-O 键和 Na-O 键，Na-O 键在熔体结构中通过 O 与 Si-O 键相联结，并且使之与相联的 Si-O 键的键强变弱。因此，熔体结构单元中与 Na-O 键相联结的 Si-O 键最易断开，并因此导致流变作用的发生。Bottinga 等用统计的方法设计了依岩石化学成分计算熔体粘度的方法，此方法展示了硅酸盐熔体的化学成分对熔体粘度的制约关系，但它仅仅适用于不含水和挥发性组分的体系。Shaw(1972)对此作了改进，使之能适用于自然界的硅酸盐熔体。然而，这种粘度的计算方法未考虑到压力对熔体粘度的制约关系，虽然压力对熔体粘度的影响相对成分而言是微不足道的，但是在熔体所受的压力远远大于其中的流体分压时(地壳深部环境)，压力对熔体粘度的影响作用就不能被忽略。为解决这一问题，Persikov 等(1990)在对含挥发性组分的岩浆熔体粘度的一系列测定实验之后，依 Arrhenius 方程给出了计算岩浆熔体粘度的近似公式： $\lg \eta = E/4.576T - 3.5 + \alpha (P - P_f)$ ，式中 E 为活化能， α 为粘度压力系数，P 为压力，P_f 为熔体中的流体分压，T 为温度。SiO₂ 熔体是最简单的硅酸盐熔体，它仅由 [SiO₄] 单元组成，其中仅存在 Si-O 键，在均匀的熔体中，所有的 Si-O 键的键强都相同，这种熔体中粘流的发生只能是由于其结构中的缺陷所导致的 Si-O 键随机断开与复合的结果(Baker, 1992)。

水的增加使成网分子解聚，从而降低熔体粘度。悬浮晶体对粘度也有重大影响，悬浮晶越多，粘度越大，当悬浮晶体的含量超过一定值时，熔体为非牛顿液体。压力对粘度也有重大影响：早期实验表明，压力增加，粘度增大，80 年代实验证明，压力升高，有些熔体的粘度不会升高，反而降低。1985 年以后人们发现，熔体可分为二类：A 型熔体压力升高的情况下，粘度将降低，如 Jd(硬玉)、Ab(钠长石)熔体，这类熔体占多数；而 B 型熔体的粘度则随压力的升高而增大，

如 Di (透辉石) 熔体, 这类熔体占少数。粘度大对于岩浆源区中岩浆熔体和固体部分的分离有利; 同时, 由于源区深度大, 压力大, 岩浆容易发生分凝作用; 两种岩浆粘度差异大时, 不能混合(只能产生机械混合)。因此, 熔体粘度对于岩浆上升, 岩浆分异都有重要影响。

Dingwell 等(1990)研究表明, 硅酸盐熔体具有膨胀性, 熔体结构随温度升高而发生膨胀。这表明在高温条件下熔体中的空隙随温度降低而变小。

在所有情况下, 粘度都随温度升高而减小。在给定温度下粘度数值的差别是由于样品间总体成分的差别造成的。富 SiO₂ 熔体的粘度数据是稀少的。尽管造岩硅酸盐熔体物理性质的资料很重要, 但有效的数据相对来说是很少的。大多数可靠数据是在 1.013×10⁵Pa(1atm) 下获得的。这里强调指出, 由于硅酸盐熔体相对于矿物具有大数值的可压缩性和热膨胀性, 把这些数据外推到不同于获得数据时的物理条件是困难的。天然岩浆是熔体和晶体的悬浮液, 这种悬浮液的粘度可以通过考虑晶体与熔体质量比和它们的单独粘度来计算。但是, 这种悬浮液的流变性质不同于纯的液体。首先, 硅酸盐熔体表现为牛顿液体, 而晶—液悬浮体可以用宾汉液体作最适当的模型。也就是说, 悬浮液体具有最终屈服强度, 而纯液体则没有。其次, 在晶—液比例基础上建立的悬浮体的粘度并不是它们的质量(或体积)比例的线性函数。晶体的形态、粒度和粒度分布也需要考虑。Shaw 得出结论: 悬浮体的粘度在绝热条件下可近似地用爱因斯坦—罗斯科方程来描述:

$$\eta_r = (1 - 1.35\psi)^{-2.5} \quad (\text{均一球体})$$

$$\eta_r = (1 - \psi)^{-2.5} \quad (\text{一系列变化的粒度})$$

其中, ψ 为固体的体积分数, η_r 为悬浮体对同样温度下的纯液体的粘度。

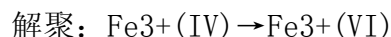
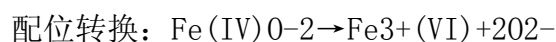
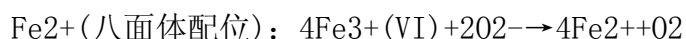
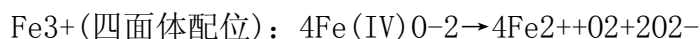
(三)、岩浆(硅酸盐熔体)的熔体结构

过去认为晶体是有序的, 而岩浆熔体是无序的, 但现在认为岩浆是近程有序, 远程无序, 岩浆中分子有聚合作用。与矿物的结构类似, 岩浆的结构是我们了解岩浆的化学、物理、热力学性质的重要依据之一。硅酸盐熔体的基本结构单元是 Si-O 四面体, 熔体中各种元素均以离子或离子团的形式存在, 其中氧的结构类型有三种: ①桥氧(OO), 指连接两个 Si-O 四面体的氧, 与 Si⁴⁺或取代 Si⁴⁺的四次配位阳离子连接; ②非桥氧(O⁻), 指连接一个 Si⁴⁺和一个非四面体配位金属阳离子的氧; ③自由氧(O²⁻), 指连接两个非四面体配位金属阳离子的氧。金属阳离子在硅酸盐熔体中的赋存方式及行为取决于各自争夺氧的能力, 电荷大、半径小、电离势大的阳离子, 如 Si⁴⁺、Ti⁴⁺、P⁵⁺、Al³⁺、Fe³⁺等, 争夺氧的能力强,

在熔体中与桥氧呈四次配位，结构上常构成四面体的中心离子，起形成网格、增强聚合度的作用，这种阳离子称之为成网离子；电荷小、半径大、活动性较大的阳离子，如 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等，争夺氧的能力弱，在熔体中与非桥氧或自由氧呈六次或更高次配位，位于四面体之间，起减弱熔体聚合度的作用，这种阳离子被称为变网阳离子。可见，硅酸盐熔体中三种结构类型的氧的数目可反映出熔体的聚合度。

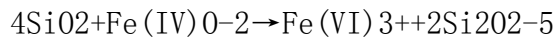
继 Bottinga 等(1972)提出成网、变网分子之后，80 年代，Mysen 等利用拉曼光谱致力于直接测定硅酸盐熔浆的结构取得了重要进展。首先是发现了岩浆中存在多种阴离子单元，即结构单元，它们是架状、层状、链状与岛状结构单元，其对应的 NBO/T 分别为 0、1、2、4。随后发现 Al 优先分布于具 NBO/T 最小的结构单元中。从而，提出了一个基于化学组成对天然界岩浆结构的计算模型。在这个计算模型中把 Fe^{3+} 归入变网分子。1987 年，Mysen 等的实验结果解决了 Fe^{3+} 在岩浆中的配位问题。

事实上，Fe 是天然岩浆在地球上造岩条件下唯一的一个不只一种氧化状态的主要元素，侵入岩、火山岩 $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ 很早就已用于推测岩浆岩的 T—f o₂ 历史。由于现代光谱分析手段被应用到 Fe^{3+} 、 Fe^{2+} 和熔体之间的详尽的作用特征上，这为 T—f o₂ 关系和天然岩浆的其它机制的研究提供了大量信息。这种相互作用依赖于 Fe^{3+} 和 Fe^{2+} 周围氧的多面体配位情况：



在进行实验过程中，很难解释 Fe^{2+} 优先进入四面体配位而 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 却进入八面体配位。四面体配位的 Fe^{2+} 在晶体硅酸盐中却极少。光谱观察指出对含铁氧化物的硅酸盐熔体 ($Fe^{3+}/\Sigma Fe > 0.5$)， Fe^{3+} 是四面体配位的，即 Fe^{3+} 全部进入成网分子；而对还原熔体 ($Fe^{3+}/\Sigma Fe < 0.3$)， Fe^{3+} 是八面体配位的，即 Fe^{3+} 全部进入变网分子。在中间状态 $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ 为 0.5—0.3 时，Mossbauer 光谱资料证明，四面体配位和八面体配位的 Fe^{3+} 共存，即 Fe^{3+} 按比例地进入成网与变网分子。对 FeO_{0-2} 络合物(合成体)化学计算只与 Fe_3O_4 相似 (50% Fe^{3+} 四面体配位和 50% Fe^{3+} 八面体配位+ Fe^{2+} 八面体配位)，而且 Fe^{3+} 作为变网分子存在。

Fe³⁺从四面体→八面体配位转变，表面上是由 Fe³⁺/ΣFe 控制，实质上导致 NBO/T 增加，最简单的形式可以写作：



在 f_{o2} 和 Al/(Al+Si) 一定的条件下，Al 硅酸盐熔体更加趋于解聚，由于温度高，Fe³⁺/ΣFe 降低。

目前，关于熔体结构的研究还存在以下问题：

- (1) 控制氧在变价离子周围分配机制的研究还不够深入。
- (2) 尽管控制硅酸盐熔体结构的主要因素的研究已取得了很大进展，但就目前的资料和通常的模式而言，仍有很大缺陷。
- (3) 高压下岩浆作用过程还几乎没有系统的资料。
- (4) 与变价离子的结构作用有关的研究还处于定性阶段。
- (5) 对岩浆运移过程，如扩散和对流中熔体结构的变化还需作进一步的研究。

三、岩浆流体动力学

研究岩浆房中的流体动力学问题，目前，主要从以下三个方面入手，一是双扩散对流作用；二是岩浆房的再充填作用；三是岩浆房的边界作用过程。其中尤以双扩散对流作用具有重要意义。一种液体发生双扩散对流必须具备两个条件：①两种性质(常为热与物质的分子扩散速度)差异大；②溶液具有密度(ρ)梯度。

双扩散对流是从海洋对流研究开始的，海水具有盐度梯度和温度梯度。因此具有双扩散对流现象，岩浆房中同样具有这种条件。

瓦尔克认为正常的对流作用是一释放浮力位能的流体运动，其结果产生密度不稳定性。例如，当一流体从其下面加热，热的有浮力的液体上升，于是发生了热对流作用。已知热对流比热扩散速度快，热扩散又比物质扩散速度快。对浮力而言有两种或更多的相竞争的和方向相反的影响，如温度使浮力不稳定化，而化学成分使浮力稳定化。为了使流体的对流运动能够发生，则要将温度控制到使温差的消除大大快于物质被扩散到消除成分差别。双扩散对流作用就是在上述条件下，流体既有热扩散又有物质扩散的对流作用。双扩散对流作用运用到解释层状侵入体的旋回和韵律层的成因是一有生命力的新观点。

岩浆液态不混溶作用指原来均一的一种岩浆(或熔体)，演化到一定温度、压力条件下不再稳定，分成两种或两种以上成分不同、互不混溶的岩浆(或熔体)。该假说作为一种重要的岩浆分异演化方式已在月海玄武岩、地球上的超基性岩、玄武岩、煌斑岩、碳酸岩、花岗岩中找到了证据，同时被一系列

K₂O-FeO-Al₂O₃-SiO₂ 体系、CaO-Na₂O-Al₂O₃-SiO₂-CO₂ 体系、花岗岩-F-H₂O 体系和天然岩石熔融的实验研究结果所证实，因而受到地学界的极大关注。而且人们逐渐认识到，通过对岩浆液态不混溶作用的研究，不仅可加深对岩浆演化过程、演化机理的了解，解释岩浆岩岩石类型的多样性及特殊岩浆岩组合的成因，同时还有助于正确认识某些矿床的成矿作用，获取壳幔分异信息，深入探讨地球的形成。

关于层状岩浆房中岩浆的抽吸作用仍缺乏详细的研究，岩浆熔体动力学方法在岩浆体系喷发序列成因解释中的应用还很少，岩浆动力学的模拟实验结果表明，深部岩浆库中的岩浆沿着一个狭窄的通道上升，到达浅部过渡岩浆房，在这个过程中常常产生岩浆的混合作用(这可能是造成带状岩浆房的重要原因之一)。至今为止，深部岩浆房中成分梯度(带状岩浆房效应)与岩浆抽吸熔体动力学之间的确切关系还并不明了。

四、岩浆的侵位机制

岩浆的侵位机制也是当今火成岩研究的一个热点。无论是岩浆的主动侵位还是被动侵位，浮力都是岩浆上升的主要驱动力，并且岩浆侵位还不同程度地与重熔时的体积膨胀，构造挤压，地震抽吸作用以及地壳高位的蒸汽压有关。此外，岩浆上升也与围岩的韧性差(即产生的粘滞力大小)有关。

1989年 Ramsay 提出了一个关于深成侵入体的气球膨胀模式：把形成中的侵入岩体近似地看成一个正在充气膨胀的球，而促使膨胀和使围岩变形的岩浆压力是静水压力。

如果深部存在着一个岩浆囊，则岩浆每次单独脉动必须在岩浆上升之前就积累到某一临界体积才能进行，这是一种“刺穿式底辟作用”，另一种是“膨胀式底辟作用”机制，即象气球充气膨胀那样把新岩浆挤到热岩体内部，这些新岩浆可能来自深部，也可能是仍在活动的继续上升的核部岩浆。Pitcher 认为，天然岩浆实际上是周期性地侵入的。

1945年 Grout 提出了岩浆上升的底辟机制，后来 Ramberg(1981)又对此进行了更加深入细致的研究。目前，底辟作用已经成为解释花岗岩浆上升和侵位的一种重要模式。岩浆从深部底辟上升过程中有以下特点：

(1)当底辟上升的岩浆上升一定距离后，它就逐渐变为球状体，这是由于底辟岩浆与围岩的粘度差造成的。

(2) 岩浆底辟上升过程中，由于粘滞拖曳机制，将会诱发岩浆内部的环流作用。

(3) 底辟体内的形变及应变模式主要归结于作用于球体表面的粘滞拖曳机制引起的环流作用，对于从源区上升数个直径距离的底辟体而言，这种环流和内部形变十分明显。

(4) 片麻岩穹隆以及富水花岗岩浆，其底辟上升的距离一般均较小，大多只有底辟体直径的一倍或二倍，但对于下地壳起源的干花岗岩而言，则可上升较远的距离。

目前比较公认的花岗岩浆产生、上升和侵位的过程是：岩浆由于浮力作用而上升，岩浆的浮升可以起始于一个水平层位，或者是从一个局部的分散的源区开始的。围绕底辟体的围岩发生蠕流作用从而维持底辟体的持续上升，这种上升可以沿一个垂向构造带或者是其它类型的构造薄弱带。岩浆在底辟上升过程中由于粘滞拖曳机制产生内部环流。最后岩浆侵位于地壳中的同构造期构造活动带、或者是构造不活动带(构造期后的)。最终由于浮力的消失岩浆停止上升。

新近的研究表明，分离结晶作用和岩浆的晶/液比也是影响岩浆上升侵位的重要因素。缓慢上升侵位的岩浆体系将产生相对较为充分的高压分离结晶作用，从而使得岩浆在到达地表之前已产生了较充分的结晶作用，晶/液比的增高又使得岩浆体系更难上升，从而形成侵入岩或次火山岩；相反，快速上升的岩浆，高压分离结晶作用相对迟缓，低的晶/液比更易使岩浆喷出地表而形成喷出岩。

五、结语

岩浆物理性质和流体动力学是当前国际火成岩岩石学研究的前沿课题之一，是研究岩浆作用的重要方面。它对于研究和探讨火成岩中长期以来存在的一些疑难问题具有重要意义，这项研究在国际上刚刚起步，必将成为火成岩岩石学研究中大有可为的全新领域。