目　录

第一章　绪　论…… 1
第一节　矿产在国民经济发展中的意义与作用…… 1
第二节　矿产的工业分类…… 1
第三节　矿床学的研究任务及其与其他学科的关系…… 3
第四节　矿床学的发展简史及现状…… 3
第二章　有关矿床的基本概念…… 6
第一节　矿床的概念…… 6
第二节　矿体的概念…… 7
第三节　矿石与脉石的概念……10
第四节　矿床成因类型和工业类型的概念……13
第五节　决定矿床工业价值的因素……13
第三章　成矿作用概述及矿床成因分类……16
第一节　地球的内部构造及物理化学状态概述……16
第二节　元素在地壳和上地幔中的平均含量及其找矿意义……19
第三节　元素的地球化学分类及元素的共生规律……21
第四节　元素在地壳中的迁移富集……26
第五节　成矿作用概述……29
第六节　矿床的成因分类……30
第四章　岩浆矿床……34
第一节　概述……34
第二节　岩浆矿床的成矿作用……35
第三节　岩浆矿床的成因类型及其特征……40
第四节　岩浆矿床实例……42
第五节　岩浆矿床的形成条件……50
第五章　伟晶岩矿床……53
第一节　概述……53
第二节　伟晶岩矿床的地质特征……54
第三节　伟晶岩矿床的成因……58
第四节　伟晶岩矿床类型……61
第五节　伟晶岩矿床实例……65
第六节　伟晶岩矿床的形成条件……67
第六章　气化-热液矿床概述……71
第一节　气化-热液矿床的概念和特点……71
第二节　含矿气水溶液的来源……74

第三节　含矿气水溶液的成分和性质……77
第四节　气水溶液作用过程中成矿物质的活化、转移和沉淀……80
第五节　气水溶液的成矿方式……84
第六节　围岩蚀变及主要类型……88
第七节　气化-热液矿床的成矿期、成矿阶段和矿物生成顺序……93
第八节　气化-热液矿床的带状分布……94
第七章　接触交代矿床……99
第一节　概述……99
第二节　接触交代矿床形成的条件……102
第三节　矽卡岩矿床的成矿作用和成矿过程……109
第四节　主要矿床类型及实例……112
第八章　热液矿床……121
第一节　热液矿床形成的地质条件……121
第二节　热液矿床的成因类型和实例……126
第九章　火山成因矿床……145
第一节　概述……145
第二节　火山成因矿床形成的地质条件……146
第三节　火山成因矿床的类型及实例……151
第十章　风化矿床……168
第一节　概念、地质特征及工业意义……168
第二节　风化矿床的形成条件……168
第三节　风化成矿作用及风化矿床分类……170
第四节　风化矿床的类型……172
第五节　金属硫化物矿床的表生变化及次生富集作用……183
第十一章　沉积矿床……195
第一节　概述……195
第二节　机械沉积矿床……198
第三节　蒸发沉积矿床……210
第四节　胶体化学沉积矿床……216
第五节　生物-化学沉积矿床……231
第六节　我国沉积矿床的分布规律……241
第十二章　变质矿床……245
第一节　概述……245
第二节　变质成矿作用的影响因素和变质成矿作用的类型……248
第三节　变质矿床的类型及实例……251
第十三章　矿床学的研究方法……264
第一节　矿床学的一般研究方法……264
第二节　同位素研究在矿床学中的应用……266
第三节　矿物中气液包裹体的研究……278

第四节　微量元素的研究…… 285
第五节　稀土元素的研究…… 289
第十四章　近代矿床学中若干问题简介…… 295
第一节　成矿的基本问题——矿源问题…… 295
第二节　层控矿床…… 301
第三节　矿化集中区与成矿系列…… 306
第四节　成矿模式…… 309
第五节　板块构造与成矿…… 314
主要参考文献…… 319

第一章 绪 论

第一节 矿产在国民经济发展中的意义与作用

矿产或叫有用矿产（Useful Mineral），系泛指一切赋存于地壳之中，或埋藏于地下，或出露于地表，可供人类利用的天然矿物资源。它是人类社会赖以生存和发展的基本物质基础和最主要的生产资料之一。

矿物资源和生物资源有很大的区别，前者一般是不能再生的。随着几千年来人类对矿产资源的开发和利用，特别是近百年来现代化工业的大规模生产，消耗了巨量的矿产，使有的矿产发生了全球性的短缺，不少矿产出现了地区性的资源枯竭。尤其是在领土面积小，矿产资源有限的国家和地区中，生产与生活需要和矿产资源供求方面的矛盾日趋尖锐，影响了当地社会经济的发展；而有的国家，凭借开发其优异丰富的矿产，迅速地改变了原有经济落后的状况，而跻身于工业技术发达国家的行列。在国际科技界，不少有识之士曾富有远见地预测：在本世纪末到下世纪初，有多种矿产将消耗殆尽而濒临资源匮乏的严峻形势。有人警告：如果矿产资源严重不足，现代工业和农业的发展将是一句空话，国民生计也将出现危机。26届国际地质大会曾指出，矿产资源（包括能源），将是未来几十年内世界性的中心研究课题……。这些精辟的论断，决非危言耸听，而是必须认真对待的现实问题，同时，这也说明了矿产对人类社会的生存和国民经济的发展有着重要意义和举足轻重的作用。

我国地域辽阔，矿产资源种类较为齐全，世界上已知的160多种矿产在我国都已发现，其中已探明储量的矿产达136种。钨、锑、锌、钒、钛、锂、稀土等金属的探明储量居世界首位。其中钨矿无论在储量、产量、出口量方面均占世界第一位。钨矿的储量是国外储量的三倍多，稀土金属仅内蒙白云鄂博矿即为世界其他地区总储量的三倍。锡、钼、汞、铌、钽居世界第二位至第三位，其中锡矿储量仅次于马来西亚，接近于世界总储量的一半。过去认为，中国缺少战略资源——镍，自从在甘肃金川发现了一个居世界第二位的特大型硫化镍矿以来，我国目前探明的镍矿储量已居世界第四至第五位。我国铁矿储量居世界第四位，还有一些金属矿产和非金属矿产资源亦名列前茅。虽然我国矿产资源较为丰富，但因人口众多，地域广大，矿产资源结构不尽理想，故仍不能满足现代化建设的需要，这就要求广大地质工作者尽快地探明更多更好的矿产资源。当前应注重寻找富铁、富铜、铬、铂、钾盐、金刚石、金、铝等固体矿产以及石油、天然气等能量资源。还要注意新矿物原料及非金属矿的开发利用和研究，不断提交各种矿产尤其是重点矿产的工业储量，以满足国民经济日益发展的要求。

第二节 矿产的工业分类

目前世界上已利用的矿产有160余种，按照矿产的性质及工业用途可分为金属、非金

属和燃料矿产。

一、金属矿产

从中可提取金属原料的有用矿物资源。按其工业用途可分为：

1．黑色金属矿产：铁、锰、铬、钛、钒等。

2．有色金属矿产：铜、铅、锌、铝、镁、镍、钴、钨、锡、钼、铋、锑、汞等。

3．贵重金属矿产：金、银及铂族元素铂、钯、锇、铱、钌、铑等。

4．放射性金属矿产：铀、钍、镭等。

5．稀有、稀土和稀散金属矿产：

（1）稀有金属矿产：铌、钽、锂、铍、锆、铯、铷等。

（2）稀土金属矿产：包括原子序数57～71（镧系）及39（钇）共16种元素，按其地球化学性质和共生关系，可分为如下两类：

1）轻稀土金属矿产（铈族元素）：包括镧、铈、镨、钕、钜(人造元素)、钐、铕七种元素，其原子量均小于钇族元素的原子量，故称轻稀土金属元素。

2）重稀土金属矿产（钇族元素）：包括钇、钆、铽、镝、钬、铒、铥、镱、镥九种元素。

（3）稀散元素金属矿产：锗、镓、铟、铊、铪、铼、镉、铋、硒、碲等。一般不形成独立矿物，常以类质同象，混合物的形式分散在其他矿物中，在开采其它矿产时可作为综合利用的元素加以回收。

二、非金属矿产

从中可提取非金属元素及其化合物，或可直接利用的非金属矿物及其集合体的矿产。该类矿产大多数是直接利用它的物理性质、化学性质及工艺性能。例如金刚石除部分晶形良好、色泽绚丽者可供作钻石外，在工业上主要是利用它的特殊高硬度；云母的透明度和绝缘性使它成为良好的天然绝缘材料；水晶则因其光学性质和压电性能而被利用。许多岩石则是重要的化工原料或建筑石料。现按其工业用途可分为：

1．矿物原料矿产：如金刚石、石墨、石棉、云母、刚玉、水晶、冰洲石、光学萤石等。

2．化工及肥料原料矿产：如磷灰石、磷块岩、黄铁矿、钾盐、岩盐、明矾石等。

3．冶金辅助原料矿产：如菱镁矿、耐火粘土、白云石、萤石、石灰岩等。

4．陶瓷与玻璃原料矿产：如长石、高岭土、粘土、石英砂、石英岩等。

5．水泥与建筑材料矿产：如石灰岩、硅藻土、珍珠岩、大理岩、花岗岩、砂石、砾石等。

6．宝石与工艺美术原料矿产：如硬玉、软玉、玛瑙、琥珀、叶蜡石、蛇纹石、孔雀石、绿柱石等。

三、燃料矿产（即能源矿产）

指用作燃料的矿产，也是最重要、最普遍的能源。按其物理状态，可分为以下三类：

1．固体燃料矿产：如煤、泥炭、油页岩、地蜡及沥青等。

2．液体燃料矿产：如石油。

3．气体燃料矿产：如天然气。

4．地下水和热泉、地下热水。

第三节　矿床学的研究任务及其与其他学科的关系

矿床学或称经济地质学，是地质学中专门以矿床为研究对象的分支学科。它的基本任务是研究矿床的特点、形成条件、成因和分布规律以及技术经济评价等；为矿产的成矿预测和找矿勘探工作提供理论基础和地质依据。它的具体任务是：

（1）研究矿石的物质组成、结构构造及其在空间和时间上的变化规律。这方面的研究可用于成矿作用特点的剖析，确定矿产的质量和矿石的工艺特征，为矿石的选矿，冶炼提供矿物学依据。

（2）研究矿体的产状形态及矿体在时间和空间上的变化特点与成矿规律，同时还可用以查明矿体的延展趋向及矿体的开采条件并进行隐伏矿体的找矿预测。

（3）研究矿床与地层、构造、围岩以及岩浆活动、沉积作用、变质作用、气候、地貌等的关系，进而研究矿床的形成条件和控矿因素等。

（4）研究成矿物质的来源，成矿的物理化学条件，矿床的形成过程，以阐明矿床的成因。

（5）研究矿床产出地区的大地构造和区域地质背景，地球化学场和地球物理场特征及其对矿床、矿田以及成矿带分布的控制作用，为进行区域成矿预测，指导找矿勘探工作提供科学依据。

综上所述，矿床学是一门理论性和实践性很强的综合性地质学科。综合性是指它需要综合运用矿物学、岩石学、地层学、构造地质学以及地球物理、地球化学等多学科的科学知识；实践性是指它的研究成果要直接为找矿、勘探、采矿、选矿和冶炼服务，因此它和其他学科有很密切的联系。研究矿床首先必须运用许多基础学科知识和原理，如数学、物理、化学、生物学等。对矿床的深入研究更需要地球物理、地球化学、物理化学、无机及有机化学等各方面的知识。研究矿床的物质成分必须运用矿物学、岩石学等基础地质知识。研究矿床的成矿地质条件则必须以动力地质学、构造学、地史学、古生物学、大地构造学等学科的知识为依据。研究矿床成因还要结合同位素地质学、全球构造、实验地质、海洋地质、深部地质等边缘学科的最新科研成果。由于矿床学是为找矿、勘探、采矿和冶炼提供理论基础和各种实测与测试数据资料的，显然，它和这些应用学科也有密切的关系。

第四节　矿床学的发展简史及现状

矿床学是一门既古老而又新颖的学科，它随着社会生产特别是矿业生产的发展而产生，同时又随着近代科学理论与技术的发展尤其是矿业生产技术的进步而充实更新，形成了一门技术经济与地质学相结合的综合性学科。在西方通常称之为“经济地质学(Economic Geology)”。

矿床学是地质和矿业工作者在长期的找矿勘探和开采生产中的经验积累和理论概括。矿床知识的萌芽，可以说在人类出现的初期就出现了。早在旧石器时代，人类在争取生存的活动中，就已经认识和利用了某些矿物和岩石的性质。如距今50万年以前的北京猿人就已开始利用石料制作生产和生活用的工具，采集利用了石英、燧石、板岩等。在距今4000年到2500年以前的殷周奴隶社会里，我国已进入青铜时期，开始大量寻找和开采铜、锡等金属矿产并制作使用了铜器。在战国至秦朝时，我国进入铁器时期，这时除铜、锡之外又广泛

发现和开发了多种铁矿，在冶炼铸造铁器方面在当时已有了相当高的水平。关于有用矿物的特征描述、有关找矿标志和矿物共生组合等矿床知识也有了科学的总结。早在公元前20～19世纪《禹贡》、《易经》、《山海经》、《管子》等古书中，就已有了这方面的记载。例如在先秦著作《山海经》中曾记载了600多个矿产地的80多种矿物、岩石和矿石的类别和特点，同时还对矿床的产出环境进行了初步的分类。如指出有的矿产生于山，有的矿产生于水，有的矿则产于谷，并且把矿产分为金、玉、石、土四大类。又如管子的《地数篇》中所记载的矿床分带性和某些矿种的找矿标志，如“上有丹砂者，下有黄金；上有慈石者，下有铜金”，“山上有赭者，其下有铁；上有铅者，其下有银”，……这样的地质认识，迄今仍有其科学意义。明朝李时珍的名著《本草纲目》中描述了160种矿物的产地、产状、物理性质和在医疗及工业上的用途。明末宋应星的《天工开物》一书中曾相当详尽地对矿床进行了分类，并对矿体以及矿床风化后的迹象作过精确的描述。这些都说明了我国人民在古代矿床学方面的认识在世界上是领先的，并且为近代矿床学的形成作出了巨大的贡献。

近代科学的矿床学系萌芽于16世纪中叶。当时正处在资本主义生产方式的雏形阶段。由于采矿冶金工业的发展，在找矿实践中逐渐积累了关于矿床学的丰富知识，因而有些学者能进行初步的归纳和总结，进而提出早期的成矿理论。自18世纪以来，对矿床成因解释最有代表性的是水成论和火成论两种学术观点的争论。水成论学派的代表人物是德国的魏尔纳(1755年)。他根据自然界中客观存在的水的沉积作用（如古埃及尼罗河泛滥所显示的水的巨大威力），以及化学家发现的盐从溶液中结晶和沉淀的现象，主张矿脉是由于原始（地球）海洋的下降渗透水所形成的。这一学派认为不只是沉积物，所有的火成岩和变质岩都可以从海洋中沉淀出来，并认为成矿的水是从上面下降到裂隙中由于化学沉淀作用而沉积成矿脉物质的。水成论者完全否认地球内营力在地球发展演化中的作用，甚至把火山活动解释为是石炭和硫黄在地表下不深处燃烧的结果。他们认为地球从形成现有形态后就没有发生过任何变化。这符合圣经中对世界起源的解释，因而得到当时的宗教势力的支持。从18世纪末到19世纪，在地质界水成论一直占有统治地位。

火成论学派的代表人物是英国地质学家郝屯（1726～1797年）。他通过对苏格兰地区的矿床和火成岩的研究，提出了与水成论针锋相对的观点。例如在《地球理论》(1788年)一书中，他指出花岗岩、玄武岩和其他类似的岩石都是“火”成的。他完全否定水在脉状矿床形成中的作用，把所有的矿脉都归入熔融贯入体。火成论与水成论的激烈论战长达30多年。随着19世纪头一、二十年中人们对火山现象的观察和研究，推动了火成论思想的传播，沉重地打击了水成论派，到19世纪30年代中期，水成论在西欧和俄国逐渐为人们所抛弃，火成论则得到越来越多的人的支持。这场“水火之争”尽管在两派的学术观点上都有事实根据，却又有认识上的片面性，这场论战在矿床学发展初期促使人们收集大量矿床实际资料，推动了人们对矿石、岩石的成因研究，因而在一定程度上促进了矿床学的发展，对矿床学理论的建立起了很大的作用。

系统的矿床学理论基础是在19世纪中叶到20世纪初期奠定的。这时期资本主义的大规模生产为地质学积累了大量实际资料，也对矿床学提出了矿产资源的进一步寻找和利用问题，如钢铁工业的发展需要大量铁、锰和炼焦煤；合金钢的生产需要钒、铬、镍、钴、钼、钨等多种金属；电气、汽车和飞机等工业的广泛发展还要求提供各种有色金属；化学

工业则离不开盐类矿产和许多其他非金属矿；汽车和飞机工业还需要大量特种合金钢。此外，整个现代化工业的发展和社会生活消费水平的提高，没有充分的能源矿产（如石油、煤炭、天然气等）也是不可能实现的。故在现代工业飞速发展的形势下，矿产的寻找和勘探成为燃眉之急，系统的矿床学理论研究就是在这种历史背景下蓬勃发展起来的。在这个时期，不少矿床学家从不同的角度比较系统地提出了矿床成因的理论体系，使矿床学开始成为一门新颖而独立的学科。由于工业上所利用的大多数金属矿产均属内生矿床，因而19世纪下半叶以来，内生金属矿床的理论发展较为迅速。以美国地质学家W.林格仑.贝特曼、艾孟斯等人为代表，建立了“岩浆-热液”观点成矿为主导的学派。他们认为金属矿床大多都是岩浆一热液成因的。这种派生自火成论的观点影响了现代矿床学达半个世纪之久，使当时的一些水成论观点长期受到排斥。尽管如此，当时的水成论派也积累了一些矿床实际资料，并形成新的“侧分泌”成矿观点。他们认为，产于石英岩中的压电水晶脉是由于天水下降溶解石英岩后再沉淀形成的。矿脉的成分是从其周围的石英岩中淋滤出来的，故称之为“侧分泌说”。这种观点提出后长期未受重视。直至二次世界大战以来，新技术的出现扩大了研究领域，人们才认识到单一的“岩浆一热液”观点已不能解释许多矿床的成因，人们开始注意到许多层状矿床是受其周围地层控制的，因而“侧分泌”观点在更新内容的情况下逐渐又有所兴起，并进而形成了“层控”新观点。这种新观点认为，许多层状与层控矿床是同生沉积而又受到以后地质成矿作用的改造而成的。其代表人物为许多澳洲、非洲地质学家，部分欧洲的学者也接受了这种观点。但当时的北美学者仍大多坚持层状金属矿床是岩浆-热液形成的。

近20多年来，工业发展迅速。找矿、勘探、采矿、选矿和冶炼等各种技术与手段不断提高，所需矿床的种类和数量也不断增加。随着区域调查资料的积累，对矿床的研究也日益深入。由于现代科学技术突飞猛进，地质科学现有的研究领域也迅速扩大。大陆上广泛开展的地质调查，迅猛发展的海洋地质研究，地球物理探矿以及深部地球物理工作，都逐步丰富了全球性的地质资料，因而使矿床学的研究能够建立在全球构造的认识基础上。各种大地构造观点如板块学说、地质力学、槽台学说、裂谷学说等对矿床的生成和分布的控制作用，地球深部构造对矿床分布的控制等都成为矿床学重要的研究课题。在矿床成因理论方面，由于稳定同位素地质学和矿物气液包体等新学科的出现，近代成岩成矿实验新技术、地球化学以及地球物理的找矿方法、手段的新进展加上新兴的遥感技术突飞猛进，使人们对成矿作用有了更广泛而又深入的认识。对许多金属矿床特别是大型、巨型矿床来说，其成矿物质来源通常不是单纯来自岩浆，而是多源的。它可来自深部岩浆，也可来自宇宙和火山喷发；成矿作用是多期、多阶段的，并可迭加成矿，此外，关于前寒武纪的成矿规律，火山成矿作用，变质成矿作用，卤水成矿作用、生物成矿作用，混合岩化、花岗岩化成矿，层控成矿等方面都有新的认识。总之，矿床学的理论研究正呈现出一个前所未有的欣欣向荣的局面。

复习题

1. 试述矿产及其工业分类。
2. 试述矿床学的研究任务及其与其他学科的关系。
3. 试述矿床学的发展简史。

第二章　有关矿床的基本概念

第一节　矿床的概念

一、矿床

地壳中由地质作用形成的综合地质体，其质量、规模和产出情况符合当前的技术、经济条件，开采后能获得一定的经济效益者，则称为矿床。

由上可知，矿床的概念包括地质和技术经济两个方面的涵义。就其地质涵义而论，矿床是由特殊地质作用——成矿作用形成于地壳中的地质体，矿床的形成服从于地质发展规律；就经济技术含义而论，矿床的开采在技术上是可能的，它在开采后是可以获利的，因而矿床的开发应符合技术经济观点。

二、母岩、围岩和矿源层

1．母岩

供给成矿物质的岩浆岩或岩体称为母岩。例如，在形成纯橄榄岩过程中可分异出铬铁矿，在形成某些辉长岩的过程中可析出钒钛磁铁矿。这样形成的纯橄榄岩和辉长岩就分别称为该铬铁矿矿体和钒钛磁铁矿矿体的母岩。又如蛇纹岩经长期风化形成镍硅酸盐风化矿床，蛇纹岩也是该镍矿的母岩。

2．围岩

围岩有两重涵义，一是指侵入体周围的岩石，二是指矿体周围的岩石。矿床学中所指的围岩通常是指后者。围岩本身有时就是矿体的母岩，但在多数情况下两者不同，矿体常产在母岩以外的岩石中。矿体与围岩的界线通常是清楚的，例如由块状矿石组成的矿体及其围岩之间便有明显的界面。但是，也有一些矿体与围岩间没有明显的界面，例如浸染状矿石组成的矿体便是逐渐过渡到围岩的。在这种情况下，只能依靠取样和化学分析的数据，按工业指标的要求来圈定矿体的边界。

3．矿源层或矿源岩

据研究，有不少矿床是受一定的地层和岩性控制的。在这些地层和岩石中往往相对富集了某些成矿物质组分，但尚未达到工业要求（如著名的华南钨矿大多受寒武纪地层控制，寒武纪地层中的岩石往往含钨量较高。又如炭质页岩中Cu、Pb、Zn的含量可较一般岩石高数十至数百倍）。当后来有热液在这些岩层（石）中活动时，可使成矿组分发生活化和转移，并在附近有利的岩层（石）和裂隙构造中富集成矿。这些能为后期热液活动提供成矿物质的岩层（石）称为矿源层(岩)。

三、同生矿床、后生矿床、叠生矿床、再生矿床

1．同生矿床

矿体与围岩基本上是在同一地质作用过程中同时或近于同时形成的矿床称为同生矿床。如在沉积作用中形成的沉积矿床，岩浆结晶分异作用过程中形成的岩浆分结矿床等均属同生矿床。

2．后生矿床

矿体与围岩在不同的地质作用过程中形成，且矿体的形成晚于围岩的矿床称为后生矿床。气水热液矿床是典型的后生矿床。例如切穿沉积岩或变质岩的黑钨矿-石英脉即是在沉积岩或变质岩形成后，在其裂隙中由后来的含矿热液活动所形成的。

3．叠生矿床

叠生矿床是一种在早期形成的矿床（或矿体）中又叠加了后期形成的后生矿床的复合型（多种成因）矿床。此种矿床显然是在不同的地质作用和成矿过程中形成的。据贵阳地球化学研究所的研究，白云鄂博稀土-铁矿床便是在中元古代（约15×10^8a前）的沉积型含稀土的贫铁矿床的基础上，又叠加了海西期（约3×10^8a前）与花岗岩有关的热液型稀土-铌矿化的叠生矿床。

4．再生矿床

一般认为，凡是原来的沉积、变质或热液成因的矿床或成矿物质初步富集的岩石（矿源岩），在混合岩化、花岗岩化或各种成因的热液作用下，使成矿物质及在其周围一定范围内的围岩发生较彻底的改造，成矿物质在新的物理化学条件下以新的形式重新富集而形成的新的矿床，均可称为再生矿床。如含硼白云岩经混合岩化作用使硼活化转移而形成的混合岩化热液硼矿床即属此类。

第二节　矿体的概念

一、矿体

矿体是矿床的主体和核心部分，是占有一定的空间位置，具有一定形状、产状和大小并主要由矿石聚集而成的地质体。一个矿床可以由一个矿体组成，也可由大小不同的几个或几十个甚至上百个矿体组成。例如，一个黑钨矿-石英脉矿床，可由几条矿脉至几十条矿脉组成。

矿体内部的矿物组成或矿石成分，通常是不均匀的，沿矿体的走向和倾向往往有不同程度的变化。在局部地段有益组分可相对集中，品位增高，因而形成富矿段或富矿体。

二、矿体的形状

矿体在空间产出的形态，称为矿体的形状。矿体的形状主要决定于矿床的成因、控矿构造、围岩特征及矿液性质等，不同矿种和不同成因类型的矿床，其矿体的形状往往有很大的差别。此外，在同一矿体的不同部位，矿体形状也可有多种变化。按矿体在空间三个方向延长的情况，大体上可将矿体分为以下三种基本形态类型。

1．等轴状矿体

在空间三个方向大致均衡发展的矿体，称为等轴状矿体。其中，直径达数10米以上者称矿瘤；直径只有几米者称矿巢；中等大小（10～20m左右）者称矿囊或矿袋（图2-1）。

2．板状矿体

在空间向两个方向延伸而在第三个方向很不发育的矿体，称为板状矿体。其主要代表是矿脉和矿层。

（1）矿脉　沿岩石各种裂隙或有利层间空隙，由充填或交代成矿作用而形成的板状矿体（属后生矿床），称为矿脉（图2-2）。矿脉的大小不等，大者在地表延长可达千米以上，一般在几十米至几百米之间；厚度大者可达几十米，一般为几十厘米至几米；延深可

达千米以上，一般为几十米到几百米。矿脉多数呈倾斜状，倾斜矿脉上部的围岩称为上盘，下面的围岩称为下盘。按矿脉与围岩的产状关系，又可分为整合矿脉和非整合矿脉（或切割矿脉）两类。前者是与层状岩石的层理相一致的矿脉，后者是产在块状岩石中（或切割层状岩石）的矿脉。单个矿脉的形状有规则、不规则和极不规则之分。不规则和极不规则的矿脉沿走向和倾向常有膨胀、收缩、分枝、复合、尖灭和再现等变化（图2-3）。

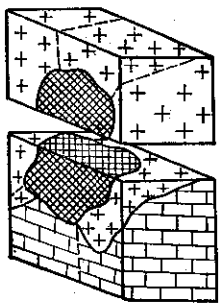


图 2-1 矿囊

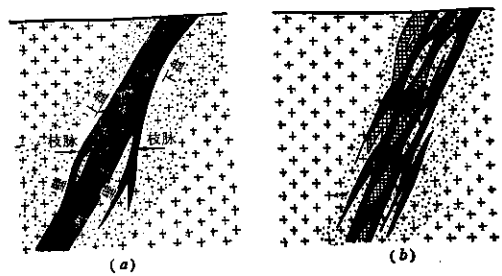


图 2-2 矿脉

(a) 简单矿脉；(b) 复杂矿脉，带点处表示矿脉旁蚀变的围岩

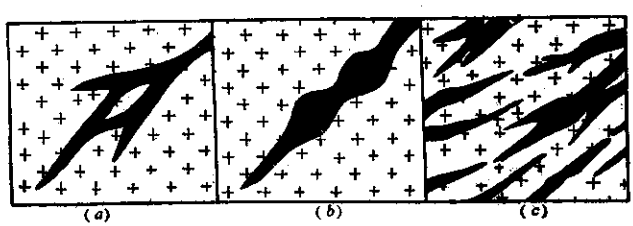


图 2-3 矿脉形状的各种变化

(a) 矿脉分枝复合；(b) 矿脉膨胀和收缩；(c) 矿脉尖灭和再现

矿脉常成群出现，其组合形式有：平行状矿脉，雁行状矿脉、网状矿脉、梯状矿脉，马尾丝状矿脉，羽状矿脉及须根状矿脉等（图2-4至图2-8）。

（2）矿层　由沉积作用形成的板状矿体称为矿层（图2-9）。矿层与围岩产状一致，一般为同生矿床。近年来，有人把产于层状侵入体由分异作用而形成的板状或似层状矿体也称为矿层。矿层一般厚度比较稳定，延展较远。

（3）透镜状或扁豆状矿体　这是介于等轴状和板状间的一种矿体形状（图2-10、2-11）。矿脉或矿层在两个方向尖灭时，就形成透镜状矿体。

3．柱状矿体

在一个方向（通常是延深）延伸很大而在另外两个方向延展较小的矿体，称为柱状、筒状或管状矿体。南非的含金刚石的金伯利岩岩筒（图2-12）即为大型柱状矿体，其直径可达数百米，延伸很大。一般金属矿床的柱状矿体，其横断面直径通常为几米至十几米。

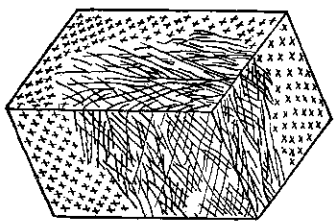


图 2-4 网状矿脉

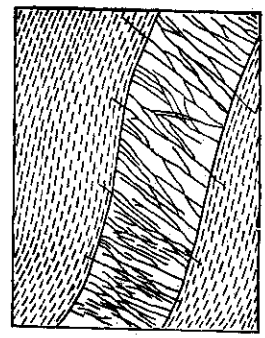


图 2-5 梯状矿脉



图 2-6 马尾丝状矿脉



图 2-7 羽状矿脉



图 2-8 须根状矿脉

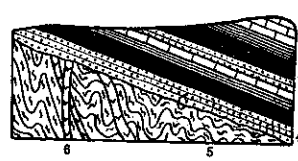


图 2-9 矿层

1—石灰岩；2—页岩；3—铁矿层；4—砂岩；5—变质岩；6—岩脉

三、矿体的产状

矿体的产状是指矿体产出的空间位置和地质环境，包括以下各个方面的内容。

1．矿体的空间位置

矿体的空间位置一般是由矿体的走向、倾向和倾角，即矿体的产状要素来确定的。对透镜状及柱状矿体等，除测量其走向、倾向和倾角外，还要测量其侧伏角和倾伏角，以便准确地判定矿体的空间位置。如图2-13所示，侧伏角是矿体最大延伸方向（即矿体轴线）与走向之间的夹角，倾伏角是矿体最大延伸方向与其水平投影线之间的夹角。确定矿

体的产状要素以及柱状矿体等的侧伏角和倾伏角，对矿床的勘探和开采都有重要的指导意义。

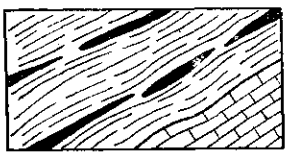


图 2-10 透镜状矿体



图 2-11 呈雁行排列的透镜状矿体

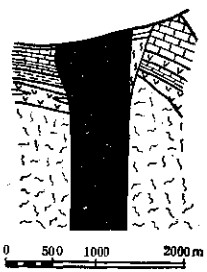


图 2-12 含金刚石的金伯利岩筒（南非）

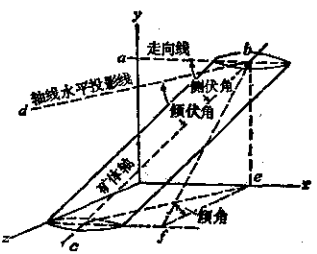


图 2-13 矿体产状示意图

2．矿体的埋藏情况

矿体的埋藏情况是指矿体出露地表还是隐伏地下以及矿体埋藏深度如何等。矿体大部分出露地表的，称为露头矿体；完全隐伏的，称为隐伏矿体或盲矿体。

3．矿体与侵入体的空间位置关系

矿体与侵入体的空间位置关系是指矿体产于侵入体内还是产于接触带或侵入体的围岩之中。

4．矿体与围岩层理、片理的关系

矿体与围岩层理、片理的关系是指矿体沿层理、片理呈整合产出还是穿切层理或片理呈不整合产出。

5．矿体与地质构造的空间关系

矿体与地质构造的空间关系指的是矿体产于构造中的什么部位，矿体与褶皱或断裂在空间上的联系等。

影响矿体形态和产状的地质因素很多，其中矿床的成因、围岩性质以及构造条件具有决定性意义。

第三节 矿石与脉石的概念

一、矿石与脉石

1．矿石

矿石是指矿体中的主要组成部分，是从中可提取有用组分（元素、化合物或矿物）的

矿物集合体。

矿石由矿石矿物和脉石矿物两部分组成。矿石矿物是指可被利用的金属或非金属矿物，也称为有用矿物，如铬矿石中的铬铁矿、铜矿石中的黄铜矿、斑铜矿和孔雀石等、石棉矿石中的石棉等；脉石矿物是指矿石中在现阶段不能利用的矿物，如铬矿石中的橄榄石和辉石，铜矿石中的石英、绢云母或绿泥石等，石棉矿石中的碳酸盐或硅酸盐矿物等。脉石矿物主要是非金属矿物，但也包括一些金属矿物。例如，铁矿石、铜矿石或金矿石中的黄铁矿以及其它少量金属矿物，因无综合利用价值，也可视为脉石矿物。矿石矿物和脉石矿物的划分是相对的。某些目前尚无利用价值的脉石矿物，随着人类对矿物原料需求的增长以及工艺技术的发展，将来有可能成为矿石矿物。在历史上，砂金矿中的铂矿物就曾长期被视为有害的脉石矿物而加以淘汰。直至十九世纪中叶，由于探明了铂的性质并发明了干冶炼制取铂的方法，铂矿物便一跃而为工业上极其重要的矿石矿物。

2．脉石

脉石一般是指矿体中不能利用的物质，包括混夹于矿体中的围岩碎块和脉石矿物。它们通常在开采和选矿过程中被弃掉。

3．夹石

夹石是指矿体内部不符合工业要求的岩石。夹石的厚度超过工业技术指标的范围时，不应计入矿石储量内而需在计算时剔除掉。但在开采时，由于技术条件与手段的限制，使采下来的矿石中混有这类夹石时，则矿石的品位将相对降低。这种情况，称为矿石的贫化。

二、矿石的品位和品级

1．矿石的品位

（1）矿石品位　矿石中有用组分的含量称为矿石的品位，是衡量矿石质量的主要技术经济指标。矿种不同，矿石品位的表示方法也不同。大多数金属矿石是以其中所含金属元素的重量百分比来表示，如某铁矿石的品位为48%时，即指每100t矿石中含铁量为48t。有些金属矿石的品位是以其所含金属氧化物的重量百分比来表示的，如某铝土矿的品位为50%时，即指每100t矿石中Al_2O_3的含量为50t。Au、Pt等贵金属矿石的品位常以克每吨（g/t）来表示。金刚石矿的矿石品位常以克每吨或克拉每吨（c/t）来表示（1c=0.2g）。

（2）边界品位　人们在划分矿体与非矿体界限时所确定的矿石最低品位，称为边界品位。它是在圈定矿体时对单个矿样中有用组分所规定的最低品位数值。

（3）工业品位（最低工业品位或最低平均品位）　在当前技术经济条件下能供工业上开采和利用的矿段或矿体的最低平均品位称为工业品位。在勘探矿床时，矿体（按矿段、矿块或整个矿床计算）的平均品位必须要达到和超过最低工业品位。只有达到最低工业品位的矿体或矿段，才能计算工业储量。

2．矿石的品级（或称技术品级）

矿石的品级，实质上是一种矿石的综合质量等级，主要由矿石品位及有益和有害组分的含量、矿石的物理性能以及不同用途来确定。例如，铁矿石可分为平炉富矿石、高炉富矿石、富硫矿石、贫硫矿石等。某些非金属矿石如云母、石棉等，则主要根据矿石或矿物的工艺技术特性、用途和加工方法等而将矿石分为一级品、二级品等。矿石品级的划分，同样是随着选矿、加工等的工艺技术发展而变化的。在矿床勘探工作中，查明不同品级矿石

的分布和储量，对保证资源的合理开采和利用是很重要的。

三、成矿组分在矿石中的赋存形式

1．呈独立矿物形式

呈独立矿物存在是许多成矿组分存在的主要形式，如铅呈方铅矿、白铅矿、铁呈磁铁矿、赤铁矿或褐铁矿，磷呈磷灰石等。这种存在形式也有表现为几种有用元素共存于一种矿物中的，如钼和铅共存于彩钼铅矿中。

2．呈类质同象混入物形式

某些成矿元素在其它元素或化合物的晶体中占据某一相应质点的位置，但不改变原有晶体的结构类型时，这些成矿元素在该晶体中即为呈类质同象混入物存在。按工业价值和工艺技术的不同，对这类成矿元素可有三种不同的处理方式：

（1）作为附属成分提取　如闪锌矿中的镉，辉钼矿中的铼，锆石中的铪、钍、铀以及方铅矿中的银、铟、铊等；

（2）作为主要成分提取　如天河石中的铷、铯等；

（3）作为同等重要的金属提取　如独居石中的稀土、钍和铀以及铌—钽铁矿中的铌和钽等。

3．呈固溶体分解状态

磁铁矿中的钛铁矿和磁黄铁矿中的镍黄铁矿等，均系由于固溶体不稳定而分解出来的独立矿物。

4．呈包裹物状态

某些硫化物中的包体金和磁黄铁矿中的砷铂矿，即系以包裹物的状态存在于硫化物和磁黄铁矿中的。

5．呈被吸附状态

锰结核中的钴，黑色页岩中的一部分铀和钒，粘土中的稀土元素即系呈被吸附状态而分别存在于锰结核、黑色页岩和粘土中的。

四、矿石的结构和构造

1．矿石的结构

矿石的结构是指矿石中矿物颗粒的特点，即矿物颗粒的形态、相对大小及其空间相互结合关系等所反映的特征。矿石的结构也包括矿物颗粒与矿物集合体的结合关系所反映的特征。

2．矿石的构造

矿石的构造是指组成矿石的矿物集合体的特点，即矿物集合体的形态、相对大小以及矿物集合体在空间相互结合的关系等所反映的特征。

矿石的构造一般可由肉眼加以观察，但也有显微构造，只能在显微镜下辨认。矿石的结构则一般只能在显微镜下观察，但也有由粗大颗粒构成的显晶结构，可由肉眼直接观察到。

现以某铬铁矿矿石为例以说明结构和构造的区别。若该矿石中的铬铁矿集合体为延长的形态，它们与硅酸盐矿物的集合体间呈相间的带状分布时，该矿石的构造即属条带状构造。若矿石中的铬铁矿颗粒多数呈等轴粒状自形晶时，则其结构即为自形粒状结构。

矿石的结构和构造又统称为矿石的组构。研究矿石的组构具有重要的理论和实际意

义。通过矿石组构的分析研究，可以探索与阐明成矿的物理化学环境、成矿作用特点、成矿过程以及矿床的次生变化等，从而提供矿床成因方面的重要资料。此外，通过组构的研究，还可了解矿石中各种有用组分的分布情况和赋存状态以及有用矿物的粒度、形态和分布特征，为对矿石进行工业评价、选择最佳的技术加工工艺和选矿流程等提供必要的基础资料。

第四节　矿床成因类型和工业类型的概念

一、矿床成因类型

按照成矿地质作用的类型和成因机理所划分的矿床类型，称为矿床的成因类型，如岩浆矿床、伟晶岩矿床、气成—热液矿床、风化矿床、沉积矿床及变质矿床等。

按矿床成因进行矿床分类是最基本的分类方法。按成因类型逐一研究每类矿床的成因、特征、形成条件和分布规律，是矿床学研究的基本内容。

二、矿床工业类型

在工业上具有重要作用的矿床类型，称为矿床的工业类型。

矿床的工业类型是在成因类型的基础上，根据矿床在工业上的使用价值和现实意义来划分的。划分矿床工业类型的主要因素是：矿石的有害及有益组分、组构及品位、矿体的形态及产状、矿床的规模、围岩的性质等。矿床工业类型的划分，主要用在找矿勘探中对矿床在开发利用中的技术经济评价。由于各种矿产的产出条件和工业要求不同，矿床工业类型一般是按矿种来划分的，如铁矿床的工业类型、铜矿床的工业类型和金矿床的工业类型等。

对多数矿床来说，其成因类型是很多的，但属于工业类型的，往往只是其中某几种类型。例如铁矿床的成因类型多达十几种，但就世界范围来讲，工业价值较大的只是其中的火山喷发沉积变质型（占世界铁矿储量的60%，我国为48.7%），海相沉积型（占世界铁矿储量的30%，我国为15%）以及岩浆岩型、矽卡岩型和热液型等几种类型的矿床。

第五节　决定矿床工业价值的因素

决定矿床工业价值的因素主要有以下三个方面。

一、矿床本身的特征、性质和加工处理技术的发展

对于金属矿床，主要考虑矿体的形态、产状和储量，矿石的品位、品级，矿石的综合利用价值，矿床开采及选矿、冶炼技术条件等。例如在我国河北省东部分布甚广、储量很大的鞍山式贫铁矿（含铁量25%左右），过去不能利用；而随着磁选、烧结、冶炼方法的进步，现已成为重要的铁矿床。品位低达0.3g/t的金矿，在本世纪70年代初仍无开采价值。到了70年代末期，由于引进了堆浸法，此种矿床也具有了工业利用的价值。

评价非金属矿床时，除注意储量、品位等因素外，还要注意有用矿物（或矿石、岩石）的物理性质、化学性质和工业技术特点。例如云母虽分布很广，在各种云母片岩中均有较高含量，但只有当其晶片面积大于4cm²时才具有开采价值；压电石英矿床之有无工业价值，关键在于晶体的透明度以及有无双晶存在等。

二、国民经济和国防建设对矿产的要求

国民经济和国防建设对矿产的要求，通常表现在以下几个方面。

1．国家的经济建设和国防建设计划

根据国家的经济建设和国防建设，在不同时期对各类矿产的需求数量也有所不同。例如我国在第七个五年计划期间，由于换取外汇的需要，急需黄金。因而在评价金矿床的工业价值时，对矿床的储量、品位和某些技术经济指标均可适当降低。

2．矿床的地理分布和矿床所在地区的发展前景

对于分布在不同地区的矿床，按国家的工业布局方针和计划，其评价标准可以有所区别。例如，在原有工业基础较差而正计划建立工业基地的地区，新发现的任何矿床，都显得较为重要。

3．国际市场与国际贸易

在国际间贸易日益扩大的情况下，评定矿床的工业价值时，还必须考虑矿产的国际市场价格及供求情况等。某些矿床，若其矿产主要以出口创汇为主时，评价其工业价值必须联系到矿产的国际市场价格、供求状况和对未来若干年内价格的预测。

三、矿区的经济因素

矿区的经济因素包括矿区的动力和能源供应，水文地质和工程地质条件、交通运输、劳动力以及物质供应等。例如，1989年我国赴南极考察队在南极发现了一处铁矿，但由于尚无任何开采利用的条件，故无工业价值可言。若某矿区的水文地质和工程地质条件极为恶劣，难于建矿或建矿成本过高，显然其工业价值也相对降低。

在具体评价一矿床时，必须综合考虑以上几个方面的因素，不可单纯强调其中某一方面而忽视其它方面。

复 习 题

1．试述元素、矿物与矿石三者间的关系。

2．矿石与岩石有何相同和不同之处？

3．试述矿石、矿体、矿床三者间的相互关系。

4．矿床地质特征主要包括哪些内容？

5．控制矿体产状、形态等特征的主要因素有哪些？

6．矿石可从哪些不同的角度来命名？

7．矿体是怎样进行形态分类的？各类有何特征？

8．矿体的产状包括哪些方面的内容？

9．矿体在空间的位置由哪些因素来确定？

10．何谓矿体的侧伏角与倾伏角？测定矿体的侧伏角与倾伏角有何意义？

11．成矿组分在矿石中的赋存形式有几种？

12．决定矿床工业价值的因素有哪些？

13．解释和区别下列各组名词：

（1）矿产与矿床

（2）矿体与围岩

（3）母岩、围岩与矿源层

（4）矿石与脉石

（5）矿石矿物与脉石矿物

（6）矿石品位与矿石品级

（7）矿石结构与矿石构造
（8）同生矿床与后生矿床
（9）叠生矿床与再生矿床
（10）矿脉与矿层
（11）矿床成因类型与工业类型

第三章　成矿作用概述及矿床成因分类

第一节　地球的内部构造及物理化学状态概述

人类对地球内部的构造、物质成分、物理和化学条件的了解，主要是依据地球物理、地球化学、宇宙化学及高温高压实验研究等所获得的资料，加以分析后所作出的推断。图3-1所示是根据地震波在地球内部传播速度的明显差别而推断出的地球内部构造示意图。由该图可知，地球是由地壳、地幔和地核三大部分组成，并具有圈层构造的椭球体。

金属、非金属、煤和石油等矿床均分布在地壳中，且具有一定的形成条件和分布规律。这些矿床是在地球发展演化的某个阶段，在一定的物理、化学和地质条件下的产物。矿床既可形成于地壳内部，也可形成于地球的表面。据现代矿床学的研究，绝大部分金属、非金属矿床的成矿物质均来自地球外圈的地壳和上地幔。因此，了解地球的构造、物质组成及其基本物理化学状态，对研究矿床的形成和分布都有十分重要的意义。

一、地壳

地壳是地球表层很薄的一圈外壳。地壳的厚度很不均匀，在大陆地区约为20～80km，平均约35km，一般在地盾、地台区较薄而在造山带较厚。我国喜马拉雅造山带地壳厚度大于63km而广州—南京一线仅约31km。海洋地壳最薄，一般厚约4～6km，洋中脊处甚至仅1.5km。

大陆地壳又可分为两层，分层界面称为孔拉德面。在孔拉德面以上，纵波的传播速度v_P为5.9～6.3×10³m/s，岩石密度约为2.65～2.70，相当于花岗岩，故称花岗岩层或硅铝层；在孔拉德面以下，v_P为6.5～7.6×10³m/s，岩石密度为2.75～3.00，相当于玄武岩，故称玄武岩层或硅镁层。在海洋部分，由于硅铝层很薄或不存在，故孔拉德面大多只在大陆区出现。在孔拉德面附近，地热温度已达花岗岩化和重熔作用阶段，再生的花岗岩浆侵入地壳上部，常形成许多矿床。例如若干Li、Be、W、Rb、Cs、Nb、Ta等矿床均与此种花岗岩浆的活动有着成因上的联系。

海洋地壳的结构与大陆地壳有显著差别。海洋地壳自上而下可分为三层：第一层是松散沉积物，厚度变化较大，一般为0～2km，v_P约为2×10³m/s；第二层为固结沉积物和玄武岩，厚度为0.2～2×10³m/s；第三层是蛇纹岩化橄榄岩（从前称为玄武岩层），厚度均匀，约为4.7km，v_P约为6.7×10³m/s。

整个地壳虽然只占地球总体积的1.55%，总质量的0.8%，但因各种地质作用如构造运动、岩浆活动、变质作用等均基本上发生在地壳内，已知各种矿床也都产于地壳中，因此研究地壳构造及其物质成分是研究矿床形成和分布的重要基础。

二、地幔

地幔位于地壳与地核之间。地幔与地核的界面，其深度约为2000km。地幔与地壳之间有一个明显的地震波传播速度变化的不连续面，常称为莫霍面（参看图3-1）。在厚大的地幔中，与成矿有直接关系的是上地幔。上地幔与地壳的界面，其深度变化约为5～80km间；

与下地幔的界面，深约1000km。地震源多位于上地幔中。在上地幔上部深约80～150km处，有一个地震波传播速度最低的低速层，又称软流层。软流层中的热流密度比地壳上层高6～7倍。据推测，软流层处的温度接近基性或超基性岩的熔点，岩石虽未熔化，但已具有流动性，故地震波在其中传播的速度较别处为低。从软流层往下，压力和密度继续增加，其成分可能为二辉橄榄岩，相当于三份橄榄岩（含20%辉石）加一份玄武岩，又称为地幔岩。有人认为，出露于大洋中脊的二辉橄榄岩就是从软流层直接上升形成的岩石。由于未

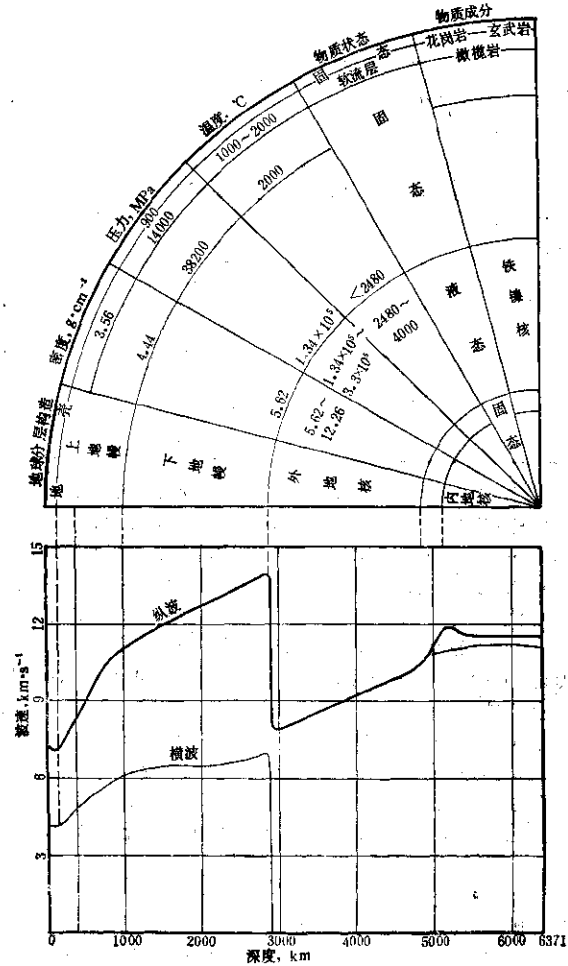


图 3-1 据地震波传播速度的地球分层以及各层物质状态参考图解

经分熔或分熔程度很低，故代表了原始地幔岩的成分。地幔岩中的难熔物质，铂族及铬、钴等金属富集在纯橄榄岩中。这些含矿超基性岩，在深大断裂的作用下，可以侵入到地壳上部，形成超基性岩体并相应地形成若干重要矿床。由于上地幔与成岩成矿作用关系密切，故当代的地学工作者常将上地幔作为重要研究对象。

近年来，世界各地测得的平均热流密度 $\overline{q}$（见表3-1），对于研究构造运动、岩浆活动以及成矿作用，均有重大意义。由表3-1可知，平均热流密度 $\overline{q}$ 在前寒武纪地盾和海沟处最低，在海岭和大陆边缘处最高，显示出后两个构造区与强烈的岩浆活动有关。此外尚可发现平均热流密度随构造年龄的减小而加大。例如，在前寒武纪褶皱带，$\overline{q}=3.89\mu W\cdot cm^{-2}$（微瓦/厘米^2）；在年龄较小的加里东造山带，$\overline{q}=4.65\mu W\cdot cm^{-2}$；在年龄更小的海西造山带，$\overline{q}=5.19\mu W\cdot cm^{-2}$。

表 3-1 世界各构造区平均热流密度 $\overline{q}$

构造区	测点数目	$\overline{q}$/μW·cm^{-2}	标准偏差
前寒武纪地盾	214	4.10	0.24
前寒武纪以后的非造山区	96	6.24	0.41
古生代造山区	88	5.99	0.40
中生—新生代造山区	159	7.37	0.58
海洋盆	685	5.32	0.53
海岭	1065	7.95	1.48
海沟	78	4.86	0.70
大陆边缘	642	7.54	0.93

大陆区的热流密度与造山运动的年代、强烈程度以及地壳上层岩石的放射性元素含量有关。在海洋区，热流密度随着距海岭（大洋中脊）的距离加大而减小。海岭处平均热流密度最高，达7.95μW·cm^{-2}，这是高温的软流层物质从海岭处涌出的结果。

地球内部的温度随深度而增加，此一增温率称为地热梯度。在地壳的不同部位，地热梯度变化甚大，洋壳下一般为15～20℃/km，褶皱带和岛弧区为20～30℃/km。地热梯度的这种差别，一方面与岩石的性质有关，另一方面也受环境（如是否靠近热源，有无地下水通过以及矿体埋藏等）的影响。在地壳表层，地热梯度约为0.03℃/m，向下则逐渐减小，在50～80km以下将大大减小。

根据近年的计算和推测，在上地幔范围内，最高温度为1500～1600℃。在地壳内，热流密度与地热梯度突然增高的局部地区，常与岩浆或上升热液活动有关，有时也可能是深部矿化作用在地表的显示。同时，地面附近的热水和蒸汽，又是热能资源，具有工业价值。因此，研究地壳表层温度变化，对于认识矿床形成条件和矿床分布规律以及寻找地热资源，均有重要意义。

三、地核

从地幔向下直至地心的部分为地核。在地核与地幔的界面上，地震纵波的传播速度突然下降至8.10km/s，横波则不能通过。深度超过5100km时，横波又可通过，且其传播速度与纵波相近。根据地震横波的传播特点，又可将地核分为外地核和内地核两部分。外地核

为流体状态，横波不能通过；内地核为固态，横波可在其中传播。

组成地核的主要成分为铁和镍，故又称为镍铁核。地核是在地球分异期间集中到地球核部的物质组成的。由于地核距地表约达3000km以上，而迄今为止地壳表部发生的各类构造变动，仅仅深及莫霍面或更浅部位。因此，地核物质根本不具备到达地壳表层的任何条件，与地球表部矿床的形成关系不大。

第二节　元素在地壳和上地幔中的平均含量及其找矿意义

矿床是地壳的一个组成部分，成矿物质主要来自地壳和上地幔。因此，了解元素在地壳及上地幔中的分布量，对研究矿床的成因和分布规律，具有重要意义。在本世纪初，美国学者克拉克即已开始研究各种元素在地壳中的平均含量，取得了大量可贵的数据。随着科学与技术的进步，近年来不少学者采用更加先进的手段进行了这方面的研究，取得了更为全面的可靠的数据，为矿床学的研究提供了有益的背景资料。

元素平均含量的重量百分数，通常称为丰度值。例如Mg在上地幔中的丰度值为21%，即指Mg在上地幔中平均含量的重量百分数为21%；Mg在玄武岩中的丰度值为4.5%，即指Mg在玄武岩中平均含量的重量百分数为4.5%。由于克拉克首先对元素在地壳中的平均含量——元素在地壳中的丰度进行了研究，故人们又常将元素在地壳中的丰度值特称为克拉克值或克拉克。克拉克值和丰度值用于定量地描述元素在地壳及上地幔中的平均含量。表3-2综合列出了泰勒和黎彤研究元素在地壳、上地幔及整个地球中平均含量所获得的成果。从表3-2所列数据，不难总结出下述几点有关元素在地壳及上地幔中的分布规律：

（1）各种元素在地壳中的克拉克值和在上地幔中的丰度值，相差极为悬殊。按黎彤测定的数据，氧的克拉克值为46%，氦则仅为1.6×10^{-9}%，相差达10个数量级；在上地幔中，氧的丰度值为43%，氦则仅为1.9×10^{-10}%，相差达11个数量级之多。

（2）在地壳及上地幔中占绝对优势的只是少数几种元素。由表可知，O、Si、Al、Fe、Ca、Na、Mg等七种元素合计占地壳总量的99.4%左右，占上地幔总量的99.11%左右。这些元素是地壳中各类岩石的基本成分，故又称为造岩元素。

（3）元素在地壳和上地幔中的分布，具有一定规律。例如，铁族元素(Fe、Cr、Co、Ni)、铂族元素（Pt、Rh、Pd、Os、Ir）和镁在上地幔中的平均含量比在地壳中大几倍至十几倍；稀有元素（Li、Be、Nb、Ta）、稀土元素（Ce、Pr等14种元素）及放射性元素(U、Th、Ra)则相反，在地壳中的含量比在上地幔中大几倍至十几倍；挥发分元素(S、P、F、Cl、B)在地壳中的平均含量比在上地幔中大2～4倍。

一般说来，元素的克拉克值以及元素在上地幔中的丰度值越高，也越容易富集成矿。七种造岩元素的克拉克值很高，在地壳中由这些元素富集而形成的矿床如铁矿、铝土矿、石灰岩和盐类矿床等，数量众多，分布广泛，往往规模甚大。另一方面，元素富集成矿的可能性又并非完全决定于其克拉克值。除克拉克值外，元素富集成矿的可能性还取决于元素的地球化学性质以及成矿地质条件和成矿作用以及不同的工业评价标准。因此，不能简单地认为克拉克值高的元素比克拉克值低的元素成矿的可能性要大。例如，金的克拉克值很低，仅为4×10^{-7}%，但因金元素具有特殊的地球化学性质，故仍可在地壳中富集成为金矿产出；镓的克拉克值为0.0018%，是金的4500倍，但因镓具有典型的分散元素的地球化学行为，极难形成独立矿床。

表 3-2 元素在地壳、上地幔和地球中的平均含量（重量%）

原子序数	元素符号	地壳 泰勒(1964)	地壳 黎彤(1976)	上地幔 黎彤(1976)	地球 黎彤(1976)	原子序数	元素符号	地壳 泰勒(1964)	地壳 黎彤(1976)	上地幔 黎彤(1976)	地球 黎彤(1976)
1	H	—	0.14	0.078	0.037	47	Ag	7×10^{-6}	8×10^{-6}	6×10^{-6}	3.2×10^{-4}
2	He	—	1.6×10^{-9}	1.9×10^{-10}	6.3×10^{-11}	48	Cd	2×10^{-5}	2×10^{-6}	8×10^{-6}	5.4×10^{-4}
3	Li	0.0020	0.0021	4.1×10^{-4}	1.4×10^{-4}	49	In	1×10^{-5}	1×10^{-6}	6×10^{-6}	2×10^{-5}
4	Be	0.00028	1.3×10^{-4}	2×10^{-5}	2×10^{-5}	50	Sn	2×10^{-4}	1.7×10^{-4}	8×10^{-6}	2.2×10^{-3}
5	B	0.001	7.6×10^{-4}	2×10^{-4}	1×10^{-4}	51	Sb	2×10^{-5}	6×10^{-5}	1×10^{-5}	1.4×10^{-4}
6	C	0.02	0.028	0.01	0.03	52	Te	—	6×10^{-6}	1×10^{-7}	1.6×10^{-5}
7	N	0.002	1.8×10^{-3}	1×10^{-3}	7×10^{-4}	53	I	5×10^{-5}	6×10^{-5}	1×10^{-5}	1.6×10^{-5}
8	O	46.40	46.00	43.00	29.00	54	Xe	—	—	1.8×10^{-11}	3.5×10^{-11}
9	F	0.0625	0.045	0.017	0.009	55	Cs	3×10^{-4}	1.4×10^{-4}	3×10^{-5}	9×10^{-4}
10	Ne	—	7×10^{-9}	1.1×10^{-9}	1.1×10^{-9}	56	Ba	0.0425	0.039	7.6×10^{-3}	2.3×10^{-3}
11	Na	2.36	2.30	0.91	0.49	57	La	3×10^{-3}	3.9×10^{-3}	7×10^{-5}	5×10^{-5}
12	Mg	2.33	2.80	21.00	16.00	58	Ce	6×10^{-5}	4.3×10^{-3}	1.1×10^{-4}	8×10^{-5}
13	Al	8.23	8.30	2.50	0.91	59	Pr	8.2×10^{-4}	5.7×10^{-4}	1×10^{-4}	3×10^{-5}
14	Si	28.15	29.00	20.00	13.00	60	Nd	2.8×10^{-3}	2.6×10^{-3}	5×10^{-4}	1.7×10^{-4}
15	P	0.105	0.12	0.053	0.10	61	Pm	—	—	—	—
16	S	0.026	0.04	0.015	3.80	62	Sm	6×10^{-4}	6.7×10^{-4}	1.3×10^{-4}	5×10^{-5}
17	Cl	0.013	0.028	0.005	0.0035	63	Eu	1.2×10^{-4}	1.2×10^{-4}	3×10^{-5}	9×10^{-6}
18	Ar	—	4×10^{-6}	2×10^{-6}	1×10^{-6}	64	Gd	5.4×10^{-4}	6.7×10^{-4}	1.2×10^{-4}	8×10^{-5}
19	K	2.09	1.70	0.23	0.083	65	Tb	9×10^{-5}	1.1×10^{-4}	2×10^{-5}	9×10^{-6}
20	Ca	4.15	5.20	2.20	0.92	66	Dy	3×10^{-4}	4.1×10^{-4}	5×10^{-5}	2×10^{-5}
21	Sc	0.0022	1.8×10^{-3}	1×10^{-3}	4.8×10^{-4}	67	Ho	1.2×10^{-4}	1.4×10^{-4}	2×10^{-5}	1×10^{-5}
22	Ti	0.57	0.64	0.25	0.084	68	Er	2.8×10^{-4}	2.7×10^{-4}	5×10^{-5}	3×10^{-5}
23	V	0.0135	0.014	0.08	0.04	69	Tm	4.8×10^{-5}	2.5×10^{-5}	5×10^{-6}	2×10^{-6}
24	Cr	0.010	0.011	0.16	0.15	70	Yb	3×10^{-5}	2.7×10^{-4}	5×10^{-5}	3×10^{-5}
25	Mn	0.095	0.13	0.16	0.12	71	Lu	5×10^{-5}	8×10^{-5}	1.5×10^{-5}	7×10^{-6}
26	Fe	5.63	5.80	9.50	32.00	72	Hf	3×10^{-4}	1.5×10^{-4}	3×10^{-5}	1×10^{-5}
27	Co	0.0025	0.0025	0.016	0.026	73	Ta	2×10^{-4}	1.6×10^{-4}	1×10^{-5}	6×10^{-6}
28	Ni	0.0075	0.0089	0.15	1.60	74	W	1.5×10^{-4}	1.1×10^{-4}	3×10^{-5}	1.7×10^{-4}
29	Cu	0.0055	0.0063	0.004	0.014	75	Re	—	5×10^{-9}	7×10^{-8}	2.1×10^{-7}
30	Zn	0.007	0.0094	0.006	0.018	76	Os	—	1×10^{-7}	5×10^{-6}	2.6×10^{-4}
31	Ga	0.0015	0.0018	6.5×10^{-4}	0.001	77	Ir	—	1×10^{-7}	5×10^{-6}	8×10^{-5}
32	Ge	1.5×10^{-4}	1.4×10^{-4}	1.1×10^{-4}	0.01	78	Pt	—	5×10^{-6}	2×10^{-5}	4.2×10^{-4}
33	As	1.8×10^{-4}	2.2×10^{-4}	0.9×10^{-4}	0.02	79	Au	4.9×10^{-7}	4×10^{-7}	5×10^{-7}	8×10^{-7}
34	Se	5×10^{-6}	8×10^{-6}	5×10^{-5}	0.0013	80	Hg	8×10^{-6}	8×10^{-6}	1×10^{-6}	9×10^{-7}
35	Br	2.5×10^{-4}	4.4×10^{-4}	1.1×10^{-4}	7×10^{-5}	81	Tl	4.3×10^{-5}	4×10^{-5}	6×10^{-5}	6×10^{-6}
36	Kr	—	—	1×10^{-10}	2.3×10^{-10}	82	Pb	1.25×10^{-3}	2.1×10^{-3}	1.2×10^{-4}	1.3×10^{-3}
37	Rb	0.009	0.0078	2.6×10^{-4}	1.8×10^{-4}	83	Bi	1.7×10^{-5}	4×10^{-7}	2.5×10^{-7}	3.5×10^{-5}
38	Sr	0.0375	0.048	0.012	4×10^{-3}	84	Po	—	1×10^{-7}	—	—
39	Y	0.0033	2.4×10^{-5}	5×10^{-4}	1.7×10^{-4}	85	At	—	—	—	—
40	Zr	0.0165	0.013	0.005	0.0028	86	Rn	—	—	—	—
41	Nb	0.002	1.9×10^{-5}	6×10^{-4}	2.1×10^{-4}	87	Fr	—	—	—	—
42	Mo	1.5×10^{-4}	1.3×10^{-6}	6×10^{-5}	4.4×10^{-4}	88	Ra	—	—	—	—
43	Tc	—	—	—	—	89	Ac	—	—	—	—
44	Ru	—	1×10^{-7}	1×10^{-5}	5×10^{-4}	90	Th	9.6×10^{-4}	5.8×10^{-4}	7.5×10^{-5}	2.4×10^{-5}
45	Rh	—	1×10^{-7}	2×10^{-6}	1×10^{-4}	91	Pa	—	—	—	—
46	Pd	—	1×10^{-6}	9×10^{-5}	1.8×10^{-4}	92	U	2.7×10^{-4}	1.7×10^{-4}	1.3×10^{-5}	4.5×10^{-6}

注：表中“—”符号表示目前尚无可靠的超微量测定资料。

第三节　元素的地球化学分类及元素的共生规律

一、元素在各类岩石中的分配

各种元素在地壳中并不是均匀分布的，某些地区（或块段）某元素的平均含量可能高于或低于该元素的克拉克值。某元素在某地区（或块段）的平均含量（重量百分数）与该

表 3-3　主要的成岩成矿元素在岩石中的丰度值（重量%）

（据维诺格拉多夫1962年）

元　素	超基性岩（纯橄榄岩等）	基性岩（玄武岩辉长岩等）	中性岩（闪长岩，安山岩）	酸性岩（花岗岩，花岗闪长岩）	沉积岩（粘土岩和页岩）
Li	5×10^{-5}	1.5×10^{-3}	2×10^{-3}	4×10^{-3}	6×10^{-3}
Be	2×10^{-5}	4×10^{-5}	1.8×10^{-4}	5.5×10^{-4}	3×10^{-4}
B	1×10^{-4}	5×10^{-4}	1.5×10^{-3}	1.5×10^{-3}	1×10^{-3}
C	1×10^{-2}	1×10^{-2}	2×10^{-2}	3×10^{-2}	1.00
O	42.50	43.50	46.50	48.50	52.80
F	1×10^{-2}	3.7×10^{-2}	5×10^{-2}	8×10^{-2}	5×10^{-2}
Na	5.7×10^{-1}	1.97	3.00	2.77	0.66
Mg	25.90	4.50	2.18	0.56	1.34
Al	0.45	8.76	8.85	7.70	10.45
Si	19.00	24.00	26.00	32.30	23.80
P	1.7×10^{-2}	1.4×10^{-1}	1.6×10^{-1}	7×10^{-2}	7.7×10^{-2}
S	1.0×10^{-2}	3×10^{-2}	2×10^{-2}	4×10^{-2}	3×10^{-1}
Cl	5×10^{-2}	5×10^{-2}	1×10^{-2}	2.4×10^{-2}	1.6×10^{-2}
K	3×10^{-2}	8.3×10^{-1}	2.30	3.34	2.28
Ca	0.70	6.72	4.65	1.58	2.53
Ti	3×10^{-2}	0.90	0.80	0.23	0.45
V	4×10^{-3}	2×10^{-2}	1×10^{-2}	4×10^{-3}	1.3×10^{-2}
Cr	2×10^{-1}	2×10^{-2}	5×10^{-3}	2.5×10^{-3}	1×10^{-2}
Mn	1.5×10^{-1}	2×10^{-1}	1.2×10^{-1}	6×10^{-2}	6.7×10^{-2}
Fe	9.85	8.56	5.85	2.70	3.33
Co	2×10^{-2}	4.5×10^{-3}	1×10^{-3}	5×10^{-4}	2×10^{-3}
Ni	2×10^{-1}	1.6×10^{-2}	5.5×10^{-3}	8×10^{-4}	9.5×10^{-3}
Cu	2×10^{-3}	1×10^{-2}	3.5×10^{-3}	2×10^{-3}	5.7×10^{-3}
Zn	3×10^{-3}	1.3×10^{-2}	7.2×10^{-3}	6×10^{-3}	8×10^{-3}
As	5×10^{-6}	2×10^{-4}	2.4×10^{-4}	1.5×10^{-4}	6.6×10^{-4}
Nb	1×10^{-4}	2×10^{-3}	2×10^{-3}	6×10^{-3}	2×10^{-3}
Mo	2×10^{-6}	1.4×10^{-1}	9×10^{-5}	1×10^{-4}	2×10^{-4}
Ag	5×10^{-6}	1×10^{-5}	7×10^{-6}	5×10^{-6}	1×10^{-5}
Sn	5×10^{-6}	1.5×10^{-4}	—	3×10^{-4}	1×10^{-3}
Sb	1×10^{-5}	1×10^{-4}	2×10^{-5}	2.6×10^{-5}	2×10^{-4}
Ta	1.8×10^{-6}	4.8×10^{-5}	7×10^{-5}	3.5×10^{-4}	3.5×10^{-4}
W	1×10^{-5}	1×10^{-4}	1×10^{-4}	1.5×10^{-4}	2×10^{-4}
Pt	2×10^{-5}	1×10^{-5}	—	—	—
Au	5×10^{-7}	4×10^{-7}	—	4.5×10^{-7}	1×10^{-7}
Hg	1×10^{-5}	9×10^{-5}	—	8×10^{-6}	4×10^{-5}
Pb	1×10^{-5}	8×10^{-4}	1.5×10^{-3}	2×10^{-5}	2×10^{-3}
Th	3×10^{-7}	3×10^{-4}	7.1×10^{-4}	1.8×10^{-5}	1.1×10^{-3}
U	3×10^{-7}	5×10^{-5}	1.8×10^{-5}	3.5×10^{-4}	3.2×10^{-4}

元素的克拉克值之比，称为该元素在该地区的浓度克拉克值。显然，浓度克拉克值可以表示某元素在该地区是相对富集或贫乏。

元素是趋于集中或趋向分散，取决于元素本身的地球化学性质以及介质的物理化学条件。在不同地质条件下，元素之间相互组合的情况也不同，从而形成各种不同类型的岩石。表3-3中列出了主要成岩成矿元素在各类岩石中的丰度值。由表中数据可以归纳出下面几条规律。

1．克拉克值最高的O、Si两种元素，在各类岩石中的丰度值也很高，且在各类岩石中变化不大。因此，O和Si是各类岩石的主要组分。

2．克拉克值很高的Al和Ca，在超基性岩以外的各类岩石中丰度值都很高，且变化不大，也是各类岩石的重要组分。

3．Mg、Cr、Ni、Co、Pt等在超基性岩中丰度值最大，从超基性岩到酸性岩，其丰度值逐渐降低；U、Th、Li、Be、Nb、Ta、W、Sn、Pb以及挥发性元素B、F、Al、S、P等的丰度值，从超基性岩到酸性岩逐渐增加。

4．V、Ti、Cu等在基性岩中的丰度值最高。

5．S、B、C、Hg、Sn、Mo、Pb、W、Cu、Zn在沉积岩中的丰度值很高；其它元素在沉积岩中的丰度值，大都介于酸性岩中的丰度值与基性岩中的丰度值之间。

应当说明，尽管在某些岩石中，有的元素达到了较高的丰度值，但仍不能成为矿石。这是因为在工业上，它们的含量仍远未达到符合当前技术经济方面的要求。例如，铁在超基性岩中的浓度克拉克值虽可达1.7以上，但仍远低于工业上对铁矿石含铁量的要求；对于铜，只有浓度克拉克值超过120时，才能成为铜矿石。这一事实表明，成矿作用是地质作用中某种有利于成矿元素富集的作用，而一般的造岩作用和构造作用是不能使元素富集以形成矿床的。

二、元素地球化学分类及元素共生规律

研究元素的地球化学分类，对于了解元素共生规律，元素及元素组合的迁移、富集和矿床形成等均有重要意义。地球化学家按不同的分类原则，提出了多种分类方案。本节将介绍与矿床学关系较密切的两种分类。

1．V.M.戈尔德施密特的分类

戈尔德施密特以元素周期系为基础，同时考虑离子的电子层结构和原子摩尔体积，V_m（见图3-2）的特性以及他本人提出的“地圈”划分方案，将元素分为表3-4中所列的五类，现将各类元素的特点简述如下：

（1）亲铁元素　这类元素（C、P、Fe、Co、Ni、Mo、Au、Pt、Pd等）位于V_m曲线的最下端，具有最小摩尔体积，离子结构较复杂，内层有未被填满的电子层。这些元素有集中于金属铁内的倾向，因而富集于地球的内核。在地球化学演化中与基性、超基性岩有密切关系。

（2）亲硫（铜）元素　这类元素（S、Cu、In、Sn、Pb、Bi等）位于上升曲线的下部，具有不大的摩尔体积，离子结构较复杂，与硫的亲和力较大。这些元素集中于地球的中间带，在地球化学演化中与各种岩浆活动均有联系，但主要与中性及中酸性岩浆岩有关。

（3）亲石元素　这类元素（O、F、Cl、Li、Mg、Ca、Y、U等）包括全部稀土元素TR位于曲线的最上端以及曲线的下降部位，具有较大的摩尔体积，离子结构比较简单，

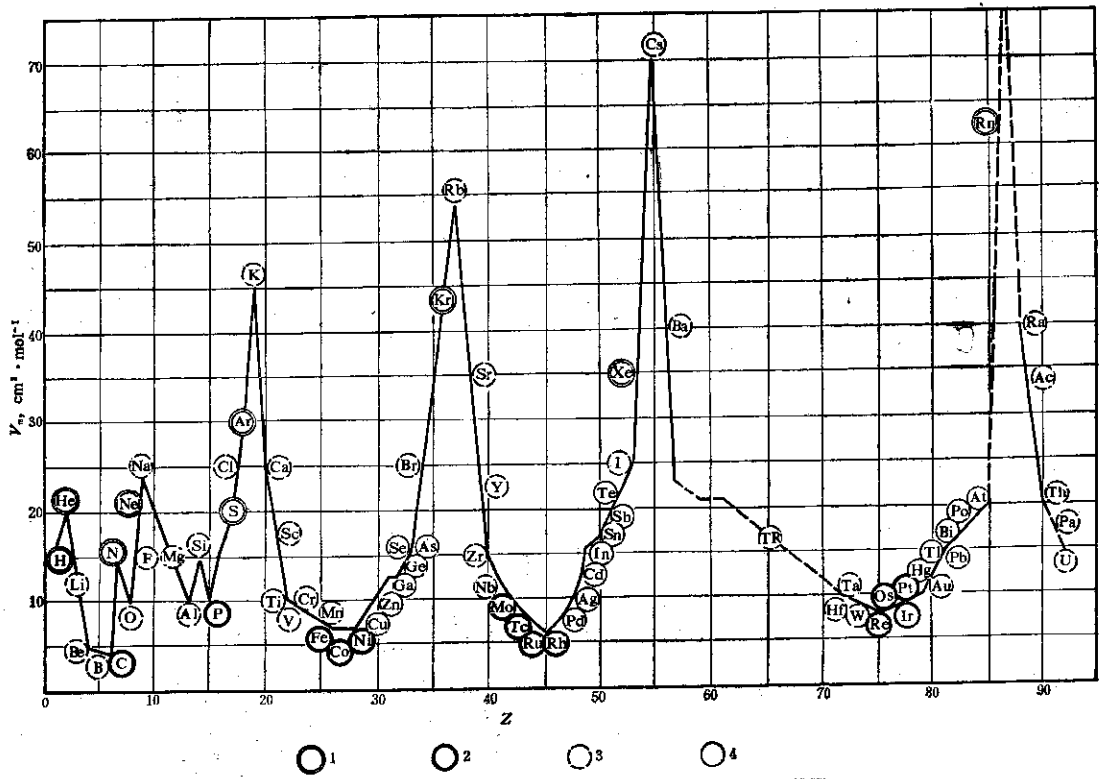


图 3-2　各元素原子摩尔体积V_m与原子序数Z间的关系曲线图
1—亲气元素；2—亲铁元素；3—亲石元素；4—亲硫元素
（据戈尔德施密特原图修改）

表 3-4 V.M.戈尔德施密特的地球化学分类表

亲铁元素	亲硫元素		亲石元素	亲气元素	亲生物元素
	在陨石中	在地球中			
Fe、Ni、Co、P、(As)、C、Ru、Rh、Pd、Os、Ir、Pt、Au、Ge、Sn、Mo、(W)、(Nb)、Ta、(Sc)、(Te)	S、Se、(Te?)、P、As、(Sb?)、Cu、Ag、Zn、Cd、(Ti)、V、Cr、Mn、Fe、(Ca)	S、Se、Te、As、Sb、Bi、Ca、In、Tl、(Ge)、(Sn)、Pb、Zn、Cd、Hg、Cu、Ag、(Au)、Ni、Pd、(Pt)、Co、(Rh、Ir)、Fe、(Os)	C、(S)、(P)、(H)、Si、Ti、Zr、Hf、Th、F、Cl、Br、I、(Sn)、B、Al、(Ga)、Sc、Y、La、Ce、Pr、Nd、Sm、Eu、Gd、Tb、Dy、Ho、Er、Tm、Yb、Lu、Li、Na、K、Rb、Cs、Be、Mg、Ca、Sr、Ba、(Fe)、V、Cr、Mn、((Ni))、((Co))、Nb、Ta、W、U、((C))	H、N、C、O、Cl、Br、I、He、Ne、Ar、Kr、Xe	C、H、O、N、P、S、Cl、I、(B)、(Ca、Mg、K、Na)、(V、Mn、Fe、Cu)

注：括号中的元素表示在该类中为微量元素。

与氧具有较大的亲和力。这类元素在地球表层——岩石圈中较为富集，在地球化学演化中相对集中于酸性和碱性岩中。

（4）亲气元素 在V_m曲线上，这类元素（H、He、N、Ar、Kr、Xe、Rn）中除He和N位于曲线的峰值点外，其余均位于上升曲线的上方，具有较大的摩尔体积。这些元素大多数不活泼，一般呈原子或分子状态的气体出现，主要集中在大气圈及某些天然气矿床中。

（5）亲生物元素 亲生物元素是生物体内的主要元素，如C、H、O、N、P等。这类元素的集中与生物有机体的生命活动有密切的关系。

2. A.H. 查瓦里茨基的分类

查瓦里茨基根据元素的性质与其原子的电子层间的关系，原子半径和离子半径以及元素在岩石和矿床中的组合特点，利用元素周期表将所有元素划分为12个地球化学族，如表3-5所示。表中由粗实线包围的各元素，即为一族。现将各族元素的特点略述如下。

（1）氢族 只有一个氢元素H。

（2）惰性气体元素族 包括He、Ne等六种元素，化学性质稳定，不与其它元素化合。

（3）造岩元素族 包括Li、Be、Na、Mg等共十二种元素，具亲氧性，在地壳中形成各种硅酸盐造岩矿物。

（4）矿化剂元素族（或称岩浆射气元素族） 包括B、C等八种元素。这些元素都能形成阴离子和络阴离子与重金属化合形成易熔、易溶、易挥发的化合物，有利于重金属元素的迁移富集。

（5）铁族元素族 包括Fe、Ti、V等七种元素，这些元素的电价在不同的氧化-还原介质中可以发生变化。故又称为变价元素。在分类表3-5中，由左到右（即由Ti至Ni），亲石（亲氧）性逐渐减弱而亲硫性逐渐增强。处于中部的Mn与Fe，既可形成氧化物又可形成硫化物，表现出亲石和亲硫的双重性。

（6）稀有元素族 包括Sc、Y等七种元素。这些元素常按各种比例相伴出现在某些

表 3-5 元素的地球化学分类表

（A.H. 查瓦里茨基）

	1 H 氢																
2 He 氦	3 Li 锂	4 Be 铍	5 B 硼	6 C 碳	7 N 氮	8 O 氧	9 F 氟										
10 Ne 氖	11 Na 钠	12 Mg 镁	13 Al 铝	14 Si 硅	15 P 磷	16 S 硫	17 Cl 氯										
18 Ar 氩	19 K 钾	20 Ca 钙	21 Sc 钪	22 Ti 钛	23 V 钒	24 Cr 铬	25 Mn 锰	26 Fe 铁	27 Co 钴	28 Ni 镍	29 Cu 铜	30 Zn 锌	31 Ga 镓	32 Ge 锗	33 As 砷	34 Se 硒	35 Br 溴
36 Kr 氪	37 Rb 铷	38 Sr 锶	39 Y 钇	40 Zr 锆	41 Nb 铌	42 Mo 钼	43 Tc 锝	44 Ru 钌	45 Rh 铑	46 Pd 钯	47 Ag 银	48 Cd 镉	49 In 铟	50 Sn 锡	51 Sb 锑	52 Te 碲	53 I 碘
54 Xe 氙	55 Cs 铯	56 Ba 钡	57—71 TR 稀土	72 Hf 铪	73 Ta 钽	74 W 钨	75 Re 铼	76 Os 锇	77 Ir 铱	78 Pt 铂	79 Au 金	80 Hg 汞	81 Tl 铊	82 Pb 铅	83 Bi 铋	84 Po 钋	85 At 砹
86 Rn 氡	87 Fr 钫	88 Ra 镭	89 Ac 锕	90 Th 钍	91 Pa 镤	92 U 铀											

稀有元素矿物中，或为矿物的主要组分，或以类质同象混入物的形式存在。

（7）放射性元素族　包括Ra、U等六种元素，主要存在于伟晶岩及气水热液矿床中。U^{6+}形成于外生作用，主要呈氧盐类矿物出现。

（8）钨钼族　包括W、Mo等四种元素，W具亲石性而Mo具亲硫性，Re主要含于辉钼矿中。

（9）铂族元素　包括Ru、Pt等六种元素。这些元素经常共生，多呈自然元素存在，也可呈硫化物和砷化物出现。其矿床多与基性、超基性岩有关。

（10）亲硫金属元素族　包括Cu、Zn等十二种元素，具强亲硫性，主要呈硫化物出现。除Cu、Au可在岩浆岩中成矿外，其它主要在气水热液矿床中富集。

（11）似金属元素族　包括As、Sb等六种元素，与硫化合显金属性、与金属化合则显非金属性，主要在热液矿床中富集。

（12）重卤素族　包括Br、I、At三种元素，多含于海水、含盐卤水及地下热水中。

上述两种分类中的类和族，实质上是元素在地壳中的可能组合。但是，在自然界所见到的，特别是矿床中元素的组合，往往比各种分类中的类、族复杂得多。此外，越过类、族的界限而形成的组合也不少见。尽管如此，各种元素的地球化学分类，对于研究矿床中元素的共生规律仍有重要的参考价值。

第四节　元素在地壳中的迁移富集

地壳中元素的迁移和富集，总是在地质作用下，通过固、液、气三种物态，以分子、原子和离子或其它结合方式，经过机械的、化学的或生物的作用而实现的。影响元素迁移和富集的因素很多，通常分为内在因素和外在因素两大类。

一、内在因素

影响元素迁移富集的内在因素，主要指与元素本身的特点有关的各种因素，主要有：

1．键性

元素的键性是指元素或其化合物抵抗分离其原子、离子或分子的各种力的特性。键性直接影响单质或化合物的硬度、溶解度、熔点和沸点等物理性质和化学性质。这些性质不同、单质和化合物的迁移能力也有差异。一般说来，熔点和沸点越高，则其迁移能力越弱。例如Ti的单质熔点为1725℃，难于迁移，但Ti与Cl化合成$TiCl_4$后，$TiCl_4$的熔点仅约500℃，易于迁移。因此，Ti与其它元素形成化合物后，其迁移能力即较单质大为增强。由于此种原因，故在研究元素的迁移富集时，除应考虑元素本身的键性外，还应考虑其化合物的键性。

2．化合物的化学性质

元素的化合物的各种化学性质中，影响元素迁移富集能力较大的，主要是化合物的稳定性和生成热。化合物越稳定，则其迁移能力越弱；反之则越强。生成热是化合物形成时放出的热量。生成热大的化合物，原子结合紧密，活动性能低，迁移能力弱。氧化物的生成热一般比硫化物和卤化物的生成热大，故在地表条件下，氧化物（包括硅酸盐、碳酸盐等）比硫化物稳定。

3．离子的能量

元素的能量主要表现在晶格能方面。晶格能是指元素由气态或液态转变为晶体时所放

出的热量。

一般晶格能大的矿物，结合的稳固程度高，不易迁移；反之则易迁移。在降温降压的地球化学作用过程中，晶格能高的化合物首先结合形成矿物。因此，早期形成矿物的元素，其迁移能力较后期形成的矿物为弱。晶格能相近的矿物，经常共生，其组成元素的迁移能力也相近。

4．原子的重力

原子具有质量，故受地球总体的吸引而产生重力。原子重力的不同，是产生机械分异作用的一个重要因素。在沉积作用及岩浆结晶分异作用中，因矿物比重的不同而引起的迁移富集，常形成有经济价值的矿床。

5．原子的放射性

原子的放射性对元素的迁移富集影响很大。首先，由于放射性蜕变的结果，一种元素可以转变为物理、化学性质不同的其它元素，从而完全改变了原来元素的迁移能力。例如，U^{238}蜕变为Pb^{206}及He后，Pb较难迁移而He则容易迁移。此外，蜕变过程还释放出大量的能量。此种能量又会对其它元素的迁移富集产生巨大影响。

二、外在因素

影响元素迁移富集的外在因素，主要指元素的单质或化合物所处的与物理化学环境有关的各种因素，主要有：

1．温度

温度对元素的迁移有很大影响。这是由于温度一方面能改变元素及化合物的活动性、聚合状态和晶格状态，另一方面还能影响化学反应的速度和方向。例如金属Sn在231.9℃以下是难迁移的固态；在231.9℃以上即转为易迁移的液态；在2360℃以上则成为极活跃的气态。不仅如此，Sn与其它元素形成化合物后，其迁移富集的能力仍然受温度的影响。例如，$SnCl_4$在603℃以上即成为很活跃的气态挥发性化合物。

2．压力

压力对元素的迁移也有重大影响，主要表现在两个方面。第一，压力差引起物质的流动。例如，含矿岩浆或含矿气水溶液，只有在地壳发生了深断裂和在裂隙中造成了压力差的条件下，才能沿断裂或裂隙向压力低的方向运移。又如岩石中的裂隙水，粒间水等，在压力差增加时，便会携带着其中溶解的物质转移。第二，压力的增减将影响化学反应的进行方向。压力的增高会促使化学反应向比容减小的方向进行，如在变质成矿作用中一些在低温、低压下稳定的矿物，在高压下不再稳定，转变为一些比重大而比容小的矿物组合。

3．浓度

各种元素在不同地段和不同地质体中的平均含量不同，这种浓度的差别是引起物质迁移富集的一个因素。浓度对物质迁移富集的影响，主要表现在以下几个方面。

（1）对扩散作用的影响　在扩散作用中，物质总是从高浓度向低浓度方向运移。例如岩浆或热液，往往和围岩之间通过扩散作用而进行物质的交换，使岩浆或热液中围岩组分的浓度增高，另一些岩浆或热液中的组分则可能进入围岩而使岩浆中该组分的浓度降低。

（2）对结晶出的物质组合的影响　在一定的温度和压力条件下，由岩浆或热液中结晶出的物质组合与岩浆或热液中各组分的浓度是有密切关系的。例如，在Ti-Fe-O系中，

Ti的浓度小时，晶出以赤铁矿为主的矿物组合；Ti的浓度大时，晶出以钛铁矿为主的矿物组合。

（3）对化学反应方向等的影响　在一定的温度和压力条件下，取决于反应物与生成物之间的浓度变化。按质量作用定律，生成物浓度的乘积与反应物浓度的乘积之比为一常数。在平衡体系中，如反应物的浓度增加，反应便向生成物的方向进行，甚至引起生成物的结晶或沉淀。反之，如反应物浓度减小，则将引起生成物的溶解。因此，浓度的变化，控制着组分的沉淀集中或溶解迁移。

4．介质的酸碱度(pH值)

介质的酸碱度是元素及化合物在其中溶解或沉淀的一个重要因素。由表3-6中列出的数据可知，各种氢氧化物的沉淀与水溶液的pH值有密切关系。影响溶液pH值的因素很多，若F、Cl、S、CO_2等挥发组分由气相转入溶液，则溶液的酸度增加；若K、Na、Ca、Mg等离子加入溶液，则使其酸度减小。

在内生作用中，当酸性溶液与含碱金属的溶液相互作用时，会引起一系列置换作用。一般置换序列是K→Na→Ca→Mg→Al→Ti→Si。因此，在次生石英岩化和刚玉化过程中，刚玉、金红石及次生石英岩是最后的稳定产物。

表 3-6　常见氢氧化物沉淀与水溶液pH值的关系

酸碱度	pH值	沉淀的氢氧化物	自然介质
碱性	11	$Mg(OH)_2$	碱性土壤，沙漠水
	10	$Al(OH)_3$	
	9	$Mn(OH)_2$　$Hg(OH)_2$	海水
	8		
中性	7	$Co(OH)_2$　$Ni(OH)_2$	河水
		$Pb(OH)_2$　$Zn(OH)_2$　$Cd(OH)_2$	雨水
弱酸性	6		
	5	$Cu(OH)_2$　$Fe(OH)_2$	
	4	$Al(OH)_3$	泥炭水
强酸性	3	$Fe(OH)_3$	矿水
	2	$Si(OH)_4$　$Mn(OH)_4$　$Zr(OH)_4$	

在沉积作用中，某些类似的化合物由于溶解与沉淀的pH值不同，也可发生分异。SiO_2溶于碱性溶液，而在弱酸性至中性(pH≤7)溶液中发生沉淀；Al_2O_3溶于强酸和强碱溶液，故在弱酸性和弱碱性(pH＝4～9)溶液中沉淀。粘土矿物生于含Si、Al的天然水中，随pH值的不同，生成的矿物也不同。pH＜4时，溶液中相对富含Al，形成高岭石；pH＝8～9时，溶液相对富含Si，形成胶岭石。

5．氧化—还原电位(Eh)

化学反应中氧化(失掉电子)与还原(获得电子)之间的电位差，称为氧化—还原电位，用Eh表示。Eh值(计量单位为伏特)的大小，可表示化学反应中原子或离子与电子之间的亲和力的大小，对化合物的溶解度有一定影响。溶解度增大时易随流体迁移；减小则难于迁移。

6．生物化学作用

在外生成矿作用中，生物有机体对地壳表层元素的迁移富集有巨大作用。一方面，生物有机体本身是煤、泥炭、石油等的主要成矿物质；另一方面，由于生物机体对金属元素具有选择性的浓集作用，故在外生作用中与许多金属元素特别是稀有、分散和放射性元素的富集成矿有密切关系。例如，硅藻土系由死亡的硅藻堆积而成，已为大家所公认。近年来，某些矿床的生物成因或生物在这类矿床形成过程中所起的重要作用，已引起广泛的注意，逐渐成为矿床学基础理论研究方面的一个重要内容。

第五节　成矿作用概述

在地球的演化过程中，分散在地壳和上地幔中的元素相对富集而形成矿床的作用，称为成矿作用。成矿作用是地质作用的一部分。和地质作用一样，成矿作用按作用的性质和能量来源的不同，可分为内生成矿作用、外生成矿作用和变质成矿作用三大类；相应形成的矿床则分别称为内生、外生及变质矿床。

一、内生成矿作用

主要由地球内部能源的影响而产生的各种形成矿床的作用，称为内生成矿作用。按物理化学条件的不同，内生成矿作用又可分为：

1．岩浆成矿作用

在岩浆结晶和冷凝固结成岩的过程中，有用组分聚集成矿的作用，称为岩浆成矿作用；形成的矿床称为岩浆矿床。岩浆的来源包括来自上地幔的玄武岩浆及超基性岩浆，硅铝层重熔产生的酸性岩浆，大洋板块俯冲入大陆板块下熔融而产生的安山岩浆等。

2．高挥发分熔浆成矿作用(伟晶成矿作用)

富含挥发分的熔浆，在稳定的地质和物理化学条件下，经由结晶过程中的气液交代而使成矿物质聚集成矿的作用，称为高挥发分熔浆的成矿作用。由此而形成的矿床，称为伟晶岩矿床。

3．接触交代成矿作用

岩浆侵入围岩的接触带附近，岩浆中的组分与围岩发生化学反应，形成新的矿物组合，从而使有用组分集聚的这种成矿作用，称为接触交代成矿作用。由此而形成的矿床，称为接触交代矿床。这类矿床主要产生在富含气液流体的中酸性侵入体与碳酸盐岩之间，具有典型的矽卡岩矿物组合，故也称矽卡岩矿床。

4．热液成矿作用

在含矿热水溶液与围岩相互作用过程中，因温度、压力、浓度以及化学反应等的变化而使成矿物质集聚的作用，称为热液成矿作用。由此而形成的矿床，称为热液矿床。热液的来源包括岩浆成因的热液、地下热水、变质成因热液及复合生成的热液等。

二、外生成矿作用

主要由太阳能的影响，在岩石圈、水圈、大气圈、生物圈范围内，各种外营力相互作用而形成矿床的作用，称为外生成矿作用。按作用性质不同，外生成矿作用又可分为：

1．风化成矿作用

暴露在地表的岩石和矿床，在太阳能、大气、水、生物等的作用下，发生物理的、化学的、生物的分解作用，使有用物质在原地集聚成矿的这种作用，称为风化成矿作用。由

此而形成的矿床，称为风化矿床。

2．沉积成矿作用

风化作用的产物，火山喷出物以及生物有机体等物质，被水、风、冰川、生物等携带、搬运到适当的环境中，经过机械、化学或生物的沉积分异作用，从而使有用物质聚集成矿的这种作用，称为沉积成矿作用。由此而形成的矿床，称为沉积矿床。

三、变质成矿作用

由内生或外生作用形成的岩石或矿床，因地质环境的改变，温度和压力的增高，其矿物成分、化学成分、物理性质及结构构造等都发生了改变，改变后形成的新矿床，称为变质矿床；相应的地质作用，称为变质成矿作用。按产生的地质环境不同，变质成矿作用又可分为：

1．接触变质成矿作用

由于岩浆侵入，引起围岩温度升高，使围岩产生重结晶、再结晶而形成矿床的作用，称为接触（或热力）变质成矿作用。由此而形成的矿床，称为接触变质矿床。例如煤受热力影响变质而成的石墨矿床，即为接触变质矿床

2．区域变质成矿作用

在广大地区内，由区域构造运动的影响，在高温高压及岩浆活动的条件下，使原来岩石或矿石发生改组或改造，从而产生有用矿物集聚的成矿作用，称为区域变质成矿作用。由此而形成的矿床，称为区域变质矿床，如鞍山式铁矿。

3．混合岩化成矿作用

在区域变质作用的后期，地壳内部热流密度继续升高所产生的重熔熔浆、热液以及来自深部的热液，对已变质的岩石进行广泛交代而形成混合岩。形成混合岩的过程称为混合岩化过程。在混合岩化过程中，若原岩中某些元素得以聚集成矿，则此种成矿作用即称为混合岩化成矿作用。由此而形成的矿床，称为混合岩化矿床。如辽宁省的硼镁铁矿床。

第六节　矿床的成因分类

地壳中的矿床种类繁多。某些矿床除各具特征外，彼此间也存在若干共性。为了研究矿床的成因，掌握矿床形成的规律，指导找矿工作，对矿床进行科学的分类是十分重要的。

古代对矿床进行的原始分类，其主要依据是矿体的形态，其次才是矿体的物质成分。此种分类，反映出当时科学与技术水平还很低，故对矿床的认识仅限于其外部特征。

随着生产力的发展、矿床资料的积累以及科技的进步特别是物理学和化学的发展，促进了矿床成因方面的研究。在此基础上，出现了较为系统的矿床成因分类。本世纪初，W·林格仑提出了以成矿的物理和化学作用为基础的成因分类，把矿床分为机械作用矿床和化学作用矿床两大类，再按成矿时的物理化学条件（温度、压力）划分为若干亚类。这样的分类，重视了成矿时的物理、化学和物理化学作用，反映出当时的矿床学研究水平已较十九世纪有了一个较大的飞跃，对矿床学的发展起了促进作用。

本世纪30年代，德国的施奈德洪提出了以成矿作用和成岩作用之间的紧密联系为基础的矿床共生组合分类，把矿床分为岩浆矿床、沉积矿床和变质矿床三大类，在此基础上再划分亚类。

五十年代以来，在地球物理和同位素地质研究方面有了很大进展，对地球各圈层的结构和成分获得了更多的资料，因而有可能探讨成矿物质来源这个根本性问题。1961年，我国学者谢家荣提出以成矿物质来源为基础的矿床成因分类，将矿床分为：A——地面来源；B——地壳表层来源；C——硅铝层再熔化岩浆来源；D——硅镁层岩浆来源四大类。这一分类明确了成矿物质来源在矿床学研究中的重要意义和地位，指出了矿床成因研究的新方向，无疑对矿床学的发展，具有促进作用。

70年代以来，在国外一些教科书上又出现了不少颇具特色的分类方案，以下简单介绍两种。

1976年，В.И.斯米尔诺夫(СМИРНОВ)在其所著《矿床地质学》一书中，采用了如下的分类。

一、岩浆矿床

1．熔离矿床

2．早期岩浆矿床

3．晚期岩浆矿床

二、伟晶岩矿床

三、碳酸岩矿床

四、矽卡岩矿床

五、钠长岩和云英岩矿床

六、热液矿床

1．岩浆热液矿床

2．火山热液矿床

3．非岩浆热液矿床

七、黄铁矿型矿床

八、风化矿床

1．残余矿床

2．淋积矿床

九、矿床的表生变化

十、砂矿床

十一、沉积矿床

1．机械沉积矿床

2．化学沉积矿床

3．生物化学沉积矿床

4．火山-沉积矿床

十二、变质矿床

1．区域变质矿床

2．接触变质矿床

3．变成矿床

4．超变质矿床

1986年，R.P.爱德华兹(Edwards)与K.阿肯逊(Atkinson)在所著《矿床地质学》中，

采用了如下的分类。

一、岩浆矿床

二、火山成因矿床

三、热液脉状矿床

四、冲积与沉积砂矿床

五、沉积相中的贱金属矿床

六、风化矿床

七、条带状铁建造

八、不整合型铀矿床与砂岩中的铀矿床

九、由变质作用形成的矿床

以上两种分类的共同特点是：较多地考虑了成矿作用和控制矿床属性的其它地质因素以及找矿地质工作的需要。爱德华兹的分类中将铀矿床作为单独一类提出，显然是出自对铀矿的特殊重要性方面的考虑。

本书从找矿地质工作的实际出发，同时考虑教学的方便，并参照其它矿床学教材，采用如下的成因分类。

一、内生矿床

（一）岩浆矿床

1．岩浆分结矿床

（1）早期岩浆矿床

（2）晚期岩浆矿床

2．岩浆熔离矿床

（二）伟晶岩矿床

（三）接触交代矿床

（四）热液矿床

1．岩浆热液矿床

2．地下水热液矿床

3．变质热液矿床

（五）火山成因矿床

1．火山岩浆矿床

2．火山热液矿床

3．火山沉积矿床

二、外生矿床

（一）风化矿床

（二）沉积矿床

1．机械沉积矿床

2．蒸发沉积矿床

3．化学及生物化学沉积矿床

三、变质矿床

（一）接触变质矿床

（二）区域变质矿床

（三）混合岩化矿床

复 习 题

1. 地球内部构造分为几层？各层的物质成分和物质状态大致是怎样的？
2. 详述大陆地壳和海洋地壳的结构。
3. 何谓丰度值、克拉克值与浓度克拉克值？
4. 元素在地壳及上地幔中的分布有何规律？对矿床的形成有何意义？
5. 是否克拉克值越大的元素越容易富集成矿？为什么？
6. 说明戈尔德施密特地球化学元素的分类依据及元素的共生规律。
7. 说明查瓦里茨基地球化学元素分类的依据及元素的共生规律。
8. 简要说明影响元素迁移富集的各种内在因素。
9. 举例说明温度是如何影响元素的迁移富集的。
10. 压力对元素的迁移富集有什么作用？
11. 浓度是通过何种方式影响元素的迁移富集的？
12. 简要说明介质的酸碱度、氧化还原电位对元素迁移富集的影响。
13. 论述生物对元素的迁移富集所起的作用。
14. 何谓内生成矿作用？内生成矿作用可分为几个类型？
15. 何谓外生成矿作用？外生成矿作用可分为几个类型？
16. 何谓变质成矿作用？变质成矿作用可分为几个类型？
17. 对矿床进行科学的分类有何意义？古代对矿床的分类是否属于矿床的成因分类？
18. 本书采用的矿床成因分类中，共有哪些矿床成因类型？

第四章 岩浆矿床

第一节 概 述

在地壳深处的各种岩浆，经分异和结晶作用，使分散在岩浆中的成矿物质聚集而形成的矿床，称为岩浆矿床。

岩浆矿床形成的时间，主要在岩浆阶段。矿床的物质来源，主要是含矿的岩浆。在岩浆矿床中，与来自上地幔的基性—超基性岩浆有成因联系的矿床，最为重要；与碱性岩浆有成因联系的稀土元素矿床，也具有重要价值。

岩浆矿床具有以下特点：

（1）成矿作用往往和成岩作用同时进行，即岩浆矿床的形成过程和母岩体的冷凝结晶过程，在时间上大体相同。少数岩浆矿床的成矿作用，虽可延续到较晚的时间，但大体上不超出总的岩浆活动时期。

（2）矿体一般产在岩浆岩母岩体内，且有时岩体本身就是矿体，有时矿体是岩体内成矿物质特别富集的那一部分。少数情况下，矿体可离开母岩，进入邻近的围岩中。

（3）矿体与母岩成渐变过渡或迅速过渡关系。浸染状矿体与母岩一般成渐变过渡关系；贯入式矿体则常与母岩间具有清晰、明显的界线，成迅速过渡关系。

（4）矿石的矿物成分与母岩造岩矿物成分基本相同，在矿石中仅有用组分相对富集。例如，在纯橄榄岩中，铬尖晶石作为副矿物，其含量一般小于1%，但当Cr_2O_3富集到25%而达到工业要求时，则构成铬矿体。在岩浆矿床中，主要的矿石矿物有：铬铁矿、含钒钛磁铁矿、金刚石、铜镍硫化物、铂族矿物及铌、钽、稀土矿物等。

（5）由于成矿作用是在岩浆熔融体冷凝过程中的不同阶段发生的，因此，多数岩浆矿床的成矿温度均较高，一般在1500～700℃间。但某些硫化物岩浆矿床的形成温度可低达650℃甚至300℃。矿床形成的深度多在地下几公里至几十公里。

（6）岩浆矿床在成因上与超基性岩、基性岩和部分碱性岩有联系，它们的物质组分主要来源于上地幔。根据同位素测定，某些含铬铁矿的超基性岩、基性杂岩体，如南非布什维尔德和美国蒙大拿州斯提沃特的这类岩体，其中所含硫化物的S^{32}/S^{34}的比值及含铜镍硫化物矿体的暗色岩中硫化物的S^{32}/S^{34}的比值（约为22.16±），均接近陨石中陨硫铁的S^{32}/S^{34}的比值（平均为22.20±）。据陨石研究，石质陨石的硅酸盐相主要由富镁橄榄石及辉石组成，与铁质超基性岩的主要成分相近，且陨石中常可见铬铁矿、磁黄铁矿、磁铁矿等矿物。此外，这类超基性—基性岩杂岩体及矿床产生的地质构造条件，通常均与超壳深大断裂有关，故其物质系来源于上地幔的这一推论，是较有根据的。

岩浆矿床有重要的工业意义。世界上绝大部分的铬、镍、铂族元素以及相当大的一部分铁、铜、钒、钛、钴、磷、铌、钽和稀土元素等矿产资源均来自岩浆矿床。这些矿床大部分是钢铁工业的基本原料或国防工业、尖端工业必需原料的来源。

第二节　岩浆矿床的成矿作用

岩浆矿床是岩浆分异和结晶过程中形成的。一般认为，岩浆矿床的成矿作用主要是结晶分异作用和熔离作用，此外，挥发分作用和同化作用对岩浆矿床的形成也有一定的影响。现分述如下。

一、结晶分异作用

岩浆是一种成分非常复杂的物理化学系统，主要由硅酸盐、重金属元素和一些挥发分组成。

岩浆在冷凝过程中，各种矿物并不是同时结晶，而是按一定顺序，依次从岩浆中晶出。这种按顺序结晶分离出固体并在重力和动力作用下发生分异和聚集的过程，称为结晶分异作用。

岩浆结晶分异时，有用矿物的晶出可有以下两种情况。

1．有用矿物早于硅酸盐或在硅酸盐结晶早期晶出

随着岩浆熔融体温度的下降，一些熔点高的金属如自然铂、铬铁矿、钛铁矿等将最先或较早晶出，大体上同时结晶的硅酸盐矿物有橄榄石、辉石以及高牌号的基性斜长石等。

此后，若岩浆处在较稳定的地质环境中，上述早期晶出的矿物将在重力及岩浆内部对流作用的影响下，自熔融体中分离出来，并在适宜场所聚集。比重大的下沉；比重小的上浮。于是在岩浆底部形成比重较大的暗色硅酸盐矿物和金属矿物的富集带。

若在此一时期地壳活动频繁，则早期晶出的矿物便会在岩浆流动过程中，聚集在通道内，并于流速减缓或流动阻力较大处形成不规则的异离体。超基性岩中呈定向排列的铬铁矿矿条或矿带（图4-1），一般认为便是由这种作用形成的。

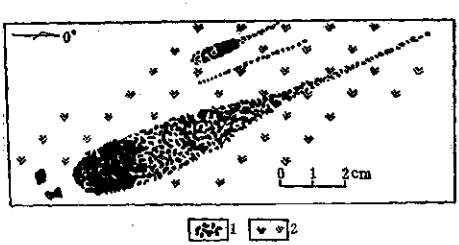


图 4-1　流动聚集的铬铁矿（平面图）
1—铬铁矿；2—纯橄榄岩



图 4-2　内蒙乌珠矿区Ⅲ号铬铁矿体剖面示意图
1—纯橄榄岩；2—斜方辉橄岩；3—铬铁矿体；4—风化壳

2．有用矿物较晚晶出

岩浆中的挥发组分如H_2O、CO_2、B、F、Cl、S、P等含量较高时，岩浆中的成矿元素可与挥发分结合，形成熔点较低的化合物。当硅酸盐矿物大量晶出时，这些低熔点的化合物仍保持于残浆中。随着结晶的继续进行，残浆中成矿物质的相对含量将逐渐增加。这种富含成矿物质的残浆，比重较大，故可在重力作用下向下集中，然后结晶形成矿床。

此种含矿残浆也可在外力和内应力的作用下，贯入到已冷凝的岩浆岩或围岩的裂隙中，结晶后形成脉状、透镜状矿体（见图4-2）。

由上述可知，岩浆中各种挥发分气体（通常为混合气体）的存在，将会影响到有用矿物晶出的先后。不仅如此，近代的研究结果还表明：岩浆所含混合气体中，不同成分气体的有效分压力，对晶出的有用矿物种类，也有很大影响。其中，尤以O_2和S_2的有效分压力，影响最大。

在实际的（非理想的）混合气体中，某种气体的有效分压力，称为该气体的逸度（fugacity）。逸度常用f表示，O_2的逸度称为氧逸度，记作f_{O_2}；S_2的逸度称为硫逸度，记作f_{S_2}。以下将简单介绍f_{O_2}和f_{S_2}对岩浆成矿作用的影响。

通过岩浆结晶过程中氧逸度变化的研究，发现氧逸度和温度一样，是影响岩浆结晶作用的一个重要因素。根据实验，在不同氧逸度下，同一岩浆将呈现不同的结晶反应系列。图4-3所示为玄武岩浆在不同氧逸度下的反应系列。由图可知，在高氧逸度下，玄武岩浆中的铁组分作为磁铁矿晶出，并分散于整个岩浆反应系列中，从而形成富含SiO_2的残留熔体，使铁这一组分很难富集成矿。在低氧逸度下，玄武岩浆中的铁组分，除小部分作为铁橄榄石晶出并呈分散相外，大部分均集中于残留熔体中，故有利于铬铁矿和钒钛磁铁矿矿床的形成。

另据实验资料，在岩浆结晶过程中，铬铁矿和辉石同时结晶的f_{O_2}与钙长石和辉石同时结晶的f_{O_2}不同。铬铁矿—辉石在f_{O_2}为10^{-3}～10^{-1}Pa的范围内同时结晶沉淀，f_{O_2}越高则铬铁矿与辉石越富镁质；当f_{O_2}在10^{-5}～10^{-4}Pa的范围内时，辉石将与钙长石同时沉淀。在此例中同样可见f_{O_2}不同则形成的矿物组合或矿石也不同。在形成铬铁矿矿床的演化过程中，若结晶带内的氧逸度发生变化，晶出的矿物组合也将发生变化。在f_{O_2}相对较高的情况下，析出铬铁矿；f_{O_2}较低时，析出硅酸盐晶体。如果在结晶带内f_{O_2}的升降呈脉动式的变化反复进行，就可以形成层状铬铁矿矿床中的硅酸盐层和铬铁矿层的韵律构造。

由上述可知，氧逸度对岩浆结晶分异、矿物生成顺序，钒钛磁铁矿矿床及铬铁矿矿床的形成，特别是大型具韵律构造的层状铬铁矿矿床的形成均有重要的作用。

在岩浆分异中，除氧逸度有重大影响外，硫逸度f_{S_2}也有重要作用。

根据麦克仓1969年对FeS-FeO-Fe_2O_3-SiO_2系的详细研究，金属硫化物在硅酸盐熔体中的溶解度受熔体组成、温度、f_{O_2}、f_{S_2}控制。因而天然硅酸盐熔浆中硫化物熔体的产生和金属硫化物的分离，与氧逸度和硫逸度的相对大小有密切关系。

在岩浆熔离的产物中，各种金属组分或在硫化物熔体中呈硫化物而富集，或在硅酸盐熔体中呈氧化物而富集，取决于系统内的氧逸度和硫逸度的相对大小。此种关系可用下面的反应式表示：

$$2MS + O_2\ (气) \rightleftarrows 2MO + S_2\ (气)$$

（硫化物熔体中）　　（硅酸盐熔体中）

式中　M——二价金属元素；

MO——金属氧化物；

MS——金属硫化物。

从上式不难看出，若系统中f_{S_2}较高时，反应向左进行，有利于金属硫化物的形成；反之，若f_{O_2}相对较高时，反应向右进行，则有利于金属氧化物的形成。

二、熔离作用与深部熔离作用

熔离作用又称液态分离作用，指的是较高温度下的一种呈均匀混溶的岩浆熔融体，在温度和压力下降时，分离成两种或两种以上不相混溶的熔融体的作用。熔离作用在金属硫化物矿床特别是铜镍硫化物矿床的形成中，占有重要地位。

岩浆分离成硅酸盐和金属硫化物两种熔融体，需要有一定的温度和成分条件。据实验金属硫化物的熔融体，在温度高于1500℃的基性硅酸盐岩浆中（尤其当岩浆中富含挥发组分且氧逸度相对较大时），具有一定的溶解度。当温度降低或熔浆成分发生改变（如SiO_2、CaO、Al_2O_3的含量增加或FeO含量降低）时，便会引起金属硫化物熔融体在硅酸盐岩浆中的溶解度减小，从而发生熔离作用，金属硫化物的熔融体便从硅酸盐岩浆中逐渐析出。

在熔离作用进行的初期，析出的硫化物熔融体呈小珠滴状，分散悬浮于硅酸盐熔融体中。此后，此种比重较大的小珠滴在热运动中相互碰撞，逐渐汇合变大并向下沉降，渐次集中于岩浆体底部。当温度继续下降时，硅酸盐矿物如橄榄石、辉石、斜长石等开始晶出，此时，熔点低的金属硫化物仍为液态。直到温度下降到650～300℃时，集中于岩浆体底部的金属硫化物才开始晶出，形成条带状或巢状矿体。图4-4所示与基性—超基性岩浆岩有关的铜镍硫化物矿床的底部矿体，就是由这种熔离作用形成的。熔离的金属硫化物熔融体，熔点低，在较高温度下流动性好，故在动力作用下也可贯入到岩体或围岩中，凝固后形成贯入式的脉状、透镜状矿体。如岩浆冷凝较快，熔离过程较短，金属硫化物来不及下沉到底部集中，便在岩体内部一定的岩相带汇集而形成上悬矿体（图4-4上部）。

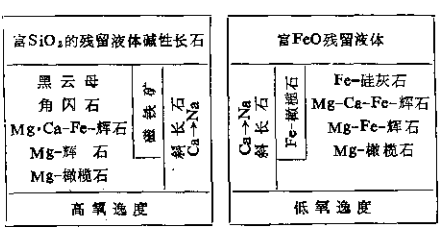


图 4-3 不同氧逸度下岩浆结晶反应系列

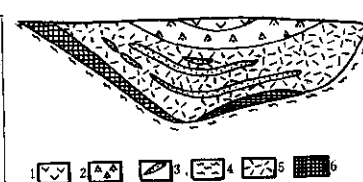


图 4-4 与基性、超基性岩岩盆有关的铜镍硫化物矿床（吉林）

1—辉长岩；2—辉岩；3—上悬矿体；4—片麻岩；5—橄榄岩；6—底部矿体

以上所述的熔离作用是在岩浆侵入地壳后，温度和压力下降时产生的。因此种作用发生于地壳浅部，故又称为“浅部熔离”。

按“浅部熔离”这一传统的观点，熔离作用既然是岩浆侵入地壳后发生的，矿体的规模一般应与侵入体的规模大体上成正比，即大岩体可赋存大矿，小岩体只能赋存小矿。但是，若干实例却证明小岩体也可赋存大矿体。例如，按矿体与岩体的体积计算，我国西北金川镍矿甲矿区镍矿体约占岩体的33～50%，而东北红旗岭镍矿七号岩体则几乎纯为矿体。此种情况表明：矿体的规模与侵入体的规模之间并不一定存在正比关系。

为了解释小岩体也可以赋存大矿体的这一客观事实，相应地产生了深部熔离作用这一较新的理论。

深部熔离作用是指含硫化物的岩浆，在地壳深部高温高压的条件下发生的分异和熔离作用。分异后的富硫化物的矿浆与不含或少含硫化物的熔浆，一起或分别上升到地壳浅部

后再冷凝成矿（参看图4-5）。

深部熔离作用产生的原因，有人认为是在深部的岩浆熔融体中，存在着不同的“群聚态”组的缘故。

根据近年来实验研究所得资料，岩浆（特别是硅酸盐岩浆）是一种复杂的、显微多相的离子-电子液体。此种液体中的离子液体以硅氧离子四面体组成的“群聚态”组为主体，同时存在各种金属阳离子与四周的O^{2-}离子形成的各种配位多面体组成的“群聚态”组。此外，在这种以离子液体为主体的硅酸盐中，还存在着被溶解的金属原子和金属硫化物分子。在这些原子和分子集聚的部位，熔体具有电子导电性。因此，整个熔体可以视为一种离子-电子液体。图4-6为此种熔体(液体)的结构示意图。熔体中以硅氧四面体组成的“群聚态”组为主体的离子溶液和以金属硫化物为主体的“电子”溶液的存在，使硫化物和一些亲硫金属熔体从整个硅酸盐熔体中熔离，成为可能。各种“群聚态”组在对流和重力作用下发生局部集中，使岩浆出现分层现象，造成比重较大的金属硫化物在深部相对富集，从而为熔离成矿奠定了基础。

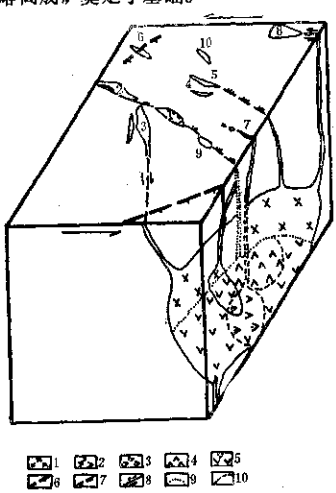


图 4-5 岩浆深部分异及矿床成因示意图

1—闪长—辉长岩浆；2—斜方辉石岩浆；3—橄辉岩浆；4—角闪橄榄岩浆；5—橄榄岩浆；6—张性断裂；7—压性断裂；8—扭性断裂；9—分异界面；10—熔离界面

图中1～10为岩体编号

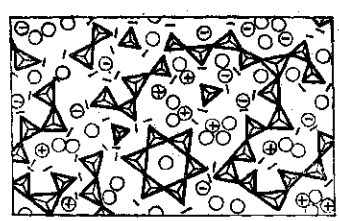


图 4-6 硅酸盐熔体结构示意图（据R.F. Mueller等，1977）

○—中性原子；⊖—阴离子；⊕—阳离子；顶角带“-”号的四面体在一个面上的投影表示硅氧四面体

综上所述，在适宜条件下，含金属硫化物的硅酸盐熔体，既可发生深部熔离作用，也可发生浅部熔离作用。很多矿区，由于岩浆的多次侵入，互相叠加，既可出现浅部熔离矿体，也可出现深部熔离矿体。

硫化物熔体从硅酸盐熔体中熔离，已由大量的地质事实和实验所证实。至于铬铁矿、

磁铁矿、钛铁矿等氧化物熔体，能否发生熔离作用，则至今尚未取得一致的看法，争论颇大。

有一些事实和实验资料表明，氧化物和硅酸盐熔体，在适宜条件下也可发生熔离作用。实验证明，Fe_2O_3-CaF_2-磷酸钠-硅酸盐熔体系，在一定条件下，前三者均能与硅酸盐分离。黑龙江地质研究所通过超基性岩的铸石实验得知：在炉温较高而且稳定时，炉底的金属氧化物相呈均匀层状分布；炉温不稳定或试验时间短时，炉底金属相呈不规则的块状体，并在硅酸盐相中见有大量金属氧化物相球粒。以上实验表明：氧化物的熔离作用，是可以在一定条件下发生的。

此外，从铬铁矿矿床中所观察到的一些特征，似乎也可说明在挥发分的作用下，熔离成因的可能性。例如：

（1）块状矿石中铬铁矿结晶颗粒较浸染状矿石中的粗大；

（2）有的矿层与基性—超基性伟晶岩相伴生；

（3）脉石矿物中含有钙铬榴石、铬透辉石、铬云母、铬符山石等含挥发组分的矿物组合；

（4）发育有豆状、瘤状、球状构造的矿石，并可有拉长现象等。

从上述这些特征推测，铬铁矿的形成主要发生于岩浆晚期阶段，含铬岩浆内集中了大量的挥发分，可促使铬矿浆从硅酸盐熔体中熔离出来。由于矿浆中Cr_2O_3或Al_2O_3含量高，表面张力较大，故可保持较大的珠球体（一般小于6cm，类似硫化物珠滴）而形成球状、豆状、瘤状矿石。当珠球体密集或过大时，则可形成致密块状矿石。此种情况，可能正是铬铁矿床的熔离成因标志不明显的一个原因。

总之，关于氧化物的熔离作用，特别是铬铁矿矿石的熔离成因问题，还有待于进一步的研究，故目前尚难作出定论。

三、同化作用及挥发分作用对成矿的影响

岩浆在其形成和向上运移的过程中，往往会熔化或溶解一些外部物质，从而使岩浆成分发生改变，这种作用称为“同化作用”。同化作用对岩浆成矿作用的影响主要是通过改变岩浆成分而影响岩浆分异作用的进行。例如，铜镍硫化物的形成，往往与岩浆同化石灰岩有关。钙的加入，可以代替Fe、Mg而形成含钙硅酸盐矿物，导致硫化物的溶解度降低；CO_2的加入则增加了挥发分的含量，从而促进熔离作用的进行，使更多的铜镍硫化物从岩浆中熔离出来。此种情况，与冶金工业中用石灰石为熔剂以防止金属进入硅酸盐炉渣的原理颇为相似。应当指出，$CaCO_3$的同化作用，对铬铁矿矿床的形成是不利的。因为大量$CaCO_3$的加入，使熔浆中的铁大部分从硅酸盐中游离出来而形成磁铁矿，致使铬铁矿石中的铬铁比值降低，影响其工业价值。例如，宁夏小松山超基性岩即可能因同化了石灰岩而降低了铬铁矿石的品位。

同化作用的强度与很多因素有关。一般认为在地壳活动强烈的地槽区、岩浆与被同化的围岩成分差别越大、侵入体的规模越大、侵位越深、成分越偏酸份、挥发性越多以及围岩破碎程度越高，同化作用也越强烈。

在同化作用中，若是富含硫化物（如黄铁矿）的围岩由于缺硫的超基性岩浆侵入而被同化时，围岩中的一部分硫可以自由地移入侵入体内，并与硅酸盐熔浆发生反应，形成镍及铁的硫化物。此种作用，又称为“硫化作用”。硫化作用对硫化镍矿床的形成，具有重要

意义。

岩浆中的挥发组分，对岩浆的同化、分异以及某些成矿元素的运移和富集有着重要影响。因此，岩浆中的挥发组分又常称为矿化剂。

岩浆中的挥发组分包括H_2O、F、Cl、P、B、S、As、P、H_2等，挥发组分在岩浆结晶的早期阶段，因相对含量少，故其作用不显著。随着硅酸盐矿物的不断晶出，残余岩浆中矿化剂的含量相对增加，其作用也逐渐重要起来。故矿化剂只在晚期岩浆矿床的形成中才具有重要作用。

第三节　岩浆矿床的成因类型及其特征

一、岩浆分结矿床

主要由岩浆结晶分异作用而形成的矿床，称为岩浆分结（或分凝）矿床。按有用组分和硅酸盐矿物结晶时间先后的不同，又可进一步将岩浆分结矿床分为早期岩浆矿床和晚期岩浆矿床两个亚类。

1．早期岩浆矿床

岩浆结晶时，有用组分早于硅酸盐矿物或与硅酸盐矿物同时结晶而形成的矿床，称为早期岩浆矿床。在这类矿床中，早结晶的成矿物质如铬铁矿、铂族金属矿物等，由于自身比重很大，可在重力作用下沉到岩浆体下部或底部聚集成矿。此外，这种比重大的矿物还可在岩浆内未结晶部分的流动影响下，聚集于岩体内部的某些部位，使成矿物质富集而构成工业矿体（如纯橄榄岩中大小不等的条带状异离体）。不论以上述何种方式使有用矿物富集成矿的地段，矿体成分与母岩间并无本质区别，仅有用组分的含量增高而已。早期岩浆矿床矿体中的有用矿物，几乎是与母岩（也是围岩）中同类矿物同时形成的，所以矿体与母岩间往往没有明显界线，通常呈渐变过渡关系。矿体中的矿物成分，不论是脉石矿物还是矿石矿物，与母岩的矿物成分是一致的。矿石矿物因结晶较早，故多具较完整的自形晶或半自形晶（图4-7）。矿石构造以浸染状为主，块状矿石较少。矿体形态一般为矿瘤、矿巢及透镜体，少数为似层状，通常规模不大。

产于纯橄榄岩、辉石岩中的铬铁矿矿床以及产于纯橄榄岩中的铂族金属矿床，是这类矿床中的主要矿床。

目前被公认为属于早期岩浆矿床的，为数极少。其中最著名的是南非的布什维尔德铬铁矿矿床。我国宁夏小松山铬铁矿矿床也属此类。

2．晚期岩浆矿床

在岩浆冷凝结晶的过程中，由于矿化剂的影响，使有用组分晚于硅酸盐矿物结晶或与晚期晶出的硅酸盐矿物同时结晶而形成的矿床，称为晚期岩浆矿床。

在矿化剂的影响下，当大量硅酸盐矿物已经晶出后，富含有用组分且比重较大的残余熔融体将与较晚晶出的硅酸盐矿物一起下沉，然后就地结晶，则可在岩体中形成似层状矿体。若与硅酸盐矿物同时下沉的富含成矿组分的熔融体，在其尚未结晶冷凝前即因内应力（由挥发组分引起）或其它外动力的影响，沿裂隙带贯入到已结晶的母岩或附近的围岩中，然后结晶，则可形成母岩或围岩中的贯入矿体。

本类矿床由于有用矿物的结晶晚于硅酸盐矿物，因此常形成他形晶或在硅酸盐类矿物的晶粒间成胶结充填物，构成网状结构（图4-8）。共生的脉石矿物除母岩造岩矿物外，

还可见到含挥发分的矿物和蚀变矿物如磷灰石、绿泥石、蛇纹石、透闪石及滑石等。矿体形状和与围岩间的界线，视其形成方式而异：若为就地结晶，则矿体常呈矿条或具有条带状构造的层状体，矿体与围岩为渐变过渡关系，矿石以浸染状为主；若为贯入成因，则矿体常呈脉状或透镜状，与围岩间的界线一般是明显的，矿石以块状及稠密浸染状为主，由于挥发分的作用，近矿围岩可有少量蚀变现象。

本类矿床工业价值较大，主要有产于超基性岩中的铬铁矿及铂族金属矿床；产于基性岩中的钒钛磁铁矿矿床；产于碱性岩中的磷灰石、霞石、稀有和稀土金属矿床。我国四川攀枝花和河北大庙钒钛磁铁矿矿床，苏联科拉半岛的磷灰岩、霞石、稀有和稀土金属矿床，均属此类。



图 4-7　早期岩浆矿床矿石结构示意图
呈自形晶的铬铁矿（黑色）与浑圆状的橄榄石均为单斜辉石（斜线部分）所包裹



图 4-8　晚期岩浆矿体的矿石结构示意图
钛铁矿呈它形晶（白色）包围呈半自形晶的辉石（黑色）构成海绵陨铁结构

二、熔离矿床

由岩浆熔离成矿作用而形成的矿床，称为熔离矿床。熔离成矿作用在铜镍硫化物矿床的形成中，表现最为明显。超基性、基性岩浆在高温时能熔解一定数量的铁、镍、铜等元素。在缺硫的情况下，这些元素可在岩浆结晶时置换一部分镁而进入橄榄石、辉石的晶格中；当岩浆中有硫存在时，这些元素便可在岩浆结晶前与硫化合而形成硫化物熔浆。高温时，硅酸盐熔浆和硫化物熔浆混熔在一起。当温度降低到1500℃时，两种熔浆开始分离。当硅酸盐矿物几乎完全晶出并固结之后，铜镍硫化物才开始逐渐晶出，此一过程，可以延续到甚低的温度下。因此，本类矿床从熔离作用的时间来考虑，应属岩浆早期形成的硫化物熔浆的产物；从硫化物实际晶出的时间来考虑，则又形成于岩浆晚期甚至延续至气水热液时期。

熔离矿床主要产于基性岩(辉长岩、苏长岩和橄榄辉长岩)和某些超基性岩（辉石岩、辉石橄榄岩和橄榄岩）中。含矿岩体常呈分异良好的岩盆或岩墙产出。

这类矿床通常沿着分异良好的岩体底部和下部边缘分布，常见的是在岩盆底部呈似层状矿体、矿巢和矿瘤。矿体和围岩的界线是渐变的，矿石一般具浸染状构造。此外，位于岩体或邻近围岩裂隙中的贯入矿体则多呈脉状、筒状及不规则状。矿石构造以块状为主，其次为角砾状、细脉状、浸染状和条带状构造。本类矿床的金属矿物结晶时间均晚于硅酸

盐矿物，故常可见到海绵陨铁结构。

矿石成分复杂，矿石矿物主要有磁黄铁矿、黄铜矿、镍黄铁矿，其次有黄铁矿、方黄铜矿、黑铜矿、闪锌矿、硫钯矿和钴的硫化物等，此外还常含磁铁矿、铬铁矿、钯铂矿、自然金等。脉石矿物主要为母岩造岩矿物如橄榄石、辉石、角闪石，并有蛇纹石、透闪石、绿帘石等热液蚀变矿物。

这类矿床具有重要的经济价值，它是铜、镍、铂族金属和钴的重要来源，并可综合利用金、银、硒、碲、硫、铁等。我国甘肃金川、四川力马河、吉林红旗岭等地均有这一类型的矿床，加拿大肖德贝里矿床是世界著名的熔离铜镍硫化物矿床。

第四节　岩浆矿床实例

一、超基性岩中的铬铁矿矿床——西藏罗布莎铬铁矿矿床

西藏含铬超基性岩带，主要位于喜马拉雅褶皱带与拉萨—波密褶皱带之间的雅鲁藏布江深大断裂中。岩带长千余公里，东半部成东西向，西半部成北西向分布。根据板块学说，认为这一带正是板块构造的缝合线，超基性岩带可能是由底辟构造升起的古洋壳即蛇绿岩套组成的。

罗布莎含矿岩体位于雅鲁藏布江超基性岩带的东段，东西长43km，南北最宽处（中段）3.7km，为一向南倾斜较陡的岩墙状复式岩体。岩体北盘为第三纪的砂砾岩层，南盘为晚三叠世的变质砂岩、板岩和千枚岩（参看图4-9）。岩体形成于燕山晚期至喜山早期。

含矿岩体属正常系列的镁质超基性岩（m/f值为8.8～11.6），分异程度较好，自北向南大致可分出三个近于平行的岩相带：

1．纯橄榄岩岩相带　分布于岩体北部（即底部），主要由纯橄榄岩组成，偶见有斜辉辉橄岩的小异离体。本带宽150～800m，有零星浸染状、条带状小铬铁矿体。

2．含纯橄榄岩异离体的斜辉辉橄岩岩相带　位于岩体中部，宽200～1400m。纯橄榄岩异离体在本带下部较多，偶见少量二辉橄榄岩、单辉橄榄岩的异离体。本区工业铬矿体主要产在本岩相带的中下部。

3．斜辉辉橄岩—橄榄岩岩相带　分布于岩体南部（即顶部），以斜辉辉橄岩为主，有小型铬铁矿矿体产出。

迄至1984年，整个岩体内已发现181个矿体及矿化点，矿体长度大于100m的有13个。矿体大多赋存于含橄榄岩的斜辉辉橄岩岩相带中，具有成群出现的特点。矿体形状以脉状为主，其次有扁豆状、囊状、串珠状及不规则条带状等。矿体与围岩的界线清楚，受断裂控制明显，具侧伏现象。近矿围岩具片理化的褪色现象，因此应属贯入式矿体。

矿石中金属矿物以铬尖晶石为主，含少量磁铁矿和微量针镍矿并偶见斑铜矿等。脉石矿物以橄榄石、蛇纹石为主，次为辉石、铬石榴石、铬绿泥石和铬云母等。矿石中Cr_2O_3的含量为47.68～59.51%，Cr_2O_3/FeO的比值为3.61～4.76，并伴生有以Os、Ru为主的铂族元素，可综合利用。

按矿床主要地质特征，可划分出晚期岩浆分结、原生堆积，富铬残浆贯入等三种矿床成因类型。

（1）晚期岩浆分结矿床

按成矿方式的不同，又可再分为两个亚类：

1）就地分结矿床　产于纯橄榄岩岩相带内，矿体呈浸染状矿条和条带，与母岩成渐变过渡接触，产状与原生流动构造一致。矿石结构构造以细粒自形—半自形结构和稀疏—中等浸染状、条带状构造为主。此种矿床是晚期岩浆就地分结的产物。

2）压滤分异矿床　矿体主要产于纯橄榄岩中，但也有产在辉橄岩内的。矿体呈透镜状，与围岩成迅速过渡至渐变过渡接触关系。矿石结构以细-中粒半自形晶结构为主，为中等至稠密浸染状构造，常见带状、斑杂状、网环状构造。此种矿床是晶间残余熔浆被压滤出后经过短距离运移富集成矿的。

（2）晚期岩浆堆积矿床

本类矿床产于橄榄岩—斜辉辉橄岩岩相带内，但含矿围岩几乎全为纯橄榄岩（纯橄榄岩异离体或晚期贯入的纯橄榄岩岩脉）。矿体与纯橄榄岩间成迅速过渡关系。铬尖晶石的结构有中粒半自形、粗粒半自形及它形，其集合体呈椭球状、豆状，组成豆（瘤）状矿石（图4-10）。豆体长径一般为5～10mm，小者仅2～3mm；瘤状体的长径大于10mm。豆体的排列一般是无规则的，但有些矿体下盘边部豆体呈定向排列，显示出平行于底板的“层理”，具“火成堆积”的特征。

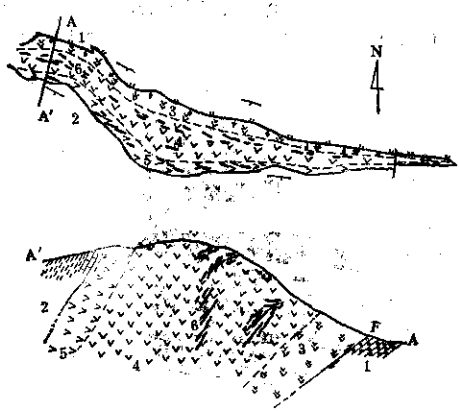


图 4-9　西藏罗布莎含铬超基性岩体平面图及放大A—A′剖面图

1—第三纪砂砾岩；2—晚三叠世岩石；3—纯橄榄岩；4—含纯橄榄岩异离体的斜辉辉橄岩；5—斜辉辉橄岩-橄榄岩；6—矿体

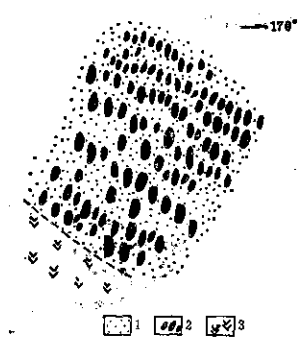


图 4-10　罗布莎Ⅰ区Ⅲ号矿群5号矿体中的豆状矿石素描图

1—含矿的纯橄榄岩；2—铬铁矿豆体；3—纯橄榄岩

（3）晚期富铬残浆贯入矿床

本类矿床主要产于纯橄榄岩-斜辉辉橄岩岩相带内，矿体呈脉状、透镜状，其边界部位有时呈锯齿状，明显受成矿前压扭性或张扭性裂隙控制。矿体与围岩间的接触界线清楚，与原生流动构造斜交。围岩常有微弱至中等程度的蛇纹石化，蚀变褪色带宽约十几厘米至一米。矿石成分复杂，除铬尖晶石及橄榄石、蛇纹石外，还有针镍矿、六方硫镍矿、铬绿泥石、钙铬榴石、铬云母、铬透辉石等。铬尖晶石呈它形粗粒至伟晶结构，镶嵌紧密。矿石构造以致密块状为主，稠密浸染状次之。以上特点表明，矿体形成时间明显晚于围

岩。岩体中主要矿体均属此类型。此种矿体是在晚期岩浆阶段，深部富集的富铬残浆沿尚未固结的岩体构造裂隙带（塑性变形产生的）贯入而形成的。

应当指出，以上三种成因类型的划分不是截然分开的。在同一矿床中的各矿体，可由不同的成矿作用和成矿方式重叠形成；同一矿体也可由单一的或多种的成矿作用和成矿方式叠加生成。

二、基性岩中的钒钛磁铁矿矿床

1. 四川攀枝花钒钛磁铁矿矿床

攀枝花钒钛磁铁矿矿床位于康滇地轴中段西缘的安宁河深断裂中。含矿岩体长约35km，宽约2km，走向NE45°、倾向NW、倾角50°～60°，呈层状侵入于震旦纪硅化大理岩中。该岩体以辉长岩为主体，镁铁比值m/f为0.3～1.9，镁钙比值m/c为0.6～1.8，属于富铁质超基性岩和铁质基性岩。含矿岩体以分异良好，具有明显的韵律构造为其主要特征。所谓韵律构造，指的是岩体内不同类型的岩石所构成的若干平行而厚度不等的一种层状构造，层间界线明显而结合紧密，层相更迭频繁。在此种韵律构造中划分出的每一轮周期性变化的单元，又常称为一个韵律旋回。

根据岩相、含矿性、矿石和岩石的结构构造特征，可将攀枝花含矿岩体自下而上大致分为第一、第二、第三等三个韵律旋回（图4-11）。三个旋回虽不尽相同，但均具有以下一些共同特点：

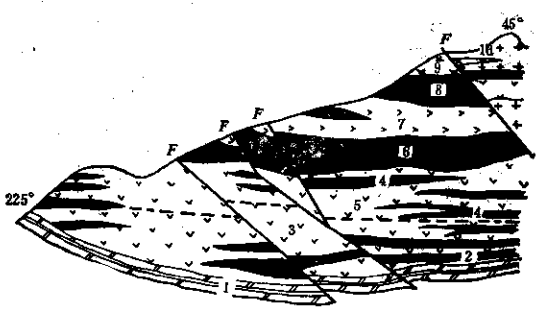


图 4-11 攀枝花铁矿含矿基性—超基性岩体韵律构造示意剖面图

1—震旦系硅化大理岩；2—角闪橄辉岩型矿层；3—角闪橄辉岩；4—橄辉岩型矿层；5—不等粒辉石岩—细粒橄辉岩；6—辉石岩型矿层；7—中粒辉石岩；8—辉长岩型矿层；9—辉长岩；10—花岗岩；F—断层

2～5为第一个韵律旋回；6～7为第二个韵律旋回；8～9为第三个韵律旋回

（1）各旋回内，含矿岩石基性程度由上而下逐渐增高，表现为橄榄石含量逐渐增多。

（2）各旋回的含矿性由上而下变好，矿体一般均产于各旋回的下部。

（3）在岩石结构方面，每一旋回的底部均以粗粒的包橄—嵌晶结构为主，中、上部则以中细粒的镶嵌结构为主。

（4）在矿石构造方面，通常上部矿石多为星散状至稀疏浸染状构造，下部则为稀疏

浸染状、稠密浸染状和条带状构造，局部还有块状构造。矿体形态为层状、似层状或透镜状，其产状基本上与岩体层状构造一致。矿体与顶板含矿母岩间呈渐变关系，而与下部母岩间的界线则往往比较清楚。

（5）组成矿石的矿石矿物主要为钛磁铁矿，其次为磁铁矿、钛铁矿、铬铁矿，常伴生有少量磁黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿、镍黄铁矿等。脉石矿物主要为辉石、基性斜长石、橄榄石、角闪石和磷灰石等。晚期蚀变矿物有绿泥石、蛇纹石、金云母及纤闪石等。矿石具海绵陨铁结构，并有固溶体分解结构，半自形—它形晶结构等。

（6）在矿石的成分方面，一般含 TFe28～40%，属贫铁矿石，含 TiO_2 4～16%，V_2O_5 0.2～0.4%。在铁矿石中，除Ti、V外，还普遍含有Cr、Mn、Ga及少量的Co、Ni等。硫化物中伴生有Co、Ni、Cu、Se、Te及铂族元素。

攀枝花钒钛磁铁矿矿床规模甚大，具有重要工业价值。一般认为该矿床属岩浆晚期矿床，在岩浆分异过程中，重力起到了重要的作用。

类似攀枝花含矿岩体的韵律构造，在世界各地已屡有发现。对于此种具韵律构造的岩体的形成，曾有过不同的解释，其中较为著名的是韦杰（L.Wager）和布朗（G.Brown）1968年提出的“火成堆积作用”说。按这一学说，岩浆在结晶分异过程中，晶出的矿物晶体受重力作用下沉，堆积于岩浆房底部或先期堆积的矿物层之上，最终固结（由于结晶作用）成岩。由于在长期的结晶过程中，岩浆成分和其它物理化学条件不断发生变化，致使先后堆积并固化的岩石，在矿物成分、结构等方面均有所区别，故在岩体内形成类似沉积岩的层状构造。韦杰等人很自然地将他们认为是由“火成堆积作用”形成的岩石统称为堆积岩。根据堆积岩的填间、包含、嵌晶、镶嵌和交代堆积晶体的反应边结构等，又进一步将堆积岩分为正堆积岩、补堆积岩和中堆积岩三类。

正堆积岩是指一种或数种矿物从岩浆中晶出，经沉淀、堆积后，在晶体间的熔浆未与外界交换成分便就地结晶，充填于堆积起来的晶体空隙间，使之固结而形成的岩石。正堆积岩的典型结构为包橄—嵌晶结构，即粗大的辉石晶体（由堆积晶体空隙间的残浆结晶而成）内包含若干中细粒的自形或浑圆形橄榄石（先期堆积的晶体）。

补堆积岩是指一种或数种矿物从岩浆中晶出，经沉淀、堆积后，堆积晶体空隙间的熔浆由于流动而获得原来岩浆成分的补充，从而可使已堆积的晶体不断长大，直至晶体间空隙消失、晶体彼此联接而固结成的岩石。故补堆积岩的典型结构为镶嵌结构。

若一种或数种矿物从岩浆中晶出，经沉淀、堆积后，堆积晶体空隙间的熔浆可获得原来岩浆成分部分的补充，于是在未得到岩浆补充的部分，封闭于空隙中的残浆就地结晶；得到岩浆充分补充的部分则可使堆积晶体继续长大。由此种方式固结而成的岩石，称为中堆积岩。显然，在中堆积岩中，既可有嵌晶结构，也可有镶嵌结构。

中国科学院贵阳地球化学研究所对攀枝花成矿岩体进行研究的结果表明，在前述三个韵律旋回中，每一旋回下部的岩层均属正堆积岩，中、上部则为补堆积岩。此种正堆积岩与补堆积岩的交替出现，表明该含矿岩体三个旋回的形成，经历了岩浆三次安静和三次有较大流动的时期。岩浆在安静期形成正堆积岩；在流速较大时期形成补堆积岩。

2. 河北大庙钒钛磁铁矿矿床

矿床位于内蒙地轴东端受东西向深断裂控制的基性—超基性岩带内，沿宣化-承德-北票深断裂分布。

区内地层由前震旦纪花岗片麻岩和大理岩组成。酸性、基性和超基性岩侵入上述地层中。含矿基性岩体沿东西向断裂带呈带状分布，以斜长岩和辉长岩为主，东西延展40km，南北宽2～10km。

矿体主要产于北东向次一级构造的斜长岩裂隙中或斜长岩与辉长岩接触带中（见图4-12），见到的大小矿体约40余个。矿体与围岩界线较清楚，但产于矿染辉长岩中的矿体与围岩间的界线常为渐变过渡关系。

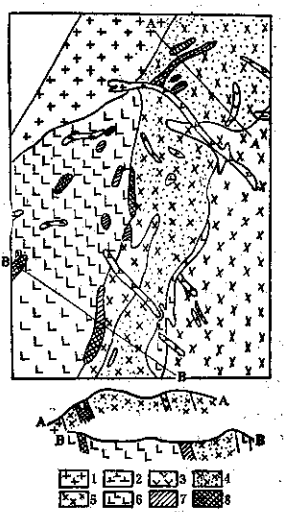


图 4-12　河北大庙钒钛磁铁矿矿床地质图

1—细粒花岗岩；2—中性岩脉；3—细粒辉长岩；4—矿染辉长岩；5—辉长岩；6—斜长岩；7—浸染状矿石矿体；8—致密块状矿石矿体

矿体形状有透镜状、脉状或不规则状；矿体长几米至几百米，倾角大，延伸达几百米，有些矿体在深处相互连接。在矿体中尚可见到斜长岩捕虏体；在近矿围岩中，可见有绿泥石化、绿帘石化等蚀变现象。

矿石构造为致密块状（富矿）、浸染状或斑杂状（贫矿）；矿石结构为它形粒状和海绵陨铁结构。

组成矿石的矿物主要有钛磁铁矿、其次有少量黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、金红石、白钛矿、赤铁矿等；脉石矿物有磷灰石、绿泥石、斜长石、辉石、绿帘石、蛇纹石等。其中主要工业矿物为钛磁铁矿和钛铁矿。

矿床成因一般认为应属晚期岩浆贯入式矿床。

三、基性—超基性岩中的铜镍硫化物矿床

1．吉林红旗岭铜镍硫化物矿床

红旗岭矿床为一大型铜镍硫化物矿床。矿区位于阴山东西构造带的东端，岩体的分布

受北西向断裂的控制。基性、超基性岩体主要侵入于前志留系至泥盆系的呼兰群变质岩系中，岩体属海西期或燕山期产物。

区内基性、超基性岩体有30余个，从南西向北东共分为三组岩带：第一岩体带在区域的南西端，由1、2、9、29号岩体（北西至南东走向）、3号岩体（南北走向）和10号岩体（东西走向）组成，岩体呈岩盆或岩墙状产出，分异较好，含矿性强；第二岩体带在中部，由4、5、6、18、19号等岩体组成，各岩体为重复贯入，规模不大；第三岩体带分布于区域的北东部，由8、16、20、21、31等岩体组成，各岩体规模中等。从第一岩体带至第三岩体带，岩体的埋藏深度依次由浅到深，岩体的基性程度则依次减弱。各岩体的产状、分带性、岩石类型及含矿性等，各有不同。现将第一岩体带内的1号岩体的特征，简述如下。

1号岩体是矿区主要含矿岩体之一，侵入黑云母片麻岩中。1号岩体在平面图（见图4-13）上为纺锤状，岩体走向为NW40°，地面出露面积为0.2km²，在横剖面上呈漏斗状（见图4-14），纵剖面上呈岩盆状。

岩体主要由橄榄岩和辉岩组成，可分为四个岩相带，略呈环带状分布，自北西向南东由

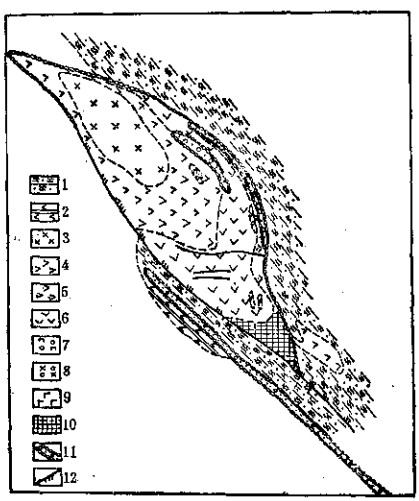


图 4-13　吉林红旗岭1号岩体地质图

（据吉林冶金607队）

1—黑云母片麻岩；2—角闪片岩；3—辉长岩；4—古铜辉岩；5—橄榄辉岩；6—橄榄岩；7—石英霏细斑岩；8—辉长伟晶岩；9—斜长岩；10—工业矿体；11—破碎带；12—逆断层

上至下依次为：辉长岩相，由辉长岩和少量的角闪岩组成；辉岩相，由含长石的二辉岩组成；橄榄岩相，由二辉橄榄岩组成；橄榄辉岩相，由橄榄辉石岩和蚀变辉岩组成。前三个岩相为渐变过渡关系，橄榄岩相与底部的橄榄辉岩相界线清楚。矿体主要分布在底部的橄榄辉岩相和橄榄岩相内。

岩体中的矿体分底部矿体、上悬矿体、边部矿体和脉状矿体四种。底部矿体呈似层状，与围岩间的界线清楚；上悬矿体呈透镜状、薄层状，与围岩间的界线不明显。

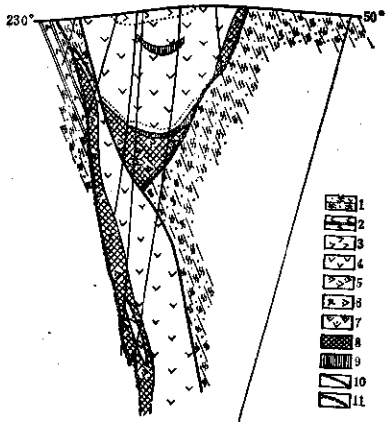


图 4-14　吉林红旗岭1号岩体地质剖面图

（据吉林冶金607队）

1—黑云母片麻岩；2—角闪片岩；3—古铜辉岩；4—橄榄岩；5—橄榄辉岩；6—蚀变辉岩；7—辉橄岩；8—底部矿体；9—上悬矿体；10—逆断层；11—破碎带

矿石结构有半自形和它形粒状结构及海绵陨铁结构等。矿石构造有块状、斑点状、浸染状、细脉浸染状和角砾状等。

矿石中共生矿物有磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铁矿、红砷镍矿、砷镍矿、斑铜矿、辉钼矿、磁铁矿等。在上悬矿体中有方铅矿、闪锌矿和毒砂、白铁矿等。底部矿体含镍量高，上悬矿体含镍量低。

矿床成因类型主要属岩浆熔离矿床，也有人认为应强调该矿床是深部熔离作用的结果。

2. 甘肃金川铜镍硫化物矿床

矿区位于古隆起边缘深断裂的次级断裂中。含矿超基性岩体侵入于前震旦系变质岩中，长约6km，宽200～300m，走向NW50°，倾向SW，倾角50°～70°，呈岩墙状。岩体沿走向、倾向有明显的膨缩和分支现象，凹槽部分有一定的控矿作用。岩体横剖面呈楔状、板状、歪漏斗状。

岩体属纯橄榄岩-二辉橄榄岩-斜长橄榄岩型，具对称分异特征。岩相沿走向呈带状分布，横剖面上呈同心圆状。岩体普遍受蛇纹石化、绿泥石化、透闪石化，局部有碳酸盐化。镁铁比m/f＝2.7～5.9，属铁质超基性岩。

全区共发现工业矿体数百个，按成因可分岩浆熔离型，深部熔离—贯入型及贯入型等。

（1）深部熔离—贯入型　区内矿体以深部熔离-贯入型为主，占全区储量的96%以

上，主要以24号、1号和2号矿体（图4-15）为代表，各矿体均由不同品级的矿石组成。1号矿体规模最大，以富矿为主，贫矿呈壳状包围富矿（图4-16）；矿体形状较规则，

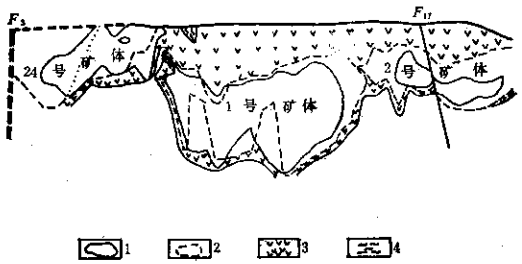


图 4-15 金川矿区主要矿体埋藏深度及空间分段纵剖面示意图

1—铜镍富矿体；2—铜镍贫矿体；3—超基性岩体；4—片麻岩

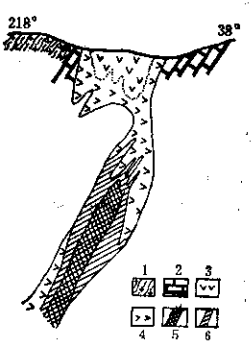


图 4-16 产于岩体底部的铜镍硫化物矿体

1—混合岩；2—大理岩；3—中粗粒二辉橄榄岩；4—中粗粒含矿二辉橄榄岩；5—富矿体；6—贫矿体

呈大透镜状，产于岩体深部，埋藏深度大，呈陡倾斜，延深千余米。2号矿体以贫矿为主，富矿分布在贫矿中间的膨大部位偏底部，呈透镜状，形状变化较大，沿走向及倾斜有分支，埋藏深度小，呈缓倾斜，延深数百米。24号矿体出露地表，东部以富矿为主，西部以贫矿为主；沿垂直方向，富矿在底部，贫矿在上部；形状变化大，沿走向和倾斜均有分支；呈陡倾斜，西部延深达数百米。上述各矿体的产状与岩体产状或岩体底部形态大体一致。矿石构造为块状、浸染状；多为海绵陨铁结构。

（2）熔离型 矿体呈似层状、透镜状，长十到数十米，分布在岩体各个部位及各岩相中，形态与产状均受所在岩相控制。矿体与围岩间成渐变过渡关系，矿石构造以稀疏浸染状为主，主要为贫矿。

（3）贯入型 矿体呈透镜状、脉状及团块状，规模很小，常成群出现，主要赋存在

熔离-贯入矿体下部、岩体尖灭部位及其上、下盘围岩中。产状受原生裂隙和围岩片理控制，矿体与围岩间的界线清楚。矿体绝大部分为富矿，矿石构造为致密块状。

矿石中金属硫化物主要有磁黄铁矿、黄铁矿、镍黄铁矿，紫硫镍铁矿和黄铜矿，次要的有方黄铜矿、四方硫铁矿、墨铜矿、白铁矿及针镍矿。

目前已知可供综合利用的伴生元素有Pt、Pd、Os、Ir、Ru、Rh、Au、Ag、Co、Se、Te、S和微量的Ge、In、Tl、Cd。这些元素与铜镍矿体有密切关系，在富矿中的含量比贫矿中高。其中Pt、Pd、Au、Ag赋存状态均以矿物相为主，分布规律极为相似，其平均含量的比值为Pt：Pd：Au：Ag=2.1：1：1.4：27.1；富集程度按Pt、Au、Pd、Ag次序降低，最高品位分别比其平均品位高15、10、9、4倍。铂矿物共有六类十种，其中以砷铂矿为主。经物相分析，88%以上的金均呈矿物状态，主要矿物有自然金、银金矿、金银矿、钯金矿、金铂钯矿等。在不同类型的矿体中，金的空间分布规律与铂基本相同。一般说来，在深部熔离至贯入型富矿体中金的含量最高，其富集部位多与铂富集体重叠或在其上下附近，其它类型的矿体中未形成金的富集体。银以矿物状态为主，常见矿物有碲银矿、碲铅银矿、铋银钯矿等。银在各矿体中的含量常比金高出十倍以上，甚至可达六十倍，其分布规律与铂、金、钯基本相同。

据研究，矿床成因主要为熔离、深部熔离至贯入及贯入作用。此外还有部分矿体是由接触交代、热液等作用形成的。

第五节　岩浆矿床的形成条件

岩浆矿床源于岩浆，但并非任何岩浆在一切条件下均能形成岩浆矿床。形成岩浆矿床需要有一定的条件。这些条件主要是物理化学条件和地质条件。这两方面的条件在岩浆成矿过程中都具有重要的作用。

一、岩浆矿床形成的物理化学条件

岩浆矿床形成的物理化学条件主要包括温度、压力和岩浆本身的物理化学性质。

岩浆矿床的形成温度，其变化范围甚大。例如，某些铬铁矿矿床的形成温度高达1500℃以上，而硫化物矿床的形成温度一般在1100～500℃之间，有的硫化物甚至可在300℃左右的低温下晶出。总的看来，岩浆矿床是在较高温度下形成的。

岩浆矿床形成的深度与压力，也可在很大范围内变化。如金刚石矿床主要在距地表深100km以上、压力达数千兆帕的条件下形成，有的矿床如铬矿可在2～3km深度的浅处形成，部分铁矿甚至可由岩浆喷溢至地表形成。

岩浆本身的物理和化学性质对成矿的影响颇大，其中较重要的是岩浆的粘度、岩浆本身成矿物质的含量和挥发分的含量。基性、超基性岩浆粘度小，故有利于分散在此种岩浆中的成矿物质的聚集；富含挥发分和碱性物质的岩浆，可使岩浆中有用组分较晚晶出并使岩浆本身的粘度降低，从而有利于分异作用的进行并促使成矿物质富集于残浆中；岩浆中成矿物质的含量越高，显然越有利于矿床的形成。

二、岩浆矿床形成的地质条件

岩浆矿床的形成，除需要有一定的物理化学条件外，还要有一定的地质条件。地质条件主要包括大地构造条件和岩浆岩条件。地质条件对于找矿工作，具有较大的指导意义。

1．大地构造条件

大地构造因素对侵入体的形成、分布及岩石化学特征都起重要的作用。不同的大地构造单元，控制着不同岩浆侵入体的形成和分布。例如，含铬的基性、超基性岩体，主要分布在地槽褶皱带和深大断裂带中，岩带受深断裂控制，常延长数百公里甚至上千公里。这是由于这类深大断裂一般均切过地壳而达到上地幔，地幔物质熔融而形成的基性、超基性岩浆得以在强大的压力作用下沿深断裂上升。另外，不同的大地构造发展阶段，还控制着岩体的化学成分和成矿元素的演化特征。从世界范围看，超基性岩可分为镁质、铁质和富碱质三大类。镁质超基性岩形成于地槽期；铁质和富碱质超基性岩则主要形成于地台期。以上三类超基性岩的含铬性不同，铬铁矿矿床的形成主要与前两类超基性岩有关。

岩浆矿床既然是由岩浆分异作用富集形成的，因此，一般说来，安宁的地质环境较有利于成矿。就铬铁矿矿床而论，或是在地槽前期的地壳深部（甚至是上地幔）环境中初步富集，而后在地槽褶皱的早期阶段带上来，形成与蛇绿岩有关的阿尔卑斯型铬铁矿矿床；或是在地槽晚期或地台期，在构造运动比较宁静的时期，沿深大断裂上升而形成层状铬铁矿矿床。

60年代以来，由于板块学说的兴起，提供了在更广泛的地质背景上阐明基性-超基性岩分布规律的可能性。按板块学说，两个板块的交接带，是地壳活动强烈的部分，它提供了地幔物质熔化、分异所需的物理化学条件和上升通道，因而是基性-超基性岩的侵入地带。据此，可将世界基性-超基性岩的分布，划分为以下几个带：1）环太平洋带——岛弧型；2）古地中海带——地缝合线型；3）乌拉尔带——古地缝合线型；4）非洲及欧洲层状铬铁矿带——裂谷型。

2. 岩浆岩条件

岩浆岩与岩浆矿床有着密切的关系。因此，岩浆岩的类型和化学组成在一定程度上决定着岩浆矿床的类型和规模。

不同成分的岩浆可形成不同的矿床。换言之，即一定类型的岩浆岩经常产有一定类型的矿床。此种岩浆岩与内生矿床间在成因上的有规律性的联系，通常称为“岩浆岩成矿专属性”。岩浆矿床多与基性、超基性岩有密切的联系，其成矿专属性表现得十分明显（表4-1）。

表 4-1 基性、超基性岩的成矿专属性

岩浆矿床类型	有关的岩石
铬尖晶石矿床	与含镁量高的超基性岩特别是纯橄榄岩有关，其次是与橄榄岩和辉岩以及由它们变质而成的蛇纹岩有关
铂及铂族元素矿床	与含镁量高的超基性岩特别是纯橄榄岩有关，其次是橄榄岩，它与铬尖晶石矿床有密切关系；此外与硫化物矿床也密切相关
铜镍硫化物矿床	与含镁高而贫钙的基性岩有关，其中特别是与苏长岩和橄榄苏长岩、辉长岩以及辉岩有关，其次与橄榄岩有关
钒钛磁铁矿矿床	与辉长岩、斜长辉长岩和斜长岩关系最密切，其次是橄榄辉长岩
铌—稀土元素矿床	与超基性—碱性杂岩中的碳酸岩有关

岩浆矿床是在适宜于岩浆分异作用进行的条件下形成的。因此，岩浆的分异程度对矿体的影响很大。一般说来，基性-超基性岩浆侵入比较稳定的地区时，可按矿物反应系列进行完全的分异，一般是纯橄榄岩、橄榄岩在下部，辉石岩在较上部，苏长岩、辉长岩或斜长岩在最上部。这种分异完好的岩体，矿体多富集在岩体的下部（如红旗岭1号岩体），

矿体产状稳定，矿石品位也较高。

规模大的或宽厚的岩体，在一般情况下，有利于形成规模较大的有工业价值的矿床，这一方面是形成大岩体的原始岩浆多，所携带的成矿物质总量也较多；另一方面是大量的岩浆所带的热量也多，且热量散逸较慢，从而有利于分异和成矿作用的进行。反之，规模小、厚度也小的岩脉或岩床等，不仅成矿物质来源有限，而且热量容易散失，冷凝过程所经时间较短，不利于分异和成矿作用的进行，故不易形成有工业价值的矿床。

按传统的观点，岩浆是一种炽热的硅酸盐熔融体。然而，1960年在坦桑尼亚的奥多依尼．伦盖火山口却喷发出了碳酸岩熔体，1962年在乌干达的波耳塔尔堡和卡利果也喷发出主要为Ca、Mg组分的碳酸岩浆。这一事实说明，除了硅酸盐岩浆外，确实还存在着少量非硅酸盐岩浆。

碳酸岩熔体在化学成分上以极高的CaO、CO_2和极低的SiO_2含量与硅酸盐熔体相区别。此外，碳酸岩熔体中尚有高含量的特征性化学成分如Sr、Zr、Nb、Th等，其中的有用组分Nb及稀土元素等均可富集成矿。因此，在岩浆矿床的找矿和评价工作中，有必要注意到这一方面。

复习题

1. 何谓岩浆矿床？岩浆矿床有哪些主要特点？这些特点对找矿有何指导意义？
2. 岩浆矿床有哪些主要类型？各类岩浆矿床的成因有何不同？
3. 何谓岩浆矿床的成矿专属性？试举例说明。
4. 哪些类型的矿体与围岩间的界线比较清楚？哪些矿体与围岩间呈逐渐过渡关系？
5. 矿体与围岩呈逐渐过渡关系时，如何圈定矿体的范围？
6. 详述岩浆矿床的成矿作用。
7. 何谓氧逸度、硫逸度？氧逸度和硫逸度的大小对岩浆成矿作用有何影响？
8. 何谓熔离作用？浅部熔离作用和深部熔离作用有何不同？
9. 深部熔离作用是怎样形成的？
10. 早期岩浆矿床、晚期岩浆矿床、岩浆熔离矿床各是怎样形成的？
11. 从哪些矿床地质特征可以区别早期岩浆矿床、晚期岩浆矿床和岩浆熔离矿床？
12. 试绘图说明海绵陨铁结构矿石的主要特点及形成的原因。
13. 了解岩浆矿床矿石的结构与构造，对确定其成因有何意义？
14. 西藏罗布莎铬铁矿矿床有哪些地质特征？矿床是怎样形成的？
15. 四川攀枝花钒钛磁铁矿矿床有哪些地质特征？含矿岩体中分出的三个韵律旋回有哪些共同点？
16. 何谓火成堆积作用？正堆积岩、补堆积岩和中堆积岩各是怎样形成的？
17. 河北大庙钒钛磁铁矿矿床有哪些地质特征？该矿床属何种成因？
18. 吉林红旗岭镍矿矿床有哪些地质特征？该矿床有几种不同的成因？
19. 甘肃金川铜镍矿矿床有几种不同成因类型？成因类型不同的矿体各有何特点？有哪些金属可以综合利用？
20. 试述岩浆矿床的成矿地质条件。

第五章　伟晶岩矿床

第一节　概　　述

伟晶岩是一种矿物结晶颗粒粗大，具有一定的内部构造特征，常呈不规则岩墙、岩脉或透镜体状的地质体。当伟晶岩中的有用组分富集并达到工业要求时，便成为伟晶岩矿床。

伟晶岩矿床的成因，虽众说纷云，但主要以变质成因和岩浆成因两种观点为主。从现已查明的伟晶岩矿床来看，有的矿床较明显地属于岩浆成因或以岩浆成因为主，另一些矿床则又较明显地属于变质成因或主要是变质成因。因此，强调某一种成因是伟晶类矿床唯一的成因，是不恰当的。

由于大多数伟晶岩矿床，在组分和空间关系上常与某一类型的岩浆岩（其中以花岗岩为主）有关，故其成因由岩浆观点解释较为恰当。按此种观点，伟晶岩应是各种成分的岩浆在一定地质条件下的产物。与岩浆岩有关的这类伟晶岩矿床，常产在侵入体内或充填于侵入体边缘或顶部围岩的构造裂隙中（见图5-1）。

此外，也有一部分伟晶岩矿床产于混合岩化的伟晶岩化带内。这类矿床的成因，显然由变质观点来解释比较恰当。根据这一观点，此类矿床应是在混合岩化早期主要由变质作用形成的，且其成矿组分大部分来源于围岩。

上述两类在成因上有所不同的伟晶岩，在产出上一般都具有以下几个特点：

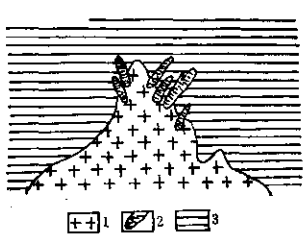


图 5-1　花岗伟晶岩产状示意图

1—花岗岩；2—伟晶岩；3—片岩

（1）伟晶岩岩体或矿体的围岩多为花岗岩、变质岩及基性和超基性岩石；

（2）伟晶岩体很少单独出现。成群分布的伟晶岩体，通常总是与区域构造有着密切的关系；

（3）同一构造区内众多的伟晶岩体中，一般仅有少数具有工业价值。因此，在众多伟晶岩体中查明具有工业价值的矿床的分布，有着很重要的意义。

伟晶岩矿床具有独特的工业意义。它是某些稀有元素矿产和稀土元素矿产的主要来源

这类矿产所含有用元素主要有Li、Be、Nb、Ta、Cs、Rb、Zr、Hf、Y、Ce、La等。此外，有些伟晶岩矿床也是U、Th、Sn、W的主要来源。长石、石英、云母等更是伟晶岩矿床的主要矿产。另外，在伟晶岩矿床中，还常常产出许多珍贵的宝石类矿物如黄玉、绿柱石、水晶、电气石等。

伟晶岩矿床除具有特殊的经济意义外，在成矿的地质条件、成矿作用、分布规律以及矿床内部构造与结构等方面都有独具的特点。因此，研究伟晶岩矿床也有矿床理论方面的意义。

就目前所知，世界上各类伟晶岩中，以花岗伟晶岩分布最为广泛，也最具有工业价值。本章将主要讨论此类伟晶岩及其矿床。

第二节　伟晶岩矿床的地质特征

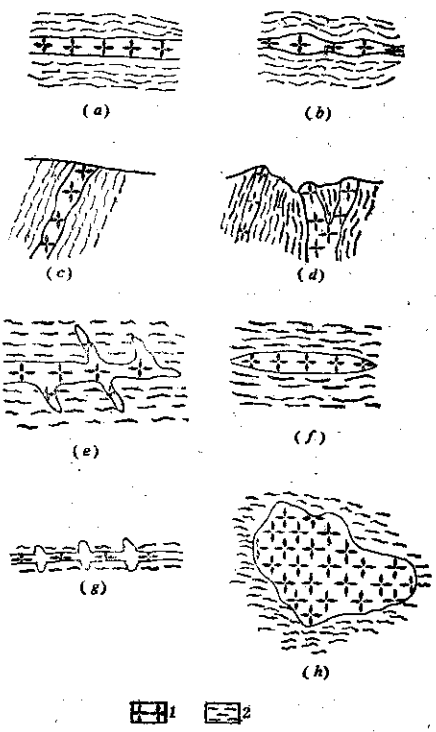


图 5-2　伟晶岩体形态图

(a) 规则脉状伟晶岩；(b) 沿走向膨缩的岩脉；(c) 沿倾向膨缩的岩脉；(d) 分枝(复合) 岩脉；(e) 交叉脉状岩体；(f) 透镜状岩体；(g) 串珠状岩体；(h) 岩株状岩体

1—伟晶岩体；2—围岩

一、伟晶岩矿床的形状、产状和规模

伟晶岩矿体（或岩体）的形状多种多样，以呈脉状者为最多。在脉状伟晶岩矿体中，有的是两壁平行的稳定脉状（或称板状）体；有的沿走向或倾向出现多次膨胀与收缩；有的呈分枝（复合）脉状或交叉脉状。此外，还有呈透镜状、串珠状、岩株状或其它更复杂的形状的伟晶岩体。图5-2所示为各种形态的伟晶岩体。

伟晶岩体的形状和大小，往往与伟晶岩本身的矿化程度有一定联系。一般说来，在厚大的岩脉或岩脉的膨胀加厚部位以及透镜状、岩株状的岩体中，矿化程度较好。这是由于此类形态的岩体与其它形态岩体比较，其相对表面积（相对于等大的体积而言）较小，故相对散热时间较长，在岩浆结晶期间，稀有元素和挥发分均能较好地集中，从而使稀有金属的矿化和富集作用得以充分进行。

伟晶岩脉的产状，有的与围岩产状一致，即沿围岩的层面或片理贯入；有的岩脉则沿构造裂隙侵入而与围岩成切割关系。伟晶岩脉的倾角变化很大，既有近水平的板状或层状体，也有呈各种角度倾斜的甚至直立的岩墙或岩株。据不完全统计，在板状伟晶岩中，倾角在45°～90°之间的岩体，稀有金属的矿化富集程度较高。在这类岩体中，金属矿化和富集程度最高的部位又往往在岩体的顶部。这可能是由于岩脉较陡时，含矿的挥发分和比重较小的含矿易熔化合物大量向上运移的结果。

伟晶岩体的形状与产状，明显受构造裂隙控制，故伟晶岩体常成群出现。一个地区内有几十条、几百条伟晶岩的现象，相当普遍。

伟晶岩体的规模变化很大，长度自几米、几十米到几百米，有的可达千米以上。厚度由几厘米到几十米，个别的可达600m，一般为0.5～30m。延深一般为几十米到几百米。

二、伟晶岩矿床的物质成分

1．化学成分

伟晶岩矿床的化学成分极为复杂，主要是氧和亲氧元素如Si、Al、K、Na、Ca等，稀有、分散、稀土和放射性元素如Li、Be、Nb、Ta、Cs、Rb、Zr、Hf、La、Ce、U、Th等以及金属元素如Sn、W、Mo、Fe、Mn等和F、Cl、B、P等挥发分。

稀有、稀土和放射性元素，常能在伟晶岩中高度富集，其丰度可超过克拉克值几十倍．几百倍甚至上千倍。例如，Li在伟晶岩矿床中的丰度可达1～2%，为其克拉克值0.0021%的476～952倍；Be的克拉克值仅为0.00013%，但在伟晶岩矿床中的丰度可达1%，增加7600余倍。

2．矿物成分

由于伟晶岩矿床的化学成分多种多样，故矿物种类也很繁多。据统计，约有三百余种，常见矿物可分以下几类。

（1）主要造岩矿物　包括石英、微斜长石、钠长石、白云母、黑云母等。

（2）锂矿物　有锂云母、锂辉石、磷锂铝石、锂蓝铁矿等。

（3）铍矿物　有绿柱石、硅铍石、硅铍钇矿等。

（4）铌、钽矿物　有铌铁矿、钽铁矿、褐钇铌矿、钛铌铀矿、细晶石、烧绿石等。

（5）锆矿物　有锆石、曲晶石等。

（6）铯矿物　有铯榴石等。

（7）钍矿物　有方钍石、钍石等。

（8）铀矿物　有晶质铀矿、沥青铀矿等。

（9）稀土矿物　有独居石、褐帘石、磷钇矿、氟碳钇钙矿、黑稀金矿等。

（10）其它金属矿物　有钛铁矿、磁铁矿、锡石、黑钨矿、辉钼矿及少量硫化物矿物等。

（11）含挥发分矿物　有萤石、电气石、磷灰石、黄玉等。

（12）宝石类矿物　除含上述各类中的黄玉（黄宝石），电气石（碧玺）、绿柱石（祖母绿、海蓝宝石及其它绿宝石）外，还有石榴石（子牙乌）、刚玉（红宝石、蓝宝石）及各色水晶（以紫水晶最为名贵）等。

伟晶岩总的矿物成分虽然种类繁多，但某些类型的伟晶岩，其矿物成分却相当简单。例如，多数花岗伟晶岩的矿物成分主要是长石、石英和云母，与母岩——花岗岩的主要造岩矿物相类似。这类矿物组成简单的伟晶岩，常称为简单伟晶岩。简单伟晶岩常不具工业价值。少数伟晶岩，成分复杂，除造岩矿物外，还含有挥发分矿物和稀有元素矿物，常称为复杂伟晶岩。复杂伟晶岩一般是在简单伟晶岩的基础上经交代置换作用而形成的。复杂伟晶岩中，多数均具工业意义。

三、伟晶岩的结构与构造

伟晶岩中的矿物总是以一定的共生组合出现。每一矿物共生组合的生成，反映了形成过程中一定的物理化学条件和地质环境，形成一定的结构和构造并出现在伟晶岩体的一定部位。因此，了解伟晶岩的结构和构造，对研究伟晶岩矿床的成矿过程，矿化强度、规模以及某些成矿规律都很重要。

1．伟晶岩的结构

伟晶岩中最主要的结构有以下几种：

（1）伟晶结构　伟晶岩常由长石、石英、云母及其它矿物的巨大晶体组成，此种结构为伟晶岩所特有。矿物晶体的粒径或长度，一般为10cm到1～2m。特大的晶体，如重达100t的长石晶体（挪威），重70t的石英晶体（苏联哈萨克），面积大到5m^{2}的白云母片和7m^{2}的黑云母片，长达5.5m的绿柱石晶体（美国），长达14m的锂辉石晶体（美国），重达60kg的黄玉晶体等也时有发现。伟晶结构一般产于伟晶岩体的核心及近核心部位。

（2）细粒结构　主要由石英、斜长石和微斜长石组成，为半自形或它形粒状结构，颗粒粒径一般小于1cm。细粒结构一般出现在伟晶岩体的边缘部分。

（3）文象结构　主要由长石与石英共结生成，但也有部分文象结构是由石英沿长石晶体的解理面或双晶面由交代作用而形成的。

（4）粗粒结构和似文象结构　主要由长石、石英组成，有时有白云母和绿柱石等其它矿物。粒状矿物的粒径一般在1～10cm左右。石英有时呈不规则状分布在长石晶体中，组成似文象结构。粗粒结构一般出现在伟晶岩体的核心部位和边缘部位间的中间带。

（5）交代结构　指由于交代作用的结果而形成的一些交代结构如溶蚀结构与交代残余结构等（交代作用将在第六章中详细讨论）。

2．伟晶岩的构造

伟晶岩的构造可有以下几种类型：

（1）块状构造　整个脉体或脉体的某些区段，主要由一种结构的岩石或矿物组成（图5-3a、b）。

（2）混合状构造　脉体由两种或两种以上的结构单元混合组成的构造，统称混合状构造。若混合状构造中的各种结构无主次可分，则可称为混杂状构造（图5-3c）；若是一种结构占主要地位，另一种结构分布无规律，则称为斑杂状构造（图5-3d），此种构造最为常见；若是以一种结构为背景，另几种结构单元有规律地分布，则称为串杂状构造（图5-3e）。

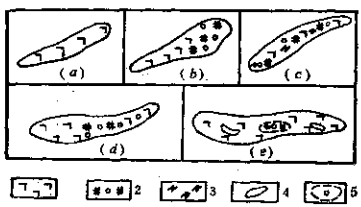


图 5-3　块状、混合状构造示意图

(a) 全脉型块状构造；(b) 区段块状构造；(c) 混杂状构造；(d) 斑杂状构造；(e) 串杂状构造

1—文象伟晶岩；2—小块状伟晶岩；3—粒状伟晶岩；4—块状石英；5—石英、云母交代体

（3）树枝状构造　以一种或几种结构的单元为背景，又有另一种结构单元呈树枝状细脉穿插其间的这种构造，称为树枝状构造，见图5-4。

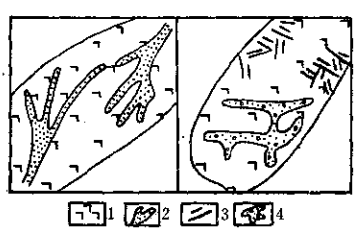


图 5-4　树枝状构造示意图

1—文象伟晶岩；2—钠长石交代体；3—黑云母、白云母；4—小块状伟晶岩

（4）带状构造　带状构造是伟晶岩中最主要和常见的一种构造，即从伟晶岩的边部到中心常显示不同的矿物组合、结构构造、矿化特征及交代作用等，并可据此将伟晶岩体划分成若干个带。带与带之间一般呈渐变关系。发育完全的伟晶岩，可明显地分出以下几个不同的带（图5-5）。

1）边缘带(长英岩带或细晶岩带)　边缘带通常很薄，仅约几厘米，由长石、石英组

成，具细粒结构，一般不含矿。边缘带形状不规则，有时不连续，与围岩的界线一般较清楚。

2）外侧带（文象粗粒结构带） 外侧带紧靠边缘带，厚度虽大但不稳定，有时不对称也不连续。外侧带主要由长石、石英、白云母等组成，文象结构和粗粒结构发育，一般不含矿。



图 5-5 花岗伟晶岩的内部构造
（据Ферсман）
1—花岗岩；2—细晶岩；3—文象结构带（长石、石英）；4—长石块体；5—晶洞

3）中间带（块状长石-石英带） 中间带在外侧带内，是伟晶岩的主体部分，厚度大，主要由块状微斜长石和石英构成。中间带的矿物颗粒比外侧带更为粗大，以粗粒、块状、巨晶结构为主。本带内的伴生矿物多，矿化发育，是稀有、稀土金属矿产及白云母、长石的富集地段。本带的对称性、连续性也较边缘带和外侧带好。

4）内核（石英核） 内核位于伟晶岩的中心。内核部分的主要矿物成分简单，多由块状石英、石英-长石、石英-锂辉石组成，有时伴生矿物较复杂。组成内核的矿物颗粒特别粗大，在内核的中心部位往往有晶洞生成，并常有宝石类矿物产出。内核形态常不规则，连续性差。

应当指出，不同的伟晶岩体，带状构造的发育程度很不一致。伟晶岩的带状构造，只有在经过详细的观察与分析研究后才可能划分出来。在某些伟晶岩矿床中，由于交代作用非常发育，致使带状构造受到局部甚至全部改造，故仅能在不同程度上保留下原有带状构造的某些残余。

第三节 伟晶岩矿床的成因

一、伟晶岩的成矿作用

在伟晶岩矿床的形成过程中，下述各种成矿作用均占有相当重要的地位。

1．挥发分的作用

形成伟晶岩的熔浆或溶液中含有大量的挥发分，组成以H_2O为主并富含CO_2、HCl、HF、CO、H_2S、SO_2、H_2、N_2、S、CH_4、H_2BO_3、H_3PO_4等成分的气-水溶液。此种富含挥发分的气-水溶液由于具有以下各种作用，故对伟晶岩矿床的形成，有着重要意义。

（1）挥发分能与稀土、稀有元素形成易熔和易挥发的络合物，从而有利于这些元素的迁移和富集成矿。特别是在伟晶岩矿床形成的后期，由于挥发分更大量的集中，形成的气水溶液对早期晶出的矿物产生强烈的交代作用，对稀有元素的富集，意义更大。

（2）挥发分的存在，可以降低伟晶岩熔浆或溶液的结晶温度。据试验，熔浆含水1%时，熔点可降低30～50℃；含水10～20%时，熔点可降低300～400℃。因此，在同一温度下比较时，含挥发分较多的熔浆，其流动性较好。

（3）挥发分一般都具有热容量大、导热性小的特点，故伟晶岩熔浆中富含挥发分时，冷却比较缓慢，分异作用可较充分地进行，从而有利于形成巨大而晶形完好的晶体。

（4）挥发分的存在可以降低熔浆的粘度，增加其流动性，从而有利于伟晶岩溶液的迁移。

（5）由于挥发分的存在，可使伟晶岩熔浆或溶液具有甚大的内压力，故在构造应力的影响下，容易侵入到围岩的构造裂隙中，形成伟晶岩脉。

2．结晶作用

结晶作用主要发生于伟晶岩矿床形成的早期，主要由于温度的降低，使长石、石英、云母及一些稀有元素矿物如绿柱石和铌-钽铁矿等从伟晶岩浆中逐渐结晶出来。在比较稳定的封闭环境中和有挥发分参与的情况下，因冷却速度和挥发分浓集程度的变化，结晶分异的结果形成带状构造。例如，形成花岗伟晶岩的熔浆，在结晶作用进行的初期，挥发组分及稀有元素组分并未浓集，故不能影响长石-石英的共结关系。当熔浆与围岩接触的边缘部分温度降低到长石-石英的共结温度时，长石与石英同时晶出，形成伟晶岩体的边缘带。随着结晶作用的进行，温度和冷却速度降低，挥发分（特别是水分）相对富集，长石与石英的共结关系开始受到影响，熔浆结晶分异而形成外侧带和中间带。在结晶作用的末期，由于挥发性组分和稀有元素的富集，除晶出大颗粒的长石、石英晶体外，有时也能形成绿柱石、铌—钽铁矿等的巨大晶体，形成内核。

3．母岩的重结晶作用

当母岩（花岗岩、细晶岩）基本固结以后，残存的富含母岩组分和挥发组分的气态溶液，若继续保留在母岩中，则将引起母岩的重结晶，形成母岩中造岩矿物的巨大晶体。此种重结晶作用，有助于伟晶岩的主体部分（中间带）的形成和扩张，且也可形成带状构造。

4．交代作用

交代作用发生在伟晶岩主体形成的后期，是一种改变早期晶出矿物的化学作用。按矿物的变化，可将交代作用分为以下几种。

（1）白云母化作用　当大量钾长石形成后，由挥发组分（主要是气相的H_2O）与块状钾长石（主要是钾微斜长石）起化学反应形成白云母。此种作用称为白云母化作用，

其反应式为

$$3K[AlSi_3O_8]+H_2O \longrightarrow$$

钾长石

$$KAl_2[Si_3AlO_{10}][OH]_2+6SiO_2+K_2O$$

白云母

在反应生成物中，白云母多呈细小鳞片状、羽毛状集合体或细脉状，有时也呈大片集合体出现。白云母也常与石英共生在一起，形成一种石英—白云母的交代集合体。

在伟晶岩矿床中，白云母化作用常多期出现。此种作用又与Be、Nb的矿化有密切关系。

（2）钠长石化作用　在岩浆结晶分异过程中，当微斜长石、锂辉石和石英大量晶出后，热液中钠的浓度便显著增高，这种含钠热液与早期晶出的矿物发生化学反应形成钠长石即为钠长石化作用。钠的交代作用表现为钠长石交代微钾长石并出现钠长石与锂辉石的集合体。由于钠的交代作用，使早期晶出矿物中的K和Li不断转入溶液中，又为以后的钾长石化和锂云母化准备了条件。在伟晶岩矿床中，钠长石化也常多期出现。钠长石可呈薄板状、叶片状或糖粒状；颜色为浅灰色、褐色、淡黄色或白色；其集合体常呈细脉状、细小网脉状及团块状出现在伟晶岩各带中。钠长石化与Be、Nb、Ta的矿化有密切关系。

（3）锂云母化　由于结晶分异过程中，溶液内锂的含量相对增加与已晶出的矿物起化学反应形成锂云母，促使锂云母化发育，形成的锂云母常呈细小的片状、鳞片状出现，但也可呈大片晶体出现。在锂云母化作用中，还可形成其它含锂矿物如锂辉石等。锂云母化作用与细晶石和铯榴石化关系密切。在锂云母化和钠长石化大量发育的伟晶岩矿床中，常伴随产生Li、Be、Nb、Ta、Rb、Cs及Hf的综合稀有元素矿化。

另外，在伟晶岩矿床中，还广泛发育着云英岩化和石英化作用，这些作用也常多期出现。

上述各种交代作用，通常都可发生在伟晶岩矿床中并常多期出现。此种情况与稀有金属元素的矿化关系密切。原因是这些稀有金属元素未晶出前可与K、Na等物质组成易溶解的络合物存在某种溶液中，当此种溶液与早期晶出的矿物发生化学反应时，K、Na等物质的析出破坏了络合物的稳定性，从而促成了稀有金属矿物的沉淀。

交代作用并不是在所有伟晶岩矿床中都很发育，有的伟晶岩岩体中，甚至没有交代作用产生。交代作用的是否发育，与伟晶岩矿床本身的组分、形成时的物理化学条件和地质条件有关。

5．混染作用

当伟晶岩熔浆侵入到和其成分差异很大的岩石中时，便会引起围岩和伟晶岩熔浆之间物质成分的交换。此种作用，称为混染作用。例如，花岗岩熔浆侵入到缺少硅酸和不含碱质的超基性岩或根本不含硅酸的碳酸盐岩石中时，会引起伟晶岩熔浆的去硅作用和去钾作用，造成伟晶岩浆中Al_2O_3过剩，于是在伟晶岩中出现刚玉等矿物。与此同时，还可从围岩吸取Ca、Fe、Mg等物质形成角闪石、辉石和方柱石等矿物。若围岩为泥质岩石时，则可在伟晶岩中出现红柱石、矽线石、兰晶石等高铝矿物。

二、伟晶岩矿床的成因假说

伟晶岩的成因是地质界至今尚未很好解决的重大理论课题之一。数十年来，不少地

质工作者提出了许多不同的观点。这些观点大都有一定的实验作为依据，因而在研究伟晶岩的成因方面具有很大的参考价值。现将主要的几种观点介绍如下：

1．残浆说

此种观点认为伟晶岩是岩浆结晶分异作用末期，在残余熔浆中聚集了大量Si、Na、K以及挥发组分和稀有元素，在相对封闭和高温高压（几公里深处，压力达几十至几百兆帕，温度达400～700℃）的环境中缓慢冷却结晶而形成的。高温、高压的环境可使岩浆溶解较多的挥发组分，而挥发组分的存在则可降低岩浆的粘度和矿物的结晶温度，从而为结晶分异作用的进行和巨晶的形成提供有利条件。

2．母岩矿物重结晶交代说

此种观点认为伟晶岩是由任何一种岩浆凝固后都会残余下来的所谓“残余气体溶液”交代母岩而形成的。这种气态溶液是一种超临界状态的流体，富含成矿物质、挥发组分和硅酸盐组分。因此，气态溶液对母岩来说，是饱和的。此种饱和了母岩造岩矿物组分的超临界气体溶液作用于早期形成的矿物，使它们发生重结晶交代作用，形成伟晶岩所特有的粗粒集合体。

3．混合岩化说

有人认为某些伟晶岩是由于混合岩化和花岗岩化形成的。混合岩化和花岗岩化作用，是在相当高的温度和相当大的压力条件下发生的，是区域变质作用进一步发展的产物。当此种作用发生时，通常会出现广泛的流体相，其中有由岩浆演化或深部岩石重熔而产生的富含水和其它挥发分的伟晶岩熔浆。此种熔浆可注入仍处于固体状态的变质岩基体中也可与变质岩基体发生交代作用，使其重结晶而形成伟晶岩。因此，此种伟晶岩被认为是沉积岩经深度变质作用——花岗岩化而形成的。

第四节　伟晶岩矿床类型

伟晶岩矿床的类型很多，工业上对伟晶岩矿床的利用和要求也不相同，加上对伟晶岩的成因等在认识上差异较大，故至今缺少一个理想的、公认的分类。本节将简单介绍常见的几种类型。

一、花岗伟晶岩矿床

花岗伟晶岩矿床是伟晶岩矿床中分布最为广泛的一个类型。花岗伟晶岩矿床可因分类依据的不同，分为以下几种。

1．根据矿物成分和成矿方式的分类

拉弗斯、舍勒、赫斯等人根据矿物成分和成矿方式的不同，将花岗伟晶岩矿床分为简单和复杂两类。简单花岗伟晶岩主要由长石、石英和云母组成，矿物成分简单，交代作用很不发育；复杂花岗伟晶岩的矿物成分则较为复杂，除构成岩体的主要矿物长石、石英和云母外，还有许多含挥发组分的矿物和含稀有元素的矿物。复杂伟晶岩中的交代作用非常发育。

2．根据成分和与围岩间关系的分类

费尔斯曼根据岩体成分和与围岩的关系，将花岗伟晶岩分为单纯伟晶岩和混合伟晶岩两大类：

（1）单纯伟晶岩　由伟晶岩熔浆侵入母岩或成分相近的围岩（如片岩或结晶片岩）

中冷却结晶而成。伟晶岩的成分基本上未受围岩的影响。

（2）混合伟晶岩　花岗伟晶岩熔浆侵入与其成分差异很大的岩石，在熔浆与围岩间进行广泛的物质交换后形成的伟晶岩。根据围岩成分以及熔浆与围岩间物质交换情况的不同，又可细分为以下两类：

1）混染伟晶岩　围岩为泥质岩或基性岩时，伟晶岩浆同化围岩，夺取其中的铝，形成高温矿物如红柱石、蓝晶石、矽线石等；围岩富含Ca、Mg、Fe时，则形成角闪石、辉石、钛铁矿和方柱石等矿物。

2）去硅伟晶岩　围岩为缺少硅酸且不含碱类的超基性岩或根本不含硅酸的碳酸盐岩石时，伟晶岩浆一方面从围岩中夺取本身所缺少的组分，另一方面则给予围岩以SiO_2和K_2O，于是伟晶岩成分发生剧烈变化，形成所谓去硅伟晶岩。

3．根据矿物的共生关系和结构特征的分类

弗拉索夫根据矿物的共生关系和结构特征，将花岗伟晶岩矿床分为以下五个类型（参看图5-6）。

（1）第一类型——文象和等粒型伟晶岩　这一类型的伟晶岩，其矿物成分简单，主要矿物为钾—钠长石和石英，有时有少量云母。长石和石英有规律地连生，构成文象结构或等粒结构，这两种矿物大致是同时形成的（共结），这是鉴定本类型伟晶岩的重要标志。这一类型的伟晶岩，常组成岩体的边缘带，无交代现象，也无稀有元素的集中。

（2）第二类型——块状型伟晶岩　由大小为数十厘米至数米的微斜长石晶体（或晶块）和同样大小的石英晶块组成。长石比石英析出的时间稍早，有一定数量的稀有金属矿

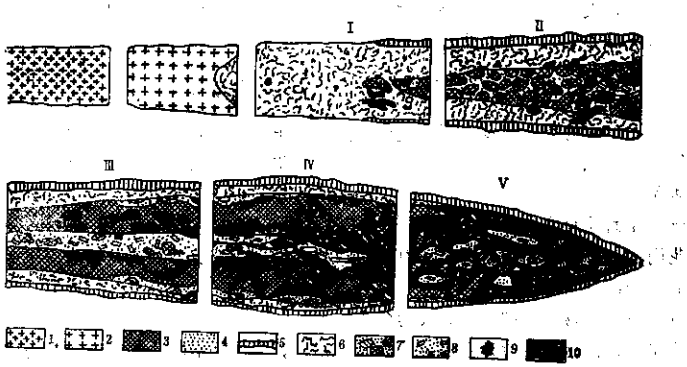


图 5-6　花岗伟晶岩构造——共生类型图（据K.A.弗拉索夫）

Ⅰ—等粒或文象的；Ⅱ—块体的；Ⅲ—全分异的；Ⅳ—稀有金属交代的；Ⅴ—钠长石-锂辉石的

1—花岗岩；2—伟晶状花岗岩；3—微斜长石；4—石英；5—接触边和白云母—石英—长石带；6—文象结构和花岗结构伟晶岩；7—块体带；8—单矿物微钾长石带；9—石英—锂辉石带；10—交代组合和交代带，含钠长石，石英，白云母，微斜长石残余，稀有金属矿物（锂云母，通常含铯的绿柱石，铌钽酸盐，彩色电气石，锂辉石等）

物产于块状石英中，交代现象不显著。这一类型的伟晶岩常位于岩体内靠近岩脉的中心部分。

（3）第三类型——完全分异类型　本类型伟晶岩可分三带，即文象结构伟晶岩带、微斜长石带和石英带。在这一类型中，长石和石英已形成两个独立的单独矿物带；交代作用较强烈，钠长石化、云英岩化等已相当明显。在本类型伟晶岩中，常产出具有工业价值的粗粒绿柱石和锂辉石。

（4）第四类型——稀有金属交代型　这一类型的伟晶岩具有独特的矿物组合，构成一个独立的交代带。矿物中有钠长石、各种云母、晚期石英、绿柱石、铌钽铁矿、铯榴石、磷灰石、铀矿物等。交代带一般不是在伟晶岩体的中心部分发生，而是在两个单矿物带（石英带和钾钠长石带）接触处发生。这类伟晶岩以颗粒较细为其特征。

（5）第五类型——钠长石-锂辉石伟晶岩　主要由钠长石、锂辉石和石英组成，并有少量的微斜长石和大量的稀有元素矿物。其岩石化学成分比第四类型复杂，但矿物种类却较少。本类型伟晶岩分带性也较差，实际上不存在文象结构带，无巨大的石英核心存在。交代作用发育，交代矿物组合随处可见。矿物颗粒较小。

伟晶岩的这一分类，实际上反映伟晶岩发展演化的不同阶段。每一个前面的类型，在其发展的最终阶段，都存在着后一类型的特点。即每一个后面的类型似乎都是在前面一个类型的核心部分开始萌芽的。因此，这一分类也是伟晶岩发展演化的模式。

4．根据伟晶岩矿床中的有用组分的分类

根据矿床所含有用组分的不同，可将花岗伟晶岩矿床分为以下几个类型：

（1）稀有元素伟晶岩矿床　本类矿床是稀有金属如锂、铍、铌、钽、铯、铷等的重要伟晶岩矿床。矿物成分十分复杂，从中可开采提取锂用的锂辉石、透锂辉石、磷铝石、锂云母；可提取铍的绿柱石；提取铯的铯榴石、含铯锂云母；提取铷的含铷锂云母以及提取铌、钽的铌钽铁矿等。故本类矿床具有很大的工业意义。

稀有金属伟晶岩矿床一般都和一定的花岗岩存在空间上的联系，多分布在花岗体的内外接触带中，但也有分布于远离岩体达数公里的围岩中的。围岩为各种片岩、闪长岩和辉长岩。

矿体形态多种多样，有岩株状、似层状及各种脉状等。脉体大小差异甚大，一般规模大的都有较好的分带现象；小的脉体则往往不分带。

稀有金属伟晶岩矿床最重要的特征是具有复杂的交代作用——钠长石化作用和稀有元素矿物交代作用。

这一类型的伟晶岩矿床，在我国分布较广，其中也有大型矿床。在国外，加拿大、美国、印度、巴西、阿根廷等国均有著名大矿床。

（2）稀土元素伟晶岩矿床

稀土元素伟晶岩矿床，分异作用一般不明显，岩体内部构造也较简单。矿物成分除微斜长石、石英外，往往含有白云母，次要矿物有黑云母、石榴石、钛铁矿、磁铁矿、独居石。主要的稀土矿物为褐帘石、硅铍钇矿、铌钇矿、独居石、黑稀金矿、杂钇铌矿、钛铌铀矿、曲晶石、磷钇矿等。矿床的工业价值较前一类矿床小。

这类矿床多分布在太古代岩层中，常与同期的花岗岩、混合岩及结晶片岩组成的杂岩有关。有些矿区内并未出现大的花岗岩体，但广泛分布着混合岩，故这类矿床的形成与混

含岩化和花岗岩化可能有密切的关系。另一些矿区又发现矿床与侵入体（多数为白岗微斜花岗岩）有着较明显的成因上的联系。

在加拿大、斯堪的纳维亚半岛诸国、阿扎尼亚、苏联及我国西北、东北等地均有这类矿床。

（3）白云母伟晶岩矿床

白云母伟晶岩矿床是工业用白云母的主要来源，往往可提供一些片度大、纯度高的优质白云母。此外，有的矿床还可开采长石（作为陶瓷工业的原料）或附带开采绿柱石和晶质铀矿。矿物成分一般比较简单，主要为长石、石英和白云母，次要矿物为黑色电气石、磷灰石、石榴石，偶见绿柱石、晶质铀矿、铌钽铁矿、曲晶石等。

这类矿床绝大多数产在寒武纪的深变质岩中，围岩往往是花岗片麻岩、片麻岩、结晶片岩、大理岩、角闪岩等。矿区内有花岗岩的侵入活动，矿体本身即是含白云母的花岗伟晶岩。伟晶岩体多呈板状，透镜状或巢状，长数十至数千米，厚数十厘米至数十米，延深可达一、二百米。矿脉常成群出现，脉体内分带现象清楚。

在印度、巴西、美国、苏联和我国，这类矿床均有广泛的分布。

（4）含水晶的伟晶岩矿床

含水晶的伟晶岩矿床主要用于开采水晶。矿床的主要矿物成分为微斜长石、石英、酸性更长石（或钠长石）、黑云母，次要矿物有黄玉、绿柱石、电气石、萤石和钛铁矿等，偶见稀有元素矿物。

这类矿床的伟晶岩体多分布于花岗岩侵入体顶部接触带附近，常有明显的分带构造。岩体形态通常为不规则岩株状，向下延伸有膨缩现象，在其膨大部分可望找到水晶或水晶—萤石晶洞。晶洞中所含水晶以墨晶、烟晶居多数，无色水晶较少。水晶晶体大小不一，相差悬殊，粒径小的只有几厘米，大的达0.5m以上。少数巨大的晶体，重量以吨计。

含水晶伟晶岩脉分布很广，但仅少数脉中有较多的优质晶体产出。我国华北、华东及中南地区有此类矿床分布。国外著名产地有日本、巴西、苏联等。

（5）长石伟晶岩矿床

长石伟晶岩矿床主要用于开采长石。矿体主要由长石和石英组成，此外尚有云母、锂辉石和铌—钽矿物，常可综合利用。

这类矿床产于花岗岩、片麻岩和结晶片岩中。矿体呈规则板状，规模一般不大，长数十至数百米，厚数厘米至二十余米。单个矿体虽不大，但往往在一个矿区内有许多矿体成群产出，故合计储量仍很可观。具分带结构的矿体中，长石常形成巨大的晶体，质量好；在不具分带结构的矿体中，往往只能将长石和石英混合采出后分选，长石的质量也较差。

属于这一类型的世界著名矿区有加拿大的安托利，美国的北卡罗莱纳，苏联的卡累利阿等。我国东北和西北地区也有大型矿床。

根据矿床所含有用组分，除可分出以上五个类型外，尚可分出含铀伟晶岩矿床、刚玉伟晶岩矿床等多种类型。按此一原则分出的类型，实质上即为花岗伟晶岩矿床的矿产类型。

二、基性和超基性伟晶岩矿床

本类型伟晶岩出露很少，在成因上与基性岩和超基性岩有关。在本类伟晶岩中可见到辉石伟晶岩、辉长（苏长）伟晶岩和斜长伟晶岩。伟晶岩体多呈脉状或透镜状，部分呈现

为母岩的异离体，与母岩间的界线不清晰。矿物成分以辉石和斜长石为主，有时出现较多的纤闪石和阳起石，其次有磁铁矿、钛铁矿、铬铁矿以及含铀矿物和磷灰石等。辉石、纤闪石、斜长石等矿物的晶体较大，粒径可从几厘米到几十厘米，其它矿物的晶体一般为数厘米。本类型伟晶岩矿床，工业价值一般不大。

三、碱性伟晶岩矿床

碱性伟晶岩的分布较花岗伟晶岩少。其中以霞石正长石伟晶岩分布较普遍。此种伟晶岩主要呈异离体、似层状和脉状体产于母岩体中，有时也产在碱性侵入体顶部的围岩中。关于碱性伟晶岩的成因，一般认为与碱性侵入体的分异作用有联系，是典型的岩浆结晶末期的产物。碱性伟晶岩的化学成分和矿物成分均与母岩类似。由于硅酸未饱和而碱金属（Na+K）和铝的含量很高，Na的含量又常超过K，这就促使一系列的含钠矿物形成。同时由于铁的含量也较高，因此形成霓石、霓辉石、钙钠闪石、钠沸石、紫方钠石、方钠石等矿物。矿物晶体巨大，稀土元素矿物较多。

在碱性伟晶岩中，铌和钽的矿物最具工业价值。锂、铍、钍和其它稀土矿物含量常相当高；磷的含量有时也高；故常形成工业价值较高的伟晶岩矿床。

四、与混合岩有关的伟晶岩矿床

本类矿床与深度变质作用有关，常产在均质混合岩（又称混合花岗岩）、眼球状混合岩和各种片麻岩中。伟晶岩脉的厚度一般小于一米，最厚可达10～20m，往往沿走向延伸30～50m即行尖灭，少数长的可达100～200m。伟晶岩体与母岩间无明显界线，多为逐渐过渡。伟晶岩中的矿物成分简单，主要由微斜长石、更长石、石英和黑云母组成，有时有白云母。此外，还有磁铁矿、石榴石以及稀土元素矿物和铌一钽矿物。

本类型伟晶岩矿床可作为白云母矿床或稀土元素矿床来利用。

第五节　伟晶岩矿床实例

一、新疆阿尔泰含稀有金属花岗伟晶岩矿床

矿床位于阿尔泰伟晶岩区，是世界著名的伟晶岩矿田。

阿尔泰伟晶岩区共有大小花岗伟晶岩脉十余万条，密集分布于小背斜、断裂和侵入体的内外接触带附近，岩脉走向与区域构造走向一致。现以可可托海3号脉为例，简略说明此类伟晶岩矿床的特征。

图5-7所示为3号脉的地质平面图。该岩脉位于复背斜的轴部，围岩为辉长岩，伟晶岩呈不规则椭圆形截面的岩株状岩体侵入其中。伟晶岩体长约250m，宽约150m，延深约300m。

岩体分异良好，交代作用强烈，矿物成分复杂，具明显的环带状构造，由边部至核心可分为以下几个带：

1．文象及似文象结构带　本带包括边缘部位的细晶岩带，由石英、微斜长石、奥长石组成，其中分布有糖粒状钠长石、细粒白云母及石英的集合体组成的巢状体。

2．糖粒状或细粒状钠长石带　背景是微斜长石和条纹长石，其中散布着大量细粒钠长石，可见绿色白云母、石榴石、磷灰石、电气石、绿柱石、铌铁矿等与钠长石伴生。

3．块状微斜长石带　由块状微斜长石和条纹长石组成。

4．石英一白云母带　本带以石英及白云母为主，此外尚有钠长石、石榴石、磷灰

石、电气石、绿柱石、铌铁矿等。本带是交代微斜长石的产物。

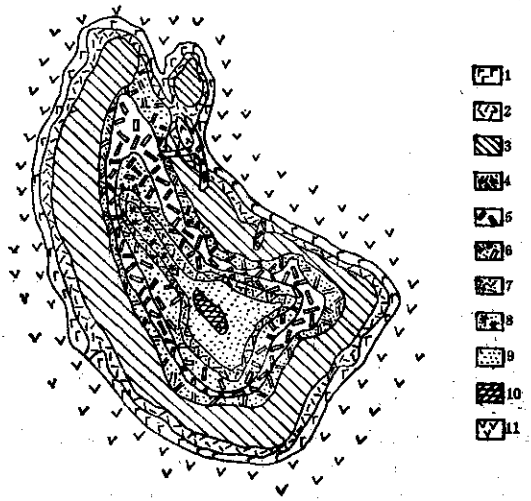


图 5-7　新疆阿尔泰含稀有金属花岗伟晶岩脉地质平面图

1—文象及似文象结构带；2—糖粒状或细粒状钠长石带；3—块状微斜长石带；4—石英—白云母带；5—叶钠长石—锂辉石带；6—石英—锂辉石带；7—薄板状钠长石带；8—锂云母带；9—块状石英核心带；10—核部块状微斜长石带；11—辉长岩

5．叶钠长石—锂辉石带。

6．石英—锂辉石带

5、6两带间呈渐变过渡关系，主要矿物有石英、叶钠长石和锂辉石，锂辉石的晶体可达到很大程度。其它少量矿物有磷灰石、电气石、微斜长石、白云母、石榴石、绿柱石、铌钽铁矿等。

7．薄板状钠长石带　主要由片状的钠长石组成，其它矿物有锂辉石、石英、微斜长石、磷灰石、绿色电气石、红绿柱石、绿帘石、石榴石及结晶较大的铯榴石等。

8．锂云母带　本带是交代作用的产物，呈透镜状，四周大部分被薄板状钠长石带环绕，仅一小部分与核心部位的块状石英带毗邻。所含矿物除锂云母外，尚有石英、钠长石、微钾长石、红绿柱石、红电气石及钽铁矿等。

9．块状石英核心带　主要由块状石英组成，厚约40m。

10．核部块状微斜长石带　位于图5-7所示地质平面图中矿脉核心部位的下部，为块状石英带完全包围。

据研究1、3、9、10四个带应属伟晶岩熔浆或溶液结晶分异的产物，其余各带则是交代作用的产物。

稀有元素矿物主要是绿柱石、锂辉石、锂云母、铌钽铁矿、铯榴石等。

铍主要富集于1～4带，以2、4两带为最富，构成有工业意义的绿柱石矿体。由此可见铍的富集主要发生在伟晶岩形成的早一中期，与钠的富集和白云母、石英交代有关。

锂主要富集于5～8带，构成有工业意义的锂辉石、锂云母矿带；铌主要富集于钠长石化强烈的2、4两带内。由此可见铌和锂的矿化主要发生在伟晶岩体形成的中一晚期。

3号伟晶岩脉中，锂、铯、铷的含量有从边缘到中心逐渐增加的趋势，而铍则相反。钠长石在不同结构的岩性带中，晶形有明显变化，自边部至中心，晶形由糖粒状经叶片状至薄板状。绿柱石的颜色由蓝绿、浅绿、白色至浅玫瑰色，晶形由长柱状至短柱状至板状。

3号脉可综合开采铍、锂、铌、铯等，有重要工业价值。

根据同位素年龄测定，3号脉形成时间距今为220Ma，故有人认为在成因上可能与海西期花岗岩有关，故应属岩浆结晶一交代伟晶岩矿床。但在本区内却并未找到含伟晶岩的母体花岗岩，而在混合岩、片麻岩、片岩等地层中伟晶岩却广泛出露，故也有人认为该区内伟晶岩的形成应与混合岩化、花岗岩化有成因上的联系，可能属于与混合岩化有关的交代伟晶岩矿床。

二、内蒙古土贵乌拉白云母伟晶岩矿床

矿区内地层主要为前震旦纪片麻岩，它们构成了北东—南西向复向斜和复背斜。区内岩浆岩有花岗岩、苏长岩、辉绿岩、闪长岩和细晶岩脉。伟晶岩主要分布在复背斜两翼的张性节理中，走向为N40°～70°W，产状稳定。

围岩有清楚的黑云母化。具工业价值的伟晶岩脉分异良好，脉中具明显的带状构造，从边缘到中心可粗略地分为：

（1）细晶岩带；

（2）文象花岗岩带；

（3）块状钾微斜长石带；

（4）块状石英带。

伟晶岩矿脉中所含主要矿物——白云母的产出有两种情况：一种是在对称带状构造脉中产出的矿体，矿体常分布在伟晶岩脉巨晶结构带的两侧或巨晶结构带与似文象结构带的接触部位，附近常见钠长石化。此种白云母一般认为是热液交代钾长石的产物。另一种产在具有不对称构造的伟晶岩脉内的白云母矿体，则多呈连续带分布在伟晶岩脉巨晶结构带的上盘。这种白云母可能系由结晶作用形成。

第六节　伟晶岩矿床的形成条件

一、物理化学条件

1．温度

近年来，通过对伟晶岩中斜长石、正长石、黑云母、石榴石、白云母及气液包裹体进行的温度测试，取得了不少数据。按这些数据，边缘带细晶岩的形成温度为1000℃左右；中间带的细粒、中粗粒及块体的形成温度为800～500℃；晶洞矿物的形成温度可低至160℃或更低；各种交代矿物（钠长石化、白云母化、云英岩化、锂云母化、石榴石化等）的形成温度为500～200℃。由上述可知，伟晶岩形成的温度范围较大，约在1000～160℃之间，其主体部分则约形成于700～200℃之间，稀有金属矿化主要发生于500～300℃之间。据塔

兰采夫的资料，苏联南乌拉尔带状伟晶岩的文象带，形成于590～550℃，而石英核心的晶簇则形成于300～220℃，因此认为伟晶岩主要是在600～200℃时形成的，与前引资料大体一致。

2．压力

伟晶岩形成时的压力，根据施马京的实验资料，开始时可能达到800～500MPa，结束时降至200～100MPa。

据研究，产在蓝晶石—矽线石变质相中的变质成因的白云母矿床，形成压力为800～750MPa，温度为650～620℃；产在红柱石—矽线石变质相中变质成因的稀有金属伟晶岩矿床，形成压力为500～450MPa，温度为670～520℃。

伟晶岩矿床形成的深度是较大的，近地表带和浅成带不利于伟晶岩的形成。金兹堡等人按伟晶岩矿床形成的深度分出四个伟晶岩相，即

（1）较小深度的水晶伟晶岩相，深度为1.5～3km；

（2）中等深度的稀有金属伟晶岩相，深度为3.5～7km；

（3）较大深度的云母伟晶岩相，深度从7～8km到10～11km；

（4）极深的陶瓷原料伟晶岩相，深度超过10～11km。

二、地质条件

1．岩浆岩条件

在成因上和空间上与伟晶岩矿床有关的侵入体，可以从超基性的橄榄岩类，一直到酸性的花岗岩类，但大多数伟晶岩均与花岗岩类岩石有关。与伟晶岩关系较密切的花岗岩侵入体常呈岩基状或巨大的岩株状。这是因为大侵入体才能产生形成伟晶岩的大量挥发分。此外，大侵入体产出的地质环境也有利于伟晶岩的形成。

不同深度的伟晶岩矿床，总是与一定深度相的花岗岩类有关。例如水晶伟晶岩矿床在成因上与浅成的花岗岩类侵入体有关；稀有金属伟晶岩矿床则与中深成的花岗岩类侵入体有关。

伟晶岩可产于母岩体的顶部和边部，也可分布在母岩附近的沉积岩或变质岩的围岩中。在巨大的花岗岩岩基内，伟晶岩多集中在外接触带或分布在岩体顶盖的围岩残余体中。

在某些伟晶岩区内，还可见到不同类型的伟晶岩围绕大的花岗岩体呈带状分布（见图5-8），其分布规律为：

（1）离花岗岩体越远，伟晶岩体的规模越大；

（2）离花岗岩体越远，交代作用越强烈；

（3）离花岗岩体越远，稀有金属也越富集。

2．地质构造条件

伟晶岩在空间分布上明显地受地质构造的控制。例如，花岗伟晶岩脉常成群集中分布，在一定的地区内，可有数十、数百甚至上万条伟晶岩，构成密集区。此种特点，显示出伟晶岩的分布与所在地区的地质构造特征有密切联系。

伟晶岩密集区分为两级，即伟晶岩带和伟晶岩带中的伟晶岩区。

伟晶岩带是众多伟晶岩断续分布的狭长地带，常延长达几十至几百公里甚至更长。在这个狭长地带中，常有许多属于同一旋回的花岗岩体分布，伟晶岩体的形成与这些花岗岩

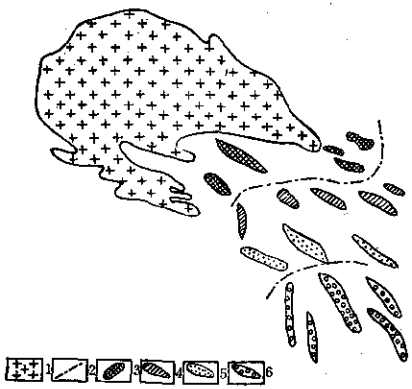


图 5-8 陕西某地不同类型伟晶岩分布示意图

1—黑云母花岗岩；2—类型分带线；3—铀、钍、稀土斜长石伟晶岩；4—微斜长石伟晶岩；5—铍、铌、钽微斜长石—斜长石伟晶岩；6—锂、铍、铌、钽、锂云母、锂辉石伟晶岩

体有关。伟晶岩带主要分布在以下三类地区：

（1）地槽区　伟晶岩带主要沿地槽的轴向延伸，并受一定的构造岩相带控制。

（2）古老地盾的边缘　即太古代地盾与元古带、加里东或海西褶皱带的结合处。

（3）大断裂附近　这种大断裂或者发生在地盾的内部，或者发生在地槽区，也可能发生在地盾周围与较新地层的接触地带。

在伟晶岩带中，不是到处都有伟晶岩存在。伟晶岩的分布还受伟晶岩带中一定的次级构造控制。这样，在伟晶岩带中，就可分出一些伟晶岩密集分布的地段和无伟晶岩出现的地段。有伟晶岩密集分布的地段称为伟晶岩区。

伟晶岩区主要受伟晶岩带内一些次级构造如背斜轴部、不同时代地层的接触带以及断裂构造带等的控制。在伟晶岩区内，所有的伟晶岩都与同一个花岗岩侵入体或同时侵入的多个岩体有关，即它们都是来源于同一个岩浆源，并且是在同一时期内形成的。

在伟晶岩区内，伟晶岩脉的分布又受着更次一级的构造如一定性质和一定方向的断层、节理、裂隙等控制，有时也受围岩的层理（片理）以及不同地层的接触带的控制。

3．围岩条件

伟晶岩矿床主要产在强烈褶皱带和侵入体（特别是花岗岩侵入体）发育的地区。在这些地区，经常有强烈的区域变质作用、花岗岩化和混合岩化作用，因而常发育着各种片岩、片麻岩、混合岩和粗粒花岗岩。因此，伟晶岩矿床的围岩，主要是区域变质岩和一些基性和超基性岩。在未经变质的沉积岩盖层和火山岩中，伟晶岩比较少见。

围岩的物理性质对伟晶岩矿床的形成和分布有一定影响。围岩为未遭受片理化的岩石如花岗岩、花岗片麻岩、基性岩等时，因这类岩石能形成不同形状的裂隙，故有利于透镜状、筒状伟晶岩的形成。又因这类岩石封闭性好，在成矿期间挥发分不易散逸，故较有利于稀有金属元素的富集。片理化的围岩，有利于形成板状伟晶岩，不利于稀有金属矿物的富集。

围岩的化学成分对伟晶岩的成分也产生一定影响。由于岩浆与围岩发生同化混染作用，可使伟晶岩的成分发生某种程度的变化。例如在钙质围岩中的伟晶岩内常出现榍石、褐帘石等矿物，而在富硼页岩中的伟晶岩内则出现大量电气石等。这些均可作为围岩成分影响伟晶岩成分的佐证。

复习题

1. 何谓伟晶岩矿床？试述伟晶岩矿床的地质特征及其与岩浆岩矿床的主要区别。
2. 伟晶岩矿床在矿物成分及化学成分上有何特点？
3. 伟晶岩矿床在结构构造方面有何特点？
4. 试述伟晶岩的带状构造、每一带的特点及其与矿化关系的密切程度。
5. 简述伟晶岩的成矿作用。
6. 挥发分在伟晶岩矿床的形成中有哪些作用？
7. 伟晶岩内的交代作用有哪几种？各与矿化有何关系？
8. 试述关于伟晶岩矿床的几种成因假说。
9. 试简述花岗伟晶岩矿床的几种分类。
10. 详述弗拉索夫花岗伟晶岩矿床五个分类的主要特征及与矿化的关系。
11. 根据有用组分可将伟晶岩矿床分为哪几种类型？每一类型有何主要矿产？
12. 新疆可可托海伟晶岩矿床3号矿脉共分几个带？每带有何特点，与何种矿产有关？
13. 伟晶岩矿床的形成需要哪些物理化学条件？
14. 伟晶岩矿床的形成需要哪些地质条件？
15. 何谓伟晶岩带、伟晶岩区？
16. 在某些伟晶岩区内，不同类型的伟晶岩围绕花岗岩体所形成的带状分布，通常有一些什么样的规律？

第六章　气化-热液矿床概述

第一节　气化-热液矿床的概念和特点

一、气化-热液矿床的概念

气化-热液矿床系指成矿物质基本上是从以水为主要成分的介质中（即气水溶液）沉淀出来而形成的矿床。其成矿物质和介质可以是同一来源的，亦可以是非同源的。同源的某些火山热液矿床在其形成时，成矿物质与气水溶液系来自同一火山作用，与同一岩浆源有关。如我国宁芜地区的火山成因铁矿床，经研究矿床中的铁质与气水溶液均来自与辉石闪长玢岩有关的火山-侵入作用。气化-热液矿床的成矿物质和介质也可以是非同源的。如不少地下水热液矿床形成时，其成矿物质往往来自地壳上部的岩石，而搬运矿质的介质则来自天水。著名的美国密西西比河谷型铅锌矿床，据研究其成矿物质系来自地层，由于地下水的深部环流作用溶解了地层中的矿质，然后运移到适宜部位而形成矿床，故成矿物质与水溶液介质并不是同源的。但是，不论矿质和介质是同源的或是异源的，这些矿床统称为“气化-热液矿床”或简称为“热液矿床”。

气水溶液的成分是以水为主，并常富含B、F、Cl、S、P等易挥发组份。气水溶液的温度一般在600～50℃之间，压力最多可达几亿帕斯卡。它在临界温度以上为气态，当温度在临界温度以下时则呈液态（纯水的临界温度为374℃，如溶有其他物质时，其临界温度可提高到400℃左右）。在高温情况下，气、液两相并存，故称之为“气水溶液”或“气水-热液”。在中低温情况下（临界温度以下）则呈液态出现，故统称为热水溶液或热液。如热液温度接近地表水的温度，甚至可称为冷水溶液。冷水溶液由于下渗环流作用，温度也可相应提高，故大部分介质都可称为“热液”。介质中如溶有成矿物质时，如Au、Ag、W、Sn、Mo、Cu、Pb、Zn……等，则成为“含矿气水溶液”或简称“含矿溶液”或“矿液”。

含矿溶液在一定的地质构造中运移时，由于温度、压力、组份浓度等一系列物化条件的变化，可将其中所含矿质，以充填、交代等成矿方式在适当部位沉淀下来，经过富集成为矿床，即气化-热液矿床。

气化-热液矿床的种类繁多。它包括W、Sn、Mo、Cu、Pb、Zn、Sb、Hg、Li、Be、Nb、Ta、U、Au、Ag、Fe等金属矿产以及重晶石、萤石、石棉、水晶、冰州石……等非金属矿产，是自然界中最常见的一种矿床类型。该类矿床分布十分广泛，且具有很重要的工业意义。气化-热液矿床的形成作用比较复杂，故在成矿理论的研究中占有很重要的地位。长期以来，由于传统的岩浆-热液成矿观点的影响，人们一直以为含矿气液的产生只和岩浆有关，而且认为大部分矿液是在岩浆期后产生的。故前人称气化-热液矿床为“岩浆期后矿床”。近年来的研究表明气化-热液矿床的成因是多种多样的，岩浆成因的气化-热液矿床只是其中一种重要的矿床类型，还有变质成因的气化-热液矿床和地下水热液矿床；还有

几种成因的气水溶液混合而成的热液矿床。气化-热液矿床的成矿物质也可通过多种途径而获得，它可以是深源的即来自上地幔或地壳深部，也可属浅源即来自地壳上部或近地表的岩石。愈来愈多的研究资料表明，许多过去有争议的热液矿床与地下水热液有关，还发现不少变质成因的气化-热液矿床，因而把气化-热液矿床只归结为与岩浆有关的传统观点逐渐有所修改和发展，而“岩浆期后矿床”一词则仅限于部分成因确切的此类矿床。

二、气化-热液矿床的基本特点

如前所述，气化-热液矿床的种类繁多，成因复杂，但其成矿物质都是从气水溶液中沉淀出来的，故具有下述共性：

（1）气化-热液矿床既然是含矿溶液沿一定构造运移沉淀而成，故成矿作用一般晚

表 6-1 气化-热液矿床中常见的金属矿物

矿产种类	矿物	化学成分	有用元素含量（%）
金	自然金	Au	100
银	自然银	Ag	90～100
	辉银矿	Ag_2S	87.1
铁	磁铁矿	Fe_3O_4	72.4
	赤铁矿	Fe_2O_3	70
铜	黄铜矿	$CuFeS_2$	34.5
	斑铜矿	Cu_5FeS_4	63.3
	辉铜矿	Cu_2S	79.8
铅	方铅矿	PbS	86
锌	闪锌矿	ZnS	67
锑	辉锑矿	Sb_2S_3	71.4
汞	辰砂	HgS	86.2
砷	雌黄	AsS	70.1
	雄黄	As_2S_3	61
	毒砂	FeAsS	含As 46
锡	锡石	SnO_2	78
钨	黑钨矿	$(Mn、Fe)WO_4$	含WO_3 60.6
	白钨矿	$CaWO_4$	含WO_3 63.9
铋	辉铋矿	Bi_2S_3	81.2
钼	辉钼矿	MoS_2	60
硫	黄铁矿	FeS_2	含S 53.4
	磁黄铁矿	FeS	含S 36.47

于围岩的形成，为典型的后生矿床，成矿温度一般在400～50℃之间，少数可高达600℃，成矿深度可以是深成-中深的（1.5～4.5km），也可以是浅成-近地表的（小于1.5km）。过去认为深度与温度一定成正比关系，故高温矿床必然是深成的，相应的有深成高温热液矿床、中深中温热液矿床、浅成低温热液矿床之称。近代的研究表明两者并非一定成正比对应关系，如在火山岩地区发现的浅成高温热液矿床，其成矿温度可高达300～500℃，但成矿深度较浅，仅为1km左右。

（2）气化-热液矿床一般都受构造控制。构造裂隙不仅是气液运移的通道，也是成矿组份沉淀的场所。故矿体的产状、形态常常明显地受构造影响。

（3）含矿气水溶液在运移过程中，常和围岩发生化学反应，使围岩成分、组构发生一系列的变化，同时围岩的物化性质也会对矿液的运移发生影响，促使成矿物质的沉淀、富集而形成矿化，因此气化-热液矿床普遍都有围岩蚀变现象。

（4）含矿溶液的活动是一个长期的过程，它常有多期活动的特点，再加上构造裂隙的发生也常有间歇性、骤发性的特点，故气化-热液矿床的形成常常是多阶段的。矿石的成分和组构也相应十分复杂。成矿物质沉淀时，既可以充填方式在构造裂隙中成矿，也可与围岩发生化学反应，以交代方式成矿，故成矿方式也是多种多样的。

（5）气化-热液矿床中的金属矿物常以硫化物为主，其次有氧化物、含氧盐等。非金属矿物则以石英、方解石最为常见，还有白云石、重晶石、长石、白云母、绢云母等，见表6-1及6-2。

表 6-2　气化—热液矿床中常见的非金属矿物

类　别	矿　物	成　分
氧化物	石　英	SiO_2
碳酸盐	方　解　石	$CaCO_3$
	白　云　石	$CaMg(CO_3)_2$
硫酸盐	重　晶　石	$BaSO_4$
	石　　膏	$CaSO_4\cdot 2H_2O$
	明　矾　石	$KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$
硅酸盐	长　　石	
	白　云　母	$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$
	绢　云　母	$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$
	电　气　石	
	黄　　玉	$Al_2(SiO_4)(F,OH)_2$
	透　辉　石	$CaMg(Si_2O_6)$
	硅　灰　石	$CaSiO_3$
	石　榴　石	
	绿　帘　石	$Ca_2(AlFe_2)(Si_2O_7)(SiO_4)$
	绿　泥　石	
氟化物	萤　　石	CaF_2
磷酸盐	磷　灰　石	$Ca_5(PO_4)_3(F,Cl)$

第二节　含矿气水溶液的来源

含矿气水溶液的来源是气化-热液矿床最基本的理论问题之一。自十八世纪以来，人们曾对此进行过大量的研究工作。近年来由于成岩成矿实验的新进展，稳定同位素地质学的发展，含矿气液的来源问题已有较大的突破。根据目前的研究资料表明，含矿气水溶液的来源是多方面的，大致有下列几方面。

一、含矿气水溶液来自岩浆（岩浆成因的含矿气水溶液）

这种观点是最早为人们所接受和提出的一种认识。长期以来，岩浆-热液成矿论在矿床学的研究历史中曾占有统治地位。其代表人物如W.H.艾孟斯、W.林格仑、A.E.费尔斯曼、A.Γ.别杰赫琴、P.尼格里、H.史奈德洪等，他们认为几乎所有的热液矿床，其成矿物质和气水溶液都来自侵入岩体，依据如下：

（1）矿床与侵入岩在空间、时间上具有一致性特点。矿床常分布在侵入体内部、侵入体与围岩的接触带中、或侵入体附近的围岩中。如很多钨、锡、钼的气化-热液矿床和部分铁、铜热液矿床常分布在花岗岩侵入体附近，成矿时间常晚于侵入体的形成，而且大体上与岩体派生的岩脉和晚期附加的小侵入体形成时间接近。

（2）矿床与侵入体具有专属性的关系，有些矿种的气化-热液矿床常与某种类型或一定成份的侵入体在成因上密切相关。如钨锡矿床与花岗岩有密切的关系；铁铜矿床与花岗闪长岩、闪长岩有关；细脉浸染型铜钼矿床则与浅成、超浅成的酸性、中酸性斑岩有关，而与其他岩类无关；反映了矿种与一定的侵入体之间具有专属性的关系。

（3）不同类型的矿床或矿种，或矿床中不同的矿石建造、微量元素等常围绕侵入体呈水平或垂直带状分布。

（4）矿床与侵入岩在副矿物成分、微量元素方面常有一致性特点。如与钨锡矿床有关的花岗岩常含黑钨、锡石等副矿物，且花岗岩中的钨、锡、锂、铍等元素含量常比一般的酸性岩高出数倍到数十倍。

综上所述，构成气化热液矿床的矿质和介质均来自岩浆的地质依据是比较充足的。此外一些成岩成矿的实验研究也进一步证实侵入岩浆析出含矿气液的可能性。如1962年肯尼迪等人在高温高压条件下进行了水在SiO_2熔体中的实验研究，结果表明在压力为9.7×10^8 Pa，温度为1080℃时，出现上临界点，此时水在SiO_2熔体中的溶解度达25%（重量）（图6-1*a*，*b*），如果超过此临界点，则水与SiO_2熔体可发生完全混熔，此时一般不存在独立的水相，只有在上临界点之下，含水的硅酸盐熔体才可分熔为一个富水相和一个富硅酸盐相，这两个相可各自沿冷却结晶曲线演化，最终分出热液。

综合上述事实与实验结果，在本世纪初，开始建立了含矿气水溶液来自岩浆的最早假说，这个假说认为大量含矿气水溶液的分出是发生在岩浆分异作用的最晚期阶段。当这些含矿溶液携带有用组份沿围岩裂隙运移时，由于外压减小，发生了挥发物质的分馏作用，即气相的分出，随着离开母岩距离的加大，温度降到临界温度（400℃）以下，则凝聚成为热水溶液。由于气相和液相难以截然分开，故统称为含矿气水溶液。

近代，由于同位素地质学的发展，更加科学的证实了上述假说对解释某些岩浆成因的气化-热液矿床是可信的。但是应当指出，某些岩浆热液矿床的成矿物质并非一定来自岩浆，它可能来自围岩或矿源层。当由岩浆中分出的气水溶液在运移过程中与富含某种金属

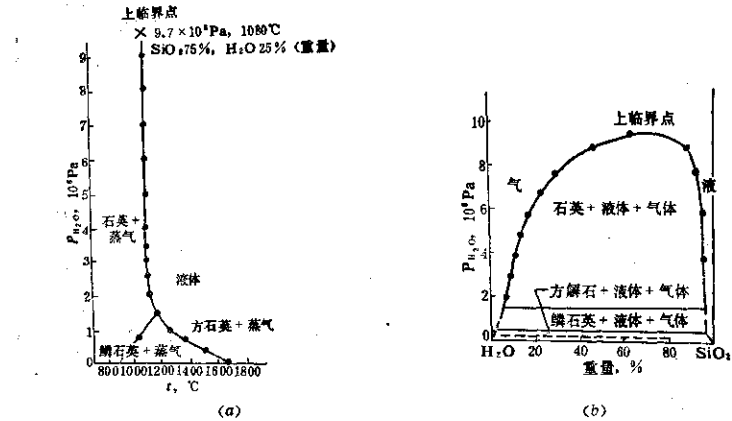


图 6-1 不同P_{H_2O}条件下的SiO_2熔融曲线（*a*）（据肯尼迪等，1962）和SiO_2-H_2O系中沿上三相边界的成分（*b*）（据肯尼迪等，1962）

组份的围岩（或矿源层）相遇时，可使其中的金属组份活化转移至热液中，并随热液迁移，由于热液不断吸取围岩中的金属组份，使热液中的成矿物质逐渐富集，在适当条件下沉淀出来即形成热液矿床，这种热液矿床具有明显的层控特征。

此外，岩浆成因的含矿气液在其运移过程中，还可能与其他成因的含矿热液相混合，这种情况是较为复杂的，故确定含矿热液的来源是一项十分复杂的工作。

二、含矿热液来自大气降水（地下水热液）

根据红海裂谷正在形成的地下水热液矿床的发现，同位素地质学的重大成就和大量丰富的事实材料证明，大气降水即天水，是含矿热液来源的一个重要方面。

当天水下降到地壳表层，渗入地下，由于地热梯度或各种热源的影响（岩浆热能、构造热能……等），逐渐变成地下热水（温度可高达200～300℃）。这种地下热水在环流和渗流过程中，可以不断从围岩、矿源层或先成矿床中溶解出大量成矿物质和盐类，形成富含成矿物质的地下热卤水。热卤水也可由洋底海水下渗或沉积岩中古封存水析出形成，故地下水含矿热液的成因也是多种多样的。地下水含矿热液在渗流过程中，因物化条件的变化，可将其中所含的成矿物质沉淀出来，形成地下水热液矿床。

近年来为找寻石油和地热，取得了有关地下热水的许多新资料，例如美国加州南部撒尔顿湖附近深达1600m处的地下水，温度高达360℃，富含K、Na、Cl和Fe、Mn、Au、Ag、Cu、Pb、Zn等，是一种矿化度很高的含矿地下水热液，又如红海海底已发现三个海下热水池（海渊），水温达34～56℃，含盐度达25.5%，比重达1.20，其中除含Cl、Na、Ca、K外，还含Cu、Pb、Zn、Fe、Mn等金属组份，并常见到针铁矿、闪锌矿、菱锰矿等沉积物。据研究认为它们是下渗红海海水受异常的地热梯度影响，受热后发生环流，溶解了围岩中的盐和金属组份，并沿裂谷上升到海渊底部沉积形成。这是一个正在形成的地下水热液矿床。此外，一些成因争论长期不休的矿床，如美国密西西比河谷铅锌矿床，经同位素研究，也已确定为地下水热液矿床。该矿的硫化物矿石中δS^{34}值（平均为20.1‰）

和该区的石油、沥青中硫的 δS^{34} 值相近，这证明硫来自沉积岩或与此有关的卤水。该矿的铅同位素资料表明，原始铅的形成年龄为8亿a，而铅矿的围岩为晚石炭世灰岩，年龄仅为3亿a，故密西西比河谷铅锌矿床是由地下水环流把深部地层中的铅溶解后带至浅部形成的。我国东北关门山铅锌矿经研究也认为矿床的形成与岩溶作用有密切关系，据同位素测定成矿溶液属含硫地下水，铅锌来自古老基底，成矿温度100℃左右，矿床是由升温的地下水溶滤古老基底中的铅锌，再经环流上升至溶洞中沉淀而成。

值得注意的是自然界中，单一成因的含矿溶液仅出现在局部地质环境中。在含矿溶液长期运移过程中，可以掺合其他成因的溶液。如热液汞矿，据实验研究，是下降的富含氧的弱酸性溶液遇到上升的碱性溶液，使其冲淡、中和、氧化，因而促使硫化汞沉淀富集形成矿床的。又如著名的斑岩铜矿床，据研究认为是大气降水与岩浆热液在岩体内及其附近，因对流作用使成矿物质沉淀出来形成的。

三、含矿热液来自变质带和重熔-再熔混合岩浆（变质热液和重熔岩浆热液）

除上述两类含矿热液外，自然界中还常见到变质成因的含矿热液。先成的岩石在变质过程中，因温度、压力的升高，岩石中的孔隙水、裂隙水、层间水、封存水和矿物结晶水……等，可以释放出来形成变质热液，经计算，高岭石变质为长石时，可放出14%的水，$1km^3$粘土质岩（比重为2.5）经变质后，可以释放出几千吨到一亿吨水。这些变质作用产生的热液，在运移过程中可以吸取围岩中的成矿元素成为含矿变质热液，在适当条件下形成变质热液矿床。区域变质作用由于热流值的升高进一步发展，则可发生混合岩化花岗岩化作用。先成的区域变质岩石可以被碱性热液（系指由于上地幔的去气、去碱、去硅作用分泌出来的岩汁或变质作用过程中产生的热液等）反复交代形成各种类型的混合岩。部分固态的区域变质岩石也可因选择性重熔（溶）形成重熔（溶）岩浆，这些重熔再生混合岩浆也可与已变质的岩石发生混合岩化作用形成各种混合岩。混合岩化最强烈时可形成混合花岗质岩石，这种混合岩化作用称为“花岗岩化作用”。在混合岩化、花岗岩化过程中，岩石中原来的水和挥发分大量释放出来，一些金属组份（如W、Sn、Be、Cu、Pb、Zn、Au……等）也发生活化转移，成为混合岩化成因的含矿热液。由这种热液形成的矿床即“混合岩化热液矿床”。变质热液矿床和混合岩化热液矿床将在变质矿床一章内讨论。

以上三类含矿热液的来源，主要限于地壳的深度范围内，属浅源成因。近代矿床学的研究表明，含矿热液还可以是深源的。上地幔中的大量金属，在一定的温度和压力条件下，

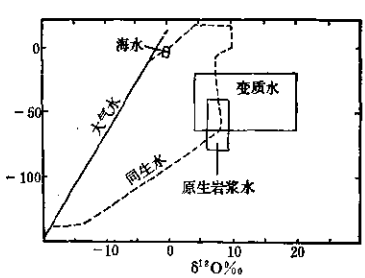


图 6-2 不同类型水的氢、氧同位素组成范围（据Sheppard 1977年修改）

可以通过去硅、去碱、去气作用形成含矿气液。这些含矿气液通过深大断裂(400～700km)，由上地幔迁移到地壳中形成矿床。环太平洋岩浆构造带中的许多中、新生代金矿可能就是深源成因的。

确定含矿热液的来源是一项比较复杂的工作。除地质标志外，硫、氧、氢同位素组成的对比，是当前常用的方法。不同类型的水的氢、氧同位素组成见图6-2。但在分析同位素数据时，要考虑到形成过程中的物化条件的变化，尚有不少复杂情况难以解决。如不同成因的水混合而成的混合水，其同位素组成介于各端元组份之间，因而需要结合物理化学条件与地质情况加以分析。

第三节　含矿气水溶液的成分和性质

一、气水溶液的成份

根据火山喷气孔和热水矿泉的直接观察，地下热卤水的发现和研究，大量矿物气液包体的测试以及矿石组份及围岩蚀变的研究，人们得知气水溶液最主要的组份是水。尽管含矿溶液的成因是多种多样的，其成分在成矿过程中是不断变化的，但总的成分有如下的特征。

（1）主要组份：为水，由于电离，溶液中存在少量的H^+和OH^-，其比例将影响溶液的pH值。

（2）基本组份：Na^+、K^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、Ba^{2+}、Si^{4+}、Al^{3+}、以及Cl^-、SO_4^{2-}、S^{2-}、HCO_3^-、CO_3^{2-}等，有时还有F^-、BO_3^{3-}。

（3）成矿金属元素：主要为亲铜元素——Cu、Pb、Zn、Ag、Au、Sn、Sb、Bi、Hg等，其次为过渡型元素——Fe、Co、Ni、Mn等以及稀有、放射性和分散元素——W、Mo、Be、TR、U、Th、Re、Tl等。

（4）溶解的气体有：H_2S、CO_2、HCl等。

（5）其他微量元素：Li、Rb、Cs、Br、I、Se、Te、P等。

必须指出，形成不同类型矿床的成矿溶液，不仅在所含的成矿元素方面存在差别，而且溶液类型也有所不同，此外由于环境的改变，也会引起其它的变化，所以溶液的成分在成矿过程中是在不断变化的。由于气化-热液矿床中硫化物、氧化物及碳酸盐矿物比较常见，可见溶液中的氧、硫、二氧化碳的作用不容忽视。下面着重讨论气水溶液中氧、硫及二氧化碳的性状及其对成矿的影响。

1. 硫

气水溶液中硫的存在形式与H_2S的离解作用有关。当温度高于400℃时（在1.013×10^5Pa压力下），H_2S发生热分解：$2H_2S=2H_2+S_2$，当温度超过1500℃时，H_2S全部分解为H_2分子和S_2分子，当温度降低，则H_2和S_2结合为H_2S。在400℃时，H_2S以未离解的气体分子出现，不能参加化学反应，故在气水溶液的高温阶段，很少形成硫化物，或只形成低硫的硫化物如磁黄铁矿FeS、毒砂等。随着温度的下降，H_2S在水溶液中的溶解度逐渐加大，随着H_2S的溶解，H_2S分子发生电离，产生硫离子，形成硫化物，故大量硫化物总是出现在中、低温热液阶段。

$$H_2S=H^++(HS)^- \qquad K_1=\frac{[H^+][(HS)^-]}{[H_2S]} \qquad (1)$$

$$(HS)^- \rightleftharpoons H^+ + S^{2-} \qquad K_2 = \frac{[H^+][S^{2-}]}{[(HS)^-]} \qquad (2)$$

(1)×(2) 得 $$[S^{2-}] = K_1 K_2 \frac{[H_2S]}{[H^+]^2}$$

由上式可知S^{2-}的浓度与H_2S的浓度成正比，而与H^+离子浓度的平方成反比，这就意味着当溶液的碱性增强时，有利于S^{2-}的富集，而酸性溶液是不利于S^{2-}的富集的，故形成大量硫化物的水溶液很可能是碱性的。

其次硫在热液中随氧化还原条件的变化，可以呈不同的氧化态存在。如：

$$S^{2-} \longrightarrow [S_2]^{2-} \longrightarrow S^0 \longrightarrow S^{4+} \longrightarrow S^{6+}$$
$$\xrightarrow{\text{氧化程度增加}}$$

S^{2-}离子在气水溶液中分布广泛，常形成磁黄铁矿（FeS）、方铅矿（PbS）、闪锌矿（ZnS）等。

$[S_2]^{2-}$较S^{2-}的氧化程度高，常形成黄铁矿、白铁矿等，故大规模黄铁矿的形成常是氧化较强条件产生的，它往往形成在磁黄铁矿之后。

S^0在气水溶液中很少形成，故一般在热液矿床中很少出现，只在火山地区的硫质喷气孔中比较常见。

S^{4+}在较高的氧化条件下常呈SO_2出现在火山活动的硫质喷气孔中。在还原环境中SO_2可与H_2S反应生成自然硫。

$$SO_2 + 2H_2S \rightleftharpoons 3S + 2H_2O$$

但在氧化环境中，水溶液中的SO_2则可形成不稳定的亚硫酸：$H_2O + SO_2 \rightleftharpoons H_2SO_3$，$[SO_3]^{2-}$很容易进一步氧化成为$H_2SO_4$。

S^{6+}是S^{4+}进一步氧化的产物。它是在O_2更充足，接近地表条件下形成的。当硫氧化为$[SO_4]^{2-}$时，溶液变为酸性，与围岩发生强烈反应形成重晶石、明矾石、天青石、石膏等矿物，与此同时，可使围岩产生高岭土化等近地表的低温蚀变。

2. 氧（O_2）

氧是分布最广、化学性质最活泼的元素之一。它在气水溶液的成矿作用中有重大的影响，主要表现为游离氧的强烈氧化作用。各种变价元素由于气水溶液中游离氧的作用，可生成不同性质的氧化物，表现为不同的价态，故游离氧对变价元素的形成影响较大。由于地壳中游离氧的浓度随深度的增加而减少，故气水溶液在深部一般含氧较少，有利于低价化合物及硫化物的形成。当溶液上升至浅部或近地表处，地壳中氧离子浓度相应增加，则可形成高价氧化物和硫酸盐矿物，故在有些矿床中，由深部至浅部，磁铁矿为赤铁矿所代替，磁黄铁矿则被黄铁矿所代替。氧化作用在砷的变价上也表现得很明显，随着矿床逐渐接近地表，氧化作用逐渐加强，含砷矿物可作如下的变化：毒砂→自然砷→雄黄→砷酸盐。此外氧对铅锌矿床的原生分带影响也较明显，例如在铅锌矿床的深部，一般都是闪锌矿的含量大于方铅矿，有时锌的含量可高出铅2～3倍，在近地表处，矿石中的闪锌矿含量则与方铅矿的含量大致相等，方铅矿的含量有时可高于闪锌矿的含量，甚至还可见到不含闪锌矿的“重晶石—方铅矿组合”。这是因为深部还原条件下S^{2-}占优势，而且热液中Zn的含量往往大于铅（Zn的克拉克值为83ppm，Pb则为16ppm），所以形成的闪锌矿数量多于

方铅矿，但在地表富氧环境下 $(SO_4)^{2-}$ 的浓度就大大高于 S^{2-}，$(SO_4)^{2-}$ 与热液中的Ba、Ca等结合成重晶石等硫酸盐矿物而沉淀，$(SO_4)^{2-}$ 还与 Zn^{2+} 结合成易溶的 $ZnSO_4$ 而被热液带走，而 Pb^{2+} 在富含 $(SO_4)^{2-}$ 的热液中溶解度很小不能被热液带走，由于 Pb^{2+} 强烈的亲硫性而与热液中未被氧化成 $(SO_4)^{2-}$ 的剩余 S^{2-} 结合成方铅矿而沉淀，故在地表环境下，方铅矿要多于闪锌矿，甚至矿石完全由重晶石和方铅矿组成。

应当指出的是气水溶液中的游离氧是波动变化的，因而氧化与还原条件可交替发生，而且气水溶液的作用过程是长期而复杂的。由于溶液的温度、压力、pH值、Eh值的变化，围岩成分的加入，都可影响氧化还原反应的进行。

3．二氧化碳（CO_2）

在热液矿床中，Ca、Mg、Fe、Mn等碳酸盐矿物分布十分广泛，这和热液中的 CO_2 作用有关。CO_2 溶于水形成碳酸，其溶解度随温度升高而降低，随压力增加而增大。

$$CO_2 + H_2O \rightleftarrows H_2CO_3$$

碳酸很容易分解：

$$H_2CO_3 \rightleftarrows H^+ + [HCO_3]^- \rightleftarrows 2H^+ + [CO_3]^{2-}$$

由上式可知，热液中 $[CO_3]^{2-}$ 的浓度与 CO_2 在水中溶解度成正比，与 H^+ 浓度成反比。当热液酸性增强时，则反应向左进行，$[CO_3]^{2-}$ 的浓度减小，$[HCO_3]^-$ 的浓度却增大，热液中的重金属与 $[HCO_3]^-$ 构成易溶重碳酸盐，因而有利于重金属的迁移。当溶液的碱性增强时，则反应向右进行，$[CO_3]^{2-}$ 的浓度相应增大，因而使重金属形成难溶碳酸盐而沉淀。

此外，温度对热液中 $[HCO_3]^-$、$[CO_3]^{2-}$ 的浓度影响也很大。温度升高时，$[HCO_3]^-$ 分解为 CO_2（气态）及 H_2O，使 CO_2 在水中溶解度减小，则降低了 $[HCO_3]^-$ 和 $[CO_3]^{2-}$ 的浓度，所以在高温热液中，CO_2 的作用大大降低，在中、低温热液阶段，往往有大量碳酸盐矿物出现。

由于热液中 CO_2 的溶解度因压力降低而减小，因此在裂隙发育地段，可引起 CO_2 逸散，致使易溶重碳酸化合物分解，导致重金属的沉淀。

二、气水溶液的性质

关于气水溶液的物理性质，曾经有过长时期的研究与讨论，并且有多种不同的认识。1964年克劳斯柯夫、1967年巴恩斯和札门斯基根据许多包裹体的含盐度的临界温度可高达500～600℃，而临界压力只有 217×10^5 Pa，因而认为除了在地表及深度不及1km的浅处，才有真正的气相外，许多深度超过1km的深成至中深成的热液矿床，基本上并不出现气相，成矿物质主要呈真溶液状态在高压流体中搬运。但是含矿溶液中，除水以外，还有 CO_2、SO_2、O_2、H_2S、HF、HCl……等真正的气体成分。它们的含量虽少，但在形成金属络合物时均起重要作用。这些组份在高压流体中，主要呈气体状态，因而我们统称含矿流体为气水溶液。

根据气化-热液矿床的矿物成分、围岩蚀变以及近年来大量成岩成矿实验研究成果表明气水溶液的化学性质在成矿过程中是不断变化的。它随温度、压力、pH值、Eh值等物化条件和围岩的成分以及溶液本身的化学成分的变化而变化。例如气化—热液矿床中大量硫化物的出现标志着溶液主要是碱性的，在近地表条件下，重晶石等大量硫酸盐矿物出现，则代表含矿介质为酸性。

中国科学院郭其悌对广西某锡石硫化物矿床的热力学研究表明从锡石硫化物阶段开始，成矿热液为碱性，到晚期辉锑锡铅矿-方解石阶段和辉锑矿-方解石阶段，热液即转变为中性和弱酸性。苏联别杰赫琴认为："……难以想象，热水溶液在其形成的片刻可以是强酸性的"，"……热液成因矿床的绝大部分化学反应，看来是在弱碱性或中性介质中产生的"。柯尔仁斯基根据研究工作成果认为岩浆成因的气水溶液，早期为碱性，中期为酸性，后期又为碱性，终期则为中性。根据许多矿床的气液包体研究资料，得出溶液pH值为6～9。如我国某铀矿床、气水溶液pH值为7.2～7.3，苏联远东某矽卡岩矿床其溶液pH值为7.3，都是偏碱性的。

综上所述，气水溶液的pH值是有变化的，但绝大多数化学反应是在中性、弱碱性和弱酸性环境中进行的。

至于气水溶液的氧化-还原条件，根据矿床中的主要矿物分析，可以看出Fe^{2+}比Fe^{3+}占优势，硫化物比硫酸盐占优势，而且As、Sb等矿物也主要呈低价As^{3+}、Sb^{3+}的化合物出现，因而可以推断，气水溶液多数是处于还原条件下的。

第四节　气水溶液作用过程中成矿物质的活化、转移和沉淀

一、气水溶液作用过程中成矿物质的活化转移简述

如前所述，含矿气水溶液的来源是多方面的，它可以是浅源的，也可以是深源的，它可来自岩浆、天水或变质水和重熔再熔混合岩浆，也可以是几种不同来源的气水溶液混合而成。气水溶液中的成矿物质可以是岩浆源的，也可来自围岩和矿源层，更可以是多种来源的。下文将简要讨论成矿物质从围岩和矿源层中转移出来的主要机理。

成矿元素在岩石和矿源层中往往以各种形式（化合物、类质同象、各种包裹体和吸附物）分散在造岩矿物或副矿物中。不同金属元素在不同岩石中的含量，往往相差很大；有的高于克拉克值具有明显集中的现象，有的低于或明显低于克拉克值有分散和贫化现象。对于含某种成矿元素的矿源层来说，这种元素高于克拉克值很多，有初步矿化的特征。岩石或矿源层中的成矿元素一般都通过气水溶液进行活化转移，因为气水溶液的主要组份是水，它具有高度的活化转移能力。其次，许多矿化剂如CO_2(包括$[CO_3]^{2-}$)F^-、Cl^-、H_2S、$(SO_4)^{2-}$、Na^+、K^+等也具有高度的活化转移能力，特别是当它们呈易溶盐类存在时，则易大量溶解在气水溶液中，成为含盐度较高的卤水。这种卤水对岩石有很强的交代淋滤能力，可使金属元素活化转移。长江中下游的宁芜式铁矿以及华北部鄂式铁矿的研究表明，它们的成因都与含盐地层的活化转移有密切的关系。除卤水作用外，在区域变质、混合岩化作用过程中，由于热流值的升高，岩石和矿源层中的许多元素也会发生大规模的活化转移。这些元素可以从岩石矿物中释放出来转移至热液中，往往随热液由高级变质相地区向低级变质相地区转移，或从造山早期的花岗岩向晚期、造山期后的花岗岩转移，故在变质深的地区，W、Sn、Be、Pb、Zn、Au等矿床发育少，只有原先存在的某些沉积矿床，如沉积铁矿、硫化物矿床得以保留，而在变质程度低的地区如绿片岩相、角闪岩相地区则产出矿床较多。我国华南钨矿往往与多期多阶段复式花岗岩体有关。花岗岩中主要成矿元素随时代变新而增加，到燕山期钨的含量比一般酸性岩高五倍，锡高出八倍以上，成矿岩体的钨、锡含量甚至可高出五十倍以上。以上数例说明成矿元素由高变质带向低变质带，由早

期向晚期转移的一般规律。由于中国地台有明显的活化特征，多次经受后期地质事件的影响，故中国的含矿建造的变质程度普遍较国外地台区的含矿建造深，如中国太古代绿岩带金矿普遍产于角闪岩相或更深些的变质相岩石分布区，沉积变质改造型金矿的变质程度也较南非、西澳和北美等国外同类金矿床的变质程度要深。

二、气水溶液中成矿元素的搬运形式

关于气水溶液中成矿元素的搬运形式也有多种说法。最初人们认为，金属主要以硫化物形式溶解在热液中呈真溶液状态搬运，但实验证明硫化物在水中的溶解度是很小的。如含铜硫化物在温度为250～400℃之间的水溶液中，溶解度仅为10×10^{-6}～2.3×10^{-24}mol/l。因此，金属元素呈硫化物真溶液搬运是不太可能的。根据矿床中的胶状组构，人们又设想金属组份可能是呈胶体溶液状态搬运的，但胶体溶液不稳定，易发生凝聚，故长距离搬运也是不大可能的。近年来越来越多的人认为矿质主要呈易溶络合物形式搬运。络合物即含络阴离子的化合物，络阴离子即是由金属元素和卤素或HS^-、S^{2-}、O^{2-}、CO_3^{2-}等离子结合而成的复杂络阴离子团，如$(WO_2F_4)^{2-}$、$[Hg(HS)_3]^-$、$(AuS_3)^{3-}$等。络合物中的阳离子主要为碱金属。络合物的溶解度较大，能在热液中较长距离的搬运而不至于沉淀。常见气水溶液中的络合物，大多为硫氢络合物$Rn[Me(HS)_m]^{n-}$，卤化物络合物$Rn[MeF_m]^{n-}$、少数为碳酸盐和氧化物络合物如$Rn[Me(CO_3)_m]^{n-}$、$Rn[Me(S_2O_3)_m]^{n-}$和其他络合物。

还有一种观点，认为成矿物质是呈卤化物形式搬运的。其根据是矿物中的气液包体含盐度很高，甚至有NaCl晶体出现。火山喷发物中有卤化物如HCl、HF等，另外有的热液矿床中有卤化物矿物如萤石、黄玉等。多数人认为金属呈卤化物形式搬运主要发生在高温热液阶段，因为在中低温热液阶段时，H_2S的溶解度加大，卤化物很容易和H_2S反应生成硫化物，故金属在中低温热液中很难呈卤化物形式搬运。

综上所述，目前多数人认为成矿元素在气水溶液中是呈易溶络合物状态搬运的。有些元素如W、Sn在高温热液中可呈卤化物状态搬运。有些浅成热液矿床在热液成矿作用后期，温度较低情况下，可能有胶体溶液的搬运形式。

三、气水溶液的运移原因和通道

各种成因的气水溶液所处的地质环境和物化条件不同，故运移原因和方式是不同的。对上升热液如对来自岩浆的热液来说，溶液本身的动力和压力差是运移的主要原因。对下降溶液如地下水热液来说，则尚应增加重力这一因素。来自岩浆的含矿溶液在上升过程中，由于岩浆中的挥发分不断蒸馏分出，可以推动先期逸出的气水溶液向上运移。有人认为岩浆不断供给的热能可推动热液前进，还有人认为溶液中的某些组份结晶时可使围岩破裂，因而打开了溶液上升的通路。应当指出溶液的自身动力推动溶液运移尽管是可能的，但毕竟不是主要的。由于上覆及周围岩石的压力，构造运动和地壳的断裂构造使溶液因压力差而发生运移才是主要原因。变质成因的气水溶液在作用过程中，可使岩石或矿源层中的成矿组份活化转移，由于压力差，含矿热液一般都由高压带向低压扩容带转移，所以热液的运移与构造是有密切关系的。热液的运移过程即含矿构造的发生发展过程，两者是相互统一和促进的。一般说成矿前的构造经过热液运移于其中后，往往变得更为破碎而复杂化。

含矿溶液的运移能力除受溶液本身的物化性质影响外，主要取决于岩石的孔隙与有效孔隙度。岩石的孔隙可分为原生和次生的两大类。原生孔隙是指粒间孔隙、层间裂隙、火

由岩的气孔等。如花岗岩的原生孔隙度较小，一般为0.37～0.5%，凝灰岩的原生孔隙度较大，可达5%，石灰岩为5%，页岩和砂岩的原生孔隙度分别为30%和15%左右。次生孔隙是指成岩过程中或成岩以后产生的各种断裂裂隙。成岩孔隙分布局限，数量不多如侵入岩冷却产生的收缩裂隙，沉积物挤压的收缩裂隙，它们对溶液的运移影响不大。次生构造裂隙分布广，种类繁多，如褶皱、断裂、裂隙等构造，它们是含矿热液运移的主要通道和成矿场所。对于热液的运移来说，有实际重要意义的不是孔隙度而是有效孔隙度，即液体能在其中流动而相互连通的孔隙体积与岩石体积之比。有效孔隙度在热液流通时会发生变化，如石灰岩经矽卡岩化作用后，有效孔隙度由0.4～0.9%增加到2.5～5%，在成矿的阶段，因矿物的沉淀使有效孔隙度减小。渗透性是指岩石能让液体或气体从其中通过的性能。它决定于孔隙的大小，孔隙空间的总量，孔隙相互连通的情况，所以它与孔隙度不是完全一致的。孔隙度高的粘土岩因为孔隙小，渗透性非不好，但孔隙度比粘土岩略低的砂岩，其渗透性良好，所以研究热液运移通道时，不能单纯看岩石的孔隙度和裂隙发育情况，还要看岩石的渗透性能，岩石的化学性质是否易于和热液起化学反应等种种情况。著名的卡林金矿围岩包括各种岩性，其含金丰度并不高，但它们的共性是有效孔隙度高，可使循环热水易于流通。我国陕西二台子热水溶滤型金矿的围岩为粉砂岩、石灰岩等，含金丰度仅为3～24ppb，仅高于金的克拉克值几倍，却含相当数量的易溶碳酸盐组份，且其孔隙度较高，故在热水溶滤过程中，围岩中的碳酸盐组份易被溶解，有利于金的活化转移和富集成矿。

四、气水溶液中成矿元素沉淀的原因

成矿物质在随气水溶液运移过程中，由于物化条件的变化，如温度、压力的变化，气水溶液与各种成分的围岩相互作用，气水溶液与它种溶液的相互混合作用，介质的pH值、Eh值的变化……等，都可沉淀下来，在适当地点富集成为矿床。下面将择其要者加以讨论。

1．温度变化引起的沉淀

气水溶液的温度变化会影响溶液中易溶络合物的稳定性，从而导致沉淀。在大多数情况下，温度的下降会引起成矿物质溶解度的降低，使溶液过饱和，沉淀出矿石矿物。许多金属硫化物从热液中析出，是由于温度的降低，引起H_2S溶解度的增大，H_2S在溶液中电离出大量S^{2-}，与卤化物反应生成金属硫化物。

$$FeCl_2 + H_2S = FeS + 2HCl$$

温度的下降会引起矿物的沉淀已如上述，但有人认为要发生大量矿物沉淀，温度至少要下降20℃，而且这个变化要在一个有限距离内发生，才能形成大量矿物的富集，否则矿物的沉淀是分散的，不能富集成矿。气水溶液骤然降温，一是由于与近地表的冷水相遇，二是突然减压，引起流体温度的迅速下降，三是迅速将热传导给围岩。第三种情况的降温效果最小，因为岩石是热的不良导体，它不能在短距离内发生温度的突然下降情况，因而前两种情况是促使溶液降温、矿物沉淀的主要原因。

2．压力变化引起沉淀

含矿气水溶液的运移主要通过构造裂隙而发生。开阔的构造裂隙可使含矿热液所处的外压大大降低，它一方面促使某些组份过饱和而沉淀，另一方面使某些含挥发分的化合物和络合物分解，随着挥发分的逸出，金属矿物便从中沉淀出来。

如：$$Fe(HCO_3)_2 \longrightarrow FeCO_3 + H_2O + CO_2\uparrow$$

有人认为压力的变化要高达1×10^8Pa时，才能引起大量矿物的沉淀。许多含金石英脉在低压扩容带出现的事实也说明了这点。

3．因高温水解作用引起沉淀

溶液中的络合物或卤化物，因高温水解作用发生分解，引起矿物的沉淀。如锡石、金红石、赤铁矿的沉淀。

$$SnF_4 + 2H_2O \rightleftharpoons SnO_2 + 4HF$$

$$TiCl_4 + 2H_2O \rightleftharpoons TiO_2 + 4HCl$$

$$2Na_3FeCl_6 + 3H_2O \rightleftharpoons Fe_2O_3 + 6NaCl + 6HCl$$

自然界中，经常见到锡石和黄玉（含F）共生，金红石和含氯矿物（方柱石）有关，火山成因铁矿床中的赤铁矿与含钠矿物（钠长石）有关，就是上述反应的实际根据。

4．因离子交换反应引起沉淀

易溶络合物在随热液搬运时，因离子交换反应，引起络合物的不稳定，发生分解，使矿物沉淀出来。如

$$Na(FeCl_4)_2 + CaAl_2Si_2O_8 \rightleftharpoons NaAl_2Si_2O_8 + Ca(FeCl_4)_2$$

（钠长石化）

其中$Ca(FeCl_4)_2$很不稳定，进一步分解，最终形成赤铁矿和磁铁矿，见下式

$$Ca(FeCl_4)_2 + 6H_2O \rightleftharpoons CaCl_2 + 2Fe(OH)_3 + 6HCl$$

$Fe(OH)_3$脱水则转变为赤铁矿，再进一步还原即成磁铁矿。

5．因热液的pH值变化引起沉淀

许多易溶络合物或其他化合物，只在一定的pH值范围内才稳定，当溶液的pH值变化超过一定范围时，就导致这些化合物分解和沉淀。如$[UO_2(CO_3)_2(H_2O)_2]^{2-}$在热液中，当pH值为7.2时，其溶解度最大，但当溶液的pH值大于或小于这个数值时，它的溶解度迅速降低，引起分解和铀矿物的形成。又如一些亲硫元素的硫代络合物（如Na_3AuS_3、Na_3SbS_3、Na_2HgS_2、Na_2MoS_4等），经实验证明，它们在溶液酸化过程中可形成硫化物的沉淀，如

$$3Na_2S + Sb_2S_3 \rightleftharpoons 2Na_3SbS_3$$

当溶液中Na_2S的浓度增加，即溶液的碱度增加，会导致Sb_2S_3溶解度的增加。当溶液酸化时，则Na_3SbS_3分解，形成辉锑矿。

溶液pH值的变化，可因温度、压力的变化或外来物质的加入等原因造成。

6．因氧化-还原反应引起沉淀

氧化作用发生的沉淀，如

$$Fe^{2+} \longrightarrow Fe^{3+} \longrightarrow Fe(OH)_3 \text{或} Fe_2O_3$$

（褐铁矿）（赤铁矿）

$$[Sb_2S_4]^{2-} + O_2 \longrightarrow Sb_2S_3 + SO_2$$

$$Na_2HgS_2 + H_2O + O \longrightarrow HgS + 2NaOH + (S)$$

还原作用发生的沉淀，如

$$U^{6+} \longrightarrow U^{4+} \longrightarrow UO_2 \text{（晶质铀矿）}$$

$$[UO_2(CO_3)_3]^{4-} + 2FeCO_3 + 2H_2O + OH^- \longrightarrow$$

$$=UO_2+Fe_2O_3+5H_2O+5CO_2$$
（晶质铀矿）（赤铁矿）

自然界中常见铀矿床的围岩有赤铁矿化现象就是上述反应的佐证。

7．由于不同性质的热液汇合而引起沉淀

如热液汞矿的形成，就是由于不同性质的溶液混合而促使硫化汞沉淀的。

除上述原因引起成矿物质沉淀外，当溶液在不透水盖层附近流动或溶液赖以流动的裂隙骤然变宽，发生弯曲时，都会引起溶液流速的降低，因而促使成矿物质沉淀出来。

综上所述，溶液中成矿物质的沉淀原因可综合分为两类，即

（1）因温度、压力的降低以及溶剂的蒸发，使溶液发生过饱和而沉淀，沉淀出来的物质与溶液中溶解的物质成分一致。

（2）因化学反应，形成难溶化合物而沉淀，沉淀物与溶液成分不一致，自然界中，这种情况占主要地位。

第五节　气水溶液的成矿方式

含矿气水溶液沿构造裂隙运移过程中，可因物化条件的变化，以充填方式或交代方式将成矿物质沉淀下来富集成矿。大多数热液矿床的成矿方式是充填及交代两种方式兼而有之，但往往以其中某一种成矿方式为主。

一、充填作用及充填矿床特征

1．充填作用概念

含矿气水溶液在化学性质不活泼的围岩中运移时，因物化条件的变化，成矿物质直接沉淀在围岩的裂隙或空洞中，矿液一般和围岩没有明显的化学反应及物质交换，这种作用即充填作用。在近地表或浅处，温度较低而裂隙发育的环境里，即使在石灰岩、白云岩等化学性质活泼的围岩中，也可能只发生这类充填作用。

2．充填矿床特征

主要由充填成矿方式形成的矿床即充填矿床，其主要特征如下：

（1）矿体的形状与围岩的裂隙或空洞的形状一致。矿体大多呈脉状、有分枝、复合、尖灭、再现等现象。由于裂隙种类有简单、复合、连锁、席状……等，矿脉也有相应的简单脉、复合脉、连锁脉、席状脉、鞍状脉、梯状脉……等各种形态。总之充填矿床矿体形状决定于构造裂隙的形状或围岩中孔洞的形状。

（2）矿体与围岩的接触界限一般比较明显，而且是突变的。

（3）充填矿床常具有一些特征性的矿石构造。

1）梳状构造：矿物的沉淀沿裂隙两壁开始，逐渐向中心沉淀，形成垂直脉壁的细长晶体群，好似对称的梳子，称为梳状构造(图6-3)。

2）晶洞晶簇构造：矿脉中心未填满的空间即为晶洞，晶洞中常发育完好的晶体群即晶簇构造。

3）对称条带状构造

矿物沿裂隙两壁向中心不连续地多次沉淀，由于沉淀物质的改变，可依次形成不同的矿物带或形成具有不同特性的同种矿物带，这就构成了条带状构造，条带对称而又平行于裂隙两壁者称为对称条带状构造(图6-4)。

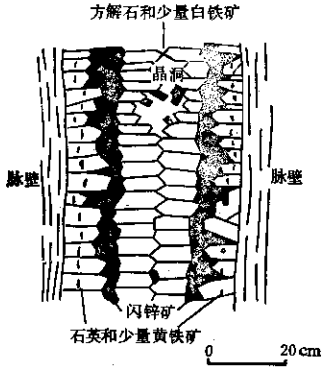


图 6-3 石英晶体由脉壁向内生长，形成梳状构造，中间还保留有晶洞

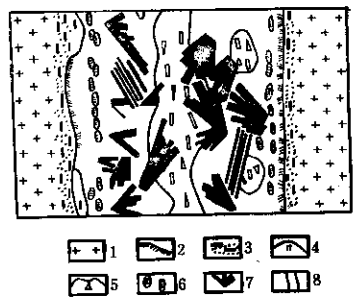


图 6-4 对称条带状构造

1—花岗岩；2—白云母；3—云英岩；4—闪锌矿；5—黄铜矿；6—锡石；7—黑钨矿；8—石英

4）角砾状构造

含矿热液进入围岩的破碎带后，成矿物质在角砾之间的空隙中沉淀，并将角砾胶结起来，形成了角砾状构造。含矿热液与先成的角砾无明显的化学反应，故角砾棱角比较尖锐，这点与后述交代作用所生成的似角砾状构造是不同的。

5）脉状及网脉状构造

含矿热液进入围岩的裂隙中，因物化条件的变化，成矿物质在裂隙中沉淀出来，形成脉状及网脉状构造，脉壁比较清楚，与围岩呈突变关系。

6）同心圆状构造

成矿物质围绕围岩的碎块发生周期性的沉淀，则形成同心圆状构造。

（4）充填矿床中的晶体具有单向发育生长的特点，晶体一端比较完整，由脉壁向中心生长，晶面指向供应溶液的方向。

二、交代作用及交代矿床特征

1．交代作用的概念

交代作用是一种分布很广、很重要的成岩和成矿作用。在气化热液矿床中，它更具有特殊的重要意义。早在18世纪中叶，首次由诺曼（C.Naumann）提出，用以指“一种能使固体岩石总化学成分改变的作用”，而将改变后的岩石称为交代岩。此后戈尔德斯密特（1922）、林格仑（1933）和柯尔仁斯基（1936）等人都曾给交代作用下过各种定义。综合这些学者的观点，目前对交代作用的概念理解为：

（1）交代作用过程中，必须有组份的带出和带入，即一定数量的组份由外部带入岩石中，另一些组份则从岩石中带出，其结果使岩石的总化学成分发生不同程度的改变。

（2）交代作用过程中，岩石中原有矿物的分解、消失和新矿物的形成和增长基本同时，是一种物质逐渐置换的作用，而不是一种注入填充作用。

（3）交代作用过程中，岩石基本保持固态（刚性和塑性），但有少量流体相存在，因为在干的环境中，交代作用是无法进行的。近代许多成岩成矿实验表明，流体相的存在对交代作用的进行是十分必要的。

（4）交代作用过程中，岩石的总体积不变，即交代前岩石的总体积和交代以后岩石（或矿石）的总体积是相等的，这就是体积守恒定律。这是交代作用进行应遵循的规律，但在有些情况下，体积也不是完全不变的，总之交代作用反应过程的机理是十分复杂的。

2．交代作用的方式

由于交代作用过程中，有物质组份的带出和带入，根据这些组份的迁移方式不同，可将交代方式分为：

（1）渗滤（透）交代作用

交代作用过程中，物质组份的带出和带入是通过流经岩石中的溶液进行迁移的。当岩石中存在毛细管状态的粒间孔隙和裂隙且彼此连通时，含矿热液就能在这些毛细管通道中整体地自由流通，形成弥漫在岩石中的渗透溶液。溶液中的物质组份和岩石组份可以通过这种渗透溶液的流动，发生物质的交换，其驱动力是压力差。只有当溶液各处所受压力不同时，才能由压力高处向低处流动，并发生物质的交换。高温的含矿热液因粘度密度小，有较高的渗透能力，组份的搬运距离远，因而交代作用显著、范围较大。

渗滤交代作用对许多矿床的形成，气化一热液的蚀变作用以及浅部的区域变质作用来说具有重要的意义已毋庸置疑。但对地壳深部已重结晶的岩层来说，因它们中间已不可能存在连通的裂隙，水主要以吸附状态在矿物颗粒表面成薄膜水，因而无自由移动的渗透溶液可言。在这样的岩石中虽也有广泛的交代作用，但交代方式是否仍以渗透交代为主，还是一个争论问题，但目前多数学者仍把渗透交代作用视为组份迁移的主要方式。

（2）扩散交代作用

交代作用过程中，物质组份的带出和带入是通过岩石中的停滞的粒间溶液，以单个原子、离子、分子扩散方式进行。含矿热液本身不能在岩石中整体流动。引起组份扩散迁移的驱动力是它们在不同部位的浓度差，即组份由浓度高的部位向浓度低的部位扩散。由于各组份在岩石各个部位的浓度不同，故它们的扩散方向和速度也各有不同。扩散交代作用一般速度慢，组份迁移距离有限，故认为只能形成小规模的交代岩石或在渗透交代过程中起辅助作用，但也有些学者持不同的见解。他们认为在大规模的深部区域性混合岩化作用及花岗岩化作用地区，花岗质岩石的成因应以这种方式为主。目前大多数人认为对成矿作用来说，扩散交代作用只占次要地位，当然对高温热液矿床来说，扩散效应可能比较明显。

3．影响交代作用的因素

（1）组份的活动性

交代作用的强度和广度以及矿物共生组合的形成与参加作用的组份活动性有关，按其活动性可分为两类：

惰性组份——是指围岩和含矿溶液接触时，无显著交代作用的那些组份，即不易为溶液带进或带出的组份。

活动性组份——是指交代作用过程中，易为溶液带进或带出的那些组份，这些组份一般在溶液中保持较高的浓度。

在大多数情况下，交代作用中带入带出的主要组份，按其相对活动性由大到小的顺序排列如下：H_2O、CO_2、K_2O、Na_2O、S、MgO、O_2、Fe、CaO、SiO_2、P_2O_5、Al_2O_3、TiO_2，其中CO_2最活动，K_2O、Na_2O、S多数情况下较活动，MgO、O_2、Fe、CaO、SiO_2在强交代作用中活动，P_2O_5、Al_2O_3，TiO_2一般相对最不活动。

组份的“活动性”或“惰性”只有相对意义，它可受温度、压力、围岩成分、溶液性质、浓度等因素的影响。例如：当温度降低时，Si的活动性会显著增强（低温SiO_2呈胶体状态，活动性增强）而铁的活动性减弱。又如石灰岩被热液交代形成矽卡岩时，Mg的活动性较Ca差，一般说溶液中富含挥发分及其他活动组份时，易发生交代作用，特别是溶液与围岩的成分浓度差异越大，越有利于交代作用的进行。

（2）温度和压力

交代作用的强度和广度还受温度和压力的影响。一般说温度越高，溶液的扩散渗透能力和化学活动性越大，因此在高温条件下，几乎所有的岩石都可受不同程度的交代。压力有内压力和外压力之分。当含矿热液中挥发组份增加时，溶液的内压力增大，导致活动性增强，有利于交代作用的进行，而外压力对交代作用也有很大的影响。

如 $$WO_2Cl_2 + 2CaCO_3 \longrightarrow CaWO_4 + CaCl_2 + 2CO_2\uparrow$$

由于深部外压力过大，CO_2不易逸出，上述反应不易向右进行，因而对交代白钨矿的生成不利。只有在较浅部位，反应才能向右进行，即有利于交代作用的进行。

（3）围岩的性质

围岩的物化性质也是影响交代作用的因素之一。如碳酸盐岩石一般易于被交代。经研究，岩石的交代作用活动性顺序为：碳酸盐岩石(石灰岩、白云岩)→凝灰岩→基性喷出岩→酸性喷出岩→基性侵入岩→酸性侵入岩→受变质的硅质和粘土质岩石。

自然界中，不同的岩石和热液接触时，有的易被交代，有的不易被交代，这就发生了“选择交代作用”。湖南新化锡矿山锑矿产于页岩下面的灰岩中，就是选择交代作用的一个实例。

此外围岩的破碎程度、孔隙度等对交代作用也颇有影响，一般说围岩愈破碎，愈有利于交代作用的进行。

4．交代矿床特征

主要由交代作用形成的矿床即交代矿床，其特征如下（见图6-5，6-6）：

（1）交代作用形成的矿体形状多呈不规则状，矿体和围岩之间界线不清，常呈渐变过渡关系，主要可分为三种：

1）不规则的块状矿体；2）脉状或似层状交代矿体；3）各种形态的浸染交代矿体。

（2）矿体中常保存未被完全交代的岛状残余围岩，这些残余体往往保留原来的构造方位不变。

（3）矿体或矿石中可保留被交代岩石的结构和构造，如层理、交错层、化石、片理、片麻理和斑晶等，甚至大的构造外貌如褶皱也可保存下来。

（4）交代作用进行时，因晶体生长不受限制，故可形成发育完好的晶体，如黄铁矿晶体、石榴石晶体，这些晶体可切割围岩的层理、片理，并在晶体中保存未被交代完的残留体。



图 6-5 三种交代类型的矿体

(a) 浸染状交代矿体；(b) 不规则脉状矿体；(c) 沿层交代的块状矿体

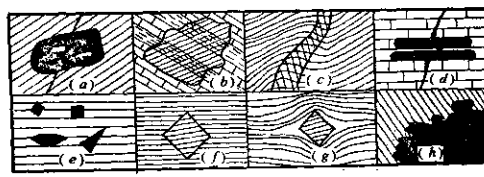


图 6-6 交代成因的证据

(a) 悬空的残余岩块；(b) 保留着层面构造；(c) 保存着褶曲构造；(d) 矿体呈连层理；(e) 两头尖的晶体；(f) 交代形成的黄铁矿晶体，穿过层面；(g) 再结晶黄铁矿挤开周围的物质，绘在这里是为了和f对比；(h) 不规则的外形

（5）新矿物呈现被交代矿物的假象。

（6）交代矿床中常可见到对围岩的选择交代现象。

根据以上特征，可将交代矿床和充填矿床区别开来，但在自然界中，交代作用和充填作用经常相伴出现，没有单一的交代作用和充填作用，仅是表现为以某种作用为主、另一种作用为辅而已。实际上充填作用进行时，溶液与围岩之间的交代反应也是存在的，只是表现为比较微弱而已，同样交代作用进行时，也必然伴随了充填作用，只是后者被前者掩盖而表现不明显罢了。

第六节 围岩蚀变及主要类型

一、概述

1. 围岩蚀变概念及研究意义

气水溶液在沿围岩构造裂隙运移过程中，可以和围岩发生交代反应，使围岩成分、组构发生一系列的变化，这种作用即称之为围岩蚀变。围岩蚀变以后，不仅化学成分、矿物成分发生改变，而且在物理性质如颜色、硬度、比重等方面也可发生一系列的变化，野外常见到矿脉周围的岩石发生褪色、变红、变绿、变硬等现象都是蚀变作用的反映。

围岩蚀变是气化-热液矿床最普遍、最基本的特征之一，虽然岩浆矿床、伟晶岩矿床的成矿晚期阶段也可产生围岩蚀变现象，但与热液矿床的围岩蚀变相比，后者的围岩蚀变程度要强烈得多且分布十分广泛，这是前者所不能比拟的。气化-热液矿床的围岩蚀变是整个气化-热液矿床成矿作用中的组成部分，造成围岩蚀变的气水热液不一定就是成矿的热液，它可能是成矿前的或成矿同时的，也可能是成矿后的热液，但它和含矿热液在成因和空间上往往有密切的关系，故由此产生的蚀变现象常分布在矿体的周围，蚀变岩石的轮廓和矿体形态基本一致而范围更广，可作为重要的找矿标志。其找矿意义决定于它们在地表

所含的面积与矿体所占面积的比例。如果这个比例太大（如达数千以上），则此类蚀变岩石的找矿意义不大，因为这需要详细研究大面积的蚀变岩石，要花费很大的工作量，因而是不可行的。如果这个比例适当（为数十或数百），则只需研究较小面积即可找到有望矿体。如果比例很小（即蚀变岩石的面积与矿体所占面积差别不大），则不能减少普查面积，减轻找矿工作量，因而这样的蚀变围岩对找矿的意义也是不大的。总之，蚀变岩石的找矿意义应视具体情况而定。

一定的围岩蚀变类型常和一定的矿床类型有关。如云英岩化经常伴生有钨、锡、钼矿化，钾化、硅化和绢云母化则常和斑岩型铜钼矿床有关，因此可以通过确定围岩蚀变的类型来预测可能找到某种类型的矿床。有的蚀变围岩本身就是矿石，如明矾石化既可作为寻找金铜矿床的标志，本身又是有工业意义的矿床。

研究围岩蚀变还有一定的理论意义。它可指示热液蚀变的相对温度。如云英岩化就是花岗岩受高温热液的蚀变作用形成的。绢云母化则代表中低温热液蚀变产物。此外根据蚀变围岩和原岩在化学成分上的差异，还可推断热液的化学成分，详细研究蚀变矿物组合的空间分布与生成顺序，更可进一步推断成矿过程和矿床的成因，因此研究围岩蚀变还有很重要的理论价值。

2．围岩蚀变的命名

围岩蚀变是一种交代作用，它常以“蚀变产物＋化”来命名。如绢云母化、石英化……等。具体的命名方法有下列几种。

（1）根据围岩蚀变后产生的主要矿物来命名如绢云母化等。

（2）根据蚀变岩石（即蚀变矿物的共生组合体）来命名如云英岩化、矽卡岩化。

（3）根据蚀变过程中加入的特征元素来命名，如硅化、钾化、钠化等。

野外地质工作人员还常用褪色化、红化、泥化……等命名法。

围岩蚀变后产生的蚀变岩石称蚀变岩石，其命名方法与一般命名法相同，如根据矿物成分可命名为绢云母岩，石英绿泥石岩……等。如原岩蚀变程度轻微，则可用矽卡岩化石灰岩等名称，也有一些专门的蚀变岩石名称如“云英岩”、“黄铁绢英岩”等。

围岩蚀变的种类繁多，但其广度和强度以及蚀变产物都受下列因素的影响：

（1）围岩的化学成分、矿物成分和物理性质。

（2）气水溶液的化学成分、组份浓度以及溶液的酸碱度。

（3）温度和压力。

此外蚀变作用进行的时间长短、围岩的裂隙发育程度和岩石的渗透性也对蚀变作用有很大的影响。

二、主要围岩蚀变简介

1．云英岩化

花岗质岩石（如花岗岩、花岗片麻岩）和成分与之相当的沉积岩（如长石砂岩）受高温气水溶液的交代作用形成白云母和石英组成的岩石（云英岩）。这种蚀变作用即称之为云英岩化。

云英岩的主要矿物成分为石英和白云母，其次还有锂云母、铁锂云母、黄玉、电气石、绿柱石以及黑钨矿、辉钼矿、锡石、黄铁矿、毒砂等金属矿物，结构为中粒到粗粒结构，构造为块状构造。云英岩根据次要矿物还可分成各种类型的云英岩如黄玉型云英岩……等。

有时甚至可构成单矿物岩出现。

云英岩中的石英和白云母是由钾长石、钠长石经热液交代分解而成。

$$3KAlSiO_3O_8 + H_2O \longrightarrow KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + 6SiO_2 + K_2O$$

（钾长石）　　（白云母）　　（石英）

$$3NaAlSi_3O_8 + K^+ + 2H^+ \longrightarrow KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + 3Na^+ + 6SiO_2$$

（钠长石）　　（白云母）　　（石英）

在作用过程中，有时有B、F、Cl等挥发分和其他金属的参加，因而生成黄玉、电气石等含挥发分的矿物以及黑钨等金属矿物，也可有CaO、Na_2O、K_2O、Fe_2O_3和部分Al_2O_3的淋出。

云英岩化与钨锡矿床有密切成因关系，此外还与Mo、Bi、Nb、Ta、Li、Be等矿床有关，因而可作为这些矿床的找矿标志。一定类型的云英岩常与一定类型的矿床有关。如含电气石或黄玉的云英岩与钼、钨矿床有关。含电气石—绿柱石云英岩则是锡石硫化物矿床的找矿标志。

2．矽卡岩化

中酸性火成岩侵入于碳酸盐岩石（或火山岩）中，在中等深度条件下，接触带附近的岩石（碳酸盐岩或火山岩、中酸性侵入岩）因高温气水热液交代作用蚀变成为由石榴石（CaFe-CaAl系列）和辉石（透辉石-钙铁辉石系列）及其他Ca、Fe、Mg、Al硅酸盐矿物组成的岩石即矽卡岩（Skarn），这种蚀变称为矽卡岩化。矽卡岩主要发育在距火成岩100～500m处，最远达1.5km。关于矽卡岩的成因、种类详见矽卡岩矿床一章。

矽卡岩是寻找Fe、Cu、Pb、Zn、Mo、W、Sn、Be、B等矿床的找矿标志。

3．钾长石化

各种岩石（主要为花岗岩、部分为火山岩）受钾质热液的交代作用（温度不定）形成钾长石，这种蚀变作用即钾长石化。钾长石包括正长石、微斜长石、透长石、冰长石等，相应的钾长石化可分为钾微斜长石化、天河石化、正长石化、冰长石化等。一般说钾微斜长石化、天河石化主要发生在气化-高温热液作用过程中。正长石化发生在高温热液作用过程中，而冰长石化则与中、低温热液作用有关。

钾长石可以由钠长石经离子交换反应生成，也可由钙长石受含SiO_2的热液交代作用生成。

$$CaAl_2Si_2O_8 + 4SiO_2 + K_2O \longrightarrow 2KAlSi_3O_8 + CaO$$

钾长石还可由铁、镁矿物经热液交代作用生成。与钾长石共生的矿物有钠长石、黑云母、白云母、石英、绿帘石等。强烈的钾长石化作用可生成钾长石岩。

与钾长石化有关的矿产有W、Sn、Ta、Nb、Cu、Mo等。在与花岗岩有关的W、Be、Ta、Nb矿床中，在成矿作用早期阶段或岩体深部，往往发育大范围的钾长石化，然后才是钠长石化、云英岩化或浅色云母化。在斑岩型铜钼矿床的中部或下部，往往发育强烈的钾长石化，向上向下发育有绢英岩化带、泥化带、青盘岩化带，形成典型的围岩蚀变分带模式，著名的美国卡拉马祖铜矿就是根据这种模式找到的。

4．钠长石化

是钠质交代作用的一种，各种岩石（主要是各种火成岩、片麻岩、页岩等）在气化—热液交代作用过程中，形成含有钠长石的岩石，这种蚀变即钠长石化。钠长石是因溶液中

带入大量的钠质，由钾长石交代生成。

$$KAlSi_3O_8 + Na^+ \longrightarrow NaAlSi_3O_8 + K^+$$

也可因斜长石分解，带出钙质而生成。在花岗岩中，它往往发生在钾长石化之后、云英岩化之前。与钠长石化有关的矿产为Nb、Ta、Li、Be、钇族稀土等。在超基性碱性岩、碱性岩、基性岩等钠质系列的火成岩中，钠长石化常与碱性角闪石化、碱性辉石化等共生。有关矿产有Nb、Zr、铈族稀土、Fe、Ti、Cu等。与中性、中酸性火成岩有关的钠长石化则与Fe、Cu、FeS_2等矿产有关。

5．绢云母化

各种含铝硅酸盐岩石（包括火成岩、沉积岩、变质岩），受含钾中低温热液交代作用后，产生含绢云母的岩石，这种蚀变作用即称之为绢云母化。绢云母是岩石中的原生铝硅酸盐矿物（如长石）经热液交代作用生成。少数情况下铁镁矿物（如绿泥石）也可因含钾热液交代作用生成，其化学反应式如下：

$$3KAlSi_3O_8 + H_2O + CO_2 = KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + K_2CO_3 + 6SiO_2$$

（钾长石）　　（绢云母）

$$6NaAlSi_3O_8 + 2H_2O + K_2CO_3 + 2CO_2 = 2KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 3Na_2CO_3 + 12SiO_2$$

（钠长石）　　（绢云母）

$$3H_8Mg_4Al_2Si_3O_{16} + K_2CO_3 + 11CO_2 = 2KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 7H_2O + 12MgCO_3 + 3SiO_2$$

（绿泥石）　　（绢云母）

在弱酸性火成岩中，绢云母化常与硅化同时发生，可形成绢英岩。此外，绢云母化常与黄铁矿化、绿泥石化、高岭土化等共生。绢云母化常可作为Cu、Mo、Pb、Zn、Au、W、Sn、赤铁矿和黄铁矿等矿床的找矿标志。

6．硅化

各种岩石在热液作用下，产生富含石英、玉髓或蛋白石等硅质蚀变产物的岩石，这种蚀变即为硅化。它在各种温度的热液作用下都可发生。花岗岩类岩石经高温热液的硅化作用可形成富含石英的云英岩。高中温热液作用生成的硅化岩石，主要由石英组成，称为石英化。低温热液作用生成的硅化岩石常由细粒石英或隐晶质玉髓以及非晶质的蛋白石、似碧玉岩（一种混有铁锰氧化物的红色燧石状硅质岩石）等组成，因此分别称为玉髓化、蛋白石化和似碧玉岩化。在火山岩地区，硅化岩石往往分布很广，这种岩石除含石英外，还含高铝矿物如红柱石、刚玉、明矾石、绢云母、高岭石、叶腊石等，人们称之为次生石英岩。硅化作用还常沿断裂带发育呈规模巨大的硅化带。与硅化作用有关的矿产主要有Cu、Mo、W、Pb、Zn、U、Au、Sb、Hg、萤石、黄铁矿、赤铁矿、压电水晶和重晶石等。

7．绿泥石化

中基性火成岩和变质岩、部分酸性岩和泥质岩经中低温热液蚀变作用形成含绿泥石的岩石即绿泥石化。绿泥石可以由铁镁硅酸盐矿物直接分解而成，也可由其他矿物（如长石）经含铁镁热液交代生成。绿泥石化单独出现较少，常与绢云母化、黄铁矿化、青盘岩化、碳酸盐化等相伴而生。它可作为寻找Cu、Pb、Zn、Au、Ag、Fe、Sn及黄铁矿等矿床的找

矿标志。

8．青盘岩化

又称变安山岩化。中基性火山岩（如安山岩、玄武岩等）以及中性、弱酸性侵入岩（如英安岩等）受含CO_2、H_2S……的中低温热液交代作用产生由绿泥石、绿帘石、石英、方解石、黄铁矿等矿物组合而成的岩石——青盘岩，即青盘岩化。它可单独出现，也可作为蚀变围岩的外带出现（如前所述作为斑岩铜钼矿床的蚀变外带出现）。与青盘岩化有关的矿产有Cu、Pb、Zn、Au、Ag、Se、Te及黄铁矿等。

9．黄铁绢英岩化

或称黄铁细晶岩化。主要是中酸性火成岩和变质岩在中低温热液作用下，产生由黄铁矿、石英、绢云母和蚀变产物组成的岩石。岩石的绢云母和石英大多是由长石分解而成的，黄铁矿则是热液交代暗色矿物而形成的。这种岩石称为黄铁绢英岩，是寻找斑岩型铜钼矿床、多金属矿床、金矿床和黄铁矿矿床的找矿标志。

10．碳酸盐化

岩石遭受中低温热液作用产生相当数量的碳酸盐矿物如方解石、白云石、铁白云石……等即碳酸盐化。大多数岩石都可发生碳酸盐化，但主要有下列几类：

（1）中基性岩石受中低温热液蚀变作用产生碳酸盐化带，与绿泥石化伴生，有关矿产主要为Cu、Pb、Zn、Fe以及黄铁矿等。

（2）石灰岩、白云岩受中低温热液交代作用产生各种碳酸盐矿物，主要为白云石，故这种碳酸盐化可称为白云石化。有关矿产主要为Pb、Zn、Hg等。

（3）超基性岩的碱性岩经热液蚀变作用产生碳酸盐矿物。有关矿产为Ta、Nb、Zr、稀土、Th、Fe等。

11．泥化

中酸性火成岩受中低温热液蚀变作用，原岩中的钙、铁等基性组份被淋滤，产生由高岭石，蒙脱石、绢云母和石英组成的岩石，这种蚀变作用即为泥化。与泥化有关的矿床为斑岩型铜钼矿床、多金属矿床、金矿床、赤铁矿矿床、萤石及高岭土矿床。

12．明矾石化

这种作用主要发生在火山岩地区，由于近地表低温条件下的强烈氧化，使热液中的硫离子被氧化成为亚硫酸或硫酸，这种溶液与含铝硅酸盐的火山岩（主要为中酸性火山岩如粗面岩、流纹岩、英安岩、凝灰岩等）相互作用，使其中的长石被交代蚀变为明矾石即明矾石化。明矾石化岩石中除明矾石外还有石膏、硬石膏、玉髓、蛋白石、萤石及粘土矿物、叶腊石等，它常与次生石英岩化共生。明矾石化岩石本身就能构成明矾石矿床，还可作为中酸性火山岩地区寻找Au、Cu、Pb、Zn、Fe、FeS_2等矿床的找矿标志。

13．蛇纹石化

含镁岩石（超基性岩、白云岩等）受中低温热液作用蚀变为含蛇纹石的岩石即蛇纹石化。在超基性岩中，蛇纹石是由含镁高的硅酸盐矿物如橄榄石或斜方辉石等受热液蚀变分解而成。在镁质碳酸盐岩石中，蛇纹石则是热液中带入的SiO_2与围岩中的MgO结合而成。蛇纹石化强烈时可形成蛇纹岩、与蛇纹石化有关的矿产有石棉、滑石、菱镁矿、硼镁矿等、它还与矽卡岩型铁铜矿床有关。

14．重晶石化

碳酸盐岩石或铝硅酸盐岩石因低温热液作用蚀变产生含重晶石的岩石，即重晶石化。它是Pb、Zn、Sb、Hg、Au、Ag等矿床的找矿标志，本身也可构成独立的重晶石矿床。

第七节　气化-热液矿床的成矿期、成矿阶段和矿物生成顺序

气化-热液矿床并非在短期内或一次作用过程中完成的。其成矿作用往往十分复杂且常表现为多期性和多阶段性，因此研究气化-热液矿床必须搞清矿化期和矿化阶段的概念。

一、矿化期

气化-热液矿床在形成过程中，由于成矿介质的物化条件有显著改变，因而形成不同的矿化时期，称之为矿化期。一个矿床的形成常分为几个矿化期，例如矽卡岩矿床的形成过程可划分为温度较高的矽卡岩期和温度较低的石英-硫化物期。内生的硫化物矿床暴露地表遭受风化作用，则可分为内生期和表生期。

矿化期代表一个较长的矿化作用过程。每个矿化期除成矿物化条件不同外，还形成相应的矿物组合，因此矿化期的划分可根据成矿物化条件和矿物组合这两方面的因素来考虑。

应当指出气化-热液矿床的形成并不是都能划分为几个矿化期的，只有那些成矿时间长，成矿作用复杂的矿床才可能划分为若干矿化期的。

二、矿化阶段

每一矿化期常包含几个成矿阶段（矿化阶段），矿化阶段是指同一成矿期内，时间间隔较短，并在相同或相似的地质或物化条件下进行的矿化作用阶段。在这个阶段内常形成一组矿物，矿化阶段的产生常与构造裂隙的多次发育，热液的间歇活动有关。例如矽卡岩矿床中的石英-硫化物期常可划分为早期硫化物阶段和晚期硫化物阶段，这两个阶段即代表有两次热液活动。

判断气化-热液矿床的矿化期和矿化阶段首先应在野外进行。要在详细观察矿体露头，

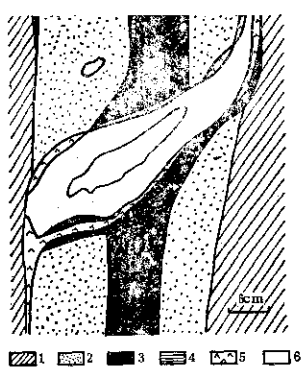


图 6-7　矿脉的穿插

早阶段的石英一菱铁矿脉被晚阶段的闪锌矿一方解石脉穿插　1—围岩；2—含矿石英；3—菱铁矿；4—黄铜矿；5—闪锌矿；6—具晶洞的方解石

（据别杰赫金等）

进行矿体素描的基础上，采集一定数量的标本，然后进行室内鉴定工作。标本鉴定后，经过分析对比、综合研究，才能得出比较科学的结论。

划分矿化阶段的标志主要为：

（1）脉状穿插现象：早期阶段生成的矿脉或一组矿物被晚阶段的其他脉所切穿，构成了脉状穿插现象，显然被穿插的矿脉是前一阶段生成的（图6-7，6-8）。

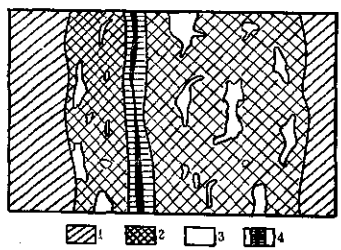


图 6-8 矿脉的内部构造

早阶段铅锌矿脉内部被晚阶段的含铅硫亚锑酸盐—石英脉沿脉穿插 1—围岩；2—铜铅锌硫化物；3—含碳酸盐和硫化物浸染体的石英；4—中部含铅硫亚锑酸盐及硫伏石英细脉

（据别杰赫金等）

（2）角砾状构造：早阶段生成的一组矿物，由于构造破碎成角砾，为晚一阶段的矿物集合体所胶结，并常有不同程度的交代现象，交代明显时，角砾边缘被溶蚀变得很圆滑，形成交代似角砾构造。角砾状构造是划分矿化阶段的良好标志。角砾代表早期阶段形成的，而角砾周围的胶结物则代表后一阶段形成的。

（3）不同矿化阶段所形成的矿物组合、围岩蚀变有不同的特征。例如钨锡矿脉中早阶段的白云母较粗（云英岩化），晚阶段的绢云母较细（绢云母化），一些多金属矿脉中，早期阶段形成的黄铁矿与晚期阶段形成的黄铁矿在颜色、结构粗细等方面可以明显不同，并有不同的矿物组合。

三、矿物生成顺序

在同一成矿阶段内可生成多种矿物。这些矿物的先后结晶顺序即称为矿物生成顺序。气化-热液矿床的矿物生成顺序，在一般情况下应符合晶格能降低的顺序，即晶格能大的矿物先结晶，晶格能小的矿物后结晶。这种顺序可因溶液的pH值、Eh值、组份的浓度变化而受破坏。矿物生成顺序的确定，主要依据镜下薄片、光片的研究。详细内容将在矿相学中讲授。

第八节 气化-热液矿床的带状分布

一、概述

各种成因的矿床在空间上都可能呈现有规律的带状分布，其中以气化-热液矿床的带状分布情况最为复杂，表现为矿床或矿体的矿物成分、伴生元素和矿石的结构构造在空间作有规律的变化，例如我国著名的云南个旧锡矿床就具有明显的金属矿化分带现象。它以花岗岩体为中心，向外依次为：钨铍带→钨铜锡铋带→锡铜带→铅锌带；又如世界上研究

历史最悠久，具有典型带状分布的英国康威尔地区的矿床，在水平方向上，自侵入体向外，可依次划分出Sn、W、Bi、As、Cu、Zn、Pb和Sb各带，在垂直方向上，由上至下依次为菱铁矿、菱锰矿和辉锑矿；铅、锌、银矿；黑钨矿；最下部为锡矿。就气化-热液矿床的许多矿体而言，本身也具有分带现象，如铅锌矿床的矿体，上部富含铅，中部含锌多，向下则铅锌减少而黄铁矿增多。

带状分布按范围大小可分为成矿带、区域分带、矿田分带、矿床分带和矿体分带，成矿带是全球性的，如著名的太平洋成矿带，它是环绕太平洋周围的中新生代构造岩浆成矿带，可分为西、东两带，西带位于亚洲大陆及沿海岛屿，东带则在美洲大陆，后者的特点以产铜为主，并有第三纪的贵金属矿床，前者为围绕此带的外带，以产锡为特征，并发育铅、锌、锑、铋等矿床。全球性的成矿带除太平洋成矿带外，还有地中海成矿带、乌拉尔成矿带等。区域分带是指某一构造单元内一定成分的大区域金属分带。这种分带一般范围较大，以矿种或矿床类型作为分带指标。例如秦岭地槽中沉积最深的地段形成矽卡岩型铜钨矿床，向地槽端部延展形成中低温热液铅锌矿床，再向外则逐渐为汞矿床和锑矿床所代替(图6-9)。

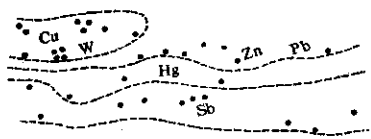


图 6-9 秦岭地区矿床分布示意图

矿田分带是指矿区内围绕某一矿化中心（或侵入体）有规律地形成不同类型的矿床。上述英国康威尔地区的分带现象即属矿田分带(图6-10)。

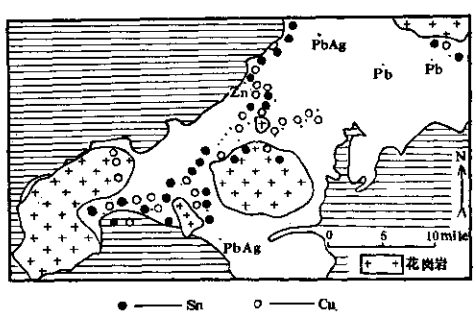


图 6-10 英国康威尔矿床的带状分布简图

（据科林斯等）

矿床分带是指矿床范围内，矿床的物质组份、矿石组构……等作有规律的分布。如前述的铅锌矿床，其上部矿体以方铅矿为主，中部矿体则以闪锌矿为主，下部则铅锌减少，黄铁矿增多，这就是一种矿床分带现象。矿体分带是指在一个矿体范围内，沿走向、倾向，矿石成分及组构作有规律的变化。矿体分带也可指矿体内有用组份的品位变化及含量比值（如Pb、Zn、Cu、Fe）的变化(图6-11)。

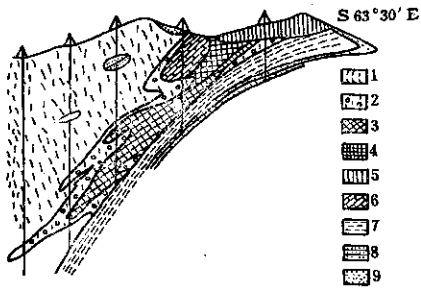


图 6-11　铜官山铜矿剖面图

1—透辉石化石英闪长岩；2—砂卡岩；3—铁矿体；4—铜矿体；5—铁帽；6—石灰岩；7—角岩；8—石英岩；9—坡积物

带状分布就空间变化而言，有垂直分带及水平分带之分。垂直分带是指在垂直方向上的分带现象。水平分带则指水平方向上的分带。按照矿物组合形成的温度及其在空间的相对位置又可分为正向分带(或顺向分带)和逆向分带。顺向分带是指围绕某一矿化中心（或侵入体），具有高温矿物组合的矿床位于中心(或侵入体内外接触带附近)，随着离矿化中心（或侵入体）的距离逐渐加大，依次出现具有较低温度矿物组合的矿床，如前所述的云南个旧地区和英国康威尔地区的分带均为顺向分带。逆向分带则指较低温度条件下形成的矿物组合位于矿床或矿体下部，高温矿物组合则在上部，如赣南钨矿上部以锡石为主，中上部以黑钨矿为主（属高温矿物组合)，下部则以辉钼矿、辉铋矿、黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿等硫化物为主。(属中或中高温矿物组合)。

综上所述，气化-热液矿床的带状分布现象是十分普遍的。搞清这个问题，不仅有助于对矿床形成过程的研究，也有利于找矿勘探工作的顺利进行，国内外许多矿床的找矿勘探历史都曾经表明了带状分布规律的研究有重大的意义。例如美国的圣马纽埃铜矿是40年代末期发现的大型斑岩铜矿床，其矿石储量为5.9亿t。为了在这个矿床周围寻找新矿体，1947—1948年曾在其西边打了七个钻孔，都未见矿，因而放弃了找矿工作。之后，对蚀变和构造进行了大量深入的研究，结合实验成果，认为该矿的围岩蚀变有分带现象。由内向外可分为钾化带，绢英岩化带、泥化带、青盘岩化带，矿化发育在绢英岩化带与钾化带之间，这种蚀变分带在空间上呈圆筒形对称结构，但圣矿在平面上的蚀变分带却仅呈半圆形。经研究，发现在圣矿的西南侧有一低角度的正断层，断层面向南西倾，推测位于断层上盘（即西南侧）的圣矿另一半圆形的蚀变矿体向下滑动，因而造成平面上的缺失现象。经重新检查钻孔，发现已往的钻孔已打到边缘蚀变带，于是重新布置钻孔，1965年，一举发现了另一半矿床即储量为4.55亿t的克拉马祖铜矿。该矿床的发 现显 然是利用带状分布规律找矿的成功范例，因而许多地质工作者都十分重视对气化-热液矿床带状分布规律的研究。

二、主要带状分布理论及假说

早在二千多年前，我国人民对矿床的分带性已有一定的认识，在绪论中已作简介。本世纪以来，人们对矿床的分带规律更加注意，曾先后提出多种理论及假说，现择其影响较大者简述如下：

1．地热分带

这种分带理论是由著名的矿床学家W.H.艾孟斯最早提出的。他认为所有的成矿溶液和金属物质都来自大花岗岩岩基。当花岗岩基冷凝时，成矿物质逐渐集中到上部边缘的钟状突起部分，因蒸气压逐渐增大，含矿气液最后冲破围岩的压力，向地表压力降低方向迁移。随着离开岩基的距离逐渐加大，成矿溶液的温度逐渐降低，溶液中携带的成矿物质，按溶解度的大小依次沉淀，即溶解度小的成矿物质先沉淀，溶解度大的成矿物质后沉淀，这就形成了围绕岩基或岩钟周围的矿床带状分布现象。这种分带理论因为强调温度的影响，故称为地热分带理论。艾孟斯将这种分带现象（由地表向下到岩基顶部）总结为16个带：①无矿带；②汞带；③锑带；④金银带；⑤无矿带（石英、方解石、黄铁矿）；⑥银带；⑦铅带；⑧锌带；⑨铜带（黝铜矿带）；⑩铜带（黄铜矿带）；⑪金带；⑫砷带（毒砂带）；⑬铋带；⑭钨带；⑮锡带；⑯无矿带。应当肯定艾孟斯的分带理论反映了一定程度的客观实际（如前所述的我国云南个旧锡矿的分带现象和英国康威尔矿床的分带规律大体上与艾孟斯的分带相符），也从理论上考虑了温度、成矿物质的溶解度以及岩体对分带的影响，因而长期以来，地热分带理论为地矿界所接受，并广泛流传。直至今日，这种分带理论的影响面仍很广。但必须指出，这种理论是建筑在“岩浆-热液”一元论的基础之上的。他假定大岩基及其支体岩钟都是一次侵入作用形成的，分布在它周围的许多矿脉也是一次形成的。这与现今的同位素年龄资料和大量地质事实不符，现已证明，几乎所有的大岩基都是多旋回（多时代）多阶段形成的复式岩体。例如我国华南花岗岩大岩基的不同部位和其中许多小岩体，其形成时代可以相隔7亿a，5～6亿a、1～3亿a或几千万年等，该地区的许多W、Sn、Be、U等矿床常与晚期花岗岩体有成因联系。因此地热分带理论的基础是不够全面客观的。其次，该理论强调温度和溶解度对分带的影响，虽能解释一些顺向分带现象，但对逆向分带的解释尚存在一定的难度。诚然温度对矿床的分带十分重要，但成矿物质的来源、元素的地球化学特性、成矿物质的浓度以及成矿外界条件（构造、岩性）诸因素对分带的影响都不容忽视，有的甚至可以是决定性的，故应对带状分布的解释作具体分析。

总之，地热分带理论对解释带状分布现象是有一定说服力的，但需作某些修正。

2．沉淀分带

这个分带假说是由苏联学者IO.A.毕利宾提出的。他认为在同一成矿阶段中，组成矿床的各个部分，都是来自同一成矿溶液的，但由于成矿物质本身的特性不同以及成矿的物化条件在矿床的不同部位发生了变化，因而使成矿物质先后沉淀，在空间上造成了矿床的分带现象，这就是沉淀分带学说。从广义上来说，由于成矿物化条件包括温度、浓度、pH值、Eh值……等，因此沉淀分带应包括上述地热分带。沉淀分带假说可以解释许多铅锌矿床的垂直分带现象，如同一成矿阶段中形成的铅锌矿床上部富铅，下部锌较多，这主要决定于铅锌及其化合物本身的特性及溶液中硫、氧的性状。（见“含矿溶液的成分及性质”一节）。

沉淀分带假说对矿床的分带性解释较前深入一步，但对沉淀分带的具体过程与规律尚解释不清。

3．脉动分带（间歇分带）

是由苏联学者C.C.斯米尔诺夫提出的。该假说从岩浆-热液观点出发，认为不同的矿石建造围绕侵入体呈带状分布，表明气水溶液是从岩浆中分出的，但并非一次分出，而是间歇性的、脉动的、骤发式的。这种间歇性活动的含矿溶液与构造裂隙的多次活动，岩浆和含矿溶液的演化相联系。早期分出的含矿溶液沿早期发生的构造裂隙运动并沉淀出成矿物

质，使早期裂隙闭合，这就是成矿的第一个阶段。经过一段间歇时间后，产生新的构造裂隙或旧裂隙重新张开，矿液第二次沿裂隙上升沉淀出新的矿物组合，使新裂隙闭合，这就是成矿的第二阶段。这样构造裂隙渐次发生，矿液多次上升沉淀，导致在矿床的不同部位发生不同的矿物组合和围岩蚀变，构成了矿床的分带现象，这就是间歇分带。如果构造裂隙围绕侵入体向外发育，最初的裂隙发生在侵入体或接触带附近，以后的裂隙逐渐向外发展，这样的间歇分带表现为顺向分带，反之则表现为逆向分带。这种间歇性分带原因除了与构造因素和岩浆演化因素有关外，还和侵入体周围形成的地热梯度有关。例如巨大的深成侵入体因冷却慢，温度的影响范围大，常表现为顺向分带，小侵入体周围则可能表现为逆向分带。

间歇分带学说解释了某些矿床的带状分布现象，也符合矿床多阶段形成和矿液多次活动的事实，因此为相当一部分人所接受，但这种理论不能解释同一成矿阶段中发生的分带现象，而且它仍然是建立在岩浆-热液论基础之上的，因而也有一定的局限性。

上述各种分带理论都侧重从某一方面解释了分带形成的原因。实际上，自然界的情况是十分复杂的。矿床的分带原因往往需要结合矿床本身的特性和外界物化条件的变化综合分析，因此应对矿床作具体剖析，才能总结出符合客观实际的矿床分带规律。

复 习 题

1. 试述气化-热液矿床的概念及基本特点。
2. 试述含矿气水溶液的来源。
3. 试述含矿溶液的基本成分及硫、氧、二氧化碳在含矿溶液中的性状。
4. 试述含矿溶液的基本性质。
5. 试述成矿物质在气水溶液中是如何活化转移的。
6. 试述成矿物质在气水溶液中的搬运方式。
7. 试述气水溶液的运移原因和通道。
8. 试述成矿物质在气水溶液中的沉淀原因。
9. 试述充填作用的概念及充填矿床特征。
10. 试述交代作用的概念及交代矿床特征。
11. 试述交代作用的方式及影响交代作用的因素。
12. 试述围岩蚀变的概念及其研究意义。
13. 试述围岩蚀变的命名法及影响围岩蚀变的因素。
14. 试述云英岩化、黄铁绢英岩化、绢云母化、石英化的区别。
15. 试述青盘岩化及绿泥石化的区别。
16. 试述钾长石化及钠长石化的区别。
17. 试述硅化与次生石英岩化的区别。
18. 试述花岗质岩石、超基性岩、中酸性火山岩、中基性火山岩、铝硅酸盐岩石及碳酸盐岩石经气化-热液作用后可能产生的蚀变。
19. 试述不同的温度条件下，气化-热液矿床中可能产生的常见围岩蚀变类型。
20. 试述矿化期、矿化阶段及矿物生成顺序的概念及划分标志。
21. 试述气化-热液矿床带状分布的概念及研究意义。
22. 举例说明垂直分带、水平分带、顺向分带及逆向分带的含义。
23. 举例说明成矿带、区域分带、矿田分带、矿床分带及矿体分带的含义。
24. 试述“地热分带”、“沉淀分带”及“脉动分带”三种假说。

第七章　接触交代矿床

第一节　概　　述

一、基本概念

凡产于火成岩体与围岩的接触带，由含矿气水溶液的交代作用而形成的矿床，通称为接触交代矿床。这类矿床以中酸性—中基性侵入岩与钙镁质岩石（主要为碳酸盐类岩石）接触交代而形成者最为常见，矿床常具有发育的矽卡岩化蚀变现象，矿体在空间上和成因上与矽卡岩有密切的联系，故常称之为“矽卡岩矿床”。

由于矿床系由含矿气水溶液沿接触带交代两侧围岩形成的，显然应属气化-热液矿床范畴之内。对于绝大多数矽卡岩矿床而言，特别是铁、铜、钼、锡矿床等，其含矿溶液多为地幔物质分熔和分异的岩浆气液作用产物，矿床主要与弱酸性、中基性侵入岩有关，其同位素地球化学特征表明成矿物质主要来自地幔（我国数十个矽卡岩型铁铜矿床和锡矿床的硫同位素资料表明δS^{34}‰值均接近陨石值）。如湖北大冶铁矿、安徽铜官山铜矿、云南个旧锡矿等均属这种情况，但还有部分矽卡岩矿床，特别是钨、铍、硼、铅、锌等，它们主要与一些年轻的重熔型花岗岩有关，含矿气液是重熔再生混合岩浆作用的产物，成矿物质主要来自硅铝质地壳，如我国湖南瑶岗仙白钨矿床，苏联的捷丘赫铅锌矿床　我国南岭一带的铍矿床。不论含矿气液是来自地幔还是来自硅铝质地壳，矿床的地质特征、成矿方式均大体相同，仅同位素地球化学特征有所不同而已。

二、接触交代矿床特征

1．矿体的形态、产状和规模

矿体多分布于侵入体与围岩接触带中，一般不超出热变质圈的范围。按接触带的空间位置可分为内接触带与外接触带，前者系指接触岩体中的蚀变部分，后者则为发生在接触围岩中的蚀变部分，一般以产在外接触带中的矿体最为常见，产于内接触带岩石中的矿体

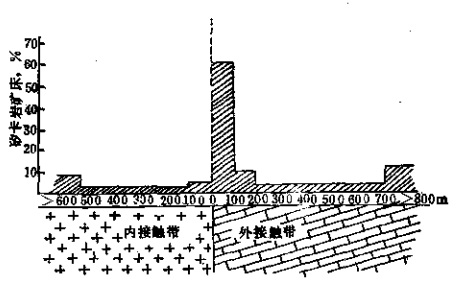


图 7-1　在距岩浆岩与沉积岩接触带不同的距离上，矽卡岩矿床大致分配情况（据B.И.斯米尔诺夫）

比较少见（图7-1）。矿体距接触线一般在200m以内的范围中，很少超出1000m，如地质条件特别有利时，个别矿体可产在远离接触线达2000m或3000m的外接触带围岩中。

我国华北邯邢地区的矽卡岩型铁矿床，据统计其总储量的75%分布于接触带中，其中95.41%储量产于接触蚀变内带，3.7%的储量产于外接触带的碳酸盐岩石中，仅有0.89%的储量则集中于捕虏体中，湖北铜绿山铁矿的矿量则集中于捕虏体内外的接触带中。另有一些接触交代矿床并不直接产于接触带中，而是受地层-岩性的控制，沿一定层位发育，如湖南瑶岗仙的白钨矿床，朝鲜的山塘钨矿等。

接触交代矿床的形成因受岩浆的冷凝分异，围岩的物化性质，接触带构造和成矿方式等诸方面因素影响，矿体的具体产出部位和形态比较复杂，常成群断续出现。常见的矿体形态为层状、似层状、透镜状、脉状、筒状、柱状、复杂树枝状及各种不规则形状。如我国华北邯邢地区铁矿床的矿体形状就是千姿百态的（图7-2，表7-1）。



图 7-2 矿体形态示意图

（据华北冶金地质勘探公司）

矿体的大小不一，小者直径不到一米或几米，大者直径可达数十至数百米，一般矿体的厚度为几米至几十米，沿走向长达数百米。矿床规模多为中小型，也有呈大型者，如苏联土尔盖的索科洛夫铁矿床，其矿石储量达10亿吨以上。矽卡岩型白钨矿床的规模有时可以抵得上几十个黑钨矿床，我国湖南瑶岗仙白钨矿床、辽宁杨家杖子钼矿、云南个旧锡矿、湖南水口山铅锌矿均达大型规模。

表 7-1 邯邢地区铁矿床矿体形态统计表

几何形态	平均长、宽、厚比值	矿体一般规律	常见的矿体剖面形态	矿体个数所占百分比
似层状	长/厚>100	大中型为主，也有小型	蚯蚓状、梭状、纺锤状、少数为帚状、脉状	4
透镜状	长/厚=100～15 长/宽<4	中小型为主	纺锤状、楔状、梭状、枝叉状、丝瓜状、蚯蚓状	7.2
扁豆状	长/厚=100～15 长/宽>4	中小型为主	纺锤状、犄角状、马鞍状、飞燕状、帚状	9.8
囊状	长/厚<15	小型为主	帚状、鸟翼状、掌状、叠纺锤状等	79

（据原华北地质研究所铁矿研究队，矿产专辑（二）铁矿，1978）。

2. 矿石的成分及组构

接触交代矿床的物质成分较复杂，常见金属矿物主要为氧化物及硫化物。氧化物主要为磁铁矿、赤铁矿、镜铁矿、锡石、白钨矿；硫化物为黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿、斑铜

矿、辉钼矿、方铅矿、闪锌矿、毒砂、辉钼矿。在矽卡岩型硼矿床中尚见有含硼矿物，如硼镁铁矿、硼镁石、硅钙硼石。铍矿床中则有日光榴石、金绿宝石、香花石和硅铍石等含铍矿物。常见非金属矿物主要为矽卡岩矿物，如钙铝-钙铁石榴石系列、钙铁辉石及透辉石系列以及其它Ca，Mg，Fe，Al的硅酸盐矿物，如透闪石、阳起石、蛇纹石、绿帘石、绿泥石、方柱石、硅镁石、镁橄榄石等。此外还有石英、黄玉、萤石、绢云母、白云母和含铁、镁的碳酸盐矿物。

该类矿床矿石的组构较复杂，这一方面是由于组成矿石的矿物成分种类繁多，形成条件各异所致，另一方面也与该类矿床的成矿方式是以交代为主密切有关。常见的矿石结构类型有粗粒结构、花岗变晶结构、斑状变晶结构和各种交代结构等，常见的构造为块状、浸染状、角砾状、条带状及晶洞构造等。

3．矿床的分带性

接触交代矿床中矿物常具有分带现象，根据它们与岩浆岩体的空间位置可分为内带和外带。靠近岩浆岩体的一侧形成的矽卡岩矿物组合，称为内带，它们主要由高温矿物组成，如磁铁矿、赤铁矿、石榴石、辉石等；靠近围岩一侧形成的矽卡岩矿物组合，称为外带，主要由高、中温矿物组成，它们主要为石榴石、辉石、角闪石、绿泥石、阳起石、黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿等。在外接触带外侧的围岩中，广泛发育有中、低温条件下形成的石英、方解石等，有时也见有萤石、重晶石等矿物。一般情况下，从岩浆岩体经接触带到石灰岩，SiO_2和Al_2O_3的含量降低，而CaO（MgO）和FeO的含量则逐渐增高（图7-3）。

三、本类矿床的工业意义

接触交代矿床具有很重要的工业价值，已发现的矿产有Fe，Cu，Pb，Zn，W，Sn，Mo，Co，As，Be，Au，B，石棉，压电石英及金云母等。这类矿产，在我国分布广泛，矿石品位较高，据统计，我国接触交代型铁矿床储量约占富铁矿总储量的38%，开采量占20%；铜矿床占总储量的16.4%。此类矿床的规模一般为中小型，但也有规模较大者，如辽宁的杨家杖子钼矿，云南个旧锡矿等都是世界著名大矿，其它的如Zn，Pb，W，Be等都发现有大型或特大型矿床。国外的该类矿床亦具很大规模，如苏联土尔盖地区的铁矿储量达50万t以上，安哥拉伊利娜地区的铁矿达61万t。该类矿床除矿石品位较富外，尚含有大量可供综合利用的元素，如在铁矿中常伴生有Co，Mo，Cu，Ni，Bi，Se，Te等，铜矿中常伴有Fe，S，Mo，Au，Ag，Se等，有的铜矿床一年综合回收的金相当一个中型金矿山的年产量，故大力开展研究和寻找接触交代矿床具有重要的意义。

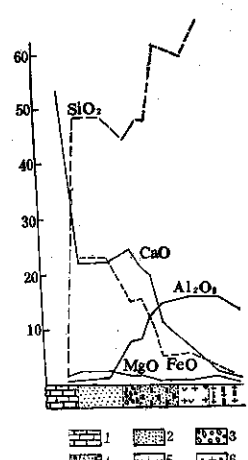


图 7-3 个旧锡矿床蚀变分带情况及蚀变带内SiO_2，Al_2O_3，CaO FeO MgO含量（%）变化曲线图（据王道德，1972）

1—大理岩化灰岩；2—辉石矽卡岩；3—辉石—石榴石矽卡岩；4—辉石—方柱石矽卡岩；5—蚀变花岗岩；6—斑状黑云母花岗岩

第二节　接触交代矿床形成的条件

接触交代矿床是含矿气水溶液沿火成岩体与围岩接触带活动，对接触带岩石进行交代作用而形成的。一般认为岩浆的热首先使岩石发生变质作用，在此基础上发生接触交代作用，故矿床系岩浆热变质与含矿气液的联合作用产物。其形成需要一定的物理化学条件与地质条件。从区域构造上看，地槽区及活动性较强的地台边缘或凹陷带中，有发育的火山沉积岩系，有利的碳酸盐建造以及大量的岩浆活动，再加上有利的接触带构造，不仅为成矿提供一定的物质来源，也形成了良好的成矿环境，故矿床多分布于这些区域构造单元中。如我国天山、阿尔泰古生代褶皱带、苏联的乌拉尔、土尔盖古生代褶皱带以及我国的许多断裂拗陷带中。

一、地质条件

1．岩浆岩条件

从岩浆演化过程中分泌出含矿热液是形成接触交代矿床的先决条件，有利于形成该类矿床的岩浆岩主要为中酸性岩浆岩，按其岩性可划分为钙碱性系列（如花岗岩-斜长花岗岩-花岗闪长岩-石英闪长岩-闪长岩）和碱性系列（碱性正长岩-花岗正长岩-石英二长岩-二长岩），与成矿关系密切的为钙碱性系列。在矽卡岩矿区中，常出现多阶段的、由不同岩相组成的岩浆岩杂岩体。总的来看，与矽卡岩矿床有关的岩体化学成分，K，Na含量明显较同类岩石高，Mg，Fe，Ca含量偏低，且表现出一定的成矿专属性，如铁矿床与闪长岩-二长岩有关；Fe，Cu矿床与富钾的花岗闪长岩体有关；Pb，Zn矿床主要与花岗岩、其次与花岗闪长岩有关；W，Sn，Be，Mo矿床则主要与花岗岩类有关。

与基性岩有关的矽卡岩矿床亦已有报道，如加拿大不列颠哥伦比亚的赫鲁列申铁矿床，产于辉长岩与石灰岩接触带上；美国宾夕法尼亚州的康威尔磁铁矿矿床与辉绿岩有关；此外，我国西藏地区已发现有橄榄岩与石灰岩接触带上的镁矽卡岩接触带中的磁铁矿床。

就岩体的产状与规模而言，一般侵位于中深到浅成条件下的中小型侵入体与成矿关系较为密切，岩体出露面积一般小于50km^2，大多数在2～10km^{2}左右，常呈岩株、岩瘤、岩钟、岩脉状产出，岩石具有明显的中深到浅成的岩相特征。

大量资料表明：多数矽卡岩矿床的形成时代为中生代或更晚一些，仅少量钨锡矿床形成于元古代。我国的矽卡岩矿床在东部则与燕山期侵入体有关，西部则主要与海西期侵入体有关。

2．地层和围岩条件

大量实际资料表明，许多接触交代矿床的形成除了岩浆岩条件以外，尚明显地受地层控制。这是由于富含膏盐成分的沉积地层在岩浆的侵入活动影响下形成活动性很大的热卤水，这种热卤水可以使岩体或富含成矿物质的地层中的有用组份活化转移，最终导致有用矿物质的富集，形成接触交代矿床。如我国长江中下游成矿带中的大冶式铁矿及白象山式铁矿都受三叠系含膏盐沉积层的周冲村组或嘉陵江组地层控制，这些地层中尚存在有含铁的碳酸盐（菱铁矿），这为接触交代铁矿床的形成提供了物质基础，华北奥陶系地层中也发现少量膏盐层及含铁碳酸盐地层，铁矿床的形成也与这些地层有关（图7-4），此外苏联安哥拉-伊利姆等铁矿床的形成也与岩体穿插膏盐层有关。

从岩性控制或岩性、地层控制来看，形成矽卡岩矿床的有利围岩主要是各种碳酸盐岩石，如石灰岩、白云质灰岩、大理岩、泥灰岩和钙质页岩等，其次为安山岩、英安岩和凝灰岩等火山岩岩石。

碳酸盐岩石因其化学性质活泼，容易分解，岩石的物理性质较脆，特别是硅化后易破碎，渗透性增强，有利于含矿流体通过并易被交代形成矽卡岩矿床。就围岩本身的特点而言，厚层的、成分单一的灰岩往往不利于成矿，而薄层碳酸盐岩石或成分不纯的碳酸盐岩石，如泥质灰岩、白云质灰岩、含燧石条带灰岩、含有机质灰岩等对成矿较为有利。特别是薄层灰岩与火山岩或页岩互层时，常为矿体赋存的有利场所。我国绝大多数接触交代矿床的围岩均为碳酸盐岩石。对于接触交代白钨矿床而言，钙质页岩、泥质灰岩和薄层不纯灰岩组成的条带状岩层对成矿最为有利，具有明显的岩性、地层控制特征，这可能是由于地层本身含钨较高，成矿与含钙较高的钙质矽卡岩密切有关的缘故。据中南冶金地质研究所统计，在鄂东南铁铜成矿区中，燕山期成矿的花岗岩-花岗闪长岩侵入体与奥陶系至侏罗系的不同岩性地层接触，铁矿储量的96.98%均赋存于三叠纪的灰岩、白云岩地层中，尤以中三叠世最为重要。这主要是由于白云岩中的镁是铁矿良好的沉淀剂的缘故。

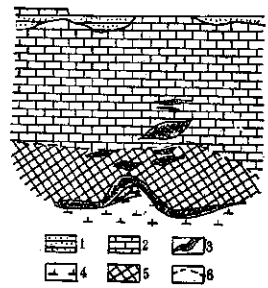


图 7-4 膏盐层与铁矿体的关系
（河北胡峪铁矿某线剖面）
（据华北冶金勘探公司丁俊德等，1979）
1—石炭系；2—中奥陶统石灰岩；3—铁矿体；
4—火成岩（闪长岩）；5—膏盐层；6—膏盐层界面线

围岩的节理、裂隙及孔隙度对矿化富集及矿体的形态产状也有重要的影响。据统计，石灰岩和岩浆岩在矽卡岩化过程中，孔隙度可增加4～5倍以上，这使得矽卡岩的渗透性大大增强，为含矿溶液提供了良好的通道和贮矿空间。碳酸盐岩石的成分差异控制着矽卡岩的成分和矿物组合的不同，如含矿溶液交代石灰岩形成的钙矽卡岩及其矿化，交代白云岩形成的镁矽卡岩及有关矿化，各具有一套典型的矿物组合（表7-2）。

在侵入体附近者有角岩与石灰岩直接接触，在热液参与下，角岩在一定程度上起类似岩浆岩的作用，可与石灰岩发生双交代作用而形成矽卡岩，如福建马坑铁矿床，矽卡岩主要产在砂页岩、粉砂岩和变质的钙铝质硅酸盐岩及大理岩夹层中，有的甚至直接交代角岩而形成。

在研究矽卡岩矿床的围岩条件时，我们不仅要研究碳酸盐类岩石对成矿的影响，而且要注意研究与岩浆岩体和碳酸盐体邻近的其它岩类的空间关系，特别是深部被岩浆岩体切穿的岩层对含矿流体可能产生的影响。

3. 地质构造条件

构造条件不仅控制了岩体的分布，而且亦控制着矿液的流动方向和活动空间。因此，它是岩体本身的地质特征和围岩地质特征的综合因素，成矿构造主要有以下几种：

（1）侵入体与围岩的接触带

表 7-2 钙、镁矽卡岩中主要的矿物组合

矿物类型	钙 矽 卡 岩	镁 矽 卡 岩
硅酸盐	辉石（主要是透辉石-钙铁辉石）、石榴石（主要是钙铝-钙铁石榴石）、硅灰石、方柱石	镁橄榄石、透辉石-次透辉石，在深成条件下有顽火辉石及紫苏辉石，在中深条件下有钙镁橄榄石
含水硅酸盐	角闪石、符山石、绿帘石、黑柱石、绿泥石、阳起石	硅镁石、金云母、透闪石、蛇纹石、韭角闪石
硼酸盐		硼镁铁石、硼镁石、氟硼镁石
氧化物	磁铁矿、赤铁矿、锡石、石英	磁铁矿、赤铁矿、尖晶石、水镁石、锡石、石英
硫化物	黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、辉钼矿、雌砂	黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿
其 它	方解石、萤石、重晶石、白钨矿	方解石、菱镁矿、菱镁铁矿

根据侵入体与围岩的接触关系，一般可分为整合接触和不整合接触两种情况；按接触带构造形态，又可分为平直状、波状、港湾状及锯齿状等（图7-5）。

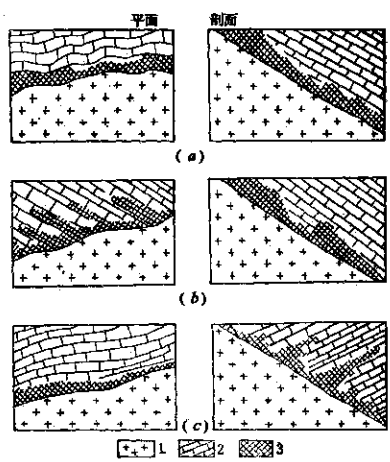


图 7-5 火成岩接触面相对于含有矽卡岩的沉积岩层理的位置

a—在平面上和剖面上整合的接触，b—在剖面上整合，但在平面上交切的接触；
c—在平面上整合，但在剖面上交切的接触
1—火成岩；2—沉积岩；3—矽卡岩

整合接触指接触带的产状与围岩产状基本一致，矿体既产在接触带上，又可顺层或沿层间裂隙进行充填交代，形成规模较大的层状、似层状、透镜状矿体（图7-6）。

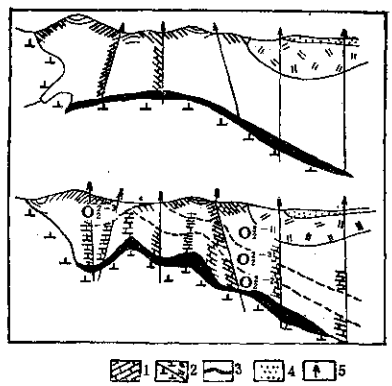


图 7-6 平盖接触剖面图

1—灰岩；2—岩浆岩；3—矿体；4—浮土；5—钻孔

不整合接触是指接触带产状与围岩产状呈一定夹角或不规则接触，此类接触带在深部产状常较复杂，接触面时而内倾，时而外倾，时而平直，时而呈不规则弯曲，在剖面上构成多次分枝复合，凹进凸出的复杂产状，这种接触带往往是成矿的有利地段（图7-7）。

按照接触面上围岩与侵入体上下关系，又可把它们分为超覆接触和平盖接触两种，前者指侵入体超覆于围岩之上（图7-8），后者则为围岩覆盖在岩体之上。

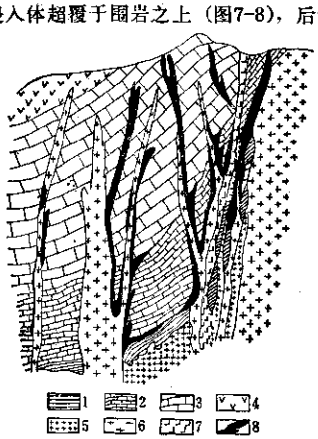


图 7-7 阿尔金—托普坎矽卡岩型矿床横剖面略图

（据A.阿米拉斯兰诺夫）

1—喷发沉积岩；2—白云岩；3—石灰岩；4—凝灰岩；5—花岗闪长岩；6—花岗闪长斑岩；7—花岗斑岩；8—矽卡岩矿体

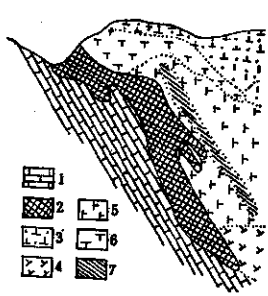


图 7-8 超覆接触型矿床（湖北铁山）

（据湖北地质一队等）

1—大理岩；2—黄铜矿磁铁矿矿体；3—石英闪长岩；4—辉石闪长岩；5—矽卡岩化石英闪长岩；6—钠长石化闪长岩；7—透辉石化闪长岩

此外，对成矿较为有利的部位是接触带上断裂交错的地段，不同岩性互层的地段，岩体的凹进地段及早期岩脉和断裂较为发育的地段等。

（2）围岩层理、层间破碎带及构造裂隙

围岩的层理本身就是一种构造薄弱带，在构造作用影响下，围岩常产生层间裂隙和层间剥离等，尤其在不同岩性互层的地段，易形成层间破碎带，它们常为矿液的流动和矿质沉淀提供了有利场所，所以常在这些部位形成各种形态的矿体（图7-9）。

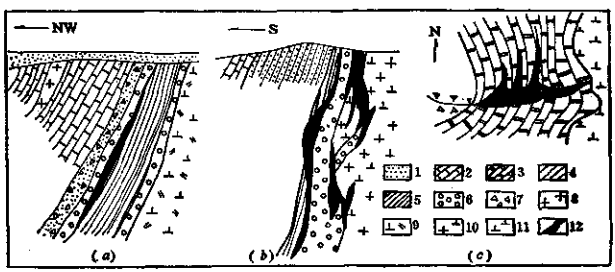


图 7-9 (a) 层间破碎带控制的矿体（铜官山罗村铜矿）
（据安徽地质局综合研究队资料简化）
(b) 受接触带及围岩不透水层控制的矿体（江苏铜山铜铅矿）
（据江苏冶金勘探公司810地质队资料简化）
(c) 受围岩张性裂隙控制的侧羽状矿体（山西西安里铁矿）
（据山西212地质队）
1—冲积层；2—石灰岩；3—大理岩；4—砂页岩（龙潭组）；5—页岩；6—矽卡岩；7—角砾岩或破碎带；8—闪长斑岩；9—石英闪长岩；10—花岗闪长岩；11—闪长岩；12—矿体

（3）褶皱构造

褶皱构造对矽卡岩矿床的控制亦较明显，主要表现在岩体和含矿溶液的控制，在褶皱

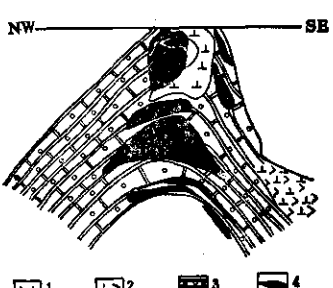


图 7-10 受背斜轴控制的矿体
1—闪长岩；2—辉长闪长岩；3—石榴石矽卡岩；4—铜矿体

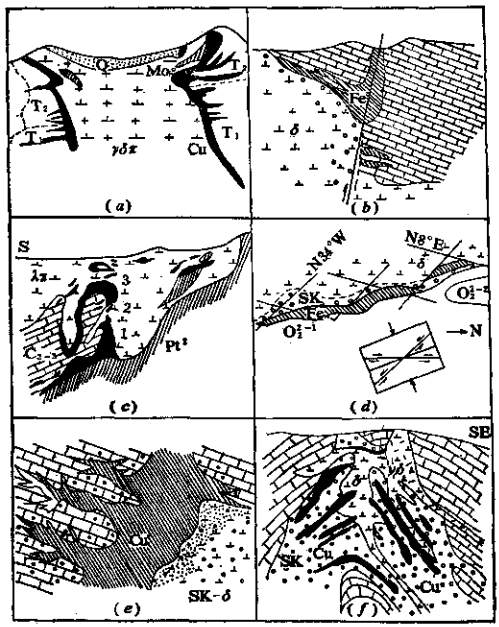


图 7-11 (*a*) 受管状侵入体接触带及围岩层理控制的矿体（鄂东南铜山口铜-钼矿床）

(*b*) 断裂构造和接触带构造相交处矿体增厚现象（河北锁会二矿）（据华北地质研究所，1976）

(*c*) 受地层不整合面、接触带、捕虏体控制的矿体（湖南七宝山铜—多金属矿床）（据湖南402地质队）

C_{2-3}—壶天群灰岩（白云岩）；P_t^3—板溪群上亚群千枚岩；$\lambda\pi$—石英斑岩；1—受地层不整合面及接触带控制的矿体；2—倒贯式岩枝下接触带矿体；3—捕虏体或残留体中的矿体

(*d*) 接触带受两组扭剪裂隙控制的矿体（山西西安里铁矿）（据山西212地质队）

O_2^{2-2}和O_2^{2-1}—中奥陶统石灰岩；δ—闪长岩；SK—矽卡岩；Fe—铁矿体

(*e*) 层间裂隙及羽状裂隙、接触面裂隙联合控制的矿体和树枝状矿脉（安徽铜陵地区铜矿）（据陈训雄）

(*f*) 斜线条代表块状硫化物矿脉；小点群代表浸染状矿石；小圈圈代表矽卡岩化受背斜构造及层间破碎带、接触构造带控制的矿体群（东狮子山铜矿）（据安徽321地质队资料简化）

νδ—辉石闪长岩；δ—闪长岩；SK—矽卡岩；Cu—铜矿体

的轴面弯曲处，倾伏端及褶皱的方向和性质发生变化处，往往有利于岩浆侵入，并伴有矿化（图7-10），另外，大断裂两侧的牵引褶皱，对矽卡岩矿床的形成亦具有重要意义。

（4）捕虏体构造

捕虏体构造指侵入体内部没有同化完全的石灰岩捕虏体构造，其规模大小不等，在含矿热液交代作用上，可形成相当规模的矿体。捕虏体构造的出现，预示着距接触带距离已不太远，这对寻找接触带和预测岩体的存在有重要意义。

大多数情况下，矽卡岩矿体分布的控制因素并不取决于上述因素中的某种单个因素，而是取决于接触带形态、围岩层理、地层不整合面、构造裂隙、构造型式及捕虏体等多种因素的综合控制，所以形成的矿体大都为不规则的形状，沿走向膨缩、分枝复合、尖灭再现等现象到处可见（图7-11）。

二、物理化学条件

形成矽卡岩矿床的物理化学条件主要指温度条件和取决于侵入深度的压力条件。

1．温度条件

形成矽卡岩矿床的温度范围很广，从矽卡岩化开始到矿化结束，温度是逐渐下降的。硅灰石的存在表明，接触带最高温度不会超过1125℃，因超出此温度时硅灰石分解。一般认为，矽卡岩矿物的形成温度在800～300℃之间，金属矿物的结晶温度约在500～200℃之间。赵斌、李统锦等（1978）在$P=10^8$Pa，$t=700\sim500$℃，介质为1NaCl当量溶液的条件下，用闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩和嘉陵江灰岩、栖霞灰岩等进行接触交代作用的实验研究，结果形成了大量钙铁榴石、钙铁辉石、透辉石和次透辉石等，并伴生有磁铁矿、方钠石和绿泥石等。

B．西尼亚科娃在研究苏联捷里别斯克地区矽卡岩中各类矿物时，利用包裹体均一测温法，对各类矿物的形成温度做了测定，得到如下结果：

尖晶石-辉石类　860～780℃

钙镁橄榄石类　780～730℃

透辉石类　700～600℃

辉石-石榴石类　580～480℃

磁铁矿-金云母类　500～400℃

硅硼石类　465～350℃

绿泥石类　400～380℃

大量近年来的矿物包裹体测温结果表明：矽卡岩矿床中的金属氧化物形成温度约在600～350℃之间；金属硫化物一般在450～160℃之间。

以上资料表明：在矽卡岩化成矿过程中，温度有从硅酸盐、氧化物、硫化物逐渐降低的趋势。

2．深度和压力条件

大多数研究者认为矽卡岩矿床是在中深、浅深条件下形成的，成矿深度则与形成压力有一定关系。根据与矽卡岩有关的岩浆岩中，微斜长石被歪长石和正长石所代替；角闪石中有辉石残余物构成反应边结构以及岩浆岩的细粒结构或斑状结构等，都表明了岩浆岩为中深或中浅成相的。此外，接触交代矿床矿区，基本上不发育典型的伟晶岩矿床，这可间接判断矽卡岩矿床形成的深度是较浅的。在中深条件下，方解石可分解为CaO与CO_2，其中

CaO与石英或长石可发生反应形成矽卡岩矿物。如深度和压力过大，这种反应进行十分缓慢，甚至完全停止。据实验，在400℃，1.013Pa条件下，方解石与二氧化硅相互反应形成硅灰石

$$CaCO_3 + SiO_2 \rightleftharpoons CaSiO_3 + CO_2\uparrow$$

硅灰石

上述反应如在外压（深度）增大条件下进行，则温度也相应提高。其他矽卡岩矿物也是如此。由上所述，成矿深度过大，压力太大时，碳酸钙不易分解，CO_2不易逸散，对矽卡岩矿物的形成是不利的。

大量矽卡岩矿床形成深度分析结果表明：该类矿床一般形成深度在1～4.5km之间。

根据从石英等矿物包裹体中测得的结果，M.T.爱纳迪（Einaudi）等（1981）对130个研究较好的矿床统计：矽卡岩矿床形成的压力条件为$0.3\sim3\times10^8$Pa，其中$1\sim3\times10^8$Pa为较深环境，$0.3\sim1\times10^8$Pa为较浅环境。较深环境下的温度范围为800～300℃，较浅环境下温度范围仅为575～240℃。

第三节　矽卡岩矿床的成矿作用和成矿过程

一、成矿作用

Д. С．柯尔任斯基研究了矽卡岩矿床的成矿作用后，认为该类矿床的成矿作用主要是接触渗滤交代作用和接触扩散交代作用。

1．接触渗滤交代作用

该作用是由含矿气水溶液沿被交代岩石的裂隙系统渗滤而引起。在有裂隙横切接触面的部位，由于深部上升的含矿溶液沿着交切接触带的裂隙系统渗滤，将下层中的活动组分带到上层，并与之发生交代作用。渗滤交代作用过程中，热液能作较长距离的搬运，故可形成厚大的交代带，在渗滤过程中，有用组分交代围岩形成的矿体具有“火苗状”特点（图7-12）。

引起接触渗滤作用的动力是温度梯度和压力梯度。

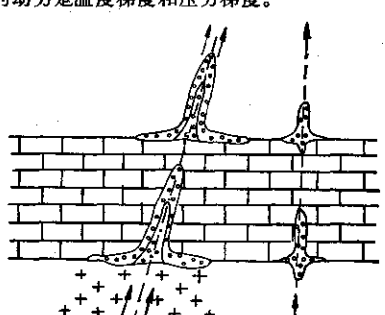


图 7-12　沿裂隙而发生的接触渗滤式交代作用形成矽卡岩裂隙穿过石灰岩及硅酸盐质岩石（白色部分）

2．双交代作用（接触扩散交代作用）

双交代作用是指当含矿热液沿岩浆岩和石灰岩的接触面缓慢上升时，岩浆岩中粒间溶液成分SiO_2、Al_2O_3和石灰岩中粒间溶液成分CaO、MgO之间的平衡被打破，它们可借助于热液而互相扩散交代，使CaO、MgO向岩浆岩岩石中扩散，SiO_2、Al_2O_3向石灰岩中扩散，从而形成新的矿物组合——矽卡岩（图7-13）。由于这种扩散交代作用是双向进行的，故又叫双交代作用。这个理论是前苏联D．C.柯尔任斯基在六十年代首先提出的。

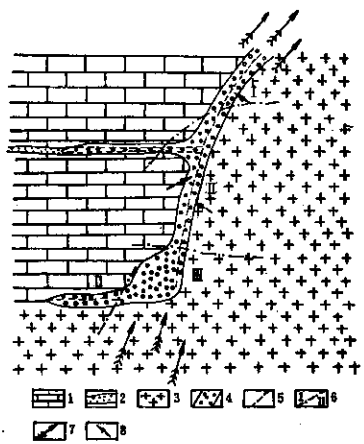


图 7-13 溶液沿花岗岩类及石灰岩之接触面流动时的双交代作用图解

1—石灰岩；2—石灰岩中之砂岩层；3—花岗岩；4—矽卡岩带；5—矽卡岩带中原来的接触面；6—各区的界线；7—溶液流动方向；8—发生反应之惰性组份扩散方向

Ⅰ、Ⅱ—系双交代作用为主；Ⅲ—接触渗滤交代作用占优势

产生双交代作用的动力条件是浓度梯度的存在。由于组份是通过浓度差进行扩散交代的，故不大可能形成厚大的交代带。

大多数情况下，上述两种交代作用可相互伴随和配合，视围岩条件和接触带条件不同而改变。

二、矿床的形成过程

矽卡岩矿床的成矿具有明显的多期性和多阶段性。据野外地质观察，一般矿化晚于矽卡岩主成岩期，两者所处的物理化学环境有明显差异，根据研究结果，可将其成矿过程大体上分为两个期五个阶段：

1．矽卡岩期

该期主要生成各种钙、镁、铁、铝的硅酸盐矿物，无石英出现，本期又可分为三个阶段：

（1）早期矽卡岩阶段

该阶段主要生成一些岛状、链状的无水硅酸盐矿物组合，如透辉石、硅灰石、方柱石

等。故又称干矽卡岩阶段，这些矿物是在高温超临界条件下形成的，无矿石矿物生成，典型矽卡岩矿物反应式如下：

$$CaCO_3 + SiO_2 = CaSiO_3 + CO_2\uparrow$$

硅灰石

$$CaCO_3 + MgCO_3 + 2SiO_2 = CaMgSi_2O_6 + 2CO_2\uparrow$$

透辉石

$$3CaCO_3 + Al_2O_3 + 3SiO_2 = Ca_3Al_2Si_3O_{12} + 3CO_2\uparrow$$

钙铝榴石

$$3CaCO_3 + Fe_2O_3 + 3SiO_2 = Ca_3Fe_2Si_3O_{12} + 3CO_2\uparrow$$

钙铁榴石

（2）晚矽卡岩阶段

该阶段形成的矿物对早矽卡岩阶段的矿物进行交代，而形成一些带状或复杂链状的含水硅酸盐矿物，如阳起石、透闪石、普通角闪石、绿帘石、黝帘石等，故又称为湿矽卡岩阶段，此阶段中有大量磁铁矿出现，故也称为磁铁矿阶段，典型反应如下

$$2CaCO_3 + 5MgCO_3 + 8SiO_2 + H_2O = Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 7CO_2\uparrow$$

透闪石

$$或 4CaMgSi_2O_6 + Mg^{+2} + 2H^{+2} = Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 2Ca^{+2}$$

透闪石

$$FeCl_3 + 2H_2O \rightleftharpoons Fe(OH)_2 + 2HCl$$

$$2Fe(OH)_2 + FeCl_2 \rightleftharpoons Fe_3O_4 + 2HCl + H_2$$

由于温度的降低，这些矿物的形成及矿化作用的进行在超临界点左右的气化—高温热液条件下进行的。

（3）氧化物阶段

此阶段常形成一些层状或架状的硅酸盐矿物，如长石类矿物的钾长石、酸性斜长石；云母类矿物如金云母、白云母及少量黑云母。此外还有少量石英、萤石和绿帘石族矿物等。有用金属矿物主要有含氧盐和氧化物，如磁铁矿、白钨矿、赤铁矿、日光榴石、硅铍石、香花石等。后期有少量硫化物如辉钼矿、磁黄铁矿形成，它们是在高温热液条件下形成的。

2．石英-硫化物期

在这一矿化期中，SiO_2一般不再和Ca、Mg、Fe、Al组成硅酸盐矿物，而是形成大量石英，并有绿泥石、方解石等热液矿物和大量硫化物生成。它又包括以下两个成矿阶段。

（1）早期硫化物阶段

早期的硅酸盐矿物在此阶段中被交代而形成诸如绿泥石、绿帘石、绢云母、碳酸盐类矿物及萤石、石英等；生成的硫化矿物主要是黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿、毒砂、辉铋矿等，故又称该阶段为铁、铜硫化物阶段，它们主要是在高—中温热液条件下形成的。

（2）晚期硫化物阶段

此阶段内石英和碳酸盐矿物明显增多，另外还有部分绿泥石、绢云母等硅酸盐类矿物。金属矿物则以铅、锌的硫化物为主，此外还有少量铁铜等硫化物，如方铅矿、闪锌

矿、黄铁矿、黄铜矿等，故又称其为铅锌硫化物阶段，此阶段是在中温热液条件下生成的。

必须指出：上述矽卡岩接触带矿物组合的生成过程仅仅是一般规律，并非所有矽卡岩矿床的成矿过程都与此完全相符，由于自然界地质条件的复杂性，成矿作用的多元性，成矿溶液性质的多样性，故对某一矿床的成矿过程而言，其形成的矿物共生组合类型、矿物的物质成分、成矿阶段和成矿顺序上都会有较大的差异。因此，我们在研究该类矿床时，对矽卡岩化过程中的矿化作用，要结合每一矿床的具体地质条件来认识，而不能笼统地一概划成五个阶段。

第四节　主要矿床类型及实例

一、接触交代矿床的分类

接触交代矿床的分类，目前尚未统一。常见的分类方案主要有以下几种：

1．根据矿化与矽卡岩的关系，X.阿布杜拉耶夫把该类矿床划分成：

（1）同时矿化型　矽卡岩矿物与有用矿物同时沉淀，矽卡岩体即为矿体，如某些磁铁矿床，硼矿床和石墨矿床（图7-14*a*）。

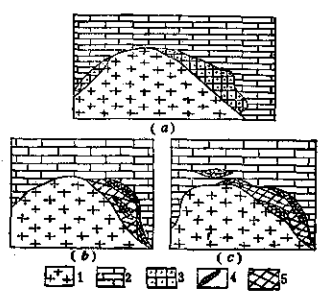


图 7-14　矽卡岩金属矿床的类型（据阿布杜拉耶夫）

（*a*）矿体与矽卡岩同时生成；（*b*）矿体晚于矽卡岩；（*c*）矿体叠加在矽卡岩之上

1—花岗闪长岩；2—石灰岩；3—含矿矽卡岩；4—矿体；5—无矿矽卡岩

（2）伴随矿化型　有用矿物的沉淀直接替代矽卡岩矿物组合，矿化富集于矽卡岩的局部地带。如磁铁矿矿床、辉钼矿矿床、白钨矿矿床（图7-14*b*）。

（3）叠加矿化型　有用矿物的沉淀与较晚期热液活动有关，矿化明显叠加在早期矽卡岩之上，矿体局部可超出矽卡岩而进入围岩之中（图7-14*c*）。大部分Cu，Mo，Co，Pb，Zn，Au等矿床均属此类。

2．按照形成矽卡岩岩石的成分，可把该类矿床划分成：

（1）钙矽卡岩型　系交代石灰岩而成，分布最广，有关矿床为Fe，Cu，Pb，Zn，Mo，W，Sn等。

（2）镁矽卡岩型　系交代白云岩或白云质灰岩而成；分布不广，有关矿床除Fe，Cu矿床外，主要为非金属矿床，如硼、金云母、石棉等。

二、按矿种的分类

如Fe、Cu、W、Mo、Sb、Pb、Zn、Au、Be、B、金云母、石墨和石棉等多种金属和非金属矿床，它们均具有重要的工业价值。

1．铁矿床

矽卡岩型铁矿床在世界各地分布很广，如在苏联的西伯利亚和中哈萨克地区、美国的埃隆泉和埃隆山地区、挪威的克里斯蒂安和阿伦达尔、瑞典的诺尔贝里、波兰的科瓦雷、罗马尼亚的巴纳特以及保加利亚、匈牙利、南斯拉夫、日本、澳大利亚等国家和地区均有发现，但大型的较为少见。

在我国，该类矿床主要分布在湖北、山东、河北、山西和长江中下游一带，矿床规模以中小型为主，少数达大型和特大型。

矽卡岩型铁矿床通常分布在钠质系列花岗岩类（少数为基性岩）与灰岩的接触带上，矿体形态多为层状、似层状、不规则树枝状或巢状、瘤状等，矿石矿物主要为磁铁矿、赤铁矿等，还伴生有少量黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿等；脉石矿物主要为辉石类和石榴石类，矿石品位通常较富，含铁一般可达40～50%，同时，伴生的铜、钴、锌等元素也可综合利用。

2．铜矿床

矽卡岩中的铜矿化较普遍，但规模不如其它类型的铜矿床。这类矿床在世界上分布较广，如苏联的乌拉尔图拉、哈萨克的恰特乔尔地区、美国的比绍普、克里弗顿、梅里斯维尔、墨西哥的卡纳内亚、加拿大的塔苏—伊姆彼里阿尔地区，另外在瑞典、芬兰、秘鲁、玻利维亚、伊朗、日本、印尼、澳大利亚等国家也都有分布。

在我国，该类矿床主要分布在吉林、辽宁、河北和长江中下游一带。著名矿床有安徽省铜陵的铜官山铜矿、辽宁华铜铜矿和湖北铜碌山铜矿等。

该类矿床通常分布在与花岗闪长岩、斜长花岗岩和斜长正长岩相接触的石灰岩中。矿体形态多为脉状、凸镜状和不规则状等；主要矿石矿物为黄铜矿，有时有少量的斑铜矿，若伴生有磁黄铁矿、黄铁矿、方铅矿、辉钼矿时，常可形成复合型的多金属矿床，脉石矿物主要为石榴石类和绿帘石、透辉石、透闪石、硅灰石、符山石、方解石等。

3．钨矿床

该类矿床在国外主要分布在苏联的中亚西亚及远东的锡霍特阿林等地区、美国的内华达州和加利福尼亚地区、朝鲜的山洞地区以及罗马尼亚、芬兰、加拿大、土耳其、澳大利亚、日本和印度尼西亚等国家。

在我国，矽卡岩型钨矿床主要分布在华南一带，如南岭地区的瑶岗仙、柿竹园（湖南）等都是著名的钨矿床。此类矿床，除在湘、赣、闽、粤早已发现外，最近在新疆、云南、河南等地也有新的发现。

矽卡岩钨矿床主要产在石灰岩和花岗岩以及石英二长岩、花岗闪长岩岩基和岩株的接触带中。矿体多呈现层状、扁豆状；规模一般较大，主要金属矿物为白钨矿，其次还有黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、辉钼矿、辉铋矿、毒砂、锡石等；主要脉石矿物为石榴石、方解石、角闪石、辉石、符山石，有时亦见有云母和萤石等。

4．钼矿床

矽卡岩型钼矿床较为少见，其中国外著名的矿床有苏联的提内奥斯（图7-15），康洛哥的阿泽古尔、智利的开马涅斯、伊朗的沙里法巴德、巴西的库伊哈巴等。

在我国，著名的矽卡岩型钼矿床有辽宁的杨家杖子钼矿、河北的寿王坟铜矿床及河南栾川的钨钼矿床等。

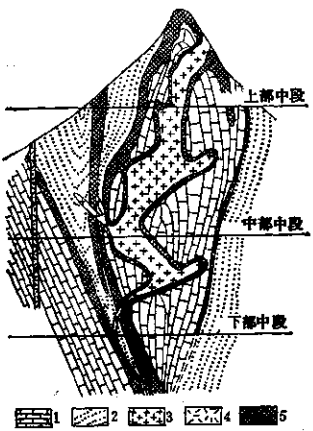


图 7-15　提内奥斯矽卡岩矿床的横剖面略图

（据C.F.派克）

1—大理岩化灰岩；2—黑云母角岩；3—浅色花岗岩类；4—流纹岩；5—矽卡岩

矽卡岩型钼矿床多产在花岗岩或斜长花岗岩与石灰岩的接触带中，矿体一般呈层状、似层状及不规则状，矿体规模大小不等，矿石中的钼含量通常在0.1～0.3%之间，矿石矿物主要为辉钼矿，有时可与黄铜矿、白钨矿等形成铜钼矿床和钨钼矿床，其它金属矿物还有黄铁矿、磁黄铁矿、毒砂、闪锌矿、方铅矿等。辉钼矿常呈细粒浸染状分布在矽卡岩中或与其它硫化物一起呈细脉浸染状分布在石英脉内，脉石矿物主要为钙铝榴石、透辉石、石英、方解石等。

5．铅锌矿床

在大多数矽卡岩型金属硫化矿床中，均含有部分方铅矿和闪锌矿，以铅锌为主的矿床亦较常见，它们主要产在花岗岩、石英二长岩与石灰岩的接触带上或其附近。该类矿床在世界范围内分布较广，如苏联的中哈萨克和中亚细亚的卡拉马拉地区，远东地区的维尔赫涅矿床（见图7-16）、美国的纽约、犹他、新墨西哥、加利福尼亚等地区、南斯拉夫的特拉普恰地区等；在罗马尼亚、墨西哥、阿根廷、伊朗、土耳其、日本、瑞典、意大利等国家亦有分布。

在我国，这类矿床主要分布在辽宁、吉林、河北、湖南、广东、甘肃等地，著名矿床有水口山（图7-17）、东坡、黄沙坪及铅厂等。

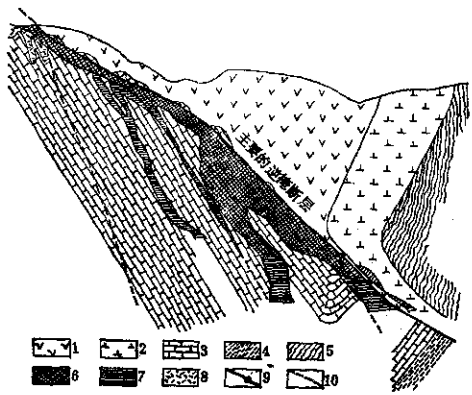


图 7-16 维尔赫涅矽卡岩型矿床横剖面略图

（据И.托姆松和Н.莫兹戈娃）

1—闪长岩；2—安山岩；3—石灰岩；4—页岩和砂岩；5—硅质页岩；6—矽卡岩；7—矽卡岩的投影；8—氧化的锌矿石；9—断裂；10—推测的断裂

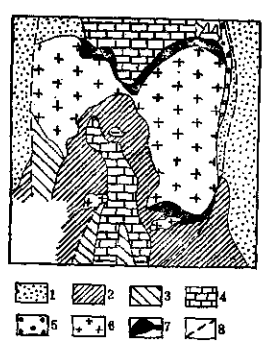


图 7-17 水口山铅锌矿床平面图

1—红色砂岩；2—乐平煤系；3—茅口灰岩；4—栖霞灰岩；5—底砾岩；6—花岗闪长岩；7—矿化带；8—断层

与该类矿床有关的火成岩具有明显的浅成特征及斑状结构，矿体规模多为中小型，矿体形态常呈不规则状、囊状、柱状、脉状及凸镜状等，矿体的形成与多期热液活动有关，故矿物组合型非常复杂，常见的金属矿物有方铅矿、闪锌矿、黄铜矿、磁黄铁矿等，其次还有锡石、白钨矿、辉钼矿、辉铋矿及磁铁矿、赤铁矿和含铍矿物等；除Pb，Zn具有工业价值外，伴生的Cu，Au，Ag，Mo、Cd，Ga等，还可综合利用，脉石矿物主要为辉石、石榴石、角闪石等。其次还有绿帘石组矿物及绿泥石、绢云母、石英和碳酸盐类矿物等。

6．锡矿床

本类矿床在世界上主要分布在苏联的卡累里阿、中亚细亚及远东地区、美国的阿拉斯加、东德、意大利的托斯卡纳、西南非洲和东南亚一带。

该类矿床在我国主要分布在云南、广东、湖南、广西等地，其中著名的矿床有云南的个旧、广西大厂等。

矽卡岩型锡矿床多产于花岗岩和石灰岩的接触带内。矿体多呈囊状、柱状、不规则透镜体等，矿石的矿物组合较复杂，硫化物含量较多，有向高温热液锡石-硫化物过渡之趋势。金属矿物主要为锡石、白钨矿、磁黄铁矿、黄铁矿、辉铋矿、毒砂、方铅矿、闪锌矿等，另外还伴生有In，Ag，Ga，As，Ge等元素；锡石多呈细粒浸染状或与硫化物组成细网脉状分布于矽卡岩中；脉石矿物主要为透辉石、石榴石、符山石等矽卡岩矿物，此外还有一定量的绿泥石和石英等。

7．铍矿床

世界范围内该类矿床分布较广，如美国的铁山矿床，马乌特-怀列尔矿床及埃隆山矿床，西德开泽什图和舍林根等矿床均属此列。

我国湖南的香花岭铍矿亦为此类矿床的典型代表（图7-18）。

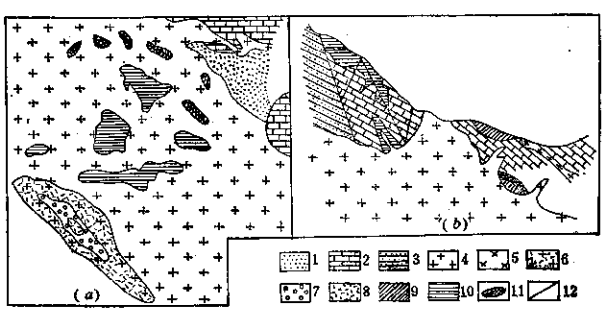


图 7-18 香花岭铍矿体产状图

（据地质科学院地矿所，1978）

(a) 花岗岩残留顶盖白云岩中的含铍条纹岩产状示意图

(b) 接触带上受断裂控制的含铍条纹岩产状示意图

1—冲积层；2—白云岩；3—砂岩；4—黑云母花岗岩；5—矽卡岩；6—云英岩化花岗岩；7—云英岩；8—黄玉云英岩；9—白钨矿矿石；10—白色和绿色含铍条纹岩；11—磁铁矿条纹岩；12—断层

矽卡岩型铍矿床主要产在花岗岩与石灰岩接触带的矽卡岩中。矿体形态多呈巢状及不规则状产在矽卡岩中，矿石中含铍矿物主要为日光榴石、塔菲石、硅铍石、金绿宝石（Al_2BeO_4）、香花石[$CaLi_2Be_3Si_3O_{12}(F, OH)_2$]、铍榴石[$Fe_8(BeSiO_4)_6S_2$]、羟硅铍石[$Be_4(Si_2O_7)(OH)_2$]和绿柱石等；此外还有石榴石、透辉石、符山石、萤石、电气石等脉石矿物；与含铍的矿物伴生的Li、Rb、Sr、B及Cu、Pb、Zn等元素常可综合利用。

8．金矿床

矽卡岩型金矿床在金矿床中不属重要类型，但该类矿床分布亦较广泛，且多与其它元素伴生。这类矿床在苏联的克拉斯诺亚尔斯克边区、北吉尔吉斯、美国的蒙大拿州和科罗拉多州、墨西哥、巴西、朝鲜等国家均有发现。

我国该类矿床已发现的还不多，仅发现有与矽卡岩铜矿伴生的金矿床，如安徽铜官山矽卡岩型铜矿。

美国蒙大拿州的克鲍（Cable）矿床是典型的矽卡岩型金矿床，矿体产在石英二长岩与石灰岩的接触带中，矿石中金属硫化物主要是黄铁矿、磁铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿等；脉石矿物为石英和方解石，金呈浸染状分布在硫化物及石英、方解石中，具有很大的工业价值。

该类矿床中，金矿化往往与黄铁矿化有密切关系。

除上述几类有工业意义的金属矿床外，与矽卡岩有关的还有铋矿、砷矿、硼矿及铀、钍矿床等；此外有工业价值的非金属矿床还有水晶、金云母、宝石、刚玉及石墨等类型。

三、接触交代矿床典型实例

1．湖北大冶铁矿床

矿区位于长江中下游断裂坳陷成矿带中大冶复向斜的铁山背斜的北翼。矿区内出露的地层以三叠系下统为主，围岩主要为含膏盐层的嘉陵江组及大冶组灰岩，走向近东西略偏北西。矿区北部大面积分布的岩浆岩，属铁山侵入杂岩体南缘中段，主要岩性为石英闪长岩、黑云母透辉石闪长岩和含石英闪长岩，侵位地质年代为晚侏罗纪（燕山期）。

在侵入体与围岩的接触带上，产生了强烈的矽卡岩化，主要蚀变岩石为透辉石矽卡岩和金云母透辉石矽卡岩。其它蚀变还有含铁绢云母化、绿帘石化、钠长石化、绿泥石化和碳酸盐化等。

矿体均沿闪长岩体与石灰岩的接触带分布，特别在侵入体包围大理岩化岩石地段或接触带转折处更为集中（图7-19），尤其当火成岩体超复于围岩及接触面呈“S”型或凹凸弯曲转折处是成矿最有利的部位。矿区可划分为铁门坎、龙洞、尖林山、象鼻山、狮子山、尖山等矿段，全长约5000m。

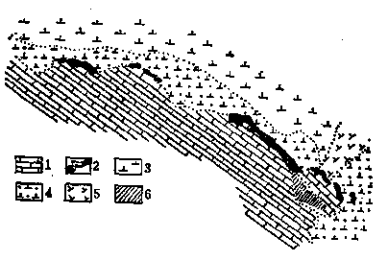


图 7-19　黄铜矿-磁铁矿矿床地质略图（大冶铁山）

（据湖北地质一队等资料简化）

1—大理岩；2—铁—铜矿体；3—正长闪长岩；4—石英闪长岩；5—辉岩闪长岩；6—矽卡岩

矿床中矿体形态变化很大，东部矿体大致呈似层状、陡倾斜的凸镜状及囊状，中部矿体则呈平缓产出的凸镜状或似层状，西部矿体则以似层状为主，矿体从东向西，其规模变小（图7-20）。就矿体与围岩产状而言，全区多呈小角度斜交，局部地段呈整合产出，矿体与围岩接触关系，因围岩岩性不同而异，与大理岩或闪长岩接触时，两者呈渐变过渡关系；当矿体与白云质大理岩接触时，两者呈浸染状过渡；接触带出现厚度不等的富菱铁矿和赤铁矿的碳酸盐型贫矿；当矿体中有透辉石及云母夹层包体时，也构成浸染状贫矿，向外过渡为致密块状矿石。

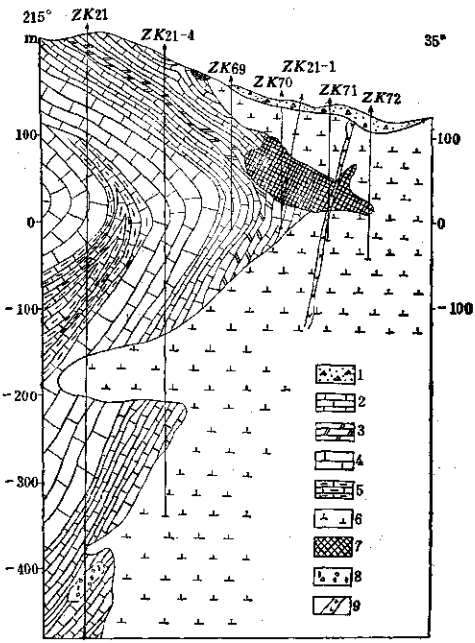


图 7-20　象鼻山矿体21勘探线剖面图

（据《矿田构造与成矿》）

1—残坡积物；2—大冶群第六段大理岩；3—大冶群第六段白云质大理岩；4—第五段大理岩；5—第四段含角岩、石香肠断块的灰色和白色大理岩；6—闪长岩（局部矽卡岩化）；7—铁矿体；8—透辉石方柱石矽卡岩；9—爆破岩

矿石以致密块状构造为主，多为富矿石；其次为浸染状，多为中等品位-贫矿石；局部见有角砾状构造。主要金属矿物为磁铁矿，其次有黄铜矿、黄铁矿呈条纹状分布于块状矿石中，此外还有赤铁矿、菱铁矿、白铁矿、斑铜矿、磁黄铁矿等；脉石矿物主要有透辉石、金云母、方解石、白云石等。磁铁矿矿石占总储量的97%，含铜矿物常呈浸染状分布，伴生的铜储量近于大型。

2．安徽铜官山铜矿——伴生有金的矽卡岩型铜矿

铜官山矿区位于向东倾伏的一个背斜之西北翼。背斜走向北东约50°，西北翼较缓，东南翼较陡，在倾没端岩层扭曲，破碎现象严重。背斜由泥盆系五通组砂岩及页岩、石炭系黄龙-船山组灰岩、二叠系栖霞组灰岩、孤峰组硅质层、龙潭组和三叠系青龙群灰岩等组成，五通砂岩顶部的粉砂质页岩和细砂岩是主要矿体的顶板，黄龙-船山灰岩及栖霞组灰岩为主要含矿层。

背斜的西北翼和东北端有石英闪长岩体侵入，面积约1.5km²，沿此岩体四周与灰岩接触带均断续有矽卡岩体及矿体存在，矿体产于矽卡岩中或其附近（图7-21）。

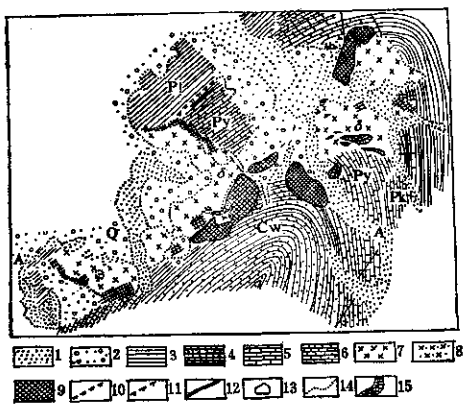


图 7-21 铜官山铜矿简化地质图

1—冲积层（A）；2—红土夹砂岩（Q）；3—龙潭煤系（Pl）；4—孤峰硅质层（Pk）；5—阳新灰岩（Py）；6—乌祠石英岩（Cw）；7—闪长岩（δ）；8—内变质闪长岩；9—矽卡岩；10—逆掩断层；11—断层；12—性质不明的断层；13—地质界线；14—推断地质界线；15—铁帽

矿区矽卡岩有明显的分带现象，从侵入体向围岩，可见到下列各带：

（1）钙铁石榴石矽卡岩带，此带厚20m左右以钙铁石榴石为主，并有透辉石、方柱石、石英、绿帘石和阳起石等，偶见有磁铁矿。

（2）透辉石矽卡岩带，此带厚约10m，透辉石呈细粒、致密集合体，含金属氧化物和硫化物。

（3）透闪石大理岩带，含较多硅灰石。硅灰石在燧石结核和燧石层附近出现，透闪石在含镁的石灰岩层中发育。主要矿体产在此带中。

矿体形态和产状可分为如下几种；产在石灰岩层和石英岩层之间的似层状矿体，矽卡岩中的柱状和囊状矿体及火成岩体中的脉状及细脉浸染状矿体。

矿石中主要金属矿物为黄铜矿、磁黄铁矿、黄铁矿；次要矿物为赤铁矿、辉铜矿、方铅矿、闪锌矿、辉钼矿、毒砂等；脉石矿物为透辉石、石榴石、石英、方解石等。

表生硫化物富集现象不明显，局部有烟灰色状辉铜矿和斑铜矿。氧化带中褐铁矿和孔雀石很发育。

铜矿石品位中等，其中伴生的Au、Ag、Mo、Ga、Se、Te、Bi等元素可综合回收利

用。

复 习 题

1. 试述接触交代矿床的概念、特征及工业意义。
2. 试述接触交代矿床的形成条件（地质条件及物化条件）。
3. 试比较接触渗滤交代作用与接触扩散交代作用。
4. 试述矽卡岩矿床形成的一般过程。
5. 试述接触交代矿床的分类及其依据。
6. 试述湖北大冶铁矿床与安徽铜官山铜矿床的地质特征。