目　录

第一章　地球化学知识

第一节　地球化学及其内容、任务和方法 …… 1
1. 地球化学及其内容、任务和它在相邻学科中的地位 …… 1
2. 地球化学的研究方法 …… 1
第二节　地球以及包括水圈与大气圈在内的地壳的组成和化学成分 …… 2
1. 地球带状构造理论依据的地质与地球物理资料 …… 2
2. 地壳、水圈、大气圈和生物圈的平均化学成分；克拉克值的计算方法；关于元素分配的认识的改变和对克拉克值的分析 …… 6
3. 化学元素及其同位素的分布规律 ……16
4. 克拉克值的实际意义 ……17
5. 元素的地球化学平衡与定量地球化学原理 ……18
第三节　同位素地球化学 ……20
1. 同位素成分对解决地球化学问题的作用 ……20
2. 化学元素的同位素成分及其变化的原因 ……21
3. 个别元素的同位素地球化学 ……24
第四节　原子、离子的结构 ……29
1. 元素按原子结构类型的分类；元素的化学性质与原子电子层结构的关系 ……29
2. 化学元素的地球化学分类 ……33
第五节　原子、离子的大小与类质同象 ……36
1. 原子、离子的大小对地球化学的意义 ……36
2. 类质同象 ……39

第二章　中国地层和侵入岩

第一节　中国地层概述 ……44
1. 前震旦系 ……44
2. 震旦系 ……44
3. 寒武系 ……45
4. 奥陶系 ……45
5. 志留系 ……45
6. 泥盆系 ……46
7. 石炭系 ……46
8. 二叠系 ……47
9. 三叠系 ……47
10. 侏罗系和白垩系 ……47
11. 第三系 ……62
12. 第四系 ……62
第二节　中国侵入岩 ……62
1. 前震旦纪侵入岩 ……63
2. 震旦纪侵入岩 ……63
3. 古生代侵入岩 ……63
4. 中新生代侵入岩 ……64

第三章　金属元素矿物及岩石分类与命名

第一节　金属元素矿物 ……69
1. 黑色金属（铁、锰、铬）……69
2. 重有色金属（汞、铅、铋、镍、钴、铜、镉、锡、锑、锌）……72
3. 轻有色金属（铝、镁、钾、钠、钙）……81
4. 贵金属（金、银、铂、钯、钌、铑、锇、铱）……84
5. 半金属（硅、砷、碲、硒）……89
6. 稀有轻金属（锂、铍、铯、铷、锶、钛）……92
7. 稀有高熔点金属（钨、铼、钽、铌、

钼、铪、锆、钒）…… 96
8．稀有分散金属（镓、锗、铟、铊、
铳）……101
9．稀土金属（钇族、铈族）……104
第二节　火成岩……106
1．火成岩分类表……106
2．超基性、基性侵入岩类……109
3．中-酸性侵入岩类……110
4．碱性侵入岩类……112
5．脉岩类……113
6．次火山岩类……114
7．火山岩类……116
第三节　沉积岩……119
1．概述……119
2．火山碎屑岩类……120
3．正常沉积碎屑岩类……126
4．泥质岩类……131
5．化学岩和生物化学岩类……131
6．附生岩类……138
第四节　变质岩……138
1．概述……138
2．变质岩的化学成分、矿物成分、结构
构造、变质作用类型、变质相和变质
相系……138
3．变质岩分类和命名的一些原则规定……142
4．变质岩的主要构造、结构分类和化
学分类……143
5．变质岩的变质作用分类……144
6．变质相的分类……153
7．变质相系的分类……155

第四章　金属矿床共生组分研究

第一节　概述……162
1．金属矿产的综合利用……162
2．共生组分的研究程度……163
3．主要矿种共生金属组分分布概况……163
4．矿石物质成分研究的主要内容及
工作方法……166
5．关于组织协作……176
第二节　伴生钴矿石的物质成分
研究及其综合评价……177
1．野外地质观察及取样……177
2．钴的分布富集规律研究……177
3．钴赋存状态的研究方法……181
4．钴矿石工艺特性的研究……187
5．钴的储量计算……187
第三节　铂族元素矿床物质成分
研究方法……188
1．样品采集……188
2．铂族元素矿物的富集及有关元素
分析……189
3．铂族元素矿物的鉴定……190
4．铂族元素的配分……191
第四节　硫化矿中伴生金的研究
方法……193
1．研究内容及方法……193
2．金的工艺特性研究……199
第五节　稀有元素矿石物质成分
研究方法……201
1．矿床地质研究……201
2．样品的采取及重砂加工分离流程……202
3．矿石化学成分研究……207
4．矿物鉴定……208
5．重砂定量……208
6．元素赋存状态的研究……208

第五章　某些金属矿的地质与找矿

第一节　铁……210
1．铁的性质和用途……210
2．铁矿物种类及其主要矿物特征……212
3．工业要求及矿石类型的划分……212
4．铁矿床的主要类型、特征及
找矿标志……215
第二节　铜……226
1．铜的性质和用途……226
2．国外铜矿资源概况……226
3．铜的主要矿物……227
4．铜矿床的一般工业要求……227
5．铜矿石的工业类型……228

6．铜矿床的工业类型及找矿标志……231
第三节　铬 ……235
1．铬的性质和用途……235
2．铬的地球化学及其工业矿物……236
3．铬矿床的成因类型……238
4．铬矿石类型及其质量的工业要求……239
5．国外铬矿资源概况……239
6．铬铁矿矿床的某些形成条件与分布规律……240
7．铬铁矿矿床的工作方法简述……242
第四节　镍 ……243
1．镍的性质和用途……243
2．镍矿石的工业类型和一般工业要求……243
3．镍矿床的工业类型……243
4．主要类型镍矿成矿有利的地质前提和找矿方法……244
第五节　钴 ……246
1．钴的性质和用途……246
2．钴的工业矿床……246
第六节　铂族元素 ……246
1．概述……246
2．铂族元素矿床地质及类型……247
3．铂族元素成矿作用的讨论……250
4．铂矿床找矿有利的地质前提和找矿方法……251
第七节　金 ……251
1．金的性质……251
2．金矿床的成因类型……252
3．砂金矿找矿的有利地质前提……252
第八节　铌和钽 ……253
1．性质和用途……253
2．地球化学及矿物学特点……254
3．矿床类型……255
4．工业要求……255
5．国外资源及生产简况……257
第九节　铍 ……259
1．铍的性质与用途……259
2．矿物学特点……260
3．矿床类型……261
4．铍矿石的工业要求及类型……262

第六章　金属矿床的若干基本概念和研究方法

第一节　矿床的若干基本概念 ……264
1．矿产的分布面积……264
2．矿体的形态……265
3．矿石的结构和构造……269
第二节　矿床的若干研究方法 ……274
1．成矿温度的测定……275
2．矿物标型特征在矿床研究中的应用……281
3．矿床的生成深度……290
4．岩石的孔隙度及其在成矿中的作用……292
5．矿田的构造形态……296

第七章　大比例尺金属矿产预测工作方法

第一节　矿产预测的目的和意义 ……328
第二节　矿产预测的原则 ……328
1．坚持实践第一的观点……328
2．坚持唯物辩证法，正确分析矛盾……329
3．坚持群众路线……329
4．坚持一般和个别结合、点面结合的原则……329
5．坚持贯彻国家对地质工作的有关政策……329
第三节　大比例尺矿产预测的工作步骤和方法 ……329
1．明确任务的特点，统一思想认识……330
2．确定编图种类和要求……330
3．系统收集资料……331
4．编制基础图件……331
5．进行综合研究，编制成矿规律图……334
6．编制成矿预测图，指出进一步工作的方向……335
第四节　矿产预测工作中对一些控矿因素的研究要点 ……336
1．岩浆控制因素……336
2．构造控制因素……337
3．岩性控制因素……338
4．矿床的带状分布……340
5．围岩蚀变与接触变质……340
6．矿床的分布深度……341

第八章　数理统计在地质勘探工作中的应用

第一节　概述 ……343
第二节　基本概念……344
1．总体与个体……344
2．样本与样品……344
3．变量与随机变量……344
4．频率与概率……345
5．统计分布与概率分布……345
6．正态分布与中心极限定理……347
7．参数与统计量……348
8．统计推断与信度……349
第三节　方法与应用……349
1．矿体地质特征的定量表示……349
2．地质趋势的查明……351
3．矿床成因问题分析……355
4．两组观测结果的对比……358
5．勘探误差及合理观测量个数的确定……360
6．系统影响因素的查明……363
7．区域矿产预测……366

第九章　金属矿产资源的勘探

第一节　关于勘探工作的几个基本概念……370
1．勘探工作的任务……370
2．关于勘探成果的准确性和勘探方法的合理性……370
3．地质勘探、矿山设计和基本建设的“三结合”……371
第二节　矿石工业品位指标的内容和使用方法 ……371
第三节　储量计算……373
1．矿块体积……373
2．矿石体重和湿度……376
3．主金属平均品位……376
4．矿块储量……378
5．共生组分的金属储量……378
6．矿体和矿区储量……383

第十章　地球物理勘探

第一节　绪论 ……384
1．研究范围与分类……384
2．岩石和矿石的物理性质……384
3．物探方法分类、应用条件和范围……389
4．物探的一般工作方法……390
第二节　磁法勘探……392
1．地磁场和异常磁场……392
2．仪器……395
3．野外工作……395
4．磁异常的推断解释……396
5．复杂磁异常的推断解释……402
6．航空与井中磁测……404
7．磁法勘探的应用……405
第三节　重力勘探……405
1．地球的重力场……405
2．重力勘探……406
3．野外工作与观测值的各项改正……406
4．重力异常的推断解释……408
5．重力勘探的应用……410
第四节　电法勘探……410
1．自然电场法……410
2．充电法……412
3．电阻率剖面法……414
4．垂向电测深法……419
5．激发极化法……423
6．电磁感应法……426
第五节　地震勘探与放射性勘探……433
1．地震勘探……433
2．放射性勘探……435

第十一章　地球化学找矿

第一节　概述 ……437　第二节　岩石地球化学法(原生

晕法）……439
1．定义……439
2．影响岩石地球化学异常的因素……439
3．工作方法……453
第三节　土壤地球化学测量(次生晕法）……453
1．简述……453
2．采样及编录……454
3．样品处理……454
4．确定指示元素及分析方法……454
第四节　水系底沉积物测量(分散流法）……455
1．简述……455
2．样品采集和加工……455
3．样品的分析……455
第五节　资料整理及异常评价……456
1．质量检查……456
2．化探工作的一般图件……456
3．异常评价……457
第六节　化探工作中常用的几种数理统计方法……458
1．几个常用特征数……458
2．点群分析……459
3．判别分析……463
4．趋势分析……466
5．回归分析……470
6．因子分析……480
7．几点看法……482
第七节　地球化学找矿分析方法概述……482
1．化学分析……483
2．仪器分析……487
附录1　有关地球的一些常数……490
附录2　地质时代、地层单位及地质年表……490
附录3　中国岩浆岩及其主要岩种的平均化学成分表……493
附录4　常见矿物名称缩写……497
附录5　地震震级与地震烈度……498
附录6　筛网的规格……498
附录7　含量与浓度的换算……499
附录8　压力与温度换算表……499
附录9　中外度量衡表……500

第一章 地球化学知识

第一节 地球化学及其内容、任务和方法

1. 地球化学及其内容、任务和它在相邻学科中的地位

地球化学是一门研究地壳的化学过程的科学，其中包括化学元素的迁移、集中与分散；地球本身与地壳的化学成分；化学元素在地壳中的分布、分配与相互结合。

地球化学还要研究化学元素在整个地质过程中的历史，它们迁移的方式以及在岩石和矿物中的赋存状态。此外，研究的内容还包括离子在结晶格架中的性状和各种地球化学作用的动力学。

在各种各样地质过程纷繁错综的情况下，地球化学一方面研究化学元素积聚的条件，同时也可了解形成矿床的物理化学环境的特点，从而提供找矿的途径。地球化学找矿已在地质普查工作当中广泛应用，既能减化工作，又可节约开支，而与地球物理方法相配合，还可用于寻找不出露地表的隐伏矿床。

为要判定找矿有利的新区域、新地段，必须掌握这一区域范围的成矿特点。这种特点表现为化学元素与给定的岩石中它们的平均含量之间的量比变化；另外，也表现在该区域的岩石和矿床借以形成的某种占优势的典型地球化学作用。

在掌握一种新的矿物原料或新矿床类型矿石的加工工艺方面，地球化学可以发挥不小的作用，能够指出需要提取的元素究竟是以哪种状态存在，是独立矿物，还是某种矿物中的类质同像杂质，还是吸附状态，等等。

通过各种化学和物理的研究方法，同时借助于物理化学、结晶格架动力学的资料和热力计算，地球化学还可以解决矿床成因上的一些复杂问题，特别是那种由于极不相同的地球化学作用相互叠加而形成的矿床，更为适合。

总之，地球化学是一门综合性的科学，处于地质科学（矿物学、岩石学、矿床学、水文地质学、海洋学）与化学（无机化学、物理化学、化学热力学、结晶化学、胶体化学）之间的地位。

另方面，在研究地球起源与组成成分的问题上，地球化学又关联到天文学（宇宙学、陨石学）、物理学（放射学、核地质学、地球物理学）和生物学（生物化学、土壤学以及与生物地球化学有关的分支）。

2. 地球化学的研究方法

与拥有专门研究手段的一些基础科学不同，地球化学作为一门综合性的学科，广泛采用地质的、矿物的和化学的研究方法。

物理的研究方法包括光谱分析、伦琴射线光谱分析、伦琴射线结构分析、放射性测量、同位素分析、分光光度测定、发光分析、磁化率的磁化学测定，另外还有穆斯鲍尔效应、电子顺磁共振等等。

在地球化学找矿的专门方法当中，需要提到的是金属量测量。这种方法可以确定矿床周围无论是疏松岩石，还是结晶岩石，甚至是水域中的元素分散晕。

地球化学集中观察研究的有以下几个方面：矿物分带与化学分带；由一般的物理化学多组分物系产生的矿物共生组合；矿物的析出顺序；一种矿物对另一种矿物的交代置换。

在人工合成矿物和研究其进一步的蚀变、置换或破坏过程时，目前已采用实验室再现自然过程的方法。利用这种方法可以在所观察的共生组合当中证实该过程中化学元素可能的搬运方式和成矿沉积溶液的成分，同时能够查明矿物的形成条件。

在化学研究方面，除了包括极谱分析、光度比色法在内的一般分析方法以外，pH 值（介质的酸碱度）和 Eh 值（氧化还原电位）的测定对不少地球化学问题的解决有很大作用。另外，研究络合物的方法和胶体化学的方法也越来越重要。

在热分析方面，除去可以得出脱水曲线、碳酸盐类的离解温度和转变点的热记录法之外，近来已逐渐更多地应用气液包裹体的均一温度和爆裂温度研究等方法。

以上提到的许多研究方法，若是几种同时并用，相互校正，就能解决更多的问题。

第二节　地球以及包括水圈与大气圈在内的地壳的组成和化学成分

1．地球带状构造理论依据的地质与地球物理资料

关于地球的构造与成分的设想当中，有许多争论与假设。有关水圈、大气圈，尤其是对流层（它的下部）的资料以及研究力量所能达到的地壳上部成分的资料比较可信。至于更深部位的成分，只有根据地震测量、重力测量和地热、放射性与磁测数据得出的一些假设。

在介绍现有的认识之先，应该了解下列已有的可信数据：

地球的大小

平均半径(公里)	6371.22	体积(立方公里)	1083320×10^{12}
极半径(公里)	6356.86	质量(吨)	5974×10^{21}
赤道半径(公里)	6378.24	平均密度(克/立方厘米)	5.517
地球表面(平方公里)	510×10^{6}	地表岩石平均密度(克/立方厘米)	2.73

对比后两项数字就可以说明深部存在的物质密度更大，而地震资料也指出密度的变化是跳跃式，这就是说，地球的构造略呈层壳状。水圈的体积虽然只是 1.37×10^{9}立方公里，即占地球体积的 1/800 或质量的 1/4200，但它的作用巨大。水圈的面积是 361×10^{6}平方公里，地球表面的 70.78%被它覆盖；海洋平均深度 3792 米，最深处达到 10863 米（太平洋马里亚纳群岛以南）。

水圈的质量为 1.41×10^{18}吨（比重 1.028 克/立方厘米），其中 98.3%属于海洋，而后者携带的已溶化合物达到 5×10^{16}吨。现代陆地面积是 149×10^{6}平方公里，或者说是平均高度 825 米到最大高度 8848.13 米（喜马拉雅山的珠穆郎玛峰）的地球表面的 29.22%属于陆地范围。

象整个地球一样，大气圈（质量约等于 5.15×10^{15}吨）的构造也是分层的。对流层高度是 10～12 公里，赤道上可达 16～18 公里，它的成分是水蒸气和碳酸气。对流层质量约占大气圈质量的 80%。

对流层的最上限是对流层顶，也就是与同温层的分界。同温层高达 80 公里，不含水蒸气，15～60 公里处有数量不多的臭氧（O_3），强力吸收太阳的紫外线辐射。30～40 公里

高度以上，空气温度由－(50～60)℃骤升，在 60 公里处可以达到＋75℃，但再上到 80 公里处，温度又降为－75℃。

同温层之上就是电离层，有数量较多的离子和自由电子。这一层的高度可以达到 1000～1300 公里，再向上就是逐渐稀薄的大气外层。

地球本身坚实的上部就是地壳，其厚度不一：海洋下部的地壳只有 5～6 公里厚，大陆下的厚度是 35 公里左右，山脉之下则是 60～70 公里。

对地壳及其各个组成部分来说，有几个数值很有意义，这就是弹性波的传播速度（平均 5～6 公里/秒）和地壳各部分的密度（平均 2.7～2.9 克/立方厘米）。

地壳的各部分	纵波速度（公里/秒）	密　度（克/立方厘米）
上层(沉积层)	3～5	1.8～2.5
中层(花岗岩层)	5.5～6	2.5～2.7
下层(玄武岩层)	6.4～7	2.7～2.9
深层	7.8～8.2	3.1～3.5

海洋之下不存在花岗岩层，只有玄武岩层。

地台区地壳的厚度是 25～35 公里，山区是 40～80 公里；褶皱愈古老，地壳厚度愈小，例如：前寒武纪与加里东褶皱的厚度为 30～35 公里，海西褶皱为 38～42 公里，阿尔卑斯褶皱则是 50～80 公里。

关于地台区地壳的资料要比褶皱区的资料分得更细。阿尔卑斯褶皱区花岗岩层的厚度比海西褶皱区的大。当坳曲转变为褶皱区时，花岗岩层随之增厚（既借助于来自玄武岩层和深层的物质，同时也有沉积岩的变质作用）；褶皱区转变为地台时，地壳厚度随之减小，但玄武岩层加厚。地壳的质量约等于 2×10^{19}吨，即大到相当于地球质量的 1/300，其中岩石圈占 93.06%，水圈占 6.91%，大气圈占 0.03%。

地壳是由"莫霍面"与"地幔"分开，后者又分为上地幔（深达 1200 公里）与下地幔(深达 2900 公里)。再向下就是地核，它又分为液态的外核（深达 5120 公里）和估计是固态的内核。

各种构造现象、地震和火山作用，追溯其起因都是来自上地幔。从地震波在上地幔的传播速度来判断，在 200～400 公里深部有一个软化层。主张矿石形成于地壳深层的人认为，含矿物质来自地幔的上部。

有人提供资料说，地核外层是液态的。这个假设有一个根据，即地震波的速度逐渐变小，在过渡到地幔时由 6 公里/秒增大到 8 公里/秒，之后又变小，直至横波消失。此外，地磁场主要部分的形成条件是带电粒子在地核外层的运动，所以后者应该是液态的。

下列数字表明地球本身物质密度（克/立方厘米）随深度增加的情况：

33 公里	3.32 克/立方厘米	2900 公里	5.68 克/立方厘米
100 公里	3.38 克/立方厘米	3600 公里	10.35 克/立方厘米
400 公里	3.63 克/立方厘米	4000 公里	10.76 克/立方厘米
500 公里	3.89 克/立方厘米	4800 公里	11.47 克/立方厘米
600 公里	4.13 克/立方厘米	4980 公里	11.54 克/立方厘米
700 公里	4.33 克/立方厘米	5120 公里以下	14.2～16.8 克/立方厘米
1200 公里	4.80 克/立方厘米	6370 公里(地心)	17.2 克/立方厘米

根据地震波的传播速度，地球物理工作者把地壳划分为几个带(表 1-1)。

地 壳 密 度 的 垂 直 变 化　　表 1-1

带	深　度，公　里	密　度，克/立方厘米	压 力，百万巴
A	0～33	3.32	0.01
B	33～410	3.64	0.14
C	410～1000	4.68	0.39
D′	1000～2700		
D″	2700～2900	5.69～9.4	1.37
E	2900～4980	11.5	3.17
F	4980～5120		
G	5120～6370	17.2	3.64

在地球化学过程中，压力的作用是很大的，并随深度不同而变化，如：

深度(公里)	800	1600
压力(大气压)	296100	592200
深度(公里)	2400	3200
压力(大气压)	1085700	1677900
深度(公里)	4000	6370
压力(大气压)	2260100	3059700

密度的变化以及两种界面（即莫霍面与 2900 公里深处更加清晰的界面）的存在，使我们有理由设想地壳不同部分的成分也是有差别的。也就是说，组成地壳的是来自地幔的橄榄岩或榴辉岩物质，同时也有来自金属核的物质。金属核的说法所以能够成立，是因为存在一种铁陨石，它与陨石一样，平均成分接近玄武岩。

根据前人提出的模型，地球的深部组成大致是：

硅酸盐壳	深 60～120 公里	密度 2.73 克/立方厘米
榴辉岩壳	深 1200 公里	密度 3.6～4 克/立方厘米
硫化物、氧化物壳	深 2900 公里	密度 5～6 克/立方厘米
铁镍核心	深 6370 公里	密度 8～10 克/立方厘米

硫化物成分的陨石极少见，这与存在硫化物壳的说法有矛盾。因此有人 (H. S. Washington)对地球的内部组成作另一种描述：

花岗岩壳	深 20 公里	密度 2.8 克/立方厘米
玄武岩壳	深 60 公里	密度 3.2 克/立方厘米
橄榄岩壳	深 1600 公里	密度 4.0 克/立方厘米
铁斑壳	深 2300 公里	密度 5.8 克/立方厘米
石斑壳	深 3000 公里	密度 8.0 克/立方厘米
中心核	深 6371 公里	密度 10.0 克/立方厘米

另有人(А. Ф. Капустинский) 提出地球内部分三层的说法：60～120 公里以上是外层，一般的化学规律和物理化学规律在这里起主要作用；由 60～120 公里到 2900 公里(即地幔）是中间层，特点在于元素的化学性质是"退化"的，因为这一层压力极大，原子里面的外层电子转为原子的电子层；由 2900 公里到 6370 公里是中心层，特点是化学变化趋于零。在高压作用下(10^6大气压以上)，外层电子脱离，原子变小，密度相应增大。这种原

子也许可以叫作"残废"原子，它们之间的化学作用是趋于停止的。自由电子成为共有的游离电子并产生金属特性。这种"金属化"的趋势逐渐成为典型的非金属元素所固有的。

Капустинский 提出热力学的一个原则，即"任何压力也不能使物体的体积变为零"，同时指出在高压之下被压缩的物体体积趋向于零，而熵也趋向于零。由于熵是和态的概率的对数成比例的，而它的极限值等于零，所以概率就等于 1（因为 $\log 1=0$）。这就是说，一切物质在高压下都形成"化学上处于中性状态的原子核的同样液体，而这种原子核位于共有电子的'等离子'包围之中。这种'万能金属'也具有一致的类金属结构，它的一致性符合等于 1 的热力概率"。

按照他的意见，随着运动深入地球的中心，热容量减小，但导热性增大（这也是金属态的一个特征），所以已经达到的相当高的温度，在某种程度上保持恒定，换言之，即在地球内部应该有一个等温带。

另外也要看到，如果元素的外电子层破坏而使其化学性质消失，但是由核电荷所决定的原子的化学独立性却仍然保存。因此，在一百万到三百万个大气压的压力下，铁与镍已经丧失了形成化合物的能力，但这并不否定在地核内部可能存在大量的铁和镍。

地球的热循环是相当稳定的，尽管有一定的根据可以设想地球的热辐射在远古代比现代略强。

地球上的热平衡是取自太阳的热量，即 1 平方厘米/昼夜平均约 290 卡。太阳对地球的辐射总量是 4.3×10^{15} 卡/秒或者是 12×10^{23} 卡/年，这个热量决定着地球表面的平均温度。年度的温度变化从地表向下几十米就不起作用了。

根据测定，地热丧失量是每秒 1.2×10^{-6} 卡/平方厘米，整个地球就是 2×10^{20} 卡/年，相当于从太阳得到热量的 1/6000。至于火山喷发和温泉等方面丧失的热量，有人估计只占地球辐射热的 1/1000 或 1/350。

也有人认为，自地球存在以来地热的丧失过程是波浪式起伏变化的，而在地槽区构造运动强烈时，释出热量最大。2×10^{20} 卡/年的热量有 80％是放射热释出的，20％是地球从融熔状态继承下来的宇宙热。地球所含的 U^{238}、U^{235}、Th、K 在现代释出的热量只相当于三千万年前的 40.96％。

有一种关于岩浆成因的论点，认为岩浆的生成是受到放射热的影响而融熔的结果，而这种放射热量在遥远的地质年代要比现在大一倍半。

地球释放的热量是由等温带开始向下的每一个地热梯度（每 100 米温度的升高）平均 3°C来计算的，或者是根据地热级差计算。所谓地热级差，就是从等温带向下温度每升高 1°C的垂直距离。地热级差的间距大小很不一样，由 5 米到 143 米，平均 33 米。山脉下部和海洋附近，地热级差大；火山地区和煤田、油田附近，级差小。此外，随深度而增加的温度，在导热性强的岩石中（如石英岩）增长不多；反之，在导热性差的岩石中（如泥质片岩）增加较多。

如果认定每加深 1 公里温度就升高 33°C，那么地球中心部分的温度会是无法想象的高。但普遍认为随深度的增加，放射性元素的含量急剧减少，在极深的部位，温度也并不太高。从某些资料来看，地下 100 公里深处的温度约为 800～1000°C；另外，在 400 公里深的地方见有相的过渡。温度随深度而增加的情况是：

深度(公里)	100	200	300	500
温度(℃)	900	1100	1200	1370
深度(公里)	700	1000	1600	
温度(℃)	1570	1970	2900	

多数人认为2900公里深处的温度是1500～2000℃到5000℃，地球中心的温度是3900℃或略低。以上就是关于地球内部温度的一些认识。

这些材料可以帮助我们判断物质的聚集状态和地球的热量储存。地球深部温度增长缓慢足以说明这些部位不存在放射性过程，也就是不存在放射性元素。

此外，地震测量确认地球外核是"液态"的，这就可以解释地磁是具有8×10^{25}电磁单位的偶极矩。

地球是一个永久的热辐射体，要测定它的热储量，就必须了解地球的年龄。太阳系(包括地球在内)的年龄确定是55亿年，地球上最古老的岩石年龄是35亿年。1956年有人(Patterson)计算地球从具备目前的质量开始至今的年龄是45.5±0.07亿年。

2. 地壳、水圈、大气圈和生物圈的平均化学成分；克拉克值的计算方法；关于元素分配的认识的改变和对克拉克值的分析

1889年，美国化学家克拉克(F. W. Clark)开始测定地壳的平均化学成分。他根据880个致密块状晶质岩石的全分析资料，计算了十种化学元素(O、Si、Al、Fe、Ca、Mg、K、Na、Ti、P)在地壳中的平均含量。Clark是从这样一个设想出发的，即认为任何岩石的分析数量大体上相当于它们在自然界的分布，而880个分析数据已足够保证某一种或某几种岩石成分中的特殊现象都能对取得正确的平均值产生影响。1897年，他利用680个新的分析资料进一步核实了已有的数据，到1908年就发表了«地球化学资料»(«Data of Geochemistry»)这本著作。1924年，Clark与H. S. Washington一起提出了化学元素分布表。这个表所根据的已经是按地理原则分类的5159个分析样品。元素分布的计算是以扣除水与微量组分后换算为100%，然后再换算成氧化物。得出的数字是：

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO
60.18	15.61	3.14	3.88	3.56	5.17
Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5		
3.91	3.19	1.06	0.30		

之后，G.L.Fogt进一步补充了这方面的研究，增加了锰、镍、钴、铜、铅等元素的含量数值。他取不同岩石中锰与铁的比值并根据克拉克得出的铁的数据，用间接的方法求出了锰、镍、钴的数字。但对铜、铅和其它元素，问题就更为复杂，为此曾利用了矿石中金属的量比关系和世界金属开采量等数字。显然，这些数据并不能反映地壳中元素的真实含量。Fogt共提出了22种元素在地壳中的含量，对另外34种元素只给出了大致的数量级。

1909年，В.И. Вернадский开始进行Rb、Cs、Tl、In、Bi和其它一些元素分布的光谱化学研究，到1914～1915年发表了«地壳的光谱资料»一文，1923年提出了化学元素含量表。

以后，在1930～1935年间，V. M. Goldschmidt等人改进了定量分析方法，测定了Be、B、Sc、Ga、Ge、As、Se、Rb、Cs、铂族和其它某些元素在岩石与矿物中的含量。他们取挪威粘土的成分与地壳的平均成分对比，发现有许多相似之处。另外，他们还发展了地球化学元素平衡的想法，提出了定量地球化学这一新的研究方向。

1930～1934 年间，J.Noddak 等人在研究铼与铂族金属地球化学的过程中，作了大量的定量光谱化学测定，从而改变了关于化学元素分布的若干认识，探索了一些新规律。

还在 1923 年，就有人把地壳中(也包括水圈)化学元素的含量称作“克拉克值”，这个名称很快就被学术界确认。

随着岩石全分析的新资料与日俱增，有一点看得很明显，就是对一般分布较广的岩石分析愈来愈少，而成分不寻常的、分布较少的外来岩石的分析渐多，因此克拉克的方法就变得不精确了。

1928 年，T.Hevesy 建议用地球不同地区按分布比例采取的岩石制成标准的混合样，然后从中分析元素含量。他用这个方法得出了 Ti、Zr、Hf、Th、Pb、V、Nb、Ta、Pa 的克拉克值。

之后，С. П. Соловьев 提出另一种测定克拉克值的方法，就是采用个别岩石的分布面积和该面积内这种岩石的平均成分。1952 年，他在一本著作中为了对比提出了一个“苏联欧洲部分岩浆岩平均成分表”(见表 1-2)。这个表可以说明一个问题，就是不同方法测出的数字能有很大差别，而把岩石分布面积考虑在内是比较重要的。

在已有的克拉克值的基础上，同时设想地壳的组成是一份基性岩和两份酸性岩，А. П.Виноградов 在 1956 年提出一个克拉克值表，到 1962 年略有修改。

苏联欧洲部分岩浆岩平均成分

表 1-2

组　分	据 Clark 和 Washington 测　定	据 Соловьев 测　定
SiO_2	54.22	63.65
TiO_2	0.66	0.54
Al_2O_3	16.30	14.47
Fe_2O_3	4.28	2.18
FeO	5.54	3.19
MnO	0.14	0.07
MgO	5.02	3.70
CaO	7.60	4.28
Na_2O	2.99	3.51
K_2O	1.92	2.84
H_2O	1.17	1.47
P_2O_5	0.07	0.10
其它	0.09	—
	100.00	100.00

表 1-3 所列的是近十年来不同的作者提出的克拉克值，尽管其中有些数据相差很大，但也有不少相近之处，能看出地壳当中化学元素分布的一般规律。它的缺点有以下几方面：1) 阳离子元素以及与之有关的氧、卤素的平衡尚不令人满意；2) 自然界现实所见的元素之间的数量比例并不总是和表中的数据一致；3) 列出的克拉克值没有把地球化学研究程度较差地区的岩石成分特点考虑在内；4) 现有的数据都是针对陆地岩石成分的，没有包括海洋底部岩石，但后者占地球表面的 71%，何况其中的一部分过去也曾经是陆地。

为了弥补这些不足，1967 年曾有人试图根据莫霍面这个地壳的天然界限来计算化学成分。也就是说，这不仅包括了地壳的海洋部分，而且也包括下面的玄武岩。他们把所测的范围按地壳的类型分成若干块段，测量它们的面积、体积和质量，并相应按照各块段加起来的平均成分进行计算。由于地壳深部化学成分研究得太少，所以算出的结果带有一定的假设性，而且也不十分准确。

近十年来，Соловьев 继续了这方面的研究。为了计算苏联火成岩的平均成分，他测量了这类岩石的分布面积，对每一个具体的岩体根据其现有的化学分析资料求出平均成分，并按岩石的分布比例算出个别地区侵入岩与喷发岩的平均成分以及乌拉尔、高加索等地

化学元素的克拉克值（克/吨）

表 1-3

序号	元素	Виноградов, 1962年	Ведеполь, 1967年	Мейсон, 1966年	Шоу, 1964年	Ферсман, 1932年
1	H		700	1400		10000
2	He		0.003			0.01
3	Li	32	30	20	29	50
4	Be	3.8	2	2.8	2	30
5	B	12	9	10	13	100
6	C	200	320	200	1000	3500
7	N	19	20	20		400
8	O	470000	472500	466000		491300
9	F	660	720	625	700	800
10	Ne					0.005
11	Na	25000	24500	28300	22000	24000
12	Mg	18700	13900	20900	31000	23500
13	Al	80500	78300	81300	81000	74500
14	Si	295000	305400	277200	258000	260000
15	P	930	810	1050	1000	1200
16	S	370	310	260	300	1000
17	Cl	170	320	130	200	2000
18	Ar		0.04			4
19	K	25000	28200	25900	16000	23500
20	Ca	33000	28700	36300	60000	32500
21	Sc	10	14	22	15	6
22	Ti	4500	4700	4400	10000	6100
23	V	90	95	135	100	200
24	Cr	83	70	100	90	300
25	Mn	1000	690	950	1000	1000
26	Fe	46500	35400	50000	55000	42000
27	Co	18	12	25	27	20
28	Ni	58	44	75	80	200
29	Cu	47	30	55	70	100
30	Zn	83	60	70	40	200
31	Ga	19	17	15	19	10
32	Ge	1.4	1.3	1.5	1.7	1
33	As	1.7	1.7	1.8		5
34	Se	0.05	0.09	0.05		0.8
35	Br	2.1	2.9	2.5		10
36	Kr					2×10^{-4}
37	Rb	150	120	90	120	80
38	Sr	340	290	375	450	350
39	Y	29	34	33	40	50
40	Zr	170	160	165	156	250
41	Nb	20	20	20	24	0.32
42	Mo	1.1	1	1.5	1	10
43	Tc					
44	Ru		0.001	0.01		0.05
45	Rh		0.001	0.005		0.01
46	Pd	0.013	0.01	0.01		0.05
47	Ag	0.07	0.06	0.07	0.08	0.1

续表

序　号	元　素	Виноградов, 1962年	Ведеполь, 1967年	Мейсон, 1966年	Шоу, 1964年	Ферсман, 1932年
48	Cd	0.13		0.2		5
49	In	0.25	0.07	0.1	0.11	0.1
50	Sn	2.5	3	2	2	6
51	Sb	0.5		0.2		0.5
52	Te	0.001	0.002	0.01		0.01
53	I	0.4		0.5		1
54	Xe					3×10^{-5}
55	Cs	3.7	2.7	3	10	5
56	Ba	650	590	425	250	500
57	La	49	44	30	20	6.5
58	Ce	70	75	60	40	29
59	Pr	9	7.6	8.2		4.5
60	Nd	37	30	28	30	17.5
61	Pm					
62	Sm	8	8.6	6		7
63	Eu	1.3	1.4	1.2		0.2
64	Gd	8	8.8	5.4		7.5
65	Tb	1.9	1.4	0.9		1
66	Dy	5	6.1	3		7.5
67	Ho	1.7	1.8	1.2		1
68	Er	3.3	3.4	2.8		6.5
69	Tm	0.27		0.5		1
70	Yb	3.3	3.4	3.4		8
71	Lu	0.8	1.1	0.5		1.75
72	Hf	1	3	3		4
73	Ta	2.5	3.4	2	2.1	0.24
74	W	1.3	1.3	1.5	2	9
75	Re	0.0007	(0.001)	0.001		0.001
76	Os		(0.001)	0.005		0.05
77	Ir		(0.001)	0.001		0.01
78	Pt		(0.005)	0.01		0.05
79	Au	0.0043	0.004	0.004		0.05
80	Hg	0.083	0.08	0.08		1
81	Tl	1	1.3	0.5	1.3	0.1
82	Pb	16	15	13	15	16
83	Bi	0.009	0.2	0.2		0.1
90	Th	13	11	7.2	10	10
92	U	2.5	3.5	1.8	2.4	4

全部火成岩的平均成分(表 1-4)。

换算成氧化物的百分数是：

SiO_2	63.65	MgO	3.70
TiO_2	0.54	CaO	4.28
Al_2O_3	14.47	Na_2O	3.51
Fe_2O_3	2.18	K_2O	2.84
FeO	3.19	H_2O	1.47
MnO	0.07	P_2O_5	0.10
			100.00

苏联欧洲部分(包括乌拉尔和高加索)岩浆岩的克拉克值　　表 1-4

元素与序数		克拉克值	
		重量百分数	原子百分数
1	H	0.16	3.27
8	O	47.72	60.78
11	Na	2.60	2.31
12	Mg	2.23	1.87
13	Al	7.66	5.79
14	Si	29.74	21.60
15	P	0.04	0.02
19	K	2.36	1.23
20	Ca	3.06	1.50
22	Ti	0.33	0.14
25	Mn	0.06	0.02
26	Fe	4.04	1.47
		100.00	100.00

相当于下列数值：

a=11.6；c=3.8；b=12.5；s=72.1；f′=39.5；m′=49.7；n=65.1

a——进入硅酸盐类的碱金属的相对原子数；

c——钙的相对原子数，可能进入硅铝酸盐并与铝结合；

b——除进入非铝质硅酸盐类组成中的硅和钛之外，所有其它金属的相对原子数；

s——硅的相对原子数；

f′——属于氧化物总数"b"的FeO+MnO相加后的Fe_2O_3的倍数；

m′——属于氧化物总数"b"的MgO数量；

n——相对于"a"的Na_2O的倍数。

1961年，有人列出了地壳各主要岩石类型中的化学元素平均含量(见表1-5)。

虽然莫霍面以上的地壳中火成岩与沉积岩的平均成分是不同的人根据不同的克拉克值得出的，但这些数据还可能有一定的参考用途(见表1-6)。

主要岩石类型的化学元素平均含量(克/吨)　　表 1-5

元素	超基性岩	玄武岩	花岗岩		正长岩
			富含Ca的	贫Ca的	
	火		成	岩	
Li	$n\times10^{-1}$	17	24	40	28
Be	$n\times10^{-1}$	1	2	3	1
B	3	5	9	10	9
C					
N	6	20	20	20	30
O					
F	100	400	520	850	1200
Na	4200	18000	28400	25800	40400
Mg	204000	46000	9400	1600	5800
Al	20000	78000	82000	72000	88000
Si	205000	230000	314000	347000	291000
P	220	1100	920	600	800
S	300	300	300	300	300
Cl	85	60	130	200	520
K	40	8300	25200	42000	48000
Ca	25000	76000	25300	5100	18000
Sc	15	30	14	7	3
Ti	300	13800	3400	1200	3500
V	40	250	88	44	30
Cr	1600	170	22	4.1	2
Mn	1620	1500	540	390	850
Fe	94300	86500	29600	14200	36700

续表

元　素	超基性岩	玄　武　岩	花　岗　岩		正 长 岩
			富含 Ca 的	贫 Ca 的	
Co	150	48	7	1	1
Ni	2000	130	15	4.5	4
Cu	10	87	30	10	5
Zn	50	105	60	39	130
Ga	15	17	17	17	30
Ge	1.5	1.3	1.3	1.3	1
As	1	2	1.9	1.5	1.4
Se	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Br	1	3.6	4.5	1.3	2.7
Rb	0.2	30	110	170	110
Sr	1	465	440	100	200
Y	$n\times10^{-1}$	21	35	40	20
Zr	45	140	140	175	500
Nb	16	19	20	21	35
Mo	0.3	1.5	1.0	13	1.6
Pd	0.12	0.02	$n\times10^{-3}$	$n\times10^{-3}$	
Ag	0.06	0.11	0.051	0.037	$n\times10^{-2}$
Cd	$n\times10^{-1}$	0.22	0.13	0.13	0.13
In	0.01	0.22	$n\times10^{-2}$	0.26	$n\times10^{-2}$
Sn	0.5	1.5	1.5	3	n
Sb	0.1	0.2	0.2	0.2	$n\times10^{-1}$
Te					
I	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Cs	$n\times10^{-1}$	1.1	2	4	0.6
Ba	0.4	330	420	840	1600
La	$n\times10^{-1}$	15	45	55	70
Ce	$n\times10^{-1}$	48	81	92	161
Pr	$n\times10^{-1}$	4.6	7.7	8.8	15
Nd	$n\times10^{-1}$	20	33	37	65
Sm	$n\times10^{-1}$	5.3	8.8	10	18
Eu	$n\times10^{-1}$	0.8	1.4	1.6	2.8
Gd	$n\times10^{-1}$	5.3	8.8	10	18
Tb	$n\times10^{-1}$	0.8	1.4	1.6	2.8
Dy	$n\times10^{-1}$	3.8	6.3	7.2	13
Ho	$n\times10^{-1}$	1.1	1.8	2.0	3.5
Er	$n\times10^{-1}$	2.1	3.5	4.0	7.0
Tm	$n\times10^{-1}$	0.2	0.3	0.3	0.6
Yb	$n\times10^{-1}$	2.1	3.5	4.0	7.0
Lu	$n\times10^{-1}$	0.6	1.1	1.2	2.1
Hf	0.6	2.0	2.3	3.9	11
Ta	1.0	1.1	3.6	4.2	2.1
W	0.77	0.7	1.3	2.2	1.3
Au	0.006	0.004	0.004	0.004	$n\times10^{-3}$
Hg	$n\times10^{-2}$	0.09	0.08	0.08	$n\times10^{-2}$
Tl	0.06	0.21	0.72	2.3	1.4
Pb	1	6	15	19	12
Bi		0.007		0.01	

续表

元　素	超基性岩	玄　武　岩	花　岗　岩		正　长　岩
			富含 Ca 的	贫 Ca 的	
Th	0.004	4	8.5	17	13
U	0.001	1	3.0	3.0	3.0
	沉　积　岩			深 水 沉 积 物	
	片　岩	砂　岩	碳 酸 盐 岩	碳酸盐质的	粘　土
Li	66	15	5	5	57
Be	3	$n\times10^{-1}$	$n\times10^{-1}$	$n\times10^{-1}$	2.6
B	100	35	20	55	230
F	740	270	330	540	1300
Na	9600	3300	400	20000	40000
Mg	15000	7000	47000	4000	21000
Al	80000	25000	4200	20000	84000
Si	73000	368000	24000	32000	250000
P	700	170	400	350	1500
S	2400	240	1200	1300	1300
Cl	180	10	150	21000	21000
K	26600	10700	2700	2900	25000
Ca	22100	39100	302300	312400	29000
Sc	13	1	1	2	19
Ti	4600	1500	400	770	4600
V	130	20	20	20	120
Cr	90	35	11	11	90
Mn	850	$n\times10$	1100	1000	6700
Fe	47200	9800	3800	9000	65000
Co	19	0.3	0.1	7	74
Ni	68	2	20	30	225
Cu	45	n	4	30	250
Zn	95	16	20	35	165
Ga	19	12	4	13	20
Ge	1.6	0.8	0.2	0.2	2
As	13	1	1	1	13
Se	0.6	0.05	0.08	0.17	0.17
Br	4	1	6.2	70	70
Rb	140	60	3	10	110
Sr	300	20	610	2000	180
Y	26	40	30	42	90
Zr	160	220	19	20	150
Nb	11	$n\times10^{-2}$	0.3	4.6	14
Mo	2.6	0.2	0.4	3	27
Ag	0.07	$n\times10^{-2}$	$n\times10^{-2}$	$n\times10^{-2}$	0.11
Cd	0.3	$n\times10^{-2}$	0.035	$n\times10^{-2}$	0.42
In	0.1	$n\times10^{-2}$	$n\times10^{-2}$	$n\times10^{-2}$	0.08
Sn	6.0	$n\times10^{-1}$	$n\times10^{-1}$	$n\times10^{-1}$	1.5
Sb	1.5	$n\times10^{-2}$	0.2	0.15	1.0
Te					
I	2.2	1.7	1.2	0.05	0.05
Cs	5	$n\times10^{-1}$	$n\times10^{-1}$	0.4	6

续表

元　素	超基性岩	玄　武　岩	花　岗　岩		正 长 岩
			富含 Ca 的	贫 Ca 的	
Ba	580	$n\times10$	10	190	2300
Ga	92	30	n	10	115
Ce	59	92	11.5	35	345
Pr	5.6	8.8	1.1	3.3	33
Nd	24	37	4.7	14	140
Sm	6.4	10	1.3	3.8	38
Eu	1.0	1.6	0.2	0.6	6
Gd	6.4	10	1.3	3.8	38
Tb	1.0	1.6	0.2	0.6	6
Dy	4.6	7.2	0.9	2.7	27
Ho	1.2	2.0	0.3	0.8	7.5
Er	2.5	4.0	0.5	1.5	15
Tm	0.2	0.3	0.04	0.1	1.2
Yb	2.6	4.0	0.5	1.5	15
Lu	0.7	1.2	0.2	0.5	4.5
Hf	2.8	3.9	0.3	0.41	4.1
Ta	0.8	$n\times10^{-1}$	$n\times10^{-2}$	$n\times10^{-2}$	$n\times10^{-1}$
W	1.8	1.6	0.6	$n\times10^{-1}$	n
Au	$n\times10^{-3}$	$n\times10^{-3}$	$n\times10^{-3}$	$n\times10^{-3}$	$n\times10^{-3}$
Hg	0.4	0.03	0.04	$n\times10^{-2}$	$n\times10^{-1}$
Tl	1.4	0.82	$n\times10^{-2}$	0.16	0.8
Pb	20	7	9	9	80
Th	12	1.7	1.7	n	7
U	3.7	0.45	2.2	$n\times10^{-1}$	1.3

岩石圈各部分的平均化学成分　　表 1-6

组　分	火成岩	整个岩石圈		沉积岩	组　分	火成岩	整个岩石圈		沉积岩
	(据 1924 年资料)	(据 1955 年资料)	(据 1967 年资料)			(据 1924 年资料)	(据 1955 年资料)	(据 1967 年资料)	
SiO_2	59.12	55.2	59.3	55.64	K_2O	3.13	1.9	2.4	2.87
TiO_2	1.05	1.5	0.9	0.69	P_2O_5	0.30	0.3	0.2	0.17
Al_2O_3	15.34	15.3	15.9	14.44	H_2O+	1.15			5.54
Fe_2O_3	3.08	2.8	2.5	6.87	CO_2	0.10			3.86
FeO	3.80	5.8	4.5		S	0.05			0.32
MnO	0.12	0.2	0.1	0.12	C				0.65
MgO	3.49	5.2	4.0	2.93	其余	0.37			
CaO	5.08	8.8	7.2	4.69	合　计	100	100	100	100
Na_2O	3.82	2.9	3.0	1.21					

火成岩的平均矿物成分（%）如下（据 T. F. W. Barth）：

石英	12.4	白云母	1.4
碱性长石(Or:Ab=1)	31.0	金属矿物(Fe_3O_4,$FeTiO_3$,Fe_2O_3)	4.1
斜长石	29.2	骸石	0.3
橄榄石	2.6	磷灰石	0.6
辉石	12.0	榍石	0.3
角闪石	1.7	绿泥石与蛇纹石	0.6
黑云母	3.8	玻璃	+
			100.0

火　成　岩　的　化

组　分	各时期的花岗岩	白岗岩	碱土花岗岩	正长岩（包括五种碱性类型）	英碱正长岩	二长岩	各类型的碱土正长岩
SiO_2	70.18	76.47	69.21	60.19	64.36	56.12	58.65
TiO_2	0.39	0.07	0.41	0.67	0.45	1.10	0.86
Al_2O_3	14.47	13.03	14.41	16.28	16.81	16.96	16.38
Fe_2O_3	1.57	1.04	1.98	2.74	1.08	2.93	3.65
FeO	1.78		1.67	3.28	2.71	4.01	3.09
MnO	0.12	0.01	0.12	0.14	0.15	0.16	0.15
MgO	0.88	0.06	1.15	2.49	0.72	3.27	3.06
CaO	1.99	0.45	2.19	4.30	1.55	6.50	4.45
Na_2O	3.48	3.53	3.48	3.98	5.76	3.67	3.48
K_2O	4.11	4.81	4.23	4.49	5.62	3.76	4.79
H_2O	0.78	0.52	0.85	1.16	0.70	1.05	1.13
P_2O_5	0.27	0.01	0.30	0.28	0.09	0.47	0.31

沉积岩的矿物成分（%）如下：

石英	30	胶岭石	5.5
长石	9	绿泥石	2
白云母	11	方解石	6
黑云母、海绿石	8	白云石	2.5
钠云母	4	Fe_2O_3	5.5
高岭石、多水高岭土	12	H_2O	2
		包裹体	2.5
			100.0

元素氧化物按岩石类型的分配见下表（表 1-7）。

由于海水成分均匀以及自然界水的流动和水的循环等因素，水圈的克拉克值比岩石的克拉克值更精确。据 1965 年有人提出的资料，海水的化学元素含量如下（克/吨）：

O—857000	N—0.5	Al—0.01	Se—0.004
H—108000	Cs—0.0005	Pb—0.12	Ni—0.002
Cl—19000	U—0.002, 0.003	Li—0.17	Sn—0.0008
Na—10500	Co—0.001(另一资料是 0.00002)	I—0.06	Y—0.0003
Mg—1350	Mo—0.001(0.0005), 0.01	P—0.001～0.10	Ga—0.0003
S—885	Ti—0.001	Zn—0.05(另一资料是 0.005)	Ag—0.00004
Ca—400	Ge—<0.001, 0.00006	Ba—0.03	Bi—0.0002
K—380	Co—0.001～0.00002	Fe—0.05(另一资料是 0.002～	Cd—0.00005
Br—65	V—0.002	0.02), 0.01	Sc—0.00004
C—28	Ga—0.00003	Cu—0.003	Hg—0.00003
Sr—13, 8.0	Th—0.0004, 0.00005	As—0.003	Au—0.000004
B—4.6	Ce—0.0003	Pb—0.00003	Tl—5×10^{-7}
F—1.3	Si—(0.02～4.0), 3.0	Mn—0.002	Ra—1×10^{-10}

海水蒸发后残留的盐的成分是（%）：NaCl 77.7；$MgCl_2$ 10.9；$MgSO_4$ 4.7；$CaSO_4$ 3.6；K_2SO_4 2.5；$CaCO_3$ 0.3；$MgBr_2$ 0.2；合计 99.9。这些主要是碱性和碱土性元素的氯

学　成　分　(%)　　表 1-7

花岗闪长岩	闪长岩		辉长岩	辉绿岩	粗玄岩	苏长岩(不含橄榄石的)	玄武岩	纯橄岩
	含石英的	不含石英的						
65.01	58.90	56.77	48.24	50.48	49.94	50.39	49.06	40.49
0.57	0.76	0.84	0.97	1.45	1.57	1.13	1.36	0.02
15.94	16.47	16.67	17.88	15.34	14.50	16.06	15.70	0.86
1.74	2.89	3.16	3.16	3.84	3.74	2.43	5.38	2.84
2.65	4.04	4.40	5.95	7.78	8.01	7.86	6.37	5.54
0.07	0.12	0.13	0.13	0.20	0.33	0.17	0.31	0.16
1.91	3.57	4.17	7.51	5.79	6.93	8.37	6.17	46.32
4.42	6.14	6.74	10.99	8.94	9.71	9.20	8.95	0.70
3.70	3.46	3.39	2.55	3.07	2.65	2.61	3.11	0.10
2.75	2.11	2.12	0.89	0.97	0.97	0.79	1.52	0.04
1.04	1.27	1.36	1.45	1.89	1.28	0.79	1.62	2.88
0.20	0.27	0.25	0.28	0.25	0.37	0.20	0.45	0.05

化物与硫酸盐。它们只是在失去溶剂的条件下，也就是海水蒸发后才析出成为沉淀，而且与海底的碳酸盐质、粘土质、氢氧化物的沉积物不发生作用。

大气圈的平均成分和化学元素的宇宙分布见表 1-8 与表 1-9。宇宙分布的计算不以克/吨为单位，而是以硅的原子数为 10000，然后取其比值。

化学元素的宇宙分布　　表 1-8

(原子数：10000)

序数	元素	原子数	序数	元素	原子数	序数	元素	原子数	序数	元素	原子数
1	H	4×10^8	23	V	2.2	45	Rh	0.002	67	Ho	0.001
2	He	3.1×10^7	24	Cr	78	46	Pd	0.007	68	Er	0.003
3	Li	1.0	25	Mn	69	47	Ag	0.003	69	Tm	0.0003
4	Be	0.20	26	Fe	6000	48	Cd	0.009	70	Yb	0.002
5	B	0.24	27	Co	18	49	In	0.001	71	Lu	0.0005
6	C	35000	28	Ni	270	50	Sn	0.013	72	Hf	0.004
7	N	66000	29	Cu	2.1	51	Sb	0.002	73	Ta	0.0007
8	O	215000	30	Zn	4.9	52	Te	0.047	74	W	0.005
9	F	16	31	Ga	0.11	53	I	0.008	75	Re	0.001
10	Ne	86000	32	Ge	0.51	54	Xe	0.040	76	Os	0.010
11	Na	440	33	As	0.04	55	Cs	0.005	77	Ir	0.008
12	Mg	9100	34	Se	0.68	56	Ba	0.037	78	Pt	0.016
13	Al	950	35	Br	0.13	57	La	0.020	79	Au	0.001
14	Si	10000	36	Kr	0.51	58	Ce	0.023	80	Hg	0.003
15	P	100	37	Rb	0.07	59	Pr	0.004	81	Tl	0.001
16	S	3750	38	Sr	0.19	60	Nd	0.014	82	Pb	0.005
17	Cl	90	39	Y	0.09	61	Pm		83	Bi	0.001
18	Ar	1500	40	Zr	0.55	62	Sm	0.007	90	Th	0.0004
19	K	32	41	Nb	0.01	63	Eu	0.002	92		0.0001
20	Ca	490	42	Mo	0.02	64	Gd	0.007			
21	Sc	0.28	43	Tc		65	Tb	0.001			
22	Ti	24	44	Ru	0.015	66	Dy	0.006			

大 气 圈 平 均 成 分　　表 1-9

气　体	体积百分比 $\times 10^6$	重量百分比 $\times 10^6$	总 质 量 $\times 10^{20}$克	气　体	体积百分比 $\times 10^6$	重量百分比 $\times 10^6$	总 质 量 $\times 10^{20}$克
N_2	780900	755100	38.648	CH_4	1.5	0.9	0.000043
O_2	209500	231500	11.841	Kr	1	2.9	0.000146
Ar	9300	12800	0.655	N_2O	0.5	0.8	0.000040
CO_2	300	460	0.0233	H_2	0.5	0.03	0.000002
Ne	18	12.5	0.000636	Xe	0.08	0.36	0.000018
He	5.2	0.72	0.000037	O_3	0.4	0.6	0.000031

3. 化学元素及其同位素的分布规律

看过地壳的化学元素分布表之后，可以归纳出以下几点：

(1) 化学元素在地壳中的含量极不一致，氧的含量要比分布最少的钋元素的含量大到 1.5×10^{15} 倍。

(2) 原子序数小的元素分布最广，序数大的元素分布较少。周期表的前 26 个元素在地壳中占 99.74%。

(3) 锂、铍、硼和部分的碳等轻元素，分布较少，所占百分比是：Li 0.0065，Be 0.00035，B 0.0003，C 0.0320。因为这些元素在宇宙形成阶段曾是核燃料。重元素中（原子量≥119 的）分布多的有 Ba、La、Ce、Nd、Gd、Pb 等。

(4) 原子序数为偶数的元素比奇数的元素分布要多（两者重量比是 86%:14%），这就是所谓奥多-哈金斯定律。这在稀土族更加明显。但从克拉克曲线上来看，也有以下例外（括弧内是原子序数）：As(33) 多于 Ge(32)、Se(34)；Br(35) 多于 Se(34)、Kr(36)；Li(3) 多于 He(2)、Be(4)。

(5) 按照 A. E. Ферсман 的意见，如果把所有元素根据原子量 4 q(q 为整数) 分组，分布最多的偶数元素的原子量都是 4 的倍数。这方面最典型的就是超基性岩浆元素，如 Mg(24)、Ca(40)、Ti(48)、Fe(56)，以及 O(8)、Si(28) 等。

另一组就是花岗岩与伟晶岩元素，其原子量可表示为 4 q+3。这些元素是：Al(27)、K(39)、Na(23)、F(19)、Cl(35)、Sn(119)、Li(7)、B(11) 等。可用 4 q+2 表示的主要是放射性元素 U(238)、Ra(226)、Rn(222)、Io*(230)、Po(210)，以及 N(14)、Ru(102)、Pd(106) 等。分布最少的 Be(9)、Sc(45)、Zn(65)、Rb(85)、Ir(193) 等元素，其原子量则是 4 q+1。以上各组元素的地壳含量分别是：

4 q	86.19(按重量计)	74.70(按原子数计)
4 q+3	12.74	7.98
4 q+2	0.05	0.05
4 q+1	0.02	0.02
氢	1.00	17.25
	100.00	100.00

(6) R. A. Sonder 曾经断定分布最多的元素具有每隔 6 个原子序数而出现的周期性，即 O、Si、Ca、Fe，它们的原子序数分别是 8、14、20、26。这就可以部分地证实奥多-哈金

* 钋的同位素——镭。

斯定律，另外，也符合由电子层构造所决定的不是 8 而是 6 的“化学”周期，同时也说明了原子核的周期。

（7）有的资料指出，在元素的自然序列中，分布最高的周期是每隔 6 或 12 个元素出现的，但和这些元素相隔 2 个序次的元素也是分布最多的。换句话说，这是奥多-哈金斯定律的一种个别情况。例如：

元素	O	C	Si	Mg	Ca	Ti	Fe	Ni	Zr	Sr	Sn	Cd	Ba	Ce	W	Hf	Pb	Hg	Th	U
序数	8	6	14	12	20	22	26	28	40	38	50	48	56	58	74	72	82	80	90	92

此外，同一资料的作者还认为每一元素的分布程度是以其原子核的稳定性为条件的。

（8）某些克拉克值异常高的元素，要从它们本身的演变过程当中去找原因。

例如，铅的含量相对很高，但它不仅仅是“原生的”铅原子组成，同时还包含了由铀、钍的放射衰减而生成的铅原子（铅 206、铅 207、铅 208）。又如，仅由一种同位素 Bi^{209} 组成的铋，同样也还含有铟、镥、钪、砹等元素放射衰减生成的铋原子。因此，铋的克拉克值（$2\times10^{-5}\%$）比其同一系列的金、汞、钋都要高。氩气的含量所以比其它惰性气体的含量高，就是因为大部分氩气在 K^{40} 放射性衰变过程中捕获了 K，而由于 K^{40} 的 β 衰变而生成的钙又与已有的钙相结合的情形一样。由 Rb^{87} 的 β 衰减而形成的 Sr^{87} 也是如此。

（9）元素分布的多少是以其原子核的稳定性为条件的，所以不受化学特性的影响。

最后需要指出，正因为化学元素具有不同的富集与分散的能力，具有作为类质同象杂质进入分布较广元素的矿物晶格的能力，所以关于任何一种元素的分布“频率”或是存在多少的概念，自然和实际的数字不相符。比如说，钒的分布比铜多一倍；铷比铅多好几倍；铱的含量与砷一样；镓与铅相同。

因此，随着新的更完善的分析方法的采用和稀有元素地球化学研究的进展，对于元素分布的认识也要相应地改变。这方面最明显的例子就是锗。1898 年测定它的分布是 $n\times10^{-10}\%$，1924 年估计为 $n\times10^{-9}\%$，而目前定的克拉克值是 $2\times10^{-4}\%$，大致比 1898 年的数据高达百万倍。

4．克拉克值的实际意义

计算克拉克值不仅出于认识上的需要，而且还有很大的实际意义。地球化学的基本目的就是要查明化学元素富集与分散的条件。

在最一般的情况下，究竟以什么作为元素含量高低的标准呢？这就是克拉克值。但要说清，在谈到具体的矿物组合或岩石的时候，就不能使用代表元素的地壳平均含量的克拉克值，而要取它在该岩石中的平均含量。例如，甚至在铁质很多的辉岩当中，镁的含量比克拉克值高许多，但比它在辉岩中的平均含量要低。克拉克值是阐明某一地球化学区域及其成矿作用特征的标准。比如说，吉尔吉斯东北部的特点是淡色花岗岩类岩石大大超过铁镁质岩石，所以该区域范围内不仅镁、铁的含量偏低，就是作为类质同象混合物在镁质硅酸盐中与镁、铁共生的铬、钛、铂族，以至锌的含量，也都不高。同样，多金属矿床的铅含量应超过锌，但一般情况下锌比铅多。

克拉克值还可用来导出地球化学性质相近或有关元素之间的平均比值，如$\frac{V}{Fe}$或$\frac{Sc}{Fe}$，$\frac{Ni}{Co}$或$\frac{Se}{S}$与$\frac{Te}{Se}$（对硫化物来说，该比值是比硒、碲的绝对含量更为重要的数据）。某些不易

区分的元素，诸如稀土元素的同位素组，锆与铪，铌与钽，钾与铷等，它们的比率偏离这个平均标准的多少，往往可以说明过去的地球化学过程的特征。因此，过去就有人提出用氯、溴的比率来探查地下水的来源，也有人仔细研究过金、银比率的地球化学意义。如果说钍与铀之比通常是3.3～3.5，那么这个比值低于2、而一般是0.7的岩石则与相当规模的铀矿化有关；若比值是2.5～4，就与铀、钍两种矿化有关；比值在5以上或达到8与10，主要有关的就是钍矿化，铀矿化则微不足道。锡的克拉克值对于查明与锡矿化有关的含锡花岗岩非常重要，不过这个数字近30年来有了很大的变化。

1934年，A. E. Ферсман根据当时的标准提出一个数据表，列举了与已采矿石的元素含量一致的、相对于克拉克值的富集系数。下面按系数增加的顺序介绍其中的一部分：

Si— 1.8	Mn—400
Al— 3.76	Zn—400
K— 5.25	B—400
Fe—10.8	Cu—550
Ca—12.2	Ba—560
Na—15.3	Cr—1450
V—66	Sn—2400
Ti—74	Pb—7000
P—84	Ag—10000
Cl—280	Au—10000
S—284	Hg—81300
F—390	Bi—1300000

最后就是矿床的元素总量问题。当然，这个数量只是地壳元素总量中极其微小的一部分。1立方公里的岩石重30亿吨，其中含铝2亿吨，铁1亿5千万吨，钒55万吨，铀11000吨，硒3700吨，金140吨。

5．元素的地球化学平衡与定量地球化学原理

元素平衡与定量地球化学的概念最早见于三十年代。V. M. Goldschmidt曾作过这样的计算，即在地球存在以来的时期内，由于风化与破坏作用，每平方厘米地表上被剥蚀的原生岩石平均达到160公斤。这些岩石经过水合、氧化与碳酸盐化等作用，又平均给予每平方厘米地表169.6公斤的沉积岩，其中页岩与砂岩155公斤、灰岩10.2公斤、白云岩4.4公斤。这一平方厘米的面积还拥有于268.5公斤的海水、0.1公斤的淡水、4.5公斤的大陆冰和0.003公斤的水蒸气。

根据克拉克值可以知道从160公斤原生岩石带出的元素数量及其在沉积岩与海水中的含量，因此就可以进行元素平衡的定量计算，同时也能了解这些元素在海水与沉积岩两者之间的分配规律(见表1-10)。

1952年，K. Rankama与Th. G. Sahama两人提供了另外一些元素的数据(见表1-11)。由此表可以归纳得出以下几点：

(1) 硼、硫，特别是溴与氯在海水中的含量远远超过它们从被破坏的原生岩石带入海水的数量，原因是这些元素大量从火山喷发的气体进入海水。

(2) 碱金属当中只有钠几乎不被沉积岩吸收，所以能在海水中堆积。粘土对其它碱金属的吸附程度是按照K＜Li＜Rb＜Cs的顺序增加的，而这些金属在海水中存留的程度也

海水中某些元素的平衡

（进入量与残留量以1公斤海水为单位）

表 1-10

元　素	进入量（克）	残留量（克）	保留在海水中的百分数
1. 亲石性阳离子			
Na	16.8	10.7	66
K	15.0	0.37	2.5
Li	0.039	0.00011	0.2
Rb	0.200	0.0002	0.1
Cs	0.006	2×10^{-6}	0.03
Mg	12.6	1.3	10
Sr	0.25	0.01	4
Ca	21.6	0.42	2
Ba	0.0234	5×10^{-6}	0.02
Al	52.6	6×10^{-4}	0.0012
Sc	0.003	4×10^{-9}	0.0013
Y	0.019	3×10^{-7}	0.0016
La	0.011	3×10^{-7}	0.003
Ce	0.026	4×10^{-7}	0.0015
Si	160	0.001	0.0006
2. 阴　离　子			
B	0.0024	0.006	260
Cl	0.29	19.3	670
S	0.3	0.88	290
I	1.8×10^{-4}	5×10^{-5}	28
F	0.15	0.001	0.7
P	0.47	6×10^{-5}	0.013
3. 重金属与类金属			
V	60	0.3	0.0006
Mn	560	4	0.0007
Fe	31000	60	0.0002
Ni	60	0.07	0.0001
Mo	9	0.7	0.008
Zn	24	7	0.03
Hg	0.3	0.03	0.01
Ag	0.06	0.3	0.5
Cu	60	10	0.017
Se	0.4	4	1
As(沉积岩的)	3	20	0.7

海水中的元素含量及其进入量

表 1-11

元　素	进入量合计（克/吨）	含　量（克/吨）	含量占进入量的百分数
1. 亲石性阳离子			
Na	16980	10561	62
Sr	180	13	7.2
2. 阴　离　子			
C	192	28	14.6
F	540	1.4	0.3
Cl	188.4	18980	10074
Br	0.972	65	6687
3. 重金属与稀有金属			
V	90	0.0003	0.0003
Mn	600	0.01	0.002
Fe	30000	0.02	0.00007
Co	13.8	0.0001	0.0007
Ni	48	0.0005	0.001
Ga	9	0.0005	0.006
Sn	24	0.003	0.01
Au	0.003	8×10^{-6}	0.3
Pb	9.6	0.005	0.05
Bi	0.12	0.0002	0.2

放射性元素平衡表

表 1-12

元　素	进入海水量（克/公斤）	海水中的保持量（克/公斤）	保留的百分数
U	2.5×10^{-3}	2×10^{-6}	0.08
Ra	7.2×10^{-10}	1×10^{-13}	0.014
Th	8×10^{-8}	4×10^{-7}	0.005

按这个顺序渐减。

（3）锶在海水中保持的趋势比钾大一倍，在碱土金属中仅次于镁。

（4）高价阳离子与亲铜元素在海水中保留的能力极低，几乎全部落入沉积物。保持力最好的是硒、砷、银、金、铋。

放射性元素的平衡见表 1-12。

如果在岩石中Th:U:Ra=3.3:1:$\frac{1}{3000000}$，在海水中就是Th:U:Ra=0.2:1:$\frac{1}{20000000}$。

据粗略的近似计算，地球的淡水量是(立方公里)：极地冰 3500000，湖水 250000，河水 50000，沼泽水 6000，地表雪 250；共计 3806250 立方公里。

地 球 的 水 平 衡　　表 1-13

水 的 移 动	体 积 千立方公里	面 积 百万平方公里	水 层 高 度 毫米	百 分 比
地表蒸发：				
海　洋	449	361	1247	88
陆　地	62	149	416	12
整个地表	511	510	1002	100
地表降水：				
海　洋	412	361	1144	81
陆　地	99	149	664	19
整个地表	511	510	1002	100
每年陆地径流	37	149	248	7

上表列举的是每年的水循环量。大气所含的水量是 12300 立方公里，或是年降水量的 1/42，或是地球总淡水量的 1/300。碳以及换算为CO_2的平衡量，按地表每平方厘米计则是：

存在于沉积岩的碳酸盐类当中的	CO_2	6562克
	C	1790克
以煤、地沥青以及生物圈与腐殖土中的碳的形式存在的	CO_2	670～3100克
	C	183～846克
大气中的	CO_2	0.4克
	C	0.11克
海水中的	CO_2	20克
	C	5.46克
共计		7300～9700克/平方厘米

根据 1929 年的水平，全世界煤、石油开采量分别是 13 亿 8000 万吨和 1 亿 8700 万吨。它们经过燃烧之后，应该得出 42 亿吨的碳酸气。另外，还应该加上木柴、泥煤燃烧后放出的碳酸气。这个数字远远超过每年初生CO_2的数量。但由于海水的溶解作用，才使大气中的碳酸气含量不能大量增加。

1953 年，有人按照不同的对象计算了碳的分配(克/平方厘米)：

动物	0.0015
植物	0.1
大气	0.125
海洋	7.5
玄武岩	33.0
花岗岩类	567
煤、石油及其它可燃性有机岩	663
结晶页岩	2000
碳酸盐类	2500

第三节　同位素地球化学

1. 同位素成分对解决地球化学问题的作用

化学元素同位素成分可以帮助解决以下几项地球化学任务：

(1) 阐明某一化学元素在矿床中的经历过程，因为这个过程是不可能只靠地质、矿物的观察或化学分析数据再现的。

(2) 阐明从地质观察角度来说属于有争议的矿床成因问题。例如，灰岩中的铅矿体(方铅矿)，可以说成是沉积成因的，也可以认为是低温热液的，但铅的同位素成分可以作为可信的成因标志。

(3) 确定矿物生成的温度。例如，箭石类碳酸盐氧的同位素成分在白垩纪海洋沉积层中保存下来，所以利用它可以测定当时的海洋温度。近年来，经常根据石英、碳酸盐矿物与硫化矿物当中氧或硫的同位素成分确定产出这些矿物的热液温度。

(4) 测定绝对地质年龄。这本是地质方面的任务，但它是靠相关元素的数量比(铀-铅法、钾-氩法、铷-锶法，等等)或铅的同位素比，所以也属于地球化学范围的课题。最近，国外有人(澳大利亚的 A.J. 罗维列士)发表文章，指出铅同位素还可以作为金属矿床的一种找矿标志，即应用铅同位素推测金属矿区矿化作用规模与最可能的矿化中心位置，认为是铅同位素地质研究的一个新方向。

(5) 研究矿物形成和其它自然过程中化学反应的机理。有的研究工作表明，氢氧化亚铁氧化成为氢氧化物并不是通过空气中的游离氧，而是借助于含有较轻氧的水中的羟基。又如，利用氧的同位素比值证明光合作用的机理并非过去一般认为的那样，实际上植物通过光合作用放出的是水份中的氧，而不是碳酸气；碳酸气中较重的氧仍留在植物纤维里面。

更多的研究是侧重在碳同位素($C^{12}:C^{13}$)、硫同位素($S^{32}:S^{34}$)的比值变化方面。工作说明有可能利用这些比值来解决重要的成因问题，而半衰期为 5570 年的 C^{14} 可以测定几万年的绝对年龄。

用锶的同位素比值测定绝对地质年龄，因为锶 87 的形成是借助于原子量为 87 的铷同位素的 β 衰减。锂、硼同位素的情况相当复杂，但有人指出 $B^{11}:B^{10}$ 的比值的破坏标志着矿化的可能。

2. 化学元素的同位素成分及其变化的原因

自从发现同位素并确定它们之间的数量对比之后，开始还认为这种比值是稳定的，不受矿物、岩石来源的影响，甚至在陨石里面也见有相同的比例。

但随着科学仪器精度的提高和认识的深化，很快就发现常有偏离同位素平均("标准")成分的现象。最明显的就是铅的同位素成分在不同地质年龄的地质体中是有变化的。

多次蒸馏有可能析出重水，这说明经过蒸发与凝结的作用会使氢、氧同位素分异。三十年代上半期就有人研究过水的同位素成分的变化。这些同位素是以结构水、结晶水、沸石水的形式加入到不同矿物之中。另外，也作过生物地球化学影响下的同位素分异实验。后来的一系列研究工作也都证实这些是正确的。

以下列出 83 个元素的 290 种同位素的含量(缺少 Tc、Pm、Po、Ac、Rn、Fr、Ra、Ac、Pa 的数字)：

元素的同位素成分

1. H^1	99.9844	2. He^3	0.000137	Li^7	92.58	B^{11}	80.39
H^2	0.0156	He^4	99.999863	4. Be^9	100	6. C^{13}	98.893
H^3	3×10^{-16}	3. Li^6	7.42	5. B^{10}	19.61	C^{14}	1.107

7.	N^{14}	99.6337		V^{51}	99.76		Kr^{84}	56.90		Cd^{113}	12.26
	N^{15}	0.3663	24.	Cr^{50}	4.31		Kr^{86}	17.37		Cd^{114}	28.86
8.	O^{16}	99.759		Cr^{52}	83.76	37.	Rb^{85}	72.15		Cd^{116}	7.58
	O^{17}	0.0374		Cr^{53}	9.55		Rb^{87}	27.85	49.	In^{113}	4.28
	O^{18}	0.2039		Cr^{54}	2.38	38.	Sr^{84}	0.56		In^{115}	95.72
9.	F^{19}	100	25.	Mn^{55}	100		Sr^{86}	9.86	50.	Sn^{112}	0.96
10.	Ne^{20}	90.92	26.	Fe^{54}	5.82		Sr^{87}	7.02		Sn^{114}	0.66
	Ne^{21}	0.257		Fe^{56}	91.66		Sr^{88}	82.56		Sn^{115}	0.35
	Ne^{22}	8.82		Fe^{57}	2.19	39.	Y^{89}	100		Sn^{116}	14.30
11.	Na^{23}	100		Fe^{58}	0.33	40.	Zr^{90}	51.46		Sn^{117}	7.61
12.	Mg^{24}	78.70	27.	Co^{59}	100		Zr^{91}	11.23		Sn^{118}	24.03
	Mg^{25}	10.13	28.	Ni^{58}	67.88		Zr^{92}	17.11		Sn^{119}	8.58
	Mg^{26}	11.17		Ni^{60}	26.23		Zr^{94}	17.40		Sn^{120}	32.85
13.	Al^{27}	100		Ni^{61}	1.19		Zr^{96}	2.80		Sn^{122}	4.72
14.	Si^{28}	92.21		Ni^{62}	3.66	41.	Nb^{93}	100		Sn^{124}	5.94
	Si^{29}	4.70		Ni^{64}	1.08	42.	Mo^{92}	15.84	51.	Sb^{121}	57.25
	Si^{30}	3.09	29.	Cu^{63}	69.09		Mo^{94}	9.04		Sb^{123}	42.75
15.	P^{31}	100		Cu^{65}	30.91		Mo^{95}	15.72	52.	Te^{120}	0.089
16.	S^{32}	95.018	30.	Zn^{64}	48.89		Mo^{96}	16.53		Te^{122}	2.46
	S^{33}	0.750		Zn^{66}	27.81		Mo^{97}	9.46		Te^{123}	0.87
	S^{34}	4.215		Zn^{67}	4.11		Mo^{98}	23.78		Te^{124}	4.61
	S^{36}	0.017		Zn^{68}	18.57		Mo^{100}	9.63		Te^{125}	6.99
17.	Cl^{35}	75.529		Zn^{70}	0.62	44.	Ru^{96}	5.51		Te^{126}	18.71
	Cl^{37}	24.471	31.	Ga^{69}	60.4		Ru^{98}	1.87		Te^{128}	31.79
18.	Ar^{36}	0.337		Ga^{71}	39.6		Ru^{99}	12.72		Te^{130}	34.48
	Ar^{38}	0.063	32.	Ge^{70}	20.52		Ru^{100}	12.62	53.	I^{127}	100
	Ar^{40}	99.600		Ge^{72}	27.43		Ru^{101}	17.07	54.	Xe^{124}	0.096
19.	K^{39}	93.10		Ge^{73}	7.76		Ru^{102}	31.61		Xe^{126}	0.090
	K^{40}	0.0118		Ge^{74}	36.54		Ru^{104}	18.58		Xe^{128}	1.919
	K^{41}	6.88		Ge^{76}	7.76	45.	Rh^{103}	100		Xe^{129}	26.44
20.	Ca^{40}	96.97	33.	As^{75}	100	46.	Pd^{102}	0.96		Xe^{130}	4.08
	Ca^{42}	0.64	34.	Se^{74}	0.87		Pd^{104}	10.97		Xe^{131}	21.18
	Ca^{43}	0.145		Se^{76}	9.02		Pd^{105}	22.23		Xe^{132}	26.89
	Ca^{44}	2.06		Sc^{77}	7.58		Pd^{106}	27.33		Xe^{134}	10.44
	Ca^{46}	0.0033		Se^{78}	23.52		Pd^{108}	26.71		Xe^{136}	8.87
	Ca^{48}	0.185		Se^{80}	49.82		Pd^{110}	11.81	55.	Cs^{133}	100
21.	Sc^{45}	100		Se^{82}	9.19	47.	Ag^{107}	51.35	56.	Ba^{130}	0.101
22.	Ti^{46}	7.93	35.	Br^{79}	50.54		Ag^{109}	48.65		Ba^{132}	0.097
	Ti^{47}	7.28		Br^{81}	49.46	48.	Cd^{106}	1.225		Ba^{134}	2.42
	Ti^{48}	73.94	36.	Kr^{78}	0.354		Cd^{108}	0.875		Ba^{135}	6.59
	Ti^{49}	5.51		Kr^{80}	2.27		Cd^{110}	12.39		Ba^{136}	7.81
	Ti^{50}	5.34		Kr^{82}	11.56		Cd^{111}	12.75		Ba^{137}	11.32
23.	V^{50}	0.24		Kr^{83}	11.55		Cd^{112}	24.07		Ba^{138}	71.66

57. La^{138}	0.089	Gd^{157}	15.68	Lu^{176}	2.59	Pt^{195}	0.001
La^{139}	99.911	Gd^{158}	24.87	72. Hf^{174}	0.163	Pt^{194}	32.9
58. Ce^{136}	0.193	Gd^{160}	21.90	Hf^{176}	5.20	Pt^{195}	33.8
Ce^{138}	0.250	65. Tb^{159}	100	Hf^{177}	18.50	Pt^{196}	25.3
Ce^{140}	88.48	66. Dy^{156}	0.0524	Hf^{178}	27.14	Pt^{198}	7.21
Ce^{142}	11.07	Dy^{158}	0.0902	Hf^{179}	13.75	79. Au^{197}	100
59. Pr^{141}	100	Dy^{160}	2.294	Hf^{180}	35.24	80. Hg^{196}	0.146
60. Nd^{142}	27.11	Dy^{161}	18.88	73. Ta^{180}	0.0123	Hg^{198}	10.02
Nd^{143}	12.17	Dy^{162}	25.53	Ta^{181}	99.9877	Hg^{199}	16.84
Nd^{144}	23.85	Dy^{163}	24.97	74. W^{180}	0.135	Hg^{200}	23.13
Nd^{145}	8.30	Dy^{164}	28.18	W^{182}	26.41	Hg^{201}	13.22
Nd^{146}	17.22	67. Ho^{165}	100	W^{183}	14.40	Hg^{202}	29.80
Nd^{148}	5.73	68. Er^{162}	0.136	W^{184}	30.64	Hg^{204}	6.85
Nd^{150}	5.62	Er^{164}	1.56	W^{186}	28.41	81. Tl^{203}	29.50
62. Sm^{144}	3.09	Er^{166}	33.41	75. Re^{185}	37.07	Tl^{205}	70.50
Sm^{147}	14.97	Er^{167}	22.94	Re^{187}	62.93	82. Pb^{204}	1.48
Sm^{148}	11.24	Er^{168}	27.07	76. Os^{184}	0.018	Pb^{206}	23.60
Sm^{149}	13.83	Er^{170}	14.88	Os^{186}	1.59	Pb^{207}	22.60
Sm^{150}	7.44	69. Tm^{169}	100	Os^{187}	1.64	Pb^{208}	52.30
Sm^{152}	26.72	70. Yb^{168}	0.135	Os^{188}	13.3	83. Bi^{209}	100
Sm^{154}	22.71	Yb^{170}	3.03	Os^{189}	16.1	90. Th^{232}	100
63. Eu^{151}	47.82	Yb^{171}	14.31	Os^{190}	26.4	92. U^{234}	0.0056
Eu^{154}	52.18	Yb^{172}	21.82	Os^{192}	41.0	U^{235}	0.7205
64. Gd^{152}	0.20	Yb^{173}	16.13	77. Ir^{191}	37.3	U^{238}	99.2739
Gd^{154}	2.15	Yb^{174}	31.84	Ir^{193}	62.7		
Gd^{155}	14.73	Yb^{176}	12.73	78. Pt^{190}	0.0127		
Gd^{156}	20.47	71. Lu^{175}	97.41	Pt^{192}	0.78		

数量极少的同位素，表中没有列入，比如对钠元素只列入了 Na^{23}(=100%)，但 Na^{21}、Na^{22}、Na^{24}、Na^{25}(分别<0.000001%，<0.000003%，<0.002%，<0.002%)就不包括；短期存在的人工同位素也未列入。

根据这个表，可以归纳得出以下几点：

(1) 83 个元素当中只有 21 个(Be、F、Na、Al、P、Sc、Mn、Co、As、Y、Nb、Rh、I、Cs、Pr、Tb、Ho、Tm、Au、Bi、Th)是由一种同位素构成的"单独"元素。它们之中最常见的是原子量小的元素(原子序数 27 以前的有 8 个元素)；比较常见的是稀土元素(15个元素中有 4 个)；只有两个元素(Be、Th)的原子序数是偶数，其余 19 个都是奇数。

(2) 大多数元素的同位素是偶数原子量的占优势，只有 7 个轻元素 (H、Li、B、K、V、La、Ta)的同位素是奇数原子量超过偶数原子量；13 个原子序数为奇数的元素 (Cl、Cu、Ga、Br、Rb、Ag、In、Sb、Eu、Ta、Re、Ir、Tl)，它们的同位素都是奇数原子量的。290 种同位素中，原子量为偶数的 179 种，奇数的 111 种。

(3) 同位素较多而原子序数为偶数的元素，其中尤其是同位素最多的元素，乃是位于周期表中间的锡 (10 种同位素)、氙 (9 种)、碲与镉 (各有 8 种) 和许多重元素 (各有 7

种)。

(4) 同位素的数量比与现代的地质时期相一致。U^{238}、U^{235}、K^{40}、Rb^{87} 的数量，在地球存在的早期要比现在多得多，但放射成因铅的同位素数量少(原子量为 206、207、208 的同位素)，氩 40 与锶 87 更少，氦全部都是放射成因的。铋的数量也少，它的部分原子是镤序超铀元素衰变的产物。

正像钙 40 的一部分是由钾 40 的 β 衰变而形成的一样，钼的部分原子也是铀原子分裂为两个不对称部分的结果。含量高的 Xe=129 和 Xe=131 也同样是放射性衰变的产物。

此外，在宇宙辐射的作用下，大气中发生如下的核反应：$N^{14}+n^0\longrightarrow C^{12}+H^3\longrightarrow He^3$，或是 $N^{14}+n^0\longrightarrow C^{14}+H^1$。这也就是碳 14、氚和氦 3 的来源。

所有以上各点都说明元素并不是固定不变的。在漫长的地质年代当中，化学元素的原子有它本身独特的历史，即经过死亡、形成、转变和衰变的过程。

3．个别元素的同位素地球化学

化学元素的同位素分为放射成因的与非放射成因的两类。由于放射性衰变是不停的，所以放射成因同位素的数量也不断增加。因此，同位素成分的变化就是测定绝对地质年龄的极好标准。

测定大幅度的地质年代，采用锶法；测定几亿年的年代，一般用铅法(在先曾用铅-铀法)；幅度小些的年代(长石-云母类岩石) 则用钾-氩法。对于几万年、几十万年的年龄测定，铅法的数据就不准确，而要用镭法(镭的半衰期正好是 83000 年)；对于考古学上的年代，即几千年或几万年，要用放射性碳 C^{14}。

非放射成因同位素 (H^1、H^2、C^{12}、C^{13}、O^{16}、O^{18}、S^{32}、S^{34}、Pb^{204} 等) 与放射性的转换无关，它们的分离往往是各种地球化学与生物地球化学的原因造成。

氧同位素地球化学是与水、碳酸、硅酸盐地球化学密切有关的。就在不久以前，原子量为 16 的氧才取代碳同位素 C^{12} 而成为计算原子量的标准。曾有人设想在有生命的机体的作用下，同位素可能分离。特别是氧的原子量，其中原子量为 16 的氧占 99.759%，原子量为 17 的氧占 0.0374%，原子量为 18 的氧占 0.2039%，可以随着向它提供氧的物质的情况以及原子量为 18 的重同位素含量的增减而发生某些变化。

一些研究工作证明，自然界中同位素的分离不仅是受到有机物的作用，而且还有不少其它的途径。例如融熔物质的结晶蒸发(特别是在多次蒸馏的条件下)，而融雪水最初弥散的部分 O^{18} 的含量也偏高。

氧同位素成分的变化可用下式表示：

$$\delta=\left[\frac{(O^{18}:O^{16})_{(矿物)}}{(O^{18}:O^{16})_{(标准)}}-1\right]1000$$

从氧同位素的比值可以看出，天然水的氧同位素成分与大气中的碳酸处于同位素平衡状态，但与大气中的氧并不平衡。水的三种最常见的同位素变种是：H_2O^{16},HDO(D 是原子量为 2 的重氢)和 H_2O^{18}。

在河水中(非冰川水)$\delta O^{18}=0$；雨水中 $\delta O^{18}+0.65‰$(由 0 到 1.4)；海水中 $\delta O^{18}+1.4$(由 1.2 到 1.8)。

在这里附带提一下，平均海洋水的国际标准 (SMOW) 是 $O^{18}:O^{16}$，不同于河水的标准。

在温暖的海洋水中，这个比值增大；在热带大气中，$\delta O^{18}=1.08\sim2.16$。极地水的$\delta O^{18}$是负值，即$-1.25$。冰的$O^{16}$含量高（埋藏冰的$\delta O^{18}=-2.5$）。结晶水的$O^{18}$含量（$\delta O^{18}=0.15\sim1.3‰$）较高。

据计算，热液水的δO^{18}含量是$0\sim+1.2‰$，平均0.8‰；大气中水蒸气的氧平均同位素成分约为$-0.7‰$。

水中的氧与碳酸中氧的同位素平衡用下式表示：

$$CO_2{}^{16}+2H_2O^{18}\rightleftharpoons CO_2{}^{18}+2H_2O^{16}(气相)$$

平衡常数是：$\alpha=\dfrac{(O^{18}:O^{16})_{CO_2}}{(O^{18}:O^{16})_{H_2O}}$，其中$\alpha=K^{\frac{1}{n}}$，n是代表每个分子中能与氧置换的最大量。氧在$CO_2$中是最重的。在$(CO_2)_{气体}\rightleftharpoons(H_2O)_{气体}$系统中，$O^{18}:O^{16}$的平衡常数值是：

温度℃	0	25	127	227
α	1.055	1.047	1.027	1.017

这就是说，随温度的升高，借助水的氧18而使碳酸中氧18富集的趋势减小。因此，O^{18}在海洋沉积的碳酸盐中较在海水中更为富集。

在温度为20℃的条件下，方解石-水的置换反应的平衡常数是：$\alpha=1.0297$；白云石-水的置换反应的平衡常数是：$\alpha=1.0351$。按照下式，可以用碳酸钙的同位素成分测定水盆地的古温度：

$$温度(t°)=13.9-45.6(\delta O^{18})+11.4(\delta O^{18})^2$$

有人研究证明，根据O^{18}在方解石-水、石英-水、白云母-水、碱性长石-水等反应中的分配，有可能在200～700℃的范围内测定热溶液和流体的温度；在坐标$1/T^2$与$1000\ln\alpha$上呈直线关系，即温度愈高，α的值愈小。

在火成岩当中，最“轻”的氧见于超基性岩，其中$\delta O^{18}=0.4\sim0.7‰$。它们的同位素比值的离散很小，说明形成条件是相同的。在辉长岩、玄武岩、辉长-辉绿岩中，$\delta O^{18}=0.5\sim0.8‰$，在花岗岩、花岗闪长岩中，$\delta O^{18}=0.6\sim1.1‰$。石英中的$\delta O^{18}$总是比含石英的岩石中的$\delta O^{18}$要多。在沉积岩中，这个数字是：1.7～3.2‰（粘土1.7～2.0‰，硅质岩2.3～3.2‰）。火成岩的δO^{18}平均含量为0.73‰，沉积岩为2.7～2.9‰，变质岩为1.3‰（页岩0.6～1.8‰，砂岩1.1～1.6‰）。δO^{18}在变质岩中减少，因为随着氧同位素的置换反应，一部分O^{18}被带出。

据有些人的研究，变质铁矿中由原生赤铁矿形成的磁铁矿的氧缺少O^{18}，就是因为赤铁矿变质为磁铁矿时O^{18}被带出。各种矿物中$O^{18}:O^{16}$的比值与海水的标准相比的变化是（‰）：磁铁矿0.1～0.3；黑云母0.44～0.66；辉石0.55～0.65；角闪石0.59～0.69；斜长石0.65～0.91；钾长石0.70～0.91；石英0.89～1.03。

空气中$O^{18}:O^{16}=1:489$。如果取淡水的$\delta O^{18}:O^{16}$为0，那么在空气中这个值就是2.92，海水中是0.67，空气中的CO_2则是5.15。淡水光合作用的氧的数量是0.54，海水是1.21。有人根据这些数字得出一个结论，认为光合作用的氧的产生是水的去氢作用的结果，而且比空气中的氧要“轻”。至于空气中的氧为什么变“重”，认为加入到氧化过程与动、植物呼吸过程的主要是O^{16}，而大气中氧的变“重”就是因为取得了CO_2的氧（CO_2中的$O^{18}=0.2083‰$）。

以上说明大气中氧的现代同位素成分与海水中的成分不一致。

碳的同位素成分以 C^{12}、C^{13} 为代表，分布是 98.893%与 1.107%，$C^{12}:C^{13}=89.33$，但公认的芝加哥标准是 PDB=88.99 或 $C^{13}:C^{12}=0.0112372$。用下式可求出 δC^{13}(‰)：

$$\delta C^{13}‰=\left(\frac{C^{13}:C^{12}_{(样品)}-C^{13}:C^{12}_{(标准)}}{C^{13}:C^{12}_{(标准)}}\right)\cdot 100$$

碳同位素 C^{14}(放射性碳)是在高度 1600 公里的大气上部由宇宙粒子(热中子)的作用而从氮 14 中形成。它的半衰期是 5730 年，因此 C^{14} 在煤中不存在，现代木质中 $C^{14}=1.07\times 10^{-10}$。碳 14 能用来测定较小的(太古代)绝对年龄。$C^{12}:C^{13}$ 的偏差限度是 86.40($\delta C^{13}=+2.9\%$)到 97.80($\delta C^{13}=-9.8\%$)，δ的负值是指样品比标准"轻"，正值是指样品比标准"重"。

陨落物质(球陨石与铁陨石)主要部分所含的 δC^{13} 是-2～-2.5%。据 K.Rankama 的资料，火成岩中 $C^{12}:C^{13}$ 是 90.61～91.26，高于另一人提出的 89.0～90.2 的数字。在基性火成岩中，$\delta C^{13}=-2$，在金刚石中是-0.32～-0.94%，在碳酸岩中的平均值接近-0.65%(由 0.47 到-0.88)。有的资料列举了 C^{12}/C^{13} 在各种自然物质中的比值幅度：

陨石中的碳	89.4～92.0	海水	89.3
火成岩中的碳	89.0～90.2*	大气中的 CO_2	89.8～92.5
金刚石	89.0～89.3	植物碳	89.1～93.1
石墨	89.3～90.6	动物碳	89.5～92.5
斯堪的纳维亚半岛的碳酸岩	88.5～89.4	煤	91.2～91.8
方解石与灰岩	87.7～90	沥青质沉积物	88.7～92.8
其它碳酸盐类	88.0～90.7	石油与天然气	91.2～94.1

灰岩再结晶过程中，碳同位素成分的变化是引人注意的。如果说灰岩的 $C^{12}:C^{13}$ 是 88.18，在由它形成的早期方解石中则是 88.36，更晚期的是 88.48。

氧化带方解石的 C^{12} 含量要比沉积岩中的多。另外，水生植物 $C^{12}:C^{13}$ 的比值较陆生植物为低，而在海生植物中的平均比值是 89.71，低于湖沼植物(平均值 90.42)。沙漠地区植物中的这个比值，大体上与海洋植物相同；温带一般森林区的植物，这个比值是 90.78，而热带潮湿林区植物的这个比值最高，达到 91.07。

在海水的重碳酸阴离子中，C^{13} 是富集的，所以来自海洋沉积物的有机物所含 C^{13} 要比来自非海洋沉积物的高。石墨的 $C^{12}:C^{13}$ 比值超过同一矿床中的方解石。现代沉积地层的 $C^{12}:C^{13}$ 高于前寒武纪。

不少生物工作者有这样的想法，认为机体在衰老过程中会使 C^{13} 堆积，所以降低了这个比值。美国的地球化学工作者曾根据石油当中 C^{12} 的高含量而按照天然气的 C^{12} 含量偏高来确定找油的远景区。

当一般的地质资料不能解决含碳物质的来源问题时，这些物质改造过程中 $C^{12}:C^{13}$ 的比值及其演化却是重要的地球化学指示因素。

硫是由 4 个稳定同位素组成：$S^{32}=95.013$%，$S^{33}=0.750$%，$S^{34}=4.215$%，$S^{36}=0.017$%。虽然从这几个数字中得出 $S^{32}:S^{34}=22.54$，但一般是取陨石硫的 $S^{32}:S^{34}=22.22$，或它的倒数 0.0450045 为标准。常用千分之几的 δS^{34} 来表示同位素成分。

$$\delta S‰=\left[\frac{S^{34}:S^{32}_{(样品)}}{S^{34}:S^{32}_{(标准)}}-1\right]1000$$

S^{34} 富集的样品，δS^{34} 是正值；负值则是 S^{32} 为主的样品。以 δS^{34} 表示硫同位素成分可以得出比 $S^{32}:S^{34}$ 更有对比性的数字，所以是目前常用的。但在下面还要使用 $S^{32}:S^{34}$ 的比

* 另一资料的数据是 91.2～92.5

值，因为早期的文献上都是这个用法。

硫同位素比值可因化学、物理、生物过程而发生变化，但不受放射性过程的影响。下面列举的氧化-还原反应中，硫同位素的分异效能最大：

$$H_2S^{34}+[S^{32}O_4]^{2-}=H_2S^{32}+[S^{34}O_4]^{2-}$$

与此相应的是海水当中硫酸盐的 $S^{32}:S^{34}=21.76$，或是 $\delta S^{34}=21.14‰$，也就是 S^{34} 富集。硫酸盐的重硫含量更高的情况见于墨西哥沿岸石盐穹窿的方解石帽。该地 $S^{32}:S^{34}$ 的比值是 20.83～21.93，也就是 $\delta S^{34}=66.73$～13.22。

SO_4^{2-} 离子(特别是受到硫酸盐还原菌类的作用)还原过程中，$S^{32}O_4^{2-}$ 还原到硫化氢的速度比 $S^{34}O_4^{2-}$ 离子要快 2.2%，换言之，这些反应速度常数之比等于 1.022，同时可以见到作为动力效应的 $(S^{32})^{2-}$ 的富集现象。

据有的资料指出，深部来源的硫同位素成分与陨石硫的成分别无二致，而硫化物岩浆矿床的特点在于硫同位素成分的变化范围不大，在矿石成分上不存在同生源与后生源的差异。

硫化矿物的同位素成分反映了含矿溶液来源当中 $S^{32}:S^{34}$ 的比值以及同位素在成矿沉积过程中的分异；此外，更晚的硫化物富含 S^{34}，可达0.5～0.6%。

硫同位素的分馏也决定于硫化矿物的成分。例如，由闪锌矿、方铅矿到黄铜矿、磁黄铁矿，硫是变重的。有的资料还提出，金属矿床的热液硫化物平均所含 $S^{32}:S^{34}=22.13$，即 $\delta S^{34}=+4.07$。酸性火成岩的硫化物也是这个比值，在镁铁质硫化物中略低 ($S^{32}:S^{34}=22.16$，或 $\delta S^{34}=+2.71$)，而沉积来源的硫化物平均所含 $S^{32}:S^{34}=22.49$，或 $\delta S^{34}=-12.01$，但变化幅度是 21.28～23.20，用 δS^{34} 表示就是 $+44.17$～$-42.24‰$。由于除硫菌类的作用，沉积来源的硫化物同位素比值的离散量相当大。沉积矿床硫化物中富集的是轻硫，硫酸盐中富集的是重硫。

有人指出，生物作用形成的硫化氢中的硫，同位素 δS^{32} ($\delta S^{34}=-26.3‰$) 非常富集，而原生硫化物中的硫所含 $\delta S^{34}=+8.1‰$。也有人认为，层状硫化物矿床硫酸盐的硫同位素成分与蒸发岩类硫酸盐的硫同位素成分没有区别。

石膏与硬石膏的 $S^{32}:S^{34}$ 比值是 21.75 ($\delta S^{34}=+21.61$)，亦即与海洋硫酸盐的比值 (21.76)接近。前者还原形成的自然硫，$S^{32}:S^{34}$ 是 22.10～21.87 (δS^{34} 由 $+5.43$ 到 $+16.00$)，而残余硫酸盐的 $S^{32}:S^{34}$ 为 21.76～21.06 (δS^{34} 由 21.14 到 $+55‰$)。

有的资料证明，在许多硫化物金属矿床中，表生硫酸盐类的还原可以产生硫。

硫同位素比值在地球整个地质史上的演变情况是：寒武纪蒸发岩中，S^{34} 的含量最高，到泥盆纪则降低，以后直到第三纪沉积层又升高，但不够均匀，在三叠纪沉积层中要比上、下的蒸发岩高出许多。

有人指出，产油盆地硫酸盐的硫同位素成分与当时世界海洋中的成分相近，而石油中的硫与产油盆地的硫酸盐之间有成因上的联系，也就是说，前者所含的 S^{32} 比后者多 1～2%。

在变质过程中，如果析出带有重硫的硫化氢，残余硫化物中的硫则变轻。

锶同位素可以用于：测定绝对地质年龄，因为 Sr^{87} 的数量借助于 Rb^{87} 的放射性衰减而不断增加的；帮助确定任何一种岩石，尤其是成因问题始终存在争论的碳酸岩的来源。

现代锶同位素成分是：$Sr^{84}=0.56\%$，$Sr^{86}=9.86\%$，$Sr^{87}=7.02\%$，$Sr^{88}=82.56\%$。

前边提到，Sr^{87} 的数量不断增加是由于 Rb^{87} 的 β 衰减，它的半衰期是 $(5.25\pm0.10)\times10^{10}$ 年，或是 4.6×10^{10} 年，比值是：$\frac{Rb^{85}}{Rb^{87}}=\frac{72.15}{27.85}=2.5995$。在富含铷的矿物与岩石中，

同位素 Sr^{87} 的绝对增长率要比一般含铷量或较低含铷量的岩石为大。

由于 Sr^{86} 的数量是稳定的(据计算，最初地壳当中的 $Sr^{87}:Sr^{86}$ 应该是 0.698)，所以选用 $Sr^{87}:Sr^{86}=0.712$ 的比值，可以看出它在地质进展过程中的增长，并根据 $Sr^{86}:Sr^{88}=0.1194$ 的稳定比值加以校正。

$Sr^{87}:Sr^{86}$ 在海洋玄武岩是 0.702～0.705，大陆玄武岩是 0.702～0.711，在碱性岩中等于0.703～0.705，大陆地壳的硅铝岩部分是 0.722 ± 0.005，碳酸岩则是 0.702～0.705。最后一项的数值比沉积灰岩的数值低很多，虽然碳酸岩有可能来自沉积灰岩。但是碳酸岩的这个比值完全与碱性岩的一致，根据同位素成分可以认为碳酸岩的来源与碱性岩浆有关。

铅同位素的成分是：$Pb^{204}=1.48\%$，$Pb^{206}=23.60\%$，$Pb^{207}=22.60\%$，$Pb^{208}=52.30\%$。非放射成因的只是 Pb^{204}，而 Pb^{206} 来自 U^{238}，Pb^{207} 来自 U^{235}，Pb^{208} 来自 Th^{232}。这些放射性元素的半衰期分别是：4.56×10^{9}年，7.14×10^{8}年，1.39×10^{10}年。因此，随着时间的推移，铅的成分中不仅增加其放射成因同位素的数量，而且它们之间的数量比也增加。这就是为什么可以根据铅同位素成分来测定绝对地质年龄。但要看到，铅同位素成分在漫长的地质时期受到各种作用，所以得出的绝对年龄数字需要校正。常见的铅的异常同位素成分是："布来贝克"型，实际年龄比同位素测定的要小；"密苏里"型，实际年龄比同位素测定的要大。

作为标准使用的是澳大利亚的布罗肯-希耳大型铅矿的铅同位素成分，其中 $Pb^{206}:Pb^{204}=16.09$，$Pb^{207}:Pb^{204}=15.52$，$Pb^{208}:Pb^{204}=36.05$。

不同的测定方法，适用于不同的地质年龄：15～30 亿年用铷-锶法，1.5～2 亿年或更长的用铅法，年龄较短的用钾-氩法，10^{4}～10^{5}年的用镭法，更短的(太古代)用 C^{14} 测定。根据已有的资料，绝对地质年龄划分如下(10^{6}年)：

更新世	1.5 ± 0.5
上新世	9 ± 3
中新世	25 ± 2
渐新世	37 ± 2
始新世	58 ± 4
古新世	$67+3$
白垩纪	137 ± 5
侏罗纪	195 ± 5
三叠纪	230 ± 10
二叠纪	285 ± 10
石炭纪	350 ± 10
泥盆纪	410 ± 10
志留纪	440 ± 10
奥陶纪	500 ± 15
寒武纪	570 ± 15
前寒武纪	

第四节　原子、离子的结构

1．元素按原子结构类型的分类；元素的化学性质与原子电子层结构的关系

要深入理解化学元素的地球化学特性与变化趋势，必须知道由原子、离子的结构与大小所决定的化学特性所以如此多样化的原因。

已知最简单的形式是原子由一个正电荷的原子核与若干负电荷的电子($\bar{e}$)组成，电子与原子核的距离远近不等。每一个电子就是一个基本的负电荷，相当于 4.80290×10^{-10}静电单位。在中性的原子里面，电子的数目与原子核内质子(P^+)的数目相同。质子电荷的大小与电子相同，但符号相反。10^{-16}厘米大小的质子，其质量等于 1.67×10^{-24} 克；电子比质子大，但质量要小得多，只有 9.10×10^{-28}克。原子(10^{-8}厘米)几乎比电子大到十万倍，比质子大到一亿倍，所以它的结构是十分精细的。

构成原子核的不仅仅是使它带有正电荷的质子，而且还有中性的基本粒子，也就是中子(n^0)。中子是不带电荷的，但具有 1.67×10^{-24} 克的质量，和质子的质量差不多一样。质子与中子的质量就是原子量的单位。

如果针对某一元素的原子核而言，质子的数目是固定不变的，使原子核带有电荷并与该元素的原子序数一致，那么中子的数目则可以是不一样的。重氢的中子数与质子数是相同的，He、C、N、O、Ne、Mg、Si、S 与 Ca 也是相同的，但其它的元素，尤其是原子序数 20 以上的，中子数大于质子数。

同一元素的原子可能有不同数量的中子，原子量也相应地有所差别。这些就是同位素。中子可以看成是 $p^+ + e^- = n^0$ 这种核反应的产物。

如果说化学元素的个性(独立性)是由原子核的电性决定的，那么化学性质就是由核外电子的数目及其排布所决定的。因此有人说，化学是在原子的表层电子上前进的科学。

电子依其本身的能量大小(能阶)，并严格地按一定距离围绕原子核排布。一定数量的电子结合成组，在原子核周围形成“电子层”。

根据鲍里(Pauli)定理，每一组的电子数是 $2n^2$，其中 n 代表每组的序号。包括氢、氦在内的第一组(n=1)，可以有 1 个或 2 个电子；第二组就是 $2\times2^2=8$ 个电子，也就是说，由 1～8 个电子依次充填该组时，应该存在 8 个元素，由 Li 到 Ne 这一元素自然周期就是证明；第三组则是 $2\times3^2=18$ 个元素；第四组是 $2\times4^2=32$ 个元素（由 Cs 到 Rn)。光谱研究结果表明电子在电子组内的结合能量是有差异的，所以还要分成若干亚组，分别用 s、p、d、f 字母表示。s 亚组可以容纳 2 个以下电子；p 亚组不超过 6 个；d 亚组不超过 10 个；f 亚组不超过 14 个。

第一个周期包括两种元素，即氢与氦，其中只有亚组 s。

氢原子的结构最简单，只有 1 个质子和 1 个电子。与原子氧化剂相互发生化学作用时，氢一方面氧化，一方面把本身的电子给予对方，同时成为只有 1 个质子的 H^+离子状态。原子量为 2 的氢同位素(重氢)的原子核，除质子外还有 1 个中子，它虽不影响原子价，但却构成重氢的原子量。氦的电子层由 2 个电子形成，处于非常牢固的相互平衡状态，以致形成的电子层是“密闭的”，这两个电子实际上不参与任何化学反应，因此氦是一种惰性气体。

下一个周期包括原子序数 3～10 的 8 种元素，即由 1 价的锂到惰性气体氖。

虽然锂的电子总数是 3 个，其中有 2 个已完成了第一个周期(K 组)，但并没有化合价。因此，价电子只有 1 个，位于新的外层，即 L 组的 s 亚组。把唯一的电子给予氧化剂的同时，锂就成为离子(阳离子 Li^+)，在它的电子层(K)中还剩有氦原子所特有的并使其具有惰性的 2 个电子。由于电子的这种排布对原子是十分有利的，锂就以最大的能量力求把本身唯一的电子给出，从而使碱金属具有在自然状态下罕见的化学活泼性。铍也具有从它的外电子层(L)给出 2 个电子的能力，本身形成 2 价的阳离子 Be^{2+}；硼可以给出 3 个电子(2 个来自 s 亚组，1 个来自 p 亚组)，本身形成 B^{3+}。碳还额外有一种特性，即除给出 4 个电子之外(如，形成 CO_2 时，给氧 4 个电子)，还能接受电子(如，形成 CH_4 时，接受氢的电子)。这就是说，碳不仅能氧化，而且还能还原，此时它的外电子层和惰性气体氖一样，可有 8 个电子。为了达到 8 个电子的电子层，从还原剂获得的需要加合的电子数量愈少，下列的反应就愈强烈：氧与 2 个氢原子的化合力比氮要强得多；氟与 1 个氢原子在光照下化合时还会发生爆炸，而氖与氧要达到这种程度的反应却需要加热。同样，需要给出的电子数量愈少，同时按照惰性气体的模型形成离子，这种反应就愈强。

电离势的大小(电子摆脱原子的能量值)以电子伏表示是：

$Na \longrightarrow Na^+$	5.138	$Mg \longrightarrow Mg^{2+}$	15.03
$Al \longrightarrow Al^{3+}$	28.44	$Si \longrightarrow Si^{4+}$	45.13
$P \longrightarrow P^{5+}$	65.007	$S \longrightarrow S^{6+}$	87.5

电子的“亲合力”的大小，相应地可用下列数字表示：

N——0.0(电子伏)	P——0.8(电子伏)
O——2.2(电子伏)	S——2.4(电子伏)
F——3.63(电子伏)	Cl——3.78(电子伏)

氖居最后的 L 组由 8 个电子充填之后，下一个元素就是钠。钠只在 M 组有 1 个外部电子，2 价的镁有 2 个外部电子，余此类推，直到氩为止。这个周期的特点是硅与氧的化合要比与氢的化合强得多。这一点也正是与碳的区别。硫不同于氧的不仅是与氢的化合很不稳固，而且还能生成阳离子型的 6 价化合物(实际上是带有共价键的)。氧却不具备这种能力。氯与氟的不同也是能生成一系列的氧化物，同时形成 $HClO$、$HClO_2$、$HClO_3$ 和 $HClO_4$ 等含氧酸。但在这个周期当中，M 组里面还有亚组 d。充填亚组 d 的电子只是来自氩以后的下一个周期，重新又是 1 价的钾，然后是 2 价的钙，它们的电子位于 N 组的 s 亚组。下一个元素钪的第 3 个价电子并不像前几个周期那样位于 p 亚组，而是处于 M 组的 d 亚组。元素钛除在 N 组的 s 亚组有 2 个电子以外，在 M 组的 d 亚组也已有 2 个电子。

这就是说，从元素钪开始，价电子(2 个)分布在 N 组，其余的依次充填 M 组的 d 亚组，构成过渡型电子层的元素。也有人很恰当地把这种元素叫作“镶框”元素，是说它们的外电子层由带有 2 个价电子的“框架”组成，其余的价电子分布在更深的 M 组的表面。因此，价电子的数量达到 8 时，并不产生惰性气体，理由是这 8 个电子并不分布在一组，而

是处于不同的两个电子组，所以不能由8个电子形成"密闭"的电子层。这就是为什么在周期系的第Ⅶ族上取代卤素的是锰。锰是只能形成阳离子的典型金属。在第Ⅵ族上，取代非金属的硫则是典型的金属铬。原子的"镶框"特征使这种元素具有金属性，同时顺磁性增加，直到铁磁性(铁)。

价电子处在两个不同的能阶导致一种结果，即在原子价与周期系列相一致的钛元素以后，依次以下各元素在自然化合物中的原子价大多数都比较低，一般是2或3。例如，自然界3价钒的化合物要比5价的多；所见到的铬几乎都是3价的，6价的铬酸盐则是稀有矿物。锰、铁、钴、镍在内生条件下所见的都是2价化合物，铁还可以形成3价化合物，锰只在表层可以转为4价的，而钴则偶尔形成 Co_2O_3。

8个电子(镍的)充填下一个元素铜的M组中的d亚组以后，下一个电子就位于N组的s亚组，但从钙到镍始终占据这个位置的2个电子就转到M组的d亚组，使该亚组的电子全部"配套"。在遇到铜原子(包括铜以下的各元素)的情况下，分布在M组的电子是18个。它们的排布并不像氦、氖、氩等元素的2个或8个电子那样牢固，而与锂、钠、钾的区别则是给出外部电子时是消极的，同时生成 Cu_2O 或 CuI 型化合物。此外，由于18个电子的电子层比8个电子的更不牢固，所以铜还可以从这18个电子当中再给出1个，生成更常见的阳离子 Cu^{2+}，它的外电子层(M组)只有17个电子。由铜到银，化学活泼性是降低的。与周期系第Ⅰ族的所有其它金属不同，铜和银由于具备18个电子的电子层，因此有可能以自然状态存在。

自然存在的状态以金最突出，银次之，铜更次之。如果说银只有1价化合物的形式($AgCl$, Ag_2S)，那么金除1价的 AuCl 以外，还形成更为牢固的3价化合物 $AuCl_3$ (或 $HAuCl_4$)。

与碱土元素共处在周期系第Ⅱ族的锌、镉和汞是化学性相当迟钝的。从锌到汞，化学迟钝性是增加的。原因是锌、镉、汞向氧化剂给出2个价电子以后，本身的2价阳离子表层还具备不是8个而是18个电子。18个电子的离子更易于还原，所以从中可以得到多种金属(主要是有色金属和贵金属)。

由铯开始的元素周期中，镧又重复着钪与钇的原子结构，也就是说，在P组有2个价电子，第3个价电子增填在O组的d亚组。但以下各元素的电子分布是：铈的N组中的4f亚组分布的不是1个电子，而是2个，取代5d亚组所缺的1个电子；进一步除Ga与Lu以外，4f亚组依次得到充填。Ga与Lu正像它们前边的元素一样，由于有1个电子充填5d亚组，相应地具有7与14个电子。

以上说明，稀土元素(或者说是镧系元素)所以是3价的，原因在于外层的价电子是分布在P组和O组。

丢失3个价电子以后，所有的稀土元素在外电子层只有O组的8个电子，也正如钾、镁、铝一样是按照惰性气体的模型构成离子。在镧系元素的同位元素组内部，出现一系列周期表第1横列所固有的特征，即完全摹仿8的周期率。

镧系中的第8个元素是钆，大致具有氖或氩的位置。在它之前，原子价是降低的，有如卤素(2价的铕与钐)；在接在钆下边的铽，则又像惰性气体后边的钠或钾一样，又增多1个原子价(铽形成氧化物 Tb_4O_7，镨也可以形成这样的氧化物 Pr_4O_7)。

镧系元素电子结构的这种共性使它们在自然界中总是共存的，因而造成分离工艺方面

很大的困难。

镧系还有一个规律现象也是值得注意的。前后距离钆同样远近的一些元素，它们的盐类都有近似的颜色。例如，铕、铽是无色的；镨与铒是绿色；其余的都是无色。钆是一个独特的边界元素，介于铈族稀土与钇族稀土之间。

从镧开始及其以下所有元素的横列中，也可以见到这样的外层电子构造。不过镧系元素的原子构造更为复杂，电子与核的距离较大，所以参与化合价的不仅是Q组的s电子和P组的1个电子，而且还有O组的f电子，因此钍是4价的、镤是5价的、铀（以及超铀元素）是6价的，从而使这些元素在周期表中牢固地占据了Ⅳ、Ⅴ、Ⅵ族的位置，但就其实质而言，它们的位置与稀土元素是相同的。

概括起来可以说，所有化学元素依其本身的电子结构可分为两大类：一是还原元素，即能给出电子并形成阳离子；另一是氧化元素，即能取得电子并形成阴离子。若从原子结构来看，元素还可以分为：

（1）不参与化学作用过程的惰性气体，外电子层有8个电子(氦只有2个电子)。

（2）某些元素的原子形成的离子，其电子层有8个电子（K、Al、Sc、Mg、Ti、Ce、Th、U、F、O、Cl、S等)。

（3）某些元素的原子形成的离子，其电子层有18个电子（Ag、Ga、Sn、Hg、Cd、In、Zn等)。

（4）过渡元素的原子，处于上述两者的中间状态(Mn、Fe、Co、Ni、Re、Pd、Pt 等)。

在同族元素当中，化学性质的变化有以下规律。

上述第2类元素，化学活动性增加，电离势减小；由金属状态过渡到氧化状态时，释出的能量也随之有规律地增加，如由锂向钠、钾、铷、铯的过渡。这是因为电子层结构复杂的和较重的同族元素的外层电子，距离吸引它的带正电荷的原子核较远，中间电子层起了一种屏蔽作用，换言之，原子核与价电子之间的电子数量愈多，价电子与原子核的联系愈弱，使它更容易脱出，因此氧化反应的能量也就愈大。

上述第3类元素则是另一种情况。形成化合物时虽然给出外层的价电子，但电子层还达不到理想的8个电子的数目。这些元素(Cu、Ag、Zn、Cd、Hg等）的化学活动性并不增强，而是减弱。

结合电子而形成8个电子的电子层的离子，这些元素（F、Cl、Br、I、S、Se、Te)的化学活动性随原子序数的增加而减弱，原因是处于原子核与被它吸引的电子中间的电子层起了屏蔽作用。由此，由氟到碘和由硫到碲与氢发生的化合反应强度是渐弱的。

至于这一周期当中的氧化反应，氟实际上不能构成氧化物(F_2O是很不牢固的化合物)，氯的含氧酸($HClO_3$、$HClO_4$ 等)比碘的相应化合物更不稳定。在矿物界中还未见到氯的含氧盐，而碘的含氧化合物则以碘钙石 $Ca(IO_3)_2$、水碘铜矿 $3\,Cu\,(IO_3)_2\cdot 2\,H_2O$ 和氯碘铅矿 $Pb(IO_3)_2\cdot 6\,PbO\cdot PbCl_2$ 为代表。

在V、Nb、Ta; Cr、Mo、W; Mn、Tc?、Re这几个同系当中，高价氧化物的稳固性随原子序数而增加。例如，在内生矿物与岩石里面，钒只以3价化合物的形式存在，4价与5价的化合物只见于表生带；一般见到的铬都是3价化合物，6价铬的矿物(铬铅矿)在自然界是罕见的。

6价钼的化合物是氧化带的典型化合物，但在内生条件下也可以钼白钨矿$Ca(Mo,W)O_4$

或钼钙矿 $CaMoO_4$ 的形式存在，不过很少见。钨无论是在内生或外生条件下，见到的都是6价的化合物(黑钨矿与白钨矿)，4价的(辉钨矿 WS_2)极少见。自然界中已知的锰都是2、3、4价的，铼则是4、6、7价的。

某些元素的同系形成的离子具备18个电子的电子层。这些元素表现一种相反的关系，例如：镓是以3价化合物形式出现；铊几乎都是1价的；锡基本上所见的是4价化合物；铅是2价的，只在氧化带才偶见4价的(块黑铅矿)。由砷到锑与铋，5价化合物的稳固性是减弱的。自然界所见铋的化合物都是3价的。

有些元素的化学性质还存在若干异常特征。在铊-铅-铋横列中，元素的化合价 (Tl^{+}, Pb^{2+}, Bi^{3+})与周期表的原子序数不一致，相差两个数字。换句话说，这些元素只有P组的p亚组的电子参与化合价，s亚组的2个电子并不加入反应，而是大致按照氦的电子层的形状构成一层。正是这种与氦的电子层的类似，终归还是对铊、铅、铋的化学性质有所影响。这表现在1价的铊的性质与碱金属(可溶氢氧化物)相似，并在长石、云母和光卤石中以类质同象置换钾。

铅的性质在许多方面与钙相似。硫酸盐的难溶性，铅与钡、锶、钙的类质同象——这些都使 Pb^{2+} 与 Ca^{2+} 相似。

另一种异常现象就是锂、铍、硼的某些性质和二价、三价等大于一价的元素（如镁、铝、硅）的某些性质相似。比如说，锂像镁一样可以形成难溶的氟化盐、磷酸盐和碳酸盐。

铍像铝一样可以形成与 $Al(OH)_3$ 类似的凝胶状氢氧化物 $Be(OH)_2$，可溶于苛性碱而形成与铝酸盐 K_3AlO_3 类似的 K_2BeO_2。在硅酸盐类当中，铍的作用与铝相似。硼与周期表中同族元素的不同点是可以形成极弱的硼酸，性质在许多方面与硅酸相同。正如硅酸可以形成多硅酸一样，硼酸也可以形成多硼酸。火山升华物中既见到氟硼钾石 KBF_4，也可见到氟硅钾石 K_2SiF_6。氢化硼 BH_3 与四氢化硅 SiH_4 非常相似，单体的硼与单体的硅十分类似。

另外还有一些个别的异常现象，比如钼以硫化物(辉钼矿)形式见于内生矿石与岩石，但和它最近的同族元素铬、钨在此种条件下是以氧化物为代表，即主要是铬铁矿与黑钨矿。与钼相反，锡明显表现出形成氧化物（锡石 SnO_2)的倾向，但是铅以及周期表中位于锡左右的铟和锑却是典型的硫化物元素。锗或多或少同样是以硫化物与氧化物的形式存在。

2．化学元素的地球化学分类

V. M. Goldschmidt 提出一个元素地球化学分类，包括了元素最主要的特征。这一分类的基本要点是：

(1) 分类是以原子与离子的电子结构为基础，因此合乎逻辑地分为大气元素，硅酸盐岩石元素，硫化矿石元素以及天然金属与砷化物元素。

(2) 元素在原子容积曲线上所处的位置(见图1-1)。所谓原子容积是指元素的原子量在固态下(气体元素则是在液态下)与其比重的比例关系。在原子容积曲线上，元素可以处在最高、最低、下降与上升的位置。

(3) 化学元素的磁性：逆磁的(铜、银、金)，顺磁的(氧、钛等等)，铁磁的（本身具有磁性，如铁、钴)。

(4) 由于原子的电子结构的影响和磁性，对某些元素具有特殊的化学亲合力。对某些

元素而言，最能说明问题的是氧化物或卤化物；对另一些元素是硫化物；对其它一些则是砷化物。

据以上几点，他把所有已知元素分成以下几类：

亲气元素；亲石元素；亲铜元素；亲铁元素

① 亲气元素，也就是大气的特征元素。它包括氮、氢和所有惰性气体在内，共 8 种。构成岩石圈 50% 的质量和 90% 体积的氧不属于亲气元素。

亲气元素以独立的原子(Ar、He)或分子(N_2、H_2、H_2O、CH_4)形式存在。其中大多数元素的原子最外层具备 8 个电子，在原子容积曲线上位置最高，是逆磁性的。"自然"状态是其特征，多数不能形成化合物。

② 亲石元素的离子具有 8 个电子的电子层，在原子容积曲线上处于下降的位置，多数为顺磁性。这些元素通常存在于氧、氟或氯的化合物中，人工还原为单体状态很困难；氧化物或卤化物的比重不大，一般是 2～4。这一类包括 53 个元素：Li、Be、B、C、O、F、Na、Mg、Al、Si、P、Cl、K、Ga、Sc、Ti、V、Cr、Mn、Br、Rb、Sr、Y、Zr、Nb、I、Cs、Ba、TR、Hf、Ta、W、At、Fr、Ra、Ac、Th、Pa、U 等。

③ 亲铜元素的阳离子(硫除外)具有 18 个电子的电子层，在原子容积曲线上处于上升部位，逆磁性，而且在同族元素当中逆磁性随原子序数增加而加强。最有特征性的是与硫、硒、碲形成的化合物，有的可以见到自然状态的，尤其是金、银和一部分汞、铋、砷。亲铜元素硫化物的特点是易溶于一硫化铁熔体并形成硫盐型的化合物，如 $CuBiS_2$、Ag_3AsS_3、$PbSb_2S_4$、Ag_8GeS_6 等。

这 19 个亲铜元素是：S、Cu、Zn、Ga、Ge、As、Se、Ag、Cd、In、Sn、Sb、Te、Au、Hg、Tl、Pb、Bi、Po。

④ 亲铁元素形成的阳离子具有过渡型电子层，而且自然界中所见这些元素化合物的最高化合价通常远远达不到周期表上的数字。在原子容积曲线上处于最低部位，具顺磁性与铁磁性。$PtAs_2$、NiAs、$CoAs_2$、$FeAs_2$ 等砷化物是特征性的化合物；特别对 Ir、Rh 和 Pt 而言，自然状态也是个典型特点，而在陨石中甚至可以见到镍铁。

这 11 个亲铁元素是：Fe、Co、Ni、Mo、Ru、Rh、Pd、Re、Os、Ir、Pt。

有人把上述的分类又进一步细分为：

① 亲铁元素 Fe、Co、Ni、Pt 族、Au；

② 亲硫铜元素
③ 亲氧铜元素 } 除 Au 外，与上述分类相同；

④ 亲石元素(范围更小)；

⑤ 重伟晶岩元素 Sc、Y、TR、Th、U、Ti、Zr、Hf、V、Nb、Ta、Cr、Mo、W、Mn、Re；

⑥ 沉积元素
⑦ 亲气元素 } O、C、B、F、Cl、Br、I、P、N、惰性气体。

还有另一种分类法，即：

① 贵重气体 He、Ne、Ar、Kr、Xe；

② 贵重金属 Ru、Rh、Pd、Os、Ir、Pt、Au；

③ 循环元素 H、Be、B、C、N、O、F、Na、Mg、Al、Si、P、S、Cl、K、Ca、Ti、V、Cr、Mn、Fe、Co、Ni、Cu、Zn、Ge(?)、As、Se、Zr、Mo、Ag、Cd、Sn、Sb、Te、Ba、Hf、W、Re、Hg、

Tl、Pb、Bi;

④ 分散元素 Li、Sc、Ga、Br、Rb、Y、Nb、In、I、Cs、Ta;

⑤ 强放射性元素 Po、Rn、Ra、Ac、Th、Pa、U;

⑥ 稀土元素 La—Lu。

另外，还有人针对不同岩浆而划分出有典型意义的元素，如：

① 超基性岩浆元素 Cu、Ti、V、Mg、Fe、Co、Ni、Ca、Na、Si、P、S、Cl 和铂族;

② 中性与基性岩浆元素 Na、Ca、Mg、Al、Si、P、S、Sr、Ba;

③ 花岗伟晶岩与气成元素 Si、Al、K、Li、Rb、Cs、Sn、Nb、Ta、F、TR、Th、U、B、Be;

④ 霞石-正长岩岩浆元素 Na、Al、P、Cl、Ti、Zr、TR、Ca、Sr、Mn 等;

⑤ 硫化矿床元素包括所有亲铜元素以及 Fe、Co、Ni、Mo、Re。

A. H. Заварицкий 强调元素的性质及其在地壳当中的分布是和它们在周期表中的位置密切有关，并在展开式周期表上把元素分为 11 个单独的组(见图 1-2)；这 11 个组是：

① 氢(特殊的位置);

② 贵重气体;

③ 岩石元素，系指周期表 1、2 族的亲石元素以及铝、硅等;

④ 岩浆射气元素 B、C、N、O、F、P、S、Cl;

⑤ 铁"族"元素 Ti、V、Cr、Mn、Fe、Co、Ni;

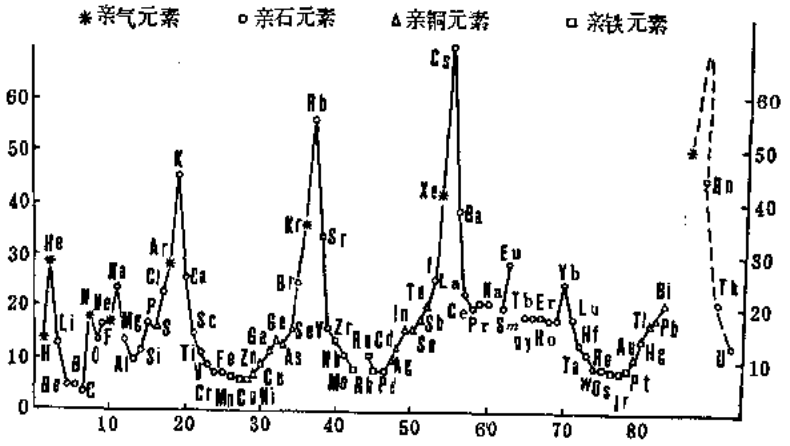


图 1-1 原子容积曲线

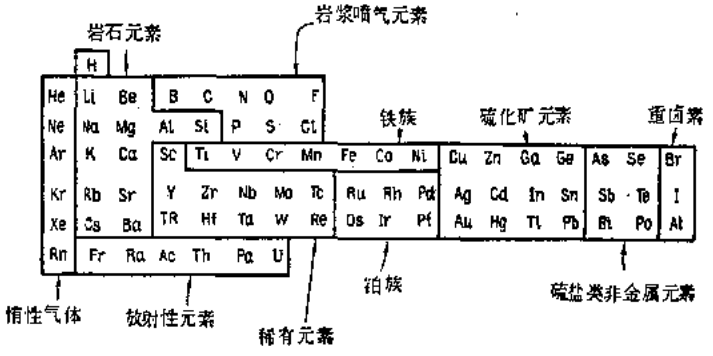


图 1-2 根据元素在周期表中的位置分类

⑥ 稀有元素 Sc、Y、TR、Zr、Hf、Nb、Ta、Mo、W、Tc、Re;

⑦ 由钫到铀的放射性元素;

⑧ 铂族元素;

⑨ 由铜到铅的金属元素;

⑩ 类金属成矿元素("磺酸"元素)As、Sb、Bi、Se、Te、Po;

⑪ 重卤素元素 Br、I、At。

第五节 原子、离子的大小与类质同象

1. 原子、离子的大小对地球化学的意义

原子的电子层构造决定了元素的许多重要化学性质。但是，酸碱性、可溶性、挥发性、在晶体中相互置换的可能性等，只用电子构造是不能解释的。用原子、离子的大小并结合元素的价态，就能说明这些特征。

只有确定晶格结构与晶格参数，才能求出原子与离子的确切大小。最初，有人发现伦琴射线被晶格衍射的现象；之后发表了 NaCl 的初次结构分析资料；后来就有人尝试确定原子的大小，认为原子与离子是球状的，其大小随元素不同而异，原子半径之和可以从它们中心之间的距离求出。随后，根据不同大小的球状原子在晶体当中最紧密堆积的认识，完全从几何上确定了晶体中相互连结的大原子（或离子）的数量与小原子（或离子）数量的极限比率。这种数量在结晶化学上就叫作配位数（见表 1-14）。

由离子大小的比率决定的配位数　　表 1-14

阳离子(r_K)与阴离子(r_a)半径比率		相连球体的连结型式	配位数
$r_K:r_a$	$r_a:r_K$		
0.15	6.45	面对（哑铃状）	2
0.155	6.45	三角形	3
0.225	4.45	四面体	4
0.414	2.41	八面体	6
0.732	1.37	立方体	8
1	1	最紧密的立方堆积	12

1923 年，根据折射研究求出离子半径：$F^{1-}=1.33$ Å(Å$=10^{-8}$厘米)，$O^{2-}=1.32$ Å，从此可以测定能与 O、F 生成化合物的阳离子半径，实际上也就是所有阳离子与阴离子的半径。

以后，V. M. Goldschmidt 等人陆续发表了原子与离子有效半径（即实际测出的）的资料。随后虽不断有人补充，但没有大的变动，又有人根据量子论从理论上计算了离子半径的大小，也大多与 Goldschmidt 的材料接近。现把不同人提供的数据列表如下（表 1-15）。

有人根据热化学资料计算了 RO_4、RO_3、RF_4 型含氧、含氟的阴离子半径（见表 1-16）。

从以上各表可以归纳概括以下几点：

(1) 原子半径的大小变化幅度是由氢的 0.46 Å 到铯的 2.62 Å 与钫的 2.74 Å 左右；离子半径大小变化的幅度是由 0.08 Å (F^{7+}) 或自然界实际可见的 0.13 Å (N^{5+}) 到 2.20 Å (I^{1-})。

离 子 半 径 值 (Å)

表 1-15

离 子	不同人提出的数据				
	A	B	C	D	E
H^{1+}					0.46
H^{1-}	1.27		1.36	1.36	
Li^{1+}	0.78	0.60	0.68	0.68	0.68
Na^{1+}	0.98	0.95	0.98	0.93	0.97
K^{1+}	1.33	1.33	1.33	1.33	1.33
Rb^{1+}	1.49	1.48	1.48	1.49	1.47
Cs^{1+}	1.65	1.69	1.67	1.65	1.67
Fr^{1+}					1.80
Be^{2+}	0.34	0.31	0.39		0.35
Mg^{2+}	0.78	0.65	0.71	0.74	0.66
Ca^{2+}	1.06	0.99	0.98	1.04	0.99
Sr^{2+}	1.27	1.13	1.15	1.20	1.12
Ba^{2+}	1.43	1.35	1.31	1.38	1.34
Ra^{2+}				1.44	1.43
B^{3+}		0.20	0.24	(0.20)	0.23
Al^{3+}	0.57	0.50	0.55	0.57	0.51
Sc^{3+}	0.83	0.81	0.78	0.83	0.81
Y^{3+}	1.06	0.93	0.93	0.97	0.92
La^{3+}	1.22	1.15	1.06	1.04	1.14
Ce^{3+}	1.18			1.02	1.07
Ce^{4+}	1.02	1.01	0.89	0.88	0.94
Pr^{3+}	1.16			1.00	1.06
Pr^{4+}	1.00				0.92
Nd^{3+}	1.15			0.99	1.04
Sm^{3+}	1.13			0.97	1.00
Eu^{3+}	1.13			0.97	0.98
Gd^{3+}	1.11			0.94	0.97
Tb^{3+}	1.09			0.89	0.93
Tb^{4+}	0.89				0.81
Dy^{3+}	1.07			0.88	0.92
Ho^{3+}	1.05			0.86	0.91
Er^{3+}	1.04			0.85	0.89
Tm^{3+}	1.04			0.85	0.87
Yb^{3+}	1.00			0.81	0.86
Lu^{3+}	0.99			0.80	0.85
Ac^{3+}				1.11	1.18
C^{4+}	0.15	0.15	0.19	0.2(0.15)	0.16
Si^{4+}	0.39	0.41	0.44	0.39	0.42
Ti^{2+}				0.78	
Ti^{3+}	0.69			0.69	0.76
Ti^{4+}	0.64	0.68	0.62	0.64	0.68
Zr^{4+}	0.87	0.80	0.79	0.82	0.79
Hf^{4+}	0.86			0.82	0.78
Th^{4+}	1.10			0.95	1.02
N^{3+}				(N^{3-}=1.48)	0.16

离 子	不同人提出的数据				
	A	B	C	D	E
N^{5+}	0.10	0.11		0.15	0.13
P^{3+}					0.44
P^{5+}	0.3～0.4	0.34		0.35	0.35
V^{2+}				0.72	0.88
V^{3+}	0.65			0.67	0.74
V^{4+}	0.61			0.61	0.63
V^{5+}	0.4	0.59		0.4	0.59
Nb^{4+}	0.69			0.67	0.74
Nb^{5+}	0.69	0.70		0.66	0.69
Ta^{5+}				(0.66)	0.68
Pa^{4+}				0.91	0.98
Pa^{5+}					0.89
Cr^{2+}				0.83	
Cr^{3+}	0.65			0.64	0.63
Cr^{6+}	0.3～0.4	0.52		0.35	0.52
Mo^{4+}	0.68			0.68	0.70
Mo^{6+}				0.65	0.62
W^{4+}	0.68			0.68	0.70
W^{6+}				0.65	0.62
U^{3+}	1.21			1.04	
U^{4+}	1.05			0.89	0.97
U^{6+}	0.79				0.80
Mn^{2+}	0.91			0.91	0.80
Mn^{3+}	(0.70)			0.70	0.66
Mn^{4+}	0.52			0.52	0.60
Mn^{7+}				(0.46)	0.46
Tc^{7+}					0.56
Re^{4+}					0.72
Re^{6+}				0.52	
Re^{7+}					0.56
Fe^{2+}	0.83			0.80	0.74
Fe^{3+}	0.67			0.67	0.64
Co^{2+}	0.82			0.78	0.72
Co^{3+}				0.64	0.63
Ni^{2+}	0.78			0.74	0.69
Ru^{4+}	0.65			0.62	0.67
Rh^{3+}	0.69			0.75	0.68
Rh^{4+}				0.65	
Pd^{2+}					0.80
Pd^{4+}				0.64	0.65
Os^{4+}	0.67			0.65	0.65
Os^{6+}					0.69
Ir^{4+}	0.66			0.65	0.68
Pt^{2+}					0.80
Pt^{4+}				0.64	0.65

续表

离子	不同人提出的数据					离子	不同人提出的数据				
	A	B	C	D	E		A	B	C	D	E
Cu^{1+}				0.98	0.96	S^{4+}					0.37
Cu^{2+}		0.96		0.80	0.72	S^{6+}	0.34	0.29		0.29	0.30
Ag^{1+}	1.13	1.26		1.13	1.26	Se^{2-}	1.91		1.96	1.93	1.91
Au^{1+}		1.37		(1.37)	1.37	Se^{0}	1.13				1.16
Au^{3+}					0.85	Se^{4+}				0.69	0.50
Zn^{2+}	0.83	0.74		0.83	0.74	Se^{6+}	0.3～0.4	0.42		0.35	0.42
Cd^{2+}	1.03	0.97		0.99	0.97	Te^{2-}	2.11		2.18	2.11	2.11
Hg^{2+}	1.12	1.10		1.12	1.10	Te^{0}	1.33				1.43
Ga^{3+}	0.62	0.62		0.62	0.62	Te^{4+}	0.89			0.89	0.70
In^{3+}	0.92	0.81		0.92	0.81	Te^{6+}				0.56	0.56
Tl^{1+}	1.49			1.49	1.47	Po^{6+}					0.67
Tl^{3+}	1.05	0.95		1.05	0.95						
Ge^{2+}				0.65	0.73	F^{1-}	1.33		1.33	1.33	1.33
Ge^{4+}	0.44	0.53		0.44	0.53	Cl^{1-}	1.81		1.81	1.81	1.81
Sn^{2+}				1.02	0.93	Cl^{0}	1.07				1.07
Sn^{4+}	0.74	0.71		0.67	0.71	Cl^{5+}					0.34
Pb^{2+}	1.32			1.26	1.20	Cl^{7+}				0.26	0.27
Pb^{4+}	0.84	0.84		0.76	0.84	Br^{1-}	1.96		1.96	1.96	1.96
As^{3+}	0.69			0.69	0.58	Br^{0}	1.19				1.19
As^{5+}				(0.47)	0.46	Br^{5+}					0.47
Sb^{3+}	0.90			0.90	0.76	Br^{7+}				0.39	0.39
Sb^{5+}				0.62	0.62	I^{1-}	2.20		2.19	2.20	2.20
Bi^{3+}				1.20	0.96	I^{0}	1.36				1.36
Bi^{5+}				(0.74)	0.74	I^{5+}	0.94				0.62
O^{2-}	1.32		1.40	1.36	1.32	I^{7+}				0.50	0.50
S^{2-}	1.74		1.85	1.82	1.74	At^{7+}					0.62
S^{0}	1.04				1.04						

据热化学资料计算的络阴离子半径(Å) **表 1-16**

离子及其半径大小	类					
	Ⅱ	Ⅲ	Ⅳ	Ⅴ	Ⅵ	Ⅶ
	BeF_4^{2-} 2.45	BO_3^{3-} 1.91	CO_3^{2-} 1.85	NO_3^{1-} 1.89	O_2^{2-} 1.80	
		BF_4^{1-} 2.28	HCO_3^{1-} 1.58			ClO_3^{1-} 2.00
			SiO_4^{4-} 2.40	PO_4^{3-} 2.38	SO_4^{2-} 2.3	ClO_4^{1-} 2.36
					CrO_4^{2-} 2.4	MnO_4^{1-} 2.40
				AsO_4^{3-} 2.48	SeO_4^{2-} 2.43	
					MoO_4^{2-} 2.54	
				SbO_4^{3-} 2.60	TeO_4^{2-} 2.54	IO_4^{1-} 2.49
				BiO_4^{3-} 2.68	WO_4^{2-} 2.57	

(2) 由配位数 12、8、4、3、1 决定的原子半径大小相应是 1.00、0.97、0.88、0.81、0.72。

(3) 单个阴离子（电子与原子结合形成的 O^{2-}、Cl^{1-} 等)的离子半径总是大于原子半径（$^{[}_{a}S^{0}=1.04$ Å；$^{[}S^{2-}=1.74$ Å)；阳离子（原子给出价电子后形成的）半径小于原子半径（$^{[}_{a}Fe^{0}=1.26$ Å；$^{[}_{i}Fe^{2+}=0.83$ Å；$^{[}_{i}Fe^{3+}=0.67$ Å)。此外，阴离子半径是渐增的：由硫到氯是 1.74 Å～1.81 Å；由硒到溴是 1.91 Å～1.96 Å；由碲到碘是 2.11 Å～2.20 Å。

(4) 周期表各亚类元素当中离子构造相同的，其离子半径随原子序数而增大。

(5) 周期表的同一横列中，离子半径随着向相邻的正电荷渐多的元素过渡而渐减。

(6) 在稀土元素（镧族）以至铒族元素同位组的范围以内，离子半径有规律地缓减，由镧到镥是 1.22 Å～0.99 Å，或 1.14 Å～0.85 Å，或 1.04 Å～0 80 Å（据不同的计算)；由铒到镥是 1.18 Å～1.07 Å，或 1.11 Å～1.00 Å。

(7) 由于镧系“收缩”，稀土以下的铪、钽、钨等元素的离子半径各与其本身较轻的同类元素锆、铌、钼相同。

从元素周期表上来看，任何一类元素的离子半径的大小，在纵行的垂直方向上是渐增的；在横列的水平方向上则随价的增加而渐减。因此，离子半径应该在某一个方向上或多或少相同。在门捷列夫周期表上，这个方向就是从左上方到右下方，若把它改为横列就是：

Li^{1+}	Mg^{2+}	Sc^{3+}	Zr^{4+}	Ta^{5+}
0.78	0.78	0.83	0.87	0.69
Na^{1+}	Ca^{2+}	Y^{3+}	Th^{4+}	
0.98	1.06	1.06	1.10	
K^{1+}	Ba^{2+}	La^{3+}		
1.33	1.43	1.22		

这个特点，有人称之为“斜交行列定律”。

2. 类质同象

所谓类质同象，指的是性质相近的元素以可变的数量在晶格当中相互置换。类质同象可以分为完全的与不完全的两种：前者是一种元素可以任何一种比例置换另一元素，例如金与银，或钙长石与钠长石；后者是置换限制在某种范围之内。

最初，在没有利用伦琴射线研究结晶数值以前，曾以同样的结晶形态作为混合晶体形成的标志。后来才了解到，尽管结晶形态一致，甚至在相同晶格的原子间距几乎一样的情况下（如 KCl 与 PbS)，也不发生任何相互置换。为了与真正能形成混晶的类质同象化合物有所区别，就给上述这种化合物定了一个专名，叫作“等结构化合物”。

除一般的混合晶体，也就是正常的类质同象混入物以外，还有一种所谓异常的混合晶体。它们通常不是由类质同象化合物形成，而是由一些只在严格固定的晶面上才能产生层状的变斑杂状连晶的化合物构成，同时，这种化合物的“混合力”大多是很有限的。不妨以 PbS 与 Bi_2S_3 为例。这两种化合物在比值较高的条件下可以形成一系列硫盐系的矿物，诸如：斜方辉铅铋矿 $Pb_2Bi_2S_5$，辉铅铋矿 $PbBi_2S_4$，斜方硫铋矿 $PbBi_4S_7$ 等。如果 Bi_2S_3 的含量不高，它就与 PbS 一起在方铅矿八面体的晶面上生成规则的连晶薄膜，从而使方铅矿内部出现完全不是它特有的那种八面体解理。以后，随着实际资料的积累，逐渐发现有一类化合物，虽然化学式不同，但都是类质同象的，如 CaF_2 与 YF_3。开始曾经试着把它看作 AX_2 型化合物的异价类质同象。因为 CaF_2 与 YOF 正是二价的钙取代了同样大小的三价

的钇离子，并由一价的氟置换二价的氧所补偿。但是后来非常准确的化学分析证明氟的含量符合 YF_3。于是就提出了另一个说法，认为在 CaF_2 的晶格当中每三个钙离子只由两个钇离子置换，从而达到中性电荷，代价就是钙离子让出来的位置当中，有 1/3 是空缺的。在这种情况下，混晶的密度应该比实际所见到的要低，所以只能认为 CaF_2 与 YF_3 是类质同象，但从传统的晶体化学的概念来说，与钇结合的 1/3 的氟在 CaF_2 晶格里面是没有位置的。

在天然矿物中存在一种叫作"非构造的"或"非类质同象的"混入物，被包裹在完全属于另一种晶体化学性质的离子或离子化合物的晶疵当中，例如长石中的铀。这就更加重了研究类质同象混入物的界限的困难。上边提到那种"非类质同象"的混入物，如果通过一种专门的溶剂，即不破坏寄主矿物的晶格，就可以从中提取出来。这是它与类质同象混入物的一个不同点。比如说，碳酸铵溶液对长石不起作用，但是能够回收长石晶疵当中60～70%的显微镜下见不到的铀化合物。

对类质同象的研究，大体经历了以下几个阶段：

(1) 1815～1818 年间，有人提出 $FeSO_4 \cdot 7H_2O$ 和 $ZnSO_4 \cdot 7H_2O$ 在共同结晶时会产生混晶，其中含有数量不定的铁与锌。以后，在对 KH_2PO_4 和 KH_2AsO_4 形成混晶的研究基础上，首次对类质同象得出一个规律性的表述，认为这种现象就是"以同样的方式结合在一起的同样数量的原子，可以造成同样的结晶形态，而构成这种结晶形态的基础不在于原子的性质，而在于它们的数量和相互结合的方式"。

(2) Д. И. Менделеев 提出了 Cl-Br-I,S-Se-Te,Ca-Sr-Ba 等所谓"三合一"的类质同象元素，认为元素之间的类质同象也是元素在周期系中占据什么位置的一个标准。当时，等价类质同象的认识影响很大；另外，也有人提出了 CaAl-NaSi异价类质同象的概念，认为根据钙长石-钠长石的不间断的类质同象系列，奥长石、中长石、培长石的复杂化学式是可以简化的。

(3) В. И. Вернадский 在 1910 年提出了元素类质同象系列表，指出了风化壳的（渗流矿物）、变质圈的（深潜矿物）和岩浆圈的（岩浆矿物）类质同象。把类质同象的成因特点考虑在内，使地球化学的研究又前进了一大步。

(4) 经过采用伦琴射线结构分析方法研究晶体内部构造的阶段，陆续有人提出了离子半径大小的数值表。以后，又出现了有关离子能量恒定，定向类质同象，各种固溶体的形成与类质同象的关系以及类质同象的热动力学解释等方面的论述。以上概述的这个历史回顾，也是与地球化学进展过程中出现的许多论点相一致的。

对于两种物质来说，要达到类质同象的混合，需要以下几个条件：

(1) 化合物具有共同的化学式，也就是说，两种化合物应该符合下列公式之一，即 AX, AX_2, A_2X_3, ABX_4，等等。式中 A、B 为阳离子，X 为阴离子；但是构成化合物的离子的价不一定非要相同，例如类质同象 $BaSO_4$ 与 $KMnO_4$，$CePO_4$ 与 $ThSiO_4$ 等。另外，自然界的异价类质同象要比等价类质同象更普遍。

(2) 晶格参数（原子间的距离，或者离子半径）相近。晶格参数的出入一般不超过 13%。对结构比较简单的化合物和对称性较强的晶格来说，这个差别还要小；对联结薄层状晶格的阳离子来说，这个差别要大；对于成分复杂的络合物，这个差别也大。

(3) 类质同象化合物的化学性质相近。更确切地说，就是键的性质相近，或者是极化

性质相近。例如，$BaSO_4$ 与 $KMnO_4$ 的可溶性虽然不同，然而是类质同象的，因为具有同一类型的键。另一方面，离子化合物 KCl 与 PbS 就不是类质同象的，后者的晶格参数虽然几乎相同，但共价的程度更高。

对于等价的同类型化合物，晶格的能量相近的程度更高，但最好还是利用原子化的能量值，尤其是对不等价的离子化合物，更是如此。

作为等价类质同象的例子，可以举出以下几种：1 价的亲石阳离子 K-Rb-Cs-(Tl)；2 价的 Ca-Sr-Ba-Ra-Pb，或者是 Mg-Fe-Mn-Ni-Co；3 价的 Al-Fe-V-Cr-Mn-Ti-Ga、In，或者是 Sc-Y-TR；4 价的 Zr-Hf-Th-U。1 价的亲铜阳离子 Cu-Ag-Tl；2 价的 Zn-Cd；3 价的 As-Sb-Bi 等等。

异价类质同象的元素可以举周期表中"斜交行列"（或"对角线行列"）的为例，如 Li^{1+}-Mg^{2+}-Sc^{3+}-Zr^{4+}-Ta^{5+}（类质同象表现明显的只是这个行列当中两个相邻元素之间）Na^{1+}-Ca^{2+}-Y^{3+}-Th^{4+}；K^{1+}-Sr^{2+}-La^{3+}；Al^{3+}-Ti^{4+}-Nb^{5+}-W^{6+}。另外，在 Fe^{2+}-Fe^{3+}-Ti^{4+} 的行列中也表现有异价类质同象，如赤铁矿 Fe_2O_3 与钛铁矿 $FeTiO_3$，或磁铁矿 $Fe^{2+}Fe_2^{3+}O_4$ 与钛尖晶石 $Ti^{4+}Fe_2^{2+}O_4$ 都是类质同象。

带有异价类质同象的矿物可以下述的为例：

菱面体的		单斜的	
白云石	$CaMgC_2O_6$	硅硼钙石	$CaBSiO_4(OH)$
硼钙锡矿	$CaSnB_2O_6$	磷铍钙石	$CaBePO_4(OH)$
斜方体的		等轴的	
橄榄石	$(Mg,Fe)_2SiO_4$	方钠石	$3\,NaAlSiO_4\cdot NaCl$
金绿宝石	Al_2BeO_4	日光榴石	$3\,MnBeSiO_4\cdot MnS$

等轴的：钙铝榴石 $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$ 与锂冰晶石 $Na_3Al_2Li_3F_{12}$

菱面体系列的：$NaNO_3$-$CaCO_3$-$ScBO_3$

阴离子方面首先可以举出的类质同象就是 Cl-Br-I。

就本身的晶体化学性质来说，阴离子 F^- 与 OH^{1-} 甚至 O^{2-} 接近。这就可以用来解释为什么硅酸盐类和磷酸盐类在异价类质同象置换中呈中性电荷；同样也可以解释为什么某些化合物，诸如钙钛矿 $CaTiO_3$ 与 $KMnF_3$，橄榄石 Mg_2SiO_4 与 Li_2BeF_4，方钍石 ThO_2 与 CaF_2 等，它们的等结构性都不同程度地包括有类质同象。

在亲铜阴离子当中，类质同象最多见的是 S^{2-} 与 Se^{2-}，Sc^{2-} 与 Te^{2-}，但在 S^{2-} 与 Te^{2-} 则几乎没有任何表现。在亲氧阴离子当中，异价类质同象表现在 NO_3^{1-}-CO_3^{2-}-BO_3^{3-}-(PO_3^{1-}) 系列，有时也表现在 SiO_4^{4-}-PO_4^{3-}-SO_4^{2-}-VO_4^{3-}-MoO_4^{2-} 和 MoO_4^{2-}-ReO_4^{1-} 系列。

阴离子类质同象取决于阳离子类质同象。В. И. Вернадский 曾提出类质同象置换取决于成因条件的关系，并根据实际资料整理出二十个类质同象系列：

① Al, Fe, Cr, Mn | Ti, B, (Y), (Ce), V, Ln(?)
Ⅰ
Ⅱ
Ⅲ

② Ba, Ca, Sr, Pb
Ⅱ, Ⅲ
Ⅰ

③ Br, I, Cl, F
I
Ⅱ,Ⅲ

④ V, P, As, Sb(?)
I

⑤ Bi, Sb, As
Ⅱ, Ⅲ(?)

⑥ K, Na, Cs, Rb|Tl, Li, H
I
Ⅱ, Ⅲ

⑦ W, Mo
I

⑧ Ge, Sn
Ⅱ

⑨ Mg, Mn, Fe, Zn, Cd, Cu, Ni, Co, In(?)
I
Ⅱ, Ⅲ

⑩ Au, Ag, Hg, Cu, Pb, Tl
I
Ⅱ, Ⅲ

⑪ Pt, Fe, Pd, Ir, Rh, Cu
Ⅲ

⑫ Os, Ru, Rh, Ir
Ⅲ

⑬ Ca, Mg, Mn, Fe
I
Ⅱ, Ⅲ

⑭ O, F
Ⅲ

⑮ Co, Fe, Ni
I
Ⅱ

⑯ Si, Ti, Zr, Mn
Ⅱ, Ⅲ

⑰ Th, U
Ⅲ

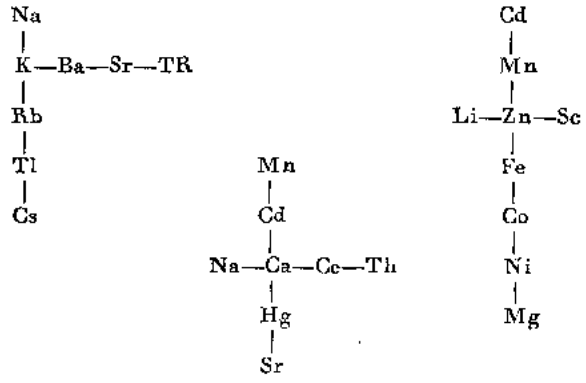
⑱ Zr, Hf
Ⅲ

⑲ Nb, Ta
Ⅲ

⑳ Se, S, Te(?)
Ⅱ, Ⅲ

[Ⅰ代表风化壳（渗滤矿物），Ⅱ代表变质圈（深潜矿物），Ⅲ代表岩浆圈（岩浆矿物）]

另有人提出一种“星状排列”，以此表示元素之间的类质同象关系，如：



还有人从纯属几何的概念出发，对于未十分极化的、基本上是亲石的阳离子，作了下述的分类：

Z——离子半径由 0.4 到 0.57 Å；

由 $Si^{4+}(r_i=0.39\ A)$, Ge^{4+} 到 $Al^{3+}(r_i=0.57\ Å)$

Y——离子半径由 0.57 到 0.91 Å；

由$Al^{3+}(r_i=0.57\ Å)$、Ga^{3+}、Ti^{4+}、V^{3+}、Fe^{3+}、Mg^{2+}、Fe^{2+}、Li^{1+}、Ni^{2+}、Sc^{3+}、Zr^{4+}、Nb^{5+}、Sn^{4+}等到Mn^{2+}

X——离子半径由 0.9 到 1.1 Å；

由 Mn^{2+}(r_i=0.91 Å)、Na^{1+}、Cd^{2+}、Ca^{2+}、Lu^{3+}到 Tb(r_i=1.09 Å)、Y^{3+}、Tl^{3+}、U^{4+}、Th^{4+} (r_i=1.10 Å)

W——离子半径大于 1.1 Å；

由 K^{1+}、Ba^{2+}、Pb^{2+}、Rb^{1+}、Tl^{1+}、Cs^{1+}、La^{3+}、Ce^{3+} 等到 Gd(r_i=1.11 Å)

照这个道理，黑云母即可表示为 $WY_3[Z_4O_{10}](OH,F)_2$。这就可以简化成分复杂矿物的表述，但从化学观点来看，这种公式十分缺乏特性。

下面介绍的是不生成类质同象混入物的一些情况。

尽管 Ca^{2+} 与 Sr^{2+} 是类质同象的，但它们的硫酸盐则不是类质同象的，因为带有两个水分子的石膏是在单斜晶格中晶出，而天青石（总是不含水的）是在斜方晶格中晶出，和它等结构的是 $CaSO_4$（无水硫酸钙）。ZnO 是在纤锌矿型的六方晶格中晶出，而 MgO、FeO、MnO 是在 NaCl 型的等轴晶格中晶出。

此外，MgS 与 MgSe 也是构成 NaCl 型的等轴晶格，而 MgTe 则在纤锌矿型的晶格中晶出。又如，硅锌矿 Zn_2SiO_4 和硅铍石 Be_2SiO_4 一样，结晶形成于三方菱面体晶格，而橄榄石$(Mg,Fe,Mn)_2SiO_4$ 则在斜方晶格。总之，这样的例子还可以举出许多。

这里特别要提一下闪锌矿。构成闪锌矿的组分是 ZnS、FeS 和 MnS，它们的晶格结构是：ZnS 具有闪锌矿-金刚石晶格；FeS 具有 NiAs 型晶格；MnS 具有 NaCl 型晶格。这三种组分形成类质同象混入物，但 FeS 在 ZnS 当中的可溶程度不超过 30%，大多只达到 18%，MnS 在 ZnS 当中的可溶程度更小，一般不超过 5%（以上均系重量百分比）。

有人提出，如果进入 ZnS 晶格的 FeS 达到 30%，那么在磁黄铁矿中实际上就不存在锌；如果说锂辉石当中常见有 1.5～2.5%的钠，但在钠长石和霞石（更不说硬玉）当中实际上不存在锂。类似的例子还有许多，比如钾长石中有钡，有时还见到铅，但是在钡矿物和铅矿物当中却没有钾等等。因此产生一种解释，认为这是单向（定向）类质同象能量上的一种有利因素，可以用 E_k 这个能量常数值来证明。

第二章　中国地层和侵入岩

第一节　中国地层概述

我国幅员辽阔，地质历史复杂，各个地质时代的地层均有出露，其中有些时代的地层发育完整，化石丰富，是世界上研究这些时代地层的标准地区之一。本节概略介绍各时代地层的分布、层序和沉积型相。

1．前震旦系

我国的前震旦系，主要出露在北方阴山与秦岭、大别山之间的若干山区，其次见于东北的老爷岭，大、小兴安岭以及西北的祁连山、天山、昆仑山、阿尔金山等地。前震旦系皆系变质较深或很深的变质岩类及混合岩类组成的变质地层，其与复杂的火成岩体相结合构成它们所在地区的古老基底，与覆盖在其上的较新地层之间，一般都存在着明显的区域性不整合。根据接触关系、岩性组合特征及同位素地质年龄资料，按时代老、新，可大体划分为下太古界、上太古界及下元古界三套岩层(表 2-1)。表中关于滹沱群、辽河群的时代归属，尚有不同意见，有人主张归震旦系。在前震旦纪地层中，蕴藏着丰富的矿产资源有：变质铁矿、石墨、石棉、菱镁矿、磷矿等。

我国南方的太古界出露不广，资料也比较少。但下元古界在南方分布却很广泛，主要出露在皖南、浙西、赣西北、湘北、湘中、黔东、桂北、滇东、川西南等地(表 2-2)。它们主要为一套浅变质的沉积变质岩层（板岩、千枚岩、石英岩、大理岩、白云岩及变质火山岩等）。对于这些变质岩系的划分和时代归属，一直存在着不同的看法。现暂作下元古界处理，但应指出，从越来越多的地层、古生物及同位素年龄资料来看，其中一部分或大部分可能与北方震旦系或中、下震旦统相当。

2．震旦系

我国震旦纪地层分布广泛，发育良好，特别是河北省蓟县一带，层序完整，顶底界线清楚，微体古植物及迭层石丰富，化石群具明显的分带特征，可作标准剖面。我国南方特别是三峡和滇东地区的震旦系，剖面也很完整。关于我国震旦系底界、地质年龄范围，特别是华北与华南震旦纪地层的对比问题，目前还尚未取得完全统一认识。现暂按北方三分，南方二分。震旦系中蕴藏着铁、锰、磷等多种矿产资源。

北方震旦系，主要分布于华北、东北南部、山东、豫西以及贺兰山、祁连山等地（表 2-3），大部分是一套基本没有变质的沉积岩系，总厚度达万余米。三统之间一般都存在明显的假整合或不整合。

南方震旦系，主要出露于秦岭、大别山以南的米仓山、大巴山、武当山、雪峰山、九岭山、怀玉山、龙门山及川滇地区(表 2-4)。这些地区的震旦系沉积特点类似，均夹有冰碛沉积，岩相、厚度变化较小，与下伏老岩层之间存在着区域性不整合。下统，主要为粗碎屑岩、火山-沉积岩系。上统，下部为沙泥岩、冰碛岩组合；中部以浅海-泻湖相含铁、锰、磷的碳酸盐岩、硅质岩、炭质页岩或滨海相石英砂岩、长石石英砂岩、砂砾岩为主；上部以白云岩、白云质灰岩、硅质灰岩及硅质岩为主。

3．寒武系

中国是寒武纪地层最发育的国家之一，具有各式各样的沉积地层和各种不同类型的生物群，蕴藏着丰富的磷、铁、石煤、黄铁矿、含铜砂岩等矿产。寒武系广泛分布于我国北方、南方及西北的祁连山、天山等地区（表 2-5），其中以西南地区的下寒武统发育最全，华北地区的中、上寒武统研究较为详细。

华北地区及中南、西南地区寒武系，多半为正常的浅海相沉积，以碳酸盐岩、泥质岩相为主，下统出现较多的紫红色、灰棕色碎屑岩，中、上统多鲕状、竹叶状灰岩，总厚度一般数百到一、二千米，所含生物化石主要为三叶虫。

东南地区及西北部分地区的寒武系，主要反映了海水较深、环境闭塞而宁静和局部为还原条件下形成的一套沉积，一般以碎屑岩类为主，早期夹炭质页岩、石煤层，部分地区夹海底喷发类型火山岩，厚度常达数千米。所含生物化石以浮游类三叶虫如球接子类为主。

4．奥陶系

奥陶系在我国分布极为广泛，剖面完整，出露清楚，且含有丰富多样的生物化石。奥陶系的分布范围、沉积型相、构造特征等，都与寒武系基本相同(表 2-6)。二者多为连续沉积，局部呈假整合，仅大兴安岭等少数地区，奥陶系不整合于寒武系之上。赋存于奥陶系的矿产，最重要的是与火山岩有关的铁矿床和细碧角斑岩型的铜矿床，其次是铁锰矿，局部地区夹含磷岩系及石膏层。

华北地区及中南、西南地区的奥陶系，可以河北开平及鄂西三峡为代表。中南、西南区以灰岩、页岩及砂岩为主，中上部有瘤状、龟裂纹状灰岩广泛分布，部分地区下奥陶统下部以砂岩为主。华北大部分地区缺失上统，下、中统几乎全部为白云岩及石灰岩，所含生物化石主要为笔石、头足类及三叶虫。

华东、西北及滇西奥陶系，主要为笔石页岩及灰岩，部分地区上统出现复理石沉积，其生物群都带有大西洋动物群色彩，以富含笔石（下统）和产头足类及珊瑚（上统）为特征。

值得指出的是，近年来在西藏珠穆朗玛峰地区及昌都地区均发现奥陶纪地层。在珠穆朗玛峰，主要为一套浅变质的碳酸盐岩类夹泥质页岩，富含头足类、腕足类及三叶虫等化石，总厚度九百余米。昌都地区只发现下奥陶统，主要为石英砂岩、结晶灰岩及板岩，厚度近二千米，产笔石等化石。

最近，在淮北地区原定为下奥陶统底部的三山子组中首次发现了索克虫(Saukiidae)化石，该化石时代均限于晚寒武世，而三山子组地层位于凤山组之上，因此三山子组及其上的贾汪组部分应划归为上寒武统，置于凤山组之上更为合适。

5．志留系

我国志留系分布比较广，除华北和东北南部，福建和台湾没有发现志留系外，其它地区均有分布(表 2-7)。特别是我国南部地区，志留系最发育。除少数地区以笔石页岩为主(如湘、粤、桂)或介壳相灰岩为主以外，大部分地区为半笔石、半介壳相沉积。与志留系有关的沉积矿产，已经发现的有煤、石油、磷、铁、铝土矿等。

南方志留纪的沉积情况很复杂，岩相及厚度都有很大变化。湖北宜昌剖面研究较为详细，下统和上统都是碎屑岩，中统以碳酸盐岩为主，明显分为三部分，被此间都为连续沉

积。然而黔南、滇东，则缺失下志留统，只有中、上志留统的碎屑岩和石灰岩。长江下游志留系则全由厚度很大的碎屑岩组成，赣西北志留系厚度可达5千米以上。在湘、粤、桂地区，志留系已经遭受轻度变质，过去为"龙山群"的一部分，现已肯定的志留系全为笔石页岩相及粉砂岩相。

我国西北天山、祁连山等地的志留系以砂页岩为主夹石灰岩，厚度大，可达6千米。东北北部吉林省永吉县的二道沟发现有志留系，在呼兰镇一带也有奥陶-志留系出露，称呼兰群。

据最新资料，我国南方原定为上志留统的纱帽群和中志留统的罗若坪群，分别应划归为中志留统和下志留统。

6．泥盆系

我国泥盆系，除华北、四川盆地及贵州北部一些地区缺失外，其他各地均有出露，以中、上泥盆统分布最广，且发育良好(表2-8)。加里东运动的结果，使泥盆系与志留系或更老岩层之间普遍出现不整合或假整合，并在许多地区造成下泥盆统缺失或残缺不全。泥盆纪时，陆面起伏较大，沉积环境复杂，所以沉积岩相在横向和纵向上变化都很大。一般下统以陆相粗碎屑岩为主；中统以海相碳酸盐岩和泥质岩类为主；上统则兼具碳酸盐岩和陆相砂砾岩。泥盆系所含生物化石以腕足类、珊瑚化石为主，并出现鱼类化石。泥盆系中的沉积矿产颇为丰富，南方各地中、上泥盆统普遍夹赤铁矿、菱镁矿及沉积磷矿，部分地区尚有锰矿。此外，还有一些非金属矿产以及与岩浆活动有关的矿床，如钨、锡、汞、锑、铜、铅、锌等等。

南方泥盆系既有海相，也有陆相，岩相变化复杂。自西南向东北，可以分为三种类型：一是以浅海石灰岩相为主的沉积，在滇东、黔南及广西发育最好；二是海陆交替相碎屑岩为主的沉积，在湘东北、赣西和鄂西最为典型；三是内陆盆地碎屑沉积，以下扬子和闽浙赣一带为代表。

东北北部地区的泥盆系分布在大、小兴安岭区，厚度在一万米以上，火山岩很发育。西北天山、祁连山、昆仑山等地区的泥盆系不整合地覆盖在下古生界变质岩系之上。近年来还在西藏珠穆朗玛峰一带，四川西部宝兴地区及新疆等地，均发现有早泥盆世单笔石动物群。这些是中国目前发现正笔石的最高层位。

华南泥盆系还存在一些问题如：早泥盆世晚期海相地层的划分，中泥盆世地层的分阶和对比等。关于郁江组时代隶属问题，过去意见分歧，现在多数倾向于划归为下泥盆统。

7．石炭系

石炭系在我国分布广泛，但发育程度很不一致。中南、贵州、天山、北山、祁连山、秦岭等地，发育良好，层序完整；华北普遍缺失下石炭统；阿尔泰山只有下石炭统上部；大兴安岭尚未发现中石炭统。石炭系与下伏岩层多为假整合接触，部分地区呈整合或不整合；与二叠系则多为假整合或连续沉积(表2-9)。所含古生物化石，下石炭统以珊瑚、腕足类为主；中、上石炭统主要为腕足类、筵类。石炭系沉积型相丰富，有海相、陆相、海陆交互相。石炭系不仅是我国重要的含煤地层，而且有丰富的铁矿、铝土矿、耐火粘土、石膏等等。

南方地区石炭系分布广泛，下石炭统以海陆交替相或海相沉积为主，中、上石炭统则以海相碳酸盐沉积为主。北方地区自中奥陶世末上升为陆以后，至早石炭世均未受沉积，

到中石炭世才下降，受到海侵，形成中、上石炭统海陆交替相煤系。

西北地区新疆和祁连山一带的石炭系，厚度较大，岩相变化复杂。祁连山一带以海陆交替相煤系为主，而新疆北部则多火山岩。东北北部地区石炭系只有零星出露，很少有连续剖面。

8．二叠系

中国二叠系出露范围，大致与石炭系类似，但分布更广，特别是东部地区，不但出露广泛，且发育良好(表 2-10)。华北和东北南部二叠系均为陆相地层，其下部为我国北方最主要的含煤地层之一；在南方二叠系以海相地层为主，也有陆相及海陆交替相，是我国南方最重要的含煤地层。二叠系古生物化石除富含筵类、腕足类及珊瑚类以外，煤系中富含大羽羊齿植物化石。矿产除煤以外，普遍夹有铁、锰、磷等沉积矿产。

南方二叠系，早二叠世海侵是我国地史上最大的一次，南方成了一片汪洋，到处发育了浅海灰岩相，并超覆在不同时代的地层之上。早二叠世末由于东吴运动的影响而普遍海退，致使晚二叠世发育了陆相至海陆交替相沉积，成为我国南方的重要成煤时期。

北方的二叠系，华北和东北南部已上升为陆地，从此以后未再遭受海侵。早二叠世早期仍是北方重要的成煤时期；早二叠世晚期至晚二叠世前期，只在南部仍处于沼泽成煤环境，而广大地区则逐渐转入不利于成煤的半干燥内陆盆地状态，晚二叠世后期普遍出现干燥环境。

东北北部二叠系全为海相地层，夹有火山岩系，且厚度大，已遭受变质。西北地区的二叠系，主要为山间盆地和山前凹陷中的陆相堆积，夹少量海相夹层，并伴有强烈的火山活动。

9．三叠系

海相三叠系广泛分布于我国南方，特别是在云南、广西、贵州、四川诸省分布最广，地层发育最全。陆相三叠系分布在我国华北及西北区，大部分属于上三叠统，而中、下三叠统一般都缺失(表 2-11)。主要古生物化石，海相地层中含瓣鳃类、菊石等；陆相地层中则富含植物化石。矿产，南方上三叠统普遍含煤，华北三叠系含油页岩，西南地区含锰、石膏、岩盐及含铜砂岩。

南方海相三叠系，下统以浅海-滨海相碳酸盐岩或砂泥质岩类为主，部分地区夹火山岩。中统主要为浅海相，部分为滨海泻湖相沉积，以碳酸盐岩或砂、泥质岩类为主，部分地区夹中基性火山岩。上统分布较广，岩相、厚度变化较大。以海陆交互相碎屑岩类及煤系地层为主，部分地区中下部以灰岩为主，夹中基性火山岩。

陆相三叠系，主要分布于秦岭、昆仑山以北；在陕甘宁盆地、山西沁水盆地出露最广，在豫西、大青山、北山、天山、西昆仑山及辽吉等地有零星出露。以陕甘宁盆地为代表，下中统以红色砂、泥质沉积为主；上统以砂页岩为主夹煤层。

据最近资料，嘉陵江组分五个段，有两种意见：一种把下部的三段划入下三叠统，上部二段仍属中三叠统，另一种意见将嘉陵江组全划到下三叠统。

10．侏罗系和白垩系

我国的侏罗系与白垩系分布很广，岩相复杂，主要有三种类型：海相沉积、陆相沉积、陆相火山-沉积岩系(表 2-12)。

海相侏罗系，主要分布于西藏、青海南部及两广沿海一带。下、中统主要为砂岩、页

中国北方前震旦纪地层对比简表

表 2-1

分层对比 地区 / 时代	山西五台山、河北太行山	辽吉地区	山东中部	河南西部	安徽北部	祁连山
震旦系	荼房子组	细河组	土门组	西洋河群	石炭—二叠系	下震旦统
下元古界	吕梁运动 17.00±亿年 4. 东冶白云岩组。 1200～3000米 3. 豆村板岩组。 350～870米 2. 南台石英岩组。 300～1000米 1. 变质粒岩组。 数米～116米 滹沱群	18.50亿年 大栗子组：大理岩、片岩夹铁矿 3300～5200米 临江组：云母片岩、石英岩互层。 2000米 花山组：云母片岩为主。 2000～4000米 珍珠门组：白云质大理岩为主。 1000～3000米 达台山组：云母石英片岩，底部变质砾岩。 800～2000米 辽河群		嵩山群： 五指岭组：以千枚岩、绢云母石英片麻岩、绿泥石片岩为主。 嵩山组：以石英岩为主，底部为砾岩。 300米	佛子岭群： 麻埠组：千枚岩、板岩。 500～1000米 石家河组：钙质石英片岩。 600～2800米 祥云寨组：钙质绿泥石石英片岩。 130～450米 落儿岭组：片岩、大理岩、片麻岩。 120～700米	17.10～17.86亿年 马啣山群（龙首山群）
太古界 上太古界	五台运动 20.50±亿年 五台群：绿泥石片岩、绢云母绿泥石片岩、钙质云母片岩、夹含铁石英岩层。 3000～4000米				大别山群	
太古界 下太古界	23.60亿年 阜平群：角闪片麻岩、黑云母花岗片麻岩、石榴子石片麻岩等。 >5000米	24.00±0.50亿年 鞍山群	24.00±0.50亿年 泰山群：花岗岩、混合岩、片麻状花岗岩。	23.45亿年 登封群：以角闪石片岩，角闪片麻岩及黑云母片麻岩为主。		

·中国南方前震旦纪地层对比简表　　表 2-2

时代 \ 地区	滇东	湘西黔东	浙西皖南	鄂西
震旦系	澄江组	江口组	铺岭组	南沱砂岩组
	——晋宁运动——	——雪峰运动——		
下元古界	上昆阳群（东川群）：10.00±亿年 绿汁江组：白云岩、泥灰岩、板岩为主。1500～2000米 鹅头厂组：板岩、片岩夹灰岩。920～1340米 落雪组：白云岩为主，夹含铜岩层。105～270米 因民组：板岩夹白云岩。310～380米	上板溪群： 拉缎组：灰绿色板岩、变质砂岩、火山碎屑岩及层间砾岩。3000～7000米 加榜组：底砾岩，部分地区变为长石石英砂岩，其上为大理岩、片岩、板岩。440～1000米	上溪群：9.10亿年 羊栈岭组：绿色、灰绿色细砂岩及泥板岩。＞2000米 郑家坞组：灰绿色千枚岩，偶夹板岩。2000米 木瓜坑组：暗绿色石英岩及灰绿色千枚岩。1500米 板桥组：灰绿色千枚岩为主，夹黑色板岩及石灰岩透镜体。2000米 庄前组：片岩夹少量千枚岩。1500米	9.50亿年 空 岭 群
	下昆阳群（玉溪群）： 关党组：粉砂岩、板岩、白云岩。920米 大龙口组：泥灰岩。2190米 黑山头组：泥灰岩，夹多层安山质凝灰岩。 黄草岭组：板岩为主。	下板溪群： 九龙组：自下而上为灰绿色粉砂岩、板岩、千枚岩、石英岩、云母片岩。＞2000米		
太古界				

中国北方震旦纪地层对比简表

表 2-3

分层对比 / 地区 / 时代		河北蓟县	豫西	吉林南部	甘肃北山
上覆地层		下寒武统府君山组	下寒武统辛集组	馒头组	下寒武统
震旦系	上统	蓟县运动 8.50亿年 青白口群 景儿峪组： 下部：石英岩、砂页岩。 上部：泥质灰岩、厚层状白云岩。 203～230米 下马岭组： 页岩、砂质页岩、局部底部夹赤铁矿层。 150～200米	罗圈组 洛峪口组： 上部：紫红色白云岩及白云质灰岩。 下部：灰绿色页岩夹少量粉砂岩。 57～100米 三教堂组： 白色石英砂岩。 56米 崔庄组： 页岩为主，底部为灰白色薄层石英砂岩。 198米		大豁落山群
	中统	10.50亿年 蓟县群 铁岭组： 下部：含锰白云岩为主，夹含锰页岩，部分地区夹锰矿层。 上部：白云岩。 300～330米 洪水庄组： 黑色纸状页岩，偶夹砂质页岩及细砂岩。 100～141米 雾迷山组： 白云岩为主。 3000～3500米 杨庄组： 红色白云岩，夹燧石白云岩及粉砂泥质白云岩。 669～850米	北大尖组： 灰白色石英岩，中夹石英砂岩及海绿石砂岩。 411米 白草坪组： 紫红色砂质页岩、石英砂岩，夹似层状砾岩层。 215米 云梦山组： 肉红色石英砂岩，中夹赤铁矿透镜体，底部有底砾岩层 528米	八道江组： 深灰色泥质灰岩，底部黄灰色钙质页岩。 820米 万隆组： 灰色薄层泥灰岩夹钙质页岩，底部紫色页岩。 445米	? 平头山群
	下统	14.00±亿年 长城群 高于庄组： 白云岩。 1542～1600米 大红峪组： 石英岩夹白云岩。 554～900米 串岭沟组： 石英岩，页岩互层。 1400～1600米 常州沟组： 砾岩、粗砂岩、石英岩。 800～1000米	西洋河群 马家河组： 玄武玢岩，夹石英砂岩、页岩、板岩。 2183米 鸡蛋坪组： 石英斑岩、夹页岩及板岩。 112米 许山组： 中基性火山岩，夹少量凝灰岩。 2075米 大古石组： 石英砂岩及页岩，底部有透镜状砾岩 62～100米	西河群 桥头组： 石英砂岩夹页岩及砂岩互层。 400～600米 南芬组： 杂色板状页岩夹灰岩透镜体。 560米 钓鱼台组： 白色厚层石英岩，下部含赤铁矿，底部为砾岩。 1000～1332米	白湖群
下伏地层		太古界桑干杂岩	下元古界嵩山群	下元古界辽河群	前震旦系

中国南方震旦纪地层对比简表

表 2-4

分层对比 地区 / 时代		滇东	浙西皖南	鄂西	川西
下寒武统		渔户村组	荷塘组	水井沱组	下寒武统
震旦系	上统	灯影组： 灰白色白云岩。 80～420米	皮园村组	灯影组： 灰色块状白云岩，灰黑色石灰岩。 250～300米	灯影组
		6.42亿年 陡山沱组： 暗紫色砂岩、砂质页岩、含海绿石砂岩。白云质灰岩、泥灰岩及砂岩。 100～930米	兰田组	陡山沱组： 黑色薄层状燧石层，灰白色白云岩，暗灰色灰岩。 200～250米	观音崖组
		南沱组： 紫色页岩和冰碛层。 0～200米	雷公坞组	南沱组： 冰碛层。 60～110米	列古六组
	下统	——澄江运动—— 7.00±0.50亿年 澄江组： 灰白色砂岩、粉砂岩及凝灰岩。 1300～2100米	休宁组 铺岭组 邓家组	7.00亿年 莲沱组： 紫红色砂岩与页岩互层，紫红色凝灰岩及凝灰质砂岩互层。 紫红色砂岩及砾岩。 50～260米	7.00±0.50亿年 开建桥组 苏雄组
		——晋宁运动——			
下元古界		10.00±亿年 昆阳群	9.10亿年 上溪群	9.50±亿年 空岭群	8.30亿年 会理群

中国寒武纪地层对比简表

表 2-5

分层对比 地区 / 时代		滇东、川西	山东、苏北	辽东	浙西、皖南、赣北
上覆地层		下奥陶统红石崖组	下奥陶统冶里组	下奥陶统冶里组	下奥陶统印渚埠组
寒武系	上统	二道水组： 白云质灰岩、含泥质条带白云质灰岩为主，局部夹石英砂岩。 300米±	凤山组	凤山组： 石灰岩、白云质灰岩及页岩。	西阳山组： 页岩夹薄层灰岩。
			长山组	长山组： 页岩夹石灰岩透镜体。	华严寺组： 薄层、中层灰岩、白云岩。
			崮山组	崮山组： 页岩及竹叶状灰岩、薄层灰岩。	
	中统	西王庙组： 紫红色钙质粉砂岩、深灰色钙质砂岩互层，夹石英砂岩。 140～300米	张夏组	张夏组： 鲕状灰岩。	杨柳岗组： 深色薄层、中层灰岩。
			徐庄组	当卜组： 页岩、砂岩夹灰岩。	
	下统	龙王庙组： 灰岩、白云质灰岩、泥灰岩为主，夹砂页岩。 33～170米	毛庄组*	石桥组： 暗紫色页岩夹少量灰岩。	?
			馒头组	馒头组： 紫色页岩、砂岩夹灰岩。	
		沧浪铺组： 砂岩、页岩为主，夹灰岩、泥灰岩、白云岩、硅质页岩。 100～970米			荷塘组： 硅质页岩、石煤层
		筇竹寺组： 页岩为主，夹细砂岩。川西南夹泥质灰岩，白云质灰岩。 100～440米			
下伏地层		上震旦统灯影组	太古界或震旦系	震旦系康家统	上震旦统西峰寺组

* 毛庄组时代，据最新资料，应划归中寒武统。

中国奥陶纪地层对比简表

表 2-6

地层对比区 / 时代			长江三峡区	皖南浙西区	华北地区	祁连山
上覆地层			下志留统龙马溪组	下石炭统		下志留统杭脏沟群
奥陶系	上统	钱塘江群	五峰组：泥质页岩、砂质页岩、硅质页岩及硅质岩。 8～15米	长坞组：页岩、砂岩，局部顶部夹砾、砂岩。 280～1500米		南石门群（斜豪群）
			临湘组：灰绿色瘤状泥质灰岩。 9～20米	黄泥岗组：紫色钙质页岩。 45～150米		
	中统	艾家山群	宝塔组：灰白色龟裂纹灰岩及黄紫色灰岩。 10～20米	砚瓦山组：瘤状灰岩（网状灰岩）、泥质灰岩，夹页岩。 4～64米	上马家沟组：上部：厚层状豹皮灰岩。下部：豹皮灰岩及纯灰岩。 294米	妖魔山群（中堡群）
			庙坡组：黄绿色、黑色页岩。 2～5米			
			牯牛潭组：瘤状灰岩及含锰灰岩。 11～20米	胡乐组：硅质页岩、硅质层、炭质页岩，局部夹铁锰矿层，石煤层。 1～100米		
			大湾组：瘤状灰岩夹页岩、灰岩。 26米			
	下统	宜昌群	红花园组：暗灰、黑色灰岩，含燧石结核。 22米	宁国组：灰绿、暗灰色页岩、硅质页岩，局部夹铁锰矿层。 140～300米	下马家沟组：泥质灰岩、泥灰岩，底部夹角砾状灰岩。 140米	阴沟组（车轮沟群）
			分乡组：灰岩夹页岩或呈互层。 53米		亮家山组：灰岩、碎状灰岩、白云质灰岩、白云岩为主，局部夹页岩。 200米	
			南津关组：灰岩、钙质页岩、泥质灰岩、夹页岩、硅质灰岩。 98米	印渚埠组：页岩夹瘤状灰岩或呈互层，间夹粉砂岩、石煤层。 150～500米	冶里组：灰岩、白云质灰岩、夹竹叶状灰岩、绿色页岩。 118米	
下伏地层			上寒武统三游洞组	上寒武统西阳山组	上寒武统风山组？	上寒武统三清沟群

中国志留纪地层对比简表

表 2-7

时代 \ 分层对比地区		长江三峡	宁镇地区	粤西桂东南	滇东	祁连山
上覆地层		中泥盆统云台观组	下、中泥盆统茅山群	下泥盆统莲花山组	下泥盆统翠凤山组	中、上泥盆统雪山群
志留系	上统	纱帽组*： 页岩、砂质页岩、上部夹石英砂岩。 292米	坟头群： 黄绿色砂岩、粉砂岩及砂质页岩。 >120米	防城群： 灰白色千枚页岩。 117～820米	玉龙寺群： 黄绿、紫红色页岩，底部有一层黑色页岩。 100～700米	旱峡群
	中统	罗惹坪组*： 石灰岩及钙质页岩。 97米		文头山群： 紫红色及灰白色千枚页岩。 >350米	马龙群： 砂质页岩及泥岩，间夹石英砂岩、灰岩、白云岩。 10～850米	泉脑沟群
	下统	龙马溪组： 黑色、绿色页岩。 397米	高家边群： 灰绿色、黄绿色砂质页岩及页岩夹细砂岩。 1134米	连滩群： 棕黄色、灰白色砂质页岩及黄色石英砂岩。 2450米		肮脏沟群
下伏地层		上奥陶统五峰组	上奥陶统五峰组	奥陶系	中寒武统双龙潭组	上奥陶统南石门群

* 罗惹坪组、纱帽组时代，据最新资料，前者应划归下志留统，后者应划归中志留统。

中国泥盆纪地层对比简表

表 2-8

地层对比 地区 / 时代		广西	湖南	苏南、皖南	滇东	祁连山
上覆地层		下石炭统十字坳组	下石炭统孟公坳组	下石炭统金陵组	下石炭统	下石炭统臭牛沟群
泥盆系	上统	融县组：灰白、浅灰色厚层状灰岩，具鲕状结构，时夹白云岩。200米 桂林组：深灰至灰黑色灰岩。190～230米 榴江组：硅质层、硅质页岩夹扁豆状灰岩。53～70米	锡矿山组：砂页岩、灰岩、含鲕状赤铁矿层。140～680米 岳麓山砂岩：砂岩夹页岩。50～300米 余田桥组：砂、页岩、灰岩、夹鲕状赤铁矿。150～200米	五通群：灰白色石英砂岩为主，下部砂岩中含砾石。上部夹粉砂岩，泥岩。>500米	在结组：厚层白云岩及不纯灰岩。 一打得组：上部厚层不纯灰岩。下部页岩泥灰岩。100～300米	沙流水群
	中统	东岗岭组：深灰色泥岩、泥质灰岩及厚层灰岩。370米 北流组：白云岩、白云质灰岩及泥灰岩。700～950米 郁江组*：上部页岩、泥灰岩夹石灰岩。下部砂岩夹页岩，中夹赤铁矿层。230米	棋子桥组：灰岩、泥质岩，下部为砂岩页岩。300～400米 跳马涧组：上部页岩夹扁豆状灰岩。下部砂岩、砂质页岩。400～600米	？ 茅山群：？ 紫红色砂岩夹页岩。数米～百余米	华严组：曲靖段：灰岩。300～400米 婆分段：灰岩、泥灰岩。100～200米 海口组：石英砂岩夹泥岩。40米 坡脚组：页岩夹粉砂岩，底部含铁砂岩。30米 翠峰山群：页岩夹泥灰岩，砂岩。890米	雪山群
	下统	那高岭组：*泥岩夹泥灰岩。130米 莲花山组：砂岩夹泥岩，底部为砾岩。700米				
下伏地层		泥盆纪以前龙山群	奥陶-志留系天马山群	中上志留统坟头群	志留系玉龙寺群	上志留统

* 郁江组时代隶属问题，过去意见分歧，现在多倾向于划归下泥盆统。

中国石炭纪地层对比简表

表 2-0

地层对比 地区 / 时代			贵州	长江下游区	华北	吉林中部	祁连山
上覆地层			下二叠统梁山组	下二叠统栖霞组	下二叠统山西组	下二叠统	下二叠统大黄沟群
石炭系	上统		马坪组： 厚层纯灰岩。 0～33米	船山组： 浅灰色厚层状灰岩。 30米	太原组： 砂岩、页岩和灰岩夹煤层。 95米	石嘴子组： 变质砂岩、页岩、结晶灰岩、角岩。 1500～2000米	太原群
	中统		威宁组： 厚层灰岩，白云质灰岩。 135～200米	黄龙组： 浅灰、灰白色厚层状灰岩，下部为白云岩。 100米	本溪组： 砂页岩夹灰岩和薄煤层，底部有铁矿和铝土矿层。 22米	磨盘山组： 厚层灰岩。 500～800米	羊虎沟群 （克鲁克群）
	下统	大塘组	上司段： 灰岩含燧石结核。 216米	和州组： 灰黄色泥质白云质灰岩。 10米		鹿圈屯组： 页岩、砂岩夹灰岩透镜体。 1000～2000米	臭牛沟群
			旧司段： 泥质灰岩、页岩、下部夹砂岩。 92～328米	高丽山组： 杂色砂岩、页岩夹泥灰岩。 50米			
		岩关组	汤粑沟段： 砂岩、页岩夹灰岩。 170米	金陵组： 灰黑色灰岩。 10米			
			革老河段： 泥质灰岩夹页岩。 120米				
下伏地层			上泥盆统尧梭组	上泥盆统五通组	中奥陶统马家沟组	上志留统小缓洞组	上泥盆统沙流水群

中国二叠纪地层对比简表

表 2-10

地层对比 地区 / 时代		西南地区	宁镇地区	华北地区	吉林中部	祁连山
上覆地层		下三叠统	三叠系青龙群	三叠系	?	三叠系
二叠系	上统	长兴组： 含燧石条带和燧石结核灰岩夹泥质灰岩。 10～150米	大隆组： 紫灰色页岩、黑色硅质页岩和灰岩。 10余米	石千峰组： 红色、灰色、灰白色砂岩、砾岩、上部夹泥岩及黑色炭质页岩。 600米	暖木条子组： 黑色板岩、底部凝灰砾岩。 >2000米	窑沟群
		龙潭组： 砂岩、页岩夹煤层。 140～500米	龙潭组： 砂岩、粉砂岩和页岩，中部、上部夹可采煤层。 150米	上石盒子组： 灰色砂岩与紫色页岩互层。 >415米		
	下统	茅口组： 灰白色厚层灰岩夹白云质灰岩。 270米	孤峰组： 黑色、深灰色硅质页岩，硅质层和灰岩。 30余米	下石盒子组： 灰色砂岩与黄绿色、紫色页岩、粉砂岩互层，夹铝土矿或粘土矿层。 330～370米	一拉溪组： 中、酸性火山岩、凝灰岩、凝灰质砂岩夹灰岩透镜体。 2000～2500米	大黄沟群
					范家屯组： 千枚状页岩、板岩，下部夹灰岩。 2000～2500米	
		栖霞组： 灰色、深灰色灰岩夹白云岩。 130米	栖霞组： 灰黑色灰岩，含燧石结核，燧石层，夹硅质页岩。 100米	山西组： 灰色灰岩、粉砂岩与黑色页岩互层，夹煤层，铝土页岩。 160～320米	?	
		倒石头组： 黑色页岩夹薄层砂岩				
下伏地层		上石炭统	上石炭统	上石炭统	上石炭统	上石炭统太原群

中国三叠纪地层对比简表

表 2-11

地层对比 地区 / 时代		黔西南	鄂西川东	苏、浙、皖	珠穆朗玛峰地区		鄂尔多斯盆地
上覆地层		下侏罗统	下侏罗统香溪组	下、中侏罗统象山群	下、中侏罗统聂聂雄拉群		下侏罗统延安组
三叠系	上统	火把冲组：灰白色、黄色砂岩、砂质泥岩、泥质岩夹黑色炭质页岩和煤线。 1048米		黄马青组：以紫红色泥岩、粉砂岩为主，夹有煤层。 510米	德日荣组		延长群：长石砂岩夹页岩。 350余米
		把南组：灰黄色砂质泥岩、粉砂岩及细砂岩互层，夹炭质页岩、泥灰岩及薄煤层。 442米			曲龙共巴组		
					土隆群	上组	
	中统	法郎组：上部：黄色泥岩、砂质泥岩夹砂页岩、泥灰岩。下部：灰岩。 1218米	巴东组：紫红色砂岩页岩和泥岩，灰色石灰岩。 900～1270米	上青龙组：以薄层、中层石灰岩为主。 360米		中组	二马营群：上部：长石砂岩夹泥岩。下部：砂岩夹泥岩。 576米
		关岭组：上部：白云岩。下部：灰色、深灰色灰岩，泥页岩。 1762米	嘉陵江组*：石灰岩及厚层白云岩。 800～1140米				
	下统	永宁镇组：灰色、深灰色灰岩夹泥质石灰岩、页岩。 341米	大冶群：青灰、浅灰色薄层和厚层石灰岩，底部黄色页岩及钙质页岩。 300～380米	下青龙组：黄绿色泥岩、页岩与薄层石灰岩互层。 190米		下组	
		飞仙关组：紫色、黄绿色、青灰色等杂色泥岩和砂质泥岩、粉砂岩夹灰岩和泥质石灰岩。 557米					
下伏地层		上二叠统凉风坡组	上二叠统大隆组	上二叠统	二叠系色隆群		上二叠统石千峰组

* 嘉林汇组时代，据最新资料应划归中、下三叠统。

中国侏罗纪与白垩纪地层对比简表

表 2-12

地层对比 时代 \ 地区		四川盆地	浙西	长江下游	西藏昌都	东北东部
上覆地层		新生界第四系	下第三系衢江组	下第三系	下第三系	下第三系
白垩系	上统	城墙崖群： 砖红色砂砾岩夹泥页岩。 1600米	方岩组： 红色砾岩及砂砾岩。	赤山组： 鲜红色细砂岩，下部含砾石。 10米 浦口组： 紫红色砂砾岩。 942米		龙井组
	下统		建德群 横山组： 砂砾岩间夹火山岩。	葛村组： 砂质页岩、砂岩及含砾砂岩。	多泥组	桦山群
侏罗系	上统	重庆群 蓬莱镇组： 砂岩与泥岩互层。 500～2000米 遂宁组： 砖红色泥岩、页岩夹粉砂岩。 300～600米 上沙溪庙组： 泥岩、砂岩，龙化石。	寿昌组： 砂岩粉砂岩及泥页岩、中段为流纹岩。 黄尖组： 流纹斑岩夹凝灰岩。 芳村组： 泥质粉砂岩夹流纹岩、凝灰岩。	娘娘山组： 碱性粗面岩、安山岩。 大王山组： 粗面岩、凝灰角砾岩。 云合山组： 安山质砾灰岩，页岩。 龙王山组： 安山岩、安山角砾岩。 西横山组	香堆群	鸡西群
	中统	自流井群 下沙溪庙组： 泥岩、砂岩。 凉高山组： 页岩、砂岩互层夹灰岩。 130～250米 大安寨组： 页岩、灰岩互层。 50米 东岳庙组： 页岩、介壳灰岩。 45～140米	乌灶群： 砂岩、页岩，底部为砾岩，常夹煤层。	象山群： 上部：砂岩、页岩。 下部：砾岩、砂岩，有时夹薄层劣质煤。	察雅群	挠力河群
	下统	白田坝组 ?				向阳群
下伏地层		上三叠统	上三叠统黄马青组	上三叠统黄马青组	上三叠统巴贡群	上三叠统镇江组

中国第三纪地层对比简表

表 2-13

地层对比 地区 / 时代		甘肃	东北南部	山西	山东	广东、广西	台湾
上覆地层		Q_1 玉门组	Q_2 牛心寺组	Q_1 三门组	Q_2 老黄土	Q 冰碛层	Q_1 卖科山组
上第三系	上新统	甘肃系	玄武岩 三趾马红土	静乐组： 深红色土。 20米 保德组	玄武岩 三趾马红土	邕宁组： 砾岩、砂岩、泥岩、泥灰岩，夹褐煤及油页岩层。 1117～2330米	苗栗组： 卓兰砂岩。 1400米 锦水页岩。 500米
	中新统	疏勒河群： 砖红色砂岩，棕红色泥岩。 1300～1500米		芦子沟组 灰黄色砾岩。	山旺组： 砂岩、页岩、油页岩及褐煤。 400米 官庄组： 上部：砾岩。 中部：泥灰岩。 下部：砾岩与红色粘土交互层。 1293～1931米		海山组： 上部：砂岩、页岩、煤层。 1300米 中部：海栖化石层夹煤层。 2300米 下部：黑色页岩、煤层。 >500米
下第三系	渐新统		围场组 抚顺组： 上部：砂页岩夹煤层、油页岩。 下部：砾岩、凝灰岩、砂岩、页岩、煤层。 150～240米	垣曲组： 巨厚的紫灰色河湖相堆积夹石膏层。 1000米		油柑窝组： 含油碎屑沉积。	？ 红头屿组： 安山岩、集块岩。 乌来组： 黑色板岩。 1500米 苏澳组
	始新统	白杨河组： 紫红色砂岩、泥岩。 400～785米					
	古新统	火烧沟组： 上部：暗红色泥岩夹砂岩。 下部：暗棕色砾岩夹砂质泥岩。 124～300米				罗佛寨组	
下伏地层		K 惠回堡组	K 大峪组	P_2 石千峰组	K_2 王氏组	K 那贡组	K_2 碧侯组

中国第四纪地层对比简表

表 2-14

地层对比 \ 地区 / 时代		北京周口店	长江中下游	黄河流域	江西庐山	滇中元谋	甘肃河西走廊
全新统		冲积物	冲积物	冲积物	冲积物	现代坡积、残积层	冲积物
更新统	上更新统	山顶洞堆积	下蜀粘土： 黄褐色含铁、锰和钙质结核的粘土。 40～50米	黄土堆积 （马兰黄土）	庐山冰期： 冰川、冰缘物质堆积。		上酒泉砾石层： 未胶结砂砾组成。 20～150米
	中更新统	洞穴堆积	古阶地堆积物： 上部：棕红、赭红色亚粘土。 ＜3米 中部：网纹状红土。 30米 下部：泥砾层。 1～2米	红色土 （老黄土）	大姑冰期： 冰川-冰水相为主。		下酒泉砾石层。
	下更新统	洞穴堆积： 砾石、砂层、红色粘土。			鄱阳冰期： 绛色冰积泥砾，其中灰色网纹状粘土。	元谋组： 上部：致密坚硬亚粘土层，含灰质结核。 中部：黄色砂岩。 下部：砾石层。 57～156米	玉门砾岩
下伏地层					赣县组（N_2）	沙沟组（E）	

岩、灰岩，夹煤系，部分地区为红色岩系。上统主要为砂页岩夹灰岩，富含菊石、瓣鳃类及有孔虫等化石，总厚度数千米。海相白垩系，见于西藏、台湾等地，台湾仅见上白垩统。岩性主要为砂岩、页岩及灰岩，产菊石、瓣鳃类、海胆、有孔虫等化石。

陆相侏罗系及白垩系，分布甚广，遍布于中国东部及西北一些盆地中，大多属于盆地类型沉积，厚度常达数千米，其中含有植物、鱼类叶支介、瓣鳃类、腹足类、介形虫、昆虫、脊椎动物等多种门类古生物化石。下、中侏罗统，主要为碎屑岩类，部分地区以红层为主，在华北、西北、东北南部普遍夹煤系地层。上侏罗统及白垩系，以红色岩系为主，部分地区为湖相砂泥质沉积，东北北部上侏罗统为一主要产煤地层。

侏罗、白垩纪火山岩或火山-沉积岩系，主要分布于我国东部濒太平洋地区，次见于滇西、西藏及青海南部，火山岩系厚度一般达数千米。

近年来在侏罗系和白垩系地层及生物群方面均获得较丰富的资料，对一些群、组的时代归属及对比方面出现一些新认识，存在不同意见。

11．第三系

我国第三系有海相沉积及陆相沉积。台湾、西藏、天山南坡、昆仑山北麓、海南岛北部、旅顺等地及辽阔的浅海区属海相沉积，主要以碎屑岩、石灰岩及泥灰岩沉积。除了以上地区外，其它地区多为陆相沉积(表 2-13)：河流相、湖相、土状堆积（如华北三趾马红土）、山麓堆积（如北京长辛店砾岩），主要为红色岩系，常夹有褐煤、油页岩、石膏、岩盐、硅藻土、耐火粘土等沉积矿产。此外还形成海相及陆相的石油，含铜砂岩等。我国黄海区、台湾东北的钓鱼岛一带、长江口以北和山东半岛以南等地，其含油层均为晚第三纪地层。第三系沉积厚度，一般达数百到一、二千米，有些地区可达3 千～6 千米。生物群以哺乳动物的大量发展和被子植物的极度繁盛为特征。

近年来在江汉平原、苏北、山东等地，陆续发现含有孔虫等化石的第三系海相沉积。部分地区，特别是东部地区及西藏、滇西、常夹有玄武岩及安山岩。

12．第四系

中国第四系相当发育，特别是秦岭、昆仑山以北各个大、中型盆地均覆以大面积的第四纪沉积，西藏西北部广泛分布着第四纪冰水沉积。第四系除华北平原、苏北平原、东南沿海、海南岛、台湾等地夹有海相沉积外，大部分为陆相沉积，岩相及厚度变化较大，生物化石丰富(表 2-14)。沉积类型主要有河流相，湖沼相，黄土沉积，冰川、冰水沉积及洞穴堆积。第四纪沉积物中，常含具有经济价值的矿产资源，如砂矿（包括锡、钨、金、金刚石及其他稀有元素等），建筑材料，泥炭沉积。海南岛玄武岩分布地区，常形成铝土矿床。

第四纪时冰川分布广泛，已初步分为鄱阳、大姑、庐山、大理四个亚冰期。在第四纪沉积物中，除含大量脊椎动物化石外，还在很多地点相继发现古人类化石，说明我国古人类化石丰富，活动范围很广，而且各个阶段都有代表。

第二节　中国侵入岩

中国侵入岩分布广泛，约占全国岩石出露面积的三分之一。侵入岩岩石类型从超基性-基性-中性-酸性-碱性均有，但大部分为花岗岩，占整个侵入岩分布面积的百分之九十以上。侵入岩常为内生矿床成矿的母岩，各个时期的侵入岩，均有一定的含矿专属性。从目

前所获地质及同位素地质资料来看，中国的侵入岩大致可以划分为12期。其中属于前震旦纪的主要有三期，相当于北方震旦纪范畴的主要有四期，古生代的有二期，中新生代的有三期(表2-15)。

1．前震旦纪侵入岩

中国前震旦纪侵入岩，主要出露于阴山、天山与秦岭、昆仑山之间的地区，以华北、东北等地分布最广，主要有三期。

第一期：同位素地质年龄为25.00～24.00亿年，包括大量花岗岩、混合花岗岩类和一些基性、超基性岩，如角闪石岩、蛇纹岩、辉长岩。以鞍山地区的部分伟晶岩，山东新泰的部分伟晶岩，嵩山地区侵入登封群的伟晶岩，吉林集安一带侵入鞍山群的伟晶岩以及燕山东段锦西、兴城一带的混合花岗岩为代表。

第二期(五台期)：同位素地质年龄为21.00～20.00亿年，广泛分布于阴山、辽东、鲁中、吕梁山、五台山等地。包括泰山、新泰地区的部分花岗闪长岩、石英闪长岩及伟晶岩，吕梁山区部分花岗岩及伟晶岩，燕山、大青山地区的一些花岗岩、伟晶岩。在五台山、太行山地区的五台群的绿色片岩中有辉长辉绿岩、辉绿岩和花岗质侵入体及各类脉岩的侵入，并在滹沱群的底砾岩中普遍见有这些岩石，如花岗岩及花岗闪长岩的砾石；此外还有侵入阜平群、五台群的伟晶岩。

第三期(吕梁期)：同位素地质年龄为19.00～17.00亿年。该期侵入岩在北方分布很广，包括五台山、太行山一些伟晶岩和混合岩-混合花岗岩，鞍山地区的部分伟晶岩及连山关花岗岩，吉林集安地区的部分伟晶岩以及甘肃龙首山区侵入前震旦纪龙首山群的花岗岩等。大青山、燕山一带的伟晶岩也属于该期范围。

2．震旦纪侵入岩

本时期的侵入岩，地质年龄17.00～6.00亿年，主要分布于南方。北方震旦系顶界，据目前所获同位素年龄资料约为8.50±亿年，此后至寒武纪之间一段时间是否划入北方震旦纪范围，有待研究确定。这个时期侵入岩，大致可分为四期。

第一期：14.00±亿年，目前发现不多。北方，包括北京密云地区的奥长环斑花岗岩及斑状花岗岩，五台山、吕梁山的部分伟晶岩及燕山辽吉地区的部分岩体。南方，广西北部罗城、融县一带，有基性、超基性岩及部分闪长岩体侵入下板溪群。

第二期：10.00±0.50亿年。南方分布较广，包括龙门山"彭灌杂岩"中的沙坪关花岗岩，大巴山南江庙亚石英闪长岩，鄂西黄陵地区部分闪长岩及神农架区的辉绿岩，江西九岭花岗岩，皖南歙县许村花岗岩及休宁花岗岩等。

第三期：7.00±亿年。在南方，代表澄江运动所伴随的岩浆活动。包括大巴山南江中坝花岗岩，龙门山"彭灌杂岩"中的安县花岗岩及"宝兴杂岩"中部分花岗岩，云南元谋小斑果花岗岩及得大花岗闪长岩，滇西大理挖色花岗岩，三峡地区三斗坪石英闪长岩及黔东梵净山的部分花岗岩。在北方，黑龙江八面通的花岗岩，可能也相当于本期侵入岩。

第四期：6.00±亿年。目前发现不多，仅在川西、云南等地发现少量花岗岩、闪长岩类岩体。在华北、西北的部分地区可能也有该期的侵入体。

3．古生代侵入岩

(1) 加里东期侵入岩

本期侵入岩，主要分布在祁连山、阿尔金山及桂、湘、赣、粤地区，其次是昆仑山中

段、大巴山及龙门山，辽宁丹东、大兴安岭、秦岭、贺兰山，内蒙白云鄂博、北山、天山及滇西等地，亦有零星出露。

在祁连山、阿尔金山的加里东期侵入体中，超基性岩、基性岩和花岗岩都很发育。基性、超基性岩大多侵入于寒武系或下奥陶统，并在志留系底部砾岩中有这些岩石的砾石，有些花岗岩岩体被泥盆纪地层不整合覆盖。在祁连山、河西走廊地区，属于加里东侵入岩大体有三组同位素年龄数值：即 5.26±亿年；4.88～4.63 亿年；3.97～3.70 亿年。它们分别相当于加里东早期、中期、晚期。

(2) 华力西期侵入岩

本期侵入岩，主要分布在阴山、天山及其以北广大地区，其次是昆仑山、阿尔金山和滇西，在秦岭、西藏、川滇地区及中南地区，亦有零星出露。华北地区现有同位素年龄资料说明，陕西、河南、山西东北部、河北北部、辽东等地古老变质岩系中，有华力西期岩脉或侵入体。桂、湘、赣、粤地区可能也有该期侵入岩的存在。该期侵入岩一般可分为早(泥盆纪)、中(中、晚石炭世)、晚(二叠纪)三期，其中以中、晚期花岗岩类分布最广，且多呈较大岩体或岩基出露，如吉林花岗岩几乎占据了整个张广才岭和吉林省、黑龙江省东部。

华力西早期侵入岩，以基性、超基性岩为主，见于天山、滇西及川滇等地区；在秦岭、天山、祁连山等地，分布有花岗岩类，同位素地质年龄为 3.74～3.56 亿年。

华力西中期花岗岩类广泛分布于大、小兴安岭、内蒙、阿尔泰山、准噶尔地区等地，同位素年龄都在 3.00±亿年；基性、起基性岩分布也颇为广泛，主要见于天山东段、准噶尔地区、阿尔泰山、北山、祁连山及内蒙北部。

华力西晚期以花岗岩、白岗质花岗岩为主，分布广泛，以东北东部、内蒙北部、天山、西昆仑山、滇西最发育，祁连山等地亦有分布，同位素年龄大部分介于 2.60～2.30 亿年。在张广才岭、祁连山、滇西和川滇边界等地，还分布有基性、超基性岩体。

4．中新生代侵入岩

(1) 印支期侵入岩

该期侵入岩，主要分布在川西、秦岭、大别山、青海南部、南祁连山等地，东南地区的海南岛到武夷山一带及滇西等地也有出露。以花岗岩、石英闪长岩、花岗斑岩为主，同位素年龄大部分在 2.00±亿年。四川西部、青海南部分布有印支期的超基性岩，广西右江上游、海南岛、滇西等地，分布有同期辉长岩、辉绿岩等。

在川西、藏东及青海南部地区，印支期侵入岩主要沿几条弧形断裂带断续分布，以花岗岩类为主，部分为碱性岩，一般都侵入于三叠系的不同层位中，有的岩体被下侏罗统不整合覆盖。

在秦岭，印支期侵入岩呈较大岩体沿东西方向分布，岩体侵入三叠系或更老的地层。最近，在西秦岭岷县到礼县一带发现大量印支期侵入岩，同位素年龄介于 2.30～1.90 亿年，相当于三叠纪，有的被中下侏罗统沉积覆盖。

近几年来，在大别山区及皖南地区发现一些印支期侵入岩，以花岗闪长岩、花岗岩为主，多呈岩基、岩株产出，以青阳岩体、洪镇岩体为代表。甘肃北山首次发现印支期侵入岩，侵入上三叠统，下中侏罗统底砾岩中有花岗岩砾石，并有相当印支期的年龄数据。摩天岭地区过去划归加里东期或华力西期侵入岩，近年工作证明其一部分属于印支期，同位

素年龄为2.25～2.00亿年。

东南地区，印支期侵入岩从海南岛到武夷山，呈北东向零星出露，可能大部分受北东方向的断裂带所控制，除海南岛琼中花岗岩及儋县花岗岩呈岩基状产出以外，大部分为岩株，沿英川-南雄断裂带则出现压碎花岗片麻岩。有的岩体侵入于三叠系，被上三叠-下侏罗统所覆盖，同位素年龄为2.20～2.01亿年。综合已有资料，东南地区印支期侵入岩似乎主要分布于三条北东向构造带上：一条从合浦经容县到九疑山、骑田岭，第二条从吴川-南雄断裂带向北东延伸；第三条从广州、河源直至武夷山东侧。在南岭，亦有呈东西向断续分布的印支期侵入岩。

(2) 燕山期侵入岩

燕山期侵入岩分布最广，与成矿关系也最密切，我国东部许多内生矿床同燕山期侵入岩有关。以大小不等的岩体出现，东部地区，特别是湘、赣、粤、闽一带最为发育。燕山期侵入岩可分为以下六个大区：㈠ 桂、湘、赣、粤区；㈡ 长江中下游区；㈢ 华北区；㈣ 北部及西北地区；㈤ 滇西区；㈥ 西藏区。近年来在西秦岭岷县以西发现大量燕山期侵入岩。本期侵入岩一般可分为早(侏罗纪、晚(白垩纪)两期。

早期侵入岩主要为黑云母花岗岩，其次是花岗闪长岩及闪长岩，同位素年龄为1.90～1.50亿年；在南岭、赣东北、皖南、东北那丹哈达岭等地，尚有基性、超基性岩。晚期侵入岩，除中、酸性岩以外，并有碱性程度较高的花岗岩类，同位素年龄为1.30～1.00亿年，在山东济南、东北爱辉等地，尚有辉长岩体。

我国西部，燕山早期侵入岩见于滇西和藏北加陵湖及挡阐湖一带，为花岗岩类；燕山晚期侵入岩，滇西为浅成斑岩类，喀喇昆仑山一带为花岗岩、花岗闪长岩，西藏日喀则以东大竹卡为花岗岩。

从全国范围来看，燕山期侵入活动，东部比西部强烈，南方比北方强烈，早期比晚期强烈，岩体一般南方比北方大。燕山早期主要为基性、中酸性岩类，岩体较大；晚期则往往出现较多的碱性、偏碱性岩类、超酸性侵入岩及浅成侵入体，多为小型岩体。不少地区，特别在南方，燕山期侵入岩系多期侵入，不少岩体与更老岩体混杂一起，构成"复式岩体"。

各地区燕山期侵入岩往往出现几种岩石组合，以长江中下游为例，燕山早期侵入岩就有四种岩石组合：㈠ 基性、超基性岩组合；㈡ 花岗岩-花岗闪长岩-闪长岩组合；㈢ 黑云母花岗岩组合；㈣ 正长岩-石英正长岩-次碱性花岗岩组合。

(3) 喜马拉雅期侵入岩

中国喜马拉雅期的岩浆活动，中基性岩浆喷发活跃，如东北北部、海南岛北部、雷州半岛、台湾省等地，均有大面积分布。至于岩浆侵入活动，见于西藏、青海南部、新疆喀什附近、西秦岭、东南沿海地区及台湾等地。它们一般均为小型侵入体，且大部分属于浅成岩类或次火山岩类。

在西藏希夏邦马峰一带，有本期花岗岩贯入体、花岗岩脉及伟晶岩脉。伟晶岩脉同位素年龄为1500～1100万年，相当于中新世末至上新世初。珠穆朗玛峰一带，本期花岗岩常含大量电气石，同位素年龄大部分在2000～1000万年，曲水花岗岩为3400万年。

雅鲁藏布江以南，有一个巨大的超基性岩带，长达千余公里，藏北、青海南部也分布有很多超基性岩体。这些岩体的时代，目前一般认为属燕山晚期到喜马拉雅初期。

代表性构造运动名称	运动时代及分期		距今年龄（亿年）	影响范围及运动特点
中新生代阶段的构造运动	第四系			主要分布于西部及东南沿海一带，以西藏、滇西及台湾最为明显，有褶皱作用、断裂活动及岩浆活动
12 喜马拉雅运动			0.02～0.03	
	第三系			
	Ⅱ		0.80	
11 燕山运动	白垩系			影响范围遍及全国，以东部及西藏、滇西一带最强烈；伴随有强烈褶皱、断裂及岩浆活动，部分地区产生地层变质作用、混合岩化
	Ⅰ		1.40	
	侏罗系			
			1.95	
10 印支运动	上三叠统			影响范围较广，以东南地区，青、藏、川交界地区，秦岭，南祁连山区最明显；伴随有较普遍而强烈的岩浆侵入活动及褶皱、断裂作用
	中、下三叠统			
古生代阶段的构造运动	Ⅲ		2.30	
	二叠系			主要见于东北北部、内蒙北部及西部一些山区，以大、小兴安岭、天山比较典型；有强烈的褶皱、断裂变动。伴以广泛而强烈的侵入活动及火山活动
9. 华力西运动	Ⅱ		2.70	
	石炭系			
	Ⅰ		3.20	
	泥盆系			
	Ⅲ		3.75	
	志留系			波及范围较广，以祁连山及东南地区最明显，有强烈褶皱、断裂变动及岩浆活动、变质作用，部分地区有混合岩化作用；在华北、西南地区主要表现为地壳的整体隆起
8 加里东运动	Ⅱ		4.40	
相当于北方震旦纪范畴的构造运动	奥陶系			
	Ⅰ			
	寒武系		5.00	
7 第四期	南方	北方	6.00±	西部地区主要表现为寒武系及前寒武系之间的不整合，东部地区主要表现为假整合。南方有岩浆侵入活动，局部有混合岩化
	上震旦统	?		
6 第三期（澄江运动）			7.00	
	下震旦统	上震旦统		主要见于南方，范围比较局限。主要表现为南沱冰碛层与下伏南沱砂岩等之间的假整合或不整合，岩浆侵入活动较广泛
5 第二期（晋宁运动）			10.00±0.50	
	上板溪群	中震旦统		南方较明显，主要表现为地层的强烈褶皱、不同程度变质，并有广泛的岩浆侵入活动及火山活动；在北方主要表现为地壳的整体隆起
4 第一期（东安运动）			14.00±0.50	
前震旦纪阶段的构造运动	下板溪群	下震旦统		南方较普遍、明显，地层褶皱、变质，在北方主要表现为地壳整体隆起，岩浆活动较局限
3 第三期（吕梁运动）			17.00±	
	滹沱群及相当岩层			在北方广泛而强烈，伴以剧烈的褶皱、不同程度变质及岩浆活动
2 第二期（五台运动）			20.50±	
	五台群及相当岩层			主要见于华北地区，褶皱、变质、岩浆活动均较强烈
1 第一期			25.00±24.00	
	泰山群及相当岩层			主要见于华北地区，有强烈的褶皱、变质、混合岩化作用及岩浆活动

动、变质作用特征简表 表 2-15

侵入活动及侵入岩岩石类型	变质作用及混合岩化作用特征
见于西藏、青海南部、新疆西部、西秦岭、东南沿海及台湾等地，多为浅成岩类或次火山岩小型侵入体；有超基性和基性岩，石英闪长岩，花岗岩，伟晶岩及各类斑岩	喜马拉雅山前寒武纪变岩系及台湾东部大南澳变质岩系再次变质及混合岩化，滇西、西藏一些变质岩系再次变质
分布遍全国，以东部地区，滇西、西藏等地分布最广；多期多幕，早期多基性、中酸性岩类，岩体较大；晚期多碱性、偏碱性岩类及浅成岩类，岩体较小；部分地区有超基性岩	川西、滇西、北京西山、台湾等地不同时代地层产生变质及混合岩化
主要见于川、青、藏地区，秦岭、南祁连山，南岭、海南岛等地；岩石类型主要为花岗岩、石英闪长岩、花岗斑岩，部分地区有基性、超基性岩类	川、青、藏地区，西秦岭以及那丹哈达岭地区三叠系遭受低级区域变质作用，局部出现中、高级变质作用
主要分布于阴山、天山以北及西藏、滇西、昆仑山等地，早期以基性、超基性岩为主，也有花岗岩类；中期花岗岩类、超基性岩类分布均很广泛；晚期以花岗岩、白岗质花岗岩为主，部分地区有基性、超基性岩	东北北部、内蒙北部、甘肃北山、秦岭、阿尔泰山等地上古生界发生不同程度的区域性变质作用，部分地区出现混合岩化作用
主要分布于祁连山及东南地区，其次见于内蒙北部，大兴安岭、天山、甘肃北山、贺兰山等地。在祁连山，基性、超基性岩及花岗岩类均很发育；东南地区主要为花岗岩类	粤西云开大山及甘肃北山、天山、川西的下古生界及滇西高黎贡山变质岩系发生变质及混合岩化；华南、祁连山及东北北部、新疆北部一些下古生界产生区域性变质作用
零星发现于华南地区，有花岗岩类、石英闪长岩	喜马拉雅山前寒武系强烈变质及混合岩化，滇西几个变质带以及华南某些变质岩系产生再变质，天山地区部分前寒武系产生变质、混合岩化作用
主要分布于华南，花岗岩类为主，有超基性岩、基性岩、闪长岩类及伟晶岩	
在华南分布广泛，北方亦有发现，有基性、超基性岩、闪长岩类及花岗岩类	南方板溪群，昆阳群、神农架群及相当一些地层发生区域变质，滇西几个变质带受第一次变质，大兴安岭、老爷岭及天山、祁连山某些前寒武系的变质或再变质
目前发现不多，有北京密云地区花岗岩，五台山、吕梁山区伟晶岩，广西北部的基性、超基性岩及闪长岩	不　明
在北方分布广泛，以伟晶岩及花岗岩类为主，大青山、燕山地区伟晶岩尤其发育	主要见于北方，滹沱群、辽河群及相当一套地层遭受区域变质作用
仅见于华北地区，以花岗岩类、闪长岩类、伟晶岩为主，有基性、超基性岩	主要分布于华北，五台群及相当一些岩层发生中低级区域变质作用
仅见于华北，有花岗岩、混合花岗岩、伟晶岩及基性、超基性岩	主要见于华北地区，泰山群、阜平群、登封群及相当地层产生强烈变质及混合岩化

在青海南部唐古拉山地区，有喜马拉雅花岗闪长斑岩、花岗斑岩及碱性岩类的小侵入体，有的侵入上第三系。

在西秦岭天水、成县一带，有花岗正长岩及正长斑岩的岩株、岩脉侵入于下第三系。在秦岭华山岩体的黑云母花岗岩有 6600 万年的同位素年龄数据。

在东南沿海一带，福建有细粒花岗岩、花岗斑岩岩脉沿北北东及北西向断裂分布，侵入于沙县组(K_2)及赤石群 (E)；皖南、苏南有辉绿岩或超浅成岩体侵入第三系、白垩系或燕山期花岗岩。

在台湾省基隆附近，有石英闪长岩侵入于第三系，形成岩床、岩脉或岩颈。

第三章　金属元素矿物及岩石分类与命名

第一节　金属元素矿物

通常把元素周期表上已知的105个元素分为金属和非金属两大类，其中金属元素83个，如果把半金属元素包括在内则是87个，非金属元素只有18个。目前世界已经利用的元素有68个。据报道，世界上利用最早的元素是铜、金、银、铅、锌、钪、铁、钙、钾和钠等。由于十九世纪后生产的发展，发现和利用的金属元素越来越多，1900～1970年就有48个金属元素被利用，与1830～1900年的70年相比，增加了三倍多，这70年被利用的金属元素只有10个。近十年来，由于电子工业的发展，稀土元素逐步被利用。金属元素的发现和利用，是与矿物原料的研究工作密切相关的。

自然界中，由各种元素组成了化合物，迄今已发现的矿物有3000～3500种，其中有工业意义的约占三分之一，而实际被利用的则比这个数字要小，主要原因是有些矿物尚未发现较大的富集地段或是提取比较困难。矿产资源综合利用的研究，为矿物原料的充分利用开辟了广阔的前景。

随着普查找矿工作的深入和测试技术的进步，新矿物不断发现，据报道，仅1950～1962年就发现了近400个矿物，1966～1970年国外发现了170多种金属矿物。特别是对一些矿物的亚种和多型有了新的认识，如辉钼矿有110余个多型，而铼的含量以3R型辉钼矿较富。矿物的多型现象在不少矿物中均有所发现，它可能与矿物的化学成分及产状有密切关系，这是值得深入研究的课题之一。长期以来，一些分散元素被认为是没有独立矿物的，如今这种认识显然已不能成立，许多稀散、稀土元素矿物相继被发现，人们对于其赋存状态的认识也随之深化。

为了适应普查找矿、综合评价和综合利用的需要，本节汇集了65个元素(金属元素61个，半金属元素4个)的主要工业矿物共1148个，其中有些早已被利用，有些今后可能被利用。另外还收集了20种自然金属，它们在自然界中数量虽少，但代表了一种存在状态，所以也列为主要矿物，作为研究其他金属元素时参考。是否每种金属元素都有其自然金属？这是一个值得注意的问题。有些矿物，虽然目前还构不成工业矿物，但为了说明金属的存在状态，也作为主要矿物列出。

本节的内容包括：每个元素的发现年限；由已知元素组成的矿物数；金属的熔点和比重；主要矿物的成分及金属含量；某些元素的载体矿物。

值得说明的是，有些元素(如金、银、汞、铅、锌、铜、铁、钪、锑等)的发现年代不明；有些(如钒、钛、铬、铀、钼等)文献中记载不一，下面列出的数字仅供参考。关于元素的分类问题，有的文献把炭和硼列为金属元素，多数则列为非金属一类，此处将其列为非金属。铊的归属亦不统一，我们将其列为分散元素。

1．黑色金属(铁、锰、铬)

表 3-1

编 号	元 素	发现年限	已知矿物数	金属		主要矿物数
				熔 点，℃	比重，克/厘米³	
1	Fe	公元前	300 种	1530	7.86	55
2	Mn	1774年	150 种	1245	7.3	36
3	Cr	1797年	12 种	1550	7.14	9

（1）主要的铁矿物

矿物名称	分子式	铁的含量(%)
自然铁	Fe	91.71～99.16
磁铁矿*	Fe_3O_4	72.4
赤铁矿*	Fe_2O_3	70.0
镜铁矿*	Fe_2O_3	70.0
镁铁矿	$MgO \cdot Fe_2O_3$	80(Fe_2O_3)
褐铁矿*	$Fe_2O_3 \cdot nH_2O$	30～40(57.1)
针铁矿*	$Fe_2O_3 \cdot H_2O$	62.9
水针铁矿	$3\,Fe_2O_3 \cdot 4\,H_2O$	57.1
水赤铁矿	$2\,Fe_2O_3 \cdot H_2O$	66.2
蓝铁矿	$Fe_3P_2O_8 \cdot 8\,H_2O$	43(FeO)
磷铁矿	$2\,FePO_4 \cdot 3\frac{1}{2}H_2O$	43.8(Fe_2O_3)
碱性绿磷铁矿	$FePO_4Fe(OH)_3$	62(Fe_2O_3)
粉红磷铁矿	$FePO_4 \cdot 2\,H_2O$	42.7(Fe_2O_3)
磷酸铁矿	$FePO_4 \cdot 3\,H_2O$	39.0(Fe_2O_3)
绿磷铁矿	$Fe_7(OH)_3(PO_4)_4 \cdot 8\,H_2O$	53(FeO)
金色磷铁矿	$Fe_2(OH)_2PO_4 \cdot 4\frac{1}{2}H_2O$	47.2(Fe_2O_3)
簇晶磷铁矿	$2\,FePO_4[Fe(OH)]_3 \cdot 3\frac{1}{2}H_2O$	52.8(Fe_2O_3)
磷酸钙铁矿	$Ca_3Fe_2(PO_4)_4 \cdot Fe(OH)_3$	27.8(Fe_2O_3)
磷铁华	$2\,Fe_2O_3 \cdot 2\,SO_3 \cdot P_2O_5 \cdot 12\,H_2O$	38.2(Fe_2O_3)
铁 矾	$FeSO_4 \cdot Fe_2(SO_4)_3 \cdot 12\,H_2O$	20.8(Fe_2O_3)
水绿矾	$FeSO_4 \cdot 7\,H_2O$	28.8(FeO)
针绿矾	$Fe_2(SO_4)_3 \cdot 9\,H_2O$	28.5(Fe_2O_3)
紫铁矾	$Fe_2(SO_4)_3 \cdot 10\,H_2O$	27.6(Fe_2O_3)
黄硫酸铁矿	$Fe_2(SO_4)_3 \cdot 12\,H_2O$	25.9(Fe_2O_3)
褐铁矾	$Fe_2O_3 \cdot 2\,SO_3 \cdot 8\,H_2O$	34.5(Fe_2O_3)
叶绿矾	$2\,Fe_2O_3 \cdot 5\,SO_3 \cdot 18\,H_2O$	30.6(Fe_2O_3)
细磷黄铁矿	$3\,Fe_2O_3 \cdot 3\,SO_3 \cdot 4\,H_2O$	60.6(Fe_2O_3)
红铁矾	$Fe_2O_3 \cdot 2\,SO_3 \cdot 7\,H_2O$	35.8(Fe_2O_3)
黄 矾	$Fe_2O_3 \cdot 2\,SO_3 \cdot 10\,H_2O$	32(Fe_2O_3)
片铁矾	$2\,Fe_2O_3 \cdot 3\,SO_3 \cdot 7\,H_2O$	46.6(Fe_2O_3)

* 表示工业上早已应用的矿物，下同。

草黄铁矾	$3\,Fe_2O_3\cdot 4\,SO_3\cdot 10\,H_2O$	$48.9(Fe_2O_3)$
纤维水绿矾	$2\,Fe_2O_3\cdot SO_3\cdot 6\,H_2O$	$63(Fe_2O_3)$
垩状铁矾	$7\,Fe_2O_3Al_2O_3\cdot 10\,SO_3\cdot 14\,H_2O$	$49.2(Fe_2O_3)$
黄铁矾	$5\,(K_2Na_2Fe)0.3\,Fe_2O_3\cdot 12\,SO_3\cdot 18\,H_2O$	$21.2(Fe_2O_3)$
纤维纳铁矾	$2\,Na_2O\cdot Fe_2O_3\cdot 4\,SO_3\cdot 7\,H_2O$	$21.9(Fe_2O_3)$
褐镁铁矿	$MgO\cdot Fe_2O_3\cdot SO_3\cdot 13\,H_2O$	$23.7(Fe_2O_3)$
黄钾铁矾	$K_2Fe_6(OH)_2(SO_3)_4$	$47.9(Fe_2O_3)$
菱铁矿*	$FeCO_3$	48.2
草酸铁矿	$2\,FeC_2O_4\cdot 3\,H_2O$	$42.1(FeO)$
菱镁铁矿	$MgCO_3\cdot FeCO_3$	$40.8(FeCO_3)$
钙砷铁矿	$Ca_2Fe(AsO_4)_3\cdot 3\,Fe(OH)_3$	$35(Fe_2O_3)$
砷酸铁矿	$Fe_3(AsO_4)_2\cdot 8\,H_2O$	$36.6(FeO)$
臭葱石	$FeAsO_4\cdot 2\,H_2O$	$34.6(Fe_2O_3)$
毒铁矿	$Fe_4(OH)_3(AsO_3)_4\cdot 6\,H_2O$	$40(Fe_2O_3)$
水砷酸钙铁矿	$Ca_3Fe_2(AsO_4)_4\cdot 2\,FeO(OH)\cdot 5\,H_2O$	$30.3(Fe_2O_3)$
硼酸铁矿	$Fe_2O_3\cdot 2\,B_2O_3\cdot 3\,H_2O$	$39.0(Fe_2O_3)$
硼酸镁铁矿	$3\,MgO\cdot B_2O_3\cdot FeO\cdot Fe_2O_3$	$37.9(FeO)$
钠辉石	$Na_2O\cdot Fe_2O_3\cdot 4\,SiO_2$	$34.6(Fe_2O_3)$
铁铝石榴石	$Fe_3Al_2(SiO_4)_3$	$43.3(Fe_2O_3)$
铁橄榄石	Fe_2SiO_4	$70.2(FeO)$
锌铁橄榄石	$(Fe,Mn,Zn,Mg)_2SiO_4$	$33.7(FeO)$
硅酸铅铁矿	$Pb_2Fe_2Si_2O_9$	$22(Fe_2O_3)$
细磷绿泥石	$H_{18}Fe_3(Al,Fe)_8Si_6O_{41}$	$36.3(Fe_2O_3)$
铁绿泥石	$12\,(Fe,Mg)0.2\,Ae_2O_3\cdot 9\,SiO_4\cdot 9\,H_2O$	$27.4(FeO)$
绿蛋白石	$Fe_2(SiO_3)_3\cdot 5\,H_2O$	$37.2(Fe_2O_3)$

(2) 主要的锰矿物

矿物名称	分子式	锰的含量(%)
方锰矿	MnO	77.4
软锰矿*(黝锰矿)	β-MnO_2	63.2
褐锰矿*	Mn_2O_3	69.6
黑锰矿*	Mn_3O_4;$(Mn,Fe)Mn_2O_4$	72
锰钡矿(碱硬锰矿)	$Ba_{<2}Mn_8O_{16}$	$>80(MnO_2)$
锰铜矿	$Cu_3Mn_4O_9$	$57(Mn_2O_3)$
铅硬锰矿	$Pb_{<2}Mn_8O_{16}$	46.59
钾硬锰矿(隐钾锰矿)	$A_{<2}B_8O_{16}$	80 左右(MnO_2)
方铁锰矿	$(Mn,Fe)_2O_3$	52.8～62.3
拉锰矿(斜方锰矿)	γ-MnO_2	
α-磁锰铁矿	$(Mn,Fe)_3O_4$	
Marokite	$CaMn_2O_4$	
水锰矿*	$Mn_2O_3\cdot H_2O$(γ-和 α-)	62.4
钠水锰矿	$(Ca,Mg,Na,K)_{<1}(Mn^{+4},Mn^{+2})(O,OH)_2$	
硬锰矿*	$nMnO\cdot MnO_2\cdot nH_2O$	60～80(MnO_2)

锂硬锰矿	$(Al,Li)MnO_2(OH)_2$	28～46(MnO_2)，12～21(Mn_2O_3)
黑锌锰矿	$(Zn,Mn,Fe)Mn_3O_7\cdot 3\,H_2O$	60.3(MnO_2)
Aurorite	$(Ag,Ba,Ca,Mn\cdots)Mn_3O_7\cdot 3\,H_2O$	
纤锌锰矿	$(Zn,H_2O)_{\leqslant 2}(Mn,Zn\cdots)_{\leqslant 8}(O,OH)_{16}$	
基性锰铅矿	$PbO\cdot MnOOH$	
羟锰矿	$Mn(OH)_2$	
水锌锰矿	$HZnMn^{3+}_{2-x}O_4$	54.63(Mn_2O_3)，37.66(MnO)
恩苏矿	$Mn^{4+}_{1-x}Mn^{2+}_xO_{2-2x}(OH)_{2x}$	89.2～93.2(MnO_2)
泡锰铅矿	$PbO\cdot 3\,MnO_2\cdot H_2O$	
钡镁锰矿	$(H_2O\cdots)\leqslant_2(Mn\cdots)\leqslant_8(O,OH)_{16}$	
钙硬锰矿	$(Ca,Mn)O\cdot 4\,MnO_2\cdot 3\,H_2O$	
菱锰矿*	$MnCO_3$	47.8
锰方解石*	$(Ca,Mn)CO_3$	23～26
钙菱锰矿	$(Mn,Ca)CO_3$	30～33
锰菱铁矿	$(Mn,Fe)CO_3$	23～32
Gaudefroyite	$Ca_4Mn_{3-x}[(BO)_3\cdot(CO_3)(O\cdot OH)]$	
硫锰矿(有三种同质多象)	MnS(分 α-、β-)	63.1
褐硫锰矿	MnS_2	46.14
蔷薇辉石	$(Mn,Ca)[SiO_3]$	41.9
偏锰酸矿	$Mn[OH]_4$	70.89(MnO_2)，1.79(MnO)

(3) 主要的铬矿物

矿物名称	分子式	铬的含量(%)(Cr_2O_3)
镁铬铁矿*	$(Mg,Fe)Cr_2O_4$	50～65
铝铬铁矿*	$Fe(Cr,Al)_2O_4$	35～50
硬铬尖晶石*	$(Mg,Fe)(Cr,Al)_2O_4$	35～55
铬铁矿*	$FeCr_2O_4$	47～60
铬铅矿	$PbCrO_4$	31.1(CrO_3)
绿铬矿	Cr_2O_3	94.13
钙铬榴石	$Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$	30.6
陨硫铬铁	Cr_2Fe_4S	36.10
陨辉铬铁	$FeCr_2S_4$	35.9

2. 重有色金属(汞、铅、铋、镍、钴、铜、镉、锡、锑、锌)

表 3-2

编号	元素	发现年限	已知矿物数	金属		主要矿物数
				熔点，°C	比重，克/厘米³	
1	Hg	公元前	20	液体金属	13.6～14.4	14
2	Pb		130 多种	325	11.34(固) 10.65(液)	53

续表

编　号	元　　素	发现年限	已知矿物数	金　　属		主要矿物数
				熔　　点，℃	比重，克/厘米³	
3	Bi	十五世纪	50	271	9.78	41
4	Ni	1751年	50	1452	8.9	41
5	Co	1735年	100	1480	8.5～8.9	20(44)
6	Cu	公元前	170 多种	1082.6	8.89	54
7	Cd	1817年	4	321	8.64	4(11)
8	Sn		20	231.8	7.29	21
9	Sb	1546年	114	630	6.58	20
10	Zn	1608年	50	419	7.14	13

注：表中最后一栏括号中的数字表示含该元素的矿物数，下同。

(1) 主要的汞矿物

矿物名称	分子式	汞的含量，%
自然汞*	Hg	100
银汞膏	Ag_2Hg_3～$Ag_{35}Hg$	
硒铅汞矿	(Pb,Hg)Se	8～55
灰硒汞矿	HgSe	71.7
碲汞矿	HgTe	38.5
硒汞矿	Hg(S,Se)	
锌黑辰砂*	(Hg,Zn)(S,Se)	
硫汞锑矿	$HgSb_4S_7$	24.8
辰　砂*	HgS	86.2
橙红石	HgO	92.87
甘　汞	HgCl	84.9
氯汞矿	Hg_4Cl_2O	90.21
汞银矿	$Ag_{1.1}Hg_{0.8}$	
副汞银矿	$Ag_{1.2}Hg_{0.8}$	

(2) 主要的铅矿物

矿物名称	分子式	铅的含量，%
自然铅	Pb	99.71
碲铅矿	PbTe	61.91
硒铅矿	PbSe	72.34
铅　黄	β-PbO	92.8
铅　丹	Pb_3O_4	90.6
铜铅矿	$PbMoO_4$	
铬铅矿	$PbCrO_4$	68.9 (PbO)
密陀僧	α-PbO	
块黑铅矿	PbO_2	
方铜铅矿	Cu_6PbO_8	
铅铁矿	$PbO \cdot 2Fe_2O_3$(?)	
磁铁铅矿	$Pb(Fe,Mn,Al,Ti)_{12}O_{19}$	

彩钼铅矿	$PbMoO_4$	60.7
方铅矿*	PbS	82～86
硫锑铅矿	$Pb_5Sb_4S_{11}$	54～55
脆硫锑铅矿	$Pb_4FeSb_6S_{14}$	39～40
车轮矿	$PbCuSbS_3$	40～43
硫砷铅矿	$Pb_3As_2S_5$	
辉锑铅矿	$PbSb_2S_4$	32.60
辉铅铋矿	$Pb_3Bi_5S_{11}(?)$	
硫硒铋铅矿	$Pb_4Bi_7SeS_4$	
块硫锑铅矿	$5\,PbS\cdot 2Sb_2S_3$	
Dadsonite	$11\,PbS\cdot 6Sb_2S_3$	
Fülöppite	$3\,PbS\cdot 4Sb_2S_3$	
砷硫锑铅矿	$27\,PbS\cdot 7(Sb,As)_2S_3$	
Guettardite	$9\,PbS\cdot 8(Sb,As)_2S_3$	
异硫锑铅矿	$7\,PbS\cdot 4\,Sb_2S_3$	
Launayite	$22\,PbS\cdot 13(Sb,As)_2S_3$	
Madocite	$17\,PbS\cdot 8(Sb,As)_2S_3$	
斜硫锑铅矿	$5\,PbS\cdot 4\,Sb_2S_3$	
Playfairite	$16\,PbS\cdot 9(Sb,As)_2S_3$	
纤硫锑铅矿	$7\,PbS\cdot 6\,Sb_2S_3$	
板辉锑铅矿	$9\,PbS\cdot 4\,Sb_2S_3$	
Sorbyite	$17\,PbS\cdot 11(Sb,As)_2S_3$	
Seerryite	$12\,PbS\cdot 5(Sb,As)_2S_3$	
Twinnite	$PbS\cdot(Sb,As)_2S_3$	
Veenite	$2\,PbS\cdot(Sb,As)_2S_3$	
辉砷铅矿	$Pb_{37}Ag_7Cu_6As_{23}S_{78}$	
双硫砷铅矿	$(PbTl)_3As_4(As,Ag)S_{10}$	
褐硫砷铅矿	$Pb_{12}As_{16}S_{35}$	
脆硫砷铅矿	$PbS\cdot As_2S_3$	
硫锑砷铅矿	$27\,PbS\cdot 7\,As_2S_3$	
白铅矿*	$PbCO_3$	77.5
角铅矿	$Pb_2[CO_3]Cl_2$	49($PbCO_3$), 51($PbCl_2$)
褐铅矿	$Pb_5Cl(VO_4)_3$	70.94
磷氯铅矿	$Pb_5[PO_4]_3Cl$	
磷铬铅矿	$Pb(CrO_4)_2(PO_4)_2\cdot H_2O$	
钒铅锌矿	$Pb(Zn,Cu)[OH/VO_4]$	
铅　矾*	$PbSO_4$	68.3
黄铅矿	$(Pb_2O)SO_4$	84.8(PbO)
青铅矿	$PbCu(OH)_2SO_4$	55.7(PbO)
菱铅绿矾	$(Pb,Cu)_2(OH)_2SO_4$	66.3(PbO)
白硫酸铅矿	$4\,PbO\cdot SO_3\cdot 2\,CO_2\cdot H_2O$	82.7(PbO)

(3) 主要的铋矿物

矿物名称	分子式	铋的含量，%
自然铋*	Bi	95～99
叶碲铋矿	BiTe	
碲铋矿	Bi_2Te_3	52.09
黑铋金矿	Au_2Bi	
Volynskite	$AgBi_{1.6}Te_2$	
碲铋齐	$Bi_{14}Te_6$	
铋　华*	BiO_3	89.6
钼铋矿	$(Bi_2,Mo)O_3$	
铋钽铁矿	$(Bi,Sb)(Ta,Nb)O_4$	
碳酸铋(泡铋矿)*	$Bi_2O_3CO_3\cdot H_2O$	87
钒铋矿	$BiVO_4$	
硅铋矿	$Bi_4(SiO_4)_3$	
辉铋矿*	Bi_2S_3	72～82
辉碲铋矿	$Bi_2(Te,S)_3$	59
硫银铋矿	$AgBiS_2$	54.84
硫铜铋矿	$CuBiS_2$	62
硫铋铜矿	Cu_3BiS_3	42.1
辉铋铅矿	$Pb_6Bi_2S_9$	21.4
硫铋铅矿	$Pb_3Bi_2S_6$	33.8
硫硒铋铅矿	$Pb_4Bi_7Se_7S_4$	
副硒铋矿	$Bi_2(Se,S)_3$	
硫硒铋矿	Bi_4Se_2S	
硒铋矿	$Bi_2(Se,S)_3$	63.7
硫碲铋矿	$Bi_{4+x}Te_{1-x}S_2$;$Bi_{4+x}Te_{2-x}S$	75.14～79.3
碲硫铋矿	$2\,Bi_2S_3Bi_2Te_3$	
块硫铋银矿	$Ag_2S\cdot 3\,Bi_2S_3$; $AgBi_3S_5$	62.50
块辉铋铅银矿	$PbS\cdot 2Ag_2S\cdot 2Bi_2S_3$	47.3
银硫铋铅铜矿	$Pb_2(Ag,Cu)_2Bi_4S_9$	
Berryite	$Pb_2(Cu,Ag)_2Bi_5S_{11}$	
Neyite	$Pb_7(Cu,Ag)_2Bi_8S_{19}$	
辉铅铋矿	$PbS\cdot Bi_2S_3$	55.4
斜方辉铅铋矿	$2\,PbS\cdot Bi_2S_3$	42
硫铋铅矿	$3\,PbS\cdot Bi_2S_3$	33.8
斜方硫铋铅矿	$PbS\cdot 2Bi_2S_3$	
柱硫铋铅矿	$5\,PbS\cdot 2\,Bi_2S_3$;$PbBi_6S_{10}$	70.39
辉铅铋矿	$Pb_3Bi_5S_{11}$ (?)	
硫铋锑铅矿	$5\,PbS\cdot 4(Bi,Sb)_2S_3$	29.8 (?)
针硫铋铅矿	$2\,PbS\cdot Cu_2S\cdot Bi_2S_3$	36.2
Nuffieldite	$10\,PbS\cdot 2\,Cu_2S\cdot 5\,Bi_2S_3$	
脆硫铜铋矿	$3\,Cu_2S\cdot Bi_2S_3$	55.4
铜辉铋矿	$CuBiS_2$	62

(4) 主要的镍矿物

矿物名称	分子式	镍的含量，%
自然镍	Ni	
铁镍矿	(Ni,Fe)	
碲镍矿	Ni_2Te_3;$NiTe_2$	23.8
砷镍矿*	$NiAs_{3-2}$	28.14
砷铁镍矿	Ni_2FeAs_2	
六方砷镍矿	$Ni_{25}As_8$	
锑镍矿	NiSb	32.8
Langisite	(Co,Ni)As	
斜方砷镍矿	$(Ni,Co,Fe)As_2$	28.1
副斜方砷镍矿	$NiAs_2$	28.15
硒铜镍矿	$(Ni,Cu,Co)Se_2$	
Trüstedtite	Ni_2Se_4	
Wilkmanite	Ni_3Se_4	
Täkinenite	γ-NiSe	
Sederholmite	β-NiSe	
Kullerudete	NiSe	
Kitkaita	NiTeSe	
镍黄铁矿*	$(Fe,Ni)_9S_8$	34.22
辉砷镍矿*	NiAsS	35.41
针硫镍矿(针白铁矿)*	NiS	64.7
Niccolite	NiAs	40.64～44.98
硫铅镍矿	β-$Ni_3Pb_2S_3$	26.89
黄镍铁矿	Ni_3S_2	73.3
针镍矿	β-NiS	64.7
硫铋锑镍矿	$(Ni,Co)_9(Bi,Sb)_2S_8$	
柱晶辉镍矿	NiS_4	57.9
斜硫锑铋镍矿	α-$Ni_3(Bi,Pb)_2S_2$	
紫硫镍铁矿	$(Ni,Fe)_3S_4$	57 以下
方硫铁镍矿	$(Fe,Ni,Co)S_2$	11.7～30.62
方硫镍矿	NiS_2	47.79
钴镍黄铁矿	$(Co,Ni,Fe)_9S_8$	9.06～9.78
黑硫铜镍矿	$Cu_{0.6}Ni_{0.14}Co_{0.03}Fe_{0.23}S_2$	15～18
块硫镍铁矿	$(Ni,Co)_3S_4$	28.89
锑硫镍矿	NiSbS	27.62
陨磷铁镍石	$(Fe,Ni,Co)_3P$	
镍蛇纹石*	$H_2(Ni,Mg)SiO_4\cdot H_2O$	28.8(NiO)
镍铁绿泥石	$(Ni,Mg)_6[Si_4O_{10}](OH)_8$	5～30
硅镁镍矿	$(Ni,Mg)_4[Si_4O_{10}](OH)_4\cdot 4H_2O$	4.3～36.1
赫利石	$NiCO_3\cdot 6\,H_2O$	32.9
水钴镍矿	$(Co,Ni)_2O_3\cdot 2\,H_2O$	25.2(NiO)
软镍矿	$Ni(OH)_2$	63.32

(5) 主要的钴矿物

矿物名称	分子式	钴的含量，%
铁钴矿	$CoFe$	
白硒钴矿	$CoSe_2$	27.18
六方硒钴矿	$CoSe$	达 42
方钴矿	$CoAs_3$	16～20.77
镍方钴矿	$(Ni,Co)As_3$	3.7～6.0
块硫钴矿	CoS	64.69
斜方砷钴矿	$(Co,Fe,Ni)As_3$	6.7～23.4
砷钴矿*	$CoAs_{3-2}$	13.8～24.1
辉砷钴矿*	$CoAsS$	25.85～34.18
硫钴矿	Co_3S_4	57.96
硫镍钴矿*	$(Co,Ni,Fe)_3S_4$	20 以下
方硫镍钴矿	$(Co,Ni)_3S_4$	11～26
辉钴矿	$(Co,Fe)AsS$	16.06～31.64
硫锑钴镍矿	$(Co,Ni)SbS$	13.94
硫铜钴矿	Co_2CuS_4	27～42
方硫钴矿(卡硫钴矿)	CoS_2	47.89
钴土矿*	$m(Co,Ni)O\cdot MnO_2\cdot nH_2O$	3～25
菱钴矿	$CoCO_3$	50～55
钙钴矿		47.7
钴　华	$Co_3(AsO_4)_2\cdot 8H_2O$	30
赤　矾	$CoSO_4\cdot 7H_2O$	到 20

已知的含钴矿物　　表 3-3

矿物名称	钴含量，%	矿物名称	钴含量，%	矿物名称	钴含量，%
砷镍矿*	达15	镍华	达 6	黝铜矿	达 4
斜方砷镍矿	达 4	镍矾	0.3	软锰矿	达0.35
红镍矿	达 2	自然铁	0.06～1.07	褐锰矿	达0.3
白砷镍矿	1.29	斜方砷铁矿	达 6	锌尖晶石	达1.5
辉砷镍矿*	达15	钴毒砂	3～10	钡硬锰矿	0.15～10.0
方辉镍矿	达 3	黄铁矿*	0.001～28.7	钾硬锰矿	0.01～0.20

碲铜矿	Cu_7Te_5	40.75
Vulcanite	CuTe	33.24
Kostovite	$AuCuTe_4$	
黑碲铜矿	$Cu_{2-x}Te$	
硒铜矿	$Cu_{2-x}Se$	61.6
硒铊银铜矿	$(Cu,Tl,Ag)_2Se$	
红硒铜矿	Cu_3Se_2	45.6
蓝硒铜矿	CuSe	
砷铜矿	α-Cu_3As; β-Cu_3As	71.79
Paxite	Cu_2As_3	
六方砷铜矿	Cu_5As_2	
微晶砷铜矿	$Cu_{8-7}As$	83.58
淡砷铜矿	(Cu,As)As	11.6
辉砷铜矿	CuAsS	37.20
Sinnerite	$Cu_{1.4}As_{0.9}S_{2.1}$	
锑硫砷铜矿	Cu_3AsS_4	48.42
硫钒锡铜矿	$Cu_3(As,Sn,V,Fe,Sb)S_4$	46.9～47.99
砷黝铜矿	$3\,Cu_2S\cdot As_2S_3$;$Cu_3AsS_{3.25}$	30～53
斜方硫砷铜矿	Cu_3AsS_4	48.3
砷硫锑铜矿	$(Ag,Cu)_{16}(As\lesssim Sb)_2S_{11}$	
黄铜矿*	$CuFeS_2$	34.56
斑铜矿*	Cu_5FeS_4	63.3
方黄铜矿	$CuFe_2S_3$	23.4
Seaunoidite	$Cu_5(Fe,Zn)_2SnS_8$	
Mawsonite	$Cu_{2+x}Sn_{1-x}FeS_4$	
脆硫锑铜矿	Cu_3SbS_4	43.27
针硫铅铜矿	$Pb(Cu,Fe)_{21}S_{15}$	
等轴方黄铜矿	$CuFe_3S_3$	
墨铜矿	$[CuFeS_2][(Mg,Al,Fe)(OH)_2]$	12～17 左右
铁铜蓝	Cu_3FeS_4	
辉铜矿*	Cu_2S	79.86
蓝辉铜矿	$Cu_{2-x}S$	78.11
铜　蓝*	CuS	66.5
黝铜矿*	$4\,Cu_2S\cdot SbS_3$	23～45
锑铜矿	Cu_3Sb(?)	74.43
硫铜钴矿	$CuCo_2S_4$	20.5
辉铊铜矿(暂定)	Cu_3TlS_2	
Djurleite	$Cu_{1.98}S$	
蓝辉铜矿	$Cu_{1.750}S$;$Cu_{1.75}S$	
Poquesite	$CuInS_2$	
硫钒铜矿	Cu_3VS_4	51.5
银硫铋铅铜矿	$Pb_2(Ag,Cu)_2Bi_4S_9$	
Neyite	$Pb_7(Cu,Ag)_2Bi_6S_{17}$	

硫砷铅铜矿	$2PbS\cdot Cu_2S\cdot (As,Sb)_2S_3$	
黑铜矿	CuO	79.85
赤铜矿	Cu_2O	88.8
铜铁矿	$CuFeO_2$	
孔雀石*	$CuCO_3\cdot Cu(OH)_2$	57.5
蓝铜矿	$2CuCO_3\cdot Cu(OH)_2$	55.3
硅孔雀石	$CuSiO_3\cdot nH_2O$	40.4
水胆矾	$CuSO_4\cdot 5H_2O$	25.4
氯铜矿	$CuCl_2\cdot 3Cu[OH]_2$	59.5
氯羟锌铜矿	$(Cu,Zn)_2(OH)_3Cl$	

(7) 镉的独立矿物

矿物名称	分子式	镉的含量，%
镉硒矿	β-CdSe	
硫镉矿	β-CdS	50～74.5
方镉矿	CdO	87.5
菱镉矿	$CdCO_3$	74.5

已知的含镉矿物

矿物名称	镉的含量，%
方铅矿*	0.007～0.026(可达 0.47)
菱锌矿	0.24～1.51
黑锌锰矿	0.022～0.2
锌蒙脱石	0.022～0.2
水锌矿	0.042
褐铁矿	0.011～0.073
硫锰矿	
黝锡矿	
磷灰石	
闪锌矿*	痕～2.47
自然锌	达 1

(8) 主要的锡矿物

矿物名称	分子式	锡的含量，%
自然锡	β-Sn	86.02
黝锡矿	Cu_2SnFeS_4	
Mawsonite	$Cu_{2+x}Sn_{1-x}FeS_4$	
Hocartite	Ag_2SnFeS_4	
似黝锡矿	$Cu_6Sn(Fe,Zn)_2S_8$	
硫铜锡锌矿	Cu_2SnZnS_4	
Rnodostanntite	$Cu_2Sn_3FeS_8$	
Ottemannite	Sn_2S_3	
Berndtite	SnS_2	
黑硫银锡矿	Ag_8SnS_6	
硫锡铅矿	$PbSnS_2$	30.51

圆柱锡矿	$PbSn_4Sb_2S_{14}$; $6\,PbS\cdot 6\,SnS_2\cdot Sb_2S_3$	24.8
黄锡矿*	Cu_2FeSnS_4	25～27.61
硫锡矿	SnS	78.73
叶硫锡铅矿	$PbS\cdot SnS$	
锡　石*	SnO_2	69～78
木　锡	SnO_2	
钽锡矿	$Sn(Ta,Nb)_2O_7$	
Sukulaite	$(Ta,Nb)_2Sn_2O_7$	
锡铝矿	$(Sn,Mg,Zn,Fe)(Al,Fe)_4(O,OH)_8$	
硼钙锡矿	$CaSn(BO_3)_2$	

(9) 主要的锑矿物

矿物名称	分子式	锑的含量，%
自然锑	Sb	95.15～98.0
辉锑矿*	Sb_2S_3	70～71
硫锑铅矿	$PbSb_2S_4$	25.7
Getchellite	$AsSbS_3$	
辉锑铁矿	$FeSb_2S_4$	
辉铋锑矿	$Bi_{0.45}Sb_{0.55}S_3$	
方金锑矿	$AuSb_2$	
硫汞锑矿	$HgSb_4S_8$	
Allargentum	Ag_6Sb	11.18～16.17
锑银矿	Ag_3Sb	22.0～27.88
Stibavscuic	$AsSb$	
硫铜锑矿	$Cu_2S\cdot Sb_2S_3$	
硫锑铁矿	$FeSbS$	
红锑镍矿	$NiSb$	67.48
方锑矿	Sb_2O_3	
锑　华*	Sb_2O_3	
锑锗石*	Sb_2O_4	
红锑矿	$Sb_2S_2O_4$	
重锌锑矿	$ZnSb_2O_6$	80.49(Sb_2O_5)
黄锑华	$Sb_3O_6(OH)$	

(10) 主要的锌矿物

矿物名称	分子式	锌的含量，%
自然锌	Zn	99
方硒锌矿	$ZnSe$	
闪锌矿*	ZnS	43～67
纤维锌矿	ZnS	63
硫铜锡锌矿	Cu_2SnZnS_4	
红锌矿*	ZnO	80.3
皓　矾	$ZnSO_4\cdot 7\,H_2O$	
副水砷锌矿	$Zn_2(AsO_4)(OH)$	56.22

钒铅锌矿	$Pb(Zn,Cu)(OH/VO_4)$	
水锌矿	$Zn_5(CO_3)_2(OH)_6$	60
菱锌矿*	$ZnCO_3$	52
异极矿*	$Zn_2SiO_4 \cdot H_2O$	53.7
硅锌矿	$Zn_2(SiO_4)$	58.6

3. 轻有色金属（铝、镁、钾、钠、钙）

表 3-4

编号	元 素	发现年限	已知矿物数	金属 熔点，℃	金属 比重，克/厘米³	主要矿物数
1	Al	1852年	258种	600.24	2.7(常温) 2.35(100℃)	43
2	Mg	1695年	200多种	650	1.738	20
3	K	1807年	70多种	63.5	0.862	23
4	Na	1807年	170多种	99.7	0.96	24
5	Ca	1808年	280多种	810	1.55	29

(1) 主要的铝矿物

矿物名称	分子式	Al_2O_3 含量，%
刚 玉*	Al_2O_3	52.9(Al)
尖晶石	$MgAl_2O_4$	71.8
锌尖晶石	$ZnAl_2O_4$	55.7
一水硬铝石*	$Al_2O_3 \cdot H_2O$	47.2
一水软铝石*	$Al_2O_3 \cdot H_2O$	47.2
三水铝石*	$Al_2O_3 \cdot 3\ H_2O$	36.2
硅线石*	Al_2SiO_5	63.2
霞 石*	$Na[AlSiO_4]$	33.2
红柱石*	Al_2SiO_5	63.2
黄 玉	$Al_2O_3 \cdot SiO_2$	55.4
蓝晶石*	$Al_2O_3 \cdot SiO_2$	63.2
高岭石*	$Al_2(Si_2O_5)(OH)_4$	39.5
蓝柱石	$Be(AlOH)SiO_4$	35.2
电气石	$(Mg,Fe,Ca,Na,K,Li\cdots)_3Al_3(BOH)_2(SiO_5)_4$	18～44
蓝线石*	$4\ Al_2O_3 \cdot 3\ SiO_2$	69.4
十字石	$HFeAl_5Si_2O_{13}$	49.76
假蓝宝石	$5\ MgO \cdot 6\ Al_2O_3 \cdot 2\ SiO_2$	65.7
硬绿泥石	$H_2(Fe,Mg)Al_2SiO_7$	40.5
淡绿泥石	$7\ MgO \cdot 8\ Al_2O_3 \cdot 10\ SiO_2 \cdot 14\ H_2O$	41.66
多水高岭土	$Al_2O_3 \cdot 2\ SiO_2 \cdot 4\ H_2O$	34.7
微晶高岭土	$H_2Al_2(SiO_3)_4 \cdot nH_2O$	11～22
铝英石	$Al_2SiO_5 \cdot 5\ H_2O$	40.5
微光高岭土	$Al_4SiO_8 \cdot 9\ H_2O$	47.8

胶状高岭土	$Al_{16}Si_8O_{30}\cdot 30\ H_2O$	53.1
磷酸铝石	$AlPO_4\cdot 2\ H_2O$	32.3
绿磷酸铝石	$AlPO_4\cdot 2\frac{1}{2}H_2O$	30.5
磷锶铝钙矿	$(Sr,Ca)O\cdot 2\ Al_2O_3\cdot P_2O_5\cdot SO_3\cdot 5\ H_2O$	34.4
绿松石	$CuAl_6(PO_4)_4(OH)_8\cdot 5\ H_2O$	36.84
磷矾土	$Al_5(OH)_9(PO_4)_2\cdot 3\frac{1}{2}H_2O$	47.1
核磷酸铝石	$Al_5(OH)_6PO_4\cdot 6\ H_2O$	39.6
磷酸铝钙石	$Ca_6Al_{10}P_2O_{33}\cdot 9\ H_2O$	51.9
硼酸铝石	$AlBO_3$	59.4
无水矾石	$Al_2O_3\cdot 2\ SO_3$	38.9
铝氧石	$Al_2O_3\cdot SO_3\cdot 9\ H_2O$	29.6
斜方矾石	$2\ Al_2O_3\cdot SO_3\cdot 10\ H_2O$	44
明矾石*	$KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$	37
黄钾明矾	$K_2O\cdot 3\ Al_2O_3\cdot 4\ SO_3\cdot 9\ H_2O$	34.7
片铝钒石	$Al_6(VO_4)_2(OH)_{12}\cdot 5\ H_2O$	39.6
萨特帕耶夫石	$6\ Al_2O_3V_2O_4\cdot 3\ V_2O_5\cdot 30\ H_2O$	32.0
索科洛夫石	$2\ (Sr,Ca)O\cdot 4Al_2O_3\cdot P_2O_5\cdot 11\ H_2O$	47.18
金氏石	$Al_2O_3\cdot Al(OH)_3P_2O_5\cdot 9\ H_2O$	31.92
迪尔奈石	$8\ SiO_2\cdot 11\ Al_2O_3\cdot 22\sim 23\ H_2O$	55.80
铁珍珠云母	$(Ca,Fe^{2+})(Al,Fe^{3+})_{2-x}Mg_x$ $[Si_{3+x}Al_{2-x}O_{10}](OH)_2$	35.62

(2) 主要的镁矿物

矿物名称	分子式	镁的含量，%
方镁石	MgO	60
氢氧镁石(水镁石)*	$Mg(OH)_2$	69(MgO)
水滑石	$Al(OH)_3\cdot 3\ Mg(OH)_2\cdot 3\ H_2O$	39.2(MgO)
多水菱镁矿	$3\ MgCO_3\cdot Mg(OH)_2\cdot 21\ H_2O$	23.2(MgO)
菱铁镁矿	$2\ MgCO_3\cdot FeCO_3$	59.2(MgO)
菱镁矿*	$Mg[CO_3]$	28.8
滑　石*	$Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$	31.7
顽火辉石	$MgSiO_3$	40(MgO)
镁橄榄石	Mg_2SiO_4	57.1(MgO)
斜绿泥石	$H_3Mg_6Al_3Si_3O_{18}$	36.1(MgO)
蛇纹石	$H_4Mg_3Si_2O_9$	43(MgO)
磷酸镁石	$Mg_3(PO_4)_2\cdot 8\ H_2O$	35(MgO)
砷酸镁石	$Mg_3(AsO_4)_2\cdot 8\ H_2O$	24.3(MgO)
镁磷酸石	$HMgPO_4\cdot 3\ H_2O$	23(MgO)
硼酸镁铁矿	$3\ MgO\cdot B_2O_3\cdot FeO\cdot Fe_2O_3$	28.5(MgO)
硼酸镁锰矿	$3\ MgO\cdot B_2O_3$	28.7(MgO)
针硼酸镁石	$MgHBO_3$	47.91(MgO)
硫酸镁石	$MgSO_4\cdot H_2O$	29(MgO)
铝铁硼镁石	$(Mg,Fe)(OH)(B,Al)O_3aq$	35.32(MgO)
白云石*	$[(Ca,Mg)CO_3]$	21.7(Mg

(3) 主要的钾矿物

矿物名称	分子式	钾的含量，%
钾盐*	KCl	52.4
方氟钾石	KF	
硝石	KNO_3	46.5(K_2O)
光卤石*	$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6\ H_2O$	26.7(KCl)
钾盐镁矾*	$KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3\ H_2O$	30(KCl)
杂卤石*	$K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2\ CaSO_4 \cdot 2\ H_2O$	15.6(K_2O)
钾蓝矾	$CuSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot 6\ H_2O$	31.3(K_2O)
钾镁矾*	$K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4\ H_2O$	25.69(K_2O)
钾硫酸石	$HKSO_4$	34.6(K_2O)
无水钾镁矾*	$K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$	22.7(K_2O)
软钾镁矾*	$K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 6\ H_2O$	23.39(K_2O)
白榴石	$K[AlSi_2O_6]$	21.5(K_2O)
正长石*	$KAlSi_3O_8$	16.9(K_2O)
钾微斜长石*	$KAlSi_3O_8$	16.9(K_2O)
钾霞石	$KAlSiO_4$	29.7(K_2O)
白云母*	$H_2KAl_3(SiO_4)_3$	11.8(K_2O)
黑云母	$(H,K)_2(Mg,Fe)_2Al_2(SiO_4)_3$	6.18～11.43(K_2O)
金云母	$(K,H)_2Mg_3Al(SiO_4)$	7～10.3(K_2O)
明矾石*	$K_2O \cdot 3\ Al_2O_3 \cdot 4\ SO_3 \cdot 6\ H_2O$	11.4(K_2O)
钾明矾	$KAl(SO_4)_2 \cdot 12\ H_2O$	9.9(K_2O)
钾铁盐	$FeCl_2 \cdot 3\ KCl \cdot NaCl$	28.71
硫酸铵钾石	$5\ K_2SO_4 \cdot (NH_4)_2SO_4$	46.9(K_2O)
硫酸钾石	$(K,Na)_2SO_4$	42.5(K_2O)

(4) 主要的钠矿物

矿物名称	分子式	钠含量,%
岩盐*	NaCl	39.4
冰晶石	Na_3AlF	32.8
钠硝石*	$NaNO_3$	
苏打*	$Na_2CO_3 \cdot 10\ H_2O$	21.7(Na_2O)
无水芒硝*	Na_2SO_4	56.3(Na_2O)
芒硝*	$Na_2SO_4 \cdot 10\ H_2O$	19.3(Na_2O)
钙芒硝*	$Na_2Ca[SO_4]_2$	22.3(Na_2O)
水晶石	$5\ NaF \cdot 3\ AlF_3$	24.8
霜精石	$NaKAlF_6 \cdot H_2O$	10.3
硼砂*	$Na_2B_4O_7 \cdot 10\ H_2O$	16.2(Na_2O)
硫酸石盐	$3\ Na_2SO_4 \cdot 2\ NaCl$	45.7(Na_2O)
氯铅芒硝	$Pb(OH)Cl \cdot Na_2SO_4$	15.2(Na_2O)
碳酸芒硝	$4\ Na_2SO_4 \cdot Na_2CO_3$	46(Na_2O)
钠镁矾石*	$MgSO_4 \cdot Na_2SO_4 \cdot 2\frac{4}{5}H_2O$	20.2(Na_2O)
软钾镁矾*	$MgSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot 6\ H_2O$	23.4(Na_2O)

发状钠石膏	$CaSO_4 \cdot Na_2SO_4 \cdot 4\ H_2O$	20.6(Na_2O)
钠闪石	$2\ NaFe(SiO_3)_2 \cdot FeSiO_3$	10.5(Na_2O)
单斜钠锆石	$H_4(Na_2,Ca)ZrSi_3O_{11}$	15.9(Na_2O)
白闪石	$Na(Be,F)Ca(SiO_3)_2$	12.8(Na_2O)
霞　石	$Na_6K_2Al_8Si_9O_{34}$	15.1(Na_2O)
方钠石	$Na_4(AlCl)Al_3Si_3O_{12}$	25.6(Na_2O)
紫方钠石	$Na_4[Al(NaS)]Al_2(SiO_4)_3$	
黝方石	$Na_4(NaSO_4 \cdot Al)Al_2(SiO_4)_3$	27.3(Na_2O)
钠辉石	$NaFe^{6+}(SiO_3)_2$	13.4(Na_2O)
钠沸石	$Na_2[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 2\ H_2O$	16.3(Na_2O)

(5) 主要的钙矿物

矿物名称	分子式	氧化钙含量,%
方解石*	$CaCO_3$	56
白云石*	$(Ca,Mg)CO_3$	30.4
文　石	$CaCO_3$	56
碳酸钙钡矿	$(Ba,Ca)CO_3$	37.7($CaCO_3$)
单斜钠灰石	$CaCO_3 \cdot Na_2CO_3 \cdot 5\ H_2O$	33.8($CaCO_3$)
钙斜长石	$CaAl_2Si_2O_8$	20.1
针钠钙石	$HNaCa_2(SiO_3)_3$	33.8
蜜黄石	$NaCa_2Be_2FSi_3O_{10}$	29.1
锌方柱石	$Ca_2ZnSi_2O_7$	33.85
钙橄榄石	$CaMgSiO_4$	25.6
赛黄晶	$CaB_2(SiO_4)_2$	22.8
硅钙硼石	$HCaBSiO_5$	35
黝帘石	$Ca_2(AlOH)Al_2(SiO_4)_3$	24.6
绿帘石	$Ca_2(Al,Fe)_3(OH)(SiO_4)_3$	23.5
葡萄石	$Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$	27.1
斜晶石	$H_2ZnCaSiO_5$	26.04
纤维钙矽酸石	$2\ H_2O \cdot CaO \cdot 2\ SiO_2$	26.4
鱼眼石	$H_{14}K_2Ca_3(SiO_3)_{15} \cdot 9\ H_2O$	25
榍　石	$CaTiSiO_5$	28.6
片榍石	$CaTiSiO_5$	28.6
钙钛矿	$CaTiO_3$	41.1
毒　石	$HCaAsO_4 \cdot 2H_2O$	25.9
钙磷酸石	$HCaPO_4 \cdot 2H_2O$	32.5
氢氧磷酸钙石	$Ca_2(OH)PO_4 \cdot 2\ H_2O$	49.1
黄锑酸钙石	$Ca_2Sb_2O_7$	25.9
硼酸方解石	$CaB_4O_7 \cdot 4\ H_2O$	20.9
硬石膏*	$CaSO_4$	41.2
石　膏*	$CaSO_4 \cdot 2\ H_2O$	32.5
褐硫钙石	CaS	55.55

4. 贵金属（金、银、铂、钯、钌、铑、锇、铱）

表 3-5

编号	元素	发现年限	已知矿物数	金属 熔点，℃	金属 比重，克/厘米³	主要矿物数	编号	元素	发现年限	已知矿物数	金属 熔点，℃	金属 比重，克/厘米³	主要矿物数
1	Au		34种	约1100	15.6～19.3	22	5	Ru	1828年	7种	2450	12.2	4
2	Ag	公元前	86种	960.5	10.1～11.1	39	6	Rh	1803年	9种	1955	12.5	3
3	Pt	1750年	56种	1773.5	21.45	38	7	Os	1803年	17种	2700	22	8
4	Pd	1803年	64种	1555	12	49	8	Ir	1803年	19种	1950	22.65～22.84	13

(1) 主要的金矿物

矿物名称	分子式	金的含量，%
自然金*	Au	80～98
银金矿*	Ag,Au	50～80
金银矿*	Au,Ag	10以上
碲金矿	$AuTe_2$	41.3～42.7
叶碲金矿	$Pb_5Au(Te,Sb)_4S_{5\sim8.5}(?)$	7.51～10.16
碲金银矿	Ag_3AuTe_2	25.42
叶碲矿	$Au(Pb,Sb,Fe)_8(S,Te)_{11}$	
壳碲金矿	Au_2Te_3	50.77
白碲金银矿	$(AuAg)Te_2$	43.59
金银碲矿	(Ag,Au)Te	22.9～31
方金锑矿	$AuSb_2$	44.74
Kostovite	$AuCuTe_4$	
黑铋金矿	Au_2Bi	65.36
铂金矿	AuPt	
铑金矿	AuRh	
钯金矿	AuPd	
铂铜金矿	Au,Cu,Pt	
铜金矿	Au,Cu	
金汞膏	Au_2Hg_3	39.63
针碲金银矿	$AuAgTe_4$	24.19
钯铜金矿	$(Cu,Pd)_3Au_2$	
钯银金矿	Au,Ag,Pd	

(2) 主要的银矿物

矿物名称	分子式	银的含量，%
自然银*	Ag	96～98
银汞膏	$Hg_3Ag\sim Ag_{30}Hg$	
碲银矿	Ag_2Te	
锑银矿*	Ag_3Sb	72.66
角银矿	AgCl	75.0
Bromyrite	AgBr	
Embolite	Ag(Cl,Br)	

Iodyrite	AgI	
硒银矿	Ag_2Se;β-Ag_2Se,α-Ag_2Se	
辉银矿*	Ag_2S	87.06
硫砷银矿	Ag_3AsS_3	65.42
硫锑银矿	Ag_3SbS_3	59.76
脆银矿	Ag_5SbS_4	68.3
硫锑铜银矿	$(Ag,Cu)_{16}Sb_2S_{11}$	75.5
辉铜银矿	$3\,Ag_2S\cdot Cu_2S$	
淡红银矿	$3\,Ag_2S\cdot As_2S_3$	65.4
浓红银矿	$3\,Ag_2S\cdot Sb_2S_3$	60.9
螺状硫银矿	β-Ag_2S	
异辉锑铅银矿	$Pb_2Ag_3Sb_3S_8$	
砷硫银矿	$Ag_{16}As_2S_{11}$	
硫铜银矿	$CuAgS$	
辉硒银矿	Ag_4SeS	
硒铜银矿	α-$Cu_2Se\cdot Ag_2Se$	
单斜硫锰银矿	$2\,Ag_2S\cdot MnS\cdot Sb_2S_3$	
硫锑铅银矿	$Pb(Ag,Cu)Sb_3S_6$	
辉硫锑铅银矿	$4\,PbS\cdot 2\,Ag_2S\cdot Sb_2S_3$	
辉锑铅银矿	$4\,PbS\cdot 3\,Ag_2S\cdot 3\,Sb_2S_3$	
银毛矿	$5\,PbS\cdot Ag_2S\cdot 3\,Sb_2S_3$	
硫铋锑银矿	$Ag(Sb,Bi)S_2$	34.77
块硫铋银矿	$Ag_2S\cdot 3Bi_2S_3$	
块辉铋铅银矿	$PbS\cdot 2\,Ag_2S\cdot 2\,BiS_3$	
Berryite	$Pb_2(Cu,Ag)_2Bi_5S_{11}$	
Neyite	$Pb_7(Cu,Ag)_2Bi_6S_{17}$	
Hocartite	Ag_2SnFeS_4	
Mckinstryite	$Cu_{0.6+x}Ag_{1.2-x}S$	
Allargentum	Ag_6Sb	
砷铜银矿	$(Cu\cdot Ag)_4As_3$	
辉锑银矿	$AgSbS_2$	36.72
Billingsleylte	$Ag_7(As,Sb)S_6$	

(3) 主要的铂矿物

矿物名称	分子式	铂含量,%
自然铂	Pt	84～98
钯铂矿**	Pd_2Pt;Pd_4Pt_9	48.9～74.13
铜铂矿**	Pt_5Fe_4Cu;$Pt_8Fe_8Cu_2$	55.75
粗铂矿**	Pt_4Fe;$Pt_{>2}Fe$	85.5～94.3
铁铂矿	$PtFe$;$Pt_{<2}Fe$	62.1～83.5
镍铂矿**	Pt_3Fe_3Ni;Pt_3Fe_6Ni	62.1～82

** 表示矿物名称有争议，下同。

铱铂矿	$Pt_2Ir;Pt_3Ir$	48.3～77
锡铂矿*	Pt_3Sn_2	63
六方锡铂矿	PtSn	58～63.0
锡钯铂矿	PtPdSn	50
锡锑钯铂矿	$(Pt,Pd,Ni)_6(Sn,Sb)_2$	59.9～61.0
二锡二钯三铂矿	Pt_3Pd_2Sn	54.6～57.2
二锡二铂三钯矿	$Pd_3Pt_2Sn_2$	42
二锡三钯三铂矿	$Pt_3Pd_3Sn_2$	43.4
三锡四铜四铂矿	$Pt_4Cu_4Sn_3$	51.7
锑铂矿	PtSb	50.5
一锑四铂矿	Pt_4Sb	81.8
二锑五铂矿	Pt_5Sb_2	79.7
锑钯铂矿	PtPdSb	49.9
等轴锑铂矿	$PtSb_2$	45.0
三锑二钯二铂矿	$Pt_2Pd_2Sb_3$	39.4～41.7
锑金铂矿	Pt_5AuSb_2	72.2～79.8
铋锑铂矿	Pt(Sb,Bi)	50.5
碲铂矿*	$PtTe;Pt_2Te_2$	54.8
富碲铂矿	$PtTe_{2.5\sim3}$	34.2～37.7
铋碲钯铂矿	$(Pt,Pd)(Te,Bi)_2$	18.6～30.8
铋碲镍铂矿*	$(Pt,Ni)(Te,Bi)_2$	7.0～42.6
砷铂矿*	$PtAs_2$	50.3～57
砷铱铂矿	$(Pt,Ir)As_2$	45.1～45.7
砷铂铱矿*	$(Ir,Pt)As_2$	20.7
砷铑铂矿	$(Pt,Rn)_7As_2(?)$	48.0
砷锇铱铂矿	$Pt(Ir,Os)_2As_4(?)$	22.0
硫铂矿	PtS	77.1～85.6
硫镍钯铂矿	(Pt,Pd,Ni)S	58.2～59.10
硫砷铂矿	(Pt,Ir,Rn)AsS	23.8
铑铂矿	Pt,Rn	62.14
铋碲铂矿	$Pt(Te,Bi)_2$	33.7～42.0
铋铂矿	$PtBi_2$	35.6～36.4

(4) 主要的钯矿物

矿物名称	分子式	钯的含量，%
自然钯	Pd	86.2～100
六方钯矿**	Pd	95
汞钯矿	PdHg	34.8～35.9
铂金钯矿	Pd,Au,Pt	43.7
钯金矿	Au,Pd	5.8～11.6
一铅三钯矿	Pd,Pb	55.6～63.0
一铅四钯矿	Pd,Pb	70
铅钯矿	Pd_2Pb_3	41.3～44.6
三铅四钯矿	Pd_4Pb_3	40

铋铅钯矿	Pd_2PbBi	30.9～34.2
铋二铅三钯矿	Pd_3Pb_2Bi	35
铋三铅三钯矿	Pd_3Pb_3Bi	27
锡钯矿	Pd_3Sn_2	58
锡铜四钯矿	Pd_4CuSn	61
二锡二铜五钯矿	$Pd_5Cu_2Sn_2$	57
锡铜铂钯矿	$Pd_2PtCuSn$	34.2
多锡铜铂钯矿	$Pd_7PtCu_2Sn_3$	46.2
锡铅铜钯矿	$Pd_5Cu(Sn,Pb)_2$	57.6
锡铅钯矿	Pd_3Pb_2Sn	70
铅锡铂钯矿	$(Pd,Pt)_3(Pb,Sn)$	55.0～57.6
锡铅铂钯矿	$(Pd,Pt)_7(Sn,Pb)_2$	45.2～51.0
锑钯矿	Pd_3Sb	70.35～73
锑铂二钯矿	Pd_2PtSb	36.1～42.6
锑铂钯矿	$PdPtSb$	28.7～32.4
锑铜二钯矿	Pd_2CuSb	53.5
多锑铜钯矿	Pd_3CuSb_2	62
铋锑钯矿	$Pd(Sb,Bi)$	43.6
黄铋碲钯矿	$Pd(Te,Bi)$	29.5～45.9
铋碲钯矿	$Pd(Te,Bi)_2$	19.4～33.2
铋碲铂钯矿	$(Pd,Pt)(Te,Bi)_2$	14.9～18.7
等轴铋碲钯矿*	$Pd(Te,Bi)_2$	17.0～28.4
等轴铂铋碲钯矿	$(Pd_{0.75}Pt_{0.25})(Te,Bi)_2$	10.0～16.9
铋碲镍银钯矿	$(Pd,Ag,Ni)(Te,Bi)_2$	4.1～15.6
铋碲汞钯矿	$(Pd,Hg)_x(Te,Bi)_y$	27.8
硒铜钯矿	$(Pd,Cu),Se_5$	44.1～44.9
一铋二钯矿	Pd_2Bi	50.0
单斜铋钯矿	$PdBi_2$	17.6～19.1
三铋一钯矿	$PdBi_3$	13～16
铋银钯矿	$(Pd,Ag)Bi_2$	12.3
砷钯矿	Pd_2As	79.8
砷镍钯矿	$Pd_2Ni_2As;Pd_3Ni_4As_3$	41.0～54.0
砷锡钯矿	$Pd_6Sn_2As_2$	64.4
砷铅钯矿	$(Pd,Pb)_3As$	66.2
砷锑铂钯矿	$(Pd,Pt)_5(As,Sb)_2(?)$	66.3
硫铂钯矿	$(Pd,Pt)S$	55.6～57.7
硫镍钯矿	$(Pd,Ni)S$	57.10～61.90
铋碲镍钯矿	$(Pd,Ni)(Te,Bi)_2$	2.1～18.3
锡二铜六钯矿	Pd_6Cu_2Sn	65
钯　华**	PdO	

(5) 主要的钌矿物

矿物名称	分子式	钌的含量，%
铁钌矿	Ru_3Fe	73.7

铱锇钌矿	$Ru_{1-6}Os_{1-5}Ir$	21.03～55.0
硫钌矿	RuS_2	61～67
硫铱锇钌矿	$(Ru,Os,Ir)S_2$	18.0～38.1

(6) 主要的铑矿物

矿物名称	分子式	铑的含量，%
钯硫砷铑矿	(Rh,Pd,Pt)AsS	30.8
硫砷铑矿	RhAsS	41.3
钌硫砷铑矿	(Rh,Ru,Pt)AsS	24.6

(7) 主要的锇矿物

矿物名称	分子式	锇的含量，%
自然锇	Os	95～98
铱锇矿**	$Os_{>1}Ir(Os_{8.5}Ir)$	41.8～86.5
钌铱锇矿**	$Os_yIr_{1-z}Ru_{1-z}$	41.4～49.5
砷铂锇矿*	$(Os,Pt)As_2(?)$	36.3
硫锇矿**	OsS_2	64.3～68.0
硫铱锇矿*	(Os,Ir)S	69.2
金铱锇矿*	AuIrOs	
硫砷钌锇矿	(Os,Ru)AsS	35.6

(8) 主要的铱矿物

矿物名称	分子式	铱的含量，%
自然铱	Ir	95
铂铱矿**	IrPt	76.85
等轴锇铱矿	$Ir_2Os(Ir_6Os)$	65.4～79.1
等轴铂锇铱矿	$Ir_{5-4}Os_{1-10}Pt_2$	59.1～66.8
等轴金锇铱矿	Ir_2OsAu	51.7
锇铱矿**	$IrOs(Ir_4Os)$	46.8～77.2
铑锇铱矿	Ir_6Os_2Rh	64.5
钌锇铱矿**	$Ir_{2-5}Os_2Ru$	43.1～51.4
砷铂铱矿	$(Ir,Pt)As_2$	39.6
钌硫砷铱矿	(Ir,RuRh,Pt)AsS	23.0
硫砷铱矿	(Ir,PtRh)AsS	44.8～58.7
锇硫砷铱矿	(Ir,Os,Pt)AsS(?)	35.8
铱金矿	Au,Ir	30.4

5. 半金属（硅、砷、碲、硒）

表 3-6

编号	元素	发现年限	已知矿物数	金属		主要矿物数
				熔点，°C	比重，克/厘米³	
1	Si	1807年	380多种	1420	2.4	10
2	As	公元前	120多种	814	5.63～5.73	23
3	Te	1782年	40多种	452	6.1～6.3	36
4	Se	1817年	43种	217	4.28～4.78	31

(1) 主要的硅矿物

矿物名称	分子式	二氧化硅含量,%
石英*	SiO_2(α-石英,β-石英)	46.7 (Si)
鳞石英	SiO_2(α-鳞石英,β-鳞石英)	
陨石英	SiO_2(发现于陨石坑)	
斯蒂晓夫石	SiO_2的变体(产于火山口)	
方石英	SiO_2(α-方石英,β-方石英)	
蛋白石*	$SiO_2 \cdot nH_2O$	
碳硅石	SiC	70.03 (Si)
水硅石	$3SiO_2 \cdot H_2O$	88.93
钾长石*	$KAlSi_3O_8$	64.7
钠长石	$NaAlSi_3O_8$	68.7

(2) 主要的砷矿物

矿物名称	分子式	砷的含量, %
自然砷	As	84～98
砷锑矿	AsSb	65.2
砷 华*	As_2O_3	75.78
白砷石	As_2O_3	75.8
臭葱石	$FeAsO_4 \cdot 2H_2O$	30
砷铁矿	$Fe_3(AsO_4) \cdot 8H_2O$	
雄 黄*	AsS,As_4S_4	69～70
雌 黄*	As_2S_3	57～61
斜方砷铁矿	$FeAs_2$	66～72.8
毒 砂*	FeAsS	39～48.7
砷铜矿	Cu_3As	28.3
六方砷铜矿	Cu_5As_2	
Paxite	Cu_2As_3	
Arsensulvanite	Cu_3AsS_4	
Sinnerite	$Cu_{1.4}As_{0.9}S_{2.1}$	
Getchellite	$AsSbS_3$	
金田矿	$Cu_6Sb_2(S,Te)_3$	
白砷镁钙石	$Ca_6MgH_2(AsO_4)_4 \cdot 4H_2O$	55.5(As_2O_5)
副砷铁矿	$Fe_3(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$	38.43(As_2O_5)
砷镍铁矿	$(Fe,Ni)As_{3-2}$	70.11
β-玫瑰砷钙石	$Ca_2Co(AsO_4)_2 \cdot 2H_2O$	49.66(As_2O_5)
硒砷硫黄	$As(S,Se)_2$	46.8
脆砷铁矿	$2Fe_2O_3 \cdot As_2O_5$	41.85

(3) 主要的碲矿物

矿物名称	分子式	碲的含量, %
自然碲	Te	96.9
金银碲矿	(Ag,Au)Te	39.14～46.44
碲铅矿*	PbTe	38.09

斜方碲铁矿	$FeTe_2$	82.04
碲铋矿*	Bi_2Te_3;BiTe	48
叶碲矿	$Pb_6Au(Te,Sb)_4S_{5\sim8}$(?)	16.24～18.99
针碲银金矿	$AuAgTe_4$	62.6
碲辉锑铋矿*	BiTeS	36
碲银矿*	Ag_2Te	37.1
碲金矿*	AuTe	56.4
碲汞矿*	HgTe	38.68
碲金银矿	Ag_3AuTe	33～34.9
黑碲铜矿	$Cu_{2-x}Te$	50.09
碲铜矿	$Cu_{4-x}Te_3$	59.21
碲镍矿	$NiTe_2$	81.30
软碲铜矿	CuTe	66.76
白碲金银矿	$AuAgTe_4$	62.59
二碲金矿	$AuTe_2$	55.97
三碲金矿	Au_2Te_3	49.23
Kitkaite	NiTeSe	
Kostovite	$AuCuTe_4$	
硒碲铜矿	$Cu(Te,Se)_2$	
粒碲银矿	AgTe	
赫碲铋矿	Bi_7Te_3	20.74
辉碲铋矿	Bi_2Te_2S	36.18
叶碲铋矿	Bi_2TeS_2	20.93
六方碲银矿	$Ag_{6-x}Te_3$	54.75
Volynskite	$AgBi_{1.6}Te_2$	
黄碲矿	TeO_2	78
铁碲矿	$Fe_2(TeO_3)_3$	
汞碲矿	Hg_3TeO_4	
铅碲矿	$PbTeO_3$	
高铁碲矿	$FeTeO_4$	
碲铋矿	$Bi_2TeO_4(OH)_4$	
绿铁碲矿	$Fe_2(TeO_3)_3\cdot 2H_2O$	
碲化氢	H_2Te	

(4) 主要的硒矿物

矿物名称	分子式	硒的含量，%
自然硒	Se	100
硒铅矿	PbSe	27.6
硒汞铅矿	(Pb,Hg)Se	24～27
硒碲矿	Se,Te	29.3
蓝硒铜矿	CuSe	56.42
硒铜矿	$Cu_{2-x}Se$	38.4
灰硒汞矿	HgSe	27.1
红硒铜矿	Cu_2Se_2	45.3

硒钴矿	$CoSe_2$	72.82
方硒钴矿	Co_3Se_4	64.11
六方硒钴矿	$CoSe$	57.26
硒铜铁矿	$CuFeSe_2$	
硒铁矿	$FeSe$	
白硒铁矿	$FeSe_2$	73.8左右
硒银矿	Ag_2Se	26.85
硒铜银矿	α-$Cu_2Se \cdot Ag_2Se$	31.6
硒铊银铜矿	$(Cu,Tl,Ag)_2Se$	33.27
硒铜镍矿	$(Ni,Cu,Co)Se_2$	
二硒铜矿	$(Cu,Co,Ni,Fe)Se_2$	67.1～69.5
方硒锌矿	$ZnSe$	54.70
硒汞矿	$HgSe$	28.30
镉硒矿	β-$CdSe$	41.26
硒铋矿	$Bi_2(Se,S)_3$,Bi_2Se_3	36.3
硫硒铋矿	Bi_4Se_2S	
辉硒银矿	Ag_4SeS	5.91
黄硒矿	SeO_2	40～43
黄硒铅矿	$PbSeO_4 \cdot 2\,H_2O$	
蓝铜硒矿	$CuSeO_3 \cdot 2\,H_2O$	
白硒铅矿	$PbSeO_3 \cdot nH_2O$	
硒钴矿	$CoSeO_3 \cdot 2H_2O$	
硒化氢	H_2Se	

6. 稀有轻金属（锂、铍、铯、铷、锶、钛）

表 3-7

编号	元素	发现年限	已知矿物数	金属		主要矿物数
				熔点，℃	比重，克/厘米³	
1	Li	1817年	150多种	186	0.534	31
2	Be	1798年	50种	1284	1.835～1.816	45
3	Cs	1860年	4种	28.5	1.90	4(13)
4	Rb	1861年	1种	39	1.53	1(12)
5	Sr	1790年	17种	800	2.6	17
6	Ti	1789年	70种	1727	4.5	15

(1) 主要的锂矿物

矿物名称	分子式	氧化锂含量，%
锂冰晶石	$Na_3Li_3Al_2F_{12}$	11.5～12.0
硼锂铍矿	$(K,Cs)_2(Al,Li)_8[Be_3B_{10}O_{27}]$	0.7～7.8
锂辉石*	$LiAl[Si_2O_6]$	5.8～7.5
粒硅铝锂石	$LiAl[SiO_3]_2 \cdot H_2O$	6.5
锂蓝闪石	$Li_2(Mg,Fe^{2+})_3(Fe^{3+},Al)_2[Si_4O_{11}]_2(OH,F)_2$	1.6～3.6

铁锂云母*	$KLiFeAl[AlSi_3O_{10}](F,OH)_2$	2.7～4.6
黑鳞云母	$K(Li,Fe,Al,Mg)_3[Al,Si_3O_{10}][F,OH]_2$	1.4
绿鳞云母	$K(Li,Fe,Al)_3[Al,Si_3O_{10}](F,OH)_2$	5.3～5.5
锂云母*	$K_2(Li,Al)_{5-6}[Si_{6-7}Al_{2-1}O_{10}](OH,F)_4$	3.2～5.7
多硅锂云母	$KLi_2Al[Si_4O_{10}](F,OH)_2$	3.7～9
水多硅锂云母	$KLi_2Al[Si_4O_{10}](OH)_2\cdot nH_2O$	5.2
带云母	$KLiMg_2[Si_4O_{10}]F_2$	2.4～3.8
锂绿泥石	$LiAl_4[Si_3AlO_{10}](OH)_8$	0.8～4.3
硅硼锂铝石	$LiAl_4(Al,B,Si_3O_{10}](OH)_8$	4.0
透锂长石*	$Li[Al,Si_4O_{10}]$	3.4～4.9
锂铍石	$Li_2[Be,SiO_4]$	23.4
香花石*	$Li_2Ca[Be,SiO_4]_2F_2$	5.9
锂霞石	$Li[Al,SiO_4]$	6.1
磷铁锂矿	$Li(Fe,Mn)[PO_4]$	6.8～8.5
磷锰锂矿	$Li(Mn,Fe)[PO_4]$	6.1～6.7
铁褐磷锂矿	$Li_{<1}(Fe,Mn)[PO_4]$	0.6～3.7
锰褐磷锂矿	$Li_{<1}(Mn,Fe)[PO_4]$	3.5～3.8
块磷锂矿	$Li_3[PO_4]$	37.1
斜方锂磷铝石	$Li_2CaAl_2[PO_4]_4(O,OH,F)_4$	4.2
锂磷铝石*	$LiAl[PO_4]F$	6.4～10.2
水锂磷铝石	$LiAl[PO_4](F,OH)$	9.1～9.2
磷锂铝石	$LiAl[PO_4](OH)$	8.2～9.2
羟磷锂铁石	$LiFe[PO_4](OH)$	7.6
钠磷锂铝石	$(Na,Li)Al[PO_4](F,OH)$	3.2
透磷锂矿	$5(Mn,Fe,Li)O\cdot 2P_2O_5\cdot nH_2O$	
锂磷石	Li_3PO_4	37.07

(2) 主要的铍矿物

矿物名称	分子式	氧化铍含量,%
铍石	BeO	98.0
羟铍石	$Be(OH)_2$	45.0
金绿宝石*	Al_2BeO_4	17.8～21.2
铍镁晶石	Al_4MgBeO_8	11.0
锑钠铍石	$NaSbBe_4O_7$	34.7～34.9
硅铍石*	$Be_2[SiO_4]$	43.6～45.8
蓝柱石	$Al[Be,SiO_4\cdot OH]$	37.0
硅铍钇矿	$Y_2FeBe_2[SiO_4]_2O_2$	10.3～11.0
硅钡铍矿	$BaBe_2[Si_2O_7]$	15.8
羟硅铍石	$Be_4[Si_2O_7](OH)_2$	35.1～42.7
胶羟硅铍石	$Be_4[Si_2O_7](OH)_2\cdot nH_2O$	34.2
球羟硅铍石	$Be_6[Si_2O_7](OH)_4$	45.2
水硅铍石	$Be_3[SiO_4](OH)_2H_2O$	40.0

绿柱石*	$Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$	10.5～14.3
堇柱石	$KCa_2AlBe_2[Si_{12}O_{30}]\cdot H_2O$	3.6～5.2
铍珍珠云母	$(Ca,Na)Al_2[(Al,Be)_2Si_2(O,OH)_{10}](OH,F)_2$	1.9～3.3
锂白榍石	$Ca(Al,Li)_2[(Al,Be)_2Si_2(O,OH)_{10}(OH)_2$	2.3～8.1
硅铍钠石	$Na_2[Be,Si_2O_6]$	12.7
三斜石	$CaMn_2[Be,SiO_4]_2$	17.1
日光榴石*	$Mn_4[Be,SiO_4]_3S$	8.9～14.9
铍榴石	$Fe_4[Be,SiO_4]_3S$	12.0～14.7
锌日光榴石	$Zn_4[Be,SiO_4]_3S$	12.0～12.7
香花石*	$Li_2Ca_3[Be,SiO_4]_3F_2$	15.7～16.3
铍方钠石	$Na_4[Be,Al,Si_4O_{12}]Cl$	5.3
顾家石*	$Ca_2[Be,Si_2O_7]$	9.5
铍黄长石	$Ca_2[(Be,Al)Si_2O_6](OH)_2$	6.2
密黄长石	$Ca_4Na_2[Be_2Si_4O_{10}]F$	9.8
白铍石	$CaNa[BeSi_24O_6]F$	10.0～12.0
斜方双晶石	$Na[Be,Si_2O_7](OH)$	9.6～12.9
双晶石	$Na[Be,Si_2O_7](OH)$	10.1～12.2
针硅铍钠矿	$Na[(Al,Be,Zn)(Si,Al)_3(O,OH)_8]\cdot H_2O$	2.6
硬沸石	$Ca_4[(Al,Be)_4Si_9(O,OH)_{26}](OH)_2$	6.3～7.7
硅铍锡钠石	$Na_4Sn[Be_2Si_6O_{15}](OH)_4$	7.4
锂铍石	$Li_2[Be,SiO_4]$	25.5
硼铍石	$Be_2[BO_3](OH)$	52.4～54.8
铍硼石	$Be_2[BO_3](OH,F)\cdot H_2O(?)$	39.3
硼锂铍矿	$(K,Cs)_2(Al,Li)_6[Be_3B_{10}O_{27}]$	10.1～14.9
磷铍钠石	$Na[Be,PO_4]$	18.2～19.8
磷铍钙石	$Ca[Be,PO_4]_2$	21.3
纤磷钙铍石	$CaBe_2[PO_4]_2\cdot(OH)_2\cdot 4H_2O$	18.9
羟磷钙铍石	$CaBe_4[PO_4]_2(OH)_4\cdot 0.5H_2O$	29.0
红磷铍锰石	$Mn[Be,PO_4](OH)$	12.1
磷铍锰矿	$(Mn,Mg,Na)Fe_2^{+3}Be_2[PO_4]_4\cdot 6H_2O$	7.3
纤水磷铍石	$Be_2[PO_4](OH)\cdot 4H_2O$	23.9～25.3
水砷铍石	$Be_2[AsO_4](OH)\cdot 4H_2O$	16.8

(3) 铯的独立矿物

矿物名称	分子式	氧化铯含量,%
铯榴石	$Cs[Al,Si_2O_6]\cdot nH_2O$	30.8～38.8
氟硼钾石	$(K,Cs)[B,F_4]$	7(Cs)
硼锂铍矿	$(K,Cs)_2(Al,Li)_6[Be_3B_{10}O_{27}]$	3.5～7.5
玫瑰绿柱石	$CsBe_2Al_2[Si_6AlO_{18}]$	

已知的含铯矿物

矿物名称	铯的含量，%
白云母	0.63
锂云母*	0.075～0.68
星叶石	0.6～1.32
方沸石	0.02
钙钠锆石	0.045
锂白云母	0.024
锂黑云母	0.039
绿柱石	0.05～0.14
钾 盐*	
天河石*	0.01～0.04
光卤石*	
白榴石	
锂辉石*	
钾长石*	

(4) 铷的独立矿物

矿物名称	分子式	氧化铷含量，%
硼铯铷矿	$Na(K,Rb,Cs)Li_4Al_4Be_3B_{10}O_{37}$	

已知的含铷矿

矿物名称	铷的含量，%
锂云母*	1.19～3.46
锂白云母	0.8
锂黑云母	0.8
光卤石	0.015～0.037
钾 盐*	
天河石	0.71～0.93
铯榴石	
绿柱石	0.19～0.06
星叶石	0.8～1
霞 石	0.15
方沸石	0.06
微斜长石	0.17～0.5
锂辉石*	

(5) 主要的锶矿物

矿物名称	分子式	氧化锶的含量%
天青石*	$SrSO_4$	45～47
菱锶矿*	$SrCO_3$	55～60
磷铝锶矿	$SrAl_3[PO_4][HPO_4][OH]_6$	
菱锶铈矿	$(Sr,Ca)_3TR_4(CO_3)_7(OH)_4\cdot 3H_2O$	
脆锶硼石	$(3SrO\cdot CaO\cdot 2MgO\cdot 12B_2O_3\cdot 9H_2O$	21.66
四水锶硼石	$SrO\cdot 3B_2O_3\cdot 4H_2O$	27.71（光谱）
别洛夫石	$(Sr,Ce,Na,Ca)_{10}P_6O_{25}(O,OH)_2$	33.60

锶磷灰石	$Sr_9Ca_4P_6O_{24}(F,OH)_2$	46.06
磷氟锶石	$Na_2Sr_2Al_2(PO_4)F_6$	31.89
基性硼钙锶石	$(Sr,Ca)[B_7O_9(OH)_5]\cdot 1\frac{1}{2}H_2O$	10～20
水硼锶石	$Sr[B_3O_4(OH)_2]_2$	29.8～30.5
ρ-水硼锶石	$(Sr,Ca)[B_3O_4(OH)_2]_2$	
锶硼石	$(Ca,Sr)_2Mg[B_4O_6(OH)_2]_3\cdot 1\frac{1}{2}H_2O$	21.5
水硼钙锶石	$(Sr,Ca)_3[B_4O_7(OH)_2]$	32.69
圆硼锶石	$Sr[B_6O_9(OH)_2]\cdot 3H_2O$	27 左右
锶水氯硼钙石	$(Ca,Sr)_2[Cl\|B_5O_8(OH)_2]$	25.39
碳锆锶矿	$Sr_6Zr_2[CO_3]_9\cdot 4H_2O$	

(6) 主要的钛矿物

矿物名称	分子式	钛的含量,%
金红石*	TiO_2	60
锐钛矿*	TiO_2	60
板钛矿*	TiO_2	60
钛铁矿*	$FeTiO_3$	31.6
红钛锰矿	$MnTiO_3$	53.1(TiO_2)
铁板钛矿	$Fe_4(TiO_4)_3$	42.9(TiO_2)
铅锰钛铁矿	$(Fe,Mn,Pb)O\cdot TiO_2$	57.21(TiO_2)
钛钶钽矿	$FeO(Ta,Nb)_2O_5\cdot 4TiO_2$	44.03(TiO_2)
镁钛铁矿	$(Mg,Fe)TiO_3$	
黑镁铁钛矿	$Fe_2MgTi_2O_{10}$	60.33(TiO_2)
镁钛矿	$MgTiO_3$	67.7 (TiO_2)
榍　石	$CaTiSiO_5$	40.8 (TiO_2)
钙钛矿	$CaTiO_3$	58.9 (TiO_2)
氮钛矿	TiN	77.38
钛磁铁矿*	$[Fe,Ti]_3O_4$	12～16(TiO_2)

7. 稀有高熔点金属（钨、铼、钽、铌、钼、铪、锆、钒）

表 3-8

编号	元素	发现年限	已知矿物数	金属		主要矿物数
				熔点，℃	比重，克/厘米³	
1	W	10世纪	15种	3370	19.3	8
2	Re	1925年	2	3107	21	3(14)
3	Ta	1802年	138	2850	16.6	33
4	Nb	1801年	138	2500	8.56	36
5	Mo	1779年	20	2622	10.3	14
6	Hf	1922年		2130	13.3	(9)
7	Zr	1789年	52	1930	4.4～6.52	32
8	V	1830年	50	1720	6	23

(1) 主要的钨矿物

矿物名称	分子式	钨的含量,%
黑钨矿*	$(Fe,Mn)WO_4$	76.4(WO_3)
钨铁矿	$FeWO_4$	76.3(WO_3)
白钨矿*	$CaWO_4$	80.6(WO_3)
钨锰矿	$MnWO_4$	76 (WO_3)
钨铜矿	$CuWO_4$	
钨酸铅矿	$PbWO_4$	51 (WO_3)
钨 华	WO_3	79.3(W)
辉钨矿	WS_2	74.16(W)

(2) 铼的独立矿物

矿物名称	分子式
铜铼矿	(Re,Cu)S
辉铼矿	ReS_2
铼的氧化物	Re_2O_7

已知的含铼矿物

矿物名称	铼的含量，%
辉钼矿(3R型)*	0.001～0.05
辉铜矿*	
黄铜矿	
斑铜矿	
铌铁矿*	0.2～0.05
钽铁矿*	0.03～0.08
曲晶石	0.02～0.06
硅铍钇矿	0.03～1.1
钪钇矿	0.16
钍 石	0.02
锆英石*	0.01～0.05
黑稀金矿	0.01
褐钇铌矿	0.02
煤	(铼以金属有机合化物形式存在)

(3) 主要的钽矿物

矿物名称	分子式	五氧化二钽含量,%
自然钽	Ta	98.5～99.0(Ta)
钽锡矿	$Sn(Ta,Nb)_2O_7$	27.8～72.8
氧化钽	Ta_2O_5	
等轴钽锡矿	$Ta_2Sn_2O_7$	47.0
四方钽锡矿	$Fe_{0.5}Sn_{4.5}TaO_{12}$	21.5
黄钇钽矿	$YTaO_4$	49.4～55.5
钽锑矿	$Sb(Ta,Nb)O_4$	36.4～57.3
铋钽锑矿	$(Sb,Bi)(Ta,Nb)O_4$	49.7
钽铋矿	$Bi(Ta,Nb)O_4$	31.1～46.5

钽铝矿	$AlTaO_4$	60.0～72.3
重钽铁矿*	$FeTa_2O_6$	62.5～84.4
重铌铁矿	$Fe(Nb,Ta)_2O_6$	51.9
钽铌铁矿	$Fe(Nb,Ta)_2O_6$	10.0～40.0
钽铁矿*	$FeTa_2O_6$	70.0～86.0
铌钽铁矿	$Fe(Ta,Nb)_2O_6$	40.0～70.0
锰钽铁矿*	$(Fe,Mn)Ta_2O_6$	70.0～86.0
铌锰钽铁矿	$(Fe,Mn)(Ta,Nb)_2O_6$	40.0～70.0
钽锰矿	$MnTa_2O_6$	72.0～86.0
铌钽锰矿	$Mn(Ta,Nb)_2O_6$	40.0～72.0
铁钽锰矿	$(Mn,Fe)Ta_2O_6$	72.0～86.0
铌铁钽锰矿	$(Mn,Fe)(Ta,Nb)_2O_6$	40.0～72.0
锡钽锰矿	$(Mn,Fe)(Ta,Nb,Sn)_2O_6$	66.6～70.5
钽黑稀金矿	$(Y,Ca,U)(Ta,Ti)_2O_6$	47.3
细晶石*	$(Ca,Na)_2(Ta,Nb)_2O_6(O,OH,F)$	68.4～79.7
铀细晶石	$(Ca,U)_2Ta_2O_6(OH,F)$	65.2～72.3
铋细晶石	$(Na,Ca,Bi)_2Ta_2O_6(OH,F)$	79.7
锑细晶石	$(Ca,Sb)_2(Ta,Nb)_2O_6(OH)$	52.3～63.8
铅细晶石	$(Pb,Na,Ca)_2(Ta,Nb)_2O_6(OH)$	53.8
钡细晶石	$(Ba,Ca)_2(Ta,Nb)_2O_6(OH)$	71.6
钽钇矿	$(Y,Fe)_5[(Ta,Nb)_2O_7]_3$	37.3～46.3
钙钽钇矿	$(Ca,Mn,Fe,Y)_7[(Ta,Nb,Sn)_2(O,OH)_7]_6$	54.5～72.2
钽钠石	$(Na,K)_6(Ta,Nb,Al)_{25}(O,OH)_{80}$	69.5
硼钽矿	$TaBO_4$	

(4) 主要的铌矿物

矿物名称	分子式	五氧化二铌含量,%
铌铁金红石	$(Ti,Nb,Fe)O_2$	4.7～32.2
水钛铌矿	$NbTi(OH)_9(?)$	43.9～44.9
铌钙钛矿	$(Ca,Ce,Na)(Ti,Nb,Fe)O_3$	26.0
钙铌矿	$(Ca,Na)(Nb,Ti,Fe)O_3$	43.9
钠铌矿	$NaNbO_3$	67.9～79.7
褐钇铌矿*	$YNbO_4$	38.0～58.0
钛褐钇矿	$Y(Nb,Ti,Ta)(O,OH)_4$	36.2
褐铈铌矿	$CeNbO_4$	43.0
β-褐钇铌矿	$YNbO_4$	41.0
β-褐铈铌矿	$CeNbO_4$	42.1
铌锑矿	$Sb((Nb,Ta)O_4$	39.1
重铌铁矿	$Fe(Nb,Ta)_2O_6$	31.0
铌铁矿*	$FeNb_2O_6$	70.0～76.0
钽铌铁矿	$Fe(Nb,Ta)_2O_6$	40.0～70.0
锰铌铁矿	$(Fe,Mn)Nb_2O_6$	70.0～76.0
钽锰铌铁矿	$(Fe,Mn)(Nb,Ta)_2O_6$	40.0～70.0
铌锰矿	$MnNb_2O_6$	68.0～75.0

钽铌锰矿	$Mn(Nb,Ta)_2O_6$	40.0～68.0
铁铌锰矿	$(Mn,Fe)Nb_2O_6$	68.0～75.0
钽铁铌锰矿	$(Mn,Fe)(Nb,Ta)_2O_6$	40.0～68.0
铌镁矿	$(Mg,Fe)(Nb,Ta)_2O_6$	70.6
黑稀金矿	$(Y,U)(Nb,Ti)_2O_6$	21.0～34.0
复稀金矿	$(Y,U,Th)(Ti,Nb)_2O_6$	18.0～29.0
铌钙矿	$CaNb_2O_6$	70.1～75.0
易解石	$(Ce,Th,Y)(Ti,Nb)_2O_6$	23.6～25.4
钇易解石	$(Ce,Y,Th,Ca)(Ti,Nb)_2O_6$	24.2
震旦矿	$(Ce,Th,U,Y,Ca)(Ti,Nb)_2O_6$	20.9～25.8
铌易解石	$(Ce,Ca,Th)(Nb,Ti)_2O_6$	41.1～52.2
铝易解石	$(Ce,Ca)(Nb,Ti,Al)_2O_6$	45.5
多钛铌矿	$(Y,Er,Ca,U,Th)(Ti,Nb)_2O_6$	15.1～28.6
烧绿石*	$(Ca,Na)_2Nb_2O_6(OH,F)$	52.0～71.0
水烧绿石	$(Ca,Na)_2Nb_2(O,F,OH)_7$	57.9
贝塔石	$(U,Ca)_2(Nb,Ti)_2O_6(OH)$	21.7～34.8
铌钇矿	$(Y,U,Fe)_2(Nb,Ti,Fe)_2O_7$	32.0～51.4
铌钛铁铀矿	$(U,Y,Ca)(Nb,Ti,Ta,Fe)_2O_6\cdot nH_2O$	30.5～50.8
铌钽铁铀矿	$(Fe,Mn,Ca,Y,U)(Nb,Fe,Ta)_2(O,OH)_6\cdot 0.5\,H_2O$	53.7～54.5

(5) 主要的钼矿物

矿物名称	分子式	钼的含量，%
辉钼矿*	MoS_2	59.94
Castaingite	$CuMo_2S_{6-x}$	
胶硫钼矿	MoS_2	
钼铅矿	$Pb[MoO_4]$	26.1
钼铋矿	$(Bi_2Mo)O_3{\cdot}Bi_2[MoO_4]O_2$	
铁钼华	$Fe_2(MoO_4)_3\cdot 7\,H_2O$	59.5(MoO_3)
彩钼铅矿*	$PbMoO_4$	39.3(MoO_3)
钼　华*	MoO_3	66.7
钼酸钙矿	$CaMoO_4$	72(MoO_3)
针镁钼矿	$MgMoO_4$	78.3(MoO_3)
科津矿	$MgO\cdot 2\,MoO_3\cdot 2\,UO_2\cdot 4\sim 6\,H_2O$	27.17(MoO_3)
黄钼铀矿	$UO_3\cdot 2\,MoO_3\cdot 4\,H_2O$	38.62(MoO_3)
黑钼铀矿	$UO_2\cdot 2\,UO_3\cdot 5\,MoO_3\cdot 12\,H_2O(?)$	37.5(MoO_3)
紫钼铀矿	$(UO_2+UO_3)\cdot 5.5\,MoO_3\cdot 5.3\,H_2O$	63.67(MoO_3)

(6) 铪的独立矿物(尚未发现)：

已知的含铪矿物

矿物名称	铪的含量，%
锆英石	0.5～2
水锆英石	
锆钽矿	

斜锆矿
钪钇石
铌锆钠石
异性石
钠锆石
胶锆石　　1.3(HfO_2)

(7) 主要的锆矿物

矿物名称	分子式	二氧化锆的含量,%
斜锆石*	ZrO_2	95.2～98.9
钛锆钍矿	$(Zr,Ca,Ti,Fe,Th)_3O_5$	53.0
钙钛锆石	$CaZrTi_2O_7$	31.2～35.8
铌钙钛锆石	$CaZr(Ti,Nb)_2O_7$	25.0
铌锆钇矿	$(Ca,Fe,Ce)(Zr,Ti,Nb)_2O_6$	29.7
钙锆铁矿	$Ca(Zr,Ca)_2Zr_4(Ti,Nb,Fe)_2O_{16}$	70.6
等轴钙锆钛矿	$(Zr,Ca,Ti)_4O_7$	72.5
锆　石(锆英石)	$Zr[SiO_4]$	54.0～67.7
变水锆石		59.8
曲晶石		50.7
波方石	$(Zr,TR)[(Si,Al)(O,OH)_4]$	42.0
大山石	$(Zr,TR)[(Si,P)(O,OH)_4]$	40.9
山口石	$(Zr,TR,U,Th)[(Si,P)(O,OH)_4]$	43.6
铪锆石	$(Zr,Hf)[SiO_4]$	30.0～40.0
胶锆石	$Zr[SiO_4]\cdot nH_2O$	47.6
锆榴石	$Ca_3(Zr,Ti)_2[(Al,Fe,Si)O_4]_3$	30.0
锆钛榴石	$Ca_3(Zr,Fe)_2[(Si,Ti)O_4]_3$	10.7～13.1
异性石*	$(Na,Ca)_6(Zr,Fe,Mn)[(Si_6O_{17})(O,OH,Cl)]$	11.6～15.3
斜钠锆石	$Na_2Zr[Si_6O_{15}]\cdot 3H_2O$	20.3～20.5
水锆钠石	$(Na,Ca)_3Zr_2Si_8O_{22}\cdot 8H_2O$	23.2
钠锆石	$Na_2Zr[Si_3O_9]\cdot 2H_2O$	23.9～31.3
钾锆石	$K_2ZrSi_6O_{15}$	21.7
钾钙板锆石	$K_2Zr[Si_3O_9]$	21.3～26.7
硅锆钠石	$Na_2Zr[Si_4O_{11}]$	26.4
铌锆钠石	$NaCa_2(Zr,Nb)O[Si_2O_7]F$	15.2～22.7
片钙石	$NaCa_2ZrO[Si_2O_7]$	21.5
褐锰锆矿	$(Na,Ca,Mn)_3(Zr,Ti,Fe)O[Si_2O_7]F$	28.8～31.7
氟钠钛锆矿	$Na_4Mn(Zr,Ti)_2Ti[Si_2O_7]_2O_2(F,OH)_2$	22.7
硅钠锆石	$Na_2Zr[Si_2O_7]$	39.9～40.8
锆铁矿	$mZrO_2\cdot nFe_2O_3\cdot PSiO_2\cdot qH_2O$	30.5
硫锆石	$Zr[SO_4]_2\cdot 4H_2O$	35.3
克耳迪什石	$(Na\cdot H)_2ZrSi_2O_7$	40.35

(8) 主要的钒矿物

矿物名称	分子式	五氧化二钒含量,%
Kerelianite	V_2O_3	
氧钒矿	$V_2^{4+}O_4(OH)_4$	
钒磁铁矿*	$Fe^{2+}V_2^{3+}O_4$	
黑铁钒矿	$(V,Fe)OOH$	
黑钒铁矿	$(V,Fe,Al,Ti)_3O_{15}$	
钒铅矿(褐铅矿)*	$Pb_5Cl(VO_4)_3$	10.8
钒铅锌矿*	$(Pb,Zn)_2(OH)VO_4$	22.7
钒钙铜矿*	$(Cu,Ca)_2(OH)VO_4$	38
钒钡铜矿*	$(Cu,Ca,Ba)_3(OH)_3VO_4$	19.6
绿钒铜矿	Cu_3VS_4	13.78
钒云母	$KV_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	19～29
钒铋矿	$BiVO_4$	28.2

		V_2O_4	V_2O_5
巴奈斯石	$Na_2V_6O_{16}\cdot 3H_2O$	1.56	77.17
绿钙钒石	$CaV_4O_9\cdot 5H_2O$	67.2	0.5
易变钙钒石	$Ca_3V_8O_{22}\cdot 15H_2O$	5.9	50.2
片铝钒石	$Al_6(VO_4)_2(OH)_{12}\cdot 5H_2O$	3.7	24.1
蛋黄钒铝石	$NaAl_9V_{10}^{5+}O_{28}\cdot 30H_2O$	1.8	47.1
锶钒华	$CaO\cdot SrO\cdot V_2O_5\cdot 3H_2O$		46.0
德通石	$VO(OH)_2$	75.3	2.6(V_2O_3)
三水钒矿	$V_2O_5\cdot 3H_2O$	3.08	71.68
钒酸钾铀矿*	$K_2U_2(VO_4)_2O_4\cdot 3H_2O$		20
绿硫钒矿*	VS_2; V_2S_5		25以下
钒酸钙铀矿*	$Ca(UO_2)_2(VO_4)_2\cdot 8H_2O$		19

8.稀有分散金属(镓、锗、铟、铊、钪)

表 3-9

编号	元素	发现年限	已知矿物数	金属		主要矿物数
				熔点, ℃	比重,克/厘米³	
1	Ga	1875年	1 种	29.8	5.94	1(13)
2	Ge	1885年	8 种	958	5.47	8(9)
3	In	1863年	4 种	156.4	7.3	4(13)
4	Tl	1861年	12 种	303.5	11.8	12(10)
5	Sc	1879年	3 种	1200～1400	4.5(晶体)	3(12)

(1) 镓的独立矿物

矿物名称	分子式	镓的含量, %
硫镓铜矿(灰镓矿)	$CuGaS_2$	35.32

已知的含镓矿物

矿物名称	镓的含量,%
锗石	1.85

弗莱石(钠米比亚锗矿)	
水铝石	0.15
硅线石	0.01
白云母	0.022
钠长石	0.0075
闪锌矿	0.001～0.02
黑云母	
霞　石*	0.01～0.02
黄铁矿*	0.02～0.03
明矾石*	0.0022～0.0044
锂辉石	
煤矿中*	0.003～0.005
硫铜锗矿	0.76～1.99

(2) 主要的锗矿物

矿物名称	分子式	锗的含量，%
锗　石*	$Cu_3(Fe,Ge,Ga,Zn)(S,As)_4$	6.2～10.19
硫银锗矿*	Ag_8GeS_6	5～7
锗铁矿	$FeGe(OH)_6$	29
纳米比亚锗矿	$(Pb,Ge,Ga)_2SO_4 \cdot OH, 2H_2O$	8.18(GeO)
超基性锗矿	$Pb_{28}Ag_{22}Sb_4Ge_8S_{81}$	2.2～4
硫铜锗矿	$Cu_{3-x}Ge_xFeS_4$	8.70～10.96
硫锗铁铜矿*	$(Cu,Fe)_8(Fe,Ge,Ga,Zn)(S,As)_4$	6.0～7.75
史托特石	$Fe^{3+}H_2GeO_4 \cdot 2H_2O$	41.75(GeO_2)

已知的含锗矿物

矿物名称	锗的含量,%
闪锌矿*	0.036
黄铜矿	0.01
斑铜矿	
磁铁矿	
假象赤铁矿	0.12～0.29
黝锡矿	0.01
锂云母	0.01
煤*	0.01
黑硫银锡矿*	1.8

(3) 铟的独立矿物

矿物名称	分子式	铟的含量,%
水铟石	$In(OH)_3$	60(理论值 69.2)
硫化铟铜矿	$CuInS_2$	
硫化铟铁矿	$FeIn_2S_4$	
自然铟	In	

已知的含铟矿物

矿物名称	铟的含量,%
闪　石	1.1

锡　石	达0.6
锗　石	0.15
圆柱锡矿	>0.6
辉锑铅锡矿	70.5
符山石	0.0001～0.001
铌铁矿	0.001～0.01
重钽铁矿	0.001～0.005
闪锌矿	0.0008～0.3
纤锡矿	达0.1～1
方铅矿	
黄铜矿	
菱铁矿	
硅孔雀石	0.001～0.022
砷钙铜矿	0.0017～0.17
臭葱石	0.001～0.019

(4) 主要的铊矿物

矿物名称	分子式	铊的含量，%
褐铊矿	Tl_2O_3	
铊铁矿	$Tl_2O_3 \cdot Fe_2O_3$	79.52
铊银矿*		
红铊矿*	$TlAsS_2$	59～60
辉铊铜矿(暂定)	Cu_3TlS_2	
红铊铅矿	$(Tl,Pb)_2As_5S_9$	
双硫砷铅矿	$(Pb,Tl)_2As_4(As,Ag)S_{10}$	
硫砷锑铊矿	$Tl_4Hg_3Sb_2As_8S_{20}$	
硫砷铊铅矿*	$(Cu,Ag,Tl)_2S \cdot PbS \cdot 2As_2S_3$	18～25
辉铊锑矿*	$Tl(As,Sb)_2S_5$	29.56～32.16
硒铊银铜矿*	$(Cu,Tl,Ag)_2Se$	16.27～16.89
硒铊铜矿	$(Cu,Tl)_2Se$	18.55

已知的含铊矿物

矿物名称	铊的含量,%
黄铜矿	0.5～1
黄铁矿	0.1～0.2
白铁矿	0.1～0.2
胶状闪锌矿	0.0083
锂云母	0.01
盐　矿	0.002～0.008
方铅矿	
软锰矿	
硬锰矿	
雄　黄	

(5) 铊的独立矿物

矿物名称	分子式	钪的含量,%
钪钇石	$(Sc,Y)_2[Si_2O_7]$	21.2～24.9(40,Sc_2O_3)
水磷钪石	$Sc(PO_4)\cdot 2H_2O$	39.2(Sc_2O_3)
锆钪钇石	$(Sc,Zr)_2Si_2O_7$	18～20

已知的含钪矿物

矿物名称	钪的含量,%
绿柱石	0.02
锡石*	0.02～0.3
黑钨矿*	0.57
硅铍钇矿	1.20
钨锰矿	0.27
钨铁矿	0 1
褐帘石	0.1
铁白云母	0.2
铁锂云母*	0.05～0.1
水锆石*	
电气石*	
铌铁矿	

9. 稀土金属(钇族、铈族)

表 3-10

名称	编号	元素	发现年限	已知矿物数*	金属		主要矿物数
					熔点,℃	比重,克/厘米³	
	1	Y	1794年		1500	4.84	27
钇	2	Gd	1880年		1350	7.868	
	3	Tb	1794年		1400～1500	8.253	
族	4	Dy	1886年		1500	8.565	
	5	Ho	1886年		1500	8.799	
稀	6	Er	1794年		1500～1550	9.059	
	7	Tm	1879年		1550～1650	9.318	
土	8	Yb	1878年		824	6.959	
	9	Lu	1878年		1650～1750	9.849	
	10	La	1839年		920	6.162	
铈	11	Ce	1803年		804	6.768	36
	12	Pr			935	6.769	
族	13	Eu	1896年		1100～1200	5.166	
稀	14	Nd			1024	7.007	
土	15	Sm	1896年		1052	7.540	
	16	Pm	1964年	人造元素			

* 目前世界上已知的独立稀土矿物有 150 种，含稀土元素的矿物 80 种。

主要的钇族稀土矿物

矿物名称	分子式	$\sum Y_2O_3$ 含量,%
钇萤石	$(Ca,Y)(F,O)_2$	6.9～17.5
钛钇钍矿	$(Y,Th)Ti_2(O,OH)_6(?)$	25.7

褐钇铌矿	$YNbO_4$	33.7～42.6
钛褐钇铌矿	$Y(Nb,Ti,Ta)(O,OH)_4$	36.3
黑稀金矿	$(Y,U)(Nb,Ti)_2O_6$	18.4～27.7
复稀金矿	$(Y,U,Th)(Ti,Nb)_2O_6$	28.8
钽复稀金矿	$(Y,U)(Ti,Ta,Nb)_2O_6$	25.0
变稀金矿	$(Y,U)(Ti,Zr,Fe,Nb)_2(O,OH)_6$	22.0～24.4
铌铈钇矿	$(Ca,Fe,Ce)(Zr,Ti,Nb)_2O_6$	2.3～11.5
铌钇矿	$(Y,U,Fe)_2(Nb,Ti,Fe)_2O_6$	4.4～21.2
钙铌钇矿	$(Ca,Y,U)_2(Nb,Fe)_2O_6$	11.4
钛铁铌钇矿	$(Y,U,Fe)_2(Nb,Ti,Ta)_2O_7$	17.7
铅铌钇矿	$(Y,Fe,Ca,U,Pb)_2Nb_2O_7$	14.1～14.5
钽钇矿	$(Y,Fe)_5[(Ta,Nb)_2O_7]_3$	10.5～12.5
水菱钇矿	$Y_2[CO_3]_3\cdot nH_2O$	40.8～49.0
磷钇矿	$Y[PO_4]$	56.8～67.8
水磷钇矿	$Y[PO_4]\cdot 2H_2O$	41.4～52.9
砷钇矿	$Y[AsO_4]$	>30
硅铍钇矿	$Y_2FeBe_2[SiO_4]_2O_2$	38.5～49.1
铈硅铍钇矿		22.2～36.9
钙硅铍钇矿		24.5
钇铈磷灰石		37.5～46.9
褐硅硼钇矿	$Y_2Ca_2FeAl[B_3Si_4O_{21}]$	19.6～28.2
钙钇钇矿	$Y_2Ca_2Al_2[Si_2O_{14}]\cdot 4H_2O$	34.7
淡红硅钇矿	$Y_2[Si_2O_7]$	47.7～61.8
钙钇钇矿	$Y_2Ca_2[Si_4O_{13}](CO_3)\cdot H_2O$	35.5～38.0
硼硅钡钇矿	$Y_6BaB_6Si_3O_{26}$	52.6

主要的铈族稀土矿物

矿物名称	分子式	$\sum Ce_2O_3$ 含量,%
氟铈石	CeF_3	83.2
方铈石	CeO_2	84.5
富铌铈铌钙钛矿	$(Nb,Ce)(Ti,Nb)O_3$	25.6
钍铈铌钙钛矿	$(Na,Ce,Th)(Ti,Nb)(O,OH)_3$	24.0
震旦矿	$(Ce,Y,U,Th,Ca)(Ti,Nb)_2O_6$	17.1～18.7
富钽易解石	$(Ce,Y,Ca,U,Th)(Ti,Nb,Ta)_2O_6$	25.4
铌易解石	$(Ce,Ca,Th)(Nb,Ti)_2O_6$	31.2
铌铈钇矿	$(Ca,Fe,Ce)(Zr,Ti,Nb)_2O_6$	11.0
铈烧绿石	$(Ca,Na,Ce,Y)_2Nb_2O_6(OH)$	13.3
斜铁镁铈矿	$Ce_2Mg[CO_3]_4$	59.2
黄菱锶铈矿	$Na_2(Na,Ce,Ba,Sr,Ca)_4[CO_3]_5$	9.5～15.1
氟碳铈矿	$Ce[(CO_3)F]$	57.0～76.8
羟氟碳铈矿	$Ce[(CO_3)(OH,F)]$	74.1
氟菱钙铈矿	$Ce_2Ca[(CO_3)_3F_2]$	54.6～62.9
菱氟铈钙矿	$CeCa[(CO_3)_2F]$	51.0
氟碳酸钡铈矿	$Ce_2Ba[(CO_3)_3F_2]$	49.4

碳酸锶铈矿	$CeSr[(CO_3)_2(OH)]\cdot H_2O$	46.3～49.0
水铜铈矿	$Ce_2[CO_3]_3\cdot 4\,H_2O$	54.4
铜　石	$Ce_2[CO_3]_3\cdot 8\,H_2O$	53.9
铈钙硼石	$6(Ca,Na_2)O\cdot Ce_2O_3\cdot 12B_2O_3\cdot 6H_2O$	18.6
独居石	$Ce[PO_4]$	42.3～67.8
铈磷硅钍石	$(Th,Ce)[(Si,P)O_4]$	24.7
锶铈磷灰石	$CeNaSr_3[PO_4]_3(OH)$	21.3～24.0
磷铝铈矿	$CeAl_3[(PO_4)_2(OH)_6]$	17.6～31.7
磷稀土矿	$Ce[PO_4]H_2O$	59.3～63.7
铈硅铍钇矿		15.4～32.3
铈磷灰石	$Ce_3Ca_2[SiO_4PO_4)_3](F,OH)$	37.1～58.5
凤凰石	$(Ca,Ce,La,Th)_5[(Si,P,C)O_4]_3$ (O,OH)	20.07
黑稀土矿	$Ce_4Ca[BSi_2O_{12}](OH)$	44.9
褐帘石	$(Ca,Ce)_2(Al,Fe)_3[SiO_4][Si_2O_7]$ $O(OH)$	17.9～27.4
硅钛铈矿	$Ce_4Fe_2Ti_3[Si_2O_7]_2O_8$	37.5～42.2
硅钠锶锰矿	$CeNa_3SrMn_2[Si_6O_{18}]$	20.2～20.9
铈硅石	$Ce_3[Si_2O_8(OH)]$	68.7～70.0
硅稀土矿	$Ce_2Al[Si_2O_8F]$	62.4～62.9
菱硼硅铜矿	$CeBSiO_5$	58.7
水硅铝钛铈矿	$CeTiAlSi_2O_8\cdot 5\,H_2O$	15.8～17.6

第二节　火　成　岩

岩石的分类和命名是岩石学研究的一个重要组成部分，也是开展地质工作的一项基础工作。岩石与矿产的关系十分密切。岩石的正确分类与命名，既有助于岩石学本身的发展，也可促进成矿建造的分析与矿产分布规律的研究。

但是，无论是国内还是国外，长期以来岩石的分类和命名一直较为混乱，众说不一。自然界的岩石种类繁多，除其本身的复杂性外，还存在着许多人为因素的影响，特别是岩石种属的过渡性强，分类界限不易统一。因此，迄今仍未提出一个完整的客观的分类标准。

在毛主席无产阶级革命路线指引下，建国以来，随着区域地质调查和矿产资源的勘探与开发，我国岩石学的研究有了很大发展；岩石的分类与命名在不断实践的基础上也有不少创新。

下面按照火成岩、沉积岩与变质岩的顺序，把一些主要的分类、命名方案介绍给读者。有关火山岩、次火山岩和火山碎屑岩部分，分别列在火成岩和沉积岩中。

1．火成岩分类表

火成岩又称岩浆岩，是组成地壳的主要部分。很多矿产与火成岩有着密切的关系。因此，研究火成岩对于指导找矿具有重要的意义。

火成岩种类很多，各种岩石又都遵循着岩浆演化的不同方式以过渡形式相联系，致使火成岩分类标准和命名相当混乱。随着火成岩研究工作的不断发展，分类方案很多，但还

是找不出一个被广大地质工作者所共同接受的分类标准。

火成岩岩石分类，主要依据产状、结构和构造、矿物成分和化学成分几个方面。我们比较了一些国内常用的火成岩分类法，结合地质勘探填图的需要，编制了简明火成岩分类表（表3-11）。它是在南京大学地质系1973年5月编印的«矿物岩石学»第三册（岩石学部分）中所推荐的分类表的基础上经过增改而成的，表中所列岩石均为岩石的基本名称，有关主要亚种将在其后加以说明。

有关«简明火成岩分类表»中的几个问题说明如下：

（1）关于火山岩的命名，我们根据西北大学地质系的倡议，废除"古相"的岩石名称，采用新相命名法。

关于按结构划分火山岩类型，如流纹岩、流纹斑岩、斑流岩等，若按斑晶的含量区分，易与超浅成相及浅成相的岩石名称相混。因此，对火山岩结构分类中以斑状结构划分种属的方法在本表中也予废除，而采用了"多斑"或"疏斑"作为冠词加于岩石名称之前。如多斑流纹岩、疏斑流纹岩等。这样既不改变火山岩基本名称(如流纹岩、粗面岩、安山岩、玄武岩等)，也不易与浅成岩中惯用的斑岩、玢岩的名称相混，并为超浅成相岩石的命名提供了方便。

（2）关于超浅成相岩石，或称为次火山岩(潜火山岩)，是岩石学领域中的一个较新的概念。次火山岩是地下火山活动的产物，与火山岩同源异相。所以，其外貌与火山岩相似，产状特征与浅成侵入岩相似。

关于次火山岩的命名问题，其说不一。有的主张另立名称，有的主张在原名前冠以"次"字，有的认为应以熔岩名称作字头、以浅成的斑岩（玢岩）作字尾。

在编制分类表中，我们采用了以火山岩基本名称作字头，以斑岩（玢岩）作字尾的复合名称。这种命名符合我国岩石命名的一般规律，如流纹斑岩、粗面斑岩、安山玢岩和玄武玢岩等等。

次火山岩和火山岩都是火山作用在不同部位的表现形式，它们共同构成火山作用的整体。因此，凡与火山作用有同源关系，分布于火山岩区的不同形态的脉岩、岩体，也应在岩石基本名称之前冠以"次火山"字样。如次火山闪长玢岩、次火山闪长岩等。

（3）对脉岩类的划分，主要突出其结构、矿物成分或化学成分上的特点，未采用"未分岩"、"二分岩"的概念。关于斑岩、玢岩的区分，为了去掉过去含意的混乱，现在所指的斑岩为具有钾长石、石英(或似长石)斑晶的酸性岩和碱性岩。玢岩是以斜长石、角闪石或辉石为斑晶的中性岩、基性岩和超基性岩。由于岩石中多含长石，所以，以钾长石和斜长石的含量进行区分是最主要的，如花岗斑岩、闪长玢岩等。

（4）关于二长花岗岩、富斜花岗岩的命名和花岗闪长岩与富斜花岗岩的区别，往往由于所采用的分类方法不同而造成混乱。二长花岗岩、富斜花岗岩可以当作同义语，同样矿物成分含量的岩石，可以称为花岗闪长岩或富斜花岗岩的不同名称。因此我们采用三角图解矿物定量分类的方法，而以长石含量比例的五分法、石英含量以5～25～50%的划分原则，对二长岩、石英二长岩、二长花岗岩所含长石的比例统一按在40～60%区间的标准。我们采用五分的原则是考虑到大比例尺地质填图对岩相带划分的需要，同时使二长花岗岩、富斜花岗岩、花岗闪长岩的概念更加确切起来。

（5）关于岩石命名中常遇到的几个问题，如粒度、色率、特征的结构以及副矿物参加

简 明 火 成 岩 分 类 表

（玻璃质岩石未列入）

表 3-11

产状		结构	类别																	
喷出相	岩被、岩钟、岩流	隐晶质、斑状至玻璃结构	碱性流纹岩	碱性粗面岩	响岩	粗面岩	石英粗面岩	流纹岩	安粗流纹岩（英安流纹岩）	石英安粗岩	安粗岩	流纹英安岩	英安岩	安山岩	玄武岩	碱玄岩	碧玄岩	霞石岩	玻基辉石岩	苦橄岩
超浅成相	岩床、岩脉和其它形状的小岩体	斑状，具火山岩结构特征，富含斑晶	碱性流纹斑岩	碱性粗面斑岩	霞石斑岩	粗面斑岩	石英粗面斑岩	流纹斑岩	安粗流纹斑岩	石英安粗斑岩	安粗斑岩	流纹英安斑岩	英安斑岩（玢）	安山玢岩	玄武玢岩	碱玄玢岩	碧玄玢岩			
浅成相	岩脉、岩株和其它小侵入体	斑状，基质为显微粒状，细粒状，部分为粒状结构	碱性花岗斑岩	碱性正长斑岩	霞石正长斑岩	正长斑岩	石英正长斑岩	花岗斑岩	二长花岗斑岩	石英二长斑岩	二长斑岩	花岗闪长斑岩	石英闪长玢岩	闪长玢岩	辉绿岩 辉绿玢岩	碱性辉绿岩		煌斑岩	方沸碱煌岩	苦橄玢岩
中—深成相	相当大的侵入体（小侵入体较少）	粒状及似斑状结构	碱性花岗岩	碱性正长岩	霞石正长岩	正长岩	石英正长岩	花岗岩	二长花岗岩	石英二长岩	二长岩	花岗闪长岩	石英闪长岩	闪长岩	辉长岩	碱性辉长岩		霓霞岩	辉石岩	橄榄岩
			+石英	-石英	+似长石	-石英	+石英	+石英	+石英	+石英	-石英	+石英	+石英	-橄榄石	+橄榄石	+橄榄石		-橄榄石	-橄榄石	+橄榄石
矿物成分			黑云母、碱性辉石及角闪石			黑云母、普通角闪石及少量辉石								单斜及斜方辉石，玄武闪石		辉石、棕闪石		含钛辉石、棕闪石		
			几乎全部为碱性长石			含多量碱性长石			碱性长石和斜长石近等量			含多量斜长石		几乎全部为斜长石		多量斜长石、含似长石或少量碱性长石		含似长石不含长石	无铝硅酸盐矿物	

注："-"不含或很少含；"+"含有该矿物。

命名的问题，我们认为，除粒度标准应求统一外，其它可按工作需要和习惯，不作统一规定。如含角闪石黑云母花岗岩、褐帘石花岗岩、环斑花岗岩等。岩石中矿物粒度分级虽有统一标准，但不等粒级矿物的出现，特别是在相变地段，可以根据需要采用中粗粒、中细粒等复合冠词参加命名。显晶质火成岩根据矿物粒度的大小可分为六级：

巨粒	>10 mm	以伟晶岩类为例
粗粒	5～10 mm	以花岗岩类为例
中粒	1～5 mm	以闪长岩为例
细粒	1～0.1 mm	以细晶岩类为例
微粒	0.1～0.05 mm	以微晶岩类为例
极微粒	<0.05 mm	呈隐晶质的

(6) 还要说明的是，目前火成岩分类方案很多，所参考的分类表又都具有各自的倾向性。所以，无论参考那一个分类标准，最主要的还是应根据岩石的野外和室内鉴定的基本特征。如产状、矿物成分及定量都确切无疑了，仅由于参考分类标准所限而产生的分歧是不难解决的。这样就要求每一岩石命名都要建立在岩石显微镜下鉴定和矿物定量的基础上。另外，关于火山岩、次火山岩的命名，是否这样更正就合适了，也要通过不断实践，不断总结。

2. 超基性、基性侵入岩类

(1) 超基性岩

超基性岩在地表虽然分布甚少，但它与铬、镍、钴、铂及金刚石等矿产关系密切，因之对超基性岩的分类、命名及研究，早已引起广泛重视。我国建立的超基性岩的合理定量矿物分类及命名[据《地质科学研究院论文集(甲种)矿物、岩石、矿床及地球化学(第1号)》，中国工业出版社，1965]，已为国内所通用。

超基性岩几乎全由铁镁矿物组成，基性斜长石往往不占重要地位，含量一般<10%(也有按<15%的)。

超基性岩的分类命名，首先按橄榄石和辉石的相对含量进行划分，其次按辉石种属，即单斜辉石、斜方辉石相对含量进一步划分，其所组成的三角成分分类图见图3-1。对含量次要的矿物，如斜长石、角闪石、黑云母等，则以"少前多后"的冠词命名来区分变种，如含长辉橄岩、角闪橄榄岩、云母橄榄岩等。在斜辉岩中更常见的是古铜辉石岩（或古铜辉岩）和顽火辉石岩(或顽火辉岩)，也可采用。

(2) 基性岩

自然界存在着超基性岩与辉长岩类的共生关系，两者之间也具有过渡变化的现象。这一成因联系在火成岩定量矿物分类中虽然已给予注意，但主要尚处于半定量阶段，意见也不一致。在国内通用的分类中，超基性岩与基性岩的划分，其基性斜长石的含量界限是10%(或15%)。

基性岩的主要造岩矿物为基性斜长石和辉石，一般含量近于辉石和基性斜长石的共结比(42:58)。基性岩的分类和命名，首先按辉石和基性斜长石的相对含量划分。辉长岩是基性侵入岩中分布最广的一种岩石，当分异成一种成分的斜长石组分含量>90%时，则称为斜长岩。其次是按铁镁矿物、特别是辉石种属划分，可分为辉长岩、苏长岩、橄长岩和角闪辉长岩等。辉长岩是由单斜辉石和基性斜长石组成，而苏长岩、橄长岩、角闪辉长岩

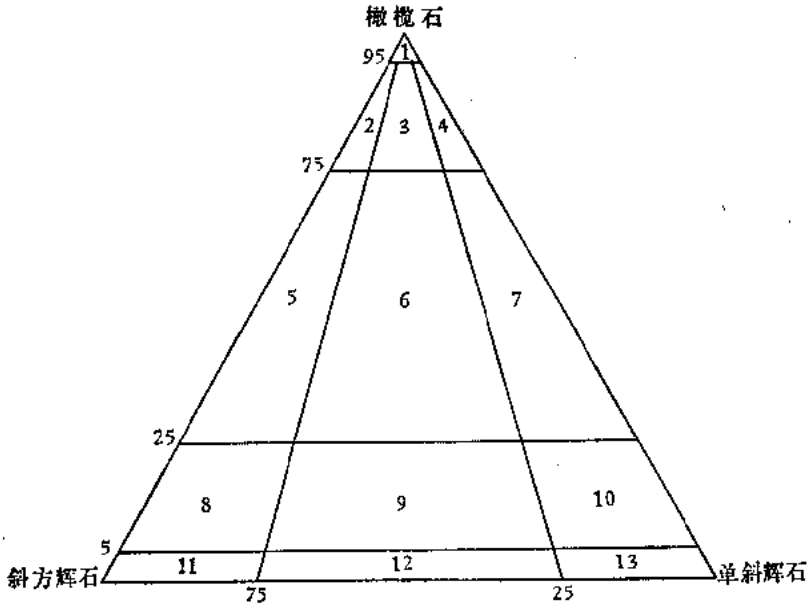


图 3-1 超基性侵入岩分类图解

1—纯橄岩；2—斜辉辉橄岩；3—二辉辉橄岩；4—单辉辉橄岩；5—斜辉橄榄岩；6—二辉橄榄岩；7—单辉橄榄岩；8—橄榄斜辉岩；9—橄榄二辉岩；10—橄榄单辉岩；11—斜辉岩(斜方辉石岩)；12—二辉岩；13—单辉岩（单斜辉石岩）

分别由基性斜长石和斜方辉石（或橄榄石或角闪石）组成。对按结构和次要矿物冠以命名者，不作统一规定。

3. 中-酸性侵入岩类

关于中-酸性侵入岩的分类方法很多，五十年代我国习用的主要有 P. 尼格里、A. 约翰生、A. H. 扎瓦里茨基、B. E. 盖特列尔等人的分类。随着对花岗岩类岩石研究的深入，我国不断提出一些花岗岩类岩石不定量矿物分类的新方案。

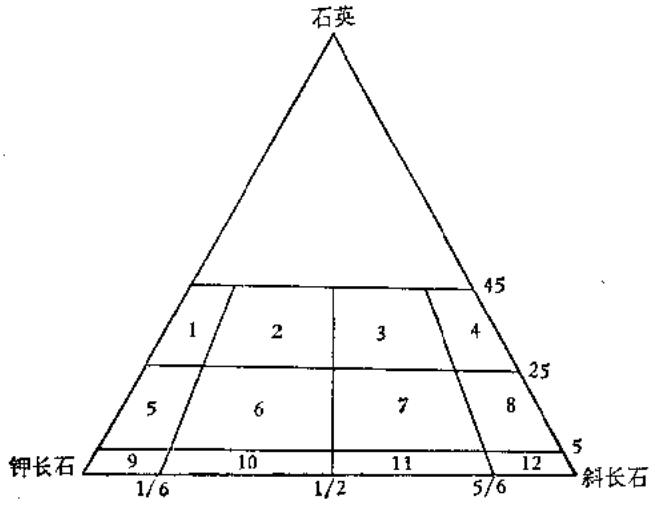


图 3-2 中-酸性岩分类图

1—钾长花岗岩；2—花岗岩；3—富斜花岗岩；4—斜长花岗岩；5—石英正长岩；6—石英二长岩；7—花岗闪长岩；8—石英闪长岩；9—正长岩；10—闪长正长岩；11—正长闪长岩；12—闪长岩

关于花岗闪长岩的命名，目前由于分类不一致，用法也很不同。有的认为花岗闪长岩是介于石英二长岩和石英闪长岩之间的岩石（北京大学地质地理系地球化学教研室，«岩浆岩»，1974），有的认为它是介于二长花岗岩与斜长花岗岩之间的岩石（南京大学地质系，«矿物岩石学»，第三册，1973）。现将两种定量矿物分类图解分别列于图 3-2 与图 3-3，以供参考。

我们在«简明火成岩分类表»（表 3-11）中，采用了综合性分类方

案，即作为鉴定用的矿物定量分类(«地质与勘探»，1974 年，第 5 期)，详见图 3-4。

目前，由于火成岩分类系统种类繁多，岩石名称的同义语与重叠现象也层出不穷，妨碍着交流与对比。1967 年，瑞士斯特雷凯森(Streckeisen)曾提出一个关于深成岩分类和命名的矿物定量分类，已被一些国家采用，了解该分类的一些原则，对我们理解国外的岩石分类和进行同名岩石的对比是有帮助的(见D.W. Hyndman «Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks», 1972)。

北京大学地质地理系(1974 年)所采用的分类标志是将石英含量分为三级，酸性岩石英含量为 25～45%；中酸性岩石英含量为 5～25%；中性岩石英含量<5%。其次，按钾长石和斜长石的含量划分为四级，其比例是 0～1/6～1/2～5/6～1。同时对斜长石号码分为三级，酸性岩斜长石号码为 No 7～12，中酸性岩斜长石号为 No 20～35，中性岩斜长石号为 No 35～50，这个分类也注意到色率和粒度问题，是一个较系统的分类。

南京大学地质系（1973 年）采用的定量矿物分类法，即«地质科学研究院论文集（甲种）矿物、岩石、矿床及地球化学（第 1 号)»（1965 年)中所推荐的分类，是以等边三角形的顶点代表石英、钾长石、斜长石三个主要矿物的含量。顶点为 100%，顶点两边代表两种矿物的含量比。例如，石英与斜长石边的 5、20、40 代表岩石中石英含量为 5%、20%、40%。斜长石和钾长石边的 1/3 和 2/3 表示钾长石含量为 66%和 33%，其余类推。

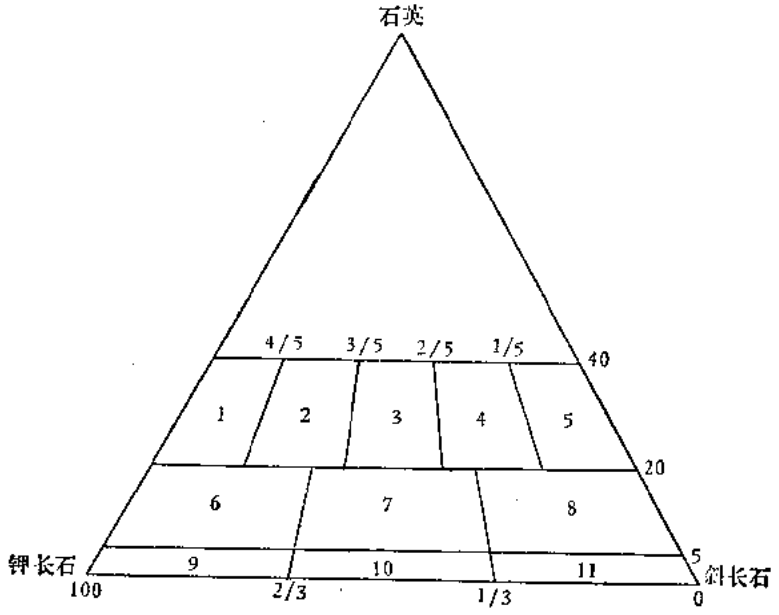


图 3-3 花岗岩类岩石分类图解

1—钾长花岗岩；2—花岗岩；3—二长花岗岩；4—花岗闪长岩；5—斜长花岗岩；6—石英正长岩；7—石英二长岩；8—石英闪长岩；9—正长岩；10—二长岩；11—闪长岩

综合性鉴定用矿物定量分类，其分类原则是将石英含量分为三级，酸性岩类石英含量为 25～50%，中酸性岩类石英含量为 5～25%，中性岩类石英含量<5%；钾长石和斜长石的含量比例分为五级，即 0～10～40～60～90～100%。该分类方案（图 3-4）统一了二长花岗岩、石英二长岩、二长岩的钾长石和斜长石的相对含量比例，并采用了花岗正长岩的名称。

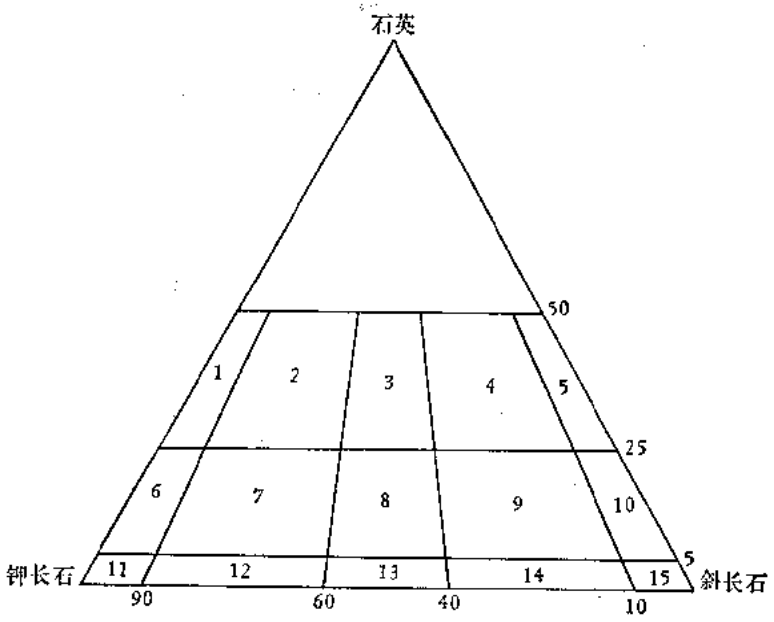


图 3-4 中-酸性花岗岩类岩石矿物定量分类图

1—钾长花岗岩；2—花岗岩；3—二长花岗岩；4—富斜花岗岩；5—斜长花岗岩；6—石英正长岩；7—花岗正长岩；8—石英二长岩；9—花岗闪长岩；10—石英闪长岩；11—正长岩；12—斜长正长岩；13—二长岩；14—正长闪长岩；15—闪长岩

4. 碱性侵入岩类

碱性岩富含钾、钠，特别是钠质，反映在岩石化学上 $NO_2O+K_2O>Al_2O_3$（分子数）。造岩矿物中出现标志碱性的指示矿物，如霞石、碱性辉石，碱性闪石等。副矿物种类也较丰富。碱性岩岩性复杂，岩体出露的不多。但碱性岩往往伴随有丰富的铌、钽、锆、铪、铀、钍、稀土、磷、铝等矿产，很值得注意。

碱性侵入岩分类命名，首先根据造岩矿物含量和组分划分为五个岩类（表 3-12）。

碱性侵入岩定性矿物分类表　　表 3-12

岩类名称	石英	似长石	碱性长石	斜长石	碱性铁镁矿物
碱性花岗岩	++	−	+++	−	+
碱性正长岩	+或−	−	+++	−	+
碱性辉长岩	−	+	++	++	++
霞石正长岩	−	++	++	−	++～+++
霓霞岩	−	+++	+	−	++～+++

注："−"不含或很少含；"+"次要；"++"主要；"+++"最主要。

(1) 碱性花岗岩类　该类岩石与钙碱性花岗岩的区别主要是不含斜长石而含钠长石，含碱性铁镁矿物。按碱性长石的种属可分钠质和钾质两亚类，钠质花岗岩为富钠种属，含有如钠长石、钠歪长石、钠微斜条纹长石和碱性辉石与碱性闪石。钾质花岗岩则为富钾种属，含有如正长石、微斜长石、铁黑云母，同时可有普通角闪石。

(2) 碱性正长岩类　该类岩石中硅铝矿物几乎全是碱性长石，按碱性铁镁矿物可分霓

辉正长岩和碱闪正长岩。

(3) 碱性辉长岩类　该类岩石特点是除含碱性矿物外，同时含多量的中基性斜长石和非碱性铁镁矿物。主要种属有碱性辉长岩、正长碱辉岩、霞斜岩等。霞斜岩主要由含钛普通辉石、霓辉石和基性斜长石组成，其次为霞石和碱性长石。

(4) 霞石正长岩类　主要成分是正长石、微斜长石、钠长石、霞石等，铁镁矿物含量不多。按矿物组合和岩石化学特征分为钠质和钾质（云霞）两种类型。钠质霞石正长岩：常见种属有霓霞正长岩、异性霞石正长岩。云霞正长岩（钾质）：富于钾质，除碱性长石和霞石外，缺少富钠矿物，出现富钾矿物，如富铁黑云母、铁云母等。

(5) 霓霞岩类　本类岩石的特点是几乎不含长石，只由霓辉石、霓石或具霓石包体的钛辉石及霞石组成。从岩石化学特点来看含硅酸很低，实质上属于碱性超基性岩。根据霞石和碱性辉石的相对含量划分为磷霞岩、霓霞岩、霞霓钠辉岩、钛铁霞辉岩等。磷霞岩主要由霞石所组成，其它矿物含量均少，但其副矿物以含有较显著的磷灰石为特征。

(6) 碳酸岩类　碳酸岩是一种特殊的岩石，主要是由碳酸盐矿物组成，含量在90%以上；同时含有少量硅酸盐矿物。由于碳酸岩具有丰富的稀有、稀土等矿产，很被重视。碳酸岩通常分布在碱性岩体的核部，呈岩株、岩颈和岩脉产出。

5. 脉岩类

脉岩在矿物成分、化学成分及空间分布上与一定的侵入岩有密切关系，因此通常借助于相似侵入岩的名称并结合其结构分别命名。

(1) 斑(玢)岩和微晶岩　斑岩、玢岩的区分，主要是根据斑晶的成分及其含量，如斑晶由斜长石、暗色矿物组成者称为玢岩；由钾长石、副长石或石英组成者称为斑岩。对无斑微细粒结构的岩石称为微晶质的。对岩石的命名一般均借助于相似侵入岩的名称(表3-13)。

侵入岩与脉岩命名比较表

(据北京大学，1974年)　　表 3-12

成分相似的侵入岩	花岗斑状结构	无斑微细粒结构
橄榄岩	苦橄玢岩	苦橄岩
辉长岩	辉长玢岩	微晶辉长岩
	辉绿玢岩	辉绿岩
闪长岩	闪长玢岩	微晶闪长岩
花岗闪长岩	花岗闪长斑岩	微晶花岗闪长岩
花岗岩	花岗斑岩	微晶花岗岩
正长岩	正长斑岩	微晶正长岩
霞石正长岩	霞石正长斑岩	微晶霞石正长岩

(2) 细晶岩和伟晶岩　细晶岩的特点是铁镁矿物含量少，细晶岩也借助于相应的侵入岩命名，如辉长细晶岩、闪长细晶岩、斜长细晶岩、花岗细晶岩、正长细晶岩、霓霞细晶岩等。

伟晶岩是伟晶巨粒结构的脉岩，与细晶岩成分相应，其种属仍借助于相应的侵入岩命

名，如花岗伟晶岩、辉长伟晶岩等等。伟晶岩有时依结构和成分变化具分带现象。伟晶岩密切与稀有金属矿产有关，也与非金属矿产有关。

（3）煌斑岩　煌斑岩为暗色脉岩，特点是富含铁镁矿物。这些矿物通常形成两代晶出，既呈自形构成斑晶，又构成基质。铁镁矿物大多是角闪石和黑云母，硅铝矿物主要是斜长石和钾长石亦多局限于基质中。在富含碱性种属中出现有碱性辉石和碱性角闪石，不含长石的碱性种属含似长石类。

根据矿物成分划分种属（表3-14），首先按铁镁矿物种属划分为云母煌斑岩、角闪石煌斑岩和辉石煌斑岩等。其次按长石种属划分为正煌岩、斜煌岩和碱煌岩（含似长石）等。

煌斑岩分类表　　表3-14

（据南京大学，1973年）

铁镁矿物 \ 长石种类	正长石为主	斜长石为主	无长石
黑云母	云煌岩	云斜煌岩	黄长煌斑岩
普通角闪石及（或）辉石	闪斜正煌岩	斜长拉辉煌斑岩	
碱性角闪石及（或）碱性辉石	碱性闪辉正煌岩	斜闪煌斑岩	碱煌岩

（4）角砾云母橄榄岩（金伯利岩）　是一种常含金刚石的浅成或超浅成超基性岩。岩石按结构构造可分为两类，一为斑状金伯利岩，另为金伯利角砾岩。前者的特点是斑状，斑晶主要是橄榄石和金云母，其次为镁铝榴石、铬透辉石等，斑晶大小不等，含量变化悬殊，斑晶熔蚀现象明显，粗大斑晶多熔蚀呈浑圆椭球体，基质为隐晶质，因强烈的蛇纹石化而具有绿色。后者的特征是岩石呈晶屑—岩屑结构，角砾状构造，角砾由外来的围岩和金伯利岩的晶屑和岩屑组成，基质部分是斑状金伯利岩。基质矿物主要有：蛇纹石、碳酸盐类、滑石、磷灰石、绿泥石、金云母、橄榄石、透辉石、钙钛矿、白钛石、榍石、金红石、镁钛铁矿、磁铁矿、尖晶石、石墨及α-碳化硅等。上述斑晶和基质中的矿物在不同地区不同岩体中变化很大，较普遍出现的矿物主要有橄榄石、金云母、碳酸盐类、蛇纹石及含钛矿物等。

金伯利岩的蚀变现象极为普遍，最常见的有蛇纹石化和碳酸盐化，其次为滑石化或绿泥石化等。碳酸盐化强烈的金伯利岩貌似"结晶灰岩"。我国某些管状岩体，地表露头上形成的金伯利岩球，也称"凤凰蛋"，其特点是中心为一已蛇纹石化的橄榄石，也有的是被熔蚀的金伯利岩块；外壳是隐晶质的金伯利岩。岩球小者仅几毫米，大者数厘米。这种岩球可作为寻找金伯利岩的重要标志之一。

金伯利岩多呈管状或脉状产出，并成群成带分布，岩管与岩脉或单独产出，或互相过渡，交互分布，也有呈岩墙状产出者。

6．次火山岩类

次火山岩有的译为潜火山岩，也有的称之为火山侵入岩。次火山岩是指熔岩尚未溢出地表，而在接近地表的地方与火山岩系伴生的浅成岩体。次火山岩与火山岩、普通浅成岩

相似，由于不少矿产与次火山岩有关，所以近年来，对次火山岩的研究在国内外都取得了很大进展。次火山岩具有侵入岩的产状特征，而在外貌上又常近似于火山岩，具有熔岩状或角砾熔岩状构造。

次火山岩的命名方法国内外都很不一致，有的以熔岩命名，有的以侵入岩命名，有加"次"字作词头（如次安山岩、次闪长玢岩），有的以火山岩作词头，玢岩（斑岩）作字尾（如安山玢岩、粗面斑岩）等等，比较混乱。

全国火山岩地区铁铜矿经验交流会议上（1974），对次火山岩命名问题提出了以下建议：

① 由于次火山岩为火山岩浆活动的产物，外貌似熔岩，而产状上又与侵入岩一样，多具斑状结构，为反映其特点，对于具熔岩外貌、斑状结构的次火山岩，认为可用火山岩作词头，以斑岩（玢岩）作词尾，如玄武玢岩、安山玢岩、粗面斑岩、流纹斑岩等；也可在熔岩名称之前加一个"次"字，如次玄武岩、次安山岩、次流纹岩等。

② 对无斑隐晶结构的次火山岩，无论在野外还是镜下常不能准确定出成分，因此，对相当于玄武岩、安山岩成分者（深色），可称为次隐晶岩，对相当于流纹岩、粗面岩成分者（浅色），可称为次霏细岩，待通过化学分析资料确定其成分后，再准确命名。

③ 对侵入深度较大的次火山岩，可按浅成岩命名，但在词头上加一"次"字。对具斑状结构者，可分别称为次辉绿玢岩、次辉长玢岩、次花岗斑岩等。它与前者的区别是前者基质为显微隐晶质，后者基质为显微显晶质；前者斑晶较小，后者较大，常大于2毫米。对具等粒结构者可分别称为次辉长岩、次闪长岩等等（也可采用"次火山"字样）。

鉴别次火山岩与火山岩、普通浅成岩的主要标志有以下几点：

① 一般的浅成侵入岩常与大的侵入体伴生，而次火山岩主要分布于火山岩地区，与火山岩同属一个构造控制，它侵入于火山岩系之中或其附近。在时间上是在火山活动过程中或略晚，间隔不太大。

② 次火山岩的产状和火山岩不同，大致有层状、脉状、似层状、钟状、透镜状、环状、柱状或筒状等，大小不等，有时呈小型岩株及岩颈。与火山岩的接触关系，有的界线不清，逐渐过渡，有的则比较清楚。但接触带的烘烤及蚀变现象一般不明显。次火山岩与火山岩为同一岩浆源，因此产状上与相应的火山岩密切共生。

③ 在岩石特征上与火山岩相似，具有相似的结构和矿物成分，但在镜下某些矿物熔蚀、暗化、斜长石有序程度、温度、钾长石光学常数变化、岩石中 Fe_2O_3/FeO 等介于火山岩与一般较深的侵入体之间。

④ 在构造上基性熔岩状火山岩多为杏仁状构造，而次火山岩多为致密状构造。在结构上均为斑状，但次火山岩的斑晶含量更高些，自形程度也更好些。基质的结构也有不同，基性火山岩为拉斑玄武-隐晶交织结构，而次火山岩为粗玄-拉斑玄武结构。中性火山岩中玻璃质含量要比次火山岩多些。

⑤ 在造岩矿物上，总的造岩矿物种属相似，不同点是次火山岩中出现火山岩中没有的基质石英。火山岩中的橄榄石出现伊丁石化，而次火山岩中不出现。次火山岩中角闪石以绿色为主，而火山岩中皆属褐色变种。火山岩中角闪石、黑云母的暗化边宽而明显，而次火山岩中则往往细而不甚明显。辉石、斜长石解理完全程度在次火山岩中为高，而裂纹则在火山岩中更发育。斜长石的熔蚀和斜长石、辉石的环带在次火山岩中不如火山岩中的

明显。磷灰石的自形程度、粒度和含量，在次火山岩中要比火山岩为高，而且次火山岩中磷灰石以长柱状为主，既分布于斑晶中，又分布于基质中；而火山岩中的磷灰石呈短柱状、粒状或针状，仅分布于斑晶中。

岩石中呈斑晶的主要造岩矿物光性也有不同，单斜辉石光性的异同见表3-15，角闪石光性之异同见表3-16。次火山岩中之斜长石是中温型，有序度较高；而火山岩中则为高温型("新相")，有序度低。

单斜辉石的光性　　表3-15

大类	种属	测定个数	(+)2V	Nm	Ng∧C
基性	次火山岩	6	53.5	1.684	44°
	火山岩	7	55.5	1.688	39°

角闪石的光性　　表3-16

岩类	颜色	多色性	Ng	Np	Ng-Np	(-)2V	Ng∧C
次火山岩	绿色	暗绿-浅黄绿色	1.690	1.670	0.020	84	14°
火山岩	褐色	红褐-浅褐色	1.716	1.678	0.038	80	10°

⑥ 岩石化学上也有差别。

综上所述，次火山岩与火山岩在生成环境上的主要区别是：

① 次火山岩岩浆冷却速度较慢，淬火程度较差，结晶环境较稳定，所以其结晶程度较火山岩为好。

② 次火山岩较火山岩生成温度稍低，压力稍大，所以角闪石、黑云母的暗化边不如火山岩中那样明显，斜长石熔蚀不显著，更近于低温斜长石变种。由次火山岩中出现无暗化的绿色普通角闪石，推测其生成温度不超过750°C，而火山岩中呈暗化的褐色普通角闪石，其生成温度应高于750°C而低于1050°C。

7. 火山岩类

由于火山岩中蕴藏着丰富的矿产资源，近年来，火山岩区的普查找矿工作已引起普遍重视。火山岩的分类与命名，由于采用新岩相命名法，消除了命名上的混乱。对那些根据镜下鉴定按矿物成分分类发生困难的种属，可兼用化学分析资料换算标准矿物的方法定名，从而为详细划分火山岩的过渡种属提供了条件。

近年来，我国对火山岩的分类、命名的研究也在加强，较有代表性的分类有两个：一为西北地质科学研究所的分类(见《西北地质科技情报》，1973年，第4期)，一为全国火山岩地区铁铜矿经验交流会议(1974)上提出的常见熔岩鉴定图表。

前一分类是根据火山岩产出的地质背景、矿物组合和化学成分，按火山岩的成因类型划分为三大类：即含富钙辉石或碱性辉石、碱性角闪石的碱性火山岩类；含钠长石或酸性斜长石为主的偏碱性细碧岩-石英角斑岩类；含斜方辉石或普通角闪石和黑云母的钙碱性火山岩类。

现将三大类岩石分述如下：

(1) 碱性火山岩类

可分两亚类，一是导源于不饱和的碱性玄武岩浆，含似长石>10%。包括：方沸岩(橄榄方沸岩或方沸玄武岩)、霞岩(橄榄霞岩或霞玄武岩)、白榴岩(橄榄白榴岩或白榴玄武岩)，苦橄玄武岩，碧玄岩、响蓝灰玄岩(Ordanchite)、霞石安粗岩(根据所含钾长石在全部长石中的数量，小于10%、10～40%、40～60%而依次定名)、响岩。

另一是导源于接近不饱和的碱性玄武岩岩浆，似长石和石英含量<10%。包括：橄榄拉长玄武岩(碱性玄武岩)、橄榄中长玄武岩(夏威夷岩)、奥长玄武岩、歪长玄武岩、粗面玄武岩、粗面岩。

而石英含量>10%者，包括：碱流岩、钠闪碱流岩。

(2) 细碧岩-石英角斑岩类

主要种属有：细碧岩、角斑岩、石英角斑岩。

(3) 钙碱性火山岩类

可分两大套，石英含量小于10%者有：拉斑岩、高原玄武岩、安山岩类[高铝玄武岩(此种岩石与玄武安山岩伴生)、玄武安山岩、正常安山岩]、橄榄安粗岩[安粗岩、橄榄安粗岩(根据化学成分、矿物成分的系列变化可分橄辉安粗岩、橄榄安粗岩、粗面粒玄岩)]。

石英含量大于10%者有：英安岩(长石中钾长石含量小于10%，斜长石为中长石)、流纹英安岩(长石中钾长石含量40～10%，斜长石以奥长石到中长石为主)、英安流纹岩(dellenite)(长石中钾长石含量在60～40%，斜长石以奥长石到中长石为主)、流纹岩。

后一分类是以岩石中实际矿物成分体积百分数为基础，或用化学分析资料换算成标准矿物来大致命名的。这一分类是在斯特雷凯森(1967年)火成岩分类基础上修改的。该鉴定图表分为四个矿物组合：Q=硅氧化物(石英类)，A=碱性长石(如正长石、透长石、歪长石及号码小于5的钠长石等)，F=似长石或似长石类(如白榴石、假白榴石、霞石、方钠石、黝方石、蓝方

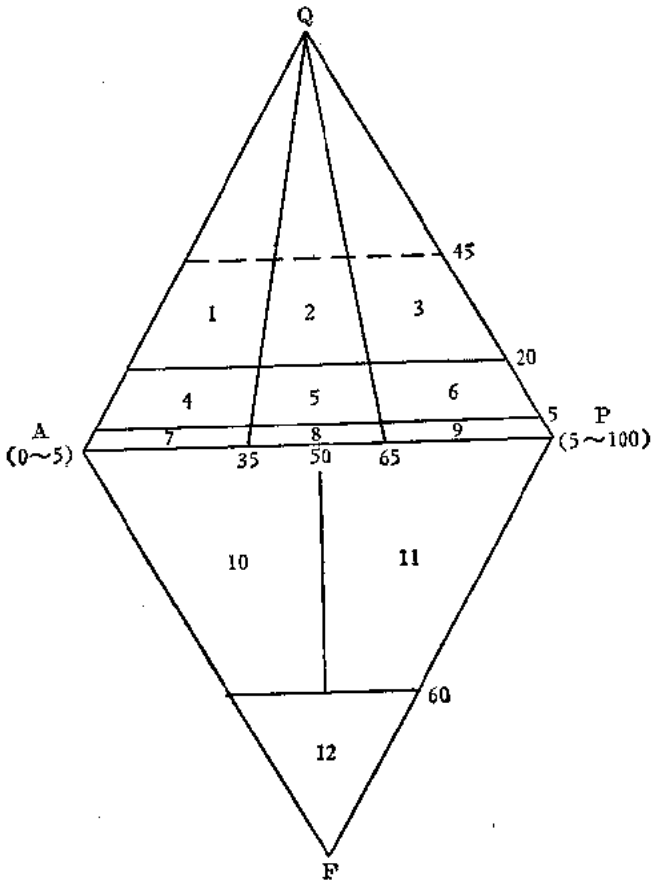


图 3-5 常见熔岩的分类图解

1—流纹岩； 2—流纹英安岩； 3—英安岩； 4—石英粗面岩；5—石英安粗岩； 6—石英安山岩； 7—粗面岩； 8—安粗岩；9—安山岩、玄武岩； 10—响岩； 11—碱玄岩； 12—似长石岩、白榴岩等

石、方沸石、钙霞石等)，P＝斜长石(5～100号)，M＝暗色矿物(橄榄石、辉石、角闪石、黑云母)、副矿物及黄长石等。

对于M＞90%者，是按铁镁质矿物占优势者来分类的。M＜90%者，用浅色矿物作成三角图，以Q＋A＋P＝100或A＋P＋F＝100，长石比例是以$\frac{P}{A+P}$法计算的。随着P的增加，色率及斜长石号码一般也是增加的。其鉴定分类图表见图3-5。

火山岩鉴定图表(图3-5)的应用应与侵入岩鉴定图表的分类原则适应起来。鉴于火山岩研究往往兼用化学分析资料或按标准矿物分类法(C. I. P. W)，是可以满足命名要求的。据此，按中-酸性花岗岩类岩石矿物定量分类图表的分类原则，将相应的火山岩种属作如下划分，以供讨论若干过渡种属时参考。

(1) 流纹岩类

包括钾长流纹岩-流纹岩-安粗流纹岩-富斜流纹岩(＝英安流纹岩)-斜长流纹岩；

(2) 流纹英安岩类

包括石英粗面岩-流纹粗面岩(＝粗面流纹岩)-石英安粗岩-流纹英安岩-英安岩；

(3) 粗面-安山岩类

粗面岩-斜长粗面岩-安粗岩-正长安山岩(＝长安山岩)-安山岩。

关于火山岩类中几个名词的使用说明如下。英安岩根据原命名指相当于侵入岩石英闪长岩的喷出相安山岩的同义词。流纹英安岩(Rhyodacite)相当于花岗闪长岩的喷出相。富斜流纹岩原译名为斑苏粗安岩(Toscanite)或相当于流纹质英安岩及英安流纹岩(dacite liparite)，原命名Toscanite指与现命名富斜花岗岩相当的喷出相，其所含斜长石比石英安粗岩偏基性。安粗流纹岩原译名为英安流纹岩(Dellenite)，为适应五分原则的统一性，建议译名为安粗流纹岩。粗安岩是安粗岩的同义语，按岩石化学标准矿物计算，常常Or＞An，所以原粗安岩应统一称安粗岩。

在对火山岩命名时，有关暗色矿物的含量(色率)、构造、结构、斑晶的含量等应不作为划分种属的依据，对其取舍可按习惯和研究程度而定。应特别指出的是，过去斑状结构的火山岩均以亚类区分，如流纹岩，以斑状结构命名为流纹斑岩等等，为了防止该类命名与次火山岩相岩石混淆，凡含斑晶的火山岩必要时可在主名之前冠以"多斑"或"疏斑"，如多斑流纹岩、疏斑流纹岩，不称斑流岩、流纹斑岩等。

关于细碧岩-石英角斑岩类岩石的特征说明如下。

细碧-石英角斑岩系通常称为细碧-角斑岩系或细碧岩系，是属海底喷发的地槽型海相火山岩建造。其种属划分，一般分为细碧岩、角斑岩、石英角斑岩等。

细碧岩 为浅绿色，一般为致密无斑隐晶质岩石，具有枕状和杏仁状构造。细碧岩是火山岩，也可以是次火山岩条件下形成的超浅成侵入岩，因此它的结构是多样的，可以是辉绿结构、次辉绿结构、填间结构、玄武球粒结构、玻质辉绿结构等。矿物成分比较复杂，斜长石微晶由钠长石(有时含奥长石)组成，斜长石与绿泥石或细长的辉石呈交织状，其它矿物有绿帘石和黝帘石等。有时具有钠长石和辉石呈斑晶产出。基质矿物有钠长石、绿泥石、绿帘石、方解石等。气孔中充填有钠长石、绿泥石、石英或绿帘石、黝帘石等。细碧岩的矿物组合与已经变质的基性岩很相似，又不易与钠长粒玄岩或钠长辉绿岩区分。富钠的细碧岩如果为钾长石交代，变为富钾岩石即称钾细碧岩。

角斑岩 为一淡色、钠质、无石英斑晶的钠长斑状、中性火山岩或次火山岩。结构有细粒斑状、毡状、粗面状及霏细状；正斑结构至斑状结构；呈隐晶质、细晶质、球颗状至交织状。基质常为隐晶至细晶状，有的呈镶嵌结构，变化于它形至全自形晶粒结构之间。造岩矿物组合一般为钠长石或钠长-奥长石、角闪石或辉石，其它为绿泥石、绿帘石等。有些角斑岩含钠正长石或歪长石及正长石。斑晶无石英是其特点；基质则由石英，钾、钠长石等组成。钠长石斑晶有时具钠长晶纹或棋盘状结构，有的斑晶亦可见正长石。角斑岩的钠长石或奥长石如果多为钾长石所交代，则过渡为钾角斑岩。

角斑岩呈隐晶质，断口致密，很象角质，故称角斑岩。过去对某些富钠粗面岩或钠长石化安山岩也称角斑岩，也有人认为角斑岩是受钠长石化作用的蚀变产物。但角斑岩很可能是来自于富钠质岩浆自成系统。

石英角斑岩 当角斑岩中出现石英斑晶时，就过渡为石英角斑岩。斑晶除石英外，还有钠长石或酸性奥长石，有时有正长石，其特征同角斑岩。石英角斑岩的钠长石或奥长石为钾长石交代，则过渡为钾石英角斑岩。

第三节 沉 积 岩

1. 概述

沉积岩是在地表条件下，原岩经风化、搬运、沉积或由火山喷发、有机物质沉积等，经成岩作用后而形成的岩石。

沉积岩的种类很多，但分布最广的是泥质岩，其次为砂岩和石灰岩。沉积岩中含有很多重要矿产，所以沉积岩石学的研究一直被找矿工作者所重视。

沉积岩的分类，通常是以成因作为划分基本类型的基础，而以成分、结构等特征作为进一步分类的依据。但由于沉积岩的形成过程复杂，特别是所采用的粒级和成岩物质定量标准不尽一致，所以目前分类方法尚不统一。

国内关于沉积岩分类比较系统的有：«地质科学研究院论文集（甲种）矿物、岩石、矿床及地球化学(第1号)»(1965)中推荐的关于沉积岩的分类和命名。这个分类方案是多级的，它强调了分类命名统一准则的重要性和灵活使用的必要性，使用方便。北京石油学院所提出的沉积岩的分类和命名问题的一些原则，也具有参考价值。

沉积岩的分类和命名，应视研究对象和工作精度的不同、分类的详细程度而有所区别。所以，我们在汇编有关沉积岩的分类与命名的资料时，选录了不同的方案，以便于参考。

沉积岩的主要类型一般分为四类(表3-17)。

沉积岩分类所采用的成分标准和粒级标准如下：

(1) 成分标准

成分标准对化学岩-生物化学岩的分类是重要的，各岩族之间在成分上的区别，在某种意义上代表其成因特点。同时也是划分碎屑岩的标准之一，不应忽视。各种混杂岩除粒级混杂外，成分混杂又是区分岩石种属的分类基础。目前对单成分岩杂质含量、二成分混杂岩或三成分混杂岩的矿物定量分界，在援引定性矿物分类命名的基础上采用的成分标准也是多样的。不同成分标准的划分，从其研究程度和工作要求有其特定意义，在此不一一进行讨论。地质科学研究院(1965)关于沉积岩的分类和命名，所采用的标准统一性强，便于

沉积岩主要类型简表　　表 3-17

沉积岩主要类型岩石				附生岩类型
火山碎屑岩（按成分、粒度细分）	正常沉积碎屑岩（按粒度细分）	泥质岩（按成分细分）	化学岩及生物化学岩（按成分细分）	
集块岩	粗屑岩（>2 mm）	高岭石粘土岩	碳酸盐岩	含铜质岩
火山角砾岩	砂质岩（2～0.1 mm）	蒙脱石粘土岩	硅质岩	海绿石质岩
凝灰岩	粉砂岩（0.1～0.01 mm）	水云母粘土岩及其后生作用的变种（页岩类）	铁质岩	含沸石质岩
			磷质岩	
			铝质岩	
			锰质岩	
			盐岩	
			可燃有机岩	

记忆，是比较合理和适用的。如其中对二成分混杂岩命名标准（表 3-18）已被通用，可作为岩石命名的标准。

二成分混杂岩命名标准　　表 3-18

含量名称	含量，%（B成分含量）
（原基本名称A）	<5
含B+（原基本名称A）	5～10
B质+（原基本名称A）	10～25
原基本名称B+原基本名称A	25～50
原基本名称A+原基本名称B	50～75
A质+（原基本名称B）	75～90
含A+（原基本名称B）	90～95
原基本名称B	>95

（2）粒度标准

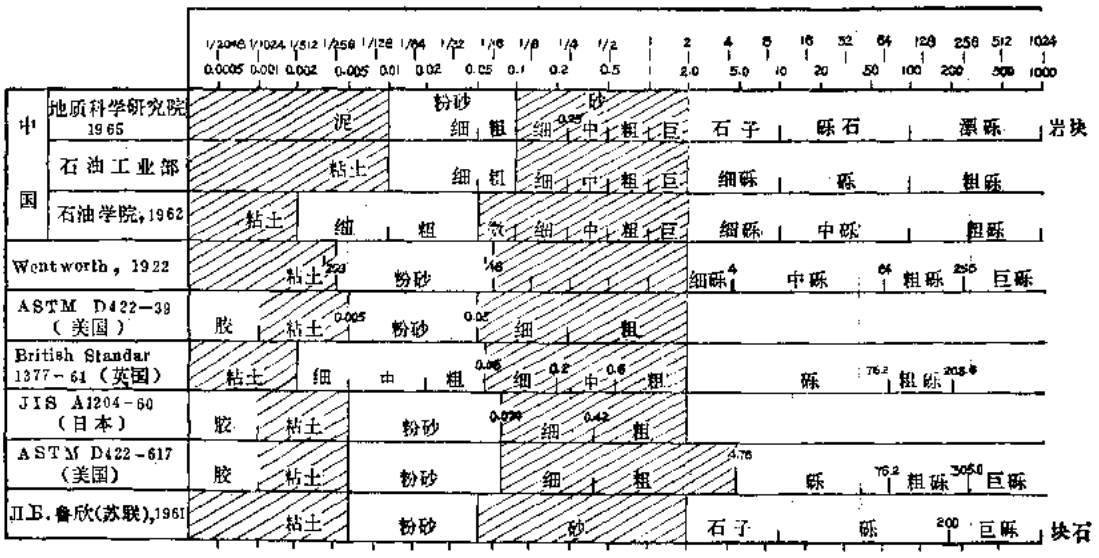
沉积岩的粒度分界标准是一个长期讨论的问题，而所采用的方式也不一样。目前国内通用的是采用十进位分级，但对粘土、粉砂、砂、砾等的界限划分还不甚一致。对每一粒级的进一步区分，如砂级有的分为粗、细两级，有的分为粗、中、细三级，也有的主张分为巨、粗、中、细四级或巨、粗、中、细、微五级等等，这种细分，一般用均分法，也有用不同比例的。

从目前国外一些粒度分界来看，砂、砾的分界主要以 2 毫米为界（个别采用 4.76 毫米），砂与粉砂分界多以 0.05、0.06、0.074 毫米为界，而粘土与粉砂的分界主要为0.002、0.005 毫米两级。国内所采用的标准，砂砾分界是一致的，对砂与粉砂、粉砂与粘土是有分歧的（表 3-19）。从金属矿产找矿工作研究程度的一般要求，而又适于镜下鉴定的粒度分级，我们建议采用以 0.01、0.1、2 毫米的粒度分界来考虑岩石分类和命名。

2. 火山碎屑岩类

火山碎屑岩是火山岩与沉积岩之间的过渡岩石类型，是火山作用形成的各种碎屑物组

碎屑颗粒的粒级标准　　表 3-19



成的岩石；其碎屑中除火山物质外，还有一定数量的正常沉积碎屑物或熔岩物质。火山碎屑岩的分类，首先根据火山碎屑物质的含量、粒度、成岩作用方式，并考虑到火山碎屑物质的特点和原始岩浆成分等，也可根据某些特殊的岩石学标志，在基本名称之前加一定的前缀。

(1) 火山碎屑岩的分类

北京地质学院(1962)和地质科学研究院(1965 年) 所提出的分类是具有代表性的（表 3-20、表 3-21)。一九七四年全国火山岩地区铁铜矿经验交流会议提出的火山成因碎屑岩的分类命名，也有参考价值。几个方案的主要分歧是所采用的粒级标准不一，为了参考方便，综合几个分类的特点，按适合于镜下鉴定用的粒级标准，我们编制成火山碎屑岩综合分类表(表 3-22)，以供参考。

各种岩石类型又可根据原始岩浆成分不同，作为形容词冠于岩石名称之前。如流纹质凝灰岩，安山质凝灰角砾岩等。

对细粒的火山碎屑岩——主要是凝灰岩的命名，常见的分法是晶屑、玻屑、岩屑三个不同含量(20%、50%、80%)将其划分为十种类型（图 3-6)。

也可采用表 3-23 的分类法，与混杂沉积碎屑岩的分类命名标准统一起来。

(2) 火山碎屑岩的主要类型

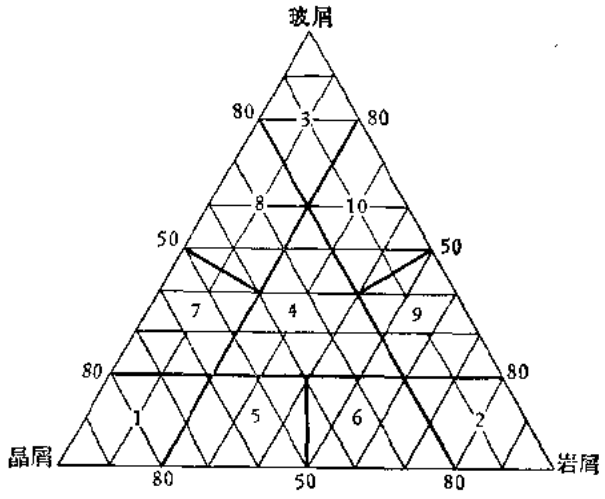


图 3-6　细粒火山碎屑岩分类图解

1—晶屑凝灰岩；2—岩屑凝灰岩；3—玻屑凝灰岩；4—混合型凝灰岩；5—岩屑晶屑凝灰岩；6—晶屑岩屑凝灰岩；7—玻屑晶屑凝灰岩；8—晶屑玻屑凝灰岩；9—玻屑岩屑凝灰岩；10—岩屑玻屑凝灰岩

火山碎屑岩分类表（北京地质学院，1962年）

表 3-20

岩石类型 / 火山碎屑物含量，% / 成岩作用方式 / 岩石名称 / 粒度，毫米		火山碎屑熔岩类	熔岩火山碎屑岩类	正常火山碎屑岩类		沉积火山碎屑岩类	火山碎屑沉积岩类	
		10～50	50～90	>90		50～90	50～10	
		熔浆胶结	熔浆胶结	熔接状	非熔接状（压紧和化学沉积物胶结）	化学沉积物胶结	化学沉积物胶结	
>50	>100	集块熔岩	熔岩集块岩	熔接集块岩	粗集块岩	沉积-集块岩	>2	火山碎屑质砾岩及角砾岩
	100～50				细集块岩			
50～2	50～25	角砾熔岩	熔岩角砾岩	熔接角砾岩	粗火山角砾岩	沉积-火山角砾岩		
	25～2				细火山角砾岩			
<2	2～0.5	凝灰熔岩	熔岩凝灰岩	熔接凝灰岩	粗凝灰岩	沉积凝灰岩	2～0.05	火山碎屑质砂岩
	0.5～0.05				细凝灰岩		0.05～0.005	
	<0.05				极细凝灰岩		<0.005	

火山碎屑岩分类表（地质科学研究院，1965年）

表 3-21

岩石名称 / 粒度，毫米		岩石类型 / 火山碎屑含量，(%) / 成岩作用方式	沉积岩	火山碎屑沉积岩	沉积火山碎屑岩		正常火山碎屑岩		详细命名	
			≤10	10～50	50～90		>90			
			沉积胶结	正常沉积物胶结的（压紧和化学胶结）	正常沉积物胶结的（压紧和化学胶结）		熔接状	非熔接状		
>50	100～50		粗碎屑岩（砾岩类）	凝灰(角)砾岩	沉积-集块岩		熔接集块岩	粗集块岩	岩屑的（对火山碎屑沉积岩和沉积火山碎屑岩亦可分晶体的或玻屑的）	流纹质的粗面质的安山质的玄武质的
								细集块岩		
50～2	25～2				沉积-火山角砾岩		熔接角砾岩	粗火山角砾岩		
								细火山角砾岩		
2～0.1	0.5～0.1		细碎屑岩（砂岩类）	凝灰砂岩	沉积凝灰岩	砂质凝灰岩	熔接凝灰岩	粗凝灰岩	晶体的岩屑的玻屑的	
								细凝灰岩		
0.1～0.01	0.01		粉砂岩	凝灰粉砂岩		粉砂-粘土质凝灰岩		极细凝灰岩		
<0.01			粘土岩	凝灰粘土岩						

火山碎屑岩综合分类表

（根据一九七四年全国火山岩地区铁铜矿经验交流会议资料略加修改）　　表 3-22

岩石类型 / 火山碎屑物含量，% / 成岩作用方式 / 岩石名称 / 粒级和相应粒级的含量，毫米			向熔岩过渡的类型	正常的火山碎屑岩类		向沉积岩过渡的类型	
			碎屑熔岩类	熔结火山碎屑岩类	火山碎屑岩类	沉积火山碎屑岩类	火山碎屑沉积岩类
			火山碎屑物减少，熔岩物质增多 ⟵ ⟶ 火山碎屑物减少，沉积物质增多				
			10～90	>90		90～50	50～10
			熔岩胶结	熔结	压结和化学胶结	化学胶结、粘土质及火山碎屑胶结	
粗粒级	>100 集块含量>1/5		集块熔岩	熔结集块岩	火山集块岩	层火山集块岩	凝灰质巨砾岩 （角砾岩）
粗粒级	100～2 集块角砾含量>1/3	100～10 粗	角砾熔岩	熔结角砾岩	火山角砾岩	层火山角砾岩	凝灰质砾岩 （角砾岩）
		10～2 细					
细粒级	<2 相应粒级含量>1/2	2～0.5 粗屑	凝灰熔岩	熔结凝灰岩	凝灰岩 （晶屑、玻屑、岩屑、混合型）	层凝灰岩 粗屑(层)凝灰岩	凝灰质粗砂岩
		0.5～0.1 细屑				细屑(层)凝灰岩	凝灰质细砂岩
		0.1～0.01 粉屑				粉屑(层)凝灰岩	凝灰质粉砂岩
		<0.01 微屑				微屑(层)凝灰岩	凝灰质泥岩

凝 灰 岩 的 命 名　　表 3-23

含　量，%	命名要素	具体命名			
		晶屑	岩屑	玻屑	
>50	基本名称	晶屑凝灰岩	岩屑凝灰岩	玻屑凝灰岩	混合型凝灰岩
50～25	复合名称	晶屑——	岩屑——	玻屑——	
<25 (10～25)	冠　同	一般不参加命名，必要时可加含××的，如： 含晶屑的	含岩屑的	含玻屑的	

① 火山碎屑熔岩类　是由熔岩胶结熔岩碎屑所构成的一种火山成因的碎屑岩，它是向熔岩过渡的中间类型，所以兼有两者的特性。本类岩石的产出条件比较复杂，它可分布在熔岩流的边缘和末端，也可分布在熔岩层的上下部或位于岩钟的顶部构成特殊的“集块状岩壳”。火山碎屑熔岩按其碎屑物的粒度可分为集块熔岩、角砾熔岩、凝灰熔岩等。又可根据物质成分不同，命名时在基本名称之前冠以“流纹质”或“安山质”等。但其中的晶屑和岩屑具棱角状，常具带状构造的特征。

② 熔结火山碎屑岩类　火山碎屑物质占绝对优势，以熔结的方式成岩，有时还叠加压结和化学胶结作用。根据产出条件，可构成火山颈、破火山口、火山洼地和巨大的火山碎屑岩流，有时甚至成侵入状的熔结凝灰岩体。这类岩石的成分是多种多样的，但通常为酸性或中性的，有时为中性或碱性的。其中可含大量的塑性岩屑(又称浆屑)和数量不等的刚性碎屑(岩屑、晶屑等)。塑性岩屑大小不一，形状复杂，多呈火焰舌状，撕裂状和塑性变形等形态。其内部有时可见流纹构造和显微气孔构造，变余玻屑结构、玻屑质结构或玻基斑状结构。“火焰石”的延长方向一般同岩层的顶、底面大致平行。刚性碎屑往往很破碎，也常有不同程度的烘熔现象。熔结碎屑岩的“胶结物”主要由更细的火山灰、火山尘所组成，当烘熔作用较弱时，可保留残余的凝灰结构。因此，熔结碎屑岩常具特殊的“条纹斑杂构造”和熔结凝灰结构。

根据熔结作用的强度，可将熔结火山碎屑岩分为：强熔结的(即熔接的或焊接的)碎屑岩——使岩石部分或几乎完全失去了原来的碎屑结构；弱熔结的(即烧结的)碎屑岩——岩石还保留明显的碎屑结构。也有人称之为熔接状火山碎屑岩。其中熔结凝灰岩，是由于炽热的火山砂在成岩时刚性火山碎屑物质被熔融状态的火山碎屑物质熔接，一般较致密，含少量岩屑、晶屑及一些玻屑的透镜体，构成特殊的条纹斑杂构造和残余的玻屑结构。镜下可见弓形的玻璃拉长压扁，呈定向排列，由此而区别于凝灰熔岩和凝灰岩。

③ 火山碎屑岩类　是火山碎屑物质占绝对优势，沉积物质极少，以压结和化学胶结方式成岩的火山成因碎屑岩。化学胶结通常由蛋白石和粘土类矿物构成，重结晶后变成玉髓(或石英)和水云母集合体。基性岩中的胶结物可由火山灰分解物——碳酸盐构成。火山碎屑物由于搬运方式不同，如通过空中坠落、暂时碎屑岩流、泥石流和冰川搬运堆积等又各具不同的粒度、结构和分布特征。

其中凝灰岩，根据晶屑、岩屑、玻屑含量的不同，又分为晶屑凝灰岩、岩屑凝灰岩或玻屑凝灰岩以及其它混合型的凝灰岩等。

④ 沉积火山碎屑岩类　是同期喷发的火山碎屑和一定数量的沉积混入物所组成的火山成因的碎屑岩，其中沉积混入物<50%，也称层火山碎屑岩。沉积混入物中粗粒级的主要是岩屑，也可有一定数量的晶屑，细粒的沉积混入物可有相当数量的绿泥石、水云母(或水化云母)和高岭石等鳞片状粘土类矿物以及石英碎屑等，并可有生物沉积混入物。化学沉积混入物在粗粒级的碎屑岩中，主要出现在胶结物中，而在细粒级的层凝灰岩中，即可作为胶结物存在，又可以构成单独的透镜体或微薄夹层。

沉积火山碎屑岩类与正常火山碎屑岩或沉积岩呈逐渐过渡的关系。一般情况下，这些火山碎屑物是经过风或水的搬运后在河谷、湖泊或海洋中沉积而成。火山碎屑物之间，能找到沉积成因的岩屑，比较磨圆的砾石或砂粒，可含化石和具有层理构造。胶结物多为粘土质和石灰质物质。

⑤ 火山碎屑沉积岩类　是以正常沉积物为主，含一定数量的火山碎屑混入物(<50%)的岩石，一般称凝灰质碎屑岩(或火山碎屑质××岩)。其中沉积物质可以是生物的或水化学的。火山碎屑混入物常呈玻基斑状结构、交织结构或玻屑结构。可见到新鲜的环带斜长石，含玻璃包体的石英，有暗化边的黑云母或角闪石等。

火山碎屑沉积岩类与沉积火山碎屑岩类之间的区别主要是火山碎屑与沉积组分含量的比例关系。

3．正常沉积碎屑岩类

正常沉积碎屑岩是各种母岩经机械破碎后，受不同地质营力的机械搬运，在一定环境下沉积、胶结起来的岩石。其分类首先按碎屑粒度进行。碎屑岩的命名，一般是根据含量大于50%以上的粒级进行的，含量在50～25%时，以"质"表示，如含量为5～25%，则以"含"表示。

(1) 正常沉积碎屑岩的分类见表3-24。

粗屑岩、砂岩、粉砂岩及泥质岩的粒度分级　　表 3-24

碎屑等级	碎屑大小，毫米	碎屑名称	岩族名称	岩石(岩属)名称
Ⅰ (2～>1000 毫米)	>1000	岩块	粗屑岩	岩块(角)砾岩
	1000～100	巨砾		巨砾(角)砾岩
	100～50	粗砾		粗砾(角)砾岩
	50～10	中砾		中砾(角)砾岩
	10～2	细砾		细砾(角)砾岩
Ⅱ (0.1～2 毫米)	2～1	巨粒	砂质岩	巨粒砂岩
	1～0.5	粗粒		粗粒砂岩
	0.5～0.25	中粒		中粒砂岩
	0.25～0.1	细粒		细粒砂岩
Ⅲ (0.1～0.01 毫米)	0.1～0.01	粉砂	粉砂岩	粉砂岩
Ⅳ (<0.01毫米)	<0.01	泥质	泥质岩	泥质岩

(2) 常见的正常沉积碎屑岩可分下述几类：

① 砾岩(角砾岩) 按砾岩(角砾岩)的砾石成分分类见表3-25。

按砾石成分的分类　　表3-25

	类型	砾岩名称
砾岩(角砾岩)	单成分砾岩(角砾岩)	石英砾岩(角砾岩) 石灰岩砾岩(角砾岩) 白云岩砾岩(角砾岩)* 粘土岩砾岩(角砾岩)* 石灰岩-白云岩砾岩(角砾岩)*
	复成分砾岩(角砾岩)	花岗岩砾岩(角砾岩) 变质岩砾岩(角砾岩) 沉积岩砾岩(角砾岩) 火山岩砾岩(角砾岩) 杂砾岩(角砾岩)

* 较少见的类型。

按成因的不同可将砾岩（角砾岩)分为：残积、坡积、河成、海成、风成、冰川等。按砾岩在地质剖面中的位置可分为：层间砾岩、底砾岩。按其含矿性可分为：含铜砾岩、含金砾岩、含金铂砾岩、含铀砾岩等。

② 砂岩和粉砂岩 砂岩的分类基础首先是碎屑成分，按石英、长石和岩屑的比例进行划分，地质科学研究院采用三角图分类，以5%、10%、25%、50%为界，将砂岩分成11种(表3-26，图3-7)。北京石油学院以25%、50%、75%为界分成4类16种，北京地质学院提出的砂岩分类未采用三角图，按其划分的原则列表共分9种(表3-27)，用起来比较简明。1973年南京大学地质系将砂岩划分为六类(表3-28)，这一分类，兼用硬砂岩、岩屑砂岩的命名。上述几种分类方案各具优缺点，均可结合实际选择引用。砂岩按现分类原则，未采用三成分混杂岩的划分标准。

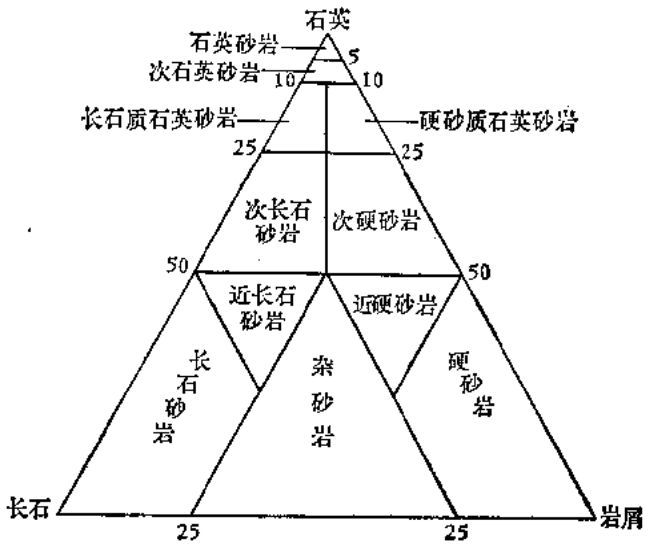


图 3-7 砂岩分类三角图表(地质科学研究院，1965年)

砂岩按其成因可以分为：河成砂岩、海成砂岩、风成砂岩。按胶结物成分可分为：硅质砂岩、钙质砂岩、铁质砂岩、泥质砂岩等。按其含矿性，常见的有含铜砂岩和含铜粉砂岩，它是含铜沉积岩的主要岩石，也是含铜量最大的含铜沉积岩；砂岩中还常常富集有金、铀、锡石、锆石、独居石等矿产。

粉砂岩的分类原则与砂岩相同。

在讨论砂岩分类中值得注意的是“硬砂岩”与杂砂岩的命名和使用问题。硬砂岩的命

砂 岩 分 类 表 （地质科学研究院，1965 年） 表 3-26

岩石名称 \ 石英含量，(%) / 长石与岩屑含量对比	>95	90～95	75～90	50～75	<50
长石＝岩屑	石英砂岩	次石英砂岩			“杂砂岩”
长石＞岩屑			长石质石英砂岩	次长石砂岩	近长石砂岩
长石＞2倍岩屑					长石砂岩
岩屑＞长石			硬砂质石英砂岩	次硬砂岩	近硬砂岩
岩屑＞2倍长石					“硬砂岩”

砂 岩 分 类 表 （北京地质学院，1962 年） 表 3-27

石 英，%	长 石，%	岩 屑，%		岩 石 名 称
95			1	石英砂岩
95～75	5～25	5	2	长石石英砂岩
95～75	5	5～25	3	硬砂质砂岩
95～75	5～20	5～20	4	硬砂质长石石英砂岩
<75	>25	5	5	长石砂岩
<75	5	>25	6	“硬砂岩”
<70	>25	5～25	7	硬砂质长石砂岩
<75	5～25	>25	8	长石质硬砂岩
<50	>25	>25	9	长石质硬砂质岩

砂 岩 分 类 表 （南京大学，1974 年） 表 3-28

砂粒 \ 基质	20%<基质<50%	基 质 <20%		
岩屑＞长石	“硬砂岩”	岩屑砂岩	岩屑石英砂岩	石英砂岩
岩屑＜长石	长石砂岩		长石石英砂岩	
石英＋硅质岩屑	<75%		75～90%	>90%

名，目前在国内外的砂岩分类上使用相当混乱（见《沉积岩石学讲稿》1959 年，科学出版社），从上面引述的几个分类中可以看出，按碎屑成分分类三角图解上的含意和南京大学地质系的砂岩分类上硬砂岩的命名原则截然不同。从名称的使用也可以看出，硬砂岩（gray-wacke）在《英汉综合地质学词汇》中列为杂砂岩的同义语，所以称硬砂岩为杂砂岩。北京石油学院（1962 年）建议硬砂岩改称“岩屑砂岩”；也有人称为石质砂岩；在地质科学研究院的分类表上，硬砂岩、杂砂岩并列使用，南京大学又将硬砂岩和岩屑砂岩并列，划分为不同种属，这种名称的重叠使用，有的是义同词异，有的却反映着使用上的混乱。综上所述，我们建议在砂岩以碎屑成分，按石英、长石、岩屑划分种属类别时，取消硬砂岩的名称，而代之以岩屑砂岩或石质砂岩，（或可相当于 Lithic arenite 和 Lithic Sandstone）。用杂

砂岩代替硬砂岩，杂砂岩(即 graywacke)列为一种特殊的混杂砂岩使用。

杂砂岩所不同于一般混杂砂岩，是由于其所含砂质和泥质成分均不相当于习惯用的划分种属标准。如一种成分＞50%，建立基本名称，50～25%建立复合名称，＜25%用主冠词、次冠词的规定等；而杂砂岩是一种暗灰色富含泥质胶结物，分选性差的坚硬砂岩。构成碎屑物的砂粒具有棱角状，所含石英、长石、铁镁矿物、各种岩屑成分变化较大，手标本又难于区分种类。这种杂砂岩过去常以泥质胶结物＞10%、＞15%、＞20%与岩屑砂岩或混杂砂岩区分。为统一标准，我们建议采用泥质＞25%来作为区分杂砂岩的分界限。对于杂砂岩区分种属可根据碎屑成分，一般岩屑多于长石的称岩屑杂砂岩或石质杂砂岩，反之称长石杂砂岩。根据上述建议，编制了砂岩综合分类表（表 3-29），以供区分种属时参考。

砂岩综合分类表　　表 3-29

碎屑成分 \ 基质物	以泥质为主					
	＞25%		25～10%	＜10%		
岩屑＞长石	杂砂岩	岩屑杂砂岩	次杂砂岩*	岩屑砂岩	岩屑石英砂岩	石英砂岩
岩屑＜长石		长石杂砂岩		长石砂岩	长石石英砂岩	
石英＋硅质岩屑	不定，＜50%		50～75%		75～90%	＞90%

* 根据岩屑、长石的多少也可称泥质岩屑砂岩或泥质长石砂岩。

（3）混杂碎屑沉积岩　混杂碎屑沉积岩的命名，比较混乱，地质科学研究院提出的分类方案比较完善，便于记忆和使用(表 3-30、图 3-8)，但岩种较多，一般命名时，总有杂乱之感。为了简便，参照方案中混杂岩三个岩区的划分和二成分混杂岩命名标准，广东省地质局中心实验室编的《岩石统一分类命名》(1972 年)中提出的对混杂碎屑沉积岩分类的

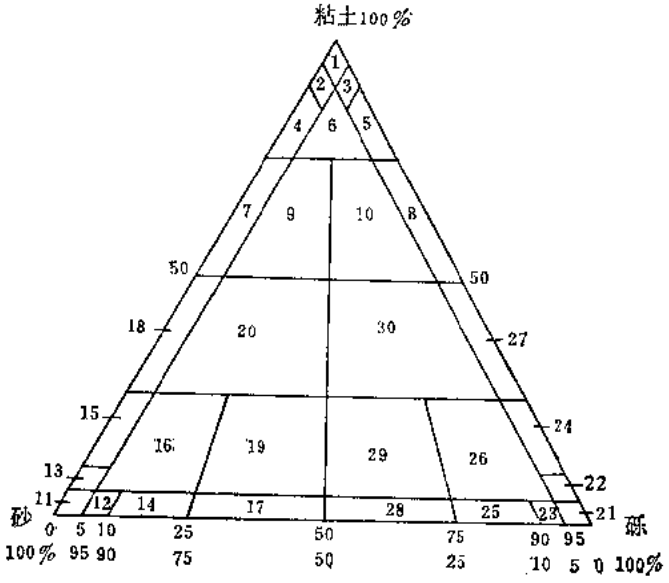


图 3-8　粘土、砂、砾混杂岩分类(地质科学研究院，1965 年)
(图中编号说明见表 3-30)

主张，更具优越性。其分类原则是：

① 不用图解方法，直接采用由岩石上测得的数据；

② 赋予“含”、“质”以及基本名称统一含量界限；

③ 各命名要素，以“少前多后”的顺序排列，同一等级碎屑内(划分出的粗、中、细等级）也以此项原则为准；

④ 两种碎屑等级以上的混杂碎屑岩均采用同一划分标准。

基于上述原则，将砾、砂、粉砂、泥质等，依其绝对含量划分四个含量分级，其命名原则见表 3-31。例如砂质碎屑占 50% 以上基本名称为砂岩，其中又含 25～50% 之间的粉砂则称粉砂-砂岩；如其中又含 10～25%泥质物，则称泥质粉砂-砂岩，如泥质含量低于 10%，又大于 5%，则称含泥质粉砂-砂岩，依此类推。但必须指出，在碎屑岩中含有少

砾、砂、粘土混杂岩分类表*(地质科学研究院，1965 年)　　表 3-30

岩石区分		岩石名称	含量，%		
			粘土	砂	砾
混杂粘土岩	1	粘土岩	90～100	0～5	0～5
	2	含砂-粘土岩	85～95	5～10	0～5
	3	含砾-粘土岩**	85～95	0～5	5～10
	4	砂质粘土岩	75～90	10～25	0～5
	5	砾质粘土岩	75～90	0～5	10～25
	6	砂砾质粘土岩**	75～90	5～20	5～20
	7	砂粘土岩	50～75	20～50	0～5
	8	砾粘土岩	50～75	0～5	20～50
	9	砾质砂粘土岩	50～75	15～45	5～25
	10	砂质砾粘土岩	50～75	5～25	15～45
混杂砂岩	11	砂岩	0～5	90～100	0～5
	12	含砾砂岩	0～5	85～95	5～10
	13	砂岩	5～10	85～95	0～5
	14	砾质砂岩	0～5	70～90	10～25
	15	粘土质砂岩	10～25	70～90	0～5
	16	粘土砾质砂岩	5～25	55～90	5～25
	17	砾砂岩	0～5	50～75	25～50
	18	粘土砂岩	25～50	45～75	0～5
	19	粘土质砾砂岩	5～20	40～70	20～50
	20	砾质粘土砂岩	25～50	25～70	5～40
混杂砾岩	21 22 23	砾岩	0～10	0～10	85～100
	24	粘土质砾岩	10～25	0～5	70～90
	25	砂质砾岩	0～5	10～25	70～90
	26	含砂粘土质砾岩	5～25	5～25	55～90
	27	粘土砾岩	25～50	0～5	45～75
	28	砂砾岩	0～5	25～50	50～75
	29	含粘土砂砾岩	5～25	20～50	40～70
	30	砂质粘土砾岩	25～50	5～40	25～70

* 表中原命名粘土岩，相当于泥质岩，未作更动。

** 极少遇到。

混杂碎屑岩的命名(广东地质局，1972 年)　　表 3-31

含　量	命名要素	具体命名			
		砾	砂	粉　砂	泥　质
>50%	基本名称	砾　岩	砂　岩	粉砂岩	泥质岩
50～25%	复合名称	砾　岩	砂　岩	粉砂岩	泥质岩
25～10%	主冠词	砾　质	砂　质	粉砂质	泥　质
5～10%	次冠词	含　砾	含　砂	含粉砂	含泥质

量的混杂质（如砂岩中的粉砂或粉砂岩中的泥质）是完全正常的。所以一般命名时可酌情取消某一级混杂岩的界限。

4．泥质岩类

泥质岩在很多沉积岩分类中称为粘土岩。它是指细分散的（<0.01 毫米）泥质颗粒含量在 50%以上、并含有大量粘土矿物的岩石。泥质岩中的其它组分还有碎屑矿物及自生的非粘土矿物、非晶质的胶体物质、有机化合物和有机物的遗体等。泥质岩类根据其成分、固结作用强度及矿物含量的不同进行分类。

泥质岩的分类是比较复杂而困难的。一般对泥质岩按固结程度分为粘土和页岩（不具层理的块状岩石称泥岩）。然后按成分划分，当以某种粘土矿物为主（>90%）则分别称为高岭石粘土岩、蒙脱石粘土岩、水云母粘土岩等；当含多种粘土矿物并多含碎屑矿物及自生的非粘土矿物时称页岩，再根据成分细分为钙质页岩、硅质页岩、碳质页岩、油页岩等。泥质岩中含有粒径>0.01 毫米的粉砂或砂质质点（在 25～50%）时称粉砂质页岩或砂质页岩；当这类质点<25%时，其命名不作统一规定。

5．化学岩和生物化学岩类

这类岩石是由生物作用、生物化学作用和化学作用而形成的岩石，其分类是按照岩石的化学成分、矿物成分、成因与结构特征进行的。

(1) 化学岩和生物化学岩的分类

根据成分和成因分为：钙镁碳酸盐岩、铝质岩、铁质岩、锰质岩、磷质岩、硅质岩、盐岩、可燃有机岩(表 3-32、表 3-33)。

表 3-32 中的“内碎屑”是指由盆地中先期形成的已固结或半固结的沉积物，在水动力作用下受破坏再沉积的产物。

化学岩与生物化学岩的粒度分级见表 3-34。

(2) 化学岩-生物化学岩的主要类型

① 钙镁碳酸盐岩　包括石灰岩、白云岩及含有砂、粉砂和泥质的混入物的混杂岩。矿物成分以方解石和白云石为主，次为粘土矿物、菱铁矿、菱镁矿、铁白云石、文石、石膏、玉髓、石英、长石、海绿石、铁的氧化物和氢氧化物、生物化石及其碎屑等，有些有用成分构成主要组成部分时，即成为具有工业价值的矿产。钙镁碳酸盐岩出现的混杂岩很多，分类意见也不统一。国内就碳酸盐岩石的分类和命名问题，报道的不多，其中以长春地质学院(1963 年)和地质科学研究院(1965 年)所提出的分类具有代表性。

碳酸盐岩分类一般有三种：一是成分分类，一是成因分类，另一是结构分类。按成分

生物-化学岩分类表（《区测手册》，未刊稿）　　表 3-32

按成分划分		按组分划分		按结构划分	
铝质岩 铝土矿	一水型铝土矿 三水型铝土矿			交代的、豆状的、鲕状的、碎屑的、隐晶的、结晶的	
铁质岩 沉积铁矿	赤铁矿	内碎屑铁质岩		鲕状的、豆状的	
	鲕绿泥石岩				
	鳞绿泥石岩	生物铁质岩		藻礁的、肾状的	
	菱铁矿				
	硫铁矿	化学铁质岩		豆状的、致密块状的	
锰质岩 沉积锰矿	氧化锰矿 碳酸锰矿			鲕状的、致密块状的	
硅质岩		生物的	硅藻岩	疏松的、坚硬的	
			海绵岩		
			放射虫岩		
		化学的	蛋白岩	微孔状的、致密块状的、鲕状的	
			硅质板岩		
			碧玉岩		
			燧石		
			硅华		
磷质岩 磷块岩		内碎屑磷块岩		砾状的，内碎屑＞2毫米	砾状石质磷块岩，砾状生物碎屑磷块岩
				砂状的，内碎屑＜2毫米	砂状石质磷块岩 砂状生物磷块岩 鲕状磷块岩
		生物磷块岩			
		化学磷块岩		结核状，层状的	
钙镁碳酸盐岩	石灰岩	内碎屑灰岩		砾状的（d＞2毫米）	砾状石质内碎屑 砾状生物内碎屑
				砂状的	
		生物灰岩		生物礁灰岩	藻礁灰岩
				生物堆积灰岩	介壳灰岩、白垩
		化学灰岩		细晶灰岩	
				微晶灰岩	

续表

按成分划分		按组分划分	按结构划分	
钙镁碳酸盐岩	白云岩	内碎屑白云岩	砾状的（d＞2毫米）	砾状石英内碎屑、砾状生物内碎屑
			砂状的 d＝2～0.1毫米	砂状石英内碎屑、砂状生物内碎屑、鲕状白云岩
			粉砂状的(d＜0.1毫米)	
		生物白云岩	藻白云岩	
		化学白云岩		
盐岩	天然碱			
	石膏及硬石膏			
	盐岩			
	光卤石岩			
	钾盐岩			
	钾盐镁矾岩			

化学岩及生物化学岩分类表(长春、桂林、辽宁冶金地质学校，1973年)　　表 3-33

岩类	岩族		岩种	
化学岩·生物化学岩	钙镁碳酸盐岩	石灰岩	隐晶质灰岩、微晶灰岩、凝块灰岩、鲕状灰岩、假鲕状灰岩、生物灰岩、生物碎屑灰岩、白垩、碎屑灰岩	
		白云岩	成因型	原生白云岩、同生白云岩、后生白云岩
			结构型	隐晶质白云岩、微粒白云岩、糖粒状白云岩、粗晶白云岩、次生交代白云岩、碎屑白云岩
		混杂岩	灰岩-白云岩类、砂泥质碳酸盐混杂岩、泥灰岩	
	硅质岩		硅藻土（岩）、蛋白土（岩）、板状硅藻土（岩）、海绵岩、燧石岩、碧玉岩、硅华	
	铁质岩		氧化铁岩、氢氧化铁岩、碳酸铁质岩、硅酸铁质岩、硫化铁质岩	
	磷质岩		结核状磷块岩、层状磷块岩、洞穴型磷块岩、岛状磷块岩、生物残体磷块岩	
	铝质岩		红土、红粘土、铝土矿（一水型铝土矿、三水型铝土矿、）	
	锰质岩		硬锰矿、软锰矿、碳酸盐质蛋白石菱锰矿岩、偏锰酸矿岩	
	盐岩(硫酸盐/卤化物岩)		石膏-硬石膏、盐岩、钾镁盐岩（钾盐、光卤石）	
	可燃有机岩		煤、石油、油页岩、地腊、地沥青等	

化学岩-生物化学岩粒度分级表

表 3-34

粒　　级	直径大小，毫米
粗　　粒	>0.5
中　　粒	0.25～0.5
细　　粒	0.1～0.25
微　　粒	0.01～0.1
隐 晶 质	<0.01

分类从鉴定意义上来说(不是化学成分的)可以遵循混杂岩划分种属的原则(参见表3-30和图3-8)，就端员成分的碳酸盐岩来说，按结构和成因进行分类也是适用的。

碳酸盐岩与碎屑岩的过渡类型见表3-34。

上述分类是以方解石、白云石与不溶残余(泥质)三个组分为基础的；若不溶残余为砂、粉砂，也可按泥质相似的命名原则进行，如含砂(粉砂)的石灰岩(白云岩)、砂质(粉砂质)灰岩(白云岩)等等。

碳酸盐岩的分类命名也可简化如表3-35：

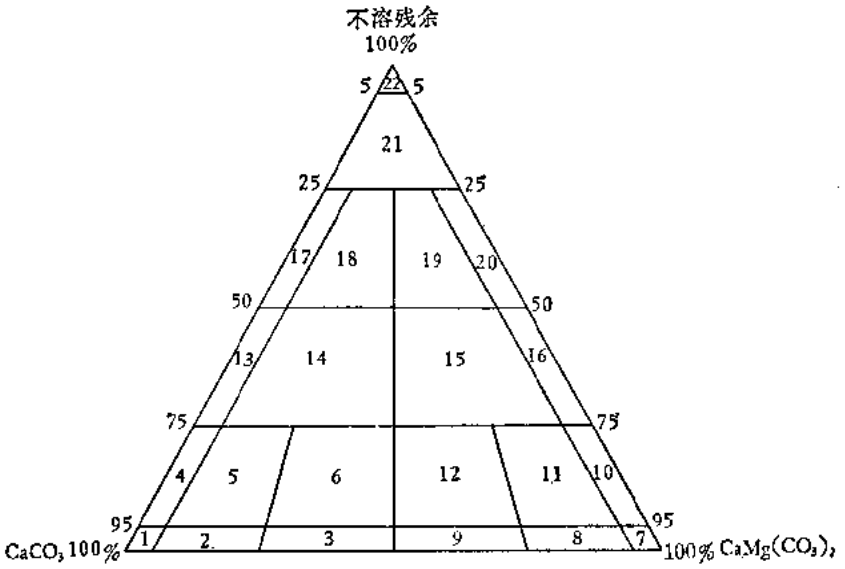


图 3-9　钙镁碳酸盐分类图

石 灰 岩：1—纯石灰岩；2—含白云质灰岩；3—白云质灰岩；4—含泥质灰岩；5—含泥质含白云质灰岩；6—含泥质白云质灰岩；

白 云 岩：7—纯白云岩；8—含钙质白云岩；9—钙质白云岩；10—含泥质白云岩；11—含泥质含钙质白云岩；12—含泥质钙质白云岩；

泥 灰 岩：13—标准泥灰岩；14—白云质泥灰岩；15—钙质白云泥灰岩；16—白云泥灰岩；

钙质泥岩：17—钙质泥岩；18—含白云质钙质泥岩；19—含钙质白云质泥岩；20—白云质泥岩；21—含钙质泥岩(或含白云质泥岩)；22—泥质岩

对钙镁碳酸盐岩石进行化学成分分类，一般是根据化学分析获得的CaO、MgO及不溶残余物的含量换算成方解石、白云石(表3-36)来进行。

换算方法，MgO含量乘4.57得白云石含量，白云石含量除常数3.29得白云石中CaO的含量，乘1.82即得方解石含量。岩石分析结果只用以分类，不需要换算成矿物，采用图解(图3-10)即可得到分类名称。还可以得到白云石、方解石和不溶残余的百分含量，其方法是将分析所得的CaO、MgO的含量在三角图上的交点，落在那一区，即根据其位置可确定岩石类型，从交点向各边的垂线，即得出白云石-方解石与不溶残余的百分数，例

碳酸盐岩分类表(中南矿冶学院，1974 年)　　表 3-35

岩石类型 \ 含量，(%) 矿物成分		方解石	白云石	粘土质	碎屑物
石灰岩	石灰岩	100～75	0～25		
	白云质灰岩	50～75	25～50		
白云岩	石灰质白云岩	50～25	50～75		
	白云岩	0～25	100～75		
混杂岩	砂质灰岩	75～50			25～50
	砂质白云岩		75～50		25～50
	泥灰岩	75～50		50～25	

钙镁碳酸盐化学分析值换算成矿物含量的常数表　　表 3-36

测定成分	换算成的矿物	换算常数
MgO	$CaMg(CO_3)_2$	$4.57\left[\frac{100}{21.86\,(白云石中\ MgO\%)}\right]$
CaO	$CaMg(CO_3)_2$	$3.29\left[\frac{100}{30.41\,(白云石中\ CaO\%)}\right]$
CaO	$CaCO_3$	$1.82\left[\frac{100}{56.03\,(方解石中\ CaO\%)}\right]$

如一岩石的分析结果 CaO 27%、MgO 18%，在三角图(图 3-10)上查出两含量的交点在 10 区内，即为含泥质白云岩。从该点向各边的垂线的交点，即得出该岩石含白云石 82.26%、方解石 3.64%，不溶残余 14.10%。

钙镁碳酸盐岩中的石灰岩，根据结构特征可划分为以下几种：隐晶质灰岩、微晶质灰岩、凝块灰岩、鲕状灰岩，假鲕状灰岩、生物灰岩、生物碎屑灰岩、白垩、碎屑灰岩等。按岩石组分又可分为：碎屑灰岩、化学灰岩、生物灰岩。

白云岩按成因类型可分为：原生白云岩、同生白云岩和后生白云岩。根据结构特征可划分为：隐晶质白云岩、微粒白云岩、糖粒白云岩、粗晶白云岩、次生交代白云岩、碎屑白云岩、具有生物或生物碎屑结构的白云岩、海藻白云岩等。

泥灰岩是分布最广的钙镁碳酸盐与粘土岩之间的过渡岩石类型，考虑沿用已久的习惯，作为专门术语使用。泥灰岩可分为灰质和白云质的两类。

② 硅质岩　是富含 SiO_2(70～90%)，由化学或生物化学作用而形成的沉积岩。

硅质岩的矿物成分有蛋白石、玉髓和自生石英，此外还有粘土矿物、碳酸盐、氧化铁等混入物，有时可见到海绿石。常见的结构有生物结构，胶状结构、微粒及显微粒状结构，其产状为层状、结核状、巢状及不规则状。

硅质岩的分类见表 3-37。

③ 铁质岩　是一种成分复杂而含一定数量的铁矿物的沉积岩。若其中铁矿物的含量达到工业品位，则成为铁矿石。

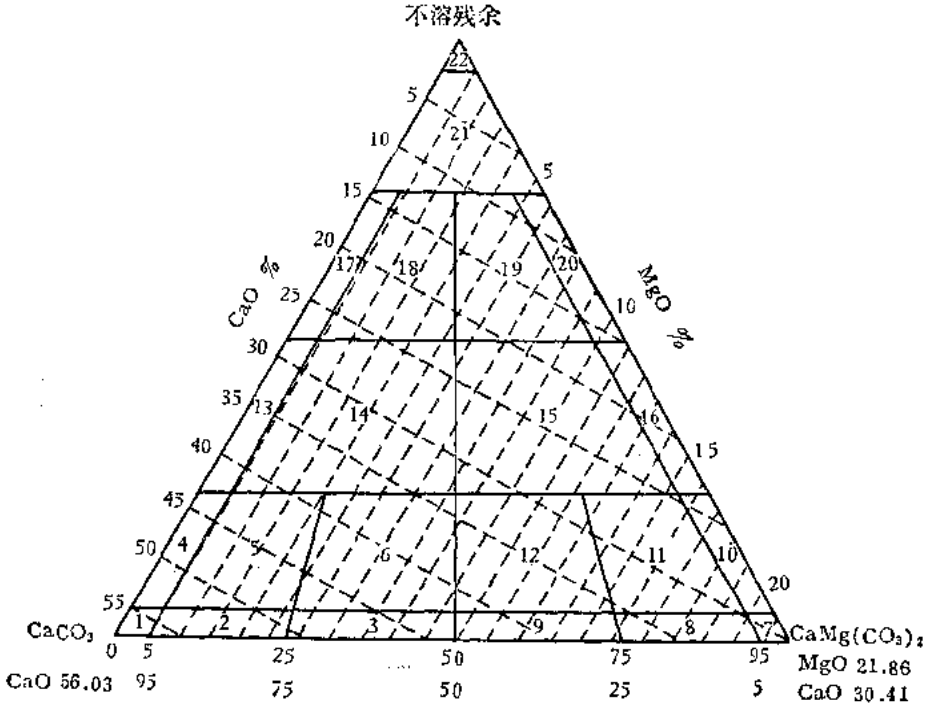


图 3-10　用 CaO、MgO 含量确定钙镁碳酸盐岩岩石类型及白云石、方解石含量图

石灰岩：1—纯石灰岩；2—含白云质灰岩；3—白云质灰岩；4—含泥质灰岩；5—含泥质含白云质灰岩；6—含泥质白云质灰岩；

白云岩：7—纯白云岩；8—含钙质白云岩；9—钙质白云岩；10—含泥质白云岩；11—含泥质含钙质白云岩；12—含泥质钙质白云岩；

泥灰岩：13—标准泥灰岩；14—白云质泥灰岩；15—钙质白云泥灰岩；16—白云泥灰岩；

钙质泥岩：17—钙质泥岩；18—含白云质钙质泥岩；19—含钙质白云质泥岩；20—白云质泥岩；21—含钙质泥岩(或含白云质泥岩)；22—泥质岩

硅质岩石分类表(地质科学研究院，1965年)　　**表 3-37**

类别 \ 矿物及化学成分 / 生物成因		主要矿物为硅质矿物			含铁质、炭质、杂质显著的		含钙质显著的	
		蛋白石	玉髓	石英	含铁质杂质	含炭质杂质	含钙质生物的	含钙质的
生物硅质岩	硅藻	硅藻土(岩)					含钙质生物的硅质岩	
	海绵		海绵骨针岩(燧石)*					
	放射虫		放射虫岩(燧石)*					
	海绵-放射虫		海绵骨针-放射虫岩(燧石)*					
隐生物硅质岩	隐生物的	板状硅藻土(岩)	燧*	碧玉层状硅质岩	铁质碧玉岩	炭质碧玉岩		含钙质硅质岩
		蛋白土						
无生物硅质岩		硅华	石					

* 包括层状、似层状和结核状的。

根据所含铁矿物的种类分为下面几个类型：

1）氧化铁质岩和氢氧化铁质岩：主要的含铁矿物为磁铁矿、赤铁矿、褐铁矿，针铁矿等。常有砂质、粉砂质、泥质、钙质等混入物。

2）碳酸盐铁质岩：即菱铁矿、铁白云石等组成的铁质岩。主要含铁矿物为菱铁矿、镁菱铁矿、球菱铁矿等。可含有碳酸盐矿物、绿泥石、粘土矿物以及少量的硫化物、硫酸盐和磷酸盐矿物等。有时混入少量砂或粉砂。

3）硅酸盐铁质岩：主要是鲕绿泥石铁质岩(鲕绿泥石岩)和鳞绿泥石铁质岩。常含菱铁矿、方解石及泥质等杂质。

4）硫化铁质岩：主要含铁矿物为黄铁矿、白铁矿、磁黄铁矿等。

④ 磷质岩　是含有大量磷酸钙(P_2O_5 5～8%以上)的沉积岩，通常称为磷质岩或磷块岩。磷块岩是制作磷肥的主要原料。组成矿物为各种磷灰石、胶磷矿等。岩石中常见的磷灰石有氟磷灰石、氯磷灰石、碳磷灰石、细晶磷灰石、羟磷灰石等。还有碳酸盐、粘土矿物、海绿石、硬石膏等混入物。常呈砾状、砂状、泥状、鲕状、结核状、微层状及块状。

磷块岩的主要类型有：洞穴磷灰岩、层状磷块岩、结核状磷块岩。少数磷灰岩可含有放射性元素。

⑤ 铝质岩　是指岩石中所含 Al_2O_3 与 SiO_2 的重量比大于 1 的残积岩和沉积岩。当 $Al_2O_3:SiO_2 \geqslant 2.1$ 时则称为铝土矿。

铝质岩按成因分为两大类。一是残积红土：它是富含 Al_2O_3 和铁质的土状或坚硬的岩石。二是沉积铝土矿：包括铝土矿、铝质岩和硅铝岩。根据所含铝土矿物的成分可细分为：一水型铝土矿、三水型铝土矿以及混合型铝土矿。后者具体命名时根据所含矿物的百分数——25、50、75 来定。

铝质岩还可按 Al_2O_3 与 SiO_2 的比值划分为若干类型(表 3-38)。

铝质岩按 Al_2O_3/SiO_2 比值划分类型表　　表 3-38

Al_2O_3/SiO_2	Al_2O_3，%	与Al_2O_3 含量相应的矿物，%		类　型	备　注
		一 水 型	三 水 型		
1～2.1	20～40	25～50	30～50	铝质粘土岩	有时可划分为表外矿石
2.1～2.6	>40	50	50～70	铝质岩	表外矿石或最低品位矿石
>2.6	>40		>70	铝土矿	矿　石

⑥ 锰质岩　是富含锰的化合物的岩石。达到工业品位时，即成为锰矿石。锰质岩中的锰矿物有软锰矿、硬锰矿族、水锰矿、菱锰矿、锰方解石、含锰方解石、钙菱锰矿以及方解石、粘土矿物、蛋白石及各种铁矿物等。具结晶结构、鲕状结构和隐晶质结构等。

锰质岩按矿物成分主要分为氧化锰质岩和碳酸锰质岩等类型。

⑦ 盐岩　是一种纯化学沉积的岩石。它是从蒸发着的溶液中沉淀而成的，故也称为蒸发岩。主要由钾、钠、钙、镁的卤化物和硫酸盐组成。矿物种类很多，主要有：氯化物(石盐、钾盐、光卤石)、氯化物硫酸盐(钾盐镁矾)、硫酸盐类(无水钾镁矾、软钾镁矾、钾钠芒硝、杂卤石、无水芒硝、硫镁矾、泻利盐、白钠镁矾、硬石膏、石膏、钙芒硝)、碳酸盐(苏打、自然碱)和硼酸盐(硼酸、方硼石)等。伴生矿物为各种化学沉积的矿物，如

白云石、方解石和粘土矿物(水云母)等。

岩盐的主要类型有：石膏、硬石膏，盐岩、钾镁盐岩类。1）钾盐岩：由钾盐、石盐以及少量硬石膏、石膏、粘土和其它混入物组成；2）光卤石岩：由光卤石和石盐组成；3）钾盐镁矾岩：由钾盐镁矾和石盐组成和天然碱。

⑧ 可燃有机岩　是由植物和一部分生物作用而形成的岩石。根据构造和物质成分可燃有机岩可分为：腐泥岩(包括现代腐泥、油页岩、腐泥煤及石油)；腐殖岩(包括泥岩、腐殖煤及碳质页岩)；残殖岩(包括残殖煤等)。

也可以根据成分将有机岩分成两大类：沥青质可燃性生物岩(包括天然可燃气、石油、沥青化岩石、地蜡、地沥青沥青岩等)和碳质可燃性有机岩(包括腐殖煤、残殖煤、腐泥煤、碳质页岩等)。

6．附生岩类

附生岩是一些主要类型岩石(如砾岩、砂岩、泥质岩、石灰岩等)中含某种重要矿物或是有经济价值的(如铜、铀等)，或是有理论意义的矿物(如海绿石、沸石等)的岩石。

常见类型有：

(1) 含铜质岩：如含铜砾岩、含铜砂岩和含铜粉砂岩、含铜页岩和含铜泥岩、含铜灰(白云)岩。

(2) 海绿石质岩：如自生海绿石岩石(粘土岩、石灰岩以及各种蛋白岩)、再沉积海绿石岩石(主要是砂岩)。

(3) 含沸石质岩：常见的沸石矿物有钙十字石、浊沸石、方沸石、丝光沸石等。

根据所含沸石的种类还可分为若干类型。

第四节　变　质　岩

1．概述

变质岩种类繁多，分布广泛，其中蕴藏着丰富的金属矿产资源。加强对变质岩的研究，掌握变质作用的规律，推断原岩的岩性、建造，对于指导找矿勘探都具有重要意义。

象火成岩、沉积岩一样，变质岩的分类和命名，迄今无统一标准。一般变质岩的分类是根据变质作用的特点，岩石化学成分、矿物组成、结构构造及区域地质环境等因素来综合考虑的。

目前我国变质岩的分类和命名主要是参考《变质岩的一些基本问题和工作方法》(1963年，中国工业出版社)。近年来，长春地质学院岩矿教研室(1973年)、北京大学地质地理系地球化学教研室(1974年)都新编有变质岩方面的教材，可供参考。

2．变质岩的化学成分、矿物成分、结构构造、变质作用类型、变质相和变质相系

固态岩石在地壳内力作用下不断地发生变化，使原有岩石在矿物成分、结构构造以至化学成分上局部或全部发生改变，这种转化再造过程称为变质作用。

由变质作用产生的岩石，叫做变质岩。由岩浆岩形成的变质岩称为正变质岩；由沉积岩形成的变质岩称为副变质岩。

引起岩石发生变质的因素很多，主要决定于原岩的成分、性质以及外界环境改变所付予岩石变质的条件。各种变质作用的因素，都是互相影响，互相制约的，但其中必有一个因素是主导的，其它因素是次要的，常常需要根据具体情况，加以具体的分析。

(1) 变质岩的化学成分

变质岩的化学成分是研究变质岩的成因和分类的主要特征。变质岩的化学成分主要决定于原岩的化学成分和交代作用。如果在变质作用过程中，原来岩石的化学成分不变，则可依此恢复原岩成分。但由于在变质过程中伴随有不同程度的交代，甚至有时经过多次变质作用，它的化学成分就会变得相当复杂而多样。在没有交代作用参加的情况下，正、副变质岩的化学成分特征如表 3-39。

用化学成分计算法可以恢复原岩和研究交代作用的特点。常用的方法有 P. 尼格里的数值法和 W. 巴尔特化学成分计算法等。

正、副变质岩的化学成分特征　　表 3-39

名称 \ 成分，%	SiO_2	Al_2O_3	$FeO+Fe_2O_3$	MgO	CaO	K_2O/Na_2O
正变质岩	37～78	0.86～28	3～15	<30	<17	<1
副变质岩	80～0	17～40	不 定	可达47.6	可达56	>1

(2) 变质岩的矿物成分

变质岩的矿物成分主要决定于原岩的化学成分和变质作用类型，其次是交代作用的强烈程度。变质岩的矿物成分比较复杂，常见的变质矿物见表 3-40。

常见矿物在沉积岩、火成岩、变质岩中的分布情况　　表 3-40

主要在沉积岩中出现的矿物	主要在火成岩中出现的矿物	主要在变质岩中出现的矿物	在三大岩类中均可出现的矿物
蛋白石	鳞石英	钠云母	石 英
玉 髓	透长石	帘石类	钾长石
粘土矿物	歪长石	符山石	白云母、金云母、黑云母
海绿石	霞 石	方柱石	斜长石类
水铝石	黄长石	透闪石、阳起石	角闪石类
褐铁矿	白榴石	硅灰石	辉石类
石 膏	方钠石	蓝闪石	橄榄石类
盐类矿物	方沸石	软玉、硬玉	磷灰石
煤	蓝方石	硬绿泥石	榴 石
	黝方石	红柱石、硅线石、蓝晶石	锆英石
	霓 石	刚 玉	金红石
	玄武闪石	堇青石、十字石	菱铁矿
		方镁石、硅镁石	赤铁矿
		蛇纹石	钛铁矿
		滑 石	磁铁矿
		叶蜡石	
		硬柱石	
		镁橄榄石	
		钙铝榴石	

在变质岩中出现的特征矿物和常见矿物，是变质岩分类和命名的重要依据，对鉴定变质岩和变质矿石的类型极为重要。变质岩矿物成分与原岩的化学成分关系密切，根据化学成分的特点，各种类型原岩中可能出现的常见矿物和特征矿物见表 3-41。

变质矿物与原岩化学成分的关系　　表 3-41

原岩性质	化学成分的主要特点	变质后的主要常见矿物	变质后可能出现的特征矿物
粘土质及粉砂质	Al_2O_3 较高，CaO 较低	绢云母、白云母 石　英 钾长石 中性斜长石等	红柱石、硅线石、蓝晶石 十字石 堇青石 铁铝榴石、硬绿泥石 紫苏辉石
碳酸盐岩类	以 Ca、Mg 碳酸盐为主，可含一定量的 SiO_2、Al_2O_3	方解石 白云石	硅灰石、方柱石 透闪石、钙铝榴石 透辉石等 符山石
泥灰质及基性岩浆岩	MgO、FeO、CaO 较高，SiO_2、Na_2O、K_2O 较低	绿泥石 阳起石 普通闪石 黑云母	绿帘石 铁铝榴石 透辉石 蓝闪石
镁质碳酸盐类及超基性岩浆岩	MgO 很高，SiO_2、Al_2O_3、Na_2O、K_2O 较低	白云母 方解石 金云母 菱镁矿	滑　石 蛇纹石 硅镁石 方镁石 镁橄榄石
硅质及长英质	SiO_2 为主，可有少量杂质	石　英 磁铁矿	

变质岩的矿物成分是由各种因素决定的。原岩的化学成分虽决定了变质后可能出现的矿物种类的范围，但每一变质岩中具体矿物的出现，还要取决于变质时的物理化学条件。在变质岩中，有些矿物的稳定范围较窄，反映外界的温压条件的变化较灵敏，它们的出现可以明确指示变质作用的性质和强度（通常还可以指示原岩类型及化学成分特点），这种矿物称为临界矿物，如硬绿泥石、十字石、蓝闪石、红柱石、硅线石、蓝晶石及硅灰石等。根据实验提出了如下特征的矿物组合。

① 低温高压下稳定的矿物组合　蓝闪石、硬柱石、硬玉（一种含 Na 的辉石）；

② 高温低压下稳定的矿物组合　红柱石、堇青石、硅灰石等；

③ 高温高压下稳定的矿物组合　绿辉石（透辉石的绿色变种）、镁铝榴石等。

此外，不同类型的变质作用所出现的变种矿物也有差异。例如原岩为粘土质的岩石，在区域变质时易出现硬绿泥石、十字石、蓝晶石等矿物，而在接触变质时则易形成红柱石、堇青石等矿物。

(3) 变质岩的结构、构造　变质岩的结构和构造是岩石在形成过程中，变质作用诸因素在一定条件的反映，同时，也可反映成岩的不同地质环境和不同的地质作用，对岩石进行分类和命名有着直接联系。变质岩的结构、构造往往具有一定继承性，总有一些与原岩相联系的痕迹可查，据此可以推测原岩所经历的历史，可以发现原岩的岩性特征，为找矿提供线索。

常见的变质岩的结构可归纳为变余结构、变晶结构、交代结构、碎裂结构四类。

① 变余结构　这种结构的存在，对于查明原岩性质是很重要的。与沉积岩有关的变

余结构有：变余砾状或角砾状结构、变余砂状或粉砂状结构和变余泥状结构；与岩浆岩有关的变余结构有：变余花岗结构、变余辉绿结构和变余斑状结构；与变质岩有关的变余结构：变质岩经复变质作用，残余原变质岩的结构，如变余碎裂结构或变余糜棱结构等，就是具有碎裂结构或糜棱结构的岩石，经变质后，结构中细粒矿物集合体或破碎的岩粉往往发生重结晶，形成花岗变晶结构或鳞片变晶结构，而其它部分仍有不同程度的保留。

② 变晶结构　在变晶结构中矿物的自形程度不代表结晶顺序，而是表示在重结晶作用过程矿物本身的结晶力大小。根据变晶颗粒大小——粒度，可分为粗粒变晶结构（一般>3毫米），中粒变晶结构（1～3毫米），细粒变晶结构（<1毫米）和显微变晶结构等。

根据颗粒的相对大小，可分为等粒变晶结构（亦称为花岗变晶结构，按颗粒形态又分镶嵌结构和齿状结构）、斑状变晶结构。斑晶可自形或他形，基质的结构可以是多样的。斑晶包裹物多，根据包体在变斑晶的分布，又可分为筛状变晶结构、残缕结构（保留有原岩层状结构的痕迹）。根据变晶的习性及形态可分为：角页岩结构(即显微等粒变晶结构)、鳞片变晶结构、纤维变晶结构和变晶包含结构（即变嵌晶结构）其特点是较大的矿物中含有细小的呈不定向、无规律的矿物包裹体，包裹体往往是自形的。

③ 交代结构　一般在气热变质、接触交代变质和混合岩中较发育，交代作用完全时交代结构与变晶结构很难区别，可按变晶结构描述，不完全时可见残留原岩结构痕迹。交代现象所反映的特征结构，有蚕食结构、蠕虫结构、网格结构等。

④ 碎裂结构　这是动力变质作用的特有结构，根据碎裂程度一般分为碎裂、碎斑和糜棱结构等。

常见的变质岩的构造有：

① 变余构造　与沉积岩有关的变余构造，如沉积岩层理经变质后常呈残余带状构造；与岩浆岩有关的变余构造，主要有变余气孔、杏仁状构造、变余流纹构造、变余斑杂状构造、变余原生条带状构造；

② 变成构造　是变质作用过程中新形成的构造，是变质岩中主要的构造。如劈理或板状构造、斑点状构造、千枚状构造、片状构造、片麻状构造、条带状构造、条痕状构造、块状构造，片理和线理等。

此外，在某些变质条件下，还可以出现变粒状、变斑状、芝麻点状、斑纹状、条纹状、阴影状、眼球状等构造。

(4) 变质作用的类型

变质作用是相当复杂的。关于变质作用的类型，一般主要是依据变质作用的主要因素，并结合地质作用条件来划分，大致可分为如下几种。

① 气成水热变质作用（或叫做溶液交代变质作用）　主要是指岩浆岩体分泌出的高温挥发物（气体及溶液），作用于岩浆岩体本身及其围岩，包括自变质作用及近矿围岩蚀变。

② 接触变质作用　包括接触热变质作用和接触交代变质作用。起主导作用是岩浆的热以及挥发分。主要分布在岩浆岩体与围岩的接触带附近。

③ 动力（碎裂）变质作用　起主导作用的因素是应力。分布在应力强的断裂带附近，常呈带状。

④ 区域变质作用　主要分布在前寒武纪广泛发育的地区以及古生代以后的褶皱带，

变质作用比较复杂，压力、温度、溶液都不同程度的起着重要作用。

⑤ 超变质作用　主要分布在古老的强烈活动地带以及某些强烈的褶皱带深部，经常与区域变质作用相伴生，形成各种混合岩（混合岩化和花岗岩化作用）。

⑥ 复变质作用　在一些古老的结晶岩分布的地区，变质岩往往遭受几次变质作用叠加的影响，这种作用称之为复变质作用。如原来变质的高温矿物组合为稳定的低温矿物组合所代替，反映了岩石在受到高温变质作用之后，又叠加上新的较低温度的变质作用，这种作用常被人们称为退变质作用。这是复变质作用的特殊类型。如果岩石的变质是由浅到深，则称为进变质作用。

(5) 变质相和变质相系

在变质岩分布地区，往往不同类型的结晶片岩或角页岩，在空间上按照一定的规律排列。在区域地质测量工作中，这些岩石和矿物组合又被划分为若干个变质带，每一个变质带都依其特征性的变质矿物来命名（以第一个新出现的泥质岩石的变质矿物来命名），这些变质带在图上排列的规律，反映着变质程度依次变化的情况（递增变质带）。

随着变质作用研究的逐步深入（从变质带发展到变质相），由于变质作用的物理条件不同，开始采用压力(P)-温度(T)的变化范围来划分变质相。每一个变质相代表一定的P-T范围。在每一个变质相内，各种岩石中的矿物组合及其化学组分都存在着对应关系，从而建立了变质相的概念，并进一步把所有变质作用范围划分为8～11个变质带。

六十年代以后，随着变质相的研究又注意到地质条件的作用，提出了变质相系的概念。相系的概念集中反映每个变质地区的P-T范围都有自己的特点，这一特点是受该区的地质环境（大地构造环境）所支配的，并与地壳演化的历史有关。变质相系明确地表示了变质作用的物理条件和这一地区的地质条件的从属关系。也就是说，每一个变质相相当于一个一定的温度、岩石压力和其它外界条件。在一个变质地区，它们的温度、压力范围经常很广，不能用一个变质相来代表，就是在一个单一相的变质地区内，温度的变化也往往以一系列的变质相为特征。因此，从外界条件上来看，每一变质地区都由某一变质相系所确定。一个变质相系在P-T图上可以用一个或一组曲线所表示，根据这些曲线的位置，相系则可分为不同的类型。

3. 变质岩分类和命名的一些原则规定

变质岩的分类和命名，一般是根据变质作用划分为几大类，在不同大类内确定几个基本岩石名称，而后再根据不同岩石的主要或特殊矿物成分和某些结构构造，冠于基本名词之前，也就是根据主要矿物成分和显著岩石构造（结构）相结合的命名办法。但是由于命名不统一，在实际工作中还存在着“同岩异名”、“同名异岩”的现象。一般命名的原则是：

(1) 习用的基本名称为变质岩的宏观标准，可在野外用于初步命名，如大理岩、角页岩、片岩、糜棱岩等。

(2) 对轻微变质的岩石，新生矿物所占比例很小，可保留原岩名称，在前面加一定的形容词。如轻微变质长石砂岩等。

(3) 对层次厚薄和粒度的粗细，岩石某些特征的结构构造等，可参加命名。如条纹状黑云母斜长片麻岩等。

(4) 一般矿物含量在10%以上的均可参加命名，并按前少后多的原则置于基本名称

之前。但当超过三种矿物时，则根据具体情况选择两种意义较大的参加命名，或同类归併之，如二云、二长等。

（5）对特征矿物参加命名的规定：含量在10%以上与其他矿物一起参加命名，当含量相当于一般矿物含量时（>25%）直接用变质矿物命名，如十字石片岩。含量在10～25%，与其他矿物一起参加命名，当含量低于10%而有特殊指示意义的，则冠以"含"字。

（6）当含有两种以上具有特殊意义的变质矿物，而其生成次序又具有普遍规律时，只有生成最晚或最有意义的矿物才参加命名。如在片岩及片麻岩中，含有不同数量的铁铝榴石的黑云母片岩，命名为铁铝榴石黑云母片岩，但当除铁铝榴石外还含有十字石时，则称十字石黑云母片岩；如为含蓝晶石、十字石、铁铝榴石的黑云母片麻岩时，则称蓝晶黑云母片麻岩。

（7）对命名中岩石基本名称之前所列矿物名称简化字数以维持偶数为原则，但不能引起对岩石矿物组合发生误解，如绢云母石英片岩，可简化为绢云石英片岩，更可简化为绢英片岩；云母石英片岩可简化为云英片岩，但不能简化为云母英片岩。

现就片岩类的命名举例如表3-42，以供参考。

片岩类的命名（片状矿物以云母为例）　　表 3-42

片状矿物，% \ 长石，%	石英，%	<10	10～25
<10	>50	片状石英岩	片状长石石英岩
10～25		片状云母石英岩	片状云母长石石英岩
25～50		云母石英片岩	长石云母石英片岩
>50	50～25	石英云母片岩	长石石英云母片岩
	<25	云母片岩	长石云母片岩

4．变质岩的主要构造、结构分类和化学分类

（1）变质岩的主要构造、结构分类

变质岩的结构构造是变质作用的宏观标志。变质岩的基本名称，多以宏观标志为准，再根据矿物成分和变质相进一步划分种属。

① 角页岩　角页岩也称角岩，是由等轴形矿物颗粒镶嵌而成，呈花岗变晶状结构或角页岩结构，有时斑状变晶出现于花岗变晶状基质中。角页岩产于接触变质带。

② 板岩　板岩一般肉眼鉴定不出矿物成分，粒细，具有完好的劈理，但不具分结条带。板岩是粘土岩、粉砂岩和其他细粒碎屑沉积物的区域变质产物。斑点板岩系指接触变质最初形成的板岩，其中接触矿物形成斑点或初期的斑状变晶。

③ 千枚岩　千枚岩是细粒的片状岩石，往往具有初期的分结条带，片理面具有由云母（白云母）和绿泥石造成的灿烂光泽。千枚岩与板岩的成因相同，但颗粒粗些，这是由于经受比板岩更进一步变质作用的结果。

④ 片岩　又叫结晶片岩，是片状很发育、线理也完好的岩石，矿物结晶颗粒较粗，以致肉眼容易鉴别出主要的矿物；具有云母状习性的矿物很多，由于它们大致平行排列，因而使得片理显著；分结层理一般发育良好。

⑤ 角闪岩　角闪岩主要是由角闪石和斜长石组成的中粒至粗粒的变质岩，片理不明显，柱状角闪石呈线状排列。

⑥ 片麻岩　片麻岩呈不规则带状，由于粒状矿物和少量片状矿物呈一定方向排列，并继续分布，所以对这种不明显的片理也称"片麻理"。

⑦ 变粒岩　呈等粒状，缺乏云母或角闪石，片麻理不明显。变粒岩若是少含暗色矿物的长英质岩石也称浅粒岩。当变粒岩的暗色矿物缺乏云母和角闪石，出现紫苏辉石、透辉石(有时含铁铝榴石)的深变岩时，又称麻粒岩。当原岩为较纯的石英砂岩，石英含量在75～90%以上，经变质重结晶，称石英岩。

⑧ 大理岩　大理岩是由方解石或白云石组成，粒度中至粗粒，有时由于原岩不纯可出现云母或透闪石类，呈方向性排列，方解石也可呈似扁豆状颗粒显示方向性特性。

⑨ 糜棱岩　糜棱岩是原来比较粗粒的岩石经过极其强烈的碎粒化作用而形成的细粒岩石；它的特点是呈燧石状、条带状或条纹状，并且未被破坏的母岩形成"眼球"和扁豆体嵌于碎粒化的基质中。糜棱岩是极其强烈的错位变质的产物，碎粒化矿物的化学成分并无显著的重新组合现象。

⑩ 压碎岩　压碎岩是经受破裂作用（压碎作用）而变形的岩石，并无化学重新组合作用。随着变形强度的增加及条纹状条带的发育，压碎岩过渡为糜棱岩。

(2) 变质岩的化学分类

根据结构构造对变质岩所进行的分类，通过其矿物成分反映着岩石的化学成分和变质相的不同特点。常见的变质岩依原岩的性质可归纳为以下几类：

① 泥质的——由泥质、粘土、页岩等沉积岩变质的；

② 长英质的——由砂岩、酸性火成岩等变质的；

③ 钙质的——由碳酸盐岩、石灰岩、白云岩等变质的；

④ 基性的——由基性火成岩、基性凝灰岩、不纯泥灰岩等变质的；

⑤ 镁质的——由超基性岩和富含铁镁质的沉积岩等变质的。

5．变质岩的变质作用分类

变质岩的种类繁多，其生成时的物理化学条件和地质环境亦有较大或很大的差别，按变质作用类型可划分为如下几个大类。

(1) 气热变质岩类

气热变质作用与蚀变作用相当，也叫做气化热液蚀变岩类。是由于岩浆侵入体冷凝结晶到后期，残余的气体挥发分和热液，沿着已凝固的岩石裂隙逸出，在逸出的沿途与岩石成分发生交代作用使其变质，使原岩在化学成分、矿物成分和结构构造上发生变化。这种反应若发生在侵入体本身，称为自变质作用；若发生在侵入体周围，则称为接触交代变质作用；如发生在矿脉或矿体的附近，称之为近矿围岩蚀变。这种蚀变与成矿作用的关系极为密切，是找矿的重要线索。

气成水热变质作用十分复杂，所产生的岩石及蚀变种类多种多样，现将主要的蚀变种类列如表 3-43，几种重要的岩石类型描述如下。

气化热液蚀变主要类型一览表(据广东省地质局中心实验室，1972 年)

表 3-43

蚀变类型	原岩性质	蚀变矿物共生组合		有关的矿化	蚀变性质及产出特征
		主要的	次要的		
蛇纹岩化	超基性岩为主，亦可波及白云岩类岩石	纤维蛇纹石、叶蛇纹石	滑石、碳酸盐类、磁铁矿、透闪石、纤闪石、绿泥石、水镁石	铬铁矿、镍矿、石棉、滑石、菱铁矿等	可以自变质，也可是它变质。沿侵入体边缘或区域性分布
滑石菱镁片岩化	超基性岩及蛇纹岩	滑石、菱镁矿、方解石、石英、白云石	白云母、铬云母、赤铁矿、绿泥石、钠长石	同上	为蛇纹岩在含碳酸溶液影响下形成，为它变质
次闪石化	含辉石的超基性或中基性岩	绿色角闪石、假象纤闪石、阳起石	绿泥石、绿帘石、碳酸盐、石榴石	与矿无关	可为自变质，亦可为它变质。并常产于受动力变质及压结晶较显著的地带
钠黝帘石化	中-基性岩及部分中-酸性岩	钠长石、绿帘石、黝帘石、斜黝帘石	绢云母、碳酸盐、绿泥石	同上	可为自变质，亦可受后期侵入体热液蚀变，或产于构造错动断裂带
绿泥石化	同上	绿泥石	绿帘石、绢云母、电气石、石英、黑云母、碳酸盐	一般与矿化无关，在近裂隙蚀变时，常与硫化物矿床有关	为自变质或近裂隙交代，有时发育于构造错动带及硫化物石英脉附近
方柱石化	中-基性岩	方柱石	磷灰石、次闪石	钛铁矿、磷灰石富集	一般为自变质，方柱石由基性斜长石变来
细碧岩化	玄武岩或安山岩	钠长石	绿泥石、绿帘石、次闪石、碳酸盐	与矿化无关	大多认为是自变质，也有认为是海水影响的钠质热液交代。产于海底喷发的中-基性岩中，形成细碧岩、角斑岩、石英角斑岩
青盘岩化(变安山岩化)	安山岩及部分玄武岩	钠长石、绿帘石、阳起石、绿泥石	碳酸盐、绢云母、冰长石、葡萄石、绿纤石、重晶石、石英、沸石	与低温矿脉伴生，常形成一般硫化物，如黄铁矿	可为自变质或区域性岩浆期后交代作用。可产于含金矿脉附近，亦有成大片出现，后者与绿岩很难区分
云英岩化	以花岗岩类岩石为主，其次为砂岩、页岩、片麻岩等	石英、白云母或含锂云母(黑鳞云母、铁锂云母、锂云母)	电气石、黄玉、萤石、绿泥石	铍(绿柱石)、钨、锡、钼及其它稀有金属、砷、铜	可为自变质或它变质。产于酸性侵入体顶部或其内外接触带，有时发育于石英脉壁附近
钠长石化	以花岗岩、正长岩、伟晶岩为主	钠长石	石英、含锂云母、天河石、萤石、微斜长石、黄玉	铍、铌、钽、铀等稀有金属，其矿物种类主要有铌铁矿、烧绿石、细晶石、铀钽铌矿、易解石等	多为自变质，亦可为它变质。产于较小的酸性或碱性侵入体中，或发育于大岩体的边部或顶部
绢云母化	花岗岩及化学成分相似的岩石	绢云母及相类似的粘土矿物	石英、绿泥石、绿帘石、碳酸盐、黄铁矿、钠长石	一般与有色金属的硫化物生成有关	可为自变质或其它热液交代或成裂隙充填
黄铁细晶岩化	细晶岩、花岗斑岩	绢云母、白云母、石英	黄铁矿、绿泥石、铁白云石	黄铁矿及金矿	为它变质，产于石英脉两侧
次生石英岩化	中-酸性喷出岩	石英、绢云母	明矾石、叶蜡石、迪开石、红柱石、硬水铝矿、蓝线石、黄玉、刚玉、氯黄晶、电气石、金红石	与有色金属硫化物生成有关	可为自变质，也可与后期花岗岩侵入接触变质有关

续表

蚀变类型		原岩性质	蚀变矿物共生组合		有关的矿化	蚀变性质及产出特征
			主要的	次要的		
硅化		酸性侵入岩、火山岩及碳酸盐类岩石	石英、玉髓、蛋白石、	绢云母、萤石、方解石、重晶石、高岭土	与多金属矿床有成因联系	多近裂隙或矿脉两侧发育，在构造错动带更为常见
碳酸盐化	碳酸盐(方解石化)	与碳酸盐矿脉有关的围岩及中-基性火山岩等	方解石	绿泥石、石英	同上	多为近矿脉附近，白云石化则常成非层状分布
	白云石化	石灰岩、含泥质砂质灰岩	白云石			
重晶石化		铝硅酸盐成分岩石及碳酸盐成分岩石	重晶石	毒重石、萤石、石英、方解石、白云石、铁锰碳酸盐、石膏、天青石	锌、铅、锑、汞、金、银	不但与矿石成脉型充填，且在近矿体围岩蚀变中发育
高岭石化		铝硅酸质岩石(酸性岩浆岩、粘土岩、砂岩)	高岭石	石英、绢云母、玉髓	粘土及多金属矿床	同上
电气石化		酸性火成岩及砂页岩	电气石、石英、白云母或含锂云母	绢云母、萤石、硅硼钙石、金红石、黄玉、萤石、赛黄晶	锡石、金、黄铁矿、毒砂	酸性侵入岩的外接触带围岩，有时发育于石英脉或脉壁的围岩中
黄玉化		同上	石英、白云母或含锂云母、黄玉	萤石、含氟磷灰石、绢云母、电气石	钨、锡	同上
萤石化		铝硅酸盐及碳酸盐成分岩石	萤石	石英、重晶石、黄玉、电气石	钨、锡、锑、汞及稀有矿床	同上
明矾石化		酸性火成岩	明矾石、石英	高岭石、绢云母、长石、黄铁矿	金、黄铁矿、铜	发育在近矿体围岩蚀变中
钾长石化		火成岩及其它岩石	正长石、冰长石、石英	绢云母		发育于火成岩或呈脉状充填交代
黑云母化		中酸性火成岩	黑云母	钠长石、石英	磁黄铁矿、金、铜	矿体围岩蚀变
赤铁矿化		中酸性火成岩、硅化岩	赤铁矿	黄铁矿、褐铁矿、紫色萤石、方解石	铀	矿体围岩蚀变或脉状充填交代

① 蛇纹岩　是一种黑色或暗灰绿色的致密块状岩石，一般认为是由超基性岩中的橄榄石、辉石等经水热蚀变而成。有时还有辉石及橄榄石的残留体。蛇纹石常交代原岩形成网格结构。纤维状、鳞片状结构也常见。

② 青盘岩　又称为变安山岩，是一种绿色或灰色的致密块状岩石。主要由安山岩、英安岩，一部分玄武岩和流纹岩及凝灰岩受热液蚀变而成，通常由于受火山活动、熔岩溢出地区的喷气及其水热溶液的影响，使一些熔岩遭到青盘岩化——即由钠长石化、绿帘石化、绿泥石化、碳酸盐化、阳起石透闪石化等各种蚀变之综合产物。

③ 次生石英岩　是一种浅色的隐晶质(或细粒)结构的致密块状岩石，为酸性、中性火山岩或类似成分的浅成岩，在火山期后热液或岩浆期后溶液作用下经蚀变而形成的。其分布以中、新生代为最广。矿物成分主要为石英，通常含石英达75%以上。

④ 云英岩　为浅灰色或灰色酸性成分的侵入岩、沉积岩、变质岩及部分喷出岩经热液交代蚀变的硅化产物。矿物成分主要由石英和白云母组成，有时还有锂云母、铁锂云母、黄玉、电气石、萤石、绿柱石以及黑钨矿、辉钼矿、锡石等金属矿物。有时云英岩的分布，具明显的分带性。

(2) 接触变质岩类

接触变质作用仅发生在侵入体周围的围岩中，分布范围较小，一般围岩受热的烘烤，岩石化学成分没有发生变化。接触交代作用则有岩浆的发挥组分气水溶液以及所携带各种组分进入围岩，改变了原岩的化学成分。

接触变质岩石的类型，比较有代表性的是泥质岩和碳酸盐岩变质后所形成的岩石。接触交代作用下形成的岩石为矽卡岩。

① 泥质岩的接触变质　由泥质岩、泥砂质岩石经热接触变质作用，按离侵入体的远近，变质程度不一，自侵入体向外可分为：高级变质、中级变质、低级变质；其矿物共生组合，岩石的结构构造都不完全一样(表 3-44)。

粘土岩的主要热变质岩(据北京大学，1974 年)　　表 3-44

变质程度	温度与压力	特征矿物			结构	构造	岩石类型
		Si+Al	Si+Al+K	Si+Al+Mg+Fe			
低	低温低压	红柱石	绢云母	绿泥石	变余泥状、隐晶质、鳞状	斑点状、板状(片状)	斑点板岩、瘤状板岩、千枚岩
中	中温中压	红柱石	白云母	黑云母、铁铝榴石、堇青石	角页岩状、斑状变晶、花岗变晶	块状	角页岩
						片状	片岩
高	高温高压	硅线石	钾长石	黑云母、紫苏辉石	角页岩状、花岗变晶	块状	角页岩
						片麻状	片麻岩

② 碳酸盐岩的热变质岩　原岩主要是石灰岩和白云岩等碳酸盐类岩石。在石灰岩和白云岩中通常含有少量的硅质、泥质、碳质及铁质等。经热变质后发生重结晶，并常生成各种的硅酸盐及铝硅酸盐组合。详见表 3-45。

除上述两种主要的热变质类型外，尚有由石英砂岩变质而成的石英岩、泥质灰岩及泥灰岩变质的钙硅酸盐角页岩和由粉砂岩或酸性喷出岩经热变质而成的长英角页岩等。

③ 接触交代作用的岩石-矽卡岩　矽卡岩主要是由中酸性侵入岩与钙镁质碳酸盐类岩石(石灰岩或白云质灰岩)接触时，由交代作用所形成的一种岩石，有时侵入岩与中酸性火山岩接触时，也能形成矽卡岩。

根据生成矽卡岩的原岩性质和主要矿物组合，一般将矽卡岩分为钙质矽卡岩和镁质矽卡岩。

钙质矽卡岩：系交代灰岩而成，分布最广，其主要组成矿物有：石榴石(钙铝榴石-钙铁榴石系列)和辉石(透辉石-钙铁辉石系列)。有时还含有相当数量的符山石、硅灰石、方柱石、透闪石、绿帘石、磁铁矿、碳酸盐和石英等。

镁质矽卡岩：系交代白云岩或白云质灰岩而成，分布不广。典型矿物有镁橄榄石、尖晶石、金云母、硅镁石、蛇纹石、韭闪石、硼镁铁矿、磁铁矿、白云石和方解石等。

碳酸盐岩热变质岩(据北京大学，1974 年)　　表 3-45

变质程度	温度与压力	特征矿物 Ca	特征矿物 Mg	特征矿物 Si+Ca	特征矿物 Si+Mg	特征矿物 Si+Al+Ca+Mg+Fe	结构	构造	岩石类型
低	低温低压	白云石	方解石 水镁石	石英 + 方解石 透闪石	蛇纹石 + 滑石 阳起石	绿帘石	花岗变晶、斑状变晶	块状	大理岩、含各种杂质的大理岩
中	中温中压	方解石	水镁石	透闪石 阳起石		绿帘石 钙铝榴石	花岗变晶、柱状、纤状、斑状变晶	块状	透闪石 金云母 阳起石 } 大理岩
高	高温高压	方解石	水镁石	透辉石 硅灰石	镁橄榄石	斜长石 钙铝榴石 符山石	花岗变晶、斑状变晶、角页岩状	块状	透辉石 硅灰石 镁橄榄石 } 大理岩

与矽卡岩有关的矿产十分重要，因而对矽卡岩的研究工作一直受到重视。

(3) *动力变质岩类*

动力变质作用是以构造应力为主要变质因素的一种变质作用。在大断裂带内及其两侧，由于不同方位应力的影响，使岩石发生变形，岩石产生碎裂结构、糜棱结构，并伴随有轻微的变晶作用。北京大学(1974 年)根据岩石的破碎程度、变形特征，并结合力学性质(压、张、扭)将这类构造岩石分为如下三大类*：

① 构造角砾岩类(一般以张性力为主)** 包括构造角砾岩和构造砾岩；

② 碎裂岩-糜棱岩类(一般以压性-压扭性为主) 包括碎裂岩组(压裂岩、压碎岩-碎裂岩、压扁岩)、糜棱岩组(粗糜棱岩、细糜棱岩、超糜棱岩)和千糜岩组(扭性)；

③ 劈(片)理化岩类(一般以压性、扭性为主) 包括残斑变岩，绿色片岩、滑石片岩、绢云母片岩、蓝闪石片岩。

现就有关岩石的特征叙述如后。

① 构造角砾岩 多见于沉积岩发育的地区，但与沉积角砾岩、火山角砾岩等在成因上有很大的不同，它局限于构造断裂带中(一般见于正断层中)，岩石碎屑主要来自断裂的上下盘。角砾通常是带棱角状(张性产物)和有磨圆的(压性)岩石碎块，胶结物以原岩的碎屑、断层泥为主，也有部分为次生的硅质、铁质等。主要是张应力形成，也有少部分是压应力，要结合具体特点进行分析。

② 碎裂岩-糜棱岩类 本类岩石多见于花岗岩及其它刚性岩分布地区，其应力以压性和压扭性为主，分布于逆掩断裂和平推断裂中，其他断裂中亦可见，但极少。根据破碎的程度(由弱到强)可分为如下几种：

1) 碎裂岩：主要是指那些受到比较强烈的挤压、压碎使岩石的矿物发生变形，出现波状消光、解理和双晶发生扭曲、光性异常、裂开、破碎以致压扁等现象的岩石，但其破裂程度还没有达到糜棱岩阶段。

2) 糜棱岩：是岩石发生强烈碎裂作用的产物。它往往是在断裂带彼此强烈研磨(压扭应力或扭应力)时形成的，一般是极细粒的岩石，其中有时夹有原始岩石未被磨碎的部分，

* 各类均有过渡种属，未列入；应力性质的最后确定，必须结合野外产状进行综合分析。

** 只能作参考，提法有待进一步研究。

常呈眼球状，并多以长轴平行于运动方向。糜棱岩的最大特点是多具明显的带状构造。

3）千糜岩(千枚糜棱岩)：是介于糜棱岩和千枚岩之间的过渡岩石，为一种具有千枚状构造的糜棱岩。

③ 劈(片)理化岩类　在断裂带中，往往在强大的扭力或压应力的作用下，使一些比较柔性的岩石，如泥质岩、页岩、中酸性火山岩等发生碎裂，并常以重结晶、变形为主。如强烈片理化形成的绿泥石片岩、绢云母绿泥石片岩，残斑变岩（由酸性火山岩或凝灰岩变来)等。它们是断裂带上碎裂岩与正常岩石之间的过渡类型岩石，多分布在逆掩断层或逆断层的上盘。

近年来，人们常把蓝闪石片岩划为区域动力变质作用的产物，它是在低温高压下形成的，多出现在板块缝合线处。

(4) 区域变质岩类

区域变质作用的因素复杂，影响的岩石分布面积也极为广泛。区域变质作用和地壳早期发展演化的地质特点有关，也和地壳活动带的几个主要地质时期的强烈褶皱带有关。在变质岩区往往伴有混合岩、花岗岩，有时还伴有超基性岩。区域变质岩根据变质作用因素可分为两大类，一是以温度(T)-压力(P)变化的变质结晶作用为主，一是以动力变质作用为主。前者由各种结晶片岩所组成，后者主要为各种板岩、千枚岩及片理化岩石所组成。

结晶片岩出露区域，就其变质相组合(变质相系)的特点和实验室的变质反应的单变平衡曲线的研究，这一类又可分为：

① 低压区域变质作用　地热梯度范围介于 60℃/km～25℃/km 之间，伴有大量的混合岩和花岗岩(以日本领家-阿武隈带为代表)，有些矿物组合与接触变质往往有类似之处。

② 中压区域变质作用　地热梯度范围介于 25℃/km～16℃/km 之间，经常伴有大量的混合岩和花岗岩(以苏格兰高地的达尔累丁片岩为代表)。

③ 高压区域变质作用　地热梯度范围介于 16℃/km～7℃/km 之间(以太平洋沿岸的蓝色片岩带为代表)。区域内往往有蛇纹岩伴生，但无混合岩或花岗岩。

常见的区域变质岩石类型和特殊的岩石类型分别见表 3-46 和表 3-47。

(5) 混合岩类

混合岩是原岩受岩浆或再生（再造）岩浆，或与之有关流体的渗透或“注入”，或受再生岩浆形成过程(超变质作用的过程及其继续，也就是“交代花岗岩”的形成过程)的影响，并经一系列的交代作用而成的粒度较粗的特殊变质岩。形成这些岩石的过程和作用叫做混合岩化作用。混合岩一般呈粗晶的层状、片麻状或均匀粒状的岩石，由不同类型的原岩中的不活动(或较少活动)组分和深部热液或重熔（溶）岩浆所形成的活动组分，经过一系列的相互作用[包括渗透、注入、交代、结晶、重熔(溶)……]而混合生成的。

这种岩石在区域变质岩石发育的地区，呈一种介于正常变质岩和岩浆岩之间的岩石。它最大的特点是岩石结构很不均匀，明显的分为两部分，其中一部分为原来的变质岩（如片岩、片麻岩、变粒岩、斜长角闪岩等)；另一部分则外貌近似于花岗岩类（伟晶岩、细晶岩等）物质。前者称为基体，后者称为脉体。二者的界限有时明显，有时呈渐变的，有时甚至很难分辨。混合岩化强烈时，甚至局部发生重熔作用(超变质作用)，可形成花岗质岩石，这个过程则称为花岗岩化作用。

混合岩的种类繁多，根据混合岩化作用的成因特点和强度，可将混合岩分为三大类：

常 见 区 域 变 质

（据《变质岩的一些基本问

类别	类型	名称	相当原岩的岩石名称	化学特征①	常		
	按矿物成分的命名或通用岩石命名	按化学特征命名			绿片岩相		
					石英钠长石白云母绿泥石亚相	石英钠长石绿帘石黑云母亚相	石英钠长石绿帘石铁镁榴石亚相
Ⅰ	碱长片麻岩类	钾、钠、铝硅酸盐岩石类	花岗岩、花岗闪长岩及其相应的浅成岩，喷出岩、长石砂岩	与酸性火成岩相似，富含硅及碱金属，K_2O、Na_2O 含量大致相等	绢英片岩、钠长绢云片岩、英绢片岩、微斜钠长石英片岩、绿泥钠长石英片岩、二云微斜钠长石英片岩或片麻岩、长石石英岩、变粒岩（白粒岩），部分的"花岗质片麻岩"		
Ⅱ	云母片岩及云母片麻岩类	铝硅酸盐岩石类	粘土质岩石（如页岩）及局部中性凝灰质岩石和熔岩	与页岩成分相当，含铝及碱金属较高，K_2O 多于 Na_2O	绢云千枚岩、绿泥绢云千枚岩、钠长绿泥片岩、钠长绿泥绢云片岩、绿泥片岩	各种黑云母片岩、二云母片岩、硬绿云母片岩	榴云片岩、硬绿榴云片岩
Ⅲ	斜长片麻岩类	钠、钙、铝硅酸盐岩石类	中性火成岩（闪长岩；石英闪长岩及其相当的浅成岩和喷出岩）	与中性火成岩相似，含铝、钙及钠较多	含各种绿帘石的千枚岩、绿帘钠长绿泥片岩、绿帘钠长绿泥绢云片岩	含有一定数量角闪石的各种黑云母片岩	
Ⅳ	含云母变粒岩及云英片岩类（半粘土变粒岩及片岩类）	含钙、铝、钾、钠较少的硅酸盐岩石类	泥质砂岩、砂质页岩、硅质页岩、部分硬砂岩；中性及酸性的凝灰质页岩和砂岩以及部分中酸性熔岩	与泥质砂岩及砂质页岩相似，一般硅含量高，而铝含量较低	各种含石英较多的千枚岩、钠长绿泥片岩、绿泥片岩	各种含石英较多的云母片岩（黑云石英片岩、二云石英片岩等等），各种细粒云母变粒岩	

岩 石 分 类 表

题和工作方法»，1963 年）

表 3-40

见的岩石						混合岩化以后的岩石②
Mg、Fe、Al、CO_2、H_2O的移出→						K、Na、Al、Si的移入→
铁铝榴石角闪岩相			麻粒岩相		榴辉岩相	
十字石石英亚相	蓝晶石白云母石英亚相	硅线石铁铝榴石亚相	角闪石麻粒岩亚相	辉石麻粒岩亚相		
二云斜长微斜石英片岩或片麻岩、长石石英岩、变粒岩（白粒岩）、部分的“花岗质片麻岩”			硅线斜长正长麻粒岩，含石榴石斜长正长麻粒岩			条带状混合岩（由长石石英岩、变粒岩混合而成）文献中的不同种类的花岗质或花岗闪长质片麻岩
榴云片岩、片麻岩、十字云母片岩、片麻岩	蓝晶云母片岩、片麻岩	硅线片麻岩				不含或含有正长石的渗透混合岩、含有奥长石变斑晶或花岗闪长质平行细脉的渗透混合岩。以往文献中的富含黑云母及奥长石的花岗闪长质片麻岩
含有一定数量普通角闪石的各种榴云片岩、片麻岩、十字云母片岩、片麻岩、蓝晶云母片岩、片麻岩		含有不同数量辉石类、角闪石类矿物的片麻岩和斜长片麻岩，有时含有少量硅线石				含有一定数量黑云母或角闪质条带状混合岩和其他形态的混合岩
含石榴石、硅线石较少的黑云片麻岩、含云母较少的二云片麻岩、黑云片麻岩、粗粒云母变粒岩						含石英较多而黑云母较少的渗透混合岩，含黑云母的眼球状混合岩，富含奥长石的条痕状或条带状混合岩。以往文献中的含有一定数量黑云母或钾长石变斑晶的花岗质或花岗闪长质“片麻岩”
含绿帘石斜长角闪岩，含石英斜长角闪岩、斜长角闪岩，石榴斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩	含辉石角闪斜长片麻岩、含石榴石角闪斜长片麻岩	透辉角闪斜长麻粒岩、紫苏透辉角闪斜长麻粒岩、石榴透辉角闪斜长麻粒岩	石榴紫苏斜长麻粒岩、紫苏透辉斜长麻粒岩、石榴紫苏透辉斜长麻粒岩		榴辉岩，含有蓝晶石或顽火辉石的榴辉岩	含有石英长石小结集体的角闪黑云片岩、含有奥长石变斑晶的波纹状黑云片岩、“假闪长质片麻岩”（富含奥长石、角闪石）、角闪质眼球状混合岩、苏长岩(?)、不同类型的角闪质混合岩和部分黑云母质混合岩
斜长绿帘角闪透辉岩，透闪方解透辉岩、角闪透辉变粒岩、石榴方解透辉岩	石榴透辉钙长变粒岩及片麻岩、角闪透辉钙长变粒岩及片麻岩、方解石榴透辉岩					
各种大理岩，含有不同数量的透辉石-绿帘石、透辉石-石榴石、透辉石-透闪石、角闪石-绿帘石或透辉石-金云母等组合		含有透辉石-斜长石、钙石-透辉石、透辉石-镁橄榄石等组合的大理岩，局部含绿帘石、角闪石等				长石化的大理岩，钙长岩(?)
石英岩、类似石英脉的粗粒石英岩（石英变粒岩）、含有少量角闪石、黑云母或铁铝榴石的石英岩		石英岩、含有辉石的石英岩				局部长石化的粗粒石英岩、富含石英的条带状混合岩

类别	类型	名称	相当原岩的	化学特征①	常		
	按矿物成分的命名或通用岩石命名	按化学特征命名	岩石名称		绿片岩相		
					石英钠长石白云母绿泥石亚相	石英钠长石绿帘石黑云母亚相	石英钠长石绿帘石铁镁榴石亚相
Ⅸ	滑石片岩及蛇纹片岩类	(铁)镁硅酸岩石类	主要为含镁高的超基性岩（如橄榄岩），部分含铁镁的不纯白云质岩石或粘土质岩石	与富镁的超基性岩相似，碱金属（尤其是钾）硅、铝都很少，镁、铁、钙的含量较高，但有变化	蛇纹片岩、蛇纹碳酸片岩、透闪滑石片岩、蛇纹透闪滑石片岩、透闪绿泥片岩、白云石绿泥片岩	绿泥阳起滑石片岩、阳起蛇纹片岩	绿泥滑石透闪片岩、铁铝榴石角闪片岩

① 系指未受花岗岩化以前的一般特征，详细数据从略。

② 表内所有岩石名称大部分可改称混合岩；眼球状混合岩原名眼球状片麻岩、渗透混合岩原名渗透片麻岩、角砾未列入表内，容后补充。受到不同程度混合岩化的岩石可能属于铁铝榴闪岩的不同亚相，也可能属于麻粒岩相的不同亚

③ 即阿拼岩(Appinite)

区域变质岩石的特殊类型分类表

（据《变质岩的一些基本问题和工作方法》，1963 年）　　表 3-47

类别	类型名称		相当原岩的	主要矿物	化学特征	岩石名称
	按矿物成分的命名或通用岩石的命名	按化学特征命名	岩石名称			
Ⅹ	钠闪岩及硬玉岩类	富钠铝硅酸盐岩石类	细碧石类（包括有关的凝灰质岩石）、碱性正长岩、花岗岩等	不同数量的富含钠质的碎石类、角闪石类矿物及碱性长石	碱金属含量高，尤其富含钠，铝与硅的含量也较高	钠长绿帘石片岩、直闪片岩、蓝闪钠长片岩、蓝闪绿帘片岩；蓝闪片岩、白云蓝闪片岩、石榴蓝闪角闪岩、霓辉钠微斜变粒岩；钠闪碱长片麻岩、各种碱性片麻岩和硬玉岩
Ⅺ	磁铁岩	铁氧化物岩石类	不同成因的铁矿	磁铁矿、赤铁矿和少量石英或角闪石等造岩矿物	富含氧化铁	含有不同含铁造岩矿物（如阳起石、透闪石、铁闪石、镁铁闪石、绿泥石、黑云母甚至铁铝榴石等）的磁铁矿（或假象赤铁矿）岩，不同类型的磁铁石英岩及石英磁铁片岩或变粒岩
Ⅻ	刚玉岩	铝氧化物岩石类	铝土、铝土质岩及红土等	刚玉、磁铁矿及含铝的硅酸盐矿物	富含铝	刚玉岩
ⅩⅢ	变质磷块岩类	磷酸钙岩石类	磷块岩及含磷岩石	磷灰石、金云母、石英等	富含磷酸钙，含有一定数量的氧化铝和氟	含有微量金云母、石英、长石、透辉石等的磷灰石岩；含金云母、透辉石(透闪石)的磷灰石大理岩；富含磷灰石的云母片岩
ⅩⅣ	变质砾状碎屑岩（没有固定矿物及化学成分）		各种砾状砂岩、砾岩、角砾岩、冰碛岩、火山角砾岩、火山集块岩	矿物成分不定	化学成分不定	受到不同程度的挤压、压扁、拉长的原岩，局部片理化，胶结质的矿物组合与相应的岩石类型相类似或相同

即混合质片麻岩(注入混合岩)、混合岩(混合片麻岩)及混合花岗岩。

混合质片麻岩　指原岩成分结构大部保留，长石石英脉体与基体间界限比较明显。混合质片麻岩相当于注入混合岩类，它根据脉体形态又可分为眼球状混合质片麻岩、条带状

续表

见的岩石						混合岩化以后的岩石②
Mg、Fe、Al、CO_2、H_2O的移出→						K、Na、Al、Si的移入→
铁铝榴石角闪岩相			麻粒岩相		榴辉岩相	
十字石石英亚相	蓝晶石白云母石英亚相	硅线石铁铝榴石亚相	角闪石麻粒岩亚相	辉石麻粒岩亚相		
铁铝榴石角闪镁铁闪石片岩、透闪镁铁闪石岩及片岩			含角闪石铁铝榴石紫苏透辉麻粒岩	紫苏透辉橄榄麻粒岩		角闪巨斑石英碱长混合岩③——导源于角闪石黑云母片岩；部分的角闪质眼球状混合岩

状混合岩、均质混合岩、雾迷岩等等多种形态的混合岩和不同类型的混合花岗岩可由不同岩石类型经混合岩化生成，暂相，在少数情况下也有属于绿片岩相的。

混合质片麻岩等等。相当于注入混合岩类的有眼球状混合岩、条带状混合岩。混合质片麻岩依其基体岩石类型又可区分为混合质斜长角闪岩、混合质麻粒岩等。

混合岩　指混合岩化相当强烈，残留体占次要地位。由于强烈的交代作用基体与脉体已无明显界限，混合岩中残留的基体明显时，其命名则以基体名称冠于混合岩基本名称之前，如斜长角闪岩质顺层混合岩。混合岩其成分与花岗岩成分相似，其中暗色矿物分布不均匀，或局部集中，又具有明显的片麻状构造，所以又称混合岩为混合片麻岩，也相当于均质混合岩。

混合花岗岩　指混合岩化最强烈，岩性比较均匀，外貌类似花岗岩，但仍保留着不同程度的阴影构造或片麻构造的岩石。混合花岗岩又可根据暗色矿物种类和特征性的结构构造进一步命名，如斑状黑云母混合花岗岩等。

6．变质相的分类

变质相是以变质作用形成的矿物共生组合为基础来研究变质作用的特点。根据其形成时的温度、压力条件的不同，所有变质矿物组合可划分为几个变质相。每一个变质相都由几个原岩化学组分不同的变质矿物组合而成。它们与化学组分有着一定的对应关系。变质相的研究，是不同地区不同岩石类型在不同的地质条件下所呈现的不同变质分带现象的理论性的全面总结，也是进行变质岩的合理分类的基础工作。

变质相的分类是根据不同的温度、压力范围来划分的。艾斯科拉的变质相分类，经不断完善后，分为八个类型，特奈尔分为十一个类型，«变质岩的一些基本问题和工作方法»中分为十个类型，长春地质学院分为十个类型。

(1) 艾斯科拉的分类

分为八个类型。即透长岩相、绿色片岩相、绿帘石-角闪岩相、角闪岩相、辉石-角页岩相、麻粒岩相、榴辉岩相和蓝闪石片岩相。

(2) 特奈尔的分类

分为十一个类型。即低压相：包括钠长石-绿帘石-角页岩相、角闪石-角页岩相、辉石-角页岩相、透长岩相；中-高压相：包括沸石相、葡萄石-绿纤石-变质杂砂岩相、绿色

变质相综合分类表

表 3-48

变质相		特征矿物		临界矿物及矿物组合
沸石相	低温部分	蒙脱石	辉沸石	辉沸石 方沸石 } 石英
			方沸石	
		皂石	高岭石	
		绿泥石		[辉沸石→浊沸石]
	高温部分	方解石	浊沸石	
			葡萄石	浊沸石＋石英
		石英	钠长石	
葡萄石、绿纤石相	变质杂砂岩相	绿帘石 葡萄石 绿纤石 绿泥石 阳起石 白云母 方解石 石英 钠长石 黑硬绿泥石（仅在高温部分出现）		葡萄石＋绿泥石＋石英 或 绿纤石＋绿泥石＋钠长石＋石英
绿色片岩相		（泥质岩）（基性-钙质岩） 白云母　绿帘石 黑硬绿泥石　阳起石-透角闪石 硬绿泥石　滑石 锰铝榴石 绿泥石 方解石 红帘石 石英 钠长石 黑云母（仅在高温部分出现）		[阳起石-普通角闪石]
绿帘石角闪岩相		（泥质岩）（基性-钙质岩） 铁铝榴石　绿帘石 硬绿泥石　普通角闪石 黑云母 白云母 钠长石-中长石 微斜长石 石英		（基性岩） 钠长石-中长石＋绿帘石＋普通角闪石
角闪岩相	低温部分	高压型	（泥质岩）（基性-钙质岩） 白云母　直闪石-十字石 普通角闪石　镁铁闪石 透辉石　蓝晶石	（基性岩） 当出现角闪石时，缺绿帘石；当出现绿帘石时，共生的斜长石为 An%>30 泥质岩不具该组合特征
		低压型	钙铝铁榴石　红柱石 方解石-硅灰石　堇青石	

变质相		特征矿物		临界矿物及矿物组合
角闪岩相	高温部分	黑云母		蓝晶石 } 硅线石 红柱石 } 硅线石 白云母→硅线石＋正长石
		铁铝榴石	硅线石	
		微斜长石-正长石		
		斜长石		
		石英		
麻粒岩相		紫苏辉石 透辉石 铁铝榴石-镁铝榴石 硅线石 橄榄石 刚玉 尖晶石 镁堇青石 硅灰石-方解石 正长石-微斜长石(纹长石) 斜长石(反条纹长石) 石英 (角闪石、黑云母)		{黑云母 / 角闪石} →辉石 紫苏辉石＋石英
蓝闪石片岩相	典型的类型	绿帘石 绿纤石 蓝闪石　硬玉 钠闪石 镁钠闪石　硬柱石 葡石(文石) 钠云母 硬绿泥石		硬玉＋石英
	高压中间型	霓石 霓辉石　绿泥石 锰铝榴石-铁铝榴石　阳起石　白云母 红帘石 钠长石　黑硬绿泥石 石英		蓝闪石片岩和钠长石绿帘石绿泥石阳起石片岩同时出现
榴辉岩相		铁铝榴石-镁铝榴石 绿辉石 紫苏辉石 蓝晶石 橄榄石 石英		铝榴石或绿辉石＋石英或蓝晶石
辉石角岩相		（泥质岩）（基性-钙质岩） 红柱石　透辉石 堇青石　紫苏辉石 黑云母　锰铝榴石-钙铝榴石 刚玉 尖晶石　硅灰石		（泥质岩）， 含红柱石、堇青石的泥质岩缺白云母

续表

变质相	特征矿物	临界矿物及矿物组合	变质相	特征矿物	临界矿物及矿物组合
辉石角岩相	方镁石　橄榄石 斜长石 正长石 石英		透长石岩相	(硅线石)　钙镁橄榄石 方镁石　黄长石 灰硅钙石 镁硅钙石 斜硅钙石 透长石-歪长石 鳞硅石 方英石 斜长石	
透长石岩相	(泥质岩)　(基性-钙质岩) 莫来石　易变辉石 堇青石　普通辉石 刚玉　橄榄石 尖晶石　硅灰石	透长石 莫来石 鳞硅石 易变辉石			

片岩相、角闪岩相、麻粒岩相；极高压相：包括蓝闪石-硬柱石相、榴辉岩相。

(3) «变质岩的一些基本问题和工作方法»一书的分类

根据特奈尔的意见分为十个类型：即属于热力变质作用范畴的包括钠长石绿帘石角页岩相、角闪石角页岩相、辉石角页岩相、透长石相，属于区域变质作用范畴的包括浊沸石相、蓝闪石片岩相、绿片岩相（石英-钠长石-白云母-绿泥石亚相；石英-钠长石-绿帘石-黑云母亚相；石英-钠长石-绿帘石-铁铝榴石亚相）、铁铝榴石角闪岩相(十字石-石英亚相；蓝晶石-白云母-石英亚相；硅线石-铁铝榴石亚相、麻粒岩相（角闪石麻粒岩亚相；辉石麻粒岩亚相)、榴辉岩相。

(4) 长春地质学院的分类

根据变质作用温度情况划分四个相组共十个类型：即近低温相组，包括沸石相（浊沸石相，即变质开始相)、葡萄石-绿纤石相、蓝闪石-硬柱石相(高压相)；低温相组，包括钠长石-绿帘石-角页岩相（低压相)、绿色片岩相(中压-部分高压相)；中温相组，包括角闪石-角页岩相(低压相)、角闪岩相(中压-高压相)；高温相组，包括辉石-角页岩相(低压相)、麻粒岩相(中压-高压相)；超高压相组，即榴辉岩相(低-高温)。

变质相综合分类见表 3-48。

7. 变质相系的分类

变质相系是一个新的概念。在一个变质地区，温度（压力）的变化常常可以用一系列的变质相来表示，这种系列被称为变质相系。从外界条件的观点上来看，每一变质地区可以有不同的变质相系。

相系的概念集中反映在每一个变质地区的压力-温度范围都有自己的特征，不能用一个统一的变质相和变质亚相的格架来硬套，这一压力-温度范围所表现的特征受该区的地质环境（大地构造环境）所支配，并与地壳演化的历史有关。变质相系明确地表示了变质作用的物理条件和这一地区的地质条件的从属关系，打破了长期以来在变质相的研究中存在的形而上学的观点，即只把变质作用看成是物理条件的变化，并且企图用一个简单的模型来解释所有地区的变质作用。

有人将区域变质作用分为三个基本类型，每个类型都代表一个不同的地热梯度的范围。即：

低压区类型：红柱石>25°C/km

中压区类型：蓝晶石(无蓝闪石)±20°C/km

高压区类型：蓝闪石和硬玉≅10°C/km

三者之间还存在两个中间类型：

低-中压区变中间型：堇青石、硅线石。

中-高压区变中间型：蓝晶石、蓝闪石。

变质相系的分类概略可如图 3-11 和表 3-49 表示的那样。

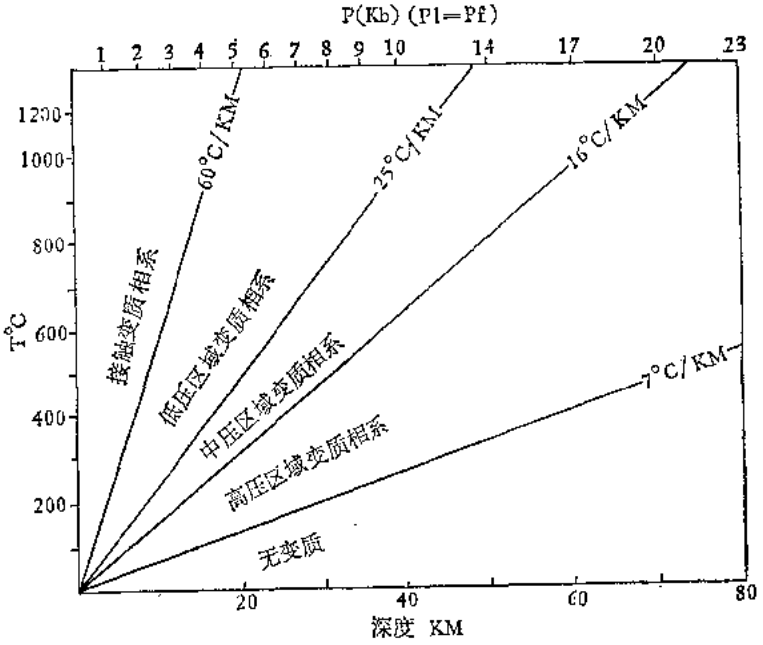


图 3-11 变质相系压力-温度图解(简化)

变 质 相 系 分 类 表 表 3-49

变质相组 / 变质相系	近低温相组	低温相组	中温相组	高温相组	超高压相
接触变质相系		钠长石-绿帘石-角页岩相	角闪石-角页岩相	辉石-角页岩相	
低压区域变质相系		绿色片岩相	红柱石-堇青石-角闪岩(亚)相	堇青石-麻粒岩(亚)相	B型榴辉岩
中压区域变质相系			蓝晶石-铁铝榴石-角闪岩(亚)相	铁铝榴石(硅线石)-麻粒岩(亚)相	
高压区域变质相系	沸石相-葡萄石-绿纤石相 蓝晶石-硬柱石-片岩相			蓝晶石-麻粒岩(亚)相	C型榴辉岩

(1) *接触变质相系* 接触变质相系出现于火成岩侵入体(主要是花岗质岩石)的接触变质带中，它们形成各种不同类型的接触变质晕(递增变质带)，变质晕一般宽度不超过 2 km，形成时的物理条件，压力从几百巴到二千巴(2 kb)，温度 400°C以下至 700°C，一般可按变

质程度分为三个相：

① 低级变质相　钠长石-绿帘石-角页岩相，相当于斑点板岩带；

② 中级变质相　角闪石-角页岩相，相当于黑云母片岩带；

③ 高级变质相　辉石-角页岩相，相当于硅线石片麻岩带。

这些变质相在一个地区中，并不都存在。

接触变质作用一般不限于某一个大地构造单元内，它们形成的情况只是代表地壳浅部的岩浆活动，因而这一地区变质时的地热梯度往往超过 60°C/km。在这一范围之内也有不同的 P-T 变化，因此一些接触变质地区的变质相的矿物组合并非都是一样。此外，它们和区域变质作用也没有明确的分界线，从矿物组合上看，它和低压区域变质相系十分接近。原岩建造比较广泛，不一定限于某一建造内，但经常是沉积或火山-沉积岩系，受变质后，形成各种角页岩。叠加变质作用也经常出现。

接触变质相系的主要岩石类型是角页岩、板岩、片岩和大理岩，在接触部位附近有时也有片麻岩出现。一般与火成岩的接触界线较清楚，近接触处或在一定构造部位中常见有矽卡岩及与之伴生的金属矿床。

几个典型的变质相的主要矿物组合见表 3-50。

几个典型变质相的主要矿物组合　　**表 3-50**

变质相 / 原岩成分	钠长石-绿帘石-角岩相	角闪石-角页岩相	辉石-角页岩相
基性岩(白云质泥灰岩)	阳起石＋绿帘石＋钠长石＋绿泥石 (±黑云母)	普通角闪石＋直闪石＋透辉石＋斜长石 (±黑云母)	紫苏辉石＋透辉石＋斜长石(钙长石高) (±黑云母)
泥质岩石(铝高)	叶蜡石＋白云石＋绿泥石 (±绿帘石，±钠长石)	红柱石＋白云母＋堇青石 (±黑云母±斜长石)	红柱石/硅线石＋堇青石＋正长石 (±斜长石)
半粘土质岩石(铝低)	白云母＋黑云母＋绿帘石＋绿泥石 (±钠长石)	白云母＋黑云母＋堇青石 (±斜长石)	① 红柱石/硅线石＋堇青石＋斜长石＋正长石 ② 黑云母＋堇青石＋斜长石＋正长石
泥质石灰岩	方解石＋绿帘石/黝帘石＋钠长石 (±黑云母)	方解石＋透辉石＋钙铝榴石 (±黑云母) 硅灰石偶尔出现	硅灰石＋透辉石＋钙铝榴石 (±黑云母)

(2) 低压区域变质相系　低压区域变质相系出现于区域变质中的较浅部位，地热梯度一般都较大，分布较广泛。例如我国广西的加里东带，就有这一相系的出露。它们经常和混合岩或花岗岩伴生，主要岩石类型有千枚岩、片岩、变粒岩、片麻岩、斜长角闪岩和大理岩等。

在这一带中，斜长角闪岩往往大量出现，因此，是划分变质相的基础；泥质岩石出露较少，但可用它作为分带的根据。大体说来，可划分为绿色片岩相和角闪岩相，主要矿物组合见表 3-51。

(3) 中压区域变质相系　该相系出现于区域变质中的中深到深的部位。地热梯度中等，分布较广泛，各个时代都可出现，如我国东北部分地区的前震旦纪变质地区和中-新生代的喜马拉雅变质带等。它们经常和混合岩以及混合花岗岩伴生，主要岩石类型有片岩、变粒岩、片麻岩、斜长角闪岩和大理岩等。过去曾把这一类型认为是区域变质中的唯一类型。

绿色片岩相角闪岩相主要矿物组合　　表 3-51

相 / 原岩成分 / 带	绿色片岩相	角闪岩相		
		Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ
	绿泥石(黑云母)带	红柱石(堇青石)带	硅线石-堇青石带	硅线石-钾长石带
基性岩(泥灰质)	钠长石+绿帘石-阳起石+绿泥石(±方解石)	斜长石+普通角闪石(±绿帘石±绿泥石)	斜长石+普通角闪石+单斜辉石(±镁铁闪石)	斜长石+普通角闪石+镁铁闪石+斜方辉石
泥质岩石	钠长石+绿泥石+白云母 黑云母+铝榴石(MnO>18%)(+石英)	斜长石(钙长石>30)+白云母+黑云母+铝榴石(MnO10~18%)+石榴石(±堇青石)(+石英)	斜长石(钙长石>50)+白云母+黑云母+铝榴石(MnO<10%)+硅线石+堇青石(±正长石)(+石英)	斜长石(钙长石>50)+黑云母+铁铝榴石+硅线石+堇青石+正长石(+石英)
碳酸盐岩(泥质)	方解石+绿帘石+斜长石±(阳起石)(+石英)	方解石+普通角闪石+阳起石+单斜辉石+斜长石(±绿帘石)(+石英)	方解石+普通角闪石+单斜辉石+斜长石(±硅灰石)(+石英)	单斜辉石+硅灰石+方解石(±普通角闪石)
常见岩石	千枚岩、片岩	片岩	斜长角闪岩、片麻岩	斜长角闪岩、片麻岩

根据泥质岩石的变质，从板岩开始到粗晶硅线石-石榴石云母片岩止，共分为六个变质带：即绿泥石带、黑云母带(一般划为绿泥石-黑云母带)、石榴石带、十字石带、蓝晶石带(一般划为十字石-蓝晶石带)、硅线石带。

这六个带大体说来可划分为绿色片岩相和角闪岩相，主要矿物组合见表 3-52。

变质岩相的主要矿物组合　　表 3-52

相 / 原岩成分 / 带	绿色片岩相	绿帘石-角闪岩亚相	角闪岩相	
	绿泥石-黑云母带	铁铝石榴石带	十字石-蓝晶石带	硅线石带
基性岩(白云质泥灰岩)	钠长石+绿帘石+绿泥石+阳起石	钠长石+绿帘石+普通角闪石+铁铝榴石	斜长石+(钙长石>30)+普通角闪石+铁铝榴石(±绿帘石)	斜长石(钙长石=30)+普通角闪石+铁铝榴石
泥质岩石	斜长石(钙长石<20)+绿泥石+白云母+(黑云母),(石英)(±硬绿泥石)	斜长石(钙长石<20)+白云母+黑云母+铁铝榴石(硬绿泥石)	斜长石(钙长石<20)+白云母+黑云母+蓝晶石+铁铝榴石(±十字石)	斜长石(钙长石=30)+白云母+黑云母+铁铝榴石+硅线石
碳酸盐岩石(泥质)	方解石+黝帘石+阳起石+石英(±斜长石)	方解石+黝帘石+斜长石+透辉石+钙铝榴石		斜长石(钙长石=90)+透辉石+钙铝榴石+黝帘石

(4) 高压区域变质相系　是以低温和高压为特点，一般认为是由于地槽的下沉而引起的变质作用。在下沉中，地热梯度极低，仅在 7°～10°C/km，因此，这一相系的温度是 250°～400°C左右，而压力有时高达 13～14 千巴(kb)。和上面几个相系相比，它们的分布比较局限，仅在太平洋沿岸一带和几个大造山带内出现；绝大多数属中生代及新生代（如我国的台湾以及中新生代造山带的喜马拉雅带)。少数属古生代，前寒武纪变质地区内从未见有这类相系。

高压相系包含低温相组中的所有三个变质相（沸石相、葡萄石-绿纤石相和蓝闪石-硬柱石相)和绿色片岩相的一部分。沸石相、葡萄石-绿纤石相属于低-中压范围，蓝闪石-硬柱石相属于高压范围。

① 沸石相　一般代表区域变质作用的开始，为地槽区含有基性岩的沉积岩系，在下降开始时，即可形成沸石，但这还是属于成岩作用的范畴。

② 葡萄石-绿纤石相　代表下沉后的进一步的变质作用。当温度进一步升高后，浊沸石完全分解变为绿纤石，这时原岩也往往变为重结晶的片岩状岩石。

③ 蓝闪石-硬柱石-片岩相　在高压相系中占有重要地位，大部分高压相系出露地区都有这一变质相的出现。因此有时又称为蓝色片岩系(相)。蓝闪石-硬柱石-片岩相属高压或极高压范围。主要矿物组合为蓝闪石、硬柱石、硬玉 石英和绿纤石，方解石或霞石往往存在，其中硬柱石则是这一相的标志矿物。

高压变质相系的递增变质带，一般顺序是沸石相→葡萄石-绿纤石相→蓝闪石-硬柱石-片岩相＋绿色片岩相→含钠角闪岩相，蓝闪石-硬柱石-片岩相和绿色片岩相中间常有过渡带出现。这些过渡带，各个地区都不相同，一般认为绿帘石、石榴石和含钠角闪石在一起是过渡带的重要标志。在一个地区内，所有的变质相并不都能出现。

(5) 麻粒岩相　在古老地盾的广大地区内，往往出现由麻粒岩相或其与角闪岩相所组成的结晶基底。这一类岩石一般只在太古代出现，分布面积广泛，有些可达几万平方公里。我国华北一部分古老结晶基底(如燕山、内蒙一带)就属于这一类型。

麻粒岩相是指高温和一般在中压或高压下稳定的变质岩石。主要岩石类型是含有紫苏辉石、透辉石、硅线石或蓝晶石、镁铁榴石、堇青石和钾长石、斜长石的片麻岩和变粒岩，它们的矿物组合以紫苏辉石和单斜辉石为特征，含水的角闪石或黑云母一般少见。

根据原岩成分，麻粒岩可分为以下几种常见的岩石类型(表 3-53)。

麻粒岩的常见岩石类型　　表 3-53

原岩成分	矿物组合	常见岩石类型
泥质	正长石(钠长石 30～47)＋斜长石(钙长石 17～58)＋镁铁榴石＋蓝晶石/硅线石＋堇青石(±紫苏辉石±顽火辉石)(石英)	浅色麻粒岩 变粒岩
基性质(泥灰岩)	斜长石(钙长石>50)＋斜方辉石＋镁铁榴石 (±单斜辉石、±方柱石)	暗色麻粒岩 辉石麻粒岩
石灰岩	方解石＋石英＋斜长石＋透辉石＋方解石＋白云石＋镁橄榄石	大理岩

在麻粒岩相发育的古老结晶基底内，往往和麻粒岩相在一起的还有与角闪岩相过渡的角闪石-麻粒岩相(或称角闪石麻粒岩亚相)和角闪岩相。它们的矿物组合特点是介于麻粒岩相和角闪岩相之间，以斜长角闪岩为例，它们的矿物组合见表 3-54。

麻粒岩相和角闪岩相的矿物组合　　表 3-54

辉石麻粒岩相	紫苏辉石＋透辉石＋斜长石＋石英
角闪石麻粒岩相(过渡带)	紫苏辉石＋普通角闪石＋透辉石＋斜长石(±黑云母、±石英)
角闪岩相	普通角闪石＋斜长石(±透辉石、±黑云母、±石英)

在这些变质地区中，经常有大量的混合岩和紫苏辉石花岗岩出现，紫苏辉石花岗岩一般被认为是与麻粒岩相伴生的特殊组合。矿物组合基本和麻粒岩相一致，它们的系列可分为酸性、中性和基性、超基性等类型。此外，斜长岩也往往出现在与麻粒岩相有关的变质

地区。

(6) *榴辉岩相* 榴辉岩相属于极高压下(超过 10 kb 以上)形成的岩石。化学组分相当于玄武岩成分，往往成为小岩体或透镜体含于其他岩石中。一般认为它们来源于地幔，它们可以和含金刚石的金伯利岩以及纯橄榄岩共生，也可和变质岩中的中温-高温相组——角闪岩相或麻粒岩相，或近低温相组——蓝晶石-硬柱石-片岩相共生。它们可出现于各时代，重要的变质类型产于前寒武纪结晶基底和中新生代的蓝闪石-硬柱石-片岩带内。

矿物组合比较简单，基本由石榴石和绿辉石(Omphacite)所组成的中-粗粒结晶岩石。除石榴石、绿辉石外，有时也见有蓝晶石、顽火辉石、金红石，甚至有金刚石和铂族元素。在一些变质地区中，它们经常遭受到混合岩化或后期退化变质的影响。

根据地质环境，榴辉岩相大致可分为三类：

① 产于金伯利岩和层状超基性岩中；

② 成透镜体产于角闪岩相和麻粒岩相中；

③ 产于蓝闪石-硬柱石-片岩相中，并经常与蛇纹岩共生。

三类矿物内部的化学组分的变化如表 3-55。

三类榴辉岩矿物化学成分的变化 **表 3-55**

	绿辉石	石榴石	顽火辉石	蓝晶石
榴辉岩(1)	$Na/Ca=0.5\sim0.6$ $Fe^{3+}/Al=0.1\sim0.3$	镁铁榴石成分>55%	Al 高	有或无
榴辉岩(2)		30%<镁铁榴石<55%	Al 低	有或无
榴辉岩(3)	Na 高暗绿玉 (chloromelanite)	镁铁榴石成分<30%	无	无

区域变质相的矿物组合的一般特征见表 3-56。

区域变质相矿物组合的一般特征 **表 3-56**

变质岩	压力范围	特征矿物组合	常见矿物组合	不出现的矿物组合	备注
浊沸石相	低压-中压相 (1~4 kb)	浊沸石+石英	绿泥石+高岭土+蒙脱石+白云石+石英	叶蜡石，方钠石+石英，片沸石	
葡萄石-绿纤石相	中压相 (2~6 kb)	葡萄石+绿纤石	绿泥石、钠长石、白云母	叶蜡石、方钠石	绿帘石在较高温度出现
蓝闪石-硬柱石片岩相	高压相 (6~12 kb)	蓝闪石(铁铝闪石)、硬柱石、黝石、硬玉+石英	黑硬绿泥石、绿纤石		次钙闪石(Barroisite)可能在较高温出现
绿色片岩相	中压-高压相 (2~12 kb)	绿帘石+绿泥石+钠长石	白云母、硬绿泥石、方解石、白云石、阳起石、透闪石、滑石	红柱石、十字石、蓝晶石、铁铝榴石(锰少)、蓝闪石、硬柱石、葡萄石+绿纤石	黑云母和黑硬绿泥石主要在中压范围内出现

续表

变质岩	压力范围	特征矿物组合	常见矿物组合	不出现的矿物组合	备注
角闪岩相（包括绿帘石角闪岩亚相）	中压相（2～5 kb）	红柱石、堇青石、直闪石	硅线石、十字石、石榴石、黑云母、白云母、正长石、斜长石、普通角闪石、镁铁闪石、方解石、白云石、方柱石	蓝晶石	铁铝榴石可能出现于较高压范围
	中压-高压相（5～10 kb）	蓝晶石、十字石	硅线石、铁铝榴石、黑云母、白云母、正长石、斜长石、普通角闪石、直闪石、镁铁闪石、方解石、白云母、方柱石	红柱石、堇青石	硅线石主要在中压范围
麻粒岩相	中压-高压相（2～10 kb）	斜方辉石＋单斜辉石	硅线石、蓝晶石、堇青石、铁铝榴石、正长石、黑云母、斜长石（钙长石高）、方解石、白云石、方柱石	十字石、直闪石、白云母、绿帘石、黝帘石	堇青石在中压范围，蓝晶石在高压范围，普通角闪石、方镁石、硅灰石在低压范围
榴辉岩相	超高压相（>10 kb）	铁镁榴石＋绿辉石		斜长石	可能出现紫苏辉石、普通角闪石、黝帘石、石英、橄榄石

第四章　金属矿床共生组分研究

第一节　概　　述

1．金属矿产的综合利用

自然界的所有矿产资源，几乎都含有多种共生金属。“铅锌共生，铅中取银”，在古代已为人们所共知。随着工业和科学技术的进步，许多矿种综合利用的程度都在不断提高。

我国矿产资源丰富，共生金属种类繁多。许多铁矿床中，除与超基性和基性岩有关的钛磁铁矿矿床和矽卡岩型铁矿床有若干共生金属外，与碱性岩有关的铁矿床中可供利用的稀土、稀有金属非常丰富。我国钨、锡矿床，含有可综合利用的铜、锌、钼、铋、铍、锂、铌、钽、稀土等组分达二十多种。多数铜、铅锌矿床中，除镉、铟、锗、镓、铊、硒、碲等分散组分外，尚有钼、钨、铁、钴、镍、汞、砷、锡、铋、锑、钒、金、银、铂、钯和放射性元素等也具有综合利用价值。

我国某些有色金属冶炼厂回收的共生组分已有二十多种。实践证明，矿产资源的综合利用，既能使矿床变贫为富、变废为宝和变害为益，又能解决某些稀缺金属的资源问题，因此是大有可为的。

地质勘探阶段矿床共生组分的综合评价成果，是矿山建设和冶炼回收不可缺少的依据。综合评价工作的内容，包括矿石物质成分和共生组分赋存状态的研究、共生组分含量的确定、可选性试验及其产品的研究和储量计算等。由于各种矿床中共生金属的种类及其赋存状态不同，综合评价的方法也应有所区别。

当共生金属(如铁、铜、铅、锌、钴、镍)构成独立的矿物并具有合格的工业品位时，可作为多金属矿床来评价。

如果共生金属虽可构成独立矿物，但它的一部分或大部分呈微粒状矿物分散于其他矿物（如铁、铜矿中的钴，铜矿中的金和银，铅、锌矿中的银和汞）中，则需根据这些伴生组分的赋存状态、分布特征和富集程度来制定合理的储量计算方法。

当共生金属是在其他金属矿物中呈类质同象的分散组分（如铅、锌矿物中的镉、铟、锗，辉钼矿中的铼，黄铁矿中的钴等）时，则应根据它们在这些矿物中的分布规律采用相应的方法计算储量。

共生组分的研究可分为查定和评价两步。查定工作常在矿床工业评价阶段进行。评价工作常在矿床勘探阶段进行。

共生组分查定工作的任务，是在一般矿床物质成分研究的基础上，了解共生组分的赋存状态和富集程度。

共生组分评价工作的任务，是根据国家需要和有益组分的富集程度，选定要评价的共生组分，进行系统的采样分析，查明它们在矿体中的分布规律，进行可选性试验，研究选矿产品中这些组分的分布规律，做出工艺评价，然后计算储量。

共生组分的查定和评价，不但要与矿床物质成分研究结合起来统筹安排，而且要在矿区开发过程中反复进行，不能“毕其功于一役”。勘探阶段查定和评价工作的成果，只能作

为探、采、选、冶设计的依据；企业投产后，共生组分的研究还应列入矿山地质工作的一项任务继续进行，以便为重新制定产品方案、合理划分矿石类型、改进分采设计、提高选冶回收率和充分利用资源创造更好的条件。

2．共生组分的研究程度

通过矿床共生组分的查定和评价，不仅要阐述伴生组分的矿化规律，而且要使结论确切，品位和储量数据可靠，以保证资源综合利用有充分的依据。这项工作应当列入矿床物质成分研究计划，并力求达到与主金属相同的研究程度。在矿山建设方案根据主金属储量确定时，除为主金属储量计算要全面采样化验外，也可用"解剖麻雀"的办法，在一个或几个首先开采的主要矿体上，了解伴生组分的富集规律、分带性和分散组分与主金属或某一伴生组分的相关关系，因为这些因素既决定着矿床开采和矿石处理方法的选择，也关系到各项技术经济指标的合理确定和储量数字的可靠程度。

在研究工作中，要在典型地段通过对比选择最有效的研究手段和评价方法，以提高评价工作的质量。

在一般情况下，通过共生组分的查定和评价工作应掌握下列资料：

① 矿石化学分析资料　包括光谱半定量分析、多元素分析、不同世代和矿物组合中主要矿物（单矿物）的多元素分析、精矿多元素分析、试金分析、物相分析等。这些大多是勘探阶段要做的工作，为了研究共生组分，取样时要特别注意低品位的和含有分散组分的样品。

② 矿物和某些组分赋存状态的资料　未发现分散元素的独立矿物或伴生组分呈分散状态时，要相应对查定的矿物做这些元素的化学分析，查明其分布规律和主要富集矿物与某一组分的相关关系，编制有关组分的点群相关图，并做出分散组分在各种矿物中的配分比。要尽量做出有关组分赋存状态的结论，研究并从地球化学理论上做出解释。

③ 列出工业原料的各种粒级矿物的比例和共生结构（嵌布关系），这是确定选矿工艺流程的依据之一。

④ 矿石可选性试验资料　对已查明的有用共生组分，要通过不同类型矿石的矿物定量和有关组分在矿物中的配分比来说明其富集程度，并采集可选性试验样品，编写送样说明书，进行矿石可选性试验。矿石中元素配分资料在理论上应与可选性试验结果一致，如有不符，要找出原因，并探讨选矿损失率的合理性。

⑤ 矿化规律研究的资料　对矿化规律研究的要求，主要是明确不同类型矿石的分布规律及其稳定程度。为此，除对矿化规律作一般性探讨外，还要重点研究主要矿体中有代表性的矿石类型的分布规律。为了使资料系统化并直接用于矿山设计，要选择有代表性的水平坑道和能控制垂向变化的勘探剖面的若干钻孔进行研究，以便用坑道平面图和勘探线剖面图来反映共生组分品位、矿物组合或矿石类型变化的空间分布规律。

⑥ 储量计算成果　要计算可富集的主要共生组分的储量。这项工作应尽可能与主金属的储量计算同时进行。

在开展矿床物质成分研究和共生组分查定及评价工作时，除需探讨矿床成因和对共生组分建立定量的概念外，还要进行地球化学研究，但它可不作为查定和评价工作的直接任务。在查定和评价共生组分时，应注意参考同类矿床已有的研究资料。

3．主要矿种共生金属组分分布概况

矿种	主要矿床类型	黑色金属					轻金属		重金							
		Fe	Mn	Cr	Ti	V	Al	Mg	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	W	Sn	Mo
铁矿	辉岩、角闪岩、辉长岩中的钛磁铁矿矿床	△			△	○			○				○			
	辉长-角闪岩和角闪岩中的钛铁矿-磁铁矿矿床	△			△	○										
	碱性系列超基性岩中的钙钛矿-钛磁铁矿矿床	△			○											
	碱性岩中的萤石-重晶石-菱铁矿矿床	△						○								
	纯橄岩和蛇纹岩风化壳铁矿床	△	○	○	○	○	○					○	○			
	矽卡岩磁铁矿矿床	△							○	○	○	○	○	○	○	○
	含铁石英岩矿床	△	○						○	○	○		○			
	沉积和火山-沉积铁矿床	△	○						○	○	○		○			
	中、新生代海相、陆相沉积铁矿床	△	○			○						○	○			○
	热液型铁-氟-稀土矿床	△	○													
锰矿	风化残积锰矿床		△						○			○	○			
	海底锰结核		△						○			○	○			
铬矿	超基性-基性岩中的铬铁矿矿床	○		△	○	○										
	超基性岩(斜长岩)中的铬铁矿矿床	○		△	○											
铜矿	层状铜矿床	○				○	○		△	○	○	○	○			○
	斑岩铜-钼矿床								△					○	○	○
	矽卡岩铜矿床								△	○	○		○	○	○	○
	超基性-基性岩中的铜-镍矿床	○							△			△	○			
多金属矿	中、低温热液和矽卡岩型硫化物矿床								△	△	△	○	○			
钨锡矿	脉状钨锡矿床								○	○	○			△	△	○
稀有、稀土矿	岩浆矿床															
	伟晶岩矿床															
	气成热液矿床															
	热液矿床															
	外生和变质矿床															
铀-稀土-磷矿	岩浆型磷灰石和磷块岩矿床			○		○	○					○				
其他	黄铁矿矿床								○	○	○	○	○			
	含铂的铀-硫化物矿床								○	○	○	○	○			
	含铂-金的古砾岩			○	○				○							
	含铂黑色页岩			○	○	○	○		○	○	○	○		○		○
	红土型矿床	○		○			○					○	○			

注：△表示主金属元素；○表示伴生组分。

合利用的元素的分布

表 4-1

属			贵金属									稀有金属							稀土金属		分散元素								放射性元素	
Bi	Hg	Sb	Au	Ag	Pt	Pd	Rh	Ir	Ru	Os	Li	Be	Nb	Ta	Cs	Rb	Zr	Ce	Y	In	Ga	Ge	Tl	Re	Cd	Se	Te	Sc	U	Th
					○	○																				○	○	○		
													○	○				○												
																		○												
																											○			
○		○	○	○	○	○	○					○				○				○					○	○	○			
																						○								
																						○								
												○							○											
													○	○				○				○							○	○
					○			○		○																				
			○		○																									
	○		○	○	○	○																○	○	○	○	○	○		○	○
			○	○																○		○	○	○	○	○				
○			○	○	○	○				○										○	○	○		○	○	○	○		○	
			○	○	○	○	○		○												○	○	○			○	○			
○	○	○	○	○	○															○	○	○	○		○	○	○			
○		○	○	○							○	○	○	○			○	○	○									○	○	
													○	○				○					○							
											○	○	○	○	○	○	○										○				
											○	○	○	○	○			○	○												
													○	○	○	○		○	○	○	○	○	○			○	○	○			
												○						○	○		○					○	○	○			
					○													○	○								○	○			
○																									○	○	○			
					○	○	○		○																					
			○		○			○		○							○												○	
			○		○	○						○							○									○	○	
			○																											

据初步统计，在铁、锰、铬、铜、铅、锌、钨、锡、钼及稀有金属的主要矿床类型中，共生（伴生）有益组分的分布情况如表 4-1 所示。

4．矿石物质成分研究的主要内容及工作方法

矿石物质成分研究，大致可分为以下几个步骤。

（1）*矿床地质研究*

矿床地质研究是矿石物质成分研究工作的一个重要方面。矿石物质成分是整个地质体的一部分，地质体是全局，矿石物质成分是局部，离开全局来研究局部，就会得出片面的甚至是错误的结论。因此，在研究矿石物质成分时，首先要做矿床地质工作。其研究方法、内容基本上与矿床研究相似。但应侧重了解矿床形成与成矿母岩的关系；主要的构造特征；该成因类型的矿床容易富集哪些有益共生组分；元素或矿物共生组合的特点、地球化学特征；元素迁移、分散、富集的规律。在研究中既要注意共同的规律，也要注意某个矿床在特定地质条件下的特殊性。在上述研究工作的基础上，全面制定矿石物质成分研究工作计划。

（2）取样工作

取样是矿石物质成分研究工作的基础，样品的代表性直接影响工作质量。因而要经过慎重的研究，合理地确定取样的种类及数量。由于工作目的不同，采样的方法、种类、要求也不同。样品的种类大致有如下几种。

组合样：主要是确定矿石的化学成分及有用组分的含量，根据分析结果，参照目前的选冶条件及有关方面规定的指标，确定哪些元素有综合利用的可能。在勘探阶段，采样可与主金属基本分析样同时进行，然后进行组合，也可用基本分析样品的副样进行组合，组合时每个副样应抽的重量可用下式计算：

$$g=\frac{Q\cdot l}{L}$$

式中　g——某个副样应抽的重量；

l——副样的原采样长度；

Q——组合样的预定重量；

L——组合样的长度。

如果矿床已进行开采，则可在开采坑道中取样。采样可按一般的采样方法进行。为了检查不同矿石类型共生金属组分的空间变化情况，需按矿石类型和不同深度采样。重点研究样品应先做光谱分析，再做化学分析。样重视研究的元素种类及其含量而定，一般应不少于 1 公斤。

单矿物分离样(研究用样)：主要用于分离各种单矿物，了解元素在各单矿物中的含量及变化。样品要按不同的矿石类型和不同的空间位置采集，最好能与组合样同时进行或取组合样的 1/4 合併而成。用组合样合併时，组合样的重量要大一些，同时不能过于细碎，一般碎至 2 毫米即应分样，然后合併。若在野外能分出主要矿物的不同期或世代以及不同的结晶形态，也要分别采样。样品重量视所选的单矿物种类、含量及单矿物需要量而定。样品数量依矿石类型及其空间变化的复杂程度而定，但每种单矿物一般不应少于 5 个。

人工重砂大样：主要用于研究元素的赋存状态、工艺性质；稀少矿物的鉴定及矿物定

量；分离各种单矿物，分析综合利用元素的含量，进行元素配分等。采样可按矿石类型、矿体或矿段进行，在小型矿床中亦可按主要矿体取一个大样。无论按什么原则采样，都应考虑到样品的代表性。如有可能配合可选性试验样品同时取样，则可同时取之。样品重量视研究元素的种类及其含量而定，一般应不少于100公斤。样品数量视具体情况而定。在研究贵金属及含量较低的共生金属组分赋存状态时，有时为了获取多量的独立矿物，可在品位最富的部位单独采样。

矿石鉴定样：这种样品包括手标本和光薄片，主要用于研究矿石的结构构造特点、有用矿物与伴生矿物的组合、矿物的生成顺序、次生与原生蚀变、矿物之间的交代及矿物颗粒等。样品可在组合样的采样部位按一定间距采取，也可在人工重砂大样的采样位置取之，也要考虑到样品的代表性。样品的数量取决于矿床大小、矿石类型及其变化复杂程度。

上述各类样品最好能"配套"，即人工重砂大样由组合样的½合併而成，单矿物分离样由组合样的¼合併而成，矿石鉴定样在组合样的采样位置按一定间距采取，以便于研究、对比。

各级选矿产品的试验样：这项工作应配合矿石可选性试验进行，主要是了解主元素及综合利用元素回收情况，及时掌握矿石的变化规律，以便随时调整选矿工艺，使产品达到最大的合理性。原矿样采自可选性试验大样之副样，产品样采自试验过程的精矿、中矿和尾矿等。在生产矿山，样品可由选矿厂化验室每班次的样品按月或季度进行组合。如果化验发现实收率降低，应结合镜下观察，了解矿物的解离情况，找出实收率降低的原因，或进行其他状态的考查工作。

(3) *矿石化学成分研究*

在进行矿石化学成分研究时，首先要做光谱分析，测定有益、有害组分的种类及其大致含量，防止漏掉某些少量元素或稀散元素，甚至可以发现一些没有引起注意的元素。但光谱分析有一定局限性，并不是所有元素都能用光谱分析测定或发现，如惰性气体(He、Ne、Ar、Kr、Xe、Rn)、卤素(F、Cl、Br、I)、普通气体(H、CO_2、N、O)以及S、Ra、Ac、Po等均不能测定；而测定微量的B、As、Hg、P、K、Na等则需要特殊处理或特殊装置。

不同元素光谱分析的灵敏度是不同的。用光谱能测出的各元素最低含量如表4-2。

光谱测定的各元素最低含量(灵敏度)　　表 4-2

含量,%	~0.0003	0.001	0.003	0.01	0.03	0.1	0.3
元　素	Cu、Ag	Be、V、Ge、Fe、Au、Si、Mg、Mn、Ni、Sn、Pt、Pb、Mo	Al、Bi、Ga、In、Ir、Co、Ti	Hf、W、Cd、Ca、La、Nb、Cr、Zr、Th	Ba、Ca、Li、As、Sr、Sb、Te	K、Na、Cs、Pb、Ce、Zn、Se、U	P

各种元素之所以有不同灵敏度，是因为它本身不能显现特有的光谱，或是被干扰元素谱线所掩盖。

只有掌握了光谱定性或定量分析资料，才能正确地拟定多元素或全分析项目，进行化学分析，以确定有益和有害组分含量，进而确定哪些元素可以综合回收。

有时，为了确定某一元素以何种化合物形式存在，还需要做物相分析。当前物相分析主要应用于Cu、Pb、Zn、W、Mo、Co、Ni、Sn、Mn、Fe等类矿物。

(4) 矿物鉴定

矿物鉴定是矿石物质成分研究的一个重要内容，对于具有综合利用价值的工业矿物，一定要取得必要的可靠数据。这些数据是：主要的物理性质，如比重、磁性等；光学性质，如系透明矿物应有折光率及其他光性资料，如系不透明矿物应有反射率、显微硬度等光性资料。有时尚需作X射线粉晶分析、差热分析及化学成分分析等。对新的工业矿物要作X射线晶体结构分析。

另外还要鉴定其他非工业矿物及脉石矿物，了解其共生关系和生成顺序，以了解矿床成因、地球化学特征，并预测或发现其他工业矿物。

矿物鉴定的手段，除常用的偏光镜、反光镜及双筒镜之外，根据需要还可采用其他手段。如某矿物含量很少且难于分离而不能进行化学分析时，则可用电子探针分析来确定其化学成分。又如为了确定某一矿物的微量元素含量，则可采用激光光谱分析，粘土类矿物则采用差热分析等。

(5) 元素双关分析

元素双关分析是数理统计中的一种方法，应用在矿石物质成分研究上，可以定量地解决元素之间的双关性，特别是偏双关计算，更能排除其他元素的影响，客观地反映出两元素的相关关系。研究元素的双关关系，可以查明伴生、分散元素与何种主要化学组分有关，结合镜下观察，可进一步指明与何种矿物有关，进而为寻找主元素提供依据。利用双关系数，还可以了解成矿作用过程中元素共生组合的关系。关于双关分析计算方法详见第九章。但应注意的是对于大量的分析资料，要区分不同的母体分别计算，如果矿床有原生、氧化带之分，则要严格加以区分，才能计算。

(6) 矿物分离

常用的分离方法有人工或天然重砂淘洗法、摇床分选、跳汰分离、重液分离、电磁选、介电分离、浮选、选择性溶解等。还有一些方法如粘附面分离、电化学分离、光电分离以及电磁重液分离和超声波浮选等，都是正在研究的新方法。

分离方法的选择，主要取决于矿物的物理、化学性质和粒度。由于矿石的矿物成分复杂，性质多样，单独采用一种方法常不能达到目的，故需多种方法配合使用。分离出的单矿物需在双筒镜下检查提纯，如不合要求，则要反复处理。

为了收到良好的分离效果，还必须正确地制定分离流程。不同矿床和不同试料，其分离流程常是不同的，因此不应硬套已有的流程，而要根据试料的特点，修改或重新编制分离流程。

(7) 矿物定量

常用的矿物定量方法有面积法、计点法、直线法及重量法等。各种方法的基本原理及计算公式如下：

面积法：基本原理是假定光片或薄片中的各矿物所占的面积比等于该矿物的体积比。用网格目镜测定各矿物所占面积的多少来计算这些矿物的体积。计算公式：

$$V=\frac{\sum P}{N\times P}\times 100\%$$

式中 V——所测定矿物的体积百分数；

N——测定视域总数；

P——每个视域包含的格子数；

ΣP——所测定矿物占格子的总数。

根据经验，一般当取有代表性的试样而且矿物含量在5%以上时，此法要测定20～30块光(薄)片即可保证一定精度。

计点法：基本原理是假定观测各种矿物的点子数之比等于矿物的面积比以致体积比。用网格目镜测定各矿物在网格上的交点。计算公式：

$$V=\frac{n}{\Sigma M}\times 100\%$$

式中 V——所测定矿物的体积百分数；

n——所测定矿物所占的点子数；

ΣM——全部点子数。

据经验，此法一般要观测1500～2000观测点，即可保证一定的精度。

直线法：基本原理是假定矿物的体积比与矿物的直线长度(直径)成正比。所以，测出某一矿物的直径并相加，与全部矿物的直径相比，即可计算出该矿物的相对含量。计算公式：

$$V=\frac{L_1+L_2+L_3+\cdots L_n}{N\times L}\times 100\%$$

式中 V——所测定矿物的体积比；

N——测定视域总数；

L——目镜测微尺的刻度值，通常为100；

L_1、L_2、$L_3\cdots L_n$——所测定矿物在n个视域中的刻度值。

直线法所需要测定的光(薄)片块数与面积法相似。

上述各法，所求的只是矿物的体积比，而矿物含量是以重量表示的，因此要乘以各矿物的比重，求得重量百分数，即为矿物的相对含量。

上述方法共同的一个弱点是统计的片数太多，而当矿物含量<5%且分布不均时，往往需要统计更多的片子，才具代表性。为了克服这个弱点，目前很多单位都采用下述方法处理：

将具有代表性的大样，碎至2～3毫米，充分拌匀，采用$Q=Kd^2$缩分公式，将样品缩分到一定数量，然后磨制砂光(薄)片，用面积法或直线法进行矿物定量，根据经验，矿物含量>1%时，只需统计3～5块片子。如果矿物成分简单，可将矿样碎至2～3毫米后进行分级，各级都作主元素分析，当含量大致相等时，取其中一级磨制3～5块片子进行矿物定量，便具代表性。另可将破碎缩分后的矿样，称重分级，算出各级的产率，然后每级磨3～5块片子，用面积法进行矿物定量，计算公式为：

$$A=\frac{(V_1+V_2+V_3+\cdots V_n)\times D}{100\%\times D_m}$$

式中 A——某一矿物的含量；

V_1、V_2、$V_3\cdots V_n$——各粒级矿物体积百分数(用统计的体积百分数×该级的产率而求得)；

D——某一矿物的比重；

D_m——矿样平均比重。

重量法：此法是人工重砂或天然重砂矿物定量经常采用的一种方法。应用此法，首先将原样称重、破碎(使各种矿物完全解离为止)、分级，各级称重后，取一定数量的矿样分别分离出各种有用矿物，并在双筒镜下挑纯，在精密天平上称重，计算后即可求出有用矿物在某一级的重量。计算公式：

$$Q=\frac{g\cdot Q_t}{g_t}$$

式中 Q——某一粒级某一矿物的重量；

Q_t——某一粒级实际参加定量矿样中某一矿物的重量；

g——某一粒级矿样的重量；

g_t——某一粒级实际参加定量矿样的重量。

由各级产品中某一矿物的重量之和再计算该矿物在原样中的含量。计算公式为：

$$A=\frac{W_a}{W_t}\times 100\%$$

式中 A——某一矿物的含量；

W_a——某一矿物在各粒级的总重量；

W_t——矿样中各单矿物重量之和。

此法要注意的问题是原样在破碎、分级、分离过程中，要尽量避免损耗，从理论上说，原样重量应等于分选后各单矿物重量之和，但实际工作中难以办到，因此最终结果要算出损耗率，以确定工作是否合乎要求。计算公式为：

$$\text{损耗率}=\frac{\text{原样重}-\text{各单矿物重量和}}{\text{原样重}}\times 100\%$$

一般损耗率<10%才算合格。

数粒法：此法是通过统计各种矿物的颗粒数及其含量。应用此法，必须是在最终产品中的各种矿物粒度均匀条件下进行，否则会造成较大的误差。方法是从矿物分离最终产品中均匀地取出待测矿物，制成砂光(薄)片在镜下进行数粒定量。如果矿物颗粒较大，可在双筒镜下进行定量统计。根据经验，一般每种矿物要数1500～2000颗粒才合乎要求。统计出各矿物的颗粒数后，要换算成矿物重量比。设最终产品的各种矿物为A、B、C、D、E…N；数出各矿物的粒数分别为a、b、c、d、e…n；各种矿物比重分别为α、β、γ、δ、ε…φ。据此，计算出各矿物重量比为：

$$A_w=\frac{\alpha a}{a\times\alpha+b\times\beta+c\times\gamma+d\times\delta+e\times\varepsilon+\cdots n\times\varphi}\times 100\%$$

化学成分计算法：此法是利用矿石的化学成分与参加定量矿物的化学成分之间的关系，建立联立方程式来进行矿物定量的。例如某矿床中的金属矿物为黄铜矿、黄铁矿、辉铜矿，脉石矿物为石英。对上述三种金属矿物进行定量，首先要对有代表性的矿样分析Cu、S、Fe，然后分别选出黄铜矿、黄铁矿、辉铜矿的单矿物，分析其中的Cu、S、Fe。具体数据见表4-3。

设所求的黄铜矿、辉铜矿、黄铁矿的矿物量分别为X、Y、Z。利用上述分析数据可建立如下方程式：

$$34X+79Y+0Z=4.35 \quad (1)$$

$$35X+20Y+53Z=17.21 \quad (2)$$

$$30.7X+0Y+46Z=14.87 \quad (3)$$

解上式分别求出 X=3.5%，Y=4%，Z=30%，即分别为黄铜矿、辉铜矿、黄铁矿的矿物量。

此法对于计算2～4种矿物是比较方便可靠的。但应注意的是，参加计算的元素最好选择组成稳定、含量较高且不分散的；单矿物中的元素含量，一定要是该矿石中混合提取的单矿物直接分析值，而不能用理论值。

某矿床矿石及单矿物分析　　表 4-3

名称	元素，%		
	Cu	S	Fe
矿石	4.35	17.21	14.87
黄铜矿	34	35	30.7
辉铜矿	79	20	0
黄铁矿	0	53	46

(8) 元素配分计算

所谓元素配分（或称分配）是指某一有益元素在矿石的各个矿物中所占的比例。通过配分计算，可以了解元素分散与集中的情况，为选矿试验提供最大限度的合理回收指标。元素配分计算方法，是通过分析确定矿石（或矿样）中有益元素的含量；通过矿物定量确定矿石（或矿样）中矿物的含量；通过分析确定各矿物中有益元素的含量。然后按下列公式计算：

$$c_i=a\times b \quad (1)$$

$$d_i=\frac{c_i}{\sum c_i} \quad (2)$$

式中　c_i——矿物中某一元素的配分量；

a——某矿物含量；

b——某矿物中某一元素的分析品位；

d_i——某元素配分到某矿物中的配分比；

$\sum c_i$——各矿物中某元素配分量总和。

理论上 $\sum c_i$ 应等于矿石（或矿样）中某元素的含量，但在实际配分计算过程中，由于矿物定量及元素分析上的误差，二者往往不符，因而需要计算平衡系数，以确定配分工作是否合乎要求。计算公式：

$$\gamma=\frac{c-\sum c_i}{c}100\%$$

式中　γ——某一元素的配分平衡系数；

c——某一元素在矿石（或矿样）中的含量。

一般认为金属矿床平衡系数在±10%便算合格。

另外还可以用数学方法来进行元素的分配。此法与矿物定量中的化学成分计算法原理大致相同。如某含 LiO_2 的样品中，镜下观察基本由绢云母、黄铁矿及水铝石等矿物组成，但未看到锂的独立矿物。为此，初步分别富集水铝石、绢云母及黄铁矿，然后连同原样及尾矿进行分析（表 4-4）。

矿样的化学成分　　表 4-4

编号	元素含量，%				备注
	Li_2O	TFe	SiO_2	Al_2O_3	
No1	0.214	12.30	28.74	34.20	原始矿样
No2	0.207	3.40	20.20	58.06	初步富集的水铝石样
No3	0.232	3.70	36.51	37.32	初步富集的绢云母样
No4	0.011	43.05	1.14	3.39	初步富集的黄铁矿样
No5	0.197	12.95	25.28	31.89	原矿样

根据表 4-4 提供的分析数据，按矿物的化学成分值求得矿物百分含量列于表 4-5。

矿物含量　　表 4-5

含量，% / 编号	Li_2O	黄铁矿	绢云母	水铝石
No1	0.214	26.39	63.58	11.49
No2	0.207	7.30	44.69	48.11
No3	0.232	7.94	80.77	7.40
No4	0.011	92.38	2.52	2.85
No5	0.197	27.79	55.93	12.24

通过对 No 2、No 3、No 4 的数据解三元联立方程式，分别求得黄铁矿中的 Li_2O 为 0.000%；绢云母中为 0.271%；水铝石中为 0.179%。

为估计上述计算的可信程度，将得出的数值分别代入表 4-5 的 No 1、No 5 样品，求出 LiO_2 的含量并与分析值比较。计算结果：No 1 为 0.193；No 5 为 0.173，与分析值比较其相对误差分别为−9.81%和−7.49%，远未超出允许误差的范围。在矿物成分简单时此法比较适用，若成分复杂，则会有一定困难。

当某一元素的赋存状态被认为是呈一种独立矿物存在，而要搞清该矿物微细粒级分配在其他矿物中的情况时，可观察足够数量的光、薄片，统计该矿物分配在各矿物中的面积，然后计算其配分率。计算公式为：

$$d=\frac{S}{\Sigma S}\times 100\%$$

式中　d——某一矿物在另一矿物中的配分率；

S——某一矿物在另一矿物中的面积；

ΣS——某一矿物在各矿物中的面积总和。

(9) 元素赋存状态的研究

研究元素赋存状态是确定元素综合回收途径的一个重要依据。从目前的资料来看，元素在矿石中的赋存状态，基本上分为独立矿物、类质同象和表面吸附三种形式。研究元素赋存状态的方法很多，常用的有普通光学方法即显微镜观察；化学方法即物相方法或选择性溶解；电渗析；离子交换；电子探针分析；X 射线分析方法等。最近也有应用红外吸收光谱、顺磁共振、核子共振等方法的报道。值得提出的是，采用一种方法往往不能确定元素的赋存状态，而要采用多种方法，才能获得较为正确的结论。

(10) 矿石结构构造研究

矿石结构构造研究，不仅对矿床研究有重要意义，而且也是拟定选矿方法、工艺流程和判断回收指标的一个重要因素。磨矿的粒度、破碎产品的性质以及选别的难易程度，都与矿石结构构造、嵌布特征有密切关系。

按形态可将矿石构造分为 8 个类型，详见表 4-6。

矿石主要构造类型简表　　表 4-6

类　型	主要特点及可选性能
块状构造	致密块状，成分单纯时易于分选；成分复杂时难以分选，只能得到混合精矿
浸染状构造	有用矿物与脉石互相嵌布。如果嵌布均匀，粒度粗，易于分选；如果细微嵌布，则较难分选
斑状构造	斑状浸染，从可选性能看，可分为四种情况：(1)有用矿物粗而纯，不包裹其他矿物包体，脉石矿物也不包裹有用矿物；(2)有用矿物部分呈粒状，少部分呈细粒含于脉石中；(3)脉石矿物不包裹有用矿物，而粗粒有用矿物包裹其他有用矿物，这三种类型均需再磨再选，得出合格精矿，尚属易选类型；(4)粗粒有用矿物及脉石都有包裹体，这种类型是难选类型构造矿石
角砾状构造	(1)有用矿物为角砾碎屑状，为脉石矿物所胶结，可粗磨先选出废弃尾砂，将低品位精矿再磨再选；(2)脉石呈角砾碎屑状被有用矿物所胶结，应先得合格精矿，将富尾矿再磨再选
鲕状构造	有用矿物呈鲕状为脉石矿物所胶结，如果鲕状大部由均匀的有用矿物组成的为易选类型；如果鲕粒呈同心环带状，夹有其他矿物为难选类型
胶状构造	胶结而成的复杂集合体。如果有用矿物为胶体沉积与其他脉石沉积时间不同，有可能分选；如果全部呈统一的胶状沉淀物，用机械选矿方法，无法分选
结核状构造	有用矿物常呈结核体分散于疏松土状物中，可用洗矿、筛选等方法进行分选；如果结核体有连生体，可再磨再选。有时不能用机械选矿方法取得合格精矿
条带状构造	包括似层状、皱纹状、片状构造，其各种选矿情况与斑状构造相似

从矿石可选性角度来看，矿石结构研究的重点是观察矿物的颗粒大小、形状及其与脉石矿物的结合关系，包裹体的特点、浸染特性等。矿石结构类型种类很多，根据共生矿物接触的几何形态和单体解离的难易程度，矿石结构一般可分为粒状结构、交代结构、固溶体分离结构、胶状结构等类型。

粒状结构矿石，在岩浆矿床、热液矿床比较普遍，金属矿物溶离或浸染于脉石矿物中，一般接触平滑，容易解离分选。但有时粒度细微，包裹于脉石矿物中，也可造成分选上的困难。

交代结构，这种结构主要反映在不同世代金属矿物的交代关系上，如果矿物的形态尚属规则，其结合面比较平直，尚属容易解离分选；但如果交代形状复杂，结合面呈锯齿状交错相接，则难以解离，如蠕状结构等。

固溶体分离结构，是由固溶体分离作用所形成的一种结构，如果这种结构在矿石中所占比例较大，则将造成矿物解离的困难。黄铜矿-闪锌矿呈乳滴状；磁铁矿-钛铁矿（或钛铁晶石）呈格子状、片晶状等，虽其矿物形态规则，结合面平滑，但由于粒细以致难选，往往影响着精矿质量或形成混合精矿。

胶状结构，也包括鲕状结构，如果其成分简单，有用矿物的胶体沉积与其他脉石沉积具有时间上的间断，尚容易解离。如系统一的胶体沉淀物，或胶层细密成分复杂，也是无法分选的。

选矿矿物学对矿石结构研究的要求，还包括对矿物包体的形状和共生性质的研究或划分浸染粒度的类型等，但从目前一般机械选矿方法所控制的粒度范围，矿石结构的研究，除注意矿物粒度和晶体接触的几何形态外，可按一般矿石结构分类标准提供资料。

(11) *矿物粒度测定及单体解离分析*

矿物粒度及解离度分析，是确定矿石磨矿细度的一个重要依据。矿物粒度分析常采用的方法有以下几种。

筛析法：原矿称重后，破碎至一定粒度(如－0.3毫米)，然后筛分分级，各级称重后，送化学分析，获得需要进行粒度分析的矿物所含主元素的含量，经过计算，便可得出该矿物的粒度含量。计算公式：

$$K=\frac{C_r \cdot r}{C}\times 100\%$$

式中 K——某矿物在某一粒级中的重量比；

C_r——主元素在某矿物某一粒级中的品位；

r——某一粒级的产率，用原矿重量比该级矿样重量求得；

C——原矿中某矿物的主元素含量。

该法只适用于有用元素仅组成一种独立矿物的矿石，如果有用元素组成2～3种独立矿物，则可采用联立方程求解，通过运算便可得矿物的粒度含量。但当有用矿物颗粒太细而解离不完全时，往往会出现粗粒级偏高的现象。应用此法要配以解离度测定，所得数据才有参考价值。

原矿粒度分析：一般是取有代表性的矿样制备光(薄)片，在带有目镜微尺的显微镜下测定各有用矿物粒度，然后根据矿石粒度具体情况，适应选矿试验工作需要，划分一定的粒度级别，按级别进行统计，计算各粒级含量百分比。

对于一些延展性较好的有用矿物，往往破碎之后其粒度会变大，因而需要统计其破碎后的粒度，因为这种粒度对选矿工艺更具现实意义。其方法是根据有用矿物的颗粒大小将矿石破碎到一定粒度，然后分级磨制砂光(薄)片，在带有测微尺目镜的显微镜下进行统计。有时综合利用的元素含量低，矿物量少，则可将各级富集精矿后，在产品中进行统计，然后换算成原矿中的粒度，换算公式与矿物定量的换算公式相同。

上述方法都应将统计资料编制粒度累积曲线，划分矿石浸染粒度特征类型，如图4-1、4-2所示。

图4-1中曲线(1)为均匀粒度矿石，这种矿石最简单，可一次磨矿到单体解离为止。粒度较大时，为易选类型矿石粒度；(2)为粗粒占优势的矿石，即所谓粗粒不均匀的浸染粒度矿石；(3)为细粒占优势的矿石，即所谓细粒不均匀的浸染粒度矿石。(2)、(3)类粒

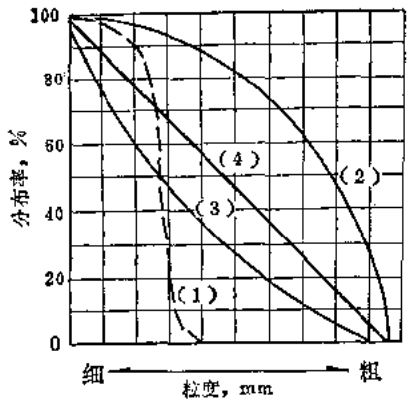


图 4-1 矿物浸染粒度特征曲线
(1) 均匀粒度矿石；(2) 粗粒占优势的矿石；(3) 细粒占优势的矿石；(4) 极不均匀的粒度矿石

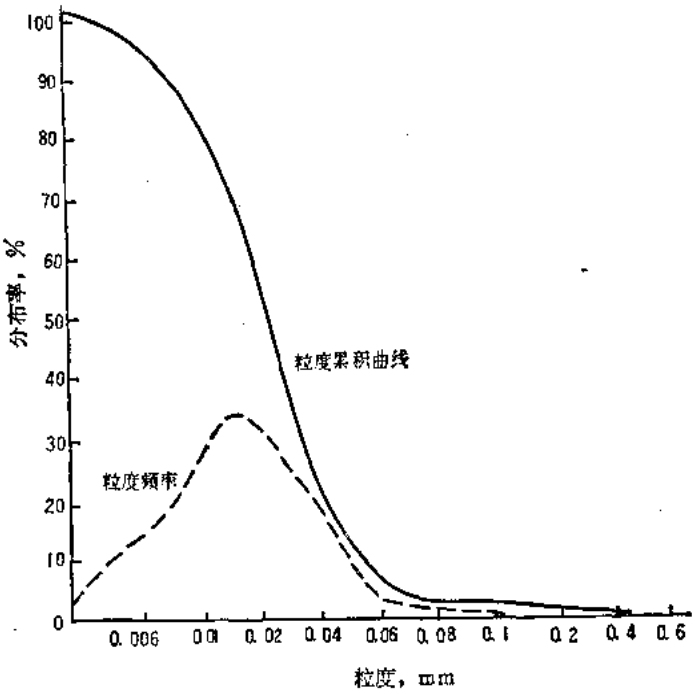


图 4-2 某铁-氟-稀土矿物的浸染粒度

度矿石，需要分段磨矿，分段选别。(4) 为极不均匀的粒度矿石，即在各粒级中均占有大致相等的比例，构成较为平直的累积曲线，这种粒度矿石需要采用多段磨矿、多段选别流程。

在统计粒度的过程中，为减少目镜微尺刻度换算成毫米数的麻烦，可直接以微尺刻度来分级进行统计，如分为 32 格、32～16 格、16～8 格、8～4 格、4～2 格、2～1 格、<1 格等。绘制粒度累积曲线时，为使横坐标成等距离，可用对数表示(图 4-3)。

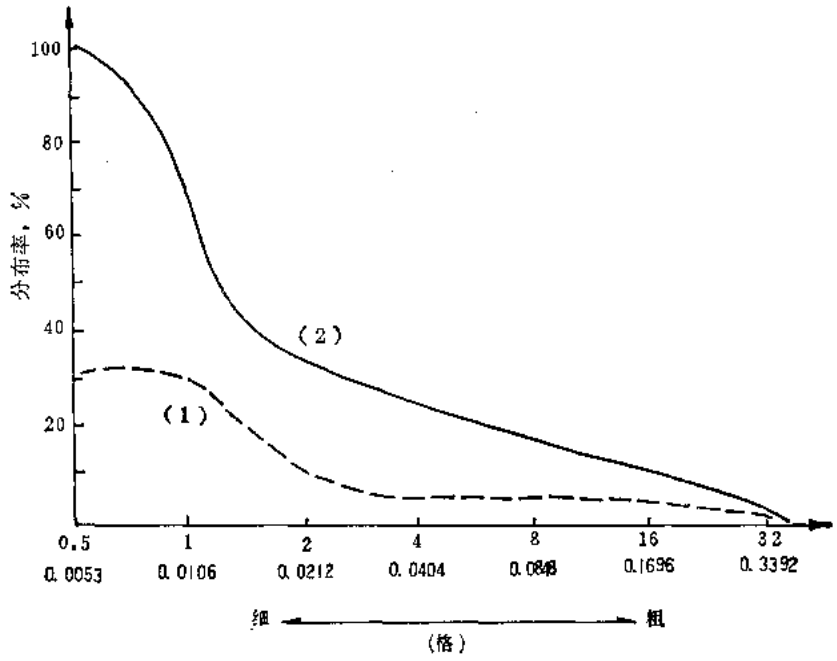


图 4-3 以对数为横坐标表示的粒度频率曲线(1) 和粒度累积曲线(2)

进行粒度统计时，过去多用面积法，有时则用体积法、线段法，甚至数颗粒等方法。经验证明，对于粒状、厚板状、短柱状等矿物用体积法统计为好，而对片状矿物则用面积法为好。

所谓矿物单体解离分析，是确定一定筛析级别内有用矿物与脉石矿物或其他金属矿物呈单体分开的比例数(以百分数表示)。这项工作通常是在粒度测定基础上进行的，根据粒度测定资料，进行碎矿、筛析试验。按筛析级别观察和测定矿物单体与连生体的含量。在生产矿山，研究选厂尾矿的解离情况，是为了了解产品实收率降低的原因。其方法是：如果矿物颗粒大，可在双筒镜下观察并统计定量；如果矿物粒细或连生体复杂，需制备砂光(薄)片，在显微镜下观察、定量。测定每种矿物单体颗粒数和各种不同比率(如3/4、1/2、1/4、1/8)连生体颗粒含量。据观察和测定结果，按下式计算单体解离度：

$$F=\frac{f}{f+\sum f_i}\times 100\%$$

式中 F——矿物单体解离度；

f—— 被测矿物单体颗粒的数量；

$\sum f_i$——各种不同比率连生体计算成同粒级纯的被测矿物的颗粒数之和。

例如，四个颗粒含1/4被测矿物的连生体颗粒，即可折算成一颗粒纯被测矿物颗粒。最后将计算结果整理成表格形式。

5．关于组织协作

共生组分的研究是一项繁重而细致的工作。经验证明，要想使这项工作搞得多快好省，必须把它列为地质勘探工作的组成部分，并使广大地质人员从思想上予以重视并与各有关方面协作积极地开展工作。在矿区开发的各个阶段上，这种协作要由不同的单位负责组织，例如：在普查评价阶段，查定工作应由勘探队自己组织力量完成。有些化验分析、矿物鉴定、矿物多元素分析，可委托勘探公司所属实验研究单位完成。大型勘探基地的共生组分查定工作，可由勘探队和地质科研单位协作共同完成。在地质勘探、矿山设计和基本建设"三结合"地区，则要与研究、设计单位共同协作，统筹安排，由各方面分别承担研究任务。

完成地质勘探并已交付生产的矿山，资源综合利用的研究工作就成为矿山地质工作的一个组成部分，可由矿山地质人员在勘探阶段所获资料的基础上，根据生产需要继续进行研究，以保证矿山能持续生产。矿山扩建或新选厂投产时，矿山地质人员可与选矿专业人员一同进行研究工作。在发现确有意义的共生组分或国家要求生产已知的某种稀缺组分时，可由矿山邀请有关单位一同深入研究共生组分的利用问题。

进行矿山企业设计时，必须充分考虑共生组分的综合利用问题。在已投产的矿山，除主金属外，其他已生产的共生组分均要做出有关生产指标的具体规定。在冶炼过程中已能和可能回收的组分，也常由国家下达关于回收率指标的明确规定，以落实资源保护和综合利用的工作。

在定期进行查定和评价工作的基础上，各矿山和冶炼、化工企业应每隔三年对新产精矿、冶金和化工产品、半成品、废料(如冰铜炉渣、烟气、烟尘、槽泥等)和流程产品进行一次系统的查定工作，以便为国家制定生产计划、综合利用规划和科研规划提供实际资料。

第二节　伴生钴矿石的物质成分研究及其综合评价

自然界中的钴资源，除个别来自以钴为主的矿床外，绝大部分伴生于其他矿床中。我国伴生的钴矿床成因类型见表 4-10。

伴生钴矿的查定和评价方法和内容包括以下几点。

1．野外地质观察及取样

野外地质观察是指在找矿、勘探阶段，在一般地质编录过程中所进行的矿床共生组分的查定和研究工作。地质观察之前，要熟悉矿区有关资料，了解矿床地质特征及钴的一般含量。如没有钴的分析结果，可在矿床的有利部位采集若干检查样品并分析钴的含量，以确定进一步工作的必要性。在此基础上开展地质体的研究，了解钴矿的变化规律，以确定合理的采样方法。其观察方法与一般矿床大致相同，包括剖面观察、坑道编录、钻孔编录和系统取样等。

系统取样是钴的查定和综合评价工作中的一个重要方面。现将样品种类、采集要求和方法列于表 4 7。

样品采集要求和方法一览表　　表 4-7

样品种类	采样目的	采样要求	采样方法
检查样	确定进一步评价的必要性	矿石和单矿物	拣块法或从基本分析副样抽取，或者组合
基本分析样	了解钴的分布规律；储量计算	选择几个有代表性的剖面、坑道、钻孔取样	与主金属同时进行或取其副样
组合样	了解钴的分布规律；提取单矿物；储量计算；必要的探索性选矿试验	组合样品数视矿床规模及其复杂程度而定，一般40～50个以上	拣块法。同一钻孔或同一剖面不同钻孔，或者同一穿脉按不同矿体、不同矿石类型组合
单矿物样	了解钴的富集程度和赋存状态；储量计算	每一矿床需采集钴的富集矿物和载体矿物。富集矿物要求按不同矿体、不同组合不同阶段、世代、颜色、形态、等分别采样	可从组合样、人工重砂样或选矿大样分选；相对富集地段可单独采集
人工重砂样	物质组成研究；平衡配分；提取单矿物	样品数依矿体规模及复杂程度而定。重量按预期所需单矿物量及其在矿石中含量而定，一般20公斤左右	多用拣块法。与组合样采集基本相同，但组合范围更广，以至全区组成一个样
光薄片样	矿物成分、定量、钴工业矿物工艺性质研究	一个矿区光、薄片总数应在60～80片以上	随剖面、坑道、钻孔编录时系统采集；有特殊意义标本随时采取
选矿试验大样	试样物质组成；探索钴回收的可能性并确定合理选矿流程	样品要求有充分代表性；包括矿石性质及主金属与伴生钴平均品位，重量一般100～200公斤	多用爆破法、刻槽法、方格法、拣块法等。一般有全区混合样，或按不同品级、不同矿体、不同矿石类型分别采集

2．钴的分布富集规律研究

研究钴分布富集规律的目的，在于揭示钴矿化的富集控制因素及其在空间上的分布特点，用以指导采选实践和寻找同类矿床。

钴是作为伴生组分存在于主金属矿体之中，对其分布规律的研究，既与主金属矿床有类似之处，又有它特殊的内容。不同矿床的研究内容应有所区别，现分述如下。

（1）沉积变质铜矿、沉积锰矿及表生锰矿床

应注意层位、岩相变化、构造等控制因素对钴矿化的影响，如云南中部老变质岩铜矿、铁矿所赋存的昆阳群，含钴普遍较高。易门一带铜矿钴的富集普遍受岩性、岩相和构造控制，一般都分布在浅紫交互带和几种岩性交互的地段；而辉砷钴矿脉多受构造控制，分布在断层两侧。四川轿顶山沉积锰钴矿床，钴主要富集在碳酸锰夹层和炭质页岩中，山西某铜矿，含钴黄铁矿多富集在次一级的向(背)斜转折倾伏端。

钴分布规律的研究内容和表示方法　　表 4-8

研究项目	研究内容	表示方法
钴与其他元素的关系	1. 与岩体、岩层化学成分的关系； 2. 与主金属铜、铁、镍、锰的关系； 3. 与钴的寄生元素砷、硫的关系； 4. 伴生组分之间的关系及 Co/Ni 比值	品位变化关系曲线图(图4-4)；散点图(图4-5)；相关系数表(表4-9)
钴在单矿物中的变化	1. 各单矿物含钴品位变化； 2. 钴的工业矿物(如黄铁矿)的含钴变化规律及分布特点	各种单矿物钴品位变化曲线图(图 4-6)；工业矿物的钴品位变化频率图(图 4-7)及均方差计算
钴在矿石中的变化	1. 不同矿石类型中钴品位、矿物共生组合和赋存状态的变化； 2. 矿石中钴矿物及含钴矿物的结构构造变化	矿石品位变化曲线图
钴在矿体中分布特征	1. 三度空间(沿矿体走向、倾向、垂深)上的变化规律； 2. 钴在矿体中是否有富集地段； 3. 围岩中钴的含量及其变化	剖面上品位变化曲线图；平面上钴品位等值线图(图4-8)；钴品位垂深变化图(图4-9)；用物和方法查明变化规律
与矿床成矿控制因素的关系	1. 构造单元、层位的控制； 2. 钴矿化富集与岩体、岩性、岩相、围岩蚀变构造的关系； 3. 钴在成矿演化过程中的富集特点	

(2) *岩浆型及矽卡岩型矿床*

应注意与岩体的关系，从岩浆演化系列看，从基性到酸性，钴、镍含量一般是降低的，Co/Ni 比值则增高。此外，还应注意钴含量及其赋存状态与火成岩岩性、含钴矿物组合的关系，如某钒钛磁铁矿矿床，从橄辉岩->辉石岩->辉长岩，钴的赋存矿物只有组合上的变化，即从磁黄铁矿、黄铜矿、镍黄铁矿组合→出现黄铁矿→以黄铁矿为主。对于矽卡岩型矿床，还应注意不同矿石类型含钴的变化，如安徽有一个铜矿，三种不同矿石类型含钴截然不同：含铜磁铁矿矿石为 0.015 %；磁铁矿矿石为 0.008 %；矽卡岩及闪长岩铜矿石为 0.009%。

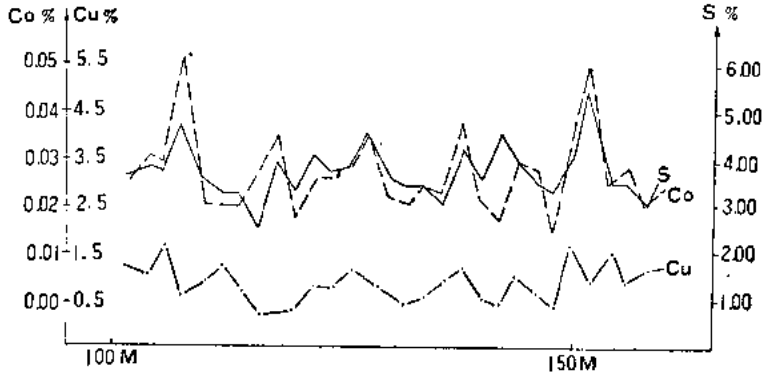


图 4-4　某矿区钻孔中铜、硫、钴品位变化曲线

(3) 热液多金属矿床

应注意裂隙构造对含钴矿脉的控制作用，以及矿化与蚀变的关系。如广东某石英硫化物钴矿，矿化严格受雁形裂隙控制，并与绿泥石化密切相关。

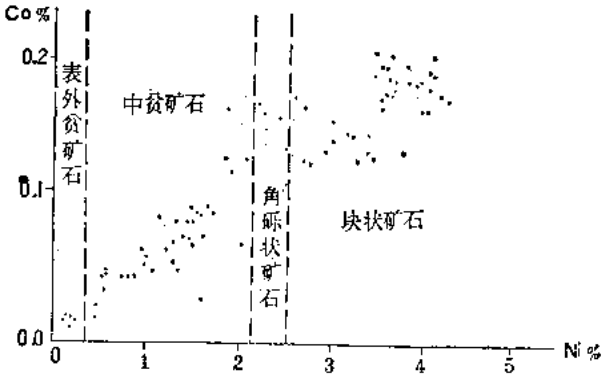


图 4-5 某铜镍矿床 Co-Ni 散点图

关于数据整理应注意以下几个问题：

① 钴的平均品位 一个矿区往往有大量钴的基本分析和组合分析数据，确定钴的平均品位及其变化情况，常用算术平均值或加权平均值，并以钴品位频率变化曲线图表示其变化集中情况，用均方差表示其离散程度。

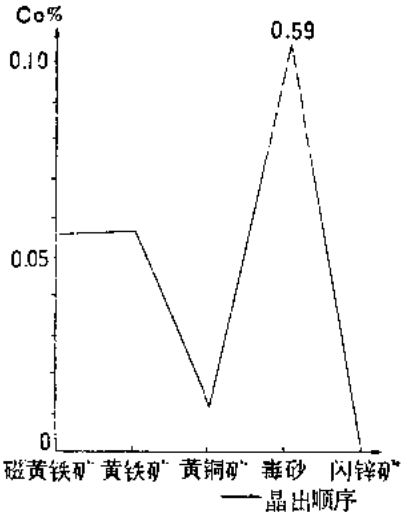


图 4-6 某铜矿单矿物钴品位变化曲线

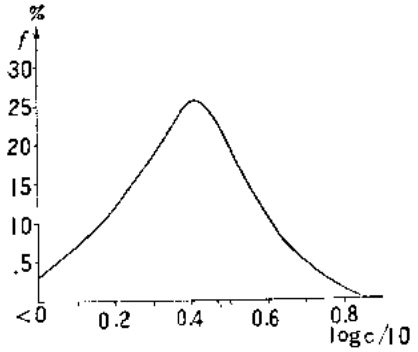


图 4-7 黄铁矿钴含量变化频率曲线

② 相关分析 进行相关分析计算时，首先要绘出品位频率分布曲线图，确定分布型态；然后对具有正态分布或对数正态分布的两元素绘出"散点图"，进而确定两元素是线性或非线性关系，具有线性或近似线性关系的两元素才能运用二元线性公式计算。对于非线性或非正态分布的非参数性函数关系的元素，可应用非参数性计算方法——中位数法、符号计算法、秩相关系数法等。

矿体中元素间的关系是复杂的，简单相关关系数包含了其他变量的影响，只有进行偏相关系数计算，才能排除第三个元素的影响，而直接反映出二元素间的相关性，所提供的元素共生组合资料才更为可靠。例如安徽某矽卡岩铜矿 Co-S-As 之间的简单相关系数和偏相关系数就有明显的不同（表 4-9）。

从表中看出，Co-As 的关系由于消除了其他因素的影响，由原来的简单相关系数所反映出来的不相关而显示出正相关。相关分析是严格受样品数制约的，通常用相关系数临界值来判别。计算结果必须结合该区元素地球化学特征和矿物共生组合特征进一步解释，如

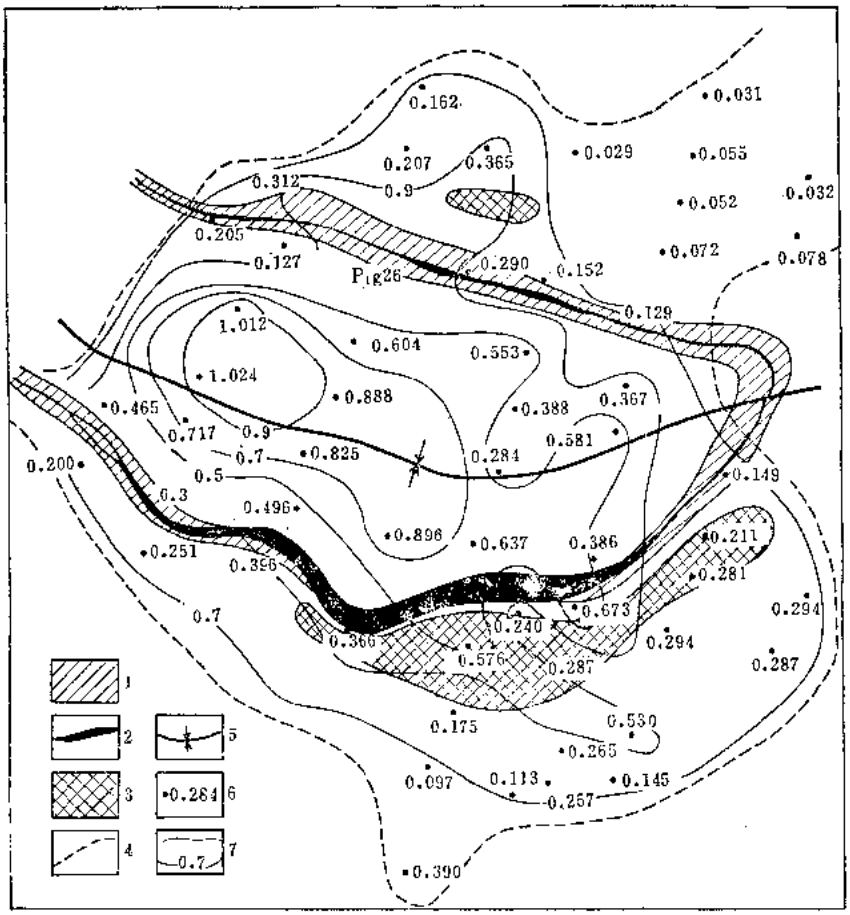


图 4-8　某锰钴矿段钴含量等值线图

1—孤峰组含锰层(P_1g^{26})含锰泥岩夹碳质页岩含碳硅质泥岩；2—层状淋积矿体；3—裂隙淋积矿体范围；4—堆积矿体范围；5—向斜轴；6—工程钴品位(%)；7—堆积矿钴等值线(%)

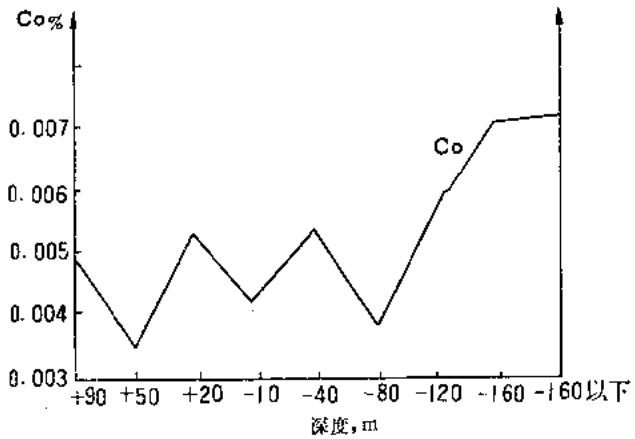


图 4-9　某铜矿钴品位在垂向上的变化曲线

Co-S-As 相关系数比较　　表 4-9

元　　素	Co-S	Co-As	S-As
简单相关系数 r	0.93	0.05	−0.11
偏相关系数 γ	0.91	0.53	−0.63

上述矿床 Co-S 偏相关系数为 0.91，Co-As 偏相关系数为 0.53，说明尽管矿体中毒砂含钴很高，并有独立的辉砷钴矿存在，但仍然以存在于硫化物中的钴为主，这与平衡配分的结果是一致的。

③ Co/Ni 比值　矿石和黄铁矿、磁黄铁矿中的 Co/Ni 比值目前已初步应用于指示矿床成因，但要求具有一定的样品数，单矿物样品纯度高，黄铁矿及磁黄铁矿应区分其不同的成矿阶段和世代。此外，黄铁矿及钴镍黄铁矿的含钴量和其他伴生元素如 Se/Te 比值，对于指示矿床成因也有一定作用。

3．钴赋存状态的研究方法

主要目的是查清矿物中钴(包括独立矿物)的富集、分散情况以及他们之间的量比关系，进而确定主要含钴矿物中钴的存在形式，为确定选冶工艺流程和回收方法提供依据。

钴矿物及含钴矿物的研究，应注意以下几点：

(1) 常用的方法手段与工作流程

常用的手段为显微镜、X 射线仪、电子探针、差热分析、化学分析等，以确定矿物名称及钴含量。在光片中，含钴较高的黄铁矿及毒砂，由于钴的分布往往不均匀，含钴高的部分多呈环带状或不规则状，显示出低反射率与玫瑰色调。此时，光片的磨光程度要求较高，观察时可适当减弱光源强度(缩小光圈)；在浸油中观察，或用浓硝酸浸蚀 1～2 分钟后稍加抛光，都可获得较好效果。

对于人工重砂大样，一般采用如下流程(图 4-10)进行工作：

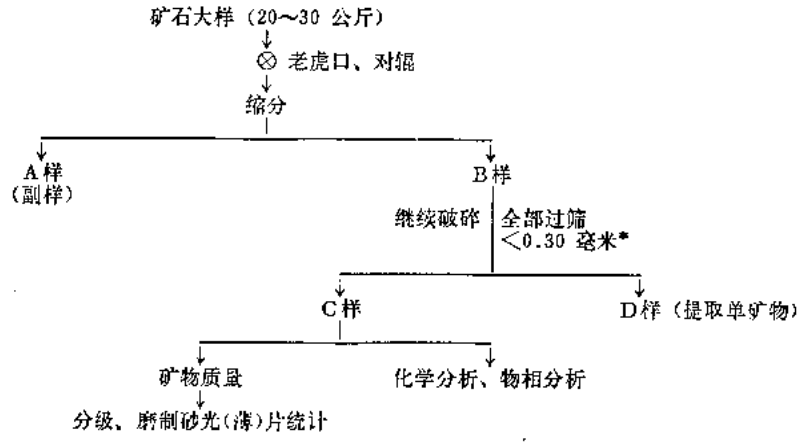


图 4-10　人工重砂工作流程

* 过筛时，粒级上限应根据矿物粒度大小来选择，以矿物尽量解离为准。

(2) 常见的钴矿物及主要含钴矿物

各类矿床常见的含钴矿物主要为砷化物，部分为硫化物和氧化物，以及一些层状硅酸盐矿物和碳酸盐矿物。这些矿物的含钴品位变化范围参见表 4-10。

各类矿床钴的独立矿物及含钴矿物品位变化范围　　表 4-10

矿床类型		钴的独立矿物	含钴矿物及钴品位变化范围，%
岩浆矿床	硫化铜镍矿床	辉钴矿-辉砷镍矿系列	紫硫镍铁矿 0.08～4.90；镍黄铁矿 微～6.80； 针镍矿 0.5；黄铁矿 0.0075～3.28； 磁黄铁矿 0.02～0.055；四方硫化铁 0.6
	钒钛磁铁矿床	辉钴矿、硫钴矿、钴镍黄铁矿	紫硫铁镍矿 6.3～24.6；针镍矿 0.8； 钴镍黄铁矿-镍黄铁矿系列 2.5～14.5； 黄铁矿 0.13～6.0；磁黄铁矿 0.008～0.015
矽卡岩矿床	铜矿床	辉钴矿-辉砷镍矿系列、硫镍钴矿、硫方镍钴矿、钴镍黄铁矿	黄铁矿 0.01～0.21；磁黄铁矿 0.033～0.071； 毒砂 0.184～0.88；黄铜矿 0.0263
	铁(铜)矿床	硫钴矿、辉钴矿	黄铁矿 0.001～28.71；磁黄铁矿 0.072～0.62； 黄铜矿 0.022
老变质岩似层状铜矿		辉钴矿、硫镍钴矿、硫铜钴矿、钴镍黄铁矿、锑硫钴镍矿、钴华、水钴矿	黄铁矿 0.01～6.11；磁黄铁矿 0.09～0.39； 砷黝铜矿 1.0～2.10；砷锑黝铜矿 0.39； 方解石 0.216；黑云母 0.01～0.06
热液矿床	多金属矿床	钴方硫镍矿、硫镍钴矿、辉钴矿、铁硫砷钴矿、钴华、水钴矿	黄铁矿 0.008～0.24；磁黄铁矿 0.038； 闪锌矿 0.094～3.53
	钨铜矿床	斜方砷钴矿-斜方砷铁矿系列	含钴毒砂 0.19～6.75；磁黄铁矿 0.053～0.124； 黄铁矿 0.046～0.098；黄铜矿 0.055～0.067
	砷钴矿脉	辉钴矿、钴硫砷铁矿	钴毒砂 0.1～10.72；黄铁矿 0.028～2.0； 磁黄铁矿 0.018～0.085
沉积锰矿床		硫镍钴矿、硫铜钴矿、钴方硫镍矿、六方硫钴矿	黄铁矿 0.56～4.39
表生矿床	锰钴矿床		钾硬锰矿 0.152～10.0；含钴锰土 0.0024～0.157； 钾硬锰矿 0.01～0.20
	硅酸镍矿床	钴主要分布在层状构造的硅酸盐矿物如蛇纹石、镍绿泥石、绿高岭石以及与锰结合的氧化物中	
	褐铁矿帽		褐铁矿 0.015～0.184；钾硬锰矿

(3) 含钴矿物提纯方法

提取单矿物时，往往由于钴独立矿物的混入，用一般的分离方法无法提高单矿物的纯度，而用化学处理则可达到目的。常用的化学处理方法如下：

从黄铁矿中除去辉钴矿：如钴矿石中黄铁矿含有细小的辉钴矿包体，在 $KBr-Br_2$ 或 $HCl-Br_2$ 介质中，经 2～3 小时(或振荡 1～2 小时)，辉钴矿被浸取，黄铁矿仅溶解极少部分，从而提纯黄铁矿。矿样需碎至 180 目以下，每 100 毫克矿样约加 100 毫升试剂。

磁黄铁矿中含钴矿物的微细包体较复杂，常见辉钴矿、镍黄铁矿、钴镍黄铁矿、硫铜钴矿等。实验表明，铜钴矿石中磁黄铁矿含辉钴矿时，在 20%的 HCl 介质中(表 4-13)磁黄铁矿绝大部分转入溶液，辉钴矿基本不溶，测定溶液中的钴和未处理的不纯磁黄铁矿的钴品位，即可算出纯磁黄铁矿的钴含量。在测定某钒钛磁铁矿石中含有镍黄铁矿的磁黄铁矿时，用 2 N草酸溶液浸取磁黄铁矿，而镍黄铁矿不溶，测定溶液中的钴和原磁黄铁矿中的钴，即可算出纯磁黄铁矿的钴品位。

毒砂与辉砷钴矿的分离：在处理含砷较高的钴矿石时，重选后往往可得到辉钴矿和毒砂混合精矿，用饱和溴水溶解辉钴矿而获得纯毒砂。广东地质局中心试验室利用饱和溴水提纯某石英硫化矿石时，得出该区几个硫化矿物对饱和溴水的溶解度，由大至小，大体

是：辉钴矿-磁黄铁矿-黄铁矿-毒砂。

用饱和溴水振荡1～2小时后，毒砂和黄铁矿被溶解不多，达到提纯目的；而磁黄铁矿溶解较多，若矿物量多且易获得，也可采用此法进一步提纯。

下面简要介绍一下矿石中钴的分配率计算。

查清矿石中的主要独立钴矿物及含钴矿物后，需进一步确定钴在各个矿物中的分配率，以便指导选矿工艺，确定回收对象及检查回收的合理性。分配率的计算，主要包括矿物量的统计和取得单矿物的钴品位。计算方法如表4-11所示。

某矿床矿石中钴的分配率计算表　　表 4-11

矿物	矿物重量百分比，% (p)	矿物的钴品位，% (α)	各矿物钴的金属量，% $\left(\beta=\frac{\alpha\cdot p}{100}\right)$	矿石中各矿物钴的占有率，% $\left(E=\frac{\beta}{\sum\beta}\right)$	备注
黄铜矿	2.12	0.028	0.0005936	2.397	1) 原矿钴品位 0.025% 2) 平衡系数 $k=\frac{0.025-0.024762}{0.025}\times 100\%=0.95\%$
黄铁矿	2.8	0.7	0.0196	79.15	
磁铁矿	9.7	0.007	0.000679	2.74	
黑云母	27.67	0.01	0.002767	11.17	
长英矿物	43.42	<0.002	0.0008684	3.51	
碳酸盐矿物	9.99	0.002	0.0001998	0.81	
白云母	1.12	0.0013	0.0000146	0.06	
磷灰石	1.99	<0.002	0.0000395	0.16	
其他	1.13				
总计	99.99		$\sum\beta$ 0.02476216	100	

进行分配率计算时应注意的问题是：

(1) *参加配分的矿物种类的确定*

一个矿床要计算一些什么矿物，应依不同的工作目的和钴富集矿物的种类而定。经常参加计算的矿物有黄铁矿、磁黄铁矿、辉钴矿、闪锌矿、毒砂、锂硬锰矿、黄铜矿或磁铁矿、层状硅酸盐——黑云母、绿泥石等。也就是要选取每一个矿床钴的富集矿物和载体矿物，其余含钴甚微的矿物可合併起来计算。

(2) *平衡系数用于衡量分配率计算的精确度*

对于钴品位较高、能综合利用的矿石，平衡系数k一般要求<5%；对于钴品位较低的矿石，由于受化学分析精度的限制，对k的要求可适当放宽。

物相方法也是研究矿石中钴定量配分的方法之一。目前对于一些含钴的氧化物相(如磁铁矿、赤铁矿)、硫化物相和脉石，以及黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿的物相测定方法比较成熟。几种常用的物相流程如下：

① 由氧化物(磁铁矿、赤铁矿)、硫化物(黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿)和绿泥石、云母、长石、石英等组成的铁矿、铁铜矿石，用图4-11流程分别测定硫化物相、氧化物相和脉石中的钴；

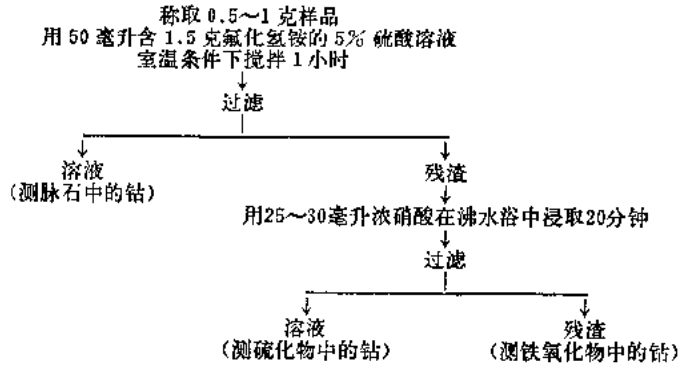


图 4-11 钴物相测定流程

② 主要由硫化物和脉石组成的铜矿石，铁的氧化物很少，又需对其中的黄铜矿、黄铁矿和磁黄铁矿分别求出钴的占有率时，可用图 4-12 流程：

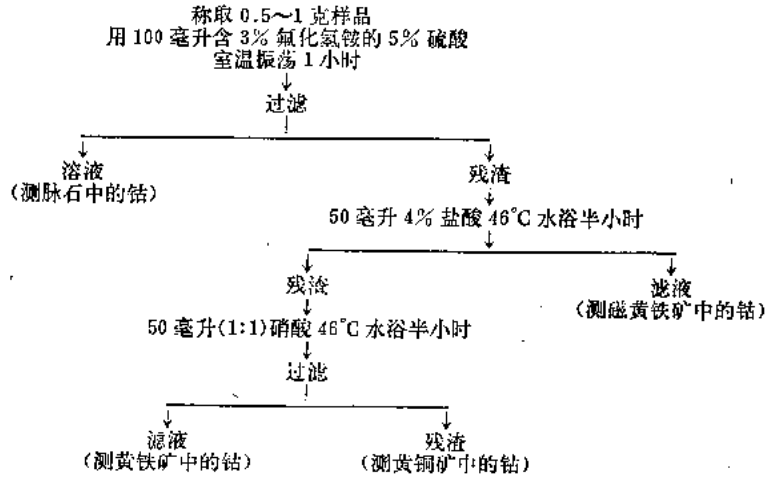


图 4-12 钴物相测定流程

(3) 对于钒钛磁铁矿型矿石，除了测定脉石和硫化物中的钴之外，还需测定钛铁矿和钛磁铁矿中的钴

其物相方法可采用图 4-11 流程分别将硫化物相、脉石和铁的氧化物相中的钴测出；然后用分离方法将铁的氧化物富集，并用水磁选管将两个矿物进一步分离，再分别测定钛铁矿和钛磁铁矿中的钴，换算后即可求出钴的占有率。

含钴矿物中钴的存在形式，主要有三种，即：呈显微细粒包体存在于其他矿物中；呈类质同象存在于其他矿物晶格中；呈吸附状态粘附在其他矿物表面。

钴存在形式的研究方法包括选择性溶解、电渗析、离子交换、电子探针扫描、晶胞常数测定等。现介绍如下：

① 选择性溶解试验 此法主要是解决矿物中呈类质同象存在的钴的状态。即选择某试剂，改变其不同浓度和浸取时间，使某种矿物溶解，求出浸出液中钴与主元素之间的量比关系，以确定钴的存在形式。例如，黄铁矿常用硝酸溶解，磁黄铁矿用盐酸或草酸溶解，试验方法见表 4-12、4-13 和图 4-13、4-14。

黄铁矿中钴的硝酸溶解试验　　表 4-12

硝酸浓度	总量，%		浸出，%		相对溶解，%		试验条件
	Fe(A)	Co(B)	Fe(A′)	Co(B′)	Fe(A′/A)	Co(B′/B)	
1 N	43.55	1.00	4.24	0.096	9.74	9.60	100毫升，42～46°C，搅拌1小时
2 N			12.31	0.264	28.26	26.40	
3 N			32.25	0.696	74.26	69.60	
4 N			41.00	0.92	94.14	92.00	

磁黄铁矿中钴的盐酸溶解试验　　表 4-13

盐酸浓度，%	铁的相对浸取，%	钴的相对浸取，%	浸取条件
10	60.75	53.57	5毫升不同浓度盐酸，46°C水浴半小时
20	93.16	85.12	
30	95.24	93.75	
40	96.10	94.64	
50	96.00	92.56	

从图 4-13、4-14 的曲线中看出，铁、钴的浸取曲线为同步消长关系，说明钴是置换其中的铁而呈类质同象存在。若二曲线不为同步消长关系，说明该二元素不是呈类质同象关系存在。

次生氧化矿物可用稀酸（如稀盐酸）浸泡，若钴大量被浸出，而主元素基本未浸取，说明这些钴可能呈吸附状态存在。

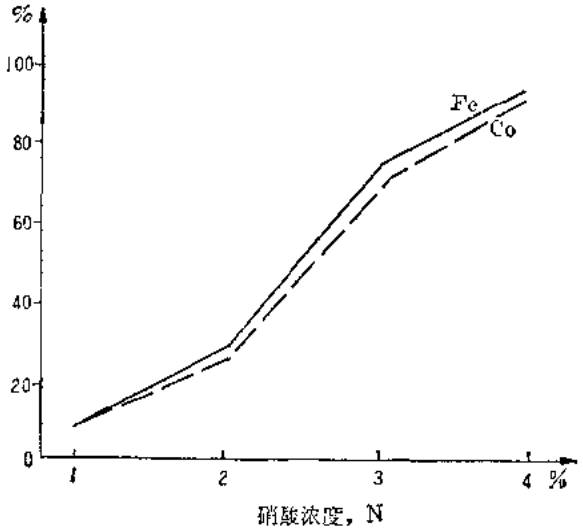


图 4-13　不同浓度硝酸中铁、钴的浸取曲线

② 电渗析　主要解决吸附状态的钴。对于表生矿石或含钴矿物中的钴，通过电渗析试验，求其电渗率，确定其吸附状态占有率。例如含钴0.65%的蒙脱石人工吸附样品，经电渗析实验，其电渗率为86.63%，即认为钴主要呈吸附状态形式存在。

③ 电子探针分析与扫描　在镜下观察的基础上，对有怀疑的微细矿物，可用电子探针分析确定其种属。通过扫描，根据钴的 X 射线象和 X 射线强度曲线，判别钴是否均匀分布，进而确定是否以类质同像存在，以及类质同像的均匀性。例如含钴较高的黄铁矿，钴的 Kα X 射线象出现不均匀的环带，但高钴与低钴部分含钴量是相对均匀的，说明黄铁矿中钴的分布是不均匀的类质同象。

④ 晶胞常数测定　利用 X 射线测定矿物的晶胞常数，根据该数值是否在二端圆成分

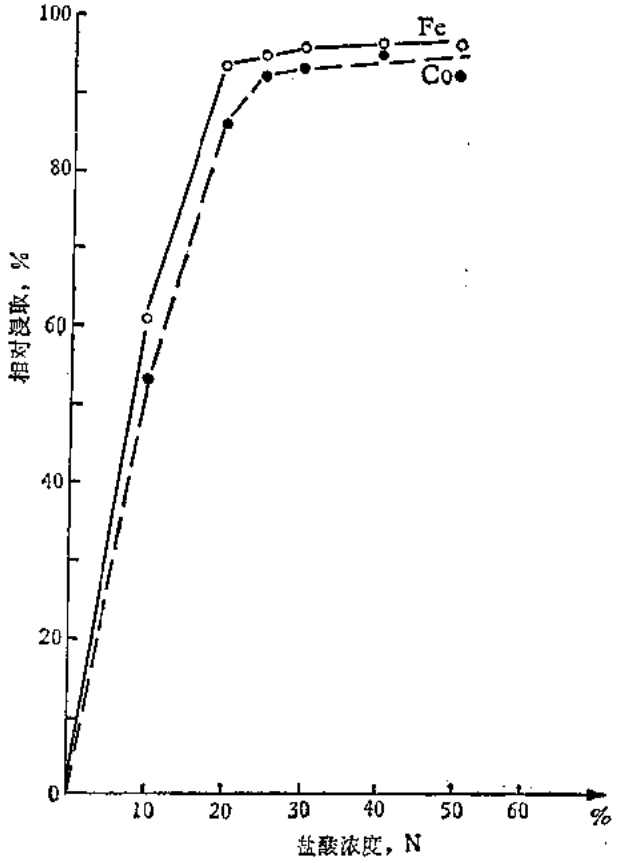


图 4-14　磁黄铁矿中铁、钴相对溶解曲线

黄铁矿的晶胞常数与钴含量的关系　　表 4-14

产　地	编　号	钴 含 量，%	晶 胞 常 数，Å
湖北某地	1	0.021	5.41762
	2	0.14	5.4178
	3	0.37	5.4180
	4	0.54	5.4194
	5	0.623	5.4182
	6	0.769	5.4200
	7	1.04	5.4206
云南某地	8	0.422	5.4183
	9	0.283	5.4191
	10	0.900	5.4120
	11	0.580	5.4196
	12	1.311	5.4206
	13	1.368	5.4210
	14	1.552	5.4214
	15	1.782	5.4219
	16	1.785	5.4231
	17	1.958	5.4238

晶胞常数之间，及其与化学成分之间是否线性关系，来判别钴在该矿物中是否呈类质同象置换。云南某地和湖北某地黄铁矿晶胞常数测定结果见表 4-14。

含钴量与晶胞大小的关系如图 4-15。二者近于线性关系。所测晶胞大小均介于端元的黄铁矿晶胞(a_0=5.4174 Å)与方硫钴矿晶胞(a_0=5.5343 Å)之间，说明钴呈类质同象存在。

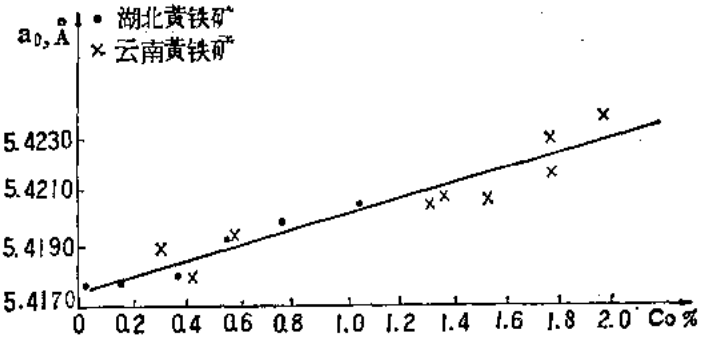


图 4-15　黄铁矿钴含量与晶胞大小的关系

应用此法时，成分分析与结构分析样品应严格一致，尤其是含钴较高的黄铁矿，往往具环带状的高钴部分，不能把这种样品混杂一起分析，否则必然造成结构与成分分析的不一致。此外，若黄铁矿中含有较多的镍、砷等杂质，则计算晶胞常数应考虑其影响而进行修正。

4．钴矿石工艺特性的研究

矿石工艺特征的研究，是伴生钴综合评价的一个方面，它包括：

(1) 提供选矿物质成分数据，尤其是钴工业矿物的结构构造、嵌布关系、粒度大小、解离度等。

(2) 进行一些回收途径的探索或小型选矿试验，为进一步工业试验及矿山设计提供依据。通过小型试验，确定精矿类型和提供必要的经济指标。目前，根据国内冶炼情况，钴精矿类型可分为六类：硫钴精矿、砷钴精矿、镍钴精矿、锌钴精矿、铜钴精矿、锰钴精矿。

5．钴的储量计算

储量计算是钴综合评价的重要一环。由于钴大部分是作为伴生组分存在，其工业矿物与主金属矿物往往不统一，因此储量计算必须遵循共生金属元素的取样和计算准则。在以往的勘探阶段中，一般是根据矿石的组合分析或基本分析计算总储量，这种储量包括了钴的非工业矿物的储量，因而误差过大，显然不能满足采选生产的需要。因此，必须建立合理的评价方法。

储量计算方法请参看第九章。有关钴储量计算的各种指标，目前尚没有统一要求，一般对独立圈定的硫化钴及砷化钴，要求边界品位为 0.02%、工业品位 0.03～0.06%；锰钴矿石分以下几个品级，分别圈定、分别计算，即含钴在 0.02～0.06% 为含钴锰矿石，0.06～0.3%为钴锰矿石，＞0.3%为锰钴矿。

伴生钴的综合利用指标，铁矿一般为 0.015%；铜矿及多金属矿床为 0.01%。就含钴黄铁矿而言，硫钴精矿最低指标是 Co＞0.2%，即黄铁矿单矿物含钴品位一般要＞0.3%。

对于锌系统和镍系统，一般是有多少算多少。但是，在确定是否进行储量计算时，不仅要考虑上述指标，还应注意到矿床规模、钴的赋存状态及采选条件。例如山西某铜矿，尽管原矿品位仅为0.0072%，但由于矿床为大型，黄铁矿含钴量又较高，据设计部门意见，只要能选出合格的钴硫精矿、产率在0.3%以上，即可考虑利用，故必须对其进行储量计算。

第三节　铂族元素矿床物质成分研究方法

铂族金属由于在工业和现代科学技术领域中具有特殊的用途，因此越来越被人们所熟悉和重视。世界铂族金属的生产和消耗量，本世纪六十年代以来有显著的增加。我国铂族金属随着社会主义建设事业的发展也越来越显得重要，在找矿、勘探和生产上有了很大发展。本节以岩浆岩型铂矿床为例，介绍铂族元素矿床物质成分的工作方法。

1. 样品采集

样品采集在物质成分研究中是很重要的，样品的代表性直接影响研究的质量，如果样品没有代表性就不能全面和客观地反映矿床物质成分的研究成果，甚至会造成某些错误和数据的偏差。

在采样之前，必须阅读矿区已有的地质和化验资料，进行全面分析和综合整理，掌握已有的工作成果，为制定研究内容和工作计划打下基础。因为物质成分是全部地质工作的一个组成部分，是从微观上为成矿作用和矿床类型划分提供基础资料，并为生产部门的选冶流程提供数据。因此，必须对岩体及矿体进行野外观察和必要的地质素描，以利于室内研究成果的对比。

铂族元素矿床物质成分样品的采集，一般包括三部分：

(1) 选择有代表性的矿体勘探剖面线

选择有代表性的钻孔或坑道，有目的地和系统地采取岩（矿）石标本，为镜下研究全区岩石和矿石的物质成分提供试料。

(2) 根据岩体岩相和矿石类型采集人工重砂大样，用作研究铂族元素赋存状态及有关元素的分析

人工重砂大样对研究铂族元素赋存状态是很有效的方法。因为岩石和矿石中铂族元素的品位一般是比较低的，往往在磨光片下不一定能发现铂族矿物，人工重砂可弥补标本光片的不足，只要有铂族矿物出现，一般均可获得。

人工重砂大样可分为重点样品和一般样品，根据矿石类型决定重点大样和一般大样的数量。重点大样不要太多，有2～4件即可，一般大样是为了全面了解矿区，与重点大样互为补充，研究程度较差，数量可稍多。在坑道或探槽采取重点大样，重量一般为100～150公斤，一般大样重量在30～50公斤左右。在钻孔岩(矿)心采取人工重砂大样，可视具体情况而定，但样品不能太少，要满足赋存状态的考查和有关元素的分析。坑道人工重砂大样，可在1～2米范围内采集。钻孔岩(矿)心可用拣块法在5米内采集。重点大样应在铂族元素品位较高的地段采取，以利于获得铂族矿物及查定微量的铂族矿物种类；一般大样则应兼顾品位较高和品位低的地段，并照顾到矿石类型和岩相，这样才能全面了解全区情况，达到研究的目的。

(3) 基本分析样品

该样品是为了了解铂族元素在岩体和矿体中的富集规律，查定伴生有益元素的综合利用价值。基本分析主要是在勘探过程中通过系统取样分析完成。作为物质成分研究，可有目的地利用分析副样考查一部分有代表性的钻孔，了解铂族元素的变化及其与有用元素的相关关系，以及伴生有益元素的综合利用价值。基本分析样品长度以1米为宜，伴生有益元素的查定应以组合样品进行分析，可根据具体情况组合样品，最好是3～4个基本分析样组合为一个样品。

2．铂族元素矿物的富集及有关元素分析

(1) 人工重砂大样富集铂族矿物

铂族矿物的比重比一般金属矿物和脉石矿物大得多，并具有耐酸耐碱的性质，多数为银白色、钢灰色、亮白色、锡白色，少数为黑色和黄白色，具强金属光泽，因此易于富集成精矿，而且不难识别。

样品破碎和分级：利用颚式破碎机把矿样粗碎，再用对辊机细碎，使所有样品都通过<0.5毫米的筛子，用缩分法取出原矿分析矿样。把全部通过<0.5毫米的原矿样缩分1/2或1/4作为研究试样，其余的作为副样保存备用。对1/2或1/4的样品按具体情况分成几个粒级，以利于重力分选及人工淘洗。

重力分选或人工淘洗：将每个级别样品都进行重力分选或人工淘洗，去掉轻组份矿物，获得铂族矿物的精矿重砂(粗精矿)。一般来说，由于铂族矿物比重大，除微小颗粒包裹在金属矿物中或连生外，都被解离成单体富集在粗精矿中。为了减少挑选矿物的工作量，应对粗精矿进行人工淘洗，使铂族矿物缩小在更小部分的精矿中。

磁选或电磁选：利用永久磁铁把粗精矿中的磁铁矿及带磁性的铂族矿物与非磁性铂族矿物及非磁性矿物分开。铁铂矿和粗铂矿等分布在磁性部分。非磁性部分矿物用电磁选进行矿物分离，一般来说，铂钯的铋、碲、锑、砷、硫化物都落在电磁性组分。把分离成的各部分矿物，用双筒镜挑选或制成砂光片在反光镜下进行光学性质鉴定，在每一级别中获得铂族矿物的数量可与级别品位分析结果对比，从而得出矿石中铂族矿物粒度大小的数值，并获得各种铂族矿物。

(2) 重砂精矿有关元素分析

采用1/2或1/4副样，手工淘洗成精矿，再进行有关元素分析，目的是了解铂族元素可能与哪些元素组成独立矿物。根据精矿有关元素在精矿中的品位，就可初步了解铂族矿物以何种化合物为主，或者可能出现哪些矿物，这与鉴定出来的铂族矿物种类是互相对应的。

例如某含铂族元素硫化铜镍矿床，重砂精矿中钯品位为4.11克/吨，而碲品位为24.8千克/吨，这就指示有可能存在钯的碲化物，事实证明本矿床矿石中钯主要呈碲、铋化合物出现。

(3) 精矿溶解试验

实质上是选择性溶解试验，即选择某种试剂，溶解其它金属矿物或脉石矿物，而获得更多的铂族矿物。一般来说，绝大部分铂族矿物对酸类不起作用。尽管淘洗可把铂族矿物在精矿中提高到千分之几，但由于铂族矿物数量很少，粒度很细，鉴定铂族矿物仍有很大困难，为了得到较多的铂族矿物，排除硫化物及其它矿物在鉴定过程中的干扰，采用重砂精矿的溶解试验，可收到很好的效果。

① 用 HNO_3(2 N)-Br 溶解硫化物，而砷铂矿不溶，硅酸盐矿物基本上不被破坏，然后用 HCl-NH_4HF_2 或 H_3PO_4 分解硅酸盐矿物，可获得砷铂矿。

② 用30%双氧水溶解淘洗后的精矿，黄铜矿、黄铁矿、紫硫镍铁矿全部溶解，而砷铂矿和碲铋钯矿、碲铋铂钯矿不起作用，溶解后的残渣基本上为铂族矿物。

③ 将精矿分成磁性部分和非磁性部分后，磁性部分用 HCl 将大量磁铁矿处理掉，再将不溶残渣用比重为 5.4 的易溶盐(HgI_2 加 $AgNO_3$)离心分离。非磁性部分，根据铂族矿物比重大的特点，选用比重为 5.4±的易溶盐(HgI_2 加 $AgNO_3$)熔融后进行离心分离。这样，铂族矿物绝大部分富集在比重大于 5.4 的部分，从而达到富集铂族矿物的目的。

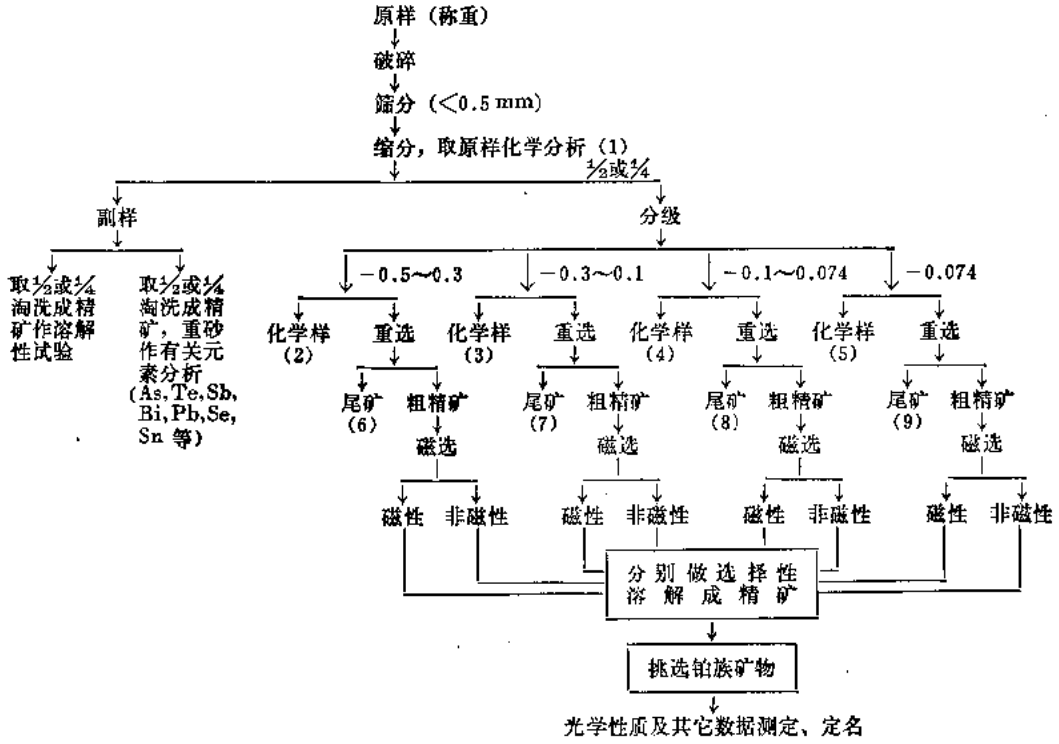


图 4-16 人工重砂大样工作流程

3. 铂族元素矿物的鉴定

铂族矿物的鉴定，包括人工重砂大样富集获得的重砂铂族矿物和矿石标本磨制成光片发现的铂族矿物。通过两部分试料的鉴定，就能全面地发现铂族矿物种类，并测定铂族矿物的光学常数和物理性质。

(1) *铂族矿物*

据报导，在岩浆岩型铂族元素矿床中发现的铂族矿物，已经超过 100 种，主要产自含铂族元素硫化铜镍矿床中，其次是含铂族元素的铬铁矿矿床，多数是电子探针发现的。一个矿床中出现的铂族矿物，具有工业价值的不过 4～6 种，主要组成矿物是 2～3 种。最常见的有如下各种(类)矿物：

自然元素及金属合金：自然铂 Pt、自然锇Os、钯铂矿 Pd_2Pt、粗铂矿 Pt_4Fe、铁铂矿 $PtFe_2$、铱铂矿 Pt_2Ir、亮锇铱矿 IrOs、暗锇铱矿 $IrOs_3$、钌锇铱矿 $Ir_{2-3}Os_2Ru$、锡铂矿 Pt_3Sn_2、锡钯矿 Pd_3Sn_2。

锑化物及铋锑化物：锑钯矿 Pd_3Sb、锑铂矿 PtSb、锑铂钯矿 PdPtSb、铋锑铂矿 Pt (Sb,

Bi)、铋锑钯矿 $Pd(Sb_7Bi)$。

碲化物及铋碲化物：碲铂矿 PtTe、富碲铂矿 $PtTe_{2.5-3}$、铋碲钯矿 Pd(Te,Bi)、铋碲铂钯矿(Pd,Pt)$(Te,Bi)_2$、铋碲钯铂矿(Pt,Pd) $(Te,Bi)_2$、铋碲镍银钯矿 (Pd,Ag,Ni) $(Te,Bi)_2$。

砷化物：砷铂矿 $PtAs_2$、砷铂铱矿$(Ir,Pt)As_2$、砷镍钯矿 Pd_2Ni_2As、砷锡钯矿 $Pd_9Sn_3As_2$。

硫化物：硫钌矿 RuS_2、硫铂矿 PtS、硫镍钯铂矿(Pt,Pd,Ni)S、硫铱锇矿 (Os,Ir)S、硫铜钴铂矿$Pt(Cu,Co)S_4$。

硫砷化物：硫砷铑矿 RhAsS、硫砷铱矿(Ir,Pt,Rh)AsS、硫砷铂矿(Pt,Ir,Rh)AsS_2。

含铂族元素矿物：含铂金银矿、含铂碲铋矿。

(2) 显微镜下鉴定

双目镜下鉴定：从采用不同手段获得的精矿重砂中挑选铂族矿物，挑出可疑的铂族矿物，并根据矿物的结晶习性、光泽、颜色分成不同种类，然后磨制成细小光片，在反光镜下鉴定，或送X射线粉晶鉴定，或磨制成小型导电的砂光片送电子探针分析。

在双目镜下，一般不易鉴定出铂族矿物名称，只能把铂族矿物挑选出来和分类，因为重砂中的铂族矿物颜色多数是相同的。

反光镜下鉴定：包括重砂铂族矿物和矿石标本制成的光片的鉴定。虽然矿石中铂族金属很少，但鉴定一定数量的矿石标本光片仍是很必要的。由于铂族矿物反射率比硫化矿物和氧化物高，加之颗粒细小，常与金属硫化物密切共生或呈包裹体，在光片中常能发现。标本光片的鉴定对了解铂族矿物的产出特征、矿物生成顺序、矿物共生关系、固溶体和交代现象是极其重要的。

任何一种不透明矿物的研究方案都是一样的，对于铂族矿物也无例外，在反光镜下要研究其反射率、反射色、偏光性、硬度及其它结晶习性。通过标本光片发现的铂族矿物和重砂铂族矿物鉴定以及电子探针分析，需进行数据整理，最后确定本区有多少种铂族矿物，以哪几种为主，哪些矿物是微量的，并整理各种矿物的光学物理性质数据。

(3) 电子探针分析（电子探针X射线显微分析）

这是分析矿物成分先进的物理方法，可用作矿物定性和定量分析。目前用电子探针分析铂族矿物的精度和灵敏度一般不高于千分之一。

标本及人工重砂样中发现的铂族矿物，首先要鉴定其光学常数、显微硬度等，然后作电子探针分析。当然，铂族矿物鉴定不应全靠电子探针分析来解决，只要掌握常见的铂族矿物鉴定特征，辅助以常用的X射线粉晶鉴定和激光光谱分析，也能鉴定出来。

4．铂族元素的配分

铂族元素的配分或分配率，是物质成分研究的最后一个工序，目的是查明铂族元素在主要硅酸盐矿物(类)、氧化物和硫化物中的分配率，求其铂族矿物(类)相的百分比，为拟定矿石开采利用、选冶回收流程提供科学数据。

铂族元素在各种矿物中的类质同象和铂族矿物相的量比计算，由于铂族矿物一般细小，品位较低，而且往往与硫化物密切共生，一般都采用"间接方法"测定，并根据测定结果进行元素配分。这种"间接方法"实质上是应用选择性溶解试剂处理各种矿物，然后分别分析溶液和残渣中铂族元素含量，溶液中的铂族元素含量视为某种(类)矿物中的类质同象杂质，残渣中的铂族元素视为组成铂族矿物相的含量。矿石中铂族元素的品位减去其它矿物(脉石矿物、氧化物、硫化物)类质同象占去的金属量，剩余的数值即为矿石中铂族矿物所

占的部分。

矿石中各种主要矿物的百分含量，可通过选择有代表性的光片（或人工重砂样制成的砂光薄片）在镜下用统计法进行测定。矿物的比重，则用比重瓶法或显微比重法测定，然后求出各种矿物的重量百分比。

如果硅酸盐矿物难于分离成各种矿物，可采用全部硅酸盐类矿物作为一个矿物相来分析铂族元素含量，求其金属量和分配率。

至于氧化物及硫化矿物，获得纯净单矿物的手段和方法比较多，主要是采用淘洗和浮选方法提取，再辅以溶解试验提纯（纯度要在95%以上）。

由于铂族矿物颗粒细小，又与各种硫化物密切共生，往往会包裹在各种硫化物中或与其连生，提纯单矿物时难免会混入单体铂族矿物，因此必须采用选择性溶解，除去呈矿物相的铂族元素含量，才能得出该种矿物中呈类质同象的含量。残渣中视为呈独立铂族矿物的含量。

例如某含铂族元素硫化铜镍矿床，曾采用“间接方法”对铂钯分别为10.08克/吨和3.04克/吨的富矿石进行配分（表4-15）。矿石中脉石矿物主要是蛇纹石、角闪石、少量橄榄石、辉石、滑石和绿泥石。氧化物为磁铁矿和铬铁矿。硫化物为黄铜矿、黄铁矿和紫硫镍铁矿，少量磁黄铁矿、镍黄铁矿和方黄铜矿。铂族矿物主要为砷铂矿、碲铋镍钯矿、碲铋银钯矿及含铂钯碲铋镍矿，偶见自然铂、碲铂矿、锑钯铂矿。采用浮选、淘洗联合流程提纯硅酸盐矿物(类)、磁铁矿、铬铁矿、黄铜矿、黄铁矿、紫硫镍铁矿，用选择性溶解试验求出各种矿物铂钯含量，计算其金属量和分配率，结果表明铂钯独立矿物分别占铂钯总量的98.2%和96.6%，而在各种矿物中的类质同象分别占1.73%和3.40%。

采用间接方法计算某矿床矿石中铂钯分配率　　表 4-15

矿物	重量	铂			钯		
	百分比	含量，克/吨	金属量，克/吨	分配率，%	含量，克/吨	金属量，克/吨	分配率，%
原矿石		10.08			3.04		
硅酸盐	63.70	0.0075	0.0048	0.040	0.0116	0.0074	0.240
磁铁矿	2.10	0.0118	0.0003	0.003	0.0036	0.0001	0.003
铬铁矿	0.50	1.375	0.0068	0.070	0.0034	0.0001	0.003
黄铜矿	8.60	0.225	0.0193	0.193	0.1085	0.0093	0.36
黄铁矿	13.50	0.420	0.0540	0.540	0.4700	0.0645	2.20
紫硫镍铁矿	11.50	0.765	0.0879	0.879	0.2560	0.0293	0.960
总计			0.1731	1.73		0.1107	3.400
铂族矿物			9.9069	98.2		2.9293	96.60

注：1. 各种矿物铂钯含量采用溶解试验获得。
2. 铂族矿物的金属量系原矿品位减去各种矿物的金属量的总和。

通过铂族元素在各种矿物的配分，可得出铂族矿物相与呈类质同象的量比关系，并可说明矿石中铂族元素是以矿物相形式产出或是呈类质同象分布在各种矿物中。

由于不同矿床中出现的铂族矿物种类不同，在采用选择性溶解试验铂族元素配分时，要做一些试验工作，目前还没有一个成熟的格式，只能根据研究试样的实际情况，拟定合理流程。

采用“间接方法”进行铂族元素配分，在化学处理及选择性溶解试验中，有可能产生工

作过程中的耗损和误差，因此，所谓配分只是一个相对概念，但基本上是符合客观的情况的，是目前研究铂族元素赋存状态的一个有效方法。随着新测试手段的出现和现代化学分析灵敏度的提高，定会出现更加科学的研究方法。

第四节　硫化矿中伴生金的研究方法

除各类型的金矿床外，若干金属矿床中伴生的金也是金的重要来源之一。我国伴生金的储量丰富，估计铜矿床（主要是矽卡岩铜矿和含铜黄铁矿矿床）中的金约占伴生金的80%，铅锌矿及其他矿床约占20%。

铜矿床中的金，一般是在冶炼过程中作为副产品回收。如果矿石中有自然金存在，粒度又可选，则要求对金的形成条件、赋存状态、分布规律及其工艺流程进行研究。

金矿石的最低工业品位为5克/吨，边界品位2～3克/吨，品位更低的矿石均在副产品中回收。含金的硫化铜矿石一般品位为0.04～0.9克/吨。金除呈自然金、银和其他金属的互化物产出外，还常以碲化物如碲金矿、碲金银矿产出，在硫化物中则主要富集于毒砂、黄铁矿中，一般含量为1～5克/吨。

目前我国主要矿山不同矿石所得精矿的含金品位大致如下：矽卡岩型铜矿含金6～19克/吨；矽卡岩型铜锌矿含金1～2克/吨；斑岩铜矿含金4～11克/吨；硫化铜镍矿含金4～5.5克/吨；变质岩铜矿：东川式铜矿含金<1克/吨，中条山式铜矿含金2～3.5克/吨；含铜黄铁矿含金1～1.5克/吨。

1．研究内容及方法

（1）取样　对于勘探矿区，可与主元素的基本分析样同时采取；对于开采矿区，可在坑道中取样。取样方法一般用拣块法。样品种类、研究目的及取样原则如表4-16。

样品种类、研究目的及取样原则　　表 4-16

种　类	研究目的	取样原则
组合样	了解金及其他主要伴生元素在矿床不同矿石类型、不同部位的含量及空间变化规律	按不同矿体、不同矿石类型及开采中段（或设计开采中段）进行组合。如有基本分析副样，可从副样按下式组合：$X=\frac{Q\cdot l}{L}$，X——单个副样应抽的重量；Q——组合样的预定重量；l——单个副样的长度；L——组合样的长度。样重一般应不少于2公斤
单矿物分离样	了解各种单矿物在不同矿石类型、不同部位中金及其他主要伴生元素的含量变化；各类型矿石中金矿物的性质	可取组合样的½作单矿物样，如样品重量不足，可按类型及深度适当合併。如能分出矿物的不同期或不同世代，则应单独取之，样品重量视单矿物在矿石中含量而定
人工重砂样	作多元素分析、矿物定量，研究金的赋存状态及其在各矿物中的分配，富集以及金的工艺性质等	按不同矿体或不同矿石类型进行取样，如组合样重量大，可用组合样¼合并而成，取样重量视金含量而定，一般金的品位在0.5～1克/吨时，样重应在100公斤以上
光、薄片样	了解矿物成分、生成顺序、矿石结构构造及金矿物的分布特征、工艺性质	可在组合样中按一定距离选取，样品数量大中型矿床一般是：薄片40～60片，光片150～200片
产品检查样	了解金的回收情况	选矿试验样品或从选厂化验室取各级产品副样（按月或按季度组合）

（2）样品加工　由于金矿物的含量低、粒度细、分布常不均匀，所以组合样及其他试金分析样品加工成全部－200目时，不要过筛而用目估，原因是金具极好的延展性，往往

碎矿后成片状，易于粘附在筛网上而使金品位人为的降低。

单矿物分离样破碎粒度可根据所选单矿物的粒度而定，一般碎至 0.2 毫米即可。人工重砂样工作流程见图 4-17。

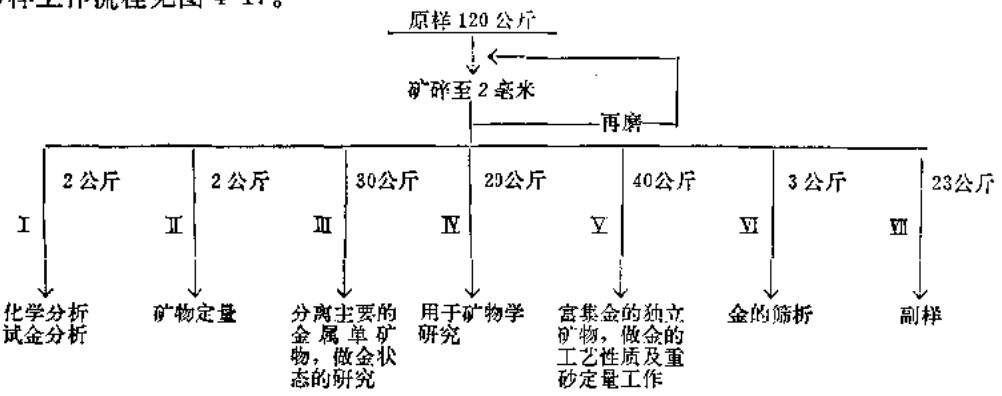


图 4-17　人工重砂工作流程

(3) 金的赋存状态及分布规律的研究　从地球化学性状来看，金在自然界主要呈金属状态存在，同时也与银、铋、铜、铂族元素形成金属互化物，与碲形成金的碲化物。研究金的状态可采用下列方法。

光片观察：由于金的含量低、粒度细，因而光片的质量要求较高，磨制光片时，一般要用 M-5 号磨料在玻璃板上多磨些时间，尽量减少糙面，然后抛光；如果金的粒度在 0.001～0.002 毫米，则最好用 M-3.5 或 M-1 号磨料。描述内容除一般光片要求外，还要描述金矿物的形态、大小、分布特征，划出素描图，以供综合研究用。含金 1 克/吨左右的矿石，一般平均每 10 块就能有一块光片看到金的矿物。如矿物粒度在 0.074 毫米以下，则看到的光片数会多一些，金矿物的颗粒数也多一些，例如含金为 18 克/吨的矿石，一块光片就看到粒度为 0.03～0.001 毫米的金矿物 137 颗；含金 3.63 克/吨的矿石，一块光片看到粒度为 0.01～0.001 毫米的金矿物 55 颗。

重砂淘洗：是获得金矿物的简便手段之一。一般先是粗淘，然后精淘。若能用摇床分级获得精矿，然后精淘则更为有效(图 4-18)。

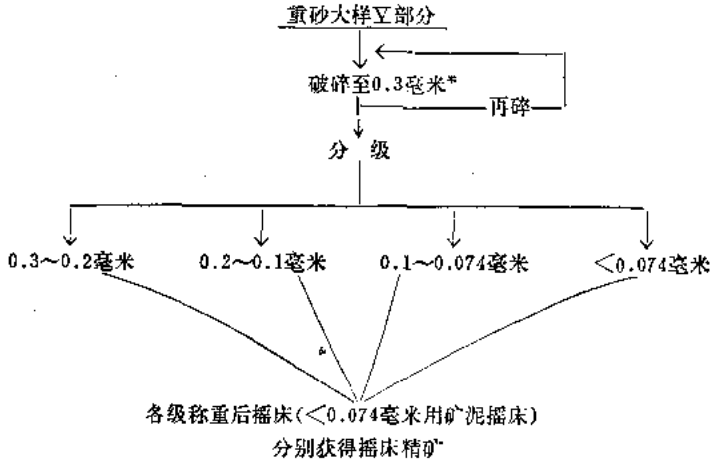


图 4-18　摇床流程

* 碎矿粒度取决于金矿物粒度，若粒度小，应碎得更细，尽可能使金矿物得到解离。

化学法检出自然金类矿物：用图 4-18 流程分级获得摇床精矿后，亦可用化学方法检

出自然金类矿物，其流程见图 4-19。

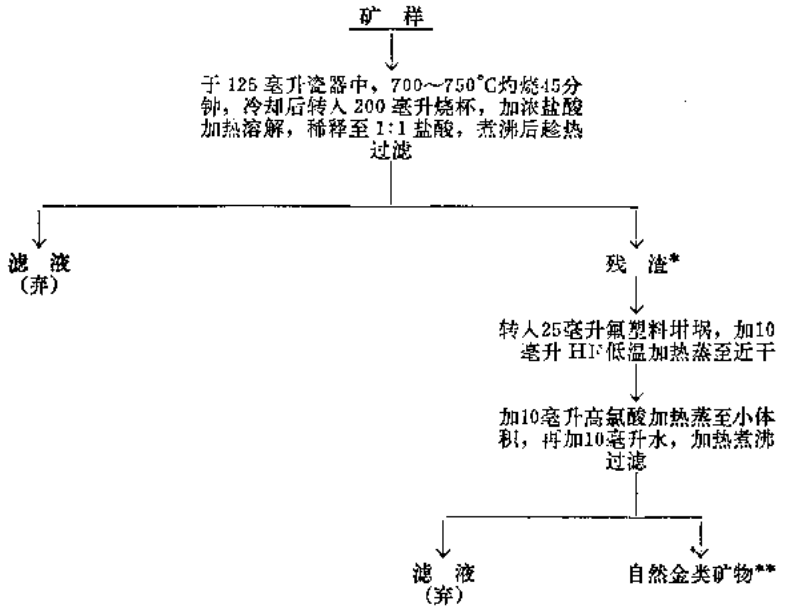


图 4-19 自然金类矿物检出流程

* 若还残存铜铁硫化物，须再次灼烧成氧化物溶去。

** 若还残存脉石类矿物，再用 HF 处理。

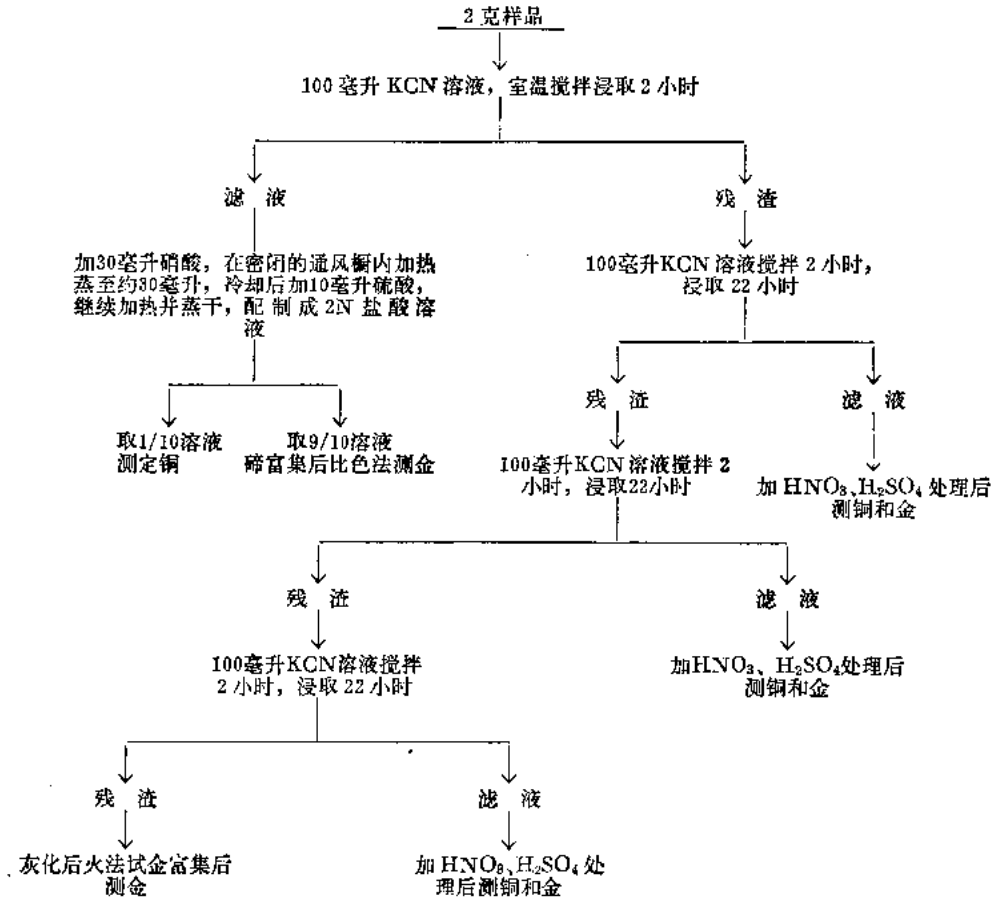


图 4-20 氧化溶矿分析流程

氰化溶矿法：上述各种方法只能发现或获得自然金类矿物或进行粗略的定量，如要准确地研究金的状态，则最好是采用氰化溶矿法。此法的原理是：黄铜矿不溶于氰化钾溶液，而金在氰化钾溶液中生成稳定络合物 $KAu(CN)_2$ 进入溶液。为此，首先将黄铜矿磨至尽可能细，使"单体"金与黄铜矿解离，然后采用1%氰化钾溶液对2～5克样品分别连续浸取四次，分别测定滤液中的铜和金，残渣经火法试金富集后比色测金，最后据金、铜的相对浸取率判断金的状态，其流程见图4-20。

铜、金相对浸取率　　表 4-17

浸取次序 / 相对浸取率，% / 被测元素	第一次	第二次	第三次	第四次	四次总计
金	24.63	54.30	16.32	0.46	95.71
铜	13.69	2.90	1.73	1.73	20.05

应用此法，曾对某矿床的黄铜矿进行了金状态的考查。该黄铜矿含铜35.01%，以100毫升含10克矿样的20%盐酸溶液浸取，测得黄铜矿中的铜为30.91%，占全部铜量

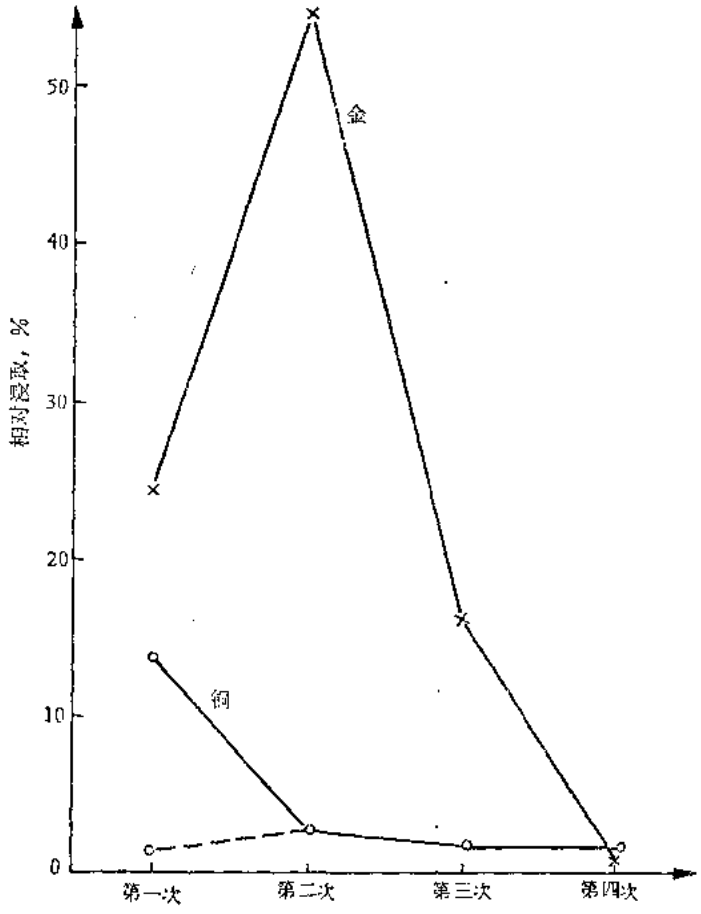


图 4-21　金、铜浸取率关系曲线图

的88.29%；而4.10%的铜为斑铜矿中的铜，占全部铜量的11.71%，这与镜下观察斑铜

矿在黄铜矿中呈细小的溶离体是一致的，所得结果如表 4-17、图 4-21。

表 4-17 和图 4-21 表明：金与铜的相对浸取率不存在相互依存关系，金主要呈独立矿物存在。第一次铜被浸出较多(13.69%)，是因为样品含斑铜矿杂质。

重砂定量：金的比重大，化学性质稳定，故可用图 4-18 的流程辅以淘洗和电磁选获得各级精矿，然后用图 4-19 的流程处理各级精矿，最后得自然金类矿物。为使金矿物在机械和化学处理时尽量减少损失，应注意以下几点：

① −200 目以上各粒级，机械处理时不能抛弃尾矿，因为粗粒级尾矿中仍有未被解离的细粒金。因此，各粒级尾矿应再碎后筛分，然后分别合併到以下各相应粒级中处理，如 0.3～0.2 毫米的尾矿再碎后分 0.2～0.1 毫米、0.1～0.074 毫米、<0.074 毫米，与其对应的粒级处理。

② 处理<0.074 毫米粒级时需脱泥，使细微的金粒不致粘附粉尘而损失。为此，将矿样倒入盛桉树叶水或稀石灰水(弱碱性)的容器中(液固比约 5:1)，搅拌后停留 1～2 分钟，再将上部的浊水倒掉，如此反复几次，直到脱泥为止。剩下的矿样经矿泥摇床后得精矿(也可用水析法获得精矿)，尾矿称重后送试金分析。

③ 各级精矿经化学溶矿法检出金矿物后，合并称重，即为所获得金矿物的总重量。

由于自然金类矿物一般都含银、铜和铂族元素等杂质，因此应将其从金矿物总重中扣除，才是金的纯金属量；它与矿样中金的金属量相比，则为该矿样中独立自然金类矿物相占有金的比率。

用此法和氰化法处理同一个样品，得出 90.27%的金是呈独立的自然金类矿物相存在，所得结果是一致的。其中尚有近 10%的金未被检出，这可能是呈细分散状的金不可避免地随尾矿跑掉的结果。

金的矿物学研究：目前在自然界已发现金的矿物 20 余种(表 4-18)，但最常见的是金

金的独立矿物表　　表 4-18

自然金及金属互化物		碲化物		锑化物	
名称	成分	名称	成分	名称	成分
自然金	常含 Ag、Cu、Fe、Te、Se、Bi 及 Pt 族	碲金矿	$AuTe_2$	方金锑矿(硫金锑矿)	$AuSb_2$
银金矿	(Au,Ag) 杂质同自然金	针碲金矿	$(Au,Ag)Te_2$		
金银矿	(Ag,Au)	针碲金银矿	$(Au,Ag)Te_4$　(单斜)		
金汞合金	(Au_2Hg_3)	碲金银矿	Ag_3AuTe_2		
黑铋金矿	(Au_2Bi)	板碲金银矿	(Ag,Au)Te		
铋金矿	性质与自然金不易区别，含 Bi 可达 4%以上	亮碲金矿	Au_2Te_3 常含 Pb 和 Bi		
		白碲金银矿	$(AuAg)Te_4$ 可含 Cu　(斜方)		
铜金矿	(Au,Cu)	Kostovite	$AuCuTe_4$		
金铜矿	(Au,Cu_3)	叶碲矿	$Au(Pb,Sb,Te)_8(S,Te)_{11}(?)$		
钯金矿	(Au,Pd)	柱状碲金银矿	Au_2AgTe_8		
铑金矿	(Au,Rh)				
铂金矿	(Au,Pt)				
铱金矿	(Au,Ir)				
金铱锇矿	(Ir,Os,Au)				
自然银	含 Au 可达 10%				

银互化物，其次是碲化物。

金的矿物学研究方法与其他矿物研究方法大同小异，但应注意的是：

① 关于自然金-自然银系列矿物命名原则，目前尚无统一意见，根据有关文献及我们实际工作体会，作如下划分较为合适：

		Au，%	Ag，%
自然金类	自然金	≥80	≤20
	银金矿(自然金亚种)	<80，>50	>20，≤50
自然银类	金银矿(自然银亚种)	<50，>10	>50，<10
	自然银	≤10	≥90

② 自然金类矿物的金、银含量变化较大，往往同一粒级的不同部位，金、银含量就有较大的变化，有时中部含银低，而向边部含量明显增高。在研究自然金类矿物的成分及杂质含量时，仅用电子探针分析，代表性是不够的，一般使用原子吸收光谱和极谱分析才比较可靠。

金的分布规律的研究：除研究金在矿床中的空间及各矿石类型间的变化规律外，还应着重了解金在矿石中的分配、分布特点，它与主元素(包括有关元素)的变化关系及相关关系。

研究矿石中金的分配或分布，可用下述两种方法：

① 直接统计法　直接在光片中统计金矿物的大小及分布特征，然后算出金矿物的面积，各类分布特征的金矿物面积与总面积比，再乘以100%，便得出金的分配率。如某矿区的统计结果见表4-19。

某矿床金分布特征的统计表　　表4-19

矿物	面积 S，毫米^2	百分数，$\%=S/\sum S\times 100\%$
黄铁矿	0.0052135	51.83
黄铜矿	0.0041686	41.36
硫铜铋矿	0.00023072	2.29
方铅矿	0.0001134	1.13
脉石	0.00033292	3.31
总和	0.01005914	99.92

② 重量配分法　此法是以各单矿物中金的含量及该矿物在矿石中的含量为基础进行配分计算的方法，分配率用下列公式计算：

$$K=\frac{c_i\cdot y}{C}100\%$$

式中　K——金在某一矿物中的分配率；

c_i——金在某一矿物中的含量，(克/吨)；

y——某一矿物在矿石中的重量百分比；

C——矿石中金的含量，(克/吨)。

由于金主要呈独立矿物相存在，所以用重量配分法计算各矿物中金的分配率时，如用浮选或其他机械方法分离单矿物，被解离的单体金往往趋向于集中在某一单矿物中，例如优先浮选黄铜矿时，单体金多进入该矿物中。这些单体金不一定是黄铜矿中的金，其原来的

分布状况可能是多种多样的。很显然，这样就会人为地造成某些单矿物含金增高，另一些则降低，所以分离单矿物时要尽量避免单体金的解离；单矿物中已解离的单体金应设法除去。

用直接统计法则可克服上述不足，反映出原矿中金分布的真实情况，但需要统计上百个光片，工作量大而繁杂，故其应用受到限制。

2．金的工艺特性研究

金的粒度大小、形态、有否表膜存在以及在矿石中的嵌布特征等工艺性质，是合理确定矿石加工工艺的重要依据。现分述如下：

（1）形态与表膜的研究

此项工作应在光片中或人工重砂通过机械方法富集的自然金类矿物中进行。光片中所见到的金，均为金的原来状态（如片状、树枝状、不规则状、圆粒状、细脉状等），这对探讨矿床成因有一定意义。对矿石加工工艺来说，碎矿后的形态以及有否表膜存在尤为重要，因为它们直接影响着金的浮选性能。碎矿后金的形态常依碎矿方式而异，如用对辊碎矿，多出现棒状与片状金；用磨盘碎矿则出现粒状金。有表膜的金，分原生和次生两种。原生表膜一般光滑，有光泽。次生表膜是在碎矿过程中造成的，表膜一般粗糙、暗淡。高成色的金一般没有表膜，而低成色的金多具表膜。有表膜的金一般呈黑色或程度不等的黑褐色，在鉴定金矿物时应加以注意。

（2）粒度分析

一般将金的粒度分为三级：粗粒 >0.074 毫米；细粒 0.074～0.001 毫米；细分散状 <0.001 毫米。粒度分析可采用下列四种方法：

筛析法　将原矿碎至 0.3 或 0.25 毫米后，筛析分级（分级数目可根据需要来定，如可分 0.25～0.02 毫米，0.2～0.15 毫米，0.15～0.1 毫米，0.1～0.074 毫米，0.074～0.055 毫米，0.055～0.45 毫米，<0.045 毫米）。各级称重后，送试金分析，然后按下列公式计算金在各粒级中的分配率。这种分配率不反应真实粒度情况，只有结合各级样品单体解离分析资料才有参考价值。同时，自然金粒度细小，单体解离往往决定于主金属，各粒级的单体金也不代表其粒级中金的分配率。但筛析法所得资料，是选矿后的直观数据，对指导碎矿、磨矿是有实际意义的。

$$K=\frac{c_x \cdot r}{C}\times 100\%$$

式中　K——金在某粒级的分配率；

c_x——某粒级金的含量，克/吨；

r——某粒级的产率；

C——原矿金的含量，克/吨。

重砂定量称重法：此法是将机械和化学处理后的各粒级金直接用十万分之一天平称重，然后计算金在各粒级中所占的百分比。

砂光片直接测定法：此法是将摇床和淘洗多次处理后的各级精矿，磨制成砂光片，在反光镜下进行统计。在磨制砂光片时，要尽量避免金粒互相迭压和下沉，最好能使其均匀分布于光片的表面，以便使富集到的金粒尽量能被统计到。

在光片中直接统计法：用矿石光片直接在显微镜下统计。

上述四种粒度分析，前三种均为破碎后的粒度，后一种为原矿的粒度。由于自然金类

矿物具有很高的延展性，因而碎矿后的粒度往往比原矿粒度要大（其破碎后的粒度对于金的回收更有意义），如某矿区金的粒度分析结果是：在－200 目粒级中，碎矿后占 10% 左右，而原矿中却占 23%。

不同矿床中金的粒度差别较大，金的嵌布特点也有差异，具体到一个矿床使用哪种方法较好，要根据具体情况而定，一般要用两种以上方法进行比较，才能获得较正确的结论。如某矿区金的粒度大部在 0.04 毫米以下，用筛析法进行粒度分析时，金在各粒级中均匀分布，这就要求采用光片统计法验证，才能得出较正确的结论。

上述各种方法所获得的数据均应以图表表示，如表 4-20、图 4-22。

某矿床金的粒度统计表（光片统计数据）　　表 4-20

粒级，毫米	颗粒数，粒	面积(S)，毫米²	百分数 $=S/\sum S\times 100\%$	累积百分数，%
0.3～0.2	2	0.1023	28.47	28.47
0.2～0.1	7	0.1078	29.97	58.44
0.1～0.074	9	0.0685	19.05	77.49
0.074～0.055	8	0.0380	10.57	88.06
0.055～0.045	2	0.0055	1.53	89.59
0.045～0.035	9	0.0148	4.10	93.69
0.035～0.025	14	0.0132	3.67	97.36
0.025～0.015	15	0.0050	1.39	98.75
0.015～0.005	54	0.0043	1.18	99.93
0.005～0.001	38	0.00002	0.11	100.04
合　计	158	$\sum S=0.3598$	100.04	

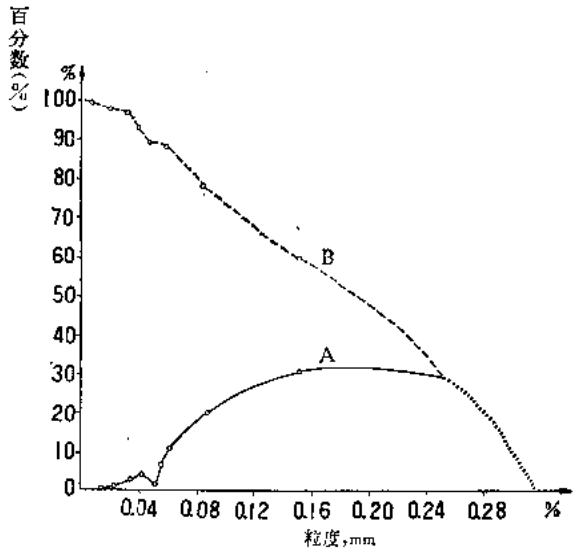


图 4-22　某矿床金的粒度浸染曲线

A—粒度频率曲线；B—粒度累积曲线

在砂光片中用以直线法统计金的粒度时，为便于操作，可直接在带微尺的目镜上数金粒所占的格数，作图时为使横坐标成等距离，可用对数表示，如表 4-21、图 4-23。

某矿区金的粒度统计（砂光片统计数据）　　表 4-21

粒　级，格*	颗粒数，n	系　数，Ki	$p=n\times Ki$	百分数 $G=P/\Sigma P$，%	累积百分数，%
32	3	32	96	8	8
32～16	13	16	208	17.33	25.33
16～8	54	8	432	36.00	61.33
8～4	72	4	296	24.67	86.00
4～2	66	2	132	11.00	97.00
2～1	29	1	29	2.41	99.41
＜1	13	0.5	6.5	0.54	99.95
Σ	251		1199.5	99.95	

* 粒级中"格"数为显微镜骨微尺的目镜的刻度，镜头为 6.3×16.5 时，各格为 0.0106 毫米。

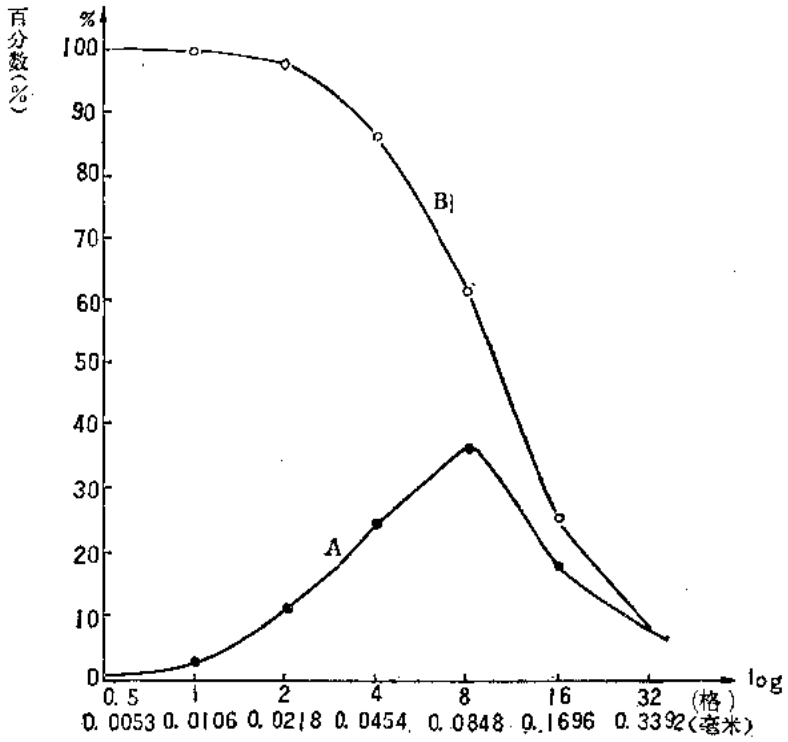


图 4-23　某矿区金的粒度浸染曲线
A—粒度频率曲线；B—粒度累积曲线

第五节　稀有元素矿石物质成分研究方法

1．矿床地质研究

(1) 矿床成因类型及工业类型

据目前资料，稀有元素矿床最主要的成因类型有以下几大类：

① 与酸性系列侵入岩浆活动有关的稀有元素矿床　含稀有元素矿物的花岗岩型矿床及其派生的砂矿床；含稀有元素矿物的花岗伟晶岩型矿床及其派生的砂矿床；气成热液交代作用型的稀有元素矿床；火山岩型稀有元素矿床。

② 与碱性系列侵入岩浆活动有关的稀有元素矿床　碱性伟晶岩型稀有元素矿床及其

派生的砂矿床；气成热液交代作用型稀有元素矿床；碳酸盐岩型稀有元素矿床及其派生的砂矿床；热液型稀有元素矿床。

③ 沉积型稀有元素矿床。

④ 其它各种伴生综合型稀有元素矿床。

矿床工业类型大致可分为：含钽铌等多种稀有元素的花岗岩；含钽铌等多种稀有元素的花岗伟晶岩；含钽-重稀土的花岗岩；含重稀土花岗岩风化壳；含重稀土花岗岩；含钽铌冲积砂矿；含钽铌花岗岩风化壳；含钽铌细晶岩；含铌-稀土碳酸盐岩；含铍大理岩化条纹岩；含稀土混合岩；含稀土磷块岩；含稀土铝土矿。

(2) 矿床地质研究的内容

除与一般的矿床地质工作方法相似外，还应侧重研究下述内容。

① 元素富集变化的规律　如在岩相方面，褐钇铌矿与中粗粒黑云母花岗岩相的关系较为密切；而铌钽铁矿则与细粒白云母花岗岩较为密切。在重稀土花岗岩型矿床中，稀土元素一般富集在中-细粒花岗岩相中，而斑状中-粗粒花岗岩相含量较低。各稀有元素与一定的蚀变带有关，如钠长石化和锂云母化与钽较为密切，钾长石化则与稀土特别是重稀土有关。在同一矿床中，不同稀土矿物的富集也有一定规律，如独居石一般在矿床上部，与钠长石化关系明显，而氟碳钙钇矿则在矿床下部与钾长石化有关。

② 稀有元素及其矿物的共生关系　如钽、铌经常共生，钽、铌与锂关系很密切，铌钽铁矿与锡石，富锰铌钽铁矿与细晶石，褐钇铌矿与钛铁矿、锆石等经常共生。在研究中既要注意一般的规律，也要注意在某些特定的地质条件下的特殊性，如过去曾认为钽和重稀土元素没有亲缘关系，但 1969 年在南岭燕山期花岗岩中发现了钽-重稀土矿床。

2. 样品的采取及重砂加工分离流程

样品的种类、研究目的及采样方法见表 4-22。

样品种类和采集方法表　　表 4-22

种　类	研　究　目　的	采样方法	备　注
一般地质查定样品	查定矿床中稀有元素品位及其分布范围、工业矿物的组成、矿物共生组合特点、矿石结构构造等	爆破法、方格法、刻槽法、全巷剥落法、拣块法等	样品最好沿勘探工程控制的地段或露头好的地方，按矿石类型、不同岩相和蚀变带分别采集。样品数量视矿床规模、品位均匀程度而定
物质成分大样（人工重砂大样）	确定矿石化学成分、查明元素赋存状态及其配分比例、工业矿物种类及其含量，各工业矿物化学全分析，研究矿石的工艺性质，各种稀有元素之间及其与有关元素的相互关系	同上	样品采取是在地质查定样品的基础上进行。一般要按矿石类型分别采集样重 100～300 公斤

由于稀有元素矿床一般有用矿物含量低（每吨几十到几百克），粒度细，比重较大（除锂、铍、铷、铯矿物比重较小外），因此必须选择合理的分离流程，经过分离，富集有用矿物，才能进行矿物的定性和定量。加工分离流程的选择要根据矿石的结构构造、矿物的粒度大小及其各种物理特性而定。现介绍几个矿床的重砂加工分离流程，以供参考（图 4-24、4-25、4-26）。

上述几个分离流程，重砂样经分级后，都用流槽获取重矿物，从而克服了过去用重液分离的一系列缺点，如重液来源困难，价格贵，处理样品少，粒度太细（<180 目）时容

易粘结成团而达不到分离目的等。流槽分离效果一般较好，目前正被广泛采用。流槽分选后所得的重矿物通常称为“灰砂”，其中还有相当部分比重小于 3.2 的矿物，这些轻矿物用淘洗便能分离。

在灰砂中，除长石、石英、云母类、电气石等比重小于 3.2 的矿物外，重矿物一般有

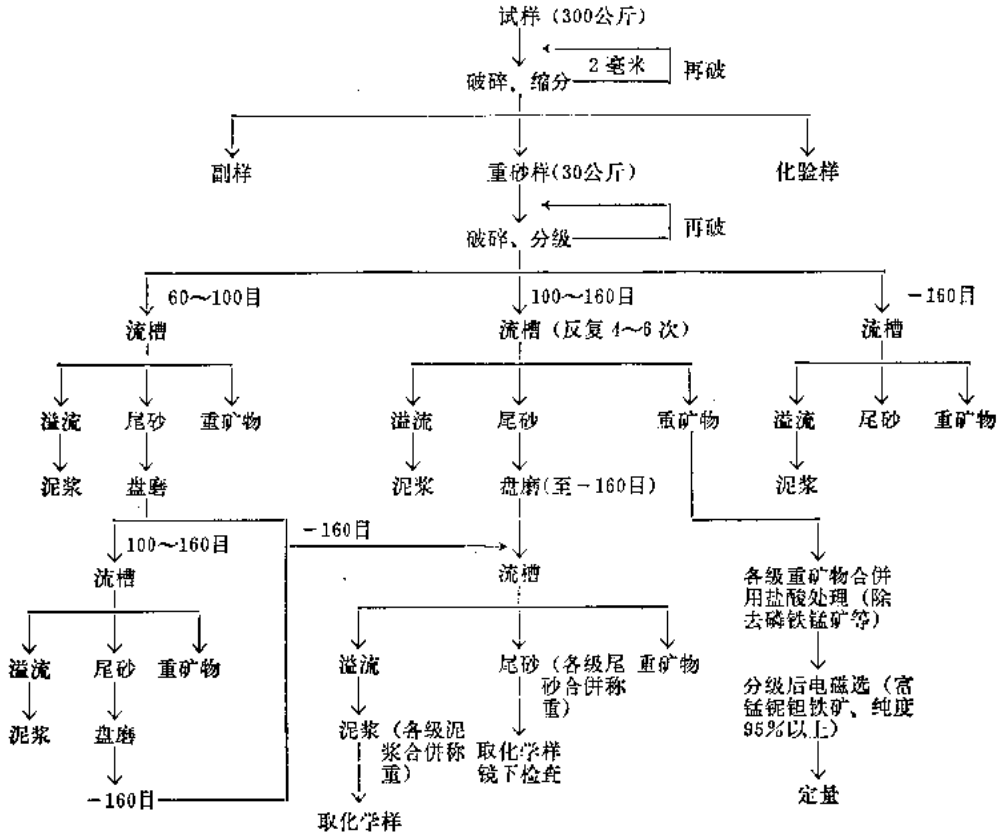


图 4-24　含富锰铌钽铁矿、细晶石花岗岩型矿床重砂加工分离流程

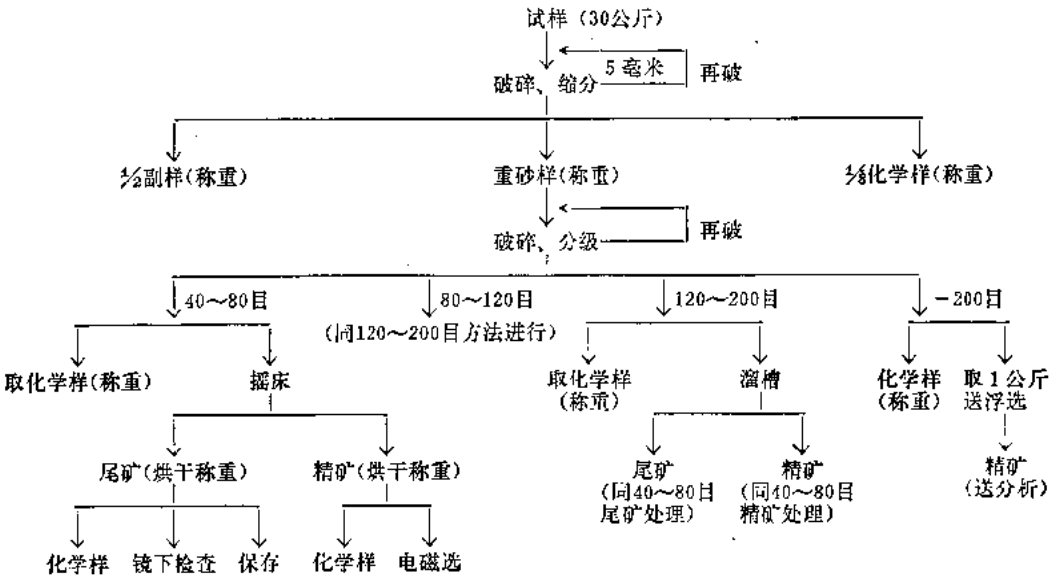


图 4-25　含硅铍钇矿、钇氟碳铈钙矿、磷钇矿花岗岩型矿床重砂加工分离流程

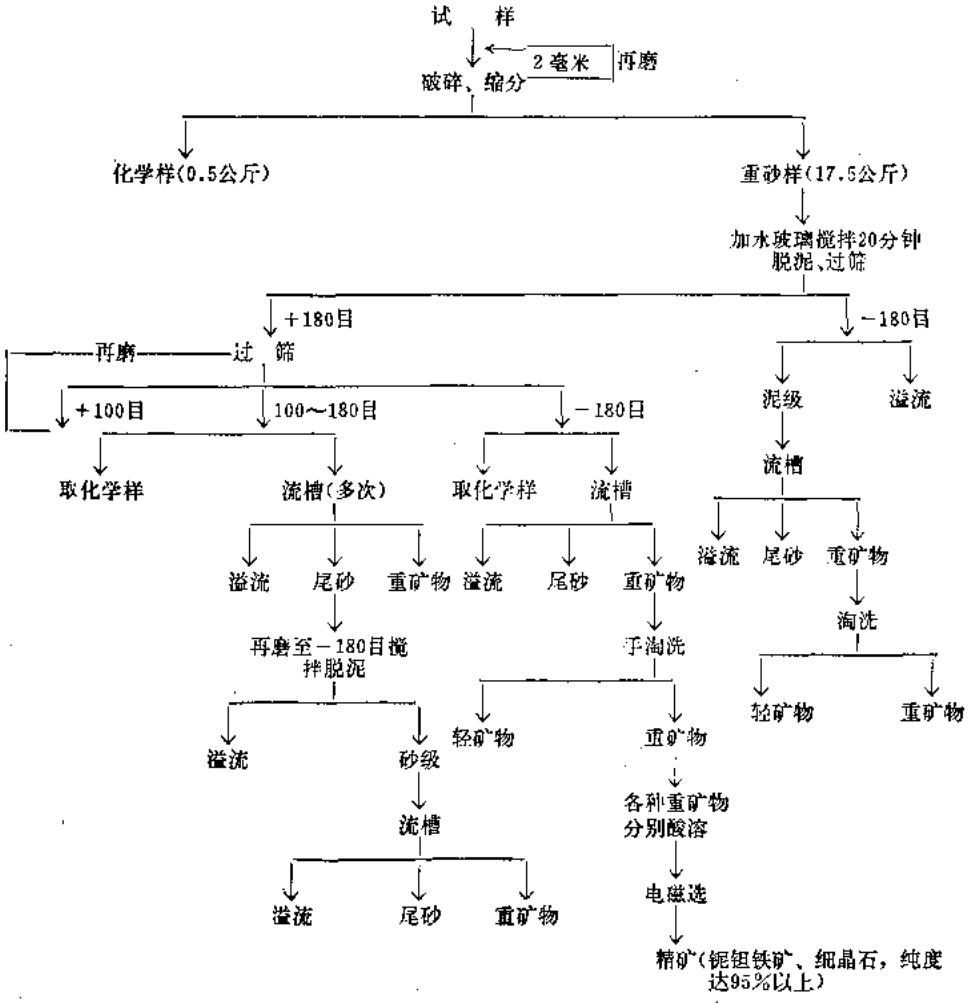


图 4-26　含细晶石铌钽铁矿花岗伟晶岩重砂加工分离流程

10～20 种，同时不同矿床类型其矿物种类也不一样。现举几个稀有矿床重矿物分离方法实例如下：

例如某含富锰铌钽铁矿、细晶石、锂云母的花岗岩矿床，工业矿物有富锰铌钽铁矿、细晶石、含钽锡石、锂云母。灰砂中有长石、石英、锂云母、黄玉、磷铁锰矿、钛铁矿、磷锰铁矿、磁铁矿、赤铁-褐铁矿、黄铁矿、闪锌矿、黑钨矿、含锡钛钽铌矿。采用图 4-27 的分离流程。

又如某含细晶石、锰铌钽铁矿花岗伟晶岩矿床，工业矿物为细晶石、锰铌钽铁矿、含铀细晶石、锰铌铁矿、锡石。灰砂中有钛铁金红石、石榴石、赤铁矿、褐铁矿、磁铁矿、绿帘石、独居石、磷钇矿、锆石、钽铌易解石、铀烧绿石、长石、石英、云母。采用图 4-28 分离流程。

再如某含铌铁矿大型河成冲积砂矿床，工业矿物为铌铁矿，伴生有用组分有钛铁矿、锡石、锆石、褐钇铌矿、独居石。灰砂中矿物有石英、长石、云母、石榴石、绿帘石、黄玉、磁铁矿、含钛磁铁矿、赤铁矿、褐铁矿、金红石、铁钛石、磷钇矿、黑钨矿、黄铁矿、白钛石、硬锰矿、软锰矿、尖晶石。采用图 4-29 分离流程。

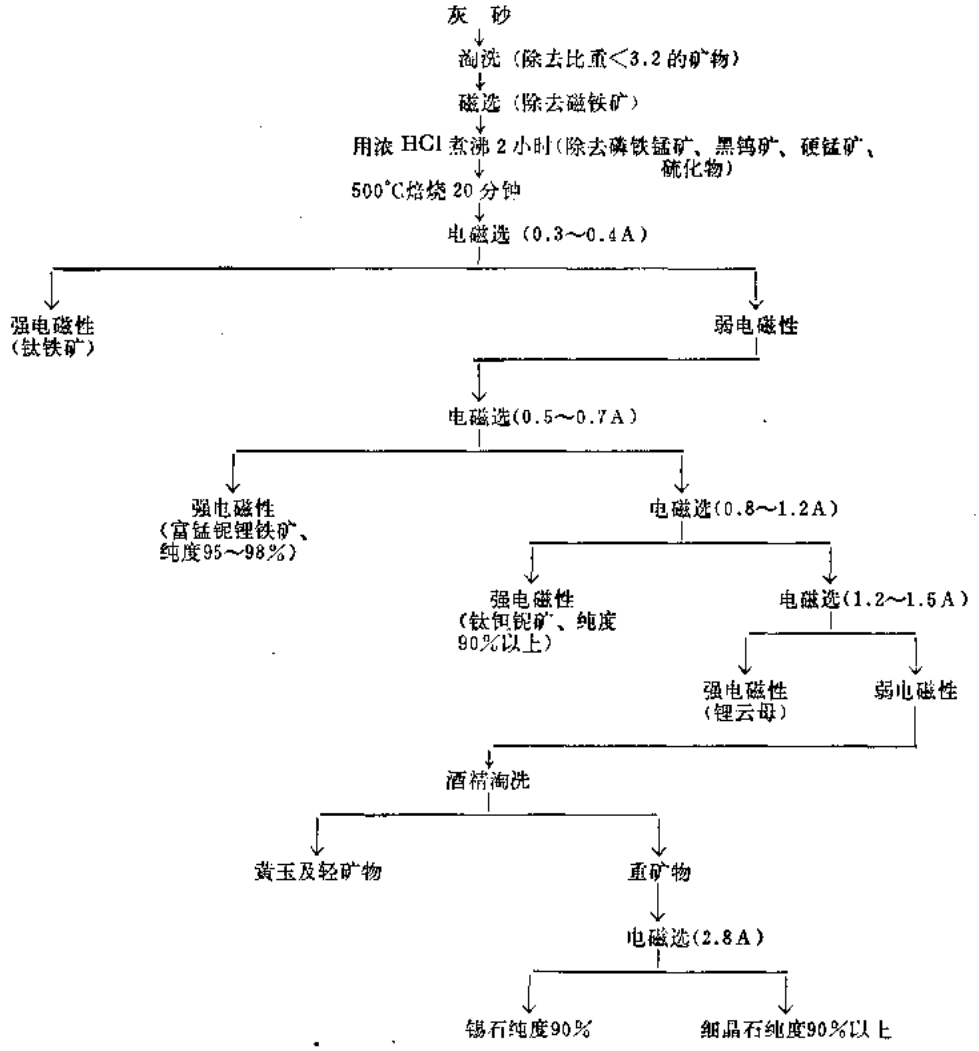


图 4-27 某含富锰铌钽铁矿、细晶石、锂云母花岗岩的灰砂分离流程

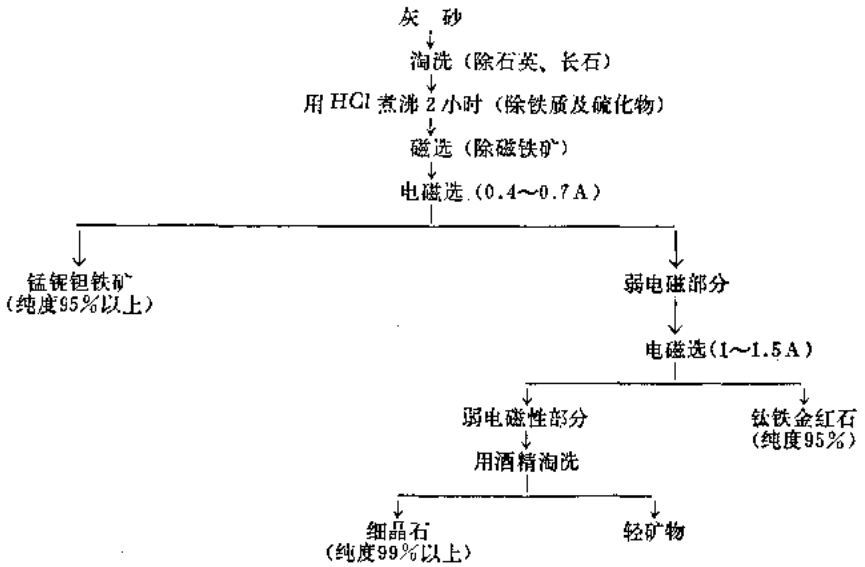


图 4-28 某含细晶石、锰铌钽铁矿花岗伟晶岩的灰砂分离流程

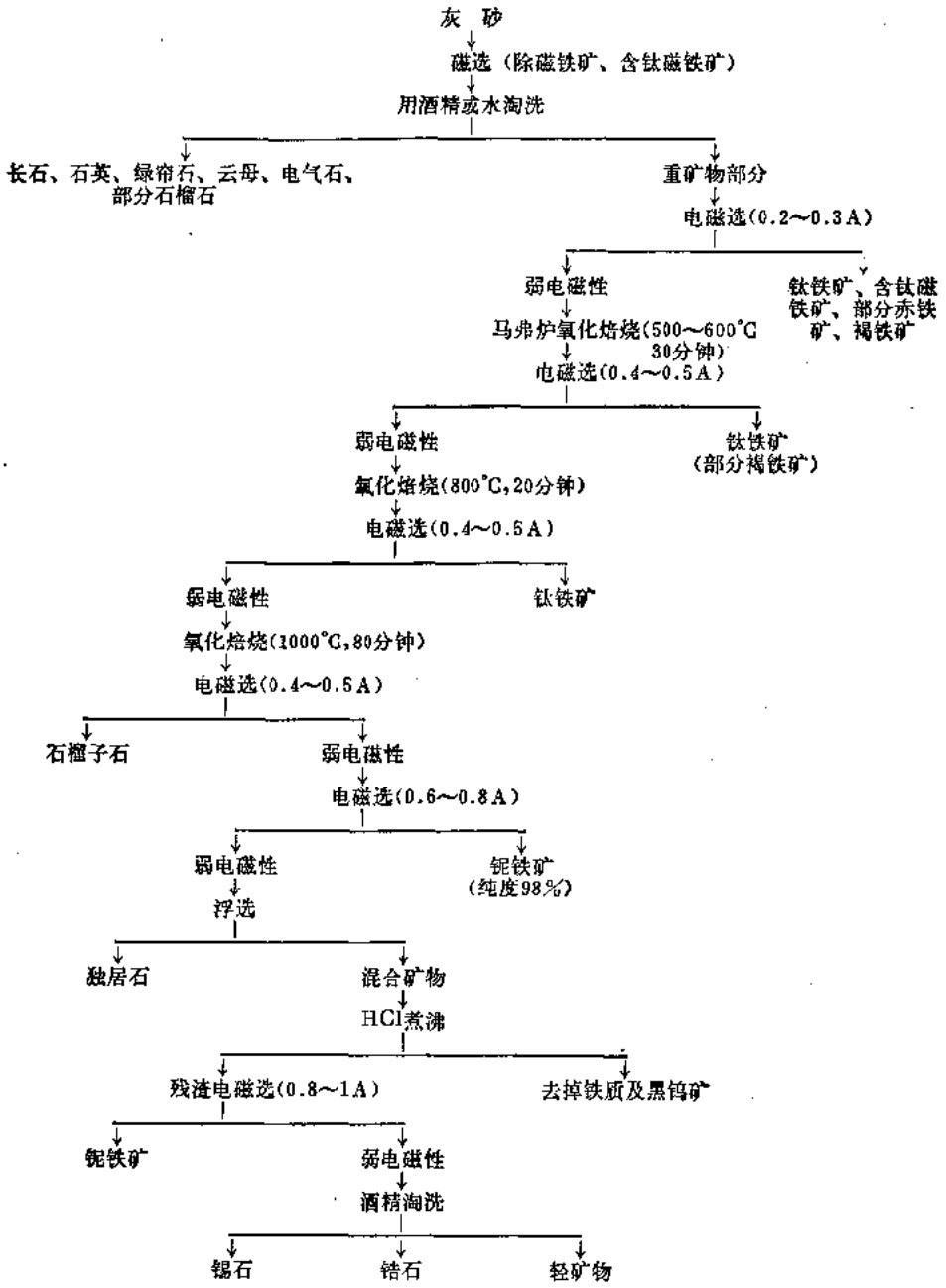


图 4-29 某含铌铁矿大型河成冲积砂矿的灰砂分离流程

从上述几个分离流程可以看出，同一种矿物在不同矿床中其磁性、电磁性等物理、化学性质均有变化，所以不能生搬硬套某一个流程，而要根据矿床物质成分的具体情况来制定分离流程。

在实际工作中经常遇到一些比重、电磁性等都很相近的矿物，如锆石与金红石、铌钽铁矿与钛铁矿、石榴石等。对这些物理性质相近的矿物，一般要通过氧化焙烧或还原焙烧及其它手段才能分离，如金红石与锆石的分离步骤是：1）用普通木炭作还原剂(炭粒比矿样粒度大 5～7 倍，炭粉与矿样重量比为 2:1)，搅拌均匀放入瓷坩埚中（加盖）；2）待马弗炉升温到 1000°C 时，将矿样放入炉内，恒温 8～12 分钟后取出；3）冷却后洗去炭粒，用

电磁仪分选出金红石，将金红石氧化焙烧退磁，恢复其特征。应用此法必须注意掌握时间，时间过长，还原剂燃烧完毕，就会发生氧化作用，达不到还原目的；时间过短，效果不好。

有相当一部分稀有元素矿物是通过其电磁性的差异来进行分离的。现将常见的稀有元素矿物及造岩矿物的电磁性大致范围列表 4-23。

常见的稀有矿物和造岩矿物电磁变化范围　　表 4-23

电磁级 / 电流强度(A) / 矿物名称	强		中　强		中			弱					无
	0.2	0.5	0.8	1	1.2	1.5	1.8	2	2.2	2.5	2.8	3	
钛铁矿	·····	·····	·····										
铌铁矿		·····	·····										
钽铁矿		·····	·····										
褐钇铌矿		·····	·····	·····									
钛钽铌矿		·····	·····	·····									
黑稀金矿			·····	·····									
复稀金矿			·····	·····									
铌钛铀矿			·····	·····									
黄钇钽矿			···	·····	·····								
钛铁金红石			···	·····	·····	·····							
重钽铁矿			·····	·····									
铌钇矿			····	·····									
褐帘石			·····	·····									
易解石			·····	·····	·····	·····							
烧绿石													·····
细晶石								·····					·····
金红石													·····
独居石			·····	·····	·····								
磷钇矿		·····	·····	···									
硅铍钇矿		·····	·····										
铁钍石					·····	·····	·····	·····					
锡石												·····	·····
磷铁锰矿		·····	·····	·····									
黑钨矿		·····	·····	·····									
石榴石		·····	·····	···									
白钨矿													·····
黄玉													·····
电气石			····· ···	·····									
赤-褐铁矿	···	·····	·····										

3．矿石化学成分研究

首先要做光谱分析，了解矿石中有益、有害组分的大致含量，以及在矿床中应注意的元素。例如我国南岭某地花岗岩，光谱分析发现钽和稀土含量都很高，于是注意了寻找含钽和重稀土的矿物。工作结果证实是一个含钽-重稀土的花岗岩矿床，主要工业矿物是黄钇钽矿和氟碳钙钇矿。黄钇钽矿是我国首次发现的新矿物，在国外也是罕见的。

根据光谱半定量分析资料确定分析项目。一般的分析项目应包括：

稀有元素：Ta_2O_5、Nb_2O_5、BeO、Li_2O、Rb_2O、Cs_2O、$[Zr,Hf]O_2$、U_3O_8、WO_3、SnO_2。

稀土元素：一般只分析总量（TR_2O_3），但含量较高时，可用光谱进行分量测量，共包括16个元素，其中重稀土为 Y_2O_3、Gd_2O_3、Tb_4O_7、Dy_2O_3、Ho_2O_3、Er_2O_3、Tm_2O_3、Yb_2O_3、Lu_2O_3、轻稀土为：La_2O_3、CeO_2、Pr_6O_{11}、Nd_2O_3、Sm_2O_3、Eu_2O_3，此外还经常分析 ThO_2。

岩石化学全分析：SiO_2、TiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3、FeO、MnO、MgO、CaO、Na_2O、K_2O、F、P_2O_5、H_2O、S、烧失量。

4．矿物鉴定

稀有元素矿物的鉴定方法和一般矿物大致类似，但由于矿物颗粒一般较细，故常用双目镜观察矿物。双目镜下观察矿物时，主要研究矿物的外部特征——晶形、颜色、条痕、光泽、晶纹、解理、断口、裂纹、透明度和表面薄膜等。借助这些性质有时就可对矿物进行定名。如铌钽铁矿与钛铁矿一般难以区别，但只要仔细研究其晶形，就会发现铌钽铁矿为斜方双锥板柱状，其板面较发育，而钛铁矿则呈六角形厚板状。

目前，一般都把稀有矿物分成五大类，即铌钽矿物类，稀土矿物类，锂铷铯矿物类，铍矿物类，锆铪矿物类。现将前两类矿物特征简介如下：

铌钽矿物：据不完全统计，目前已知的铌钽矿物约有150种，但作为工业矿物开采的主要有铌铁矿-钽铁矿、细晶石、褐钇铌矿等少数几种。铌钽矿物中呈变生状态的约占该类矿物的一半，变生状态的特点反映在光性上是均质的、大都无解理、贝壳状断口、表面覆盖一层黄色或白色薄膜、折光率和比重一般都降低。对该类矿物要采用综合鉴定的方法，才能正确定名。如果作X射线粉晶分析时，须加热到900°C，使其由非晶质变成晶质状态才能进行。

该类矿物总的特点是：颜色一般为黑色-棕红色，油脂光泽，比重大于5，折光率高（>2），偏光镜下是透明的。

稀土矿物：已知稀土矿物约有150种，但工业上较为重要的有独居石、氟碳铈矿、氟碳钙钇矿、氟菱钙铈矿、磷钇矿、易解石、硅铍钇矿、褐钇铌矿等。大部分稀土矿物的特点是：黑色-黄色-红褐色，比重大（4～6），硬度约为5，折光率1.65～1.75，电磁性较弱。

5．重砂定量

定量方法一般采用重量法和数颗粒法两种。具体方法前面已有介绍。应注意的是：

（1）采用重量法时要防止挑选有用矿物太多而增大工作量，太少则影响准确性。经验证明，在不同级别中矿物数量大致是：－180目为5～10毫克；180～100目为10～15毫克；100～40目为20～30毫克；>40目为0.2～0.5克。

（2）采用数颗粒法时矿样经过筛分，粒度必须均匀；有用矿物含量达1%以上时，一般要数2000个颗粒；各种矿物的颗粒数必须换算成重量比。

6．元素赋存状态的研究

从目前看来，稀有元素在矿石中的状态主要有三种，即独立矿物、类质同象和吸附状态。呈独立矿物存在的，其粒度大于0.02毫米，基本上都适用于机械回收，这是具有工业价值的矿物。另外一些则呈分散状态分布在其它矿物中。分散状态的含义是指该元素

呈类质同象或吸附状态赋存于其它矿物中，但由于鉴定技术所限，有的细小矿物在镜下还无法发现，所以也包括在分散状态中。计算元素在各矿物中所占的比例叫元素配分，而其比值（%）则称为配分率（%）或分散率（%）。

配分率或分散率总和（平衡系数）一般应小于 10%，超过此数甚至超过 20%，则对选冶部门没有参考价值，要重新检查矿物定量和分析结果的准确性。有时虽分析结果在允许误差范围之内，但配分计算的结果仍然出现"不平衡"，这时应作具体分析，要以科学的态度进行处理。某矿床钽铌状态平衡计算见表 4-24。

某矿床物一号样品钽铌状态平衡计算表　　表 4-24

矿物名称	重量，%	Ta_2O_5			Nb_2O_5		
	B	分析值，% C	配分量，% D=B×C	配分率，% E=D/A	分析值，% C	配分量，% D=B×C	配分率，% E=D/A
富锰铌钽铁矿	0.0150	42.85	0.00642	31.3	39	0.00584	54
细晶石	0.0097	76.37	0.00739	36	2.1	0.000195	1.8
含钽锡石	0.0049	4.7	0.00023	1.12	1.05	0.000051	0.47
锂云母	24.47	0.012	0.00294	14.3	0.0144	0.000352	32.6
长石类	52.44	0.0053	0.00278	13.56	0.0016	0.00084	7.77
石英	21.1	0.0026	0.000548	2.67	0.0033	0.00069	6.38
黄玉	1.9	0.009	0.00017	0.80	0.0136	0.00027	2.5
原矿样品 A		0.0205			0.0108		
合计	99.9396		0.020478	99.75		0.011406	105.52

Ta_2O_5、Nb_2O_5 配分平衡系数均<5%，说明此配分是正确的。

第五章　某些金属矿的地质与找矿

第一节　　铁

1．铁的性质和用途

(1) 铁的性质

纯铁为质软、有光泽、有韧性的银白色金属，其纯度最高为99.99%。这种高纯度的铁只供科学研究和特殊场合下应用。一般所说的工业纯铁，其纯度约为99.9%。

铁是地壳中仅次于氧、硅和铝而分布最广的化学元素。这四个元素含量的总和约占地壳质量的86.8%。铁在化学元素周期表中是第Ⅷ族的元素，原子序数26，原子量55.85，克拉克值(据A.П. 维诺格拉多夫，1962年)5.10%，有Fe^{54}(占5.8%)、Fe^{56}(占91.7%)、Fe^{57}(占2.2%)、Fe^{58}(占0.3%)四个天然同位素，原子半径1.27Å，离子半径Fe^{3+}0.83Å、

主　要　铁　矿

矿物名称	化　学　组　成	含铁量%	晶　系	晶　形	集　合　体
磁铁矿	化学分子式：Fe_3O_4 含 FeO 31%，Fe_2O_3 69%， 常含元素 Ti、V、Cr、Ni 等	72.4	等轴	多为八面体 少数为菱形十二面体	呈致密粒状块体，也有呈自形、半自形浸染状
赤铁矿	化学分子式：Fe_2O_3 有时含Ti、Mg等类质同象混入物； 隐晶致密块体内，常含 Al_2O_3、SiO_2 等机械混入物	70.0	六方	片状、板状、菱面体状	块状、片状、鳞片状、鲕状、肾状、豆状
镜铁矿	化学分子式：Fe_2O_3	70.0	六方	片状	块状、片状
菱铁矿	化学分子式：$FeCO_3$ 含 FeO 62.1%，CO_2 37.9%， 常含 Mg、Mn 等类质同象混入物	48.2	三方 (菱面体)	菱面体	呈粒状、块状、结核状、土状、鲕状
褐铁矿	化学分子式：$mFe_2O_3 \cdot nH_2O$ 有时含 Cu、Pb、Co、Ni 等混入物	48～63	斜方		粉末状、肾状、葡萄状、矿渣状、多孔状等
针铁矿	化学分子式：$Fe_2O_3 \cdot H_2O$	62.9	斜方	柱状、针状	页状、鳞状、针状、纤维状、肾状、鲕状、豆状
钛铁矿	化学分子式：$FeTiO_3$ 常含 Mg、Mn 等	36.8 含 Ti 31.6	六方	板状	粒状、致密块状
鲕绿泥石	化学分子式： $Fe_4^{\cdot\cdot}Al[Si_3O_{10}][OH]_6 \cdot nH_2O$	27～38	单斜		鲕状、块状、土状

Fe^{2+}0.67 Å，熔点 1535°C，沸点 2880°C，比重 7.85，摩氏硬度 4 级，线膨胀系数(0～100°)$\alpha\times10^{-6}$(1/°C)为 11.76，固态下热容 0.032～0.209 (1000°C 时降至 0.162～0.176 卡/克·度)，导热率 0°C时为 0.177 卡/厘米·秒·度、800°C时为 0.071 卡/厘米·秒·度。

在冷热状态下铁易受到塑性应变；铁能与氢、氧、硫、碳、磷、氮发生作用。在常温下可含氢 0.005%，熔融状态下 1 克铁含氢可达 0.31 厘米^3；吸收氢使铁的硬度、弹性和稳定范围增大。铁合金中含氧时，使其冲击脆性、硬度增高，但强度几乎不变。含硫时使铁变脆，为有害杂质。铁与氮结合可增强表面防腐性、硬度、耐磨性及抗疲劳性。铁可与磷生成化合物 (Fe_3P、Fe_2P、FeP 和 Fe_2P_3 等)，加入不足 1% 的磷可增高铁的硬度，并可保持足够的韧性；但含磷大于 1% 时，脆性剧增。

铁与碳化合生成生铁和钢。碳可增大铁的硬度、强度和电阻，减少塑性和韧性。随含碳量的不同铁的上述技术性质也有所改变。含碳量在 0.04～0.2% 者称为熟铁，富有延展性；含碳量在 0.2～1.7% 者称为钢，具有很大的韧性和坚固性；含碳量在 1.7～4.5% 者称为生铁，性脆。生铁中的碳若全部与铁呈化合状态 (Fe_3C) 则为炼钢生铁；若部分与铁化合、另部分呈石墨游离状态则为铸造生铁。钢分为普通钢与特种钢。特种钢是普通

物　特　征　表　　表 5-1

物理性质						磁性及导电性	产状	备注
颜色	光泽	条痕	断口	比重	硬度			
铁黑色，有时晶体带浅蓝色	半金属光泽或无光泽	黑色	贝壳状	4.9～5.2	5.5～6.0	具强磁性，是良好的导电体	主要见于内生及变质铁矿床中，同时常为火成岩的副矿物	含 TiO_2 达 25% 时，称为钛磁铁矿；含 V、Ti 较多时称钒钛磁铁矿
铁黑色、钢灰色、深红色	半金属光泽	砖红色	参差状	5.0～5.3	5～6	不具磁性，性脆，无解理	见于内生及沉积铁矿床中	细小鳞片状者称云母赤铁矿，红色粉末状者称铁赭石
钢灰色、铁黑色	具灿烂之光泽	砖红色	参差状	5.0～5.3	5～6	不具磁性	见于内生及沉积铁矿床	
新鲜时肉黄色至浅灰色，氧化后棕褐色	玻璃光泽	白色、浅黄色	参差状	3.9	3.5～4.5	无磁性，性脆，具菱面解理	见于内生热液充填交代矿床，外生浅海、湖相沉积铁矿床	
暗黄褐色至黑色，多数为浅黄褐色	土状至半金属光泽	黄褐色	贝壳状至土状	3.3～4	4.0～1	无磁性，为不良的导电体	见于外生淋滤矿床及铁帽矿床	针铁矿、水针铁矿、水赤铁矿、富水的氢氧化铁凝胶体等统称为“褐铁矿”
淡红、淡黄、淡褐色	半金属至半全刚光泽	褐黄色	参差状	4～4.5	5～5.5	性脆	大部系由含铁之硫化物、碳酸盐、硅酸盐等经分化分解而成。在铁矿床内，常与赤铁矿、褐铁矿相伴产出	
铁黑色至钢灰色	金属光泽	黑色	贝壳状	4.72	5～6	微弱磁性，导电性弱	见于内生后期岩浆矿床	
绿色至黑绿色	有时略具玻璃光泽	绿色至黑绿色		3～3.4	3	—	见于外生浅海沉积铁矿床	

钢中加入了锰(Mn)、铬(Cr)、镍(Ni)、钴(Co)、钒(V)、钨(W)和钼(Mo)等元素熔炼而成的。

铁在自然界中均以各种化合物形式存在。游离状态的铁仅发现于陨石中。铁是过渡性元素，既有亲氧性又有亲硫性，富氧或氧化条件下与氧结合，富硫或还原条件下与硫结合。铁在内生、外生作用的各阶段中都可大量积聚，形成分布广泛而又有工业价值的赤铁矿、磁铁矿、褐铁矿等铁矿产，是发展钢铁工业的主要矿物原料。

(2) 铁的用途

现代生产中用的铁主要是钢与铁合金。钢铁已构成社会主义建设不可缺少的物质基础。无论是机械制造、交通运输、水利电力、轻工化工，还是国防工业、农业，乃至日常生活都离不开钢铁。

以重量计，目前在所有被利用的金属中，铁几乎占90%以上，所以，人们常以钢产量的多寡作为衡量一个国家工业化程度的标志。

2. 铁矿物种类及其主要矿物特征

自然界已知的含铁矿物约有300余种，其中除少数呈自然元素（如自然铁）外，多数为铁的氧化物、硫化物和一些酸盐的化合物。但目前可作为铁矿石开采者，主要是磁铁矿、赤铁矿、镜铁矿、菱铁矿、褐铁矿和针铁矿等数种。个别情况下，也从钛铁矿、含铁的鲕绿泥石等矿物中附带取铁。

现将主要铁矿物及其特征列如表5-1。

其它的含铁矿物，如黄铁矿、白铁矿、磁黄铁矿等，尽管都含有较高的铁，但一般不作铁矿开采，只是在提炼硫之后，把剩下来的铁再设法利用。

3. 工业要求及矿石类型的划分

(1) 工业要求

矿石品位的高低对确定其工业价值固然起着决定性的作用，但有害杂质的多少对其工业利用同样有着重要的影响。所以，矿石的一般工业要求，是评价矿床工业价值、圈定矿体和计算储量的重要依据之一。应当指出，随着生产力的发展，采矿、选矿、冶炼技术水平的不断提高，这些要求和指标也会随之而改变。现就铁矿石的一般工业指标、开采技术条件和有益、有害组分的影响分述如后。

① 一般工业指标　见表5-2。

② 开采技术条件　见表5-3。

③ 矿石中有益、有害组分的影响及含量要求　有益组分主要有锰、钒、铬、镍、钴和钛等。

锰(Mn)　是良好的脱氧剂和脱硫剂。锰含量超过1%时，作为铸铁的合金元素，冶炼成特种合金，如锰铁、矽镜铁等。在工业用钢中一般都含有一定量的锰，以增强硬度。如含锰超过5%时，则为高锰铁矿原料。

钒(V)　是我国富有的元素之一，也是一种合金元素，在铁矿石中含量无限制。矿石中V_2O_5含量大于0.25%则作为钒铁原料，制造钒铁合金。在钢中钒可提高其强度和韧性，增加钢的回火稳定性等。

铬(Cr)　铬是已知最强烈的碳化物稳定元素之一，加入铸铁中形成复杂的铁-铬-碳化合物，在很高的温度下也很稳定。铬加入钢中能显著改善钢的抗氧化作用，增加钢的抗

不同铁矿类型的一般工业指标　　表 5-2

矿石类型		全铁(TFe)含量≥%		有害杂质平均允许含量≤%								块度
		边界品位	工业品位	硫(S)	磷(P)	铜(Cu)	铅(Pb)	锌(Zn)	锡(Sn)	砷(As)	二氧化硅(SiO_2)	(毫米)
平炉富矿(炼钢用)	磁铁矿矿石、赤铁矿矿石、假象赤铁矿矿石	50	55	0.15	0.15	0.04					12	≥20
	褐铁矿矿石 针铁矿矿石	45	50									
高炉富矿(炼铁用)	磁铁矿矿石	45	50	0.30	0.25	0.20	0.10	0.1～0.2	0.08	0.07	—	—
	赤铁矿矿石 假象赤铁矿矿石	40～45	45～50									
	褐铁矿矿石 针铁矿矿石	35～40	40～45									
	菱铁矿矿石	30～35	35～40	0.20	0.20							
	自熔性矿矿石	28～32	35～38									
贫矿	磁铁矿矿石	15～20	20～25									
	赤铁矿矿石	20～25	30									
	褐铁矿矿石 针铁矿矿石	20	30									
	菱铁矿矿石	18～20	25									

注：高炉富矿含铁量要求，尚待冶金工业部最后审定。

铁矿石的开采技术条件　　表 5-3

项目	露天开采		坑内开采	
	富矿	贫矿	富矿	贫矿
矿石最低可采厚度，米	>1	>1～2	>0.5	>1.0
夹石剔除厚度，米	>1～2	>1～2	>0.5	>0.5
含矿系数	结核状铁矿>0.4，堆积矿、铁砂矿 300 公斤/米³左右			

腐蚀能力。矿石中含铬超过 0.6% 时为铁铬矿石，尤其当铬镍共生（铬与镍之比不大于 1.5:1）的矿石，可以冶炼铬镍生铁。在炼铸造生铁时，矿石中铬的含量不大于 0.03%，含铬过高的矿石很少利用。铬含量超过 1.5～2.0% 时，就变得非常有害，加速炉渣凝固，粘性大，对平炉炼钢不利。

镍(Ni) 是一种有益和贵重的元素。冶炼进入生铁和钢中时，能提高钢的坚固性，或生产铬镍不锈钢。在炼合金生铁时，其含量应大于 0.3～0.4%。当矿石含铁 15%，含镍大于 1.5% 时，可在高炉炼镍铁。当矿石含镍达 0.3% 时，即为硫化物时，可考虑单独回

收镍。

钴(Co) 是稀少的贵重金属，亦是合金元素，能增加钢的合金性能。在铁矿石中，钴以硫化物形态存在，品位达到0.06%时，可考虑综合利用。

钛(Ti) 是化学上极为活泼的金属元素之一。它与氮、氧、碳都有极强的亲和力，和硫的亲和力也强于铁和硫。它是一种良好的脱氧去气剂和固定氮及碳的有效元素。在钢中钛是一种有益元素，在特殊情况下，可用钛代替锰。但在一般的高炉冶炼中，钛是一种有害元素，因钛进入炉渣，可以在高炉下部生成炉瘤。

有害组分主要指硫、磷、砷、铅、锌、锡、铜、二氧化硅和三氧化二铝等。对于直接入炉的富矿，需要限制杂质含量，以免影响生铁、钢的质量和生产效率。

硫(S) 硫在炼钢中很难从生铁中排除掉，硫进入钢中使钢有“热脆性”，不能轧制和锻造。因此，对生铁的含硫量要求很严格。铁矿石中含硫过高则需要除硫，增加燃料和熔剂的消耗。通常平炉富矿含硫量小于0.15%，高炉富矿小于0.3%。硫在铁矿石中存在于黄铁矿、磁黄铁矿、白铁矿、黄铜矿等硫化物和石膏、重晶石等硫酸盐矿物中。

磷(P) 磷在高炉冶炼时几乎全部进入生铁。磷在钢中使钢冷却时变脆。一般冶炼方法不易将其排除。为了保证生铁质量，高炉富矿石一般含磷量不应大于0.25%。但当冶炼时采用不同炼铁炉，对磷的含量要求允许有所不同，贝氏炉0.03%、马丁炉0.18%、托马斯炉0.8～1.2%。当磷含量为0.2～0.8%时，需要除磷。当磷含量大于0.8%时，则可作“富磷矿石”。用富磷矿石炼钢的炉渣是一种宝贵的农业肥料。

砷(As) 是非常有害的杂质，它影响钢的可焊性，使钢在高温下和冷却时变脆。矿石中砷的含量不应大于0.07%。

铅(Pb) 在高炉中易于还原，生成金属铅，且比重较大，通常聚集炉底，沿裂隙渗入炉身，破坏炉衬，缩短高炉寿命。高炉矿石要求含铅不超过0.1%。铅在矿石中往往以方铅矿形式存在。

锌(Zn) 在冶炼过程中不进入生铁，也不影响钢的质量。但它易于升华和沉淀，浸蚀炉砖和形成炉瘤，破坏冶炼的正常进行。矿石中要求含锌量不超过0.1～0.2%。锌在矿石中往往以闪锌矿形式存在。

锡(Sn) 在高炉冶炼时熔解于铁水中，炼钢时进入钢中，使铁、钢增加脆性。同时，在炼铁时容易使炉壁结瘤。高炉矿石要求含锡量不超过0.08%。

铜(Cu) 在冶炼中进入生铁和钢中，含铜过高使钢增加“热脆性”，降低其热加工性能，并使焊接性破坏。高炉富矿要求含铜量不大于0.2%。铁矿石中含铜量大于0.3%时，应考虑回收，综合利用。

二氧化硅(SiO_2) 它可增加炉渣量和粘度，妨碍脱氧、脱硫的进行。为稀释炉渣，需要增加燃料和熔剂的消耗。

三氧化二铝(Al_2O_3) 它会使炉渣流动性降低。铁矿石含三氧化二铝超过8%时，须与含三氧化二铝较低的矿石配合冶炼。

(2) *矿石类型的划分*

矿石类型的划分对铁矿石的工业利用、选矿方法和工艺流程的选择，冶炼技术条件等都有重要意义。铁矿石的工业价值取决于金属矿物和非金属矿物（或称脉石矿物）成分、含铁品位的高低、有用和有害杂质的含量、氧化程度及其他物理状态等。

根据上述因素，铁矿石可划分为以下几种不同的类型。

① 按铁矿物的种类可分为：磁铁矿矿石、赤铁矿矿石及假象赤铁矿矿石、褐铁矿矿石、含钛磁铁矿矿石、菱铁矿矿石等类型或混合类型。

② 按含铁品位可分为：平炉富矿(用以炼钢)、高炉富矿(可直接入炉冶炼的)和贫矿(需经选矿富集后才能入炉冶炼)。

③ 铁矿石中的造渣组分(如 SiO_2、Al_2O_3、TiO_2——酸性物质，CaO、MgO、BaO、Na_2O、K_2O——碱性物质)的含量，对炉料配比有重要意义，造渣物质含量越低，矿石的经济价值越高。可根据 $(CaO+MgO)/(SiO_2+Al_2O_3)$ 的不同比值分为：酸性矿石——$(CaO+MgO)/(SiO_2+Al_2O_3)<0.5$，冶炼时需配碱性熔剂(如石灰石)；半自熔性矿石——$(CaO+MgO)/(SiO_2+Al_2O_3)=0.5\sim0.8$，冶炼时需配部分碱性熔剂或与碱性矿石搭配使用；自熔性矿石——$(CaO+MgO)/(SiO_2+Al_2O_3)=0.8\sim1.2$，冶炼时可不配熔剂；碱性矿石——$(CaO+MgO)/(SiO_2+Al_2O_3)>1.2$，冶炼时需配酸性熔剂(如硅石)或与酸性矿石搭配使用。

④ 原生矿与氧化矿的划分：氧化度(TFe:FeO)是衡量磁铁矿氧化程度的一项指标，只有当铁矿石矿物成分很简单，其中金属矿物主要是磁铁矿及氧化赤铁矿，非金属矿物主要是石英或碳酸盐类及不含铁的硅酸盐矿物时才适用。对于含硅酸铁比较高的磁铁矿矿石，一般应用可溶铁比可溶氧化亚铁，即 SFe:SFeO 的比值作为衡量矿石氧化程度的标准。根据氧化程度 TFe/FeO 的不同比值，磁铁矿矿床的矿石可分为：原生矿石(磁铁矿石)——比值<2.7，易磁选；混合矿石——比值=2.7～3.5；氧化矿石(即赤铁矿石)——比值>3.5，磁选困难。

(3) *矿床规模*

铁矿床储量规模可分四级。10 亿吨以上的为巨型矿床；10 亿到 1 亿吨之间者为大型铁矿床；1 亿到 1000 万吨之间者为中型铁矿床；1000 万吨以下者为小型铁矿床。

其中富铁矿床，2000 万吨以上的为大型矿床；2000 万到 200 万吨之间者为中型矿床；200 万吨以下的为小型矿床。

4.铁矿床的主要类型、特征及找矿标志

我国已知铁矿床的富集条件是多种多样的，内生、外生、变质作用形成的各类铁矿工业类型俱全。但其中工业意义最大的以变质铁矿占首位，其储量约占全国铁矿总储量的 50%以上。接触交代及热液矿床(包括火山热液矿床)也极为丰富，两者储量合占全国总储量的 24.5%；并且多为富矿，其富矿储量约占全国富矿总储量的 63%，有些且居大型矿床之列。岩浆型铁矿储量占全国铁矿储量 13.1%，但多属贫矿。沉积型铁矿占全国储量 12%，由于多为鲕状赤铁矿，选冶技术尚未完全过关。现将各主要类型铁矿床的特征及其成矿地质条件、找矿标志概述如下。

(1) *内生矿床*

① 晚期岩浆铁矿床：目前我国发现的主要为含钒的钛磁铁矿及钛铁矿-磁铁矿矿床。其储量占全国铁矿总储量的 13.1%，分布于华北、西南、西北的某些省份。它们与各个时期的基性杂岩体有成因上联系，故又称为基性岩浆型铁矿床。其特征和成矿条件是：

1) 这类铁矿床是在基性岩浆活动的晚期阶段生成的，与基性火成岩有直接关系。这

种岩体多产于古陆隆起地带的边缘，并多受深大断裂的控制。如西南某基性杂岩体分布于康滇地轴的西侧，岩体沿南北向深大断裂分布，构成延伸达200公里长的杂岩带；华北某基性杂岩体，产于阴山古陆的东南缘与淮阳凹陷相交处，岩体受东西向深大断裂控制，延伸可达四十公里；西北某基性杂岩体，产于汉中古陆东北边缘凸出部位，岩体受北北东-南南西向深大断裂与几组方向的构造线交接部的控制。因此，在全国其他古陆隆起或与凹陷地带相交处的深大断裂分布地带，亦可能找到类似的基性杂岩体及与其有关的铁矿床。

2）已知含钒钛磁铁矿床的基性杂岩体多数侵入于古老的结晶基底之中。既有侵入于前震旦系变质岩基底地层的，亦有侵入于震旦系灰岩地层中的。

3）基性杂岩中的矿床规模、形态、产状和物质成分及其在空间的分布等，均直接受基性杂岩体形成的各种地质因素控制。其中铁质的富集与岩体分异作用的完善程度有密切关系。在一般情况下，规模大、分异作用好的岩体对成矿有利些。但并不排除规模小、分异差些的岩体成矿的可能性。

例如，西南某矿区，其基性岩浆杂岩体分异为五个岩带，自上而下为：浅部流层状辉长岩带；上部含矿层；暗色流层状辉长岩带；下部含矿层（主要矿层）；边缘细晶辉长岩带。从五个岩带的岩石化学成分来看，它们较一般辉长岩更富含铁质。这种富铁质的基性岩浆杂岩分异结果，形成底部和上部两个含矿层。底部岩组的分异作用较上部尤为完善，故其含矿层厚度大，钛磁铁矿最为富集。

4）矿化富集作用与岩体本身的构造有关。一些矿区的资料表明，岩体的原生流动构造对矿化富集起着一定的作用。基性杂岩体发育的裂隙构造，为控制富矿体生成的先决条件，往往控制着晚期岩浆贯入式矿体的分布。另外，岩体分异的不同岩带的接触构造，也直接控制着矿体的分布。

5）晚期贯入的含矿溶液的交代蚀变作用，是基性杂岩晚期岩浆分异阶段的产物，在一定条件下它与围岩之间常产生交代蚀变作用，如绿泥石化、钠黝帘石化、纤闪石化等。这些围岩蚀变发育地段，往往是矿化较好的部位。

6）矿床规模大小都有，矿体多呈似层状，由平行或雁行状排列的矿体群组成巨厚含矿层。一般矿床规模大，多为浸染状矿体。脉状或透镜状矿体，多是沿基性岩体形成时所产生的裂隙充填而成的，由品位较富的块状矿石组成。不论贫矿和富矿，以含钒、钛为其特征。具海绵陨铁结构。矿石中主要金属矿物为磁铁矿、钛磁铁矿、钛铁矿和少量硫化物，脉石矿物有斜长石、辉石、角闪石、磷灰石等。矿石中并常含有钒、钛、钴、镍、铜、铂等十几种有益元素，均可综合利用。

找矿标志：

1）注意在古陆的边缘，深大断裂分布地区或两种构造的交叉部位寻找与该类铁矿床有关的基性杂岩体。

2）研究岩体的分带现象，划分出有利成矿的岩带，寻找下部巨型似层状矿体。岩体（盆）的中心部位，不同岩带的接触构造、裂隙构造带是高品位铁矿的富集地段。

3）与铁矿有关的基性岩，一般更富含铁质，Fe、V、Ti三种元素均有富集，在找矿评价中也是一个不可忽视的因素。

4）岩体中发育有浸染状或块状金属矿物的矿毛、矿条、矿体的出现，可作为指导深部找矿的标志。

5）一般近铁矿两侧出现的围岩蚀变现象如绿泥石化、钠黝帘石化、纤闪石化、碳酸盐化等，可作为探寻富矿的标志。

6）磁法、重力配合可以寻找盲岩体，并可帮助圈定浅而富的矿体。

② 接触交代矽卡岩型铁矿床：这类矿床在我国分布广泛，是内生金属矿床中的一个重要类型和开采对象，常成群、成带、成片出现。矿石品位富，盲矿多，并伴有多种元素可供综合利用。

与世界其他国家比较，我国矽卡岩型铁矿占有更重要的位置(表5-4)。据不完全统计，矽卡岩铁矿占我国铁矿总储量的14.3%(1970年资料)，其中富矿占全国富矿储量的43.2%，占本类型铁矿储量的62.5%。

一些国家矽卡岩型铁矿占铁矿总储量的比例　　表 5-4

国　　家	世　界	中　国	苏　联	美　国	印度、巴西
占铁矿总储量百分比	2.4	14.3	9	0.8	很　少

近年来，在毛主席革命路线指引下，地质战线广大职工大力开展普查找矿工作，使老矿规模不断扩大，新区也不断发现，储量增长速度很快。所以，这种类型铁矿在我国具有广阔的找矿远景。矽卡岩型铁矿床成矿基本特征是：

1）岩浆条件是形成矽卡岩铁矿床的内在因素。一般来说，形成矽卡岩铁矿床的侵入体有：闪长岩类、花岗岩类(包括花岗闪长岩)及正长岩和基性岩类。其中以中酸性侵入体与成矿关系更为密切，约占本类型铁矿床总数的59%。

各种侵入体的时代，从吕梁期、加里东期、印支期、海西期、燕山期都有成矿现象，而燕山期是我国矽卡岩铁矿床成矿的主要时期，约占矽卡岩铁矿床总数的90%强。

矽卡岩铁矿床的生成总是与侵入体在时间上和空间上有密切的联系。但并非所有侵入体都能成矿，作为含矿侵入体的特征可初步归纳为：㈠ 含矿岩体的岩石化学特征：Na_2O和Na_2O+K_2O的含量大多数都大于中国同类岩石的平均值，表明与铁矿有关的侵入体含碱量，特别是含钠量更高些；大多数与铁矿有关的侵入体Fe_2O_3/FeO比值都大于中国同类岩石的平均值，而且一般均大于1，即$Fe_2O_3>FeO$；$Fe_2O_3+FeO+MgO$总量及MgO含量近于或略低于(少数略高)中国同类岩石平均值，在一定程度上反映了岩体中暗色矿物含量偏低的现象。㈡ 含矿岩体的岩相特征：据初步了解岩体的相变大致有三种情况：第一种是相变不明显或几乎不易分辨的，主要是发育在一部分酸度较高，粘性较大的花岗岩类岩石中，尤其多见于剥蚀较深，岩体出露面积很广或岩体很小、侵入很浅、快速冷凝的两个极端情况下。还有一部分闪长岩侵入体也属此类。这种岩体目前发现大、中、小型矿床皆有。第二种是有明显相变的，以结晶分异作用为主(由基性到中性)。就目前资料来看，矿化规模小于前者，尚未发现大型矿床。第三种是具有一定规模，相变明显而又复杂的，并有一定程度同化作用的岩体，对矿化是有利的。㈢ 蚀变作用重叠于岩浆结晶分异作用和同化作用之上，给予岩体，特别是边缘相很大的影响。绝大多数岩体不仅本身富含碱质，而且碱质交代作用也很强烈，在岩体的某些边部和上部尤其发育，大多数矿区钠交代比钾交代更强烈些。岩体边部的矽卡岩化作用，一般晚于早期碱质交代作用，暗色矿物被透辉

石、石榴石等交代，浅色矿物被方柱石等交代。发育宽度不等的矽卡岩化带与铁矿产出位置关系密切。含水热液蚀变发育的范围可以比前者更宽。不论上述哪种原因，均强度不等的使原岩面貌发生了变化。强烈的碱质交代作用使岩石变成红色或变成浅色；矽卡岩化使岩石变绿色；热液蚀变作用使岩石变绿色或浅色。岩石结构也变得不均匀，有些晶质结构不明显。㈣ 岩石类型不同，金属组合亦有所不同。与花岗岩类有关的矿床，金属组合比较复杂，有 Fe、Fe-W-多金属、Fe-Sn、Fe-Mo、Fe-Cu-Mo、Fe-Zn、Fe-Co、Fe-B；与闪长岩有关的则比较简单，有 Fe、Fe-Cu、Fe-Co 等。㈤ 一般情况下，与矽卡岩铁矿床有关的侵入体多为中深或中浅成的。具有细粒或斑状结构，斜长石具环带结构，在角闪石中有辉石残余物成反应边结构等。

2）构造对成矿的控制作用。本类型铁矿床多产于坳陷区（带）内的隆起或坳陷的过渡地带及隆起区的边缘坳陷带，并受区域性大断裂派生的次一级断裂或两组较大构造的交会处控制。矿床的富集部位，受褶皱、断裂及其复合构造控制十分显著，常表现为多种构造型式，可归纳为：小背斜和向斜；断裂和构造不整合；侵入体与围岩接触带；围岩层理和层间破碎带；围岩捕虏体。这些构造型式都是交代成矿的良好空间，也有些是含矿溶液的构造通道。

矿体产出的位置，在什么条件下，矿体产在什么部位，需要考虑岩体侵入方式、岩体形态、围岩岩性、构造条件等诸因素。㈠ 在围岩为灰岩，岩性均一而厚度较大的情况下，当围岩层理与接触面呈大角度相交时，矿体一般产于正接触带；当灰岩上部有隔挡层或假整合面时，矿体一般产于外带，有的也与正接触带相连。当围岩层理与接触面呈小角度相交或整合时，矿体一般产于正接触带及其附近外带层间裂隙中。㈡ 在灰岩厚度不大，或砂页岩夹灰岩，或砂页岩与灰岩互层时，当围岩层理与接触面呈大或小的角度相交时，矿体一般由正接触带沿灰岩岩层或灰岩与砂页岩层间向外带发育，以外带矿化为主。当岩层与接触面呈平行或近于平行时，且侵入体与灰岩有较大范围的接触时，矿体大多产在正接触带。㈢ 当有断裂、破碎带、层间角砾岩带或灰岩层间裂隙发育，并与接触面呈或大或小的角度相交时，矿体易产于外带；沿接触面发育时，表现为复合构造，则矿体产在正接触带或其附近。㈣ 若侵入体呈复杂的岩枝，多层穿入并包裹围岩时，矿化多富集于伸入侵入体内呈舌状的灰岩中。㈤ 当侵入体呈似层状多层侵入时，要注意寻找上下岩体接触带及内带中的矿体。

3）围岩条件对成矿的控制作用。与矽卡岩铁矿床有关的围岩时代，从震旦纪到侏罗纪都有。岩性种类也很多，由灰岩、白云岩到火山岩、砂页岩等均有矿化，但矿化主要与含钙质和镁质较高的围岩关系较大，特别是碳酸盐岩石。我国各时代碳酸盐类岩石分布广泛，岩性很不相同。震旦纪及其以前为硅质灰岩；寒武-奥陶纪灰岩或质纯，或含镁质；石炭-二叠纪灰岩多含泥质和有机质。不同岩性的围岩，对成矿作用亦有影响。我国南方最有利形成矽卡岩铁矿床为三叠纪、二叠纪灰岩；北方最有利成矿的为寒武-奥陶纪灰岩，约占矿床数的 42%。

4）矽卡岩化与矿化的关系。矽卡岩的发育是矽卡岩铁矿床的又一突出特点之一。由于原岩成分、溶液性质的差异，形成的矽卡岩矿物种类也很多。大体可分为三种：钙质矽卡岩；镁质矽卡岩；硅质矽卡岩。

钙质矽卡岩系交代灰岩而成，为分布最广的一种。当围岩为灰岩或白云质灰岩时，则

有利于形成透辉石矽卡岩，也有的形成石榴石矽卡岩。当围岩为泥质灰岩，灰岩与砂页岩互层时，则多发育石榴石矽卡岩，也有的发育有透辉石矽卡岩。组成矽卡岩的矿物有：透辉石和石榴石，有时还含相当数量的符山石、硅灰石、方柱石、透闪-阳起石、金云母、蛇纹石、碳酸盐和石英等。它们与矿化关系十分密切。一些大型铁矿床与透辉石矽卡岩有关，特别有强烈后期热液蚀变重叠就更为有利。而与石榴石矽卡岩有关的矿床，多为中-小型。

镁矽卡岩系由交代白云岩而成，分布不广。典型矿物有镁橄榄石、尖晶石、金云母、硅镁石、蛇纹石、韭角闪石、磁铁矿、白云石、方解石等。与镁矽卡岩有关的铁矿床，往往可达中型到大型。

硅质矽卡岩系交代硅酸盐岩石而成。一种是交代火成岩所形成的矽卡岩；一种是交代长石砂岩和砂页岩形成的矽卡岩。主要矿物组成与钙质矽卡岩差别不太大。矿化规模较前二者差。

矿体一般呈似层状、脉状、凸镜状或不规则的囊状。规模不一，大小均有，大矿体有的延长达1公里，厚十几米到几十米。矿石以磁铁矿为主，伴有赤铁矿、假象赤铁矿，尚有黄铁矿、黄铜矿等硫化矿物。呈块状和浸染状构造。品位有贫有富，贫矿易选。部分含硫较高。有的伴有铜、钴有益组分，可综合利用。

找矿标志：

矽卡岩铁矿床的找矿标志是综合性的，彼此相关和具有内部规律的。在找矿工作中，必须注意综合分析。

1）沿构造有利部位寻找侵入岩体，首先应注意寻找中-酸性侵入体，尤其是燕山期的。弄清侵入体的形态、产状和含矿性。一般含矿的中-酸性侵入体中暗色矿物含量往往偏低；含碱量，特别是含钠量比中国同类岩石平均值高些；大多数 Fe_2O_3/FeO 比值均大于中国同类岩石平均值；作为含矿岩体，常具有同化作用，尤其是碳酸盐的同化作用。

2）沿侵入体的边缘找有利成矿的围岩，主要是含钙质、镁质较高的围岩。特别要注意碳酸盐围岩。

3）在岩体与围岩有利地段追索接触带。要注意重要岩层分界面与侵入体的交切部位，断裂构造与接触带复合部位，对找矿更为有利。

4）矽卡岩铁矿石易于交代矽卡岩，岩体边部的矽卡岩化作用，与矿体产出位置有关。透辉石矽卡岩或透辉石和方柱石矽卡岩，对寻找规模较大的矽卡岩铁矿更有意义。石榴石矽卡岩在找矿中的指示作用也不可忽视。

含水热液蚀变的发育，如绿泥石化、绿帘石化、透闪-阳起石化、金云母化、蛇纹石化、绢云母化、碳酸盐化等，往往使岩石变成绿色或浅色，这种浅色蚀变带亦可作为一种找矿标志考虑。

5）实行地质、物探配合，对航磁和地磁异常进行研究，对高磁异常、低缓磁异常、复杂磁异常、剩磁异常，运用毛主席的哲学思想，做具体的分析。实践证明，磁法对寻找矽卡岩磁铁矿床是一个行之有效的方法。

③ 热液铁矿床：它是我国一种比较重要的铁矿类型。这类铁矿在分布上，点多面广，遍布于我国十几个省(区)，特别是南方诸省。如云南、四川、广东、湖北、江苏、安徽等，所占比重较大；吉林、黑龙江、山东、内蒙、贵州等省(区)也有所分布。矿床规模

大、中、小型皆有，以中、小型为主。该类铁矿约占全国铁矿总储量的11.4%，其中富矿占全国富矿储量的24%，尤其是平炉富矿更占有重要地位。

热液铁矿床的成矿地质特征，与矽卡岩铁矿床有时有着密切的关联，没有十分严格的界限。但在多数情况下，往往又有其独自的特点：

1）矿床受构造控制十分明显。控矿构造是多种多样的，有的成矿与褶皱构造有关，有的是断裂控矿为主，也有的是断裂与褶皱复合构造控制成矿。总的来看，以断裂构造控矿是较多的，特别是大断裂的交叉部位，或大断裂的次级构造发育部位及火山构造发育部位，均是成矿的有利场所。但是，也有的矿床是以接触构造成矿为主。

2）围岩条件对热液铁矿床控制作用并不太严格。一般从钙质到泥砂质岩石、火山岩均可成矿，以钙质岩石和火山岩对成矿更为有利。总趋势是钙质岩石中成矿以交代为主，泥砂质岩石以充填为主。

也有的矿床火成岩本身既是成矿的母岩，又是成矿的有利围岩。

3）热液铁矿床与火成岩的关系，因地而异。在多数情况下，成矿部位与火成岩侵入体保持着一定的距离，但有的矿区矿体直接赋存于岩体与围岩接触带中或其附近，亦有的就在火成岩（火山岩或次火山岩）体内成矿。由于岩浆条件的不同，往往也反映出一定的成矿专属性。如磁铁矿、赤铁矿矿床的形成，多与中性、中偏基性、中偏酸性火成岩类有关；菱铁矿矿床常常与辉绿岩类空间分布上关系密切。

4）热液铁矿床围岩蚀变现象显著，蚀变种类也很多。一般以交代作用为主的有磁铁矿、赤铁矿矿化，而围岩介质含钙质又较高、成矿温度也高时，蚀变以透辉石化、透闪石化、黑云母化、绿帘石化、绿泥石化和硅化等为主。当赤铁矿、菱铁矿矿化以充填作用为主、交代为辅时，蚀变以绿泥石化、碳酸盐化、硅化、绢云母化、高岭土化等为主。近矿围岩蚀变强度，也常反映成矿富集程度。

5）大多数矿床的矿体小并成群出现，呈雁行状或跟踵状排列，矿体常具分枝复合、膨胀收缩、尖灭再现等现象。矿体呈脉状、透镜状、扁豆状、似层状，也常见鸡窝状、团块状等形态。矿石类型单纯（个别除外），矿石组合简单，矿石品位一般较富。

热液铁矿床根据矿化类型、矿石建造、成矿温度的不同，又分为如下几种类型：

高温热液磁铁矿、赤铁矿矿床：矿床与偏碱性的花岗岩或花岗闪长岩类、闪长岩类有关。矿体常产在岩体与围岩接触处或远离侵入体的岩石中。通常化学活动性较强的石灰岩、白云质灰岩对成矿更为有利。矿化明显地受围岩褶皱构造轴部的控制。矿体呈脉状、似层状和巨大的扁豆状。矿石以磁铁矿、赤铁矿为主，部分含有镜铁矿。个别矿区含有稀土元素等特殊组分，与钠辉石、钠闪石及萤石等矿物共生。围岩蚀变有透辉石化、透闪-阳起石化、黑云母化、绿泥石化、绿帘石化、萤石化、硅化等。一般缺乏典型的矽卡岩矿物组合。见于我国内蒙、广东、云南等地。

中低温热液赤铁矿矿床：是一种严格受构造控制，与较小的中酸性侵入体保持有一定距离，而在成因上又与其有关的铁矿。其围岩为石灰岩、砂岩、页岩、片岩类等。与矿化相伴的围岩蚀变有绿泥石化、绢云母化、硅化、碳酸盐化、黄铁矿化等。矿体成脉状、扁豆状、团块状。常具分枝复合，膨胀收缩、尖灭再现等现象。矿石组合单纯，主要为赤铁矿，有时伴有镜铁矿、褐铁矿。品位贫富皆有，规模以中、小型为主。分布在湖北、云南、四川、江苏、安徽、山东、吉林等地。

中低温热液菱铁矿矿床：该类矿床是我国近年发现的一种新类型。过去因菱铁矿的外貌与一些钙质岩石近似而被忽略。近几年来，通过找矿实践，人们不断认识它，新的矿床(点)也不断发现，成为我国铁矿找矿的一个新途径。

矿化通常出现在碳酸盐岩石的一定层位中，受褶皱和断裂构造控制。菱铁矿化带附近，常伴有铅、锌矿化。矿体周围发育有强烈的围岩蚀变带，如硅化、铁碳酸盐化、白云石化、黄铁矿化。菱铁矿在氧化带中，遭受风化淋滤作用而形成褐铁矿铁帽，是有利的找矿标志。矿体呈脉状、似层状。原生矿石为菱铁矿，氧化带常是褐铁矿。矿物成分简单，多为自熔性或半自熔性矿石。品位较富。矿床规模大、中、小型均有。在贵州、湖北、陕西、新疆、吉林都找到了具有一定规模，并有工业价值的此种矿床。

④ 火山岩区的铁矿床：近年来，我国在火山岩区找铁矿的工作有了很大进展，找到了一批这类铁矿床，打开了找铁矿的新局面。实践表明，火山岩区铁矿床分布广泛。不仅在地槽区有，在地台区也有；有的产于海底火山喷发区中，有的产于陆相火山岩地区。火山岩的岩性，大多数为中基性-中酸性或偏碱性，亦有部分为酸性岩石。铁矿床的产出情况，有的产在次火山岩中(如闪长玢岩，有人称之为"玢岩铁矿")；有的产在次火山岩与火山岩接触带或其附近；有的产在次火山岩与围岩（沉积岩）接触带或其附近；有的则产在喷发熔岩和火山碎屑岩中。火山作用的时代自太古代至中生代或更新都有。矿化明显地受基底构造和火山机制控制，伴有强烈的围岩蚀变。矿体往往成似层状、透镜状、脉状。矿石为磁铁矿、赤铁矿。除块状矿石外，以角砾状矿石发育为其特征。贫富矿都有，富矿所占比例较大，含铁量常大于50%。有时伴有磷灰石、钒、钴等成分，可综合利用。矿床规模大、中、小型都有，且多大型。分布于江苏、安徽、云南、四川、广东、福建、黑龙江等地。

关于火山岩区铁矿床成矿控制条件、成矿作用、矿床成因、火山作用及成矿物质来源等问题，目前尚存在着不同的看法，有待进一步研究。

找矿标志：

1）高温热液磁铁矿、赤铁矿矿床 ㊀与偏碱性花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩类具有一定的成因联系。因此查明矿区岩浆岩是否是成矿母岩有着重要的意义。㊁弄清矿区与构造的关系，研究矿液的上升通道和沉淀场所，可以直接指导找矿勘探工作。㊂围岩蚀变常常具有特征性，透辉石化、透闪-阳起石化、黑云母化、绿泥石化、绿帘石化、萤石化、磷灰石化、硅化等成为高温蚀变矿物组合。㊃注意研究磁异常的分布和特征。

2）中低温热液赤铁矿矿床 ㊀注意地表矿化分布特征，弄清矿化与构造关系，沿有关成矿构造追踪，可发现盲矿体。㊁近矿围岩蚀变，如绿泥石化、绢云母化、碳酸盐化、硅化、白云石化等对找矿有指示作用。

3）中低温热液菱铁矿矿床 ㊀有利成矿的石灰岩地层。㊁在矿化有利的条件下，构造可作为找矿评价的重要标志。㊂菱铁矿和褐铁矿细脉的发育，是寻找深部隐伏矿体的直接有效标志。㊃沿矿体周围伴有铁碳酸盐化、白云石化、硅化、黄铁矿化等蚀变带分布。㊄锰可作为找矿指示元素。㊅菱铁矿易风化、淋滤、分解，在地表或近地表处形成铁帽，是直接找矿标志。

4）火山岩区铁矿床 ㊀一般与中基性、中酸性、中偏碱性火山岩（次火山岩）有关。已有的化学分析资料表明，较明显地特征是 $Na_2O>K_2O$，仅有少数矿区情况相反。㊁要特

别注意含矿层位的研究。㈢火山岩区铁矿床受构造控制极为明显，如产在区域性断裂接合处、弯曲处、交切处；火山岩与次火山岩、火山岩与深成岩、次火山岩与围岩(沉积岩)接触处；近火山口的裂隙、爆发岩筒、火山口周围的放射状、环状裂隙等处。因此火山构造研究是极重要的。㈣中性、中偏碱性火成岩的阳起石化、透辉石化、绿帘石化、绿泥石化等深色蚀变带，常可作为找矿标志。火山岩的绢云母化、碳酸盐化、硅化、次生石英岩化、石膏化、黄铁矿化、高岭土化所构成浅色蚀变带，是远矿或间接的找矿标志。㈤磁异常的分布是找火山岩区磁铁矿床的重要依据之一。

(2) 外生矿床

① 沉积铁矿床：据初步统计 (1970 年)，沉积铁矿储量约占我国铁矿总储量的 11.5%，富矿占本类型总储量的 27%。这类铁矿种类多，分布广，是我国主要铁矿床类型之一。

含铁层位在我国各主要地质时代的海相沉积地层中均有所分布，其中以下震旦统与中、晚泥盆统含矿层为最重要。另外，石炭系和二叠系的含矿层亦不可忽视。

1) 震旦系沉积铁矿床：主要分布在我国北方，河北、辽宁、吉林等省。以河北宣化-龙关一带最发育，而得名为"宣龙式铁矿"。

从层位上看，铁矿层大多集中在下震旦统。有数个含铁层：第一个层位，赋存于底部石英岩的下部或中部；第二个层位，系指串岭沟页岩下部与长城石英岩之间的铁矿层；第三个层位，是大红峪石英岩上部铁矿层。此外，还有中震旦统蓟县组铁岭灰岩中的铁矿层(有人称为"四海式铁矿")和上震旦统青白口组下马岭底部的铁矿层。

从震旦系地层的分布、岩相特征及其大地构造单元可以看出，这种铁矿为浅海沉积矿床，产于海进程序的岩系中。铁矿层分布的古地理位置是下震旦统古陆的边缘，有利于铁矿沉积的半封闭海湾、泻湖或海盆地中，并且是在浅水环境中形成的。

含矿层中铁矿是多层的，一般累计厚度为几米，厚度稳定。矿层沿走向分布有时可达数公里。矿床规模大小不一。矿石主要为赤铁矿，菱铁矿次之。具鲕状、肾状等构造。矿石品位中等，常含磷、锰等元素。

2) 泥盆系沉积铁矿床：主要是产在中、上泥盆统地层中的层状铁矿。多见于我国南方，湖南、湖北、广西、贵州、四川、河南、陕西等省(区)。矿床分布广，储量较多。因首先发现于湖南宁乡县黄材，而得名为"宁乡式铁矿"。

泥盆系铁矿的形成条件和特征初步归纳如下：

㈠ 铁矿广泛分布在南方泥盆系地层中，含矿层位很多。有的产于下泥盆统四排页岩上部含铁层中(如广西)；有的产于中泥盆统砂岩、页岩中(有两个铁矿层)；有的产于上泥盆统(铁矿层较多达四层)。其中主要含矿层位是中、上泥盆统。从岩层层序来看，矿层多在沉积旋回中、下部，砂岩、粉砂岩、砂质页岩向页岩或灰岩递变处。㈡ 靠近古陆的边缘，地壳稳定，盆地沉降速度缓慢，铁质的补给和凹陷幅度呈和谐的沉积补偿规律，对成矿最为有利。一般在盆地凹陷沉积开始以后，缓慢沉降速度使碎屑岩沉积厚度不大，并呈现沉积韵律，逐渐过渡为泥砂质或粉砂质和泥灰质岩相时，铁质最为集中，富集成矿。㈢ 铁矿多产于半封闭的浅海盆地中，盆地深度较小，且海湾和岛屿广布。这种地形条件，阻挠了沉积铁质的扩散而有利铁质集中。一般在较远离海盆地的边缘地区，浅海海底地形隆起向凹陷海过渡的缓坡地带，海湾、海岛地段，都是铁矿富集的有利地区。㈣ 一般铁矿形成在海进时期，

海退时期较次要。海进时期形成鲕状赤铁矿，而在海水较深的还原环境中则沉积菱铁矿。

泥盆系沉积铁矿中，以中、上泥盆系铁矿床规模较大。含矿层中夹有铁矿层1～3层，每层厚1～4米。分布面积大小不等，延续性良好，有的地区达数百平方公里，但有些地区矿层较薄或尖灭较快。矿体成层状。矿石类型为砂质鲕状赤铁矿、富钙质鲕状赤铁矿、菱铁矿质鲕状绿泥石矿石。鲕状结构是分布最广和最主要的矿石结构。含铁品位为30～50%。往往含硫、磷、硅杂质较高。多具自熔性富矿，贫矿难选，目前尚未充分利用。

3）石炭系沉积铁矿床：指形成于地台凹陷带内，浅海相或海陆交互相的沉积铁矿。主要产于我国北方本溪统(C_2)及太原统(C_3)底部岩系中，中奥陶统的古侵蚀面上。矿体呈扁豆状、鸡窝状或薄层状，厚度变化较大。矿石为赤铁矿、菱铁矿，含褐铁矿。品位40%左右。矿床规模不大。近年来，在陕西某地下石炭统地层中发现了大型沉积菱铁矿床。这类铁矿分布于山西、山东、河南、辽宁、陕西等省，可供中小型钢铁企业利用。

4）二叠系沉积铁矿床：在我国南方二叠系地层中有两个含矿层位。㈠下二叠统下部铜矿溪群底部的赤铁矿层。㈡上二叠乐平统底部的褐铁矿、赤铁矿层，有1～2层，矿层靠近下二叠系上部侵蚀面，顶板围岩为灰岩或硅质页岩。这类铁矿是在古浅海中沉积而成的。厚度不大，为2米左右。矿石为赤铁矿、褐铁矿，煤系中有菱铁矿。具鲕状和豆状构造。品位有贫有富。含磷偏高，局部含锰。矿床规模小。分布于四川南部，贵州中部、北部，云南东北部。

5）侏罗系沉积铁矿床：有两个铁矿层位，一为侏罗系煤系底部或下部的菱铁矿矿层；一为侏罗系煤系上部或顶部砂岩中的赤铁矿矿层。矿体呈层状、扁豆状。矿层薄，由几十厘米到1～2米。由赤铁矿、菱铁矿、褐铁矿组成。具鲕状或块状构造。品位40%左右，磷为0.3%左右。分布于四川、贵州、湖北、内蒙、新疆等地。

其他地质时代的沉积铁矿，不再一一叙述。值得注意的是：最近几年来，随着钢铁工业的发展，不同时期煤系地层中的沉积菱铁矿越来越多的被应用。这类铁矿层虽然规模小、矿体薄、分布较零星，矿体呈扁豆状，偶而呈似层状、结核状但常具煤铁综合开采的优点。在成矿条件较好或缺铁矿地区，注意普查找矿，可供地方使用。

沉积铁矿床的找矿标志：

1）从古地理环境看，海相沉积铁矿床主要分布在较大的古陆边缘，稳定的海盆地或半封闭的海湾(或泻湖)，并以海进程序有利。湖相铁矿主要沉积在湖盆地边缘。

2）含矿层位的对比，对找沉积铁矿有着重要的意义。震旦系沉积铁矿产在海侵岩系的底部，以浅海相砂岩和页岩为主；中上泥盆统沉积铁矿位于海侵岩层序列的下部，以砂岩和页岩为主；石炭系沉积铁矿有的直接位于奥陶系石灰岩古侵蚀面上。因此要着重研究含矿层位的区域分布。

3）研究含矿层中矿物相的沉积特征。鄂西上泥盆统的盆地由边缘向中心沉积的铁矿物相分为鲕状赤铁矿相、钙质鲕状赤铁矿相、鲕绿泥石相、菱铁矿相、鲕状黄铁矿相、碳酸盐相。宣化-龙关一带沉积铁矿物：赤铁矿、菱铁矿、鲕绿泥石、黄铁矿呈垂直分布；在水平分布上，海湾中心部分为菱铁矿相，边缘为赤铁矿相。矿物相的研究，对于解决含矿层位对比，推论生成的地质条件具重要意义。

② 风化淋滤铁矿床：可分为风化淋滤铁帽型和坡积堆积型两类。

铁帽型矿床不仅具有地区性分布的特点，而且在适宜的自然地理和地质条件下，由原

生硫化矿床、菱铁矿矿床和含铁碳酸盐岩石等风化后，都可形成。铁的堆积主要是在氧化带内，向深处逐渐过渡到原生矿石(或岩石)。矿石由褐铁矿、针铁矿、赤铁矿及其他铁的氢氧化物组成。呈疏松状、多孔状或上状构造。矿床规模一般都不大，少数可形成大型矿床。

坡积堆积铁矿床，系由原生矿床经过风化剥蚀，机械搬运，在有利的地形(低洼处)条件下，重新堆积而成。矿床规模都很小，由磁铁矿、赤铁矿、褐铁矿组成，杂夹大量第四系粘土和碎屑物质。多数含矿系数较低。

找矿标志：

1）注意发现铁帽零星露头，进一步跟踪追迹，扩大范围。

2）在已知出露地表铁矿附近的地形有利部位，寻找堆积铁矿，扩大矿量。

(3) 变质铁矿床

我国变质型铁矿分布广泛，除个别省(区)外，均已发现这类矿床。其储量约占全国铁矿总储量的50％以上。矿床规模巨大。同一些铁矿资源丰富、矿石产量大的国家(如苏联、美国、加拿大、巴西、澳大利亚等）一样，是最重要的铁矿石来源之一。

在我国变质型铁矿床绝大部分产在太古代地层中，其次为震旦系、下古生代地层中。现按时代分述如下：

① 太古代变质铁矿床：一般称为“鞍山式”铁矿。就其含铁地层和所含铁矿地质特征来说，大致可与苏联库尔斯克磁异常区的前寒武纪“含铁石英岩”和美国苏必利尔湖地区启洼丁和休罗宁系中碧玉铁质岩或铁燧岩相比。主要分布在东北南部、河北、北京、山西、河南、山东等地。其储量占本类型的81％。

太古代变质铁矿大部分产于地台区次级隆起构造的边部及其附近。最主要成矿期为20亿年左右。各地所见的主要铁矿层，大多属于相同或相似的层位，含矿地层在许多地方都不整合在震旦系或寒武系之下，有的则为前震旦系另一变质较浅岩系所不整合覆盖。在下太古代地层（如鞍山群及与其相当的地层）中，有三个含矿层位，以中部含矿层最为重要(鞍山地区)，上部(河南某矿)和下部(吉林某矿)含矿层位，往往也形成大型矿床。与铁矿关系密切的主要岩石有斜长片麻岩、角闪质岩、绿泥石片岩、钠长变粒岩等。在上太古代地层（如五台群及与其相当的地层）中，有两个含矿层位。与铁矿关系密切的主要岩石有绿泥石片岩、绢云母片岩、斜长片麻岩、绿泥角闪片岩、变凝灰岩等。

含铁地层中的铁矿层一般较稳定，常具成层性，产状与地层产状一致。矿层延伸远，厚度大，如鞍山地区矿层厚达60～70米至200米左右。矿石具宽窄不均的黑白条带状、细纹状构造。黑色条带由相当数量铁矿物，并含有一些石英等组成；白色条带由石英及其他矿物和少量铁矿物组成。有时因受变质水或其后来热液的影响，铁质发生分解迁移，使条带不明显。铁矿石为磁铁矿、假象赤铁矿。含铁品位以30～35％者居多，SiO_2 40～50％，S、P含量都很低。

② 下元古代变质铁矿床：这一时代的变质铁矿床，在东北、华北、西北、西南等一些地区有不同规模的分布，总的来说规模都不太大。含矿地层如辽河群、昆阳群及与其相当的地层，有两个含矿层位，最主要的是辽河群的上部及上昆阳群等，下部层位中目前发现的矿床很小。与铁矿密切有关的主要岩性有千枚岩、白云质大理岩、板岩等。铁矿石由磁铁矿、赤铁矿、菱铁矿组成。有贫、富两种。

③ 震旦系变质铁矿床：分布有限，一般规模不大。个别地区亦见规模较大者。南方主要见于震旦系底部；西北则产在中下震旦统中。铁矿围岩为变质程度较浅的千枚岩、板岩、石英岩、白云质大理岩。有磁铁矿及赤铁矿两种矿石。结晶颗粒较细。品位一般低于30%。品位高的矿区常有白云质大理岩或绿色岩层。分布仅见中南、西北等地。

④ 下古生代变质铁矿床：主要产在中寒武统。含矿层岩性为千枚岩、结晶片岩和大理岩、白云岩、结晶灰岩浅中级变质岩系。矿层由条带状透辉石、透闪石岩和赤铁矿或由变质轻的碧玉条带和铁矿物结集体条带组成。矿床具一定规模，矿层厚度变化大，厚者可达百余米。矿石由赤铁矿、镜铁矿、菱铁矿组成，有时含少量磁铁矿，向下延深菱铁矿增多。矿石品位富至中等。分布于我国广东某地、西北某地。

⑤ 上古生代变质铁矿床　主要产于中、下泥盆统中，与之有关岩石为绢云母-绿泥石片岩、千枚岩、板岩。产在中、上石炭统上部，下石炭统中部的铁矿，有关围岩为泥砂质变质岩和中酸性火山岩类。矿石多具条带状构造，由赤铁矿(包括假像赤铁矿)、磁铁矿、镜铁矿组成。有的出现较多菱锰矿。一般矿床规模不大，为贫铁矿石。分布于内蒙、新疆、四川等省(区)。

为了贯彻寻找建设条件好的富矿的精神，下面着重介绍一下我国目前已发现的变质岩富矿类型及其特征。

1) 混合岩化热液富矿：产于下太古代变质铁矿中，往往形成规模较大的富铁矿床。富矿出现在混合岩化强烈地区，富矿体附近常有混合岩分布，但很少直接接触，而多赋存于贫铁矿层中的断裂构造发育部位，并伴有强烈的绿泥石化、绢云母化、阳起石化、铁镁闪石化等围岩蚀变。矿体呈似层状、透镜状、脉状。矿石呈块状构造。以磁铁矿为主，伴有少量赤铁矿、假像赤铁矿、镜铁矿等。矿石品位较佳。

2) 原始沉积型富矿：这类富矿规模小，变质程度低。产在次级古凹陷区的千枚岩、板岩、片岩中。以赤铁矿为主，次为磁铁矿、菱铁矿。矿石具块状构造。

3) 古风化型富矿：就世界范围来说，是一种非常重要的富矿类型，常形成巨大的富铁矿床(表5-5)。目前，在我国已发现不少线索及有利于这类富矿形成的地区，应引起重

国外主要古风化壳矿区储量及品位　　表 5-5

矿区名称	苏联 库尔斯克磁异常区	巴西 米纳斯-吉拉斯地区	澳大利亚 哈默斯利区	印度 比哈尔-奥里萨邦铁矿
储量(富矿，亿吨)	261	298.3	290	36.6
品位(%)	54～62	35～69，富矿为主	52～68	58～70

视。这类富矿形成的地质条件是：㈠ 主要产于17～20亿年的变质铁矿中，相当于我国的早元古代，有的与20亿年以前的变质铁矿有关，相当于我国太古代的五台群至鞍山群。规模较大的贫铁矿层是形成大型富矿的物质基础。㈡ 条带状硅铁岩建造，在碱性熔液作用下，经历漫长的风化、淋滤作用，并带走了原始贫矿中的硅质，以至铁质相对集中而成富矿。㈢ 风化淋滤时要有一个稳定上升的构造环境。如地壳迅速上升，则剥蚀速度大于或近于风化淋滤速度，对形成富矿是不利的。㈣ 复向斜构造、坳陷构造的轴部，特别是次级褶皱或紧密褶皱发育的部位有利于形成这类富矿。除构造条件外，在贫矿层下部需要有

隔水层，更为有利。㈤ 富矿形成以后，又被晚时代地层所覆盖，得以保存。㈥ 这类富矿受风化剥蚀时，在附近有利的地形条件中，可再次堆积形成矿床。

该类铁矿石主要呈块状、孔隙状、粉末状和角砾状。铁矿物为赤铁矿、假像赤铁矿、褐铁矿、针铁矿等。品位很富。

变质铁矿床的找矿标志：

1）变质铁矿自下太古代到上古生代均有产出，其中最重要的是太古代的变质铁矿。因此，在这些时代的变质岩系地层及变质铁矿发育地区找矿是有希望的。

2）变质铁矿主要产于地台区，次为地槽区。在地台区主要产在长期隆起区的边缘或附近地区，其次产在隆起区内深断裂旁侧。在地槽区则产在长期隆起区附近不同时代的凹陷区，少数产在地槽长期隆起区内。在矿带或矿田范围内，铁矿常受复向斜、次级背斜构造控制。这种构造特征，对找矿评价是很重要的。

3）古地理条件和沉积环境对形成变质铁矿很重要，铁矿主要沉积在浅海相一定部位的古凹陷、古盆地的边部，水位浅时沉积在内部，属于稳定的海进或海退环境。

4）变质铁矿赋存于变质岩系中，在找矿时，要注意下列含矿岩石组合：㈠ 斜长片麻岩-角闪质岩；㈡ 斜长角闪岩-浅色片岩；㈢ 绿泥石片岩-石英绢云母片岩；㈣ 斜长、二长片麻岩-大理岩-片岩；㈤ 浅变质岩-白云质大理岩、白云岩；㈥ 绿泥板岩-绢云母板岩。

5）磁异常的分布、特征是找矿的重要依据。

6）在变质铁矿中注意寻找各种成因类型的富矿，特别要注意寻找古风化型富矿。

第二节　　铜

1. 铜的性质和用途

铜是一种黄红色略显玫瑰红色(表面被氧化薄膜覆盖后为褐红色)的金属。硬度 2.5～3，比重 8.95，熔点 1083°C，沸点 2360°C，抗张强度 17～50 公斤/平方毫米 (取决于加工方法)。铜的原子序数为 29，原子量为 63.54，有 Cu^{63}(占69.1%)和 Cu^{65}(占 30.1%)两种天然同位素。地壳中铜的克拉克值为 0.01%。

铜是建设现代工业不可缺少的重要有色金属原料，在现代技术部门铜的应用仅次于铁而居第二位。由于铜具有良好的导电性(导电率仅次于银)、导热性、延展性、抗张力和化学稳定性，并且容易与其它金属制成合金，因此除了在电器工业上用以制作电力传输线、通讯和照明装置、无线电设备、电器仪表和电机设备等外，铜及其合金还广泛用于国防工业、机械制造工业以及有机化学工业等各个工业部门。例如黄铜用来制造枪弹和炮弹，白铜用于制造舰艇和发电设备的冷凝器和热交换器，铍青铜用来制造航空仪表的弹性元件，锡青铜用于制造轴承轴套，铝青铜用于制造物理仪器、精密仪器、齿轮及医疗器械，康铜和锰铜都是高电阻材料，等等。铜的化合物在农业上还用于制作杀虫剂和除草剂。铜还是制造防腐油漆的主要成分之一。

2. 国外铜矿资源概况

据 1970 年资料，国外铜矿的总储量(金属量)为 279.3 百万吨，以美国储量最大，其次为智利、苏联、赞比亚和秘鲁等国家。各国铜矿储量和年产量见表 5-6、表 5-7。

据 1974 年的资料，资本主义国家和苏联各种类型铜矿储量所占铜矿总储量的百分比

一些国家铜矿(金属量)储量(百万吨)

表 5-6

国家	储量	国家	储量
美国	77.6	扎伊尔	18.1
智利	53.8	波兰	10.3
苏联	34.9	澳大利亚	1.5
赞比亚	27.2	日本	1.5
秘鲁	22.3	其它	18.2

一些国家铜矿产量(万吨)

表 5-7

国家	产量	国家	产量
美国	109.3	秘鲁	21.3
赞比亚	66.5	南非(阿扎尼亚)*	12.7
智利	66.1	菲律宾	11.4
加拿大	55.2	澳大利亚	10.7
扎伊尔	32.0	其它	51.0

* 在白人种族主义者统治下，下同。

列如表 5-8。但各国具体情况又有所不同，如美国、智利和秘鲁等国铜产量的 80～90% 都来自斑岩铜矿；赞比亚、扎伊尔则主要来源于砂岩铜矿(铜钴矿)；加拿大以岩浆型铜镍矿床为主，加上黄铁矿型铜锌矿，共占其储量的 90% 左右；苏联 1917 年以含铜黄铁矿型为主(占总储量的 86.2%)，到 1937 年斑岩铜矿剧增，跃居首位，以后逐渐为含铜砂岩型所代替，近几年来后者一直为苏联最主要的铜矿类型。

3．铜的主要矿物

自然界中的含铜矿物约有 170 种，除成为自然元素产出者外，大多数为含铜的硫化物、氧化物、碳酸盐、硫酸盐、硅酸盐、氯化物和磷酸盐等化合物。由于铜具有强烈的亲硫性，所以铜的硫化物(包括含硫盐)在各种成因类型的矿床中，都占着显著的优势。世界上差不多 90% 的铜均取自硫化铜矿物，其余则为自然铜、含水碳酸盐和其它次生铜矿物。铜矿物除了主要用作炼铜原料外，孔雀石、蓝铜矿还用以制作装饰品和绿色、蓝色颜料。常见的铜矿物的化学组成及主要物理性质列于表 5-9。

国外主要类型铜矿的相对意义

表 5-8

矿床工业类型	占铜矿总储量比，%	
	资本主义国家	苏联
斑岩铜矿型	55.3	13.1
含铜砂岩、页岩型	29.2	30.3
含铜黄铁矿型	6.8	21.2
岩浆铜镍型	3.1	31.4(包括 V-Fe-Cu 型)
石英硫化物脉型	1.2	2.0
自然铜型	1.0	—
碳酸盐型	0.8	—
矽卡岩型	0.6	2.0
合计	100.0	100.0

4．铜矿床的一般工业要求

(1) 工业指标

铜矿床的主要工业指标如表 5-10。

我国各种类型铜矿床所使用的工业指标实例如表 5-11。

(2) 矿石自然类型

自然类型是指矿石的氧化程度。根据矿石的氧化率（氧化铜的铜含量占矿石中整个铜含量的百分数）划分为：

氧化矿石　氧化率在 30%以上；

混合矿石　氧化率在 10～30%；

硫化矿石　氧化率在 10%以下。

(3) 矿石品级和矿床规模

主要铜矿物的化学

类别	矿物	化学组成	含铜量(%)	晶系	晶形及结晶构造
自然元素	自然铜	Cu	100	等轴	立方体、八面体等，树枝状、块状、片状
硫化物	辉铜矿	Cu_2S	79.8	斜方	板状晶、短柱状晶，块状、粒状、土状
	铜蓝	CuS	66.4	六方	块状、粒状、板状及粉末状
	斑铜矿	Cu_5FeS_4	63.3	等轴	块状、粒状
	黄铜矿	$CuFeS_2$	34.5	正方	四面体、偏三角面体，块状、粒状
含硫盐	黝铜矿	$Cu_8Sb_2S_7$ 或 $4Cu_2S\cdot Sb_2S_3$	52.3	等轴	四面体、四角三四面体，粒状、块状
	砷黝铜矿	$Cu_8As_2S_7$ 或 $4Cu_2S\cdot As_2S_3$	57.5	等轴	十二面体，块状、粒状
	硫砷铜矿	$Cu_6As_4S_9$ 或 $3Cu_2S\cdot 2As_2S_3$	48.3	等轴	立方体，块状
氧化物	赤铜矿	Cu_2O	88.8	等轴	八面体，十二面体，块状、粒状、土状
	黑铜矿	CuO	79.8	单斜	鳞片状、土状、块状
碳酸盐	孔雀石	$CuCO_3\cdot Cu(OH)_2$	57.4	单斜	针状、柱状晶；块状、纤维状、贝壳状、放射状
	蓝铜矿	$2CuCO_3\cdot Cu(OH)_2$	55.3	单斜	短柱状、厚板状，块状、土状、贝壳状
硫酸盐	胆矾	$CuSO_4\cdot 5H_2O$	25.5	单斜	针状，纤维状、板状、贝壳状
	水胆矾	$CuSO_4\cdot 2Cu(OH)_2$	52.2	斜方	针状、柱状，贝壳状、纤维状、块状
硅酸盐	硅孔雀石	$CuSiO_3\cdot 2H_2O$	36.1	非晶质	块状、葡萄状，土状

铜矿床的主要工业指标

表 5-10

项目	硫化矿		氧化矿
	坑采	露采	
边界品位(%)	0.3	0.2	0.5
工业品位(%)	0.5	0.4	0.7
可采厚度(米)	0.8～1.2	2	1
夹石剔除厚度(米)	1～2	4	2

注：高品位的矿体，其品位与厚度的乘值（即米百分比）大于或等于工业品位与可采厚度的乘值者，仍可作为工业矿体。

我国各类铜矿床所使用的工业指标实例

表 5-11

矿床类型		边界品位(%)	工业品位(%)	可采厚度(米)	夹石剔除厚度(米)
江西某斑岩铜矿床		0.2	0.4	2	4
云南某层状铜矿床		0.3	0.5	1	2
云南某含铜砂岩铜矿床	硫化矿	0.3	0.5	1	2
	氧化矿	0.5	0.7		
广西某矽卡岩铜矿床		0.2	0.4	1	2
陕西某含铜黄铁矿床		0.3	0.5	1	2
安徽某石英-方解石脉铜矿床		0.2	0.5	0.8	1

在国外，通常铜含量高于2%者为富矿，1～2%为中矿，0.7～1%为贫矿，小于0.7%者为极贫矿。我国一般以1%为限，即铜含量大于1%者为富矿，小于1%者为贫矿。铜金属储量在5万吨以下者属小型矿床，5～50万吨属中型矿床，50万吨以上者属大型矿床。

5．铜矿石的工业类型

矿石的工业类型，主要决定于矿石的加工工艺特性，如矿石的构造、围岩的性质、有用组分的共生组合及含量等。硫化矿石一般采用浮选。与石英、白云石、方解石共生的块状、粗脉状硫化矿石，选矿性能最好，在适宜的精矿品位条件下，回收率通常在90%以上。这类矿石的富矿，可不经选矿而直接用于熔炼。细脉浸染型硫化矿石，无论围岩是硅

组 成 和 物 理 性 质　　表 5-9

主要物理性质					
颜色	硬度	光泽	条痕	断口	比重
铜红色	2.5～3	金属	亮铜红色	锯齿状	8.5～8.9
暗铅灰色	2.5～3	金属	亮铅灰色	贝壳状	5.5～5.8
靛蓝色、暗蓝色	1.5～2	金属，土状	灰黑色、亮铅灰色	粗糙状	4.59～6
暗紫红色、暗铜红色	3～3.5	金属	灰黑色	粗糙状、细贝壳状	4.9～5.4
黄铜色	3.5～4	金属	绿黑色、黑色	粗糙状、次贝壳状	4.1～4.3
钢灰色、铁黑色	3.5～4	金属	灰黑色、棕黑色	粗糙状	4.4～5.1
淡黑灰色、铁黑色	3～4	金属	黑色、深桃红色	粗糙状	4.4～4.9
暗钢灰色至铁黑色	2.5～3	金属	淡红褐色	贝壳状	4.48
红色、暗红色、红黑色	3.5～4	半金属	极光亮之浓红色	贝壳状、粗糙状	5.85～6.15
黑色、铁黑色	3.5	土状、半金属	黑色、黑灰色	贝壳状、粗糙状	5.82～6.25
翡翠绿色、绿黑色	3.5～4	丝绢玻璃(晶面上)	淡绿色	粗糙状	3.91～4.03
深蓝色、浅蓝色	3.5～4	玻璃(晶面上)、土状	淡蓝色	贝壳状	3.8
蓝、蓝绿、天蓝、深蓝色	2.5	玻璃、土状	白色	贝壳状	2.12～2.3
翡翠绿色，黑绿色	3.5～4	玻璃	淡绿色	粗糙状	3.9
蓝绿、绿蓝、绿、蓝色	2～4	油脂、玻璃	白色、淡蓝绿色	贝壳状	2.2～2.4

酸盐还是碳酸盐，选矿性能亦好；而细粒浸染特别是呈云雾状浸染的矿石，选矿较为困难，因为提取金属，在选矿过程中，不得不增加磨矿细度，磨矿越细，金属矿物随尾矿流走的可能性越大，因而影响选矿回收率。氧化矿石一般需水冶，或水冶加浮选的联合流程。而硅孔雀石、结合氧化铜高和含泥量高的矿石以及土状铜矿等，现代选冶技术尚未过关。

常见的铜矿石的工业类型以及相应的工艺品级有下列几种：

(1) *黄铜矿-斑铜矿细粒状矿石*

是一种被铜的硫化物矿化了的沉积岩（主要是砂岩和白云岩），它有以下工艺品级：

① 含铜的硫化物占3～15%或更高的原生矿石　矿石中金属矿物以斑铜矿和黄铜矿为主，其次是辉铜矿，而黄铁矿很少。砂岩中的硅酸盐矿物长石、石英和交代硅酸盐并构成其胶结物的方解石等约占岩石重量的85～97%。

② 以孔雀石、蓝铜矿、硅孔雀石、水胆矾、黑铜矿、赤铜矿为典型矿物的氧化矿石其中还包括铁的含水氧化物、石膏和高岭石，通常比其下部的原生矿石含铜更富。

③ 矿石中同时存在氧化矿物和次生辉铜矿、斑铜矿的混合矿石。

(2) *黄铁矿矿石*

主要矿物是黄铁矿（可达95%或更多）、黄铜矿和闪锌矿，其次是磁黄铁矿、白铁矿、辉铜矿、斑铜矿和砷黝铜矿，毒砂、方黄铜矿、辉银矿、脆硫锑铜矿很少。脉石矿物有绢云母、绿泥石、石英，有时含重晶石。

黄铁矿矿石的化学成分十分复杂，主要组成是铜、锌和硫，伴生组分有金、银、镉、铟、铊、镓、锗、硒、碲等。根据主要组分的含量所划分的黄铁矿矿石的工艺品级见表5-12。

黄铁矿矿石的工艺品级　　表 5-12

工艺品级		主要组分含量，%			
		铜	锌	硫	不溶残渣
块状矿石	含硫黄铁矿	<0.7	<1.0	>35	<30
	直接熔炼的含铜黄铁矿	>2.0	<2.0	>36	<30
	水套炉熔炼的含铜黄铁矿	>2.0	<2.0	>34	<30
	需经选矿的含铜黄铁矿	>0.7	<1.0	无限制	<30
	锌-铜黄铁矿	>0.7	>1.0	无限制	<30
	含锌黄铁矿	<0.7	>1.0	无限制	<30
浸染状矿石	铜矿	>0.7	<1.0	无限制	>30
	锌-铜矿	>0.7	>1.0	无限制	>30
	锌矿	<0.7	>1.0	无限制	>30

(3) 铜-钼矿石（细脉浸染矿石）

是一种经受了硅化、绢云母化以及不同程度矿化的斑岩（花岗斑岩等）。黄铜矿和黄铁矿呈细脉状和矿染。遭受矿化的不仅是斑岩，而且还有其周围的沉积岩（页岩等）。在次生硫化富集带内铜的含量增高。此类矿石中铜、钼共生并伴生少量金。

矿石中黄铜矿和黄铁矿一般各占 2～5%。次生硫化富集带内有辉铜矿。硅酸盐矿物占 90～95%，其中石英 60～95%，绢云母可达 40%。矿石通常保存了它赖以生成的岩石的构造特征。其工艺品级有：

① 铜以孔雀石、蓝铜矿和硅孔雀石形式存在的氧化矿石　含铜比硫化矿富（铜含量的差值不超过 20～30%）。

② 除辉铜矿外，尚含孔雀石和蓝铜矿的混合矿石。

③ 由于次生硫化富集而铜含量增高的辉铜矿矿石（是最有价值的一类矿石）。

④ 铜以黄铜矿形式存在的原生矿石　常产于细脉浸染铜矿的深部，不含辉铜矿。

(4) 矽卡岩矿石

是一种含铜、铁硫化物的矽卡岩。有以下工艺品级：

① 氧化矿石　常因存在大量孔雀石而含铜较高。

② 混合矿石

③ 块状硫化矿石　由黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿和磁铁矿所组成，硅酸盐矿物含量一般不超过 30%。

④ 浸染状硫化矿石　硅酸盐矿物含量高于 30%（这是最普遍的一类矽卡岩矿石）。

(5) 铜-铁-钒矿石

是一种富含铜硫化物和含钒的钛磁铁矿的辉长岩。矿物的大致含量为：铜硫化物 2～5%，钛磁铁矿近 15%，其余则为辉长岩的硅酸盐矿物。主要金属矿物是黄铜矿、斑铜矿、磁铁矿，其次为辉铜矿和黄铁矿。

(6) 石英-黄铜矿脉状矿石

是一种含少量方解石的石英脉。含有铜、铁、锌等硫化物，矿石成分有：黄铜矿 8～40%，黄铁矿 2～10%，其余主要为石英。闪锌矿一般含量很低（但个别的含量可高于黄铜矿 1～2 倍）。

(7) 铜-镍矿石

矿石中除铜外，主要工业组分是镍。此类矿石一般呈浸染状，产于基性岩和超基性岩中，有时也呈块状和脉状产出。

(8) 多金属矿石

矿石中同时有铅、锌、铜的硫化物存在，主要是由于交代硅酸盐岩石（尤其是凝灰岩）而生成的。

6. 铜矿床的工业类型及找矿标志

根据矿床的地球化学、地质物理特征及工业利用情况，将国内已知铜矿床划分为以下八个工业类型。

(1) 矽卡岩铜矿床

这类矿床分布于中至酸性侵入体与围岩的接触带及其附近，与矿床有成因联系的矽卡岩的存在为本类矿床的直接标志。成矿作用过程一般可分为矽卡岩、氧化物、石英硫化物和碳酸盐等四个阶段。矽卡岩常作为铜的硫化物选择交代的围岩。矿化富集于侵入体形成时岩浆流动的前缘地区内，主要沿断裂分布，多见于侵入体与围岩的内接触带。有时矿化也分布于外接触带的围岩中，而内接触带的矿体则极少见到。

矿石中铜矿物主要为黄铜矿，有时含斑铜矿和黝铜矿，共生矿物有磁黄铁矿、磁铁矿、方铅矿、闪锌矿等。矿石含铜量可达2～8%，常伴生有钴、钼、钨、锡等元素。矿石构造为浸染状和块状。矿床规模常为大型（特别是与碳酸盐岩接触的矽卡岩矿床，规模大、品位高）。已知工业矿床多分布于我国东部，主要属燕山期。除作为区域找矿前提的构造断裂、岩浆岩侵入体和围岩性质外，其一般的找矿标志是：

① 沿一定方向的断裂寻找侵入体，首先应沿北东东向断裂寻找中、酸性侵入体，再弄清侵入体形态、判断岩浆流动的前缘地区（如蘑菇盖和舌状突起等）。

② 沿侵入体边缘找有利于成矿的围岩，尤其要注意碳酸盐类围岩。

③ 在岩浆岩和围岩有利地段追索接触带，划分矽卡岩类型。通常情况下，辉石矽卡岩和石榴石矽卡岩等有利于成矿。

④ 围岩蚀变类型和规模是评价矿化规模的重要标志：含矿的以辉石为主的矽卡岩和镁橄榄石矽卡岩的特点在于遭受强烈热液蚀变，形成大量金云母、透闪石、阳起石、绿泥石、绿帘石、硅镁石、滑石和蛇纹石等；含矿的以石榴石为主的矽卡岩的特点是石榴石色深富铁，常有多期石榴石互相重叠或穿插。

(2) 斑岩铜矿床

斑岩铜矿床通常是一种规模很大的铜矿床，在国外，该类型铜矿床占有极其重要的地位。斑岩铜矿床约占我国铜矿总储量的24%。在已知的斑岩铜矿床中，大型和中型的占70%以上，约占该类型铜储量的99%，其中绝大部分为贫矿。但这种矿床常呈大型网脉产出，规模大，有用组分分布均匀，以硫化矿石为主，工艺性能稳定，金属回收率高，同时便于利用最新矿山设备进行机械化露天开采，因此尽管有用组分含量较低，但经济效果仍然是很好的。

斑岩铜矿床常与浅成和超浅成侵入岩有关，岩体常具斑状结构。与成矿有关的斑岩主要有花岗闪长斑岩和钠长斑岩；其次还有二长斑岩、花岗闪长岩、斜长斑岩、花岗斑岩、石英闪长玢岩、二长花岗斑岩、钾长花岗斑岩等。我国与此类矿床有关的斑岩岩体的产

出，与断裂关系密切（即沿断裂侵入），其中大多数矿床与燕山期斑岩有关（约占斑岩铜矿储量的68%），其次是晋宁期和海西期。

斑岩铜矿的围岩主要为千枚岩、片岩，次为角砾岩、侵入岩、火山岩、砂页岩及碳酸盐类岩石等，其时代多为前震旦纪。

矿石中的铜矿物以黄铜矿为主，次为辉铜矿、斑铜矿，还有赤铜矿、孔雀石及蓝铜矿等；伴生矿物有黄铁矿、辉钼矿、自然金、辉钴矿、磁铁矿、闪锌矿、方铅矿和磁黄铁矿等。脉石矿物主要有绢云母、石英，次为绿泥石、黑云母、长石、高岭石、方解石、绿帘石、石膏、萤石、白云石和磷灰石等。矿石构造为网脉、细脉、散点浸染状。此类矿床中，铜钼共生矿床（包括以钼为主伴生铜的矿床）占77%，其储量占该类矿床储量的98%。

斑岩铜矿床分布广泛，已知在我国江西、山西、西藏、四川、黑龙江、吉林、云南、陕西、甘肃、福建、河南和河北等省（区）均有产出。其找矿标志是：

① 分析构造　注意古隆起的边缘，大断裂的旁侧以及两种构造的交叉部位。

② 寻找母岩与围岩　花岗闪长斑岩、钠长（斑）岩、二长斑岩是重要的成矿母岩；千枚岩、片岩、中酸性侵入岩和火山岩是重要的成矿围岩。

③ 鉴定蚀变带　蚀变带的规模大、强度高、分带好（一般中心为黑云母、钾长石带，向外为绢云母、钾长石、石英带，再外为粘土、石英带）的面状蚀变，常伴有规模大的矿床。

④ 了解金属矿物分布　钼在接触带或斑岩中最富，向外是铜矿体产出的主要部位。斑岩铜矿床中黄铁矿化广泛，同时在表生作用下，黄铁矿等硫化物经风化易使岩石褪色，在褪色地段应注意寻找次生富集带。次生富集作用是形成斑岩铜矿床富矿的一个重要条件。

（3）火山岩铜矿床

对于"火山岩矿床"的概念，当前在认识上还存在有较大的分歧。由于火山岩铜矿床与其它类型的铜矿床（尤其是斑岩铜矿床、矽卡岩铜矿床和一部分重晶石-碳酸盐-石英脉铜矿床）的界限并不十分确切，因而在划分上也不尽一致。这里所指的火山岩铜矿床是由火山喷发提供铜质且产于火山岩筒、火山岩和火山碎屑岩中的铜矿床。在我国，本类矿床主要产于中酸性细碧-角斑岩系和中基性火山岩、火山碎屑岩系中。含矿岩石为石英角斑凝灰岩、角斑凝灰岩、细碧岩、安山岩、粗安岩及绿色片岩等。

近矿围岩蚀变主要为绢云母化、硅化、绿泥石化、碳酸盐化、绿帘石化、沸石化等。

矿体多呈大致沿层的短扁豆体，长几十米至一千米以上，宽几米至一、二百米。矿床规模一般为中型，矿化强度大，常构成富铜矿床。金属矿物主要为黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、斑铜矿及辉铜矿，伴生元素有金、银、钴、硒、碲、铊、镉等。矿石构造为块状及浸染状。主要找矿标志有下列几点：

1）在火山岩分布广泛的地区，要着重找寻古火山喷发口，并进一步区分主火山口、侧火山口和"双轴喷发"的喷发口，后者是火山长期喷发和多次喷发的一种喷发现象，这种现象常常造成适于成矿的构造，易于形成较大和较好的矿床。

2）注意侵入体和火山喷发残留物（凝灰角砾岩等）在火山口内的分布情况，二者的边部，往往是易于成矿的地段。贯入在火山口内的岩脉与火口边交叉后，其两侧也是成矿的有利部位。

3）注意寻找火山活动和爆破作用造成的破碎带。这种破碎带常呈不规则的圆形、椭圆形或扁圆形的凹陷区。在凹陷的破碎带中如有蚀变和矿化现象，深部即可能有矿床存在。

（4）*砂砾岩铜矿床*

本类矿床可划分为两个亚类：

① 砂岩铜矿床　矿床分布于红色沉积建造的"浅色"岩层中，已知矿床从上三叠统直至第三系均有发现，但主要含矿地层为中下白垩统和上侏罗统。云南、四川和湖南等省均相继发现有该类型铜矿床。多数矿床成带出现，延长数万米，规模一般属中至大型。

含矿岩石以砂岩为主，砾岩、页岩只占次要地位。一般为灰色、灰绿色细砂岩。矿石中主要铜矿物为辉铜矿、斑铜矿、黄铜矿，伴生有黄铁矿和赤铁矿（这些矿物在矿床内具带状分布特征）。金属矿物呈散点状，少量呈团块状和细脉状。矿石一般为富矿。找矿标志主要有以下两点：

1）沉积岩相　矿床出现在洪积相沉积与湖相沉积的过渡地带（此地带系岩层渗透率变化带），因此要着重研究沉积盆地内岩相的区域分布。

2）沉积环境　矿床与氧化还原条件的变化有关，矿带内的矿体有时穿过层理，多半出现在反映氧化还原条件不同的紫色岩层与"浅色"岩层的交界处，因此要注意岩层的颜色变化即浅紫交互特征。

② 含砾砂岩铜矿床　矿床分布于沉积间断面之上的基底沉积中。已知矿床产出于上震旦统陡山沱组底部及白垩系下统中。本类矿床的矿带长度常在万米以上，矿体厚 0.2～7 米，多属富矿。规模一般为中型。

含矿岩石为含砾砂岩、砂岩、页岩以及向上连续沉积的不纯白云岩。铜矿物主要有辉铜矿、斑铜矿、黄铜矿、黄铁矿，局部有砷黝铜矿和黝铜矿，伴生元素有金、银、锗等。矿石构造多呈细粒浸染和细脉状。

云南东北部和四川西南部均发现有此类矿床，其一般的找矿标志是：

1）矿床位于古隆起边缘，严格受沉积间断面及其上的沉积凹地的控制。

2）矿床与古老铜矿床的空间关系密切，遭受风化剥蚀的古老铜矿床之上及其周围的坳陷地带的盖层，常常是成矿的有利部位。

（5）*白云岩过渡带铜矿床*

这类矿床主要产于元古代浅海相的海进式地层中。由于矿床比较严格的沿一定地层分布，因此常称为层状或似层状铜矿床。矿带延长数万米，主矿体通常赋存于矿带下部呈条带状和板状，其上常平行排列 2～5 个不等的小矿体。矿床规模为中至大型。本类矿床的矿体形态和矿石品级，常与区域或区内某一地段的变质程度有关。浅变质岩区，矿体形态简单，常为贫矿；变质程度加深，矿体形态渐趋复杂，矿石铜含量相应增高。变质过程中，铜质向上盘、向张力裂隙、向岩层膨胀带迁移形成富矿的现象，特别显著。

含矿岩石为不纯白云岩，如泥质白云岩、泥砂质白云岩和含藻白云岩等。含矿部位从纵向上处于泥砂质减少白云质增多的交替部位、氧化环境后的弱还原环境和介质由酸性向碱性变化的过渡带；从横向上看，层位较为稳定，但岩相多侧变，常见泥砂质碳酸盐相被含藻碳酸盐相所代替。

矿石物质成分简单。硫化矿物有辉铜矿、斑铜矿、黄铜矿、黄铁矿等（矿物在矿带内

矿床工业类型	含 矿 岩 石	含矿岩系岩石组合	与侵入体关系	矿体产出状态
砂卡岩铜矿床	砂卡岩及碳酸盐岩	具碳酸盐岩石的沉积岩系	与中至酸性侵入体紧密共生，位于接触带或其附近	沿火成岩与围岩的正接触带或在围岩中沿层沿断裂分布
斑岩铜矿床	中至酸性侵入岩、变质岩、火山岩	侵入体围岩主要为铝、硅酸质岩石，极少为石灰岩	与中酸性侵入体密切共生	在侵入体内或其与围岩的接触带内外，矿体或矿化的形态常重复侵入体形态的某些特点
火山岩铜矿床	石英角斑凝灰岩、角斑凝灰岩、细碧岩、绿色片岩和火山碎屑岩	细碧-角斑岩系或火山岩系	无侵入体或与中酸性侵入体伴生	大体沿层发育
砂砾岩铜矿床 砂岩铜矿床	主要为砂岩，部分为砾岩、页岩	红层	无侵入体伴生	在红层中的浅紫交互地带沿层发育
砂砾岩铜矿床 含砾砂岩铜矿床	含砾砂岩、砂岩、角砾岩、页岩	基底碎屑沉积及连续向上的碳酸盐岩系；红层	无侵入体伴生	沿层发育
白云岩过渡带铜矿床	砂泥质白云岩、碳质板岩、大理岩、石英岩等	以泥质岩和碳酸盐岩为主的浅变质沉积岩系，很多地区有火山岩分布	常有中-基性侵入体在附近出现，与矿化无明显关系	沿层发育
基性和超基性岩中的硫化铜镍矿床	基性和超基性岩		矿化在侵入体内	在分异岩体中，多呈层状；在未分异岩体中呈沿裂隙贯入的矿体
与超基性岩有关的铜矿床	超基性岩中的砂岩和灰岩捕虏体		矿化在斜辉橄榄岩及辉石岩侵入体中	在捕虏体内沿层发育
重晶石-碳酸盐-石英脉铜矿床	石英、重晶石、碳酸盐（菱铁矿、铁白云石、方解石）脉	脉体分布于火山岩、砂页岩、侵入岩中		脉体在围岩中受断裂控制

具带状分布特征）；氧化矿物有孔雀石、黑铜矿、蓝铜矿、硅孔雀石等。矿石中除铜外，尚伴生有微量的金、银、锗、钴、钼等元素。矿石构造以细粒浸染状、细脉及沿层线状为主，次为斑点状、网脉状等。其找矿标志是：

1）元古代浅海相海进式沉积盆地内局部坳陷较大的地带，是矿床形成的重要的古地理条件。

2）反映沉积环境、介质条件和沉积物分异特征转折的紫色岩层上部的“过渡层”，是成矿的有利地层。

3）根据硫化矿物带状分布规律找寻富矿带和预测隐伏矿体。常见的横向分带是上部多辉铜矿，中部多辉铜矿、斑铜矿或斑铜矿、黄铜矿，深部多黄铜矿和黄铁矿。

(6) 基性和超基性岩中的硫化铜镍矿床

该类矿床的特征见表 5-13。

(7) 与超基性岩有关的铜矿床

该类矿床特征见表 5-13。

(8) 重晶石-碳酸盐-石英脉铜矿床

其特征见表 5-13。

分 类 及 其 特 征 表　　表 5-13

矿 石 类 型	特征有用组分	围 岩 蚀 变	占总储量比例	矿石品级	矿床成因类型
浸染状铜矿或块状含铜磁铁矿、块状含铜黄铁矿、块状含铜磁黄铁矿	Cu 或 Cu、S; Cu、Fe; Cu、Mo; Cu、W; Cu、Sn; Cu、Pb、Zn	矽卡岩化及其它后期热液蚀变显著，与矿化关系密切	大型，占总储量20%以上	一半以上为富矿	接触交代矿床
石英、碳酸盐、硫化物细脉及散点浸染状矿石	Cu、Mo	硅化、绢云母化显著，有时有黑云母化、碱性长石化，蚀变与矿化关系密切	大型，占总储量20%以上	几乎全为贫矿	岩浆热液矿床
块状或浸染状含铜黄铁矿；块状、浸染状含铜多金属矿；不含铜的块状、浸染状黄铁矿	Cu 或 Cu、Zn; Cu、Pb、Zn	硅化、绢云母化、碳酸盐化、沸石化，与矿化有一定关系	中型，占总储量2～6%	大部分为富矿	
以浸染状矿石为主	Cu	微弱	中型，占总储量2～6%	大部分为富矿	沉积（成岩）矿床
主要为浸染状，次为细脉状、网脉状矿石	Cu	微弱			
浸染状矿石为主，次为细脉状、脉状，少有块状	Cu	微弱或有硅化、绿泥石化等	大型，占总储量20%以上	一半为富矿	沉积（成岩）-变质矿床
浸染状及块状矿石	Ni、Cu	在贯入矿体旁边可有蛇纹石化		均为铜的贫矿	岩浆矿床
块状含铜黄铁矿	Cu			相当部分为富矿	
	Cu 或 Au、Cu; Cu、Pb; Cu、Co		小型，占总储量1%以下	相当部分为富矿	热液矿床

第三节　　铬

1．铬的性质和用途

铬是一种光亮的银白色金属。在常温下，铬在空气和水中都是稳定的，不受腐蚀。

铬的主要物理性质：立方体心格子，晶胞参数—2.871 Å，20℃时的比重—7.19 克/立方厘米，熔点—1800℃，沸点—2327℃，20℃时的比热—0.11 卡/克·度，导热率—0.07 卡/厘米·秒·度，在 20～100℃ 时的线膨胀系数—6.7×10^{-6}，布林涅尔硬度—217～236 公斤/平方毫米，摩氏硬度—4～5，0℃时的电阻率—15.25×10^{-6}欧米·厘米，18℃时的磁化率—3.7×10^{-6}立方厘米/小时，电离势—6.7 电子伏特，电子逸出功—3.72 电子伏特，能量常数—4.75。

铬铁矿是发展国防、尖端工业和基础工业，建立独立的比较完整的工业体系所必需的重要资源。在冶金工业中，铬矿主要用来生产铬铁，作为冶炼合金钢的加入剂。它可以提高钢的硬度、强度极限和屈服点，降低延伸性和韧性，也能够增加钢的防腐性和耐热性。大部分工具钢、结构钢和不锈钢都含有铬。铬也是高温合金中重要的元素之一。据统计，美国 1970 年冶金工业用铬量占总用铬量的 64%，绝大部分用来生产合金钢，特别是不锈

钢。这些合金钢和不锈钢在军事工业上，可以制造潜水艇、航空母舰的船体和甲板，制造固体和液体燃料火箭发动机外壳、导弹的尾盖和转换零件等。各种金属制品镀铬以后，可以防止腐蚀和生锈。此外，铬铁矿还是重要的耐火材料。铬质耐火材料和铬镁质耐火材料，熔点高(约2000℃)，对任何成分的炉渣都稳定，在高温下能保持固有的体积。在化学工业方面，铬矿石主要用来生产各种铬盐，作为染料、制革的鞣料、媒染剂、催化剂及照像业、陶瓷工业用化学药品。

2．铬的地球化学及其工业矿物

铬是元素周期表的第ⅥB族元素。原子序24。原子量51.996。自然铬由四种稳定的同位素组成：Cr^{50}(4.31%)、Cr^{52}(83.76%)、Cr^{53}(9.55%)与Cr^{54}(2.38%)。各同位素的总电子数是：Cr^{50}—26，Cr^{52}—28，Cr^{53}—29，Cr^{54}—30。人工获得的放射性同位素的半衰期为0.4秒～27.75天。铬的外围电子的构型为$3d^5\,4s^1$，在内生弱电场影响下，多成$Cr^{\downarrow\downarrow\downarrow+++}$(即$Cr^{3+}$)，其强亲氧性，Cr与$Mg^{2+}$一起与O联结的共价键成分很高，因此铬尖晶石类矿物为岩浆阶段晶出的高温(1500℃)碱性矿物。6次配位的Cr^{3+}与Al^{3+}，其次与Fe^{3+}离子半径相近(Al 0.57 Å、Cr^{3+}0.64 Å、Fe^{3+}0.67 Å)，故Cr^{3+}、Al^{3+}、Fe^{3+}之间有广泛的类质同象。只有在强氧化电场下，才形成Cr^{6+}。在碱性、强碱性条件下，分别呈$[CrO_4]^{2-}$、$[CrO_7]^{2-}$。有挥发分F、Cl参与时，可形成CrO_2F_2、CrO_2Cl_2，并有一定的迁移能力。

铬的重量克拉克值为8.3×10^{-3}(Виноградов,1962年)，约为铁的克拉克值的1/55。但在富矿中铬的含量为其克拉克值的400～500倍。各种火成岩中Cr的平均含量如图5-1所示。

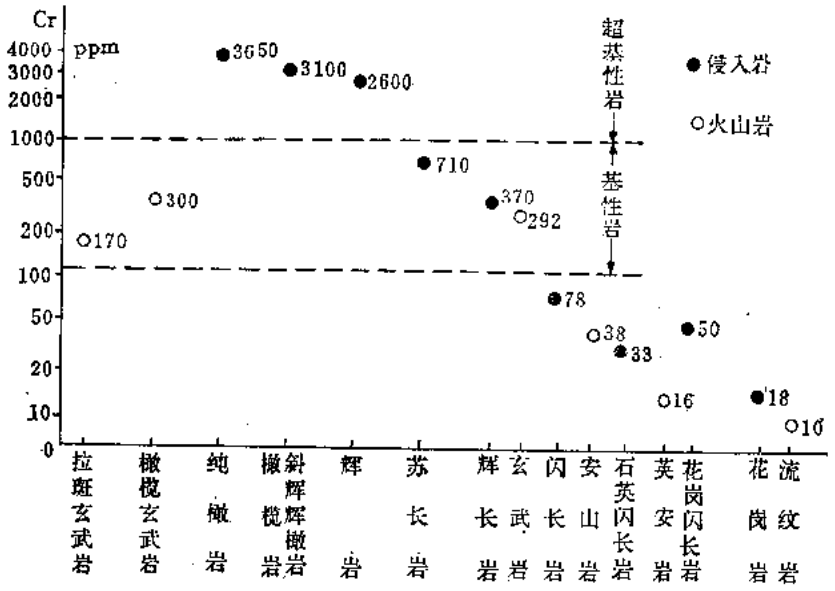


图5-1 各种类型岩浆岩中的Cr含量(据武汉地质学院，1973年)

上述资料表明，Cr的含量随着岩浆的基性程度增加而升高，主要富集在超基性岩类中，而在纯橄岩及斜辉辉橄岩中最富集。随着辉石(特别是单斜辉石)的大量出现，则其含量显著降低。基性岩铬的含量比超基性岩低一个级次。

铬在许多造岩矿物，特别是副矿物中形成最有意义的富集，而副矿物中铬尖晶石类更

具有突出的意义(表 5-14)。

一些造岩矿物和副矿物中铬含量的变化范围　　表 5-14

造岩矿物	Cr(ppm)	副矿物	Cr(ppm)
橄榄石	0～20	铬尖晶石	～450000
斜方辉石	20～3350	尖晶石	5000
单斜辉石	10～8150	磁铁矿	200～12000
白云母	～5	钛铁矿	5～250
黑云母	5～800	绿闪石	15600
斜长石	2～100	铬绿泥石	55000
钾长石	—	钙铬石榴石	187000
石英	—		

从表 5-14 可以看出：

(1) 铬不仅在超基性岩中富集，而且在其主要造岩矿物中分配量高。从岛状、单键、到双链硅酸盐矿物，Cr 的含量逐渐增高，Cr 几乎不进入橄榄石。有资料说明，同一岩体不同岩相的同种造岩矿物中，铬的分配有较大的差异；同一种矿物在超基性岩中比在基性岩中富于铬。由此可见，矿物中铬的含量是岩浆分异作用的函数。

(2) 许多副矿物由于含铬较高而成为多数岩浆岩的载铬矿物。其中最主要的是铬尖晶石，此外还有磁铁矿和钛铁矿等。

铬的地球化学特征表明，铬的成矿作用与基性、超基性岩有密切的内在联系。由于 Cr^{3+}不能进入橄榄石晶格，在橄榄石大量结晶的岩浆早期阶段，铬只能消耗一部分以形成副矿物铬尖晶石。铬尖晶石作为副矿物结晶开始于橄榄石之前，并且可以一直延续到橄榄石完全结晶之后，在有大量挥发分存在的条件下，尤其如此。大量橄榄石、部分斜方辉石已晶出的岩浆晚期阶段，岩浆中铬的浓度增加，是铬的主要成矿阶段。实验证明，挥发分的增加，可以降低铬尖晶石的结晶温度，有利于铬的大量富集。在岩浆结晶过程中，在一定温度、成分条件下，可以发生岩浆熔离作用，形成富铬的矿浆。这种认识为许多矿床的实际资料和实验研究所证实。当岩浆富于铝、钙时，则导致铬大量分散到单斜辉石中，不利于成矿。

自然界中已发现的含铬矿物将近 30 种，其中只有铬尖晶石类矿物的少数亚种具有工业意义。铬尖晶石类是具有有限类质同象替换的成分多变的矿物。其通式为$(Mg,Fe)^{2+}(Cr,Al,Fe)_2^{3+}O_4$。铬尖晶石的种属取决于其中 Cr_2O_3、FeO、Fe_2O_3、MgO、Al_2O_3 等氧化物的比例关系，只有通过化学分析才能确定。目前较为通用的铬尖晶石化学成分分类，是H.B.巴甫洛夫提出的，天然铬尖晶石被划分为 29 个亚种(详见有关参考书)。其中常见的最有实际价值的是镁质铬铁矿、镁质铝铬铁矿、富铬尖晶石及富铁铬铁矿等。铬尖晶石类矿物的化学成分虽然变化很大，可是物理性质却很相似，以致只凭矿物学性质无法加以区别。因此在找矿勘探和采矿实践中，所有铬尖晶石类矿物都简称为铬铁矿。

铬尖晶石类矿物属等轴晶系，六八面体对称型。在地质体中多呈浑圆或不规则粒状及致密的粒状集合体，间或呈八面体。具半金属光泽至金属光泽，呈铁黑色或褐黑色，颜色的深浅程度随其化学成分不同略有变化，条痕为褐色或棕黑色。在薄片中呈半透明，显褐红色-红色，随着铁含量增加变为不透明。硬度 5.5～7.5，比重 4.0～4.8。具弱磁性，受

变质具磁性。在反光镜下，磨光性良好，反射率 14%(黄光)，反射色呈无色(灰色微带棕色)，均质，不显双反射及反射多色性，在浸油中显示黄褐色内反射现象。相对突起等级属Ⅶ级(>磁铁矿，<赤铁矿)，系弱可塑性矿物。

在铬铁矿矿床中，与铬尖晶石类矿共生的主要脉石矿物，有数量不等的橄榄石、辉石、蛇纹石(包括绢石)及含铬的绿泥石，偶见铬石榴石(钙铬榴石)、铬云母、铬电气石、铬金红石等。

3．铬矿床的成因类型

按照铬铁矿矿床的形成条件，可简单地划分为四种成因类型(表 5-15)：

铬铁矿矿床的成因类型　　表 5-15

矿床成因类型		早期岩浆分凝式矿床	晚期岩浆矿床	
			同生矿床	后生矿床
大地构造位置		前寒武纪古老褶皱带（地台区）	前寒武纪古老褶皱带（地台区）或地槽褶皱带中间隆起带边缘	地槽区（特别是优地槽区）
岩体类型与含矿岩相		橄榄岩-斜方辉石岩-苏长岩型，古铜辉岩为主要含矿岩相	纯橄岩-(单辉辉橄岩)-单辉辉石岩型，纯橄岩为主，有时有纯橄岩-斜辉辉橄岩，杂岩相含矿	纯橄岩-斜辉辉橄岩-斜辉橄榄岩型或斜辉辉橄岩-斜辉橄榄岩型，纯橄岩及纯橄岩-斜辉辉橄岩杂岩相为主要含矿岩相
岩石 M/F 值		3～4.5(铁质超基性岩)	>6.5(镁质超基性岩)	>8(镁质超基性岩)
矿体在岩体中的位置		基性岩向超基性岩过渡的杂岩带或超基性岩的中上部	上盘内带为主	多在岩体中部杂岩带
矿体与围岩界限的主要关系			渐变过渡或迅速过渡	相当清楚
矿体的形态-构造类型		平缓的韵律性层状；分异差则为似层状透镜体、矿巢	不规则脉状、透镜状	脉状、囊状、透镜状
矿石类型		稠密程度不同的浸染状矿石，铬尖晶石自形，粒细(<0.5mm)	浸染状或浸染条带状矿石，铬尖晶石，半自形-他形，中粒为主，	块状、稠密浸染状矿石为主，铬尖晶石他形、中粗粒为主
铬尖晶石特征		富铁贫铬	富铁	富镁，铬尖晶石或高铬低铝或低铬高铝
矿石质量	Cr_2O_3/(FeO)	1.7±	≤2.5	≥2.5
	MgO/FeO	低	低	高
工业价值		有些地方（如南非布什维尔德）规模特大，但矿石质量差，达不到冶金级要求	大-中型，多数矿石需要选矿	中-大型或特大型，世界冶金级矿石的主要来源
实　例		布什维尔德，津巴布韦大岩墙，美国斯提耳沃特	我国甘肃、陕西、河北地区的某些矿床	我国西藏、内蒙、新疆等地的矿床 苏联肯皮尔赛矿床、南欧、西亚的许多矿床

注：热液矿床与表生作用矿床从略。

(1) 早期岩浆分凝式矿床

这类矿床多产于前寒武纪古老褶皱区具有明显垂直分带性的层状基性-超基性杂岩体中，在早期岩浆阶段由于重力分异作用形成。著名的南非布什维尔德层状铬铁矿矿床属于这一成因类型。在我国仅有宁夏小松山铬矿大体属于这一类型，但未形成工业矿床。

(2) 晚期岩浆矿床

晚期岩浆矿床是在岩体的晚期阶段生成的，铬铁矿在挥发分的参与下从含矿残余岩浆中结晶出来。根据矿体形态、产状、矿体与围岩的关系，以及矿石的结构、构造等特征，可将这类矿床分为同生和后生两个亚类。晚期岩浆同生矿床与母岩(主要是纯橄岩)共生。而后生矿床的成矿物质经过富集之后，往往有某种程度的运移，地槽区几乎所有最主要的具有工业意义的铬铁矿床都属于这一成因类型，是冶金级铬矿石的主要来源。

(3) 热液矿床

热液矿床是由超基性岩的含铬造岩矿物和铬尖晶石受热液(很可能在超基性岩体蛇纹石化的同时)溶解并重新聚积而形成(这一类型划分争论较大)。据报导，印度的某些矿床属于这一成因类型，其工业意义不大。我国尚未发现这类矿床。

(4) 表生作用矿床——残、坡积砂矿、河床砂矿及海滨砂矿

这类矿床一般比较少见，意义有限。我国发现过一些砂矿，但规模不大。

4. 铬矿石类型及其质量的工业要求

按照矿石的结构、构造和铬尖晶石的含量，可以划分以下铬矿石类型：

(1) 块状矿石

铬尖晶石含量大于80%，脉石含量不大于20%，通常具有中、粗粒(1～5毫米)半自形-他形晶镶嵌结构，铬尖晶石粒径大于5毫米以上者亦比较常见。这类矿石在地槽区晚期岩浆矿床中最发育，勿需选矿便可在工业上利用。按照其中铬尖晶石含量可划分两个亚类：

① 致密块状矿石　其中无脉石，铬尖晶石含量95%以上。若其铬尖晶石属于富镁高铬类型，可以直接用来生产高品级铬铁合金。

② 准致密块状矿石　通常含有5～20%的脉石。

(2) 均匀浸染状矿石

铬尖晶石呈粒状、聚粒状均匀地散布于超基性岩中，铬尖晶石粒度多为细粒、中粒(1～2毫米)，有时为粗粒，其自形程度往往与粒度有关，粒度愈细，自形程度愈好。这类矿石必须经过选矿富集才能工业利用。根据矿石中铬尖晶石的含量，可以划分四个亚类：

① 稠密浸染状矿石　铬尖晶石含量50～80%。

② 中等浸染状矿石　铬尖晶石含量30～50%。

③ 稀疏浸染状矿石　铬尖晶石含量20～30%。

④ 星散浸染状矿石　铬尖晶石含量10～20%。

(3) 累带构造(条带构造)矿石

其中铬尖晶石按一定方向排列，形成厚度不大(几毫米至10～20厘米)、宽窄不一的条带，在超基性岩中重复出现，形成累带。这种矿石可由单一的浸染状矿石构成，或由不同浸染程度的条带交替出现构成，或由致密条带与浸染状条带交替出现构成，或由单一的致密条带构成，需经选矿方能利用。

以上是较为常见的工业矿石类型。此外，还经常伴随出现极其多种多样的构造，详见《中国铬铁矿矿相图册》。

铬铁矿的一般工业要求参见表5-16。

5. 国外铬矿资源概况

当前国外铬铁矿储量估计有30多亿吨，大体上分布在二、三十个国家内，主要集中在

铬铁矿的主要工业要求　　表 5-16

用途	类型		Cr_2O_3，重量%		$Cr_2O_3/\langle FeO\rangle$	有害杂质平均允许含量，%				备注
			边界品位	工业品位		SiO_2	P	S	CaO	
冶金	原生矿	富矿	≥25	≥32	≥2.5	≤10	≤0.07	≤0.05		
		贫矿	5～8	≥8～10		—	—	—	—	富选精矿须达到富矿要求
	砂矿		≥1.5	≥3		—	—	—	—	
耐原火料	Ⅰ级品		≥35			≤8	—	—	≤2	天然耐火材料
	Ⅱ级品		≥32			≤11	—	—	≤3	铬砖及铬镁砖
化工	富矿或精矿		≥30%		2～2.5					

注：① $Cr_2O_3/\langle FeO\rangle$（重量比，$Fe_2O_3$ 需乘以 0.9 换算成 FeO 后参加计算）是铬矿石的重要工业指标之一，必须在勘探中查清，具体要求与有关单位商定。铬铁合金中铬的含量高低主要取决于铬矿石的 $Cr_2O_3/\langle FeO\rangle$ 比值，该值高则铬铁含铬高，反之亦然。为了炼得Cr＞60%的铁合金满足生产合金钢的需要，$Cr_2O_3/\langle FeO\rangle$必须大于2.65。

② 贫矿指标还有待冶金工业部最后审定。

③ 可采厚度 0.5～1.0 米，夹石剔除厚度 0.3～0.5 米。

④ 冶金用矿石，对湿度和块度还有一定要求。

⑤ 冶金用矿石必须清洁，不得混入任何含碳物质。

⑥ 在铬铁矿矿床中，常伴生有铂族（铂、钯、铱、锇、钌、铑）、钴、镍等元素，当铂大于 0.2～0.4 g/T、Co 大于 0.02%、Ni 大于 0.2% 时即应作出综合评价。富镁的纯橄岩或蛇纹岩，可作为耐火材料和制钙镁磷肥的原料。在超基性岩中，有时伴生有滑石、石棉、蛭石、水镁石、菱镁矿等非金属矿产，也要注意综合评价。

南非（阿扎尼亚）*、津巴布韦和苏联。它们拥有国外铬铁矿总储量的 90% 以上。

南非（阿扎尼亚）有经济价值的铬铁矿矿床产在布什维尔德基性-超基性杂岩体中。矿体与古铜辉岩关系十分密切，呈平缓的韵律状产出，单矿层厚度薄（0.1～1 米），但延长可达数十公里，甚至数百公里。矿石 95%属于化学级，Cr_2O_3 平均含量为 44.5%，$Cr_2O_3/\langle FeO\rangle$ 低（1.7 左右）。目前最大矿山年产量 30 万吨。

津巴布韦主要铬铁矿矿床集中在延伸达 530 公里，宽 5.7 公里的“大岩墙”中。组成岩墙的苏长岩、二辉岩、古铜辉岩、斜辉辉橄岩等岩石分带很明显。层状铬铁矿位于蛇纹石化古铜辉石岩中，分布较布什维尔德铬铁矿层不规则，个别矿层延伸达 2 公里。矿石虽然 Cr_2O_3 品位较高，达 48～50%，但有 1/2 属于铁含量较高的高铁矿石。

苏联的铬铁矿主要产在乌拉尔和哈萨克斯坦。乌拉尔萨拉诺夫岩体，面积 0.22 平方公里，属辉长岩-斜辉辉橄岩型岩体，具有上亿吨铬矿储量。矿床由三个平行的似脉状矿体组成。西矿体长 910 米，厚 5 米；中部矿体长 1200 米，厚 10 米；东矿体长 110 米，厚 3.35 米。此外，在深部发现一些规模不大、也不稳定的透镜状卫星矿体。矿石为块状、稠密浸染状矿石，质量不高，Cr_2O_3 33～42%，含铝量高（15～20%），用作耐火材料。

肯皮尔赛是苏联最主要的铬矿原料基地，经过 59～69 年进一步勘探，储量增长达到 2.05 亿吨，矿石富（Cr_2O_3 54%左右），$Cr_2O_3/\langle FeO\rangle$值高（＞3）。该岩体出露面积 1200 平方公里，产于优地槽区，属于纯橄岩-橄长岩-斜辉辉橄岩建造。矿床多分布在岩体的穹形隆起构造的纯橄岩-斜辉辉橄岩杂岩相。

6．铬铁矿矿床的某些形成条件与分布规律

对于基性、超基性岩及铬铁矿的研究工作，已有将近一个世纪的历史。由于基性、超

* 在白人种族主义者统治下，下同。

基性岩不仅为人类提供了丰富的矿产资源，而且还被作为地壳深部物质及上地幔物质来进行研究，因而受到广泛的重视，不断取得进展。尽管存在着许多问题与争论，但是认识上的共同点逐渐增多，可供铬矿找矿勘探工作参考。

(1) 与铬铁矿有关的超基性岩，被认为来源于地球内上地幔部分，而基性-超基性杂岩则可能导源于地壳的硅镁层。岩浆铬铁矿床是基性、超基性岩浆长期活动的产物，是岩浆分异作用的结果。贯串整个岩浆活动始终的分异作用，包括深部分异、侵入之后的重力分异或动力分异及其相互转化，以及可能的多期活动，是形成铬铁矿床的重要条件。

(2) 基性、超基性岩有些分布在前寒武纪古老褶皱区(地台或地盾区)，更主要分布在古生代以来各期地槽褶皱区的不同部位。它们的空间分布严格受区域构造体系，特别是深(大)断裂系统的控制，往往呈线状或带状分布，构成所谓岩带。有时成群分布，则构成所谓岩区。由于岩体所在的大地构造位置、控制岩体分布的深断裂的规模和性质的不同，岩体类型、矿床特征也有明显的区别。据认为，规模大、分异好的含铬岩体与"长期存在"的深断裂有关。分布在优地槽的复向斜中的超基性岩体对于成矿较为有利。

(3) 岩体类型集中地反映岩浆的性质和物质成分特点、岩浆的分异特征和成岩时的地质构造环境，以及岩浆的成矿专属性。铬元素的分布与分配、集中与分散、工业富集的方式与形成阶段，都在一定程度上同岩体类型有关，是成矿作用的内因。据目前国内外的资料，主要含铬超基性岩体类型有：

① 前寒武纪褶皱区的基性-超基性岩建造：(橄榄岩)-斜方辉石岩-苏长岩类型；

② 前寒武纪褶皱区或地槽褶皱区的中间隆起带中的超基性岩建造，纯橄岩-(单辉辉橄岩)-单斜辉石岩类型；

③ 古生代以来的优地槽区的超基性岩建造：纯橄岩-斜辉辉橄岩-橄榄岩类型；斜辉辉橄岩-斜辉橄榄岩类型；

④ 古生代以来地槽褶皱区的基性-超基性岩建造：辉长岩-斜辉辉橄岩类型。

岩体内铬铁矿的分布限于一定的岩相，主要有纯橄岩相带或纯橄岩异离体，纯橄岩-斜辉辉橄岩杂岩带。

(4) 岩体的内部构造，由其岩相组合方式及原生构造反映出来。一些岩盘、岩盆状产状平缓的岩体，其内部构造表现出明显的垂直分带性，即自上而下可划分出岩性显著不同的两、三个岩相带，基性程度随深度逐渐增加；而具有一定规模的陡倾斜岩墙状岩体，其内部构造则主要出现某种水平方向的分带性(有时具有一定的对称性)。岩体内部构造分带性明显的岩体，反映分异作用完善，往往有利于成矿。

(5) 超基性岩根据其 M/F 值(岩石中 MgO 同 FeO 与 Fe_2O_3 原子比)，可以划分为镁质超基性岩(M/F>6.5)和铁质超基性岩(M/F 2～6.5)。根据我国的资料，一般说来，含铬岩体多为贫钛的(TiO_2 仅为千分之几)镁质超基性岩(M/F 值多为 8～11)。此外，国内外某些铬铁矿矿床赋存于铁质超基性岩中。同一构造带的诸岩体中，基性程度高(纯橄岩占的比重较大，M/F 值高)、含铬量高并且分布不均匀的岩体，通常有利于成矿。与基性岩密切伴生并且分异完善的铁质超基性岩往往是含镍的岩体类型，并以富含 TiO_2(通常为 0.2～0.9%)为特征，与含铬岩体有显著区别。

(6) 铬铁矿体在岩体中往往"成带分布，成群出现，成段集中"。

在层状基性-超基性杂岩体中，主要矿层产在基性岩向超基性岩过渡的杂岩带中，或者

超基性岩带的中上部，有时个别矿层可偏于超基性岩带的下部。

我国前寒武纪褶皱带(或地槽褶皱区的中间隆起带)的纯橄岩-(单辉辉橄岩)-单辉辉石岩型岩体中，铬铁矿矿床主要分布在岩体上盘内带。

地槽区的超基性岩建造的岩体中，主要铬铁矿矿床多分布在岩体中部的纯橄岩-斜辉辉橄岩相中，值得特别注意。

在垂直分带性明显的岩体中，矿体往往具有"多层性"，要注意在不同岩相的界面附近的找矿工作。

(7) 由于铬铁矿的成矿还受流动构造或原生裂隙的控制，因而常在平面上呈雁行状排列，在剖面上呈叠瓦状排列。矿群和规模较大的矿体往往有侧伏现象。这些规律对于矿床的勘探和深部找矿有一定的意义。

(8) 岩浆中 Si、Al、Ca、Mg、Fe^{2+}、Fe^{3+} 和 Cr 的相对含量变化对铬尖晶石成分的影响很大。铬尖晶石成分与岩浆成分常有一定的承袭性，大体说来，产于岩体下部或偏基性的岩相的铬尖晶石中铬、镁含量高，而铁、铝则较低，产于岩体上部或偏酸性岩相中的铬尖晶石相对贫铬、镁，富铁、铝。富铝岩体中的造矿铬尖晶石常属高铝、低铬类型。地台区岩体中的铬尖晶石一般富铁，MgO/FeO、$Cr_2O_3/\langle FeO\rangle$ 值低；而地槽区岩体中铬尖晶石则相反，富镁，MgO/FeO、$Cr_2O_3/\langle FeO\rangle$值高。

(9) 铬尖晶石富铁的铬铁矿矿床中，往往伴生有可供综合利用的铂族元素。

(10) 岩体中的矿化，通常富集在一定的岩相-构造部位和一定的深度。只有剥蚀作用适度才出露比较好的含矿岩相，因而要注意岩体剥蚀程度的研究。

7. 铬铁矿矿床的工作方法简述

(1) 在有望的地质构造区，用航空磁测方法寻找超基性岩带，并配合地质和地面磁法检查航磁异常，圈定岩体(在覆盖区)。

(2) 对超基性岩体、基性-超基性岩体进行大比例尺(1/2000～1/10000)地质填图，以了解岩体的形态、产状，岩相组合与岩体类型，岩体内部构造与分异作用，岩体地表矿化特征，进行岩体含矿性综合评价，选择有利的岩体进行找矿勘探。在这一过程中，配合进行少量的岩石化学和铬尖晶石化学成分的研究。

(3) 经验表明，在岩体地表反复进行搜山找矿，并用一定的轻型山地工程揭露追索矿化较好地段，是一种不可忽视的有效的找矿方法。

(4) 运用物化探方法直接找矿

① 在地形较为平坦的地区，采用磁法与重力结合，寻找埋藏不深、具有一定规模的盲矿体，比较有效。我国新疆、西藏都有这样成功的先例。六十年代苏联肯皮尔赛岩体深部找矿中，综合性的地球物理研究发挥了较大的作用，由于地球物理方法和仪器的更进一步完善，找矿深度加大到 400～500 米。

② 化探次生晕测量，对于寻找浅部的晚期岩浆同生矿床有一定的效果。

(5) 钻探是铬铁矿矿床勘探的一种重要手段。但是铬铁矿矿床较为复杂，仅采用钻探(即使网度很密)往往也很难控制矿体的变化，必须配合适当的重型山地工程，才能取得较可靠的地质资料。

第四节　　镍

1．镍的性质和用途

镍是化学元素周期表中第Ⅷ族的元素，原子序数 28，原子量 58.69。已知镍有 5 种天然同位素，它们的原子量分别为 57.69(占 67.76%)、60.95%(1.15%)、61.95%(3.66%)、63.95(1.16%)，并且已制得了 6 种人造同位素。纯镍是一种光泽很强的银白色金属，坚硬、难熔，磨光性好，在空气中光泽不褪。镍的比重为 8.8～8.9，布氏硬度为 70，摩氏硬度为 3.8，熔点 1455°C，沸点 2990°C，断裂强度极限为 32.6～32.9 公斤/毫米^2，拉伸相对长度为 35～45%，0～20°C之间的线胀系数为 0.0000128，导电率(以银为 100)为 12.9。

镍有磁性，其磁性在 360°C时消失。在空气中镍不氧化，因此镍广泛用作铁、铜制品的电镀层。盐酸、硫酸甚至氢氟酸对镍的腐蚀性很弱，镍仅微溶于稀硝酸，但海水、碱溶液、熔融的碱、氨对它的作用，对大部分无机盐、石碳酸、某些有机物、颜料、油漆、肥皂、糖以及有机酸对它的作用完全保持稳定。

镍是现代技术中最重要的金属之一，用于汽车、拖拉机工业，重型机器制造工业，造船工业，自动控制和航空工业，医疗器械、化学工业，电子工业等。大量的镍用于和其它金属一起制造合金。为了制得特殊性能的合金，需要有含杂质很少的、特别纯的金属镍，而硫、铅、锌、锑、镉、锡等是有害的杂质。

2．镍矿石的工业类型和一般工业要求

镍矿石的工业类型是根据技术加工特点并考虑到形成条件来划分的，主要分为硫化镍型矿石和硅酸镍型矿石。这两类矿石的一般工业要求见表 5-17。

硫化镍和硅酸镍型矿石的主要工业要求　　表 5-17

矿石类型	边界品位，%	工业品位，%	可采厚度，米	夹石剔除厚度，米
硫化镍	0.2	0.3	0.7～1	2
硅酸镍	0.5	0.8～1	1	1～2

硫化镍矿石根据冶炼技术要求又可分为不需要选矿就可利用的矿石和需要选矿的矿石。含镍在 2～3% 以上的富矿石，可以不经选矿直接入炉熔炼，在圈定矿体时应单独圈定。致密块状纯硫化物矿石，主要由硫化物组成的角砾状矿石和条带状矿石，含镍常较高，一般不需要选矿，也应单独圈定。硫化镍矿石矿体的氧化带，根据氧化率可以划分出氧化矿石(氧化率>30%)、混合矿石(氧化率 10～30%)和硫化矿石(氧化率<10%)，其中氧化矿石的一般工业要求可参照硅酸镍型矿石。

硅酸镍矿石的特点是含镍不均匀，它们部分地和铁矿石一起在高炉中冶炼合金。

3．镍矿床的工业类型

据估计镍是地球中第五位最普遍的元素，地球总重量的 2.7% 是镍，但镍绝大部分集中在地核和地幔中。镍在地壳中为第 24 位最普遍的元素，含量高于铜、铅、锌，但分布较均匀，远不象铜、铅、锌那样经常呈工业富集。

镍矿床经常与基性-超基性岩及其变质交代岩有关，存在这种关系是因为基性-超基性岩起源于镍相对富集的地球内部。与基性-超基性岩有关的镍矿床，是镍的最主要的来源，

它们主要分为两大类：硫化物型和红土(硅酸镍)型。硫化物型矿床是镍的传统重要来源，但就世界范围来说红土型镍矿的重要意义是越来越大了。

目前工业上利用的镍矿床，分为铜镍硫化物矿床、红土型矿床、热液镍矿床和沉积镍矿床四类。

(1) 铜镍硫化物矿床(表 5-18)

这类矿床主要与基性-超基性岩有关，被认为是岩浆熔离成因的；一些蛇纹石化很强的矿床也有认为是与热液作用有关。近年来还有人提出与自变质作用阶段出现的“硫化作用”有关。主要矿石矿物为镍黄铁矿，磁黄铁矿，黄铜矿，黄铁矿等，脉石矿物为岩体的造岩矿物如橄榄石、辉石、斜长石及蛇纹石、滑石等。铜和镍是主要造矿元素，常伴生有钴及铂族元素，可综合回收。

铜镍硫化物矿床产出特点 表 5-18

矿体类型	矿体形态	产出部位	矿石类型	工业价值
上悬矿体	透镜状、板状，有时矿体成群出现，呈群鱼状	岩体的上部或中部	稀疏浸染状为主，矿体的中心或底部可以有部分稠密浸染矿石	当规模大，可选性好时，其工业价值
底部矿体	透镜状，似层状	盆状岩体或漏斗状岩体的下部和底部，层状火山岩系的根部，岩席或岩舌的底部	海绵陨铁状为主	重要
下盘矿体	似层状、透镜状	倾斜产出的厚大岩墙状岩体、脉状岩体、厚板状岩体下部靠下盘一侧；岩体底盘向下的台阶状凹部矿体加厚	海绵陨铁状为主	重要
边部矿体	脉状，透镜状、囊状	岩体边部、底部接触带的软弱带，岩浆通道附近	纯硫化物致密块状矿石、硫化物胶结围岩角砾状矿石为主，部分为海绵陨铁状矿石	重要
充填断裂的矿体	岩墙状、脉状、岩枝状、囊状	受矿田、矿区或岩体内断裂系统的控制，充填断裂，有时可远离岩体。富硫化物岩浆充填断裂，甚至形成全部是矿石的岩墙或岩脉	稠密浸染状、块状、角砾状	重要

(2) 红土型镍矿床(硅酸镍矿床和铁镍矿床)

这一类型矿床与超基性岩风化壳有关。橄榄石通常含镍达 0.3%以上，因此，富含橄榄石的岩石，如纯橄岩、橄榄岩、辉橄岩等经风化后可形成这类矿床。当主要含镍矿物为绿高岭石、蛇纹石等时，叫硅酸镍矿床；主要含镍矿物为铁的氢氧化物时，叫铁镍矿床。

红土型镍矿床按产状可分为两类(表 5-19)

除以上两个主要类型外，还有不太重要的热液镍矿床和沉积镍矿床(表 5-20)。

4. 主要类型镍矿成矿有利的地质前提和找矿方法

(1) 铜镍硫化物矿床找矿有利地质前提条件

① 沿地台或中间地块边缘发育的基性-超基性岩带寻找岩带中的铁质-镁质过渡类型的岩体；

红土型镍矿床的基本特征　　表 5-19

类　型	产　状	矿石类型	主要矿石矿物	一般品位	工业价值
面型风化壳矿床	超基性岩体上水平或呈钟状产出	粘土状岩块或多孔状、块状矿石	含镍绿高岭石及含镍氢氧化铁、含镍绿泥石	Ni0.5～1.6%	巨大
裂隙型(线型)风化壳矿床	沿岩体上的断裂带发育	致密块状或网脉矿石	含镍蛇纹石，含镍氢氧化铁，镍、镁含水硅酸盐矿物	Ni1.3～3%	有大有小

热液型和沉积型镍矿床的基本特征　　表 5-20

矿床类型	围岩、矿体形态和产状	主要矿石类型	主要矿石矿物	一般品位	工业价值
含砷、镍、钴的热液脉状矿床(有时银、铀、铋、金也具工业价值)	蛇纹岩、变质长石砂岩、结晶片岩和片麻岩中的方解石脉和碳酸盐岩；矿体呈似脉状和透镜状等	砷钴矿-砷镍矿矿石、铅-锌矿石、铅-锌-铜-钴矿石，铀矿石。一个矿床中常以某一种矿石为主	主要含镍矿物有红镍矿、砷镍矿、黄铁矿、磁黄铁矿、辉砷镍矿等	Ni0.45～11.0%	综合回收
沉积镍矿床	页岩、炭质页岩、白云质炭质页岩、含磷岩石等沉积岩系；矿体呈层状、似层状，扁豆状	含铜，钼的镍硫化物矿石	辉镍矿、二硫镍矿、针镍石、黄铁矿等	Ni1～7%	可供综合利用

② 岩体群或岩体分异较好；

③ 侵入体岩石含镍较高，存在浸染状含镍硫化物或硫化物异离体；

④ 岩体上出现硫化物矿床的氧化铁帽，铁帽中含镍较高或出现镍的氧化矿物或含镍的矾类矿物；

⑤ 坡积或残积物中发育有矿化的转石或碎屑；

⑥ 老硐或冶炼遗迹的存在。

铜镍硫化物矿床的找矿方法：

① 用航空磁测法发现或追索岩带　因为基性、超基性岩一般都含有磁铁矿，以航空磁法发现或追索岩带能收到很好的效果。

② 地面磁法校验航磁异常的具体位置，并圈定可能存在隐伏岩体的地段。

③ 用浅钻或金刚石钻探确定岩体的存在并初步判断其含矿的可能性。

④ 地面磁法和电法配合使用，以断定是否有硫化矿体存在。

⑤ 对于出露较好的岩体可进行大比例尺普查找矿。

⑥ 镍金属量测量，铜、钴、硫的分析，是判断岩体含矿性的较有效的方法。

(2) 红土型镍矿找矿有利地质前提

① 超基性岩岩体上发育有风化壳；

② 风化壳的厚度很大，没有受到剥蚀；

③ 风化壳的产物为绿高岭石型；

④ 岩石强烈褐石化，说明风化作用的存在；

⑤ 在鲜艳的黄色粘土中存在含镍矿物；

⑥ 风化壳的正向地形上发育的凹陷，其中可发现富集矿体。

红土型镍矿的找矿方法：

① 地貌调查；
② 镍金属量测量；
③ 地面电法勘探；
④ 浅井采取试样；
⑤ 钻探。

第五节　　钴

1．钴的性质和用途

钴是周期表中的第Ⅷ族元素，原子序数 27，原子量 58.9，克拉克值 0.003%。钴为带淡红色色调的白色金属。

钴具有良好的延展性能，难熔，空气中不氧化。钴溶于王水和草酸，在稀盐酸、硝酸和硫酸中也能缓慢溶解。钴与氧作用，生成三种稳定化合物：灰色的 CoO、黑色的 Co_3O_4 和暗棕色的 Co_2O_3。

钴广泛应用于耐火合金和钢、磁性合金、硬质合金以及高速切削合金。上述合金一般还含有铬、钼、镍等金属。放射性同位素 Co^{60} 广泛应用于医疗事业和铸件及其他金属零件的探伤。在化学工业中钴可作为催化剂，用于制造瓷漆和染料。有些钴盐可用于农业。

2．钴的工业矿床

钴的一个重要特点，是它不仅与铁和镍，而且还与锰、铜、银、铋、金和铀等元素有密切关系。所以，许多上述金属的矿床都是含钴的。几乎在所有的金属矿床成因类型中，从自岩浆矿床到沉积矿床，都有钴的矿化产出，并可与超基性岩、弱酸性岩和酸性岩等各种岩浆岩有关联。钴矿床和含钴矿床的主要成因类型列于表 5-21。

钴矿床和含钴矿床的主要成因类型　　表 5-21

成因类型	矿石和矿床类型	围岩
高温热液矿床	1．砷-钴矿脉和矽卡岩	弱酸性岩
	2．砷-钴脉壁带	同　上
	3．含钴黄铁矿矿石和矿床	弱酸性和基性岩
	4．磁铁矿和含钴黄铁矿矽卡岩	弱酸性和酸性岩
	5．铜钴硫化富矿（刚果型）	同　上
中温和低温热液矿床	6．含砷的钴镍矿石和矿床	同　上
	7．铜和多金属矿石和矿床	同　上
外生矿床	8．铁镍矿石	超基性岩风化壳
	9．锰钴（钴土矿）矿石	超基性岩

表 5-21 中未包括含钴的铜镍矿石和硅酸镍矿。表中的 2 和 3 类不能形成大型矿床；5、7 和 8 类，尽管不是主要组分，却是获得钴的主要来源；1、3、6 和 9 类是纯钴矿床、钴镍矿床和含铜的钴-黄铁矿矿床，其中钴是矿石的主要组分。

第六节　铂族元素

1．概述

铂族元素在地壳中是十分稀少的元素之一，它们同金、银统称为贵金属（铂、钯、锇、

铱、钌、铑、金、银），其原子克拉克值分别是：铂 5×10^{-8}，钯 1.6×10^{-7}，锇 5×10^{-7}，铱 8.5×10^{-9}，钌 1×10^{-7}，铑 1.7×10^{-8}%。从矿物学角度来看，它们主要形成自然合金和化合物两大类，并可以显微细粒和类质同象存在于硅酸盐矿物及各种金属矿物之中。

国外铂族金属资源分布不均衡，主要在加拿大安大略的萨得贝里、曼尼托巴的利恩湖和汤姆逊、不列颠哥伦比亚等地区；美国阿拉斯加的古德纽斯湾；哥伦比亚的乔科；南非特兰士瓦地区的鲁斯顿堡、麦伦斯基、莫依赫克、维特瓦特士兰德；津巴布韦的大岩墙；埃塞俄比亚的比尔比尔；苏联乌拉尔的下塔吉尔、彼尔姆、西伯利亚的诺里尔斯克地区、科拉半岛芒切苔原；澳大利亚西部的卡姆巴尔达等。其它国家如挪威、西德、意大利、新几内亚、新西兰、刚果、巴西等亦有小规模的铂矿床。近年来，苏联在诺里尔斯克区发现了含铂族金属分别为5克/吨和11克/吨的塔勒纳赫和“十月”（哈拉耶拉赫）硫化铜镍矿床，使其铂族金属的地质储量已超过南非(阿扎尼亚)。值得注视的是，澳大利亚发现了卡姆巴尔达等含铂铜镍矿床、印度发现了大型含铂铬铁矿矿床，使国外铂族金属储量有较大增长。上述地区的铂族元素矿床类型，主要为岩浆岩型含铂族硫化铜镍矿床，其次是含铂族的铬铁矿矿床和砂铂矿床。

目前国外主要生产铂族金属的国家是苏联、南非（阿扎尼亚）和加拿大。这三个国家从矿石中生产的铂族金属占国外总产的98%；美国和哥伦比亚约占1.5%，其它国家只占千分之几。97%的铂族金属从硫化铜镍矿石中综合回收获得，3%来源于铬铁矿矿石、砂铂精矿及多金属精矿冶炼中的副产品。当前生产的铂族金属以铂和钯为主，其次是锇和铱，最少的是铑和钌。国外铂钯总产量比值是3:2。

2．铂族元素矿床地质及类型

我国铂族金属最早发现于内蒙和宁夏某些铬铁矿矿床。寻找和研究铂族金属矿床主要开始于本世纪六十年代，以后陆续发现不少铂矿化点和含铂族元素的岩浆岩矿床，主要是岩浆岩型含铂铜镍矿床和铬铁矿矿床。其它类型铂族金属和砂铂矿床亦有发现，但只处于从属地位和发现的萌芽阶段。一般说，铂族金属的产出都与主金属伴生，特别是铬、铜、镍、铁、金、钽等，形成所谓含铂族金属的岩浆岩矿床和多金属矿床；在开采主金属的同时回收铂族金属。国内外迄今还未真正找到一个不与其它主要金属伴生的单独开采利用的原生铂矿床。据此，按其产出的地质环境、岩石类型和主要伴生金属，划分为内生矿床和外生矿床。

（1）内生矿床

① 含铂族元素的硫化铜镍矿床　是世界上的铂族金属矿床的主要来源和开采对象。据成矿特点可分成岩浆深部熔离底部矿床和岩浆深部熔离晚期贯入式矿床。在我国，这类矿床主要产在海西期超基性岩侵入体中，基性岩中所见不多。岩体多呈单斜岩墙和盘状，含矿岩相主要为纯橄岩、橄榄岩、二辉橄榄岩、含辉橄榄岩和辉岩等，可有大型的含铂族元素铜镍矿床。例如某含铂族硫化铜镍矿床，岩体为海西期侵入前震旦系片麻岩大理岩系的超基性岩，M/F=3～5，属铁质岩类。岩相分异良好。含矿母岩主要是纯橄岩、含辉橄榄岩、二辉橄榄岩。铂族元素在铜镍富矿中比贫矿高，贫矿又比围岩高，边部交代大理岩的交代型矿石亦含有铂、钯。矿石中Pt、Pd合量约占铂族金属总量的70～80%，主要形成独立矿物，占矿石中铂钯的85～90%，少数呈类质同象分布于金属硫化物和硅酸盐矿物

中。矿石中铂、钯比值约为2:1。本矿床铂族金属有大于1克/吨的富铂钯矿体，大者长几十米、宽十多米，并富含金和银。又如某含铂族元素硫化铜镍矿床，岩体为岩墙状和漏斗状，含矿母岩为橄榄岩、辉岩和碳酸盐滑石岩，M/F=3～5，属铁质岩类。铂、钯主要呈独立矿物产出，砷铂矿占铂族金属矿物58%，锇、铱、钌、铑极微。再如某地含铂族硫化铜镍矿床，岩体主要为单斜辉岩，含矿母岩为辉岩，除铜镍矿体含铂族金属外，矿体两侧的辉岩都有具工业价值的铂矿化。辉岩M/F=1～3，也属铁质岩类。铂钯比约为2:1。澳大利亚西部卡姆巴尔达含铂族元素铜镍矿床与上述三个矿床类似，均产于超基性岩内。但就矿石中所含的铂族元素和赋存状态，却类似于苏联诺里尔斯克、加拿大萨得贝里的含铂族硫化铜镍矿床，不同的是后者含矿母岩为基性的辉长-辉绿岩和苏长岩，成矿主要与基性岩有关。苏联诺里尔斯克铜镍矿石中含铂族金属较高，平均为5～10克/吨，矿石中Pd>Pt；加拿大萨得贝里铜镍矿石中，含铂族金属为0.78克/吨，Pt>Pd。苏、加两个矿床中的矿石铂钯合量占铂族金属总量的85～90%。锇、铱、钌、铑含量极微。

无论是岩浆深部熔离底部矿床还是晚期贯入式矿床，在造矿矿物的组合、铂族元素的分布和含量及其赋存状态上都是相似的，造矿矿物主要是磁黄铁矿-黄铜矿-镍黄铁矿组合，并出现黄铁矿、方黄铜矿、紫硫镍铁矿、辉铁镍矿以及微量方铅矿和闪锌矿。矿石主要含铂、钯，多以砷、硫、锑、铋、碲、锡化合物产出。铂、钯常形成独立矿物，计有砷铂矿、锑铂矿、锑钯铂矿、碲铋银钯矿、硫镍钯铂矿、锡钯矿、铋碲铂钯矿、黄铋碲钯矿、方铋钯矿、硫钯铂矿等，偶见自然铂。铂钯与铜镍一般呈正消长关系。锇、铱、钌、铑含量低微。

从现有资料分析，并非所有硫化铜镍矿床都含有铂族元素，某些大型硫化铜镍矿床，铂和钯含量都小于0.05克/吨，达不到综合利用的经济指标。一般认为这与深部岩浆熔融体是否富含铂族元素或者由于成矿作用物理化学条件的不同，铂族元素的分散或富集有密切关系。

② 含铂族元素的铬铁矿矿床　含矿岩石为蛇纹石化纯橄岩、橄榄岩或辉岩，铂族元素主要分布在铬铁矿石中，在铬铁岩或围岩的纯橄岩、辉岩中较低。例如我国某铬铁矿矿床赋存在吕梁期侵入的超基性岩中，含矿母岩为粗粒纯橄岩和蛇纹石化纯橄岩，矿体一般为不规则的透镜状，矿石含锇、钌、铱较高，钯最低，主要矿物为硫钌锇铱矿，次为砷铂矿、硫砷铱矿、铱铂矿、锇铱矿等。我国西南超基性岩北带某铬铁矿矿床，含矿母岩为燕山晚期的纯橄岩和橄榄岩，铬铁矿矿石含铂族元素较高，以锇、铱和钌为主，铂、钯和铑较低。

含铂族元素的铬铁矿矿床中，铂族元素的分布和赋存状态与硫化铜镍矿床显著不同，常以锇、铱为主，次为铂、钌，铑、钯最低。铂族元素主要形成自然合金，如暗锇铱矿、亮锇铱矿、自然铂、粗铂矿、铁铂矿、铱锇矿及硫钌锇铱矿等，广泛与铬铁矿伴生。如是辉岩类的铬铁矿矿床，铂和铑含量略高，而锇和铱含量较低。

③ 超基性岩中钒钛磁铁矿床　这类矿床目前发现不多。含矿岩石主要为辉岩和橄榄岩。钒钛磁铁矿矿石本身含铂族元素并不高，一般为0.0n克/吨。但在成矿过程中，由于岩浆分异和结晶作用，硫化物相对凝聚而下沉在矿体下部，形成富含硫化物的矿层，其中富集铂族元素。如我国某钒钛磁铁矿床，在辉岩下层底部富硫化物带，铂族金属以富含锇、钌为特征；橄榄岩下矿层底部富硫化物带则以富铂、铑为特征。经查定虽有砷铂矿等，但铂族元素主要赋存在黄铜矿、黄铁矿和磁黄铁矿中。

④ 超基性岩中含铂磷矿床　某含铂磷矿床，含矿岩石为单斜辉石岩、角闪岩和角闪辉石岩，矿体一般为条带状和透镜状。铂族元素除赋存于与磷矿相同的岩石外，还见于透辉岩中。铂族矿物有自然铂、硫铂矿、硫铂钯矿、砷铂矿和粗铂矿等。

⑤ 超基性岩中低品位铂矿床　某些超基性岩体，若按铬、铜、镍工业指标圈定矿体，既达不到铬铁矿的工业矿床，也达不到铜镍工业矿床，但如作为岩浆岩原生铂矿床，以铂族金属总含量为2～2.5克/吨圈定矿床，又圈定不出铂矿体，故暂称为超基性岩低品位铂矿床。这类矿床的特点是，含铂族元素矿化的超基性岩，由于岩浆分异和元素凝集作用的影响，岩体内部的某些岩相，局部形成透镜状或似层状的含微量铬、镍、铜的低品位铂矿体，所见多为铂、钯的低品位铂矿床，铂钯合量大体为0.5～0.8克/吨，个别达1～1.5克/吨，锇、铱、钌、铑含量在仪器灵敏度之下。例如某低品位铂矿床，含铂岩石为角闪单斜辉岩，含Ni 0.08%、Cu 0.2%、Pt 0.23克/吨、Pd 0.2克/吨，矿体呈透镜状和饼状，分布在岩体垂深较大部位，长度可达200米，最宽可达10多米。铂矿体中铂族元素、铜和镍含量与围岩有明显差异，矿体中铂钯与铜镍呈正消长关系。在我国其它超基性岩带中，还可发现与此类似的低品位铂矿床。

上述五类矿床也称作岩浆岩矿床，矿体均产在岩浆岩体内部或底部，是由于岩浆熔离分凝和富集作用而形成的似层状、透镜状、条带状和不规则状的矿体。

⑥ 含铂族元素矽卡岩型多金属矿床　主要是矽卡岩铜钼矿床和矽卡岩铜铁矿床。初步认为与中性闪长岩和酸性花岗岩类侵入，并同石灰岩和泥灰岩发生直接交代作用有关。如某矽卡岩铜钼矿床，侵入岩为闪长岩类。铜钼矿石含铂和钯，原矿中铂、钯分别达0.02～0.3克/吨，铂大于钯，铂、钯可能呈微粒或类质同象赋存在硫化金属矿物中。巴西和扎伊尔的矽卡岩铜矿床，为花岗质岩类与泥灰岩接触而形成，矿石中的铂族矿物有锑钯矿、锑铂矿、铋金矿和钯金矿等。

⑦ 硫化物石英脉金矿床　这类矿床在国外很具代表性。如南非瓦捷尔斯别尔山矿床，矿石中铂钯合量从数百克/吨到5000克/吨。美国内达华州的鲍斯金铜石英脉矿床，矿石中铂和钯的品位分别是1.6～31和3.4～34克/吨，认为铂、钯可能存在于一些金属硫化矿物或其它金属矿物中。在新西兰、加拿大、德国等，亦发现有类似矿床。我国某硫化物石英脉金矿床，经初步查定，肯定有铂、钯存在，矿石中铂钯分布不均，含量较低。

(2) *外生矿床*

① 砂铂矿床　国外铂族金属的来源，外生矿床比内生矿床逊色得多，类型也比较单一，主要是砂矿床和古老地层中的沉积矿床，而以砂矿床的发现和开采历史更悠久。如美国阿拉斯加的古德纽斯湾、南非的维特瓦特士兰德、哥伦比亚的乔科、苏联乌拉尔的富铂矿床，都是著名的矿床。乌拉尔原生铂矿床经济意义并不大，但原生铬铁矿矿床和铂族元素矿化的纯橄岩和辉岩风化破坏后，在中生代、第三纪和第四纪阶地和河床中形成的含铂富砂矿经济意义很大。砂铂矿床主要形成于超基性岩发育地区，是一些含铂族元素的岩体或矿体经风化淋滤冲刷到古河床和现代河床，或者在超基性岩的风化壳中形成残积和坡积砂铂矿。如我国西藏、青海、河北、陕西等超基性岩发育区，其周围的低洼谷地和现代河床都发现有砂铂矿，并常与金伴生，铂族矿物主要是粗铂矿、锇铱矿、钌锇铱矿、硫砷锇铱矿、硫锇铱矿及硫砷铱矿等。南非的维特瓦特士兰德金铂砂矿是锇和铱的主要产地。

② 沉积型铂矿床　目前发现不多，主要是沉积型的镍铂矿床和古砾岩中的含铂-金

矿床。在德国、南非（阿扎尼亚）和巴西均有所发现。成矿作用与前寒武系地层或古生代的泥灰岩、黑色页岩及砾岩有关。我国某地下寒武系黑色页岩的沉积型镍钼矿床，伴生有铂和钯。铂钯与镍一般呈正比关系，并常可构成富铂和贫铂矿层。

随着地质勘探事业的发展，将会不断发现其它新类型矿床。例如锡矿床、铀矿床、钼矿床、超变质岩（斜长岩）中，也发现有铂族金属。因此，铂族金属来源不局限于基性超基性岩的岩浆岩矿床，对寻找其它类型铂矿床也不应忽视。

3．铂族元素成矿作用的讨论

铂族元素在物理化学性质上是相似的，但在成矿过程中的迁移和富集却有它们自身的特殊性。有人曾指出，铂族元素在超基性岩、基性岩和中酸性岩中的含量几乎是等级相同的，但在超基性岩和基性岩中有趋于富集，在酸性岩中则趋于分散的现象。特别是铂和钯可从超基性岩和基性岩中分异出来，而在残余岩浆的高温热液阶段富集，甚至认为铂和钯在热液阶段比岩浆阶段更有利于富集，从而形成小而富的铂矿床，并与金属硫化物密切共生。

岩浆阶段和气成热液阶段都表现有铂族元素的活动，在岩浆期、伟晶期和热液期都可形成有经济价值的各种类型的铂族元素矿床，这是不可忽视的事实。在不同的成矿阶段中，铂族元素具有本身和对其它元素的亲和力和络合力，形成自然合金、化合物和分布在其它矿物的晶格中，并和一些重矿物聚集共生，在岩体内形成富集体或分布在各类型金属矿床中。这就是铂族元素本身的成矿专属性和地球化学行为的特点。从各类岩石和矿床中铂族元素的含量和分布可见，铂族元素具有亲铁、亲硫的双重性质，锇和铱更显亲铁性，铂和钯则显亲硫性。部分锇、铱和铂在岩浆早期结晶阶段，可分布在一些硅酸盐矿物中，特别是镁铁橄榄石、铬铁矿和铬铁尖晶石中，呈元素分散状态出现。随着岩浆物理化学条件的改变，这些元素在岩浆分凝结晶阶段，形成各种自然合金与铬铁矿共生，富集在纯橄岩的铬铁矿中。这就是超基性岩的纯橄岩铬铁矿矿床富含锇、铱和铂的自然合金，并富锇、铱的原因。当铬铁矿的氧化比值[$Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$]低时，更有利于富集。

铂和钯在岩浆期后明显富集。深部岩浆分成不混溶的硅酸盐熔融物和富硫化物的岩浆熔融物时，由于铂和钯具有较强的亲硫性，而形成硫、砷、铋、锑、碲的化合物，这些化合物与金属硫化物密切共生，并以细小的不规则体分布在硫化物中；形成的硫化物以高温的磁黄铁矿、黄铜矿和镍黄铁矿组合为特征。这就可解释为什么硫化铜镍矿床富含铂和钯并形成各种铂钯矿物，而且磁黄铁矿、黄铜矿含铂钯较一般的高。至于钌和铑，无论在岩浆早期或晚期成矿过程中，都处于较分散状态，没有明显富集现象，而以置换的方式存在于其它铂族元素的自然合金和化合物中。

不论何种元素都有分散和富集的双重性。当岩浆演变到最后阶段时，部分铂、钯还可分散在富含挥发组分的岩浆残余溶液中。由于构造活动，在岩体的边部或内部脆弱部位发生断裂而成为残余溶液活动的通道和容矿场所，形成含铂和钯的高温热液贯入脉状矿体，由致密块状、细脉浸染状矿石组成，铂、钯重新富集，形成砷、铋、碲、锑化合物。矿物共生组合以黄铁矿和黄铜矿组合为特征，还有紫硫镍铁矿、辉铁镍矿、针镍矿等伴生，无疑具有热液成矿的特点。这阶段锇、铱、钌和铑显然趋向贫化，矿石中含量极微。所以，有人认为铂和钯在热液阶段比在岩浆阶段更有利于富集，并不是没有道理的。

至于一些多金属矿床中，主要赋存有铂和钯，这表现分散在较酸性的岩浆中的铂族元

素，在岩浆侵入的同时，由于热力作用和气水溶液的影响及铂、钯的亲硫性质，分散在岩浆中的铂族元素重新分配，在成矿过程中进入到金属硫化物晶架中，或在合适的结晶-化学因素下，与稀贵元素形成微细的独立矿物，这可说明酸性岩分散有铂族元素，特别是铂和钯。所以多金属矿床中含有铂和钯是与岩浆岩侵入有密切关系的。

4．铂矿床找矿有利的地质前提和找矿方法

(1) 产于基性和超基性岩中的含铂族元素的硫化铜镍矿床找矿有利的地质前提是：

① 形成于地台条件下的辉长岩-苏长岩或辉长-辉绿岩发育区，岩体形态为岩盘、岩盆或层状岩体。

② 母岩侵入体的分层现象；硫化矿产于比较明显的固定层位或构造薄弱带内；硫化物岩浆即被压入其中。

③ 硫化矿(镍黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿及其他矿物)发育。

④ 出现绿泥石、蛇纹石、碳酸盐化带。

⑤ 与硫化铁的褐铁矿化有关的岩石的赭化现象；翠矾、水绿矾、绿高岭石、黄钾铁矾以及镍、铜和钴的次生矿物的被膜、盐华发育。

⑥ 重砂中存在砷铂矿。

(2) 含铂铬尖晶石矿床的有利地质前提是：

① 辉长-橄榄岩岩体发育。

② 辉长-橄榄岩体内存在铬铁矿和钛磁铁矿"毛条体"和矿巢状矿体。

③ 在淘洗残积-坡积疏松物质所得到的重砂或基岩的人工重砂中，有铂、锇铱矿等矿物存在；冲积层中上述矿物的发现指示砂矿的存在，而其附近可能有原生矿床。

(3) 砂铂矿床的有利找矿地质前提是：

① 超基性和基性侵入岩发育。

② 上述岩石被镍、钴以及铬铁矿和钛磁铁矿矿床等污染。

③ 原生铂矿床的存在。

④ 原生矿床中铂及其伴生矿物的存在。

普查辉长-橄榄岩中的自然铂矿床及与铬铁矿矿床有关的铂矿床，有以下几个基本任务：①1:50000～1:10000 的岩体详细地质填图，旨在其中划分出分异产物，尤其是与含铂有关的纯橄岩；②研究纯橄岩的含铬性或橄榄岩中的钛磁铁矿矿石，因为铬铁矿和钛磁铁矿的"毛条体"中铂常够工业品位；③进行基岩及疏松层的取样。

除天然或人工露头的一般性研究外，在含铂岩石发育区的详细填图过程中，物探方法(磁法、电法)、金属量测量和重砂测量对于岩石的划分也很重要。

第七节　　金

1．金的性质

金原子序数为 79，属ⅠB 族，原子量为 197.2。天然稳定同位素只有一个，人工放射性同位素共八个，其质量数分别为 191、192、193、194、195、196、197、198。熔点为 1063℃，沸点 2970℃，布氏硬度 20 公斤/毫米^2，比重 15.6～18.3。

金为黄色金属，其展性和延性比其他任何金属都大，可轧制成厚仅 $1\cdot10^{-5}$毫米的薄片。

金在高温下也不与氧、氢、氮和碳等化合，只溶于硝酸、王水和碱性氰化物中。金具

有很高的导电性。它与许多金属组成合金，其熔点比金要低，但硬度比金要高。自然界中金主要呈自然状态存在。在一些矿物(石英、黄铁矿、毒砂等)中金常呈细分散状态存在。

绝大多数的自然金含杂质银。金的变种中包括：铜金矿(含铜达20%)、钯金矿(含钯5～11%、含银达4%)、铋金矿(固溶液含铋达4%)和银金矿(含银大于15%)。

1000份自然金或合金中，化学纯的金所占的重量份数，叫做金的成色。

大多数自然金与其它矿物连生。金的单独颗粒可从尘点大小到大块的块金，一般为几微米到几丝米。金为等轴晶系，但完好的晶形少见，多数颗粒的边缘不规整。

2．金矿床的成因类型

许多矿床中都赋存有金，但工业价值最大的是热液矿床(表5-22)和砂矿。热液金矿床有许多形态类型。

内生金矿床的成因类型　　表5-22

矿床	围岩	矿体形态及矿化性质
高温热液金-毒砂矿床	前寒武纪、古生代花岗岩类及变质岩岩体	不规则状和串珠状矿脉；与脉石英、黄铁矿、毒砂、黝铜矿、黄铜矿、方铅矿以及其他硫化物共生
中温热液矿床	中-新生代和古生代花岗岩类的顶板岩石或岩体内部	稳定、规则的含金石英脉；矿化为石英、碳酸盐、重晶石、黄铜矿、闪锌矿、黝铜矿。金呈自然金或硫化物中的杂质存在
低温热液矿床	侵入杂岩	矿脉、网脉带；矿化不均匀
铁帽和铅帽	硫化矿和多金属矿的风化带	金与铁的氢氧化物以及铅和铜的碳酸盐一起产出

金矿的质量主要由矿石中金的含量来决定。必须区分单独的金矿和金与其他组分一起回收的综合金矿。单独金矿床金的最低工业品位取决于矿床的经济、技术因素，矿床的规模和矿石的加工工艺。由硅化岩石构成的大型矿体，常含游离的金；由这种大型矿体组成的矿床，金的含量可以是最低的，几克/吨即够品位。在含游离金的薄石英脉中，金的最低工业品位要有所提高。工业对需经复杂加工处理的硫化矿中金含量的要求则更高些，但对大型砂矿的要求则可降到每立方米几百毫克。

在诸如残积、坡积和冲积砂矿等不同成因类型的砂矿中，金砂矿都有所发现，但以残积砂矿的意义最大，其中可划分出沙滩砂矿、河床砂矿、河谷砂矿和河岸砂矿。金砂矿的规模变化极大：由几百米长的狭河谷砂矿，直至沿大河流连续绵延几十公里的大型砂矿。

含游离状态金(而不是与硫化物有联系的金)的岩石和原生矿床，是形成金砂矿的来源，主要是各种矿脉、网状脉、浸染状矿化带和矽卡岩矿体等。含金的黄铁矿矿床对于形成金砂矿的作用要小得多。

砂矿中的金，一般堆积于含矿层之底部及砂矿底岩的被破坏部分。国外约有三分之一以上的金是来源于砂矿，尤以单金属砂矿的价值最大。

3．砂金矿找矿的有利地质前提

在选择金矿的有利成矿地段时，应考虑以下几点：

① 含金性常与侵入活动的一定阶段有密切联系。

② 金矿床在成因上与花岗岩类侵入体有关，如果是大岩基，则金矿化产于最酸性的

岩石变种中；如是小侵入体和岩脉，则赋存于较基性成分的岩石(闪长岩和辉绿岩)中。

③ 金矿床都不是产在大型岩基的中部；产于内接触带的情况也很少，而一般都是在外接触带，有时远离花岗岩的可见露头 10～20 公里。

④ 金矿脉不仅与小侵入体有成因联系，而且也有空间关系，常分布于侵入体本身的内部。

⑤ 接触交代矿床一般生成于易受交代的灰质岩石中。

⑥ 金矿床赋存的明显的几何形态有两种，一是线型的，一般是由于大断裂的存在造成的；二是中心型的，表现为单个矿床围绕某个中心成群出现。

金矿床的成因类型如此之多，以致很难提出普遍适用的找矿标志，而只能针对某个成矿省来单独确定。金经常与铅、铜、锌，有时还有铋和锑的硫化物伴生。矿石成分的变化主要表现在时而以方铅矿为主，时而又以黄铜矿或闪锌矿为主。有些矿床除石英外，还有铁白云石、钠长石和重晶石等脉石矿物发育。

原生金矿床的找矿要在地质填图的基础上进行，而且一定要配合重砂测量。重砂测量时，要对所有主要水系进行取样，如发现金则要对所有水系进行详细取样，其中包括小的支流以及预计的远景地段的坡积层和残积层。应当注意的是，冲积层中发现金，不一定是该区存在工业原生矿床的一个标志。金和锡不同，它可以搬运到离来源地很远的地方，并在当地没有金的情况下于砂矿中形成工业富集。坡积层和残积层的重砂中如找到块金，则说明有可能发现原生矿床。

包裹于硫化物、硒化物和碲化物中的分散的金，只能用化学(试金)分析发现。

在物探方法中，电法对于寻找石英脉和划分岩石有一定作用，同时应尽可能应用磁法和垂直电测深。

生成砂矿的有利条件是：1) 河系经过了相对的改造，但河谷中物质的堆积有过搬运；2) 受到剥蚀作用的岩石的金含量增高；3) 冲积物质具有足够的泥质；4) 砂矿底岩凸凹不平；底岩方向与河谷方向垂直。

选择砂金矿床的找矿区，要考虑到有利的地质与地形条件。具体的找矿标志要根据一个地区的地质情况而定。例如有的地区石英-电气石是砂金的可靠找矿标志；也有的地区变质岩系的片理化和黄铁矿化岩石是有效的找矿标志。

砂金矿的找矿，要在地质和地形观察的同时，开展广泛的冲积层重砂取样。重砂样应取自河滩和河谷堆积层、河床、砂矿底岩、河床边坡以及阶地等。样品要从金富集可能性最大的地段采取。

在磁性重砂与金伴生的情况下，磁铁矿的数量增多，而底岩岩石的磁性不强，此时作为辅助方法于应用显微磁测量。

第八节 铌 和 钽

1. 性质和用途

钽和铌都是钢灰色金属，钽带蓝色色调。它们在自然界相互共存，主要是因其许多性质(原子半径、电子构造、离子半径、电离势以及结晶构造)的相似性所决定的。钽与铌的基本性质见表 5-23。

钽、铌具有极其重要而广泛的用途。在国防工业方面，钽制超微电容器用于雷达、

铌和钽的主要性质　　表 5-23

性质	铌	钽
原子序数	41	73
原子量	92.91	180.88
原子体积	7.32	10.90
原子克拉克值	2.4×10^{-3}	2.1×10^{-4}
原子半径，Å	1.46	1.46
离子半径，Å	0.69	0.69
结晶构造	立方体心晶格	立方体心晶格
温度为 20°C 时的比重，克/厘米³	8.5	16.6
熔点，°C	2415	2996
沸点，°C	3300	5300
0～100°C 的比热，卡/克·度	0.065	0.034
20～100°C 的电阻，10^6 欧姆·厘米	13.2	15
离化势，伏特	6.77	7.3±0.3
磁性	顺磁	顺磁
超导温度，°C	−263.8	−268.8
弹性模量，公斤/毫米²	10600	17830
退火薄片的布氏硬度，公斤/毫米²	75	45～125

导弹、卫星、超音速飞机以及电子计算机。铌也可制作微电容器，但目前仅制低压(小于25伏)的。钽、铌及其合金是飞机、导弹、宇宙飞船和原子反应堆的结构材料。导弹、飞机、喷气发动机上用钽合金作高强度耐热材料。钽钨合金可制成导弹喷嘴。在石油及化工方面，钽、铌用来制造各种耐蚀器具设备。钽还可代替白金制作合成纤维的拉丝喷嘴。碳化钽、碳化铌都是超硬工具的制造材料。用氧化钽可制高级光学玻璃。对于铌，还可从铌铁矿直接制成铌铁，用于钢的填加剂，以提高其强度。其他部门如医学、合成橡胶、红外照相术等都有应用。

2．地球化学及矿物学特点

钽和铌的化学和结晶习性的近似是它们地球化学行为上关系密切，共同作用于地质过程，并相互共存于同一矿物中的基本原因。目前尚未发现单含铌不含钽和单含钽不含铌的矿物。

从钽、铌在化学周期表中所处的位置即可论证它们与其它元素，特别是 Ti、TR、U、Th、Zr 的密切关系。

自然界广泛分布着含 U、Th、TR 的复杂铌钽酸盐和钛钽铌酸盐类矿物。在这些矿物中 Nb、Ta 主要以 6 配位数加入，也可呈类质同象代替 Ti。

除单独矿物外，Nb 和 Ta 还以混合杂质形式赋存于 Ti、Zr、Sn、W(如钛铁矿、钙钛矿、锆石、锡石、黑钨矿)等矿物中。应该说，对铌、钽状态的研究还很不够，赋存形式还不十分清楚。

不久前曾认为 Ti、Zr、Sn、U和W 矿物中的 Nb、Ta 为类质同象混合物形式。近年来的研究表明，锡石中 Nb、Ta 的含量增高，多与这些元素的微小单独矿物包体有关，黑钨矿中 Nb、Ta 及 Sc 的增高可能为铌铁矿或 $Sc(Nb,Ta)O_4$ 型含 Sc 铌铁矿之混合物。

地壳中铌比钽的分布广泛，但它们的克拉克值(表 5-23)尚难最后肯定。由于近年来

在岩浆岩(花岗岩)和碳酸岩中出现 Nb、Ta 的巨大堆积，可以设想，铌和(低程度是)钽的克拉克值(与表 5-23 结果比较)应有很大增高。

地壳中 Nb 和 Ta 含量比平均为 11.4，超基性岩 16，辉长岩 17.3，花岗岩和闪长岩 5，正长岩 15，霞石正长岩 387。从超基性、酸性到碱性岩浆 Nb 和 Ta 的总量都是增高。

目前已知的钽、铌矿物达 130 余种(包括变种)。按自然化合形式可分为三类：即自然元素(1 个矿物)；氧化物(绝大多数，包括氢氧化物)；硅酸盐(少数)。

钽、铌矿物中的化学元素分作三组：

$A=Na,K,Ca,Mg,Mn,Fe^{2+},TR,U,Th,Sb^{3+},Bi^{3+},Pb^{2+}$；

$B=Nb,Ta,Ti,Zr,Fe^{3+},Sn^{4+}$；

$X=O,OH,F,Cl$。

此外，硅酸盐矿物中有 SiO_2。

据此元素分组，氧化物类有 8 个化学式：$BX_2,B_2X_5,B_2X_9,ABX_3,ABX_4,AB_2X_6,A_{2-x}B_2X_7$ 和 $A_m(B_2X_7)_n$；硅酸盐类有 5 个：$A_mB_n(Si_2O_7)_p,X_{0\sim1}A_7B(SiO_4)X_2,nA_2B_2(Si_2O_9)(n-x)Na_3PO_4\cdot xH_2O,A_2BSiO_5X,A_4B_8(Si_4O_{12})\cdot X_{17}$。

表 5-24 列出了钽、铌主要工业矿物的物理、化学特征。

3. 矿床类型

目前，对于稀有金属矿床类型的划分尚无统一原则，铌钽矿床也不例外。特别是近年来发现不少稀有金属花岗岩和伟晶岩矿床，具有许多新的地质特点，对其形成的认识还极不一致，使得矿床类型的划分更为困难。但是，为了方便类比，这里还是列出了一些资料(表 5-25)，以作参考。因此，表 5-25 仍是很不完整的。

按钽、铌的量比，矿床可分为三类：

(1) 钽矿床——钽、铌氧化物比值为 3:1～1:1～1:5。这类矿床的工业利用不考虑铌，只回收钽，经济上仍有利。获得精矿品位 Ta_2O_5 从 5～8 到 50%或更高。

(2) 钽-铌矿床——矿石中钽、铌氧化物比值为 1:5～1:20。尽管这里的铌占优势，但除铌外还回收钽是合适的。精矿品位 Ta_2O_5 从 0.5 到 3～5%。

(3) 铌矿床——钽、铌氧化物比值小于 1:20。这里铌含量比钽高得多，矿石中回收钽已不合理。

4. 工业要求

矿石的工业利用是有一定条件和要求的。但是无论那项指标都是相对的，是根据当前工艺技术水平和国家需要的程度确定的。各国之间，一国内不同的自然、经济区之间，采用的工业指标不尽相同，有时差别甚至很大。所以，目前各国都无统一规定的指标。

据国外资料，约 70%的铌精矿从砂矿中获取，30% 取自原生矿。一般说，开采的矿石含 $(Ta+Nb)_2O_5$ 约为万分之几。如巴西开采的钽矿石中含钽铁矿为 0.03%。在新墨西哥生产的原矿含 0.49%的细晶石和 0.03%的钽铁矿。对于铌矿石要求更严格。对烧绿石-等轴钽钙矿矿石，一般要求含 Nb_2O_5 0.2%以上。尼日利亚采掘的原生矿石含铌铁矿为 0.2%，风化花岗岩含铌铁矿 250 克/米^3 (富集地段达 1.2 公斤/米^3)。

在我国多采用经验指标，即在初步评价阶段参考类似矿床类型采用的指标进行工作。待工作达到一定程度，权衡需要，从该矿床的实际情况出发，确定合适的具体指标，最后圈定矿体。表 5-26 列出了一些参考指标。

钽、铌主要工业矿物

标准式	矿物	化学式	含量，%			晶系	晶形	颜色		比重
			Nb_2O_5	Ta_2O_5	TR_2O_3			矿物	条痕	
								铌	钽	
ABX_4	六方钽铝石	$AlTaO_4$	0.33～6.05	60.1～72.51	—	六方	板状 短柱状	白，淡黄，黄褐	无色	5.94
AB_2X_6	铌铁矿	$(Fe,Mn)(Nb,Ta)_2O_6$	23.48～77.0	1.0～40.0	—	斜方	板、片状，短柱状	黑色	绿黑	5.3～6.6
AB_2X_6	钽铁矿	$(Mn,Fe)(Ta,Nb)_2O_6$	2.0～40.0	41.0～84.0	—	斜方	矛状双锥	沥青黑	褐灰	6.7～8.3
$A_mB_nX_p$	钽锡矿	$Sn(Ta,Nb)_2O_7$	—	72.83	—	单斜	柱状	褐	黄色具绿色调	7.6～7.9
								钛 铌	钽	
AX_2	钛铁金红石	$(Ti,Fe,Nb)O_2$	0.9～42.66	0.39～14.7	—	四方	柱状，有时针状	黑	绿黄到黑	4.64～5.14
ABX_3	钙钛矿	$Ca(Ti,Nb)O_3$	0～2.12	—	—	斜方		灰，黑褐	白，灰黄	3.97～4.04
ABX_3	铈钙钛矿	$(Ca,Ce)(Ti,Nb)O_3$	0～2.0	0～0.4	7.0(Ce)		等轴状	黑	褐黑	4.21
ABX_3	铈铌钙钛矿	$(Na,Ca,Sr,Ce)(Nb,Ti)O_3$	11.06	0.75	32.29～34.6 (Ce)	等轴	立方-八面体，萤石双晶特征	黑，灰黑	褐，棕	4.75～4.99
$A_2B_2X_7$	烧绿石	$(Na,Ca,Th,TR)_2(Nb,Ta,Ti)_2(O,OH,F)_7$	37.54～65.60	0～5.86	0.2～13.33	等轴	八面体	黄褐，红褐	无色，亮褐	4.1～5.4
$A_2B_2X_7$	细晶石	$(Na,Ca,Th,TR)_2(Ta,Nb,Ti)_2(O,OH,F)_7$	痕～7.74	68.43～77.0	0.17～4.26 (Ce)	等轴		黄，暗褐	白，淡黄或褐	5.4～6.42
AB_2X_6	黑稀金矿	$(Y,Ce,U,Ca,Th)(Ti,Nb,Ta)_2O_6$	3.83～47.42	0～47.31	16.36～31.45 (Y)，0.44～9.54 (Ce)	斜方	厚板柱状，有时板状	黑中带绿或褐色调	黄，红褐	4.5～5.9

据国外资料，Ⅰ级铌（铌铁矿）精矿中 Nb_2O_5 不应小于 60%，Ⅱ级铌精矿中 Nb_2O_5 不小于 50%；烧绿石精矿中 Nb_2O_5 30～40%；钛铌钙铈精矿 Nb_2O_5 到 8%。

需查清矿石中杂质含量。苏联对直接获取铌铁和钽铁合金用的精矿要求 P、S、C、Si 和 Ti 含量限制在一定范围。如对烧绿石精矿要求：$(Nb,Ta)_2O_5$ 不小于 37.0%；与 1% 的 $(Nb,Ta)_2O_5$ 相应的有害杂质不大于(%)：P 0.003，S 0.005，C 0.005，SiO_2 0.32，TiO_2 0.35；湿度不大于 1%。

还应说明一点，解决矿石的工业要求问题，一方面通过寻找新矿好矿，另一方面是改进工艺技术。近年来，一些国家都发现一些新的好的矿床。在改进工艺方面，据苏联报导，已研究出从精矿中分离钽和铌的方法。即在精矿中 Ta_2O_5 含量大于 0.3～0.4%、Ta:Nb <1:20 的条件下，从含有任意一种钽铌矿物的精矿中把钽和铌分离开，既可利用钽矿石，

的 物 理 和 化 学 特 征　　表 5-24

解　理	断　口	透光性	光性特点	Ng	Nm	Np	硬度	溶 解 性 能	附　注
酸　盐									
—	半贝壳状	透明	一轴晶正光性	2.06	—	1.976	6～7	—	金刚光泽
沿(010)清楚	—	细碎片透明	可能负光性		2.40～2.45		6～6.65	不溶于HCl，H_2SO_4中，加热分解，HF中分解缓慢	半金属光泽，具电磁性，铌铁矿比钽铁矿易被HF浸蚀
—	—	微细碎屑透明	正光性	2.43	2.32	2.26	—	不溶于HCl、H_2SO_4、HF中难溶	
沿(100)完全	—	微细碎片透明	一轴晶正光性		2.38		6.0	—	玻璃到金刚光泽
酸　盐									
沿(110)清楚	—					2.4～2.90	6～6.5	不溶于酸	用一般试剂不溶蚀，金刚到金属光泽
—	贝壳		—	—	—		—	—	
—	—	—	—	—	—		5～5.6	溶于热H_2SO_4和HF	弱电磁性，弱放射性，任何一般试剂都不溶蚀
—	参差状	—		—	—		—	—	玻璃光泽
沿(111)少见	近贝壳状	暗淡，细屑透明	均质的，常具异常双折射	1.93	—	—	5～5.5	不溶于HCl，溶于长时间沸腾的H_2SO_4，于HF中溶解好	
—	—	透明	—	—	—	—	—	—	(100)、(010)和(201)最发育，常沿(201)形成双晶
—	半贝壳状	细屑透明	低双折射	—	2.195	—	5.5～6.5	在热浓的HCl、H_2SO_4、HF中缓慢溶解	明亮、油脂、玻璃到金刚光泽，具放射性和电磁性

也可利用 Ta:Nb=1:5～1:15 的钽铌矿石。

5. 国外资源及生产简况

在六十年代以前，铌主要来源于尼日利亚的铌铁矿花岗岩矿床。后来由于工艺技术的改进，烧绿石已成为铌的重要来源。对于钽，从铌钽铁矿中顺便回收曾是取得钽的主要途径。但近年来，伟晶岩及其有关砂矿、风化壳已显得突出。

表 5-27 是各国的铌、钽储量。就铌而言，它的储量以压倒的优势集中在碳酸岩烧绿石矿床，其余的属于含铌铁矿花岗岩及风化壳、伟晶岩和砂矿等。大约 41 万多吨的 Ta_2O_5 中的很大部分集中于伟晶岩矿床，而且这一矿床类型是资本主义国家钽精矿的主要来源。

据报导，最近埃及发现了大型含钽花岗岩，矿石储量为 5500 万吨。加拿大伯尼克湖伟晶岩中大而富的钽矿床也发现不久。这里 Ta_2O_5 有 4400 吨，平均品位 0.23%。

国外铌、钽的主要矿床类型　　表 5-25

亚类	矿体形态	金属矿物			实例
		铌的	钽的	伴生的	
岩浆矿床					
Ⅰ 铌铁矿花岗岩	块体	铌铁矿		锡石、锆石、钍石	尼日利亚的焦斯
Ⅱ 烧绿石花岗岩	块体	烧绿石		黄玉、冰晶石	尼日利亚
Ⅲ 铈铌钙钛矿霞石正长岩	连续的层状	铈铌钙钛矿		磷硅钠钛石	苏联科拉半岛
Ⅳ 钙钛矿超基性-碱性岩	筒状	钙钛矿		钛磁铁矿	苏联科拉半岛
伟晶岩矿床					
Ⅰ 花岗伟晶岩					
1. 未交代或弱交代伟晶岩（微斜长石、白云母-微斜长石）					
а）铌-钽-稀土伟晶岩	脉状、透镜体	黑稀金矿、褐钇铌矿、铌钇矿	钇钽铁矿	磷钇矿、曲晶石	美国得克萨斯、爱达荷，挪威伊维兰德
б）铌-钽-锡-铍伟晶岩	脉状、透镜体	铌铁矿	钽铁矿	锡石、绿柱石	巴西，阿根廷
2. 强交代伟晶岩					
а）钠长石伟晶岩	脉状、透镜体	铌铁矿-钽铁矿	钽铁矿	锡石、绿柱石	澳大利亚，加拿大，皮耳巴腊
б）钠长石-锂辉石伟晶岩	脉状、透镜体	铌铁矿-钽铁矿、黑稀金矿	钽铁矿	锡石、锂辉石、绿柱石	爱达荷、曼尼托巴
в）含艳榴石钠长石-锂辉石-锂云母伟晶岩	脉状、透镜体	铌铁矿-钽铁矿	钽铁矿、钽锡矿、细晶石	锡石、锂辉石、锂云母、艳榴石、绿柱石	津巴布韦，瑞典
Ⅱ 碱性伟晶岩					
1. 烧绿石伟晶岩	缓倾薄脉	烧绿石、铀烧绿石、钛铁金红石		锆石、钛铁矿	苏联乌拉尔
2. 钛铁金红石伟晶岩	透镜体	钛铁金红石、烧绿石		锆石、钛铁矿	苏联乌拉尔
3. 胶绿层硅铈钛矿伟晶岩	明显脉状	胶绿层硅铈钛矿、绿层硅铈钛矿、水硅钠钛矿		闪锌矿、方铅矿、辉钼矿	科拉半岛
交代矿床					
1. 钠长石化花岗岩类	带、层	铌铁矿-钽铁矿、褐钇铌矿、黑稀金、复稀金矿、烧绿石	铌铁矿、钽铁矿、钇钽铁矿	锆石、水锆石、曲晶石	尼日利亚，苏联哈萨克斯坦
2. 碳酸岩	块体、层、脉、透镜体	烧绿石、铀烧绿石、等轴钙钽石、钛铌铁钙矿	细晶石	磁铁矿、钛磁铁矿、磷灰石、烃石、斜锆石、铀方钍石	美国爱达荷，瑞典，挪威，巴西，加拿大
气成热液矿床					
云英岩，石英-长石脉，石英脉	网状脉，脉，透镜体			锡石、黑钨矿、白钨矿	美国南达克塔
沉积矿床					
残积，坡积，冲积	层	铌铁矿、钽铁矿、烧绿石，铌钇矿、钽锡矿		锡石、锆石、黑钨矿、金、钛铁矿	尼日利亚，巴西，美国维尔哲尼亚
铝土矿		钛铁矿			美国阿肯色

钽、铌矿床的工业指标　　表 5-26

矿床类型	最低平均品位 %	边界品位 %	最低可采厚度 米
浸染型钠化花岗岩	Ta_2O_5 0.01		1
含钽铁矿伟晶岩	Ta_2O_5 0.01～0.02	0.008	1
含钛铌钙铈碱性岩	Nb_2O_5 0.2～0.3		
含绿石碱性岩、碳酸岩及碱性花岗岩	Nb_2O_5 0.08～0.1		
浸染型白云母花岗岩	Nb_2O_5 0.1～0.15		
含褐钇铌花岗岩风化壳	矿物>50克/米³		

各国的铌、钽储量(吨)　　表 5-27

国别	Nb_2O_5	Ta_2O_5	国别	Nb_2O_5	Ta_2O_5
巴西	6354000	70000	津巴布韦(罗得西亚)*	—	20000
苏联	5000000	250000	纳米比亚	—	11000
加拿大	1074840	>4400	挪威	38500	—
尼日利亚	454000	10000	西德	3750	—
扎伊尔	50000	50000	圭亚那(法)	1200	—
坦桑尼亚	270000	—	澳大利亚	1000	—
肯尼亚	202800	—	总计	14044490	417500
美国	180400	2100			

* 在白人种族主义者统治下，下同。

资本主义国家铌、钽生产量的总趋势是增长的。如钽铌精矿的生产量从1965年的6631吨增长到1970年的15000吨。主要产国是巴西、加拿大、尼日利亚、扎伊尔等。最大的掠夺进口国是英国、美国、西德、日本、法国。

钽、铌生产的概略工艺流程是：采矿→选矿（多为重选）→矿石分解（氢氟酸、硫酸）→铌钽萃取分离（有机溶剂）→还原（在高温下用钠或碳或电解）获得金属粉→真空熔炼提纯→加工成材。

第九节　　铍

1．铍的性质与用途

铍是很轻的金属，其外观及其它一些性质与铝颇为相似，但是比重更小。铍有5个同位素：Be^6、Be^7、Be^8、Be^9、Be^{10}，其中仅Be^9稳定。在化学周期表中铍属第Ⅱ族，原子序数4，原子量9.012。

铍性质的特点是：比重小，熔点高，熔化潜热大，燃烧产热大。强度与重量之比优于钛、铝，比钢约大4倍。在相当高温下仍能保持强度。热中子吸收截面小。具有脆性和剧毒性。

金属铍在原子技术中用作中子减速剂、反射体材料和中子源。在火箭、导弹、宇宙飞船、航空工业中用作大型飞机结构材料和飞行器隔热、吸热防护结构材料，制造惯性导航装置的部件，制造火箭中稳定惯性平台等。在核潜艇中用作导弹装置零件。电子工业上作

X-射线管的透光片、音响机器、分光用特制管。铍还用作各种合金。氧化铍直接用于耐火材料、电气电子工业。

2. 矿物学特点

目前自然界已发现的有40种铍矿物，但其中大多数研究不深，并且其中的60%非常稀少，仅见于个别和少数矿床中。铍的自然化合物中主要是硅酸盐（占矿物总数的65%），

主 要 铍 矿

矿物名称	化学组成	BeO含量(%)	晶系	比重	硬度
铍石	BeO	98.02	六方	3.02	9
金绿宝石	Al_2BeO_4	19.8	斜方	3.50 3.84	8.5
硅铍石	$Be_2[SiO_4]$	45.5	三方	2.96 3.0	7.5
蓝柱石	$BeAl[SiO_4](OH)$	17～21.8	单斜	3.05 3.10	6.5 7
羟硅铍石	$Be_4[Si_2O_7](OH)_2$	39.6 42.6	斜方	2.59 2.60	6
硅钡铍矿	$BaBe_2[Si_2O_7]$	16	斜方	4.0	7
硅铍钇矿	$Y_2Fe[Be_2Si_2O_{10}]$	5.5 12.9	单斜	4.0 4.65	6.5 7
绿柱石	$Al_2Be_3[Si_6O_{18}]$	11～14.3	六方	2.63 2.91	7.5 8
整柱石	$(K,Na)Ca_2Be_2Al[Si_{12}O_{30}](OH)$	5.2	六方	2.55 2.59	5.5
硬沸石	$Ca_4[(Be,Al)_4Si_9(O,OH)_{28}](OH)_2$	6.3 7.7	斜方	2.74	5.5
双晶石	$NaBeSi_3O_7(OH)$	10.5	单斜	2.54	6
斜方板晶石	$NaBeSi_3O_8(OH)$	11.2	斜方	2.55	5.5
白闪石	$CaNa[BeSi_2O_6]F$	10.2	斜方	2.96	4
密黄长石	$(Ca,Na)_2[Be(SiAl)_2O_6]F$	10～11	四方	3.0	5～5.5
硅铍钠石	$Na_2[BeSi_2O_6]$	11.3 12.7	斜方	2.6	6
铍针珠云母	$(Ca,Na)(Li,Mg)Al_2[(Al,Be)_2Si_2(O,OH)_{10}](OH)_2$	1.2～3.3	单斜	3.0～3.08	3.5～5.5
日光榴石	$Mn[BeSiO_4]_6\cdot S_2$	11～14.2	等轴	3.16～3.42	6～6.5
铍榴石	$Fe_3[BeSiO_4]\cdot S_2$	12.7 14.7	等轴	3.35 3.43	5.5 6
锌日光石	$Zn_3[BeSiO_4]_6\cdot S_2$	12.6	等轴	3.66	5.5 6
硼铍石	$Be_2[BO_3](OH)$	53.5	斜方	2.35	7.5
磷钠铍石	$NaBe(PO_4)$	19～20	单斜	2.8	5.5～6
磷铍钙石	$CaBe_2(PO_4)_2$	21.3	斜方	2.88	6
磷铍钙石	$CaBe(PO_4)(OH,F)$	到16	单斜	3.00	5
纤水磷铍石	$Be_2[PO_4][OH]\cdot 4H_2O$	25.28	单斜	1.806	?

其次是磷酸盐、氧化物以及极少数的硼酸盐和碳酸盐。表 5-28 列出了主要铍矿物及其特征。

铍最重要的矿物是绿柱石。工业利用的还有金绿宝石、硅铍石 (Phenacite, Фенакит)、日光榴石、铍榴石、羟硅铍石 (Bertrandite, Бертрандит)。

3. 矿床类型

长期以来，铍的矿物原料仅以手选方式取自伟晶岩矿床中的粗晶绿柱石。但是，粗晶

物 的 特 征 **表 5-28**

颜 色	晶 形	共 生 关 系
白色	细柱状	在赤铁矿矽卡岩方解石脉中，与锑钠铍矿、锰闪石、锰黑云母共生，很稀少
黄、黄绿、纯绿(翠绿宝石)色	厚板状、短柱状，常有假六方柱、三连晶	在伟晶岩中与长石、绿泥石、滑石、白云母、金云母、硅铍石、绿柱石共生。矽卡岩中与萤石、符山石、日光榴石、硅铍石、磁铁矿共生
无色透明、淡黄、褐色	菱面体、短柱、针状、放射状	同金绿宝石共生
无色、淡绿、蓝色	柱状，晶面发育	与水晶、黄玉共生
无色、白色、淡黄色	柱状、板状	在伟晶岩和云英岩中与绿柱石、白云母、钠长石、黄玉、石英共生
无色、白色、淡黄色	柱状、板状	很稀少，见于锰、锌的接触矿床中
浅褐黑，淡绿黑色	不规则，致密状	在伟晶岩中与黑云母、褐钇铌矿、褐帘石等共生，稀少
天蓝色，浅绿天蓝色、绿色、黄绿色、黄色、棕色、白色、无色、玫瑰色	柱状、短柱状、板状	在伟晶岩中与石英、微斜长石、白云母、钠长石、钽铁-铌铁矿等共生。在云英岩和石英脉中与石英、白云母、黄玉、萤石、黑钨矿、辉钼矿等共生
无色、淡绿色	柱状	在阿尔卑斯式脉中与冰长石、沸石共生
白色	扁平柱状	在伟晶岩和云英岩中与绿柱石（次生矿物）共生，稀少，
无色、白色	板状	产于钠长石化霞石正长伟晶岩中
无色、白色	板状	产于钠长石化霞石正长伟晶岩中
白色、淡黄色、淡绿色	板状	见于霞石正长伟晶岩空洞中，很稀少
黄色	板状、短柱状	见于霞石正长伟晶岩空洞中，很稀少
无色、白色	不规则状	在霞石正长伟晶岩中与紫脆云母、霓石、斜锰针钠钙石、钠沸石共生，稀少
铅白色到绿、褐色	片板状	在退硅伟晶岩中与黑云母、金云母、斜长石共生
黄、褐、红、绿、灰色	四面体	在伟晶岩中与钠长石，在矽卡岩中与磁铁矿、萤石共生
黄、褐、红、绿、灰色	八面体	在伟晶岩中与钠长石，在矽卡岩中与磁铁矿、萤石共生
黄、褐、红、绿、灰色	八面体	产在伟晶岩和霞石正长伟晶岩中，很稀少
白色	柱状	产于富硼伟晶岩中，很稀少，
无色、淡黄色	短柱到板状	在钠长石化花岗岩中与钠长石、锂蓝铁矿、绿柱石等共生，很稀少
无色、淡黄色、淡绿色	不规则状	在钠长石化花岗岩中与钠长石、锂蓝铁矿、绿柱石等共生，很稀少
无色、淡黄色、淡绿色	柱状	在钠长石化花岗岩中与钠长石、锂蓝铁矿、绿柱石等共生，很稀少
白色	针状	在钠化伟晶岩空洞中，沿绿柱石形成磷酸盐

铍矿石储量毕竟有限，而工业技术的需求量则不断增长。这就迫使人们去开发利用铍矿的新类型。为此，需要掌握细晶矿石的选矿方法。只有这样才能把那些细晶的、规模巨大的潜在伟晶岩、云英岩、石英脉纳入工业利用范围。作为潜在铍矿来源的金绿宝石、硅铍石和日光榴石矿石，其主要问题就是选矿工艺技术上尚未完全解决。据报导，美国犹他州硅铍石矿用浮选法达到了选矿效果并已投入生产。

Н. П. Заболотная 按矿床形成温度、深度、地质环境以及矿物地球化学特征，将铍矿床划分为七个建造：

(1) 含羟硅铍石热液蚀变火山岩和次火山岩，半深成（0.5～1.5 公里），低温（150～200°C）热液矿床；

(2) 羟硅铍石-硅铍石-萤石交代岩，半深成（1～2 公里），中温(200～350°C)热液矿床；

(3) 绿柱石-萤石-云母交代岩，中深成（2～3 公里），中-高温(200～400°C)热液矿床；

(4) 绿柱石-辉钼矿-锡石-黑钨矿云英岩和石英脉，半深 中深成（2～3～4 公里），中高温(200～300°C)、气成热液(250～450°C)矿床；

(5) 含铍碱性（正长）交代岩，中深成（3～4 公里）、少数为深（4～6 公里）和半深成（2～3 公里）气成热液矿床；

(6) 含铍矽卡岩，中深成（3～4 公里），气成热液（350～500°C)矿床；

(7) 含铍伟晶岩，深成（4～6 公里），高温(350～500°C)矿床。

铍矿床的潜在工业意义和工业类型列在表 5-29 中。当然该表也不完善，实际上有些含铍酸性火山岩、含铍条纹岩的长远意义很大。

4．铍矿石的工业要求及类型

铍矿和其他稀有金属一样也无固定不变的工业指标，许多地方差别很大。特别是对新矿床类型，更缺少加工工艺技术实践经验。可供评价工作参考的经验指标大致如下：

(1) 手选粗晶绿柱石（大于 0.5 或 1 厘米）矿石——矿物最低平均品位 1～2 公斤/吨。

(2) 机选细粒铍矿石（铍矿物小于 0.5 厘米）——BeO 含量一般为 0.02～0.03 % 或 0.05～0.06%，含铍矽卡岩矿石中 BeO 0.1～0.15%。

顺便回收和风化壳矿床，工业品位可按具体情况降低。

生产实践中多为下列几种矿石：

1) 含粗晶绿柱石白云母-石英-长石型——过去这种矿石曾是唯一的工业类型。绿柱石的最低工业品位为 0.2～0.25%（BeO 0.02～0.03%）。手选绿柱石大小为 0.5 厘米以上，获得绿柱石精矿含 BeO 10～12%。

2) 含细晶绿柱石白云母-石英-长石型——绿柱石晶体小于 0.5 厘米，BeO 0.03～0.06%，其中有 5～8%的铍氧化物分散在造岩矿物及次生非金属矿物中。BeO 的最低工业品位不应小于 0.04%。浮选精矿含 BeO 7～8%。

3) 含细晶绿柱石锂辉石-石英-钠长石型——锂辉石常为主要有用矿物，还有铌铁矿-钽铁矿。BeO 含量 0.025～0.08%，其中绿柱石的氧化铍占 90%以上。对于大型锂矿床，顺便回收铍时，BeO 的最低工业品位为 0.025%。

铍矿床的潜在工业意义和工业类型　　表 5-29

矿床类型	铍矿物（括弧中为次要矿物）	可能的伴生有用矿物	工业意义
伟晶岩矿床			
分异完全的块体（主要为白云母-微斜长石）花岗伟晶岩	绿柱石	铌铁矿、钽铁矿、白云母、长石	工业矿床。虽然大多数矿床规模不大，但直到最近仍是国外生产绿柱石的主要来源
交代型白云母-钠长石、锂辉石-钠长石和锂云母-钠长石花岗伟晶岩	碱性绿柱石	铌铁矿、钽铁矿、含锂矿物、锡石	重要工业矿床（特别是锂辉石-钠长石型伟晶岩）。在资本主义国家，包括前一类型提供的绿柱石占全部产量的 90%
混合伟晶岩及气成矿床（云母-斜长石、云母-石英-斜长石和云母脉）	绿柱石（纯绿宝石） 金绿宝石（硅铍石）	—	重要工业类型，但少有
气成热液矿床			
A. 硅铝岩石中的			
含绿柱石云英岩化钠长石化花岗岩	绿柱石	黑钨矿	研究不深的潜在工业类型
石英-白云母、石英-黄玉、石英-绿柱石云英岩	绿柱石（日光榴石、羟硅铍石）	黑钨矿、锡石	重要工业类型
长石石英、石英、云母石英、石英萤石脉	绿柱石（硅铍石、日光榴石）	黑钨矿、锡石、辉钼矿	重要工业类型
B. 碳酸盐岩石中的			
含铍矽卡岩（萤石-云母-磁铁矿等）	金绿宝石、日光榴石、铍榴石、硅铍石、Be-符山石	白钨矿	重要、潜在的矿物来源
灰岩中交代型萤石矿床	硅铍石、金绿宝石	锡石	重要、潜在的矿物来源

4）含绿柱石金云母-（黑云母）-石英-长石型——铍矿物中除绿柱石外还有少量的金绿宝石和硅铍石。绿柱石晶体多小于 0.5 厘米，所以需浮选。矿床中与绿柱石有关的 BeO 含量为 0.04～0.2%。

5）含绿柱石白云母-石英和白云母-黄玉-石英型——除绿柱石外还有黑钨矿、锡石或辉钼矿。工业矿石中含 BeO 0.05～2%。最低工业品位取决于开采经济条件和矿床规模。

6）含日光榴石、铍榴石、金绿宝石、磁铁矿、萤石和磁铁矿-云母-萤石型——矿石中多为零点几毫米的细晶铍矿物。已知的矿床中矿石含千分之几的 BeO。

7）含硅铍石、金绿宝石、云母-萤石型——铍矿物晶体大小在零点几毫米，BeO 含量为千分之几。

有的国家将铍精矿分为两级：Ⅰ级——BeO 不小于 9.72%，Ⅱ级——BeO 为 6.16～9.72%。含水量不超过 3%，精矿大小不得大于 5 厘米。

第六章　金属矿床的若干基本概念和研究方法

第一节　矿床的若干基本概念

1．矿产的分布面积

矿产　从地球中开采出来并可为国民经济利用的固体、液体和气体矿物物质。

矿石　含有有用组分的岩石或矿石集合体，其含量在现代经济和技术条件下可收回者。

所揭露，但后来又被年青的沉积岩层所覆盖)。

2. 矿体的形态

固体矿产的矿床，其矿体可大致划分为以下三种形态类型：

(1) 等轴状矿体

在各个方向上都大致相等的矿物物质的堆积体，包括矿株、网状脉和矿巢。

矿株 指的是致密或近于致密的矿物原料略呈等轴状的大型矿体；例如岩盐矿株、热液交代矿体等即属此类（图6-1)。

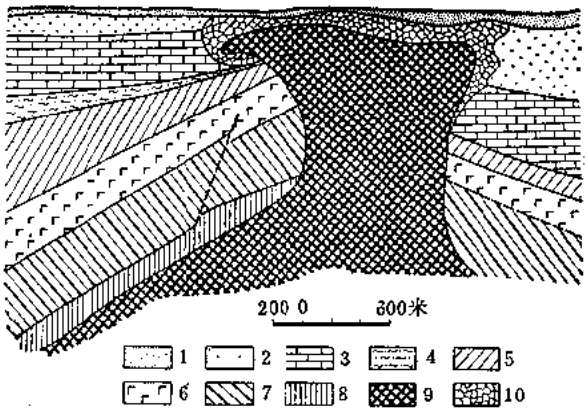


图 6-1 岩盐矿株

1—第四系亚粘土；2—老第三系（砂和灰岩)；3—上白垩统（碳酸盐岩石)；4—上侏罗统(砂质粘土岩石)；5—上石炭统（杂色砂质粘土岩石)；6—中石炭统（灰岩、含煤岩石)；7—下石炭统（灰岩夹泥质板岩)；8—泥盆系（石英砂岩、泥质板岩、灰岩)；9—盐层；10—角砾岩

网状脉 指的是被细脉贯穿并饱含矿质矿染的略呈等轴状产出的岩石。这种含有用矿物细脉和矿染的岩石，常作为有用矿产一起开采。某些铜、锡、钼和石棉矿床属于此类(图6-2)。

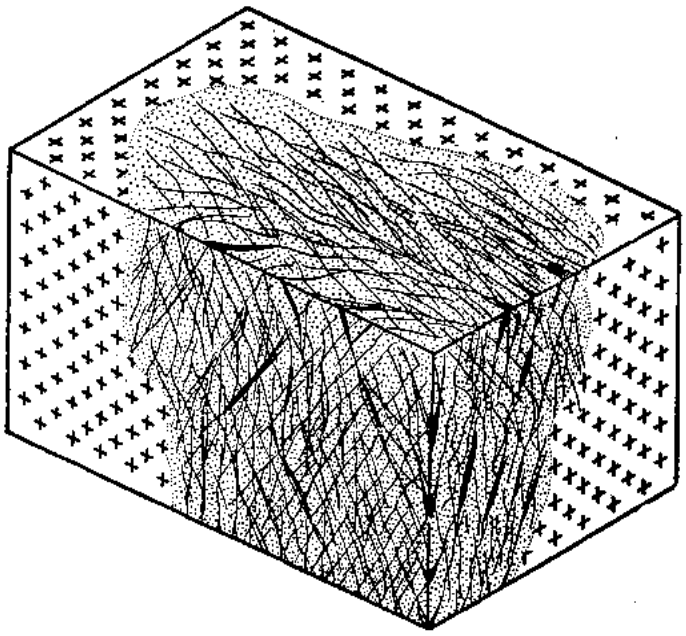


图 6-2 网状脉

矿巢 指的是规模不太大的矿石局部堆积。属于此类的有某些金矿、铅锌矿、铬矿和汞矿等（图6-3)。

(2) 板状矿体

两个方向延展很大、一个方向延展很小的矿体；矿层和矿脉是其典型代表。

矿层 是沉积矿床、煤和非金属矿床的典型矿体形态。沿个别沉积岩层发育的交代矿体，具有似层状的特点。矿层常被岩石夹层分割为分层；分层本身又被分割为薄层（图

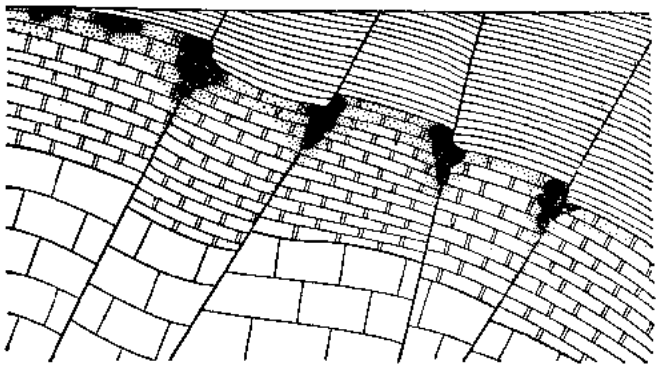


图 6-3 矿化岩石中的矿巢（剖面）

6-4)。因此，矿层划分为简单的（无岩石夹层）和复杂的（有岩石夹层）两类。

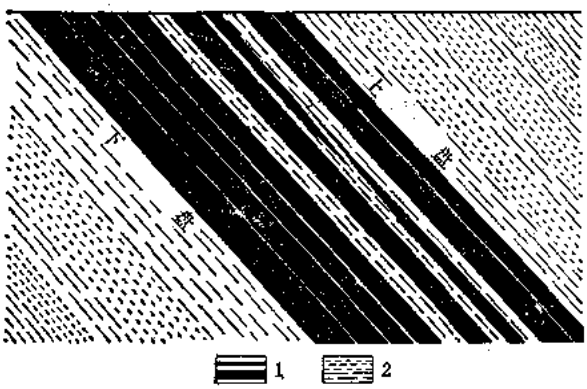


图 6-4 矿层的构造

1—矿石的分层和薄层；2—岩石夹层

走向和走向长度、倾斜方向、倾角和倾斜长度以及厚度，是决定矿层地质位置的基本要素。层状矿体一般长度很大，例如苏联顿巴斯的煤层长达几公里；南非维特瓦特斯兰含金砾岩延深 2 公里以上；矿层的厚度可以很薄，也可以达到几百米。

很薄的矿层一般不进行开采。因此，除了地质定义之外，厚度还有其工业概念。可采厚度是指有开采价值的最小矿层厚度。开采厚度是指矿层开采部分的矿石与岩石夹层的总厚度。有用厚度是指开采过程中从矿层中采取的矿石分层的总厚度。

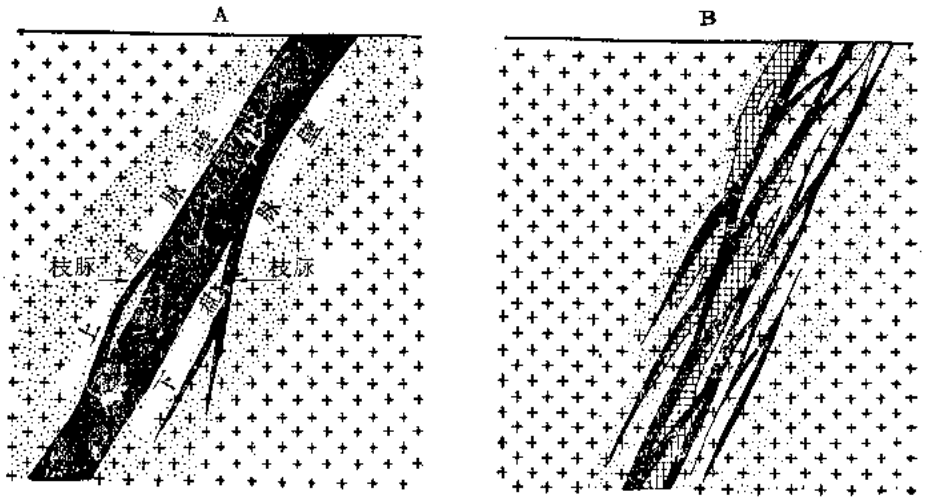


图 6-5 矿脉

A—简单矿脉；B—复杂矿脉

小点表示近脉的围岩蚀变部位

矿脉 指的是被矿物充填的岩石裂隙，分简单的和复杂的两种。单个的矿化裂隙属于简单矿脉；一束交错的裂隙、破碎带或片理带常组成复杂矿脉（图 6-5）。根据矿脉的形态可划分为串珠状、囊状、鞍状、梯状和羽状。串珠状矿脉的特点是在矿脉面上交替出现膨大和收缩现象，有时收缩部分可以变得很细（图 6-6）。囊状矿脉一般是指矿脉局部剧烈膨胀，形成巨大的堆积体，犹如金丝穿葫芦（图 6-7）。鞍状矿脉是在褶皱脊部矿石堆积生成的（图 6-8）。梯状矿脉多充填于脆性岩层或岩墙中的羽状裂隙之中，这种岩层或岩墙常产在塑性较强的岩石内（图 6-9）。羽状矿脉属于复杂矿脉，充填于正断层或平移断层以及由它派生的羽状裂隙之中（图 6-10）。

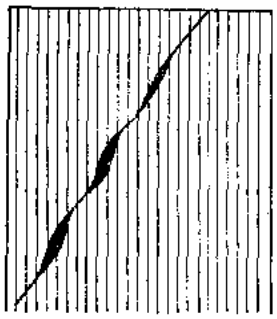


图 6-6 串珠状矿脉

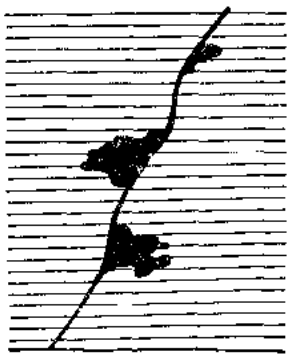


图 6-7 囊状矿脉

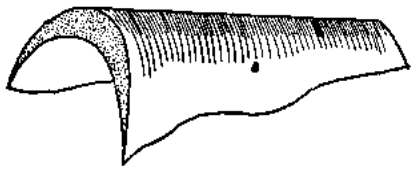


图 6-8 鞍状矿脉

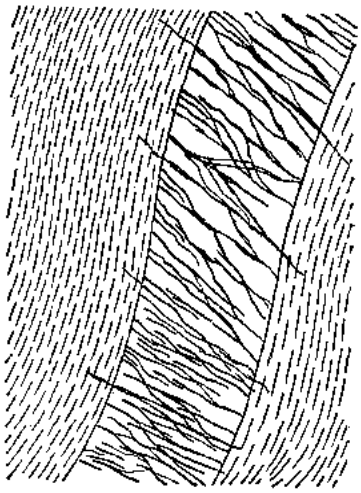


图 6-9 梯状矿脉

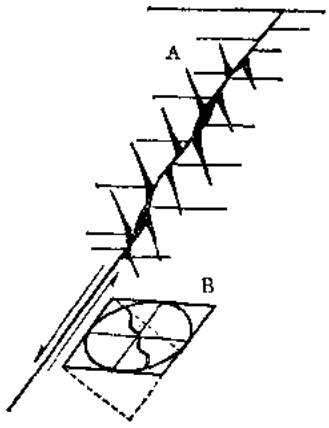


图 6-10 羽状矿脉(A)和构造位移示意图、立方体的位置及应变椭球体(B)

矿脉与围岩的接触面叫做脉壁带。靠近矿脉的岩石常会受到蚀变和矿化；这种变质的围岩带造成近脉蚀变晕，其中有用组分的含量有时够工业品位。由矿脉向围岩分出来的细脉称为矿枝。充填矿脉的矿物分布不均匀时，常常出现有用组分贫、富交替的地段。脉体中富的地段叫做矿柱（图 6-11）。矿柱有的是指形态而言，有的则指富集程度而言。前者多形成矿脉的膨胀；后者指的是与矿体形态变化无关的有用组分含量增高的地带。

走向和走向长度，倾斜方向、倾角和倾斜长度，侧伏角以及厚度，是决定矿脉规模和产状的基本地质要素。矿脉的长度变化极大，细脉只有 1 米长或更小，但也有长达 200 公里的矿脉(如加里福尼亚的金矿脉)。倾斜长度有的很短，有的则可达几公里（如印度的科

拉尔含金石英脉的开采深度已超过 2.5 公里)。矿脉沿走向尖灭线的倾伏叫做侧伏；侧伏线与走向线所构成的夹角称为侧伏角(图 6-12)。矿脉和矿层一样，都划分为地质厚度和可采厚度。

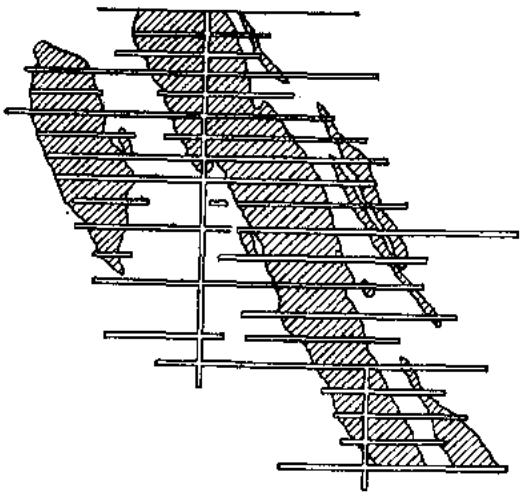


图 6-11　矿脉平面上的矿柱

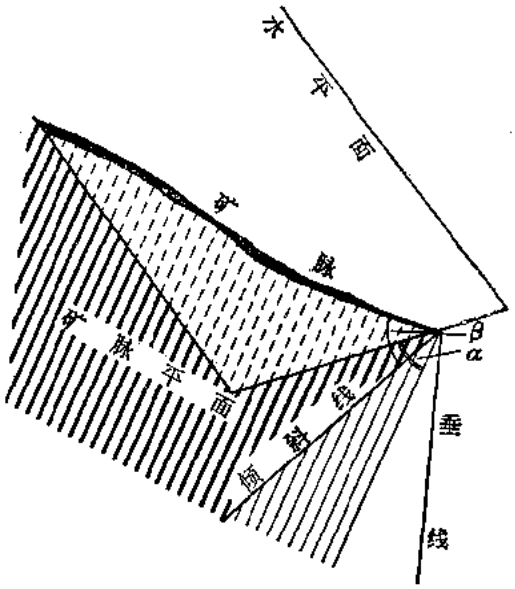


图 6-12　尖灭点上矿脉的产状要素
α—倾角；β—侧伏角

脉状矿床可以由一个矿脉组成，但更常见的是由一束或一组矿脉组成。由脉状矿床组成的矿田叫做脉田(图 6-13)。

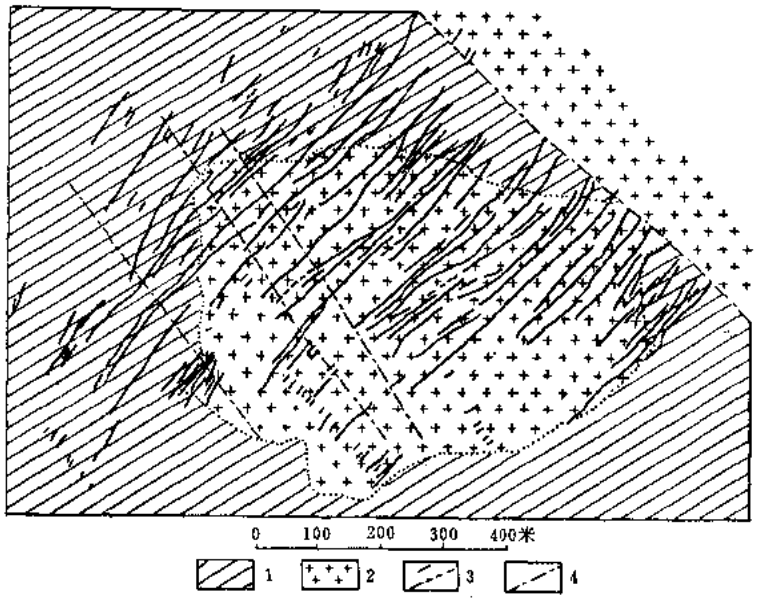


图 6-13　一个钨矿床的脉田
1—砂岩、页岩；2—花岗岩；3—矿脉；4—断层

透镜状和似透镜状矿体　按其形态属于等轴状和板状矿体之间的过渡类型。

(3) 沿一个轴延展的矿体

常为筒状、管状或似管状矿体。这类矿体的形态和产状是由倾伏角或伏角、沿倾伏方向的长度和横截面来决定的。矿筒的伏角由矿筒轴和水平面间的夹角来决定(图 6-14)。该角变化范围极大：垂直矿筒为 90°，水平的筒状矿体为0°。筒状矿体的横截面和长度变化也很大。

除了上述简单形态的矿体外，自然界中还常见到几种形态组合的复杂矿体。层状矿体与脉状矿体组合形成的复杂矿体见图 6-15。

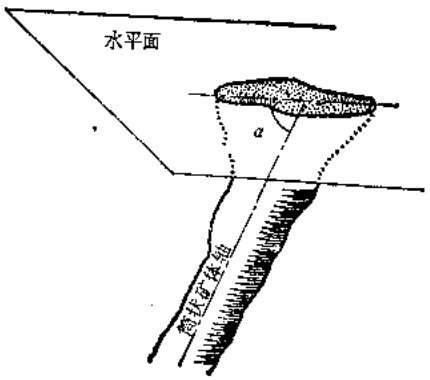


图 6-14 筒状矿体的产状要素
α—倾伏角（伏角）

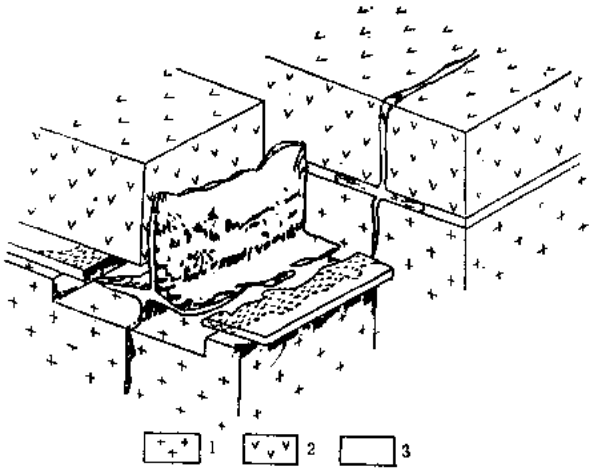


图 6-15 整合型层状矿体与交错矿脉组合成的复杂矿体
1—太古代花岗岩；2—侏罗纪后的正长斑岩；3—寒武纪白云岩

为了研究矿床的生成条件，不仅要确定矿体的总形态和产状，而且还要查明矿体范围内形态要素、产状和有用组分含量的稳定程度。矿体的产状要素、厚度和有用组分的含量，在不同点上均有不同程度的变化。上述要素的稳定程度，对选择合理的勘探方法具有重要的意义。

3．矿石的结构和构造

矿石的构造是由形状、大小、成分和结构彼此不同的矿物集合体在空间上的相互排列方式来决定的。构造显示的范围有大有小，由此可划分为巨显构造、粗显构造和显微构造。巨显构造指的是相互排列的矿物集合体的面积大，在矿体截面（露头、采场和掌子面等)上可直接看到。粗显构造在单个矿石手标本中肉眼可以看到。显微构造要在镜下才能观察到。

矿石结构是由空间上单独存在的矿物集合体中的矿物或其碎屑的形状、大小和组合方式来决定的。在粗粒矿物集合体中肉眼可以看到的是粗显结构(或宏观结构)，细粒集合体中镜下见到的则是显微结构。

不同成因的矿石，其结构、构造也不相同，对它们的研究可以解释矿床形成方面的许多重要问题。下面结合不同成因的矿床，扼要地介绍矿石的结构与构造。

(1) 矿石构造

共分十大类，每大类又分若干类型。这十大类是：块状构造、斑点状构造、条带状构造、细脉状构造、球状构造、肾状构造、破碎构造、晶洞状构造、骨架状构造、疏松构造(表 6-1、图 6-16)。

矿石构造的基本类型　　表 6-1

大类	类型	变质矿床	岩浆矿床	伟晶岩矿床	热液矿床	风化矿床	沉积矿床
块状构造	块状（致密）构造	+	+	−	+	+	+
斑点状构造	斑杂状（斑点状）构造	+	+	+	+	+	−
	浸染状构造	+	+	+	+	−	−
条带状构造（对称与不对称）	条带状构造	+	+	+	+	+	−
	带状构造	−	−	−	+	+	+
	层状构造	+	+	−	−	−	+
	透镜状构造	+	+	+	+	+	+
	皱纹弧状构造	+	−	−	−	−	+
	片麻状构造	+	−	−	−	−	−
	片状构造	+	−	−	−	−	−
	被壳状（搓榇状）构造	−	−	−	+	−	−
	流状构造	−	+	−	+	−	−
细脉状构造	网状构造	−	+	−	+	−	−
	交切脉状构造	−	+	−	+	−	−
	平行脉状构造	−	+	−	+	−	−
球状构造	瘤状构造	−	+	−	−	−	−
	圆盘状构造	−	−	−	+	−	−
	环状构造	+	−	−	−	−	−
	晶腺状（晶洞状）构造	+	−	+	+	+	−
	放射状构造	+	−	+	+	+	−
	结核状构造	−	−	−	−	−	+
	分泌状（晶簇状、杏仁状）构造	−	−	−	+	−	+
	鲕状构造	−	−	−	−	−	+
	豆状、豌豆状构造	−	−	−	−	−	+
	砾岩状构造	−	−	−	−	−	+
肾状构造	胶状构造	−	−	−	+	+	+
	外壳状、贝壳状构造	−	−	−	−	+	−
	多泡状构造	−	−	−	−	+	−
破碎构造	交错状构造	−	−	−	+	−	−
	角砾状构造	+	+	−	+	+	−
	似角砾状构造	+	+	−	−	+	−
	网环状构造	−	−	−	+	+	−
晶洞状构造	多孔状（穴孔状、洞穴状）构造	−	−	−	−	+	−
	多泡状构造	−	−	−	−	+	−
	蜂窝状构造	−	−	−	−	+	+
骨架状构造	细胞状构造	−	−	−	−	+	−
	海绵状构造	−	−	−	−	+	−
	箭状构造	−	−	−	−	+	−
疏松构造	碎屑状构造	−	−	−	−	−	+
	土状构造	−	−	−	−	+	+
	粉状（粉末状、烟灰状）构造	−	−	−	−	+	+

块状构造　分布很广，属均匀致密的单一矿物或多种矿物组成的矿石。

斑点状构造　特点是金属矿物在非金属矿物质中呈现不规则的断续堆积，根据堆积范围的大小，可分为纯斑点状矿石（斑杂状构造，图 6-16 之a）和浸染状矿石。

条带状构造　这是由不同矿物成分的条带互层而成的构造（如图 6-16 之b）。对沉积矿

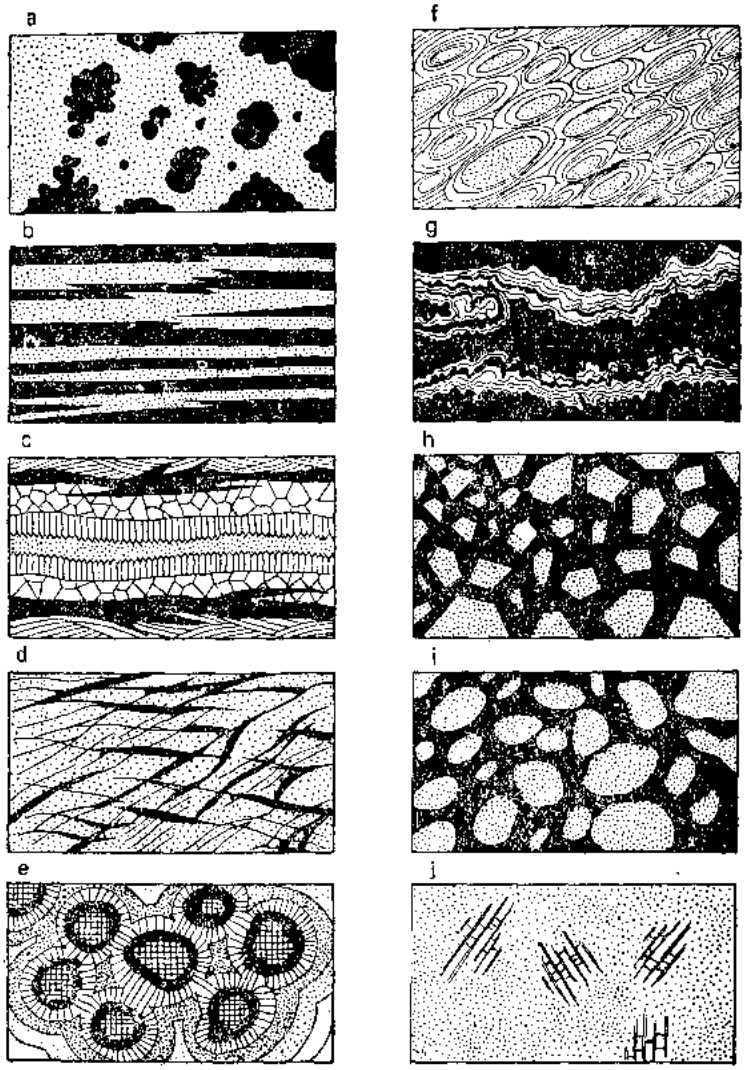


图 6-16 矿石的若干构造类型示意图

a—斑点状构造；b—条带状构造；c—被壳状构造；d—细脉状构造；e—圆盘状构造；f—鲕状构造；g—胶状构造；h—角砾状构造；i—似角砾状构造；j—骨架—蜂窝状构造

床来说，层状构造有代表性；变质矿床多为片麻状构造、片状构造和皱纹弧状构造；岩浆矿床则是被壳状构造(如图 6-16 之c)、流状构造，等等。根据不同成分矿物条带的相互排列位置，条带构造可以是非对称的(如图 6-16 之b)，也可以是对称的(如图 6-16 之c)。

细脉状构造 这是由一群相互交错的或近于平行的细脉形成的构造(如图 6-16 之d)。

球状构造 特点是成矿的矿物集合体以同心圆状堆积排列。这种构造的类型相当多。某些岩浆矿床矿石表现为瘤状构造和环状构造，热液矿床矿石是圆盘状构造(如图 6-16 之c)和晶腺状构造，风化壳的矿质则形成结核状构造和分泌状构造，沉积矿床矿石则是鲕状构造(如图 6-16 之f)、豆状和砾岩状构造。

肾状构造 已知热液成因和地表成因的矿石具有这种构造(如图 6-16 之g)。胶体成矿作用可以产生这种构造。

破碎构造 这种构造对多期形成的矿床特别典型，其形成是由于早期世代的矿质被晚

期世代的造矿集合体胶结而又发生破碎的结果(如图 6-16 之h、i)。

晶洞状构造 特点是矿石的多孔性，对风化壳的产物尤其典型。

骨架状构造 这是氧化带的典型构造，其形成是由于固体的矿物堆积发育为或多或少有规律排列的隔膜，它们的晶胞在某种程度上充填疏松的矿质(如图 6-16 之j)。

疏松构造 此种构造是发育在含有大小不同颗粒与碎屑的弱沉积变质沉积物中。

(2) *矿石的结构*

共分 13 个最主要的大类，每类之中又包括数量不等的类型。这 13 大类是：等粒结构、不等粒结构、片状结构、纤维状结构、分带状结构、结晶定向排列结构、紧密连生结构、环绕结构、交代结构、碎粒结构、胶状结构、球粒状结构与碎屑结构(见表 6-2)。上述结构的某些变种见图 6-17。

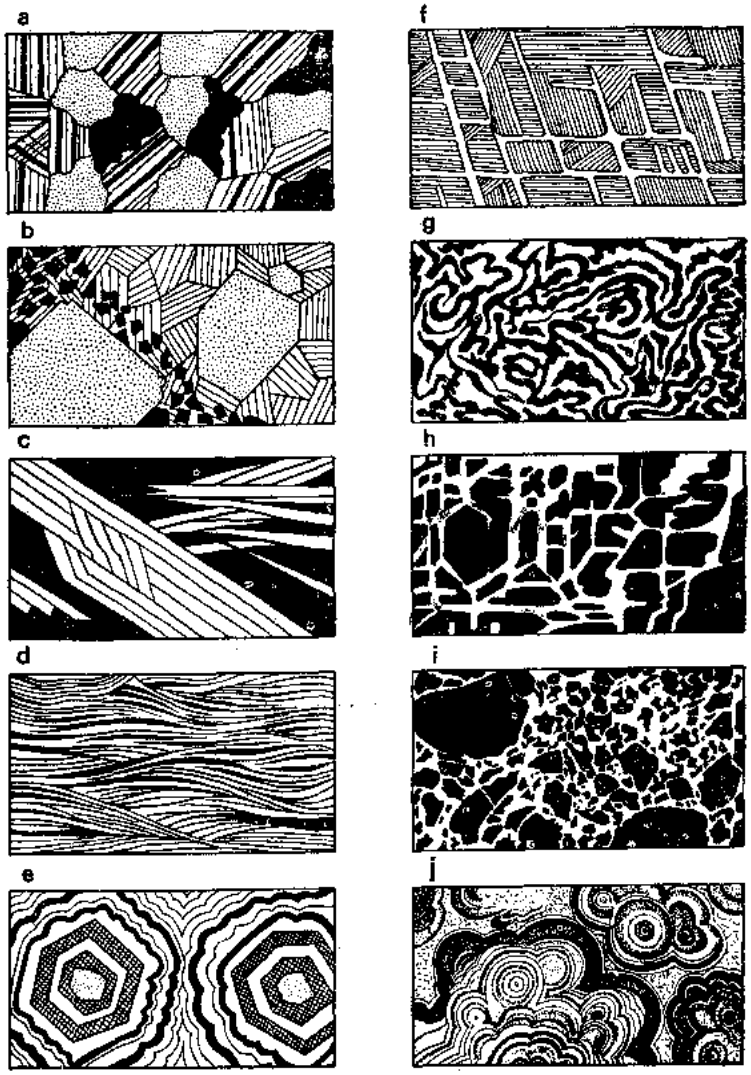


图 6-17 矿石的若干结构类型示意图

a—等粒结构；b—不等粒结构；c—片状结构；d—纤维状结构；e—分带状结构；f—结晶定向排列结构；g—紧密连生结构；h—交代结构；i—碎粒结构；j—胶状结构

矿石结构的基本类型

表 6-2

大类	类型	变质矿床	岩浆矿床	伟晶岩矿床	热液矿床	风化矿床	沉积矿床
等粒结构	半自形粒状结构	−	+	+	+	−	−
	他形粒状结构	−	+	+	+	−	−
	全自形粒状结构	−	+	+	+	−	−
	海绵状陨铁结构	−	+	−	−	−	−
	花岗变晶结构	+	−	−	−	−	−
	等粒变晶状结构	+	−	−	−	−	−
	角岩状结构	+	−	−	+	−	+
不等粒状结构	自形晶间隔结构	−	+	−	+	−	−
	斑状结构	−	+	−	−	−	−
	似斑状结构	−	+	−	+	−	−
	嵌晶状结构	−	+	+	+	−	−
	乳浊结构	−	+	−	+	−	−
	斑状变晶结构	+	−	−	−	−	−
片状结构	片状结构	+	+	+	+	+	−
	似含长结构		−	−	+	−	−
	鳞片变晶结构	+	−	−	−	−	+
	叶片状结构	+	−	−	+	−	−
纤维状结构	纤维状结构	+	+	−	+	+	−
	毛毡状结构	+	+	−	+	−	−
	簇状褶皱结构(束状结构)	+	−	−	+	−	−
分带状结构	分带结构	−	−	+	+	+	−
	同心分带结构	−	−	−	+	+	+
	韵律分带结构	−	−	+	+	−	−
结晶定向排列结构	格子状结构	−	+	+	+	+	−
	网状结构	−	−	−	+	+	−
	定向排列乳浊结构	−	+	−	+	−	−
紧密连生结构	文象结构	−	+	+	+	+	−
	半文象结构	+	+	+	−	+	−
	共结结构	−	+	+	+	−	−
	显微伟晶状结构	−	+	+	−	−	−
	微文长结构	+	+	+	−	−	−
环绕结构	边缘(周边)结构	−	−	−	+	+	−
	晶腺状结构	−	−	−	+	−	−
交代结构	网环状结构	−	+	−	+	−	−
	团粒状结构	−	−	−	+	−	−
	骸晶状结构	−	−	−	+	−	−
	残余结构	−	−	−	+	−	−
破碎结构	碎裂结构	+	−	−	−	−	−
	花岗碎屑结构	+	−	−	−	−	−
	斑状碎屑结构	+	−	−	−	−	−
	交切结构	−	+	−	+	+	−
胶状结构	胶状结构(凝胶结构)	−	−	−	+	+	+
	分带状结构	−	−	−	+	+	−
	同心分带结构	−	−	−	+	+	+
	树枝状结构	−	−	−	−	+	−
球粒状结构	珍珠状结构	−	−	−	+	+	−
	球粒结构	−	+	−	+	−	−

续表

大　　类	类　　型	变质矿床	岩浆矿床	伟晶岩矿床	热液矿床	风化矿床	沉积矿床
碎屑状结构	放射状结构	−	+	−	+	+	+
	放射纤维状结构	−	−	−	+	+	−
	碎斑结构	−	−	−	+	+	−
	砂质结构	−	−	−	−	−	+
	砾状结构	−	−	−	−	−	+
	泥质结构	−	−	−	−	−	+
	砂泥结构	−	−	−	−	−	+

等粒结构　这是指由大小比较均匀的单一矿物或多种矿物集合体组成的矿石，其中的矿物颗粒常为等轴状(图 6-17 之 a)。这一大类之中还包括若干沉积结构类型(半自形粒状结构、他形粒状结构、海绵状陨铁结构，等等)和若干重结晶结构类型(花岗变晶结构、等粒变晶结构)。

不等粒结构　特点是大的矿物颗粒在细小的矿物质中间发育；或者是大晶体之间存在较小的矿物颗粒(图 6-17 之 b)。这一大类之中也有沉积结构类型(斑晶状结构、嵌晶状结构、乳浊结构，等等)和重结晶结构(斑状变晶结构)。

片状结构　这是指全部或大部的单一矿物颗粒或多种矿物颗粒呈片状形态(如图 6-17 之 c)。

纤维状结构　构成矿石的矿物集合体呈细线状、纤维状(如图 6-17 之d)。

分带状结构　由于矿物质沉积的先后顺序或最先析出的矿物被晚期析出的矿物交代，因而形成交替分带的构造(如图 6-17 之e)。

结晶定向排列结构　这种结构是由一种或几种矿物按照另一矿物结晶方向（按照它的解理和双晶面等)的位置排列所控制的(如图 6-17 之 f)。

紧密连生结构　特点是一部分矿物深入到另一部分矿物之中，二者的界线呈楔形弯曲状(如图 6-17 之 g)。

环绕结构　这种结构产生于一种矿物围绕另一种矿物的周边发育。

交代结构　这种结构是由于晚期矿物沿着早期沉积的矿物轮廓发育而产生(如图 6-17 之 h)。

碎粒结构　形成条件是后来的矿物沿着早期矿物的机械破坏部位发育（如图 6-17 之 i)。

胶状结构　由胶体成矿作用而产生的矿物，在其改造的不同时期都可形成这种结构(如图 6-17 之 j)。

球粒结构　对各种放射状排列的球粒状矿物组成的矿石来说，这种结构最典型。

碎屑结构　这是往往被含矿物质胶结或交代的沉积矿物所特有的一种结构。

第二节　矿床的若干研究方法

研究矿床的目的，是阐明成矿条件并进而作出工业评价。矿床的研究方法，大体可分为野外和室内两种。

野外研究主要是确定矿体在地层剖面中的位置，矿体与火成岩杂岩体的联系，矿化与围岩层岩石成分的关系，构造对矿体赋存条件、形态以及矿石物质成分的影响，等等。野外研究的基本方法是地质填图，即编制较大比例尺的各种地质图件和剖面图。为了作出工业评价，必须进行地质勘探工作，开展必要的物探、化探、钻探和坑道揭露工作，同时还要查清矿床的水文和工程地质条件。

室内工作主要是研究矿物原料的物质成分，查明矿石的矿物成分、化学成分和物理机械性质。

研究矿物成分时，要求查清构成矿石的全部矿物、矿石的结构和构造、矿物的天然共生组合及其在矿体范围内的比例关系、矿物在成矿时和其后的蚀变过程中的生成顺序。矿物研究还要求确定单个矿物连生的形式和大小，为制定合理的矿物原料加工工艺提供依据。为了弄清矿体与围岩的相互关系，还要了解围岩的矿物成分。上述各项研究工作常用的方法包括光学(反光和偏光显微镜)、热分析、伦琴射线分析以及其他方法。

测定矿石的化学成分，是为了弄清组成矿石的主要和次要元素，以及这些元素在不同的矿石自然类型与矿体不同部位的变化。尤其要详细研究对于一定矿物原料类型的有用和有害化学元素及其在矿体范围内的分布规律。必要时还可进行若干专门性的研究，例如为了测定单个矿物堆积或其集合体的绝对年龄，就要查清某些元素的同位素含量。

物理机械性能的研究，主要是对单个矿物或其集合体作出技术、工艺和物理性质的评价，即鉴定矿物成分，查清矿物原料的质量以及与矿石处理、加工和实际利用有关的其他性质。

另外，在室内还可以开展一些实验研究，模拟矿床形成的地表和深部条件，从而揭示矿床的成因。

在矿床研究方面，目前还难以提出一套普遍适用的完整方法，主要是根据研究客体的具体情况，来确定所采用的方法和手段。

下面介绍的只是许多研究方法中的一部分，目的是提供若干成矿温度、成矿深度、标型矿物以及岩石孔隙度方面的资料和数据，为野外地质工作者参考。

1．成矿温度的测定

深部花岗岩岩浆完成结晶的温度是1000～800°C。花岗伟晶岩熔浆的初始温度为800～700°C。直接测定现代火山气流的温度表明，尽管少数情况下温度达到1018°C（墨西哥的帕里库廷火山），但一般都低于700°C。例如阿拉斯加的“万烟谷”火山喷气的温度，不同点上测得的温度为645到50°C。根据气液包裹体所测定的某些热液矿脉矿物的沉淀温度，最高的是540～560°C（苏联远东地区捷丘赫矿床的石英，后贝加尔的谢尔洛瓦亚山的黄玉等）。热液成矿的初始温度推测为700～600°C左右，温度逐渐降低，直到50～25°C。热液成矿的最盛期发生于400～100°C。

热液矿床矿物生成温度的测定方法可分为两大类：一是观测法（通过观察地质测温矿物的某些标志来确定其生成温度），二是研究法(为估计矿物的生成温度必须对其进行实验研究)。

观测法是根据矿物的熔化、离解、多形转变、固溶体分解、重结晶、低共熔、天然组合、物理性质的变化、晶体习性的变化等标志以及热液合成数据，来确定矿物的生成温度。

熔化温度 矿物的熔点决定其生成的上界温度。该温度由于成矿介质的不同，特别是挥发分的存在而发生很大变化。另外，当温度高到熔点时，个别矿物可能分解为其他矿物的混合物，其中的每个矿物都能独自熔化。自然铋的熔点是 204～270℃，这是形成含有自然铋的热液矿床的上界温度。

离解温度 400℃ 以上时，含羟的硅酸盐矿物发生脱水，这对记录热液成矿的温度有一定的意义。在较低的温度下发生的脱碳酸盐作用，同样可用于测温。例如菱铁矿在 200～490℃时分解，白云石在 500～800℃时分解，方解石在 880～920℃ 分解。在更低的温度下，某些硫化金属发生脱硫化物作用，分解的温度是：雌黄——190～220℃，方黄铜矿——235℃，辰砂——338～358℃，白铁矿——440～475℃，黄铁矿在 600℃ 时离解为磁黄铁矿和硫蒸气。值得注意的是，随着深度加大，压力增高，离解温度也将增高，它在确定热液成矿温度中的作用也将随之减小。

多型矿物的转化 对测定热液成矿过程的温度具有很大意义。β-石英 573℃ 时转化为 α-石英，磁赤铁矿 500℃ 时转化为赤铁矿，正方晶系的黄铜矿 500℃ 时转化为等轴晶系，等轴晶系的辉银矿 179℃ 时转化为斜方螺状硫银矿，斜方辉铜矿 105℃ 时转化为六方晶系。矿物中杂质的存在，对其转化点的温度影响很大。

固溶体分解 可以确定均一矿物相在其分解为各组成矿物之前存在的最高温度。在这方面最明显的是 Cu-Fe-S-O 系统矿物的分解构造的温度。例如辉铜矿-铜蓝是在 75° 分解形成的，黄铜矿-磁黄铁矿为 250℃，斑铜矿-黄铜矿为 300℃，黄铜矿-方黄铜矿为 450℃。

矿物的重结晶 有时可用于测定矿物的生成温度。例如自然银 200℃ 时发生重结晶，自然铜 450℃ 时重结晶。

低共熔温度 如果能够证明矿物的相互连生属于低共熔构造，则低共熔温度是具有地质测温意义的。例如辉铜矿-方铅矿-辉银矿 400℃ 时产生低共熔连生，淡红银矿-深红银矿为 465℃，磁铁矿-钛尖晶石为 500℃。

矿物组合 有时可指示矿物的生成温度。用实验和计算方法可以确定各种物系在不同的温度、压力下矿物的可能组合。例如图 6-18 的 Al_2O_3-SiO_2-H_2O 系统所产生的矿物组合，最接近于热液条件下的温度与压力。该图上共有七条单变平衡曲线，划分为八个二变平衡区。在二变区内可有三个相共存，因为物系中有三个组分。每个区内可能存在的各种矿物组合，可用三角图解来确定，三角形的顶端为水、石英和刚玉。由一个二变温度区过渡到另一区时，可以看到天然矿物组合是怎样随温度而变化的。例如，高于 400℃ 时高岭石消失，430℃时蒙脱石消失；叶蜡石和单水铝石则相反，在 300℃以上出现，而单水铝石在 430°以后又重新消失；硅线石、红柱石和蓝晶石只在 430℃后才出现。

矿物物理性质的变化 例如萤石在 175℃ 时褪色，烟石英和紫水晶在 240～260℃时失去颜色，云母中的多色环在 480℃ 被破坏。

晶体习性 晶体的双晶及连生定律有时与其生成温度有关。在晶体习性与其生成温度的变化方面，研究了锡石、磷灰石、绿柱石、石英、方解石、萤石和一些硫化物。另外，有人还研究了不同温度世代的矿石结构和构造。

矿物的热液合成 可以提供天然热液成矿温度的重要资料。文献中报道最多的是长石、云母、绿泥石等矿物的稳定温度区。

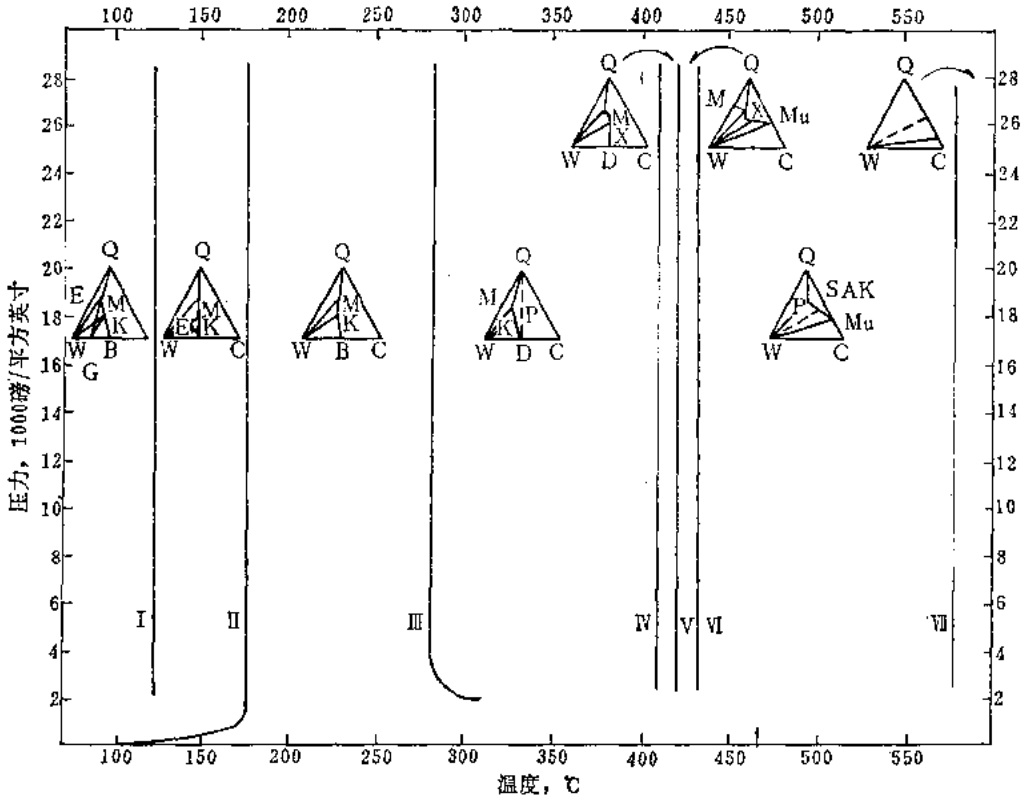


图 6-18 Al_2O_3–SiO_2–H_2O 系统中的单变平衡线

物相：W—水；Q—石英；C—刚玉；E—多水高岭土；K—高岭土；X—X-相；M—铝蒙脱石；P—叶蜡石；B—勃姆铝矿；D—单水铝石；Mu—多铝红柱石；SAK—硅线石、红柱石和蓝晶石

图 6-19 为不同酸碱度下某些热液矿物的稳定区。表 6-3 列出了矿物测温的若干材料。

杂质元素气液包体的研究，热电势的研究，以及热发光现象和同位素分析，都可以用于室内测定热液矿物的生成温度。

气液包体 某些热液成因的矿物当中保存的气液包体，可以用来测定这些矿物的生成温度。方法有两种：一是均一法，另一是爆裂法。前者是把矿物加热后在镜下观测两相包体（有气泡的液体）向均一相的转变点。该转变点即可作为矿物的形成温度，但需用估计的热液成矿深度所决定的压力值进行校正（图 6-20）。如果均一化的发生是通过气相在液相中的溶解，那么矿物就可能是由水溶液中沉淀的；如果均一化是液相转变为气相

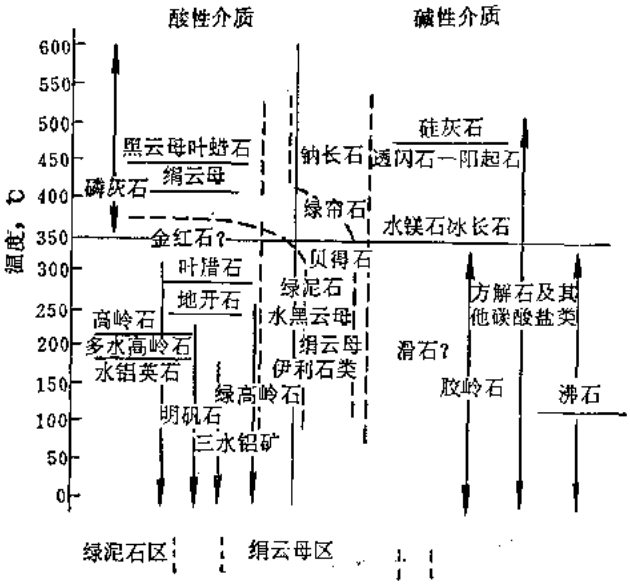


图 6-19 温度和酸度对某些热液矿物生成区的影响

图中划线的矿物具有非常准确确定的生成区

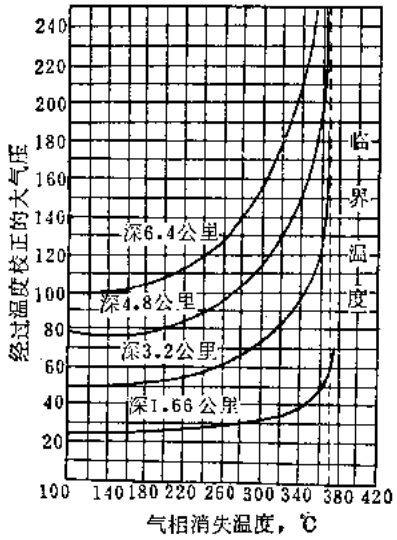


图 6-20 液包体气相消失温度的校正曲线，适用于矿物生成时的不同压力

的结果，矿物则在气成作用下由气液中析出。因此，均一化的曲线就可以分成两种类型（图6-21）。

爆裂法要求所测矿物破碎成粉末，然后加热并观察由于气液包体压力增加致使矿物颗粒内壁破坏而发生的爆裂。根据爆裂曲线可以确定矿物形成的温度（图 6-22）。

杂质元素 由于成矿温度的不同，杂质元素可以一定的比例进入热液矿物的组成当中。在 FeS-ZnS 系统中，闪锌矿中的 FeS 数量是其生成温度的函数（图 6-23）。多金属矿体中闪锌矿结晶温度随深度变化的略图参见图 6-24。根据钛磁铁矿中钛的氧化物数量，黑云母中钪的数量，以及钠长石在正长石和钙长石之间的分布，也可以判断出形成温度。

热电势 在含金属的蒸气中测得的热液硫化矿物的热电势，其导电率随生成温度而发生数值变化。有人曾用这种方法测定了黄铁矿和方铅矿。

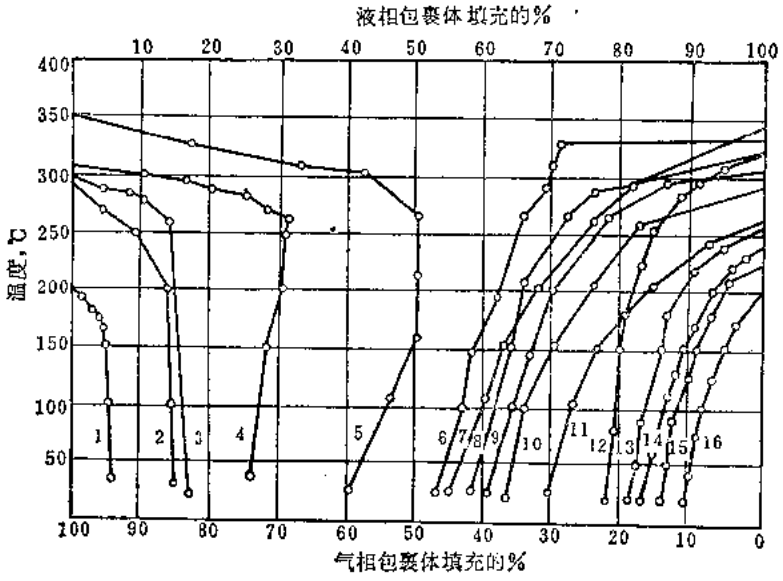


图 6-21 不同矿床热液石英中气、液包体的均一化过程

1～5—均一化的第二种类型；6～16—均一化的第一种类型。均一化的形式：4、5—具有转变点的均一化；6、8—有沸点的均一化；12—多相气体的均一化

热发光 在自然条件下，在不同的温度区间内使矿物加热，通过对比矿物的受热发光曲线，可用于估计成矿温度。

同位素分析 根据同位素的比值可以确定矿物质堆积的温度。这是因为，同一元素的各种同位素，在不同的温度下，其分馏强度是不一样的。在这一方面，应用最广的是 O^{16} 和 O^{18} 同位素比值分析。根据上述同位素比值，区分出了海洋沉积成因的“冷”白云岩和热

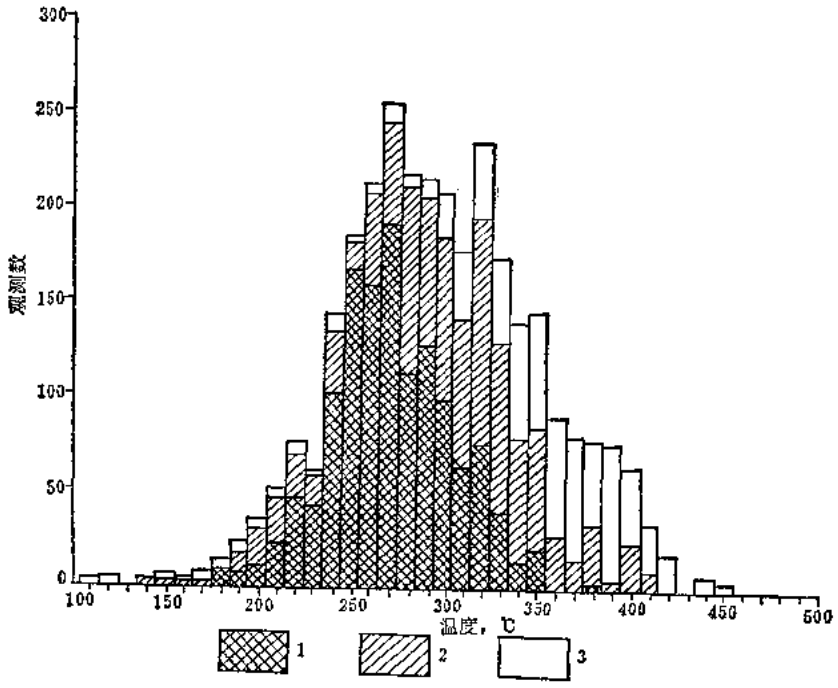


图 6-22 闪锌矿中包体破裂温度分布图
1—强烈爆裂；2—中等爆裂；3—微弱爆裂

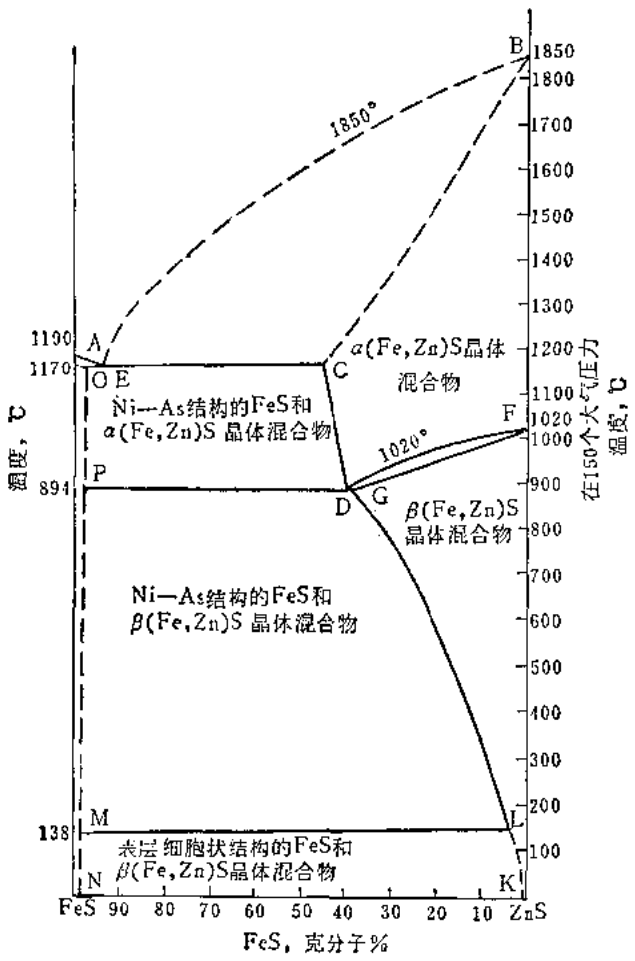


图 6-23 FeS-ZnS 系统的相平衡图
所有的相或相的组合均与蒸气处于平衡

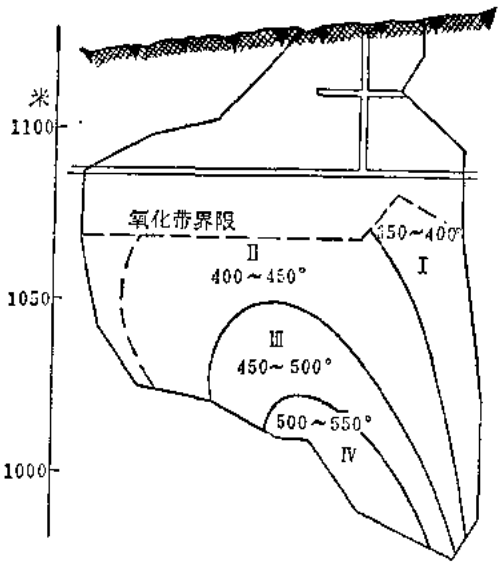


图 6-24 某多金属矿体平面上闪锌矿结晶温度的变化性质
根据铁含量测定，罗马字表示温度带

地质测温矿物表　　表 6-3

温　度，℃	矿　物　与　过　程	温度点的特征	备　注
1890	橄榄石（镁橄榄石）	熔　点	
1713	方英石	同　上	
1600	硅线石变为多铝红柱石与氧化硅	转化点	
1470	鳞石英变为方英石	同　上	
1400	红柱石变为多铝红柱石与氧化硅	同　上	
1200	蓝晶石变为多铝红柱石与氧化硅	同　上	
1185	基拉韦厄火山的玄武熔岩	测　定	
1180	硅灰石变为假硅灰石	转化点	$MgSiO_4$ 升至1300℃
1120	方铅矿，熔化	熔　点	
1100	透闪石，上限	同　上	
1100	钠长石，熔化	同　上	
1145	PbS-ZnS 共熔体，熔化	同　上	PbS 94%
1020	闪锌矿变为纤锌矿	转化点	17%为 880℃
955～1140	斜方辉石变为单斜辉石	同　上	斜方辉石的上限
900	冰长石变为透长石	同　上	淬状
900?	方解石在 1 个大气压下离解	离解点	40 个大气压，1100℃
870	β-石英变为鳞石英	转化点	淬状
830～900	辉钴矿，转化	同　上	
800	石榴石，失去双折射率		
600～700	碳酸，由石灰石中析出		40个大气压，800℃
685	黄铁矿变为磁黄铁矿＋硫（1 个大气压）	离　解	
630	辉银矿-方铅矿共熔体，熔化	熔　点	
609	脆硫锑铅矿，熔化	同　上	分解熔融
600	由石灰石中析出色素	…	
575	α-石英变为 β-石英	过渡点	极快
550?	闪锌矿与黄铜矿，分解	固溶体分解	
546	辉锑矿，熔化	熔　点	
550	角闪石变为辉石	重结晶	在 200 个大气压下
550	磁赤铁矿-赤铁矿	同　上	
500～900	硅灰石	重新组合	不固定
500	黄铜矿	?	
485	斜硫锑铅矿-辉锑矿，共熔体	熔　点	
481	云母多色环破坏		
475	斑铜矿-黄铜矿，分解	固溶体分解	475℃以上形成
473	深红银矿-淡红银矿，固溶体	熔　点	最低温度
472	锑金矿，熔化	同　上	
450	方黄铜矿-镍黄铁矿，分解	固溶体分解	
450?	镍黄铁矿-磁黄铁矿，分解	同　上	
450	方黄铜矿-黄铜矿，分解	同　上	?
700	磁铁矿-钛铁矿，分解	同　上	可疑
675	赤铁矿-钛铁矿，分解	同　上	过高
450	白铁矿变为黄铁矿	转化点	缓慢
410	霞石变为方解石	同　上	极快
400	自然铜，重结晶	重结晶	
400	黑辰砂变为辰砂	转化点	
400～500	形成灰质硅酸盐类		
400～500	含钠氯化物，溶解曲线	液包体	

续表

温　度，℃	矿　物　与　过　程	温度点的特征	备　注
350～400	菱铁矿变为赤铁矿	离　解	
350～400	黄铜矿-闪锌矿，分解	固溶体分解	未证实
310～320	雌黄与雄黄，熔化	熔　点	
300	烟石英，脱色	—	
271	铋，熔化	熔　点	
268	光卤石，转化	转化点	
262	Ag_2Bi，共熔体	熔　点	
265	方硼石，由斜方变为立方	转化点	极快
250	Ag_3Sb，共熔体	熔　点	
240～260	烟石英与紫水晶，失去颜色	—	
235	方黄铜矿Ⅰ变为方黄铜矿Ⅱ	转化点	
235	黄铜矿变为方黄铜矿与磁黄铁矿	分　解	
215	钛铁矿，转化	同　上	
200～250	砷锑矿，分解为 AsSb	固溶体分解	
200	银，重结晶	重结晶	
184	碲金矿	转化点	
175～225	斑铜矿-辉铜矿，分解	固溶体分解	缓慢
150	Ag_2Fe	—	
135	密苏里河谷的闪锌矿	气泡消失	
133	Ag_2S_2	—	
130	针铁矿，不稳定	—	
119	硫，熔化	熔　点	
100	硫铜银矿，转化	转化点	
100±	冰长石	—	下限
100±	沸石，形成的最上限	—	压力低
93～105	斜方辉铜矿变为立方辉铜矿	转化点	极快
70～75	辉铜矿-铜蓝，分解	固溶体分解	
75	铋，转化	转化点	

液成因的"热"白云岩。

由于同一温度下从热液中析出的矿物与其他参数（压力、溶液的浓度等）有关，所以根据上述各种标志测出的矿物生成温度，只能是临界值。

2、矿物标型特征在矿床研究中的应用

研究矿物的标型特征，不仅具有矿物学的意义，而且对于探索矿床成因，进而指导矿床的评价和找矿，都具有一定的意义。下面根据文献资料，概略介绍一下矿物标型的研究情况。

A.E. 费尔斯曼在《伟晶岩》一书中，列出了表征伟晶岩作用不同阶段的约 70 个标型矿物。他在另一部著作中又强调指出：应当区别标型矿物和矿物的标型特征或性质（如化学成分的变化、类质同象杂质的含量、颜色和晶形等）。前者决定着地球化学过程发育的条件和时间；后者反映出成矿作用的某些特点。

许多研究者注意到矿物标型对于找矿的重要意义。

A E. 费尔斯曼认为，根据指示矿物可以判断伟晶岩的生成阶段。并发现：在伟晶岩过程

中，随着温度的降低矿物趋向于生成较低级的晶系。在花岗伟晶岩的一些类型当中，可以区分出伟晶岩体个别带的标型矿物。

在某些多期成矿的金属矿床中，除了每一成矿阶段的矿物组合中都存在的"贯通"矿物外，尚有只是在一定阶段才出现的某些矿物。例如，有一个钼-钨矿床，属于最高温成矿阶段和云英岩化阶段的标型矿物，有钛铁金红石和钛铁矿；最晚期成矿阶段则生成与受热的渗流溶液有关的沸石，局部还有鱼眼石、硅灰石、石膏和迪凯石。

加加林石可以作为含稀有金属矿物（锆石、钽铁矿、铌铁矿等）的钠闪石花岗岩的标型矿物。

标型矿物对于地质测温、测压也非常重要。

在一定的温度、压力下稳定的多型变体，象陨石英和超石英等氧化硅矿物，具有地质测温、测压的意义。另外，有些多型变体的生成，无疑与溶液的成分及其酸碱度有关，此时则可作为成矿介质特点的指示矿物。

除了标型矿物这个概念之外，还应当注意产生于一定条件下的标型矿物组合，例如地球深部不同压力下由化学成分相同的物质所产生的各种矿物组合。各种岩石和矿石的矿物组合，也与其生成条件有关。不同条件下生成的某些矿物（包括矿床中的贯通矿物）的标型特征，具有重要的意义。

判断矿物的生成条件，目前主要是根据晶体的形态特点、物理性质、化学成分的变化和结构特征等。

(1) 晶体的形态特征

作为矿物标型特征的晶形，很早已被人们所注意。

A. Maucher 曾注意了石英晶形对于指示某些金属矿床成因的意义。G. Kalb 阐明了方解石、萤石、磷灰石、钾长石、绿柱石、橄榄石和金绿宝石等矿物的成因意义。Ферсман 确定了一系列花岗伟晶岩矿物（钾长石、电气石、磷灰石、石英、绿柱石、黄玉、锆石）的标型特征。В. Л. Русинов 建议利用钠长石的双晶程度评价变质作用的深度。К. Н. Озеров 指出：长条状和等轴状刚玉见于基性程度高、贫二氧化硅（或无二氧化硅）的岩石中的刚玉矿体内，片状和板状刚玉则产于二氧化硅含量高的岩石中的矿床内。

碱性岩中的锆石晶体，一般为形态简单的短柱状和双锥状；花岗岩中的锆石通常有不同的晶习，为柱状到长柱状。乌拉尔樱桃山碱性杂岩中的锆石晶体，其晶形与岩石成分有关。考柯切塔夫地块的锆石，由较老的岩石向较新的岩石过渡时，晶体的拉长系数（长度与宽度之比）一般减小。Н. П. Юшкин 等曾试图查明锆石晶形与火成岩中游离二氧化硅含量及其相对碱度之间的依赖关系。В. В. Ляхович 等确定出花岗岩中晶形和长度均不同的三个世代的锆石，认为其生成与熔浆成分的变化及其中锆的含量有关。А. Н. Зедгенизов 在变质岩中发现了不同成因的锆石。Г. В. Нестеренко 等利用锆石的标型特征确定出沉积岩的物质来源。

揭示不同物理化学介质中同一结构的动力性状，对于运用晶形作为标型特征，是非常重要的。正是由于决定晶体生长特点的介质的影响，才能够解释表生和内生标型的各种情况，即与构造对称相比晶体的形态对称程度的增高或降低。

(2) 物理性质

作为矿物的标型特征之一，最早注意的物理性质是绿柱石、黄玉、电气石、磷灰石、

石榴石、石英、萤石、云母、褐石和长石的颜色。在锡石的标型特征中，利用了颜色、光泽、多色性、比重以及可见和红外光谱部分的光线吸收曲线。据 P. Ramdor，最高温和较低温生成的锡石，其磁性是不同的。М. Д. Дорфман 认为，根据折光率可以判断绿柱石的生成条件。据 Ляхович 等，花岗岩的不同世代附生锆石，具有不同的发光性质。据 В. И. Синяков，变质矿床磁铁矿的显微硬度最小，热液矿床的磁铁矿常为镁磁铁矿，其显微硬度最大。对于黄铁矿、方铅矿、辉钼矿和粗铂矿的标型特征，还研究了它们的热电性。

据 Е. Н. Францессон，金伯利岩和暗色岩中的钛铁矿，其热电势是不同的。某些矿物，如绿柱石、石英、白云石的介电常数与其生成条件有关。

Е. Е. Костылева 利用破裂法、测定比重和煅烧失重方法等研究了含矿石英。据 O. F. Tuttle，石英的生成温度与转化温度之间存在着一定关系，即高温石英比低温石英的转化温度低。

И. Н. Пеньков 以深红银矿和淡红银矿为例，说明可以利用核四极共振线确定某些矿物的生成温度。

(3) 化学成分的变化

关于矿物成分与其生成条件的关系，目前已积累了大量资料。据 I. Oftedal，岩石中黑云母钪的含量随岩石生成温度的减低而增高。T. F. W. Barth 确定：长石成分与其结晶温度有关(即 Barth 长石地温计)。A. F. Baddington 等注意到：磁铁矿中呈钛铁矿存在的钛含量随温度的下降而减少(即 Baddington 地温计)；V. Marmo 在成因相同的同一类型岩石中证实了这一点。

据 B. Mason，Fe_2O_3 和 Mn_2O_3 的互溶度与温度有关。实验数据还证明：斜方顽火辉石中铁的溶解度与压力有关；S. Banno 研究榴辉岩时证实了这一结论。

近来对闪锌矿的成分与其生成温度的关系的研究，有所注意。G. Kullerud 研究 ZnS-FeS 时，得出了闪锌矿的含铁量随其生成温度的增高而增加的结论，但有人对此表示了疑义。

不少研究者都发现：不同类型矿床中的锡石，其中铌和钽的含量是不同的；含量最高的是伟晶岩中的锡石，最低的是硫化物-锡石矿床，甚至完全不含铌、钽。中哈萨克斯坦许多高温钽矿床和钨矿床中黑钨矿的成分表明，晚期的黑钨矿比早期的黑钨矿含锰要富得多。不同条件下生成的黑钨矿，其铌、钽含量也有差别。

独居石中钛、铪、钇和铽的含量，是该矿物的标型特征之一。不同成因的独居石，所含稀土元素的成分也有差别。据 А. А. Беус，伟晶岩和气成热液矿床的绿柱石，其中碱金属的含量和性质是不同的。

M. Fleischer，注意了钾芒硝、铬铁矿和磁铁矿与其生成温度的关系。三斜晶系的钾芒硝，是钾和钠硫酸盐的固溶液。如果它是由低于 100°C的溶液中结晶而成，则 K:Na 相当稳定，约为 3:1；如是高温下形成的（火山和喷气析出的），则该比值为 3:1 到 2:1，这与 K_2SO_4-$NaSO_4$ 系统的数据是吻合的。富铝的铬铁矿组矿物，产于含长石的橄长岩和辉长岩中(古巴)，贫铝的矿物则见于太平洋沿岸的不含长石的橄榄岩中。辉长岩和橄长岩中铬铁矿铝含量的巨大变化，可以用铬铁矿与辉长岩岩浆的相互关系来解释。根据现有分析资料，辉绿岩和第三纪熔岩中的磁铁矿，通常含镁很富(部分为镁铁矿)；镁、铝含量高，

同时又含有相当数量的锰则是霞石正长岩和响岩的一个特点。

С. С. Зимин 指出，玄武岩建造的铬铁矿，比超基性岩建造的铬铁矿含铝要高；附生铬铁矿比造矿铬铁矿含三氧化二铝要高。Н. В. Павлов 等认为，岩浆成因的铬铁矿 MgO：FeO 大于 2，交代成因的铬铁矿该比值为 1.0～1.5。

据 Л. Н. Овчиников 的结论，早期世代的磁铁矿和黄铁矿，总是比晚期世代的含有较多的杂质元素。有人还指出了利用黄铁矿中的杂质判断矿床成因类型的可能性。萤石中的稀土元素含量与其生成条件有关。中哈萨克斯坦的伟晶岩中，温度、压力较高时生成杂质含量高的不完全晶缺的萤石，而比较完全或完全无晶缺的萤石则产生于较低的温度与压力之下。

樱桃山碱性杂岩各种岩石中的磷灰石，锶和稀土的含量是不同的。有人发现，晚期世代的附生锆石中钪、锡、铋、铜和银的含量增高。在某些矿床中，早期世代的金云母无疑是以亚铁为主，晚期则以氧化铁为主。在黑云母中，铝是以四配位或六配位存在的。众所周知，高温、低压导致生成开放结构。在硅氧四面体中，铝置换硅引起其体积的增大，而在高压下表现更为明显。这个结论总地说已被花岗岩和低压下生成的斑状岩石中的黑云母所证实，但如不利用不同试料进行专门研究，所得到的资料还不能认为是可信的。

有些研究者认为，矿物中的包体也可能成为标型特征。例如，高温锡石中含有铌铁矿、黑钨矿、锆石、金红石和赤铁矿等细小包体。据 Ляхович，不同世代的附生锆石，其显微包体的性质是不同的。

有人曾利用液态包体和气-液包体的成分，研究了石英、萤石和重晶石的标型特征。近年来，出现了一个新的苗头，即利用矿物中氧和其他元素稳定同位素的含量比例作为矿物的标型特征。

研究矿物成分变化及其与成因的关系，必须注意矿物在相应的组合中成分及性质的变化范围，尤其应当注意矿床和岩石的矿物成分的稳定性和可变性。研究美国某些伟晶岩的电气石得以确定，其成分和折光率与该矿物在伟晶岩体中的生成部位有关。这种伟晶岩体是在封闭系统中通过结晶而生成的。某些高温热液矿物，如黑金红石、黑钨矿和云母等，同一世代析出的矿物，其成分是不稳定的。美国斯蒂鲁奥特成层杂岩体的铬铁矿带，铬铁矿中 Fe^{3+} 和 Fe^{2+} 的总量自下部亚带至中部亚带是减少的，而后向上部亚带开始增高。同时，由矿体之边部向中部，Fe^{3+} 含量与全铁含量之比减小。在有些情况下，例如美国斯捷林湖地区辉石角闪岩中的黑云母，矿物成分和光学常数，甚至在同一块标本上都有变化。单晶范围内矿物成分变化方面的资料目前还很少，但它对认识自然过程的化学作用及其在时间上的变化，是很有价值的。

(4) 结晶特征

成矿条件对于矿物构造的影响，表现在产生同一物质的多型变体。

在这方面最有价值的是云母。J. V. Smith 等首先从论理上证明了一系列云母多型变体存在的可能性，其中自然界中常见的有 1 M、2 M_1、2 M_2 和 3 T。云母的多型变体与成分以及生成的温度和压力有关。随后，实验结果又得出了以下结论：2 M_1 变体是白云母唯一的稳定形式，而 1 M 和 1 M_d 变体则是亚稳定的。E. Velde 指出了钾云母存在条件与其多型变体特征之间的下列关系：火成岩中为 2 M_1；变质岩中为 1 M、3 T、2 M_1；沉积岩中为 1 M_d、1 M，有时为 2 M_1(伊利石主要是 1 M_d 及 2 M_1，海绿石和镁绿泥石为 1 M)；热

液产物(绢云母)为 1 M_d、1 M、2 M_1。据 B. E. Тепикин，喷出岩中的黑云母一般为 1 M，而花岗岩中的黑云母主要是 1 M和 3 T。

综上所述，标型这个概念，首先应当包括矿物及其组合的标型性质，即根据相应的组合中个别矿物的存在或矿物组合的性质判断一定过程和成矿条件出现的可能性；能够成为一定成因条件的标志的矿物或其组合，则称为标型矿物或矿物组合。

除了矿物及其组合的标型之外，矿物的标型特征也很重要。在标型的研究中，综合研究矿物的各种特性并对比其成因意义，是特别重要的。

矿物标型不仅对于认识矿物及其组合的生成条件，而且对于地质测温、测压，进而指导找矿、勘探都是很重要的。为了判断成矿时的温度和压力，既可以利用标型矿物或标型矿物组合，也可以利用个别矿物的标型特征。

(5) 几种矿物的标型特征及其成因意义

锡石 化学成分是区别不同成因锡石的主要标志。伟晶岩建造的锡石，Ta_2O_5 和 Nb_2O_5 含量大于 1%，最高可达 6%，钽常大于铌；锆、钪含量通常为万分之几，铀 1.2～6.6×10^{-4}%，钍 3～8.1×10^{-4}%。长石-石英建造矿床的锡石，$Ta_2O_5+Nb_2O_5$ 约为 1%，锆和钪 0.0 n～0.00 n%，铀 10.3 到 18～21×10^{-4}%，钍 2～3×10^{-4}%。石英建造的矿床，锡石由于颜色的不同，含 Nb_2O_5 0.n～0.00 n%，含钽很少；铀含量 1.1～16.4×10^{-4}%，钍 0.3～7.0×10^{-4}%，锆和钨 0.0 n～0.00 n%，另有痕量的钪和砷。

石英-硫化造的锡建物石含 Nb_2O_5 小于 0.1%，钽 0.0 n～0.00 n%；很少含钨(千分之几)，铀可达 6×10^{-4}%，钍达 4×10^{-4}%，锆和钪少见(痕量)；铟、锑和铅常见，但量少。

硫化物建造的锡石含铌 0.0 n～0.00 n%，钽 0.00 n%，钪未见，锆和钨少见(痕量)，铟、锑、铅、锌、砷(千分之几)常见。铀含量 0.3～1.7×10^{-4}%，钍可达到 7×10^{-4}%。

锡石中的多数杂质元素进入矿物显微包体(重钽铁矿、黑钨矿、金红石、红宝石、黑金红石、赤铁矿、锆石、毒砂、晶质铀矿等)的组成中。少数杂质元素类质同象置换锡。

矿物显微包体的成分及其量比关系，可以作为区别不同成因锡石的标志。锡石中钽-铌酸盐组矿物显微包体的含量，从伟晶岩到硫化物建造的矿床，是依次降低的。伟晶岩的锡石，重钽铁矿(铌铁矿？)占绝对优势；锆石和放射性矿物常见。长石-石英和石英建造的锡石，钽-铌酸盐组的矿物包体较少，而且分布也极不均匀。此外，还有锆石、黑钨矿、铁和钛的简单及复杂氧化物存在。石英-硫化物建造的锡石中，铌钽铁矿组的矿物包体极少见；而在硫化物建造中则根本未见。

光学和电子显微镜下观测到的解理、双晶以及锡石的颜色及其分布特征与杂质矿物数量和分布的关系，也有类似情况。

不同成因的锡石光学性质(n、Z、R)的差异，可能是由主要吸收带长波边缘的位置引起的；这种情况又主要与结晶格架的晶癖及锡石的生成温度有关，而杂质元素的影响则要小得多。

锡石的晶形及其双晶，可以作为辅助标志加以利用(图 6-25)。伟晶岩建造的锡石，肘状双晶少见。长石-石英和石英建造的锡石，双晶分布很广，既有肘状双晶，也有聚片双晶。

石英-硫化物建造的锡石常为肘状双晶和比较复杂的双晶、叁晶、肆晶、陆晶等。“星状”集合体或球粒则常见于石英-硫化物和硫化物建造的锡石之中。

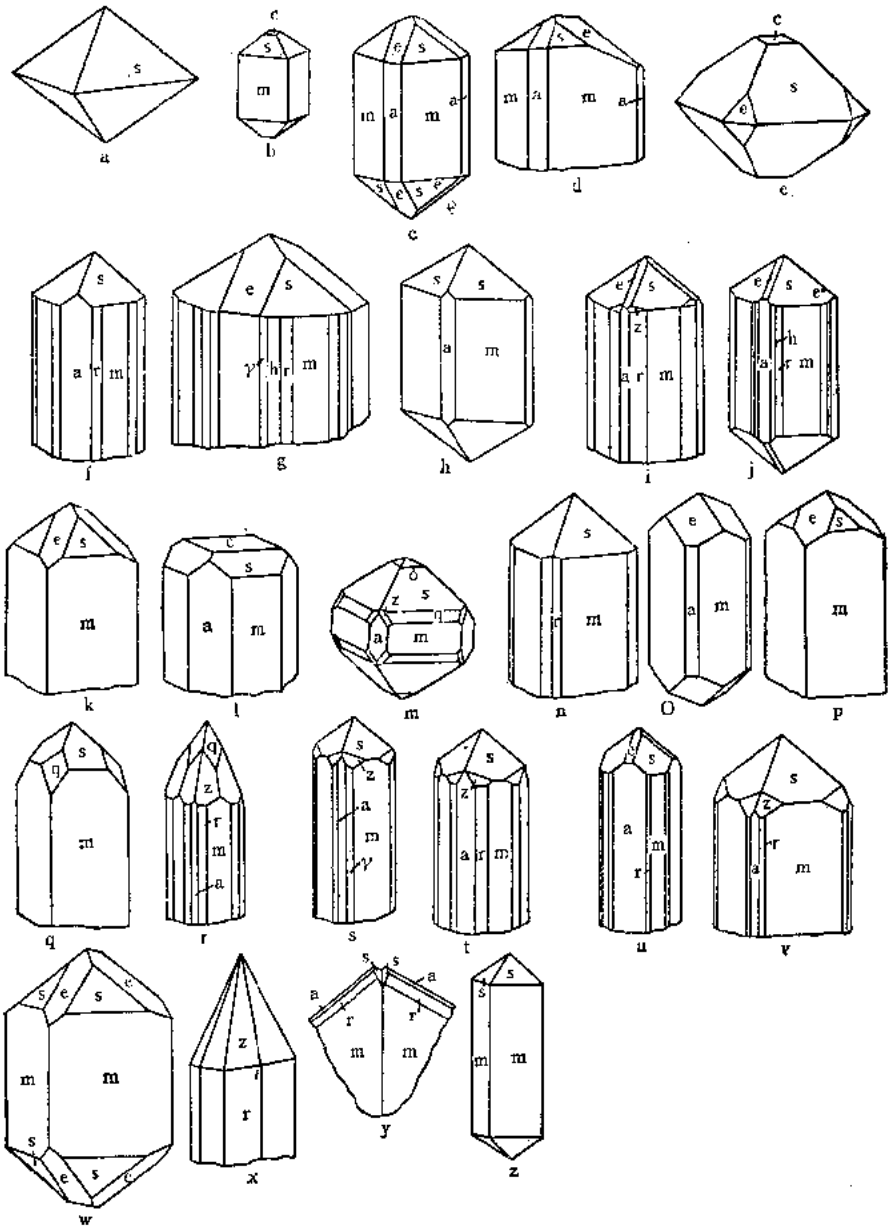


图 6-25 不同建造矿床中的锡石晶体

a—伟晶岩建造(小库林达等)；b、c—长石-石英建造：b—埃蒂金矿床；c—依马尔金矿床；d～j—石英建造：d—奥诺思矿床，e—乌瓦里矿床，f—普里瓦洛夫矿床，g—奇柯康矿床，h—宗-温都尔，i—巴德日拉耶夫矿床，j—泽连矿床；k～y—石英-硫化物建造(谢尔洛夫哥尔斯克矿床)：k—取自铁黑云母岩花岗岩，l—取自花岗岩中的黄玉-石英云英岩，m—取自角岩中的网状脉的石英细脉(Ⅱ阶段)，n—取自花岗岩中Ⅲ阶段的辉钼矿-石英细脉，o—取自矽岩中Ⅱ阶段的长石-石英-黑云母-阳起石细脉，p—取自石英-电气石（Ⅲ阶段）岩石，q—取自斜长花岗岩中Ⅳ阶段的石英-电气石-硫化物细脉，r—取自石英斑岩Ⅳ阶段的石英-电气石细脉，s、t—取自碳酸盐-萤石-闪锌矿带（Ⅴ阶段），u—取自矽岩中Ⅴ阶段的石英-电气石-硫化物细脉；v—取自含硫化物（Y阶段）的石英-萤石-电气石带，w—固格金矿床，x—索洪多矿床，y—塔尔巴利德热矿床；z—硫化物建造(南哈拉图依矿床)

镜下的颜色是锡石的一个相当明显的标型特征。伟晶岩矿床的锡石为樱桃—褐色，少数为绿色；硫化物建造的锡石为巧克力—褐色、金黄色和柠檬黄色；石英建造的锡石为不同色调的褐色。伟晶岩和硫化物建造的锡石有时还呈灰色，但其他建造的锡石却未见到过。

不同颜色的锡石的单位晶胞常数(特别是c)是不同的，但是否可作为标型特征加以利用尚不清楚。

不同建造矿床的锡石，其电动势、折光率和光的吸收性以及反射率也略有不同。

伟晶岩(370～620℃)和石英建造(260～440℃)矿床锡石中的气-液包裹体的破裂温度及均一化温度是接近的，其原因可能是大部分锡石都是在云英岩化阶段析出的。

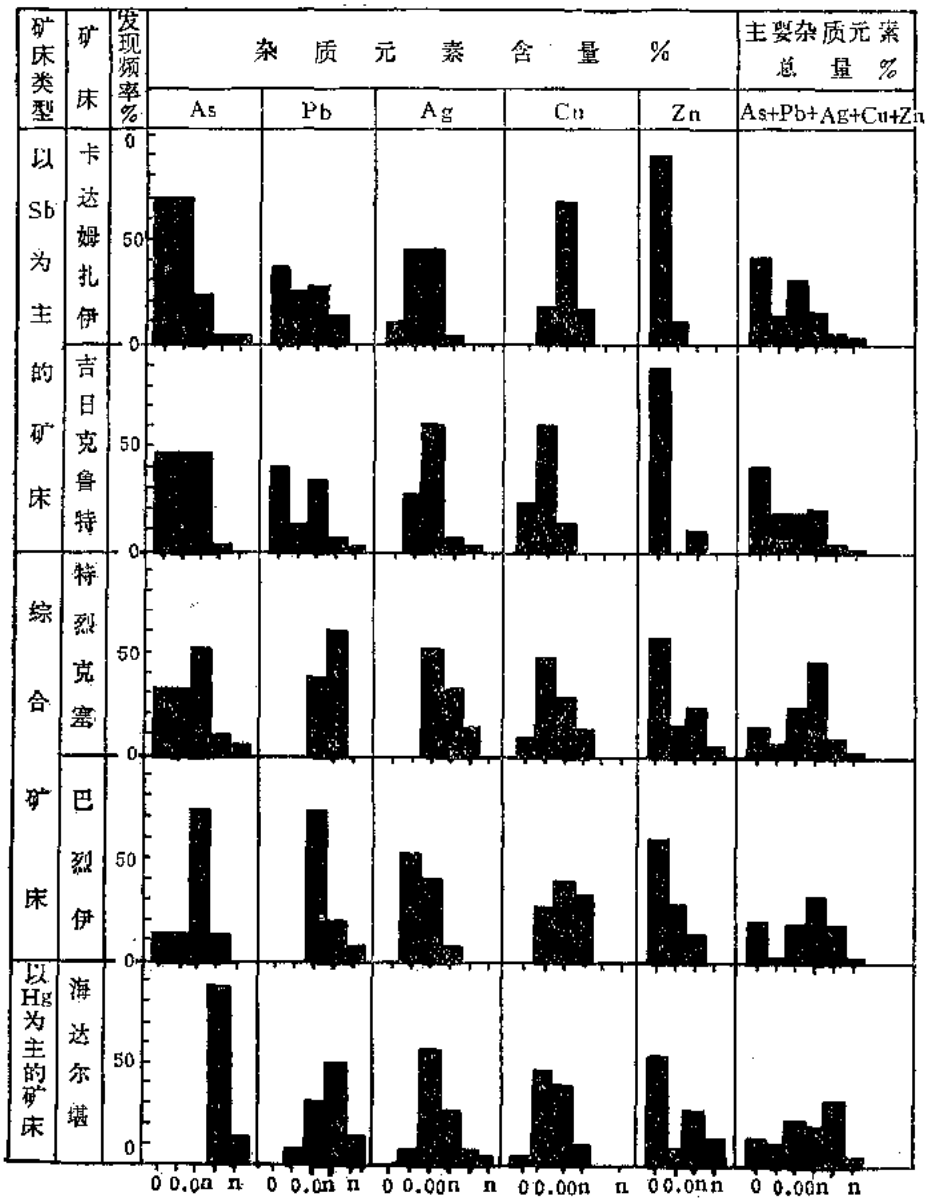


图 6-26　苏联不同类型矿床辉锑矿中主要杂质元素的出现频率图

辉锑矿 杂质元素(如 As、Pb 和 Ag)的总含量，是辉锑矿最主要的标型特征。在以汞为主的矿床和锑-钨矿床中，辉锑矿含上述元素最高，而在纯锑矿床中则最低，金矿和铅锌矿床介于二者之间(图 6-26)。

辉锑矿的机械性质也可以作为标型特征加以利用，以汞为主的矿床和锑-钨矿床，辉锑矿的硬度最大、脆性较低、机械性质的非均质性较小。

汞和锑-钨矿床中的辉锑矿的生成温度，比其他类型矿床的辉锑矿要略高一些。

独居石 独居石中多数稀土元素和钍的含量，与其生成的物理-化学条件有关。只有铕例外，其含量在不同世代的独居石中是固定不变的。

岩浆成因的独居石与热液成因的不同，它含有较少的（低于 16%）Nd_2O_3，同时在两种成因的独居石中 Nd_2O_3 的含量均由早期到晚期世代减少（图 6-27）。岩浆成因的独居石中 Sm_2O_3 和 $(Eu,Gd)_2O_3$ 的含量也有类似的趋势（花岗岩中的独居石含 Sm_2O_3 均不超过 2%，含 $(Eu,Gd)_2O_3$ 都低于 0.8%）；热液独居石中上述氧化物的含量有所增高。与此相反，从早期到晚期世代，岩浆成因的独居石含 CeO_2 增高，在热液独居石中则减低。

个别稀土元素氧化物含量比值的变化，也有一定的倾向，例如热液独居石的 ThO_2/CeO_2 比值，由早期到晚期世代是增高的，而岩浆独居石则是减小的。在热液独居石中，由早期到晚期世代，$(Tb, Y, Dy)_2O_3$ 含量增高，其氧化物的总量与 La_2O_3、CeO_2、Nd_2O_3 含量的比值增高，$(Eu, Gd)_2O_3$、Sm_2O_3 与 CeO_2 含量的比值也增高。$(Tb,Y,Dy)_2O_3+Nd_2O_3$ 的总含量，以及 CeO_2 与岩浆成因的独居石全部稀土元素总量和钍之比值，比热液独居石要高。岩浆成因的独居石，CeO_2/LaO_2 比值变化极大，但 CeO_2 和 LaO_2（主要是 CeO_2）总含量由粗粒花岗岩到晚期花岗岩（特别是花岗岩脉）中的独居石是增高的，而在热液独居石中 CeO_2/La_2O_3 保持不变，但 Ce 和 La 的总含量由早期到晚期是减低的。

早期的热液独居石与晚期的相比，Nd_2O_3 和 CeO_2 含量减低，但其比值保持不变。因此，早期的热液独居石，比晚期的含有较多的 Nd 和 Ce；岩浆成因的独居石则相反，由早期到晚期世代，独居石中 CeO_2/Nd_2O_3 是增长的，但其总含量保持不变（约 70%）。Nd_2O_3 和 La_2O_3 也有类似情况。花岗岩中的独居石含 La_2O_3 变化不大（22～25%），但 Nd_2O_3 的含量由早期到晚期世代剧减。热液独居石的 Nd_2O_3/La_2O_3 保持不变，但其总含量由早期到晚期世代是减少的。与白云母-云英岩伴生的晚期岩脉中，独居石富含镱族稀土，并含其他独居石没有的 Ho、Er、Tm、Yb 和 Lu 等重稀土。

韵律-环带状细晶花岗岩脉中的独居石，稀土元素的量比关系变化极大，有些样品中还发现钙和钍的类质同象杂质。

在花岗岩、云英岩和脉石英中，独居石的分布是不规律的，但在韵律-环带岩脉中，则产于定向生长带的底部。由早期到晚期的岩浆期后产物，独居石的含量减少。在不伴随云英岩化的最晚期石英脉中完全不含独居石。

岩浆成因的独居石晶体有三种：粗粒斑状花岗岩中的扁柱状晶体；花岗斑岩中的几乎是等轴状的和扁平的晶体；其韵律-环带结构的岩脉中的极扁（板状）的晶体。热液独居石晶体有：钠长石化花岗岩中的等轴状晶体；矿脉中的厚板状晶体（见聚片双晶和暗棕色）；无矿岩脉中的薄板状晶体。

石英 研究不同成因类型矿床石英的各种性质，表明其性质与生成的物理-化学条件有极密切的关系。

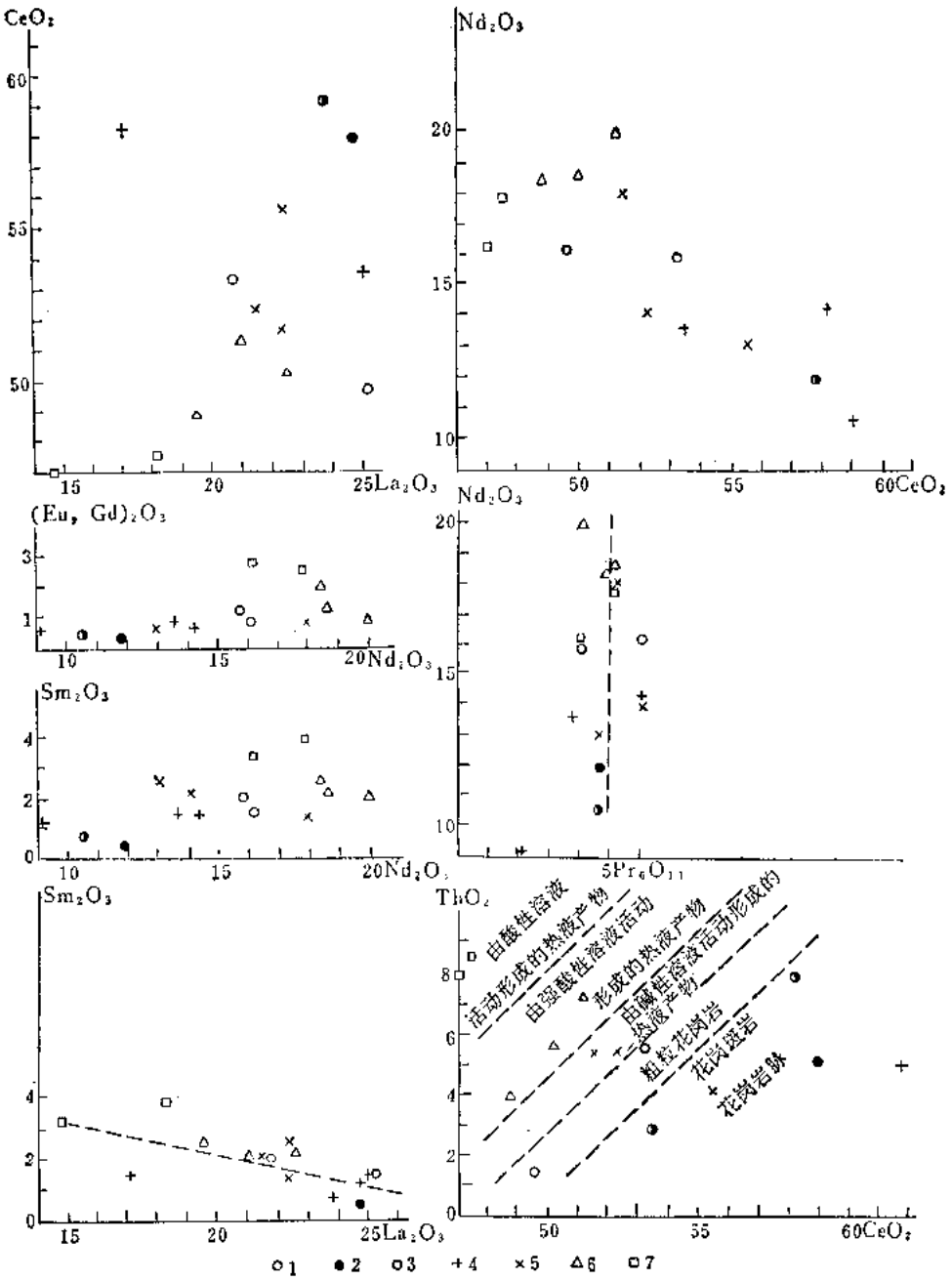


图 6-27 若干稀土元素氧化物以及铀与钍氧化物之间的相关关系（以重量百分比计）

坐标轴分别代表相应氧化物的含量（相对于稀土总量的百分比）。1—取自粗粒斑状花岗岩；2—取自中粗粒花岗岩；3—取自花岗斑岩；4—取自花岗岩脉。 岩浆期后产物中的独居石：5—取自与黑云母-石英云英岩伴生的岩脉；6—取自与白云母-石英云英岩伴生的岩脉；7—取自碱性热液作用下产生的交代岩

光谱半定量分析查明，不同矿床中的石英含有约 20 种元素。其中 Al、Mg、Fe、Mn 和 Ti 是不依赖于生成条件而经常存在的；B、Be 和 Na、Ca 是不常见的伴生组分；Mo、Pb、Bi、Ag、Zn、Cu、Y、Yb 仅见于含矿石英。

伟晶岩中的石英含 Fe、Mn 和 Ti 最低，而热液矿床中的则最高，气成热液矿床介于二者之间。伟晶岩和气成热液矿床中的石英，Mg 和 Al 以低含量（0.001～0.01%）为主，而热液矿床则较为富 Mg（0.1～1%），Al 也富集，但其程度次于 Mg。B(～0.00n%)在含云母伟晶岩中并不富集，但常出现在较晚期的伟晶岩，并连续出现在气成热液和热液矿床的石英中。Be（0.00n～0.0n%）见于含铍矿化的气成热液矿床的石英中，伟晶岩石英中亦有所见（0.00n%）。

研究石英的介电穿透度与其生成条件的关系发现：云母伟晶岩的石英，其介电穿透度最低（4.57～4.60），较晚期的伟晶岩该值有增高的趋势，最高的则是热液矿床的石英（4.9～5.0 或更大），气成热液矿床属中等。把石英的介电穿透度与其显微结构进行对比得以查明：石英的介电穿透度与其结晶程度，即粒度有关。从早期到晚期成矿阶段，石英的介电穿透度是增高的。这个现象的本质是石英的结晶程度不同；极化的构造类型可能对此也有很大影响。

石英的比重也与其结晶程度有密切关系：热液矿床的石英比重最小（2.63），而伟晶岩则最大（2.65）。石英的比重与其介电穿透度可能成反比关系。

通过测定石英粘附气泡的时间研究其表面性能（润湿性）确定，取自伟晶岩的石英的粘附时间为 1 秒以上，与气成热液和热液矿床的含矿石英有很大差别（0.001 秒）。盐酸处理使含矿石英的粘附时间由 0.1 提高到 1 秒，但伟晶岩石英用同法处理后时间未变。

萤石 萤石中除结构和结构外，杂质的含量与其结晶速度有关。细粒的萤石比粗粒集合体或单晶含杂质元素高。

萤石物理性质的变化取决于其中杂质（稀土元素）的赋存特征。萤石中稀土元素的分布与侵入体母岩和围岩的成分及结晶的物理化学条件有关。

侵入体母岩的成分影响着稀土的总浓度和铈、铈族稀土的比例。从与酸性侵入体有关的萤石到基性岩浆的萤石，其中铈、铈两族的比值减小。与碱性偏高的花岗岩类侵入体有关的热液稀土矿床，萤石含稀土最高。交代碳酸盐岩石生成的萤石，不管原始侵入体的成分如何，含稀土均较低。

不同成因类型矿床萤石中稀土的含量变化有一定规律；同一成因类型中又与该矿物的世代有关。高温矿床萤石含稀土比低温矿床要高些；早期的萤石比晚期的更富稀土。$\Sigma TR_2O_3(I)/\Sigma TR_2O_3(Ce)$的比值也有同样关系。

因此，萤石中铈族稀土的堆积发生于岩浆期后作用的早期阶段。

岩浆期后的早期阶段（"成矿前"阶段）析出的萤石，Tb^{2+} 的浓度最高；"成矿"阶段的萤石，含有 Tb^{2+} 和 Eu^{2+} 离子；最晚生成的萤石主要是含 Eu^{2+}。二价稀土的行为反映出结晶介质的氧化-还原电位变化。

萤石中的两价稀土杂质，引起了该矿物的发光特性。三价稀土影响到萤石热发光、颜色以及比重和电性变化。

产于硅铝酸岩中的热液稀土矿床，大部分稀土（主要是铈族）进入萤石晶格，所以，只有此种矿床萤石发育不广时，才能造成工业稀土矿化赋存的有利条件。碳酸盐岩石中的矿床，萤石中稀土的分散程度要小得多，因为萤石交代碳酸盐而生成的碳酸，与稀土离子形成独立的络合物。

3．矿床的生成深度

矿床是在距地表的不同深度形成的，因此矿床生成的地质和物理化学条件是不同的。根据矿床生成的深度，可划分为超深成带、深成带、浅成带和近地表带等四个带（图 6-28）。

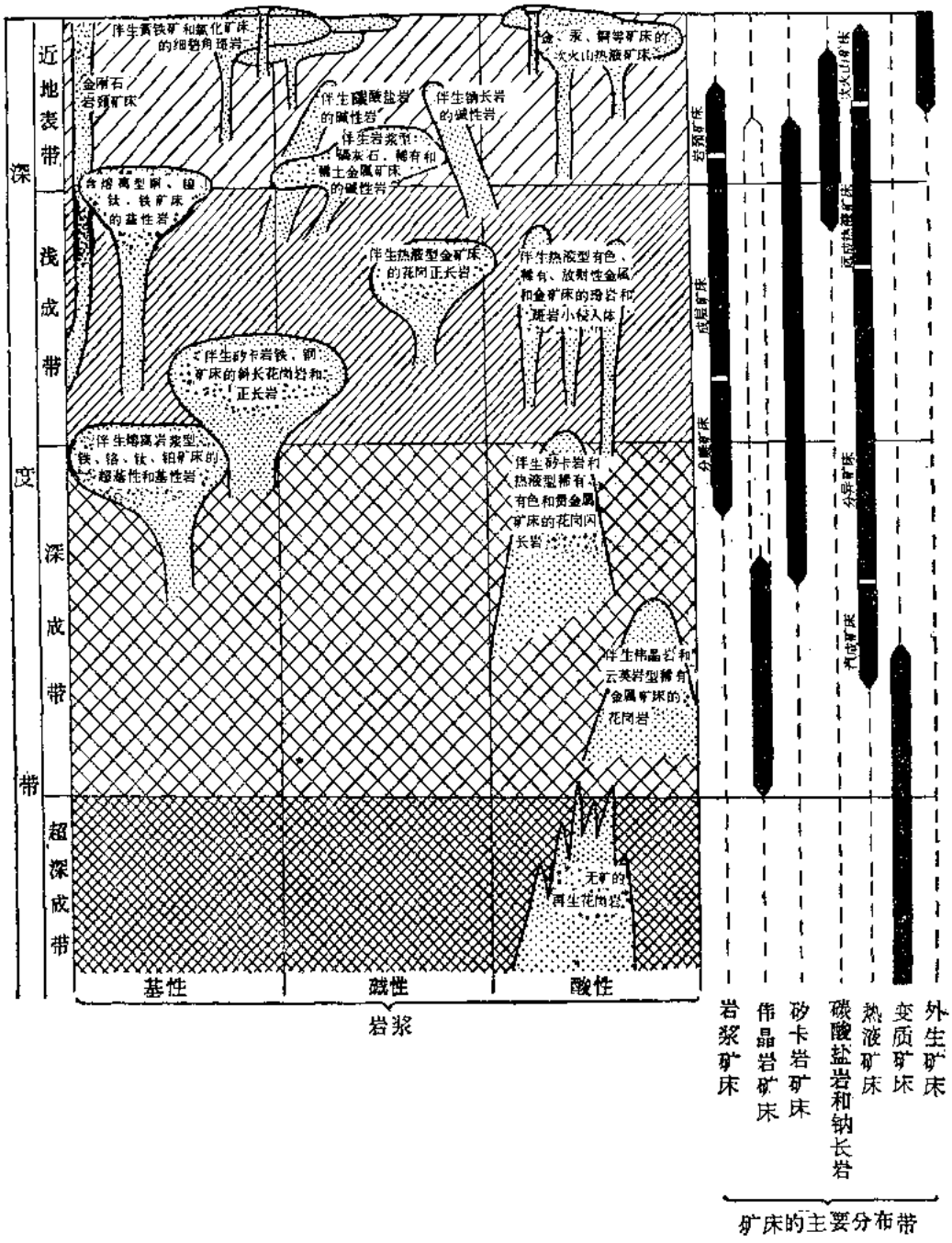


图 6-28　火成岩建造与矿床成因类型按生成深度的分布

超深成带　大致分布在距地表 10～15 公里至莫霍面范围内。莫霍面在地球的不同部位上距地表的远近是不一样的：在陆地上其深度为 25～50 公里，平均 40 公里；海洋为 5～8 公里（距海底）。

有关莫霍面以下地球成分、构造和矿产方面的资料，目前还不掌握。根据前寒武系深变质杂岩所了解到的超深成带，其特点是再生花岗岩类发育，并且没有矿化伴随产出。有人认为，在超深成带中，由于超变质作用过程而产生了容易运移的造矿元素的集结，并被带到变质前缘以上的上带。此带中只发现了少数变质成因的矿床，诸如蓝晶石、硅线石矿床，红柱石页岩以及金红石、刚玉、石墨、金云母等的堆积。

深成带 距地表3～5至10～15公里。该带的内生矿床成因上与深成火成岩有关。深成火成岩的标志大致是：1）成分均匀；2）边缘相厚度小；3）等粒结构；4）微斜长石及弱环带和无环带的斜长石发育；5）云英岩自交代作用。

对于深成带而言，最典型的是地槽发育中期阶段侵入的地槽内带的花岗岩。与这种花岗岩伴生的有稀有金属伟晶岩矿床和云英岩-石英矿床。产于深成带上部、即过渡到其上的浅成带的火成岩建造有两种：1）地槽发育早期的超基性和基性岩，多受断裂控制，并含铬、钛磁铁矿以及铂族金属等岩浆矿床；2）地槽发育中期阶段侵入的地槽边缘带的弱酸性花岗岩类，伴生有矽卡岩型和热液型的稀有金属、有色金属和金矿床。

深成带的矿床具有简单的分异矿物成分，有用组分分布比较均匀，矿石为结晶构造和结构。

浅成带 位于距地表1～1.5至3～5公里处。划分浅成岩浆岩的基本标志是：1）成分复杂；2）边缘相厚度大；3）出现斑状结构；4）存在奥长石和环带状斜长石；5）自交代过程中有硅化、绢云母化、蛇纹石化发育。

浅成带典型的火成岩建造有：1）伴生有铁、铜矽卡岩矿床的地槽发育早期阶段的斜长花岗岩和正长岩；2）伴生有各种热液矿化的地槽发育末期阶段的小侵入体；3）伴生有热液金矿及其他金属矿床的地台阶段花岗正长岩。向浅成带的上部、即向近地表带过渡的地带，还有两种地台环境下侵入的火成岩建造：1）伴生有熔离型硫化铜镍岩浆矿床的基性岩；2）伴生有稀有金属岩浆矿床或碳酸盐、钠长岩矿床的碱性岩。

浅成带中尤其是其上部的热液矿床具有复杂的矿石成分，金属分布不均匀，局部高度富集，胶状结构和构造发育。

近地表带 是根据喷出岩和喷发岩及与其有关的矿床划分出来的。该带从地表延续到1～1.5公里的深部。在其范围内划分出四个主要岩浆岩建造：1）伴生有黄铁矿型矿石和有色金属、铁和锰氧化矿石的地槽发育早期阶段的细碧角斑岩建造；2）伴生有热液次火山型金、银、锡、汞、铜和其他金属矿床的地槽发育晚期阶段的基性和酸性喷出岩；3）伴生金刚石的地台金伯利岩岩筒；4）伴生碳酸盐岩的超基性和碱性岩。

所有外生系列的矿床均生成于此带。

由一个带向另一个带过渡时，总的成矿物理化学条件也发生变化（图6-29）。

4．岩石的孔隙度及其在成矿中的作用

岩石化学成分对成矿过程的影响，已是人所共知的事实。但在许多情况下，矿化赋存于某种岩石或岩石中的一定地段的现象，不能用该岩石化学成分的特点来解释。因而就产生了成矿介质物理性质的作用这一想法。

在岩石的物理-机械性质当中，孔隙度是一个不可忽视的重要因素。

孔隙度是受其成因约制的。在未蚀变或弱变质的沉积岩中，岩石的单颗粒的排列和方向，对孔隙度的形成有着重要的意义。在变质岩中，压力、温度和引起重结晶、岩石流动

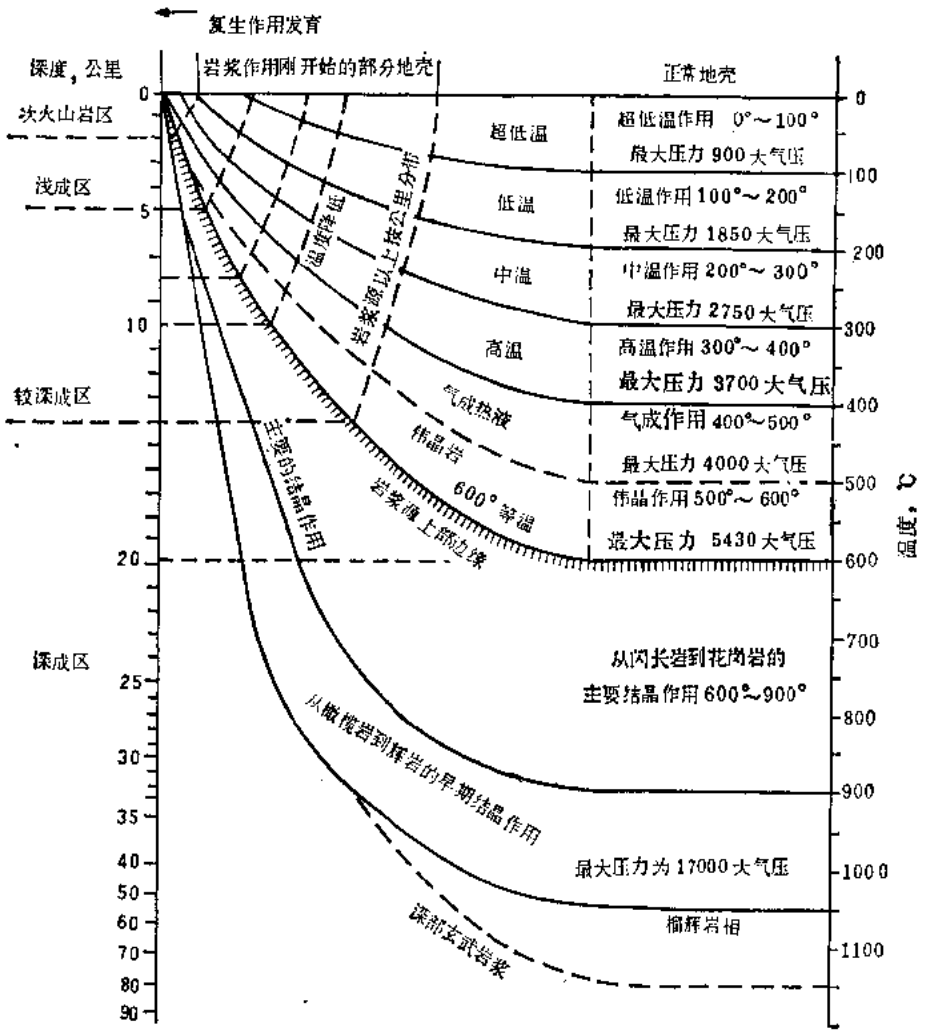


图 6-29 地壳分带示意图

以及矿物溶解和堆积的溶液，对于孔隙度的生成起着相当大的作用。侵入岩和喷出岩中的孔隙度，主要是在岩石冷凝过程中由于收缩作用和气体的参与而形成的。

应当把孔隙看作每种岩石本身所固有的显微构造要素之一，只是它所起的作用可大可小。孔隙乃是构成岩石的单个矿物颗粒间的空隙和各种成因的孔洞。孔隙的最大直径各家说法不一，但一般认为是 1 到 2 毫米。孔隙划分为原生的和次生的两种。原生孔隙度产生于岩石的形成过程之中；次生孔隙度则是由于后来的作用（如淋蚀和重结晶等）在已形成的岩石中所产生的孔洞。有人按孔隙的大小划分为三级：直径 0.1 毫米或更大的称为超毛细管孔隙；0.1～0.0002 毫米者为毛细管孔隙；小于 0.0002 毫米则为亚毛细管孔隙。

孔隙可以是贯通的（开放的）或隔绝的(封闭的)。

总孔隙度乃是开放与封闭孔隙度之总和，即岩石中所有孔洞的总体积与岩石体积之比。总孔隙度是根据同一块标本上所测得的比重和体重来计算的，其公式是：

$$P_{总}=\frac{\gamma-\delta}{\gamma}\cdot\%$$

式中　$P_{总}$——总孔隙度；

γ——岩石的比重；

δ——岩石的体重。

有效孔隙度是毛细管和超毛细管孔隙的总体积，在各种内力与外力的作用之下，液体（水或溶液）通过孔隙而发生运动。有效孔隙度是根据同一标本上测得的重量水饱和（自由水饱和及压力水饱和）和体重来计算的，其公式为：

$$P_{有效}=w\delta$$

式中　$P_{有效}$——有效孔隙度；

w——标本的重量水饱和(重量%)；

δ——岩石的体重。

有效孔隙度通常小于总孔隙度，只有在穿通良好、孔隙通道相当宽广的岩石中二者才相等。

岩石的渗透率与孔隙度有关。但影响渗透率的，除了岩石有效孔隙度的总数值外，还有孔隙空间的形态和连接通道横截面的弯曲程度和大小。因此，孔隙度与渗透率之间的关系，只能粗略地来确定。图 6-30 是说明二者关系的图解，它是在研究一定地层层位的大量砂岩样品的基础上编制的。由图可见，测点是非常分散的，但仍能看出随着孔隙度的增高渗透率也增加的总趋势。

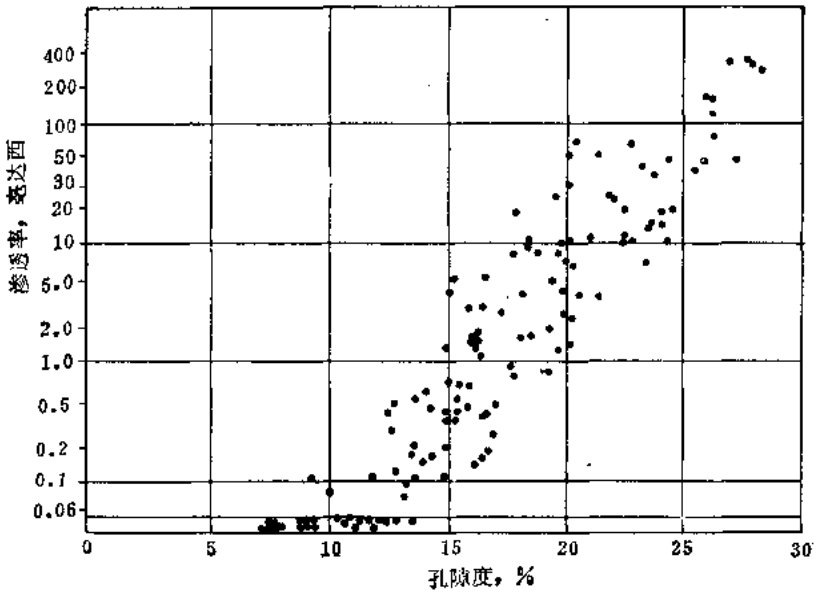


图 6-30　岩石的渗透率与其总孔隙度之间的关系(含矿层的砂岩)

因此，研究岩石的有效孔隙度，可以得出岩石渗透率的一般概念。研究孔隙度，还能获得孔洞体积方面的资料；在内生成矿过程中，这种孔洞中可能有各种矿物堆积产出。有利含矿层中孔隙的空间体积数值，还有助于了解含矿溶液沿裂隙（这种裂隙常穿插孔隙度不同的岩石）运动时，压力和温度的落差。如果压力降低时有气体析出并部分或全部进入孔隙岩石，则只有在这种情况下才发生温度的降低。另外，研究岩石的孔隙度，还能得出某些屏蔽层的数量概念。

许多汞矿床和锑矿床的顶板岩石，常起到屏蔽作用。表 6-4 是 A、B 两个矿床顶板岩石屏蔽影响的定量资料。这些数据还表明，成矿前的构造改造和热液蚀变，致使含矿层岩石的孔隙度大为增高。

某些汞、锑矿床中的有效孔隙度(%)　　表 6-4

矿　床	下伏的灰岩	容矿的似碧玉岩	顶板岩石(砂岩和致密角砾岩)
A	0.45～0.91	4.36～4.84	0.87～1.94
B	0.36～0.49	2.37～3.59	1.03～1.07

图 6-31 示出了一个铅锌矿床剖面中典型岩石的总孔隙度与有效孔隙度的变化情况。变化的转折出现在由正长岩向矽卡岩和由灰岩向矽卡岩过渡的地方。

类似的这种矽卡岩矿床岩石孔隙度的变化，在其他矿床中也有所见。

因此，可以肯定，在接触交代条件下，岩石的矽卡岩化将导致岩石孔隙度的增高。

岩石的钠长石化对有效孔隙度的影响见图 6-32。这是一个钨矿床，沿个别的裂隙见有花岗闪长岩的钠长石化，同时也有致密的大块钠长岩呈厚大的带状产出。

钠长岩赖以生成的花岗闪长岩，其有效孔隙度较低(0.55～0.75%)；弱钠长石化花岗闪长岩有时达 1.25%；而完全钠长石化的岩石则高达 6.0%。值得注意的是：在弱蚀变岩石与完全钠长石化岩石接触界线明显的情况下，岩石的孔隙度也发生剧烈变化。

绢云母化有时也使有效孔隙度有某些增高。

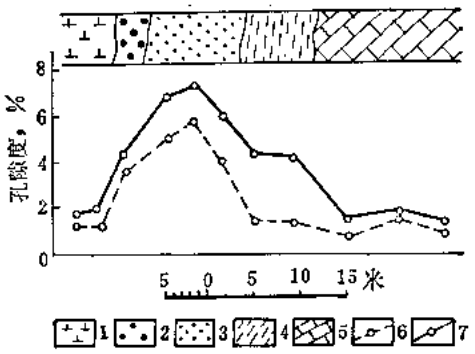


图 6-31　矽卡岩化所引起的岩石孔隙度变化
1—角闪正长岩；2—绿帘石-石榴石矽卡岩；3—石榴石矽卡岩；4—矽卡岩化灰岩；5—灰岩；6—有效孔隙度；7—总孔隙度

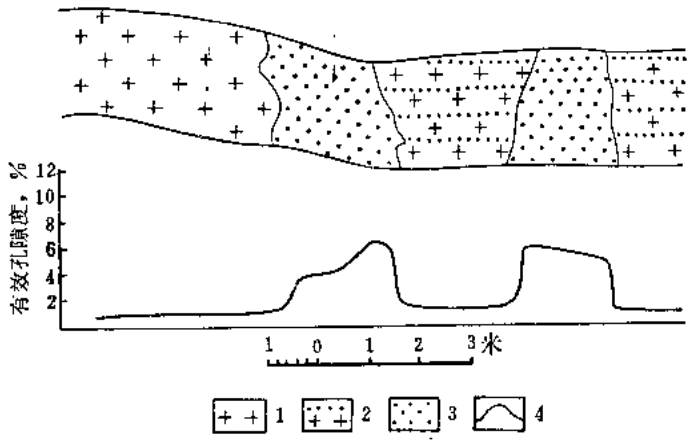


图 6-32　某钨矿 490 米中段钠长石化对岩石孔隙度的影响
1—弱蚀变花岗闪长岩；2—钠长石化花岗闪长岩；3—钠长岩；4—有效孔隙度变化曲线

研究各种成矿前过程对孔隙度的影响表明，只有方柱石化使有效孔隙度减低。如前述的钨矿床，主矿带 490 米中段有效孔隙度为：未蚀变的二长岩－0.06～0.95%，不同程度方柱石化的二长岩－0.3～0.6%，完全方柱石化的岩石－0.15～0.3%。

有人还研究了糜棱岩化对有效孔隙度的影响。几乎所有的矿床，糜棱岩化岩石的有效孔隙度比未蚀变岩石要大得多(图 6-33)。

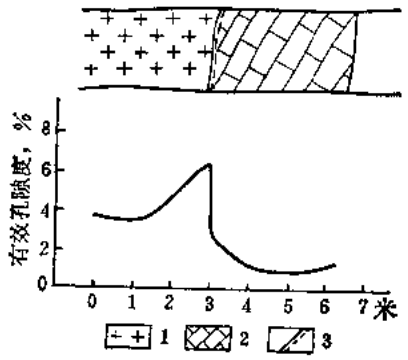


图 6-33 某铅锌矿床岩石的糜棱岩化对孔隙度的影响

1—花岗闪长岩；2—灰岩；3—具有滑动面和摩擦粘土的构造裂隙

分散晕的规模和形态与岩石的孔隙度及渗透率有关。渗透率越高，在其他条件相同时，从矿体向外迁移的就越远。因为在一般情况下，孔隙度是渗透率的一个近似的指标，所以，可以根据剖面中岩石有效孔隙度的变化来讨论溶液的渗透率。图6-34是说明成分和孔隙度各不相同的岩石中分散晕空间分布特征的图解。有足够的根据断定，规模很大的分散晕和金属组分的高度饱和，还不是深部存在大矿体的证据。在有利的条件，在孔隙度很大的岩石中，甚至小矿体也可以伴随很大的分散晕。相反，在致密的岩石中，伴随巨大矿体的分散晕，规模也往往不大，原因是在致密的介质中溶液的运动是困难的。

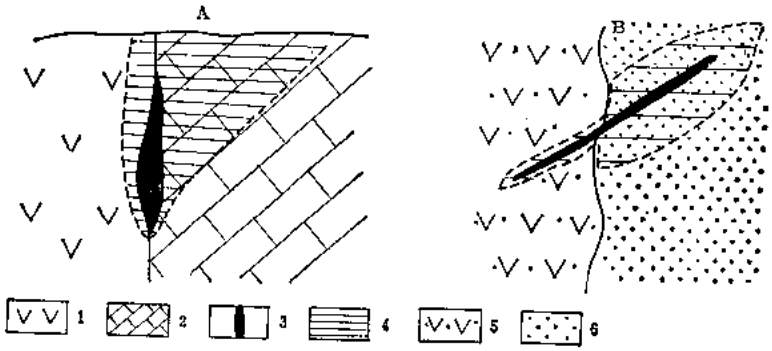


图 6-34 成分和密度不同的岩石中分散晕的分布示意图

A—矿体产于接触带上；B—矿体由一种岩石过渡到另一种岩石

1—石英斑岩，孔隙度0.5～1.0%；2—条带状灰岩，孔隙度 3～4%；3—矿体；4—金属组分的分散晕；5—霏细斑岩，孔隙度 1～2%；6—石英斑岩的凝灰岩，孔隙度 5～7%

对于交代型和浸染型矿化来说，岩石的孔隙度无疑起着极重要的作用。但应当注意的是，岩石孔隙度过大时，对交代作用可能不起促进作用。原因可能是：在如此多孔的介质中，溶液的运移速度增高了，而速度的增高不利于化学反应的进行。有理由认为，每一种作用(如钠长石化、矽卡岩化、成矿作用等)，都有其最佳的孔隙度值。处于最佳值时，上述过程正常进行；过高时，过程完全停止；过低时，过程发生很慢而且范围不大。

5．矿田的构造形态

(1) 矿田的概念及其划分准则

有关矿田的定义 А. Г. Бетехтин(1934) 是把“成因上与露出地表或产于其附近的某种

侵入体有关的一整套矿床"叫做矿田。Д. И. Щербаков(1945)曾提出：矿田乃是一定地区范围内相对成群产出而又彼此有成因联系的一整套矿点，它与该地区的构造特征有着直接的关系。

矿田的定义虽然不同，但都包含着下列主要标志，如：成因上有亲缘关系的矿体（或矿床）在空间上相互接近；作为引起这种近似性的区域构造一部分的矿区构造条件有其特殊性。

最近几十年间，矿田、矿床构造研究颇为盛行，已经成为地质勘探工作中普遍应用的一种手段。很显然，旨在研究岩浆和成矿作用的外部地质环境的构造分析，未曾揭露出成矿岩浆过程本身的内在规律。不过，随着工作的深入和勘探深度的加大，缺乏内生矿田方面的理论的矛盾愈来愈突出了。即便在构造研究程度极高的某些矿田内，也仍然存在一些难题，例如，为什么矿田具有现在这样的形状和大小？为什么构造在延续，而矿却在一定深度上尖灭了？为什么矿只产在给定的构造要素之中，而在条件完全相似的其他情况下则无矿？为什么只是一定的断裂、褶皱和裂隙地段含矿，而同一矿田的许多类似的地段却不含矿？

类似上述的这些现实问题，已经属于矿田的形态成因问题，也是由于某些原因以往从理论上探讨不够的一个问题。矿田的概念，是在本世纪的30～40年代产生的，当时矿田的揭露深度一般很小，研究人员最初接触到的只是矿化的区域性分布规律，以及它与地质-构造要素的一些明显的关系。这种认识上的局限性，势必反映到"矿田"的定义和分类的内容上，一定程度上也反映到研究方法上。

最近二、三十年间，情况发生了很大变化。现在，人们掌握了大量不同成因类型的矿田，从地表到矿体尖灭的深部，有些已经完全或几乎全部被圈定出来，这就有可能作进一步的理论上的探讨。

从1964年开始，国外有人开始有计划地研究岩浆矿田的一般规律，并在此基础上着手进行矿化分布深度的评价。

已经确定，作为相近矿体固定体系的矿田完整性，并不是由成矿的外部地质条件的性质所决定的；起决定性作用的是含矿流体本身的性质。这种流体，由于其性质的不同而在地壳中形成一定形态和延伸的垂直流或倾斜流。在上升运动中，溶液流穿过裂隙和孔隙发育的岩石时，并不是消极地顺应非均质的地质介质（孔隙、裂隙和物理机械性质不同的岩层等），而是能动地作用于介质并改变着其性质。因此，形成中的内生矿田的几何特征，反映着成矿流本身的一定性质和外部地质环境的影响。矿田范围内"矿床"、"矿体"和"矿柱"的相应空间关系以及它们的形态特点，一般说不仅取决于外部地质环境的构造要素，而且还决定于溶液流趋向于扩展、在地壳上部带分解为支流的特性，以及以往未曾考虑到的矿液质的方面的特性。

研究工作还发现，矿田的形态和构造，与矿液从岩浆岩分离出来的地方到矿石堆积部位的运移距离，有着极其密切的关系。当矿液分出带与矿石堆积带彼此靠近时，侵入体母岩的形态及其侵入相的构造特征，就变成了控制矿化的决定因素。这种矿田常是侵入体的一定亚相，例如顶板岩石中的强烈自交代作用的近接触带地段、矽卡岩化和云英岩化带，以及伴生有与其相应的矿化的其他地段等。垂直延深一般小于200～400米。

如果矿液源与矿液减压区的距离超过几百米，矿田则具有完全不同的性质。在这种情

况下，矿体和共生的“小侵入体”在地质空间上的分布及其形态特征，通常与构造要素有关，其中包括向深部延展的交错裂隙。矿田一般垂向延伸很大，具圆锥状对称。这种对称性呈枝状或矿液流向地表方向分支的形式出现，致使矿田的面积总是自下而上增大。这个现象的实质，是矿液在地球重力场中自下而上运动时方向的改变而造成的。重力场决定了流体外压的变化。

在小于 5～6 公里的深处，岩浆成因的流体发生自然扩展，而且扩展越强，深度（外压）就越小，流体分异的程度也越高。矿田圆锥角度的数量变化，在成矿带的温度、压力条件下，与流体主要组分（水、碳酸等）的体积扩张系数表现出较密切的相关关系，同时也与围岩孔隙度自下而上的增高有关。矿田的垂向延伸越大，其圆锥状对称现象表现得也越明显。这种矿田，有人称之为有根矿田，因为在每一种情况下，都可以把矿田深部的剧烈收缩部分看作是一个根，上部枝叉状矿体是由这个根“生长”起来的。

由此，在对内生矿田进行分类时，首先要考虑的是上述最重要的一般规律。把矿田划分为Ⅰ类（无根的或有晕的）和Ⅱ类（有根的）是比较恰当的。后一类矿田占大多数，根据矿化与岩浆岩的各种关系，又可将其划分为两类。纯属第Ⅱ类的矿田，包括矿体和晚期岩浆分出体（岩脉、岩株、岩席）体系，它们在大型侵入体（杂岩体）内部具有共同的根，并且都是侵入体的派生物。众所周知，多相杂岩体的演化常以下列方式发生，即随着早期岩相的固结，残留岩浆源向下移动，而其潜在含矿性也将随之增长。矿化源下降越深，矿化与主要侵入相甚至与整个杂岩体的联系，就变得更不固定。研究强烈分异杂岩体的矿区表明，具有很深的根的矿田，产生于晚期阶段。这种矿田，在深度达到 1～2 公里时，已经与大型侵入体没有明显的关系，并将属于第Ⅲ类。

根据矿体体系的相互关系特点，把有根矿田（Ⅱ、Ⅲ类）划分为简单的（独根的）和组合的（多根的）两种是适宜的。简单的有根矿田，为一束或一列矿体和与其共生的岩浆岩体，在深部具有独立的根。此种矿田是由一股矿液流生成的。这种矿液流在裂隙和层理发育的地质环境中，可分解为几十乃至几百个支流，但在深部却连为一体。

组合矿田乃是共同的构造范围内发育的彼此靠近的几个（一般不少于 5～7 个）矿簇。此种矿田具有明显的结状构造，因此在勘探过程中常划分为各种“矿段”、“矿床”、“矿带”等。矿田的规模一般都很大，可达到 50 平方公里以上。在标高很大时，单独矿束的分支可彼此接触，但随着深度的增大，其根可独立存在，在水平面上相距 1～2 至 4～6 公里。组合矿田是由单独的内生矿液柱生成的。

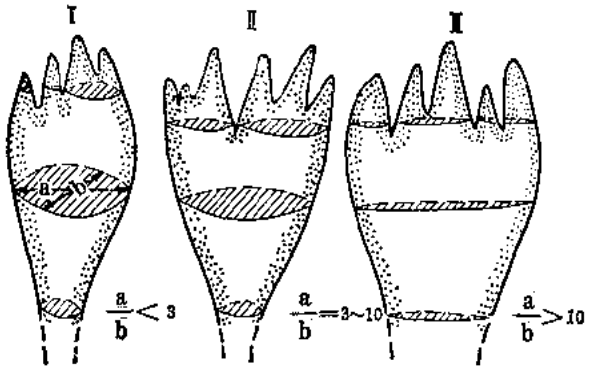


图 6-35 矿田、矿床的形态类型
Ⅰ—圆锥型；Ⅱ—扁圆锥型；Ⅲ—扁平型

根据水平截面上矿田的长、宽比（即立体图形的平坦程度），可划分出三种形态类型（图 6-35）。最简单的一种是圆锥型矿田。分布最广的则是扁平型和扁圆锥型矿田。根据矿田的最大长度 a 与其特征的宽度 b 之比，可划分出不同的矿田类型。矿田的线性系数 a/b，对于圆锥型矿田大致小于 3，扁平型矿田——大于 10，扁圆锥

型矿田——3～10。该系数概略地表现出地质介质的垂直与倾斜非均质性对上升的气、液流形态的影响。

矿田的另一个特征，是其相对于水平面的倾斜度和矿田形态的对称性。倾斜度用矿田轴（即矿田的几何图形轴）与水平面之间的夹角来表征。一般说，自然界中垂直的内生矿田比较少见，这是因为，在主要是层状构造的地壳浅成带内，深部矿液流倾斜运移所完成的功比垂直运动要小。甚至在垂直产出的区域断裂带内，矿田也常具有很缓的倾角，所以矿田前缘在水平方向上可距离根部很远。

相对于通过根部的垂线而言，矿田可沿着构造走向在一个方向上发育，或在两个相反的方向上发育。相应地可以划分出单向的或两向的矿田。

(2) 矿田的内部构造与分带

如前所述，根据形态和内部构造，内生矿田可划分为无根(有晕)矿田、多根(组合)矿田和独根矿田三类。每一类矿田的构造，都有其专门的特征，这对于评价矿田深部的远景，指导找矿勘探工作，无疑是十分重要的。

形成于含矿岩浆岩体前缘部分的有晕矿田(Ⅰ类)，通常具有面积大但垂向延伸小的特点。此类矿田的形态、构造和分布面积，首先取决于母岩浆岩体的生成条件及其形态和分布面积。侵入体周围介质的非均匀性的影响，则表现在矿体赋存于有利于成矿的围岩岩层和接触带构造之中。

多根矿田(Ⅱ类)的分布面积也比较大，但与Ⅰ类矿田的区别，是其中的矿化总是集中在彼此孤立的矿结或矿段之中。此类矿田中，矿段的数目少则2～3个，多则7～8个乃至10个，而以多根的脉状矿田中其数量最大。矿化的垂直规模一般比前一类要小。

矿田下层矿段之间的距离通常比上层要大得多。矿田构造的这个总规律，是由每个单独矿段的"含矿流"沿倾斜向上扩展而造成的。根据根部的产出部位，可区分出三种情况：1）根存在于侵入体内的矿田；2）根存在于深成侵入体上带的矿田；3）根存在于深部与深成侵入体无可见联系的矿田。

独根矿田（Ⅲ类）的特点，是分布面积小而垂直延伸大，矿化规模也比较大。矿体在构造上互相连为一个体系，这个体系在深部具有统一的根部区。

大量有根类型矿床的资料表明，垂向的不对称性是它们的共同规律。这表现在从矿田根部到前缘带构造形态和地球化学参数的变化上。矿田的狭缩部分总是在最深处，相当于矿的根部，而最宽阔的部分则靠近地表。根据构造-地球化学(物质)特征，自上而下划分为以下四个带(图6-36)：

① 前缘带　这是矿化沿构造向上的天然尖灭带。该带只是在某些盲矿床中才完整地保存下来，并且含有分散的矿化。富集的矿化呈单个的大型矿体间或出现，沿倾向和走向常是不稳定的。前缘带的形状向下有明显的扩张。矿质的堆积常有长时间的间断，表现为矿化的多期性。成矿作用末期阶段的低温矿物共生组合广泛分布于该带之中。围岩蚀

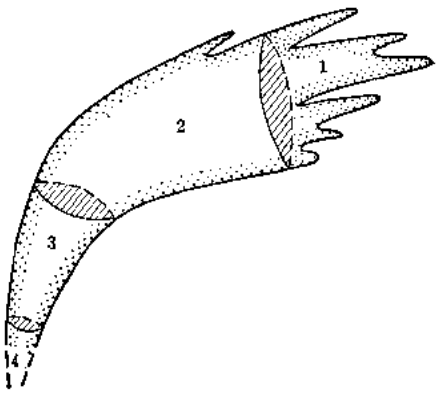


图 6-36　矿田的构造形态分带
1—前缘带；2—近前缘带；3—近根部带；4—根部

变岩石(矽卡岩、石英岩、黄铁细晶岩等)广泛发育。在构造屏蔽表现极为明显的情况下，前缘带的垂直延伸很小，但矿则比较富集。

② 近前缘带　这是矿田的最宽阔的部分。该带往往集中了大量矿体和金属储量。矿石中有用组分的平均品位很高。巨大的（筒状）矿体有时分出许多枝叉，构成大量的小矿枝。主要矿体的水平长度最大。有益矿物的组合分布很广，成矿阶段发育也最盛。矿石成分和构造均十分复杂。该带的下部见有一定的收缩趋势，矿化强度也有所减弱。

③ 近根部带　这是矿田的一个狭缩部分，横截面面积一般较小，矿体数量也减少。一般可以发现走向和倾斜均较稳定的空间上靠近的若干矿体。矿枝很少见。矿石中的金属含量明显降低，有益矿物组合的数量大减，矿石成分变得简单。向深部，有时较高温的矿石矿物和非金属矿物数量增多。由于长度和厚度的减小，或是由于与筒状矿体相连，而使矿体向深部尖灭。大型矿体沿走向分出一系列很快就尖灭的小矿体的情况并不少见。围岩蚀变岩石不如上面的各带发育。

④ 根部带　一般情况下都未被坑道揭露，因此资料很少。

矿田立体形态的垂向和横向矿化强度变化图解，为矿化的空间分布提供了重要资料。这种图解反映出某一矿化参数（金属储量、平均品位、矿体厚度等）行为上的规律性和各参数间的相关关系。

分析矿化空间变化所得出的重要成果之一，就是确定了根据不同矿化指数如矿化形态（矿段面积、水平长度、厚度）、矿体个数和矿化强度（金属储量和平均品位）所得出的曲线，其特征都很接近。这个引人注目的规律，反映出矿田形态规律与其矿物-地球化学(其中包括矿化在空间上的变化）之间，存在着直接的关系。

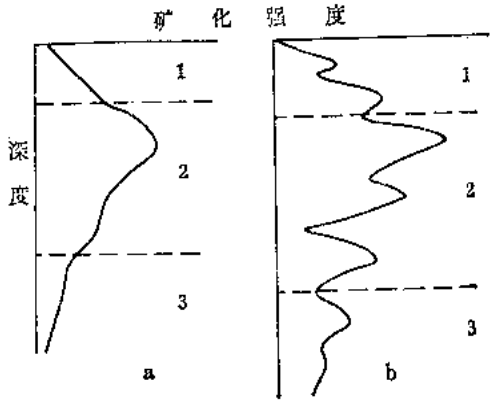


图 6-37　矿化强度随深度而变化的曲线类型
a—单旋回曲线；b—多旋回曲线
1—前缘带；2—近前缘带；3—近根部带

另一个结论是确定出两类曲线（图 6-37）这对研究分带性和确定矿化垂直延伸是非常重要的。第Ⅰ类曲线是单峰的，很少有两个最大值，适用于浅根的矿田。第Ⅱ类曲线包含若干极值，多见于深根矿田。

如果矿田深部已完全被圈定，则图形上所表现出的分带现象是：前缘带具有曲线的最高值，每一韵律的波幅也最大；在近根部带内，上述各矿化参数逐渐减小。类似的分带规律，也适用于比较大的单个矿体。上述情况对于评价矿化的垂直规模以及深部矿田、矿床勘探是否充分，是有着重要的实际意义的。

(3) 矿田垂直深度的确定方法

确定内生矿化的垂直深度，目前还没有一种通用的可靠方法。在地质勘探工作的实践中，一般是通过矿体向深部外推的方法来解决这个问题，所以在很大程度上依赖于矿床勘探过程中所得出的地质、构造规律和矿床的成因认识。评价矿化分布深度的复杂性和重要性，要求我们去寻求新的解决途径。对完全被圈定出来并详细研究过的一定构造和成因类型的矿田进行主体形态分析，把所得到的规律运用到正待评价和勘探的矿田，是确定矿田垂直深度的一种较好的方法。

对若干矿田的研究结果表明，矿化的分布深度，首先取决于矿化与岩浆母岩杂岩体的关系。矿化的垂直深度与侵入体中矿源的产出深度以及矿液从其产生部位到矿石堆积部位的运移距离有关。一般情况下，有晕的含矿岩浆体系的深度比较小。在有根矿田中，矿化的垂直深度通常要大得多。在同一成因类型的矿田中，矿化的深度变化并不是很大的，所以在勘探程度不同的同一类型矿田之间，可以进行类比。

获得准确的矿田三维几何模型，是开展形态成因研究的必不可少的条件。只有这样做，才有可能确定矿田的形态及其规模以及矿田的定量参数随着深度增大而发生变化的规律，从而最终解决矿化垂直深度的基本问题。

在考虑矿田形态随深度变化特征的同时，通过外推法可以确定轮廓完全封闭的深度以及矿化尖灭的下界（图 6-38 之 a）。这个方法，与以往采用的根据单矿体向深外推的方法不同，它把彼此有关的矿体在空间上的性状都考虑了，因此是比较可靠的。

在研究深部未勘探的矿田时，立体轮廓的闭合常常不能直接确定，此时，某一类型含矿岩浆体系的内部构造及分带规律方面的资料，对评价矿化的垂直深度有着重要的意义。这时的基本任务，是在目前已有勘探工程的矿田范围内，确定那些未勘探的矿田的构造形态带。根据研究已全部圈定的矿田的经验，在掌握了矿石分布情况及个别构造形态带的垂直深度之后，就可以应用类比法判断矿化尖灭的下界，从而可以确定深部勘探程度不够的矿田垂直深度。

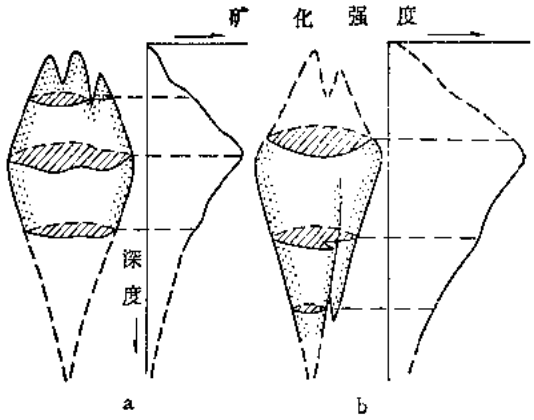


图 6-38 恢复矿田的未知深部 a 和剥蚀顶部 b 的方法

深部尚未圈定的矿田，其垂直深度的可靠评价准则，还可以在研究上部各带矿化（矿体个数、金属储量与品位及其他参数）分布的过程中逐步发现。例如，矿田内不同时代矿物组合的分布及其向深部的变化；矿石中杂质元素的性状；矿体周围原生晕的位置等，都是比较重要的资料，它们有助于揭示深部矿化的变化并预测出矿化的根部。

如前所述，矿化强度指数曲线的特征，对于浅根和深根矿田是有很大差别的。前者表现为只有一个（偶尔有两个）最大值的单旋回曲线，后者为有几个（3～4 个）最大值的多旋回曲线。知道了矿田已勘探部分的曲线变化，就可以外推出深部的变化情况。特别是在确信矿化强度向深部有规律地减低的情况下，就能够比较可靠地确定矿化完全尖灭的深度。

上述评价矿化分布深度的一些方法，对于确定矿田的剥蚀程度也是有效的，其基本原则都是根据已勘探部分所得出的矿化垂直变化规律，用以指导未勘探的部分。为了评价矿田已剥蚀掉的部分，首先要恢复到地表以上完全封闭的矿田形态。实际上，这只是在剥蚀浅的矿田中才容易做到。这种矿田的形状在其上部是狭缩的，其中大部分近前缘带得以保存下来（图 6-38 之 b）。

恢复剥蚀很深的矿田形态是比较困难的，主要是根据矿田的垂向不对称性和分带规律

来确定。分析矿化定量参数曲线，也可以提供若干补充材料。

（4）实例

下面以矽卡岩型铁矿和含铜黄铁矿及多金属矿田为例，简要说明矿田的构造形态。

① 矽卡岩型磁铁矿矿床　表6-5所列的矽卡岩磁铁矿矿床分类，不是以单个矿体的构造形态特征和分带性、而是以矿田（即有规律地结合在一起的矿体）的特征为基础的。

矽卡岩型磁铁矿矿床的分类　　表6-5

与岩浆岩母岩的关系（类型）	矿柱、矿结数量	形态类型	相对垂直深度 a/c	与水平面的倾角	最大规模（米） a	b	c	矿石储量	矿床
暗色岩建造									
有根(?)型	1～4	圆锥状，偶见组合型	2～4	陡倾(>60°)	2400	860	>700	大型	科尔舒诺夫、克拉斯诺雅洛夫
					1800	800	>500	中型	塔吉亚宁、奥克加布里
					1000	825	400	小型	谢达诺夫、凯哲姆、阁宾
造山运动后的辉长-闪长-斜长花岗岩建造									
有根型	2	圆锥状	<2	陡倾	2250	2100	>1000	特大型	卡恰尔
	3	线形	<2	缓倾，中等	4800	600	>1000	特大型	索科洛夫、萨尔拜
	3～4	线形	<2	缓倾(<30°)	1800	200	1500	中型，大型	安扎斯、阿巴坎、宾卡拉
“复杂”成分花岗岩岩基建造									
有根(?)型	3	圆锥状	<2	陡倾	1150	480	900	小型	泰米尔套
	1	组合型	>2	缓倾	1400	600	650	中型	“中部岩株”
过渡型	1～4	圆锥状	<2	陡倾，少数中等	750	500	580	小型	上鸟丘、凯得洛夫Ⅲ
		组合型	4～2	陡倾，偶见中等	1120	340	480	小型	切里别斯
			<2	陡倾	720	200	850	小型	
		线形	4～2	陡倾，偶见中等	1800	200	750	小型	奥德拉巴什
					3600	300	900	大型	阿姆帕雷克
有晕型	1	圆锥形	4～2	中等，缓倾	750	500	350	小型	凯得洛夫
次火山花岗岩、正长岩建造									
有根型	1～3	组合型	<2	陡倾，缓倾	1250	300	>1000	大型，中型	桥雅-阿巴加斯
过渡型	2～5	组合型	4～2	陡倾和中等	3300	800	1270	大型	舍列格舍夫
有晕型	2	组合型	>4	陡倾和中等	2000	450	500	小型	沙雷姆

注：a—长度；b—宽度；c—垂直深度。储量（假定数字）：小型—小于0.5亿吨；中型—0.5～2亿吨；大型—2～8亿吨；特大型—大于8亿吨。

磁铁矿矿床一般是形成于侵入体母岩附近的内、外接触带；离开侵入体1公里以上的情况比较少见。但是，即便是远离侵入体的矿田的根部，在深处也延向岩浆岩。真正的有根含矿岩浆体系，在铁矿田当中是比较少见的。

铁矿田的特殊性，一方面表现在矿体呈矿汇成群产出，不同级别的矿汇在空间上孤立出现；另一方面，矿石倾向于侵入体母岩的前缘带。因此，在产于简单岩株顶板的矿床中，

矿束的作用完全或几乎完全不存在（沙雷姆、舍列金矿床），但在产生于复杂岩株和岩刃的矿床中却表现得十分明显。在后一种情况下，矿体和侵入体是相间产出的（塔什塔戈尔矿床）。在上述两种情况下，矿化与岩浆作用都有成因上的关系。

表 6-5 中所列的索科洛夫、萨尔拜、卡恰尔和桥雅-阿巴加斯矿田，属于典型的有根矿田。这些矿田都是在地槽发育的造山期后形成的，这时具备了含铁流体远距离运移(1.5～3 公里)的必要条件。所有的其他铁矿床，都属于有根和有晕矿田之间的过渡类型（Ⅱ类）。根据结状构造出现的程度，其中有些在形态上更接近于有根矿田（安扎斯、泰米尔套），另一些（切里别斯地区的大部分矿床）则近似于有晕和浅根矿田。

矽卡岩磁铁矿矿田的内部构造是比较特殊的。矿体和岩浆岩体的形态比较相似，有时则与围岩岩层的产状一致，所以有时称为层状矿床。在这种情况下，孤立矿体的数量一般比脉状矿床矿体的数量要少，矿石与交代岩石（主要是矽卡岩）的关系是非常密切的。

多数铁矿床是由几个矽卡岩矿柱组成的复杂多根体系。这些矿柱可能是彼此完全隔开的，但形成空间上靠近的矿群（安扎斯、索科洛夫、萨尔拜、萨马尔、苏哈林、卡兹、伊尔宾等），往往可由同一个矿山进行开采。在其他矿床（舍列金、泰米尔套）中，矽卡岩磁铁矿柱只是在其根部被侵入岩脊隔开，而在前缘部分连为一个整体。组成矿柱的矿体，具有似透镜状、矿瘤状和其他复杂形状，沿走向和倾向彼此呈雁行状排列。在这些矿柱的组成中，除矿石和矽卡岩外，一般还包括碳酸岩和其他围岩的岩块以及交代蚀变岩石等。

根据线性系数的变化程度，铁矿床划分为圆锥型、扁平型和组合型三类。线性系数值的变化范围为 1～75。在一个具体的矿床上，该数值常随着深度而变化。因此，某些矿田（如索科洛夫、萨尔拜）在上部呈线状伸长，而在根部则为圆锥状。圆锥型和部分组合型的矿床（a/b<5），对于地台和次地台类型的条件是具有代表性的。属于这一类的有：与西伯利亚地台的暗色岩有关的“矿柱”、桥雅矿床和其他矿床等。在揉皱带的条件下，主要的控矿因素是线形断裂或被破坏的陡倾单斜，往往形成扁平型的矿田（如安扎斯和阿巴坎矿床等）。

表征矿床立体形态的其他重要参数，还有相对垂直深度系数和圆锥角。该系数的变化范围是 0.5～13。圆锥角是在纵投影图和横剖面上来测定的。这个角度向深部是减小的，据此，在确定了形态类型之后，就可以判断矿床的剥蚀程度。矽卡岩磁铁矿矿柱的圆锥角，在矿床勘探早期阶段，就可以比较准确地确定出来。把这个参数与矿化的物质分带规律作对比，有助于矿床深部带形态的预测，同时在勘探工程很少的情况下，就可以计算出 C_1 和 C_2 级储量。圆锥角在矿床的根部一般只有 15～30°，在过渡带和近前缘带内可增至 100～150°，而在前缘带则为负值，即矿柱的边界开始向上收拢（“中部岩株”、列斯普罗姆霍兹、泰米尔套、南萨尔拜、北索科洛夫等）。

矿田形态轴与水平面的倾斜角，是用来表征地壳中矿床的空间排列的。铁矿床一般都是陡倾的（>60°），如“矿筒”、乔雅、索科洛夫、萨尔拜等。纵投影图上为缓倾的(<30°)有安扎斯、“中部岩株”等矿床。

分类表中还列出了矿床的储量。对于陡倾和中等倾斜的矿田而言，矿石储量与其垂直深度成正比，而缓倾斜矿体，储量则与倾斜深度成正比。例如乔雅、舍列金、塔什塔戈尔、安扎斯矿床，其垂直（或倾斜）深度大于 1 公里，储量均属大型；而其附近的叶里金-塔戈、沙雷姆和塔尔塔什矿床，横向长而垂向小，矿石储量一般较小。

富厚矿石在矿柱的茎部直接产于矿田根部之上，应当认为是垂深大的有根铁矿床的一个重要特征。近根部的矿柱规模较小，但占有相当大的一部分储量。这种矿石的质量高，硫化物和非金属杂质含量较低。矿柱中的硫化物发育带，空间上多偏向矿柱的边缘和前缘部分。

在矽卡岩矿柱的构造上，常见有分带现象。例如，切里别斯地区的大型矿床中，岩石和矿石完全尖灭的次序是：最先是硫化物-磁铁矿和磁铁矿矿石尖灭，而后是矽卡岩和灰岩尖灭，最后则是角岩的下部过渡到蚀变的混合岩，深部则被花岗岩所代替。其他矿床也有类似情况，但不一定各种岩石都完整地存在。例如安扎斯矿床，矿体产于方柱石化和钠长石化的岩石中，岩石在深部取代了矿体。在舍列格舍夫矿床，灰岩比矿体尖灭得早，但矽卡岩却延续到矿石尖灭的下界以外。西伯利亚的一些矿床。在矿筒的近根部，铁矿体被浸染-角砾状矿石代替，后者又被弱矽卡岩化或无矽卡岩的暗色岩角砾岩取代。

圆锥型的矿床最大水平截面为 300×200 到 2500×2100 米，垂深 250 到 1000 米，储量由小型到特大型。组合型矿床分别为 530×120 到 3000×780 米，垂深 400～1500 米，储量由小型到大型。扁平型为 1600×150 到 4800×400 米，垂深 400～1500 米，储量由小型到大型。

辉长岩建造的矿床具有平坦的立体图形（产于揉皱带中）和扁圆锥状图形（产于比较刚性的构造中），多数储量很大。与"复杂"成分的花岗岩岩基伴生的矿床，多数规模较小，平均垂深 250～600 米。与造山期后的次火山花岗岩和花岗正长岩伴生的矿床，多为筒状或形态复杂。成因上与暗色岩有关的矿床主要为圆锥型，垂深大于 500～1000 米。

为了进一步说明矽卡岩磁铁矿矿田和矿床的特征，下面列出了一些矿床的图件（图 6-39 至 6-48）。

② 含铜黄铁矿矿床和黄铁矿型多金属矿床　根据矿化与岩浆岩杂岩体母岩的关系，此类矿田应属于Ⅳ、Ⅴ和Ⅵ类含矿体系。根据形态特征，矿田划分为圆锥型、扁圆锥型和扁平型三类。

圆锥型矿田主要生成于地壳的近地表条件下，赋存在被断层破坏的刚性较强的地质构造中。在构造发育的地区，含矿岩层未受到特别强烈的揉皱，产状多比较平缓。例如尼克拉耶夫、斯切普等矿床即属于此类。产生矿田圆锥形态的重要地质前提之一，就是陡倾的导矿断裂要与缓倾的容矿岩层结合在一起。类似这样的条件，在活动带的断块-褶皱构造地段是很常见的。圆锥型矿田的特点之一，是圆锥角较小，在下部为 20～30°，上部不超过 90°。矿田在空间上的形态一般有三种情况：缓倾的（＜40°）、中等倾斜的（40～50°）和陡倾的（＞50°）。

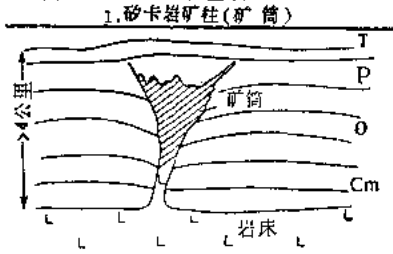
缓倾矿田（如斯切普矿田）一般垂深较小，a/c＞2，平面上呈锯齿状和弯曲的外形，并具有对称现象。倾斜角中等的矿田（如尼克拉耶夫矿田）走向长度较大；陡倾斜的矿田走向长度最大。

扁圆锥型矿田一般生成于中等深度（2～4 公里）下，产于线形构造之中。这种线形构造，常和与主要断裂共轭的较短的平行和斜交通道相伴生。例如，许多片理带、剪切带、形态复杂的断裂、受到破坏的挠曲以及线状褶皱等，都属于此类。在类似于上述的条件下所生成的矿田，平面上多为椭圆形或不规则的长条状，垂深为中等或较大，圆锥角在下部为 30°，上部为 90～150°。属于此类的有盖依等许多含铜黄铁矿矿床和多金属矿床。

（垂直剖面）

西伯利亚地台的暗色岩

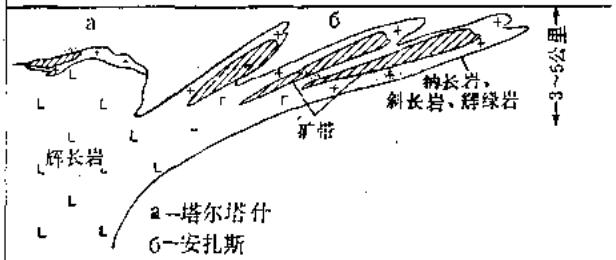
1.矽卡岩矿柱（矿筒）



克拉斯诺雅洛夫、科尔舒诺夫

安扎斯辉长-钠长岩杂岩体

2.岩基（а）和岩刃（б）前缘的磁铁矿矿石和钠长石-方柱石交代岩

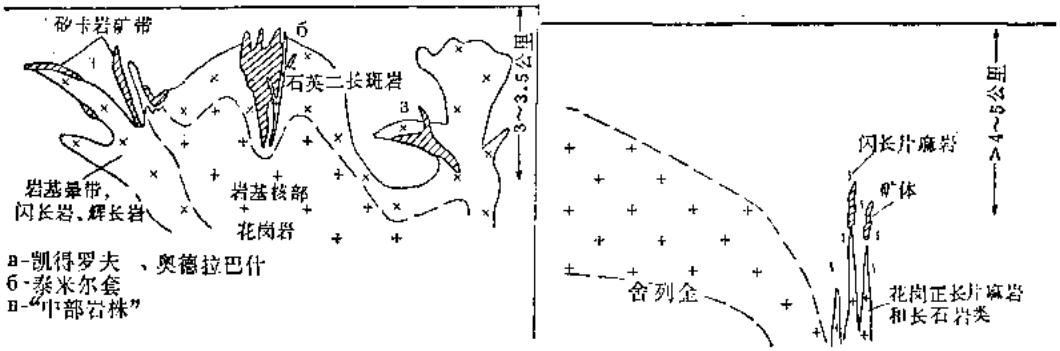


切里别斯岩基—闪长岩-花岗正长岩-花岗闪长岩亚建造

深断裂范围内的角闪岩花岗岩化地区

3.岩基顶部贯入体周围的矽卡岩和矿石晕（а）；岩基核部上方的有根矽卡岩矿柱（б）；侵入体下部的平缓矿柱（В）

4.花岗片麻岩周围的矽卡岩和矿石晕



次火山花岗正长岩和正长岩杂岩体—安山岩-英安岩-流纹岩建造的同源岩浆岩

5.花岗岩株外接触带上的有根矽卡岩矿柱

6.正长岩岩株贯入体周围的矽卡岩矿石晕

7.岩刃前缘的矽卡岩和矿石晕

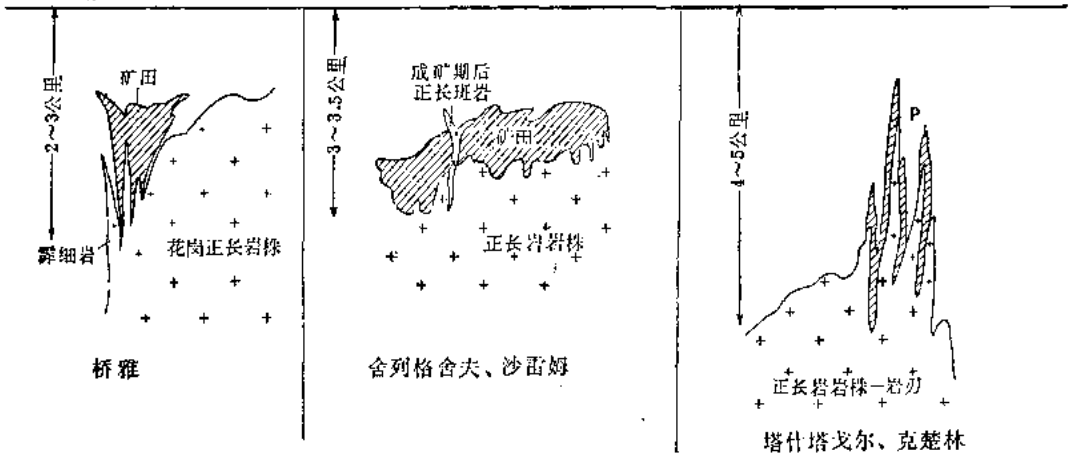


图 6-39 铁矿田与侵入杂岩体母岩的关系

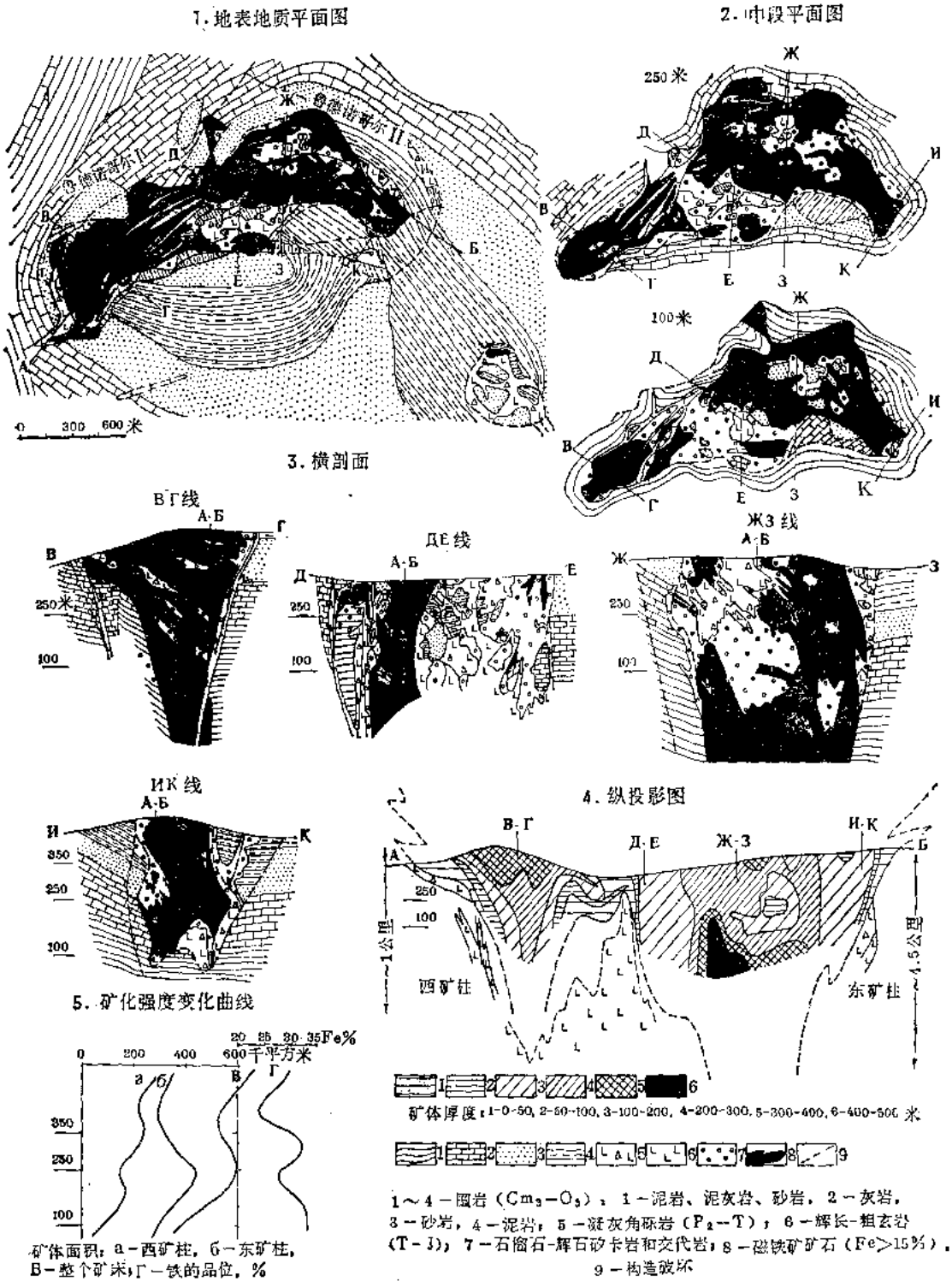


图 6-40 科尔舒诺夫矿床

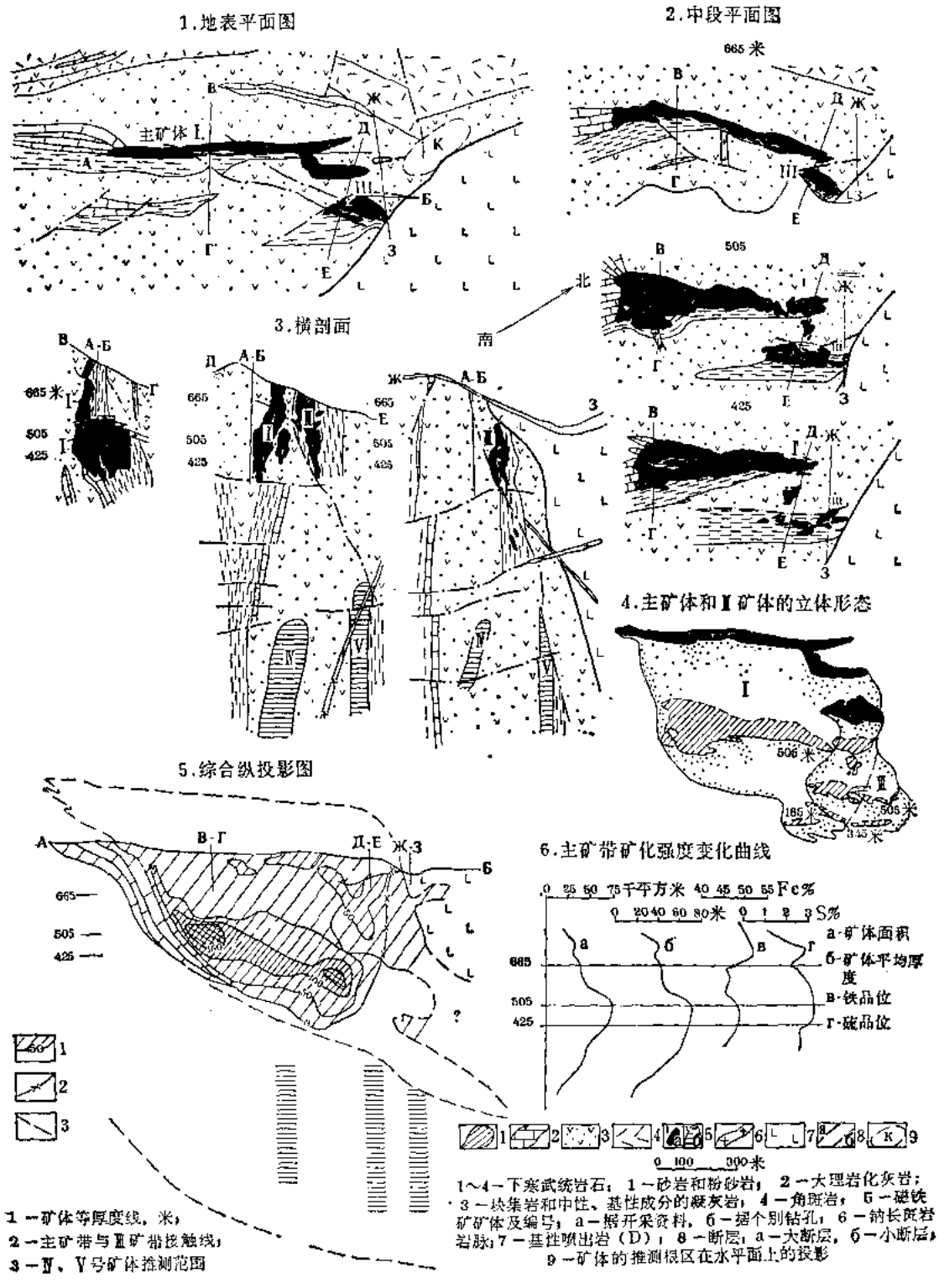
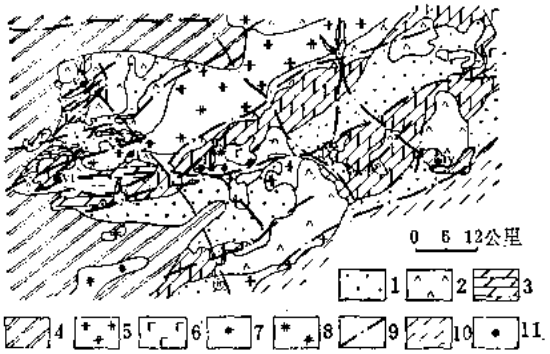

1.地表平面图
主矿体 I
2.中段平面图
665 米
505
425
北
南
3.横剖面
4.主矿体和Ⅱ矿体的立体形态
506 米
505 米
185
145 米
5.综合纵投影图
6.主矿带矿化强度变化曲线
千平方米
Fe%
S%
a-矿体面积
б-矿体平均厚度
в-铁品位
г-硫品位
0 100 300米
1 一矿体等厚度线，米；
2 一主矿带与Ⅱ矿带接触线；
3 一Ⅳ、Ⅴ号矿体推测范围
1～4－下寒武统岩石：1－砂岩和粉砂岩；2－大理岩化灰岩；3－块集岩和中性、基性成分的凝灰岩；4－角斑岩；5－磁铁矿矿体及编号；а－据开采资料，б－据个别钻孔；6－钠长斑岩岩脉；7－基性喷出岩（D）；8－断层：а－大断层，б－小断层；9－矿体的推测根区在水平面上的投影

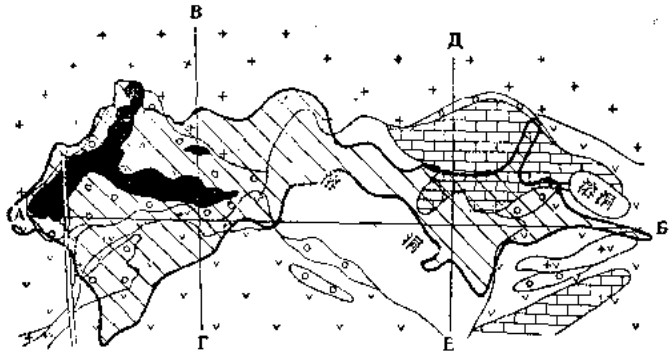
图 6-41　阿巴坎矿床

1.切里别斯矿区地质略图

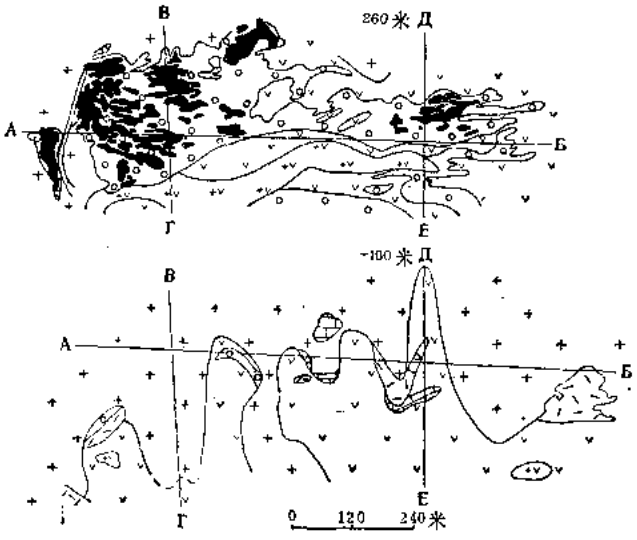


1－寒武系喷出－沉积岩层；2－混染闪长岩和闪长玢岩；3－以碳酸岩为主的寒武系和奥陶系地层；4－泥盆系喷出-沉积岩和沉积岩层；5－侵入体核部的花岗岩和花岗闪长岩；6－辉长岩、辉长-闪长岩、辉长玢岩；7－正长岩；8－浅色和斑状花岗岩；9－断裂；10－强烈揉皱带；11－铁矿床；Ⅰ－泰米尔套，Ⅱ－列斯普罗姆赫兹，Ⅲ－卡兹，Ⅳ－奥德拉巴什，Ⅵ－凯得洛夫

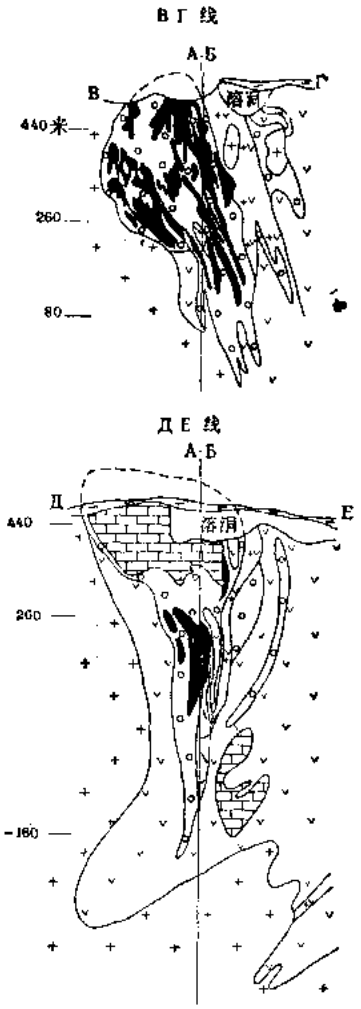
2.矿床地表平面图



3.中段平面图



4.横剖面

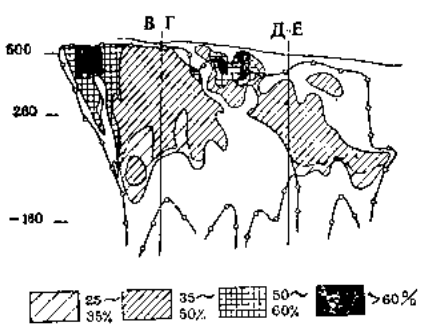


1－灰岩；2－泥岩、粉砂岩，3－闪长岩、花岗闪长岩；4－花岗岩、石英二长岩；5－石英二长斑岩；6－角岩；7－矽卡岩；8－磁铁矿矿石；9－表外氧化矿；10－表内氧化矿；11－辉绿岩脉；12－矿体在地表上的投影；13－纵剖面投影上的矽卡岩外部界线

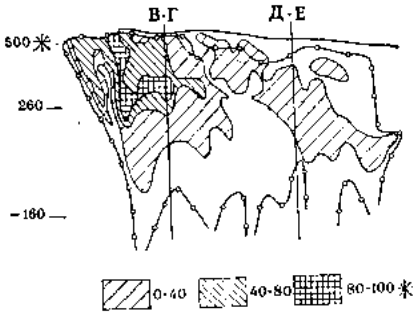
图 6-42(A) 泰米尔套矿床

5.垂直纵投影图

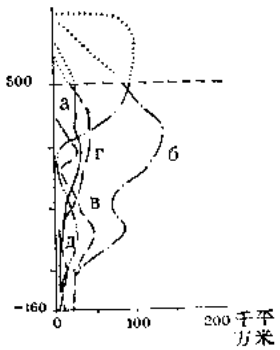
铁品位等值线



矿体总厚度等值线

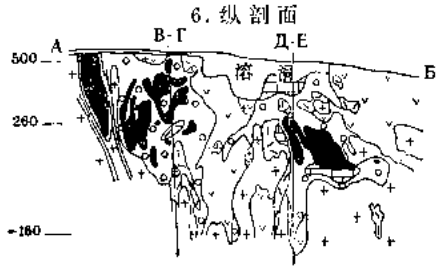


8.曲线



矿体(а)、砂卡岩(б)、角岩(В)、石英二长斑岩(Г)和灰岩(Д)的面积变化曲线

6.纵剖面



7.矽卡岩矿带形态（二度）

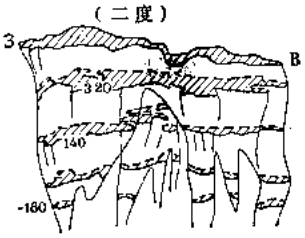
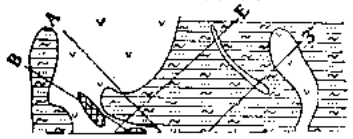


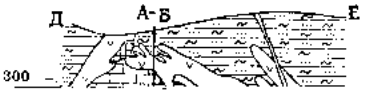
图 6-42(В)　泰米尔套矿床

1.地表平面图

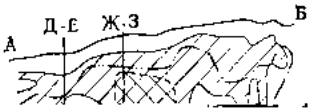


3.横剖面

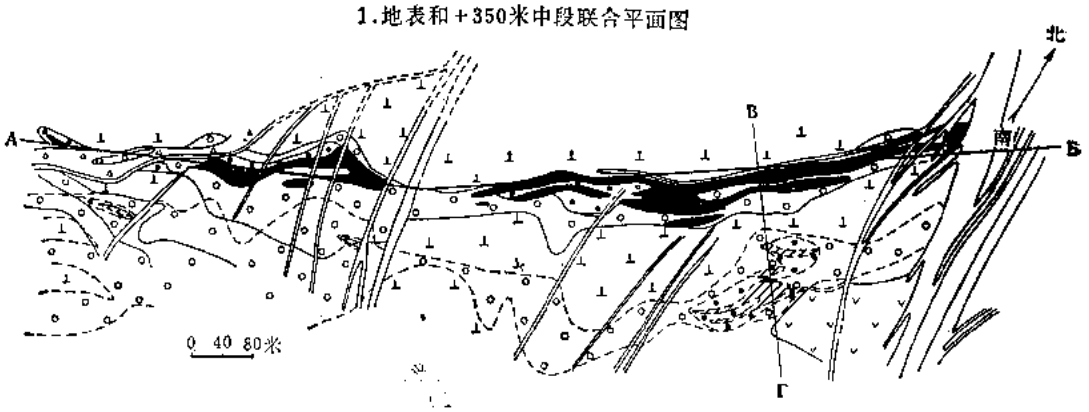
Д-Е 线



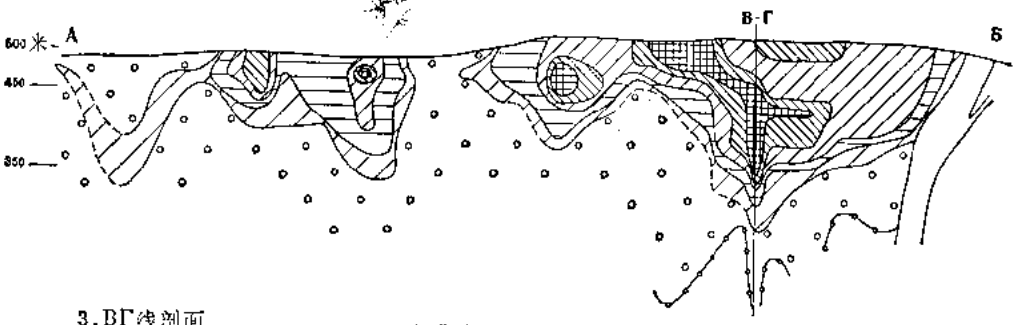
5.垂直纵投影图



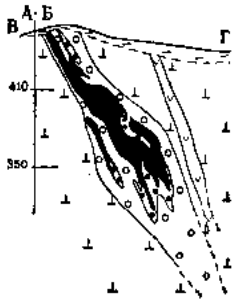
1.地表和+350米中段联合平面图



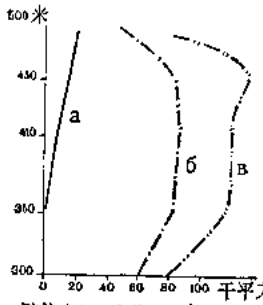
2.绘有矿体厚度等值线的垂直纵投影图



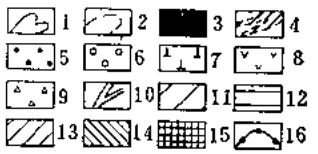
3.ВГ线剖面



4.曲线



矿体(а)、交代岩(б)和矿床(В)的面积变化曲线



1—地表上的地质界线；2—+350米中段的地质界线；3—地表和剖面上的矿石；4—+350米中段的矿石；5—含矿矽卡岩；6—矽卡岩；7—玢岩；8—闪长岩、闪长玢岩；9—角砾岩带；10—辉绿岩脉；纵投影图上：11—0～10，12—10～20，13—20～30，14—30～40米，15—>40米；16—矽卡岩外界

5.矽卡岩矿带形态
(二度)

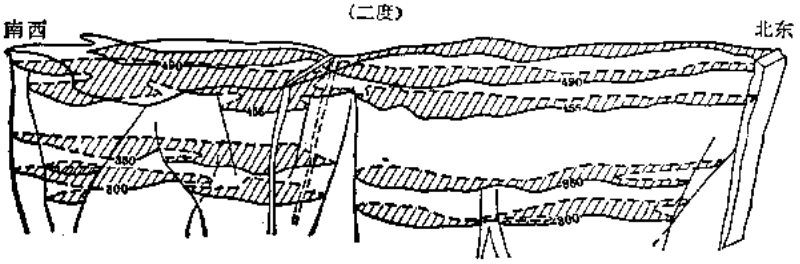


图 6-44 奥德拉巴什矿床

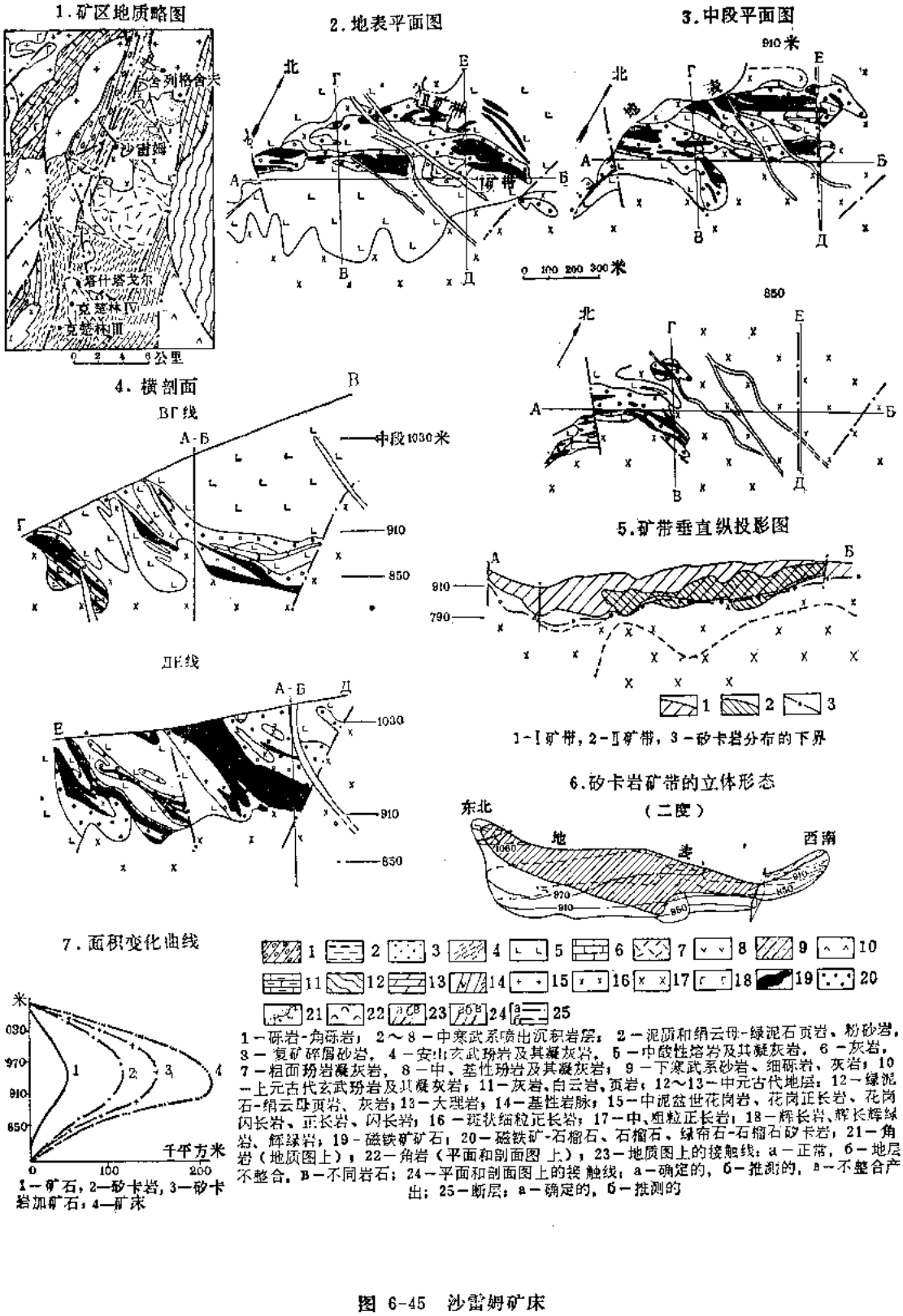

1.矿区地质略图
含列格合夫
沙雷姆
塔什塔戈尔
克兹林Ⅳ
克兹林Ⅲ
0 2 4 6公里
2.地表平面图
北
Г
Е
А
Б
В
Д
Ⅰ矿带
0 100 200 300米
3.中段平面图
910米
北
Г
Е
А
Б
В
Д
850
北
Г
Е
А
Б
В
Д
4.横剖面
ВГ线
В
А-Б
中段1030米
910
850
Г
ДЕ线
А-Б
Д
Е
1030
910
650
5.矿带垂直纵投影图
А
Б
910
790
1
2
3
1-Ⅰ矿带，2-Ⅱ矿带，3-矽卡岩分布的下界
6.矽卡岩矿带的立体形态
（二度）
东北
地
表
西南
1060
970
910
850
7.面积变化曲线
米
1030
970
910
650
1
2
3
4
千平方米
0
100
200
1-矿石，2-矽卡岩，3-矽卡岩加矿石，4-矿床
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10
11 12 13 14 15 16 17 18 19 20
21 22 23 24 25
1-砾岩-角砾岩，2～8-中寒武系喷出沉积岩层；2-泥质和绢云母-绿泥石页岩、粉砂岩，3-复矿碎屑砂岩，4-安山玄武玢岩及其凝灰岩，5-中酸性熔岩及其凝灰岩，6-灰岩，7-粗面玢岩凝灰岩，8-中、基性玢岩及其凝灰岩；9-下寒武系砂岩、细砾岩、灰岩；10-上元古代玄武玢岩及其凝灰岩；11-灰岩、白云岩、页岩；12～13-中元古代地层：12-绿泥石-绢云母页岩、灰岩；13-大理岩；14-基性岩脉；15-中泥盆世花岗岩，花岗正长岩、花岗闪长岩、正长岩、闪长岩；16-斑状细粒正长岩；17-中、粗粒正长岩；18-辉长岩、辉长辉绿岩、辉绿岩；19-磁铁矿矿石；20-磁铁矿-石榴石、石榴石、绿帘石-石榴石矽卡岩；21-角岩（地质图上）；22-角岩（平面和剖面图上）；23-地质图上的接触线：а-正常，б-地层不整合，в-不同岩石；24-平面和剖面图上的接触线：а-确定的，б-推测的，в-不整合产出；25-断层：а-确定的，б-推测的

图 6-45 沙雷姆矿床

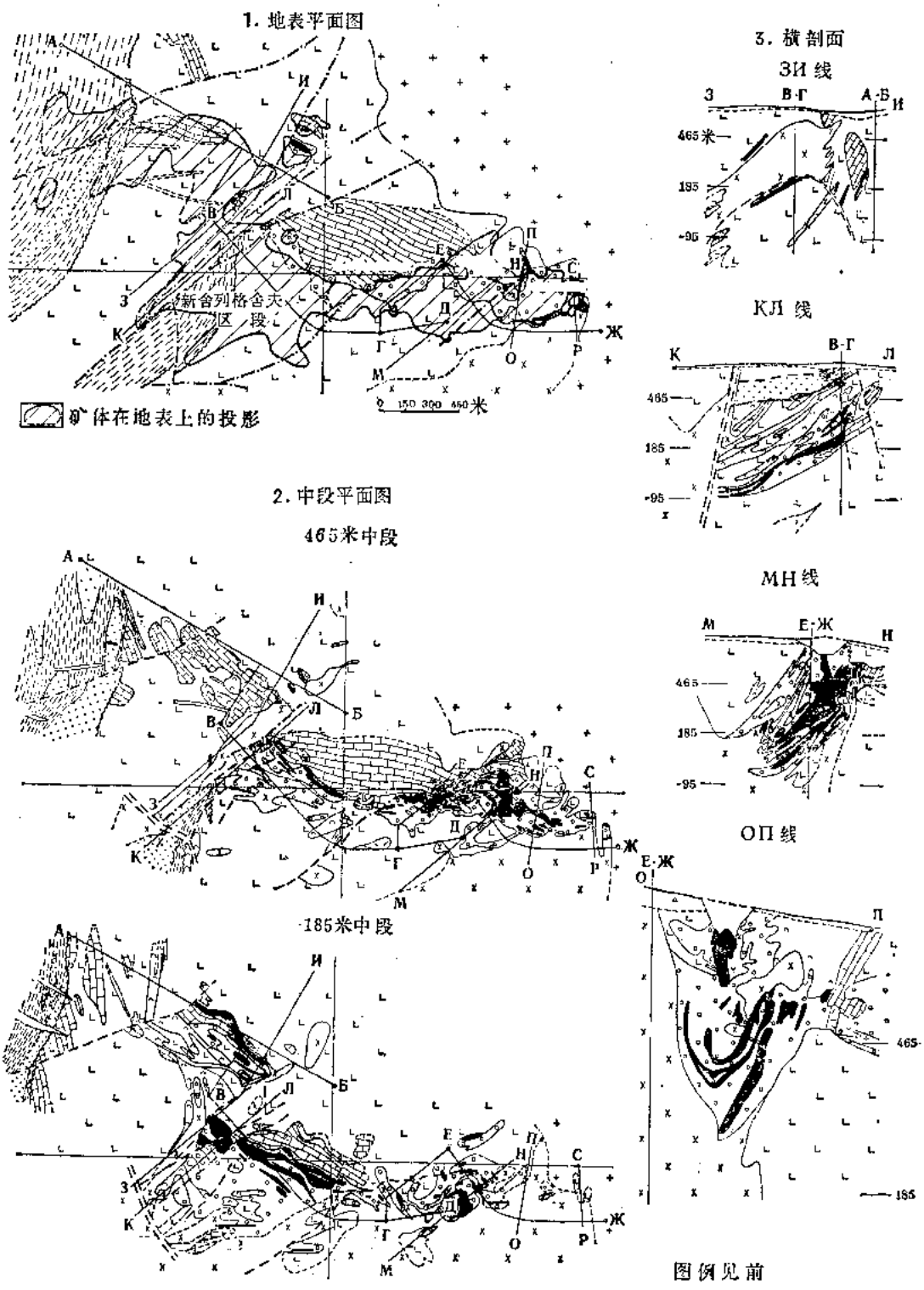
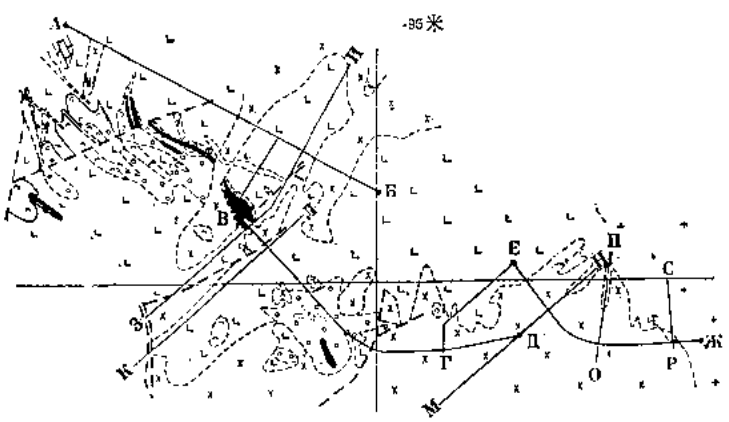
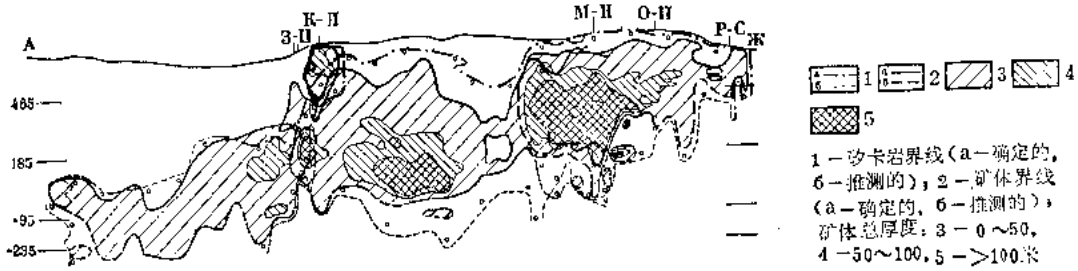


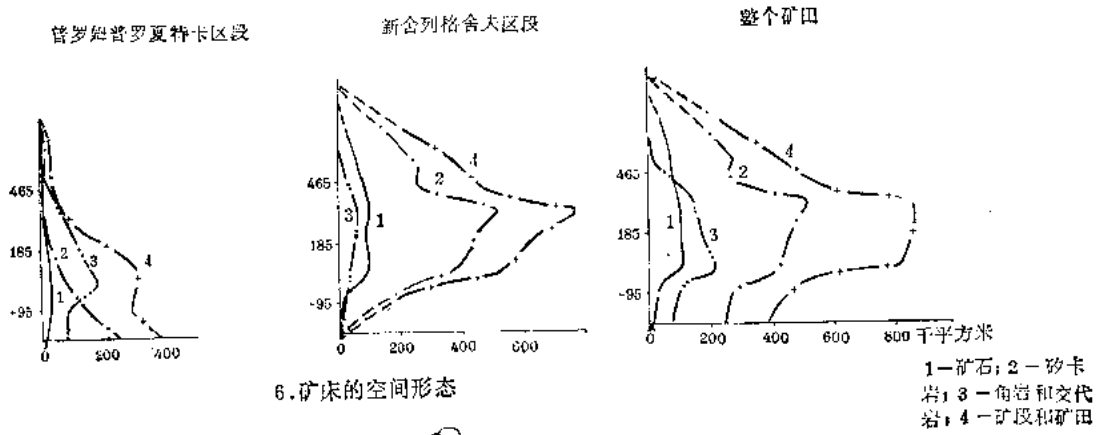
图 6-46(A) 舍利格含夫矿田



4.垂直平面上的纵投影图



5.面积变化曲线



6.矿床的空间形态

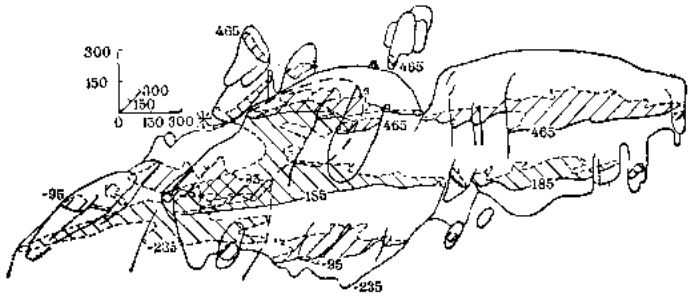


图 6-46(B)　舍利格含夫矿田

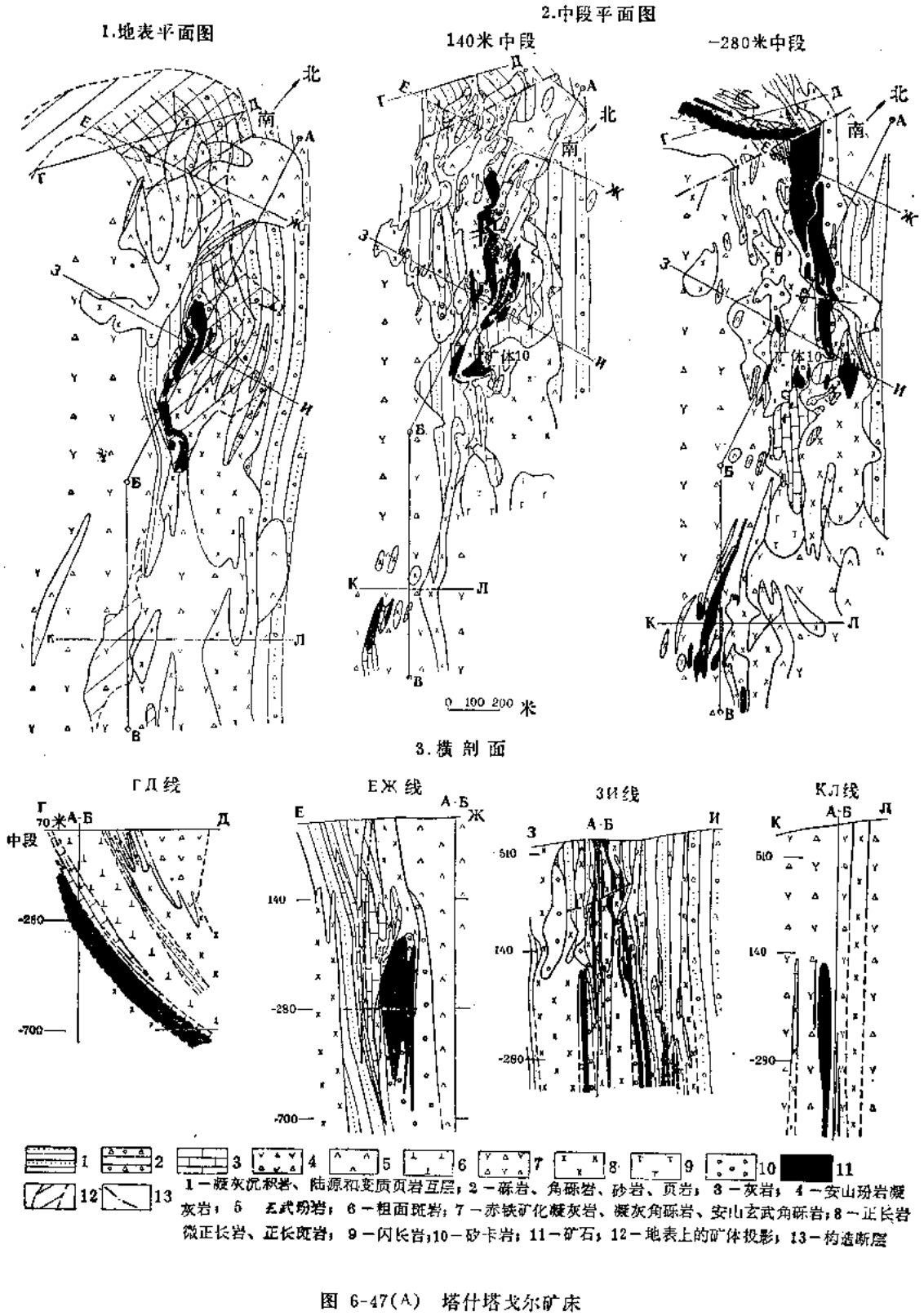
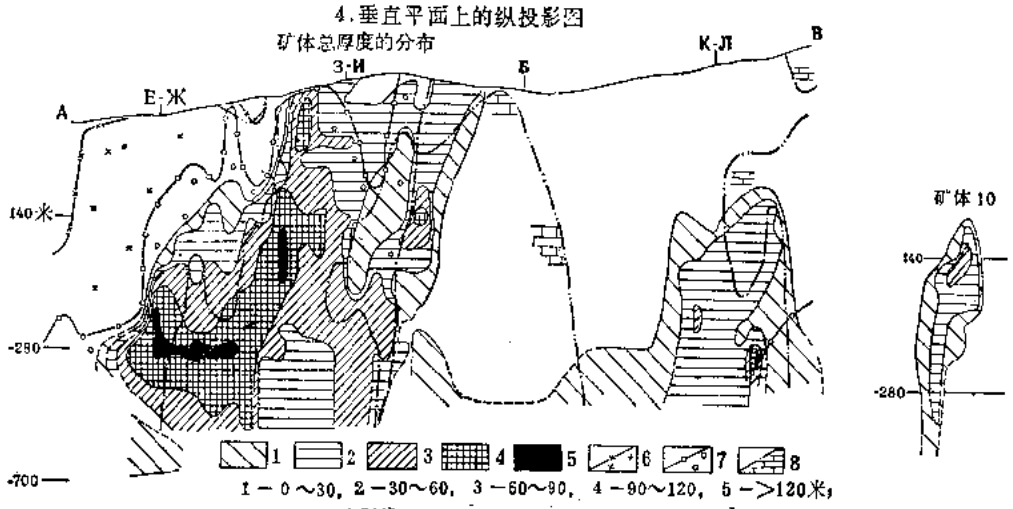
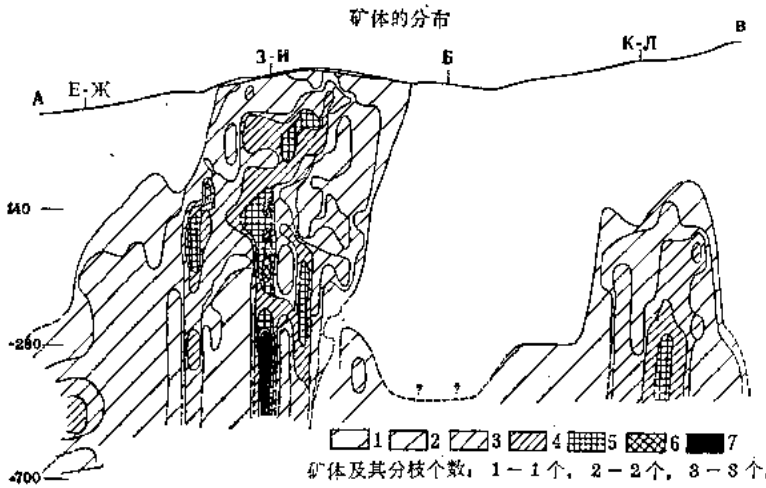


图 6-47(A) 塔什塔戈尔矿床

4.垂直平面上的纵投影图

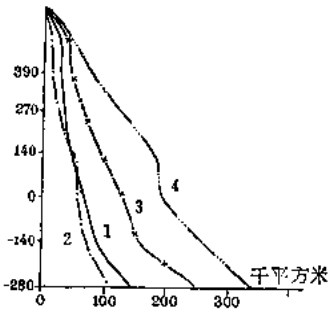


1－0～30，2－30～60，3－60～90，4－90～120，5－>120米；
尖灭线：6－正长岩，7－砂卡岩，8－灰岩



矿体及其分枝个数：1－1个，2－2个，3－3个，
4－4个，5－5个，6－6个，7－7个

5.面积变化曲线



1－矿石，2－砂卡岩，3－矿石
加砂卡岩，4－矿床

6.矿床的空间形态
（二度）

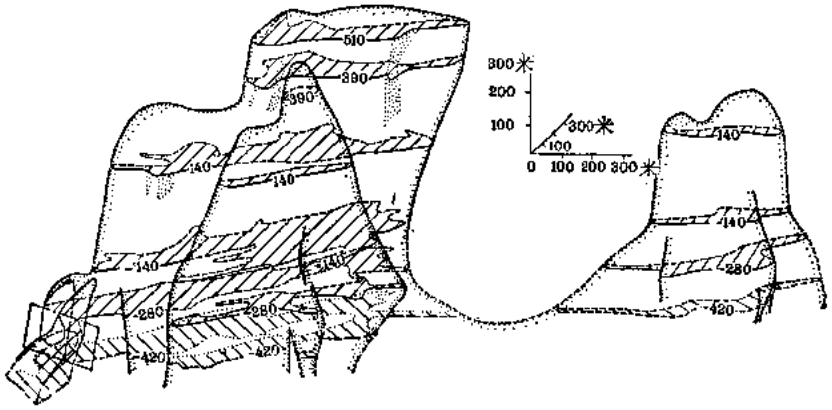


图 6-47(B)　塔什塔戈尔矿床

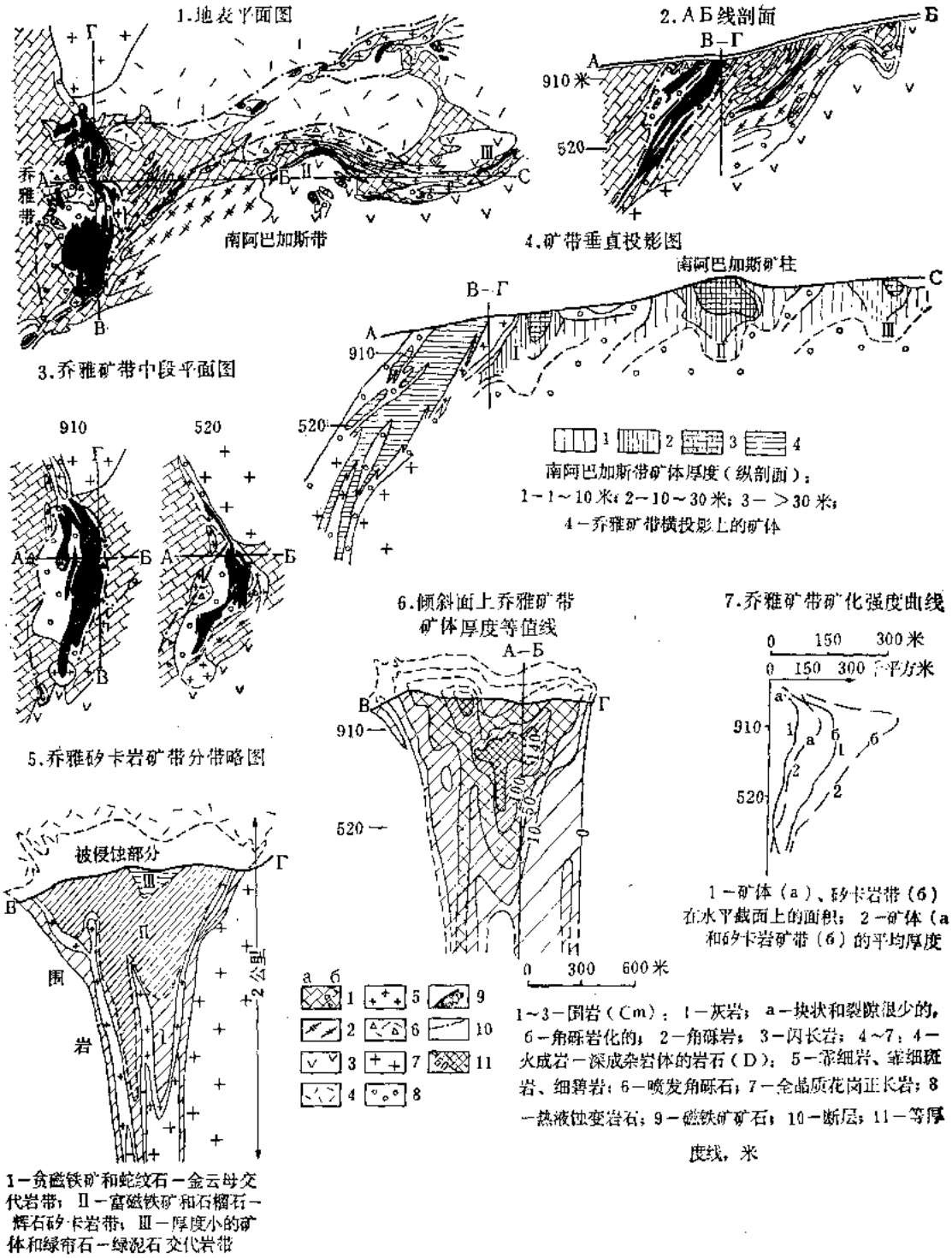


图 6-48 乔雅-阿巴加斯矿田

扁平型矿田通常生成于半深成带内。产生此类矿田的基本条件，是含矿溶液沿缝隙通道或平行的通道体系向上运动，但通道本身的性质（如整合的和斜交的断裂、层间裂隙、不整合面等），并不起决定性的作用。由于含矿的线形构造的性质不同，在临界面以上，矿液的运动将取两种方式：一是均等地向各个方向运动，此时矿田为扇形，圆锥角最大(140～180°)；二是矿溶沿表现极明显的线形构造运动，从而生成极不对称的、圆锥角极小的(10～30°)矿田。矿体走向和倾斜长度极大，但一般都没有不整合的（包括斜交的）矿体分支，是扁平型黄铁矿多金属矿田的一个特点，尽管在矿体的脉壁带内这种构造要素总是存在的。

上述各矿田的构造形态分带，也具有某些特点。在前缘带内，矿化向上呈钝角或分支尖灭。脉幅很小的个别矿枝赋存于最活动的构造中(盖依、斯切普矿床)。有时这种矿枝是由很富的块状矿石构成的。此带中的矿体，一般厚度较小，产状平缓。矿体的等厚度线向上形成狭缩的舌状。典型的鞍状和带状矿体，常重复围岩的小型单斜褶曲。矿石以脉状和细脉浸染状为主。从矿种上说，主要是多金属(主要是铅)和重晶石-多金属矿，并含有较高的贵金属。热液蚀变岩石的厚度不大，有时被石英-碳酸盐细脉穿插。前缘带所拥有的金属储量一般不超过总储量的10%。

矿石储量有50%以上集中在近前缘带内，其矿化范围也最宽阔。该带矿田的圆锥角最大(60～90°)。矿体比前缘带要陡，并于深部发生侧伏现象。矿体厚度很大，厚度等值线平缓。产状平缓的矿体膨胀部分，被狭窄的陡倾矿体连接起来，呈阶梯状（多层）产出。这是走向长度中等和较大的矿田的一个特点(如盖依矿床)。矿体的膨大部分通常金属含量极高。前缘带内特有的低温矿物组合，在此带内与高温矿物组合共同产出。在纵剖面上见有矿石的带状分布现象。矿石构造极为复杂，而以条带状、角砾状、斑点状和细脉状构造为主。热液蚀变岩石广泛发育，主要是包裹有微石英岩透镜体的石英-绢云母页岩。

近根部带代表了矿田的筒状狭缩通道，上面的矿体向这个通道侧伏，有时则汇合为一体。矿田的圆锥角一般为10～60°。矿带多赋存在褶曲与断裂构造的交汇处，平面上近似于等轴状(哥列夫矿床)。多数情况下，这种构造与岩石层理不整合，以很陡的角度倾没，并常导致形成柱状矿体。柱状矿体的数量不多，向深部常发生分支现象，此时矿体厚度也有规律地减小。矿体下部尖灭的地方，常是矿化弱的岩浆岩母体(萨拉伊尔矿床)，或是厚度小的富矿(别列佐夫矿床)。在该带的深部，矿石的成分变得简单，锌的数量比铅要多。矿石构造也比较单一，主要是角砾状、条带-层状构造。热液变质作用微弱。

矿化参数的数值，以近前缘带为最大，常见一个或几个（中等和深根矿田）峰值。沿倾斜向上和向下，在相邻的构造形态带内，上述矿化参数都有规律的减小。总体上，矿化的变化可用一条不对称曲线来表示；曲线的顶端约在矿床上面三分之一的地方，向矿化前缘尖灭带方向猛然下降，而向近根部带则比较平缓。矿石呈阶梯状（多层）分布时，曲线为正弦曲线，向深部振幅减小。垂向上的各种矿化指数，其曲线的极值常发生偏移，尤其是走向很长的矿田。曲线最高值的位置，自下而上的次序是：先是厚度最大值，然后是矿带长度、矿体面积和金属的平均品位。

金属平均品位的分布性质，一般要比形态参数复杂，变化也比较大。总的情况是：高品位矿石相当于矿石的最大发育地区，或略向上偏移。同时，不同金属的峰值常是不一致的，在走向长度不同的矿床中常可见到这种情况。在矿田的走向上，矿化强度的变化曲线

有时也具有多旋回的性质。此时，在缓倾的矿床中，矿体面积和金属储量从根部带到近前缘带是有规律地增高的。在陡倾的矿田内，各个参数的最大值，相当于近根部带所在的那一部分近前缘带。

现将几个矿床的特征用图件(图 6 49 至 6-54)的形式列出，以供参考。

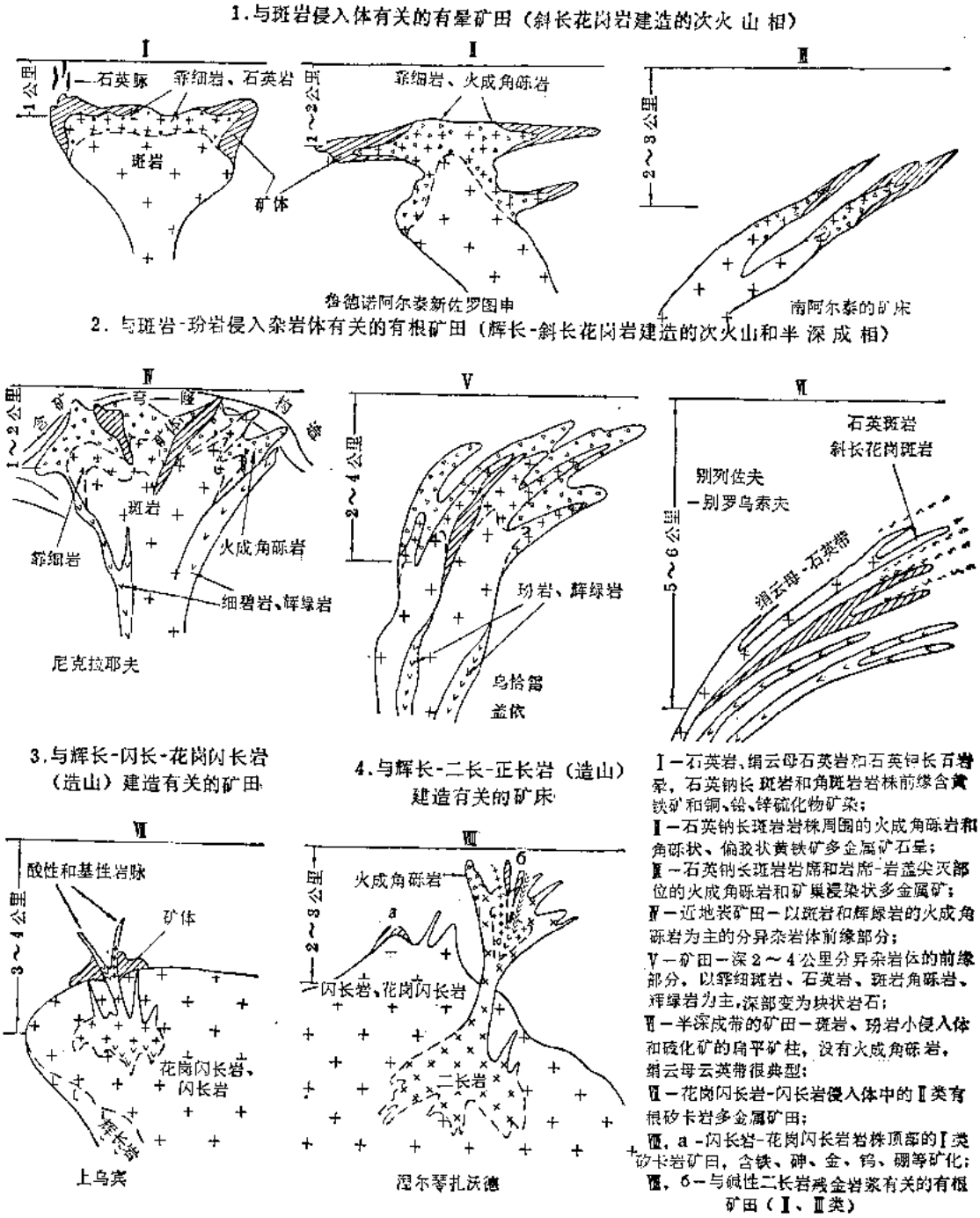


图 6-49 含铜黄铁矿及黄铁矿多金属矿床与岩浆杂岩体母岩的关系

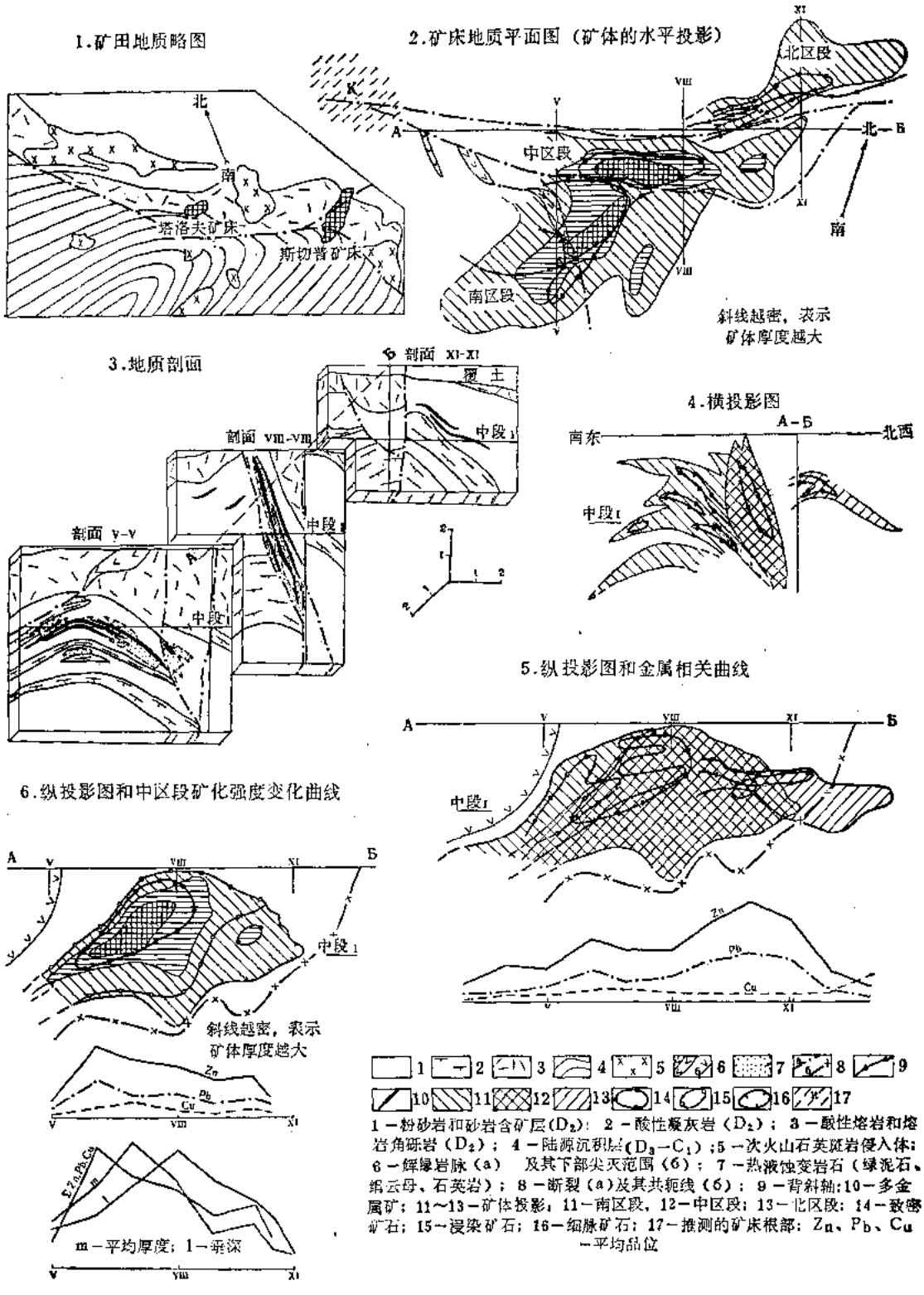

1.矿田地质略图
北
南
塔洛夫矿床
斯切普矿床
2.矿床地质平面图（矿体的水平投影）
北区段
中区段
南区段
北—Б
南
斜线越密，表示
矿体厚度越大
3.地质剖面
剖面 XI-XI
覆土
中段I
剖面 VIII-VIII
中段I
剖面 V-V
中段I
4.横投影图
A—Б
南东
北西
中段I
5.纵投影图和金属相关曲线
A
Б
中段I
Zn
Pb
Cu
6.纵投影图和中区段矿化强度变化曲线
斜线越密，表示
矿体厚度越大
m—平均厚度；1—垂深
1 粉砂岩和砂岩含矿层(D2)；2 酸性凝灰岩（D2）；3 酸性熔岩和熔岩角砾岩（D2）；4 陆源沉积层(D3—C1)；5 次火山石英斑岩侵入体；6 辉绿岩脉（a）及其下部尖灭范围（б）；7 热液蚀变岩石（绿泥石、绢云母、石英岩）；8 断裂（a）及其共轭线（б）；9 背斜轴；10 多金属矿；11～13 矿体投影；11 南区段，12 中区段；13 北区段；14 致密矿石；15 浸染矿石；16 细脉矿石；17 推测的矿床根部；Zn、Pb、Cu —平均品位

图 6-50 斯切普矿床

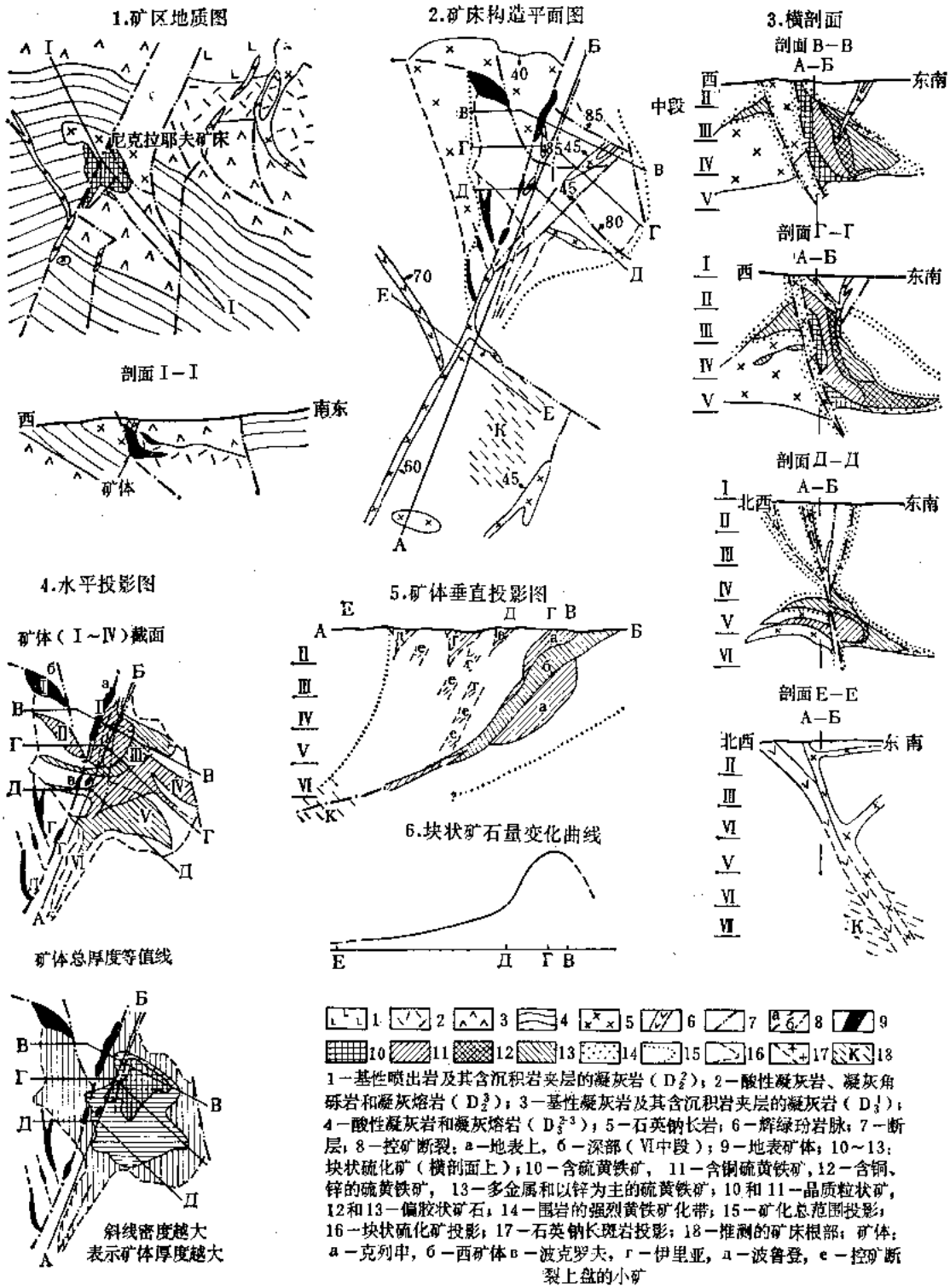
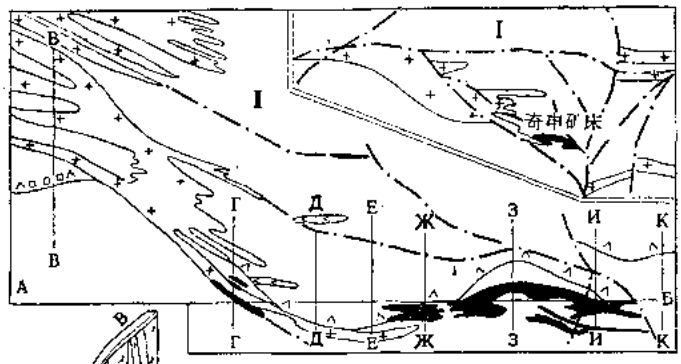
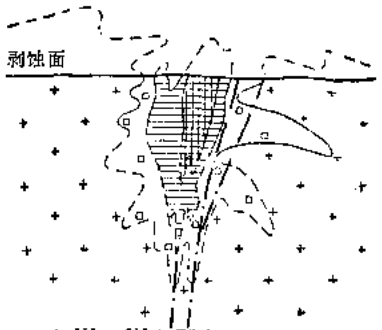


图 6-51　尼克拉耶夫矿床

1.矿田（Ⅰ）和矿床（Ⅱ）构造平面图

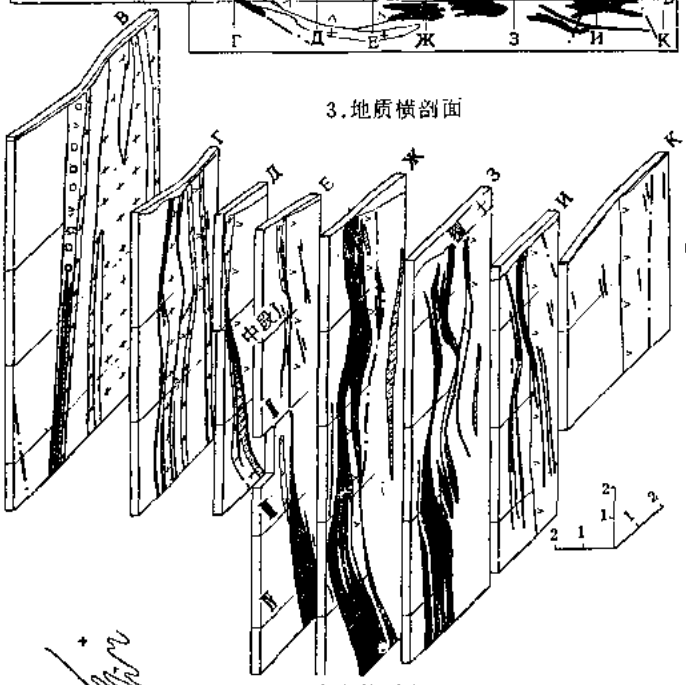


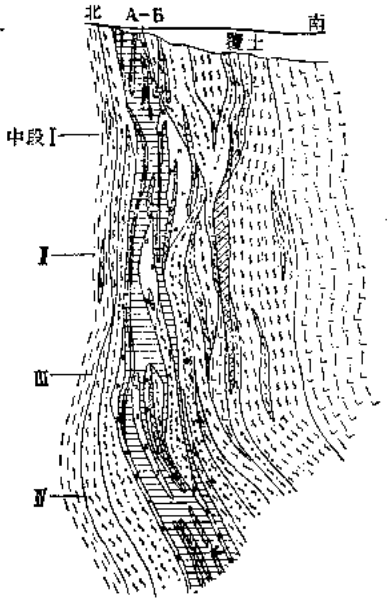
2.矿田深部构造略图



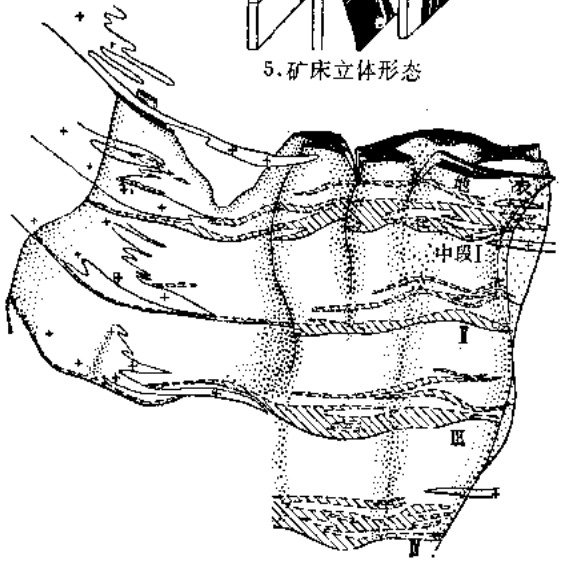
4.Ж—Ж剖面上矿石类型和热液蚀变岩石的分布

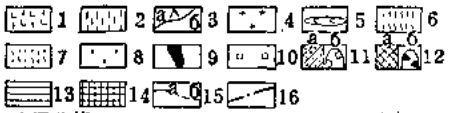
3.地质横剖面





5.矿床立体形态

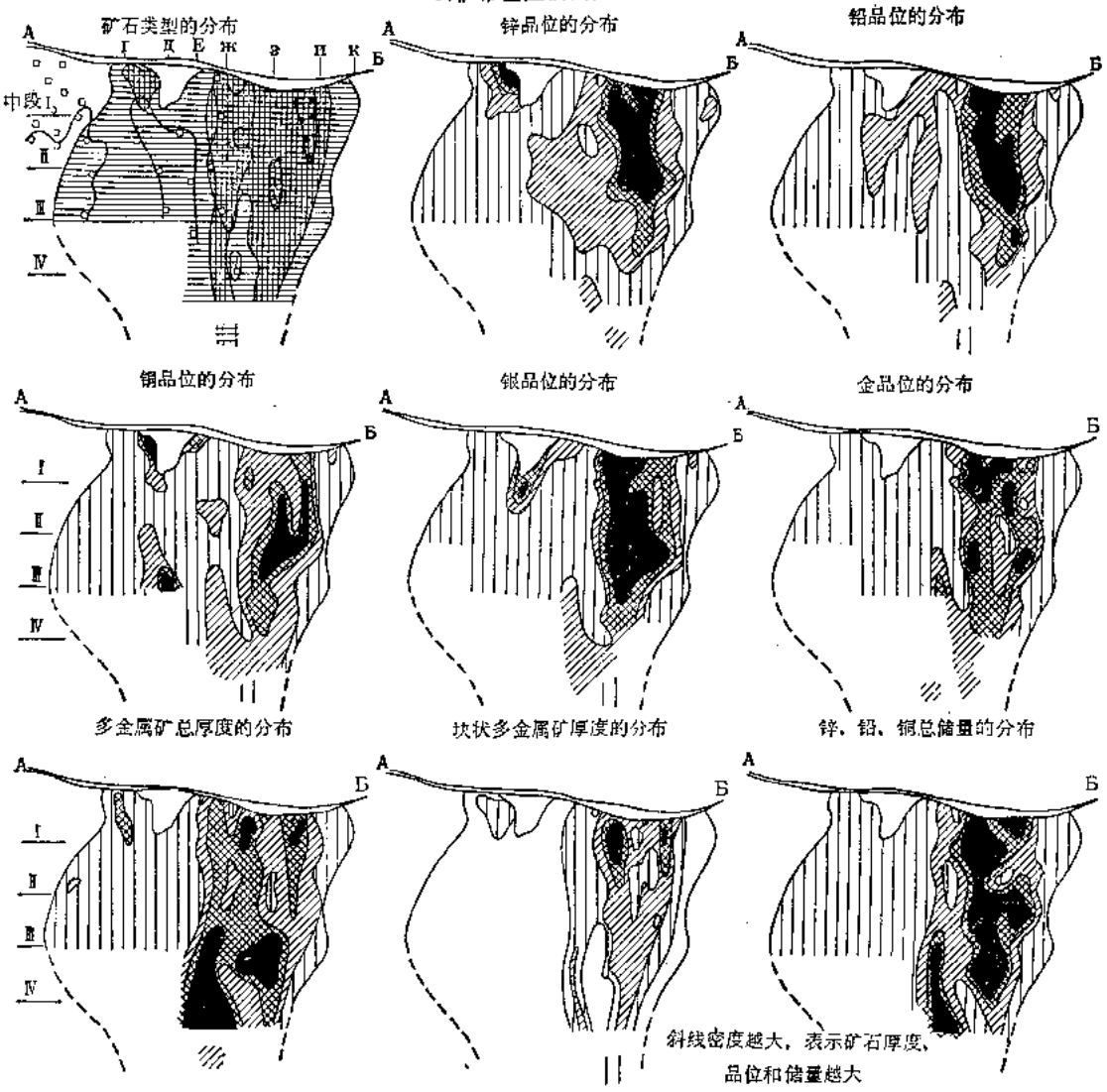




1～2－中泥盆统火山沉积岩（自下向上）：1－片理化安山玢岩及其凝灰岩，2－碳质、钙质砂泥岩；3－玢岩（а）和砂泥岩（б）接触线；4－斑岩侵入体；5－玢岩脉；6－含碳酸盐的绢泥石-绢云母-石英页岩；7－绢云母-石英页岩；8－石英岩；9－矿体；10－浸染状硫黄铁矿；11－块状硫黄铁矿（а）及其在纵投影图上的范围（б）；12－块状含铜黄铁矿（а）及其在纵投影图上的范围（б）；13－浸染状多金属矿；14－块状多金属矿；15－多金属矿的分布范围（а－可靠；б－推测）；16－断层、片理化带；S－矿体面积；Q－铅、锌、铜总储量；Zn、Pb、Ag、Au、Ba、Cd、As、Te－平均品位

图 6-52(A)　奇中矿田

6.矿带垂直纵剖面



7.矿化强度在深部和沿走向的变化曲线

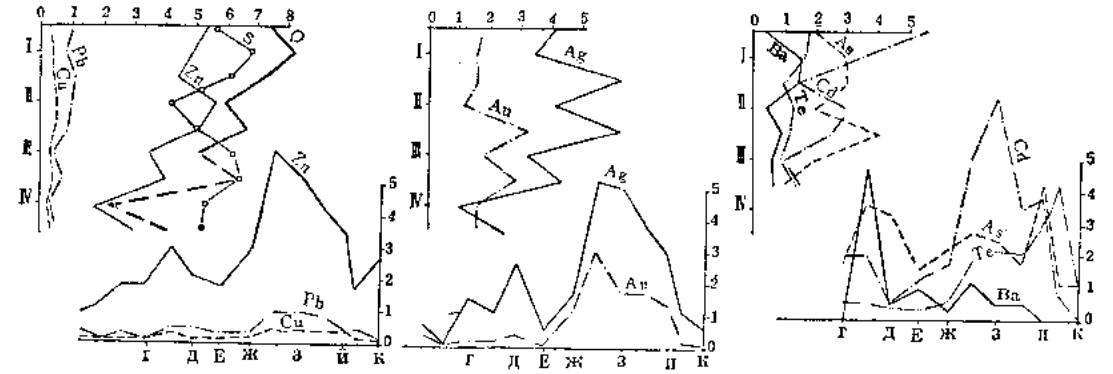
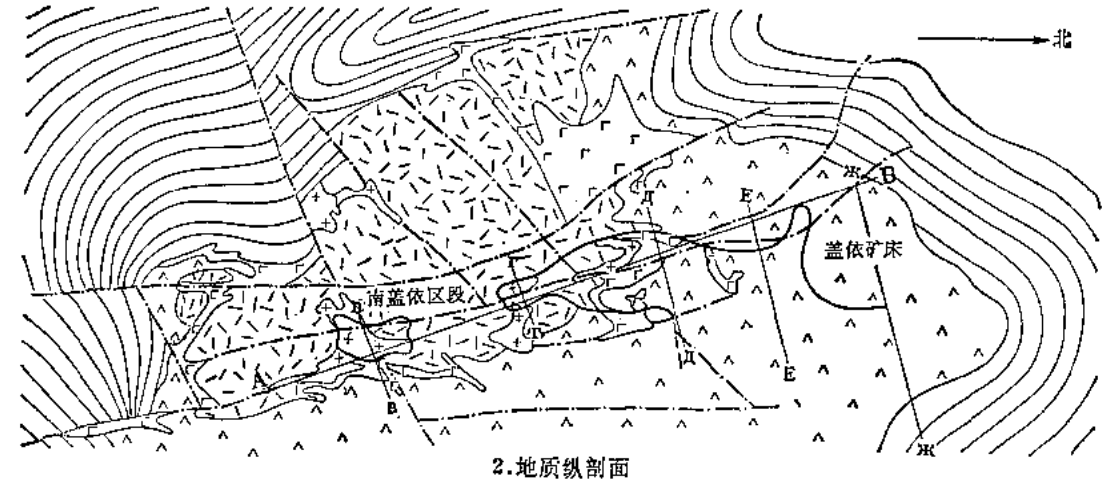
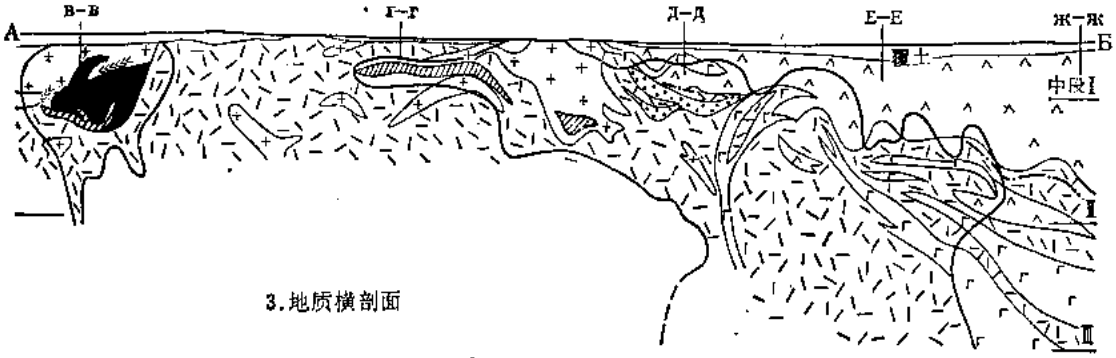


图 6-52(B)　奇中矿田

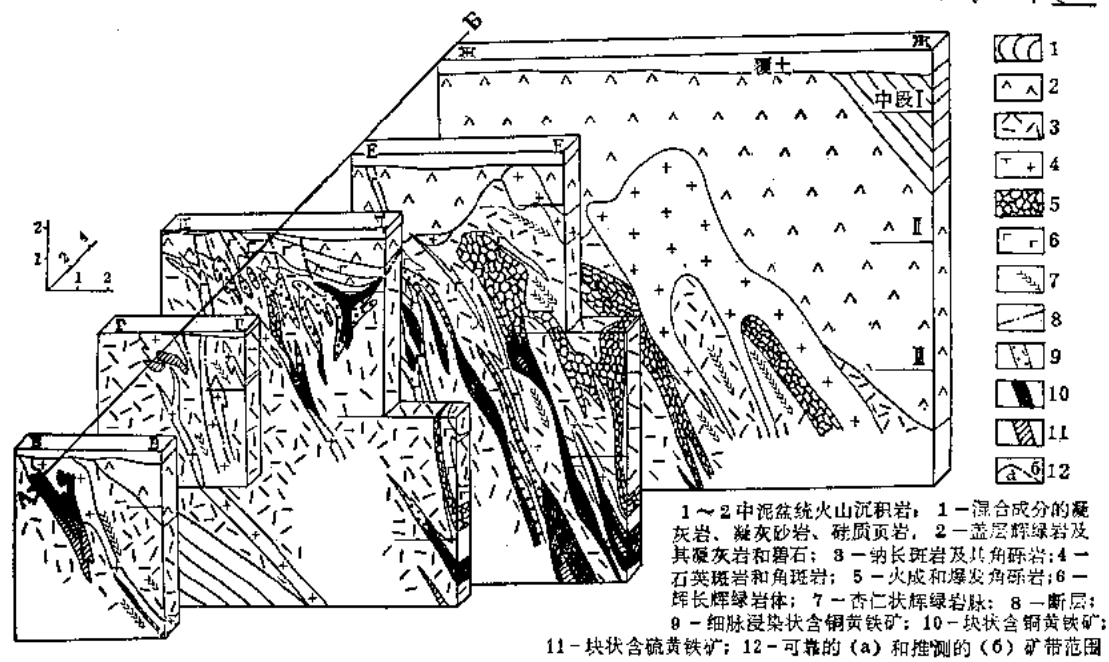
1.矿田地质构造平面图



2.地质纵剖面



3.地质横剖面



1～2中泥盆统火山沉积岩：1－混合成分的凝灰岩、凝灰砂岩、硅质页岩，2－盖层辉绿岩及其凝灰岩和碧石；3－纳长斑岩及其角砾岩；4－石英斑岩和角斑岩；5－火成和爆发角砾岩；6－辉长辉绿岩体；7－杏仁状辉绿岩脉；8－断层；9－细脉浸染状含铜黄铁矿；10－块状含铜黄铁矿；11－块状含硫黄铁矿；12－可靠的（а）和推测的（б）矿带范围

图 6-53(А)　盖依矿田

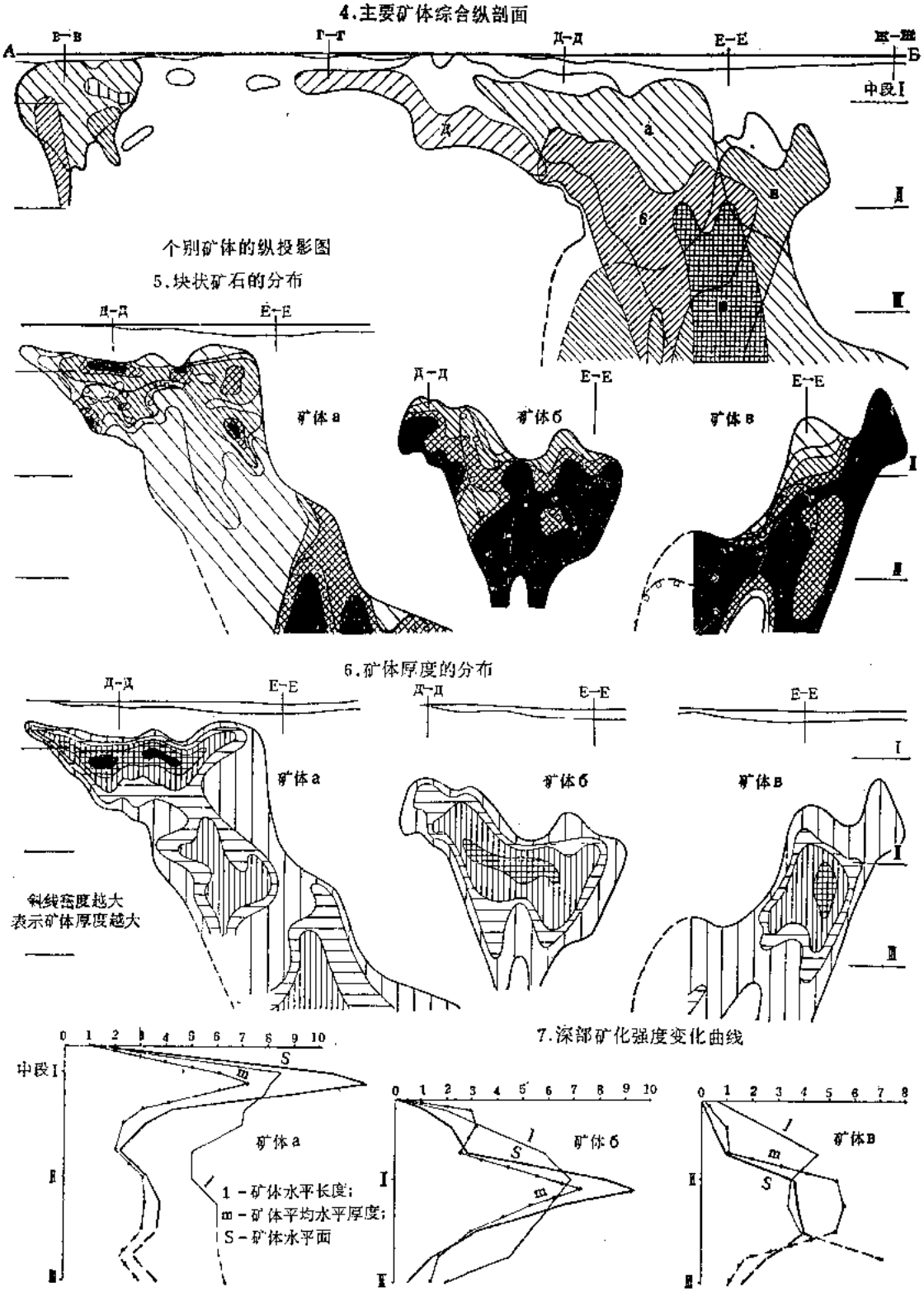

4.主要矿体综合纵剖面
А
Б
中段Ⅰ
个别矿体的纵投影图
5.块状矿石的分布
矿体а
矿体б
矿体в
6.矿体厚度的分布
斜线密度越大
表示矿体厚度越大
7.深部矿化强度变化曲线
中段Ⅰ
矿体а
矿体б
矿体в
1－矿体水平长度；
m－矿体平均水平厚度；
S－矿体水平面

图 6 53(B)　盖依矿田

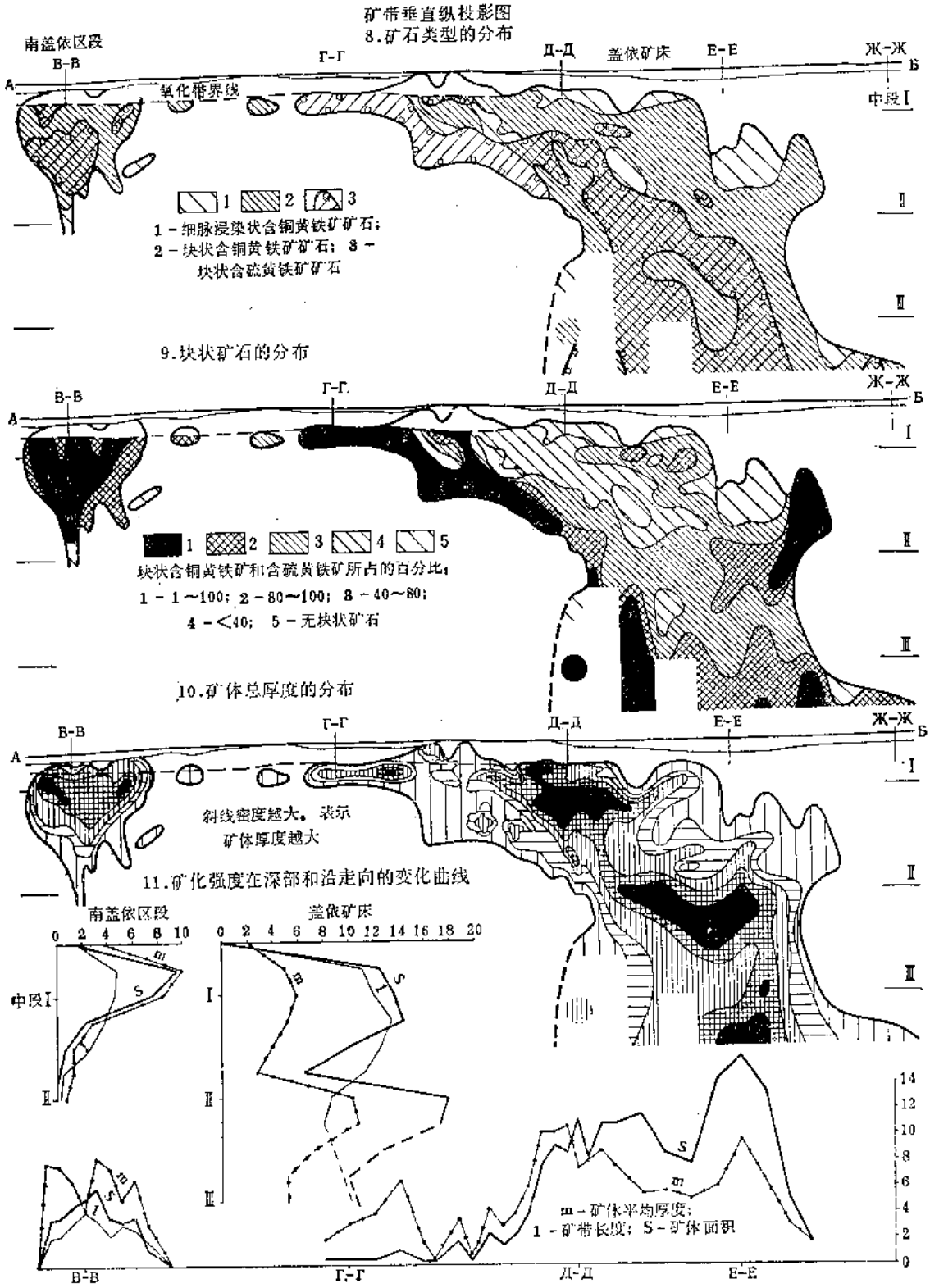

矿带垂直纵投影图
8.矿石类型的分布
南盖依区段
盖依矿床
氧化带界线
中段Ⅰ
1 2 3
1－细脉浸染状含铜黄铁矿矿石；
2－块状含铜黄铁矿矿石；3－
块状含硫黄铁矿矿石
9.块状矿石的分布
1 2 3 4 5
块状含铜黄铁矿和含硫黄铁矿所占的百分比：
1－1～100；2－80～100；3－40～80；
4－<40；5－无块状矿石
10.矿体总厚度的分布
斜线密度越大，表示
矿体厚度越大
11.矿化强度在深部和沿走向的变化曲线
m－矿体平均厚度；
l－矿带长度；S－矿体面积

图 6-53(C)　盖依矿田

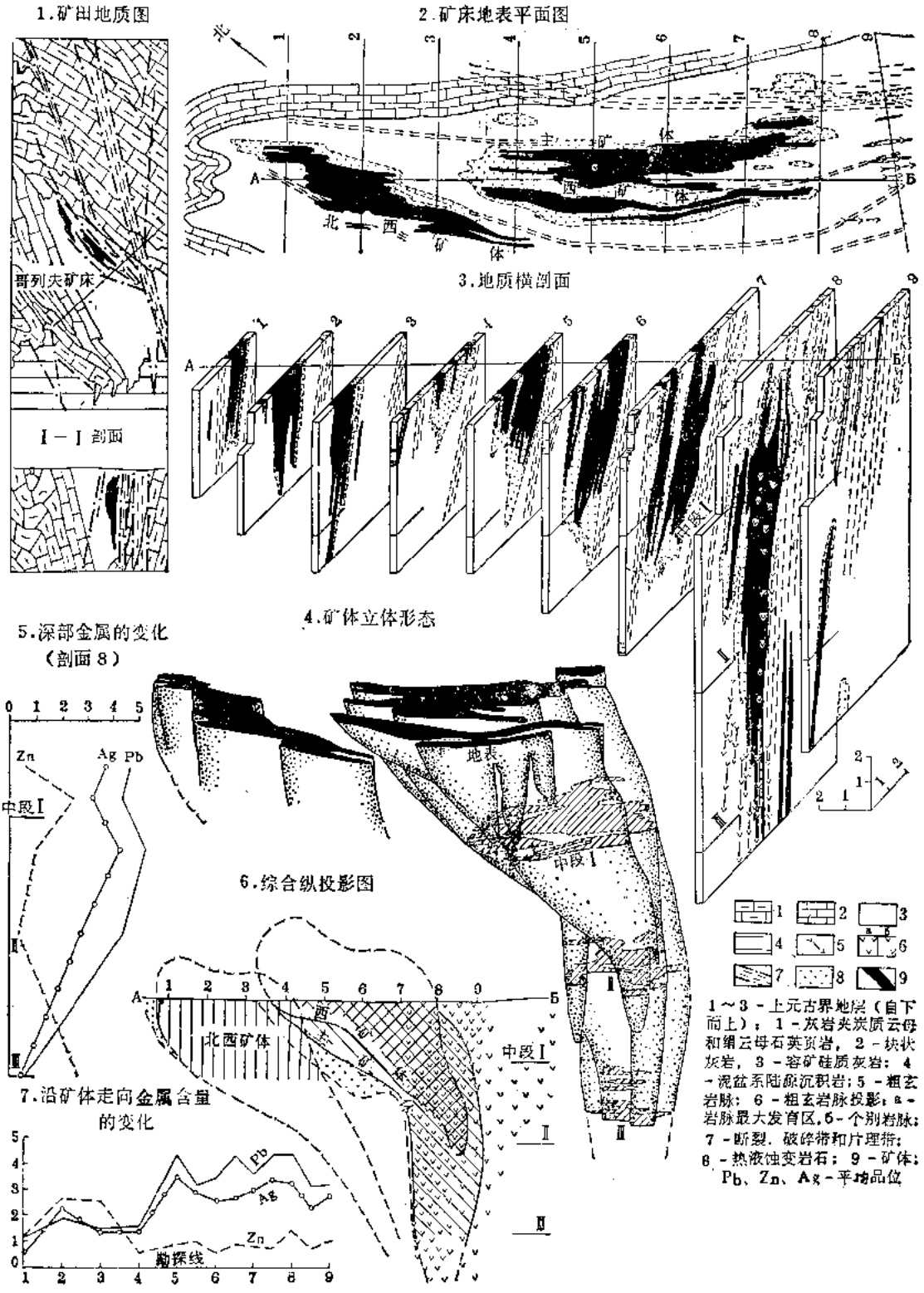

1.矿田地质图
哥列夫矿床
Ⅰ－Ⅰ剖面
2.矿床地表平面图
北
主矿体
西矿体
北西矿体
A
Б
3.地质横剖面
4.矿体立体形态
5.深部金属的变化
（剖面8）
Zn
Ag Pb
中段Ⅰ
Ⅱ
Ⅲ
6.综合纵投影图
地表
中段Ⅰ
北西矿体
西矿体
Ⅰ
Ⅱ
Ⅲ
Ⅳ
7.沿矿体走向金属含量的变化
Pb
Ag
Zn
勘探线
1～3－上元古界地层（自下而上）；1－灰岩夹炭质云母和绢云母石英页岩，2－块状灰岩，3－含矿硅质灰岩；4－泥盆系陆源沉积岩；5－粗玄岩脉；6－粗玄岩脉投影：a－岩脉最大发育区，6－个别岩脉；7－断裂、破碎带和片理带；8－热液蚀变岩石；9－矿体；Pb、Zn、Ag－平均品位

图 6-54(A)　哥列夫矿田

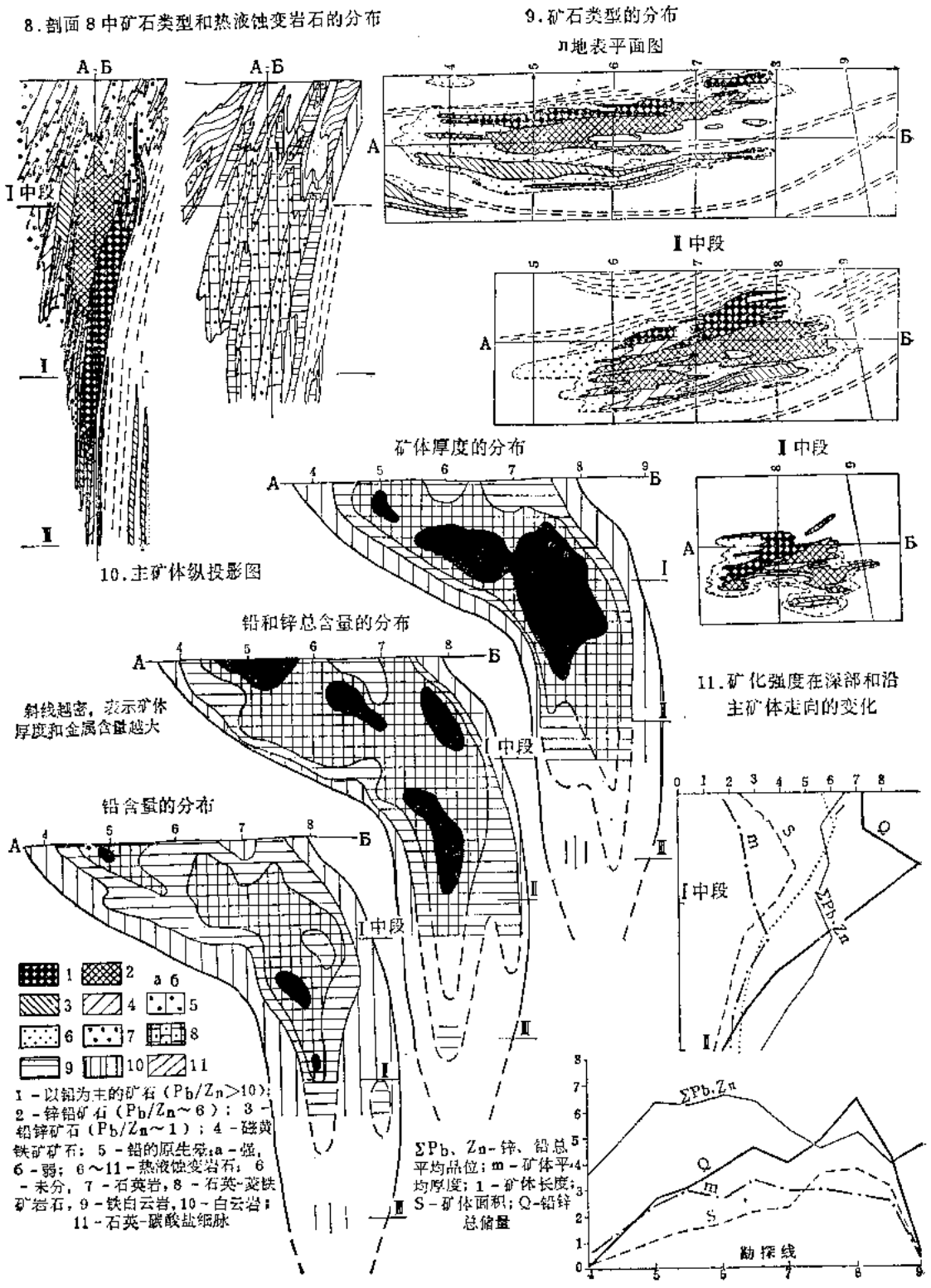

8.剖面8中矿石类型和热液蚀变岩石的分布
9.矿石类型的分布
Ⅱ地表平面图
А-Б
А
Б
Ⅰ中段
Ⅰ
Ⅱ
10.主矿体纵投影图
矿体厚度的分布
铅和锌总含量的分布
斜线越密，表示矿体厚度和金属含量越大
铅含量的分布
11.矿化强度在深部和沿主矿体走向的变化
ΣPb、Zn-锌、铅总平均品位；m-矿体平均厚度；1-矿体长度；S-矿体面积；Q-铅锌总储量
ΣPb.Zn
Q
m
S
勘探线

图 6-54(Б)　哥列夫矿田

第七章　大比例尺金属矿产预测工作方法

第一节　矿产预测的目的和意义

成矿规律和矿产预测工作，在整个地质工作当中占有很重要的地位。

成矿规律研究的任务，是运用地质测量、地球化学、地球物理、找矿勘探以及其他地质工作的大量成果，阐明矿床在空间上和时间上的分布规律及其形成条件。

矿产预测（成矿预测）是在分析成矿规律的基础上，指出研究地区有利的成矿地带，预测可能发现新的矿田、矿床和矿体及其空间位置。

大比例尺矿产预测工作一般是在1:10000、1:25000、1:50000地质测量的基础上进行的，其任务是根据成矿控制因素阐明矿化空间分布的规律，查明各种地质因素（岩浆岩、构造、岩性岩相等）对矿化的影响，以便在工作地区找寻新矿床，研究已知矿田矿床的深部含矿性，并预测盲矿床（体）。这里的研究对象主要是矿田、矿床和矿体。大比例尺的预测工作经常用在研究程度较高地区和露头不好的地区，以便指导勘探工作及矿区深部和外围的找矿工作。

由此可见，研究成矿规律和矿产预测是一项理论性综合性很强同时又有重要实际意义的工作，科学的矿产预测不仅能有成效地指导找矿勘探工作，而且能使地质人员通过系统的综合研究，有效地应用大量资料，在错综复杂的地质现象中找到客观存在的规律性，提高地质工作水平，更好地为社会主义革命和社会主义建设服务。

建国以来，在毛主席和党中央的亲切关怀下，我国地质工作发展很快，成矿规律和矿产预测工作也受到普遍重视。特别是无产阶级文化大革命以来在毛主席的哲学思想指导下，矿产预测工作取得了丰硕的成果，许多生产和研究单位以及地质院校都不同程度地进行过全国性和区域性成矿规律研究和各种比例尺成矿预测图的编制。有利地指导了找矿勘探工作。使一些矿山的储量大幅度增长，不少矿山延长了寿命，扩大了远景，并且相继发现了很多隐伏矿床。值得指出的是，近十几年来地质力学方法的广泛运用，对矿产预测工作起了推动作用。我国江西南部某钨矿隐伏矿体的发现是很突出的一例。由于对矿床成因和控矿条件的深入研究，砂岩铜矿、斑岩铜矿以及火山岩区铁铜矿床都有了重要的突破，进一步打开了眼界。在大比例尺成矿规律的研究中，综合分析控制成矿的地质因素以及对于矿床的原生分带等方面的研究工作也获得了很大的进展。应用地质、物化探综合方法对矿产进行预测，在很多地区取得了很好的效果。

第二节　矿产预测的原则

1．坚持实践第一的观点

矿产预测工作的过程是实践——认识——再实践——再认识的过程。工作能否取得理想的效果决定于主观能否最大限度地符合客观实际。因此原始地质资料的丰富与准确程度是一个关键问题。预测时所依据的实际资料越丰富、越准确，对本区地质构造特点的认识

就比较全面深入，预测的可靠程度也就越高。因此必须系统地搜集资料，使科学的矿产预测工作建立在可靠的实际资料的基础上。

矿产预测工作是贯穿在整个找矿勘探过程中的，是在不断总结中逐渐丰富和日趋完善的。在实际工作中，必须以不断取得的新资料来补充和修正已有的认识，不断提高预测工作的准确性。

2．坚持唯物辩证法，正确分析矛盾

矿产预测工作中要坚持矛盾分析的方法。由于每一地区的地质构造背景、矿化成因特点及控制成矿的地质因素等各不相同，因此，在进行预测时需要努力掌握本地区成矿作用中的特殊矛盾，即矿化的独特性，并针对这种独特性采取相应的工作手段与方法来进行找矿勘探工作。很少的矿床是受单一因素控制的，更多的是受多种因素控制，而在多种因素之中又必有主要者，应分析主要因素，以及各因素的相互制约和影响。

3．坚持群众路线

矿产预测是一件综合性很强、牵涉面很广的工作，因此必须是在党委统一领导下，在群众性生产和科研活动的基础上进行，只有以长期坚持在科研生产第一线的工作人员为主，才能作好矿产预测工作。开展各单位各部门之间的大协作，预测专业人员和广大群众相结合，深入生产第一线调查研究，特别是向老矿工、老地质工人做调查等方法都是行之有效的。

4．坚持一般和个别结合、点面结合的原则

在矿产预测工作中还应正确处理成矿的一般规律与矿区的特殊规律的关系，作为找矿勘探的依据是矿区的特殊规律，但一般规律又常可作为借鉴来启发思考与分析问题，利于开阔思路。在一个地区工作程度较低时，就更应该充分考虑其他地区的经验，即一般规律。这就是地质工作中经常运用的地质类比法。例如脉状钨矿床的矿脉垂直分布规律，矽卡岩型矿床的构造组合等方面的经验总结就具有普遍意义。

在预测工作中，还应坚持重点解剖、点面结合的原则。矿床不是孤立存在的，而是与周围条件密切联系，常常成群成片出现，需要进行重点矿区的剖析研究工作，总结其成矿地质规律，进而扩大到矿田、矿带，结合区域地质条件及物化探异常，综合分析，圈定预测区，努力做到“由特殊到一般，又由一般到特殊”。

5．坚持贯彻国家对地质工作的有关政策

矿产预测工作必须根据国家经济建设对地质找矿工作的要求，分轻重缓急，突出重点，考虑当前和长远以及合理布局的需要，坚持综合找矿和综合利用的原则，实行大、中、小矿一起找的方针。当前，特别要加强富铁矿和好采易选、建设条件好的大型铁矿、铜矿以及铬、镍、钴、铂、金等急缺矿床的矿产预测工作，同时对一些老矿山外围的有利地段也必须加强研究，进行预测，以保证矿山持续生产和扩大再生产的需要。

第三节　大比例尺矿产预测的工作步骤和方法

由于社会主义建设对矿产资源的需要日益增长，国家对矿产预测的具体性和有效性的要求也提高了。在现有工矿区和主要成矿远景区进行大比例尺矿产预测更具有重要的现实意义。

在大比例尺矿产预测工作中，一般采用以下的工作步骤和方法（以内生金属矿床为

例)：

1．明确任务的特点，统一思想认识

经验证明，矿产预测的效果，取决于对矿床成因和分布规律的认识水平以及对现有资料解释的客观程度和可靠程度。矿产预测是一项以矿床成因和分布规律为中心的综合研究工作。大比例尺矿产预测的工作面积较小，要求精度较高，又以预测盲矿为主。因此，在工作中要充分运用地质、勘探、物化探的成果，加强对深部地质构造特点和盲矿分布特点的研究（如深部构造的性质、深部矿化的标志、围岩蚀变和标型矿物特点、矿床分布深度、矿体被侵蚀割切的深度等），加强对矿床成因和控矿因素的研究，加强对物化探异常评价的研究以及采用某些新技术（如超深钻的应用）和新方法（如数学地质方法中的区域矿床地质数据统计分析），以提高矿床预测的深度和精度。为了做到这些，就要求我们经常关心和逐步掌握矿床学研究的新成果，坚持开展群众性的科学实验活动，全面总结工作地区已有的地质、找矿、勘探工作经验，提高地质人员的政治思想水平和地质理论水平，逐步加深对本区矿化特点的认识，并以此作为预测工作的基础。

经验证明，矿产预测并不是高深莫测的东西，而是地质工作者经常性的任务之一，编制找矿勘探的年度、季度设计就是一种预测(局部的和短期内能验证的预测)。而区域性的长远规划则要求进行区域的预测（需要较长时间来验证），这一种预测需要集中一定的人力物力来进行。依据现有的地质、物化探资料，进行综合研究，编制成矿规律图和矿产预测图就是进行这种预测的主要形式。

经验还证明，编图工作是进行矿产预测的一种重要形式和手段。它本身是一项全面分析和深入研究已有找矿勘探工作成果和各项专题研究成果的综合研究工作。而各种编图技术只是这些研究成果的表现形式。如果缺乏这种认识，仅仅由少数人把矿床分布图重叠在地质图上，并机械地勾画圈圈点点表示成矿区划和预测，那不仅达不到矿产预测的目的，甚至会导向错误的方向。

2．确定编图种类和要求

图件编制的要求首先应根据任务与目的，同时也要根据矿床的成因类型、控制因素、矿产种类及其分布数量，而且要根据资料的丰富程度和资料的精确程度。

在大比例尺成矿预测中图件比例尺的选择，一般对矿带(矿区)的研究常采用1:50000～1:25000，而对矿田的研究采用 1:10000～1:5000，对矿床的研究用 1:5000～1:1000，对矿体的研究用 1:1000～1:500 或更大比例尺。

所编图件种类基本上可分为二套：

一套是 1:10000～1:50000 比例尺的成矿预测，所需图件有：① 小一级比例尺的区域地质图；② 地形地质图；③ 地质矿产研究程度图；④ 构造纲要图；⑤ 岩层等高线图；⑥ 断裂裂隙分布图；⑦ 岩浆岩体原生构造及顶面等高线图；⑧ 岩相分布图；⑨ 围岩蚀变及找矿标志图；⑩ 矿产分布图；⑪ 重砂分布及物化探异常图；⑫ 成矿规律图；⑬ 成矿预测图等。

另一套是大于 1:5000 比例尺的成矿预测，所需图件有：① 小一级比例尺的地质图；② 地形地质图；③ 中段地质图；④ 各种纵横剖面图；⑤ 矿化及蚀变分布图；⑥ 构造纲要图；⑦ 岩浆岩等深线图；⑧ 矿床立体图（中段地质联系图或平行剖面联系图）；⑨ 成矿规律图；⑩ 成矿预测图包括立体预测图（或勘探工作指示图）等。

上面所列的图件种类仅供参考，具体到一个矿区要编哪些图以及采用哪一种比例尺应根据各地区的具体情况来定。应尽量做到少而精，以说明问题为准，不追求面面俱到。

在图件种类确定以后，还应进一步确定每一图件的要求、内容及表示方法。准备好底图并编制统一图例。图例的式样可参考有关的编图规范，需要缩制及拼图时，应尽早进行。

3．系统收集资料

此项工作是进行大比例尺矿产预测的基础，应该收集的资料主要有下列几个方面：

① 了解本地区的地质研究史，对过去不同时期、不同人对不同问题的观点及实际资料进行收集，特别是对已经剥离及已开采部分的原始资料进行收集，因为这部分实际情况不仅今天不能再进行观察，而且也是进行垂直方向矿化特征研究的宝贵资料。

② 在内容上应从区域地质背景资料到本地区的地质构造，从已知矿床及矿化点的分布到各矿床及矿化点的矿化特征进行全面的收集，对已知的矿床及矿化点一一作出矿产登记卡片和矿产登记一览表以便作综合分析之用。

③ 对已经过深部勘探或已进行开采的矿区的详细资料，包括钻孔、坑道、不同标高的露天采场的资料，应全面地收集，对这些研究程度较高地段的资料的综合分析，常能对认识该地区的矿化特征及控制因素起到"解剖麻雀"的作用。

④ 已经经过物化探工作的地区，物化探的资料也要系统收集，这些资料不仅可以帮助了解深部地质构造，深部矿化可能集中的位置，而且还可以帮助分析矿化特征及成矿控制因素。在掩盖地区这些资料尤为重要。在已经过钻孔验证的地段的资料更要注意收集，以便进行对比分析。

⑤ 有重点地进行现场观察研究，一方面是到清理资料过程中发现需要解决问题的现场进行详细观察和讨论，也可以在有代表性的地层、岩浆岩和矿化分布地区做几条控制剖面，并采集一定数量的标本，以便作对比研究。重新检查老的岩心和手标本常能有新的发现。

4．编制基础图件

为了给编制成矿规律图和预测图打好基础，需要先行编制一些基础图件。

以 1:50000～1:10000 成矿预测图为例，所需要的基础图件有：研究程度和实际资料图；1:200000 区域地质图；1:50000～1:10000 地质(构造)图；构造岩相图；侵入体顶面等高线图；蚀变围岩分布及找矿标志图；矿产分布图；地球化学图等。以下扼要介绍这些图件的用途及一些技术要求：

(1) *研究程度和实际资料图*

编图的目的是全面了解区内地质矿产资料，并对成矿预测和进一步的地质勘探工作起指导作用。为了能在图上较清晰地反映出成矿单元内的地质矿产研究程度，本图件的底图以采用浅色地质图为宜。图上应标出已有的地质测量的方法、面积和比例尺；物化探和重砂的工作方法、面积和比例尺，已知矿床、矿点的研究和开发程度，包括钻孔、坑道位置、数量及工程量等；在研究程度较差地区，把这些资料都填在图上并不困难，对研究较好地区可以作某些简化。

(2) 1:200000 区域地质图

是了解编图地区的区域地质背景和地质发展史的必不可少的图件，可利用已正式出版的图幅或自己编制。

(3) 1:50000 到 1:10000 的矿区地质图或地质构造图

是编制成矿规律图的基础图件。图上主要表示成矿的地质构造背景、矿化分布特点及其与地层、构造、岩浆岩的关系等。要把地层划分到段，以便明显表示出岩性的分布和岩相的变化。对标志层及含矿层，更要明显区分出来，要标明岩层产状以便了解褶皱构造乃至小的挠曲。

对于断裂裂隙构造除表示其产状、分布及性质外，还应区分开不同的级别和不同的时期，一般以线条的粗细代表级别的高低，以颜色代表不同的时期，可用红色表示成矿前及成矿期的断裂；蓝色表示成矿后的断裂；若有重复叠加活动的断裂，图上构造线代表主要的那次活动，如以成矿前为主，用红色绘出，而成矿后又有活动，则沿构造线侧加蓝色小点来表示。把所在地区的主要构造填写构造登记表（如断裂统计表、褶皱统计表）作为附件。对于断裂裂隙比较复杂，或以断裂裂隙控制成矿为主的矿床，可单作断裂裂隙分布图作为辅助图件。

对岩浆岩体应分出不同时期，除表示其分布范围外，还应表示其形态、规模及产状，并划分出主要岩相，较大岩体还应表示出原始流动构造。对图上能表示的脉岩均应标出，岩脉小而多者可用脉岩组表示。如岩浆岩种类、分布、多期性等方面比较复杂，可单编制岩浆岩分布图作为辅助图件。

(4) 构造岩相图

本图常用于以地层、岩性、岩相控制成矿为主的矿床中，是分析成矿规律的重要图件。图的内容包括地层的详细划分，岩性的分布，详细的构造资料以及岩浆岩的分布。岩性的划分要细，以便突出褶皱在各区的发育程度、性质、形态特点，显示出小的构造，同时要表示岩层的侧向变化。如岩层厚度变化不大，一般作某一岩层(常指含矿层位)顶面的等高线，而对厚度变化较大的岩层可作等厚线图。在等高线图上要详细地绘上岩层产状。对于破坏褶皱构造或与褶皱有成因联系的断裂，也应清楚地标出。岩浆岩体的分布形态、产状也要清楚地表示。在此图上矿化资料是否表示，应视具体情况而定。配合本图的编制，对各类岩石的物理化学特点(孔隙度、抗压抗张抗剪强度、裂隙度、可塑性、负荷性、化学性质等)的资料要加以收集，并整理成表。

(5) 侵入体顶面等高线图

此图是研究岩浆岩侵入体形态、侵入高度的专门图件。内生金属矿床的空间分布多与侵入岩有密切关系，侵入体的形状常是控制矿体分布的一个重要因素，而等高线图可以清楚表示其形态变化。作图的根据，一是勘探工程直接揭露的资料，一是物探成果。前者在图上用实线表示，后者用虚线表示。在图上应绘上矿体的分布及隐伏矿体的水平投影。勘探工程也应将见矿与未见矿分别表示于图上。对于侵入体侧面形态比较复杂的情况，可以作一系列平行剖面作为辅助，帮助表示侵入体的形态变化。

(6) 蚀变围岩分布及找矿标志图

此图常用于气成-热液矿床。其底图为同比例尺的地质构造图。首先应收集各种蚀变岩石的种类及其与矿化的关系方面的资料，将各种蚀变岩石的分布规模、强度清楚地表示在图上，对于比例尺较大的图件，还应将各种蚀变划分为相。在图面上还应将控制蚀变岩石分布的地质因素(如断裂、岩浆岩、有利层位等)清楚地表示出来。为了表明在垂直方向的蚀变分带，又需作蚀变分带剖面图。此外，还应收集各种蚀变岩石的孔隙度、裂隙度、

化学成分及含矿性的资料，列成图表作为辅助资料。除围岩蚀变外，在图上还应标出：铁帽及其他作为深部矿体的直接找矿标志（如脉状钨矿区的石英-云母线）的分布范围；民窿及其他开采遗迹；重砂异常分布区；物化探异常分布区以及其他的找矿标志等，这些标志的综合对于矿产预测图的编制具有重要的意义。

（7）矿产分布图

编制矿产分布图的目的，主要是全面反映所在地区已知不同矿种矿化的分布概况，是总结和分析矿床分布规律和成矿预测的基础资料之一。

首先，应全面地收集各种矿化资料，把所有矿床、矿点都纳入矿床地质统计表内，表内包括有地区、矿体编号、成因类型、产状、规模、工业类型、成矿方式、围岩层位、性质及蚀变、构造特点、矿物组合及分带、矿石结构构造、品位及伴生组分含量、出露标高、氧化程度及其他等。

矿产分布图是以同比例尺的地质图为底图，把已知矿床和矿点投在上面，矿床成因类型用不同的符号表示，矿床规模用符号的大小表示。盲矿床（体）可以垂直投影范围绘出。所有矿床均应统一编号，图与矿床登记卡片或统计表的编号要一致。

（8）地球化学图

在矿产预测工作中，除了基本的地质构造方法外，采用地球化学方法，常能为预测提供可靠的依据，尤其是将区域地质构造研究与区域地球化学研究紧密结合，共同阐明矿床分布规律，并进行矿产预测时，常能收到良好的效果。

在1:50000到1:10000的成矿预测工作中，地球化学研究的基本任务是详细研究区内的岩石和构造，研究矿田和矿床中矿石的物质成分，查明该地区有用元素的分布和富集规律，研究成矿物质的来源，以便发现新的找矿远景地段，寻找盲矿体。

其做法是：在进行地质测量的同时，以同一比例尺进行面积性地球化学测量（填图）。其手段是按一定的网度进行基岩采样（包括普通样、标准样和人工重砂样），配合松散沉积、底沉积、水和生物的采样及在有意义的地段（复杂的构造带，复杂的喷发-沉积岩交互地层等）布置专门的采样剖面。采样的分析结果用数理统计方法整理，结合金属量测量、物探和地质构造资料，最后编制区域的地球化学图。该图可以是多元素的综合图，也可以是单元素图。图上应反映出成矿元素的原生和次生分散晕、它们的成因和异常强度等内容。图件需附有表格，以列出矿田中主要岩石类型中成矿元素及有关元素的主要分布参数。在图上划出异常地段（晕、晕带等）时，要考虑背景值、最低异常值和偏离背景值的标准离差，同时也要考虑物探异常、深部地质构造细节和运矿构造要素。

在1:50000地球化学图上常附有地球化学柱状剖面图，即对区域内主要地质单位（按时代和成分）编制的元素区域背景含量的柱状图谱。编制这种图谱，只使用元素定量测定数据。这种数据要和相应岩石类型的世界克拉克值做对比。地球化学柱状图能提供有关全区地质体的地球化学专属性的资料，元素在时间上的性状的概念，并可与邻区对比。这对矿产预测有一定的意义。

地球化学图有时可用做编制成矿规律图和矿产预测图的底图。

以上介绍的各种图件和附表主要适用于比例尺为1:50000～1:10000，对更大比例尺的矿产预测图件的编制可供参考。

还应指出，在整理和编图过程中，任何一次的资料收集，都不是简单地罗列现象，要

加以研究分析，了解现象的本质，不然收集资料会带有很大的盲目性。

5．进行综合研究，编制成矿规律图

编制成矿规律图的基本任务是通过对区域地质构造、沉积环境、岩浆活动及矿床特点的综合研究，清楚地反映矿化与地质构造因素的关系，查明各种矿产在时间上与空间上的分布规律，并以此作为矿产预测的基础。成矿规律图常采用同比例尺的地质构造图或构造岩相图为底图。

编制成矿规律图一般采取以下步骤：

① 按照矿床成因特点及其形成条件将预测区已知矿床和矿点，划分为若干成因类型及亚类，在有些矿物成分复杂的矿区可进一步划出矿石建造。矿石建造是按矿石化学—矿物特点并考虑地质条件来划分的。

② 将矿床和矿点投在地质构造图或构造岩性图上，矿床成因类型用一定形状的符号表示；矿石建造或矿种用符号的不同颜色表示；矿床规模(一般分为大、中、小型及矿点等)，分别用符号的大小表示。此外，作为矿化标志的热液蚀变带、接触变质带、物化探异常及重砂异常等，也应重点地反映在图上。有条件时也应把矿体产状、矿石贫富等情况表示出来。

③ 在图上投上矿床、矿点以后，控制成矿的各种地质因素与矿化间的关系，主要是空间关系就比较明朗了。这时，就需要历史地全面地分析区域成矿规律。我们知道，矿床是地质历史发展的产物，矿床的形成和发展是与所在区域的整个地质发展过程紧密联系的，我们今天看到的只是矿床的现状。从历史分析决定矿床现状的地质因素有：

控制成矿因素——就内生矿床而言，决定矿床形成的地质因素，包括地层、构造、岩性、岩浆、地球化学、变质作用等因素。这些因素决定原生成矿的可能性，是控制矿床分布的基本因素。

伴随成矿因素——成矿时代相伴出现的地质作用和现象，包括热液蚀变带、原生分散晕，元素和矿物的共生情况等，它们是成矿作用的"副产品"，可以作为有效的找矿标志。

改造成矿因素——成矿后矿床所经历的地质变化，包括空间位置的变化和含矿物质的物理化学变化。前者有成矿后的剥蚀-构造因素，它决定着矿床由于剥蚀过程造成的揭露程度和完整程度；后者有内生变质因素和表生变质因素，决定着矿石物质在内力和外力地质过程中发生的变化，如再结晶、形成次生分散晕或次生富集带等。改造成矿因素说明矿床形成后的遭遇，即是否能被保存下来，还是被成矿后过程所消灭。因此，在研究矿床分布规律和进行矿产预测时，应认真研究这些因素，如果对它们估计不足，则会在实际工作中出现重大失误。

上述三种成矿因素，决定着矿床现状的不同方面，查明这些因素的作用，有助于从本质上认识区域成矿规律。

④ 通过上述工作，就可以进一步分析各矿床之间的内在联系，根据矿床及矿点有规律地分布及其与有关地质因素的联系，可以着手进行成矿区划，即在成矿规律图上划分若干含矿区段，按其大小和形状可分为成矿带(矿带)、成矿区(矿区)、矿田、矿床等。在成矿带和成矿区中还可以按其主要控制因素分为若干个构造—岩浆成矿带(区)、构造—岩相成矿带(区)、接触—构造成矿带(区)等。通过这些成矿带(区)的划分及对它们之间空间联系的分析，又可进一步阐明成矿规律。对这些成矿带或成矿区应给以命名及编号。

⑤ 分析深部矿化规律(或趋势)，在大比例尺成矿预测中，研究深部矿化趋势有十分重要的意义。一般的平面成矿规律图难以反映矿床产状与地质因素在垂直方向上的相互关系，因此，要编制矿田的立体结构图(立体图解)，并附加贯穿全区，而且通过矿床最多处的纵横剖面，也可以编制垂直方向的，表示地质构造与矿化关系或矿化的垂直变化的综合剖面(如关于斑岩铜矿的垂直综合剖面，着重表示其矿化和蚀变的分带特点)，以便清楚表明矿化规律。为了编制这些图件，需要详细研究矿山和已勘探矿区的岩心、坑道资料，采用专题研究成果和综合物化探资料。这些研究工作是与生产密切结合的，一有成果即可被每年度或季度的地质勘探设计所采用。

这些研究工作中的一个重要方法是立体填图。立体填图中要着重查明区域构造和局部构造的关系、含矿构造向深部的变化，查明含矿岩相、小侵入体、热液蚀变带、矿体成分和结构沿水平和垂直方向的变化，以及沿倾向或侧伏方向的变化。控制深度视矿化深度及勘探工作程度而定，一般为300～400米到600～700米，有的可达千米以上。

6．编制成矿预测图，指出进一步工作的方向

成矿预测图的编制，是在成矿规律研究的基础上，根据大量的矿化辅助资料和有关找矿标志，经过更进一步的研究和分析后来完成的。它的任务是圈出研究地区成矿的远景地段，预测矿床可能存在的地理地质位置、分布范围和特点，并提出找矿勘探工作的具体方向。

本图以成矿规律图为基础进行编制，也可用透明纸蒙在成矿规律图上进行编制。

成矿预测图上所表示的内容，除包括成矿规律图的基本内容外，主要是要根据已经掌握的成矿规律、控制成矿条件以及矿化的辅助资料和研究程度，用不同符号或色线分别圈出成矿远景区。

根据已经掌握的成矿规律，每一地区均可能总结出几条作为找矿勘探依据的成矿地质条件及找矿标志，这些地质条件和标志又可按其与矿化的密切程度归纳为几个等级。如对岩浆条件来说，可以按岩浆侵入体的产状、剥蚀程度、含矿情况(已知伴生的矿床或矿化点)、岩相分带、副矿物及指示元素含量、蚀变类型及强度、内外接触带中成矿元素的状态、伴生脉岩情况等，再细分为最有利成矿的、有利成矿的、不利成矿的级别。同样，构造因素、岩性岩相因素等也都可划分为若干级别。在这样具体分析的基础上，可以将已圈出的远景区划分级别，以便于更有重点地开展进一步的找矿勘探工作。一般将远景区分为三级：

Ⅰ——最有远景的：地质条件都比较有利，矿化标志广泛分布，邻近工业矿区或已知矿区的深部；

Ⅱ——有远景的：地质条件比较有利，有矿化标志；

Ⅲ——远景较小的：有含矿岩石发育，偶有矿化标志。

远景区的级别在图上常以不同密度的横线来表示。远景区应按级别分别编号登记。

在预测图的基础上还应编制预测图说明书。预测图说明书包括以下内容：研究地区的自然地理及经济地理概况、地质研究简史(包括开采史)、地层、岩浆岩、构造、成矿规律、成矿预测等内容。其中成矿规律和成矿预测部分是重点。成矿规律部分又应包括：成矿带(成矿区)的划分、矿体的形态特征、矿化阶段的划分、矿石的结构构造、围岩蚀变、矿床的成因、矿化的原生及次生分带、控制矿床的岩性、构造、岩浆岩因素等，并有典型矿床

的描述。成矿预测部分应包括的内容有：作为成矿预测的依据和标志、预测区的划分，每一预测区的地质与矿床特征，后者可用列表的方式加以说明。最后提出关于今后工作方向和工作方法的建议。

由上述情况可知，目前大量采用的预测方法是地质方法，主要是地质类比法，即在尚未发现矿的地区与已知有矿的地区作对比，比较其成矿地质条件和找矿标志的异同。因之，所有预测的新矿产地特别是其规模都是相对的(有条件的)，预测的效果如何，需要通过进一步的找矿勘探实践来检验，正确的勘探和新矿体的开采可以证实预测的结论。

值得注意的是，近年来由于基础科学和新技术新方法不断引入地质科学的领域，矿产预测工作也有了新的前景，目前一些单位已在采用数学地质或数理统计方法，对各种控矿因素进行定量评价，例如对含矿侵入体顶面形态特征作趋势分析，以找出未知的有利于含矿的具体位置。目前多处在试验阶段，但前景远大。

第四节　矿产预测工作中对一些控矿因素的研究要点

在进行大比例尺成矿预测工作时，需要全面细致地研究所有重要的控矿因素。对内生矿床来说，这些因素包括岩浆、构造、地层、岩性、矿床原生分带、围岩蚀变及接触变质、矿床分布深度等等，下面分别介绍对这些因素的研究要点，供在实际工作中参考。

1．岩浆控制因素

岩浆及其活动是控制很多内生矿床形成和分布的重要因素，一般都注意研究以下问题，并将其成果反映在成矿规律图上。

(1) 岩浆岩的矿物和化学成分，尤其是成矿元素及微量元素的含量及其变化。

(2) 岩浆岩的成矿专属性。

(3) 岩体产出的地质构造环境，岩体产状及其与褶皱和断裂构造的关系。

岩体常受区域断裂控制，两组断裂交接部位常产出含矿侵入体。借助构造测量、物探资料可找到隐伏岩体和盲矿。在复式岩体中，应注意查明含矿侵入岩的组成与结构，特别是含矿侵入岩在整个岩系中的时间、空间位置及产状特点。

(4) 岩体的原生构造和次生的叠加构造。

在含矿岩体中，因各种蚀变和后期构造影响，这些构造不易辨认时，应进行细致的观测素描，必要时配合岩组分析来认识岩石变形。对比蚀变强烈地段与未经蚀变地段、岩体构造与围岩构造、地表构造与深部构造的异同以及参考矿体和脉体产状，都可以帮助了解岩石原生构造的特点及其含矿性。一般单纯的原生节理中的矿脉规模较小，而原生节理与后期构造重合时可形成较大矿体。

(5) 岩体的形态和接触带构造常能控制矿体产出位置，是重要的预测标志。

在矽卡岩及热液矿床中，复杂的接触面、断层、破碎带与接触带的交接部位以及不整合面、假整合面与接触带的交接部位均有利成矿。岩体凹部控矿是普遍现象，但对凹部性质要具体分析，成矿前的凹部与运矿构造连通时最有利成矿，而成矿后断裂破坏也可造成凹部外形，二者应加以区别。有的矿床中，凸部也可成矿。因此，应与构造、岩性等因素综合进行具体分析。

(6) 岩体的大小和分异程度，岩体的大小对岩浆矿床及岩浆岩风化壳矿床的评价具有一定的意义，这在风化壳矿床中比较明显。

如发育在霞石正长岩或玄武岩风化面上的铝土矿床，发育在超基性岩风化面上的硅酸镍矿床或铁矿床，其岩体大小与所成矿体的大小有着密切的关系。

岩体的分异程度对于岩浆矿床的成矿物质的富集起着明显的控制作用。在分异程度高的超基性岩中铬铁矿比较集中，重要的铜镍硫化物矿床也常发育在分异程度较高的母岩体中，产于底部或贯入到岩体顶部。此外，判断岩体大小时还应综合分析地表和深部的资料，区别岩体主干及其分枝。

(7) 侵入岩形成深度和剥蚀深度

不同深度侵入体伴有不同的矿化，而剥蚀深度又决定岩体及有关矿床保存的完整程度，这是一个不容忽视的预测标志。

(8) 岩体的变质作用

岩体的变质作用包括自变质、接触变质和后期热液蚀变是控制矿化的重要因素，如中性及中酸性岩的钠长石化带(或褪色带)常是铁矿集中的部位，而花岗岩的钠长石化带则多见稀有金属的矿化；钾交代作用则常与铜矿化有关。

(9) 在岩浆矿床和接触交代矿床中应注意同化混染作用对矿质聚集的影响。

(10) 脉岩与矿化的关系

脉岩的产状、地质位置对于查明矿化与岩浆作用的关系很重要，工作中应根据它们的地质情况、时代和岩石成分加以具体划分，主要是按其与侵入岩和喷出岩的相互关系来划分，要区分脉岩与矿化的相对形成时间，成矿前脉岩集中地段常与矿化集中处是一致的。

2. 构造控制因素

下面简要介绍一下矿床预测中应注意的几个构造问题。

(1) 对称构造

对称构造是指矿田或矿床构造的对称现象。目前已知的对称类型有两种：一是岩浆期后矿床中，受断裂、裂隙控制的有时呈等距离分布的一系列矿脉呈镜面对称；另一种是以中心型深成岩体、穹窿构造、火山口、爆发岩筒等轴线为中心的轴线对称，在这些地质体的四周常具有放射状的断裂、裂隙或岩墙，有时则为环状断裂。根据对称构造，可以预测矿体分布的位置。如在中哈萨克斯坦的某石英-脉状云英岩建造的稀有金属矿床中，不仅东西向的主脉带有韵律地分布(间距 480～500 米)，而且二级和三级矿脉分布也有规律，其间距分别是主脉带间距的一半和四分之一，说明控矿韵律构造之间间距的大小与矿体大小直接有关。它们大体上是二的倍数。这些控矿构造有两个对称面，一个垂直于矿脉走向，一个平行于矿脉走向(与切应力平行)，前者在平面上的投影可以认为是平移轴，沿其延伸方向可能发现新矿脉。

由上述实例可见，研究矿田矿床构造的对称现象，有助于认识矿体分布规律，指导矿床的预测，近十几年来国内外已开始重视这方面的问题。但在实际工作中要注意，这种对称构造造成的矿脉对称分布往往会被成矿后的地质作用所破坏。

(2) 等距离构造

在一些脉状矿床中，发现各矿脉是等距离分布的，有人解释为剪切应力作用下形成的 X 型节理控制矿化的结果，并称为等距法则。在一些矿区中，还根据已知矿脉产状，制作了主要剪应力的轨迹网，应用该网，对找寻该区至今尚未发现的矿脉是有帮助的。我国在近年来也开始注意研究这个问题，例如在豫西某地区，在预测与铁铜矿床有关的隐状岩体

时，对等距离构造作了详细的研究。在该区与铁铜矿有密切成因关系的燕山期花岗斑岩、闪长岩等小侵入体，在空间分布上具有明显的规律，岩带呈北北东向分布，岩带间距为8～9公里，在每一岩带上岩体分布间距为5～6公里。在了解此规律后即可有效地指导找矿工作。在赣南钨矿、浙江萤石矿的研究工作中，也发现矿带的分布具有等距离性质。在东北某金矿床，根据地质力学，深入研究构造体系，指出北北东向含矿断裂大致每隔700米出现一条，并以此作为预测矿化地段的主要根据之一。

(3) 构造的垂直分带现象

同一岩石由于所在的深度不同，温度、压力有所变化，因而岩石的物理力学性质也不相同。当这种岩石受某一构造应力作用时，可在不同深度发生不同的形变。自然界中更常见到的情况是，同一构造应力向深部通过不同岩性的岩层时，更易发生不同的形变。这种构造沿垂直方向分带的现象在一些矿床中常有发现，例如，在同一矿床中，上部为角砾岩化，下部为裂隙带，再下为片理化带。又例如在浅成-超浅成的火山-侵入岩活动地区，在垂直方向的较小间隔中，常能发现构造类型有较大差别。如宁芜某铁矿床中，地表附近的矿脉产状是错综复杂的，有北东、南北-北北东、北西、东西等方向，而向深部则逐渐有归并为北东和东西两组的趋势。

在进行1:50000的区域控矿构造测量时，应注意区内有几个构造层及每个构造层的构造特点。这不仅是因为不同构造层经受的构造变动次数不同，而且也由于岩性及深度的明显差别，因而产生的构造特点也不同。因此，当存在不同的构造层时，除了必须注意在地层不整合面上可能存在的古风化壳(有时伴随某种矿产，有时是矿床的风化壳)和它作为一种特殊的构造类型常控制内生矿床的分布以外，还应注意不整合面上下构造特点的变化，以利于在预测工作中做出准确的判断。

(4) 矿化角砾岩问题

在一些与浅成侵入岩或浅成-喷发岩有关的矿床中，常常发现有角砾岩筒与矿体共生的现象，应引起足够的注意。据统计，南北美洲58个斑岩型铜钼矿床中，有70%左右的有角砾岩筒。角砾岩筒的形态和成因都比较复杂。我国宁芜地区与闪长岩-安山岩建造有关的"玢岩"型铁矿中，大都发现了矿化角砾岩，它们多产在小侵入体的顶部或古火山管道中，有的成带状，有的成近似筒状，是控制富矿石分布的重要构造类型，富矿石即产生在角砾岩带中及其附近外围。这些角砾岩的规模常随着深度的增加而有规律地变小。据初步研究，这里的角砾岩有多种成因——断层角砾岩、隐蔽爆发角砾岩、顶部冷凝塌陷角砾岩以及火山爆发角砾岩等。研究它们的产状及成因特点对预测矿体的分布，找寻盲矿体常有一定的帮助。

3．岩性控制因素

岩性对矿化的控制作用表现在以下三个方面：即决定岩石的交代成矿性能；决定岩石的变形特点，因而影响矿体的产出位置和形态；提供成矿物质，作为成矿物质的一个来源。

因此，岩性对矿床的产出位置、矿床成因类型以及矿化富集程度有重要影响，在大比例尺预测工作中应着重加以研究。

(1) 岩石的化学性质和交代作用

岩石的交代性能不一，根据统计结果，常将它排成一定顺序，但在实际工作中应对岩

性作具体的分析。

① 岩石的成分　碳酸盐类岩石是最有利于交代成矿的，但是否成矿除与其所处的地质构造位置、深度、与运矿构造是否邻近等因素有关外，还与其本身的成分有关。在一个矿区中常可有多层碳酸盐类岩层，有时这些层均有利于成矿，有时矿化仅分布于其中某几层中。因此，对比几层碳酸盐岩层的成分就很重要，纯灰岩或白云岩比泥灰岩易于交代，而含有机质的不纯灰岩则比纯灰岩更易交代。砂、砾岩层一般是不易交代的，但这又决定于其胶结物，碳酸盐胶结者易交代，而粘土类矿物胶结者则不易交代。

② 交代性能的相对性　岩层能否被气、液所交代，不仅决定于其本身的交代性能，而且决定于这个岩层与其上下岩层的相对交代性能。例如凝灰岩夹于熔岩之中则易于被交代，而凝灰岩与石灰岩成互层时，则矿化多集中于石灰岩之中。

③ 岩石交代性能的变化　岩石的交代性能是可以变化的，特别是气成热液矿床的矿化过程常延续很长，因此，岩石是否有利于矿化，并不一定决定于岩石的原始的化学性质，而常决定于经过早期蚀变后的岩石化学性质。例如石灰岩，其本身是易于交代的，但经过早期的硅化作用以后而形成的硅化灰岩，其交代性能就不如原来的石灰岩。又例如千枚岩是不易交代的，但在成矿之前遭受了碳酸盐化，则又比原岩易于交代了。在研究岩石的交代性能时，必须研究在成矿即将发生之前存在的岩石(包括蚀变岩石)的性质。

(2) *岩石的物理力学性质*

岩石的物理力学性质，如脆性与柔性是相对的，它可由于所处深度的不同而发生变化，即上部的脆性岩石延续到深部可变为柔性。接触变质和热液活动也可使岩石的物理性质发生变化，如原先是柔性的泥质岩石，遭受热力变质成为角页岩后，就变为比较脆性了。

介于脆性与柔性之间的岩石有的具有负荷性，即这种岩石在褶皱作用时所产生的裂隙可以立即愈合，例如石灰岩在褶皱时产生的裂隙很快被易溶解的方解石所充填，由于负荷性的存在就能形成在褶皱轴部不破裂的拗曲，这是形成鞍状矿体的主要原因之一。

同一岩石在不同的岩石组合中其变形性质不同。如与喷出岩组合的块状灰岩能表现出完全的柔性性能，结果易形成狭窄紧密褶皱，因而在灰岩中主要形成褶皱矿体，而与页岩组合的层状灰岩，尤其是厚层灰岩，则显示典型的脆性特征，易形成断裂和裂隙构造，控制脉状矿体的形成。因此，系统研究岩石的力学性质和构造性质，研究各种组合中出现的变形，能提供辅助的评价标志，从而可以预测控矿构造的类型和与之有关的矿化规模。

(3) *岩石成分对矿液成分的影响*

岩石的成分对矿液成分的影响已越来越深入的被研究着，在不少矽卡岩矿床中，发现矽卡岩化的岩石中的含铁量比原岩有明显的减少，即在矽卡岩化过程中析出大量铁，参加到矿液之中。在火山岩型的铁矿床中也有同样现象。在原已有沉积型或沉积变质型铁矿区中，这种现象更为明显，山西式铁矿分布区中的一些矽卡岩型铁矿床中铁质重要来源之一即为山西式铁矿层中的铁。鞍山式铁矿中富矿的主要找矿方向之一即为找厚层贫铁矿又有沿走向的断裂及热液叠加活动的地区。

在不少矿区中可以见到矿脉通过不同岩层时，矿脉中矿物成分有明显的变化，这是寻找富矿段时应该注意的问题。例如我国某铍矿床中，矿脉在花岗斑岩中主要的围岩蚀变为云英岩化，沉淀的主要矿物为黑钨矿，而在安山岩中围岩蚀变是硅化，而脉中主要矿物为绿柱石。

4．矿床的带状分布

矿床的带状分布是指矿化在空间位置上表现出的水平分带和垂直分带。

在大比例尺预测工作中，要注意热液蚀变带和矿体的物质成分与结构沿走向及深度的变化，如在广东某钨矿床，通过对构造和矿化特征的详细研究，总结出了“五层楼”垂直变化的规律，并分析了其形成的地质条件，就能比较正确评价矿化现象。如上部的细脉裂隙蚀变带和稀疏细脉带本身不具工业价值，但却是可靠的直接找矿标志，从而有效地指导找矿勘探工作，使两个小矿变成大矿。

又例如云南个旧锡铜矿区内，钨、铍、铋、锡、铜、铅、锌等金属矿化总的具有顺向分带的特点，各带间又往往是互相过渡、重叠。在几个主要矿田中金属元素以小岩体为中心呈环状或半环状分布，由内向外为钨、铍-铜、锡、铋-锡、铜-锡、铅-铅、锌等带，再外出现脉状铅、锌矿带。区内利用这一规律多次在锡矿之下找到铜矿。

5．围岩蚀变与接触变质

（1）围岩蚀变

利用蚀变分带和蚀变矿物的特点，研究矿化与围岩蚀变关系，对于找寻深部盲矿体有较大意义。这里只是归纳一下在矿产预测中，对围岩蚀变的研究应该注意的几个问题：

① 围岩蚀变的种类及其与矿化空间的关系　在一个矿床中蚀变种类可能有多种，但必须确定何种蚀变与矿化最有关系，其中包括矿化经常赋存于何种蚀变岩石中、何种蚀变经常分布于矿体之上部，作为矿体之顶盖及找矿标志，何种蚀变经常分布于矿体下部，是矿体底板等等。

② 围岩蚀变的分带性　围岩蚀变在空间上经常具有垂直分带及水平分带，在不少矿区二者同时存在，并具有一致性。根据蚀变的分带规律可以帮助指导找矿，特别是在水平方向上具有同心环状的蚀变分带，确定蚀变中心的位置在找矿上具有重要的意义，因为蚀变中心与构造活动的中心以及矿化中心常具有一致性。

如美国卡拉马祖大型斑岩铜矿的发现，就是对邻近一个老矿床进行蚀变和构造研究的结果。按一般斑岩铜矿的蚀变带为同心圆状分布，在空间上形成圆筒状对称结构。但是，该老矿床在平面上成半圆形，即缺少了与此对称的另一半圆形矿体。经过对一条断层的深入研究，找到了被它错断的卡拉马祖矿床。

查明蚀变围岩的空间产出特点（形态、产状）及其控制因素，特别是蚀变带与矿体的形态产状具有一致性时，能帮助具体的指出矿化的空间位置。一般受单一因素控制的围岩蚀变带其形态较为简单，如透镜状、似层状等，而受复杂因素控制的则形态复杂，如囊状、筒状及不规则状。两组断裂控制的斑岩铜矿的蚀变带为同心圆状（面型），而单向断裂控制的则为线型。两组断裂控制的含金刚石金伯利岩为岩筒状，而单向断裂控制的则为含矿岩墙。因此，对于蚀变及构造因素应具体分析，不能机械搬用。

（2）接触变质

接触变质现象的研究可以帮助了解含矿侵入岩的分布与产状，从而指导找矿工作。如江西南部的钨矿化明显地受隐伏花岗岩体形态的控制，一般矿田都分布在岩体隆起带的脊部（岩脊），每一矿床都位于一个小的凸起顶峰之上（岩瘤顶部）。因此利用接触热变质相的划分和圈定，编制隐伏岩体顶面等高线图，查明隐伏花岗岩的分布、形态特点可以帮助预测盲矿体的位置。

当侵入体的围岩变质程度很浅时，也可利用黑云母斑点板岩出露位置和形态，或者利用黑云母斑点大小和含量的变化来预测岩体顶峰的位置和形态。在地形起伏较大的情况下，应综合考虑周围地形的标高和岩石变质程度，来推断每一地段下伏花岗岩体的顶板标高。在各接触变质带的交界线上，按照一定距离选取一系列的点，在每一点上，以地表标高减去一定变质带的厚度，做为隐伏花岗岩体顶板的标高，联结相同标高各点，则成为隐伏花岗岩体顶板等高线。

6．矿床的分布深度

阐明矿床分布的深度对找寻盲矿体，评价已知矿化的深部远景有重要意义。目前，对深度标志研究得很不够，在很大程度上都是假定性的。

曾有人试图从确定矿床形成时的深度入手，再除去已剥蚀的深度，即得出现今矿床分布的深度。由于种种条件限制，准确地测定矿床深度还有很多困难，因此，只有对那些成矿年代较新、研究程度较高的矿区，特别是对那些可算出侵蚀深度和知道成矿年代及覆盖地层厚度（形成时）的矿区说来，其矿床的分布深度可以比较准确地计算出来，这样的矿区可以作为测定深度的标准。如宁芜地区的"玢岩铁矿"，为白垩纪火山-侵入活动的产物，上覆喷出岩系小于 1000 米（产状平缓），因此，矿床形成深度约在数百米到 1000 米，部分矿床甚至产在火山颈附近，作为浅成标志的矿化角砾岩和晶洞明显发育。但如有多次成矿，则矿化间隔可能比较复杂。

在不少矿床中，矿床形成深度与共生的岩浆岩相是一致的。因此，矿化分布范围以侵入体为依据。侵入体分布位置较高，则矿化亦随之较高，侵入岩位置低，矿化分布范围的标高也低，当侵入岩已相当地暴露地表，则岩体顶部的矿化可能已被剥蚀，而产于侵入体内部或底部的矿化则被保存。此外，标型矿物的存在以及矿物中气液包裹体的测温数值在指示矿床形成的深度上也起一定的作用。

目前，实际工作中常用方法是利用已有深部找矿勘探资料，根据矿化和蚀变分带、矿体结构、矿脉组合特别是控矿构造类型来综合分析矿化垂直分布的特点，得出工作地区在垂直方向上的矿化范围，主要是工业矿体的范围，以作为矿床评价和预测的一个标志。如福建某矽卡岩铁多金属矿田中，铁矿化范围在海拔 100～400 米，多金属（铜、铅、锌）矿化集中在海拔 150～500 米范围内。江西某钨、铋矿床，勘探深度已超过 500 米，查明从地表到海拔约 450 米为富矿范围，海拔 200 米以上到 450 米为工业矿段，而海拔 100～200 米为贫矿段。

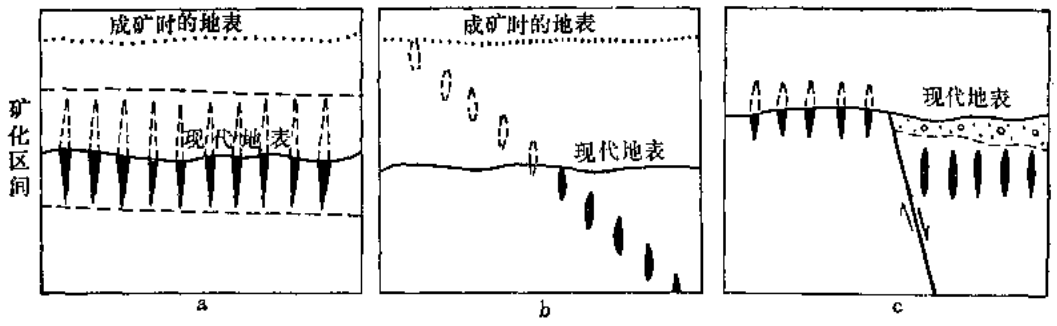


图 7-1　矿体分布深度示意图
透镜代表矿体，被侵蚀部分用虚线表示

由于控矿构造的差异，每个矿区矿化垂直分布范围是不同的，有些地区矿化深度比较一致（图 7-1 之 a）有些地区虽然是同时代、同类型的矿床，但深度差别很大，如有的为露头矿，有的是很深的盲矿。其原因不外两个方面：一是原来成矿时矿化垂直间隔就很大（图 7-1 之 b），二是由于成矿后构造作用的差异性，上升地段强烈剥蚀，下沉地段又有新沉积物覆盖，因而分布深度差别很大(图 7-1 之c)。

总之，矿化分布深度及剥蚀情况的确定，是受多种因素控制的，比较错综复杂，应具体地分析本区地质构造及矿化发展历史，包括新构造运动及地貌的特点。

第八章　数理统计在地质勘探工作中的应用

第一节　概　　述

数理统计是研究事物或现象统计规律的科学。在许多研究工作中，由于种种原因（如时间上的、经济上的）不可能也没有必要对研究对象进行全部观测。这时，通过有限观测资料的研究，查明统计规律，可以对所研究事物的全部进行推断，并能定量地反映事物的基本特征，找出事物发生变化的主要原因，提出合理的研究实验设计。

矿床地质勘探工作的主要任务是研究成矿地质条件，预测和普查矿床，对已发现的矿床研究其成因，查明其规模、形态、产状和质量特征及其工业利用条件并最终做出评价。显然，上述各项任务，只能通过一定地区的露头观测，一定数量的钻孔及坑道揭露，一定间距的路线或勘探剖面研究、一定数量的岩矿标本鉴定及样品化验等等来完成。总之，是根据有限数量的观测资料对所研究对象的整体进行推断和预测。另一方面，各种地质现象或地质体的产生，其中包括矿床的形成，是受大量因素在时间和空间上综合作用和影响的结果。在目前科学技术水平条件下，其中许多因素我们还不能很好地认识，也不能估计所有这些因素的影响，所以大多数地质规律具有一定的相对性，而许多仍具有统计规律的性质，比如根据某地区有利成矿地质条件的组合，可以预测该地可能成矿，但却不能肯定其必然成矿，又如根据勘探资料计算矿床储量总是与开采结果有出入等。总之，这说明很多情况下只能以某种"可能性"或以某种"可靠程度"去做出相应的地质结论。以上两点，是数理统计必须和可能在地质勘探工作中应用的基本依据。

地质勘探工作中获得的大量观测数据，如何科学地加以处理和概括，排除偶然现象和干扰因素，查明其内在规律并充分发掘这些数据所包含的地质意义，从而更有效地为矿床地质勘探工作服务，乃是应用数理统计的最主要目的。

近年来，在矿床地质勘探中应用数理统计方法有了很大发展，特别是电子计算技术的引入和普及，把地质数据的统计分析工作提到一个新阶段；多变量分析方法和数学模拟开始有了广泛的应用，而且逐步形成了地质与数学相结合的边缘科学——数学地质。

实践证明，数理统计是一种行之有效的方法，只要应用时目的明确，方法选择适当，并与地质研究密切结合，它能够为地质任务的解决提供有益线索并提高所做结论的科学性和精确性，因此，每个地质工作者最好能掌握它，使用它。除某些多变量分析工作因计算复杂需要电算技术外，一般统计分析工作并不需要专门仪器设备或特殊工作条件，因而它也适合于在野外队普及和推广。

有关地质勘探工作中应用数理统计的问题，长期以来存在着争论。持否定意见的基本理由，一是数理统计是研究随机现象的科学，而地质现象不能认为是随机的，它们都受一定的地质规律制约；一是数理统计必须研究大量现象以得出统计规律，而地质勘探初期一般不掌握大量数据；三是数理统计的许多基本公式和方法是以观测值的正态分布为前提的，而地质数据往往不呈正态分布。对于第一点，我们已从前述地质勘探工作和地质对象本身的性质中，说明了应用的可能性和必要性。对于第二点应该指出，数理统计是以概率

论为基础的。概率论研究和揭示统计规律的形式，查明这些规律的标志，拟定一些根据有限数量观测数据来评价整体性质的准绳，所以应用数理统计也并不是必须大量的数据资料，但应注意使这些有限数据是有代表性的。至于第三点，很多地质数据确非呈正态分布，但实际影响有时并不很严重，必要时可采取适当措施变换原始数据，使其呈正态分布。总之，这些理由不应成为放弃使用数理统计方法的根据。相反，某些问题应在广泛实践中逐步加以解决。

第二节 基本概念

本节对数理统计的最重要概念作必要的解释。我们将有关概念加以联系和对照，并尽可能从地质勘探的应用角度给以说明，以期对广大地质人员有所助益。有关数理统计的系统知识，读者可从相应教材或专著中得到。

1. 总体与个体

在某种给定条件下，我们所要进行统计分析研究的对象的全体称为总体。在统计学上，把具有内在联系、性质相同的单元或因子的集合，称为统计总体。例如矿体内的矿石，就是一个统计总体。但数理统计研究的对象不是矿石本身，而是代表矿石某种性质的数值特征，例如矿石中某种组分的化验值(品位)、矿石体重测定值、矿石中某些矿物的粒度分析数值等。所以统计总体实质上是某种标志的数值的集合，或研究对象中某种标志的一切可能观测值。

统计总体有时需要根据研究目的进行更为具体的划分。一个矿床，甚至一个矿体，往往由多种成因或多次成矿阶段的产物叠加而成。如果把整个矿体作为一个勘探对象，而且不同成矿阶段的矿石不可能或没有必要进行分别开采，那么可以把整个矿体某种组分的品位数值看成一个统计总体。但是，如果目的要研究矿床成因或评价不同矿化阶段的矿石质量，那就必须以成因为基础来确定统计总体。换言之，不能把不同成因或不同矿化阶段的矿石划为同一总体。这种因工作目的而确定的总体称为"目标总体"。

总体中每一个单个因子或观测值，例如每一个样品中某组分的化验值，称为个体。有些总体可包含无限多的个体，例如理论上可从矿体取无限个样品，因而可有无限个品位化验值，这种总体称为无限总体。又例如：如果要研究各钻孔中特高品位样品的空间分布，则全部钻孔中的特高品位化验值就构成一个有限总体。可见总体的确定，是与研究工作的目的、对象和给定的条件有关。

2. 样本与样品

统计学中样本的概念与地质勘探中样品的概念基本相同。例如，从矿体不同部位取下的一小部分矿石，从岩体上采下的一块或一组标本等都称为样品，它们都是用来研究矿体或岩体整体某方面特性的。统计学中，样本是指取自总体并用来代表总体的一些个体或一组观测值。样本中所包含个体的数，称为样本大小或样本容量。例如从矿体中采了5个样品，则统计学上称此样本大小为5。要注意不可将"样本大小"与地质上的"样品大小"相混淆，后者是指单个样品的重量或体积之大小。在地质上，从矿(岩)体采集样品的过程或手续称为采样或统称取样，而统计学中从总体抽取样本的过程或手续则称为抽样。

3. 变量与随机变量

可以取各种不同数值的量称为变量。例如矿石品位，矿体厚度等都可以取各种不同数

值。当变量由于多种复杂因素的作用而事先不能准确预测其数值时，则称其为随机变量。数理统计也可以说是研究随机变量的科学。随机变量的一个重要特点，是变量数值之间没有相依性，或谓互相独立，即一个值的大小不受另一个值大小的制约。从矿床勘探实践中可以得知，象矿体厚度，矿石品位等标志，在进行测定或化验之前是不可能准确地预测其值之大小的。但另一方面，这类地质变量又常具有一定的局部相依性或地区性。前者表现为当变量在某一点的数值较高时，则与其相邻近点的数值也常偏高，反之亦然；后者则表现为变量数值大小与空间位置有关，即变量在空间的每一点上都有其一定的数值。因此，地质变量、其中包括各种矿体地质数值是否属随机变量，是个长期存有争论的问题。近来有人将这类受空间位置制约的变量称为“区域化变量”，并发展了一整套称之为“地质统计学”的理论与方法，以与一般所谓的随机变量和传统的数理统计方法相区别。变量可分为两种类型。只能取正整数或零值的变量，称为离散型变量，如某地区单位面积的矿点数，各钻孔内的特高品位样品数等。另一类变量则可以取一切值或取某一区间中的一切值，例如岩心采取率可以取由 0 至 100 区间的一切值，这种变量称连续型变量。由单个数值表示的观测值称单变量或单元观测值，由一个以上数值来代表的观测值称多变量或多元观测值，例如矿体产状观测值由方位角和倾角两数值表示，多元素分析样品的化验值由所分析的数种元素品位数值来表示等。处理多元观测值的统计分析方法称多变量分析法。

4．频率与概率

某一事件A和N次试验中出现的次数 m 称频数(f_i^*)，而出现次数与试验次数的比率$\frac{m}{N}$称为频率(f_i)。例如一批外检化学分析样品共 30 个，其中为正误差者 12 个，则出现正误差的频率为$\frac{12}{30}=0.4$。根据定义可知，事件A出现次数 m 不可能为负数，也不可能多于试验次数N，即 $0\leqslant m\leqslant N$，所以某事件的频率应满足 $0\leqslant f_i\leqslant 1$。如果在相同条件下多次重复试验并当试验次数N足够大时，则可发现，某随机事件出现的频率是相当稳定的，它围绕某一固定数值作微小的波动。这一固定数值体现了随机事件的统计规律性，它反映某一事件在某种条件下出现的客观可能性。作为事件出现客观可能性的数字度量的这种固定数值(常数)称为事件的概率，通常用P表示。P(A)则表示事件A的概率。P(A)=0，则A为不可能事件；P(A)=1，则A为必然事件，而随机事件的概率介于 0 与 1 之间。

著名的“大数定律”的最简单形式，即是当试验次数无限增大时，事件的频率无限接近于其概率的概率趋于 1，即接近于必然事件，这又称贝努里定理，可用下式表达：

$$\underset{N\to\infty}{P}\left\{\left|\frac{m}{N}-p\right|<\varepsilon\right\}>1-\sigma$$

式中 ε 及 σ 为任意小的正数。

因此，当试验次数足够大时，事件的频率可做为其概率的近似值。例如，在矿床勘探实践中，当样品数量足够大时，可以根据样品平均品位判断矿体的真实平均品位，其理论基础也正在于此。

5．统计分布与概率分布

在N次观测试验中，可以得到N个观测值。不同观测值出现的可能性大小有可能不

同，这表现在它们具有不同的频数或频率。通常我们将一组观测值按一定的等间距划分成组，于是不同组的观测值可能具有不同的频数或频率，但各组观测值的总频率恒为1。各组观测值在总频率中所占的比例就称为频率分布。这种以样本观测值为基础得出的频率分布又称为统计分布或经验频率分布。可以将统计结果制成频数或频率分布表，也可以观测值或其分组为横坐标，以各组观测值之频数或频率为纵坐标制成直方图或折线图等频数或频率分布图，以及反映各组观测值累积频率的累积频率图等。总之，根据抽样结果，查明观测值的统计分布特征，这通常是对大量原始数据进行统计分析的第一步。

假设将观测值数量无限增大并将分组区间无限减小，则直方图或折线将变成一条光滑曲线，它代表总体中一切可能观测值的频率分布并称为频率分布曲线，这曲线显然是随机变量取某值 x 的函数，以 $y=f(x)$ 表示，则 $f(x)$ 称为频率分布密度函数或频率函数。相应的，有累积频率曲线 $y=F(x)$ 和累积频率函数 $F(x)$。当样本大小无限增大时，按前述之大数定律，可知样本之频率分布将趋近总体的概率分布，所以 $f(x)$ 将代表总体中连续型随机变量的概率密度函数，而 $F(x)$ 则代表随机变量的概率分布函数(图 8-1、8-2)。

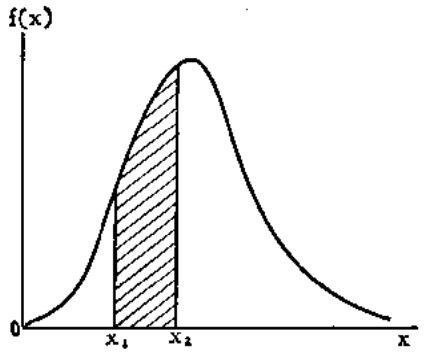


图 8-1　连续型随机变量概率分布密度曲线

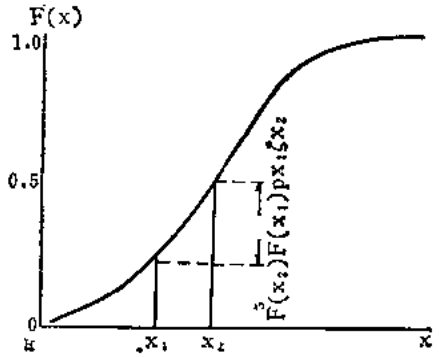


图 8-2　累积概率分布曲线

概率分布又称为理论分布，它可以用相应的数学模型来表达。随机现象或事物虽然千变万化，但它们却服从于几种主要的共同的概率分布模型，这些表示概率分布的数学模型称为分布律。只要知道随机变量所服从的分布律，就可以从理论上计算出随机变量取任何值或任何区间的概率。

设 ξ 为连续型随机变量，为已知其分布律 $f(x)$，则其取值在 x_1, x_2 区间的概率为

$$P\{x_1 \leqslant \xi < x_2\} = \int_{x_2}^{x_1} f(x)dx$$

而其取值小于某 x 值的累积概率则为

$$P\{\xi < x\} = \int_{-\infty}^{x} f(x)dx = F(x)$$

所以，如果给出分布函数 $F(x)$，则也可对 ξ 取值任何区间的概率进行计算(图 8-2)：

$$P\{x_1 \leqslant \xi < x_2\} = F(x_2) - F(x_1)$$

在实际工作中，往往通过抽样数据先得出样本的频率分布，然后选择与样本经验分布相适应的理论分布模型，也即查明其分布律，然后作进一步的统计分析和推断。

一切地质变量，也都离不开某种类型的分布律，但在地质勘探中最重要的分布有以下几种：属连续型分布的正态分布，对数正态分布；离散型分布的二项分布，负二项分布及波

松分布。

6. 正态分布与中心极限定理

正态分布(或称常态分布、高斯分布)是连续型随机变量最重要的一种理论分布。数理统计的许多基本公式和方法都以正态分布为基础。直观形态上，正态分布为一单峰对称钟形曲线(图 8-3)，但也并非所有对称钟形曲线都是正态分布。只有当随机变量具如下式表达的分布密度函数时才称其服从正态分布：

$$f(x)=\frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}}e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{x-a}{\sigma}\right)^2}$$

式中 a、σ——参数，分别表示总体平均数及均方差。在 $x=a$ 处概率有最大值而形成单峰。由此点向两侧概率逐渐减小，在 $x=a-\sigma$ 及 $a+\sigma$ 处曲线有拐点，当 $x\to\infty$ 及 $\to-\infty$ 时，曲线均以 x 轴为渐近线。当 $a=0$，$\sigma=1$ 时，$f(x)$ 对于 y 轴对称，这时 $f(x)$ 称为标准正态分布密度函数，记为 $\varphi(x)$：

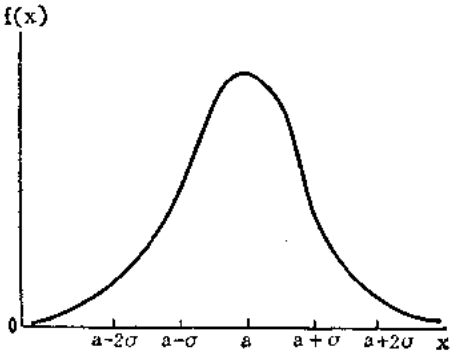


图 8-3 正态分布曲线

$$\varphi(x)=\frac{1}{\sqrt{2\pi}}e^{-\frac{x^2}{2}}$$

任何一个正态变量都可通过取 $t=\frac{x-a}{\sigma}$ 代替 x 而使其成为标准正态分布，这种变换称为标准化变换，t 则称为标准化正态变量。经过这种变换后的新变量其平均数为 0、方差为 1，在统计分析工作中这种变换常常是很有用的。当随机变量 x 服从一般正态分布时可用 $N(a,\sigma)$ 表示，当服从标准正态分布时，用 $N(0,1)$ 表示。

对于正态分布，反映随机变量取值小于某 x 的一切值的概率分布函数 $F(x)$ 用下式表达：

$$F(x)=\int_{-\infty}^{x}f(x)dx=\frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma}\int_{-\infty}^{x}e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{x-a}{\sigma}\right)^2}dx$$

与此相应的标准正态分布函数为：

$$\Phi(x)=\frac{1}{\sqrt{2\pi}}\int_{-\infty}^{x}e^{-\frac{t^2}{2}}dt$$

几乎所有数理统计方面的书都附有根据上式求得的标准正态分布函数值表，将原始变量标准化后则很便于利用函数值表求得相应的概率。

一个变量之所以呈正态分布，是因为它是由许多独立的微小部分所组成，或是由于许多微小随机因素作用的结果。所谓微小因素，就是说没有一个因素是突出显著的。在矿床勘探实践中可以发现：矿化比较均匀的矿床，例如某些沉积铁矿，其矿石主要有用组分铁品位数值的统计分布通常呈正态或接近正态分布，这是因为在沉积铁矿层内部，空间各点品位数值的轻微变化不是受某种明显因素所控制。反之，大多数内生有色、稀有金属矿床，其有用组分的空间变化往往因受某些起显著作用的因素(如构造因素)的控制而使其统计分布明显地偏离正态。从上述概念中，我们可以理解一个在数理统计中很重要的定理，

即“中心极限定理”。根据这个定理，不论原始观测值的分布如何，当样本大小增加时，样本平均数的分布趋向于接近正态分布。这是因为样本平均数也是由很多个体观测值所组成。可以证明：样本平均数的平均数等于总体平均数，即 $a_{\bar{x}}=a$，而样本平均数的方差等于总体方差除以样本大小，即 $S^2_{\bar{x}}=\frac{\sigma^2}{n}$，或 $S_{\bar{x}}=\frac{\sigma}{\sqrt{n}}$，所以样本平均数当 n 足够大时服从 $N\left(a,\frac{\sigma}{\sqrt{n}}\right)$。对于地质变量，一般认为样本大小在 50～100 时，则不论其原始分布如何，样本平均数的分布趋于正态。

中心极限定理十分重要。首先，可以根据这个理论计算出样本平均数的取值范围和用样本平均数 $\bar{x}$ 代替总体平均数 a 时的误差范围以及它们的概率大小；其次，对于不呈正态分布的原始观测值，根据中心极限定理，如果用由一组观测值构成的新变量，例如用样本平均数做为新变量进行统计分析，则正态分布的基本公式和方法都可应用。这在地质勘探工作中是有现实意义的。

7．参数与统计量

对于各种类型的概率分布，都可以用某些数值定量地表示它们的基本特性，这种数值称为统计特征值。以正态分布为例，总体平均数 a 反映了数据的典型水平，它决定了正态曲线的单峰在横坐标上的具体位置(图 8-4)，而总体均方差 σ 反映了数据对于平均数的离散程度，它决定了钟形对称曲线的陡缓(图 8-5)。所以，为了具体确定某个总体的正态分布曲线形态，必需求出这个总体的特征值 a 及 σ。对于一个特定的总体，a，σ 等特征值都是固定值，但对于不同的总体，它们又是可变的。而当 a，σ 变化时，正态分布曲线就也随之而变。所以在正态分布密度函数的表达式中，为了和 π，e 等固定常数(分别为 3.14159 及 2.71828)相区别，a，σ 称为可变常数，而这种反映总体统计特性的特征值或可变常数则称之为参数。参数又分集中性参数及离散性参数。前者常用的有平均数，中位数，众数等，后者常用的是方差、均方差及变异系数等。

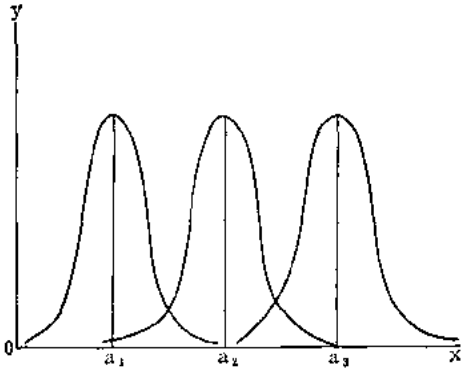


图 8-4　均方差相同，平均数不同之正态曲线
($a_1<a_2<a_3$)

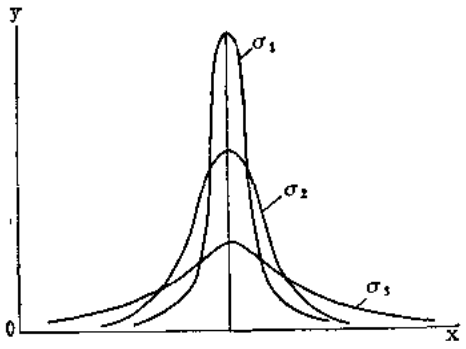


图 8-5　平均数相同，均方差不同之正态曲线
($\sigma_1<\sigma_2<\sigma_3$)

作为总体特征值的参数事先一般是未知的，它们只能分别由相应的样本特征值来代替，这些由样本导出的数称为统计量。也就是说，总体参数是由相应的统计量估计的。在一些教科书及文献中，通常用希腊字母表示总体参数，而用英文字母表示样本统计量，如 σ 表示总体均方差，而 S 表示样本均方差。还应注意，总体参数是固定值，而样本统计量

则是随机变量，这从大量的矿床勘探实践中可以得到证明；例如，从一矿体按同样间距采同样数量样品，但样点布置位置不同时，则取样结果各不相同，又如在用稀空法确定合理勘探网度时，用相同的工程间距，但起始工程的坐标位置不同时，则根据相同网度的几种方案所计算的各种指标平均数也不相同等等。所有这些，表明诸如样本平均数这类统计量都是随机变量，因而它们也有自己的概率分布和相应的参数。

8．统计推断与信度

由样本做出总体的结论称为统计推断，它包括两方面内容：一是参数估计，即由样本统计量估计总体参数。由于样本的随机性，用样本某统计量的一个单值估计总体相应的参数(称为点估计)几乎必然会有错，所以，最好是以某种要求的可靠程度或给定的概率来估计总体参数可能在某一个区间范围内取值。例如，以90%的可靠程度来估计矿体真实平均品位的取值范围，就是说，如果计算10个平均品位的取值范围，其中有1个可能不包含矿体（总体）的真实平均品位，而另外9个区间都必然包含真实平均品位。这里，1－90%＝10%表示估计错误，即所估计区间不包含真实平均数的概率，称为信度，通常用α表示。这就是说，在一定信度条件下估计总体参数的取值范围，即置信区间估计。例如，当矿床平均品位处于最低工业品位的边缘时，区间估计尤有现实意义，在这种情况下，考查矿床真实平均品位的取值范围是否有可能低于最低工业品位或边界品位，对于正确评价矿床十分重要。统计推断的另一方面内容是假设检验，这是事先对总体进行某种假设，然后根据样本数据检验这种假设是否成立。例如，我们假设某地区矿点的空间分布服从负二项分布律，通过实测后，单位面积内矿点的统计分布是否符合负二项分布，则可通过相应的假设检验加以判断。又例如假设某矿床的真实平均品位低于其边界品位25%，如果此项假设为真，则有可能由于开采非工业矿床而造成浪费，这样就需要通过取样资料对此项假设进行检验等等。

对于所作假设究竟是接受还是舍弃也是以一定的概率标准来判断的。根据样本所得的信息，如果与关于总体的假设差异显著，则假设被拒绝或舍弃，反之则接受。在假设检验中可能发生两种错误：一是真实的假设被舍弃，这称为第Ⅰ类错误，造成这类错误的概率称α风险水平或显著性水平；第二种错误是接受了不真实的假设，称第Ⅱ类错误，其产生的概率称β风险水平。这两者是相互关联的，如果把显著性水平α定得很低，这可减少产生第Ⅰ类错误的概率，但这样做都增加了产生第Ⅱ类错误的概率。通常是事先给出假设检验的显著性水平α，其值的大小根据研究工作的性质、目的等主观地确定，在地质勘探工作中一般采用$\alpha=0.05$。这里，显著性水平α与区间估计中所讲信度α是一致的，它一方面决定了总体参数区间估计的取值范围和可靠程度，而另一方面则决定了总体假设的接受或舍弃范围和产生第Ⅰ类错误的概率，二者是一致的。

至此，我们对数理统计的最基本概念做了必要的概括和说明，某些具体工作方法将在下节中介绍。

第三节　方　法　与　应　用

本节不以系统介绍数理统计各种方法为纲，而是从地质勘探工作中所经常面临的主要任务或问题出发，阐述数理统计应用的可能性和基本途径。

1．矿体地质特征的定量表示

如果把矿体各种标志(品位、厚度等)的观测值视为相应的统计总体，则反映这些总体基本特征的统计特征值也就是矿体地质特征的最主要定量指标。它们是：

(1) 反映数据一般水平的特征值

平均数。如平均品位、平均厚度等。通常用普通算术平均法求平均数($\bar{x}$)

$$\bar{x}=\frac{\sum x_i}{n} \tag{1}$$

式中 x_i——各单个观测值，i=1、2、3···n；

n——观测值个数。

在有必要时，用加权算术平均法求平均数，如当品位与厚度存在有正或负相关联系时，则用厚度加权求平均品位，否则不需用加权平均法。

(2) 反映数据相对平均数离散程度的特征值

方差
$$S^2=\frac{\sum(x_i-\bar{x})^2}{n-1} \tag{2}$$

均方差
$$S=\sqrt{\frac{\sum(x_i-\bar{x})^2}{n-1}} \tag{3}$$

变化系数
$$C=\frac{S}{\bar{x}} \tag{4}$$

以上三特征值都可用来定量地表示矿体各标志的变化幅度，而地质勘探中最为普及的是变化系数。

早在三十年代，当开始应用变化系数定量地表示矿体厚度和品位变化的时候，就遇到了变化系数这类指标能否真正反映矿体变化性的困难：由于某些矿体地质数值有局部相依性，具有相同变化系数的两组观测值可以代表两种完全不同的变化性质，如图 8-6 所示。因而以后又有各种各样反映矿体厚度、形态、品位等变化特征的定量指标相继被提出。但也由于存在这样或那样的问题而大多没有得到广泛应用。变化系数的大小只能反映矿体某标志的变化程度或幅度，而不反映其变化性质。此外，它的大小还与样品体积大小、采样方法、采样方向（沿矿体走向、倾向或厚度）及采样位置等有关。例如，样品的体积和重量越大、变化系数值越低，同一矿床的不同地段可能具有不同的 C 值等，这些问题在分析对比时需要注意。

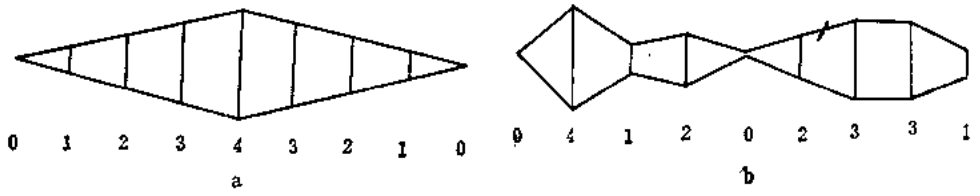


图 8-6 $C_a=C_b$

在应用上述几个定量指标时还应注意：

① 原始数据服从或接近正态分布时，可用原始数据进行各统计特征值的计算。

② 原始数据服从对数正态分布时，可将原始数据变换为对数值再进行相应计算。例如原始数据的对数平均数

$$\log\bar{x}_G=\frac{\sum\log x_i}{n}\text{ 或 }\ln\bar{x}_G=\frac{\sum\ln x_i}{n}$$

其反对数即为原始数据的几何平均数($\bar{x}_G$)

$$\bar{x}_G=\sqrt[n]{x_1\cdot x_2\cdots x_n} \tag{5}$$

几何平均数不是矿石中金属含量的真实度量，但它是一个很好的参数，在其基础上进行总体算术平均数的计算较之在原始数据基础上计算更好，因为特高样品数值对原始数值算术平均数的影响远比对其几何平均数的影响为大。对于呈对数正态分布的数据，其算术平均数与几何平均数的关系是：

$$\bar{x}=\bar{x}_G e^{\frac{1}{2}S_{\ln}^2} \tag{6}$$

式中 $S_{\ln}^2$——原始数据自然对数之方差；

e——自然对数底。

自然对数方差$S_{\ln}^2$可用下式求得

$$S_{\ln}^2=\frac{5.302}{n-1}\left[\sum(\log x_i)^2-\frac{(\sum\log x_i)^2}{n}\right] \tag{7}$$

由于这种变换的计算程序比较复杂，所以一般认为变化系数c<1.2时，无需进行对数变换。

③ 当数据分布高度偏离正态时，可考虑以观测值的平均数做为新变量，计算相应之特征值。例如可以利用样本平均数的方差估计矿体总体方差(σ^2)

$$\sigma^2=n\cdot S_{\bar{x}}^2 \tag{8}$$

式中 $S_{\bar{x}}^2$——样本平均数的方差；

n——样本大小。

综上所述，平均数、方差（或均方差）及变化系数应作为反映矿体地质特征的三个最基本定量指标。这三个统计量不仅可以给出研究对象的基本面貌，而且是一系列统计分析工作的基础。

2. 地质趋势的查明

矿体地质数值各种带有规律性的变化都可称为地质趋势或趋势变化。可以表现为线上的趋势变化，即沿某一定方向地质数值的规律性变化，也可以表现为面上的趋势变化，即趋势面。在地质勘探工作中，经常面临着查明矿体规律性变化的任务，例如查明矿石品位沿走向或倾向的变化规律，矿石质量随深度的变化规律，矿化在水平断面或垂直断面上的分布规律，矿石中两种或多种组分之间的变化规律，有用组分与矿体厚度之间的变化规律等等。通常，当考查做为随机变量的地质数值与非随机变量的空间坐标位置之间的关系时，采用趋势分析或趋势面分析，实质上也就是回归分析。当考查均为随机变量的两种或两种以上地质标志（数值）间的变化关系时，可采用相关分析法。在这里，把地质变量间的相关联系也做为一种地质趋势，因为它也是地质数据带有规律性的一种变化。

本文只限于讨论简单的一维趋势变化。一维趋势变化主要可以区分为：线性趋势，即近于直线上升或下降的趋势；非线性趋势，即各种波浪式或韵律式变化。

(1) 线性趋势的查明

例 1：某铜矿床不同中段Cu平均品位自上而下列于表8-1。通过秩相关系数（或称等级相关系数）的计算，可以查明Cu品位随深度是否有线性趋势变化(增加或降低)。此

系数计算方法如下：如若考查Cu随深度是否有逐渐增加趋势，则由上而下排成为一个理想的线性增长的数字序列（如表8-1中第一列所示），然后按各中段Cu平均品位大小给出实测的数字序列，因为所要考查的是否有逐渐增长趋势，所以实测序列的顺序应按品位由低至高来排列，如表8-1第四列所示。将两序列顺序数字相减得出差值(d)，即

理想增长序列	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Cu平均实测序列	6	8	5	7	3	2	1	9	4	10	11
差　值　d	−5	−6	−2	−3	2	4	6	−1	5	0	0

某铜矿不同中段铜平均品位变化表

表 8-1

顺序号	中段号	Cu平均品位%	按Cu品位自低而高的实测顺序号
1	300	0.63	6
2	250	0.75	8
3	200	0.56	5
4	150	0.70	7
5	100	0.46	3
6	50	0.40	2
7	0	0.38	1
8	−50	0.80	9
9	−100	0.48	4
10	−150	0.77	10
11	−200	0.80	11

然后按下式计算秩相关系数ρ：

$$\rho=1-\frac{6\sum d^2}{n(n^2-1)} \tag{9}$$

式中　d——两序列之差值；

n——序列中数字个数或等级数。

秩相关系数介于±1之间，ρ越接近+1，则线性增长趋势越强，越接近−1，则线性减低趋势越强，$\rho=0$时则无趋势变化。本例中$\rho=1-\frac{936}{1320}=0.2901$，表明Cu品位随深度无明显上升趋势。

例2：对某铁矿的一组样品进行了TFe及V_2O_5的化验，研究V_2O_5含量是否与TFe品位呈线性相关，这是最简单的二元线性相关分析，通过相关系数(r)的计算即可查明。

$$r_{xy}=\frac{\sum(x_i-\bar{x})(y_i-\bar{y})}{\sqrt{\sum(x_i-\bar{x})^2\sum(y_i-\bar{y})^2}} \tag{10}$$

式中　x_i——TFe化验值；

y_i——V_2O_5化验值；

$\bar{x},\bar{y}$——分别表示其平均数。

(2) 非线性趋势的研究

例1：沿坑道取了一组矿石样品，对每个样品进行了Cu、Pb、Zn的化验，结果列于表8-2。现考查几种组分沿坑道是否有某种趋势变化。通常，可以采用滑动平均值法对品位变化曲线进行一次或二次平差，以查明是否存在趋势变化，这里介绍一种基于确定“趋向”个数概率分布检验趋势变化的方法。

首先，利用某种标志，例如数字序列的中位数将观测值序列进行“二分”，即将数值高于中位数的观测值记为“+”号，而低于中位数者记为“−”号，这样，就构成一个包含两类元素（+，−号）的序列，如表8-2所列品位数值，可分别根据Cu、Pb、Zn化验值的中位数进行二分并构成以下三个二分序列：

组分	中位数	二分序列	$n_1(+)$	$n_2(-)$	趋向数(u)	P(u)
Cu	0.34	+−+−−−+−++	5	5	7	0.190
Pb	1.81	++−+−−+−−+	5	5	7	0.190
Zn	2.43	−−−−−+++++	5	5	2	0.008

沿坑道所取一组矿石样品的Cu、Pb、Zn化验值

表 8-2

Cu	Pb	Zn
0.35	1.80	1.30
0.28	2.10	1.43
0.40	1.50	0.94
0.33	1.82	2.10
0.29	1.33	0.82
0.26	1.46	2.76
0.38	2.50	2.80
0.32	1.59	3.00
0.46	1.48	3.16
0.42	1.94	2.90

在一个二分序列中，最重要的性质包括下列三点：序列中元素总数，每类元素数及“趋向”数。所谓“趋向”是指一个或更多个相同元素（符号相同）的继续，其前后由与之不同的元素相接，具“－”号之趋向称“趋下”，具“＋”号之趋向称“趋上”。本例中，Cu、Pb、Zn 组分序列均各有 10 个元素，由于是根据中位数进行二分，故其中“＋”“－”元素均各为 5，Cu 及 Pb 序列中趋向数为 7，而 Zn 序列中趋向数为 2。

趋向分析的实质是：对于给定数量的元素和给定序列中“＋”“－”号的比例，寻找趋向(u)个数的概率分布 P (u)。以上例而言，概率分布 P(u) 将表明：包括 5“＋” 和 5“－”的十个元素的随机排列，出现 7 个趋向（对 Cu、Pb 而言）及 2 个趋向（对 Zn）的概率。如果此概率高，则表明在上述给定元素及“＋”“－”符号个数条件下进行排列组合，得出 7 个趋向的途径（方式）较多，如果趋向个数多，则可认为数字序列的变化可能是随机的，反之，趋向个数如果很少，则可舍弃序列变化为随机起伏的假设，具体地说，如采用显著性水平 $\alpha=0.05$，当 $P(u)\leqslant 0.05$ 时，则舍弃随机起伏的假设。P(u)按下式计算，

当趋向为偶数个时

$$P(u)=2\frac{(n_1-1)!(n_2-1)!n_1!n_2!}{\left(\frac{u}{2}-1\right)!\left(\frac{u}{2}-1\right)!\left(n_1-\frac{u}{2}\right)!\left(n_2-\frac{u}{2}\right)!N!} \tag{11}$$

式中 $n_1+n_2=N$ （n_1为“＋”号个数，n_2为“－”号个数，N 为元素总数）；

u 为趋向数

当趋向为奇数个时

$$P(u)=\frac{(n_1-1)!(n_2-1)!n_1!n_2!}{\left(\frac{u-1}{2}\right)!\left(\frac{u-3}{2}\right)!N!}\times\left[\frac{1}{\left(n_1-\frac{u+1}{2}\right)!\left(n_2-\frac{u-1}{2}\right)!}+\frac{1}{\left(n_1-\frac{u-1}{2}\right)!\left(n_2-\frac{u+1}{2}\right)!}\right] \tag{12}$$

本例中 Cu、Pb 趋向数均为 7、故用 (12) 式求 P(u)：

$$P(u)=\frac{4!4!5!5!}{3!2!10!}\times\left[\frac{1}{1!2!}+\frac{1}{1!2!}\right]=\frac{5760}{30240}=0.19$$

Zn 趋向数为 2，故 P(u)用(11)式计算：

$$P(u)=2\frac{4!4!5!5!}{0!0!4!4!10!}=0.008$$

采用显著性水平 $\alpha=0.05$，故可认为 Cu、Pb 品位沿坑道变化为随机的，而 Zn 品位

$P(u)=0.008<0.05$，故为趋势变化。

当序列观测值个数较多时，用上式计算甚复杂，由于 $N\to\infty$ 时，$P(u)$ 的概率分布趋于正态，故实际应用中，当 n_1 及 n_2 均>10 时，可用正态近似，其分布参数为：

$$E(u)=\frac{2n_1n_2}{n_1+n_2}+1 \tag{13}$$

$$V(u)=\frac{2n_1n_2(2n_1n_2-n_1-n_2)}{(n_1+n_2)^2(n_1+n_2-1)} \tag{14}$$

式中 $E(u)$——趋向之数学期望值，即总体平均数；

$V(u)$——趋向之方差。

故 $$P(u)\approx N[E(u),\sqrt{V(u)}]$$

检验时，可将实测趋向数做标准化变换，即

$$x=\frac{u-E(u)}{\sqrt{V(u)}}$$

这样，就很便于利用标准正态分布函数 $\Phi(x)=\frac{1}{\sqrt{2\pi}}\int_{-\infty}^{x}e^{-\frac{t^2}{2}}dt$ 的数值表求出 $P(u)$ 值。

例 2：对某铁矿矿石样品进行了 Fe、P 两组分的相关分析，通过相关系数的计算，$r=0.0058$，说明 Fe、P 之间不存在线性相关。但是，对 Fe、P 进行"相关比"的计算，发现相关比 $\eta_{xy}=0.556$，说明两组分间存在着曲线相关。可见相关比是查明非线性地质趋势的一种定量指标。当 $\eta=0$ 时，表明无任何相关，η 接近 ±1 时，分别表明正负曲线相关密切。二元相关比的计算公式如下：

$$\eta_{xy}=\frac{S_{\bar{x}y}}{S_x} \tag{15}$$

式中 η_{xy}——x 倚 y 的相关比；

$S_{\bar{x}y}$——按 y 值划分的各组 x 的平均数($\bar{x}y$)相对总平均数($\bar{x}$)的标准差；

S_x——x 值的总标准差。

(3) 地质趋势的数学模型

地质变量之间的各种相关联系，可以通过相应的数学分析进一步确切地查明。可以为各种地质趋势选择相应的数学模型。也就是说，用适当的数学方程表示地质趋势中变量之间的关系。这样，知道一个(或几个)变量，就可以根据代表这种地质趋势的数学方程查明另一个变量。

例如，线性地质趋势可用直线方程表示，即 $y=a+bx$

非线性地质趋势可以抛物线方程表示，即 $y=a+b_1x+b_2x^2$。

二维的地质趋势面可以二元二次或更高次的方程表示，如 $y=a+b_1U+b_2V+b_3U^2+b_4V^2+b_5UV$ 等等。

以上方程统称为 y 倚 x(或 U、V)的回归方程，其中 y 称为因变量，而诸 x(或 U、V)称自变量。当变量为一次方(一阶)时，称线性回归方程，又根据变量个数为二或更多而相应称之为二元或多元线性回归方程，变量为二次方时，则为回归曲线，二元二次方程为回归

曲面，还可以拟合三次、四次或更高次的回归方程以表示各种复杂的地质趋势面。查明变量之间这种函数关系的数学分析方法称为回归分析，通过求各变量的系数，即上列各式中的a、b值以确定具体函数联系形式。

应该指出，地质变量之间一般并不具上述各式所表达的函数联系，即不能用确定的数学模型，而只能用统计模型表达，即 $y=a+bx+e$，其中e表示随机起伏。因此，所求回归方程只代表地质趋势，实际观测值与根据回归方程计算的理论值之差(y_i-y)称剩余值，反映随机起伏。

下面以最简单的二元线性回归分析为例加以说明：已查明某铁矿矿石TFe品位与矿石体重之间存在正相关关系，以y表示TFe品位，x表示矿石体重，则可用如下统计模型表达其关系：$y=\alpha+\beta x+e$。其中回归系数α称为截距，β称为斜率，e为随机起伏（随机误差）。方程中α、β为总体参数，它表示整个矿体中一切可能的样品化验值和体重测定值间的相关联系中求得的数。但实际工作中，只是根据样本数据求其值，因此以方程$y=a+bx$表示。回归分析的任务就是要求出做为参数α、β最佳估计的系数a、b。通常用最小二乘法求a、b，这样可以满足使

$$\sum[y-(a+bx)]^2=f(a,b)$$

具有最小值。因为我们所要求的直线应尽可能地接近实测各点，使随机起伏为最小。根据上述条件，a、b值按下式求得：

$$a=\bar{y}-b\bar{x} \tag{16}$$

$$b=\frac{\sum(x_i-\bar{x})(y_i-\bar{y})}{\sum(x_i-\bar{x})^2} \tag{17}$$

式中 $\bar{y}$, $\bar{x}$——分别表示变量y及x的平均数。

a、b求出后，具体直线方程也就定了。以本例而言，即查明了铁矿石品位与矿石体重间的具体联系形式。这样，给定任意一个体重值(x)，即可理论上计算出对应该体重值的TFe品位值(y)，或相反，根据$x=c+dy$由给定品位计算相应的矿石体重。类似这种简单的二元回归分析任务，在地质勘探工作中是经常遇到的。

3．矿床成因问题分析

矿床成因研究中经常面临的任务是：成矿作用的分析、成矿阶段的划分、矿床不同地段矿化异同的对比、主要控矿因素的查明、不同矿化过程代表性化学元素的组合以及成矿物质来源的判断等等。由于不同成因的矿体（矿床）是通过其质和量上的变化而相区别，所以数理统计的应用可以提供许多有益线索和科学依据。

在矿床成因方面存在一些带普遍性的争论问题，诸如某些铁矿的火山成因和接触交代成因之争论、某些铜矿的沉积变质及热液成因的争论等，这些问题的查明有助于解决类似矿床的找矿方向和评价问题。但目前多注意从矿床地质构造、岩石地球化学等地质途径去寻求答案，而如何结合地质研究应用统计分析方法，则是值得注意的新课题。

目前看来，运用地质数据的统计分析方法研究其本成矿作用，有两个主要途径：

(1) 从“地质统计学”的观点出发，各种矿体地质数值都是其空间位置的函数

矿体内部地质变量之间存在着空间联系，而不同成因的矿床这种空间联系特点不同，具体表现在相邻两个观测值的差值的方差随观测点距的加大而出现不同的变化情况。

设以f(x)表示x点的品位值，f(x+h)表示x+h点之品位值，则f(x+h)−f(x)代表

相距为 h 两点间的品位差。此差的数学期望值(平均数)显然是样品点距 h 的函数，即

$$E[f(x+h)-f(x)]=m(h)$$

如考查相距 h 的两点品位差值的方差，则表示为：

$$E[f(x+h)-f(x)]^2=2\gamma(h)$$

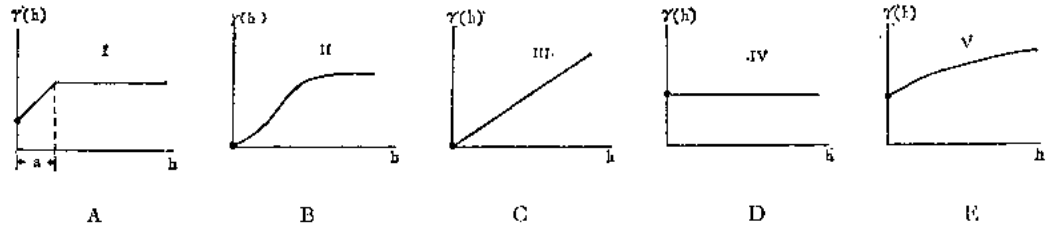
或

$$\gamma(h)=\frac{1}{2(L-h)}\int_0^{L-h}[f(x+h)-f(x)]^2dx \tag{18}$$

式中 h——进行变差分析时所采用的各种不同样品点距；

L——分析系列的直线长度。

如果以 $\gamma(h)$ 为纵坐标，以 h 为横坐标作图，则此图称“变差图”。不同的“变差图”模式将反映不同的矿化特点，从而有可能反映不同的成矿作用。玛哲荣等曾提出以下几种典型的变差图模式(图 8-7)



A　　B　　C　　D　　E

图 8-7　几种典型变差图模式图

A—过渡型；B—连续型；C—直线型；D—随机型；E—“金块”型

所谓“过渡型”的特点是，当 h 增加到一定距离之后(此距离称为相关范围 a)，实际上在品位值之间已不存在相关联系；“连续型”反映变量具有高度连续性，如矿体厚度；“直线型”则反映矿化有规律的变化；“随机型”则表现出两点的品位差与点距大小没有任何相关联系。从变差图靠近起点处之特点可以反映矿化的连续性。例如起点处 $\gamma(h)=0$ 或接近 0，反映矿化是连续的，而“金块”型则反映矿化的极不连续，即相距很近的两点，品位差值可以很大。如果沿矿体不同方向变差图类型不同，则表明矿体的非均质性。

沉积成因的矿床往往比热液矿床具有更好的矿化连续性，而内生稀有及贵金属矿床则多属随机型。矿化的非均质性则一般由沉积矿石的层理、块状硫化物矿体中的矿层、矿体中近于平行的无矿夹石等所制约。所以，不同的变差图类型具有不同的成因意义，查明矿床的变差图模式，对探讨其成矿作用是有益的。

(2) 从理论上，不同成因或不同成矿条件下形成的矿体应构成不同的统计总体，它们应各自具有其特殊类型的统计分布模型和相应的统计特征值

例如，矿化均匀，控制矿化局部富集的因素不明显或不重要时，品位数值一般按近正态分布，而矿化不均匀，控制矿化局部富集的因素突出或重要时，则其统计分布明显地偏离正态。成矿作用单一时，统计分布表现为简单分布，而多种矿化作用或多期矿化的叠加，则表现为混合分布。

某区几个铁矿床 TFe 化验值统计分布特征见表 8-3，图 8-8。

矿床 A 的简单正态分布代表闪长玢岩体内 Fe 的比较单一的矿化作用，晚期 Fe 矿化的叠加很不重要，从其较低的标准差和变化系数看，矿化比较均匀地分布于岩体内，它代表

某区几个铁矿床TFe化验值统计分布特征　　表 8-3

矿床名称	观测值个数	分布类型	分布曲线特征	基本统计特征值			
				平均数,%	方差	标准差	变化系数%
A	417	简单分布	近正态分布	23.5	34	5.83	24.8
B	72	简单混合分布	双峰强负不对称	46.9	133.4	15.3	33
C	1018	简单混合分布	双峰弱负不对称	43.3	137.9	11.74	27.1
D	171	复杂混合分布	三峰正不对称	37.1	153.8	12.4	33.4

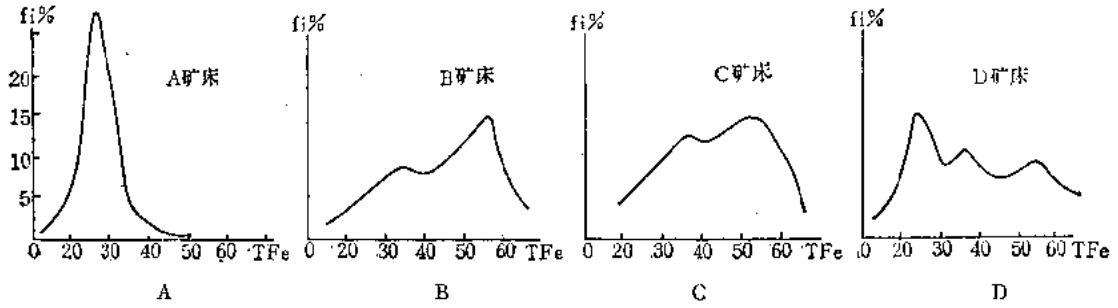


图 8-8　某区几个铁矿床 TFe 化验值统计分布曲线

本区最早形成的，可能属于晚期岩浆矿床。B、C 两矿床的两种相近似的混合分布，反映至少两期 Fe 矿化的叠加。根据野外观察，C 矿床具有两个明显的 Fe 矿化阶段，一个是形成类似 A 矿床浸染状矿化的早期阶段，另一个是与磷灰石-阳起石-磁铁矿建造相联系的较晚期矿化阶段。后者成矿方式以充填交代为主，除表现为磷灰石-阳起石-磁铁矿脉的充填外，还表现为围岩闪长玢岩的磁铁矿化、阳起石化等。由于它的叠加，使早期形成的浸染状磁铁矿进一步富集，有时成致密块状矿石，并使不少早期形成的磁铁矿重结晶而形成中、粗粒浸染-致密块状矿石。因此，C 矿床铁值分布的两个峰，一个代表较晚期的脉状及与其相联系的，交代成因的稠密浸染或致密块状铁矿化产物，另一个代表早期浸染状铁矿化产物，但它已受到不同程度的改造，所以与 A 矿分布中的峰已不能相互吻合，而是在原有基础上铁值进一步提高了。B 矿的统计分布与 C 矿类似，因而推论其与后者有类似的成因过程。D 矿为复杂混合分布，它的三个峰恰恰是 A、B、C 三矿两类分布的综合缩影。从成因本质看，D 矿与 B、C 矿的统计分布并无重大差别，所不同者是 D 矿晚期铁矿化叠加不如后二者强烈，对早期铁矿化改造不充分，因而保留了 A 矿的分布特征。这种仅仅是矿化强度上的差别也反映在统计特征值上。D 矿 TFe 平均数 37.1%，即介于 A 矿与 B、C 矿之间，另一方面，由于 D 矿保留了三种不同铁矿化产物(即 A 矿式的早期浸染矿化，B、C 矿式后期脉状充填交代矿化及其对早期矿化的改造和叠加而形成的稠密浸染及致密块状矿化)，因而铁在空间上的变化程度也较大，这正为 D 矿具有相对较高的变化系数(33.4%)所说明。

上述分析仅是初步的，但表明结合地质观察，对矿床中某些有代表性的组分进行统计分布特征的研究，有助于阐明成矿作用，为研究矿床成因提供有益线索，有助于对矿床进行合理分类，并通过对某些成矿作用比较单一的矿床，或通过精选某特定矿化阶段的品位数据进行的统计分析工作，有可能建立一些“标准”分布类型，这样就有助于查明混合分布

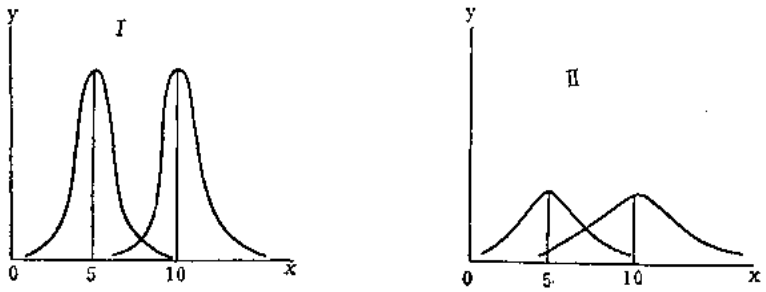
所代表的复杂矿化过程。

在研究统计分布特征时，应注意对数据进行合理分组，过少或过多的分组都是不利的，通常以划分 10～15 组左右为宜，组距一般最好不超过观测值均方差的 1/4 或 1/3。此外，观测值个数不宜过少，否则代表性是较差的。

4．两组观测结果的对比

无论地质勘探或矿床研究中，两组观测(试验)结果对比是大量遇到的问题。例如：勘探资料与开采资料对比，检验坑道与钻孔资料对比，全巷取样与刻槽取样对比，样品外检与基本分析对比，不同地段矿化特征对比等等。这其中主要的是平均数的对比，即判断两组观测值的平均数是否有显著差异，而有的则主要在于查明是否有系统误差的存在，从而做出相应的取舍结论。

通常仅仅计算两个平均数的差($\bar{x}_2-\bar{x}_1$)，然后评价其绝对误差、相对误差大小，这种办法有时并不能正确判断两组数据差异是否显著。例如有二对相互对比的数据(图 8-9，Ⅰ、Ⅱ)，它们的平均数之差相等(都等于 5)，但均方差不同(前者$\sigma=1$，后者$\sigma=3$)，这二对数据的差异显著程度就很不相同，如图 8-9 所示，图 8-9 a 差异显著，而图 8-9 b 差异不显著，它们有很大部分数据相互重叠，所以必须考虑对比数据的离散程度，而后者是以均方差 σ 为变量的。



a　$\sigma=1$　　b　$\sigma=3$

图 8-9　两对相互对比的数据频率分布曲线

因为样本平均数在样本大小足够大时服从正态分布，$N\left(a,\frac{\sigma}{\sqrt{n}}\right)$，两平均数之差也服从$N\left(a_1-a_2,\sqrt{\frac{\sigma_1^2}{n_1}+\frac{\sigma_2^2}{n_2}}\right)$，现假设两样本来自同一总体，则$a_1-a_2=0$，$\sigma_1=\sigma_2$，故两平均数之差应服从$N\left(0,\sigma\sqrt{\frac{1}{n_1}+\frac{1}{n_2}}\right)$。经标准化后

$$t=\frac{(\bar{x}_1-\bar{x}_2)-0}{\sigma\sqrt{\frac{1}{n_1}+\frac{1}{n_2}}}=\frac{\bar{x}_1-\bar{x}_2}{\sigma\sqrt{\frac{1}{n_1}+\frac{1}{n_2}}}$$

可见统计量 t 是两平均数差异显著程度的真实度量，而且它服从 N(0,1)，这样就可根据 Φ(t)函数值表查得在给定信度 α 下的临界 t 值。由于总体均方差 σ 为未知，利用上式计算 t 值，须首先估计总体标准差，即 $\sigma=\sqrt{\frac{n_1S_1^2+n_2S_2^2}{n_1+n_2-2}}$，代入上式得

$$t=\frac{\bar{x}_1-\bar{x}_2}{\sqrt{\frac{n_1S_1^2+n_2S_2^2}{n_1+n_2-2}}\sqrt{\frac{1}{n_1}+\frac{1}{n_2}}} \tag{19}$$

如按(19)式计算之 t 值大于 t_α，设 $\alpha=0.05$，则临界值 $t_{0.05}=2$，即 $t>2$ 时，两样本来自同一总体的概率很小(<0.05)，故可判断两组观测值平均数的差异显著。

另一种办法是用统计量 S 代替 σ，即

$$t=\frac{\bar{x}_1-\bar{x}_2}{S\sqrt{\frac{1}{n_1}+\frac{1}{n_2}}} \qquad 或\ t=\frac{\bar{x}_1-\bar{x}_2}{\sqrt{\frac{S_1^2}{n_1}+\frac{S_2^2}{n_2}}} \tag{20}$$

式中 S_1^2, S_2^2——两组观测值的方差；

n_1, n_2——两组观测值个数。

此时，构成一个新统计量，即 t 统计量，它不服从正态分布，而服从 t 分布或司徒顿分布。可以根据相应的自由度来计算给定信度下的临界值，在(20)式中，自由度 $\gamma=n_1+n_2-2$，例如 $\gamma=20$，$t_{0.05}=2.086$，如果按(20)式计算之 $t>2.086$，则两样本平均数差异显著。有现成的司徒顿 t 分布表可查，所以利用此式也很方便。

还可通过构造两平均数差值 $\Delta\bar{x}=\bar{x}_1-\bar{x}_2$ 置信区间的办法，检查两组数据平均数差异是否显著，这里也应用 t 分布的司徒顿统计量，即

$$(\bar{x}_1-\bar{x}_2)-t_\alpha\sqrt{S_p^2\left(\frac{1}{n_1}+\frac{1}{n_2}\right)}<\Delta\bar{x}<(\bar{x}_1-\bar{x}_2)+t_\alpha\sqrt{S_p^2\left(\frac{1}{n_1}+\frac{1}{n_2}\right)} \tag{21}$$

不等式中 t_α——信度 α，相应自由度的 t 临界值；

S_p^2——联合样本方差$\left(S_p^2=\frac{SS_1+SS_2}{n_1+n_2-2}\right.$，$\left.SS\text{ 为差方和}\right)$。

左侧为 $\bar{x}_1-\bar{x}_2$ 之下置信限，右侧为 $\bar{x}_1-\bar{x}_2$ 之上置信限，如置信区间包含 0，且上、下置信限均接近 0，则可认为两平均数差异不显著。

应注意，在很多任务中所对比的两组观测值是“成对的”。例如，用两种不同分析方法对一组样品进行化验，则每样品所得的两个化验值是“成对的”，又如对比检验坑道与钻孔取样结果时，每一取样深度所得的两个样品值也是成对的。如果不考虑观测值的成对性，用两组数据的平均数之差构造置信区间判断其差异程度则可能发生错误，因为这样把各组数据内部的变差都包含在内，从而有可能增加对比数据之间的误差。在这种情况下，将成对的两个观测值进行直接比较，以每对观测值之差构成的总体平均数做为构造置信区间的对象，或按下式计算 t 统计量

$$t=\frac{\bar{x}_1-\bar{x}_2}{S/\sqrt{n}} \tag{22}$$

式中 S——差值(x_1-x_2)之标准差；

n——差值个数。

检验判断方法同前。

例：某铁矿储量计算中采用样长加权法计算铁矿石 TFe 平均品位，考虑到该矿床的具体情况，样长与矿石品位间没有明显相关联系，因而有可能以简便的普通算术平均数代替较复杂的样长加权算术平均数，为此对 42 个地段进行了两种方法计算的平均数之对比。

这样，每个地段所得的两种平均数就构成为"成对的"对比数据，见表 8-4。

某铁矿 4 号矿体各钻孔两种平均数对比　　表 8-4

对比地段 №	样品个数 n	TFe 品位值 % 算术平均数 $\bar{x}$	TFe 品位值 % 加权平均数 $\bar{y}$	差值 $(x-y)$	差值平方 $(x-y)^2$
1	3	20.87	20.94	−0.07	0.0049
2	7	22.63	22.18	+0.45	0.2025
3	2	21.33	21.13	+0.20	0.0400
4	5	20.13	20.19	−0.06	0.0036
5	3	21.96	22.10	+0.86	0.7396
6	12	24.19	23.68	+0.51	0.2601
7	16	22.48	22.61	−0.13	0.0169
8	13	22.52	22.49	+0.03	0.0009
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
42	17	25.84	25.92	−0.08	0.0064
Σ		1073.36	1077.63	−3.27	12.8854

按(22)式计算 t 值：

$$t=\frac{|\bar{x}-\bar{y}|}{S/\sqrt{n}}$$

$$=\frac{25.56-25.66}{0.0856}$$

$$=1.1682$$

采用信度 $\alpha=0.05$，在自由度 $\gamma=42-1=41$ 时 $t_{0.05}=2.021$。

因计算之 $t<t_{0.05}$，故两种平均数没有显著差异。另外，通过对成对的差值$(x-y)$的平均数构造置信区间的方法进行检验：

$$(\bar{x}-\bar{y})=\frac{\Sigma(x-y)}{n}=-0.079$$

同样取信度 $\alpha=0.05$，则 $t_\alpha\frac{S}{\sqrt{n}}=2.021\times0.0856=0.1730$，

故差值平均数的上置信限为 $(\bar{x}-\bar{y})+t_\alpha\frac{S}{\sqrt{n}}=0.0951$

差值平均数的下置信限为 $(\bar{x}-\bar{y})-t_\alpha\frac{S}{\sqrt{n}}=-0.2509$

此置信区间包含 0，所以可认为两类平均数没有显著差异。

通过上述检验，可以判定该矿床在储量计算时无须采用样长加权平均法计算平均品位，而可以用普通算术平均法计算，这样就可大大减少工作量，提高工作效率。

5．勘探误差及合理观测量个数的确定

矿床勘探中误差的来源有三个，即抽样误差、测定误差及地质误差。抽样误差是由于样本的随机性，根据有限大小的样本推断总体而产生的随机误差。测定误差是由于测定个体值时不精确而产生的一种技术误差，一般情况下也属随机误差，但有时可能为系统误

差。地质误差(或称类比误差、代表性误差)是由于矿体各标志值在矿体内分布不均匀，根据勘探工程所得数据进行内插或外推时产生的误差。数理统计研究的对象是前二类，而主要的是抽样误差。但"地质统计学"提出了估计个别观测值影响范围和确定由已知数据向未知地段扩展时的误差的方法。

在地质勘探工作中经常遇到的问题是确定计算各种平均数的误差。样本平均数的抽样误差是通过在一定信度(α)条件下，考查以样本平均数代替总体平均数的误差范围确定的。在大样本条件下，由于样本平均数服从$N\left(a,\frac{\sigma}{\sqrt{n}}\right)$，所以经标准化后应满足：

$$P\left\{-t<\frac{\bar{x}-a}{\sigma/\sqrt{n}}<t\right\}=1-\alpha=\Phi(t)$$

或

$$P\left\{-t\frac{\sigma}{\sqrt{n}}<\bar{x}-a<t\frac{\sigma}{\sqrt{n}}\right\}=1-\alpha=\Phi(t)$$

如以 m 代表计算样本平均数的最大抽样误差，则

$$m=t\frac{\sigma}{\sqrt{n}} \tag{23}$$

也即

$$P\{-m\leqslant\bar{x}-a<m\}=1-\alpha$$

其中 $(-m,m)$ 为可能的误差范围。所以只要给出信度 α，就可根据 $\Phi(t)$ 函数值表求出相应的概率系数 t，然后按(23)式求出相应信度下的误差。由于 σ 为未知，在大样本条件下可以 S 近似地代替。在小样本条件下 $(n<30)$，变量 $\frac{\bar{x}-a}{S/\sqrt{n}}$ 不服从 $N(0,1)$，而服从自由度为 $\gamma=n-1$ 的 t 分布，在给定信度 α 条件下，可根据 t 分布求出相应自由度的概率系数 t 值，然后再按(23)式求抽样误差。

例如，某铜矿根据坑道中 100 个刻槽样品计算 Cu 平均品位为 2.5%，均方差 $S=1.5$，取概率系数 $t=2$，则计算 Cu 平均品位的最大抽样误差 $m=2\times\frac{1.5}{10}=0.3$ 的概率为 95%，换言之，区间 2.2～2.8%包含 Cu 真实平均品位的概率为95%。由抽样误差公式 $m=t\frac{S}{\sqrt{n}}$ 可以看出，误差范围大小与三个基本因素有关：① t 值，② 均方差，③ 样本大小。三者中均方差之大小主要决定于矿体的自然变化性。矿体变化越大，估计总体平均数的误差也越大，这是客观存在。其次，所取 t 值越大，则误差范围越大，也即所计算平均数的精度越差。如上例中若取 $t=1$，则误差范围可缩小至 ±0.15，这样，对矿石 Cu 平均品位的区间估计为 2.35～2.65%，其精度就有所提高，但所估计区间包含真实平均数的概率只有 68%，即可靠程度降低了。故 t 值大小是由所要求计算平均数的可靠程度决定的。最后，关于样本大小与误差的关系。在 t 分布中，t 值大小与自由度有关，当样本增大时，t 值减小，从而计算之误差 m 也减小，但当自由度 $\gamma=10$ 以上时，这种减小就相对地小。另外，误差大小随样本之增大而减小，但这种减小的速率也是很小的，因为要使误差减小一半，必须使样本大小增加 4 倍。当 n 增加到一定数量后(25～40)抽样误差的继续减小是很不显著的。

由抽样误差公式可以推出：

$$n=\left(t\frac{\sigma}{m}\right)^2 \tag{24}$$

或根据相对误差 $P=\pm\frac{m}{\bar{x}}\cdot 100\%$ 及变化系数 $C=\frac{\sigma}{\bar{x}}\cdot 100\%$

$$n=\left(t\frac{c}{p}\right)^2 \tag{25}$$

在勘探实践中，有时利用上述公式做为确定必要勘探工程数量和勘探工程间距的一种手段。但有人认为当变化系数 C≤80%时，用(25)式确定的工程数量比较符合实际情况，如给定允许相对误差 P＝±20%，C＝80%，取 t＝1，则 $n=\left(\frac{80}{20}\right)^2=16$。但当 C>80 时，用此式计算出之必要观察度量数量常大大超过实践所要求的数量，如 C＝200%，其它同上时，则 $n=\left(\frac{200}{20}\right)^2=100$，显然是超出勘探这类矿床所需之工程数量。

在应用上式计算合理工程数量时须注意以下几点：

(1) 用此式所确定的 n，只是从抽样误差角度，保证确定平均数的一定精度，而对于地质误差则未加估计，当然也未考虑为正确圈定矿体，为确定矿床地质构造或矿山开采技术特征所要求的必要工程数量。

(2) 方差、均方差或变化系数的取值是否有代表性的问题。当矿体某标志值（品位、厚度等）具有明显方向性变化或其值随空间位置而不同时，不能根据由局部少数数据计算之变化系数代表总体，从而不能利用它们做为确定勘探整个矿床所需工程数量的依据。

(3) 关于给定误差 m 或 P 问题。通常是按各级储量上所规定的精度要求来确定，但这也只能主要是对抽样误差而言，因为某些对开采实际影响很大的地质误差，如形态和产状上的误差，矿体顶底板高度的变化等是未能估计在内的，而且对这类地质误差如何恰当地定量表示，还是一个需要很好研究的问题。

从“地质统计学”观点出发，前述变差图中所表示的，随样品间距的增大，品位差值增高的速率是样品影响范围大小的直接度量。差值增高速率越大，样品数值所能代表的范围越小，外推时产生的误差也就越大。

在解决合理观测度量数量的问题上，地质统计学也是以矿体地质数值与其空间位置具有相关联系这一基本认识为基础。下面以化探中次生晕取样间距的确定为例，概述这一方法的实质。土壤中某元素的含量是与其下覆岩层中该元素原始含量以及土壤形成过程中该元素的再分散有关。所以，样品分析数值之间的相关联系，将随样品间距的增大而逐渐减小。当样品间距增大到一定程度，则样品分析值之间即不复存在相关联系，而可视为随机关系。这一距离称为临界间距。对不同的地质环境和不同的元素，临界间距也各不相同。为了确定原生晕背景的有关统计量，化探取样应采用比临界间距更大的距离，而为了发现异常，则应取比临界间距为小的取样距离。临界间距可

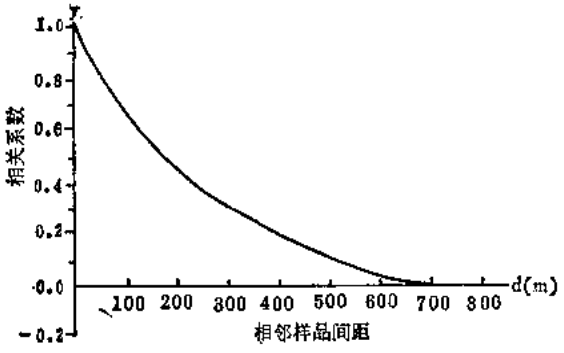


图 8-10 相关系数随样品间距增大的变化

通过制作相关图来查明（图 8-10）。

对于指示样品值随机关系的相关系数(r＝0)之标准差用下式计算：

$$S_0=(1-r^2)/(n-1)^{\frac{1}{2}}$$

式中　r——相关系数；

n——相关分析的样品对个数。

当样品对的相关系数落入 $3S_0$ 的范围内时，则可认为样品值间为随机关系（此处取概率系数 t＝3，即相关系数 $r<3S_0$ 时，样品值间呈随机关系的概率为 99.7%）。

例如，用 100 个样品对研究样品值间的相关关系，则 r＝0 时的标准差为 $S_0=(1-0^2)/(100-1)^{\frac{1}{2}}\approx0.1$，而 $3S_0\approx\pm0.3$。因此，当 $r\leqslant\pm0.3$ 时，可认为样品值间不相关，并取 r＝＋0.3 时的样品间距为临界间距。对不同元素可能有不同的临界间距，所以为了在测区内不漏掉异常，应取比最小临界间距为小的取样间距。

应指出，在很多情况下，矿体地质数值之间并不具有明显的局部相依性，或者，这种局部相依性受一些异常值的干扰而模糊不清。近年来在化探中常用趋势面分析法通过计算剩余值以圈定异常。“地质统计学”的方法，可视为对具有方向性或趋势变化的地质数据进行统计分析的另一途径，是值得我们注意的一个方向。

6．系统影响因素的查明

设矿床中有几个矿体，各矿体的矿石品位值都有其变化性，但控制各矿体品位变化的许多因素中，是否有某种系统因素起作用？例如某网脉状型锡矿，在矿体范围内矿石由多种矿化岩石组成，其中包括凝灰角砾岩、凝灰岩、石英斑岩及闪长玢岩等，究竟矿化岩石岩性的不同对矿石品位变化是否有显著影响？又如根据钻孔取样资料，在同类矿化岩石中矿石品位自上而下也具不同的数值，这种变化究竟是受随机因素影响或是受某种系统因素的控制？比如，矿化深度对取样结果是否有系统影响？又例如，某铀矿床矿石品位采用了伽玛测量及化学分析两种方法测定，究竟不同测定方法对铀矿石品位是否有系统影响？两种不同测定方法的样品值是否都可参与储量计算？凡此等等，都属于查明观测值变化是否受某种系统因素影响这一类任务。这类课题在地质勘探和矿床研究工作中大量存在。数理统计中方差分析可用来解决这类问题。

方差是样本值相对其平均数离散程度的一种度量，也是衡量观测值变化程度的尺度。方差分析的实质就是把反映观测值总变化幅度的总方差分解成因素方差及剩余方差两部分。前者代表由某种所要查明的系统因素所控制的变化性，而后者表示由其余未予考虑的因素或统归为随机因素所控制的变化。分别计算出这两种方差，然后进行比较。如果两方差相等或接近，则表明所研究因素对观测值的变化无系统影响。反之，如因素方差较大从而两方差的比值也大时，则反映所研究因素对观测值变化有显著影响。

作为因素影响是否显著的判断标准，是以因素方差与剩余方差之比，或称统计量 F 的抽样分布和 F 值的理论分布，即 F 分布相比较。所谓 F 分布，是指两个方差比的理论频率分布，这两个方差是从两个其观测值呈正态分布，方差相等的总体抽取的独立随机样本计算出来的，即 $F=\frac{S_1^2}{S_2^2}$，F 分布有两个自由度：γ_1——分子自由度及 γ_2——分母自由度。在给定信度 α 下，对应于相应的分子分母自由度数，可从 F 分布表上查得 F 的临界值(F_α)。当计算值 $F>F_\alpha$，则判断两方差差异显著，而若其中因素方差又为较大者，则可认为存在着

所研究因素的显著影响。当 $F<F_\alpha$，则结论相反。

前节，曾介绍了两个序列观测值平均数差异显著性的假设检验。方差分析实际上也是对平均数差异显著性的检验，不过，它可以同时对两个以上序列观测值的平均数进行比较。因为如果各组观测值的平均数相等，即 $a_1=a_2=a_3=\cdots=a_n$，则平均数的方差 $\sigma_a=0$，如各组的平均数不等，则 $\sigma_a>0$。上面说的因素方差，也就相当样本平均数的方差或组间方差，而剩余方差，则相当各样本内部观测值的方差或组内方差。

因素方差 S_f^2 的计算：

首先计算各样本(即按所研究因素划分的各观测值组)的平均数 $\bar{x}_i$ 及样本平均数的平均数或总平均数 $\bar{\bar{x}}$。然后求各样本平均数相对总平均数的偏差平方和，即

$$SS_{\bar{x}}=\sum(\bar{x}_i-\bar{\bar{x}})$$

因而样本平均数方差

$$S^2_{\bar{x}}=\frac{\sum(\bar{x}_i-\bar{\bar{x}})}{k-1}$$

式中 k——样本个数或观测值组个数。

因为样本平均数方差等于总体方差除以样本大小，即

$$S^2_{\bar{x}}=\frac{\sigma^2}{n} \qquad 或\ \sigma^2=nS^2_{\bar{x}}$$

式中 n 为样本大小，即每样本中观测值个数。如各组观测值数不同，即样本大小不等时，总体方差的估计

$$\sigma^2=n_0S^2_{\bar{x}}$$

其中 $n_0=k/\sum\left(\frac{1}{n_i}\right)$，$n_i$ 代表各组观测值数或简单地用下式计算因素方差

$$S_f^2=\frac{n\sum(\bar{x}_i-\bar{\bar{x}})}{k-1} \tag{26}$$

剩余方差 S_e^2 的计算：

首先计算各样本方差

$$S_i^2=\frac{\sum(x_{ij}-\bar{x}_i)^2}{n-1}$$

式中 $\bar{x}_i$——第 i 样本观测值平均数，$i=1,2\cdots\cdots i\cdots\cdots k$；

x_{ij}——第 i 样本中的各观测值，$j=1,2\cdots\cdots j\cdots\cdots n$；

n——样本大小。

然后计算联合样本方差做为总体方差的估计，也即剩余方差或组内方差

$$S_e^2=\frac{\sum SS_i}{k(n-1)} \tag{27}$$

式中 SS_i 为第 i 样本的偏差平方和。

而所要求的方差比，即统计量 F

$$F=\frac{S_f^2}{S_e^2} \tag{28}$$

方差分析一般格式如表 8-5。

方 差 分 析 格 式 表　　表 8-5

变 差 来 源	平 方 和	自 由 度	平均平方	F	F_{α}
样本平均数间（所研究因素的影响）	$n\sum_{i=1}^{k}(\bar{x}_i-\bar{x})^2$	$k-1$	S_t^2	$\frac{S_t^2}{S_e^2}$	
样本内（随机起伏）	$\sum_{i=1}^{k}\sum_{j=1}^{n}(x_{ij}-\bar{x}_i)^2$	$k(n-1)$	S_e^2		
总和	$\sum_{i=1}^{k}\sum_{j=1}^{n}(x_{ij}-\bar{x})^2$	$kn-1$			

下面举一实例说明方差分析在地质勘探工作中的应用。在某铁矿，曾用方差分析研究不同岩心采取率对取样结果是否有系统影响，也即通过同一岩心采取率内以及不同岩心采取率间 TFe 化验值的方差比较(前者可视为 Fe 值的随机变化，后者则视为由于不同岩心采取率这一因素而引起的 Fe 化验值变化)，考查不同岩心采取率对确定矿石平均品位有无显著影响。

进行了三个方案，即① 岩心采取率>20%；② >50%；③>60%三种不同情况的方差分析。下面列出岩心采取率>20%的方差分析结果。

首先对岩心采取率>20%条件下的各岩心采取率进行分组，各组内不同的TFe品位值频数、观测值个数及各组观测值平均数列于表 8-6。据表 8-6 TFe 总平均数 $\bar{x}=0.344$，

岩心采取率与 TFe 品位值之间的关系　　表 8-6

TFe 品位值分组 \ 岩心采取率分组	20～30%	30～40%	40～50%	50～60%	60～70%	70～80%	80～90%	90~100%
0.20～0.24	2	3	5	1	1	2		4
0.24～0.28	1	2	1	2	2	1	1	
0.28～0.32		2	1	3	1	4		1
0.32～0.36		2	1	6	1	6	10	5
0.36～0.40			3	2	2	5	9	7
0.40～0.44	1	2		2	2	9	1	2
0.44～0.48				1		1		
n_i	4	11	11	17	9	28	21	19
$\bar{x}_i$	0.28	0.30	0.286	0.337	0.33	0.36	0.357	0.336

分别计算因素方差及剩余方差：

$$S_t^2=\frac{n_0\sum(\bar{x}_i-\bar{x})}{k-1}=105$$

式中 $k=8$(当进行岩心采取率>50%及>60%的方差分析时，k 分别为 5 及 4)，由于本例中各岩心采取率下进行方差分析所依据的样品数不同，所以式中 $n_0=k/\sum\left(\frac{1}{n_i}\right)=10.9$

$$S_e^2=\frac{\sum SS_i}{k(n-1)}=38$$

方差分析结果列于表 8-7。

由表 8-7 所列结果可见，由于 $F>F_{0.05}$，表明在采取率>20%条件下，岩心采取率对

方 差 分 析 结 果　　表 8-7

变 差 来 源	平 方 和	自 由 度	平 均 平 方	F	$F_{0.05}$
不同岩心采取率影响	735	7	105	2.73	2.09
同一采取率内的随机变化	4300	112	38		
总　　和					

TFe 化验值平均数的计算有显著影响，但当进行岩心采取率>50%及>60%两方案的方差分析时，方差比 F 分别为 0.78 及 0.72，均<$F_{0.05}$，这表明过低的采取率（<50%）将对 TFe 品位及其平均数的确定产生较大影响，但当采取率>50%时，岩心样品化验值具有足够的代表性，样品分析结果都可参与储量计算。通过上述分析，就可避免不视具体情况而机械地要求矿心采取率不得低于 75%。

上面所介绍的方法和实例，只是判断是否存在有某一个因素的系统影响，即一个因素的方差分析。还可以进行两个因素的方差分析。限于篇幅，本文就不介绍了，读者可在有关数理统计教材中了解其方法。

7. 区域矿产预测

根据对有利成矿地质条件的分析，进行各种比例尺的区域矿产预测，是普查工作中的一项重要任务。假如能将各种控矿因素恰当地定量化，应用数理统计或数学地质方法，找出区域成矿远景和各种地质因素之间在数量上的联系，定量地评价某个地区找到矿床的可能性，就一定能够提高普查工作效果，加速找到我国社会主义革命和建设所需要的各种矿产资源。

矿床统计预测是一个新课题，我们还缺乏实践经验，但考虑到这是一个重要的方向，所以本文主要根据文献资料进行概括介绍。

（1）区域矿床或矿点统计分布特征及分布律的查明

将研究区域按一定大小网格划分成面积相等的单元，例如以 10×10 公里的网格划分单元，则每个单元的面积为 100 平方公里，统计每个单元内的矿床(点)数并考查含有不同矿点数之单元的概率分布，即矿床(或矿点)在区域内的分布律，是矿床统计预测中的基础工作。

点在平面上的分布可能有三种基本情况：随机的，均匀的和丛集的(或成群的)分布。单元内的矿床或矿点数为离散型变量，如果矿床在空间上的分布是随机的，则单元内矿点数的统计分布通常应服从波松分布，其数学模型为：

$$P(x)=e^{-\lambda}\left[\frac{(\lambda)^x}{x!}\right] \tag{29}$$

式中　x——单元内的矿点数，x=0、1、2、3…k；

λ——总体平均数，用 $\bar{x}$（即单元平均矿点数）估计；

P(x)——单元内含有不同矿点数的概率。

检验矿点统计分布是否服从波松分布的最简便方法，是考查其方差与平均数的比值，

即

$$\frac{S^2}{\bar{x}}=\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})^2}{\bar{x}(n-1)} \tag{30}$$

式中 x_i——第 i 单元中含矿点数；

$\bar{x}$——单元平均矿点数；

n——研究区域划分之单元数。

对于波松分布，变量的方差与其平均数相等，故上述比值应等于 1。通常，用 χ^2 适度检验法检验经验分布与理论分布的符合程度。

$$\chi^2=\sum_{i=1}^{m}\left[\frac{(f_i-f_i')^2}{f_i'}\right] \tag{31}$$

式中 f_i——第 i 组观测频数或经验频数；

f_i'——第 i 组之理论频数；

m——组数，即按单元内含不同矿点数(由 0～k)所分组数。

当经验分布与理论分布完全符合时，计算之 χ^2 值为 0，而差异越大，χ^2 值也越大。如果计算之 χ^2 值大于给定信度下相应自由度的 χ^2 分布临界值(有现成的 χ^2 分布数值表可查)，则可认为经验分布不符合所假设的理论分布。对于波松分布，由于只有一个参数，即平均数 λ，故按上式计算之 χ^2 值近似自由度 $\nu=m-1-1=m-2$ 的 χ^2 分布。

通常，区域矿床的统计分布不服从波松分布律，这反映矿床在空间上的分布是受某些地质构造因素的控制而表现有明显的规律性。

值得注意的是：在考查区域矿床统计分布时，单元内所含矿点个数的统计与所采用的单元面积大小有关。总的特点是，当单元面积越大时，则不含矿点或只含 1 个矿点的单元数即将减少，但此时总单元数也将减少，因而单元平均矿点数将随而增加。这个情况说明：可能在某一定的面积内，矿点是随机分布的，而在更大的区域内可能不是随机分布的。

某些具有不同平均数呈波松分布的混合数据，可产生负二项分布。考查区域内的全部矿床，它们可能是不同成矿时代和不同成矿作用的产物。把同一成矿时代和成矿作用的矿床视为一个总体，则区域内全部矿床可能为不同总体的混合。例如，某区根据 500 个面积为 100 平方公里的单元进行区域矿床统计分布研究，已知的 254 个矿点服从负二项分布(表 8-8)。其数学模型为：

$$f(x)=\frac{(K+x-1)!}{x!(K-1)!}(1+\theta)^{-k}\left(\frac{\theta}{1+\theta}\right)^x \tag{32}$$

式中 x——单元中矿点数，x=0,1,2,……等正整数；

K——总体平均数；

θ——总体方差。

上述二参数可按下式由样本平均数及方差来估计

某矿区的区域矿床统计　　表 8-8

单元中矿点数	实测单元数	实测频率，%	理论频率，%	理论单元数	累积频率，%
0	404	0.813	0.811	404	1.000
1	41	0.081	0.088	44	0.189
2	21	0.040	0.039	21	0.101
3	11	0.020	0.022	11	0.062
4	8	0.016	0.013	7	0.040
5	4	0.008	0.009	4	0.027
6	3	0.006	0.006	3	0.018
7	2	0.004	0.005	2	0.012
8	2	0.004	0.003	2	0.007
9	2	0.004	0.002	1	0.004
10	2	0.004	0.002	1	0.002
总　计	500	1.000	1.000	500	

根据表中所列累积频率可以分析：在本区每 100 平方公里范围内(即一个单元)发现一个或一个以上矿点的概率为 0.189，即大约 20%的概率。换言之，为了肯定找到至少一个矿点，需要调查大约 500 平方公里的范围。当然，这是根据区域矿床统计分析所得的最一般的参考性数据。在很好查明成矿地质规律的条件下，找到矿床的效率是会大大提高的。

进行矿床统计分布研究时，划分等面积单元的网格随机地转绘在研究地区的地质图上，对每个单元的矿点计数时，须事先确定某些原则。如在上例中规定了两个原则：① 所计数者均为具有一定工业价值的矿床，② 在同一单元内，两矿点至少相距 1 公里以上时才分别计数。

(2) 确定矿床值与成矿地质条件的函数联系：

所谓矿床值，是指能反映矿床优劣等级的某种数值特征，例如储量规模、品位高低、价值大小等都可分别做为矿床值。矿床的形成与否以及矿化规模大小、贫富等决定于成矿地质条件的有利程度。因此，可以把矿床值看成为成矿地质条件的函数。通常，以多元线性方程代表这种联系：

$$y = a_0 + b_1 x_1 + b_2 x_2 + \cdots + b_n x_n$$

式中　y——矿床值；

x_i——各种成矿地质因素；

a_0、b_i——待求系数　$i = 1, 2, 3 \cdots n$。

根据已知矿区控制成矿地质因素的研究，将有关成矿因素定量化，取得相应的因变量和自变量数据，通过多元线性回归分析，求出各自变量的系数，这样就可最后确定出该区矿床值与地质因素的具体数学模型。然后对未知地区进行相应地质条件的分析，利用所求出的回归方程，从理论上计算未知地区可能的矿床值并预测找到工业矿床的概率。

上述回归方程的建立可采取两种不同的途径：一是以已知矿床为依据，另一途径是以包含已知矿床的单元为依据。在后一种情况下，因变量 y 则代表单元内的矿床值。如单元矿床储量，即以单元内所含全部矿床的储量和来表示，而单元矿石品位则以单元内所有矿床之平均品位来表示等等。

由于线性回归理论要求因变量呈正态分布，所以须将矿床值的原始变量进行某种简单

变换。例如，经研究某区域矿床价值的统计分布服从对数正态分布，因此，取矿床价值的对数值做为因变量。有时，为了使各变量的分布都尽可能接近正态并使其方差接近相等，因变量和自变量都进行某种变换，现选某地区矿床统计预测时所用变量中的一部分为例，说明变量的取值方法和变换(表 8-9)。

单元内变量的取值及其变换 表 8-9

变量	变换
矿床值(因变量)	
y_1 矿床储量	$\sin^{-1}(\sqrt{y_1/10^5})$
y_2 矿石品位	$\sin^{-1}(\sqrt{y_2/100})$
y_3 矿床总储值	$\sin^{-1}(\sqrt{y_3/10^8})$
地质变量(自变量)	
x_1 主要断裂带总长度	$\sin^{-1}(\sqrt{x_1/10})$
x_2 单元中心与最近主要断裂之距离	$\log_{10}(x_2)$
x_3 侵入岩所占面积百分数	$\sin^{-1}(\sqrt{x_3/100})$
x_4 古生代岩层所占面积百分数	$\sin^{-1}(\sqrt{x_4/100})$
x_7 单元中心与最近之古生代岩层距离	$\sqrt{(x_7+85)}$
x_{11} 火成接触带之长度	$\sin^{-1}(\sqrt{x_{11}/100})$

注：长度和距离单位为公里。如 $x_i=0$，则 x_i 取值 0.001。

进行矿床统计预测时，还可以利用物化探资料。例如在回归方程中，可引入物化探异常范围大小，异常剩余值的平均数、平均数与趋势值之比等等做为相应的自变量。

由于不同类型矿床的控矿因素各异，所以矿床值与成矿地质因素的多元回归分析应以相同成因类型的矿床为基础。如果需要对区域内各种类型的全部矿床进行统计预测，则须对每种类型单独进行。

当以含有已知矿床的单元变量为回归分析的依据时，则可根据新建立的回归方程对预测地区的每个单元计算理论矿床值，把后者记于单元的中心，可以绘制相应矿床值的等值线图。将矿床值等值线图与地区地质图相对照，有时可以清楚地显示出矿床值大小与某种地质因素的联系，并能根据理论矿床值进行最有远景地段的预测。

统计预测必须以地质分析为基础，这不仅是因为回归方程的建立，只有在正确查明成矿控制因素的前提下才有可能，而且因为只有对统计预测远景区进行深入地质分析，才能更好地指导普查找矿工作。

上面介绍了数理统计的最基本概念以其在地质勘探工作中应用的最主要方面。文中阐述的七个问题远不能概括统计分析方法在地质勘探中的全部应用。数理统计方法在地球化学找矿方面的应用，由于有其特殊性而未列入本章，准备第十一章中另作补充介绍。

第九章　金属矿产资源的勘探

在一个矿区一经掌握了可供一个小型矿山开采的最低限度的有工业价值的矿量，就可以做出肯定的工业评价。

已做出肯定评价的矿区地质资料，至少应能用来制定小型矿山的设计任务书。

在这样的矿区，可根据开采计划（规划）要求的轻重缓急，有步骤地投入各项勘探工作，去增加储量和提高储量级别。

第一节　关于勘探工作的几个基本概念

1. 勘探工作的任务

勘探工作的任务，是针对各项开采工作的具体需要，分别提供相应的地质资料，它一般包括以下几个方面：

（1）为了选择开拓方案、确定井田或露天采场的境界，做出企业总体布置，选定主体开拓工程、工业场地、废石场和专用线路的位置，确定矿山生产能力、产品方案和选冶工艺流程，需要探明矿体的分布范围、资源的质量和数量、开发利用的技术经济条件（包括矿体、围岩的物理力学性质和水文地质条件）。这项工作一般在编制矿山企业初步设计之前完成。

（2）为了进行各中段（阶段）开拓工作，需要探明相应水平上工业矿量的矿体(矿块)形态、矿石储量、有用（有害）组分的品位和数量（金属储量），开拓作业条件（包括围岩的物理力学性能和各该水平的涌水量）。这项工作一般在各中段（阶段）开拓工作之前完成，部分任务也可与开拓工作结合起来一道完成。

（3）为了进行采准工作，需要进一步控制各个矿块的形态、有用（有害）组分的品位和数量，并查明采准作业条件。这项工作一般在各个矿块采准工作之前完成，部分任务也可与采准作业结合起来一道完成。

（4）为了进行切割和回采工作，需要在完成矿块采准作业以后通过钻孔、炮眼和其他探矿工程进一步控制矿体的边界，以便准确地划定回采作业的界限，减少矿石的损失和贫化。这项工作由矿山企业在生产过程中进行。

（5）不同类型和品级的矿体、矿块和层位，有的将划入不同的中段(阶段)，有的将划为不同的回采块段，有的将在回采或选矿（手选）中分开。因此，分别圈定不同类型和品级矿块的工作，要针对上述几种不同情况，在不同的开发阶段上和在探明不同级别的储量时进行。

2. 关于勘探成果的准确性和勘探方法的合理性

对矿产资源的认识和利用，是一个多次的反复过程。认识资源情况，不但要通过勘探工作来进行（第一次飞跃），而且要通过开采工作来检验和发展（第二次飞跃）。毛主席说："只有这一次飞跃，才能证明认识的第一次飞跃，……究竟是正确的还是错误的，此外再无别的检验真理的办法。"可见，试图绕过矿山开采实践的检验，而用其他技术标准来事先衡量勘探成果的准确与否，在原则上是不可行的。正确的做法应当是：一方面，在矿

区开发的各个阶段上控制各级储量的勘探手段（各种方法的物探和化探，槽、井、钻、坑探）和工程密度，要分别与矿区开采方案和开拓、采准等项工作的需要尽可能互相统一和平衡起来。另一方面，也要明确：这种统一和平衡只能是相对的和暂时的，不可能是绝对的和持久的。所以，在勘探成果与开采需要之间出现不统一和不平衡时，重新调节二者的关系，求得进一步的统一和平衡，是一项经常性的工作。因此，一个矿区合理的勘探方法和各级储量的工程网度，只能在统筹安排勘探和开采工作的前提下才能拟定出来，只能在本矿区和条件类似的若干矿区总结了开发经验之后才能完善起来。

3．地质勘探、矿山设计和基本建设的“三结合”

勘探工作是开采工作的基础，开采工作是勘探工作的继续。只有把二者有机地联系起来，才能搞好开发矿业的总任务。一九五八年在辽宁红透山铜矿的开发过程中，在党的一元化领导下，实行了地质、设计、基建的“三结合”，发扬了有关部门的团结协作精神。从开始转入勘探到第一期矿山建成投产，只用了一年半时间，闯出了一条多快好省地开发资源的新路子。一九六三年在湖北丰山洞铜矿的开发过程中，学习和运用了红透山的经验，同样收到了明显的效果。无产阶级文化大革命以来，“三结合”的经验进一步推广到露天矿；首钢公司在迁安的一些铁矿组织了地质、设计、矿山“三结合”小组，共同确定勘探方案，大大加快了勘探速度，较好地满足了矿山建设的实际需要。经验证明，资源勘探并不是单纯取决于地质条件的纯技术性工作，它不但包含勘探与开采如何在技术上衔接起来的问题，而且还取决于进行这些工作的有关部门广大职工的组织程度和协作精神。只有以阶级斗争为纲高举“鞍钢宪法”的革命旗帜，才能搞好地质勘探、矿山设计和基本建设的“三结合”，多快好省地开发矿业。

第二节　矿石工业品位指标的内容和使用方法

工业上对不同类型的矿石有不同的品位要求，包括有益组分含量的下限和有害组分含量的上限。每一项品位指标，又都是针对一定开发阶段和一定数量的矿产资源提出的质量标准，它是决定矿区、矿体、中段（阶段）、矿块的取舍或确定矿体与围岩界限的准则。表9-1以硫化铜矿为例，示意性地表明在开采条件和计算单元不同时矿石工业品位指标的差别。

硫化铜矿工业品位参考指标　　表 9-1

指标名称	指标用途	坑下开采矿区	露天开采矿区
矿体边界品位	确定矿体边界	0.3%	0.2%
矿块工业品位	矿块取舍标准	0.5%	0.4%
矿区平均品位	矿区评价标准	0.8%	0.5%

矿块平均品位过低而不适宜开采时，通过提高边界品位指标来提高矿块平均品位的办法是不能解决问题的，因为这将显著减少矿块储量而进一步降低它的开采价值。

在含有多种金属和共生组分的矿区的矿块工业品位（或边界品位）指标，可根据每一种金属（有益组分）本身的矿块工业品位（或边界品位）指标按下式确定：

$$\frac{c_1}{C_1}+\frac{c_2}{C_2}+\frac{c_3}{C_3}+\cdots+\frac{c_n}{C_n}=1$$

$$\sum_{i=1}^{n}\frac{c_i}{C_i}=1$$

式中 C_i——金属 i 的矿块工业品位（或边界品位）指标；

c_i——矿石中金属 i 的含量。

以铅锌矿床为例，设铅和锌的矿块工业品位分别为 1%和 2%，边界品位分别为0.5%和 1%。当其中任一种金属的含量都达不到各自的品位指标时，矿块工业品位指标可按下式确定：

$$\frac{c_{Pb}}{C_{Pb}}+\frac{c_{Zn}}{C_{Zn}}=\frac{c_{Pb}}{1\%}+\frac{c_{Zn}}{2\%}=1$$

$$2c_{Pb}+c_{Zn}=2\%$$

矿体边界品位指标可按下式确定：

$$\frac{c_{Pb}}{C_{Pb}}+\frac{c_{Zn}}{C_{Zn}}=\frac{c_{Pb}}{0.5\%}+\frac{c_{Zn}}{1\%}=1$$

$$2c_{Pb}+c_{Zn}=1\%$$

在以生产资料私有制为基础的商品社会中，价值法则是调节生产的决定因素。在无产阶级专政的社会主义制度下，虽然还存在商品制度和货币交换，但价值法则的作用已被大大限制，不再是支配生产的决定因素。所以，不论是确定一种金属的品位指标，还是确定多种金属的综合品位指标，都不能简单地采用“价格法”和“产值法”，而应当按照“计划第一，价格第二”这一发展社会主义生产的原则办事。为此，我们一方面要考虑我国经济建设、国防建设和支援第三世界人民革命的需要；另一方面，要考虑探明和预测矿量在利用时的技术经济条件（包括生产费用与产品价格的关系）。只有这样，才能正确确定和调整矿石品位指标。

可采厚度是指矿层回采作业的最小幅宽，它随着矿体产状、采矿方法、矿体和围岩的物理力学性质的变化而变化，不可能有统一的标准。当矿块厚度小于可采厚度时，采下的矿石中将要混入一部分围岩。在这种情况下，预计原矿品位，仍应不低于既定的品位指标，即：

$$cm/M\geqslant C$$

$$cm\geqslant CM$$

式中 c——矿块（或样品）品位；

m——矿块厚度（或样品长度）；

C——既定品位指标（矿块工业品位、边界品位）；

CM——米百分比指标；

M——矿层（回采作业）最小幅宽。

夹石剔除厚度是开采中可以留作矿房之间的矿壁（矿柱）或在回采中可以排除的夹石（次贫矿）的厚度下限，它随开采条件的变化而变化，没有统一的标准。厚度虽大，但在开采中因不稳固而不能留作矿壁或因无法辨别而不能避免混入原矿的夹石（次贫矿），在圈定矿体时不应剔除。

在本书关于各种金属矿床地质的章节中，对矿石的质量要求，有的举出了一般性指标，有的举出了实例，它们都只能用作参考。在实际工作中，须要根据具体情况去具体核定各个矿区的矿石工业品位指标。

第三节 储 量 计 算

矿产储量的计算单元，应尽可能分别相当于一个井田（露天矿）、一个中段（阶段）或一个采场。它们的边界取决于矿石质量、开采条件和水文地质条件。一个计算单元可由一个或几个块段组成。因此，计算工作要由矿块开始。

为了计算矿块储量，首先要求出矿块体积、矿石体重和有用（有害）组分的平均品位。

1．矿块体积

计算矿块体积，要根据矿块的形态特征，选用不同的公式。

（1）平行剖面之间的矿块体积

当矿块的两个平行截面 S_1 和 S_2 的对应边相等，即 $a_1=a_2$、$b_1=b_2$ 时，用柱体公式计算矿块体积：

$$V=\frac{l}{2}(S_1+S_2)$$

式中 S_1 和 S_2 分别为两个截面的面积（可用求积仪在剖面图上量出，也可用透明方格纸蒙在剖面图上数格子求出），l 为它们的间距（下同）。

当矿块两个平行截面的对应边比值相等（图 9-1），即 $a_1/a_2=b_1/b_2$ 时，用截锥公式计算矿块体积：

$$V=\frac{l}{3}(S_1+S_2+\sqrt{S_1\cdot S_2})$$

当矿块的尖灭端为一直线，即 $S_1=0$ 或 $S_2=0$ 时（图 9-2），用斜楔公式计算矿块体积：

$$V=\frac{l}{6}S_1\left(2+\frac{a_2}{a_1}\right)$$

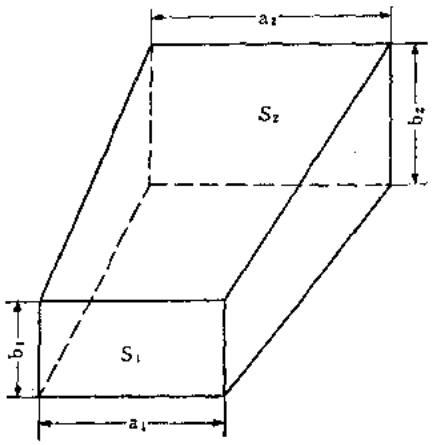


图 9-1 平行剖面间的矿块

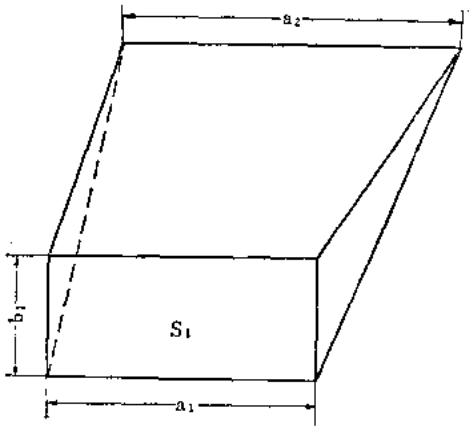


图 9-2 楔形矿块

当矿块的尖灭端长度与矿块另一端的对应边长度相等（图 9-2），即 $S_1=0$ 或 $S_2=0$，且 $a_1=a_2$ 或 $b_1=b_2$ 时，用正楔公式计算矿块体积：

$$V=\frac{l}{2}S$$

当矿块的尖灭端为一点，即 $S_1=0$ 或 $S_2=0$，且 $a_1=b_1=0$ 或 $a_2=b_2=0$ 时（图 9-3），用角锥公式计算矿块体积：

$$V=\frac{l}{3}S$$

此时，矿块体积只取决于 l 和 S，不取决于 S 的形态（无论是否为矩形都可用该公式）。

在一般情况下，矿块的两个截面积都不等于零，且二者既不相等又不相似。在它们之间插入若干辅助剖面后可以看出，各个截面的面积往往依次呈曲线变化（图 9-4）。对于精度无需过高的储量计算来说，可以把这种曲线看作是抛物线，并采用辛浦生公式算出矿块体积：

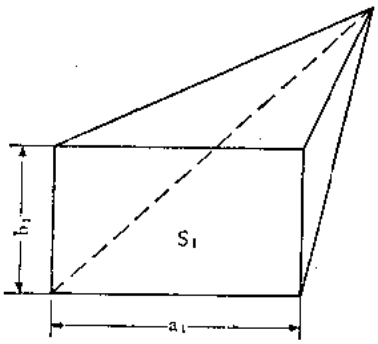


图 9-3　锥形矿块

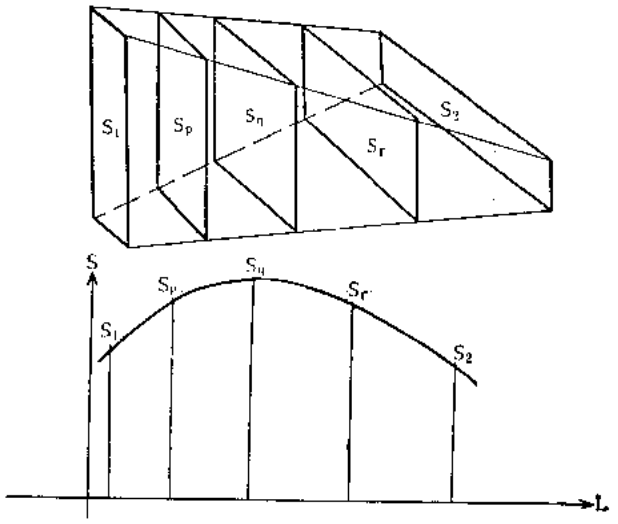


图 9-4　矿块两端平行截面不相似时内插截面积的变化

$$V=\frac{l}{6}(S_1+4S_m+S_2)$$

式中　S_m——S_1 和 S_2 的插入项。将 S_1 和 S_2 绘在透明纸上，重叠起来，联结其对应点的中点，即可圈出 S_m 的面积（见图 9-5）。

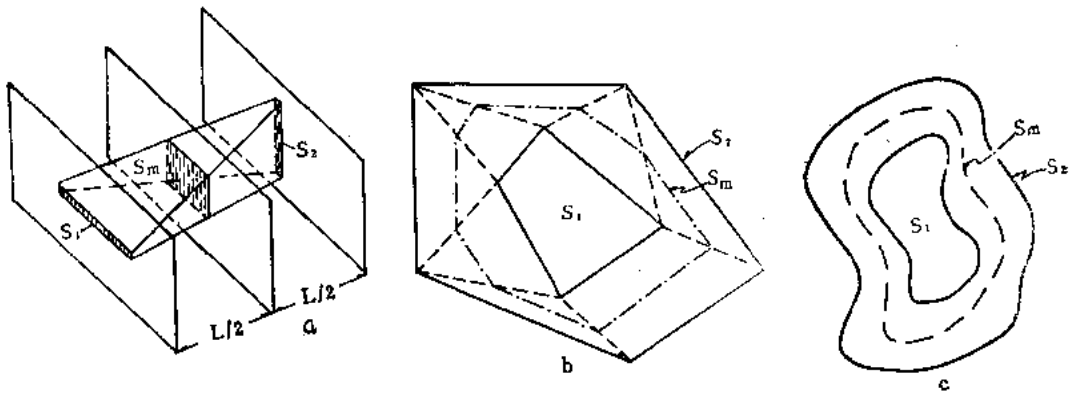


图 9-5　矿块内插截面积的三种求法

用辛浦生公式也可求出前述各种形态矿块的体积，因此它是个通式。

(2) 不平行剖面之间的矿块体积

不平行剖面之间的矿块体积（图 9-6）可用普罗科菲耶夫公式算出，即

$$V=S_1\frac{S_1}{l_1}+S_2'\frac{S_2}{l_2}$$

或

$$V=S_1'm_1+S_2'm_2$$

式中 V——矿块体积；

S_1、S_2——两个互不平行的矿块截面积；

l_1、l_2——水平投影长度；

m_1、m_2——平均厚度；

S_1'、S_2'——受 S_1 和 S_2 影响的矿块水平投影面积。

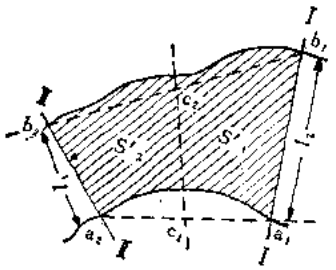


图 9-6 不平行剖面间的矿块

(3) 开采块段的体积

由平巷和天井从四面揭露的开采块段(图 9-7)体积计算公式与柱体公式类似，即：

$$V=l\bar{h}\bar{m}$$

式中 V——矿块体积；

l——矿块长度；

$\bar{h}$——上、下平巷的垂距(中段高度)；

$\bar{m}$——矿块水平厚度的平均值。

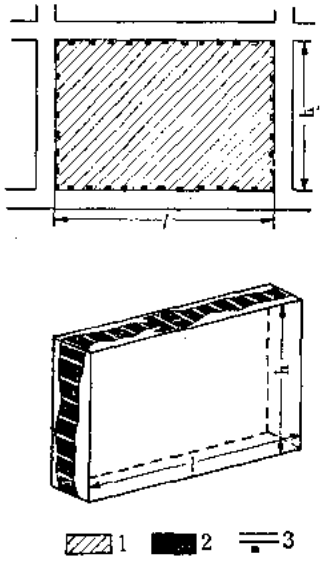


图 9-7 开采块段

1—矿块面积；2—矿块截面；3—坑道和样槽

(4) 等高线之间的矿块体积

厚度均匀的层状矿体，可分为倾角大致相等的若干块段，然后分别计算它们的体积。

图 9-8 中 AB 和 CD 分别为高程不同的两条矿层顶板等高线(可用曲线仪测出其长度)，它们与同样高程的底板等高线之间的块段体积为：

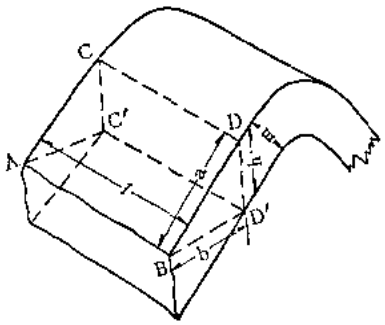


图 9-8 两条等高线间的矿块

$$V=S\bar{m}$$

式中 V——块段体积；

$\bar{m}$——矿层平均厚度；

S——两条顶板等高线之间的块段顶板面积。

$$S = la$$

$$l = \frac{l_1 + l_2}{2} = \frac{\overline{CD} + \overline{AB}}{2}$$

$$a = \sqrt{b^2 + h^2}$$

式中 b——顶底板等高线的平均水平间距；

h——两条等高线的高差。

由此，等高线之间块段的体积应为：

$$V = l\bar{m}\sqrt{b^2 + h^2}$$

2．矿石体重和湿度

矿石体重(吨/米^3)可按不同类型和品级的矿石分别测定。将所测标本和盛满水的容器分别称取重量，然后把标本完全浸入容器中任其溢出相当于标本体积的水后，再称取盛有标本和水的容器的重量。标本的体重为：

$$d = \frac{w}{u_1 + w - u_2}$$

式中 d——标本的体重；

w——标本的重量；

u_1——盛满水的容器的重量；

u_2——盛满水和标本的同一容器的重量。

标本疏松或有孔隙时，可事先涂上薄层蜡或油漆再测定体重。

矿石含水分较多时，须按下式算出其湿度 W：

$$W = \frac{P_1 - P_2}{P_1} 100\%$$

式中 P_1——湿矿石标本重量；

P_2——在 100℃至 110℃下干燥后的该标本重量。

因此，干矿石体重为：

$$d' = d(1 - W)$$

式中 d′——干矿石体重；

d——湿矿石体重；

W——矿石湿度。

3．主金属平均品位

通常先计算每个勘探工程的平均品位，然后再计算剖面和矿块平均品位。

(1) 工程平均品位应按样品长度加权求出

计算公式为：

$$\bar{c} = \frac{c_1 l_1 + c_2 l_2 + c_3 l_3 + \cdots\cdots + c_n l_n}{l_1 + l_2 + l_3 + \cdots\cdots + l_n} = \frac{\sum_{i=1}^{n} c_i l_i}{\sum_{i=1}^{n} l_i}$$

式中 $\bar{c}$——勘探工程中各样品的加权平均品位；

$c_1、c_2、c_3、\cdots\cdots c_n$——各样品的品位；

l_1、l_2、l_3……l_n——各样品的长度。

当各样品的长度相等或接近时，可用算术平均法求工程平均品位。计算公式为：

$$\bar{c}=\frac{1}{n}(c_1+c_2+c_3+\cdots\cdots+c_n)=\frac{\sum_{i=1}^{n}c_i}{n}$$

(2) 剖面平均品位可根据情况的不同，分别用算术平均法和加权平均法求出

① 当矿块厚度在剖面上的变化不大时，可用算术平均法求剖面平均品位，即：

$$\bar{c}_S=\frac{\sum_{i=1}^{n}c_i}{n}$$

式中 $\bar{c}_S$——剖面平均品位；

c_i——勘探工程平均品位；

n——剖面上的工程数。

② 当矿块厚度在剖面上的变化较大时，需计算剖面加权平均品位。计算公式如下：

$$\bar{c}_S=\frac{2}{3}\bar{c}_m+\frac{1}{3}\bar{c}_w$$

式中 $\bar{c}_S$——剖面加权平均品位；

$\bar{c}_m$——各工程品位的加权平均值；

$\bar{c}_w$——按工程见矿厚度加权的平均品位。

(3) 矿块平均品位

① 算术平均法　矿块各部位品位相近时，可由各剖面平均品位(算术平均品位或加权平均品位)求矿块算术平均品位，也可由各工程(样品)直接求矿块算术平均品位。

② 加权平均法　矿块各部位样品品位值相差较大时，应根据每个样品在矿块中的空间位置，对它们加上一个位置加权因数。计算方法有以下几种。

样距倒数加权法　将矿块划分为若干矿格(大小如图 9-9 中 B 点所在的格子)。每个矿格的品位可根据它周围的两个环带样品(如该图圆圈中的各孔)及其与矿块中心点距离的倒数求出。计算公式如下：

$$c_B=\frac{\sum_{i=1}^{n}\frac{c_i}{d_i}}{\sum_{i=1}^{n}\frac{1}{d_i}}$$

按图 9-9 中的情况，

$$c_B=\frac{\frac{c_2}{d_2}+\frac{c_6}{d_6}+\frac{c_9}{d_9}+\frac{c_7}{d_7}+\frac{c_4}{d_4}}{\frac{1}{d_2}+\frac{1}{d_6}+\frac{1}{d_9}+\frac{1}{d_7}+\frac{1}{d_4}}$$

矿块中各矿格品位的平均值，就是矿块平均品位。

反平方加权法　这一方法与样距倒数加权法相似，只是在矿格品位与相距较近的样品品位有更密切的相关关系时，“位置加权因数”不是取样品与矿格距离的倒数，而是取该距

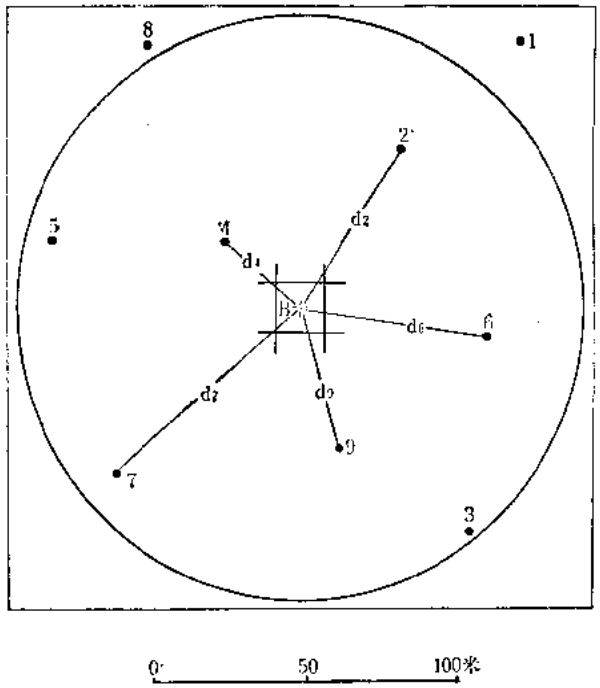


图 9-9 样距倒数加权法示意图

黑点为钻孔孔位；数字为孔号；d为钻孔与矿格中心(B点)距离

离平方的倒数。矿格品位计算公式为：

$$c_B=\frac{\sum_{i=1}^{n}\frac{c_i}{d_i^2}}{\sum_{i=1}^{n}\frac{1}{d_i^2}}$$

矿块平均品位，由各矿格品位算出。

4．矿块储量

矿块的矿石储量Q是它的体积V与矿石体重d的乘积，即：

$$Q=Vd$$

矿块的金属(有用组分)储量P是它的矿石储量Q与平均品位$\bar{c}$的乘积，即：

$$P=Q\bar{c}$$

5．共生组分的金属储量

矿块中伴生组分的平均品位和金属储量，多采用基本分析或组合分析法来确定。矿块中含量甚低的分散组分，难于用基本分析样和组合分析样直接控制其品位，所以常用单矿物组合样法、实验室精矿法、相关分析法、解方程法、物相分析法或产量计算法计算储量。这些方法和它们的使用条件如下。

(1) *组合分析法*

含量略低于现行工业指标，但存在于主金属矿块中的伴生组分，可通过由基本分析样构成的系统的组合分析样了解这些伴生组分的种类、含量及其在矿床中的分布规律。当伴生组分分布不均匀时，由于组合分析法常引起贫化，不容易掌握品位较高的部位，所以仍需用基本分析样品控制其品位。当伴生组分赋存状态复杂时，按组合分析法算出的共生组分含量往往高于在实际上能回收的部分，这是需要予以注意的。

(2) *单矿物法*

当一种或几种分散组分呈类质同象状态赋存在某工业矿物中（如辉钼矿中的铼，闪锌矿中的镉、锗、铟等），而主金属矿物相比较单纯时，可采用单矿物法确定分散组分的品位。单矿物试样可用粗碎时缩分的基本分析样品试料组合而成。对不同类型的矿石要分别取样。样品碎至适当粒度后，要在双筒放大镜下挑选出含有某分散组分的纯单矿物。用单矿物中分散组分的品位计算储量的公式为：

$$P_i=\frac{P\cdot b}{e}c_i'k$$

式中 P_i——分散组分i的金属储量；

P——主金属的储量；

b——单矿物分子量；

e——单矿物中主金属的原子量(有时用它的理论值)；

c_i'——单矿物中分散组分 i 的平均品位；

k——单矿物的纯度(单矿物中各元素含量之和，%)。

用单矿物法计算储量时，不易漏掉低品位的分散组分，并可消除其他非工业原料矿物和脉石的干扰，同时还可查明分散组分在不同矿物和世代中的赋存状态及其空间分布，借以判断精矿中有用组分的回收是否必要。但是，采用单矿物法时，挑纯单矿物是一项较费时的工作。

(3) 实验室精矿法

根据比值分析，或通过矿物研究和金属元素的配分计算，已知某分散组分与某一主金属关系密切，然后又经过主金属矿物提纯证明分散元素在其他矿物中含量甚少时，可用实验室精矿法计算分散组分的储量。储量计算公式为：

$$P_i=\frac{P}{c'}c_i'$$

式中 P_i——分散组分 i 的储量；

P——主金属储量；

c_i'——主金属精矿中分散组分 i 的平均含量；

c'——选出精矿中主金属的平均品位。

通过这种方法能了解分散组分的种类，它们在精矿中的含量和低含量分散组分可在精矿中达到的富集程度，因而储量数字具有实际意义。由于样品不可能很纯，也不能够掌握分散组分在矿体内的分布情况，所以由金属量换算的精矿量不十分准确。

为了选用实验室精矿法，往往要研究矿石中共生组分之间的关系和进行金属元素在组成矿物中的配分比计算。现将这种比值分析和配分比计算方法简介如下。

比值分析 矿物和矿石中同一种分散组分与主金属含量的比值称为比值系数，即

$$k=\frac{b}{a}$$

式中 k——比值系数；

a——矿石中分散组分品位与主元素品位之比；

b——矿物中分散组分品位与主元素品位之比。

如果 $a\approx b$，则 $k\approx 1$，此时分散元素主要赋存在一种矿物中。

如果 $a\gg b$，则 $k\ll 1$，说明分散组分赋存在两种以上的矿物中。这时 k_i 值反映出矿物 i 所含分散组分的百分比。反映分散组分与各主金属矿物的关系的比值系数之和将接近 1，即

$$k_1+k_2+\cdots\cdots+k_n=1$$

一个样品的 b 值(仅一种主金属矿物含分散组分时为 a 值)反映分散组分在该样品中的富集程度。各个样品 b 值的均方差反映分散组分在矿物中含量的不均匀性。

k 值常接近于分散组分在有关主金属的精矿中的回收率，即

$$k\approx f/I$$

在理论上，它们的关系是：

$$f=kI$$

式中　k——比值系数；

f——主金属的回收率；

I——分散组分的回收率。

金属元素在组成矿物中的配分比　用已获得的矿石矿物定量结果以及矿石和矿物的化学分析资料，可求出各种金属元素在各种矿物中的含量和算出配分比。

某金属在矿石中各种矿物里的配分量为：

$$c_i = ab$$

式中　c_i——一种矿物中某金属的配分量；

a——矿物定量；

b——该矿物中某金属的品位。

某金属在矿石中的配分比(%)为：

$$d_i = \frac{c_i}{\sum_{i=1}^{n} c_i}$$

式中　d_i——某金属在某一矿物中的配分比；

$\sum_{i=1}^{n} c_i$——某金属在各种矿物中的配分量之和；

c_i——某金属在一种矿物中的配分量。

如因研究程度不同而无法系统地进行矿物定量，则可将上述公式简化为计算矿石中某金属的相对分散系数和相对集中系数，即：

$$e = \frac{c_n}{c_n + c_m} 100\%$$

$$f = \frac{c_m}{c_n + c_m} 100\%$$

式中　e——某金属的相对分散系数（%）；

f——它的相对集中系数（%）；

c_n——某金属的总分散量(在脉石矿物中或尾矿中的总含量)；

c_m——某金属的总集中量(在各种独立矿物或工业原料矿物中的总含量)。

各矿物配分量累计品位$\left(\sum_{i=1}^{n} c_i\right)$与矿石实测分析品位出入较大时，应重新检查分析用单矿物纯度和样品加工流程(岩粉是否过多，回收率是否过低，加工时损失量多大等等)，以确定矿物定量和矿物分析数据的精度，并按下式求出元素的配分误差系数：

$$r = \frac{c - \sum_{i=1}^{n} c_i}{c} 100\%$$

式中　r——某金属元素的配分误差系数，(%)；

c——矿石中某金属的含量；

$\sum_{i=1}^{n} c_i$——某金属在各矿物中配分量的总和。

(4) 相关分析法

分散组分赋存在若干矿物中而一时未予查定或矿石将不经选矿而直接利用时，可根据分散组分与主金属的相关关系确定它的品位。然后把它与矿块矿石量相乘，即可得出分散组分金属储量。分散组分的品位计算分两步进行：

① 求相关系数 r：

$$r=\frac{\sum_{i=1}^{n}(x-\bar{x})(y-\bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(x-\bar{x})^2\sum_{i=1}^{n}(y-\bar{y})^2}}$$

式中 r——主金属含量 x 与分散组分含量 y 的相关系数；

$\bar{x}$、$\bar{y}$——分别为各组合样中主金属和分散组分的平均品位；

n——样品数。

相关系数的计算方法详见第八章。相关系数及其均方差 σ_r 反映两组分之间的相关性。当 $|r\pm\sigma_r|\geqslant|0.5|$ 时，可以肯定 x 和 y 这两个组分之间有相关关系，并可用相应的公式计算它的平均品位。

② 用下述相关直线方程式求分散组分的平均品位：

$$[y]=a[x]+b$$

$$a=\frac{\sum_{i=1}^{n}(x-\bar{x})(y-\bar{y})}{\sum_{i=1}^{n}(x-\bar{x})^2}$$

$$b=\bar{y}-a\bar{x}$$

式中 [x]、[y]——分别为矿块主金属和分散组分的平均品位。

必须说明，相关系数并不能直接反映主金属与分散组分的赋存关系。有时相关关系密切，但二者无赋存关系。反之，有时相关关系不密切，二者又可能有赋存关系。为了确定有无这种赋存关系，可用偏相关系数来验证。当分散组分与两种以上的主金属有相关关系时，应导出它们的复相关系数和计算品位的多元相关直线方程式。

(5) 解方程法

根据物质成分研究和元素配分比已知矿石中两种以上的主金属与某一分散组分有相关关系或两种以上的矿物相中的同一种元素与某一分散组分有相关关系时，可分别用下述相应的方法计算分散组分的金属储量。

① 当一种分散组分与两种以上的主金属有相关关系时，可分别求出与这些主金属有关的该分散组分的比值系数，然后按减差法$\left(\sum_{i=1}^{n}k_i=1\right)$代入以下公式(实验室精矿法公式)计算分散组分的金属储量：

$$P_{xi}=\frac{P_i}{c_i}c_x k_{xi}\cdot 100\%$$

式中 P_{xi}——与主金属 i 有相关关系的分散组分 x 的储量；

P_i——主金属 i 的储量；

k_{xi}——与 i 有关的 x 的比值系数；

c_i——选出精矿中主金属的平均品位；

c_x——主金属精矿中分散组分 x 的平均品位。

② 当分散组分的赋存状态不清，但已知它与两种主金属有相关关系时，可用三维线性相关方程式计算分散组分的品位。计算公式为：

$$y=ax_1+bx_2+c$$

$$a=\frac{r_{x_1y}-r_{x_2y}\cdot r_{x_1x_2}}{1-r^2_{x_1x_2}}\cdot\frac{\sigma_y}{\sigma_{x_1}}$$

$$b=\frac{r_{x_2y}-r_{x_1y}\cdot r_{x_1y}}{1-r^2_{x_1x_2}}\cdot\frac{\sigma_y}{\sigma_{x_2}}$$

$$c=\bar{y}-a\bar{x}_1-b\bar{x}_2$$

式中 σ_{x_1}、σ_{x_2}——两种主金属品位的均方差；

σ_y——分散组分的均方差；

$\bar{x}_1$、$\bar{x}_2$、$\bar{y}$——各组合样中两种主金属和分散组分的平均品位。

均方差 σ 可按下式求出：

$$\sigma=\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(c_i-\bar{C})^2}{n}}$$

式中 c_i、$\bar{C}$——主金属的样品品位和平均品位；

n——参与相关分析的样品数。

要判断分散组分含量 y 与两种主金属含量 x_1 和 x_2 有无相关关系，必须确定复相关系数 R 和它的均方差 σ_R 的绝对值之和。复相关系数 R 可按下式求出：

$$R=\sqrt{\frac{r^2_{x_1y}+r^2_{x_2y}-2r_{x_1x_2}\cdot r_{x_1y}\cdot r_{x_2y}}{1-r^2_{x_1x_2}}}$$

当 $|R\pm\sigma_R|\geqslant 0.5$ 时，y 与 x_1 和 x_2 有相关关系。这时即可将 y 与 x_1 的相关系数 r_{x_1} 和 y 与 x_2 的相关系数 r_{x_2} 代入直线相关方程式，分别求出与两种主金属有关的分散组分的品位。它与矿石量的乘积，就是分散组分的金属储量。

③ 当分散组分与含有同一种主金属的两种矿物相有赋存关系时，也可先求出这种主金属在两种矿物相中的比例，然后按减差法代入单矿物法公式算出分散组分的金属储量。设 x 和 y 分别为主金属在两种矿物中的比例，b 为主金属的品位，m 和 n 分别为两种矿物中主金属与分散组分含量的比值，a 为分散组分的含量，则有：

$$\left.\begin{aligned}x+y&=b\\mx+ny&=a\end{aligned}\right\}$$

解上述联立方程式，即可求出主金属在两种矿物中的配分（x 和 y），然后用单矿物法公式求出两种矿物的数量（%）和分散组分的储量。

联立方程法虽比较复杂，但常可与算术平均法联合使用去验证其他方法的计算成果。

(6) 物相分析法

矿石的物相分析，就是根据各种矿物化学性质的差别来确定其数量的方法。在积累了较多的经验时，用物相分析法可比许多物理方法更准确地确定矿物的数量。但由于受矿物化学性质和工作条件的限制，这种方法也有一定的局限性。

物相分析法目前已成功地应用于确定黄铁矿等硫化物中钴的含量。例如在某矿区，根据配分计算，含钴黄铁矿等硫化物值得选出，并可分离出铜精矿和钴精矿。由于黄铜矿中含钴甚低，样品用 50 至 100 毫升的 5%硫酸（含 1.5 至 3 克氢氟酸铵）浸取 1 小时以溶去脉石矿物。不溶残渣和 50 毫升的 14 至 15N 硝酸在沸腾水浴上浸 20 分钟，使硫化物溶解，即可比较精确地测定其中的钴含量。

除确定品位外，物相分析法还可用来考查一些组分的赋存状态和进行单矿物提纯，因此，它是一种很有前途的实验方法。

(7) "产量"计算法

这是生产矿山根据主金属精矿中分散组分的品位来预计保有矿量中分散组分含量的方法。精矿中分散组分的平均品位，是根据选矿厂生产中每个班次的分析资料按月度或季度统计得出的。由于精矿产量受贫化率和选矿技术的影响很大，而且目前开采的矿体不能完全代表未经开采的矿体，所以这种方法的可靠性是有限的。

6. 矿体和矿区储量

构成矿体或矿区的所有矿块矿石储量和金属储量之和，就是矿体或矿区的矿石总储量和金属总储量。

矿体或矿区金属总储量除以矿体或矿区矿石总储量，即可得出矿体或矿区的矿石平均品位。

在矿体或矿区储量分为若干级别时，矿石储量、金属储量和矿石平均品位，需按各级储量分别计算。

*　　*　　*

以上介绍的是一些比较简单的储量计算方法，为的是给读者提供一个基本概念和用来处理常见的储量计算问题。如需更加详尽地了解储量计算方法，请参阅其他专门性的文献。

第十章 地球物理勘探

第一节 绪 论

1. 研究范围与分类

地球物理勘探是应用地球物理学的一个分支，它的任务是配合地质研究地壳浅层地质构造，寻找有工业价值的矿产。岩石、矿石的种类虽多，但其主要的物理性质却只有几种。用物理学的方法和仪器，测量地表浅层岩石和矿石由于物性不同所引起的物理场差异，分析测量结果，推求地下可能存在的构造和矿产的赋存情况，这就是地球物理勘探的目的。

就物探解决的地质任务和寻找的地质对象而言，有探查储油构造的石油物探，圈定含水层、解决铁道和公路建设等工程问题的水文和工程地质物探及直接或间接普查勘探各种金属矿的金属矿物探。

就仪器的使用方式而言，物探又可分为"航空"、"地面"和"地下"几种。

这里介绍的主要是供地质人员参考的几种常用地面物探方法。

2. 岩石和矿石的物理性质

为了解决某个地质问题，首先要研究一个地区的地球物理前提，即矿体与围岩之间或地质体之间的物性差异，这对合理选择物探方法是十分重要的。

岩石、矿物的主要物性包括磁化率、密度、电阻率、极化率以及弹性波的传播速度、放射性等。下面列出的部分数据只能作为参考，在解释物探成果时，必须实地进行岩石、矿石的物性测定。

(1) 磁化率

岩石和矿石在地磁场作用下因感应磁化而带磁性。磁性以磁化强度 J 表示，J 是单位体积内的磁矩。J_i 表示岩石或矿石在现代地磁场作用下所带的磁性，即感应磁化强度。有些岩石在其形成的地质历史过程中被磁化，经历了构造变动或地磁场变化后，仍保持着当初所获得的磁性，这部分磁性称为剩余磁化强度(J_r)。J_i 和 J_r 都是向量，其向量和称为总磁化强度 $J(=J_i+J_r)$。在各向同性的岩石中，J_i 与作用于岩石上的磁化场 H（地磁场）成正比，即 $J_i=\chi H$，比例常数 χ 称为磁化率，它表征岩石或矿石在地磁场中被磁化的难易程度。J_i、J_r 和 χ 均以 CGSM（绝对静磁单位）或 10^{-6}CGSM 表示。

岩石、矿石按其磁性可分为三类：

① 反磁性的，即 J_i 与 H 的方向相反，χ 为负值且数值非常小，如石英、大理石、石墨、硬石膏等；

② 顺磁性的，J_i 与 H 的方向相同，χ 为正值且数值也很小，如片麻岩、白云岩、伟晶岩等；

③ 铁磁性的，χ 为正值且数值很大，并随磁化场强度与磁化时温度的不同而异，如铁、镍、钴、磁铁矿、磁黄铁矿、钛铁矿等。

①、②两类的磁性均很小，不足以引起磁法所研究的异常，通常划为无磁性岩石。②

类岩石可因含少量铁磁性矿物而变为弱磁性，也可因含赤铁矿或二氧化锰而变为反磁性岩石。

岩石的磁化率与铁磁性矿物含量、矿物粒度及其分布状态有关，含磁铁矿越多，其磁化率也越大，但二者的关系是复杂的。由表 10-1 可见，在火成岩中，超基性岩磁性最强，基性岩次之，再次为中性、酸性火成岩。玄武岩和安山岩也有较强的磁性。沉积岩的磁性一般都很小。有些变质岩如含铁石英岩磁性较强，但大多数变质岩的磁性都不强。矿物中则以钛铁矿、磁铁矿和磁黄铁矿的磁性最强。

岩石、矿物的磁化率（$k\times10^{-6}$ CGSM）　　表 10-1

火成岩		沉积岩		变质岩		矿物	
花岗岩	5～50	白云岩	1.8～14	角闪岩	58	黄铁矿	4
辉长岩	20～70	灰岩	3.8	片麻岩	1～250	褐铁矿	20～200
闪长岩	～50	砂岩	5	千枚岩	80～150	闪锌矿	20～520
辉绿岩	80～4000	页岩	40～50	片岩	115	黄铜矿	30～150
斑岩	40～300	岩盐	－0.4	蛇纹岩	250～6000	毒砂	237
安山岩	＜5000	硬石膏、石膏	－1～－10	含铁石英岩	550	菱铁矿	200～450
玄武岩	＜15000					铬铁矿	240～600
橄榄岩	7000～15000					磁黄铁矿	7000～20000
						钛铁矿	800～30000
						磁铁矿	3×10^5～4×10^6
						赤铁矿	40～500

（2）密度（表 10-2）

代表单位体积的质量，其单位为克/厘米^3。金属矿的密度大（4～5），岩石的密度约为 2～3。火成岩的密度随二氧化硅的减少而增大。超基性岩的密度比酸性岩大；深成岩的密度一般比喷出岩大；年代老的岩石比年代新的岩石密度大。火成岩中非晶质物质的数

岩石和矿物的密度（克/厘米^3）　　表 10-2

火成岩		变质岩		沉积岩（干的）		矿石	
辉岩	3.10～3.32	角闪岩	2.9～3.0	砂岩	1.6～2.8	铝土矿	2.55
橄榄岩	3.15～3.28	千枚岩	2.7～2.8	页岩	1.6～3.2	重晶石	4.3～4.6
辉长岩	2.85～3.12	片麻岩	2.6～3.0	灰岩	1.5～2.7	萤石	3.18
苏长岩	2.72～3.02	板岩	2.7～2.9	大理岩	2.65～2.86	水锰矿	4.2～4.4
辉绿岩	2.80～3.11	片岩	2.4～2.9	白云岩	2.04～2.54	硫黄	2.07
闪长岩	2.72～2.96	蛇纹岩	2.4～2.8	泥灰岩	2.25～2.60	辰砂	8.0～8.2
正长岩	2.63～2.90	石英岩	2.5～2.6	砂与粘土	2.0～2.5	黑钨矿	7.1～7.5
花岗闪长岩	2.67～2.79			石膏	2.2～2.6	石墨	2.1～2.3
花岗岩	3.52～2.81			岩盐	2.1～2.4	赤铁矿	5.26
玄武岩	2.70～3.30			硬石膏	2.9～3.0	磁铁矿	4.97～5.18
安山岩	2.4～2.8			黄土	0.75～1.60	黄铁矿	5.02
流纹岩	2.4～2.7					钛铁矿	4.44～4.90
						方铅矿	7.57
						铬铁矿	4.32～4.57
						锡石	6.8～7.0

量增多，其密度减小。沉积岩的密度视其孔隙度、含水程度、埋藏深度而不相同。金属矿的密度虽大，但在矿体中分布不均，对矿体的平均密度影响较大。

(3) 电阻率（表 10-3）

表示电流通过某一物质时的困难程度，它等于该物质在单位长度和单位截面积情况下的电阻值。许多金属矿物如黄铜矿、磁铁矿、磁黄铁矿、方铅矿等都属于良好的电子导电矿物，它们的电阻率都很低，可用电法直接或间接探寻这些矿床及其伴生矿床。岩石的电阻率变化很大，在干燥状态下岩石几乎近于绝缘体。由于岩石中均有各种孔隙，其中的水分含有浓度不同的盐类，故导电性不等，即使是同一种岩石电阻率值也往往相差很大。岩石的电阻率主要取决于其温度与孔隙中水的矿化度。导电矿物的含量和成分并不能完全决定其电阻率的大小，而主要决定于矿石的结构，即与矿物的分布有关。同样成分和含量的金属，若矿物呈脉状分布，电阻率可能小；若呈浸染状分布，则电阻率大。炭化或石墨化岩层电阻率较低。闪锌矿虽是电子导电矿物，但常温下并不导电，电阻率极大。

火成岩的电阻率大都比沉积岩大。沉积岩的电阻率与电流流经层理的方向有关。岩石冻结时电阻率剧增，常使电法勘探产生困难。在冻土带或接地电阻大的地区，由于其交流阻抗小，使用交变电流的电磁感应法比较有利。

岩石和矿物的电阻率（欧姆-米）　　表 10-3

火成岩		沉积岩		变质岩		矿物	
花岗岩	10^2～10^5	砂岩	10～10^3	页岩	10～10^4	褐铁矿	10^7～10^8
正长岩	10^2～10^5	泥岩	10～10^2	大理岩	10^2～10^5	闪锌矿	10^8～10^7
闪长岩	10^4～10^5	灰岩	10～10^3	片麻岩	10^2～10^4	赤铁矿	10～10^5
辉绿岩	10^2～10^5	泥灰岩	1～10^2			磁铁矿	10^{-4}～10^3
辉长岩	10^2～10^5	砾岩	10～10^4			菱铁矿	10～10^3
玄武岩	10^2～10^5	硬石膏	10^4～10^8			方铅矿	10^{-5}～10
						黄铁矿	10^{-4}～1
						镜铁矿	10^{-3}～10^{-1}
						辉铜矿	10^{-4}～1
						斑铜矿	10^{-4}～10
						石墨	10^{-5}～10^{-4}

(4) 激发极化参数（表 10-4）

通以直流电于含矿岩石，电流稳定后，在岩石某两点上测得一电位差（一次电位差 Δv_1），若迅速切断电流，Δv_1 并不立即消失，而是缓慢地衰减到零。这种现象称为激发极化或超电压现象。含电子导电矿物的岩石，其瞬变电压衰减速度慢，而不含矿的岩石衰减速度很快。通常测量断电后某一瞬间（如 0.45 秒）的瞬变电压(二次电位 Δv_2)，令 Δv_2 与通电时测得的 Δv_1 相比较，其百分比用 η 表示，称为极化率，用以表征岩石、矿石的一种极化特征。η 是没有量纲的。如果 Δv_2 对断电后某一段时间（如 0.45 到 1.1 秒）积分，则得衰减电压曲线下面的面积 M，M 与 Δv_1 的比值称为充电率 (m)，它反映了二次电位随时间的衰减率。同样，m 也能表征岩石、矿石激发极化特性，其单位为毫伏·秒/伏（或毫秒）。由于所利用的是衰减曲线的一段而不是一个点，根据 m 比根据 η 能够更充分地研究岩石、矿石的激发极化特征。

如果通入岩石中的电流不是直流而是交流，则用不同频率的电流测得岩石的阻抗也不同。实际工作中，为避免导线间电磁耦合影响，最高工作频率不超过10赫，一般是0.01～10赫。在低频（如0.01赫）下测得的岩石视阻抗比在高频时（如5赫）要大。在两种频率（f_1、f_2，$f_2>f_1$）下测得的岩石阻抗[$Z(f_1)$、$Z(f_2)$]的差，与其中某一频率测得的阻抗的比值，以相对百分数表示，称为视频散率，以P_s示之（国外称作“百分频率效应”P.F.E）。$P_s=\frac{Z(f_1)-Z(f_2)}{Z(f_1)}\times 100$。$P_s$是无量纲的。国外还采用金属因数（M.F）来表示极化参数，

$$M.F=\frac{Z(f_1)-Z(f_2)}{Z(f_1)Z(f_2)}\times 2\pi\ 10^5$$

其量纲为欧姆米$^{-1}$。

金属矿物（包括石墨）的激发极化效应（η在10～50%之间）比非金属矿物大。离子导电的岩石，其激发极化效应都很小($\eta<2\%$)，也比较稳定，成为背景正常效应。在野外测得的视极化率大于5%时即认为是异常。η值大，表示有电子导电矿物存在。η值大小与电子导电矿物的总含量有一定的关系，但并没有普遍适用的规律可循。常见的几种矿物中，石墨的η值最大，其次是黄铜矿、方铅矿，再次是黄铁矿、闪锌矿。对于同样成分的矿物而言，其η值都是随矿物总体积含量的增大而增大。岩石、矿石的结构、构造对η值影响很大。如导电矿物颗粒小又呈浸染状分布，激发极化效应将比金属导电矿物含量相同的致密块状矿石要大。导电矿物呈脉状或薄膜状排列时，垂直脉状排列方向η值小，平行排列方向η值大。

某些岩石的激发极化参数　　表10-4

岩　　石	$\frac{\Delta v_2}{\Delta v_1}$ 毫伏/伏	频率百分效应（或频散率%）	金属因素或频散电导率（欧姆/米）
矿化岩石（硫化物含量>20%）	>200		
矿化岩石（硫化物含量8～20%）	100～200		
矿化岩石（硫化物含量2～8%）	50～100		
矿化岩石（含硫化物较多，比较集中）		>10	$>10^3$
强磁性铁矿石			20～10,000
斑岩铜矿（硫化物含量2～10%）		5～10	30～3000
矿化岩石（硫化物含量<2%）		2～5	1～100
火山凝灰岩		2～4	1～300
砂岩、粉砂岩	30～80	1～3	1～30
致密火山岩	10～50		
页　岩	10～50		
花岗岩、花岗闪长岩	5～10		
灰岩、白云岩	1～5	0.1～0.5	<½
玄武岩	1～5	1～2	½～7

(5) 弹性波传播速度

不同岩石传播弹性波的速度是不同的。地震勘探的目的，主要是确定不同速度岩层的界面。地震勘探中所用的主要是纵波或压缩波，其传播方向与介质运动的方向一致，是一种声波，其速度为：

$$V_{纵}=\sqrt{\frac{\kappa+4/3\,n}{\rho}}$$

式中 κ ——体变模量；

n ——切变模量；

ρ ——介质密度。其它弹性波(横波、瑞雷面波、勒夫波)在应用地震学中较少采用。

横波的传播方向与介质运动方向正交，其速度为：

$$V_{横}=\sqrt{n/\rho}$$

由上两式可见，纵波速度大于横波速度。空气中纵波传播速度为330米/秒，水中为1,450公里/秒，火成岩中为4.6～7.0公里/秒，变质岩为3.1～6.2公里/秒。在火成岩或其他结晶岩中，波的传播速度比沉积岩要大。沉积岩中年代老的、埋藏深的，由于受压缩，密度大，速度有增高的趋势。变质岩中波的传播速度介于火成岩与沉积岩之间。层状介质表现出各向异性的特点，平行地层方向的速度一般比垂直方向要大10～15%。

(6) 放射性(表10-5)

某些元素自发地放射出α质点(氦核)、β质点(电子和正电子)和γ辐射(质子)。它们在通过物质时由于碰撞、电离作用而损失其能量，α质点只能通过几厘米的空气，β质点只能通过几厘米的砂，故二者对放射性勘探用途不大。γ辐射与X射线相似，但波长更短，穿透力更强，可透过1～2米的岩石。

放射性元素铀广泛存在于沥青铀矿、钛铀矿、钾钒铀矿等矿物中。在铀的放射序列中，从铀-238(U_{92}^{238})开始，经过一系列衰变最后变为稳定的铅。放射性元素由已知量衰减到原有量的一半所需的时间，称为该元素的半衰期。铀-238的半衰期为4.51×10^{9}年，钍-234为80,000年，镭-226为1,600年，射气氡-222为3.8天，钋-218只有3.1分钟，铅-214只有26.8分钟。

除铀外，还有钾和钍两种放射性元素。钾在浅色火成岩中比在深色基性岩中丰度大。沉积岩中，只有粘土、页岩含少量钾，砂岩、灰岩不含钾。自然界中钾有三种同位素：K^{39}(93.44%)、K^{40}(0.012%)和K^{41}(6.55%)，其中K^{40}为放射性元素。钍本身目前价值不大，但它与其他金属共生，从而可用于发现别的金属矿床，如碳酸盐岩中的铌矿等。

几种岩石和矿物中放射性元素的含量 表 10-5

岩石名称	铀，克/吨	钍，克/吨	K^{40}，%
玄武岩	0.9	4.2	0.75
辉绿岩	0.8	2.0	
花岗岩	3～5	13.0	4.4
沉积岩	～1.0	5～12	
灰岩	1.3	1.1	
矿物名称	**铀，%**	**钍，%**	
云母铀矿	38～80	0～0.3	
钒钾铀矿(氧化铀含量)	50～63	0～15	
方钍石	23～26	53～57	
独居石	0.02～0.7	3.5～16.5	

3. 物探方法分类、应用条件和范围

寻找金属矿与研究浅层构造的物探方法主要有磁法、重力法与各种电法；地震法和放射性法不常用。磁法与重力是研究地球磁场和重力场的局部变化，所研究的场属于天然场。电法中的自然电流法，是研究由硫化矿局部氧化产生的天然电场，而天然音频电磁场法则是研究远方雷电活动在地下造成的电磁场。这些方法都属于天然场法。

在直流电法或电磁感应法中，需要人工建立一个恒定的电场或交变电磁场，并测量这些场的畸变，这些方法则属于人工场法。在地震法中，人为地在地面或地下某点产生爆炸，测量弹性波到达各点的时间及信号强度。激发极化法是测量矿体极化后恢复到原来状态所需要的时间，它研究的是一种瞬变不稳定电场，属于所谓张弛法类。放射性法就接收的信号而言，是在已知面积上或体积内的统计平均，属于积分效应法类。各种物探方法的应用条件与范围列于表 10-6。

物探方法的应用条件与范围　　表 10-6

方　法	观测的物理量	应用条件	应用范围
磁法勘探	总场 ΔT(航空磁测) 垂向分量 ΔZ 水平分量 ΔH (地面测量) 水平分量、垂直分量或与钻孔轴平行的分量 (三分量井中磁测)	矿体与围岩或地质体之间要有一定磁性差异； 磁性地质体应具一定规模和磁化强度，有合适的形状与产状，埋深太大不易发现； 非矿干扰要小，通过改正或数据处理能够将干扰去掉，以便从中划分出矿异常。	圈定超基性、基性岩范围，寻找钛铁矿、铬铁矿和硫化镍矿； 圈定中、酸性火成岩的分布范围，圈定侵入体界限，确定接触带、断裂带等成矿构造带，寻找铁矿、有色金属矿和稀有金属矿； 直接找磁铁矿，或间接找与磁铁矿或与磁黄铁矿伴生的有色金属矿； 寻找砂矿（其中伴生有磁铁矿和各种金属矿）； 寻找钻孔附近没有打到的深部磁性矿。
重力勘探	重力异常 Δg	矿体（岩体）与围岩，构造和盖层之间要有一定的密度差； 矿体体积较大，埋藏不深，地形平坦。	确定岩基起伏，圈定沉积岩的各种地质构造；直接找铁矿、铬矿、方铅矿或其他金属矿；从低品位的含铁石英岩（或变质岩）中圈定富矿。
电法勘探 1）自然电流法	自然电位	矿体必须是导电良好的硫化矿(伴生有黄铁矿)，埋深10～30米，矿体部分出露在潜水面以上，构成产生自电的环境。	直接找各种硫化矿（铜、多金属、镍），圈定石墨化（炭化）和黄铁矿化地层。
2)电剖面法：对称四极法	测量视电阻率 ρ_s 沿横剖面的变化	岩层应有大的电阻率差异；岩层倾角应比较陡，最好是高电阻的；地形平坦；浮土薄；围岩电性均匀。	确定基岩起伏，寻找背斜、向斜、断裂带、接触带、寻找喀斯特溶洞。
联合剖面法	同上	地形平坦；地表和近矿围岩电性均匀；矿脉倾斜要陡。	寻找低电阻良异性矿脉最有效。
中间梯度法	同上	覆盖层不能太厚，岩脉的电阻率要比围岩电阻率高。	寻找高阻含矿岩脉最有效；可用于找含铜(铅、锌或金)的石英脉，或寻伟晶岩脉。
直流电垂向测深	测量视电阻率 ρ_s 沿垂直纵剖面的变化	在所研究的断面上，岩石电阻率应互有差异；各岩层应有明显的分界线；应有标准的已知电性层；岩层分界面应近于水平，倾角应小于15～20°；地形平坦；岩层按电性分层，层数不能多于四层。	很少用于金属矿的普查勘探，只是在确定覆盖层厚度或基岩的地形填图时使用；普查和勘探被掩埋的古河床，确定裂隙带和喀斯特；在工程地质工作中用于研究工程建筑物的基础；确定含水构造。

续表

方　　法	观测的物理量	应　用　条　件	应　用　范　围
3）充电法	在露头上充电，在地表、钻孔或坑道中测量电位或电位梯度	矿体的电阻率必须很低（致密块状）；必须有地表露头，或已被探井、钻孔揭露的矿体；覆盖层不宜太厚。	确定矿体的空间分布范围；确定相邻两矿体是否相连；寻找新矿体；追索构造破碎带（断层）。
4）激发极化法 时间域法 频率域法	测量极化率、充电率、测量百分频率效应	矿体中必须含有电子导电矿物，而且要有一定的总体积含量；石墨、磁铁矿、黄铁矿也有激发极化异常，常造成干扰，应予足够注意。	寻找浸染状硫化矿（斑岩铜矿）、含少量导电矿物的多金属矿、硫化镍矿以及与磁铁矿、磁黄铁矿共生的其他金属矿。
5）电磁感应法 突拉姆法（长导线法、双线框	测量交变电磁场的振幅比和相位差	矿体应该是由良导性的致密矿石组成，围岩电阻率高。	主要用于普查良导性的各种硫化矿床，特别适用于沙漠、冻土带掩

金属矿物探常用比例尺和测网　　表 10-7

比例尺	测线距，米	测点距，米	适用范围
1:200,000	2000	200～500	航空物探普查
1:100,000	1000	200～400	
1: 50,000	500	100～200	航空物探详查　地面物探检查
1: 25,000	250	50～100	
1: 10,000	100	20～40	地面物探详测或精测
1: 5,000	50	10～20	
1: 2,000	25	5～10	
1: 1,000	10	2～10	

测线方向。

布置测网时，应先在测区布置一基线，其方向与岩层或矿体走向平行，再在基线上按测线距打下测线基点标桩，并写明测线编号。用仪器或测绳拉测点距，并用临时标签标明测点；或用罗盘定方向，以步测定距离。

(3) 观测的精度

有些误差可通过相应的改正来消除，如仪器的零点漂移、外界温度变化或物理场的变化等，均可用改正的方法予以消除。另一种误差属于偶然误差，如仪器未调好和人为的估读误差等，通过改正并不能消除，须用均方误差或相对误差来表示观测精度。前者多用于磁法，后者多用于电法。

均方误差

$$m=\pm\sqrt{\frac{\sum_{1}^{n}(a_i-b_i)^2}{2n}}$$

平均相对误差

$$d=\sum_{1}^{n}\frac{2|a_i-b_i|}{(a_i+b_i)n}\cdot 100\%$$

a_i 和 b_i 分别为基本观测值与检查（重复）观测值，$i=1,2,\cdots\cdots n$，n 为检查的点数。

一般相对误差不超过 5%，工作质量即认为是合格的。在磁测工作中，认为均方误差应小于有意义的异常值的三分之一，所以均方误差应视磁测所要解决的问题而定。

精度要求，不一定越高越好。精度过高，数据虽可靠，但影响工作效率；精度过低，则影响地质效果。所以观测精度应根据具体任务来定。

(4) 成果的表示

数据经过必要的改正和处理后，可绘成下列三种图纸：

① 平面等值线图　在平面图上，根据规定的比例尺画上测线，并在测线上标出测点，再将数据写在测点旁。在全面研究数据的基础上，用内插法勾绘等值线。等值线间隔取观测精度的倍数或成其他整数倍。

② 剖面曲线　绘制方法与地形剖面图相同。横坐标代表测线距离，按地形图比例尺标上测点位置。纵坐标表示测值，其比例尺应使纵坐标上 1 毫米与观测值的均方误差相对应。将各点所测的物探异常值标在图上，并用线连接各点的异常值，示出异常沿剖面的变化。

③ 平面剖面图　在平面图上按比例尺绘出所测的各条测线，在每条测线上绘出各自的剖面曲线，整个一起构成平面剖面图。

勾绘等值线时，切忌主观片面性，要防止机械地内插决定等值线所经过的位置，而要充分考虑地质特点，勾出圆滑、美观的曲线。某些数值低、表现规则而有一定范围的观测值，可能与深部地质体有关，应予注意，不可轻易舍弃。平面剖面图能反映出异常细节，而平面等值线图由于不能过密，故不足以反映细节。

(5) 成果的解释

物探图要与地质图对比。先看物探异常与已知矿或有利成矿构造、岩层在部位上是否有对应关系。若二者位置吻合，至少证明该方法是有意义的，对找矿可能起指导作用。若已知矿点上无异常，则要进一步找原因，而不应轻率地加以否定。在新区，物探异常与地质情况不符合，是不足为奇的，因为地质界线常是推断出来的，地表所见可能只是矿化现象。一般说，在保证物探工作质量的前提下，引起物探异常必有其原因，应给予山地工程验证，用以修正地质图上的地质界线，并查明是否是矿异常。验证前，要仔细分析异常，作到合理地布置工程。在地质验证过程中，还应利用钻孔做一些电测井或磁测井，进一步研究岩石、矿石物性，寻找井旁未打到的矿体。

物探方法有一定局限性，例如有些方法勘探深度不大，对地形起伏反应灵敏；有些方法不能分辨矿与非矿异常，或对矿体产状反应不明显；许多物探异常又有多解性，这些问题在成果解释时都要给以足够注意，防止把地形、浅部的非矿干扰误认为矿异常。

总之，物探异常的推断解释是一项比较复杂的工作，只有通过综合研究、综合分析，在实践中不断总结经验，深化认识，才能逐步作出比较客观的判断。

第二节　磁　法　勘　探

磁法勘探是地球物理勘探中应用最早，也是目前金属矿区普查勘探中应用最广的一种方法。它是通过研究天然地磁场在空间的分布规律及其变化来解决地质问题的。

1. 地磁场和异常磁场

(1) 地磁场

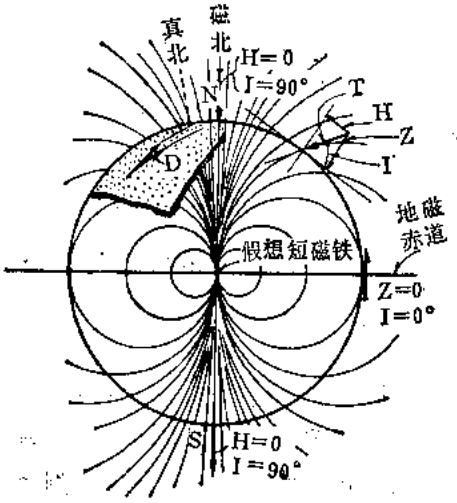


图 10-1　地球磁场

地球周围空间存在着一个与均匀磁化球体相似的磁场，通常设想地心有一短磁棒，以其磁场代表地磁场（图 10-1）。磁棒轴通过地心，与地球自转轴(真北)的夹角为−11.5°，其磁矩 $M=8.3\times10^{25}$CGSM，平均磁化强度 $J=0.072$ CGSM。地表各点的磁场强度 (T) 是一个大小不等方向不同的向量，按直角坐标可分解成三个分量：垂直分量 Z、指北的水平分量 H_x 和指东的水平分量 H_y。磁场强度 T 与水平面的夹角 I 称为磁倾角。在北半球，T 指向下，I 为正值；在南半球，T 指向上，I 为负值。$H_x+H_y=H$(水平分量)。H 与真北方向(X 轴)间有一偏角 D，称为磁偏角。H 偏东，D 为

正；H 偏西，D 为负。H（或 H_x, H_y）、Z、D、I、T 统称为地磁要素，它们彼此间呈简单的三角函数关系(图 10-2)。

地磁场强度的单位为奥斯特。在磁法勘探中采用 1 奥斯特的十万分之一作单位，称为伽马(γ, $1\gamma=10^{-5}$奥斯特)。

在地磁赤道，地磁场垂直分量 Z＝0，水平分量H 最大(≈0.35 奥斯特)；在地磁两极，Z 最大（≈0.7 奥斯特），H＝0。由地磁赤道向北（或南）Z 随纬度而改变，平均每公里约增大 9.4γ，而 H 值则相应地减少 4γ。在地磁赤道 I＝0，在地磁两极 I＝90°。由地面向上，地磁场各分量随高度的增加而减小，每升高 1 公里约减少几十伽马。

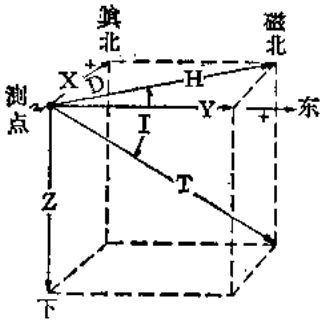


图 10-2 地磁场要素

随时间的推移地磁场的强度也有变化。除周期不定的磁暴、磁扰外，还有以昼夜为周期变化较弱的日变。前者影响野外磁测的进行，后者仅对精度要求较高的磁测有影响。磁场日变幅度，高纬度区比低纬度区大，夏季比冬季大；在一天中，大致是夜间和早晚较平稳(可能与太阳有关)，上午变化较小，下午回升，最大变化约为 50γ。地磁日变影响可以通过改正消除。

(2) 异常磁场(磁异常)

由于各种岩石和矿石在地壳中的分布不均匀以及地质构造的存在，地下物质磁性的分布也是不均匀的。它们在地磁场的作用下，被磁化后即带有强弱不等的磁性，有的还保留有剩余磁性。因此，它们在空间各自形成一局部的并带有一定特点的磁场，叠加在较均匀的区域地磁场之上，使磁场发生局部畸变。这种畸变的磁场，即通常所称磁异常。磁法勘探即是使用仪器在地面、空中或井下测量磁性异常情况，并对之进行分析研究，作出解释推断，从而解决地质找矿问题。

由于地磁场与放在地心的磁偶极（短磁棒）等效，其N极在南方，S 极在北方，磁力线由南到北。在北半球磁力线指向下，地质体被磁化后一般上端成 S 极，读数规定为正值，即正异常；下端成N极，读数为负，即负异常。

磁异常的强度、分布和特征与磁性地质体的性质、磁化强度、规模大小、形态和产状等有关。不同形态的磁性体在 ΔZ 平面等值线图上的表现也不同。等轴状（球状）矿体的磁力等值线接近圆形（图 10-3）；有一定走向长度的矿体(板状体) ΔZ 平面图呈椭圆形(或

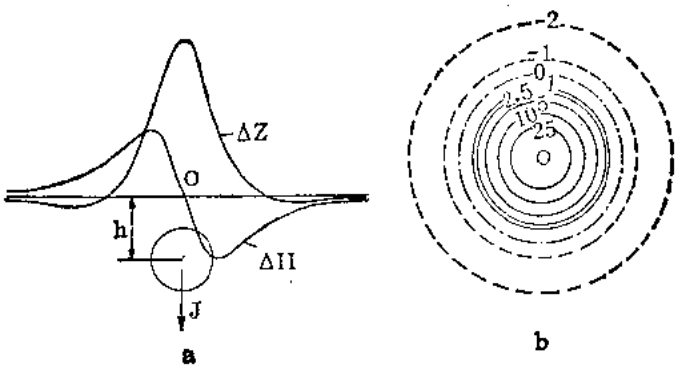


图 10-3 垂直磁化的球体磁场

a—磁场垂直分量 ΔZ 与水平分量 ΔH 异常剖面图；b—ΔZ 的平面等值线图

长条状），椭圆长轴常与矿体走向一致（图 10-4b）。矿体的大小可从等值线的范围看出一个轮廓。当 ΔZ 强度和梯度大时，表示矿体的埋深小；反之，埋深大。若矿体倾斜，则 ΔZ 平面图上异常两侧等值线疏密不同，剖面图上异常曲线不对称，并可出现负值（图 10-5）。此外，ΔZ 的特征还与矿体磁化方向 J 有关。

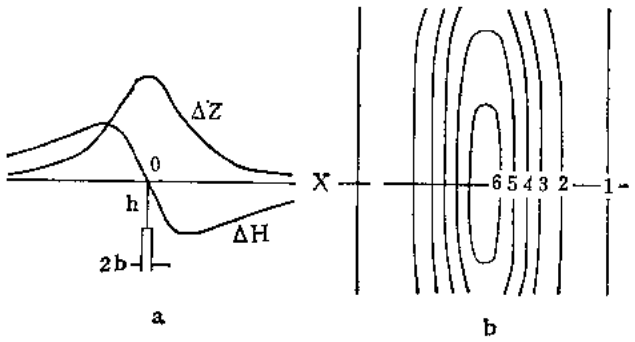


图 10-4 垂直磁化直立板状体的磁场
a—ΔZ 与 ΔH 的异常剖面图；b—ΔZ 的平面等值线图

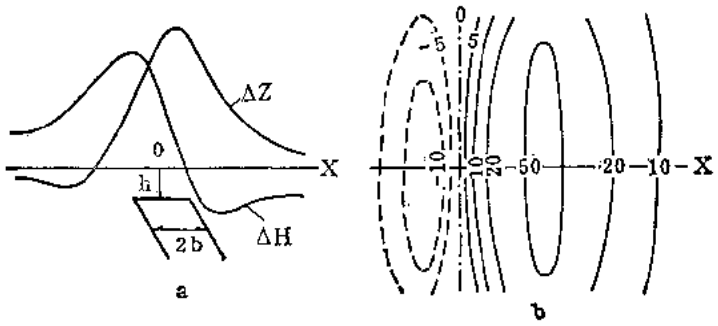


图 10-5 垂直磁化倾斜厚板的磁场
a—ΔZ、ΔH 的异常剖面图；b—ΔZ 的平面等值线图

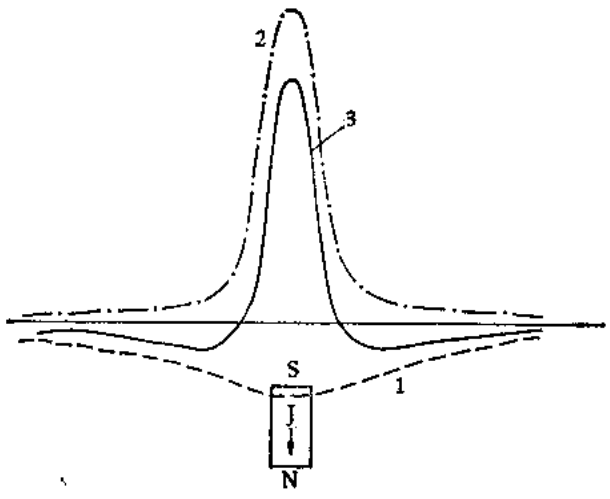


图 10-6 垂直磁化、有限延深直立板状体的 ΔZ 异常曲线
1、2—板状体下端和上端分别产生的异常；3—上下端异常叠加后的总异常

假设在北半球有一垂直磁化的直立板状体，则其上端的磁性为南极（S），下端为N极。S 极产生正异常，N极产生负异常。因S 极比N极离地表近，故正异常比负异常绝对值大。板的上方正负异常叠加后，曲线仍对称；正异常两侧有负异常（图 10-6）。若矿体向下延深为无限大，负异常趋于零，则只有 S 极引起正异常。如果直立板状体是斜磁化的，尽管板状体直立，极的两侧异常叠加后并不对称（在磁力线穿入板的那一侧和上端为 S 极），在磁化向量所指的那一侧负异常比另一侧的要大。如果板状体是倾斜的，可以有两种情况：一是磁化方向

与板状体倾斜方向一致，即顺层磁化，则矿体上端是S极，下端是N极，两侧不出现磁极。两端异常叠加后，由于矿体下端偏向一侧，使该侧的负异常比另一侧的大，曲线不对称（图 10-7）。磁化倾角或矿体倾角越小，曲线越不对称。在顺层磁化的情况下，有限和无限延深的板状体，其异常曲线也各不相同。二是磁化方向与板状体倾斜方向不同，即磁化倾角与矿体倾角不等，曲线更为复杂。这种情况将在后面磁异常定性解释中再讨论。

2．仪器

我国目前在地面磁测中所用的仪器主要是悬丝式和刃口式两种磁力仪，前者用于面积性的测量，后者用来作详测剖面或日变观测。在井中和航空磁测中是用的磁饱和式磁力仪。地面磁测用磁饱和式磁力仪还不够普遍。质子旋进式磁力仪、光泵式磁力仪和超导磁力仪还在研制中。前一种磁力仪国外在地面和航空磁测中早已推广使用，第二种在国外使用的也不广，第三种在国外也还在试验中。

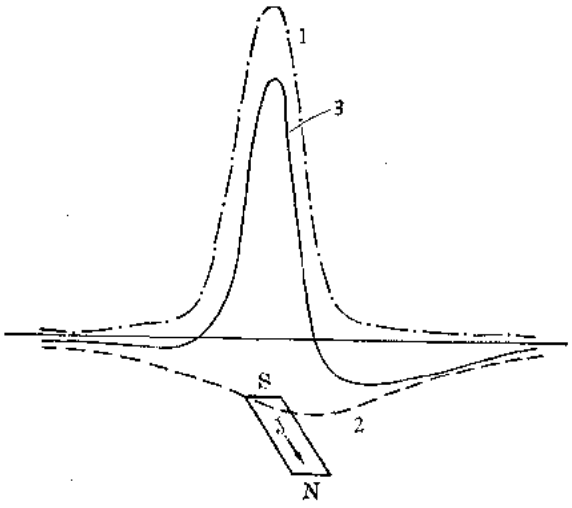


图 10-7　顺层磁化、有限延深的倾斜板状体的 ΔZ 异常曲线
1、2—板状体上、下端分别产生的异常；3—上下端异常叠加后的总异常

3．野外工作

在中、高纬度地区进行野外磁测时，一般是测量总磁场的垂直分量 ΔZ。这种异常（ΔZ）与其起因的地质体之间关系简单，易于解释。在地面详细磁测时，往往还需补充水平分量 ΔH 的测量。在航空或海洋磁测中主要是测量 ΔT。

磁测比例尺、网度、精度的选择，要视任务的性质而定。普查强磁性铁矿或圈定强磁性岩体（超基性岩、基性岩），要求精度不高，测量的均方误差可达 40～50 伽马，仪器的灵敏度也可降低（对于刃口或悬丝磁秤，格值为 20～30 伽马也无妨）。不用作日变、纬度、温度等各项改正。寻找弱磁性矿体和作小比例尺地质填图，要求高精度磁测，均方误差要小于 $\pm 10\,\gamma$，并需作日变、基点、纬度和温度等项改正。中等精度的磁测，均方误差应在 $\pm(10\sim30)\gamma$，并根据具体情况作若干改正。

野外工作之初，先在测区内建一基点。该点要选在异常平缓（最好是无矿的正常场区）、没有外界干扰（如高压线铁塔、铁轨及其他建筑物等）、交通方便（便于每天往返校正仪器）的点上，来校正零点读数。它也是各测点磁场起算点。各测点与基点读数之差，乘以仪器的格值，即为各测点的 ΔZ 异常值。若测区很大，可多设几个基点（平均每个小区要有 1～2 个分基点），取其中之一为总基点；分基点与总基点要建立场的联系，各测点要以总基点为准计算 ΔZ 值。

对于高精度磁测，要在测区或其附近设立固定测站，以记录地磁场日变。各测点应记录观测时刻，以便作日变改正。尽管如此，早晚在同一基点上的读数也可能不一样，这属于仪器的“闭合误差”，应平均分给各测点以作改正。

在精度不高的小面积大比例尺磁测中，可定时返回基点，无需专设日变站，可把闭合误差与日变混在一起改正。基点上先后两次读数差已按时间比例分摊于各测点。

质子磁力仪无零点漂移，不存在"闭合误差"。若另有仪器专测日变，也无需经常返回基点。现代仪器都有温度补偿装置，温差影响不重要。若测区很大，应考虑经纬度的影响。可根据国家测绘的全国地磁场（T、Z或H）等值线图按其梯度算出相应场的变化，并依据地理坐标作经纬度改正。

磁测结果经上述改正后，剩下的磁场变化即为地下磁性地质体引起的。磁测数据用平面、剖面图表示，作为异常解释的材料。一般磁测成果与其他物化探成果图及地质图绘在一起，以便综合分析、对比解释。

4．磁异常的推断解释

磁测结果客观上反映了测区内磁场强度在平面或剖面上的分布特征。根据磁异常图进行研究分析，推断出地下地质构造或矿产分布情况，这就是磁测结果的地质解释。当然必须结合当地岩石矿石的磁性资料和地质特征，必要时还要结合其他物化探资料，以查明引起磁异常的原因。根据已有的经验，磁异常等值线图的分析研究，可大致地作出定性解释。为了得出磁性地质体的形状、产状、埋深、大小，还要进行磁异常的定量解释。

（1）定性解释

主要是根据磁异常的特征，对异常体的形状、产状作出概略的估计。但这种估计由于磁化方向不同，使其复杂化。

应当指出，在物探工作中，根据地质体在空间三个方向的长度情况（无限或有限），划分为二度体及三度体。三度体在三个方向的长度都是有限的；二度体只在两个方向上长度是有限的，而另一个方向（水平或向下延深）是无限的。这种划分只是相对的。所谓走向无限延长或向下无限延深的矿体在自然界是没有的。同一矿体在航空磁测中被视为三度体，在地面磁测中则往往当作二度体来处理。

同时，在物探工作中还经常用简单规则的几何形体去逼近所要解释的地质体。这种逼近是有条件的，它与矿体的延长、延深、宽度、埋藏深度以及测点距矿体的远近等有关。

假设矿体的走向长度为2 L，向下延深的长度为 l，厚度为2 b，h 为其顶部埋深，把走向长度有限的矿体看成是无限的，异常误差<10%，其条件是：若 b/h=2，则需 2 L=8 h；若 b/h>5，则需 2 L=10 h。在 ΔZ 平面图上，长轴比短轴大2～3倍以上，即可视为走向无限的地质体。这些结论是对矿体的中心部分而言。若矿体中心线小于埋深的1.5倍，b/h=2，则 l 必须比 h 大于12倍，才能看成是无限延深；若 b/h>2，则 l 不必比 h 大于12倍。若矿体向下延深一定，埋深越大就越不能视为无限延深的矿体。

在高纬度区垂直磁化的条件下，异常简单，往往只根据 ΔZ 曲线的两翼是否对称、梯度陡缓以及有无负异常，即可确定地质体的倾斜方向。斜磁化条件下的规律则不易掌握。

为对不同产状矿体的异常曲线特征有个系统的认识，现将矿体倾角 β=30°、60°、90°、120°、150°的、下向无限延深的厚板，在磁化倾角 i=75°、60°、30°、0°、−30°、−60°情况下的 ΔZ 和 ΔH 曲线示于图10-8，并根据理论分析，归纳成表10-8（曲线用 β，i 表示），供作参考。

确定异常体的形状不能脱离其埋深片面地估计。异常体的埋深可从磁场曲线特征看出一个苗头。一般异常值范围狭窄、变化复杂（如锯齿状）、梯度陡，则埋深小；反之埋深大。在垂直磁化的情况下，因有下端影响，ΔZ 异常峰值两侧有负异常出现，可能异常体下延不大；在斜磁化条件下，斜磁化也能引起负异常，这一条就不适用了。

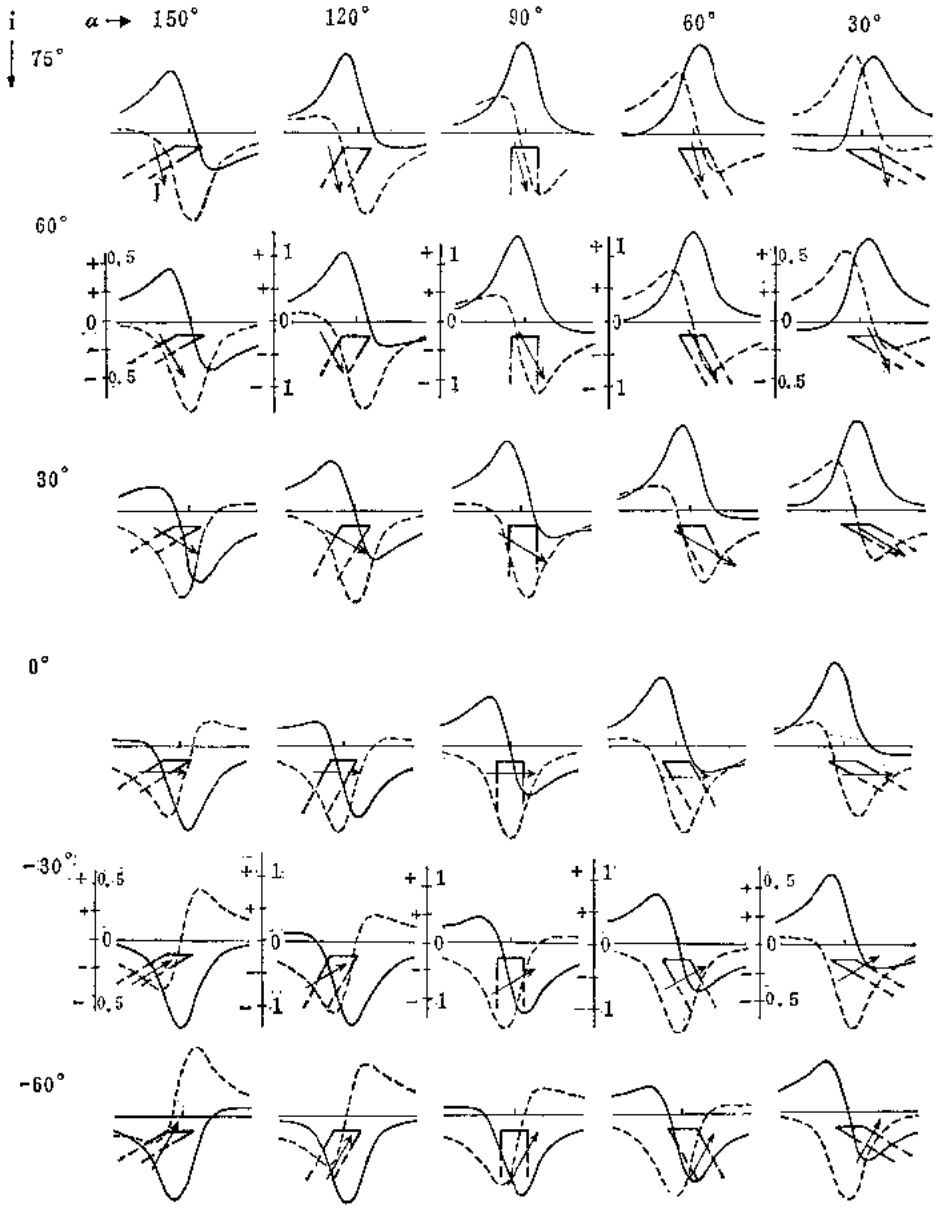


图 10-8 厚板的 ΔZ 和 ΔH 异常曲线
（图中实线代表 ΔZ 异常曲线，虚线代表 ΔH 异常曲线）

磁异常体的形状往往很复杂，在异常平面图上等值线的形状也是复杂的。现仅就形态较简单的两种——等轴状和拉长线条状的异常，分别介绍如下。

当 ΔZ 平面等值线近于同心圆，异常外圈还有负异常时，引起异常的磁性体可以是球体，也可以是有限延深的直立筒状（棒状）体。若外圈没有负异常，则可能是直立（或倾斜）的无限延深的筒状体；若有负异常，但只在正异常北侧，东西向的 ΔZ 剖面曲线对称，则可能是斜磁化的球体或向北倾斜的筒状体。这时要用其他方法进一步区分。若负异常不在北侧（而在其他方向），则异常体将是有限延深的倾斜筒状体。

当 ΔZ 平面等值线呈拉长（线条）状，异常体有一定方向，可根据 ΔZ 剖面曲线判断

ΔZ异常曲线特征与板状体产状关系　　表 10-8

ΔZ 异常特征	$\beta-i$	参考图 (β,i)
只有正异常，曲线两翼对称	0°(即$\beta-i$，顺层磁化)	(30°,30°),(60°,60°)……
只有负异常，曲线两翼对称	180°	(150°,−30°),(120°,−60°)……
北侧负异常比南侧正异常小，曲线不对称	$>0°,<90°$	(120°,60°),(90°,30°)……
南侧负异常比北侧正异常小	$<0°,>-90°$	(30°,60°)
北侧负异常等于南侧正异常	90°	(150°,60°),(90°,0°),(120°,30°),(30°,60°)
南侧负异常等于北侧正异常	−90°	—
北侧负异常大于南侧正异常	$>90°,<180°$	(60°,−60°),(90°,−30°)
南侧负异常大于北侧正异常	$>-180°,<-90°$	(150°,−60°)

异常体的形态。大致有如下五种情况：

① ΔZ 曲线只有正异常，曲线对称，如其走向为南北向，则为无限延深的直立板状体，或是顺层磁化无限延深的倾斜板状体。

② 只有正异常，曲线不对称，这时可能是磁性不同的岩层接触面上的矿层（其磁化方向与岩层倾斜一致），曲线在磁性强的岩层一侧下降平缓；也可能在曲线下降缓的一侧有另一小磁性体；或者可能地质体在这一侧面比相反的一侧平缓；还可能由于正常场选择不合适，而有一侧出现负异常。这四种可能性的区分须结合具体地质条件来判断。

③ 若 ΔZ 曲线两翼不对称，只在一侧有负异常，而另一侧正异常下降平缓，要确定异常体的形状比较困难。这时可将曲线作某种变换，使成一条新曲线，再据新曲线的特征进行分析。变换的方法是以异常的极大值与极小值之代数和所在的点作为坐标原点，将原点两边横坐标绝对值相等的二点的异常值相加(或相减)取其一半，作为异常值标在坐标上。对所有点都这样计算，即得出一条所谓"半和(差)曲线"。最后，根据此曲线再分析。

如果作出的半和曲线无负异常，异常体将是向下无限延深的板状体。进一步分析可能有表 10-9 的几种情况。如所作半和曲线有负异常，则表示板状体延深不大。

半和曲线与产状的关系　　表 10-9

异常走向	负异常	异常体倾斜方向
南北	—	倾向正异常缓的一侧
东西	在曲线北翼，负值不大	垂直或向北倾，$\beta>i$
东西	在曲线北翼、负值大	向南倾
任意方向	在曲线北翼	$\beta>i$
任意方向	在曲线南翼	$\beta<i$

④ ΔZ 曲线两翼均有负异常，异常体可能是水平圆柱状、水平薄板状、厚板状或棒状体，而且向下延深都不大。区分的方法应通过某些定量计算来确定。

⑤ ΔZ 曲线正异常范围很宽，中间有不大的极小值，曲线两端出现负异常，磁性地质体可能是一水平薄板状体，或是向斜构造，也可能是相距较近的两个磁性体的叠加异常。

以上介绍的只是磁异常定性解释所需掌握的一些规律。定性解释与定量解释是相辅相

成的。在定性解释时，做一些初步的定量计算，可以帮助作出正确的判断。先有了正确的定性分析，才能得到较精确的定量解释。

(2) 定量解释

磁异常的定量解释，是对具体地质条件下的实测磁场，用数学物理的方法进行定量计算，借以确定地质体的位置、形状、大小、倾斜方向和埋藏深度等产状要素。

在野外磁测工作中，我们只获得了磁场强度。而磁性地质体的不同磁化强度、形状和大小，都有可能产生相同的磁异常，获得的解释不是单一的。这就需要根据其他物探、化探、钻探和地质资料，帮助我们作出选择。

定量地解释反演问题的方法很多，而且还在不断创新。但是，归纳起来主要有两类。

① 理论曲线拟合法（或称选择法） 是将实测异常剖面曲线与根据简单形状的磁性体的磁场解析公式给以不同的参数，计算出一套理论曲线进行对比。从中找出一条吻合最好的曲线，该曲线所给定的埋深、产状参数就是所求实际地质体的埋深和产状参数。为了便于将实测曲线与理论曲线进行对比，需预先计算出许多套适用于各种形状、产状和不同磁化方向的几何体之理论曲线，并绘编成图册——即量板，以便检用。但是，在自然界矿体的产状、形态并不能用几种简单的情况来概括，因此，要求计算的理论曲线的数目是惊人的。由于计算的理论曲线数量不能满足需要，只好采用内插法。该法所利用的是整条曲线，方法简便，效果也较好。缺点是只适用于简单的地质体。对于形态复杂的地质体，要求预先计算好理论曲线是不现实的。只好在推断时临时计算。

为了提高计算效率、简化计算方法，用手工计算时可用计算量板。一般常用的是二度量板。该量板是根据走向长度无限的水平柱状体的磁场公式计算构制的，对磁化方向不加限制，柱体的截面可以是任意形状，只要沿走向截面形状稳定就行。用法是根据定性解释或其他资料作出假想的矿体剖面图，注明各测点的位置。将透明纸作成的量板放在假想的矿体剖面上，令其原点与要计算磁场的测点重合，并使量板上Z轴与J_0和垂线的分角线重合。数出矿体截面积在量板上所包括的点数(n)；矿体在原点所产生的磁场，即$n \times J_0 \times 0.01$伽马(如果将量板绕原点旋转45°，再数出矿体截面所包含的点数乘以$0.01 J_0$，即得出矿体在该测点的磁场水平分量)。这样计算出剖面上各点的磁场值，得出一条理论曲线，即可与实测曲线对比。如两曲线不吻合，修改假想矿体截面和磁化方向，或在旁边增加一些矿体，表示几个矿体的综合异常，再行计算，直到两曲线完全吻合为止，从而求得所要求的矿体参数。这种方法要预先选择矿体的横截面。选择法选出的截面形态，一般是上部可靠性大，下部可靠性差。

实际工作中最常见的是三度体或似二度体，显然应用二度量板，会导致错误的结果。这时应采用似二度量板进行计算。

② 特征点法 它是利用异常曲线上的某些特征点，如异常的极大值点、极小值点、零值点、异常极大值的1/2(或1/3，或1/4)点、曲线的拐点、垂直磁异常与水平磁异常绝对值相等的点的横坐标等，求得一些水平直线距离(这些距离都可从实测曲线上量得)来分析磁异常。有时还利用异常值，再根据场的理论公式求得矿体的埋深和产状。精度虽比选择法差，但在一般情况下是可以满足要求的。利用特征点求几种简单形体的埋深的方法见表10-10。

求不同几何形状磁性体的埋深方法很多，然而最好只利用ΔZ曲线(因测ΔH曲线比较

用异常曲线上的特征点计算磁性地质体的埋深公式　　表 10-10

地质体形状	埋深(h)，米	备注
垂直磁化球体	$0.25\times\Delta Z$曲线极小值点间的距离	或$0.346\times\Delta Z$曲线零点值间的距离
斜磁化球体	$0.707\times\sqrt{d_1d_2-0.11(d_1-d_2)^2}$	d_1、d_2是ΔZ曲线北侧和南侧的异常零点值与异常极大值间的距离(参看图10-9)
垂直磁化水平圆柱体	$0.5\times\Delta Z$曲线两零点值间的距离	参见图10-10，a、b
斜磁化水平圆柱体	$\frac{d_2(9d_1^2-4d_2^2)}{6\sqrt{3}d_1^2}$	d_1是异常零值点间的距离，d_2是极大值点和与较强的一个极小值点间的距离
顺层磁化无限延深的倾斜薄板	$0.5\times\Delta Z$半极大值点间的距离	参见图10-11
斜磁化($\beta-i=\gamma$)无限延深的倾斜薄板	$\frac{1}{2}(x_1-x_2)\cos\gamma$或$\frac{1}{2}(x_3-x_4)\sin\gamma$，$\cos\gamma=\frac{Z_{极大}-\lvert Z_{极小}\rvert}{Z_{极大}+\lvert Z_{极小}\rvert}$	原点坐标是异常值等于ΔZ两极值代数和的横坐标，x_1、x_2是异常值等于原点处异常值一半的两个点的横坐标，x_3、x_4是ΔZ极大值与极小值点的横坐标，$Z_{极大}$、$Z_{极小}$是异常极大值与极小值，参见图10-12
无限延深的倾斜厚板	$\sqrt[4]{\left[d_2^2-\left(\frac{d_1}{2}\right)^2+\left(\frac{d_2}{2}\right)^2\right]d_3^2}$	d_1是两ΔZ极值间的距离，d_2是两ΔH极值间的距离，$d_3=x_{\Delta Z_{极小}}-\frac{d_1}{2}$，$x_{\Delta Z_{极小}}$是$\Delta Z_{极小}$到原点的距离，原点是根据$\Delta Z_{极值}$的代数和确定的

麻烦)，并选用那些只利用极大值附近的点(因极小值有时不明显)、不受干扰(近矿围岩磁性不均匀，附近有其它矿体的影响)并与正常场选择无关的方法。但总的来讲，所有特征点法都各有优缺点，误差能达到20～30%就认为是满意的了。

在有利的情况下，还可求得其它参数。例如，对于球体，其磁化倾角i可用下式求得：$i=tg^{-1}\left[-\frac{\Delta Z(0)}{\Delta H(0)}\cos\delta\right]$，式中$\Delta Z(0)$与$\Delta H(0)$分别为坐标原点处$\Delta Z$与$\Delta H$曲线的异常值，$\delta$是测线的磁方位角。由下式求磁矩M：$M=\frac{h^3\cdot\Delta Z(0)}{2\sin i}$，因$M=JV$，如果测得J，即可计算出球体的体积V。从而算出球体的半径R和球体上缘的埋深($=h-R$)，这时要利用ΔH的测量结果。

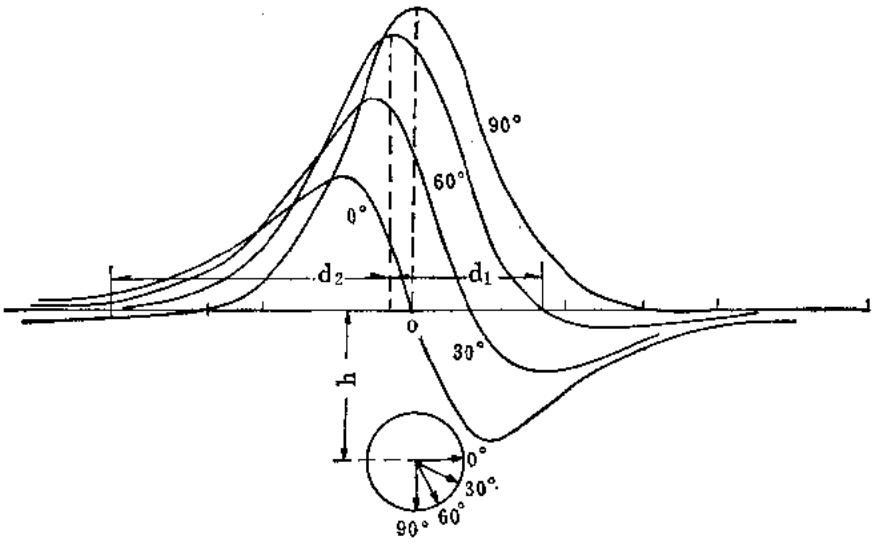


图 10-9　球体的磁异常曲线

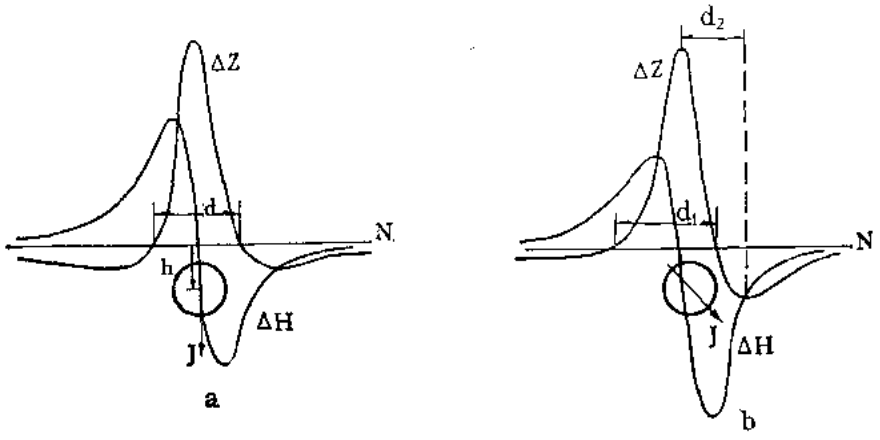


图 10-10 水平圆柱体的磁异常曲线
a—在垂直磁化的情况下；b—在斜磁化的情况下

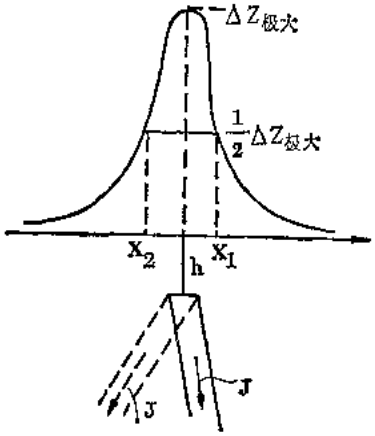


图 10-11 顺层磁化无限延伸的倾斜薄板

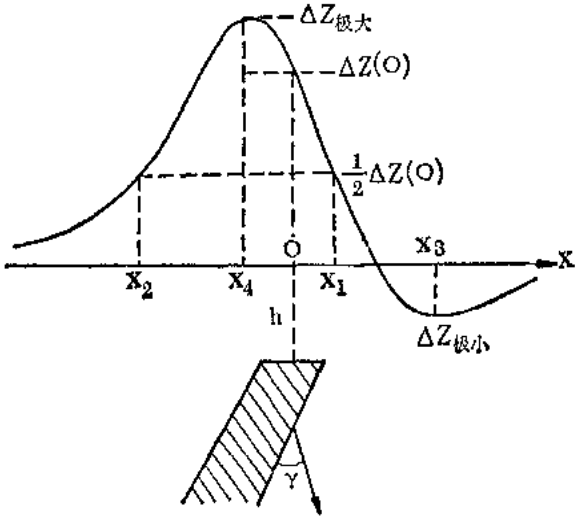


图 10-12 无限延伸的倾斜薄板

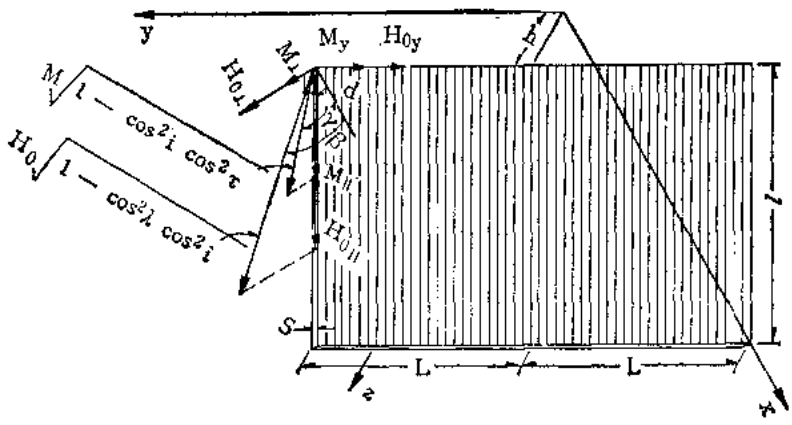


图 10-13 三度倾斜薄板

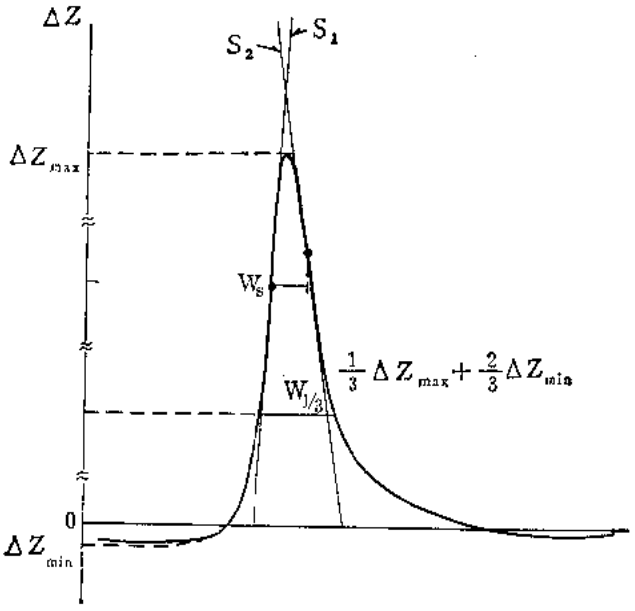


图 10-14　三度倾斜薄板的倾角和埋深的估计量

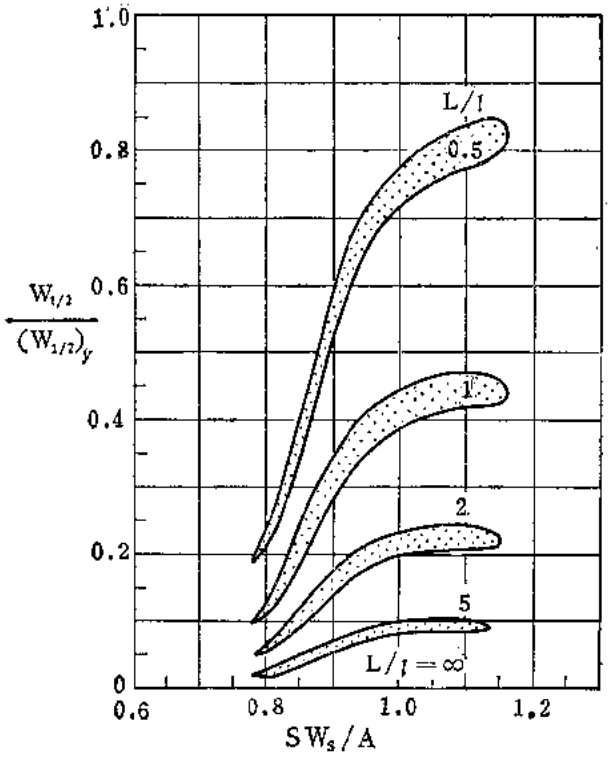


图 10-15　根据垂直磁场强度估计 L/l 的图，阴影部分代表 L/l 的轨迹

野外常见的是三度倾斜薄板（图10-13）。为了进一步说明特征点法，现在介绍一种比较适用于普遍情况的方法。在通过异常峰值并垂直于矿体走向的“主剖面”曲线上读得 ΔZ 异常总幅度 A，即异常的极大值与极小值（绝对值）的总和；从该曲线上量得 ΔZ 峰值两边异常曲线的斜率 S_1 与 S_2（每米若干伽马数）、正峰值两边曲线拐点的水平距离 W_S；从极小值起算，曲线上数值为半幅度的两个点之间的水平距离 $W_{1/2}$，数值为 1/3 幅度的两点之间的水平距离 $W_{1/3}$（图 10-14）。最后通过矿异常峰值，在沿异常走向的剖面曲线上，量得数值为半幅度的两个点间的距离 $(W_{1/2})_y$。经简单的计算，求得以下几个比值：$W_{1/2}/(W_{1/2})_y$，$\bar{S}W_S/A\left(\text{其中 }\bar{S}=\frac{S_1+S_2}{2}\right)$，$|S_2/S_1|$（绝对值的比），$W_S/W_{1/3}$。然后利用预先根据三度倾斜薄板的磁场理论公式构制的、以 L/l 为参数的 $W_{1/2}/(W_{1/2})_y \sim \bar{S}W_S/A$ 列线图（图10-15，其中 2L 为板的走向长度，l 是其向下延深），可查出 L/l 的值。再根据 L/l 值从以 d 与 l/h 为参数构制的 $\left|\frac{S_2}{S_1}\right| \sim W_S/W_{1/3}$ 列线图（图 10-16）上，查得 d 与 l/h 值。最后从辅助曲线（图 10-17）找出与 d 和 l/h 相对应的 $W_{1/2}$/h 或 $W_{1/3}$/h 的值以及磁化强度的值。由于 l/h 比值与 L/h 比值先已求得，最后可求得 h、l、L 和 Ms（其中 M 为磁化强度，s 为板的厚度）。只要事先构制出几张合用的列线图，就能定量地对三度倾斜薄板的磁异常作出比较满意的解释。

5．复杂磁异常的推断解释

使矿异常复杂化的因素主要有两方面。一是矿体内在的原因，即所含磁性矿物分布不均

匀、矿体形态复杂(厚度、延深及其沿走向和倾向的变化都很大)、各部分的消磁系数、感应磁化强度(J_i)的方向和大小不同。如果矿体是多层的，互相影响，情况也会是很复杂的，这时必须根据当地地质情况及磁异常的特征细节仔细研究，分别处理。

另一个原因是外部干扰因素，如表层磁性不均匀、地形切割以及非矿磁性地质体的影响等。如果寻找强磁性矿体，表层磁性不均匀，虽可导致异常曲线呈锯齿状，但影响不大，可用手工圆滑的方法，使曲线变光滑，再进行异常解释。若所找的是弱磁性矿，则须用所谓"滤波"法，滤掉表层的干扰异常，突出深部矿体的异常。经处理后再作解释。如表层厚度稳定、磁性均匀，可从实测异常值中扣掉干扰部分，剩余的异常即代表矿体的异常。

在山区进行磁测，观测面不是一个平面，可先把在地形起伏的剖面上测得的结果换算到一个平面上再进行解释。对于二度的地形(山脊或山谷)，先构制出计算显板，便于计算。还可用导电纸模拟实际的地形，将不在一个平面测得的异常值，换算到某一平面上。如果组成起伏地形的岩石本身带磁性(例如某些火成岩)，往往在山顶出现 Z_a 异常正的极大值，山谷则出现负的极小值，绘出的异常平面等值线图与地形图相似。在此情况下，同样需要作上述的地形改正。

火成岩的干扰异常对矿异常有相当大的影响，其处理方法与处理多层矿体类似。即首先根据地质情况，查明火成岩体的形态，测得岩石的磁性，算出它的理论异常，将其从实测异常值中扣除，即可求得矿异常。

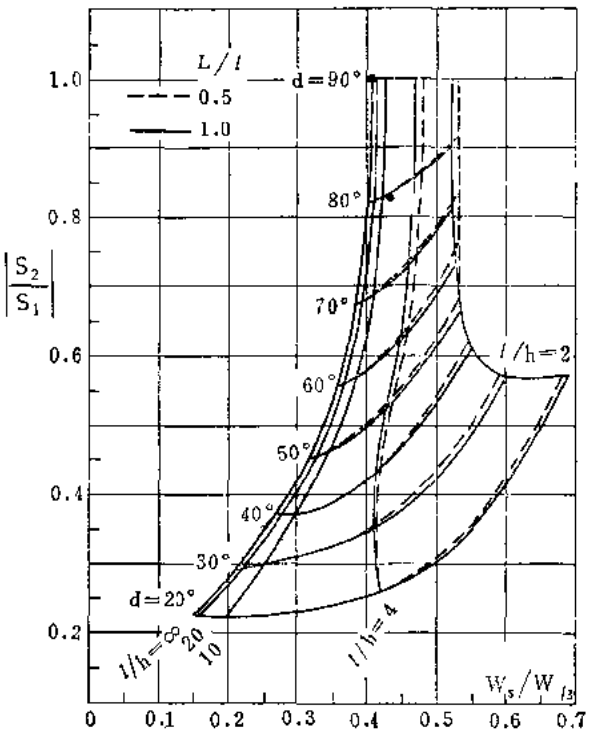


图 10-16 薄板的垂直磁场特征曲线
($\gamma=90°$, K=0.2)

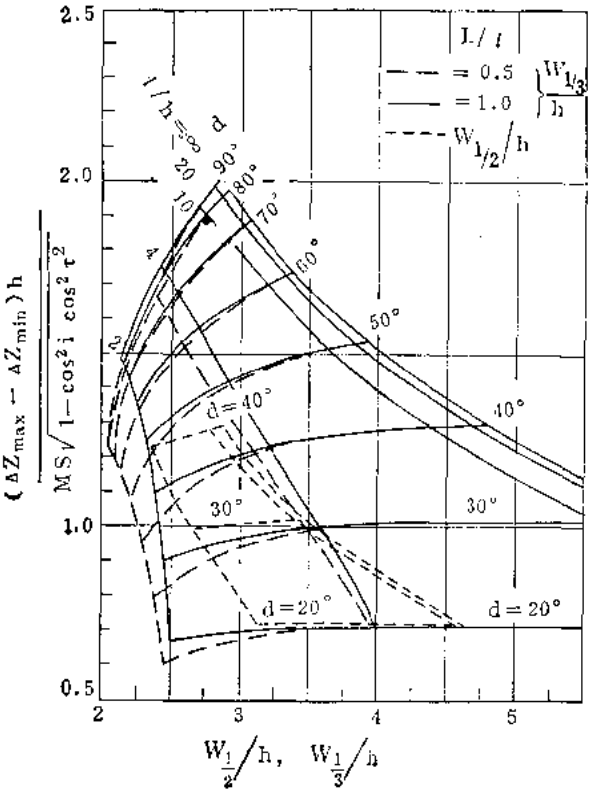


图 10-17 估计薄板埋深和磁化强度的辅助曲线
($\gamma=90°$, K=0.2)

在用磁测找矿时只着眼于强度大的异常，而认为低异常是岩体所引起，这种看法有其片面性。如果在有磁性的火山岩下面，赋存规模较小但埋藏较深的磁性矿体，其异常在级次上与上覆火成岩的异常差不多。如不能区分这两类异常，就会漏掉矿体。对于其值不大的异常，应根据异常特征并参考地质情况，作充分研究。先假定一些参数值，试作一些定量计算以帮助作出判断。当然岩石矿石的磁参数的研究是不可少的，同时还要综合其它物探方法(如重力法、地震法以及电测深法)的资料，直至达到区分出矿与非矿异常为止。

6．航空与井中磁测

(1) 航空磁测

为了大面积普查，特别是在交通不便、通行困难的地区普查，采用航空磁测不但经济，而且收效快。缺点是小的飞行误差可使异常体的位置产生大的误差，故须用地面磁测检查。另外，如果测量仪器反应不快，横向延伸小的异常体也会漏掉。

磁饱和式磁力仪最近用于航空磁测，其灵敏元件放在用电缆拖曳在飞机后面的吊舱中，以减少飞机机件的磁性对该元件的影响。测得的讯号输出送回到飞机里面的自动记录仪器上，可得到连续的磁测曲线。测量时，飞行路线如图 10-18。图中纵的是测线，横的是连测线。在测线与连测线的两个交点的飞行时间很短，所以可对日变与仪器零点漂移作线性的混合改正。航向必须精确，方法可以地面的特别标志在记录纸上打下标记；或借助无线电台发射的波定向；或定时地对地面照相(所拍摄的范围应有部分重叠)。

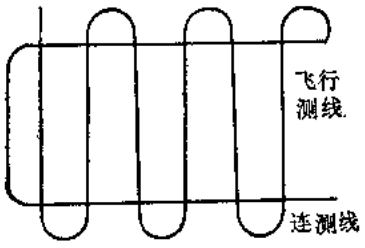


图 10-18 航空磁测飞行路线图

飞行高度取决于测量的要求。因为探头安装在吊舱里，为了安全，飞行高度不宜太低，而且要对地面情况有良好的明视度。如寻找金属矿，由于埋深不大的三度磁性体，其磁异常的大小与飞行高度呈三次方衰减，所以又应尽可能的低飞，以便找到埋藏较深的矿体。这时不要求保证一定的飞行高度，但要保证对地面有一定的明视度。在沉积盆地的区测工作中，有意义的是沉积岩下面的火成岩或变质岩基底，不是找浅部的异常，这时飞机可保持在一定海拔高度飞行。

飞行测线间距也取决于探测的目的。探测构造，测线距可以是 1 公里以上；寻找金属矿，测线距应缩小到 1/4 或 1/5 公里，以便不漏掉所要找的矿异常。测线要与所找的地质体的走向呈最大的交角。

航空磁测异常的解释与地面磁测的解释相似。目前主要是定性解释。测线如果密，也可勾绘等值线图。在定量解释中不是依据 ΔZ(或 ΔH)，而是依据地质体总磁场 ΔT 的解析公式进行分析计算的。

(2) 井中磁测

一般是在钻孔中逐点测量三个分量：ΔZ(与地面磁测一样，仍是向下为正)和另外两个水平分量。所得结果可绘成单个分量的剖面曲线(例如 ΔZ 曲线)。异常特征与矿体关系和地面磁测相似。但钻孔旁侧磁性体的完整异常多以负值为主。对于二度异常，井中磁测的 ΔZ 曲线的解释，可以参考地面磁测中对 ΔH 曲线的解释方法来进行。还可以把 ΔZ 与水平分量按向量相加，得合成向量，用箭号表示，箭号的长度代表磁异常的强度，其方向表示在该剖面的磁力线的方向。如果箭号的延长线交于一点，该点就是矿体的头部；如果向后

方延长而交于一点，则是矿体的尾部。这种方法不仅可以确定矿体位置，还可以确定它的产状。

井中磁测可以寻找钻孔旁边未揭露的盲矿体，从而扩大钻孔的见矿范围。在终孔停钻之前进行井中磁测，还可确定下部有无矿体赋存，如发现曲线在钻孔下部异常变大，则可能是有矿的表示。

7．磁法勘探的应用

一般说来，磁法可用于地质填图、圈定找矿有希望的地带、直接找矿及研究矿体产状等方面。磁铁矿、磁黄铁矿、钛铁矿等强磁性矿物，特别对品位高、储量大、埋深小的矿体，用磁法找矿最有效。如前所述，如果矿体形态简单，只用定量解释就能得出矿体的形状、大小、产状及埋藏位置等资料。

某些无磁性的矿石若与磁性岩石伴生（如某些火成岩中有金矿、金伯利岩筒中伴生有铂矿等），也可用磁法来进行地质填图，追索含矿地段或成矿控制构造。根据磁异常的特征，可以确定岩石类型，甚至划分岩相。有关岩体（岩层）的磁异常特征列如表 10-11。

岩体的磁异常特征　　表 10-11

岩体（岩层）类型	磁异常强度	异常符号
超基性岩、基性岩	最强	正异常
基性喷出岩	很强，变化大，不同地区强度不同	有的地区只有正异常，有的地区是正负异常交替出现
中性火成岩	较强（但也有较弱的）	正异常
中性喷出岩	较强，变化大	正异常
酸性火成岩	较低，变化不大	正异常
酸性喷出岩	较低，变化很大	正异常
沉积岩	很弱，接近正常场，没有大的变化	正异常
变质岩	强度不大	正异常

磁异常表现有明显的错动，或成一狭长的带状，可能是地下有断裂带或断层的反映。

各种磁性矿床的磁异常特征不同。超基性岩中的铬铁矿与磁异常的关系不明显，用磁法只能圈定超基性岩体，寻找铬矿比较困难。基性岩中的硫化铜镍矿床，因含有磁黄铁矿，可有几千伽马的磁异常；基性岩中的钛铁矿、异常可达上万伽马。矽卡岩型和变质岩型铁矿及含少量磁铁矿的矽卡岩型多金属矿，都有强磁性反应，是磁法探寻的对象。沉积型赤铁矿和菱铁矿的磁性很弱，只有当围岩磁性比它更弱，才能用精密磁测发现。某些含少量磁铁矿的稀有金属矽矿，也可用精密磁测来探寻。

第三节　重　力　勘　探

1．地球的重力场

重力勘探是利用地下地质体在地球引力场中产生的干扰来探寻地下构造或金属矿体的一种方法。它的理论基础是万有引力定律。任何两质点 m_1 与 m_2 之间都存在着引力(F)。此引力的大小与两质量的乘积成正比，与二者之间的距离（r）的平方成反比。可以写成下式：

$$F=G\frac{m_1m_2}{r^2}$$

式中G为比例常数，称为万有引力常数。它的公认值是 6.670×10^{-11} 米^3/千克·秒^2。根据牛顿运动定律，一个单位质量放在另一物体附近，在该物体的引力场作用下，将获得一个加速度。在物探工作中习惯上把地下地质体产生的垂向加速度说成是重力，实际上它是指作用在单位质量上的垂向分力。

地球具有重力场。地球的形状类似一旋转椭球体，其赤道直径大于两极的直径。重力加速度g在海平面上随地理纬度ϕ而变化。因为地球本身在旋转，所以计算地球重力时，还要考虑到由于地球旋转所产生的离心力。此离心力在高纬度区较小，在赤道上最大。考虑到离心力的影响，重力加速度g与纬度ϕ的关系可写成：

$g=978.0490(1+0.0052884\sin^2\phi-0.0000059\sin^2 2\phi)$伽，知道某一点的纬度即可求得该点的正常重力值g。

2. 重力勘探

上述地球重力公式是根据地球为一扁球体，以海平面为准推导的，是在正常情况下的重力值。而实际上地球表面是不平的，与所规定的海平面有一高差；由于地表起伏，有山有谷；地下有潜伏的地质构造或矿体，地壳上层物质密度不均匀等等，因此所测得的重力值将不同于正常重力值。在重力勘探工作中，是用仪器测量地球表面的重力变化，确定地壳表层的密度分布，来解决某些地质勘探方面的问题。和磁法勘探一样，所测量的不是重力的绝对值，而是相对值（即测点与基点之间的重力差值Δg）。为了在统一的规定条件下比较测得的Δg，看有没有重力异常，对测得的Δg值必须做某些必要的改正。

重力异常的单位为毫伽，它是1伽的千分之一（伽是重力加速度的单位，在C.G.S.制中，1伽=1厘米/秒^2）。重力加速度的值约980000毫伽。重力勘探中常见的重力异常只有几个毫伽，要求测量的精度在0.01毫伽左右。即要求测量重力的仪器必须能够测量出重力加速度$1/10^8$的变化。重力仪实质上是一个极其灵敏的弹簧秤，弹簧上带有重荷。重力有变化，重荷平衡位置就会有位移。由于位移非常小，须用精密的光学方法来测量。现代重力仪的灵敏度极高，达到0.01毫伽。仪器约重3公斤，携带方便。

3. 野外工作与观测值的各项改正

野外工作程序取决于工作目的。为了在几百平方公里的面积内查明主要地质构造，可以用直升飞机或汽车携带仪器和观测人员，到每个测点上进行观测。测点要均匀分布，如果地形不开阔，测网不一定要成格网状；测点密度一般每平方公里要有几个点。进行这种大面积普查，要在整个地区先建立若干基点，作为Δg的参考点。对这些基点以闭合三角形或多边形线路连测，每个边上的两个点至少要测两次。如果没有观测误差，闭合三角形线路连测结果，差值的代数和为零。如不为零，称此差值为闭合差。整个基点网连测完毕后，将每个闭合三角网连测得的闭合差用最小二乘方法予以平差。这样测得的各个基点间的Δg值可认为接近于真正的差，并用来控制和保证普通测点上的观测质量。然后，在每个基点附近所布置的一组测点上逐点观测。进行这组测量的前后都要在该基点进行一次观测，以便做仪器的零点改正。这是因为仪器弹簧丝的弹性有一种称为蠕变的缓慢变化，读数随时间发生漂移。即使仪器固定某一测点不动，它的读数也因为读数时间不同，会有零点几毫伽的差，此差总是正值（由第二次的读数减第一次的读数），并与时间成比例。在普

通测点上观测时，都要记下观测的时间，所以可将这段时间内仪器零点的漂移，按每个测点上观测时间分别扣除。此外，观测值还应作以下几项改正：

(1) 高度改正

重力值与地心距离的平方成反比。在重力工作中是以海平面或某一基准面为准。在不同高度上各测点的观测值，都要换算到某一基准面上。高度改正值 $\Delta g_1 = 0.3086\,h$，h 以米为单位，是测点与基准面的高差。如测点低于基准面，应减去此改正值；反之，应加上此改正值。此项改正有时称为自由空气改正。

(2) 布格改正

测点与基准面之间有一密度 σ，是厚度为 h 的中间岩层产生的附加引力。应从观测值中扣掉。此改正值 Δg_2 等于 $0.0419\,\sigma h$。与高度改正值的符号相反。测点低于基准面时，须加上这一改正值；高于基准面时，须减去此改正值。通常把以上两项合併在一起，叫做混合高度改正$(=0.3086-0.0419\,\sigma)h$。若在坑道内高差不同的两点观测，由于其中间层对这两点的引力大小相等、方向相反，所以上述布格改正应予加倍。

(3) 地形改正

地形起伏对观测值有很大的影响。尤其是测点附近的地形起伏，影响更大。在测点近旁假如有一山岗，它的引力的垂向分量指向上，并与山岗的岩石密度成正比。其影响是抵消了测点处的一部分重力，所以必须将抵消掉的重力加上。如果测点近旁是一个山洼，因为洼地缺少一部分质量，其引力的垂向分量也指向上，使测点处的重力值减小，所以也要加上这项改正。

为了计算地形对所测重力值的影响，设计了一种透明胶板，上面用一系列同心圆和从原点辐射出的半径线划分成许多扇形。圆与射线的多少视地形的复杂程度而定。将这种图板放在地形图上，令圆心与测点位置重合。在图板上每个扇形面积里面的地形是高于还是低于测点的平均高度（h）可从地形图上估计出来。不管是山还是谷，高差都作为正值。每一扇形面积内地形的引力可由下式求得：

$$\Delta g_3 = G\sigma\phi\left[r_2 - r_1 + \sqrt{r_1^2+h^2} - \sqrt{r_2^2+h^2}\right]$$

式中 r_1, r_2——扇形内外半径的长度；

σ——密度；

ϕ——半径之间的夹角。

将所有扇形面积内地形所产生的引力加起来，就是测点四周地形的改正值。

(4) 纬度改正

前面已提到，从赤道向两极，正常重力值随纬度升高而增大。在测区范围内，如果测点之间的纬度差很小，那末在南北方向由于纬度差而引起的重力变化，可以按每 1 公里改变 0.8 毫伽来改正。要根据测点的纬度是高于还是低于基点的纬度，从测得的值中减去或加上这项改正。上述改正值（0.8 毫伽）只是在基点南北两侧 1～2 公里的范围内是呈线性的。超出此范围时，须再选一基点。两基点或其它基点的正常重力值应根据前面介绍的重力值与纬度的关系式来确定。

将经过上述改正后所得的重力值标在平面图上，并勾出布格异常图，即可反映出地下地质构造。如果测区不大，则不必事先建立基点网，只需经常往返一个参考基点检查仪器的零点漂移就可以了。

上面有几项改正都涉及到测点与基准面或基点之间的高差，或是地形起伏的高差。对自由空气改正来讲，每差1米，重力值就要相差0.3毫伽；如果岩石的密度以2.5计，高度差1米，中间层的改正就差0.1毫伽。两项加起来共相差0.2毫伽。而0.2毫伽已大大超过现代重力仪的读数误差。所以要求地形高度的测量，其误差不能超过5厘米。因此地形测量的工作量非常大。尽管重力测量的工作质量很好，但没有好的合乎精度要求的地形图也不行。地形复杂的地区，地形改正的计算工作量很大。这是限制重力不能在多山地区工作的一个原因。现在已发展到利用电子计算机来计算地形改正，可以节约大量人力。这固然有利于重力勘探在山区工作，但工作方法还有待进一步提高。

必须在测区大量采集未风化的岩石标本，取得岩石的密度数据，以便进行中间层和地形改正。

4．重力异常的推断解释

重力异常一般要比磁异常的解释容易。不过在实际工作中，由区域构造所产生的强大的重力异常(称为区域异常)，往往掩盖了由局部构造或矿体产生的较弱的重力异常（称为局部异常)。观测的重力值经过上述各项改正后所得的布格重力异常，还必须扣掉区域异常。剩下的重力异常叫做剩余异常。也就是说，要把局部异常从其区域异常背景上划分出来，求得剩余异常后，才能确定引起局部重力异常的地质体的形状、产状和埋深。

划分区域异常和局部异常的方法很多。一种方法是假定区域异常的等值线是一些平行的、间距相等的直线。根据所得的布伽重力异常图，凭肉眼判断，确定区域性重力变化的最大变化率和变化方向。在垂直这个方向上绘出间距相等的平行线，再根据这些平行线代表的区域异常值，确定每个测点的区域异常值。从每个测点上的布格异常值中减去该点的区域异常值，即得其剩余异常值。另一种方法是在每个测点上，以r为半径作一圆，在圆周上取等间隔的六个点，这六个点的布格异常值是根据布格异常图用内插法求得的，取它们的平均值，再从该点(圆心)的布格异常值中减掉上述六点的布格异常平均值，就得到该点的剩余异常值。现在还有采用"线性滤波"等数学处理方法，利用电子计算机来划分区域异常和局部异常。

重力等值线图和地形等高线图相似。重力异常有高、也有低，有的呈圆形，有的呈拉长的椭圆形，或是呈其它不规则的形状。如果掌握了测区某些地质情况，研究一下重力图后，就不难作出定性的解释。背斜或地垒、古老的密度大的岩石隆起均可以引起高的重力异常；有些地区由于有重的基性侵入体存在，也可以引起高的重力异常。相反，如有轻的酸性侵入体，或者是盆地，则产生低重力异常。在平面图上异常呈带状，在剖面图上呈阶梯状，这可能是不同密度的两种岩层的垂直接触所引起。在岩体与围岩接触带附近，重力平面等值线的拐折，可能与铁矿或方铅矿有关。任何给定形状的物体，其重力异常是可以计算的。但反过来，同一重力异常，可以由许多参数不同的物体所产生。这就是说，反演的解很多。必须参考其它资料，排除那些在地质上显然不合适的解，减少解的数目，才能在一定限度内得出一个切合实际的解。

对于某些形状简单的地质体，如果其异常曲线已经计算出来，就可以利用异常曲线上的某些特征点反过来求得异常体的埋深和其它参数。

下面介绍几种形状简单的地质体的反演问题：

(1) 球状地质体

球状地质体在异常平面图上等值线呈同心圆状，圆心位于球体中心在地表的投影点。在中心剖面图上异常曲线对称，极大值位于球心上方。以极大值所在点为原点，设曲线上任意两点的重力值为 Δg_1 与 Δg_2，并令此两点的重力值的比为 m，Δg_1 与 Δg_2 可从曲线上量出，该两点的横坐标 x_1 和 x_2 也可以量得。利用下式即可以计算出球体的埋深：

$$h^2=\frac{x_2^2-x_1^2\sqrt[3]{m^2}}{\sqrt[3]{m^2}-1}$$

如果 m=2（即从曲线上找这样两个点，一个点为极大值点），则 $x_1=0$，另一个点 x_2 选在它的值等于极大值一半的那一点（称为半极大值点）。代入上式后可得：

$$h=1.305\,x_2$$

x_2 是半极大值所在的横坐标。还可以从图上任取一点，其重力值 Δg 与横坐标 x 均为已知，代入球体的重力公式：

$$\Delta g=\frac{GMh}{(x^2+h^2)^{3/2}}$$

可求得球体的质量M（式中G为已知引力常数）。如果知道球体的密度 σ，还可以求得球体的半径 R $\left(\text{因为}M=\frac{4}{3}\pi R^3\sigma\right)$。

（2）水平圆柱体

对于水平圆柱体，其重力公式为 $\Delta g=\frac{2\pi GR^2\sigma h}{x^2+h^2}$，R 是圆柱体半径。其异常在平面图上有一定的走向长度，在剖面图上异常曲线对称，极大值位于圆柱体中心正上方。以此为原点，同样在曲线上任意找两点，该两点的重力值的比设为 m，横坐标为 x_1 与 x_2，其中心埋深 $h=\sqrt{\frac{x_2^2-mx_1^2}{m-1}}$。如果所选的两点之一是极大值点（$x_1=0$），另一点是半极大值点，横坐标为 x_2，这时 h 即等于 x_2，即曲线两个半极大值点之间的距离的一半，这就是水平圆柱体的埋深。如果知道了 σ，就可以立即求得水平圆柱体的半径 R。

（3）垂直台阶构造

垂直台阶构造可代表直立正断层。台阶与其重力异常曲线见图 10-19。直接算其异常较困难，但当 $h\gg t$ 时，可以把它看成是深度为 h 的、剩余面密度（即单位面积内的剩余质量）为 σt 的半平面。则可很容易地导出重力公式：

$$\Delta g=2G\sigma t\left(\frac{\pi}{2}-\tan\frac{x}{h}\right)$$

t 是该平面物质的厚度，σ 是密度差，x 是 Δg 计算点的坐标。断层面所在位置（0 点）即重力值为重力总变化一半的那一点。该平面物质中心平面的深度 h 就等于异常值为异常极大值的一半与异常极大值的四分之三（或四分之一）的两点之间的距离。

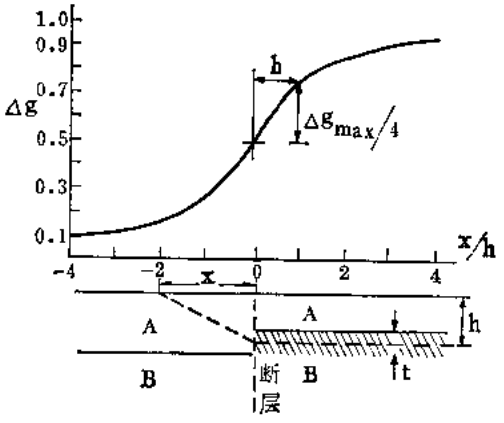


图 10-19　垂直断层上的重力异常曲线

其它像垂直圆柱体（代表简状地质体）、垂直棱柱体（岩脉）、走向无限延长的三角柱体

(可以代表背斜层)等等均可推导出其重力公式。不过，解其反演问题比较复杂。我们工作中常见走向长度与向下延深均为有限的倾斜矿脉，可以用倾斜薄板代表。解释这样的三度体，可以用像在磁法中所用的方法来进行。从通过中心的横剖面和沿走向的纵剖面上，量得某些特征点间的距离[如$W_{1/3}$, $W_{2/3}$, $(W_{1/2})_y$]，横剖面两翼的梯度S_1、S_2以及异常最大值，利用特制的列线图即可求得L, l, d, h, s等参数。这些参数的定义与在磁法中所介绍的相同。这里就不再重复了。

有些构造或矿体，其长轴水平无限延伸，截面形状不规则，但沿走向截面形状是均匀的。其重力值可用二度量板来计算。

5．重力勘探的应用

重力勘探可用来研究地质构造、基岩起伏及某些地质填图，并可用于寻找铁矿。不过像磁铁矿和钛铁矿那样强磁性的铁矿，由于可以产生强大的磁异常，所以用磁法去找要比用重力勘探经济，而且生产效率高。不能用磁法寻找的那些弱磁性铁矿（例如，热液成因的菱铁矿、赤铁矿以及沉积成因的铁矿），才考虑用重力勘探去普查。菱铁矿和赤铁矿的富矿品位可达50%以上，往往呈岩株状或透镜状，并和含铁石英岩共生。从含铁石英岩中寻找和分辨这种富矿是重力勘探的一项重要任务。在勘探强磁性铁矿时，经常用重力法来评价磁异常，能起到良好的辅助作用，因为这样可以区分矿与火成岩引起的磁异常。铬铁矿和其围岩虽然具有一定的密度差，用重力勘探来找铬铁矿是有前提的，但由于矿体太小，工作是很艰难的。

方铅矿、黄铁矿等硫化矿床的密度与围岩的密度差也很大，但用重力勘探直接找硫化矿床不是最合适的找矿方法，因为这些矿床的矿石都是良好的导电体，可以用各种电法来普查。不过有些非矿因素（如含水裂隙带）也能引起和硫化矿类似的异常。由于裂隙带的密度小于岩层的密度，不会产生足够大的重力正异常，所以重力勘探可作为评价各种电法异常的一种手段。

第四节　电　法　勘　探

1．自然电场法

当电子导体（如硫化矿、石墨等）与离子导体（如围岩）中之电解液接触时，在电解液与离子导体的界面上会发生电子和离子的交换作用；于是，在地下水面上下溶液中的物质之间有一氧化电位差（Eh）存在。在良导性硫化矿周围及其本身，离子和电子流动的方向如图10-20 c所示。在自然电场的形成过程中，矿体的作用只是将电子从其深部的还原带移到其顶部氧化带，而矿体本身并不直接参与电化学作用。在硫化矿所在的地表可以观测到这种自发产生的自然电位（图10-20 b、c）；其强度为几十至几百毫伏，符号总是负的，习惯上称这种局部负异常为负心。除硫化矿外，黄铁矿化与炭质岩层、石墨化岩层也都能引起负的自然电位。

当地下水面离地表近时，在其流速较快的地区靠近河床的地段以及喀斯特发育的地区，由于地下水过滤作用也往往产生自然电位。这种电位与地形有关，在山顶为负电位，在山谷为正电位。因为它与地下水活动有联系，所以其电位的大小与季节有关，但变化并不大。石墨化岩层和过滤电场所引起的自然电位，是用自然电场法寻找金属硫化矿的干扰。前者分布范围大，后者与地形有关，根据地质、地貌资料不难加以区分。

自然电场法所用的仪器过去是直流补偿式电位计，由于这种仪器的输入阻抗低，当电极电阻很大时，读数困难，精度很差；目前已多半由电子自动补偿仪所代替。测量所用的接地电极不是金属电极，而是一种不极化电极。后者是一个未上釉的瓷杯，内盛饱和糊状（加少许胶）硫酸铜溶液，中插一铜棒所构成。将两个不极化电极（M和N）分别置于地上的两个点（事先在点上挖一小坑，去掉小坑内的小碎石，并加水少许，以便不极化电极能很好的接触），用导线将不极化电极接到测量仪器上，测量两点之间的电位差。

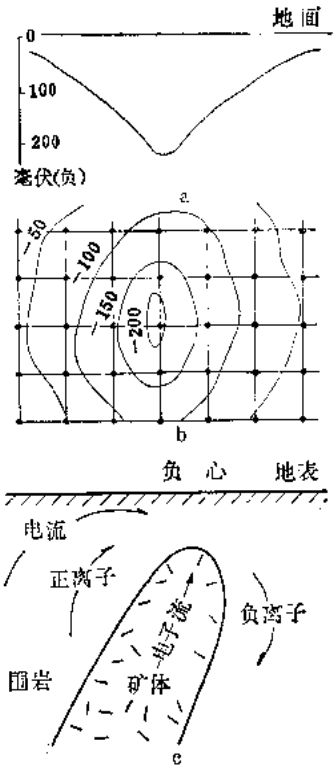


图 10-20 硫化矿体上方的自然电场异常
a—自电（负心）剖面图；b—自电平面等值线图；c—矿体附近的电流和离子流

野外工作时，是将一个电极（N极）固定在某一基点，而沿测线移动另一电极（M极），测量测线上各个测点与基点的电位。这种观测方法称为电位法。还有一种方法是将两只电极（M、N）同时一前一后保持恒定距离沿测线移动，测量相邻两点间的电位差。测毕，前极（M）前进一个点，后极（N）进驻到前极原来所占的点。这样继续下去直到测完一条测线为止。两种方法各有优缺点。现在广泛地采用电位法，因为电位法的生产效率高。如测区较大，可划分若干小区，每一小区可设一基点。全区应有一总基点，各小区测得的各个测点的自然电位，必须换算到以总基点为准的自然电位。利用换算后的数据，按测量所用的比例尺绘制平面剖面图或平面等值线图。发现自然电场异常后，垂直异常走向作详测剖面，作为推断解释的依据。

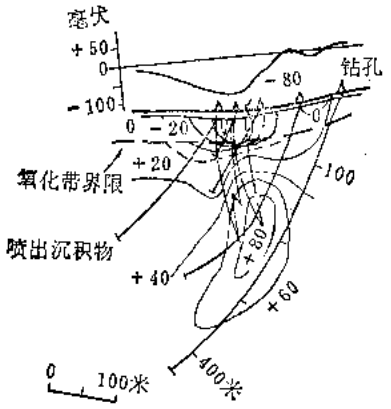


图 10-21 某多金属矿区自电电位在地面和地下的分布图

不仅可以在地面测量自然电场来普查找矿，如有钻孔或坑道可利用时，还可在地下测量自然电场（在钻孔中测量时，可用特制不极化电极放入钻孔中逐点观测，这时N极放在钻孔旁作为基点）。把测得的数据整理成纵断面图或地下某一标高的水平断面图，根据地面与地下取得三维空间的自然电场变化资料，即可确定矿体产状和延伸，还可以寻找新的矿体。

图10-21是在一个多金属矿上测得的地面与地下的自然电场结果。根据钻孔内自电测量数据所勾出的等值线图，可以清楚地看出矿体具有偶极的特征，上端是负电位，下端是正电位。图10-22是另一处的自然电场法的例子。矿体产在火山岩与碎屑沉积物的接触带内。在这条剖面上有15个钻孔。测量结果，自然电场异常由地面到地下500米都是负值，说明矿体向下延深非常大。值得注意的是，地面自然电场测量并未发现异常。其原因可能是由于表层电阻率太低（3～10欧姆米）使自电短路的缘故（火山岩与碎屑物的电阻率为400～500欧姆米）。

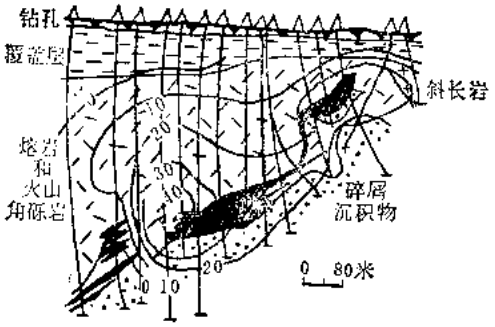


图 10-22 产在接触带里面的一个矿体的自电异常在地面和地下的分布图

自然电场法主要用在硫化矿的普查。此法是所有物探方法中最经济的一种方法。但勘探深度不大，一般只有 20～30 米，对地下水面以下的深部硫化矿没有效果，对矿与非矿的分辨能力较差。近年来对这一工作效率高、费用低、定性解释容易的地球物理方法重视不够。在电法中它虽然比不上激发极化法和某些电磁感应法，但是在某些金属矿区，与磁法和化探一起，能够经济有效地对矿区作出初步评价。

根据自然电场异常的平面剖面图或等值线图，可以判断异常体的走向和形状。关于异常体的埋藏深度有两种简便的求法。一种是在通过异常体中心的主横剖面线上，利用异常值等于极小值一半的两个点之间的距离 q。另一种是通过异常曲线的直线段作一切线，再通过极小值作第二切线，二者的交点投影在水平轴上（该水平轴代表正常场）。此点和第一切线与水平轴的交点的距离叫做 M（图 10-23）。利用 b 与 M 计算不同形状地质体的埋藏深度 h，见表 10-12，从实测曲线上量得 b 或 M，即可算出 h。

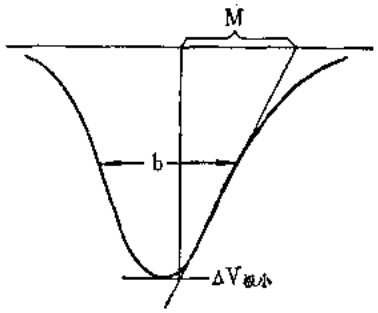


图 10-23 在自电异常剖面图上截取参数 b(或 M) 的方法

利用参数 b（或 M）计算异常体埋深的公式　　表 10-12

地质体形状	利用 b 参数	利用 M 参数
球体	$h=0.65b$	$h=0.86M$
水平圆柱体	$h=0.5b$	$h\cong0.6M$
垂直柱状体(向下无限延深)	$h\cong0.3b$	$h\cong0.38M$
板状体	$h\cong(0.3\sim0.5)b$	$h\cong(0.4\sim0.7)M$
	平均 $h\cong0.4b$	平均 $h\cong0.55M$

2. 充电法

在矿体露头上或已被钻孔(或坑道)揭露的矿体上，埋置供电电极 A，用导线接到电源的正极，另一供电电极 B 打在离矿体相当远(无限远)的一个点上，接电源的负极，然后接通电源向矿体充电。如矿体很小，而且埋深很大，则 A 点(矿体)相当于一点电源。它在地表的电位等值线呈同心圆状。如果矿体有一定的规模，导电性很好(电阻率近于零)，同时围岩电性均匀，但电阻率很大，在此情况下，充入矿体内的电流几乎不产生电位降。这时整个矿体成为一等位体。矿体表面就是等位面。从矿体表面流出的电流到处都与矿体表面垂直。与电流线垂直的等位面与矿体的形状相似。在矿体表面附近，电流密度大，等位线密，电位梯度大。相反，离矿体远处，电流密度变小，等位线变稀，电位梯度变缓。图

10-24 b表示充电法的电极布置，有箭头的线代表电流线。虚线代表等电位线；图 10-24 c表示矿体充电后在地表显示的电位等值线图；图10-24 a 是横过矿体测得的电位梯度曲线。由图可看出，矿体规模大、埋藏不深，其地表等值线的形状接近矿体在地表的投影形状。根据电位梯度曲线的极值，可以大致地确定产状水平的或缓倾的矿体的两端在地面的投影位置。如矿体很陡，则在地面得不到与矿体投影形状相似的等位线，在矿体上只能测得电位的极大值，电位梯度值为零。在矿体两侧，电位下降，电位梯度值改变符号(一侧为正值，另一侧为负值)，并出现极值（图 10-25 是在陡倾斜矿体上测得的电位曲线和电位梯度曲线)。

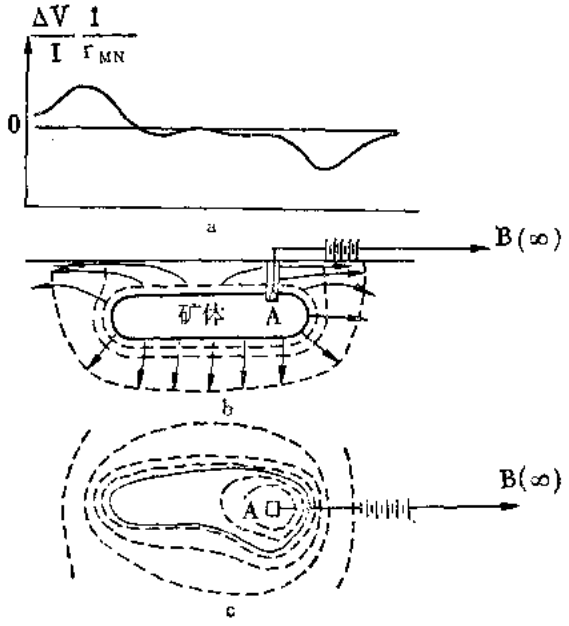


图 10-24 充电法电极布置图

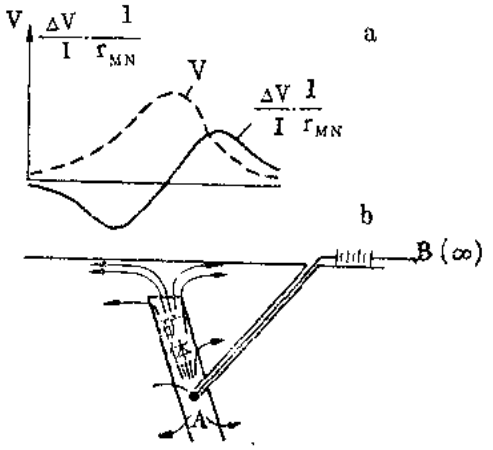


图 10-25 陡倾斜矿体上的电位曲线和电位梯度曲线

充电法与自然电场法所用的仪器相同，但需附带有测量电流强度的装置。在测量充电体的电位(或电位梯度)之前，需将矿体在测量电极(M、N)之间产生的自然电位补偿掉。所以在仪器的测量电路还需要串接一自电补偿装置。我国自制的 DDC-2(与 DDC-3) 型的电子自动补偿仪就是这种可以从事直流电法勘探的通用仪器。该仪器测程为 0～1000 毫伏(分 7 挡)，输入阻抗为 8 兆欧，在 0～1 毫伏挡上，误差小于±3%。

目前在充电法中通入的电流一般都是直流。电源为干电池或直流发电机（或交流发电机加整流器)。不过充电法也可以用几赫到 20 赫交流或脉动直流电源，这时所用的测量仪器是电子毫伏表。在充电法中，测量电极的极化电位可以和自然电位在每次测量之前预先补偿掉，所以不必用不极化电极。在充电法及电阻率剖面法和电测深法中，都是用铜棒作测量电极(M、N)。

充电法野外工作方式与自然电场法相同，可采用电位法，也可以采用梯度法。但由于梯度法的分辨力高，在充电法中以使用梯度法比较普遍。用电位法工作时，为了消除供电线路中电流不稳定的影响，需要将所测的电位差(ΔV)值，用测得的充电流的强度(I) 去除，化成单位电流时的电位值。用梯度法工作时，MN 两电极间距离严格保持不变，在测量过程中还要注意 ΔV 值的符号。测得的电位值 ΔV 除以 I 后，还要除以 MN 之间的电极距，求

得每米的电位变化，也就是所需要的电位梯度值。提交的资料是电位梯度平面剖面图和电位平面剖面图(或电位等值线图)。注意，梯度值的记录点是 M 与 N 的中点。可以改变充电点(A)的位置，进行重复充电观测。如有较多的钻孔或坑道可利用，可在钻孔(或坑道)内进行观测。这样，地面、地下测量结合，可获得充电体在三度空间的电位分布形态；同时，对于确定矿体不同部分之间以及矿体与矿体之间的关系，寻找不相连的透镜体，查明矿体的倾角和补角，研究矿山各个中段矿体截面形态变化，以及在某些情况下确定矿体延深等方面，都能提供有意义的资料，以便合理、经济有效地指导勘探工程的布局。充电法不是普查找矿方法，而是一种详查手段。图 10-26 是根据钻孔测量结果，绘出某矿山的一个中段的电位等值线图，圈出了该中段矿体水平截面的形态。

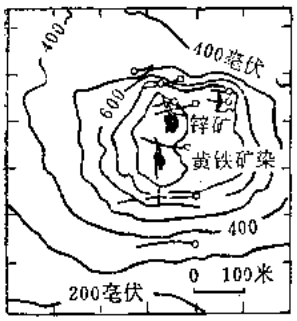


图 10-26 根据钻孔充电测量结果，勾绘出矿山某个中段的等电位线图

关于充电法的成果解释，定性地可从穿过充电矿体的电位曲线或梯度曲线看出一些情况。在电位剖面曲线上表现为极大值。电位的平面等值线图一级近似地反映出矿体总的形状，但不能很精确地圈出矿体的范围。梯度曲线在矿体上经过零点，在两侧有符号相反的极值，梯度变化较陡。随着离开充电点(A)的距离的增大，由于矿体不会是极好的导电体，电位梯度的极值可能有所减小。在矿体范围以外的测线上，曲线变得更平缓，零点位移，极值也愈来愈小。根据平剖图上电位梯度的变化可大致确定矿体的走向长度。对于长方形板状矿体，可根据从纵剖面上测得的电位梯度曲线上两极值间的距离，减去顶部埋深(h)的 0.7～1.2 倍，即求得矿体的走向长度。板的向下延深很小时，系数取 0.7，向下延深较大时，系数取 1.2。

对各种形状简单的矿体，确定其埋深的公式见表 10-13。表中 q 是电位曲线上异常值等于电位极大值一半的两点之间的水平距离；m 是电位曲线上直线部分的切线与横轴的交点、和该切线与极大值水平切线的交点，这两个交点之间的水平距离；p 是梯度曲线上两极值间的水平距离；m′ 是梯度曲线上直线部分的切线与横轴的交点，以及它与极大值切线的交点，这两个交点间的水平距离。用 m′ 值求 h 时，要注意 h 的单位是板的长度，用公式求得 h 后，还须乘上板的走向长度才等于板的埋藏深度。

利用电位曲线截取的参数(q 或 m)或电位梯度曲线上的参数(p 或 m′)计算充电体埋深的公式

表 10-13

矿体形状	根据电位曲线		根据电位梯度曲线	
	q	m	p	m′
球状	$h=0.3q$	$h=0.38m$	$h=0.7p$	$h=2.6m'$
长方薄板(走向长度很大)				
向下延深很小			$h\cong0.5p$	$\lg h=1.07\lg m'+0.4$
向下延深很大			$h\cong0.6p$	$\lg h=1.35\lg m'+0.3$

3. 电阻率剖面法

在电阻率法中，必须用两个接地点电极（A、B）将电源（电池或发电机）供给的恒定

电流（强度为 I）送入地下，建立一恒定的电场。另用两只测量电极（M、N）在地表某两点测量电位差 ΔV。一点电极将电流送入地下半空间，电流是以辐射直线状由接地点 A 向外射出的，与电流线垂直的等电位面是一组同心半球壳，它在地表的投影将是一组同心圆（图 10-27）。在离 A 点距离等于 r_{AM} 的一点 M 上，电位是 $V_M^A=\frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{r_{AM}}\right)$。同理，另一点 N 处的电位为 $V_N^A=\frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{r_{AN}}\right)$，$r_{AN}$是 N 到 A 的距离，$\rho$ 是地下介质的电阻率。MN 两点间的电位差为 $\Delta V_{MN}^A=\frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{r_{AM}}-\frac{1}{r_{AN}}\right)$。事实上必须有两个供电电极分别接到电源的正负极，才能形成一闭合的电流通路。四个极的相对位置见图 10-28。两供电电极（A 与 B，B 接电源的负极，其电流 I 的符号为负）在测量电极（M、N）之间所产生的电位差，将是两供电极分别在 MN 间所产生的电位差的代数和，可写成下式：

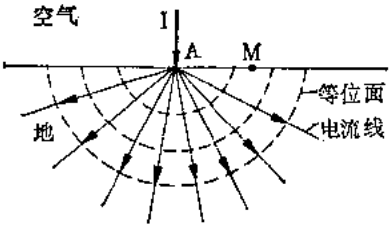


图 10-27　点电极在地下半空间的场

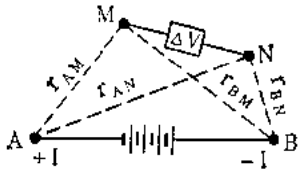


图 10-28　四电极装置

$$\Delta V=\frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{r_{AM}}-\frac{1}{r_{AN}}\right)+\frac{\rho(-I)}{2\pi}\left(\frac{1}{r_{BM}}-\frac{1}{r_{BN}}\right)=\frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{r_{AM}}-\frac{1}{r_{AN}}-\frac{1}{r_{BM}}+\frac{1}{r_{BN}}\right)$$

由上式得出

$$\rho=\frac{\Delta V}{I}\cdot\frac{2\pi}{\frac{1}{r_{AM}}-\frac{1}{r_{BM}}-\frac{1}{r_{AN}}+\frac{1}{r_{BN}}}=k\frac{\Delta V}{I}$$

其中 k 与电极之间的距离有关，称为电极装置系数。

如果测得 I 和 ΔV，并已知四只电极的相对距离（即 k 为已知），用上式即可计算出地下介质的平均电阻率，称为视电阻率，以 ρ_S 表示。在均匀介质的情况下，ρ_S 与真电阻率一致。如地下有良导体，吸引上层的电流向下，使良导体上方的电流密度减小，则 MN 间测得的 ΔV 减小，因而 ρ_S 也减小。反之，如地下有高阻地质体，它将排斥电流线，使其上方的电流密度增大，于是 ΔV 值增大，测得的 ρ_S 值也增大。上面介绍的计算 ρ_S 的公式是电阻法中最基本的公式。根据四极的相对位置的不同，例如有一供电极放在影响可以忽略的无限远处，或者还有一测量电极也放在无限远处，而有不同的装置系数，产生不同的工作方法。在一般情况下，四只电极排成一直线，而且是 A、B 对称于 M、N 的中点排列，称为对称四极装置；将 B 极放在无限远，则称为三极装置（不对称装置）；如同时还将 N 极放在无限远处，则称为两极装置；如果供电电极间与测量电极间的距离（称为偶极距，a）比 AB 与 MN 之间的距离小很多，则称为偶极装置。

还可证明，供电电极（A、B）和测量电极（M、N）的位置互换，只要供入地下的电流的强度保持不变，对测得的 ρ_S 值并不影响。电阻率剖面法主要是研究地下一定深度范围内横向的电性变化，根据任务不同，可采用不同的电极装置。金属矿电法勘探常用的电阻率剖面法有以下几种，现在分别介绍如下。

(1) 对称四极剖面法

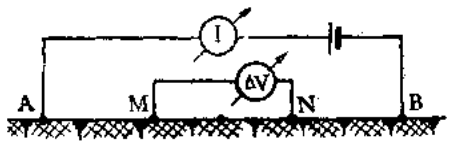


图 10-29 对称四极剖面法的电极装置

在此方法中，供电电极 A、B 与测量电极 M、N 按 AMNB 顺序排成一直线，并对称于MN 的中点 O。电极装置见图 10-29 。如果彼此的间隔相等，即 AB＝MN＝NB，国外则称之为温纳装置。在野外工作中，整个装置在预先打好的测线上移动，进行电阻率的测量。测得的 ρ_S 值记录在 MN 的中点，测点距一般与 MN 极距相等。这样可得到 ρ_S 沿剖面的变化曲线，测完若干测线，还可绘制 ρ_S 平面剖面图或 ρ_S平面等值线图。

现在说明对称四极剖面曲线在某些地质构造上的异常特征。图 10-30 表示在一高阻背斜上测得的结果。在背斜两翼距围岩与背斜分界面较远处，因所用 AB 极距不大，分界面对电流的分布影响较小，测得的 ρ_S 值近于上覆岩石的电阻率 ρ_1，在背斜顶部，由于组成背斜的岩石为高阻，向上排斥电流，使其上部岩层中电流密度增大，所以测得的 ρ_S 值也大，曲线表现一极大值，反映出地下背斜构造的存在。相反，如背斜为低阻岩石组成，则 ρ_S 曲线显示一极小值。不过低阻地质体影响 AB 间电流密度的分布，不如高阻地质体所给的影响明显，所以 ρ_S 极小值不太大。对称四极用来查明高阻的地质构造最为合适。

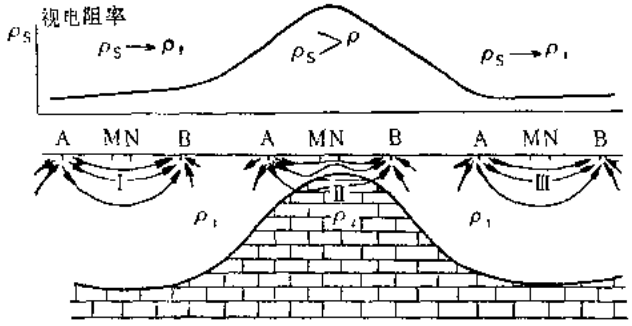


图 10-30 在高电阻背斜上的对称四极法剖面曲线

在图 10-31 上有两个地质断面：一为高电阻岩石组成的洼地(向斜)，另一断面表示低阻岩石的隆起(背斜)。但二者的 ρ_S 曲线都表现一极小值。在这种情况下，很难作出肯定的解释。这时，如果采用大小不同的两种供电电极距(AB 与 A′B′，而且 AB>A′B′)，在同一测点上先后用这两种供电极距供电，在 MN 上测量两次，将测得的结果绘制两条 ρ_S 曲线。在高阻岩石形成的洼地的情况下，用大供电电极距测得的曲线(AB)位于用小供电电极距测得的曲线(A′B′)之上；在低阻岩石隆起的断面上，所得结果相反(见图 10-32)。这样就可以获得符合实际情况的地质解释。

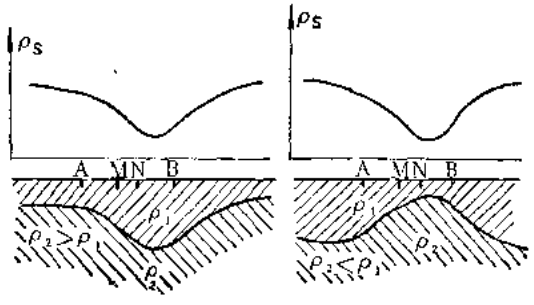


图 10-31 在向斜和背斜上用对称四极法 AMNB 测得的电阻率剖面

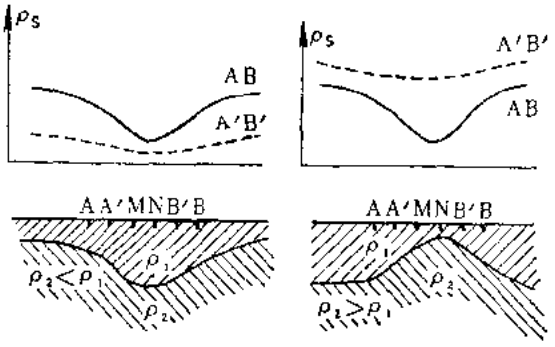


图 10-32 在向斜和背斜上用 AA′MNB′B 测得的电阻率剖面

在两种岩石的接触带上，曲线表现过渡性质，即由一种电阻率过渡到另一种电阻率。在离接触带较远处，测得的视电阻率接近于地下岩层各自的电阻率。当接触面不止一个，而岩层的宽度与极距相比不太大时，由于各个电极都要经过接触面，使曲线复杂化，有时甚至无法区分各接触面所引起的异常。

对称四极法主要用来确定浮土掩盖的基岩起伏，寻找接触带、断层、喀斯特(溶洞)，从事地质填图。

(2) 联合剖面法

由两个相对的不对称三极装置 AMN 和 MNB 组成，共用一个无限远供电电极 C。A 和 B 位于 M N 两侧对称分布(电极布置见图 10-33)。在每一测点上，先后用 A、C 和 B、C 各供电一次，共进行两次测量，分别绘出两条 ρ_S 曲线。综合研究这两条曲线，能更可靠地查明地下情况。在垂直接触带、良导性和非良导性的直立岩层上，理论的联合剖面曲线见图 10-34，图中实线和虚线分别表示三极装置 AMN 与 MNB 的曲线。

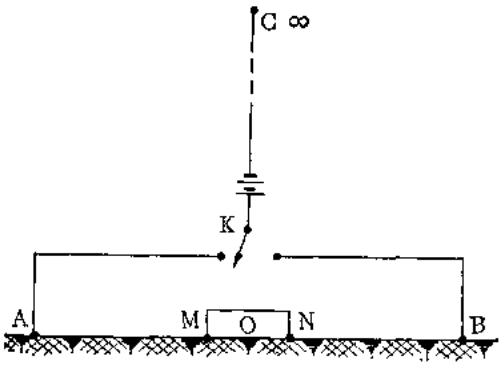


图 10-33 联合剖面法所用的电极装置

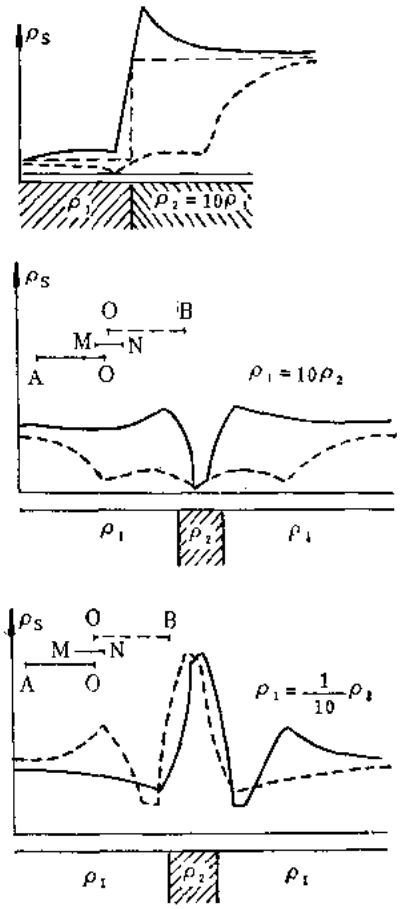


图 10-34 在垂直接触带、良导性和非良导性的直立岩层上的理论的联合剖面曲线

在岩层接触面上，根据联剖曲线的特征，能更精确地确定它的位置，比对称四极法推定的可靠。在良导性矿脉上，AMN 与 BMN 曲线有一交点和一低的 ρ_S 带，根据交点位置可确定良导性层的位置；在不良导电层上两曲线也有一交点，但相交的方式不同(习惯上称前一种交点为正交点，后一种为反交点)，而且显示一高阻的 ρ_S 带。联合剖面法与其它剖面法相比，分辨力强，缺点是要布置远极，要读数两次，生产效率低。

(3) 中间梯度法

在均匀介质中，在两个供电电极之间三分之一的范围内，电场强度比较均匀。为此应用固定不动的供电电极，在 AB 中间边长为 AB 间距的 1/3 的面积内，布置 5～7 条测线，其中间的一条与 AB 电极连线重合(图 10-35 a)。在各条测线上移动 MN 电极进行 ρ_S 的测量。测完这一板面积后，移动供电极，使其中央测区与先前的测区衔接，再进行测量。这

样一片一片地测完全区(图 10-35 b)。每次只需测量 MN 间的电位差。由于供电极固定，供入地下的电流是恒定的，在每条测线上，在观测前后分别测量一次电流即可。采用中间梯度装置，在地电断面复杂地区，可以克服由于供电电极接地条件改变所引起的 ρ_S 曲线畸变。中间梯度法主要用来寻找埋深不大、倾斜较陡的高阻岩脉(图 10-36)，对直立低阻板状地质体的勘探效果稍差。

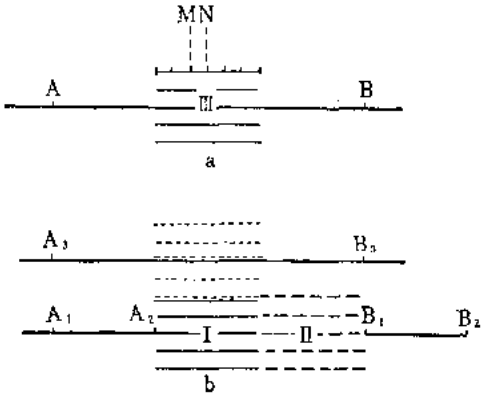


图 10-35 中间梯度法的工作程序

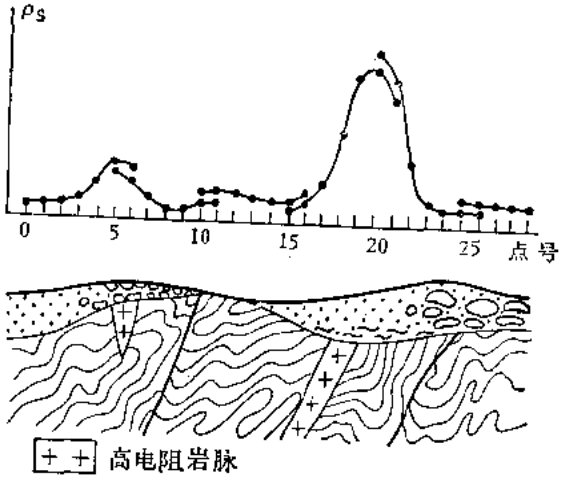


图 10-36 高阻岩脉上的中间梯度法剖面曲线

(4) 偶极剖面法

两供电电极 AB 与两测量电极 MN 分别位于装置的两端，排成一直线。AB 极距与MN 极距相等，但比二者之间的距离要短。因 AB 极距小，相距较近，所以称为偶极，是大小相等、符号相反的两个点电源的合成场。点电源的电场强度与离开点源的距离的平方成反比衰减，而偶极场衰减较快，与距离的立方成反比。偶极装置示于图 10-37 。

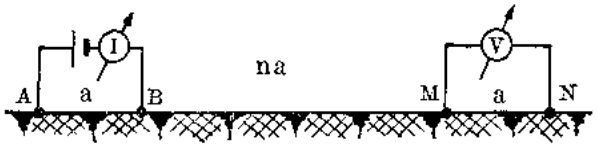


图 10-37 偶极剖面法的电极装置

AB 偶极可以放在 MN 的任一侧，测得的 ρ_S 曲线有所差别，可以象在联合剖面法中那样，将两套供电电极(AB、A′B′)分置 MN 的两边，进行双边偶极剖面测量。偶极剖面法的优点在于它所测得的 ρ_S 异常曲线变差大，易于发现地下电性不均匀的地质体；一般来讲，比四极法优越。对研究同一条地电断面所需要的两偶极间的距离，要比对称四极法所需的 AB 极距小。缺点是受地表非均匀体的影响大，曲线变化复杂。另外，由于偶极场源的场强衰减很快，所以需要的电源功率比其它方法都大，特别是加大研究深度增大偶极中心间距离时更是这样。

浮土对各种电阻率剖面法都有影响。浮土一般都是良导性的，普遍地使测得的 ρ_S 值减小。如果浮土厚度均匀，而所用的电极装置(对于对称四极法讲，是指 AB/2，对于联合剖面讲是指 AO)比浮土的厚度小很多时，所测的 ρ_S 近于浮土的电阻率。在有浮土存在的情况下，必须采用比浮土厚度大很多的电极装置才能反映浮土下面的岩层电性情况。

此外，地形对测得的视电阻率曲线也有很大的影响。简单地形(例如一座山或一条河谷)对联合剖面法的 ρ_S 曲线不仅有影响，而且异常的反应不同。在垂直山脊或山谷的测线

上，在山顶有“非矿”交点，交点上的 ρ_S 值比山的电阻率值小(图 10-38)，在山的两侧，在山脚附近各有一个不太明显的“矿”交点；与山脊的情况相反(图 10-38)，在山谷中心上方是“矿”交点，其 ρ_S 值比构成山谷的岩石的电阻率大。谷的两边在边缘处各有一非矿交点。对于对称四极法来讲(图 10-39)，山脊上出现 ρ_S 的极小值，两边各有一较弱的 ρ_S 极大值；在山谷上出现 ρ_S 极大值，两边各有一 ρ_S 极小值。图中曲线 1、2、3 分别是用电极距 $AB=\frac{D}{2}$、2D 与 5D 所测得的曲线。由于山顶浮土薄或者根本没有浮土，岩层的电阻有时相当高；山谷中浮土较厚，岩石湿度大，电阻低。上述情况对四极法来讲，其地形影响被削弱，甚至出现相反的情况，在山顶为极大值，在山谷为极小值；对联合剖面法来讲，地形影响更大，即使山谷不深，也会出现很明显的矿交点。在解释各种 ρ_S 剖面曲线时，应注意地形影响。现在已研究出许多地形改正的方法。但在有地形影响的情况下，划分矿异常仍是一个研究的课题。

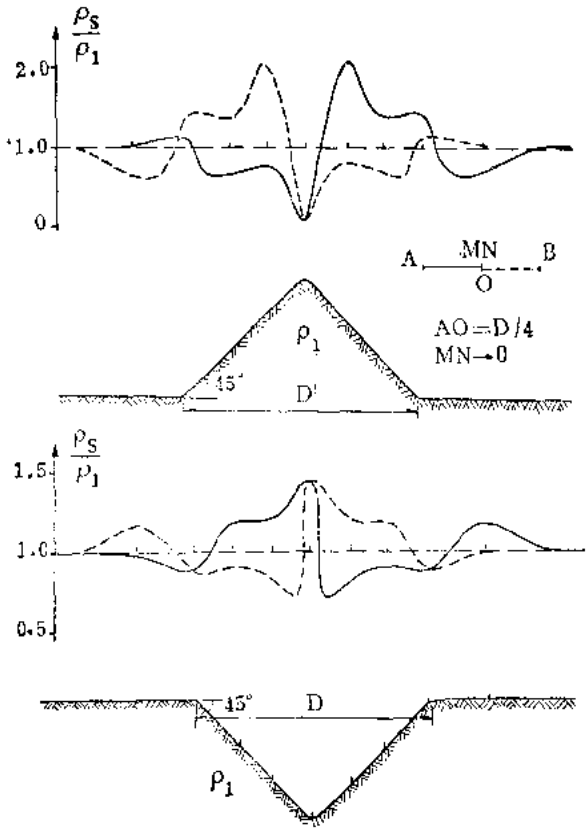


图 10-38 山脊对联剖曲线的影响

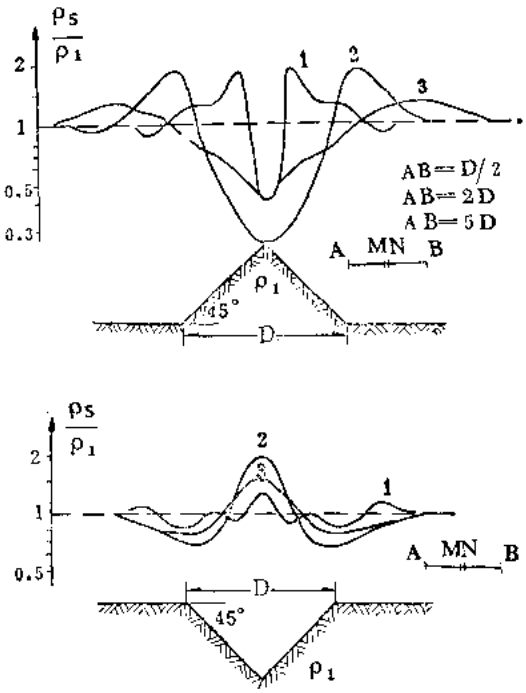


图 10-39 山谷对联剖曲线的影响

4. 垂向电测深法

进行垂向电测深工作时，电极装置的中点 O 固定在地表测深点上，逐渐增大供电电极 A、B 间的距离，使电流逐步渗入地下深处，让埋藏在深部的岩石对所测的视电阻率逐步加大其影响。测量过程中测量电极一直留在原地不动，只是在 AB 极距相当大，而 MN 两点间测得的电位差太小时，才考虑适当地增大 MN 间的距离。增大 AB 极距一次，测量一次电位差，直到 AB 极距增大到所测结果足以反映出测深点下面预定深度范围内电性岩层的纵向变化时为止。

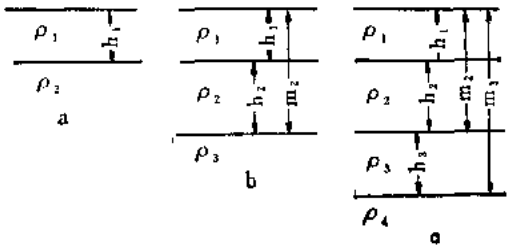


图 10-40 典型的地面断面图

垂向测深法是用来确定水平产状地层的埋藏深度及其电阻率的。地下地层结构有两层、三层、四层等不同情况(图10-40)，各层厚度(h) 不同，也就是分界面离地面的深度(m)不同($m_1=h_1$)，另外，各层电阻率也不一样。底层厚度一般均假定为无限大。在两层、三层和四层地层上的测深曲线见图 10-41。

从两层测深曲线(图 10-41 中曲线 a、b)可看出，只有两种类型：一种是 $\rho_2>\rho_1$，一种是 $\rho_2<\rho_1$。当 AB 极距不大时，供入地下的电流主要分布在第一层，测得的 ρ_S 接近于 ρ_1；随着 AB 极距的加大，电流逐渐开始在第二层分布，AB 极距愈大，分布在第二层的电流也愈多。如果 $\rho_2>\rho_1$，ρ_S 逐步增大；如果 $\rho_2<\rho_1$，ρ_S 逐步减小。AB 极距大大超过第一层厚度时，测得的 ρ_S 接近于 ρ_2。

注意，关于测深曲线的绘制，其横轴一般以 AB 极距的 1/2 来表示深度，纵轴表示在

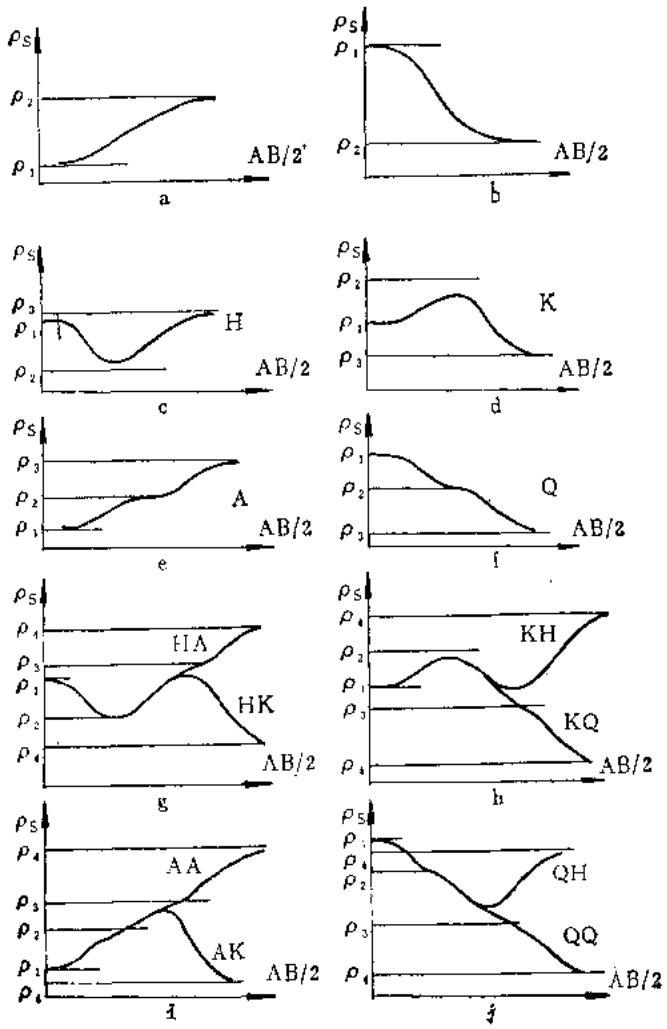


图 10-41 各种地电断面上的电测深曲线

不同 AB 极距时测得的 ρ_s 值。通常用模量等于 6.25 厘米的双对数坐标纸绘制。

水平成层介质中点电源的电场问题已经解决，已经推导出有几个平行分界面存在时的 ρ_s 计算公式。根据这些公式计算出不同参数的理论曲线。使实测曲线与理论曲线对比，与之吻合的理论曲线的参数就是所需要的参数。当然，两种曲线都必须绘在同样模量的双对数坐标纸上才能对比。垂向电测深曲线的推断解释就是确定电阻率不同的水平产状地层间分界面的埋藏深度。为此，事先要计算出"对数量板"(画在对数坐标纸上的理论曲线)。两层的量板曲线见图 10-42。横坐标轴 ($\rho_1=1$) 以上的是 $\rho_2>\rho_1$ 的理论测深曲线，下面的是 $\rho_2<\rho_1$ 的理论测深曲线。每条曲线旁边都注明其 ρ_2/ρ_1 的比值。

三层地层根据各层电阻率的不同可以划分为四种类型，以字母 H、K、A、Q 代表，分别表示 $\rho_1>\rho_2<\rho_3$, $\rho_1<\rho_2>\rho_3$, $\rho_1<\rho_2<\rho_3$ 与 $\rho_1>\rho_2>\rho_3$ 四种情况(图 10-41 中曲线 c、d、e、f)。四层地层有 8 种类型，每种用两个字母代表，其中前一字母代表上面三层，后一字母代表下面三层（字母含义与三层地层中所代表的含义相同)。这 8 种类型是：HA、HK、KH、KQ、AA、AK、QH、QQ (图 10-41 中 g、h、i、j)。

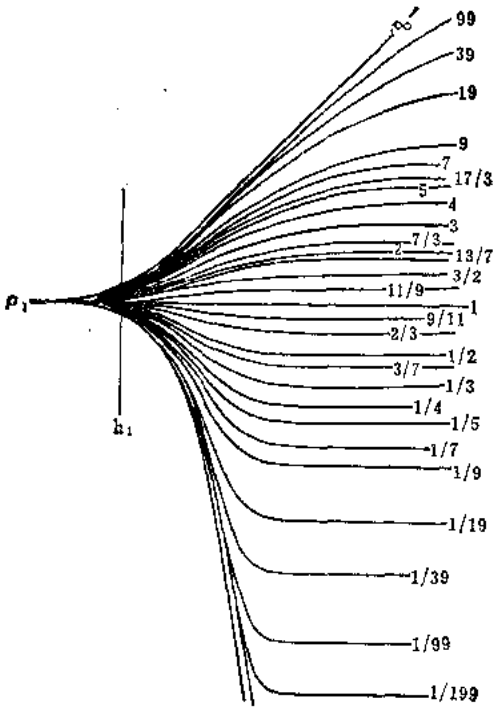


图 10-42 两层的量板曲线

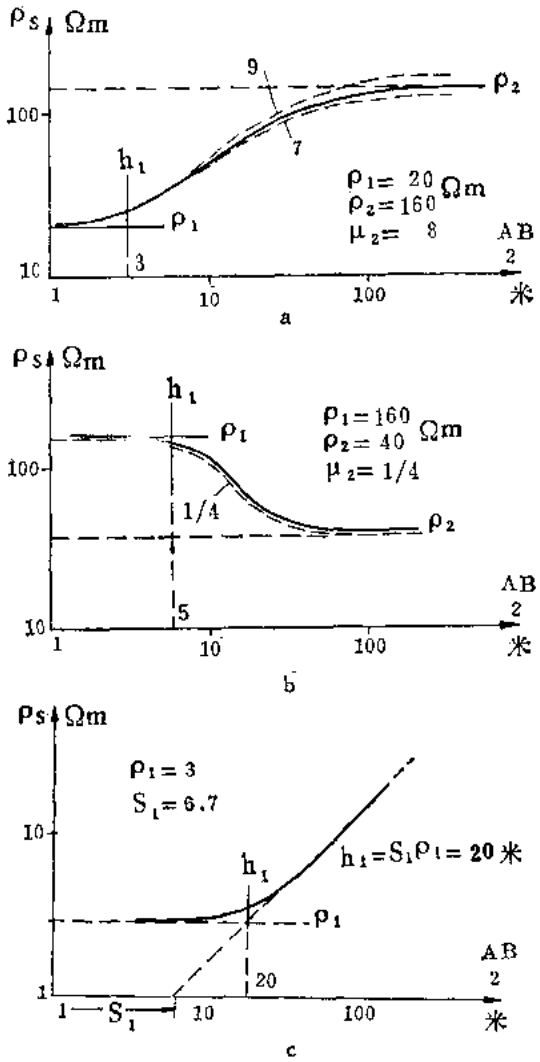


图 10-43 两层曲线的解释

两层曲线的解释比较简单，在模量为 6.25 厘米的双对数、坐标透明纸上，绘出实测曲线，将其放在两层量板曲线上，保持两图的纵轴和横轴彼此平行，然后上下左右移动透明图，直到它与量板上某一理论曲线完全重合(图 10-43 b)，或者是介于某两条理论曲线

之间(图 10-43 a)时为止。根据量板上 h=1 的直线与实测曲线横轴的交点，可读出第一层的厚度 h_1，从实测曲线的渐近线的位置不难确定 ρ_1 和 ρ_2 的值。如实测曲线后面一段的渐近线与横轴成 45°角，可将这段曲线向下延长(图 10-43 c)，截横轴于某一点，此截距 S_1 等于 h_1/ρ_1，S_1 的长度由实测曲线横轴上读出，ρ_1 由实测曲线纵轴上读出，于是可以计算出 h_1。

三层测深曲线的推断解释比两层曲线的解释要复杂得多。因为所计算的理论曲线的数量毕竟是有限的，不可能包括实际工作遇见的情况，所以从理论曲线图册中挑选一条与实测曲线接近重合的理论曲线并不容易。有时可以从实测曲线的渐近线确定出第一、第三两层的电阻率(ρ_1, ρ_3)，它们的厚度 h_1, h_2 以及中间层的电阻率值有待进一步确定。关键在于 ρ_2。如果 ρ_2 已知，可利用两层量板来确定 h_1，也就是使实测曲线的上段与两层量板中的一条曲线重合。剩下的只有 h_2 是待求的参数。因 ρ_1、ρ_2、ρ_3 的值均已知道，这时须从许多三层理论曲线挑选一条参数与 ρ_1、ρ_2、ρ_3 值最接近的曲线，并利用辅助的列线图来求出该参数的值。如果 ρ_2 是未知的，仍和上面讲的办法一样，用两层量板确定 h_1 值，估计 ρ_2 的极限值。如实测曲线上段与量板中的一条曲线有一大段重合，则在实测曲线透明图上画出这条曲线，根据其下渐近线的位置确定 ρ_2 值。其次利用列线图和三层量板定出 h_2 的值。另外的方法是用一代替层代替第一、第二层的影响，三层曲线的解释问题变为两层解释的问题。因为三层曲线的上支与 ρ_2/ρ_1 值相同的两层曲线有一段重合，h_1 愈大，重合部分愈长，之所以不完全重合是因为有第三层的影响。三层曲线的下支与三层都有关系。以一个代替层代替上面两层的影响，根据三层曲线下支有一段与二层量板上的一条曲线重合，可确定此代替层的参数(电阻率和厚度)。这样可以制作三层测深曲线，用两层量板分段对比来达到三层曲线的推断解释问题。三层电测深曲线图册中有几十种量板，包括近千条曲线，可供推断使用，但数量仍有限，满足不了实际工作需要。因此自己可以利用两层量板根据实际情况制作三层曲线，帮助推断解释，这样可能会解决一些实际问题。

还须强调指出，有些曲线的参数虽不同，但形状相同(误差在观测精度以内)，不能区分开，得出的结果不明确，这就是所谓的"等值原理"。例如电阻相当高的第一层和第三层之间夹有一低阻薄层，则电流有集中流入中间层的趋势。如果它的电阻率增大，同时其厚度也以同样比例增大，则中间层中的电流密度并不改变。在此情况下，厚度与电阻率比值相同的夹层在电性上是等值的。相反，夹层比上下层的电阻大很多，则夹层中的电流密度相对地要小。如增大它的厚度，并按相同比例减小其电阻率，使其电流密度仍保持不变，在此情况下，厚度与电阻率乘积相同的中间层也是等值的。在服从等值原理的情况下，不可能分别确定其厚度和电阻率的值。另外，当层的厚度远比其深度小，而其电阻率又不是无限大时，它对测深曲线的影响很小，往往发现不了它的存在。所以在解释测深曲线时，经常需要有钻孔岩心柱状图和电测井资料作为参考。

最后还需指出，如各层的分界面不是水平的，而是倾斜的，即使倾角不太大，其测深曲线的形状(特别是它的下支)与分界面呈水平的情况下的测深曲线相差很多。如测区有垂直分界面存在，对测深曲线有很大的影响，而且当电极布置方向与分界面垂直或平行时，曲线畸变程度还有所不同。地形不平也影响测深曲线的形态。对于这些使测深曲线产生畸变的因素，应有所估计。野外工作中，为了限制这些因素对测深结果的影响，总是把电极顺着山脊(或山谷)、顺着岩层走向或垂直接触面布置。

5．激发极化法

(1) 激发极化法的机理

激发极化现象在本章第一节中已有介绍。顾名思义，所谓“激发”就是在外加电场（一次场）的作用下，介质中的电荷分离，产生“极化”，形成等效偶极。在实际工作中，外加电场是由供电电极 A、B 向地下通入电流建立的。有两种工作方式：一种是通入稳定的直流，几秒之后将电流突然断掉，研究通电时形成的极化电压的衰减特征；另一种方式需要通入两个频率相差 10 倍、范围在 0.01～10 赫以内的电流，研究电阻率(或阻抗)随频率的变化。前一种称为时间域的激发极化法(别名为瞬变、脉冲或直流激电法)；后一种称为频率域激发极化法(别名为变频或交流激电法)。

时间域激电法的机理是在金属导电矿物与围岩离子导电溶液的界面处存在着电位差，在界面处外加一电压，即有电流流动，界面处的电位差也发生改变。这种电压的改变，即超电压或电极的极化电位，是由于界面处电解溶液的离子与金属矿物(电极)上的符号相反的荷电质点(电子或质子)平衡，定向排列形成偶电层的缘故。只要有电流通过此界面，就会有超电压产生。即使是不含矿的岩石，由于其毛细管中的电解溶液是离子导电的，在外加一次场的作用下，电流流过界面，也能产生极化电位，其数值比较小，而金属导电矿物的极化电位比较大。某些粘土矿物颗粒之间有孔隙存在，颗粒表面吸附负离子，这些负离子表面又吸引正离子，但这些正离子被束缚住只能在这一层范围内扩散。在此层范围以外，离子才能自由移动。在外电场作用下，孔隙中正离子顺着外加电场方向流动，造成正离子的浓度变大，与外加电场相反的方向，负离子浓度增大，孔隙变成一薄膜，有选择地让正离子通过而不让负离子通过，于是产生较大的极化效应。不论是金属矿、粘土，还是一般的岩石所形成的偶电层，其二次电场都是在一次电场作用下产生的，并叠加在一次场上。只有在一次场断掉后，偶极恢复正常，此二次场才能单独被检测出来。激发极化效应发生在界面处，属于表面极化。浸染矿石每一颗粒的表面都有激电效应发生，所以具有体积极化的性质；块状矿石则只限于面极化。这也是浸染矿石的极化电位大于块状矿石极化电位的原因。

在频率域激电法中，每一金属矿物颗粒的表面被一层绝缘的薄膜所包裹，形成一电容器，其极板是金属矿物颗粒和不含矿的覆盖层，其介质就是薄膜。所以每一金属矿物颗粒相当于一电容器，根据电工原理，该电容器的阻抗与频率成反比，即频率低时阻抗大，频率高时阻抗低。所以在不同频率下测其阻抗，可以研究矿石的激电特性。

(2) 野外工作

在时间域法中，可采用各种电阻率剖面法的电极装置来工作，最常用的是中梯和联剖两种装置。垂向测深用的是对称四极装置。井中激发极化法经常采用三极装置或两极装置，有时在地面先后在两个互成直角的方位供电，测量电极一在井口一在井中移动，测量极化电位，进行找矿和确定矿体的方位。图 10-44 是在产于混合花岗岩中的含金、铜石英脉上，测得的激发极化测深与电阻率测深曲线以及用中间梯度和联合剖面装置测得的 η_S 与 ρ_S 剖面曲线。从该图可以看出激电效果是很好的。在频率域法中，为了避免供电回路与测量回路导线之间的电磁感应耦合的干扰，多采用偶极装置进行测量(图 10-45)。x 为发射或接收偶极距，发射与接收两偶极之间的距离取 x 的整数(n)倍，n 可以等于 1、2、3、4、5，这样可以测得控制几种深度的激电剖面曲线。一般是将不同 n 值测数的数据，标在

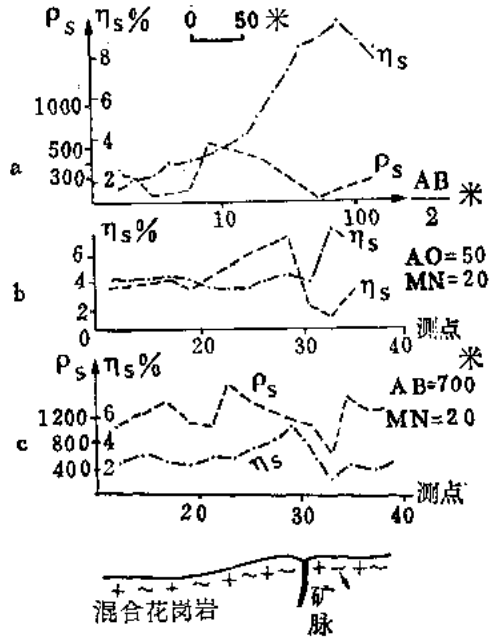


图 10-44 在含铜石英脉上测得的激发极化测深曲线

由两偶极中点相对向下引出两条 45° 的直线的交点上(作为记录点)，从而勾出视频散率或视频散电导率（即国外所称呼的视金属因素）的等值线图（类似地质的纵断面图，可以更直观地看出矿体的形态)。

两种方法所用的仪器有所不同，但都包括发射和接收两部分。

在时间域法中，供入地下的电流是时通时断的、极性交替改变的脉冲电流，电流通断周期有好几种可供选择(如 2、4、8、16 秒等)，接收仪器有和发射机同步的装置，可以不用联结导线，远距离触发接收仪器使它工作。接收机里面的程序控制装置，能使仪器在供电时读得极化场电位(包括二次电位)；在断电周期内，断电后延迟不同时间对极化电位衰减曲线取 1 点或几个点，读取曲线上在这几个时间的二次电位 (ΔV_2) 的值。有了这几个不同时刻的 ΔV_2 值，即可得出极化电位衰减曲线的大致形态，或计算出某个规定时刻的极化率值。有的仪器是测量衰减曲线下面的积分面积 M(充电率)。

电子自动补偿仪如果加一自动控制开关，也可以完成测定极化率的任务。在供电时测

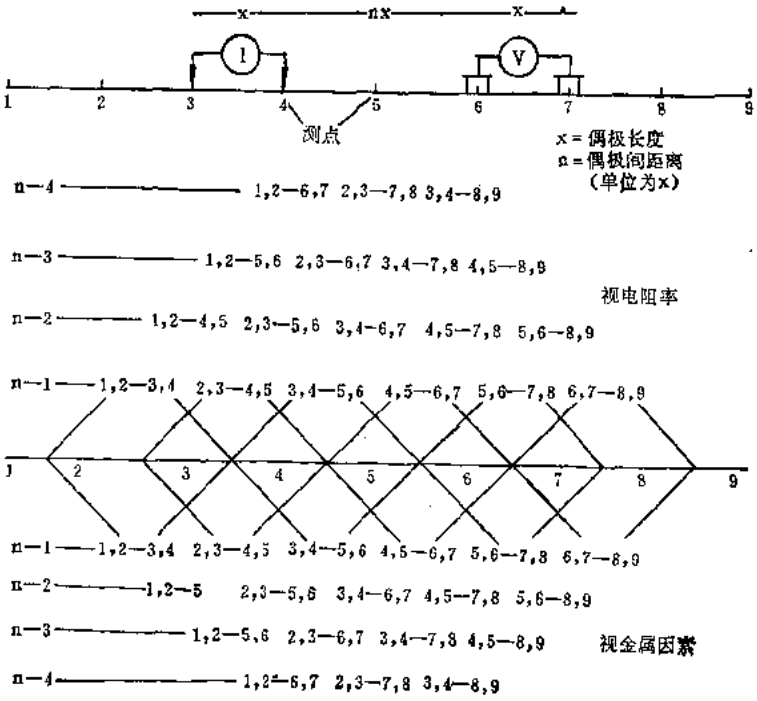


图 10-45 频率域激发极化法的测量装置和数据的记录方法

量极化场电位 $\Delta V_1(=\Delta V_1+\Delta V_2)$，是没有极化作用时的一次电位。电流断开时测量回路短路，待延迟到预定时刻，测量回路自动接通测量 ΔV_2。

在频率域法中，发射机供给的是连续的方波电流，有几种频率可供选择。不需要在断电后观测，和电阻率剖面法一样，要测量供电电流强度 I，也要测量 MN 间的电位差 ΔV。现代新式仪器不必分别测 I 和 ΔV，而是直接测量 $\Delta V/I$ 的比值，或直接读出 ρ_S 值。为此要求在不同接地条件下都能供给强度为定值的极为稳定的电流。

不论是时间域仪器还是频率域仪器，都可以附带地测量视电阻率 ρ_S。这样可取得电阻率法和激发极化法两种物探资料，对成果的解释可以互相补充。

(3) 激发极化法的成果解释　对于具有高极化率(η)的球体，用中梯装置测得的视极化率曲线的特征是：在球体上方 η_S 曲线有一正的极大值，两侧各有一个负的异常极小值，异常曲线对称。不论球体是良导性的还是导电性较差的，η 值高的球体都有这样的异常特征。水平圆柱体也有类似的异常特征。球体和水平圆柱体的视充电率(m_S)的异常曲线特征与 η_S 异常曲线的特征完全相似。极化的球体相当于一个水平电偶极，极化的水平圆柱体相当于一个水平线偶极，其电场水平分量的关系式可以根据场论推导出来。另外，根据模型实验结果，也总结出水平极化的球体和水平圆柱体的关系式，与理论的关系式十分相似。所以可以利用这些关系式(表 10-14)来计算球状或水平圆柱状极化体的埋深。

计算极化球体和水平圆柱体的埋深公式　　表 10-14

	理论关系式	经验关系式
水平极化球体	$h=2.63X_{1/2}$	—
	$h=1.41X_0$	$h=1.20X_0$
	$h=0.83X_{极小}$	$h=0.86X_{极小}$
水平极化水平圆柱体	$h=2X_{1/2}$	$h=2X_{1/2}$
	$h=X_0$	$h=X_0$
	$h=0.53X_{极小}$	$h=0.60X_{极小}$

表 10-14 中 h 是球心(或水平圆柱体轴线)到地面的埋深。X_0、$X_{极小}$、$X_{1/2}$ 分别是异常曲线上零值点、极小值点，半极大值点的横坐标[原点在球心(或水平圆柱体轴线)在地面的投影]。

在高极化率板状体上方用中梯装置测得 η_S 曲线，同样具有一异常极大值，两侧的极小值一般不明显。异常的一般特征和其它方法类似。埋深小，异常范围窄，曲线的梯度陡，负值较明显；埋深大则与之相反。矿体直立，极大值位于矿体中心在地面的投影点，曲线对称；矿体倾斜，曲线不对称，在矿体倾斜的那一边曲线梯度较缓。对于走向长度无限、向下延深有限的倾斜棱柱体，在用中梯装置时，由于水平极化，所产生的水平电场强度关系式与水平磁化棱柱体总场强度公式相似。可以用解释磁化倾角为 0 的磁性厚板的总场曲线的方法来解释(求矿体倾角和埋深)。现有的磁场垂直分量异常的推断解释方法都可用来解释用中梯装置测得的极化率剖面(假设磁化倾角和矿体倾角都是 90°)。对于向下延深无限、顶板埋深比板的厚度大很多的棱柱体，可用下式求顶板埋深 h 和矿体倾角 Q：

$$X_{1/2}=2\,h\csc Q,\quad M=2\,h\sec Q$$

式中　$2X_{1/2}$——异常等于半幅度的两点之间的距离；

M——极大值点与极小值点之间的水平距离。

在用联剖装置测得的高极化率板状体的异常曲线上，其特征是“反交点”与高阻岩脉的联剖反应类似，而与良导性矿脉的联剖反应相反，后者为正交点。

对于走向无限、截面稳定的水平柱状极化体，其极化率的表达式与形状相同的磁性体的垂直分量的表达式一样，因此，可像磁法一样，用二度或似二度量板进行选择法正演计算。将计算的曲线与实测曲线对比，如果二者不拟合，可修改参数再计算，直到拟合为止，从而求得所需要的参数。对于三度体，根据所用的电极装置和理论的激电公式，计算出一套理论量板曲线，绘在双对数坐标纸上。实测曲线也绘在透明的模数一样的双对数纸上。用像在电测深法中对比量板的方法，找出一条与实测曲线拟合的曲线，即可求得极化体的充电率、埋深、大小(球体的半径、椭圆体的长短轴）等参数。不过，目前所发表的三度极化体的量板曲线很少，还不能满足实际工作的需要。

在板状体上所得的对称四极测深曲线，可利用与测深曲线上的拐点、转折点或趋近饱和的点相对应的 AB/2 距离乘以适当的系数，来确定板状体的埋深。对于两层、三层的情况，可以引用一个新的参数，即用视充电率与视电阻率的乘积代表一虚构的视电阻率。由于此虚构的（或称之为等效的视电阻率）与视电阻率二者的表达式是相似的，所以用现成的电阻法测深量板曲线可以解释激电测深结果，求得各层的深度、电阻率以及充电率的值。

激发极化法主要用来普查寻找浸染硫化矿，是寻找斑岩铜矿最有效的一种手段。当然也能用于寻找外层包有浸染硫化矿晕的块状硫化矿。即使矿体与围岩电阻率差别不大，用其它物探方法无效（或是效果不好），如用激发极化法，也有可能获得较好的效果。某些充水断层裂隙，在各种电阻率剖面法中表现为低阻异常，有时与硫化金属矿异常不容易区别开，但用激发极化法有可能分辨。地形切割对激发极化影响不太严重（与其它电法相比），所以成果容易解释。缺点是对石墨化、黄铁矿化岩层的非矿异常分辨力较差。

6．电磁感应法

这类方法需要在所研究的空间建立一电磁场（称为一次场）。一次场建立的方式有：

(1) 偶极(即用导线绕制的线框)

这种线框有圆形的(直径几十厘米)、三角形的(底边长 3～4 米、高约 3 米，用桅杆悬起)、或棒状的（长几十厘米到 1 米，直径 5～7 厘米，中插导磁铁心以增大电感量)。在这种线框中通入电流后，所产生的磁场和一电磁偶极类似，其磁场环绕线框呈“8”字形(图 10-46)。

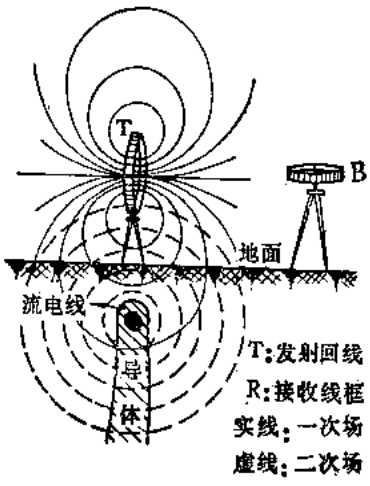


图 10-46　直立线框产生的电磁场

(2) 两端接地的长导线

接地点电源的磁场在地面呈同心圆状，方向是水平的，与圆相切。长导线的电磁场是以长导线作轴线呈同心圆状，方向垂直地面。导线两端接地是借传导方式把电流送入地下。如果只是在长导线中间三分之一线段的范围内测量其电磁场，则两端接地点源产生的水平方向磁场可以忽略不计，所测的一次场是电磁场垂直分量(图 10-47)；

(3) 闭合的不接地大回线

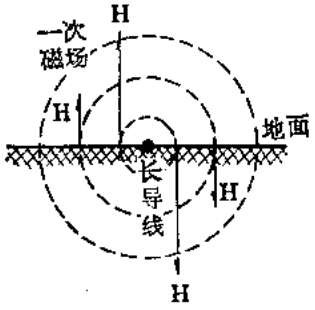


图 10-47　无限长电缆在地表产生的电磁场

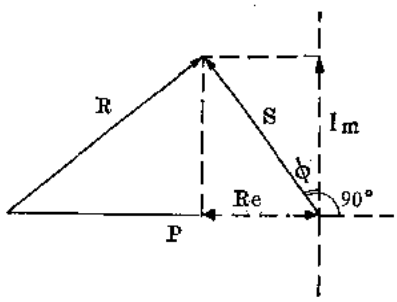


图 10-48　一次场、二次场与合成磁场的关系

回线呈矩形，长边长约 2～3 公里，短边 500～800 米。在回线内中央部分或在回线外在长边中间三分之一线段内观测，所测均为场的垂直分量。在闭合不接地回线中电磁能量是借感应方式送入地下的。这三种方式所建立的电磁场，其强度与电流强度有关，在偶极场源中还与线框的面线大小，线圈的多少有关。偶极场随距离的立方衰减，而长导线的场是随距离的一次方衰减。前者衰减比后者快得多。

在一次场源附近，地下如有导电的金属矿体存在，在一次场作用下，根据电磁感应定律，导体中将产生涡流，此涡流在空间形成电磁场（称为二次场）。一次场(正常场)的结构根据理论是已知的，可用一接收线框来测量。如果发现一次场有畸变，即知有二次场存在，就可发现所要找寻的矿体，这就是电磁感应法的实质。

一次场附近的导体，一级近似地可看成是一个线圈，在频率为$f\left(=\frac{\omega}{2\pi}\right)$的一次场的作用下，感生的二次电动势在相位上比一次场（电流）滞后 90°。设线圈所具有的阻抗与自感量分别为 Z 和 L，线圈中的电流与Z和L有关。它所产生的二次场比一次场在相位上滞后 $90°+\phi$，其中 $\phi=\tan^{-1}\frac{\omega L}{Z}$。在图 10-48 中表示出一次场 P、二次场S与合成场R之间的关系。R是P与S的矢量和。在导体导电性极好的情况下$\left(Z\to 0,\ \phi\to\frac{\pi}{2}\right)$，二次场的相位与一次场的相位将相差 180°；在矿体近于不导电的情况下$(Z\to\infty,\ \phi\to 0)$，二次场与一次场相位相差 90°。二次场的振幅（强度)和相位 ϕ 是要求测量的参数。一般将S分解成两个分量：一个与一次场的方向平行（相位相同）称为实分量(R_e)，另一个与一次场垂直（相位相差 90°），称为虚分量(I_m)，R_e 与 I_m 均以 P 的百分数表示。

接收仪器中必须有一个感应线圈。当有一次场（或叠加有二次场）的磁通穿过时，线圈中感生电动势，其大小决定于线圈与一次场源及地下导体的耦合程度。例如，感应线圈平面与一次场(或总合场)的方向一致时，感应电动势为零；如果与之正交，则感应电动势最大。

测量所用的仪器有简有繁，视所测的参数而定。实际工作中可以测量以下几种参数：总合场的倾角(即总合场方向与水平的夹角)；总合场的强度；地上两点磁场的振幅比和相位差；场的实分量和虚分量。测第①种参数需要一个很灵敏的放大器，借耳机作指示器，确定耳机中声音最小时线圈所在位置，这时线圈的倾角即一次场(或总合场）的方向。在现代的电磁感应法野外工作中，考虑到在野外保证发射机(场源)和接收机性能十分稳定有

困难，一般不作绝对的场强测量，而是进行相对的测量。第③和第④种参数都是相对测量。在第③种中是以某一点的磁场振幅为1、相位为0，用一种电桥式装置和平衡指示器，测量该点与另一点的振幅比及相位差。在第④种中要从一次场源取得参考讯号电压，作为标准，测量以参考讯号电压百分数表示的实分量和虚分量。所用仪器是一种交流补偿仪。

在电磁感应法中，工作频率范围为100～5000赫。场源和测量接收线框之间的距离一般只有几十米到几百米，在地面电磁法工作中最大的接收距离不超过1公里，与在上述频率范围内电磁场在空气中的波长相比，接收距离仍然是很小的，不存在电磁波辐射，相位推迟可以忽略。所观测的场属于近带感应场范围。与重力法和磁法一样，电磁感应法也是一种位场方法。

电磁感应法根据发射场源是固定的还是移动的，可以分为定源的和动源的两类。也可以根据发射的波形是连续的还是脉冲的，分为频率域的和时间域的两类。以前是根据发射线圈是直立安放还是水平安放，接收线圈是一个还是两个来命名，因而有直立回线法，水平回线法、双线框法等名称。这三种方法仍然是目前广泛应用的方法。时间域脉冲瞬变电磁法是最近几年才用于生产的。

现在分别介绍目前常用的几种电磁感应法：

(1) 测量总合磁场方向的倾角法

有动源和定源的两种。在动源的倾角法中，使用轻便的发射机，直立的发射线框和接收线框沿相隔60～120米的两条测线平行移动。测量前，发、收两线框互相照准，转动直立的发射线框使线框平面通过测量线框所在的点。接收线圈的横轴也须指向发射回线所在点。绕横轴摆动接收线圈，进行总合磁场倾角的测量。由于一次场方向是水平的，在无矿体存在的正常情况下，接收线框呈水平时，耳机中声响最小，从接收线圈上所附的测角器测得的磁场倾角为零。在两线框平移进行测量的过程中，当趋近矿体，由于有二次场叠加在一次场上，总合磁场不再呈水平。接收线框要离开水平位置转动α角，耳机中的声响才是最小。此倾角值可从测角器上读出。在矿体顶部测得的α角也是0°，因为一次场和二次场的方向都是水平的，所以总合磁场的方向也为水平，磁场的倾角也为零。在矿体另一侧也测得α角的值，不过方向与先前测得的α角相反。这样，在矿体顶部测得的α角为零，此点称为电轴，在矿体两侧各有一α角的极值，两极值的符号相反，离开矿体进入正常场后，所测α角又都为零。图10-49形象地说明了动源倾角法的野外工作方法，图上绘出了导电矿体上方典型的倾角变化曲线。在定源的

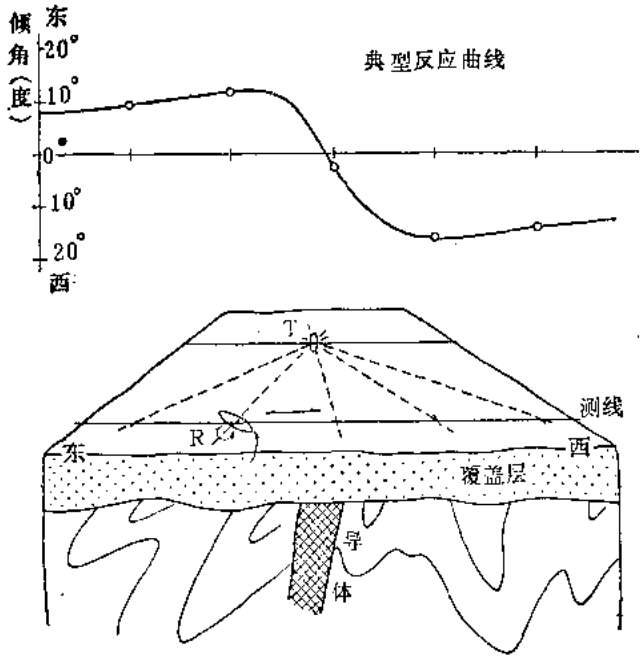


图 10-49　直立线框测倾角的动源法

倾角法中，所用发电机的功率较大（约 300 瓦），发电机与发射回线都很笨重不宜逐点移动。因为场源功率大，接收距离可以大到600～1000米。接收线框可以在发射点前后若干条测线上逐点移动进行观测。观测前发射与接收线圈照例均要先行照准方向。找到电轴后，还可将发射回线安放在电轴所在点上，在一两条测线上加密测点进行详测。定源倾角法的野外观测工作的示意图和典型倾角异常曲线见图 10-50。

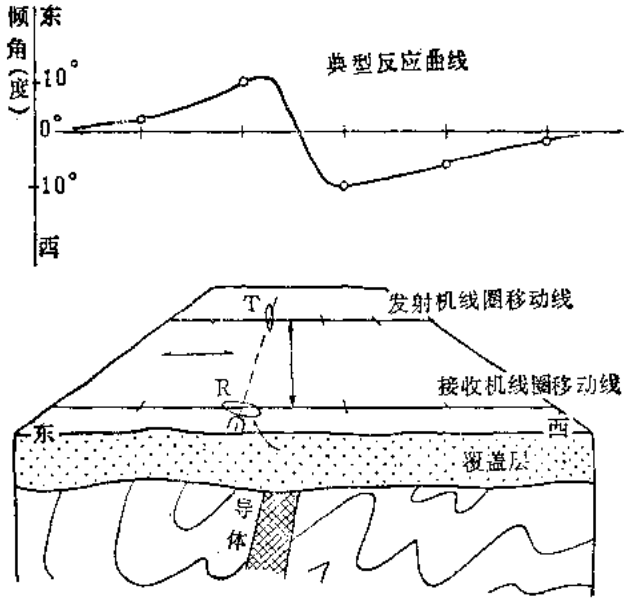


图 10-50　直立线框测倾角的定源法

（2）水平回线法（即斯林格兰姆法）

在这种方法中，发射和接收线框都是水平安放，保持恒定框距沿测线进行实、虚分量的观测。测量前，两线框都要严格对正水平。从发射线框通过电缆将参考讯号输送到接收仪器。由于有此电缆，行动迟缓不便，所以框距不能太大。框距太小，勘探深度将减小。所以目前使用的框距一般不超过 60 米。在地形平坦的地区，最大的框距也只有 100 米左右。测得的实、虚分量值记录在线框距的中点。野外工作的示意图与典型曲线见图10-51。

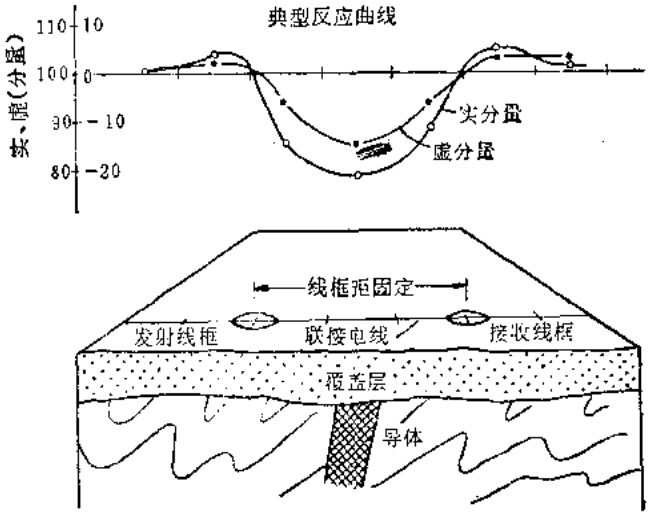


图 10-51　水平回线测垂直磁场的实虚分量的工作方法

（3）双线圈法（即突拉姆法）

在双线圈法中，场源是用两端接地的，长约 3 公里的导线平放在地面建立的，或是用导线围成一个闭合的矩形回线（1000×500 米，或 1500×500 米）来建立。长导线或回线的长边平行地层或假想矿体的走向布置。在其中间这一段范围内、在长导线的两侧或在回线长边的外侧布置测线。两接收线框保持恒定的框距（一般等于测点距）沿测线进行振幅比与相位差测量，以框距中点作记录点。双线圈法的野外工作布置和典型曲线见图 10-52。如果以测线的第一点的磁场振幅定为 1、相位定为 0，可以将测得的振幅比和相位差换算出各个测点的振幅值与相位值。绘出振幅变化曲线和相位变化曲线。如果地下无矿体赋存，则振幅变化曲线是一条随离开导线的距离的增大而衰减的曲线，相位变化曲线将是一条平线（如图 10-52 中用虚线表示的曲线）。如果地下有矿，则振幅曲线和相位曲线都会发生畸变（图

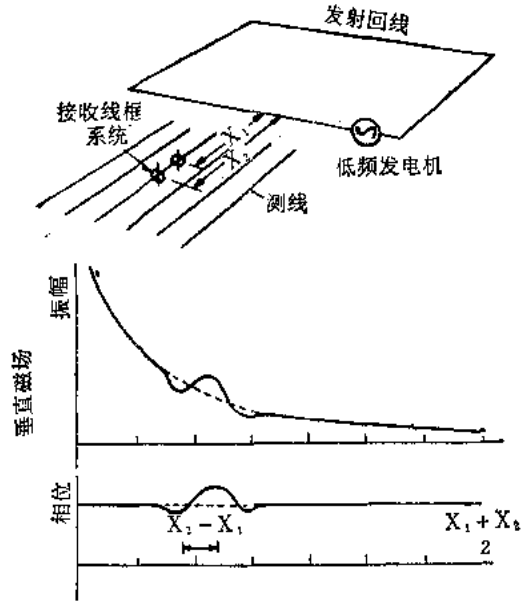


图 10-52 双线框（突拉姆）的工作方法

中用实线表示的曲线)。

(4) 脉冲电磁感应法(即过渡场法)

上述三种方法都必须在强大的一次场背景上，测量与一次场叠加在一起的、强度要弱几个数量级的二次场。各种干扰噪声极大地限制了接收系统的灵敏度。为克服这种缺点，往往使发射线圈与接收线圈呈零耦合(即两线圈面互相垂直)，也就是说，如果发射线圈水平安放、一次场方向垂直时，接收线圈则直立安放，不测量场的垂直分量，而测量某个方向的水平分量；如果一次场的方向是水平的，则测量场的垂直分量。这样，所测量的均为纯二次场。在航空电法中有采用这种线圈系统的，但在地面工作采用这种系统的不多。现在已研究成功一种时间域的电磁法。场源可用直径 3 米的偶极线框（动源），或 200×200 米不接地闭合回线(定源)，通以脉冲电流来建立。周期为几个毫秒，在野外采用动源方式工作时，接收线框离发射线圈约 30 米，沿测线移动，测量脉冲电流断去后某个时刻的瞬变电磁场的值，以$\frac{e(t)}{I}$表示。式中 I 是脉冲电流的强度(以安为单位)，e(t) 表示脉冲电流断去 t 秒钟后的场强以微伏表示。在定源法中，在回线内或外所布置的测线上，在每一测点测量电流断开后不同时刻的瞬变电压。前者宜于普查（但效率较其它电磁法低），后者可用于详查来查明异常的来源。由于测量时一次场不存在，所以不受地形、导电覆盖层和线圈相互照准有误差等因素所带来的影响，因而具有较大的勘探深度(与其它电磁感应法比)。

图 10-53 是在一个铜矿上用脉冲电磁场法取得的异常。所用回线为 200×200 米。矿体上方的冰碛层的厚度约 40 米，其电阻率为 100 欧姆米。图 10-54 是在另一个铜矿上，在脉冲断掉后 4 毫秒测得的异常。所用回线的大小仍为 200×200 米。第三纪沉积物的电阻率不大于 10 欧姆米，厚度在 25 米左右。矿床蚀变带的厚度为 25～50 米。所以矿体顶板的埋深是 50～75 米。所测得的垂直分量和水平分量异常都表示出矿体的存在，效果很好。

除上述几种方法外，这里顺便介绍一下甚低频法和天然音频电磁场法。前者利用潜艇通讯用的电台作场源。这种电台的功率非常强大，频率很低（14～30 千赫），不仅沿海一带，就是大陆内地各省也可以使用。在用此法工作时，不需自带发射装置，接收装置只是一个灵敏的收音机，可以调谐到所要接收的电台，附有框状感应接收天线与测量倾角或虚分量的装置。天然音频电磁场法是利用远方雷电在地下产生的天然磁场。由于发生雷电处离测区很远，这种场可看成是一种平面电磁场，磁场呈水平方向，在导电矿带上磁场偏离水平；方位变化零乱，但在导电矿带上比较有规律。野外工作中一般是测量磁场倾角和方位角。所用仪器与倾角法所用的仪器类似。由于一次场的强度总在变化，所以采用互成直

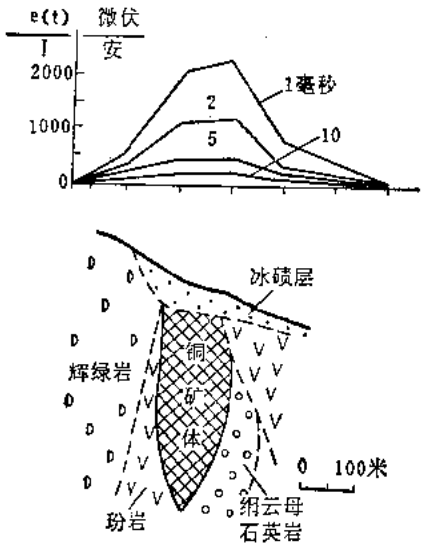


图 10-53 在某铜矿床上用脉冲电磁场法测得的过渡场曲线

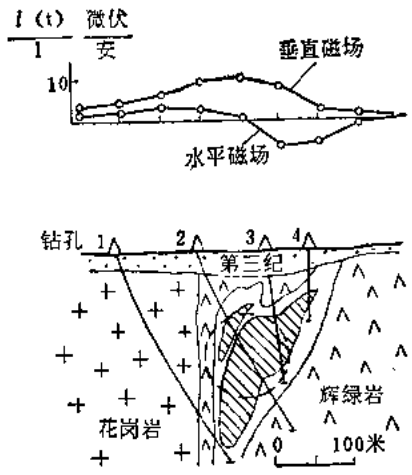


图 10-54 在某铜矿床上用脉冲电磁场法测得的结果

角的两个线框，测量所接收的两个讯号的差，以便更精确地确定耳机中音响为极小（或指示仪器偏转最小）。在北半球夏季雷电活动频繁，对使用此法有利，在冬季不宜开展这种方法。

所有上述各种方法都局限于用来寻找良导性板状矿体。板状体中感生的涡流是沿着板状体边缘流动的。可以近似地把板状体看成是一个大线圈。如果板状体走向长度和向下延深都非常大，其影响可以忽略，则更可以简化，以该线圈的顶边的线电流来代表整个板状体。如果板状体的向下延深有限，则另用一条线电流来代表板状体底边的影响。目前电磁感应法的成果解释方法都还是以线电流为基础制订的。根据模型实验结果，构制了各种量板，可供在解释野外资料时使用。板状体的位置和走向长度可根据平剖图上电轴的延续分

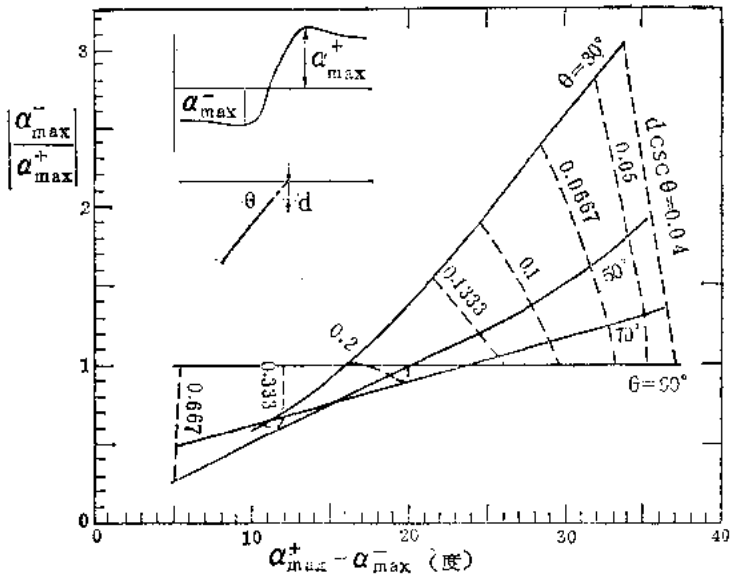


图 10-55 直立线框测倾角的定源法中计算导电半平面顶部埋深的“特征曲线”

布来确定。其倾斜可根据异常曲线的不对称情况来判断。现在扼要地介绍一下连续波电磁法成果解释用的量板。

在倾角法中找到电轴后，将发射回线放在电轴上，采用定源观测法，测量一条详测剖面。根据曲线上两极大值的比值和差值，从图 10-55 中查得导体倾角 θ 的值和 dcscθ 值，已知 θ 可以算出导体顶板埋深 d。

在水平线圈法中，可利用实分量与虚分量曲线的极值，从图 10-56 的上图中实线曲线内插求得 d/r 比值，因线框距 r 是已知的，所以可求得埋深 d，另外从图中虚线曲线还可以内插求得反应参数 q 的值，$q=\sigma\mu_0\omega r\frac{t}{2}$。式中 μ_0 为导磁率(在无磁性的介质中，$\mu_0=1$)；$\omega=2\pi f$，f 为频率；r 为线框距，均为已知。所以可得出板状体导电率 σ 与厚度 t 的乘积。如果从钻探资料知道了 t，就可以根据导电率 σ 对异常进行分类。另外，还可从图10-56 b 求得导体的倾角。因为倾角极值的比与 d/r 是已知的。图 10-56 称为矢量图(或阿干德图)。

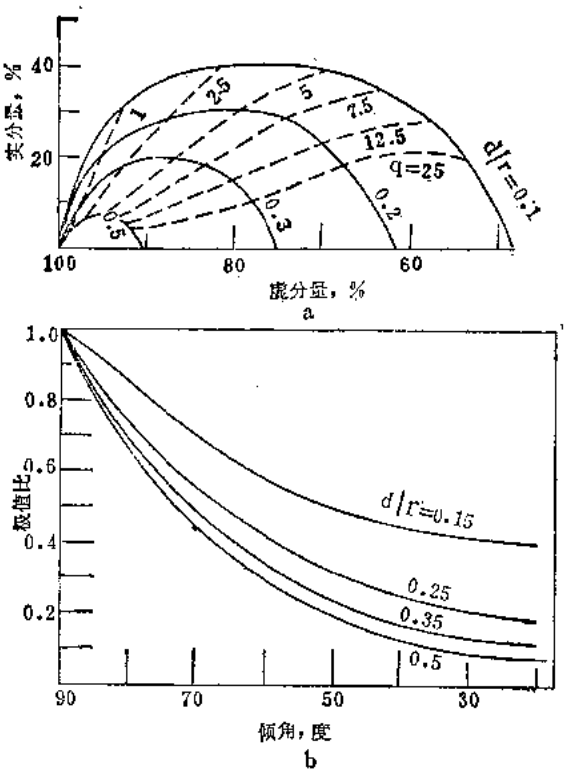


图 10-56　水平线框测实虚分量的动源法中求埋深和反应参数的量板

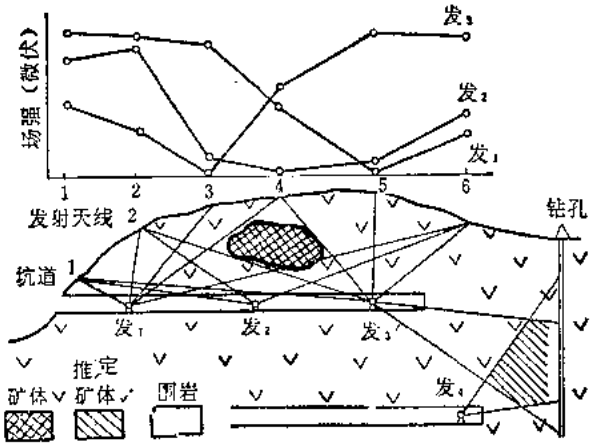


图 10-57　无线电波透视法工作布置和测得的场强曲线

在双线圈法中，可以将实测曲线与模型实验所得曲线对比，求出埋深和反应参数。板状体的水平位置、倾角、向下延深等均可根据模型实验所总结的经验来确定。

最后介绍一种利用无线电波的地质找矿方法。当无线电波在传播途中遇着导电的金属物体时，能量为金属物体所吸收。这种吸收作用与无线电波的频率、传播电磁波的介质的介电常数以及金属物体的电阻率有关。无线电波透视法所依据的就是这种原理。使频率为几兆赫的电磁波从偶极天线辐射出，穿过良导性金属矿体后，强度衰减很多。在金属矿体背后测得的场强变小，或者完全消失，造成“阴影”。可以将发射天线放在坑道或钻孔中，在另一坑道或钻孔中观测，或是在地面观测，当发现场源和接收点之间有“阴影”，即知在二者之间有金属矿存在。改变发射点的位置，重复观测，便可准确地圈出矿体的轮

廓。图 10-57 表示实际工作的布置和测得的场强曲线。我国已有某些单位试用过这种方法，在比较干燥的坑道和钻孔中取得了较好的效果，透射的距离可达 200 米以上。

另一种方法是在坑道中使用轻便的长波雷达系统，辐射出电磁脉冲，向坑道壁辐射，如坑道帮壁里面有金属矿，电磁脉冲波被反射回来。测量电磁脉冲波往返的时刻，即可知道矿体到发射点的距离。如果没有反射回的波，即知在雷达波射程范围内没有良导性的矿体。此法目前还在试验阶段。透视距离在较干燥的坑道中不过 20～30 米，只能用来发现坑道未遇见的矿体。

第五节　地震勘探与放射性勘探

1．地震勘探

地震勘探是在地上某一点利用炸药产生的能量来激发弹性波，在另一地点设置检波器拾取从不同速度的岩层界面折射或反射回到地面的波，测量波到达该点的时间，从而确定界面的位置。在均匀的大地中，距离震源为 x 的点上，检波器最先收到的是纵波，其次是横波，再其次是瑞雷面波。从记录的曲线上可看出三种波到达的时间。地震勘探中所利用的是纵波。

假设有两种岩层，其速度和密度分别为 V_1、V_2 与 ρ_1、ρ_2，界面离地面的深度为 h（图 10-58），S 为震源，G 为检波器，二者之间的距离设为 x。当纵波遇着界面，一部分反射回地面（射线 2），一部分折射到第二层（射线 3），它们都遵循光学定律：入射角和反射角相等（$i=i'$）；入射角和折射角的正弦比值等于波在两介质中传播速度的比值。从界面反射回的波与透过界面的波，其振幅比随入射角的不同而改变。反射波与入射波的振幅比称为反射系数，对于垂直入射的平面波来讲，反射系数等于 $(\rho_2V_2-\rho_1V_1)/(\rho_2V_2+\rho_1V_1)$，密度与速度的乘积称为波阻抗。所以反射系数等于 $(Z_2-Z_1)/(Z_2+Z_1)$。如果波阻抗反差大，则反射强，系数为正值。如第二层比第一层的波阻抗小，反射系数为负值。由于岩石的密度和速度随深度增大而增大，实际工作中所遇到的反射系数均为正值。在图 10-59 中，入射角大到等于某一临界角（i_c）时，以致折射波与界面平行，沿界面传播，使上面岩层中的质点震动，以波的形式向地面传播。地面各点的检波器只要距震源的距离大于 $2h\tan i_c$ 时，均可在不同时刻收到这种首波（折射初至波）。

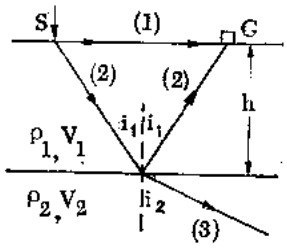


图 10-58　地震波在界面上的反射和折射

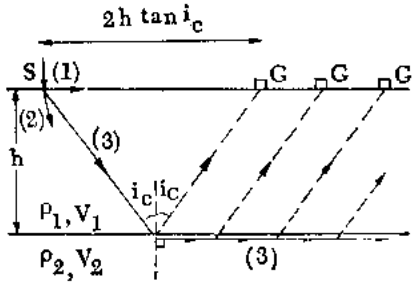


图 10-59　临界的折射波（实线）和一组首波

地震勘探用的仪器包括检波器和地震仪。检波器是一个放在磁铁两极之间的小线圈，地震波到达检波器时，线圈受震与磁铁发生相对运动，产生与地震波强度成正比的电动势。电动势通过电缆送到地震仪。地震仪里面有放大器和检流计。放大器的作用是将地震讯号

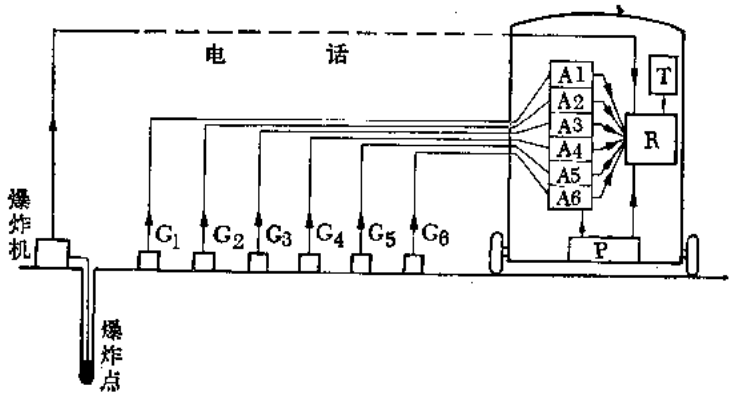


图 10-60 六道地震仪示意图
T—定时装置，R—记录器，P—电源

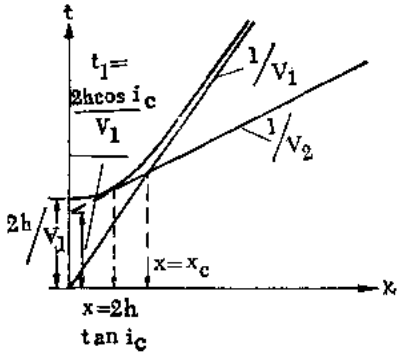


图 10-61 直达波、反射波和首波的时间距离曲线

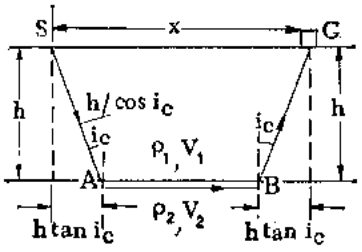


图 10-62 折射法中首波所经的途径

放大再送至检流器，使检流计偏转，借助检流计的反光镜，将其偏转记录在连续移动的照相底片上。每一检波器各有其放大器和检流计，记录仪上的照相底片可以同时记录几十道地震曲线。图 10-60 中是 6 道地震仪的示意图。有 6 个检波器（G_1～G_6）和 6 个放大器（A_1～A_6）分别与各自的检流器连接。放大器、记录仪安装在地震车中（轻便的地震仪可以随身携带）。地震仪中还有一个定时装置，通过电话或无线电联系，记录爆炸时刻并在照相底片的连续记录道上间断地打上时间记号。

野外工作时，一般将检波器沿一直线排列（该直线通过爆炸点在地面的投影点）进行剖面测量。为解决某些特殊地质任务，检波器也可排成其它式样（例如扇形排列）。地震勘探根据所利用的波不同而有两种不同的工作方法：反射波法和折射波法。

反射波法是测量从界面反射回的反射波的旅行时间，以确定界面深度 h。检波器对称于爆炸点排成一直线，检波器间的距离比 h 小得多。S 与 G 最大距离与要确定的层位接近。这时，检流计的偏转是由反射波产生的，不会受折射波的影响，图 10-61 利用简单的三角函数关系可以求得反射波到达 G 的时间：$t=\frac{2}{V_1}\sqrt{h^2+x^2/4}$；从地震记录上量得 t，即可求得 $h=\frac{1}{2}\sqrt{V_1^2t^2-x^2}$；x 是 G 到 S 的距离，是已知的。上面的方程式叫做时间-距离曲线，是以时间轴为对称轴的双曲线。其渐近线是通过原点(S)斜率为 $1/V_1$ 的直线。从图 10-61 可看出，靠近爆炸点的检波器要在 $2h/V_1$ 时间之后才收到反射波。另外，在水平距离比 h

大得多的点上，反射波和直达波实际上是同时到达的，所以两条曲线在 x 值很大时很接近。

在折射波法中，如检波器G靠近S，首先收到的是直达波，该波的旅行时间为 x/V_1，其时距曲线是通过原点(S)斜率为 $1/V_1$的直线。在入射角等于临界角时，折射波是沿 SABG 运行的（图 10-62），所需时间是旅行 SA, AB 与 BG 三段距离所需时间的总和。根据简单的三角函数关系，可以求得

$$t=\frac{1}{V_1}\frac{h}{\cos i_c}+\frac{1}{V_2}(x-2h\tan i_c)+\frac{1}{V_1}\frac{h}{\cos i_c}$$

$$=\frac{x}{V_2}+\frac{2h\cos i_c}{V_1} \qquad \left(\text{因为在临界入射角的情况下 } \sin i_c=\frac{V_1}{V_2}\right)$$

或

$$=\frac{x}{V_2}+\frac{2h(V_2^2-V_1^2)^{1/2}}{V_1V_2}$$

根据上面方程的时距关系式求得 h。上面最后的式子也是一直线方程式，斜率为$\frac{1}{V_2}$，在 t 轴上的截距等于式中右边的第二项。直达波与首至折射波的交点的坐标（x_c），通过联立解其时距方程可以求得。$x_c=2h\sqrt{(V_2+V_1)/(V_2-V_1)}$。在离 S 不同距离的检波器上首波的时距表示出两条相交的直线，其斜率分别给出 V_1 与 V_2，从交点 x_c 可求得界面深度 h，也可以从时间轴的截距求 h。

对于速度不同的三种岩层，有两个界面，情况要复杂，但分析原理是一样的。

在金属物探方面，由于地质情况复杂、地形切割，矿体规模不大，形状不规则（界面不平），所以，地震勘探的应用受限制。目前只是在勘探铁矿时偶而用来确定矿层的埋深。但垂向电测深也可以解决这方面的问题，而且费用还比地震勘探经济。现代地震仪由于采用晶体管化，愈来愈轻便，可用重锤敲击地面激发地震波。

2．放射性勘探

γ 射线在“磷光体”中可以产生闪烁的光，该光和紫外线产生的荧光一样。在放射性野外勘探工作中，常用的磷光体有铊活化的碘化钠晶体。γ 射线在晶体上被吸收产生一次闪烁，经过光电倍增管放大，送到鉴别器进行测定。γ 射线能量高（波长短），比其它能量低的产生的闪烁要亮。由光电管出来的电脉冲，其电压的大小与闪烁的强弱成正比例。可以用闪烁计数器作为 γ 射线能谱仪来鉴别不同电压能级的脉冲。

有两种型式的辐射探测器。一种是积分式的，一种是微分式的。前者只计数高于某一电压值的脉冲。低于该电压值的仪器干扰噪声都不计数。这是野外工作中最常用的闪烁计数器，只计数真正的 γ 射线。微分式的辐射探测仪对高于某一规定电压或低于某一规定电压的脉冲都不要，只记录这一很窄范围内的电流脉冲。此高低两电压值的宽度称为“窗限”。窗限的宽度可以改变，而且可以移动，用来选择 γ 射线能谱中任何一个能带，例如 K^{40} 的 γ 射线的能量为 1.45 百万电子伏特，所以将鉴别器的窗限定在 1.42～1.48 百万电子伏特，就只能测量钾的辐射。如果窗限选在其它能限，则可以不去测钾，而测量铀或钍的辐射。仪器最后用计数器读数。新式的仪器则用数字显示。辐射的强度一般用每分钟闪烁的数目来表示。现在有些仪器是用毫伦琴来表示，1 伦琴是指在正常温度下 γ 辐射在每立方厘米空气中能产生 2.083×10^9 对离子时的强度。

在地面测量中探测仪器离地面很近，所测为半径3米范围内的总和辐射。背景辐射来自于宇宙射线，一般读数高于背景3～5倍才算作异常。

放射性勘探主要用来寻找放射性矿物(找铀矿)。但也可以用来找与放射性元素共生的无放射性的矿物，例如某些稀有金属矿、多金属矿、锡矿、金刚石，还可以找某些非金属矿，例如磷灰石。此外，用放射性勘探还可以进行地质填图，例如为寻找斑岩铜矿时圈定某些火成岩的分布范围，为寻找某些稀有金属矿圈定石英正长斑岩等等。国外航空放射性勘探常与航磁、航电一起工作，进行普查，因此，在地面开展放射性测量也是必要的。

第十一章 地球化学找矿

第一节 概 述

金属矿床地球化学找矿（简称化探），是根据矿床在形成过程或表生风化过程中呈现的各种地球化学特征，利用近代高灵敏度快速分析手段，研究元素在各种地质体（如岩体、土壤、水系底沉积物、水、植物和大气、土壤气等）中的分布分配规律或测定各种地球化学参数（如pH、Eh值等）来进行直接找矿或远景评价。

化探方法的分类，依据所采样品的不同，金属矿床地球化学找矿法可分为：岩石地球化学法（原生晕法）、土壤地球化学法（次生晕法）、水底沉积物法（分散流法）、水化学法、生物地球化学法和气体测量法等。在不同的找矿阶段，应采用不同的方法，其采样间距也各不相同（表11-1）。

化探找矿比例尺与采样网度对照表　　表 11-1

阶段	比例尺	河谷取样间距，公里	分散流，每平方公里点数	次生晕	
				测网，米	每平方公里点数
普查	1:20万	0.5～1	1～4	(2000～1000)×(200～100)	10～25
	1:10万	0.3～0.5	4～6	(2000～1000)×(200～100)	10～25
	1:5万	0.2～0.4	10～15	500×(50～40)	40～50
详查（勘探）	1:2.5万	0.1	20～25	(250～200)×(40～20)	100～250
	1:1万		30～40	100×(40～10)	250～1000
	1:5千			50×(20～10)	1000～2000
	1:2千			(50～20)×(10～5)	4000～10000
	1:1千			10×5	20000

注：① 地表原生晕多用于1:2000或1:1000的详查阶段，采样间距同次生晕或按探槽取样；② 钻孔原生晕应根据具体情况而定，一般为2～5米，在矿体或地质条件变化较大的地段加密；③ 表中所列数字仅为参考数字。

在不同的找矿阶段，应根据实际地质、地理条件确定所采用的方法。

分散流主要用于小比例尺普查，适用于水系发育、地形切割较大的山区，可快速了解金属分带情况，圈出成矿远景区。有时经过对异常源的追索，辅以次生晕（或原生晕）剖面，可以圈出矿化蚀变带，寻找隐伏矿体。应用分散流成果进行地质普查找矿，可收到良好的效果。

次生晕常在地表基岩露头不好、残坡积物掩盖的地区应用，可用于普查找矿及详查阶段，寻找隐伏矿化带和矿体，指导轻型山地工程的布置，因此应在相应比例尺地质填图和地表评价工作之前完成。

原生晕主要应用于大比例尺的详查和评价勘探阶段，用以圈定成矿有利地段，评价含矿性，寻找盲矿体。在勘探阶段可应用钻孔，钻孔原生晕工作用于寻找深部盲矿体和附近的漏失矿体。当次生晕异常被揭露后，证实是矿化引起而需进行深部评价时，也可进行原生晕工作。

在找矿工作中，必须贯彻地质、物探、化探三结合的方针。例如，在开展化探工作前应充分了解有关地质、地理情况，阅读资料并踏勘现场，以确定工作方法及试验工作的内容。在推断解释异常时，也要密切结合地质情况及已有的物探资料。

各种地质体中指示元素的组合特征表　　表 11-2

	指示意义	指示元素组合
盲岩体	超基性岩体	Mg、Fe、Cr、Co、Ni
	基性岩体	Ca、Fe、Sc、Mn、V、Ti、Cu、As、P
	碱性岩体	Na、Ca、Al、Sr、Ba、Fe^{3+}、Ti、Nb、Ta、Zr、TR、Th、P、F
	酸性岩体	Li、Rb、Cs、Be、Nb、Ta、W、Sn、Bi、B、P、F
	镁矽卡岩	Mg、B、Fe、F
	磷灰岩	Ca、TR、V、U、P
矿床类型	矽卡岩多金属矿	Ca、Mg、Fe、Mn、Cu、Pb、Zn、Au、Ag、Cd、Hg、W、Sn、Mo、Bi、S、As、Sb、B、F
	铜-镍硫化物型	Cu、Ni、Co、As、Pt、Fe、Ag、Au、Se、Te、Sb、Bi
	高温气热型	Na、Li、Be、B、P、F、W、Sn、Mo、Bi
	低温热液型	Hg、Sb、As、Se、Ba
	砂岩（红层）型	Ba、Sr、U、V、Cr、Mo、Fe、Cu、Ag、Pb、Se
	页岩（黑页岩）型	V、Mo、Cu、Zn、Ag、Pb
矿石类型	黄铁矿	Fe、S、Co(Ni)
	斑铜矿、辉铜矿	Cu、Ag S Bi、As
	磁铁矿	Fe^{2+}、Fe^{3+}、V、Ti、Co、Ni、Zn

各种地球化学找矿方法，都应首先提出作为找矿线索和远景评价的地球化学找矿标志，而最重要的地球化学标志之一就是指示元素。指示元素的概念，不但意味着作为找矿或远景评价的化学元素及其含量，而且也包括这些元素的共生组合、元素对的比值、同位素比例以及它们与矿体在空间上、成因上的关系。

指示元素选择的是否恰当，直接影响到找矿效果。因此，选择指示元素时，除实地样品的光谱扫描元素外（这是非常重要的一个方面），还必须从地球化学理论和有关矿物元素组分等方面加以考虑。

表 11-2 表示一般条件下不同地质体中指示元素的组合特征。

指示元素包括所寻找的矿种的元素以及与主要金属矿物密切共生的杂质元素或伴生矿物中的元素。为了解决某些特殊问题，如消除各种干扰、区分矿液活动期和矿化类型、寻找深部盲矿体等，必须研究各种特征指示元素。

除金属元素外，与金属矿物富集有密切关系的那些常量元素（如 K、Na、Fe、Al、Ca、Mg 等）、某些阴离子（如 F、Cl、Br、I 等）和硫等，也可作为指示元素加以利用，前者称为控矿指示元素，后者称为矿化剂(或携带剂)元素。

选择指示元素时，必须考虑到所找的金属矿物的化学成分。主要矿物的化学成分参见第三章。

指示元素的选择和应用，在不同的找矿阶段应有所区别，例如在综合普查找矿时，找矿指示元素可多选一些；在矿种比较明确时，可只应用所找矿种元素；在对分散流次生晕异常或矿化体进行深部评价寻找盲矿体、做详细原生晕工作或对岩体、裂隙、露头的深部含矿性进行评价时，则需要应用各种有关的指示元素（如远程、近程、控矿、区分各种干

扰、划分成矿期、区分矿化类型的指示元素)。

第二节 岩石地球化学法(原生晕法)

1. 定义

运用岩石的地球化学特征追索盲矿体或评价岩体含矿性的方法,称为岩石地球化学法。它主要是研究在成矿过程中与矿体同时生成(或有成因联系),并环绕在矿体或异常源周围岩石中的元素地球化学异常。在特殊条件下,有时可研究某一个(或几个)单矿物中元素分配特征或构造裂隙中元素的分配特征。前者称为矿物地球化学法;后者称为构造地球化学法,但二者均属原生分散晕的范畴。

研究原生晕应与成矿作用联系起来。原生晕的形成是整个成矿过程的一部分。在一定条件下,成矿元素从分散到集中,条件有利时,集中过程进行得完善,从而生成数量和质量上达到工业要求的矿体。与此同时,尚有部分特征元素(包括成矿元素)的集中过程并不完善,只形成显微细粒的浸染或个别没有工业价值的聚集体,这就是岩石地球化学异常或原生晕。

2. 影响岩石地球化学异常的因素

岩石地球化学异常的生成其空间分布特征,与下列三个因素有关。

(1) *矿床成因与矿床类型*

不同矿种(如铁、铜、铬等)和不同矿床类型(如矽卡岩铜矿、斑岩铜矿等),其矿液活动和元素的迁移、沉淀方式也各不相同,因而原生晕的模式也不相同。因此,必须充分考虑这些因素。若干类型矿床的矿物共生组合参见第三章。

矿物的共生组合与硫、氧在介质中对成矿元素(如铁、铜等)的争夺,以及在不同的硫、氧分压下成矿元素所形成矿物的相对稳定范围有关。一些矿物的共生图解列于第三章。

(2) *热液(矿浆)的性质*

成矿溶液的温度、压力及其所含组分的性质和浓度,对原生晕发育有较大影响。一般说,温度越高、压力越大,溶液中挥发分越多,其原生晕范围也愈大。但自然界条件复杂,不能一概而论。

成矿溶液所含成矿元素和伴随的微量元素的迁移和沉淀,直接影响原生晕的分带。影响溶液中元素沉淀和迁移的因素很多,就元素本身而言,主要有元素的负电性、类质同象、介质的 pH、Eh 等。现简述如下:

① 元素的负电性 所谓负电性,是指原子得失电子的相对能力,即中性原子接受电子的能力。负电性愈大(或愈小),则得到电子较失去电子的相对能力愈强(或愈弱),愈易形成负离子(或正离子)。按负电性大小可以判断相互作用的原子之间的键性。负电性相差很大的原子,形成晶格相当牢固的离子键,它可以保存很久,而负电性相差很小的原子,形成晶格不牢固的共价键。介于二者之间形成极性键。由于负电性决定了化合物的键性,因而影响了化合物的许多物理化学性质(如硬度、光泽、溶解度等)。同时,元素的负电性还影响类质同象置换(二元素负电性相差很大时,不能类质同象置换)。所有这一切,对于元素的迁移、沉淀均有影响。因此,在分析元素地球化学性状、解释地球化学异常时,必须予以注意。现将元素的负电性列于表 11-3。

元 素 的 负 电 性 表

（电子伏特/原子×23.06＝千卡/克原子）

表 11-3

负电性增大 →

负电性减小 ↓

H 2.1																
Li 1.0	Be 1.5											B 2.0	C 2.5	N 3.0	O 3.5	F 4.0	He
Na 0.9	Mg 1.2											Al 1.5	Si 1.8	P 2.1	S 2.5	Cl 3.0	Ne
K 0.8	Ca 1.0	Sc 1.3	Ti 1.6	V $3^+1.4$ $4^+1.7$ $5^+1.9$	Cr $2^+1.4$ $3^+1.5$ $4^+2.2$	Mn $2^+1.4$ $3^+1.5$ $7^+2.5$	Fe $2^+1.7$ $3^+1.8$	Co 1.7	Ni 1.8	Cu $1^+1.8$ $2^+2.0$	Zn 1.5	Ga 1.5	Ge 1.8	As 2.0	Se 2.4	Br 2.8	Ar
Rb 0.8	Sr 1.0	Y 1.2	Zr 1.5	Nb 1.7	Mo $3^+1.6$ $4^+2.1$	Tc $5^+1.9$ $7^+2.3$	Ru $3^+2.0$	Rh 2.1	Pd 2.0	Ag 1.8	Cd 1.5	In 1.5	Sn $2^+1.7$ $4^+1.8$	Sb $3^+1.8$ $5^+2.1$	Te 2.1	I 2.5	Kr
Cs 0.7	Ba 0.9	TR 1.1	Hf 1.4	Ta $3^+1.3$ $5^+1.7$	W $4^+1.6$ $6^+2.0$	Re $5^+1.8$ $7^+2.2$	Os 2.0	Ir 2.1	Pt 2.1	Au 2.3	Hg 1.8	Tl $1^+1.5$ $3^+1.9$	Pb $2^+1.6$ $4^+1.8$	Bi 1.8	Po 2.0	At 2.2	Xe
Fr 0.7	Ra 0.9	Ac 1.1															Rn

Fe	
电价	负电性
$2^+1.7$	二价负电性
$3^+1.8$	三价负电性

元素有效离子半径表

（表中所列大多数数字为6次配位的有效半径值）　　表 11-4

元素符号	原子序数	电荷	哥尔斯密特 1926年、1934年 Å	鲍林 1927年 Å	瓦依科夫 1948年 Å	爱伦斯 1952年 Å	齐曼 1966年 Å
Ac	89	3 +				1.18	1.11
Ag	47	1 +	1.13	1.26	0.97	1.26	1.13
		2 +				0.89	
Al	13	3 +	0.57	0.56	0.55	0.51	0.57
Am	95	3 +				1.07	
		4 +				0.92	1.01
As	33	3 −		2.22	1.91		
		3 +	0.69		0.69	0.58	
		5 +		0.47		0.46	0.46
At	85	7 +				0.62	
Au	79	1 +		1.37		1.37	
		3 +				0.85	
B	5	3 +		0.20		0.23	
Ba	56	2 +	1.43	1.35	1.38	1.34	1.43
Be	4	2 +	0.34	0.31	0.30	0.35	0.34
Bi	83	3 −			2.13		
		3 +			1.20	0.96	0.96
		5 +		0.74		0.74	0.74
Br	35	1 −	1.96	1.95	1.96		1.96
		5 +				0.47	
		7 +		0.39	0.39	0.39	~0.40
C	6	4 −		2.60	2.60		
		4 +	0.2	0.15	0.15	0.16	
Ca	20	2 +	1.06	0.99	1.05	0.99	1.06
Cd	48	2 +	1.03	0.97	0.99	0.97	1.03
Ce	58	3 +	1.18		1.10	1.07	1.09
		4 +	1.02	1.01	1.01	0.94	1.03
Cl	17	1 −	1.81	1.81	1.80		1.81
		5 +				0.34	
		7 +		0.26	0.26	0.27	~0.30

续表

元素符号	原子序数	电　荷	哥尔斯密特 1926年、1934年 Å	鲍　林 1927年 Å	瓦依科夫 1948年 Å	爱伦斯 1952年 Å	齐　曼 1936年 Å
Co	27	2 +	0.82		0.78	0.72	0.80
		3 +			0.65	0.63	0.64
Cr	24	3 +	0.64		0.70	0.63	~0.64
		6 +	~0.35	0.52	0.52	0.52	~0.35
Cs	55	1 +	1.65	1.69	1.70	1.67	1.65
Cu	29	1 +		0.96	0.58	0.96	
		2 +				0.72	~0.70
Dy	66	3 +	1.07			0.92	0.97
Er	68	3 +	1.04			0.89	0.94
Eu	63	2 +					1.25
		3 +	1.13			0.98	1.01
F	9	1 −	1.33	1.36	1.33		1.33
		7 +		0.07	0.07	0.08	
Fe	26	2 +	0.83		0.80	0.74	0.82
		3 +	0.67		0.67	0.64	0.67
Fr	87	1 +				1.80	
Ga	31	3 +	0.62	0.62	0.65	0.62	0.61
Gd	64	3 +	1.11			0.97	1.00
Ge	32	4 −		2.72			
		2 +			0.65	0.73	
		4 +	0.44	0.53	0.55	0.53	0.44
H	1	1 −	1.54	2.08	1.27		
Hf	72	1 +			0.72		
		4 +				0.78	0.84
Hg	80	2 +	1.12	1.10	0.66	1.10	1.12
Ho	67	3 +	1.05			0.91	0.95
I	53	1 −	2.20	2.16	2.20		2.20
		5 +	0.94			0.62	
		7 +		0.50		0.50	~0.50
In	49	3 +	0.92	0.81	0.95	0.81	0.92
Ir	77	4 +	0.66		0.65	0.68	0.66
K	19	1 +	1.33	1.33	1.33	1.33	1.33

续表

元素符号	原子序数	电　荷	哥尔斯密特 1926年、1934年 Å	鲍　林 1927年 Å	瓦依科夫 1948年 Å	爱伦斯 1952年 Å	齐　曼 1966年 Å
La	57	3 +	1.22	1.15	1.15	1.14	1.12
Li	3	1 +	0.78	0.60	0.70	0.68	0.78
Lu	71	3 +				0.85	0.91
Mg	12	2 +	0.78	0.65	0.75	0.67	0.78
Mn	25	2 +	0.91		0.83	0.80	0.91
		3 +	0.70			0.66	0.70
		4 +	0.52		0.52	0.60	0.52
		7 +		0.46		0.46	
Mo	42	4 +	0.68		0.68	0.70	0.68
		6 +		0.62	0.65	0.62	0.62
NH_4		1 +	1.43				
N	7	3 −		1.71	1.48		
		3 +				0.16	
		5 +	~0.15	0.11		0.13	
Na	11	1 +	0.98	0.95	1.00	0.97	0.98
Nb	41	4 +	0.69		0.67	0.74	
		5 +	0.69	0.70		0.69	0.69
Nd	60	3 +	1.15		1.07	1.04	1.06
Ni	28	2 +	0.78		0.74	0.69	0.78
Np	93	3 +				1.10	
		4 +				0.95	1.04
		7 +				0.71	
O	8	2 −	1.32	1.40	1.35		1.32
		6 +		0.09		0.10	
Os	76	4 +	0.67		0.65		0.67
		6 +				0.69	
P	15	3 −		2.12	1.86		
		3 +				0.44	
		5 +	~0.35	0.34	0.34	0.35	~0.35
Pa	91	3 +				1.13	
		4 +				0.98	1.06
		5 +				0.89	

续表

元素符号	原子序数	电　荷	哥尔斯密特 1923年、1934年 Å	鲍　林 1927年 Å	瓦依科夫 1948年 Å	爱伦斯 1952年 Å	齐　曼 1966年 Å
Pb	82	2 +	1.32		1.18	1.20	1.32
		4 +	0.84	0.84	0.70	0.84	0.84
Pd	46	2 +				0.80	0.93
		4 +				0.65	
Pm	61	3 +				1.66	
Po	84	6 +				0.67	~1.10
Pr	59	3 +	1.16		1.09	1.06	1.07
		4 +	1.00			0.92	
Pt	78	2 +			0.52	0.80	
		4 +			0.55	0.65	
Pu	94	3 +				1.08	
		4 +				0.93	1.02
Ra	88	2 +			1.42	1.43	1.52
Rb	37	1 +	1.49	1.48	1.52	1.47	1.49
Re	75	4 +				0.72	~0.75
		6 +					0.55
		7 +				0.56	
Rh	45	3 +	0.68		0.75	0.68	0.68
Ru	45	4 +	0.65		0.65	0.67	0.65
S	16	2 −	1.74	1.84	1.82		1.17
		4 +				0.37	
		6 +	0.34	0.29		0.30	0.34
Sb	51	3 −		2.45	2.08		
		3 +	0.90		0.90	0.76	
		5 +		0.62		0.62	0.62
Sc	21	3 +	0.83	0.81	0.83	0.81	0.83
Se	34	2 −	1.91	1.93	1.93		1.91
		3 +			0.78		
		4 +				0.50	
		6 +	~0.35	0.42		0.42	~0.35
Si	14	4 −	1.98	2.71			
		4 +	0.39	0.41	0.40	0.42	0.39

续表

元素符号	原子序数	电　荷	哥尔斯密特 1926年、1934年 Å	鲍　林 1927年 Å	瓦依科夫 1948年 Å	爱伦斯 1952年 Å	齐　曼 1966年 Å
Sm	62	2 +					0.93
		3 +	1.13			1.00	1.02
Sn	50	4 −		2.94			
		2 +			1.02	0.93	
		4 +	0.74	0.71	0.65	0.71	0.74
Sr	38	2 +	1.27	1.13	1.18	1.12	1.27
Ta	73	5 +				0.68	0.68
Tb	65	3 +	1.09			0.93	0.98
		4 +	0.89			0.81	
Tc	43	7 +				0.56	~0.55
Te	52	2 −	2.11	2.21	2.12		2.11
		4 +	0.89		0.84	0.70	
		6 +		0.56		0.56	0.56
Th	90	4 +	1.10		1.10	1.02	1.10
Ti	22	2 +			0.76		
		3 +	0.69		0.70	0.76	0.69
		4 +	0.64	0.68	0.60	0.68	0.64
Tl	81	1 +	1.49		1.50	1.47	1.49
		3 +	1.05	0.95		0.95	1.05
Tm	69	3 +	1.04			0.87	0.93
U	92	4 +	1.05		1.05	0.97	1.05
		6 +				0.80	0.83
V	23	2 +				0.95	
		3 +	0.65		0.75	0.74	0.65
		4 +	0.61		0.57	0.63	
		5 +	~0.40	0.59		0.59	~0.40
W	74	4 +	0.68		0.68	0.70	0.68
		6 +			0.65	0.62	0.62
Y	39	3 +	1.06	0.93	0.93	0.92	1.06
Yb	70	3 +	1.00			0.86	0.92
Zn	30	2 +	0.83	0.74	0.83	0.74	0.83
Zr	40	4 +	0.87	0.80	0.80	0.79	0.87

元素在若干矿物中的类质同象关系　　表 11-5

矿　物	类质同象置换系列与置换方式
单　质	
金 Au	**Au**、Ag、Cu、Pd、Rh、Pt、Ir、Fe、Bi、Sb、Hg
银 Ag	**Ag**、**Fe**、Ni、Co(Cu、Pt)
铂(粗铂矿) Pt	**Pt**、Fe、Ir、Rh、Pd、Cu、Ni
锇铱矿 $Os_{>1}Ir$	**Os**、**Ir**、Rb、Ru(Pt、Fe、Cu、Au)
硫 S	**S**、Se、Te
硫化物及类似化合物	
方铅矿 PbS	**S**、Se、Te $2Pb \longleftarrow Bi + Ag$
磁黄铁矿 $Fe_{1-x}S_x$	**Fe**、Ni、Co(Mn) $3Fe^{2+} \longleftarrow 2Fe^{3+}$
闪锌矿 ZnS	**Zn**、Fe、Mn、Cd(Hg、In、Ga) $3Zn^{2+} \longleftarrow 2In^{3+}$ $3Zn^{2+} \longleftarrow 2Ga^{3+}$
硫化物及类似化合物	
黝铜矿 $Cu_3(Sb、As)S_3$	**Cu^+** Ag **Cu^{2+}**、Zn、Fe、Hg(Co、Ni) **Sb**、**As**、Bi **S**、Se、Te **Cu^+_{IV}** $\longleftarrow Fe^{2+}$、Zn、Co、Ni、Hg **Cu^{2+}_{III}** $\longleftarrow Cu^+$
黄铁矿 FeS_2	**Fe**、Co、Ni(Mn) **S**、Se、As
氧化物、钛酸盐、钽-铌酸盐	
金红石 TiO_2	**$3Ti^{4+}$** $\longleftarrow Fe^{2+} + 2Nb^{5+}$ $2Ti^{4+} \longleftarrow Fe^{3+} + Nb^{5+}$ $(Ti^{4+}_{1-2x}、Fe^{3+}_{2x})O_{2-3x}$
钛铁矿 $FeTiO_3$	Fe、Mg、Mn **$Fe^{2+} + Ti^{4+}$** $\longrightarrow 2Fe^{3+}$
尖晶石 $MgAl_2O_4$	**Mg**、Fe、Mn、Zn、Ni **Al**、Fe、Cr、V **$3Mg^{2+}$** $\longleftarrow 2Al^{3+}$ $2Fe^{3+} + Fe^{2+} \longleftarrow 2Fe^{2+} + Ti^{4+}$
钙钛矿 $CaTiO_3$	**Ca**、Sr、(Ba、Mn^{2+}、Fe^{2+}、Mg) **Ti**、Zr、(Si) $Ca^{2+} + Ti^{4+} \longleftarrow TR^{3+} + (Fe,Al)^{3+}$ $2Ca^{2+} \longleftarrow Na^+ + TR^{3+}$ $Ca^{2+} + Ti^{4+} \longleftarrow Na^+ + (Nb、Ta)^{5+}$ $\longleftarrow (Th、U)^{4+} + (Fe、Mg)^{2+}$

矿　物	类质同象置换系列与置换方式
钙钛矿 $CaTiO_3$	$Ti^{4+} + O^{2-} \longleftarrow (Fe、Al)^{3+} + (OH、F)^-$
烧绿石 $(Na、Ca\cdots)_2(Nb、Ti\cdots)_2O_6[F、OH]$	**Na**、K、H_3O^+ **Ca**、Sr、Ba(Fe) **Nb** Ta (Sb、Bi、P、As) OH^-、F^- **$Ca^{2+} + Nb^{5+}$** $\longleftarrow TR^{3+} + (Ti、Zr)^{4+}$ **$Na^+ + Nb^{5+}$** $\longleftarrow Ca^{2+} + (Ti、Zr)^{4+}$、$TR^{3+} + (Fe、Al)^{3+}$ **$Ca^{2+} + 2Nb^{5+}$** $\longleftarrow (U、Th)^{4+} + 2Ti^{4+}$ **$Ca^{2+} + (OH、F)^-$** $\longleftarrow TR^{3+} + O^{2-}$
硅　酸　盐	
橄榄石-钙镁橄榄石 $(Fe、Mg)SiO_4$	岛　状
	Mg、Fe^{2+}、Mn^{2+} Ca (Ni、Co、Zn) **$2Mg^{2+}$** $\longleftarrow Ti^{4+}$ **$3Fe^{3+}$** $\longleftarrow 2Fe^{3+}$ **Ca** (Pb、Mn^{2+})Mg、Fe^{2+}、Mn^{2+}、Zn
石榴石 $(Mg、Fe、Mn)_3Al_2[SiO_4]_3$	**Mg** Fe^{2+}、Mn^{2+}、Ca **Al** Fe^{3+}、Cr^{3+}、Ti^{3+}、V^{3+} **Si** Ti^{4+} $[SiO_4]^{4-} \longleftarrow [OH]_4^-$ $2Ca^{2+} \longleftarrow Na^+ + (Y、TR)^{3+}$ $Ca^{2+} + [SiO_4]^{4-} \longleftarrow (Y、TR)^{3+} + [(Al、Fe)O_4]^{5-}$
黄长石	$Mg^{2+} + [Si] \longleftarrow Al^{3+} + [Al]$ $Ca^{2+} + Mg^{2+} \longleftarrow Na^+ + Al^{3+}$
绿帘石-褐帘石 $Ca_2(Al、Fe)_3[Si_2O_7][SiO_4]O[OH]$ $(CaCe)_2(Al、Fe)_3[Si_2O_7][SiO_4]O[OH]$	**Ca**、Mn^{2+}、Sr、(Pb) **Al**、Fe^{3+}、Mn^{3+}、(Cr^{3+}) OH^-、F^- $2Ca^{2+} \longrightarrow Na^+ + TR^{3+}(Sc^{3+})$ $Ca^{2+} + (Al、Fe)^{3+} \longrightarrow TR^{5+} + (Mg、Fe)^{2+}$ $Ca^{2+} + OH^- \longrightarrow TR^{3+} + O^{2-}$ $Ca^{2+} + [SiO_4]^{4-} \longrightarrow Th^{4+} + [BeO_4]^{6-}$ $\left\{\begin{array}{l} Ca^{2+} + (Al、Fe)^{3+} \longrightarrow (Th、U)^{4+} + (Mg + Fe)^{2+} \\ OH^-、O^{2-} \end{array}\right.$ $2Fe^{2+} \longleftarrow Li^+ + Fe^{3+}$ $Ca^{2+} + 2Fe^{3+} + [SiO_4]^{4-} \longleftarrow TR^{3+} + 2Fe^{2+} + [PO_4]^{3-}$

续表

矿　　物	类质同象置换系列与置换方式
环状和链状硅酸盐	
绿柱石 $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$	Al、Fe^{3+}、Cr^{3+} $Be^{2+} \longleftarrow Li^+ + [(NaCs)^+]$ $Al^{3+} \longleftarrow (Mg、Fe)^{2+} + [Na^+]$ $[SiO_4]^{4-} \longleftarrow [AlO_4]^{5-} + [Na^+]$ $Be^{2+} + [SiO_4]^{4-} \longleftarrow Al^{3+} + [AlO_4]^{5-}$
单斜辉石(成分复杂) $Ca(Mg、Fe、Al)[(Si、Al)_2O_6]$ (普通辉石为例)	**Mg**、Fe^{2+}、Mn^{2+} **Ca**、Mg、(Mn) Li(Na) $Ca^{2+} + Mg^{2+} \longleftarrow Na^+ + Al(Fe)^{3+}$ $Mg^{2+} + [Si]^{4+} \longleftarrow (Al、Fe、Ti)^{3+} + [Al]^{3+}$
角闪石 $(Ca、Na)_{2\sim3}(Mg、Fe、Al)_5[(Si、Al)Si_2O_{11}]_2[OH]_2$	Mg、Fe、(Mn、Zn、Ni、Co) OH^-、F^- $Mg^{2+}、Fe^{2+} + [Si]^{4+} \longleftarrow (Al、Fe)^{3+} + [Al、Fe]^{3+}$ $[Si]^{4+} \longleftarrow [Al]^{3+} + (Na+K)^+$ $Ca^{2+} \longleftarrow 2Na^+$ $Ca^{2+} + (Mg、Fe)^{2+} \longleftarrow Na^+ + (Al、Fe)^{3+}$ $Fe^{2+} + OH^- \longleftarrow (Fe、Ti)^{3+} + O^{2-}$ $2(Mg、Fe)^{2+} \longleftarrow Li^+ + (Al、Fe)^{3+}$
层状硅酸盐	
蛭石 $(Mg、Fe^{2+}、Fe^{3+})_3[(Si、Al)_4O_{10}][OH]_2 \cdot 4H_2O$	$K^+[Al] \longleftarrow [\ ] Si$ $K^+ + (Mg、Fe)^{2+} \longleftarrow [\ ] Fe^{3+}$
云母（成分复杂） $KMg_3[AlSi_3O_{10}][F、OH]_2$ (以黑云母为例)	**K** Na、H_3O^+、Rb、Cs **Mg**、Fe (Mn) **Al**、Fe^{3+}、Cr^{3+}、$Ti^{3+}(V^{3+})$ [Si]、[Ti] [Al]、[Fe] **OH^-**、F^- $3(Mg、Fe)^{2+} \longleftarrow 2(Al、Fe)^{3+}$ $(Al、Fe)^{3+} + OH^- \longleftarrow Ti^{4+} + O^{2-}$ $Fe^{2+} + OH^- \longleftarrow Fe^{3+} + O^{2-}$ $K^+[Si] \longleftarrow Ba^{2+}[Al]、Ca^{2+}[Al]$ $Al^{3+} + Al^{3+} \longleftarrow Mg^{2+} + Si^{4+}$ $[\ ]\ Al^{3+}[Al] \longleftarrow Li_2^+[Si]$ $2Fe^{2+} \longleftarrow Li^{4+} - Al^{3+}$ $Mg^{2+}[Al] \longleftarrow Li^+[Si]$
绿泥石（成分复杂） $(Mg、Al)_5Al[AlSi_3O_{10}][OH]_8$	Mg、Fe^{2+}、(Ni) Al、Fe^{3+}、Cr [Al]、[Fe]

矿　　物	类质同象置换系列与置换方式
(以叶绿泥石为例)	$Mg^{2+} + [Si] \longleftarrow Al^{3+}[Al]$ $3(Mg、Fe)^{2+} \longleftarrow 2(Al、Fe)^{3+}$
架状硅酸盐	
长石 $K[AlSi_3O_8]$、$Na[AlSi_3O_8]$、$Ca[Al_2Si_2O_8]$系列	K、Na、Rb、Cs **Ca**、Sr、Ba $Na^+[Si] \longleftarrow Ca^{2+}[Al]$ $K^+[Si] \longleftarrow Ba^{2+}[Al]$
方柱石 $mNa_4[AlSi_3O_8]_3Cl \cdot nCa[Al_2Si_2O_8]_3[SO_4、CO_3]$系列	$Na^+ + [Si] \longleftarrow Ca^{2+}[Al]$ $2Cl^- \longleftarrow (Co_3^{2-}、SO_4^{2-})$
方钠石 $Na_8[AlSiO_4]_6Cl_2$	$Cl^- \longleftarrow \frac{1}{2}(SO_4)^{2-}$ $Na^+ + Cl^- \longleftarrow Ca^{2+} + (SO_4、S)^{2-}$
独居石-磷钇矿 $(Ce、La\cdots)PO_4$ YPO_4	$TR^{3+} + [PO_4]^{3-} \longleftarrow (Th、Ca)^{4+} + [SiO_4]^{4-}$ $(Y、TR)^{3+} + [PO_4]^{3-} \longleftarrow Ca^{2+} + [SO_4]^{2-}$
磷灰石 $Ca_5[PO_4]_3(F、Cl、OH)$	**Ca**、Sr、Mn(Pb) **F^-**、**OH^-**、**Cl^-** **$[PO_4]^{3-}$**、**$[CO_3、OH]^{3-}$** **$Ca^{2+} + OH^- \longleftarrow TR^{3+} + O^{2-}$** **$2Ca^{2+} \longleftarrow TR^{3+} + Na^+$**
钠铈磷灰石 $CeNaSr_3[PO_4]_3(OH)$	$Ca^{2+} + [PO_4]^{3-} \longleftarrow TR^{3+} + [SiO_4]^{4-}$

某些稀有元素

矿　　物	元素	置　换　方　式
透辉石-普通辉石 霓石-普通辉石 黑榴石-钛榴石 榍石、钛榴石	Zr、Hf	$Mg^{2+}[Si]^{4+} \longleftarrow Zr^{4+}[Be]^{2+}$ $Ca^{2+}Mg^{2+}[Si]^{4+} \longleftarrow Na^+Zr^{4+}[Al、Fe]^{3+}$ $Fe^{3+}[Si]^{4+} \longleftarrow Zr^{4+}[Al]^{3+}$ $Ca^{2+}Ti^{4+} \longleftarrow Zr^{4+}(Mg、Fe)^{2+}$
霓石-普通辉石 云母 榍石、钙钛矿、钛榴石	Nb、Ta	$Ca^{2+}Fe^{3+}[Si]^{4+} \longleftarrow Na^+Nb^{5+}[Al]^{3+}$ $Ca^{2+}Ti^{4+} \longleftarrow Na^+Nb^{5+}$ $Al^{3+}[Si]^{4+} \longleftarrow Nb^{5+}[Be]^{2+}$ $2Fe^{3+}Al^{3+} \longleftarrow Nb^{5+}2Mg^{2+}$ $Ca^{2+}Ti^{4+} \longleftarrow Na^+Nb^{5+}$ $2Ti^{4+} \longleftarrow Fe^{3+}Nb^{5+}$

续表

矿　物	元素	置 换 方 式	矿　物	元素	置 换 方 式
单斜辉石 钙钛矿 石榴石	Y、TR	$2Ca^{2+} \longleftarrow Na^{+}TR^{3+}$ $Ca^{2+}Ti^{4+} \longleftarrow TR^{3+}Fe^{3+}$ $Ca^{2+}[Si]^{4+} \longleftarrow TR^{3+}[Al]^{3+}$ $Mn^{2+}[Si]^{4+} \longleftarrow Y^{3+}[Al]^{3+}$	单斜辉石，单斜角闪石 钛磁铁矿 斜锆石、锆石	Sc	$(Mg、Fe)^{2+}[Si]^{4+} < -Sc^{3+}[Al]^{3+}$ $Ca^{2+}(Mg、Fe)^{2+} \longleftarrow Na^{+}Sc^{3+}$ $2Ti^{4+} \longleftarrow Sc^{3+}Ta^{5+}$ $Fe^{2+}Ti^{4+} \longleftarrow Sc^{3+}V^{3+}$ $2Zr^{4+} \longleftarrow Sc^{3+}(Ta、Nb)^{5+}$

说明：黑体字化学符号为主导元素；$Cu_{\text{Ⅲ}}$下脚罗马字为配位数；
[ ] 形成阳离子元素或四次配位阴离子；□ 晶体结构外的附加阳离子或晶体内能进行异价类质同象置换的定位。

② 类质同象　类质同象是指原子、离子、离子团、络离子在结晶构造中相互置换而不破坏其构造的现象。它是微量元素与常量元素、微量元素与微量元素之间最重要的结合现象。微量元素是地球化学找矿的主要对象。它在浓度过饱和时，形成独立矿物；在近于过饱和时形成复杂成分的矿物；在浓度小时常呈类质同象，补充其它元素的不足。元素之间类质同象置换时，首先它们的地球化学性质必须相似，关键在于键性相同或者相似，以替代后不改变键性及构造型为限；键性加强时有利于替代。一般相互置换的元素负电性差$\Delta x < 0.5$时，键性不改变，否则不利于类质同象置换。此外，离子半径相差愈大，愈不容易类质同象代替。一般是电价一定时，半径小的代替大的，小的先进入晶格（如 Ni 代 Mg），而半径一定时，电价高的代替电价低的，高电价离子先进入晶格（如 Sc^{3+} 代 Fe^{2+}）。现将元素的有效离子半径列于表 11-4，元素在若干矿物中的类质同象列于表 11-5。

③ 介质的酸碱性和氧化还原条件　各种矿物的形成，均在一定的 pH(酸碱性) 和 Eh (氧化还原条件) 范围内，因此，条件的变化往往促使矿物的分解和元素的迁移。有人建议，在内生成矿过程中，用近似电离能(Y，千卡/克分子) 作为表示相对酸碱性强弱的参数，Y 愈小，表示碱性愈强，酸性愈弱(见图 11-1)。

氧化-还原反应实质上是电子的转移，由于它导致电荷的变化而使离子的化学性质大大改变。一般来说，元素要从迁移形式转变为沉淀形式，就需要从被溶化合物转变为不溶化合物，而这种转变与氧化还原环境有关。在氧化时，较稳定的元素在还原时迁移分散，反之，某些氧化程度较高形成易溶化合物的元素，还原时沉淀析出。概括而言，离子的溶解度随氧化-还原的改变而改变，而当溶解度增大时，元素分散，迁移距离远；溶解度减小时，元素迁移能力减低，可能沉淀成矿或近矿原生晕。氧化还原电位 (Eh) 是度量氧化还原的标准，Eh 越高，表示氧化能力越强，即在强氧化条件下发生反应，其标准氧化-还原电位如表 11-6 所示。表中的每一对，对于它上面的氧化-还原对而言为氧化剂，而对于它下面的则为还原剂。电位差愈大，则反应进行的愈强烈。此外氧化的顺序性也受介质 pH 的影响，在酸性介质中，一系列元素的氧化顺序为：Cu^{1+}—U^{4+}—Fe^{2+}—Mo^{5+}—V^{4+}—Mn^{2+}；在碱性介质中，顺序为：V^{4+}—Mo^{5+}—Fe^{2+}—U^{4+}—Mn^{2+}—Cu^{1+}。

(3) 岩相和构造

随着矿液沿着各种断层、接触面、破碎带、节理、层理、片理等运动，矿物逐渐形成(或解体)，元素逐渐分异搬运，在构造突变及通过不同岩层时，使溶液成分改变而使其沉

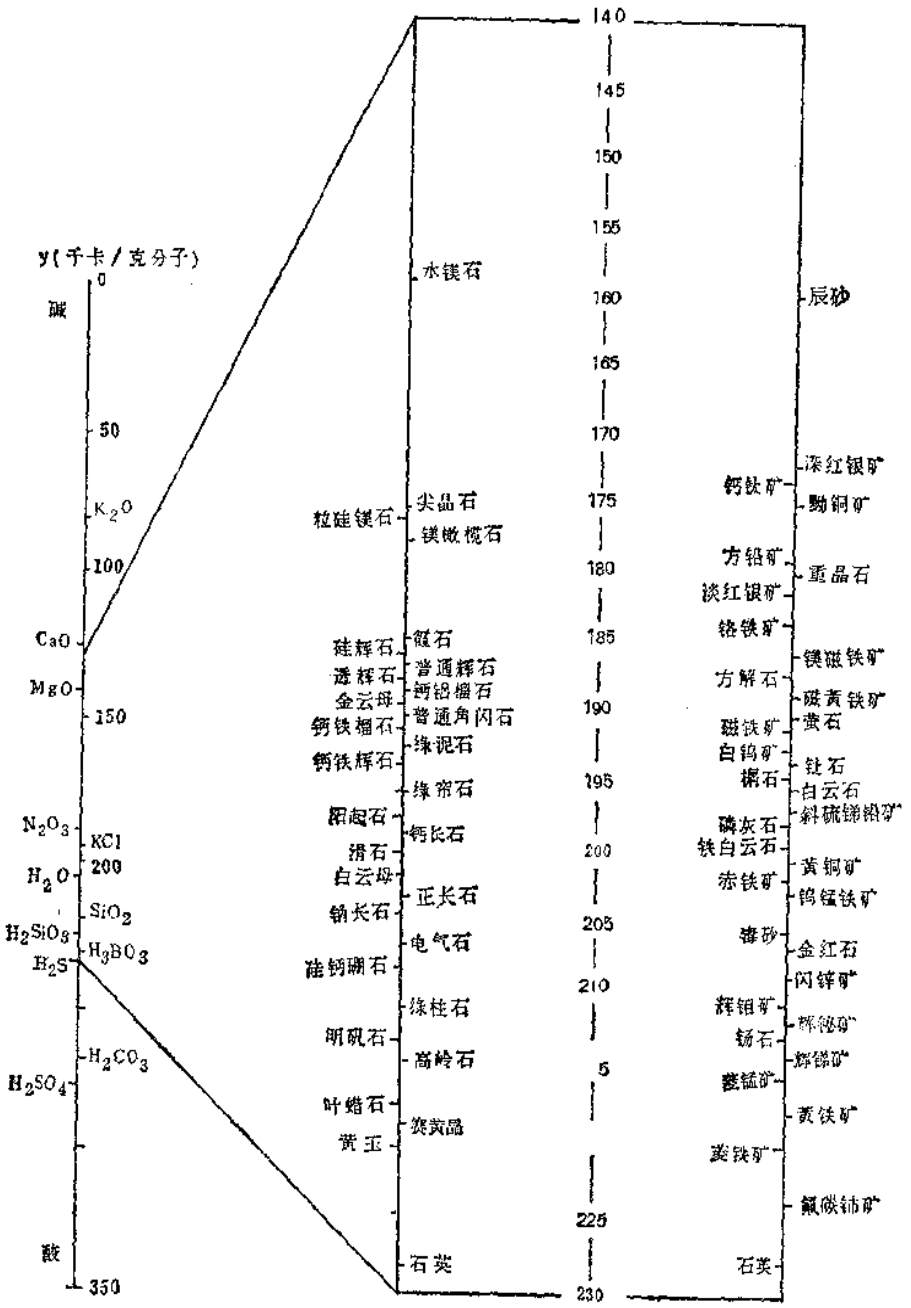


图 11-1 主要矿物的近似电离势

淀成矿。原生晕可以沿着构造断裂带发育很广。当裂隙发育程度较差，元素的迁移主要通过矿液在微裂隙或岩石孔隙的渗滤和扩散交代围岩，形成各种蚀变带和原生晕，在条件有利时成矿。所谓渗滤是因压力梯度引起溶液沿岩石孔隙均匀流动，受岩石过滤性质影响，溶液中溶质与溶剂因流动速度不同而发生分异作用。渗滤异常则指矿液沿着围岩中构造软弱带以及相互连通的孔隙进入围岩而形成原生异常，这种异常主要受构造控制，在矿体前

标 准 氧 化-还 原 电 位 表　　表 11-6

（据 S. Glasstone《电化学概论》）

编号	反应（酸性溶液）	E_0 伏特	编号	反应（酸性溶液）	E_0 伏特
1	$Li=Li^{+}+e$	−3.01	46	$Tl=Tl^{+}+e$	−0.335
2	$Rb=Rb^{+}+e$	−2.98	47	$Pb+2Br^{-}=PbBr_2+2e$	−0.280
3	$Cs=Cs^{+}+e$	−2.92	48	$Co=Co^{2+}+2e$	−0.27
4	$K=K^{+}+e$	−2.92	49	$Pb+2Cl^{-}=PbCl_2+2e$	−0.268
5	$Ba=Ba^{2+}+2e$	−2.92	50	$Ni=Ni^{2+}+2e$	−0.23
6	$Sr=Sr^{2+}+2e$	−2.89	51	$Mo=Mo^{3+}+3e$	−0.20
7	$Ca=Ca^{2+}+2e$	−2.84	52	$Cu+I^{-}=CuI+e$	−0.187
8	$Na=Na^{+}+e$	−2.713	53	$Ag+I^{-}=AgI+e$	−0.152
9	$La=La^{3+}+3e$	−2.4	54	$Sn=Sn^{2+}+2e$	−0.14
10	$Mg=Mg^{2+}+2e$	−2.38	55	$Pb=Pb^{2+}+2e$	−0.126
11	$H^{-}=\frac{1}{2}H_2+e$	−2.23	56	$2Hg+2I^{-}=Hg_2I_2+2e$	−0.0405
12	$Th=Th^{4+}+4e$	−2.1	57	$Hg+4I^{-}=HgI_4^{2-}+2e$	−0.04
13	$Th+2H_2O=ThO_2+4H^{+}+4e$	−1.80	58	$Fe=Fe^{3+}+3e$	−0.036
14	$Ti=Ti^{2+}+2e$	−1.75	59	$H_2=2H^{+}+2e$	0.000
15	$Be=Be^{2+}+2e$	−1.70	60	$Cu+Br^{-}=CuBr+e$	0.033
16	$Hf+H_2O=HfO^{2+}+2H^{+}+4e$	−1.7	61	$Ag+Br^{-}=AgBr+e$	0.071
17	$Al=Al^{3+}+3e$	−1.66	62	$Ti^{3+}+H_2O=TiO^{2+}+2H^{+}+e$	~0.1
18	$Zr+H_2O=ZrO^{2+}+2H^{+}+4e$	−1.5	63	$Cu+Cl^{-}=CuCl+e$	0.124
19	$V=V^{2+}+3e$	−1.5	64	$H_2S=S+2H^{+}+2e$	0.141
20	$Mn=Mn^{2+}+2e$	−1.05	65	$Sn^{2+}=Sn^{4+}+2e$	0.15
21	$Ti+2H_2O=TiO_2$（非晶态）$+4H^{+}+4e$	−0.95	66	$Bi+4Cl^{-}=BiCl_4^{-}+3e$	0.16
22	$Te^{2-}=Te+2e$	−0.92	67	$Cu=Cu^{2+}+e$	0.167
23	$Si+2H_2O=SiO_2+4H^{+}+4e$	−0.84	68	$S_2O_6^{2-}+2H_2O=2SO_4^{2-}+4H^{+}+2e$	0.2
24	$U+2H_2O=UO_2^{2+}+4H^{+}+6e$	−0.82	69	$Hg+4Br^{-}=HgBr_4^{2-}+2e$	0.21
25	$Se^{2-}=Se+2e$	−0.78	70	$Sb+H_2O=SbO^{+}+2H^{+}+3e$	0.212
26	$Tl+I^{-}=TlI+e$	−0.765	71	$Ag+Cl^{-}=AgCl+e$	0.222
27	$Zn=Zn^{2+}+2e$	−0.763	72	$Ag+2SO_3^{2-}=Ag(SO_3)_2^{3-}+e$	0.3
28	$Cr+2Cl^{-}=CrCl_2^{+}+3e$	−0.74	73	$V^{3+}+H_2O=VO^{2+}+2H^{+}+e$	0.314
29	$B+3H_2O=H_3BO_3+3H^{+}+3e$	−0.73	74	$Bi+H_2O=BiO^{+}+2H^{+}+3e$	0.32
30	$2Ta+5H_2O=Ta_2O_5+10H^{+}+10e$	−0.71	75	$UO_2=UO^{2+}+2e$	0.33
31	$Cr=Cr^{3+}+3e$	−0.71	76	$Cu=Cu^{2+}+e$	0.34
32	$Tl+Br^{-}=TlBr+e$	−0.658	77	$S+3H_2O=H_2SO_3+4H^{+}+4e$	0.45
33	$2Nb+5H_2O=Nb_2O_5+10H^{+}+10e$	−0.62	78	$Au+I^{-}=AuI+e$	0.50
34	$Tl+Cl^{-}=TlCl+e$	−0.557	79	$Cu=Cu^{+}+e$	0.52
35	$AsH_3=As+3H^{+}+3e$	−0.54	80	$Te+2H_2O=TeO_2$（固）$+4H^{+}+4e$	0.529
36	$Ga=Ga^{3+}+3e$	−0.52	81	$Te=Te^{4+}+4e$	0.56
37	$S^{2-}=S+2e$	−0.51	82	$Po=Po^{2+}+2e$	0.56
38	$Fe=Fe^{2+}+2e$	−0.44	83	$Rh=Rh^{2+}+2e$	0.6
39	$Eu^{2+}=Eu^{3+}+e$	−0.43	84	$2Hg+SO_4^{2-}=Hg_2SO_4+2e$	0.615
40	$H_2=2H^{+}(10^{-7}M)+2e$	−0.414	85	$Pd+4Cl^{-}=PdCl_4^{2-}+2e$	0.64
41	$Cr^{2+}=Cr^{3+}+e$	−0.41	86	$SbO^{+}+3H_2O=Sb_2O_5+6H^{+}+4e$	0.64
42	$Cd=Cd^{2+}+2e$	−0.402	87	$2Ag+SO_4^{2-}=Ag_2SO_4+2e$	0.653
43	$Pb+2I^{-}=PbI_2+2e$	−0.365	88	$2H_2O+2SbO^{+}=Sb_2O_4+4H^{+}+2e$	0.68
44	$SO_4^{2-}+Pb=PbSO_4+2e$	−0.351	89	$Pt+4Cl^{-}=PtCl_4^{2-}+2e$	0.73
45	$In=In^{3+}+3e$	−0.34	90	$Fe^{2+}=Fe^{3+}+e$	0.777

续表

编号	反应（酸性溶液）	E_0 伏特	编号	反应（酸性溶液）	E_0 伏特
91	$2Hg=Hg_2^{2+}+2e$	0.798	111	$Pb^{2+}+2H_2O=PbO_2+4H^++2e$	1.456
92	$Ag=Ag^++e$	0.799	112	$Mn^{2+}+Mn^{3+}+e$	1.51
93	$2H_2O=O_2+4H^+(10^{-7}M)+4e$	0.815	113	$Mn^{2+}+4H_2O=MnO_4^-+8H^++5e$	1.52
94	$Pd=Pd^{2+}+2e$	0.83	114	$2BiO^++2H_2O=Bi_2O_4+4H^++2e$	1.59
95	$Os+4H_2O=OsO_4$(固)$+8H^++8e$	0.85	115	$Ce^{3+}=Ce^{4+}+e$	1.61
96	$Hg=Hg^{2+}+2e$	0.854	116	$MnO_2+2H_2O=MnO_4^-+4H^++3e$	1.67
97	$CuI=Cu^{2+}+I^-+e$	0.877	117	$Au=Au^++e$	1.7
98	$Hg_2^{2+}=2Hg^{2+}+2e$	0.910	118	$PbSO_4+2H_2O=PbO_2+SO_4^{2-}+4H^++2e$	1.685
99	$Au+2Br^-=AuBr_2^-+e$	0.96	119	$Pb^{2+}=Pb^{4+}+2e$	1.69
100	$Pt+2H_2O=Pt(OH)_2+2H^++2e$	0.99	120	$Ni^{2+}+2H_2O=NiO_2+4H^++2e$	1.7
101	$VO^{2+}+3H_2O=V(OH)_4^++2H^++e$	1.000	121	$Co^{2+}=Co^{3+}+e$	1.84
102	$Au+4Cl^-=AuCl_4^-+3e$	1.00	122	$Ag^+=Ag^{2+}+e$	1.98
103	$Pt=Pt^{2+}+2e$	~1.2	123	$2SO_4^{2-}=S_2O_8^{2-}+2e$	2.05
104	$2H_2O=O_2+4H^++4e$	1.229	124	$O_2+H_2O=O_3+2H^++2e$	2.07
105	$Tl^+=Tl^{3+}+2e$	1.25	125	$H_2O+2F^-=F_2O+2H^++4e$	2.1
106	$Mn^{2+}+2H_2O=MnO_2+4H^++2e$	1.28	126	$H_2O=OH^-+H^++e$	2.2
107	$Au^+=Au^{3+}+2e$	~1.29	127	$H_2O=O$(气)$+2H^++2e$	2.42
108	$2Cr^{3+}+7H_2O=Cr_2O_7^{2-}+14H^++6e$	1.36	128	$2F^-=F_2+2e$	2.85
109	$2Au+3H_2O=Au_2O_3+6H^++6e$	1.363	129	$2HF=F_2+2H^++2e$	3.03
110	$Au=Au^{3+}+3e$	1.42			

编号	反应 碱性溶液	E_0 伏特	编号	反应 碱性溶液	E_0 伏特
1	$Li=Li+e$	−3.02	23	$AsH_3+3OH^-=As+3H_2O+3e$	−1.37
2	$Cs=Cs^++e$	−2.92	24	$Mn+CO_3^{2-}=MnCO_3+2e$	−1.35
3	$Ca+2OH^-=Ca(OH)_2+2e$	−3.02	25	$Cr+3OH^-=Cr(OH)_3+3e$	−1.3
4	$Sr+2OH^-+8H_2O=Sr(OH)_2\cdot 8H_2O+2e$	−2.99	26	$Cd+S^{2-}=CdS+2e$	−1.23
5	$Rb=Rb^++e$	−2.98	27	$Ga+4OH^-=H_2GaO_3^-+H_2O+3e$	1.22
6	$Ba+2OH^-+8H_2O=Ba(OH)_2\cdot 8H_2O+2e$	−2.97	28	$Zn+4OH^-=ZnO_2^{2-}+2H_2O+2e$	−1.216
7	$K=K^++e$	−2.922	29	$Cr+4OH^-=CrO_2^-+2H_2O+3e$	−1.2
8	$La+3OH^-=La(OH)_3+3e$	−2.76	30	$Ni+S^{2-}=NiS+2e$	−1.07
9	$Na=Na^++e$	−2.712	31	$Zn+CO_3^{2-}=ZnCO_3+2e$	−1.07
10	$Mg+2OH^-=Mg(OH)_2+2e$	−2.67	32	$Tl+S^{2-}=Tl_2S+2e$	−1.04
11	$Th+4OH^-=ThO_2+2H_2O+4e$	−2.64	33	$W+8OH^-=WO_4^{2-}+4H_2O+6e$	−1.1
12	$Hf+4OH^-=HfO(OH)_2+H_2O+4e$	−2.60	34	$Fe+S^{2-}=FeS+2e$	−1.00
13	$B+4OH^-=H_2BO_3^-+H_2O+3e$	−2.5	35	$Pb+S^{2-}=PbS+2e$	−0.98
14	$Al+4OH^-=H_2AlO_3^-+H_2O+3e$	−2.35	36	$HS_nO_2^-+3OH^-+H_2O=S_n(OH)_6^-+2e$	−0.96
15	$Zr+4OH^-=H_2ZrO_3+H_2O+4e$	−2.32	37	$Cu+S^{2-}=Cu_2S+2e$	−0.95
16	$2Be+6OH^-=Be_2O_3^{2-}+3H_2O+4e$	−2.28	38	$Co+S^{2-}=CoS+2e$	−0.93
17	$P+2OH^-=H_2PO_3^{2-}+e$	−1.82	39	$Te^{2-}=Te+2e$	−0.92
18	$P+5OH^-=HPO_3^{2-}+2H_2O+3e$	−1.71	40	$SO_3^{2-}+2OH^-=[SO_4]^{2-}+H_2O+2e$	−0.90
19	$Si+6OH^-=SiO_3^{2-}+3H_2O+4e$	−1.73	41	$Fe+2OH^-=F(OH)_3+2e$	−0.877
20	$Mn+2OH^-=Mn(OH)_2+2e$	−1.47	42	$Ni+S^{2-}=NiS(\alpha)+2e$	−0.86
21	$Zn+S^{2-}=ZnS+2e$	−1.44	43	$Pt+S^{2-}=PtS+2e$	−0.83
22	$S_2O_4^{2-}+4OH^-=2SO_3^{2-}+2H_2O+2e$	−1.4	44	$H_2+2OH^-=2H_2O+2e$	−0.828
			45	$Cd+2OH^-=Cd(OH)_2+2e$	0.815

续表

编号	反应（碱性溶液）	E_0 伏特	编号	反应（碱性溶液）	E_0 伏特
46	$Re+8OH^-=ReO_4^-+4H_2O+7e$	−0.81	76	$Cu_2O+2OH^-+H_2O=2Cu(OH)_2+2e$	−0.09
47	$Cd+CO_3^{2-}=CdCO_3+2e$	−0.80	77	$HO_2^-+OH^-=O_2+H_2O+2e$	−0.076
48	$S_n+3OH^-=HS_nO_2^-+H_2O+2e$	−0.79	78	$Tl(OH)+2OH^-=Tl(OH)_3+2e$	−0.05
49	$Se^{2-}=Se+2e$	−0.78	79	$Te+6OH^-=TeO_3^{2-}+2H_2O+4e$	−0.02
50	$Cu+S^{2-}=CuS+2e$	−0.76	80	$Cu(NH_3)_2^++2NH_3=Cu(NH_3)^{2+}+e$	0.0
51	$Fe+CO_3=FeCO_3+2e$	−0.755	81	$Cu+CO_3^{2-}=CuCO_3+2e$	0.053
52	$Co+2OH^-=Co(OH)_2+2e$	−0.73	82	$Hg+OH^-=HgO(晶)+H_2O+2e$	0.098
53	$2Ag+S^{2-}=Ag_2S+2e$	−0.71	83	$Pb+2OH^-=Pb(OH)_2+2e$	0.1
54	$AsO_2^-+4OH^-=AsO_4^{3-}+2H_2O+2e$	−0.71	84	$2Hg+2OH^-=Hg_2O+H_2O+2e$	0.123
55	$Hg+S^{2-}=HgS+2e$	−0.70	85	$Pt+2OH^-=Pt(OH)_2+2e$	0.16
56	$As+4OH^-=AsO_2^-+2H_2O-3e$	−0.68	86	$Co(OH)_2+OH^-=Co(OH)_3+e$	0.2
57	$Sb+4OH^-=SbO_2^-+2H_2O+3e$	−0.67	87	$I^-+6OH^-=IO_3^-+3H_2O+6e$	0.26
58	$Ni+2OH^-=Ni(OH)_2+2e$	−0.66	88	$2Hg+CO_3^{2-}=Hg_2CO_3+2e$	0.32
59	$Co+CO_3^{2-}=CoCO_3+2e$	−0.632	89	$2Ag+2OH^-=Ag_2O+H_2O+2e$	0.35
60	$Pb+2OH^-=PbO(晶)+H_2O+2e$	−0.578	90	$4OH^-=O_2+2H_2O+4e$	0.401
61	$Fe(OH)_2+OH^-=Fe(OH)_3+e$	−0.56	91	$2Ag+CrO_4^{2-}=Ag_2CrO_4+2e$	0.446
62	$S_3^{2-}+S^{2-}=S_4^{2-}+2e$	−0.55	92	$2Ag+CO_3^{2-}=Ag_2CO_3+2e$	0.47
63	$Pb+3OH^-=HPbO_2^-+H_2O+2e$	−0.54	93	$Ni(OH)_2+2OH^-=NiO_2+2H_2O+2e$	0.49
64	$S^{2-}+S^{2-}=S_2^{2-}+2e$	−0.52	94	$MnO_2+4OH^-=MnO_4^-+2H_2O+3e$	0.57
65	$2S^{2-}=S_2^{2-}+2e$	−0.51	95	$Ag_2O+2OH^-=2AgO+H_2O+2e$	0.57
66	$S^{2-}=S+2e$	−0.508	96	$Br^-+6OH^-=BrO_3^-+3H_2O+6e$	0.61
67	$Pb+CO_3^{2-}=PbCO_3+2e$	−0.506	97	$Au(CNS)_4^-+2CNS^-=Au(CNS)_4^{-}+2e$	0.645
68	$HS^-+OH^-=S+H_2O+2e$	−0.478	98	$Au+2CNS^-=Au(CNS)_2^-+e$	0.69
69	$Bi+3OH^-=BiOOH+H_2O+3e$	−0.46	99	$2AgO+2OH^-=Ag_2O_3+H_2O+2e$	0.74
70	$Ni+CO_3^{2-}=NiCO_3+2e$	−0.45	100	$Br^-+2OH^-=BrO^-+H_2O+2e$	0.76
71	$Mn(OH)_2+OH^-=Mn(OH)_3+e$	−0.40	101	$3OH^-=HO_2^-+H_2O+2e$	0.87
72	$2Cu+2OH^-=Cu_2O+H_2O+2e$	−0.361	102	$O_2+2OH^-=O_3+H_2O+2e$	1.24
73	$Tl+OH^-=Tl(OH)+e$	−0.3445	103	$OH^-=OH+e$	1.4
74	$Cu+2OH^-=Cu(OH)_2+2e$	−0.224			
75	$Cr(OH)_3+5OH^-=CrO_4^{2-}+4H_2O+3e$	−0.12			

缘这种异常可延伸数百米。所谓扩散是指矿液和围岩孔隙溶液中各种元素浓度有高有低因而产生了浓度梯度，元素从高浓度向低浓度迁移，直至浓度梯度消失为止。一般，原始浓度愈高，扩散时间愈长，扩散距离愈远。扩散速度与物质状态有关，气、液体扩散速度大于固体扩散速度。同时扩散速度还与围岩孔隙度大小、节理发育程度及化学性质有关。事实证明，矿体的侧晕或上、下盘晕是扩散成因，一般纯粹由扩散形成的异常范围很窄，只数米到十多米，随远离矿体而呈对数衰减。原生晕侧向分带中迁移最远的外带元素，往往是成矿介质中浓度最高的主要成矿元素（表 11-7）。

在自然界，元素的迁移方式常常是渗滤和扩散密切结合和相互转化，溶液上升必有压力梯度，最初矿液沿构造面发生整体粘滞性流动，同时相继向围岩孔隙、微裂隙均匀流动。此时液流与渗滤为主导方式，随着液流和渗滤作用的进行，压力梯度逐渐降低消失，开放性裂隙和孔洞充满溶液，此时，液流相对停止，溶液从裂隙到围岩浓度梯度不同，元素通过相对停滞的孔隙溶液不断向围岩扩散，扩散代替渗滤而居主导地位。所以，原生晕

苏联主要矿床类型原生晕的侧向分带　　表 11-7

矿床类型	侧向分带（由外至内）
砂卡岩 Pb-Zn 矿床	Ba、Zn、Pb、As、Ag、Cu、Sb
酸性火山岩中铅锌矿床	Pb、Ba、Zn、Ag、Cu、As、Co
砂卡岩白钨矿床	W、Mo、Cu、Ba、Zn、Pb
含金石英脉矿床	Au、As、Bi、Ag、Pb、Sb、Cu、Be、Mo、Co、Zn
铜-金矿床	Au、Cu、Mo、Ag、As、Sb
铜-铋矿床	Cu、Bi、Pb、Ag、As、Ba、Zn、Co
铀-钼矿床	U、Mo、Pb、Cu、Zn、Ag
汞矿床	Hg、As、Ba、Cu、Pb、Zn、Ni、Ag、Co
硫化物锡石矿床	Ag、Zn、Pb、Sn、Cu、Mo
层状铅锌矿床	Ag、Pb、Cu、As、Ba、Co、Zn、Ni

是渗滤扩散作用相结合的产物。一般侧向以扩散为主，而沿构造以流液和渗滤为主。

3．工作方法

（1）为了确定取样的方法、间距、物质，确定指示元素，可先在已知矿体上方进行必要的试验。从已知到未知，试验工作应选择在有代表性的地区进行，生产工作要密切注意地质条件的变化。

（2）取样方法包括均匀采块，沿构造采块、取裂隙充填物等，通过试验确定一种。取样重量一般不得少于 100～150 克，尽量采新鲜岩石。

进行钻孔原生晕工作时，每隔一定点距（或回次）在确定的取样点两端 0.5～1 米范围内，取同一岩性样品 3～5 块作为一个样品。取样时应进行描述，特别是对蚀变、矿化情况。

（3）样品应全部碎到直径 1～4 毫米粒度以下，搅拌均匀，缩分后细磨过筛。一般可采用图 11-2 所示之加工流程。送交分析的样品，根据分析项目，要求过 120 网目或 160 网目，重量一般为 10～20 克。

（4）对点异常应加密取样。

（5）选择指示元素，除考虑所要解决的问题外，还应注意分析灵敏度是否能达到要求。为了能更准确地判断异常来源，必要时需了解所应用的特征指示元素的载体。

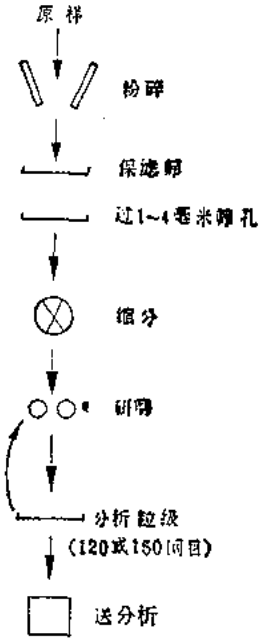


图 11-2　样品加工流程示意

第三节　土壤地球化学测量(次生晕法)

1．简述

土壤地球化学测量是系统地采集土壤样品，测定其中某些元素含量或其它地球化学指标，发现与矿化（或矿体）有关的次生地球化学异常，进而发现矿床。这种异常是由矿体或矿化露头物理作用为主的风化所形成。

这里所指的土壤是各种地表疏松覆盖物，它们按其成因可划分为残积的、坡积的、崩

积的、冰积的、有机成因的、湖积的和风积的等。在所有这些疏松物中都能形成次生地球化学异常。

土壤地球化学测量工作，主要用于地表基岩露头不好，并且为残坡积物覆盖地区地表找矿评价的普查或详查阶段。它可以迅速有效地寻找隐伏矿化、矿体及原生地球化学异常，指导山地工程的合理布置等。

残积层和坡积层土壤测量，是地球化学探矿中应用最成熟、最有效的方法之一。残积层中的次生地球化学异常往往是下伏矿化的可靠指示标志。沙漠地区土壤地球化学测量，冰积物、崩积物及有机土地区的土壤地球化学测量，可采用取样钻、冷提取或其他技术，目前正处于试验研究阶段。

2．采样及编录

在土壤地球化学测量中，采样层位选择是否恰当，直接关系到工作的成败，因此必须选择好采样层位。致密的基岩经过物理、化学和生物作用改造成为疏松覆盖物。一个发育完整的土壤剖面，可划分为三层，即有机层（A层）、淋积层（B层）和母质层（G层）。在土壤地球化学测量中，采样层位要经过试验来确定，但是一般地要穿过有机层在B层采样。因为A层易产生氧化淋失金属元素贫化现象。当覆盖层很厚或在B层深部采样时，可借助各种钻具，以便发现埋藏异常（上部为外来堆积物所掩盖的异常）及淋积异常（地表氧化淋失后金属在下层相对富集的异常）。

取样时，最好以采样点为中心，在测线点距 1/10 范围内采取样品。采样点左右移动距离不可超过测线距的 1/5。如遇到有找矿标志（矿化带和蚀变带）的地段，要加密采样。采样重量取决于所含金属矿物的体重、富集粒度和试验结果。一般重量不少于 75 克，对富集粒度较大的矿种要适当加大采样量。

记录描述要反映出测线方向上岩层、地貌和疏松覆盖层等变化情况。对于万分之一比例尺土壤地球化学测量一般要逐点观察和逐点描述。对其他较大比例尺土壤地球化学测量，可根据具体情况进行重点观察和分段描述。如若发现矿化和蚀变，则要进行重点观察描述、追索和编录，并采取具有代表性的岩石样品和标本。

3．样品处理

在土壤地球化学测量中，样品处理主要包括样品干燥、过筛和包装等工作。采来的样品要晒干或在低温下烘干，如样品已硬结团块，则可用木棍轻轻敲打，以免破坏样品的自然粒度。

由于元素在疏松物的不同颗粒度部分的分配是不同的，所以要通过粒度试验来确定富集粒度。

在生产性工作中通常筛取小于 80 目筛孔粒度部分，但在某些地质及气候条件下，为更好地发现某些元素的异常，也要筛取其它各种粒度部分（例如对铬铁矿、绿柱石需筛选较大粒级），有时还要进行矿物分选及必要的试验工作。筛取或分选后再研磨至分析上所需要的粒度。送交分析的样品一般不小于 10～20 克，对于多元素分析应适当加大送样量。

4．确定指示元素及分析方法

指示元素要选择与矿化有直接关系、反映异常清晰而且分析灵敏度能达到要求的成矿元素。当已知成矿元素不能作指示元素时，可选用与成矿元素密切共生或伴生的、分析灵敏度高的、分散范围大的其他元素。在大量生产工作之前，最好进行少量的试验来确定出

工作地区的指示元素。

分析方法的确定，最好是通过试验。选择分析灵敏度能满足要求、方法稳定、反映异常清晰、经济快速的方法。当工作地区化学风化作用强烈、指示元素呈氧化物或易溶盐类存在时可采用分部提取(冷提取方法)。由于地表金属氧化淋失程度与土壤 pH 值有关，因此，有时需配合测定土壤 pH 值来评价异常。

第四节　水系底沉积物测量(分散流法)

1．简述

水系底沉积物测量，是沿着地表水系系统地采集水系底沉积物样品，测定其中某些元素的含量或其他地球化学指标，从而发现与矿和矿化有关的水系底沉积物异常，并沿水系向上游追踪，寻找矿或矿化露头。

水系底沉积物测量是一种高效率的普查方法。它的特点是可根据少数样品资料了解广大汇水盆地内的矿化情况。

水系沉积物测量，主要适用于小比例尺的普查找矿阶段，特别适用于水系发育、地形切割剧烈的山区。它可以迅速地查明工作地区某些元素含量或其他地球化学指标，划分金属成矿带，圈出成矿远景区，协助编制地质图。较大比例尺的河流沉积物测量，常经过追踪异常源，辅以必要的土壤地球化学测量剖面性工作，也可能圈出矿化蚀变带，甚至直接寻找稳伏矿体。

2．样品采集和加工

野外采样是水系底沉积物测量工作中重要的一环，必须十分注意。根据测量比例尺的大小及工作地区内主要地质和地貌等情况，用比工作比例尺大一级的地形图来布置欲采样的水系，对其河流、小溪、干谷和狭沟等进行采样。

采样密度取决于不同比例尺的测量及工作地区地质构造和矿化等情况，最好通过试验来确定。

寻找出露面积较小的矿体时，对于直接反映分散流异常源的最小水系（一般为三级或四级），必须在其与大一级水系交叉处取样，以保证异常不被漏掉。

采样位置要选在有利于细粒物质沉积的地方，如河流急转弯的下方，河流由窄变宽的地方，河底的凹陷处和大转石的背后等。一般在沿水系方向几米范围内采几处组成一个样品，样品应当采河流沉积物中细粒淤泥物质。样品重量约 100 克，粗砂多的样品要适当增加样品重量。

在进行野外采样时，还要注意观察和描述采样点附近地质情况，如构造、蚀变、矿化及废石堆等情况。如发现矿化蚀变露头，要进行详细观察和编录，并采集有代表性的分析样品和标本(包括各种岩石和矿石)。

水系底沉积物测量的样品加工基本上与土壤地球化学测量的样品加工相同，不同之处是河流沉积物测量样品在干燥后，先过大孔径的筛，把大的碎块弃去。

3．样品的分析

根据工作地区地质情况和工作目的之不同来考虑分析那些元素。一般说来，在普查阶段由于对工作地区成矿情况不了解，分析的元素要稍多一些，通常是先对一部分样品进行多元素分析，然后找出工作地区的指示元素。分析方法可根据实际情况选用光谱分析法、

化学分析法或现场的冷提取分析法。如若用现场的冷提取分析时，得到异常后应及时加密采样并追索异常源。

第五节　资料整理及异常评价

1．质量检查

化探工作的质量检查大体包括如下内容：

（1）重复取样5%，检查地区在全区大致均匀分布，但检查量应有一半以上分布在异常区（检查剖面两端各有四五个点跨入正常场）。跨年度工作应有一定量的重复取样检查。重取样检查质量以异常范围和形态基本不变为准，否则应扩大抽查量。

（2）从各批样中分析抽查不少于5%，按

$$\frac{c_1-c_2}{c_1+c_2}\times 100\%\quad (c_1, c_2\text{ 为两次分析结果})$$

误差应小于30～35%，合格率不能小于80%。

进行评价性工作及背景与异常的差很小时，应提高标准。

超差时应扩大抽查量，仍超差时需将抽查样品的面积返工。

（3）发现系统误差时，误差很小时查明原因改进方法，系统误差过大时应查明原因并返工。

2．化探工作的一般图件

对化探分析数据抽查质量合格后，应用元素的含量值或衬度值（含量除以背景值）或其他指标等作图，以表达异常特征。一般常用图件如下。

（1）表示指示元素的图件

塔状图：常用来表示不同地质体（如不同矿体、不同矿石、不同单矿物、不同岩层或岩相、各种蚀变等）中元素的含量分布特征。纵坐标为各种元素的各种含量等级所占百分比，横坐标为各种矿体、矿石、单矿物、岩石、蚀变。每个塔阶横向宽度代表元素不同含量。

直方图：这种图除常用来统计元素背景值以外，还常用来表示各种元素在不同地质体及不同风化程度、不同粒度、不同层位等样品中元素的分配规律。纵坐标代表数量，横坐标代表含量间隔。

（2）相关图图件

这种图采用直角坐标图解，用以说明各种元素、矿石、单矿物、岩性、蚀变体、标高、pH值和氧化还原电位，元素之间的关系。

（3）原生晕图件

在地表或坑道进行面积性原生晕工作时应有数据平面等值线图及地质（物探）综合平面图。坑道还应有反映异常垂向变化特征的断面图（包括相应勘探剖面的地表及钻孔原生晕成果）。

钻孔原生晕工作可按元素浓度级别（分内、中、外带作原生晕断面图（同一剖面钻孔及坑道原生晕结果等勾绘等值线附地质图）。

（4）次生晕图件

土壤地球化学测量结果要编绘数据平面等值线图，它是土壤地球化学测量工作中的基

本图件。一般以测网为底图，图上有全分析数据，标有主要地形地物，并圈出异常。如果在同比例尺地形地质图上标出土壤中次生异常，则就构成了土壤地球化学测量异常综合平面图，它是进行异常解释推断的重要图件。

对于土壤中次生异常，根据异常形态、异常强度、异常范围大小及元素组合等，考虑地质和物探资料进行正确评价。此外还可以用数理统计方法评价异常，用总金属量剖面上或平面上各测点含量(减去背景)之和，乘以点距或点线距之积评价矿化程度。异常圈出后，要进行现场观查，查明引起异常的原因，在有必要时可取岩石样品及标本。在认为有希望的异常内可进行槽探或井探。仍未找到异常源时，可在其槽壁上采取疏松物作为样品，以便进一步追索矿化露头。土壤中次生异常受地形影响，异常与矿体之间有一定位移，在布置山地工程时应给予考虑。

(5) 分散流图件

水系底沉积物测量所取得的数据一般绘制成成果图和综合图。成果图是水系底沉积物测量工作中基本图件。一般在水系底图上，用不同符号或颜色，将"流"中一种或几种元素的不同浓度按级别标绘在水系点位的一侧，用不同线条圈出异常、异常区或异常带，并分类编号。综合图是用同比例尺或较小比例尺的地质图作为底图，填上主要水系底沉积物异常。

(6) 其他图件

由于数理统计方法的广泛应用，可根据不同目的绘制各种表征异常的特殊图件。此外，尚要绘制质量检查分布图及对比曲线图。

3. 异常评价

在完成一系列工作、绘制出成果图之后，应根据工作地区的地球化学特征，结合地质和物探资料，对该区作出地质及地球化学解释，指出有利成矿区或矿体赋存部位，即异常评价。这是化探找矿方法的最后一步，也是最重要的一步。在一个地区往往需要经过实践、认识、再实践、再认识的多次反复，才能得到准确的异常评价标志，因此，根据所得出的初步指标对异常进行评价后，要及时投入轻型或重型山地工程检验，不论是否达到预期目的，都要认真总结，以便提出较准确的评价标志，再用工程验证，总结新的认识，以期得出准确的评价标志。

异常评价一般包括以下三个方面：

(1) 化探成果图基本绘成后，应首先结合采样记录和已有的地质、物探资料分析研究，了解异常的分布和特征，并对异常作出初步分类。

(2) 进行现场踏勘，确定异常来源，判断异常真假，进一步找寻矿化标志。踏勘过程中，要着重注意异常区的岩石、矿物、构造、围岩蚀变、金属矿物组合及矿化特征。在次生晕工作中，还要注意疏松物的成因类型。分散流工作，除对水系底沉积物进行仔细观察外，还应到河谷两坡观察岩石及构造特征。

(3) 完成上述工作后，就应结合地质及物探资料，对全部化探工作成果作全面详尽的地球化学解释，对工作区作全面评价。一般说来，对分散流工作的要求是指出远景地区，对次生晕普查测量则要求提供有利成矿区进而圈出详查地段。而对次生晕和原生晕的大比例尺详查工作，则要求对地质体的工业价值给予确切评价，或指出矿体的赋存部位。勘探钻孔及坑道原生晕结果则应表明在工程控制范围内，有无漏失矿体可能延伸方向，对下一

步工程布置提出意见，因而随着所要解决的地质问题的不同，所要解决的地球化学找矿指标也不同。

第六节　化探工作中常用的几种数理统计方法

数理统计在地质勘探工作中的应用，已在第八章作了介绍。这里针对化探工作的具体需要，补充介绍一些方法。

如前节所述，各种化探方法的最后一步、也是最重要的一步，就是对已得资料进行周密的分析和研究，去粗取精，去伪存真，找出被研究地质体的内在规律以及影响与控制因素，正确地揭示出它的地球化学特征。

应用数理统计的目的，就是用数学方法，研究和解决地质及地球化学问题，对大量数据进行整理，消除干扰，提出地质体特征(含矿性、矿床成因、成矿条件、矿体赋存部位及埋深等)的精确评价。所以，它是异常评价的一种手段，特别是电子计算技术的普及和应用，将有可能使异常评价由定性逐步发展到定量解释。

下面介绍的，是化探中常用的几种数理统计方法，包括：点群分析、判别分析、趋势分析、回归分析和因事分析。

1．几个常用特征数

(1) 平均值 $\bar{x}$

算术平均值：如数据未分组，$\bar{x}$ 是将 n 个子样(随机变量 $x_1, x_2, \cdots x_n$) 之和除以子样个数 N，$\bar{x}=\sum_{i=1}^{N} x_i/N$。当样品较多，为便于计算，将样品按一定间隔分组，如分为 n 组，以 $x_1, x_2, \cdots x_n$ 表示组中值，ρ_i 为各组的频率，则

$$\bar{x}=\sum_{i=1}^{n}\rho_i x_i$$

几何平均值：如数据未分组，$\bar{x}$ 是将 n 个样 $x_1, x_2, \cdots x_n$ 相乘再开 n 次方，即 $\bar{x}=\sqrt[n]{x_1, x_2, \cdots x_n}$，通常取对数计算 $\lg\bar{x}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\lg x_i$，再取反对数得 $\bar{x}$。当数据分组时，$\bar{x}=\left\{\prod_{i=1}^{n} x_i\rho_i^*\right\}^{\frac{1}{n}}$ 或 $\lg\bar{x}=\sum_{i=1}^{n}\rho_i \lg x_i$，其中 ρ_i^* 为频数。

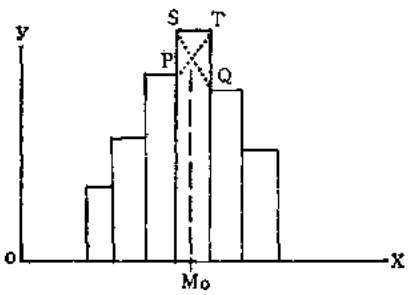


图 11-3　变量频率(频数)分布直方图(Mo 为众数值)

(2) 众数

对应于最大频数(或频率)的随机变量的值，称为众数，以 Mo 表示，即所谓常见值，在化探中常作为背景值。求 Mo 可用图解法、托入法及差数法(图 11-3)。

(3) 中位数

将一批观测数据按大小次序排列，排于正中间的一个称为中位数，以 Me 示之。

样品为对称正态分布时，$\bar{x}$，Mo 和 Me 三者重合。

(4) 均方差及变化系数

均方差或标准离差：用以表示离散程度的特征数以 σ 示之：$\sigma=\sqrt{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})^2}$

变化系数：两组数据的 σ 相同，只表示该两组数据各自分布的离散程度是相同的，但两组数据的平均值不一定相同，即均方差只与观测值的离散程度有关，而与观测值本身的大小无关。为此，引出变化系数 c，它是表示相对离散程度的一个指标：

$$c=\frac{\sigma}{\bar{x}}\times 100\%$$

式中 σ——均方差；

$\bar{x}$——平均值。

(5) 背景值和异常下限

背景值及异常下限的正确确定，直接影响到找矿效果，计算时可参考以下三种方法，或根据具体情况采用其他方法。

累积曲线法：统计不同含量间隔样品频数，划出直方图，按100%计算累积频率，在概率格纸上作累积曲线。若该曲线不成一近似直线，可将累积频率<50%的点与50%的第一个点合併，重新统计样品频数及累积频率，作出修正累积曲线，在该曲线上，对应于50%、84.1%、98%、99.7%累积频率的含量分别为背景值 (c_0)、$c_0+1\sigma$、$c_0+2\sigma$、$c_0+3\sigma$，一般运用 $c_0+(2-3\sigma)$作为异常下限。

此法应检验其分布为算术正态分布或是对数正态分布，再确定横坐标是采用算术坐标或是对数坐标。

长剖面法：在通过矿体的长剖面上，以元素的含量常见值视为背景值 c_0，取 $c_0+2.5\sigma$ 为异常下限。而均方差 σ 可选出一批背景值样品计算而得。

趋势分析法：参见趋势分析部分。

2. 点群分析

在化探工作中，经常需要解决的问题，是如何根据测得的一系列地球化学变量数据(元素含量、同位素丰度、岩性等)，把有矿与无矿岩体、岩层、铁帽、化探异常及不同类型的矿化露头等进行分类、鉴别。点群分析就是对变量或样品进行分类的一种多变量数理统计方法。其基本原理是根据母体(如岩体)之间多种地球化学特征数的相似性，将母体分类。

点群分析，分为R式分析和Q式分析两种。R式分析多用于变量间的分类，而Q式分析则用于样品之间的分类。通常在进行Q式分析前，先作R式分析，挑出互不相关的变量，然后以这些变量作样品的Q式分析。

点群分析用相似性函数来描述样品之间的关系，相似性函数有三种：

(1) 相关系数

$$r_{kl}=\frac{\sum_{i=1}^{N}(Z_{il}-\bar{Z}_l)(Z_{ik}-\bar{Z}_k)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N}(Z_{il}-\bar{Z}_l)^2\sum_{i=1}^{N}(Z_{ik}-\bar{Z}_k)^2}} \qquad (1)$$

式中 k、l——表示不同的变量；

i=1,2,…N——代表样品；

Z_{il}——表示第 i 个样品第 l 个变量的含量；

$\overline{Z}_l$——变量 l 的平均值；$\overline{Z}_l=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}Z_{il}$；

$\overline{Z}_k$——变量 k 的平均值，$\overline{Z}_k=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}Z_{ik}$。

(2) $\cos\theta$

$$\cos\theta_{kl}=\frac{\sum_{i=1}^{N}Z_{il}\cdot Z_{ik}}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N}(Z_{il})^2\sum_{i=1}^{N}(Z_{ik})^2}} \tag{2}$$

式中 k、l、i、$\overline{Z}_l$、$\overline{Z}_k$ 之含义同上。

(3) 距离函数

$$D_{kl}=\sqrt{\sum_{j=1}^{m}(Z_{kj}-Z_{lj})^2/m} \tag{3}$$

式中 k、l——样品号；

j——代表变量，j=1,2,…m。

r 和 $\cos\theta$ 的变化范围为$-1\rightarrow+1$，D 的变化范围是$\geqslant 0$。两变量（样品）越相似，r 和 $\cos\theta$ 越大，而 D 越小。通常对变量(如元素)的点群分析(R式)用第 1 种相似性函数，而对样品的点群分析(Q 式)，则用第 2、第 3 种。

在运用函数 $\cos\theta$ 和 D 时，首先要把数据规格化。标准化的目的在于统一变量的量纲，消除由于变量的测量单位不同造成数值大小不一的影响。

数据标准化的方式有：

① 正规化 $$Z_{ij}^{0}=\frac{Z_{ij}-Z_{j最小}}{Z_{j最大}-Z_{j最小}} \tag{4}$$

式中 Z_{ij}——原始数据；

$Z_{j最大}$、$Z_{j最小}$——分别为变量 j 中的最大、最小值；

Z_{ij}^{0}——标准化后的数据，最大为 1，最小为 0。

② 标准化 $$Z_{ij}^{0}=\frac{Z_{ij}-\overline{Z}_j}{\sigma_j} \tag{5}$$

$$\sigma_j=\sqrt{\sum_{i=1}^{N}(Z_{ij}-\overline{Z}_j)^2/N}$$

式中 σ_j——变量 j 的标准离差。

当用 $\cos\theta$ 时，数据用(5)式标准化，若用距离函数，则以(4)式规格化，实际上，样品标准化后求出的 r 与 $\cos\theta$ 值是相同的。

下面详细叙述用距离函数进行样品分类的一般过程：

① 原始数据按下列形式排列(表 11-8)。

原始数据(按矩阵形式)排列表　　表 11-8

样品 \ 变量	Cu	Pb	Zn	粒　度	……m
1	Z_{11}	Z_{12}	Z_{13}	Z_{14}	⋮ ⋮ ⋮
2	Z_{21}	Z_{22}	Z_{23}	Z_{24}	
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	
N					

Z_{ij} 表示第 i 个样品的第 j 个变量值;
$i=1,2,\cdots\cdots N$;
$j=1,2,\cdots\cdots m$。

② 按(4) 式使数据规格化，并再次列成表 11-8 的形式。

③ 把规格化后的数据分别代入(3) 式中，进行两两样品间距离函数 D_{ik} 的计算。

④ 把求出的D列成矩阵形式:

$$\begin{matrix} D_{11} & D_{12} & D_{13}\cdots\cdots D_{1N} \\ D_{21} & D_{22} & D_{23}\cdots\cdots D_{2N} \\ \cdots\cdots & \cdots\cdots & \cdots\cdots \\ D_{N1} & D_{N2} & D_{N3} \quad D_{NN} \end{matrix}$$

该矩阵称为相似性矩阵，矩阵中每一个元素*表示两个样品之间的距离，如 $D_{1,3}$ 表示第一个样品与第三个样品之间的距离。不难看出，D 是一个对称矩阵 ($D_{12}=D_{21}$)，且对角线元素等于 0。因此，在计算样品间的距离函数时，仅需计算矩阵的上三角。

⑤ 检查矩阵 D，挑出矩阵中最小的元素 D_{kl}，如下列矩阵中的 $D_{12}=0.02$。

$$\begin{matrix} & Z_1 & Z_2 & Z_3 & Z_4 \\ Z_1 & 0 & \boxed{0.02} & 0.3 & 0.4 \\ Z_2 & & 0 & 0.6 & 0.7 \\ Z_3 & & & 0 & 0.4 \\ Z_4 & & & & 0 \end{matrix}$$

⑥ 从原来的样品中除去 Z_k、Z_l，并代之以新样品 Z_{kl}，新样 Z_{kl} 的各个变量值等于 Z_k、Z_l 相应变量值的加权平均，然后将所得新样放回 Z_k、或 Z_l 的位置。为统一起见，新样规定放回样号小的样品的位置上，这时，样品数变为 N−1。仍以上面矩阵为例：去掉 Z_1、Z_2，代之新样 Z_{12}，Z_{12} 的各变量值分别为(以变量 Cu，Zn 为例)：

$$Z_{12Cu}=\frac{1\times Z_{1Cu}+1\times Z_{2Cu}}{2}$$

$$Z_{12Zn}=\frac{1\times Z_{1Zn}+1\times Z_{2Zn}}{2}$$

式中　Z_{1Cu}——样品 1 的 Cu 含量;
Z_{2Cu}——样品 2 的 Cu 含量;
Z_{1Zn}——样品 1 的 Zn 含量;
Z_{2Zn}——样品 2 的 Zn 含量。

* 此处所谓元素是指矩阵中的每一项，而并非指地球化学上所称的元素。

将所得新样放回 Z_1 的位置上，样品数由原来的 4 变为 3。

⑦ 新样代入后重新计算样品间的距离函数，并再次列成矩阵形式，以下计算步骤完全同上，直到全部样品组合完。应当说明的是有关新样含量的加权问题，如下列矩阵中所示，样 Z_{123} 与样 Z_{45} 间距离最小，组成的新样各变量(Cu 和 Zn)值分别为：

$$Z_{123Cu}=\frac{3\times Z_{123Cu}+2\times Z_{45Cu}}{5}$$

$$\begin{array}{c} \\ Z_{123} \\ Z_{45} \\ Z_6 \end{array}\begin{array}{c} \begin{array}{ccc} Z_{123} & Z_{45} & Z_6 \end{array} \\ \begin{bmatrix} 0 & 0.03 & 0.5 \\ & 0 & 0.3 \\ & & 0 \end{bmatrix} \end{array}$$

$$Z_{123\ 45Zn}=\frac{3\times Z_{123Zn}+2\times Z_{45Zn}}{5}$$

⑧ 根据挑出的最小D值的样品对列成表格（表 11-9），然后按此表格作谱系图（图 11-9）。

不同样品对之间距离函数值表

表 11-9

成对样品号		距离函数 D
3	5	0.1
4	7	0.2
3, 5	6	0.4
3, 5, 6	47	0.5
1	2	0.43
3,5,6,4,7	12	0.9

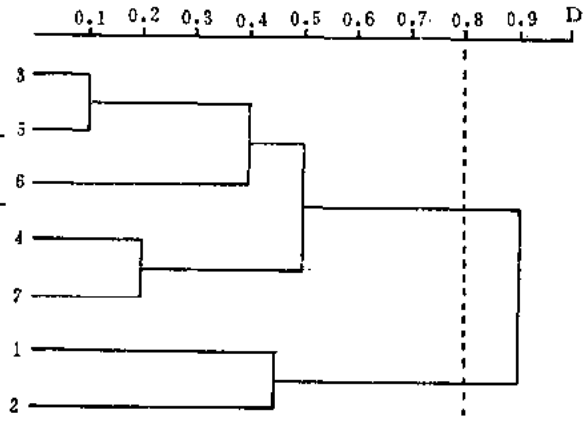


图 11-4 样品谱系图(利用距离函数)

根据实际需要，可选择不同相似性水平进行样品分组。例如假定上面 7 个样品中 3、5、6、4、7 是含矿的样，1、2 是无矿样，在含矿样中 3，5，6 是矿体样，4、7 是矿化样，若选取相似性水平 0.8，则把样品分成有矿、无矿两大类，若选相似性水平 0.45，则有矿类中又可进一步划分矿和矿化二类。

对样品进行点群分析时，若各个母体(如岩体)所含样品很多，如果直接以每个样品参加分群，不但工作量大，而且容易造成分群的混乱，因此，通常把一个母体作为一个样品参加点群分析，这样，在进行分析前必须求出每个母体各个变量的平均值，以此作为母体的相应变量值，然后参加计算。

此外，变量的挑选既可用R式分析，也可根据元素地球化学性质，结合矿区(测区)地质情况，挑出不相关变量。至于怎样挑选最佳变量组合，有待进一步研究。

用 $\cos\theta$ 和相关系数 r 作相似性函数进行点群分析时，基本作法同上，只是要挑 $\cos\theta$ 或 r 中最大值的样品对。

点群分析的优点是它不需要“已知”的不同类别的样品作为计算前提，因而它既适用于化探的详查阶段，也适用于普查找矿阶段。此外，该法计算简单，在无电子计算机的情况

下，一般手算也能较顺利地进行。

从已有资料看，通过对区分含矿和不含矿岩体、异常、露头等的点群分析，可以获得较好的地质效果。

3．判别分析

判别分析，就是将若干个变量综合起来，求得一个能使两个总体最大限度地区别开来的综合指标，再用该综合指标去有效地判别某一样品属于两个总体中的哪一个。

在地球化学找矿中，判别分析多用于判别异常、岩体及其他地质体的含矿性等。在进行判别分析之前，首先要找出A母体(如含矿的)和B母体(无矿的)，综合其观测值建立判别方程，求出判别函数，计算确定出可将两母体分开的判别指数 R_0。然后将待判样品的变量值代入判别方程，求出该样的判别函数R，视其属于哪一类(A类或B类)而确定其样品属性。

下面简述判别分析的计算方法。

判别方程由下式表达：

$$R=\lambda_1 x_1+\lambda_2 x_2+\cdots+\lambda_m x_m \tag{1}$$

式中 $x_1,\cdots,x_m$——m个变量的观测值；

$\lambda_1,\cdots,\lambda_m$——判别系数；

R——判别函数。

$\lambda_1,\lambda_2,\cdots,\lambda_m$ 由下列一组方程求出：

$$\begin{cases} s_{11}\lambda_1+s_{12}\lambda_2+\cdots+s_{1m}\lambda_m=d_1 \\ s_{21}\lambda_1+s_{22}\lambda_2+\cdots+s_{2m}\lambda_m=d_2 \\ \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \\ s_{m1}\lambda_1+s_{m2}\lambda_2+\cdots+s_{mm}\lambda_m=d_m \end{cases} \tag{2}$$

式中 s_{kk}(如 s_{11})——每个变量的自相关；

s_{kl}(如 s_{12})——各个变量间的互相关，$(k,l=1,2,\cdots m)$；

$$s_{kk}=\sum_{i=1}^{n_1}[x_{ki}(A)-\bar{x}_k(A)]^2+\sum_{i=1}^{n_2}[x_{ki}(B)-\bar{x}_k(B)]^2;$$

$$s_{kl}=\sum_{i=1}^{n_1}[x_{ki}(A)-\bar{x}_k(A)][x_{li}(A)-\bar{x}_l(A)]$$

$$+\sum_{i=1}^{n_2}[x_{ki}(B)-\bar{x}_k(B)][x_{li}(B)-\bar{x}_l(B)];$$

n_1, n_2——分别代表A类与B类的样品数；

$x_{ki}(A)$为A类中第i个样品第k个变量的观测值；

$x_{ki}(B)$为B类中第i个样品第k个变量的观测值；

$$\bar{x}_k(A)=\frac{1}{n_1}\sum_{i=1}^{n_1}x_{ki}(A)\quad \text{A类样品第k个变量的平均数；}$$

$$\bar{x}_k(B)=\frac{1}{n_2}\sum_{i=2}^{n_2}x_{ki}(B)\quad \text{B类样品第k个变量的平均数；}$$

$$d_k=\bar{x}_k(A)-\bar{x}_k(B)$$

这样，可用行列式法解出 $\lambda_1, \lambda_2, \cdots \lambda_m$(即克莱姆法则)

设 $$E=\begin{vmatrix} s_{11}\cdots s_{1k}\cdots s_{1m} \\ s_{21}\cdots s_{2k}\cdots s_{2m} \\ \cdots\cdots\cdots\cdots \\ s_{m1}\cdots s_{mk} \quad s_{mm} \end{vmatrix} \qquad E_k=\begin{vmatrix} s_{11}\cdots d_1\cdots s_{1m} \\ s_{21}\cdots d_2\cdots s_{2m} \\ \\ s_{m1}\cdots d_m\cdots s_{mm} \end{vmatrix}$$

则： $$\lambda_k=E_k/E,$$

得线性判别函数 $$R=\frac{E_1}{E}x_1+\frac{E_2}{E}x_2+\cdots+\frac{E_m}{E}x_m \tag{3}$$

把每个样品的各个变量值代入上式，即得每个样品的判别函数值。计算时为了减少数据的离散程度，可一律换算成对数值进行计算。

计算 R_0：计算方法有两种

a)

$$R_0=\lambda_1\frac{\sum x_1(A)+\sum x_1(B)}{n_1+n_2}+\lambda_2\frac{\sum x_2(A)+\sum x_2(B)}{n_1+n_2}+\cdots+\lambda_m\frac{\sum x_m(A)+\sum x_m(B)}{n_1+n_2};$$

b)

$$R_0=\frac{1}{2}\left[\lambda_1\left(\frac{\sum x_1(A)}{n_1}+\frac{\sum x_1(B)}{n_2}\right)+\lambda_2\left(\frac{\sum x_2(A)}{n_1}+\frac{\sum x_2(B)}{n_2}\right)+\cdots+\right.$$
$$\left.+\lambda_m\left(\frac{\sum x_m(A)}{n_1}+\frac{\sum x_m(B)}{n_2}\right)\right]$$

每个变量对判别分析的贡献可按下式计算：

先计算马哈拉诺比斯综合距离函数 D^2

$$D^2=\lambda_1 d_1+\lambda_2 d_2+\cdots+\lambda_m d_m$$

然后按下式计算每个变量的贡献(即作用)

$$\lambda_k d_k/D^2\times 100\%$$

式中 $k=1,2,\cdots m$；

根据经验，所求出的贡献$<\frac{1}{3p}$时，此变量应去掉(p 为变量数)。

在用判别分析区分两大总体的基础上，还可以在一类总体中再作进一步的分辨，如在区分有矿和无矿异常后，在有矿异常中又可进一步用判别分析判为矿化异常和矿体异常或大矿异常和小矿异常。这种逐次的判别通常称之为逐级判别分析。

最近有的同志提出一种简易的“相似性判别分析”，其基本做法是：利用两个已知母体中一组样品(通常选用与矿有关的一组样品)的各个变量(如元素)的平均值(或中位数，众数值等)做为标准，令其指数为 1。再将判别分析的各个样品(包括待评价的样品)的变量与标准的相应变量对比，求其最优判别指数，并以此评价未知样品的属性。其计算方法简述如下。

(1) 变量选择及其在相似性判别分析中的价值

通常把变量分成两组：一组为主要变量，如主要的成矿元素和特征伴生元素，它在相似性判别分析中贡献大；另一组为次要变量，为其它元素，贡献较小。

(2) 标准化处理

选择与矿有关的一组样品的各个变量的平均值作为标准，令其综合指标为 1，再将参

加判别的其他样品的变量与标准的相应变量对比，计算出相似性计量(d_i)，进而求出每个样品的综合指数(即相似性指数 D_l)。

① 求 d_i

与矿有关的主要变量采用　　$d_i=c_n/c_m$　　(1)

式中　d_i——每个样品中的变量与标准对比的相似性得分；

c_m——已知标准每个变量的平均值；

c_n——每个样品主要变量的数值(含量)。

次要变量

当 $c_n/c_m\leqslant 1$ 时，采用(1)式计算；

当 $c_n/c_m>1$ 时，按 $d_i=c_m/c_n\cdots$(2)式计算。

② 求 D_l

$$D_l=\sum_{i=1}^{p}d_i/p \qquad (3)$$

式中　D_l——第 l 个样品与标准对比的相似性综合指数；

p——变量的数目；

$\sum_{i=1}^{p}d_i$——样品中所有变量相似性计量总和。

(3) 做相似性综合指数图

(4) 求判别指数 D_0

确定 D_0 有多种方案，下面介绍两种简便方法：

①
$$D_0=\frac{D_x+D_y}{2} \qquad (4)$$

式中　D_x——已知与矿有关的一组样品中能够与非矿样品分开的最低值；

D_y——非矿一组样品中能够与矿样分开的最高值。

②
$$D_0=\frac{\frac{\sum_{l=1}^{N}D_l^N}{N}+\frac{\sum_{l=1}^{n}D_l^n}{n}}{2} \qquad (5)$$

式中　$\frac{\sum_{l=1}^{N}D_l^N}{N}$——已知与矿有关的一组样品综合相似性指数的平均值(样品数为 N)；

$\frac{\sum_{l=1}^{n}D_l^n}{n}$——已知非矿一组样品综合相似性指数的平均值(样品数为 n)。

上述两种方法中以第②种确定 D_0 的方法较为可靠。

对 D_0 值可靠程度的评价：　　$c_n=F_1/F_2\times 100\%$

式中　F_2——已知某一总体(如有矿岩体)的样品数；

F_1——判别结果进入该总体(如有矿岩体)的已知样品数。

上述相似性判别分析方法计算比较简单，但尚未经生产实践的大量检验，因此方法尚欠成

熟，有待今后在实践中修改和补充。

4．趋势分析

化探找矿中确定背景值，通常采用长剖面法，但此法的缺点是，对不同岩性元素分配的差异未予以恰当考虑。例如某区出露岩石有灰岩、变质岩和花岗岩，测得未受矿化影响的这几种岩石中，铜的含量变化范围分别为 10～40 γ，30～100 γ，40～150 γ(见图 11-5)。

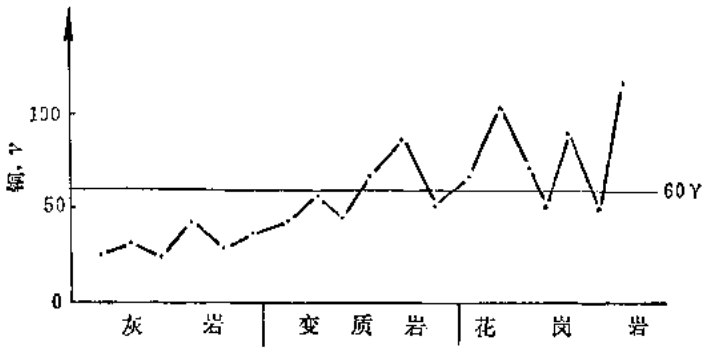


图 11-5　不同岩性元素含量示意图

由长剖面法确定的背景值可能是 60 γ，这一数值对花岗岩和变质岩较合适，但对灰岩来说，背景值明显偏高。因此，在确定背景值时，必须考虑岩性、构造等一系列因素的影响。近年来，开始应用趋势分析来确定背景值。

趋势分析，就是利用数理统计的方法，研究地球化学指标（元素含量、比值或其它数字特征等）在空间上的变化规律，即把地球化学指标看成是空间坐标的函数：

$$\Omega = f(x、y、z)$$

用函数所代表的面来逼近该地球化学指标的趋势变化。

所谓趋势，就是排除了偶然起伏以后的比较有规律的变化。地质工作中，一般的影响因素有三个方面，即区域因素(区域构造、岩性等)；局部因素（如含矿岩体、矿体等)；偶然因素（取样、加工、分析)。而趋势分析就是对实际观测值进行数学加工，抑制偶然因素，把区域和局部因素加以分解，以便更清晰地表达异常。这种方法多用于区域化探的数据处理。

趋势分解可分图解法和计算法两种。

(1) 图解法

① 五点或三点滑动平均法　此法简单，在测线上取 1、2、3 点或 1、2、3、4、5 点，求出它们平均值，作为第 2 点或第 3 点的含量，再求 2、3、4 点或 2、3、4、5、6 点的平均值，作为第 3 点或第 4 点的含量。依次类推，然后，根据平均后的含量画曲线。新画得的曲线比原始数据画的曲线来得圆滑。选取三点还是五点平均，应根据取样点距，地质条件，岩性变化特征而决定。

② 分块平均法和移动平均法　这两种方法都是把测区分成方块，求其每个方块内的含量平均值，用来代表趋势。所不同的，后者是用一个活动的方块在测区内不断移动，与三点或五点滑动平均法相似，求出一套平均值，再勾等值线。此法重复工作量较大。这里只将分块平均法重点介绍如下：

在介绍方法之前，先介绍一个概念：元素含量在区域中的变化称元素面，这个面由三种基本分量构成，即区域趋势分量(T_i)，它在整个区域呈连续变化；呈不连续的异常分量(A_i)和剩余异常分量(R_i)。可把任意一个实测点的元素含量(Q_i)表示为：

$$Q_i = T_i + A_i + R_i$$

下边介绍各分量的求法：

① 把原始数据点在图上；

② 决定计算单元(即方块）的大小，其方法可以从测区内最高含量点开始选取一个小方块，然后，把方块一步步扩大，计算不同方块内的平均值，作出平均值与方块大小的关系曲线，如图 11-6 所示。选择 1、2 个曲线的转折点所对应的横坐标，即为所选择的计算单元，如区域单元、局部单元；

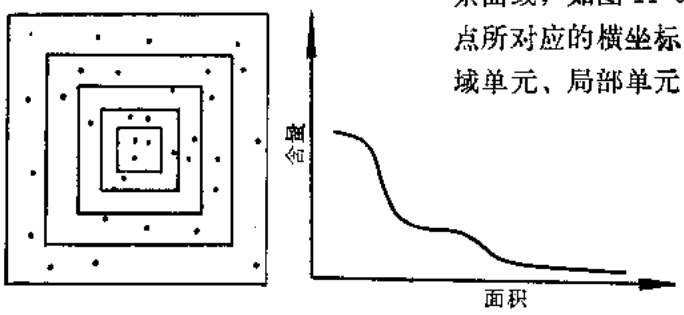


图 11-6 不同计算单元内变量平均值与单元面积之间的关系示意图

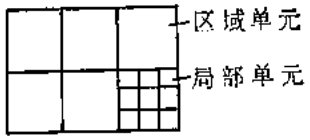


图 11-7 不同计算单元之间的关系示意图

③ 在数据图上画方格，每一个方块代表一个计算单元(见图 11-7)，如果太大也可进一步画成二级计算单元(局部单元)。

④ 计算趋势分量，在区域单元中(若无区域单元，则用局部单元)，按公式

$$\bar{c}_i = \frac{\sum c_i}{N_i}$$

式中 N_i——计算单元中样品数；

c_i——每个样品的元素含量。

计算得平均值 $\bar{c}_i$，称为区域分量(趋势值，亦即背景值)，并把它算在区域单元的重心上。

重心位置(x_0, y_0)可按公式求得：

$$x_0 = \frac{\sum x_i c_i}{\sum c_i}, \quad y_0 = \frac{\sum y_i c_i}{\sum c_i}$$

其坐标原点可选在计算单元的左下角。把相邻区域单元的平均值按内插法勾出等值线，即为趋势等值线。

⑤ 异常分量计算，将区域单元内的每个观测值减去趋势值，得偏差值(k)，负偏差一律当零看待。再对局部单元中所有偏差(包括零偏差)，求其算术平均值即为异常分量，标在局部单元的重心位置上（重心的求法同上，只是 N_i 和 c_i 都为局部单元的点数及样品含量)，并把各局部单元中偏差平均值，按内插方法勾出等值线，即为异常等值线。

⑥ 剩余分量的计算 从每个点的正偏差中减去异常分量即得剩余分量，正值为有意义值，这些剩余分量往往成群出现，对于两个以上剩余分量组成的点群也可由“点群平均值”来表示。

⑦ 计算评价指标，圈定钻孔位置　评价指标K主要考虑两个因素，一个是代表分布在局部单元中的地球化学局部因素；一个是代表区域单元中包括局部单元的地球化学景观的区域因素。

$$K=\frac{1}{G}(2N_c-1)\cdot M_e+\frac{1}{P}\cdot T_s\cdot N_s$$

式中　M_e——点群中剩余分量平均值；

N_c——点群中剩余分量数；

T_s——区域单元的趋势分量；

N_s——区域单元中剩余分量总数；

G——局部单元的面积；

P——区域单元的面积。

将所有点群的K值计算出，分成间隔，根据K值及地质条件进行评价，指导勘探工程摆布。

(2) 计算法

趋势分析的计算法就是利用一函数面(称为趋势面)来逼近某一地球化学特征值的趋势变化。

通常采用的拟合函数是多项式函数

$$\hat{z}=a_0+a_1x+a_2y+\cdots$$

设空间有n个观测值(z)，其在二维空间变化的情况可以看作是这个量地理上横坐标(x)和纵坐标(y)的函数。这样，第i个观测值z_i所对应的坐标是x_i,y_i。

函数拟合面按照所用多项式的方次不同，可分一次面，二次面，……多次面(见表11-10)，阶次越高，所得函数值愈接近实测值，但却降低了分辨背景和异常的能力，因此，采用几次面合适，必须结合具体情况进行具体分析。

下面，我们从最简单的一次面开始简略介绍应用多项式函数进行趋势分析的一段过程：

多项式趋势面分析的分类表　　表 11-10

方　法	变量总数(包括因变量)	次数	名　称	公　式	系数个数
二维多项式趋势分析	3	一次	平　面	$z=a_0+a_1x+a_2y$	3
		二次	椭圆面或双曲面	$z=a_0+a_1x+a_2y+a_3x^2+a_4xy+a_5y^2$	6
		三次	三次曲面	$z=a_0+a_1x+a_2y+a_3x^2+a_4xy+a_5y^2+a_6x^3+a_7x^2y+a_8xy^2+a_9y^3$	10
三维多项式趋势分析	4	一次	一次超曲面	$z=a_0+a_1x+a_2y+a_3w$	4
		二次	二次超曲面	$z=a_0+a_1x+a_2y+a_3w+a_4y^2+a_5xw+a_6yw+a_7xy+a_8x^2+a_9w^2$	10
		三次	三次超曲面	$z=a_0+a_1x+a_2y+a_3w+a_4y^2+a_5xw+a_6yw+a_7xy+a_8x^2+a_9w^2+a_{10}y^3+a_{11}x^3+a_{12}w^3+a_{13}y^2w+a_{14}yw^2+a_{15}w^2x+a_{16}wx^2+a_{17}x^2y+a_{18}xy^2+a_{19}xyw$	20

令 $$\hat{z}_i = a_0 + a_1 x_i + a_2 y_i \tag{1}$$

实测值 z_i 与 $\hat{z}_i$ 之间的残差平方为

$$q = (z_i - \hat{z}_i)^2$$

对 n 个观测值，则有

$$Q = \sum_{i=1}^{n} (z_i - \hat{z}_i)^2 = \sum_{i=1}^{n} (z_i - a_0 - a_1 x_i - a_2 y_i)^2 \tag{2}$$

根据最小二乘法原则，确定 a_0, a_1, a_2，使 Q 达到极小值。为此，可对 Q 求各系数的偏导数，并令其等于零：

$$\frac{\partial Q}{\partial a_0} = 0, \quad \frac{\partial Q}{\partial a_1} = 0, \quad \frac{\partial Q}{\partial a_2} = 0 \tag{3}$$

(3) 式经整理，构成如下正规方程（为简便起见，用 Σ 代替和号 $\sum_{i=1}^{n}$）

$$\begin{cases} a_0 n + a_1 \Sigma x + a_2 \Sigma y = \Sigma z \\ a_0 \Sigma x + a_1 \Sigma x^2 + a_2 \Sigma xy = \Sigma xz \\ a_0 \Sigma y + a_1 \Sigma xy + a_2 \Sigma y^2 = \Sigma yz \end{cases} \tag{4}$$

用消元法解此方程组，即可得系数 a_0、a_1、a_2，然后代入(1)式便求得趋势面上第 i 点的值 $\hat{y}_i$。

二次多项式的形式为：

$$\hat{z} = a_0 + a_1 x + a_2 y + a_3 x^2 + a_4 xy + a_5 y^2 \tag{5}$$

n 个观测值的残差平方和为

$$Q = \Sigma (z - a_0 - a_1 x - a_2 y - a_3 x^2 - a_4 xy - a_5 y^2)^2 \tag{6}$$

求 Q 对 a_0、$a_1 \cdots a_5$ 的偏导数，令其为 0，得到下面的正规方程：

$$\left.\begin{array}{l} a_0 n + a_1 \Sigma x + a_2 \Sigma y + a_3 \Sigma x^2 + a_4 \Sigma xy + a_5 \Sigma y^2 = \Sigma z \\ a_0 \Sigma x + a_1 \Sigma x^2 + a_2 \Sigma xy + a_3 \Sigma x^3 + a_4 \Sigma x^2 y + a_5 \Sigma xy^2 = \Sigma xz \\ \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \\ a_0 \Sigma y^2 + a_1 \Sigma xy^2 + a_2 \Sigma y^3 + a_3 \Sigma x^2 y^2 + a_4 \Sigma xy^3 + a_5 \Sigma y^4 = \Sigma y^2 z \end{array}\right\} \tag{7}$$

写成矩阵形式：

$$\begin{pmatrix} n & \Sigma x & \Sigma y & \Sigma x^2 & \Sigma xy & \Sigma y^2 \\ \Sigma x & \Sigma x^2 & \Sigma xy & \Sigma x^3 & \Sigma x^2 y & \Sigma xy^2 \\ \Sigma y & \Sigma xy & \Sigma y^2 & \Sigma x^2 y & \Sigma xy^2 & \Sigma y^3 \\ \Sigma x^2 & \Sigma x^3 & \Sigma yx^2 & \Sigma x^4 & \Sigma x^3 y & \Sigma y^2 x^2 \\ \Sigma xy & \Sigma x^2 y & \Sigma xy^2 & \Sigma x^3 y & \Sigma x^2 y^2 & \Sigma xy^3 \\ \Sigma y^2 & \Sigma xy^2 & \Sigma y^3 & \Sigma x^2 y^2 & \Sigma xy^3 & \Sigma y^4 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ a_3 \\ a_4 \\ a_5 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \Sigma z \\ \Sigma xz \\ \Sigma yz \\ \Sigma x^2 z \\ \Sigma xyz \\ \Sigma y^2 z \end{pmatrix}$$

解此方程组，求得系数 a_0、a_1、$\cdots a_5$，并代入(5)式，同样可得到二次趋势面上第 i 点的值。

二次以上趋势面的解法基本同上。

每一点上观测值减去其趋势值称之偏差值，趋势部分反映了区域性的总的变化(区域背景)，偏差反映局部范围的变化特点(如矿化作用引起的矿化异常)。

不同次数的趋势面对原始资料的逼近程度是不一样的，常用的衡量拟合程度好坏的标

准由下式表示：

$$C=100\times\left[1-\frac{\sum(z_i-\hat{z}_i)^2}{\sum(z_i-\bar{z})^2}\right](i=1,2,\cdots n)$$

式中 z_i——第 i 个位置上的观测值；

$\hat{z}_i$——第 i 个位置上的趋势值；

$\bar{z}$——所有观测值的算术平均值；

C——拟合程度百分数。

计算法趋势分析，由于计算工作量很大(阶次愈高愈是如此)，一般不适用于手算，而多用电子计算机计算。

应用趋势分析，取样点分布要均匀，测区边部最好要有取样点控制，否则会引起趋势面畸变。

5．回归分析

在自然界中，许多变量之间存在着相互制约的关系，有些可以用确定的数学表达式表示，有些则不能。例如在岩体中成矿元素与微量元素之间、原生晕的强度与距矿体的距离之间就没有确定的数学表达式。但是，在它们之间却存在着某种规律性。回归分析就是应用数学方法，揭示事物内部规律性的一种手段。

回归分析主要解决以下几方面的问题：

确定几个特定变量之间是否存在着相关关系，如果存在，则找出它们之间合适的数学表达式；

根据一个或几个变量的值，预测或控制另一变量的取值，并估计这种预测的精确度；

进行因素分析，判别共同影响一个变量的许多因素(变量)间，哪些是主要因素，哪些是次要因素。

在地球化学找矿中，常利用回归分析研究变量之间的相关关系，例如利用伴生元素与成矿元素之间的关系评价异常以及预测矿体品位、埋深及剥蚀程度等。

根据所研究变量性质及其数目，回归分析可分成一元回归分析和多元回归分析。

(1) 一元线性回归分析

① 建立回归方程　从图 11-8 看出，变量 y 的值随另一变量 x 的值而变化，两者呈直线关系。x、y 之间的这一线性相关关系可用一回归直线方程表示：

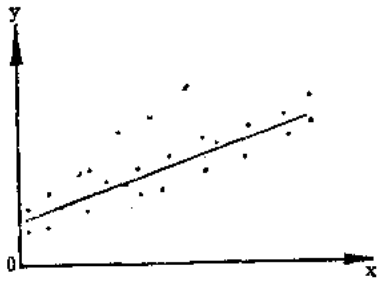


图 11-8　变量 y 随变量 x 呈线性变化

$$\hat{y}=a+bx \tag{1}$$

式中 $\hat{y}$——由回归方程求出的 y 的估计值；

b——回归系数；

a——常数。

根据最小二乘法原理要使求得的回归系数满足：

$$P=\sum_{i=1}^{N}[y_i-(a+bx_i)]^2\text{ 为极小} \tag{2}$$

式中 $i=1,2,\cdots,N$

y_i,x_i——第 i 个样品 y 和 x 的观测值。

上式对 a,b 求偏导数，并令其等于 0，即

$$\frac{\partial P}{\partial a}=0, \qquad \frac{\partial P}{\partial b}=0。$$

由此可求出 a,b。其计算公式如下：

$$b=\frac{\sum_{i=1}^{N}(x_i-\bar{x})(y_i-\bar{y})}{\sum_{i=1}^{N}(x_i-\bar{x})^2}=\frac{\sum_{i=1}^{N}x_iy_i-\frac{\sum_{i=1}^{N}x_i\sum_{i=1}^{N}y_i}{N}}{\sum_{i=1}^{N}x_i^2-\frac{\left(\sum_{i=1}^{N}x_i\right)^2}{N}} \tag{3}$$

$$a=\bar{y}-b\bar{x} \tag{4}$$

其中

$$\bar{x}=\frac{\sum_{i=1}^{N}x_i}{N}, \qquad \bar{y}=\frac{\sum_{i=1}^{N}y_i}{N}$$

a、b 求出后，回归直线方程 $\hat{y}=a+bx$ 便可确定。

$(y-\bar{y})$可分成两部分：

$$(y-\bar{y})=(y-\hat{y})+(\hat{y}-\bar{y})$$

将上式两边平方，然后对所有 N 点求和，则得

相 关 系 数 检 验 表　　表 11-11

N−2 \ α	0.05	0.01	N−2 \ α	0.05	0.01
1	0.997	1.00	21	0.413	0.526
2	0.950	0.990	22	0.404	0.515
3	0.878	0.959	23	0.396	0.505
4	0.811	0.917	24	0.388	0.496
5	0.754	0.874	25	0.381	0.487
6	0.707	0.834	26	0.374	0.478
7	0.666	0.798	27	0.367	0.470
8	0.632	0.765	28	0.361	0.463
9	0.602	0.735	29	0.355	0.456
10	0.576	0.708	30	0.349	0.449
11	0.553	0.684	35	0.325	0.418
12	0.532	0.661	40	0.304	0.393
13	0.514	0.641	45	0.288	0.372
14	0.497	0.623	50	0.273	0.354
15	0.482	0.606	60	0.250	0.325
16	0.468	0.590	70	0.232	0.302
17	0.456	0.575	80	0.217	0.283
18	0.444	0.561	90	0.205	0.267
19	0.433	0.549	100	0.195	0.254
20	0.423	0.537	200	0.138	0.181

$$L_{yy}=\sum_{i=1}^{N}(y-\hat{y})^2+\sum_{i=1}^{N}(\hat{y}-\bar{y})^2 \tag{7}$$

令

$$U=\sum_{i=1}^{N}(\hat{y}-\bar{y})^2 \tag{8}$$

U 为回归平方和，它可看作由于 x 的变化而引起的 y 值的变化，

令

$$Q=\sum_{i=1}^{N}(y-\hat{y})^2 \tag{9}$$

Q 为剩余平方和，它反映了除 x 对 y 的线性影响之外的一切因素对 y 变差的作用。(8) 式又可写成：

$$U=\sum_{i=1}^{N}(\hat{y}-\bar{y})^2=b\sum_{i=1}^{N}(x-\bar{x})(y-\bar{y}) \tag{10}$$

判别回归直线方程回归效果的好坏，取决于 U 在 L_{yy} 中的比例(U/L_{yy})，U 愈大则回归效果愈好。

由(3)和(5)式可推出：

$$U=r^2L_{yy} \tag{11}$$

$$Q=(1-r^2)L_{yy} \tag{12}$$

可以看出，相关系数愈大，则回归的规律愈强。

为了估计所有随机因素对 y 的一次观测值平均变差的大小，引出了估计量剩余标准差 S。

$$S=\sqrt{\frac{Q}{N-2}}$$

S 愈小，回归效果愈好，则 y 的估计值 $\hat{y}$ 精度愈高。

方差分析的所有结果可归纳在一简单表格中，即方差分析表（表 11-12）。

一个自变量线性回归的方差分析表　　表 11-12

变差来源	平方和	自由度	均方（方差）
回归（因素 x）	$\Sigma(\hat{y}-\bar{y})^2=bL_{xy}$	1	
剩余（随机因素）	$\Sigma(y-\hat{y})^2=L_{yy}-bL_{xy}$	N－2	$S^2=\frac{Q}{N-2}$
总计	$\Sigma(y-\bar{y})^2=L_{yy}$	N－1	

在平面上作平行回归线的两条直线：

$$y'=a-2S+bx;\quad y''=a+2S+bx$$

可以预计，将有 95%的点子落在两直线所夹的范围内。

⑤ 化曲线为直线的回归问题　若两变量之间不是线性关系时，则选择恰当的曲线较所配直线符合实际情况。但由于非线性函数计算复杂，通常通过变量替换，化曲线为直线形式，然后进行回归分析。例如脉旁围岩扩散晕的研究，根据扩散理论，脉旁围岩中扩散异常内成矿元素含量 C 的变化规律为：

$$C=C_0e^{-\frac{h}{k}}$$

式中　C_0——近脉壁的最高含量；

k——扩散系数，它表示异常扩展的宽度；

h——离矿脉的距离。

对上式取对数：

$$\lg C=\lg C_0-\frac{h}{k}\lg e$$

令

$$y=\lg C,\ a=\lg C_0,\ b=-\lg e/k$$

则

$$\hat{y}=a+bh$$

按上述解线性回归方程的方法，求出 a、b，并再由 $\hat{y}$ 取反对数，即转换成 C 值，这样就把 x、y 的复杂的指数关系变成了计算简便的直线回归问题。

⑥ 非参数性相关系数的估计　当变量的概率分布为未知时，用非参数性方法来估计相关系数是可行的，该方法只要求变量是一个连续分布的函数，即不论分布函数属何种类型。下面简述两种估计方法。

中位数四分法：以一个变量为横坐标，另一变量为纵坐标绘成散点图，分别求出变量的中位数 y_e 及 x_e，通过 x_e、y_e 作平行坐标的两条垂直线划成四个象限，数出各象限的点数 n_i 用下列公式来计算相关系数（图 11-9）

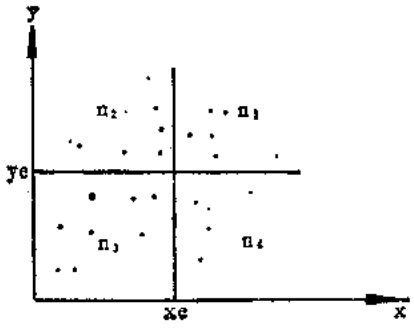


图 11-9　四分法求中位数示意图

$$\rho = \sin\frac{\pi}{2}\left[\frac{n_1+n_3-(n_2+n_4)}{n_1+n_2+n_3+n_4}\right]$$

符号计数法：该法考虑了数据在空间变化的相关性，可直接利用剖面图计数，即从一测点到下一测点含量升高记为“+”，下降记为“—”，不变记为“0”。n 测点可有 n—2 个符号，同一测点上两变量以符号两两相乘（相同符号为“+”，异号为“—”，零乘任何符号为零），然后数出乘积后的符号个数记为 n_+、n_-，代入下式求相关系数：

$$\rho = \sin\frac{\pi}{2}\left[\frac{n_1+n_3-(n_2+n_4)}{n_1+n_2+n_3+n_4}\right]$$

$$= \sin\frac{\pi}{2}\left[\frac{(n_+)-(n_-)}{(n_+)+(n_-)}\right] \tag{13}$$

(2) 多元线性回归分析

研究多个随机变量之间的相关关系是地球化学找矿工作中常遇到的问题。如岩体评价中，研究成矿元素与多个微量元素之间的相关关系，就是属于多元相关分析的问题。多元相关分析是根据几个变量的联合来预测另一变量，全面地反映这些变量之间的复杂关系，以提高预测的精度。

① 配回归方程　与一元线性回归分析相同，把多个变量之间配成一个线性回归方程：

$$\hat{y} = a + b_1x_1 + b_2x_2 + \cdots\cdots + b_mx_m \tag{14}$$

式中　$b_1,\cdots\cdots b_m$——y 对 $x_1,\cdots\cdots x_m$ 的经验偏回归系数；

$x_1,x_2,\cdots\cdots,x_m$ 代表 m 个变量值。

利用最小二乘法原理使所配方程与实测 y 值的总残差平方和

$$P = \sum_{i=1}^{N}(y_i-\hat{y})^2 = \sum_{i=1}^{N}(y_i-a-b_1x_{i1}-b_2x_{i2}-\cdots\cdots-b_mx_{im})^2 \tag{15}$$

极小，求 P 对 $a,b_1,\cdots\cdots b_m$ 的偏导数，并令其等于 0，

即　$$\frac{\partial P}{\partial a}=0,\frac{\partial P}{\partial b_1}=0,\cdots\cdots,\frac{\partial P}{\partial b_m}=0。$$

由此可得一正规方程组：

$$\left.\begin{aligned}
&L_{11}b_1+L_{12}b_2+\cdots+L_{1m}b_m=L_{1y}\\
&L_{21}b_1+L_{22}b_2+\cdots+L_{2m}b_m=L_{2y}\\
&\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\\
&L_{m1}b_1+L_{m2}b_2+\cdots+L_{mm}b_m=L_{my}
\end{aligned}\right\} \tag{16}$$

其中：$L_{kk}=\sum x_k^2-(\sum x_k)^2/N$；

$L_{kj}=L_{jk}=\sum x_kx_j-(\sum x_k)(\sum x_j)/N$；

$L_{ky}=\sum x_ky-(\sum x_k)(\sum y)/N$；

$L_{yy}=\sum y^2-(\sum y)^2/N$；

$i=1,2,\cdots\cdots N$；

$k,j=1,2,\cdots\cdots m$。

解(16)正规方程组即可求得偏回归系数 $b_1,b_2\cdots\cdots b_m$。

下边介绍两种计算回归方程的方法：

第一个方法，步骤大致如下：

(A) 计算相关系数并列成相关矩阵。

a. 原始数据表格化。

b. 求每个变量的平方以及平方和（表 11-13）

c. 求变量间交叉乘积及其和，由于 $x_k x_j = x_j x_k$，

因此，只需计算 x_k^2 及 $x_k x_j$ 项，$k=1, 2\cdots\cdots m, j=k+1, k+2, \cdots\cdots m$，（见表 11-14）。

对变量求平方和　　表 11-13

样品 \ 变量	x_1	x_2	$\cdots\cdots x_m$	y	x_1^2	$\cdots\cdots x_m^2$	y^2
1	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
2	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
n	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
总和 Σ	Σx_1	Σx_2	$\cdots\cdots \Sigma x_m$	Σy	Σx_1^2	$\cdots\cdots \Sigma x_m^2$	Σy^2

对变量求交叉乘积　　表 11-14

	x_1	x_2	$\cdots\cdots$	x_m	y
x_1	Σx_1^2	$\Sigma x_1 x_2$	$\cdots\cdots$	$\Sigma x_1 x_m$	$\Sigma x_1 y$
x_2		Σx_2^2	$\cdots\cdots$	$\Sigma x_2 x_m$	$\Sigma x_2 y$
⋮			⋱		
x_m				Σx_m^2	$\Sigma x_m y$
y					Σy^2

d. 按下式计算方差、协方差，并列成矩阵形式（表 11-15）：

$$S_{kk}=\Sigma(x_k-\bar{x}_k)^2=\Sigma x_k^2-\frac{1}{N}(\Sigma x_k)^2,$$

$$S_{kj}=\Sigma(x_k-\bar{x})(x_j-\bar{x}_j)$$

$$=\Sigma x_k x_j-\frac{1}{N}(\Sigma x_k)(\Sigma x_j),$$

$$S_{ky}=\Sigma(x_k-\bar{x}_k)(y-\bar{y})$$

$$=\Sigma x_k y-\frac{1}{N}(\Sigma x_k)(\Sigma y),$$

$$S_{yy}=\Sigma(y-\bar{y})^2=\Sigma y^2-\frac{1}{N}(\Sigma y)^2$$

方差协方差矩阵　　表 11-15

	y	x_1	x_2	$\cdots\cdots$	x_m
y	S_{yy}	S_{y1}	S_{y2}	$\cdots\cdots$	S_{ym}
x_1		S_{11}	S_{12}	$\cdots\cdots$	S_{1m}
x_2			⋱		
⋮					
x_m					S_{mm}

由于 $S_{kj}=S_{jk}$，所以只须列出矩阵的上三角。

e. 计算相关系数 r 并列成矩阵：

$$r_{kj}=\frac{\Sigma(x_k-\bar{x}_k)(x_j-\bar{x}_j)}{\sqrt{\Sigma(x_k-\bar{x}_k)^2\,\Sigma(x_j-\bar{x}_j)^2}}=\frac{S_{kj}}{\sqrt{S_{kk}S_{jj}}}$$

$$k=\begin{bmatrix} 1 & r_{y1} & r_{y2} & r_{y3}\cdots\cdots r_{ym} \\ & 1 & r_{12} & r_{13}\cdots\cdots r_{1m} \\ & & 1 & r_{23}\cdots\cdots r_{2m} \\ & & & 1\cdots\cdots \\ & & & \cdots\cdots \\ & & & \cdots\cdots \\ & & & 1 \end{bmatrix}$$

(B) 求相关矩阵的逆矩阵（方法见注）。

(C) 根据公式计算 $b_k=-\frac{\sqrt{S_{yy}}}{\sqrt{S_{kk}}}\cdot\frac{D_{yk}}{D_{yy}}(k=1,2\cdots\cdots m)$

式中　　D_{yy}——逆矩阵对角线上与脚标 yy 相对应的项；

D_{yk}——逆矩阵中与脚标 yk 相对应的项；

S_{yy}及S_{kk}——协方差矩阵中对角线上对应项。

(D) 由公式 $a=\bar{y}-b_1\bar{x}_1-b_2\bar{x}_2\cdots\cdots-b_m\bar{x}_m$ 求常数项 a。

第二个方法：

该法是方法一计算步骤的综合，经化简整理可同时求出偏回归系数及系数矩阵的逆矩阵。为了叙述方便，现以四个变量的实例加以说明：

四个变量的系数矩阵为

$$\begin{bmatrix} L_{11} & L_{12} & L_{13} & L_{14} \\ L_{21} & L_{22} & L_{23} & L_{24} \\ L_{31} & L_{32} & L_{33} & L_{34} \\ L_{41} & L_{42} & L_{43} & L_{44} \end{bmatrix}$$

以具体数代入

$$\begin{bmatrix} 1.8419 & 1.7046 & 0.7187 & -0.0246 & -1.1119 \\ & 2.0570 & 0.6083 & 0.2963 & -1.3325 \\ & & 2.0516 & 0.3626 & -0.0308 \\ & & & 1.1806 & 0.0484 \\ & & & & 1.2000 \end{bmatrix}$$

由于矩阵是对称的，仅需列出矩阵的上三角。

计算步骤见表 11-16。

表 11-16 中数据计算的说明：

从(14)开始，具体运算举例如下：

$$(14)=(13)\times\left(\frac{1}{0.8702}\right)$$

$$0.8702\,b_4=0.0167 \qquad b_4=\frac{0.0167}{0.8702}=0.0191$$

$$0.8702\,c_{41}=0.8648 \qquad c_{41}=\frac{0.8648}{0.8702}=0.9937$$

$$0.8702c_{42}=-0.6925 \qquad c_{42}=\frac{-0.6925}{0.8702}=-0.7957$$

代入(9)

$$1.7646b_3+0.4098b_4=0.3671$$

$$b_3=\frac{0.3671-(0.4098\times0.0191)}{1.7646}=0.2036$$

$$1.7646c_{31}+0.4098c_{41}=-0.4994$$

$$c_{31}=\frac{-0.4994-(0.4098\times0.9937)}{1.7646}=-0.5137$$

$$1.7646c_{32}+0.4098c_{42}=0.1182$$

$$c_{32}=0.2517$$

代入(6)

$$0.4796b_2+(-0.0567)b_3+0.3190b_4=-0.3036$$

四元线性回归正规方程及系数矩阵的求解步骤　　表 11-16

计　算　说　明	b_1	b_2	b_3	b_4	L_{ky}	c_{k1}	c_{k2}	c_{k3}	c_{k4}
(1)	1.8419	1.7046	0.7187	−0.0246	−1.1119	1	0	0	0
(2)		2.0570	0.6083	0.2963	−1.3325	0	1	0	0
(3)			2.0516	0.3626	−0.0308	0	0	1	0
(4)				1.1806	0.0484	0	0	0	1
(5) $=(1)\times\left(-\frac{1.7046}{1.8419}\right)$		−1.5774	−0.6650	0.0227	1.0289	−0.9254	0	0	0
(6) $=(2)+(5)$		0.4796	−0.0567	0.3190	−0.3036	−0.9254	1	0	0
(7) $=(1)\times\left(-\frac{0.7187}{1.8419}\right)$			−0.2803	0.0095	0.4337	−0.3901	0	0	0
(8) $=(6)\times\left(-\frac{-0.0567}{0.4796}\right)$			−0.0067	0.0377	−0.0358	−0.1093	0.1182	0	0
(9) $=(3)+(7)+(8)$			1.7646	0.4098	0.3671	−0.4994	0.1182	1	0
(10) $=(1)\times\left(-\frac{-0.0246}{1.8419}\right)$				−0.0032	−0.1484	0.1335	0	0	0
(11) $=(6)\times\left(-\frac{0.3190}{0.4796}\right)$				−0.2121	0.2019	0.6154	−0.6651	0	0
(12) $=(9)\times\left(\frac{-0.4098}{1.7646}\right)$				−0.0951	−0.0852	0.1159	−0.0274	−0.2322	0
(13) $=(4)+(10)+(11)+(12)$				0.8702	0.0167	0.8648	−0.6925	−0.2322	1
(14) $=(13)\times\left(\frac{1}{0.8702}\right)$				$b_4=$ 0.0191		$c_{41}=$ 0.9937	$c_{42}=$ −0.7957	$c_{43}=$ −0.2668	$c_{44}=$ 1.1491
代入 (9)			$b_3=$ 0.2036			$c_{31}=$ −0.5137	$c_{32}=$ 0.2547	$c_{23}=$ 0.6286	
代入 (6)		$b_2=$ −0.6215				$c_{21}=$ −2.6509	$c_{22}=$ 2.6438		
代入 (1)	$b_1=$ −0.1077					$c_{11}=$ 3.2098			

$$b_2=\frac{-0.3036-(0.3190\times0.0191)-(-0.0567\times0.2036)}{0.4796}=-0.6215$$

$$0.4796c_{21}+(-0.0567)c_{31}+0.3190c_{41}=-0.9254$$

$$c_{21}=\frac{-0.9254-(0.3190\times0.9937)-[-0.0567\times(-0.5137)]}{0.4796}=-2.6509$$

$$0.4792c_{22}+(-0.0567)c_{32}+0.3190c_{42}=1$$

$$c_{22}=\frac{1-(0.3190\times(-0.7957))-(-0.0567\times0.2517)}{0.4796}=2.6438$$

代入 (1)

$$1.8419b_1+1.7046b_2+0.7187b_3+(-0.0246)b_4=-1.1119$$

$$b_1=\frac{-0.3036-(0.3190\times0.0191)-(-0.0567\times0.2036)}{0.4796}=-0.6215$$

$$1.8419c_{11}+1.7046c_{21}+0.7187c_{31}+(-0.0246)c_{41}=1$$

$$c_{11}=\frac{1-(-0.0246\times0.9937)-[0.7187\times(-0.5137)]-[1.7046\times(-2.6509)]}{1.8419}=3.2098$$

② 多元线性回归的方差分析　与一元线性回归分析相同，y 总的离差平方和 L_{yy} 仍可分解成回归平方和及剩余平方和两部分：

$$L_{yy}=\Sigma(y-\bar{y})^2=\Sigma(y-\hat{y})^2+\Sigma(\hat{y}-\bar{y})^2$$

在多元线性回归中，回归平方和表示的是所有 m 个自变量对 y 的变差的总影响：

$$U=\Sigma(\hat{y}-\bar{y})^2=\sum_{k=1}^{m}b_kL_{ky},$$

剩余平方和为：　　$Q=\Sigma(y-\hat{y})^2=L_{yy}-U,$

与一元线性回归分析一样，U 愈大(或 Q 愈小)，则表示 y 与这些自变量的线性关系愈密切，回归的规律性愈强。

在多元回归分析中，总平方和的自由度仍为 N−1，回归平方和的自由度等于自变量的个数 m，从而剩余平方和的自由度等于 N−m−1，而剩余平方和除以自由度称为剩余方差：$S^2=\dfrac{Q}{N-m-1}$。

同理，回归均方为　U/m。

引入统计量 $F=\dfrac{U/m}{Q/(N-m-1)}$，即回归均方与剩余均方之比。利用 F 值可对整个回归进行显著性检验，通过查 F 分布表，可了解 y 与 m 个自变量的线性关系密切程度（查 F 表所用自由度是 $F_1=m, F_2=N-m-1$）。

③ 自变量在回归分析中所起作用的检验　在地球化学找矿中经常利用伴生元素来预测成矿元素，例如，有的地区通过回归分析用 Ag、Au、Mo、W 预测成矿元素 Cu。但是，在回归方程中，这些伴生元素对成矿元素的影响不都是一样的，有的元素影响大，有的元素影响小，因此，必须通过一定的检验来了解各变量（元素）的作用。

如前所述，回归平方和(U)是所有自变量对 y 变差的总贡献，所考虑的自变量愈多，回归平方和就愈大，若去掉一个自变量，U 则相应减小；若减小的数值越大，说明该变量在回归分析中起的作用也愈大，U 中减少的部分称 y 对这一变量的偏回归平方和，因此，可以利用偏回归平方和(P_k)来衡量每个变量对 y 所起作用的大小，求 P_k 的计算步骤如下：

(A) 先求出 L_{kj}[即 k 和 j 的所有组合，如三个变量 L_{11}、L_{22}、L_{33}、$L_{12}(L_{21})$、$L_{13}(L_{31})$、$L_{23}(L_{32})$]。

当 k=j 时　$L_{kj}=\Sigma x_k^2-(\Sigma x_k)^2/N$，k=j=1,2,……m

k≠j 时　$L_{kj}=\Sigma x_kx_j-(\Sigma x_k)(\Sigma x_j)/N$，

列出系数矩阵

$$\begin{bmatrix} L_{11} & L_{12}\cdots\cdots L_{1m} \\ \vdots & \vdots \\ L_{m1} & L_{m2}\cdots\cdots L_{mm} \end{bmatrix},$$

(B) 求系数矩阵的逆矩阵：

$$c=\begin{bmatrix} c_{11} & c_{12}\cdots\cdots c_{1m} \\ \vdots & \vdots \\ c_{m1} & c_{m2}\cdots\cdots c_{mm} \end{bmatrix},$$

这里的 c 在计算回归系数的第二个方法中已经求得。

(G) 按公式 $P_k=\frac{b_k^2}{c_{kk}}$，求偏回归平方和(c_{kk}为逆矩阵中对角线上元素)。P_k越大，则该因素对y的作用愈大，而这些因素能否称作影响的重要因素，可以通过P_k与剩余标准离差的比来检验：

$$F_k=\frac{P_k}{S^2},$$

F_k值愈大，该因素愈重要，F_k的自由度为1、N−m−1，于是，以显著性水平α来查F分布表，就可检验该变量偏回归平方和的显著性。

④ 复相关系数　在多元线性回归分析中，检验y与$x_1,x_2,\cdots\cdots x_m$个自变量之间线性关系的密切程度，同样用U（回归平方和）在总平方和L_{yy}中所占比例来衡量，这正是复相关系数的统计意义，通俗地说，复相关系数是表示因变量与m个自变量之间的相关关系的一个指数。其计算公式为：

$$R=\sqrt{1-\frac{1}{D_{yy}}},$$

其中D_{yy}为相关矩阵的逆矩阵对角线上与脚标yy相应的元素。R值愈大，则表示相关程度愈大。如果只取y与x_{k-1}个元素的复相关系数，则只要在相关矩阵中去掉那个元素后，再求出相关矩阵的逆矩阵，最后根据上式即可求得R值。

⑤ 偏相关系数　所谓偏相关系数是当其余变量保持不变的条件下(即排除第三变量的影响)，某两个变量之间的直接相关性，这将更可靠地提供有关元素的共生组合，计算公式如下：

$$r_{ij\cdot kl\cdots}=-D_{ij}/\sqrt{D_{ii}\cdot D_{jj}},$$

其中$r_{ij\cdot kl\cdots}$表示当kl···变量不变时，变量i和j的偏相关系数，D_{ii},D_{ij},D_{jj}为相关矩阵的逆矩阵中与脚标相对应的项，这样可计算出偏相关矩阵。它可与相关矩阵对比来探讨元素共生组合之间的关系。

注：逆矩阵的求法

首先介绍有关矩阵的几个概念：

矩阵的初等行变换：这是指用一非零数去乘矩阵的某一行；把一行的适当倍数加到另一行去；互换两行的位置。

单位矩阵：对角线上元素为1，其余均为0的矩阵称为单位矩阵，记为I。

逆矩阵：对n价方阵A(所谓n价方阵即指矩阵有n行n列)，如有n价方阵B，使A与B相乘等于单位矩阵(AB=I)，则称B是A的逆矩阵。

关于逆矩阵的求法，可用一个三阶相关矩阵为例：

$$\text{设}\quad R=\begin{bmatrix} r_{11} & r_{12} & r_{13} \\ r_{21} & r_{22} & r_{23} \\ r_{31} & r_{32} & r_{33} \end{bmatrix}=\begin{bmatrix} 1 & 0.81 & 0.86 \\ 0.81 & 1 & 0.79 \\ 0.86 & 0.79 & 1 \end{bmatrix},$$

在矩阵R右面加上单位矩阵I，构成一新矩阵：

$$\begin{bmatrix} 1 & 0.81 & 0.86 & 1 & 0 & 0 \\ 0.81 & 1 & 0.79 & 0 & 1 & 0 \\ 0.86 & 0.79 & 1 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix},$$

对新矩阵作初等行变换，使原来矩阵R变为单位矩阵，这时原先的单位矩阵所在位置上的新矩阵即为R的逆矩阵。具体作法如下：

用0.81乘第一行，与第二行相减，用0.86乘第一行与第三行相减，这可使二、三行头一个数为零，其结果是：

$$\begin{bmatrix} 1 & 0.81 & 0.86 & 1 & 0 & 1 \\ 0 & 0.344 & 0.094 & -0.81 & 1 & 0 \\ 0 & 0.094 & 0.26 & -0.86 & 0 & 1 \end{bmatrix},$$

再用第二行第一个非0数0.344除第二行得新的第2行，然后用0.81乘这行与第一行相减，用0.094乘这一行与第三

行相减又产生两个0得：

$$\begin{bmatrix} 1 & 0 & 0.638 & 2.91 & -2.36 & 0 \\ 0 & 1 & 0.274 & -2.36 & 2.91 & 0 \\ 0 & 0 & 0.234 & -0.638 & -0.273 & 1 \end{bmatrix},$$

用第三行的第一个非0数0.234除本行，成为新的第三行(0 0 1 −2.72 −1.166 4.27)，用0.638乘这一行与第一行相减，用0.274乘这一行与第二行相减，则得最后结果：

$$\begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 4.65 & -1.61 & -2.72 \\ 0 & 1 & 0 & -1.61 & 3.23 & -1.17 \\ 0 & 0 & 1 & -2.72 & -1.17 & 0.27 \end{bmatrix}.$$

这时R的逆矩阵

$$B=\begin{bmatrix} 4.65 & -1.61 & -2.72 \\ -1.61 & 3.23 & -1.17 \\ -2.72 & -1.17 & 0.27 \end{bmatrix}.$$

6. 因子分析

因子分析是多变量统计分析的重要分支，它以许多变量间的相关关系为基础将变量进行组合，构成最少个数的"因子"来表达原始变量的总的变差，从而达到减化变量数，并解释原始变量变异的原因。因此，因子分析的主要任务就是用最少个数的因子(m)来说明多变量(原始变量数目为p，$p \gg m$)之间存在的相关关系，即将p个变量之间的相关关系转化成p个变量和m个因子之间的相关关系。

因子分析主要分成两大部分，即主因子解和旋转因子解，下边简单介绍一下主因子解。

设有n个样品，p个变量，$(x_1,x_2,\cdots,x_p)$构成一个数据矩阵及相关矩阵R。

$$\begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & \cdots & x_{1n} \\ x_{21} & x_{22} & \cdots & x_{2n} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ x_{p1} & x_{p2} & \cdots & x_{pn} \end{bmatrix}_{p\times n},$$

$$R=\begin{bmatrix} r_{11} & r_{12} & \cdots & r_{1p} \\ r_{21} & r_{22} & \cdots & r_{2p} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ r_{p1} & r_{p2} & \cdots & r_{pp} \end{bmatrix},$$

相关矩阵是一个对称矩阵，因此，在计算过程中只需用R的上三角矩阵。令F为因子的代号，选m个因子说明p个变量间的相关关系，则m个因子记为$F_1,F_2,F_3,\cdots F_m$，其中$m \ll p$，而m个因子之间是互相独立的。

p个变量间的相关关系可以转化成p个变量与m个因子之间的相关关系，这一转化可用数学式表示：例如变量1、2之间的相关系数可以表示为：

$$r_{12}=a_{11}a_{21}+a_{12}a_{22}+a_{13}a_{23}+\cdots a_{1m}a_{2m}$$

若用矩阵的形式表示，则为：

$$\underset{R}{\begin{bmatrix} r_{11} & r_{12} & \cdots & r_{1p} \\ r_{21} & r_{22} & \cdots & r_{2p} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ r_{p1} & r_{p2} & \cdots & r_{pp} \end{bmatrix}}=\underset{A}{\begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} & \cdots & a_{1m} \\ a_{21} & a_{22} & \cdots & a_{2m} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ a_{p1} & a_{p2} & \cdots & a_{pm} \end{bmatrix}}\cdot\underset{A'}{\begin{bmatrix} a_{11} & a_{21} & \cdots & a_{p1} \\ a_{12} & a_{22} & \cdots & a_{p2} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ a_{1m} & a_{2m} & \cdots & a_{pm} \end{bmatrix}},$$

矩阵 A 称为初始因子矩阵，A′称为转置矩阵，矩阵 A 中元素 a_{ij} 通常称为因子负载（因子负荷），实质上它是变量 i 与因子 j 的相关系数，也可说是变量 i 在因子 j 上所占比重的大小。

因子分析的重要结果是将某一变量 x_j（已规格化的）用若干因子的线性组合表示出来（因子模型）：

$$x_j = a_{j1}F_1 + a_{j2}F_2 + \cdots\cdots, + a_{jm}F_m$$

这样，主因子解可归结为求各个因子的因子负载。其具体求法大致如下：

先求相关矩阵的特征值 λ 和与 λ 相对应的特征向量 U，一般用雅可比迭代法来求（参考线性代数），如有 p 个变量，就可求得 p 个 λ 值，但有意义的是最大的 m 个 λ 值，将求出的 λ 值按大小次序排列，使 $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3 > \cdots\cdots, > \lambda_m$，而相应的特征向量 U 也按该次序排列。$\lambda_1, \lambda_2, \cdots\cdots, \lambda_m$ 分别表示说明不同地质意义的主因子 $F_1, F_2, \cdots\cdots, F_m$，而每个 λ 值的大小，则表示各个主因子的方差在总方差中所占的比例，一般要求第一个主因子 F_1 在总方差中所占比例尽可能地为最大，然后依次为 $F_2, F_3, \cdots\cdots, F_m$。

其次，利用公式

$$(A_{1l}, A_{2l}, \cdots\cdots, A_{pl}) = (U_{1l}, U_{2l} \cdots\cdots, U_{pl})\sqrt{\lambda_l}$$

$$l = 1, 2, \cdots\cdots, m,$$

求得主因子的因子负载。因子数的多少按实际需要确定，有 m 个因子，则有 m 列因子负载。现举一个具有六个变量，最后组成三个因子（见表 11-17）的例子，作为主因子解的说明：

初 始 因 子 矩 阵 表　　表 11-17

变量 \ 因子	F_1	F_2	F_3	h_i^2
Cu	0.94	0.14	−0.02	0.90
Ag	0.56	0.01	0.03	0.31
Au	0.35	0.00	0.30	0.21
Co	0.02	0.88	0.10	0.78
Ni	0.03	0.95	0.15	0.92
Zn	0.45	0.03	0.96	0.94

表(11-16)中，除去 h_j^2 一列，即为初始因子矩阵，其中每一个数字代表因子与变量间的相关系数(即因子负载)。表中可知，因子 F_1 与 Cu 的关系最密切，其次是 Ag，这说明对 Cu 和 Ag 起主导作用的第一因子 F_1，也可以说 F_1 反映了 Cu 的矿化，而第二因子 F_2 反映了 Ni 矿化。此外，还可看出 Cu 和 Ni 属于不同期的矿化，这样该表不但提供了元素共生组合的资料，而且也大致反映了不同期的矿化阶段。

表中 h_j^2 称为公因子方差，它表示三个因子所能说明变量 j 的自然变异的百分数。例如 Cu 的公因子方差为：

$$h^2_{Cu} = [0.94^2 + 0.14^2 + (-0.02)^2] \times 100\% = 90\%$$

所选择的三个因子说明 Cu 的变异的 90%，即三个因子足以说明 Cu 的变差。其它元素也可作同样的分析。因子方差分析为选择因子数提供了依据，一般因子方差达 80%以上即满足要求。如果对某一元素来说，因子方差只达 50～60%，说明所选因子数不够，考虑增

加因子数，例如元素 Ag，三个因子只能说明 Ag 的变异的 31%，显然是不理想的。应再增加因子数。

因子分析在实际工作中已逐渐为人们广泛利用，并取得了较好的效果。

7. 几点看法

上面简单介绍了化探工作中常用的几种数理统计方法。在选用这些方法前，须详细研究工作区的地质及地球化学条件、要解决的地质问题以及方法应用条件，还需弄清各种方法的数学转换和各种变量的地质意义。对计算所得结果的解释，要密切结合已有的地质及地球化学资料。一般来说，对一个地区的地质及地球化学资料掌握的愈充分，对计算结果解释的准确程度就愈高。

趋势分析多用于区域地球化学找矿工作。所获资料经过趋势分析，既可调整区域背景，同时又突出了剩余异常，为找矿提供了靶区。此外，趋势分析还可展示元素的分带性。由于趋势分析是一种单变量数理统计法，而成矿作用则往往是多因素作用的结果，因此应用趋势分析时，应配合其它手段，综合研究，以便作出较客观的结论。趋势分析在化探中的应用，还有许多问题有待进一步讨论研究。

点群分析和判别分析均为多变量统计方法，多是用来评价岩体、露头、铁帽和异常等。点群分析的一大优点，在于它可以不要求有已知样品作为分群基础，在点群分析的谱系图上，根据不同相似水平，不但可以把样品分成大类（如有矿类和无矿类），而且在同一大类中又可细分为不同亚类（如不同矿化类型）。判别分析（通常指二级判别）是以已知样品作为分类基础的，除了一般地把未知样品判属某一大类外，如再作逐次判别又可把同一类细分成亚类（如有矿样品又细分为大矿和小矿等），同时也可用来研究元素的分带性。另外，应用多级判别可同时把未知样品分属多个不同类别的总体，但该法计算复杂，不适于手算。判别分析的综合指标，一般只适用于所研究的范围，对于不同地区，或同一地区的不同矿化类型应建立不同的判别方程。点群分析和判别分析都要选择最佳变量参加计算，而如何选择，要在实践中不断摸索，特别是要密切结合元素的地球化学特征。

近年来，因子分析的应用越来越广泛，它主要是研究矿床成因、元素共生组合以及分辨变量在找矿中的作用等。由于计算复杂，工作量大，通常需要借助于电子计算机。

回归分析在地球化学找矿中的应用极为普遍。它除了用来揭示元素之间的相关关系外，还可进一步用来预测元素的含量、矿体的埋深以及预测新矿物等，例如某矿区曾根据矿体中 Cu、Ag 密切的相关关系，试用 Cu 储量预测 Ag 的储量。又如某一矿区根据 Cu、Ag、W 的含量预测 Cu 矿体的埋深。也有人用方差分析来评价岩体的含矿性。

不难看出，在地球化学找矿工作的异常评价中，应用数理统计方法是非常必要的。随着我国电子计算技术的迅速发展和普及，条件极为有利。因此，今后除了充分掌握和研究成矿作用过程中元素的地球化学特征外，还应当运用数学这一手段，以达到快速、准确地揭示地质现象的内在规律之目的。

第七节　地球化学找矿分析方法概述

为了发现化探异常和评价化探异常，必须借助于各种分析手段，分析那些被认为是找矿标志的一些元素。由于分析技术近年来有很大发展，这就为开展地球化学找矿提供了有利的条件。过去对化探分析的数据只要求达到半定量的精度，现在则由于化探找矿方法的

不断提高，对分析手段也要求多样化和精确化了。常用的分析手段为化学比色法和发射光谱法。以及原子吸收光谱等方法。冷提取法不仅应用于分散流工作中，有时为了得到清晰的化探异常，也应用到次生晕及原生晕的工作中。利用纸色层法测定铜、钴、镍等元素较用比色法更为简便。化探工作者已采用质谱计分析硫(S^{32}; S^{34})的同位素丰度，应用激光光谱仪及电子探针测定元素的赋存状态。测汞蒸气及二氧化硫的野外气测找矿方法正在加速试验。

分析技术的蓬勃发展不断地丰富着化探工作的分析手段，如中子活化法、离子选择电极法及用于现场分析的低能 γ 源 X 荧光分析法等，已取得很大的进展。化探分析技术又随着电子技术的飞跃发展，正向高灵敏度、高精度、低成本及自动化方面迈进。

1．化学分析

(1) 化学分析的手段及特点

化探化学分析的主要手段是采用比色法、纸色层及斑点法。随着测试技术的发展，原子吸收分光光度计、示波极谱仪、离子选择性电极、阳极溶出分析仪等都已陆续用在化探分析中。

化学分析方法的特点是灵敏、准确，它是其他测量方法的基础。但它必须进行样品的化学处理，使其变成溶液，才能进行测定。这一点就不如发射光谱仪方便。

(2) 元素的分析方法及分析灵敏度

常用指示元素的克拉克值、化学分析方法及方法的灵敏度列于表 11-18。

元素的分析方法及灵敏度　　表 11-18

元　素	平均克拉克值 ppm	灵敏度 ppm	分析方法	效率 个/日	备　注
银 Ag	0.07	0.04	双硫腙比色法	50	用于生产
		0.005	催化比色法	80	生产试验
		0.002*	原子吸收光谱法		方法研究
砷 As	1.4	0.5	溴化汞斑点法	150	用于生产
金 Au	0.04	0.01～0.03	TMK 比色法	50	用于生产
		0.002	原子吸收光谱法		方法研究
硼 B	10	0.5	亚甲基兰比色法		方法研究
		3	原子吸收光谱法		
钡 Ba	650	0.05	原子吸收光谱法		方法研究
铍 Be	3.8	1	铍试剂-Ⅲ比色法		生产试验
		0.001～0.01	原子吸收光谱法		方法研究
铋 Bi	0.009	2	碘化钾比色法	50	用于生产
		0.006～0.04	原子吸收光谱法		方法研究
镉 Cd	0.13	5	双硫腙比色法		用于生产
		0.002	原子吸收光谱法		方法研究
钴 Co	18	10	亚硝基-R-盐比色法	100	用于生产
		20	纸色层法	100	用于生产
			新钴试剂	100	用于生产
		0.002	原子吸收光谱法		
		1	催化波极谱法		方法研究

续表

元　素	平均克拉克值 ppm	灵敏度 ppm	分析方法	效率 个/日	备　注
铬 Cr	83	50～100	二苯胺基脲比色法	200	用于生产
		0.002	原子吸收光谱法		方法研究
铜 Cu	47	5	铜试剂铅盐比色法	200	用于生产
		20	纸色层法	100	用于生产
		0.001	原子吸收光谱法		生产试验
氯 Cl	170	2000	硫氰酸汞比色法	50	用于生产
		100	离子电极法	40	用于生产
氟 F	660	200	铀试剂-Ⅲ比色法	50	用于生产
		50～100	离子电极法	40	生产试验
铁 Fe	4.7×10^4	1000	磺基水杨酸比色法	100	用于生产
		0.003	原子吸收光谱法		方法研究
镓 Ga	19	0.05	原子吸收光谱法		方法研究
锗 Ge	1.4	2	苯芴酮比色法	30	生产试验
		0.2	原子吸收光谱法		方法研究
		1	示波极谱法		
汞 Hg	0.0083	0.1	双硫腙比色法	100	用于生产
		0.0002	原子吸收光谱法		生产试验
碘 I	0.4	0.5	甲基紫比色法		生产试验
		0.05～0.1	催化比色法	50	
		0.5	离子电极		用于生产
锰 Mn	1000	300	高锰酸比色法	150	用于生产
		0.001	原子吸收光谱法		方法研究
钼 Mo	1.1	2	硫氰酸盐比色法	100	用于生产
		0.02	原子吸收光谱法		方法研究
		0.1	催化极谱法		
铌 Nb	20	3	硫氰酸盐比色法	50	用于生产
		5	原子吸收光谱法		方法研究
		1	示波极谱法		
镍 Ni	58	10	α-联糠肟比色法	100	
		100	丁二肟比色法	100	用于生产
			纸色层法	100	
		0.002	原子吸收光谱法		生产试验
		10	示波极谱法		方法研究
磷 P	930	30	磷钼黄比色法	100	用于生产
铅 Pb	16	10	双硫腙比色法	100	用于生产
		0.006	原子吸收光谱法		方法研究
		10	示波极谱法		
铂 Pt	0.005	0.05	DDO 比色法		生产试验
		0.02	原子吸收光谱法		方法研究
钯 Pd	0.013	0.05	DDO 比色法		生产试验
		0.004	原子吸收光谱法		方法研究

续表

元　素	平均克拉克值 ppm	灵敏度 ppm	分析方法	效率 个/日	备　注
锑 Sb	0.5	1.5	孔雀绿比色法	100	用于生产
		0.1	原子吸收光谱法		方法研究
		10	示波极谱法		
锡 Sn	2.5	0.5	苯芴酮比色法	50	用于生产
		0.03～0.1	原子吸收光谱法		方法研究
硒 Se	0.05	0.4	3,3′-二氨基联苯胺比色法	50	生产试验
		0.1～0.5	原子吸收光谱法		方法研究
硫 S	470	200	燃烧法(容量法)	100	用于生产
钽 Ta	2.5	3	丁基罗丹明B法	50	用于生产
		1	催化极谱法		方法研究
钛 Ti	4500	200	过氧化氢比色法	100	用于生产
		0.05～0.1	原子吸收光谱法		方法研究
碲 Te	0.001	0.02	原子吸收光谱法		方法研究
铊 Tl	1	0.1	甲基紫比色法		生产试验
		0.005	原子吸收光谱法		
		1	示波极谱法		方法研究
铀 U	2.5	1.5	铀试剂-I比色法		生产试验
钒 V	90	20	磷钼黄酸比色法	100	用于生产
		0.02～0.1	原子吸收光谱法		
		0.1	示波极谱法		方法研究
钨 W	1.3	2	硫氰酸盐比色法	100	用于生产
		0.05～0.25	原子吸收光谱法		
		10	示波极谱法		方法研究
锌 Zn	85	10	双硫腙比色法	100	用于生产
		0.0006	原子吸收光谱法		
		10	示波极谱法		方法研究

* 表中原子吸收光谱法的灵敏度系指每毫升溶液中所能检出的微克数。

(3) 样品的分解及选择性提取

化探分析对样品的处理比定量分析要简单、灵活些。它可以溶出样品中某元素的全部含量，也可以溶出其一部分，根据具体情况来确定溶样方法及选择合适的溶剂。普通有色金属多用酸溶法，稀有金属、卤族元素等用碱熔法，分散流、次生晕则可用冷提取或野外分析箱进行现场测定。

工作中为获得清晰的异常和进行异常评价的需要，常常是选择合适的溶剂溶出样品中元素的某一存在状态，而不是溶出它的全部。例如在红旗岭、力马河等地区的岩体评价中，采用 CuS、NiS 就比用全铜、全镍能更好地区分含矿岩体与非矿岩体。采用野外分析箱能获得更明显的效果(见图 11-10)，且经济、快速。因此，元素赋存状态的分析，愈来愈受到化探找矿工作的重视，是今后化探分析研究的重要内容之一。

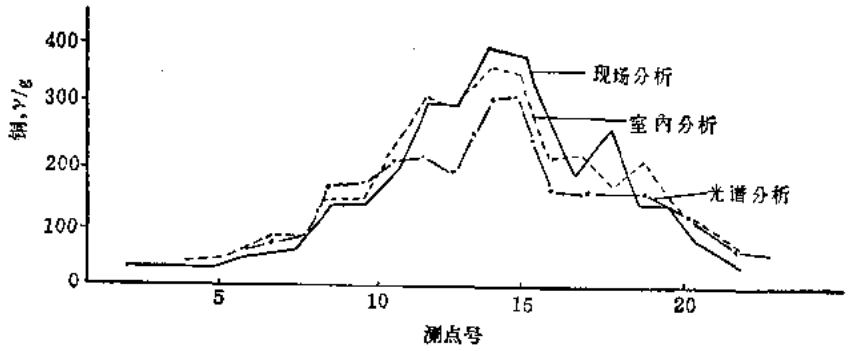


图 11-10　现场分析与室内分析异常对比图

某些矿物物相分析条件列于表 11-19。

某 些 矿 物 物 相 分 析 条 件　　表 11-19

矿种	矿物名称	矿物分子式	有效溶（熔）剂	条件
铜矿	硫酸铜	$CuSO_4$	① 蒸馏水 ② 黑药钠盐	搅拌下浸1小时 室温搅拌0.1～0.2克黑药钠盐水溶液浸1小时
	蓝铜矿（石青） 孔雀石 赤铜矿 黑铜矿	$2CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$ $CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$ CuO Cu_2O	含1～2%亚硫酸钠的5%硫酸溶液	室温搅拌，浸1小时整个过程中不断加入亚硫酸钠，使SO_2不断发生
	辉铜矿 铜蓝	Cu_2S CuS	1%的KCN溶液	室温密闭振荡浸取1小时
	黄铜矿 方黄铜矿 斑铜矿	$CuFeS_2$ $Cu_3Fe_2S_3$ Cu_5FeS_3	浸取上述铜矿物的残渣中的原生铜硫化物，溶于浓HNO_3	加热溶解
铅矿	硫酸铅（铅矾）	$PbSO_4$	25%NaCl中性溶液	室温搅拌浸取1小时
	白铅矿	$PbCO_3$	含3%HAC的15%醋酸铵溶液	分离$PbSO_4$后的残渣室温搅拌浸1小时
	铬铅矿 钼铅矿 钨铅矿	$PbCrO_4$ $PbMoO_4$ $PbWO_4$	不溶于上述溶剂的残渣用NaOH 2%溶液溶解	室温搅拌6小时
	方铅矿	PbS	不溶于上述溶剂的残渣，用含60克/升三氯化铁的NaCl25%溶液溶解	室温搅拌浸取10小时
	铅铁矾	$PbFe_6(OH)_{12} \cdot (SO_4)_3$	不溶于上述溶剂的残渣用王水溶解	加热溶解
锌矿	锌矾 皓矾	$ZnSO_4$ $ZnSO_4 \cdot 7H_2O$	蒸馏水	室温搅拌浸1小时
	红锌矿 菱锌矿	ZnO $ZnCO_3$	20%的醋酸溶液	近沸温度下加热搅拌浸1小时
	闪锌矿	ZnS	过氧化氢	不溶于上溶剂中的残渣溶于H_2O_2的为ZnS

续表

矿种	矿物名称	矿物分子式	有效溶(熔)剂	条件
镍矿	碧矾 含镁碧矾	$NiSO_4 \cdot 7H_2O$ $(Ni,Mg)SO_4 \cdot 7H_2O$	① 蒸馏水 ② 酸 ③ 氨水	室温，搅拌浸取
	针硫镍矿 辉铁镍矿 镍黄铁矿 钴镍黄铁矿	NiS Ni_3S_4 $(Fe,Ni)S$ $(Co,Ni,Fe)S_2$	过氧化氢(H_2O_2)30%溶液和1N柠檬酸铵溶液	二溶液分别浸取先用H_2O_2室温振荡浸取，而后水溶加热柠檬酸铵溶液浸取，结果减去硫酸镍即为硫化镍
	硅镍石 镍绿泥石 硅镁镍矿	$2NiO \cdot 2MgO \cdot 3SiO_4 - 6H_2O$ $3(Ni,Mg)O \cdot 2SiO_4 - H_2O$ $H_2(Ni,Mg) \cdot SiO_4 - H_2O$	① 3N氯化铵-柠檬酸铵1:1混合液 ② 2%的硫酸铜-氢氟酸1:2混合液	在铂皿中进行加热
锡矿	锡石	SnO_2	过氧化钠-苛性钠	干法共熔水浸取
	锡的硫化物	$Cu_2S \cdot FeS \cdot SnS_2$	① 浓硝酸 ② 王水 ③ 氯化钾-盐酸混合液	加热溶解
钨矿	黑钨矿	$(Fe,Mn)WO_4$	① 浓王水 ② 浓H_2SO_4 ③ 浓NaOH	加热
	白钨矿	$CaWO_4$	① Na_2CO_3溶液 ② 4%HCl ③ 1N草酸溶液	高温高压 水浴加热1小时 样品先用$AlCl_3$-HCl溶液处理 18～22°C浸2小时
	钨华	WO_3	浓氨水	水浴上60～70°C浸取2小时
钼矿	钼华	MoO_3	① 15%Na_2CO_3溶液 ② 1:3HCl	室温搅拌，水浴加热搅拌浸1小时
	硫化钼	MoS_2	不溶于上述溶剂的残渣中的MoS_2熔于8倍残渣量的过氧化钠	干法加热熔融

2. 仪器分析

分析仪器使用概况见表11-20。

用于化探分析的各种仪器性能简表 **表 11-20**

使用分类	仪器名称	仪器性能	送样要求
常用多元素微量快速分析	光谱仪 (等离子发射光谱)	定性；半定量；近似定量；定量	<160 网目 单矿物>0.1 克 一般样品1～10克
超微量成分定量分析	原子吸收分光光度计 原子荧光分光光度计 离子选择电极电位计 阳极溶出极谱仪 中子活化能谱仪	须将样品经过化学处理后测定 非破损分析	<160 网目 1～10 克
微区分析用于露头评价	激光光谱仪	定性，半定量	<200 网目 >0.1 克 单矿物颗粒>100μ 矿物薄片、光片均可

续表

使用分类	仪器名称	仪器性能	送样要求
现场分析仪器	低能γ源X荧光分析仪	可携带到现场测定有色、黑色，稀有等成矿元素，几十秒便可完成一个元素的测定	不用天平称样，可测定粉末、石块、溶液
	测汞仪	测土壤中或空气中汞蒸气	
中心实验室常用分析仪器	大型光谱仪 离子探针质谱仪 X-荧光光谱仪	高分辨率，光电直读式 可做矿物的微区分析及同位素测定 可做低、中、高含量的成矿元素及造岩元素，可做化学法难以分离的稀土，稀散元素	
金属量测井	中子活化测井仪 低能γ源X荧光分析仪	可测定矿层厚度、品位。配合无岩心钻进	
元素赋存状态及矿物性质查定	电子探针	可测定0.3μ的矿物化学组分，元素赋存状态	颗粒，光片，薄片
	质谱计	同位素测定	<200网目 1～10克 单矿物颗粒>10毫克
	X-衍射仪	矿物结构分析	
	红外吸收分光光度计	矿物蚀变分析	
	核磁共振波谱仪	测定分子结构，同位素，价态等	<200网目

仪器分析灵敏度列于表11-21(以ppm表示)。

主要仪器分析灵敏度简表　　表11-21

元素	发射光谱		X荧光光谱	中子活化	火花质谱	火焰光度
	垂直	撒料				
银 Ag	0.5～1	0.05～0.1		0.00001	0.0002	0.003
铝 Al	<10			0.001	0.02	0.004
砷 As	100	70		0.0001	0.00006	0.1
金 Au	10	3～10	19	0.00005	0.0002	0.05
硼 B	10	3			0.00001	0.005
钡 Ba	300	70～300	14	0.005	0.0002	0.003
铍 Be	3	3～30			0.000008	0.02
铋 Bi	10	10		0.05	0.0002	0.1
钙 Ca	<10		2.3	0.1	0.00003	0.0002
镉 Cd	30	3～30	5.4	0.005	0.0003	0.02
铈 Ce	500	100～1000		0.01	0.0001	0.2
钴 Co	10	10		0.0005	0.00005	0.008
铬 Cr	10	10	4	0.1	0.00005	0.0005
铯 Cs	500～1000			0.05	0.0001	0.0004
铜 Cu	3	1	8.5	0.0001	0.00008	0.001
镝 Dy	300			0.000001	0.0005	0.004
铒 Er	1000			0.0001	0.0005	0.008
铕 Eu	100			0.000005	0.0002	0.001
氟 F	50	1000	62	0.1	0.00002	
铁 Fe	<10		1.8	5	0.00005	0.003
锗 Ge	10	<10		0.0005	0.00009	0.002
钆 Gd	300			0.001	0.0005	0.01
钠 Na	1000			0.0005	0.0002	0.00001
铌 Nb	30	30～100		0.0005	0.00008	0.2
钕 Nd	5000			0.01	0.0004	0.01
镍 Ni	10	7	5.4	0.005	0.00007	0.005

续表

元　素	发射光谱		X荧光光谱	中子活化	火花质谱	火焰光度
	垂　直	撒　料				
锇 Os	30			0.005	0.0004	0.5
磷 P	1000	1000		0.05	0.00003	0.04
铅 Pb	10	<10	5.5	1	0.0003	0.0005
钯 Pd	3～10			0.00005	0.0003	0.005
镨 Pr	3000			0.00005	0.0001	0.05
铂 Pt	10			0.005	0.0005	0.06
铷 Rb	100			0.005	0.0001	0.0001
铼 Re	30	10		0.00005	0.0002	0.1
铑 Rh	10			0.00005	0.00009	0.01
钌 Ru	10			0.001	0.00003	0.01
锑 Sb	100	30		0.0005	0.0002	0.03
钪 Sc	10	10～300		0.001	0.00004	0.003
硒 Se	3000			0.5	0.0001	0.6
硅 Si	<10		170	0.005	0.03	0.7
钐 Sm	1000		4.1	0.00005	0.0005	0.01
锡 Sn	≤10	<10	3.9	0.05	0.0003	0.03
锶 Sr	300	100～300	1.5	0.0005	0.00009	0.0002
钽 Ta	100～300	100～300		0.005	0.0002	1
锗 Ge	10	3		0.0005	0.0002	0.5
铪 Hf	100	100		0.1	0.0004	4
汞 Hg	10	10～30		0.001	0.0006	0.1
钬 Ho	100			0.00001	0.0001	0.004
铟 In	10	3		0.000005	0.0001	0.001
铱 Ir	30			0.00001	0.0003	5
钾 K	3000			0.005	0.00003	0.00001
镧 La	100	5000	20	0.0001	0.0001	0.02
锂 Li	100	30～100			0.000006	0.00001
镥 Lu	10			0.000005	0.0001	0.006
镁 Mg	3			0.05	0.00003	0.0008
锰 Mn	<10	10	1.4	0.000005	0.00005	0.0005
钼 Mo	<10	3	4.5	0.01	0.0003	0.02
铽 Tb	300			0.005	0.0001	0.01
碲 Te	100	30		0.005	0.0003	0.1
钍 Th	100	300～1000	6.5	0.005	0.0002	8
钛 Ti	10	30	1	0.005	0.00005	0.02
铊 Tl	50～100	1			0.0002	0.003
铥 Tm	300			0.001	0.0001	0.008
铀 U	1000	300～1000		0.0005	0.0002	0.2
钒 V	10	10	1.9	0.0001	0.00004	0.01
钨 W	≤100	30		0.0001	0.0005	0.2
钇 Y	10～30	30			0.00007	0.01
锌 Zn	100	10～50		0.01	0.0001	0.08
锆 Zr	10～300	30～1000	4.6	0.1	0.0001	0.5
氩 Ar			6.9		0.0003	

附录1　有关地球的一些常数

地球离太阳的平均距离　(即一个天文单位)149 500 000公里(相当于23439.18地球赤道半径)	
在远日点的距离（七月二日）	152 000 000 公里
在近日点的距离（一月二日）	147 000 000 公里
地球离月球的平均距离	384 000 公里(相当于 60.2665 地球赤道半径)
地球公转的平均速度	29.765 公里/秒
在远日点公转的速度	29.3 公里/秒
在近日点公转的速度	30.8 公里/秒
地球公转的轨道长度	939 120 000 公里
地球公转一周时间（回归年）	365 日 5 时 48 分 45.6 秒(1972 年)
地球自转一周时间	23 时 56 分 4.09 秒
赤道半径长度 a	6 378.388 公里
极半径长度 c	6 356.912 公里
扁率 $\alpha=\frac{a-c}{c}$	$\frac{1}{297}=0.00336700$
平均半径长度（与地球椭球体等体积的球体半径）	6 371 110 米
子午线周长	40 008 548 米
赤道周长	40 075 704 米
地球表面总面积	510 083 042 平方公里
地球体积	1 083 320 000 000 立方公里
地球质量	5976×10^{24}公斤
地球密度	5.517±0.004 克/立方厘米
地球的重力加速度：赤道附近	978.049 厘米/秒^2
纬度 45°附近	980.616 厘米/秒^2
极地附近	983.235 厘米/秒^2
标准重力加速度	980.665 厘米/秒^2
地球的海洋面积	36100 万平方公里（占全球表面积的 70.78%）
地球的陆地面积	14900 万平方公里（占全球表面积的 29.22%）

附录2　地质时代、地层单位及地质年表

地质时代及地层单位　　附表 2-1

地质时代			符号	地层单位		
新生代	第四纪	全新世	Q_4(Qh)	全新统	第四系(Q)	新生界(Kz)
		晚更新世	Q_3	上更新统		
		中更新世	Q_2 Q_p	中更新统		
		早更新世	Q_1	下更新统		

续表

地质时代				符号	地层单位			
新生代	第三纪	晚第三纪	上新世	N_2	上新统	上第三系(N)	第三系(R)	新生界(Kz)
			中新世	N_1	中新统			
		早第三纪	渐新世	E_3	渐新统	下第三系(E)		
			始新世	E_2	始新统			
			古新世	E_1	古新统			
中生代	白垩纪		晚白垩世	K_2	上白垩统	白垩系(K)		中生界(Mz)
			早白垩世	K_1	下白垩统			
	侏罗纪		晚侏罗世	J_3	上侏罗统	侏罗系(J)		
			中侏罗世	J_2	中侏罗统			
			早侏罗世	J_1	下侏罗统			
	三叠纪		晚三叠世	T_3	上三叠统	三叠系(T)		
			中三叠世	T_2	中三叠统			
			早三叠世	T_1	下三叠统			
古生代	二叠纪		晚二叠世	P_2	上二叠统	二叠系(P)		古生界(Pz)
			早二叠世	P_1	下二叠统			
	石炭纪		晚石炭世	C_3	上石炭统	石炭系(C)		
			中石炭世	C_2	中石炭统			
			早石炭世	C_1	下石炭统			
	泥盆纪		晚泥盆世	D_3	上泥盆统	泥盆系(D)		
			中泥盆世	D_2	中泥盆统			
			早泥盆世	D_1	下泥盆统			
	志留纪		晚志留世	S_3	上志留统	志留系(S)		
			中志留世	S_2	中志留统			
			早志留世	S_1	下志留统			
	奥陶纪		晚奥陶世	O_3	上奥陶统	奥陶系(O)		
			中奥陶世	O_2	中奥陶统			
			早奥陶世	O_1	下奥陶统			
	寒武纪		晚寒武世	ϵ_3	上寒武统	寒武系(ϵ)		
			中寒武世	ϵ_2	中寒武统			
			早寒武世	ϵ_1	下寒武统			
元古代	震旦纪		晚震旦世	Z_3 (Zb*)	上震旦统	震旦系(Z)		元古界(Pt)
			中震旦世	Z_2	中震旦统			
			早震旦世	Z_1 (Za*)	下震旦统			
太古代								太古界(Ar)

* Z_1,Z_2 和 Z_3 适用于震旦系三分的区域；Za 和 Zb 适用于震旦系二分的区域。

地 质 年 表（单位：百万年）

附表 2-2

地质时期		A. 霍姆斯等 1947年	A. 霍姆斯 1959年	J. 卡尔普 1960年	苏 联 1960年	A. 霍姆斯 1964年	苏 联 1964年	松 本 1965年	国际地质年代学委员会推荐 1967年	时间间距
新生代	第四纪	1	1	1		1.5	1.5～2	1.5～3.5	1.5±0.5	1～2
	第三纪 七新世	12	11	12	10	7	12±1	7	9±3	6～11
	第三纪 中新世					上 12 中 18~19 下				11～20
	第三纪 渐新世	28	25	23	25	26	26±1	26	25±2	
	第三纪 始新世					上 31~32 下				12～15
	第三纪 古新世	40	40	35	40	37	37±2	37	37±2	
						上 45 中 49 下				20
		50	60	55		54	60±2	53～54	58±4	
						上 58.5 下				10～15
			70±2	70	70	65	67±3	65	67±3	
中生代	白垩纪			上 90 中 120 下	上 100 下	上 100 下		上 100 下		65～70
		130	135±5	135	140	136	135±5	136	137±5	
	侏罗纪			上 150 中 170 下		上 162 中 172 下		上 162 中 172 下		45～58
		155	180±5	180	185	190~195	195±5	190～195	195±5	
	三叠纪					上 205 中 215 下		上 205 中 215 下		40～45
		185	225±5	220	225	225	240±10	225	230±10	
古生代	二叠纪					上 240 下		上 240 下		45～55
		210	270±5	270	270	280	285±10	280	285±10	
	石炭纪			上 320 下		上 325 下		上 325 下		50～80
		265	350±10	350	320	345	350±10	345	350±10	
	泥盆纪			上 365 中 380 下		上 359 中 370 下		上 359 中 370 下		50～80
		320	400±10	400	400	395	410±10	395	405±10	
	志留纪									20～40
		360	440±10	430	420	435±5	440±15	430～440	440±10	
	奥陶纪					上 445 下				60～65
		440	500±15	490	480	500	500±20	500	500±15	
	寒武纪			上 510 中 540 下		上 515 中 540 下		上 515 中 540 下		70～110
		520	600±20	600	570	570	570	570	570±15	
前寒武纪	元古代			上元古代	1100~1200	元古代	1100～1200 1600±50 1900±100			1200～2000
				下元古代		元古代Ⅲ 元古代Ⅱ 元古代Ⅰ				
	太古代			太古代	1800~1900 2600~2700	太古代	2600±100 >3500			800～900
	远太古代			远太古代	3400~3500					

〔说明〕 编制地质年代表，是同位素地质年代学的重要任务之一，对地质学的发展有很大影响。第一个比较完整的地质年表，是 A. 霍姆斯于 1947年根据五个基点数据提出来的。此后，各国同位素地质工作者进行了大量年代学研究工作，并根据新的基点数据，对年表不断进行补充，修改。如霍姆斯于 1959 和 1964 年相继提出了两个年代划分方案；美国学者 J. 卡尔普和苏联学者分别提出了两个方案。苏联（1960年）方案首次将前寒武纪划分为四个阶段，并把寒武纪与前寒武纪的界限定为 570 百万年，以后一直都沿用这个数字。1964 年苏联有人根据 222 个基点数据提出了修正方案，这个方案与霍姆斯（1964年）年表很相近。根据上述两种年表，国际地质年代学委员会于 1967 年推荐了一个年表的初

步方案，供各国学者讨论。

从上述年表看出，各国学者所依据的基点虽不同，但得出了大体一致的划分方案，说明目前年表的可信程度。遗憾的是，亚洲地区的基点材料目前尚缺；寒武纪的下界、志留纪-泥盆纪、泥盆纪-石炭纪、三叠纪-二叠纪的界限，几个年表的数值相差较大，尚需进一步精确划分。

大多数年表目前还只限于寒武纪后的时代，而前寒武纪漫长地质时代的阶段划分，提出的方案极不一致，所以，前寒武纪地质年表的编制，是当前的重要研究课题之一。

单纯的大量年龄数据的积累并不是以编制出可靠的年表，只有正确地选择基点——根据古生物化石或其他地质证据确切判定地层位置或地质时代的地质体，并有适合于年龄测定的对象，才会有好的结果。因此，为了编制我国的地质年表，必须有广大地质工作者的配合，广泛提供可供选择的基点的情报和实际材料。

我国幅员辽阔，各时代地层均有出露，特别是北方的前震旦纪和寒武纪地层，南方的泥盆纪和石炭纪地层，均十分发育，为编制年表提供了有利的条件。相信在不太长的时间内，一定能够编出反映我国地层特点的中国地层年表。

附录3　中国岩浆岩及其主要岩种的平均化学成分表

中国岩浆岩的总平均化学成分　　**附表 3-1**

计算方法	克拉克法		维诺格拉多夫法		面积加权法	说明
	661 个分析资料总平均（中国）[1]	5159个分析资料总平均（地壳；克拉克，1924年）	两份酸性岩加一份基性岩（中国）[2]	两份酸性岩加一份基性岩（地壳；维诺格拉多夫，1955年）	九份酸性岩加一份基性岩（中国）	
SiO_2	60.76	59.36	63.03	63.80	68.19	1. 我国岩浆岩的661个资料（选择数）中，超基性岩占2%，基性岩占34%，中性岩占10%，酸性岩占48%，碱性岩占6%。 2. 我国岩浆岩的1394个(收集数)中，基性岩357个，占26%；酸性岩712个，占51%。接近于1:2的比值。
TiO_2	1.00	1.05	0.90	0.66	0.49	
Al_2O_3	14.82	15.40	14.62	14.98	14.52	
Fe_2O_3	2.63	3.09	2.30	2.42	1.66	
FeO	4.11	3.82	3.72	3.49	2.35	
MnO	0.14	0.12	0.12	0.11	0.09	
MgO	3.70	3.50	2.93	2.58	1.54	
CaO	4.54	5.10	4.04	4.44	2.56	
Na_2O	3.49	3.86	3.61	3.33	3.72	
K_2O	2.98	3.14	3.10	3.08	3.58	
H_2O^+	1.05	1.16	0.92	0.89	0.74	
P_2O_5	0.35	0.30	0.31	0.22	0.22	
CO_2	0.43	0.10	0.40	—	0.34	

注：本表据黎彤、饶纪龙，1962年；原载《地质学报》，1963年，第43卷，第3期。

中国岩浆岩类的平均化学成分　　附表 3-2

岩石类型 / 对比 / 化学成分	超基性岩		基性岩		中性岩		酸性岩		碱性岩
	1962年	1955年	1962年	1955年	1962年	1955年	1962年	1955年	1962年
分析次数	14	99	225	536	64	165	318	530	40
SiO_2	43.67	43.6	48.25	50.0	58.05	57.0	70.40	71.00	64.30
TiO_2	0.90	0.72	2.08	1.29	0.79	0.79	0.31	0.34	0.52
Al_2O_3	4.53	4.72	14.90	16.48	17.41	17.5	14.48	14.30	16.21
Fe_2O_3	4.22	4.62	4.17	4.22	3.23	3.72	1.38	1.54	2.44
FeO	7.77	8.01	7.61	6.80	3.57	3.31	1.77	1.85	2.57
MnO	0.25	0.14	0.21	0.23	0.15	0.17	0.08	0.05	0.16
MgO	25.34	24.8	6.93	6.30	3.24	3.64	0.94	0.74	0.63
CaO	8.79	12.2	8.27	9.75	5.77	6.70	1.93	1.82	1.71
Na_2O	0.90	0.73	3.30	2.78	3.57	3.62	3.77	3.62	5.00
K_2O	0.41	0.38	1.72	1.24	2.36	2.01	3.79	4.02	5.51
H_2O^+	2.84	—	1.47	1.17	0.85	0.83	0.65	0.75	0.32
P_2O_5	0.11	0.21	0.56	0.36	0.44	0.25	0.18	0.145	0.12
CO_2	0.27	—	0.53	—	0.57	—	0.32	—	0.51

注：本表据黎彤、饶纪龙，1962年；原载《地质学报》，1963年，第43卷，第3期。
* 1955年的数据为维诺格拉多夫计算的数值（1956年发表），其总和不等于100%。

中国岩浆岩类的化学元素平均含量　　附表 3-3

原子序数	化学元素	重量百分比，%					原子百分比，%				
		超基性岩	基性岩	中性岩	酸性岩	碱性岩	超基性岩	基性岩	中性岩	酸性岩	碱性岩
1	H	0.31	0.16	0.09	0.07	0.04	6.27	3.37	1.86	1.42	0.83
6	C	0.07	0.14	0.15	0.09	0.14	0.12	0.25	0.26	0.15	0.24
8	O	44.31	44.57	46.69	48.47	46.86	56.50	59.08	60.91	62.09	61.31
11	Na	0.67	2.44	2.64	2.79	3.70	0.59	2.25	2.40	2.49	3.37
12	Mg	15.20	4.16	1.94	0.56	0.38	12.76	3.63	1.67	0.47	0.33
13	Al	2.40	7.90	9.23	7.67	8.59	1.81	6.21	7.14	5.83	6.67
14	Si	25.53	22.68	27.28	33.09	30.22	14.91	17.13	20.27	24.15	22.52
15	P	0.05	0.25	0.19	0.08	0.05	0.03	0.17	0.13	0.05	0.03
19	K	0.34	1.44	1.98	3.18	4.63	0.18	0.78	1.06	1.67	2.48
20	Ca	6.33	5.95	4.15	1.39	1.23	3.22	3.15	2.16	0.71	0.64
22	Ti	0.54	1.25	0.47	0.19	0.31	0.23	0.55	0.20	0.08	0.14
25	Mn	0.19	0.16	0.12	0.06	0.12	0.07	0.06	0.04	0.02	0.04
26	Fe	9.06	8.90	5.07	2.36	3.73	3.31	3.37	1.90	0.87	1.40
	(Fe^{2+})	(6.06)	(5.94)	(2.78)	(1.38)	(2.00)	(2.21)	(2.26)	(1.04)	(0.51)	(0.75)

注：本表据黎彤、饶纪龙，1962年；原载《地质学报》，1963年，第43卷，第3期。

中国主要岩浆岩种类的平均化学成分

附表 3-4

岩类	酸性岩												中性岩			
岩石名称	花岗岩	其中			流纹岩	其中		石英斑岩	石英角斑岩	花岗闪长岩	英安岩	石英二长岩	闪长岩	石英闪长岩	安山岩	其中
		黑云母花岗岩	二云母花岗岩	角闪石黑云母花岗岩		碱流岩	霏细岩									黑云母角闪石安山岩
分析次数	221	52	6	7	23	6	3	12	6	41	3	12	17	20	27	5
SiO_2	71.27	71.99	74.32	67.25	72.06	70.02	70.21	72.88	77.08	64.98	65.70	65.74	57.39	60.51	56.75	58.19
TiO_2	0.25	0.21	0.12	0.58	0.29	0.39	0.33	0.32	0.15	0.52	0.65	0.75	0.89	0.73	0.76	0.42
Al_2O_3	14.25	13.81	13.60	14.78	13.40	12.24	15.88	14.15	11.98	16.33	15.24	15.89	16.42	16.70	18.60	19.51
Fe_2O_3	1.24	1.37	0.90	1.44	1.81	2.61	1.80	0.84	1.26	1.89	2.88	1.87	3.10	2.84	3.58	2.20
FeO	1.62	1.72	1.24	3.07	2.11	3.35	1.30	1.43	0.68	2.49	1.56	2.52	4.15	3.49	3.26	3.02
MnO	0.08	0.12	0.09	0.09	0.08	0.11	…	0.06	0.05	0.09	0.10	0.13	0.18	0.14	0.15	0.23
MgO	0.80	0.81	0.55	1.96	0.28	0.09	0.76	0.69	0.63	1.94	1.57	1.64	3.77	2.54	3.42	3.25
CaO	1.62	1.55	0.79	4.65	0.75	0.71	1.03	1.66	0.77	3.70	4.00	3.27	5.58	4.63	6.97	7.80
Na_2O	3.79	3.42	3.12	3.02	3.74	5.36	2.77	3.77	5.42	3.67	3.13	3.29	4.26	3.68	3.07	3.08
K_2O	4.03	3.81	4.52	2.50	4.55	4.42	4.16	2.61	1.15	2.95	2.83	3.67	2.57	2.65	2.01	1.65
H_2O^+	0.56	0.64	0.65	0.36	0.63	0.26	1.32	0.82	0.73	0.83	2.18	0.69	0.89	0.88	0.79	0.30
P_2O_5	0.16	0.20	0.10	0.30	0.10	0.05	0.19	0.10	0.10	0.32	0.16	0.20	0.37	0.46	0.49	0.35
CO_2	0.33	0.35	—	—	0.20	0.39	0.25	0.67	—	0.29	—	0.34	0.43	0.75	0.15	…

续表

岩类	中性岩		半性岩				基性岩							超基性岩		
岩石名称	其中		正长岩	石英正长岩	辉石正长岩	粗面岩	辉长岩	其中		玄武岩	其中			辉石岩	角闪橄榄岩	纯橄榄岩
	角闪石安山岩	辉石安山岩						角闪石辉长岩	苏长辉长岩		白榴石玄武岩	白榴石碧玄岩	粗面玄武岩			
分析次数	4	10	7	5	4	24	59	6	4	166	4	10	29	10	2	2
SiO_2	59.01	55.25	63.30	71.41	57.92	64.33	47.62	46.84	48.79	48.28	46.83	50.10	49.16	45.05	40.38	39.39
TiO_2	1.23	0.52	0.57	0.22	0.85	0.51	1.67	0.32	1.01	2.21	2.48	2.39	2.19	1.00	1.15	0.06
Al_2O_3	17.43	20.22	17.52	14.37	17.50	16.03	14.52	19.82	12.90	14.99	13.16	14.15	14.76	4.79	6.21	0.47
Fe_2O_3	3.95	3.75	2.79	1.22	3.17	2.49	4.09	4.67	3.63	4.18	4.85	3.80	3.44	4.28	5.76	2.92
FeO	3.10	3.28	1.15	1.75	2.57	3.17	9.37	6.87	10.57	6.95	6.37	5.59	6.99	8.14	8.64	5.42
MnO	0.11	0.08	0.29	0.07	0.09	0.16	0.22	0.26	0.30	0.20	0.11	0.12	0.13	0.31	0.20	0.20
MgO	4.51	3.51	0.86	0.96	1.76	0.31	6.47	6.83	8.34	7.00	8.22	6.91	7.06	21.61	25.53	46.49
CaO	6.03	8.12	1.43	1.04	5.51	1.30	8.75	9.47	9.43	8.07	8.07	6.84	7.70	10.78	6.06	0.22
Na_2O	2.88	2.57	4.07	3.90	5.51	5.43	2.97	2.45	2.21	3.40	3.53	3.54	3.53.	0.97	0.69	0.64
K_2O	1.33	1.34	7.48	4.34	4.49	5.35	1.18	0.29	0.81	2.51	4.18	4.98	2.88	0.37	0.34	0.09
H_2O^+	0.23	0.80	0.41	0.66	0.32	0.29	2.02	2.04	1.54	1.26	1.25	0.54	0.91	2.28	4.97	3.66
P_2O_5	0.19	0.56	0.13	0.06	0.31	0.09	0.46	0.14	0.23	0.60	0.95	1.04	0.74	0.16	0.07	0.05
CO_2	—	—	—	—	—	0.54	0.66	—	0.24	0.35	—	—	0.51	0.26	—	0.39

注 ①…表示经过测定，但无测定值；—表示未经测定；分析次数为参加计算的单样全分析资料的个数。
②本表据黎彤、饶纪龙，1962年，原载《地质学报》，1963年，第43卷，第3期。

附录4　常见矿物名称缩写

Ab	钠长石	Fo	镁橄榄石	Nep(或 Ar)	霞　石
Ad	中长石	Fr	萤　石		
Ae	霓　石			Og	奥长石
Ah	直闪石	Ga	石榴石	Ol	橄榄石
Am	铁铝榴石	Gd	铝直闪石	Omp	绿辉石
Amp	角闪石	Gl	蓝闪石	Op	蛋白石
An	钙长石	Gn	方铅矿	Or	正长石
And	红柱石	Gp	石　膏	Opy	斜方辉石
Anh	硬石膏	Gr	钙铝榴石		
Ap	磷灰石	Grn	铁闪石	Pe(或Peri)	方镁石
Apy	毒　砂			Pg(或Parag)	钠云母
At	阳起石	Hb	普通角闪石	Phl	金云母
Aug	普通辉石	Hd	钙铁辉石	Pig	易变辉石
		HL	石　盐	Pl	斜长石
Bi	黑云母	Hl	片沸石	Pld	镍黄铁矿
Bn	斑铜矿	Hm	赤铁矿	Po	磁黄铁矿
Bt	倍长石	Hy	紫苏辉石	Preh	葡萄石
Bz	古铜辉石			Py	黄铁矿
		Il	钛铁矿	Pyl	铝榴石
C	刚玉			Pyro	叶蜡石
Cal	方解石	Ja	碧　玉		
Cc	辉铜矿	Jd	硬　玉	Q	石　英
Chl	绿泥石				
Chtd	硬绿泥石	Kaol	高岭土	Ri	钠闪石
Cl-Au(或 Mpy)单斜辉石		Kf	钾长石	Ru	金红石
Cl-Zo	斜黝帘石	Kp	钾霞石		
Cod	堇青石			Sc	方柱石
Cp	黄铜矿	Lb	拉长石	Sep	蛇纹石
Cr	铜　蓝	Lc	白榴石	Ser	绢云母
Cumm	铁镁闪石	Lm	褐铁矿	Sid	菱铁矿
				Sl	闪锌矿
Dl	异剥石	Mb	辉钼矿	Spi	尖晶石
Dol	白云石	Mc	白铁矿	Stil	黑硬绿泥石
Dp	透辉石	Mi	微斜长石	Stau	十字石
Ds	蓝晶石	Mont	蒙脱石		
		Mus	白云母	Tc	滑　石
En	顽火辉石	Mag(或 Mt)	磁铁矿	Thd	黝铜矿
Epi	绿帘石	Mz	独居石	Ti	榍　石
				Tp	黄　玉
Fa	铁橄榄石				

Tr	透闪石	Z	锆　石
Tu	电气石	Zeo	沸　石
Wo	硅灰石	Zo	黝帘石

附录5　地震震级与地震烈度

地震震级是用来衡量地震本身大小的等级，它和震源发出地震波的能量大小有直接的关系。由震源放出的能量越多，它的震级就愈大。震级是用地震仪器记录到的地震波来测定的。现在世界上记录到的最大震级为 8.9 级。

地震烈度是表示地震给予地表的影响或破坏的程度。震中区烈度最大，叫做“震中烈度”。判断烈度的大小，是根据人的感觉、家具和摆设物品的振动情况、房屋遭受破坏的情况以及地面现象的变化等。

评定地震烈度时，我国是使用十二度烈度表。

震中烈度与震级的大小和震源的深浅有关。假设震源深度是 10～30 公里，震级和震中烈度的经验关系大致如下表。

震　级（级）	1	2	2.5	3	4	5	6	7	8	8.5	8.9
能　量（尔格）	2×10^{12}		4×10^{15}			2×10^{18}	6×10^{20}	2×10^{22}	6×10^{23}	4×10^{24}	1×10^{25}
震中烈度（度）		1～2°		3°	4～5°	6～7°	7～8°	9～10°	11°	12°	
烈度表现（对广大农村条件而言）	房屋建筑无损坏，人们一般感觉不到，只有地震仪才能记录到			室内少数人能感到轻微的振动	人们有不同程度的感觉，室内物件有些摆动，有尘土掉落现象	较老的房屋多数要被破坏，个别可能倒塌；有时潮湿、疏松的地面上有小裂缝，少数山区发生土石散落	大部分房屋被破坏，工厂高大烟囱可有断裂，人畜会有少量伤亡	房屋严重毁坏，地表裂缝很多，湖泊、水库有大浪出现，部分铁轨弯曲变形	房屋普遍倒塌，地面变形严重，造成巨大的自然灾害		

附录6　筛网的规格

筛网名称（mm）	筛网名称（目）	每一筛孔的长度		单位长度筛孔数	
		毫　米	英　寸	厘　米	英　寸
22.6	1	22.6	0.891		
4.00	5	4.00	0.157	2	5.10
2.00	10	0.85	0.079	3.9	9.9
0.85	20	0.36	0.0335	8.0	20.3
0.36	40	0.25	0.0142	16.0	40.6
0.25	60	0.17	0.0098	23.0	58.4
0.17	80	0.14	0.0067	31.0	78.7
0.14	100		0.0055	29.0	99.1
	120				
	140				
0.105	150	0.105	0.0041	59.0	149.9
	160				
	180				
0.074	200	0.074	0.0029	79.0	200.7
	250				

附录7　含量与浓度的换算

绝对含量单位的换算　附表 7-1

符　号	意　义	换算成的克　数
g	克	1
mg	毫克	10^{-3}
μg(即γ)	微克	10^{-6}
ng	纤克（毫微克）	10^{-9}
pg	沙克（毫纤克，微微克）	10^{-12}
fg	尘克（毫沙克，毫微微克）	10^{-15}
ag	渺克（毫尘克，微微微克）	10^{-18}

浓度单位的换算

1M＝1升(l)溶液含1克分子溶质(莫尔浓度，克分子浓度)

1N＝1升(l)溶液含1克当量溶质(克当量浓度)

相对含量单位的换算　附表 7-2

符　号	意　义	换算成的百分数
cg/g　(%)	百分之…	%
mg/g　(‰)	千分之…	10^{-1}%
ppm(μg/g、γ/g、g/T)	百万分之…	10^{-4}%
ppb(ng/g)	十亿分之…	10^{-7}%
ppt(pg/g)	万亿分之…	10^{-10}%

1ppb＝1/1000ppm；　1ppt＝1/1000ppb。

附录8　压力与温度换算表

压　力　换　算　　附表 8-1

大气压强 kg/cm²	大气压	水银柱高度 毫米	水柱高度 米	巴
1	0.9678	735.53	10.00	0.9806
1.0333	1	760.00	10.3333	1.0133
0.00136	0.0013	1	0.0136	0.0013
0.1	0.0968	73.556	1	0.098
1.02	0.987	768.63	10.20	1

温　度　换　算　　附表 8-2

温　度	摄氏度 t °C	华氏度 t_1 °F	列氏度 t_2 °R	绝对温度 t_3°K
t°C	t	$\frac{9}{5}t+32$	$\frac{4}{5}t$	$t+273$
t_1°F	$\frac{5}{9}(t_1-32)$	t_1	$\frac{4}{9}(t_1-32)$	$\frac{5}{9}(t_1-32)+273$
t_2°R	$\frac{5}{4}t_2$	$\frac{9}{4}t_2+32$	t_2	$\frac{5}{4}t_2+273$
t_3°K	t_3-273	$\frac{9}{5}(t_3-273)+32$	$\frac{4}{5}(t_3-273)$	t_3
冰点	0	32	0	273
沸点	100	212	80	373

附录9　中外度量衡表

统一公制度量衡表　　附表 9-1

类别	中文名称	符号	英文名称	进位
长度	微微米	$\mu\mu$	Micromicron	10^{-12}m
	埃	Å,ÅU	Angström	10^{-10}m
	毫微米	mμ	Millimicron	10^{-9}m
	微米	μ	Micron	10^{-6}m
	毫米	mm	Millimeter	10^{-3}m
	厘米	cm	Centimeter	10^{-2}m
	分米	dm	Decimeter	10^{-1}m
	米[1]	m	Meter	1m
	十米	dekam	Dekameter	10 m
	百米	hectom	Hectometer	100 m
	公里（千米）	km	Kilometer	1000 m
面积	平方毫米	mm^2	Square millimeter	$10^{-6}m^2$
	平方厘米	cm^2	Square centimeter	$10^{-4}m^2$
	平方分米	dm^2	Square decimeter	$10^{-2}m^2$
	平方米	m^2	Square meter	1 m^2
	平方十米（公亩）	dam	Are	100 m^2
	平方百米（公顷）	hm	Hectare	10^4m^2
	平方公里	km^2	Sqduare kilometer	10^6m^2
体积	立方毫米	mm^3	Cubic millimeter	$10^{-9}m^3$
	立方厘米	cm^3	Cubic centimeter	$10^{-6}m^3$
	立方分米	dm^3	Cubic decimeter(liter)	0.001m^3
	立方米	m^3	Cubic meter(stere)	1m^3
	立方十米	$dekam^3$	Cubic dekameter	1000m^3
容积	微升	μl	Microliter	10^{-6}l
	毫升	ml	Milliliter	0.001 l(1cm^3)(1c.c.)
	厘升	cl	Centiliter	0.01 l
	分升[2]	dl	Deciliter	0.1 l
	升	l	Liter(millistere)	l(1000cm^3)(1000 c.c.)
	十升	dal	Decaliter (centistere)	10 l
	百升	hl	Hectoliter(decistere)	100 l
	千升	kl	Kiloliter(stere)	1000l(1dm^3)
重量	微克	μg(γ)	Microgram me	10^{-9}kg(0.001mg)
	毫克	mg	Milligram me	10^{-6}kg
	厘克	cg	Centigram me	10^{-5}kg
	分克	dg	Decigram me	10^{-4}kg
	克[3]	g	Gram me	10^{-3}kg
	十克	dag	Dekagram me	10^{-2}kg
	百克	hg	Hectogram me	10^{-1}kg
	公斤（千克）	kg	Kilogram me	1 kg
	公担	q	Quintal	100 kg
	吨	t	Ton	1000 kg

1）每米为地球子午线长的四千万分之一；
2）每分升为十分之一米的立方的体积；
3）每克为百分之一米的立方的容积所容摄氏 4 度的纯水的重量。

中国市制度量衡表

长　度

附表 9-2

名　称	毫	厘	分	寸	尺	丈	里
等　数		10毫	10厘	10分	10寸	10尺	150丈

面　积

名　称	平方毫	平方厘	平方分	平方寸	平方尺	平方丈	平方里
等　数		100平方毫	100平方厘	100平方分	100平方寸	100平方尺	22500平方丈

地　积

名　称	毫	厘	分	亩	顷
等　数		10毫	10厘	10分	100亩

容　量

名　称	撮	勺	合	升	斗	石
等　数		10撮	10勺	10合	10升	10斗

重　量

名　称	丝	毫	厘	分	钱	两	斤	担
等　数		10丝	10毫	10厘	10分	10钱	10两(旧制16两)	100斤

英美度量衡递进表

长　度（陆程）

附表 9-3

译　名	英　寸	英　尺	码	英　寻	英　里
原　名	Inch(In.)	Foot(ft.)	Yard(yd.)	Fathom(Fa.)	Mile(Mi.)
等　数		12英寸	3英尺	2码	880英寻

长　度（水程）

译　名	英　尺	英　寻	链	海　里
原　名	Foot(ft.)	Nautical fathom (Naut. fa.)	Cable	Nautical Mile (Naut. mi.)
等　数		6.08英尺（英） 6.086英尺（美）	100英寻	10链

地积与面积

译　名	方英寸	方英尺	方码	方杆	路得	英亩	方英里
原　名	Sq. Inch	Sq. Foot	Sq. Yard	Sq. Pole	Road	Acre(A.)	Sq. Mile
等　数		144 方英寸	9 方英尺	30.25 方码	40方杆	4 路得	640英亩

容　量

干							量
液					量		
译　名	盎司	及耳	品脱	夸脱	加仑	配克	蒲式耳
原　名	Ounce(oz.)	Gill(Gi.)	Pint(Pt.)	Quart(qt.)	Gallon (Gall.)	Peck(Pk.)	Bushel (bush.)
等　数		5 盎司	4 及耳	2 品脱	4 夸脱	2 加仑	4配克

液量 1 加仑等于 277.274 立方英寸（英）或 231 立方英寸（美）

干量 1 加仑等于 277.274 立方英寸（英）或 268.803 立方英寸(美)

重　量

常衡（每英两为纯水 1 盎司 一量制——在华氏 62 度时之重）

译　名	格令	打兰	盎司	磅	英担	吨
原　名	Gram(gr.)	Dram(dr.)	Ounce(oz.)	Pound(Lb.)	Hundred Weight(cwt.)	Ton(T.)
等　数		27.34375格令	16打兰	16盎司	112磅（英） 100磅（美）	20英担

英制吨(2,240 磅)俗称长吨；美制吨(2,000 磅)俗称短吨。

金　衡

译　名	格令	盎司	磅
原　名	Grain	Ounce	Pound
等　数		480格令	12盎司

常衡 1 磅等于金药衡 1.2152777 磅

1 盎司等于金药衡 0.91145833 盎司

药　衡

格令	英分	打兰	盎司	磅
Grain	Scruple	Dram	Ounce	Pound
	20格令	3 英分	8 打兰	12盎司

金药衡 1 磅等于常衡 0.82285714 磅

1 盎司等于常衡 1.0971428 盎司

日本度量衡递进表

长　度

附表 9-4

名　称	寸	尺	鲸尺	间	丈	町	里
等　数		10寸	1.25尺	4.8鲸尺	8 鲸尺	36丈	36町

面　积

名　称	方寸	方尺	方间	方丈
等　数		100 方寸	36 方尺	100 方尺

地　积

名　称	勺	合	步(坪)	亩	段(反)	町
等　数		10 勺	10 合	30 步	10 亩	10 段

1 方间＝1 步

容　量

名　称	勺	合	升	斗	石
等　数		10勺	10合	10升	10斗

1石＝6.4827立方尺

重　量

名　称	毛	厘	分	匁	斤	贯
等　数		10毛	10厘	10分	160匁	6.25斤

计量单位比较表　　附表 9-5

长　度

公　里	市　里	英　里	日　里	俄　里	米	市　尺	英　尺	日　尺	俄　尺
1	2	0.621	0.2546		1	3	3.280	3.3003	
0.5	1	0.31	0.1273		0.333	1	1.094	1.0999	
1.609	3.218	1	4.099		0.305	0.914	1	1.0066	
3.927	7.854	2.436	1		0.303	0.909	0.994	1	
1.0668				1(1500俄尺)	0.7112				1

面　积

公　顷	市　亩	英　亩	日　亩	俄　亩
1	15	2.47	100.83	
0.0667	1	0.164	6.7204	
0.404	6.07	1	40.801	
0.0099	0.1488	0.024	1	
1.0925				1

容　积

升	市　升	加　仑	日　升	俄
1	1	0.22	0.554	
4.546	4.546	1	0.519	
1.8039	1.8039	0.396	1	
1.229				1

重　量

公　斤	市斤	磅	日斤	俄　　磅	吨	市　斤	英　吨（长吨）	美　吨（短吨）	日　贯
1	2	2.205	1.667		1	2000	0.9842	1.1023	266
0.5	1	1.102	0.833		0.0005	1	0.0492	0.0551	
0.45	0.907	1	0.754		1.016	2032	1	1.120	271
0.6	1.2	1.323	1		0.9072	1814	0.8729	1	242
0.4095				1 （1普特等于40俄磅）		7.5			1

海　里　换　算　表　　附表 9-6

类　别	1 海里（国际水文地理学会规定）（苏联、法国采用）	1 海里（英）	1 海里（美）	1 海里（德）
折合公里	1.852	1.851870	1.853249	1.855

金　刚　石　的　计　量　单　位　　附表 9-7

克　　拉	毫　　克	克	公　　斤	吨
1	200	0.2		
5		1	$\frac{1}{10^3}$	
5000		1000	1	
500万		1000000	1000	1

世界各国的金刚石计量单位都用“克拉”（Carat）。它原是古代宝石商买卖宝石的称量单位沿用下来的。古代“克拉”重量没有统一规定，重量的参考是根据生长在地中海及近东、中东、乃至远东的一种刺槐树的种子，风干后的重量。十九世纪末通用的“克拉”重量数值有18种之多，从188.600至215.990毫克。1907年，巴黎的度量衡国际委员会通过了米制“克拉”，等于0.20克。大约在1923年之后，这种单位就在世界各国通用了。

292992

容　积

升	市　升	加　仑	日　升	俄
1	1	0.22	0.554	
4.546	4.546	1	0.519	
1.8039	1.8039	0.396	1	
1.229				1

重　量

公　斤	市斤	磅	日斤	俄　　磅	吨	市　斤	英　吨（长吨）	美　吨（短吨）	日　贯
1	2	2.205	1.667		1	2000	0.9842	1.1023	266
0.5	1	1.102	0.833		0.0005	1	0.0492	0.0551	
0.45	0.907	1	0.754		1.016	2032	1	1.120	271
0.6	1.2	1.323	1		0.9072	1814	0.8729	1	242
0.4095				1 （1普特等于40俄磅）		7.5			1

海　里　换　算　表　　附表 9-6

类　别	1 海里（国际水文地理学会规定）（苏联、法国采用）	1 海里（英）	1 海里（美）	1 海里（德）
折合公里	1.852	1.851870	1.853249	1.855

金　刚　石　的　计　量　单　位　　附表 9-7

克　　拉	毫　　克	克	公　　斤	吨
1	200	0.2		
5		1	$\frac{1}{10^3}$	
5000		1000	1	
500万		1000000	1000	1

世界各国的金刚石计量单位都用“克拉”（Carat）。它原是古代宝石商买卖宝石的称量单位沿用下来的。古代“克拉”重量没有统一规定，重量的参考是根据生长在地中海及近东、中东、乃至远东的一种刺槐树的种子，风干后的重量。十九世纪末通用的“克拉”重量数值有18种之多，从188.600至215.990毫克。1907年，巴黎的度量衡国际委员会通过了米制“克拉”，等于0.20克。大约在1923年之后，这种单位就在世界各国通用了。

292992