前　言

本书是根据中华人民共和国地质矿产部1983年7月制定的中等地质学校地质调查及找矿专业（四年制）教学计划和教学大纲（试用）编写的。全书分为：绪论、化学元素的分布和迁移、地球化学指标和找矿标志、地球化学探矿方法、样品分析和分析质量检查、资料整理、异常的解释评价、以及化探数据的多元统计分析等共八章。共需讲授58学时，但各校可根据选修课开设情况，适当增减第二章和第八章内容，调整学时数。

本书第一、五、六、七、八章由长春地质学校彭梧山编写，第二、三、四章由南京地质学校王成铭编写，彭梧山对全稿进行了统编。

在编写过程中，长春冶金地质学校孙国财、赣州地质学校姜定棋、郑州地质学校张仲善、昆明地质学校吴远喜等同志，对初稿提出了许多宝贵意见，在此表示谢意。

由于编者水平所限，本书难免存在缺点和错误，请读者提出批评指正。

编者　1985年6月

目　录

第一章　绪论 …… 1
　第一节　地球化学探矿概述 …… 1
　　一、地球化学探矿的概念 …… 1
　　二、化探工作的任务 …… 2
　　三、化探工作的种类和一般过程 …… 2
　第二节　地球化学探矿的发展简史 …… 4
第二章　化学元素的分布和迁移 …… 7
　第一节　地壳中元素的分布和分配 …… 7
　　一、地壳的元素分布 …… 7
　　二、地壳中元素的分配 …… 9
　第二节　元素的存在形式和共生组合 …… 13
　　一、地壳中元素的存在形式 …… 13
　　二、元素的共生组合 …… 17
　第三节　元素的迁移 …… 20
　　一、元素迁移的一般概念 …… 20
　　二、元素迁移的方式 …… 24
　　三、影响元素迁移的因素 …… 27
　　四、地球化学分散 …… 31
第三章　地球化学指标和找矿标志 …… 34
　第一节　地球化学指标 …… 34
　　一、地球化学指标的概念 …… 34
　　二、常用的几种地球化学指标 …… 34
　第二节　地球化学找矿标志 …… 37

一、地球化学背景……37
二、地球化学异常……38
三、地球化学分散晕……41
第四章　地球化学探矿方法……42
第一节　岩石地球化学测量……42
一、岩石测量找矿的基本原理……43
二、岩石测量的应用……55
三、岩石测量的野外工作方法……56
第二节　土壤地球化学测量……60
一、土壤测量找矿的基本原理……60
二、土壤测量的应用……69
三、土壤测量的野外工作方法……70
第三节　水系沉积物测量……73
一、水系沉积物测量找矿的基本原理……74
二、水系沉积物测量的应用……81
三、水系沉积物测量的野外工作方法……82
第四节　其它地球化学探矿方法……85
一、气体地球化学测量……85
二、水化学测量……87
三、生物地球化学测量……89
四、同位素地球化测量……91
五、包裹体地球化学测量……93
六、航空地球化学测量……97
第五章　样品分析和分析质量检查……98
第一节　分析方法简介……98
一、化探工作对样品分析的要求……98
二、常用的分析方法……100
三、分析方法的选择……108

第二节　分析质量的检查和评定…… 109
一、分析灵敏度的检视 …… 109
二、分析误差的检查 …… 112
三、分析质量的评定 …… 115
第六章　资料整理…… 124
第一节　化探资料整理概述…… 124
一、资料整理的意义 …… 124
二、资料整理的内容 …… 124
第二节　背景值和异常下限的确定 …… 127
一、概述 …… 127
二、数理统计方法 …… 130
第三节　地球化学图的编制 …… 138
一、地球化学图的种类 …… 138
二、地球化学图的编制方法 …… 139
第七章　异常的解释评价 …… 151
第一节　概述 …… 151
一、异常解释评价的任务 …… 151
二、异常解释评价的依据 …… 151
第二节　异常的初步筛选和评序…… 155
一、异常的初步筛选 …… 155
二、异常的评序 …… 156
第三节　异常检查与验证 …… 159
一、异常检查 …… 159
二、异常验证 …… 162
第四节　异常评价的方法 …… 165
一、异常评价的内容 …… 165
二、矿致异常与非矿异常的区分方法 …… 165
三、矿体异常与矿化异常的区分方法 …… 166

四、判断矿化类型的方法 …… 169
五、判断矿体赋存位置的方法 …… 171
第八章　化探数据的多元统计分析 …… 176
第一节　概述 …… 176
第二节　常用的几种多元统计分析方法 …… 177
一、相关分析 …… 177
二、判别分析 …… 186
三、趋势分析 …… 192
四、聚类分析 …… 202
附表及参考文献 …… 217

第一章 绪 论

第一节 地球化学探矿概述

一、地球化学探矿的概念

地球化学探矿也称地球化学找矿简称化探，是通过发现和评价地球化学异常而进行找矿的一门学科。它是以地球化学和矿床学等近代地质学为理论基础，以现代分析技术和电算技术为主要手段，通过在各种天然物质（如岩石、土壤、水系沉积物、生物、水和空气等）中系统地采集样品、分析测试某些地球化学特征数值（如元素和化合物的含量、pH值、Eh值等）、并对所获数据进行处理，以发现地球化学异常，再通过对地球化学异常解释评价而找矿的。

化探方法找矿的主要原理，是根据矿体在形成或风化破坏过程中，在其附近的天然物质中形成的各种地球化学异常。而地球化学异常是由不能直接观察的找矿信息—地球化学指标，特别是与成矿有关的元素含量确定的。各种地质找矿法均需要有通过发现宏观找矿标志来找矿，而化探方法则是借助于快速、灵敏的分析手段发现地球化学异常，这就弥补了肉眼或镜下观察的不足。物探方法主要是利用矿体与围岩的物性差异来进行找矿的，属于间接的找矿方法，而化探方法则是通过成矿元素和伴生元素的分布进行找矿的，属于直接

找矿方法。

近年来化探方法已在找矿工作中发挥了重要作用，随着对化探理论的深入研究、采样方法和测试手段的逐步改进、数学地质方法和电子计算机的广泛应用、使化探方法的应用范围日益扩大，已成为找矿工作中不可缺少的方法。特别是寻找多金属隐伏矿体更具有独特作用。虽然化探方法具有经济、简便、直观、多目标和较强的适应性等优点，但它仍有一定的局限性（寻找的矿种和应用条件等），特别是很难对地球化学异常作出定量的解释评价。因此，要想提高找矿的效果，化探方法必须与其它找矿方法相配合。

二、化探工作的任务

化探的根本任务是寻找有工业价值的矿体。具体说来，主要任务如下：

1．评价区域含矿远景，圈定找矿有利地段；

2．直接寻找矿床和矿体，特别是寻找隐伏矿体（被掩盖的矿体和盲矿体）和其它找矿方法难以识别的矿体；

3．研究找矿地质条件，间接指导找矿；

4．为其它学科提供基础资料等。

三、化探工作的种类和一般过程

（一）化探工作的种类

根据工作的任务、详细程度和工作面积大小，可将化探工作划分为区域化探、地球化学普查和地球化学详查等。

区域化探涉及的面积常达数万平方公里或更大的范围，采样密度较稀，往往是多目标的，即使单为找矿，也是多矿种的。

地球化学普查的工作面积较为局限，采样密度比区域化探要密，通常是用来找寻某一种或几种矿产。

地球化学详查一般是在区域化探或地球化学普查所圈定的局部范围内，或者是在依据各种地质资料确定的找矿远景地段内进行，主要是详细了解地球化学异常的形状、规模、强度和内部结构等，为异常的解释评价和验证提供依据，采样密度大（一般大于每平方公里100个采样点）。

（二）化探工作的一般过程

无论是开展区域化探，还是开展地球化学普查和详查（包括选用不同化探方法），其工作过程一般如下：

1．准备工作

（1）收集和熟悉资料

（2）现场踏勘

（3）试验工作

2．样品的采集和加工

3．样品的分析

4．资料整理

（1）原始资料的清理审核

（2）数据处理

（3）地球化学图和报告的编制

5．异常的解释评价和验证

为了提高化探的找矿效率和效果，开展化探工作应按一定的程序进行。首先在较大范围内快速扫描（战略侦察），然后再逐步缩小欲寻找的靶区，舍弃大面积无意义的地区，把力量集中在一些有意的局部地段。化探工作程序通常划分为区域性或面积性扫描，异常检查和异常详查等阶段。

第二节　地球化学探矿的发展简史

利用化学组分及其含量变化进行找矿的思想出来已久，从十七世纪开始文献中就出现了有关记载，特别是二十世纪初这种报道就更多了。现代的化探方法最早为苏联地质学家提出和应用。苏联学者在三十年代初期就进行了土壤和岩石地球化学测量，当时称为金属量测量。最初只是用来寻找锡矿，但很快就用于寻找铜、铅、锌、镍、钨和其它金属矿产。后来又相继提出和应用了气体地球化学测量、生物地球化学测量、水系沉积物测量等方法。1940年克列捷尔把金属量测量列为矿床普查和勘探的专门章节；费尔斯曼编写了“地球化学和矿物学找矿法”，比较全面地总结了上述方法。1957年金兹堡编写了“地球化学找矿法理论基础”，阐述了地球化学找矿的理论根据和规律。北欧的挪威、芬兰和瑞典也是应用化探方法较早的国家，1936年瑞典就开始应用植物地球化学测量进行普查。四十年代中期地球化学找矿引起了美国和加拿大的注意。五十年代才传到欧洲先进国家，如英国、法国、德国和意大利，以及澳大利亚等。目前，几乎是凡有地质机构的国家，在区调和普查工作中都要利用化探方法，其利用程度将越来越高。化探已建立了自己的理论和方法体系，成为独立的一门学科。在第三次地球化学找矿国际讨论会期间（1970年4月16～18日），成立了地球化学找矿勘探工作者协会。从1972年开始出版地球化学勘探杂志。

我国著名地质学家李四光，1924年在找矿中已应用CaO、SiO_2和Fe_2O_3的含量变化研究闪长岩体的含矿性，开创了我国在找矿中应用化探方法的先例。解放后，1951年在安庆月

山进行首次化探试验。从1952年开始分别在中条山铜矿和白银厂铜矿等已知矿床进行土壤地球化学测量的系统试验研究，很快应用于区调工作。五十年代中期大黑山钼矿床的发现，是我国应用化探方法找矿的第一个显著成果。1956年在青城子铅矿区等，试用岩石地球化学测量寻找盲矿体，效果显著。从此，在矿床勘探和矿山开采过程中，利用岩石地球化学测量寻找盲矿体的工作逐步开展起来。水系沉积物测量虽然早在五十年代末期已开始试用，但未能及时推广，直至七十年代初才被广泛采用，现已成为区域化探的主要方法。但是，我国化探的迅速发展，收到引人注目的成效是从1972～1973年开始的，关键是大规模开展区域化探工作，并将化探工作提到地质找矿工作的战略地位。1980年5月我国召开了第一届勘查地球化学学术讨论会，并成立了中国地质学会勘查地球化学专业委员会。目前，我国已开展了第二代区域化探的试点与扫面工作，并加强了成矿远景区化探工作和矿区化探试验工作，使化探工作进入了一个新阶段。

随着化探工作的发展，武汉地质学院和长春地质学院等院校先后设立了找矿地球化学专业和岩矿分析专业。同时，各省区地矿局、科研单位也采取多种形式培训在职技术人员，初步建立了从硕士生、本科生到操作员的人材培养系统。此外，根据我国化探工作的实践经验和科研成果，编写与出版了大量化探专著、教材、论文集、以及定期出版的《物探与化探》和《物化探译丛》两种专业期刊等，反映了我国化探工作已具有较高学术水平。

虽然我国经过三十多年的实践，对化探工作已积累了若干经验，效果日益显著，但还存在某些问题。因此，化探工作者要继续解放思想，发扬勇于进取、勇于创新的革命精

神，贯彻以地质一找矿为中心的方针，为提高化探工作水平作出更大贡献，使我国化探工作尽快地进入世界先进行列。

第二章　化学元素的分布和迁移

元素的分布分配、存在形式、共生组合和迁移等问题，对于了解地球化学异常的形成，进而掌握地球化学探矿方法的基本原理，具有十分重要的意义。

第一节　地壳中元素的分布和分配

元素的分布和分配都是用来表述有关元素含量的概念。分布是指元素在各种宇宙体或地质体中整体的总含量（分布量），而分配是指元素在宇宙体或地质体内各部分或各区段的含量（分配量）。二者是既有区别又有联系的相对概念。地壳的元素分布是元素在地球各壳层之间分配的具体表现，而元素在各种类型岩石中的分布则是在地壳中分配的具体表现。

一、地壳的元素分布

通常将化学元素在任何宇宙体或地球化学系统中的平均含量称之为丰度。地壳中各元素的相对平均含量则一般称为克拉克值。

很多地球化学家都对地壳的元素分布进行研究，并发表了地壳元素丰度表（见附表一）。虽然所获得的数据不完全相同，但是丰度较大元素的数据都无明显差别，差别很大的都是属于丰度小或在地壳中分配极不均匀的稀有分散元素和

能形成易挥发易溶解化合物的那些元素。

地壳中元素分布极不均匀，各元素的克拉克值差别极大。若按克拉克值递减顺序排列各种元素（见表2—1），前两种元素的重量占地壳重量的76.5%，前十种元素占99.58%，其余元素的总重量不超过地壳重量的0.05%。元素若按原子序数排列各种元素，可以看出元素克拉克值大体上随着原子序数增大而降低，少数偏离此规律的元素如O、Si、Ca、Fe等称为过剩元素，如Li、Be等称为短缺元素。原子序数为偶数的元素的克拉克值一般都比与其相邻的原子序数为奇数的

表 2—1　岩石圈中元素的克拉克值

十进制编号	克拉克值（重量%）	元素种数	元素(以克拉克值降低为序)	Σ（重量%）	
				按十进制	累计
Ⅰ	10	2	O,Si	76.5	76.5
Ⅱ	1	6	Al,Fe,Ca,Na,K,Mg	22.53	99.03
Ⅲ	10^{-1}	2	Ti,Mn	0.55	99.58
Ⅳ	10^{-2}	9	P,F,Ba,S,Sr,C,Cl,Zr,Rb	0.377	99.957
Ⅴ	10^{-3}	18	V,Cr,Zn,Ce,Ni,Cu,Nd,Li,Y,La,Nb,N,Ga,Co,Pb,Th,B,Sc	0.0683	100.025
Ⅵ	10^{-4}	20	Pr,Sm,Gd,Dy,Tb,Be,Cs,Er,Sn,Ta,U,Br,As,Ho,Ge,Eu,W,Mo,Hf,Tl	65.2×10^{-4}	
Ⅶ	10^{-5}	7	Lu,Sb,I,Yb,Tu,In,Cd	26.8×10^{-5}	
Ⅷ	10^{-6}	4	Hg,Ag,Se,Pd	21.6×10^{-6}	
Ⅸ	10^{-7}	3	Bi,Au,Te	14.3×10^{-7}	
Ⅹ	10^{-8}	1	Re	7×10^{-8}	

（根据A.П.维拉多夫，1962）

元素的克拉克值高。

通常将克拉克值大于1%的元素称为宏量元素或常量元素（又称主元素或大量元素），将克拉克值小于1%的元素称为微量元素（又称副元素），有的将克拉克值小于0.01%的元素称为痕量元素或微迹元素。

地壳元素克拉克值反映了地壳的平均化学成分，确定了地壳中各种地球化学过程的总背景。它既是影响元素迁移等地球化学行为的一种重要因素，又是衡量元素集中分散及其程度的标准。

二、地壳中元素的分配

（一）元素在各种类型岩石中的分配

地壳是由岩浆岩、沉积岩和变质岩三大类组成的。元素在各类岩石中的分配量是有很大区别的（见附表二和附表三）。

1．元素在岩浆岩的分配特征

根据元素在岩浆岩中分配的特征，可将元素分为下述七种类型：

第一种类型是主要造岩元素（Si、O）和弱分异元素（Ge、Se、Te、Au）。这类元素在四种主要类型岩浆岩的分配量变化不大。Si和O的分配量是随着岩石基性程度的降低而逐渐升高；Se和Te的分配量在四种主要类型岩浆岩中均相等；Ge和Au的分配量变化趋势不明显。

第二种类型是岩浆射气元素（B、C、N、F、S、Cl）。这类元素的分配量是随着岩石基性程度的降低而显著升高。

第三种类型是酸性岩浆元素（Li、Be、K、Rb、Y、Cs、Ba、TR、Ta、Tl、Pb、Th、U）。这类元素的分配量是

随着岩石基性程度的降低而显著升高。

第四种类型是中性岩浆元素（Na、Al、Ga、Zr、Mb、In、Sn、Hf、W、Hg、Bi）。这类元素的分配量总体变化趋势是随着岩石基性程度的降低而升高，但在中性岩石中最大。

第五种类型是基性岩浆元素（P、Ca、Sc、Ti、V、Cu、Zn、As、Br、Sr、Mo、Ag、Cd、Sb、I）。这类元素的分配量在超基性岩石中最低，而在某些岩石中最高，然后随着岩石基性程度的降低而逐渐降低。

第六种类型也是基性岩浆元素（Mn、Fe）。这两种元素的分配量总体变化趋势是随着岩石基性程度的降低而逐渐降低，但在超性岩石中最大。

第七种类型是超基性岩浆元素（Mg、Cr、Co、Ni）。这类元素的分配量是随着岩石基性程度的降低而显著下降。

对同种类型岩浆岩来说，酸性喷发岩与酸性侵入岩相比，前者基性岩浆元素的分配量较高而酸性岩浆元素的分配量较低；基性喷发岩与基性侵入岩相比，前者基性岩浆元素的分配量较低而酸性岩浆元素的分配量较高。不同时代形成的同种类型岩浆岩中元素的分配量也有类似变化特征。例如，不同时代酸性侵入岩随着时代的更新岩石的酸性程度逐渐增高，其中酸性岩浆元素的分配量越来越高；不同时代基性喷发岩随着时代的更新岩石的基性程度逐渐增高，其中基性岩浆元素的分配量越来越高。

2．元素在沉积岩的分配特征

（1）Si在砂岩中含量最高，Al、K、Fe在泥岩中含量最高，而Ca、Mg则在碳酸盐岩中含量最高；

（2）微量元素的分配量从砂岩过渡至泥岩逐渐增高，而在灰岩中剧减，泥岩中富集的微量元素种类最多（有Ti、

V、Co、Ni、Cu、Zn、Ga、Ge、As、Rb、Nb、Mo、Ag、Cd、Sn、Sb、Ba、W、Hg、Tl、Pb、U、Th等），砂岩中次之（主要有Zr、Ce、Y、Hf等），碳酸盐岩中最少（主要有Mn、Sr、Br等）；

（3）与地壳的元素丰度相比，泥岩（特别是黑色页岩）中大多数的微量元素含量偏高，而碳酸盐岩中除少数微量元素之外，含量都偏低；

（4）C、Cl、B 等元素在沉积岩中含量显著地高于在岩浆岩中含量。

此外，不同时代形成的或不同成因的同种类型沉积岩中元素的分配量也是不同的。例如，从元古代至新生代形成的陆源沉积泥岩，K、Al、Ti、Fe、Ni、Co等元素的含量是普遍降低的，而其它元素的含量是普遍升高的。又如，在滨里海洼地和西西伯利亚低地的侏罗系和下白垩系中，在从淡水泥岩向海相泥岩过渡时，B、Sr的含量增长了三倍。

3．元素在变质岩的分配特征

元素在变质岩中分配与元素在岩浆岩和沉积岩中分配是不同的。一般说来，元素在各类变质岩的分配量，特别是微量元素的分配量是很不稳定的。这是因为元素的分配量在很大程度上与非变质的原岩成分有关。

（二）元素的空间分配

地壳中元素空间分配的主要特征是区域性分配量的差异性。元素不仅在大洋型地壳、大陆型地壳和过渡型地壳中的分配量有明显差异，就是在同种类型地壳内部元素的分配也是不均匀的，尤其是某些成矿元素的分配量差异更为悬殊。例如 在大陆型地壳内不同地区某些成矿元素的分配量相差很大，有的地区富含某一种或几种元素。此外，即使在同一

地区内的不同地段，甚至在更小的局部范围内，元素的分配量也是起伏变化的。

（三）元素含量的概率分布

元素在同一地质体内的含量分布具有一定的波动和变化。大量的研究成果表明，这种波动与变化表现为一定的概率分布，分布型式服从统计规律，具有概率性数学模型特征。在一定的地质体内，某元素的含量具有某种理论上的概率分布（背景分布），而在矿化地段则又呈另一种概率分布（异常分布）。二者的差别既可是型式的不同，也可以是型式相同而参数不同。根据多数学者的意见，地质体中元素含量概率分布的最常见型式是正态分布和对数正态分布，很少见到其它分布型式。

当元素含量（x）呈正态分布时，其理论概率分布密度函数$f(x)$如下：

$$f(x)=\frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}}e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \qquad (2—1)$$

式中：

π——圆周率

e——自然对数的底

σ——元素含量的均方差

μ——元素含量的均值（数学期望）

正态分布密度曲线（见图2—1）只有一个极大值，它所对应的横坐标为μ。直线$x=\mu$将曲线分为左右对称的两部分。曲线两翼各有一拐点，拐点所对应的纵坐标约为极大值的0.6倍，左翼拐点所对应的横坐标为$\mu-\sigma$，右翼拐点所对应的横坐标为$\mu+\sigma$。曲线整体呈古钟形，两翼自极大值向两侧下降，σ越小下降越快（曲线越陡），后逐渐趋近于横坐标轴。

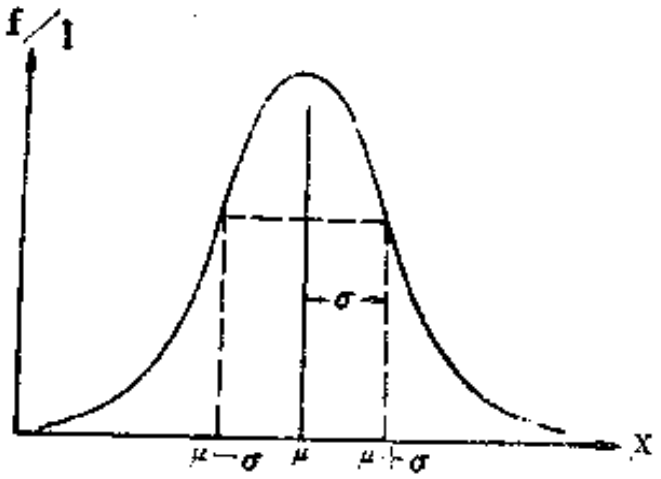

图 2—1　正态分布密度曲线

元素含量服从对数正态分布，也就是元素含量值的对数值服从正态分布。

掌握元素含量的概率分布规律，不仅能全面了解元素含量所能提供的地球化学信息，而且还为化探工作中确定背景值和异常下限，评价地质体的含矿性等提供理论依据。

研究地壳中元素的分布和分配有重要的实际意义，特别是研究成矿元素的分配量在空间上和时间上的变化规律，可有效地指导矿产普查和成矿预测。

第二节　元素的存在形式和共生组合

一、地壳中元素的存在形式

元素的存在形式，即元素的赋存状态，是指元素的产出状态和方式。为了进一步了解元素在地壳的分配和迁移，首先应了解元素的存在形式。元素在地壳中存在形式是多种多样的，下面只介绍元素在各种天然物质中几种主要存在形式。

（一）矿物形式

大多数元素都可以矿物形式存在。常量元素（O、Si、Al、Fe、Ca、Na、K、Mg）和某些丰度较大的微量元素（如Ti、P、Zr等）在岩石和各种松散沉积物中常呈独立矿物存在。很多微量元素（如Be、F、Ni、Cu、Zn、As、Mo、Sn、Pb等）在某些特殊情况下，也可以呈微小颗粒的独立矿物（矿石矿物、蚀变矿物和表生成因的次生矿物等）存在于岩石和各种松散沉积物中，甚至局部富集成矿。由于电子探针、离子探针等仪器的应用，发现原来认为在某些矿物中呈类质同象混入物存在的一些元素，实际上也是呈显微或超显微颗粒的矿物被包裹在寄主矿物中。

（二）类质同象形式

很多微量元素（如Rb、Sc、Ra、Re、Ag、Cd、Ga、In、Tl、Ge、Sb、Bi、Se、TR等）一般呈类质同象形式存在于各种矿物之中；而有些微量元素（如Li、S、Ba、Sr、Y、V、Nb、Ta、W、Mo、Mn、Zn等）尽管能够形成独立矿物，但其主要部分还是呈类质同象形式赋存于其它矿物之中。

各种矿物中元素之间发生类质同象置换的规律：

$〔K^{+}〕$←$〔Rb^{+}$、Tl^{+}、Cs^{+}、Eu^{2+}、Sm^{2+}、Sr^{2+}、Pb^{2+}、Ba^{2+}、Nd^{3+}、Pr^{3+}、Ce^{3+}、$La^{3+}〕$；

$〔Ca^{2+}〕$←$〔Na^{+}$、Ag^{+}、Cd^{2+}、Mn^{2+}、Sr^{2+}、Yb^{2+}、Y^{3+}、TR^{2+}、Tl^{3+}、Bi^{3+}、Ce^{4+}、U^{4+}、$Th^{4+}〕$；

$〔Mg^{2+}〕$←$〔Li^{+}$、Fe^{2+}、Ni^{2+}、Co^{2+}、Zn^{2+}、Mn^{2+}、Sc^{3+}、Sb^{3+}、In^{3+}、Sn^{4+}、Pb^{4+}、Zr^{4+}、Hf^{4+}、$Te^{4+}〕$；

$〔Fe^{3+}〕$←$〔Al^{3+}$、Ga^{3+}、Cr^{3+}、V^{3+}、Rh^{3+}、Ti^{3+}、Mn^{3+}、

Mn^{4+}、V^{4+}、Ti^{4+}、Ru^{4+}、[illegible]Os[illegible]Mo[illegible]、
W^{4+}、Nb^{5+}、Ta^{5+}、Sb^{5+}〕；

〔Si^{4+}〕←〔Be^{2+}、Ge^{4+}、P^{5+}、S^{6+}、W^{6+}(？)、Mo^{6+}(？)、
Al^{3+}、Ga^{3+}(？)〕。

在许多矿物中具有重大意义的阴离子之间类质同象关系是：

〔F^-、OH^-、O^{2-}〕；

〔Cl^-、Br^-、I^-〕；

〔S^{2-}、Se^{2-}、Te^{2-}〕。

很多研究成果表明，呈类质同象形式存在的某种微量元素在某矿物的含量占岩石中该元素总量的绝大部分，称这种矿物为该微量元素的携带矿物；有的矿物中虽然某微量元素的含量占岩石中该元素总量的比例不大，但在该矿物中浓集程度很高，称这种矿物为该微量元素的富集矿物。携带矿物和富集矿物的存在可指示某些微量元素在岩石中存在和浓集程度。例如，在中性和酸性岩石中黑云母可指示出Li、Ce、Cu、Zn、Nb、Ta、Sn、W等元素的存在和浓集程度，而白云母对Be、F、Ta、Sn等，斜长石对Be、Mo等，钾长石对Pb、Rb、Mo等，榍石、钛铁矿和锆英石对Nb、Ta、Mo、Pb、Sn等，磁铁矿对Mo、Pb、Cr等，辉石和角闪石对Cu、Zn等，也具有一定的指示意义。在基性和超基性岩石中，对于Cr、Ni、Co、Cu等元素来说，除硫化矿物外，最好的指示矿物是辉石和角闪石，其次是橄榄石。

（三）胶体和吸附离子形式

胶体和吸附离子是元素在沉积岩和松散沉积物中常见的存在形式。很多元素及其化合物在水中常呈胶溶体存在。胶溶体凝聚缩水后成凝胶，凝胶陈化成偏胶体。

Fe、Ti、Al、Zr、Cr、Ge、Cd等元素的氢氧化合物可形成正胶体；而Si、Mn、Sn、V等元素的氧化物，Sb、As、Pb等元素的硫化物，Au、Ag、Pt、S等元素，以及粘土和腐殖质可形成负胶体。有时$Fe(OH)_3$也能形成负胶体。

胶体粒子具有从溶液中吸附自由离子的性能，不同的胶体粒子常选择性地吸附一定的离子。正胶体粒子可吸附多种络阴离子，如Fe_2O_3的胶体粒子能吸附$H_2VO_4^-$、HVO_4^{2-}、CrO_4^{2-}、PO_4^{3-}、AsO_4^{3-}等络阴离子。负胶体粒子可吸附多种阳离子，如MnO_2的胶体粒子能吸附Cu、Pb、Zn、Co、Ni、Li、K、Ba等40余种阳离子，腐殖质胶体粒子能吸附Ca、Mg、H、Al、Cu、Ni、Co、Zn、Ag、Be等阳离子。胶体的吸附现象普遍存在，特别是在表生带。

此外，晶体的表面也具有一定的吸附离子的性能。很多沸石类矿物和粘土矿物都具有很强的吸附能力。

（四）自由离子、原子和分子形式

元素不仅以自由离子、原子或分子形式存在于水和空气中，而且还存在于矿物的气液包裹体、岩石或松散沉积物的矿物或碎屑颗粒间毛细溶液和孔隙溶液中，或以机械混入物形式存在于矿物中，等等。

除上述主要的元素存在形式以外，元素还能被生物从各种介质中吸收，并通过新陈代谢保留在生物体内。有些生物只能生长在富含某种元素的介质之中，有些生物因生长在富含某种元素的介质中而发生显著的生态变异和形态变异。这样的生物可以指示某些元素在介质中存在和富集。另外，还有一些元素在空气中以气溶胶的形式存在等。

在研究背景区和异常区天然物质中微量元素存在形式的基础上，近年来在化探工作中已重视应用偏提取分析技术，

以便提高异常的衬度和规模。例如，在苏联某铀矿区，发现在背景区岩石中Pb主要呈类质同象混入物形式赋存于钾长石内，而在异常区岩石中由矿液代入的Pb是呈极细粒的方铅矿形式产出。因此，采用1:50（体积）的盐酸（每升加入1g NaCl）处理样品，在不破坏钾长石晶格的条件下萃取呈硫化物存在的Pb。同时又用发射光谱分析样品中Pb的总含量。结果发现，根据偏提取分析数据确定的异常下限为10ppm，而根据发射发谱分析数据确定的异常下限为100ppm。利用前者圈定的原生异常比利用后者圈定的原生异常，宽度大三倍，矿上延伸距离大十倍。

二、元素的共生组合

元素的共生组合是指有成因联系而又性质相近的某些元素在某一地质体中同时赋存的现象。在地壳中，某些元素总是同时富集互相伴生，而有些元素则很少同时富集相伴产出。各类岩石、矿石和矿物都具有不同的化学成分，反映了元素共生组合规律。为阐明元素在地壳中共生组合规律，很多学者都在元素周期表的基础上，结合元素共生组合和物理、化学性质，对元素进行分类，称为元素的地球化学分类。V.M.戈尔德施密特将元素分为亲石元素、亲铜元素、亲铁元素和亲气元素等四个地球化学组（见表2—2）。此外还划分出亲生物元素（包括C、N、H、O、P、B、Ca、F、Cl、Na、Fe、Cu、Mn、Mg、Si、Al等）。A.E.费尔斯曼将元素分为普通场（上部为非金属场，下部为金属场）、硫化物场和酸性场等三个地球化学场（表2—3）。A.П.查瓦里茨基将元素分为氢族、惰性气体族、造岩元素族、岩浆射气元素族、铁族元素、稀有元素族、放射性元素族、钨钼

表 2—2

	H														
	He	Li	Be	B	C	N	O	F							
	Ne	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl							
亲气元素	Ar	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br
	Kr	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I
	Xe	Cs	Ba	TR	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At
	Rn	Fr	Ra	Ac	Th	Pa	U											

亲石元素　　亲铁元素　　亲铜元素

表 2—3

	H														
	He	Li	Be	B	C	N	O	F							
	Ne	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl							
普通场	Ar	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br
	Kr	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I
	Xe	Cs	Ba	TR	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At
	Rn	Fr	Ra	Ac	Th	Pa	U											

酸性场　　硫化物场

表 2—4

	H																
He	Li	Be	B	C	N	O	F										
Ne	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl										
Ar	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br
Kr	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I
Xe	Cs	Ba	TR	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At
Rn	Fr	Ra	Ac	Th	Pa	U	Np	Pu	Am	Cm							

族、铂族元素、硫化矿床成矿元素族、半金属和重矿化剂族和重卤素族（见表2—4）。

上述分类各有特点，戈氏分类表明元素在整个地球中分布分配的特征，费氏分类简明地表示了元素的共生规律，查氏分类表明了元素在岩浆演化过程中组合规律。上述分类实质上只是元素在地壳中可能出现的共生组合。实际观测到的元素共生组合，特别是在各类矿床中元素的共生组合，不是某一组或族的全部元素，经常是比各组或族更广泛。

研究元素的共生组合规律具有重要的实际意义。在化探工作中，就要运用元素共生组合规律，确定找矿指示元素，为评价异常提供依据，以及进行矿产预测等。

第三节　元素的迁移

一、元素迁移的一般概念

元素的迁移是指元素在自然界各种条件的影响下，由于各元素的性质不同，而不断地结合与分离（由某种存在形式转变为另一种存在形式）、集中与分散（空间位置的改变）的重新分配运动过程。元素的集中和分散是以克拉克值为比较标准的相对概念，可用浓集克拉克值（元素在某一地区或地质体内的平均含量与该元素克拉克值的比值。为了详细地反映元素的空间分配特征，通常需计算多级的浓集克拉克值）来衡量。当某元素的浓集克拉克值大于1时称该元素集中，而当浓集克拉克值小于1时则称该元素分散。

控制元素迁移的因素很多，内因有元素及其化合物的存在形式、物理和化学性质（原子量、原子和离子半径、配位

数、电价、极化率、电离能、离子电位、晶格能、化学键和晶体类型、酸碱性、放射性以及亲合性等），外因有介质的物理化学条件（温度、压力、浓度、氧化还原电位、酸碱度等）。元素在某种条件下必以一定的运动形式进行迁移。根据运动形式不同可将地壳中元素的迁移分为下列类型：

（一）化学和物理化学迁移

1．硅酸盐熔融体迁移

2．水溶液迁移

3．气体迁移

（二）生物和生物化学迁移

（三）机械迁移

地壳中元素的迁移总是寓于各种地质作用之中，表现出一定的地球化学旋迴，构成大致封闭的体系（如图2—2）。组成地壳的各种天然物质，都是元素迁移过程中处于相对稳定、相对静止状态的暂时存在形式。随着时间的推移，元素将继续迁移，并在新的条件下又以新的形式再次暂存。因此，元素的迁移是无条件的、普遍的和绝对的。

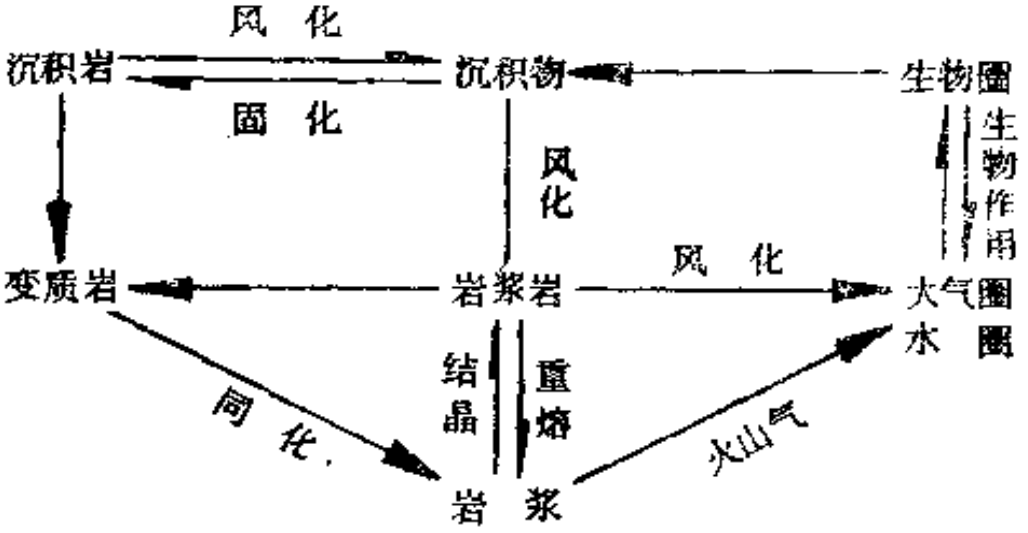

图 2—2 地球化学旋迴示意图

（根据佩林，1975）

表 2—5　表生带中主要的地球化学障

类型		地球化学环境		浓集的元素	实例
		障前	障后		
物理化学障	氧化着的铁和锰	潜育	氧化	Fe, Mn	沼泽和湖相矿石
	氧化着的硫	H_2S	氧化	S	Sernye Bugry, Gaurdak和Shorsu型的硫矿床（哈萨克斯坦）
	硫氧氢还原	氧化或潜育	还原的H_2S	Fe, V, Zn, Ni, Co, Cu, Pb, U, As, Cd, Hg, Ag, Se	外生铀矿、砂岩铜矿
	还原的潜育	氧化	潜育	U, Se, Cu?	外生铀矿，沼泽中的自然铜
	黄铁矿	氧化或潜育	潜育或H_2S	亲铜元素	硫化物矿床的胶结带
	硫酸盐	碳酸盐或氯化物	硫酸盐	Ba, Sr, Ca	重晶石和天青石
	碳酸盐	氧化物、硫酸盐、重碳酸盐弱矿化的水	饱和CO_3的硬水	Ca, Fe, Ba, Sr	方解石、毒重石、菱锶矿、菱铁矿等

物理化学障	碱　性	中性、酸性、较弱碱性	较强碱性	Fe, Ca, Mg, Mn, Sr, V, Cr, Zn, Cu, Ni, Co, Pb, Cd	硫化物矿石氧化地段碳酸盐岩中的次生晕
	酸　性	中性、酸性、碱性	更强的碱性	SiO_2, Mo, Se, U	外生矿床的 U-Se-Mo 矿石，次生晕，硅化木
	蒸　发	强矿化水	更高矿化度的水或蒸发	R^+, R^{2+}, U, Mo, Cl, S, F, Zn, N, I, Br	蒸发岩中常出现的异常（不具工业意义）
	吸　附	低活度的水	低活度的水	R^+, R^{2+}, P, S, V, Cr, Zn, Ni, Co, Cu, U, As, Mo, Hg, Ra	泥炭和粘土中许多金属元素的次生晕，聚集在泥炭沼泽和粘土中的铀矿石（假设的）
机械障	水—空气	强机械迁移	弱机械迁移	Fe, Ti, Zr, C, Cr, Nb, Ta, Sn, Pd, Au, Ru, Ir, W, Hf, Os, Rt, Rh等	金刚石、金、铂、钍、锆、钛和其它砂矿
生物化学障	未确定	多种多样	多种多样	O, C, H, Ca, K, N, Si, Mg, P, S, Na, Cl, Fe, Ba, Sr, Mn, B, F, Zn, Rb, Cu, V, Ge, Ni, As, Co, Li, Mo, I, Se, Ra	腐植层中的次生晕和无矿化异常

（据А. И. Перельман, 1977）

在元素迁移过程中，由于外部条件在局部地段发生比较剧烈的变化，元素迁移的活动强度就会在较短距离内急剧减小，并在该地段富集。这种地段或环境称为地球化学障。表生带中地球化学障可分为物理化学障、生物化学障和机械障（见表2—5）。深成（深部）迁移带地球化学障有热力学障、氧化—还原障和碱性—酸性障等。掌握元素迁移的地球化学障，化探工作者就可根据观测到的地质和地球化学特征，判断可能形成异常的地段和异常形成的原因。

二、元素迁移的方式

元素迁移的方式繁多，这是因为元素的存在形式多种多样，而不同存在形式的元素迁移方式不同，甚至同一存在形式的元素迁移方式也不尽相同。元素迁移方式可以归纳为下述两类：

（一）元素存在形式的转化

1．结合方式

原子转化为分子、原子或离子结合成络离子或化合物、气体冷凝为液体或直接结晶为晶体、液体过冷却为固态非晶质或结晶为晶体、固态的非晶质转化为结晶质、液态混合和固溶体的形成、等等，都属于元素由原来的存在形式以结合方式转化为新的存在形式。

2．分离方式

固溶体的分解、固体熔融为液体、固体溶解于液体介质（主要是水）形成真溶液和胶溶体或直接升华为气体、液态分离、液体蒸发为气体、岩（矿）石、矿物和化合物的分解，等等，都属于元素由原来的存在形式以分离方式转化为新的存在形式。

（二）元素空间位置的明显变化

1．液态流动方式

在热液作用中以及在水圈内，元素主要是以水溶液（真溶液和胶体溶液）流动方式进行迁移；在岩浆作用和超变质作用中，元素主要是以硅酸盐熔融体流动方式进行迁移。此外，在变质作用中岩石孔隙内水溶液在元素迁移过程中也起着重要作用，生物（尤其是植物）所需要的某些元素（N、P、K、Na、Ca、Fe、Mg等）也是以溶液存在形式从介质中吸收的。

2．气态流动方式

在火山喷气和气化热液作用中以及在大气圈内，元素主要是以气态流动方式进行迁移。此外，生物所需要的某些元素（如C、H、O等）也是以气态存在形式从大气中吸收的，同时也以气态存在形式排泄某些元素。

3．扩散方式

在同一体系（气体、液体或固体）内，当不同部分的某元素浓度不同时，该元素的质点将从高浓度处向低浓度处迁移，直到各部分的浓度相同时为止的现象，称为扩散作用。

在气体、液体和固体中元素都可能发生扩散，它的特点是在扩散过程中体系内元素的浓度发生连续变化，扩散介质不一定发生移动，体系内元素浓度梯度的存在是引起扩散的原因，扩散的速度与浓度梯度成比例，且随距离的增大而迅速减小。

不同元素扩散速度不同。一般说来，阴离子的活动性大于阳离子的活动性，阳离子的活动性又随其半径的减小和电价的增高而降低。扩散速度还同介质的物态有关，气体和液体内的扩散速度一般大于固体内的扩散速度。此外，扩散作

用还受温度、介质的粘滞性和孔隙度等影响。一般说来，介质的粘滞性愈大，扩散速度愈小；扩散速度随孔隙增大而骤然地增大，开放裂隙中扩散速度远远超过微细孔隙中扩散速度。

在成矿、围岩蚀变、成晕和其它地质变化过程中，尤其是在裂隙不十分发育溶液不能畅流的部位，扩散起着重要作用。

4．渗透方式

渗透是指元素通过溶液沿岩石孔隙系统均匀地流动而进行迁移的方式。它的特点是：溶液是流动的，压力差是引起渗透的原因，渗透速度与压力差的大小有关，有时向着浓度增大的方向流动，溶液在渗透过程中受岩石孔隙所引起的过滤效应影响，可使溶质与溶剂的流动速度不同，造成各部分溶液中浓度有较大的变化。在溶液的前锋常浓集阴离子和过滤效应系数较大的元素，而溶液的尾部浓集着过滤效应系数较小的元素。溶液渗透主要受岩石孔隙度和渗透性控制，主要发生在裂隙构造发育的地段。

溶液在渗透过程中也发生扩散，二者多是相互结合彼此影响，通常只能考虑是渗透还是扩散起主导作用而已。

5．交代方式

交代作用是指在有溶液参与的固体状态下进行的有元素加入和带出的一种置换作用。在交代过程中，原有矿物的破坏和新矿物的形成同时进行，并使原岩的化学成分和结构构造发生变化。交代作用主要是受溶液的化学成分、岩石的物理和化学性质、以及裂隙构造控制。

根据元素加入和带出的方式，可将交代作用分为扩散交代作用和渗透交代作用。但在交代作用中，扩散可因孔隙溶

液发生流动而被渗透作用复杂化，而渗透溶液也可因过滤效应或与围岩交代而造成浓度差异，引起扩散作用的叠加。

6．机械搬运方式

机械搬运是指元素组成的固态物质（岩石和矿物等碎屑）在外力作用下，以机械运动形式进行迁移的方式。机械搬运主要见于表生地质作用之中。风化和剥蚀作用产生的碎屑物质在重力、地表流水、风或冰川等作用下，以机械搬运方式迁移。在搬运过程中（尤其是被地表流水搬运时）碎屑物质按粒度和比重进行分异（分选），在一定条件下沉积下来。

三、影响元素迁移的因素

（一）元素的存在形式

元素的存在形式明显地影响元素的迁移能力。通常呈气态存在的元素活动性最强，迁移能力最大；呈液态存在的元素次之；而呈固态存在的元素活动性最弱，迁移能力最低。尤其是元素空间位置的明显变化，一般都要借助于气态或液态介质的搬运才能实现，甚至在固体状态发生的交代和变质作用，也有孔隙溶液参加。因此，可以说元素的迁移往往是从岩石、矿物的熔融、分解和元素的浸出开始。在一般情况下，呈吸附离子形式存在的元素（如被粘土矿物、胶体质点、晶体的裂隙和缺陷所吸附的离子等）较容易被溶液浸出，迁移的能力较强。而参加矿物晶格的元素，除随矿物机械搬运外，必须在晶格遭到破坏的情况下才能进行迁移。

（二）元素的地球化学亲合性

在地壳中元素相互结合形成化合物具有明显的规律性，如亲铁性和化学惰性、亲氧性和亲硫性等，反映了元素在地

质作用中的化学行为和存在形式。亲氧（亲石）元素主要集中在岩石圈，与 O、F、Cl 的亲合力强，主要形成含氧盐，其次形成氧化物，少数形成卤化物。亲硫（亲铜）元素与 S 的亲合力较强，多形成硫化物，部分形成硒化物和碲化物，一部分可呈自然元素产出(如Au、As、S、Cu、Hg、Bi等)。亲铁元素与 Fe 有较强的亲合力，可呈自然元素和金属互化物产出。亲生物元素分布在生物圈，分别集中于生物体的不同部位。亲气元素主要分布在大气圈中，呈气态的单原子分子或双原子分子存在。

（三）化合物和矿物的性质

化合物和矿物的硬度、沸点、熔点和溶解度等性质都对元素迁移有很大的影响。元素所组成的化合物和矿物沸点、熔点越低，就越易于转变为气态和液态，故元素的迁移能力也就越强。化合物和矿物的溶解度决定了元素进入溶液的难易程度，溶解度越大，元素的迁移能力也越大。矿物的硬度越大，抗风化能力也就越强，常呈砂矿物存在，以机械搬运方式进行迁移。

离子键型和共价键型晶体具有较高的熔点和沸点，较大的硬度，许多离子键型晶体易溶于水，其溶解度是随着离子半径的增大和电价的减小而增高。分子型晶体的熔点和沸点较低，硬度较小，溶解度也较大。

（四）原子的重力性质

各种元素的原子量不同，不同元素及其组成的矿物重力性质也不同。因此，无论元素以什么样的形式存在、以什么样的方式迁移，都将受重力法则的支配，即比重最小的将向上浮，比重最大的将下沉。例如，机械分选、结晶分异和液态分离等都与原子的重力性质有关。

（五）化合物和晶体的能量性质

化合物的稳定性决定了其组成元素的迁移能力，化合物越稳定其组成元素的迁移能力越弱。化合物的稳定性与化合物的生成热有关。一般说来，化合物的生成热越大，化合物就越稳定。例如，氧化物、硫化物和卤化物的生成热，氧化物最大，卤化物最小，故氧化物比硫化物和卤化物要稳定。

晶格能不仅是衡量晶体内元素结合的稳固性标志，而且还可判断化学反应的进行方向和矿物从熔融体或溶液中晶出的顺序。晶格能越大的离子型晶体硬度越大、熔点也越高，其组成元素的迁移能力也就越弱。

（六）温度和压力

温度和压力是影响元素迁移的重要的物理化学条件。

温度是决定元素及其化合物的物态，直接影响元素的迁移能力。当温度升高时，固态转变为液态（熔融）、固态和液态转变为气态（升华和蒸发），熔点、沸点和挥发性不同的元素及其化合物可发生分离，可使晶体的稳定性变弱和增强类质同象形成的能力，促进重结晶作用，提高溶解度等。当温度降低时，气态和液态转变为固态，引起熔点和沸点不同的元素及其化合物分离，可使固溶体分离等。温度变化还可影响化学反应的速率和方向，升温可促使反应速度加快，引起吸热反应，而降温可减缓反应的速度，引起放热反应。

压力差是引起气态和液态物质流动和渗透的直接原因。压力的变化对元素的迁移也有重要影响，压力降低可引起气液相的分离（如气体从熔融体或溶液中析出），压力升高可使化学反应向减小体积生成比容小的生成物方向进行。此外，压力也是决定矿物稳定范围的重要因素之一。

（七）浓度

元素及其化合物在介质中的浓度也是影响元素迁移的物理化学条件之一。浓度差的存在是引起扩散的直接原因。在熔融体中超过共结比的组分就要晶出。在溶液中浓度增高而达到过饱和的组分就要晶出或沉淀；反之，当某种组分浓度降低时，将使已晶出或沉淀的组分重新溶解。在一定的温度和压力条件下，化学反应的方向取决于反应物和生成物在介质中的浓度变化。当某一组分的浓度改变时，反应将向着消除浓度变化的方向进行。

（八）氧化还原电位和酸碱度

元素的氧化还原电位是度量氧化还原的标准。当介质中同时存在两种或两种以上变价元素时，它们之间将发生氧化还原反应。元素的氧化还原电位（Eh）越大，该元素的高价离子将使介质中其它低价离子氧化为高价离子．该元素则被还原为低价离子。这种变化可使元素及其化合物的溶解度发生变化，而影响元素的迁移能力。例如，一些变价元素（如Fe、Mn、Co、Ni、Ti、Pb等）的高价化合物较易水解，故这些元素的低价离子比高价离子更易迁移；另一些元素（如Cu、U、V、Mo、Cr等）的低价化合物较易水解，故这些元素构成的高价络离子（如UO_4^{2-}、VO_4^{3-}、MoO_4^{2-}、CrO_4^{2-}等）比低价离子更易迁移。在内生矿物或岩石中共生的变价元素，在表生带氧化过程中，可因氧化还原电位不同而发生分离。例如，内生矿物中Mn^{2+}常与Fe^{2+}呈类质同象产出，在表生带氧化过程中，Fe^{2+}容易被氧化为Fe^{3+}，形成含水的铁氧化物（褐铁矿），而Mn^{2+}可长期保留在溶液中，直到进入强烈的氧化环境或溶液变为碱性时才能形成含水二氧化锰（Mn^{4+}）从溶液中析出。介质的氧化还原电位也影响氧化还原反应，当元素的氧化还原电位高于介质的氧化还

0112526

原电位，该元素就不能被氧化。

溶液的酸碱度（pH）也是影响元素迁移的重要因素之一。溶液的酸碱度对氧化还原电位有明显地影响，氧化还原电位随 pH 值的增大而降低。因此，在溶液的氧化还原电位相同时，同一氧化反应在碱性溶液中比在酸性溶液中更容易进行。例如，二价铁的盐类在酸性溶液中比较稳定，而在碱性溶液中则被迅速氧化为三价铁。溶液酸碱性的变化对不同元素和化合物的溶解度可产生不同的影响。当 pH 值由小到大变化时，有些元素和化合物的溶解度减小；而有些元素和化合物的溶解度增大（如 SiO_2 等）；还有些元素和化合物的溶解度先减小后又增大（如 Al_2O_3、P_2O_5 等）。因此某些共生的元素及其化合物在一定的酸碱度介质中可互相分离。例如，在风化作用中，当 pH＜4 时，AlO_2 很快溶解迁移，SiO_2 则残留于原地；当 pH＝5～9时，SiO_2则溶解迁移，而 Al_2O_3 残留于原地。

除上述因素外，原子的放射性、生物等也对元素迁移有明显影响。

四、地球化学分散

地球化学分散有两种涵义：一是指当地球化学条件改变时，元素在地壳中进行选分、改组与重分配的迁移过程和作用。其二是指元素从一个浓集的源地向四周散布的过程或作用。前者常用于研究大规模的区域性地球化学异常，后者多用于研究局部异常（矿体分散晕等）。

为了反映地球化学分散所造成的元素分配特征（元素组合及分带、元素含量及其变化规律、元素存在形式等），而编制的模型和图形称为地球化学分散模式（如图 2—3 和图

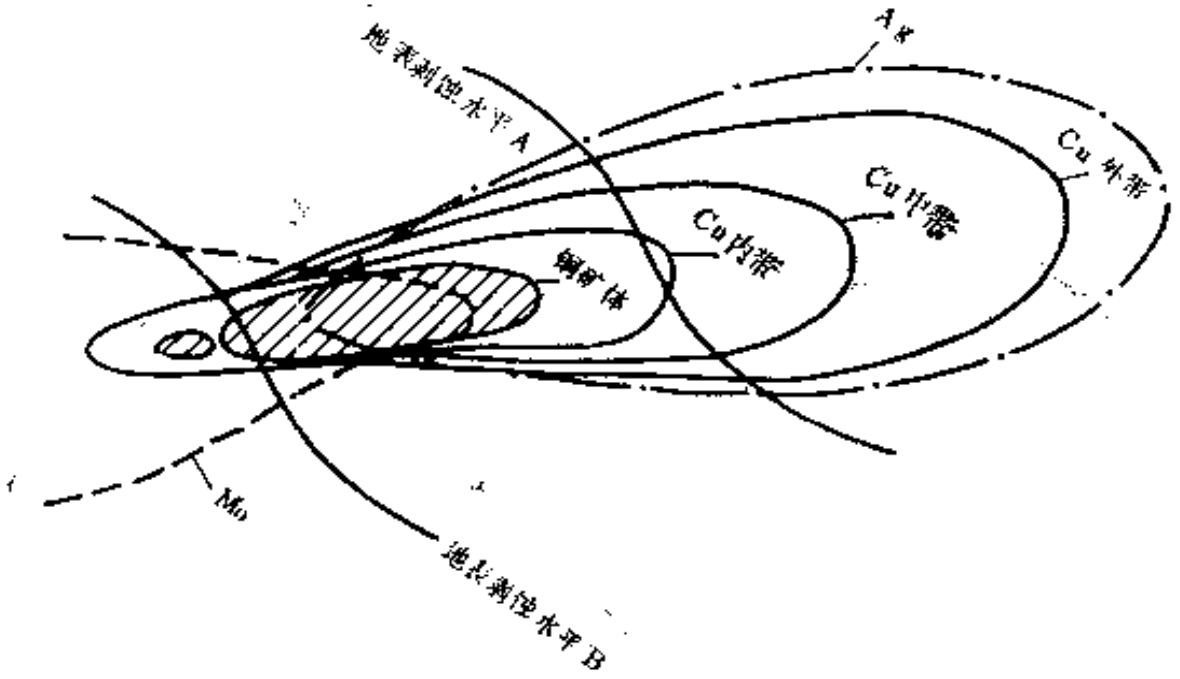

图 2—3 狮子山铜矿床原生晕元素分带模式图

（据地矿部物化探研究所 邵跃 1984）

2—4)。在地壳上广泛存在的分散模式称为正常模式（背景模式)。相对于正常模式，元素含量等地球化学指标明显增高或降低地段的分散模式称为异常模式（往往与矿化有各种关系)。地球化学分散模式是集中表述地球化学资料的综合研究成果的方式方法。它具有简单、直观、易于理解而又便于利用的优点。

近十多年来，国内外的化探工作者依据大量实际资料，建立了一系列矿床地球化学异常模式。它们概括地反映了元素在不同地区、不同类型的矿床内的共同特征，以及元素在空间和时间上的变化规律。矿床地球化学异常模式主要表示：地球化学异常的几何形态，反映形成矿体、矿化带或分

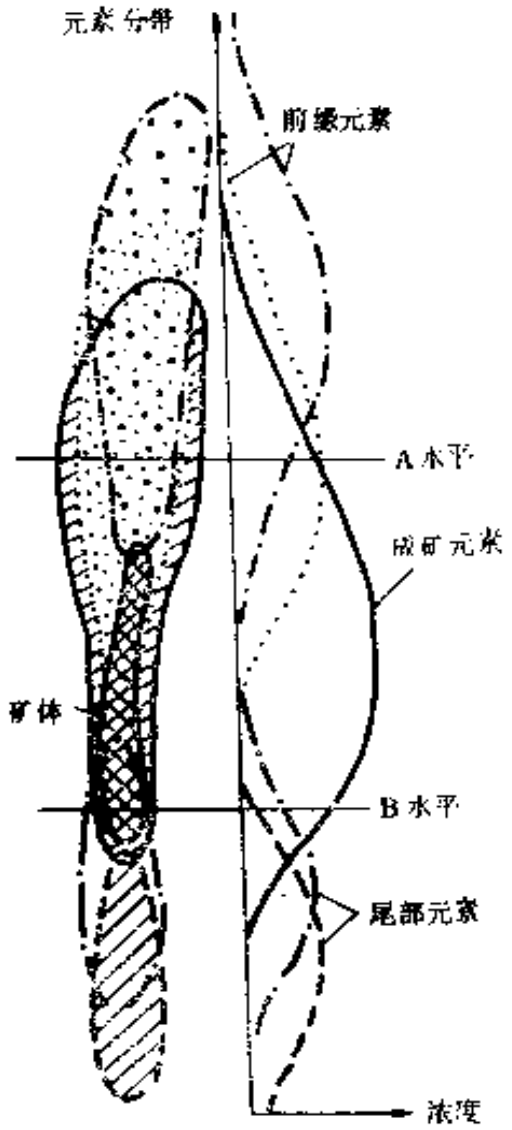

图 2—4　热液矿床元素垂直分带模式示意图
（据地矿部物化探究研所 邵跃 1984）

散晕的控制因素；元素及其分带性，反映矿石成分的空间分布规律；元素浓度分带特征；元素含量梯度变化规律；等等。因此，矿床地球化学异常模式是选择化探方法和解释评价异常的重要依据和途径。

第三章　地球化学指标和找矿标志

第一节　地球化学指标

各种化探方法都是通过发现和评价地球化学异常（地球化学找矿标志）来进行找矿的，而地球化学异常则是根据地球化学指标来确定的。因此，在化探工作中，能否正确选用地球化学指标，将直接影响找矿效果。

一、地球化学指标的概念

地球化学指标是天然物质中能够显示矿体的存在及其某些特点的地球化学特征。目前，所用的地球化学指标，主要有指示元素及其含量、元素比值、累加或累乘值、累加或累乘指数和同位素比值，以及能反映成矿环境的物理化学参数（温度、压力、pH、Eh 等）。

地球化学指标不仅是确定地球化学异常的依据，而且也是评价地球化学异常的重要依据之一。所以，在化探工作中，必须根据所寻找的矿种和矿床类型，以及工作区的成矿地质条件、地球化学条件和自然地理条件等，选择合适的地球化学指标，以便决定合理的具体工作方法。

二、常用的几种地球化学指标

（一）指示元素及其含量

指示元素及其含量是最常用的地球化学指标。所谓指示

元素是指天然物质中某些能够反映矿体存在及其特点的化学元素。

通常所用的指示元素主要是某些与成矿有关的元素，既可以用成矿元素和伴生元素，也可以用控矿元素（Si、Al、Ca、Mg、Fe、Na、K、O、S等）和运矿元素（K、Na、F、Cl、B、C、P等）。有时也用上述某些元素的化合物或离子。

若以主要成矿元素作为指示元素，称其为直接指示元素。如在寻找铜矿时，用Cu作指示元素，即为直接指示元素；若以伴生元素或其它元素作为指示元素，称其为间接指示元素。如在寻找金矿时，用As、Cu等作指示元素，即为间接指示元素，能够用来寻找多种矿产的指示元素，称为通用指示元素。例如，利用Hg作指示元素来寻找汞、锑、金、银以及多金属矿产等，故Hg是一种通用指示元素。对于寻找某种矿产能够起独特作用的间接指示元素，称为探途元素。例如，目前已发现的可用来寻找斑岩铜矿的Mo、寻找金矿的As等，都是较好的探途元素。不断地研究发现新的探途元素是提高化探找矿效果的重要措施之一，因为可以利用探途元素迅速扫面缩小详查地段。按照指示元素距矿体的远近又可将指示元素分为远程（远矿）、中程和近程（近矿）指示元素。一般说来，Hg、As、F、Cl、I为远程指示元素；Cu、Pb、Zn为中程指示元素；Mo、Sn为近程指示元素；Ag、Bi、W的位置还有争论。指示元素距矿体的远近，主要决定于元素的活动性、在成矿溶液中的浓度和迁移方式等，以及围岩的岩性和构造条件、矿床类型等。

指示元素的含量通常都是较低的，就是异常含量也是介于矿石边界品位与背景上限之间。因此，在化探工作中使用

的含量单位较小（见附表四）。常用的单位有ppm（百万分之一）和g/t（克每吨）。

$$1ppm = 1g/t = 0.0001\%$$

由于指示元素及其组合和指示元素含量及其变化规律是确定异常和评价异常的依据，所以在选择指示元素时，既要考虑元素对矿体的指示作用，也要考虑元素的分析灵敏度和经济效果。因此，总是选择那些与成矿有关、形成清晰而又具有一定规模异常的、并且又易于分析的元素作为指示元素。

（二）元素比值

元素比值也是常用的地球化学指标之一，它是指同一样品中指示元素对之间的含量比。某些元素比值的空间分布有一定规律，即元素比值随着与矿体的相对位置不同而发生规律性的变化。这种变化反映了元素对之间含量的相关性（互消长关系）。因此，可利用元素比值预测盲矿体和判断矿体的剥蚀程度等。有些元素比值反映了元素对在不同环境中地球化学行为的不同，故可判断异常的性质和覆盖层下矿体的可能位置等。在化探工作中，元素对一定要针对解决的问题合理选择，否则就难以取得满意效果。

（三）累加或累乘值

为了提高异常的可靠性和强度，可将样品中一组（一般是2～4个）指示元素的含量以某种方式组合为一个地球化学指标。被组合的指示元素是按照元素的分带性加以选择的，通常是按前缘（矿上）元素或尾部（矿下）元素分别组合。被组合的指示元素含量在样品中应呈正相关（共消长）关系。常用的组合方式有累加和累乘两种。在进行组合之前，先将元素含量作适当变换，以便统一各指示元素含量所占比例，一般是以各指示元素的背景值为计量单位来分别表示各

指示元素的含量（即衬度数值）。然后再将变换后的含量值累加或累乘，就得到累加或累乘值。由于累加或累乘值是互有关联信息（元素含量）的综合反映，所以利用累加或累乘值确定的异常往往比利用单元素含量所确定的异常更可靠，而且异常的强度和规模也更大。

（四）累加或累乘指数

累加或累乘指数是同一样品中前缘（矿上）元素的累加或累乘值与尾部（矿下）元素的累加或累乘值的比值。一般说来，在工业矿体的邻近和前缘部位累加或累乘指数较高，向尾部逐渐降低；在分散矿化周围累加或累乘指数则没有明显的变化。因此，可利用累加或累乘指数的变化特征，来判断矿体的剥蚀程度、预测盲矿体、以及分辨工业矿体和分散矿化。

第二节　地球化学找矿标志

地球化学找矿标志——地球化学异常是化探的主要研究对象。地球化学异常是相对于地球化学背景而言的，二者都是地球化学分散结果的具体表现。

一、地球化学背景

在化探工作中，将无矿地区或未受矿化影响的地区称为背景区或正常区。在背景区内天然物质中地球化学指标（地球化学特征）的数值，称为该地球化学指标的地球化学背景。地球化学背景不是恒定的数值，而是在一定区间内变化的数值。地球化学背景的均值（数学期望）称为背景值。地球化学背景的最大值称为背景上限。合理地确定背景值和背

景上限是很重要的，直接影响找矿效果。由于不同地区的背景值是不同的，所以当工作区的范围较大时，则需要将工作区划分为若干子区分别确定背景值。

二、地球化学异常

在某些地段的天然物质中地球化学指标的数值与周围地球化学背景有显著不同的现象，称为地球化学异常现象；表征地球化学异常现象的地球化学指标的数值，称为地球化学异常值；具有地球化学异常现象的地段，称为地球化学异常地段。通常将上述三者统称为地球化学异常，简称为异常。

地球化学异常的分类是多种多样的，由于研究的目的不同、分类的依据不同，所划分的种类也不同。现将常用的几种地球化学异常分类介绍如下：

（一）正异常和负异常

这是依据异常值与背景的相对大小对异常的分类。异常值明显高于背景的异常，称为正异常；异常值明显低于背景的异常，称为负异常。目前，受注意的地球化学异常主要是正异常，而对于与矿化有关的负异常注意不多。在研究正异常时，必须确定异常下限（即背景上限），也就是异常值的最小值。把低于异常下限的地球化学指标数值（包括负异常值）都作为地球化学背景范围；把高于异常下限的地球化学指标数值都作为地球化学异常值。在研究负异常时，要确定异常上限，也就是异常值的最大值。

（二）原生异常和次生异常

这是依据异常所赋存的介质不同对异常进行的分类。赋存在岩石中的异常称为原生异常；赋存在地表松散覆盖物、水系沉积物、水、空气或生物中的异常称为次生异常。

原生异常依据异常范围的大小可划分为：地球化学省、区域地球化学异常和局部地球化学异常。地球化学省是范围最大的原生异常，其范围可达几千至几万平方公里以上。地球化学省可以看做地壳的一个块段，常与构造成矿带相合。在地球化学省的范围内，某些元素的含量与地壳或同类岩石的平均含量相比有显著的不同，并有一定种类的矿产集中产出，它反映了地壳形成时的原始差异。在地球化学省内的各种岩石尽管时代不同、类型不同，但都能反映出原始差异所造成的某些组分特征。地球化学省的特征也能反映在该范围内各种松散覆盖物、水系沉积物、水和生物中。因此，也可借助上述物质的分析资料来划分地球化学省。地球化学省可为矿产预测提供依据，指导矿产普查工作的部署。区域地球化学异常是范围较大的原生异常，其范围为几至几百平方公里。区域地球化学异常的形成常常与某一时代的成矿作用有关，或者与某种岩浆岩、沉积岩中某些元素的区域性高含量分布有关。区域地球化学异常范围内松散覆盖物、水系沉积物、水、大气和生物中也会有次生异常存在。区域地球化学异常可为矿田、矿床的预测提供依据。局部地球化学异常是范围最小、强度最大的原生异常，其范围一般多小于一平方公里。局部地球化学异常往往反映矿床、矿体和矿化的存在，是直接寻找矿床和矿体的标志。局部地球化学异常范围内及其附近的松散覆盖物、水系沉积物、水、大气和生物中往往也存在次生异常。

次生异常依据异常的赋存介质和形成方式可划分为：碎屑异常、水成异常、生物成因异常和气体异常。碎屑异常是在物理风化和机械营力作用下形成的，异常物质赋存在难溶性固体颗粒（碎屑矿物等）之中并与固体颗粒同时形成的次

生异常。碎屑异常可以是原地风化形成的，如矿体上面残积物中的异常；也可以是各种机械营力（如重力、水、冰和风等）搬运形成的，如各种运积物（如坡积物、洪积物、冲积物、冰积物和风积物等）中的异常。水成异常是异常物质在水中呈简单离子、络合物或胶体等状态被搬运后形成的次生异常。如果异常物质仍留存水中称为水化学异常；如果异常物质经过水搬运后，以各种形式（如凝胶、沉淀、共沉淀和吸附等）析出在某种松散覆盖物中，称为某种覆盖物中的水成异常。生物成因异常是由生物（动物、植物和微生物）活动形成的次生异常。例如，植物从土壤中吸收某些元素后，并在体内聚集而形成的异常；聚集了某些元素的植物遗体在地表腐烂、分解而在腐殖土中形成的异常等。气体异常是以气体状态存在的异常。气体异常可以存在于近地面的空气中，也可以存在于岩石或土壤的空隙内。

（三）同生异常和后生异常

这是依据异常物质与其赋存介质的生成先后关系对异常进行的分类。异常物质和赋存介质是同时生成的异常称为同生异常；异常物质是在赋存介质形成之后代入的异常称为后生异常。例如，水系沉积物中的碎屑异常、植物中的生物异常都是同生异常；各种热液矿体周围的原生异常则是后生异常。

此外，依据异常的成因可将异常划分为内生异常和外生异常；依据异常与异常源的位置关系可将次生异常划分为上邻异常和侧移异常；依据异常与矿的关系可将异常划分为矿致异常和非矿异常、矿体异常和矿化异常；依据异常的几何形态和与异常源的位置可将异常划分为分散晕、分散扇和分散流；等等。

三、地球化学分散晕

地球化学分散晕（简称分散晕或晕）是指矿体形成或破坏过程中，在矿体周围的天然物质中形成的地球化学异常地段。分散晕与异常是有区别的，分散晕是异常的一种特殊形式，具有一定的几何形态涵义。一个分散晕需要在平面上或三度空间内才能表达出来。既不能把范围很大且形状与界限不甚规则或不易查明的区域异常和点异常称为分散晕，也不能把构成分散晕的某一部分或某一剖面上的异常称为分散晕。

依据赋存介质的不同可将分散晕划分为原生晕（环绕在矿体周围赋存在岩石中的异常地段）和次生晕（在矿体周围赋存在松散覆盖物、水、空气或生物中的异常地段）。次生晕可进一步划分为机械分散晕、土壤晕、水晕、气晕和生物晕等。此外，依据地球化学指标的不同，可将分散晕划分为单元素晕、组合晕（累加晕和累乘晕）、热晕、蒸发晕等。

第四章　地球化学探矿方法

根据地球化学探矿采样介质的不同，可将地球化学探矿方法分为：

岩石地球化学测量

土壤地球化学测量

水系沉积物测量

水化学测量

气体地球化学测量

生物地球化学测量等

此外，还有某些具有独特技术手段的地球化学探矿方法，如同位素地球化学探矿方法、包裹体地球化学探矿方法、航空地球化学探矿方法和海洋地球化学探矿方法等。

岩石地球化学测量、土壤地球化学测量和水系沉积物测量是目前常用的比较成熟和有效的化探方法，是本章主要叙述内容。

第一节　岩石地球化学测量

岩石地球化学测量，简称岩石测量，它是通过系统采集和分析岩石样品发现原生地球化学异常，而进行找矿的一种化探方法。岩石测量与原生晕找矿法不同，原生晕找矿法是通过发现和研究基岩中矿体原生晕进行找矿的化探方法，而岩石测量不仅要发现和研究局部地球化学异常（包括原生

晕），而且还要发现和研究区域地球化学异常和地球化学省。下面重点介绍利用矿体原生晕进行找矿的有关问题。

一、岩石测量找矿的基本原理

一般说来，各类矿床都有不同发育程度的原生晕。原生晕和矿体一样，都是成矿作用的产物，并受形成矿体的各种地质因素的控制。目前，对原生晕形成机理还缺乏广泛深入的研究。下面只对应用和研究较多的与各种热液矿床有关的原生晕形成和特征加以介绍。

（一）原生晕的形成

对于各种热液矿床原生晕形成的一般看法是：在矿液沿构造通道自深部向上运移的过程中，因物理化学环境的改变，使得矿液中某些成矿组分析出，并在有利场所大量沉淀聚集，形成矿体；与此同时，矿液也必然对矿体周围的岩石产生影响。这种影响一方面改变围岩的矿物成分和结构构造，即近矿围岩发生蚀变，形成围岩宏观上的变化——蚀变带；另一方面改变围岩的化学成分，矿液中与成矿有关的化学组分以流渗、射气、渗滤和扩散等方式进入围岩导致围岩中某些特征元素含量升高，且产生特殊的元素组合；同时矿液又通过选择性溶解、置换等方式将围岩中某些化学组分带走或再分配，便形成了原生晕。原生晕的发育程度主要是受元素地球化学性质，围岩的物理、化学性质和构造裂隙的产状、形状、发育程度，以及含矿溶液的物理化学条件等控制。

（二）原生晕的基本特征

1．组分特征

由于原生晕与矿体有共同的物质来源，故二者在组分上有很大的相似性。成矿元素和伴生元素、运矿元素、控矿元

表 4—1　我国某些矿床原生晕的指示元素

矿种	类　型	产　地	矿石的金属矿物成分	指示元素
铜	矽卡岩型	湖北某地	辉铜矿和斑铜矿为主，黄铜矿次之	Cu, Ag, Bi, As,(Zn)
	黄铁矿型	甘肃某地	黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿为主，方铅矿、毒砂次之	Cu, Zn, Pb, Ag, As, Mn
	热液型	福建某地	黄铜矿为主，黄铁矿、方铅矿、毒砂、闪锌矿次之	Cu, Pb, Zn, Sn
铜锌	热液型	广西某地	闪锌矿、磁黄铁矿、毒砂、黄铜矿、黄铁矿、锡石	Cu, Sn, Pb, Zn, Sb, Ag, W
	变质热液型	辽宁某地	黄铜矿、闪锌矿为主，黄铁矿、磁黄铁矿次之	Cu, Zn, Ag, As
铜钼	矽卡岩型	湖北某地	黄铜矿、黄铁矿、斑铜矿、辉钼矿为主	Cu, Ag, Mo, Zn, Pb
铜铁	矽卡岩型	安徽某地	磁铁矿、赤铁矿、黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿为主	Cu, Ag, As, Zn, Mo, Mn
多金属	热液型	广东某地	方铅矿、闪锌矿、磁黄铁矿、黄铁矿为主	Cu, Pb, Zn, As
	热液型	陕西某地	黄铜矿、磁铁矿、黄铁矿、方铅矿、闪锌石、毒砂	Cu, Ag, As, Pb, Zn

锡	热液型	云南某地	锡石、毒砂、磁黄铁矿、黄铜矿、方铅矿	Sn, Cu, Bi, Mo, In, Pb, Cd, Ag, Mn
锡铅锌	热液型	湖南某地	方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、锡石、磁铁矿、、辉钼矿、毒砂	Pb, Zn, As, Cu, Mo, Mn, Sn
铅锌	热液型	辽宁甲地	方铅矿、闪锌矿为主、有少量黄铁矿	Pb, Zn, Ag, Cd
	热液型	辽宁乙地	方铅矿、闪锌矿为主，毒砂、黄铁矿、黄铜矿次之	Pb, As, Zn, Cu, Ag
钼	矽卡岩型	辽宁某地	辉钼矿为主、有少量方铅矿闪锌矿、黄铜矿、黄铁矿	Mo, Pb, Zn, Cu, As
金	热液型	吉林某地	自然金、方铅矿、黄铜矿	Cu, Pb, Zn, Ag
汞锑	热液型	陕西某地	辰砂、辉锑矿为主、有少量方铅矿、闪锌矿	Hg, Sb, As, Zn, Cu
汞	热液型	贵州某地	辰砂为主、并有辉锑矿、雌黄、雄黄	Hg, Sb
铁	热液型	云南某地	赤铁矿、菱铁矿为主，伴有黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、毒砂	Cu, Zn, Mn, Ni, V, Pb, Ti, As, Co, Ag
	热液型	贵州某地	褐铁矿、菱铁矿为主，伴有方铅矿、闪锌矿	Mn, Cr, Pb, Zn, As, Cu

素都可以成为原生晕的组分。此外，在一定条件下围岩的某些组分也可以成为原生晕的组分。因此，热液矿床的原生晕具有多组分的特征。

主要成矿元素往往在矿液中含量高，常形成与矿体紧密伴在的清晰原生晕，能比较可靠地指示矿体的存在。很多伴生元素具有较强的活动性，常形成很大的原生晕，有利于发现矿体，特别是盲矿体；某些伴生元素只出现于某一成矿阶段，可用来划分成矿阶段和判断矿化的范围。成矿元素和伴生元素往往构成一定的元素组合，可用来预测矿石类型和矿床类型。因此，经常选用成矿元素和伴生元素作为指示元素（见表4—1）。

运矿元素、控矿元素和围岩中某些组分，也能在不同程度上指示矿体的存在，在一定条件下可以选作地球化学指标。如黑龙江多宝山斑岩铜矿床，利用 K_2O 的含量，以及 K_2O/Na_2O 的含量比值为地球化学指标，较好地圈定了矿化带。又如江西德兴斑岩铜矿床，围岩组分 Mn 的原生晕也较好地反映了矿床的存在。

2．指示元素的含量特征

原生晕内指示元素的含量特征，一是含量低，二是变化大。

原生晕内指示元素含量大都在矿体边界品位和背景上限之间。同一原生晕内不同指示元素的含量，一般是有很大差别的（见表 4—2）；同一指示元素在不同类型矿床的原生晕中，含量通常也有很大差别。例如，Hg 在汞矿体原生晕中含量可达 $n\cdot10\sim n\cdot10^2$ ppm，而在铅锌矿体原生晕中含量仅为 $n\cdot10^{-1}\sim n$ ppm。原生晕中主要成矿元素的含量高低，受矿化强度的控制，即在一定程度上反映了矿石中该元素含量的

表 4—2　广西某锌铜矿床原生晕指示元素含量表

矿体类型	指示元素的平均含量(ppm)			
	Sn	Cu	As	Pb
矽卡岩型锌铜矿体	357	812	1219	87
热液型锌铜矿体	497	533	1082	510

高低。原生晕中指示元素的含量高低，也受矿体剥蚀程度、岩石的性质和构造发育程度等影响。

大多数情况下，指示元素的含量在原生晕中呈不连续的跳跃式变化，变化的总趋势是有规律的。当指示元素为成矿元素和伴生元素时，其含量多是自矿化中心向外逐步降低，直至趋于背景含量；当指示元素为围岩中某些组分时，其含量多是在矿化中心附近最低，向外逐步增高，直至趋于背景含量。

研究指示元素的含量及其变化，不仅对评价原生异常的含矿性有重要作用，而且对研究原生晕的形成及其特征也有重要意义。

3．形状和规模特征

原生晕的形状和规模是指利用地球化学指标的背景上限（或异常下限）所圈定的异常在三度空间的几何形态和大小。

原生晕的形状是多种多样的，归纳起来有板状、等轴状和不规则状三种类型。原生晕的形状主要是受矿体或矿化带形状的控制，特别是各种热液矿床，原生晕往往包围着形状与其相近的矿体。另外，指示元素的地球化学性质，围岩的物理、化学性质和构造裂隙的形态、产状及发育程度等，对原

生晕的形状有明显的影响。因此，当利用原生晕的形状推断矿体形状时，还应注意其它因素的影响。例如，一些活动性强的元素（如 As、Hg、Sb、Ag、Pb、Zn 等）形成的原生晕形状在剖面上多是上部膨大下部狭小，与矿体形状有较大差别；一些活动性弱的元素（如W、Sn、Mo、B等）形成的原生晕形状多与矿体形状相近。又如，当含矿断裂密集分布时，各矿体的原生晕相互连接和重叠，这样的复合原生晕只能反映整个含矿带的形状，不能反映单个矿体的形状。

一般说来，原生晕的规模要比其包围的矿体规模大得多，特别是热液矿床，原生晕往往沿着控矿构造延伸很远。原生晕的规模主要受矿体规模和矿化强度的控制，矿体的规模越大、矿化程度越强原生晕的规模往往也越大。另外，成晕元素的地球化学性质及其迁移方式，围岩的物理、化学性质和构造发育程度等，也都对原生晕的规模有很大影响。

4．原生晕与矿体的空间位置关系

热液矿床的原生晕，按其与矿体的相对位置，划分为下列几部分（见图4—1）：

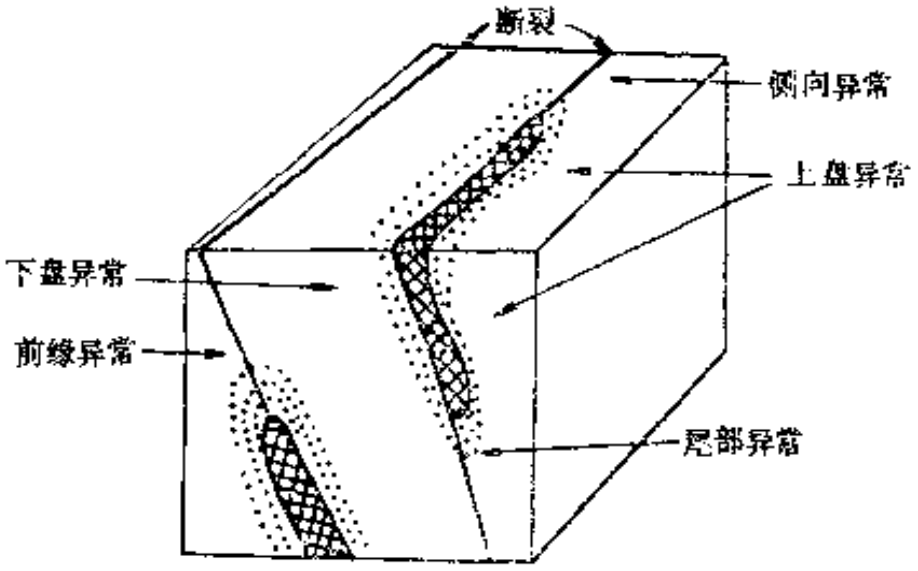

图 4—1　原生晕示意图

前缘异常：是原生晕沿矿体轴向靠近地表的部分。由于矿液通常是从地下深处向地表运移，前缘异常是残余矿液离开成矿位置继续向前运移留下的痕迹。

毗邻异常：是原生晕位于矿体上、下盘的毗邻部分，可进一步分为上邻（上盘）异常和下邻（下盘）异常。

侧向异常：是原生晕沿矿体走向向外延伸的两侧部分。

尾部异常：是原生晕沿矿体轴向靠近地下的部分。尾部异常是矿液尚未到达成矿位置以前所留下的痕迹。

研究原生晕中前缘异常和尾部异常的特征（如元素组合、元素比值、累加或累乘指数的变化等）可预测盲矿体和判断矿体的剥蚀程度。

根据原生晕与矿体的空间位置关系，可将原生晕划分为同心的、偏心的和离心的三种基本类型；各类型又可根据原生晕各部分的发育程度划分为各种形式，如图4—2所示。

研究原生晕与矿体的空间位置关系及其各部分发育程度，可预测矿体的赋存位置。

5．原生晕的分带性

在原生晕中，由于各种成晕元素的含量变化、空间分布和成晕的规模等特征各不相同，自矿体向外常呈现出规律性变化的现象，这就是原生晕的分带性。在成矿元素构成的单元素晕中，由元素含量自矿体向外呈现规律性变化而显示的分带，称为浓度分带或含量分带。浓度分带按元素含量自高至低（即自矿体向外）可划分为内、中、外三个浓度带。由不同成晕元素的空间分布和成晕的规模不同而显示的分带，称为组分分带或元素分带。

热液矿床的矿体原生晕分带往往有一定的方向性，沿矿液运移方向上显示出的分带，称为轴向分带；沿矿体走向方

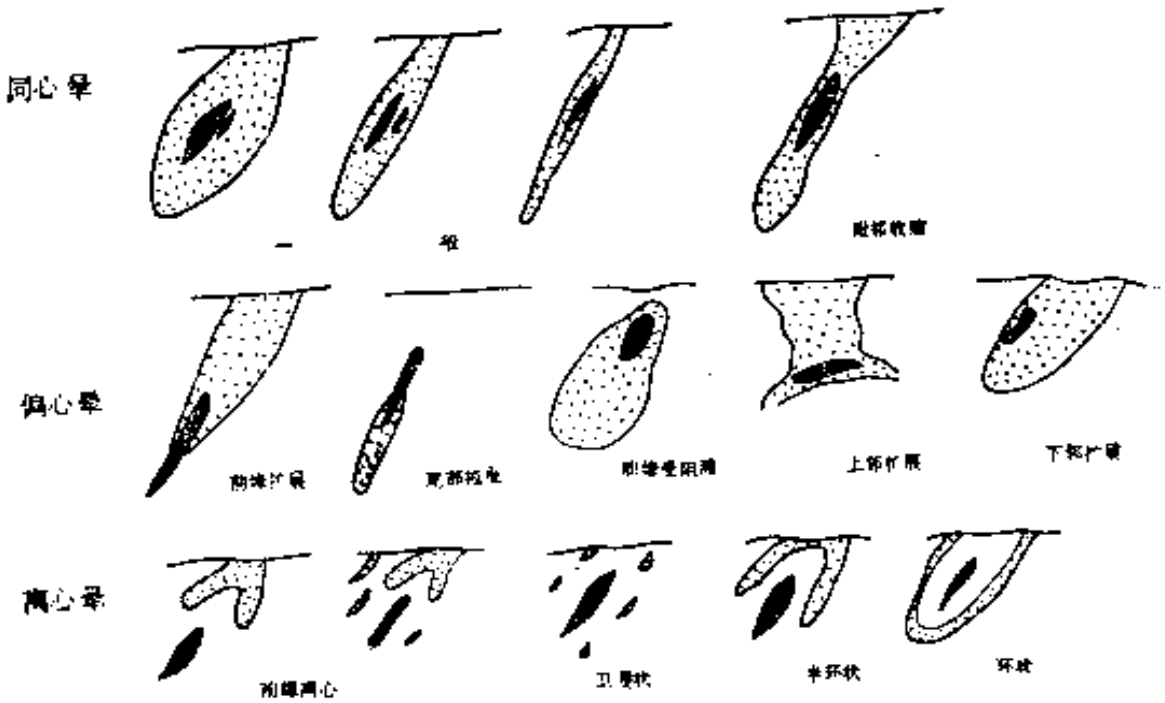

图 4—2　原生晕与矿体的空间位置关系示意图

A—同心晕；B—偏心晕；C—离心晕

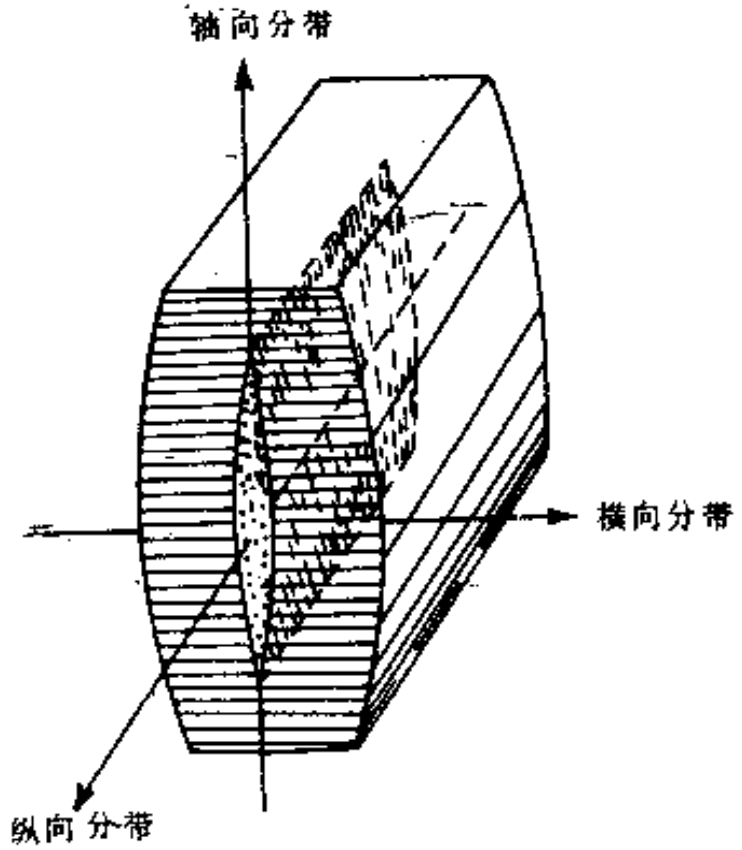

图 4—3　原生晕的分带方向

向上显示出的分带，称为纵向分带；沿垂直于矿体走向上方向显示出的分带，称为横向分带（或侧向分带），见图4—3。在大多数情况下，横向分带与轴向分带是一致的。我国化探工作者邵跃（1984）提出热液矿床原生晕元素分带模型，见图4—4。将图展开可得到元素分带序列，从高温至低温：

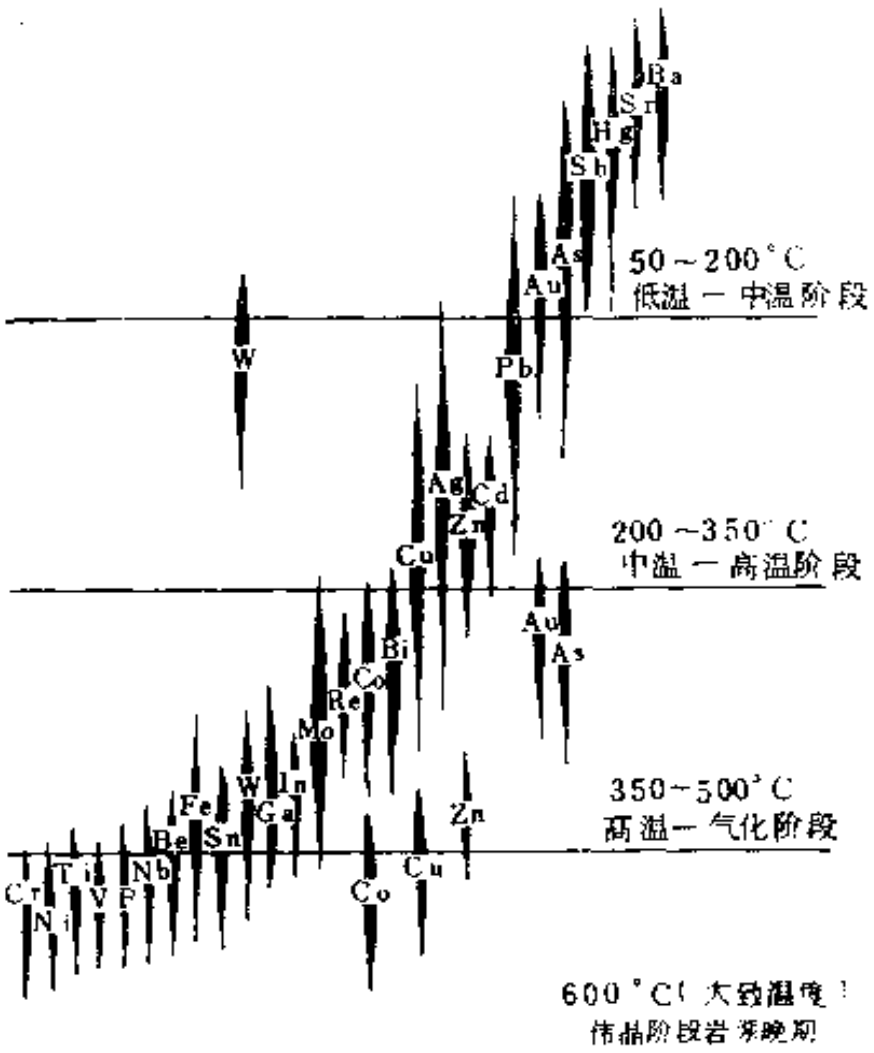

图 4—4　热液矿床元素分带模型示意图

$$Cr—Ni(Co_1,\ Cu_1)—Ti—V—P—Nb—Be—Fe—Sn—W—Zn—Ga—In—Mo—Re—Co_2\ (Au_1,\ As_1)—Bi—Cu_2—Ag—Zn_2—Cd—Pb—Au_2—As_2—Sb—Hg—Ba—Sr$$

某些成晕的伴生元素主要分布在原生晕的前缘异常，称

为前缘（矿上）元素；某些成晕的伴生元素主要分布在原生晕的尾部异常，称为尾部（矿下）元素。不同类型矿床原生晕中前缘元素和尾部元素是不完全相同的。表4—3中列举了某些类型矿床原生晕中前缘元素和尾部元素。

另外，原生晕的分带可按其显示的空间方向不同分为水平分带（沿水平方向显示出来的分带）和垂直分带（沿铅垂方向显示出来的分带）。表 4—4 列举了一些矿床原生晕的水平分带和垂直分带情况。例如，某铅锌矿床，指示元素Pb、

表 4—3

矿　种	前缘元素
多金属矿床	Ba, As, Sb, Ag, Cd
铜矿床	Ba, As, Sb, Ag, Pb, Zn
铀矿床	Ag, Pb, Zn, Cu, Mo
汞矿床	As, Sb, Ba, Ag, Hg
金矿床	As, Sb, Pb, Zn
锡钨钼矿床	As, Sb, Ag, Pb, Zn
主要成矿元素	**尾部元素**
Pb, Zn, Cu	Bi, Co, W, Mo, Sn, (Be, Ni)
Cu	Bi, Co, W, Sn, Mo, (Be, Ni)
U	
Hg	Ag, Pb, Zn, Cu, (Mo, W, Co, Ni)
Au	Mo, Cu, Bi, (Co, Be, Ni, W)
Sn, W, Mo	Cu, Bi, Co

Zn 成晕的规模虽然大致相同，但其含量变化并不一致。可是二者的元素比值自矿化中心向外逐渐增高，可分为内、中、外三带，内带小于 0.3、中带 0.3～1、外带1～2，显示出清晰的水平分带（见图 4—5）。又如，福建某斑岩铜钼矿

表 4—4

矿床类型	水平分带*
矽卡岩型铅锌矿床	Ba, Zn, Pb, As, Ag, Cu, Sb
酸性喷发岩中铅锌矿床	Pb, Ba, Ag, Cu, As, Co
矽卡岩型白钨矿床	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

矿床类型	垂直分带**
矽卡岩型铅锌矿床	Sb, Cu, As, Ba, Ag, Pb, Zn, Cu
酸性喷发岩中铅锌铁床	As, Ba, Ag, Pb, Zn, Cu, Co
矽卡岩型白钨矿床	Ba, Pb, Zn, Cu, W, Mo
含金石英脉矿床	Sb, As, Ag, Pb, Zn, Cu, Bi, Mo, Au, Co, Be
铜金矿床	Sb, As, Ag, Cu, Mo, Au
铜铋矿床	Ba, Ag, Pb, Zn, Cu, Bi, Co
铀—钼矿床	Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, U
汞矿床	Ba, Hg(?), Sb, As, Ag, Pb, Zn, Cu, Ni, Co
硫化物—锡石矿床	Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, Sn
层状铅锌矿床	As, Ba, Ag, Cu, Pb, Zn, Co

* 由左到右，各元素形成的原生晕宽度递减；

** 左为前缘元素，向右过渡为尾部元素。

床的原生晕具有明显的垂直分带，其内带为 Mo、Cu、Sn、W等元素组合，中带为 Cu、Au、Bi、Mo等元素组合，外带为Ag、Zn、Pb、As、Cu等元素组合（见图4—6）。

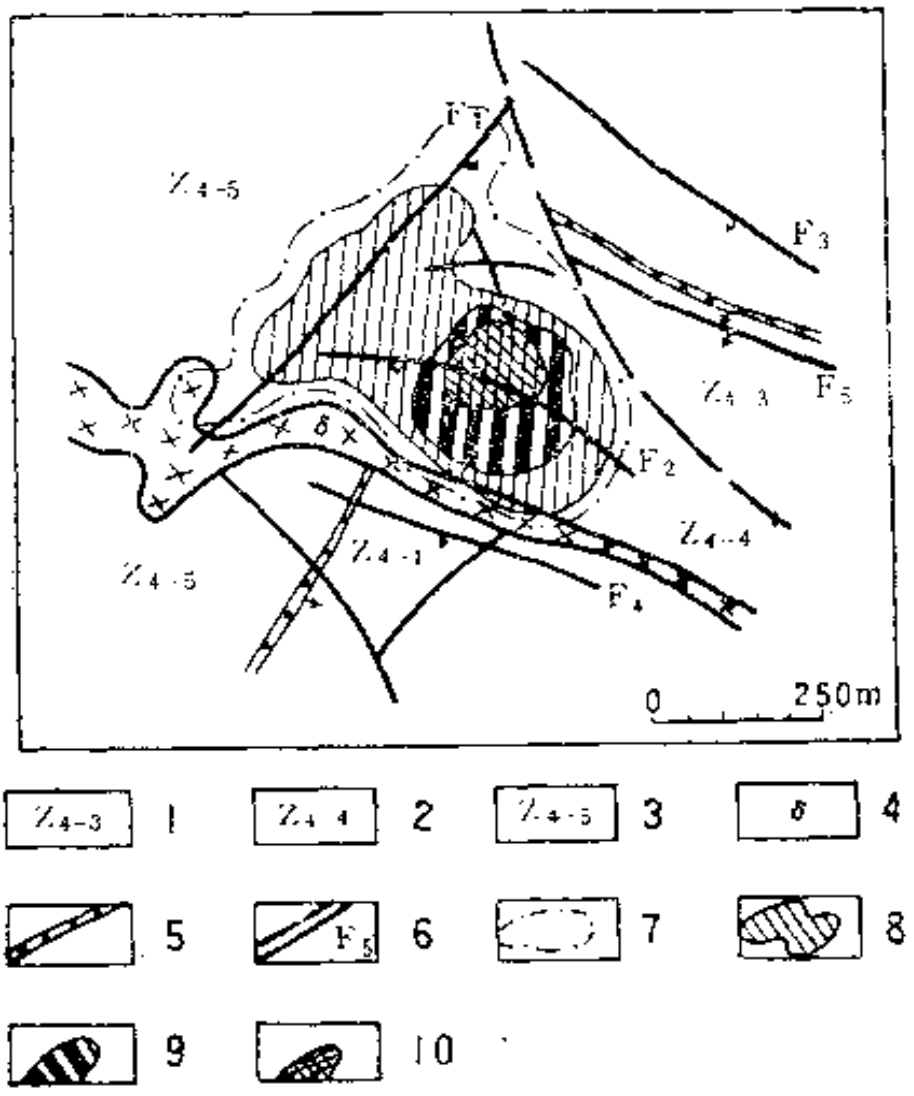

图 4—5　某铅锌矿床原生晕的比值分带

1—豆状白云岩；2—条带状白云岩；3—豆状～条带状白云岩；4—闪长岩；5—破碎带；6—断层；7—Pb、Zn异常范围；8—Pb/Zn＝1～2；9—Pb/Zn＝0.3—1；10—Pb/Zn＜0.3

当热液矿床的矿体呈陡倾斜产出时，其原生晕的垂直分带即为轴向分带，水平分带即为横向分带和纵向分带；当矿体近水平产出时，水平分带则多为轴向分带。

研究原生晕的分带，可为判断矿体的剥蚀程度、预测盲矿体、推断矿体赋存位置、判断矿床或矿石类型等提供依据。

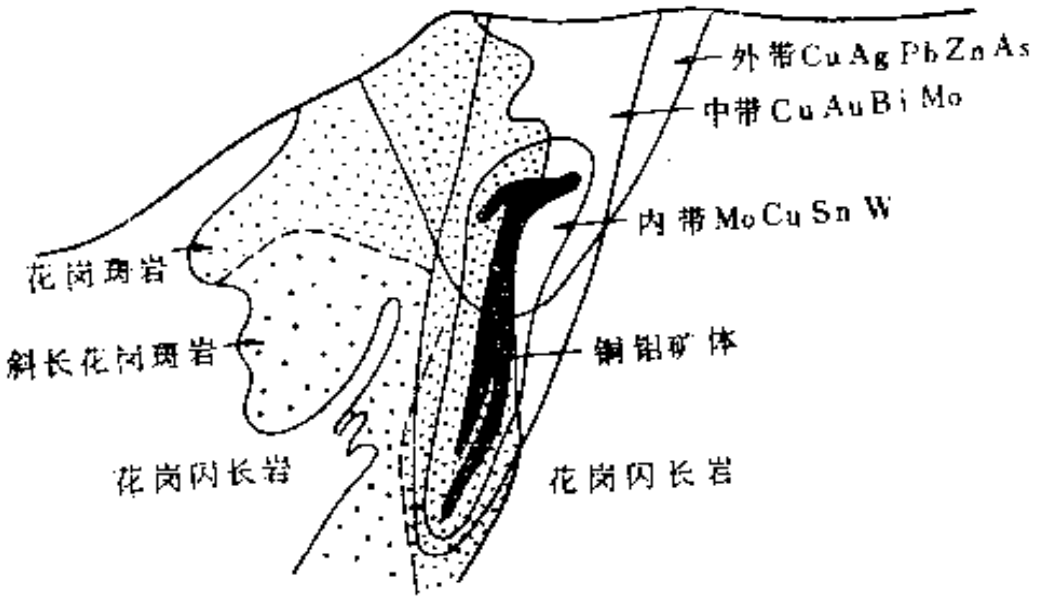

图 4—6　某斑岩铜钼矿床原生晕垂直分带

二、岩石测量的应用

岩石测量在我国是从五十年代末期开始试用的，随着技术方法的改进，找矿效果越来越好，应用范围不断扩大。目前，岩石测量已成为找矿勘探常用的方法，是寻找盲矿体的重要方法之一。

凡是能够形成原生异常的各种矿床，特别是内生金属矿床（主要是各种成因的热液矿床、矽卡岩矿床，其次是岩浆矿床和伟晶岩矿床等）选用岩石测量往往能取得较好的找矿效果。可寻找的矿种有铜、铅、锌、钨、锡、钼、汞、锑、金、银、铂、铬、镍、钒、铌、钽、铀、锂等。

在区调、找矿、勘探和矿山开采各阶段，都可应用岩石测量。只要基岩出露良好或有系统探矿工程揭露的地段，应用岩石测量都能取得较好的找矿效果。

应用岩石测量能解决的具体地质问题，归纳起来主要有

下列几方面：

1．圈定和追索矿体，寻找盲矿体；

2．判断矿体剥蚀程度和深部矿化规模；

3．推断矿床和矿石类型；

4．评价各种地质体（如岩体、地层、矽卡岩体和铁帽等）和断裂构造带的含矿性；

5．研究成矿地质条件（如划分和对比地层或岩体、确定岩相和沉积条件、恢复变质岩原岩成分等）间接指导找矿。

三、岩石测量的野外工作方法

（一）试验工作

在开展野外工作之前，往往结合现场踏勘进行某些试验，为野外工作的正常进行作好准备。

1．试验的种类

根据试验的目的不同，可将试验划分为下列三类：

（1）方法试验

为了解化探方法的找矿效果（有效性）而进行的试验，称为方法试验。在一般情况下，不需要进行方法试验，只有在找矿效果不能肯定时（如寻找新矿种和新矿床类型时，或利用新地球化学指标时等）才进行方法试验。

（2）技术试验

为解决工作中某些具体技术问题而进行的试验，称为技术试验。例如，为确定采样密度，或为强化异常采用新采样方法和分析方法，而进行的试验。

（3）专题试验

为解决工作中遇到的疑难问题和提高找矿效果的关键问题而进行的试验。通常，专题试验多在野外工作中或野外工作的后期进行。

无论哪种试验，都应在已知含矿地段或已知矿体附近进行，以试验结果能否反映矿床或矿体的存在等，作为判断所用技术方法是否合理和有效的标准。

2．试验应解决的主要问题

（1）了解矿石的化学组分，以便选择地球化学指标；

（2）了解地球化学指标在近矿、远矿围岩中变化范围，选择合理的分析方法；

（3）了解原生晕的主要特征和地球化学指标在不同岩性和构造部位的变化，以便选择合理的野外工作方法，并为解释评价提供依据。

确定野外工作方法也可以不通过试验，直接借鉴以往实践经验，结合测区的实际情况加以选择。

（二）样品的采集

1．采样点的布置

采样点的布置，主要有下列三种布置形式：

（1）规则测网

这种布置形式，是将采样点等间距（点距）的布置在相互平行的、等间隔（线距）的测线上，使采样点均匀分布在测区内。

（2）不规则测网

这种布置形式，是根据基岩出露情况，将采样点布置在不规则的测线上，但要尽量使采样点均匀的分布在测区内。

（3）系统剖面

这种布置形式，是将采样点布置在一系列剖面线上，各

剖面线间距可以不相等，也可以不相互平行。

在布置测线和剖面线时，应使其尽量垂直于矿体、含矿带或控矿构造的走向，并考虑通行条件，以便有利于采样。

2．采样间距

采样间距是指相邻测线和相邻采样点之间的水平距离。采样间距主要是根据岩石测量的目的和要求、地质条件的复杂程度、原生晕的规模和工作的详细程度（比例尺）等加以确定的。

在区调工作中，一般不进行系统的岩石测量。当研究侵入岩体的含矿性时，只要在每一个岩体内采取30个以上有代表性样品即可；当研究地层中微量元素的变化情况和含矿性时，可沿一些通过全部地层的典型剖面，逐层采样即可；当研究断裂构造的含矿性时，可选几条垂直于断裂构造走向的短剖面采集样品，有时只采集断层泥或破碎带内的胶结物等为样品；如果只为计算较大地质单元内元素的丰度，可在每一个地质单元内采取30个以上，至多100～200个有代表性的样品即可。

矿产普查阶段，确定采样间距的原则是不能漏掉有意义的原生异常。初步普查时应保证最少有1～2条测线、2～3个采样点控制原生晕；详细普查时应保证最少有3～5条测线、3～5个采样点控制原生晕。

矿床勘探阶段，多数情况是利用各种探矿工程采样。钻孔岩心采样，应按一定间距采样，点距一般为0.5～5m，每个样品在点距十分之一范围内采3～5块大小相近的岩块合并而成的。在探槽、浅井和坑道中采样，基本上与岩心采样方法相同。

表4—5中列出以往岩石测量采样间距的经验数据，以供

表 4—5

比 例 尺	测线间距(m)	采样点间距 (m)
1:5万	500	50～20
1:2.5万	250～200	25～20
1:1万	100	20～10
1:5千	50	10～5
1:2千	20	5～2
1:1千	10	5～1

参考。

3．采样的要求和方法

岩石测量的采样对象主要是岩石（包括矿石），有时为了强化热液矿床的原生晕，可采取与矿化有关的蚀变岩石或裂隙充填物等。

为保证样品的代表性，应尽量采取未风化的新鲜岩石，并要求在采样点附近（数平方米或数十平方米内）采集数块（一般为5～7块）大小相近的岩块合为一个样品，一般一个样品不得采取不同种类的岩石。样品的重量不得少于100～200g；当采取断层泥或裂隙充填物时，样品重量也不能少于20g。

采集样品同时，应记录采样点附近的岩石、构造、矿化、蚀变等情况，样品的物质成分及其风化程度等，以便为异常的解释评价提供资料。同时要将采样点准确地标定到采样位置图上，并标注样品编号。

为了检查样品分析质量，一般要求每批样品要有一定数量的重复样品。重复样品可直接采取，也可以将已采的一个

样品分为两个，但重复样品要另行编号。

当采集的样品达到一定数量后，应及时送交实验室进行分析，以便尽快得到分析结果。送样之前，应核实和清点样品，妥善包装，并填写送样委托单，其主要内容有样品编号、样品名称、分析方法、分析项目以及注意事项。

第二节　土壤地球化学测量

土壤地球化学测量，简称土壤测量，它是通过系统采集和分析土壤样品，以发现与矿化有关的赋存在土壤中的次生异常，而进行找矿的一种化探方法。残坡积层土壤测量（又称为次生晕找矿法）是化探方法中最成熟最有效的方法之一，因为残坡积层中次生异常经常是下伏矿体的可靠标志。而运积（风积、冰积、洪积和塌积等）层土壤测量的有效性则因不同地段的条件而异，复杂得多有许多问题尚待解决。本节主要介绍残坡积层土壤测量。

一、土壤测量找矿的基本原理

（一）残坡积层中次生晕的形成

土壤是在岩石风化的基础上，通过成壤作用逐渐形成的。主要是由矿物质和有机质组成，还含有少量的胶体、水溶液和气体。矿物质包括原生矿物（如石英、云母等）和表生矿物（如高岭石、蒙脱石、褐铁矿等）。有机质以腐殖质为主，还有少量的蛋白质、碳水化合物和脂肪等。

在成壤过程中，由于矿物和有机质发生分解，产生了各种无机酸和有机酸，故可溶性盐类、二氧化硅、三氧化二铁和三氧化二铝等多呈游离状态。这些物质或淋失、或淀积、

或形成表生矿物，可造成土壤的垂向分层。虽然不同地球化学景观（如森林景观、草原景观、荒漠景观和冻土景观等）之中土壤垂向分层有较大变化，但一个完整的土壤剖面，自上而下一般可分为*A*、*B*、*C*三层，如图4—7所示。*A*层（淋提层）上部为富含有机质的暗色层，下部为由石英砂和少量的粘土组成的，粘性差较松散的浅色层（有机质、粘土矿物、三氧化二铁和微量元素等大量淋失）；*B*层（淀积层）主要由粘土和砂组成，含少量腐殖质，具粘土结构，因含铁锰氧化物呈黄褐色或棕褐色；*C*层（母质层）由风化程度不等的部分被分解的基岩组成，有时在局部保留基岩的结构构造。*C*层之下为基岩。

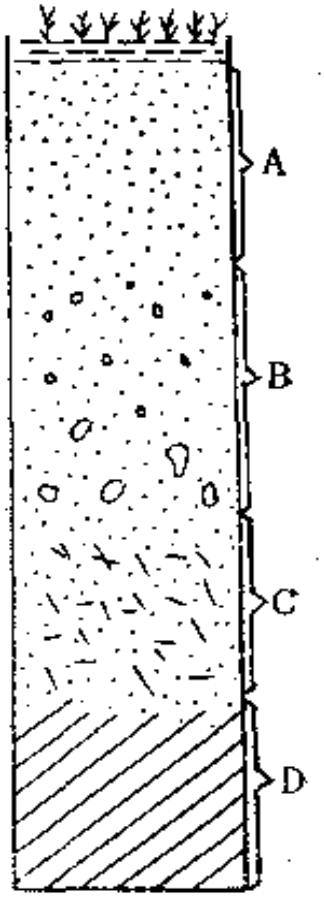

图 4—7　土壤垂向分层示意图

A—淋提层；B—淀积层；C—母质层；D—基岩

在残坡积层形成的过程中，由于矿体及其原生晕的风化破坏，与成矿有关的元素以矿物碎屑、胶体质点、水溶液或离子吸附等形式，在重力和水的作用下，迁移到矿体及其原生晕周围的残坡积层中，并集聚在土壤中，便形成了次生晕。

（二）微量元素在土壤中分配规律

在成壤过程中，由于淋滤和淀积作用，必然使土壤中微量元素重新分配，造成微量元素在不同层位的土壤中分配不均匀的现象。主要有下述四种不同情况：

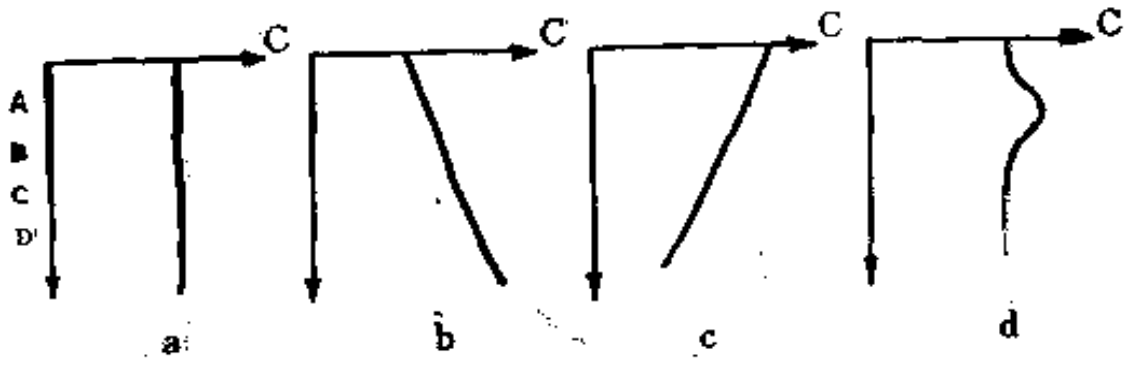

图 4—8 微量元素在各层土壤中分配示意图

A、B、C、D分别表示各质土壤和基岩；横坐标表示含量

1．各层土壤中元素含量相差不大(见图4—8 a)。这种情况多出现在气候干燥、植物稀少、土壤不发育、淋滤作用极弱的沙漠地区，特别是地球化学性质比较稳定的元素在各层土壤中分配往往是较均匀的。

2．元素含量在*A*层最低，向下逐渐增高，*C*层最高（见图4—8b)。这种情况是由于气候湿热、土壤呈酸性，淋滤作用强烈，使地球化学性质不稳定的元素向下迁移淀积，或难溶的化合物在*C*层富集造成的。

3．*A*层元素含量最高，向下逐渐降低，*C*层含量最低(见图4—8c)。这种情况多出现在植物茂盛、湿度适当的地区，多是由吸收某些元素的植物残体造成的。

4．元素在各层土壤中含量变化较大，一般是*A*层最低，*B*层最高（见图4—8d)。这是由于淋滤作用不强烈，*B*层中粘土和胶体物质等吸附作用造成的。这种情况多出现在土壤发育较完善的地区。

由于微量元素的地球化学性质和其在土壤中存在形式不同，在同一层土壤中、或不同粒度的土壤中元素含量也不一样。地球化学性质活泼的元素（如绝大多数的亲铜元素）多

富集在较细粒的土壤中，这是因为这些元素多呈离子状态被粘土或胶体物质等吸附；地球化学性质较稳定的元素（如大多数亲氧元素）多富集于粗粒土壤中，这是因为这些元素多呈矿物微粒在土壤中存在。

在进行土壤测量时，必须了解和研究所选定的指示元素在土壤中富集的层位、深度和粒度，以便正确选择采样的土壤层位、深度和粒度等。

（三）残坡积层中次生晕的基本特征

1．组分特征

由于次生晕的成晕物质来源于矿体及其原生晕，故次生晕的组分往往与原生晕的组分相近。但是，由于不同元素在表生带的性状是不同的，因而二者的组分也不尽相同。例如，某些元素在表生作用下大量淋失，而不能形成明显的次生晕，失去指示意义；某些元素在表生作用下富集，可形成明显的次生晕，而使元素获得或提高指示作用。

土壤测量所选用的指示元素，通常多为主要成矿元素，有时也选用伴生元素（见表4—6），这是因为：

（1）若矿石中主要成矿元素含量较低，其在次生晕中含量将会更低，故当快速分析方法的灵敏度不够时，就必须选用伴生元素。例如，寻找金矿往往先利用与金有成因联系的伴生元素（如Cu、Pb、Zn、As、Hg等）作为指示元素，待发现异常之后，再用高灵敏度的分析方法分析 Au，以便评价异常。

（2）主要成矿元素在表生作用下大量流失，而伴生元素残留较多。例如，辉钴矿、硫钴矿和含钴毒砂氧化后，变为易溶解钴的硫酸盐和砷酸盐，砷酸盐进一步氧化形成砷酸，砷酸与铁化合形成 $FeAsO_4 \cdot 2H_2O$ 并沉淀在土壤中形成

表 4—6 我国某些矿床次生晕的指示元素

矿种	产地	矿石主要矿物成分	指示元素
铜	甘肃某地	黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿	Cu, Zn
	辽宁某地	黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿	Cu, Zn
	广西某地	闪锌矿、磁黄铁矿、毒砂、黄铜矿、黄铁矿、锡石	Cu, Pb, Zn, Sn, As, Ag
铅锌	辽宁某地	方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、毒砂、黄铜矿	Pb, Zn, As, Cu
锑	陕西某地	辉锑矿	Sb
铬	陕西某地	铬铁矿	Cr
镍	吉林某地	镍黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿	Cu, Ni, Co
钴	广东某地	黄铁矿、毒砂、黄铜矿、硫钴矿、辉钴矿、闪锌矿、方铅矿、自然铋	As, Cu, Pb, (Bi)
汞	浙江某地	辰砂、自然汞、灰硒汞矿等	Hg
金	吉林某地	黄铁矿、方铅矿、黄铜矿	Cu, Pb
	浙江某地	黄铜矿、黄铁矿、闪锌矿、方铅矿	Au, Ag, Pb, Cu, Zn
	吉林某地	自然金、方铅矿、辉铋矿、闪锌矿、黄铜矿	Pb, As, Bi, Zn, Cu

臭葱石，而钴的硫酸盐溶于水中被淋失。因此，可用 As 作指示元素寻找热液成因的黄铁矿型钴矿。

（3）选用一组指示元素有利于异常评价。

2．指示元素含量特征

次生晕中指示元素含量的高低，主要决定于矿体及其原生晕中该元素的含量。在多数情况下，矿体及其原生晕中元素含量愈高，次生晕中元素含量也较高。其次也受元素的地球化学性质等因素的影响。对同一矿体而言，原生晕和次生晕中指示元素的含量是有差异的（见表4—7）。对于多数亲硫元素来说，通常是原生晕中含量高于次生晕中含量，如

表 4—7　广西某矿床原生晕与次生晕含量对比表

含量(ppm) 类型 / 元素	矽卡岩型锌铜矿		硫化矿脉	
	原生晕	次生晕	原生晕	次生晕
Sn	357	514	491	586
Cu	812	683	533	280
As	1219	1103	1233	1082
Pb	87	260	510	820
Sb			286	176

Cu、As、Sb、Co等；而对于多数亲氧元素往往是次生晕中含量高于原生晕中含量，如W、Sn、Cr等。Pb虽属亲硫元素、但因其在表生带形成的铅矾和白铅矿比较稳定，故其在次生晕中含量也较高。

在次生晕的范围内，不同层位、不同粒度的土壤中，指示元素的含量是不同的。所以，一般所说的次生晕中指示元素含量，实际上是指一定层位内一定粒度的土壤中指示元素的含量。

3．次生晕的形状和规模

次生晕的形状除受矿体及其原生晕形状的控制外，也受矿体的产状、成晕元素的地球化学性质和地形条件等影响，故其形状往往是复杂多样的。当地形比较平缓或矿体沿着分水岭顶部分布时，次生晕在平面图上的形状基本上能反映矿体或矿带的形状，在剖面上的形状多呈漏斗状。例如，山东某铜矿床Cu的次生晕轴向与矿带一致，只不过边缘形状比较复杂（见图4—9）。当矿体位于山坡时，次生晕在平面图上的形状与矿体形状有较大出入，在剖面上多呈舌状。同一矿

体的不同元素所构成的次生晕，虽然都受相同条件（如矿体特征和地形条件等）控制，但由于元素地球化学性质的不同，次生晕的形状也不同。一般说来，在表生带较稳定的元素所形成的次生晕，其形状更接近于矿体的形状。

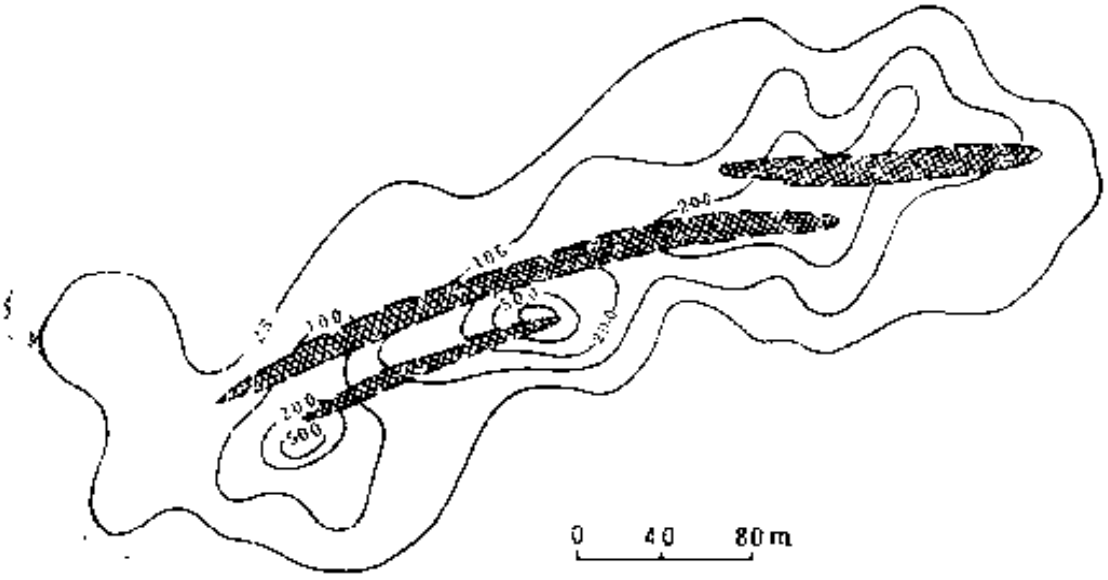

图 4—9 山东某铜矿床 Cu 的次生晕平面图

次生晕的规模是指达到异常含量的成晕元素在一定层位和一定粒度的土壤中分布范围。一般说来，次生晕的规模总是比矿体及其原生晕的规模大。同一成晕元素在不同层位或不同粒度的土壤中次生晕的规模是不同的。次生晕的规模主要是受矿体及其原生晕规模的控制。通常矿体及其原生晕的规模愈大，次生晕的规模也愈大。另外，成晕元素的地球化学性质及其在矿体和原生晕中含量的高低、矿体及其原生晕遭受风化时间的长短、以及所处地形条件等都影响次生晕的规模。

4．次生晕与矿体的空间关系

次生晕与矿体的空间关系是指次生晕的分布位置与矿体在基岩面上出露位置之间的相对关系。次生晕与矿体的空间

关系主要是受矿体产状、地形条件和残坡积层厚度等控制。

在地形平缓条件下，如果矿体近直立产出时，矿体顶端在

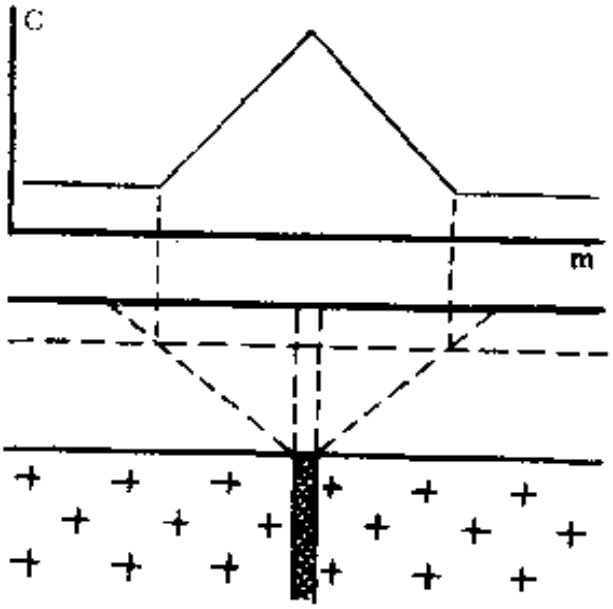

图 4—10　当地形平缓、矿体近直立时，矿体与次生晕的空间关系

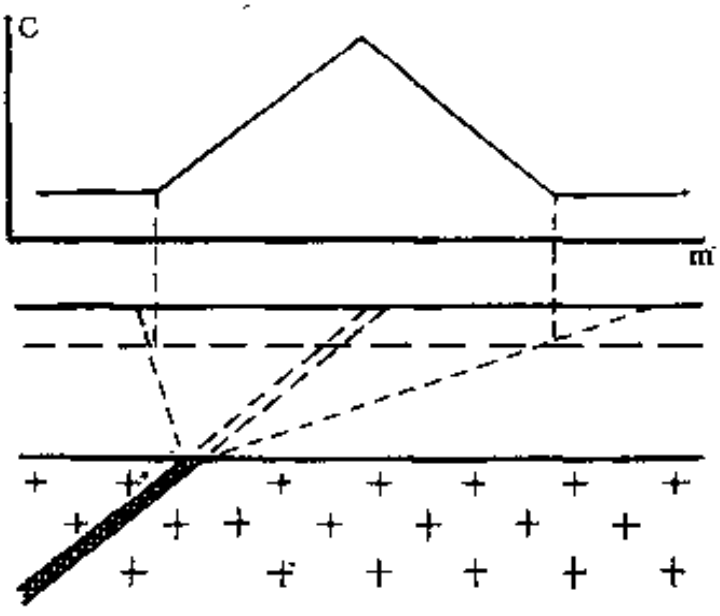

图 4—11　当地形平缓、矿体倾斜时，矿体与次生晕的空间关系

地面的投影位置在次生晕的分布范围之内，甚至对应于高含量中心（见图4—10）；如果矿体倾角变缓，矿体顶端在地面的投影位置就将偏离高含量中心，随着倾角变缓、残积层变厚，偏离的距离逐渐增大，甚至偏到次生晕的分布范围之外，偏离方向与矿体倾向一致（见图4—11）。

在地面有一定坡度的情况下，如果矿体倾向与地面坡向相反时，次生晕主要分布在矿体下盘围岩之上，矿体顶端在地面的投影位置一般是在次生晕分布范围之外，随着矿体倾角变缓、地面坡度角变陡和残坡积层变厚，偏离距离将加大，矿体顶端在地面的投影位置在次生晕的上坡方向（见图4—12）；如果矿体倾向与地面坡向相同时，次生晕主要分布在矿体的上盘围岩之上，矿体顶端在地面投影位置多是在次生晕的分布范围之内，随着矿体倾角变缓、残坡积层变薄，矿体顶端

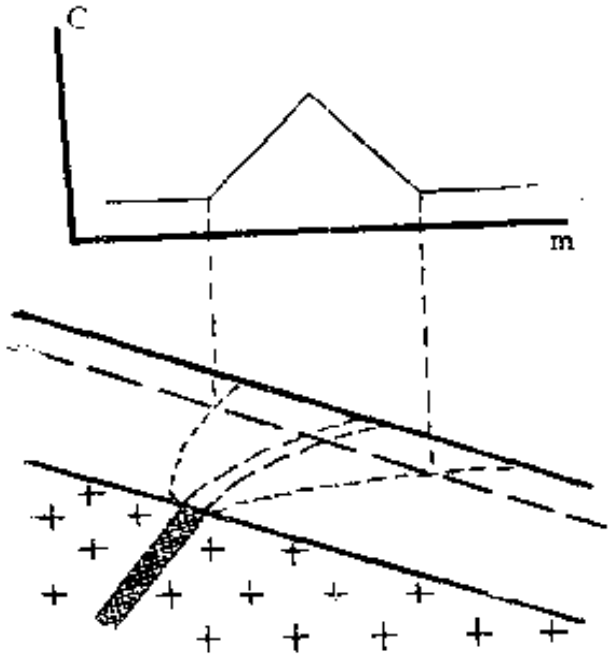

图 4—12 当矿体倾向与地面坡向相反时，矿体与次生晕的空间关系

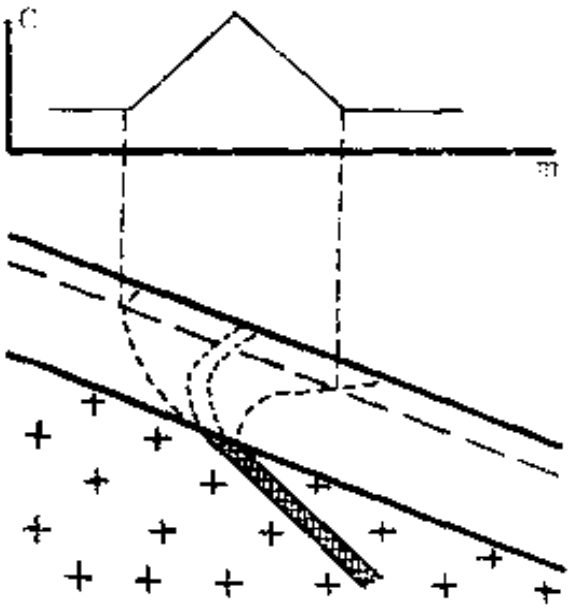

图 4—13 当矿体倾向与地面坡向相同时，矿体与次生晕的空间关系

在地面的投影位置将向下坡方向偏离（见图4—13）。

研究矿体与其次生晕的空间关系，对于判断残坡积层之下的矿体位置，指导布置探矿工程具有重要意义。

5．次生晕的分带性

由于次生晕的成晕元素来自矿体及其原生晕，残坡积层中次生晕也应基本上反映与原生晕相应的分带现象、但因成晕元素在原生环境和表生环境中地球化学性状的差异，就必然造成次生晕特有的分带性。在风化过程中，呈原生矿物碎屑或形成稳定表生矿物的元素，常形成规模较小的次生晕，构成内带；生成易溶化合物的元素，常形成规模较大的次生晕，构成外带。次生晕的分带通常只表现为水平分带。例如，江西朱溪中低温热液充填矿床，矿体呈不规则脉状产于千枚岩与灰岩不整合面或灰岩中构造裂隙之内，矿石以黄铜矿、黄铁矿和闪锌矿为主。在残坡积层内形成具有明显水平分带的次生晕，可划分为三带。内带由Cu或Pb、Zn的强异常构成，并叠加有Sn的异常；中带由Cu、Zn、Pb的弱异常构成；外带由Ag、As异常构成。

二、土壤测量的应用

我国从1952年开始试用残坡积层土壤测量，1958年以来在区调和矿产普查工作中被广泛应用。

土壤测量适于寻找钨、锡、铋、钼、铜、铅、锌、金、银、铬、镍、钴、钒、锰、铀、砷、硼和磷等矿产。

在残坡积层厚度小于5～10m的地区，应用土壤测量能取得较好的找矿效果，若厚度大于10m则需要在深部采样。各种运积层（如冲积层、风积层、冰积层等）广泛分布的地区，土壤测量的应用受到限制。此外，泥石流、山麓堆积物

广泛分布的地区，土壤测量的找矿效果也不好。

在区调和矿产普查工作中，应用土壤测量能解决的具体问题如下：

1．寻找隐伏矿体，预测矿石和矿床类型；

2．研究地层、岩体、铁帽和断裂带等的含矿性，评价测区的成矿远景；

3．解决某些地质问题（如圈定岩体、划分岩相带、追索断裂带等）间接指导找矿。

三、土壤测量的野外工作方法

（一）试验工作

通常应用土壤测量不需要进行试验工作，只有在找矿效果不能肯定时，或者是在某些特殊条件下工作时，才进行必要的试验。试验工作应解决的主要问题是：

1．了解已知矿体次生晕的基本特征；

2．了解不同层位土壤中元素的分配，确定合理的采样层位；

3．了解不同粒度的土壤中元素的分配，确定最佳的采样粒度；

4．了解运积层内次生晕发育情况等。

（二）样品的采集

1．采样点的布置

过去，土壤测量采样点的布置形式与岩石测量相似。例如，在区调中采用不规则测网，在地质观测路线采样；在详细普查时，则采用规则测网或系统剖面形式布置采样点。

现在，多是根据工作的目的和要求，将测区划分为一定大小的方格，每个格子作为一个采样单元。在每个采样单元

表 4—8

	采样单元面积 (km^2)	点线距（m）	每个采样单元采样点数	每平方公里采样单数	相应比例尺
区域化探	1		3～6	3～6	1:10万
地球化学普查	0.25		3～6	12～24	1:5万
地球化学详查	0.01		1～2	100～200	1:1万
及异常检查		500×20～200×20		100～250	1:1万

内随机地采集若干个样品，再将每个采样单元内的样品按等体积合并为一个分析样品。例如，广东区调队1977年进行一比五万区域化探时，就是以每0.25km^2作为一个采样单元，在其中采集3～4个样品，合并成一个样品后再进行分析。土壤测量的采样密度，见表4—8。

此外，还有人提出，对于沟谷发育谷坡陡峭的地区，只在分水岭的山脊布置采样线，为避免漏掉异常，有时可沿等高线布置辅助采样线，见图4—14。而在塌积作用强烈的地区，只需要沿山脚采集塌积物样品即可，见图4—15。

2．采样的要求和方法

样品一定要按确定的层位、粒度等要求进行采集，如果因某些条件的限制有所改变时，必须在记录中注明。

为保证样品的代表性，一般多用一点多坑法采集，即在采样点附近随机地在不同位置挖3～5个浅坑，在每个浅坑中采集等量的土样，合并为一个样品。样品的重量为50～100g。

样品采集后，将采样点标定在采样位置图上，并记录采样线号和样品号，采样层位和深度，土壤的颜色、湿度和粒

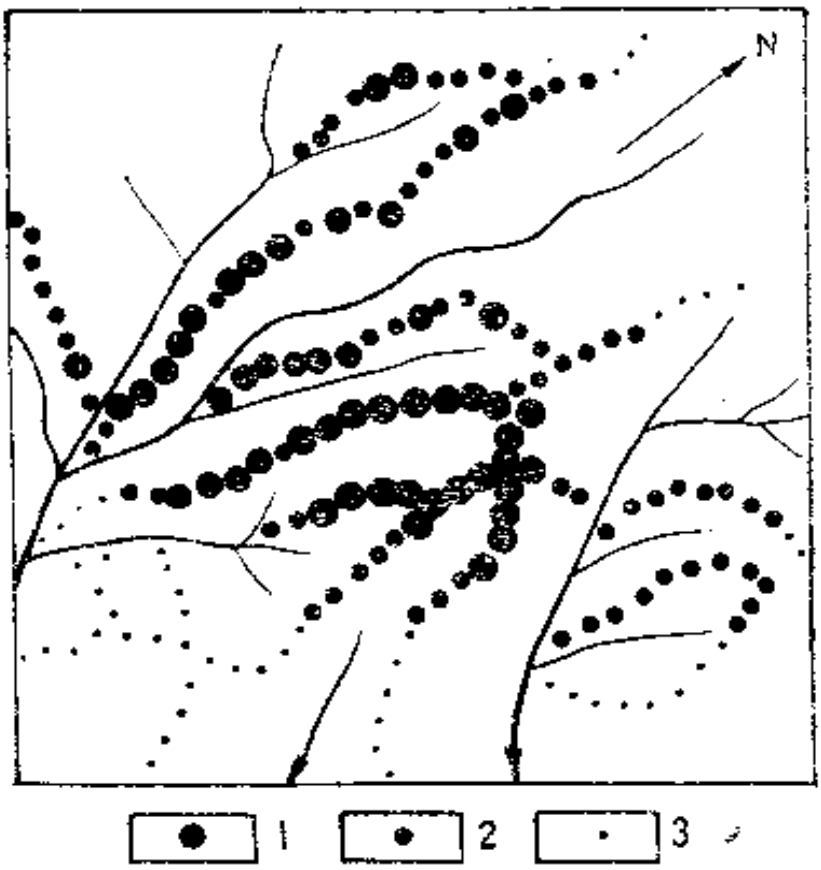

图 4—14 沿山脊采样图
(菲律宾宿务)
1—Cu>1000ppm; 2—Cu 300~1000ppm; 3—Cu<300ppm

度，采样点附近的岩石、构造、蚀变和矿化等地质情况。

3．样品加工

一般说来，所采取的原始样品湿度大、粒度不等，故在送样前应将原始样品初步加工。首先，干燥样品，多采用日晒或火炕烘，在样品干燥过程中应及时将结块的样品碾开，但要保证样品原来的粒度不变；其次，筛分样品，以选出最佳粒度的样品。在样品加工过程中，应注意避免样品的污染，混样或错号。

送样的要求与岩石测量相同。

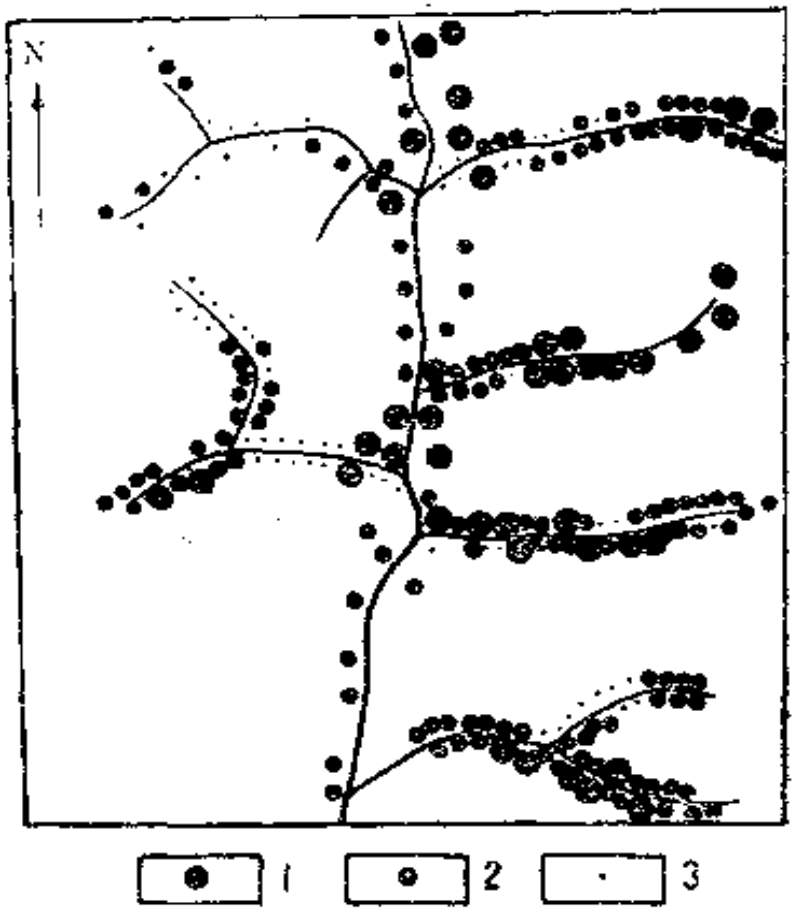

图 4—15　沿山脚采样图

（加拿大魁北克）

堰积物中重金属含量

1—>2000ppm；2—500～2000ppm；3—<500ppm

第三节　水系沉积物测量

水系沉积物测量是通过在水系沉积物中系统采样和分析，以便发现与矿化有关的赋存在水系沉积物中的次生异常（分散流），而进行找矿的一种化探方法。它是分散流找矿法的一种方法。

一、水系沉积物测量找矿的基本原理

（一）分散流的形成

分布在水系汇水面积之内的矿体及其分散晕，在表生作用下，指示元素以矿物颗粒、胶体或水溶液形式，被地表径流或地下水潜流带入水系，并与其它水系沉积物一起沉积下来，就形成了分散流。

虽然分散流和残坡积层中的次生晕都是在表生作用下形成的，但二者相比，分散流的形成有两个突出的特点：

1．分散流的形成除与风化作用强度有关外，更主要的是与地表径流的冲蚀、搬运能力有关。因此，季节性的气候变化对分散流的形成有明显的控制作用，故采集样品应选择在适当的季节进行。

2．分散流的形成还有地下水潜流参与（见图 4—16），所以利用分散流不仅能发现汇水面积内已出露地表的矿体，而且还能发现位于地下水循环带内的盲矿体。

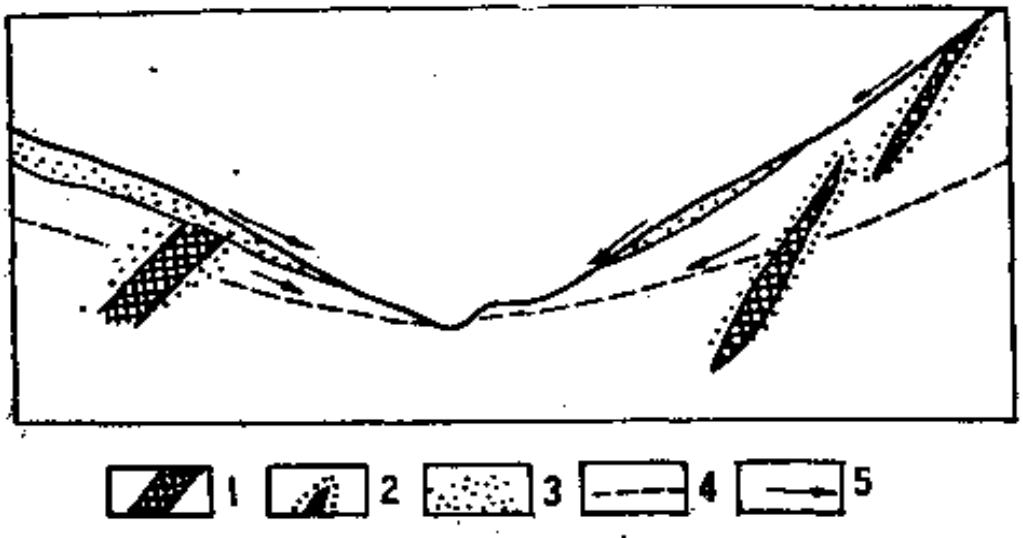

图 4—16　分散流物质来源示意图

1—矿体；2—矿体及原生晕；3—残坡积层；4—地下水面；5—物质搬运方向

（二）分散流的基本特征

1．组分特征

分散流的组分与残坡积层中次生晕的组分基本相同，但有所减少。指示元素多为主要成矿元素，某些能在表生带富集的或是能形成较稳定矿物的伴生元素也可作为指示元素，见表4—9。

研究分散流的指示元素组合，不仅可以初步判断形成分散流的矿床类型，而且还能预测成矿远景。例如，陕西某锑

表 4—9　分散流指示元素表

矿床或远景区	类型	
矿床及其附近	细脉浸染型铜钼矿床	
	热液充填交代型	铅锌矿床
		多金属矿床
		锑矿床
		汞矿床
	热液充填型金矿床	
	热液或伟晶岩型钨锡矿床	
	岩浆型铍矿床	
	沉积或沉积变质磷矿床	
远景区	花岗岩接触带附近	锡矿带
		多金属远景区
	花岗岩分布区稀土元素远景区	
	伟晶岩分布区稀土元素远景区	
	超基性岩分布区铬镍远景区	

矿床或远景区	常用指示元素
矿床及其附近	Cu, Mo, W, (Zn)
	Pb, Zn, Cu, (Ag, Ga)
	Cu, Pb, Zn, As, Ag, (W, Bi, Hg)
	Sb, Hg, As
	Hg, Sb
	As, Pb
	W, Sn, Be, B, As, Cu, (Mo, Bi)
	Be
	P
远景区	Sn, Cu, As, (Zn, B, Mn)
	Cu, Pb, Zn, Ag, Sn, Mo
	La, (Y, Cs, Rb)
	Be, Zr, Nb
	Ni, Cr, Cu, (Co)

汞成矿带，锑、汞虽然共生，但有的以锑矿化为主，有的则以汞矿化为主。前者Sb的分散流发育，后者Hg的分散流发育，可是无论是Sb还是Hg的单一元素分散流，都不能确切地指示矿体的存在，只有Sb、Hg的分散流共存，才较好地反映矿体存在。

2．指示元素的含量特征

分散流与原生晕和残坡积层中的次生晕相比较，其指示元素含量突出的特征是低而变化幅度小。在同一矿床引起的次生晕和分散流中，同一指示元素的含量，前者普遍大于后

者。指示元素含量的变化幅度，在原生晕和次生晕中可达数十倍，而在分散流中仅为数倍。例如，辽宁某铜矿床，Cu在次生晕的含量，最高为4000ppm，一般为100～1000ppm；而Cu在分散流的含量，最高才达90ppm，一般仅为45～

表 4—10　分散流指示元素含量表

矿床类型 / 含量(ppm) / 元素	热液充填交代型锡钼矿床	热液型钨锡钼矿床	热液石英脉型钨矿床	热液型多金属矿床	细脉浸染型铜矿床
Sb	5～10				
Hg	1～10				
Mo		5～10	10～15	12～16	6～32
W		100～400	200～600		30～350
Sn		200～600			
Zn				120～600	
Ni					
Cu			200～600	140～900	30～200
Pb				80～200	
Cr					

矿床类型 / 含量(ppm) / 元素	热液充填交代型铜矿床	岩浆型铜镍矿床	含铜砂岩型铜矿床	岩浆型铬镍矿床
Sb				
Hg				
Mo				
W				
Sn				
Zn				
Ni		100～400		
Cu	40～120		10～100	
Pb				
Cr				300～2000

70ppm。常用指示元素的含量见表4—10。

通常将分散流划分为头部和流带。头部是指接近矿源部分，即形成分散流物质开始进入水系的地段；流带是指分散流靠下游的地段。在头部指示元素含量较高且变化幅度较大，而在流带指示元素含量较低且变化幅度很小，并且从上游向下游逐渐下降，直至背景含量（见图4—17）。

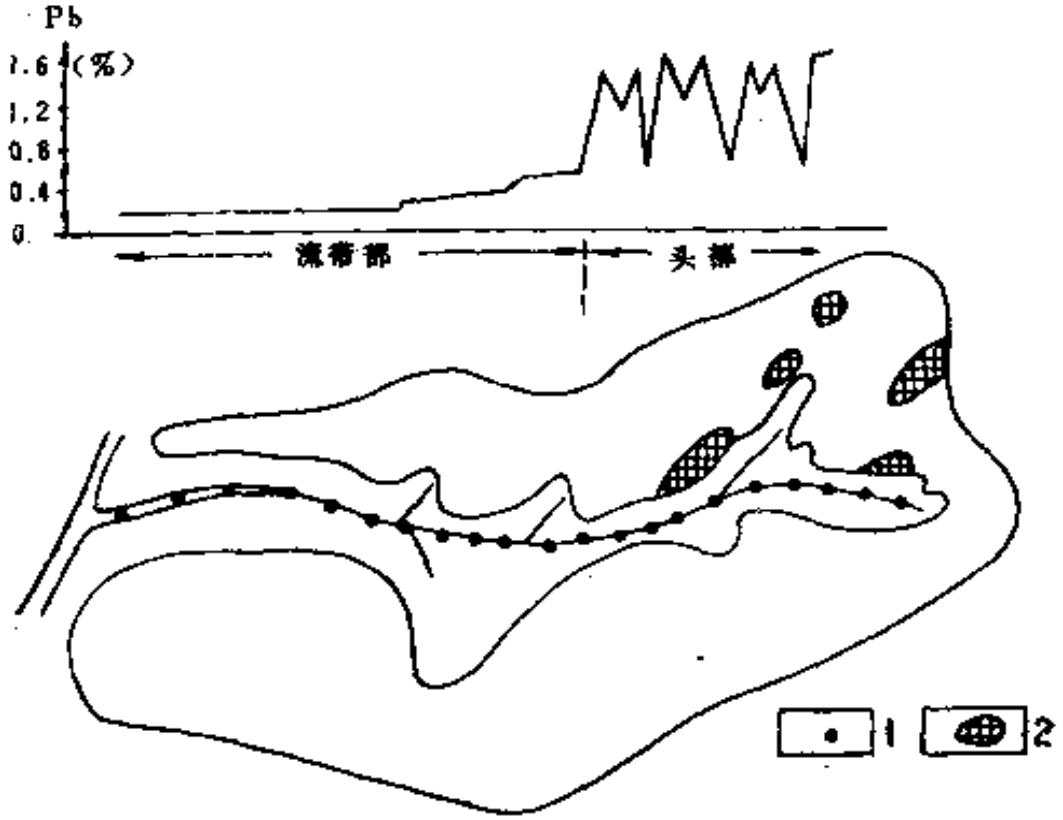

图 4—17　分散流内元素含量变化示意图

1—采样点；2—矿体

指示元素含量在水系沉积物中，沿垂直水系方向变化不大。因此，在河床边部采样即可，但要注意岸土崩塌的影响。指示元素含量在不同粒度的水系沉积物中则有较大变化。一般说来，呈离子形式存在的元素多富集于淤泥之中，而以矿物颗粒存在的元素则多富集于粉砂和细砂之中。有时同一元

素在同一分散流的头部和流带中，富存的粒度也不同。例如，浙江某汞矿床的分散流，头部 Hg 的含量是细砂高于淤泥，而流带则是细砂低于淤泥。

分散流中指示元素含量的高低，主要是受矿床规模的控制，其次也受季节性气候变化的控制。例如，我国北方冬季气候寒冷，并有大量积雪，风化作用较弱，春季积雪大量溶化，使大量残坡积物进入水系，水系沉积物中指示元素含量较低。夏季气候转暖，风化作用加剧，但由于雨量较大，进入水系的风化产物亦较多，指示元素含量仍然没有明显增高。而在秋季，由于经过夏季强烈风化作用，有较丰富的物质来源，又因雨量不大，水的冲刷能力不如春、夏季强，带入水系的碎屑物质较少，故秋季水系沉积物中指示元素含量较高。据云南某硫化铜镍矿区和铜钼矿区的试验结果，说明雨季前后分散流中指示元素含量有较明显的变化。雨季之后，在硫化铜镍矿区的分散流中，Cu、Ni、Co贫化 1.3～1.6倍，而Cr、Ti略有增高；在铜钼矿区的分散流中，Cu、Pb、Zn、Ti、Mn 贫化 1.5～3 倍；在背景区无明显变化。因此，一般认为每年雨季前后的两个月，是水系沉积物测量采样的适宜时间。

3．分散流的规模

由于分散流是沿水系呈线状展布的，故分散流的规模，是用其沿水系分布的长度来表示的。发现分散流是水系沉积物测量找矿的基础，分散流只有达到一定的规模才容易被发现。一般金属矿床所形成的分散流长度为数百米至十几公里。对同一矿床来说，不同指示元素形成的分散流长度是不等的。对同一指示元素来说，不同矿床所形成的分散流长度也不同（见表4—11）。

表 4—11

矿床类型	分散流的规模(km)			
	Cu	Pb	Zn	Sn
大型多金属矿床	>12.0	12.0	>12.0	
多金属矿床		>1.5	1～15以上	
铅矿床		>1.5	>1.5	
细脉浸染铜矿	1～1.6以上	>1.5		
铜锌矿	0.4～12			
含铜砂岩铜矿	0.3			
石英脉型钨矿	>2.5			
钨锡钼矿				>2.7
铍矿床				

矿床类型	分散流的规模 (km)				
	W	Mo	Be	As	Bi
大型多金属矿床					
多金属矿床					
铅矿床					
细脉浸染铜矿	0.5～0.8	0.8～1			
铜锌矿					
含铜砂岩铜矿					
石英脉型钨矿	>2.5	>2.5			
钨锡钼矿	1.2～2.7以上	>2.7	0.5～1.3	1.0	2.2
铍矿床			·.5～1		

矿床规模与其遭受剥蚀的程度是控制分散流规模的主要因素，如果矿床所处其它条件相同，矿床规模越大，分散流的规模也越大。剥蚀强度越高，分散流规模越大。其次，矿床展布方向与水系的空间关系也控制着分散流的规模。如果矿床在汇水盆地内沿水系展布，分散流的规模较大；如果矿床横跨水系展布，分散流的规模则较小。另外，气候条件对

分散流的规模也有一定影响。

分散流的规模是评价分散流的重要依据之一，故在评价分散流时一定要注意上述因素的影响。

4．分散流与矿体的空间关系

在一般情况下，分散流很少与矿体直接相连，甚至与原生晕或次生晕也不直接相连。因此，进行水系沉积物测量，不是利用所发现的分散流直接发现矿体，而是根据所发现的分散流圈定可能有矿床存在的找矿远景区。特别是在区域化探工作中，主要是根据分散流确定地球化学省和区域异常，以便圈定找矿远景区。利用分散流圈定找矿远景区，主要是根据形成分散流的物质来源范围。分散流尤其是分散流头部所在的汇水盆地，就是与该分散流有关矿床的找矿远景区。如果在一系列相邻水系，尤其是向背而流的相邻水系，都有分散流存在时，找矿远景区应包括分水岭。

二、水系沉积物测量的应用

水系沉积物测量在化探扫面工作中是发展最快而又最有前景的方法。因其方法简便、找矿效率高，不但是我国开展区域化探的主要方法，而且在区调和初步普查工作中也是常用方法，特别是与重砂测量配合使用，相互验证和补充，找矿效果更好。在矿区外围或成矿有利地段进行水系沉积物测量，不但可利用分散流圈定矿化范围，在一定条件下还可能直接发现矿体。

水系沉积物测量适于寻找铜、铅、锌、钨、锡、钼、汞、锑、金、银、铬、镍、铌、钽、铍和磷等矿产。

在水系发育、地形切割强烈，小溪或沟谷密布的山区，应用水系沉积物测量找矿效果最佳。在水系不发育、地形平

坦、松散沉积物广泛分布的地区，水系沉积物测量的找矿效果不好。

水系沉积物测量的成果，不仅用于分析区域矿产分布、研究成矿规律，而且还可用来研究区域地层、大型侵入体和区域性构造带的地球化学特征。此外，还可为环境地质、地方病等方面的调查研究提供基础资料。

三、水系沉积物测量的野外工作方法

（一）采样点的布置

水系沉积物测量采样点的布置主要有两种形式：第一种是沿水系按一定的间距布置采样点；第二种是按一定大小的汇水盆地布置采样点。

布置采样点应遵循下列原则：

1．采样点分布应尽可能均匀。比较合理而又简单易行的方法是“格子”采样法。沿水系布置采样点时，可用地形图上坐标网格当做采样格子，使绝大多数采样格子内都有采样点分布。

2．采样点应布置在二级水系和一级水系口上。水系级别的划分是在1:5万地形图或航空照片上进行的，将可以辨认出的最小水系定为一级水系；两条一级水系交汇后构成二级水系；两条二级水系交汇后构成三级水系，等等。从采样重现性和指示元素稀释程度等因素考虑，在靠近矿化源地的一级水系中异常可能最强，但由于指示元素分布不均匀，重复采样误差较大；二级水系中由于指示元素受到一定的稀释异常已弱化，但指示元素分布较均匀，重复采样误差较小；三级水系中由于指示元素进一步稀释异常更弱，指示元素分布更加均匀，重复采样误差很小。所以，采样点应尽量布置

在二级水系和一级水系口上，出于工作需要，也可在一级水系和三级水系中采取部分样品。

3．采样点的布置还要考虑汇水盆地的大小和水系长度。应使大部分样品采自1～5km²的汇水盆地口上，以防止异常弱化。对于长度超过1km的一级水系，除在水系口采样外，如果条件许可，应在一级水系加采样品。

此外，布置采样点时，还要考虑不同自然地理条件下异常的衰减距离；为降低采样人员的劳动强度和提高工作效率，采样点应尽量布置在易于通行之处等。

（二）采样密度

采样密度主要取决于找寻目标的大小和要求取得资料的详细程度，而这又与工作目的、效率和条件等有关。如果仅为了迅速圈定面积达数千甚至数万平方公里的地球化学省，可采用很大的采样单元，极低的采样密度；如果是为了圈定次一级的地球化学省或区域地球化学异常，以便指出大中型矿床或矿带的位置，采样密度就要增大；如果要使小型矿床

表 4—12

	单位采样格子（km²）	每个单位采样格子采样点数	点数每平方公里	相应比例尺	采样位置允许误差（m）
区域化探	25	1～2	0.04～0.08	1:50万	500
	4	1～2	0.25～0.5	1:20万	200
	1	1～2	1～2	1:10万	100
地球化学普查	0.25	1～2	4～8	1:5 万	50
详查及异常检查	0.01	1～2	100～200	1:1 万	10

都不致遗漏，还要加密采样。现将采样密度大致规定，列于表4—12，但实际工作时应因地制宜地选用。

（三）采样位置的选择

水系沉积物测量样品，通常是在河床底部、水面以下或以上河道岸边采集的，还可以在河漫滩采集。

在干的、只有很少水流的或间歇性水流的河道，应在河床底部采样；水流较急河底细粒物质较少的河道，应尽量在水流缓慢、水流停滞、巨大转石背水面和河道转弯的内侧等有较多细粒物质聚集之处采样。如果在河道中找不到合适的采样位置，也可在靠近水流并被河水渗湿的岸边采样。在选择采样位置时，应尽量避开两岸塌积物混入的地点。

（四）采样方法和要求

采样对象应为淤泥和粉砂，条件不允许时也可采细砂。由于不同粒级的水系沉积物（如砂砾、粗砂、细砂、粉砂和淤泥等）中指示元素的含量是不同的，故在同一测区内最好采集同样粒级的物质为样品，否则就会造成假异常或元素含量的假变化趋势。如果因为某些条件的限制，不能采集同样粒级的物质时，可将不同粒级的物质筛分，取某一粒级（如小于80筛孔部分）或截取某一段粒级（如小于60筛孔而大于80筛孔）的物质为样品。筛分后的样品重量应在60～100g。如果不在现场过筛，原始样品的重量应该适当增加。

采集样品时，特别是采集淤泥样品时，不要在表层采样，以减少有机质和铁锰化合物的影响。为保证样品的代表性，有时可在采样点上下10～15m范围内采集数个样品，然后等量地合并为一个组合样。

水系沉积物样品一般都是湿的，应用布袋装样。新布袋要洗涤后使用，用过的布袋一定要彻底洗净后再用。为携带

方便和避免样品相互间的沾污，在有条件的地方可在现场用吸水纸除去一部分水分。

采样后，将采样点标绘在采样位置图上，并注明样品编号。同时还要记录采样点附近的地质、地形地貌特征，样品编号、采样位置、样品的物质组成，以及水系情况等。为了检查采样工作的质量和进行异常检查，应每隔数点用油漆将采样点标注在易于看到的地物之上。

（五）样品加工

样品的烘干与土壤样品的烘干基本相同。过筛时要尽可能使用尼龙筛以避免污染样品。绝对不能使用生锈的、用锡焊过的和用橡皮膏粘补的铜筛。送样要求与岩石测量基本相同。

第四节　其它地球化学探矿方法

一、气体地球化学测量

气体地球化学测量，简称气体测量，它是通过系统测量天然物质（主要有土壤、大气等）中气体组分的化学成分或其它地球化学特征，以发现与矿有关的气晕，而进行找矿的一种化探方法。这种方法始于南欧和苏联，六十年代传入北美，近年来发展很快。

气体测量最初只是用来寻找放射性元素矿床、石油和天然气矿床。随着微量测定技术的发展，逐步扩大了找矿范围。例如，利用汞蒸气晕可寻找汞矿、金矿、斑岩型铜钼矿、以及铅、锌、银、锑、铋等硫化物矿床等；利用氮的氧化物（N_2O、NO_2）寻找硝酸盐矿床等。现将目前作为地球

化学指标的气体及其所指示的矿床列于表4—13中。

气体分散晕，简称气晕，是在矿床形成过程中参与成矿

表 4—13

指示气体	矿床类型
汞蒸气 (Hg)	汞矿床、银-铅-锌硫化物矿床、锌-铜硫化物矿床、铀矿床、银矿床、锡-钼矿床、金矿床、黄铁矿矿床
二氧化硫、硫化氢 (SO_2、H_2S)	所有硫化物矿床
二氧化碳 (CO_2) 或CO_2/O_2	所有硫化物矿床、金矿床
卤族元素 (F、Cl、Br、I) 及卤化氢	铅-锌硫化物矿床、斑岩铜矿床、金矿床
惰性气体 (He、Ne、Ar、Kr、Xe、Rn)	铀-镭-钍矿床、汞硫化物矿床、黄铜矿矿床、钾盐矿床
氮的氧化物 (N_2O、NO_2)	硝酸盐矿床
碳氢化合物 (CH_4)	汞硫化物矿床、多金属硫化物矿床、铜矿床、铀矿床、油气田

作用的气态物质、或者在矿床风化破坏过程和放射性元素在衰变过程中释放出来的气态物质，在矿床上方的天然物质中形成的气体异常范围。它是气体测量找矿的依据。

根据施测位置和采样对象不同，可将气体测量分为壤中气测量、地面空气测量和航空气体测量三类。

气体测量所需样品的体积，取决于被测组分在样品中的浓度和分析方法的灵敏度。当分析仪器灵敏度较高或被测组分浓度较高时，可将气体样品直接导入仪器进行分析；若分析仪器的灵敏度不够或被测组分浓度较低时，就需要先将一

定体积的气体样品通过“捕集器”，再对捕集的组分进行分析。例如：壤中气汞量测量的采样方法，首先在测点的土壤中打抽气孔，孔深以30～60cm为宜。再利用抽气器在孔中抽取壤中气，视具体情况确定合适的抽气速度和抽气量，使样品通过金丝取样管捕集汞。然后，用管式电炉加热释出汞，输入测汞仪器分析汞含量。最近我国又试制成功金膜电阻测汞仪，可在野外直接抽取壤中气测汞，大大提高了工作效率。

地面空气样品的采集和测试是使用装有高灵敏度测汞仪的汽车在行驶过程中，连续采取空气样品并测定汞含量，或者沿测线在各测点上分别测量地面空气中的汞含量来完成的。

大气样品的采集和测试是利用装有高灵敏度测汞仪的飞机来进行的，进气管使一定体积的大气通过金箔，以捕集汞，再分析汞含量。

气体测量在寻找某些深部盲矿和被厚层运积物覆盖的矿体等工作中，已获得良好效果。

二、水化学测量

水化学测量，又称为水文地球化学找矿法，它是通过系统地采集地表水或地下水的样品，分析水中某些化学组分和其它地球化学特征，以发现与矿化有关的水晕和水分散流，而进行找矿的一种化探方法。

水化学测量找矿的依据是矿体形成的水晕和水分散流。水晕发育在矿体内部及其周围的地下水和地表水中。当正常地下水（指未受矿体影响，其化学成分和地球化学特征主要由区域水文地质条件决定的地下水，又称背景水）与矿体及

其分散晕接触，某些化学组分进入水中，改变了地下水的化学组分和地球化学性质，形成水化学异常。由于矿化组分的扩散和地下水的运动，水化学异常不仅分布在矿体及其分散晕附近，有时可能扩展得很远（几百米，甚至可达数公里）。异常水分布的地段就是水晕，如图4—18所示。

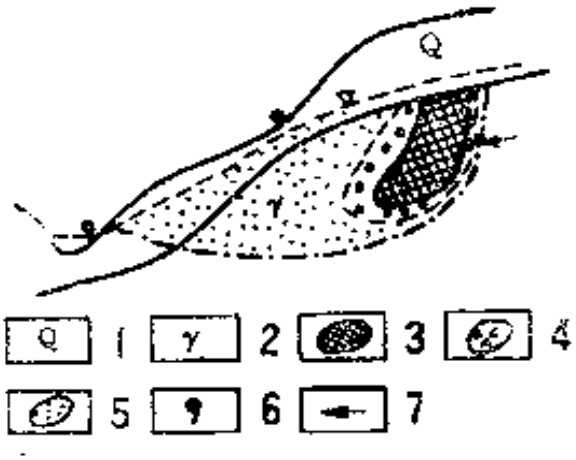

图 4—18　水晕示意图

1—第四系沉积物；2—花岗岩；3—矿体；4—矿体水；5—晕水；6—泉；7—地下水流动方向

水化学测量可用来寻找各种金属（铜、铅、锌、镍、铬、钼、锂、铷、钒、钴、银、金等）矿床、某些非金属（硼、磷等）矿床、放射性元素（铀等）矿床、各种盐类矿床、以及石油和天然气等矿产。

水化学测量有很多优点，它能以较少的工作量获得区域成矿远景的评价资料，如湖水和河流水化学测量；特别是在有些地区（如风化层很厚、松散覆盖层较厚、地形强烈切割、森林、沼泽、以及矿体埋藏较深等地区）其它找矿方法难以达到预期目的时，水化学测量仍能收到较好的找矿效果；例如，在地形切割较强、地下水露头分布较广而且涌水量又不大时，对地下水进行水化学测量能够发现隐伏矿体。但是水化学测量受季节性气候变化影响较大；在钙质环境下其找矿效果也不好。目前水化学测量还处于发展和完善阶段，许多水化学测量的技术问题尚待解决。

水样一般应尽可能地采自地下水的天然露头（泉）和人工露头（水井、坑道和钻孔），其次才采集地表水（河水、

湖水和沼泽水等)。

水样应装入 500～1000ml的带塞磨口瓶或有内盖的硬聚乙烯瓶内。采样前，水样瓶要用10％的盐酸溶液处理，之后再用蒸馏水洗涤数次，并用塞塞紧备用。采样时水样瓶和塞必须用被采集的水洗涮三次以上，再用水样瓶放入水中直接装取，水不能装满，瓶内应留有一定空间(一般为5～10ml)。作金属元素分析或光谱分析的水样，应加少许化学纯盐酸（每升水样加入 2mol的盐酸10滴)，使水样酸化，以防止金属离子沉淀或被吸附。采样之后，应尽快将瓶塞盖紧密封。

从河水或小溪中采样，应选水流比较缓慢的地方，在水面以下采取。在沼泽地带应选水较深而又流动的水中采样。潮湿地区在旱季采样较好；干旱地区则在雨季采样较好。

三、生物地球化学测量

生物地球化学测量主要包括植物地球化学测量（简称为植物测量)、微生物测量（又称为细菌测量)和地植物测量。此外，也有利用动物体内的元素含量作为找矿标志的报导。例如，有人利用鱼的肝内所含金属评价区域含矿性。

（一）植物测量

植物测量是通过系统采集植物（主要是深根植物，如乔木、灌木等)样品，测试微迹元素含量和其它地球化学特征，以发现植物异常，而进行找矿的一种化探方法。

在矿体及其分散晕风化破坏过程中，成矿元素和伴生元素呈水溶液等形式分散在土壤中。植物在生长过程中不断从土壤中吸取水分和营养（如N、P、K、S、Ca和Mg 等)，同时也吸收部分成矿元素和伴生元素，并在植物机体内积累下来。因此，生长在矿体附近的植物机体中微量元素的含量就

明显增高，便形成了植物异常。

不同种类的植物对微量元素（如Cu、Pb、Zn、Sn、Mo、Ag、Au、As、Co、Ni等）吸收能力不同，植物的不同器官和部位富集微量元素的能力也不同。一般说来，采集样品是选在秋冬季节，因为春夏季植物生长旺盛，微量元素的含量不稳定。采样对象最好选定同一种植物，但也可选择数种植物组合。每一个采样点可在 1～4 m^2 内采集样品。草本植物主要剪取上部嫩叶和茎为样品；木本植物是摘取距地面一米高的二年生小枝为样品。样品重量为 100～200 g，但以烧后能获得1～3g灰分为标准，以满足样品分析的用量。

在森林地区和松散覆盖层较厚的地区，植物测量可起到土壤测量所不能起的作用（利用深根系植物发现埋藏异常）。植物测量适于寻找铜、铅、锌、钴、镍、钼、铀、钒、钡等矿产。由于采样和分析都比较麻烦，同时植物异常的解释也比较复杂，故植物测量往往只作为一种辅助方法。

（二）微生物测量

微生物测量是通过系统采集天然物质(主要为土壤和水)样品，测量某些微生物的种类和数量，以发现与矿化有关的微生物异常，而进行找矿的一种化探方法。

微生物测量现已被广泛用于寻找油气藏。我国从1963年开始先后进行了寻找多金属、铜、钼和金等矿产的试验研究工作，结果表明硫杆菌（氧化硫硫杆菌、氧化铁硫杆菌、排硫杆菌和脱氮硫杆菌等）可为指示菌，取得了一定的找矿效果。与水化学测量配合使用，可以更好地判别异常的性质和确定矿体的位置。

（三）地植物测量

地植物测量是系统地对地表植物进行调查和填图，以发

现由矿化引起的地植物异常现象，而进行找矿的方法。

地植物异常现象是指生长在矿体周围的某些植物，因受成矿元素、伴生元素和其它地球化学特征的影响，而发生的形态和生态变异现象，如花的颜色改变、果实形状的改变、失绿病、矮小症和巨大症等。

地植物测量的特点是无须采样和分析，只须在野外直接观测即可。地植物测量不仅可用于找矿，而且在干旱地区可用来寻找地下水，并可在露头稀少的地区用于地质填图等。

四、同位素地球化学测量

同位素地球化学测量，简称同位素测量。它是通过系统地测量地壳物质中稳定同位素的含量及其比值，以发现同位素地球化学异常，并据其进行找矿的化探方法。

同位素测量是六十年代发展起来的，不仅可用来找矿，而且还可用来研究矿床成因、成矿物质来源、原生分带、成矿环境、成矿温度等，以指出找矿方向和部位。但是，由于目前所用仪器设备复杂而又昂贵，分析费用较高，普遍推广尚有困难。

大多数非蜕变成因的稳定同位素，某元素的各种同位素化学性质虽然极为相似，但在物理化学性质上也存在微小差异。因此，在各种物理、化学和生物作用过程中，各同位素必然发生差异运动，造成同位素的分馏。在各种地质过程中，发生同位素分馏的方式以及所造成的同位素分布形式是不同的。例如，岩浆作用、热液作用和化学沉积作用均表现出同位素交换平衡分馏的特点；气成作用、扩散交代作用则表现出动力分馏的特点。因此，通过研究同位素分布形式，了解分馏作用的机理，可为确定地质作用的方式和环境，以

及研究成矿物质来源等提供重要依据。

在研究同位素分布形式时，往往不测定一种元素的所有同位素，而是测定其中两种较易研究的同位素，并用二者的比值（R）或相对于标准样的千分差（δ）来表示相对含量。例如：

$$R_S = {}^{32}S/{}^{34}S;\quad R_O = {}^{18}O/{}^{16}O\text{等}$$

$$\delta_{^{34}S} = \frac{(^{34}S/^{34}S)\ \text{分析样} - (^{34}S/^{32}S)\ \text{标准样}}{(^{34}S/^{32}S)\ \text{标准样}} \times 1000$$

$$= [(^{34}S/^{32}S)\ \text{分析样}/(^{34}S/^{32}S)\ \text{标准样} - 1] \times 1000$$

当前，同位素化探方法常用的地球化学指标有：$^{13}C/^{12}C$，$^{18}O/^{16}O$，$^{32}S/^{34}S$，^{206}Pb、^{207}Pb、^{208}Pb等。主要采取新鲜的岩石或选出新鲜的单矿物为样品，有时也可采取土壤和植物作为硫和碳同位素的分析样品。

桂林冶金地质研究所研究了我国二十多个矽卡岩矿床的硫同位素组成特征，发现其变化有明显规律，即$^{32}S/^{34}S$与硫化物的生成时期有关，硫化物生成愈早，其成分中愈富含^{32}S。而硫化物的形成时期又决定于矿化所在部位硫氧的相对丰度，即所处的地质环境。矽卡岩中硫同位素特征值及其所示的地质环境和找矿意义，可归纳如表4—14。

对江西某斑岩铜（钼）矿田硫同位素研究发现：不同矿区金属硫化物硫同位素组成的变化，从矿体中心向外、从深部到浅部^{34}S递增，呈环带状晕圈分布。借此可评价矿体的埋藏位置和剥蚀程度。同时还发现其$\delta^{34}S‰$绝对值小，变化区间窄，并与国内火山岩铜矿和长江中下游矽卡岩铜矿所获数值相当，表明这三类矿床属同一矿源，均来自上地幔，提出

硫同位素特征及其找矿意义　　表 4—14

$^{32}S/^{34}S$特征值（正接触带外矽卡岩中）	代表的地质环境	富集的矿床				
		Sn	Ca	S	Fe	W
22.49～22.26	强烈高硫低氧环境	*				
22.25～22.20	高硫低氧环境					
22.20～22.15	过渡环境					
22.14～22.07	高氧低硫环境					
21.94～21.90	强烈高氧低硫环境					

* 表中实线代表大量的或高品位的工业富集，虚线代表少量的或低品位的工业富集

在火山岩盆地分布区要注意综合寻找这三类矿床。

氧同位素的分馏作用总是随温度的升高而加强，故常用$\delta^{18}O$值作地质温度计。测定内生矿床和围岩的$\delta^{18}O$，可指出矿化中心。利用碳酸盐围岩中$\delta^{18}O$负异常可寻找热液矿床。在某些多金属矿床围岩中，$^{18}O/^{16}O$能形成范围极大的晕，可用来寻找盲矿体。利用铅同位素比值（$^{206}Pb/^{207}Pb$）可寻找铅、锌和铀矿，鉴别矿床类型和评价铅矿床的工业价值。利用汞、硼等同位素比值，推断汞、硼等异常距盲矿体的远近等。

五、包裹体地球化学测量

包裹体地球化学测量，简称包体测量，它是通过系统采集天然物质（主要是岩石、单矿物和轻砂矿物等）样品，测定气液包体的数量及其它参数，以发现与矿化有关的包体地球化学异常，而进行找矿的化探方法。

包体测量是目前正在研究的新化探方法，据国内外的研

究表明，包体测量对寻找内生矿床，特别是热液矿床具有一定的效果。

气液包体可以看作是成矿溶液被保存下来的样品。因此，研究气液包体可以获得成矿的物理化学条件、成矿溶液的成分和来源等资料。可作为地球化学指标的包体参数有：爆裂活度、均一温度、爆裂温度、盐度、子晶丰度、某些组分的丰度（如CO_2、Rn等）、某些组分的比值（如H_2O/CO_2、K/Na等）、压力、一定类型包体（如高盐度或气态包体等）的数量和分布、以及矿物烧失量等。下面只介绍利用包体的蒸发晕和热晕进行找矿的方法。

（一）蒸发晕找矿法

蒸发晕（又称热液扩散晕）实际上是成矿溶液在围岩中渗透、扩散和交代的范围。具体反映在单位体积（或重量）的围岩或其中某种单矿物内，起源于成矿溶液的气液包体数量，越靠近矿体越多，远离矿体则逐渐减少。在实际工作中，是利用气液包体爆裂活度测定结果来圈定蒸发晕的，见图4—19。

采样点的布置多采用规则测网和系统剖面形式，或者在探矿工程中按一定间距采样。采样间距可比岩石测量放稀一些。样品必须采取新鲜岩石，一般多以全岩为样品，有时也以其中单矿物（如石英等）为样品。研究表明，在围岩为花岗岩、闪长岩、石英岩、矽卡岩、硅化绢云母化岩石、电气石岩、各种火山岩和矽页岩等矿区，都取得很好或较好的效果。采样同时还要选取一定数量的制作加厚薄片样品，以备在镜下发现和研究气液包体，查明包体的特征及空间分布。样品加工主要是破碎，过筛和化学处理。样品破碎的粒度，一般可为0.2～0.5或0.5～1.0mm。再用稀盐酸除去样品中

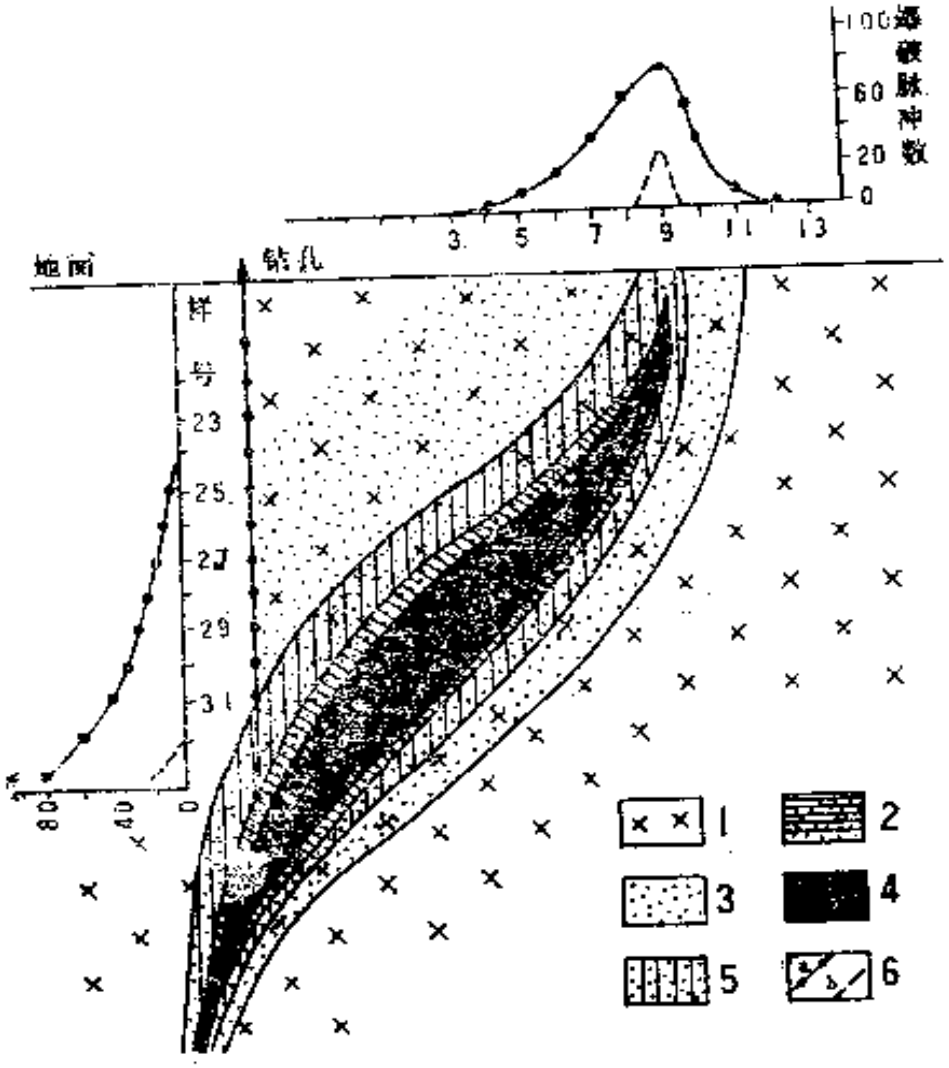

图 4—19 某热液矿床的原生晕和蒸发晕

1—花岗岩；2—蚀变带；3—蒸发晕；4—盲矿体；5—原生晕；6—a.爆裂脉冲曲线，b.原生晕曲线

碳酸盐矿物。清洗后，利用恒温器在80℃下烘干，并放入干燥器中备用。每次爆裂活度测试的样品用量为0.5cm³或1cm³。测试时升温速度一般应控制在每分钟20～30℃。加热温度的选择，应使岩石中原生包体不爆裂，又要使起源于成矿溶液的气液包体全部或几乎全部爆裂。如围岩为火成岩时，一般可加热至600或700℃。

此外，样品也可取自重砂样品中的轻砂矿物（特别是石

英），用一定体积（如0.3cm³）或一定重量（一般为1g）作爆裂活度测试。以圈定次生蒸发晕，追索原生矿体。

（二）热晕找矿法

热晕是指成矿热液在运移过程中热扩散的范围，矿体位于热晕的中心或一定温度的范围之内。热晕是根据热液蚀变矿物中气液包体的均一温度和爆裂温度的测定结果圈定的，见图4—20。

样品的采集和加工与蒸发晕找矿法基本相同。

通过国内外70多个矿床的试验研究表明，包体测量适用于寻找热液矿床、矽卡岩矿床和伟晶岩矿床等，矿种为铜、铅、锌、钨、锡、金、铀和水晶等。此外，还可用来研究矿

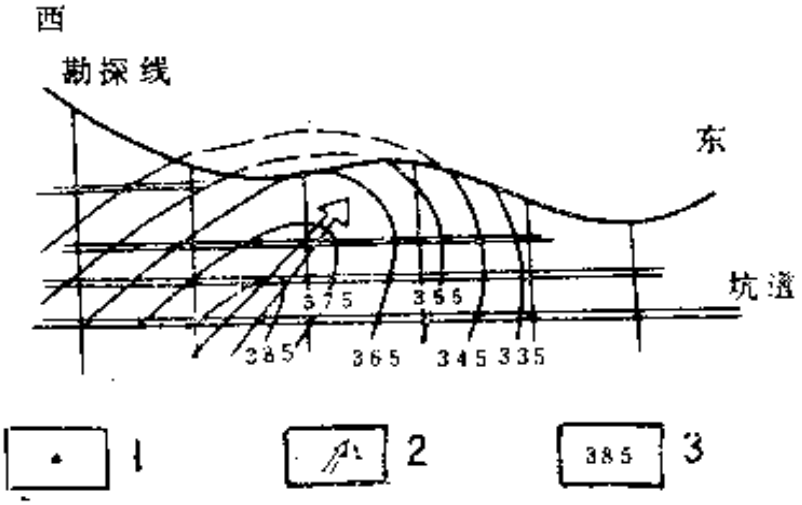

图 4—20　某钨锡矿热晕图

1—测温采样点；2—矿液运移方向；3—等温线及温度

床形成环境和成因、热液运移方向等，为寻找盲矿体和成矿预测提供依据。

虽然包体的参数测试方法所要求的设备较简单、操作又方便，应易于推广普及，但是有很多技术性问题（如区分有矿热液与无矿热液所造成的异常，某些干扰因素的排除等）还需要解决，并且测试技术还不能适应大量样品的快速测试

要求。

六、航空地球化学测量

航空地球化学测量是对地球化学异常进行空中遥感或遥测，根据所发现的异常进行找矿的化探方法。

汞、金、铜、铅、锌、锡、钼和铀等许多矿床常有微量的汞蒸气逸散在矿床上方的大气中，油田、斑岩铜矿床和某些金属矿床可放出碘、氟和溴蒸气，硫化物矿床的氧化带可放出二氧化硫和硫化氢蒸气，油气田和某些金属矿床可放出烃类气体等。这些气体及其它地球化学特征都可在空中感测。目前航空地球化学测量使用的方法有：

1．蒸气感测技术，是用测汞仪、相关分光仪（或相关光谱仪）及其它方法测出矿床逸散在大气中的汞、碘、二氧化硫等异常；

2．伽玛射线能谱仪法，是测定地表钾、钍、铀放射出的伽玛射线，以圈定热液矿床；

3．用空中照象的方法测定植物对太阳光不同波长上的反射率，以圈出矿化土壤上的植物群落；

4．空中采样技术，是收集大气中矿化气溶胶（被气流带入空中的岩石、土壤和金属有机化合物等的微粒），测定气溶胶中的元素含量（如Cu、Zn、Ni、Mn、Fe、Cr、Cd、Al、Mg、Ca、Ti、Si、和C等）及气溶胶的数目和大小，以发现异常并定出矿化中心。

航空地球化学测量具有高效率、低成本，并适用于交通困难地区的优点，同时可和航空物探方法配合使用，效果更好。但是，航空地球化学测量目前仍处于实验阶段。

第五章　样品分析和分析质量检查

第一节　分析方法简介

一、化探工作对样品分析的要求

化探分析是对化探工作所采用的各种分析方法的统称。过去，化探分析是以快速简单的半定量微迹分析（如发射光谱分析、比色分析和冷提取分析等）为主；目前，已越来越多地使用分析质量较高的原子吸收光谱分析、定量光谱分析、X射线荧光光谱分析、离子选择电极分析、中子活化分析和质谱分析等。

化探要通过样品分析了解各种天然物质的地球化学特征，特别是元素的种类、含量和赋存状态等，进而发现和圈定异常。因此，化探分析的分析质量直接影响化探方法的找矿效果。化探工作者必须对化探分析有一定了解。

应用化探方法进行找矿，要采集数量极多的样品，每个样品分析的项目也较多（如我国区域化探全国扫面就要求分析39种元素），被分析的元素在样品中含量不仅很低，而且含量的变化幅度很大，同时要求在尽量短的时间内取得分析结果。因此，必然对样品分析提出某些特殊要求，主要有下述四点：

第一，分析方法要有较高的灵敏度。

分析方法的灵敏度是用检出限量和最低浓度共同来衡量

的。检出限量是分析方法可检出的被测组分在试样中最小质量（以ng为单位），又称为绝对灵敏度；最低浓度是分析方法可检出的被测组分在试样中最低含量（以ppm为单位），又称为相对灵敏度。检出限量越小，最低浓度越低，分析方法的灵敏度越高。因在化探工作中要利用样品分析结果确定异常，故要求分析方法的相对灵敏度要达到能可靠地区分异常含量和背景含量。

第二，分析方法要有较大的测程。

分析方法的测程是指其可检出的被测组分在试样中最低含量至最高含量范围。因在化探工作中要研究背景和异常的变化情况，故要求分析方法的测程要较大，即检出的最高含量和最低含量要相差几十倍到几百倍。

第三，分析方法要有一定的准确度和精密度。

准确度表示分析结果与真实值接近的程度；精密度表示各次分析结果相互接近的程度。有时用重复性和再现性来表示不同情况下的精密度。重复性是指同一分析人员在同一条件下所得分析结果的精密度；再现性是指不同分析人员或不同实验室之间在各自条件下所得分析结果的精密度。准确度高精密度一定高，但精密度高准确度却不一定高。精密度是保证准确度的先决条件，精密度低就说明分析结果是不可靠的。精密度是用相对误差（δ）来衡量的。两次分析结果的相对误差计算公式为：

$$\delta = \frac{C_1 - C_2}{C_1 + C_2} \times 100\% \qquad (5—1)$$

式中：

C_1——为第一次分析结果

C_2——为重复分析结果

根据精密度可将化探分析分为：

定量分析$\delta<5\%$；

近似定量分析$5\%<\delta<20\%$；

半定量分析$20\%<\delta<33\%$或50%；

定性分析$\delta>50\%$。

一般说来，要利用化探分析结果来确定异常和背景，而异常含量与背景含量是相对的，故对分析质量的要求是：准确度可稍差一些；精度度要高一些，即要有较好的重复性和再现性。

第四，分析方法要有较高的工作效率，较低的成本，并且操作简便。

此外，分析仪器设备要尽可能便于携带，适于野外使用。

二、常用的分析方法

化探分析包括各种化学、物理化学和物理分析方法。下面介绍几种常用的分析方法。

（一）比色分析

比色分析是利用化学显色或退色反应，根据溶液颜色深浅与组分浓度的定量关系，进行分析的一种方法。具体作法是：首先对试样溶液进行适当的化学处理，以便抑制干扰，使溶液中待测元素与显色剂反应生成有色溶液；再用一系列不同含量待测元素的标准溶液在同样条件下配成一套颜色逐渐加深的标准色阶；然后用目视法、光电比色计或分光光度计，通过试液颜色与标准色阶对比来确定待测元素的含量。

比色法的特点是：有较高的灵敏度和准确度，操作简便，仪器设备也不复杂，分析速度较快，可分析30多种元素。此法曾在化探分析中起过重要作用。

（二）斑点分析

斑点分析是比色分析的分支，它是根据试剂与被测元素在一定面积的滤纸上，反应生成有色斑点，与已知含量的标准色斑进行比较，以确定待测元素的含量。

斑点分析所用设备简单轻便、易于操作，试剂用量少，分析速度快、成本低，非常适于野外使用。主要用以分析Cu、Ni、Co、As等元素，特别是As的分析效果最好。

（三）纸色层分析

纸色层分析是利用不同元素对同种试剂的吸附、溶解能力不同，溶液沿滤纸的毛细管上升，由于不同元素的扩散速率不同，元素向上迁移又互不干预，不同元素发生不同距离的迁移。再向滤纸上喷以显色剂，就可根据色带的深浅和宽度确定元素含量。

纸色层分析虽然能分析的元素不多，但可同时分析几个试样的2～4种元素，尤其是经常共生的一些元素组，如Cu—Pb、Cu—Ni、Cu—Co—Ni、Cu—Co—Ni—Zn、Cu—Pb—Zn、Cu—Pb—Zn—Ni、Nb—Ta、U等。所用设备简单轻便、操作简便、分析速度快，适于野外使用。但是，分析过程中易受各种因素的影响，条件稍有改变便明显地影响分析的精密度。另外，由于所用试液的量极少，分析的灵敏度也受到限制。

（四）冷提取分析

冷提取分析是一种偏提取分析方法。它是在常温下用某种弱的溶剂（如柠檬酸盐溶液和各种稀酸等）将试样中待测金属元素的一部分（主要是吸附于粘土、淤泥或矿物晶体之间和裂隙中活性状态的）溶解出来，用显色剂显色，再与标准色阶对比，来确定其含量。

冷提取分析所用设备简单轻便，操作简便容易，分析速度快，故可供野外工作人员在采样点迅速分析样品，在现场就能及时发现异常，追索异常源。如果溶剂选择得当，往往可获得比全提取分析方法更为清晰的异常，还可辨认水成异常与碎屑异常，并能解决异常解释和评价的其它问题。

我国生产的LT—3型冷提取分析箱，除供野外驻地进行样品分析设备外，还备有供采样现场使用的分析包，可分析Cu、Co、Ni、As、Mo、P等元素，以及重金属总量等。

（五）发射光谱分析

发射光谱分析是根据物质受到热能或电能等激发后所发射出的特征光谱线进行分析的一种方法。光谱分析仪器主要包括光源装置、分光系统（摄谱仪）和检测系统三部分。所用光源除火焰光源外，主要有直流电弧、交流电弧和高压火花光源等。摄谱仪主要由照明系统、准光系统、色散系统和投影系统组成。按色散元件不同分为两类：棱镜摄谱仪和光栅摄谱仪。图5—1和图5—2为两类摄谱仪的光学系统示意图。检测系统主要包括映谱仪和测微光度计（又称黑度计）。

发射光谱分析的过程包括：试样的蒸发和激发、复合光的分解、光谱线的检测三个阶段。将试样装在碳电极孔穴中（或撒入一对碳电极之间的电弧中），接通电源，使电极间放电产生电弧，试样由固态转化为气态。试样的气态原子（或离子）与高速运动的气态粒子和电子相碰撞，使原子中外层电子获得能量，从低能轨道跃迁至高能轨道，处于激发态。激发态电子是不稳定的，在极短的时间（约10^{-8}S）内，就跃迁回低能轨道，同时释放出多余的能量，以光的形式发射出来。因为每一种元素都有一定的原子光谱，而每一根谱线的波长又已准确测定过，谱线的强度与处于激发态的待测

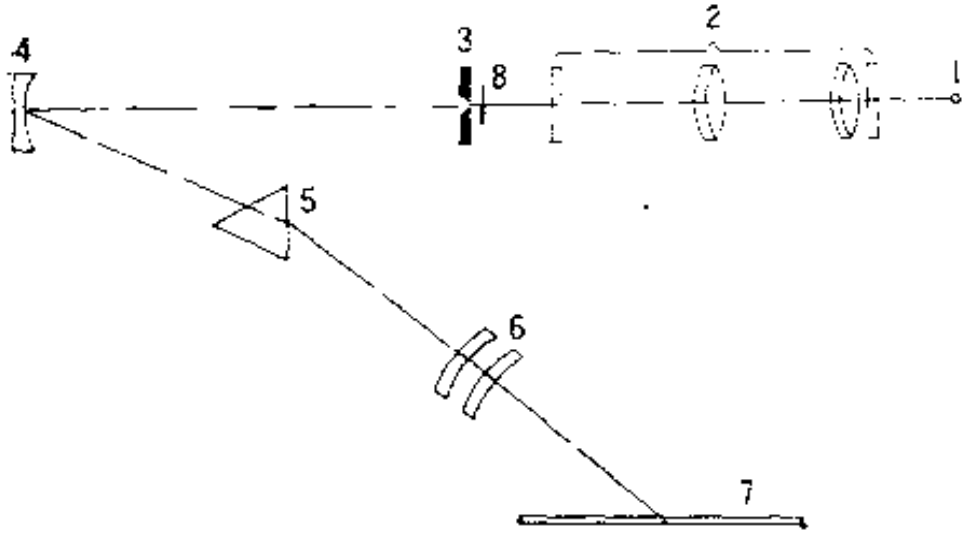

图 5—1 NGπ—28型石英棱镜摄谱仪光学系统

1—激发光源；2—聚光透镜组；3—狭缝；4—准直镜；5—棱镜；6—照像物镜；7—感光板；8—阶梯减光板

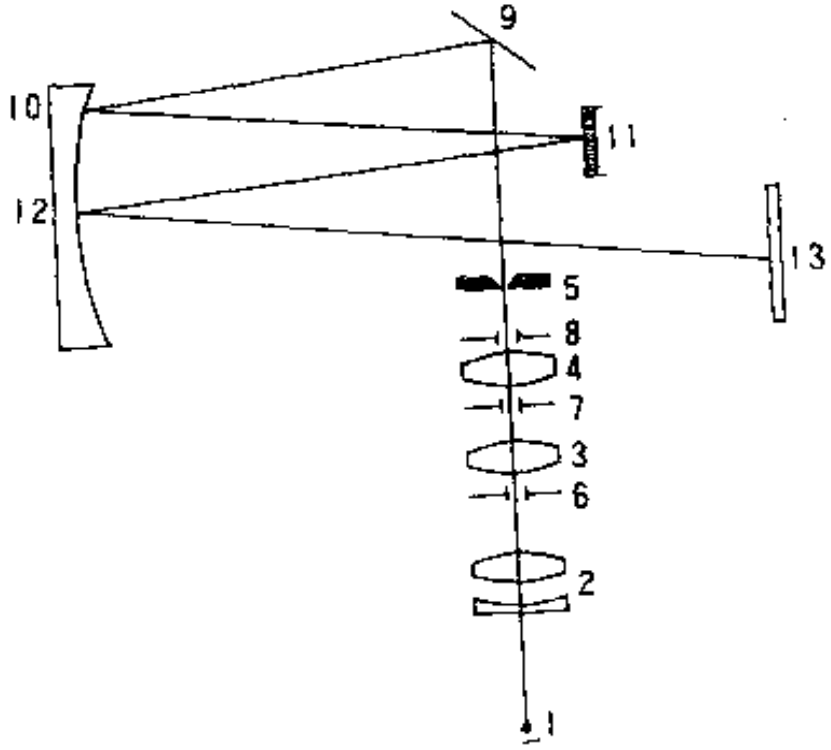

图 5—2 WSP—2型光栅摄谱仪光学系统

1—激发光源；2、3、4—聚光透镜；5—狭缝；6—光栏；7—快门；8—感光器；9—反射镜；10—准光镜；11—光栅；12—照像物镜；13—感光板

元素的原子数目成正比。所以可利用棱镜或光栅将其色散为光谱，并根据特征谱线的有无和强度对元素进行定性和定量分析。

目前，国内外正在推广使用光电直读发射光谱仪。其工作原理与摄谱仪相似，感光板用光电倍增管代替，它可将光转变成电讯号，再由积分电容器储存起来。当暴光终止后，逐个测量积分电容器的电压，根据测定值来确定元素的含量，并由电子计算机和打字机将结果自动输出。

发射光谱分析最大特点是工作效率高，能同时测定十几种或几十种元素，而且成本低，操作简便，故被广泛采用。但是，由于其分析准确度低于原子吸收光谱分析和比色分析等方法，故在分析过程中更需要进行质量监控。

（六）原子吸收光谱分析

原子吸收光谱分析，又称为原子吸收分光光度分析，它是基于试样蒸气中待测元素的基态原子，对从光源辐射出的待测元素特征光波的吸收作用，利用辐射光波的强度减弱程度进行定量分析的一种方法。所用仪器为原子吸收光谱仪（或称原子吸收分光光度计），主要由锐线光源（常采用能发射待测元素的某种特征光波的空心阴极灯）、基态原子化装置（常采用由喷雾器、雾化室、燃烧器和供气系统构成的火焰原子化器，或石墨电炉和钽舟电热原子化器等非火焰原子化器）、波长选择器（可选用干涉滤光片作单色器、或棱镜和光栅单色器）和检测系统（由光电检测器、放大器和读数装置组成）四个基本部分组成。

原子吸收光谱分析的过程是：先把固态试样制成试液，再将试液吸入燃烧器并喷成雾状，并与可燃气体（乙炔或丙烷）和助燃气体(空气或氧化亚氮)混合后燃烧，使试液中待

测元素气化并呈基态原子存在。这时使从空心阴极灯发射的几种特定波长的光穿过，火焰中待测元素的基态原子外层电子，将选择性吸收特定波长的光波，使穿过火焰后的入射光波强度减弱。在此过程中，基态原子的吸光度与试液中待测元素的浓度成正比。因此，就可利用光电检测器测定特定波长的光穿过火焰后减弱的程度，来确定待测元素的含量。

原子吸收光谱分析具有较高的灵敏度，分析的元素可达几十种，选择性好，不受其它元素的谱线干扰，准确度较高，操作简便，并且分析速度较快。尽管试样要经过化学处理成为试液，比较麻烦，但可利用同一试液分析几种元素，这是比色分析作不到的。

（七）X射线荧光分析

X射线荧光分析是基于试样在X射线照射下，试样中各种元素发射出各种特征X射线荧光，将其按波长（或光子能量）分开，分别测量不同波长（或光子能量）的X射线荧光的强度，以进行定性和定量分析的一种方法。使用的仪器为X射线荧光光谱仪，按分光原理分为波长色散和能量色散两种基本类型。波长色散X射线荧光光谱仪由X光管激发源、试样室、晶体分光器、探测器和计数系统等几部分组成。能量色散X射线荧光光谱仪则用分辨率较高的半导体探测器和多道脉冲分析器代替晶体分光器和一般探测器。全自动化的X射线荧光光谱仪还配有电子计算机和录像系统。

X射线荧光分析自动化程度高，可同时快速分析多个元素，准确度和精密度高，灵敏度也可与其它方法相比，测程较大，试样物态可多种多样，不破坏试样。分析轻元素的困难较多，除非金属元素外，其灵敏度比光学光谱分析要低一些。在定量分析时，对标样的要求较严，标样与试样的化学

组成和物理状态应相同，表面均匀性和光洁程度要相似。

（八）中子活化分析

中子活化分析是基于用中子照射试样时，其中待测元素经核转化而成为放射性同位素，通过测定放射性同位素的辐射特性（如γ射线和β射线的能量和强度、半衰期等）而进行定性和定量分析的一种方法。中子活化分析按使用的中子源不同而分为热中子（慢中子）活化分析和快中子活化分析两类。化探分析多采用热中子活化分析。热中子是由核反应堆、低能氘核加速器或同位素中子源产生的。测定辐射特性的仪器有充气式探测器（G—M探测器和正比计数器）、闪烁探测器和半导体探测器。

热中子活化分析的特点是：选择性好，灵敏度、准确度和精密度都高，与待测元素化学状态无关，受样品基体和其它杂质影响最小，可分析在极为不同的基体中的多种元素。但其照射费用高和探测设备价格高昂。在化探工作中多用作其它分析方法的质量监控。随着较小的易于操纵的中子源、高分解能力的探测器和有效的自动化装置的出现，它有可能成为区域化探中的重要分析方法。

（九）离子选择电极分析

离子选择电极分析是一种电位分析方法。它是以离子选择性电极为指示电极，将其与参比电极（通常为饱和甘汞电极）共同浸入试液中，组成原电池；通过测定原电池的电动势，即求得待测离子的活度（或浓度），而进行定量分析的。离子选择性电极是一种电化学传感体，它的电极电位只能指示试液中某一种特定离子活度（或浓度）的变化。它的电极电位与试液中特定离子活度的对数成线性关系。参比电极的电位不受试液成分变化的影响，具有较恒定的数值。离子选

择电极分析所用设备，除离子选择性电极和参比电极外，主要还有离子计（或用高阻直流毫伏计、pH计、电极电位仪）和磁力搅拌器等。

目前我国制造的有H^+、Na^+、K^+、Ag^+、NH_4^+、Ca^{2+}、Cu^{2+}、Mg^{2+}、Hg^{2+}、Cd^{2+}、Pb^{2+}、F^-、Cl^-、Br^-、I^-、NO_3^-、S^{2-}、CO_3^{2-}、SO_4^{2-}、PO_4^{3-} 等离子选择性电极。离子选择电极分析对于某些离子的分析灵敏度高，并且待测离子与干扰离子一般不用化学分离。所需仪器设备简单、价廉、轻便，适于在现场使用。最大弱点是选择性还不够好，为了消除某些离子的干扰，在分析前仍需对试液进行必要地处理（如调整酸度、加适当的络合剂等）。

（十）质谱分析

质谱分析是通过对样品离子的质量和强度的测定，来进行成分和结构分析的一种分析方法。首先试样要离子化，然后利用离子在电场或磁场中的运动性质，把离子按质荷比（即质量对电荷的比值）分开，记录并分析离子按质荷比大小排列得到的质谱，就可实现对样品成分和结构的测定。质谱分析所使用的仪器叫质谱仪。质谱仪一般是由进样系统（由管道、阀门、压强测量仪表、样品贮存器和漏口组成）、离子源（有电子轰击源、化学电离源、高频火花源、离子轰击型离子源、场解吸源、表面电离源等）、分析器（单聚焦分析器、双聚焦分析器、四极滤质器和飞行时间质量分析器等）、接收器和记录器（照像感板、法拉弟盒、电子倍增器、紫外线记录器等）组成。此外，还包括真空系统和电气系统等辅助设备。

试样在离子源中电离后，产生各种带正电荷的离子，在加速电场的作用下，形成离子束射入质量分析器。由于受磁场的作用，入射的离子束便改变运动的方向。当离子的速度

和磁场强度不变时，离子将作等速圆周运动，其轨迹与质荷比的大小有关，于是各种离子会按其质荷比的大小分离开。然后由记录系统记录而得到质谱图。在质谱图中，每个质谱峰表示一种质荷比的离子，质谱峰的强度表示该种离子的多少。因此，根据质谱峰出现的位置，可以进行定性分析；根据质谱的强度，可以进行定量分析；根据质谱峰的质荷比和相对强度，可以进行结构分析。

质谱分析的灵敏度高，样品用量少，既可以是固体和液体，又可以是气体。分析速度快，可同时检测多种组分，还可以进行同位素分析。但仪器结构复杂，价格昂贵，使用和维修比较困难。

三、分析方法的选择

在制定分析方案时，首先要根据化探工作的内容和目的，确定对样品分析的要求。例如，利用土壤测量进行大面积普查时，只要求分析方法具有一定的精密度，而准确度可允许差一些，尤其是当异常下限与背景值差别较小时，对精密度的要求就更高。可是在对岩体、构造破碎带、铁帽等的含矿性评价，研究矿体赋存环境，化探详查和异常评价时，则要求分析方法有较高的灵敏度和准确度。其次，要根据测区的地球化学特点和样品的性质，确定是分析样品的全部物质还是某一种物质，是提取样品中待测元素的全量还是某种存在形式的含量等要求。同时再考虑分析方法特点，选择合理的分析方法。当然，仪器设备的配置也影响分析方法的选择。

一般说来，要求对样品作半定量分析，可选用冷提取分析、目视比色分析、纸色层分析、斑点分析、发射光谱分析和X射线荧光分析等方法；要求对样品作定量分析，可选用

光电比色分析、直读发射光谱分析、原子吸收光谱分析和中子活化分析等方法。此外，如需了解元素赋存形式，可选用物相分析、电子探针分析和电渗析分析等方法；如对样品作同位素分析，可选用质谱分析、核磁共振波谱分析等方法。

第二节　分析质量的检查和评定

一、分析灵敏度的检视

为了确定分析结果可利用的程度，要对分析方法的灵敏度或者分析结果报出下限（即报出的最低含量）进行检查，以免在异常解释评价中造成错误判断。化探工作对灵敏度或报出下限的要求是：能正确地确定异常，对背景含量进行研究。下面只介绍利用频率密度曲线检视灵敏度或报出下限是否合理的方法。

这种检视方法的根据是元素含量在天然物质中的分布属于正态分布或对数正态分布，或近似于这两种分布。具体作法如下：

首先，用系统抽样或随机抽样方法，从全部分析结果中抽出100～200个或更多一些，组成样本。进行统计计算，绘出频率分布直方图，并据其绘出频率密度曲线。然后，根据频率密度曲线的完整程度，来检视灵敏度或报出下限是否合理，确定分析结果可利用的程度。一般可出现下述三种基本情况（见图5—3）：

1．当频率密度曲线较完整（如图5—3A）或比较完整（如图 5—3B），即其左翼缺失部分的累积频率不超过 15%。说明报出下限是合理的或较合理的，分析结果是能满足化探工

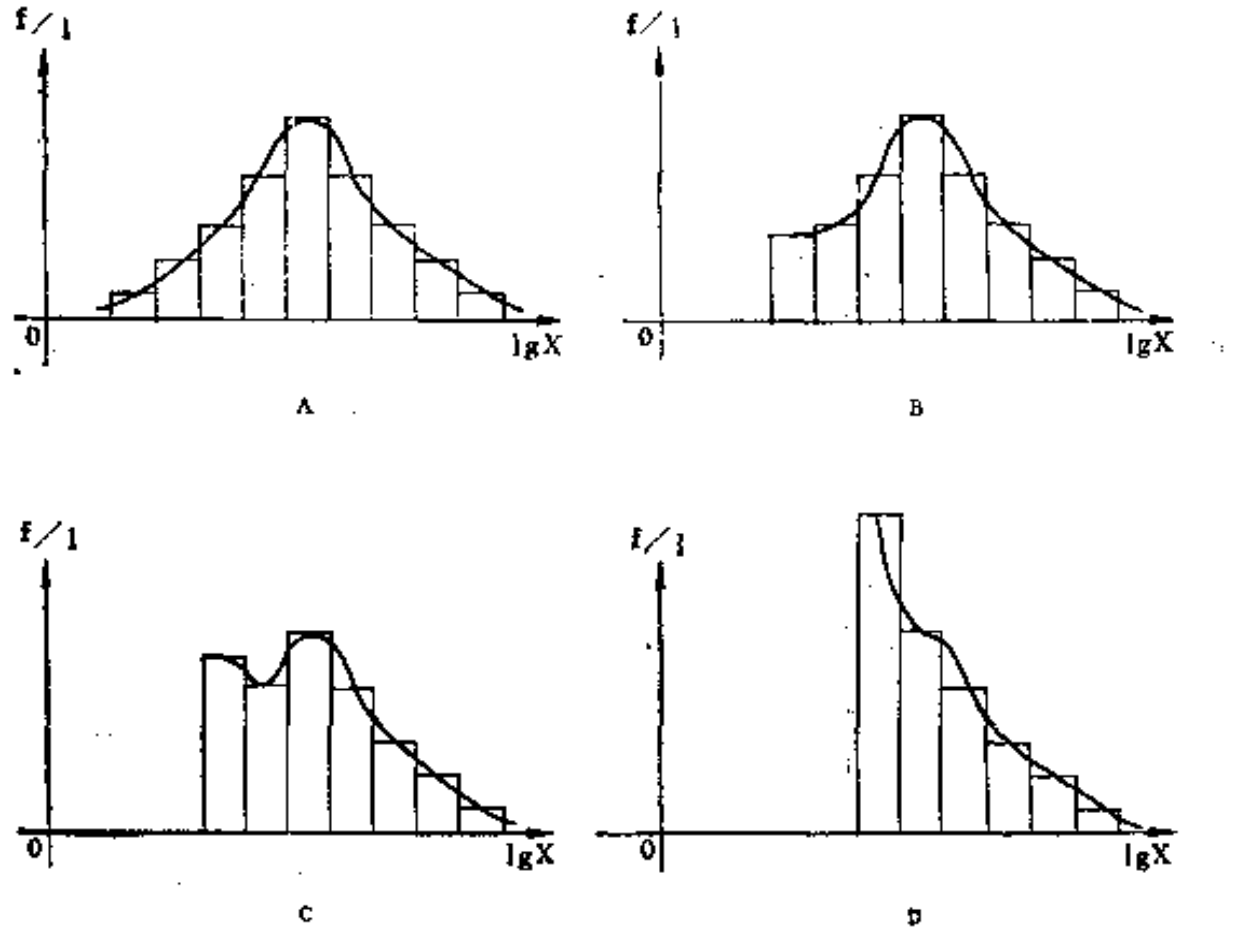

图 5—3　灵敏度或报出下限检视示意图

作要求的。特别是前者，分析结果还可用来研究背景和某些基础地质问题等，可用各种手算和电算进行处理。

2．当频率密度曲线形状不完整（如图5—3C），即其左翼缺失部分的累积频率超过15%而又不超过50%。说明报出下限偏高或分析方法的灵敏度偏低。这种分析结果虽然可用某些计算方法和图解法估计背景值和均方差，确定出异常下限，但是不能用其对背景进行研究。

3．当频率密度曲线形状极不完整（如图5—3D），即其左翼完全缺失，缺失部分的累积频率已超过50%。说明报出下限过高或分析方法的灵敏度过低。这种分析结果不可能用来研究背景，甚至所有报出的分析结果都属于异常含量，只

表 5—1

元素	光谱分析					比色分析
	半定量撒样	半定量垂直电极	快速定量	直读	原子吸收	
Ag	0.15	0.5	0.2		1	0.01
As	60	1000		4	2	1
Au		20			0.005	0.05
B	2	20			40	10
Ba	250	2		2	0.3	500
Be	2.5	2		1	0.03	1
Bi	7.5	10	5	1	10	20
Cd	30	50		0.5	0.2	
Co	8	5	5	2	4	1
Cr	6	1	2	5	0.1	100
Cu	1	1	2	3	0.1	5
Hg					0.001	2
Li	25	100		2	0.5	
Mn	50	10	5	5	0.05	50
Mo	1	3	2	0.5	0.6	2
Nb	25	10	5		20	50
Ni	7	5		3	4	1
P	400					250
Pb	5	10	2	5	1	10
Sb	80	200			0.6	1
Sn	3	10	5	4	3	10
Sr	500	5		1	3	10
Ti	200	2	50	15	2	100
V	25	7	2	5	1.5	4
W	100	100			20	4
Zn	20	20	300	50	0.5	5
Zr	50	10		8		

有当频率密度曲线出现明显的第二峰值时才能粗略地确定异常下限。为了正确地区分背景和异常，应查找出现此情况的原因。如果只是因报出下限选择过高，应重报分析结果，如果是因分析方法灵敏度过低，应再选择灵敏度高的方法重新分析。表5—1列出了主要化探分析方法对一些元素的大致检出限量（ppm），以供参考。

二、分析误差的检查

（一）误差的概念

样品中某成分的分析结果对其真实含量的偏离，称为误差。严格地说，某成分在样品中真实含量是无法准确知道的。通常是设法采用各种可靠的分析方法经过不同实验室、不同人员反复对样品进行分析，再用数理统计方法，确定出相对准确含量，称为标准值。这类样品称为标准试样，简称标样。一般是用标准值代表其在标样中真实含量。在样品分析过程中，就是通过对标样的分析，来监控分析结果准确度的。误差有绝对误差和相对误差两种表示形式。绝对误差是分析结果与真实含量之差。当其为正值时，表示分析结果偏高，大于真实含量；而当其为负值时，表示分析结果偏低，小于真实含量。其绝对值越小，表示分析结果越接近真实含量，说明分析质量越高。相对误差是绝对误差的绝对值在真实含量中所占的百分率。因其能反映绝对误差在真实含量中所占的比例，故用其比较不同情况下分析结果的准确度更为方便。

由于分析试样的真实含量是未知的，故一般是用偏差来确定分析结果的精密度。偏差是试样中某成分的分析结果对其多次平行分析结果算术平均值的偏离。偏差也有绝对偏差和相对偏差两种表示形式。绝对偏差是单次分析结果与多次

平行分析结果算术平均值之差；相对偏差是单次分析结果的绝对偏差的绝对值在多次平行分析结果算术平均值中所占的百分率。为了更好地说明分析结果的精密度，还要用平均绝对偏差和平均相对偏差。平均绝对偏差是各次平行分析结果绝对偏差的绝对值的算术平均值；平均相对偏差是平均绝对偏差在多次平行分析结果算术平均值中所占的百分率。从上述可知，偏差反映了多次平行分析结果相互接近的程度，可说明分析结果的精密度。绝对偏差的绝对值和平均绝对偏差越小，表示多次平行分析结果越相互接近，说明分析结果的精密度越高。相对偏差和平均相对偏差反映了绝对偏差的绝对值和平均绝对偏差在多次平均分析结果算术平均值中所占的比例，用其比较不同情况下分析结果的精密度更为方便。

由上述可知，误差和偏差的含义是有区别的。但因真实含量只能用标准值代替，而标准值也是一种多次平行分析所得的相对准确的平均值，故所计算的误差实质上仍然是偏差。因此，在实际工作中，并不严格区分误差和偏差，而统称为误差。

此外，在用数理统计方法处理数据时，也用均方差和平均均方差（既变化系数）来衡量分析误差。

在一般分析工作中，通常是用平均偏差来表示分析结果的精密度的。而对于一种分析方法所达到的精密度的考察，一批分析结果的分散程度的判断等，最好选用均方差和其它数理统计方法（如方差分析等）。

（二）误差的种类

无论采用何种分析方法，无论在分析过程中如何采取预防措施，样品分析结果总是存在误差的。根据误差产生的原因，可将误差分为系统误差和偶然误差两类。

1．系统误差

系统误差是由某种固定性的原因所造成的误差，使分析结果系统偏高或偏低。当重复进行分析时，它会重复出现。系统误差的产生原因主要有下列几种：

（1）方法误差

方法误差是由于分析方法本身所造成的。例如，在化学分析方法中，由于沉淀的溶解、共沉淀现象、灼烧时沉淀的分解或挥发、反应进行不完全、副反应的发生、以及干扰离子的影响等，都可造成系统误差。

（2）仪器和试剂误差

仪器误差是由于仪器本身不够精确，如砝码重量、容量器皿刻度和仪表刻度不准确等原因造成的。试剂误差来源于试剂不纯，例如试剂和蒸馏水中含有待测物质，基准物质不纯等。

（3）操作误差

操作误差是指分析人员掌握操作规程与正确的实验条件有出入而引起的误差。

2．偶然误差

偶然误差是由一些难以控制的偶然原因造成的。例如，分析时环境温度、湿度和气压的微小波动，仪器性能的微小变化，分析人员对各份试样处理时的微小差别等，都能造成偶然误差。偶然误差时大、时小，时正、时负，是可变的。

（三）误差的检查方法

因为不是有误差的分析结果都是不能利用的，主要是看误差是否超过误差的允许范围，故必须对误差进行检查，以了解分析结果的可靠程度。通常准确度是通过对标样的分析来检查误差的，而精密度则是通过对试样的重复分析来检查

误差的。对精密度的检查有内部检查和外部检查两种。

1．内部检查

内部检查是从待分析的样品或已分析过的样品副样中，选取3～5%的样品，另行编号后，与同批或下批样品一起由原分析单位分析，对比两次分析结果，确定是否有偶然误差。

2．外部检查

外部检查是从已分析过的样品副样中，选取1～3%的样品，送交水平较高的分析单位重新分析，对比两单位的分析结果，确定是否有系统误差。

目前，我国的误差监控系统是，建立两级化探标样，一级标样由专门机构统一大量制备与分发，用来监控和校正不同省区域化探分析实验室之间的误差，以便使全国的资料可以相互对比；二级标样由各省自行制备，用来监控省内不同实验室、不同图幅或不同年分之间或一年之内季节之间、月之间、日之间的误差。每年开工时将一级标样和二级标样分析若干次，调整工作条件，使其分析结果在误差允许范围内，再大规模进行生产。在生产工作中以每50个（大约数）样品划为一批，在其中密码插入4个标样和4或8个重复样，以便随时对分析质量进行监控。如发现某批或某一段时间分析结果有很大误差，就要及时查找原因，甚至返工重作。

三、分析质量的评定

利用原分析结果和检查分析结果对分析质量进行评定，以便确定分析结果的可靠程度和可供利用的程度。在化探分析中，常用的评定分析质量的方法有相对误差法和方差分析法。

（一）相对误差法

首先，计算每个样品原分析结果与检查分析结果的相对误差，计算公式为第一节公式（5—1），当定量分析相对误差小于5%、近似定量分析相对误差小于20%、半定量分析相对误差小于33%（或50%）时，样品原分析结果是合格的，否则，样品原分析结果是不合格的。

其次，统计计算被检查样品原分析结果的合格率(η)：

$$\eta = m/n \times 100\% \qquad (5—2)$$

式中：

m——为原分析结果的合格样品数

n——为检查分析的样品总数

当$\eta \geqslant 85\%$时，说明整批样品原分析质量符合要求，分析结果可以利用。当$\eta < 85\%$时，应先增加检查分析的样品数，但不能超过原分析样品总数的30%。重新统计计算合格率，若$\eta \geqslant 85\%$，仍说明整批样品原分析质量符合要求；若$\eta < 85\%$，则说明整批样品原分析质量不符合要求，分析结果不可靠。

相对误差法只能笼统地说明样品原分析质量是否符合要求，但不能反映误差起伏幅度与含量变化的关系，更不能区分系统误差和偶然误差。

（二）方差分析法

1．内检分析结果的方差分析法

首先，将分析结果x_{ij}（i为样品顺序号，如检查分析样品数为n个，则i可取1、2、3、…、n；j取1为样品原分析结果，取2为样品检查分析结果）填入计算表（格式和内容一般如表5—2）中，并计算表内各项。

其次，计算离差平方和（S_Q和S_e）、自由度、平均离差平方和（MS_Q和MS_e）、以及F值，并填入方差分析表（格

表 5—2　方差分析计算表

样品顺序号	x_{i1}	x_{i2}	x_{i1}^2	x_{i2}^2
1	x_{11}	x_{12}	x_{11}^2	x_{12}^2
2	x_{21}	x_{22}	x_{21}^2	x_{22}^2
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
n	x_{n1}	x_{n2}	x_{n1}^2	x_{n2}^2
求　和	$\sum_{i=1}^{n} x_{i1}$	$\sum_{i=1}^{n} x_{i2}$	$\sum_{i=1}^{n} x_{i1}^2$	$\sum_{i=1}^{n} x_{i2}^2$
和的平方	$\left(\sum_{i=1}^{n} x_{i1}\right)^2$	$\left(\sum_{i=1}^{n} xi_2\right)^2$		

表 5—3　方差分析表

离差来源	离差平方和	自由度	平均离差平方和	F 值	F临界值	差异显著性
样品含量	$S_Q = \sum_{i=1}^{n} x_{i1}^2 + \sum_{i=1}^{n} x_{i2}^2 - \frac{1}{n}\left[\left(\sum_{i=1}^{n} x_{i1}\right)^2 + \left(\sum_{i=1}^{n} xi_2\right)^2\right]$	$2(n-1)$	$MS_Q = \frac{S_Q}{2(n-1)}$	$F = \frac{MS_e}{MS_Q}$	F_α	
偶然误差	$S_e = \frac{1}{n}\left[(\sum_{i=1}^{n} xi_1)^2 + (\sum_{i=1}^{n} xi_2)^2\right] - \frac{1}{2n}\left(\sum_{i=1}^{n} x_{i1} + \sum_{i=1}^{n} x_{i2}\right)^2$	1	$MS_e = \frac{S_e}{1}$			
总和	$S_M = S_Q + S_e$	$2n-1$				

表 5—4　方差分析计算表

样品顺序号	x_{i1}	x_{i2}	$x_{i1}+x_{i2}$	x_{i1}^2	x_{i2}^2	$(x_{i1}+x_{i2})^2$
1	x_{11}	x_{12}	$x_{11}+x_{12}$	x_{11}^2	x_{12}^2	$(x_{11}+x_{12})^2$
2	x_{21}	x_{22}	$x_{21}+x_{22}$	x_{21}^2	x_{22}^2	$(x_{21}+x_{22})^2$
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
n	x_{n1}	x_{n2}	$x_{n1}+x_{n2}$	x_{n1}^2	x_{n2}^2	$(x_{n1}+x_{n2})^2$
求　和	$\sum_{i=1}^{n} x_{i1}$	$\sum_{i=1}^{n} x_{i2}$	$\sum_{i=1}^{n} (x_{i1}+x_{i2})$	$\sum_{i=1}^{n} x_{i1}^2$	$\sum_{i=1}^{n} x_{i2}^2$	$\sum_{i=1}^{n} (x_{i1}+x_{i2})^2$
和的平方	$\left(\sum_{i=1}^{n} x_{i1}\right)^2$	$\left(\sum_{i=1}^{n} x_{i2}\right)^2$	$\left[\sum_{i=1}^{n} (x_{i1}+x_{i2})\right]^2$			

表 5—5 方差分析表

离差来源	离差平方和	自由度	平均离差平方和	F 值		F 临界值		差异显著性
样品含量	$S_Q=\frac{1}{2}\sum_{i=1}^{n}(x_{i1}+x_{i2})^2-\frac{1}{2n}\left[\sum_{i=1}^{n}(x_{i1}+x_{i2})\right]^2$	$n-1$	$MS_Q=\frac{S_Q}{n-1}$	$F_1=\frac{MS_\beta}{MS_Q}$	$F_2=\frac{MS_Q}{MS_e}$	F_1^0	F_2^0	
系统误差	$S_\beta=\frac{1}{n}\left[\left(\sum_{i=1}^{n}x_{i1}\right)^2+\left(\sum_{i=1}^{n}x_{i2}\right)^2\right]-\frac{1}{2n}\left[\sum_{i=1}^{n}(x_{i1}+x_{i2})\right]^2$	1	$MS_\beta=S_\beta$	$F_3=\frac{MS_\beta}{MS_e}$		F_3^0		
偶然误差	$S_e=S_\Sigma-S_Q-S_\beta$	$n-1$	$MS_e=\frac{S_e}{n-1}$					
总和	$S_\Sigma=\sum_{i=1}^{n}x_{i1}^2+\sum_{i=1}^{n}x_{i2}^2-\frac{1}{2n}\left[\sum_{i=1}^{n}(x_{i1}+x_{i2})\right]^2$	$2n-1$						

表 5—6　方差分析表

样品顺序号	x_{i1} (ppm)	x_{i2} (ppm)	$x_{i1}+x_{i2}$	x_{i1}^2	x_{i2}^2	$(x_{i1}+x_{i2})^2$
1	23	24	47	529	576	2209
2	27	29	56	729	841	3136
3	15	15	30	225	225	900
4	26	29	55	676	841	3025
5	14	15	29	196	225	841
6	17	17	34	289	289	1156
7	16	18	34	256	324	1156
8	22	23	45	484	529	2025
9	21	24	45	441	576	2025
10	19	20	39	361	400	1521
11	28	27	55	784	729	3025
12	24	26	50	576	676	2500
13	29	28	57	841	784	3249
14	36	33	69	1296	1089	4761
15	14	17	31	196	289	961
16	19	19	38	361	361	1444
17	12	14	26	144	196	676
18	20	22	42	400	484	1764
19	22	21	43	484	441	1849
20	27	25	52	729	625	2704
21	19	21	40	361	441	1600
22	40	44	84	1600	1936	7056
23	23	21	44	529	441	1936
24	21	20	41	441	400	1681
25	23	22	45	529	484	2025
26	37	39	76	1369	1521	5776
27	31	35	66	961	1225	4356
28	22	20	42	484	400	1764
29	7	8	15	49	64	225
30	10	12	22	100	144	484

续表

样品顺序号	x_{i1} (ppm)	x_{i2} (ppm)	$x_{i1}+x_{i2}$	x_{i1}^2	x_{i2}^2	$(x_{i1}+x_{i2})^2$
$\sum_{i=1}^{30}$	664	688	1352	16420	17556	67830
$\left(\sum_{i=1}^{30}\right)^2$	140896	473344	1827904			

式和内容见表5—3）。

最后，根据给定的信度α（取0.05或0.01）和自由度，查F分布表（见附表五），找出F临界值F_0。

F值是表明样品分析偶然误差与样品含量变化的差异程度的。$F>F_0$表明样品分析偶然误差大于样品含量变化，样品含量变化将被偶然误差掩盖。所以如果$F>F_0$，说明分析质量不符合要求，分析结果不能利用。而$F<F_0$表明样品分析偶然误差小于样品含量变化，F越小二者的差异越显著。所以如果$F<F_0$，说明原分析质量符合要求，分析结果可以利用。

2．外检分析结果的方差分析法

具体步骤与内检分析结果方差分析法是基本相同的，只是内容稍有不同。下面只给出计算表和方差分析表（见表5—4和表5—5）。

F_1和F_2分别表明样品分析的系统误差和偶然误差与样品含量变化的差异程度。若$F_1<F_1^0$，$F_2>F_2^0$，说明样品分析的系统误差和偶然误差均小于样品含量变化，F_1越小、F^2越大，则差异越显著。所以如果$F_1<F_1^0$和$F_2>F_2^0$时，表明

表 5—7　　方差分析表

离差来源	离差平方和	自由度	平均离差平方和	F 值		F 临界值				差异显著性			
						0.05		0.01		0.05		0.01	
样品含量	3449.9	29	119.0	F_1 0.08	F_2 65.55	F_1^0 4.18	F_2^0 1.86	F_1^0 7.64	F_2^0 2.42	十分显著	十分显著	十分显著	十分显著
系统误差	9.6	1	9.6	F_3 5.33		F_3^0 4.18		F_3^0 7.64					
偶然误差	51.4	29	1.8										
总　和	3510.9	59											

分析质量符合要求，分析结果可以利用。

F_3表明样品分析系统误差与偶然误差的差异程度。$F_1>F_1^0$、$F_3>F_3^0$，说明系统误差是较大的。系统误差的影响是否严重，可用$S_\beta/S_e+S_\beta\times100\%$来衡量。若其小于等于20%，说明虽有系统误差存在，但影响并不严重，分析结果仍可在一定条件下利用；若其大于20%，则说明系统误差影响很严重，分析结果不能利用。

例如，为了检查化探样品的分析质量，抽取了30个样品，作外部检查，试用方差分析法对铜元素原分析结果进行评述。

第一步，将铜元素原分析结果（x_{i1}）和外检分析结果（x_{i2}）填入计算表（见表5—6），并计算表中各项内容。

第二步，计算离差平方和（S_Q、S_β、S_Σ、S_e）、自由度、平均离差平方和（MS_Q、MS_β、MS_e）和F值（F_1、F_2、F_3）。给出信度（$\alpha_1=0.05$、$\alpha_2=0.01$），查F分布表找出F临界值（F_1^0、F_2^0、F_3^0）。根据上述结果编制方差分析表，见表5—7。

第三步，分析质量评定。在信度为0.05或0.01情况下，$F_1<F_1^0$、$F_2>F_2^0$，而且差异十分显著，说明分析的系统误差和偶然误差都明显地小于样品含量变化，所以认为原分析质量是符合要求的，分析结果可以利用。

第六章　资料整理

第一节　化探资料整理概述

一、资料整理的意义

化探资料整理包括野外工作阶段和最终阶段的资料整理。

野外工作阶段的资料整理，是随着野外工作的逐步开展，对收集到的各种原始资料进行及时地整理和综合研究，使其初步系统化的一系列编录工作。野外工作阶段的资料整理可以及时发现野外工作中出现的问题、研究解决问题的方法、总结经验教训、根据新的情况和认识修改原来的工作计划，从而指导野外工作的顺利进行。

最终阶段的资料整理，是在野外工作全部结束之后，对收集的所有资料进行全面系统地整理，使其便于查考利用和归档保存，充分发挥所得资料的作用；通过对资料的分析与归纳、对比与综合、编绘各种图表，充分挖掘和显示找矿信息；再通过编制报告，集中反映全部工作成果。最终阶段的资料整理也是提高化探工作质量和技术水平，以及总结经验的重要过程。

二、资料整理的内容

资料整理的主要内容有：原始资料整理、样品分析质量评定、背景值和异常下限的确定、数据处理、地球化学图表

的编制、以及报告的编制等。除下述内容外，其它内容另立章节叙述。

（一）原始资料整理

化探原始资料具有长期使用价值，应进行审核、整理，并妥善保管。原始资料包括：各种样品和标本、野外记录、送样委托单、各种样品和标本的分析和鉴定报告、各批次的内检和外检结果和分析说明书、采样位置图、异常检查和验证的所有资料、各种统计分析计算资料、测量资料、以及所收集的前人资料和文献等。

各种原始资料都应清理、审核、登记和造册，并由专人保管，建立使用制度。

（二）报告的编制

化探报告是整个野外和室内工作成果的集中体现。报告内容应真实反映客观情况，各种论点应以充分的实际资料为依据，并与各类图表互相印证。报告可参照下列提纲编写：

1．工作概况

（1）各类样品采集数和采样密度；

（2）采样和样品分析质量综述；

（3）采样布局；

（4）各类异常数、异常总数、见矿异常数和矿产种类。

2．资料整理方法

（1）数据处理的方式、方法和所用指标；

（2）背景值和异常下限的确定；

（3）异常筛选和评价方法。

3．异常

按异常分类分别叙述，主要内容是：该类异常所处地质

条件，异常分布情况；用已知矿产情况和检查成果评述该类异常成矿地质条件和地球化学特征等。

4．成矿预测

主要是从地球化学特征评述工作区成矿规律，并进行成矿预测。

5．存在问题及建议

报告中所用异常分类（摘自“物探化探生产技术管理制度”）：

凡经确定的物探化探异常，无论已达到的工作程度如何，均应综合考虑其地质起因、地质找矿意义和工作(认识)程度，按以下标准分类，并在以后随着工作程度的提高和认识的深入，继续考虑其类别归属，必要时应及时更改。

（1）甲类异常：见矿异常。

按其在矿的发现和评价过程中所起的作用，分为两个亚类：

甲$_1$类异常——据以发现了矿或扩大了已知矿的储量远景的异常。具体包括：过去无矿产情报，后据以发现了有用矿产的异常；过去有矿产情报但未评价，后据以肯定为有用矿产的异常；原为已知矿，后据以较大地扩大了矿产储量的异常。

甲$_2$类异常——反映了已知矿床，在矿床发现和评价中未起过显著作用的异常。

（2）乙类异常：对找矿和解决其它地质问题有意义的异常（包括推断的矿致异常）。

分为三个亚类：

乙$_1$类异常——反映了已知矿化、矿点、矿床或对成矿有严格地控制作用的地质体、地质构造部位或构造形式，但从异常的分布范围和强度等特征来看，还可能有新的重要发现

的异常。

乙$_2$类异常——反映超基性岩体等可能含矿、控矿或对找矿有其它指示作用的地质体、地质构造部位或构造形式，或反映对解决其它地质问题有指示作用的地质体、地质构造部位或构造形式，但尚未发现赖以作出肯定或否定推断的直接证据的异常。

乙$_3$类异常——推断的矿致异常，或推断的反映含矿、控矿或对找矿有其它指示作用的地质体、地质构造部位或构造形式的异常，以及推断对解决其它地质问题有指示作用的地质体、地质构造部位或构造形式的异常。

（3）丙类异常：性质不明异常。

分为两个亚类：

丙$_1$类异常——已进行了较充分的物探化探工作，但由于各种原因，仍不能判定其性质，不能排除其在找矿和解决其它地质问题方面的意义的异常。

丙$_2$类异常——物探化探工作不够充分，尚解释不了的异常。

（4）丁类异常：有充分资料，按目前的认识水平和地质需要，认为其在找矿和解决其它地质问题方面均无意义的异常。

第二节　背景值和异常下限的确定

一、概　　述

确定背景值是为了区分异常，而确定异常下限则是为了圈定有找矿意义的异常区。背景值和异常下限在各个地区是

不一样的，故应根据测区的具体情况确定背景值和异常下限。合理地确定测区内的背景值和异常下限，对于提高化探方法的找矿效果是很重要的。如果背景值和异常下限确定得不恰当，就可能漏掉有意义的异常，或出现无意义的异常，还可能歪曲异常的形态特征和规模，直接影响化探方法的找矿效果。

确定背景值和异常下限，只靠对样品分析结果的研究和统计计算是不够的，必须充分了解采样和样品分析，测区内地质、地球化学和自然地理情况等。

在地质和自然地理情况简单，面积较小的测区，一般可在全测区确定统一的异常下限；而在地质和自然地理情况复杂，面积又较大的测区，就需要先将测区划分成若干子区，再分别确定每个子区的背景值和异常下限。划分子区的主要根据是地质和地球化学特征，同时也要考虑地貌特征和样品分析等因素。

具体确定背景值和异常下限的方法很多，归纳起来有下列三大类：

第一类　是利用某种地球化学图和相应的地质图直接确定背景值和异常下限。例如，在矿区外围地段找矿时，可用长剖面法确定背景值（C_0）和异常下限（C_a）。具体作法是选择一条或几条横穿矿体的有代表性的长剖面，在测制地质剖面的同时，以一定的间距采集土壤（或岩石）样品，根据分析结果编制地球化学地质联合剖面图（见图6—1）。然后，在联合剖面图上，根据远离矿体处元素含量，作一条平行横坐标轴的平均含量线，其与纵坐标轴交点指示的含量即为这一地段的背景值；再根据远离矿体处元素含量波动的上限，作一条平行横坐标轴的直线，其与纵坐标轴的交点所指示的含

量，即为这一地段的异常下限。此外，还可利用等含量线图与相应的地质图来确定背景值和异常下限。这类方法的实质就是根据观测的地质特征和元素含量分布情况，直观地确定背景值和异常下限。

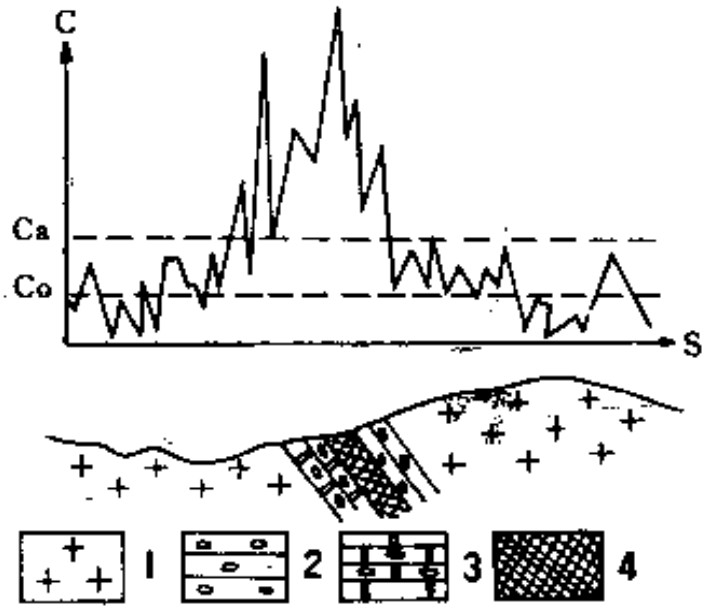

图 6—1　确定背景值和异常下限示意图

1—花岗岩；2—大理岩；3—矽卡岩化大理岩；4—矽卡岩；5—矿体

第二类　是根据元素含量的概率分布规律，采用数理统计方法确定背景值，再根据异常出现的可能性大小，确定异常下限。

第三类　是把背景含量作为一个连续变化的地球化学面来看待，根据各采样点的样品分析结果与该点的背景含量确定有无异常存在。如用移动平均分析法和趋势面分析法确定异常，就属此类方法。

本节只重点介绍第二类中几种常用的确定背景值和异常下限的方法。

二、数理统计方法

（一）基本原理

微量元素在各种天然物质中的含量，一般是服从对数正态分布或正态分布的，这就是应用数理统计方法确定背景值和异常下限的理论根据。因此，只有确认测区内元素含量是属于或近似于对数正态分布或正态分布（可用偏度、峰值法或累积频率曲线法加以检验）时，才能用数理统计方法来确定背景值和异常下限。

根据背景值的概念，当元素含量是属于或近似于对数正态分布或正态分布时，背景值就可用样本的几何平均值（G）或算术平均值（$\overline{X}$）、众数（M_o）、中位数（M_e）来估计。因为，几何平均值或算术平均值受特大值和特小值的影响较大，虽然众数和中位数不受特大值和特小值的影响，但当数据集中趋势不明显时，众数就求不出来，并且也随数据分组不同而异。因此，在估计背景值时，一定要考虑样本的特征，选出其最佳估计值。

过去在化探工作中，是以若干倍的背景值确定异常下限的。这往往带有较大的主观随意性，因为它只用了反映数据的整体性特征数。现在是以背景值与若干倍的均方差之和来确定异常下限的。这就比较充分地利用了数据所提供的有用信息（与前述方法相比，增用了反映数据的离散性特征数），并且也与异常含量出现的概率联系起来。当含量服从对数正态分布时，计算公式为：

$$\lg C_a = \lg C_o + K\lg S \qquad (6—1)$$

式中：

$\lg S$——为元素含量对数值的均方差

K——为常数

当含量服从正态分布时，计算公式为：

$$C_a = C_0 + KS \qquad (6—2)$$

式中：

S——为元素含量的均方差

K值一般可定为1～3。K 值愈小，异常值出现的可能性愈大；K值愈大，异常值出现的可能性愈小。例如，当$K=1$时，异常值出现的概率为15.9%；当 $K=2$ 时，异常值出现的概率为2.3%；而当$K=3$时，异常值出现的概率为0.1%，等等。选取 K 值主要是由测区内的成矿地质条件好坏决定的，还要考虑工作的目的和任务等。当测区内成矿地质条件良好，K值应取小一些；而当成矿地质条件不好，K 值就要取大一些。在初步普查阶段，主要是怕漏掉有找矿意义的异常，K值要取小一些；而在详细普查阶段，主要是怕混入非矿异常，K值就要取大一些。

（二）常用方法

现以下面的实例来介绍确定背景值和异常下限的具体方法。

在某铜矿区外围，采集了100个土壤样品，Cu 分析结果及其对数值的统计结果见表 6—1。如果 Cu 含量服从对数正态分布，试求出该区的背景值和异常下限。

表 6—1

Cu含量x_i(ppm)	3	5	6	8	10	15	20	25
对数值 $\lg x_i$(lgppm)	0.477	0.699	0.778	0.903	1.000	1.176	1.301	1.398
频　数　μ_i	8	9	11	10	30	25	5	2

1．计算法

（1）直接计算法

这是利用分析结果的对数值，直接求出其平均值($\lg G$)和均方差（$\lg S$)。计算公式如下：

$$\lg G=\frac{\sum_{i=1}^{m}\mu_i\lg X_i}{\sum_{i=1}^{m}\mu_i} \qquad (6-3)$$

$$\lg S=\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{m}\mu_i(\lg X_i-\lg G)^2}{\sum_{i=1}^{m}\mu_i-1}} \qquad (6-4)$$

式中：

m——为不同分析结果的数目

$\sum_{i=1}^{m}\mu_i=N$——为样品总数

本例的计算结果如下：

$$\lg G=\sum_{i=1}^{8}\mu_i\lg X_i/100=0.964$$

$$\lg S=\sqrt{\sum_{i=1}^{8}\mu_i(\lg X_i-0.964)^2/(100-1)}\doteq 0.226$$

取$C_o=G$，$K=2$，则

$\lg C_s=\lg C_o+K\lg S=0.964+2\times 0.226=1.416$

查反对数表可得：$C_o=9.20$ppm；$C_s=26.06$ppm。

（2）简化计算法

这是为了突出地反映数据频率分布规律和简化运算的计

算方法。一般是按下列步骤和方法进行运算：

第一步，将分析结果的对数值分成若干组。分组时，首先要根据数据本身的性质、变化范围和样本容量，以及样品分析和计算的精度，确定组数（n）和组距（l）。组数不宜过少或过多，一般以5～7组为宜，最多不能超过15～20组。要求每组平均不得少于5个数据；组距一般是在0.1～0.5 lg ppm之间。其次是确定分组的下界和上界，下界要小于数据中最低值；上界要大于数据中最高值。上界与下界之差等于组距与组数之积。另外，确定上、下界时，应尽量使数据避开分组点的数值。

第二步，将分组后的数据统计结果填入计算表内，其格式和内容见表6—2。

表 6—2

组序 i	对数值间隔 (lg ppm)	组中值 $\lg x_i$ (lgppm)	$\lg^2 x_i$	频数 μ_i	$\mu_i \lg x_i$	$\mu_i \lg^2 x_i$
1	0.4～0.6	0.5	0.25	8	4	2
2	0.6～0.8	0.7	0.49	20	14	9.8
3	0.8～1.0	0.9	0.81	40	36	32.4
4	1.0～1.2	1.1	1.21	25	27.5	30.25
5	1.2～1.4	1.3	1.69	7	9.1	11.83
求和		$\sum_{i=1}^{5}$		100	90.6	86.28

第三步，利用下列公式求出分析结果对数值的平均值（lgG）和均方差（lgS）。

$$\lg G = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{n} \mu_i \lg X_i \qquad (6—5)$$

$$\lg S=\sqrt{\frac{1}{N-1}\left[\mu_i\lg^2 X_i-\frac{N}{1}\left(\sum_{i=1}^{n}\mu_i\lg X_i\right)^2\right]} \tag{6—6}$$

本例计算结果为：

$$\lg G=\frac{90.6}{100}=0.906$$

$$\lg S=\sqrt{\frac{1}{100-1}\left[86.28-\frac{1}{100}(90.6)^2\right]}=0.205$$

第四步，求背景值和异常下限。

取$C_o=G$，$K=2$，则

$$\lg C_a=lgC_o+K\lg S=0.906+2\times 0.205=1.316$$

查反对数表可得：$C_o=8.05$ppm；$C_a=20.70$ppm。

2．图解法

第一步，将数据分组。

第二步，将分组后的数据统计结果填入计算表内，其格式和内容见表6—3。

表 6—3

对数值间隔 (lgppm)	组中值 $\lg x_i$ (lgppm)	频数 μ_i	频率 f_i (%)	累积频率 F (%)
0.4～0.6	0.5	8	8	8
0.6～0.8	0.7	20	20	28
0.8～1.0	0.9	40	40	68
1.0～1.2	1.1	25	25	93
1.2～1.4	1.3	7	7	100

第三步，编绘频率分布直方图，并以其绘制频率密度曲线。

取一平面直角坐标系，以横坐标表示元素含量对数值（$\lg X$），并按比例标出下界、各分组点和上界。再以组距为底边，画一系列矩形，以矩形面积表示各组的频率（全部矩形面积之和为100%），就得到频率分布直方图，再以其绘出频率密度曲线，如图6—2所示。纵坐标表示的是频率分布密度，也就是频率与组距的比值。

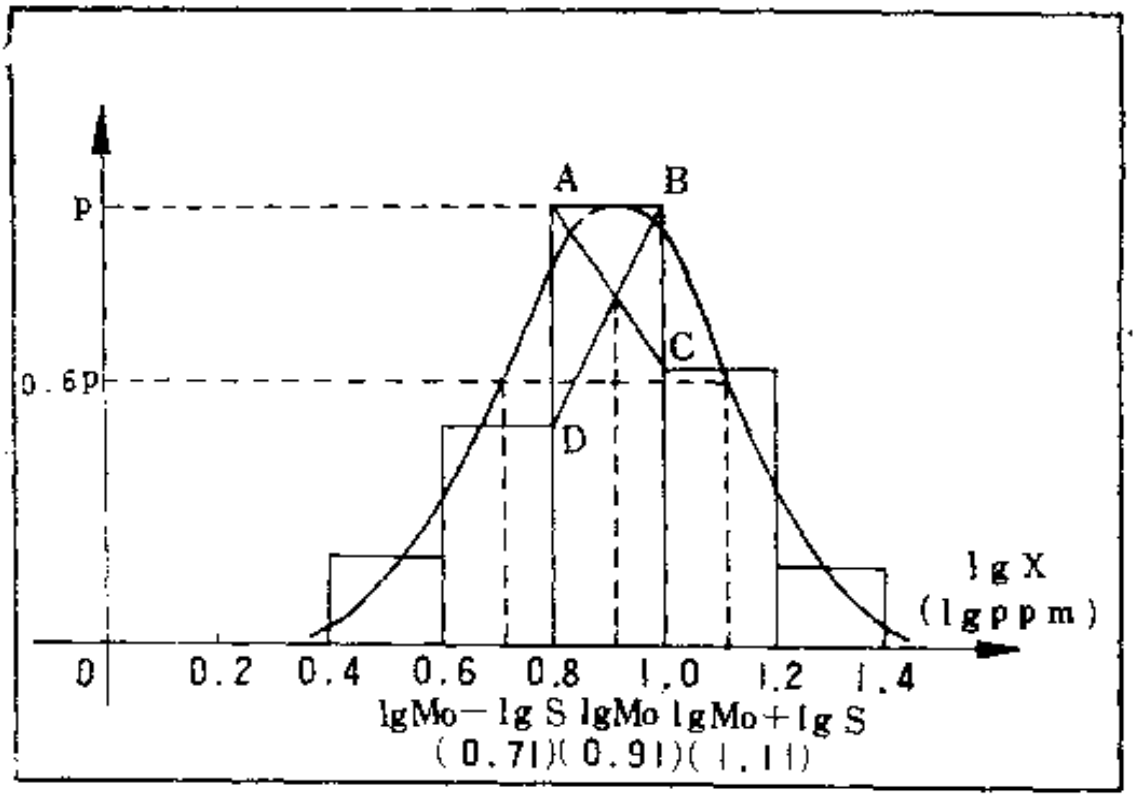

图 6—2　众数、均方差图解法示意图

第四步，利用直方图求出众数对数值，再利用频率密度曲线求出含量对数值的均方差。

在直方图的最高的矩形内，连接AC和BD，二者的交点所对应的横坐标就是众数对数值；再取频率密度曲线极大值（p）的0.6倍，作一平行横坐标轴的直线，其与频率密度

曲线左翼的交点所对应的横坐标为 $\lg M_e - \lg S$，而与右翼的交点所对应的横坐标为 $\lg M_e + \lg S$。则可求出含量对数值的均方差。

本例，求得 $\lg M_e = 0.91$；$\lg S = 0.20$。

第五步，求出背景值和异常下限。

取 $C_e = M_e$，$K = 2$，则

$$\lg C_a = \lg C_e + K\lg S = 0.91 + 2 \times 0.20 = 1.31$$

查反对数表可得：$C_e = 8.13$；$C_a = 20.42$。

除上述图解法外，还可以利用累积频率图求出中位数对数值和含量对数值的均方差，以中位数估计背景值，再求出异常下限。其步骤是：第一步和第二步同上。第三步是绘制累积频率图。取一平面直角坐标系，以横坐标表示含量对数

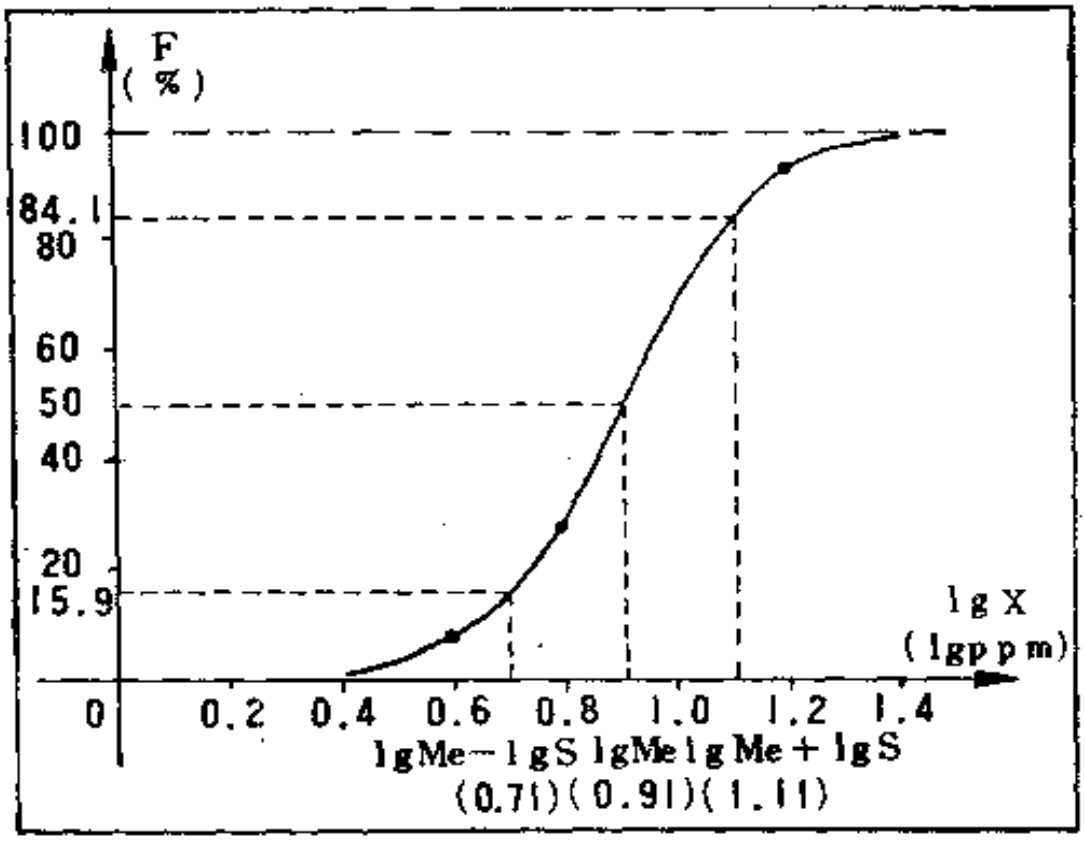

图 6－3　中位数、均方差图解法示意图

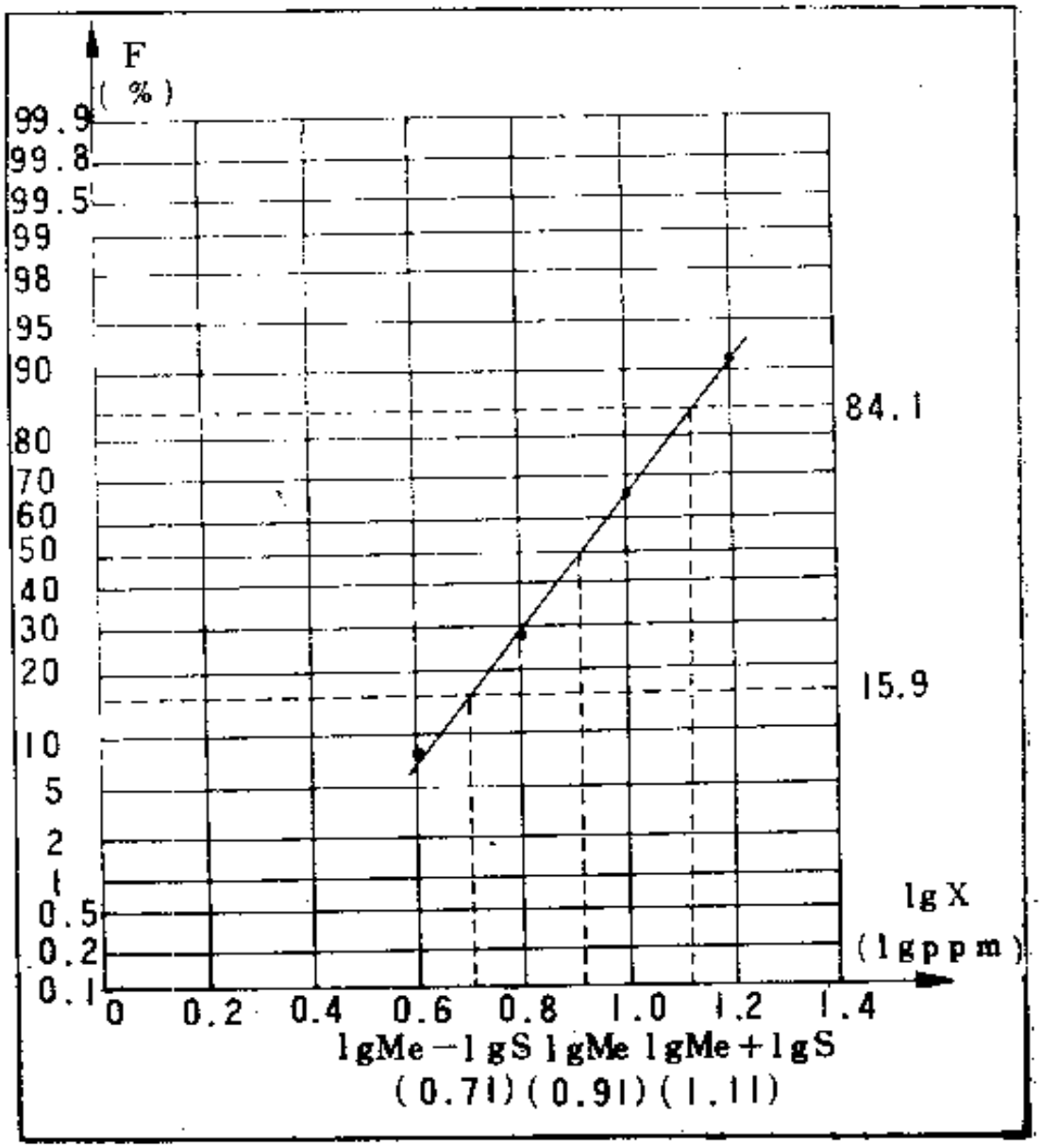

图 6—4　中位数、均方差图解法示意图

值，以纵坐标表示累积频率。再用组上限为横坐标，用该组对应的累积频率为纵坐标，依次绘出各坐标点的位置，最后用圆滑曲线将各点连接起来，就得到频率分布曲线（见图6—3）。如果采用概率格纸按上述方法绘图，则频率分布曲线展为直线(见图6—4)。第四步是利用频率分布曲线求出lg$M$，和 lg S。频率分布曲线上累积频率为50%的点，所对应的横坐标为 lg M，，而累积频率为 15.9%、84.1%的点，所对应

的横坐标为$\lg M_e-\lg S$、$\lg M_e+\lg S$。故可求出 $\lg S$。在图 6—3 和图 6—4 上求得：$\lg M_e=0.91$；$\lg S=0.20$。第五步是求出背景值和异常下限。本例求得：$C_0=8.13$ ppm，$C_a=20.42$ppm。

第三节　地球化学图的编制

一、地球化学图的种类

地球化学图是表示各种天然物质中，单元素或多元素空间分布模式的图件。一般可将地球化学图分为：基本地球化学图和解释推断图。

（一）基本地球化学图

用全国统一规定的方法，按国际分幅或行政区划编制的正式出版的地球化学图，称为基本地球化学图。它是以很明显的方式，客观地反映不同元素含量的空间变化情况，而又尽量不杂有制图者的主观意图或主观因素。基本地球化学图主要有：保留全部原始信息的数据图、各种符号图和利用对采样与分析等所造成误差的干扰稍加压抑的数据而编绘的等含量线图，以及各种地球化学剖面图和平剖面图等。

（二）解释推断图

解释推断图是根据某种意图对分析结果进行处理后而编绘的图件。这类图件不是纯客观的，因数据中所蕴藏的信息已被加工、改造与取舍，故能用来突出显示和解决某些专门问题。解释推断图主要有：根据某种数学模型近似地拟合元素含量等在测区内自然分布情况而编制的图件，根据某种确定异常下限的准则而编制的各种异常图和各种地球化学面的

剩余图；以及用各种统计方法校准背景值后所圈定的异常图、累加值图、累乘值图、元素比值图、判别得分图、谱系图和因子得分图等。

二、地球化学图的编制方法

（一）数据图和符号图

数据图和符号图都是在采样位置图的基础上编制的，是反映元素含量等地球化学指标空间变化的图件。

采样位置图是以采样位置野外手图为依据，以简化的地形图或水系图为底图，标绘上采样线和采样点，标注上样品编号，反映样品空间分布的原始图件。

编制数据图的方法是在采样位置图上的每个采样点的近旁，标注上该点样品分析结果。一般每张数据图上只标注一种或两种元素含量等地球化学指标，以保证使用方便和图面清晰。数据图最能反映客观实际情况，但因阅读较为困难，当前只把它当作一种原始资料，相当于实际材料图。数据图还是编制其它图件的依据。因此，一定要保证数据图上所标注的数据准确无误。

编制符号图的方法是在每个采样点的位置上，标绘代表该点样品分析结果的不同形状或颜色的几何图形。如图6—5是用不同大小和形状的几何图形来表示铜含量的。又如图6—6是用沿水系画不同线条来表示水系沉积物测量成果的。此外，还有用一定方向的线段表示某元素含量大小的编图方法。如果符号图再用几种颜色标绘，就更比数据图容易直接判读元素的空间分布情况。但总的说来，读图还是比较困难的，这是因为很难把分散在图面上以点或线的形式存在的符号，综合成在空间上连续分布的情况。

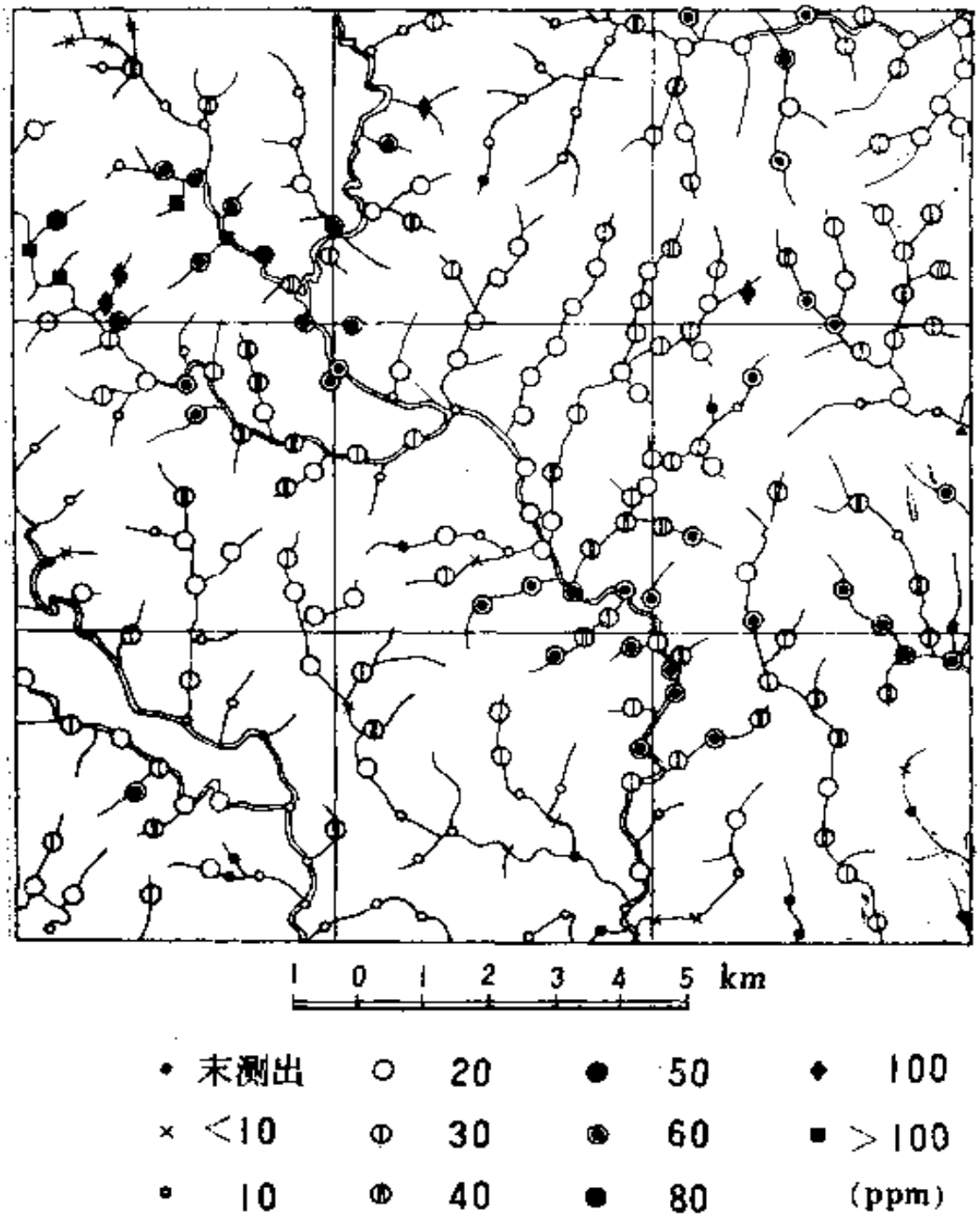

图 6—5 浙江郭村地区铜分布的符号图

（二）等含量线图

等含量线图是根据数据图绘制的，用等含量线来反映元素含量在空间上连续变化的图件。编制等含量线图，特别是小比例尺的等含量线图，需要把分析数据稍作处理，以抑制



图 6—6　布干维尔克朗普伦斯山脉水系地球化学图

分析数据因采样和分析等所造成误差的干挠，使元素含量空间变化呈比较光滑连续的曲面，以便用等含量线来表示。

目前主要是用各种移动平均法处理分析数据。当采样点在测区内分布较均匀，多用简单移动平均法；而当采样点较稀而分布又不均匀时，则多用加权移动平均法。为缩减数据、简化运算过程、便于电算，一般是先将分析数据网格化。

编制等含量线图的步骤：第一步是将分析数据网格化；

第二步是用移动平均法处理网格化数据；第三步是用内插法勾绘等含量线。具体作法如下：

1．数据网格化

数据网格化的方法较多，选用何种方法取决于所用的移动平均法。数据网格化的方法可分为两类：一类是选择一定大小的采样单元，凡是在采样单元范围内的采样点都参加平均计算；另一类是只确定网格化数据的位置和参加平均计算的采样点数目，而不限定采样点分布范围。例如，近邻搜寻、四方搜寻和八方搜寻方法（如图6—7、图6—8和图6—9所示）。如果选用简单移动平均法处理分析数据，网格化方法一般是用固定大小的采样单元，将其范围内所有采样点样品分析数值的算术平均值，作为该采样单元的网格化数值，并把它标注在采样单元中心。采样单元大小的选择主要是依据采样密度和图的比例尺。一般是选取图面上，面积为1×1或2×2cm²为宜。网格化数值计算公式为：

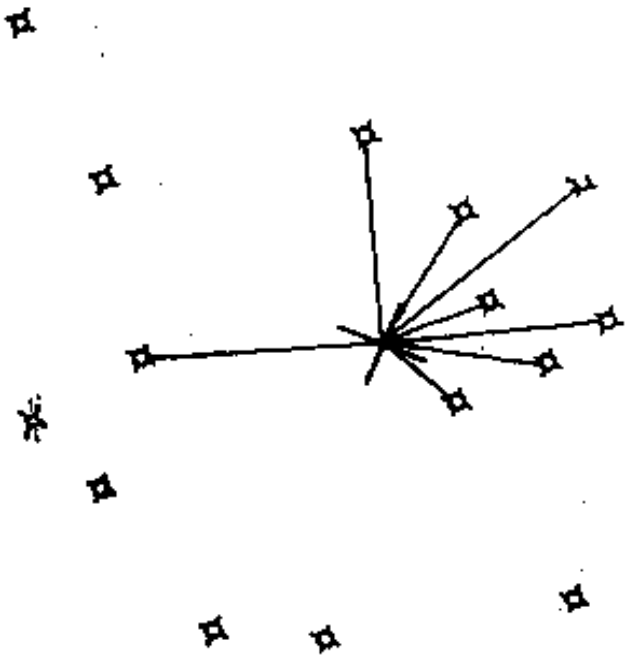

图 6—7　近邻搜寻方法

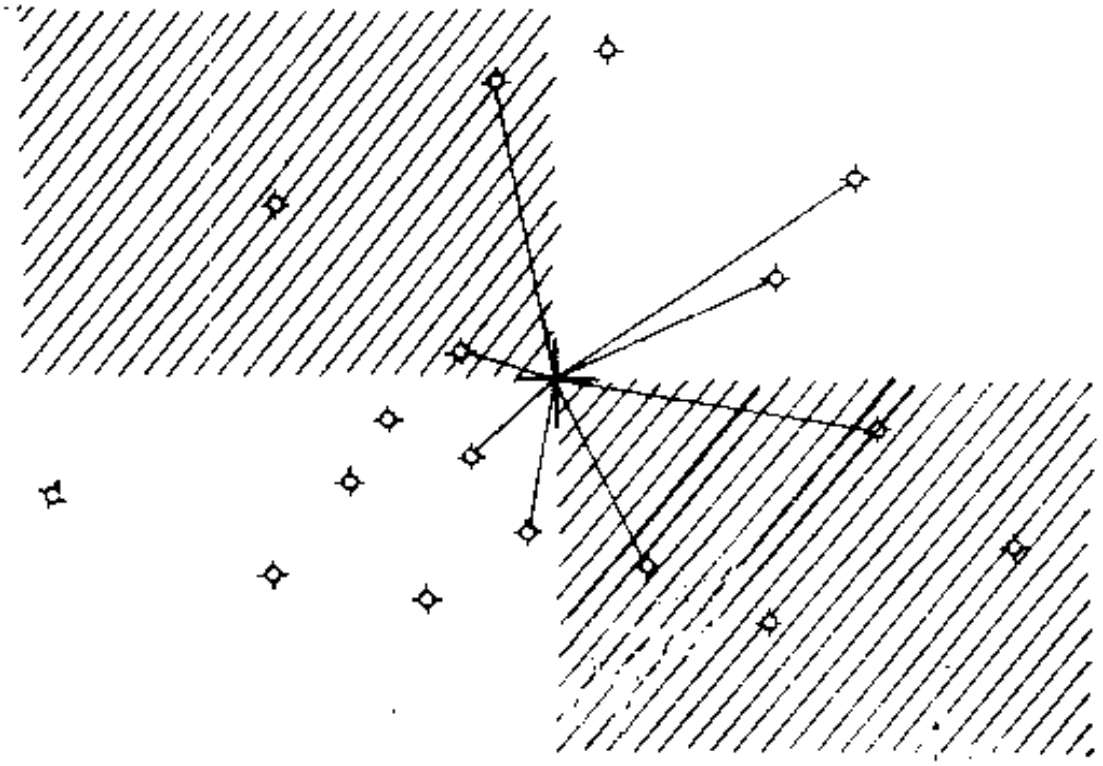

图 6—8　四方搜寻方法

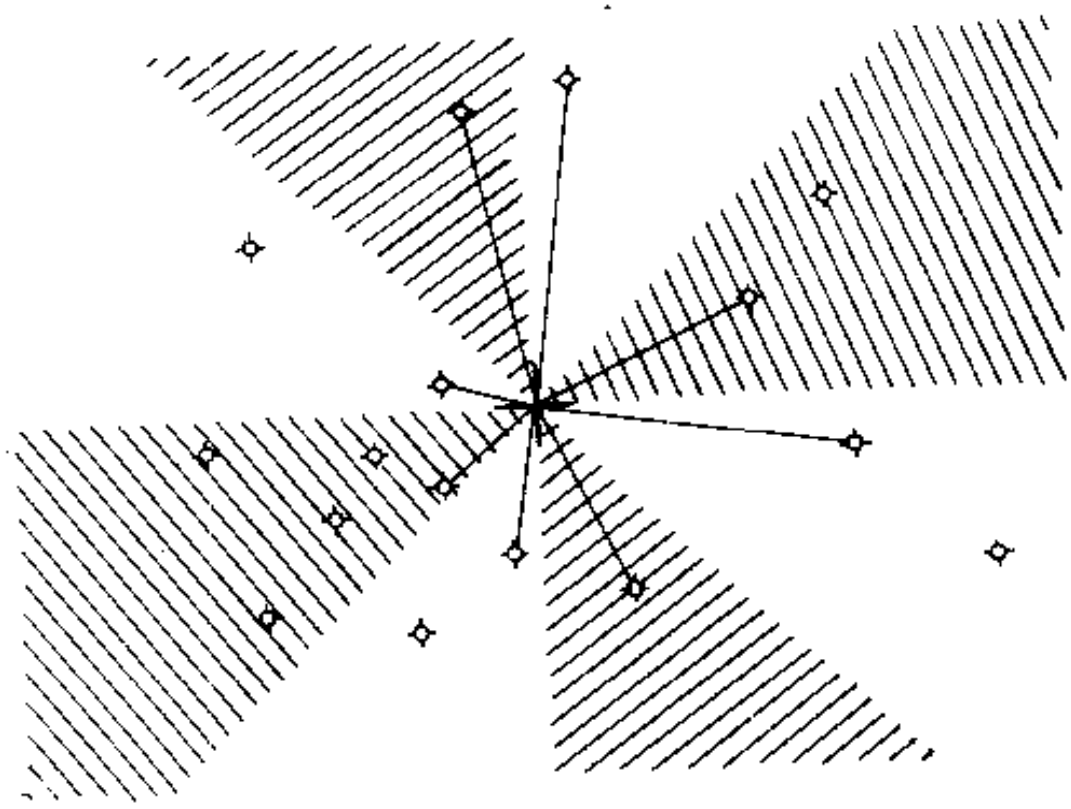

图 6—9　八方搜寻方法

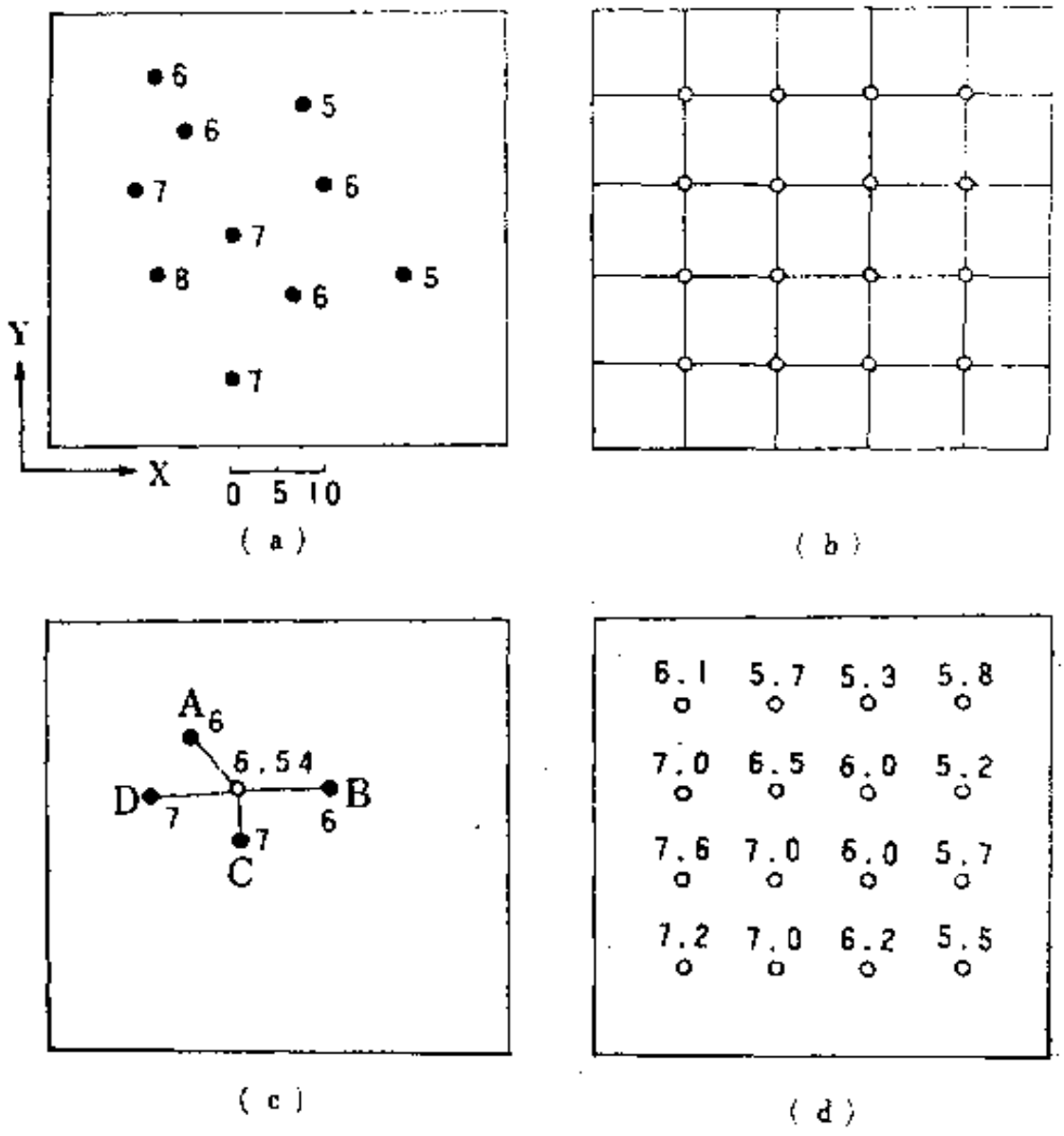

图 6—10 近邻搜寻法计算步骤

a—采样点及分析数据；b—网格点；c—某网格点四周4个最邻近的点；d—计算结果

$$Z_k=\frac{1}{m}\sum_{j=1}^{m}Z_{kj} \qquad (6—7)$$

式中：

Z_k——为第K个采样单元网格化数值

Z_{kj}——为第 K 个采样单元内第 j 个采样点的样品分析数值

m——为第K个采样单元内采样点总数

如果选用距离加权移动平均法处理分析数据，网格化方法一般多采用近邻搜寻、四方搜寻或八方搜寻方法。现以限定四个采样点参加平均计算的近邻搜寻方法为例，介绍其计算方法。图 6—10 a 表示一系列分布不均匀的 分析数值。设第i个点的坐标为（x_i，y_i）其分析数值为Z_i。图6—10b是覆盖在 a 上的网格化数据点的网格。设第K 个网格点的坐标为（x_k，y_k），其网格化数值为Z_k。根据最邻近的4个采样点的分析数值，用距离加权法计算网格化数值的计算步骤是：首先，计算各邻近点至网格点的距离（D_{ik}），计算公式为：

$$D_{ik}=\sqrt{(x_k-x_i)^2+(y_k-y_i)^2} \qquad (6—8)$$

在求出邻近点至网格点的距离后，就可计算该点的网格化数值，计算公式为：

$$Z_k=\frac{\sum_{i=1}^{n}\frac{Z_i}{D_{ik}}}{\sum_{i=1}^{n}\frac{1}{D_{ik}}} \qquad (6—9)$$

式中：

n——为参加平均计算的采样点数

如本例中，第二行第二列点的网格化数值计算方法如下：

选出最邻近它的4个点A、B、C、D（见图 6—10c），由图上测出4个点的坐标，如A 的坐标（1.5，3.6），网格点的坐标（2.0，3.0），则A至网格点的距离为：

$$D_{1k}=\sqrt{(2.0-1.5)^2+(3.0-3.6)^2}=\sqrt{0.61}\doteq 0.78$$

用同样方法可计算B、C、D至网格点的距离为：$D_{2k}=1.00$、

$D_{3k}=0.60$、$D_{4k}=1.00$，则

$$\sum_{i=1}^{4}\frac{Z_i}{D_{ik}}=\frac{6.0}{0.78}+\frac{6.0}{1.00}+\frac{7.0}{0.60}+\frac{7.0}{1.00}\doteq 32.36$$

$$\sum_{i=1}^{4}\frac{1}{D_{ik}}=\frac{1}{0.78}+\frac{1}{1.00}+\frac{1}{0.60}+\frac{1}{1.00}\doteq 4.95$$

$$Z_k=\frac{32.36}{4.95}\doteq 6.54$$

2．移动平均

首先，确定移动窗口的大小。一般是以四倍或九倍采样单元为移动窗口。

然后，进行移动平均。将移动窗口放在网格化数据图上，使移动窗口恰好套住4个或9个采样单元，计算出移动窗口内网格化数据的算术平均值，作为移动平均数值，并将其标注在移动窗口的中心位置。依次移动窗口，每次只移动一个采样单元，使移动后的窗口与移动前的窗口重叠一部分。当窗口为四倍采样单元时，重叠二分之一窗口；而当窗口为九倍采样单元时，则重叠三分之二窗口。窗口的移动最好是从左至右、从上到下有规律地进行，直到全图幅完成为止，免得遗漏。每移动一次窗口，就要计算一次移动平均值，最后就得到移动平均数据图。

3．勾绘等含量线

勾绘等含量线之前，一定要合理地选择等含量线间距，这是因为等含量线间距对元素含量分布模式的辨认和对比有着明显的影响。最常用的是对数等间隔，例如以近似等于0.33lgppm为等含量线间距，就是绘出…、0.1、0.2、0.5、1、2、5、10、20、50、100、200、500、…ppm的等含量线；以近似等于0.2lgppm为等含量线间距，就是绘出…、6、

10、15、25、40、60、100、150、200、…ppm的等含量线；以近似等于0.1lgppm为等含量线间距，就是绘出…、5、6、8、10、12、15、20、25、32、40、50、60、80、100、130、160、200、…ppm的等含量线，等等。但是，由于每种元素都各有一段关键性含量段，如背景含量与异常含量交错的含量段等。一般都应在这一含量段内适当加密等含量线。分位数间隔也是常用的，它是以元素含量频率分布来确定等含量线间距的。如绘出对应于累积频率为：10、20、40、60、80、90、95、99和99.5%含量数值的等含量线。用分位数间隔绘制的等含量线图的优点是使频率分布特征不同的元素含量空间变化可以进行对比，缺点是不同图幅之间的等含量线无法衔接，特别是在将几幅图拼接后编制小比例尺图时，必须将全部数据的分位数间隔重新计算，再勾绘等含量线。此外，还可以用算术等间隔勾绘等含量线图。

当等含量线间距确定之后，就可在移动平均数据图上，以移动平均数值为依据，按确定的等含量线间隔，用插入法勾绘出等含量线，就得到等含量线图。

等含量线图也可以着色，由低含量至高含量分别着以深蓝、浅蓝、黄、棕和红色，更高的局部异常可以着深紫色。每一种颜色着色区不限于一个等含量线间隔，一般同一色区可有2—3条等含量线。

（三）综合异常图

综合异常图，又称为异常分布图，它是将测区内发现的各种元素的异常，全部标绘在同一张底图上所构成的图件。这种图主要是反映各种异常的规模和分布，以及它们之间的组合关系。为了保证各种不同类型的异常清晰可辨，要合理选用阴影、线条、花纹和颜色四种系统的图例。例如，图6—11

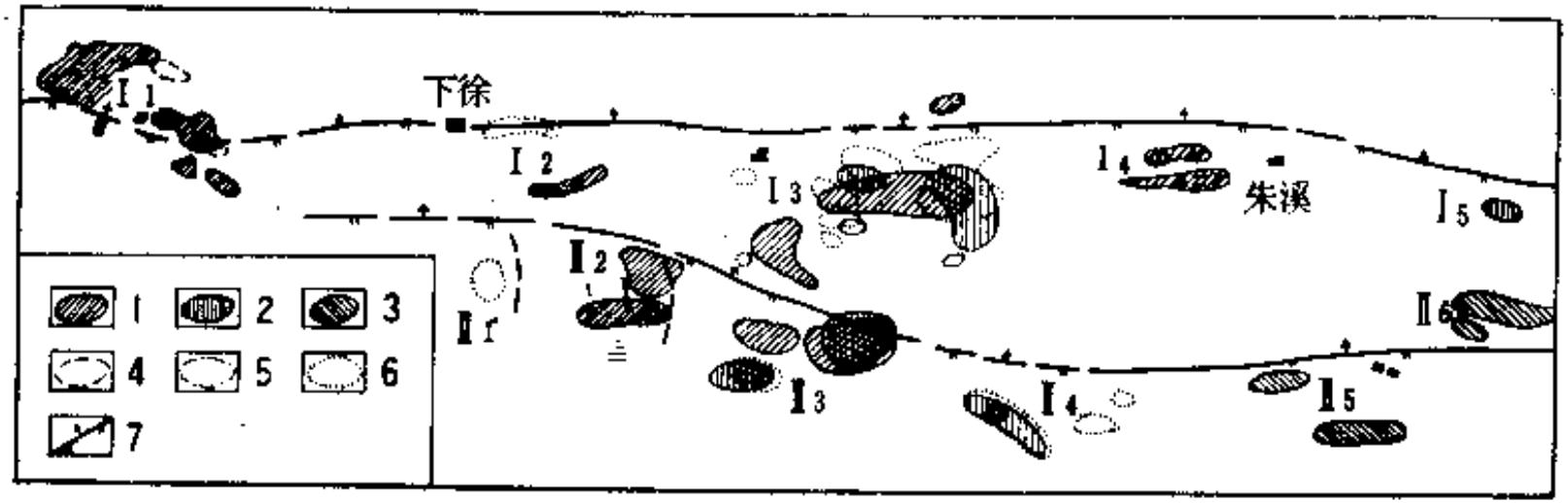

图 6—11　江西下徐—朱溪土壤测量异常分布图

1—铜异常；2—铅异常；3—锰异常；4—钼异常；5—锡异常；6—锌异常；7—压扭性断层

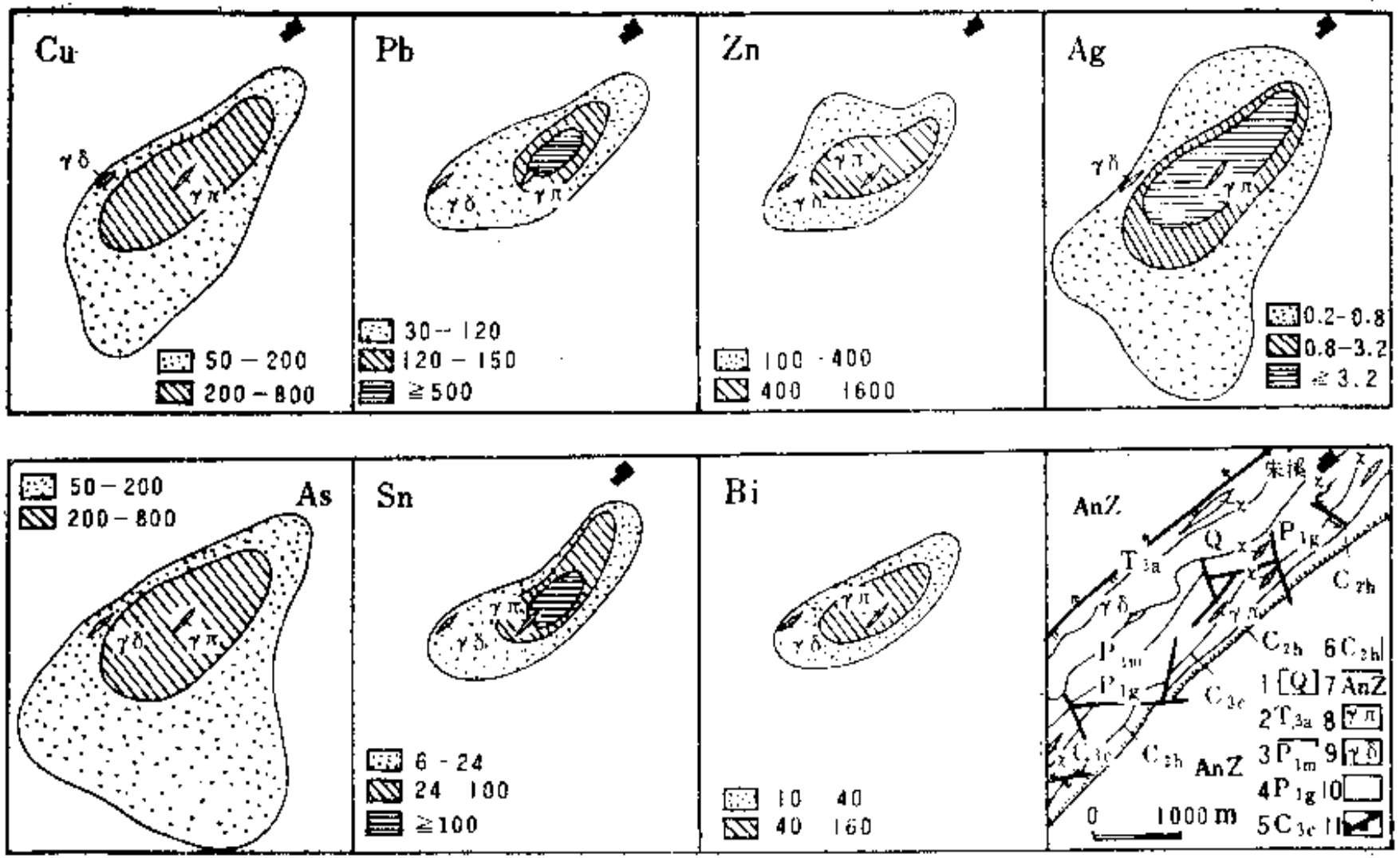

图 6—12　江西朱溪异常剖析图

1—第四系；2—上三叠统页岩；3—下三叠统页岩夹灰岩；4—下二叠统燧石灰岩；5—上石炭统灰岩；6—中石炭统白云质灰岩；7—前震旦系千枚岩、板岩；8—花岗斑岩；9—花岗闪长岩；10—煌斑岩；11—断层

是用阴影和线条两种系统的图例，分别表示不同异常的。

（四）异常剖析图

异常剖析图是将分别绘制的同一异常地段的，一系列不同元素的异常图，以及该地段的地质略图排列在同一张图纸上，而构成的组合图件，如图 6—12 所示。编绘这种图件主要是用来研究不同元素异常的规模、强度、浓度变化和分带特征，以及它们之间的相互组合关系，以便判断引起异常的矿化类型和规模、推断剥蚀程度等问题，为异常评价和成矿规律的研究提供依据。

（五）地球化学剖面图

地球化学剖面图是表示元素含量等地球化学指标沿采样线变化的图件。一般是以横坐标表示采样点的位置，以纵坐标表示元素含量等地球化学指标。首先，根据每个样品的采样位置和分析结果标定其坐标点。然后，连结相邻坐标点所得曲线，即为元素含量等地球化学指标的变化曲线。纵坐标可选用算术比例尺或对数比例尺。当含量变化幅度很大（数十倍或数百倍）时，只能用对数比例尺。有时纵坐标也可以表示元素的衬度。还可以在同一张图上，同时表示几种元素的含量变化，用来对比不同元素异常的情况。通常在编绘地球化学剖面图时，在横坐标轴之下，绘出相应的地质剖面，以便了解元素含量的变化与各种地质条件的联系。

当采样线相互平行展布时，可把元素含量变化曲线直接画在平面图的采样线实际位置上，就构成了地球化学平面剖面图。这种图件不但能反映每一条采样线内的元素含量变化的情况，而且还能反映采样线之间的元素含量变化的情况。在图面上可直接判读线状或带状异常的延展情况。

第七章　异常的解释评价

第一节　概　述

一、异常解释评价的任务

对异常进行解释评价是化探极为重要的工作内容。异常解释评价正确与否，直接影响化探的找矿效果。所谓异常解释就是阐明异常产生的原因；异常评价则是判定异常地段的含矿性，评定其找矿意义。

不同工作阶段异常解释评价的任务是不同的。初步普查阶段异常解释评价的任务主要是：分析成矿元素和伴生元素等的分散模式，研究其与矿产和地质构造的成因联系和空间关系，结合地质、矿产情况和其它找矿方法获得的资料等进行成矿预测，圈定找矿远景区，指出进一步找矿方向。详细普查阶段异常解释评价的任务主要是：利用测区内外典型矿床的异常特征及其评价指标，区分矿致异常和非矿异常；根据异常的特征预测矿产种类、矿床类型、矿体的形状、规模及其赋存位置等，提出验证异常的探矿工程施工设计。

二、异常解释评价的依据

每一个异常的形成都受一定地质构造条件和地球化学条件的控制，并赋存于一定的地质构造环境之中。由于地质规律的复杂性，异常的解释评价尚无一定的准则，对不同情况下出现的异常，进行解释评价所考虑的因素是不尽相同的。

一般说来，异常解释评价的依据主要是成矿地质条件和找矿标志，以及其它找矿方法的成果和异常本身的特征等因素。下面只介绍异常本身特征方面的依据。

（一）异常面积

异常面积是表明异常在地表分布范围的指标，它是评价区域异常最主要的依据之一。在异常本身特征之中，是最稳定的指标，很少受表生作用的影响，特别是成矿元素和前缘指示元素的异常面积受矿床埋藏深度的影响较小。一般说来，区域异常面积越大，找矿意义也越大，面积很小的异常往往没有找矿意义。

（二）异常强度

异常强度是指异常含量的高低或超过异常下限的程度。可用最高异常含量、平均异常含量、最大衬度和平均衬度（衬度为异常含量与异常下限之比或异常含量与背景值之比）等来表示。它也是评价异常的主要依据。通常异常强度越大，找矿意义也越大，但必须注意异常强度是不太稳定的。它不仅受元素地球化学性质的控制，而且也易受其它各种因素（如矿体的剥蚀程度和埋藏深度、表生作用等）的影响。

为了使圈出的异常能更加清楚地反映矿体的位置，可将一组指示元素的含量以某种方式组合起来。常用的组合方法有两种：累加法是将各种指示元素的含量以背景值为计算单位相加；累乘法是将各种指示元素的含量以背景值为计算单位连乘。

（三）异常规模

异常规模是将异常面积和异常强度综合在一起的异常评价指标。一般多用面金属量来表示：

$$P_s=(\overline{C_a}-C_0)S \qquad (7-1)$$

式中：P_f——为异常的面金属量

$\overline{C_a}$——为平均异常含量（ppm）

C_o——为背景值（ppm）

S——为异常面积（km^2）

有时，为了使不同元素的异常规模能进行对比，可采用下列公式计算：

$$P_f=\overline{C_a}/C_o\cdot S \text{ 或 } \overline{C_a}/C_o\cdot S \qquad (7-2)$$

式中：

C_a——为异常下限(ppm)

（四）浓集中心

浓集中心是指异常范围内指示元素相对富集的高含量地段，多出现于异常的中心部位。异常是否存在浓集中心，以及浓集中心的明显程度和面积大小，也是评价异常的重要依据。大中型矿床往往形成面积很大并有显著的浓集中心的异常。如我国江西德兴斑岩铜矿床的Cu异常面积达 160 km^2，黑龙江多宝山斑岩铜矿床的Cu异常面积达40多平方公里，二者均有显著的浓集中心。一般说来，无明显浓集中心的面积很大的异常，或为大面积的分散矿化、或为某种岩石或特殊的表生环境等所引起的。

（五）元素组合

异常的元素组合特征也是异常评价的依据之一。在绝大多数的矿体异常中元素组合都是比较复杂的。但经验表明，有些不同矿种和不同类型的矿床所形成的异常，往往具有非常类似的元素组合，缺乏“诊断性”标志。因此，要想根据元素组合判断矿产种类和矿床类型等，除仔细研究不同指示元素的异常特征外，还要考虑何种元素的异常占优势，才能取得较好的效果。

（六）元素比值

元素比值也是评价异常常用的指标。利用Cu/Ni或Ni/Co区分由基性岩引起的非矿异常和铜矿或铜钴矿引起的异常；利用重金属与铁或锰的比值辨认由于铁、锰含水氧化物吸附造成的非矿异常。又如，在赣东北和浙江已成功地利用Cu/Mo来辨认斑岩型铜矿化和钼矿化，铜矿化引起的异常，一般是Cu/Mo＞10，而钼矿化引起的异常，Cu/Mo为1—10。由于铜或多金属矿体的原生晕中，Ba、Ag、Hg多出现在前缘，而Mo、Bi、Ni等多出现在尾部，所以可以根据它们之间的比值，判断原生异常是属于已被剥蚀矿体的尾部异常，还是属于深部盲矿体的前缘异常。此外，还可以利用元素比值判别不同期次矿液活动所形成的异常。

（七）异常分带

异常的分带特征也是评价异常的重要依据之一。例如，利用区域异常的元素分带特征，可判断深部有无隐伏矿化或隐伏岩体。又如，根据指示元素的定性和定量组合特征和异常分带特征，已能判别斑岩型铜矿化和钼矿化，热液型铜矿化、多金属矿化和铅锌矿化等。

解释评价异常，首先要分析研究异常范围内的地质构造条件和矿化标志，为解释评价异常提供重要依据。其次是分析研究异常本身的特征，为解释评价异常提供直接依据。然后再收集和分析研究其它找矿方法的成果资料，为解释评价异常提供间接依据。有条件时，还应采用统计分析方法处理数据，为异常解释评价提供更多的依据。此外，还要考虑所评价异常所处的地质构造位置、地球化学环境、以及与已知矿致异常的相似程度等。

第二节　异常的初步筛选和评序

异常的初步筛选和评序，实质上就是对异常的初步评价。这种评价只能指出异常有无希望，找矿意义如何，而不能确定其是否由矿引起的。初步筛选和评序的目的只是提出异常检查和验证的顺序，使有限的力量集中到最有希望的若干异常区。

一、异常的初步筛选

异常的初步筛选是根据异常的特征和评价异常的经验，对已发现的大量异常作一般性评价，并将其粗略分类。目前这种分类还没有统一的标准，一般是将区域化探异常分为五类，将化探详查异常分为四类。

（一）区域化探异常的分类

Ⅰ类：异常面积甚大，一般可达数十平方公里；具有明显的强度中等的浓集中心，一般为数平方公里以上；元素组合比较复杂；有明显的元素分带特征。这类异常经常与大中型矿床有联系，找到矿的几率是比较大的。

Ⅱ类：异常面积中等，一般为十余平方公里或更小一些；有浓集中心；元素组合较为复杂；有明显的元素分带特征。这类异常也与有工业价值的矿床有一定联系，找到矿的几率比Ⅰ类异常要小。

Ⅲ类：异常面积较小，仅数平方公里；有强度较弱的浓集中心。这类异常有时也与有工业价值的矿床有联系，找到矿的几率更小。

Ⅳ类：异常面积虽然很大，在数十平方公里以上，但无

明显的浓集中心。这类异常往往是由大面积分散矿化或高背景的岩石引起的，也可能是由埋藏较深而规模又很大的盲矿引起的。

Ⅴ类：异常面积甚小，异常强度很低，元素组合也简单，甚至只为单一的元素。这类异常一般是没有找矿意义的。但是，当这类异常簇集成团分布时，也可能是埋藏很深的盲矿的前缘异常，由于剥蚀程度较差，而零散出现。

（二）详查化探异常的分类

Ⅰ类：与已知矿点、矿床有联系的异常。

Ⅱ类：可能由矿引起的异常和具有找矿意义的异常。

Ⅲ类：性质不明的异常。

Ⅳ类：基本认为是不具有找矿意义的非矿异常。

二、异常的评序

对异常进行初步筛选后，为了更好地安排异常检查和验证工作，要以异常的找矿远景如何评定其先后次序，这就是异常的评序。

在异常评序之前，最好能先从大量的异常中，辨认出它们可能属于何种矿产、何种矿化类型引起的，以便按矿种、矿化类型分别进行评序。

用于异常评序最重要的参数有：主要成矿元素和伴生元素异常的面积和规模、浓集中心的面积和规模、元素比值、分带评价值和累加或累乘指数等。也可以将各种有利于成矿的地质因素数字化后参予异常评序。分带评价值是前缘（矿上）元素的线金属量累加（或累乘）值与尾部（矿下）元素的线金属量累加（或累乘）值的比值。线金属量的计算方法如下：

如果测线上采样点是等间距的，线金属量（P_l）可按下式计算：

$$P_l=(\overline{C_l}-C_o)\cdot l\cdot\sin\theta \qquad (7—3)$$

式中：$\overline{C_a}$——为测线上平均异常含量（ppm）

C_o——为背景值（ppm）

l——为测线上异常的长度（m）

θ——为测线与异常延伸方向所夹的锐角

如果测线上采样点点距不等，线金属量可按下式计算：

$$P_l=\sum_{i=1}^{n}\frac{1}{2}(\overline{C_{ai}}-C_o)(x_{i+1}-x_{i-1})\sin\theta \qquad (7—4)$$

式中：C_{ai}——为第i个采样点的异常含量（ppm）

n——为测线上异常内采样点总数

x_i——为第i个采样点至测线某一端点的距离（$i=1, 2, \cdots, n$）（m）

异常评序可使用单一参数，也可以使用多种参数。对于规模差异不够显著的大量异常，使用单一参数评序往往效果不好，这就需要使用多种参数来评序。其方法是先依据每一种参数评定的次序分别给异常一定分数，并计算每个异常获得的总分数，再以总分数排定异常的次序。

例如，在皖浙赣三省边区一万余平方公里内90个异常评序时，计算了Cu、Pb、Zn、Ag、As、Sn、W、Mo、Bi、V、Ni、Co12个元素的异常规模，按W异常的规模从这90个异常中选出名列前矛的18个异常（见表7—1）。从这些异常的元素组合来看，28号异常是Cu占绝对优势的，应与大型铜矿化有关（为江西德兴斑岩铜矿的异常）；73号异常是与寒武系底部荷塘组中的矿化有关；其它16个异常可以认为是第一次筛选出来的，有可能找到钨矿床的异常。为了进一步

表 7—1 异常评序表（按W异常规模）

异常编号	异常规模												推测的矿化类型
	W	Sn	Mo	Bi	Cu	Pb	Zn	Ag	As	V	Co	Ni	
17	538.72	594.36	43.46	114.00	0.53	32.70	29.91	0.75	45.73	0.40	0.87	0.87	Sn—W—Bi
45	137.65	10.39	36.00	0.67	7.48	0.71	18.08	0.50	0.75	0.83	43.67	0.69	W
52	119.60	70.06	0.09	112.60	10.85	13.94	0.90	3.10	0.50	0.52	0.53	0.32	W—Bi—Sn
71	91.17	28.38	46.02	88.90	43.82	61.56	23.50	82.00	17.30	6.57	6.13	5.43	W—Bi—Ag—Pb
31	68.08	0.42	37.60	25.17	18.66	6.78	0.37	0.63	0.31	0.28	0.70	8.98	W
50	60.14	6.12	0.38	17.13	31.70	17.51	15.75	0.25	15.50	0.79	0.53	15.60	W
28	53.20	0.42	117.50	0.33	552.48	13.92	21.23	24.83	78.40	0.79	7.37	0.69	Cu—Mo—As—W
27	37.43	0.31	0.50	0.33	0.74	0.70	0.62	0.50	0.90	0.92	0.77	0.80	W
72	36.93	17.00	7.84	9.00	43.46	48.38	24.88	0.50	0.33	24.09	4.13	6.70	Pb—Cu—W
49	33.49	22.73	43.40	0.33	0.75	28.23	20.49	4.50	0.50	0.79	0.27	21.80	Mo—W
68	32.82	0.44	0.75	0.67	0.85	0.65	4.13	0.75	7.49	0.88	0.50	0.68	W
70	31.10	22.62	0.38	10.20	9.25	24.82	5.37	36.60	79.05	0.86	0.47	0.79	As—Ag—W
10	30.92	0.33	16.35	0.33	5.35	0.48	1.02	0.25	9.83	0.87	0.57	0.68	W
73	30.51	3.12	74.82	9.04	91.02	75.14	23.47	19.90	68.15	51.60	0.85	36.54	Cu-Pb-Mo-As-V-Ni-W
65	30.38	13.39	24.33	17.40	35.45	42.24	12.54	4.85	10.20	14.96	0.60	0.64	Pb—Cu—W
40	21.92	6.19	4.10	10.80	13.15	0.41	55.17	0.75	0.75	0.83	0.84	0.67	Zn—W
59	21.32	67.47	0.75	17.50	0.85	3.13	0.84	0.75	0.76	0.78	0.50	0.66	Sn—W
53	20.20	20.34	0.09	0.33	5.37	0.50	7.45	0.20	0.25	41.80	11.53	0.48	V—Sn—W

表 7—2 三省边区重要钨异常的多参数评序表

异常编号	异常面积	序 数	异常规模	序 数	分带评价值	序 数	总序数
71	40	3	91.17	4	0.90	7	14
31	35	4	68.08	5	0.96	5.5	14.5
45	50	2	137.65	2	0.15	12	16
50	31	5	60.14	6	0.96	5.5	16.5
72	26	6.5	39.93	7	1.66	3	16.5
17	208	1	538.72	1	0.08	15	17
70	26	6.5	31.10	11	2.41	1	18.5
52	23	8.5	119.6	3	0.10	13	24.5
65	18	10	30.38	13	1.23	4	27
49	17	11	33.49	9	0.55	8	28
40	14	14	21.92	14	1.67	2	30
27	23	8.5	37.43	8	0.09	14	30.5
68	14	14	32.82	10	0.40	9	33
10	14	14	30.92	12	0.35	10	36
59	15	12	21.32	15	0.06	16	43
53	12	16	20.20	16	0.33	11	43

评序，选用W异常的规模和面积以及分带价值（Cu+Pb+Zn+Ag+As/W+Sn+Mo+Bi）三个参数，评序的结果见表7—2。根据评序结果筛选出7个异常，其中45、17、52三个异常可能与出露地表的大规模钨矿化有关，与71、31号异常有关的钨矿化可能尚未完全出露，而72、70号异常可能与隐伏钨矿化有关。

第三节 异常检查与验证

一、异 常 检 查

（一）异常检查的目的任务

异常检查主要是对经过评序而选出的一部分异常作进一

步了解，取得更为详细的资料，以便正确地评价异常，并从中筛选出最有找矿远景的少数异常再作详查和验证，而开展的一项调查研究工作。它也是化探工作的重要内容之一。

异常检查的目的决不是单纯地追踪异常地段有无肉眼可见的异常源，而是为了收集异常更详细的资料，为异常评价提供依据。

异常检查的任务，主要有下述四点：

1．肯定异常是否存在，确定异常的各种参数是否可靠；

2．追踪异常源；

3．详细了解异常的形状、面积、强度、浓集中心、元素组合和分带等特征；

4．仔细地调查研究异常赋存的地质环境和自然地理条件等。

（二）异常检查的方法

虽然检查用不同化探方法所发现的异常，其要求和内容不尽相同，但所用的方法主要是现场踏勘和重新采样。

1．现场踏勘

现场踏勘就是在异常范围内及其附近的地区，对各种地质现象和自然地理条件进行详细地调查研究，查明其对异常的控制作用；搜集一切可供参考的找矿标志；了解当地的矿产情况等。

2．重新采样

为了证实异常是否存在，在异常范围内布置1～2条测线重新采样。测线要长一些，至少要重复原来的5～6个采样点，但也不能采集过多的样品。

为了取得异常特征的更详细更完整的资料，应在异常范

围内加密测线和采样点重新采集样品。

为了追踪异常源，可改变采样对象或采样部位重新采样。例如，采取土壤样品来追踪水系沉积物中异常物质的来源；采取基岩、泉水或渗湿土样品来追踪土壤中异常物质的来源等。又如，当土层厚度在0.5～1m以上，地形又比较平坦时，可布置适当的剖面，利用浅井或取样钻，沿铅垂方向采取样品（每隔10～20cm采集一个样品）直至基岩。再利用分析结果编绘剖面的等含量线图，就可根据指示元素含量在剖面上的变化情况，判定基岩源的位置（如图7—1），分辨由污染或其它表生富集作用而形成的非矿异常（如图7—2）。

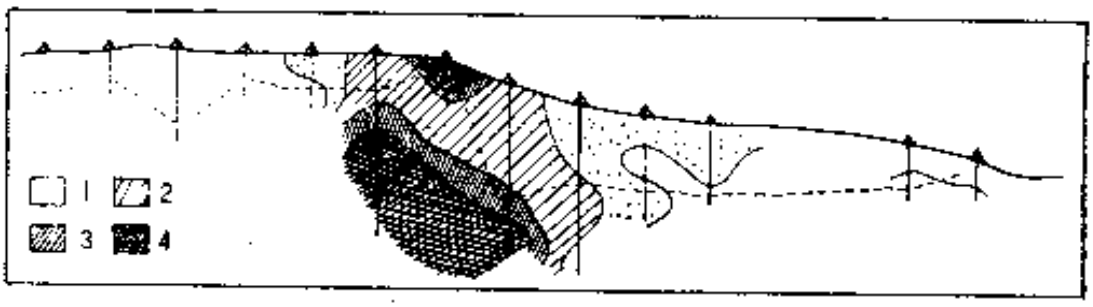

图 7—1 铜等含量线图
（显示出基岩源的位置）
1—Cu>200ppm；2—Cu>400ppm；3—Cu>800ppm；
4—Cu>1600ppm

现以水系沉积物测量异常检查为例，介绍异常检查的具体方法和过程。携带现场分析设备（如冷提取分析箱）沿着异常水系边重复采样边分析样品，以确定异常是否存在，并随时考查各种非矿因素（如污染、次生富集等）的可能干扰。当追踪到异常截止位置后，再转向两岸和谷坡进行地质观察，同时布置测线，采集土壤样品（或岩石样品），以便寻找异常源的位置。

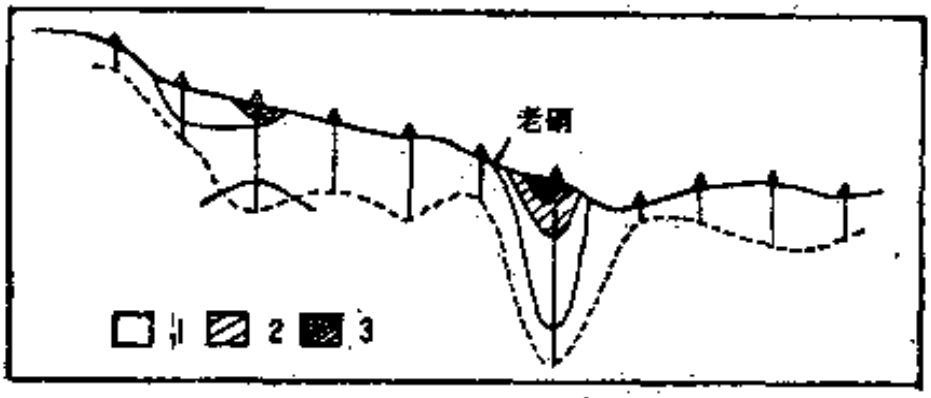

图 7—2 铜等含量线图

（显示异常与基岩无联系）

1—Cu>200ppm；2—Cu>400ppm；3—Cu>800ppm

除上述两种异常检查方法外，还可以选用适当的物探方法，或动用少量的地表坑探工程直接揭露异常源。

二、异 常 验 证

异常经过评价之后，为证明评价结果的正确与否，应布置探矿工程对矿致异常加以揭露，进行地质观测和取样，初步了解矿产质量和成矿远景，这种调查研究工作，称为异常验证。

如果异常地段的松散复盖层厚度不大时，应先系统地布置地表坑探工程（探槽和浅井），以便掌握矿体在地表分布情况、矿石质量、以及控矿地质条件等，然后再布置适量的深部探矿工程（主要是选用钻探工程）。如果异常地段的松散覆盖层厚度较大，地表坑探工程达不到目的时，可直接布置钻探工程。钻探工程的布置方法如下：

对线状异常来说，应先在垂直异常轴线并通过异常中心或异常峰值最高的剖面上，由浅至深地布置钻孔追索矿体（见图7—3）；见矿之后再考虑向两侧追索矿体。

对带状异常来说，钻探工程的布置与线状异常基本相

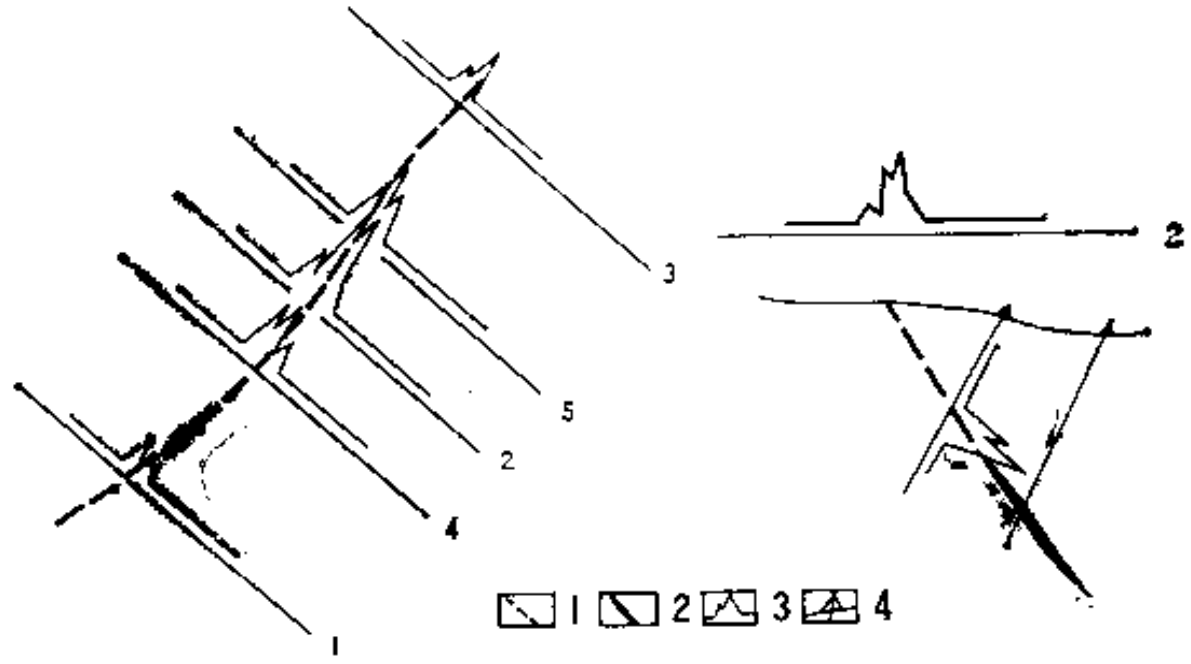

图 7—3　线状异常的验证

A—平面剖面图　*B*—剖面图

1—异常轴线；2—异常变化曲线；3—盲矿体；4—钻孔

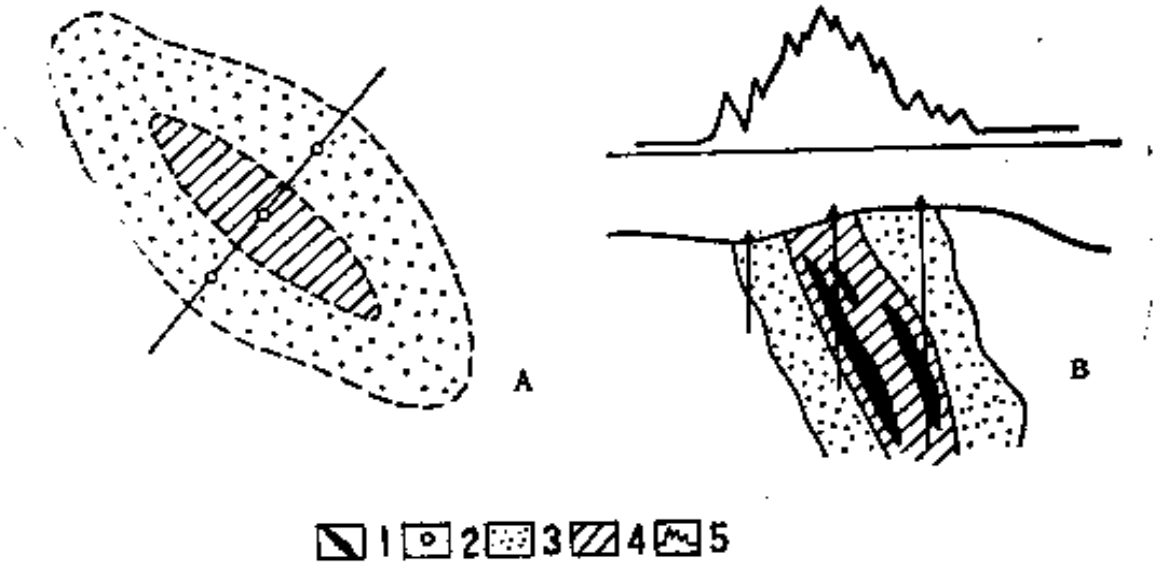

图 7—4　带状异常的验证

A—平面图　B—剖面图

1—盲矿体；2—拟布置的钻孔位置；3—异常外带；4—异常中带；5—异常变化曲线

洞，如果带状异常是受宽度较大的破碎带所控制，且又在地表难以确定其产状时，在通过异常中心的剖面上，至少要布置三个钻孔，一个在异常中心，另两个分别在其两侧（见图7—4）。

对等轴状和不规则状异常来说，由于这类异常往往是由矿体群引起的复合异常，很难确定其中个别矿体的位置，因而就需要先在异常中心布置一排钻孔，并且在钻孔截穿矿体但未穿过异常中带时，是不能停钻的，才能保证不漏掉深部的矿体（见图7—5）。

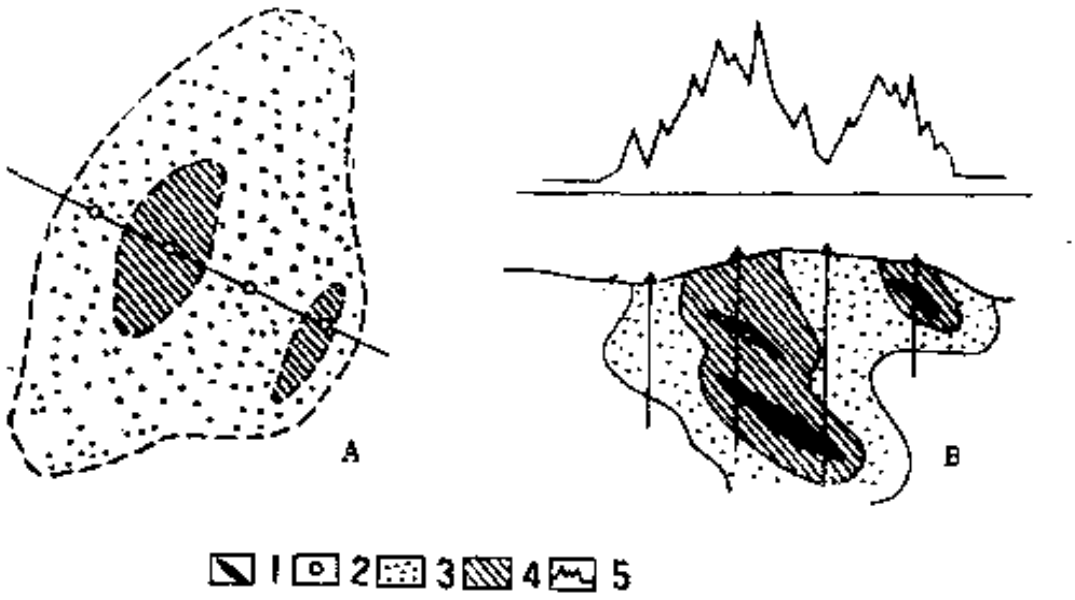

图 7—5　复合异常的验证

A—平面图　B—剖面图

1—盲矿体；2—拟布置钻孔位置；3—异常外带；4—异常中带；5—异常变化曲线

上述验证异常布置探矿工程的方法，只是常见的简单情况，在验证异常时应结合具体异常的情况灵活地布置探矿工程，才能达到预期目的。

第四节　异常评价的方法

一、异常评价的内容

在肯定了异常的存在、分布范围及其与基岩的联系之后，就要对异常进行详细评价。初步普查阶段的异常评价，主要是从异常的分布特征出发，依据区域矿产形成和分布规律，对区域成矿远景进行评价；而详细普查阶段则主要是从异常本身的特征出发，依据矿体分散晕的形成和基本特征，对异常区的含矿性进行评价。评价的主要内容有下列几点：

1．确定异常的性质，既区分矿致异常和非矿异常、矿体异常和矿化异常；

2．判断引起异常的矿产种类和矿床类型；

3．判定引起异常的矿体位置；

4．推断引起异常的矿体形状、产状、规模和剥蚀程度等。

评价异常的方法虽然很多，但目前还没有完善而又通用的方法，特别是选择评价指标，一定要根据实际情况灵活选用和创新。任何成功的评价实例只能作为选择评价方法的一种借鉴，决不能生搬硬套，要敢于实践，善于总结经验。

二、矿致异常与非矿异常的区分方法

非矿异常是指与矿化无关的异常，它的形成是多种多样的。有的是由高背景的不含矿岩体、岩层及它们的风化产物引起的，如超基性岩中的Cr、Ni、Co、Cu等微量元素，花岗岩类岩石中的W、Sn、Nb、Ta、Li、Be等微量元素等，都

可形成异常；有的是由特殊的自然地理环境造成某些微量元素在天然物质中次生富集而引起的；有的则是由古今人类的生产活动造成的，等等。

区分矿致异常和非矿异常的方法，由于非矿异常的成因不同而不同。一般来说，人类生产活动造成的异常，通过现场踏勘就可辨认出来。由高背景不含矿岩体、岩层及它们的风化产物引起的异常，可用改变采样对象或采样部位重新采样的方法，追踪异常源来确定，也可以通过测定和统计测区内各类岩石中指示元素的背景值及其共生组合规律，加以辨认。例如，广东物探队在某钴矿区进行了土壤测量，以As为寻找钴矿的探途元素，圈定了几十个As次生异常。在异常检查时发现，砂页岩中的铁质条带或其风化淋滤后形成的褐铁矿中，普遍含As较高并形成异常，干扰了对钴矿化引起异常的辨认。经研究发现砂页岩中铁质条带或褐铁矿，除As含量高之外，Cu、Pb、Bi的含量极低；而钴矿脉氧化带的褐铁矿，除As含量高外，还伴随有Cu、Pb、Bi等元素的异常。另外，与钴矿脉有关的As异常与含矿构造带的方向基本一致；而由铁质条带引起的As异常则与岩层的走向一致。这样就可以将两类异常区分出来。

三、矿体异常与矿化异常的区分方法

矿体异常是指由工业矿体引起的异常，矿化异常是指由未达到工业指标的矿化地质体引起的异常。一般说来，矿体异常具有多元素组分、异常强度较高、异常面积有一定规模、浓集中心明显、异常分带明显、以及异常形态较有规律等特征；而分散矿化引起的矿化异常具有异常组分比较简单、无明显的浓集中心或呈分散的多中心、异常分带不明显

和异常形态一般比较杂乱等特征。有时矿体异常和矿化异常的特征没有十分显著的差异，给判别二者带来困难。尽管如此，还是可以用某些方法把二者区分开来的。

（一）类比法

类比法是首先根据已知矿体异常的形态、强度、规模、元素组合和分带等特征，各种参数的计算结果，以及其与矿体的空间关系等，拟定一些异常评价指标；或者是根据前人的经验，对照测区的具体情况，拟定出异常评价指标。然后应用这些指标来判断未知异常。例如，在某内生脉状金矿区开展化探工作时，发现已知矿体异常具有下列三个特征：矿脉前缘As异常呈单峰状，强度高；矿脉尾部As异常呈多峰状，强度较弱；元素组合为As—Pb型。根据这三个特征对该区的未知异常进行评价，发现了盲矿脉。又如，辽宁某热液充填型铅锌矿区，先后有五期热液活动，但只有第二期才形成铅锌工业矿体，并伴生有毒砂；第四期热液活动可形成不够工业品位的铅锌矿化，并有黝铜矿伴生；其余各期热液活动只形成局部轻微的铅锌矿化。根据上述成矿规律总结出三项异常评价指标为：Cu/Pb＜0.2、Pb＞300 ppm、As＞80ppm。利用这三项指标区分了矿体异常和矿化异常。又如，苏联学者别乌斯和格里戈良(Беус,А.;А. Григорян, С. В.）指出分散矿化的累乘指数或累加指数（前缘元素的累乘值或累加值与尾部元素的累乘值或累加值之比值）与有经济价值矿体已剥蚀到尾部时的累乘指数或累加指数大致相当。据此，在多宝山矿区判别了一个分散矿化引起的异常。具体做法是：首先利用多宝山、铜山已知矿段原生异常的资料，确定前缘和尾部两组元素（Pb、Zn和Cu、Ag)。然后分别计算已知见矿剖面不同部位的累乘指数和待评价的铜山异

常累乘指数，计算结果见表7—3。由表可知，已知矿段矿上、矿体中和矿下部位的累乘指数有明显差异。待评价异常的累乘指数相当于已知矿段矿下部位的累乘指数。因此，推断这一异常是由分散矿化引起的。经钻探工程验证，深部未见工业矿体。

表 7—3　不同部位的累乘指数

位置	多宝山90线		铜山 1080 线		待评价异常	
	钻孔(样品数)	$\frac{Pb \times Zn}{Cu \times Ag}$	钻孔(样品数)	$\frac{Pb \times Zn}{Cu \times Ag}$	钻孔(样品数)	$\frac{Pb \times Zn}{Cu \times Ag}$
矿上围岩	ZK520 (62)	116	ZK721 (10)	244		
	ZK521 (28)	173				
	ZK522 (20)	45	ZK728 (9)	148		
	ZK523 (21)	131				
矿体内	ZK521 (34)	1.6	ZK701 (6)	3.7		
	ZK522 (46)	4.6	ZK721 (9)	4.5		
	ZK523 (16)	3.5	ZK730 (7)	2.7		
矿下围岩	ZK523 (22)	42	ZK701 (5)	50	ZK753浅孔(22)	58
	ZK520 (20)	16	ZK728 (3)	66	ZK750浅孔(22)	51
					地表剖面 (22)	69

（二）单矿物分析法

利用单矿物中微量元素的含量特征，有时也能有效的区分矿体异常和矿化异常。例如，在某矽卡岩型铜矿区，研究孔雀石单矿物的铋和铅含量时，发现矿体中孔雀石经冷提取分析，铋含量的几何平均值小于100ppm；光谱分析铋含量的几何平均值小于300ppm。而矿化体中孔雀石经冷提取分析，铋含量的几何平均值大于500ppm；光谱分析铋含量的几何平均值可达1000～2000ppm。故可利用孔雀石单矿物铋含量的不同，区分矿体异常和矿化异常。

（三）统计分析法

利用判别分析和聚类分析等统计分析，也能区分矿体异常和矿化异常。例如，广西某铜矿区在异常评价时，以Cu、Pb、Zn的含量对数值为变量，进行了判别分析，有效地区分了矿体异常和矿化异常。判别分析结果见表7—4。

表 7—4　异常判别分析结果

母　体	矿体异常			矿　化　异　常			待　判　异　常					
异常编号	②-2	②-1	①	④			②-3				②-4	
K	20.9	24.4	26.8	-25.4	-11.6	-7.8	20	23	7	21	36	28
Ro	4.7											
判别结果							矿　体　异　常				矿体异常	
验证结果							见　　矿				见　　矿	

（四）物探方法

选用适当的物探方法区分矿体异常和矿化异常（或矿致异常和非矿异常），也能取得较好的效果。尤其是在区分由金属硫化物矿体、含磁性矿物的多金属矿体和含放射性元素的稀有金属矿体等引起的异常，效果更好。

四、判断矿化类型的方法

判断引起矿体异常的矿种，一般是通过从构成异常的各种元素中，找出主要成矿元素来实现的；在某些情况下，也可以根据特有的伴生元素组合加以判断。大量资料表明，主

要成矿元素多形成规模大、浓度分带显著的异常，在较大范围内出现一级异常含量。根据经验，将主要成矿元素最低工业品位十分之一作为一级异常含量下限是比较合适的。如铜矿最低工业品位为0.5%，则一级异常含量下限为0.05%(500ppm)；金矿最低工业品位为2g/t，则一级异常含量下限为0.2ppm，等等。当某元素的异常规模较大、异常强度达到或超过一级异常含量下限，就可认为它是主要成矿元素，进而判断矿种。例如，河南地矿局地调一队化探分队，在熊耳山地区进行1:5万水系沉积物测量，所发现的上宫异常，其中Au异常0.02ppm分布范围为13km²，0.04ppm分布范围为9.7 km²，最高异常含量1.1ppm；Ag异常1ppm分布范围为17km²，2ppm分布范围为11.6 km²，最高异常含量70ppm；而Pb、Zn、Mn、As异常的强度都较低。从上述情况不难判断出，该异常是由金矿化引起的。在异常检查验证时，发现了四条金矿脉，初步认为是一个远景较大的金矿床。又如，在贵州丛江地区进行1:5万水系沉积物测量，所发现的Ⅱ号异常，其As、Pb异常强度较高，Zn、Cu异常强度较低。因为在金矿形成过程中，一般均伴生有含As、Pb的黄铁矿。因此，推测此异常应与金矿化有关。在异常检查验证过程中，发现了一条含石英细脉和矽卡岩的破碎带，矽卡岩中含有白钨矿，用拣块法在破碎带中采集的样品，普遍含Au0.n～ng/t，表明该异常区是寻找金矿的有利地段。

单矿物和含矿地质体中主要的微量元素，也对判断矿种有指示作用。如黄铁矿中某种元素的高含量、含矿岩体中某种元素的高含量，是可以指示该元素矿化存在的。

对有些矿种来说，不同的矿化类型所形成的异常，其元素组合有时存在一定差异的，故可以根据元素组合特征辨认

矿化类型。表7—5列出了不同类型铜矿床的特征元素组合。

此外，还可以借助于已经建立的某些典型矿床和矿化类型的地球化学模式，辨认不同的矿种或矿化类型。

表 7—5　几种主要类型铜矿床的元素组合

矿床类型	主要元素组合
与基性岩有关的硫化铜镍矿床	Cu, Ni, Co
矽卡岩型铜矿床	Cu, Mo, W, Bi, Ag, Pb, Zn, Mn, As, Cd
黄铁矿型铜矿床	Cu, Pb, Zn, Ag, Ni, Co, As, Mn
斑岩型铜（钼）矿床	Cu, Mo, Au, Ag, Re
铜多金属矿床	Cu, Pb, Zn, Ag, As, Sb, Bi, Mn, Cd

五、判断矿体赋存位置的方法

在异常评价过程中，判断矿体赋存位置，以便布置探矿工程进行验证，其方法主要是从研究异常与矿体的空间关系和引起异常矿体的剥蚀程度等入手。一般说来，利用次生异常只能确定矿体的大致赋存部位，利用原生异常才能较准确地判断出矿体的赋存位置。

成矿元素在矿体的原生晕中，其含量多是自矿体向外逐步降低的，通常是将其分为内、中、外三个浓度带。浓度带的界限是按 a^0C_a，a^1C_a，a^2C_a 几何级数确定的。a 为小自然数；C_a 为异常下限。若取 $a=2$，浓度带的界限为 C_a，$2C_a$，$4C_a$；若取$a=3$，浓度带的界限为C_a，$3C_a$，$9C_a$；若取 $a=4$，浓度带的界限为 C_a，$4C_a$，$16C_a$。a 取何值视浓度梯度的大小选定。一般情况下，矿体多是位于内带之中。当原生晕出露地表时，若有面积较大的外带，而中带面积较小，说明有埋

藏较深的盲矿体存在；若有大面积的中带出现，说明盲矿体埋藏得较浅，并且中带的范围往往与盲矿体或矿体群的水平投影位置一致；如若有面积较大的内带出现，说明矿体已被剥蚀而出露。

由于矿体中成矿元素及其伴生元素具有分带性，故不论矿体的剥蚀程度如何，均能在地表出现元素及其浓度随矿体剥蚀程度而变化的组合异常。当地表出现的异常，其组分除成矿元素外，主要是前缘元素，而且异常规模大、强度较高，未见或只有较弱的尾部元素异常，说明地下有盲矿体存在；当地表出现的异常，其组分除成矿元素外，主要是尾部元素，前缘元素异常的规模很小、强度很弱，说明矿体已遭受剥蚀，剥蚀程度可根据尾部元素异常的规模和强度加以判断，矿体通常位于几种元素异常相互套合的部位。例如，从沙溪、朱砂红、多宝山、富家坞、城门山和公婆泉等斑岩型铜（钼）矿床的资料可以看出：当矿体有一定埋深、剥蚀比较浅时，尾部元素（包括成矿元素）Cu、Mo异常较小，异常强度较低，前缘元素Pb、Zn、Mn含量较高，异常较明显；当矿体处于中等剥蚀时，矿体已出露地表，尾部元素Cu、Mo的含量明显增高，异常面积较大，而前缘元素Pb、Zn、Mn的含量降低，异常变小；当矿体剥蚀较深时，部分甚至大部分矿体已被剥蚀掉，尾部元素异常很强，前缘元素异常很弱甚至缺失。

如果地表有中等以上规模的前缘元素的异常存在，当分带评价值较高时，即使地表未见有明显矿化，也可推断深部有盲矿体存在；当分带评价值很低时，即使地表有矿体出露，也说明矿体的大部分已被剥蚀。与此相似，如果异常中累乘指数或累加指数很高，地表虽未见矿化，可以推断地下

深部有盲矿；如果异常中累乘指数或累加指数较高，地表已见矿体，也可以推断矿体在深部有较大的延伸；如果累乘指数或累加指数较低，地表虽见有矿体，也只能说明矿体已被剥蚀到尾部了。

选用具有垂直分带性的元素比值，判断矿体赋存部位和剥蚀程度，也可取得良好效果。表7—6列出了江西城门山、安徽狮子山和湖北铜录山矿区的元素比值资料。从表中可以看出元素比值自矿上至矿下有明显的变化规律，故可用来判断有无盲矿体和矿体剥蚀程度。

表 7—6　不同矿区不同部位元素比值的变化

部位	城门山斑岩铜钼矿区	狮子山矽卡岩铜矿区	铜录山铜铁矿区
	Cu/Mo	Ag×10/Mo	Cu×50/Fe
矿　上	>10	>2.5	>3
矿体中	2～10	1～2.5	1～3
矿　下	<2	<1	<1

相关指数（ρ）是前缘元素组相关系数之和（Σr_1）与尾部元素组相关系数之和（Σr_2）的差。相关指数在矿上为正值，在矿下为负值。因此，可根据相关指数的正或负值判断异常是属于前缘异常或尾部异常，从而判断矿体的赋存部位和剥蚀程度。表7—7为富家坞某勘探剖面相关指数计算表。首先由矿区内已知矿体原生晕的研究，确定Pb、Zn、Mn为前缘元素组，Cu、Mo、Ag为尾部元素组。然后再分别按矿上和矿下部位计算这两组元素间的相关指数。表中结果证实上述结论是正确的。

目前在很多矿床内发现某些单矿物中，微量元素的含量

表 7—7 矿体不同部位相关指数

钻孔号	部位	相关系数			
		前缘元素组			
		Pb－Zn	Pb－Mn	Zn－Mn	$\Sigma\gamma_1$
ZK1907	矿上(19)	0.801	0.659	0.435	1.895
	矿下(31)	0.479	0.374	0.021	0.874
ZK1507	矿上(19)	0.983	0.942	0.905	2.831
	矿下(29)	0.206	－0.005	－0.198	0.003
ZK1111	矿上(23)	0.843	0.546	0.501	1.890
	矿下(32)	0.153	0.024	0.222	0.400

部位	相关系数				相关指数
	尾部元素组				
	Cu－Mo	Cu－Ag	Mo－Ag	$\Sigma\gamma_2$	
ZK1907	0.043	0.179	0.221	0.446	1.449
	0.458	0.429	0.336	1.222	－0.348
ZK1507	0.198	0.746	－0.150	0.794	2.037
	0.218	0.112	－0.014	0.316	－0.313
ZK1111	－0.191	0.340	－0.028	0.121	1.769
	0.144	0.584	－0.145	0.583	－0.183

及元素比值在不同标高或矿体的不同部位有较明显的垂向变化规律。因此，可以利用单矿物中微量元素含量及元素比值，作为判断矿体剥蚀程度的指标。例如，城门山铜矿床，在－400m标高以上的黄铁矿中Cu、Ag、Pb、Zn、As、W的含量较高，－400m以下Mo含量高；－400m以上Mo/Ag为6.2，－400m以下Mo/Ag为47.6。在某些锡矿床中，锡石中In、Nb的含量呈有规律的变化。In随深度增加含量减少，Nb随

深度增加而含量也增加，In/Nb随深度增加有规律地减小。某些铅锌矿床和多金属矿床中，方铅矿中Sb和Bi有一定的变化规律。Sb一般富集在矿上部位，随深度增加含量降低，Bi随深度增加含量也增加，Sb/Bi自矿上至矿下有规律地减小。

此外，利用稳定同位素测量、蒸发晕测量和热晕测量等成果，来判断矿体赋存位置都能取得较好的效果。

无论选用上述何种方法判断矿体赋存位置和矿体剥蚀程度，都应结合围岩蚀变分带、矿物分带等找矿标志和以成矿地质条件。有条件时，还应选用适当的物探方法。

第八章　化探数据的多元统计分析

第一节　概　　述

在化探工作中，应用统计分析方法，对数以千、万计的多种元素分析结果，进行整理、分析和解释的工作，称为化探数据处理。

用统计分析方法处理化探数据，国外是从六十年代开始的，而我国则是从七十年代才开始的。近年来，随着电算技术的发展、统计分析方法日趋完善，不仅提高了数据处理成果的科学性与客观性，并且能从数据中提炼出用传统的经验方法难以发现的找矿信息。由于统计分析方法在化探的各个工作环节中普遍应用，不但促进了工作方法的改进，而且提高了找矿效果，故统计分析方法已成为化探工作中不可缺少的基本手段和研究方法。当前，用统计分析方法处理化探数据主要用来解决下列问题：

1．选择最优采样密度和布局；

2．检查采样和样品分析的误差；

3．检查元素含量的分布形式；

4．排除和压抑各种随机因素对化探数据的干扰、改善其质量；

5．研究多种元素之间的内在联系；

6．编制单元素和多元素图件；

7．辨认比较隐蔽的分散模式；

8．确定背景值和异常下限。

9．对分散模式和异常进行对比、评序和分类等。

处理化探数据常用的统计分析方法主要有两类。一类是统计推断方法，主要包括参数估计和统计假设检验（如分布形式检验和方差分析等）；另一类是多元统计分析方法，包括相关分析、判别分析、趋势面分析、聚类分析、因子分析、谐调分析和对应分析等。

进行多元统计分析的一般步骤如下：

1．根据工作目的选择适当的多元统计分析方法，构成相应的数学模型；

2．确定合理的计算步骤和方法；

3．将确定的计算步骤和方法编成算法语言程序；

4．通过电子计算机实现运算；

5．对计算结果进行整理和分析解释。

有些统计分析方法在前面章节中已有叙述，本章只介绍几种常用的多元统计分析方法在化探中的应用。

第二节　常用的几种多元统计分析方法

一、相　关　分　析

相关分析是研究和处理随机变量间相关关系的一种数理统计分析方法。相关分析是研究分不清因果关系的两变量间联系密切度的问题。

在相关分析中，将需要确定的那个变量叫因变量，其它

的影响变量叫自变量。变量之间的联系密切度，用相关系数来衡量，变量之间的联系形式，用回归方程来描述。

相关分析按其所处理变量的个数、分布形式、变量间联系形式等，可分为二元和多元、正态和非正态、线性和非线性几类。

由于在化探工作中，常见的变量多服从正态分布或对数正态分布，线性相关分析计算简单，故最常用到，而且许多非线性的相关关系只要经过适当的变量置换，就可转化为线性关系来处理，所以下面只介绍最简单、最基本的二元正态线性相关分析。

（一）二元正态线性相关分析的应用条件

1．所处理的两个变量都需服从正态分布；若其中有服从对数正态分布的变量，则需要先取对数，再进行运算。

2．根据两变量的若干数据对，作成散点图，点大体呈线性关系。

3．参加计算的数据对的数目不能太少，否则计算结果不可靠。

（二）二元正态线性相关分析的一般步骤

以下面的例子说明二元正态线性相关分析的步骤和方法。

例如，在某矿区沿某一测线采集了14个土壤样品，Zn和Pb的分析结果见表8—1。试确定Pb和Zn是否存在线性相关关系。

1．作散点图

以x（Zn含量的对数值）为横坐标，y（Pb含量的对数值）为纵坐标，根据各个数据对（x_i，y_i）在坐标纸上用点标出，即为散点图，见图8—1。从散点图可看出，Pb和Zn

表 8—1

样品号		1	2	3	4	5	6	7
Zn	含量(ppm)	24	55	157	109	46	41	114
	对数值(lg ppm)	1.380	1.740	2.196	2.037	1.663	1.613	2.057
Pb	含量(PPm)	2	31	88	43	45	12	132
	对数值(lg ppm)	0.301	1.491	1.944	1.633	1.653	1.079	2.121

样品号		8	9	10	11	12	13	14
Zn	含量(ppm)	34	131	57	220	365	128	43
	对数值(lg ppm)	1.531	2.117	1.756	2.562	2.342	2.107	1.633
Pb	含量(ppm)	34	114	19	295	258	197	45
	对数值(lg ppm)	1.531	2.057	1.279	2.470	2.412	2.294	1.653

大体呈线性关系。

2．计算相关系数并检验其显著性

相关系数（r）的计算公式如下：

$$r=\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i-\overline{x})(y_i-\overline{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(x-\overline{x})^2\cdot\sum_{i=1}^{n}(y_i-\overline{y})}} \qquad (8-1)$$

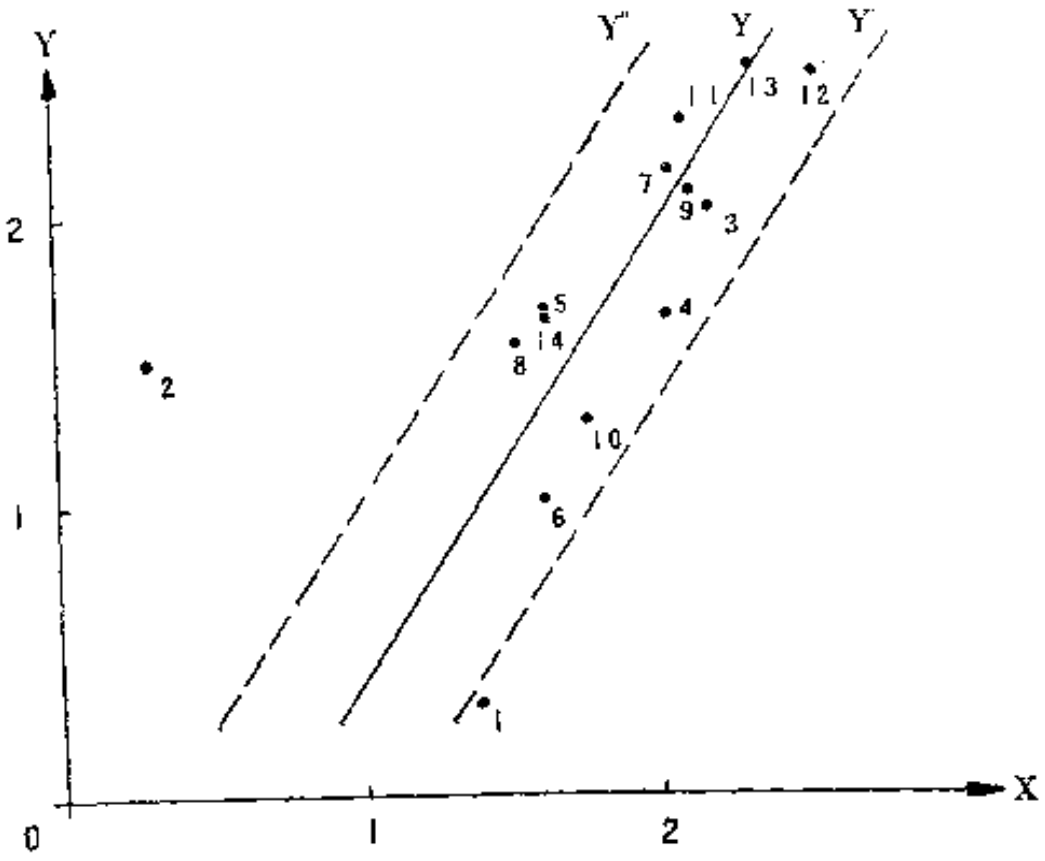

图 8—1　散点图

$$= \frac{\sum_{i=1}^{n} x_i y_i - n\bar{x}\,\bar{y}}{\sqrt{\left(\sum_{i=1}^{n} x_i^2 - n\bar{x}^2\right)\left(\sum_{i=1}^{n} y_i^2 - n\bar{y}^2\right)}} \tag{8—2}$$

$$= \frac{n\sum_{i=1}^{n} x_i y_i - \sum_{i=1}^{n} x_i \sum_{i=1}^{n} y_i}{\sqrt{\left[n\sum_{i=1}^{n} x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} x_i\right)^2\right]\left[n\sum_{i=1}^{n} y_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} y_i\right)^2\right]}} \tag{8—3}$$

式中，

x_i——为自变量的第i个观测值

y_i——为因变量的第i个观测值

$\overline{x}$ ——为自变量观测值的均值

$\overline{y}$ ——为因变量观测值的均值

n——为观测值的组数

求相关系数一般要填制计算表，因所选取的计算公式不同，计算表的格式和内容也不相同。本例选用公式（8—3），其计算表的格式和内容见表8—2。

表 8—2　相关系数计算表

	x_i	y_i	x_i^2	y_i^2	x_iy_i
1	1.380	0.301	1.904	0.091	0.415
2	1.740	1.491	3.028	2.223	2.594
3	2.196	1.944	4.822	3.779	4.269
4	2.037	1.633	4.149	2.667	3.326
5	1.563	1.653	2.766	2.732	2.749
6	1.613	1.079	2.602	1.164	1.740
7	2.057	2.121	4.231	4.499	4.363
8	1.531	1.531	2.344	2.344	2.344
9	2.117	2.057	4.482	4.231	4.355
10	1.756	1.279	3.084	1.636	2.246
11	2.342	2.470	5.485	6.101	5.785
12	2.562	2.412	6.564	5.818	6.180
13	2.107	2.294	4.439	5.262	4.833
14	1.633	1.653	2.667	2.732	2.699
求和 $\sum_{i=1}^{14}$	26.734	23.918	52.567	45.279	47.899

$$= \frac{n\sum_{i=1}^{n} x_iy_i - \sum_{i=1}^{n} x_i \sum_{i=1}^{n} y_i}{\sqrt{\left[n\sum_{i=1}^{n} x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} x_i\right)^2\right]\left[n\sum_{i=1}^{n} y_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} y_i\right)^2\right]}}$$

表 8—3 相关系数检验表

自由度	显著水平α		自由度	显著水平α		自由度	显著水平α	
$\gamma=n-2$	0.05	0.01	$\gamma=n-2$	0.05	0.01	$\gamma=n-2$	0.05	0.01
1	0.997	1.000	16	0.468	0.590	35	0.325	0.418
2	0.950	0.990	17	0.456	0.575	40	0.304	0.393
3	0.878	0.959	18	0.444	0.561	45	0.288	0.372
4	0.811	0.917	19	0.433	0.549	50	0.273	0.354
5	0.754	0.874	20	0.423	0.537	60	0.250	0.325
6	0.707	0.834	21	0.413	0.526	70	0.232	0.302
7	0.666	0.798	22	0.404	0.515	80	0.217	0.283
8	0.632	0.765	23	0.396	0.505	90	0.205	0.267
9	0.602	0.735	24	0.388	0.496	100	0.195	0.254
10	0.576	0.708	25	0.381	0.487	125	0.174	0.228
11	0.553	0.684	26	0.374	0.478	150	0.159	0.208
12	0.532	0.661	27	0.367	0.470	200	0.138	0.181
13	0.514	0.641	28	0.361	0.463	300	0.113	0.148
14	0.497	0.623	29	0.355	0.456	400	0.098	0.128
15	0.482	0.606	30	0.349	0.449	1000	0.062	0.081

$$=\frac{14\times 47.899-26.734\times 23.918}{\sqrt{[14\times 52.567-26.734^2][14\times 45.279-23.918^2]}}$$

$=0.860$

r若大于相关系数临界值（r_0），则认为两变量相关性显著；反之，则认为相关性不显著。相关系数临界值可由给定的显著水平α和自由度（$\gamma=n-2$），查相关系数检验表（表8—3）求出。

如本例，当$\alpha=0.05$时，$r_0=0.532$；当$\alpha=0.01$时，$r_0=0.661$。因$r>r_0$，故可知pb和Zn相关性显著。

3．计算回归系数、常数项和剩余标准差，建立回归方程

回归系数（b）的计算公式为：

$$b=\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})(y_i-\bar{y})}{\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})^2} \tag{8—4}$$

$$=\frac{n\sum_{i=1}^{n}x_iy_i-\sum_{i=1}^{n}x_i\sum_{i=1}^{n}y_i}{n\sum_{i=1}^{n}x_i^2-(\sum_{i=1}^{n}x_i)^2} \tag{8—5}$$

常数项（a）的计算公式为：

$$a=\bar{y}-b\bar{x}=\frac{1}{n}(\sum_{i=1}^{n}y_i-b\sum_{i=1}^{n}x_i)\cdot \tag{8—6}$$

剩余标准差（S）的计算公式为：

$$S=\sqrt{\frac{(1-r^2)\left[n\sum_{i=1}^{n}y_i^2-\left(\sum_{i=1}^{n}y_i\right)^2\right]}{n(n-2)}} \tag{8—7}$$

本例计算结果如下：

$$b=\frac{n\sum_{i=1}^{n}x_iy_i-\sum_{i=1}^{n}x_i\sum_{i=1}^{n}y_i}{n\sum_{i=1}^{n}x_i^2-\left(\sum_{i=1}^{n}x_i\right)^2}$$

$$=\frac{14\times 47.899-26.734\times 239.18}{14\times 52.567-26.734^2}=1.468$$

$$a=\frac{1}{n}\left(\sum_{i=1}^{n}y_i-b\sum_{i=1}^{n}x_i\right)$$

$$=\frac{1}{14}(23.918-1.468\times 26.734)=-1.095$$

$$S=\sqrt{\frac{(-r^2)\left[n\sum_{i=1}^{n}y_i^2-\left(\sum_{i=1}^{n}y_i\right)^2\right]}{n(n-2)}}$$

$$=\sqrt{\frac{(1-0.860^2)[14\times 45.279-23.918^2]}{14\times(14-2)}}=0.310$$

pb对Zn的回归方程为：

$$y=-1.095+1.468x$$

根据剩余标准差，给出一定置信水平条件下的相关范围：

$$y'=a-ks+bx$$

$$y''=a+ks+bx$$

由正态分布的性质可知，y值落在估算值的上、下各$1.96s$范围内的概率为95%（相应的信度$\alpha=0.05$）。因此，当$\alpha=0.05$时，可在回归直线$y=a+bx$上、下作两条直线：

$$y'=a-1.96s+bx$$

$$y''=a+1.96s+bx$$

这两条直线所夹的范围，就是信度$\alpha=0.05$时的相关范围（见图8—1）。

4．根据回归方程，以实测x值求出y的估算值（预测值）。

（三）相关分析的应用

1．相关系数的应用

（1）研究新的地球化学指标

由于与主要成矿元素显著相关的变量（如元素或化合物的含量、元素比值等），都可能作为地球化学指标，因此可应

用相关系数来衡量某变量与主要成矿元素相关的显著性，选择新的地球化学指标。

例如，某斑岩铜矿床，应用相关系数判断出K_2O、Na_2O及K_2O/Na_2O与Cu呈显著相关，可用作找铜矿的地球化学指标，据初步所获资料证明，当K_2O含量大于3.3%、K_2O/Na_2O大小1时，说明有主矿体及矿化带的存在。

（2）研究原生晕的分带性

在矿体原生晕的不同部位，不仅元素组合不同，而且有关元素的相关系数也有变化。因此，利用有关元素间的相关系数，也可以表征原生晕的分带性。

例如，某斑岩铜矿床原生晕的前缘异常，Cu—Mo呈十分显著的正相关；矿带部位Cu—Mn呈显著正相关；尾部异常Cu—Mo和Cu—Mn相关不显著。

（3）研究地球化学异常的矿化类型

不同矿化类型的热液矿床及其地球化学异常，往往具有相近的元素组合，但不同的矿化类型，其组分的含量组成是不同的。例如，多金属和铜的热液矿床及其地球化学异常，都含有Cu、pb、Ag等组分。可是在多金属矿床及其地球化学异常，Ag与pb呈十分显著的正相关；而在铜矿床及其地球化学异常，Ag与pb并不经常呈显著相关，而Ag与Cu却比Ag与pb的相关关系更为密切。因此，研究元素间的相关性有利于判断地球化学异常的矿化类型。

2．回归方程的应用

回归方程是近似表示某变量与其它变量之间定量关系的，借助回归方程可以根据一个变量或几个变量的变化，预测和控制另一个变量的变化。在化探工作中，利用回归方程来预测矿床规模、矿化强度、矿体的空间位置和矿石品位

等。

例如，地质矿产部物化探研究所在长江中下游进行铁帽研究中，依据十个矿床的铁帽中铜含量（x）与原生矿石铜品位（y），建立回归方程，借助它对五个矿点的原生矿石铜品位进行预测，取得较好的效果（见表8—4）。

表 8—4 矿石品位预测对比表

矿点编号	铁帽中Cu含量的几何平均值(%)	原生矿石铜品位(%)		
		以回归方程预测	以残留比例预测	实际平均品位
11	0.148	0.76	0.49	0.85
12	0.214	0.91	0.71	1.30
13	0.138	0.73	0.46	0.73
14	0.130	0.71	0.43	0.70
15	0.180	0.84	0.60	0.84

又如，根据某斑岩铜矿床原生晕中Cu与Mo的含量随深度变化有一定规律。Cu/Mo（y）与深度（x）呈显著负相关，随深度增大Cu/Mo减小。故可用二者的回归方程预测矿体埋藏的深度。

二、判 别 分 析

判别分析是判别具体地质对象（个体）所属类型(总体)的一种多元统计分析方法。

应用判别分析可解决一定范畴的分类问题，其主要作用有下列三点：

1．对已有分类的合理性进行检验；

2．在总体的数目和内容已知的情况下，根据多种变量

（地质特征）的观测值，确定个体所属总体；

3．评价各种变量在判别分析中作用的大小。

在化探工作中，主要是应用判别分析解决异常评价问题（如区分矿致异常与非矿异常、矿体异常和矿化异常等）和评价各种地质体的含矿性等。

判别分析根据其总体的个数，分为两组和多组判别分析；根据其数学模型，又分为线性和非线性判别分析；根据其数学模型的导出，还可分为参数和非参数判别分析等。

判别分析的一般步骤和方法如下：

第一步　选择判别变量

第二步　确定判别函数

第三步　计算判别得分和判别指标

第四步　验证和判别

第五步　检验判别效果

当参加判别分析的变量较多时，建立判别函数的计算是相当复杂的，需要靠电子计算机来完成。各种判别分析方法已编有电算程序，可在通用的数字电子计算机上运算。下面只介绍一种借用简单计算工具，通过手算就能进行判别分析的方法——相似性判别分析。

（一）相似性判别分析的基本原理

相似性判别分析是一种简化的判别分析方法。它是不需通过判别函数而直接确定一个判别指标，以便进行判别。

已知有A、B两类总体，A类总体有n_1个个体的p种变量的观测值：

$$\begin{array}{cccccc} x_{11}(A), & x_{21}(A), & \cdots, & x_{i1}(A), & \cdots, & x_{p1}(A) \\ x_{12}(A), & x_{22}(A), & \cdots, & x_{i2}(A), & \cdots, & x_{p2}(A) \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots & \cdots & \vdots \end{array}$$

$$x_{1j}(A),\ x_{2j}(A),\ \cdots,\ x_{ij}(A),\ \cdots,\ x_{pj}(A)$$
$$\vdots \qquad \vdots \qquad \cdots \quad \vdots \qquad \cdots \quad \vdots$$
$$x_{1n_1}(A),x_{2n_1}(A),\cdots,\ x_{in_1}(A),\cdots,\ x_{pn_1}(A)$$

B类总体有n_2个个体的p种变量的观测值：

$$x_{11}(B),\ x_{21}(B),\ \cdots,\ x_{i1}(B),\ \cdots,\ x_{p1}(B)$$
$$x_{12}(B),\ x_{22}(B),\ \cdots,\ x_{i2}(B),\ \cdots,\ x_{p2}(B)$$
$$\vdots \qquad \vdots \qquad \cdots \quad \vdots \qquad \cdots \quad \vdots$$
$$x_{1j}(B),\ x_{2j}(B),\ \cdots,\ x_{ij}(B),\ \cdots,\ x_{pj}(B)$$
$$\vdots \qquad \vdots \qquad \cdots \quad \vdots \qquad \cdots \quad \vdots$$
$$x_{1n_2}(B),x_{2n_2}(B),\cdots,\ x_{in_2}(B),\cdots,\ x_{pn_2}(B)$$

待判归属的n_3个个体的p种变量的观测值：

$$x_{11},\ x_{21},\ \cdots,\ x_{i1},\ \cdots,\ x_{p1}$$
$$x_{12},\ x_{22},\ \cdots,\ x_{i2},\ \cdots,\ x_{p2}$$
$$\vdots \quad \vdots \quad \cdots \quad \vdots \quad \cdots \quad \vdots$$
$$x_{1j},\ x_{2j},\ \cdots,\ x_{ij},\ \cdots,\ x_{pj}$$
$$\vdots \quad \vdots \quad \cdots \quad \vdots \quad \cdots \quad \vdots$$
$$x_{1n_3},x_{2n_3},\cdots,\ x_{in_3},\cdots,\ x_{pn_3}$$

首先给出每一个观测值（x_{ij}）的得分d_{ij}；再给出每一个个体（$x_{1j},\ x_{2j},\ \cdots,\ x_{pj}$）的得分$\bar{D}_j$；最后给出判别指标$D_0$。

（二）相似性判别分析的步骤和方法

1．选择判别变量并确定其价值

由于不同的变量在判别分析中所起的作用是不同的，所以必须加以选择。首先应充分利用已知地质条件和地球化学性质等，初步选出一些可能用于判别分析的变量，再用简易的定量方法（如秩和检验法、点聚图法和单相关系数法等）进一步选择。

对选定的判别变量，按其作用分为两组：一组为主要变量（主要成矿元素和伴生元素）；另一组为次要变量（其它元素）。

2．评分

（1）用A类总体的观测值分别计算每个变量的平均值$\overline{x}_i(A)(i=1, 2, \cdots, p)$。其计算公式为：

$$\overline{x}_i(A)=\frac{1}{n_1}\sum_{j=1}^{n_1}x_{ij}(A)\ (i=1,2,\cdots,p) \qquad (8-8)$$

（2）计算各个观测值的得分

主要变量观测值得分的计算公式为：

$$d_{ij}=x_{ij}/\overline{x}_i(A) \qquad (8-9)$$

次要变量观测值得分的计算公式为：

$$d_{ij}=\begin{cases} x_{ij}/\overline{x}_i(A) & \text{当 } x_{ij}\leqslant\overline{x}_i(A)\text{时,} \\ \overline{x}_i(A)/x_{ij} & \text{当 } x_{ij}>\overline{x}_i(A)\text{时} \end{cases} \qquad (8-10)$$

（3）计算各个个体的得分

$$D_j=\frac{1}{p}\sum_{i=1}^{p}d_{ij} \quad \left(j=\begin{cases}1,2,\cdots,n_1\\1,2,\cdots,n_2\\1,2,\cdots,n_3\end{cases}\right) \qquad (8-11)$$

3．计算判别指标

$$D_0=\frac{\sum_{j=1}^{n_1}D_j(A)+\sum_{j=1}^{n_2}D_j(B)}{n_1+n_2} \qquad (8-12)$$

4．判别未知个体

当$D_j>D_0$时，属A类个体；

当$D_j<D_0$时，属B类个体。

（三）相似性判别分析实例

在滇南某地的拗陷中有，较多大小不等的盐盆地，经勘

表 8—5

盐泉类别及序号 \ 判别变量		x_{1j} K·10³/Cl	x_{2j} Br·10³/Cl	x_{3j} K·10³/全盐	x_{4j} K/Br
含钾盐泉（A）	1	13.85	2.79	7.80	49.60
	2	22.31	4.67	12.31	47.80
	3	28.82	4.63	16.18	62.15
	4	15.29	3.54	7.58	43.20
	5	28.79	4.90	16.12	58.70
	$\bar{x}_i$	21.812	4.106	11.998	52.290
不含钾盐泉（B）	1	2.18	1.06	1.22	20.60
	2	3.85	0.80	4.06	47.10
	3	11.40	0.00	3.50	0.00
	4	3.66	2.42	2.14	15.10
	5	12.10	0.00	5.68	0.00
待判别盐泉	1	8.85	3.38	5.17	26.10
	2	28.60	2.40	1.20	127.00
	3	20.70	6.70	7.60	30.80
	4	7.90	2.40	4.30	33.20
	5	3.19	3.20	1.43	9.90
	6	12.40	5.10	4.48	24.60
	7	16.80	5.40	2.31	31.30
	8	15.00	2.70	5.02	64.00

探证明，其中A盆地是一个钾盐矿区，B盆地是一个钠盐矿区（含钾甚微），尚有许多盐泉有待作出深入评价。今试用相似性判别分析作盐泉含钾判别。已知含钾盐泉（A类）5个，不含钾盐泉（B类）5个，待判别盐泉8个，它们的分析资料见表8—5。

1．选择判别变量并确定其价值

选定K·10³/Cl、Br·10³/Cl、K·10³/全盐、和K/Cl为判别变量，均为主要变量（过程从略）。

表 8—6

类别及序号 \ 得分 \ 变量		x_{1j}	x_{2j}	x_{3j}	x_{4j}	判别 D_j	判别 所属类型
含钾盐泉（A）	1	0.635	0.679	0.650	0.948	0.728	A
	2	1.023	1.138	1.026	0.914	1.025	A
	3	1.321	1.127	1.349	1.189	1.247	A
	4	0.701	0.862	0.632	0.826	0.755	A
	5	1.320	1.193	1.343	1.123	1.245	A
	$\sum_{j=1}^{5}$					5.000	
不含钾盐泉（B）	1	0.100	0.258	0.102	0.394	0.214	B
	2	0.177	0.195	0.338	0.901	0.403	B
	3	0.523	0.000	0.292	0.000	0.204	B
	4	0.168	0.589	0.178	0.289	0.306	B
	5	0.555	0.000	0.473	0.000	0.257	B
	$\sum_{j=1}^{5}$					1.384	
待判别盐泉	1	0.406	0.823	0.431	0.499	0.539	B
	2	1.311	0.585	0.100	2.429	1.106	A
	3	0.954	1.632	0.633	2.589	0.952	A
	4	0.362	0.585	0.358	0.635	0.485	B
	5	0.146	0.779	0.119	0.189	0.308	B
	6	0.568	1.242	0.374	0.470	0.664	A
	7	0.770	1.315	0.193	0.599	0.719	A
	8	0.688	0.658	0.418	1.224	0.747	A

$$D_0 = \frac{\sum_{j=1}^{5} D_j(A) + \sum_{j=1}^{5} D_j(B)}{5+5} = \frac{5.000 + 1.384}{10} = 0.6384$$

2．评分

（1）以已知含钾盐泉（A类）的观测值为依据，分别计算四个判别变量的平均值$\overline{x}_i(A)$（$i=1,2,3,4$），并填入表8—5内。

（2）计算各个观测值的得分d_{ij}，并填入表8—6内。

（3）计算每一个个体的得分D_j，并分别计算A、B两类已知个体得分之和，填入表8—6内。

3．计算判别指标D_0，填入表8—6内。

4．用判别指标对每一个个体进行判别，将判别结果填入表8—6内。

5．结论

由于A类已知盐泉的D_j均大于D_0，B类已知盐泉的D_j均小于D_0，故对已知两类盐泉的判别完全正确。由此可知，对未知归属的盐泉判别结论是可靠的。将其与两组线性判别分析（电算）的结论对比，也是完全一致的。

三、趋势分析

趋势分析是研究随机变量空间分布特征和变化规律的统计分析方法，是回归分析的一种特殊形式。通常是用经验性的确定性函数（数学模型），去逼近随机变量的一组观测值，模拟随机变量在空间上的规律性变化（趋势）。实质上，是把观测值分解为两部分：趋势部分（反映总体变化规律，受大范围的系统性因素控制）和剩余部分（反映局部变化特征，受局部因素和随机因素控制）。

趋势分析要解决的关键问题是找出确定趋势部分数学模型的具体数学表达式。在对二维空间的随机变量观测值进行趋势分析时，选用的数学模型种类很多，如多项式函数和付

立叶函数等，最常用的还是多项式函数。因这类函数表示的都是三维空间的各种曲面（趋势面），故这种趋势分析称为趋势面分析。

在化探工作中，主要是应用趋势面分析来研究各种地球化学指标的空间分布规律。如通过研究主要成矿元素和伴生元素的空间分布特征，揭示其富集和贫化趋势，以便推断矿体或含矿地质体的赋存位置；又如将趋势面视为区域背景，利用剩余图确定异常（目前对此尚有争论）。

（一）趋势面分析的一般步骤和方法

趋势面分析的一般步骤，首先是用计算法求出趋势面方程，或者是利用数据图直接作出趋势面图（以等值线表示），然后计算剩余值，并进行剩余分析。

1．计算法

假如在测区（二维空间）内采集了 n 个样品，第 i 个样品的某元素分析结果为 z_i（$i=1,2,\cdots,n$），第 i 个样品采样位置的地理坐标为（x_i, y_i）。如果用多项式趋势面分析来研究该元素含量在测区内的分布，就要求出一个二元趋势面方程，它可能是一次、二次、…、p 次多项式方程。现以趋势面方程为一次多项式方程为例，说明其计算方法。设趋势面方程为：

$$\hat{z} = a_0 + a_1 x + a_2 y$$

式中：

$\hat{z}$ ——为趋势值

a_j——为待定系数，$j=0,1,2$

因为趋势值与样品分析结果总是存在误差（ε），即

$$z_i = \hat{z}_i + \varepsilon_i$$

$$= a_0 + a_1 x_i + a_2 y_i + \varepsilon_i$$

根据最小二乘法原则（使$\sum_{i=1}^{n}\varepsilon_i$最小），便能得到如下方程组（足标省略）：

$$\begin{pmatrix} n & \Sigma x & \Sigma y \\ \Sigma x & \Sigma x^2 & \Sigma xy \\ \Sigma y & \Sigma xy & \Sigma y^2 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \Sigma z \\ \Sigma zx \\ \Sigma zy \end{pmatrix}$$

解上述方程组，可求出系数a_0、a_1、a_2，从而求得趋势面方程。

至于二次、三次、…、p次趋势面方程，均可用同样方法求得。次数越高，系数的求解越复杂，p次趋势面方程要求出$\frac{1}{2}(p+1)(p+2)$个系数。

对具体测区来说，计算到几次趋势面方程才合适，主要是根据分析目的和测区地质、地球化学等条件，以及配合某种定量方法（如利用拟合优度、逐步回归分析等）来选择。

将各采样位置的地理坐标（x_i，y_i）代入选定的趋势面方程，便得到各采样位置的趋势值。再用内插法绘制趋势值的等值线，就是所求的趋势面图。

在化探工作中，一般多用一、二、三次趋势面，有时也用四、五、六次趋势面，但高于六次的就很少用了。多项式趋势面分析最适于处理变化较为平缓的实测数据。一般说来，低次数趋势面适于反映区域性变化规律；高次数趋势面适于反映较小面积内的变化特征。

如果进行趋势面分析是为了圈定异常，还要计算剩余值（Δz_i），并进行剩余分析。剩余值计算公式为：

$$\Delta z_i = z_i - \hat{z}_i$$

在化探工作中，只保留正剩余值，负剩余值一律定为零；当

趋势值为负值时，所得剩余值也略而不计（若该剩余值很大，则须酌情考虑，否则可能漏掉异常）。根据所得剩余值用内插法绘制剩余等值线图，可作为异常等值线图。有时为了进一步突出有价值的异常，又将剩余值分解为异常分量（A_i）和残差分量（R_i），这就是剩余分析。剩余分析的主要目的是根据残差分量来圈定局部异常；根据异常分量的大小、成矿地质条件的优劣和矿化标志，圈定成矿远景地段或矿化地段。残差分量的计算可用下述两种方法求得：

（1）经验统计法

由于异常分量在每个采样位置是不同的，而且不能确切求出，故以异常分量的估计量（A_g）代替，其求法如下：

$$A_g=\frac{1}{K}\sum_{i=1}^{m}\Delta z_i \qquad (8—13)$$

式中：

m——为正残差值个数

K——为经验系数，取样品总数）n）的 $1\sim\frac{1}{3}$，接近于m的数值

残差分量就可用下式求出：

$$R_i=\Delta z_i-A_g \qquad (8—14)$$

（2）均方差法

先计算正剩余值的均方差（σ）：

$$\sigma=\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{m}(\Delta z_i-\overline{\Delta z})^2}{m-1-s}} \qquad (8—15)$$

式中：

s——为趋势面方程中除常数项以外的系数的个数

若以95%信度取值，则

$$R_i = \Delta z_i - 1.65\sigma \qquad (8-16)$$

2．作图法

目前常用的作图法有分块平均法和移动平均法。这里只介绍分块平均法。

（1）确定计算单位的面积

计算单位有两种：趋势计算单位，其面积一般为数十平方公里；异常计算单位，其面积一般为数平方公里。趋势计算单位的面积最好为异常计算单位面积的 2^2、3^2、4^2 倍。计算单位面积确定的原则是在其范围内的在元素平均含量能反映高含量样品存在的前提下，取最大的面积。具体作法是：在数据图的中央部位，找一个含量最高的样品，画出一系列包括该点的不同面积的方框，算出每一方框内元素平均含量。以面积为横坐标，以平均含量为纵坐标，作面积与平均含量的关系曲线。在曲线上找出突变点，这些点所对应的横坐标可作为确定计算单位面积的参考数据。如图8—2所示，其趋势计算单位面积可定为16km²，异常计算单位面积可定为1km²。

（2）划分计算单位

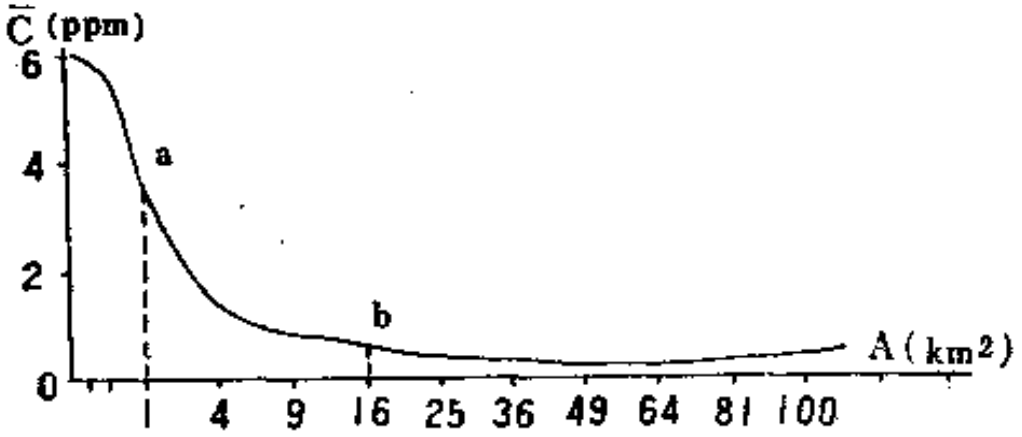

图 8—2　面积与平均含量关系曲线

在数据图上按选定计算单位面积，绘出两种方格，大方格为趋势计算单位，小方格为异常计算单位。

（3）计算趋势值及其重心坐标

趋势值的计算公式为：

$$\hat{z}_k=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}z_i \qquad (8—17)$$

式中：

$\hat{z}_k$——为第 k 个趋势计算单元的趋势值

n——为第 k 个趋势计算单元内样品总数

z_i——为第 k 个趋势计算单元内第 i 个样品的某元素含量

重心坐标的计算公式为：

$$x_k=\frac{\sum_{i=1}^{n}x_iz_i}{\sum_{i=1}^{n}z_i},\quad y_k=\frac{\sum_{i=1}^{n}y_iz_i}{\sum_{i=1}^{n}z_i} \qquad (8—18)$$

式中：

x_k、y_k——为 $\hat{z}_k$ 的重心坐标

x_i、y_i——为第 k 个趋势计算单位内第 i 个样品的采样位置坐标

依据上述计算结果，标出重心位置，注明趋势值。再用插入法绘出趋势值等值线，便得到趋势面图。

（4）计算剩余值

每个样品的元素含量减去该样品采样位置的趋势值（从趋势面图上求得），就求得该点剩余值。但只保留正剩余值。利用剩余值可圈定区域异常。

（5）计算异常分量及其重心坐标

异常分量的计算公式为：

$$A_s=\frac{1}{m}\sum_{j=1}^{m}\Delta z_j \qquad (8—19)$$

式中：

A_s——为第 s 个异常计算单位的异常分量

m——为第 s 个异常计算单位内样品总数

Δz_j——为第 s 个异常计算单位内第 j 个样品的剩余值

重心坐标的计算公式为：

$$x_s=\frac{\sum_{j=1}^{m}x_j\Delta z_j}{\sum_{j=1}^{m}\Delta z_j},\quad y_s=\frac{\sum_{j=1}^{m}y_j\Delta z_j}{\sum_{j=1}^{m}\Delta z_j} \qquad (8—20)$$

式中：

x_s、y_s——为A_s重心坐标

x_j、y_j——为第 s 个异常计算单位内第 j 个样品的采样位置坐标

依据上述计算结果，标出重心位置，注明异常分量。再用插入法绘出异常分量等值线，便得到区域异常等值线图。

（6）计算残差分量

样品的正剩余值减去该样品采样位置的区域异常值（从区域异常等值线图上求得），就得到残差分量。但只保留正残差分量。根据正残差分量的样品分布情况和地质、地球化学条件等，圈定局部异常。

（二）趋势面分析实例

湖南地矿局物探队于1974年在湖南大乘山地区开展了1:5万水系沉积物测量，为了充分发挥其找矿效能，又于1977年依据其光谱分析结果，对Mn、Pb、Zn、Ni、Co、As

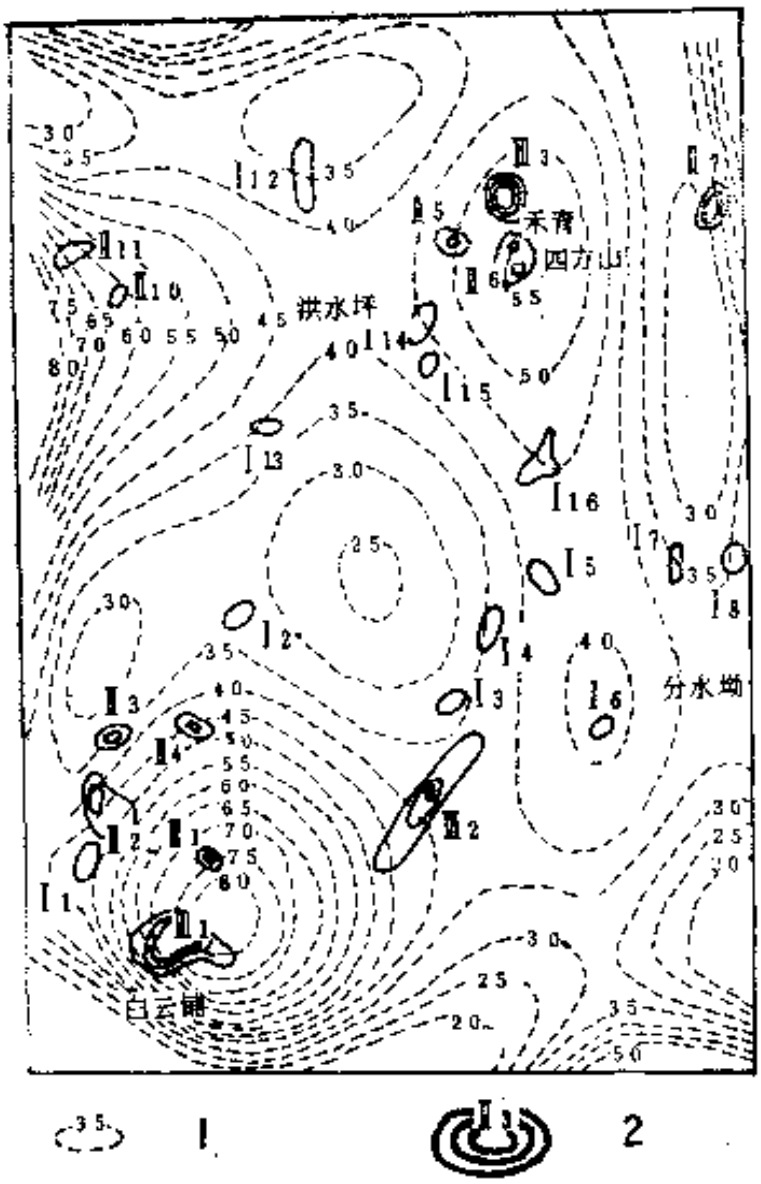

图 8—3　As六次趋势面及剩余异常图

1—趋势等值线（ppm）；2—剩余异常等值线（ppm）及异常编号

六个元素，分别计算了 2 至 7 次多项式趋势面。根据拟合优度、剩余方差和趋势面图与地质图的吻合程度，选取了 As、Pb、Zn、Mn、Co的六次趋势面和Ni的五次趋势面为区域背景，圈定出29个As异常、26个Pb异常、40个Zn异常（见图8—3、图8—4、图8—5）、43 个Mn异常、35 个Co异常、31个Ni异常。并依异常分量由低至高将异常分为Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ级。

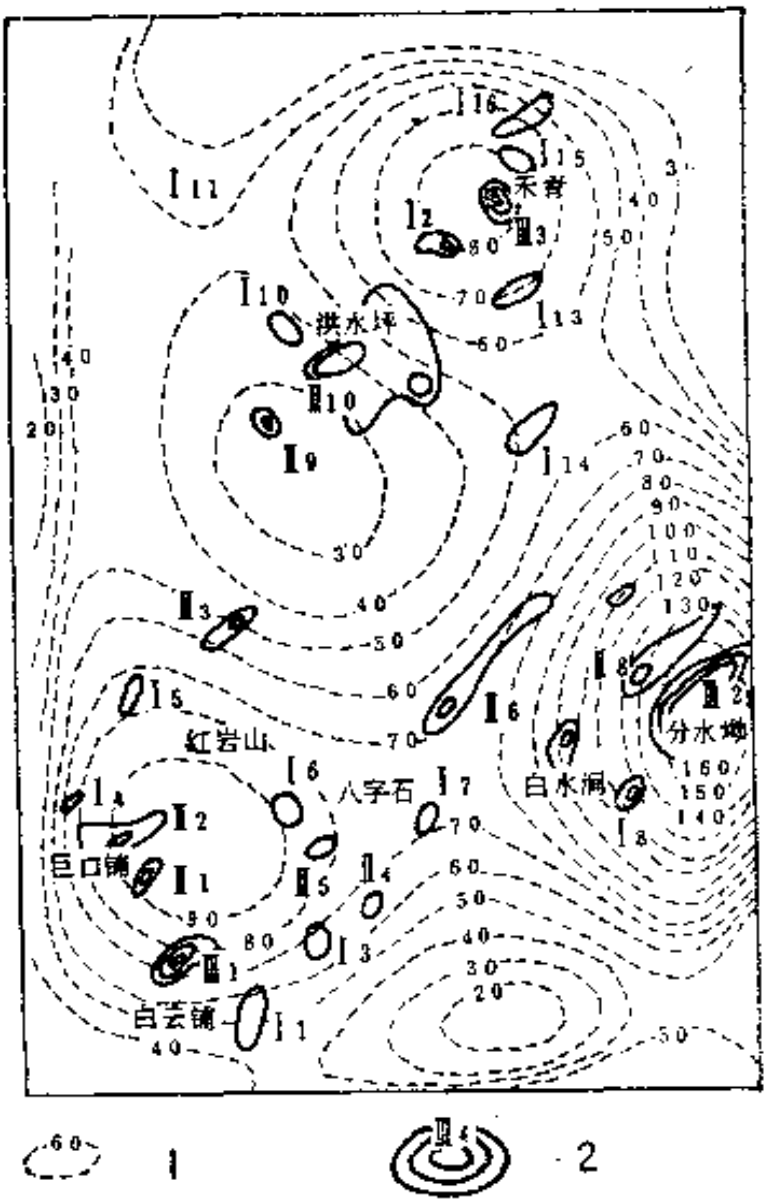

图 8—4　Pb六次趋势面及剩余异常图

1—趋势等值线（ppm）；2—剩余异常等值线（ppm）及异常编号

现将分析效果简述如下：各元素的趋势面表明Pb、Zn、Mn和部分Co、Ni的浓集与分散，主要是受中泥盆系地层控制，揭示了该地层是铅锌矿、菱铁矿的重要矿源层；而在同一地层中Pb、Zn、Mn的浓集程度不同，反映了岩相古地理特征和后期改造的不同程度。因此，Pb、Zn组合的高趋势地段，应是寻找铅锌矿的重要靶区。如禾青、白云铺两地的

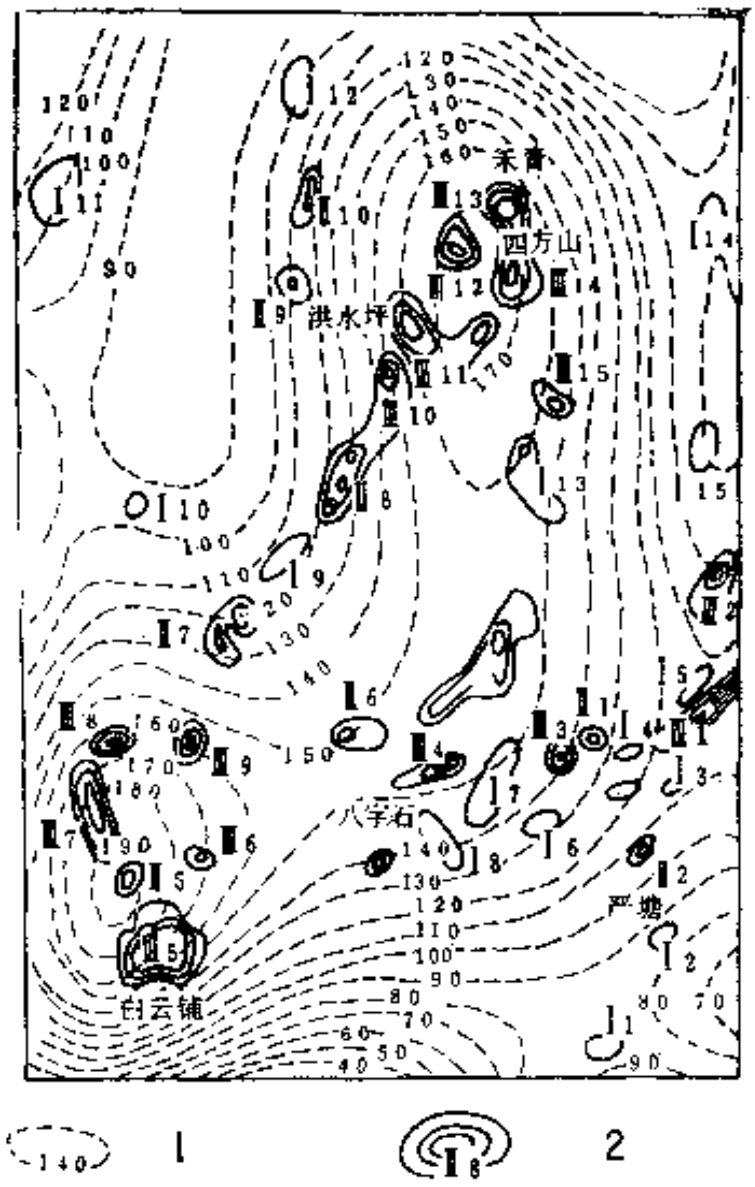

图 8—5　Zn六次趋势面及剩余异常图

1—趋势等值线（ppm）；2—剩余异常等值线（ppm）及异常编号

Pb、Zn 高 趋势地带分布有大、中型铅锌矿床。在易家岭地段的As高趋势带与地层走向呈30°夹角，是与潜伏构造有关，反映了深部热液矿化的存在，是寻找多金属矿床的重要靶区，经检查验证在分水坳找到了半隐伏的中大型矽卡岩型白钨矿矿床。所以，各元素的趋势面特征反映了该区宏观成矿规律，可用其作为圈定成矿远景区的重要依据。

经检查验证，各元素的剩余异常都不同程度地与矿床和矿点相吻合，并且高级别的异常见矿率较大。如 Pb 的三个Ⅲ级异常有两个反映了中大型铅锌矿床；Zn 的 14 个Ⅲ级异常有 8 个见矿或矿化；Mn的11个Ⅲ级异常有5个见矿等。初步认为，凡落在中泥盆统和上震旦统中Pb、Zn、As、Mn的未知异常，特别是它们的组合异常，找到沉积型铅锌矿或菱铁矿的希望很大；若有断裂带存在，并有强度较大的As异常时，则找到热液型多金属矿床或金矿床的可能性是很大的。如现已在巨口铺的Ⅱ级 As 异常找到了破碎带型金矿床。所以，剩余异常特别是多元素组合异常提供了较好的找矿标志。

根据趋势面特征和剩余异常的分布，结合地质和物探成果，进行了成矿预测，圈定出10处多金属找矿远景区。通过对部分远景区的检查验证，不但找到了工业矿床，为进一步找矿提供了后备基地。

四、聚 类 分 析

聚类分析（又称点群分析、簇群分析、簇分分析等）是对个体或变量进行分类的一种统计分析方法。它的特点是进行分类前无需知道分类对象的分类结构，只需一组未知其分类归属的观测资料。聚类分析根据分类对象不同可分为两类：一是对个体分类，称为Q型聚类分析；一是对变量分类，称为R型聚类分析。聚类分析结果是得到一个反映分类对象之间亲疏关系的自然谱系，比较客观地描述了分类对象之间的差异和联系。

在化探工作中，应用R型聚类分析了解元素共生关系，特别是成矿元素和其它元素的关系，以便选择指示元素和异常

评价指标；应用Q型聚类分析了解各个异常或地质体之间的差异，以便对异常或地质体的含矿性进行评价。

（一）聚类分析的方法

聚类分析的基本思想是：选择一个统计量作为两两分类对象之间相似程度的度量，按相似程度的顺序，依据某种准则将分类对象依次连结，最后得出分类谱系。

1．相似性度量

通常聚类分析是用相关系数来度量两变量之间的相似程度的；而用相似性系数或距离系数来度量两个体之间的相似程度的。

设有n个个体，每一个体测定了m个变量，共有nm个观测值x_{ij}（$i=1,2,\cdots,n$；$j=1,2,\cdots,m$）。

第a、b两变量的相关系数（r_{ab}）计算公式为：

$$r_{ab}=\frac{n\sum_{i=1}^{n}x_{ia}x_{ib}-\sum_{i=1}^{n}x_{ia}\sum_{i=i}^{n}x_{ib}}{\sqrt{\left[n\sum_{i=1}^{n}x_{ia}^{2}-\left(\sum_{i=1}^{n}x_{ia}\right)^{2}\right]\left[n\sum_{i=1}^{n}x_{ib}^{2}-\left(\sum_{i=1}^{n}x_{ib}\right)^{2}\right]}} \tag{8—21}$$

r的变化范围在$-1\sim+1$之间，$|r|$越大（近于1），两变量越相似。

第s、k两个体的相似性系数（$\cos\theta_{sk}$）计算公式为：

$$\cos\theta_{sk}=\frac{\sum_{j=1}^{m}x_{sj}x_{kj}}{\sqrt{\sum_{j=1}^{m}x_{sj}^{2}\cdot\sum_{j=1}^{m}x_{kj}^{2}}} \tag{8—22}$$

$\cos\theta$的变化范围在$-1\sim+1$之间，$|\cos\theta|$越大（近于1），

两个体越相似。

第 s 、 k 两个体的距离系数（d_{sk}）计算公式为：

$$d_{sk}=\sqrt{\frac{1}{m}\sum_{j=1}^{m}(x_{sj}-x_{kj})^2} \qquad (8-23)$$

d 的变化范围是大于 0，d 越小（近于0），两个体越相似。

2．变量取值的均匀化

由于各种变量的取值及变化范围往往相差很大，为消除这种影响，对变量的取值作适当变换，统一所有变量的比例，使变量的取值均匀化。变量取值均匀化的方法有：标准化、正规化和规格化三种。

在R型聚类分析时，变量取值要标准化。第 a 个变量的标准化数值x'_{ia}的计算公式为：

$$x'_{ia}=\frac{x_{ia}-\overline{x_a}}{\sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(x_{ia}-\overline{x_a})}} \qquad (8-24)$$

式中：

$\overline{x_a}$——为第a个变量的平均值

当变量取值标准化以后，其平均值为0，均方差为1；第a、b两变量的r_{ab}计算公式可简化为：

$$r_{ab}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}x'_{ia}x'_{ib} \qquad (8-25)$$

在Q 型聚类分析时，若用相似性系数，变量取值应标准化。第s、k两个体的$\cos\theta_{sk}$计算公式可简化为：

$$\cos\theta_{sk}=\frac{1}{m}\sum_{i=1}^{m}x'_{sj}x'_{kj} \qquad (8-26)$$

而当用距离系数时，变量取值应正规化或规格化。第 a 个变量的正规化数值 x'_{ia} 计算公式为：

$$x'_{ia}=\frac{x_{ia}-\min(x_{ia})}{\max(x_{ia})-\min(x_{ia})} \qquad (8-27)$$

第 a 个变量的规格化数值 x''_{ia} 计算公式为：

$$x''_{ia}=x_{ia}/\max(x_{ia}) \qquad (8-28)$$

变量的正规化或规格化数值变化范围在0～1之间；而 $0\leqslant d\leqslant 1$。

3．聚类的方法

如果用 s_{ij} 表示第 i 和 j 两个分类对象的相似性度量，因 $s_{ij}=s_{ji}$，故可将 n 个分类对象两两相似性度量排成下列相似性矩阵：

	1	2	3	4	…	j	…	n
1	λ	s_{12}	s_{13}	s_{14}	…	s_{1j}	…	s_{1n}
2		λ	s_{23}	s_{24}	…	s_{2j}	…	s_{2n}
3			λ	s_{34}	…	s_{3j}	…	s_{3n}
⋮				⋮	…	⋮	…	⋮
i					λ	s_{ij}	…	s_{in}
⋮						⋮	…	⋮
$n-1$						λ		$s_{(n-1)n}$
n							λ	

当相似性度量为 r 或 $\cos\theta$ 时，$\lambda=1$；而当其为 d 时，$\lambda=0$。相似性矩阵是聚类的依据。

（1）聚类的方法

A．聚合法

聚合法是先将每个分类对象视为一类，然后按相似性递减的顺序，将两个分类对象合并为一个新的分类对象，直到

所有的分类对象都合并在一类为止。

B．分裂法

分裂法是先将所有分类对象视为一类，然后按相似性递增的顺序，将它们逐步分裂，直到所有的分类对象都分开为止。

（2）聚类的计算方法

A．一次计算法

分类对象的相似性度量只计算一次，在更新相似性矩阵时，不再重新计算分类对象的相似性度量。在聚类的每一阶段，如将第p、q两个分类对象合并而构成的新分类对象（记为第t个分类对象）和其它某一分类对象（如第r个分类对象）合并时，其相似性度量的确定方法有：

a．选择法

当采用聚合法聚类时，若s_{ij}为距离系数，则$s_{tr}=\min(s_{pr}, s_{qr})$；若为相关系数或相似性系数时，则$s_{tr}=\max(s_{pr}, s_{qr})$。当采用分裂法聚类时，若$s_{ij}$为距离系数，则$s_{tr}=\max(s_{pr}, s_{qr})$；若为相关系数或相似性系数时，则$s_{tr}=\min(s_{pr}, s_{qr})$。

b．均值法

$$s_{tr}=\frac{1}{2}(s_{pr}+s_{qr}) \qquad (8—29)$$

c．中线法

当s_{ij}为距离系数时，则

$$s_{tr}=\frac{1}{2}(s_{pr}+s_{qr})-\frac{1}{4}s_{pq} \qquad (8—30)$$

当s_{ij}为相关系数或相似性系数时，则

$$s_{tr}=\frac{1}{2}(s_{pr}+s_{qr})+(1-s_{pq}) \qquad (8-31)$$

d. 加权法

$$s_{tr}=\frac{N_p s_{pr}+N_q s_{qr}}{N_p+N_q} \qquad (8-32)$$

式中：

N_p、N_q分别表示第p、q两分类对象所包含的原分类对象的个数。

B. 逐步计算法

在聚类过程中，不断地计算各个分类对象的相似性度量，刷新相似性矩阵。方法是：

首先，计算出合并后新分类对象的变量取值x_t，其计算公式为：

$$x_t=\frac{N_p x_p+N_q x_q}{N_p+N_q} \qquad (8-33)$$

然后，重新计算分类对象与其它分类对象的相似性度量，再排出新的相似性矩阵。

（3）聚合法聚类的一般步骤

第一步，从相似性矩阵中找出最相似的一对第p和第q分类对象（$p<q$）。

第二步，除去原相似性矩阵中第q分类对象所在的行和列，将第p、第q两分类对象合并所得的与其它分类对象的相似性度量，标注在第p分类对象所在的行和列的位置上，便得到刷新后的相似性矩阵。

第三步，重复第一步和第二步，直到所有的分类对象都合并为一类为止。每次将合并的分类对象和它们的相似性度量记录下来，便得到聚类的完整记录。

第四步，编绘谱系图。

第五步，剖析分析结果。

（二）聚类分析实例

1．电算实例

在鄂东阳新侵入岩体五个矿区内，共有32个矽卡岩体，已知76、78、83、87、88、92号为含矿矽卡岩体，69、70、77、79、90、94号为不含矿矽卡岩体，其余20个矽卡岩体含矿性不明。为了评价其含矿性，分别在每个矽卡岩采集了15～30个岩石样品，应用光谱分析法分析了Cu、Ag、Mo、Pb、Mn、P、Co，化学半定量分析法分析了As、Bi、Zn、W共11个元素。

首先，对11个元素进行了*R*型聚类分析，分析结果见表8—7，谱系图见图8—6。根据谱系图挑选了在0.2（相关系数）相似水平相互独立的元素组合Cu、Co、W、Mn和Cu、P、As、Mn两种。

然后，利用Cu、Co、W、Mn元素，对32个矽卡岩体作

表 8—7

元素对	相关系数	作图顺序
Cu—Ag	0.8751	1
Cu—Zn	0.8025	2
Cu—Pb	0.7050	3
Mo—Bi	0.4929	4
Cu—Mo	0.4668	5
P—Co	0.6645	6
W—As	0.6323	7
W—Mn	0.0679	8
W—P	−0.0550	9
Cu—W	−0.2379	10

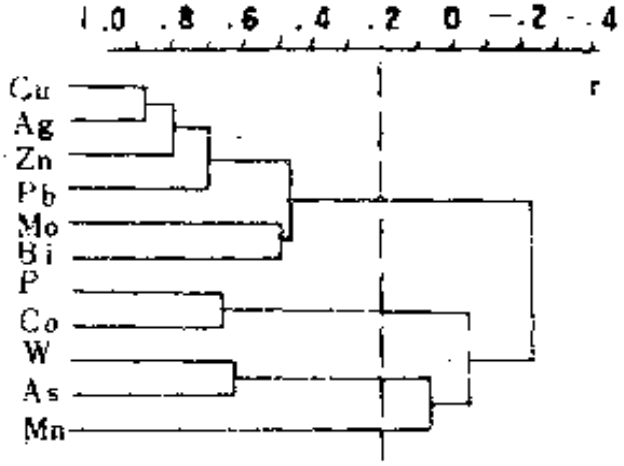

图 8—6 元素谱系图

Q 型聚类分析，分析结果见表8—8，谱系图见图8—7。从谱系图可以清楚地看出，32个矽卡岩体在0.296（距离系数）相似水平被划分为四群。已知的 6 个含矿矽卡岩体均属第四群，而不含矿矽卡岩体除94号外均分属第一、二、三群。故推测第四群矽卡岩体应属含矿矽卡岩体；第一、二、三群为不含矿矽卡岩体。这也与判别分析结果一致，即 66、73、74、75、80、81、86、89、93 号矽卡岩体应为含矿矽卡岩体。

2．手算实例

为了评价 80 号矽卡岩体的含矿性，挑选 56、83、98、102号含矿矽卡岩体和58、79号不含矿矽卡岩体，并分别在这 7 个矽卡岩体采集了一批岩石样品，分析了Cu、Mo、Pb、Zn、Ag、W、Sn、Bi、As、Mn、P、Co 12个元素。计算出每个矽卡岩体中这12个元素的几何平均值。首先，对12个元素进行了*R*型聚类分析，并结合地质和地球化学特征，从中选取了Cu、Mo、W 3 种元素作为对7个矽卡岩体进行*Q*型聚类分析的独立变量。其步骤如下：

第一步，将原始数据（矽卡岩体中元素含量几何平均值

表 8—8

砂卡岩体对	距离系数	挑出顺序	作图顺序
72—90	0.057	1	1
79—82	0.065	2	15
93—94	0.0738	3	5
80—86	0.0746	4	16
69—71	0.0809	5	6
70—71	0.0832	6	7
78—88	0.0851	7	17
96—97	0.0921	8	2
66—73	0.0966	9	3
80—93	0.0983	10	11
66—78	0.100	11	8
80—87	0.1221	12	23
68—79	0.1376	13	18
84—85	0.1380	14	9
80—83	0.1402	15	10
77—95	0.1454	16	12
80—81	0.1475	17	19
66—80	0.1643	18	28
66—75	0.1695	19	4
76—69	0.1733	20	13
69—84	0.2059	21	24
68—69	0.1943	22	14
68—96	0.2047	23	20
74—76	0.2230	24	21
77—91	0.2386	25	29
66—67	0.2416	26	22
66—74	0.2559	27	25
66—68	0.2975	28	26
66—92	0.2956	29	27
72—77	0.3538	30	30
66—72	0.3556	31	31

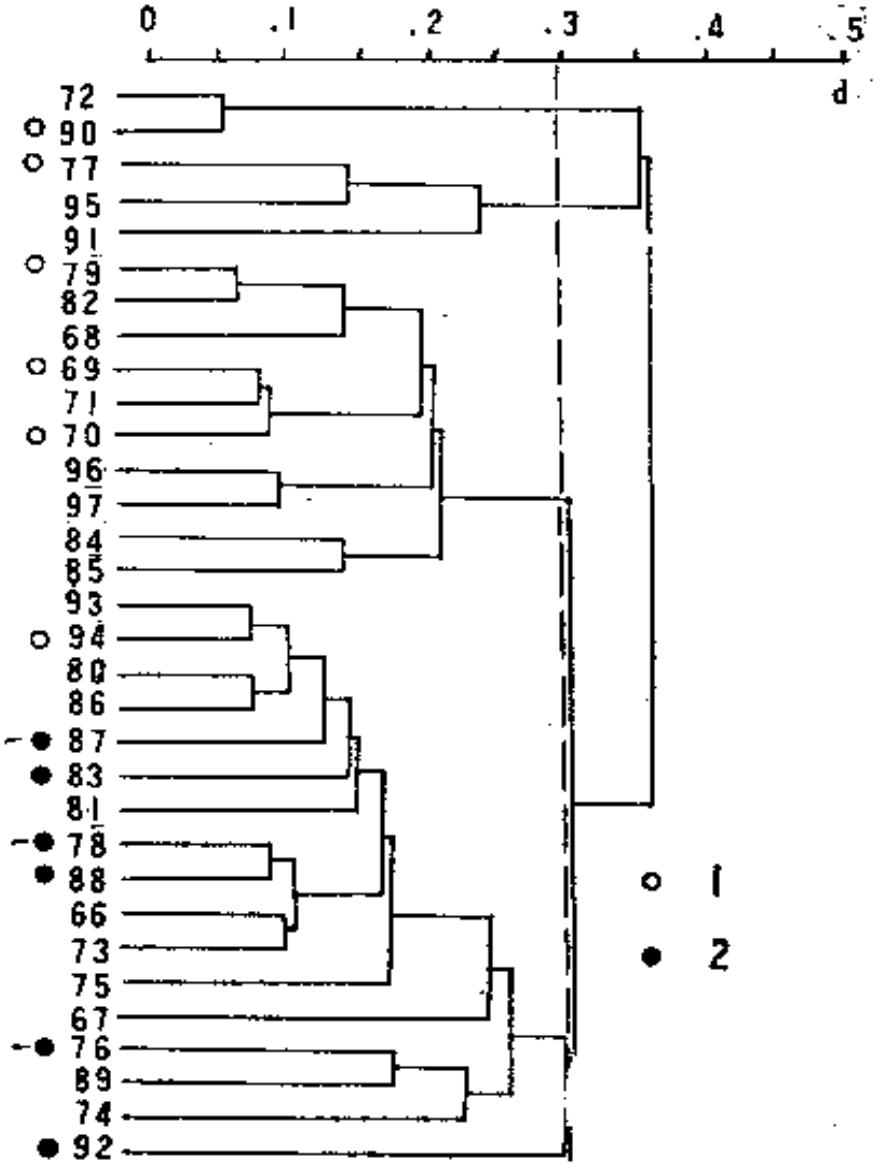

图 8—7　矽卡岩体谱系图

1—不含矿矽卡岩体；
2—含矿矽卡岩体

的对数值，见表8—9）正规化。

例如，Cu含量对数值的正规化如下：

$$x'_{56,Cu}=\frac{2.9909-2.5315}{3.2044-2.5315}=0.6827$$

同样可得：$x'_{83,Cu}=1$，$x'_{80,Cu}=0.4572$，$x'_{58,Cu}=0$，$x'_{79,Cu}=0.0864$，$x'_{98,Cu}=0.6367$，$x'_{102,Cu}=0.8721$。将正规化数值

表 8—9

元素种类	矽卡岩体编号						
	56	83	80	58	79	98	102
Cu	2.9909	3.2044	2.8392	2.5315	2.5897	2.9600	3.1184
W	0.3111	0.5348	0.5959	0.4526	0.3010	3.0480	2.8395
Mo	0.5324	0.7718	0.7164	0.4893	0.2735	1.4997	1.9850

表 8—10

元素种类	矽卡岩体编号						
	56	83	80	58	79	98	102
Cu	0.6827	1	0.4572	0	0.0864	0.6367	0.8721
W	0.0037	0.0851	0.1074	0.0552	0	1	0.9241
Mo	0.1513	0.2911	0.2588	0.1261	0	0.7164	1

列成表8—10。

第二步，根据正规化数值计算各矽卡岩体之间的距离系数。例如：

$$d_{56,83}=\sqrt{\frac{1}{3}[(0.6827-1)^2+(0.0037-0.0851)^2+(0.1513-0.2911)^2]}$$

$$=0.2054$$

同样可求得：$d_{56,80}$，$d_{56,58}$，$d_{56,79}$，$d_{56,98}$，$d_{56,102}$，$d_{83,80}$，$d_{83,58}$，$d_{83,79}$，$d_{83,98}$，$d_{83,102}$，$d_{80,58}$，$d_{80,79}$，$d_{80,98}$，$d_{80,102}$，$d_{58,79}$，$d_{58,98}$，$d_{58,102}$，$d_{79,98}$，$d_{79,102}$，$d_{98,102}$。将距离系数排成相似性矩阵，如下：

	56	83	80	58	79	98	102
56	0	0.2054	0.1558	0.3954	0.3551	0.6618	0.3709
83		0	0.2647	0.5853	0.5556	0.6190	0.6383
80			0	0.2764	0.2683	0.5882	0.6802
58				0	0.0932	0.7407	0.8716
79					0	0.7780	0.9075
98						0	0.2170
102							0

第三步，根据相似性矩阵，对7个矽卡岩体进行聚类。现采用逐步计算聚合法。从相似性矩阵中找出最相似的一对矽卡岩体（58，79），这是因为$d_{58,79}$为相似性矩阵中最小的一个。首先，将二者的正规化元素含量对数值合并，例如：

$$x_{(58,79),Cu}=\frac{1\times 0+1\times 0.0864}{1+1}=0.0432$$

同样可求得$x_{(58,79),W}$，$x_{(58,79),Mo}$。重新列成表8—11。然后，再计算合并后的新分类对象与其余矽卡岩体的距离系数，便可获得更新后的相似性矩阵。如此重复进行，可得表8—12、表8—13、表8—14和表8—15，以及逐步更新的相似性矩阵。

	56	83	80	58,79	98	102
56	0	0.2054	0.1558	0.3728	0.6618	0.7309
83		0	0.2647	0.5687	0.6190	0.6383
80			0	0.2681	0.5882	0.6802
58,79				0	0.7581	0.8885
98					0	0.2170
102						0

	56,80	83	58,79	98	102

表 8—11

元素种类	矽卡岩体编号					
	56	83	80	58, 79	98	102
Cu	0.6827	1	0.4572	0.0432	0.6367	0.8721
W	0.0037	0.0851	0.1074	0.0276	1	0.9241
Mo	0.1513	0.2911	0.2588	0.0630	0.7164	1

表 8—12

元素种类	矽卡岩体编号				
	56, 80	83	58, 79	98	102
Cu	0.5699	1	0.0432	0.6367	0.8721
W	0.0555	0.0831	0.0276	1	0.9241
Mo	0.2050	0.2911	0.0630	0.7164	1

表 8—13

元素种类	矽卡岩体编号			
	56, 80	83	58, 79	98,102
Cu	0.5699	1	0.0432	0.7544
W	0.0555	0.0851	0.0276	0.9620
Mo	0.0250	0.2911	0.0630	0.8582

56,80	0	0.2535	0.3152	0.6212	0.7017
83		0	0.5687	0.6190	0.6383
58,79			0	0.7581	0.8885

表 8—14

元素种类	矽卡岩体编号		
	56,80,83	58, 79	98,102
Cu	0.7132	0.0432	0.7544
W	0.0653	0.0276	0.9620
Mo	0.2337	0.0630	0.8582

表 8—15

元素种类	矽卡岩体编号	
	56,80,83,58,79	98,102
Cu	0.2052	0.7544
W	0.0502	0.9620
Mo	0.1654	0.8582

表 8—16

挑出顺序	1	2	3	4	5	6
矽卡岩体对	58, 79	56, 80	98.102	56, 83	66, 58	56, 98
距离系数	0.0932	0.1558	0.2170	0.2535	0.3993	0.7332

98 0 0.2170

102 0

	56,80	83	58,79	98,102
56,80	0	0.2535	0.3152	0.6537

83	0	0.5687	0.6193
58,79		0	0.8187
98,102			0

	56,80,83	58,79	98,102
56,80,83	0	0.3993	0.6309
58,79		0	0.8197
98,102			0

	56,80,83,58,79	98,102
56,80,83,58,79	0	0.7332
98,102		0

第四步，根据矽卡岩体谱系记录（表8—16），编绘矽卡岩体谱系图，见图8—8。

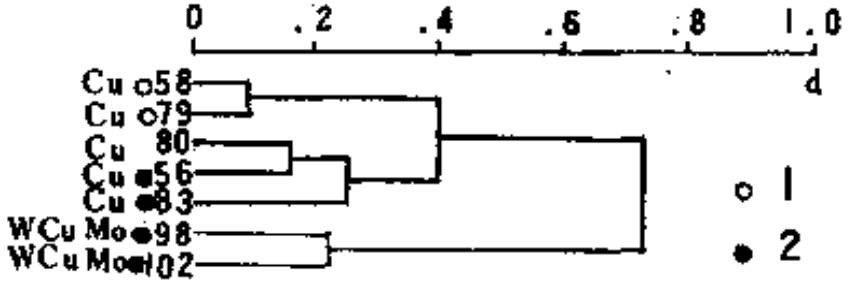

图 8—8　矽卡岩体谱系图

1—不含矿矽卡岩；
2—含矿矽卡岩

第五步，剖析谱系图。从矽卡岩谱系图中可清楚地看出：在$d=0.5$相似水平下，将矽卡岩体分为两类，58、79、80、56、83号属地球化学铜区的矽卡岩体，98、102号属地球化学钨、铜、钼区的矽卡岩体；而在$d=0.3$相似水平下，又将地球化学铜区的矽卡岩分为两类，58、79号属不含矿矽卡岩体，80、56、83号属含矿矽卡岩体。因此，可预测80号矽卡岩体为含矿矽卡岩体。

附表一　化探常用含量单位

绝对含量			相对含量		
名称	符号	相当的克数	名称	符号	相当的百分数
克	g	1	百分之……	%(cg/g)	%
毫克	mg	10^{-3}	千分之……	‰(mg/g)	10^{-1}%
微克	μg(γ)	10^{-6}	百万分之……	ppm(μg/g、γ/g、g/t)	10^{-4}%
纳克（毫微克）	ng	10^{-9}	十亿分之……	ppb(ng/g)	10^{-7}%
皮克（微微克）	pg	10^{-12}	万亿分之……	ppt(pg/g)	10^{-10}%
飞克（毫微微克）	fg	10^{-15}			

（据“化探名词解释”，地质科学研究院物探研究所编）

注：相对含量中ppb为美制，英制中ppb为10^{-10}%，相当于美制的ppt。

附表二　地壳元素丰度表

单位：ppm

原子序数	元素符号	克拉克和华盛顿 Clarke and Washington (1924)	费尔斯曼 Ферсман (1933—1939)	戈尔德施密特 Goldschmidt (1937)	维诺格拉多夫 Виноградов (1949)	维诺格拉多夫 Виноградов (1962)	泰勒 Taylor (1964)	马逊 B.Mason (1966)	魏德波尔 K.H.Wedepohl (1967)	黎彤 (1976)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	H	8800	10000	—	1500	—	—	1400	700	1400
2	He	—	0.01	—	—	—	—	—	0.003	6.3×10^{-5}
3	Li	40	50	65	65	32	20	20	30	21
4	Be	10	4	6	6	3.8	2.8	2.8	2	1.3
5	B	10	50	10	3	12	10	10	9	13
6	C	870	3500	320	1000	230	200	200	320	2800
7	N	300	400	—	100	19	20	20	20	18
8	O	495200	491300	466000	472000	470000	464000	466000	472500	4.6×10^{5}
9	F	270	800	800	270	660	625	625	720	450
10	Ne	—	0.005	—	—	—	—	—	—	7×10^{-5}
11	Na	26400	24000	28300	26400	25000	23600	28300	24500	23000
12	Mg	19400	23500	20900	21000	18700	23300	20900	13900	2.8×10^{4}
13	Al	75100	74500	81300	88000	80500	82300	81300	78300	83000

续表

原子序数	元素符号	克拉克和华盛顿 Clarke and Washington (1924)	费尔斯曼 Ферсман (1933—1939)	戈尔德施密特 Goldschmidt (1937)	维诺格拉多夫 Виноградов (1949)	(1962)	泰勒 Taylor (1964)	乌逊 B.Mason (1966)	魏德波尔 K.H.Wedepohl (1967)	黎彤 (1976)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
14	Si	257500	260000	277200	276000	295000	281500	277200	305400	2.9×10^5
15	P	1200	1200	1200	800	930	1050	1050	810	1200
16	S	480	1000	520	500	470	260	260	310	400
17	Cl	1900	2000	480	450	170	130	130	320	280
18	Ar	—	4	—	—	—	—	—	0.04	0.04
19	K	24000	23500	25900	26000	25000	20900	25900	28200	17000
20	Ca	33900	32500	36300	36000	29600	41500	36300	28700	52000
21	Sc	0.x	6	5	6	10	22	22	14	18
22	Ti	5800	6100	4400	5000	4500	5700	4400	4700	6400
23	V	160	200	150	150	90	135	135	95	140
24	Cr	330	300	200	200	83	100	100	70	110
25	Mn	800	1000	1000	900	1000	950	950	690	1300
26	Fe	47000	42000	50000	51000	46500	56300	50000	35400	5.8×10^4
27	Co	100	20	40	30	18	25	25	12	25
28	Ni	180	200	100	80	58	75	75	44	89

续表

原子序数	元素符号	克拉克和华盛顿 Clarke and Washington (1924)	费尔斯曼 Ферсман (1933—1939)	戈尔德施密特 Goldschmidt (1937)	维诺格拉多夫 Виноградов (1949) (1962)		泰勒 Taylor (1964)	马逊 B.Mason (1966)	魏德波尔 K.H.Wedepohl (1967)	黎彤 (1976)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
29	Cu	100	100	70	100	47	55	55	30	63
30	Zn	40	200	80	50	83	70	70	60	94
31	Ga	$x\cdot10^{-5}$	1	15	15	19	15	15	17	18
32	Ge	$x\cdot10^{-6}$	4	7	7	1.4	1.5	1.5	1.3	1.4
33	As	x	5	5	5	1.7	1.8	1.8	1.7	2.2
34	Se	$0.0x$	0.8	0.09	0.6	0.05	0.05	0.05	0.09	0.08
35	Br	x	10	2.5	1.6	2.1	2.5	2.5	2.9	4.4
36	Kr	—	2.10^{-4}	—	—	—	—	—	—	—
37	Rb	x	80	280	300	150	90	90	120	78
38	Sr	170	350	150	400	340	375	375	290	480
39	Y	—	50	28.1	28	29	33	33	34	21
40	Zr	230	250	220	200	170	165	165	160	130
41	Nb	—	0.32	20	10	20	20	20	20	19
42	Mo	x	10	2.3	3	1.1	1.5	1.5	1	1.3
43	Tc	—	0.001	—	—	—	—	—	—	

续表

原子序数	元素符号	克拉克和华盛顿 Clarke and Washington (1924)	费尔斯曼 Ферсман (1933—1939)	戈尔德施密特 Goldschmidt (1937)	维诺格拉多夫 Виноградов (1949) (1962)		泰勒 Taylor (1964)	马逊 B.Mason (1966)	魏德波尔 K.H.Wedepohl (1967)	黎彤 (1976)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
44	Ru	$x\cdot10^{-5}$	0.05	—	0.005	—	—	0.01	0.001	0.001
45	Rh	$x\cdot10^{-5}$	0.01	0.001	0.001	—	—	0.005	0.001	0.001
46	Pd	$x\cdot10^{-5}$	0.05	0.01	0.01	0.013	—	0.01	0.01	0.01
47	Ag	$0.0x$	0.1	0.02	0.1	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08
48	Cd	$0.x$	5	0.18	0.5	0.13	0.2	0.2	0.2	0.2
49	In	$x\cdot10^{-5}$	0.1	0.1	0.1	0.25	0.1	0.1	0.1	0.1
50	Sn	x	80	40	40	25	2	2	2	1.7
51	Sb	$0.x$	0.5	(1)	0.4	0.5	0.2	0.2	0.2	0.6
52	Te	$0.00x$	0.01	(0.0018)	0.01	0.001	—	0.01	0.01	0.0006
53	I	$0.x$	1	0.3	0.3	0.4	0.5	0.5	—	0.6
54	Xe	—	$3\cdot10^{-5}$	—	—	—	—	—	—	—
55	Cs	$0.00x$	10	3.2	7	3.7	3	3	2.7	1.4
56	Ba	470	500	430	500	650	425	425	590	390
57	La	—	6.5	18.3	18	29	30	30	44	39
58	Ce	—	29	41.6	45	70	60	60	75	43

续表

原子序数	元素符号	克拉克和华盛顿 Clarke and Washington (1924)	费尔斯曼 Ферсман (1933—1936)	戈尔德施密特 Goldschmidt (1937)	维诺格拉多夫 Виноградов (1949)(1962)		泰勒 Taylor (1964)	马逊 B.Mason (1966)	魏德波尔 K.H.Wedepohl (1967)	黎彤 (1976)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
59	Pr	—	4.5	5.53	7	9	8.2	8.2	7.6	5.7
60	Nd	—	17	23.9	25	37	28	28	30	26
61	Pm	—	??		—	—	—	—	—	—
62	Sm	—	7	6.47	7	8	6.0	6	8.6	6.7
63	Eu	—	0.2	1.06	1.2	1.3	1.2	1.2	1.4	1.2
64	Gd	—	7.5	6.36	10	8	5.4	5.4	8.8	6.7
65	Tb	—	1	0.91	1.5	4.3	0.9	0.9	1.4	1.1
66	Dy	—	7.5	4.47	4.5	5	3.0	3	6.1	4.1
67	Ho	—	1	1.15	1.3	1.7	1.2	1.2	1.8	1.4
68	Er	—	6.5	2.47	4	3.3	2.8	2.8	3.4	2.7
69	Tm	—	1	0.20	0.8	0.27	0.48	0.5	—	0.25
70	Yb	—	8	2.66	3	0.33	3.0	3.4	3.4	2.7
71	Lu	—	1.7	0.75	1	0.8	0.50	0.5	1.1	0.8
72	Hf	30	4	4.5	3.2	1	3	3	3	1.5
73	Ta	—	0.24	2.1	2	2.5	2	2	3.4	1.6

续表

原子序数	元素符号	克拉克和华盛顿 Clarke and Washington (1924)	费尔斯曼 Ферсман (1933—1939)	戈尔德施密特 Goldschmidt (1937)	维诺格拉多夫 Виноградов (1949)(1962)		泰勒 Taylor (1964)	马逊 B. Mason (1966)	魏德波尔 K. H. Wedepohl (1967)	黎彤 (1976)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
74	W	50	70	1	1	1.3	1.5	1.5	1.3	1.1
75	Re	—	0.001	0.001	0.001	$7\cdot10^{-4}$	—	0.001	(0.001)	$5\cdot10^{-4}$
76	Os	$x\cdot10^{-4}$	0.05	—	0.05	—	—	0.005	(0.001)	0.001
77	Ir	$x\cdot10^{-4}$	0.01	0.001	0.001	—	—	0.001	(0.001)	0.001
78	Pt	$0.00x$	0.2	0.005	0.005	—	—	0.01	(0.005)	0.05
79	Au	$0.00x$	0.005	0.001	0.005	0.0043	0.004	0.004	0.004	0.004
80	Hg	$0.x$	0.05	0.5	0.07	0.083	0.08	0.08	0.08	0.089
81	Tl	$x\cdot10^{-4}$	0.1	0.3	3	1	0.45	0.5	1.3	0.48
82	Pb	20	16	16	16	16	12.5	13	15	12
83	Bi	$0.0x$	0.1	0.2	0.2	0.009	0.17	0.2	0.2	0.004
84	Po	—	0.05	—	$2\cdot10^{-10}$	—	—			0.001
85	Af	—	?	—	—	—	—			—
86	Rn	—	?	—	$7\cdot10^{-12}$	—	—			—
87	Fr	—	?		—	—	—			—
88	Ra	$x\cdot10^{-6}$	$2\cdot10^{-6}$	—	10^{-6}	—	—			—

续表

原子序数	元素符号	克拉克和华盛顿 Clarke and Washington (1924)	费尔斯曼 Ферсман (1933—1939)	戈尔德施密特 Goldschmidt (1937)	维诺格拉多夫 Виноградов (1949)(1962)		泰勒 Taylor (1964)	马逊 B.Mason (1966)	魏德波尔 K.H.Wedepohl (1967)	黎彤 (1976)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
89	Ac	—	—	—	$x\cdot10^{-10}$	—	—			—
90	Th	20	10	11.5	8	13	9.6	9.6	11	5.3
91	Pa	—	$7\cdot10^{-7}$	—	10^{-5}	—	—	—		—
92	U	80	4	4	3	2.5	2.7	2.7	3.5	1.7

注：本表转引自南大地质系编《地球化学》（修订本）。

附表三　主要类型岩浆岩中化学元素的平均含量

(ppm)

元素符号	超基性岩		基性岩（玄武岩）		中性岩		酸性岩		
	（涂和魏）	（维）	（涂和魏）	（维）	正长岩（涂和魏）	闪长岩（维）	富钙（涂和魏）	贫钙（涂和魏）	花岗岩等（维）
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Li	0.x	0.5	17	15	28	20	24	40	40
Be	0.x	0.2	1	0.4	1	1.8	2	3	5.5
B	3	1	5	5	9	15	9	10	15
N	6	6	20	18	30	22	20	20	20
F	100	100	400	370	1200	500	520	850	800
Na	4200	5700	18000	19400	40400	30000	28400	25800	27700
Mg	204000	259000	46000	45000	5800	21800	9400	1600	5600
Al	20000	4500	78000	87600	88000	88500	82000	72000	77000
Si	205000	190000	230000	240000	291000	260000	314000	347000	323000
P	220	170	110	1400	800	1600	920	600	700
S	300	100	300	300	300	200	300	300	400
Cl	85	50	60	50	520	100	130	200	240
K	40	300	8300	8300	48000	23000	25200	42000	33400
Ca	25000	7000	76000	67200	18000	46500	25300	5100	15800
Sc	15	5	30	24	3	2.5	14	7	3

续表

元素符号	超基性岩		基性岩（玄武岩）		中性岩		酸性岩		
	（涂和魏）	（维）	（涂和魏）	（维）	正长岩（涂和魏）	闪长岩（维）	富钙（涂和魏）	贫钙（涂和魏）	花岗岩等（维）
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ti	300	300	13800	9000	3500	8000	3400	1200	2300
V	40	40	250	200	30	100	88	44	40
Cr	1600	2000	170	200	2	50	22	4.1	25
Mn	1200	1500	1500	2000	850	1200	540	390	600
Fe	94300	98500	86500	85600	36700	58500	29600	14200	27000
Co	150	200	48	45	1	10	7	1.0	5
Ni	2000	2000	130	160	4	55	15	4.5	8
Cu	10	20	87	100	5	35	30	10	20
Zn	50	30	105	130	130	72	60	39	60
Ga	1.5	1.5	17	18	30	20	17	17	20
Ge	1.5	1	1.3	1.5	1	1.5	1.3	1.3	1.4
As	1	0.5	2	2	1.4	2.4	1.9	1.5	1.5
Se	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Br	1	0.5	3.6	3	2.7	4.5	4.5	1.3	1.7
Rb	0.2	2	30	45	110	100	110	170	200

续表

元素符号	超基性岩		基性岩（玄武岩）		中 性 岩		酸性岩		
	（涂和魏）	（维）	涂和魏	（维）	正长岩（涂和魏）	闪长岩（维）	富 钙（涂和魏）	贫 钙（涂和魏）	花岗岩等（维）
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Sr	1	10	465	440	200	800	440	100	300
Y	0.x	—	21	20	20	—	35	40	34
Zr	45	30	140	100	500	260	140	175	200
Nb	16	1.0	19	20	35	20	20	21	20
Mo	0.3	0.2	1.5	1.4	0.6	0.9	1.0	1.3	1
Pd	0.12	0.12	0.02	0.019	?	—	0.00x	0.00x	0.01
Ag	0.06	0.05	0.11	0.1	0.0x	0.07	0.051	0.037	0.05
Cd	0.x	0.05	0.22	0.19	0.13	—	0.13	0.13	0.1
In	0.01	0.013	0.22	0.22	0.0x	—	0.0x	0.26	0.26
Sn	0.5	0.5	1.5	1.5	x	—	1.5	3	3
Sb	0.1	0.1	0.2	1.0	0.x	0.2	0.2	0.2	0.26
I	0.5	0.01	0.5	0.5	0.5	0.3	0.5	0.5	0.4
Cs	0.x	0.1	1.1	1	0.6	—	2	4	5
Ba	0.4	1	330	300	1600	650	420	840	830
La	0.x	—	15	27	70	—	45	55	60

续表

元素符号	超基性岩		基性岩（玄武岩）		中性岩		酸性岩		
	（涂和魏）	（维）	涂和魏	（维）	正长岩（涂和魏）	闪长岩（维）	富钙（涂和魏）	贫钙（涂和魏）	花岗岩等（维）
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ce	0.x	—	48	4.5	161	—	81	92	100
Pr	0.x	—	4.6	4	15	—	7.7	8.8	12
Nd	0.x	—	20	20	65	—	33	37	46
Sm	0.x	—	5.3	5	18	—	8.8	10	9
Eu	0.x	0.01	0.8	1	2.8	—	1.4	1.6	1.5
Gd	0.x	—	5.3	5	18	—	8.8	10	9
Tb	0.x	—	8	0.8	2.8	—	1.4	1.6	2.5
Ho	0.x	—	1.1	1	3.5	—	1.8	2.0	2
Er	0.x	—	2.1	2	7.0	—	3.5	4.0	4
Tm	0.x	—	0.2	0.2	0.6	—	0.3	0.3	0.3
Yb	0.x	—	2.1	2	7.0	—	3.5	4.0	4
Lu	0.x	—	0.6	0.6	2.1	—	1.1	1.2	1
Hf	0.6	0.1	2.0	1	11	1	2.3	3.9	1
Ta	1.0	0.018	1.1	0.48	2.1	0.7	3.6	4.2	3.5
W	0.77	0.1	0.7	1	1.3	1	1.3	2.2	1.5

续表

元素符号	超基性岩		基性岩（玄武岩）		中性岩		酸性岩		
	（涂和魏）	（维）	（涂和魏）	（维）	正长岩（涂和魏）	闪长岩（维）	富钙（涂和魏）	贫钙（涂和魏）	花岗岩等（维）
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Au	0.006	0.005	0.004	0.004	0.00x	—	0.004	0.004	0.0045
Hg	0.0x	0.01	0.09	0.09	0.0x	—	0.08	0.08	0.08
Tl	0.06	0.01	0.21	0.2	1.4	0.5	0.72	2.3	1.5
Pb	1	0.1	6	8	12	15	15	19	20
Bi	?	0.001	0.007	0.007	?	0.01	?	0.01	0.01
Th	0.004	0.005	4	3	13	7	8.5	17	18
U	0.001	0.003	1	0.5	3.0	1.8	3.0	3.0	3.5

注：涂和魏：据涂里干和魏德波尔(Turekian and Wedepohl)，1961年。

维：据维诺格拉多夫(Виноградов)，1962年。

附表四　主要类型沉积岩中化学元素的平均含量

(ppm)

元素符号	页　岩（涂和魏）	页岩＋粘土（维）	砂　岩（涂和魏）	碳酸盐（涂和魏）	深海沉积碳酸盐（涂和魏）	粘　土（涂和魏）
1	2	3	4	5	6	7
Li	60	60	15	5	5	57
Be	3	3	0.x	0.x	0.x	2.6
B	100	100	35	20	55	230
N	?	600	?	?	?	?
F	740	500	270	330	540	1300
Na	9600	6600	3300	400	20000	40000
Mg	15000	13400	7000	47000	4000	21000
Al	80000	104500	25000	4200	20000	84000
Si	73000	238000	368000	24000	32000	250000
P	700	770	170	400	350	1500
S	2400	3000	240	1200	1300	1300
Cl	180	160	10	150	21000	21000
K	26000	22800	10700	2700	2900	25000
Ca	22100	25300	39100	302300	312400	29000
Sc	13	10	1	1	2	19
Ti	4600	4500	1500	400	770	4600
V	130	130	20	20	20	120
Cr	90	100	35	11	11	90
Mn	850	670	x0	1100	1000	6700
Fe	47200	33300	9800	3800	9000	65000
Co	19	20	0.3	0.1	0.7	74
Ni	68	95	2	20	30	225
Cu	45	57	x	4	30	250
Zn	95	80	15	20	35	165
Ga	19	30	12	4	13	20

续表

元素符号	页　岩（涂和魏）	页岩＋粘土（维）	砂　岩（涂和魏）	碳酸盐（涂和魏）	深海沉积碳酸盐（涂和魏）	粘　土（涂和魏）
1	2	3	4	5	6	7
Ge	1.6	2	0.8	0.2	0.2	2
As	13	6.6	1	1	1	13
Se	0.6	0.6	0.05	0.08	0.17	0.17
Br	4	6	1	6.2	70	70
Rb	140	200	60	3	10	110
Sr	300	450	20	610	2000	180
Y	26	30	40	30	42	90
Zr	160	200	220	19	20	150
Nb	11	20	0.0*x*	0.3	4.6	14
Mo	2.6	2	0.2	0.4	3	27
Pd	?	—	?	?	?	?
Ag	0.07	0.1	0.0*x*	0.0*x*	0.0*x*	0.11
Cd	0.3	0.3	0.0*x*	0.035	0.0*x*	0.42
In	0.1	0.05	0.0*x*	0.0*x*	0.0*x*	0.08
Sn	6	10	0.*x*	0.*x*	0.*x*	1.5
Sb	1.5	2	0.0*x*	0.2	0.15	1.0
I	2.2	1	1.7	1.2	0.05	0.05
Cs	5	12	0.*x*	0.*x*	0.4	6
Ba	580	800	*x*0	10	190	2300
La	92	40	30	*x*	10	115
Ce	59	50	92	11.5	35	345
Pr	5.6	5	8.8	1.1	3.3	33
Nd	24	23	37	4.7	14	140
Sm	6.4	6.5	10	1.3	3.8	38
Eu	1.0	1	1.6	0.2	0.6	6
Gd	6.4	6.5	10	1.3	3.8	38
Tb	1.0	0.9	1.6	0.2	0.6	6
Ho	1.2	1	2.0	0.3	0.8	7.5

续表

元素符号	页　岩（涂和魏）	页岩＋粘土（维）	砂　岩（涂和魏）	碳酸盐（涂和魏）	深海沉积碳酸盐（涂和魏）	粘　土（涂和魏）
1	2	3	4	5	6	7
Er	2.5	2.5	4.0	0.5	1.5	15
Tm	0.2	0.25	0.3	0.04	0.1	1.2
Yb	2.6	3	4.0	0.5	1.5	15
Lu	0.7	0.7	1.2	0.2	0.5	4.5
Hf	2.8	6	3.9	0.3	0.41	4.1
Ta	0.8	3.5	0.0x	0.0x	0.0x	0.0x
W	1.8	2	1.6	0.8	0.x	x
Au	0.00x	0.001	0.00x	0.00x	0.00x	0.00x
Hg	0.4	0.4	0.03	0.04	0.0x	0.x
Tl	1.4	1	0.82	0.0x	0.16	0.8
Pb	20	20	7	9	9	80
Bi	?	0.01	?	?	?	?
Th	12	11	1.7	1.7	x	7
U	3.7	3.2	0.45	2.2	0.x	1.3

注：涂和魏，据涂里干和魏德波尔（Turekian and Wedepohl），1961年；
维，据维诺格拉多夫（Виноградов），1962年。

附表五　F分布表 ($\alpha = 0.01$)

N_2 \ N_1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	15	20	60	∞
1	4052	4999.5	5403	5625	5764	5859	5928	5982	6022	6056	6106	6157	6209	6313	6366
2	38.50	99.00	99.17	99.25	99.30	99.33	99.36	99.37	99.39	99.40	99.42	99.43	99.45	99.48	99.50
3	34.12	30.82	29.46	28.71	28.24	27.91	27.67	27.49	27.35	27.23	27.05	26.87	26.69	26.32	26.13
4	21.20	18.00	16.69	15.98	15.52	15.21	14.98	14.80	14.66	14.55	14.37	14.20	14.02	13.65	13.46
5	16.26	13.27	12.06	11.39	10.97	10.67	10.46	10.29	10.16	10.05	9.89	9.72	9.55	9.20	9.02
6	13.75	10.92	9.78	9.15	8.75	8.47	8.26	8.10	7.98	7.87	7.72	7.56	7.40	7.06	6.88
7	12.25	9.55	8.45	7.85	7.46	7.19	6.99	6.84	6.72	6.62	6.47	6.31	6.16	5.82	5.65
8	11.26	8.65	7.59	7.01	6.63	6.37	6.18	6.03	5.91	5.81	5.67	5.52	5.36	5.03	4.86
9	10.56	8.02	6.99	6.42	6.06	5.80	5.61	5.47	5.35	5.26	5.11	4.96	4.81	4.48	4.31
10	10.04	7.56	6.55	5.99	5.64	5.39	5.20	5.06	4.94	4.85	4.71	4.56	4.41	4.08	3.91
11	9.65	7.21	6.22	5.67	5.32	5.07	4.89	4.74	4.63	4.54	4.40	4.25	4.10	3.78	3.60
12	9.33	6.93	5.95	5.41	5.06	4.82	4.64	4.50	4.39	4.30	4.16	4.01	3.86	3.54	3.36
13	9.07	6.70	5.74	5.21	4.86	4.62	4.44	4.30	4.19	4.10	3.96	3.82	3.66	3.34	3.17
14	8.86	6.51	5.56	5.04	4.69	4.46	4.28	4.14	4.03	3.94	3.80	3.66	3.51	3.18	3.00
15	8.08	6.36	5.42	4.89	4.56	4.32	4.14	4.00	3.89	3.80	3.67	3.52	3.37	3.05	2.87

续表

N_2 \ N_1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	15	20	60	∞
16	8.53	6.23	5.29	4.77	4.44	4.20	4.03	3.89	3.88	8.69	3.55	3.41	3.26	2.93	2.75
17	8.40	6.11	5.18	4.67	4.34	4.10	3.93	3.79	3.68	3.59	3.46	3.31	3.16	2.83	2.65
18	8.29	6.01	5.09	4.58	4.25	4.01	3.84	3.71	3.60	3.51	3.37	3.23	3.08	2.75	2.57
19	8.18	5.93	5.01	4.50	4.17	3.94	3.77	3.63	3.52	3.43	3.30	3.15	3.00	2.67	2.49
20	8.10	5.85	4.94	4.43	4.10	3.87	3.70	3.56	3.46	3.37	3.23	3.09	2.94	2.61	2.42
21	8.02	5.78	4.87	4.37	4.04	3.81	3.64	3.51	3.40	3.31	3.17	3.03	2.88	2.55	2.36
22	7.95	5.72	4.82	4.31	3.99	3.76	3.59	3.45	3.35	3.26	3.12	2.98	2.83	250	2.31
23	7.88	5.66	4.76	4.26	3.94	3.71	3.54	3.41	8.30	3.21	3.07	2.93	2.78	2.45	2.26
24	7.82	5.61	4.72	4.22	3.90	3.67	3.50	3.36	3.26	3.17	3.03	2.89	2.74	2.40	2.21
25	7.77	5.57	4.68	4.18	3.85	3.63	3.46	3.32	3.22	3.13	2.99	2.85	2.70	2.36	2.17
30	7.56	5.39	4.51	4.02	3.70	3.47	3.30	3.17	3.07	2.98	2.84	2.70	2.55	2.21	2.01
40	7.31	5.18	4.31	3.83	3.51	3.29	3.12	2.99	2.89	2.80	2.66	2.52	2.37	2.02	1.80
60	7.08	4.98	4.13	3.65	3.34	3.12	2.95	2.82	2.72	2.63	2.50	2.35	2.20	1.84	1.60
120	6.85	4.79	3.95	3.48	3.17	2.96	2.79	2.66	2.56	2.47	2.34	2.19	2.03	1.66	1.38
∞	6.63	4.61	3.78	3.32	3.02	2.80	2.64	2.51	2.41	2.32	2.18	2.04	1.88	1.47	1.00

F 分布表 ($\alpha = 0.05$)　　续表

N_2 \ N_1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	15	20	60	∞
1	161.4	199.5	215.7	224.6	230.2	214.0	236.8	238.9	240.5	214.9	243.9	215.9	248.0	252.2	254.3
2	18.51	19.00	19.16	19.25	19.30	19.33	19.35	19.37	19.38	19.40	19.41	19.43	19.45	19.48	19.50
3	10.13	9.55	9.28	9.12	9.01	8.94	8.89	8.85	8.81	8.79	8.74	8.70	8.66	8.57	8.53
4	7.71	6.94	6.59	6.39	6.26	6.16	6.09	6.04	6.00	5.96	5.91	5.86	5.80	5.69	5.63
5	6.61	5.79	5.41	5.19	5.05	4.95	4.88	4.82	4.77	4.74	4.68	4.62	4.56	4.43	4.36
6	5.99	5.14	4.76	4.53	4.39	4.28	4.21	4.15	4.10	4.06	4.00	3.94	3.87	3.74	2.67
7	5.59	4.74	4.35	4.12	3.97	3.87	3.79	3.73	3.68	3.64	3.57	3.51	3.44	3.30	2.23
8	5.32	4.46	4.07	3.84	3.69	3.58	3.50	3.44	3.39	3.35	3.28	3.22	3.15	3.01	2.93
9	5.12	4.26	3.86	3.63	3.48	3.37	3.29	3.23	3.18	3.14	3.07	3.01	2.94	2.79	3.71
10	4.96	4.10	3.71	3.48	3.33	3.22	3.14	3.07	3.02	2.98	2.91	2.85	2.77	2.62	3.54
11	4.84	3.98	3.59	3.36	3.20	3.09	3.01	2.95	2.90	2.85	2.79	2.72	2.65	2.49	2.40
12	4.75	3.89	3.49	3.26	3.11	3.00	2.91	2.85	2.80	2.75	2.69	2.62	2.54	2.38	2.30
13	4.67	3.81	3.41	3.18	3.03	2.92	2.83	2.77	2.71	2.67	2.60	2.53	2.46	2.30	2.21
14	4.60	3.74	3.34	3.11	2.96	2.85	2.76	2.70	2.65	2.60	2.53	2.46	2.39	2.22	2.13
15	4.54	3.68	3.29	3.06	2.90	2.79	2.71	2.64	2.59	2.54	2.48	2.40	2.33	2.16	2.07

续表

N_2 \ N_1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	15	20	60	∞
16	4.49	3.63	3.24	3.01	2.85	2.74	2.66	2.59	2.54	2.49	2.42	2.35	2.23	2.11	2.01
17	4.45	3.59	3.20	2.96	2.81	2.70	2.61	2.53	2.49	2.45	2.38	2.31	2.23	2.06	1.96
18	4.41	3.55	3.16	2.93	2.77	2.66	2.58	2.51	2.46	2.41	2.34	2.27	2.19	2.02	1.92
19	4.38	3.52	3.13	2.90	2.74	2.63	2.54	2.48	2.42	2.38	2.31	2.23	2.16	1.98	1.88
20	4.35	3.49	3.10	2.87	2.71	2.60	2.51	2.45	2.39	2.35	2.28	2.20	2.12	1.95	1.84
21	4.32	3.47	3.07	2.84	2.68	2.57	2.49	2.42	2.37	2.32	2.25	2.18	2.10	1.92	1.81
22	4.30	3.44	3.05	2.82	2.66	2.55	2.46	2.40	2.34	2.30	2.23	2.15	2.07	1.89	1.78
23	4.28	3.42	3.03	2.80	2.64	2.53	2.44	2.37	2.32	2.27	2.20	2.13	2.05	1.86	1.76
24	4.26	3.40	3.01	2.78	2.62	2.51	2.42	2.36	2.30	2.25	2.18	2.11	2.03	1.84	1.73
25	4.24	3.39	2.99	2.76	2.60	2.49	2.40	2.34	2.28	2.24	2.16	2.09	2.01	1.82	1.71
30	4.17	3.32	2.92	2.69	2.53	2.42	2.33	2.27	2.21	2.16	2.09	2.01	1.93	1.74	1.62
40	4.08	3.23	2.84	2.61	2.45	2.34	2.25	2.18	2.12	2.08	2.00	1.92	1.84	1.64	1.51
60	4.00	3.15	2.76	2.53	2.37	2.25	2.17	2.10	2.04	1.99	1.92	1.84	1.75	1.53	1.39
120	3.92	3.07	2.68	2.45	2.29	2.17	2.09	2.02	1.96	1.91	1.83	1.75	1.66	1.43	1.25
∞	3.84	3.00	2.60	2.37	2.21	2.10	2.01	1.94	1.88	1.83	1.75	1.67	1.57	1.32	1.00

参 考 文 献

1. 长春地质学院 找矿教研室 1979《找矿方法》地质出版社

2. 成都地质学院 昆明工学院 1980《找矿勘探学》(上册)地质出版社.

3. 陶正章主编 1981《地球化学找矿》地质出版社

4. 长春地质学校主编 1979《找矿勘探地质学》地质出版社

5. 谢学锦 1979《区域化探》地质出版社

6. 中国地质科学院水文地质工程地质研究所编著 1977《水文地球化学找矿法》地质出版社

7. 何知礼 1982《包体矿物学》地质出版社

8. 中国地质科学院物探研究所编 1978《地球化学探矿实例》第一辑 地质出版社

9. 地质矿产部物探研究所编 1982《地球化学探矿实例》第二辑 地质出版社

10. 中国地质学会勘查地球化学专业委员会 1982《第一届勘查地球化学学术讨论会论文选编》

11. 全国勘查地球化学学术讨论会筹备组 1982《全国勘查地球化学第二届学术讨论会论文摘要汇编》

12. 〔苏〕叶·米·克维亚特科夫斯基著 张国容 邱郁文译 1981《岩石化学找矿法》地质出版社

13. 〔加拿大〕A.A.莱文森 《地质与勘探》编辑部译印 1977《找矿地球化学入门》

14. 南京大学地质系 1979《地球化学》(修订稿) 科学出版社

15. 武汉地质学院地球化学教研室 1979《地球化学》地质出版社

16. 张本仁有关地球化学找矿的某些基础理论 《地质参考资料》河北省地质局科技情报室 1981 第1期 (总第14期)

17. 高令诗等 化探异常评价的若干问题 《地质与勘探》1975 第4期

18. 鄂东化探专题组 簇群分析及其在评价矽卡岩体含矿性中的应用 《地质与勘探》1975 第7期

19. 邵跃 矿床元素原生分带的研究及其在地球化学找矿中的应用 《地质与勘探》1984 第2期

20. 朱炳球 徐外生 矿区化探异常评价中若干问题的探讨 《地质与