

化探及其数据处理方法

吴锡生 编著



青海地球化学勘查队翻印

一九八四

第一部分

勘查地球化学常用的找矿方法

第一章 绪 言

§ 1 地球化学探矿的概念

地球化学探矿 (Geochemical prospecting) 或称勘查地球化学 (Exploration geochemistry), 简称化探, 是系统地测量天然物质 (如岩石、疏松复盖物、水系沉积物、水、气体或生物等) 中地球化学性质, 如某些元素的微迹含量, 测量的目的是发现与矿化有关的地球化学异常, 通过异常的线索来寻找有经济价值的矿产资源或研究其它地质问题。

从此简要定义, 可以看出化探有如下特点:

一、化探是一种直接的找矿方法, 它是从研究天然物质的地球化学性质入手, 发现与矿化有关的地球化学异常, 进行找矿或解决其它地质问题。

二、化探的技术手段是近代先进的室内或野外使用的物理测试仪器, 如原子发射光谱仪, 原子吸收光谱仪, 等离子直读光谱仪, 地面或航空测汞仪, 多道能谱仪, X射线荧光光谱仪等, 以及一些传统的化学分析方法, 如比色分析, 斑点分析, 冷提取分析, 低色层分析等。利用这些测试手段, 来分析天然物质中微量元素 ($10^{-6} - 10^{-12}$) 的变化规律, 发现肉眼难以察觉的地球化学异常。

三、获得异常之后, 阐明引起异常的地质原因。

化探是三十年代初才产生, 随着地球化学、地质学、数学、现代分析技术、计算技术等学科的发展而逐步创建和完善起来的一门新兴边缘学科。至今它的理论尚未臻善。目前在理论上有两种发展趋势: 一是将地球化学、地质学方面的某些理论渗透到化探中以此建立化探的理论基础。另一种是从实际资料出发, 将地质学, 数学, 物理学, 化学等基础学科中某些理论, 溶合于化探中, 建立化探的理论基础, 如今已提示地球化学场的概念, 推导了地球化学异常形成的数学模式, 并用于成果解释。

§ 2 地球化学背景与地球化学异常

(一) 地球化学背景

在化探中, 将未受矿化影响的地区叫做背景区 (或称正常区)。在这种地区内天然介质 (岩石、土壤、植物、水、气体) 中元素的含量谓之某元素的地球化学背景 (或称

正常含量)。

关于化学元素在地壳内各类介质中的正常含量,早在十八世纪末十九世纪初已有人开始研究。但大量而系统地在地壳中元素的分布量进行研究则始自克拉克(F·W·CLARK-KE)。他根据十吨厚的固态地壳中5195个分析资料,于1819年提出了地壳中50种分布最广的元素平均含量,故目前称地壳内化学元素的分布量为“克拉克值”。某种元素的元素的克拉克值就是指该元素在地壳中的平均含量,若以重量百分数表示的则称“重量表克拉克值”或简称“克拉克值”。苏联用百分数表示,欧美用g/T(克/吨)表示[$1\text{ g}/\text{T} = 1\text{ r}/\text{g}(1 \times 10^{-6}\text{ g}/\text{g} = 0.0001\% = 1\text{ ppm})$]。

克拉克值又称地壳的元素丰度,它被后来各国许多地球化学家不断丰富和完善,今附表于后。附表1为克拉克值表,附表2、3为主要岩浆岩,主要沉积岩中化学元素的平均含量。附表4、5、6、7分别为水圈、气圈、生物圈、有机体中化学元素的平均含量,附表8、9为我国岩浆岩的平均化学成分及各种主要岩浆岩的平均化学成分。

从附表中可以看出,地壳内化学元素的分布量是很不均匀的。不同类型的岩石,不同介质中同种元素的含量可以差别很大。不仅如此,地壳或其局部区域内元素的总含量在其相应的组成部分内的分配往往也是不均匀的。如果用平均含量表示某一局部区域内的背景值,则其组成部分内元素的含量往往表现出对于整体平均含量的偏离,有时偏高,则谓之相对“集中”,有时偏低,则谓之相对“分散”;可见集中与分散是相对于整体的平均含量而言的。元素的分散和集中是成岩或成矿作用过程中元素分配的结果。

元素含量的分配是指元素在各个宇宙体或地质体内部各部分或各区段中的含量。它有两层涵义:其一是指元素含量在不同地区之间的分配,和某种地质体的各相之间的分配,例如岩浆岩各相之间的分配,各种沉积岩相之间的分配,各种变质相之间的分配,甚至各种矿物之间的分配等。其二是指元素含量在成岩或成矿过程中的分配。但是,相间的分配和过程中的分配都是成岩或成矿作用的结果。由此可见,元素含量的分配特点,可以反映成岩或成矿作用的过程和机理。反之,研究成岩或成矿作用的地球化学特征可以阐明元素的集散与组合规律。

地壳内各介质中化学元素的平均含量可以作为地球化学背景场的参考,但绝不等于某个区域或某个局部地区的化学元素平均含量,以往习惯用平均含量来表征某一地区或研究对象的背景值。

$$\bar{C} = \frac{\sum_{i=1}^n C_i}{n} \dots\dots\dots (1.1)$$

$\bar{C}$ ——某地区或某研究对象的元素平均含量。

C_i ——某个样品中某元素的含量。

n ——样品数目。

但是用平均含量表示某个地区或某研究对象的背景值是不全面的。一则是平均含量不能反映 n 个样品中元素含量的波动特征,二则若在一个地区存在若干不同成因的地质体,则用一个平均含量来代表,显然是不合理的。

为了要全面地刻划元素含量在某个地质体中的特征,除了计算元素的平均含量以外,还必须求出能反映一批样品元素含量偏离平均值的特征数,即均方根差(标准差) σ 。

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (C_i - \bar{C})^2}{n-1}} \dots\dots\dots (1.2)$$

并指出元素含量出现在任一给定含量区间内的概率。这就需要应用数理统计方法,研究元素含量的概率分布,才能较好地满足上述要求。

至于一个地区存在多种地质体时,为了确定背景,可以划分地段或分别不同地质体进行统计,或用移动平均,趋势面分析等方法来反映变化的背景面。

(二) 地球化学异常

某些地区的天然介质中(岩石、土壤、水、气体、植物),某些元素的含量与正常含量有显著不同,或者某些化学性质显著差异,这种含量与性质的显著变化就叫做地球化学异常。

地球化学异常是相对于地球化学背景而言,与矿有关,并可作为找矿指示的异常称为矿异常。与矿无关的异常称为非矿异常。

为了确定异常,就必须确定背景上限。背景上限和异常下限是同一事件的两个方面。背景上限确定之后,异常的强弱就可用峰值与背景上限值之差来表示。有时在区域背景之上还有一局部背景上限然后才是高于局部背景上限的异常(见图1-1)。找矿时,区分区域背景上限与局部背景上限是极为重要的。可这以缩小靶区,集中力量在高于局部背景上限的异常范围内进行找矿。

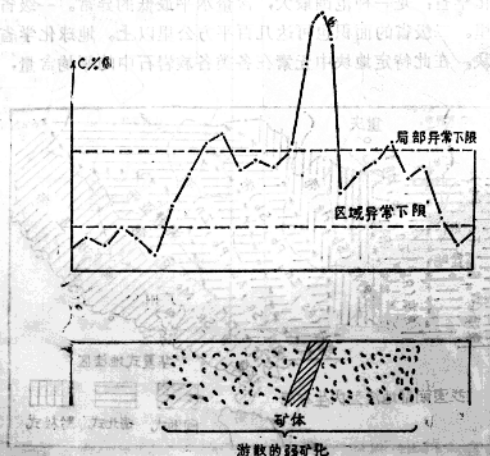


图1-1局部与区域异常划分示意图

实际工作中，确定背景上限往往是一件不易之事，需要结合地质情况，正确地应用数理统计方法才能达到较满意的结果。

关于异常下限的确定方法在第七章中还要介绍，这里仅就正态或对数正态分布的单一母体，其异常下限的确定可用如下方法。

设 C_a 表示异常下限， $\bar{C}$ 表示元素的平均含量（背景值）， σ 表示均方根差，则

$$C_a = \bar{C} + 2\sigma \dots\dots\dots (1.3)$$

根据概率分布可知，取 $C + 2\sigma$ 为异常下限时，将有 97.7% 的把握予測低于 $C + 2\sigma$ 的含量值属于未受矿化影响的背景含量范围。

§ 3 地球化学异常的划分

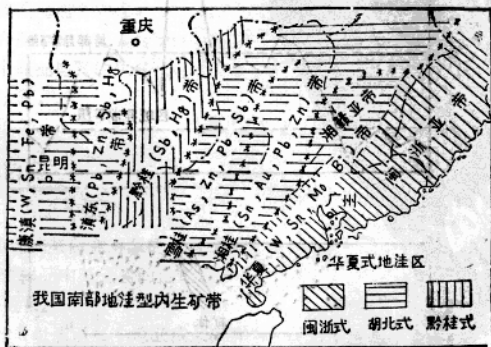
在化探方法建立的初期，地球化学异常的划分是比较简单，但随着化探应用范围的扩大和研究工作的深入，对化探异常的划分愈来愈细。本书只能将最基本的异常类型作一简要介绍。

（一）地球化学分散模式

在自然界地球化学异常的分散模式是指在各种天然介质中地球化学异常的规模和形态特征。它可以定性的描述，也可以定量的表达。

地球化学异常按其规模大小与含量水平的高低可分为地球化学省、区域性异常和局部异常（包括矿致异常）。这些异常开始形成于岩石之中，而后在表生作用的影响下，进一步分散（也可能有局部的富集）迁移进入各种地表物质之中。

（1）地球化学省：是一种范围最大，含量水平最低的异常。一级省的面积可达几千、几百万平方公里。二级省的面积也可达几百平方公里以上。地球化学省可视作地壳上一个高含量的地块，在此特定地块中元素在各类各族岩石中的平均含量，标准离差与地



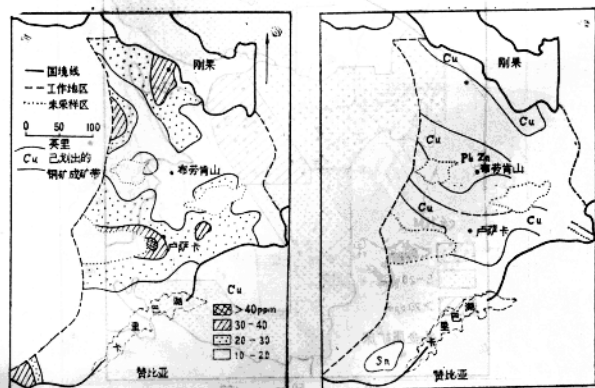
图(1-2)地洼型内生矿床带状分带与地洼区型的关系

壳 C_1 相比有显著差异,它反映了地壳形成时已经存在的原始差异。所以尽管时代不同,岩石类型也不一样,但是各种岩石都能反映出原始差异所造成的组分特征。例如我国南部可划分出几种内生矿床的成矿带(见图1—2)。在华南各时代花岗岩中W、 S_n 、Nb、Ta、Mo均高于地壳中酸性岩类相应元素的平均含量,见表(1—1)。

岩浆活动期 \ 元素	W	S_n	Nb	Ta	Mo
燕山花岗岩	10~90	10~900	>30	8	10
印支花岗岩	10~90	10~90	>30	4	1~7
加里东花岗岩	50	5	<30	—	2
世界平均花岗岩	1.5	3	20	3.5	1

Ta、Mo均高于地壳中酸性岩类相应元素的平均含量,见表(1—1),为我国钨、锡、稀有金属成矿区。国外印度尼西亚,马来西亚的锡省中,一般花岗岩的锡含量达40ppm以上,比地壳锡的平均含量高达13倍以上。在东格陵兰,无论酸性及基性岩中氧化锆含量都比地壳平均含量高达4—7倍,显然这里是一个富含氧化锆的省。

地球化学省也可以从岩石风化的各种产物中得到反映。例如赞比亚是世界第五位产



A

B

图(1—3)赞比亚的铜省

A. 根据水系沉积物测量圈出的Cu的地球化学省(>20ppm的高背景带);

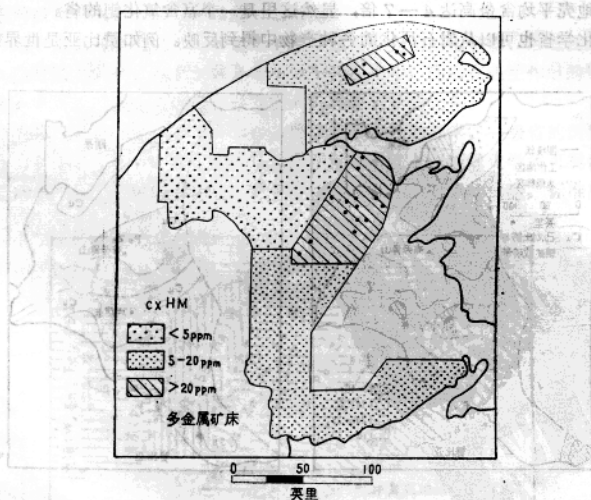
B 根据铜矿分布圈出的铜的成矿省

根据阿穆尔-布朗(A. Armour Brown)与尼科尔(I. Nichol), 1970

铜国，水系沉积物所圈出的铜省，见图（1—3），面积约占8000平方英里，赞比亚重要的铜矿床，大多位于这个省内。

在新不伦瑞克约三万平方英里范围内采集的水系沉积物样品，用冷提取测定重金属总量，圈出了面积约三千平方英里的两个多金属省，近二十年来发现的新的多金属矿床均在此范围内。见图（1—4）

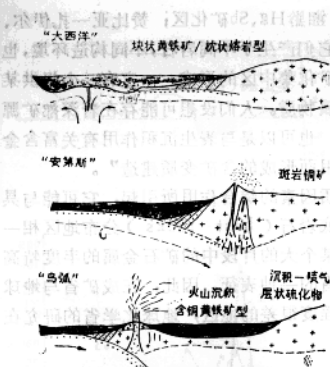
关于地球化学省的成因目前虽研究得不够，但在地质界已有不少这方面的论述。如陈国达指出“不同大地构造单元，由于在沉积建造、岩浆建造、变质建造及构造型相上各有特色，岩石—地球化学特征有所差别，因而除了具有共性的成矿条件之外，还有各自的成矿条件。这就形成了不同大地构造单元在一定程度上的成矿专属性”。郭全智等认为“许多矿床的形成是与岩石圈板块的活动密切相关”。图（1—5）即为板块构造与成矿作用一例。唐甲光、赖之锦认为：云南省“元素地球化学异常场受岩浆岩分布与构造裂隙控制明显，一定元素（组合）地球化学异常场产出于板块构造的相应部位上。图（1—6）为云南省地球化学异常场与板块构造的分布图。姜齐节、梅友松提出：地球化学场的特点，首先决定于区域岩性的差别、其中最主要是硅铝层下部岩性的不同，它对一个地区区域地球化学场和成矿特点的影响要比上覆岩层大得多。这是由于硅铝层



图(1—4)新不伦瑞克，根据冷提取重金属总量圈

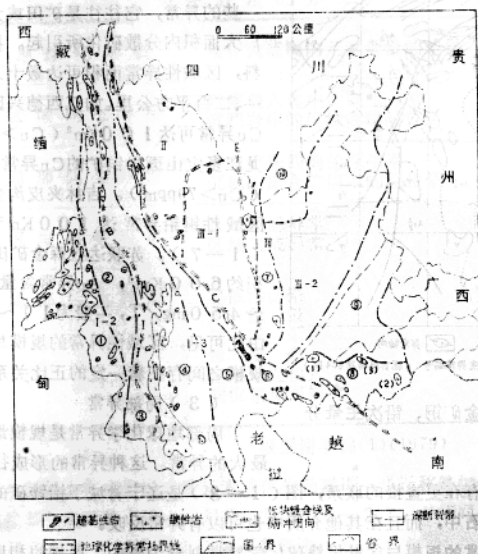
出的地球化学省(近廿年来发现的新的多金属矿床皆在此范围内)

根据霍克斯(1976)



图(1-5)矿床和板块边缘环境)
据percira和Dixon, 1971)

下部岩层形成较早,影响它到后期盖层沉积岩和岩体的金属元素含量。二者在金属元素的含量方面可能有同步变化的关系”。“基底岩层中金属元素含量不同,是造成金属元素在区域上分布不均衡的一个具有普遍性的基础。基底岩层中某些金属元素丰度高的地区,再加上其他地质条件有利时,就可能出现金属成矿区矿田,当金属元素丰度更高时,还可能出现规模大,品位高的矿区或矿田”。翟裕生指出:“一些巨大金属成矿区及金属分带性和继成性的研究表明,一些含矿热液可能是直接来源于地幔的(不是从地幔产生的岩浆熔体中)。地幔物质进入成矿带的前提是深断裂的存在”。“南岭W



图(1-6)

①④⑦⑧为锡(锡、钨)地球化学异常场;②⑤⑨⑩为汞-铋异常场;③⑥为镍-铬(金)异常场;I-2、I-3、II-1、II-2为小板块编号;(1)(2)(3)为花岗岩体编号;B、C、DE为板块缝合线 I为青藏滇次板块;II为青川滇次板块;III为扬子板块

S₂、TR矿化区；长江中下游F₂、Cu、S矿化区；湘黔Hg、Sb矿化区；赞比亚—扎伊尔、铜矿化区等，这些地区中矿床有多种成因类型，它们产生于不同岩石，不同构造环境，也不受固定的地质构造及地质时代的限制，这说明矿化集中区的形成，一定有一个提供某些成矿物质的源地是它给这些地区提供了某些金属物质。人们设想可能存在着深部矿源层。这种矿源层既可由地幔源和地壳深部源组成，也可以是与表生沉积作用有关富含金属的沉积岩层下沉到地壳一定深度，经过变质作用而形成的含矿变质建造”。

由上述一些观点可见，成矿省可能有许多地质因素的综合作用所引起，它可能与具有相同成矿富集过程，相同构造条件，相同的基底岩石（host rocks）分布地区相一致。矿床丰度高，至少有一部分是由于在地壳的某个大的片段中的矿石金属的丰度特高的缘故。在此情况下，成矿省就不过是地球化学省的一种表征。因此，在成矿省与地球化学省共存的地区，特别是在人迹罕至或者调查程度很差的地区，地球化学省的研究在普查中是极有意义的指标。

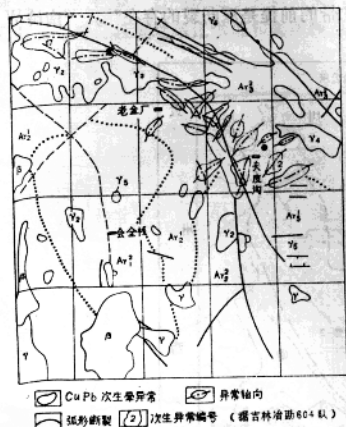


图12-7 夹皮沟金矿铜、铅次生晕分布示意

（2）区域地球化学异常

区域性异常是相对地球化学省规模较小一些的异常，它往往是矿田或大型矿床周围广大面积内分散矿化所引起。据目前查明资料，区域性异常面积可达数十万平方公里至一、二百平方公里。如江西德兴斑岩铜矿四周Cu异常可达160km²（Cu>40ppm），黑龙江多宝山斑岩铜矿的Cu异常可达30km²（Cu>70ppm）。吉林夹皮沟金矿田周围的区域性铜铅异常达100Km²以上，见图（1—7）。苏联达拉森金矿田周围异常面积约600Km²，Au异常含量变化由0.2~450mg/T，一般为11~20mg/T。由此可见，区域性异常的规模与矿床或矿田规模之间存在着一定的正比关系。

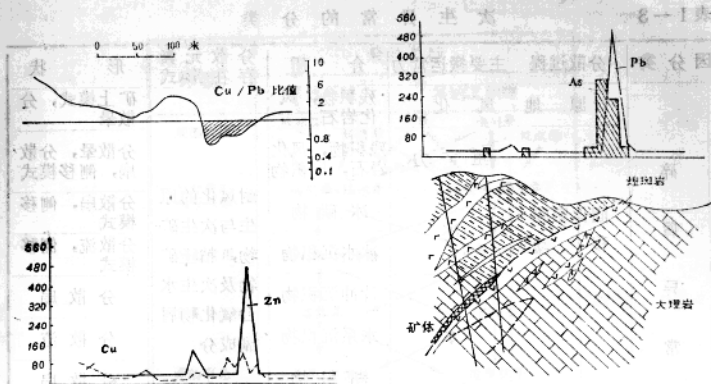
（3）局部异常

局部地球化学异常是规模最小，但强度最大的异常。这种异常的形成往往与矿床的成因在“时—空”上存在更直接的联系，图（1—8）是辽宁青城子铅锌矿的局部异常。这类异常不仅在岩石中，而且在其他介质中也可以有异常反映。

以上是根据异常的规模与含量将地球化学异常划分为省的、区域的和局部的三类。而根据异常所赋存的介质特征可以将异常划分为原生异常与次生异常。

（二）原生异常

原生异常是赋存于固化岩石中的地球化学异常。原生异常可按其规模分为省的、区域的、局部的，还可以按其介质的关系分为同生的及后生的。同生异常是在成岩成矿的同



图(1-8)青城子矿洞沟19线地球化学剖面图

原生异常的分类

表(1-2)

同 生 异 常	地 球 化 学 省	地壳大范围内元素含量的差异
	区 域 同 生 异 常	岩浆侵入体中的同生异常 沉积岩中的区域富集层位
	局 部 同 生 异 常	岩浆矿床四周的原生晕 沉积矿床含矿层中的原生晕
后 生 异 常	区 域 后 生 异 常	区域渗滤异常 区域气成异常
	局 部 后 生 异 常	热液渗滤晕 扩散晕 气成晕 蚀变晕 化学地温模式 同位素地温模式

根据谢学锦(1)(1979)

时生成的。后生异常是在成岩后成矿元素或伴生元素进一步迁移迭加上去的。另外，原生异常还可以按其生成的特点进一步划分，见表(1-2)。关于同生与后生的局部异常在第二章中还度作较详细探讨，这里不多赘述。

(三) 次生异常

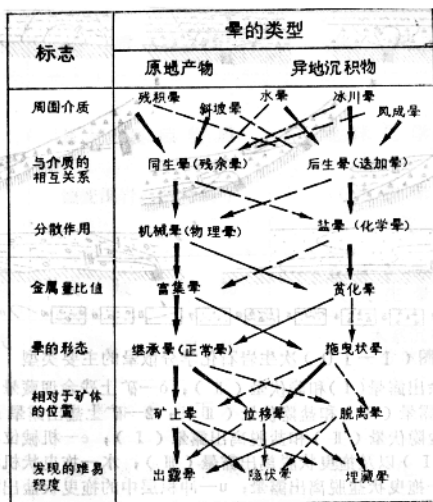
次生地球化学异常是岩石中的矿体、矿化及原生异常在地表遭到风化，剥蚀与解体过程中其组分在上复疏松产物中迁移分散，赋存于各种疏松覆盖物、水系沉积物、水、空气和生物中的地球化学异常。

表 1—3

次 生 异 常 的 分 类

成因分类		分散过程	主要搬运力	介 质	分散元素 存在形式	形 状
同 生 异 常	碎 屑 异 常	原 地 风 化		残积物, 风化岩石	耐风化的原生与次生矿物, 粘土矿物及次生水合氧化物屑副成分	矿上模式, 分散晕
		固体颗粒移动	重 力	残积物, 风化岩石, 塌积物		分散晕, 分散扇, 侧移模式
			冰	冰 磧 物		分散扇, 侧移模式
				冰水沉积物		分散流, 侧移模式
			水	片冲沉积物		分 散 扇
				水系沉积物		分 散 流
				湖 积 物		分 散 扇
			风	风 积 物		分 散 扇
	水成异常	溶液移动	地 下 水	地下水溶液	可溶盐、络合物及胶体	分 散 扇
	生物成因异常		地 表 水	地表水溶液	沉淀的盐	分 散 流
后 生 异 常	水成异常	植物代谢	植物吸收	活植物组织	金属有机化合物	矿上及侧移模
				有机碎屑		
		溶液移动继以沉淀	地 下 水	任何碎屑复盖物	吸留于粘土矿物上的离子, 水合氧化物及有机物, 在水合氧化物中共沉淀或包藏的离子, 金属有机化合物, 沉淀子盐类	矿上模式
			地 表 水	水系沉积物		侧移模式
	生活成因异常	植物代谢, 继以有机分解产物的重分布	营 养 液 土壤水分	任何碎屑复盖物		分散流
	气成异常	气体移动	气 体	任何碎屑复盖物		矿上及侧移模
				土壤空隙		
				大 气 水	占土壤组份化合; 吸留于土壤颗粒上; 或游离气体存在; 溶于水。	矿上模式

根据霍克斯与韦布 (H.E.Hawkes and J.S.Webb, 1962) 略加修改



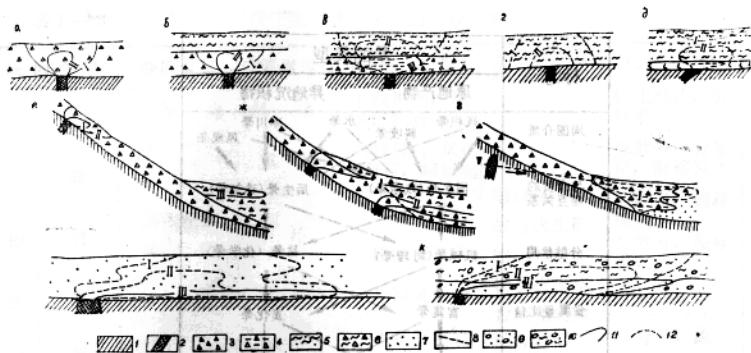
图(1-9) 次生岩石化学分散晕分类示意图

次生异常也可以按它们与介质在形成时间上的关系分为同生异常与后生异常。还可以按异常的形成方式和存在形式分为碎屑的、水成的、生物成因的与气成的异常。因此，可将次生异常的分类列于表(1-3)。苏联E.M克维亚特柯夫斯基认为，次生异常的分类，应当考虑下列标准：介质特点，晕与介质的相互关系，分散作用的特点，晕的相对金属量，晕的形态；晕相对于矿体的位置；发现的难易程度等。根据上述标志，对次生异常的所作的分类见图(1-9)。与此图对应的主要次生异常的理想模式如图(1-10)。

关于次生异常分类中的某些异常的形成机理及其特征等，在第三章与第四章还要作进一步讨论。

§ 4 地球化学探矿方法的分类

目前国际上对化探方法的分类并未统一，特别是苏联与欧美，由于对异常的分类不同，因此方法分类上也有差异。建国初期我国主要是引用苏联的一套名称，如原生晕找矿法，次生晕找矿法，分散流找矿法等，目前国内仍有引用。但我们认为根据在不同介质中形成的地球化学异常，并为发现此异常而采集的样品不同进行方法分类比较合理。今将化探方法和异常成因及介质类型的关系列表如下：



图(1—10)次生岩石化学分散型

分散型：a—矿上残余出露晕(Ⅰ)和隐伏晕(Ⅱ)；δ—矿上残余埋藏晕(Ⅲ)、盐出露晕(Ⅰ)和盐隐伏晕(Ⅱ)；2—矿上盐出露晕(Ⅰ)和盐隐伏晕(Ⅱ)；θ—矿上盐隐伏晕(Ⅱ)和盐脱离出露晕(Ⅰ)；e—机械位移出露晕(Ⅱ)和机械位移隐伏晕(Ⅰ)以及拖曳状脱离出露晕(Ⅲ)；水—拖曳状机械出露晕(Ⅰ)和埋藏晕(Ⅱ)；e—拖曳状盐脱离出露晕；u—冲积层中的拖曳状盐出露晕(Ⅰ)和隐伏晕(Ⅱ)以及拖曳状机械埋藏晕；k—同前，但晕产在冰碛中

图例：1—基岩；2—矿体；3—残坡积物；4—风化壳；5—异地沉积物；(水沉积物、风成沉积物和冰川沉积物)；6—崩流沉积物；7—冲积物；8—潜水位；9—底碛；10—消融冰碛或冰水沉积；11—机械分散型；12—盐分散型

§ 5 地球化学探矿的发展简况

地球化学探矿是1932年在苏联首先用于物探异常的检查，取得较好效果。1935年前后瑞典独立地发展了地球化学植物测量，美国自1946年起才进行系统的地球化学工作。英国是1954年才建立起地球化学研究中心。可见他在地质学领域里是一门较年轻的科学。

1924年我国李四光、舒文博调查河北武安红山闪长岩侵入体时，应用 SiO_2 、 Fe_2O_3 和 CaO 的含量作出了岩体氧化物等量线图，这是我国地质工作中应用化探思维方法解决地质问题的先例。但当时化探工作并未就此起步，更无发展。

解放后，化探事业得到迅速的发展，1952年地质部物探局开始试用了地球化学土壤测量，此后化探队伍从无到有，逐步成长，并取得较好的地质找矿效果。化探的各种方法在普查找矿中也逐步得到推广。

目前，无论国内，国外化探找矿效果都是明显的。在化探发展较早的国家，如苏联、美国、英国、加拿大、澳大利亚等都在化探方法上有所创新，找矿方面取得一定成效，如美国魁北克省斯佩地区找到铜钼矿床等，在内华达州北部金矿区，原以交代金矿为主，

表(1-4) 按异常显示与化探异常与化探方法分类

异常分类		介质类型	化探方法
原生异常	(原生)	基岩、裂隙物质	地球化学岩石侧量
	(原生)	蚀变围岩, 脉物质等	(原生晕找矿法)
次生异常	碎屑异常	机械分散异常	地球化学土壤侧量 (次生晕找矿法)
	机械分散流	河流沉积物	本系沉积物测量 (分散流找矿法)
	水成异常	盐 晕	地表水或地下水
	水 晕	地表水或地下水	水 化 侧 量
	植物异常	植 物	地球化学植物侧量 地 植 物 侧 量
	氧成异常	岩石、土壤、大气、水	地球化学氧体侧量

少量为脉型, 长期以来未发现具工业意义的侵染型矿床, 但1962年在该州东北部, 用化探方法发现了卡尔林侵染型金矿床, 查明金呈微粒(0.1~10微米), 并多呈金有机化合物状态赋存。该类型金矿的元素组合为砷、汞、锑、钨。从而指导了该地区的普查工作, 又在卡尔林西南部找到了另一个侵染型金矿——柯尔兹金矿。

英国在爱尔兰1959年开始系统的化探工作, 从1962~1970年, 在中部下石岩统分布地区, 化探配合电法、磁法、激电发现了中型规模以上的金属硫化矿床十个。1976年在东部纳凡附近的石炭系灰岩和碎屑岩区, 在踏勘性土壤测量发现异常的基础上, 进行详查, 配合激电, 圈出冰碛层下(厚1.5~3米)下伏的铅锌矿范围, 探明矿储量达519.4万吨, 铅品位2.38~2.62%, 锌10%左右。

加拿大地盾米斯塔西尼湖东南部、特罗依鲁斯勘探区, 发现多处电磁异常, 但初步钻探证明, 很多异常是由石墨引起的, 后来利用汞气测量有效地区分了矿与非矿异常, 终于发现了冰碛层下的隐伏铜矿体。

澳大利亚发现布干维尔岛铜矿及其它远景区, 都与化探工作有关。

苏联目前仍是世界上化探工作量最多的国家, 他们仅在哈萨克斯坦就发现150多处矿点, 其中有钨、钼、铅、多金属铜、金、锰等矿产。

在发展中国家,虽然应用化探的历史较晚,但也取得了较显著的效果。如赞比亚以每平方英里一个样的水系沉积物测量,完成了八万平方英里的普查,圈出了金属成矿省。塞拉勒窝内完成了一万五千平方英里的普查,查明了富铜、镍、金、锡等金属远景区。

在亚非拉的其他国家,如巴拿马、墨西哥、厄瓜多尔,利用化探方法找到了斑岩铜矿。泰国也找到了锑矿。

国内近十多年来,化探找探效果也日益显著,如湖北省1967年在黄陵背斜地区利用1:5万分散流,以铅、砷为指示元素,找到了含金石英脉,经勘探证明为中~大型矿床。四川省在1964~1967年利用分散流、次生晕、原生晕找到了砂长岩型锡矿与砂岩型铜矿。浙江1963—1967年应用分散流、重砂方法发现了金、汞、钼及多金属矿五处,贵州1969~1970年用分散流找到铜矿三处,陕西省在72年前后,利用物化探,主要是化探找到了铜镍矿,1976年在蟒岭地区约1200Km²范围内应用水系沉积物测量又找到了斑岩型钼矿。河南省70年代初已利用水系沉积物和土壤测量找到了砂长岩型铁铜矿床,1977年以来在河南熊耳山地区1470Km²面积范围内开展水系沉积物测量(1:5万),结果又发现了大型钼矿与金矿。此外,广东、江苏、安徽、吉林、黑龙江等省也都有明显的找矿效果,在此不一一例举。

从以上化探的发展与效果可以看出,五十年来化探走过的路程,是从一种附属地位起步,逐步发展成长为找矿勘探中的主导地位,从一种单独的方法技术,发展为一种新兴的边缘学科,这种变化除了化探在理论上逐步完善,技术手段等更趋完备外,关键是由于区域化探的开展。

区域化探在国外是50年代开始的,一九五〇年苏联米列尔与索洛夫夫在中哈萨克斯坦开展1:5万的大面积金属量测量工作,取得了显著的找矿效果。

一九五四~一九五五年美、英、加三国的化探工作者在加拿大新不伦瑞斯克八万平方公里面积上用四千九百多个采样点进行了水系沉积物测量,并取得了良好的效果,发现了一个含金银的铅锌矿,铅、锌品位达12%,以及其他成矿地段。

马来西亚在拉布克河谷区,森林复盖,地势不平,露头少。在三千五百平方公里面积上开展水系沉积物测量,从圈出的119个铜异常中选出21个异常进行土壤测量的详查,结果发现了一个亿吨矿石储量的斑岩铜矿,铜平均值为0.7%。

可见区域化探的开展,不仅可取得良好的找矿效果,且可以从全局上对某个国家或某个地区的找矿方向和布置上提供基础性的资料。

区域化探发展的趋势已从单独为了找矿,发展到“多目标区域化探”,再发展到全国性地球化学填图。例如英国帝国学院应用地球化学研究部在英国本土执行的地球化学填图计划(除苏格兰外)已接近完成。北爱尔兰地球化学图册(临时性)已于1973年出版。英格兰威尔士地球化学图册也可能在最近出版(正式图册)。

美国近年来执行的“全国铀矿资源计划”(ERDA—NURE)有许多项内容,其实是以找铀为名的一项全国性区域化探计划。因为它的分析项目包括许多成矿元素及伴生元素,如Sd、As、Ag、Ba、Ca、Co、Au、Cr、F、Ga、Mo、V、W及Zn等30多种元素。

苏联20余年来一直在系统进行1:20万路线金属量测量,并已完成全国面积的80%左右。近年来又采用水系沉积物测量(每7平方公里1个点)及岩石测量(每1

—1.5平方公里1个点),在某些地区重新扫面。

化探在区域性展开上取得了良好效果,促使它的发展进入了一个新的阶段,但它在地质找矿中的战略作用得到普遍认识及在世界范围内广泛应用则是近十余年之事。因而化探在地质工作中的地位与作用就日益显得重要了。

我国的区域化探工作,一方面是整理过去的老资料,使它们能更好地为当前地质找矿的急需发挥作用。另一方面已投入全国性重新扫面工作。予期这一工作的完成,不仅对化探的理论、分析技术、工作方法、资料整理、异常评价等会起推动作用,而且它将会作一种基础资料载入史册。为今后成矿预测、环境地质、农牧业等各方面所利用。

实践证明,化探是地质找矿中一种具有广阔前景的方法,如能因地制宜的应用,则在找矿勘探中都能发挥它应有的作用。特别是在寻找土壤复盖层下隐伏矿和基岩中的金属盲矿,化探具有独特的作用。随着科学的发展,化探的基础理论将不断完善与充实,取样与分析方法将更趋完备和合理,资料整理、成图、异常评价将进入计算机化和定量化,新的找矿指标的研究,必将进一步扩大化探的应用范围和找矿能力,而化探在地质学科中作为一门独立的学科将为期不远。

第二章 地球化学岩石测量

地球化学岩石测量是指系统地采集岩石样品,分析其中的微迹元素或其他地球化学指标,以发现与矿有关的各类原生异常,并进而寻找矿产资源,研究成矿规律等。

绪言中已对原生异常的分类作了简要介绍,本章仅就与矿床(或矿体)有最密切关系的局部异常进行探讨。矿体周围的局部异常,是指在成岩成矿作用过程中,在矿体附近的围岩中所形成的地球化学异常地段。岩浆矿床、沉积矿床的原生异常,通常是属同生异常,是与围岩同时形成的。岩浆期后热液矿床的原生异常则属后生异常,是围岩形成之后,在热液矿床形成过程中成矿或伴生元素进入围岩而形成。至于变质矿床的原生异常,则可以是同生,也可以是后生,随后期改造作用而定。

各种类型的矿床都存在着原生异常。但是,目前研究和应用较多的还是与热液矿床有关的原生异常。因而本章侧重讨论热液矿床原生异常。其他矿床的原生异常仅作简要介绍。

§ 1 岩浆矿床同生异常的形成及特点

(一) 岩浆矿床同生异常的形成及特点

受深大断裂控制,来自地壳深处的岩浆——基性、超基性岩浆熔体,可以看作一个特殊的离子溶体。在此溶体中, SiO_2 是一种最主要的组分,可以把 SiO_2 当成溶剂,其余氧化物当成溶质。岩浆早期,在硅离子少的部分中,硅与氧结合成硅氧四面体 $[\text{SiO}_4]^{-4}$ 状网络为主, $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{-2}$ 单链状网络较少。这些网络中阴离子氧的实际有效静电荷多,吸引阳离子的能力较强,按成岩元素阳离子吸引负电荷排斥正电荷能力很弱,将成岩元

素按其离子电位 (U) 的大小依次排列如下:

$Mg^{+2}(U=3.03)-Fe^{+2}(U=2.7)-Ca^{+1}(U=2.02)-Na^{+1}(U=1.03)$
 $-K^{+1}(U=0.74)$

这样, 硅氧阴离子不能吸引离子电位低的 K^{+1} 、 Na^{+1} , 仅能吸引离子电位高的 Mg^{+2} 、 Fe^{+2} 在其周围, 以求得电荷平衡, G_{r+3} 随 Mg^{+2} 一道被吸引到上述络阴离子附近, 共同聚集。由于 G_r 具有较强的亲氧性与 O^{2-} 结合成 Cr_2O_3 , 并与 Mg^{+2} 、 Fe^{+2} 、 F^{+3} 及 Al^{+3} 等阳离子一起形成络尖晶石类矿物, 因此在这阶段结晶出的硅酸盐矿物主要为镁质橄榄石、斜方辉石及由此组成低酸度富镁质的纯杆岩—斜方辉杆岩—斜方辉石岩岩相, 并富集络尖晶石矿物。从岩浆岩分异序列中铬的含量变化特征, 也可以说明铬主要在上述岩石中富集, 见图 (2-1)

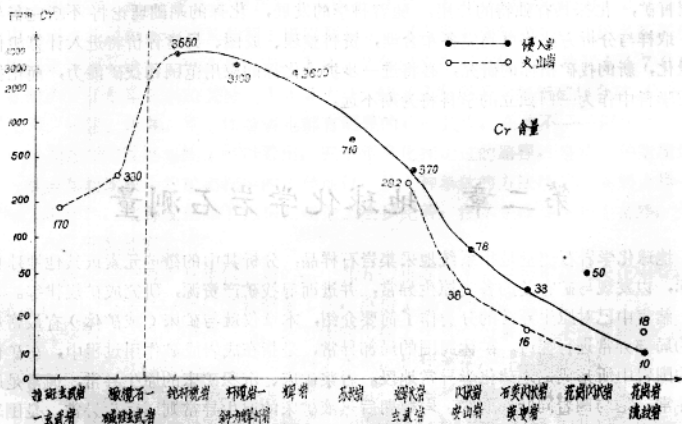


图 (2-1) 岩浆岩分异序列中铬含量的变化过程

随着岩浆作用的演化, 岩浆部分中的硅离子相对较多, 硅氧四面体主要呈 $[Si_2O_4]^{-2}$ 单链状网格, 而 $[Si_4O_{12}]^{-4}$ 则呈双链状网格和铝硅酸盐网格 ($[Al_2Si_2O_7]^{-2}$)。岩浆中造岩元素的金属阳离子, 主要是 F^{+2} 、 Mg^{+2} 、 F^{+3} 、 Al^{+3} 及 Ca^{+2} 等, 岩浆中的微量成矿元素 Ni^{+2} 、 Cu^{+2} 、 Co^{+2} 、 V^{+3} 、 Ti^{+4} 及 Pt 族的相对浓度增大, 在 S^{2-} 与 O^{2-} 的作用下, 分别形成金属硫化物 (如镍黄铁矿、磁黄铁矿、含镍黄铁矿、黄铁矿等) 和氧化物矿物 (如磁铁矿、钨钛磁铁矿、钛磁铁矿、铁钛矿等)。Pt 族元素既可呈类质同象进入硫化物、硒化物、碲化物等矿物, 也可与硫、砷、硒、碲和铋等形成独立矿物 (如粗铂矿、铁铂矿、砷铂矿等)。有时尚有较多的基性斜长石组成富铁的杆岩—辉岩 (二辉岩) 岩相或苏长辉长岩相, 并富含硫化物及铂族矿物。

岩浆在迁移和冷凝的过程中, 除了和围岩之间的同化混染作用及不同岩浆的混合作用外, 均可归结为分异作用, 其中主要是结晶分异作用或液态溶离作用, 早期岩浆中结晶出来的金属矿物或熔离出来的硫化物矿物在重力或动力等作用下, 在岩体的一定部位,