

层控矿床地质学

朱上庆 黄华盛等 编著



冶金工业出版社

前 言

随着社会主义四化建设的发展,对矿产资源的需求量日益增长。但是,目前找矿工作正从地表找矿转入到深部找矿,越来越强调模式找矿和综合信息找矿。因而,矿床学的理论对此越来越具有重要的指导意义。随着地质勘探事业的发展和新技术新方法的应用,对矿床学的理论及其应用也提出了新的要求,多源成矿、多期多阶段成矿观正在兴起。新的成矿理论、成矿模式相继提出,层控矿床理论就是其一种。

层控矿床早在七十年代就已成为国内外矿床学界研究的重要课题之一。乌尔夫(K. H. Wolf)主编的《层控矿床和层状矿床》丛书可算是这一理论和实践的全面总结与概括。我国孟宪民、涂光炽教授等在同生理论和叠加改造成矿理论方面也提出了新的认识。中国科学院贵阳地球化学研究所出版了《中国层控矿床地球化学》专著,这对深入研究我国层控矿床提供了良好的开端和范例。

本书根据我们在教学和研究工作中所接触和了解到的一些实际资料,以层控铜、铅、锌矿床为代表,阐述层控矿床的成因理论和研究方法。全书共十章。第一部分着重介绍层控矿床研究概况及成矿理论的一些基本问题;第二部分主要介绍国内外各地质历史时期层控铜、铅、锌矿床及其地质特征;第三部分为层控矿床的某些研究方法。

本书是集体讨论分工编写的:第一章朱上庆;第二、三、四章朱上庆、黄华盛;第五章黄华盛、温春齐;第六章池三川;第七章黄华盛、师其政、覃功炯;第八章胡祖桂、池三川、师其政;第九章朱上庆等;第十章崔彬、池三川、师其政等。朱上庆教授对全书作了修审和定稿。编写过程中参阅了大量的文献资料,并得到了许多同行的支持和帮助,在此深表谢意。由于水平和时间有限,有些资料未能作详细核对,故谬误及不妥之处不少,敬请读者不吝指教。

作 者

一九八六年八月

目 录

前言

第一章 绪论	1
一、层控矿床的概念	1
二、层控矿床学的由来和发展	2
三、层控矿床的研究意义	6
第二章 铜、铅、锌的地球化学性质及层控铜、铅、锌矿床的分类	7
一、铜、锌、铅的基本地球化学性质	7
二、铜、锌、铅在各类地质体中的分配	9
三、成矿元素活化迁移的实验研究	12
(一) 海水与玄武岩的相互作用	12
(二) 富镁和贫镁人工卤水与长石砂岩的相互作用	14
(三) 人工雨水对菱铁矿、黄铁矿、黑色页岩和玄武岩的相互作用	15
四、层控铜、铅、锌矿床的分类	18
(一) 优地槽型层控矿床	20
(二) 冒地槽型层控矿床	26
(三) 地台型层控矿床	20
(四) 活化地台型层控矿床	21
第三章 层控矿床中的表生成矿作用	22
一、铜、锌、铅的表生地球化学特性	22
二、机械沉积作用	28
三、化学沉积作用	28
四、生物化学沉积作用	29
(一) 生物富集金属元素的能力	29
(二) 有机物质对金属元素迁移的影响	30
(三) 细菌在金属元素沉淀中的作用	31
五、成岩作用	34
第四章 层控矿床中的后生成矿作用	38
一、含矿溶液	38
(一) 大陆环境中的地热系统	38
(二) 海洋环境中的热液系统	42
二、层控铜、锌、铅硫化物矿床中金属元素的搬运	49
(一) 铜、锌、铅硫化物在纯水中的溶解度	49
(二) 铜、锌、铅的络合作用	49
(三) 金属硫化物的沉淀	50
三、岩浆作用	54
四、区域变质作用	55

第五章 沉积相和矿源层	58
一、沉积相	58
(一) 沉积环境与沉积相	58
(二) 主要的控矿沉积相	59
(三) 沉积相控矿的实质	77
二、矿源层(岩)	79
(一) 矿源层(岩)的概念	79
(二) 矿源层(岩)的标志	79
(三) 矿源层(岩)中成矿元素的赋存状态	83
第六章 构造对层控矿床的控制	86
一、大地构造与中国层控铜、铅、锌矿床的相互关系	86
二、板块构造与层控矿床	90
(一) 裂谷带盆地的演化与成矿作用	91
(二) 俯冲带的成矿作用	94
(三) 碰撞带的成矿作用	96
三、构造对层控矿床的控制	97
(一) 层理构造	98
(二) 同生构造	101
(三) 假整合和不整合构造	103
(四) 古岩溶构造	106
(五) 褶皱构造	108
(六) 复合构造	112
第七章 层控铜、铅、锌矿床主要类型及成矿模式	116
一、火山-沉积建造中的层控铜、铅、锌矿床	116
(一) 矿床的地质特征	116
(二) 块状硫化物矿床形成的构造环境	119
(三) 矿床成因	120
二、碎屑岩-碳酸盐建造中的层控硫化物矿床	132
(一) 主要地质特征	133
(二) 成矿控制因素	136
(三) 成矿模式	140
三、粗碎屑岩建造中的层控铅、锌矿床	145
(一) 矿床地质特征	145
(二) 主要控矿因素	147
(三) 成因模式	149
四、碳酸盐建造中的层控铅、锌矿床	153
(一) 矿床地质特征	153
(二) 矿床的分类	156
(三) 成矿控制因素	158
(四) 矿床成因	163
五、层控砂卡岩矿床	167

(一) 典型矿床实例	168
(二) 矿床地质特征	173
(三) 成矿控制因素	178
(四) 成因模式	182
第八章 国内外主要层控铜、铅、锌矿床	183
一、太古代层控铜、铅、锌矿床	183
(一) 概述	183
(二) 矿床实例	183
二、元古代层控铜、铅、锌矿床	187
(一) 早元古代优地槽型层控铜、铅、锌矿床	187
(二) 早元古代冒地槽型层控铜、铅、锌矿床	189
(三) 中-晚元古代优地槽型层控铜、铅、锌矿床	192
(四) 中-晚元古代冒地槽型层控铜、铅、锌矿床	198
(五) 中-晚元古代地台型铜、铅、锌矿床	207
三、早古生代层控铜、铅、锌矿床	213
(一) 早古生代优地槽型层控铜、铅、锌矿床	213
(二) 早古生代冒地槽型层控铜、铅、锌矿床	219
(三) 早古生代地台型层控铜、铅、锌矿床	225
四、晚古生代层控铜、铅、锌矿床	230
(一) 晚古生代优地槽型层控铜、铅、锌矿床	230
(二) 晚古生代冒地槽型层控铜、铅、锌矿床	232
(三) 晚古生代地台型层控铜、铅、锌矿床	244
五、中-新生代层控铜、铅、锌矿床	254
(一) 优地槽型层控铜、铅、锌矿床	255
(二) 冒地槽型层控铜、铅、锌矿床	259
(三) 地台型层控铜、铅、锌矿床	260
(四) 活化地台型层控铜、铅、锌矿床	261
第九章 中国层控铜、铅、锌矿床的时间与空间分布特征	272
一、中国层控铜、铅、锌矿床在时间上的演化特征	272
二、中国层控铜、铅、锌矿床在空间上的分布特征	278
(一) 华北准地台成矿集中区	278
(二) 扬子准地台成矿集中区	278
(三) 华南准地台-桂、湘、粤坳陷成矿集中区	279
(四) 秦-祁-昆地槽成矿集中区(带)	279
三、中国层控铜、铅、锌矿床成矿演化的若干特点	279
(一) 成矿作用的方向性	279
(二) 成矿作用的继承性	279
(三) 成矿演化的差异性	281
第十章 层控矿床的研究方法	282
一、现代测试分析方法简介	284
(一) 物相与结构分析	284

(二) 化学成分分析	284
二、热力学研究	285
(一) 铜、铅、锌的主要矿物及其热力学性质	285
(二) 相图	293
三、微量元素研究	295
(一) 微量元素	295
(二) 稀土元素	300
(三) 微量元素定量模型	303
四、稳定同位素研究	307
(一) 硫同位素	307
(二) 铅同位素	314
(三) 碳、氢、氧同位素	321
五、矿物包裹体研究	328
(一) 层控矿床的矿物包裹体特征	328
(二) 矿物包裹体在层控矿床研究中的应用	330
(三) 送样要求	334
六、矿物标型特征研究	334
(一) 主要研究方法	334
(二) 主要标型矿物的标型特征	336
(三) 层控矿床中主要金属矿物标型特征	338
(四) 送样要求	339
七、数学地质方法的研究	341
(一) 用于矿床学中的数学地质方法分类	341
(二) 层控矿床研究中的重要数学地质方法	342
主要参考文献	346

第一章 绪 论

一、层控矿床的概念

层控矿床包括了层状矿床和含在一个地层中的非层状矿床，如图1-1所示，两者都受一定地层层位控制。

但是，在实际使用中，层控矿床和层状矿床这两个名词经常混用。如1976年乌尔夫(K.H. Wolf)主编的一套丛书，即命名为《层控矿床与层状矿床手册》。有些国家，如法国、比利时和苏联等，只使用“层状矿床”。而在另一些国家里把“层状矿床”和“层控矿床”当成同义词。因而，在具体对待层控矿床问题时，不同的作者常具有不同的内涵和外延。

我们认为，层控矿床是指矿体赋存于一定的地层层位中，矿体呈层状或基本上呈层状，包含一部分非层状矿体（如矿脉、矿囊等），但受一定地层层位限制的矿床。

层控矿床的矿体赋存于一定的地层层位中，即矿体产于一定的层状岩石中，包括沉积岩、火山岩、火山-沉积岩或其受变质的岩石。含矿地层的单位可以是单一的岩层，如砂岩、石灰岩或页岩，但在较多的情况下是指一套特定的岩石组合，如“含铜砂岩矿床”的含矿主岩，既可以是砂岩，也可以是这套含矿地层中的页岩或白云岩。因此，我们认为称含铜碎屑岩建造较恰当。又如我国东川铜矿的含矿主岩，应包括因民组和落雪组在内的含铜碎屑岩-碳酸盐岩建造。

层状矿体是相对脉状矿体而言的。多数层控矿床具有比较规则的、与地层产状整合产出的层状矿体，矿层不厚，但水平延展达几十公里，某些古老的层控矿床的层状矿体与围岩呈同步褶曲。但也有不少层控矿床，其部分矿体形态复杂，呈细脉状、网脉状、囊状等不规则形态甚至局部与地层交切，但从区域展布看，矿床仍明显地限制在某一特定的地层层位中。

层控矿床的形成，一般经历了一个比较漫长而复杂的成矿演化过程。因而层控矿床往往是包含有多种不同时代、不同成因和不同矿物组合的多成矿阶段、多物质来源的多成因矿床。

层控矿床的矿体形态和矿物组合特征充分表明了层控矿床经历了一个比较漫长和复杂的演化过程。大多数层控矿床既表现有同生矿床特点，又有某些后生矿床的标志。因此，它既经历了外生成矿作用，如同生沉积或火山-沉积的标志，又经历了内生成矿作用，如热液和变质成矿作用的叠加和改造而呈现复成因特征。层控矿床从成矿阶段来说，既可以有同生沉积或成岩作用的部分，也有后生的成矿作用的叠加或改造；从成矿方式来说，既有

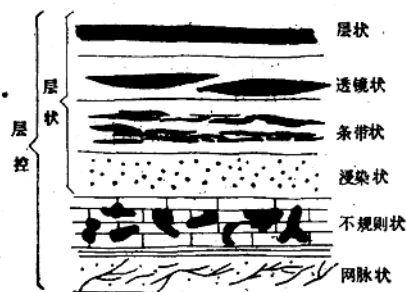


图 1-1 层控矿床与层状矿床示意图

(据G.C.阿姆斯图茨1980,略加修改)

外生沉积作用或火山-喷气-沉积作用,又有内生热液或变质作用的充填和交代特征。所以,大多数层控矿床是多阶段的、多成因的矿床。其涵义可用图1-2表示之。

我们不同意把“层状”正岩浆矿床,如层状铬铁矿矿床等归入层控矿床,也不同意把典型的沉积矿床,如沉积铁、锰、铝、磷等矿床归入层控矿床。但是,如果在沉积期后受到了改造则另当别论。如沉积菱铁矿矿床(灰矿),在沉积之后受到成岩期和成岩期后的改造(黄矿),则应属层控矿床。涂光炽(1978、1980)曾先后几次提出过沉积-改造作用对于形成层控矿床的意义。

综上所述,层控矿床的形成过程既有同生-沉积期,又经受后生改造期两大成矿期的影响。换句话说,层控矿床与其伴生的沉积岩或火山-沉积岩有着共同的形成环境和地质背景,既受当时的大地构造环境、古地理、古气候的制约,又受沉积期后的构造运动、岩浆活动和变质作用的影响。如果没有前者,就不会有分布范围广、成矿物质的初步富集成矿;但,如没有后者则可能形成典型的沉积矿床或矿源层。例如,含多种元素Mo、Ni、Cu、Pb、Zn、Ag、Au的黑色页岩,它既是一种潜在矿产资源,又是十分重要的矿源层,

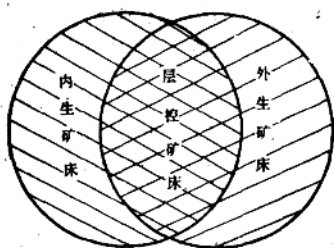


图 1-2 层控矿床与外生矿床、内生矿床的相互关系

如果经过后期热液或变质作用的叠加或改造,就可以形成黑色页岩建造中的多组分金属矿床。层控矿床一般具有“层、相、位”和“成群、成带”展布的特点。这里的“层”,是指层控矿床在某一特定的范围内或大地构造环境中受一定的地层层位的控制;“相”,是指矿体赋存于一定地层层位的某些有利的岩相带内。例如密西西比河谷型矿床,矿体往往赋存于礁相或其附近,特别是在石灰岩相和白云岩相的交汇处;“位”,是指矿石富集在上述地层岩相带中的某些有利的成矿构造部位,如背斜的轴部或倾没端,或是背斜构造与一陡倾斜的断层交汇处,即所谓“背斜加一刀”往往是矿石富集的部位。

层控矿床的“成群、成带”展布的特点似乎是层控矿床的固有特征,也是层控矿床具有重大经济价值的基础。如美国密西西比河谷区产有大小300多个矿床,分布面积达几万平方公里。又如塞浦路斯块状硫化物矿床,沿特鲁多斯杂岩体北翼50多公里的带内分布有12个矿体群,矿体群之间的距离为7.4~12.5公里,每一个矿体群内至少有一个大矿床(矿石量大于100万吨),矿体群内矿体之间的距离似乎也呈等间距分布,平均间距为3.2公里。我国厂坝地区铅-锌成矿带,东西长几百公里,南北宽几十公里,有大、中型矿床十余个。滇东北地区也是一个重要的层控铜-铅-锌成矿区,分布有大、中、小型矿床几十处。

二、层控矿床学的由来和发展

层控矿床地质学,简称层控矿床学。其任务是:(1)研究层控矿床的形成条件、成矿机理和控制因素;(2)研究层控矿床的时间与空间的分布规律;(3)其最终目的是为国民经济服务,为层控矿床的找矿和勘探服务。

层控矿床学的发展也和其他地质学科一样,经历过曲折、复杂的道路,经历着“水”与“火”、“外生”与“内生”、“同生”与“后生”等许多假说的反复争论和斗争的过程。

层控矿床学的产生和发展历史可以追溯到十七~十八世纪的“水、火之争”。到二十世纪初,随着工业技术的发展,物理学、化学和实验地质学有了长足的进步,特别是在美国,以鲍温(N.L.Bowen)为首的实验岩石学派的发展,形成了一套严密的岩浆分异的理论和体系。尔后,以林格仑(W.Lindgren)为首的矿床学派根据当时的物理化学的进展,提出了一个完整的以岩浆分异理论为基础、以温度-压力为格架的矿床成因分类系统。林格仑的矿床成因分类以及他所提出的矿床成因理论体系,不仅统治了美国矿床学界,而且,对全世界矿床学界都发生过重大影响。

但是,就在林格仑提出他的矿床成因理论和分类的同时,或稍晚些时候,特别是在欧洲,也许可能是林格仑的学说影响比较薄弱的地方,或许是欧洲大陆受“水成论”传统影响较深之故,德国的施奈德洪(H.Schneiderh hn),法国的鲁蒂埃(P.Routhier)等人那里倡导了“再生成矿论”。后者,比较强调矿床的形成和环境的统一观,强调成矿物质的活化-再沉积作用。在三十年代初联邦德国慕尼黑大学的毛赫(A.Maucher)就提出了分布于阿尔卑斯造山带中的一些多金属硫化物矿床具有“层控”的特征。当时,在美国,如格拉顿(L.C.Graton)等也对林格仑的分类提出了疑义。但是,格拉顿也仅就林格仑的分类增补了超低温热液矿床(Telethermal deposit)和浅成高温热液矿床(Xenothermal deposit)。

总之,在世界各地,包括美国、德国和苏联在内,层控矿床学的发展,充满了曲折的道路和各自的特点。

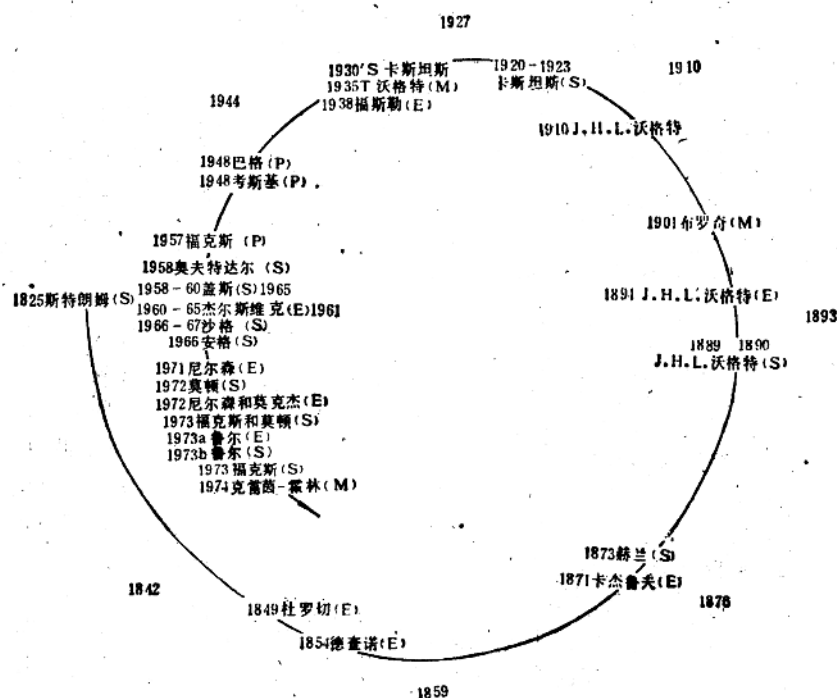


图 1-3 斯堪的纳维亚块状硫化物矿床成因的循环图 (据沃克斯, 1976)

S—同生假说, E—后成, M—硫化物熔体, P—再生成因

以北欧斯堪的纳维亚加里东褶皱带中的块状硫化物矿床的成因概念的发展历史为例,据沃克斯(F.M.Vokes)的总结,在历史上有过同生说(S)、后成说(E)、硫化物熔浆说(M)和再生说(P)等等观点。它们似乎存在着一个百年的周期,如图1-3所示,许多有关这个问题的现代的观点与早期的一些先驱者的思想十分类似。

以澳大利亚为例,他们对层控矿床概念的发展,集中围绕在对布罗肯希尔铅锌矿床成因的争论上。四十年代以前,澳大利亚大多数人相信成矿物质来自岩浆,甚至象澳大利亚西北部的成层性很好的含铁建造,也被认为是岩浆成因的。但从1951年开始,人们对层状硫化物矿床的成因问题发生了浓厚的兴趣。1954年斯坦顿(R.L.Stanton)在新南威尔士中部完成了他的博士论文研究中发现,该区的多金属矿化与灰岩-火山环境的联系是如此密切,看来它们之间有着成因上的联系。1953年,他在有关布罗肯希尔矿床讨论会上提到:“经过74年的观察之后,引起的有关这种类型矿床的成因思想上的混乱,既是不幸的,也是不能令人满意的”。1956年后,北澳元古代地层中陆续发现了芒特艾萨矿床和麦克阿瑟矿床。芒特艾萨矿床的变质程度比布罗肯希尔矿床低,麦克阿瑟矿床的变质程度又比芒特艾萨低,几乎没有受变质,因而保留了较多的同生沉积特征。后来,又详细研究了麦克阿瑟矿床中的硫、铅同位素,发现铅、锌和硫、铁不是同源的,从而逐渐对这种类型矿床的“层控”观点得到确认,特别是后来人们还从矿石中发现了细菌化石。

在北美,按理说他们有比世界其他国家具有更优越的条件来探讨矿床成因概念的变化。因为有许多文章,包括美国的和其他国家的重要的矿床文献,发表在美国的期刊中。如1951年,迦立克(W.G.Garlick)和布鲁默(J.J.Brummer)、1954年,戴维斯(G.R.Davis)均在《经济地质》杂志上发表了关于非洲层状铜矿床的研究成果。又如澳大利亚的克奈特(C.L.Knight),1957年在上述刊物上发表了“矿床成因-矿源层概念”一文,提出大多数矿田的硫化矿体,是从与其沉积组分同时沉积的硫化物堆积体中衍生出来的。但是,这些论文在美国并没有得到积极的反映,始终没把块状硫化物矿床作为同生成因而描述过。1959年,弗利德曼(G.M.Friedman)在《经济地质》上报导了加拿大安大略省一个磁黄铁矿和黄铁矿矿床,他认为原来的成矿物质是堆积在海相沉积环境中形成的。同年,澳大利亚的斯坦顿,在加拿大举行的一次有关块状硫化物矿床成因讨论会上,主张这类矿床的形成,主要是同生成因的结果。

1961年,澳大利亚的巴斯贝京(L.G.M.Bass Becking)和摩尔(D.Moore),在《经济地质》上发表了在实验室条件下利用人造海水的硫酸盐还原菌合成出陨硫铁矿、铜蓝和蓝辉铜矿等硫化物的事实,打破了过去认为硫化物矿物只能在高温下形成的信条。

1963年,洛弗林(T.S.Lovering)在《经济地质》上发表了题为“后生、叠生、同生和岩生成因矿床”,尤其提出“叠生成因”(Diplogenesis)一词。这篇论文对沟通同生论者和后生论者起了重大的影响。但是,他的工作在美国并没有引起很大的震动,反而在美国以外的国家里发生了巨大的反响。

1962年,戴维森(C.F.Davidson)在《经济地质》上,发表了一篇题为“层控铜矿床的一个可能的成因模式”。这是美国地质文献上第一次出现“层控矿床”这一名词。他认为,从盐类矿床中挤出来的层间卤水,运移到了较深处,淋滤了岩浆起源的原生浸染硫化物中的铜,然后把金属元素沉淀在化学和构造条件都有利的部位而形成矿床。

在加拿大也经历了类似的过程。六十年代以前,大多数矿床学家认为块状硫化物矿床

主要与剪切带有关。六十年代初期,在诺兰达地区发现了诺贝克矿床,认识到矿体赋存在不整合面上,并在对这一地区的地层有了较详细的了解之后,综合了这一地区的所有矿床的地质特征,建立了“层控”概念,从而发现了新矿床。另一个实例是加拿大西北部的塞尔温地区,该矿区早在1952年就发现了托姆矿床。当时发现这个矿床的过程是比较简单的,仅沿河流向上追索,找到了铁帽也就找到了矿床。但是,矿区的地质人员长期固守着矿床的形成与侵入体有关的观点,一直坐等了二十多年而无突破。到了七十年代,另一家勘探公司发现了0.5米厚的重晶石矿层,沿重晶石层追索,并配合地球化学找矿工作,终于在1975年发现了一系列大、中型重晶石-有色金属矿床。

“层控矿床”真正进入美国地质文献是在1973年美国地质调查所勃罗伯茨主编的《美国矿物资源》之后。

“层控矿床”的概念在中国的传播也曾有过反复。在这里,我们大家都会记得孟宪民的功绩。他的确开创了“层控矿床”在我国传播。他在五十年代末至六十年代初就竭力倡导“顺层找矿”,先后发表了《矿床的分类与找矿》、《略论沉积旋回及找矿的关系》、《沿一定层位找矿是今后找矿的重要方向》等文章或谈话,并亲自翻译引进当时在国际上刚刚兴起的同生成矿论的学术论文。

孟宪民本人在矿床成因论方面就经历了从岩浆成矿论到同生成矿论的转变。解放以前,他主要在湖南水口山和宜章香花岭以及云南个旧、东川等地工作,那时,他是岩浆成矿论的拥护者。对他影响较大的是在东川铜矿工作期间,矿工把层状铜矿称“主矿”,把脉状铜矿称“子矿”。“子矿”虽然品位较富,但矿石储量不如“主矿”。“子矿”是切割地层的,而“主矿”是沿地层分布的。因而,他强调应该找寻“主矿”,确立“顺层找矿”的观点,并反复强调“多数的矿石如同包围它们的围岩一样是同生的,而且是同一起来源的”。

但是,遗憾的是他把“同生成矿论”的概念绝对化了。他把分布于长江中下游一带许多侵入岩都说成是同生沉积变质而成的,因而失去了相当大的一部分地质工作者对其观点的热情支持,从而也使得“层控”概念没能在中国顺利地发展下去。

在孟宪民之后,层控矿床学之所以再度在我国兴起和发展,是中国科学院贵阳地球化学研究所的涂光炽及其同事们作出了较大贡献。他们具有比较完备的测试和实验手段,有比较丰富的层控矿床地质工作的实践经验,并且也具有精湛的物理化学和地球化学理论基础。因而,在他们的赞助和倡导下,召开了两届全国层控矿床地球化学会议,已经出版了《中国层控矿床地球化学》第一卷,并且准备出版第二、三卷。

《中国层控矿床地球化学》不仅对我国多种层控矿床地质资料进行了总结,并且系统地阐明层控矿床的成矿机理,这在国际上也是少见的。

总结层控矿床地质学的兴起和发展,我们赞同涂光炽(1984)的意见,并加上我们对这些意见的补充:

1) 找矿的需要和推动:突破了林格仑的唯岩浆成矿论的找矿思想的局限性,敢于到没有岩浆活动的地区去找寻金属硫化物矿床,敢于沿地层到深部去找金属矿床。

2) 绝对化了的成矿理论的碰壁:自然界矿床的形成,并不是按照鸽子笼式的方式产生的。矿床与矿床之间存在着多种中间过渡和相互叠加。从某种意义上讲,多成因矿床恐怕远远多于单成因矿床。

3) 典型矿床的深入研究:如密西西比河谷型矿床中铅、硫等同位素研究和气液包裹

体的成分和测温研究结果,不能不摒弃岩浆成矿的观点。又如麦克阿瑟铅锌矿床和腊梅尔斯卑格多金属矿床的深入研究,不能不承认它们是多源和多成因的。

4) 新技术、新方法的应用:只有近10~20年内多种新技术、新方法的发展和应用,才能比较精确地测定和深入了解成矿物质来源、含矿溶液的成分和性质、成矿阶段和成矿时代等重要参数。

三、层控矿床的研究意义

1. 研究层控矿床有重要的经济意义

现在的层控铜矿床约占世界铜储量的50%以上,如果加上深海锰结核中的铜量,则将大大超过此数。层控铅锌矿床约占世界铅锌储量的90%以上。此外,还有许多层控型Au、Ag、Hg、Sb以及W、Sn、Mo、Ni、V、U等矿床。

2. 层控矿床的理论,可以有效地指导找矿和勘探工作的布置

“顺层找矿”的思想,可以开阔找矿远景,具有一定战略意义。国外已应用这一理论来布置勘探网,我国也有若干成功的实例(如安徽铜陵、云南东川和甘肃厂坝等地区),而且层控矿床是最有远景的深部找矿目标之一。

3. 从矿床成因理论意义上讲,它突破了单一成矿作用的思想

层控矿床的深入研究,将内生成矿作用和外生成矿作用紧密地联系起来,并将成矿作用和地壳的演化和发展紧密地联系起来。如果再结合矿床的共生组合关系的深入研究,必将会大大丰富现有的成矿规律的内容。

4. 可作为地层对比的辅助标志

层控矿床具有时控特征,故可作为地层对比的辅助标志,尤其适用于对那些变质较深、缺乏化石的哑地层或遭受强烈变形地区的地层对比。

当前,对于层控矿床的研究还多处于资料的累积阶段。今后用它来重新检查和认识某些矿床的成因,不仅会使层控矿床的数量不断增多,而且矿种范围也会不断扩大(如金矿、钨矿等)。目前虽然对某些层控矿床的成矿模式提出了若干假说,但对其成因机制和就位机理等方面尚缺乏深入的研究。此外,对于成矿物质来源及其富集的因素,即对矿源层及成矿物质的迁移、富集等规律还需加强研究。

我国有极其复杂的地质演化历史和丰富的矿产资源,层控矿床也是异常丰富多采的,不仅分布广,矿床类型也较复杂。因此,总结和提高我国层控矿床的成因理论和时、空分布规律是我国广大地质工作者的光荣职责。

第二章 铜、铅、锌的地球化学性质及层控 铜、铅、锌矿床的分类

一、铜、锌、铅的基本地球化学性质

铜的原子序数为29, 属第四周期ⅠB族元素。锌的原子序数为30, 属第四周期ⅡB族元素。铅的原子序数为82, 属第六周期ⅣB族元素。它们的元素化学特性见表2-1。

铜、锌、铅同属过渡系元素, 它们的电负性为1.6~1.9, 其第一电离势为7.4~9.4, 介于典型的亲氧元素和典型的亲硫元素之间。因此, 铜、锌、铅之间有许多相似的地球化学性质。例如它们都具有比较明显的亲硫性。以铜为例, 如表2-2所列。铜的碳酸盐、氢

表 2-1 铜、锌、铅的元素化学性质

元 素	原 序 数	周 期	同 位 素 (%)	原 子 量	电 负 性	第 一 电 离 势	外 层 电 子 结 构	离 子 半 径 (Å)
Cu	29	4-ⅠB	⁶³ Cu 68.9	63.546	1.9	7.7	3d ¹⁰ 4s ¹	Cu ⁺ 0.95~0.96
			⁶⁵ Cu 31.1					Cu ²⁺ 0.70~0.72
Zn	30	4-ⅡB	⁶⁴ Zn 48.9	65.38	1.6	9.4	3d ¹⁰ 4s ²	Zn ²⁺ 0.69~0.74
			⁶⁶ Zn 27.8					
			⁶⁷ Zn 4.1					
			⁶⁸ Zn 18.6					
			⁷⁰ Zn 0.6					
Pb	82	6-ⅣB	²⁰⁴ Pb 1.4	207.2	1.8	7.4	6s ² 6p ²	Pb ²⁺ 1.17~1.21
			²⁰⁶ Pb 26.2					
			²⁰⁷ Pb 21.5					
			²⁰⁸ Pb 52.0					

表 2-2 若干硫化物和氢氧化物的溶度积

硫 化 物	溶 度 积	氢 氧 化 物	溶 度 积
MnS	1.4×10^{-10}	Cd(OH) ₂	2.4×10^{-14}
FeS	5.1×10^{-10}	Mn(OH) ₂	4×10^{-14}
FeS ₂	4×10^{-19}	Pb(OH) ₂	2.8×10^{-16}
CoS	3.1×10^{-21}	Co(OH) ₂	2×10^{-16}
ZnS	6.9×10^{-24}	Zn(OH) ₂	4×10^{-16}
NiS	3×10^{-21}	Ni(OH) ₂	1.6×10^{-16}
PbS	3.4×10^{-28}	Cu(OH) ₂	2×10^{-20}
CdS	3.6×10^{-29}	Cr(OH) ₃	6.3×10^{-31}
CuS	4×10^{-36}	Ga(OH) ₃	5×10^{-31}
Cu ₂ S	7.3×10^{-49}	Fe(OH) ₃	7.9×10^{-38}
Ag ₂ S	6.3×10^{-50}	Zn(OH) ₄	8×10^{-52}
Hg ₂ S	1.9×10^{-52}	Tl(OH) ₃	1×10^{-36}

(据杨蔚华等, 1984)

氧化物、硫化物（包括 Cu_2S 和 CuS ）的溶度积分别为： 5×10^{-10} ， 2×10^{-20} ， 4×10^{-36} ， 7.3×10^{-49} 。后两者的溶度积远小于前两者，因此，明显地表现出其强烈的亲硫性。因而，它们与S、As、Se、Te、Sb、Bi以及Fe、Co、Ni、Ag、Au、Hg、Cd、In、Ga、Ge等元素构成多种简单的或复杂的化合物，并常共生在一起，形成多金属硫化物矿床。由于它们的离子半径 $r_{\text{Cu}^+} = 0.95 \sim 0.96 \text{ \AA}$ ， $r_{\text{Cu}^{2+}} = 0.70 \sim 0.72 \text{ \AA}$ ， $r_{\text{Zn}^{2+}} = 0.69 \sim 0.74 \text{ \AA}$ ， $r_{\text{Pb}^{2+}} = 1.17 \sim 1.21 \text{ \AA}$ ，又有明显的差别，因而，它们在一系列成矿地球化学性质方面又具有各自的特点。在自然界，它们既有共生的一面，又有其单独产出的可能，如图2-1所示，有铜矿床、锌矿床、铅矿床、铜-锌矿床、铅-锌矿床、铜-铅-锌矿床；但很少见到有铜-铅矿床。

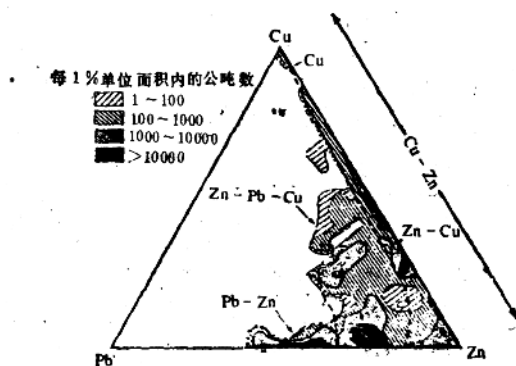


图 2-1 Cu-Pb-Zn矿床储量等值线图
(据富兰克林等, 1981)

铜在自然界成离子的倾向小，与氧的亲合力差，是一种重要的变价元素，常见有 Cu^0 、 Cu^+ 、 Cu^{2+} 三种价态，而以 Cu^+ 和 Cu^{2+} 为主。 Cu^0 具有贵金属性质，因而可与 Au^0 或 Ag^0 构成各种比例的金属互化物。 Cu^+ 的离子半径($r_{\text{Cu}^+} = 0.95 \sim 0.96 \text{ \AA}$)与 Na^+ 的离子半径($r_{\text{Na}^+} = 0.95 \sim 1.12 \text{ \AA}$)比较接近，因而在斜长岩中有比较高的含铜量，一般为45~120ppm，最高可达840ppm。除此之外， r_{Cu^+} 介于 Zn^{2+} 离子半径($r_{\text{Zn}^{2+}} = 0.69 \sim 0.74 \text{ \AA}$)和 Pb^{2+} 离子半径($r_{\text{Pb}^{2+}} = 1.17 \sim 1.21 \text{ \AA}$)之间，因而，它们之间也有较广泛的类质同象替换的可能。 Cu^{2+} 的离子半径($r_{\text{Cu}^{2+}} = 0.70 \sim 0.72 \text{ \AA}$)明显地小于 Cu^+ 的离子半径，因而，在成矿地球化学属性上它们之间有明显的差异。 Cu^+ 碱性大大弱于 K^+ ，在自然界不稳定，易还原成 Cu^0 ，稍氧化又形成 Cu^{2+} 。 Cu^+ 化合物溶解度不大，活动性不强，在氧化带易于沉淀。当硫浓度高时可形成辉铜矿，当氧浓度高时可形成赤铜矿。 Cu^+ 主要出现在 $f\text{S}_2$ 较低的强还原性环境中，与磁黄铁矿等矿物共生；而 Cu^{2+} 在自然界分布最广，在富氧或高硫条件下都能形成化合物。 Cu^{2+} 的硫化物和硫盐溶解度低， Cu^{2+} 的氧化物和氧盐在酸性溶液中溶解度很高，迁移能力很强，故常出现在 $f\text{S}_2$ 较高的弱还原性环境中，与黄铁矿等矿物共生。而且， Cu^{2+} 的离子半径与 Zn^{2+} 、 Fe^{2+} 和 Mg^{2+} 的离子半径比较接近，在镁铁质硅酸盐矿物如橄榄石、辉石、角闪石和黑云母等矿物中的含铜量比较高。因而，一般认为镁铁质硅酸盐矿物以及主要由这些矿物所组成的岩石（镁铁质侵入岩和喷出岩，以及含有大量未消化的镁铁质矿物的沉积岩——杂砂岩）是铜的主要宿主和层控铜矿床的矿源岩。

锌在自然界主要呈 Zn^{2+} ，很少有 Zn^0 和 Zn^+ 。因而在近地球表层的各种地质环境中，

基本上不存在变价的问题。 Zn^{2+} 的离子半径($r_{zn^{2+}}$)为0.69~0.74Å,在较高温度和压力条件下,它的地球化学性质接近 Fe^{2+} 、 Mg^{2+} 和 Cu^{2+} 的性质,因此, Zn^{2+} 可为 Cu^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Fe^{2+} 代替,被 Fe^{2+} 代替的程度可作为地质温度计,它在镁铁质矿物和岩石中具有较大的丰度值。闪锌矿是Cu、Ag、Cd、Hg、Ga、In、Ge、Sn、Fe、Mn等多种元素的携带矿物。在成矿温度较高的层控矿床中,如太古代的火山成因块状硫化物矿床中,Cu和Zn的确存在比较大的亲和力。

铅在近地表层的环境中,主要呈 Pb^{2+} ,仅在极少的情况下有 Pb^{4+} 和 Pb^0 。 Pb^{2+} 的离子半径($r_{pb^{2+}}=1.17\sim1.21\text{Å}$) 在Cu、Zn、Pb这三种元素中为最大,比较接近于 K^+ 、 Sr^{2+} 、 Ba^{2+} 的离子半径,因而,它们之间存在比较广泛的类质同象替换作用。在某种情况下, Pb^{2+} 还可以与 Ca^{2+} 、 Na^+ 发生一定程度的交代作用, Pb 除与S、As、Sb结合外,也易与Se、Te结合。方铅矿中的Sb/Bi比值能反映形成温度。铅虽亲硫但亲石性也强,在硫缺乏时可以进入硅酸盐和其他氧的化合物中,因此,在含K、Na、Ca较高的硅铝质硅酸盐以及由之构成的中酸性-酸性火成岩中,往往含有较高的铅丰度值。如钾长石含Pb最高可达700ppm,钠长石含Pb量又比钾长石高一倍,甚至还可以形成罕见的铅长石($PbAl_2Si_2O_8$),在某些天河石中含Pb竟达1.1%,致使天河石产生天蓝色的色调。这是因为铅的离子半径($r_{pb^{2+}}=1.18\sim1.32\text{Å}$)与钾的离子半径($r_{k^+}=1.33\text{Å}$)的大小相近,产生类质同象置换而造成的。因此,钾长石以及主要由之构成的中酸性-酸性火成岩和长石砂岩,常被认为是铅的主要矿源岩。Ag是方铅矿中最常见的元素,很少有含Ag低于10ppm的方铅矿。

此外,铅有四个稳定同位素,其中只有 ^{204}Pb 是非放射成因的,其余三个同位素(^{206}Pb 、 ^{207}Pb 和 ^{208}Pb)分别是 ^{235}U 、 ^{238}U 和 ^{232}Th 放射性蜕变的产物。因此,铅同位素之间的相对含量以及它们之间的比值是随源区的U、Th含量以及地质年龄而变的。对矿床中铅同位素的研究,可以获得有关成矿物质来源和成矿年代的重要信息。

二、铜、锌、铅在各类地质体中的分配

据黎彤(1976)的估算,铜在地球中的总丰度值为140ppm,锌为180ppm,而铅的丰度值只有0.13ppm,详见表2-3。

表 2-3 铜、锌、铅在各类陨石及地圈中的丰度值(ppm)

元 素	铁 陨 石	陨硫铁矿	石 陨 玛	地 球	岩 石 圈		
	兰 卡 玛 和 萨 哈 玛			黎 形 (1976)	幔 岩 层	基 底 层	沉 积 层
					黎 形 (1985)		
Cu	100~400 (最高1000)	100~600	150	140	40	65	40
Zn	115	1530	76	180	60	95	72
Pb	56	20	2	0.13	2.1	12	15

黎彤(1985)将岩石圈由下而上分为:幔岩层(从软流层至莫霍面)、基底层(从莫霍面到岩石圈上部)和沉积层(从岩石圈上部至地表)。岩石圈的各层圈中的Cu、Zn、Pb丰度值如表2-3所列。Cu和Zn的丰度值在岩石圈的基底层中最高。但他认为,把Cu和Zn在地球中的总丰度和总的质量分布情况联系起来看,Cu和Zn主要还是来源于幔岩层。而Pb

表 2-4 铜、锌、铅在各主要造岩矿物和岩石中的丰度值(ppm)

宿	主	铜		锌		铅	
		一 般	范 围	一 般	范 围	一 般	范 围
主要造岩矿物	橄 榄 石	36~172	8~960	51~74	50~82	2	<0.2~7.2
	辉 石	106~217	10~1000	38~225	26~2250	6	0.3~20
	角 闪 石	18~87	10~300	200~5300	26~8900	11~27	8~70
	黑 云 母	9~882	6~11600	180~2500	29~5100	18~50	10~94
	斜 长 石	45~120	8~840	10~21	7~50	11~37	4~70
	钾 长 石	3~7	1~20	5	2~8	30~66	10~700
	天 河 石	—	—	—	—	596~2900	120~11000
火 成 岩	纯 橄 岩	6.8~7.3 (189)	2~15 (177~207)	59	33~140	—	8.3~16
	橄 榄 岩	8~10.5 (40)	5~14 (30~50)	43.3 (41~60)	29~70 (40~80)	10.37	7.9~13
	辉 长 岩	20~119 (46~160)	14~180 (10~400)	119~124 (60~154)	100~278 (30~420)	2~10.2 (3.2)	0.5~83
	闪 长 岩	61~63.3 (13~113)	55~83 (3~345)	83~9 (42~100)	75~304 (5~1270)	5~28	3~62
	花 岗 岩	11.9~15.6 (338.3)	270~1000	39~85 (44~400)	20~105 (40~120)	20~56	8~75
沉 积 岩	杂 砂 岩	14~48	8~155	70~116	37~198	4.4~4.7	1.8~16
	砂 岩	7~20 (红色砂岩33~100)	1~52	25~73	5~174	5~25	2.9~50
	泥 质 岩	20~65	3~300	46~197	16~430	21~28	5~89
	蓝 青 质 页 岩	70	5~10000	110~300	24~1500 (最高5000)	20~24	20~15000
	石 灰 岩	3~16	0.1~500	15~31	10~103	3.4~9.1	1~200
	煤	10~50 (150~490)	2~1000	50~300	10~13000	9~99	5~310
变质岩	片 麻 岩	10~35	3~30	54~109	19~161	9~21	3~38
	云 母 片 岩	33~62	14~110	61~200	32~124	6.6~24	6~41

(资料来源: 据兰卡玛及魏德波尔等)

的分布情况, 是随着地球和地壳的演化, 逐渐地向沉积层富集。

铜、锌、铅在三类陨石中的分布, 如表2-3的前半部所列, 它们都具有比较强烈的亲铁性和亲硫性。特别是Cu和Zn的最高值出现在陨硫铁矿或铁陨石中。这和黎彤(1976, 1985)所估计的, 它们在地球中的总丰度值超过岩石圈的丰度值一个量级是一致的。这是因为地球各层圈的体积和质量不同, 地核和地幔圈大大超过岩石圈。但是, 对铅分布情况的认识则有较大的分歧。据兰卡玛和萨哈玛的估计, Pb在各类陨石中的最高丰度值仍出现在铁陨石中, 与陨硫铁矿相比大约高3倍, 与石陨石相比则高一个量级。但是, 据黎彤(1976, 1985)的估算, Pb明显地富集在基底层和沉积层中。Pb在基底层和沉积层中的丰度值比幔岩层高一个量级, 比全地球的总丰度值则高两个量级。根据Pb在各类矿物和岩石中的分布情况, 我们比较同意黎彤的估算值。因为, 石陨石的总成分更接近超镁铁质岩石, 也就是说, 相当于地幔岩, 因而其丰度值约为2.1ppm。这个估计值与兰卡玛和萨哈玛所给出的石陨石中的丰度值是一致的。因此, Pb在铁陨石和陨硫铁矿中是否含有如此高的丰度值是值得怀疑的。总之, 铅的地球化学性质比铜和锌来说更为复杂。它既有一

定的亲铁性和亲硫性，同时还有明显的亲石性。

铜、锌、铅在各主要造岩矿物和岩石中的丰度值，见表2-4。

铜在镁铁质矿物中的含量比在硅铝质矿物中的含量虽然高出1~10倍，但其分布是比较分散的，而且没有明显的趋向性。

锌在主要造岩矿物中的分配，则比较明显地趋向于镁铁质矿物。锌在镁铁质矿物或硅铝质矿物中的分配率达30~100。在某些玄武岩的钛磁铁矿中，含锌1000~4000ppm；在某些铬铁矿中，含锌可达58000ppm。

铅与上述铜和锌的分布情况有明显的差别。铅在镁铁质矿物中的含量只有2~50ppm，而在硅铝质矿物中的含量则明显地增加。

从表2-4可以看出，铜在各类火成岩中的含量比较分散，没有明显的趋向性。也就是说，各类火成岩都有可能成为层控铜矿床的矿源岩。而锌和铅在各类火成岩中的分布情况与铜相比，则有较大的差别。锌含量较明显地趋向于中-基性岩中，而铅的含量则显著地趋向于酸性岩中。

铜、锌、铅在各类沉积岩中的分布情况也有很大的变化。换言之，铜、锌、铅在外生条件下比在内生条件下有较大的分异性。

铜在砂岩中的含量一般为7~20ppm，滇中紫色层中含Cu130~210ppm，湘西沅麻紫色砂岩含Cu260ppm，滇东北因民组紫色层中含Cu130~170ppm。铜在泥质岩中的含量为20~65ppm，在沥青质页岩及煤中一般含Cu为70~490ppm，但沥青质页岩中含Cu最高可达10000ppm。而在石灰岩中含Cu为0.1~500ppm，一般含Cu仅只3~16ppm。

锌在砂岩中的含量一般为25~73ppm。滇西金顶老第三系云龙组中段(EYb)砂岩中含Zn3,560ppm，白垩系砂岩含Zn175ppm。锌在泥质岩中一般含量为46~197ppm，在沥青质页岩及煤中一般含量为50~300ppm，最高含量达5000~13000ppm。我国湘西花垣地区志留系页岩含Zn为100ppm，下寒武统牛蹄塘组炭质页岩含Zn为110ppm。

铅在各类沉积岩中的含量则比较分散。在砂岩中铅的含量一般为5~25ppm。而滇西金顶老第三系云龙组中段(Eyb)砂岩含Pb达647ppm，白垩系砂岩含Pb达148~174ppm。在泥质岩中铅的含量一般为21~28ppm。在沥青质页岩及煤中最高含Pb达15,000ppm，但一般含Pb为20~99ppm，与砂岩及泥质岩中的含铅量相比，仅高3~4倍，仍在同一量级之内。我国湘西花垣地区下寒武统牛蹄塘组炭质页岩含Pb为20ppm，上震旦统灯影组锰矿顶板页岩中含Pb亦为20ppm。在石灰岩中铅的含量一般为3.4~9.1ppm，但变化范围较宽(1~200ppm)。湘西花垣地区下寒武统藻灰岩中含Pb14~50ppm，而在广东凡口地区中石炭统壶天灰岩中含Pb达120ppm，中泥盆统天子岭组灰岩中含Pb达200ppm。因此，石灰岩中有较高的铅含量，是一个值得进一步研究的问题，因为有不少的Pb或Zn矿床是以石灰岩为主要赋矿围岩的。

铜、锌、铅在各类沉积岩中的赋存状态，主要呈铁锰水解物、粘土和有机物吸附状态，少数呈碎屑物或有机化合物独立存在。有时也呈类质同像混入黄铁矿晶格，或呈独立的硫化物出现。因此，铜、锌、铅在外生条件下，除了其固有的亲硫性外，又增加了亲氧性和亲生物性，这是铜、锌、铅在外生条件下可以产生明显的沉积分异的根本原因。它们在外生条件下的地球化学行为将在下节中再详加介绍。

铜、锌、铅在变质岩中的丰度值是随其原岩固有含量而变化的。表2-4中所列两种