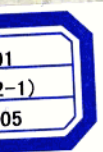


沉积矿床和层控矿床概论

郑 明 华



中国有色金属工业总公司成都地质干部学院

一九八四年七月

导 言

近年来,沉积矿床和层控矿床问题引起人们十分广泛的兴趣,已成为当前国内外矿床地质学界研究的最重要的课题之一。

沉积矿床和层控矿床,均与沉积地层存在极为密切的联系。

众所周知,沉积地层无论从空间抑或时间上,于整个地球和地壳发展的历史中,均占据重要地位。当今已判定的地壳的最老年龄约为46亿年,而沉积圈岩石最老年龄为36亿年左右(一说为35亿年);就分布面积而言,大陆面积的72%有巨厚的沉积盖层,而海洋中则几乎100%为沉积岩或沉积物所覆盖。显而易见,没有沉积层的大量资料,欲正确地再塑地球表层的历史以完成地质学的基本任务,那是完全不可能的。从而欲正确地评价地壳中的矿产资源,也是完全不可能的。

鉴于工业的发展对矿产的日益增长的需求,迫使矿床学的研究工作和理论水平必需提高到一个新的高度。当前成矿理论界,已把矿床的研究从对单个矿床和单一成矿作用的传统方法,逐渐发展为把矿床的生成与区域背景和环境的研究结合起来;把内生成矿与外生成矿过程结合起来;把地表成矿与深部成矿结合起来;从而使一些长期争论不休的问题初步获得解决,或者找到了解决问题的途径。

在近二十年来的大量资料的积累以及范围广泛的测试研究表明,沉积层中除了与岩浆活动直接有关的矿床外,其余矿床可以大体地划分为两大类:沉积矿床和层控矿床。沉积矿床由地表地质作用,通过机械的、化学的和生物化学的分异和沉积成岩形成的;层控矿床除了经历沉积成岩作用外,还表现在后期受到各种不同成矿地质作用的“改造”而形成的。换言之,沉积矿床一般是通过沉积作用直接把矿质聚集成为工业矿体的,矿石与围岩在同一地质作用过程中形成的;而层控矿床乃是在沉积成矿或源层的基础上,再通过后期(时间相隔可长达几亿年或几十亿年)的地质作用,特别是热液的活动,使矿层或业经初步聚集矿质的源层中的成矿物质发生活化、转移和再聚集而成矿的。因而,沉积矿床与层控矿床无论从其矿床地质特征抑或成矿机制,都有显著的标志可以加以区别。

必须指出,倘若人们把沉积作用和沉积—改造作用视为矿床形成的一个统一的过程,那么完全有理由把沉积矿床和层控矿床视为沉积—演化整个过程的不同阶段的产物。由于沉积矿床和层控矿床的地质特点和成矿机制的差别如此明显,以致试图混淆这种差别成为不可能。倘若采取视而不见的态度,显然也是错误的。

无可讳言,当前对层控矿床的认识相当混乱。本文的目的,主要在于强调沉积矿床与层控矿床在基本特点和成矿机制方面的区别,而不是把两者混为一谈,更不是重复传统矿床学的基本内容。

目 录

导 言

第一部份 沉积矿床进展

第一章 研究沉积矿床的意义及研究现状	(1)
一、碳酸盐岩的研究	(2)
二、浊积岩的研究	(3)
三、沉积层中物质组成的研究	(4)
四、沉积矿床有机地球化学的研究	(4)
五、特征性沉积物与地史演化关系	(5)
六、海洋资源的开发与利用	(6)
七、沉积岩相古地理与沉积建造的确定	(7)
八、新技术和新方法的引进	(7)
第二章 沉积矿床的形成过程和形成条件	(9)
一、沉积作用过程	(9)
(一) 沉积作用期	(9)
(二) 成岩作用期	(18)
(三) 沉变作用期	(23)
二、沉积矿床的形成条件	(24)
(一) 沉积矿床形成的地质条件	(24)
(二) 沉积矿床形成的物理—化学条件	(30)
三、沉积矿床的基本特点	(34)
第三章 盐类矿床形成理论的发展	(36)
一、盐类矿床的基本特点	(36)
二、盐类矿床形成作用概述	(40)
三、成盐理论的新发展	(42)
(一) 经典理论的缺陷	(42)
(二) 新成盐理论的提出	(44)
四、钾盐矿床的形成	(47)
(一) 加拿大萨斯卡通温矿床	(50)
(二) 美国德拉韦盆地矿床	(50)
(三) 苏联东喀尔巴阡矿床	(51)
(四) 中国察尔汗盐湖矿床	(52)

第四章 金属氧化物和金属硫化物沉积矿床的成矿机制 (54)

一、化学及生物化学作用 (54)

二、金属氧化物沉积矿床的成矿机制 (56)

(一) 沉积铁矿床的物质来源 (57)

(二) 铁在天然水中的存在和搬运方式 (58)

(三) 铁的沉积作用机制 (62)

(四) 铁在沉积作用中的富集和相变规律 (64)

(五) 沉积铁矿床的演变 (68)

(六) 我国沉积铁矿床的若干特征 (69)

三、金属硫化物沉积矿床 (70)

(一) 沉积物的观察和研究 (71)

(二) 亲硫金属的搬运和沉积环境 (73)

(三) 金属硫化物矿床的形成作用 (77)

第五章 火山—沉积矿床进展 (87)

一、火山—沉积矿床中成矿物质来源 (87)

二、火山—沉积矿床的类型及其形成作用 (88)

(一) 陆相火山—沉积矿床 (88)

(二) 海底火山—沉积矿床 (89)

第二部份 层控矿床的定位机制

第六章 层控矿床理论的提出与发展 (99)

第七章 层控矿床的概念及其基本特点 (104)

一、层控矿床的概念 (104)

二、层控矿床的基本特点 (107)

(一) 地层控制因素 (107)

(二) 岩性岩相控制因素 (109)

(三) 地层中成矿地质的活化与转移 (111)

(四) 构造控制因素 (112)

(五) 矿床的成带性分布 (112)

(六) 热液活动特点 (112)

(七) 时控特点 (113)

(八) 同位素组成特点 (113)

(九) 气液包裹体特征 (114)

三、层控矿床类型的划分简介 (114)

第八章 关于矿源层及其在成矿中的意义 (119)

一、下寒武统黑色岩系·····	(121)
二、泥盆系碳酸盐岩系·····	(126)
三、寒武—震旦碎屑岩系·····	(130)
四、多层位不同含矿特征与矿化关系·····	(132)
第九章 层控床矿的构造控制·····	(135)
一、不透水隔挡层的屏蔽作用·····	(137)
二、褶皱控矿作用·····	(137)
三、不整合和(或)假整合面构造控矿·····	(139)
四、层间裂隙或断裂控矿·····	(140)
五、古岩溶构造·····	(141)
六、同生构造对矿床的控制·····	(142)
七、拖曳褶皱对矿床的控制·····	(143)
八、其他构造控矿·····	(143)
第十章 层控矿床的形成作用·····	(144)
一、地下水的溶滤作用·····	(144)
(一)淋滤作用·····	(147)
(二)加热溶滤作用·····	(149)
二、“萨布哈”作用·····	(150)
三、热卤水成矿作用·····	(154)
四、变质和超变质热液成矿作用·····	(163)
五、岩浆气液的作用和迭加·····	(168)
六、生物礁与成矿作用·····	(168)
第十一章 层控矿床类型·····	(172)
一、地下(卤)水溶滤型层控矿床·····	(172)
(一)就地(自源)溶滤层控矿床·····	(172)
(二)异地(他源)溶滤层控矿床·····	(182)
二、“萨布哈”型层控矿床·····	(199)
三、变质和超变质热液型层控矿床·····	(203)
(一)变质热液层控矿床·····	(203)
(二)超变质热液层控矿床·····	(212)
四、岩浆气液迭生型层控矿床·····	(214)
(一)岩浆气液改造型层控矿床·····	(215)
(二)岩浆气液迭加型层控矿床·····	(217)
主要参考文献·····	(218)

第一部份 沉积矿床进展

第一章 研究沉积矿床的意义及研究现状

众所周知，沉积圈中蕴藏着丰富的矿产资源。例如，可燃性矿产（包括石油、天然气、煤和油页岩）和盐类矿产几乎完全由沉积作用形成的；放射性原料、黑色金属、有色金属、稀有和分散金属、矿物肥料以及多种非金属等，由沉积作用形成的也占有相当大的比例。

早在本世纪六十年代，Л. Б. 普斯托瓦洛夫在《论地质科学的发展道路》和《论地质科学的现状和基本任务》两篇论文中，就曾以大量的统计数字显示沉积矿产在世界矿产总储量中的重要地位，如图 1—1 所示。

从图 1—1 中不难看出，几乎所有的动力资源均与现代或古代的沉积形成带有关，建筑、化学工业和黑色冶金工业所需原料的储量，也几乎全部蕴藏在沉积矿床中；有色和稀有金属在沉积矿床中也占极大的比例。

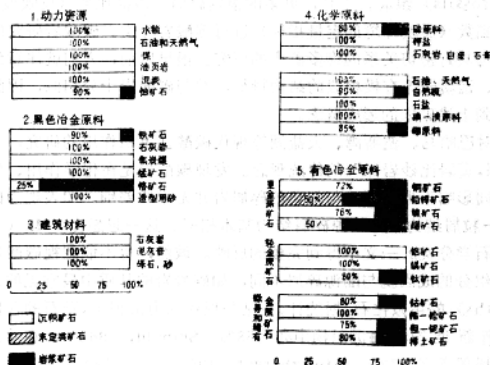


图1—1 沉积（外生）矿产在世界储量中的地位
（据Л. Б. 普斯托瓦洛夫, 1963）

据估计,沉积和沉积变质矿床约占世界矿产总储量的80%左右。事实已证明,要解决一个国家的燃料基地、钢铁基地,往往必需在沉积型矿床方面有重大的突破。

普斯托瓦洛夫曾指出,矿床理论不能充分帮助人们发现新矿床,缺乏准确的预测能力,在很大程度上是因为在成矿理论中存在内生作用起主导的指导思想。自六十年代以后,沉积学和沉积矿床学进入了一个新的时期,鉴于新技术新方法广泛应用于矿床地质研究,以及新的基础地质理论(如板块构造说等)的问世,使沉积学和沉积矿床学发生了重大的变革,新的事实和概念不断涌现,定量的统计规律和成因本质的研究正代替描述性和定性的研究。目前,有越来越多的人接受这样的论点:许多工业矿床过去被认为是内生的,现在则认为应是与围岩同时或近乎同时生成的。有越来越多的人承认这样的论点:现在开发和开采的许多矿床,原是在当时地表沉积与富集的,或是在近地表环境中形成的。在矿产资源需求急剧增长的今天,成层分布、范围广、储量大的沉积型矿床的重要性日益明显。因此,开展沉积岩及沉积矿床成因的研究,已成为国内外十分活跃的研究课题之一,并取得了一系列的重大成果。最值得注意的研究有:

(一) 碳酸岩的研究

碳酸岩与矿床的密切关系的事实早为人知,但对于这类矿床的重要围岩的成因和特征,长期以来对其了解甚差。早年把碳酸岩视为单一的化学沉积,通常根据化学成分和岩石颜色等进行单调的、重复性的描述。随后,开始对碳酸岩碎屑和基质作深入研究,表明碳酸盐主要是一种生物碎屑沉积,如碎屑岩所特有的斜层理、波痕、干裂、流痕、波状纹层理等,在碳酸岩中也普遍发育和存在;近年,由于电子显微镜的出现,利用电镜研究其基质(微晶),结果大大地深化了对碳酸岩基质的认识。发现基质多数由超微化石(Nannofossils)组成。于是,更多的根据碎屑—微晶比值(反映波浪和水流的作用)和能量指数(反映环境的定量指标)进行碳酸岩分类。碳酸岩研究的这一重大突破,势必影响与其有密切关系的许多矿床的研究。很早以前,人们就注意到磷灰石、铝质岩、铁质岩、锰质岩等有极相似的结构特征,并与碳酸岩十分相似,因此,碳酸岩的突破必然影响到上述矿床的形成概念。

鉴于通过对巴哈马、波斯湾、大盐湖等现代碳酸盐沉积作用的研究,一举打破了“灰岩比页岩深,页岩比砂岩深”的传统观念。发现碳酸岩是在化学作用、生物化学作用和机械作用共同影响下形成的。与经典的碎屑岩并无本质差别。即表现为碳酸岩的主用结构类型——粒屑结构,与陆源碎屑结构基本相似。这一思想在Folk(1959)的《石灰岩的实用岩石学分类》一文中得到完整的反映。诚然,也不能忽视碳酸岩的特殊性,如碳酸岩颗粒组分的成因就与陆源碎屑不同,如碳酸岩的基质中最常见的是一种称为颗石*(Coccoliths)的超微化石。据统计,在某些现代深海沉积中,颗石的含量高达68%,即使在一些新近世的深海沉积物中亦达58%(Seibold, 1964),在欧洲的一些白垩中的含量,局部竟高达72%(Munzberger, 1958)。一些研究者指出,碳酸盐泥晶

-
- * 颗石作为一种超微远洋浮游生物,繁盛于晚白垩世到第三纪。侯奎(1983)等在我国南方泥盆系发现迄今为止最老的颗石藻化石。

即便不是超微化石，也是生物骨骼解体的产物（Wilson, 1975）。因此，碳酸盐的沉积环境的认识，也随之发生了变化：由深海而浅海；由浅海而滨海；由滨海而潮上。并且出现了相应的相模型。

（二）浊积岩的研究

长期以来人们一直认为，深海地区的环境十分宁静，深海沉积物只是各类远洋软泥，而陆源碎屑沉积物只能堆集在滨海和浅海区，而不会被带入深海。实际上存在着一种密度很大，混有大量泥砂的底流，这就是所谓浊流。浊流这一概念最早由戴利（1936）提出的。嗣后，以库宁为代表的北欧沉积学家们对浊流沉积作用和浊积岩进行了长期的研究。现代海洋地质研究表明，现代浊流作用的规模巨大，其分布范围从海盆边缘开始直到海洋底，可长达数百到数千公里。深海浊积岩的研究，彻底动摇了沉积机械分异的旧有观念，并为重新认识某些复理石和类复理石的成因以及海洋和大陆的变迁史提供了新的基础，为板块学说和洋底扩张学说提供了依据。

浊流，无论在搬运或沉积过程中，都具有不同于一般水流的特点。浊流运动的发生、发展和最终沉积，一般经过以下几个“阶”：

三角洲阶：当河流将大部分大陆剥蚀的产物搬运到盆地岸边形成三角洲。由于地震、海啸、暴风雨等的发生，或仅因近岸沉积物的长期和大量堆积而形成的陡坡，均能使堆积于岸边的沉积物发生移动；

滑动阶：当沉积物受上述某种因素的影响而开始发生移动后，紧跟着即沿海底地形向下滑动。由于在水下滑动，起初的速度可能是缓慢的，随后由于水份渐增，粘度渐减，于是物质向下滑动的速度就逐渐加快起来；

流动阶：当滑动的物质还未完全与水混合，部分物质仍处于固结状态时，粗颗粒还没有来得及集中到底部前锋。如果在这种情况下物质停止移动而发生堆积，一般把这种沉积物称为流动浊积物或流动浊积相。不过，只要存在一定的坡度，正在流动物质就不会停留下来，相反地它们将以渐增的速度继续流动，直到盆地中心为止。

浊流阶：在环境适宜的地质条件下，流动的物质就可形成完全的浊流。在浊流中，粗的物质被集中到靠近底部前锋（或鼻部），流速可继续增加。根据地形坡度的大小和坡度的长短，浊流可以达到最高的流速和不同的分选程度或粒级分布频率。

由于浊流运动的动力条件与一般河流搬运不同（浊流的流速与浊流的密度平方成正比），因此浊流的下部一般密度大、流速也大。于是颗粒大的和重的就多集中于浊流的底部前锋，并首先到达适当的地点沉积下来。浊流的上部则是小的、轻的颗粒，流速较慢，而沉积下来的时间也较迟。当大多数粗的颗粒下沉之后，浊流的流速变慢了，但并不停止。沿水流方向，悬浮物质仍依本身的重量关系逐次沉积下来。因此，无论是由底部到顶部抑或沿浊流流向，都会形成浊流沉积物的粒级变化构造。

由上可见，浊流沉积物代表着一种深海的独特沉积的产物。为区别于其他沉积成因的岩石类型，如冰碛岩、火山沉积岩、风成岩等，库宁于1957年提出了浊积岩这一新的术语，以表征深海浊流沉积作用形成的各种沉积岩石。

鉴于浊流底部前锋密度大，流速也大，侵蚀作用很强，所以在粒级层的底板上往往

可以见到各类底面构造（印模）。槽模从底板上突出呈椭圆形、长形和雪鱼状，它的长轴平行水流和向上游的一端变窄。槽模可单独出现或成群出现（大致平行），槽模长度约10—15公分。斯普茨、威塞等在研究加里福尼亚中新统浊积岩时，描述了许多底面构造，分出了七种类型的擦痕：沟型、线型、锥型、刷型、槽型、凿型、矛型等。

在浊积岩中已发现贮存可观的石油和天然气，如美国和委内瑞拉等国。近年在印度发现浊积岩中的某些含铁建造。此外，在深海区还见铁、锰、镍、钴、铜等矿产。因此，浊流沉积物对各种矿产的普查工作，无疑开辟了一个新的途径。

（三）沉积层中物质组成的研究

沉积层物质组成方面的重要进展，是关于自生矿物的确定。

通过直接的观察和模拟实验证实，传统认为只有在变质作用和高温热液条件下才可能形成的一些矿物，如长石、云母、沸石、纤铁闪石、绿帘石、黝帘石、电气石、石榴石、石棉、砂线石、金红石、板钛矿、闪锌矿、黄铜矿、斑铜矿等，在沉积作用的热力学条件下也可形成。这对了解成岩作用的实质具有十分重要的意义。

由各种方式沉淀出来的矿质，大都是不稳定的，只能在沉积物的上层保留很短的时间，但下层饱含水份的和细菌的碎屑和软泥，在海底的热力学条件下，由不稳定和不等重的原生沉积物向压固岩石转变，从而达到新的物理化学平衡。此即所谓成岩作用。近年来，人们特别强调成岩作用对成矿物质的聚集和矿物的生成具有控制作用。

成岩过程中自生矿物的确定，使得应用重矿物进行地层对比和恢复蚀源区的旧有概念，受到了新的事实巨大冲击。业经查明，煤系地层中准稳定矿物，如绿帘石、角闪石等的消失，即主要与成岩变化有关；而稳定的石榴石的实验证明，也可被有机酸所溶解。

成岩作用过程一般可分为三个阶段：

第一阶段：沉积物上部的氧化矿物，由于淤泥水吸收游离氧，从而产生了铁、锰的氢氧化物质点或结核。

第二阶段：在较深地带的淤泥中，繁殖有大量的厌氧细菌。有机物质腐烂分解成 CO_2 、 NH_3 、 H_2S 等，淤泥中失去了氧和硫酸根离子，由氧化环境转变为还原环境。在还原介质（ $E_h = -0.15 \sim -0.30$ ）条件下，沉积物中的固相物质如 CaCO_3 、 MgCO_3 等与水长期接触， Ca^{+2} 、 Mg^{+2} 离子逐渐进入溶液使水溶液的碱金属盐类剧增，PH值可达6.8—8.5，同时也溶解了 SiO_2 。另一方面，一些变价元素如Fe、Mn、V、U等可由难溶的高价氧化物转变为易溶的低价氧化物，从而使已沉淀的化合物重新溶解，使淤泥水中的成矿物质富集并达到饱和状态，这些饱和溶液可进行迁移，并在碱性还原环境中呈稳定的自生矿物再沉淀下来。 Al_2O_3 和 SiO_2 可结合成含水的铝硅酸盐矿物；而Fe、Mn、Cu、Pb、Zn等等元素则与 CO_2 或 H_2S 等化合形成碳酸盐和硫化物；还有一些阳离子可与 SiO_2 结合成为硅酸盐类矿物沉淀。

第三阶段：自生矿物的再分配，如自生矿物可围绕若干质点的周围生成结核、矿饼、以及形成复杂的具花边构造的沉积物。

（四）沉积矿床有机地球化学的研究

当代石油成因新概念即建立在有机演化的理论上的。当有机体死亡并埋藏于沉积物中之后，经历了生物化学变化和热降解、聚合变化等两个阶段。首先是来源于生物大分子的有机物的逐步改造，产生某些新的有机化合物，最终则完全演化为无机碳化物（甲烷、二氧化碳、石墨等）和水。

根据E. T. 迪更斯的意见，地质体中的有机质可分为两类：（1）成岩中残存的有机质，包括卟啉、氨基酸、糖、嘌呤和嘧啶等；（2）成岩中新生成的有机质，如干酪根、腐植酸、烃类等。

石油的主要组成是烃类，可是它是有机物质成岩演化到特定阶段的产物，也不排除少数烃类是由生物体直接继承下来的。因此，从有机质的演化观点，石油并非在有机体埋藏后就已大量存在的物质，而是在有机质演化到一定阶段才大量生成的，并且它还要随着有机质的演化而最终转化为无机物。

在固体矿产方面，C. M. 曼斯卡娅和T. B. 德罗兹多娃曾在《有机质地球化学》一书中系统地论述了沉积岩有机质对铀、钒、铜、锰、钴、镍、金、银、锌、铍等的富集作用。虽然这方面的进展与石油成因的进展相比，显得十分缓慢，但仍出现了值得注意的新动向。众所周知，在风化、迁移和沉积过程中，有机质的主要存在形式是腐植酸和腐植质。一些研究者曾采用穆斯鲍尔谱仪，探讨 Fe^{3+} 在腐植质中的结合位，采用模拟实验和对沉积物孔隙水的研究，证实了可溶腐植酸的高分子量部分最易搬运Fe、Cu、Ni、Co、Zn等。例如在层状铅锌矿床（位于碳酸岩层中）成因方面开展的模拟实验表明，颗粒藻物质可以从水体中浓缩Cu、Pb、Zn等元素。实验是在一个专门设计的沉积作用实验罐中，模拟表生作用环境，用富含Pb、Zn、绿藻的高盐度厌氧状态卤水作实验。实验结果生成的碳酸盐（含有机质和铁）中，含Pb 0.15%、Zn 1.0%，富集因子为200—300，非常接近于形成层状铅锌矿床所必需的金属浓度。这些Pb、Zn物质不是呈硫化物矿物形式，而是以分散状态存在于沉积物和有机物质中，只有在成岩过程中，随着有机质的破坏，原始分散的铅、锌才能逐步转化为硫化物，进而富集成为矿床。在实验方面最有意义的可能是J. D. 萨克斯比（1973）的实验结果。他做了金属胱氨酸络合物的成岩实验：当温度达到200°C时，很容易从这些络合物生成金属硫化物，这时的气体达总产物的35%，可溶油状物约25%，而大部分不溶溜份是金属硫化物。近年在密西西比铅锌矿床中找到烃类物质，在伴生的萤石中发现微量的脂肪酸，这证明这类矿床的形成环境，与高盐度的还原环境的油田卤水有关。

（五）发现某些特征沉积物的出现与地史的演化存在密切关系

在地史中，大陆和海洋发生过多次重大变化。而不同地史时期所形成的沉积物的数量、类型和成分，都表现出不同程度的变化。这些变化取决于大地构造环境的改变，大气圈和水圈的变化；依存于植被情况的侵蚀速度；提供碎屑的岩石成分的不同；以及再沉积的过程，等等。

地史中沉积作用的规律性，即所谓沉积学上的趋势（Sedimentological trends）大体可归纳为以下诸点：（1）世界上最古老的沉积物距今时限在37.6亿年的格陵兰西部Isua沉积岩中。1983年在澳大利亚西部纳拉耶尔山发现了地球上最古老的岩石。纳拉耶

尔山岩石的沉积特点显著，是大约二十八亿年前沉积的，澳大利亚学者对其中的锆石晶体进行测定，发现有42亿年之久。这种岩石中含有更古老的矿物质这一事实就表明，早在42亿年以前，地球上就有了坚固的外壳岩石。（2）大多数太古代绿岩带内产有氧化物—碳酸盐—硅酸盐—硫化物型的条带状含铁建造。此种沉积物在早元古代时（20~18亿年）的盆地中最为丰富，其后逐渐减少，到显生宙时已经不再出现此种类型的含铁建造（BIF）；（3）最古老的陆相红层，是在印度的Dharwar绿岩带内，距今约25亿年。此后，到18亿年期间红色层不多见了，直到显生宙才又显著增多起来；（4）碳酸盐的数量，在显生宙时约占25%，元古代为5%，太古代时则更少得多。碳酸盐岩的Mg/Ca比值，随时间的推移而降低，白云岩为太古代绿岩带及元古代盆地的特征；显生宙则以石灰岩为特征。太古代时的碳酸盐内尚未发现伴生有锰矿，距今23—20亿年时，锰矿才出现于几个大陆上。（5）石膏矿床最早出现于晚期元古代的中期，如发现于北美和澳洲。但直到早显生宙也未见大量聚集。实际上在前寒武纪尚无蒸发岩沉积。

沉积圈元素史（化学地史）的研究，有助于了解沉积圈、水圈、大气圈的起源的化学演化，有助于研究成矿时代和成矿规律。例如，苏联以罗诺夫为首的地球化学家，长期坚持这方面的研究，已总结出俄罗斯地台前寒武系到第四纪各种沉积岩中元素（包括有机碳）的平均含量，得出了元素含量、分布在地史时期的演化规律和富集成矿的可能性，为此编制了相应的岩相地球化学图。他们根据俄罗斯陆台和北美地台的8000个数据的对比分析，阐明了近35亿年内地台、陆台组成的重要演化阶段以及地球化学演化历史的共同的总趋势。美国费尔布里克将碳酸盐作为气候指标，结合元素、同位素等资料，探讨了地球沉积圈和生物圈的演化，划分出五个生物地球化学演化阶段，即（1）最初生命时期（ $3.8 \pm 0.8 \times 10^9$ 年）；（2）最初光合作用时期（ $2.9 \pm 0.2 \times 10^9$ 年）；（3）最初碳酸盐介壳时期（ $6 \pm 0.3 \times 10^8$ 年）；（4）大成煤时期（ $2.5 \pm 0.3 \times 10^8$ 年）；（5）世界范围远洋有孔虫和颗石藻初次出现时期（ $1.0 \pm 0.2 \times 10^8$ 年）并阐述了各时期的沉积成矿条件。

（六）海洋资源的开发和利用

海洋资源多种多样，极为丰富。西方国家担心随世界人口的增长将发生食物危机，试图向海洋寻找新的食物来源。海洋中除鱼、虾、海带等直接食用的海生动植物外，他们用海藻、海草制取各种食品，从蚝中提取蛋白质。七十年代德新社曾电称：“世界的海洋可以为三百来亿人提供足够的食品，如果这一宝库不被工业的污染所破坏的话。”

当前，海水的能量已为许多国家所利用，如潮汐发电、海浪发电、温差发电等。海底和海水中蕴藏的丰富矿产资源和巨大的能量资源，也已为人们所认识，石油在海底被发现还是1947年的事，但到了1960年探明的海底石油储量已为世界总储量的6%，产量的1.8%；1967年储量上升为12%，产量上升为6.7%；1971年开采量占17%；1980年则达到了35%；预计今后将继续以较大幅度增长。根据日本人的材料，大陆棚石油推定储量为7000亿桶，而此数字仅为整个海洋石油储量的7.3%。大陆棚的煤对一些国家来说是重要的，例如英国、日本、加拿大、智利等国家已着手开采本国大陆棚煤田，土耳其等国亦在计划开采。

至于海底的金属和非金属矿产亦极为丰富，如蕴藏大量的硫磺、磷、铁、钛、锡、锰、钴、铜和稀有分散元素。据认为，如深海采矿新法试验成功，将导致组成“国际海洋采矿财团”，可满足世界几百年内对铜、钴、锰以及其他金属的正常需要。近年在一些近岸带的矿产已被开发，如滨海砂矿中的Zr、Ti、Hf、Nb、Ta、Au、Sn、金刚石等。苏联千岛群岛海洋中的钛磁铁矿在70年代即已开采。此外如南非西海岸的奥林奇河口区的金刚石；阿拉斯加的罗姆河口区的金；马来西亚的锡；澳大利亚和印度的金红石等。

据研究和测定表明，海水本身即是巨大的资源。在每3.3亿立方英里的海水中，含食盐约1.66亿吨，Mg0.26亿吨，Ag0.45亿吨，Au0.25亿吨，U0.07亿吨。不久前，碘的资源还主要来自海水。据日本人计算，海水中铀的含量平均为0.003克/吨，世界海洋中铀的总储量为 41.1×10^8 吨，为大陆推定储量的九百倍以上，其能量相当于40兆吨煤。海水中钚的能量如能应用（Pu的能量相当于U的能量的100倍），则可相当4000兆吨煤的能量。因此可以认为，海水中的放射性元素是原子时代的最大支柱。更有甚者，海水中每6500个氢原子中就有一个重氢原子，按此计算海洋水中重氢的总含量为 46×10^{12} 吨，为海水中铀的一万倍以上，因此被人们看作是人类的永恒的能量资源。

（七）沉积岩相古地理和沉积建造的精确确定

岩相古地理方面的一些基本概念和划分原则，至今仍有很大分歧。明显的趋势是如何更精确地确定岩相古地理标志，更详细地划分岩相古地理类型，以及如何更有成效地编制区域性大比例尺的岩相古地理图，为矿产分布规律的研究服务。在这方面，古生态学和矿物岩石学的标志仍是最基本的。但欲深入划分地球化学相和环境相（如氧化还原相、古温度古深度相、古盐度相等）还需应用一些近代技术和方法，如特征元素或其比值、同位素（O、C、S、Ca、Mg等）、古地磁等，甚至指纹有机化合物的应用。

沉积建造的研究普遍受到重视。沉积建造的研究与成矿规律和成矿预测关系密切。如铁矿建造、锰矿建造、铝土矿建造、磷块岩建造、含油建造、含煤建造、含盐建造、含铜建造……等等，对这些含矿建造的成功研究，无疑在找矿勘探中起重要作用。当前世界范围各时代的沉积建造都作了不同程度的综合分析研究，并从大地构造和古气候条件出发，探讨了沉积建造和成矿的分布规律。

根据叶连俊的看法，成矿是物质运动的产物，物质运动是在一定的空间和时间条件下进行的。空间条件的分异是岩相古地理的起因；时间条件的分异导致含矿沉积建造与建造序列的形成。时间条件和空间条件的变异也导致所形矿床的质的变异。

（八）新技术和新方法的引进

60年代以来，沉积作用和成矿的模拟试验取得许多成果，如加里斯对Fe、Mn、Cu、Pb、Zn、Ni、Co、V、U化合物在250°C和一个大气压条件下的Eh—PH相平衡的研究；克劳斯科夫关于Bi、Sb、Se、Te、Sn、Hg、Cr等元素相平衡的研究，以及黄铜矿和斑铜矿在室温的实验等。此外，还有关于铁硫化物的细菌合成实验以及对海湾灰黑色粉砂质泥中早期成岩成因黄铁矿球粒的观察。所有这些都引起人们的极大兴趣。

当沉积学由定性描述进入定量分析，由观察推断进入模拟实验时，都向数学提出了迫

切的要求。由于电子计算机和控制论方法在地质学中的应用，有可能迅速处理大量的地质数据，来解决沉积学中的各种复杂问题，例如出现了克伦宾的《沉积作用的统计模型》、《史托哈斯基模型和马尔科夫连锁》，维斯捷里乌斯的《沉积作用的史托哈斯基模型和它们在沉积学中的作用》等代表性论文。此外，在控制论的应用、矢量相关、砾石定向分析、层序分析等方面的研究均取得进展。

由于测试新技术的引进，也大大促进了沉积学和沉积矿床学的发展。例如，在同位素方面广泛使用了C、O、H、S同位素以研究沉积形成条件，如古气候、古温度、古盐度等。迪更斯更应用 $\text{Ca}^{40}/\text{Ca}^{48}$ 和 $\text{Mg}^{24}/\text{Mg}^{28}$ 的方法研究碳酸盐岩的成因。 C^{14} 法已被广泛应用于研究沉积速度。放射示踪法曾用于研究现代沉积物的沉积作用过程。应用原子吸取光谱对沉积矿石中金属元素进行快速、准确的分析；应用电子探针研究金属元素在岩石结构微区的分布变化，如鉴定钙藻之钙、镁分布以探讨其成岩作用；采用气体抽取和不混溶液体抽提等新法对岩石孔隙水和孔隙吸附气的研究；鉴定微量吸附气的组分，采用了超纯分析技术如具有特种鉴定器的色谱分析法和色谱—质谱法等。

* * *

综上所述，沉积矿床的重要性和所取得的进展，正受到人们的高度重视。沉积学和沉积矿床学正面临着更多的更为复杂的研究课题。

沉积矿床学的基础乃是沉积学。而沉积学的发展则有赖于沉积矿物学、沉积岩石学等基本方面研究的深入和发展。无可讳言，沉积矿物学和沉积岩石学中的众多问题至今还不甚了了，有待于深入。例如，沉积岩（矿）作用的全过程——风化、迁移、沉积和早期成岩等作用的研究与现代风化壳、现代沉积物（尤其海洋沉积物，包括海底火山沉积物）的对比，对金属—有机矿物、页岩、火山沉积岩等需要摸索突破。还要加强沉积地球化学和有机地球化学等基本理论的研究，因为它们是沉积学和沉积矿床学最活跃和最重要的基本理论领域之一。而测试新技术的引进以及数学方法、物理化学、流体力学，有机化学的知识的渗透，则是促进沉积学和沉积矿床学向前发展的必要的前提条件。

第二章 沉积矿床的形成过程和形成条件

一、沉积作用过程

H·斯特拉霍夫把沉积岩和沉积矿床的一般形成过程，分为三个时期：沉积作用期，成岩作用期和沉变作用期。

(一) 沉积作用期

沉积作用的全过程可分出三个阶段：

1. 在风化壳中物质的活动：风化壳中物质的活动主要依赖于机械的和化学的剥蚀。机械剥蚀冲刷疏松风化产物的规模，取决于每年固体的径流量和固体径流系数（即固体径流量与汇水盆地面积之比）。据计算，这种规模是相当可观的，如世界一些著名大河流：亚马逊河、湄公河、底格里斯河、幼发拉底河等，其固体径流量每年多达10亿吨，固体径流系数达1000吨/公里²。统计表明，河流从各大陆带来的悬浮浮土总量为每年 130×10^8 吨。最强的固体径流量是发生在等温线 10°C 之间的赤道炎热气候环境中，特别是在构造活动区。

化学风化形成的溶解物，大体上与机械剥蚀冲刷物成正比。据估计，全世界河流以溶解状态搬运的物质总量为 50×10^8 吨/年。

固体岩石出露于地表，可使致密块体碎解为碎屑。解离作用的方式和强度取决于气候条件，因此，在风化现象与气候带之间就可以确立一些特征性的关系。在热带潮湿地区和较寒冷纬度地区，常形成极厚的疏松碎屑带。在不断增加的降水冲刷过程中，化学作用在岩石的解离过程中起重要作用。化学作用的进行则依赖于大气和水。

地表的水量是由降雨量和蒸发量之间的平衡来决定的。在大洋表面，蒸发失去的水量比降水返回的水量要大得多。大陆上的情况则相反（表2—1）。因此，通过大气圈，大陆得到了大洋水的补给，而后又沿地表流回海洋。就整个地表的物质平衡来说，所有大陆的总降水量都超过蒸发量这一事实有重要意义。正是因为这种过剩水的存在，暴露于地表的原岩才能经受持续的化学风化作用。结果，新的溶剂反复地补充，以致永远达不到平衡状态。过剩的降水渗过风化壳，并与矿物发生反应，由此产生的溶液，或者与地下水混合，或者呈地表逡流运动，其中很大一部分通过河流、湖泊或地下水到达大洋集水盆地，一小部分流入大陆内部的排水盆地中。

风化带的上层，在不断被雨水所补给的极稀溶液中，对每一种矿物都是可溶的。在这里发生的风化作用实质上是开放系统中的一种极其缓慢的溶解作用。在这种情况下，往往不能达到热力学平衡。每种特定的矿物所发生的情况取决于动力学因素，亦即溶解作用的性质和速度。因为所有的矿物都是可溶的，所以一个稳定性（抗风化能力）增大的矿物系列，只不过是溶解速度降低的系列。

根据Nernst和Brunner提出的古典晶体溶解理论，在晶体表面会形成一个厚度为

δ 的静态边界层。此层中，溶液从饱和浓度 C_s 降到溶质的浓度 (C)。如果假定平衡的建立是无限迅速的话，则溶解速度 (L) 由下式获得：

表2—1 大洋和陆地表面的蒸发量和降水量

	公里 ³ /年	厘米/年
大洋水面的蒸发量	351,000	97
大洋水面的降水量	324,000	90
陆地的蒸发量	74,000	60
陆地的降水量	101,000	68

(据狄特里奇和卡列, 1957)

$$L = -\frac{D}{\delta} (C_s - C) \quad (D \text{ 为溶质进入溶液的扩散系数})$$

如果溶液非静态，而是流过晶体，那么边界的厚度可按下式计算：

$$\delta = \gamma \cdot D^{1/2} \quad (\text{Vielstich, 1953})$$

γ 是溶液的运动粘度，指数 n 的值对层流而言为 $1/4$ ，紊流为 $1/2 \sim 1/3$ 。

此外，根据晶体溶解的实验，化学组分从晶体构造中溶解出来是有一定的有限速度，其影响因素甚多，特别取决于发生溶解的晶面的方位。在这种情况下，纯溶剂 ($C = 0$) 以稳定的速度流过时，晶面的溶解作用可表示为：

$$L = A \cdot \gamma^n \cdot D^{2/3} \cdot C_s \cdot P$$

A 为常数。溶解速度取决于粘度、扩散系数、饱和浓度以及因素 P (< 1)，它说明晶体组分并不能自由地进入溶液，而只有克服晶格能的阻力才能进入溶液。对于一个晶体来说， P 值取决于它的结晶方位，此外还明显地取决于温度。

总之，风化带中矿物的溶解速度，主要取决于它们在水中的溶解度和单一矿物种与天然溶液反应的迄今还未确定的速度。这种溶解过程，既可在自然界观察，又可在实验室里进行实验研究。

2. 风化物质从汇水区迁移

风化壳的物质分解后，除一部分残留外，其余的将被迁移出风化壳。从汇水区搬运物质的形式基本有四种：

(1) 以未饱和的真溶液形式搬运。其中大多为易溶盐类，如 NaCl 、 KCl 、 MgSO_4 、 MgCl 、 CaSO_4 、 CaCl_2 以及腐植酸等。在热带气候河流中还搬运一部分碳酸盐 (CaCO_3 、 MgCO_3 、 NaCO_3) 和 SiO_2 等。

除上述盐类溶液搬运外，还以络合溶液形式对物质的搬运。

络合物主要指以过渡金属为中心离子的络合物。过渡离子的特点是：半径小、能量

大、极化作用和电负性强。在这些中心离子周围的配位体,则是一些能量低,半径大的,被极化作用强的阴离子、络阴离子或中性分子。由两者结合成各种络离子。如 $[\text{AuCl}_4]^-$, $[\text{Cu}(\text{NH}_3)_4]^{2+}$, $[\text{Fe}(\text{CN})_6]^{4-}$, $[\text{Ni}(\text{H}_2\text{O})_6]^{2+}$ ……等等。配位体多数的情况下其数目为6或4,因此常构成八面体晶体场和四面体晶体场。晶体场的能量取决于中心离子和配位体的种类,一般高价中心离子比低价中心离子的能量要大些,无机配位体比有机配位体的能量小些。如果金属离子固定,则能量值随配位体的强弱而发生变化。

(2) 以机械悬浮物状态搬运

不少研究者指出,成矿物质主要是以细悬浮物状态进行搬运的。更确切地说,成矿物质在河水中主要与粘土矿物形成细悬浮物搬运,当抵达海盆地之后,由于粘土矿物的吸附能力的降低,金属元素常转为络合物(有机的和无机的)迁移。表2-2示某些金属在河水中赋存状态的可能数量比例。

表2-2 某些金属在河水中的赋存状态(%) (转引自关广岳, 1982)

元素	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Pb
状态									
悬浮物	100.94	96.78	21.88	37.88	64.45	87.94	12.51	20.91	88.82
胶体溶液 + 真溶液	0	5.04	21.79	11.63	54.66	5.13	48.72	8.8	17.12

从表2-2中可见,除Cu、Co呈悬浮物比例稍低外,其他金属呈悬浮物搬运的比例极大。这些悬浮物,显然并非金属单质,也并非金属矿物,而是被悬浮状态的粘土矿物所吸附的金属离子。河流中的粘土矿物,主要是蒙脱石,其次为埃洛石和高岭石,伊利石更为少见。粘土矿物具有很高的吸附金属的能力。但当粘土矿物与海水发生反应时,蒙脱石则常转变为伊利石或绿泥石,而后的吸附能力较低,于是这时被吸附的重金属离子就被解脱出来,可能转化为络合物进入海水。在水溶液中金属有机络合物的稳定范围比无机络合物要大得多,表现为对水溶液的PH值和Eh值变化的适应性上。有机质本身具有很高的吸附能力,同时也很容易被吸附到粘土矿物上去,这就利于在静海盆地中将有机质和金属沉淀下来。

呈悬浮状态搬运的矿物颗粒,其比重(P_2)高于水的比重(P_1)。由于重量,它们都受到一个向下的加速度。另一方面,颗粒在水中的运动还要受到一个反向的摩擦力,摩擦力随运动速度而增加。这两种力的相反作用最后产生一种稳定的颗粒沉速,它取决于颗粒的大小和质量。

摩擦力或阻滞颗粒在水中运动的力,一般表示为:

$$W = \frac{1}{2} C P_1 F V^2$$

F是垂直于运动方向的颗粒的横截面(对于半径为r的球体, $F = \pi r^2$), P_1 为水的

比重, V 为颗粒与水之间的相对速度, C 为无量纲的阻滞系数。若颗粒的体积为 V , 比重为 P_2 , 则作用于颗粒的重力为: $G = (P_2 - P_1)gV$

假设颗粒下沉迅速时, 重力与摩擦力恰好平衡:

$$\frac{1}{2} - CP_1 FV^2 = (P_2 - P_1)gV$$

如果阻滞系数已知, 那么一定形态和大小的颗粒沉速可以下列关系求得:

$$V^2 = \frac{2(P_2 - P_1)gV}{CP_1 F}$$

悬浮颗粒能在层流中被搬运的距离, 取决于平均流速与沉速的比值以及水的深度。设 L 为搬运路程的长度, h 为水深, μ 为流速, V 为颗粒的沉速, 则:

$$L = \frac{h\mu}{V}$$

从表2—3可见, 在层流中, 悬浮组分要能搬运到具有地质意义的距离, 只有在沉速极小和水深相当大时才有可能。然而, 当水流一旦变为紊流时, 较粗的颗粒也能呈悬浮状态搬运很长距离。

表2—3 当 $\mu = 1$ 毫米/秒, 不同水深(h)层流中不同沉速(V)的颗粒搬运距离*

$V =$	10^{-2} 厘米/秒 ($D = 10\mu$)	10^{-3} 厘米/秒 ($D = 4\mu$)	10^{-4} 厘米/秒 ($D = 1\mu$)
$h = 1m$	$10m$	10^2m	10^3m
$h = 10m$	10^2m	10^3m	10^4m
$h = 100m$	10^3m	10^4m	10^5m

(D 为直径, 指石英颗粒, ($\mu = 10^{-6}$ 厘米))

(3) 胶体溶液搬运。

胶体是一种颗粒直径介于 $1-100\mu m$ 的多相分散体系。固体质点分散在水溶液中组成的分散系, 称为胶体溶液或简称溶胶。带正电荷的胶体称正胶体, 带负电荷的胶体称负胶体。由于胶体溶液遇电解质或异性电荷胶体时会因电性中和而聚沉, 因此从这一意义来说, 胶体的带电性质对成矿胶体的长途搬运是不利的。欲使成矿胶体可在河水中稳定搬运的因素是护胶体的存在。腐植酸被认为是最重要的护胶剂。腐植酸是一种高分子化合物, 分子直径 $400-800mm$ 。胶体粒子可以被吸附在腐植酸大分子的某些链结上, 从而阻止了胶粒的运动而不易聚沉。胶粒也可进入腐植酸高分子化合物所形成的网状结

* $V \cdot$ 恩格尔哈特: 沉积物和沉积岩成因