



石油地质基础理论丛书

沉积成岩作用

刘宝珺 张锦泉 主编

科学出版社

石油地质基础理论丛书

沉积成岩作用

刘宝珺 张锦泉 主编

科学出版社

1992

(京)新登字 092 号

内 容 简 介

本书是我国第一部有关沉积成岩作用专著，全书共分九章。它主要论述沉积物（岩）中各种成岩作用，水在成岩作用中的影响，砂岩、碳酸盐岩、泥质岩、硅质岩中成岩作用，以及成岩作用过程中沉积有机质演化和成矿作用，还简单介绍了成岩作用的研究方法及其应用。

本书可供从事沉积及沉积地质矿产的地质科研人员，以及大、中专院校有关专业的教师参考，也可作为研究生及本科生的正式教材。

石油地质基础理论丛书

沉 积 成 岩 作 用

刘宝珺 张锦泉 主编

责任编辑 谢洪源

科学出版社出版

北京东黄城根北街16号

邮政编码：100707

北京市怀柔县黄坎印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1992年8月第一版 开本：787×1092 1/16

1992年8月第一次印刷 印张：17 1/2 插页：4

印数：1—1 000 字数：402 000

ISBN 7-03-002932-1/P·576

定价：16.30元

序

20 世纪 60 年代, 沉积成岩作用的研究开始受到沉积学家的重视, 这首先是由于在油气勘探工作中发现了储集层的性质与沉积物埋藏后的成岩变化有极大关系, 另外, 在研究工作中有关学科 (如化学热力学, 有机地球化学等) 的引进和测试条件的改进, 为深入研究提供了条件, 促进了沉积成岩作用研究的发展。自 1868 年 Von Gumbel 在其重要著作 “Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges” (转引自 Larsen et al., 1979) 中首次提出成岩作用一词以来, 已经有 100 年的时间了, 虽然沉积成岩作用研究有很大的进展, 但这项研究仍然是很薄弱的, 因为现任美国经济古生物学家和矿物学家 (SEPM) 主席的 Scholle 等在其 1979 年主编出版的著作 (Aspects of Diagenesis) 中, 仍认为在沉积学研究领域中有许多薄弱环节和空白, 其中最大的空白区是碎屑岩成岩作用的研究。然而, 60 年代后期可以看作是沉积成岩作用专题研究的一个重要发展阶段的开始, 因为那时以后, 大量的有关沉积成岩作用的专题研究成果不断涌现, 研究工作引进了物理化学、热力学和有机地球化学等方面的理论, 在方法上和测试数据的解释方面也有突破性进展。另外, 在此时开始出现了有关成岩作用研究的综合性和总结性的专著。

我国的沉积学者和石油地质学家在 60 年代已开始注意沉积成岩作用的研究工作, 70 年代地下油藏工作的开展对成岩作用的研究提出了很高要求, 广大石油地质工作者和有机地球化学工作者做了大量工作, 促进了这方面的研究工作。70 年代初期, 我们在一些固体矿床 (特别是金属硫化物矿床) 的研究中引用了沉积成岩作用的原理, 获得了满意的成果, 我们提出的 “沉积期后分异作用与成矿作用” 的观点, 得到广大同行的赞成和引用。在此基础上, 我们曾利用学习班、学术会议等不同场合、机会以及舆论工具宣传深入开展沉积成岩作用研究工作的重要性, 80 年代初, 中国石油学会和中国沉积学会曾组织举办了我国第一次成岩作用学术讨论会和成岩作用研究讲习班, 对我国沉积成岩作用研究的开展有很大影响。

1981 年科学出版社组织编写石油地质学基础理论丛书, 并邀请我们编写成岩作用专著。由于当时我国有关资料的积累尚嫌不足, 加上部分作者的工作变动, 影响了编写工作的如期完成。但是近年来国内同行有关沉积成岩作用的研究成果不断给予我们巨大的动力, 增强了我们完成这部专著的信心。在科学出版社的支持下, 经作者的努力, 本书终于和大家见面了。沉积成岩作用是沉积学的重要研究项目, 是学科的边缘领域, 研究的内容在不断地扩大和深入, 研究的方法也日益更新, 限于作者水平, 书中谬误之处在所难免, 敬请读者批评指正。

本书的编写分工是: 第一章, 刘宝珺; 第二章, 余光明; 第三章, 朱国华; 第四章, 刘效曾; 第五章、第六章, 张锦泉; 第七章, 贝丰; 第八章, 刘文均; 第九章, 赵逊。罗曦、顾丽苹清绘了全部插图, 苏惠、顾笑苹誊抄书稿。在编写过程中还得到中国地质

科学院、成都地质矿产研究所、成都地质学院等有关单位和叶连俊、曾允孚、李汉瑜、王书林、郭师曾、杨宝星等同行专家的热忱帮助和支持，谨致以深切的感谢！

刘宝珺
1989年10月

目 录

序	
第一章 总论	(1)
一、概述	(1)
二、成岩作用的概念	(2)
三、沉积演化的阶段及特点	(4)
四、影响沉积埋藏后变化的因素	(15)
五、成岩-后生变化简述	(24)
第二章 水在成岩作用过程中的影响及变化	(33)
一、现代海洋软泥水的化学变化	(33)
二、地下水在成岩过程中的化学变化	(37)
三、地下水中的同位素组分	(47)
四、粘土物质的渗滤效应	(48)
五、油田水在成岩中的变化	(50)
六、地下水在成矿作用中的影响	(61)
第三章 砂岩的成岩作用	(65)
一、概述	(65)
二、砂岩中主要成岩作用	(65)
三、砂岩成岩作用与油气勘探开发的关系	(79)
第四章 碳酸盐岩的成岩作用	(93)
一、概述	(93)
二、碳酸盐岩的成分	(94)
三、成岩作用	(95)
四、成岩环境	(104)
五、白云岩和白云石化	(107)
六、碳酸盐岩的储集性能	(114)
第五章 泥质岩的成岩作用	(120)
一、概述	(120)
二、粘土矿物的成分与构造	(120)
三、泥质岩的成岩作用	(122)
四、总结	(134)
第六章 硅质岩的成岩作用	(137)
一、概述	(137)
二、硅质岩的成岩作用	(138)

第七章 成岩作用中的沉积有机质及其演变	(150)
一、概述.....	(150)
二、沉积有机质的分类.....	(151)
三、沉积有机质在成岩阶段所经历的主要地球化学作用.....	(152)
四、油气的形成及其主要有有机结构分子在成岩阶段的演变.....	(167)
五、煤的形成及其在成岩作用阶段的演变.....	(206)
第八章 沉积作用演化过程中的成矿作用	(214)
一、沉积演化阶段与层控矿床的形成.....	(214)
二、分异作用与成矿作用.....	(215)
三、成岩-后生作用阶段的成矿作用及其影响因素.....	(218)
四、成岩-后生作用阶段的成矿作用模式.....	(230)
第九章 成岩作用的研究方法及其应用	(235)
一、野外工作方法.....	(235)
二、显微镜下成岩作用的研究.....	(236)
三、碳酸盐岩的染色法、揭片法.....	(239)
四、微量元素分析及其在成岩研究中的应用.....	(240)
五、电子显微镜在成岩研究中的应用.....	(241)
六、阴极射线致发光及其在成岩研究中的应用.....	(243)
七、X射线衍射分析在成岩研究中的应用.....	(248)
八、氧、碳稳定同位素分析在成岩研究中的应用.....	(250)
九、沉积岩孔隙度的研究.....	(255)
图版说明	(258)
参考文献	(261)

第一章 总 论

一、概 述

近 20 多年以来,在地质研究中有一些突破性的进展,如板块构造,深海钻探计划的研究以及一些有关全球地质学研究的进展,大大促进了地质学方面的研究工作,扩大了地质学家的视野,使得地质学家对于地球演化的认识更加深刻了。而在沉积学的研究领域里,在近 20 多年来,更是获得了突飞猛进的进展。这不仅仅是由于板块学说、深海钻探计划和全球地质学研究的促进,也是社会经济和资源开发的需要。如石油地质开发的研究从地质方面来考虑,大概有三阶段。在早期,大约是 50 年代或 50 年代之前,重点的工作是油气的构造圈闭的研究。在 50 年代或 60 年代初,大量工作放在岩相古地理的研究方面,亦即有关地层圈闭和岩相圈闭的研究受到了高度重视。而在 60 年代的后期,则成岩圈闭的研究被列为重点研究的课题。很显然,沉积物被埋藏以后,原生孔隙会发生很大变化。许多原生孔隙由于自生矿物的晶出和沉淀,因此化学的及物理的压实作用而大大减小。但在漫长的埋藏过程中,由于成岩作用也会产生大量次生孔隙,因此它们对于油气的聚集具有重要意义。

60 年代后期以来,从热液矿床成因中发展起有关固体矿床成岩分异成因的学说。在矿床学中,特别是有关热液型金属矿产的成因方面,长期受着岩浆期后热液学说的影响,形成了一种比较固定的看法,即所有的脉状、浸染状和交代型的金属和非金属矿床(特别是金属硫化物矿床)都是岩浆热液成因的,这种看法极大地束缚了矿床学的发展。50 年代即开始的关于低温低压下矿物相平衡的研究,是对这一学说的一个冲击。然而真正脱离了传统的岩浆热液说束缚,还是在 60 年代后期。一些人开始研究沉积物埋藏以后及整个埋藏过程之中,作为矿床围岩的沉积物和沉积岩中各种组分与溶液之间的作用,元素的迁移和富集规律,这项研究引用了低温低压下矿物相平衡的研究成果及有关成岩作用的研究成果。70 年代至 80 年代,在我国这项研究得到了广泛的推广,取得了很大成就,后来形成了沉积期后分异作用和成矿作用的理论。

“成岩作用”这个名词已存在 100 多年,但长期并未受到地质界的重视,只是在近 20 多年以来,对它的研究才有了巨大的发展。其原因有两方面,一方面是由于上面所说的经济上的需要,油气和固体矿产资源开发的需要;另一方面是由于科学上一些巨大发现的促进,如板块学说、深海钻探计划等的影响。有些学者还强调了个别的研究所起的作用,如“格罗玛挑战者”号在全球所钻取的岩芯不仅仅是包含了近 1×10^8 a 以来深海地层学的历史,而且还揭示了沉积物埋藏以后的变化历史,即它的成岩作用史。这对于我们深入系统地了解沉积成岩作用是极为重要的。

大量资料和数据的积累、知识的扩展和深化以及新概念和理论的提出,无疑大大促

进了有关成岩作用的研究。此外，新技术的运用也是一个不可忽视的条件。例如使用扫描电镜，阴极射线致发光分析，同位素分析以及微量元素测试等技术所获得的数据，开阔了人们的视野，使得沉积学家可能在更广泛的范围内深入探讨沉积物埋藏后的发展演化的实质。

正是由于以上所说的事实，在70年代以后，特别是进入80年代以来，有关沉积成岩作用的研究已被列为沉积学、石油地质学及层控矿床学的一个极为重要的题目。

二、成岩作用的概念

沉积形成演化的整个过程大概可以分为母岩的风化—沉积物质的搬运和沉积—沉积物埋藏后的成岩及后生变化几个阶段。地质学中曾使用“沉积作用”一词，广义的沉积作用包括上述整个过程，狭义的沉积作用概念系指沉积物被埋藏以前所发生的作用，一般来说，成岩作用系继沉积作用以后在被埋藏的沉积物中所发生的作用。这一作用过程在沉积演化中占有重要地位，它是造成沉积岩石多样化的重要原因，而且在此过程中可形成许多有价值的矿产。

沉积物被埋藏以后所发生变化的类型和强度取决于很多因素，气候和环境是其中的重要因素。为了解整个变化、过程以及变化的实质，可以常见的潮湿气候带的海盆环境为例来说明。当沉积颗粒沉降于沉积表面（一般是未固结的疏松沉积物的表面）而不再受扰动时，即可认为它已进入了开始转变为岩石的过程。在这种情况下，沉积颗粒仍与海盆底层水相接触，因而可与底层水发生作用，使颗粒发生变化，作用的趋势是使颗粒与底层水在化学上达到平衡。这一作用是在开放系统中进行的，介质条件一般为酸性和氧化的性质。这个阶段可称之为同生作用阶段。

当沉积颗粒被一薄层沉积物覆盖而被埋藏以后，颗粒即与底层水隔离，而不再受底层水的影响。刚被埋藏的沉积颗粒最初仍与孔隙水和软泥水保持平衡，这是因为孔隙水和软泥水系与颗粒一起沉积的底层水，它仍保持原来底层水的性质的缘故。但是随着时间的推移，沉积物中所含的有机质及细菌的作用，氧逸度(f_{O_2})逐渐减小，同时产生的 NH_3 和 H_2S 等，而使介质变为碱性和还原性质，于是，先沉积颗粒与孔隙水之间的平衡被破坏了，因而引起本层物质的重新分配组合，一些新生物出现，另一些物质被溶解，作用的趋势是建立新平衡。随着时间的推移，埋藏深度（简称“埋深”）的增加，这种变化过程一直持续到有机质分解作用和细菌作用趋于终结。由于新生物物质和新生矿物的生成与沉淀，上覆沉积物的加厚以及埋藏水的影响，导致了压实作用，松散沉积物的孔隙度逐渐变小，并逐渐被胶结而成为固结的岩石，这就是变化的第二阶段，可称为成岩作用阶段。在这一阶段中，上覆沉积物不厚，温度和压力的影响不大，基本上是与常温常压相近的低温低压条件。作用是在封闭系统中进行的，参加作用的组分限于本层，即在本层内进行物质的重新分配组合。基本上与本层之上或本层之下沉积层的成分无关，即没有或很少有外来物质的加入。

沉积物固结为岩石以后，其中所含的有机质的分解和细菌的作用趋于终结，有机质的影响已不成为促进变化的重要因素。但是此时上覆的沉积物已有足够的厚度，已埋藏至这一深度的沉积颗粒要遭受到较大的压力和温度的影响。疏松的沉积物转变成固结的岩

石以后，由于应力的影响，会产生一些裂隙，可导致外来的气相和液相物质的渗入，因而此时岩石所发生的变化是在较高的温度和压力的影响下，以及有外来物质加入的情况下进行的。作用的趋势是在这些新的条件下建立新的平衡。它表现为已固结的岩石中所发生的成分、结构和构造等方面的变化。这个阶段可称之为后生作用阶段。

当被埋藏在较深处的固结的沉积岩上升至地表时，又进入了一个完全不同的新的环境。新环境中 f_{O_2} 、 f_{CO_2} 以及温度、压力等条件又有很大不同，加之渗透水和地下水的作用，特别要指出的是在此环境中生物和有机质的作用，因而可能大大改变原来岩石的面貌。此时，一些矿物可被溶蚀，元素被带走，一些新生矿物又可沉淀出来，在局部富集的地方可造成有价值的矿产。此阶段可称为表生成岩作用，它是在开放系统中进行的。

上述的变化过程对于潮湿气候带的海盆比较特征，但在干旱气候带的大陆或盆地，火山作用带以及冰川作用带，其条件、作用的方式、变化的实质以及变化的阶段诸方面均有不同。然而变化的趋势总是贯穿着平衡的建立—破坏—平衡的再建立的过程。

对上述变化的总过程许多学者的认识是一致的，但是对于用来表示变化的各阶段的名词却有不少分歧，甚至可以说，有关沉积演化作用及阶段的名词的理解，从来没有统一过。然而讲清楚这些名词的意义是十分重要的。

同生作用(syngenesi)一词首先由 Ферман(1922, 转引自 Fairbridge, 1983)所提出，以它表示与沉积同时的一些地球化学变化及原生的化学沉积物的形成作用(如鲕状岩)。在矿床学中用以表示与围岩大致同时的矿床的形成作用，亦即在比较广义的意义上使用“同生作用”一词，泛指一些层状的矿床。作者以前(刘宝珺, 1980)曾引用过“syndiagenesis”一词来表示在沉积物-底层水的界面上所发生的亦即成岩演化最早期的变化。事实上“syndiagenesis”一词首先由 Bissell(1959)采用，他当时用此名词表示在早期埋藏时期(0—100 m 深度)所发生的“同沉积”的变化，其标志是沉积物与沉积环境的近间的相互作用。它可能是氧化的或还原的条件，常导致早期的石化作用及同生的自生矿物形成作用。Fairbridge(1967, 1983)所给与 syndiagenesis 的定义限定沉积作用至地壳运动以前的时期，它开始于沉积颗粒接触到海底之时，其特征是存在大量的捕集的孔隙水或封存水，这些水的排出是十分缓慢的。作用的深度可达 100m 以上。因而，syndiagenesis 实际包括了我們通常所理解的同生和成岩作用之意，这一名词的中文译名似以“同生成岩作用”更为贴切。

同生作用用于海洋沉积时，称为海解作用，用于大陆淡水沉积时，称为陆解作用。陆解作用(aquatolysis)一词由 Müller(1967)提出，以它表示淡水环境中沉积物在搬运、风化和埋藏前的“成岩”过程中所发生的化学的和物理化学的变化。然而，由于这一过程的时间间隔很短，与咸水相比较，淡水的作用又很弱，加之在古代沉积物中这种变化也不易鉴别，因此，陆解作用很少受人重视。相反，由于海解作用在沉积演化中有重要意义，这一术语被广泛使用，而且往往把它当作同生作用的代名词。海解作用(halmyrolysis)一词由 Hummel(1922)提出，来自希腊文的两个字根“hali”——海洋及“myros”——软质。系指颗粒刚刚沉积于海底以至它再次被搬运或被新的沉积物覆盖埋藏以前与海水底层水之间的一种化学反应。在此阶段内沉积物的一些元素(如 Ca, Si, P)可能转移至海水中，故亦称“海底风化作用”。

在沉积学领域，有一些人往往把同生作用当作沉积作用的同义词。实际上，沉积作

用包括的范围要广泛得多，我们认为把同生作用限定于沉积物与底层水界面附近为建立化学平衡所发生的变化最为恰当。

成岩作用(diagenesis)一词，首先由 Gumbel(1868)所提出，曾被用于不同学科之中(例如冰川学、有机地球化学)，但早期并未被地质学家广泛接受。Walther(1984)关于成岩作用的定义为“沉积物在其沉积之后，在没有岩石压力和岩浆热力的影响下向岩石转变中所有的物理的和化学的变化”。在我国，目前沉积学者普遍采用的成岩作用的概念是指沉积物被埋藏以后，在较低的温度和压力的条件下所发生的物理的和化学的变化。从物态来看，大致是沉积物固结为岩石以前所发生的变化。相当于欧洲一些学者所说的早期埋藏或浅埋阶段。成岩作用也有广义的用法，一些学者用此名词表示沉积以后变质以前沉积物和沉积岩所发生的所有变化(Fairbridge, 1983)，它包括了同生、成岩及后生阶段的所有作用，但此种用法尚未在我国普遍接受。

后生作用(anadiagenesis)一词的一个字根“ana”源出希腊文“ανα”，有“再次”、“加强”的涵意，anadiagenesis 也就是再次成岩的意思。按我国习惯用法称之为后生作用，系指沉积物固结为岩石以后至变质作用以前，在埋藏较深处所发生的变化，相当于欧洲一些地质学家所说的深埋作用或晚期成岩作用。50年代，我国曾一度广泛引用苏联学者费尔斯曼提出的“katagenesis”一词，亦译作后生作用，它具有相同涵意。

表生成岩作用(epidiagenesis)一词的英文前缀“epi”来自希腊文，有上面之意，因此表生成岩作用指的是在地表以下不太深的范围内近常温常压的条件下，在渗透水和浅部地下水(包括上升水)的影响下所发生的变化。“表生作用”(epigene)一词在我国使用较广，这是一个一般性的名词，它泛指地表或近地表处所发生的所有的作用和变化。“外生作用”(epigenesis)一词所表示的是由于外部因素的影响而使岩石中的矿物特征所发生的变化。还有两个名词在矿床学中应用亦较广，一个是 hypogene, 另一个是 supergene, 也常译为表生成因。前者表示与上升水(岩浆成因的)有关的岩石变化及矿物形成作用，后者表示与下降水有关的矿床和矿化富集作用。有一些人把表生成岩与表生作用甚至风化作用等同起来，这显然是不正确的，沉积物或沉积岩在地表或地表浅处所发生的作用有两种趋势，一个是趋向破坏；一个是趋向胶结。表生成岩所代表的是胶结和石化的趋势，如黄土中的钙质砂礓，碳酸盐碎屑海岸的海滩岩，都是表生成岩的很好的例子。在地下水作用下所形成的许多金属和非金属层控矿床也是表生成岩作用的产物，因而表生成岩阶段在沉积演化中占有极为重要的地位。

三、沉积演化的阶段及特点

刚刚沉积堆积的沉积物并不是一个完全平衡的混合物，在物理化学上它要与沉积环境进行调整，因而要针对环境的温度、压力和离子浓度情况发生一些热力学变化。其中，逐渐变化要促使造成一种受控于成岩演化的调整作用过程的序列，它可反映在岩石的结构、结构和矿物学特征上，这种序列曾被称为成岩作用等级(diagenetic grade)。沉积物埋藏愈深，成岩作用等级愈高。在成岩作用过程中也存在与变质相类似的情况，即随埋藏深度不同而产生不同的成岩矿物的组合，因此可以确定出一系列的成岩相。在成岩作用的早期，pH 和 Eh 是最重要的环境参数，随着温度和压力的增大，它的意义逐渐减小。

后中成岩阶段：粘泥物 → 伊利石、绿泥石、自生长石

含有碱金属氢氧化物的铝硅酸盐对于温度和压力最为敏感，可以作为成岩作用过程的指示物。在碱性条件下，成岩相的特点是片沸石、方沸石、浊沸石、葡萄石-绿纤石以及钠长石-绿帘石。这一序列在安山质岩石中已被鉴定出来，但是哪种矿物可作为变质作用的开始，仍存在争论。

Dapples(1959)曾研究了砂岩中的成岩作用等级问题，他认出了三个阶段，称之为初始成岩或沉积阶段、中成岩或早期埋藏阶段以及晚期埋藏或前变质阶段。他在1962年又提出了砂岩成岩变化的地球化学阶段，即氧化还原阶段(redoxomorphic)、交代阶段(locomorphic)和层状硅酸盐阶段(phyllomorphic)。Fairbridge(1967)在深入研究了成岩作用之后提出划分三个成岩时期，即同生期(syndiagenesis)、后生期(anadiagenesis)和表生成岩期(epidiagenesis)(图1-1)。需要指出的是Fairbridge(1967)所分出的同生作用的深度为0—100m，包括了本书作者的同生及成岩阶段，相当于浅埋阶段。Fairbridge(1967)的后生作用的深度为1000—10000m，温度100—200°C，相当于深埋阶段。

Choquette等(1970)在讨论碳酸盐岩的孔隙时，提出了始成岩阶段(eodiagenetic stage)、中成岩阶段(mesodiagenetic stage)和晚成岩阶段(telogenetic stage)的划分，也得到不少人的赞同。后来，他们的这一划分被一些人引用到砂质沉积物的研究之中。Choquette等(1970)的始成岩阶段的变化主要是氧化还原反应；前期的中成岩阶段变化主要是机械的压实、压溶、自生矿物析出和交代，使沉积物固结成岩石，原生粒间孔隙大量消失(但有时也可产生次生孔隙)；后期的中成岩阶段变化反映在粘土矿物向伊利石、绿泥石的转变，甚至生成自生长石，砂岩孔隙进一步消失；晚成岩阶段代表沉积有效埋藏以后，重新抬升至地表附近，在地表水(及潜水)的作用下所发生的作用，相当于我们所说的表生成岩作用。

由于中成岩阶段是砂质沉积物的结构和孔隙演化的主要阶段，加之这一阶段很长，Schmidt等(1979)为了研究砂体孔隙演化和次生孔隙的形成，在采用Choquette等(1970)的划分方案的同时，又进一步根据砂质沉积物(岩)的结构特征，结合沉积物中有机质的热演化程度，把中成岩阶段划分为四期。从浅到深依次为：未成熟期、次成熟期、成熟期和超成熟期。各期的主要特征如下：

(1) 未成熟期 镜质组反射率小于0.2%，主要是未固结的砂质沉积的机械压实，压实作用使孔隙度和渗透率降低。

(2) 次成熟期 镜质组反射率0.2—0.55%，主要变化是砂质沉积的压溶(化学压实)，被溶物质可以其原成分矿物或生成新矿物充填孔隙。压溶使孔隙度和渗透率进一步降低，早期自生矿物的充填可减弱压溶作用强度，也可产生少量次生孔隙。Schmidt等(1979)认为在此期砂体的原生孔隙基本消失，只能剩下0.5—2.5%。

(3) 成熟期 可分成成熟早期(镜质组反射率0.55—0.90%)和成熟晚期(镜质组

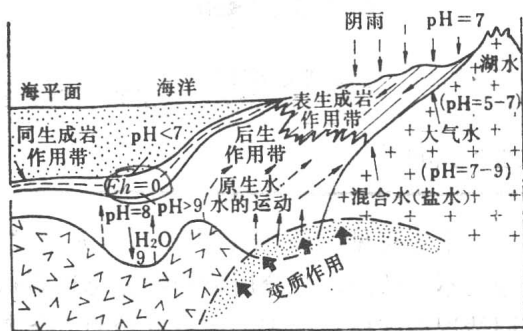


图1-1 通过大陆边缘的理想剖面，说明与海洋沉积作用同时的三个成岩作用期 (Fairbridge, 1967)

反射率 0.90—2.50%)。成熟早期往往是砂体中次生孔隙大量产生的时期,但如与互层的泥质岩中缺少形成酸性水所需要的有机质,则砂体中也不可能产生次生孔隙。成熟晚期次生孔隙已很少产生。整个成熟期过程中压溶作用仍有影响,使孔隙继续减少,但其强度远不及次成熟期。自生矿物充填孔隙,特别是交代其它组分的作用继续进行。

(4) 超成熟期 镜质组反射率大于 2.5%。由于长期处于较高的温度和压力下,砂岩的原生孔隙和次生孔隙基本消失。

为了解和对方便,将上述各家关于成岩阶段的划分列表(表1-1)如下。

表 1-1 成岩作用阶段的划分和对比

刘宝珺 (1980)	Dapples (1959)	Dapples (1962)	Fairbridge (1967)	Choquette等 (1970)	Schmidt 等 (1979)
同生作用	初始阶段 早期埋藏阶段	氧化还原阶段	同生成岩	始成岩作用	始成岩作用
成岩作用				中成岩作用	未成熟阶段 次成熟阶段 成熟阶段 超成熟阶段
后生作用	晚期成岩阶段	交代阶段 层状硅酸盐阶段	后生作用		
表生成岩作用			表生成岩作用	晚成岩作用	晚成岩作用

由上述可见,不同学者由于所研究的对象以及解决问题的目的不同,对于成岩阶段的划分是不一致的,划分所依据的标志也不相同,后来有关学者在研究过程中,也是依照不同情况而在已有的划分中选取较为适合者来用。因而不能用某一同样标准来评价各种划分,而应从某一研究领域中考虑其合理性和适用性。

上面讨论了各家学者对于成岩作用的阶段划分,为进一步了解沉积演化过程,需要再讨论一下各阶段的环境特征,下面按作者对演化阶段的理解作一简述。

演化自沉积物固着于海底开始,即同生阶段是最早的一个阶段。

在同生作用阶段,沉积物伴有中一大量的有机物质(简称有机质),这些有机质为钻孔生物提供了营养物,因此钻孔生物十分活跃。在表层沉积物中造成大量的扰动,而使之保持一个相对为氧化的条件。在正常海盆中,底层水一般为氧化条件,在水的循环很差的盆地中,水处于停滞状况而导致底层水的污染毒化,因而缺乏底栖生物,并且没有生物的扰动,这种情况下可形成具有完好的微细水平层理的薄层状泥质沉积。在水的循环良好的盆地中,可发育喜氧性的细菌,有一些是属于自养型的,而另外一些则需要食用埋藏的有机质及封存水(同生水)中的氧,结果造成 P_{CO_2} 的突然增大,引起 pH 的降低。随深度的变化 pH 可从 8 降至 7 或 6.5。此带的深度下界可从几毫米至 30—50cm,它取决于盆地的深度、有机质的数量、堆积的速率等。

对于无机沉积物的影响有时是很小的,例如可出现石英砂的“净化”(变纯);有时也会出现较强的变化,例如方解石和文石的快速溶解,有孔虫钙质壳和钙质海绵骨针的破坏,大量介壳的溶蚀以及一些长石和粘土的“风化”等。

瓣鳃动物及其它的一些动物可生活在酸性海底上,它用一层几丁质的被膜来保护自己的身体,但是在它们死后就立刻开始溶解。如北海沉积物表面的介壳一年之内可以消失 10—20%。在瓦登海的富含有机物的泥质沉积物中,则只能见到介壳的印模。用腐烂的

软体动物的遗体所做的埋藏实验表明, 仅仅两周的时间介壳的总重量即减少了 25%。有时在海生动物的肉体上可形成石膏晶体, 这表明海中局部的还原条件, SO_4^{2-} 转变成 H_2S 后, 马上与海水中的 Ca^{2+} 反应而形成了 $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ 。

在热带的海岸带, 甚至是在许多有生物礁发育的海岸带, 几乎到处可以看到有红树林丛生(特别是 *Rhizophora*), 它们可提供丰富的有机质碎屑枝、叶等。因而泥中的 pH 为 6.5 或更小, 另外还有 CO_2 、腐殖酸和鞣酸也可游离出来。 CaCO_3 质的珊瑚礁可能贮在巨大的泥质充填的洞中, 这洞的直径可有 5m 长, 原来是红树生长的地方。

在海解作用中, 无论是大陆架, 大陆坡还是盆地间的“海底山脊”、海底高原以至海丘的顶部, 都经常有海流的流过。海水可以从沉积物中带走一些元素(如 Ca, Si, 和 P), 因此海底风化是很合适的描述词。但是作用是十分复杂的, Mackenzie 等(1966)曾提出了“逆风化反应”的概念, 随地质时间的推进, 逐渐有硅和重碳酸盐的迁移: (非晶质的铝硅酸盐) + HCO_3^- + H_4SiO_4 + 阳离子 → 含阳离子铝硅酸盐(主要是粘土) + CO_2 + H_2O 。但是海中大部分的硅是通过生物转移的(主要是具硅质壳的硅藻)。

海解作用阶段代表性的新生矿物是海绿石、钙十字沸石和沸石类矿物、粘土矿物、结核型铁、锰和钙质矿物。海绿石属伊利石族, 是富含铁和钾的水云母类矿物, 长期以来被认为是海解作用阶段形成的典型的海相自生矿物, 主要生成于大陆架和斜坡环境。但少数情况下也发现有后生期的海绿石(Wermund, 1961)。钙十字沸石首先由“挑战者”探险船于深海中发现, 其成分为 $(\text{K}_2\text{Ca})\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, 已知钙十字沸石常与海底火山灰共生。但大陆火山灰中未发现过, 因而认为钙十字沸石是海解作用的产物。

正常水盆中的同生作用带为氧化条件, 而其下的成岩作用带则是还原条件, 这里厌氧嫌气的细菌成为重要的作用因素, pH 值稳定上升, 常可达到 9, 而 E_h 则降至 -0.4 或 -0.6 。脱硫细菌或称还原硫酸盐细菌(特别是 *desulfovibrio desulfuricans*) 释放出 H_2S , 在这种 E_h 条件下, FeS 是稳定的铁化合物(以后转变成 FeS_2), CaCO_3 则在 pH 为 8.5 时沉淀出来。在不太常见的情况下, 也可形成菱铁矿(FeCO_3)。

在成岩作用中, 化学反应的过程通常服从范托夫第一定律, 即低温反应通常要放出热量(亦即放热反应)并伴有离子的析出。这对于有机质转化为石油以及某些元素的迁移、富集和沉淀都是十分有利的。在富含细菌的还原条件下, 许多较大的有机分子和无机分子都要破坏, 植物物质要分解并只保存其最稳定部分, 主要是木质部分。褐炭(lignin)是主要的残留物, 它在海洋条件下极为稳定, 可以作为沉积速率的指示物。

有关有机质破坏的一个重要情况是在喜氧细菌活动阶段中, 反应是非常快的, 通过这一过程而残留下来的物质进入了早期埋藏(嫌氧条件)阶段, 获得了很大的机会在岩石中埋藏下来。然而它们也常常会进一步转变成石油类的碳氢化物, 即烃类物质以及其它的有机产物。对此过程来说, 一些灾变事件的海侵时期具有特殊意义。例如白垩系黑页岩的大洋缺氧事件即很好地说明了这一问题。

除了氢以外, 早期埋藏阶段中最重要的活跃的元素还有硫。它在海水中以 SO_4^{2-} 形式存在, 在大洋总的溶解组分中占 7.68%, 仅次于 Na^+ 和 Cl^- 。硫同时也是许多有机化合物的主要成分, 硫在氧化还原反应中表现出价的变化, 即从 -2 价变为 $+6$ 价。它有两个稳定同位素 ^{32}S 和 ^{34}S , 两者之间有 6% 的质量差, 用现代的仪器很容易测量出来。当其电价变化时, 例如从 SO_4^{2-} 变为 S^{2-} 时, 其同位素要分馏, 硫化物离子就富集了 ^{32}S 。

因此硫同位素比值可作为早期埋藏阶段的成因标志。 H_2S 和其形成与之有关的自生矿物所具有的 $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ 值是 22.1 到 22.7 (对于整体沉积硫化物来说, 平均值为 22.49); 而海水中硫化物的该数值则为一常数 (21.76 ± 0.02)。蒸发盐硫酸盐的情况与海水的相似, 但是具有较大的变化范围 (± 0.2)。

元素氮在成岩阶段也起着比较重要的作用, 它主要是以铵的化合物形式出现, 它也可作为一个有价值的指标。当碳的总量随深度的增加而急剧减少时, 被固定的氮则可保持不变。因此, C/N 值可以用作为恢复环境的指示。

海解阶段一般是氧化的介质条件, 但是, 在特殊的情况下, 例如在循环差的静海环境中, 也可没有氧化阶段, 此时还原阶段直接发生在沉积物的表面。如果过去确实存在过氧化带, 那么最为明显的效应就是沉积曾经经过酸化的现象。由于酸化的作用, 碳酸盐的生物化石常消失不见, 只有几丁质的生物个体才能留下其生活的痕迹。牙形石就是这种情况的代表。

如果沉积物是粗颗粒的, 则比粘土更容易遭受氧化, 其中的有机质可能完全分解, 可溶的碳酸盐和其它矿物在低的 pH 条件下被溶解或改造, 造成了砂的净化。而在还原带则残留了少量的可供细菌食用的营养物质。因此, 细菌组分在大小及种类方面都受到很大的限制。如果沉积物是碳酸盐, 则细菌成因的 CO_2 的数量不足以全部溶解层内的碳酸盐质。砂屑灰岩的情况与石英砂的情况相似, 但是灰泥与粘土更为相似, 最终在灰岩中可能出现白铁矿或黄铁矿的结核, 而在砂屑灰岩中则很少见到有这类结核。细粒的硅质物质可由河流以可溶硅形式, 以沙漠尘形式或以溶解的火山灰形式带入海盆中, 它们可以通过生物作用形成蛋白石硅, 如硅藻、放射虫、海绵骨针、海参等。可能发生同时的溶解作用, 但是, 如果形成快速堆积的抱球虫软泥 (*globigerina oozes*) 则可避免这种同溶解作用。硅质可形成一种脱水极为缓慢的胶体小球。在整个成岩阶段都可能发生硅质的迁移, 特别是松软的沉积物更有利于硅的迁移, 当沉积物具有较好的渗透性和电磁性时, 也可促进其迁移的进行。在同生阶段及成岩初始阶段, pH 较低时, 碳酸盐被溶解, 而 SiO_2 保持稳定; 而埋深较大时, pH 增高, 则碳酸盐沉淀而硅质迁移走。

在成岩作用带, pH 随深度的变化是一个非常重要的因素, 它可以造成一些物质的迁移和另一些物质的沉淀和富集, 可以大大改变沉积物(岩)的面貌。成岩韵律或成岩旋回就是这种作用的结果。当碳酸盐沉积含有大量生物遗体时, 在同生期及成岩的最早期, 底层水和封存水仍保持碱性, 所有碳酸盐灰泥或钙质砂以及生物介屑都是稳定的, 随着时间的推移, 埋藏深度的加深, 生物的一部分残体(非钙质部分)腐烂而产生有机酸, 使得介质 pH 降低而呈酸性。在酸性介质中, 一部分碳酸钙被溶解, 这种溶液因承压而上升至近沉积表层, 在高的 pH 条件下面沉淀, 胶结了钙质的灰泥、砂屑和介屑, 使之固结成石灰岩。而其下层被溶解层因钙质被溶解带出, 泥质相对增加, 经压实而成为泥质或泥灰岩层, 于是形成了石灰岩与泥灰岩的韵律状互层(图 1-2)。沉积层中常见到的一种“硬底”构造, 也具有类似的成因, 它也常常被当作是划分风暴作用旋回的一种标志。

根据 Hesse (1986) 的意见, 现代近海盆地中, 按照孔隙水演化的成岩环境可以区分出两种主要的成岩体制: ①低到中等沉积速率的盆地, 主要与含氧和低氧成岩作用以及受对流和扩散作用控制的孔隙水剖面有关; ②高沉积速率的盆地, 以缺氧成岩作用及受还原反应控制的孔隙水剖面为特征。沉积速率对孔隙水的化学作用产生重要影响的原因,

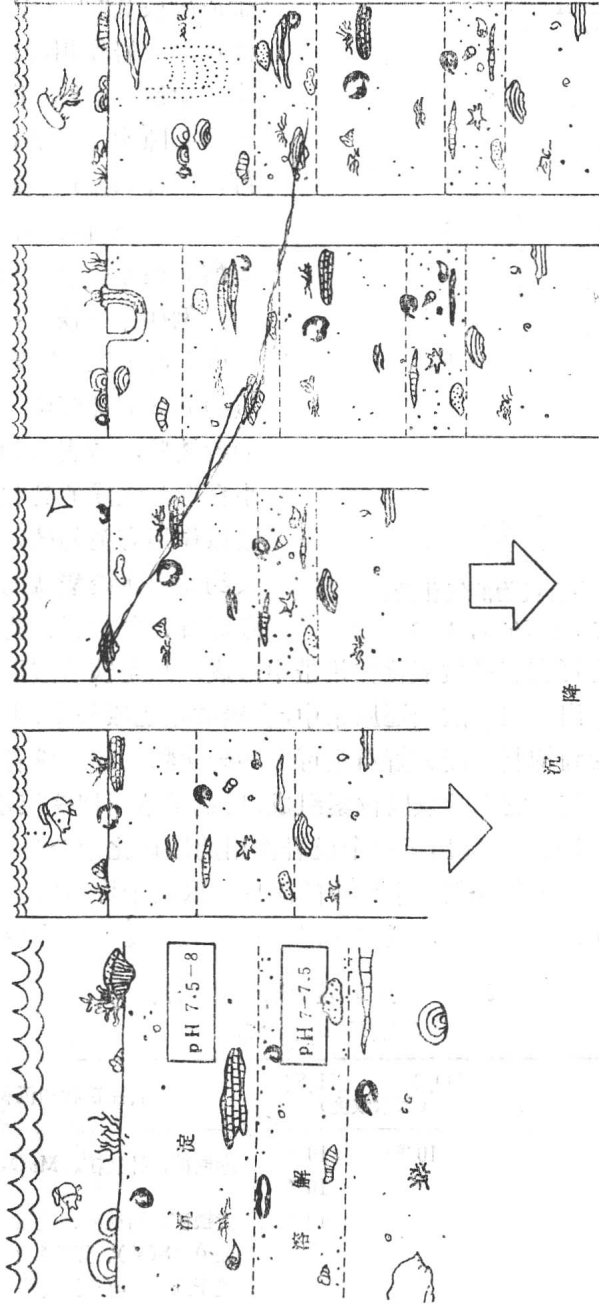


图1-2 灰泥质沉积中成岩韵律及韵律状互层的形成

(转引自 Einsele et al., 1982)

在于成岩作用期是它与沉积物中有机质的含量成正相关关系，而与扩散作用呈反作用趋势。有机质是强还原的碳化物，是新鲜沉积物中最强的还原剂之一，有机质通过细菌发生的

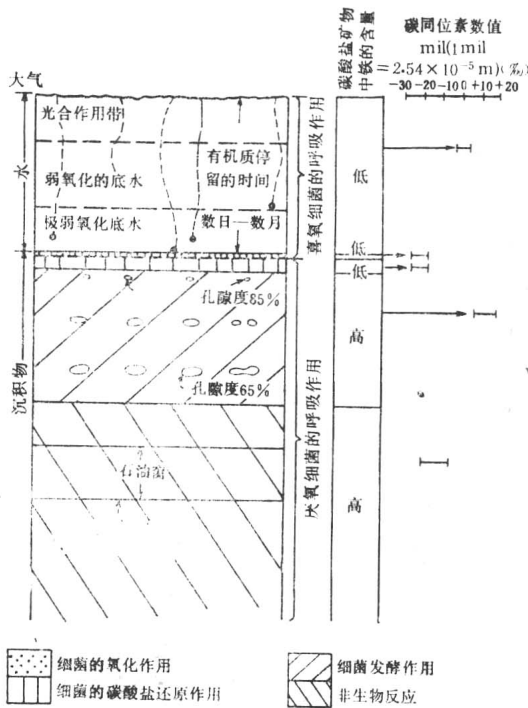


图 1-3 缺氧沉积物中有机物的氧化阶段 (Claypool et al., 1974, 经 Hesse, 1986 修改)

的氧化作用是改变成岩期孔隙水化学成分的最有效的机制。在埋藏期间，根据有机质的氧化分解特点可分出六个不同的带或阶段(图 1-3)，代表了不同的埋藏深度和成岩作用特征。它们在高沉积速率的盆地中(常见于大陆边缘盆地)的有机物孔隙水化学的垂向趋势中反映得最好，而且明显地表现在矿化特征上。

当存在有可溶性二价铁的情况下，硫酸盐还原带中产生的变稳态的一硫化物。例如方硫铁镍矿 [(Ni, Fe) S 0.9 - FeS 0.96]、复硫铁矿 (Fe₃S₄) 和非晶质的 FeS 立即沉淀下来，由它转化而成的黄铁矿，常表现为球径大小均匀的微小自形晶组成的莓状结构。这种与细菌还原作用有关的硫化物的同位素组成，大约比海水硫酸盐的硫同位素轻 50%。

方解石、白云石、菱铁矿、菱锰矿和更复杂的铁锰碳酸盐，均可在有机质氧化作用带中形成，只是铁碳酸盐不可能在有溶解的硫化物存在的情况下，出现在碳酸盐还原带中，在碳酸盐还原带中，由于大量溶解硫酸盐的存在，白云石也会受到抑制，而方解石则可以和硫化物共存。成岩期碳酸盐沉积作用的最明显特点是形成结核，它们的氧同位素组成，反映了不同埋藏深度的特点(图 1-4)。

Hesse (1986) 在此基础上，提出了一个成岩作用的地球化学分类(表 1-2)。

成岩作用持续的时间和在沉积柱中分布的深度，取决于许多因素，包括物质成分、结构、构造、有机组分、沉积速率、气体状况以及水的深度等。一般来说，它的下界相

表 1-2 成岩环境的地球化学分类 (引自 Hesse, 1987)

环 境	[O ₂] (摩尔浓度)	[H ₂ S] (摩尔浓度)	自生矿物和沉积物特征
氧化环境	≥ 10 ⁻⁶	≥ 10 ⁻⁶	赤铁矿、针铁矿、MnO ₂ 矿物, 无反应的有机质
缺氧环境		< 10 ⁻⁶	
硫化物环境		≥ 10 ⁻⁶	黄铁矿、白铁矿、菱铁矿、硫铁矿、有机质
停滞环境			轻 δ ³⁴ S(‰)、无生物扰动
氧化的底层水			趋于重 δ ³⁴ S(‰)、有生物扰动
非硫化物环境		< 10 ⁻⁶	
氧化后的环境 (次氧化环境)	< 10 ⁻⁶	< 10 ⁻⁶	海绿石和其它 Fe ²⁺ -Fe ³⁺ 矿物、无硫化物(菱铁矿、菱锰矿, 蓝铁矿、少量有机质)
低氧环境			
甲烷环境	< 10 ⁻⁶	< 10 ⁻⁶	菱铁矿、蓝铁矿、菱锰矿、有机质