338289

高等学校教学参考书

沉积岩和沉积矿床

长春地质学院　何起祥编

中南矿冶学院
图书馆藏

高等学校教学参考书

沉积岩和沉积矿床

长春地质学院　何起祥编

地质出版社

内 容 提 要

本书分三篇，共十三章。

第一篇总论，包括概论、沉积岩的物质成分、沉积岩的结构、沉积岩的构造和颜色等四章，介绍沉积岩和沉积矿床的形成过程和基本特征；第二篇各论，包括陆源碎屑岩及有关矿床、内源沉积岩和内源沉积矿床（一）、（二）、附生岩及附生型沉积矿床，可燃有机岩及可燃有机矿产等五章，分别介绍了各岩类及矿产的一般特征、分类、主要类型、成因、地质分布及研究方法；第三篇为成因研究法，包括物源分析、古水流分析、恢复沉积环境的环境参数法、相模型和环境的恢复、成岩阶段和成岩环境的分析等五章，介绍了沉积、成岩史的研究方法。全书约60万字，插图323张。

本书把沉积岩和沉积矿床作为沉积造岩、造矿作用的统一产物加以研究，内容图件丰富，不但介绍了国内外的新成就和新进展，而且历史地分析、评述了过去的成就，注意用现实主义原则和比较岩石学方法研究岩石、矿床，并能联系我国实际，在分类、成因及内容取舍等方面均有独立的见解。

本书适合于大专院校地质专业学生学习用，也适用于研究人员及野外地质工作者参考。

沉积岩和沉积矿床

长春地质学院

何起祥 编

•

国家地质总局教育组教材室编辑

地质出版社出版

地质印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

•

1978年12月北京第一版·1978年12月北京第一次印刷

印数1—14,020册·定价2.90元

统一书号：15038·新355

前　言

本书是根据国家地质总局教育组下达的任务，在院党委和系总支的关怀和支持下，在教研室党支部的领导和帮助下写成的。

将沉积岩和沉积矿床编在一起，是一种尝试。目的是加强岩石和矿床的联系，以便用现代沉积学和沉积岩石学的理论和方法来研究矿床，寻找二者之间的同一性，探讨它们之间的特殊性，加强对沉积—成矿作用的认识，更好地为找矿服务。

沉积岩和沉积矿床，都是地质历史中由沉积造岩—造矿作用形成的地质体。虽然岩石和矿床的侧重点有所不同，研究方向、方法和途径也不尽相同，但它们之间有基本上同一的形成过程和地质特征，时、空上也有不可分割的联系。况且，“岩石”和“矿石”的界限也是相对的，是随着技术水平的提高而不断变化着的。加强二者的联系，不仅对学科的发展有好处，从生产实践来看，也是有意义的。

近二十年来，沉积学和沉积岩石学的发展很快。新发现、新资料、新理论不断出现。本书只能在一些最基本的方面反映这些进展。但与此同时，由于新旧的变革和交替，也出现了许多混乱和不统一的现象。本书力图避免这些现象，对一些概念、理论和方法，进行了适当的评论；有些问题上，提出了自己的看法。资料选材上，也有一定的倾向性。这些看法和倾向性，肯定是不很成熟的，有的还会有错误。但作者认为，展开对这些问题的讨论和探索，是必要的，有意义的。

本书是一部教学参考书。侧重点是沉积岩和沉积矿床领域内的基本知识、基本理论和基本方法。除了岩类学和矿床学的描述性资料外，较多地侧重于它们的成因分析。为了学以致用，也注意介绍了方法性的内容。作者的愿望是做到理论与实践结合，原理与方法并重。实际情况恐怕有很大的差距。

本书搜集了国内许多兄弟单位的研究成果，但由于时间和条件的限制，做得还很不够；也引用了较多的国外资料，目的是洋为中用，作为我们的借鉴。

本书是在英明领袖华主席一举粉碎“四人帮”的大好形势下编成的。祖国的科学教育界，春色满园，百花盛开。这对作者是极大的鼓舞和鞭策。如果说这本书有一些可取之处，那么都应当归功于党和人民。

本书也是在我系多年来教材建设的基础上编撰而成的。编写过程中，业治铮教授给予很大的支持和鼓励，多次指示文献资料；何镜宇副教授审阅全稿，提出许多宝贵意见，并亲自修改了若干章节；穆克敏副教授始终关心本书的编写工作；王东坡、杨珊珊、黄克隆、单满生及岩石教研室孟祥化、姚振武、徐开志、刘志英、文琼英等同志审阅了部分原稿，并提出宝贵意见，在此一并致谢。

由于时间匆促，编者水平有限，缺点、错误在所难免，欢迎读者批评、指正。

编　者

1978年7月于长春地质学院

目　录

第一篇　总　论

第一章　概论 …… 3
第一节　沉积岩和沉积矿床的概念及研究现状 …… 3
一、沉积岩和沉积矿床的概念 …… 3
二、沉积岩和沉积矿床的研究现状 …… 4
第二节　沉积岩和沉积矿床的一般形成过程 …… 5
一、母岩的破坏——风化作用 …… 5
二、搬运作用和沉积作用 …… 6
三、沉积物向沉积岩及沉积矿床的转变和改造作用 …… 9
第三节　沉积岩和沉积矿床的分类 …… 11
一、概述 …… 11
二、本书所用的分类 …… 14
第二章　沉积岩的物质成分 …… 17
第一节　物质成分的基本特征 …… 17
一、化学成分特征 …… 17
二、矿物成分特征 …… 18
第二节　常见的沉积造岩矿物 …… 20
一、石英 …… 20
二、长石 …… 22
三、云母 …… 23
四、重矿物 …… 23
五、粘土矿物 …… 25
六、碳酸盐矿物 …… 27
七、自生二氧化硅矿物 …… 29
第三章　沉积岩的结构 …… 31
第一节　概述 …… 31
第二节　机械沉积作用形成的结构 …… 32
一、陆源碎屑结构 …… 32
二、粒屑结构 …… 40
三、泥状结构 …… 42
第三节　化学结构 …… 43
第四节　生物结构 …… 45
第五节　次生结构 …… 46
一、交代结构 …… 46
二、重结晶结构 …… 46

第四章　沉积岩的构造和颜色……48
第一节　沉积岩的构造……48
一、概述……48
二、层理……48
三、层面构造……58
四、变形构造……62
五、化学成因的构造……65
六、生物成因的构造……67
第二节　沉积岩的颜色……70

第二篇　各　论

第五章　陆源碎屑岩及有关矿床……75
第一节　粗碎屑岩及有关矿床……75
一、粗碎屑岩的一般特征……75
二、粗碎屑岩的分类……76
三、砾岩和角砾岩的主要类型……77
四、砾岩中的矿床……79
五、粗碎屑岩的地质意义和研究方法……79
第二节　砂岩和沉积砂矿床……81
一、砂岩的一般特征……81
二、砂岩的分类……83
三、砂岩的主要类型……89
四、沉积砂矿床和古砂矿……91
五、砂质沉积的地质意义及研究方法……97
第三节　粉砂岩……98
一、粉砂岩的一般特征……98
二、粉砂岩的分类和主要类型……99
第四节　泥质岩和粘土矿床……99
一、泥质岩的一般特征……99
二、泥质岩的物理性质……102
三、泥质岩的分类……103
四、泥质岩和粘土矿床的主要类型……106
五、泥质岩的地质意义及研究方法……109
第六章　内源沉积岩和内源沉积矿床（一）……111
第一节　铝质岩和铝土矿床……111
一、铝质岩和铝土矿的一般特征……111
二、铝土矿的分类……112
三、铝土矿的主要类型……113
四、沉积铝土矿的成因……118
五、我国铝土矿的地质分布……118
第二节　铁质岩和沉积铁矿床……119

一、铁质岩和沉积铁矿床的一般特征 ……119
二、沉积铁矿床的分类 ……122
三、沉积铁矿床的主要类型 ……123
四、沉积铁矿床的成因 ……127
五、沉积铁矿床的地质分布和研究方法 ……131
第三节 锰质岩和沉积锰矿床 ……131
一、锰质岩和沉积锰矿床的一般特征 ……131
二、沉积锰矿床的分类 ……132
三、沉积锰矿床的主要类型 ……133
四、沉积锰矿床的成因 ……139
五、我国锰矿床的地质分布 ……141
第七章 内源沉积岩和内源沉积矿床（二） ……142
第四节 碳酸盐岩 ……142
一、碳酸盐岩的一般特征 ……142
二、碳酸盐岩的分类 ……144
三、碳酸盐岩的主要类型 ……154
四、有关碳酸盐岩成因的几个问题 ……169
五、碳酸盐岩的微相分析 ……177
六、碳酸盐岩的地质分布 ……182
第五节 硅质岩和硅藻土矿床 ……185
一、硅质岩的一般特征 ……185
二、硅质岩的分类 ……186
三、硅质岩的主要类型及有关矿床 ……187
四、硅质岩的成因 ……191
五、硅质岩的地质分布 ……193
第六节 磷质岩和磷灰岩矿床 ……194
一、磷质岩和磷灰岩矿床的一般特征 ……194
二、磷灰岩的分类 ……196
三、磷灰岩的主要类型 ……198
四、磷灰岩的成因 ……205
五、磷灰岩的地质分布 ……211
第七节 蒸发岩及蒸发矿床 ……212
一、蒸发岩和蒸发矿床的一般特征 ……212
二、蒸发岩和蒸发矿床的分类 ……214
三、蒸发矿床的主要类型 ……215
四、蒸发岩和蒸发矿床的形成过程 ……223
五、蒸发岩和蒸发矿床的地质分布 ……229
第八章 附生岩和附生型沉积矿床 ……231
第一节 沉积金属硫化物矿床 ……231
一、沉积铜矿床 ……231
1. 沉积铜矿床的一般特征 ……231
2. 沉积铜矿床的主要类型 ……232

3．沉积铜矿床的成因 ……238
4．沉积铜矿床的地质分布 ……239
二、层状铅锌矿床 ……241
1．层状铅锌矿床的一般特征 ……241
2．主要的矿床类型 ……241
3．层状铅-锌矿床的成因 ……243
4．层状铅锌矿床的地质分布 ……244
三、黑色页岩型镍-钼矿床 ……245
第二节 沉积铀矿床 ……246
一、沉积铀矿床的一般特征 ……246
二、沉积铀矿床的主要类型 ……247
三、沉积铀矿床的成因 ……251
四、沉积铀矿床的地质分布及其用途 ……252
第三节 沉积沸石矿床 ……252
一、一般特征 ……252
二、沸石岩和沸石矿床的主要类型 ……253
三、沸石岩和沸石矿床的地质分布和用途 ……256
第九章 可燃有机岩和可燃有机矿产 ……258
第一节 煤和油页岩 ……258
一、概述 ……258
二、煤的类型 ……259
三、煤和油页岩的形成 ……260
四、我国煤炭资源的地质分布 ……263
五、煤的综合评价和综合利用 ……264
第二节 石油和天然气 ……265
一、概述 ……265
二、油气藏的基本类型 ……265
三、石油的成因和油气藏的形成 ……268
四、我国油气田分布的一般特征 ……269

第三篇 成因研究法

第十章 物源区分析 ……273
第一节 概述 ……273
第二节 矿物的稳定性 ……273
一、氧化物的活动性 ……273
二、矿物的稳定性 ……274
第三节 碎屑矿物与母岩的关系 ……279
第四节 物源区的分析 ……280
第十一章 古水流分析 ……285
第一节 概述 ……285
第二节 定向组构与古水流方向 ……286

一、斜层理和波痕 ……286
二、底面印模 ……286
三、碎屑颗粒的定向排列 ……286
四、数据的整理 ……290
第三节 非定向标志与古水流方向 ……293
一、碎屑颗粒的粒度变化 ……293
二、圆度和形态的变化 ……294
三、成分变化与古水流方向 ……295
四、厚度变化与古水流方向 ……297
第十二章 恢复沉积环境的环境参数法 ……300
第一节 相的概念和沉积环境分类 ……300
第二节 环境参数的研究方法与相的确定 ……302
一、物理参数的研究 ……302
二、化学参数的研究 ……316
第十三章 相模型和环境的恢复 ……331
第一节 冲积相模型 ……331
一、冲积扇模型 ……331
二、河流相模型 ……334
第二节 三角洲相模型 ……341
一、水上顶积层的次级环境 ……342
二、水下顶积层的次级环境 ……343
三、三角洲砂体 ……344
四、前三角洲环境 ……345
五、陆棚泥质环境 ……346
六、三角洲的沉积序列 ……346
第三节 滨海相模型 ……349
一、砂堤(砂坝)相模型 ……349
二、砂质滨海相模型 ……353
三、渐进型砾质滨海相模型 ……355
四、渐进型泥质滨海相模型 ……356
五、滨海碳酸盐相模型 ……357
第四节 浅海相模型 ……360
一、砂、泥质浅海相模型 ……360
二、浅海碳酸盐相模型 ……366
第五节 浊流相模型 ……367
第六节 湖泊相模型 ……372
一、碎屑沉积的湖泊相模型 ……372
二、化学沉积的湖泊相模型 ……375
第七节 地方性模型的建立 ……376
第十四章 沉积岩的成岩阶段分析 ……380
第一节 成岩作用的概念和成岩阶段的划分 ……380

第二节　成岩作用因素 ……383
一、水 ……383
二、氧化还原电位和酸碱度 ……385
三、温度和压力 ……386
第三节　成岩阶段和成岩环境的分析 ……388
一、成岩阶段的分析 ……388
二、成岩环境的分析 ……391
主要参考文献 ……393

第一篇　总　　论

第一章 概 论

第一节 沉积岩和沉积矿床的概念及研究现状

一、沉积岩和沉积矿床的概念

沉积岩是在地壳表层的常温常压条件下，由风化作用、生物作用及某些火山作用提供的碎屑物质和化学物质，经搬运、沉积、成岩等一系列地质作用而形成的地质体。

按照体积计算，沉积岩只占岩石圈的5%。但其出露面积却占陆地的75%，大洋底部则几乎全部为沉积岩或沉积物所覆盖。因此，沉积岩是野外最常见的一类岩石。

沉积岩是地壳发展的重要的历史纪录。目前已知地壳上最老的岩石，其年龄约为46亿年。而沉积岩石圈中最老的岩石就达36亿年（苏联科拉半岛），有生命纪录的岩石为35亿年（南非）。显而易见，如果没有沉积岩时、空分布的资料，要再造地壳表层的发展历史是根本不可能的。

沉积岩的形成过程，是母岩物质在外动力作用下，按照表生作用的规律不断改造和重新分配，并形成新的物质组合的过程。其中也包括有用元素的富集和破坏。在沉积岩形成过程中形成的有用矿物堆积，达到当代生产技术所能利用的程度，就成为沉积矿床。

沉积矿床在国民经济中占有极其重要的地位。近几十年来，沉积矿床在世界资源储量表中的比例有增无已，尤其引人瞩目。据第19届国际地质学会统计（1953），世界资源总储量的75—85%是沉积和沉积变质成因的。可燃矿产（煤、油页岩、石油和天然气）和盐类资源几乎都是沉积成因的。铁矿的90%、铅锌矿的40—50%、铜矿的25—30%、锰矿和铝矿的绝大部分以及许多稀有元素矿床，也是沉积或沉积变质成因的。1965年，孟宪民曾根据我国240份普查勘探储量报告，统计了各种层控矿床在全国储量中的百分比：铁74.17%、铜71.25%、铅76.12%、锌93.70%、汞83.44%、锑88.69%、锡90.02%。这些层控矿床或为沉积成因，或为沉积因素控制，都与沉积岩有密切的关系。因此，加强沉积岩和沉积矿床的研究是有重要现实意义的。

沉积岩和沉积矿床都是同一形成过程在不同条件下的产物，存在着成因上的同一性和时空分布上的密切联系。它们之间的界限也不是一成不变的。有些过去被认作是岩石的地质体，由于今天工艺水平的提高已经成为矿床。随着技术条件的发展，必将有更多的岩石或含矿岩石进入矿床的行列。

早在一个多世纪以前，岩石学和矿床学就已成为两门独立的学科。这对于研究这两类物质的特殊矛盾无疑是有益的。但与此同时，二者之间的同一性和有机联系却有时或多或少地被人们忽视了。现在，我们把沉积岩石学和沉积矿床合编到一起，目的是把它们作为一个整体，研究它们的成分、结构、构造、成因和时空分布，以便于认识表生条件下物质运动的规律，更好地为找矿服务。

二、沉积岩和沉积矿床的研究现状

要掌握一门科学，必须了解它的历史和现状。

近代沉积岩石学是由于其中含有丰富的沉积矿床，尤其是近代石油工业发展的需要而得到迅速发展的，并逐渐成为地质学的一个分支。矿床学更是在生产实践中产生，在总结劳动人民生产实践经验的基础上发展起来的。沉积岩石学及有关沉积矿床研究的日新月异，和其他学科一样，都和生产及社会的需要，以及从事这一工作者的努力有密切关系。

我国劳动人民在很早以前就开始采掘、利用煤、铁、盐等沉积矿床。在这些生产实践中，逐渐积累了关于沉积岩和沉积矿床的形成和分布规律的丰富知识。宋应星的《天工开物》、李时珍的《本草纲目》、沈括的《梦溪笔谈》等著作，都总结了我国劳动人民的实践经验，对丰富人类的知识宝库作出了不可磨灭的贡献。

但是，沉积岩石学作为独立的学科问世，却是不很久远的事情。第一次产业革命在英国发生后，资本主义开始兴起。生产关系的变革推动了生产力的发展，对矿产资源的需求日益增加。这对地质学，特别是对岩石学和矿床学的发展是巨大的促进。沉积岩石学包括其中的一些沉积矿床在20世纪初期形成独立的学科，正是这一历史性变革推动的结果。

在过去很长时期内，沉积岩石学的研究很不深入，只限于一些表面上的粗浅的观察，研究手段也比较落后，加上世界观和方法论的限制，因而有人认为沉积岩石学的研究对象是“极为杂乱的”、“没有任何内在因果关系的”、“死的”自然现象。实践已经证明，这些观点是错误的，也是极其有害的。

近二十年来，沉积岩石学和某些沉积矿床的研究有了飞速的发展。新的实践经验的总结，新的资料的积累，与其它学科先进理论的结合，新的技术方法的应用，以及新问题的不断出现，使人们不得不摒弃陈腐的概念和理论，去进行新的探索，从而使沉积学的各个领域发生了深刻的变革。碳酸盐岩研究的进展就是一个突出的例子。

在本世纪五十年代以前，碳酸盐岩普遍被人们看作较深水的化学沉积。许多教科书里，都把“砂岩—页岩—灰岩”这样一种岩序看作海水“不断加深”的结果。从本世纪五十年代以来，大量现代沉积的研究证明，碳酸盐岩除了化学和生物化学成因的外，大多数是在机械作用的影响下形成的。它们与陆源碎屑岩有许多相似之处，也有颗粒和基质之分，而且颗粒的形态、大小和分选等结构参数，都是介质能量的函数。碎屑岩中广泛发育的斜层理、波痕和干裂、雨痕等动水，浅水标志，在碳酸盐岩中举目可见。碳酸盐岩与陆源碎屑岩一样，不仅见于浅海，而且见于滨海和潮上带的泥坪环境。这些发现不仅使碳酸盐岩的成因根本改观，而且揭示了传统观念所谓的“化学沉积”与碎屑沉积之间，并无不可逾越的鸿沟，它们的沉积机制是同一的。从而冲决了形而上学的束缚，解放了人们的思想。近年来，一些时代较新的碳酸盐岩的研究又表明，许多碳酸盐岩的基质，原来是超微化石（nanofossils）的遗骸，要在3,000—7,000倍的电子显微镜下才能鉴别。

碳酸盐岩的进展给予人们的启示是深刻的。它生动地说明，在人类争取从必然王国进入到自由王国的征途中，停止的论点，悲观的论点，无所作为和骄傲自满的论点，都是错误的。

除此之外，在沉积岩石学的其它领域，如碎屑岩、泥质岩、蒸发岩、磷灰岩及相分析等方面，也有新的突破和发展。

当前，沉积岩岩类学的研究也还在不断改进。旧的分类不断刷新，定量的统计分析正在逐步取代定性的岩石描述。

沉积岩和沉积矿床的成因研究也在迅速发展。一方面从地球化学入手，进一步研究表生条件下物质运动的规律，另一方面从沉积物理学的角度深入研究沉积作用与能量条件的内在联系。使沉积岩的成因研究有了更坚实的基础。现代沉积的研究是解决沉积岩和沉积矿床成因问题的钥匙。现实主义原理和比较岩石学方法的发展，近期来也是颇为迅速的。

从岩石组合的角度研究沉积物时、空分布及其与古地理、古气候及大地构造因素的关系，也是当代沉积学发展的一个重要方向。相模型的出现，标志着岩石组合的研究达到了新的高度。

除此之外，数理统计和计算技术的广泛应用、新的技术方法的引入，都使沉积岩和沉积矿床的研究逐步向现代科学水平接近。

总之，沉积岩和沉积矿床发展的总趋势是，一方面向微观世界深入，向成因本质深入；另一方面则从宏观上研究沉积地质体的时、空分布，从地壳的历史中去探索沉积岩和沉积矿床的形成和分布规律。

第二节　沉积岩和沉积矿床的一般形成过程

沉积岩和沉积矿床都是表生条件下物质运动的一种特殊形式。所谓表生条件系指地壳表层的外动力作用带和沉积物生成带，包括大气圈的下部、水圈、生物圈和岩石圈上部。它的特点是，低温、低压、水、氧、二氧化碳以及生物的生命活动成为主要的地质作用营力。

沉积岩和沉积矿床的一般形成过程包括母岩的破坏、沉积物的搬运和沉积、沉积物转变为沉积岩和沉积矿床及其形成以后的变化。

一、母岩的破坏—风化作用

除宇宙尘埃等微量组分外，沉积物的来源有三：母岩风化产物、火山物质及生物物质。其中母岩风化产物居主导地位。

沉积物的母岩是指先成岩浆岩、变质岩和沉积岩。当这些岩石因为地壳运动或其它原因进入到表生作用带后，环境改变了，旧的统一破坏，新的矛盾产生，于是就要变，就要重新改造。这种变化或改造过程，就是我们常说的风化作用。例如，岩浆岩是在高温高压条件下形成的一种地质体。它的成分、结构、构造都是与这种特定条件相统一的。一旦进入表生作用带，原有的平衡破坏了，岩石或矿物都要按照表生作用的规律重新改造，就进入了风化过程。

风化作用有物理风化和化学风化这两种基本类型。前者是指母岩的机械破碎。主要的外动力因素有温度的变化、水、冰、风、生物作用和晶体生长产生的应力等。其产物是大小不等的碎屑物质。后者以母岩的化学分解为主，氧、二氧化碳、水、生物等活动性较大的因素是主要的外部因素，其产物是析出离子的真溶液和胶体溶液。化学风化包括氧化作用、水解和水化作用、阳离子的带出、去硅作用和 SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3 的化合作用等。

氧化作用的本质是母岩中的变价元素由低价变为高价。随着元素价态的转变，矿物也

就随之破坏。

水是一种极为活泼的作用剂。在水的作用下，矿物发生分解称为水解作用，如：

$$Mg_2SiO_4 + 2H_2O \rightarrow 2Mg^{2+} + 4OH^- + H_4SiO_4$$

钾长石风化为高岭土也是有HCO_3^-参与的一种水解作用：

$$5KAlSi_3O_8 + 4H^+ + 4HCO_3^- + 16H_2O$$

（钾长石）

$$\rightarrow KAl_5Si_7O_{20}(OH)_4 + 8H_4SiO_4 + 4K^+ + 4HCO_3^-$$

（伊利石）

$$2KAl_5Si_7O_{20}(OH)_4 + 2H^+ + 2HCO_3^- + 13H_2O$$

$$\rightarrow 5Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4H_4SiO_4 + 2K^+ + 2HCO_3^-$$

（高岭石）

原来不含水的矿物变为含水矿物，称为水化作用，如硬石膏（$CaSO_4$）在地表会很快发生水化，变成石膏（$CaSO_4 \cdot 2H_2O$）。

阳离子的带出也是矿物化学风化的一种重要方式。酸（主要是碳酸，其次是腐植酸）对阳离子的带出有着极为重要的作用。阳离子的析出顺序取决于元素的地球化学性质及其在矿物晶格中的位置等多种因素。其结果是随着阳离子的转入溶液，矿物发生分解。

大多数造岩矿物都是硅酸盐或铝硅酸盐。在O_2、CO_2、H_2O的作用下，阳离子被带出，SiO_2也同时分离出来，一部分沉淀形成蛋白石、玉髓、石英等SiO_2的变体，一部分则为溶液带走。这是矿物分解最后阶段的一种化学作用，也是化学风化趋于成熟的一种表现。

化学风化作用不仅表现为母岩的破坏，同时也包括母岩风化产物按照表生作用带的规律重新组合形成新的矿物，Al_2O_3、SiO_2、Fe_2O_3等风化产物互相化合，并吸收一部分K、Na形成粘土矿物，就是与化学风化一起进行的。

由此可见，化学风化是一种极其复杂的地球化学过程。

风化作用的方向和进程与地形和气候有着密切的关系。在干热的山区或冰封的极地，物理风化占主导地位；地形高峻，风化产物迅速转入搬运过程，也不利于化学风化的进行。只有湿热的平原地区，化学风化才能进行的比较彻底。

前已述及，风化作用并非简单的母岩破坏过程。与之同时，也有新的元素的结合、迁移和富集。在风化过程中形成的有用元素堆积，达到工业上可以利用的品位时，就成为矿床，称为风化矿床。

二、搬运作用和沉积作用

母岩风化产物在水、风、冰等介质的作用下离开原地进行迁移，就进入了搬运和沉积的新阶段。

搬运和沉积作用也有两种基本类型。一种是碎屑物质的搬运和沉积，也称为机械搬运和机械沉积作用。另一种是化学物质的搬运和沉积，称为化学搬运和化学沉积作用。

〈碎屑物质在搬运过程中受着两种力的作用，一种是重力，要使碎屑下沉；另一种是介质的曳引力，要使碎屑作前进运动。这两个对立的因素，构成了机械搬运和机械沉积作用的主要矛盾。碎屑物质搬运和沉积这两种运动形式的转化，取决于何种因素成为矛盾的主要方面。当重力成为矛盾的主要方面时，发生沉积；反之，当介质的曳引力成为矛盾的主要方面时，发生搬运。〉

碎屑颗粒所受的重力取决于它的大小、比重和形态。介质的曳引力则与介质的密度、粘度、流速及水深等因素有关。情况是比较复杂的。但在一般情况下，颗粒大小与介质流速的关系是决定碎屑物质搬运和沉积的主要因素。图 1 反映了颗粒大小与水流速度的关系，从图中不难看出，中等粒度的砂粒是最容易被水流从静止开始搬动的粒级，因而在碎屑颗粒中，砂粒是最活动的，更细的碎屑由于常和粘土混合和粘着而活动性降低。但在继续分散的搬运过程中，当然越细的颗粒越容易被水流搬运。

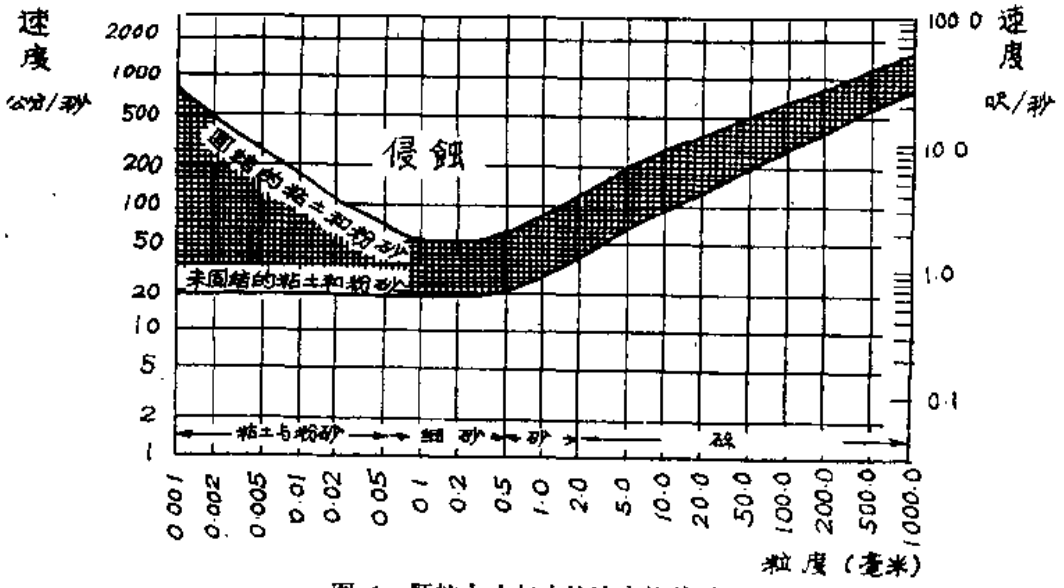


图 1　颗粒大小与水流速度的关系

实验条件，石英颗粒、水深 1 m，平底

（尤尔斯特洛姆Hjulstrom,1939，桑德堡Sundborg,1956修改）

在机械搬运过程中，随着介质流速的减小和动能的减弱，碎屑物质按照重量的大小依次沉积的现象，普斯托瓦洛夫（Пустовалов，1940）称之为机械分异作用，并作出了示意性的分异图解（图 2）。当碎屑的比重差不大时，主要表现为粒度的分异；反之，当碎

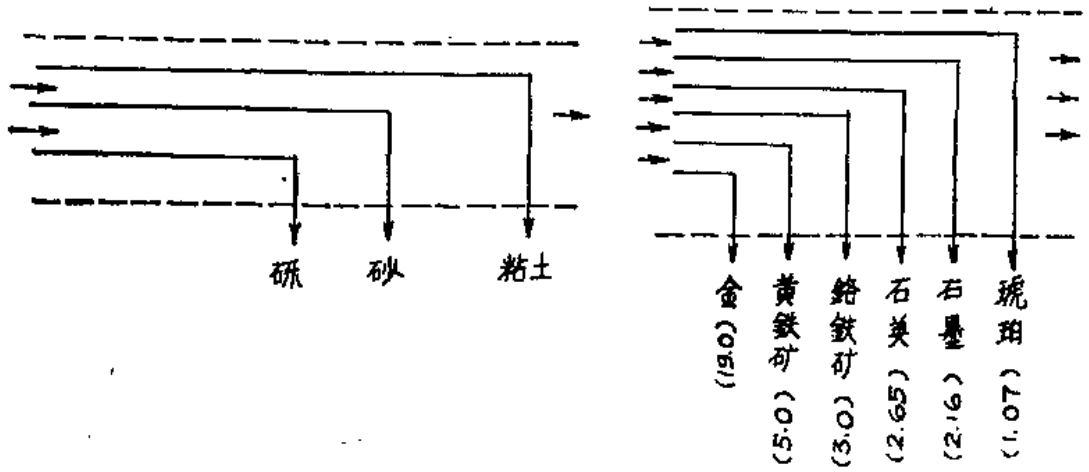


图 2　碎屑物质的机械分异图解

1—碎屑物质的粒度分异；2—碎屑物质的比重分异

（据普斯托瓦洛夫 Пустовалов，1940）

屑的比重差很悬殊时，则高比重的细碎屑将与低比重的粗碎屑共生在一起。

机械分异过程与碎屑物质在介质中的运动方式（搬运方式）有密切的关系。碎屑物质的搬运方式有三种，即，滚动式、跳跃式和悬浮式。前二者又称为底部拖运式，表明碎屑重量大于或者接近于介质的悬浮力；后者则代表介质的悬浮力远大于颗粒的重量。前二者一般系较粗或较重的颗粒，常较易和较快沉积；而后者系较轻、较细或在形态上易飘浮的颗粒，它们可以在水中成悬浮式搬运很远或在水体中保存很长时间，甚至很长的地质时期。

化学风化产生的可溶盐类和胶体物质，以真溶液或胶体溶液的方式进行搬运。

控制真溶液的搬运和沉积的主要矛盾是盐类的溶解度和介质的溶解能力。只有当盐类的浓度达到过饱和时，才会发生沉积。

一般情况下，溶解度越大的物质越难沉积。碱金属、碱土金属的硫酸盐、卤化物，只有在高度浓缩的闭塞盆地里才能沉淀。反之，溶解度小的物质因为易于达到过饱和，往往在盆地浓缩的早期就先行沉积。化学物质因为溶解度的差别而先后沉淀的现象，普斯托瓦洛夫（1940）称为化学分异作用，并作出了简明的化学分异图表（图3），后来又作过修改和补充。

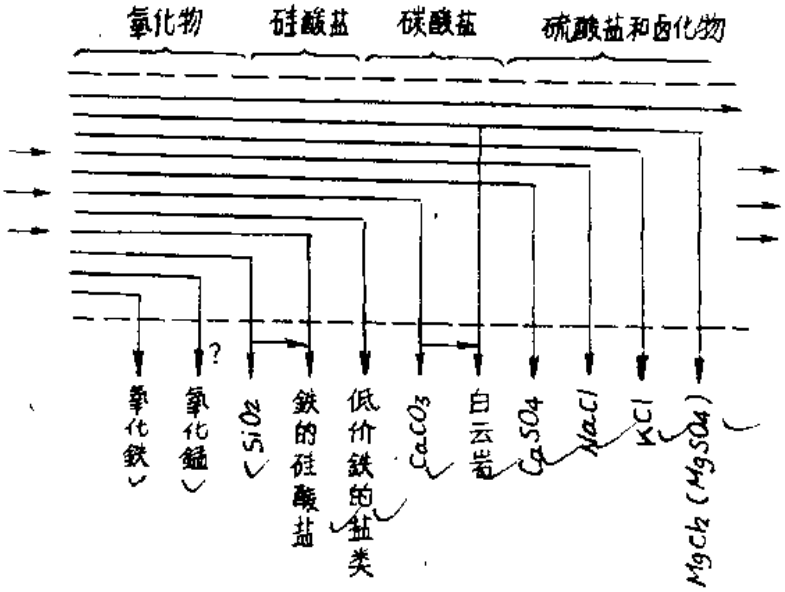


图 3 化学分异作用图式

（据普斯托瓦洛夫，1940）

沉积物的分异固然是自然界的一种客观现象，但是沉积作用是发生在一定地质背景之上的地质作用过程，当然不可能用一种简单的模式来予以概括。因此至少在应用沉积分异作用的原理时，要结合具体情况进行具体分析。

低溶解度的金属氧化物和氢氧化物呈胶体溶液搬运。

胶体溶液是介于粗分散系与真溶液之间的一种溶液。质点大小在1—100mμ之间。其主要特点是：（1）由于质点极小而重力的影响甚微；（2）由于比面极大，能吸附离子而具表面电荷。视所显电性不同，胶体有正、负之分。常见的正胶体有，Al_2O_3的水化物、Fe_2O_3的水化物、Cr_2O_3的水化物、TiO_2的水化物、$CaCO_3$、$MgCO_3$、CaF_2及Zr、Ce、Cd

的氢氧化合物；常见的负胶体有：SiO_2、泥质胶体、MnO_2、S、V_2O_5、SnO 及 Pb、Cu、Cd、As、Sb 的硫化物等；（3）由于胶体的质点远大于真溶液的离子，故其扩散能力极弱，往往不能透过致密的岩石。

鉴于以上特点，影响胶体沉积的因素，除了 pH、Eh、生物作用之外，异名离子或异名胶体的中和作用具有特殊意义。Fe、Mn、Al 的胶体入海时，其电荷为海水中的异名离子中和，就会发生凝聚，沉积成为相应的岩石或矿床。大多数胶体沉积作用发生在近岸海域，就与离子的中和作用有关。

生物对沉积作用的影响极大。尤其是在较近地质时代，这种影响更加明显。

生物对沉积作用的影响表现在两方面，一是生物的建造作用，由生物直接转化成为岩石或矿床，如珊瑚礁灰岩及煤和石油等矿产即属此类。二是生物通过它的生命活动改变介质的物理化学条件，促使化学物质沉积。如藻灰岩的形成，即与蓝绿藻营光合作用，吸收 CO_2 并促使 $CaCO_3$ 沉淀有关。这两种作用分别称为生物沉积作用和生物化学沉积作用。

应当指出，大规模进行沉积作用的海、湖盆地是多因素的复杂系统。最终停积下来的沉积物，很少是单一沉积作用的产物，而是以某种沉积作用为主导的“沉积作用系统”的共同结果。通过沉积物的成分、结构、构造分析沉积作用系统的特点，是重建沉积古地理的一项重要内容。

沉积分异过程同时也是有用矿物或有用元素重新组合的过程。富集作用乃是这种重新组合的一种形式。例如，K，Na，Fe 三种元素广泛存在于母岩中，但是由于含量很低或赋存方式的缘故，实际上无法利用。通过化学风化，这些元素各自形成一些化合物转入溶液，K，Na 以硫酸盐、碳酸盐或卤化物的形式存在于溶液中，而 Fe 则以氧化物或氢氧化合物的胶体溶液出现。由于它们的化学性质不同，后者入海不久即絮凝沉积，前二者则因其溶解度极大，只能在高蒸发量的闭塞盆地里才能析出。这种选择性的沉积分异作用，使原来的有用元素由分散而富集，乃至成为可采的矿产资源，即为沉积矿床。按其形成方式不同，也可以分为两类：由陆源碎屑物质堆积再经成岩作用而成的，称为机械沉积矿床；由内源物质堆积再经成岩作用而成的，称为内源沉积矿床。至于煤和石油等直接由生物建成的可燃有机沉积则属于可燃有机岩或矿床的独立类型。

三、沉积物向沉积岩及沉积矿床的转变和改造作用

沉积物堆积下来之后，接着为后继的沉积物所覆盖，进入与原介质隔绝的新环境，就开始了成岩阶段的物质运动。它的主要特点是，沉积物经过压固、胶结、重结晶和物质成分的重新组合等地质作用，变成固结的岩石。成岩作用就是这些地质作用的总称。

由于上覆沉积物的静水压力而使沉积物体积缩小、密度增加的作用，称为压固作用。压固作用的强度取决于沉积物的类型及其埋藏深度。泥质沉积物受压固作用的影响最大，不仅体积和孔隙度大大减小，而且能引起矿物的定向排列，形成页理。其他的碎屑岩和化学岩等则变化较小。

碎屑颗粒借其它物质粘结成为坚硬的岩石，称为胶结作用。粘结碎屑颗粒的化学或胶体化学物质称为胶结物。

沉积岩的矿物组分，因溶解、局部溶解或固体扩散作用而使质点重新排列的现象，称为重结晶作用。一般不包括矿物之间的化学反应。

众所周知，矿物的粒度越小，它的比面越大，表面能也就越高。表面能高的物质都有缩小比面以增加稳定性的趋势。这就是发生重结晶作用的内在原因。正因为如此，重结晶作用一般表现为晶粒的加大。

重结晶作用与沉积物的成分、粒度、均一性等因素都有密切的关系。真溶液沉淀的物质，由于粒度小、成分均一、溶解度大，最容易发生重结晶作用。一些比重大、分子体积小的矿物如黄铁矿、白铁矿、白云石、菱铁矿、磷灰石等，重结晶能力最强，也易于形成巨大的晶体或结核。

非晶质的胶体脱水陈化，变成晶质矿物，也是重结晶作用的一种形式。$SiO_2 \cdot nH_2O$胶体陈化形成蛋白石，继续脱水形成玉髓，直至形成石英晶体，就是常见的一个例子。

另一种重要的成岩作用方式是成岩矿物的形成。由于环境条件的改变，成岩阶段的物质运动必然与沉积阶段有差别。在沉积阶段看来已处于相对稳定状态的矿物，可能重新转入活动状态，通过化学反应或交代作用形成与成岩环境相适应的矿物组合。例如褐铁矿在有机质的作用下还原为菱铁矿：

$$2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O + C \rightarrow 4FeO + CO_2 + 3H_2O$$

$$CO_2 \rightarrow 4FeCO_3$$

钾盐与水氯镁石化合形成光卤石：

$$KCl + MgCl_2 \cdot 6H_2O \rightarrow KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$$

这样形成的菱铁矿和光卤石就属于成岩矿物。常见的成岩矿物有石英、碳酸盐、长石、粘土矿物、硫酸盐、硫化物等。

成岩过程中，有用元素的差异聚集可以使贫矿变富，也可以发生有用元素的富集形成新的矿床。有人认为，相当一部分沉积矿床其实是在成岩阶段形成的。因此，对成岩阶段物质运动的意义不容忽视。

在沉积物转变为沉积岩的过程中，沉积物不断地变化着。沉积岩形成之后，这种变化也还在继续。根据变化过程中质的飞跃，可以把它划分为几个阶段，一般称之为成岩阶段。

成岩阶段的划分是一个很复杂的问题，至今没有统一。一般根据成岩地球化学环境和地质物理环境的特征分为四个阶段：第一个阶段是沉积物与底水脱离接触之前，称为海解阶段（陆解阶段），有人也称为同生阶段；第二个阶段是沉积物与底水脱离接触，但粒间水还可以自由运动的时期，称为早期成岩阶段；第三阶段是沉积物因为不断压固而使粒间水成为囚水，沉积物也逐渐固结成为岩石的时期，称为晚期成岩阶段。也有人将第二、三阶段称为成岩阶段；第四阶段是沉积岩形成之后，称为后生阶段。

沉积岩在后生阶段的变化主要表现为结构的改变和新矿物（后生矿物）的形成。重结晶作用仍占重要地位。总趋势是粒度变粗。但在应力作用下，也可以发生粒度变细的现象，即所谓应力重结晶（福克Folk，1965）。

由于压力不断增加，岩石的孔隙度则继续变小。如长石砂岩在3000大气压下，孔隙度由原来的36—48%降至21—28%。粘土岩在压力作用下的变化更为明显。据J·洛姆塔兹（1953）的资料，当压力为60大气压时，粘土岩中的云母片变成平行排列，开始出现页理；60—500大气压时，其性质接近泥板岩；3000—5000大气压时，就成为典型的泥板岩

了。

交代作用也是沉积岩和沉积矿床继续变化的主要方式。矿物的交代顺序取决于它们的溶解度顺序和因深度引起的pH、Eh的变化。常见的后生矿物有石英、锐钛矿、白钛石、碳酸盐、自生长石、沸石、绿泥石、绢云母、黄铁矿、白铁矿等。

以上，我们讨论了沉积岩及其矿床的形成和发展的全过程。不难看出，表生条件下的物质运动，是随着环境的改变而阶段性地不可逆发展的。只有当物质与环境之间建立平衡时，才能有相对的稳定。但是，由于表生条件的变化异常迅速，这种平衡往往很难建立。例如，滨海碎屑沉积在波浪和海流的作用下，理应达到粒度与介质动能的平衡。但是，如果堆积速度过快，平衡尚未建立，新的沉积物就接踵而至，沉积过程随之终止，转入成岩阶段，那么我们就无法根据沉积物的结构准确地再造介质的能量条件。在沉积岩和沉积矿床中，这种平衡成熟度的差别是随时随地都可能遇到的。这就给沉积岩和沉积矿床的成因分析增加了许多困难。但是事物总是一分为二的。这种平衡成熟度的差别取决于区域大地构造条件，反过来却可以成为分析大地构造因素与沉积作用之间相互关系的标志。活动带的沉积物，都有平衡成熟度低的特点。在进行成因分析时，我们必须十分注意这个问题。

第三节　沉积岩和沉积矿床的分类

一、概　　述

科学分类是学科发展水平的重要标志，也是指导人们深入认识自然现象的重要基础。由于岩石学和矿床学的研究对象是纷繁复杂、变化万千的自然历史产物，分类问题就显得格外突出。

近几十年来，出现过许多沉积岩和沉积矿床的分类方案。有的强调成因，有的强调成分，有的强调结构，有的强调实用。对成因的理解也不尽一致。有人认为成因包括沉积地质体形成的全过程，但沉积作用方式是这一过程的归宿，应作为分类依据；也有人认为沉积分异作用是沉积岩成因问题的核心，应按分异顺序来划分岩石；也有人认为沉积物的来源是一切分异作用的物质前提，因而应成为分类的基础。

1904年，葛利普（Grabau）提出了一个沉积岩和火成岩合在一起的分类，把它们分为外生岩和内生岩两类。

所谓外生岩是指由外来物质组成的岩石。其中包括火山碎屑岩（Pyroclasts）、自生碎屑岩（Autoclasts）、大气碎屑岩（Atmoclasts）、风成碎屑岩（Anemoclasts）、水成碎屑岩（Hydroclasts）、生物碎屑岩（Bioclasts），下按粒度再分。

在内生岩中，又包括火成岩（Pyroliths）、气成岩（Atmoliths）、水成岩（Hydroliths）、生物岩（Bioliths）。下按成分再分。

葛利普的分类及其术语，未为人们所接受。

在此后的一段时间里，欧美地质界还出现过一些分类，但大多不得要领。直到四十年代，才由克里宁提出一个比较成型的分类。

克里宁分类的中心思想是试图通过碎屑的成分、结构反映大地构造旋迴及地形发育旋迴。他认为碎屑岩的成分成熟度取决于侵蚀作用的速度，亦即取决于地形的起伏高差，而

后者又是构造运动强度的函数。他把地形发育分为三个阶段，并据此将沉积岩分为三类。在地形发育初期，地形高差很大，沉积物分选、圆度都很差，并含大量不稳定矿物；在地形发育的中期，地形起伏变小，侵蚀速度变慢，长期的改造形成了分选和圆度均佳、成分成熟度也高的沉积物；待到地形旋回的晚期，达到准平原化，形成完全成熟的沉积物。克里宁认为长石是来源区构造运动强度的量度，只有构造运动的最后阶段也是最强的阶段，才能形成长石含量很高的沉积物。根据这一思想，克里宁（1945）提出了一个沉积岩的分类表（表1）。

表 1　克里宁(1945)的沉积岩分类

成分		石英±燧石	石英+燧石+云母+绿泥石		石英+长石±粘土
			-长石	+长石	
结构		石英砾岩	硬砂质砾岩		长石质砾岩
碎屑岩（碎屑结构）	粗碎屑岩 砾岩		低级的	高级的	
	中碎屑岩 砂岩	石英岩和石英砂岩	硬砂岩 低级的	高级的	长石砂岩
	细碎屑岩 页岩	石英质页岩	云母质页岩	绿泥石质页岩	高岭石质和长石质页岩
化学岩	砂状的（碎屑的） 纯的（结晶的）	灰岩、白云岩、燧石，盐、石膏等			

关于化学岩的进一步划分，有人主张按氧化物的活动性（哥尔德斯密特Goldschmidt），也有人主张按风化能量（瑞奇Reiche，1950）。

裴蒂庄（1957）的分类可以作为西方近代沉积岩分类意见的一个代表。这个分类的一个突出特点是将碎屑沉积物和化学-生物化学沉积物划为两个不同的系列（图4），强调了碎屑沉积物与所谓“内生沉积物”的成因差别。

在苏联，一般强调以沉积作用方式和沉积分异作用作为分类的依据。具体分法又有两种，一种以普斯托瓦络夫（1962）为代表，将沉积岩分为碎屑岩和化学岩两类（表2）。其出发点是沉积物的分异作用。另一种以什维佐夫（Швецов，1945）为代表。他根据沉积作用方式将沉积岩分为碎屑岩、粘土岩和化学-生物化学岩三类，把粘土岩单独分出。他认为粘土岩中虽然含有机械成因的泥质颗粒，但决定其本质的则是数量上占绝对优势的新生粘土矿物。这些矿物不是机械破碎的产物，而是化学分解的产物。1961年，什维佐夫又将他的分类作了修改，将可燃有机岩从化学岩和生物化学岩中分出，单独列为一类。每大类中又分残留和残积的、再搬运和沉积的两个亚类。

鲁欣（Рухин1958，1961）将沉积岩分为基本类型、混积类型（混积岩）和附生类型（附生岩），所谓基本类型是一种组分占绝对优势，其含量超过60%的岩类。混积类型则由2—4种组分组成，任何一种都不超过60%。附生类型则指含重要混入物的基本类型。这些混入物一般不单独形成沉积岩体，但常具有较大的工业价值，如含铜砂岩就是一种附生岩。基本类型的划分以什维佐夫分类为基础，稍加修改，分为火成碎屑岩、碎屑岩、粘土、

岩以及化学岩和生物岩四类。

沉积岩的分类
（不包括后生沉积物）

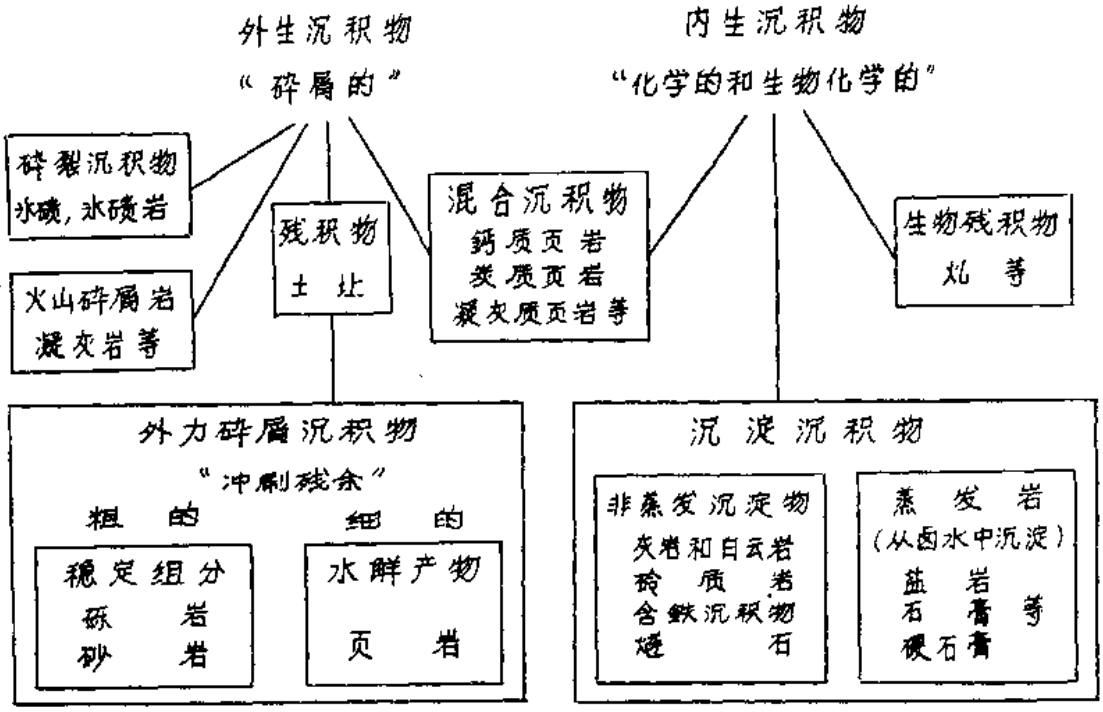


图 4 沉积岩的简化分类
（裴荫庄，1957）

表 2 沉积岩的分类（普斯托瓦洛夫，1952，1962）

碎屑岩	火成碎屑岩：下按粒度分成：砾、砂、粉砂、粘土、混积岩 碎 屑 岩：下按粒度分成：砾、砂、粉砂、粘土、混积岩 生物碎屑岩：下按粒度分成：砾、砂、粉砂、粘土、混积岩
化学岩：下按分异顺序分为：	
1.铝质岩； 2.铁质岩； 3.锰质岩； 4.硅质岩； 5.磷酸盐岩；	
6.海绿石岩； 7.鳞绿泥石岩； 8.硫化铁岩； 9.菱铁矿质岩；	
10.石灰岩； 11.白云岩； 12.氟钙质岩； 13.天青石岩； 14.硫酸钙质岩； 15.石盐岩； 16.钾盐； 17.水岩； 18.混积岩	

在我国，什维佐夫和鲁欣的分类较为流行。1965年，宋天锐等提出一个沉积岩多级分类方案。按成因将沉积岩分为火山碎屑岩、碎屑岩、粘土岩、化学岩-生物化学岩、蒸发岩、碳质有机岩和附生岩七类。1974年，成都地质学院岩石教研室在《沉积岩石学》一书中，将沉积岩分为六类，即火山碎屑岩、正常沉积碎屑岩、粘土岩(或称泥质岩)、碳质岩(或称可燃有机岩)，化学岩和生物化学岩、盐岩（或称蒸发岩）。

总之，沉积岩和沉积矿床的分类，虽然讨论多年，但迄今尚无定论。

二、本书所用的分类

岩石学分类应该反映成因，又要便于应用。所谓成因，就是指事物的本质。只有抓住成因，才能把握岩石之间的质的区别，才能更好地指导实践。但是，如果不顾及实际应用，把分类搞得过于烦琐庞杂，也不利于指导生产，效果适得其反，就违背了分类的目的。

沉积岩的成因极其复杂。如果不去考察沉积岩形成的全部历史，成因也就无从谈起。具体地说，沉积岩的成因应当包括沉积物的形成过程，亦即沉积物的来源及其搬运和沉积方式；沉积物的成岩和后生改造。由于沉积物的形成过程是沉积岩形成史中最重要的基本环节，毫无疑问，也就应当成为分类的基础。

沉积物的来源与其搬运、沉积方式之间是有联系的。例如母岩物理风化产生的陆源碎屑物质必然以机械作用的方式进行搬运和沉积，因而主要受环境动力条件的控制；而母岩化学风化产生的可溶盐类进入盆地后，也必将受盆地物理化学条件的制约。但是物质来源和沉积方式这两个因素又是有区别的。

在过去的分类中，一般都比较强调沉积作用方式。但是如果单纯根据沉积作用方式势必遇到许多困难，难以自圆其说。近代碳酸盐岩的研究表明，它的沉积作用方式是多种多样的。除了少部分属于化学沉积之外，大部分是受机械作用或生物因素控制的。机械沉积的碳酸盐岩，虽然碳酸盐矿物的析出属于化学过程，但这仅仅是前期历史。碳酸盐矿物一经析出，就处于地球的重力场中，并将按照机械作用的规律进行分异。由于粒屑碳酸盐岩与陆源碎屑岩的最终沉积方式相似，所以它们的结构、构造、时定分布、相序规律和环境意义，均有许多相似之处。如果强调沉积作用方式，碳酸盐岩就要一分为二，其中的大部分应列入碎屑岩类，显然在应用上是无益的。而如果列为化学岩，则又背离了最终沉积方式这一分类原则。在其它“化学岩”中，也有类似的问题。

由此可见，单纯强调沉积作用方式作为分类的成因原则是不妥的。

从现有资料来看，沉积物来源的差别对于沉积岩的分类最有意义。因为来源是沉积岩全部历史的物质基础，无论其搬运抑或沉积方式，无论其成岩、后生作用的总趋势，也无论其成分上的规律，均无不受物质来源的控制。

这里所讲的物质来源，是从直接提供沉积物的角度说的。根据目前的资料，沉积物的直接来源主要有四种：一种是陆源的，物质来自陆壳的风化，包括砾、砂-粉砂等陆源碎屑和粘土等次生碎屑。一种是内源的：是指来自沉积盆地的化学物质和生物化学物质。这些内源物质，从其前期历史来说，可能来自陆壳的化学风化，也可能来自火山活动，但是，这些物质一旦集聚到大型水盆地中后，即分散在介质之中，一般也就失去了前期历史的差别。对于沉积岩的形成来说，水盆地犹如一个巨大的“仓库”，源源不断地供应化学物质，因而成为沉积物的重要来源。一种是火山源的，主要指火山喷发提供的碎屑物质。通常粒径＞32mm 称为火山岩块，32—2mm 称火山角砾，＜2mm的称火山灰，还有一种是生物源的：主要是生物遗体的有机衍生物。

据此，我们可以将沉积岩分为四种基本类型：陆源碎屑岩、内源沉积岩(化学-生物化学岩)、火山碎屑岩、可燃有机岩，为了应用的方便，将含有有用元素较高的岩类单独列出，作为沉积岩的附生类型(表 3)。次一级的划分根据沉积作用方式和沉积分异作用的主要特征。

表 3　沉积岩和沉积矿床统一分类表

大类		火山碎屑岩		陆源碎屑岩		内源沉积岩（化学-生物化学岩）		可燃有机岩		附生岩	
类		按机械分异顺序（粒度）	集块岩 火山角砾岩 凝灰岩	按机械分异顺序（粒度）	砾岩和角砾岩 砂岩 粉砂岩 泥质岩	按化学分异作用（成分）	铝质岩和铝土矿 铁质岩和沉积铁矿 锰质岩和沉积锰矿 碳酸盐岩 磷灰岩 硅质岩 蒸发岩和蒸发矿床	按有机组分的成分	腐泥质 腐植质 残植质	按附生有用元素的类型	含铜岩及沉积铜矿床 沉积硫化物矿床 沉积铀矿床
沉积方式	机械	▬		▬		▬				▬	
	化学	▬		▬		▬				▬	
	生物					▬		▬		▬	

有几个问题要稍加说明：

1．关于粘土岩：

1945年，什维佐夫将粘土岩从碎屑岩中分出。除了成分上的特殊性外，还认为大部分粘土是沉积过程中新生成的。但是从粘土矿物形成过程和现代分布来看，它们主要是陆源的。大部分粘土矿物形成于母岩的风化阶段，它们以悬浮物的形式与陆源碎屑一道搬运，最后在静水环境中沉积。表现在相序中，粘土岩总是出现在介质动能减弱序列的末端。同生和成岩的粘土矿物当然有，但与其说是新生作用，毋宁说是粘土矿物的转变过程。因此把粘土岩单独列为一类是不必要的，也不符合粘土岩的形成过程和地质产状。有鉴于此，本书将粘土岩列入陆源碎屑岩类，作为机械分异序列的最终产物，并按照粒度分类的统一原则称之为泥质岩。

2．关于附生岩：

按照岩石分类的成因原则，附生岩不能单独列为一类。但是，含铜砂岩和沉积铜矿床、沉积铀矿床及沉积硫化物矿床，虽然其中的有用元素为量甚微，实践上却有着重要的工业意义，况且这些微量元素标志着特殊的物质来源，成因上不无意义。因此，本书将附生岩单独列为一类。

3．关于火山碎屑岩：

由于火山碎屑岩与火山岩关系密切，二者常形成特定的共生组合，故列在火山岩中讨论。

4．关于混积岩的命名问题：

在各种沉积岩的基本类型之间，存在着一系列过渡岩类，称为混积岩。其分类命名的原则如下：

（1）二组分混积岩

定名时，以>50%的组分为基本名称。次要组分含量在25—50%之间时，以"××质"为定语；次要组分含量在5—25%之间时，以"含××"作为定语（图5）；<5%的次要组分不参与命名。如砂与砾的混积岩，砂>95%为砂岩；砂75—95%、砾5—25%为含砾砂岩；砂50—75%，砾25—50%，为砾质砂岩；砂25—50%，砾50—75%，为砂质砾岩；

砂 5—25%，砾 75—95%为含砂质砾岩。

（2）三组分混积岩

三组分混积岩可在三角图内分类命名。分法很多，迄今未得统一。常用的分法是以25%、50%、75% 为界，将三角图划分为若干个区间（图 6）。每个区间均由端元组分的含量所限定，岩石名称及其含量范围可在图上读出。

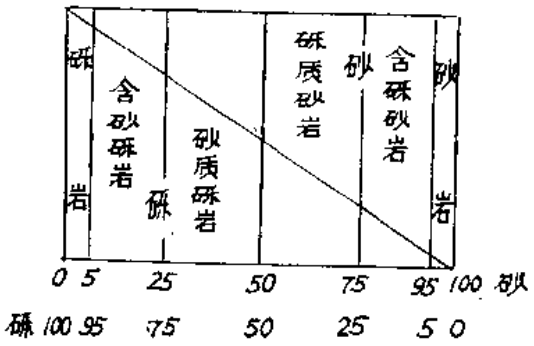


图 5 二组分混积岩的命名

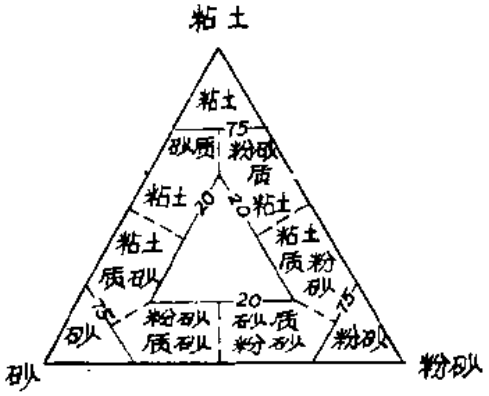


图 6 三组分混积岩的分类命名

（据谢帕德 Shepard，1954）

应当注意，上列混积岩的划分不过是常用的几种方案。实际工作中，划分的详细程度和含量界限的选择，都应当根据工作的需要和实际情况酌选。

第二章　沉积岩的物质成分

第一节　物质成分的基本特征

一、化学成分特征

沉积岩的物质成分，是表生条件下物质运动的历史纪录。它是岩类学的基础，也是认识沉积岩形成过程的宝贵资料。

沉积物的来源有多种。其中最主要的是母岩的风化。因此沉积岩的化学成分必然与母岩有着不可分割的联系。但是，由于风化、搬运、沉积、成岩等一系列地质作用过程对母岩物质的改造，其化学成分又必然具有自己的特点。表4、表5是沉积岩与火成岩平均化学成分的对比表。不难看出，数据是十分接近的，足以说明它们之间的有机联系。但若仔细加以比较，又可以发现一些重大的差别：

1．沉积岩中铁的总量与火成岩接近，但FeO与Fe_2O_3的量比关系相反：火成岩中$FeO>Fe_2O_3$，沉积岩中$Fe_2O_3>FeO$。究其原因，盖因铁系变价元素，其价态取决于氧化还原条件。火成岩形成于地壳深部乏氧条件，故低价铁居多。沉积岩形成于地壳表层，有充足的自由氧，故铁呈高价者居多。

表4　沉积岩与火成岩的平均化学成分（按元素%）

元　素	地壳岩石的平均成分（V·M·哥德斯密特和B·麦松）	沉　积　岩（费尔斯曼1934和维诺格拉多夫1950）	沉　积　岩（F·F·魏克曼1954）	火　山　岩（H·S·华盛顿和F·W·克拉克1929）
O	46.60	49.95	约46.0	46.4
Si	27.72	27.55	28.7	27.7
Al	8.13	6.93	9.5	8.1
Fe	5.00	3.90	5.8	5.1
Ca	3.63	3.82	0.4	3.6
Mg	2.09	1.53	1.4	2.1
K	2.59	2.33	2.6	2.6
Na	2.83	0.82	1.0	2.8
Ti	0.44	0.34	0.6	0.7
C	—	2.01	—	—
其　它	0.26	0.83	4.0	1.8
总　和	99.29	100.00	100.0	100.0

2．碱金属和碱土金属的含量，沉积岩远小于火成岩。这是因为这些元素易于析出，表生条件下不易固定，相当一部分贮留在水圈中的缘故。但是CaO是例外。它在沉积岩中的含量高于火成岩。这一差别，与生物-生物化学作用对CaO的固定作用有关。

表 5　沉积岩与火成岩的平均化学成分（按氧化物%）

	地壳岩石的平均成分（V·M·哥德斯密特和B·麦松）	沉积岩（F·W·克拉克1924）	沉积岩（克里宁1941）	沉积岩（И·E·茹科夫斯基1952）	火成岩（F·W·克拉克1924）
SiO_2	59.26	57.95	58.16	59.17	59.14
TiO_2	0.73	0.57	0.94	0.77	1.05
Al_2O_3	15.35	13.39	15.93	14.47	15.31
Fe_2O_3	3.14	3.47	8.45	6.32	3.08
FeO	3.74	2.08		0.99	3.80
MnO		—	0.64	0.80	—
MgO	3.46	2.65	3.58	1.85	3.49
CaO	5.08	5.89	6.26	9.90	5.08
Na_2O	3.81	1.13	1.85	1.76	3.84
K_2O	3.12	2.86	2.85	2.77	3.13
P_2O_5	0.28	0.13	0.26	0.22	0.30
CO_2		5.38	—	—	0.10
H_2O	1.26	3.23	—	—	1.15
总　计	99.23	98.73		99.02	99.50

从碱金属、碱土金属与Al_2O_3的关系来看，沉积岩一般属于铝过饱和的岩石，即$Al_2O_3 > CaO + Na_2O + K_2O$，而火成岩的平均成分是属于钙碱性的，亦即$CaO + Na_2O + K_2O > Al_2O_3$。这种变化也与碱金属和碱土金属转入水圈有关。

3．在碱金属中，K_2O与Na_2O的含量比，沉积岩恰与火成岩相反；$K_2O > Na_2O$。这是因为含钾的矿物如白云母、绢云母等在表生条件下相当稳定，粘土矿物又易于吸附钾，故母岩中的K_2O，大部分仍能保留在沉积岩中。Na_2O的情况则不同，它由于钠盐的溶解度大而成为海水的主要成分，故岩石中的含量较低。

4．由于大气和水都直接参与了沉积岩的形成，故H_2O和CO_2的含量较火成岩有很大增加。

由此可见，沉积岩的化学成分与表生作用有密切的联系，反映了表生条件下物质运动的基本特征。

应当指出，现有的沉积岩化学成分都没有考虑有机质。事实上，自从地球发展的一定阶段产生生物以来，有机质是朝着总量不断增加的方向发展的。据维尔纳茨基（Вернадский，1926）的估计，有机质的总重量可达地壳的0.001%（地壳厚度以20公里计）。而亨特（Hunt，1962）根据大量样品的统计，估计沉积物中有机质的总量达3.8×10^{15}吨。如果假定地壳表层沉积岩的平均厚度为1000米，那么有机质的堆积厚度可达20米之巨。大量有机质的存在，是沉积岩与火成岩、变质岩的最重要的区别之一。如果在沉积岩的平均化学成分中恰当地反映这一事实，就一定会更清晰地看出表生条件下物质运动的某些特点。遗憾的是，现在还缺乏这方面的分析资料。

二、矿物成分特征

沉积物中已发现的矿物在150种以上，但常见的只有二十余种（表6）。

沉积岩的矿物成分与火成岩比较，也有显著的特点（表7）：

表 6 沉积岩中常见的矿物（据克里宁Krynine，1948）

含量 / 种类	>10%	10—1%	<1%
碎屑矿物	石英	碎屑玉髓	"铁矿物" *
	粘土矿物	粗粒云母	锆石 *
			电气石 *
	细粒云母	长石	绿帘石 *
			石榴石 *
			角闪石 *
自生矿物	方解石	玉髓	锐钛矿 *
		自生石英	海绿石
	白云石	石膏	自生长石及云母

* 为重矿物（比重>2.85）

表 7 沉积岩与火成岩的平均矿物成分（%）

矿物	沉积岩（莱斯和密德1915）	沉积岩（克里宁，1948）	火成岩（65%花岗岩+35%玄武岩）
石英	34.80	31.50	20.40
玉髓	—	9.00	—
云母+绿泥石	20.40	19.00	7.76
长石	15.57	7.50	49.29
粘土矿物	9.22	7.50	—
碳酸盐	13.63	20.50	—
氧化铁矿物	4.10	3.00	4.6
石膏	0.97	—	—
碳	0.73	—	—
橄榄石	—	—	2.65
普通角闪石	—	—	1.60
普通辉石	—	—	12.90
其它	0.58	3.0	0.88

1．火成岩中比比皆是的主要造岩矿物如橄榄石、辉石、角闪石及基性斜长石等，在沉积岩中为量甚微，成为次要矿物或微量矿物。这些矿物形成于高温高压条件，在低温低压的表生条件下都是不稳定的。

2．另一类矿物在火成岩中为量甚多，如钾长石、酸性斜长石及石英等，在沉积岩中也广泛存在。这一类矿物大多形成于岩浆结晶的晚期，在表生条件下稳定性较大，一般以碎屑矿物的形式出现于沉积岩中，是陆源碎屑岩的主要组分。

3．还有一些矿物，如粘土矿物、碳酸盐、盐类矿物、氧化物和氢氧化物等，在火成岩中很少或缺乏，但在沉积岩中却大量存在。它们是在常温常压、富氧、富二氧化碳和富水的表生环境中，由母岩分解产物重新组合而成的。

这些特点说明，沉积岩和火成岩的矿物成分既有继承的一面，又有其特殊的一面。前者反映沉积岩与火成岩之间的历史联系；后者则突出地反映了表生过程的特点。

为了岩石描述和成因分析的需要，我们可以从不同角度出发，对沉积造岩矿物进行分

类。

1．根据矿物的成因分类：

根据矿物的成因一般可以分为以下两类：

（1）陆源碎屑矿物：系指从母岩中继承下来的一部分矿物，呈碎屑状态出现，是母岩物理风化的产物，也称为继承矿物或它生矿物。

（2）自生矿物：是指沉积岩或沉积矿床形成过程中，母岩分解的化学物质按照表生作用的规律重新组合而形成的新矿物。

自生矿物一般是沉积物质与所处环境达到物理化学平衡的产物，所以是恢复相应形成阶段介质物理化学性质的标志。陆源碎屑矿物则不同，它们与沉积条件之间一般不存在物理化学平衡，但却是联结沉积物与母岩的历史纽带。陆源碎屑矿物组合，是分析母岩类型的依据。

2．根据矿物的比重划分：

按照矿物的比重不同，沉积造岩矿物又可以分为轻矿物和重矿物两类。

轻矿物比重＜2.85（2.85是重液溴仿 $CHBr_3$ 的比重），是沉积岩的主要造岩组分，如石英、长石等常见矿物均属之。

重矿物比重＞2.85，如锆石、榍石、磷灰石、电气石、独居石等。一般属于微量组分。重矿物虽然为量甚少，但在来源分析和岩石地层学工作中均有较大的意义，因此不可忽视。

还有一点要注意的是，沉积岩的物质组成，常常不是以单矿物作为基本组成单元，而是以矿物集合体的形式出现的。例如碎屑岩中的岩屑、碳酸盐岩中的鲕粒、团粒、生物碎屑和内碎屑等，都是矿物的集合体。我们把沉积岩和沉积矿石中具有成因意义的基本组成单元，无论是矿物单体或者矿物集合体，称为沉积岩的组分。实际上，在鉴定岩石或分析它的成因时，组分是最基本的着眼点。最明显的例子是石灰岩中的粒屑，从矿物成分看，其成分是从溶液中析出的方解石。但从岩石的形成历史分析，它们却是具有复杂历史的方解石的集合体，属于化学作用和机械作用的共同产物，其粒度大小反映介质动能的强弱，构成了具有成因意义的独立组分。单纯从矿物成分着眼，并不能说明岩石的最终沉积方式和盆地沉积作用系统的特征。因此，在沉积岩的鉴定和成因研究中，必须强调组分的分析。

第二节　常见的沉积造岩矿物

一、石　英

石英是最常见的一种碎屑矿物。在砂岩中，石英的平均含量达65%，页岩中也可达20—30%。其粒度一般＜1.0mm，大多数＜0.6mm。据有人统计，＞1.0mm 的石英在沉积岩中只有9%，1.0—0.6mm之间的约占20%，其它都在 0.6mm以下。据勃拉特（Blatt，1970）的统计，砂岩中石英的平均粒度约为2ϕ(0.25mm)，碳酸盐岩中石英的平均粒度约为3ϕ(0.125mm)，页岩中石英的粒度为 5ϕ(0.031mm)，大洋沉积中石英的粒度则为 6 ϕ(0.016mm)。

沉积岩中的石英，一般为次球形。据勃拉特等人(1972)对20,000个石英颗粒的统计，

其宽/长比一般在 0.61—0.71 之间，其球度为0.70—0.90，其长轴方向一般与结晶C轴一致。

石英是表生条件下最稳定的一种矿物。在沉积史的分析中，搞清石英的标型特征是很重要的。石英的主要标型特征有包裹体、消光情况、颜色或微量元素等。

⑴ 石英的包裹体可以分为气液包体和矿物包体两类。后者又可根据矿物的晶形分为等轴矿物、针状矿物和片状矿物等。包裹体的类型与石英的来源有关。一般地说，气液包体极多者(乳状石英)，几乎都是来自热液石英脉；片岩及其它高级变质岩中的石英，少见气液包体；火山岩中的石英常清澈如水，很少含包裹体；而具金红石针状包体者，多来自花岗岩（勃拉特等，1972)。但是，由于含包体的碎屑石英少，包裹体在母岩中的产状比较复杂，鉴定又难，故其应用颇受限制。

⑵ 根据石英的消光特征可以将它分为：无波状消光石英、弱波状消光石英（C轴波动角<5°)，强波状消光石英（C轴波动角>5°）三类。根据石英内部结构又可将它分为单晶石英和多晶石英。前者不问有无波状消光，均为单一矿物晶体；后者则由多个C轴方向大致一致的长形石英晶体组成。

据统计，在深成侵入岩和变质岩中，无波状消光的石英是很少的，一般不到10%；反之，在火山岩中，则很少见到波状消光的石英（一般也<10%)。而且随着时代的变老，波状消光石英的含量也相应增加，因此石英的消光情况并不是母岩类型的可靠标志。

多晶石英主要见于变质岩中。片麻岩中的石英，75—80%具有多晶现象。但深成侵入岩中也可见及。福克（1961）曾将多晶石英分为三类：一类多晶石英颗粒拉长，光性方位相近，矿物个体无波状消光，多来自石英脉；另一类多晶石英，个体无波状消光，但光性方位极不一致，主要来自重结晶的变质岩；第三类多晶石英，其中的矿物个体具强烈的波状消光，个体之间的边界呈锯齿状镶嵌，主要来自高级变质岩。

石英颗粒的颜色主要取决于它的包裹体。据克拉梅（Krämer，1961）的资料，最常见的颜色有下列几种：

红色（含赤铁矿或黑云母包体或含金属离子)；

棕色（含针铁矿包体)；

黄色（含铁的氢氧化物包体或含金属离子)；

白色（含气液包体)；

灰色（含云母、炭质物、金属矿物或石墨包体，或由石英格架中AlO_4四面体的光渗作用引起)

绿色（含绿泥石、黑云母或角闪石包体)

不常见的有：

蓝色（含金红石包体)；

紫色（由光渗现象引起)；

粉红色（含金红石、赤铁矿或锰化合物包体)。

石英的颜色可用盐酸洗完后，在双目镜下观察。帕齐特（Patzelt，1964）曾用此法进行地层分析，效果甚佳。

自生石英在沉积岩中也很广泛。如灰岩中常有晶形完整的自生石英。碎屑岩中一般常见明显围绕碎屑石英颗粒长大，形成再生长的自形晶体。次生长大的石英与碎屑核心一般

具有一致的光性方位，但常保留原碎屑的轮廓。次生长大的石英颗粒再一次被破碎，就可以形成具确切鉴别标志的第二旋迴碎屑（图7）

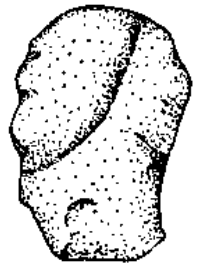


图 7 第二旋迴的石英颗粒

二、长　石

长石是数量上仅次于石英的碎屑矿物。据统计，地壳上的沉积物中约含长石5%。在各岩类中的分布为：砂岩10—15%，页岩4%，碳酸盐岩1%，大洋沉积物中＜1%（勃拉特 等 1972）。在地史上的分布，有随着时代变新而逐渐增加的趋势（表8）。

碎屑长石的成分鉴定比较困难。一般认为，钾长石多于斜长石；在钾长石中，正长石多于微斜长石。

长石在表生条件下的稳定性不及石英。斜长石的稳定性，随着CaO含量的增加而减小。现代沉积的研究证明，长石含量是随着搬运距离的增加而显著减少的（表9）。

表 8 砂岩中长石的地史分布
（据裴蒂庄Pettijohn，1957）

时　代	统计的地层数	长　石　%
前寒武纪	10	9
早古生代	16	2
晚古生代	24	4
中 生 代	12	19
新 生 代	12	27
	总计 74	平均 12

长石之所以不甚稳定，从化学方面来说，是因为它易于水解；从物理方面来说，是因为它的解理和双晶都很发育。所以，在自然界里要形成长石含量很高的沉积物，除了母岩条件外，还要求高差较大的地形、迅速的侵蚀作用和较短的搬运距离。

碎屑长石主要来源于中酸性侵入岩和变质岩。也有一部分来源于火山岩。要区别火成岩和变质岩或侵入岩和火山岩的长石往往是很困难的，但也有很多矿物种可作为区别的特征。例如，微斜长石不见于火山岩中，变质岩里不含具环带结构的斜长石等。

表 9 现代沉积中长石随着搬运距离而减少的情况

地　区	搬 运 距 离	减 少 情 况	资 料 来 源
瑞典芬德雷恩河	30—40哩	42%→21%	马凯耶Mackie,1896
伊利诺斯州塞洛→墨西哥湾	1100哩	25%→20%	鲁塞尔Russell,1937
南达科它州，黑山	40—50哩	35%→17%	普鲁姆勒Plumley,1948
南达科它州，乞延恩河	150哩	29%→24%	普鲁姆勒Plumley,1948

第二旋迴的长石似乎不应当是罕见的。现代沉积中就有资料证明有许多长石直接来源于长石砂岩的剥蚀作用。但是从岩石中鉴定第二旋迴的长石要比石英困难得多。

自生长石在沉积岩中屡可见及。在碎屑岩中有些自生长石明显围绕长石碎屑增长，趋向晶形完好，有时还可以交代共生的其它碎屑颗粒或基质。但基质中有时也可有微小的自生长石。沉积岩中正长石、微斜长石和钠长石均可见再生长大现象，但钙质斜长石和钾钠长石的固溶体却一般不见再生长大。一般自生钠长石见于碳酸盐岩中，自生钾长石则可见

于灰岩、砂岩、页岩中。它们有的有碎屑长石核心，有的没有核心。围绕微斜长石碎屑生长的自生长石可以是微斜长石或正长石；但围绕正长石和钠长石碎屑生长的，却只能是与核心相同的矿物种。自生长石与其核心的光性方位往往稍有差别（图 8），说明其成分并不完全一致。

自生长石一般以自形，成分非常纯的钾、钠长石和有时有特殊的双晶（如四分型格子双晶）等为特点。形成于成岩阶段。高盐度并富含碳酸盐的介质条件对它的形成看来是有利的，故在碳酸盐岩及高盐度沉积中常见。葛罗列（Growley，1939）认为自生长石是海相标志盖与此有关，但尚未经证实。

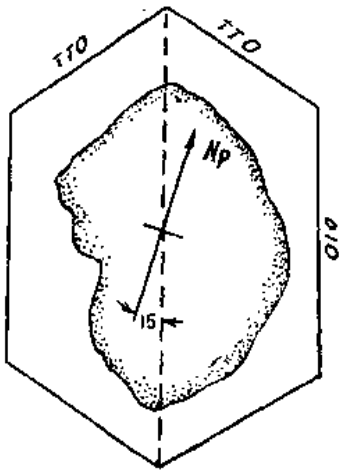


图 8　自生长石与其核心的关系

三、云　母

云母也是一种常见的碎屑矿物。在成熟度较低的砂质或粉砂质岩石中，极为常见。黑云母的稳定性较小，常次变为绿泥石和海绿石，不如白云母多见。

沉积物中的云母常沿层面分布，圆度一般较好。极自形的云母往往是火山碎屑成因的。有人认为，云母是大陆或滨海沉积的标志。这种说法不妥。云母并无这样好的指相意义。

四、重 矿 物

重矿物是碎屑组分中为量甚微但意义甚大而又争议很多的一类矿物。它在岩石中的含量很少超过 1%，一般在 0.1% 以下。

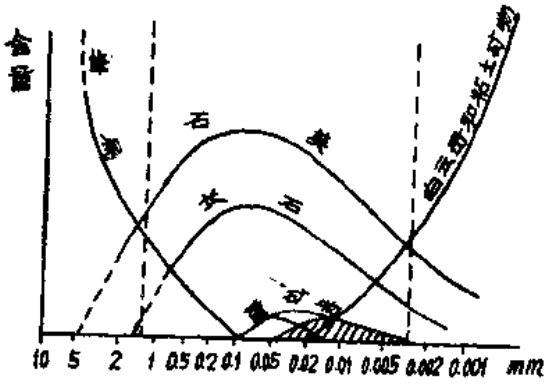


图 9　各种碎屑矿物的粒度分布
（斯特拉霍夫Страхов，1954）

重矿物的稳定性很大，常集中在粉砂粒级的碎屑中（图 9）。由于重矿物在母岩中的分布有一定的专属性，因此是推断母岩的重要依据。

常见的重矿物有下列几种：

1．锆石

锆石在火成岩和变质岩中都有广泛的分布。虽然它在硅铝质岩石中的分布比铁镁质岩石中多一些，但并不能据此判别它的来源。

锆石的形态往往具有成因意义。火成岩中的锆石大多是自形的。第二旋回的锆石一般是磨圆的。由于锆石对重结晶作用相当稳定，因此在未经重熔的副变质岩中，锆石也常保留磨圆的轮廓。

锆石一般无色。但有时具粉红、黄、棕、绿、蓝、紫色或具色环。有些锆石含 U、Th 等微量元素。这些元素放射出的 α 粒子长期冲击，可破坏锆石的晶体构造而使之均质化，形成变水锆石或呈混浊状。

变水锆石、有色或多包裹体的锆石是火成岩锆石的特点。但是由于它们的稳定性较小，故沉积岩中的绝大多数锆石是无色或无包裹体的。

锆石的自生现象在沉积岩中不是罕见的。自生锆石自形，如无第一旋迴锆石的浑圆轮廓，就无法与火成岩的锆石分开。

2．电气石

电气石也是一种常见的重矿物。其成分和颜色变化很大。根据成分可将它分为不同的矿物种，如富铁的黑电气石、富锰的钠锰电气石、富镁的镁电气石、富钙的钙镁电气石、富锂的锂电气石等。按颜色可分为绿电气石（富铁）、红电气石（富锰）、蓝电气石及无色电气石等。

镁电气石（常为棕色或黄棕色）主要来自变质岩。其它颜色的电气石在花岗岩和伟晶岩中均有，但蓝电气石和锂电气石更常见于伟晶岩。

有人发现，不同成因的电气石，其微量元素的分布有差别。热液电气石与花岗岩中的电气石比较起来，Fe、Mn 稍低，而 Mg、Ca、Sn、Sr 较高。Cr、Ni、Sc、V 也较高，但不及前几种元素明显（波沃斯 Powers，1968）。从微量元素的分布分析矿物的来源，是颇有前途的一个研究方向。

3．金红石

金红石在岩浆岩和变质岩中均有，但变质岩中更为常见。据报导，其中 Nb、Ta、Fe 的含量对指示来源区颇有价值，并可作为推断母岩形成温度的古温计。

4．石榴石

石榴石是变质岩的特征矿物，火成岩中偶尔亦可见及。其成分与母岩关系密切（表 10）。

表 10　不同岩类中石榴石的平均含量（拉埃特Wright，1938）

岩　　类	贵榴石	钙铁榴石	钙铝榴石	镁铝榴石	锰铝榴石
伟晶岩	41.8	—	—	—	47.1
花岗岩	56.8	—	—	—	36.0
接触变质硅质岩	56.4	—	—	—	30.7
黑云母片岩	73.0	—	6.0	13.8	—
角闪片岩	53.6	—	20.7	20.3	—
榴辉岩	39.1	—	18,5	37.4	—
金伯利岩和橄榄岩	13.4	—	9.0	72.3	—
各种基性岩	34.4	15.6	28.7	20.7	—
钙质接触变质岩	—	40.8	51.5	—	—

据有人对泥质片岩的研究，石榴石中 FeO＋MgO/CaO＋MnO 的比值有随着变质强度的增加而增加的趋势。这是因为 Fe、Mg 的离子半径小，故而富 Fe、Mg 的石榴石分子体积较小，在高压条件下稳定性相对较大的缘故。

重矿物在来源区分析和岩石地层学工作中，均有广泛的应用。但是存在问题也还很多。

早在本世纪初，就有人发现，重矿物的分布与地质时代关系密切。1941 年，裴蒂庄

(Pettijohn) 进一步发现，一些不稳定的重矿物为橄榄石、普通辉石、紫苏辉石等，仅见于新生代。而且古老沉积物中重矿物的种数要比年青沉积物中少的多（图 10）。裴蒂庄认为，这种现象是地下水层间溶解作用的结果。

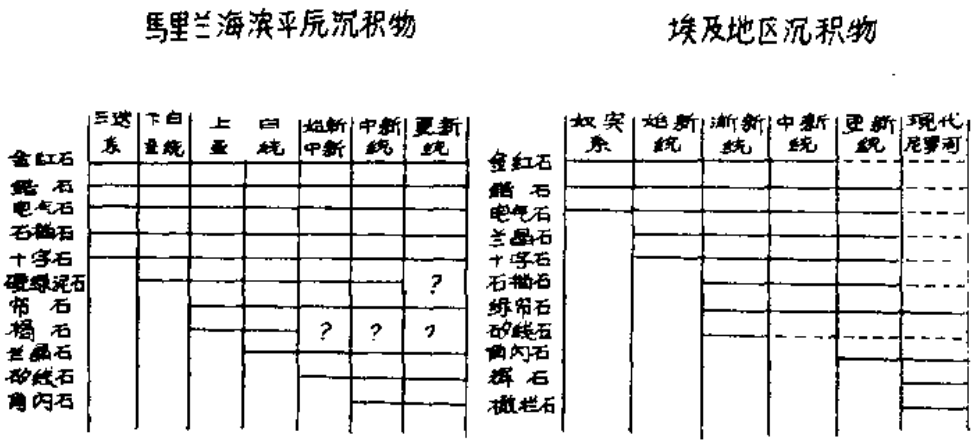


图 10　不同地区重矿物的分带现象

实线表示超过样品的1/2，虚线表示少于样品的 1/2 （裴蒂庄，1957）

许多人不同意裴蒂庄的分析。有人认为，重矿物的时代分布特点是构造运动导致母岩成分变化引起的。随着地质历史的发展，地表的剥蚀深度越来越大，较年青的沉积物中自然会含更多深部岩石的矿物，诸如不稳定重矿物之类。裴蒂庄所强调的重矿物时代变化正可作为岩石地层对比的基础。也有人认为，裴蒂庄的结论是资料应用不当引起的。他所用的古生代的资料取自北美，沉积物来源于克拉通；第三纪的资料取自阿尔卑斯，沉积物大部分来自结晶基底。重矿物的差别完全是因为区域地质背景不同的缘故。

为了解决这个问题，勃拉特等（1969）研究了德克萨斯滨海平原第三纪砂、页岩中的重矿物。他们认为，砂岩和页岩的渗透性相差悬殊。如果确有层间溶解存在，那么地下水活动较强的砂岩理应出现重矿物种数少、次变强等现象。鉴定结果恰如所料，证明层间溶解作用是存在的。但由于资料尚少，尤其是缺乏古代沉积物中的资料，要做结论还为时过早。

由此可见，重矿物研究工作中尚有不少问题，运用资料时必须结合其它资料综合分析，切不可草率从事。

五、粘土矿物

粘土矿物是沉积物中数量最多的一类矿物。它是由结晶岩中的硅酸盐矿物分解形成的。粒度极小，一般小于 0.005mm。

粘土矿物可分为两大类。一类是非晶质的，一类是晶质的。非晶质粘土矿物的性质很难鉴定，混入物较多时更是如此。晶质的粘土矿物是由氧化硅的四面体层与含有镁、铝、铁等阳离子的铝氧八面体层交互成层而组成的。其分类见表 11。

该分类首先考虑八面体层的结构及其排列。二层群的是四面体层/八面体层＝1:1；三

表1.1　沉积物中主要粘土矿物的分类（不包括不纯矿物和非晶质相）

层数	八面体层	膨胀性	族	种	晶体化学分子式	空间群	晶体构造
两层 (1:1)	二八面体	无膨胀性的	高岭石	高岭石 地开石 珍珠陶土	$Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$	Cc或P1 Cc Cc或R3c	7.1Å
		无膨胀性和near膨胀性的	埃洛石	埃洛石 准埃洛石	$Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]\cdot(H_2O)_4$ $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$	Cm	10.0Å
	三八面体	无膨胀性的	7Å绿泥石	磁绿泥石（"高岭-蛇绿泥石"）	$(Fe^{2+},Fe^{3+},Al,Mg)_6(OH)_8[(Al,Si)_4O_{10}]$	Cm	
三层 (2:1)	二八面体	膨胀性的	蒙脱石*	蒙脱石 贝得石 绿脱石	$\{(Al_{2-x}Mg_x)(OH)_2[Si_4O_{10}]\}^{x-}Na_x\cdot nH_2O$ $\{Al_2(OH)_2[(Al,Si)_4O_{10}]\}^{x-}Na_x\cdot nH_2O$ $\{(Fe^{3+}_{2-x}Mg_x)(OH)_2[Si_4O_{10}]\}^{x-}Na_x\cdot nH_2O$	单斜	10.0Å
		无膨胀性的	伊利石*（水云母）	各种伊利石	$(K,H_2O)Al_2(H_2O,OH)_2(AlSi_3O_{10})$	C2/m或Cm	
	三八面体	膨胀性的	蛭石**	蛭石	$(Mg,Fe)_3(OH)_2[AlSi_3O_{10}]Mg\cdot(H_2O)_4$	Cc	14.2Å
三层+一层 (2:2)	三八面体	无膨胀性的+	14Å绿泥石（正绿泥石）	各种绿泥石	$(Al,Mg,Fe)_3(OH)_2[(Al,Si)_4O_{10}]Mg_3(OH)_6$	单斜	14Å

晶体构造图例：· Si　● Al,Mg,Fe　· 可交换离子　⊖ K　○ O　● OH　⊙ H_2O

高岭石　埃洛石　伊利石　蒙脱石　蛭石　14Å绿泥石

* 亦有三八面体变种
** 亦有二八面体变种
} 少见

\+ 膨胀绿泥石罕见，为蛭石和绿泥石的中间形式

层群的是四面体层/八面体层＝2:1；三层群＋一层群的是夹有层间八面体的三层群硅酸盐，四面体层与八面体层的比值为 2:2。

进一步划分考虑八面体层的结构，二八面体属三水铝土矿 $Al(OH)_3$ 型；三八面体属水镁石 $Mg(OH)_2$ 型。表中所列膨胀性可以部分地反映层间键的类型，因为结构的稳定性是直接取决于层间化学键的类型的。

粘土矿物的鉴定需要电子显微镜、X光衍射分析、差热分析等技术手段。显微镜配合染色可以最一般地了解粘土矿物的情况（表 12）。

大部分粘土矿物是在母岩风化过程中由铝硅酸盐分解形成的。其形成方式比较复杂，取决于许多条件。母岩类型是影响因素之一，一般，花岗质岩石风化后多形成高岭石，而玄武岩风化多形成蒙脱石。气候也是重要的影响因素。据谢尔曼（Sherman, 1952）对夏威夷土壤剖面的研究，粘土矿物的分布与年降雨量之间，存在着密切的联系（图 11）。在中等雨量的地区，蒙脱石是主要的粘土矿物；随着雨量的增加，渐变为以高岭石为主，雨量更多时，则变为铝土矿和红土，即铝、铁、钛的氧化物和氢氧化物，粘土矿物逐渐消失。

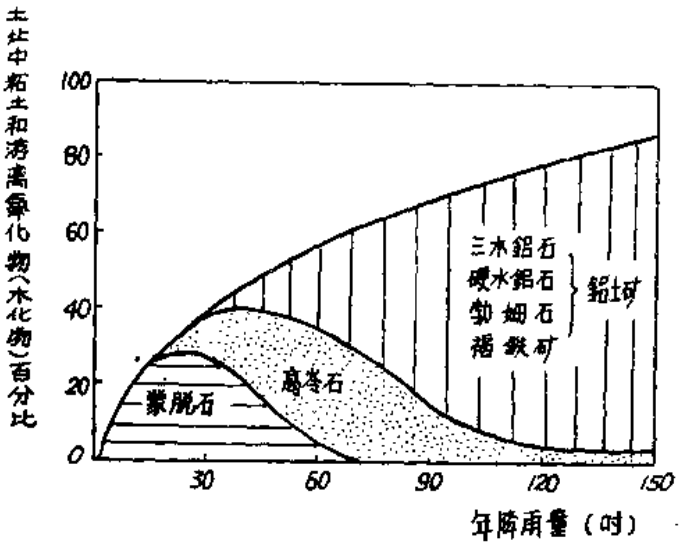


图 11　夏威夷土壤剖面中粘土矿物和铝土矿的分布
（据谢尔曼，1952）

风化过程中形成的粘土矿物，呈悬浮状态或胶体溶液搬运，沉积时多数服从于机械作用规律，接受水介质的动力分选。真正形成于盆地内部的自生粘土矿物为量甚少。因此有人称之为"次生碎屑矿物"，以强调它在沉积过程中的表现与典型化学组分的质的区别。

六、碳酸盐矿物

碳酸盐矿物的种类很多。在现代沉积中最常见的是方解石和霰石；古代沉积中最常见的是方解石和白云石。

1．方解石和霰石（$CaCO_3$）

沉积物中的 $CaCO_3$ 有三种变种：霰石、低镁方解石和高镁方解石。

霰石是方解石的不稳定变种。属斜方晶系。它只能在干燥、低温环境里相对稳定。在水化和温度升高的情况下，霰石很快就转变为方解石，同时体积增大 8 %。在成岩环境中，绝大部分霰石将完成这一转变，因此古代沉积物中霰石罕见。

方解石中常含一定数量的 $MgCO_3$。X-射线衍射分析证明，含镁方解石中的 $MgCO_3$ 与 $CaCO_3$ 是呈固溶体的形式存在的。其中含 $MgCO_3$ 2—5 分子%者称为低镁方解石，含 $MgCO_3$ 11—19 分子%者称为高镁方解石。含 $MgCO_3$ 6—10 分子% 者罕见。在生物成因的方解石中，$MgCO_3$ 的含量取决于生物的门类和温度（图 12）。

表 12　粘土矿物的光学性质及染色特征

		Ng	Nm	Np	Ng—Np	Zv	光性	光性方位	染色效应			加水后的膨胀性能
									加联苯胺溶液	0.001%亚甲基蓝溶液	0.001%亚甲基蓝溶液+饱和KCl	
高岭石族	高岭石—富硅高岭石	1.570—1.560	1.569—1.559	1.563—1.553	0.006	24°—50°	—	Bxa = Np∧底面法线 = 1°—3.5°		暗浅紫色	暗浅紫色	极小
	珍珠陶土	1.566—1.563	1.563—1.562	1.560—1.557	0.006	40°—90°	+或−	Bxa = Np∧底面法线 = 10°—12°				
	地开石	1.568	1.563—1.561	1.560	0.006	52°—80°	+	Bxa = Np∧底面法线 = 15°—20°				
蒙脱石族	蒙脱石	1.530—1.500		1.505—1.470	0.035—0.025	7°—25°	—		深蓝色	紫色	天蓝色	强烈膨胀
	贝得石	1.560—1.530		1.530—1.500	0.035—0.025	小	—					
	绿脱石	1.610—1.560		1.575—1.535	0.035—0.030	小	—					
水云母族		1.605—1.565		1.570—1.535	0.035—0.030	小	—		浅灰蓝色	紫蓝色	紫蓝色	微弱
埃洛石族	准埃洛石	平均折光率1.561—1.549			低							
	埃洛石	平均折光率1.542—1.526			极低							
水铝英石		均质体 1.496—1.470										

高镁方解石和霰石一样，也是不稳定的。它们往往在同生阶段或早期成岩阶段就分解为低镁方解石和白云石。因此，我们在沉积岩中见到的方解石多半都属于低镁方解石一类。

Sr 是 $CaCO_3$ 中常见的混入组分。它在霰石中的含量较高。现代沉积的研究证明，霰石与方解石共生时，霰石中的含 Sr 量差不多比方解石高 8 倍。一般认为，Sr 在方解石中的浓集与生物作用有关。

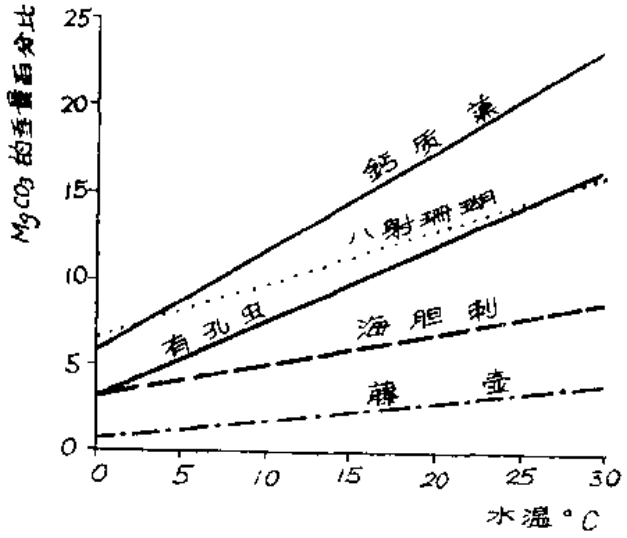


图 12　生物介壳中，$MgCO_3$ 湿重%与温度和门类的关系
（据卡夫 Chave，1954）

2．白云石 $CaMg(CO_3)_2$

白云石也是常见的一种碳酸盐矿物，数量上仅次于方解石。二者经常共生，其区别见表 13。

在自然界中，原生的白云石较少，多数是次生的，交代方解石或霰石。生物介壳几乎没有白云石质的。一些切割原生组构的分散白云石菱形晶体，可能是高镁方解石分解的产物。至于白云石含量很高的白云岩，其成因就比较复杂，我们将在后面详细讨论。

富含铁的白云石称为铁白云石。铁白云石在碳酸盐岩中也很常见，风化后常使岩石呈褐黄色。

表 13　方解石和白云石的主要区别

	方　解　石	白　云　石
在岩石中的结晶习性	他形，很少成菱形	常为菱形晶体，且有环带
折光率	No = 1.658 Ne = 1.486	No = 1.680 Ne = 1.501
在解理面上	1.566	1.588
双折率	0.172	0.179
比　重	2.71	2.87
在酸中的溶解度	在稀盐酸中易溶	在稀盐酸中溶解很慢
染　色	易于为铬酸银染色	不为铬酸银染色
风化特征	风化后不变黄	因含微量 $FeCO_3$，风化后呈黄色

七、自生二氧化硅矿物

自生二氧化硅有三种变体：蛋白石、玉髓和低温石英（α石英）。

蛋白石 $SiO_2 \cdot nH_2O$ 是含水的二氧化硅，均质体。玉髓的情况则比较复杂，有人认为，玉髓是石英的隐晶变种，系由显微纤状石英组成。也有人认为玉髓并非石英的变种，而是

蛋白石失水向石英转变的中间产物。

自生石英只有α石英，常以次生长大的形式围绕原生的石英碎屑生长，或者成自形的小晶体，已如前述。

SiO_2 在 pH<9 的环境中是稳定的。当 pH>9 时，其溶解度迅速增加。自然界中 pH>9 的环境是不常有的，因而自生二氧化硅分布甚广。但是，在长石、角闪石和粘土矿物与粒间水的界面附近，由于水化作用，其 pH 可高达 9—11，因此在成岩环境中其稳定性较差。这些局部溶解的 SiO_2 增加了粒间水中 SiO_2 的含量（可达 10—50 ppm.），在适当条件下又可重新沉积。许多 SiO_2 胶结物都是这种成岩过程的产物。

SiO_2 与碳酸盐的关系比较复杂。例如温度升高使 SiO_2 的溶解度增加；但若 CO_2 分压力不变，方解石的溶解度是随着温度的升高而减小的。对于 pH 来说，方解石随着 pH 的升高而溶解度减小，SiO_2 则在 pH＝0—9 的范围内溶解度稳定，仅在 pH>9 时才迅速增加。与压力的关系，$CaCO_3$ 和 SiO_2 的溶解度几乎以相近的速度随着压力的增高而加大。因此常常见到石英与碳酸盐的错综复杂的相互交代现象。

第三章 沉积岩的结构

第一节 概 述

沉积岩的结构是指岩石组分的大小、形态和排列方式。主要反映组分的几何性质及其相互关系。

结构是与构造有关，但又迥然不同的两个概念。结构研究的是组分的微观特征，而构造的研究对象却是层理、层面构造等宏观标志。结构需要在镜下进行研究，而构造则大多数要在露头或手标本上观察。

由于沉积岩和沉积矿床的成因极其复杂，它们的结构也是多种多样的。结构是沉积岩形成历史的重要纪录，因而是成因分析的重要标志。

沉积岩的结构也是分类的基本依据之一。我们常说的砾岩、砂岩、粉砂岩，就是根据结构标志之———粒度划分的。

结构与成矿的关系也很密切。岩石的结构性质—孔隙度、渗透率对油、气、水的运移和聚集意义十分重大，对于某些沉积金属矿床的形成和富集，也有重要的意义。因此，正确地鉴定、描述沉积岩的结构，不仅对岩石的鉴定和命名是不可或缺的，对于重建沉积史、指导某些矿种的找矿工作，也至为重要。

沉积岩和沉积矿床的结构，大体上可以分为四类：

1．机械作用形成的结构

这类结构由机械作用形成。结构组分的大小、形态和组合方式，都受介质的运动特征和机械作用的规律控制。常见的有陆源碎屑结构、粒屑结构、泥状结构等。其主要特点是，岩石由碎屑颗粒与基质（或胶结物）两部分组成。结构的全貌取决于颗粒结构、基质（或胶结物）结构及二者的量比和组合关系。

2．化学结构

这类结构由化学结晶作用形成。最常见的类型为结晶结构。岩石结构的全貌，取决于矿物的形态、大小和结合方式，与结晶岩的结构颇多相似之处。

3．生物结构

主要指生物岩中的结构，其形成与生物建造作用或生物的生命活动有关。结构的具体特征取决于生物门类及其生活习性。如珊瑚礁结构、藻礁结构、硅藻结构等。

4．次生结构

这类结构形成于成岩或后生阶段，是沉积物质在成岩、后生阶段中重新分配的结果。常见的类型有交代结构、重结晶结构、残余结构等。

第二节　机械沉积作用形成的结构

一、陆源碎屑结构

陆源碎屑岩由碎屑颗粒和基质（或胶结物）两部分组成。陆源碎屑结构也就包括颗粒和基质（或胶结物）自身的结构特征和二者之间的关系。

1．碎屑颗粒的结构特征

（1）颗粒的大小：

碎屑颗粒的大小称为粒度。为了便于研究，常常将粒度划分为若干级别，并赋于一定的专用名称如砾、砂、粉砂、泥等。这种粒度等级，就是人们常说的粒级。

粒级的划分方案很多，至今未尝统一。常见的划分方法有两种。

一种按自然数划分粒级。这种分法在我国应用较广。一般把碎屑颗粒分为：

>2mm　　砾
2—0.05mm　　砂
0.05—0.005mm　　粉砂
<0.005mm　　泥（粘土）

具体的粒级界线，还有不同的意见，如有的主张以 1mm作为砾 和砂的分界，以0.1mm 作为砂和粉砂的分界，以0.01mm 作为粉砂和泥的分界等。在砾、砂的粒级范围内还有粗、中、细的划分。

另一种是按等比级数划分粒级，即以 2^n 的毫米值作为粒级的界限。这种划分方案最先由乌顿（Udden,1898, 1914）提出，后由温德华（Wentworth, 1922）加以修改，因而也称为乌顿-温德华粒级（表 14）。

表 14　对数粒级的划分及其ϕ值

粒级划分		ϕ 值	毫米直径
砾	粗	−7	128
		−6	64
	中	−5	32
		−4	16
		−3	8
		−2	4
	细	−1	2
砂	巨	0	1
	粗	1	0.5(1/2)
	中	2	0.25(1/4)
	细	3	0.125(1/8)
	极细	4	0.063(1/16)
粉砂		5	0.031(1/32)
		6	0.016(1/64)
		7	0.008(1/128)
		8	0.004(1/256)
泥（粘土）		9	0.002(1/512)
		10	0.001(1/1024)

后来，克鲁宾（Krumbein, 1934）对乌顿-温德华粒级加以转换，按颗粒直径以 2 为底的负对数来划分粒级，称为 ϕ 粒级：

$$\phi = -\mathrm{Log}_2 d$$

其中 d 为颗粒直径的毫米数。

乌顿-温德华粒级 是以 2（粒度＞1mm）或 1/2（粒度＜1mm）为公比的 等比级数。经ϕ换算，又成了等差级数（表 11）*。这种粒级划分的最大优点 是便于用数 理统计的 方

* 1964年，马克曼奴士（McManus）将克鲁宾的公式作了修改，令：$\phi = -\log_2 \frac{d}{d_0}$　$d_0 = 1\mathrm{mm}$，这样，ϕ 就成了一个元单位的数值了。

法处理粒度分析资料，故应用越来越广。为了适应现代沉积学研究的需要，本书采用对数粒级划分方案。

在沉积学中，碎屑物质的粒度资料是通过筛析法、沉速法等粒度分析方法取得的。这些方法并不能测得每个颗粒的真实大小。筛析法往往只能测得颗粒最小轴的大小，用来分开较粗的颗粒。沉速法以比重为 2.65（石英）的球作为计算沉速的前提条件，没有考虑颗粒形态和比重对沉速的影响。因此，所得的数据都是近似的和有条件的。沉速法一般用来分开几组细粒级颗粒。

岩石的粒度分布是重要的结构特征。以横座标为粒度、纵坐标为重量百分比作直方图，可以反映岩石的粒度分布特点（图 13）。如果用一条圆滑曲线表示粒度的重量百分比，就称之为频率曲线。资料表明，碎屑岩的粒度分布大体上都属于正态分布。

为了用统计参数定量地描述岩石的粒度分布，单凭直方图和频率曲线是不够的，而且频率曲线计算绘制过程较复杂，现在已较少用；所以一般要作累积曲线（图 14）。并计算

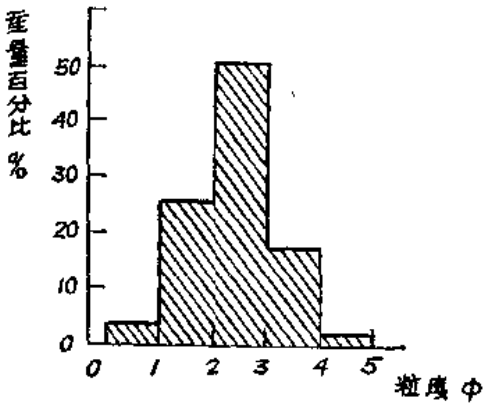


图 13　碎屑岩粒度分布的直方图

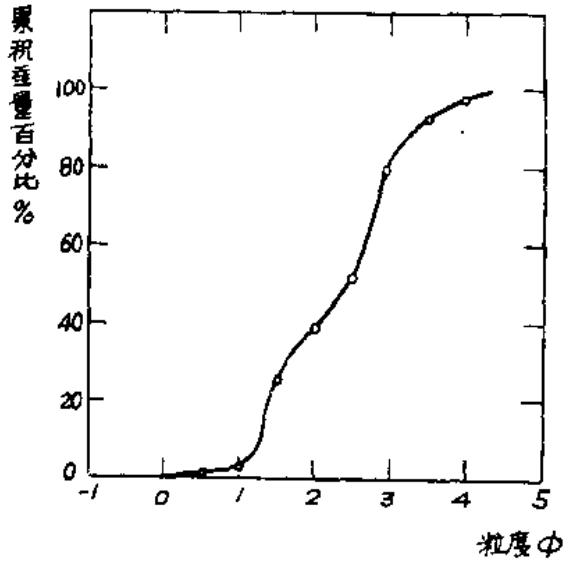


图 14　碎屑岩粒度分布的累积曲线

Q_1—第一四分位值 $Q_1=P_{25}$；Q_3—第三四分位值，$Q_3=P_{75}$；P—百分位数；$Q_3>Q_1$，$P_{90}>P_{10}$

下列参数来表示岩石结构的基本特征；但有些粒度参数的概念还要借助直方图或频率曲线来解释，有些特征在频率曲线上表现得更清楚。常用的反映样品的粒度分布特征的粒度参数有平均粒度，分选系数，对称性系数和尖锐性系数，一些统计术语和计算公式可参考表 15。其中平均粒度的统计术语有平均值（$\bar{x}_\phi$），中值（Md），众数（Mo），以及 Md_ϕ，M_ϕ，Mz 等各种平均粒度值，其中 $\bar{x}_\phi$ 是用矩法计算的，Mo 是相当频率曲线顶点的粒径，其他都是由累积曲线上求得的。如 $Md=P_{50}$，意思是在累积曲线图上，取纵座标频率50%处作一水平线与累积曲线交于一点，再由此点向横座标作垂线，其与横座标交点上之粒径值即 Md。同理 $Q_1=P_{25}$，$Q_3=P_{75}$，P_{10}，P_{90} 等均代表用上法所求得的相当频率 25%，75%，10%，90%等的相应粒径值。如果横座标的粒径用 ϕ 值，则用 $Q_{1\phi}$，$Q_{3\phi}$，$P_{90\phi}$，ϕ_{16}，ϕ_{50}，ϕ_{84} 等符号表示。其次，所谓分选性是指样品中颗粒大小的均匀程度，即粒径的分散度，一般可用各种分选系数表示。但如果直接将各粒级百分比用矩法进行数理统计时，常称为标准偏

差，不过它和分选系数可通用。常用的有 $\sigma_\phi=[\Sigma f(m-\bar{x}_\phi)^2/100]^{1/2}$，$So$，$So_r=\frac{1}{2}(\phi_{95}-\phi_5)$（简单分选系数），$\sigma_\phi=\frac{1}{2}(Q_{3\phi}-Q_{1\phi})$，$\sigma_\phi=\frac{1}{2}(\phi_{84}-\phi_{16})$，$\sigma_1$ 等。关于对称性，也叫偏态，是表示样品中粗组分和细组分的相对含量的。当粗、细组分含量大致相等时，其直方图、尤其频率曲线表现为对称形态。如果样品偏粗或偏细，则表现为不对称。一般不对称而偏粗的叫正偏态，反之叫负偏态。常用的偏态系数或偏度如 SK，SK_ϕ，α_r［简单偏度，$\alpha_r=(\phi_{95}+\phi_5)-2\phi_{50}$］，$\alpha_{2\phi}$，$SK_1$ 等。至于所谓尖锐性则是表示样品中主要粒级相对集中程度的，但主要表现在频率曲线的尖锐程度上，故称尖锐性。尖锐性的系数尖度是表示频率曲线尾端的分选与中央部分分选的比率的，亦即频率曲线粗细尾部展开度与中央部分主要粒级展开度的比例；但它是相对正态曲线而言的，设正态曲线的尖度为一定值，如按表 12 中福克和沃德公式计算为 1，以此为根据可计算其他样品的不同尖度值。一般频率曲线比正态曲线尖锐的，就表示主要粒级相对于粗、细尾部较集中，含量较多，分选较好；相反，频率曲线较正态曲线扁平的，就表示其主要粒级相对于粗细尾部较分散，即主要粒级比正态曲线的粒级数较多，但含量较少，也就是分选较差。这些特点在直方图中也可以大致表现出来。

表 15　粒度分布特征参数的计算公式

所反映的性质	统计术语	基于毫米直径的计算公式	基于 ϕ 直径的计算公式		
			克鲁宾和裴蒂庄(1938)	英曼(1952)	福克和沃德(1957)
主要趋势或"平均"粒度	中值Md 平均值M 众数Mo	$Md=P_{50}$ — 最多粒级的中点	$Md_\phi=\phi_{50}$ — $Mo_\phi=$ 最多粒级的 ϕ 中点	（相同） $M_\phi=\frac{1}{2}(\phi_{16}+\phi_{84})$ （相同）	（相同） $M_z=\frac{(\phi_{16}+\phi_{50}+\phi_{84})}{3}$ （相同）
"分选性"	分选系数 （标准偏差）	$So=\sqrt{Q_3/Q_1}$ （分选系数）	$\sigma_\phi=\frac{1}{2}(Q_{3\phi}-\phi_{1\phi})$ （ϕ 四分位偏差）	$\sigma_\phi=\frac{1}{2}(\phi_{84}-\phi_{16})$ （ϕ 偏差值）	$\sigma_1=(\phi_{84}-\phi_{16})/4+$ $(\phi_{95}-\phi_5)/6.6$
对称性	偏态 （偏度）	$SK=\sqrt{\frac{Q_1Q_3}{Md^2}}$ （偏态系数）	$SK_\phi=\frac{1}{2}[(Q_{1\phi}+Q_{3\phi})-2Md_\phi]$ （ϕ 四分位偏态）	$\alpha_{2\phi}=\frac{\frac{1}{2}(\phi_5+\phi_{95})-Md_\phi}{\sigma_\phi}$ （ϕ 偏态值）	$SK_1=\frac{\phi_{16}+\phi_{84}-2\phi_{50}}{2(\phi_{84}-\phi_{16})}+\frac{\phi_5+\phi_{95}-2\phi_{50}}{2(\phi_{95}-\phi_5)}$
尖锐性	峰态 （尖度）	$K=\frac{(Q_3-Q_1)}{2(P_{90}-P_{10})}$ （凯勒四分位尖度）	$K_\phi=\frac{(Q_{3\phi}-\phi_{1\phi})}{2(P_{90\phi}-P_{10\phi})}$ （ϕ 四分位尖度）	$\beta_\phi=\frac{\frac{1}{2}(\phi_{95}-\phi_5)-\sigma_\phi}{\sigma_\phi}$ （ϕ 尖度值）	$K_G=\frac{\phi_{95}-\phi_5}{2.44(\phi_{75}-\phi_{25})}$

根据样品的平均粒径可以确定样品准确的主要岩石名称，如砾岩、砂岩、粉砂岩等；甚至可以分得很细，如细砾岩，中粒砂岩，粗粉砂岩等。不过由于计算方法不同，所获得的平均粒径的数值有差异，也能引起岩石命名上的差别，因此有时要说明平均粒径的计算方法。关于分选系数过去最常用的为特拉斯克（1932）的 So，他规定 $So<2.5$ 为分选好，$So=2.5$—4.0 分选中等，$So>4.0$ 分选差。但后来很多人不同意这个等级数据，有很多修改的意见。我国常采用的为鲁欣（1958）的修改数据，即 $So=1$—1.58 为分选好，$So=1.58$--2.12 分选中等，$So>2.12$ 分选差。但鲁欣还提出可把特拉斯克的公式改为 $So=\frac{Q_1}{Q_3}$，

这样就可以仍采用他的原分级数据，不过这是不合适的，若舍去开方则将导致分选系数的分级不均匀。基于 ϕ 值计算分选系数通常采用最多的是福克和沃德的公式（见表 12），规定为 $\sigma_1<0.35$ 分选很好，$\sigma_1=0.35$—0.5 分选好，$\sigma_1=0.5$—0.71 分选较好，$\sigma_1=0.71$—1 分选中等，$\sigma_1=1$—2 分选较差，$\sigma_1=2$—4 分选差，$\sigma_1>4$ 分选极差。也可用按英曼的公式(见表 12) 则 $\sigma_\phi<0.35\phi$ 分选好，$\sigma_\phi=0.35$—0.70ϕ 分选中等，$\sigma_\phi=0.70$—1.0ϕ 分选差，$\sigma_\phi=1.0$—2.0ϕ 分选极差。关于偏态，按特拉斯克 $SK<1$ 为正偏态，即沉积物中粗粒成分占优势；$SK>1$ 为负偏态，即沉积物中细粒成分占优势；$SK=1$ 时则粗细组分含量相等，频率曲线具对称性。基于 ϕ 值计算，主要按福克和沃德的公式，$SK_1=1$—0.3 为显著偏粗，$SK_1=0.3$—0.1 偏粗，$SK_1=0.1$—-0.1 为近于对称，$SK_1=-0.1$—-0.3 为偏细，$SK_1=-0.3$—-0.1 显著偏细。至于尖度一般按福克和沃德的公式计算，$K_G<0.67$ 为很扁平，$K_G=0.67$—0.9 为扁平，$K_G=0.9$—1.1 稍扁平，$K_G=1.1$—1.5 为尖锐，$K_G=1.5$—3.0 为很尖尖度，$K_G>3.0$ 为极尖尖度。按此公式正态曲线的 ϕ_{95} 与 ϕ_5 粒度间距为 ϕ_{75} 与 ϕ_{25} 间的 2.44 倍，故 $K_G=1$，以此为根据计算各样品尖度。

（2）颗粒的形态，

碎屑颗粒的形态可以从不同的侧面予以描述。其中最常用的两个参数是圆度和球度。

圆度 系指颗粒的磨圆程度，一般分为棱角状、次棱角状、次圆状、圆状、极圆状等五级（表 16、图 15）。

表 16 圆度的级别及其特征（据苏纳德洪 Schneiderhöhn, 1954）

圆度分级	特征
I 棱角状	极为发育的平面，具尖锐的棱角，清晰的大弯角，里面又有许多小弯角。
II 次棱角状	极为发育的平面，具开始磨圆的棱角，小弯角减少，但大弯角犹存。
III 次圆状	不甚发育的平面，角已明显磨圆，具少量小而圆滑的弯角，大弯角已不很清晰。
IV 圆状	几乎已没有平面，角均圆滑，小弯角缺如，大弯角模糊不清。
V 极圆状	无平面或角，或弯角依稀可辨，具均匀外凸的颗粒轮廓。

在某些研究任务中，仅有圆度的定性描述是不够的，还要求取得定量的数据，因此有许多计算公式。最常用的是魏德尔（Wadell, 1933）圆度计算公式，即圆度系数（图16）。

$$P_d=\frac{\Sigma\left(\frac{r}{R}\right)}{N}$$



图 15 颗粒的标准圆度表

A—棱角状；B—次棱角状；C—次圆状；D—圆状；E—极圆状

其中：r 为角的曲率半径；R 为最大内切圆半径，N 为角的数目（包括曲率半径＝0的角）。按照圆度系数进行圆度分级，也有不同的分级标准，常见的几种分级方案如表17所示。还有较常用的波沃斯（1953）圆度表，他用简单0—6数字表示圆度以便于对比，而省略测量和计算。规定尖角状为0—1，角状1—2，次角状2—3，次圆状3—4，圆状4—5，滚圆状5—6。

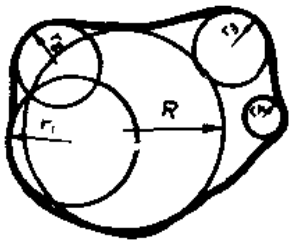


图 16 颗粒投影面上圆度的测量

颗粒的圆度不仅取决于硬度、比重、颗粒大小等因素，而且与搬运历史有着直接的联系。随着搬运距离的增加或搬运时间的增长，颗粒的圆度增加（图17），因此，圆度是碎屑岩结构成熟度的重要标志之一。也是某些岩类（如粗碎屑岩）分类的主要依据。

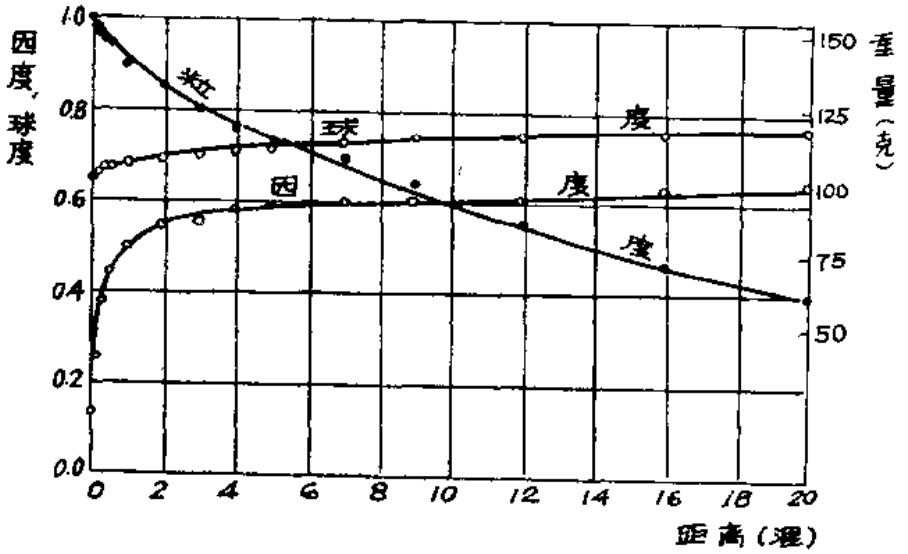


图 17 碎屑颗粒的圆度与搬运距离的关系

（掘克鲁宾，1941）

表 17 圆度分级和圆度系数区间

圆度分级	鲁塞尔和泰勒 1937		裴蒂庄 1975	
	区间	中点*	区间	中点**
棱角状	0—0.15	0.075	0—0.15	0.125
次棱角状	0.15—0.30	0.225	0.15—0.25	0.200
次圆状	0.30—0.50	0.400	0.25—0.40	0.315
圆状	0.50—0.70	0.600	0.40—0.60	0.500
极圆状	0.70—1.00	0.850	0.60—1.00	0.800

* 算术平均中点。

** 大多数颗粒，即使是新破碎的颗粒，其圆度也很少<0.10，因此，其下限事实上不能等于0。因此，棱角状的平均值取0.125。

球度：球度是指颗粒接近球体的程度。这一概念最先由魏德尔（1932）引入文献，并把同体积圆球的表面积S_0与颗粒表面积S_1的比值称为球度系数，即，

$$K_e=S_0/S_1$$

由于S_0和S_1都难求得。魏德尔（1935）后来又修订球度系数的涵义，把颗粒名义直径d_n（即同体积圆球的直径）与外接圆直径D_l（即颗粒最大直径）的比值称为球度系数：

$$K_e=d_n/D_l$$

1941年，克鲁宾提出以颗粒体积与最小外接球体积比的立方根作为球度。他假定颗粒为三轴椭球体，其长、中、短轴分别为A、B、C，其体积为$\frac{\pi}{6}A\cdot B\cdot C$；最小外接球体积为$\frac{\pi}{6}A^3$，于是球度

$$\psi=\sqrt[3]{\frac{BC}{A^2}}$$

1958年，斯尼德和福克（Sneed and Folk）提出最大投影球度：

$$\psi_p=\sqrt[3]{\frac{C^2}{AB}}$$

并指出，在搬运过程中，颗粒的最大投影面一般是垂直于水流方向的。所以它的运动和受力情况，都接近于截面积等于最大投影面的球体。而魏德尔的球度系数则不能反映颗粒在搬运过程中的受力情况。

球度和圆度是不同的两个概念。球度更多地取决于矿物的晶形、解理、双晶等晶体物理性质，而圆度则主要地取决于矿物的硬度和搬运距离。石榴石颗粒，不管其圆度多差，球度总是很高的；反之，象云母这样的片状矿物，不管它的圆度多高，球度总是很低的。

颗粒形状　颗粒的形状是受颗粒A、B、C轴的比例关系限定的一种形态概念。辛格（Zingg, 1935）根据B/A、C/B两个比值将颗粒分为四种形状（图18）：

①圆球体：　$B/A>2/3$　$C/B>2/3$

②扁球体：　$B/A>2/3$　$C/B<2/3$

③椭球体：　$B/A<2/3$　$C/B>2/3$

④长扁球体：$B/A<2/3$　$C/B<2/3$

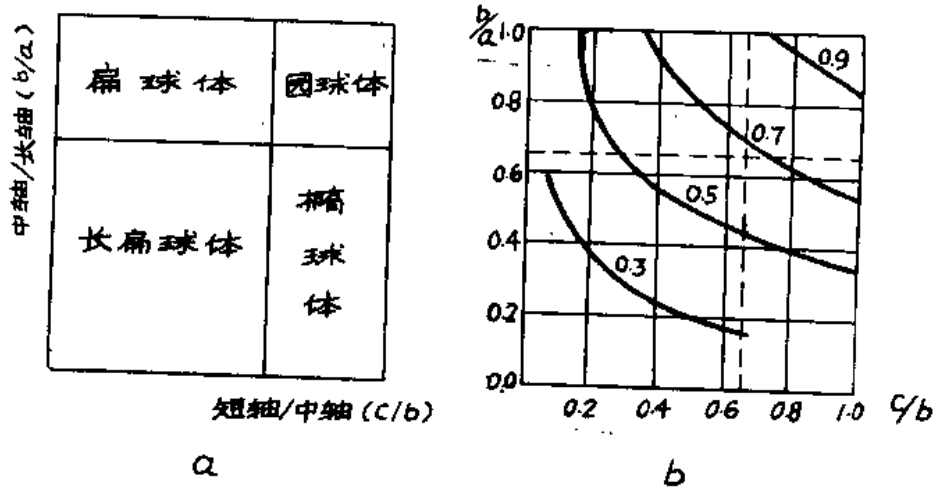


图 18　颗粒的形状分类（a）及其与球度ψ的关系（b）

（据克鲁宾等，1963）

形状与球度是既有联系又有区别的两个概念。图Ⅱ—12,b说明，不同形状的颗粒完全可以具有相同的球度。如扁球体、长扁球体、椭球体三种形状的颗粒，都可以有$\psi=0.5$的球度；反之，形状相同的颗粒，其球度也可以不同，如圆球体的球度可以变化在0.7—1.0之间。但是，不同形状的颗粒，其球度变化范围又是有限度的，如圆球体不能出现<0.5的球度，长扁球体不能出现>0.7的球度等等。这说明两个概念又是互相联系的。

（3）颗粒的表面结构：

颗粒表面不是平滑的，有着许多需要在显微镜、甚至电子显微镜下才能看到的表面微细结构，称为颗粒表面结构。

在粗碎屑中，人们早就注意到冰碛石、风棱石的表面结构具有成因意义；但对砂级以下的碎屑，除了对常有麻坑的霜表面有过一些描述并认为是风成标志之外，其它方面虽有一些资料，但均不甚确切。

近十几年来，由于透射电子显微镜和扫描电子显微镜的应用，表面结构的研究有了很大的进展。据克林斯列和杜奈海（Krinsley and Donahue,1968)的研究,不同成因的碎屑颗粒,其表面特征有明显的区别(表18)。马哥里斯和肯尼特(Margolis and Kennett,1971)的研究进一步证明，颗粒的表面特征完全有可能成为一种重要的成因标志。这方面的研究工作已有大量资料，但限于现代沉积为多，古代沉积颗粒的成因研究则尚有困难。

表 18 颗粒表面结构的成因意义（克林斯列和杜奈海1968）

滨		风 成		冰 川		成 岩	
高能带（拍岸浪）	中低能沙滩	热带沙漠	海岸沙	冰 川	冰 水	波形面纹	溶蚀的
1.方向不规则的V形面纹 平均深0.1μ，每μ²面积内有两条刻痕 2.直线形或稍有弯曲的刻槽 3.块状贝壳状断口	1.梯形、V形的凹坑 当能量增加时，梯形坑为杂乱的V形坑所取代 2.高能带和低能带之间，存在着连续的过渡带	1.曲脊 2.均夷弧 3.化学或机械作用的结果一规则的坑状表面取代上述特征	1.曲脊 2.均夷弧	1.大小不等的贝壳状断口 2.极高的突起（与滨岸及风成环境比） 3.近乎平行的台阶 4.弧形的台阶 5.长短不等的平行直纹 6.叠覆状的块状断口，看起来象一系列陡斜的猪脊背 7.不规则小凹坑，常伴随贝壳状断口 8.棱状面纹，由一系列平行棱组成，具极细粒的背景	冰川1—8类面纹的圆化	程度不等的不规则的弯曲分支	相对较平的无特征的表面

2．基质或胶结物的结构特征

碎屑岩的基质，是指粒度<0.03mm 的细粒物质，主要是粘土。也有泥屑碳酸盐或其它成分的基质，但较少见。其结构为细粒隐晶集合体，镜下不易观察，有时有定向排列。与泥状结构相似，不复赘述。

胶结物是指化学或胶体化学沉淀的自生矿物，一般不包括粘土。其成分有多种，结构也极复杂。总的看来，与化学结构颇相似，一般可按结晶程度、晶粒大小、排列方式或交生关系等结构标志予以描述。

按照结晶程度，可将胶结物分为三类：

A. 非晶质胶结物：常见的有蛋白石、磷酸盐、铁质等。

B. 隐晶质胶结物：胶结物的粒度极细，在显微镜下有微弱的光性，如玉髓、隐晶质的磷酸盐等。

C. 显晶质胶结物：具明显的晶质结构。但由于胶结物产状的限制，一般粒度较细。

在显晶质胶结物中，又可以根据晶体的排列方式或交生关系划分出一些特殊的结构类型，常见的有下列几种（图19）。

粒状结构：胶结物呈大小不等的粒状晶体，他形镶嵌，排列无一定方向。

嵌晶结构：又称连生结构。胶结物结晶成粗大的晶体，将一个或数个碎屑颗粒包裹在中间。在正交偏光下，可见多个毗邻孔隙内的胶结物同时消光。多见于碳酸盐或石膏质的胶结物中。一般为重结晶作用的产物。

栉状结构：也称为丛生结构。胶结物呈纤维状或柱状晶体垂直颗粒表面生长。

再生结构：胶结物结晶时，沿着碎屑颗粒的边缘次生加大，加大的胶结物与碎屑颗粒成分相同，光性方位一致或近乎一致。最常见的是石英和长石的再生加大现象。

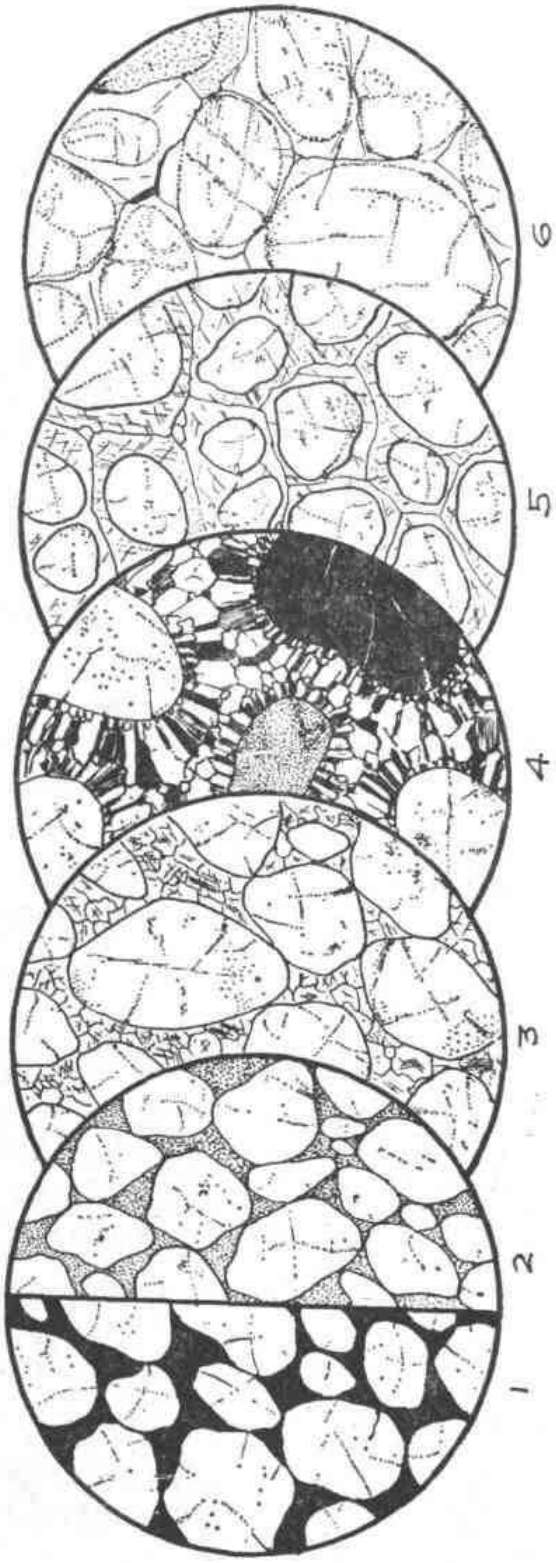


图 19 胶结物的结构 ×80

1—非晶质结构；2—隐晶质结构；3—粒状结构；4—栉状结构；5—嵌晶结构；6—再生结构

3．胶结类型（支撑类型）

基质与碎屑颗粒之间的相互关系和结合方式，称为胶结类型或支撑类型。主要取决于岩石的形成方式和颗粒的堆垒方式（或基质的相对含量）。

按照基质数量的多寡及颗粒之间的结合关系，可以分为两种基本的胶结类型（图20）：

A. 基底胶结（基质支撑）：基质含量较多，碎屑颗粒孤立地分散于基质中，互不接触或只有少数颗粒接触。如颗粒与基质分布不均，呈斑块

或凝块状，俗称凝块胶结。基底型碎屑岩的基质属于原生组分，常见的有碳酸盐、粘土及铁质等。

B.孔隙胶结（颗粒支撑）：碎屑颗粒紧密相接，基质（主要是胶结物）充填在粒间的孔隙中。这种岩石的胶结物既有原生的，也有次生的，一般以次生的为多。

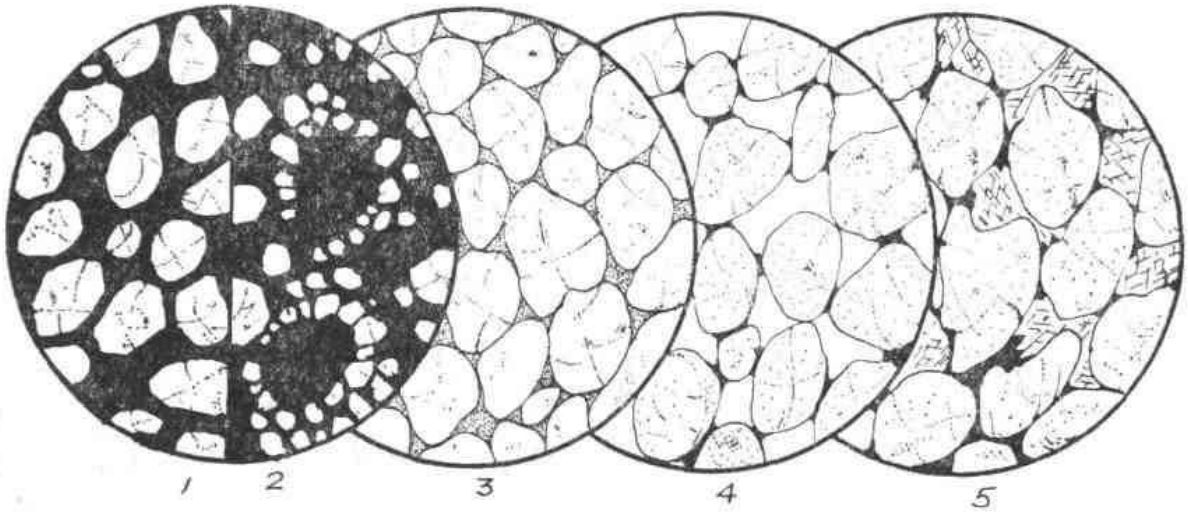


图 20 胶结类型 ×80

1—基底胶结；2—凝块胶结；3—孔隙胶结；4—接触胶结；5—充填胶结

接触胶结是孔隙胶结的一种特殊类型。其胶结物极少，仅在颗粒接触处存在。这种胶结类型可以是原生的，但多半系由先成胶结物被淋滤所致。如果淋滤造成的空隙部分再次为次生胶结物填满，也称为充填胶结。

在描述碎屑与胶结物质的关系时，还要注意它们之间的溶蚀、交代现象。胶结物质溶蚀、交代碎屑颗粒的现象是常见的，它反映矿物相对稳定性的差别，是分析成岩物理化学条件的重要标志。

二、粒屑结构

这类结构主要见于内源沉积岩中，尤以碳酸盐岩中最为常见。其基本特点是，岩石也由颗粒和基质两部分组成，因此具有与陆源碎屑结构相似的结构要素。但颗粒组分的内部结构和成因要比陆源碎屑岩复杂得多。以碳酸盐岩而论，常见的颗粒类型就有内碎屑、骨屑、包粒、团粒、团块等五种。胶结物的矿物成分虽然比较简单，但在结构上也可分为两类，一类是粒度 0.001—0.004mm（石化后的粒度一般为 0.001—0.035mm）的泥晶方解石；另一类是粒度通常 >0.01mm，干净透明的淀晶方解石。其它化学岩中，也有类似的情况。

粒屑结构的结构要素与陆源碎屑结构类似，其描述也是从粒屑结构、基质结构和支撑类型这三方面入手，因此毋庸赘述。这里主要以碳酸盐岩为例讨论一下颗粒组分的结构特征，一般原则也适用于其它内源沉积岩的粒屑结构。

1. 内碎屑结构（图21—A）

碎屑颗粒由同生或准同生碳酸盐沉积经冲刷破碎而成。一般都经过搬运磨蚀，因而有

不同程度的磨圆现象。由于它形成于盆地内部，因而称为内碎屑(Intraclast, Folk, 1959)。它与陆源碳酸盐碎屑的区别是，陆源碎屑都有坚硬的轮廓，显著磨圆，并保留母岩的结构特点，有时外缘有铁染的氧化圈；内碎屑则一般与相邻或下伏岩石有明显的成分或构造联系，有时具柔性变形。

内碎屑的粒度划分与陆源碎屑岩一致：

砾屑		>2 mm
砂屑	巨粒砂	2—1 mm
	粗　砂	1—0.5 mm
	中　砂	0.5—0.25 mm
	细　砂	0.25—0.125 mm
	极细砂	0.125—0.063 mm
粉屑	粗粉屑	0.063—0.031 mm
	细粉屑	0.031—0.004 mm
泥屑		<0.004 mm

其它粒屑结构，也按此粒级标准划分。

2．骨屑结构（图21—B）

由盆地内的生物骨骼原地或异地堆积而成，不包括造礁生物形成的礁岩结构。一般都经过水流的破碎、磨蚀或搬运，因而都有磨圆和分选现象，也称为生物碎屑结构。

骨屑结构的鉴定和描述，除了一般的结构要素外，还应注意生物门类的鉴别。常见的骨屑类型有有孔虫、藻类、腕足、苔藓、瓣鳃、棘皮及三叶虫等，均可在显微镜下予以鉴定。

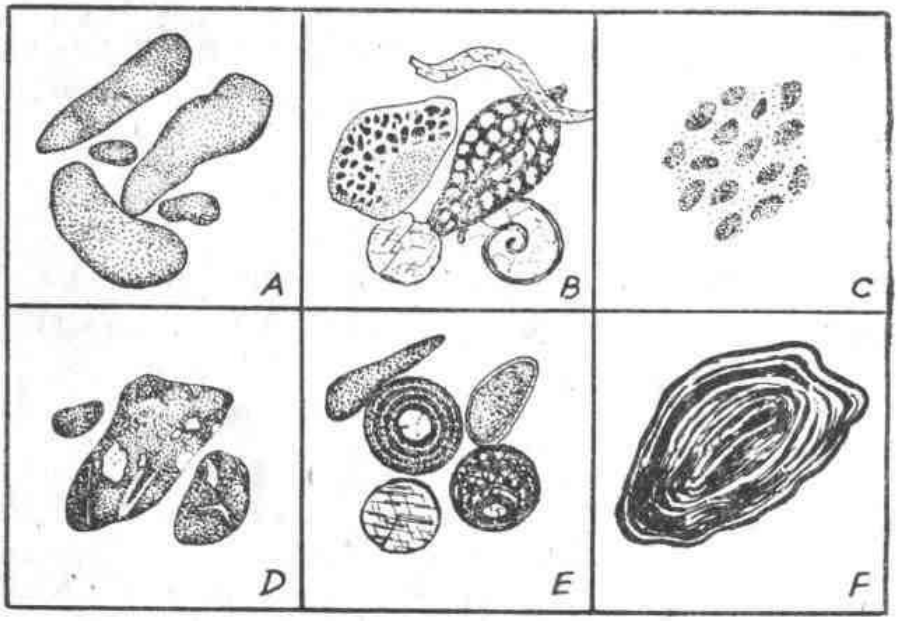


图 21　粒屑结构的类型　×20

A—内碎屑结构；B—骨屑结构；C—团粒结构；D—团块结构；E—鲕状结构；F—豆状结构

3．团粒结构（图21—C）

团粒（pellet）是由泥晶方解石组成的卵圆形或次卵圆形颗粒，无明显的内部构造，有时含极细的生物碎屑，粒度一般为粉屑至砂屑级、其成因有争议。有人认为是生物骨骼解体或化学沉淀的泥晶方解石在搬运过程中凝聚而成的；也有人认为是食泥动物的粪粒（莱顿和彭台克斯特尔Leighton and Pendexter,1962；巴尔士Baars,1963）。现代沉积中，美国大盐湖中发现的粪粒，巴哈马群岛腹足类 *Batillaria minima* 的粪粒等，都与团粒颇多相似之处；也有人认为，即使不是粪粒，团粒也不是单一无机作用的产物，而是生物凝聚作用与无机凝聚作用的共同结果。

4．团块结构（图21—D）

团块是一种外形不规则的复合颗粒。常常由泥晶方解石胶结的几个鲕粒、团粒或粪粒组成。其成因主要有两种：一种是凝集作用；另一种是未固结碳酸盐沉积的同生破碎作用。后者实际上属于内碎屑的范畴，但鉴定上难以与第一种颗粒区分。团块在巴哈马的现代碳酸盐沉积中极为常见，因此有人把团块碳酸盐沉积称为巴哈马岩（bahamite）。

5．包粒结构（图21—E、F）

包粒（coated grains）是一种具有包覆结构的球形或椭球形颗粒，由核心和同心状或包覆状的外壳组成。其中包括鲕粒、豆石、生物包粒、轴射包粒等。

鲕粒是＜2mm的一种包粒。一般为0.25—2mm，大多数为0.5—1.0mm。其核心多为陆屑、骨屑或内碎屑，四外为同心状的鲕壳包裹。鲕壳同心环的厚度一般为1—3μ。根据鲕核与鲕壳的关系，可以将鲕粒分为三种：无鲕壳的内碎屑颗粒称为假鲕；只有一、两个鲕壳的颗粒，称为表皮鲕；具有多个鲕壳的，称为正鲕。在成岩过程，未固结的鲕粒发生变形，形成变形鲕；内部发生重结晶，形成变鲕。在碳酸盐岩、硅质岩、磷酸盐岩、铁质岩、锰质岩、铝质岩中，鲕状结构均极常见。

豆石的结构与鲕粒相似，但直径＞2mm，形态往往不甚规则。一般很少外来碎屑核心，常有其它粒屑的包裹体。含豆石的岩石一般呈反级序，无交错层等动水标志。

生物包粒通常具有岩屑或骨屑构成的核心，外面由藻泥或有孔虫壳形成包壳。

轴射包粒（axiolitic）是一种球形或次球形的颗粒。粒度不一，具放射状结构。但针状方解石不是围绕一个中心向外放射，而是垂直一个中心轴生长，故名。有时有少量包壳。

此外，在文献中还经常提到“球粒”（spherulite）一词，是指一种具放射状结构的球形颗粒，无核或有亮晶方解石核心。有人认为是原地成因的一种原生组分（裴蒂庄，1675）；但大多数人认为并非原生的独立组分，也无特定的指相意义。它在沉积岩中较少见，现根少应用，或已为其他种描述术语所代替。

三、泥状结构

泥状结构是由＜1/256mm的颗粒组成的结构类型，常见于泥质岩及细粒内源沉积中（图22）。

泥质岩的主要结构类型是泥状结构。这种泥状结构的基本特点，一是粒度极细，二是粘土矿物定向排列，其底面平行层理。矿物定向的原因与沉积作用缓慢或成岩阶段的压固有关。有的泥质岩劈理极为发育，粘土矿物沿劈理方向定向排列。这种定向排列是后生一

变质阶段构造应力作用的结果，不能与原生的矿物定向混为一谈。

自然界中，单纯的泥状结构是不很多见的。通常都有数量不等的砂或粉砂混入物。在这种情况下，形成砂泥状结构或粉砂泥状结构等过渡类型。

泥状结构是静水环境的标志。

第三节 化学结构

沉积岩中属于化学成因的结构，特征与火成岩类似，结构要素也基本相同。

按照结晶程度可分为非晶质结构、隐晶质结构和显晶质结构。

非晶质结构见于一些化学或胶体化学成因的岩石中。如蛋白石质的硅质岩、胶磷矿磷灰岩均由非晶质矿物组成，在正交偏光下全消光。

隐晶质结构由微晶矿物集合体组成，晶度<0.001mm。



图 22 泥状结构单偏光 ×75

显晶质结构由镶嵌状的矿物晶体组成。其成因较复杂，有原生的、也有重结晶或交代成因的，应注意加以区别。

在显晶质结构中，又可按照晶度的大小分为粗晶、中晶、细晶、微晶结构（据莫拉查尔Mollazal, 1961）：

粗 晶	>2mm
中 晶	2.00—0.062mm
细 晶	0.062—0.004mm
微 晶	0.004—0.001mm

按照晶粒的相对大小可以分为等粒结构、不等粒结构和斑状结构。等粒结构由晶度大致相等的晶粒组成；不等粒结构由大小不等的晶粒组成，往往没有优选粒级而呈连续过渡；斑状结构可以明显地分为两个不同的粒级群，大的称为斑晶，细小的晶粒构成基质。沉积岩中的斑状结构与火成岩不同，主要由重结晶作用形成，斑晶与基质并不代表两个不同的世代。

按照晶体的自形程度可以分为自形的、半自形的和他形的结构。

此外，按照晶粒边界的情况又可分为边界平直的简单镶嵌结构和犬牙交错的缝合镶嵌结构。

凡此等等，都表明沉积岩中的化学结构与火成岩的结构极其相似，反映了从溶液中晶出或重结晶的成因特点（图23）。

表19为沉积岩中常见的化学结构类型。

表 19　沉积岩中常见的化学结构类型

粗晶结构（>2mm）	
	等粒结构（晶粒边界简单镶嵌或缝合镶嵌）
	他形的（大多数晶粒他形）
	半自形的（大多数晶粒半自形）
	自形的（大多数晶粒自形）
	不等粒结构
	他形的（简单镶嵌或缝合镶嵌）
	半自形的（简单镶嵌或缝合镶嵌）
	斑状结构
中晶结构（2—0.063mm）	
	等粒结构（简单镶嵌或缝合镶嵌）
	他形的
	半自形的
	自形的
	不等粒结构
	斑状结构
细晶结构（0.063—0.004mm）	
	等粒结构
	不等粒结构
	微晶组分次要的
	微晶组分主要的
微晶结构（<0.004mm）	

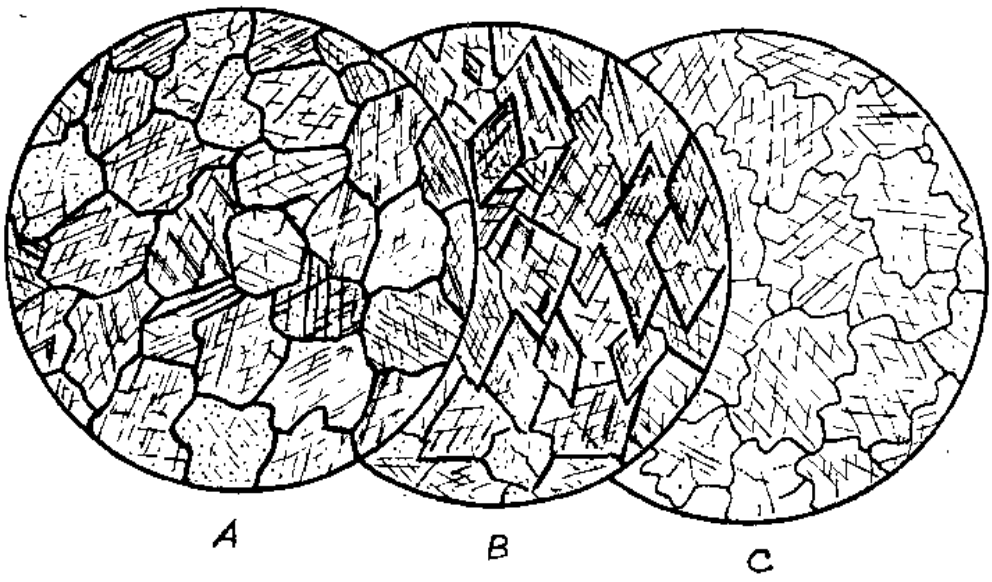


图 23　化学结构示意图

A—等粒半自形结构，颗粒间为简单镶嵌；B—等粒自形结构；C—等粒他形结构，颗粒间为缝合镶嵌

第四节　生　物　结　构

生物结构是原地生长的底栖固着生物通过生命活动，由生物骨架和伴生的生物化学组分组成的结构，也称为生物骨架结构。常见于生物礁岩中。它与骨屑结构不同，后者虽然也有原地的，但主要是异地的，是各种生物的遗骸经搬运和再沉积而形成的产物。

生物结构一般包括下列结构组分：

（1）造礁生物的骨骼。主要的造礁生物有珊瑚、藻类、层孔虫，软体动物及苔藓虫等。自然界中，有单一生物门类形成的礁岩，也有多种造礁生物构成的礁岩。

（2）附生生物遗体。在礁体附近或造礁生物骨架的空隙内，常有生物附生，其遗骸也是生物结构的重要组成部分。常见的附生生物有棘皮动物、有孔虫等。

（3）造礁生物的碎屑物质。由造礁生物破碎而成。在礁体的迎风面较多。

（4）化学沉淀物质。主要为纤维状的方解石。往往垂直骨架或早期碎屑的表面，呈放射状生长（图24）。据卡洛塞（Carozzi,1960）的意见，这些纤维方解石是从清澈的搅动水中沉淀出来的。原生矿物可能为霰石，大致形成于礁顶以下几吋的深度，对礁岩的固结具有重要意义。

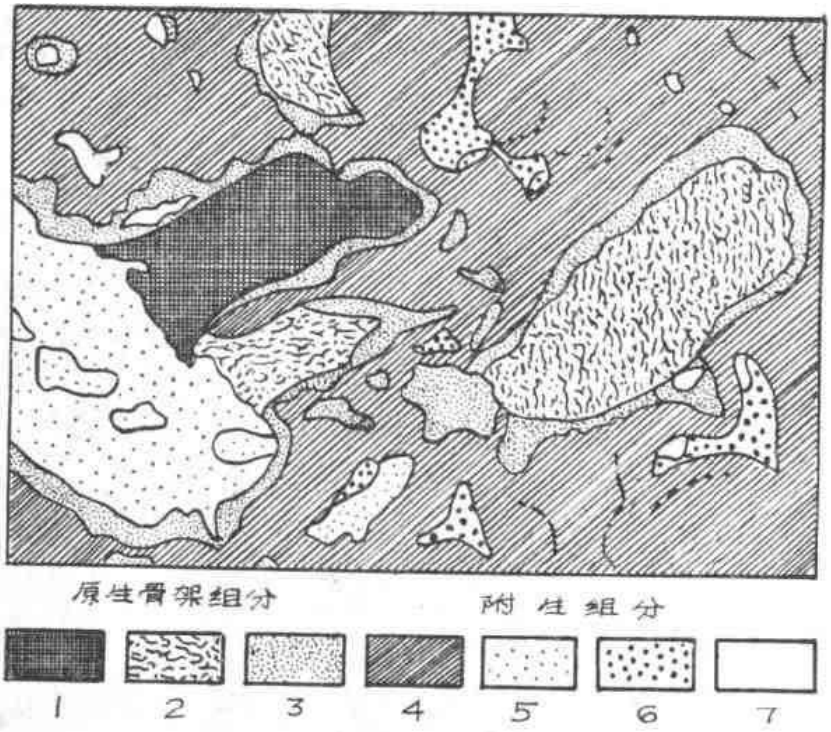


图 24　生物礁灰岩中的典型生物结构　正交偏光 × 4

（据纽威尔Newell, 1955）

1—珊瑚；2—海绵；3—叠层石；4—纤维方解石；5—化石及钙质砂；6—石英砂；7—粒状方解石

上述几种组分的形成顺序大致为：礁体-附生生物-生物碎屑-纤维方解石。纤维方解石的沉淀使岩石的孔隙度大大减小。在残余的孔隙中，则往往为晚期的碎屑碳酸盐所充填。后者有时具有下粗上细的级序层理，顶部可出现清澈透明的淀晶方解石（纽威尔，

1955)。这些微层理基本上可以代表块状生物礁的原生层理，除此之外，还有一些卵圆形的洞穴，亦为纤维状的方解石环带所充填。这种方解石可能是钙质泥屑重结晶的产物。

应当指出，不同门类或生活习性不同的生物，它所形成的结构也不可能是一成不变的。藻礁灰岩的结构就与珊瑚礁块不一样，一般没有附生生物和纤维方解石，仅由藻体、碎屑充填物（陆屑及粒屑都有）和胶结物（主要为泥晶碳酸盐，有时为淀晶碳酸盐）等三部分组成。因此必须注意具体问题的具体分析。

第五节 次 生 结 构

在成岩和后生阶段，沉积物的重结晶和交代现象是十分普遍的。它们破坏了原始沉积结构，形成了与成岩、后生环境相对平衡的次生结构，因而是成岩、后生阶段物质运动的纪录。

一、交 代 结 构

在沉积岩，尤其是易溶矿物组成的沉积岩中，交代结构是常见的。一般说来，局部交代现象，根据矿物的交生关系比较容易判别。交代作用很彻底时则不易认识。在我国华北古生代碳酸盐岩中，白云石交代方解石的现象随处可见。不仅如此，许多沉积矿产的形成和富集，都与成岩阶段的物质交代有关，因而识别交代结构并进而确定交代作用的类型和规模，具有极为重要的意义。



图 25 自生长石交代鲕粒
（据哈奇等，Hatch et al, 1938）

交代结构可以通过矿物之间的相互关系来鉴别。一般地说，交代矿物自形程度较高，切割被交代矿物或层理、化石、鲕粒等原生标志（图25）有时具被交代矿物的包裹体，有时则保留被交代矿物的假象；而被交代矿物则具港湾状的外形，有时呈孤岛状为交代矿物所包围。

二、重 结 晶 结 构

重结晶结构是在成岩、后生阶段由重结晶作用形成的结构。它基本上可以按照晶质结构的结构要素，即晶粒的绝对大小、相对大小、自形程度和晶粒交生关系等予以描述和命名。

重结晶作用是造岩矿物在封闭系统中发生的固态物质转变作用，没有物质的加入和带出，因此主要表现为同种矿物晶粒大小、形态和排列方式的变化，如细粒方解石转变为粗晶方解石。广义地说，也包括矿物转化作用(inversion)，如霞石转化为方解石，蛋白石、玉髓转化为石英等。

重结晶作用的主要表现形式是晶粒加大。一般是小的晶粒消失，大的晶粒加大。但在

岩石受应力时，也可以发生破坏受应力的大颗粒而为不受应力的成镶嵌状的细小晶体取代的现象。后者就是所谓应力重结晶。

如何区别重结晶结构和原生的结晶结构？这是鉴定中的一个难题。在中度或高度重结晶的情况下，原生结构荡然无存，必须借助其它标志综合分析，才能得出较正确的结论。

重结晶结构往往是不等粒的，颗粒的边界比较简单，呈弧形或直线形；在受应力的情况下，矿物常有一定的定向排列；当岩石中含细分散的杂质时，重结晶作用常常将杂质排出，使杂质集中到干净的矿物晶粒之间，间或亦包裹在矿物之中。在后一种情况下，杂质的排列情况，往往能反映原始结构的残余轮廓。此外，重结晶作用经常破坏岩石的原生组构，使之呈均一的构造特征。

表20为晶质结构与重结晶结构的主要区别。

表 20　晶质结构与重结晶结构的主要区别

晶　质　结　构	重　结　晶　结　构
1.常为等粒镶嵌结构 2.原生矿物洁净均一 3.成分单一，有时几种自生矿物共生，如碳酸盐岩中有石膏和硬石膏 4.块状构造一切流水构造均缺如 5.常与泥质岩或蒸发岩共生，说明环境利于矿物化学沉淀	1.由于不同组分的选择性重结晶，常常粗细不匀。 2.常较脏，把原有的杂质包在中间或排挤到颗粒之间；常保留原有结构的残余 3.常含陆源碎屑 4.常有交错层理及流水型层面构造 5.常与石英砂岩等高成熟度碎屑岩共生，说明其原始形成环境动荡，并不利于化学物质晶出

以上，我们讨论了沉积岩中常见的结构类型。这些结构在岩类中的分布有两个特点：一是分布的普遍性。例如，机械成因的结构既可见于碎屑岩中，也可见于化学岩中；化学结构虽然在化学岩中更为发育，但在碎屑岩的胶结物中亦可见及。二是分布的不均衡性，即某些结构类型在有的岩类中更为常见，如碎屑结构之与碎屑岩。这两个特点说明，岩类之间的差别从根本上说来并不是沉积方式的差别。过去认为不同岩类沉积方式不同，因而其结构也毫无共同之处，显然是不符合事实的。

结构是一种重要的成因标志，是沉积作用系统和主导沉积作用方式以及成岩、后生作用的历史纪录，研究结构，要从成因着眼。近十多年来，利用岩石结构参数恢复沉积环境已取得很大进展。关于这方面的情况，我们将在成因分析部分加以介绍。

第四章　沉积岩的构造和颜色

第一节　沉积岩的构造

一、概　　述

沉积岩的构造是指由于成分、结构、颜色的不均一性而引起的岩石宏观特征。通常需要在露头上进行观察。

沉积岩的构造，类型繁多，成因复杂。有生物成因的，也有非生物成因的；有原生的，又有次生的。常见的构造列于表21。

沉积岩的构造是重要的成因标志。尤其是原生构造及其纵横序列，是沉积相分析的重要资料。

表21 沉积构造的分类

非生物成因的构造		生物成因的构造
机械的（原生的）	化学的（主要是次生的）	
Ⅰ层　理	Ⅰ溶解构造	Ⅰ生物构造
水平层理	缝合线	如礁体
波状层理	溶　洞	
斜层理	溶　孔	
递变层理		
Ⅱ层面构造	Ⅱ凝集构造	Ⅱ生物-生物化学构造
波　痕	结　核	迭层石（或称生物层理）
泥　裂	晶　簇	
雨痕、雹痕		
晶　痕		
印　模		
Ⅲ变形构造	Ⅲ溶解、凝集构造	Ⅲ生物遗迹
负荷构造	迭　锥	虫　迹
球状、枕状构造	龟背石	虫　孔
包卷层理		
滑坡构造		

二、层　　理

层理是最常见的一种沉积构造。它通过成分、结构和颜色的突变或渐变，使岩石显示层状特征。

层或岩层是沉积岩系或沉积地层的基本组成单位，它具有基本均一的成分、结构、颜色和内部构造；上下以层面与相邻的层分开；空间上有一定的稳定性，是在较大区域内沉

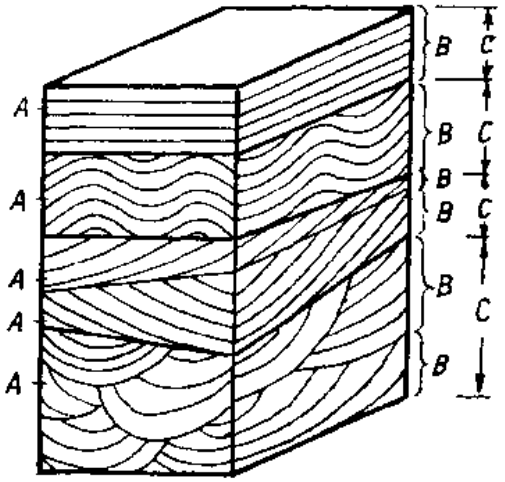
积环境基本一致的条件下形成的岩石地质体。

层间界线有时是突变的，有时是渐变的。前者代表沉积上的不连续性，而后者代表沉积作用方式的逐渐变化。

层的厚度是重要的描述标志，也是沉积过程稳定程度的间接指标。一般可按单层厚度的层分为下列几种：

块状层	>2m
厚　层	2—0.5m
中厚层	0.5—0.1m
薄　层	0.1—0.01m
微薄层	<0.01m

也有人将微薄层称为纹层(lamination)。其中0.3—1cm者称为厚纹层；<0.3cm者称为薄纹层。



A — 细层
B — 层系
C — 层系组

图 26　层理的组成单位及有关术语

要认识岩层的三度空间形态，除了厚度之外，还应注意它们在平面上的展布情况。根据岩层的延伸长度与厚度的比值，可将其分为三类：

层状的：延伸长度/厚度　>1000
似层状的：延伸长度/厚度1000—50
透镜状的：延伸长度/厚度　50—5

我们常说的层理，实际上都是层的内部构造。层理的主要组成单位有（图26）：

细层：是层理的最小单位，厚度很小，由几毫米至几厘米，甚至小于1mm。细层是稳定沉积条件下同时形成的沉积单位。

层系：由许多结构、成分、厚度和形态相似的同类型细层组成。上下有层面限定。是一段时间内水动力条件相对稳定的产物。

层系组：由一系列相似的层系组成，中间无明显的不连续。

1．层理的基本类型

根据层理的形态，可将其分为下列类型：

（1）水平层理（图27）

水平层理的特点是细层呈直线状互相平行，且都与层面一致。其表现形式是多种的，①有的由颜色不一的细层组成，如冰川纹泥；②有的由矿物成分不同的细层组成；③有的由粒度不同的细层组成；④也有的系由片状矿物的定向排列所致。

水平层理在泥质岩和细、粉砂岩中极为常见。在这些细粒沉积中，水平层理往往是静水或微弱水流中缓慢沉积作用的标志。

砂质沉积中也可以见到水平层理。这种水平层理在岩石序列中占一定的位置，与斜层理、迭瓦式波状层理共生，顶面常有平行的线理或拖曳印模。其成因与细粒沉积中的水平层理不同，是在较大的水流速度和较快的沉积速度下形成的。因此，在研究水平层理的成因时，必须结合其特征及其在沉积序列中的位置进行具体的分析。

（2）波状层理（图27）

波状层理的特点是细层呈波状起伏，但总方向平行层面。层系界面往往亦呈波状，或与细层平行，或切割细层。波形有对称的，也有不对称的；有规则的，也有不规则的。

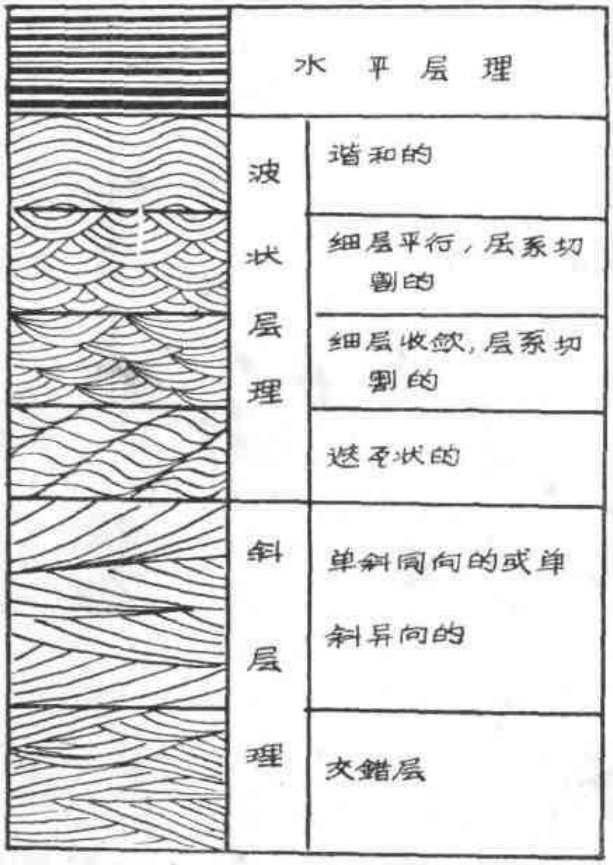


图 27　层理的基本类型

波状层理一般为波浪振荡运动的产物。但也可以在单向前进运动的沉积介质中形成。后者形成不对称的波状层理，并常有细层向一个方向逐层迭覆的特点。

一般，波状层理形成于波浪和水流可以波及底面的浅水区。在海滨或湖滨浅水带及河漫滩等环境中多见。波状起伏的规模（波长、波高的大小）取决于介质的运动能量。

（3）斜层理（图27）

斜层理由一系列斜交层系界面的细层组成。细层系互相重叠、交错、割切。由于形态与成因均较复杂，其划分和描述也很不统一。有的过于烦琐，貌似详尽无遗，实则无法应用，效果适得其反；也有的失之过简，又不便于成因分析。

斜层理是在流动介质作用下形成的。细层倾斜方向反映了介质运动方向。因此是常用的描述标志。例如常描述为：

A．单向斜层理：细层向同一方向倾斜；

B．交错层理：细层系互相交切，细层倾斜方向不断变化，呈交错状。

实际上单向斜层理在垂直水流方向上也常常是交错的，因此也有人将斜层理统称交错层理。进一步划分斜层理要考虑多种因素。如细层系的形态、层系界面的形态和性质（主要是有无冲刷现象）；细层的形态、斜角及其与层系界面的关系；细层厚度及内部的粒度变化等。

1953年，马基和威尔（Mekee and Weir）提出一个斜层理分类方案。首先根据层系界面的性质和细层系的形态，将斜层理分为三类（图28）。

A．简单斜层理：层系界面为正常的沉积界面，无冲刷现象，细层在上下层系界面处收敛。

B．板状斜层理：层系底面为平整的冲刷面。细层在顶面受到切割。在纵横切面上，层系界面均呈直线状。

C．槽状斜层理：层系下界面为槽形的冲刷面，细层在顶部受到切割。在层理的横切面上，层系界面呈槽状，细层与之一致，或以一定的角度与之斜交。在纵切面上，层系界

面呈缓弧状相切割，细层与之斜交。

这三类斜层理，反映了水流强度逐渐递增的序列。

在进一步划分斜层理时，参照下列标志：

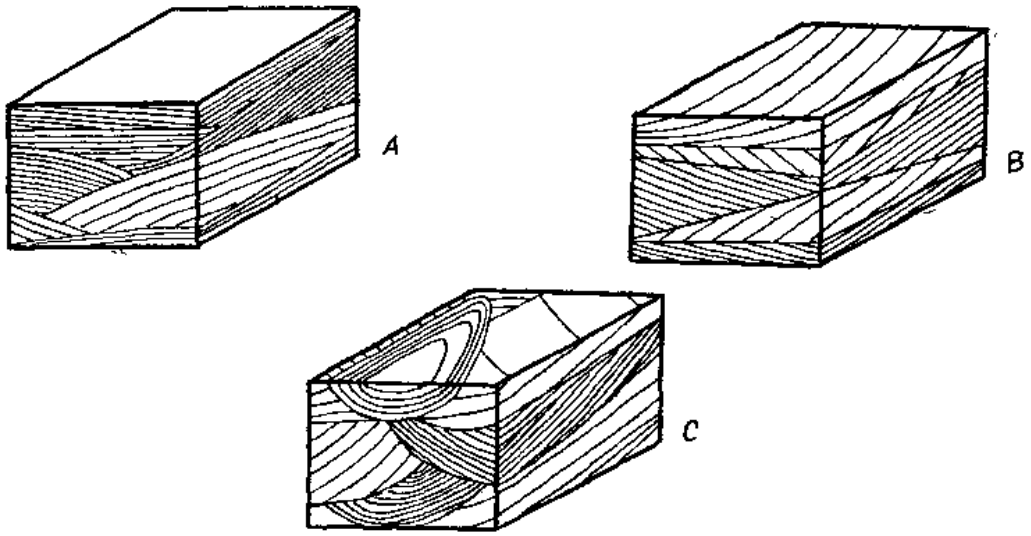


图 28　斜层理的基本类型

A—简单斜层理；B—板状斜层理；C—槽状斜层理

A．按照层系的形态分为：透镜状的、楔状的和板状的；

B．按层系轴线的定向位置分为：下斜的和水平的；

C．按层系两翼的关系分为：对称的和不对称的；

D．按层系界面弯曲情况分为：上凸的、下凹的和直线的；

E．根据细层的斜角分为高角度的（>20°）和低角度的（<20°）；

F．按斜层理的规模分为小型的（波长<30 cm）、中型的（波长 30 cm—6m）、大型的（波长>6m）。

（4）递变层理 (graded bedding)

递变层理是由下而上粒度由粗向细逐渐递变的一种层理类型。它们在剖面上经常重复出现，形成很大的厚度，使地层呈现韵律性的粒度变化，因而也称为韵律层理。

递变层理有两种基本类型。一种是所有的岩石组分都显示粒度递变，岩石下部不含细粒基质；另一种仅碎屑组分显示粒度递变，岩石自上至下均含未分异的细粒基质（图29）。前者在纵向上岩石的分选系数基本稳定，是水流强度逐渐减弱的产物；后者的分选系数自下而上逐渐增高，是混浊水流的沉积物。

递变层常常具有清晰的底界面，由粗粒砂递变为泥质沉积。单层厚度在复理石沉积中一般为 10cm 或 20—50cm，偶尔可达 1m。除粒度递变外，通常无其它内部构造。如果从砂到泥粒度逐渐变小，称为完全的或正常的递变；如果泥带直接与砂带相接，中间缺失粉砂粒级，则称为间断递变（奎宁Kuenen，1953）。

递变层理在岩屑杂砂岩中最常见，是复理石沉积的基本特征之一。关于它的成因，早在三十年代，贝利（Bailey,1930）就已指出，递变层理是停滞水体中砂、泥依次沉积的产物。它与流水层理是互相排斥的。后者是浅水沉积，而递变层理属于深水沉积。他还认为，地槽边缘经常发生的地震，搅乱了斜坡上不稳定的砂和泥，使之运动到较深的静水

中，是递变层理形成的基本原因。五十年代初期，奎宁等（1950）将递变层理的形成归因于浊流。这种浊流发生于大陆斜坡（因重力或地震），由于含大量悬浮物、密度较高而有强大的搬运能力。它携带着大量粗细混杂的沉积物运动到深海平原，在静水中按级序下沉，即形成以递变层理为特征的巨厚的浊积岩。

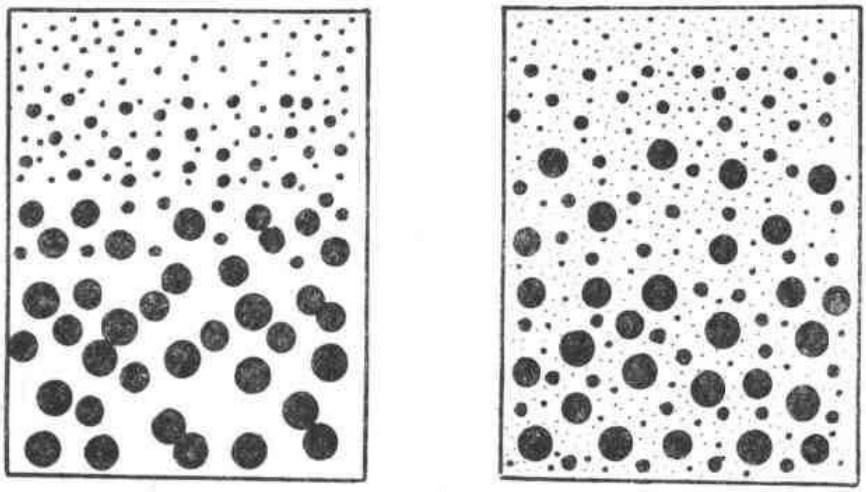


图 29　递变层理的两种基本类型

1—下部不含细粒基质的；2—岩石普遍含细粒基质的

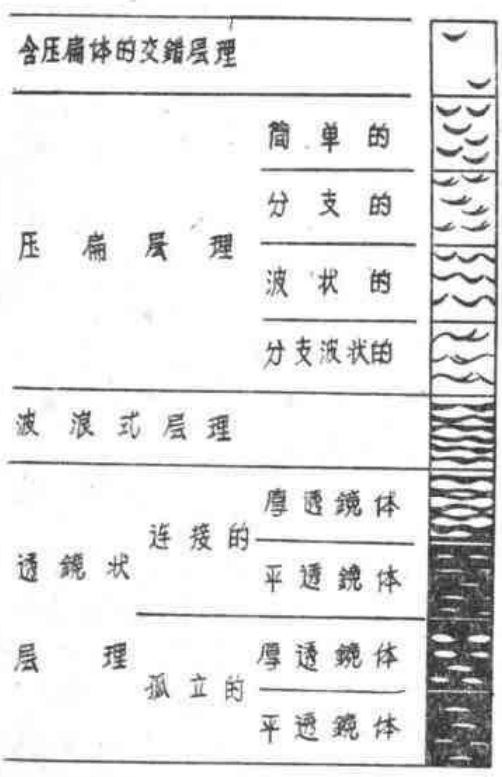


图 30　压扁层理和透镜状层理的分类

（据伦纳克和温德里奇，Reineck and Wunderich，1968）

图中：黑色—泥，白色—砂

递变层理也见于浅水带。但由于水体的容量有限，不能形成很大的厚度，递变层的单位厚度也较小，一般只有几毫米到 1—2 cm。共生岩石也具有浅水沉积的明显标志。这种递变层理在冲积扇、三角洲，潮间带或潮上带的沼泽中均可见得。

（5）块状层理

肉眼观察不见任何内部构造，称为块状层理。其实真正无内部构造的沉积层是很少的。许多肉眼看不到层理的岩层在 x 射线照相时都可以照出层理来，所以块状层理仅指肉眼观察而言。

在泥、砂质沉积中，还有一类层理，称为压扁层理、波浪式层理和透镜状层理。这是一种复合层理，可以看作上述基本类型的有规律组合。但意义较大，故列出加以介绍。

压扁层理（flaser bedding）是指层系界面呈波状起伏的一种层理。但波

谷内有泥质压扁体存在，故名。它说明环境有泥、砂供应，而且水流强度有间歇性的变化。其中又可分为简单压扁层理、分支压扁层理、波状压扁层理和分支波状压扁层理（图30）。

简单压扁层理仅在波谷部分有泥质存在。波峰部分抑或未有泥质沉积，抑或泥质沉积遭到了后续水流的冲刷。

分枝压扁层理也是波谷部分才有泥质，但有分枝现象。它说明沉积物遭受的间歇性改造比前一类为强。

波状压扁层理的泥质压扁体，不仅存在于波谷处，也同时存在于波峰部分。它说明先期的泥质沉积受到的侵蚀作用微弱。

波状压扁层理与早先的较强侵蚀作用下形成的泥质压扁体相结合，即形成分支波状压扁层理。

泥质层和砂质层波状交互，称为波浪式层理（wavy bedding）。它是在砂、泥质都有可能保存的水动力条件下形成的。

泥质为主，砂质沉积呈透镜状断续出现者称为透镜状层理（lenticular bedding）。其中又可分为若干类型。75%以上的砂透镜体不连续者，称为孤立透镜状层理；>25%以上的砂透镜体相连接者，称为连接透镜状层理。其中，根据砂透镜体的形态又可分为厚透镜状（长/高<20）和平透镜体（长/高>20）两类。

压扁层理和透镜状层理是在介质动力强度强弱间互，因而砂泥质相间沉积的条件下形成的一种层理组合。也有人认为，它们其实不过是韵律层理的一种。其形成过程可表作图31。

2. 层理的成因

近一、二十年来，人们把野外观察和水槽实验结合起来，研究沉积底形（bedform）与水流条件之间的关系，对层理形成机制的认识又深入了一步。

研究结果表明，不同层理类型是一定的底形在时间、空间上按照一定的水动力学规律运动的产物。

所谓底形，是指床底几何形态的基本形式。根据底形与自由表面（水面）

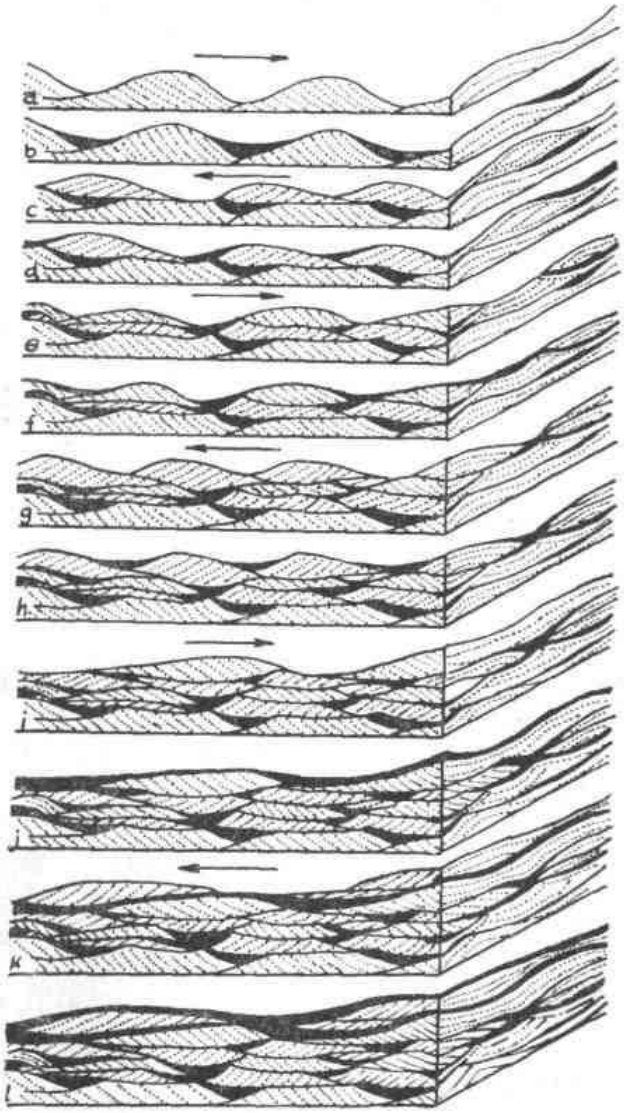


图 31　潮汐环境内压扁层理的形成过程

（据伦纳克，1960）

a—洪水水流（或涨潮水流），b—高水位静水期，c—落潮水流，d—低水位静水期

的关系，可以将它们分为两类：一类是受水面驻波控制，且与之成同位相的；另一类则与自由表面无关，只受底部水流的控制。在自然界中，前一类型比较少见。

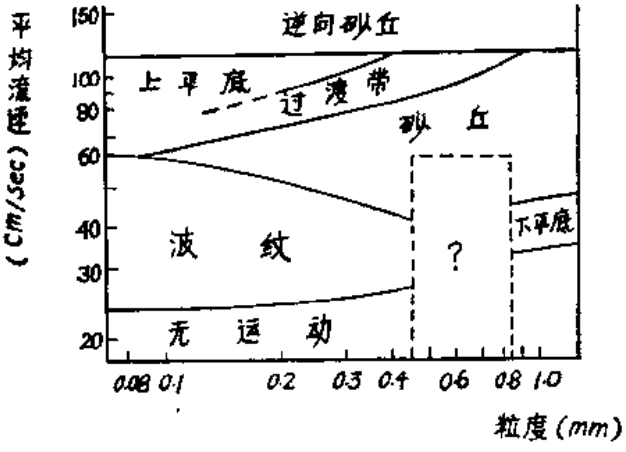


图 32 底形发育状况与水流速度和沉积物粒度的关系（据索塞尔德Southard，1973）

控制底形发育状况的主要因素是水流速度和沉积物的粒度（图 32）。对于粒度一定的沉积物来说，随着水流速度的增加，将出现平底→波纹→砂丘→平底→逆向砂丘这样的底形发育序列。

当水流速度很小，无力搬运沉积物时，沉积底面应当是平整的。随着水流强度的增加，沉积物开始运动，并形成沉积底面小规模的起伏不平，称为波纹（ripple）。其波长一般<30cm，不得超过 60cm。形成之初，其脊线是直线形的，随着流速增加，逐渐变为波状，最后成为新月形。在细砂中，出现波纹的最低流速为 20 cm/sec，无粘土的粉砂为 8—15cm/sec。粒度>0.67—0.71mm 时，不出现波纹。

水流强度继续增加出现砂丘（dune）。砂丘的形态与波纹相似，但其波长>60cm，有时可达数米。

当水流强度的增加超过一定限度时，一切底形均被削平，沉积底面复趋平整，这就是上平底区。

逆向砂丘（antidune）是高速水流下出现的一种底形。它受自由表面的控制，移动方向与水流方向相反，即下方侵蚀，溯源沉积，故名。

西蒙斯（Simons）等用流动体制这一概念来总结上述沉积底形与水流强度之间的依存关系。所谓流动体制（flow regime）是指具有相似的底形、相近的水流阻抗和沉积物搬运方式的水流强度区间。它可以分为两部分：水流阻抗较大、沉积物搬运量较小的水流强度区间，称为下流动体制，在此区间内出现的底形为波纹和砂丘，水流形式属于稳定流；水流阻抗小，沉积物搬运量较大的水流强度区间，称为上流动体制。常见的底形为上平底和逆向砂丘。沉积物以连续滚动的方式向下游运动，属于高速水流。在这两个区间之间，还有一个过渡区域。其水流速度介于二者之间，底形也有混生的现象（图32）。

但是，驱使沉积物运动的介质搬运能力并不单一地取决于流速。介质的密度和粘度，介质的深度等也有重大的意义。例如，对沉积物的运动来说，起主要作用的是底面的切向流速。面切向流速则是深度的函数。因此底形的发育是与深度密切相关的。

图33反映了各种底形与深度的关系。图中的F_r称为弗罗德（Froude）系数：

$$F_r = V/\sqrt{gh}$$

式中V为水流速度，g为重力加速度，h为深度。$F_r<1$为平静水流，下流动体制的底形稳定；$F_r>1$为高速水流，上流动体制的底形稳定。自然界中，只有浅水条件才能出现$F_r>1$的情况。

层理的形成正是底形移动的结果。因此，在环境分析中，我们可以把层理看作被保存

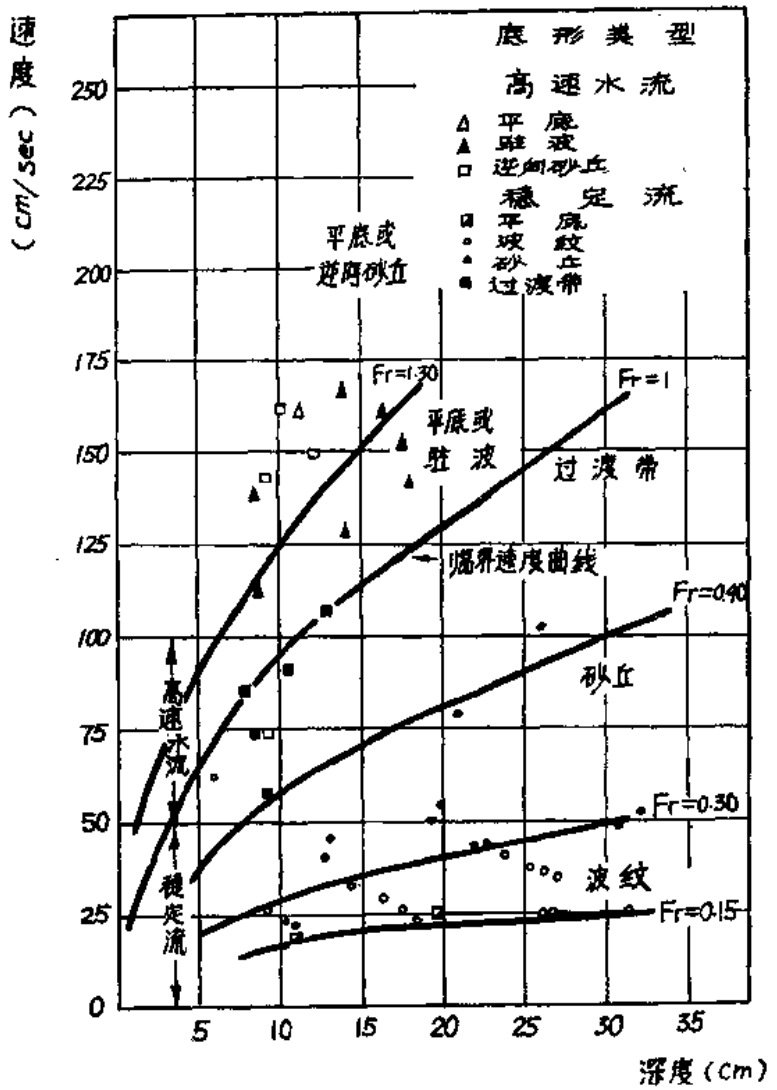


图 33　水流速度、水流深度与底形之间的关系

（伦纳克1973据西蒙斯等，1962修改）

的底形，利用底形与流动体制的关系来恢复层理所反映的流动条件。哈姆士和法内斯托克（Harms and Fahnestock，1965）曾将河道中底形的水力学参数及其与层理类型和颗粒搬运方式的关系归纳成图34。它说明，在一定的粒度条件下，充分发育的层理类型明确地反映了流动体制的状况，因此是良好的成因标志。

但是，正如前面所指出的，自然环境中的底形形成条件是极其复杂的。以波纹形成的层理为例，在单一稳定流的作用下，砂底充分发育形成的层理是一种情况，当粒度变细时，则出现另一种情况；没有水体的振荡运动是一种情况，当有水体振荡运动时又是另一种情况；当加积速度很小时是一种情况，当加积速度很高时又是另一种情况（图 35）。由此可见，流动体制只是概括了介质动力状况及其与粒度的关系，而层理的形成还与物源供应、水流运动方式及其稳定性等多种因素有关。因此，在环境分析中，要注意各种标志的综合分析，尤其要从纵向上研究层理的序列关系，才能正确地判断层理所反映的流动条件。

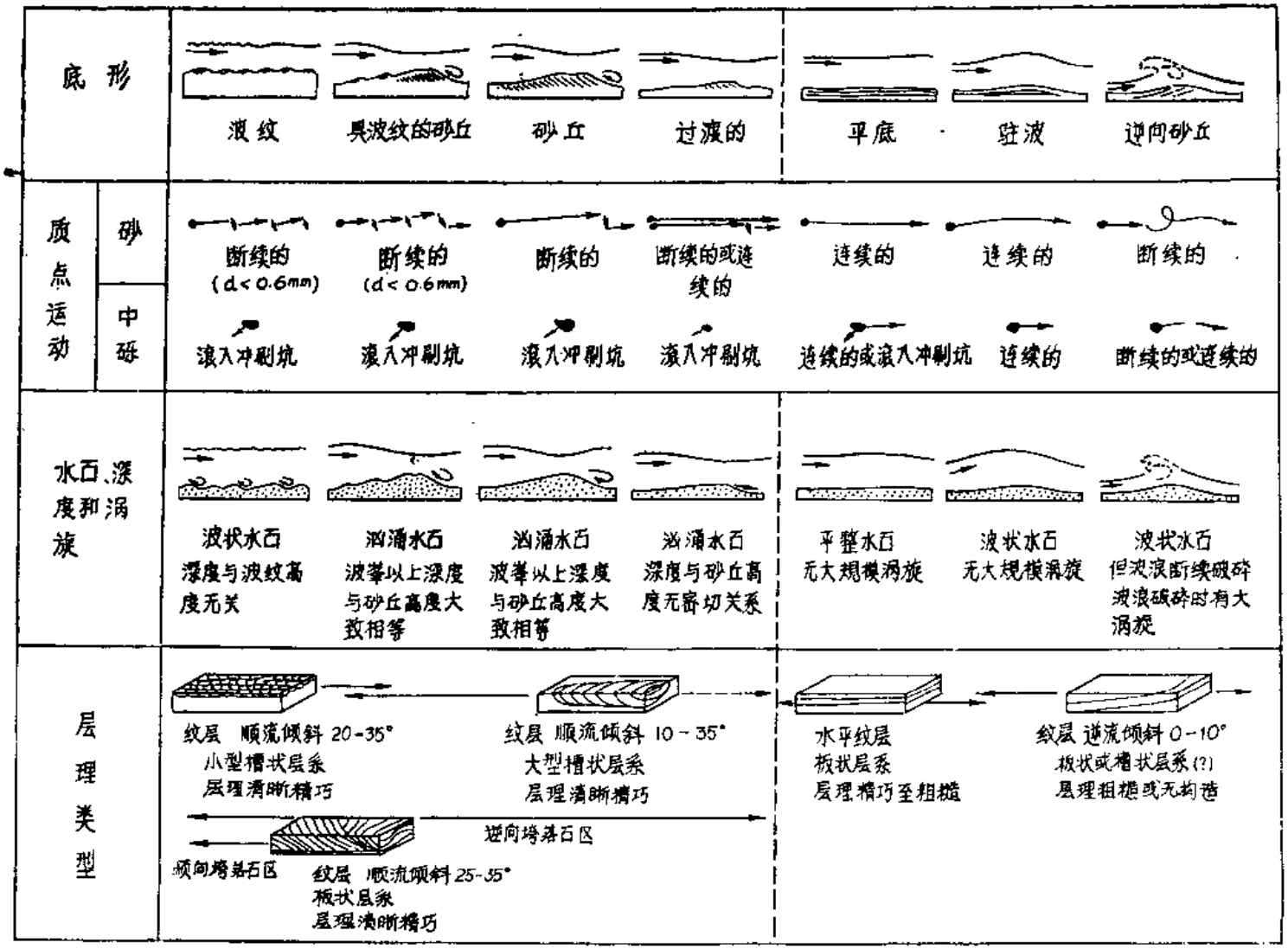


图 34 底形水力学参数及其与沉积构造和颗粒搬运方式的关系
(据哈姆士等，1965)

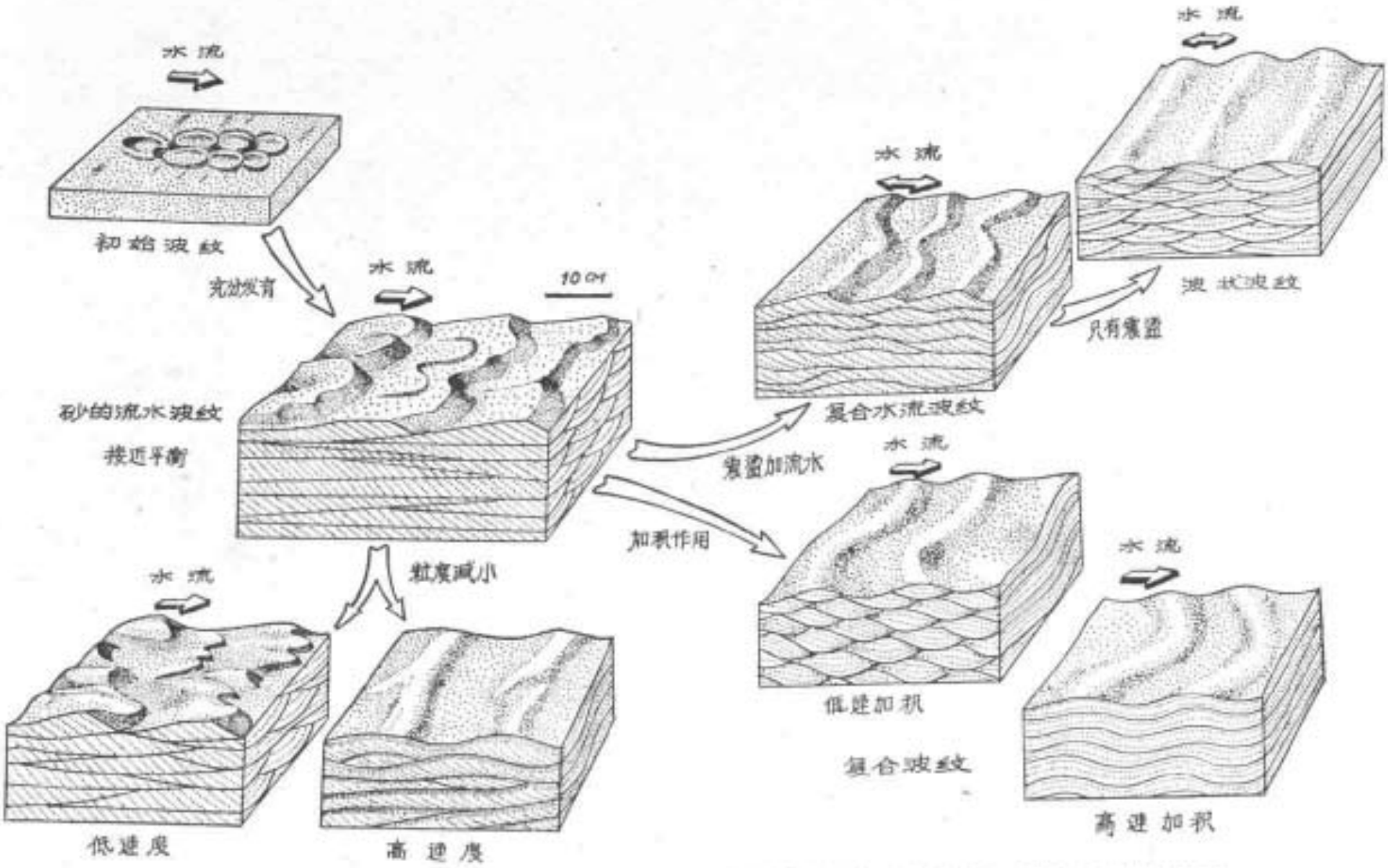


图 35　波纹及相应的层理与流动条件、粒度和加积速度的关系
(据哈姆上，1975)

三、层 面 构 造

沉积岩的层面构造种类繁多，是重要的成因标志。其中常见的有波痕、泥裂、雨痕、雹痕、晶痕及印模等。

1．波痕

波痕是运动介质（风、流水、波浪）在沉积物表面形成的一种波状起伏的构造。它由一系列平行或近乎平行、等距或近乎等距的呈线性延长的波峰和波谷组成。一般情况下，波痕的延长方向垂直于介质运动方向。有时可见两组波痕互相交叉而呈蜂巢状或菱形；有时在较大的波痕上又迭加次级波痕；分叉现象也常见。

波痕的形态要素有（图36）

波长（L）：相邻波峰或相邻波谷之间的水平距离；

波高（H）：波峰顶点与波谷底之间的垂直距离；

缓坡水平投影（L_1）；

陡坡水平投影（L_2）。

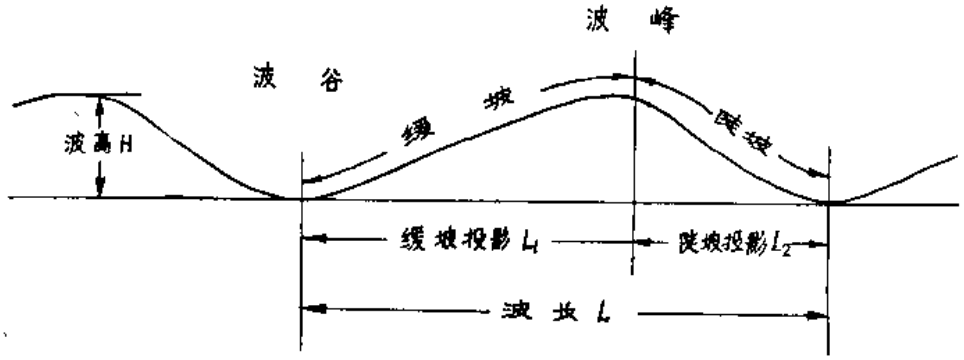


图 36 波痕的形态要素

根据上述要素，可以计算波痕的一些形态指数。其中较重要的有：

$$\text{波痕指数}(R.I)=L/H$$

$$\text{不对称指数}(R.S.I)=L_1/L_2$$

$$\text{平行性指数}(PI_1)=\frac{\text{波峰弯曲部分的长度}\times\text{最小波长}}{\text{平均波长}\times\text{最大波长}}$$

$$\text{平行性指数}(PI_2)=\frac{\text{最大波长}-\text{最小波长}}{\text{平均波长}}$$

$$\text{直线性指数}(SI)=\frac{\text{波峰弯曲部分的长度}}{\text{弯曲部分与直线之间的偏距}}$$

$$\text{连续性指数}(CI)=\frac{\text{分叉点之间的波峰长度}}{\text{平均波长}}$$

$$\text{分叉指数}(BI)=\frac{\text{两个分枝之间的距离}}{\text{平均波长}}$$

按成因，波痕可以分为三类：

（1）流水波痕：

由单向水流形成。见于河流环境或有底流的湖、海区。一般不对称，其陡坡倾向指示水流方向。重组分和粗碎屑集中在波谷处。随着水流强度的增加，波峰的脊线亦由直线形而波状而新月形。

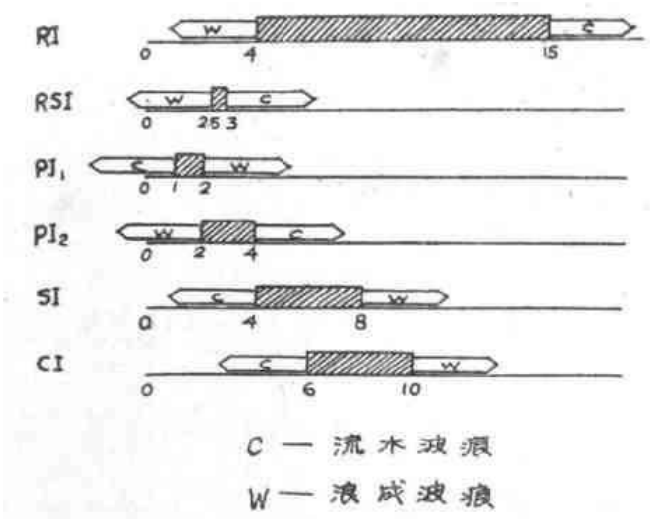


图 37　波痕不同成因类型形态指数的差别示意图
（据伦纳克等，1973）

（2）浪成波痕：由波浪作用形成，见于湖海的浅水带。一般峰尖谷圆，多数对称，也有的不对称。

（3）风成波痕：不对称，且不对称指数很大（经常＞20）。波峰与波谷圆滑。重组分与较粗的颗粒集中在波峰，恰与流水波浪相反。

不同波痕类型的形态指数有明显的差别（图37）。因此，波痕指数是有价值的成因标志。

2．泥裂：

未固结的沉积物露出水面，因受烈日曝晒而干固收缩，形成多角形裂缝，称为泥裂（图38）。常见于粘土岩、粉砂岩或碳酸盐岩中。

泥裂纹在平面上呈直线或曲线状。纵切面上呈V形或U形。一般上宽下窄，顶部宽度几毫米至几厘米，或仅切穿表层，或切穿整个岩层。常为上覆沉积物充填。云南某地中侏罗统下部水城组粉砂岩中的大型泥裂，呈U形，宽8—10cm，深达20—30 cm，切穿整个岩层。

泥质沉积干固，在泥裂的基础上进一步发展，干裂片边部翘起，即呈片状与下伏沉积物剥离。这种泥片经搬运、磨圆，就形成扁平的同成分泥砾。泥砾与泥裂共生的现象是屡见不鲜的。

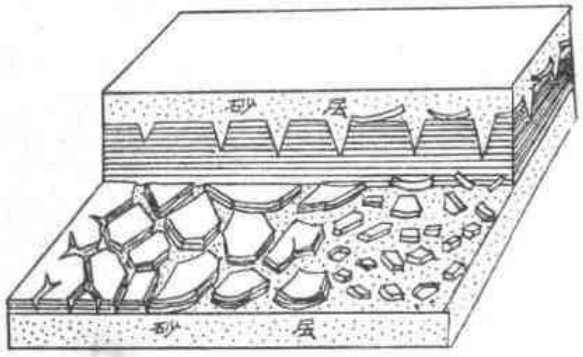


图 38　泥裂及其形成示意图
（施罗克，1948）

泥裂是浅水标志，常见于干涸的沼泽，盐湖、湖泊或泻湖的滨岸带，废弃的河道，河漫滩及潮间带等。

有人认为，水下的压固脱水作用也能形成泥裂。迅速絮凝的粘土、含盐度高的泥质沉积都易于产生这种泥裂。奎宁（1963，1965）等人曾用实验证实了这种泥裂的存在。但水下泥裂与干缩泥裂不同，常常发育不佳，裂纹较窄，切面上往往不呈明显的V形。

3．雨痕和雹痕：

雨痕是雨滴落在未固结细粒沉积物表面上形成的圆形或椭圆形凹穴（图39）。若雨滴

直落，雨痕圆；若雨滴斜落，则雨痕呈椭圆形，凹陷中心位于雨痕的一侧。若岩层顶面有波痕等层面构造，则根据波痕两侧雨痕发育程度的差别也可以判断雨的方向。

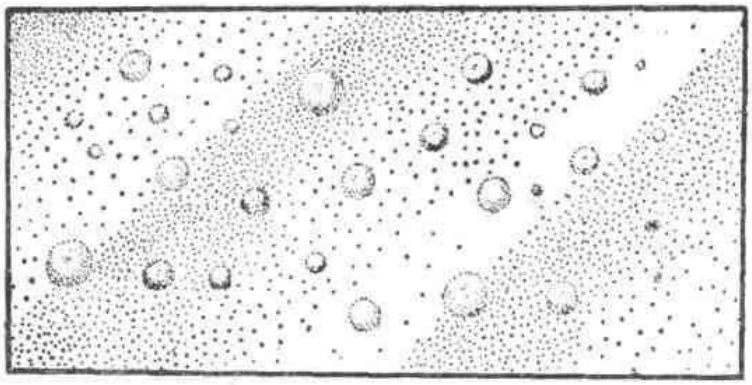


图 39　雨痕示意图（辽宁昭盟林西组，原大）

只有雨量很少的气候条件下，雨痕才能有较好的保存机会。因此常见于干旱或半干旱的陆相沉积中。

雹痕与雨痕相似，但较大、较深，形状也不规则。具有略微高起的边缘，往往甚粗糙。

4．晶痕：

在一定条件下，冰、盐、石膏等晶体可以在疏松沉积物的表面生长。这些晶体尔后因溶解、熔化而消失，就可以形成晶痕。晶痕为其它沉积物充填，或矿物为其它沉积物交代，就能形成它们的假象。常见于泥质沉积物或碳酸盐岩中。我国北方下寒武统馒头组页岩中甚为发育的石盐假晶，就是这样形成的（图40）。

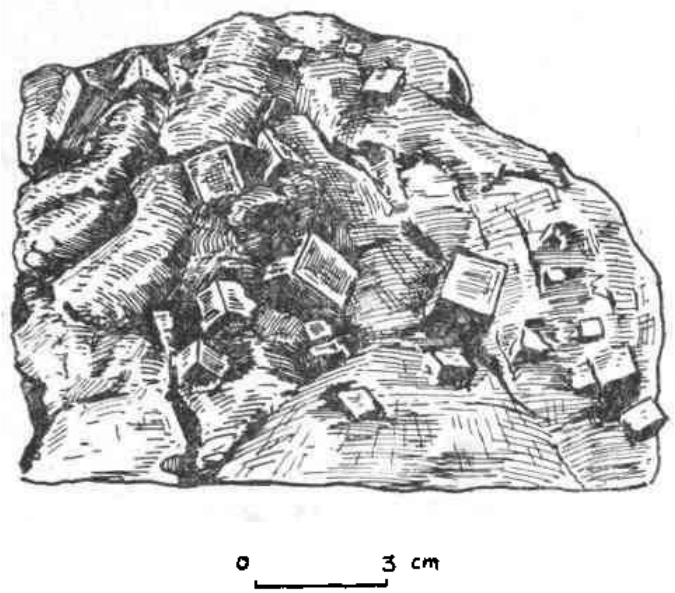


图 40　华北馒头组页岩中的石盐假晶

盐和石膏的晶痕是高盐度环境的标志，常反映盐湖或咸化泻湖环境。

冰晶痕是冰晶的印痕或假象。偶见于寒冷气候下的湖滨、潮坪或河漫滩沉积物中。

5．冲迹（scour mark）：

冲迹是水流侵蚀作用在沉积物表面形成的层面构造。水流侵蚀作用可以是水上的，也可以是水下的。由于水流条件的变化极为复杂，冲迹的形态类型也很多。常见的有下列几种：

（1）冲刷面（图41）

当沉积底面因为地壳运动、海水退缩或堆积过速而相对上升，或因水流速度加大而导致冲刷基准面相对变深时，就能对已沉积的沉积物发生再冲刷，在沉积层的顶面造成凹凸不平的冲刷面。

冲刷面的主要标志是：岩层界面凹凸不平，有时甚至可以切穿几个岩层；在上覆岩层的下部，往往含下伏岩层的砾石。由底向上，砾石逐渐变小，圆度逐渐增加，有时砾石具柔性变形；如果间断时间较长，冲刷面上往往还有一些铁质或泥质的残余堆积物。若下伏地层为碳酸盐岩，则可见冲刷面下有喀斯特现象或其它氧化作用和水流作用的标志。

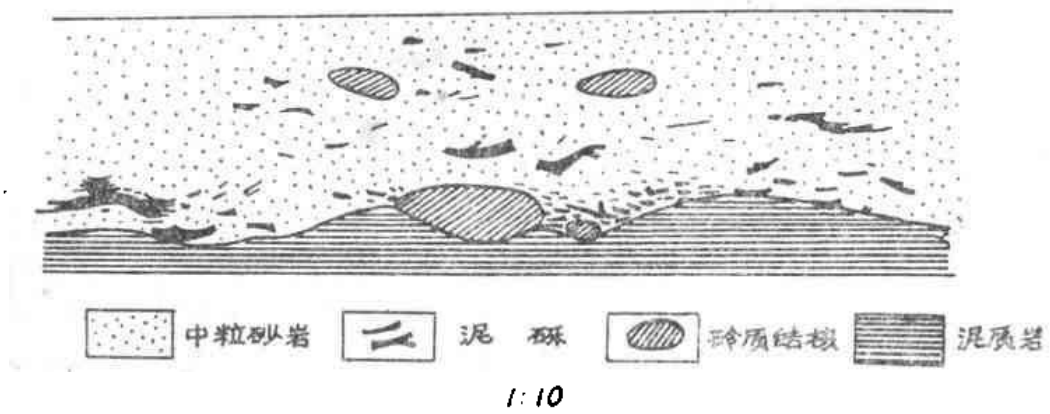


图 41 冲刷面素描图（辽宁昭盟林西组）

冲刷面不仅是一种环境标志，而且在地层分析或相序分析中具有极大的意义，故应仔细观察。

（2）槽状冲迹和槽状印模(flute cast)

槽状冲迹是一些不连续的、长槽状的冲刷凹坑。上游端既深且陡，向下游变浅变缓，并逐渐过渡为正常的沉积表面。有时累累相接呈迭覆状，长轴方向与水流方向一致（图 42）。

槽状冲迹的大小、深度变化很大。一般长几厘米至十几厘米，宽 0.5—几厘米，深几毫米至几厘米。平面上，有的呈舌状，有的呈锥状，也有的呈槽状或球根状。有的对称，有的不对称。

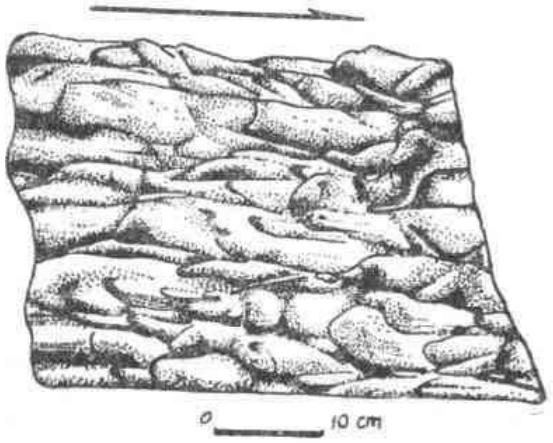


图 42 槽状冲迹和槽状印模

槽状冲迹常见于泥质岩顶面，上覆砂质沉积。因此在砂质层的底面常保存相反的槽状印模。

槽状冲迹和槽状印模常见于复理面沉积中，是浊积岩的一种特征的层面构造。

6．流痕（rill mark）：

流痕是保存在岩层表面的一种树枝状分叉的水流痕迹。常见于泥质岩石的顶面。其形态甚为复杂，取决于当时的地形、水流条件和沉积物粒度等多种因素。

流痕不是稳定水流的产物，常常是大面积的细流在未固结细粒沉积物表面留下的印记。因此需要一定的坡度，通常为 2—3°。多见于潮上带或潮间带泥坪、湖海的滨岸砂滩或河漫滩等环境。是非水下环境的一种标志（图 43）。

在流痕上覆岩层底面，常保留其印模，称为流痕印模。

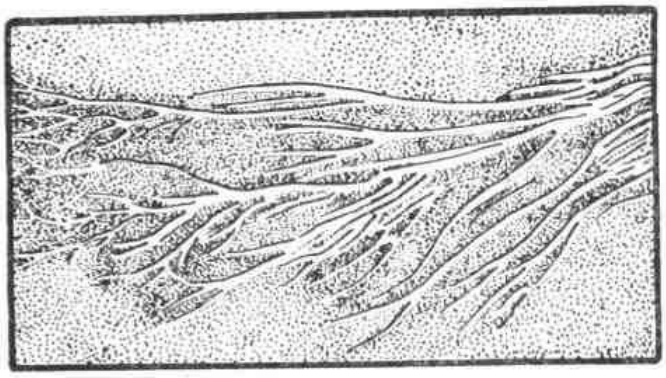


图 43　流痕

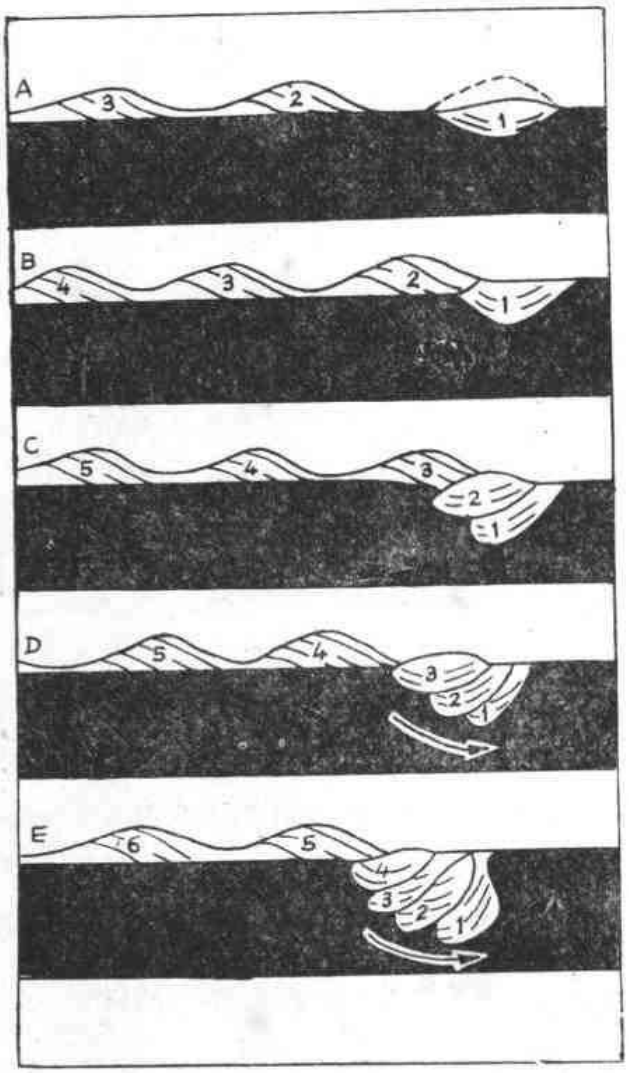


图 44　负荷印模的成因图解
（转引自伦纳克，1973）

四、变 形 构 造

变形构造是沉积物沉积同时或稍后，亦即在其固结成岩之前，沉积物尚处于塑性状态下由无机作用形成的构造。它往往局限在一定的层位内，上下均为正常的沉积物所限定、区域上有一定的稳定性，与后期构造变动无关。一般情况下均可与后期构造区别，但也有时易于与构造变动中柔性物质的变形相混。

引起沉积物同生或准同生变形的作用主要有：重力作用引起的水下滑坡、上覆沉积物负荷不均引起的物质运动、介质运动时对沉积物的磨擦拖曳作用等。常见的变形构造有负荷印模、球-枕构造、变形层理和包卷层理、滑坡构造和碎屑岩脉等。

1．负荷印模（load cast）：

负荷印模常见于泥质层之上的砂岩层底面。过去与槽状冲迹、流痕印模等统称底面印模（sole markings）*。

关于负荷印模的成因，一般认为是由上覆沉积物的负荷不均衡引起的。这种负荷差促使饱含水的可塑性泥质沉积物发生流动，所产生的空间同时为上覆砂质物充填（图44）。致使二者的界面起伏不平。因此，严格说来，负荷印模是一种机械成因的成岩构造。

负荷印模的形态变化较大。常见的呈圆形或不规则的疣状突起（图45），排列杂乱，大小不等。长几厘米至几十厘米，突出高度从几毫米至十几厘米，纵切面上呈半椭圆形、半圆形或倒卧乳滴状。下伏泥质物则呈舌状或火焰状穿入砂质层中，称为泥

* 所谓底面印模实际上往往是一种砂层底面的铸形，而不是指下伏软泥层面产生的模的本身。

舌或火焰状构造。

负荷印模在浅海、河流、潮坪等环境中均可见到，在复理石沉积中尤为常见。

2．球—枕构造：

这种构造常见于覆盖在泥质层之上的砂岩中。砂层断成许多球状或枕状的块体。大小由几厘米至几米，或断续相连，或各各孤立。球、枕主要发育于砂层下部，向上过渡为正常砂岩。下伏泥质层往往围绕球、枕发生强烈弯曲，甚至挤成舌状伸入砂岩层中(图46)。

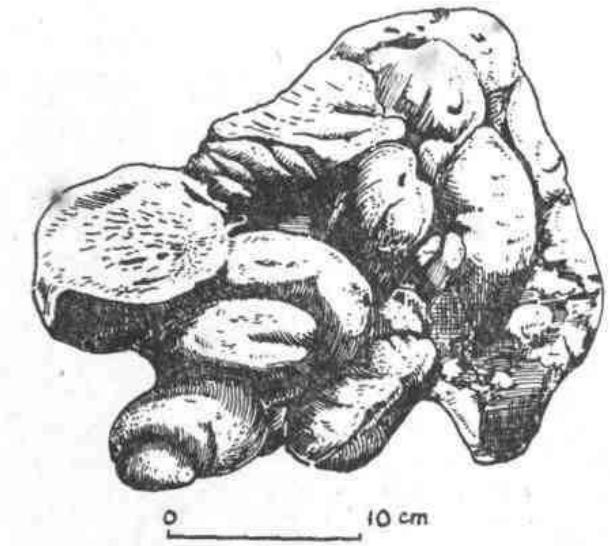


图 45　负荷印模素描图

砂球和砂枕一般无内部构造。有时具微层理。微层理随球、枕的外形发生弯曲或揉皱。

关于球、枕构造的成因，有人认为与沉陷作用有关，也有人认为系滑坡作用所致。奎宁（1968）通过模拟实验证实，震动可以使泥质层之上的砂层断成盆状或肾状的块体，这些块体陷入泥质层即可形成类似球、枕状的构造。

球—枕构造可见于浅海环境，亦可见于浊积岩。

3．包卷层理和变形层理：

水下滑坡等地质事件，常能使原生沉积的层理发生揉皱、变形，形成复杂的变形层理。

包卷层理（convolute bedding）是变形层理的一种。原生层理经变形后呈复杂的褶皱状，一般连续，无断裂或角砾化现象，厚度稳定，上下层面均平整。层理的褶皱一般都是峰尖窄而谷宽缓，常呈同斜倾卧。褶皱最大幅度多在岩层中央或稍偏上，向顶底急遂减小（图47）常见于细砂岩或粉砂质细砂岩中。



图 46　砂球和砂枕构造

关于包卷层理的成因，争论较多。有人认为与底流的切向应力有关，是波痕或砂丘在切向应力作用下被拖曳而形成的一种变形构造；也有人认为与沉积层的差异液化有关，液化层的层间流动引起了原生层理的弯曲；还有人认为，包卷层理是差异负荷引起的一种变形构造。

从包卷层理的特征和产状可以得出以下几点推论：a. 水平力的作用不容忽视；b. 沉积层在变形时仍处于柔性状态；c. 由于卷曲很强烈，原始产状不一定是水平的。因此未必是单一因素的产物。

包卷层理在浊积岩中较为常见。但在潮坪带、河漫滩和点沙坝中局部也很发育。

4．滑坡构造：

滑坡构造是斜坡上未固结的沉积物超过安定角时，在重力作用下发生运动而形成的变形构造。常局限于一定的层位中，表现为原生层理的强烈揉皱、变形、断错、角砾化、乃至不同岩性的混杂（图48）。厚度可由几米至几百米。其顶部常受冲刷。与下伏未变形岩层或为平整的直线接触，或向下变形逐渐消失而呈渐变关系。常见的岩性为粉砂岩、粉砂质页岩及细砂岩。碳酸盐岩中亦可见及。

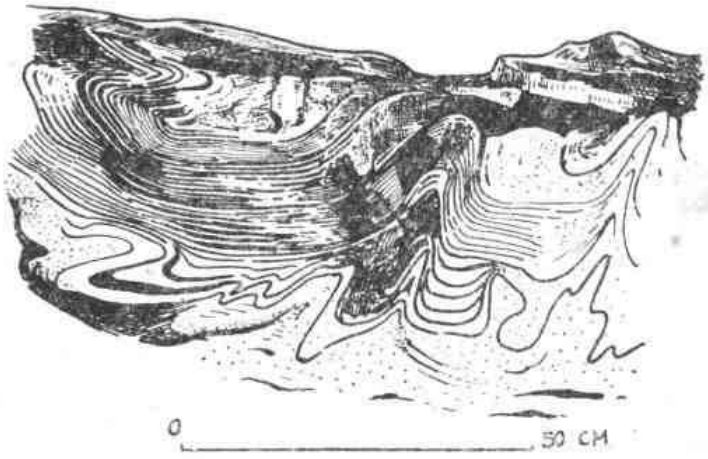


图 47　包卷层理素描图

滑坡构造是水下斜坡的良好标志，常见于浊积岩及三角洲、生物礁及海底峡谷的前缘沉积中。

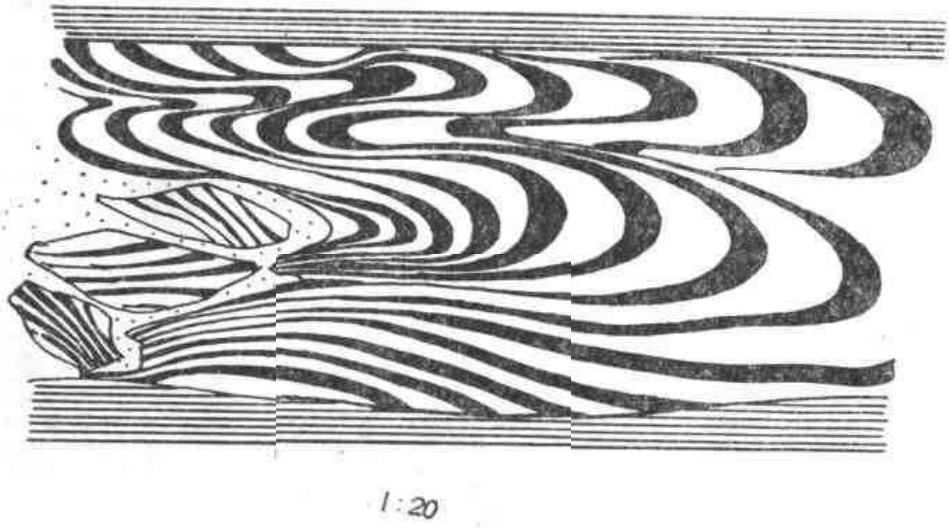


图 48　滑坡构造素描图　昭盟林西　×20

5．碎屑岩脉：

饱含水或松散的砂或粉砂，有时含砾，在差异压力的作用下能变得很活跃，象沸腾一样，可称为活动砂，因而能发生运动，能注入到附近沉积层的裂隙中，形成碎屑岩脉或碎屑岩墙、岩床等（图49）。现代的砂火山也是这种成因。

在野外，碎屑岩脉并不罕见，但大小一般在5cm以内，很少超过2米，但成砂岩床时水平延伸有达到10米以上的。与运动

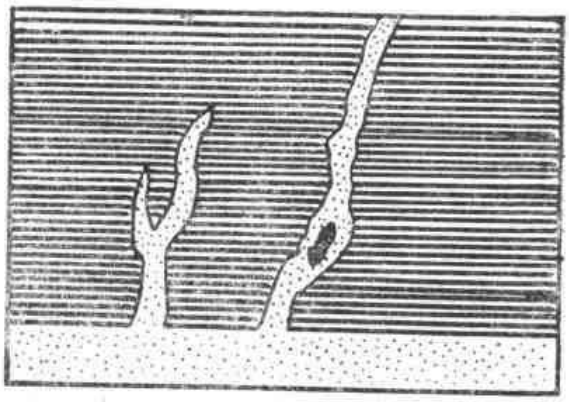


图 49　碎屑岩脉素描图

砂流有关的碎屑岩脉的物质一般来自下伏层位，是由挤压、上冲、注入作用形成的一种沉积构造；但也有裂隙充填的砂质脉，其物质可来自上覆砂层。是非受力的一种充填物。

五、化学成因的构造

化学成因的构造在沉积岩中也很常见。从它的形成阶段来看，有一部分形成于同生或准同生阶段，但大部分则是成岩或后生阶段形成的。后者也称为次生构造。从它的形成方式来看，有的是凝集作用的产物，如结核和晶簇；有的是溶解作用的产物，如缝合线和溶孔、溶洞，有的是溶解-凝集作用的产物，如叠锥和龟背石。择其要者，简述如下：

1．结核：

结核是一种成分、结构或颜色与围岩迥然不同的矿物集合体。按成因可分为同生结核、成岩结核和后生结核（图50），其中以成岩结核最为常见。按成分可分为碳酸盐结核、铁硫化物结核、硅质结核、磷酸盐结核、锰质结核等。

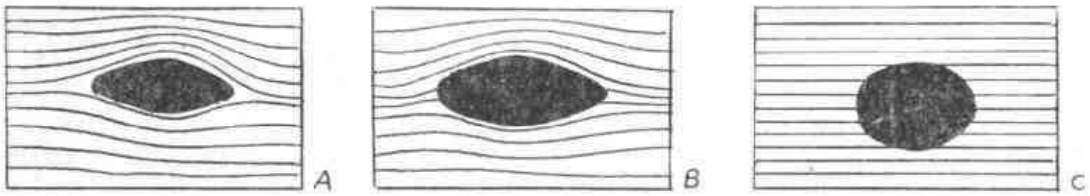


图 50　结核的成因类型

A—同生结核；B—成岩结核；C—后生结核

同生结核形成于沉积过程中，多半是由胶体物质围绕某些质点凝集，或由胶体物质呈凝块状析出而形成的。成分一般不同于同期沉积物。常见的有硅质结核，磷质结核及铁锰结核等。同生结核的鉴别特征是，结核不切穿层理，层理围绕结核弯曲。

成岩结核是成岩阶段物质重新分配的产物。它既可以切穿层理，又可见层理围绕结核弯曲，有时结核内还保留残余的围岩层理，说明其形成是在沉积阶段之后和沉积物固结之前。

后生结核形成于沉积物固结之后，因而切穿层理而无层理弯曲现象。常沿裂隙带或层面等介质运移通道分布。

结核的大小和形态变化很大，从几毫米至几十公分均可见及。有的形态较规则，呈球状、椭球状、面包状或饼状；也有的呈不规则的团块状。

结核的成分与围岩岩性及其形成条件有一定的关系。碎屑岩中常见碳酸盐结核；碳酸盐岩中常见硅质结核；煤系地层中常见黄铁矿或菱铁矿结核；泥质岩中常见磷酸盐结核。

结核的内部构造也千差万别。有的无核心；有的有核心。核心的成分或为围岩物质，或为其它化学组分，也可以是生物化石（图51）。有的结核具同心状构造，有的则为均质状、放射状、包卷状或网格状。

结核可以零星出现，也可以呈串珠状成群出现。富含有用元素的结核大量集中时，可以形成矿床，如结核型磷矿，就是以磷质结核为开采对象的。

研究结核对阐明沉积、成岩或后生阶段的物质运动颇有意义。除了结核本身的观察外，应注意从纵、横方向上定量地研究结核的成分、形态、数量及成因类型的变化。

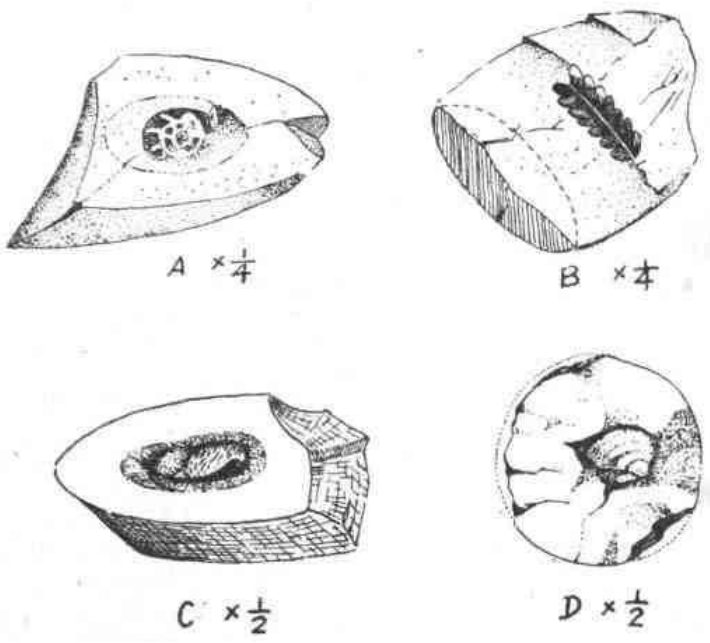


图 51　吉西下二叠统吴家屯组磷结核的化石核心

2．缝合线：

缝合线是碳酸盐岩中常见的一种构造。石英砂岩、硅质岩、盐岩中也不罕见。

在垂直层理的切面中，缝合线是一些锯齿状的缝隙，看起来很象头盖骨的接缝(图52)在三度空间中，则是许多参差不齐的垂直小柱组成的复杂曲面。其起伏幅度不一，小者在1mm以下，要在显微镜下观察，大者可达十余厘米以上。在缝合面上，有一层泥质被膜，其成分与围岩中的微量组分相近。有时可见细微的滑错痕迹。

缝合线与层面的关系，以平行者居多，但也可以斜交或正交，有时则几组交叉成网状。既可以穿切结核、鲕粒或化石，也可以绕过它们。既可以切断方解石脉，甚至使之在横向上错出一段距离，也可以为方解石脉所切断。

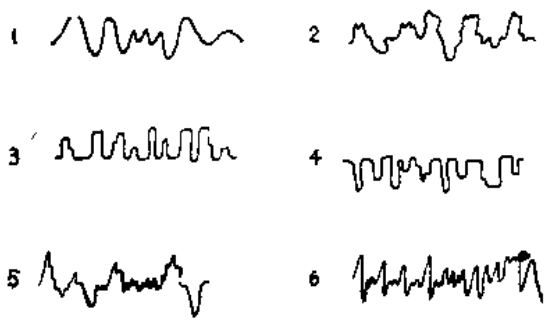


图 52　缝合线素描图

缝合线的成因假说很多，流行的是压溶说。认为缝合线是岩石遭受压力后发生差异溶解的结果。它的分布，或者垂直重力场（水平缝合线），或者平行挤压结构面（近乎垂直的缝合线），或者与其它应力结构面相一致。缝合柱上的滑动擦痕，正是压力作用的标志。而缝合线的轮廓和缝合面上泥质物的集中，则是溶解作用的证据。

大多数缝合线形成于岩石固结之后，但也有的形成于成岩阶段。

按照压溶说，可以根据缝合面上泥质不溶残余物的数量及被切断方解石脉的位移估算岩石的溶解量。斯托克德尔（Stockdle, 1926）估计，溶解的岩石可高达原始厚度的40%。

按照瑞克（Riecke）原理，岩石在高压处溶解的同时，必将在低压处发生沉淀。因此有人认为缝合线形成过程中溶解的物质，很可能就是相邻岩石中胶结物的来源（希尔德(Heald, 1953)。

缝合线是碳酸盐岩中经常遇到的一种微裂隙，对油、气、水的运移颇有意义。

3．叠锥：

叠锥常见于钙质岩石中，有时亦见于某些大结核的外圈。由一系列同心圆锥套叠而成，一般锥顶向下，锥底朝上。叠层由平行于锥轴的纤状方解石组成（偶为菱铁矿或石膏，但少见）。叠层之间有泥质薄膜分开。顶角30°—60°，轴与层理正交，锥高1—10cm，

少数可达 20cm（图53）。叠锥层的厚度一般不大，3—20cm。锥底所在的层面，往往起伏不平。钙质层常呈夹层夹于泥质岩系中，有些煤系地层中亦有之。

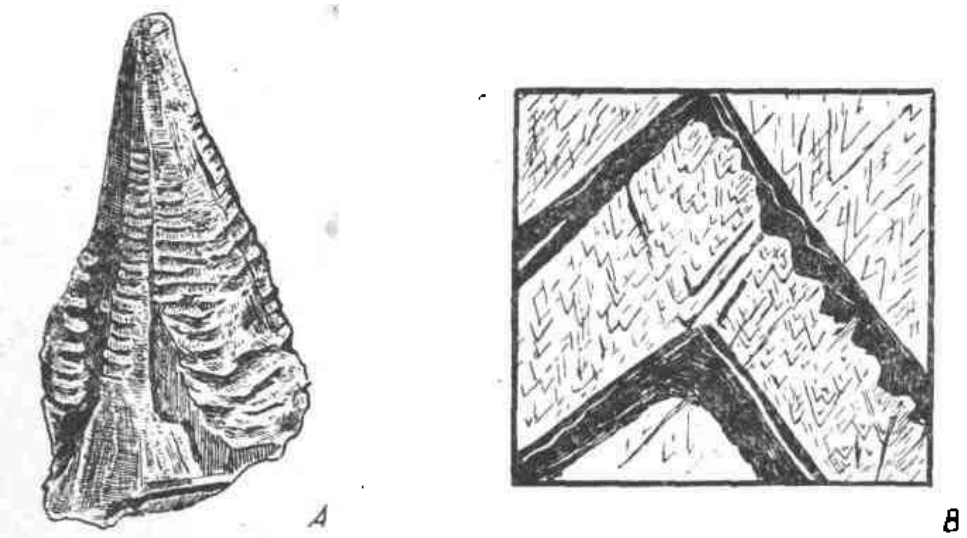


图 53　叠锥构造素描图

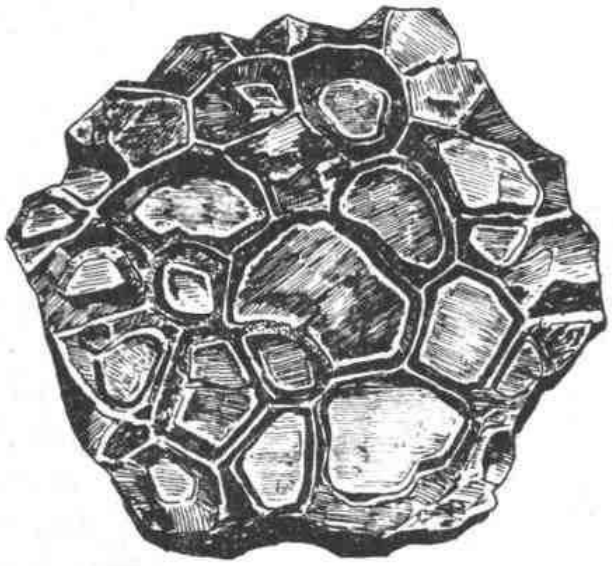
叠锥的成因还不很清楚，一般趋向于压溶作用。压力来源于纤锥状方解石的生长。方解石重结晶的过程中，会产生圆锥形的剪切应力，因而导致圆锥形的滑动面。滑动面的夹角接近于方解石的解理夹角。沿滑动面伴随着溶解作用。其形成当在后生阶段。

4．龟背石：

龟背石是一种具放射状裂纹的大结核（图 54）。裂纹由中心向外变窄，并为与边缘一致的同心状裂缝所切割。裂缝很少穿切结核的外圈，其间为结晶物质，主要是方解石所充填。

龟背石常产于泥质岩中。通常为不纯的泥质灰岩结核，核心常较外圈更富铝。

龟背石的形成过程是，先形成胶状的结核，其变硬了的外壳随着内部脱水而发生龟裂纹，而后为后期化学物质所充填。一般形成于成岩阶段。



×¼

图 54　龟背石素描图

六、生物成因的构造

生物对沉积构造的形成和改造都有极其重要的意义。它可以改造和破坏沉积物的原始层理，形成不显任何内部构造的块状均质岩石；也可以通过其生命活动形成特殊的构造类型如生物层理（叠层构造）及虫迹、虫孔等。

1．叠层构造：

叠层构造常见于碳酸盐岩、磷灰岩和铁质岩中。它是由砂、粉砂或泥级的粒屑为藻毯捕获、粘结而形成的一种纹层构造。纹层的形态变化多端，有的平直，有的呈波状弯曲，也有的呈聚环柱状，或呈球状包覆（图55），取决于形成环境的水动力条件。

关于叠层面的形成过程和基本特征，我们将在后文详细讨论。

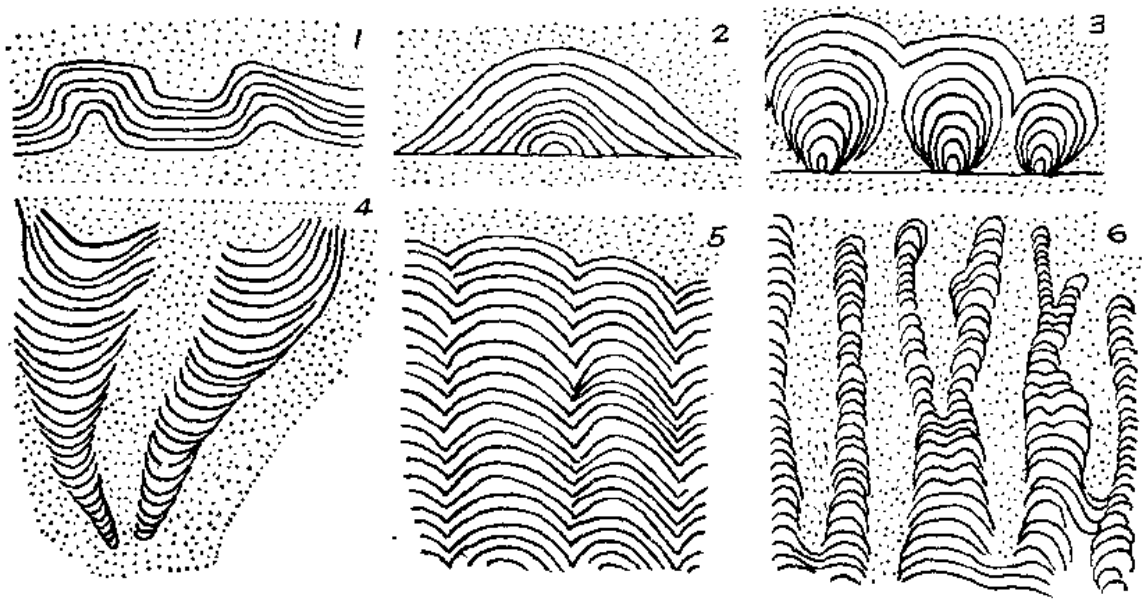


图 55 叠层构造的主要类型

1—*Weedia Walcott*; 2—*Collenia Walcott*; 3—*Cryptozoon Hall*; 4—*Cryptozoonboreals Wawson* 5—*Archaeozoon Matthew*; 6—*Gymnosolen Steinmann*

2．虫迹和虫孔：

虫迹、虫孔在地层纪录中分布很广，具有良好的指相意义，近年来颇为引人重视。

虫迹是生物在未固结沉积物表面留下的活动痕迹，属于层面构造；虫孔是生物觅食或穴居的孔道，一般属于岩石的内部构造。有人统称二者为痕迹化石（trace fossils）或生痕化石（ichnofossils）。

虫迹化石的形态与环境条件有关。塞拉赫（Seilacher，1967）根据虫孔的形态特征划分为五个生痕相（ichnofacies），总结了虫迹、虫孔与环境的关系（图56）。

（1）Skolithos 相：虫孔简单或为 U 形，一般垂直层面，常见于极浅海和沙滩潮坪等陆缘环境。但在不稳定的陆缘环境中，由于生态条件如盐度、温度、动力等变化较大，虫孔一般较深。这类虫孔见于砂质海底。生物钻孔的目的主要是为了穴居而不是觅食。类似的虫孔见于非海相沉积，尤其是红层中者，称为 Scoyenia 相。

（2）Glossifungites 相：虫孔为简单的或复合的 U 形。往往略有倾斜。亦为以悬浮物为食的生物穴居之所。深度稍大于前者，反映砂质海底。

（3）Cruziana 相，虫孔浅，呈U形、螺旋形或不规则曲线状。歪斜或水平。见于浅海潮下带，为砂质或粉砂质海底。生物钻孔的目的主要是为了觅食。

（4）Zoophycos 相：虫孔水平或高度歪斜，长度很大。基底为分选很差的砂或粉砂。形成于沉积速度较大的浅海地段。

（5）Nereites 相，见于深水软泥中，其深度可达 10,000—15,000 呎。在这种环境

里，生物毋需虫孔的保护，虫孔纯系觅食的“巷道”，故方向杂乱，形态弯曲或呈螺旋形，水平或高度歪斜，延伸长度也很大。

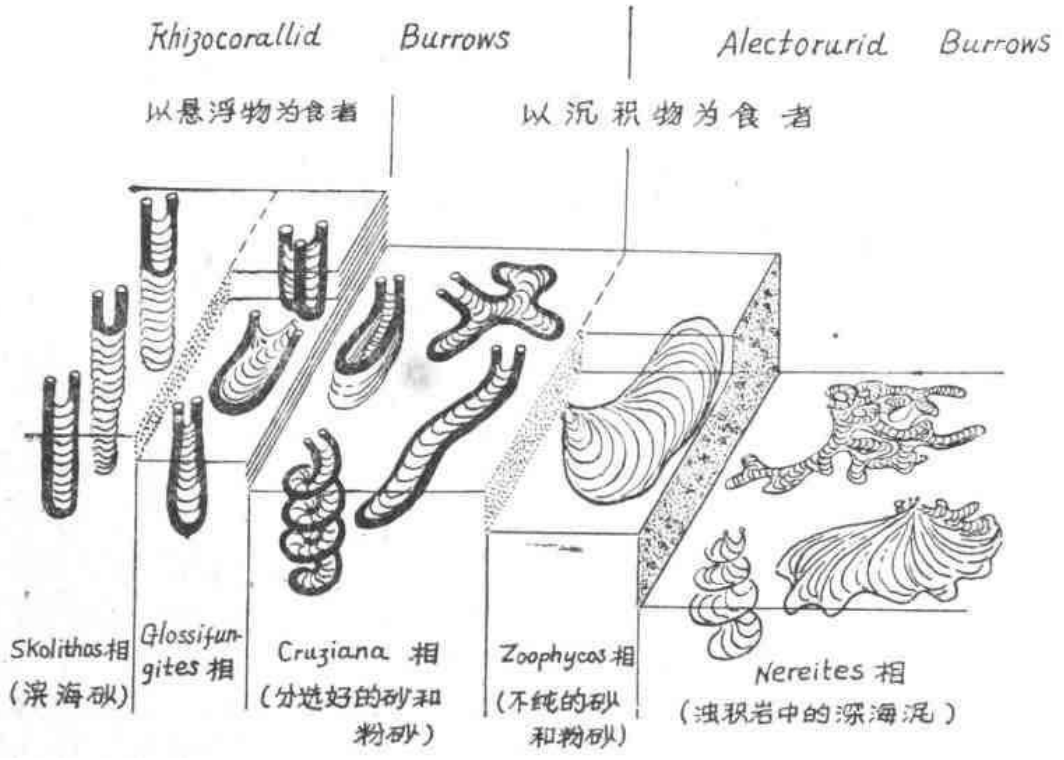


图 56 生痕化石的深度分带

(据塞拉赫，1967)

生物的钻孔活动对原生层理构造的改造、破坏是十分强烈的。由生物扰动作用造成的种种不规则的构造，也称为生物扰动构造（图57）。

以上，我们讨论了沉积岩中常见的构造标志。这些标志在不同的岩类和环境中的分布是不均衡的。因此，在研究沉积岩的构造时，要注意岩石的成分、结构特征及其环境条件的观察，注意它们在时间、空间上的交替更叠和序列关系。

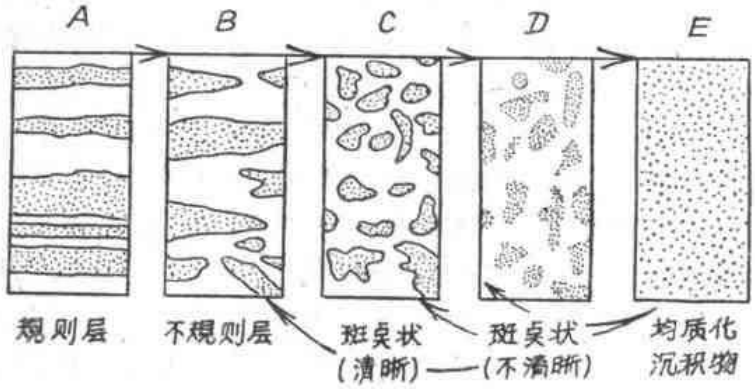


图 57 各种生物扰动构造及其演变

(据莫尔和斯克鲁顿Moore and Scruton,1957)

第二节　沉积岩的颜色

沉积岩及沉积矿床的颜色是一种重要的直观标志。在岩相分析和岩石地层学工作中也有很大的现实意义。

沉积岩的颜色，按成因可分为原生色和次生色两种，原生色又可分为继承色和自生色。

继承色决定于碎屑矿物的颜色，是碎屑岩的特点之一。如长石砂岩因为碎屑长石的颜色而呈肉红色；纯石英砂岩因为石英无色透明而呈白色。这些都属于继承色。

自生色取决于自生矿物或原生混入物的颜色，如泥岩含Fe^{2+}呈灰绿色，含Fe^{3+}呈红色或黄褐色。泥质岩、化学岩及部分碎屑岩中常具自生色。

次生色是后生作用阶段或风化过程中，原生组分发生次生变化而造成的颜色。如含Fe^{2+}的泥岩氧化后变为红色或褐色，就是最常见的例子。

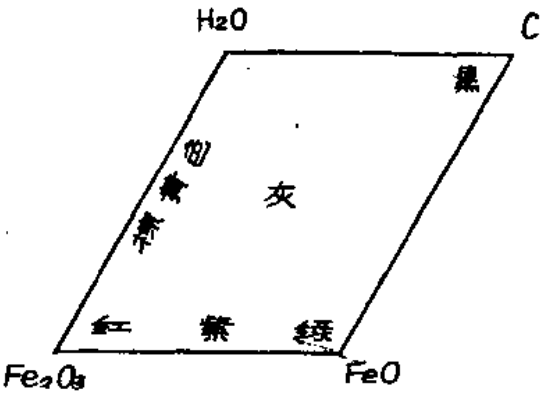


图 58　色素成分与岩石颜色的关系
（据勃拉特等，1972）

研究沉积岩的颜色时，必须区别原生色和次生色。一般地说，原生色在一定层位和相当大的范围内是稳定的；而次生色则呈斑点状、延续不远或沿裂隙、孔洞分布，有时明显地受岩石物性的控制，经常切穿层理。

除了继承色和一部分自生色系由矿物的颜色引起外，大部分自生色和次生色都是由染色物质或色素造成的。色素的含量通常很低，只有百分之几或者不到1%，但它对岩石的颜色影响极大。常见的色素物质有铁质和有机质。一般地说，含有机质者色黑，含FeO者色绿，含Fe_2O_3者色红（图58）。

铁是一种重要的染色元素，其颜色取决于它的价态。在泥质岩中，氧化铁的含量平均为6—7%，通常＜10%。但岩石的颜色与含铁总量并无明显关系，而是取决于Fe^{3+}/Fe^{2+}的比值（图59）。

有机质是最重要的黑色染色物质。它不仅本身有染色作用，而且能使铁的硫酸盐还原为硫化物。后者也是一种黑色色素。岩石的颜色与有机炭含量的关系如图60所示。

沉积岩的颜色是良好的环境标志。一般说来，灰色或黑色的岩石含有机质高，有时还含分散的硫化物（如黄铁矿、白铁矿等），反映还原或强还原的环境条件；红色、紫红色、褐红色、黄棕色的岩石，含高价铁的氧化物或氢氧化物，反映氧化或强氧化环境。其中黄色常见于炎热干燥的陆相沉积物中，而红色常见于炎热潮湿的陆相或海相沉积物中；绿色一般与含Fe^{3+}和Fe^{2+}的硅酸盐（如海绿石、鲕绿泥石等）或一定的Fe^{2+}/Fe^{3+}比有关，代表弱氧化或弱还原的介质条件。

描述岩石的颜色时，要注意色调的深浅、浓淡、明暗。也有人用标准色谱来定岩石的颜色。精确的方法是用光度计予以测定。

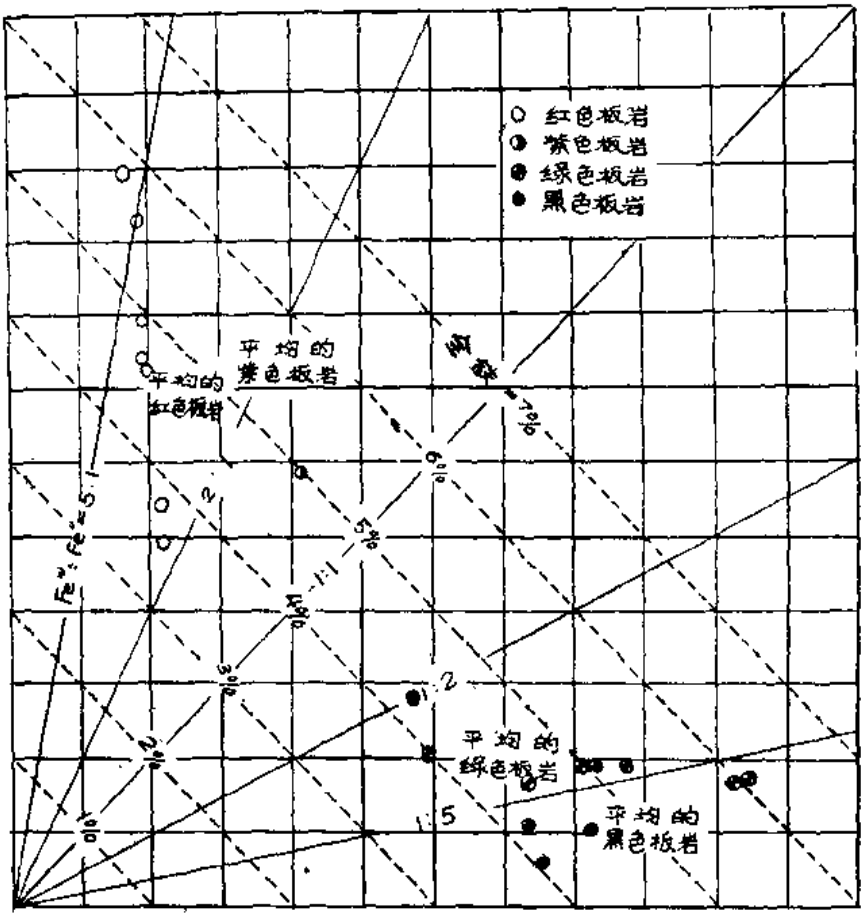


图 59　岩石的颜色与 Fe^{3+}/Fe^{2+} 的关系

(据托姆林逊 Tomlinson,1916)

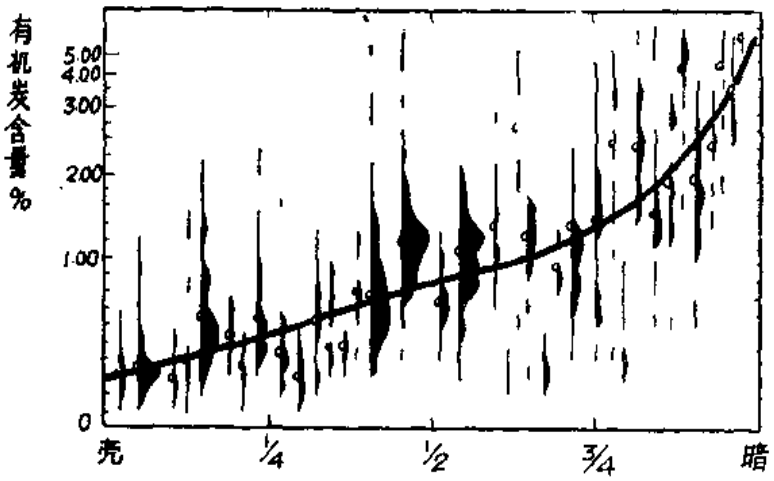


图 60　岩石的颜色与有机炭的关系

(据特拉斯克和巴特诺德 Trask and Patnode, 1936)