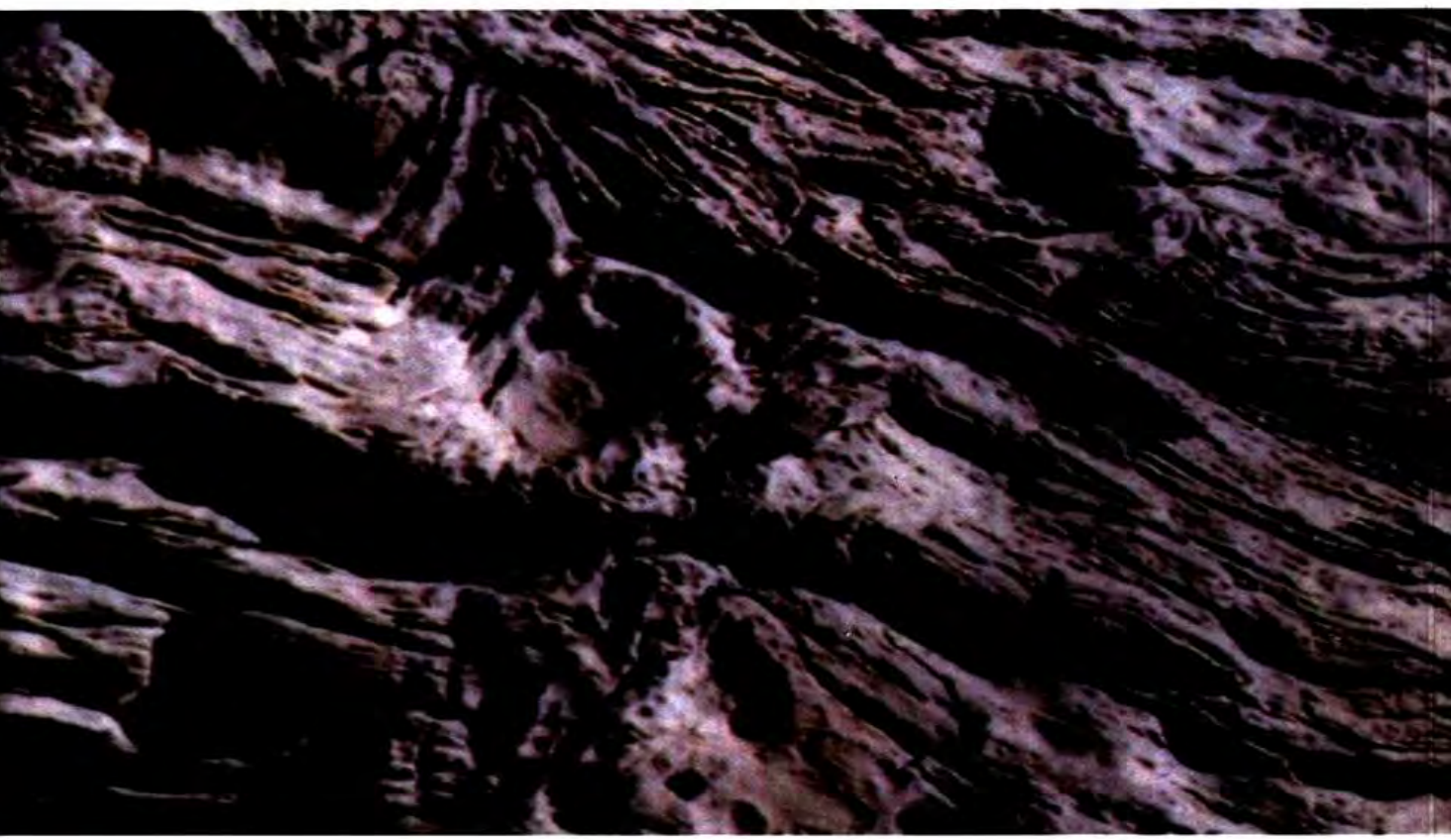
普通高等教育“九五”国家级重点教材

沉积岩石学

（第三版）



赵澄林　朱筱敏　　主编

石油工业出版社

普通高等教育“九五”国家级重点教材

沉积岩石学

（第三版）

赵澄林　朱筱敏　主编

石油工业出版社

内 容 提 要

本书为我国石油高等院校矿产普查与勘探、矿物学、岩石学、矿床学、地球探测与信息技术和地球化学等专业“沉积岩石学”的统编教材，是在1982年第一版和1992年第二版的基础上修订而成的。全书内容系统、丰富，全面叙述了沉积岩石学的基础知识、基本原理和基本技能，并反映了近十年来沉积岩石学、沉积学和岩相古地理学的新进展。

本书除供石油高校有关专业本科生，研究生和高级培训人员的沉积岩石学及沉积相教学外，亦可供其他高校、科研院所的有关专业教学及油气、煤田、金属和非金属等广大科技人员参考。

图书在版编目（CIP）数据

沉积岩石学/赵澄林，朱筱敏主编. －3版.
北京：石油工业出版社，2001.8
普通高等教育“九五”国家级重点教材
ISBN 7－5021－3491－3

Ⅰ.沉…
Ⅱ.①赵…②朱…
Ⅲ.沉积岩石学-高等学校-教材
Ⅳ.P588.2

中国版本图书馆CIP数据核字（2001）第056579号

石油工业出版社出版
（100011 北京安定门外安华里二区一号楼）
北京密云红光印刷厂排版
石油工业出版社印刷厂印刷
新华书店北京发行所发行
*
787×1092毫米 16开本 26印张 661千字 印1－3000
2001年8月北京第1版 2001年8月北京第1次印刷
ISBN 7－5021－3491 3/TE·2585（课）
定价：36.00元

序

1986年，开始酝酿《沉积岩石学》（第二版）教材的修订工作，在主编冯增昭教授领导下，组织了由赵澄林、刘孟慧、管守锐、信荃麟、方少仙、侯方浩、洪庆玉、强子同教授组成的编写组。该第二版教材经历了三年多修订，质量有很大提高，反映了20世纪80年代国内外沉积学理论的新发展。第二版教材共计六篇，二十五章，约100万字，1992年公开出版后，不仅对石油高校沉积岩石学的教学工作起到了很大的作用，而且对于石油勘探开发科研工作也起到了积极推动作用，在学术界引起了广泛的反响。该教材曾于1995年获石油高校第三届优秀教材特等奖和1997年度国家优秀教材二等奖。

《沉积岩石学》（第二版）教材在20世纪90年代石油高校教学、科研活动中发挥了积极作用。随着世界石油工业的快速发展，沉积储层研究一直是石油综合勘探和开发研究工作的重要基础，受到石油地质工作者的高度重视，在海相和陆相沉积相序、沉积岩石学研究方法、现代沉积环境、沉积作用模拟以及层序地层等领域都取得了很大进展。为了将这些进展反映到《沉积岩石学》教科书中来，1998年，赵澄林教授积极组织编写修订《沉积岩石学》（第三版）教材，启用了青年教师朱筱敏、鲍志东、季汉成、金振奎、王贵文、涂强、谢庆宾作为教材编写组人员。教材编写组全体人员本着加强“三基”、贯彻少而精、符合新编教学大纲的要求，并力求拓宽专业知识，反映学科发展动态和可读性强的原则，对《沉积岩石学》（第二版）作了较大的修订工作，由原来上、下册缩编为一册，特别是在碎屑岩和碳酸盐岩岩类学、成岩作用和沉积相等方面作了较大的补充和修订。调整后的编写人员具体分工如下：

赵澄林任主编，编写第一章、第二章、第三章第一节、第五章、第七章、第九章、第十一章第一节和第四节、第十四章、第二十三章、第二十四章和附录；

朱筱敏任副主编，编写第四章、第十六章、第十七章、第十八章、第十九章、第二十章、第二十一章、第二十二章和第三十章；

季汉成编写第六章、第八章和第十章；

金振奎编写第十一章第二节和第三节、第十三章、第二十八章；

鲍志东编写第十二章、第二十五章、第二十九章；

王贵文编写第十五章、第二十七章；

涂强编写第二十六章；

谢庆宾编写第三章第二节和第三节。

2000年6月全书修订编写完毕，并提交中国矿业大学张鹏飞教授和中国地质大学郑浚茂教授评审。主审人对全教材进行十分细致认真审阅，提出了详细的修改建议和意见。根据主审人的评审意见，各位编者又对所编教材进行了修改，最后经主编统一审校、加工和定稿。

值得提出的是，本教材是在石油高校老一代沉积学工作者多年辛勤劳动的基础上，主要由新一代沉积学工作者修改、补充、编分而成的。它起着承前启后、继往开来的历史作用。愿本教材对中国沉积学和沉积岩石学的教学、科研工作的发展起到基础作用、积极推动作用。

赵澄林

2000年6月19日

目　录

第一篇　总论 …… (1)
第一章　绪论 …… (1)
第二章　沉积岩的形成及演化 …… (6)
第一节　母岩的风化作用——沉积岩最原始物质的形成 …… (6)
第二节　碎屑物质的搬运和沉积作用 …… (15)
第三节　溶解物质的搬运和沉积作用 …… (30)
第四节　沉积后作用及其阶段的划分 …… (34)
第二篇　碎屑岩及火山碎屑岩 …… (37)
第三章　碎屑岩的成分 …… (37)
第一节　碎屑成分 …… (37)
第二节　填隙物成分 …… (43)
第三节　化学成分 …… (46)
第四章　碎屑岩的结构及粒度分析 …… (48)
第一节　碎屑颗粒的结构 …… (48)
第二节　胶结类型及颗粒支撑性质 …… (56)
第三节　粒度分析 …… (57)
第五章　碎屑岩的构造和颜色 …… (72)
第一节　沉积构造的分类 …… (72)
第二节　层理 …… (72)
第三节　层面构造 …… (83)
第四节　变形构造 …… (87)
第五节　化学成因构造 …… (89)
第六节　生物成因构造 …… (90)
第七节　碎屑岩的颜色 …… (91)
第六章　砾岩和角砾岩 …… (93)
第一节　一般特征 …… (93)
第二节　砾岩和角砾岩的分类 …… (93)
第三节　成因分类及主要成因类型 …… (96)
第七章　砂岩及粉砂岩 …… (99)
第一节　砂岩的一般特征 …… (99)
第二节　砂岩的分类 …… (99)
第三节　石英砂岩类 …… (103)
第四节　长石砂岩类 …… (107)
第五节　岩屑砂岩类 …… (109)
第六节　杂砂岩类 …… (112)
第七节　粉砂岩类 …… (115)

第八节　砂岩与储层油气及其研究方法 …… (116)
第九节　砂岩的研究方法及其意义 …… (116)
第八章　粘土岩 …… (117)
第一节　概述 …… (117)
第二节　粘土岩的物质成分 …… (117)
第三节　粘土岩的结构、构造和颜色 …… (119)
第四节　粘土岩的分类及主要类型 …… (121)
第五节　粘土沉积物的沉积后变化 …… (122)
第九章　碎屑沉积物的沉积后作用 …… (125)
第一节　压实和压溶作用 …… (125)
第二节　胶结作用 …… (127)
第三节　交代作用 …… (133)
第四节　重结晶作用和矿物的多形转变 …… (135)
第五节　溶解作用与次生孔隙 …… (135)
第六节　碎屑岩成岩阶段划分及其主要标志 …… (137)
第十章　火山碎屑岩 …… (139)
第一节　火山碎屑岩的成分 …… (139)
第二节　火山碎屑岩的结构、构造特征及颜色 …… (141)
第三节　火山碎屑岩的分类及命名 …… (142)
第四节　主要岩类及其特征 …… (142)
第五节　火山碎屑岩的成因类型及其标志 …… (144)
第六节　火山岩系与油气 …… (146)
第三篇　碳酸盐岩 …… (147)
第十一章　碳酸盐岩概论 …… (147)
第一节　绪言 …… (147)
第二节　碳酸盐岩的成分 …… (149)
第三节　碳酸盐岩的结构组分 …… (151)
第四节　碳酸盐岩的构造 …… (160)
第十二章　石灰岩 …… (163)
第一节　石灰岩的成分分类 …… (163)
第二节　石灰岩的结构分类 …… (165)
第三节　石灰岩的主要类型 …… (172)
第十三章　白云岩 …… (173)
第一节　白云岩岩类学 …… (173)
第二节　白云岩的生成机理 …… (175)
第三节　白云岩的成因分类 …… (182)
第十四章　碳酸盐沉积物的沉积后作用 …… (185)
第一节　碳酸盐沉积物沉积后作用的主要类型 …… (185)
第二节　碳酸盐沉积物沉积后作用的环境及特征 …… (191)
第三节　成岩序列和成岩阶段 …… (193)

第四篇　其他沉积岩及矿产 …… (197)
第十五章　其他沉积岩及矿产 …… (197)
第一节　蒸发岩 …… (197)
第二节　硅岩 …… (205)
第三节　铁、锰、铝、磷、铜沉积岩 …… (214)
第四节　煤及其形成演化 …… (222)
第五节　油页岩 …… (228)
第五篇　碎屑岩和碳酸盐岩沉积相 …… (229)
第十六章　沉积相的概念及综合分类 …… (229)
第一节　沉积相的概念 …… (229)
第二节　沉积相综合分类 …… (233)
第十七章　山麓—洪积相 …… (234)
第一节　山麓—洪积相沉积过程及沉积类型 …… (234)
第二节　冲积扇沉积模式 …… (237)
第三节　古代冲积扇鉴别标志及其与油气关系 …… (238)
第十八章　河流相 …… (241)
第一节　河流沉积过程及河流分类 …… (241)
第二节　河流沉积模式 …… (244)
第三节　古代河流鉴别标志及其与油气关系 …… (251)
第十九章　湖泊相 …… (253)
第一节　环境特点和沉积作用 …… (253)
第二节　湖泊沉积模式 …… (256)
第三节　古代湖泊鉴别标志及其与油气关系 …… (262)
第二十章　三角洲相 …… (264)
第一节　三角洲环境特点及其沉积作用 …… (264)
第二节　三角洲沉积特征 …… (268)
第三节　古代三角洲沉积鉴别标志及其与油气关系 …… (281)
第二十一章　障壁岛、潟湖、潮坪和河口湾相 …… (284)
第一节　沉积环境和沉积作用 …… (284)
第二节　障壁岛、潟湖、潮坪和河口湾沉积模式 …… (285)
第三节　古代障壁岛、潟湖、潮坪和河口湾鉴别标志及其与油气关系 …… (293)
第二十二章　海相组沉积相 …… (295)
第一节　海洋沉积环境与沉积特征 …… (295)
第二节　海相碎屑岩沉积模式 …… (301)
第三节　海相组鉴别标志及其与油气关系 …… (309)
第二十三章　重力流沉积及沉积相 …… (311)
第一节　沉积物重力流形成的基本条件和类型 …… (311)
第二节　重力流沉积物（岩）的基本特征 …… (314)
第三节　浊积岩的相模式 …… (319)
第二十四章　碳酸盐岩沉积相 …… (325)

第一节　碳酸盐岩沉积环境和沉积作用 …… (325)
第二节　碳酸盐岩沉积相模式 …… (327)
第三节　碳酸盐岩岩相古地理图及其基础图件编制 …… (333)
第二十五章　现代碳酸盐沉积环境 …… (338)
第一节　概述 …… (338)
第二节　现代滨岸碳酸盐沉积 …… (338)
第三节　现代台地碳酸盐沉积 …… (340)
第四节　现代深海碳酸盐沉积 …… (342)
第五节　非海洋碳酸盐沉积 …… (343)
第六节　白云石的现代沉积环境 …… (344)
第二十六章　湖泊碳酸盐沉积 …… (346)
第一节　湖相碳酸盐岩沉积条件与分布规律 …… (346)
第二节　湖相碳酸盐岩沉积类型与沉积模式 …… (348)
第三节　湖相碳酸盐岩的鉴别标志与石油地质意义 …… (352)
第二十七章　礁和礁相 …… (354)
第一节　礁沉积环境和沉积作用 …… (354)
第二节　礁相和礁复合体沉积模式 …… (360)
第三节　礁的分布规律及其与油气的关系 …… (364)
第二十八章　碳酸盐台地沉积环境 …… (368)
第一节　沉积环境的类型及特征 …… (368)
第二节　台地沉积模式 …… (371)
第三节　碳酸盐台地沉积及其与油气关系 …… (378)
第二十九章　海相深水碳酸盐沉积 …… (379)
第一节　海相深水碳酸盐沉积环境与沉积作用 …… (379)
第二节　正常沉积作用 …… (380)
第三节　事件沉积作用 …… (380)
第三十章　沉积作用的控制因素 …… (387)
第一节　地质历史中的沉积作用 …… (387)
第二节　沉积作用控制因素分析 …… (390)
附录　油区岩相古地理研究方法提纲 …… (394)
参考文献 …… (404)

第一篇　总　　论

第一章　绪　　论

一、沉积岩的基本概念及基本特征

沉积岩是组成岩石圈的三大类岩石（岩浆岩、变质岩、沉积岩）之一。它是在地壳表层的条件下，由母岩的风化产物、火山物质、有机物质等沉积岩的原始物质成分，经搬运作用、沉积作用以及沉积后作用而形成的一类岩石。

“地壳表层”是指大气圈的下层、水圈和生物圈的全部以及岩石圈的上层。它是包围地球表面的一个圈层，沉积岩就生成在这个层圈中，所以可以把它称为沉积岩生成圈或沉积圈。

“地壳表层条件”的特征如下。

1. 温度

地壳表层的温度变化范围不大。根据现代的地理学资料，地表最高温度见于非洲中部，可达85℃；最低温度见于俄罗斯西伯利亚北部勒拿河右岸北极圈内的维尔霍扬斯克，可达－70℃。因此，地表的最大温差达150～160℃左右。

2. 压力

海平面的压力为0.1MPa（1atm），山区不到0.1MPa（1atm）。如果按水深每增加10m，压力增加0.1MPa（1atm）计算，则200m水深的浅海海底压力约为2MPa（20atm），最深海海底的压力约为100MPa（1000atm）以上。一般说来，绝大部分沉积岩形成的压力在0.1～2MPa（1～20atm）的范围内。

3. 水和大气的作用

水和大气是母岩风化的主要营力，也是母岩风化产物以及火山物质等搬运的主要介质。绝大多数沉积岩都是在水体中沉积的，所以有些人把沉积岩称作“水成岩”。其实水成岩只是沉积岩的一部分，还有主要由风的作用形成的“风成岩”和主要由冰川作用形成的“冰碛岩”。相反，这种地表条件下的水和大气作用，在岩浆岩和变质岩的形成过程中，则是不重要的。

4. 生物作用和生物化学作用

生物作用和生物化学作用也是沉积岩形成的重要因素。有的沉积岩，如生物礁石灰岩、硅藻岩和煤等，主要是由生物遗体形成的，此即所谓的“生物岩”。还有一些沉积岩，是在生物作用的影响下或参与下，通过生物化学作用形成的，这类沉积岩统称为“生物化学岩”。相反，在岩浆岩和变质岩的生成过程中，生物作用及生物化学作用则是微不足道的。

5. 事件沉积作用

目前已发现的事件沉积作用及其岩石类型，如沉积物重力流和浊积岩、风暴沉积作用和风暴岩、洪水沉积作用和洪水岩、等深流沉积作用和等深积岩、地震沉积作用和震积岩、火山爆发—沉积作用和火山碎屑沉积岩以及陨石雨作用和陨石岩等，它们与其他正常沉积作用

和沉积岩共生在一起。

二、沉积岩的分布

沉积岩在地壳表层分布甚广，陆地面积的大约四分之三被沉积物（岩）所覆盖着，而海底的面积几乎全部被沉积物（岩）所覆盖。但从体积而言，沉积岩约占岩石圈体积的5%，而岩浆岩及变质岩约占95%。由此可知，沉积岩主要分布在岩石圈的上部和表层部分。至于沉积岩在地壳表层的具体厚度，则变化很大，有的地方可达几十公里，如高加索地区，仅中生代和新生代的厚度就达20～30km；但有的地方则很薄，甚至没有沉积岩的分布，直接出露着岩浆岩和变质岩。地球物理和深井钻探证实：现代和古代沉积物大量沉积的场所为大陆边缘和大陆内部的拗陷带，在这些地方可以形成巨厚的沉积岩层，其是沉积地质学的主要研究对象。

在沉积岩中蕴藏着大量矿产。根据第19届国际地质学会统计资料，世界资源总储量的75%～85%是沉积和沉积变质成因的。石油、天然气、煤、油页岩等可燃有机矿产以及盐类矿产，几乎全部是沉积成因的。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其他许多金属和非金属矿产，也都是沉积或沉积变质成因的。

三、沉积岩石学的基本概念、研究内容及研究方法

1．基本概念

沉积岩石学是研究沉积岩的物质成分、结构构造、分类和形成作用，以及沉积环境分布规律的一门科学。沉积岩石学发展到现今，它不仅研究古代的沉积岩层，还大量研究现代沉积物；除了研究沉积物特点外，还进行模拟实验，深入探讨沉积作用的机理；不仅全面、系统地进行了沉积相和岩相古地理条件分析，而且还研究其时空演化和分布规律及其与大地构造之间的关系。正如人们常说板块构造和沉积作用结下了不解之缘，亦即沉积岩石学已进入了一个崭新、更为广阔的阶段。现在人们越来越明显地把沉积岩石学和沉积学研究密切地联系起来，因为沉积学是在沉积岩石学的基础上发展起来的，两者的研究内容是相互渗透和密不可分的。大学本科主要讲授沉积岩石学及沉积相，研究生主要讲授沉积学及岩相古地理学。

石油及天然气生成于沉积岩中，绝大部分也储集于沉积岩中。其实，石油和天然气本身也和煤、油页岩、盐类及其他一些沉积矿产一样，也是一种“沉积岩”，只不过是液态和气态罢了。因此，矿产普查与勘探（原石油地质勘探）专业的大学生以及从事石油地质勘探的工作人员，必须了解和掌握沉积岩石学的基本知识、理论和方法。沉积岩石学和沉积相是矿产普查与勘探专业的一门重要的基础课程。

2．主要研究内容

1）全面地研究沉积岩（物）的物质组分、结构、构造、分类命名、岩体产状和岩层之间的接触关系，为阐明其成因与分布规律提供依据。

2）探讨沉积岩石的形成机理，包括风化作用、搬运作用、沉积作用以及沉积后的变化等，特别是要研究沉积岩（物）及其中的有用矿产（包括有机可燃矿产中的石油和天然气等）的形成机理、富集和储存规律。

3）进行古沉积环境和沉积条件分析，根据沉积岩的原生特点以及时空分布和变化特点，用以恢复沉积岩形成时的古气候条件、古地理条件、古介质条件以及大地构造条件等。

4）全面研究沉积岩的基本特征和沉积条件，可作为地层学、层序地层学、古地理学、地球化学、矿床学、储层地质学以及油气地质学的基础，并不断地为矿产资源普查和勘探提

供新的科学依据和信息。

5）通过《沉积岩石学》的学习，增加对沉积物（岩）形成、演化、分布及其与人类生存等重大问题的了解，紧紧把握“地球科学与灾害预测”，将是沉积岩石学和沉积学发展的长远主题。

3. 研究方法

沉积岩的研究方法包括野外和室内两种。

野外观察和描述是基础，可以初步鉴定沉积岩的岩性，描述原生沉积构造，测量岩层产状和厚度，确定岩层之间的接触关系及其成因标志，并对所观察到的内容作详细的记录，尽可能的素描、照相和编制相应的图件。根据所获的资料，对沉积岩层的成因、形成条件和含矿性作出初步判断。

在覆盖区的沉积岩研究，最直接的是岩心观察和描述，对重要沉积现象和成矿标志要进行放大素描，并选重点层段进行照相和取样。由于取心段有限，要充分利用测井、录井资料进行岩性、电性、物性和含油气性分析，综合观察和解释，编制岩性—电性关系综合剖面。经常使用的测井曲线是SP、微电极、感应、自然伽马、密度、声波以及地层倾角测井等。

以油气勘探为重点的室内常规研究主要是以薄片鉴定为主，再辅之一些常规分析，如铸体薄片分析、粒度分析和物性分析等；针对不同的岩类和研究目的，进一步采用扫描电镜、电子探针与能谱、X衍射、阴极发光、显微荧光、图像分析、包体分析，以及有机指标、粘土矿物和碳、氧、硫等的稳定同位素分析。

20世纪60年代以来，针对我国油气勘探的实际需要，还广泛开展现代沉积考察、室内水槽模拟实验等。20世纪90年代以来，又建立了河、湖沉积体系的大型水箱模拟实验装置，以及正在建设的成岩模拟实验装置。

这一切试验和技术的使用，都试图从反演和正演两种途径再现沉积物和沉积岩形成的全过程，重溯成层岩石圈形成和成矿的历史、分布规律，从定性研究向定量研究发展。

四、沉积岩石学和沉积学的发展趋势

综合国内外沉积岩石学和沉积学发展趋势的历史和现状，面向21世纪科学技术的发展，该学科总的发展趋势表现为以下几点。

1. 充实和发展岩类学

进一步充实和完善广泛分布的正常沉积岩类（如碎屑岩、粘土岩和碳酸盐岩）的成分、结构、构造和分类、命名体系，结合事件沉积作用逐步建立和完善特殊沉积岩类的识别标志和分类命名体系。

2. 扩大和完善沉积作用机理研究

沉积模拟实验在沉积岩形成作用的研究中具有十分重要的地位。在20世纪60年代以来水槽模拟实验基础上，进一步扩大模拟实验装置，完善控制系统，紧密结合各类沉积环境和沉积体系实际，促进沉积学由定性向定量化发展。与此同时，加强现代沉积研究，为沉积地质建模提供更多的可比依据。

3. 加强成岩作用研究

随着人类对金属和非金属矿产资源的大量需求，必须大力提高勘探开发技术水平和效益，仅依靠传统的沉积成矿理论是不够的。特别是我国油气勘探逐步由中—浅层向中—深层、由高孔渗向低孔渗含油气层系发展，急需解决埋深、温度、压力增加条件下，成岩作用对储层的发育和演化的控制作用，以提高评价和预测效果。因此，今后必须进一步从反演和

正演两个方面加强成岩作用研究。层控矿床的勘探、评价和预测也需要成岩、成矿理论的支撑。

4．多学科的交叉渗透

在学科之间相互渗透已日益普遍的今天，沉积岩石学和沉积学也与一些相关学科交叉，形成了一些新的分支学科，例如沉积学和砂泥运动力学的结合形成了沉积动力学，沉积学与物理、化学、热力学及有机化学结合形成了储层沉积学、有机地球化学，沉积学与地震地层学结合形成了层序地层学，板块构造学与沉积学结合形成了构造地层学，有机地球化学与沉积—成岩作用理论及层控矿床学结合形成了生物成矿作用的学说和油藏地球化学，沉积学与测井学的结合形成了测井沉积学。今后除了进一步完善上述新学科体系、理论水平、应用范围，还应着眼于21世纪的高新科技的发展，扩大和发展新的交叉学科。

5．发展着眼于全球变化的沉积学理论

沉积岩石学和沉积学经过了一个多世纪的不断发展，到20世纪60年代，沉积岩类学、沉积形成作用、岩理学等领域已建立了一套公认的理论和方法，但研究工作还仅限于较小范围的沉积作用模式，且主要是研究“正常沉积作用”。20世纪70～80年代，除岩相古地理学、层序地层学、沉积相和沉积环境、天文地层学、事件地层学等以全球变化为研究对象的领域外，其他领域均有待于沉积学家从整个地壳演化的角度来重新认识沉积作用的规律和各种沉积现象，诸如大洋缺氧事件、大洋分层事件、气候突变事件、星球撞击事件、凝灰沉积事件、全球冰川活动事件、生物减少和灭绝事件，以及米兰柯维奇旋回等，已成为沉积的热点问题，现已发展为重要的国际合作项目。

6．面向下个世纪人类生存问题

1998年4月在西班牙召开了国际第15届沉积学大会。该次会议的主题是：随着全球人口的快速增长，伴随自然资源需求的增加，技术快速进步及其对星球学的冲击，预示着一个新的地球历史研究时期即将到来。这一时期，为第四纪后时期（the Post Quaternary），将以地质旋回的“戏剧性”变化为特征。此次会议的决议强调沉积学的重要性，以及它对这一领域的贡献并以此为目标。沉积学研究可以预见这种“戏剧性”的变化和结果，及其对星球气候、侵蚀、地貌、地球生命的影响。沉积学在预测自然突变（洪水、海啸及风暴等），恢复不平衡的自然系统（河谷、海滩等），控制和预测污染，矿产资源勘探和扩大，城市垃圾和有毒物质处理，以及工程地质方面将发挥重要的作用。

总之，若能在上述主要方面或研究领域中有计划地进一步开展沉积岩石学和沉积学的研究，我国的沉积学必将会有一个更快和更好的发展，必将对国际沉积学界以及整个地质学界作出应有的贡献。

五、沉积岩的分类

沉积岩的分类方案很多。这里，首先根据沉积岩的形成作用（冯增昭，1982，1992）划分以下大类和基本类型：

1）主要由母岩风化产物组成的沉积岩；

2）主要由火山碎屑物质和深部卤水组成的沉积岩；

3）主要由生物遗体组成的沉积岩；

4）主要由宇宙物质来源组成的沉积岩。

主要由母岩风化产物组成的沉积岩是最主要的类型，它还可以根据母岩风化产物的类型（碎屑物质及溶解物质）及其搬运沉积作用的不同（机械的和化学的）再划分为两类：碎屑

岩和化学岩及生物化学岩。碎屑岩还可以根据其主要的结构特征（即粒度），再进一步划分为砾岩、砂岩、粉砂岩和粘土岩。化学岩及生物化学岩还可以根据其主要成分特征，再进一步划分为碳酸盐岩、硫酸盐岩、卤化物岩、硅岩及其他化学岩。

主要由火山碎屑物质组成的沉积岩即火山碎屑岩，不可以根据其岩性特征再细分。

主要由生物遗体组成的沉积岩即生物岩或有机岩，还可以根据其是否可燃，再划分为可燃生物岩（如煤和油页岩）和非可燃生物岩。

主要由宇宙来源的陨石组成的沉积岩可称为陨石岩。

本书所采用的分类系统如图 1－1 所示。

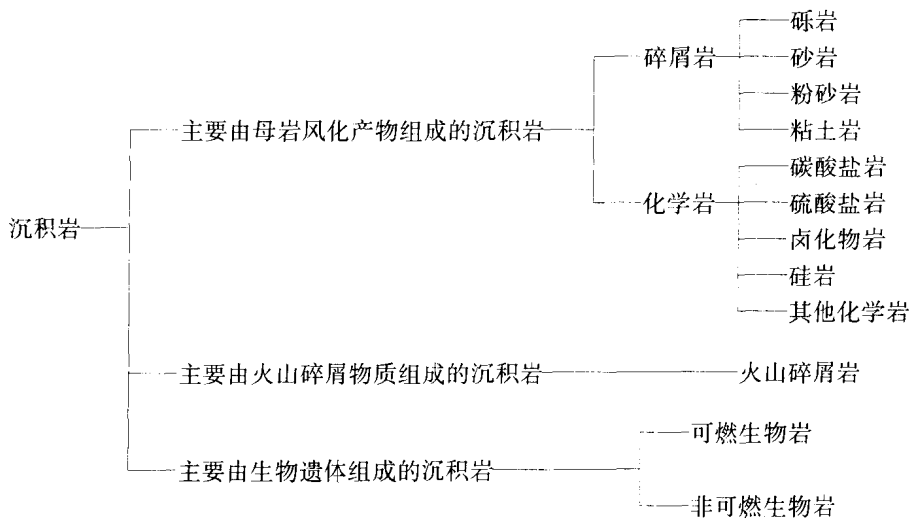


图 1－1　沉积岩基本类型的划分

第二章　沉积岩的形成及演化

沉积岩的形成及其形成后的演化的全部历史过程大致可分为以下几个阶段，即沉积岩原始物质（主要是母岩的风化产物）的形成阶段、沉积岩原始物质的搬运和沉积阶段（即沉积物的形成阶段）、沉积后作用阶段（其中又包括沉积物的同生作用和准同生作用阶段、沉积物的成岩作用阶段以及沉积岩的后生作用阶段）。

第一节　母岩的风化作用——沉积岩最原始物质的形成

一、风化作用的概念

沉积岩的原始物质有母岩的风化产物、火山物质、有机物质以及宇宙物质等，其中母岩的风化产物是最主要的，所以这里就着重介绍母岩的风化作用及其产物的形成，其他原始物质简述之。

母岩，如前所述，是供给沉积岩原始物质成分的岩石，主要是岩浆岩和变质岩，也包括早已形成的沉积岩。

风化作用是地壳表层岩石的一种破坏作用。引起岩石破坏的外界因素有温度的变化、水以及各种酸的溶蚀作用、生物的作用、各种地质营力的剥蚀作用等。在这些因素的共同影响下，地壳表层的岩石就处于新的不稳定状态，逐渐地遭受破坏，转变为风化产物。这些风化产物就是最主要的沉积岩的原始物质成分。

风化作用按其性质可分为：物理风化作用、化学风化作用和生物风化作用。

1. 物理风化作用

岩石主要发生机械破碎，而化学成分不改变的风化作用，称为物理风化作用。

引起物理风化作用的主要因素有：温度的变化，晶体生长，重力作用，生物的生活活动，水、冰及风的破坏作用。

物理风化的总趋势是使母岩崩解，产生碎屑物质，其中包括岩石碎屑和矿物碎屑等。

2. 化学风化作用

在氧、水和溶于水中的各种酸的作用下，母岩遭受氧化、水解和溶滤等化学变化，使其分解而产生新矿物的过程称为化学风化作用。化学风化作用不仅使母岩破碎，而且使其矿物成分和化学成分发生本质的改变。它们在适当的条件下就形成粘土物质和化学沉淀物质（真溶液及胶体溶液物质）。

3. 生物风化作用

在岩石圈的上部、大气圈的下部和水圈的全部，几乎到处都有生物的存在。故生物，特别是微生物，在风化作用中能起到巨大的作用。生物对岩石的破坏方式既有机械作用，又有化学作用和生物化学作用；既有直接的作用，又有间接的作用。

生物的作用可以促进和加速化学风化作用的进行。实际上，几乎所有的化学风化作用均有生物的参与。在许多情况下，岩石的风化作用是由生物的活动开始的。菌类、藻类及其他

微生物对岩石的破坏作用十分巨大，它们不仅直接对母岩进行机械破坏、化学分解（吸收某些元表，生成新矿物），而且本身分泌出的有机酸，有利于分解岩石或吸取某些元素转变成有机化合物。生物对大气组分（如 CO_2，N_2，O_2）也有很大的影响，其也影响着风化作用的强度。

生物的作用越来越受到重视，生物风化作用也随着地质历史发展而越来越显著。

二、各种造岩矿物的风化及其产物

各种造岩矿物抵抗风化作用的能力，亦即它们在风化作用条件下的稳定性，是很不相同的。

石英是岩石中的主要造岩矿物。石英在风化作用中稳定性极高，它几乎不发生化学溶解作用，一般只发生机械破碎作用。在长期的风化作用以及搬运和沉积作用的过程中，风化稳定性较低的一些矿物就逐渐地被破坏从而相对地减少，而风化稳定性高的石英却逐渐地相对富集起来，因此，石英就成了碎屑沉积岩中的最主要的造岩矿物。

长石的风化稳定性次于石英。在长石类矿物中，钾长石的稳定性较高，多钠的酸性斜长石次之，中性斜长石又次之，多钙的基性斜长石最低。因此，在沉积岩中钾长石多于斜长石。

钾长石的风化过程及其产物如下：

$$K(AlSi_3O_8) \rightarrow \underset{\text{（水白云母）}}{K_{<1}Al_2[(Si,Al)_4O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O}$$

（钾长石）

$$\rightarrow \underset{\text{（高岭石）}}{Al_4(Si_4O_{10})(OH)_8} \rightarrow \begin{cases} SiO_2 \cdot nH_2O\text{（蛋白石）} \\ Al_2O_3 \cdot nH_2O\text{（铝土矿）} \end{cases}$$

在钾长石的风化过程中，最先析出的成分是钾，其次是硅，最后才是铝。与此同时，OH 或 H_2O 也参加到矿物的晶格中来。随着钾、硅、铝的逐渐析出和水的加入，原来的钾长石就逐步地转变为水白云母、高岭石、蛋白石和铝土矿。钾长石是富钾的无水的铝硅酸盐矿物，架状构造，铝位于硅酸根的结晶格架中。水白云母中的钾已比钾长石中的钾少，硅也有所减少，部分的铝已从硅酸根的晶格中释放出来变为一般的阳离子，其结晶构造已不是架状而是层状的了，但仍然还是铝硅酸盐。高岭石与水白云母相比，又有了更进一步的变化。钾已完全没有了，铝已完全从硅酸根中释放出来变为一般的阳离子，但高岭石仍然还是层状构造的硅酸盐矿物。蛋白石和铝土矿就完全不同了，它们已不再是硅酸盐矿物，而是含水的氧化物矿物了。由此可知，由原来的钾长石，到水白云母、高岭石，以至最后的蛋白石和铝土矿，是一个由量变到质变的、逐步的、有阶段性的风化过程。这一过程的总趋势是原来的钾长石不断地遭受破坏，最终变为在风化带中最为稳定的新矿物。铝土矿是风化带中很稳定的矿物，它是钾长石风化的最终产物，但是，只有在十分有利的条件下，钾长石才能完全风化成铝土矿；在一般情况下，钾长石大都转变为水白云母和高岭石。

斜长石的风化情况与钾长石类似。斜长石风化时，除一些成分（如钙、钠、硅等）从矿物中转移出去以外，常形成一些在风化带中相对较稳定的新矿物，如各种沸石、绿帘石、黝帘石、蒙脱石、蛋白石、方解石等。当然，这些新矿物在风化带中也不是十分稳定的，还会继续发生变化。基性斜长石的风化稳定性比酸性斜长石低，因此在沉积岩中基性斜长石很少见到。

在云母类中，白云母的抗风化能力较强，所以它在沉积岩中相当常见。白云母在风化过程中，主要是析出钾和加入水，先变为水白云母，最后可变为高岭石。

黑云母的抗风化能力比白云母差得多。黑云母遭受风化后，钾、镁等成分首先析出，同时加入水，常转变为蛭石、绿泥石、褐铁矿等。

橄榄石、辉石、角闪石等铁镁硅酸盐矿物，它们的抗风化能力比石英、长石、云母都低得多，其中以橄榄石最易风化，辉石次之，角闪石又次之。这些矿物在风化产物中保留较少，故在沉积岩中较少见。这些矿物在遭受风化时，铁、镁、钙等易溶元素首先析出，硅也部分或全部地析出，大部分元素呈溶液状态流失走，一部分元素在风化带中形成褐铁矿、蛋白石等。

各种粘土矿物（如高岭石、蒙脱石、水云母等），本来就是在风化条件下或者沉积环境中生成的，在风化带中相当稳定。但是，在一定的条件下，它们也还会发生变化，转变为更加稳定的矿物，如铝土矿、蛋白石等。

各种碳酸盐矿物（如方解石、白云石等），风化稳定性甚小，很易溶于水并转移，因此在碎屑沉积岩中很难看到它们。只有在干旱的气候条件下，在距母岩很近的快速搬运和堆积的沉积物中，才可能看到由它们组成的岩屑。

各种硫酸盐矿物（如石膏、硬石膏）、硫化物矿物（如黄铁矿）、卤化物矿物（如石盐）等，它们的风化稳定性最低，最易溶于水，多呈真溶液状流失走。

最后，在岩浆岩及变质岩中常见的一些次要矿物或副矿物，其风化稳定性的差别是很大的。风化稳定性较大的一些次要矿物和副矿物，如石榴石、锆英石、刚玉、电气石、锡石、金红石、磁铁矿、榍石、十字石、蓝晶石、独居石、红柱石等，在沉积岩中常作为碎屑重矿物出现。

为什么各种造岩矿物的风化稳定性差别这么大呢?

有人认为，这与它们的结晶温度有关。例如在岩浆岩的主要造岩矿物中，橄榄石的结晶温度最高，其风化稳定性最低，最易被风化破坏掉；辉石、角闪石、黑云母的结晶温度依次降低，而它们的风化稳定性却依次增高；基性斜长石、中性斜长石、酸性斜长石、钾长石的结晶温度也依次降低，它们的风化稳定性也依次增高；石英的结晶温度最低，故其抗风化能力最强。这些岩浆岩主要造岩矿物的风化稳定性高低的顺序，恰好与它们从岩浆中结晶出来时温度高低的顺序相反，宛如一个颠倒过来的鲍文反应系列。

初看起来，这一看法颇有道理，但也有欠妥之处。例如金刚石，其结晶温度比橄榄石等高得多，但其抗风化的能力却不但比橄榄石高得多，甚至比石英还高得多。又如一些热液型的硫化物，其结晶温度比上述岩浆型的矿物低得多，但它们却远比岩浆型的矿物易于风化。因此，这一看法还难以使人完全信服。

有人认为，矿物的风化稳定性与其化学成分的化学活泼性（主要指它们在水中的溶解能力）有关。根据实际观察，得知 Cl，S 等元素在矿物的风化过程中最易析出，最易溶于水，最易呈溶液状态流失走；Ca，Na，Mg，K 等元素次之；Mn，Fe，Si，Al 等元素最差。这些元素的转移能力相差达几千倍。矿物的风化稳定性正是由这些元素的化学性质决定的。

这种看法是有道理的。卤化物和硫化物矿物最易风化，正是由于 Cl 及 S 等元素化学活泼性最大而决定的；钾长石之所以比斜长石难风化，酸性斜长石又比基性斜长石难风化，也是由于 K，Na，Ca 等元素的化学活泼性决定的。

但是，这一看法还不够全面，其仅仅考虑到元素本身的化学性质，还没有考虑矿物的晶体化学性质。矿物中的元素都是按照一定的晶体化学规律而相互地联系着，元素以及矿物在自然界中的许多性质都与该矿物的晶体构造的性质有关。例如同是 K 和 Na，但它们的硅酸

盐矿物（如钾长石和钠长石）就远比其卤化物矿物（如石盐和钾石盐）难以溶解。又如同是Ca和Mg，但它们的硅酸盐矿物（如斜长石、辉石等）就远比其碳酸盐矿物（如方解石和白云石等）难以溶解。又如石英中的Si，也远比各种硅酸盐矿物中的Si难以溶解出来。因此，各种矿物的风化稳定性不仅取决于它们的化学成分，还取决于它们的晶体构造。

用矿物的化学成分及其晶体构造的特征去寻求它们在风化作用过程中的相对稳定性，是一个正确的道路，而且已经取得了一定的成果。例如有人已经定量地计算出鲍文反应系列中的各种矿物的氧离子和阳离子之间的键强度的总数（以cal/mol计，1cal/mol = 4.18J/mol），如图2-1所示。

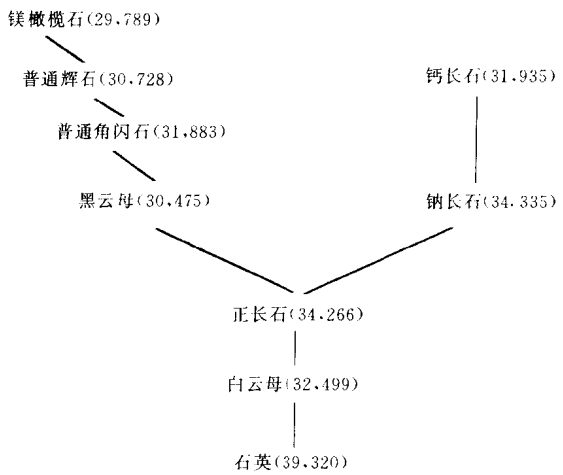


图2-1　鲍文反应系列及矿物风化作用的相对稳定性

从图2-1中的数字可以看出，鲍文反应系列下端的矿物，其键强度总数较大，所以其风化稳定性较高。当然，在这些数字中也有一定的矛盾现象，即白云母的键强度总数与序列中的顺序不符，这可能是由于氢氧根存在的原因，因为氢氧根的能量效应还是未知的。另外，也还存在着许多未知或疑难的问题。

总之，矿物在风化作用过程中的稳定性的定量标志及其顺序的确定，是一个异常复杂的现象，还有待于进一步研究解决。

三、各种岩石的风化及其产物

岩石是矿物的集合体，因此岩石的风化及其产物主要是由组成它的矿物的风化情况决定的。

花岗质的岩浆岩（包括花岗岩、花岗闪长岩等）及变质岩（如花岗片麻岩等）是分布最广的岩浆岩及变质岩，它们的风化作用具有代表性。兹以花岗质的岩浆岩为例，见表2-1。

表2-1　花岗岩的风化作用及其产物

矿物成分	化学组分	所发生的变化	风化产物
石英	SiO_2	残留不变	砂粒
钾长石	K_2O	成为碳酸盐，氧化物进入溶液	溶解物质
	Al_2O_3	水化后成为含水铝硅酸盐	粘土
	$6SiO_2$	少部分SiO_2游离出来，溶于水中	溶解物质
斜长石	$3Na_2O$	成为碳酸盐，氯化物进入溶液	溶解物质
	CaO	成为碳酸盐，溶于含CO_2的水中	溶解物质
	$4Al_2O_3$	同钾长石	粘土
	$20SiO_2$		溶解物质
白云母	$2H_2O$ K_2O $3Al_2O_3$ $20SiO_2$	残留不变	云母碎片

续表

矿物成分	化学组分	所发生的变化	风化产物
黑云母	H_2O	水溶液	水溶液
	K_2O	成为碳酸盐、氯化物进入溶液	溶解物质
	Al_2O_3	生成含水铝硅酸盐	粘土
	2（Mg，Fe）O	成为碳酸盐，氯化物进入溶液，碳酸盐氧化为赤铁矿、褐铁矿等	溶解物质及色素
	$3SiO_2$	部分 SiO_2 游离出来，溶于水中	溶解物质
锆英石	ZrO_2 SiO_2	残留不变	砂粒（重矿物）
磷灰石	$Ca_5(PO_4)_3$ （F，Cl，OH）	溶解或残留不变	溶解物质或砂粒（重矿物）

美国科罗拉多州鲍尔德附近的一个花岗闪长岩体的风化情况如图 2－2 所示。从图 2－2 中可以明显地看出：在风化带中，角闪石大部分消失；黑云母变化也很强烈，主要变为蛭石；奥长石变化很大以至基本消失；相反，微斜长石和石英则基本上没有发生什么变化，因此在机械残余的碎屑矿物中，它们的相对含量就增高了；氧化铁及粘土矿物是新生成的化学残余矿物；白云石可能是成岩作用的产物，因为上覆的土壤中没有发现白云石；各种副矿物未发现，原因尚不很清楚。

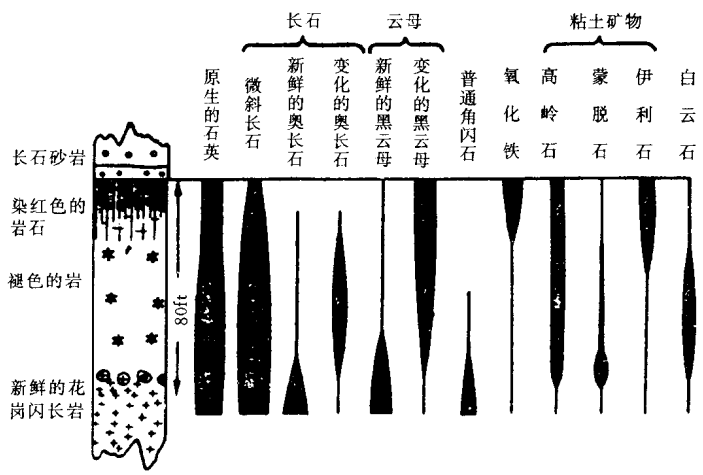


图 2－2　美国科罗拉多州鲍尔德附近密西西比纪花岗闪长岩体的风化剖面图

（据瓦尔斯特龙，1948；转引自布拉特等，1972）

中性和碱性侵入岩的风化情况大体与花岗质岩石相似。

基性和超基性侵入岩主要由较易风化的橄榄石、辉石、基性斜长石组成，远比花岗质岩石易风化。风化后，除部分易溶元素转移流失外，常在原地形成一些化学残余矿物，如蛇纹石、滑石、绿泥石、褐铁矿等。

火山岩及火山碎屑岩由于含有相当的甚至大量的玻璃质或火山灰，故其风化速度大都相当快，如玄武岩在遭受风化时，除一部分易溶元素流失外，常形成蒙脱石、高岭石、铝土矿、褐铁矿等化学残余矿物；如风化较彻底，则可形成风化残余的富铁的红土层。

沉积岩的风化情况比较简单，因为它们本身就主要是由母岩的风化产物组成的。其中，

164281

以蒸发岩（主要由卤化物及硫酸盐矿物组成）最易溶解、最易风化，碳酸盐岩次之，粘土岩、石英砂岩、硅岩等最难风化。

四、母岩风化过程中元素的转移顺序及母岩风化的阶段性

波雷诺夫（1934，1952）在对比岩浆岩的平均化学成分和流经该岩石分布地区的河流流水溶解物质的平均化学成分以后，得出十分重要的数据，见表 2－2。

表 2－2　岩浆岩平均化学成分与流经该地区的河流流水溶解物质平均化学成分的对比

（据波雷诺夫，1934，1952）

	岩浆岩的平均化学成分，%	流经岩浆岩地区的河流流水溶解物质的平均成分，%	元素及化合物的相对转移性		岩浆岩的平均化学成分，%	流经岩浆岩地区的河流流水溶解物质的平均成分，%	元素及化合物的相对转移性
SiO_2	59.09	12.80	0.20	Na	2.97	9.50	2.40
Al_2O_3	15.35	0.90	0.02	K	2.57	4.40	1.25
Fe_2O_3	7.29	0.40	0.04	Cl^-	0.05	6.75	100.00
Ca	3.00	14.70	3.00	SO_4^{2-}	0.15	11.60	57.00
Mg	2.11	4.90	1.30	CO_3^{2-}	—	38.50	—

表 2－2 中前两行数字是实验数字，后一行数字是根据前两行数字按下列方法计算出来的。

假定 Cl^- 的转移能力最高，为 100，如果 SO_4^{2-} 的转移能力也和 Cl^- 一样高，则河水溶解物质中 SO_4^{2-} 的含量应为 Cl^- 的三倍，因为母岩中 SO_4^{2-} 的含量为 Cl^- 的三倍，即 $3\times 6.75\% = 20.25\%$。但实际情况并非如此，在河水溶解物质中，SO_4^{2-} 仅为 11.60%，即只有该数值的 57%，此 57 就是 SO_4^{2-} 的相对转移能力或相对转移性。表 2－2 第三行中的其他数字也是这样计算出来的。

由此可见，母岩的各种化学成分在风化作用过程中的转移性的差别是很大的。

之后，波雷诺夫又根据其他一些事实，作了一定的修正和补充，制定出母岩的元素或化合物在风化作用过程中的转移顺序及其数量级别，见表 2－3。

表 2－3　母岩的主要造岩元素或化合物在风化作用过程中的转移顺序及其数量级别

（据波雷诺夫，1948；转引自彼列尔曼，1953）

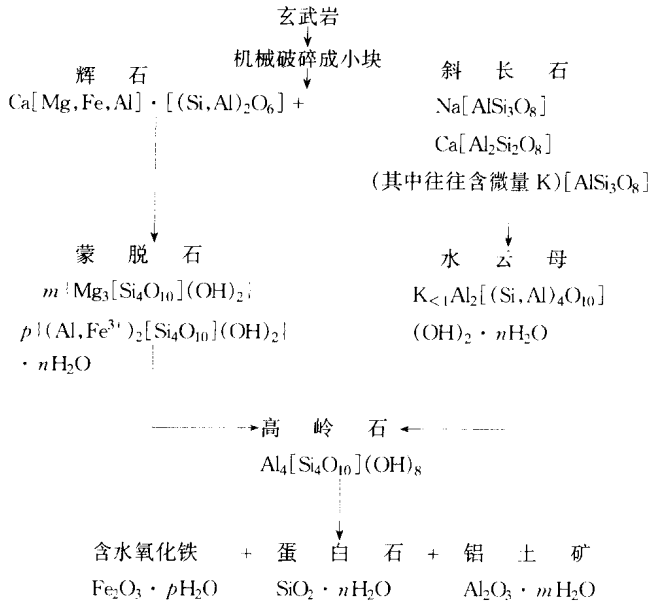
转移顺序	元素或化合物	数量级别	转移顺序	元素或化合物	数量级别
1. 最易转移的	Cl，(Br，I)，S	$n\cdot 10$	4. 略可转移的	Fe，Al，Ti	$n\cdot 10^{-2}$
2. 易转移的	Ca，Na，Mg，K	n	5. 基本上不转移的	SiO_2（石英）	$n\cdot 10^{-\infty}$
3. 可转移的	SiO_2（硅酸盐），P，Mn	$n\cdot 10^{-1}$			

当然，表 2－3 中的转移顺序及其数量级别都只是一般的概括，在不同的母岩地区和不同的风化作用条件下，情况将会有一定出入，但这一基本轮廓还是正确的。

由于母岩的各种化学成分在风化作用中的转移性质的差异，因此母岩的风化作用过程就呈现出了阶段性。

与上述元素从风化壳中淋滤出的顺序相应，波雷诺夫将结晶岩的风化过程分为四个阶段。在各阶段中，各有其独特的风化产物。现以玄武岩为例（见表 2－4）加以说明。

表 2-4　玄武岩的分解作用及其产物



带出物质	带入物质	介质性质	阶段
无	无		Ⅰ
大部 Ca, Na, Mg, K 及部分 SiO_2	H_2O, O	碱性及中性	Ⅱ
几乎全部 Ca, Na, Mg, K 及大部分 SiO_2	H_2O, O	酸性	Ⅲ
全部 Na, Ca, Mg, K 及极大部分 SiO_2	H_2O, O	酸性	Ⅳ

这四个阶段为：

1）破碎阶段（Ⅰ）：以物理风化作用为主，形成岩石或矿物的碎屑。

2）饱和硅铝阶段（Ⅱ）：其特点是以岩石中的氯化物和硫酸盐将全部被溶解为特点，首先带出 Cl^- 和 SO_4^{2-}。然后在 CO_2 和 H_2O 的共同作用下，铝硅酸盐和硅酸盐矿物开始分解，游离出碱金属和碱土金属（K^+，Na^+，Ca^{2+}，Mg^{2+}）盐基，其中 Ca 和 Na 的流失比 K 和 Mg 要快些。这些析出的阳离子组成弱酸盐，使溶液呈碱性或中性反应，并使一部分 SiO_2 转入溶液。此阶段中形成胶体粘土矿物——蒙脱石、水云母、拜来石、绿脱石等。同时，溶解性较差的碳酸钙开始沉积。

3）酸性硅铝阶段（Ⅲ）：几乎全部盐基继续被溶滤掉，SiO_2 进一步游离出来。因此，碱性条件逐渐被酸性条件所代替。Mg^{2+} 和 K^+ 的再次淋滤出使得上个阶段所形成的矿物（蒙脱石、水云母）又被破坏而形成在酸性条件下稳定的、不含 K，Na，Ca，Mg 盐基的粘土矿物——高岭石、变埃洛石等。通常，将达到此阶段的风化作用称为粘土型风化作用。

4）铝铁土阶段（Ⅳ）：是风化的最后阶段。在此阶段，硅酸盐矿物被彻底地分解，全部可移动的元素都被溶液带走，主要剩下铁和铝的氧化物及一部分二氧化硅。它们呈胶体状态在酸性介质中聚集起来，在原地形成水铝矿、褐铁矿及蛋白石的堆积。由于它是一种红色疏松的铁质或铝质土壤，所以也称为红土。达到此阶段的风化作用，通常称为红土型风化作用。

上述四个阶段是一般的完整的风化过程，但在同一地区不一定都进行到底。风化作用的阶段常受母岩岩性、气候、地形等因素所控制。在许多热带气候条件下，玄武岩的风化作用已为许多经济地质工作者和沉积学工作者大量地研究过。由于风化过程中风化强度变化，或者风化时间长短变化，所形成的各种类型粘土矿物的顺序如图 2-3 所示。

玄武岩和安山岩在大陆上出露很广，在海底分布也很广。从风化现象这个角度来看，玄武岩与花岗岩之间有重要不同，玄武岩的变化通常直接变成粘土矿物、氧化铝和富钛氧化铁。正像前面已经说过的，钛、铝和铁的氧化物是化学风化的最稳定的残余物。

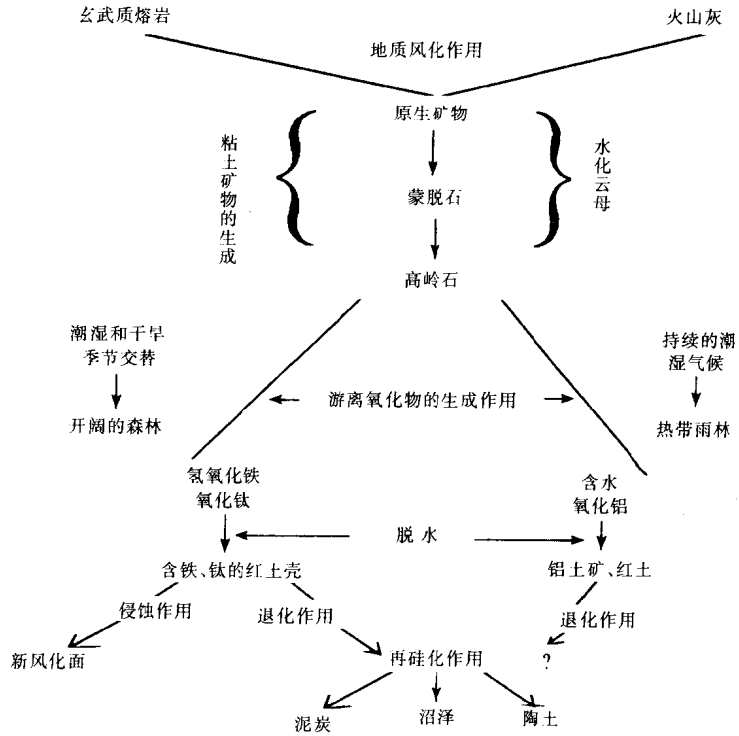


图 2－3　夏威夷群岛热带土壤风化作用图解

（据谢尔曼，1952）

（表示土壤风化作用的初期、中期和末期的产物）

五、母岩风化产物的类型

从上所述可知地壳表层岩石的风化作用是一个十分复杂的地质作用。地壳表层岩石风化的结果，形成了以下三种性质不同的风化产物。

1．*碎屑残留物质*

这主要是指母岩的岩石碎屑或矿物碎屑。在风化作用的第一阶段，这种碎屑残留物质最发育；到第四阶段，这种物质就很少了，只有那些风化稳定性最高、极难风化的石英才可能保留下来。这种物质在初始阶段大都残留在母岩区，后来就可能被各种营力搬运走。

2．*新生成的矿物*

这主要是指在风化作用过程中新生成的一些矿物，如水云母、高岭石、蒙脱石、蛋白石、铝土矿、褐铁矿等。这些物质在初始阶段也大都存在于母岩的风化带中，所以也常称为“化学残余物质”。后来，它们也将被各种营力搬运走。

3．*溶解物质*

这主要是指母岩在化学风化作用过程中被溶解的那些成分，如 Cl，S，Ca，Na，Mg，K，Si，Fe，Al，P 等。这些物质大都呈真溶液或胶体溶液状态被流水搬运走，转移到远离母岩区的湖泊或海洋中去。

碎屑残留物质是碎屑沉积岩的主要的原始物质成分。

在化学风化作用中新生成的一些矿物成分，不宜称为“化学残余物质”，而应称为“化学风化矿物”，它们是粘土岩以及其他沉积岩的主要原始物质成分。

碎屑残留物质和化学风化矿物可合称为碎屑物质或陆源碎屑物质，它们的搬运和沉积作用及过程主要受物理动力学定律支配。这些碎屑物质被各种地质营力搬运以后，在一定的条件下沉积下来，再经过成岩作用，就形成了碎屑岩及粘土岩。

与碎屑物质相对立的是溶解物质，它们的搬运和沉积作用及过程主要受或首先受化学定律支配。这些溶解物质转移到海洋或湖泊后，在一定的条件（首先是各种化学条件，有时生物作用条件和水动力作用条件也很重要）下沉积下来，再经过成岩作用就形成了各种类型的化学岩、生物化学岩或生物岩。

由此可知，从母岩的风化作用开始，其物质成分的分异作用就开始了，母岩的三种或两种不同性质的风化产物就开始形成了，即一些最主要的沉积岩的主要物质成分就开始形成了。这就是说，从母岩的风化作用开始时起，沉积岩的形成作用就开始了。

风化彻底的岩石所提供的沉积物为成熟的沉积物，这类物质几乎全是由风化最终产物组成，即主要是粘土矿物和稳定的矿物碎屑和岩石碎屑。这些物质在搬运过程中进一步发生分选，成为分别由粘土矿物或碎屑物质组成的成分单一类型的沉积物，其中重矿物含量很少；相反，风化不彻底的岩石所提供的沉积物质则形成不成熟的沉积物。所谓风化不彻底是指母岩在风化过程中不仅所含的稳定矿物没有风化分解，就是稳定性较差的矿物也未风化或略风化。因而所提供的沉积物成分复杂，稳定和不稳定的矿物碎屑都有，还有较多的各种岩石碎屑和重矿物，经搬运、堆积形成成分复杂的不成熟的沉积物。由此可见，陆源沉积岩的成分除了反映沉积物在搬运过程中所发生的变化外，在一定程度上也能反映母岩的性质和风化程度。

六、风化壳

地壳表层岩石风化的结果，除一部分溶解物质流失外，其碎屑残余物质和新生成的化学残余物质大都残留在原来岩石的表层。这个由风化残余物质组成的地表岩石的表层部分，或者说已风化了的地表岩石的表层部分，就称为风化壳或风化带。

风化壳中岩石的风化程度因深度而不同。表层风化程度较深，深处风化程度较浅，以至逐渐过渡到未风化的母岩。

近来，风化壳的概念已被扩大了。例如前苏联学者波雷诺夫等就把上述的由风化残余物质组成的原地的风化壳叫残留风化壳；假如这些原地的风化残余物质被流水、风等营力搬运并在它处又堆积起来，则称之为堆积风化壳。其实，这种堆积风化壳已经属于沉积物的范畴了。所以，还是把风化壳仍限制在原地的残留风化壳为宜。

风化壳的厚度取决于气候、地形、构造等许多因素。一般说来，在气候潮湿、地形平坦、构造活动比较稳定的地区，风化作用较强，剥蚀作用较弱，风化残余物质易于保存，故风化壳厚度较大。在相反的条件下，风化壳厚度就较小，以至为零。

风化壳分为现代的和古代的，两者常以第三纪为划分界限。由于保存条件的限制，古风化壳大都已残缺不全了。另外，古风化壳由于已经经历了成岩作用及后生作用的变化，它们已与现代的风化壳有很大的不同了，实际上已经算是没有经过搬运的沉积岩了。古风化壳有很大的地质意义和经济意义，因为它是地壳上升、沉积间断、不整合的重要标志，是古气候、古地理分析的重要依据，也是当前划分层序地层界面的主要标志，其中常蕴藏着一些重要的金属和非金属矿床（如高岭石矿、铝土矿、铁矿、镍矿等）。在古风化壳中还可以形成油气藏。

按岩石大类，风化壳可分为碎屑岩风化壳、碳酸盐岩风化壳、火山岩风化壳、变质岩风化壳等，其中以碳酸盐岩风化壳分布最广泛，在形成油气藏中也最具有工业价值。例如我国

北方发育奥陶系顶部碳酸盐岩风化壳，主要是由于加里东构造运动使得奥陶系地层抬升到地表，并遭受长期风化淋滤所致。根据古岩溶的成因机理以及岩石矿物学特征，将奥陶系碳酸盐岩风化壳分为层间岩溶、风化壳岩溶和缝洞系岩溶三大类，储油气层划分为裂缝—溶蚀孔洞型、溶蚀孔洞—裂缝型和重结晶或白云化晶间孔隙型。由于古岩溶储层缝洞孔发育，经常形成大—中型高产油气田。

近来，关于风化壳形成机理、分布规律及其含油气性的研究已经发展成为一门独立的学科了。它在岩石学、地球化学、矿物学、矿床学、层序地层学、石油地质学、土壤学、古地理学、农业科学以及水利建设上，都有很大的意义。

20 世纪 80 年代以来，对风化作用的研究主要突出在：由地球化学质量—平衡模式计算小流域的化学剥蚀速率，矿物、岩石风化率和风化作用动力学机理等方面。也就是说，有关风化作用的过程和机理及其控制因素尚在深入研究中，主要研究途径是建立小型试验区和进行室内模拟试验。

七、沉积物的其他来源

1. 生物成因的沉积物

生物通过其生命活动可营造起生物体，生物死亡后遗体可在原地堆积，也可搬运到沉积盆地中沉积下来，成为沉积岩的一部分。生物遗体包括两部分：一部分是无机成分为主的生物残骸，即动物的外壳和骨骼，藻类、植物的钙化遗体，属生物的硬体部分，常保存为化石或生物碎片，其成分多为碳酸盐、磷酸盐和硅质；另一部分是有机生物残体，即植物体和动物的软体部分，主要是 C，H，O，S，N，P 等元素组成的碳氢化合物，一般称为有机质。它们除部分转化为石油、天然气、油页岩、煤等外，大量呈分散状态存在于沉积岩中。

2. 深部来源的沉积物

由火山爆发作用带到地表或水下的火山碎屑物，可直接堆积成火山碎屑岩，也可以混入正常碎屑沉积岩中。沿深断裂流出地表或注入地下的热卤水、温泉、热气液等，数量也是可观的，它们对形成某些岩石（如盐岩、硅岩和铁锰岩等）和矿床（如铅、锌等）也有较大的意义。

3. 宇宙来的沉积物

从宇宙空间落到地球上的陨石及其尘埃，大小悬殊，从几十克到 1770kg（1976 年吉林陨石雨中最大的陨石）以至数十吨或更大，小者至微粒、尘埃，每年降落的较大陨石的数量有几千吨，小的尘埃无法统计。陨石也可加入到沉积物和沉积岩中。

第二节　碎屑物质的搬运和沉积作用

碎屑物质（主要是母岩风化产物中的碎屑物质）在流体的作用下，将进入搬运状态向它处转移；在一定条件下，还会从搬运状态转变为沉积状态。沉积下来的沉积物可长期固定下来不再移动；也可由于地壳上升、侵蚀基准面下降，使得已沉积下来的碎屑物质重新遭受剥蚀而被搬运。

搬运和沉积碎屑物质的流体主要是流水和大气，在高寒地区的冰川和干旱地区的风也是搬运和沉积碎屑物质的地质营力。

作为碎屑物质搬运和沉积的流体，自然界存在两种基本类型，即牵引流和沉积物重力流。过去主要是研究牵引流或牵引流载荷的搬运和沉积作用。沉积物重力流研究始于 20 世纪 50 年代，发展于 20 世纪 70 年代，它对碎屑物质的搬运和沉积作用日益引起人们的重视。

由于概念的更新，新资料的增加，区分这两种流体，并能正确识别和判定古代牵引流沉积物和重力流沉积物，不仅有理论意义，也有很大的实际意义。

一、流体的一些基本知识和概念

1. 牛顿流体和非牛顿流体

从流体力学的性质来说，凡服从牛顿内摩擦定律的流体称为牛顿流体，否则称为非牛顿流体。内摩擦定律可表示为：

$$\tau = \frac{\mathrm{d}u}{\mathrm{d}y}$$

即粘滞切应力（τ）与切变速度的关系是直线关系。式中 τ 为单位面积上的内摩擦力，u 为流体流速，y 为由底部起计算的距离（指流体内两滑动面之间的），因此 $\mathrm{d}u/\mathrm{d}y$ 称为流速梯度（或称为剪切变形率）。流速梯度是反映流体粘滞性大小的一个系数，又称为动力粘滞系数。也可用 $V = \frac{u}{\rho}$ 表示，V 称为运动粘滞系数。

所谓服从内摩擦定律是指在温度不变的条件下，随着$\frac{\mathrm{d}u}{\mathrm{d}y}$的变化，$u$ 值始终保持一常数，牵引流就属牛顿流体。若 μ 值随 $\mathrm{d}u/\mathrm{d}y$ 变化而变，即不服从内摩擦定律，沉积物重力流属非牛顿流体。故牛顿流体和非牛顿流体对碎屑物质搬运和沉积作用的机制是不同的。

2. 层流、紊流与雷诺数

自然界任何流体按其流动特点分为层流和紊流（或称湍流）两种流动形态。层流是一种缓慢流动的流体，流体质点作有条不紊的、平行的线状运动，彼此不相掺混。紊流是一种充满了漩涡的急湍流动的流体，流体质点的运动轨迹极不规则，其流速大小和流动方向随时间而变化，彼此互相掺混（如图 2－4 所示）。英国学者雷诺（Reynolds）首先从实验室中观察到这一物理现象，他曾用不同管径的管道和不同流体进行试验，获得了一个判别层流与紊流的准则，通称为雷诺数（Re），即：

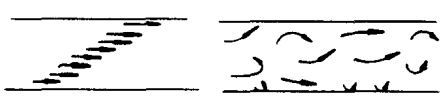


图 2－4　层流和紊流的流动特点

$$Re = \frac{\text{惯性力}}{\text{粘滞力}} = \frac{v^2 d^2 \rho}{vd\mu} = \frac{vd\rho}{\mu}$$

雷诺数是表示惯性力与粘滞力之间关系的一个数值。流水作用于碎屑颗粒上的惯性力可认为与流体的质量 $vd^2\rho$ 以及流体碰撞到颗粒时所产生的减速度 v 成正比，作用于颗粒上的粘结力可认为与粘度 μ、表面的速度梯度 v/d 以及表面积 d^2 成正比。其中 v 是水的流速，d 是颗粒直径，ρ 是水的密度。雷诺数为一无量纲数。实验证明，当流体通过一个正在沉降的球形颗粒时，当 Re 为 1 左右时，流动呈层流型，即在颗粒的背后不产生漩涡状的水迹（背流尾迹）；当 Re 为 1～40 时，在颗粒的背后就会出现背流尾迹，开始尾迹具有规则的几何形状，但随着 Re 的增大，背流尾迹就越来越不规则；当 Re 大于 40 时，则出现“卡门涡街”，这时的流动称为紊流（或涡流），如图 2－5 所示。

层流与紊流的流体力学性质特点还有：紊流不仅具粘滞切应力，而且还有流体质点的紊乱流动面引起的附加切应力（或称惯性切应力）；而层流只有粘滞切应力。因此紊流的搬运能力要强于层流，并且紊流还有漩涡扬举作用，这是使碎屑沉积物呈悬浮搬运的主要水力学因素。

从碎屑沉积物沉积时遭受的阻力来说，紊流兼有粘滞阻力和惯性阻力，而层流只有粘滞阻力，因此沉积物不易从紊流中沉积下来，而在层流中则类似在静水中一样很容易沉积下

来。斯托克公式只有在 $Re<1$ 的静水或层流中才适用。

自然界绝大多数水体呈紊流运动状态。不过任何紊流的水体在与固体边界接触处（如河道底和两壁），由于边界影响，流速梯度很大，因此粘滞力仍起主导作用，流体运动型态仍属层流，称为层流底层，或称为粘性底层（如图 2－6 所示）。层流底层的厚度随雷诺数的增加而减小。层流底层的存在对碎屑沉积物的搬运和沉积起着重要控制作用，使得碎屑沉积物在其与流体之间的界面上不断发生着沉积和搬运的交替作用。

3. 缓流、急流和佛罗德数

在明渠水流（类似自然界的河流、海湖浅水环境中的牵引流水流）中按流动强度的不同可出现急流、缓流和临界流三种流态，这三种流态的判别标准是佛罗德数 Fr。

佛罗德数是表示惯性力与重力之间关系的一个数值。对于流速为 v 的单位流体质量来说，惯性力等于使碎屑质点在距离 L 内减速到停止状态所需的力，所需的时间 $t = L/v$。故惯性力与 $v/t = v^2/L$ 成正比。作用于单位质量上的重力为 g，所以佛罗德数为：

$$Fr = \frac{\text{惯性力}}{\text{重力}} = \frac{v^2/L}{g} = \frac{v^2}{Lg}$$

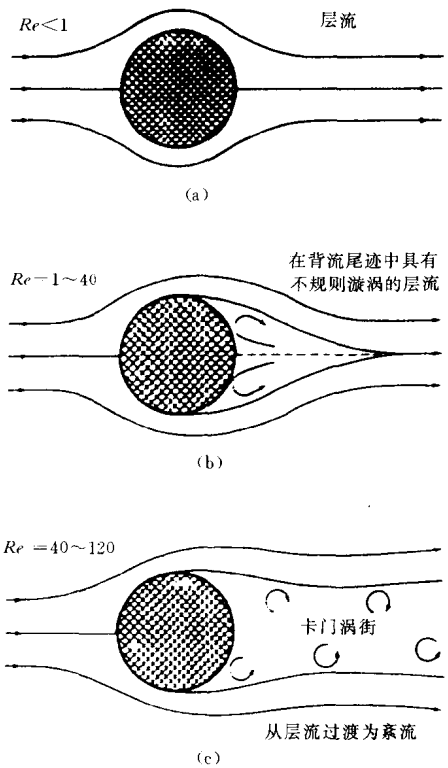


图 2－5　随着雷诺数的增大，在球形颗粒的背流方向逐渐发育起来的背流尾迹；与此同时，流水也由层流型逐步变为紊流型
（据布拉特等，1972）

但大多数水力工程人员却把这一数值的平方根当作佛罗德数，即

$$Fr = \frac{v}{\sqrt{gL}}$$

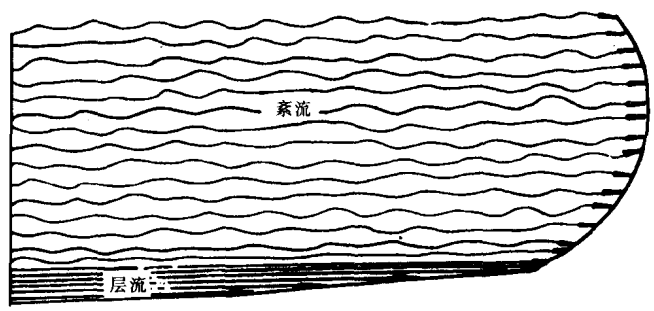


图 2－6　河流中的紊流及层流底层，流线长度代表流速大小
（据鲁比，1938）

在明渠的流水中，当水深为 D 时，则

$$Fr = \frac{v}{\sqrt{gD}}$$

式中的 v 为水的平均流速。可以证明，当重力波的波长等于水深 D 时，则重力波的速度等于 $\sqrt{gD}$，此时 $Fr=1$。这就提出了佛罗德数的重要含意：如果 $Fr>1$，则表示向下游的流速大于向上游传播的波速，此时不可能有向上游移动的波，因此当 $Fr>1$ 时，流水的性质为急流或超临界的流动，这表示水浅流急的情况；当 $Fr<1$ 时，流水性质为静流、缓流或临界以下的流动，这表示水深流缓的情况。佛罗德数可普遍用于碎屑物质以床沙载荷方式搬运和沉积过程的解释中，它也是一个无量纲数。

床沙表面可随水流强度变化而出现各种类型床沙形体。第一种类型的床沙形体不是固定不动的，而是通过组成床沙的砂砾颗粒的滚动、滑动或跳跃移动而使床沙形体发生顺流或逆流移动，这种现象在水力学中称为沙波运动。

明渠水流随着流动强度的加大，在床面上会依次出现下列床沙形体：无颗粒运动的平坦床沙→沙纹→沙浪→沙丘→过渡型（或低角度沙丘）→平坦床沙→逆行沙丘→流槽和凹坑。由于床沙形体与层理形态之间成因关系密切，故有关床沙形体特征和佛罗德数之间关系则在第五章中介绍。

4．两类流体及其搬运和沉积作用方式

综上所述，从实验室模拟到自然界中的实际情况，都证实牵引流和沉积物重力流是两种不同性质的流体，在这两种流体中碎屑物质显现出不同的搬运方式和过程。牵引搬运或牵引作用一词是指能使碎屑物质作底负载移动的各种作用的总称。研究碎屑物质在河流、海湖浅水和风力搬运、沉积的过程，最容易使人们理解牵引的原理。牵引流的搬运力表现在两个方面，一方面是流体作用于碎屑颗粒上的推力（即牵引力），推力的大小主要取决于流体的流速，推力越大则能搬运的碎屑颗粒越大；另一方面是载荷力（或负荷力），负荷力大小取决于流体流量，负荷力越大则能搬运的沉积物数量就越多。推力大不一定负荷力就大，反之亦然。例如山区河流，特别是发洪水时，可以搬运重达几十吨的巨石；而浩瀚的长江，尽管每年能搬运 970×106t 物质，却不能推动一块大砾石。山区急流的负荷力虽不大而推力却很大，长江、黄河推力不大而负荷力却很大。

一般来说，牵引流搬运颗粒的动力主要是推力（或牵引力），多半是从高处往低处搬运，但有时也从低处往高处搬运，如海湖滨岸地区的冲流，风力也可以把细粒沉积物搬运到高处。全面的描述牵引流搬运方式应包括悬移载荷、推移载荷或床沙载荷。当一牵引流流体不能再搬运或负载更多的碎屑物质时，就称为满载：随着流速的降低，流量减小，流体的推力和载荷力就要减弱，成为超载，这时被流体负载的碎屑物质就会由粗到细依次发生沉积。

沉积物重力流是密度流，相对密度可达 1.5～2.0，是由大小不一的碎屑物质与流体形成的高密度混合体，其主要以悬移载荷方式搬运。重力流搬运的驱动力主要起因于重力，因此沉积物重力流的搬运是沿斜坡向下移动的。当坡度变缓，流速降低时，沉积物重力流会发生骤然卸载，故在沉积盆地的斜坡根部常常形成各种类型的重力流沉积物。一部分低密度沉积物重力流可沿盆地底部扩展到深水平原的广大地区。

以下将分别阐述碎屑物质在不同介质中的搬运和沉积作用，而碎屑物质在重力流中的搬运和沉积作用，即沉积物重力流的搬运和沉积作用，将在本书第二十三章中专门论述。

二、碎屑物质在流水中的搬运和沉积作用

碎屑颗粒在流水中的搬运和沉积，主要与水的流动状态关系密切。是层流还是紊流，是急流还是缓流，还与碎屑颗粒的本身特点（如大小、相对密度、形状等）有关系。由雷诺公

式和佛罗德公式可看出，流水搬运碎屑物质过程中水流状态的变换，在很大程度上取决于流速，其次与水的密度、粘度、水深、水量、边界条件等因素有关。可见碎屑物质在流水中的搬运和沉积作用受多种因素的影响和制约，有很多问题目前还在深入研究中。国内外沉积学者广泛开展现代沉积考察和水槽试验，就是为了进一步解决这些问题。

1. 搬运方式

流水搬运碎屑物质的方式（即碎屑载荷的形式）主要有两种，即推移搬运（或滚动搬运）和悬浮搬运（或悬移搬运）。前者也可称为推移载荷，后者也可称为悬浮载荷。至于跳跃搬运，其基本上属于推移（或滚动）搬运。

较粗的碎屑大都沿流水的底部呈移动、滚动或跳跃式地前进。

较细的碎屑（如粉砂和粘土）在流水中常呈悬浮状态搬运。实验证明，当沉降速度小于流速的8%时，即流速至少是沉降速度的12倍时，颗粒才能呈悬浮状态。较细的颗粒碎屑之所以常呈悬浮状态，主要与它们的沉降速度低有关。

2. 机械沉积作用

如前所述，已处于搬运状态的碎屑物质，在一定的条件下，主要是当流水的动力不足以克服碎屑颗粒的重力时，碎屑物质就会沉积下来。悬浮的粉砂或粘土在流速减小到一定限度（小于沉速的12倍）时下沉就是一例。

碎屑物质在静水中的下沉情况可用斯托克实验公式表示之：

$$v = \frac{2(d_1 - d_2)}{9\mu} g r^2$$

式中 v——颗粒下沉速度，cm/s；

d_1——颗粒密度；

d_2——水介质密度（为1）；

μ——水介质粘度（20℃时为0.01cp，1cp=0.1Pa·s）；

g——重力加速度（980cm/s^2）；

r——颗粒半径，cm。

由此公式可以看出，碎屑颗粒在静水中的下沉速度与颗粒的半径的平方成正比。但是，这一关系只适用于粒径小于0.1mm的颗粒，即只适用细砂以下的碎屑颗粒。对于较粗的颗粒来说，其沉速与其半径的平方根成正比。因为当颗粒增大时，介质的粘度对沉速的影响逐渐减小，而水介质的浮力的影响将逐渐增大。

关于细颗粒的沉速，鲁比（Rubey，1933）的实验数据见表2-5。

这就是说，极细砂下沉30m约需2h，而细粘土则约需1年；如要下沉3000～4000m，极细砂约需10d，细粘土则约需100年。

表2-5 细碎屑颗粒在清洁的净水中的下沉速度 mm/s

极细砂	>3.84	中粉砂	0.96～0.24	极细粉砂	0.06～0.015	中粘土	0.00375～0.0009375
粗粉砂	3.84～0.96	细粉砂	0.24～0.06	粗粘土	0.015～0.00375	细粘土	<0.0009375

从斯托克公式还可看出，碎屑颗粒在静水中的沉速与其相对密度成正比，即颗粒相对密度越大，其沉速也越大。因此，在碎屑沉积岩中，可见大而轻的颗粒与小而重的颗粒沉积在一起。斯托克公式是在假定颗粒为球形的情况下求得的，假如颗粒不是球形，其沉速当然会

有所不同。实验证明，假定球形颗粒的沉速为100，则椭球形颗粒的沉速为84～61，立方体为74，长柱体为50，片状颗粒为80～38。由此可见，球形颗粒沉速最大，片状颗粒沉速最小，所以片状矿物（如白云母）常被搬运得很远，与较细的颗粒（粉砂和粘土）一起沉积。

此外，斯托克公式对水温、颗粒相对密度（应相同）、颗粒表面状况（应光滑）等都有所要求，因此，与实际情况也均有所出入。

当然，还应指出，斯托克公式只有在静水或层流的条件下才适用，在漩涡发育的紊流中应另作别论。

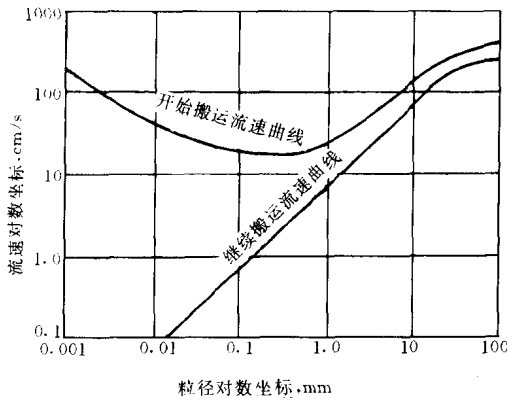


图2－7　碎屑物质在流水中侵蚀、搬运、沉积与流速的关系
（据尤尔斯特隆，1936）

尽管如此，斯托克公式在探讨碎屑颗粒的机械沉积作用的机理上，还是很有用处的。

碎屑物质在流水中的搬运与沉积，流速和颗粒大小之间的关系最为关键。

流水把处于静止状态的碎屑物质开始搬运走所需要的流速称为开始搬运流速。开始搬运流速应大于继续搬运已处于搬运状态的碎屑物质所需的流速，即继续搬运流速，如图2－7所示。说明如下：

1）颗粒开始搬运的水流速度要比继续搬运所需的流速大，这是因为始动流速不仅要克服颗粒本身的重力，还要克服颗粒间的吸附力才能发生移动。

2）0.05～2mm的颗粒所需的始动流速最小，而且始动流速与沉积临界流速相差也不大。这说明砂粒质点在流水中搬运时很活跃，容易搬运，也易沉积，故常呈跳跃式前进。

3）大于2mm的颗粒，其搬运与沉积的两个流速曲线更接近，但两者的流速值也都是随着粒径的增大而增加。故砾石不能长距离被搬运，并多沿河底呈滚动式前进。

4）小于0.05mm的颗粒，两个流速相差很大，因而粉砂（0.05～0.005mm）和粘土（小于0.005mm）物质一经流水搬运，就长期悬浮于水体之中不易沉积下来。而且它们沉积之后又不易呈分散质点再搬运，即使水速发生急剧改变，也只是冲刷成粉砂质或泥质碎块继续搬运，故在海洋和湖泊的波浪带的沉积物中冲刷的“泥砾”是常见的。

经森德伯格（Sundborg，1956）修改过的尤尔斯特隆图解如图2－8所示，它表示了始动流速与碎屑大小之间的关系。由图中可看出如下一点：图示水深为1m时平坦河床上石英颗粒发生侵蚀、搬运和沉积的临界流速，虚线表示实验数据的离散度。在粘土和粉砂区只有极少的可靠数据。

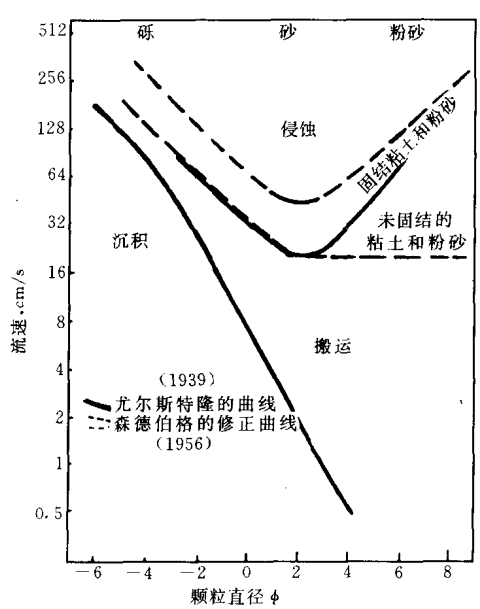


图2－8　经森德伯格修改的尤尔斯特隆图解

沃克（Walker，1975）根据流水的流动强度

与所能滚动和悬浮的最大粒径的关系，作出了图2－9。该图解可解释某些分选性差、粗细混杂的碎屑沉积物（岩）。

1）由图2－9中可看到，当流动强度为P时，它所能滚动的砾石最大粒径为8cm，同时所能悬浮的最大砂粒为2.2mm。

2）当流动强度略小于P时，可使粒径为8cm的砾石和2.2mm的砂粒同时沉积，从而可能形成双众数的砂砾岩。

3）当流动强度在P附近反复变动时，即属持续水流时，则可能形成砂质沉积与砾石质沉积的互层，其平均粒度应分别为2.2mm与8cm左右。

4）如果流动强度急剧减小，则可能造成分选极差的多众数的砾、砂、粉砂和泥的混合沉积物。

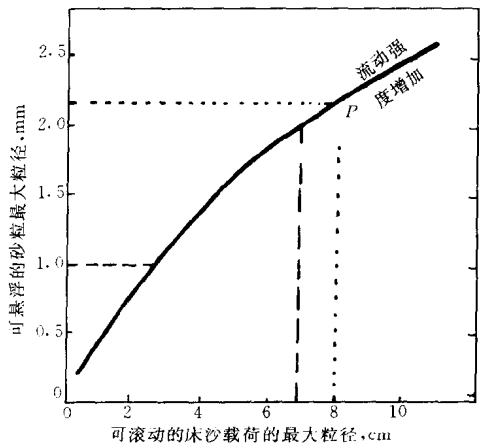


图2－9　随着流动强度的变化，流水所能悬浮和滚动的最大颗粒直径

（据沃克，1975）

5）如图2－9中虚线所示，沉积1mm砂粒所需的流动强度要比沉积7cm砾石所需强度小得多。因此在平均粒度为7cm的砾石沉积的孔隙中所充填的1mm大小的砂粒，不可能是同时沉积物，后者应是在水流强度减小后的孔隙渗滤充填物，例如冲积扇中的筛状沉积物（砾岩透镜体）中的充填物就是这种情况。

3．*碎屑物质在流水搬运过程中的变化*

碎屑物质在流水搬运的过程中，还将发生许多重大的变化。

首先是成分上的变化。作为母岩风化产物的碎屑物质，它们的风化稳定性的差别是很大的。在母岩的风化作用过程中，尚未彻底风化的那些不稳定成分，在流水的搬运作用过程中还要继续地遭受风化或破坏，或者转变为更稳定的新矿物。引起这种变化的主要因素是流水以及流水中各种酸的溶蚀作用。因此，随着碎屑物质被流水搬运的时间和距离的增长，其中的不稳定成分就逐渐减少，稳定成分则相应地增多，同时其成分也就变得更加简单了。

与此同时，碎屑的粒度也逐渐地变小，如图2－10所示。引起碎屑颗粒粒度变小的主要外在因素是在流水的搬运过程中，碎屑与碎屑之间，碎屑与河床、河岸之间的相互撞击和摩擦作用。撞击和摩擦的结果，碎屑发生破碎和受到磨蚀，因此粒度变小。但是，不同性质的碎屑，其被撞碎和被磨蚀的难易程度不同。例如粗粒结构、裂隙及解理发育、硬度小、脆性大的碎屑，就较易于破碎和受磨蚀。因此，在相同的搬运条件下，不同成分的碎屑，其粒度变小的速度不同，但总的趋势仍是由大变小。

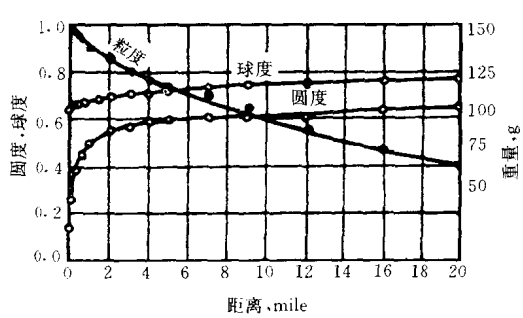


图2－10　石灰岩碎屑在流水搬运过程中，其粒度、圆度、球度的变化

（据克伦宾，1941，转引自裴蒂庄，1975）

粒度重量以g为单位。圆度$P=\Sigma r/nR$，r为碎屑棱角的内接圆半径，n为棱角数目，R为整个碎屑的内接圆半径。球度$\phi=\sqrt[3]{ABC}/A$，A,B,C分别为碎屑的长轴、中轴、短轴

与此同时，碎屑的圆度也逐渐地变好，如图2－10所示。碎屑颗粒圆度变好的主要外在因素是磨蚀作用。当然，在相同的搬运条件下，不同性质的碎屑，其圆度增加的速度不同，例如硬度较小的碎屑就易于被磨圆；另

外，脆性大的碎屑在其被搬运的过程中还易于破碎，这反而使碎屑的圆度变坏；但总的趋势仍是圆度逐渐变好。

与此同时，碎屑的球度也有所增加，但这一变化常不够明显，如图 2－10 所示。

总之，碎屑物质在流水搬运过程中，其不稳定成分逐渐变少，粒度逐渐变小，圆度逐渐变好，这是变化的总趋势。搬运的时间及距离越长，这些变化就越明显。碎屑物质在流水搬运过程中的这些变化，都会在碎屑沉积物及碎屑沉积岩的岩性特征上反映出来。

4．碎屑物质在流水搬运及沉积作用过程中的分异作用

碎屑物质在流水的搬运及沉积作用的过程中，除了在成分、粒度、圆度、球度等方面发生一些重大的变化以外，它们还将在许多方面发生分异作用或分选作用。

首先是粒度的分异。母岩的风化产物中或其他来源的碎屑物质，在粒度上都是大小混杂的。但在流水的搬运及沉积作用过程中，在前述的各种因素的作用下，在粒度上就开始分异了，即粒度大的难以搬运，而当其处于搬运状态时，当流速稍有减小，就会下沉；粒度小的易于搬运，而当其处于搬运状态后，也比粒度大的难以沉积。搬运的时间和距离越长，这种粒度分异现象越明显。因此，原来大小混杂的原始碎屑物质，在流水的搬运及沉积过程中，就按粒度的大小分别集中，即从上游到下游，出现了粒度从大到小、分选由差到好的顺序分布，出现了砾（岩）、砂（岩）、粉砂（岩）、粘土（岩）的分别集中顺序。

与此同时，相对密度也发生分异，即相对密度大的难以搬运和易于沉积，而相对密度小的易于搬运和难以沉积。这样，就出现了从上游到下游，碎屑物质按相对密度大小依次沉积的现象，即出现了从上游到下游，相对密度大的碎屑的含量逐渐减少，相对密度小的碎屑含量逐渐增多的现象。

与此同时，碎屑物质在形状上也发生了分异，即粒状碎屑不如片状碎屑搬运得远。

与此同时，碎屑的成分也发生了分异，因为不同成分的碎屑，在粒度、相对密度、形状上都有所不同，粒度、相对密度、形状上的分异必然会反映在成分上的分异。

上述各种分异作用，当然是同时出现的，但是在一般情况下，这些分异作用都很难进行得很彻底。通常是某一种分异作用（如粒度分异作用）表现得较为明显，其他的分异作用常被粒度分异所掩盖。

碎屑物质在流水的搬运及沉积过程中的分异作用，几乎总是和碎屑物质在这一搬运及沉积过程中所发生的变化（成分、粒度、形状上的变化）同时发生，这些变化使分异现象更加明显了，但是两者在成因上却根本不同。因此，要把从上游到下游，沉积物或沉积岩在成分、粒度、相对密度、形状上的依次有规律的分布现象，确切地判明是分异作用形成的呢？还是变化作用形成的呢？还是何者为主呢？这将是很困难的。可是也不能因为这种鉴别上的困难，就把这两种成因机制对碎屑沉积物的影响混淆起来，在研究工作中应注意加以区分。

与分异作用相对立的是“掺和作用”或“混合作用”、“混杂作用”。掺和作用主要是由于河流支流搬运物质的注入、沿岸物质的注入以及其他因素引起的。掺和作用干扰了分异作用。但是从总的趋势看，分异作用还是主要的一方面，至少在流水环境中如此。

尽管事件沉积作用逐渐被人们所认识和接受，但属于正常沉积作用中的机械沉积分异作用和化学沉积分异作用（见后）仍应是沉积岩形成的重要原理之一。

三、碎屑物质在海、湖水体中的搬运和沉积作用

陆地表面流水搬运的碎屑物质，大部分都注入海洋，其次是湖泊。海湖是流水搬运碎屑物质的最终场所。海湖中的碎屑物质，除流水搬运来的以外，还有岸边及水底的破碎物质，

有时还有由于风携、冰携以及海湖水底火山喷发提供的非正常成因的碎屑物质等。当然，流水搬运来的碎屑物质是主要的，这些碎屑物质在其处于最终的稳定位置以前，还要发生移动，即被海湖水体搬运和再沉积，这种作用往往重覆好多次。

引起海洋中碎屑物质搬运和沉积的营力主要是波浪和潮汐，其次是海流；引起湖泊中碎屑物质搬运和沉积的营力主要是湖浪和湖流。

1．碎屑物质在海水中的搬运和沉积作用

波浪主要由风引起，因此波浪的大小主要取决于风力的大小。波浪作用的下限，即波浪所能影响的最大深度，称为“浪底”，也称为“波基面”。一般波浪的浪底为几十米；在深达100～1200m的海底，就是很大的风浪，其作用也很小了。因此，波浪的作用主要限于滨岸的浅水地区。波浪可以分为垂直海岸的（横向）运动和平行海岸的（纵向）运动两种，大部分是过渡类型。

先假定波浪运动的方向（即波浪法线的方向）是垂直海岸的，而海底又位于浪底之上，在理想的情况下，波浪只能使海底的碎屑颗粒作一定幅度的往返运动，当一个周期以后，颗粒又回到原来的位置。但实际情况并不如此简单。海底常有一定的坡度，当海底碎屑颗粒受波浪作用作往返运动时，不可避免地受重力的影响而向海底较低的地方移动，直到它位于浪底之下为止。因此，海底的碎屑既作往返的运动，也有沿着倾斜的海底向下移动的趋势。

在近岸方向的较浅水地区，波浪开始变得不对称了，这就有可能使波浪向岸方向的分力等于回返的分力和重力之和。这时，海底碎屑在经过一个周期的运动之后，又回到原来的位置，不再有向海方向的移动。

在更近岸的更浅水地区，波浪变得更不对称，其向岸方向的分力将超过回返的分力和重力之和，这就会使海底碎屑在往返运动的同时，也向岸的方向移动。

因此，在波浪的作用下，海底的碎屑物质的运动就出现了三种状态：在远岸的较深水地区，既作往返运动，也作向海方向的运动；在近岸的浅水地区，既作往返运动，也作向岸方向的运动；在两者之间，只作往返运动，这就是所谓的“中立带”，如图2－11所示。

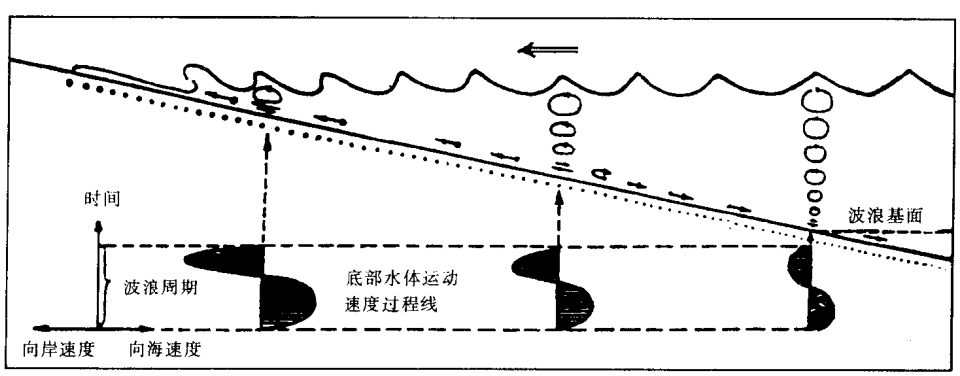


图2－11　海岸带波浪底部水体运动、粗细物质分布及其与坡降的关系
（据任明达，1985）

当然，上述情况只是在很理想的情况下才如此。假如波浪运动方向不垂直海岸，而与海洋斜交，则海底碎屑运动的路线就不再是简单的直线式的往返或移动，而是呈更加复杂的“之”字形。其最大特点是波浪作用力方向与重力沿岸分力作用的方向不一致，而使物质沿着两者之间的合力方向移动，如图2－12所示。当波浪前进方向与海岸交角成45°左右时

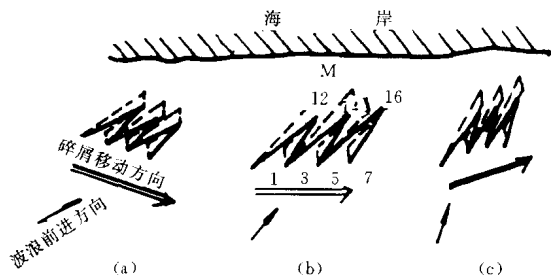


图 2－12　海岸带碎屑物质纵向移动的三种情况
(a) 波浪与海岸交角小于45°时；(b) 波浪与海岸交角近于45°时；(c) 波浪与海岸交角大于45°时

[如图 2－12 (b) 所示]，纵向运动速度最快；物质运动方向与海岸交角小于 45°时，纵向运动使物质偏向岸坡下部 [如图 2－12 (a) 所示]；大于 45°时，则偏向岸坡上部 [如图 2－12 (c) 所示]。

在纵向运动过程中，若是海岸发生转折，使交角发生复杂变化；或是遇到河口、海湾处，流速骤减；或是外侧有岬角、岛屿掩蔽体，波速减低等情况，都会使纵向搬运的碎屑物质沉积下来，形成各种形状的海滩、砂嘴、连岛砂坝等沉积体。

除在正常天气情况下碎屑物质在横向和纵向波浪作用下的搬运和沉积作用外，还有阵发性的风暴浪将浅海沉积物卷起而重新搬离或搬向海岸，形成风暴沉积物。风暴浪可构成比正常波浪（如图 2－13 所示）更深的浪基面，即所谓风暴浪基面，其最深可达 200m。由于浪基面降低，原正常浪基面附近的沉积物被冲刷，形成侵蚀面，并有粗碎屑充填。风暴回流将所携带的大量碎屑物质（具有密度流或重力流的性质），从正常浪基面向下可流动几十公里甚至上百公里，继续向下流动就变成深海浊流了。正常浪基面和风暴浪基面之间以碎屑沉积为主，其具有牵引流和重力流两种流体机制的沉积特征。风暴浪平息后，又转入了正常沉积作用，一般以细粒悬浮物质沉积作用为主，故风暴流属牵引流和重力流的过渡沉积类型。

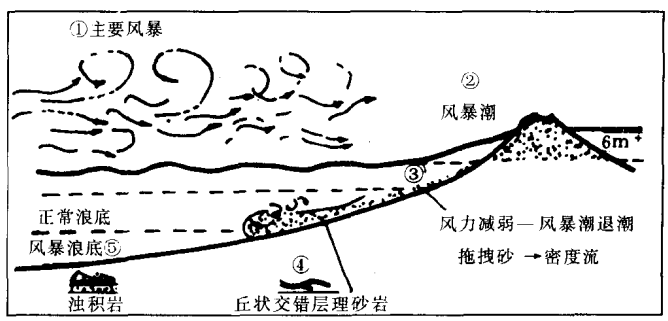


图 2－13　风暴浪与风暴潮的形成及其沉积作用图解
(据诺沃德和纳尔逊，1983)
①—主要风暴；②—风暴潮；③—风暴回流；④—丘状交错层理；⑤—浊积岩

潮汐作用对滨岸地区的碎屑物质影响很大。在潮汐作用带，水体作大规模地涨潮和落潮运动，因此也使水底的碎屑物质作相应的往返运动。其不同于波浪的是在涨潮转落潮和落潮转涨潮，海平面处于暂时平衡状态时（即平潮和停潮），潮流流速接近或等于零，称为憩流期。这时大部分悬浮物质发生沉淀，在河口海湾或平坦开阔海岸地区形成大面积泥质沉积物。开始涨潮或落潮时流速很小，此后流速渐增，冲刷部分海底沉积物向岸或向海搬运，形成潮坪、潮道、潮汐三角洲、滨外线状坝等潮汐沉积物。

由于潮流流速的波动性、潮流流向的双向性和多向性，以及涨、落潮流的强度和历时不等，因而潮流对海岸带的作用很复杂。因此，以潮汐作用为主的海岸，其水动力条件、沉积作用、地貌形态与波浪作用为主的海岸有较大差别。

近岸地带的海流，通为称近岸流，包括与岸线平行的沿岸流和近岸的循环流。沿岸流主要是纵向波浪引起的。当波峰线与岸线斜交时，破浪后会产生一种与岸线平行流动的沿岸流（如图 2－14 所示），其持续时间的长短取决于波浪运动方向的稳定时间。这种沿岸流，如能保持相当长的时间，则对滨岸带碎屑物质的搬运和沉积作用，以及岸线变动都有较大的影响。沿岸流沿平行岸线的凹槽流动一段距离，就转为一股穿越碎浪带的离岸流。在落潮时沿着一定坡度流向海，称为裂流。平坦海岸裂流发育，对碎屑物质有一定搬运和沉积能力。有关海洋内部的海流的搬运和沉积作用，如浊流、等深流、冷流、暖流、赤道洋流、上返洋流和等深流可参看沉积环境和沉积相等有关书籍。

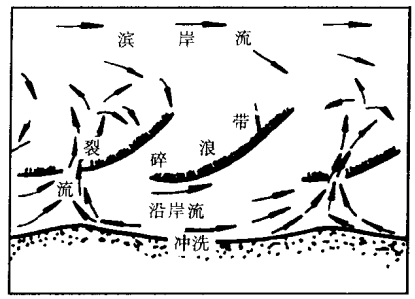


图 2－14　滨岸带近岸水流系统示意图
（据赖内克，1973）

海洋中的碎屑物质在波浪、潮汐等的作用下，长时期地作往返运动和其他运动。在这一运动过程中，碎屑颗粒之间的相互碰撞和磨蚀，碎屑颗粒与海底或海岸之间的相互碰撞和磨蚀，以及海水对碎屑颗粒的溶蚀作用等，将使这些碎屑物质发生进一步的变化，即不稳定成分逐渐减少，粒度逐渐变小，圆度逐渐变好。与此同时，各种分异现象，如粒度、相对密度、形状以及成分上的分异，也在进一步地进行。因此，在海洋环境中沉积的陆源碎屑物（岩）的成熟度远比大陆环境中沉积的碎屑物（岩）高得多。当然，这只是一般的情况。在特殊的情况下，如在靠近陡的海岸的深水地区，海岸岩石的破碎产物经滑塌和洪水作用，可很快进入浪底以下的深水地带，波浪或潮汐对海底的碎屑物质已很难触及，因此这里堆积的碎屑物质的成熟度就很低，如发育在海洋底部的碎屑物重力流沉积。

2．碎屑物质在湖水中的搬运和沉积作用

与海洋相比，湖泊面积小，因此缺乏潮汐作用或潮汐作用不明显，但对大型湖泊来说就要作具体分析，因此，湖浪和湖流是湖泊中搬运和沉积碎屑物质的主要动力。我国青海湖（面积 4450km^2）、鄱阳湖（面积 5160 km^2）的最大波高 1.5m，波长 15m。湖泊的浪基面一般不超过 20m，因此，湖浪对碎屑物质的搬运和沉积作用主要表现在滨岸浅水地带，细的悬浮物质可被搬运到深水区。由于湖浪的搬运和沉积作用，使得湖泊中碎屑物质的机械沉积分异作用更明显。

由于湖泊面积小，更易受台风和飓风影响，产生大的风暴浪，重新将滨岸沉积物冲刷扰动起来，以回流形式，重力流和牵引流双重水流机制，将碎屑物质搬向正常浪基面以下。风成湖流和低气压引起湖水表面的大规模波浪状振荡，称之为湖震。它可引起湖水沿长轴方向产生大规模的波浪运动，形成复杂的水流体系。

在湖泊里，湖流系统很复杂，通常是由于风的拖曳力、大气压不平衡、河水注入时产生的惯性，以及定向水流从这一端流向另一端所引起的。现代青海湖提供了一个复杂湖流体系的模式，以及与此相对应的湖底沉积物再搬运和沉积作用的模式。

四、碎屑物质在空气中的搬运和沉积作用

风是碎屑物质在空气中搬运及沉积的主要营力。在干旱地区，这种搬运及沉积作用是主要的。空气只能搬运碎屑物质，而不能搬运溶解物质。

与流水的搬运及沉积作用相比，风的搬运及沉积作用有以下一些特点：

1）由于空气的密度比水小得多，因此风的搬运能力也远比水小；在同样的速度下，风

的搬运能力约为流水的1/300。因此，在一般情况下，风只能搬运较细粒的碎屑物质，如砂以下的碎屑；只有在特大的风暴时，才能搬运砂和砾石。

2）由于风的搬运能力有限，所以它对搬运物质的选择性就比较强，因此风成沉积物的粒度分选性较好。

3）由于空气的密度较小，所以碎屑物质在搬运过程中，相互之间的碰撞和磨蚀，以及它们与地表之间的相互碰撞和磨蚀都比较强，所以较粗的风成沉积物（如砂、砾石等）的圆度都比较好，而且常具强烈摩擦所致的"霜状"表面，有时还具特殊的棱面（如风成棱石）。

常见的风成沉积是各种沙丘，如沙漠沙丘、滨海沙丘、滨湖沙丘、河漫沙丘和黄土等。

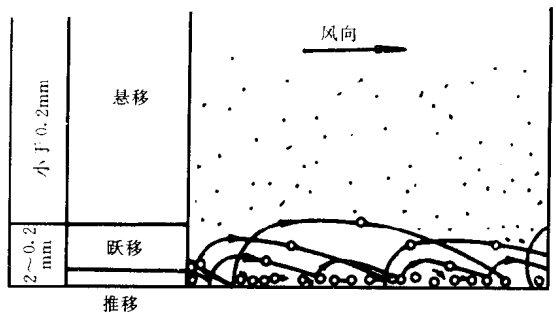


图2-15　空气中碎屑物质搬运的三种基本形式
（据任明达，1985）

在正常地面风力条件下，三种搬运方式中以跳跃为主（约占70%～80%），其次蠕动（<20%），而悬浮很少（<10%）。随着风速的变化，三种搬运方式可相互转化。但据现代沙漠沉积观察发现，在一般情况下搬运方式与粒度之间关系相当恒定。跳跃颗粒一般小于0.5mm，尤其细砂（0.1～0.3mm）跳动得最为活跃；蠕动颗粒都在0.5到2～3mm之间，更大的颗粒一般就留在原地不动；小于0.1～0.02mm的颗粒可悬浮搬运（如图2-15所示）。风力搬运的最大特点是，碎屑呈弓形弹道轨迹跳跃前进（如图2-16所示），风速越大，碎屑弹跳得就越高。

当跳跃颗粒撞击在较粗砂粒上时，可使其徐徐向前滚动。在低风速时，滚动距离只有几毫米，风速增加，滚动距离就加大，且有更多的砂滚动；在高风速时，可见到地表有一层砂

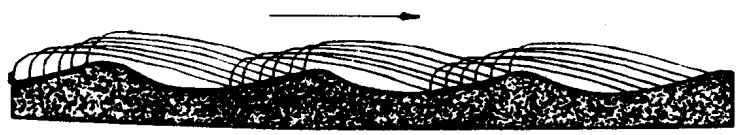


图2-16　风成砂的跳跃轨迹
（据曾允孚，1987）

粒都在缓慢向前蠕动。高速跳跃的砂粒可冲击推动直径大于6倍或重量大于200多倍的砂粒发生移动，故一般蠕动颗粒要大于跳跃颗粒，重矿物也可在蠕动中富集。但蠕动速度（一般不到2.5cm/s）要小于跳跃速度（一般可达每秒数十到数百厘米），这也正是风成砂分选良好的原因之一。

空气中的悬移载荷可作长距离搬运（如沙尘暴），在距来源地很远的大陆或海洋中沉积下来；推移载荷则多半在来源地（沙漠或海滩）附近堆积下来，其最主要的堆积形式是沙丘。

有各种原因可引起风携物质沉积。常见的是由于风速降低，使得推移力降低或有效重力超过垂直上举力而使碎屑沉积。当风沙流遇到障碍物（陡崖、植被、大砾石等）时，因遇阻而减速使碎屑堆积下来，称为障碍堆积。但世界上多数沙丘所在的平坦大沙漠中没有什么障碍物，依靠超载荷的颗粒降落堆积聚集成彼此分散的沙堆。沙堆形成后就起障碍作用，可逐步加高增大发展成沙丘。当砂的供给很充足时，迎风坡和背风坡均有沉积；当供应不充足

时，迎风坡被侵蚀而背风坡沉积，沙丘就不断向前移动（如图 2－17 所示）。沙漠和海滩地带，视风力大小、地形、地物和障碍条件的不同，致使沙丘形态多样。

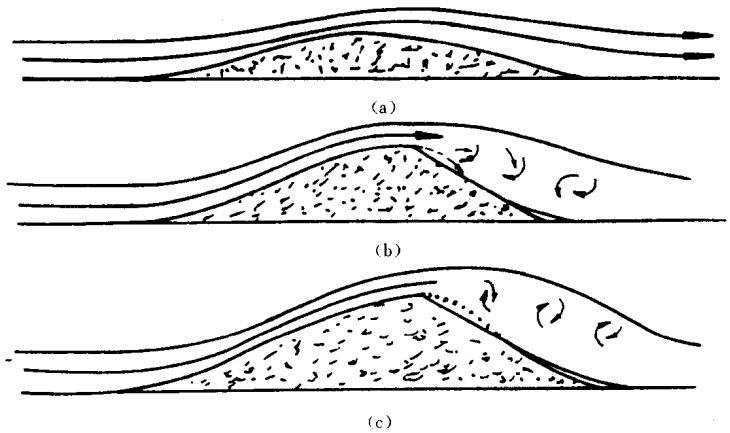


图 2－17　风成沙丘的形成
（据曾允孚，1987）

尘暴的搬运作用：小于 0.05mm 的粉砂与粘土可以像尘埃一样弥漫，在空气里作长距离搬运。当发生风暴时，这种搬运作用就更为强烈。随着我国西部水土流失严重，沙尘暴有东移趋势、仅 2000 年春季北京地区就发生沙尘暴十余次。据统计，我国沙漠戈壁与沙化土地总面积为 $168.9\times10^4km^2$，目前正以每年增加 $2640km^2$ 速度增长。

当尘埃物质只被短距离搬运仍沉积在沙漠中时，则下次风暴时可再次被搬运；如被带到沙漠区以外沉积下来，就有可能得以保存。我国北方广布的黄土就是属于这种成因。尘埃物质还可搬运到海中与远洋物质混合沉积在深海盆地中。

五、碎屑物质在冰川中的搬运和沉积作用

在寒冷的两极地区和高寒的山区，冰川的搬运及沉积作用是主要的。冰川对碎屑物质的搬运及沉积作用有以下一些特点。

1．冰川的搬运与堆积

冰川在运动过程中，不仅具有强大的侵蚀力，而且还能携带冰蚀作用产生的许多岩屑物质，接受周围山地因冰融风化、雪崩、泥石流等作用所造成的坠落堆积物。它们不加分选地随着冰川的运动而位移。这些大小不等的碎屑物质，统称为冰碛物。冰碛物中的巨大石块称为漂砾。

运动中的冰碛物，按照它们在冰川中分布部位的差异，可有不同的命名。出露在冰川表面的称为表碛，具有向下游增多的趋势。位于冰川两侧的称为侧碛。当两条或数条冰川相互汇合时，相邻冰川的侧碛就合二为一。分布于冰川冰中部向下延，称为中碛。携带在冰川底部的冰碛，称为底碛。包含在冰川内部的称为内碛或里碛，系由碎屑物落入冰裂隙、冰洞，或由表碛、底碛转化而成。位于冰川边缘前端、冰舌末端的冰碛物，称为前碛或终碛。

冰川具有巨大的搬运能力，成千上万吨的巨大漂砾皆能随冰块流而运移，但搬运距离差别很大。一般冰川的堆积物，尤其是底碛搬运距离小，往往形成就地附近堆积的石块；而规模巨大的冰川，则可将侵蚀力强的巨大漂砾搬得很远。例如，欧洲第四纪大陆冰川曾把斯堪的纳维亚半岛上的冰川巨砾搬运到远离千里之外的英国东部、德国、波兰北部和东欧等其他部分地区。同时，冰川还有逆坡搬运的能力，把冰碛物从低处搬到高处，如我国西藏东南部

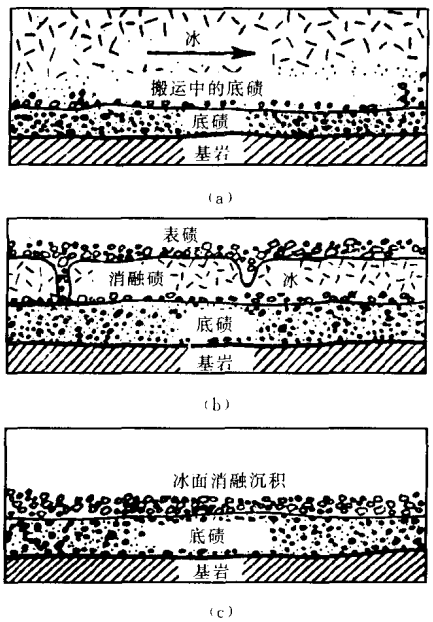


图 2－18　冰川沉积物
（据赖内克，1979）
（a）搬运中的底碛；（b）层状底碛；
（c）非层状底碛

一大型山谷冰川，曾把花岗岩漂砾抬举高度达200m。在大陆冰川作用区，冰川运动不受下伏地貌的控制，冰碛物的逆坡运移现象更为普遍。

随着冰川的衰退，冰川携带的冰碛物就相应地被堆积下来。当冰川的冰雪积累与消融处于相对平衡阶段时，冰川边缘比较稳定，冰川源源不断地将上游的表碛、中碛、内碛等各类冰碛物向下游运送，直至冰川末端堆积；部分底碛还沿冰川前缘剪切滑动面上移，并暴露在冰面，当冰体消融后，也堆积于冰川边缘地带。若冰川迅速消退，冰体大量融化后，表碛、中碛、内碛等各种冰碛物就地坠落，即运动冰碛转化为消融堆积冰碛，从而形成了各类冰碛沉积物和地貌特征（如图 2－18 所示）。

2．冰碛物的基本特征

冰碛物是一种由砾、砂、粉砂和粘土组成的混杂堆积，结构疏松，粒度差别悬殊，由几微米至几米，分选性比泥石流、冲积扇沉积物还差。冰碛物的粒级组成，一般在页岩和石灰岩区，冰碛物中富含粘土类物质；而花岗岩、石英岩区，则砂质含量增多。在大陆冰川作用区，强大的冰川磨蚀作用形成了较多的细粒冰碛物；而在山岳冰川作用区的冰碛物区，以砂砾为主，粘土粒级甚少。对于同一冰川而言，则以底碛中含细粒物质的比例最高。

冰碛物中的砾石磨圆度较差，颗粒形态多呈棱角状和半棱角状。在冰川搬运过程中，因砾石与基岩的相互摩擦，或相邻砾石之间的挤压，使砾石的尖锐棱角多数已消失，形如熨斗状或圆盘状。在砾石表面还经常留下磨光面、钉头形擦痕、压坑和压裂等冰蚀作用痕迹。在扫描电镜下，观察冰碛物中的石英砂粒表面形态，具有明显的贝壳状断口、平行阶面和小型刻痕。由于冰雪融水的作用，在冰碛物中常有一定分选性和磨圆度的颗粒沉积。

冰碛物一般缺乏层理构造，砾石排列有时略具定向性，漂砾长轴与冰川流向基本一致，扁平面倾向上游。在冰碛物的表层与下层之间，常夹有薄层冰水沉积。

冰水河流流出冰川前端或切过终碛堤后，地势展宽、变缓，冰水携带的碎屑物质大量沉积，形成了顶端厚、向外变薄的扇形冰水堆积体，叫做冰水扇。多个冰水扇相互连接就成为起伏平缓的冰水裙或冰水平原。冰水平原由分选中等的砂砾层组成，含少量漂砾，向下游粒径明显变小，磨圆度显著变好，冲刷充填构造发育，板状、槽状交错层理与水平层理交替出现。一般冰水平原向下延伸可达数公里以上，并逐渐过渡为河流沉积。

当冰水河流进入冰水湖泊时，坡降减小，水流展宽，流速骤降，容易形成小型三角洲沉积（如图 2－19 所示）。三角洲垂向层序的三层结构发育良好，顶积层由砾质砂组成，具有河流成因的大型交错层理。前积层倾角可达 30°，多为波状层理。底积层为细砂和粉砂，以水平层理为主，夹有波状层理。

冰水湖的三角洲沉积，经常与湖心部分的纹泥沉积共生。每当春夏季节，冰雪融化将大量较粗的碎屑物带入湖泊沉积，粒径自湖泊边缘向中央递减，颜色较浅；秋冬季节，冰雪融

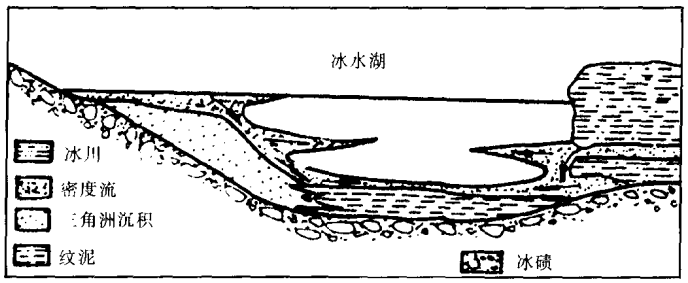


图 2－19　冰川湖泊沉积物

（据严钦尚，1985）

水剧减，悬浮于湖中的粘土颗粒缓慢沉积，颜色较深，从而形成了粗细相间、色调浅深交替的季候泥，又称为纹泥。它可以用来推算沉积物的形成年代和沉积速率，细—粗—细代表一年的沉积。在北欧斯堪的纳维亚半岛曾利用冰水湖积纹层建立了冰后期的地质年代表。

3．冰川沉积和块体流沉积

20 世纪 50 年代以前，地质学家们广泛应用现代冰川沉积物特征和模式，鉴别出越来越多的古代冰碛物。但随着浊流理论的发展，特别是沉积物重力流和块体流理论的发展，对许多古代冰碛物提出了新的解释，如夹于深水页岩中的混杂沉积岩、泥质砾岩、砾质泥岩，它们究竟是冰川成因还是非冰川成因，引起了广泛争论。

研究结果表明，20 世纪以来，全球冰层冰川融化加快，在北极顶，冰层面积从 1978～1996 年间缩小了 6%；南极半岛西部的冰层从 1973～1993 年减少了 20%，覆盖在南极陆地的冰层也在消失。在中亚的天山山脉冰川体积 40 年间减少了 22%。科学家们还预测，到 2005 年全球冰川将普遍减少 20%，冰川和冰层的消融将给世界环境和生态带来重大影响。

六、正常沉积作用和事件沉积作用

特别值得指出的是，近 20 年来沉积学有了十分巨大的发展，人们越来越重视区分正常沉积作用和事件沉积作用。上面所述的沉积分异作用，特别是机械沉积分异作用，都指的是在正常情况或条件下发生的作用，这一作用过程是缓慢的、均变的。特别是在浅水环境中，沉积物的增加是十分缓慢的，沉积下来的各类物质还可以重新被冲刷和搬运走，其搬运和沉积作用的过程常常是反复进行的。有明显机械沉积分异的正常沉积作用，一般指的是河流、湖泊和海洋，并在这一沉积规律指导下对古代沉积建立了一系列相层序和相模式，如由于岸进作用或由于海湖水面收缩形成向上变厚变粗层序和由于岸退作用或由于海湖水面扩张形成向上变薄变细层序。更有甚者，长期以来，把复理石序列中的砂岩和页岩互层解释成为由于地壳频繁升降，导致浅水和深水沉积环境交替出现的结果，类似的例子还有对洪积平原沉积层序的解释等。基于对这些沉积现象的不合理解释和人们对现代沉积作用的大量考察证实，无论古代沉积作用，还是现代沉积作用，不仅仅局限于像沉积分异一样，属于正常沉积作用的演化模式，同时还广泛存在着事件性的、阵发性的或灾变性的搬运和沉积作用。这类沉积作用的发生和发展可能是瞬间的、短暂的，但其作用过程是快速的，其所挟带的大量砂、砾、泥等碎屑物质一旦沉积下来，一般就不再被搬运了。例如由于沉积物重力流、泥石流和洪水流、火山喷发—碎屑流、风暴流、地震和陨石雨降落等，以及目前人们尚不了解的一些原因所引起的搬运和沉积都属于事件性沉积作用。这类作用所形成的沉积物有时是巨厚的，与正常沉积作用及其产物相比，具有明显的等时性，这种作用也可称为幕式沉积作用。

正常沉积和事件沉积可发生于同一沉积环境，两者交替进行，即当有事件作用来临时，正常的沉积停止，表现为事件沉积过后又恢复为正常沉积。正常沉积速率缓慢、持续时间长，一般可与相序递变规律和沉积分异原理相吻合，沉积成熟度较高；而事件沉积可频繁发生，但每次持续时间短促，在地质历史中甚至可忽略不计，但其沉积厚度、速率可远远高于正常沉积，其沉积物（岩）成熟度一般偏低，难于用沉积分异作用原理去解释。在垂向上任一剖面都可由正常沉积和事件沉积的互层构成。

事件沉积学和层序地层学的建立和发展，给地球科学的振兴输入了新的血液，焕发了生机；一反过去传统模式，萌发出来了许多新概念和新思想，很多过去困惑不解的沉积现象，应用这些新观点和新学说逐步得到了合理的解释。因此，在学习和研究沉积岩的形成作用中，必须不断加强这一领域的认识。

第三节　溶解物质的搬运和沉积作用

一、概述

母岩风化产物中的溶解物质，主要为 Cl，S，Ca，Na，K，Mg，P，Si，Al，Fe 等。前面的溶解度较大，多呈真溶液；后面的溶解度较小，多呈胶体溶液（如图 2－20 所示）。它们均呈溶解状态，在河水或地下水中，向湖泊和海洋中转移。在河流中，这些物质是很少沉淀的；在地下水中，沉淀的也不多；它们主要沉淀在内陆的盐湖及海洋中，尤其是在海洋中。海洋是这些溶解物质沉淀的最主要的场所。

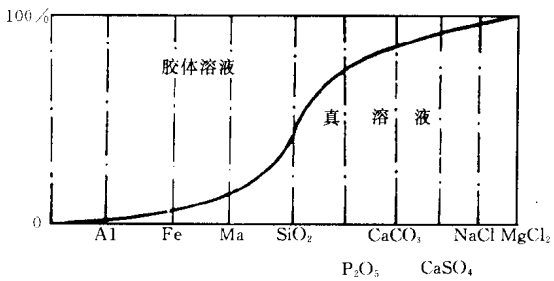


图 2－20　在自然界中胶体溶液与真溶液的分布情况示意图

海水的平均含盐量为 35‰，海水的含盐总量约为 5×10^{16}t。如果这些盐类全部沉淀下来，将铺满海底 60m 厚。河水的平均含盐量远小于海水，但河水每年向海洋中输入的盐类物质数量还是相当可观的。据统计，陆地上所有河流每年带到海洋中的溶解物质的总量可达（27～50）$\times10^9$t。可以认为，海洋中的盐分基本上都是由河流注入的。

二、胶体溶液物质的搬运和沉积作用

胶质质点一般介于 100～1μm 之间，多呈分子状态。胶体溶液的性质既不同于粗分散系的碎屑物质，也不同于真溶液。

胶体质点常带有电荷，带正电荷者为正胶体，如铁、铝等的含水氧化物胶体；带负电荷者为负胶体，如硅、锰等的含水氧化物胶体（见表 2－6）。

表 2－6　自然界常见的正负胶体

正　胶　体	负　胶　体
$Al(OH)_3$　$Fe(OH)_3$	PbS，CuS，CdS，As_2S_3，Sb_2S 等硫化物
$Cr(LH)_3$　$Ti(OH)_4$	S，Au，Ag，Pt
$Ce(OH)_4$　$Cd(OH)_2$	粘土质胶体　腐殖质胶体
$CuCO_3$　$MgCO_3$	SiO_2　SnO_2
CaF_2	MnO_2　V_2O_5

引起胶体质点搬运和沉积作用的主要因素是同种电荷的胶体质点之间的相互排斥力，这是胶体质点仅在重力的影响下难以沉淀的根本原因。假如胶体质点的电荷在某些因素的影响

下被中和了，它们之间的相互排斥力就消失了，则它们就会相互凝聚为大的质点，并在重力的作用下迅速下沉，成为胶体沉积物。这是胶体溶液物质沉淀的根本原因。

不同名电解质的加入，可使胶体质点的电荷中和，从而可使胶体质点发生凝聚而下沉。河流所搬运的胶体物质（如铁、锰、硅、铝等）之所以在它们一进入海洋就大部分在近岸地区迅速下沉，就是因为海水中的各种电解质中和了它们的电荷所致。这是自然界胶体溶解物质沉淀的主要原因和方式。

不同名胶体的相互作用，可使它们的电荷中和，从而使胶体发生沉淀。二氧化硅的胶体（负胶体）与氧化铝的胶体（正胶体）相遇，就会相互作用，电荷中和，形成一些粘土矿物（如高岭石等）而沉淀。这也是自然界胶体质点沉积的重要原因。

其他的因素也影响胶体溶液物质的搬运和沉积作用。例如水介质中如果含有一定量的腐植酸，将大大增加某些胶体质点的稳定性，使其易于转移而不发生沉淀，这称为“护胶作用”。这种护胶作用对铁胶体物质的搬运尤为重要。介质的 pH 和 Eh 对胶体沉积作用的影响也很大，因为不同的胶体在沉淀时都有其一定的 pH 值和 Eh 值，否则就不能沉淀。例如高价铁的氧化物在 pH＝2～5 和氧化环境中沉淀。铁的硅酸盐在 pH＝2～7 和氧化环境中沉淀，铁的碳酸盐和硫化物则在 pH＞7 和还原环境中沉淀。另外，像生物作用、蒸发作用等，对胶体的搬运和沉积也有一定影响。

胶体沉积物常呈钟乳状、肾状、豆状、胶冻状等，具贝壳状断口；多为含水矿物，且含水量很不固定；其化学成分也不够固定；常具离子交换性及吸附性；也常失水干裂老化或重结晶。

三、真溶液物质的搬运和沉积作用

母岩风化产物中的真溶液物质主要是 Cl，S，Ca，Na，K，Mg 等，P，Si，Al，Fe，Mn 等也可部分地呈真溶液状态。

真溶液物质的搬运及沉积作用的根本控制因素是它们的溶解度，即溶解度越大，越易搬运，越难沉积；反之，溶解度越小，则越易沉积，越难搬运。

Fe，Mn，Si，Al 等溶解物质的溶解度较小，易于沉淀。在它们的搬运和沉积作用中，水介质的各种物理化学条件的影响十分重要。

Fe^{3+} 只有在强酸性（pH＜2～3）的水介质中才稳定，才能作长距离的搬运；当 pH＞3 时，Fe^{3+} 就开始沉淀。Fe^{2+} 则不同，它在 pH＝5.5～7 时才开始沉淀。因此 Fe^{2+} 远比 Fe^{3+} 易于搬运。另外，Fe^{3+} 和 Fe^{2+} 沉淀时所要求的 Eh 值也是不同的。Mn 的情况与 Fe 类似，如图 2－21 所示。

SiO_2 的沉淀需要弱酸性条件；而 $CaCO_3$ 的沉淀则相反，它需要弱碱性条件，如图 2－22 所示。

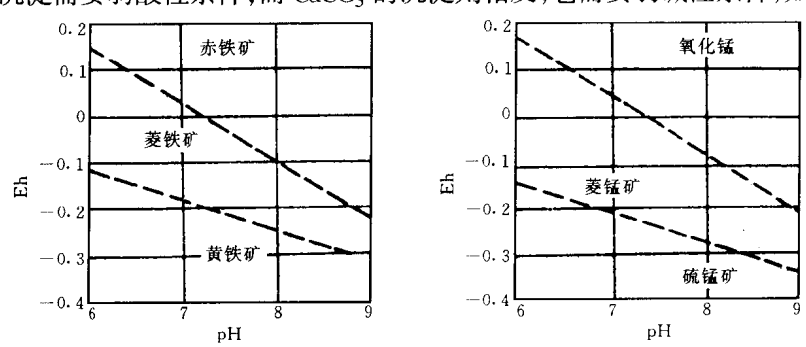


图 2－21　各种铁、锰矿物生成时所需要的 pH 及 EH 值

（据克鲁宾及卡瑞尔，1952）

Al_2O_3 的沉淀条件更为特殊，它只有在 pH 值为 4～7 时才沉淀，如图 2－23 所示。

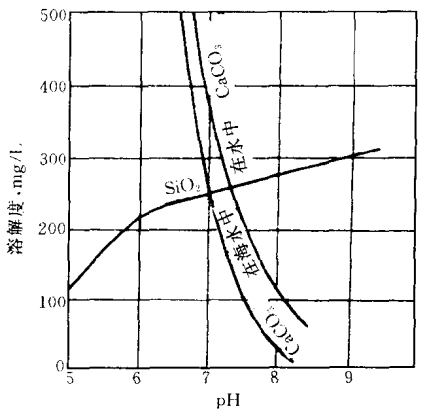


图 2－22　SiO_2 及 $CaCO_3$ 的溶解度与介质 pH 值的关系
（据科林斯，1950；转引自鲁欣，1958；略加修改）

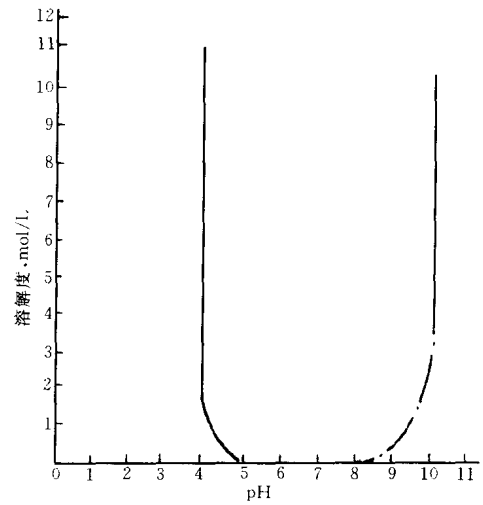


图 2－23　Al_2O_3 的溶解度与介质的 pH 值的关系
（据科林斯，1950；转引自鲁欣，1958；略加修改）

$CaCO_3$ 的沉淀，除了一定的 pH 和 Eh 条件外，对水介质的温度、SiO_2 含量等也有一定的要求。水介质温度升高时，CO_2 在水中的溶解度就减小，水中的 CO_2 就向大气中逸出，这就促使溶解的 $Ca(HCO_3)_2$ 转变为 $CaCO_3$ 而沉淀。相反，如果温度降低，反应就会向相反的方向进行，因此碳酸钙沉积多见于热带、亚热带地区。

因此，在研究 Fe，Mn，Si，Al，Ca 等溶解物质的搬运及沉积作用时，应充分重视水介质条件的影响。

对于溶解度大的物质（如 Cl，S，Na，K，Mg 等）的搬运和沉积作用，水介质条件的影响则不大。它们只有在干热的气候条件下，在封闭或半封闭的盆地中，或者在水循环受限制的潮上地带，即在蒸发的条件下，才能沉积下来。石膏、硬石膏、钠盐、钾盐、镁盐就是这样形成的。

四、生物的搬运和沉积作用

生物在母岩风化产物的搬运和沉积过程中起着重要的作用，不少沉积岩和沉积矿产的形成都与生物作用有关，或直接由生物沉积作用而形成，例如碳酸盐、硅酸盐、石灰岩、磷酸盐、沉积铁矿、硅藻土、白垩、煤、油页岩和石油等。

在各类生物中，尤以藻类和细菌等微生物在沉积岩和沉积矿产形成作用中的意义大。不仅由于这类生物繁殖快、分布广、数量多、适应性强，而且在地质历史中出现很早，被认为是最早的生命记录。32 亿年前南非的无花果群中的生物遗迹，属于保存在硅质沉积物（岩）中的蓝绿藻类；广泛应用电子显微镜后，在泥晶碳酸盐岩、泥晶硅岩和泥晶磷块岩中普遍见到超微化石组分；前寒武系地层中广泛分布的叠层石的形成也与藻类有关，早在 25 亿年前的太古代末期就已有叠层石出现。这进一步说明很早以前生物就参与了沉积岩的形成作用。

生物的搬运和沉积作用有两种方式：一种是生物通过新陈代谢作用，在其生活的过程中不断地从周围介质中吸取一定物质成分，从而把一些元素富集起来。在生物的机体中，大量地集中了 C，O，N，S，P，K，F 等元素；在动物的骨骼或介壳中，特别富集了 Ca，Mg，Si 等元素。当生物死亡后，其遗体的堆积物就可以形成特定的有机岩或有机矿产。在煤灰

份中某些元素的富集含量比岩石圈一般的富集含量大几十倍到几千倍，如 Ge 大 1600～2000 倍，As 大 1600 倍，Be 大 100～500 倍，B 大 1000 倍，Se 大 70～130 倍，Co 大 150 倍，Ni 大 80 倍，Ga 大 30～40 倍。另一种是由于生物作用而引起的周围介质条件的改变，从而影响某些物质的搬运和沉积。例如由生物作用排出的 CO_2，对碳酸盐的溶解和沉积有很大的影响。又如原生沉积物包含大量细菌，而细菌的生命活动改变着沉积物中介质的物理化学条件。细菌的生命活动首先引起沉积物中的水里剩余的 NH_3，CO_2，H_2S 以及在有机体分解时产生的其他气体，所以，有人提出“微生物的生命活动制约着成岩作用”，把成岩作用称为“沉积物转变的生物成因阶段”。

最后应当指出，生物的搬运和沉积作用，随着地球的发展，其重要性将越来越大，因为生物的影响领域越来越大了。

五、化学沉积分异作用

溶解物质（包括胶体溶液物质和真溶液物质）因其本身的化学性质，主要是其在溶液中的化学活泼性或溶解度大小，即从溶液中沉积出来的难易程度，它们从溶液中沉淀出来有一定的先后顺序。这样，原来共存于溶液中的各种成分，在其搬运和沉积作用的过程中，由于物理化学条件的变化就逐渐地发生沉积作用，并逐渐地分离开来，这就是溶解物质在其搬运及沉积作用过程中的分异作用，也称为化学分异作用或化学沉积分异作用。

这一分异现象早就被人们注意到了，但是，首先把它作为一个重要的沉积作用原理完整地、系统地提出来，是前苏联学者普斯托瓦洛夫（Л.В.Пустовапов，1940）。普氏 1954 年修正后的化学沉积分异图解如图 2－24 所示。

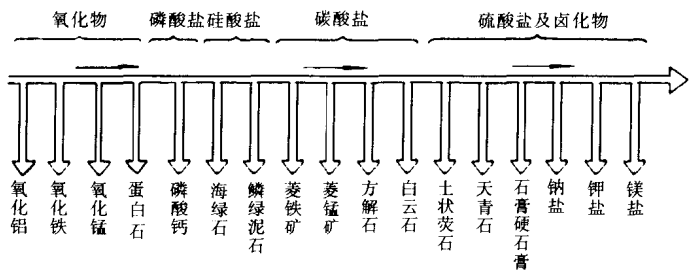


图 2－24　化学沉积分异作用图解（Ⅰ）

（据普斯托瓦洛夫，1954；转引自鲁欣，1958）

普氏的化学沉积分异理论提出以后，受到沉积岩石学界的极大重视，但同时也出现了不少的疑难和分歧。争论的主要问题有二：第一，是关于化学沉积分异作用受外部种种因素的控制或影响问题，如水介质的各种物理化学条件、气候条件、构造条件、生物作用等的控制或影响细节；第二，是个别成分沉淀的先后顺序以及图解的表现形式问题。这两方面的问题随着科学技术的发展，逐步得到了补充和完善。也就是说，任何自然界的规律，都是在一定的条件下存在的，化学沉积分异作用亦然。作为一种沉积作用原理，化学沉积分异作用有其重要理论意义和科学价值。

在普氏的化学沉积分异作用基础上，冯增昭于 1964 年拟定了一个化学沉积分异作用图解（如图 2－25 所示），对其作了补充和完善。

六、两种沉积分异作用的关系及其地质意义

机械沉积分异作用与化学沉积分异作用，这是自然界中两种既有区别而又并存的沉积分

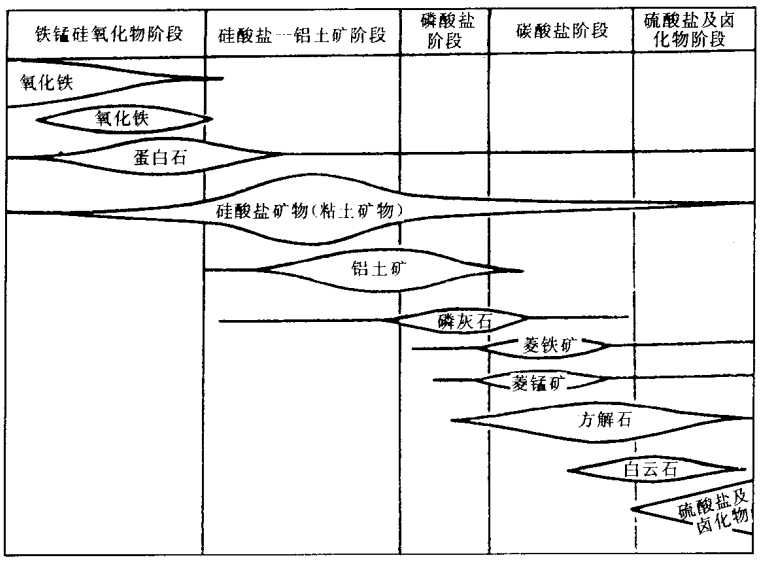


图 2-25　化学沉积分异作用图解（Ⅱ）

（据冯增昭，1964）

异作用，是沉积物（岩）形成和分布的基本原理。一般说来，机械沉积分异作用进行较早，化学沉积分异作用进行较晚；机械沉积分异作用的砂和粉砂阶段，大致与铁的氧化物阶段（即化学沉积分异作用的开始阶段）相当；机械沉积分异作用的最后阶段（即粘土沉积的阶段），大致与化学沉积分异作用的碳酸盐沉积阶段相当；待化学沉积分异作用进行到硫酸盐及卤化物阶段时，机械沉积分异作用已基本结束了，故蒸发岩中很少有碎屑混入物。

这两种沉积分异作用的结果，就形成了各种类型的碎屑沉积岩和化学沉积岩以及相应的各种沉积矿产，分异作用进行得越彻底，各种类型的沉积岩在成分上及结构上的成熟度就越高，从而就越易形成各种沉积矿产。相反，如果沉积分异作用由于各种因素的干扰进行得不够彻底，则各种类型的混合沉积岩或过渡类型的沉积岩就会大量出现，这对沉积矿产的生成是不利的。

第四节　沉积后作用及其阶段的划分

由于成岩作用复杂，初步研究时，时常给人以其无独特的规律性可循为特征（刘孟慧等，1986），但是也并非是杂乱无章的。为此人们做了大量研究工作来摸索其特征和规律，一般主要集中在对成岩作用阶段的划分上。遗憾的是直到目前也没有一个公认的、统一的划分方案，阶段的个数、各阶段的名称、划分的标准都不甚一致，甚至相互抵触。正如裴蒂庄（Pettijohn，1975）所言，成岩作用阶段划分方案与研究者的数目一样多。另外，任何一个方案都是地区性的，或限定在某一国度内，对另一个区就不一定完全适用。经过多年的研究，特别是油气勘探开发事业的发展，成岩作用研究有了长远发展。

下面按不同的划分依据或成岩作用标志概论各家的划分方案，供学习和工作中参考。

一、根据粘土矿物

1）塞根札柯（Segonzac，1970）将沉积后阶段分为以下四个阶段：

①早成岩：所有粘土矿物都是稳定的，蒙脱石可以生成；

②中成岩：沉积物变得致密，所有粘土矿物尚稳定，但见高岭石的迪开石化及蒙脱石的伊利石化；

③晚成岩：温度大于100℃，蒙脱石和不规则混层粘土矿物消失；

④近变质：温度约200℃，以伊利石和绿泥石为主。

该方案适用于研究粘土岩的成岩作用阶段划分。

2）福斯科洛斯（Foscolos，1976）根据粘土矿物及地球化学指标，将成岩作用划分为以下三个阶段：

①早成岩：以含大量分散状的膨胀性粘土矿物为特征，有机质未成熟；

②中成岩：以蒙脱石大量向伊利石转化为特征，早期为粘土矿物脱水的第一阶段，有机质成熟；晚期为粘土矿物脱水的第二阶段，有机质已过成熟；

③晚成岩：伊利石层在混层粘土矿物中大于75%，有机质生烃能力趋于枯竭。

此划分方案的优点是把粘土矿物的转化与有机质的成熟度联系在一起，对于油气生成和运移的研究意义重大。

二、根据煤岩学

温度和埋藏深度对于煤的热变质起着控制作用，反过来，煤的牌号可以指示成岩作用的程度和阶段。前苏联学者在这方面做的工作较多，如瓦索耶维奇等(1963,1968)的划分是：

1）成岩作用（泥炭阶段）。

2）后生作用。包括以下三个时期：

①早后生（褐煤阶段）；

②中后生（煤化阶段）；

③晚后生（成煤阶段）。

3）近变质作用。

这种划分方案适用于煤盆地或煤系地层的成岩作用研究。目前广泛采用的镜质体反射率（R_0）就是从煤岩学基础上发展起来的，它可以定量地反映有机质成熟度和成岩作用程度。

三、根据地球化学环境

1．费尔布里奇（Fairbridge，1967）分类

1）同生成岩：埋深0～1000m，与沉积环境关系密切，常导致早期石化作用和自生成矿作用；

2）深埋成岩：埋深为1000～10000m，发生的变化多种多样，是在封存水和其他流体（特别是卤水和石油）向上和侧向运移的情况下发生的，温度可达100～200℃；

3）表生成岩：大气水的影响显著，发生的变化有氧化作用、风化作用等。

费尔布里奇指出，沉积物未必都要经历这三个阶段，可因海平面变化、构造运动而中断、复活或破坏。另外，他的阶段2）深度间隔偏大，应进一步细分。

2．戴普利斯（Dapples，1979）分类

把砂岩的成岩作用分成了一个连续的单向序列，由三个阶段组成，即氧化还原阶段（redoxomorphic phase）、固结阶段（locomorphic phase）和层状硅酸盐阶段（phyllomorphic phase）。在该序列的任一点上，砂岩都可被抬升而受到风化作用的影响，于是产生了第四阶段——表生成岩阶段（epidiagenesis phase），并导致潜水不整合面下部深埋过程中次生孔隙发育带的形成。

四、根据埋深

吕正谋、周自立（1985）根据对东营凹陷第三系成岩作用的研究，发现成岩作用随埋深的增加有一定的变化规律，即分带性。自上而下分为以下四个带：

1）浅成岩带：深度小于1700m，温度小于75℃，R_o<0.4%，成岩作用以机械压实作用为主，砂岩固结度差，储集层物性好。

2）中成岩带：埋深1700～2100m，温度75～90℃，R_o=0.39%～0.43%，蒙脱石开始向伊利石转化，已进入液态烃生成的“窗口”，砂岩为中固结状态，以原生孔隙为主，是各类油田中最好的一类砂岩储集层。

3）深成岩带：埋深2100～3200m，温度90～130℃，R_o=0.43%～0.78%，泥岩中以混层粘土矿物为主，出现蒙脱石—绿泥石混层粘土矿物，阶状石榴石和石英强增生是该带的特征标志，有机质已大量向石油转化，储集层物性较好，储集空间中原生和次生孔隙均有。

4）超深成岩带：埋深大于3200～3800m，温度大于130℃，R_o>0.78%，粘土矿物以伊利石和绿泥石为主，储集层物性差，主要取决于碳酸盐矿物含量和溶解作用程度，储集空间主要是次生孔隙。渤海湾第三系深层碎屑岩中有2～3个次生孔隙发育带。

五、综合分类

1）叶连俊（1973）根据地球化学、地球物理环境将成岩作用分为海解（陆解）、早期成岩、晚期成岩和表生成岩（表生改造）等四个阶段。

2）施密特和麦克唐纳（Schmidt and D.A.McDonald，1979）：把成岩作用分为早期成岩、中期成岩和晚期成岩三个阶段。其中中期成岩作用根据有机质变化程度分为未成熟、半成熟、成熟A、成熟B等四个阶段。这一分类在油气储集层评价中应用较广泛。

3）刘宝珺（1980）将成岩作用分为同生（海解）、成岩（狭义的）、后生（包括交代和粗晶两个阶段）和表生四个阶段。

4）原中国石油天然气总公司科技发展部（1990）综合自生矿物、粘土矿物、有机质成熟度、岩石结构和物性等把成岩作用划分为同生期、早成岩期（A和B两个亚期）、晚成岩期（A，B，C三个亚期）。这一方案目前正在我国各油田油气储集层研究中加以推广使用，并已发布了有关的行业标准。

5）沙庆安、潘正蒲（1979，1983）将碳酸盐岩成岩作用划分为同生、成岩、再生成岩、复生成岩、早期表生成岩和晚期表生成岩等阶段。

6）鲁欣（1953）把沉积物形成以后到沉积岩遭受风化作用或变质作用以前统称为石化作用，进而又细分为同生、成岩和后生（退后生、进后生）等三个阶段。这一方案20世纪50～60年代在我国流传较广，影响大。其他前苏联学者，如普斯托瓦洛夫（1940）、什维佐夫（1948）、斯特拉霍夫（1956）和美国学者童豪富（1950）、布拉特（1972，1980）、裴蒂庄（1975）、奇林格（1967）等在它们的沉积学或沉积岩石学著作中都提出了一些分类方案。至今这些分类方案和术语还不同程度的被引用。

7）近年来，在储集层成岩作用研究中，广泛使用“埋藏成岩作用”一词，视主导变化因素又分为物理埋藏成岩作用、化学埋藏成岩作用和物理—化学埋藏成岩作用。这一分类主要强调随沉积物（岩）埋藏深度增加，在温度、压力和水介质的影响下所产生的一系列物理化学变化。最近，达顿（Dutton，1985）还提出大气水埋藏成岩作用的新概念。

8）考虑到历史性、科学性和实用性，本书主要采用中国石油天然气集团公司（CNPC）所制定的成岩作用行业标准，但在成岩作用研究中还应注意各家的划分方案和基本概念。

第二篇　碎屑岩及火山碎屑岩

第三章　碎屑岩的成分

碎屑岩由碎屑成分和填隙物成分（包括杂基和胶结物）组成，碎屑成分占50%以上。碎屑岩的性质主要是由碎屑组分的性质决定的。

第一节　碎 屑 成 分

碎屑岩的碎屑成分，除陆源矿物碎屑外，还有各种岩石碎屑。后者是以矿物集合体的形式出现的，其成分反映着母岩的岩石类型。

一、矿物碎屑

目前已经发现的碎屑矿物约有160种，最常见的约20种。但在一种碎屑岩中，其主要碎屑矿物通常不过3～5种。

碎屑矿物按相对密度可分为轻矿物和重矿物两类。前者相对密度小于2.86，主要为石英、长石；后者相对密度大于2.86，主要为岩浆岩中的副矿物（如榍石、锆石）、部分铁镁矿物（如辉石、角闪石），以及变质岩中的变质矿物（如石榴石、红柱石）。此外，重矿物还包括沉积和成岩过程中形成的相对密度较大的自生矿物（如黄铁矿、重晶石），但它们属于化学成因范畴。

1、石英

石英抗风化能力很强，既抗磨又难分解，同时在大部分岩浆岩和变质岩中石英含量又高，因此石英是碎屑岩中分布最广的一种碎屑矿物。它主要出现在砂岩及粉砂岩中（平均含量可达8%），在砾岩中含量较少。

不同来源的石英往往特点不同。注意观察石英中所含包裹体及波状消光现象，结合颗粒大小及颗粒形状等特征，有助于判断石英的来源。

（1）来自深成岩浆岩的石英

来自中酸性深成岩的石英，常含有细小的液体、气体包裹体，或含锆石、磷灰石、电气石、独居石等岩浆岩副矿物包裹体（如图3－1所示）。矿物包裹体颗粒细小，自形程度高，排列无一定方位。尘状气、液包裹体使石英颗粒呈云雾状。

过去常认为岩浆岩中的石英很少见到波状消光，但更多的观察证明：只有火山岩中的石英才不具有波状消光；在深成岩中，特别是在时代较老的岩石中，石英因受应力变形作用，常表现明显的波状消光。

（2）来自变质岩的石英

片麻岩和片岩风化崩解后，会产生大量的单晶及多晶石英。一般这些变质岩中分离出来的单晶石英比来自深成岩的单晶石英颗粒细小，其平均大小分别是2ϕ～2.2ϕ和1ϕ左右。

变质石英表面常见裂纹，不含液体和包裹体，却可见有特征的电气石、硅线石、蓝晶石等变质矿物的针状、长柱状包裹体。大多数的石英晶粒都具有波状消光。

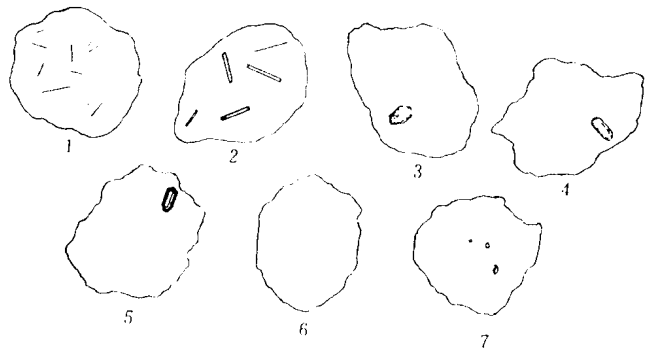


图 3-1　岩浆岩中的石英包裹体

1，2—电气石包裹体；3，4—磷灰石包裹体；5—锆石包裹体；6，7—气液包裹体

来源于区域变质岩及动力变质岩的石英常见明显的带状消光。在正交偏光镜下看，石英颗粒像碎裂成几个条带亚颗粒，各亚颗粒的消光位不同。这是由于石英受应力作用后，其光轴方向发生形变而引起的。

来自接触变质岩的石英可具有云状的波状消光。在正交偏光镜下看，石英像分成几个外形极不规则的颗粒，粒间界线曲折，轮廓不清楚，消光极不一致。

(3) 来自喷出岩及热液岩石的石英

火山喷出岩中的石英为高温石英。岩石冷却至 573℃ 以下，高温石英不稳定，会转变为低温石英，但这种石英仍保留着石英的六方晶系外形。因此，具有石英外形的碎屑石英颗粒是来源于喷出岩的证据。另外颗粒具有破裂纹、港湾状熔蚀边缘(如图 3-2 所示)等也都是喷出岩石英的特征。

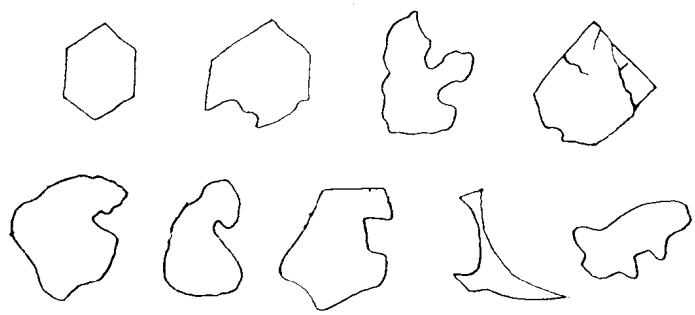


图 3-2　火山型石英（保存六边形 β-石英外形或呈熔蚀港湾状）

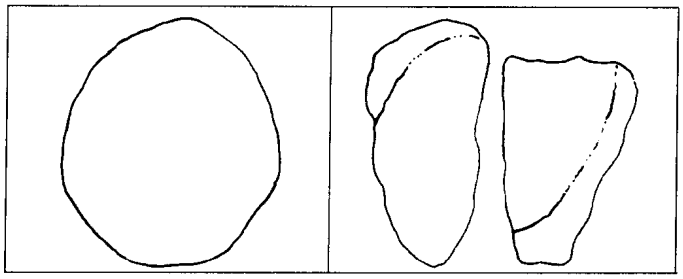
喷出岩石英多为单晶，不具波状消光，不含包裹体，表面光洁如水。

来自热液脉的石英常包含很多水、气包裹体，有时含有电气石、金红石等矿物包裹体或绿色蠕虫状绿泥石包裹体，可显微弱波状消光。

(4) 再旋回石英

呈浑圆状或带自生加大边是再旋回石英的特征。来自石英的再旋回石英具自生加大边，可以是单晶石英，也可以是多晶石英。另外，在碎屑颗粒中所有圆滑程度很高的颗粒，应看做是再旋回的产物(如图 3-3 所示)。例如塔里木盆地石炭系底部东河砂岩段主要由石英砂岩组成，除石英次生加大胶结作用外，还在碎屑颗粒中普见浑圆状并残有加大边的石英颗粒。

由于多晶石英的晶间界线相对比较弱，按热力学特点看，波状消光石英的稳定性又较差，因此它们在再旋回作用中将陆续被淘汰。最终，再旋回石英应以单晶的非波状消光石英



(a)　　(b)

图 3-3　再旋回石英

(a) 浑圆状再旋回石英，东濮，胡 12-20 井，沙三^3；(b) 具次生加大边的再旋回石英，东濮，卫 20 井，沙三^3

为主。

2. 长石

在碎屑岩中长石的含量少于石英。据统计，砂岩中长石的平均含量为 10%～15%，远比石英含量少，而在岩浆岩中长石的平均含量则为石英的几倍。这种截然相反的变化，是由于长石的风化稳定度远比石英小。从化学性质来看，长石很容易水解；从物理性质上看，它的解理和双晶都很发育，易于破碎。因此在风化和搬运的过程中，长石逐渐地被淘汰。当然，事物并不是绝对的，在有些砂岩中长石的含量可以相当高。例如我国某些陆相碎屑岩的储油岩层中，长石的含量可达到 50%。

长石主要来源于花岗岩和花岗片麻岩。地壳运动比较剧烈、地形高差大、气候干燥、物理风化作用为主、搬运距离近以及堆积迅速等条件，是长石大量出现的有利因素。

一般认为，在碎屑岩中钾长石多于斜长石，在钾长石中正长石略多于微斜长石，在斜长石中钠长石远远超过钙长石。造成相对丰度的这种差别，一方面与母岩成分有关，地表普遍存在的酸性岩浆岩为钾长石、钠长石的大量出现创造了先决条件；另一方面又与不同长石在地表环境的相对稳定度有关。各种长石稳定度的顺序是：钾长石最稳定，钠长石较不稳定，钙长石最不稳定。

在长石中，最新鲜的是微斜长石。其颗粒表面极光洁，网格双晶清晰可见，常呈圆粒状。正长石常见高岭石化，使表面呈云雾状，颗粒轮廓模糊不清。酸性斜长石常有清晰的钠长石双晶，然而来自变质岩的光洁的钠长石和更长石经常没有双晶，这时要特别注意与石英相区别。斜长石常被绢云母或碳酸盐矿物所交代，这些作用多发生于成岩阶段、后生阶段。强烈的蚀变作用会使斜长石表面呈云雾状，轮廓模糊，甚至形成斜长石假象。

不同类型长石的成因分布不同。透长石只生成于高温接触变质岩及火山岩中；而微斜长石广泛分布于深成岩浆岩及深变质岩中，却从不出现在火山岩中。由此可见，在碎屑岩研究中，长石是重要的物源标志。

再旋回长石的特征是微斜长石、正长石或斜长石具有自生加大边。这种碎屑的自生加大边可较混浊或较干净，与原长石碎屑的光性方位常有差别，故多不同时消光。这是由内外两部分成分上的差异引起的（如图 3-4 所示）。

长石主要分布于巨砂岩、粗砂岩中，有时见于中粒长石砂岩中。在砾岩和粉砂岩中，长石矿物碎屑含量较少。

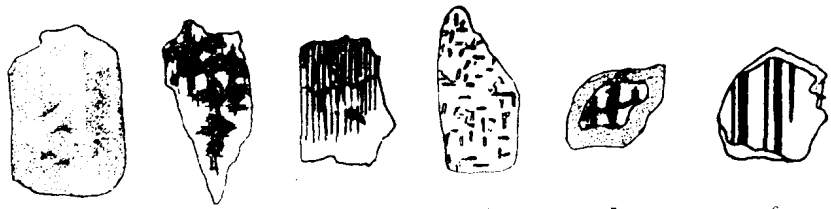


图 3-4 各种碎屑长石

1—半自形高岭石化正长石；2—来自花岗片麻岩的微斜长石；3—双晶纹很细的中酸性斜长石；4—绢云母化长石；5—再旋回微斜长石；6—再旋回斜长石

3. 重矿物

碎屑岩中相对密度大于 2.86 的矿物称为重矿物。它们在岩石中含量很少，一般不超过 1%。其分布的粒度受重矿物的晶形大小、相对密度及硬度的控制。如石榴石晶粒较粗，多分布于 0.1mm 以上的粒级中；锆石较细，主要分布于小于 0.1mm 的粒级中。总的来说，重矿物在 0.25～0.05mm 的粒级范围内含量最高。

重矿物的种类很多，根据重矿物的风化稳定性可将其划分为稳定和不稳定的两类（见表 3-1）。前者抗风化能力强，分布广泛，在远离母岩区的沉积岩中其百分含量相对增高；后者抗风化能力弱，分布不广，离母岩越远，其相对含量越少。

表 3-1 最常见的稳定及不稳定重矿物

稳定的重矿物	不稳定的重矿物
石榴石、锆石、刚玉、电气石、锡石、金红石、白钛矿、板钛矿、磁铁矿、榍石、十字石、蓝晶石、独居石	重晶石、磷灰石、绿帘石、黝帘石、阳起石、符山石、红柱石、硅线石、黄铁矿、透闪石、普通角闪石、透辉石、普通辉石、斜方辉石、橄榄石、黑云母

当然，这样对重矿物稳定性的两级划分是比较粗略的，在实际工作中常需要划分得更细致些。如在稳定重矿物中，锆石、金红石属于最稳定的；而在不稳定的重矿物中，以橄榄石为最不稳定。

从砂岩成分来看，在成分纯、分选好的石英砂岩中重矿物含量少，而且其中只含有那些风化稳定度高的重矿物组分（如锆石、电气石、金红石等）；在成分复杂、分选差的岩屑砂岩中，则重矿物含量高，稳定与不稳定的重矿物（如辉石、角闪石、绿帘石等）均可出现。

不同类型的母岩其矿物组分不同，经风化破坏后会产生不同的重矿物组合，因此利用重矿物解释母岩是非常有用的。常见的母岩重矿物组合见表 3-2。

表 3-2 不同母岩的重矿物组合

母　岩	重矿物组合	母　岩	重矿物组合
酸性岩浆岩	磷灰石、普通角闪石、独居石、金红石、榍石、锆石、电气石（粉红色变种）、锡石、黑云母	变质岩	红柱石、石榴石、硬绿泥石、蓝闪石、蓝晶石、硅线石、十字石、绿帘石、黝帘石、镁电气石（黄、褐色变种）、黑云母、白云母、硅灰石、堇青石
伟晶岩	锡石、萤石、白云母、黄玉、电气石（蓝色变种）、黑钨矿		
中性及基性岩浆岩	普通辉石、紫苏辉石、普通角闪石、透辉石、磁铁矿、钛铁矿	沉积岩	锆石（圆）、电气石（圆）、金红石

从表3-2中不难看出，有的重矿物可以来自不同母岩，例如电气石在酸性岩浆岩、伟晶岩及变质岩中均有。因此在推断母岩类型时，要应用矿物组合，而不是只用单个矿物。当然，如果能结合轻矿物组合来判断母岩，可能会得到更加可靠的结果。常见岩石的轻、重矿物组合见表3-3。

表3-3　各类岩石的轻、重矿物组合

母　岩		矿物组合（包括部分岩屑）	母　岩		矿物组合（包括部分岩屑）
花岗岩和花岗闪长岩	重矿物	锆石、榍石、磷灰石、黑云母	变质岩	重矿物	蓝晶石、十字石、硅线石、石榴石
	轻矿物	石英、正长石、微斜长石、酸性斜长石		轻矿物	具波状消光和镶嵌结构的石英
安山岩和玄武岩	重矿物	辉石、角闪石	沉积岩	重矿物	锆石（圆）、金红石、石榴石、电气石（较圆）
	轻矿物	安山岩或玄武岩岩屑、中性和基性斜长石			
橄榄岩和辉长岩	重矿物	尖晶石、铬铁矿、橄榄石、紫苏辉石		轻矿物	颗粒圆滑或具次生加大边的石英
	轻矿物	基性岩岩屑、基性斜长石、蛇纹石			

黑云母和白云母也是砂岩中常见的重矿物组分。云母是片状矿物，因此在搬运过程中表现为较低的沉降速度，常与细砂级甚至粉砂级的石英、长石共生。黑云母的风化稳定性差，主要见于距母岩较近的砾岩或杂砂岩中，经风化及成岩作用常分解为绿泥石和磁铁矿，经海底风化还可海解为海绿石。白云母的抗风化能力要比黑云母强得多，相对密度也略小，常见其呈鳞片状平行分布于细砂岩、粉砂岩的层面上，有时会富集成层。

不同重矿物的颜色、形状、包裹体、风化程度等亦有不同，它们常能反映母岩特征以及重矿物在风化、搬运过程中的变化。如研究证明，锆石的颜色是放射性成因的，其浓度或强度随时间而增加。因此只有古老的太古代片麻岩或花岗岩中的锆石为紫色、粉红色至玫瑰红色；而较新时代的锆石则色淡，且一般为无色。从形状方面看，岩浆岩中大多数锆石是自形的，只有副片岩和副片麻岩中的锆石趋于圆形，这是沉积锆石保存在中级变质岩中的磨圆形态。另外，矿物的类质同象及痕量元素的含量等都可作为判断来源的依据。可见，在重矿物鉴定中，必须认真观察其标型特征，这对于沉积岩成因研究具有重要的意义。

虽然重矿物在碎屑岩中所含总量甚少，但因其在机械沉积过程中主要是按相对密度分异的，故在适当的条件下可以富集成有经济价值的重砂矿床。

二、岩屑

岩屑是母岩岩石的碎块，是保持着母岩结构的矿物集合体。因此，岩屑是提供沉积物来源区的岩石类型的直接标志。但是由于各类岩石的成分、结构、风化稳定度等存在着显著差别，所以在风化、搬运过程中，各类岩屑含量变化极大，实际上并不是各类母岩都能形成岩屑。

分析资料表明，岩屑含量取决于粒度、母岩成分及成熟度等因素。首先，岩屑含量明显地取决于粒级，即岩屑的含量随粒级的增大而增加，砾岩中岩屑含量最大，砂岩中只存在有细粒结构及隐晶结构的岩屑。粗结构的岩石碎块，如果其单晶颗粒比砂的粒度还大，当然就不会作为岩屑出现在砂岩中。另外，各类岩屑的丰度还取决于母岩的性质。细粒或隐晶结构的岩石，如燧石岩、中酸性喷出岩等岩石的岩屑分布最广；而易受化学分解的石灰岩，除非在母岩区附近有快速堆积和埋藏的条件，否则很难形成岩屑。同时，岩屑的含量还是碎屑成熟度的函数，结构上成熟的砂或砂岩，其碎屑的圆度和分选都较好，岩屑含量一般较低；而岩屑砂岩则常表现出很差的结构成熟度。

在砂岩的碎屑中，岩屑的平均含量为10%～15%，有时也可高达50%左右。常见的岩屑类型有各类侵入岩岩屑、变质岩岩屑、喷出岩岩屑，以及硅岩、粘土岩、碳酸盐岩的岩屑。识别和鉴定各种类型岩石碎屑，需要有良好的矿物学、岩石学基础。有不少岩石在搬运、沉积、成岩等不同阶段风化和蚀变，故鉴定起来难度更大。图3-5是我国中、新生代陆相碎屑岩中常见的岩屑类型。

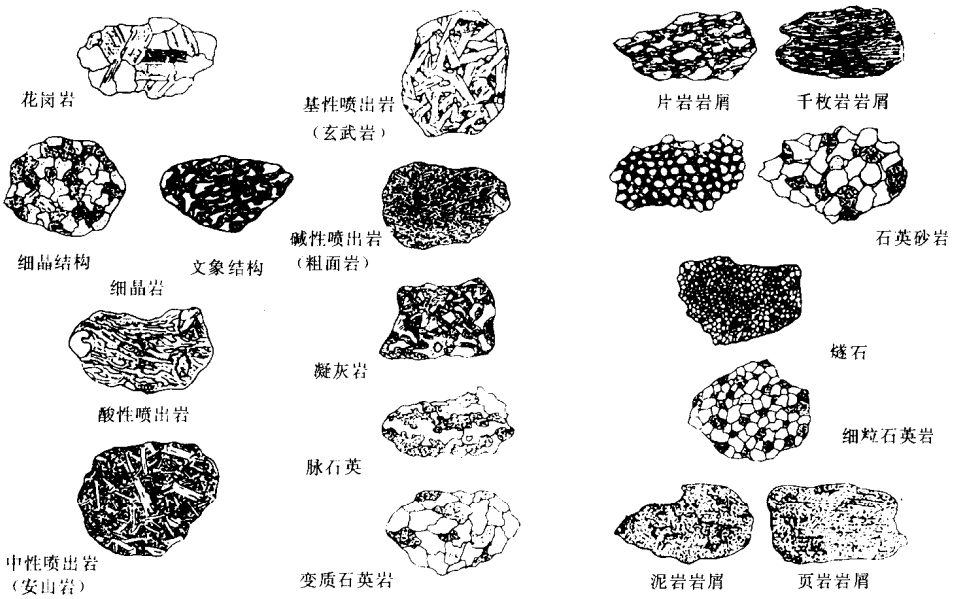


图3-5　陆源岩石碎屑

（刘孟慧素描）

三、盆内碎屑

我国中、新生代陆相碎屑岩中经常含少量盆内碎屑（或称为内源碎屑），主要是碳酸盐鲕粒、球粒、内碎屑和化石碎屑（如图3-6所示），其次是泥质内碎屑。有时随着碳酸盐颗粒的增加，也可过渡为含陆源碎屑的颗粒碳酸盐岩（石灰岩或白云岩）。

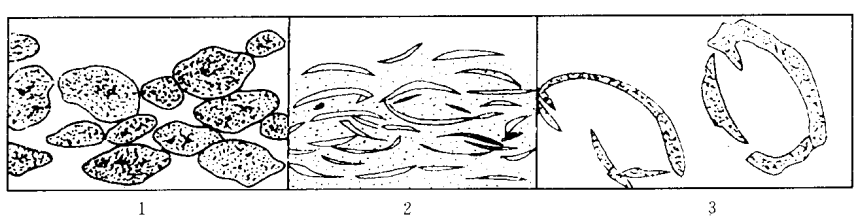


图3-6　盆内碎屑

（刘孟慧素描）

1—泥晶碳酸盐内碎屑；2—具定向组构介屑；3—无序组构介屑，有时见示顶底构造

在碎屑岩中，碎屑物质的成分与粒度分布有一定的关系。某种成分的颗粒常常只出现在某一定粒级范围内，一般的分布规律如图3-7所示。

由图3-7可见，岩屑在粗砂以上（粗于1ϕ）的粒级中发育；随着粒度的减小，岩屑的含量迅速减少。多晶石英的含量变化规律与多矿物的岩屑一致。在中砂以下至粉砂粒级中，主要矿物碎屑为石英和长石，其中石英不仅在含量上显著地多于长石，而且粒度分布范围

广，甚至在粘土粒级中亦含有一定数量的石英。而云母和粘土矿物则几乎只分布于粉砂及粘土粒级中。

碎屑岩中不同的碎屑组分风化稳定度不相同。有的组分，如页岩岩屑，化学性质很稳定，但机械稳定性差，经受不住长距离的搬运。而另一些组分，如玄武岩岩屑，其致密坚硬能够抵抗机械的破坏力，但化学性质很不稳定，在潮湿气候条件下即使不离开母岩也会被彻底分解破坏。

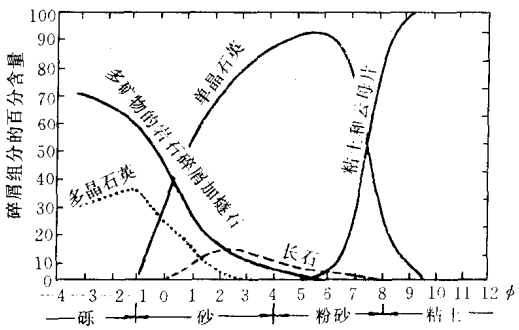


图 3-7 碎屑岩中颗粒大小与碎屑成分之间的相互关系

成分成熟度是指以碎屑岩中最稳定组分的相对含量来标志其成分的成熟程度。在轻组分中，单晶非波状消光石英是最稳定的，它的相对含量是碎屑岩成熟程度的重要标志。在重矿物中，锆石（Zircon）、电气石（Tourmaline）、金红石（Rutile）是最稳定的，这三种矿物在透明重矿物中所占比例称为“ZTR”指数，也是判别成分成熟度的标志。碎屑岩的成分成熟度反映碎屑组分所经历的地质作用的时间和强度，它们在很大程度上受气候和大地构造条件的制约。

第二节 填隙物成分

在碎屑岩中杂基和胶结物都可作为碎屑颗粒间的填隙物，但它们在性质、成因以及对岩石所起的作用并不相同。

一、杂基

杂基是碎屑岩中细小的机械成因组分，其粒级以泥为主，可包括一些细粉砂。杂基的成分最常见的是高岭石、水云母、蒙脱石等粘土矿物，有时可见有灰泥和云泥。各种细粉砂级碎屑，如绢云母、绿泥石、石英、长石及隐晶结构的岩石碎屑等，也属于杂基范围。它们是悬浮载荷经卸载后形成的堆积产物。

在不同的碎屑岩中杂基含量不同，有的杂基含量甚高，而有的却完全不含杂基。碎屑岩中保留大量杂基，表明沉积环境中分选作用不强，沉积物没有经过再改造作用，从而不同粒度的泥和砂混杂堆积。在潟湖及湖泊的低能环境中形成的砂岩，以及洪积及深水重力流成因中都混有大量杂基，这正是不成熟砂岩的特征。

识别杂基不能只依据矿物成分，应该说结构是最重要的鉴别标志。例如，碎屑岩中最重要的杂基成分是粘土矿物，但碎屑岩中的粘土矿物并非全属杂基，以化学沉淀方式由孔隙水中析出的粘土矿物为自生矿物，如有时在砂岩粒间孔隙中见有蠕虫状的高岭石晶体集合体。

二、胶结物

胶结物是碎屑岩中以化学沉淀方式形成于粒间孔隙中的自生矿物。它们有的形成于沉积—同生期，但大多数是成岩期的沉淀产物。碎屑岩中主要胶结物是硅质（石英、玉髓和蛋白石）、碳酸盐（方解石、白云石）及一部分铁质(赤铁矿、褐铁矿)。此外，硬石膏、石膏、黄铁矿以及高岭石、水云母、蒙脱石、海绿石、绿泥石等粘土矿物都可作为碎屑岩的胶结物。

1. *硅质胶结物*

硅质常作为胶结物在砂岩里出现。其出现的形式是多种多样的，主要有非晶质的蛋白

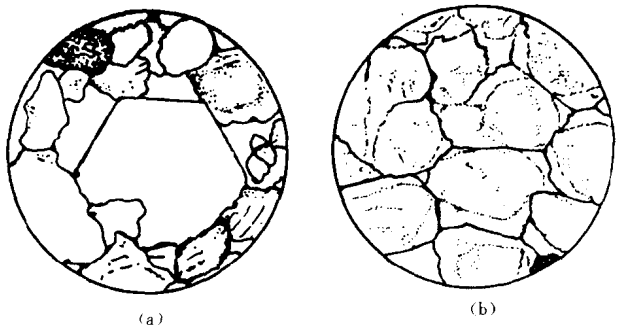


图 3-8　石英颗粒长成自形轮廓或各晶粒间紧密镶嵌接触
(a) 砂岩中因自生加大而恢复自形的石英颗粒，东濮，文 22 井，下第三系，单偏光，200×；(b) 海绿石石英砂岩中的自生加大石英，河北唐山，新元古界龙山组，单偏光，65×

石、隐晶质的玉髓和结晶质的石英。

蛋白石可以围绕砂粒沉淀，形成自生环边；也可以大量充填孔隙，从而胶结砂岩。由蛋白石胶结的砂岩只形成在埋藏较浅的层位中。

在砂岩中，特别是古老的石英砂岩中，自生加大石英是常见的。碎屑石英颗粒被光性与之连续的增生体所包围，从而使石英颗粒长成自形轮廓或各晶粒间紧密镶嵌接触（如图 3-8 所示）。

自生加大石英的碎屑部分与加大部分具有结晶上的连续性，因此整个颗粒光性方位是一致的。在碎屑部分的边缘常有一个不洁净的外膜，其成分可以是氧化铁、粘土矿物或其他污物。这个外膜的存在是自生加大的证据。如能应用阴极发光观察，则能更清楚地将石英砂粒与硅质胶结物区分开（如图 3-9 所示）。

硅质胶结物是由砂岩的过饱和孔隙水中沉淀出来的，孔隙水中溶解的二氧化硅可以有不同的来源。

海相沉积物孔隙水中的二氧化硅，大量是由硅藻、放射虫、硅质海绵以及其他非晶质氧化硅骨骼的溶解所提供的。

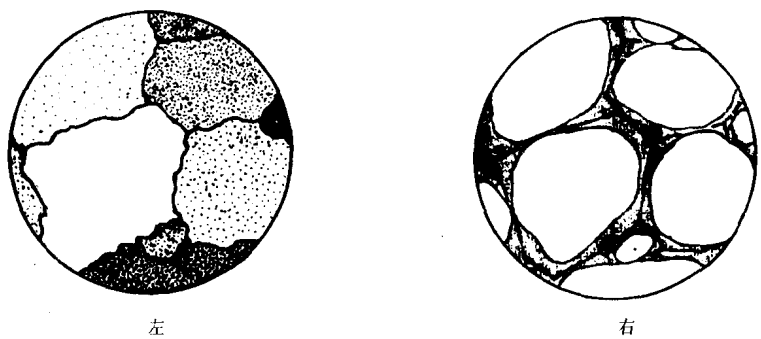


图 3-9　沉积石英岩在正交偏光镜间见颗粒缝合接触（左图），在阴极发光下揭示了碎屑颗粒的形状及广泛发育的石英自生加大现象（右图）
（据北京昌平中元古界常州沟组沉积石英岩显微照片素描）

在强大的压力作用下，碎屑沉积物中相邻的石英颗粒接触处会发生局部溶解，这部分溶解的二氧化硅也会进入孔隙水，这是形成硅质胶结的又一物质来源。

长石、粘土等硅酸盐矿物以及火山玻璃等物质，在风化带经渗滤地下水的作用，将会陆续分解。有相当数量的二氧化硅就是这类分解作用的直接产物。例如大量火山碎屑物质经去玻璃化形成蒙脱石粘土或沸石类矿物，同时剩余下来的二氧化硅便进入地下水。这些二氧化硅溶解物质，可能会在不太远的地方就以砂岩胶结物的形式沉淀出来。

由于蛋白石是非晶质体，因此很不稳定。随着时间的延长，蛋白石会转变为玉髓，进一步重结晶则变为石英。故时代较老的地层中难于见到蛋白石胶结物，这是这种重结晶转变的直接后果。

2．碳酸盐胶结物

在砂岩中最常见的碳酸盐胶结物是方解石，它在砂岩中大量分布。与方解石为同质多象体的文石在现代沉积物中经常可见，但由于其性质不稳定，易逐渐转变为方解石，因此在古代砂岩中一般见不到文石胶结物，多以方解石、白云石、铁白云石、菱铁矿等碳酸盐矿物作为胶结物。

关于碳酸盐胶结物的来源和成因，一种观点认为碳酸盐胶结物是与碎屑岩同时沉积的化学沉积物。这是由于碎屑物质被搬运到了碳酸盐沉积的环境里，碎屑砂与化学成因的碳酸盐同时沉积而形成的。这种同生沉积作用，只有当海水（或湖水）较长时期处于过饱和条件时才能发生，这类环境在过去的海洋中可能是广泛分布的。

另一种观点认为，大量的碳酸盐物质是在碎屑沉积物埋藏后才沉淀在孔隙中并形成胶结物的。但必须有大量的重碳酸盐孔隙水流过沉积物，并不断补充供给新的溶解物质，否则能从孔隙水中沉淀出来的胶结物在数量上将是很有限的。

碳酸盐胶结物来源之一是碳酸盐介壳溶于孔隙水中，接着从孔隙水中又以胶结物形式进行再沉淀。存在于砂岩孔隙中的微小动物群在数量上是很可观的，据估计每一升沉积物中其个体可超过 6000 个。这些生物的呼吸作用产生 CO_2，生物腐烂后主要的产物也是 CO_2。CO_2 能促使碳酸盐溶解度增大，因而造成碳酸盐介壳大量溶解。如果 CO_2 向上扩散并逸失于上覆海水中，那么孔隙溶液里来自介壳的溶解物质会因 CO_2 压力的降低而发生沉淀。

另外，压力溶解作用对于碳酸盐物质比对石英肯定会产生更大的效果。沉积物埋藏后由于承受压力作用，沉积体内的碳酸盐物质会发生溶解，经重新分布后再沉淀成胶结物。

埋藏成岩过程中碳酸盐胶结物出现的序列大致是方解石、含铁方解石、白云石、含铁白云石和菱铁矿。

菱铁矿是二价铁的碳酸盐，它的形成受 Eh 值的控制。菱铁矿的原生沉积只能形成于还原环境中，并常与其他二价铁矿物（如黄铁矿、白铁矿等）共生。在砂岩中以菱铁矿作为胶结物的情况是比较少见的。

在砂岩的胶结物中，以硅质和碳酸盐作比较，总的看来硅质分布得相对多些。从时代上看，一般的情况是在较老的砂岩中以硅质为主，而较新的砂岩中碳酸盐胶结物较多，这可能是由硅质和碳酸盐在溶解度上的差别造成的。碳酸盐容易溶解，在漫长的地质历史中，由于未饱和地下水的不断作用，会使其相对丰度逐渐减小。而硅质属于难溶物质，因而得以长期保存。

三、其他类型填隙物

在碎屑岩中氧化铁也是一种较为常见的非碎屑成分，并常作为砂岩的胶结物。如河北张家堡中，中元古界串岭沟组的铁质石英砂岩，其胶结物成分是赤铁矿。

砂岩中的氧化铁物质，一部分是与碎屑颗粒同时从溶液中沉淀出来的原始孔隙充填物。原始的沉积状态为非晶质的三氧化二铁，经老化或脱水作用而转变为针铁矿、纤铁矿或赤铁矿。另一部分铁质是含铁矿物的分解产物，如来源于火成岩或变质岩的角闪石、绿泥石、黑云母、钛铁矿、磁铁矿等均为含铁矿物。普通角闪石平均含铁 15%，钛铁矿则含 46%。在成岩作用过程中，它们不断被孔隙水分解，从而将氧化铁释放出来。

石膏和硬石膏也可以作为砂岩的胶结物。它们形成于处在蒸发环境的沉积盆地中，或形

成于萨布哈潮上带，由渗透过沉积层的超盐度孔隙水沉淀而成。

磷灰石、沸石、海绿石以及有机质等化学成因矿物也可出现在碎屑岩中，它们可能作为孤立的自生矿物存在，也可以作为碎屑岩的胶结物。

另外，重晶石、天青石、高岭石、水云母、蒙脱石、萤石、岩盐、钾盐、黄铁矿、绿泥石等均可在碎屑岩胶结物中出现。它们常表现得成分较单纯，结晶颗粒较小，但晶形完好。在碎屑岩中，这类矿物一般只含很少的数量，但它们的出现对于分析碎屑岩的成岩环境很有意义。例如，在中原油田就见有硬石膏胶结的砂岩，在长庆油田和大庆油田都发现了沸石胶结的砂岩，因沸石成岩溶解而出现的次生孔隙可以成为油气的重要的储集空间。

第三节　化学成分

碎屑岩的成分可以用其所含的矿物成分表示，也可用化学成分表示。

化学成分对岩浆岩、变质岩的研究十分重要。如岩浆岩，实际上是以化学成分为分类基础的。但是对于碎屑岩来说，化学成分的研究长期以来并没有给予足够的重视。

由于砂岩化学成分与大地构造环境分析联系密切，一度化学分析方法在碎屑岩研究中的应用还是比较广泛。

在砂岩中，不同碎屑岩组分的砂岩，其化学成分特点亦不相同。这是因为岩石的化学成分与其碎屑组分在很大程度上表现着一致性，而这些特征都共同地反映了砂岩的化学成分范围（见表 3－4）。只有杂砂岩类的化学成分更趋接近岩浆岩的平均化学成分。

表 3－4　主要类型砂岩的平均化学组分

（据裴蒂庄，1963）

化学成分	砂岩类型			化学成分	砂岩类型		
	石英砂岩	岩屑砂岩	长石砂岩		石英砂岩	岩屑砂岩	长石砂岩
SiO_2	95.4	66.1	77.1	CaO	1.6	6.2	2.7
Al_2O_3	1.1	8.1	8.7	Na_2O	0.1	0.9	0.5
Fe_2O_3	0.4	2.8	0.5	K_2O	0.2	0.3	0.8
FeO	0.2	1.4	0.7	CO_2	0.1	5.0	0.0
MgO	0.1	1.4	0.5				

注：石英砂岩 26 个分析样品，岩屑砂岩 20 个分析样品，长石砂岩 32 个分析样品。

按成分成熟度来划分，可将砂岩分为成熟的和未成熟的两类。

成熟的砂岩在矿物成分上必然是以最稳定组分石英为主，因此构成了石英砂岩。在这类砂岩中石英含量高于 75%，甚至 90% 以上。母岩风化产物中那些不稳定组分，经长期的搬运磨蚀作用，早已陆续被淘汰。从化学成分上看，这类砂岩的特点是 SiO_2 含量极高（见表 3－4），26 个石英砂岩样品的平均 SiO_2 含量为 95.4%，而 Al_2O_3 等其他化学组分的含量极低。也有人用 SiO_2/Al_2O_3 这一比值数作为表示成熟度高低的指标。石英砂岩的 SiO_2/Al_2O_3 比值高，说明成分中铝硅酸盐或粘土矿物含量都很少。石英砂岩中化学成分的变化，常是由胶结物成分引起的。如果胶结物为碳酸钙（方解石），那么化学成分中 CaO 的数值必然较高。

未成熟砂岩的共同特点是 SiO_2/Al_2O_3 比值低。按成分又可进一步分为两类，它们明显

的区别标志是 K_2O，Na_2O 和 Fe_2O_3，FeO，MgO 的含量不同。

在长石砂岩中，长石的含量大于 25%，相应的在化学成分上表现为 Al_2O_3，K_2O 和 Na_2O 的含量均较高，而铁、镁的含量则很低。很明显，长石砂岩在化学成分上的特点与其主要矿物成分——长石的化学成分相一致。

岩屑砂岩中岩石碎屑的含量大于 25%。在化学成分上除 Al_2O_3 含量较高以外，铁、镁等化学组分的含量也都比较高。这是由于在大多数岩屑砂岩中常含有富铁、镁的不稳定岩屑，以及一些碎屑的铁镁矿物。

当然，上述各砂岩类型的划分并不是绝对的。实际上，由于成因中地质条件的过渡性，常常会形成一些过渡类型砂岩，它们在化学成分上也会变得不典型。

化学成分与粒度之间存在明显关系，因为在页岩中粉砂部分的矿物成分和粘土部分不相同，所以矿物成分和化学成分在结构上有清楚的依存性。粒度和成分之间的关系是由于较细粒沉积物石英含量较少而粘土矿物较丰富，所以与较粗粒沉积物在化学成分上差异明显（见表 3－5）。

表 3－5　化学成分与粒度的关系

（据裴蒂庄，1975）

组成	细砂	粉砂	粗粘土	细粘土	组成	细砂	粉砂	粗粘土	细粘土
SiO_2	71.15	61.24	48.07	40.61	MgO	1.66	3.31	3.56	3.19
TiO_2	0.50	0.85	0.89	0.79	CaO	3.65	5.11	4.96	6.24
AL_2O_3	10.16	13.30	18.83	18.97	Na_2O	0.86	1.32	1.17	1.19
FeO	3.72	3.94	6.91	7.42	K_2O	2.20	2.33	2.57	2.62

注：资料来源：依格劳特（Grout，1925）。

此外，沉积物中的微量元素用于辅助判断沉积环境及古水深、古盐度越来越受到沉积学者的关注。常用作指相标志的主要是粘土沉积物中的微量元素，如 Mn，B，Br，Cl，Na，Sr，P，Ni，Co，V，Cr，U，Cu，As，Zn 和 Ga 等。在沉积作用的过程中，沉积物与介质之间存在着复杂的地球化学平衡，如沉积物与介质之间的物质交换、沉积物对某些元素的吸附等。这种交换或吸附作用除与元素本身性质有关外，还受到各种环境的一系列物理化学条件的影响，因此，在不同的环境中，元素分散与聚集规律也不相同。例如，沉积物中的硼，除来于源陆源碎屑（电气石）外，主要是从海水中吸取而来的。现代海水中硼为 4.7mg/L，而淡水中一般不含硼，内陆盐湖中具有很高的硼量。

第四章　碎屑岩的结构及粒度分析

第一节　碎屑颗粒的结构

碎屑岩的结构是指构成碎屑岩的矿物及岩石碎屑的大小、形状以及空间组合方式。碎屑岩的结构组分包括碎屑颗粒和填隙物——杂基及胶结物。

碎屑颗粒的结构特征一般包括粒度、球度、形状、圆度以及颗粒的表面特征。

一、碎屑颗粒的粒度

1. 粒度的概念

碎屑颗粒的粒度（即大小）是碎屑颗粒最主要的结构特征。不仅不同的碎屑岩，如砾岩、砂岩、粉砂岩等，其碎屑的大小很不相同；而且在同一种碎屑岩中，碎屑的大小也还有差别。碎屑颗粒的大小直接决定着岩石的类型和性质，因此它是碎屑岩分类命名的重要依据。粒度和颗粒的分选性是搬运营力能力和效率的度量标志之一。

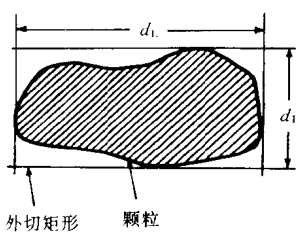


图 4－1　颗粒最大投影面的外切矩形

粒度是指碎屑颗粒的大小，但碎屑颗粒的外形常极不规则，那么它的大小该如何表示呢？这一般要取决于测量的方法。

可选用两种值，即线性值和体积值来表示粒度。体积值可用标准直径 d_n 表示，它代表着与颗粒同体积的球体直径。线性直径是直观度量出来的，由于颗粒形状大都极不规则，因此通常要测量大、中、小三个直径。这三个直径可按下述步骤测量：

1）确定颗粒的最大投影面；

2）对最大投影面作外切矩形（如图 4－1 所示），矩形的长边为颗粒的最大直径 d_L，短边为中间直径 d_I；

3）作垂直于最大投影面并通过颗粒的最长截线，这就是颗粒的最短直径 d_S。

2. 粒级的划分

关于碎屑的粒度分级，目前存在多种不同的划分方案。在国际上应用较广的是伍登—温特华斯（Udden－Wentworth）的方案，可以称之为 2 的几何级数制。它是以 1mm 为中心，乘以 2 或除以 2 来进行分级。我国生产实际中应用较广泛的是十进制。常用的碎屑颗粒粒度分级见表 4－1。

表 4－1　常用的碎屑颗粒粒度分级表

十　进　制			2 的几何级数制	
颗粒直径，mm	粒　级　划　分			颗粒直径，mm
＞1000	巨　砾	砾	巨　砾	＞256
1000～100	粗　砾		中　砾	256～64
100～10	中　砾		砾　石	64～4
10～2	细　砾		卵　石	4～2

续表

十进制			2的几何级数制	
颗粒直径，mm	粒级划分			颗粒直径，mm
1～2	巨砂	砂	极粗砂	2～1
1～0.5	粗砂		粗砂	1～0.5
0.5～0.25	中砂		中砂	0.5～0.25
0.25～0.01	细砂		细砂	0.25～0.125
			极细砂	0.125～0.0625
0.1～0.05	粗粉砂	粉砂	粗粉砂	0.0625～0.0312
0.05～0.005	细粉砂		中粉砂	0.0312～0.0156
			细粉砂	0.0156～0.0078
			极细粉砂	0.0078～0.0039
<0.005		粘土（泥）		<0.0039

从水力学性质来看，砾砂转折点在2mm处；但主张用十进制的人认为，水动力转折点并不一定固定在2mm处，有不少地区沉积物的转折点就是在lmm处。

关于砂与粉砂的界限，2的几何级数制的倡导者认为，0.0625～0.125mm的颗粒性质仍近似于砂；而0.0625mm以下的颗粒则肉眼难于分辨，粘土物质大量增加，性质也近于泥质，因此主张以0.0625mm作为砂和粉砂的界限。十进制的倡导者把砂与粉砂的界限放在0.1mm，主要考虑到便于储油层的研究，因为好的储油层粒径多在细砂（颗粒直径0.1mm）以上。

粉砂与粘土的界限，十进制为0.01mm，即把粘土矿物开始出现的粒度上限作为划分界限；2的几何级数制为0.0039（1/256）mm，因为它们认为粘土矿物一般颗粒较细，大多数是在0.004mm或0.005mm以下。一些专门从事粘土矿物或粘土岩研究的人们，则把粉砂与粘土的界限划得更低，定为0.002mm或0.001mm。

我国石油矿区多采用十进制，这一分类方法便于记忆，用于定名也比较简单，同时基本上符合储油层研究的要求。但砾与砂的界限习惯上定在2mm，把2～lmm的碎屑称为巨砂。

2的几何级数制所划分的粒度级别较多，造成在肉眼描述中应用的困难。但是应该看到，粒级划分的细致正好又是2的几何级数制的优点。它在各个粒级间构成了2的几何级数的等间距，因此在室内分析中详细划分粒级、应用数理统计方法以及作图和参数计算都很方便。

1934年克鲁宾（Krumbein）将伍登—温特华斯的粒级划分转化为ϕ值，即将2的几何级数制标度转化为中值标度。其转换公式为：

$$\phi = -\log_2 D$$

式中 D——颗粒的直径，mm。

因为$D=2^n$，$\log_2 D = n$，所以$\phi = -n$。表4-2说明了“D”与“ϕ”的换算关系。

ϕ值分级标准提出后受到广泛重视，并且很快得到推广。这是由于它具备以下的优点：

1）将颗粒直径用毫米表示的分数（或小数）变成了整数；

2）大量出现的粗砂以下的较小粒度均表现为正数；

3）在作图时，可不用对数坐标纸，因为已经将对数等间距坐标转换成了算术等间距坐标。

表 4-2 “D”与“ϕ”的换算关系

D，mm		$D=2^n$	ϕ 值	D，mm		$D=2^n$	ϕ 值
小数式	分数式			小数式	分数式		
8	8	$8=2^3$	-3	0.5	1/2	$1/2=2^{-1}$	1
4	4	$4=2^2$	-2	0.25	1/4	$1/4=2^{-2}$	2
2	2	$2=2^1$	-1	0.125	1/8	$1/8=2^{-3}$	3
1	1	$1=2^0$	0				

3. 碎屑岩的粒度分类及命名

碎屑岩的粒度特征是碎屑岩分类和命名的基础，其他的分类命名（如成分、成因）常是在这一基础上进行的。由于碎屑岩颗粒分选的差异，常采用三级命名法对碎屑岩进行粒度分类。

1）三级命名法。以含量大于 50% 的粒级定岩石的主名，即基本名；含量介于 50%～25% 的粒级以形容词“××质”的形式写在基本名之前；含量在 25%～10% 的粒级作次要形容词，以“含××”的形式写在最前面；含量小于 10% 的粒级一般不反映在岩石的名称中。

2）假如碎屑岩的粒度分选较差，所含粒级较多，但没有一个粒级的含量大于 50%，而含量在 50%～25% 的粒级又不止一个，这时则以含量为 50%～25% 的粒级进行复合命名，以“××—××岩”的形式表示，含量较多的写在后面。其他含量少的粒级仍按第一条原则处理。

3）若碎屑岩的粒度分选更差，不但没有含量大于 50% 的粒级，而且含量为 50%～25% 的粒级也没有或者只有一个，则应将此岩石的全部粒度组分分别合并为砾、砂和粉砂三大级，然后按前两条原则命名。

二、碎屑颗粒形状和球度

1. 球度

球度是一个定量参数，用它来度量一个颗粒近于球体的程度。1958 年斯尼德和福克（S. Need and Folk）在评论了过去测量球度的方法以后，提出了最大投影球度法，用以确定球度参数数值。它是用与颗粒体积相同的球体的横切面积与该颗粒的最大投影面积的比值求得的。其数学定义为：

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

实际应用证明，最大投影球度法比过去其他方法更有利于研究颗粒在流体介质中的动态。

由上式可以看出，颗粒的三个轴越接近相等，其球度越高；相反，片状和柱状颗粒都具有很低的球度。

在搬运过程中，不同球度的颗粒表现不同。如在悬浮搬运组分中，球度小的片状颗粒最容易被漂走，因此在细砂和粉砂中常聚集有较大片的云母碎屑。在滚动搬运中，则只有球度大的颗粒才最易于沿床底滚动。

球度与下述圆度是两个不同的概念。球度高的颗粒，其圆度可以不好，反之亦然。在碎屑颗粒搬运过程中，球状颗粒不仅比其他形状的颗粒更容易滚动，而且它的单位体积表面积

最小，所以它比其他形状的颗粒沉降得更快。

2．形状

颗粒的形状是由颗粒中 A，B，C 三个轴的相对大小决定的。上述颗粒球度的定义并不能表明这一特性，即使是理想的椭球体，也难于用球度表示其独特的形状。辛格（Zingg，1953）根据颗粒 A，B，C 三个轴的长度比例，将颗粒分为四种形状（如图 4－2 所示）：

圆球体：$B/A>2/3$，$C/B>2/3$；

椭球体：$B/A<2/3$，$C/B>2/3$；

扁球体：$B/A>2/3$，$C/B<2/3$；

长扁球体：$B/A<2/3$，$C/B<2/3$。

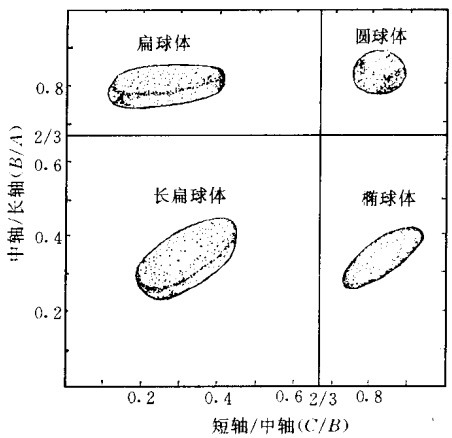


图 4－2　颗粒形状分类

圆球体的球度最高，而不同形状的扁球体和椭球体却可以有相同的球度。在碎屑物质的搬运过程中，上述不同形状颗粒表现着不同的性质，例如椭球状颗粒一定会比扁球状颗粒易于滚动。由此可见，除对颗粒球度的描述外，颗粒形状研究也是必要的。

形状研究在砾石中具有特殊作用，因为砾石形状常与其成因环境有着密切的联系，所以可根据砾石形状去分析沉积环境。但是，对于砂粒形状的测量是很困难的，一般可根据薄片中所见的视长轴和视短轴的比率近似地求得。但是，在薄片中对石英砂粒的大量观察表明，视短轴与视长轴的平均“轴比率”的变化范围不大，都在 0.61～0.73 之间，而且不同样品中砂粒轴比率的变化几乎与同一样品不同方向切片中所测数据的变化一样。可见，对于石英砂粒的这项研究实际效果不大。在碎屑岩薄片观察中，一般只对那些特殊形状的（如长条形颗粒等）进行描述，同时应当记录其颗粒的排列方式和伸长方向。

三、碎屑颗粒圆度及颗粒表面结构

1．圆度

圆度是指碎屑颗粒的原始棱角被磨圆的程度，它是碎屑的重要结构特征。圆度在几何上反映了颗粒最大投影面影像中的隅角曲率，即：

$$\text{圆度} = \frac{\Sigma r/n}{R}$$

式中　r——隅角的内切圆半径；

n——隅角数；

R——颗粒的最大内切圆半径。

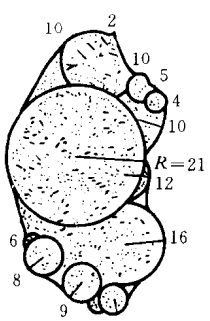


图 4－3　颗粒最大投影面上圆度的测量

上式表明，圆度为角的平均曲率半径与颗粒最大内切圆半径之比（如图 4－3 所示）。圆度的数值变化在 0～1 之间，圆度越高，圆度的数值越大。

在实际工作中主要用估计方法确定颗粒圆度。鲍尔斯（Powers，1953）曾作了一组图（如图 4－4 所示），用来表示从尖棱角状至滚圆状各级圆度的特征，并规定了各圆度级别的描述名称。为便于统计，福克（1955）提出了圆度标度，称之为 ρ。ρ 值范围从 0（尖棱角状）～6（滚圆状），他所规定的圆度级别与鲍尔斯

的圆度标准一致。要注意将球度和圆度这两个概念区别开。从图 4－4 中可以看出，不同球度的颗粒可以属于同一圆度级别，而球度类似的颗粒又可表现完全不同的圆度。

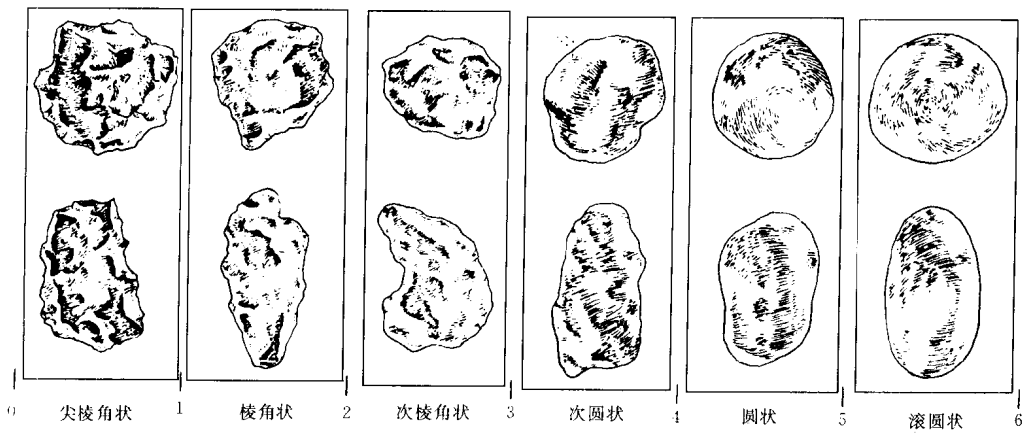


图 4－4 圆度的形状和分级

（据鲍尔斯，1953）

注：同一方框的颗粒圆度相似，但球度不同。

在手标本的观察描述中，通常把碎屑的圆度划分为如下四个级别：

棱角状：碎屑的原始棱角无磨蚀痕迹或只受到轻微磨蚀，其原始形状无变化或变化不大；

次棱角状：碎屑的原始棱角已普遍受到磨蚀，但磨蚀程度不大，颗粒原始形状明显可见；

次圆状：碎屑的原始棱角已受到较大的磨损，其原始形状已有了较大的变化，但仍然可以辨认；

圆状：碎屑的棱角已基本或完全磨损，其原始形状已难以辨认，甚至无法辨认，碎屑颗粒大都呈球状、椭球状。

碎屑的圆度一方面取决于它在搬运过程中所受磨蚀作用的强度，另一方面也取决于碎屑本身的物理化学性质以及它的原始形状、粒度等。

碎屑的圆度总是随着其搬运距离和搬运时间的增加而增高，这是碎屑颗粒圆度变化的总趋势。碎屑在搬运过程中受到的磨蚀作用越强，其原始棱角被磨蚀得越显著，圆度也就越好。这对于粗碎屑，特别是对滚动搬运的砾石来讲表现得更为明显。

在河流环境中，砾石的磨圆度随着粒度的增大而增高，大砾石比小砾石的机械磨蚀表现得显著。与砾石相比，砂级碎屑的圆化速度要慢得多，这是由于砂砾多呈悬浮状态搬运的缘故。同理，砂的粒级越细，其在搬运中遭受的磨损越小。

2．颗粒的表面结构

表面结构是碎屑颗粒表面的形态特征，一般主要观察表面的磨光程度及表面刻蚀痕迹两个方面。近期这一方面的研究越来越被人们重视，主要是由于碎屑颗粒的表面结构在揭示侵蚀、搬运作用和识别沉积环境中有着实际意义。近年来应用透射电子显微镜、扫描透射电子显微镜进行颗粒表面结构研究，比仅用光学显微镜得到了更加详细和深入的成果。

霜面似毛玻璃状，在反射光下看表面模糊不透明。一般认为霜面是沙丘石英砂粒的特征，因为它在风力搬运的沙漠沙丘的石英砂粒表面表现得最为明显。由此认为古代砂岩中颗

粒表面的毛玻璃化是风成的成因标志。但也有人提出，引起毛玻璃化的主要因素是化学作用，在沙漠环境中溶解作用与沉淀作用交替进行从而形成了霜面，在这里风力仅起着次要作用。除砂粒外，沙漠卵石也是以具有霜面为其重要特征。

磨光面是光滑的磨亮的表面，水力搬运的河流石英砂和海滩石英砂具有这种外貌。

刻蚀痕迹是由碰撞作用造成的，在冰川环境可以形成擦痕砾石，这是在搬运过程中砾石被冰或坚硬的冰床基岩刻划造成的。性质较软的岩石，如石灰岩砾石上常发育有清晰的擦痕。在高速水流中，碎屑颗粒间的相互碰撞可以形成新月形撞痕和击痕。撞击作用也能在颗粒表面造成麻点，这种麻点的周围常伴有微细的裂纹。

在海滩带及海的近岸高能带，石英砂粒表面具有机械成因的V形坑，并可见到不同形状的槽沟及贝壳状断口。但在沙丘砂及港湾砂中，由于有化学作用的参加，常使机械坑痕被削弱，从而表现出机械作用与化学作用叠加的表面特征。

水流搬运中的化学溶解作用常在颗粒表面留下痕迹。如在碳酸盐岩砾石表面，由于溶解作用可以产生一些侵蚀洼坑，甚至能够形成微岩溶现象。

当前，通过用电子显微镜研究颗粒表面结构，能够识别出的环境有：滨海环境（高能海、中能海、低能海）、风成环境（热带沙漠沙丘）和冰川环境（冰川、冰水环境）。但是，颗粒表面结构的研究还存在一定的问题，例如在沉积环境中常常出现不同来源砂粒混淆的现象，特别对河流沉积样品很难判别其特征。古代砂岩常因成岩、后生作用使沉积物的原始表面结构受到改造，因而造成环境分析的困难。另外，现在已经观察到的各种表面现象，不同的研究者又常作出不同的解释。上述这些问题都需要在今后的研究工作中继续解决。

四、填隙物的结构

碎屑岩的填隙物包括杂基和胶结物。由于它们的成因不同，因此在结构上也表现着各自的特点。

1. 杂基

杂基是碎屑岩中与粗碎屑一起沉积下来的细粒填隙组分，粒度一般小于0.03mm（或5ϕ），它们是机械沉积产物而不是化学沉淀组分。但这里指出的杂基粒度界限主要适用于砂岩；面对于更粗的碎屑岩，如在砾岩中，杂基也相对变粗，除泥以外可以包括粉砂甚至砂级颗粒。

杂基的含量和性质可以反映搬运介质的流动特性及碎屑组分的分选性，因而也是碎屑岩结构成熟度的重要标志。这正是认识杂基重要性的意义所在。

沉积物重力流中含有大量杂基，由此形成的沉积物是以杂基支撑结构为特征；而牵引流中主要搬运床沙载荷，最终形成的砂质沉积物以颗粒支撑结构为特征，杂基含量很少，粒间由化学沉淀胶结物充填。可见杂基含量是识别流体密度和粘度的标志。

同时，杂基含量也是重要的水动力强度标志。在高能量环境中，水流的簸选能力强，粘土会被移去，从而形成干净的砂质沉积物；相反，砂岩中杂基含量高，则表明分选能力差，这是结构成熟度低的表现。杂基含量也是沉积速率的反应标志。一般地说，沉积越快，杂基含量越高。

从成分上看，杂基多为粘土矿物，有时为碳酸盐灰泥、云泥及一些细粉砂碎屑颗粒。由于杂基在碎屑岩中有这样重要的成因意义，因而识别它就显得十分重要。但是实际上在填隙物中杂基和胶结物并不是任何时候都能区分开的，特别是因成岩作用使沉积标志遭受改造后，更增加了识别上的困难。

杂基中大多数是同生期杂基，实际上只有同生期杂基才具有上述的沉积成因意义。代表原始沉积状态的杂基称原杂基，其可含有碳酸盐泥及石英、长石等矿物的细碎屑。原杂基与碎屑颗粒的界线清楚，两者间无交代现象。在杂基支撑结构的砂岩中，原杂基含量可高于30%，同时碎屑颗粒常表现较差的分选性［如图4-5（a）所示］。

原杂基经成岩作用明显重结晶后则转变为正杂基。正杂基在含量和分布上继承了原杂基的特点。因发生了重结晶作用，粘土物质表现为显微鳞片结构。当晶粒较粗时，在偏光显微镜下常可分辨矿物的种类，可鉴别其为高岭石质、水云母质、蒙脱石质或方解石质。在杂基与碎屑颗粒间常见交代现象。有时由于重结晶作用发育不均匀，局部仍可见残余的原杂基结构。

原杂基和正杂基都可以作为沉积环境的标志。但在碎屑岩中还可见到一些与杂基极为相似的细粒组分，它们在成因上与杂基完全不同，可称之为“似杂基”，常见的有如下几种。

（1）淀杂基

是在成岩作用过程中，从孔隙水中析出的粘土矿物胶结物。虽然成分上是粘土（层状硅酸盐）矿物，这一点像杂基，但在结构上表现的是化学胶结物产状，它们是单矿物质的，晶体干净，透明度好，常见鳞片状或蠕虫状自生晶体集合体。在碎屑颗粒周围可呈栉壳状［如图4-5（b）所示］或薄膜状分布。不同成岩时期形成的淀杂基可构成有层次的世代结构。

（2）外杂基

指碎屑沉积物堆积后，在成岩后生期充填于其粒间孔隙中的外来杂基物质。外杂基在岩石中分布不均匀，是多矿物质的，常表现得污浊、透明度差。主要出现在碎屑颗粒分选较好、原生粒间孔隙发育的部位，这一特点是与原杂基、正杂基的重要区别。

（3）假杂基

是软碎屑经压实碎裂形成的类似杂基的填隙物。泥质岩屑、灰质岩屑，特别是具类似成分的盆内碎屑性质都很软弱，在压实作用下会被压扁、压断、压裂甚至压碎，从而形成假杂基。假杂基在碎屑岩中以不均匀的斑块状产出为特征。常能同时见到局部被压碎的软颗粒，这是识别假杂基的直接证据［如图4-5（c）所示］。

这里还要引出结构成熟度的概念。结构成熟度是指碎屑沉积物经风化、搬运和沉积作用的改造，使之接近终极结构特征的程度。福克（1951）指出了粘土杂基是砂岩结构成熟度的标志之一。当然结构上最成熟的砂岩除不含粘土杂基外，碎屑颗粒还应具有良好的分选性和

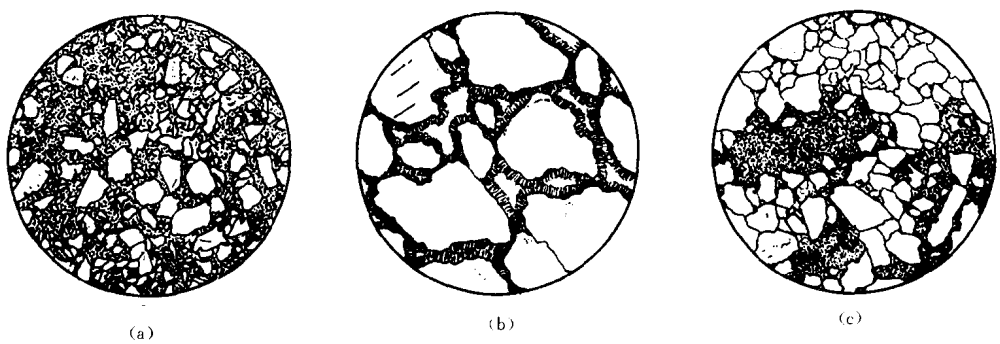


图4-5　原杂基和似杂基结构特征

（a）杂基支撑砂岩，杂基成分为粘土及灰泥，东濮濮深3井，沙四段，单偏光×60；（b）淀杂基，青海冷湖3井，井深630m，单偏光×60；（c）压扁和压碎的假杂基，东濮卫城20井，2776.5m，单偏光×100

圆化程度。这些特征共同反映了沉积物经受了充分的水流簸选和磨蚀作用。

2. 胶结物

胶结物是化学成因物质，它的结构与化学岩的结构类似，其特点是由晶粒大小、晶体生长方式及重结晶程度等决定的。在碎屑岩中胶结物的含量总小于 50%，实际上胶结物所表现的是孔隙充填结构，常见的类型有如下几种（如图 4-6 所示）。

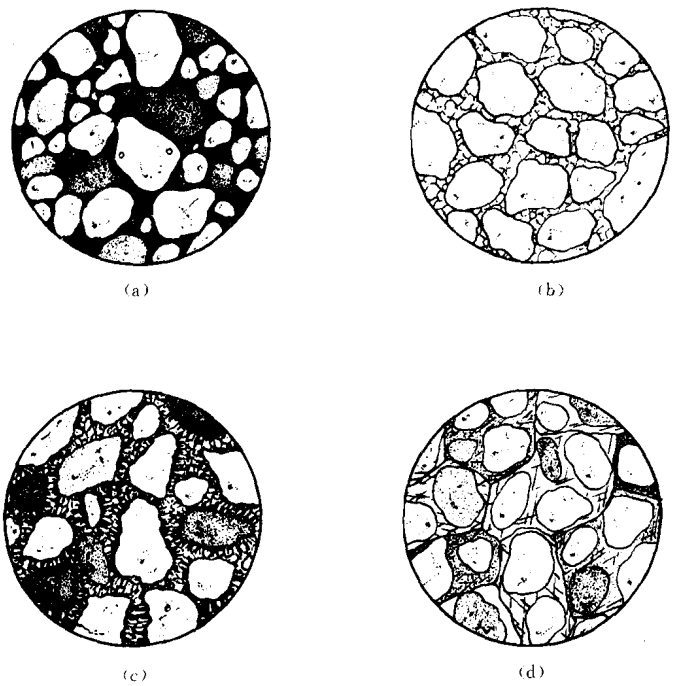


图 4-6 胶结物的结构

(a) 隐晶质结构；(b) 粒状结构；(c) 栉状结构；(d) 嵌晶结构

(1) 非晶质及隐晶质结构

蛋白石及磷酸盐矿物常形成非晶质胶结物，它们在偏光显微镜下表现为均质体性质。隐晶质结构用肉眼不能分辨晶粒，但在偏光显微镜下能见到微弱的晶体光性，如玉髓、隐晶质磷酸盐等。

(2) 显晶粒状结构

胶结物呈结晶粒状分布于碎屑颗粒之间，因晶粒较大，在手标本上可以分辨，碳酸盐胶结物常具有这种结构。显晶粒状胶结物可以呈粒状或纤维状分散于碎屑颗粒之间，也可以围绕碎屑颗粒呈薄膜状或放射状生长，从而构成薄膜胶结或栉状胶结。方解石、文石、玉髓易形成栉状结构，其特征是轴体长轴垂直颗粒边缘生长。

(3) 嵌晶结构

胶结物的结晶颗粒较粗大，晶粒间呈镶嵌结构，每一个晶粒中都可以包含有多个碎屑颗粒。方解石、石膏、沸石等化学胶结物容易形成此种胶结。胶结物的粗大晶体是经成岩、后生阶段的重结晶作用形成的。

(4) 自生加大结构

这种胶结类型多见于硅质胶结的石英砂岩中。硅质胶结物围绕碎屑石英颗粒生长，两者

成分相同，而且表现完全一致的光性方位。使用偏光显微镜，在正交光下可见碎屑颗粒与其自生加大胶结物同时消光，在单偏光下借助于原碎屑颗粒边缘的粘土薄膜可以辨别出碎屑的轮廓。有时在长石周围也可以发生自生加大现象。良好的自生加大胶结形成于成岩阶段，或为后生阶段形成。

必须指出，在碎屑岩中常存在有过渡的或混合的胶结物结构，在岩石的观察和描述中应当注意。

第二节　胶结类型及颗粒支撑性质

一、胶结类型

在碎屑岩中，胶结物或填隙物的分布状况及其与碎屑颗粒的接触关系称为胶结类型。

决定碎屑岩的胶结类型的因素，一是碎屑颗粒与胶结物或填隙物的相对数量，二是碎屑颗粒之间的接触关系。以此为依据，可将胶结类型划分为以下几种（如图 4－7 所示）。

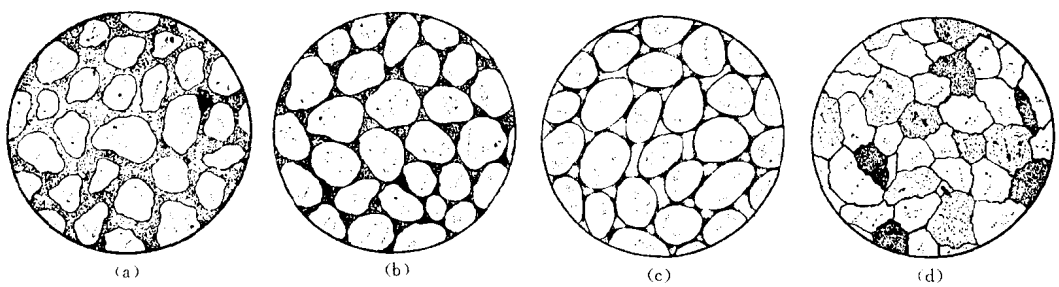


图 4－7　胶结类型

(a) 基底胶结；(b) 孔隙胶结；(c) 接触胶结；(d) 镶嵌胶结

1．基底胶结

填隙物含量较多，碎屑颗粒在其中互不接触呈漂浮状，填隙物主要为原杂基（或由之转变成的正杂基）。这种胶结类型一般代表着高密度流快速堆积的特征。基底式胶结实际上可称为杂基支撑结构，它形成于沉积同生期。

2．孔隙胶结

这是最常见的颗粒支撑结构。碎屑颗粒构成支架状，颗粒之间多呈点状接触。胶结物含量少，只充填在碎屑颗粒之间的孔隙中，它们是成岩期或后生期的化学沉淀产物。

3．接触胶结

亦称为颗粒支撑结构，颗粒之间呈点接触或线接触，胶结物含量很少，分布于碎屑颗粒相互接触的地方。它可能是干旱气候带的砂层，因毛细管作用，溶液沿颗粒间细缝流动并沉淀形成的；或者是原来的孔隙式胶结物经地下水淋滤改造而成的。

4．镶嵌胶结

在成岩期的压固作用下，特别是当压溶作用明显时，砂质沉积物中的碎屑颗粒会更紧密地接触。颗粒之间由点接触发展为线接触、凹凸接触，甚至形成缝合状接触。这种颗粒直接接触构成的镶嵌式胶结，有时不能将碎屑与其硅质胶结物区分开，看起来像是没有胶结物，因此有人称之为无胶结物式胶结。

二、支撑结构

碎屑结构的支撑类型可划分为两类，即杂基支撑结构和颗粒支撑结构。在杂基支撑结构中，杂基含量高，颗粒在杂基中呈漂浮状。在颗粒支撑结构中，颗粒之间可有不同的接触性质，包括点接触、线接触、凹凸接触和缝合接触。这不仅是胶结形式上的差别，从成因上看，上述顺序即从点接触至缝合接触反映了沉积物在埋藏成岩过程中经受压固、压溶等成岩作用的强度和进程，颗粒间缝合接触是成岩程度很深的特征。可见，认识碎屑岩的胶结类型和颗粒间接触的性质，不仅对沉积环境分析有意义，还可为碎屑岩的成岩阶段分析提供依据。

第三节 粒度分析

粒度分析的目的是研究碎屑岩的粒度大小和粒度分布。碎屑岩的粒度分布及分选性是衡量沉积介质能量的度量尺度，是判别沉积时自然地理环境以及水动力条件的良好标志。碎屑岩的粒度及其空间展布也影响了储层的物性。粒度分析不仅有利于分析沉积水动力条件，而且对于沉积储层评价也有意义。

一、粒度参数和粒度资料图解

1. 粒度资料图解

与粒度资料有关的多种图解，例如直方图、频率曲线都可作为沉积环境分析的参考标志。根据前述粒度分析方法，可以得到反映各粒级重量百分比及累积重量百分比的粒度分析结果（见表 4-3）。为了更好地利用这些第一性资料，常需要将这些数据编绘成一定的图件，用于辅助分析沉积环境并获得一些粒度参数。

（1）直方图和频率曲线

直方图是最常用的粒度组分图件，它由一系列相邻的长方块构成。各长方形的底边等长，其长度代表粒度区间；长方形的高代表每种粒度的频数，即表示各粒度区间的重量百分比。横坐标代表颗粒直径 ϕ 值，纵坐标是算数百分坐标。应用表 4-3 的数据可以得到如图

表 4-3 筛析记录表

颗粒直径		重量	重量百分比		累积重量百分比
mm	ϕ	g	%		%
>1	>0	2.12	0.53		0.53
1~0.75	0~0.4	7.72	1.93		2.46
0.75~0.60	0.4~0.72	61.18	15.29	29.51	17.75
0.60~0.50	0.72~1.0	49.18	12.29		30.04
0.50~0.43	1.0~1.2	35.52	8.88		38.92
0.43~0.40	1.2~1.3	40.72	10.18	43.25	49.10
0.40~0.30	1.3~1.75	83.02	20.75		69.85
0.30~0.25	1.75~2.0	13.75	3.44		73.29
0.25~0.20	2.0~2.32	79.18	19.79		93.08
0.20~0.15	2.32~2.72	23.73	5.93	26.24	99.01
0.15~0.12	2.72~3.0	2.10	0.52		99.53
0.12~0.10	3.0~3.3	0.58	0.15		99.68
0.10~0.09	3.3~3.5	0.24	0.06	0.36	99.74
0.09~0.075	3.5~3.75	0.30	0.08		99.82
0.075~0.06	3.75~4.0	0.80	0.07		99.89
<0.06	>4.0	0.82	0.21		100.10

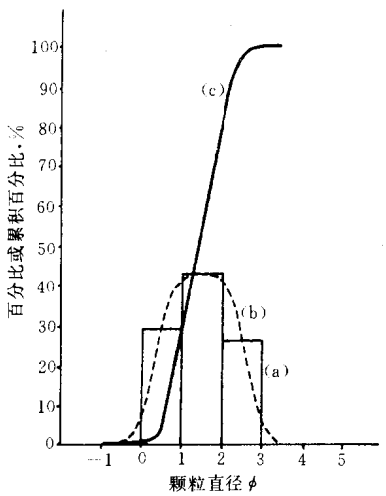


图 4－8　青岛海滩某砂样的粒度曲线
(a) 直方图；(b) 频率曲线；
(c) 累积曲线

4－8 所示的直方图。这种图的优点是能一目了然地表现出样品的粒度变化和各粒级碎屑的百分含量。

将直方图上各方块的顶边中点连接起来，绘制成一条圆滑曲线，这就是频率曲线图（如图 4－8 所示）。与直方图类似，频率曲线也表示了样品的粒度分布。因频率曲线图形简单、直观，因此应用得更广。

通常把直方图中突出于周围方块之上的高方块或频率曲线中的高点称为峰（亦称众数）。如果样品中只有一个峰，称为单峰；若有两个或两个以上的峰，则称为双峰或多峰。图 4－9 列举了不同成因沉积物的直方图。海岸卵石层的粒度范围最窄，具有很突出的单峰，这是沉积物粒度分选极好的特征；河流冲积沉积物的粒度分布较宽，具双峰，峰所在粒级的重量百分比并不高，这是分选性不好的表现；而冰川沉积和雨水冲刷斜坡上的堆积物，则粒度分布范围更广，其中砾石与泥、砂混杂，说明分选性更差。

(2) 累积曲线

这是用粒度分析成果中的累积重量百分比数作成的图。应用表 4－3 的数据，可以得到如图 4－8 所示的累积曲线。横坐标仍然表示粒径，而纵坐标表示的是各粒级的累积百分含量。要注意，累积数据是由粗粒级开始计算的（见表 4－3）。

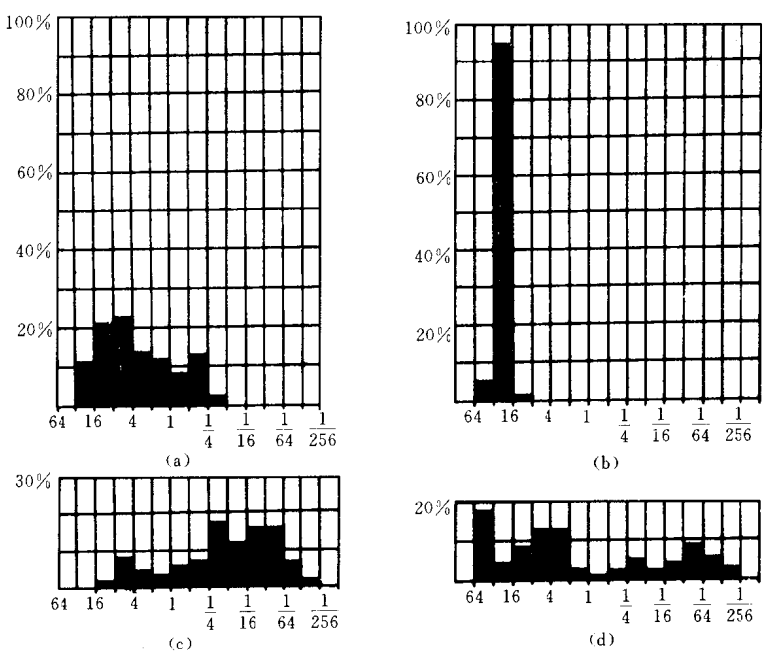


图 4－9　不同成因碎屑沉积物的粒度组分直方图
(转引自 H.B. 瓦索也维奇，1958)
(a) 砂质卵石砾石，克拉代克（阿拉斯加）的河流冲积（据奥丁）；(b) 海岸细卵石层，朗格比格（美国）（据温特华斯）；(c) 含碎石的冰川砂，依利诺斯（据奥丁）；(d) 雨水冲刷斜坡上的堆积物，梅格兰达（据温特华斯）

累积曲线总是构成“S”形，但不同沉积环境形成的碎屑沉积物，其累积曲线形态是有差别的。滨海沉积和风成沉积的碎屑物质分选好，粒度范围窄，因而累积曲线很陡；洪流及冰川沉积分选差，粒度分布范围宽，累积曲线表现得平缓（如图 4－10 所示）。

（3）概率值累积曲线

仍然用累积重量百分比作图。横坐标仍为粒径 ϕ 值，而纵坐标改用概率百分数标度，这样做成的便是概率值累积曲线图（如图 4－11 所示）。与算术坐标不同，概率百分坐标是以 50% 为对称中心的非等间距坐标，它是按单峰正态曲线分布的规律刻划的。

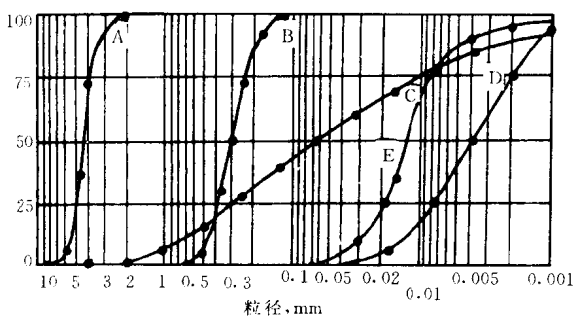


图 4－10　不同成因碎屑沉积的累积曲线

A—海滨砾石；B—海滨砂；C—冰川沉积物；D—页岩；E—黄土

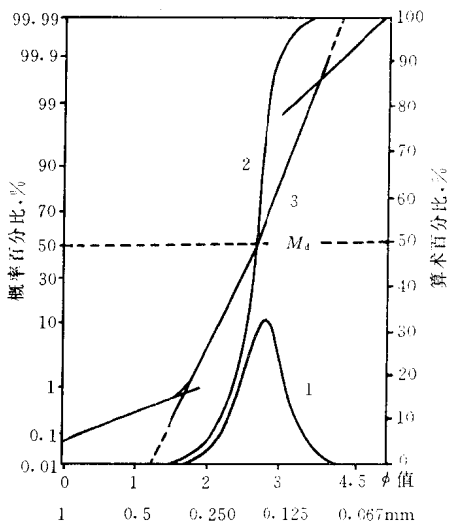


图 4－11　常用的三种粒度曲线

1—频率曲线；2—累积曲线；3—概率值累积曲线

如果粒度分布符合通常所说的对数正态分布的话，那么用概率坐标在图上会得到一条直线。但一般碎屑沉积物的概率值累积曲线总是表现为相交的几个直线段，这反映了在沉积物中包含着几个正态次总体。利用此图的这种表征，便于识别不同的搬运和沉积作用（详见后）。

与“S”形累积曲线相比，概率值累积曲线是将碎屑组分中含量较少的粗、细尾部的特点放大了，这方便于沉积成因分析。

2．粒度参数

人们可以用多种数学方法来计算一些粒度参数。首先在前述的累积曲线上获得某些累积百分比处的颗粒直径，进而计算诸如平均粒径 M_z、标准偏差 σ_1、偏度 SK_1 和峰度 K_G 等参数。过去多用特拉斯克（TrasK）公式计算，当前应用更广的是用福克和沃德（Folk and Ward）公式来计算相关粒度参数（见表 4－4）。

每一个粒度参数都以一定的数值定量地表示碎屑物质的粒度特征。单个粒度参数及其组合特征可作为判别沉积水动力条件及沉积环境的参考依据。

（1）平均粒径和中值

表示粒度分布的集中趋势。碎屑物质的粒度分布一般是趋向于围绕着一个平均的数值，即中值、众数或平均粒径。这些数值受两个因素的控制，一是沉积介质的平均动力能（速

度），二是来源物质的原始大小。

表 4-4 常用的粒度参数

名　称	特 拉 斯 克	福克和沃克
中值	$M_d = P_{50}$	$M_d\phi = \phi_{50}$
平均粒径	$M_Z = \frac{P_{25} + P_{75}}{2}$	$M_Z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$
分选	$S_0 = \frac{P_{25}}{P_{75}}$	$\sigma_1 = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$
偏度	$SK = \frac{P_{25} \cdot P_{75}}{M_d^2}$	$SK_1 = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} \quad \phi_5)}$
峰度	$K_G = \frac{P_{75} - P_{25}}{2(P_{90} - P_{10})}$	$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$

中值 M_d 是累积曲线上颗粒含量 50%处对应的粒径，特拉斯克以毫米（mm）作粒径单位，福克等是用 ϕ 值表示粒径。中值的意义是指它在粒度上居于沉积物的中央，有一半重量的颗粒大于它，另有一半小于它。

中值很容易求得，但其代表性较差，因为它不能表示粗、细两侧的粒度变化。为此，近年来有人主张不用中值，而改用平均粒径。对于平均粒径目前也有着不同的定义。

根据福克和沃德定义，平均粒径为：

$$M_Z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$$

这里粗略地把粒度分成三段，ϕ_{50}代表中间一段的平均大小，ϕ_{84}代表较细一段的平均大小，ϕ_{16}代表较粗一段的平均大小。可见平均粒径比中值更能正确地反映碎屑颗粒的集中趋势。

平均粒径或中值是沉积物最主要的粒度特征之一。这一参数指标常被用来作沉积韵律剖面图或平面等值线图，用以表示沉积物质在纵向上或横向上的粒度变化规律。

（2）标准偏差和分选系数

这是表示分选程度的参数。它表示颗粒大小的均匀程度，或者说是表现围绕集中趋势的离差。

过去多用分选系数说明分选性。分选系数可表示为：

$$S_0 = \frac{P_{25}}{P_{75}}$$

式中　P_{25}和 P_{75}——分别代表累积曲线上颗粒含量 25%和 75%处所对应的颗粒直径。

当颗粒的分选性很好时，P_{25}与 P_{75}两值很靠近，所以 S_0 值很小；相反，S_0 值大则说明离散度大，即分选性差。

根据 S_0 的大小可以划分分选等级：$S_0 = 1 \sim 2.5$，分选好；$S_0 = 2.5 \sim 4.0$，分选中等；$S_0 > 4.0$，分选差。也有人用公式 $S_0 = \sqrt{P_{25}/P_{75}}$ 来计算分选系数，相应地用开方后的数据确定分选级别。

分选系数应用很广，但上述公式存在着缺欠，因为它没能包括粗、细尾端的分选特点。计算粒度分选性的新公式不只一种，由福克和沃德提出的标准偏差公式为：

$$\sigma_1 = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$$

式中除包含了粒级分布的中央部分（16%～84%）外，也包括了对水动力条件反映最灵敏的粗、细尾部（95%和5%）的分选情况。因此，该式被认为更全面和更富有成因意义。

前人曾分析了大量（近千个）样品，从而确定了用标准偏差 σ_1 确定分选级别的标准：$\sigma_1 < 0.35$，分选极好；$\sigma_1 = 0.35 \sim 0.50$，分选好；$\sigma_1 = 0.50 \sim 0.71$，分选较好；$\sigma_1 = 0.71 \sim 1.00$，分选中等；$\sigma_1 = 1.00 \sim 2.00$，分选较差；$\sigma_1 = 2.00 \sim 4.00$，分选差；$\sigma_1 > 4.00$，分选极差。

分选性的好坏也可以作为环境标志。碎屑物质的分选程度与沉积环境的水动力条件和自然地理条件有着密切的关系。总的看来，风成沙丘砂的分选最好，海（湖）滩砂次之，河砂更差，分选最坏的是冲积扇和冰川沉积。

风成沙丘沉积的分选好，是由于风的速度变化范围小，其所能携带的砂的粒级范围也窄，一般是以细砂为主，含少量中砂和粉砂。海（湖）波浪作用是往复的运动，它使沉积物经受多次的搬运和分选，从而也造成很好的分选。而河流则不然，它流速变化范围大而且变化频繁，造成沉积物很差的分选性，并且分选系数或标准偏差数值也表现得很不稳定。冰川沉积具极差的分选性，因为冰川搬运是把沿途遇到的沉积物全部冻结在冰里，冰融解时沉积物则堆积下来，根本谈不上分选作用。

从河流的上游至下游，碎屑物质的粒度中值或平均粒径有明显的递减现象，即上游的沉积物粗，下游则较细。但是，分选程度与搬运距离却不是简单的直线关系。从上游至下游，分选系数或标准偏差数值常是呈波浪式变化的。这主要是受物源的影响，多物源供应，特别是当河流中有支流加入时，由于新物源区物质的混入，会使沉积物的分选性明显变差。不同粒度参数间常存在着一定的统计关系。许多研究表明，在平均粒径与分选性之间可以明显地看到，分选性最好的沉积物，其平均粒径一般为细砂级。

（3）偏度

偏度 SK_1 被用来判别粒度分布的不对称程度。福克和沃德的偏度公式为：

$$SK_1 = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

从频率曲线上看，对数正态分布是左右对称的，同时中值、平均粒径和众数一致，即表现为一个数值。用偏度公式计算，正态粒度分布的 SK_1 应等于零。

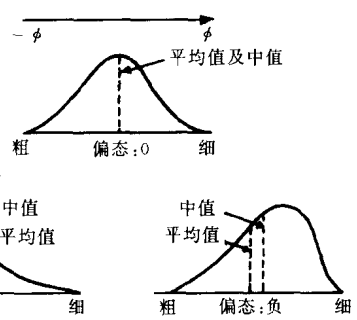


图 4-12　不同偏度的频率曲线形态
（据费里德曼，1961）

但一般碎屑沉积物的频率曲线常常并不完全对称，曲线的峰发生偏斜（如图 4-12 所示），这时中值、平均粒径和众数三者也发生偏离。根据峰的偏斜方向可分出：

1）正偏态：峰偏向粗粒度一侧，说明沉积物以粗组分为主，细粒一侧表现为低的尾部。用偏度公式计算，SK_1 应为正值。

2）负偏态：峰偏向细粒度一侧，沉积物以细粒为主，粗粒一侧有低的尾部，这时 SK_1 应为负值。不对称的频率曲线可以是单峰曲线，也可以是双峰曲线，表现为在含量较少的尾

部有一个低的次峰（如图 4－13 所示）。

福克（1966）按偏度值 SK_1 将偏度分为五级：$SK_1 = -1 \sim -0.3$，很负偏态；$SK_1 = -0.3 \sim -0.1$，负偏态；$SK_1 = -0.1 \sim +0.1$，近于对称；$SK_1 = +0.1 \sim +0.3$，正偏态；$SK_1 = +0.3 \sim +1$，很正偏态。

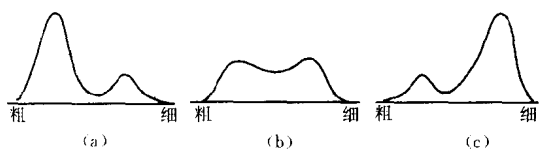


图 4－13　双峰态频率曲线

偏态的研究对于了解沉积物的成因有一定的意义。分选很好的纯砂或纯砾等沉积物，其频率曲线常为单峰正态对称曲线。但当有另外的组分加入时，常使分选变差，频率曲线相应地变为不对称。如果加入的是粗组分，则构成正偏度；若加入的是细组分，则构成负偏度。当有明显不同的两个粒度总体混合沉积时，如果两者含量相等，那么会表现为最差的分选，频率曲线呈平坦的马鞍状双峰曲线，由于图形仍为左右对称（如图 4－13 所示），所以偏度的数值趋于零。

由此可见，偏度值趋于零有两种完全不同的含义。一种是指单峰正态曲线，分选最好；另一种是表示马鞍形双峰曲线，两种粒度总体等量混合，分选最差。前者一般见于海滩沉积，后者多属河流沉积，在作成因分析时要注意区别。

（4）峰度（尖度）

峰度是用来衡量粒度频率曲线尖锐程度的，也就是度量粒度分布的中部与两尾端的展形之比。频率曲线的峰态示意如图 4－14 所示。福克和沃德提出的峰度公式为：

$$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$$

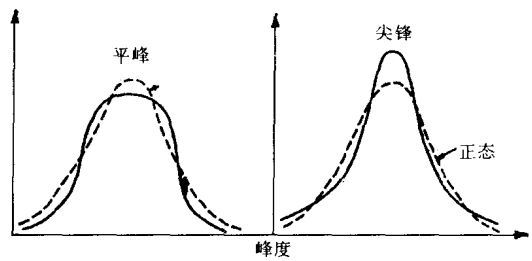


图 4－14　不同峰度的频率曲线形态

在对称正态曲线中，ϕ_{95} 与 ϕ_5 之间粒度间距是 ϕ_{75} 与 ϕ_{25} 之间粒度间距的 2.44 倍，因此正态粒度分布的 $K_G = 1$。根据一百多个样品的分析，福克等用 K_G 值确定了峰值的等级界限：$K_G < 0.67$，很平坦；$K_G = 0.67 \sim 0.9$，平坦；$K_G = 0.90 \sim 1.11$，中等（正态）；$K_G = 1.11 \sim 1.56$，尖锐；$K_G = 1.56 \sim 3.00$，很尖锐；$K_G > 3.00$，非常尖锐。

由于 K_G 值的分布不规则，作图时不方便，所以福克和沃德又建议在作图时将 K_G 值转换为 K'_G 值，其换算公式为：

$$K'_G = \frac{K_G}{K_G + 1}$$

K'_G 值的变化范围在 0.33～0.90，正态曲线的 K'_G 值等于 0.5。

峰度和偏度都能反映沉积物频率曲线的双峰性质及其尾部变化，因此在判断沉积环境时都很有意义。正常的海滩沉积砂的频率曲线为单峰对称的正态曲线，其偏度和峰度都正常，即偏度值近于零，峰度值近于 1。不正常的偏度和峰度值反映沉积物具双峰或多峰性，属于多物源沉积。极端（极高或极低）的峰度是两组沉积物混合沉积造成的，这在河流沉积中最常见。在反映这些成因性质时，偏度和峰度值常比频率曲线表现得更灵敏。

海滩、沙丘、风成坪地以及河流砂质沉积物的粒度参数综合特点见表 4－5，用这些特点可以对沉积砂进行环境分析。

表 4-5　几种常见沉积类型的粒度特点

沉积类型	特点				
	频率曲线形态	偏度	峰度	分选	粒度
河砂	常见双峰或多峰不对称曲线	变化大，正偏为主	数值多低	差～中	粗↓细
海滩砂	单峰对称正态曲线为主	多对称，偶有负偏态	中等至微尖	好	
沙丘砂	单峰曲线，微不对称	正偏态	中等	极好	
风成坪地砂	双峰曲线、不对称	正偏态	尖锐	好	

海滩砂的主要特点是频率曲线呈单峰对称形，分选好，主要由中、细砂组成，多为负偏态。沙丘砂和风成坪地砂都呈正偏态，但它们的峰度表现不同，沙丘砂中等峰度，风成坪地砂峰度尖锐。上述三类沉积的粒度平均值、标准偏差都差别不大，一般不能用作区别标志。河砂的粒度特点最明显，因此比较容易识别。

二、粒度分析在区分沉积环境中的应用

沉积岩的粒度是受搬运介质、搬运方式及沉积环境等因素控制的，反过来这些成因特点必然会在沉积岩的粒度性质中得到反映，这正是应用粒度资料确定沉积环境的依据。但是，对于古代的碎屑岩来说，因在埋藏过程中经受了复杂的成岩变化，原始沉积物的粒度会因石英次生加大或溶解等成岩作用而变大或变小，所以若上述相关成岩作用非常强烈时，就难以采用现今碎屑岩的粒度分析资料去分析判断古代沉积水动力条件和沉积环境。因此，在利用粒度资料研究沉积环境时应注意：

1）正确合理取样，取样时要考虑沉积成因单元；

2）采用同一体系计算公式计算粒度参数并作图；

3）研究碎屑岩成岩作用历史，了解碎屑颗粒是否比原始颗粒发生了粒径增大或缩小的作用；

4）采用标准坐标作累积概率图，以便进行对比研究；

5）结合沉积构造、沉积背景、沉积序列特征研究，考察粒度参数及图形在垂向上的变化规律；

6）注意采用多种粒度参数综合研究分析沉积水动力条件。

下面是常用的沉积环境粒度分析方法。

1. *粒度判别函数及成因图解*

萨胡（Sahu，1964）在碎屑沉积物研究中应用了判别分析。他从世界各地采集大量碎屑沉积物样品，其中有砾石、砂以及粉砂，但没有包括小于 0.004mm 的粘土，因为太细的颗粒难以测定。采样的环境类型有：河道、泛滥平原、三角洲、海滩、风坪、风成沙丘、浅海以及浊流。多数样品取自现代沉积物，只有浊流是用的岩石样品。在对这些样品进行分析研究的基础上，求得了各类沉积环境间的判别函数（见表 4-6）。由于萨胡粒度判别函数是根据现代沉积物作出的，故对碎屑岩环境分析存在局限性。

萨胡又以 $\sqrt{\sigma_1^2}$ 对 $\left\{\frac{S_{K_G}}{S_{M_z}}\cdot S\ (\sigma_1^2)\right\}$ 在对数坐标纸上作图（如图 4-15 所示）。在图 4-15 中，不同沉积环境间有明显的分界，同时图上还表示了能量及流动性下降的方向。应用这一

图解可以大致对浊流、三角洲、浅海、海滩及风成环境的沉积物进行区分。

表 4-6　鉴别沉积环境的萨胡判别函数

鉴别沉积环境	判别公式	鉴别值	函数平均值
风成沙丘与海滩	$Y_{风成-海滩} = -3.568M_Z + 3.7016\sigma_1^2 - 2.0766S_{K_1} + 3.1135K_G$	风成沙丘 $Y < -2.7411$ 海滩沙丘 $Y > -2.7411$	$\overline{Y}_{风} = -3.0973$ $\overline{Y}_{海滩} = -1.7824$
海滩与浅海	$Y_{海滩-浅海} = 15.6543M_Z + 65.7091\sigma_1^2 + 18.1071S_{K_1} + 18.5043K_G$	海滩沙丘 $Y < 65.3650$ 浅海沙丘 $Y > 65.3650$	$\overline{Y}_{海滩} = 51.9536$ $\overline{Y}_{浅海} = 104.7536$
浅海与河流（三角洲）	$Y_{浅海-河流} = 0.2852M_Z - 8.7604\sigma_1^2 - 4.8932S_{K_1} + 0.0482K_G$	浅海沙丘 $Y > -7.4190$ 河流沙丘 $Y < -7.4190$	$\overline{Y}_{浅海} = -5.3167$ $\overline{Y}_{河流} = -10.4418$
河流（三角洲）与浊流	$Y_{河流-浊流} = 0.7215M_Z - 0.4030\sigma_1^2 + 6.7322S_{K_1} + 5.2927K_G$	河流沙丘 $Y > 9.8433$ 浊流沙丘 $Y < 9.8433$	$\overline{Y}_{河流} = 10.7115$ $\overline{Y}_{浊流} = 7.9791$

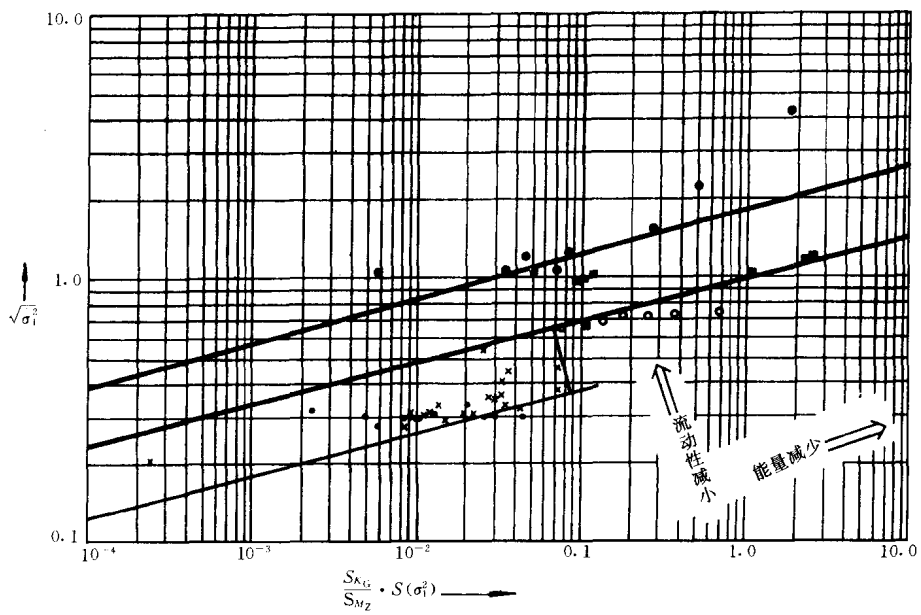


图 4-15　区别不同沉积环境 $\sqrt{\overline{\sigma_1^2}}$ 与 $\frac{S_{K_G}}{S_{M_Z}} \cdot S(\sigma_1^2)$ 关系图解

运用判别函数，对于每一个有粒度参数资料的样品都可以作沉积环境鉴别。但为应用这一沉积环境鉴别图解，则需每一沉积环境具有两个以上的一组样品。

关系图解中，纵坐标 $\sqrt{\overline{\sigma_1^2}}$ 为某一沉积环境中一组沉积物的标准偏差平方和取平均值后开方；横坐标 $\frac{S_{K_G}}{S_{M_Z}} \cdot S(\sigma_1^2)$ 为该组沉积物的峰度方根差与平均粒径方根差的比乘以标准偏差平方的方根差，式中 S 为方根差的代号。方根差是用于表现样品间离散性质的，其一般式为：

$$S = \sqrt{\overline{x^2} - \overline{x}^2}$$

那么峰度方根差应为 $S_{K_G} = \sqrt{\overline{K_G^2} - \overline{K_G}^2}$，余此类推。

对于某沉积环境，一组沉积物求得$\sqrt{\sigma_1^2}$和$\frac{S_{K_G}}{S_{M_Z}}\cdot S(\sigma_1^2)$两个数据后，可在关系图解上投点，根据点所落入的位置来判断沉积成因。

由于风成坪地与风成沙丘环境没有显著差别，三角洲与河流这两类环境也差别不大，故在上述判别方程及成因图解中都将其各划归一类。

2. 用概率累积曲线区分沉积环境

应用概率累积曲线图建立沉积环境的典型模式，这一研究成果是维谢尔（Visher，1965，1969）提出来的。

沉积物的粒度一般不是表现为单一的对数正态分布，因此其概率图总是由几个相交的直线段构成（如图4-16所示）。

沉积物存在着滚动、跳跃和悬浮三种搬运方式。前人研究表明，沉积物的三种搬运方式可以在粒度概率曲线上产生响应。一般来说，一个理想的粒度概率曲线包含三个次总体，它们分别代表着样品中的悬浮搬运组分、跳跃搬运组分和滚动搬运组分（如图4-16所示）。

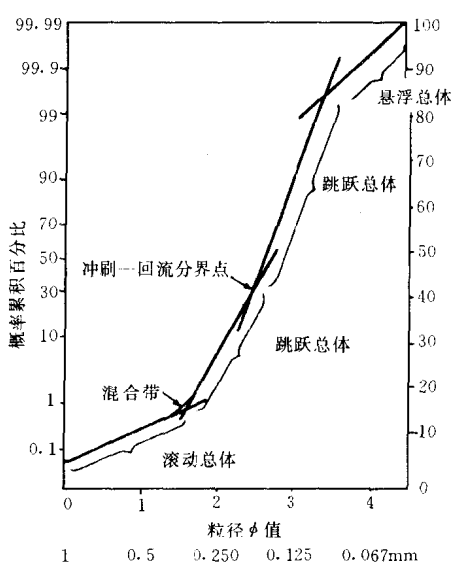


图4-16 粒度概率图及粒度次总体

1）悬浮搬运组分：最细的颗粒在水流中呈悬浮搬运，其颗粒大小一般小于0.1mm。但这个数据不是固定的，它取决于搬运介质的搅动程度，或者说悬浮的最大粒度是水流搅动强度的标志。

在悬浮负载与底负载之间总有一定数量的交替。大多数沉积物中都包含一些从悬浮状态沉积下来的细粒组分，它们在粒度概率图中形成一个独立的悬浮搬运次总体（即细粒尾部），居于图的右上方。

2）跳跃搬运组分：呈跳跃搬运的颗粒，其大小一般在0.1mm以上，最大可达1mm。最大粒度受水的流速、水深以及底层性质等因素的控制。跳跃搬运是指一边跳跃一边向前搬运。颗粒跳跃的高度从底面向上可达数十厘米。在跳跃层中，最粗的颗粒集中于底部。

跳跃搬运的方式在动荡的水中或流水中容易对颗粒进行分选，因此跳跃次总体是沉积样品中分选最好的组分，它往往作为主要部分构成沉积物的格架。在几种常见的河成、海成沉积中都是以跳跃次总体为主，悬浮次总体只作为次要组分填充于跳跃组分的颗粒间。

在一般环境中，跳跃次总体在粒度概率图上表现为一个直线段居于图的中央，因常占最大的百分含量，所以线段最长，但在一些特殊环境（如在海滩砂）中，由于波浪冲刷回流作用，跳跃次总体可以发育为两个粒度次总体，表现为两个相交的线段，两者在中值和分选上略有差别。

3）滚动（或称牵引、推移）搬运组分：这是最粗粒的组分，它只能沿底面滑动、滚动、拖曳前进。在陡坡处滚动颗粒较多，而在坡度较缓的地方，滚动颗粒明显减少。

在粒度概率图上滚动次总体居于左下方，是与上述两个次总体在中值和分选上均不相同的粗粒次总体。

多数砂质沉积物都包括上述三种搬运方式所形成的组分，因此多数概率图包括三个直线

段。直线段的斜率代表着分选性，线段越陡说明分选程度越好。由图 4－16 可见，每一个直线段有一定的粒度区间和一定的斜率，表明了沉积物中每一个粒度次总体都具有一定的平均粒径和标准偏差。各直线段的交点称为交切点。有的样品在两个粒度次总体间有混合带，在图上表现为两线段圆滑接触。

为保证作图的精度，构成每一个线段至少要有四个粒度点控制。

搬运介质水动力条件的不同，沉积时流体的性质以及自然地理条件的不同，造成砂质沉积物被搬运和沉积方式上的差别，这些在粒度概率图上都会有所反映，具体表现为直线段数目、线段分布区间、含量百分比、线段坡度、混合度、线段间交切点以及粗细尾端切割点位置上的差异。因此，仔细分析概率图的形态，对于判断沉积环境是很有帮助的。

（1）海滩和浅海

海滩砂：由三个或四个粒度次总体构成。在概率图上，跳跃总体被分为两个直线段，两者斜率稍有差别但均较陡，说明分选性很好。跳跃组分具有这一特点，是由于其中包括了冲流和回流两种沉积作用。悬浮组分和滚动组分含量都很少，相应地在图上线段很短，有些甚至缺少滚动组分（如图 4－17 所示）。

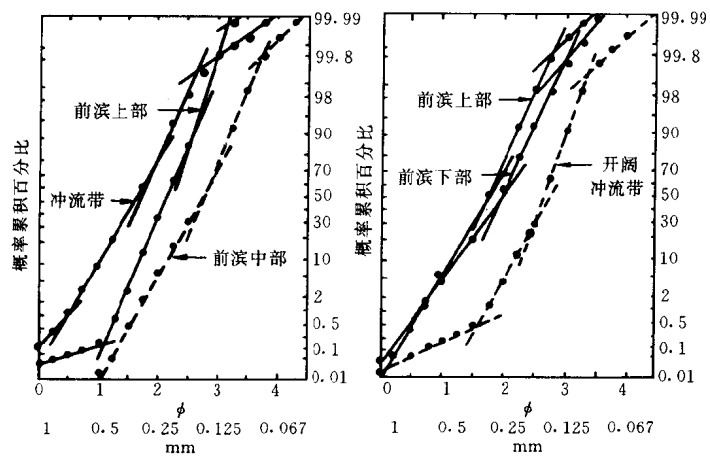


图 4－17　海滩砂的粒度概率图

沙丘砂：样品取自海滩附近的沙丘背上，在沙丘砂中跳跃组分的含量比海滩砂更高（一般占 98%），分选更好，在图上表现为一个很陡的直线段。滚动组分含量很少，这是因为风的携带能力有限，很粗的砂粒不能搬至沙丘。悬浮组分的含量也少，形成细的尾部［如图 4－18（a）所示］。

波浪带浅海砂：样品取自低潮线至水深约 5.2m（17ft）处，全部采样地区的沉积物表面都具有波痕。样品无例外地发育有三个粒度总体，仍以跳跃总体为主要成分，分选很好。这是波浪多次往返搬运簸选的结果，其粒度区间在（2.0～3.5）ϕ 之间。悬浮组分含量不多，其数量多少可能与物源性质有关。由于缺乏强水流，滚动组分常表现很差的分选性［如图 4－18（b）、（c）所示］。

（2）三角洲和河口

三角洲是一个复杂的过渡环境，它位于河流入海处，是由海与陆交替作用而形成的沉积复合体。从概率图上看，其形式也是介于河流沉积与浅海沉积之间。但是由于物源性质的不同、砂质沉积的具体位置的不同以及水流强度上的差别等，使得三角洲砂的概率图复杂多

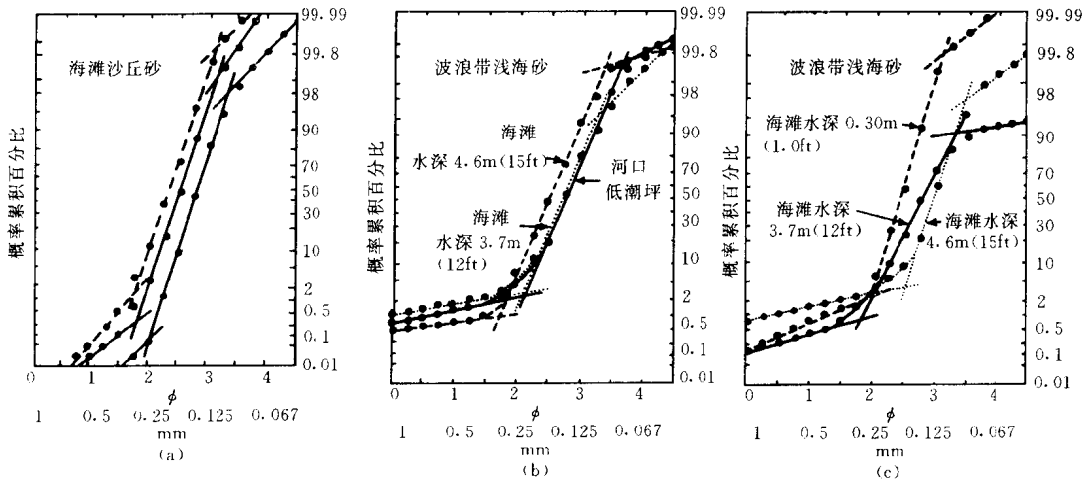


图 4-18　海滩沙丘砂和波浪带浅海砂的粒度概率图

样，实难用一种模式来概括。

实际上，在三角洲中包括了各种亚环境，不同亚环境的粒度分布特点也不一样。例如，支流河口砂坝砂的粒度分布与浅海波浪带砂类似，但因靠近河口，有时悬浮物质含量较多；又如支流河道砂，它是由两个粒度总体（悬浮总体和跳跃总体）组成的，悬浮组分含量可达20%，其概率图形式与河流沉积相近似（如图 4-19 所示）。

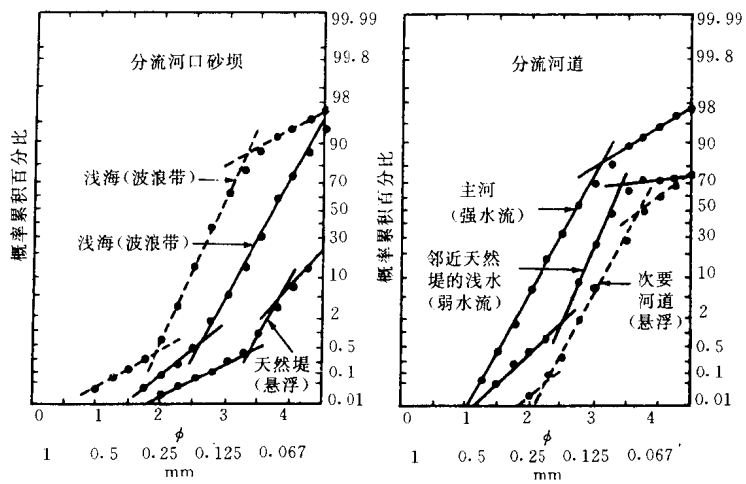


图 4-19　支流河口砂坝及支流河道砂的粒度概率图（密西西比河三角洲）

（3）河道

河流沉积物粒度概率图的主要特点是悬浮总体比较发育，其含量可达 30%。悬浮总体与跳跃总体之间的交截点在（2.75～3.50）ϕ 区间内，跳跃总体的倾斜多在 60°～65°范围内，一般不存在滚动组分（如图 4-20 所示）。

（4）古浊流沉积

浊流沉积的粒度概率图特点很突出，悬浮总体含量大，但是分选很差。悬浮总体与跳跃总体的交截点可在 1ϕ 以下，属跳跃搬运的粗组分，分选较好（如图 4-21 所示）。

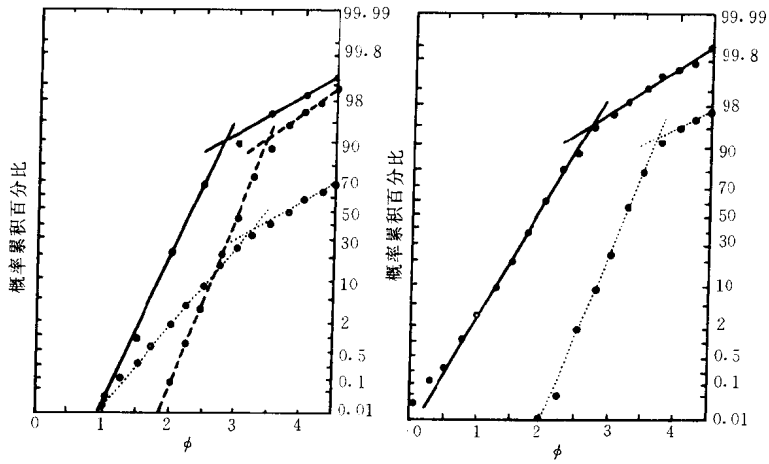


图 4-20　现代河道砂的粒度概率图

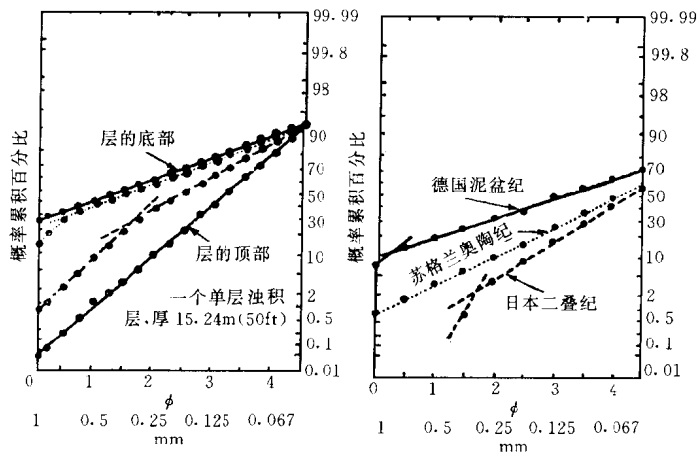


图 4-21　浊流沉积粒度概率图

3. *C*—*M* 图解

C—*M* 图是应用每个样品的 *C* 值和 *M* 值绘成的图形。*C* 值是累积曲线上颗粒含量 1% 处对应的粒径，*M* 值是累积曲线上 50% 处对应的粒径。*C* 值与样品中最粗颗粒的粒径相当，代表了水动力搅动开始搬运的最大能量；*M* 值是中值，代表了水动力的平均能量。

对于每一个样品都可以用其 *C* 值和 *M* 值，在以 *C* 值为纵坐标、以 *M* 值为横坐标的双对数坐标纸上投得一个点。

为研究地层的沉积成因，需从该地层成因单元取得几十（20～30）个样品，这些样品必须属同一沉积环境的产物。对不同岩性要分别取样，而且样品要包括该单元由粗至细的全部粒度结构类型。几十个样品各按其 *C* 值、*M* 值在图纸上投得一群点。按点群的分布绘出相应的图形，这就是 *C*—*M* 图。根据所得图形的形态、分布范围以及图形与 $C = M$ 基线的关系等特点，与已知沉积环境的典型 *C*—*M* 图进行对比，再结合其他岩性特征，从而可以对该层沉积岩的沉积环境作出判断。

C—*M* 图是帕塞加（Passega，1957，1964）提出的。帕塞加将搬运沉积物的底流分为以下两种形式：

牵引流：河流、海（湖）流、触及海（湖）底的波浪都属于牵引流，它以滚动或悬浮两

种方式搬运沉积物。在悬浮搬运中还包括递变悬浮、均匀悬浮和远洋悬浮。

浊流：这是一种流速很快的高密度流，它主要以悬浮方式搬运沉积物。由于有大量泥、砂、甚至卵石悬浮其中，故水流十分混浊。

浊流沉积与牵引流沉积在 $C—M$ 图上有较明显的区别。在 $C—M$ 图中，将 C，M 点连成一条线，构成 $C=M$ 基线。浊流沉积的图形以平行于 $C=M$ 基线为特征；而牵引流沉积的图形则只有较短的一部分平行 $C=M$ 基线，或者完全不与 $C=M$ 基线平行。

（1）牵引流沉积的 $C—M$ 图

在 $C—M$ 图中，牵引流沉积的典型图形可划分为 N—O—P—Q—R—S 各段（如图 4-22 所示）。图 4-22 中弯曲的 S 型图是以河流沉积为例的完整 $C—M$ 图，1 表示牵引流沉积，2 表示浊流沉积，3 表示静水悬浮沉积。Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ，Ⅸ段表示 $C>1000\mu m$，Ⅳ，Ⅴ，Ⅵ，Ⅶ，Ⅷ段表示 $C<1000\mu m$。

1）QR 段代表递变悬浮沉积。递变悬浮搬运是指在流体中悬浮物质由下向上粒度逐渐变细，密度逐渐变低。它一般位于水流底部，常是由于涡流发育造成的。当涡流流速降低时，迅速发生滚动。递变悬浮沉积物的一个最大特点是 C 与 M 成比例地增加，即 C 值与 M 值相应变化，从而使这段图形与 $C=M$ 基线平行。

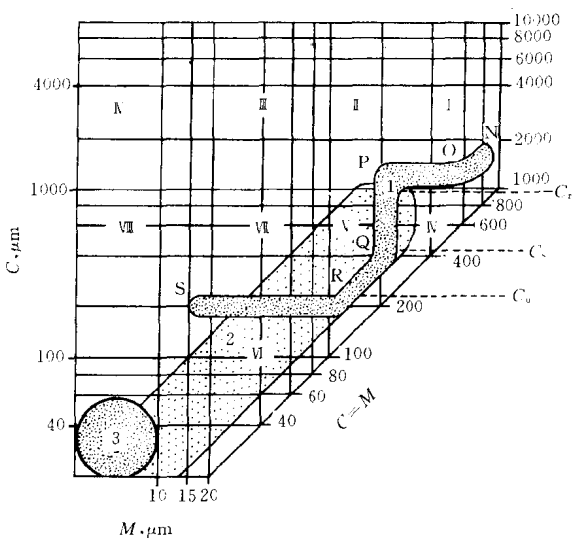


图 4-22　理想的牵引流沉积 $C—M$ 图

在牵引流沉积中，C 值常指示最大的地质营力。QR 段 C 的最大值以 C_s 表示，一般认为 C_s 是代表底部的最大搅动指数。而这段的最小值 C_u 则代表底部的最小搅动指数。

2）RS 段为均匀悬浮，是粒径和密度不随深度变化的完全悬浮。均匀悬浮常是递变悬浮之上的上层水流搬运方式。在弱水流中可能不存在递变悬浮，而是由均匀悬浮直接与底床接触。均匀悬浮的物质主要为粉砂和泥质的混合物，最粗粒度为细砂。由于均匀悬浮搬运常不受底流分选，在河流中从上游至下游沉积物的粒度成分变化不大，只是粗粒级含量相对减少。因此在 RS 段中 C 值往往基本不变，而 M 值向 S 端减小。RS 段的最大 C 值即 C_u，它代表均匀悬浮搬运的最大粒级。

3）PO 段仍以悬浮搬运为主，但含有少量滚动搬运组分。由上游至下游 C 值变化而 M 值不变，说明随着地质营力的减弱，越向下游滚动组分的颗粒越小。但由于滚动颗粒的数量并不多，因此 M 值基本不变。PO 段 P 点附近的 C 值以 C_r 表示，它代表着最易作滚动搬运的颗粒直径。

4）OP 段以滚动搬运为主，滚动组分与悬浮组分相混合。C 值一般大于 $800\mu m$，但由于滚动组分中有悬浮物质的参加，从而使 M 值有明显的变化。

5）NO 段基本上由滚动颗粒组成，C 值一般大于 lmm（$1000\mu m$），常构成河流的砂坝砾石堆积物。

具体到某一地层成因单位来看，其 $C—M$ 图常常不是包含上述所有的段，而是只有少

数几个段，各段的位置和大小亦不尽相同。如能抓住这些特点并结合沉积构造序列分析，将其与典型的 $C—M$ 图形进行对比，便可作出沉积成因解释。除河流沉积外，还有一些其他类型的牵引流沉积。

在海滩地带，由于环境动荡，细的悬浮物质不沉降，因此粗颗粒不能被埋藏，滚动颗粒可以搬运很长距离后再沉积，所以在海滩沉积物中滚动组分很多。海滩沉积物的 $C—M$ 图表现为分散的图形，一般 $C>200\mu m$，$M>100\mu m$，样品点在Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ，Ⅳ区中散布。

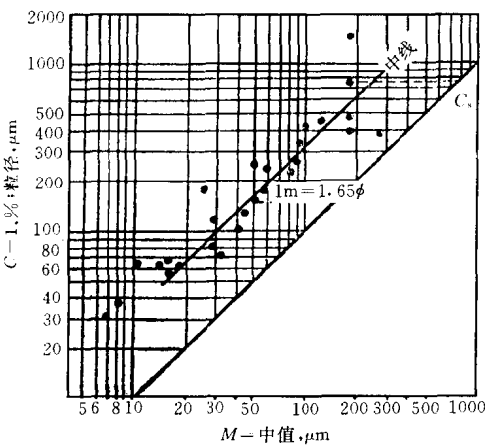


图 4-23　浊流沉积 $C—M$ 图

远洋区集中了最细的悬浮沉积物，其颗粒均十分细小，在 $C—M$ 图上构成了 3 区。除深海外，深湖、潟湖、海湾、礁湖等静水盆地沉积也属于这一类型。

（2）浊流沉积的 $C—M$ 图

浊流沉积的 $C—M$ 图是很好的平行于 $C=M$ 基线的图形（如图 4-23 所示）。

浊流的流速很快，当流速降低时，悬浮物质移向底部，使底部密度不断增加，最终形成整体的沉降作用，并形成未分选的沉积物。浊流沉积所特有的递变层理，正是递变悬浮和整体沉降作用的反映。

浊流为高密度流，沉积作用进行很快，颗粒沉积后随即被埋藏，因而组分中缺乏滚动颗粒。其结果是，在 $C—M$ 图上浊流沉积物的 C 值与 M 值密切相关变化，形成与 $C=M$ 基线平行的图形。这一特点与牵引的递变悬浮沉积（QR 段）相似。但 C 值与 M 值的变化幅度均较大，这一点却是浊流沉积 $C—M$ 图的独有特征。

如在浊流沉积 $C—M$ 图点群中画一条平均线（如图 4-23 所示），平均线与 $C=M$ 基线的水平距离 I_m 能代表浊流沉积的分选性。I_m 值越小，说明沉积物的分选性越好。因为，在一般情况下 C 值与 M 值靠近是分选好的标志。这一道理在牵引流递变悬浮沉积物的分选性分析中亦适用。

由于沉积物点群在 $C—M$ 图上的位置取决于沉积物的搬运沉积方式，因此利用 $C—M$ 图可对碎屑物质的搬运沉积条件作出判断。另外，各沉积环境都有其特征的 $C—M$ 图模式，所以用 $C—M$ 图也能为沉积环境解释提供参考依据。

4．结构参数散点图解

近年来有不少人应用已知环境的现代沉积物粒度参数作散点图，在图上划分出不同的环境范围，并以此来推断古代沉积物的沉积环境，取得了不少成果。梅森和福克（Mason and Folk，1958）经研究认为，不同沉积环境具有不同的粒度参数，而且证明偏度和峰度的散点图在区分海滩、海岸沙丘和风坪等环境中是很有效的。

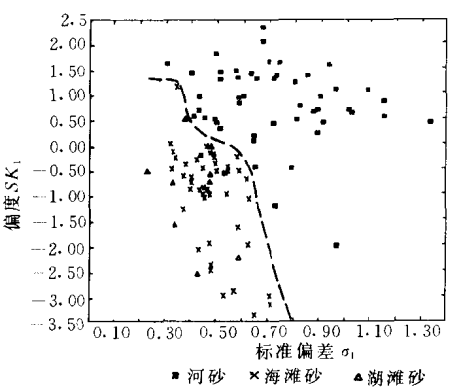


图 4-24　偏度与标准偏差结构参数散点图

费里德曼（Friedman，1961，1967）研究了取自世界各地有代表性的砂样，他用矩法标准偏差和矩法偏度所作的散点图（如图 4-24 所示），能明显