

高等学校教材

碳酸盐岩沉积学

郭 峰 编著

石油工业出版社
Petroleum Industry Press

高等学校教材

碳酸盐岩沉积学

郭 峰 编著

石油工业出版社

内 容 提 要

本书从碳酸盐岩岩石学、碳酸盐岩沉积环境和沉积相、碳酸盐岩层序地层学三个方面论述了碳酸盐岩沉积学特征。即主要介绍了碳酸盐岩最新研究动态,碳酸盐岩相关基本概念、矿物元素组成、分类方法、常见岩石类型及其基本特征;阐明了碳酸盐岩台地、潮坪、湖相碳酸盐岩、深水碳酸盐岩、生物礁、现代碳酸盐沉积等的沉积特征、沉积模式及鉴别标志;论述了碳酸盐岩层序地层学基本原理、基本特征及碳酸盐岩层序地层学与油气勘探等。并介绍了碳酸盐岩岩石学、沉积相及层序地层学常用的研究方法。

本书可作为高等院校地质类专业本科学、研究生的教材,也可供从事油气田勘探开发的工程技术人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

碳酸盐岩沉积学/郭峰编著.

北京:石油工业出版社,2011.9

高等学校教材

ISBN 978-7-5021-8691-3

I. 碳…

II. 郭…

III. 碳酸盐岩-储集层-沉积学

IV. P588.24

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2011)第 190328 号

出版发行:石油工业出版社

(北京安定门外安华里 2 区 1 号 100011)

网 址:www. petropub. com. cn

编辑部:(010)64240656 发行部:(010)64523620

经 销:全国新华书店

印 刷:石油工业出版社印刷厂

2011 年 9 月第 1 版 2011 年 9 月第 1 次印刷

787 × 1092 毫米 开本:1/16 印张:25.25

字数:627 千字

定价:40.00 元

(如出现印装质量问题,我社发行部负责调换)

版权所有,翻印必究

前 言

通过教学与科研工作,在碳酸盐岩沉积学方面积累了一些心得体会,希望在碳酸盐岩方面撰写一本书,为生产单位研究人员、高校本科学生和研究生所用。

本书共十四章,主要内容包括国内外碳酸盐岩研究的最新动态、碳酸盐岩基本特征、成岩作用,碳酸盐岩各类沉积环境及其特征、碳酸盐岩层序地层学及相关研究方法和手段等。

第一篇介绍碳酸盐岩岩石学,详细阐明了碳酸盐岩的基本概念、矿物组成、元素组成,碳酸盐岩的分类、常见岩石类型及其基本特征,白云岩的分类及其成因机理,碳酸盐岩成岩作用及成岩序列,总结了碳酸盐岩岩石学的研究方法和手段。

第二篇介绍碳酸盐岩沉积相及沉积环境,详细论述了碳酸盐岩台地、潮坪、湖相碳酸盐岩、深水碳酸盐岩、生物礁、现代碳酸盐沉积等沉积体系,描述了各类沉积体系的分类、沉积特征、沉积序列、鉴别标志及典型相模式等,总结了碳酸盐岩沉积相研究方法。

第三篇介绍碳酸盐岩层序地层学,详细介绍了层序地层学的基本原理、碳酸盐岩层序地层学特征以及碳酸盐岩层序地层学的研究方法。

笔者力求言简意赅、特色鲜明地阐述本书内容,引用了大量国内外相关图件以及笔者科研成果图件。由于篇幅所限,有些内容未能深入和展开论述,有兴趣的读者可以参考有关的专著或相关文献。衷心希望本书能对碳酸盐岩沉积学研究人员或高校本科学生、研究生的学习和工作有一些帮助或启发。

本书涉及碳酸盐岩沉积学的各个方面,但由于笔者水平和学识所限,不正之处在所难免,望各位专家和广大师生批评指正。中国地质大学(北京)郭岭博士对本书的完善做了很多工作;研究生许花、庄红红、周晓星、史密密清绘了本书的大量图件,袁伟、师学耀、王甲昌、杜芳鹏、孟鹏程、何万里、张杰、陈慧等同学参与了本书的校正工作,在此一并表示感谢。另外,特别感谢国家自然科学基金(41002043)和西安石油大学科技基金对此书出版的资助。

作者

2011年5月于西安

目 录

第一篇 碳酸盐岩岩石学

| | |
|--------------------------------|-------|
| 第一章 碳酸盐岩概论 | (1) |
| 第一节 碳酸盐岩的成分 | (2) |
| 第二节 碳酸盐岩的结构组分及其组成特征 | (6) |
| 第三节 碳酸盐岩的沉积构造 | (17) |
| 第四节 碳酸盐岩的颜色 | (22) |
| 第二章 碳酸盐岩分类及主要岩石类型 | (23) |
| 第一节 碳酸盐岩的成分分类 | (23) |
| 第二节 石灰岩的结构分类 | (25) |
| 第三节 石灰岩的主要类型 | (30) |
| 第四节 白云岩的分类及生成机理 | (32) |
| 第三章 碳酸盐沉积物(岩)的沉积后作用 | (43) |
| 第一节 碳酸盐沉积物(岩)沉积后作用的主要类型 | (43) |
| 第二节 碳酸盐沉积物(岩)沉积后作用的环境及特征 | (53) |
| 第三节 成岩序列和成岩阶段 | (67) |
| 第四章 碳酸盐岩岩石学研究方法简介 | (75) |
| 第一节 碳酸盐岩的肉眼观察和镜下鉴定 | (75) |
| 第二节 钻井岩心描述内容和方法 | (95) |
| 第三节 碳酸盐岩的分析技术和研究方法 | (101) |

第二篇 碳酸盐岩沉积相及沉积环境

| | |
|-----------------------------|-------|
| 第五章 碳酸盐岩沉积环境和沉积作用 | (121) |
| 第一节 碳酸盐岩沉积环境 | (121) |
| 第二节 海洋碳酸盐岩沉积相模式 | (129) |
| 第三节 碳酸盐岩储层沉积特征及主要控制因素 | (154) |
| 第六章 碳酸盐岩台地沉积环境 | (164) |
| 第一节 沉积环境的类型及特征 | (164) |

| | | |
|-------------|-------------------------------|--------------|
| 第二节 | 台地沉积模式 | (170) |
| 第三节 | 碳酸盐岩台地沉积及其与油气关系 | (176) |
| 第七章 | 生物礁和礁相 | (177) |
| 第一节 | 生物礁相概述 | (177) |
| 第二节 | 生物礁相沉积特征及其控制因素 | (190) |
| 第三节 | 生物礁相与油气的关系及我国生物礁研究现状 | (196) |
| 第八章 | 海相深水碳酸盐沉积 | (205) |
| 第一节 | 海相深水碳酸盐沉积环境与沉积作用 | (205) |
| 第二节 | 正常沉积作用 | (207) |
| 第三节 | 事件沉积作用 | (208) |
| 第四节 | 远洋碳酸盐沉积模式 | (220) |
| 第九章 | 湖相碳酸盐岩沉积 | (224) |
| 第一节 | 湖相碳酸盐岩沉积条件与分布规律 | (224) |
| 第二节 | 湖相碳酸盐岩沉积类型与沉积环境 | (235) |
| 第三节 | 湖相碳酸盐岩的鉴别标志与石油地质意义 | (242) |
| 第十章 | 现代碳酸盐沉积环境 | (251) |
| 第一节 | 概述 | (251) |
| 第二节 | 现代滨岸碳酸盐沉积 | (251) |
| 第三节 | 现代台地碳酸盐沉积 | (253) |
| 第四节 | 现代深海碳酸盐沉积 | (254) |
| 第五节 | 非海洋碳酸盐沉积 | (255) |
| 第六节 | 白云石的现代沉积环境 | (256) |
| 第七节 | 我国南海现代生物碳酸盐沉积分布特征 | (257) |
| 第十一章 | 碳酸盐岩沉积相和沉积环境研究方法 | (262) |
| 第一节 | 资料的收集 | (262) |
| 第二节 | 有关沉积环境参数的确定 | (265) |
| 第三节 | 地震相分析 | (272) |
| 第四节 | 地震沉积学分析 | (278) |
| 第五节 | 岩相古地理图的编制 | (283) |

第三篇 碳酸盐岩层序地层学

| | | |
|-------------|------------------------|--------------|
| 第十二章 | 层序地层学基本原理 | (294) |
| 第一节 | 层序地层学发展简史 | (294) |
| 第二节 | 层序地层学基本概念和基本理论 | (296) |

| | | |
|-------------|----------------------|-------|
| 第十三章 | 碳酸盐岩层序地层学 | (309) |
| 第一节 | 碳酸盐岩层序地层学基本理论 | (310) |
| 第二节 | 缓坡—陆棚碳酸盐岩层序地层模式 | (322) |
| 第三节 | 孤立碳酸盐岩台地层序地层模式 | (329) |
| 第四节 | 斜坡—盆地碳酸盐岩层序地层模式 | (335) |
| 第十四章 | 碳酸盐岩层序地层学研究方法 | (341) |
| 第一节 | 露头层序地层学研究 | (341) |
| 第二节 | 地震地层学研究 | (355) |
| 第三节 | 钻井层序地层学研究 | (369) |
| 第四节 | 层序地层学在碳酸盐岩体系油气勘探中的应用 | (376) |
| 参考文献 | | (387) |

第一篇 碳酸盐岩岩石学

碳酸盐岩的研究始于 19 世纪中叶,不过早期的研究工作主要侧重于岩石学方面。那时,碳酸盐岩被看做是单一的化学沉积,这种纯化学成因的观点一直延续到 20 世纪上叶。

由于在世界上一些地区如西亚、加拿大、美国等地,在不同地质时代的碳酸盐岩中发现了大量石油,从而促进了对碳酸盐岩的研究,20 世纪 50 年代末,对碳酸盐岩的认识取得了突破性进展。1959 年,1962 年,福克(Folk)发表了他的碳酸盐岩新分类,指出碳酸盐岩并不是由单一化学沉积形成的,除了化学和生物化学成因外,更多的是机械沉积作用形成的,在结构、构造方面与碎屑岩有许多相同之处。美国石油地质学家协会于 1959 年成立了碳酸盐岩分会。1962 年,该分会出版了由哈姆(Ham,1962)主编的碳酸盐岩分类论文集,这部关于碳酸盐岩的重要著作标志着对碳酸盐岩认识的一个新飞跃。

反映碳酸盐岩岩石学方面重要进展的论著,基本上都汇集在荷兰埃尔塞维尔科学技术出版公司出版发行的《沉积学进展》这一系列丛书中。如奇林格、比塞尔、费尔布里奇(Chilinger, Bissell, Fairbridge, 1967) 编集的《碳酸盐岩》(《沉积学进展》),主要介绍了碳酸盐岩的分类、成因、产状、研究方法以及生储油条件。巴瑟斯特(Bathurst, 1971) 编著的《碳酸盐沉积物和成岩作用》(《沉积学进展》第 12 卷),着重阐述了对碳酸盐岩认识方面取得的最新进展,特别是关于现代海洋环境、成岩作用、显微构造和超微构造等方面的研究进展。福里格(Flügel, 2004) 出版了《Microfacies of Carbonate Rocks》(马永生等(2006)译为《碳酸盐岩微相分析、解释及应用》并出版),详细介绍了碳酸盐岩沉积和成岩史分析;各种碳酸盐岩沉积环境的描述和分析;现存的成岩特征,并强调微相识别标志的重要性;注重阐述生物对碳酸盐岩沉积发育的控制作用并概述了岩石薄片中最常见的生物化石;特别讨论了成岩作用、白云石化作用与孔隙度等储油物性之间的关系;说明了沉积微相建立和预测层序地层格架和沉积模式的重要意义;强调了沉积微相在分析古气候变化及追踪台地、盆地演化方面的重要意义;阐述微相分析在储层评价和石灰岩烃源岩评价中的作用以及在考古研究中的实用价值。

第一章 碳酸盐岩概论

碳酸盐岩(Carbonate Rocks)主要是由碳酸盐矿物(含量大于 50%)组成的沉积岩。主要矿物成分为方解石、白云石、铁白云石、菱镁矿等,其次为石英、云母、长石和粘土矿物等;主要的岩石类型为石灰岩(方解石含量大于 50%)和白云岩(白云石含量大于 50%)。它们经常还与陆源碎屑及粘土组成各种过渡类型的岩石。

与碳酸盐岩最容易混淆的是碳酸岩(Carbonatite),这值得注意,很多人把“碳酸盐岩”称之为“碳酸岩”是不正确的。碳酸岩主要是由碳酸盐矿物组成的火成岩,而非沉积岩。其矿物不

同于碳酸盐岩,成分非常复杂,已发现 180 多种,其中最常见方解石、白云石、菱镁矿等碳酸盐矿物,约占 80%,其次为碱性长石、辉石、黑云母等。碳酸岩多分布在杂岩体的中心,呈岩筒状或放射状岩脉产出。在区域上,这类杂岩主要分布在地壳构造运动稳定的地区,沿深大断裂带分布。而绝大多数碳酸盐岩都是在海洋中沉积形成的,且主要是浅海环境的产物。在深海、湖泊、河流、沼泽等环境也可以沉积形成碳酸盐岩,但其规模远不足以和海相浅水相比。

研究碳酸盐岩具有重要的理论意义和实际意义。

(1)碳酸盐岩分布面积广泛。据统计,碳酸盐岩在地壳中的分布仅次于泥质岩和砂岩,约占沉积岩总面积的 20%,几乎在各个地史时期都有形成。在我国,沉积岩占全国总面积的 75%,而碳酸盐岩占沉积岩覆盖面积的 55%,如扬子地台震旦系(Sinian)、寒武系(Cambrian)、奥陶系(Ordovician)、泥盆系(Devonian)、石炭系(Carboniferous)、二叠系(Permian)和三叠系(Triassic);华北地台前寒武系(Precambrian)、寒武系、奥陶系;塔里木地台寒武系、奥陶系,都是以碳酸盐岩为主,分布十分广泛。

(2)碳酸盐岩是重要的生油岩和储集岩。碳酸盐岩中蕴藏着丰富的石油及天然气资源,国内外与碳酸盐岩有关的油气藏储量约占世界总储量的 50%,产量约占世界总产量的 60%。目前全球共发现大型、特大型油气田 877 个,可采储量 $2836.6 \times 10^8 \text{t}$,其中发现大型、特大型碳酸盐岩油气田 313 个,占 35.7%,可采储量 $1434.5 \times 10^8 \text{t}$,占 50.6%;大型、特大型碳酸盐岩油气田中,油田 208 个,可采石油 $750.1 \times 10^8 \text{t}$,占碳酸盐岩储量的 52.3%;气田 105 个,可采天然气 $684.4 \times 10^8 \text{t}$ (油当量),占储量的 47.7%。位于沙特阿拉伯东部的加瓦尔油田(Ghawar Oil Field)产层为侏罗系碳酸盐岩,探明储量达 $107.4 \times 10^8 \text{t}$,年产量高达 $2.8 \times 10^8 \text{t}$,占整个波斯湾地区的 30%,为世界第一大油田;卡塔尔诺斯气田(North Field)为全球最大的油气田,储层为白云岩,可采储量达 $220 \times 10^8 \text{t}$ (油当量)。在我国,典型碳酸盐岩气田,如鄂尔多斯气田(奥陶系)、四川气田(震旦系、二叠系、三叠系)、赤水气田(二叠系、三叠系)及建南气田(二叠系)等;典型碳酸盐岩油田,如大港千米桥油田(奥陶系)、任丘油田(前寒武系、奥陶系)及塔里木油田(奥陶系)。所以,研究碳酸盐岩,对于许多伴生的矿产资源,特别是石油、天然气的开发和利用有密切的关系。

(3)碳酸盐岩蕴藏丰富的矿产。碳酸盐岩中的矿产资源非常丰富,其中层状矿床有铁、铝、锰、磷、硫、石膏、硬石膏、岩盐和钾盐等。重晶石、天青石、萤石、水晶、冰洲石等非金属矿产也很重要。

(4)碳酸盐岩本身就是很有价值的资源。碳酸盐岩本身也是有用矿产,如石灰岩、白云岩及菱铁矿、菱锰矿、菱镁矿等,广泛用于冶金、建筑、装饰、化工等工业。

(5)碳酸盐岩是重要的地下水储集岩石。

第一节 碳酸盐岩的成分

一、化学成分

碳酸盐岩的组分,首先按稀盐酸对其处理的情况可分为酸溶物和酸不溶物两大类。前者主要指能溶于酸中的金属和被酸分解出来的 CO_2 气体等,后者主要指陆源碎屑物和一些分散的,不溶于酸的自生矿物及有机物质等。

碳酸盐岩的化学成分(以氧化物表示)主要为 CaO、MgO 和 CO₂, 其次为 SiO₂、TiO₂、FeO、Fe₂O₃、Al₂O₃、K₂O、Na₂O、H₂O 以及某些微量元素。石灰岩的一般化学成分, CaO 占 42.61%, MgO 占 7.90%, CO₂ 占 41.58%, SiO₂ 占 5.19%, 其他氧化物仅占 2.72%。白云岩主要化学成分为: CaO 占 30.4%, MgO 占 21.8%, CO₂ 占 47.8%。

碳酸盐岩的化学成分除了 CaO、MgO 及 CO₂ 外, SiO₂ 的含量与粘土、陆源石英以及硅质生物和燧石的存在有关; Al₂O₃ 含量较高也和粘土有关; 随着粘土的出现, K₂O、Na₂O 和 H₂O 也高于正常值; 氧化铁与 P₂O₅ 的出现则与铁质矿物和胶磷矿有关; 如果出现较多的 SO₂, 则可能与黄铁矿或石膏及硬石膏有关。

另外, 碳酸盐岩中常含有某些微量元素, 如 Sr、Ba、Rb、V、Ni、B、Ce、Mn、Cr 等, 这些元素在地层划分和对比以及沉积环境分析中, 有时可作为沉积环境和地层边界的判别标志。例如, Mn、Cr、Ni、V 等元素的含量从浅水到深水总体多呈增加之势, 因此可以指示古水深的变化。开阔台地相 Sr/Ba 比值较高, 而局限台地相、蒸发台地相则一般较低。微量元素地球化学已把碳酸盐岩石学研究推进到一个新的发展阶段。

二、矿物成分

碳酸盐岩主要由方解石、白云石、文石、菱镁矿、菱铁矿、菱锰矿组成, 还含有非碳酸盐自生矿物及陆源矿物混入物等, 陆源矿物含量超过 50% 时, 则碳酸盐岩过渡为碎屑岩。

碳酸盐矿物是指由二价阳离子与二价阴离子 CO₃²⁻ 结合生成的无水化合物。

常见的阳离子有 Mg、Fe、Zn、Mn、Cd、Ca、Sr、Pb 和 Ba, 它们组成的碳酸盐矿物可以具有不同的结晶形态。从结晶学上看, 离子半径小于 Ca 的阳离子与 CO₃²⁻ 结合形成的碳酸盐矿物为三方晶系, 以方解石为代表, 也称为方解石型结构的碳酸盐矿物。离子半径大于 Ca 的则形成以文石为代表的斜方晶系碳酸盐矿物, 也称为文石型结构的碳酸盐矿物。Ca 离子既可形成三方晶系的方解石, 也可形成斜方晶系的文石, 两者为同质异象。结晶型相同的阳离子易发生类质同象取代, 结晶型不同的阳离子不易发生类质同象取代, 即离子半径小于 Ca 的阳离子易取代方解石中的 Ca 而不易取代文石中的 Ca。因此, 方解石中的 Mg、Fe 含量可以很高, 而 Sr 含量低; 文石则相反, 常含较高的 Sr, 较低的 Mg、Fe 等。

碳酸盐矿物的形成, 不但取决于元素的地球化学性质, 也受外部条件的影响, 如阳离子浓度。在 25℃ 的淡水中, 碳酸钙溶解度较大, 但当盐水中存在其他离子时, 碳酸钙的溶解度则降低, 过饱和沉淀时, 由于方解石溶解度低因而首先沉淀生成方解石, 而不是文石或镁方解石。但随 Ca²⁺ 消耗, 溶液中 Mg/Ca 比值增大, 则有利于文石形成。另外, 生物作用可以促进镁方解石和文石的生成。

文石、镁方解石、白云石和方解石是最常见的碳酸盐矿物。现代碳酸盐沉积主要由高镁方解石(三方晶系)、文石(斜方晶系)、少量低镁方解石及白云石(三方晶系)组成。低镁方解石最稳定, 文石不稳定, 高镁方解石最不稳定。后两者在沉积后, 被埋藏及成岩变化, 或遇淡水作用, 文石可转变为方解石, 而高镁方解石在析出所含的镁离子后, 也转变为低镁方解石。低镁方解石属稳定矿物, 一般不生成成分变化。因此, 古代岩石中的碳酸盐矿物多为低镁方解石。

(一)方解石矿物体系

文石(Aragonite), 又称霏石, 与方解石成同质多象, 斜方晶系, 晶体呈柱状或矛状, 常见假六方对称的三连晶。通常呈白色、黄白色, 玻璃光泽, 断口为油脂光泽。具有不完全的板面解

理,贝壳状断口。文石的镁含量极低($< 5000\text{mg/L}$), 锶含量可达 3000mg/L (即 0.3%), 主要分布于温暖地区的浅海灰泥沉积物及碳酸盐颗粒之中, 部分出现在海滩岩、生物礁及浅海碳酸盐颗粒沉积物的胶结物中。

低镁方解石(Low - Magnesian Calcite)即普通方解石, 含有不到 4% (mol 含量)的 MgCO_3 , 它比较稳定, 是组成石灰岩的主要矿物。低镁方解石在现代深海碳酸盐沉积物中占多数, 而在浅海碳酸盐沉积物中只占少数。低镁方解石常组成有孔虫、苔藓虫、某些腕足类及蓝藻、颗石藻等海生生物的骨骼, 为深海碳酸盐沉积物的特征矿物。

高镁方解石(High - Magnesian Calcite), 镁离子以置换钙离子的方式参加到方解石晶格中, 含有大于 4% (mol 含量)的 MgCO_3 , 但一般含量变化在 $11\% \sim 19\%$ 之间。高镁方解石大都发现于温暖浅海的钙质红藻和许多无脊椎动物的外部骨骼中, 在某些海滩岩中也可发现作为胶结物存在。高镁方解石在成岩作用过程中即发生分解, 析出镁, 而变成低镁方解石, 故在石灰岩中是不存在的。

(二)白云石矿物体系

白云石主要包括以下四种类型。

1. 理论白云石(Theoretical Dolomite)

白云石的分子式为 $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 理想的白云石是 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 阳离子为 $1:1$ 有序结构的碳酸盐矿物。它是由阳离子层与三角形的 CO_3^{2-} 离子层交互排列的晶格构造。阳离子层中则是由纯 Ca^{2+} 层和纯 Mg^{2+} 层交替组成。这种阳离子层高度有序地交替排列, 是理想白云石区别于富 Mg^{2+} 方解石的主要特征。因此, 从理论上讲, $\text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+} - (\text{CO}_3^{2-})_2$ 是否形成理论白云石, 主要因素不是 Mg^{2+} 的含量, 而是取决于 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 和 CO_3^{2-} 是否具有有序结构(图 1-1)。古代地层中的白云石一般都是高度有序结构的。因此, 理论白云石又称古代白云石。现代沉积物中的白云石大多不具有有序结构, 所以大都不是理论白云石。

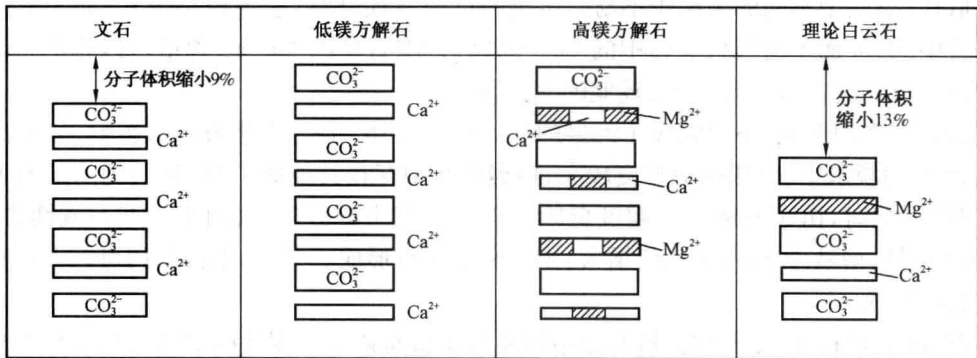


图 1-1 碳酸盐矿物内部构造示意图(姜在兴等, 2010)

2. 原白云石(Protodolomite)

原白云石是 Graf 和 Goldsmith(1956)提出的。他们是在进行人工合成试验中得到这种矿物的。这种合成矿物在成分上是介于镁方解石和理论白云石之间的一种过渡性矿物, 但是在 X 射线分析中有序反射性较差, 因此称为原白云石。后来发现, 合成的白云石和现代沉积的白云石在成分和晶体结构有序性方面都相类似。

化学分析表明,原白云石中较大阳离子 Ca^{2+} (半径 1.06\AA) 比较小阳离子 Mg^{2+} (半径 0.78\AA) 过剩,即 Ca^{2+} 的含量大于 50%,而 Mg^{2+} 的含量小于 50%。如 Ca^{2+} 占 56%, Mg^{2+} 占 44% 或 Ca^{2+} 占 55%, Mg^{2+} 占 45% 等。原白云石通常需要在较高的温度下(200°C 以上)方能转变成完全有序的白云石。一般来说,原白云石在地表条件下是稳定的,只有将原白云石加温到 200°C 以上时,才能把多余的钙去掉,所以在常温常压下原白云石是不容易向白云石转化的。

3. 淡水白云石(Fresh Water Dolomite)

福克(Folk,1975)提出,在淡水和低盐度的地下水中,由于缺乏竞争离子和通常较缓慢的结晶速度,有利于形成晶格规则的有序淡水白云石。在现代一些河流、湖泊、洞穴及土壤硬壳及淡水环境中均已发现有淡水白云石,这些白云石的鉴定特征为:

- (1)有完整自形晶,透明度较高,晶面平坦如镜面,无任何包裹体;
- (2)常和亮晶方解石共生,形成胶结物;
- (3)难溶,溶解度约相当于普通白云石的 $1/100 \sim 1/10$ 。

4. 盐水白云石(Brine Dolomite)

盐水白云石(又称无序白云石)是指在高盐度环境下形成的一种白云石,一般仅见于蒸发岩盆地。

形成盐水白云石环境的 $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 比值大于 5:1 或 10:1,其含盐度为正常海水的 5~10 倍。由于离子浓度高和结晶作用速度快,只能形成晶格不规则的无序白云石。因为它的晶格是无序的,所以实际上就是一种含镁离子很高的高镁方解石。根据现代海洋、潮坪、潟湖、湖泊和河水所取样品,可以编制出一个表示不同碳酸盐矿物(文石、方解石、白云石)形成分布与盐度和 Mg/Ca 比值之间关系的图解(图 1-2)。

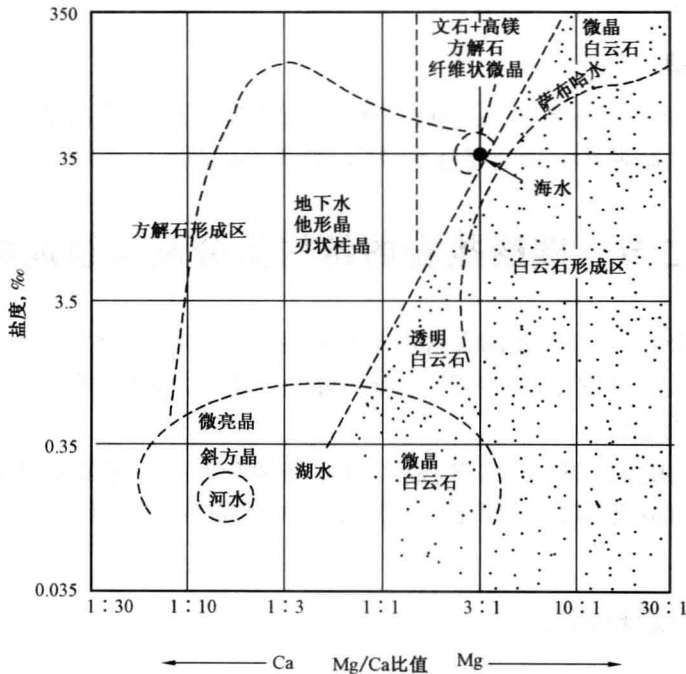


图 1-2 碳酸盐矿物形成分布与盐度和 Mg/Ca 比值之间关系图解(据 Folk 和 Land,1975)

在现代咸化潟湖(如考龙潟湖)、潮坪(如巴哈马等地)及萨布哈(如波斯湾的盐沼泽)的碳酸盐沉积物中都发现一种无序的原白云石($\text{Ca}_{55}\text{Mg}_{44}$)。在牙买加的更新世石灰岩中,大气水潜流带与海水潜流带间的混合处曾发现交代白云石,且孔洞中有晶簇状淡水白云石沉淀(属有序白云石)。在深海沉积物中也发现少许白云石,如东地中海晚更新世的富含白云石的岩层可能是自生的(粒径 $10\sim 30\mu\text{m}$);大西洋中脊上的白云石质岩石(水深在 $1700\sim 2500\text{m}$)晶粒 $30\sim 80\mu\text{m}$,Mg和Ca的摩尔浓度近于相等,属有序性良好的白云石。以上两处的深海白云石都可能与海底火山作用有关。

在古代白云质岩及白云岩中的白云石,无论是原生或准同生(或同生)的(原先是原白云石)、或者是次生交代的白云石,都会变成有序性良好的白云石,即镁与钙的摩尔浓度相等($\text{Ca}_{50}\text{Mg}_{50}$),其中的阳离子层与阴离子层相间排列,阳离子层系由纯 Ca^{2+} 及纯 Mg^{2+} 交替组成。

构成碳酸盐岩的碳酸盐矿物除了主要的方解石矿物体系、白云石矿物体系外,还有铁方解石、铁白云石、菱铁矿、菱镁矿等。

(三)非碳酸盐的自生矿物

非碳酸盐的自生矿物在碳酸盐岩中常见的有硫酸盐(石膏、硬石膏、重晶石、天青石)、盐类(盐岩、钾镁盐)、氧化物(赤铁矿、蛋白石、自生石英)、硅酸盐(海绿石、长石)、黄铁矿、白铁矿、磷酸盐矿物等。

碳酸盐矿物与一些化学试剂发生化学反应,可以显示出不同的颜色,由此可鉴定碳酸盐岩矿物存在与否以及其成分和含量,常用的有茜素红和稀盐酸法。如用茜素红可染色:方解石—红色,含铁方解石—紫色,铁方解石—浅紫色,白云石—无色,含铁白云石—亮蓝色,铁白云石—暗蓝色。稀盐酸一般可辨别石灰岩和白云岩中方解石与白云石的相对含量,方解石遇酸冒泡,白云石不冒泡。

(四)陆源矿物

陆源矿物常见者有粘土矿物,陆源碎屑矿物(石英最常见,长石次之)及微量的重矿物(多为稳定的重矿物)。陆源矿物含量超过50%时,则碳酸盐岩就过渡为碎屑岩。

第二节 碳酸盐岩的结构组分及其组成特征

碳酸盐岩的结构与岩石的成因有密切的关系,它不仅是岩石分类命名的主要依据,而且是环境分析的重要标志。岩石的类型直接和油气储集性能、含水性有关,往往和层控矿床的赋存也有一定联系,因而很重要。

碳酸盐岩主要由颗粒、泥、胶结物、晶粒、生物格架等五类结构组分组成。此外,还有一些次要的结构组分,如陆源物质、其他化学沉淀物质、有机质等;也还有一些派生的结构组分,如孔隙等。

一、碳酸盐岩颗粒组分

碳酸盐岩中的颗粒,按其是否在沉积盆地中形成,可分为内颗粒(盆内颗粒)和外颗粒(盆外颗粒)两类。内颗粒是主要的,外颗粒是次要的。外颗粒是指来自沉积地区以外的较老的碳酸盐岩碎屑,是陆源碎屑颗粒。内颗粒是指在沉积盆地或沉积环境内形成的碳酸盐颗粒。

这种颗粒可以是化学沉积作用形成的,也可以是机械破碎作用形成的,还可以是生物作用形成的,或者是这些作用的综合产物。相当于陆源碎屑岩的碎屑颗粒组分,但是碳酸盐颗粒内容和含义较为复杂,泛指盆地内化学、生物化学碳酸盐沉积物在波浪、潮汐等水流作用下就地或经短距离搬运而形成的一系列碳酸盐颗粒,或称异化颗粒。在碳酸盐岩中,凡提到颗粒,只要不特别注明是陆源的,均是指内颗粒。按碳酸盐颗粒的组成特征和成因可分为:内碎屑、鲕粒、豆粒、藻粒、球粒和生物碎屑颗粒等。

(一)内碎屑

内碎屑 (Intraclast) 主要是在沉积盆地中沉积不久的、半固结或固结的各种碳酸盐沉积物,受波浪、潮汐水流、风暴流、重力流等的作用,破碎、搬运、磨蚀、再沉积而成的。而来自盆地之外,从老地层内剥蚀搬运而来的碳酸盐岩碎屑不属于内碎屑,而属于陆源岩屑。

内碎屑同陆源碎屑一样,可以按粒径大小划分和命名(图 1-3):砾屑大于 2mm;砂屑 2~0.1mm;粉屑 0.1~0.01mm;泥屑小于 0.01mm。

由于内碎屑是由还处于塑性或刚粘状态下的碳酸盐泥破碎、改造而成,故常具塑性变形形状、棱角状或磨圆状。其成分常以泥晶或微晶碳酸盐矿物为主,也可见到含生物、鲕粒或球粒等的碎屑。内碎屑的粒径大小,反映沉积盆地水动力的性质和能量强度。砾屑和砂屑主要产于水动力能量较强的浅水台地、浅滩以及潮汐水道内。粉屑和泥屑则主要产于潮上带、潮间带、潮下带以及有障壁岛(滩)后的滞流低能环境。

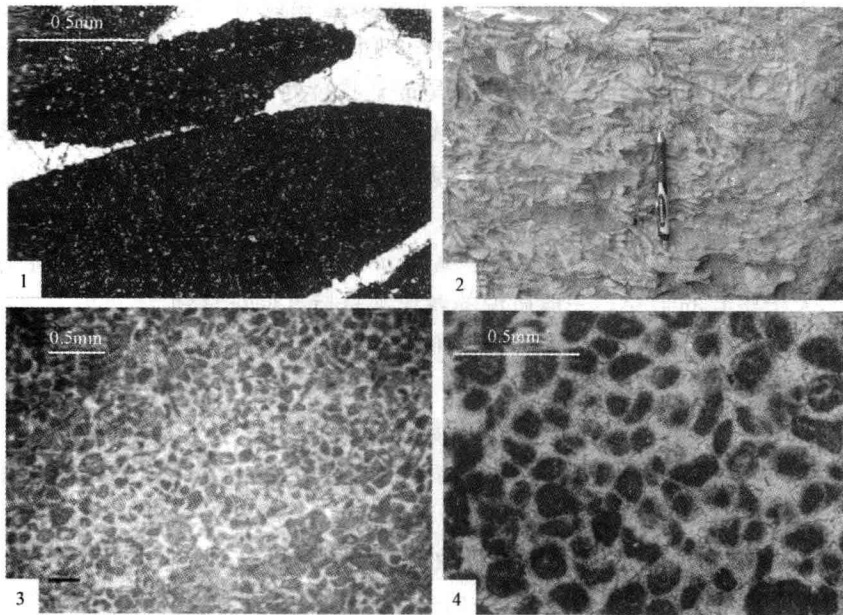


图 1-3 内碎屑灰岩的颗粒排列方位和类型

1—竹叶状砾屑灰岩,镜下;2—竹叶状砾屑灰岩;3、4—砂屑灰岩,镜下

内碎屑砾石的排列方位对恢复古地理环境具有一定意义。就地堆积的内碎屑多作大体平行于岩层方向的排列,单向水流搬运形成的内碎屑堆积常作单向倾斜排列(叠瓦状构造)。潮汐流或正常波浪流搬运堆积的内碎屑多作双向倾斜排列,强风暴流形成的砾屑堆积多呈放射状、倒小字型、菊花状排列以及杂乱状堆积。

内碎屑颗粒的组成和分选程度,是分析古碳酸盐沉积盆地环境的重要标志。同样可以采用粒度分析统计方法做出对环境的判断(图 1-4)。根据现代海洋碳酸盐砂屑分析,灰砂堤与海滩和礁坪沉积粒度概率曲线具有明显区别。

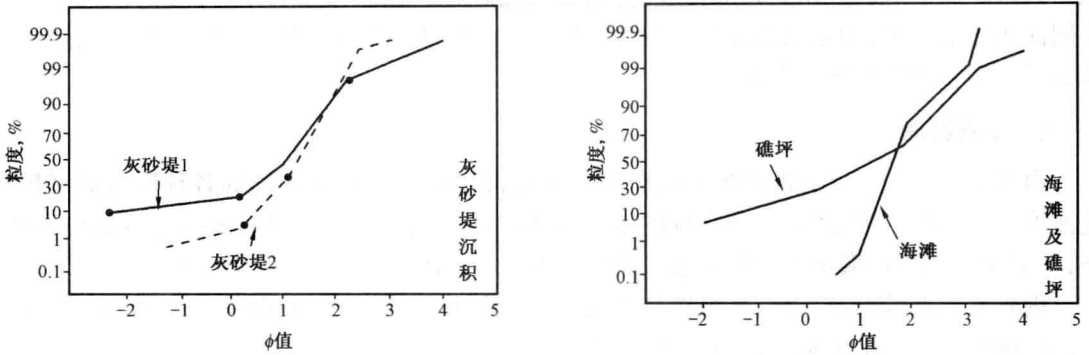


图 1-4 现代海洋碳酸盐内碎屑沉积物的粒度概率曲线(据王国忠,1981)

(二) 鲕粒

鲕粒(Ooide, Oolith, Oolite)是具有核心和同心层结构的球状颗粒,粒径一般小于2mm,大于2mm和小于0.25mm的鲕粒较少见。鲕粒通常由两部分组成:一为核心,一为同心层。其核心可以是陆源碎屑(石英、长石)、内碎屑、生物碳酸盐颗粒等。包壳是由化学沉淀形成的微晶碳酸盐矿物呈同心状或放射状排列所组成的。现代沉积中未经变化的鲕粒同心壳层是由隐晶质文石组成。文石质壳层中的文石针,既可呈放射状排列,也可呈切线方向排列。一般认为,放射状排列代表缓慢的沉淀与弱搅动环境;切线方向排列则代表快速沉淀和强烈搅动环境。

鲕粒既可形成于海洋,也可形成于盐湖,甚至可形成于洞穴和矿坑以及某些温泉之中。根据鲕粒的结构和形态特征,可把鲕粒划分为以下几种类型(图 1-5):

(1) 正常鲕(真鲕):(Normal Oolits 正常鲕, True Oolits 真鲕)具放射状或同心层状包壳,包壳厚度通常远大于核心的半径。一般所说的鲕粒都是指这种正常鲕。

(2) 表皮鲕(又称表面鲕、薄皮鲕)(Superficial Oolits, Proto-oolits):包壳层的厚度远小于核心的半径。

(3) 复鲕:指在一个较大的鲕粒中包含有数个较小的鲕粒。

(4) 椭圆形鲕:鲕呈椭圆形,主要是由其核心的形状决定的。核心为长条形的鲕常呈椭圆形。

(5) 放射鲕:具有放射结构的鲕粒,这种放射结构多是后来重结晶作用的产物。

(6) 单晶鲕及多晶鲕:整个鲕粒基本上由一个球形的外壳和其中的一个方解石晶体或若干个方解石晶体构成,其同心层已不复存在了。这种鲕粒多是刚形成的鲕粒在成岩作用早期遭受淡水淋滤作用,其核心及同心层被溶解,然后又被充填的结果。

(7) 负鲕:核心及同心层的大部或全部已被溶蚀的鲕粒,基本上只剩下一个外壳层,故也称为空心鲕,是一种鲕粒内的溶蚀孔隙。

值得注意的是鲕粒和砾屑的填集关系:鲕粒往往分布于砾屑的间隙或者在大砾屑的顶底上顺层排列,表明水体能量相对小的海平面缓慢上升期。鲕粒石灰岩的基质多为亮晶方解石胶结,亮晶和泥晶均有的也较常见(表 1-1),也有全为泥晶基质的鲕粒石灰岩。

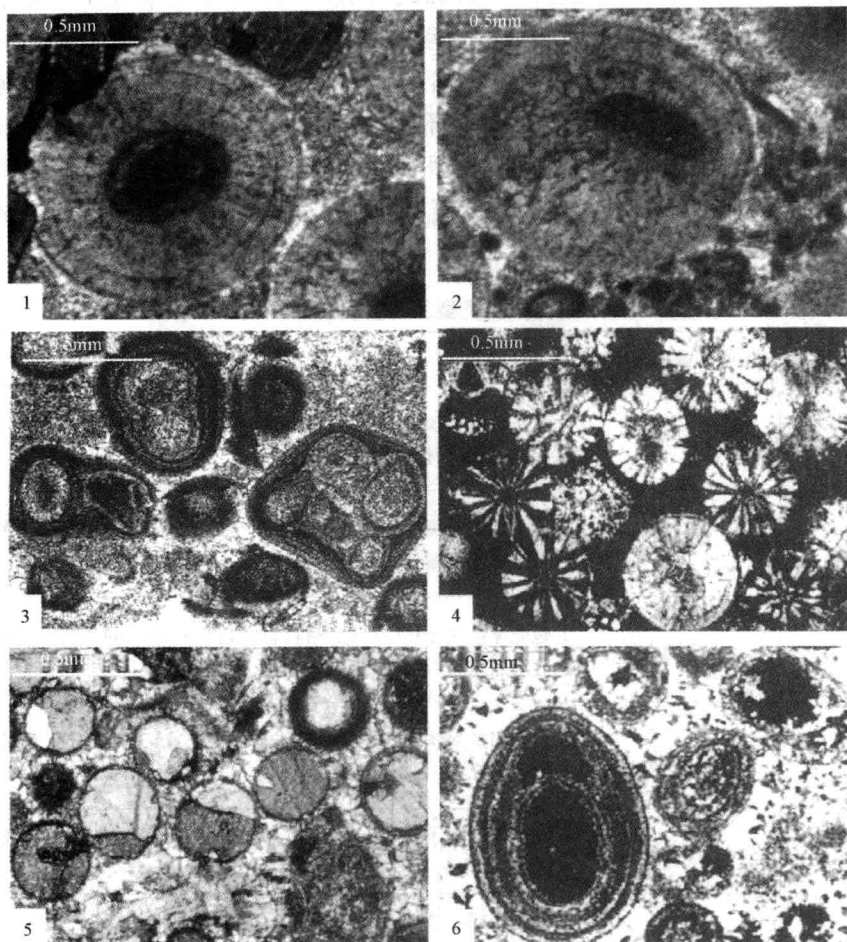


图 1-5 鲕粒类型

1—正常鲕;2—偏心鲕;3—复鲕;4—放射鲕;5—单晶鲕;6—空心鲕

一般认为鲕粒是无机沉淀成因。在热带亚热带搅动环境,上升的冷海水因升温,逸出 CO_2 , 便使 CaCO_3 始终处于过饱和状态, CaCO_3 围绕被搅的核心沉淀。有人认为有机质的细菌活动也可以导致 CaCO_3 的沉淀, 因为从鲕粒中鉴别出蛋白酶。鲕粒的合成实验证明, 海水中的有机化合物有助于具有放射状结构的静水鲕形成; 而搅动条件下生成的鲕则是无机成因的。一个时期内藻类成因观点也用来解释鲕粒成因, 但未获普遍赞同。鲕粒常发生泥晶化, 是藻类和真菌钻孔的结果。这些痕迹很容易使它们同鲕粒的藻成因联系起来。

韦尔(Weyl, 1967)在巴哈马地区进行了实验观察, 对鲕的同心层结构的生成有较好的说明。当把碳酸盐颗粒浸入温暖的饱和 CaCO_3 的表层海水中, 围绕这种颗粒表面的沉淀作用立刻就发生了, 但几分钟以后, 沉淀作用的速度就突然变慢了。这时, 颗粒的表层沉淀物(即新生成的一个同心层)似乎与海水处于平衡状态。当这一新生的鲕粒(这时当然是表皮鲕)沉在海底后, 虽然其粒间孔隙仍充满着海水, 但这时它已变得很稳定, 不再与海水发生什么作用了。假如这一表皮鲕又被动荡的海水搅动起来, 又一次悬浮在饱和 CaCO_3 的表层海水中, 则围绕其表面的沉淀作用马上就又开始了。同样, 在前几分钟内, 沉淀作用的速度

也是很快的,但后来也变慢了。当它再一次沉到海底时,它又与海水处于平衡状态。就这样,悬浮一次,长一个同心层。当该地区的水动力条件不再能把它们搅动起来时,鲕粒就算最后形成,从此就长期地沉积在海底了。显然,潮汐作用发育地区,如潮汐坝和潮汐三角洲地区,是形成鲕粒的理想环境。因为在这种环境中,往返的强大的水流可使颗粒多次地处于悬浮状态,从而使它们形成多层的同心层外壳。因此,鲕粒的同心层数目可以表示其反复呈悬浮状态的次数,鲕粒同心层壳的厚度可以指示其处于上述反复悬浮沉积过程的时间长短。

表 1-1 鲕粒微相类型及特征(据孟祥化,1991)

| 动力场环境分带 | 鲕粒微相类型 | 特征及成因解释 |
|---------|---------|--|
| 异常高能带 | 豆鲕 | 比正常同心鲕大,直径为 2~4mm 的豆鲕,具有较大的核心,同心外壳圈生长速度较快,搅动能量最强 |
| | 复鲕 | 比正常同心鲕大的包壳包裹有两个以上鲕粒的复杂结构,复杂高能环境多次搅动成鲕作用 |
| 高能带 | 正常同心鲕 | 包壳厚度大于核心半径,鲕粒直径达 1~2mm,同心包壳由切线排列方位方解石或文石定向组成 |
| 间歇高能带 | 放射—同心鲕 | 包壳由放射状和同心状(切向排列)的方解石和文石交替组成,鲕粒直径一般为 0.5~1.0mm |
| 低能带 | 薄皮鲕 | 包壳厚度远小于核心半径,由一层或很少几层同心包壳组成,鲕粒直径为 0.2~0.5mm |
| | 放射鲕 | 有细小同心微粒,方解石或文石以核心为生长点,呈放射状排列,多形成于盐度不正常的海水 |
| | 偏心鲕 | 鲕核心及包壳纹层不对称,核心向下层面偏移。形成于障壁海岸静水环境,鲕粒直径一般小于 0.2mm |
| 渗流及潜流带 | 负鲕 | 淡水淋滤已沉积的鲕粒,溶蚀形成空心,保留鲕模 |
| | 单晶鲕、复晶鲕 | 淡水淋滤已沉积的鲕粒,溶蚀空心后再被渗流形成方解石充填结晶 |
| 其他成岩作用带 | 变形鲕 | 压实—压溶鲕粒变形 |
| | 云化鲕 | 成岩白云石化交代部分或全部方解石 |
| | 残余鲕 | 经成岩作用变化,鲕粒原来结构模糊不清,但仍残留鲕粒构造遗迹 |
| | 表面硅化鲕 | 鲕粒形成后被输入至障壁海岸环境 SiO ₂ 饱和沉淀并交代钙质同心包壳表层而成 |

(三)豆粒

过去通常把直径大于 2mm 而特点类似于鲕粒的颗粒称为豆粒(Pisolite)。现在多数人根据豆粒往往不具核心,豆粒结构的岩层常不具有水流证据的交错层理,豆粒不与其他常见的碳酸盐屑共生以及豆粒还常以多边形的边缘相互结合等特征,主张豆粒并不是被搬运的颗粒,