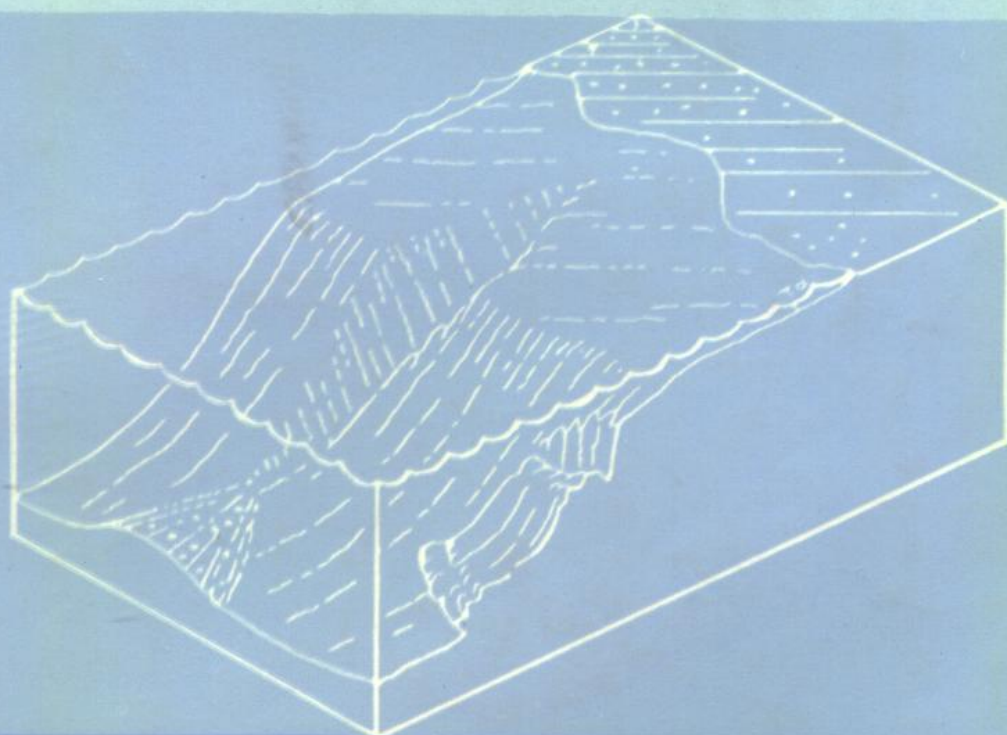


深水碳酸盐环境

SHEN SHUI TAN SUAN YAN HUAN JING

H.E. COOK P. ENOS 编 冯增昭 等译



地 质 出 版 社

39440

412

深水碳酸盐环境

H.E.Cook 和 P.Enos 编

冯增昭 等译

地质出版社

内 容 简 介

本书是1975年美国石油地质学家协会、经济古生物学家及矿物学家协会，联合召开的一次深水海洋盆地碳酸盐相会议的论文选集。这是国外第一本有关深水海洋碳酸盐沉积环境的专著，共包括15篇论文，反映了不同观点的作者们对世界各地和各个地质时代的深水海洋碳酸盐沉积的研究成果，其中对各种类型的重力流沉积的论述尤为详尽，读之使人宛如身历其境，眼界顿开

本书适合从事沉积岩工作的生产及科研人员、大专院校师生阅读。

DEEP-WATER CARBONATE ENVIRONMENTS

Edited by
Harry E. Cook and Paul Enos
U.S.A. 1977

深水碳酸盐环境

H. E. Cook 和 P. Enos 编

冯增昭 等译

*

责任编辑：马志先 罗正华

地质出版社出版

(北京西四)

地质出版社印刷厂印刷

(北京海淀区学院路29号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

*

开本：787×1092¹/₁₆ 印张：16⁵/₈ 字数：389,000
1987年5月北京第一版·1987年5月北京第一次印刷
印数：1—1,400册 国内定价：4.10元
统一书号：13038·新394

译者序

碳酸盐沉积学从50年代开始,来了一个“革命性”的发展。开始,主要是从现代碳酸盐沉积研究入手,后来逐渐地“将今论古”,把现代的碳酸盐沉积模式用于古代的碳酸盐岩了。开始,主要是从岩类学的研究入手,后来逐步地发展到沉积环境、岩相学和古地理学的领域。与此同时,碳酸盐沉积后的作用(包括同生作用、准同生作用、成岩作用、后生作用等,也可笼统地称作成岩作用)的研究,尤其是白云石化作用的研究,也发展到了几乎全新的水平。还有,碳酸盐岩中化石碎屑的研究也达到了成熟的阶段,一门独立的学科分支“化石岩石学”(主要是利用偏光显微镜,在薄片中鉴别化石碎屑的主要门类或属种)诞生了。总之,从50年代开始,碳酸盐沉积学已发展成为沉积学的一个重要分支。这一“革命性”的发展或者说“飞跃”,主要是石油工业的发展所引起的。反过来,这一“飞跃”又极大地推动了石油工业,并且促进了其它沉积矿产的勘探和开发。这就是近30多年来碳酸盐沉积学发展的大体轮廓。

新发展起来的碳酸盐沉积学,更严格地说是70年代中期以前的碳酸盐沉积学,可以用“暖、浅、清、亮”四个字来大体概括;即此时碳酸盐沉积学的主要研究对象,是在温暖的、浅的、清洁的、光亮的水体环境中形成的碳酸盐沉积物或沉积岩。这主要是人们首先在浅水碳酸盐岩中发现了石油,而在开始阶段也把石油勘探和开发的重点放在浅水碳酸盐岩上的缘故;另外,现代浅水碳酸盐沉积物易于直接观察和研究,也是重要的原因。

但是,在70年代中期以后,情况开始有变化了。石油工业以及其他生产实践的持续发展,迫使人们向“冷、深、污、暗”的深水领域中进军。本文集《深水碳酸盐环境》就是这一新进军的“号角”。在以前,已有一些有先见卓识的学者对深水碳酸盐进行过有效的研究,也提出过不少的成果和高见;但是作为一个专门性的学术会议来论述这一问题,并出版一本深水碳酸盐的论文专集,这还是第一次。因此,本文集可以说是碳酸盐沉积学从浅水领域进入深水领域的“里程碑”!

本文集内容丰富,反映了不同观点的作者们对世界各地(包括加拿大、美国、墨西哥、非洲以及现代大洋盆地等)和各地质时代(从寒武纪到现在)的深海碳酸盐沉积的最新研究成果,其中对各种类型的重力流沉积的论述尤为详尽,读之确使人宛如身历其境而眼界顿开。

1980年,在我国庆阳召开的第一届全国碳酸盐岩学术会议上,笔者就呼吁翻译和出版这一文集,响应者甚多。现在,经过几年的努力,总算把它译出来了。

参加本文集翻译工作的有冯增昭、王英华、李尚武、左文岐、杨承运、张秀莲、周堃、徐志川、娄建青、黄志诚、金振奎、张国栋、王殿凯、刘孟慧、吴胜和等、冯增昭任主译;全书的统一校订定稿工作由冯增昭负责。此外,梅志超、周书欣、陈玉田、李茂松、陈月清、马淑明等也对本书的翻译出版作了许多努力。

在本文集的翻译及定稿过程中,我们首先要求忠实原著,同时也力求译文确切简练通顺,合乎中国读者的习惯和易看易懂。全书各篇的序号、各篇内大节的编号、以及各篇的

图和表的统一编号，都是我们加的；专业术语译名以已公开出版的译作为准；地名主要以公开出版的地图的译名为准；人名主要以公开出版的译作为准，并参考有关手册；凡我们暂时还拿不稳的地方或认为有问题的地方，均加了页下译者注。一般说来，每篇译文都是反复两稿、三稿、甚至四稿才定下来的。所有这些，都是希望有一个水平较好的本文集中译本，以利广大的我国读者们。

原编者序

1975年4月8日，在美国得克萨斯州的达拉斯，美国石油地质学家协会和经济古生物学家及矿物学家协会联合召开了一个盆地碳酸盐相的会议。在这两个半天的会议议程中，提交宣读了14篇深水环境碳酸盐相的论文。此次达拉斯会议由普雷（L.C.Pray）和威尔逊（J.L.Wilson）组织的。会后，论文的 authors 接受经济古生物学家及矿物学家学会的建议，准备把此次会议的论文作为该学会的一个专辑—第25专辑出版。两位作者库克（H.E.Cook）和伊诺斯（P.Enos）担任本专辑的主编。

在此次会议之前，有为期3天的野外地质旅行，观察新墨西哥州南部和得克萨斯州西部的密西西比纪和二叠纪的碳酸盐盆地相。此次地质旅行由迈耶斯（W.J.Meyers）、普雷（L.C.Pray）、威尔逊（J.L.Wilson）、以及尤里威兹（D.M.Yurewicz）带领。此次旅行为后续的达拉斯盆地碳酸盐相会议提供了更加丰富的基础和前景。

美国石油地质学家协会同意本专辑的出版。编者十分感谢各位作者以及其他人员如期交稿。我们还感谢为本专辑打字、准备索引、以及出版校对的许多人员，更为感谢经济古生物学家及矿物学家学会及其出版委员会负责人员的大力协助。还有，朱迪·库克协助完成作者索引，也应致谢。

主编

H.E.库克和 P.伊诺斯

目 录

一、绪论——深水碳酸盐环境·····	H. E. 库克和P. 伊诺斯 (1)
二、停滞缺氧盆地中的生物相模式——一个通用模式·····	C. W. 拜尔斯 (5)
三、远洋领域中的长缓变化·····	A. G. 费希尔和M. A. 阿瑟 (17)
四、美国内华达晚寒武世和早奥陶世陆坡和陆棚环境的对比 ·····	H. E. 库克和M. E. 泰勒 (45)
五、阿巴拉契亚中部寒武纪外陆棚沉积作用·····	J. 莱因哈特 (67)
六、加拿大落基山脉南部中寒武世海底陡崖附近的深水石灰岩碎屑裙堆积 ·····	I. A. 麦基雷思 (90)
七、牛头角砾岩：纽芬兰寒武—奥陶纪大陆边缘的沉积岩石学 ·····	J. K. 休伯特, R. K. 萨奇斯基和R. K. M. 卡拉汉 (100)
八、加拿大泥盆纪米特和古墙建隆前斜坡角砾岩——碳酸盐砂的海底差异胶结作 用和顺坡移动的产物·····	J. C. 霍布金斯 (125)
九、美国犹他科迪勒拉冒地槽东部密西西比系大蓝组深水石灰岩 ·····	H. J. 比塞尔和H. K. 巴克 (139)
十、美国蒙大拿中部洛吉波尔组佩因段深水至浅水碳酸盐·····	D. L. 史密斯 (151)
十一、美国新墨西哥和得克萨斯西部密西西比系兰切里亚组盆地相碳酸盐沉积学 ·····	D. A. 尤里威兹 (163)
十二、加拿大北极群岛斯沃德鲁普盆地晚古生代深水碳酸盐中的浊积岩、碎屑席 和削切构造·····	G. R. 戴维斯 (179)
十三、摩洛哥高阿特拉斯山脉中部侏罗纪深水碳酸盐沉积环境的解释 ·····	I. 埃文斯和C. G. ST. C. 肯德尔 (203)
十四、墨西哥瓦列斯——圣路易斯波托西台地东缘阿尔必期水下原地及异地碳酸 盐沉积作用·····	B. 卡拉斯科—V (214)
十五、墨西哥白垩纪波萨里卡延伸带塔马布拉石灰岩·····	P. 伊诺斯 (223)

一、绪论—深水碳酸盐环境

H.E.库克 和 P.伊诺斯

出版一本深水碳酸盐的专著，对于日益增长的向深海环境寻找能源，是非常及时的和需要的。更加深入地了解深海环境及其向浅滩水的过渡环境，已显得愈来愈重要了。发生于深水环境中的各种作用，这些作用的数量级别和周期性、尤其是它们对沉积物的几何形态、结构特征、以及对整个岩相和生物特征的影响，都是很重要的。

深水环境碳酸盐沉积的研究落后于浅碳酸盐。这是由于碳酸盐沉积学的许多新概念都是由一些大石油公司的研究中心倡导并发展起来的。这些研究中心大都集中研究现代的和古代的浅滩水相，因为大多数储集岩都形成于这些相的岩石中。另外，现代浅滩水环境更易于直接观察，也更易于与古代碳酸盐沉积进行对比研究。然而，在近五年到十年内，有关工业部门、科研单位、以及政府机构，对深水环境的尝试性的研究已经愈来愈多了。对普雷 (L.C.Pary) 和威尔逊 (J.L.Wilson) 发起的“深、暗、活”环境会议的积极响应以及提交的论文之多，就是证明。正因为提交的论文太多，所以原定的半天会议变成了一天，同时许多论文还不得不移交其它有关会议上去。

上述日益增长的兴趣还部分地归因于地球深部取样联合海洋学会的深海钻探计划、美国内政部近来关于大陆边缘的政策、日益增长的世界范围的对大陆边缘能源的开发、对海洋斜坡的稳定性和其它环境参数研究的需要、以及对大陆边缘及海洋环境的开发等。

本专辑反映了持不同观点的作者们的研究成果。他们的论文包括加拿大、美国、墨西哥、非洲、以及现在大洋盆地中的、从寒武纪到现代的深海碳酸盐环境的最新资料；其地质环境包括现代及古代的深开阔海洋。大陆斜坡、陆棚、以及大陆内的盆地。除前面两篇总结性的论文以外，本专辑的其它论文都是按地层时代顺序排列的。

由于现代的深海环境大部不能直接观察，（除非用潜艇），所以作者们常常采用“将古论今”的原则。在古代的环境中，在地层的特征上，我们具有三度空间的控制，因此我们可以从历史发展的角度研究这些特征的演化。

撰写本专辑的作者们不仅指出了如何进行环境的解释和地层的推论，他们还试图阐明发生于这些环境中的作用以及这些作用如何影响地层层序的全部发展过程。他们的论文清楚地表明，深水碳酸盐环境并不是宁静的；或者宁可说，在它们的发展过程中，不论在沉积作用方面和损耗作用方面，这些环境都是积极活动的场所。最突出的例子就是“层内削切面”。这些面大小不一，通常向上凹，常切蚀下伏岩层，并逐渐与下伏岩层一致起来从而失去其切蚀的特征。这些面以上的岩层通常都与其下伏的岩层平行，且岩相特征相似。编者建议，而且大多数作者也同意，用一个非成因的术语“层内削切面 (intraformational truncation surfaces)”来称呼这些似乎是海底成因的面。

在本专辑的第二篇论文中，拜尔斯 (C.W.Byers) 根据随水的深度不同而变化的氧

含量的分带性, 简明扼要地提出了一个盆地生物相的通用模式。这种分带性从充分含氧的表面水 (以带壳动物和潜底动物搅动作用为特征), 到较深处的贫氧的水 (带壳动物缺乏, 潜底动物搅动作用仍然有), 再到更深处的完全不含氧的水 (带壳动物不见, 生物搅动作用少见, 沉积物具纹理)。拜尔斯指出, 鉴别出这些相有助于建立古陆坡方向、盆地轮廓、以及古水文学特征等。拜尔斯模式的这种高度简明性使它适宜于在野外工作中试行。

本专辑的第三篇论文是费希尔和阿瑟 (A.G.Fischer and M.A.Arthur) 的关于远洋环境中的长缓变异的论文。利用地球深部取样联合海洋学会的深海钻探计划和野外研究资料, 他们发展了全球的模式; 这个模式包括过去若干亿年中大约以 2300Ma 为一韵律的生物和岩相旋回。

这些旋回以不同时代的远洋生物群的最大变异为特征, 这些远洋生物群的最大变异和较小变异时期是相间出现的。远洋生物群的最大变异时期, 与较高而较均一的海洋温度、广泛分布的缺氧环境、以及其它一些参数一致。远洋生物群的较小变异时期, 与较低而较不均一的海洋温度、缺乏厌氧生物的沉积物、以及其它变数伴生。两位作者指出, 这些旋回可以直接影响生油岩、磷酸盐矿床、深海碳酸盐、以及生物成因的氧化硅沉积类型。这一篇思想非常活跃的论文指出, 海洋循环速度的变化取决于气候的变化, 而旋回性则正是由此而引起的。当然, 气候的变化取决于太阳能量的波动或地球内部能量的变化。

库克和泰勒 (H.E.Cook and M.E.Taylor) 在本专辑的第四篇论文中指出, 沉积学和古生物学的综合研究方法, 在研究美国西部科迪勒拉山系的同时代的深水 and 大陆边缘浅滩水沉积中, 是有重要意义的。他们的研究表明, 大陆边缘的向海的岸进作用发生在晚寒武世到早奥陶世早期。这一向海的岸进作用与本专辑第五篇论文所描述的美国东部大陆边缘在同一时期中所形成的沉积模型十分相似。库克和泰勒强调, 重力流和滑塌沉积至少组成深水陆坡剖面的四分之一。由于这些异地沉积物大都是较薄层的 (小于 2 米厚), 他们推想, 一些现代陆坡上的光滑的未搅动的沉积物 (就像在地震剖面中所见到的那样), 可能是部分地受地表地震设备的有限分辨能力所限。在地层学和地理学的基础上, 他们推断古陆坡的水深为 1500 米的级别。

莱因哈特 (J.Reinhardt) 的第五篇论文, 即关于阿巴拉契亚中部的寒武纪外陆棚沉积作用的研究, 与上篇论文所研究的宛如镜像。引起这一大陆东西两侧同时岸进作用的可能因素是一个颇有兴趣的问题, 它具有重要的区域地质意义。莱因哈特指出, 在这一广阔的碳酸盐陆棚及其邻的陆坡和盆地的发展过程中, 剥蚀作用和沉积作用都是积极活跃的。在陆棚边缘或其附近, 潮汐水道和海底峡谷可局部存在; 盆地的水深可达 500 米。

麦基雷斯 (I.A.McIlreath) 在本专辑的第六篇论文中论述了一个寒武纪的深水石灰岩碎屑裙, 此碎屑裙发育在加拿大阿尔伯达落基山脉南部一个罕见的近于垂直的海底碳酸盐陡崖附近。这个石灰岩碎屑裙沉积于大约 200 米的水深处。在此碎屑裙出露的 3 公里宽的范围内, 其侧向相变十分明显。海底滑动是碎屑物质向盆地方向搬运的重要作用。个别一些滑动块体中的化石证明, 最年轻的滑动块体延伸到盆地中的最远处。

在本专辑的第七篇论文中, 休伯特、萨奇斯基、和卡拉汉 (J.K.Hubert, R.K.Sucheki and R.K.M.Callahan) 把纽芬兰著名的牛头角砾岩解释为晚奥陶世太康期一个孤立岩体中的大陆边缘斜坡层序。他们追溯从中寒武世经中奥陶世到晚奥陶世期间原始大西洋西侧的演变历史。这一斜坡层序包含十分壮观的异地碳酸盐大角砾岩, 其角砾可大至

60×150米。当这一原始大西洋变狭窄时，该大陆边缘很快地下沉，并沉积了红色和灰色的泥岩及火山成因的砂岩。通过对古水流和古斜坡资料的分析，本文作者们指出，古水流沿等深线方向进行，而当原始大西洋闭合时，地形也随之发生了变化。

霍布金斯 (J.C.Hopkins) 在本专辑的第八篇论文中，论证了加拿大晚泥盆世盆地角砾岩的一个新的重要类型。他把角砾岩碎屑解释为差异胶结的前斜坡碳酸盐砂。这一胶结作用被认为是海底环境中接近沉积物——水界面处的一种同沉积作用。未胶结的碳酸盐砂沿斜坡向下移动并与部分胶结了的砂混杂在一起，从而形成了角砾岩层。

在本专辑的第九篇论文中，即在论述美国犹他州密西西比纪科迪勒拉冒地槽东部的深水石灰岩时，比塞尔和巴克 (H.J.Bissell and H.K.Barker) 综合了大量与深水环境有关的材料。他们追溯这一地区的构造与地层的演化，并讨论了许多关于深水成因岩石的证据。

在本专辑的第十篇论文中，史密斯 (D.L.Smith) 着重论述美国蒙大拿州密西西比纪的深水到浅水的过渡环境。这一地区（落基山脉北部及其附近的平原）的石灰岩和白云岩层序，表明其沉积环境变化在从浅水到深水又到浅水的范围内。这一旋回性受这个不稳定陆棚的沉降作用和海水浸没作用的强烈影响。也像专辑中的其它一些论文中所见到的一样，这里也有深水相中的“层内削切面”，这可能反映海底的块体运动。

尤里威兹 (D.A.Yurewicz) 在本专辑的第十一篇论文中，通过对新墨西哥州南部和得克萨斯州西部的密西西比系兰切里亚组剖面的研究（其研究面积达60×120公里），证明这一地层是深水成因的。这一盆地北缘的重力流沉积的粗骨骼颗粒岩，向南逐渐被远离盆地的、更为深水的、半远洋的、和低能量的浊流沉积代替。根据本专辑第二篇论文作者拜尔斯所提出生物相模型，依底栖化石丰度和生物搅动类型的变化，尤里威兹指出，在密西西比纪、生物生态条件是从喜氧的变到厌氧的。在此兰切里亚组中，也有“层内削切面”，尤里威兹把它们解释为海底成因，即它们反映了动力刻蚀作用形成的，范围广泛的浅水道成因。

戴维斯 (G.R.Davis) 在本专辑的第十二篇论文中，即在他的关于加拿大北极群岛斯沃德鲁普盆地的宾夕法尼亚纪和二叠纪岩石的研究中，把类似于前文的但更大型的特征解释为海底滑动的结果。远洋碳酸盐、浊积岩、以及碎屑席沉积在浅水陆棚向海方向的海槽及陆坡环境中，其水深约为300米到1200米。沉积倾角局部达40°。戴维斯证实，重力流向这一环境提供了丰富的沉积物，有非常好的削切面。这些削切面都是海底成因的，都发生在碎屑席的末稍带中。个别切面可延伸1.5公里，其剖面位移达150米。这些现象，在其大小和地质环境上，均与现代的大陆斜坡和海隆上的构造相似；这也可解释为重力滑动和滑塌。

在侏罗纪，在摩洛哥，在现在的高阿特拉斯山脉地区，有一个东西向的海道(seaway)。在这一海道中，充填有沉积物。这一海道是个断裂带，在非洲、欧洲、和北美洲开始解体时就存在了，现在是非洲板块上的一个构造断崖。本专辑第十三篇论文的作者埃文斯和肯德尔 (I.Evans and C.G.St.C.Kendall) 指出，该区起初为潮上碳酸盐沉积，后来为深水碳酸盐沉积。这一深水碳酸盐在这一海道的两个环境（海道两侧的斜坡及其轴部的盆地）中形成。盆地水深300—700米。沿斜坡及斜坡的底部，浊积岩达1000米厚。海道的轴部为深水岩丘，与现在的佛罗里达海峡中的岩丘相似。

本专辑的最后两篇（第十四及十五篇）论文论述了墨西哥湾沿岸白垩纪石灰岩的相带，其中赋存世界上的特大油田，即墨西哥韦拉克鲁斯的波萨里卡油田。第十四篇论文作者卡拉斯科（B. Carrasco—v）对东马德雷山脉中塔毛利帕斯盆地的深水碳酸盐的研究表明，三个地区的沉积特征是大不相同的。这三个地区都邻近墨西哥中部的圣路易斯波托西台地的峡谷，都接受大量的浅水碎屑物质。在第一个地区中，绝大部分碎屑集中在两个粗角砾岩的块状层中；在第二个地区中，外来的岩块是主要的；而第三个地区则以较细粒的异地碳酸盐的薄岩层为特征。

第十五篇论文作者伊诺斯（P. Enos）通过岩心研究了波萨里卡及其附近油田的储集岩。争论在于这一储集岩是浅水碎屑在深水中再沉积而成，还是深水中的原地礁岩。详细的沉积学及区域地层学研究使伊诺斯得出结论，即岩石中的浅水组分通过各种类型的重力流从附近的黄金巷陡崖注入到1000米深的环境中。这正表明盆地碳酸盐的石油潜势。

总之，本专辑中的资料 and 解释为我们提供了一个地层和环境解释的标准，既有地面的，也有地下的；同时，这些资料 and 解释还将促使我们用新的调研方法去认识深水环境中的一些作用。这些论文还提出了许多新观点和新解释，当然这些新观点和新解释还需要通过对现代的和古代深水碳酸盐沉积的研究而受到实践的考验和修正。深水碳酸盐环境，这是一个长期以来被人们忽视的领域，前程无量，共勉之。

〔冯增昭 译〕

二、停滞缺氧盆地中的生物相模式——一个通用模式

C·W·拜尔斯

一、绪 言

相当大部分的地层是在陆表海、内部盆地、以及边缘盆地中沉积的，这些沉积环境与开阔海洋的联系都是受到限制的；但这种沉积条件在今天的地球上却很少见。许多年以来，都把黑色页岩当作局限缺氧盆地的产物，近来，还把某些碳酸盐当作停滞缺氧的沉积物 (Wilson, 1969)。现在，这一部专门论述深水盆地碳酸盐的文集问世了；这说明在地质历史中这种深水盆地环境确是广泛发育的。它还表明，地质学家们正在准备接受和支持深水沉积这一概念，甚至在大陆上。有人还设想，可能还有更多的碳酸盐、页岩、砂也是盆地沉积作用的产物。浊流概念也许是一个类似的例子。一旦人们知道什么是浊流以及它的特征是什么，就到处有浊流；新的浊流砂很快就被确定下来，而且一些很著名的砂也被重新进行解释。也许，一旦人们认识了局限盆地中的沉积物的特征，也很可能会在地层记录中发现更多的这种沉积。

鉴别盆地碳酸盐的标志通常是微体化石、沉积构造、和特定的动物群 (参看 Wilson, 1969; Tyrrell, 1969; 以及本文集中的其他篇论文)；所有这些标志，均表示顺斜坡向下搬运到静水地带的沉积作用，以及远洋的静水地带的沉积作用。在本文中，笔者将着重论述盆地条件中的生物成因构造，即原地的记录；因此，并不是靠被带入盆地的东西，而是靠盆地本身的深水环境标志，来确定盆地的。本文提出的模式将对任何的缺氧盆地都适用，并不管其沉积类型是什么。

这一模式是根据现代停滞缺氧盆地水体分层现象，以及深水底栖动物生态学的观察资料而建立的，后来又对沉积记录中的盆地沉积作了验证。显然，这一模式的很多术语采自罗兹关于现代盆地的描述术语体系 (Rhoads and Morse, 1971)。罗兹和莫尔斯 (Rhoads and Morse, 1971) 还综合了缺氧沉积物中的各种生物种的资料，并指出盆地中有三个氧化作用带 (见下)，而每个带都有其特定的动物群和沉积组构。他们还发现，溶解氧的下降导致生物多样性的下降以及底栖无脊椎动物钙化作用的减弱。把这些趋势与无脊椎动物化石的演化记录进行对比，就可把现代盆地中的氧梯度当作大气氧高于地质历史时期的标志。本文将首先着重论述后生动物的演化，同时也试图识别罗兹的理想无氧盆地的特征，首先是古生态和古环境的恢复。

二、停滞盆地

在现在世界上的封闭海域中，由于水体密度的分层性，其深处可能是无氧的。虽然开

阔的海洋水由于表层的波浪和热流作用而得到很好的混合，但是半封闭的海水，由于表层及深处的混合作用受到限制，容易造成停滞状态。在半封闭的海域中，由于风区有限，其掀起的波浪高度不大，所以其表层的混合作用是有限的；另外，由于海底山的影响，其底部水的侧向运动也可能受到阻碍。在半封闭的海域中，在其深处在有通向开阔海洋的自由通道的地方，其底部水可以在水平方向上与海洋水混合，就不会发生停滞现象。但是，在有海底山存在的地方，由于它阻碍了底部水体的运动，其侧向的交换停止了，所以其底部水也是停滞的。

在海水表面，氧从大气圈中混入海水；因此所有海域的表层水都是含氧的。但是，氧并不能很快地通过水体向下扩散，所以较深水中的充氧就需要垂向的水流把表层含氧的水带下去。在封闭的海域中，水的表层波浪也可能引起一些垂向循环作用，但最重要的垂向运动还是热流，它是由表层水的冷却作用所引起的；这种冷却的表层水下沉，并引起浅层海水的对流。在低纬度地区，表层水很难冷却到足以下沉并代换盆地底部冷水的程度；在水深较浅处（100—200米），下沉的表层水将会遇到密度相同的水，它就不再下沉了。假如盆地有海底山，则垂向下沉的水流就很少到达底部，因此侧向的和垂向的水体交换都将是不可能的。

当有大量淡水流入封闭海域时，停滞条件最易产生。在淡水流入的地方，盐度梯度再加上正常的温度梯度，就产生了很强的密度分层现象；较轻的淡水漂浮在轻重的正常海水之上。因此，在有海底山的盆地中，轻的表层水越过海底山流出盆地，而冷的盐度高的底部水就被关闭在盆地中了，其中当然不会有氧加入了。波罗的海和黑海是现代的具分层现象的海，二者都有大量淡水流入，从而形成了低盐度的表层水。波斯普鲁斯可以当作整个黑海的海底山；在波罗的海中，有一系列的盆地被不同深度的海底山分隔开，其中有的盆地相当深从而形成了停滞状态。

当水变得停滞时，原先的溶解氧将由于有机物质的氧化作用而失去；因此，波罗的海中的深盆地是贫氧的（Segerstrale, 1957），黑海底部的水则是完全缺氧的（Caspers, 1957）。

许多较小规模的无氧盆地见于海岸附近的小海湾中，尤其是岬湾中；它们的停滞机理都是相同的，即其水体的分层现象是由于含盐度梯度以及深处的海底山所引起的（参看 Ström, 1939; Gucluer and Gross, 1964; Seibold, 1970）。

三、停滞盆地中的水体分层现象

在一个封闭的盆地中，水体具三分性，即可分为三层。图 2-1 是根据黑海的实际情况而提出的一个理想的封闭盆地的水体分层图（Caspers, 1957）。虽然这一模型在所有无氧盆地中都大体适用，但是各层的深度以及含氧值却是因纬度、季节、以及海底山的深度的不同而有所变化。由于黑海是现代的最大的一个无氧海域，因此图 2-1 中的 50 米和 150 米的控制深度可能是最大值。这些数值只是用来表明一个一般的模式，并不是绝对的或不变的界限，在表层水（50 米以上）中，由于波浪和热循环的垂向混合、作用而处于几乎均一的状态，即具有几乎相同的含盐度和密度，大气氧也持续不断地混合进来（Richard, 1957）。当然，海水中的含氧量是因温度而变化的；在温暖气候中，表层水的正常含氧量约为 7 毫

升/升的溶解氧。

深盆地的水在含盐度和密度上也是近乎均一的，只是没有垂向的混合作用，同时海底山也限制了它与开阔海洋的侧向交换。深水中充氧的唯一机理是扩散作用，这一扩散作用十分缓慢，因此远不能满足深水中生物作用和生物遗体腐烂作用所需的氧。因此在深盆地水中，氧含量将为零或接近于零。

在表层水和深盆地水层之间，有一个含盐度和密度快速变化的带，约100米厚，即所谓的密度跃层。在这一密度跃层带中，水体成层性很强，垂向混合作用几乎为零，其氧含量从正常的表层水的数值急速下降到近于零。

此三层水体的厚度是由许多因素决定的。表层水体的厚度决定于混合作用的深度，而混合作用又受浪底和气候变化的控制。在较大的盆地中，可以有较大的波浪；而季节性的温度变化可以产生垂向的热流。

还有，水体中含氧量的减少与深度的关系，也受侧向上的越过深处海底山的含氧水的入流的影响，也受来自表层水有机物质的加入和来自盆地边缘的沉积物重力流的影响。

图2—1所示的各层的厚度是指黑海的，黑海是现代最大的停滞缺氧盆地，是“停滞缺氧的典型”。较小盆地则具有较薄的混合层，因为风区和波浪高度都较小；因此，从表层以下几米处开始，氧就开始下降了。

一般说来，我们可以设想在地质历史中具分层现象的盆地可能是比较常见的，其无氧条件也可能更为普遍些。地质历史中的大量的陆表海可能提供更多的封闭盆地。当然，也并不是每一个陆表海都是完全无氧的；在陆表海中，孤立的深盆地可能发育着无氧条件，但其浅带却仍然是正常含氧的。现在的波罗的海就是这种情况（Segerstrate, 1957）；但其底部的小的水道却是适于生物生活的，因为在那里可以与海洋交换到含氧的水。具有封闭等深线的更深的海，就难以和海洋水交换了，因而就成为停滞的了。黑海是一个极端的情况，其水的循环作用完全受一个海底山制约。

由于海底山对水体具分层现象的盆地的发展是最关键的，因此不论现在或过去，海底山的深度在古代的测深问题上就是一个很复杂的未知因素。仅仅是深度大并不能保证盆地水体是停滞的。这在地质文献中已经隐约地提出过。深度不明的海底山（一个或多个）限制了盆地水与海洋水的侧向交换。因此，很深的海底山将会引起150米以下出现无氧条件。而很浅的海底山则不能完全限制充氧作用，因为来自表层的混合作用可以一直到达海底山的深度以下。对于过去的陆表海来说，海底山的深度可能是比较浅的，而充氧作用的深度则主要是由来自表层的混合作用控制的，并不是仅仅由侧向的入流控制的。

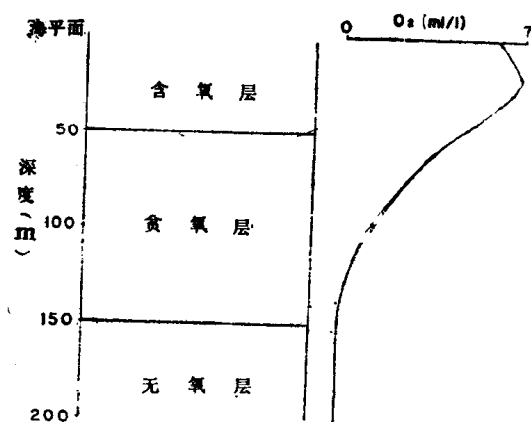


图 2—1 在理想的封闭盆地中，水体分层现象图示

右面的曲线表示溶解氧的含量。图中的数值是根据黑海估计出来的（Caspers, 1957）

四、停滞缺氧生物相

在实验室研究和野外调查中, 已对海洋无脊椎动物的低氧效应有所了解(参看Hartman and Barnard, 1958, 1960; Park, 1964; Theede and others, 1969; Fenschel and Riedl, 1970; Raff and Raff, 1970)。在所有的情况下, 均可看出类似的倾向性: 随着溶解氧的降低, 底栖生物就变得单调、不大繁茂、个体较小、钙化较差, 以致底内动物成为主要的。

哈特曼和巴纳德 (Hartman and Barnard, 1958, 1960) 在他们对加利福尼亚以南的贫氧盆地的底栖生物的调查研究中, 业已证明上述倾向性。盆地和陆棚的生物量是大不相同的, 盆地的生物量为 $4-5\text{g}/\text{cm}^2$ 而陆棚的则为 $4000\text{g}/\text{cm}^2$; 盆地生物量低可能是由于其中生物较贫乏和个体较小所致。大个体的陆棚生物, 如带壳的软体动物在盆地中就较少; 即使在盆地中有, 其个体也比较小或发育的也不完整。盆地动物一般都小于2毫米长和1克重。

盆地动物呈现蠕虫状动物增多的现象; 例如, 在陆棚中, 多毛动物与甲壳动物之比为1:1, 而在盆地中则为8:1。哈特曼和巴纳德 (Hartman and Barnard, 1958, 1960) 曾指出, 低氧的盆地环境对蠕虫状的底内动物特别适宜, 而对底上动物, 特别是带壳的底上动物, 就很不适宜。帕克 (Parker, 1964) 关于加利福尼亚湾的缺氧环境的调查资料(见图2-2) 也证明, 当含氧量下降到 $2\text{ml}/\text{l}$ 以下时, 生物的多样性就减少了; 在每一个分类群中, 种的多样性都减少了, 这对高度钙化的底上动物尤其如此。在含氧量 0.1 至 $0.01\text{ml}/\text{l}$ 的范围内, 罗兹和莫尔斯 (Rhoads and Morse, 1991) 称之为“贫氧层”, 软体的多毛动物和圆虫等底内动物以及贫钙化的甲壳动物成了主要的底栖生物; 这与正常含氧层 ($2.0-7\text{ml}/\text{l}$) 中富含钙化的底上动物的情况大不相同。一些钙化的生物, 像底内动物、原鳃双壳类、以及海参纲海胆, 也可以在贫氧条件下生存; 这表示低氧生境中的底内动物习性上的选择性。

在黑海中, 也有类似的趋势。在黑海, 软体动物和海胆限于水体的上层, 其含氧值大

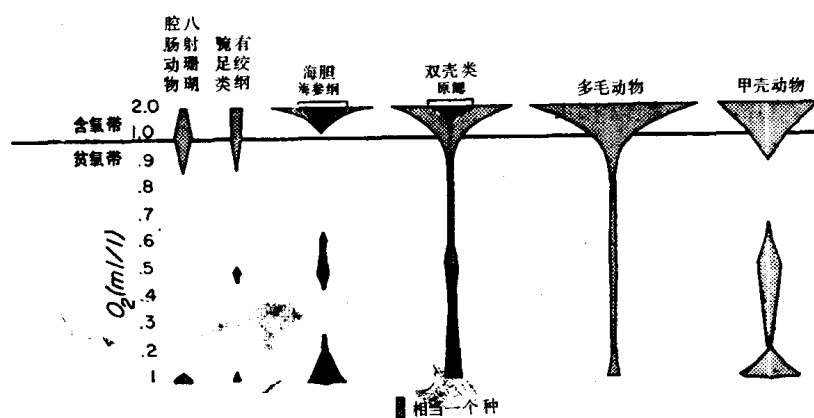


图 2-2 加利福尼亚湾低氧环境中的生物种。主要的带壳底上动物, 在含氧量 $1.0\text{ml}/\text{l}$ (含氧层与贫氧层的分界) 以下, 大大地减少了。请注意, 弱钙化的潜底动物群 (海参纲海胆和原鳃目, 画斜线者) 可以在贫氧环境中持续存在

(据Rhoads and Morse, 1971重绘, 资料据Parker, 1964)

于1.0ml/l。在此层以下，当含氧值继续下降时，海绵、无钙的腔肠动物、多毛动物、甲壳动物、以及囊足动物（可在最深的水体中生存的生物）就是主要的了（资料据 Bacescu, 1963, 见Rhoads and Morse, 1971）。

当含氧值下降到零时，后生动物就难以生存了，但是，在芬谢尔和里德尔（Fenschel and Riedl, 1970）的讨论中，在原生动物和一些很小的后生动物中，有些厌氧的生物似乎可以“访问”这一无氧带。

把动物分布的趋势与三层水体的盆地模式结合起来，可以得出以下的生境（图2—3）。

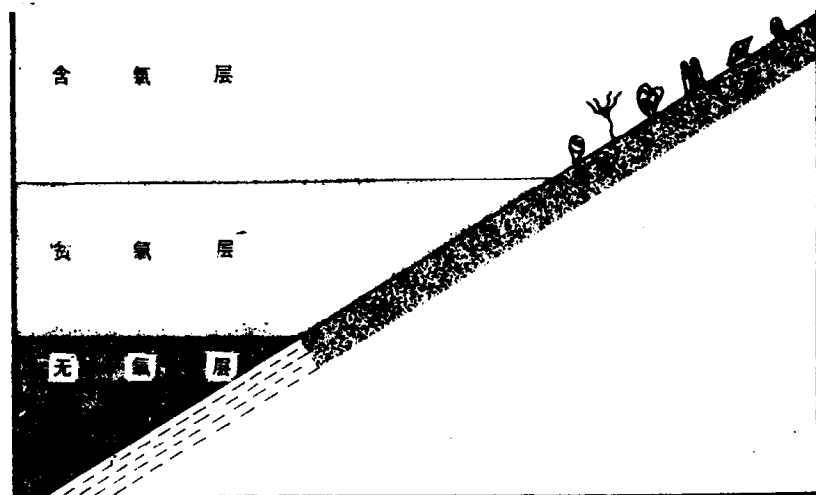


图 2—3 停滞盆地中生物相变化的模式。根据现代盆地中带壳的底上动物和生物扰动作用的分布情况而拟出。中上部的点区表示生物扰动沉积物，下部的断线区表示纹理沉积物（据Rhoads and Morse, 1971）

1. 含氧带——位于浅水中；以钙质底上动物和强烈生物扰动的（被大量的底内动物再改造过的）沉积物为特征。这里所说的“浅水”是指潮下陆棚深度，并不是指近岸的碎浪带或潮坪带；在潮坪带，氧并不缺乏，但生物扰动作用却较少，因为被持续的物理改造作用所模糊了。

2. 贫氧带——位于密度跃层中；钙质底上动物缺乏，但由于有抵抗能力的底内动物的活动，沉积物仍受生物扰动。

3. 无氧带——位于密度跃层之下；所有的底栖生物均缺乏；介壳不存在；沉积物未被扰动。此带主要由悬浮状态的细粒泥沉积而成。由沉积物重力流带入盆地的沉积物则不是这样，它们具有很不相同的沉积构造与结构。另外，沉积物重力流还可以把浅水区域的动物群和介壳带进来，甚至还带来含氧的水。假如这种重力流时常发生，则可望见到这种具生物扰动构造的水平层与纹理的无化石的沉积呈互层的序列。

应当注意到，图2—3只是一个示意图，其比例尺也不是一致的。在深盆地中，密度跃层是很薄的，例如在黑海中，2000米深的水体，密度跃层只100米厚；但无氧带却是非常厚的和最主要的。仅仅只有一个很薄的表面层才是充氧的，而这个薄表面层仅横交盆地斜坡的很窄小一部分。因此，斜坡沉积物的相变是很快，即顺斜坡向下，从富含化石的生物扰动的泥，很快就变到无介壳的生物扰动的泥，又很快变到纹理泥。盆地的斜坡愈陡，沉积物的相变愈快，贫氧相的带就愈狭窄。

从图2—3的一般模式中，可以获得以下四点启示，它们在地层记录的解释上将是有用

的。

第一，含氧带-贫氧带-无氧带的相变方向指示盆地斜坡的方向。在较深的海洋盆地中，由于它远离碎屑物来源区，其沉积作用主要受远洋组分控制；这种远洋组分可能在很大的范围内都是相当均一的，很少或没有岩性上的变化，因而也难以反映水深的变化。但是，假如在沉积组构上有横向变化，比如说从贫氧带变到无氧带，那就表示深度在增加，同时也就可以确定出滨线的方向，尽管它远离盆地，同时也没有岸边沉积物的存在。

第二，假如古密度跃层的底也在大约150米深处，那么在沉积岩中如能鉴别出古密度跃层，就可以提供古水深的直接数值了。这将是一个很有潜力的方法，因为现在还很少有过硬的确定古海洋深度的测深技术。在这里，根据生物相得出的数值只能是大致的，因为控制密度跃层深度的许多因素都是未知的；但是，这些数值的数量级则是基本上正确的。在开阔海洋中，表层混合作用只能到达大约200米深；在小的岬湾中，混合作用只有几十米深。

第三，假如古密度跃层也和现在的一样是100米厚（图2—1），那么其同时期的贫氧相的侧向分布范围则取决于古盆地的坡度角。假定盆地坡度很缓，则该斜坡上的沉积物一定是在相当大的侧向距离内都处于密度跃层之内；当这些沉积物变成岩石时，贫氧相带也可以在相应范围内展布。相反，一个很陡的盆地斜坡将会很快地穿过这100米厚的密度跃层，因此其形成的相带也将比较狭窄。这一相带的宽度可在露头上测量出来。假如密度跃层为100米厚，则坡度角就很易求得了。古坡度，也和深度一样，也是很难确定的。这种生物相变的方法，在确定盆地的性质上，似乎是有很大潜力的；但是，这一方法也存在着明显的潜在危险性。在测量相带的宽度时，我们是在记录密度跃层在时间上的上升或下降，而不是它在任一时刻于斜坡上出现。一个逐渐移动的密度跃层可以产生一个很宽的贫氧相带，就像这个带在盆地斜坡上移动一样；这将导致为平缓斜坡梯度的解释。其实，也只有测量的相带反映时进，才有办法区别密度跃层因时间和斜坡角而发生移动的效应。在下面的实例中，相带的测量是在一个等时的薄层页岩舌状体中进行的，因此在其相带中所记录的环境（包括盆地斜坡）只是某一个瞬间的。

第四，也是最重要的，即某一地层层段垂向上的旋回性相变，是由于密度跃层深度的波动与海底的相互关系而引起的。上升的密度跃层将使三个相带向滨岸方向移动，而下降的密度跃层则使它们向盆地方向移动。这样，含氧生境和无氧生境的韵律性交互或叠置就可以在垂向上出现；即使这样，也没有必要说每个交互都反映水性质的变化；在深处，无氧带持续存在，但在顶部，密度跃层却在盆地斜坡上变迁。

五、中性页岩——一个实例

上述模式可从以下的实例得到对比检证，此实例为美国纽约州上泥盆统的富含化石的岩石和停滞缺氧的岩石的交互层段。这些沉积属卡茨基尔楔体的一部分，全为陆源碎屑，但其呈现的关系则同样适用于碳酸盐盆地。这一上泥盆统的海洋沉积由几千米的砂岩、粉砂岩、和页岩组成，大都富含化石；其中，有些主要的标志层为薄层的（几米厚）、横向稳定的、无化石的黑色页岩舌体（Sutton and others, 1970）。这些舌体被视作一个岩性地层单位，而且还被认为是一个同时的地层单位，因为它们被解释为碎屑沉积区域中的相