

中国海洋大学教材建设基金资助

海洋地质学

翟世奎 编著

 中国海洋大学出版社
CHINA OCEAN UNIVERSITY PRESS

内容简介

本书是为涉海高校地质学专业本科生编写的专业必修课程教材,亦可以作为地质学各相关专业的专业基础课程教材。书中系统介绍了有关海洋地质学的基础知识和基本理论,并吸收了当前海洋地质学研究的新成果或新进展。本书注重基本概念、基本理论和机制原理的论述。在知识结构上,注重由点到面、由表及里、由浅入深的层次和循序渐进的原则。根据作者十几年讲授海洋地质学课程的经验 and 体会,书中内容安排特别注重启发学生学习的兴趣和激发学生探索科学问题的潜力。本书内容丰富而精炼,取材广泛而新颖,结构合理且层次分明,力求使学生在掌握海洋地质学基础知识和基本理论的前提下,同时掌握该学科最新的科学认知。本书既可作为地质学类专业本科生的教材,也可作为涉海高校海洋科学类专业本科生的教材,同时可供从事海洋科学和地质学两大学科教学科研人员和研究生参考使用。

图书在版编目(CIP)数据

海洋地质学/翟世奎编著. —青岛:中国海洋大学出版社,2018.3
ISBN 978-7-5670-1258-5

I. ①海… II. ①翟… III. ①海洋地质学 IV.
①P736

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2018)第 027648 号

出版发行	中国海洋大学出版社	
社 址	青岛市香港东路 23 号	邮政编码 266071
出版人	杨立敏	
网 址	http://www.ouc-press.com	
电子信箱	coupljz@126.com	
订购电话	0532-82032573(传真)	
责任编辑	李建筑	电 话 0532-85902505
印 制	青岛国彩印刷有限公司	
版 次	2018 年 3 月第 1 版	
印 次	2018 年 3 月第 1 次印刷	
成品尺寸	185 mm×260 mm	
印 张	27.75	
印 数	1~1500	
字 数	624 千	
定 价	78.00 元	

教育部海洋科学类专业教学指导委员会规划教材
高等学校海洋科学类本科专业基础课程规划教材
编委会

主 任 吴德星

副主任 李巍然 陈 戈 杨立敏

编 委 (按姓氏笔画为序)

王 宁 王旭晨 王真真 刘光兴 刘怀山 孙 松

李华军 李学伦 李建筑 李巍然 杨立敏 吴常文

吴德星 张士瑾 张亭禄 陈 戈 陈 敏 侍茂崇

赵进平 高郭平 唐学玺 傅 刚 焦念志 鲍献文

翟世奎 魏建功



总前言

海洋是生命的摇篮、资源的宝库、风雨的故乡，贸易与交往的通道，是人类发展的战略空间。海洋孕育着人类经济的繁荣，见证着社会的进步，承载着文明的延续。随着科技的进步和资源开发的强烈需求，海洋成为世界各国经济与科技竞争的焦点之一，成为世界各国激烈争夺的重要战略空间。

我国是一个海洋大国，东部和南部大陆海岸线 1.8 万多千米，内海和边海的水域面积为 470 多万平方千米。这片广袤海域蕴藏着丰富的海洋资源，是我国经济社会持续发展的物质基础，也是国家安全的重要屏障。我国是世界上利用海洋最早的国家，古人很早就从海洋获得“舟楫之便，渔盐之利”。早在 2000 多年前，我们的祖先就开启了“海上丝绸之路”，拓展了与世界其他国家的交往通道。郑和下西洋的航海壮举，展示了我国古代发达的航海与造船技术，比欧洲大航海时代的开启还早七八十年。然而，到了明清时期，由于实行闭关锁国的政策，错失了与世界交流的机会和技术革命的关键发展期，我国经济和技术发展逐渐落后于西方。

新中国建立以后，我国加强了海洋科技的研究和海洋军事力量的发展。改革开放以后，海洋科技得到了迅速发展，在海洋各个组成学科以及海洋资源开发利用技术等诸多方面取得了大量成果，为开发利用海洋资源，振兴海洋经济，作出了巨大贡献。但是，我国毕竟在海洋方面错失了几百年的发展时间，加之多年来对海洋科技投入的严重不足，海洋科技水平远远落后于其他海洋强国，在海洋科技领域仍处于跟进模仿的不利局面，不能最大限度地支撑我国海洋经济社会的持续快速发展。

当前，我国已开始了实现中华民族伟大复兴中国梦的征程，党的十八大提出了“提高海洋资源开发能力，发展海洋经济，保护海洋生态环境，坚决维护国家海洋权益，建设海洋强国”的战略任务。推动实施“一带一路”、“21 世纪海上丝绸之路”建设宏大工程。这些战略举措进一步表明了海洋开发利用对中华民族伟大复兴的极端重要性。

实施海洋强国战略，海洋教育是基础，海洋科技是脊梁。培养追求至真至善的创新型海洋人才，推动海洋技术发展，是涉海高校肩负的历史使命！在全国涉海高校和学科快速

发展的形势下,为了提高我国涉海高校海洋科学类专业的教育质量,教育部高等学校海洋科学类专业教学指导委员会根据教育部的工作部署,制定并由教育部发布了《海洋科学类专业本科教学质量国家标准》,并依据该标准组织全国涉海高校和科研机构的相关教师与科技人员编写了“高等学校海洋科学类本科专业基础课程规划教材”。本教材体系共分为三个层次:第一层次为涉海类本科专业通识课教材:《普通海洋学》;第二层次为海洋科学专业导论性质通识课教材:《海洋科学概论》《海洋技术概论》和《海洋工程概论》;第三层次为海洋科学类专业核心课程教材:《物理海洋学》《海洋气象学》《海洋声学》《海洋光学》《海洋遥感及卫星海洋学》《海洋地质学》《化学海洋学》《海洋生物学》《海洋生态学》《海洋资源导论》《生物海洋学》《海洋调查方法》等,将由中国海洋大学出版社陆续出版发行。

本套教材覆盖海洋科学、海洋技术、海洋资源与环境 and 军事海洋学等四个海洋科学类专业的通识与核心课程,知识体系相对完整,难易程度适中,作者队伍权威性强,是一套适宜涉海本科院校使用的优秀教材,建议在涉海高校海洋科学类专业推广使用。

当然,由于海洋学科是一个综合性学科,涉及面广,且限于编写团队知识结构的局限性,其中的谬误和不当之处在所难免,希望各位读者积极指出,我们会在教材修订时认真修正。

最后,衷心感谢全体参编教师的辛勤努力,感谢中国海洋大学出版社为本套教材的编写和出版所付出的劳动。希望本套教材的推广使用能为我国高校海洋科学类专业的教学质量提高发挥积极作用!

教育部高等学校海洋科学类专业教学指导委员会

主任委员 吴德星

2016年3月22日

前 言

海洋地质学(Marine Geology)或称海底地质学(Submarine Geology)是研究被海水覆盖的地球岩石圈及其与地球其他圈层(软流圈、地幔、水圈、生物圈、大气圈等)相互作用的科学。海洋地质学的主要研究内容包括岩石圈的物质组成和性质、地质结构和构造、发展演化及相关效应等,当前的主要任务是研究解决满足人类对矿产资源和环境的需求,包括由此引发的军事和国家权益方面需求中的科学问题。

如果用第一部《海底地质学》(Andree K, 1920)的出版标志海洋地质学这一学科的诞生,那么这个学科迄今发展还不足百年。但是,海洋地质学在短短的发展过程中却取得了许多地学上的重大突破。以海洋地质学调查研究成果为核心内容的海底扩张学说从根本上改变了传统的地学认知,极大地促进了板块构造理论的发展,导致了20世纪的地学革命。进入21世纪,人类对资源的需求加大,对生存空间(国家权益)和环境的要求也越来越高。与此同时,信息化技术时代的到来使得各种新技术、新方法和新的探测设备应用于海洋地质学领域,极大地推动了海洋地质学的快速发展,新成果、新理论和新观点层出不穷,在许多方面实现了突破性进展。大规模的国际性合作逐步成为海洋地质调查研究的主旋律;通过多学科交叉的综合性研究,共同解决一个问题,已成为海洋地质学研究的新途径。21世纪被誉为“海洋世纪”,海洋地质学的发展也进入了一个崭新的阶段。可以这样说,海洋地质学正处于地质学的最前沿,推动着整个地球科学的快速发展。

当前,人类社会发展所面临的四大主要问题,即能源日趋短缺、环境日渐恶化、生存发展空间受限、自然灾害频发,都直接或间接的与海洋有关,海洋过程的关键在海底。在最近十几年日益引起举世关注的海底新的矿产资源——天然气水合物的发现更为海洋地质学的发展打开了新的空间。海洋地质学在海底矿产资源勘探开发和环境保护恢复中占有无可替代的位置,必定具有更加光辉的未来。

“海洋地质学”一直是中国海洋大学地质学专业本科生的特色课程,在该校其他专业和其他院校的地质学和海洋科学各专业多作为本科生的专业基础课程。国内外先后出版了多种版本的“海洋地质学”教材,例如,同济大学海洋地质系海洋地质教研室编写的《海洋地质学》(1982,地质出版社),朱而勤主编的《近代海洋地质学》(1991,青岛海洋大学出版社),沈锡昌、郭步英编写的《海洋地质学》(1993,中国地质大学出版社),李学伦主编的

《海洋地质学》(1997, 青岛海洋大学出版社), 徐茂泉、陈友飞编写的《海洋地质学》(1999, 厦门大学出版社), 吕炳全编写的《海洋地质学概论》(2006, 同济大学出版社), 等等, 都在不同的院校作为教材或主要参考书。国内同时期还出版了一些海洋地质学专著, 例如, 杨子赓编著的《海洋地质学》(2004, 山东教育出版社), 范时清等编著的《海洋地质学》(2004, 海洋出版社), 等等。国外类似的教材如 Norin E 和 Holtedahl H 的 *Submarine Geology* (1960, Berling), Shepard F P 的 *Submarine Geology* (1963, Harper & Row, Weatherhill), Kennett J P 的 *Marine Geology* (1982, Prentice Hall), Kuenen H 的 *Marine Geology* (2008, Baltzell Press); John H. Steele, Steve A. Thorpe, Karl K. Turekian 的 *Marine Geology and Geophysics* (2010, Academic Press), 等等。有一些外文教材或专著已经在国内翻译出版。这些教材和专著都各有特色或侧重, 在海洋地质学的教学和科研中发挥了重要的作用, 同时也是本书编著的基础或重要参考。尤其是李学伦主编的《海洋地质学》多年以来一直作为中国海洋大学地质学专业本科生的教材, 在本书成稿与实际教学中发挥了重要作用。

目前, 国内大学本科教学所使用的“海洋地质学”教材大多都是在十几年甚至更久之前出版的, 其内容与海洋地质学领域层出不穷的新成果不完全吻合。在前人工作的基础上, 编著出版一本知识结构更加合理, 尽可能地包含海洋地质学领域近几十年取得的新成果和新认识的教材成为本书编写的初衷。本书的编写自 2004 年开始, 期间几易其稿(目前是第九稿), 在实际教学中不断地加以充实和完善。在早期的第一稿中, 杨作升教授(第一章)、李三忠教授(第二章和第五章)、李广雪教授(第六章)、范德江教授和郭志刚教授(第七章)、王永红教授(第六章)、于增慧副教授(第十章)、韩宗珠教授和赵广涛教授(第十一章)都曾提供了初稿或素材, 冯秀丽教授(海洋工程地质与地质灾害)、孙效功教授和曹立华教授(海洋地质调查技术)也曾提供了部分章节的初稿, 但因受内容和篇幅的限制, 有些内容没有包括在本书中。每一项成果或工作无不是凝聚了众多人的汗水与劳动。在此, 对上述为本书提供初稿和素材(资料)的各位教授致以衷心的感谢和谢意。本书由翟世奎进行了总体框架的构建、各章节的统一编排、知识内容的充实和完善, 并负责编写了其余 7 章, 直至定稿出版。在出版过程中, 出版社的杨立敏社长和魏建功副总编辑给予了重要的支持和鼓励, 李建筑编审负责了整个书稿的编辑工作, 张爱滨教授级高工、于增慧博士、张怀静博士、国坤博士、刘晓峰博士、毕东杰博士、王淑杰博士、姜子可博士、姜独祎博士、宋晓丽博士、张侠博士(研究生)等参与了部分章节充实、完善或校验, 韩金平负责了大部分图表的清绘, 在此一并致谢。

本书在内容安排上与先前的教材有很大的不同。特别注重基本概念、基本理论和机制原理的论述, 并尽可能地结合图示加深理解。在知识结构上, 注重由点到面、由表及里、由浅入深的层次和循序渐进的原则。全书内容可分为四个部分, 共计 14 章。第一部分为基础篇, 包括第一、二、三、四章, 主要是讲述海洋地质学和与其相关的最基础的知识, 重在

基本概念。第一章主要讲述海洋地质学的性质、任务、研究内容及学科发展史等；第二章基本等同于引领学生做一次“海底旅游”，目的是让学生了解海底的表形特征，掌握地形地貌及大地构造上的基本概念，其内容是学习此后章节的基础；第三章主要介绍了地球的内部结构，重要的地质作用源于软流圈，因而重点讨论了低速层或软流圈的特性与成因解释，为在第五章中讲授海底构造的基本理论奠定基础；第四章主要介绍了塑造海底地形地貌和影响沉积物分布特征的海洋水文、化学和生物中最基本的环境要素，这也是此后学习第六至十章的基础。第二部分为基础理论篇（第五章），主要是让学生从原理上认识海底结构及其成因演化，如同学习人体的骨骼结构，也是理解此后几章内容的基础和关键。第三部分为各论篇，包括第六至十章，自海岸带到大洋中脊，“由浅入深”地解剖海底各主要大地构造单元的物质与结构特征、主要地质作用过程、发展演化，以及所导致的矿产资源等。第四部分为专题篇，包括第十一至十四章，这部分内容属于海洋地质学的重要“专题”或学科分支讲座，重点讲述海洋地质学重要分支或学术方向上的学术进展和前沿科学问题，特别是第十四章内容旨在让学生了解当前国内外海洋地质学的最新发展动态。

需要说明的是，书中部分插图源自间接资料（图书或同行交流资料，等），难以找到原图的作者或出处，但出于教学的需要仍使用于书中，在此特向原图作者致以敬意。另外，海洋地质学的发展正方兴未艾，新成果、新观念和新理论不断出现，在这种飞速发展的阶段，本书在知识内容上难免有遗漏，更限于作者水平，疏漏之处在所难免，恳盼读者予以指正，同时希望本教材能得到进一步的充实和完善。

翟世奎

2017年11月于青岛

目 录

第一章 绪 论	1
第一节 学科性质及主要研究内容	1
一、学科性质、特点和任务	1
二、学科地位及与其他学科的相互关系	2
三、主要研究内容	4
第二节 发展简史	5
一、学科发展阶段及学术思想演变	5
(一) 孕育诞生(1920年以前)	5
(二) 健康成长期(1920~1950年)	7
(三) 快速发展期(20世纪50年代~1968年)	7
(四) 近代海洋地质学阶段(1968年~20世纪末)	9
(五) 地球系统科学阶段——21世纪的海洋地质学	11
二、中国海洋地质学的发展过程	12
(一) 孕育期(1950年以前)	12
(二) 诞生和蓬勃生长期(1950~1966年)	12
(三) 快速发展期(1977年~20世纪末)	13
(四) 融入国际发展期(21世纪)	13
第三节 学科发展动力和趋势	14
一、学科发展动力	14
二、学科发展趋势	15
小 结	16
思考题	16
第二章 海洋地理与海底地形地貌	17
第一节 海洋与陆地的地理特征	17
一、陆地	18

二、大陆边缘	19
三、海洋	20
第二节 大陆边缘地貌	22
一、稳定型(大西洋型)大陆边缘	23
(一) 大陆架	23
(二) 大陆坡	24
(三) 大陆隆	24
二、活动型(太平洋型)大陆边缘	25
(一) 海沟	25
(二) 岛弧和火山弧	27
(三) 弧后盆地	28
第三节 深海盆地地貌	29
一、深海盆地	29
(一) 海山与平顶山	29
(二) 深海平原	30
二、环礁	31
三、无震海岭、海山链和岛链	31
四、深海盆地地形与海底年龄的关系	33
第四节 大洋中脊地貌	34
一、平面展布	34
二、中央裂谷	35
三、转换断层与破碎带	36
四、剖面特征及区域性差异	37
小 结	38
思考题	39
第三章 地球结构与海底岩石圈	40
第一节 地球的内部结构	41
第二节 地 壳	42
一、陆壳	42
二、标准洋壳结构	43
三、洋壳与陆壳的主要区别	44
第三节 地幔和地核	46
一、地幔	46
二、地核	47

第四节 低速层(软流层)	48
一、基本概念	48
二、低速层的成因解释及力学特征	48
第五节 岩石圈	49
一、基本概念	49
二、岩石圈的特性	50
三、岩石圈的形成	51
小 结	52
思考题	52
第四章 海洋环境要素	53
第一节 海洋物理学特征	53
一、波浪	54
二、潮汐	55
(一) 潮间带与潮坪	57
(二) 沉积滞后效应	57
三、洋流	58
四、浊流	61
五、温跃层、密跃层与低氧层	62
六、海水的侵蚀作用	63
(一) 海浪的侵蚀作用	63
(二) 潮流和洋流的侵蚀作用	64
(三) 浊流的侵蚀作用	64
第二节 海洋化学环境	64
一、pH 值	64
二、Eh 值	65
三、CO ₂ 和碳酸系	66
四、碳酸盐补偿深度(CCD)	67
五、化学沉积作用	67
第三节 海洋生物与生物的地质作用	68
小 结	69
思考题	69
第五章 海底构造	70
第一节 洋壳的起源与大陆漂移	70

一、早期的洋壳起源说	70
二、大陆漂移学说	71
(一) 大陆漂移的主要证据	71
(二) 大陆漂移过程与联合大陆重建	75
(三) 大陆漂移的机制	76
第二节 海底扩张学说	76
一、海底扩张学说的基本内容	77
二、海底扩张学说的论证	78
(一) 条带状海底磁异常与地磁场极性反转年表	78
(二) 深海钻探与海底扩张	80
(三) 转换断层与海底扩张	81
(四) 海底扩张速率	82
三、弧后扩张学说	83
第三节 板块构造理论	84
一、板块构造理论的主要内容	85
二、板块划分与边界类型	86
(一) 划分依据	86
(二) 划分方案	86
(三) 板块边界类型及其特征	88
(四) 板块边界组合	91
三、板块运动	92
(一) 板块运动的动力	92
(二) 地幔对流模型	93
四、威尔逊旋回与大洋演化	94
第四节 大陆边缘构造	97
一、稳定型大陆边缘构造	97
(一) 主要特征	97
(二) 主要类型	98
(三) 形成与演化	99
二、活动型大陆边缘构造	101
(一) 类型、空间分布与主要特征	101
(二) 岛弧的主要类型	102
(三) 活动型陆缘的形成与演化	102
三、转换型大陆边缘构造	106
第五节 大洋中脊构造	107

一、中脊地形与扩张速率	107
二、拓展性裂谷与拓展性扩张轴	108
三、重迭性扩张轴	109
四、洋中脊分段	110
(一) 洋中脊分段级别划分	110
(二) 特征与机制	112
第六节 地幔柱	113
一、地幔柱学说	113
二、热幔柱	114
(一) 热幔柱形态	114
(二) 热幔柱的起源与规模	116
(三) 热幔柱的岩石化学成分	116
(四) 热幔柱的运动学特征	116
三、冷幔柱	118
四、地球全局性物质对流	119
小 结	122
思考题	122
第六章 河口与海岸	123
第一节 河口三角洲海岸	124
一、河口三角洲	124
二、河口动力过程	125
(一) 河口(Estuary)的概念与类型	125
(二) 河口环流与沉积物搬运	127
三、三角洲砂体	131
四、三角洲地层	132
(一) 垂向地层序列	132
(二) 三角洲复合体	133
第二节 砂砾质海岸	134
一、海滩沉积系列	134
(一) 波浪作用和海滩动力分带	135
(二) 海滩淤蚀动态	135
(三) 海滩沉积	136
二、沙坝-泻湖沉积体系	137
(一) 沙坝沉积	137

(二) 泻湖环境及其沉积	138
(三) 沙坝-泻湖沉积层序	140
第三节 粉沙淤泥质海岸	142
一、沉积动力过程	142
二、碎屑潮坪沉积	143
(一) 碎屑潮坪沉积动力机制	143
(二) 碎屑潮坪分带	144
(三) 砂砾质潮坪沉积	144
第四节 岩石海岸	145
一、主要类型与动力环境	145
(一) 岩石海岸的主要类型	145
(二) 岩石海岸的侵蚀	146
二、岩石海岸形态	148
第五节 生物海岸	148
一、生物海岸类型	148
二、海岸形成过程中的生物作用	149
第六节 海面变化与海岸响应	150
一、海面变化	150
(一) 地质时期的海面变化	151
(二) 验潮时期的海面变化	153
二、海面变化在海岸带的响应	154
小 结	156
思考题	157
第七章 大陆架地质	158
第一节 地质概况	159
一、地形地貌	159
二、构造格架	160
第二节 控制陆架沉积作用的因素	162
一、海平面变动	162
二、沉积物补给与气候	162
三、陆架水动力环境	163
(一) 潮汐	163
(二) 波浪	164
(三) 风海流	165

(四) 密度流	165
(五) 洋流	165
四、生物作用	165
五、海洋化学与生物化学作用	166
第三节 陆架碎屑沉积	166
一、潮流作用下的砂质沉积	167
(一) 横向底形	167
(二) 纵向底形	168
二、风暴作用下的砂质沉积	169
三、洋流作用下的砂质沉积	170
四、陆架泥质沉积	171
五、陆架碎屑沉积的一般模式	173
第四节 陆架碳酸盐沉积	174
一、陆架碳酸盐矿物、沉积物类型与分布	174
二、控制碳酸盐分布的主要因素	175
三、陆架碳酸盐沉积的分布	176
四、陆架碳酸盐沉积模式	178
第五节 中国黄、东海陆架沉积模式	179
一、沉积动力环境	180
二、沉积物的横向分布	180
三、近代沉积层序	181
(一) 长江河口区现代沉积	181
(二) 中陆架沉积	182
(三) 外陆架沉积	183
四、纵向地层与沉积环境演化	184
(一) 近代沉积地层	184
(二) 中深层地层结构	185
(三) 沉积环境演化	187
小 结	188
思考题	188
第八章 沟-弧-盆体系	189
第一节 地质概况	189
一、分布与边缘海盆地的主要类型	189
(一) 分布	189

(二) 边缘海盆地的主要类型	190
二、构造与地球物理特征	191
三、成因机制	193
(一) 千岛-日本-琉球-台湾俯冲带	194
(二) 马里亚纳和伊豆-小笠原俯冲带	194
(三) 汤加俯冲带	195
(四) 智利型俯冲带	195
第二节 俯冲带地质作用	196
一、俯冲加工厂与俯冲再循环	196
二、双变质带	197
三、蛇绿岩套与混杂堆积	199
(一) 蛇绿岩套	199
(二) 混杂堆积体	200
四、增生楔状体	200
第三节 陆坡、陆隆、海沟和弧后盆地的沉积作用	201
一、陆坡、陆隆和海沟的沉积作用	202
(一) 主要影响因素	202
(二) 陆坡沉积物的输运	202
(三) 沉积物特征	204
(四) 大陆坡海底峡谷沉积作用和浊积扇沉积	204
二、边缘海的沉积作用	205
三、冲绳海槽地质	206
(一) 地形地貌	207
(二) 构造与地球物理特征	209
(三) 沉积作用	210
(四) 形成与演化	212
第四节 沟-弧-盆体系内的岩浆作用	213
一、岛弧的岩浆作用	213
二、弧后盆地的岩浆作用	214
小 结	216
思考题	216
第九章 大洋盆地沉积	217
第一节 大洋沉积物分类	217
一、国际分类	218

二、我国实施的分类方案	220
第二节 大洋沉积物来源	221
一、陆源物质	221
二、海洋源物质	221
(一) 海洋生物沉积	221
(二) 海底风化和自生化学沉积	222
三、其他物源沉积物	223
(一) 火山源	223
(二) 宇源沉积物	223
(三) 海底热液源	223
第三节 大洋沉积作用	224
一、生物沉积作用	225
(一) 钙质软泥	225
(二) 硅质软泥	228
二、自生化学沉积作用	230
三、海底热液沉积作用	233
第四节 大洋沉积物的分布规律	234
小 结	236
思考题	236
第十章 大洋中脊体系	237
第一节 基本特征	237
第二节 大洋中脊岩浆作用与洋壳增生	240
一、洋中脊岩浆作用过程	240
(一) 地幔物质熔融	240
(二) 熔体萃取与运移	242
(三) 岩浆房与岩浆供给	244
二、洋壳的增生	249
三、脊-柱相互作用	251
四、脊-沟相互作用	252
第三节 海底热液活动	254
一、调查研究简史及研究意义	255
(一) 发现阶段(传统采样与海底照相技术)	255
(二) 系统调查阶段(载人深潜与现场观测技术)	255
(三) 综合调查与研究阶段(深潜、钻探与定点连续观测技术)	256

(四) 调查研究意义	257
二、热液的物理化学性质	258
(一) 基本特征	258
(二) 热液流体的时间变化	260
(三) 扩散流的化学特征	262
三、热液活动的分布	263
四、热液循环模式	264
(一) 传统模式	264
(二) 传统模式所面临的挑战	265
(三) 双扩散对流循环模式	267
五、水-岩反应	270
(一) 海底蚀变岩	271
(二) 水-岩反应过程	273
六、热液沉积成矿作用	275
七、热液羽状体	277
八、热液活动的物质与能量输送	279
(一) 热通量估算	279
(二) 物质通量估算	283
九、热液生物	285
小 结	287
思考题	287
第十一章 海底岩浆岩	289
第一节 海底岩浆岩分类	290
一、海底岩浆岩的分类	290
二、火山岩	290
(一) 分类与命名	291
(二) 岩石系列划分	291
(三) 海底火山岩系列的演化	293
三、辉长岩类	296
四、超基性岩类	297
五、花岗质岩类	299
第二节 海底火山岩的分布	302
一、环太平洋火山带	303
二、大洋中脊火山带	303

三、大洋岛屿火山岩	305
第三节 构造环境对海底岩浆岩的控制	308
一、拉张型板块边界(大洋中脊)	310
二、板内构造环境(海山或大洋岛屿)	310
三、汇聚型板块边界(火山弧与岛弧)	311
四、弧后(边缘海)盆地	312
第四节 海底岩浆作用机制	314
一、岩浆的生成与运移	315
二、海底火山岩的成因	317
(一) 大洋中脊玄武岩(MORB)	317
(二) 大洋岛屿玄武岩(OIB)	317
(三) 与板块俯冲有关的火山弧	318
(四) 弧后盆地火山岩	321
三、海底超基性岩与辉长岩的成因	321
四、海底花岗质(酸性)岩的成因	322
小 结	323
思考题	324
第十二章 海底矿产资源	325
第一节 海底矿产资源的分布	326
第二节 滨海砂矿资源	329
一、滨海砂矿的种类分布	329
二、滨海砂矿的成因	329
第三节 海底油气资源	329
一、储量分布	329
二、国际著名的海底油气资源区	330
三、中国近海海底的油气资源	332
(一) 渤海油气盆地	332
(二) 南黄海油气盆地	333
(三) 东海油气盆地	333
(四) 南海油气盆地	333
四、海底油气资源的成因	334
第四节 天然气水合物资源	334
一、天然气水合物的分布及物理化学性质	334
(一) 分布及储量	334

(二) 天然气水合物的物理化学性质	335
二、成藏类型及勘探开发技术	336
(一) 主要圈闭类型	336
(二) 勘探开发技术	337
三、中国近海天然气水合物的分布	338
四、天然气水合物的成因	340
第五节 大洋多金属结核	340
一、多金属结核的物理化学性质	341
二、多金属结核的资源量及其分布	342
三、多金属结核的成因	343
第六节 富钴结壳	344
一、富钴结壳的分布及资源量	344
二、富钴结壳的基本特性	345
三、富钴结壳的成因	346
第七节 海底热液活动成因多金属硫化物矿产资源	347
一、海底热液活动及其矿床资源的分布	348
(一) 海底热液活动区的分布	348
(二) 多金属硫化物矿体的分布	348
(三) 控制海底大型硫化物矿体形成的主要因素	348
二、热液多金属硫化物的资源量	351
三、热液多金属硫化物的成因	351
小 结	352
思考题	352
第十三章 全球变化与古海洋环境	353
第一节 全球变化科学研究	354
一、全球变化研究兴起的背景	354
(一) 社会需求	354
(二) 理论基础	354
(三) 技术支持	355
二、主要研究内容、目标和要解决的主要科学问题	355
三、全球变化科学的性质、特点和研究方法	356
第二节 全球变化研究的主要国际合作项目	357
一、国际地圈-生物圈计划(IGBP)	357
二、世界气候研究计划(WCRP)	358

三、全球环境变化人文计划(IHDF)	359
四、生物多样性计划(DIVERSITAS)	359
五、研究计划之间的相互关系和主要进展	360
第三节 海洋科学领域中的全球变化研究	361
一、海洋全球变化合作计划(IMAGES)	361
二、热带海洋和全球大气研究(TOGA)	362
三、世界大洋环流试验(WOCE)	362
四、全球海洋通量联合研究(JGOFS)	363
五、过去全球变化研究(PAGES)	363
六、海岸带陆海相互作用研究(LOICZ)	364
第四节 古海洋学主要研究内容及研究方法	365
一、古海洋学主要研究内容	366
(一) 大洋环流	366
(二) 古海水的化学组成	366
(三) 古海洋中的生物体系——生物体系的演化和生产力演变	366
二、古海洋学研究的科学意义	366
三、古海洋学的研究方法	367
(一) 大洋地层学	367
(二) 古海洋环境参数及其替代性指标	370
第五节 古海洋学研究的主要成果	374
一、古海洋与古气候演变	374
二、大洋环流的演变	375
三、新生代以来大洋环流的变迁	375
四、新生代气候变冷过程	376
五、第四纪海洋	376
六、大洋演化主要事件	377
小 结	377
思考题	378
第十四章 有关海洋地质学的重大调查研究计划(项目)	379
第一节 国际重大调查研究计划	379
一、大洋钻探计划(包括 DSDP-ODP-IODP-IODP)	379
(一) 由来	379
(二) DSDP(1968~1983 年)	380
(三) ODP(1985~2003 年)	382

(四) IODP(2003~2013年).....	383
(五) IODP(20013~2023年).....	384
二、国际地圈生物圈计划(IGBP).....	385
三、国际洋中脊计划(IR).....	385
第二节 中国的海洋地质调查研究计划(项目).....	385
一、国家高技术研究发展计划(国家“863计划”).....	386
(一)“九五”(1996~2000年)国家“863计划”.....	386
(二)“十五”(2001~2005年)国家“863计划”.....	386
(三)“十一五”(2006~2010年)国家“863计划”.....	387
(四)“十二五”(2011~2015年)国家“863计划”.....	387
二、国家重点基础研究发展计划(国家“973计划”).....	388
(一)中国边缘海的形成演化及重大资源的关键问题.....	388
(二)地球圈层相互作用的深海过程和深海记录.....	388
(三)中国典型河口-近海陆海相互作用及其环境效应.....	389
(四)南海天然气水合物富集规律与开采基础研究.....	390
(五)西南印度洋洋中脊热液成矿过程与硫化物矿区预测.....	391
(六)典型弧后盆地热液活动及其成矿机理.....	391
三、国家调查研究专项与工程专项.....	392
(一)有关海洋地质学的调查研究专项.....	393
(二)有关海洋地质学的工程专项.....	393
小 结.....	394
思考题.....	395
参考文献.....	396

第一章 绪论

第一节 学科性质及主要研究内容

一、学科性质、特点和任务

海洋地质学(Marine Geology)又被称为海底地质学(Submarine Geology),是研究被海水覆盖的地球岩石圈及其与地球其他圈层(软流圈、下地幔、地核、水圈、生物圈、大气圈等)相互作用的科学。海水覆盖下的岩石圈大部分是大洋岩石圈(Oceanic Lithosphere),小部分是大陆岩石圈(Continental Lithosphere),二者统称海底岩石圈(图1-1)。海洋地

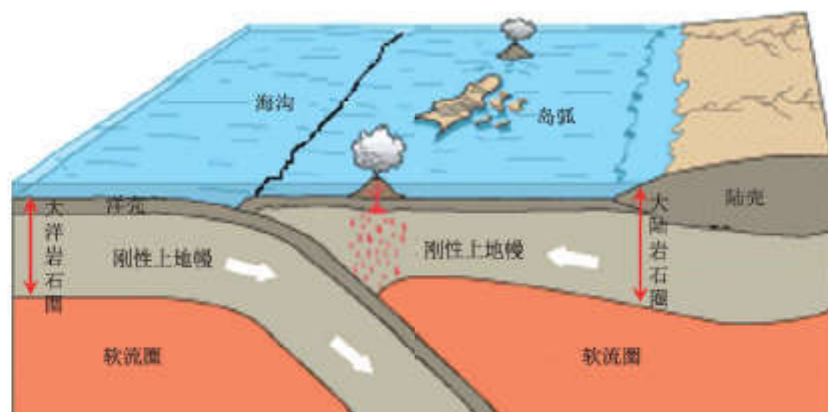


图 1-1 海底岩石圈(来自网络,有改动)

质学的主要研究对象是大洋岩石圈,研究内容主要包括岩石圈的物质组成和性质、地质结构和构造、发展演化及相关效应等。同时,海底岩石圈与相关地球圈层,特别是上覆和存在于海底岩石圈内的水圈、生物圈及其下伏地幔软流圈的相互作用,也是海洋地质学研究的重要内容。由于研究对象以岩石圈为主,所以海洋地质学是地质学的一部分。但是,大洋岩石圈是年轻的地质体,从生成到消亡一般只经历 150~200 Ma,其物质构成、构造都

与具有几十亿年演化历史的大陆岩石圈有明显区别。因为海洋地质学与海洋学关系非常密切,所以它又是地质学与海洋学之间的边缘和交叉学科,也是海洋地球科学(Marine Geosciences)的重要组成部分。海洋地质学是以地质学的内容为主体,而海洋学科中的物理海洋学(Physical Oceanography)、生物海洋学(Biological Oceanography)及化学海洋学(Chemical Oceanography)则是以海洋学(Oceanography)的内容为主体。

海洋地质学根源于地质学,所研究的主要科学问题仍属于地质学的范畴。因此,海洋地质学的研究方法主要是地质学、地球化学和地理物理学的方法。由于海底岩石圈之上覆盖着海洋水体,海洋地质学的研究一般需要凭借具有高科技含量的仪器设备进行,并且多由一个综合性的研究平台(如调查船、海底观测站、深潜器等)作为支撑。相对于陆地地质学而言,海洋环境条件复杂多变,空间辽阔,水体时空变动无常,水深差异巨大(超过10 000m)。因此,海洋地质学研究对尖端性技术设备的要求高,耗资大,风险高,综合性较强,这是海洋地质学相对于陆地地质学发展较晚的主要原因之一,也使得海洋地质学从一开始就具有高科技和多学科的特点。因此,海洋地质学的突出特点是学科年轻、多学科交叉、依赖高新技术、发展前景广阔。

海洋地质学的根本任务是解决人类对矿产资源和环境的需求,包括由此引发的军事和国家权益方面的需求。早期的海洋地质学主要是解决人类对矿产资源的需求,环境只是作为矿产资源开发中的因素来考虑。目前,海洋(底)环境对人类发展的重要性日益增加,有关环境问题已成为海洋地质学中的重要研究内容之一。因此,海洋地质学的主要任务是研究解决人类对矿产资源和环境的需求,包括由此引发的军事和国家权益方面需求中的科学问题。

二、学科地位及与其他学科的相互关系

海洋地质学是现代地质学的基础和发展前沿。追溯20世纪40年代以前的学科发展史,有关全球地质学的各种学说都是建立在陆地地质学研究的基础上。但是,陆地仅占全球表面积的29%左右,仅根据陆地地质建立的全球地质学说必然带有很大的片面性。海洋约占全球表面积的71%,其中超过2 000 m水深的大洋部分约占全球表面积的60%。因此,没有海洋地质研究就不可能了解全球地质,不可能形成正确的全球地质学说。由于全球地质学对地质学的理论起着宏观控制作用,以陆地地质为基础的全球地质观的片面性严重制约了地质学的发展。20世纪40年代后蓬勃发展的海洋地质调查积累了丰富的地质和地球物理学资料,为60年代海底扩张-板块构造学说的诞生奠定了基础。海底扩张-板块构造学说引发了地质学领域的一场革命,从根本上改变了传统的固定论理念,开始将陆地和海洋作为一个整体,从时空动态上研究全球地质学问题,上连天体,下到地核,形成了崭新的全球地质学理论,从全球变化的大格局去观察局部地质过程,开创了现代地质学的新纪元。现代地质学的重大突破接二连三地在海洋地质学领域实现。因此,海洋地质学既是现代地质学的基础,又是其学科前沿。在最近十几年中,以海洋地质学的重大发现为基础,提出了地球系统科学的概念,正带动着整个地球科学发生革命性的进展。

海洋地质学同时又是海洋科学的支柱性学科之一,这是因为:①海底的地形地貌、构造变动、物质与能量的迁移转化等无不影响和改变着上覆水体以及其中的生物与化学组成;②海洋地质学研究是以海洋地质调查为基础,所需人员众多,更需要相对其他学科更为尖端的仪器设备;③海洋地质学调查研究项目通常需要大的投资,任务繁重;④学科进展迅速,重大发现不断,促使海洋科学向更深更广的领域发展;⑤高新技术采用多,设备更新快,如投资巨大的国际性“深海钻探计划”(DSDP—Deep Sea Drilling Project,1968~1983)、“大洋钻探计划”(ODP—Ocean Drilling Program,1985~2003)、“综合大洋钻探计划”(IODP—Integrated Ocean Drilling Program,2003~2013)和“国际大洋发现计划”(IODP—International Ocean Discovery Program,2013~2023)等都采用了最先进的设备和技术。近年来,海洋科学出现了学科发展多元化的取向,精彩纷呈,不同学科变化较大,但海洋地质学始终保持着旺盛的发展势头,正在推动整个地球系统科学的快速发展。

海洋地质学是一门综合性和交叉性很强的学科,它和生物科学、水文科学、大气科学和日地空间科学中的相关学科关系密切,相互交叉、渗透。它的研究对象——海底岩石圈作为一个时空大尺度的开放系统,不仅直接受着大气圈(Atmosphere)、水圈(Hydrosphere)、生物圈(Biosphere)和日地空间的巨大影响,而且水圈、生物圈很重要的一部分就存在于海底岩石圈之中。

生物圈的一个重要组成部分是延伸到海底以下数千米深处岩石中的深部生物圈,其总量估计占全球生物圈的1/10,是完全不同于陆地的生物群,提供了研究生命起源和演化的新思路。洋底之下的海洋(Sub-seafloor Ocean)也是水圈的重要部分,它是存在于洋底之下岩石圈内的巨大的水循环系统。这部分水体联系着地壳深部和表层,改造着海底岩石与海水的成分,润滑着震源断层,维持着深部生物圈的新陈代谢。

就大气圈而言,海洋沉积物中保存着古代以来大气圈(以及相应的生物圈和水圈)变化的丰富记录。例如,古气候学就是在古海洋学研究的基础上建立起来的,它揭示了全球气候变化的重大事件,其中古水温反映了冰期和间冰期的旋回性变化,可以从中提取气候的百万年、万年和千年尺度的周期性变化信息。大洋碳循环和碳储库反映的大气和海底岩石圈的碳交换问题在大气科学中有重要意义。就日地空间科学而言,地球轨道周期变化的沉积记录、大洋岩石磁异常条带记录、陨石事件等日地空间作用的重大事件都保存在沉积记录中,并通过海洋地质学的研究被逐渐揭示出来。因此,在宏观上海洋地质学与生物科学、水文科学、大气科学、日地空间科学等领域内的多种相关学科动态地相互交叉,相互推动,共同发展。

在海洋科学中,物理海洋学、生物海洋学、化学海洋学等,都与海洋地质学有着密切的联系和很强的相互交叉渗透。目前,生物地球化学作为一门新兴的交叉性学科也正在快速地介入海洋地质学的研究领域,显示了海洋地质学强烈的学科综合性、交叉性和实用性。

在传统地球科学的各分支学科中,海洋地质学与构造地质学、岩石学、地球化学和地球物理学的关系最为密切。无论是在理论体系、研究内容,或是技术方法上,海洋地质学都与上述学科相互交叉、融合和相互印证。

与海洋地质学紧密相关的另一科学领域是现代化的探测和信息处理技术(包括非地球科学在内),后者是前者的技术支撑性学科。海底岩石圈之上的海水大部分水深超过 2 000 m,海洋地质的探测必须穿过厚厚的水层才能实现。海底岩石圈的环境条件复杂多变,从低温、高压到高温、高压,从光线微弱直到完全黑暗,而且始终处在流体的作用下。岩石圈内部的结构及所发生的地质作用过程更是非常复杂,至今未被人类所认知。

作为海洋地质探测平台的调查船等设备需面对变化无常的海洋环境,经受着风、浪、流的作用,还可能遭遇到威胁人身和仪器安全的恶劣海况。客观环境要求采用现代化的仪器设备和调查平台,这是海洋地质学的突出特点之一。因此,海洋地质学的发展离不开现代化的探测和信息处理技术,主要包括海洋水声学探测技术,卫星导航定位及声学定位技术,原位探测技术,保真采样技术,走航实时探测技术,深潜器及水下机器人探测技术,海洋地震、重力、磁力探测技术,以及高度现代化技术集成的大洋钻探等。这些新技术在海洋地质学中的应用,充分体现了现代地质学的特征。

三、主要研究内容

海洋地质学研究在被海水覆盖的岩石圈上/中所发生的一切地质作用及其效应,以及地球其他圈层与该岩石圈之间的相互作用与影响。部分研究内容已经发展成为相对独立的学科。例如:

(1) 研究海底沉积物的类型、组成、分布规律、沉积环境及其演化和沉积过程,正逐渐发展成为相对独立的海洋沉积学(Marine Sedimentology)。

(2) 研究组成海底岩石圈岩石的(矿物与化学)成分、结构构造、分布、成因机制、演化历史,及其与成矿作用关系,逐渐发展成为海底岩石学(Submarine Petrology)。

(3) 研究海底岩石圈结构构造特征及其形成演化,开发定量探测岩石圈及地球内部其他圈层结构构造的物理方法和技术(如地震弹性波、重力、地磁、地电和地热等),逐渐发展建立了海底构造地质学(Submarine Tectonic Geology)和海洋地球物理学(Marine Geophysics)。

(4) 研究海洋(包括海底岩石圈、水圈和生物圈)中元素的分布、迁移、转化、通量、平衡、演化和地球化学循环,渐渐发展成为海洋地球化学(Marine Geochemistry)。如果考虑生物过程所引起的地球化学过程及其效应,则出现了生物地球化学(Biogeochemistry),生物地球化学在海洋领域正得到广泛的应用和快速的发展,海洋生物地球化学已初见端倪。

(5) 研究在地质历史中海洋盆地的形成与演化、海洋(沉积)环境的发展历史,导致了古海洋学(Paleoceanography),又称历史海洋学的产生。这是 20 世纪晚期基于大洋钻探成果建立起的新兴学科,主要是通过对海洋沉积物的分析和研究,了解古海洋表层及底层环流的形成、演化及其地质作用过程,阐明海水成分在地质历史中的变化、浮游和底栖生物的演化、生产力和生物地理发展史及其对沉积作用的影响,以及海洋沉积作用的发展历史等。

(6) 世界社会和经济的飞速发展对资源的需求不断加大,而陆地上不可再生资源量逐日减少,陆地上的石油、天然气和贵金属等主要资源已近枯竭,人类不得不把寻求资源的眼光聚焦到海洋。研究海底矿产资源类型、分布及其成因机制则催生了海底矿产资源学(Seabed Mineral Resource Science)。海底矿产资源主要包括海底石油、天然气和天然气水合物、海滨和浅海中的砂矿、大洋多金属结核和富钴结壳、海底热液多金属硫化物等。

(7) 海岸是人口和国民经济的集中地带,在科学上又是岩石圈、水圈、生物圈相互作用和人类活动最为活跃的地带,历来被人类所重视。研究海岸地貌的类型、形成过程和机制,再现海岸地貌形成和演变的历史,则形成了海岸动力地貌学(Coastal Dynamic Geomorphology)的学科框架。

(8) 随着海岸带开发热潮的兴起,许多人类工程依据海岸的地理和地质条件而建设,部分建筑活动甚至延伸至海底。研究建设地区或建筑场地的地质条件,分析、预测和评价可能存在和发生的海洋工程地质问题,及其对建筑物和地质环境的影响,提出防治不良地质现象的措施等,导致了海洋工程地质学(Marine Engineering Geology)的建立和发展。

总之,陆地“地质学”领域所有包括的二级和三级学科在“海洋地质学”领域都有,甚至在某种程度上,海洋地质学的研究内容更为丰富,如“古海洋学”,就是因为要考虑海水的存在而有着更为丰富的研究内容。海洋地质学的研究内容在空间上,其下到软流圈,甚至地核,上到水圈、生物圈、大气圈,甚至天体,横向上包括陆地与海洋;时间上,从古至今,直至未来;内容上,包含物理过程、化学过程、生物过程;技术方法上,涉及物理的、化学的、数学的和几乎所有的高新技术。

第二节 发展简史

一、学科发展阶段及学术思想演变

海洋地质学的发展大体可划分为五个阶段:① 诞生——从早期的地理学和博物学,到成为地质学和海洋学科的边缘或交叉学科,直到新学科的诞生;② 健康成长期——海洋地质学的概念和理论体系初见端倪,军事需求促进了海洋调查技术的快速发展;③ 快速发展期——大规模海底调查广泛展开,新发现和新成果日新月异,逐渐发展成为完整的学科体系;④ 革命与成熟期——新理论体系建立并得以完善,导致一场地学革命,进入近代海洋地质学阶段;⑤ 地球系统科学阶段——21 世纪的海洋地质学。

(一) 孕育诞生(1920 年以前)

受技术条件的限制,在 20 世纪之前人类对海底的认识十分有限,特别是对深水大洋的海底几乎是一无所知,尚未出现海洋地质学的概念。有关海底的零星知识蕴含在海洋学和(陆地)地质学中,属于博物学和地理学的范畴。在空间上局限于近岸和浅海,在时间尺度上局限在千年范围。

最早记载的有关海岸和近海海底的内容多与人类生产及军事活动有关。我国在这方面的记载较早,可上溯至公元前300年的《山海经》。绘于15世纪的《郑和航海图》已绘制了大量海岛、暗礁、浅海等海洋地貌景观。1552年的《筹海图编》中有大量的海岸地图及海岸特征。在西方,出于对贸易、渔业、军事等方面的需求,早期的希腊和罗马人对地中海沿岸的岛屿和海上航路有大量记述,《柏拉图》中有关“大西洲”的传说是其中最早的著名记述。作为论著,法国马斯里(Marsilli)的《海洋自然史》(1725)中第一篇就是“论海洋盆地”。1795年英国地质学家詹姆斯·赫顿(James Hutton)出版了巨著《地球理论》,其核心部分就包括“海面变化”。作为针对海底的调查,应首推英国“小猎犬”号考察船在1831~1836年期间所做的环球科学考察。参与此次考察的著名英国生物学家和博物学家查尔斯·罗伯特·达尔文(Charles Robert Darwin, 1809—1882)根据自己对地质结构等的观测结果以及收集的大量动、植物标本,提出了举世闻名的“进化论”,即所有生物物种是由共同祖先经过长时间的自然选择过程后演化而成的,被称为生物进化论的奠基人。达尔文先生的诸多著名发现和重要证据被收录进了《“小猎犬”号科学考察动物志》,其中对各类珊瑚进行了详细的描述,并提出了珊瑚礁成因的沉降说,直至1952年这一见解才为埃尼威托克(Eniwetok; 11°30'N, 162°15'E)环礁的钻探结果所证实。美国海洋学家马修·方丹·莫里(Matthew Fontaine Maury, 1806—1873)于1854年编制并发表的北大西洋(52°N至10°S)水深图是海洋学家所完成的第一张海洋水深图(最深等深线达7300m),为铺设横贯大西洋的海底电缆提供了根据,他所出版的《海洋自然地理》(1855)一书成为海洋学的经典著作。英国著名博物学家托马斯·亨利·赫胥黎(Thomas Henry Huxley, 1825—1895)研究过深海钙质软泥,并认为陆地上的白垩层是由极细的钙质浮游生物壳组成,这些壳就像深海软泥中的微体化石一样,白垩层是上升到陆地上的深海沉积物。

在1872~1876年期间,英国“挑战者”号考察船做了划时代的环球海洋考察,航行约68890海里,主要是测深和底质采样。在492个站位进行了水深测量,采集底质样品6200多个,并在大西洋加那利群岛、太平洋塔希提岛和夏威夷群岛附近的深海海底采集到了大量的多金属结核。随后,美国的“信天翁”号(Albatross, 1888~1920)、荷兰的“西博加”(Siboga, 1899—1900)号、德国“埃·斯蒂芬”(Edi Stephan)号、“行星”(Planet)号等也对大西洋、东印度洋群岛海区和欧洲沿岸海区进行了海洋学及海洋地质学考察。这些考察在空间上已触及全球各大洋,在时间尺度上达到了千万年。此后,J. Murray和A. F. Renard于1891年出版了*Deep Sea Deposits*, J. Murray和J. Huort又于1912年出版了*The Depth of the Ocean*。德国气象学家魏格纳(A. L. Wegener)根据大量古气象学、古生物学、几个大陆间的可拼合性以及大西洋两侧岩石和主要地质构造的吻合性等方面的资料于1912~1915年提出了大陆漂移学说,并出版了《海陆的起源》,尽管当时遭到许多的非议(见第五章),但首次赋予了海底的动态概念。环球考察和有关海底水深及底质等专著的问世孕育了海洋地质学的诞生。直到1920年,K. Andree的专著《海底地质学》出版,标志着海洋地质学这一学科的诞生。

海洋地质学在这一阶段没有独立的学术思想体系,其胚胎被包含在其他学科体系(如海洋学、地质学、地理学、航海学和博物学等)中,经过长期的孕育,在带有探险性质的海洋

考察催生下,终于诞生了海洋地质学这一光芒四射的婴幼儿。

(二) 健康成长期(1920~1950年)

德国“流星”号在南大西洋的考察(1925~1927)中,首次使用电子回声测深仪代替了费时的缆绳测深,使大西洋海底地形图的测绘工作得以迅速实施。这次调查不仅发现了大陆架、大陆坡及海底峡谷,还发现了大西洋中脊等重要地形地貌,从而开启了20世纪30~50年代期间的海洋地质学健康成长阶段。

首先,一系列的新发现唤起人类对海洋或海底世界的广泛重视。世界各国先后成立了数百个海洋研究所,其内设有海洋地质研究室。譬如,美国斯克里普斯海洋所(Scripps Institution of Oceanography)成立于1925年,伍兹霍尔海洋所(Woods Hole Oceanographic Institution)成立于1930年,两个著名的海洋研究所均设立了海洋地质研究室,并分别配置了先进的海洋调查船“亚特兰蒂斯(Atlantis)”及“斯克里普斯(Scripps)”号。1945年以后,美国东、西海岸的不少著名大学都设立了海洋研究单位,海洋地质在其中占有重要的地位。苏联也于1941年成立了“苏联科学院希尔索夫海洋研究所”及其相应的海洋地质研究室。

其次,一些发达国家在这期间都建造了配备有先进海洋调查设备的调查船,各种交叉学科的新技术不断应用于海洋(底)科学考察。例如,在海底地质取样器方面从蛤式、箱式、爆破式、真空式采样器到重力活塞和振动活塞采样器,再到借助海上钻井平台钻取长柱样,新的技术产品层出不穷。声学测深和无线电定位技术、海上人工地震、动力和磁力等先进技术也先后应用于海底形貌、海底岩石圈结构、磁异常等多方面的勘探调查,取得一系列的重大发现。

再有,在海洋调查一系列重大发现的基础上,海洋地质学的概念和理论体系日渐成型。如大西洋中部海底山脊(1925~1927)、海底地壳(1923~1932)等概念的提出。这些成果出现的同时宣告海洋地质学是一门独立的学科,美国谢帕德的《海底地质学》(1948)、苏联克莲诺娃的《海洋地质学》(1948)和荷兰奎年的《海洋地质学》(1950)是三部最具代表性的海洋地质学经典专著,标志着海洋地质学概念和理论体系的雏形。

还有,在这一时期,海洋地质调查的技术和成果首次为人类所利用。第二次世界大战(1939~1945)期间,海岸和海底地形地貌的调查成果被用于登陆和潜艇作战中。反过来,战争或军事的需求又极大地促进了海洋地质学的发展。例如,在第二次世界大战期间声学技术被用于潜艇和反潜作战之中;“二战”后,高精度导航定位系统的改善又大大强化了海底调查。

在这一阶段,海洋地质学的学术思想是以调查为基础,以描述性为特色,并初步认识到海洋地质的复杂性和重要性。海洋地质学的学术思想在地质学中形成了独立的学科体系,具备了与陆地地质学不同的学科内容和专门的调查方法技术,同时具有了鲜明的海洋边缘学科及交叉学科的特色。

(三) 快速发展期(20世纪50年代~1968年)

之所以把这一阶段划分至1968年,除了学科发展具有明显的阶段性之外,深海钻探

计划(DSDP,1968~1983)的启动实施也是其重要原因之一,因为 DSDP 标志着有关海洋地质学国际性大科学计划的起始,揭开了集世界各国之力和先进尖端技术,开展海洋地质调查研究的序幕。

20 世纪 50 年代世界各国掀起了全球性的海洋调查热潮,1958~1960 年的“国际地球物理年”便是由多国联合进行大洋综合调查的一个典型例子。全球性的大调查积累了大量的海洋地质和地球物理资料,发现了大洋中脊体系、岛弧海沟体系、转换断层体系、海底磁异常条带、热流异常、海底浊流沉积序列、不同于陆壳的洋壳结构等。这些发现和研究成果极大地丰富和发展了海洋地质学,并为此后出现的“板块构造学说”和其所导致的地质革命奠定了基础。

自 20 世纪 50 年代以来,随着海底科学的发展,人们利用放射性同位素测定海底岩石年龄,发现海底岩石的年龄很轻,一般不超过 2 亿年,相当于中生代侏罗纪(大陆最老岩石年龄在 38 亿年以上),而且离海岭(又叫大洋中脊)愈近,岩石年龄愈轻,离海岭愈远,岩石年龄愈老,而且在海岭两侧呈对称分布。1949 年贝尼奥夫(H.Benioff)在研究环太平洋深源地震震源分布时发现,震源分布构成一个自大洋向大陆方向的倾斜带,后被称为贝尼奥夫带(Benioff Zones),标志着大陆和大洋之间有一重要的构造运动面。在 50 年代中期,美国地质学家希曾(Heezen,Bruce Charles)首次发现大西洋中脊、印度洋中脊和东太平洋海隆首尾相连,构成了环绕全球的大洋中脊体系,并首次发现了沿大洋中脊顶部延伸的中脊裂谷系。朗科恩发现了由岩石剩磁判定的古地磁极随地质时代发生迁移,欧洲和美洲大陆可由古地磁极移曲线重合以及关闭现今大西洋而拼合一起,有力地支持了大陆水平运动的存在,使得沉寂了 40 多年的“大陆漂移学说”重新引起了人们的关注。

美国海洋地质和地球物理学家 H. H. 赫斯于 1960 年首先提出海底扩张学说(见第五章)。随后,迪茨于 1961 年用海底扩张作用讨论了大陆和洋盆的演化。赫斯又于 1962 年对洋盆的形成作了系统的分析和解释。他明确强调地幔内存在热对流,洋中脊下的高温上升流使中脊保持隆起并有地幔物质不断侵入、遇海水发生蛇纹石化而形成新洋壳,先存洋壳因此不断向外推移,至海沟、岛弧一线受阻于大陆而俯冲下沉、融熔于地幔,达到新生和消亡的消长平衡,从而使洋底地壳在 2 亿~3 亿年间更新一次。这一理论为板块构造学的兴起奠定了基础,触发了地球科学的一场革命。随后,F. J. 瓦因和 D. H. 马修斯于 1963 年用地磁场极性的周期性倒转的地磁反向周期特征,对印度洋卡尔斯伯格中脊和北大西洋中脊的洋底磁异常特征作了分析。洋中脊的磁异常呈条带状,正负相间,平行于中脊的延伸方向,并以中脊为轴呈两侧对称,其顺序与地磁反向年表一致。这一发现证明了洋底是从洋中脊向外扩展而成,洋底磁异常条带因顺序相同而具全球可对比性。威尔逊则于 1965 年提出了转换断层的概念,论证了岩石圈水平位移的可能性,也因此阐明了洋中脊的扩张产生新的洋壳和海沟带的洋壳俯冲消减的消长平衡关系,即扩张与消减速率相等。

在这一阶段,海洋地质学的学术思想已经在调查的基础上,上升到理论的提炼和模式的建立;从先前对事实的描述,逐步过渡到机制和理论的探索;在微观和局部发现的基础上,建立了宏观科学理论体系的基础。海底扩张学说的出现从根本上动摇了统治地质学

领域长达百余年的以“固定论”为核心的理论基础。固定论认为地壳的运动和海陆的发展主要表现为地面的隆起和沉降,即以垂直运动为主,不承认存在大规模的水平运动。海底扩张学说则认为,高温的地幔物质呈塑性且形成地幔对流,沿大洋中脊的裂谷上升,不断形成新洋壳;同时带动洋壳逐渐向两侧扩张;地幔流在大洋边缘海沟处下沉,带动洋壳潜入地幔,被再次熔化吸收;洋底在不断地扩张更新,岩石圈在做着大规模的水平运动。但是,海底扩张说在扩张机理方面还存在有待解决的难题。

(四) 近代海洋地质学阶段(1968年~20世纪末)

这一阶段从1968年实施深海钻探计划(DSDP)开始到2001年整合大洋钻探规划委员会(IPSC)推出整合大洋钻探计划(IODP—Integrated Ocean Drilling Program)10年(2003—2013)科学规划为止。在1968~1983年期间实施的DSDP和在1985~2003年期间实施的ODP计划,是这一阶段意义重大而深远的海洋地质调查研究计划,这是有史以来规模最大、历时最久的国际地球科学研究计划。30余年在各大洋钻并近3000口,取芯近30000m,为海洋地质学学科的确立、理论体系的成熟与完善、地位和水平的提高,乃至整个地球科学领域的革命性变革与发展,都作出了极为杰出的贡献。

由于海底扩张学说动摇了传统地质学理论,人类就要对这一新的理论加以验证,这便是DSDP发起的初衷。但是,随着工作的进展,新领域的重大发现接踵而至,研究重点也随之不断调整。DSDP和ODP的钻探成果不仅验证了海底扩张学说,还催生了板块构造理论,创建了古海洋学,将海洋地质学的内涵和成果渗透到地质学和海洋科学的几乎每一个分支学科领域,改变了原有的发展轨迹。同时,大大丰富了烃类矿产资源(石油、天然气和天然气水合物)与非烃类固体矿产资源(富钴结壳和热液多金属硫化物等)。在环境方面,对影响人类命运的不同时间和空间尺度的气候突变、极端气候事件及其机制、天然气水合物释放对环境的影响等,都作出了重大贡献。在这一阶段,海洋地质学带动了整个地球科学的快速发展,可以说是海洋地质学的成年期。

1967年,美国普林斯顿大学的摩根(J. Morgan)、英国剑桥大学的麦肯齐(D. P. McKenzie)、法国的勒皮顺(X. LePichon)等人,把海底扩张说的基本原理扩大到整个岩石圈,并总结提高为对岩石圈的运动和演化的总体规律的认识,这种学说被命名为板块构造学说,或新的全球构造理论。到1973年,这个学说基本成型。板块构造的基本思想认为:地球表层的硬(刚性)壳——岩石圈之下是黏滞性很低的软流圈。岩石圈并非是整体一块,它具有侧向的不均一性,被许多活动带(如大洋中脊、海沟、转换断层、地缝合线、大陆裂谷等)分割成大大小小的块体,这些块体就是所谓的板块。换言之,整个岩石圈可以理解为由若干刚性板块拼合起来的圈层,板块内部是稳定的,而板块的边缘和接缝地带则是地球表面的活动带,有强烈的构造运动、沉积作用、岩浆与火山活动、变质作用、地震活动,又是极为有利的成矿地带。岩石圈板块围绕着一个旋转扩张轴活动,以水平运动占主导地位,可以发生几千千米的大规模水平位移;在移动过程中,板块或拉张裂开,或碰撞压缩焊接,或平移相错。这些相互运动方式导致各种活动带,控制着全球岩石圈运动和演化的基本格局。

总之,板块构造说是海底扩张说的发展和延伸,而从“海底扩张”到“板块构造”,又促进了“大陆漂移”的复活。因此,人们称“大陆漂移”“海底扩张”和“板块构造”为不可分割的“三部曲”。

在板块构造学说中,关于构造事件和造山作用的模式,只有岩石圈板块俯冲作用和板块碰撞作用所形成的岛弧、火山和褶皱山脉等。但是,此后不久人们便发现了很多以断层为边界的地质实体,这些地质实体与其相邻区域相比,显示出不同的地质构造、沉积建造、生物化石群落、地质历史等,但却不具有俯冲或碰撞的痕迹,而只显示出是从遥远距离迁移(或漂移)而来的与原地质体拼贴或联结在一起的特征,这种呈独立于邻区的外来体被称为地体,或称构造地层地体,于1972年被首次提出。地体概念的提出,对现代岩石圈板块构造模式是一种补充,即除了俯冲和碰撞造山形式外,还有不俯冲不碰撞的地体拼贴这种模式。换言之,地体就是通过不同途径拼贴或联结在大陆边缘或褶皱带边缘的外来的岩石圈碎块或岩片。

与地体概念几乎同时出现的还有地幔柱概念,这是摩根于1972年提出的,其所根据的事实是:洋底有一系列海山,即呈链状分布的死火山脉,它一端连接着现代活火山,沿此链距离活火山越远,其年龄越老。这被认为是当岩石圈板块运动时,固定不动的地幔柱在板块表面留下的热点迁移的轨迹,也可以说是由一系列死火山组成的无震海岭。如夏威夷活火山热点,因太平洋板块西移而在洋底留下一条由死火山形成的海山链,经年龄4 000万年的中途岛转折而成向北西延伸的皇帝海岭,一直到阿留申岛西端,年龄增至7 500万年。地幔柱估计至少来自700 km或更深处,直径大致为100~250 km,上升速率约每年几厘米,由此导致地幔顶部成直径达上百千米的穹状隆起,高出四周1 000~2 000 m。全球热点大多位于洋中脊的转折拐点或三联点上,少数在板块内部,总共30余个。

以板块构造学说为基础,以深海钻探(DSDP)和大洋钻探(ODP)计划为核心的一系列重大发现和新的学说不断出现,创立了古海洋学和古气候学,进而揭示了洋底结构和洋底高原的形成,证实了气候变化的轨道周期和环境突变事件,发现了海底深部生物圈和天然气水合物、洋底海洋和热液矿产资源、大陆边缘深部流体作用等。重大的成果如:地幔柱-热点假说、新造山理论、岩浆起源、双变质带、边缘海盆成因、薄壳构造、比较俯冲学、海底热液活动、拓展展性和重叠性扩张轴等。现代三角洲、海洋碳酸盐沉积和珊瑚礁的深入研究,把富含油气的古三角洲砂页岩、碳酸盐岩的研究推到了一个崭新的阶段;深海浊流的发现和研究,不但动摇了沿用已久的沉积分异理论,还合理地阐明了古代复理石建造的成因。

在这一阶段,海洋地质学乃至整个地球科学发生了一场革命性的变革。在学术思想上,从早期(1970年前后)信守旧地球观念到拥护新地球观念的关键性思想转变,而且这种基于预见或假说的转变很快得到了海洋地质调查资料和事实的证实。20世纪70年代,新地球观终于在地球科学界确立了地位。20世纪70年代末80年代初发展起来的地体构造学说逐渐得以完善,地体分析为板块构造理论和方法的发展开拓了新的局面。本阶段研究空间已不限于洋底,而是深入到洋底以下数千米处,并与日-地空间相互联系,上

可联宇宙,下可联地核。在时间尺度上已在向 10 亿年前进。

(五) 地球系统科学阶段——21 世纪的海洋地质学

科学调查与研究使人们逐渐认识到,地球乃至其各个组成部分都不是孤立的,它们之间相互作用,一种过程是多种作用的结果。例如,全球气候变化绝不仅仅是大气圈作用的结果,其中包括岩石圈、水圈、生物圈(包括人类),甚至其他天体影响的因素。

20 世纪 80 年代,国际科学界为迎接全球环境变化而提出了“地球系统科学”的概念和理论。强调:从整体出发,将地球的大气圈、水圈、岩石圈和生物圈看作一个有机联系的地球系统,发生在该系统中的各种时间尺度的全球变化是地球系统各分量(圈层或子系统)相互作用的结果,是三大过程(物理、化学和生物)相互作用的结果,其中包括人与环境(生命与非生命系统)相互作用的结果。首次将人类活动作为与太阳和地核并列的、能引发地球系统变化的驱动力之一。

地球系统科学概念与理论的建立为海洋地质学的发展打开了新的空间,在研究被海水所覆盖的岩石圈时,必须考虑该部分岩石圈与陆地岩石圈、其下的软流圈乃至更深层的地幔和地核,上覆的水圈、生物圈、大气圈,直到其他天体对该部分岩石圈的影响;在某些情况下,特别是在研究海岸带问题时,还必须考虑人类活动的影响。

进入新世纪,海洋地质学进入了地球系统科学的发展阶段。2001 年整合大洋钻探规划委员会(IPSC)推出了综合大洋钻探计划(IODP)10 年(2003~2013)科学规划,代表了这一时期的开始。早先的 DSDP 和 ODP 的科学主题和机构都是按学科领域划分的。在 IODP 的科学规划中则舍弃了分两个地球动力系统的观念,而是将地球看作一个内外紧密互动、环环相扣的复杂系统。钻探的目标主要包括三部分:

(1) 深海生物圈——在大洋海底存在着一个巨大的未知生物圈。这些生物生活在极端特殊的条件下(高温、高压、生存空间小),新陈代谢极端缓慢,基本处于休眠状态,但已经活了几十万、几百万年。IODP 重点放在深部生物圈的生物、物理和化学过程的研究上。研究重大灭绝事件后生物群恢复的形式与过程。

(2) 全球变化——21 世纪的钻探进一步加强全球环境变化方面的研究,探寻导致环境变化的重要因素及其变化过程。最初的重点放在探寻导致剧烈、快速气候变化的因素上;此后,对曾经造成全球突然变暖的气候、海洋及地壳结构的演化过程进行研究。

(3) 固体地球循环和地球动力学——调查大陆板块的分离机制及沉积盆地和大陆边缘的形成机制。研究玄武岩的形成过程、地球化学过程及对全球环境的影响;在洋壳打深钻以更好地了解洋壳在洋中脊如何产生、如何增长、如何冷却,以及在演化过程中结构、构造的变化。实现钻至莫霍面和钻透汇聚型板块边缘复合体的目标。

目前正在实施的国际大洋发现计划(IODP—International Ocean Discovery Program,2013~2023)是一个更具国际性的大洋钻探计划,重点发展四大领域中 14 个科学问题的研究,包括气候与海洋变化、生物圈前沿、地球表面环境的联系和运动中的地球。所有的地球系统——固体地球、水圈、大气圈、冰冻圈和生物圈之间均进行着彼此的相互作用。深海的埋藏物是几百万年前地球的气候、生物、化学及地质历史的真实记录,科学

的海洋钻探为我们观察、探索及分析复杂地球提供一种手段。另外,安装钻孔的观测台能够即时监控流体运移过程,它们是形成地震和资源的主要原因。

可以预见,21世纪将是海洋地质学发展更加辉煌的时代。在学术思想上,学科和分系统的观念逐渐被淡化,取而代之的是把地球甚至有关天体视作一个复杂系统,有时还要考虑人为的因素。海洋地质学正处于地球系统科学阶段。海洋地质学科将在更高的水平、深度和广度上发展,地球科学的各学科将相互渗透融合,达到一个更加系统综合的水平。

二、中国海洋地质学的发展过程

中国海洋地质学的发展历程大体可以分为孕育期、诞生和蓬勃生长期、快速发展期、融入国际发展期4个阶段。

(一) 孕育期(1950年以前)

从《山海经》至《郑和航海图》,直至明朝末年(16世纪),中国在地理学、博物学领域中的海洋地质学的水平和贡献是世界领先水平的。清初自康熙以后的“海禁”阻碍了海洋地质学的发展。更重要的是,西方工业革命推动的科技进步使海洋地质学得到快速发展,我国海洋地质事业明显落后,差距开始越来越大。

我国近代海洋地质学论文始于白月恒(1911年)发表在《地质学杂志》上的《渤海过去和未来》,该文开创了我国学者对海洋地质学研究之先声。稍后,俞肇康(1916年)撰写的《渤海海域之研究》是国内最早运用地变的观点来讨论“渤海之现状与未来变化之趋势”的论文。我国海洋地质学研究始于地质学先驱马廷英对珊瑚礁和中国陆架的研究。从20世纪30年代开始,他根据海相化石开始系统地论证“大陆漂移说”,解释了西太平洋岛弧、火山及各种海洋底构造的分布规律。但是,在20世纪的民国时期,战乱频发,国力衰微,海洋地质学科非常落后,仅有零星论文发表。

(二) 诞生和蓬勃生长期(1950~1966年)

新中国成立后经历了一段恢复调整期,自1956年起,国家科委在采纳老一辈海洋科学家建议的基础上,制定了《十二年(1956~1967年)海洋科学远景发展规划》。1957~1959年,中科院海洋研究所、山东大学、水产部及海军联合开展了包括海洋地质在内的“中国近海海洋综合调查”。1957年“金星”号调查船首航,标志着我国海洋地质学学科的正式诞生。1959~1966年,我国相继成立了多个有关海洋地质学的研究、教育和调查机构,例如:中国科学院海洋研究所海洋地质室(1959,青岛),中国科学院南海海洋研究所地质室(1959,广州),中国科学院、地质部、中国石油总公司联合组建的海洋地震队(1959),山东海洋学院(现中国海洋大学)海洋地质地貌系(1960),北京地质学院(现中国地质大学)海洋地球物理教研室(1960),长春地质学院(现吉林大学)海洋地质教研室(1960),地质部海洋物理勘探队(1960),同济大学海洋地质系(1964),地质部海洋地质研究所(1964),国家海洋局第一、第二、第三海洋研究所地质室(1964),石油部和地质部则分别建立了海洋地质调查队和海洋物探队(1965)。建设了10多艘海洋考察船和专业物探船,锻

炼培育了一批刻苦建业的海洋地质调查人员。

这是我国海洋地质学建立和蓬勃发展的阶段,大大缩短了我国和发达国家在海洋地质领域的差距。其主要特点是:① 根据国家规划,政府实施海洋地质学科建设的力度大,进展快;② 建设目的以满足国家所需海洋矿产资源和军事资料为主,基础科研为辅,是计划经济的产物;③ 调查完全集中在中国近海。

值得说明的是,1966年之后国际上海洋地质学正是以“板块构造学说”为中心掀起地学革命的时期,但我国的海洋地质事业受“文化大革命”的影响,学术思想封闭,国际交流极少,不了解也不能谈论国际上学术思想和技术的进展。直到1976年“文化大革命”结束,国际上板块构造学说的“活动论”已取代了“固定论”很久以后,“固定论”在我国仍占统治地位。我国的海洋地质事业于20世纪的“地学革命”几乎没有什么贡献,这不能不说是我国海洋地质事业发展史上的一大遗憾。

(三) 快速发展期(1977年~20世纪末)

1977年,先前已有的海洋地质调查研究单位很快恢复了正常工作,同时又增加许多不同层次的新的海洋地质部门,实施了一系列重大国家和国际合作项目,使海洋地质学科的人员结构、机构设置、技术手段等都快速优化和发展,整体水平有了飞速提高。通过国际合作,研究工作逐步与国际发展接轨,学术思想上从“固定论”改变为“活动论”的思想体系。人才梯队茁壮成长,除原有的学部委员和院士外,学科中又新增了多位院士,涌现了一批中、青年学术带头人。装备了大量新的调查船和调查设备,对海洋油气及大洋多金属结核和富钴结壳进行了系统的调查采样。

在这期间,我国以不同的方式,参与了一系列国际上重大的涉及海洋地质的调查研究计划,例如:于20世纪80年代初,首先参加了国际IGBP计划,秘书处挂靠中国科学院;在90年代初,参加了国际海洋学研究委员会(SCOR),秘书处挂靠国家海洋局;于2000年,以1/6的成员身份正式加入国际大洋钻探计划(ODP)。

与此同时,我国自20世纪90年代初开始,直到世纪之末,在国家层面上设立了多个以海洋地质为主要调查研究内容的重大专项。例如,“八五”(1990~1995年)904专项和“九五”(1995~2000年)126专项等。值得提及的是,我国在1986年开始设立“国家高新技术发展规划”项目,并且自20世纪90年代开始设立专项领域支持发展用于海洋资源调查勘探的高新技术。在“九五”期间(1995~2000年),我国围绕维护国家海洋权益,开发用于海洋资源勘探与开发的高新技术,建立了海底全覆盖高精度探查技术系统,开发集成海上油气资源快速探查与评价技术,研制了海上多波地震勘探与成像测井设备。这些技术的发展主要是围绕海洋石油资源的勘探与开发,主要适用近海陆架海区,与海洋地质的基础研究关系不大,更是几乎没涉及深海大洋区的调查勘探技术。

(四) 融入国际发展期(21世纪)

进入新世纪,中国的海洋地质事业迅猛发展。海底调查由浅海逐步进入大洋,直至南极和北极地区。围绕海底资源(油气、天然气水合物、富钴结壳、海底热液硫化物等)和环境两大主题的大规模调查、勘查和评价接连不断,获得大量现场观测资料,取得了一大批

高水平的研究成果。成功组织实施了 ODP184 航次在南海的钻探。国际合作全面开花结果。在国际高水平杂志上发表的论文数量和水平都得到快速增长,出版了大量既具有中国特色又与国际同类研究接轨的专著、图集和报告。此外,在大量引进国外先进设备的同时,通过海洋“863”计划和大洋专项项目等自主研制了一批现代化调查设备。

在此期间,中国的海洋地质学科无论是在技术水平上,还是在理论水平和学术思想上,都逐渐融入国际发展动态之中,同国际先进水平的差距大大缩小。

第三节 学科发展动力和趋势

一、学科发展动力

任何一门学科的发展都是为了满足人类社会的进步和社会发展需求。海洋地质学主要是顺应人类社会对资源和环境的需求而得以发展,在其中的每一阶段又都与高新技术发展息息相关。

众所周知,目前全球面临四大问题:能源短缺、环境恶化、生存空间狭小和自然灾害频发。可以这样来描述当前的人类社会发展形势:世界经济发展和进步日新月异,全球能源危机和资源短缺日渐紧迫,人类生存环境和科技暴力日渐凸显。世界对资源的需求日趋增高,而不可再生资源量却在逐日减少,许多陆地资源,如石油、天然气和贵重金属资源已近枯竭。人类不得不把寻求资源的眼光聚焦到海洋。人类社会对与海洋地质学有关的资源和环境的需求是海洋地质学科发展的基本推动力。

自 19 世纪中叶以后,在各资本主义强国为控制和掠夺海外殖民地资源、财富而争夺海上霸权的需求下,工业革命使生产力、科技水平和国家财力大幅度提升,为海洋地质调查所必需的财力和技术提供了支持,因此才有了英国“挑战者”号 1872~1875 年期间巡航三大洋航行 68 890 海里的划时代的海洋考察。德国和荷兰等国也进行了类似调查,这些调查活动孕育了海洋地质学的诞生。

海洋地质学的勘探调查和研究成果表明,海底岩石圈中蕴藏着难以想象的巨大资源和足以影响人类社会发展的生存环境的因素。人类对海洋矿产资源和土地(含底床)空间资源的直接需求是推动海洋地质学发展的主要动力之一。早期的海洋矿产资源和土地空间资源主要局限在海岸和近海,主要是三角洲和大陆架油气资源(占世界已探明储量的 45%左右)以及岛屿土地资源。第二次世界大战后,矿产资源消耗日益增加,各国都向海洋寻求新的矿产资源。美国于 1950 年宣布了对大陆架资源的主权要求。20 世纪 60 年代美国总统约翰·肯尼迪提出了海洋是美国要开拓的“新边疆”。各国对大洋多金属结核和富钴结壳、热液硫化矿产以及最近引起广泛关注的海底天然气水合物等固体矿产资源的调查和开发至今仍在持续不断地进行和加强之中。同时,大陆架专属经济区的各种资源(包括底床空间资源和矿产资源)的归属问题也日益突出。为此,联合国制定了新的海洋法公约,产生了以底床资源为中心的大陆架划界问题。各种经济实体、大公司对海底资源的调查、开发和各国对底床资源的获取及权益的维护,是当今推动海洋地质学发展的重

要动力。当前,海底天然气水合物、深海生物圈及其相应的生物基因等都被证明是具有极大应用前景的海底新的资源。可以预测,在不远的将来,人类对海底资源的需求及所伴随的勘探和开发必将推动本学科的飞速发展。

世界各国为保护国土(包括海洋“国土”)安全和海洋资源权益而进行的军事活动也是推动海洋地质学发展的动力。在第一次、第二次世界大战和美苏冷战时期,包括在近代数十年中,各国都竞相投入大量的人力和物力,致力于发展各种海洋军事高新技术,在客观上大大促进了海洋地质学的发展。例如,在第一次世界大战后出现了用于搜索潜艇的回声探测技术,借助该技术,德国“流星号”首次揭示了巨大的大西洋中脊、中央大裂谷、深海平原、大陆架和大陆坡、海岭等重大的海底地貌单元。荷兰用潜艇开展海洋重力调查,首次发现了海底重要的重力异常。“二战”中美军在太平洋滩头登陆作战中的重大伤亡,促进了对海岸及近海海底的调查研究。“二战”后美苏争夺海上霸权中为维持其核潜艇的“第二次核打击能力”,投巨资并采用最先进技术设备对全球海底进行了大规模调查。世界上第一艘海洋钻探船“格洛玛·挑战者”号就是用一艘打捞苏联沉没核潜艇的专用船改装成的。直到最近几年,世界各海洋大国竞相研发军民两用海洋高科技,如海底工作站、浮标和潜标、海底观测网等,仍然是推动海洋地质学科发展的重要因素。

随着社会发展和科技进步,对环境的需求也成了推动海洋地质发展的主要动力之一。海洋地质学中早期的环境问题源于海洋矿产资源开发中有关的工程环境和环境污染问题,至今仍是急需解决的重要问题。20世纪60年代以来,人类对更高质量和更广阔的生存空间的需求推动着海洋地质学科的发展。随着科学技术的进步,发现全球气候环境的重大问题与海洋地质学密切相关,如天然气水合物中甲烷的释放导致全球变暖、海底固碳在全球碳循环中的重要作用、极端气候事件等均需通过海洋地质学研究揭示。海洋地震、火山、天然气水合物导致的滑坡灾害的预测预报等防灾减灾方面的需要也是推动海洋地质学发展的动力之一。

二、学科发展趋势

随着人类社会的发展和水平的提高,人类对资源的需求更大,对生存空间和环境的要求也越来越高。人口的快速增长和人类活动强度的增大都使得地球上可利用资源和生存环境所承受的压力逐渐增大。与此同时,随着信息化技术时代的到来,各种新技术、新方法和新的探测设备层出不穷,海洋地质学在调查研究等方面也得到了迅速发展。在调查研究方面,从区域性到全球性、从浅层向深层发展;在调查研究手段上,广泛采用先进的科学仪器和设备;在基础理论上,新理论和新观点不断产生,在许多方面正面临或实现了突破性进展;大规模的国际性合作逐步成为海洋地质调查研究的主旋律;通过多学科交叉的综合性研究,共同解决一个问题,已成为海洋地质学研究的新途径。21世纪被誉为“海洋世纪”,海洋地质学的发展也已进入了一个崭新的阶段。

学科发展趋势之一:紧紧围绕国家和社会发展的需求,重点在资源和环境两个领域开展广泛的调查与研究,主要包括海底矿产资源、海洋环境保护、海洋权益和军事安全、近海

海洋工程、减灾防灾等。

学科发展趋势之二：大力发展和使用高新技术。海洋地质学的每一个重要发展阶段，无不是伴随着高新技术的出现。海洋地质学的基础是海洋地质调查。因此，必须发展适用于海底高压（甚至高温）条件的专用海底定位技术、长期定点观测技术、可视化和现场采样技术、保真采样技术、更深更精细的勘探技术等，才能满足海洋地质学快速发展的需求。值得指出的是，进入 21 世纪海洋地质学的调查研究也正在向着信息化时代迈进，现场原位调查（观察、探测、采样、保真、监测等）正逐渐取代传统的海上调查和室内分析模式，局部调查逐渐为更大区域甚至全球性的同步调查所取代，定点观测逐渐被观测网络所代替，岸基和船基调查也在某种程度上逐渐为遥感遥测所取代，基于航空器（飞机和卫星）的调查正在应用于海洋地质调查之中。

学科发展趋势之三：多学科交叉与联合攻关。多学科相互交叉渗透与联合攻关是海洋地质学的突出特色，特别是进入地球系统科学时代以来，已由此产生了多个新的学科生长点，甚至已成为重要的学科分支，例如：早期的海洋（岸）动力地貌学、海洋沉积动力学、海底岩石学，以及近几年发展起来的古海洋学等。

小 结

海洋地质学是研究海洋水体覆盖下的地球岩石圈及其与相关的地球圈层相互作用的科学，主要为解决人类所需要的矿产资源和环境保护服务。海洋地质学是现代地质学的基础和学科前沿，也是海洋科学中的支柱学科之一。在地质学与海洋科学中具有重要地位。

本学科是一门交叉性很强的学科，在研究中广泛采用高新技术。具有解释性、定量性、动态预测性的特点，反映了现代科学的性质。

海洋地质学是一门相对年轻的学科，经历了 5 个发展阶段，每一阶段和该时期的社会、经济和科技发展水平相对应，社会经济需求和军事发展及高新科技的应用推动了本学科的发展。我国海洋地质学的发展相对滞后，自改革开放以来获得了快速进展，大大缩小了与世界水平的差距。

海洋地质学在短短的发展过程中取得了许多地学上的重大突破。以板块构造学说为代表实现了一场地学革命。目前海洋地质学以地球系统科学为主线，在取得重大成果的过程中正在向更高的阶段发展。

海洋地质学在矿产资源勘探与开发和环境保护中具有无可估量的潜力，目前该学科正以满足人类社会发展需要的资源和环境为己任，具有非常光辉的未来

思考题

1. 海洋地质学与地质学和海洋学的关系是什么？
2. 推动海洋地质学发展的动力是什么？
3. 学科交叉和高新技术应用在海洋地质学发展中起什么作用？
4. 海洋地质学发展阶段是如何划分的？其学术思想有什么变化？
5. 海洋地质学的未来发展趋势有哪些？

第二章 海洋地理与海底地形地貌

海洋是海和洋的总称,是指被海水所覆盖的地球表面,其大小约占地球表面积的70.8%,也就是说地球表面大约3/4是被海水所覆盖。我们在陆地上所看到的高山峻岭、断崖峡谷、河床盆地、丘陵平原等地形地貌在海底也都有存在。海底地形地貌的复杂程度甚至远大于陆地,但因被海水所覆盖,人们的肉眼不能直接观察到。例如,存在于大洋底的大洋中脊是地球上最大的海底“山脉”,长度超过65 000 km。又如,马里亚纳海沟水深达11 034 m,比珠穆朗玛峰的高度还要大。

地形和地貌是两个密切相关,但又有所区别的名词,它们都是描述地物形状和面貌的地质学名词。地形强调的是地球表面的起伏(高程)变化,重视局部的几何因素,如鞍部地形、平坦地形等;地貌强调的是地物的整体形态,有时还要涉及地物的物质组成、成因、历史及发展变化,如冰川地貌(由冰川作用塑造而成)、河流地貌(河流作用于地球表面所形成的各种侵蚀、堆积形态)、丹霞地貌(由产状近于水平的层状铁钙质不均匀胶结而成的红色碎屑岩受近似垂直的解理所切割,并在差异风化、重力崩塌、流水溶蚀、风力侵蚀等综合作用下形成的城堡状、宝塔状、针状、柱状、棒状、方山状或峰林状的地物体)。海洋中的主要地貌单元包括大陆架、大陆坡、海沟、海山链、深海平原、大洋中脊等。

第一节 海洋与陆地的地理特征

地球的总表面积约 $5.1 \times 10^8 \text{ km}^2$ 。地球表面累积高度出现的频率曲线(图 2-1)表明固体地球基本上由两个面积较大的地形组成,一是大致位于海平面附近并在其以上的陆地部分,面积约 $1.495 \times 10^8 \text{ km}^2$,占地球表面积的29%左右;二是位于海面以下的海洋部分,面积约 $3.62 \times 10^8 \text{ km}^2$,约占地球表面积的71%。水深大于4 700 m的大洋区为大洋盆地,这是海洋的主体。地球上的陆地相互分离,而海洋则连成一片。海陆的分布很不均匀,尽管东半球和西半球,或北半球和南半球,都是以海洋为主,但相比之下陆地主要分布在北半球和东半球,海洋则主要分布在南半球和西半球,频率曲线明显地呈双峰分布,界于这两个峰值之间的地带被称为大陆边缘。

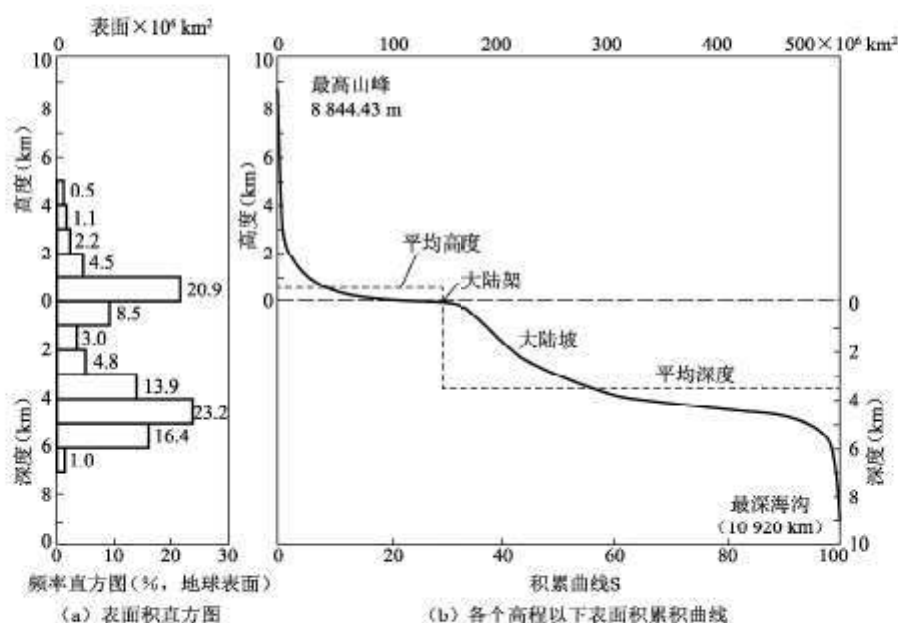


图 2-1 地球表面的高度分布(据 Thierry Juteau 和 Rene Maury, 1999, 有改动)

一、陆地

陆地是地球表面未被海水淹没的部分,平均海拔高度为 875 m,大体分为大陆、岛屿和半岛。大陆是面积广大的陆地,全球共分为六块大陆,按面积大小依次为欧亚大陆、非洲大陆、北美大陆、南美大陆、南极大陆、澳大利亚大陆。大陆和它附近的岛屿合称为洲,全球共有七大洲,按面积大小依次为亚洲、非洲、北美洲、南美洲、南极洲、欧洲和大洋洲。岛屿是散布在海洋、河流或湖泊中的小块陆地,彼此相距较近的一群岛屿称为群岛。世界岛屿总面积为 $9.70 \times 10^6 \text{ km}^2$,约占世界陆地总面积的 1/15。半岛是伸入海洋或湖泊的陆地,其一面同陆地相连,其余部分被水包围。

陆地地形高低悬殊,形态多样。按照高度和起伏形态,大体可分为平原、山地、高原、丘陵和盆地五大部分。此外,还有因受外力作用而形成的河流、沼泽、三角洲、湖泊、沙漠、戈壁等特殊的地貌景观。平原是指宽广平坦或略有起伏而边缘无崖壁的地区,海拔一般在 200 m 以下。陆地平原面积广阔,约占陆地总面积的 1/3。世界上最大的平原是南美洲的亚马孙平原,面积约 $5.60 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。山地是海拔 500 m 以上的低山、1000 m 以上的中山和高峻山脉分布地区的总称。山地地面起伏大,山坡陡峻,相对高度大。线状延伸的山体叫山脉,成因上相联系的若干相邻山脉叫山系。世界上海拔 8000 m 以上的山峰主要在亚洲的喀喇昆仑山脉和喜马拉雅山脉地区,其中珠穆朗玛峰海拔 8844.43 m,为地球的最高点。高原一般指高度较大、起伏较小、边缘通常以崖壁为界的地区。世界上最高的高原是中国的青藏高原,最大的高原是南美洲的巴西高原。丘陵一般指地表起伏小、坡度较缓、连绵不断的低矮山丘。丘陵的海拔和相对高度一般小于山地。盆地一般指四周高(山地或高原)、中部低(平原或丘陵)的地区,如中国的四川盆地和塔里木盆地等。

二、大陆边缘

大陆边缘是陆地与大洋底之间的过渡带,在地壳结构上是陆壳向洋壳过渡的接合部。该区主要的地形地貌单元有大陆架、大陆坡、大陆隆(又称大陆裙)、海沟、边缘海盆和岛弧。大陆边缘在不同地区差别很大,主要有两种形式(图 2-2)。一是由水深不断增加的大陆架、大陆坡和大陆隆组成,称为大西洋型大陆边缘;另一种除大陆架、大陆坡外,其组成部分还有海-岛弧-弧后盆地(边缘海盆)体系,称为太平洋型大陆边缘。相应的海岸也分为两类,在太平洋型大陆边缘的海岸称为碰撞海岸或前缘海岸,而大西洋型大陆边缘的海岸称为后缘海岸。

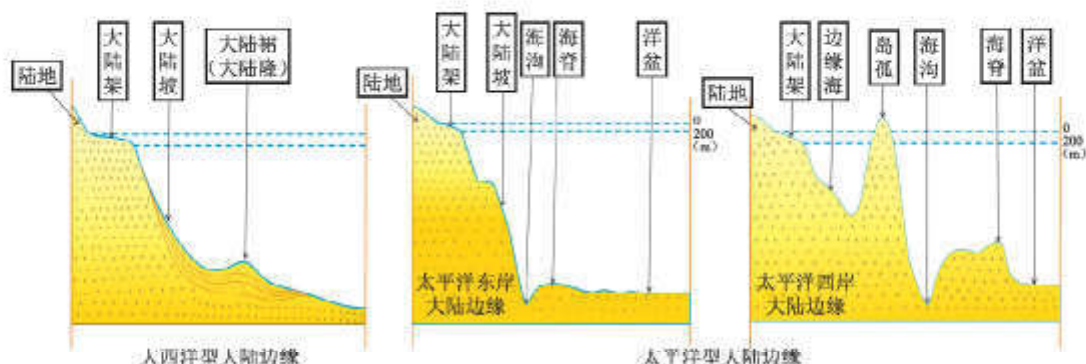


图 2-2 大陆边缘剖面的类型

海岸是海岸带的重要组成部分,海岸带是大陆边缘的一个特定地带,指从陆架到海岸平原或海岸山脉的大洋边缘区,包括海岸、海滨和近海(图 2-3)。两类海岸对应的海岸带所界定的范围有所不同。

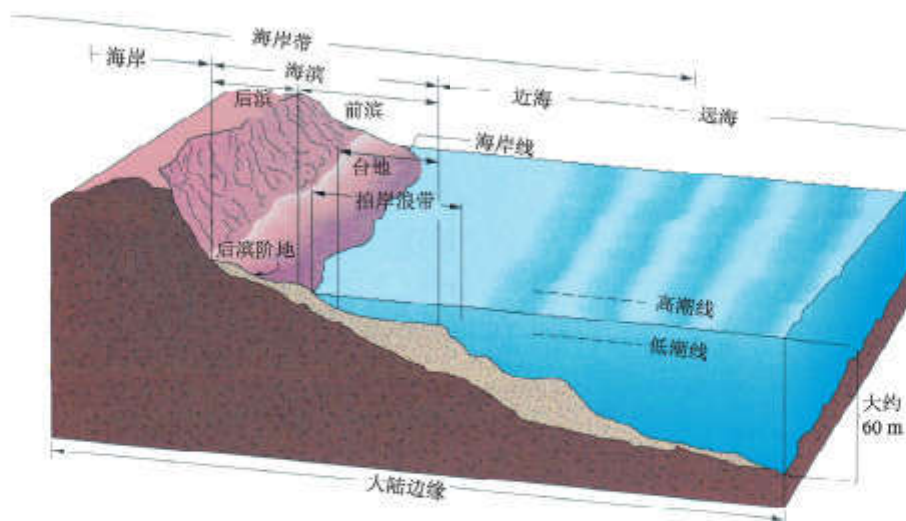


图 2-3 海岸带划分的立体示意图(据 Christopherson Robert W, 1997)

三、海洋

从地理学角度,海洋包括海、洋和海峡。海是海洋靠陆的边缘部分,没有独自の潮汐和洋流系统,面积较小,深度较浅,温度和盐度受大陆影响较大。海又分为边缘海、内海和陆间海。边缘海是位于大陆和大洋边缘之间的海,其一侧以大陆为界,另一侧以半岛、岛屿或岛弧与大洋分隔,如日本海、中国东海和南海等。内海是指被陆地所环绕,又通过狭窄的水道跟外海或大洋相连的海,如渤海和波罗的海等。陆间海是指被陆地环绕、类似湖泊但又具有海洋特性的海,如地中海。尽管海大多都靠近大陆,其海底地形主要受毗邻大陆所控制,但其水文性质又互有区别,主要受气候、纬度、河流、与大洋的流通性等因素的影响差别较大,导致它们之间的沉积作用特征变化也很大(表 2-1)。从地质学角度看,海的大部分为大陆边缘的组成部分。

表 2-1 世界部分海的特征(据 Christopherson Robert, 1997, 有修改补充)

大洋	海	面积(10 ⁶ km ²)	平均深度(km)	最大深度(km)
太平洋	珊瑚海	4 701	2.39	9.17
	白令海	2 344	1.64	4.19
	日本海	1 070	1.54	3.67
	爪哇海	485	0.05	0.09
	渤海	77.184	18	85
	黄海	385	44	140
	中国东海	775	349	2 322
	中国南海	3 550	1 212	5 567
大西洋	加勒比海	2 715	2.49	5.85
	地中海	2 505	1.50	5.12
	墨西哥湾	1 543	2.50	4.02
	北海	554	0.10	0.81
印度洋	阿拉伯海	3 683	2.73	5.88
	安达曼海	602	1.10	4.20
	红海	455	0.56	2.64
北冰洋	巴伦支海	1 470	0.19	0.60
	格陵兰海	1 205	1.44	4.85
	波佛特海	475	1.00	3.73

洋是海洋的主体,有独自の潮汐和洋流系统。全球共有四大洋,即太平洋、大西洋、印度洋和北冰洋,它们水深较大,有时也称为深海大洋。太平洋面积最大,约占地球表面积的1/3,平均水深最大,周围主要被山脉、海沟和岛弧系包围,使得深海盆与陆地隔离开来,大部分区域不受陆源沉积作用的影响。大西洋为第二大洋,是一个相对狭窄、延伸在北极和南极之间的“S”形深海盆地,起着使极地大洋寒冷的底层水流进世界大洋的通道的作用。印度洋是第三大洋,大部分处于南半球,印度洋和大西洋之间的边界位于南非南部,而与太平洋的边界是沿着印度尼西亚群岛至澳大利亚东部和南部、塔斯马尼亚岛南部至南极一线。北冰洋是一个水深相对较浅、呈圆形、中心在北极、面积较小并被陆地包围着的极地洋,一年之中大部分时间覆盖着厚达3~4 m的海冰。表2-2给出四大洋的主要特征。

表 2-2 大洋的主要特征*

大洋	面积(10^6 km^2)	水体(10^6 km^3)	平均深度(km)	最大深度(km)
太平洋	181	723	3.94	10.9
大西洋	94	337	3.58	9.2
印度洋	74	292	3.84	9.1
北冰洋	12	17	1.30	5.4

*资料来自网络

深海海底地形大体可以分为以下4种(图2-4)。

深海盆地——又称洋盆,指洋底低平的地带,周围是相对高一些的海底山脉,类似于陆地上盆地的地形地貌,平均水深是4 753 m。深海盆地又可以进一步细分为深海平原和深海丘陵,前者是指地形平坦的部分,后者是指地形略有起伏的部分。深海平原可有每千米高差不大于1 m的坡度,一般水深为3000~5000 m,由厚度在100 m至超过1 000 m厚的未固结沉积物组成,下部埋藏的是不规则的火山地形。深海丘陵主要由低矮的穹形或长垣状小山组成,距海底高度一般不超过900 m,宽度在100~100 000 m之间,主要由火山岩组成,上部可覆盖薄层细粒沉积物。深海平原和深海丘陵两者加起来占整个海底的41.8%,其范围之广堪与地球上的陆地总面积相匹敌。

大洋中脊——在大洋中存在有贯穿各大洋,连绵延伸超过65 000 km的地球上最大的山脉体系,称为大洋中脊体系。大洋中脊是两翼宽缓、倾斜对称的海底山脊,高1 000~3 000 m,宽约1 500 km,其面积约占大洋底的1/3。

海沟——是指海洋中两壁陡峭、狭长、水深大于5 000 m的沟槽形洼地,主要环太平洋边缘分布,马里亚纳海沟(水深10 920 m)是海底最深的地方。

破碎带——由一系列平行的线状山谷和狭长的断丘组成,大多垂直大洋中脊轴部分布,主要是由横切大洋中脊的转换断层(见后)活动所形成。

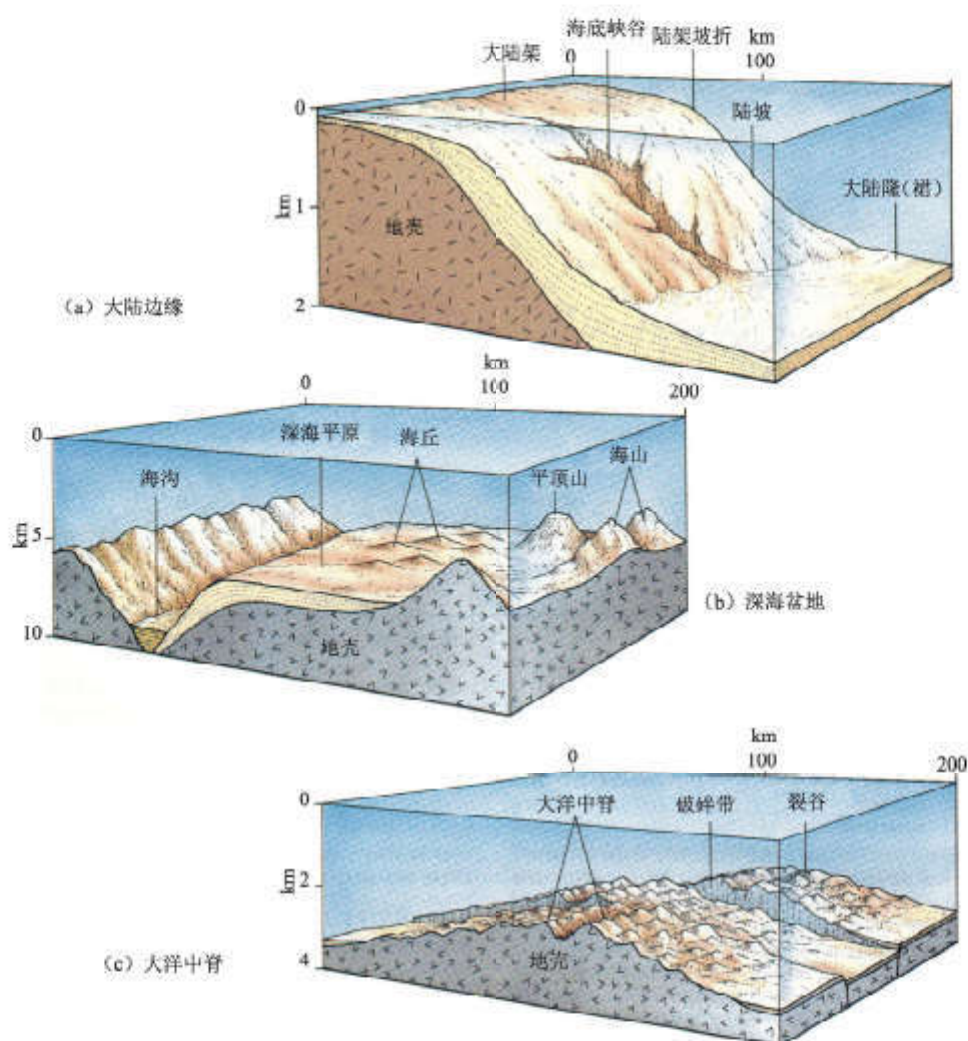


图 2-4 海底主要地貌类型(据 Paul R. Pinet, 1992)

第二节 大陆边缘地貌

大陆边缘主要分为大西洋型大陆边缘和太平洋型大陆边缘两种。大陆边缘既是大洋沉积物的“源”，也是源于大陆的沉积物的“汇”。现在已成为内陆山脉的褶皱隆起带大多形成于地质历史某个时期的大陆边缘。最近几十年的调查研究已证实大陆边缘不仅蕴藏有丰富的油气资源，而且是天然气水合物(最近十几年新发现的、资源量巨大的新型有机能源)的主要蕴藏地。大陆边缘主要的地貌单元包括大陆架、大陆坡、大陆隆、岛弧、海沟、边缘海盆等。

板块构造理论问世后，人们对大陆边缘演化过程有了新的认识。更多地用动力学关系来识别它们各自的特征。根据板块运动性质和所处构造部位的不同，将运动板块前缘

的大陆边缘称为主动大陆边缘,往往与板块的汇聚、俯冲消减、现代强烈的地震和火山活动密切相关,故又称之为活动型(或汇聚型、主动型、有震型)大陆边缘,与太平洋型大陆边缘相当;将板块后缘的大陆边缘称为被动大陆边缘,位于同一板块的内部,随板块向两侧做相背运动,在构造上相对稳定,故称之为稳定型(或背离型、被动型、无震型)大陆边缘,相当于大西洋型大陆边缘;另外,将板块之间发生剪切活动形成的大陆边缘称为剪切型或转换型大陆边缘,它可以是主动的,也可以是被动的,以浅源地震为标志,分布比较局限。由于剪切型或转换型大陆边缘分布极为有限,在本章主要讨论稳定型(大西洋型)和活动型(太平洋型)大陆边缘的主要地貌特征。

一、稳定型(大西洋型)大陆边缘

稳定型大陆边缘的基本地貌单元包括大陆架、大陆坡和大陆隆(图 2-2 和图 2-5)。不同的地貌单元有着特点极为不同的微地貌类型。

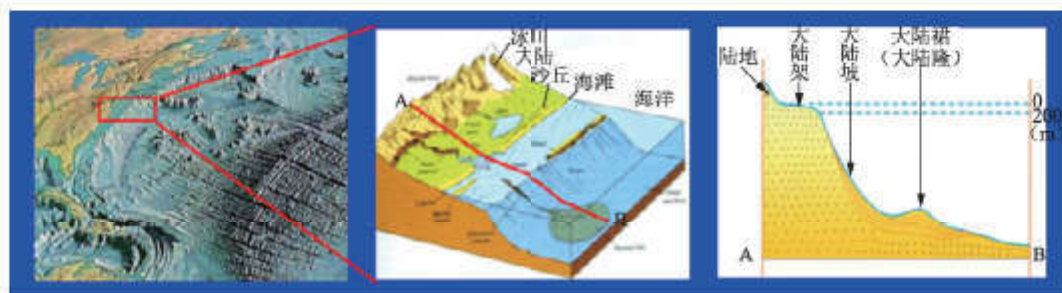


图 2-5 稳定型大陆边缘

(一) 大陆架

大陆架是大陆的自然延伸,通常指自海岸线(海陆交界线—平均高潮线)到海底地形明显变陡的陆架坡折之间的海区,简称陆架。陆架坡折的水深变化在 20~550 m 之间,平均约 130 m,历史上也曾将水深 200 m 等深线作为陆架的下限(特别是在陆架坡折不明显的地区)。陆架坡折以内的浅海区即是大陆架。几乎所有大陆岸外均有陆架发育,但各地陆架宽度变化在数千米至 1 500 km 之间,平均约 75 km。太平洋东岸、日本岛弧东侧、红海两岸等年轻的大陆边缘的陆架都较窄,而构造上稳定的大西洋型大陆边缘,陆架一般较宽。位于岛弧向陆一侧的边缘海的大陆架大多较宽。中国的大陆架相当宽广,渤海和黄海完全属于陆架区,东海大陆架向东南延至冲绳海槽西北侧斜坡顶部,长江口外陆架最宽处达 640 km;南海大陆架以北缘和南缘较宽,北部大陆架在珠江口外最宽,达 330 km。陆架坡度极为平缓,平均约 $0^{\circ}07'$,总面积约 $2\ 710 \times 10^4 \text{ km}^2$,占全球面积 5.3%,约占海洋总面积 7.5%。

总的来说,陆架地形比较平坦,但也常有起伏达 20 m 左右的丘陵、洼地和谷地等。波浪、潮汐、海流的作用形成沙丘和沙脊,有时则形成谷地。河流将其三角洲推展至陆架上,可形成水下三角洲。由于海平面变化使得陆架上分布着多级水下阶地,有时会有古河道和古水下三角洲。陆架海营养盐丰富,生物繁盛。海底有丰富的矿产资源,包括砂矿、

石油、天然气；陆架海是国家的重要门户，是一个国家维护安全和权益的重要地带。因此，大陆架不仅在海洋科学(海洋地质学)研究中占有重要的位置，而且是邻海国家重要的资源地和安全保障地带。

(二) 大陆坡

大陆坡简称陆坡，是大陆架和大洋底之间的连接带(图 2-4 和 2-6)，从陆架外缘(陆架坡折)向深海延伸至水深 2 000 m 左右，但不少地方的陆坡下限水深大于 2 000 m。陆坡是地球上最绵长、最壮观的斜坡，总面积约占海洋总面积的 12%。陆坡以坡度大为其突出特点，最大可达 45°左右。在太平洋型大陆边缘，陆坡平均坡度 5°20′，大西洋陆坡平均坡度 3°05′，印度洋陆坡平均坡度 2°55′。多数陆坡的表面发育有次一级的地形地貌，如海底峡谷和阶地等，其中尤以海底峡谷较为普遍。陆坡上的海底峡谷两壁通常是阶梯状的陡壁，横断面呈“V”形，其规模远大于陆地上最大的雅鲁藏布江及澜沧江大峡谷。大陆坡可类比于一个盆的周壁，又像一条绵长的带子围绕在大洋底的周围。陆坡地形十分崎岖，其上有构造断裂形成的峡谷、重力流刻蚀形成的沟谷、断层崖壁形成的构造阶地、陆架外缘滑塌作用所形成的陡坎以及由于密度较小的塑性岩石(如岩盐、石膏或泥岩等)受挤压向上拱起甚至刺穿上覆岩层所形成的穹窿或底辟等。

根据陆坡发育的控制因素不同，可将陆坡分为 5 种类型：

(1) 断裂型或陡崖型陆坡，主要受断裂作用控制，而侵蚀堆积的改造作用较弱，多见于岩石台阶、陡崖等次一级的地形地貌。

(2) 前展堆积型陆坡，陆源物质供应充分，陆坡在强烈沉积作用下逐渐向洋侧推进，有的陆坡下部沉积层厚达 10 000 m 左右，大西洋两岸陆坡多属这种类型。

(3) 侵蚀型陆坡，沉积作用较弱，浊流和滑塌等侵蚀作用导致基岩裸露，地形复杂，主要存在于坡度较大、海底峡谷和滑坡作用发育的地区。

(4) 礁型陆坡，与珊瑚礁生长有关，陆坡陡峭，主要见于低纬度地区。

(5) 底辟型陆坡，低密度的蒸发岩或泥层在深埋后形成底辟，陆坡沉积层因而变形，海底呈不规则形态。

(三) 大陆隆

大陆隆简称陆隆，又称大陆裾、大陆基和大陆裙等，位于大陆坡和深水大洋盆底之间(图 2-2 和 2-5)，指陆坡麓向大洋缓倾的、由沉积物堆积而成的巨大楔状沉积体，常由许多海底扇复合、改造而成，组成物质主要源自大陆，浊流沉积和等深流沉积发育，沉积物厚 2 000 m 以上。在通常情况下，大陆隆靠近大陆坡的地方较陡，向深海渐缓，平均坡度 0.5°~1°，水深 1 500~5 000 m，主要分布在大西洋、印度洋、北冰洋边缘和南极洲周围。在太平洋仅西部边缘海向陆一侧有大陆隆，在太平洋周围的海沟附近缺失大陆隆。大陆隆上的沉积物主要是来自大陆的黏土及砂砾，厚度在 2 000 m 以上。沉积物的搬运方式，主要是沿坡而下，另外还有沿陆隆而行和垂直下沉。

大陆隆的宽度为数百至上千千米，多数在 100 至几百千米，坡度平缓，大多不超过 1°，其总面积约 $2\,500 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，约占全球面积的 4.8%。除有树枝状海底谷及少数海山外，

地形起伏和缓。大洋中沿等深线流动的等深线流遇到大陆边缘或海底高地时,多顺地形轮廓线流动。等深线流与地球自转有关,由海水的温度和盐度差异所引起,沿海底等深线连续流动,其流速不高,约 20 cm/s,变动幅度不大,主要搬运粉砂和黏土(偶有细砂),使沿坡而下和垂直下沉的物质发生再搬运,并可产生小至流痕、大到波长几千米的底形等深线流在大陆隆的发育中起着重要的作用。

二、活动型(太平洋型)大陆边缘

活动型大陆边缘除了在前述稳定型大陆缘所述及的地貌单元之外,由洋向陆方向还可分出海沟、岛弧和弧后盆地三种基本的地貌单元(图 2-6),三者组合构成所谓的沟弧盆体系。岛弧和弧后盆地也不是在活动性大陆边缘都存在,如在安第斯山型大陆边缘就没有岛弧和弧后盆地,取而代之的是平行海沟展布的火山弧或高大的山脉(图 2-7,剖面见图 2-2)。

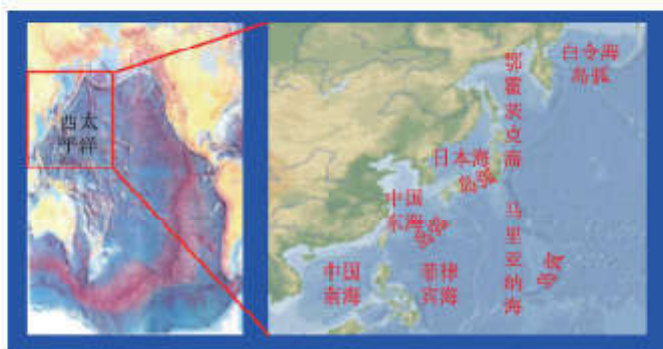


图 2-6 西太平洋型大陆边缘

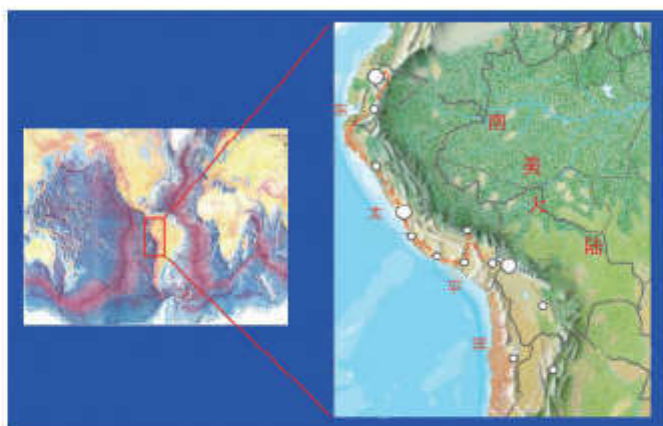


图 2-7 安第斯山型大陆边缘

(一) 海沟

海沟一般指水深超过 6 000 m 的狭长深水洼地,出现于大陆(或大洋)边缘,多呈弧形,其侧坡比较陡急,横剖面呈“V”形,或有狭长的平坦沟底。海沟外侧(洋侧)沉积物一

一般都是未变形的水平沉积,而内侧(靠陆或岛弧一侧)沉积物因强烈挤压变形,表现有褶皱、混杂或扭曲。海沟是现代构造活动最强烈、最频繁的地带,主要分布于活动型(太平洋型)大陆边缘,但海沟不是活动型大陆边缘的独有地貌单元,它在大洋盆地内部也可以产生(如马里亚纳海沟)。全球各主要海沟的特征列于表 2-3 中。

表 2-3 全球主要海沟的特征(据小林和男,1980,有修改补充)

海沟名称	最大深度(m)	最深处的位置	海沟的长度(km)	海沟的平均宽度(km)
太平洋				
千岛·堪察加海沟	10 542	44°15'N,150°34'E	2 900	120
日本海沟	10 682	36°04'N,142°41'E	890	100
伊豆·小笠原海沟	9 810	29°06'N,142°54'E	850	90
马里亚纳海沟	11 034	11°21'N,142°12'E	2 550	70
雅浦(西加罗林)海沟	8 850	8°33'N,138°03'E	2 250	70
帛琉海沟	8 138	7°41'N,135°05'E	400	40
西南及琉球群岛海沟	7 881	26°20'N,129°40'E	1 350	60
菲律宾(棉兰老山)海沟	10 497	10°25'N,126°40'E	1 320	30
马尼拉海沟	5 400	—	350	10
东美拉尼西亚(维提亚兹)海沟	6 150	10°27'S,170°17'E	550	60
新不列颠海沟	8 320	5°52'S,152°21'E	750	40
布干维尔(北所罗门)海沟	9 140	6°35'S,153°56'E	500	50
圣克里斯托瓦尔(南所罗门)海沟	8 310	—	800	40
新赫布里底海沟	9 174	—	1 200	70
南新赫布里底海沟	7 570	20°37'S,168°37'E	1 200	50
汤加海沟	10 882	23°15'S,174°45'W	1 375	80
克马德克海沟	10 047	31°53'S,177°21'W	1 500	60
阿留申海沟	8 109	51°13'N,174°48'W	3 700	50
中美(危地马拉阿卡普尔科)海沟	6 662	14°02'N,93°39'W	2 800	40
秘鲁海沟	6 262	—	1 800	100
智利(阿塔卡马)海沟	8 064	23°18'N,71°21'W	3 400	10
大西洋				
波多黎各海沟	9 219	19°38'N,66°69'W	1 500	120
南桑的韦奇海沟	8 428	55°07'N,26°47'W	1 450	90
印度洋				

续表

海沟名称	最大深度(m)	最深处的位置	海沟的长度(km)	海沟的平均宽度(km)
爪哇(印度尼西亚)海沟	7 450	10°20'S, 110°10'E	4 500	80
班达海沟	7 440	5°35'S, 130°50'E	650	80

*注:(1) 修改补充数据来自网络;(2) “—”表示缺失数据。

根据海底扩张学说,大洋中脊是地幔物质涌升的地方,涌升的地幔物质(岩浆)在大洋中脊处冷凝形成新的洋壳,同时推动早先形成的洋壳像传送带一样载着大洋沉积物向两侧推移,直到大陆边缘的海沟处,俯冲潜入地幔之中。因此,海沟是大洋地壳向下弯曲俯冲的地方,该处地壳处于不平衡状态,下倾的海沟区是一个质量亏损带(负重力异常)。由于海沟是冷的洋壳俯冲潜没的地方,其热流值(单位面积在单位时间内传播的热量值)很低,向岛弧或陆缘火山弧方向,热流值逐渐增高。海沟地带的负重力异常和低热流值与大洋中脊的正重力异常和高热流值形成鲜明的对照,说明在海沟之下与大洋中脊之下有着相反的构造作用力,前者以挤压应力为主,后者以拉张应力为主,同时发生着截然不同的地质作用过程。事实上,大洋中脊处的地幔物质上涌和海沟处的大洋岩石圈俯冲构成了全球最大规模的物质循环。

海沟虽是海洋中最深的地方,但底部并不是全部被厚层的沉积物所覆盖,只是在海沟靠陆(或岛弧)一侧存在有一个沉积物楔形体(图 2-8)。从打捞上来的样品看,这是一个混杂堆积体,既有岩浆岩(包括玄武岩、辉长岩、蛇纹石化橄榄岩等),也有深海软泥,还有高压低温变质岩类。在大洋海底岩石圈于海沟处向下俯冲的过程中,大洋海底之上的沉积物和部分岩石圈碎片(火山岩)便被仰冲的大陆或岛弧岩石圈刮削下来,加积于海沟向陆的侧坡上,形成增生楔状体。

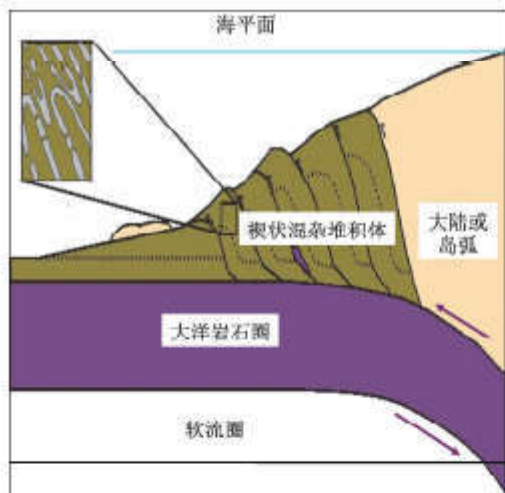


图 2-8 海沟靠陆侧的楔状混杂堆积体

(二) 岛弧和火山弧

岛弧是指位于海沟向陆一侧,且与海沟平行展布,连绵呈弧状的一长串岛屿,主要存在于西太平洋大陆边缘,其后(向陆方向)为边缘海盆地(图 2-6)。在东太平洋大陆边缘,呈弧状分布的一系列火山之后没有边缘海盆地,因此称为火山弧(图 2-7)。岛弧和火山弧都是强烈的火山活动的产物,构成了环太平洋火山带,这里是目前地球上岩浆作用、地震活动及造山作用都最强烈的地方。岛弧和火山弧主要出现在活动大陆型边缘,但也可以出现在大洋内部(如马里亚纳岛弧),因而岛弧不是活动型大陆边缘独有的地貌单元。此外,火山弧可以出露水面(岛弧),也可以在海面以下,这时称为海山弧或海山链。

火山弧的地表热流值较高,并在距离海沟一定距离后才出现火山活动和高热流值等现象,同时大陆边缘的岛弧表现为正重力异常,可能与源于地幔的岩浆活动和火山活动有关。

根据海底扩张和板块构造理论,当大洋底岩石圈板块在海沟处俯冲潜没于陆侧板块之下时,两个板块的摩擦作用以及俯冲大洋板块的脱水作用使地幔物质增温和熔点降低,发生熔融,岩浆上涌喷出地表形成的一系列火山构成了岛弧或火山弧。

(三) 弧后盆地

弧后盆地是指岛弧靠大陆一侧的深海盆地,又称边缘海盆地。水深为 2 000~5 000 m,与海沟和岛弧一起组成沟弧盆体系。弧后盆地在世界许多大洋边缘均有分布,以西太平洋边缘的最为普遍,如白令海、鄂霍次克海、日本海、中国东海和南海、菲律宾海等(图 2-6)。如同海沟和岛弧的分布一样,弧后盆地主要分布于大洋边缘,但在大洋中也有存在,如马里亚纳海盆和菲律宾海盆等(图 2-6)。图 2-9 给出了西太平洋典型沟弧盆体系的分布及自海岸线,经大陆架、弧后盆地、岛弧、海沟,再到大洋盆地的剖面,可以看出在西太平洋大陆边缘,大陆架外的大陆坡位于弧后盆地向陆一侧,除此之外,在琉球岛弧向洋一侧还有类似于大陆坡的岛坡。

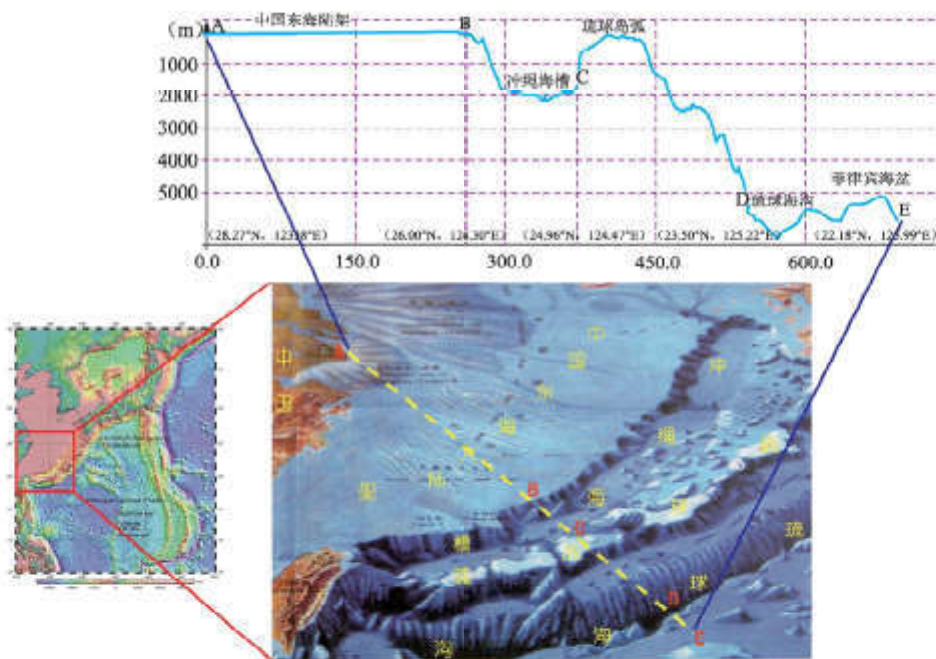


图 2-9 西太平洋边缘海盆地及沟弧盆体系剖面上的地形变化

关于弧后盆地的成因是长期以来令人费解的问题。自海底扩张学说问世和大量的调查资料获取之后,人们注意到这些弧后盆地相对于一般的陆缘海和内海具有一些独特性:多与海沟和岛弧相伴生,水深较大(多在 2 000~4 000 m 之间),生成年代多较岛弧及其相邻的大洋盆地年轻,张性断裂发育,地壳厚度介于大陆和大洋地壳之间且主要由类似于大

洋海底的岩石组成,地壳活动强烈,热流值很高。以上特征不难使人们想到弧后盆地在成因上必然与沟弧系统有关。

板块构造理论认为,由于大洋底岩石圈板块在海沟处的俯冲作用,打乱了地幔的平衡,导致次生地幔对流和热地幔上涌,引起岛弧裂离大陆或岛弧本身分裂而在其间形成弧后盆地(图 2-10),这在海洋地质学中又称为“弧后扩张”。

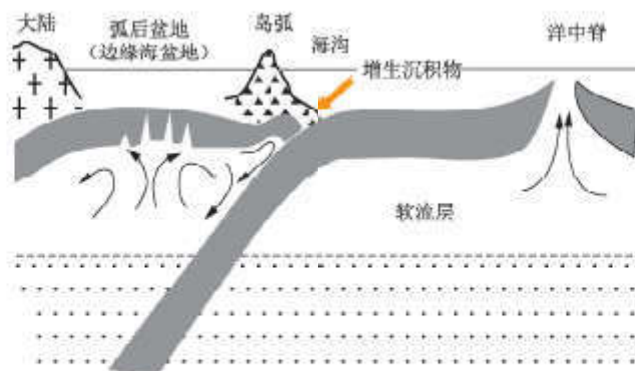


图 2-10 沟弧盆体系和弧后扩张示意图

第三节 深海盆地地貌

一、深海盆地

深海盆地又称深海大洋盆地,是指位于大洋中脊与大陆边缘之间、水深在 2 000~6 000 m 的洋底区域。深海盆地地壳(洋壳)组成相对简单得多,主要由大洋玄武岩组成,其上覆盖有近代深海沉积物。主要的地貌单元包括海山(平顶山、海山链、海丘)和深海平原等(图 2-4b)。

(一) 海山与平顶山

在地形上大体孤立、高出洋底数百米甚至更高、边坡陡峭的海底高地叫作海山。若多座海山呈线状排列,则称为海山链。海山主要是未被近代沉积物所覆盖的海底火山。高度略小、边坡平缓的海山又称为海丘,其上可覆盖有薄层细粒沉积物。

海山遍布海底,其出现似乎没有规律,但常见成群成列出现(图 2-11)。目前已知在太平洋水深 6 000 m 的平坦海底上耸立着高度为 4 000~5 000 m 的众多山峰。

在海山中引人注目的是顶部平坦呈圆锥状台地的海山,山顶的平顶面直径可达十几千米,顶面水深可达 2 000 m,人们把这种形状独特的海山称作平顶海山,简称平顶山(图 2-12)。海洋中的平顶山与陆地上的破火山口形状不同,在海底平顶山中部没有断块陷落的痕迹。因此,可以认为这种山形是在火山停止活动之后的某一时期曾经露出在海面之上遭到波浪侵蚀切割而成。用采泥器从平顶海山的山顶附近采到了带棱角的圆形玄武岩的砾石,也采到了被看成是只有在特别浅的海域才可生存的珊瑚和腹足类的化石,这些都

被看成是地壳沉降的证据。也有人认为平坦的顶部形态并不一定都是由侵蚀造成的,而是伴随着海底火山喷发形成的。



图 2-11 太平洋的海山及海山链

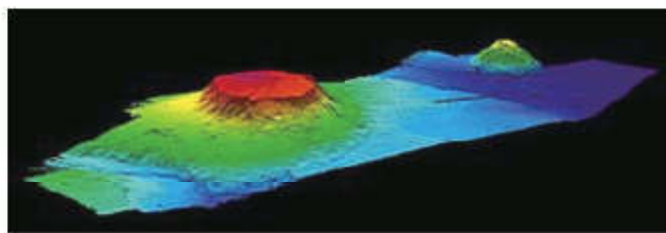


图 2-12 海底平顶山

(二) 深海平原

深海平原是指大洋盆地的平坦区域,坡度通常小于 $1:1\,000$ ($1\text{ m}/1\text{ km}$),为地球表面最平坦的部分(图 2-4)。深海平原多出现在邻接陆隆的外缘,水深在 $3\,000\sim 6\,000\text{ m}$ 之间,广泛分布在大西洋和印度洋,并出现在地中海西部、墨西哥湾及加勒比海的边缘海中。深海平原大约占海洋面积的 40% ,其表面覆盖着较厚的沉积层,沉积物主要是随浊流自大陆边缘搬运而来的。

地幔物质在大洋中脊处上涌并形成新的洋壳,同时推动先前形成的洋壳向中脊两侧运移。新形成的洋壳由玄武岩组成,并起伏不平,但在离开中脊向两侧的运移过程中不断接受沉积物。洋壳(底)距中脊越远,年龄越老,其上的沉积层也就越厚,直至填平了原先的山间洼地而形成了深海平原。在一些深海平原沉积物的表层分布有大量的多金属结核,这是 Fe、Ni、Co 和 Cu 等金属元素的富集体,是未来可为人类开发利用的海底矿产来源。

深海平原中明显高起的丘状地形又称为深海丘陵,高度不大于 $1\,000\text{ m}$,水平宽度通常在 $1\sim 10\text{ km}$ 之间,个别宽度可达 50 km 左右,丘陵的边坡从 1° 到 15° 不等。深海丘陵通常成群出现于深海平原和中央海岭侧翼之间,这时又被称为深海丘陵区。尽管海洋中存在有沉积成因的丘陵,但多数深海丘陵是海山成因的,因而其形状通常取决于基底表面

的形状。虽然在大西洋和印度洋也有很多的深海丘陵,但它们却是太平洋深水盆地的重要地形特征。在太平洋,深海丘陵覆盖了80%~85%的洋底。

二、环礁

礁(体)是指海洋中由岩石或钙质珊瑚堆积而成的接近水面的岩状物,可露出也可不露出水面。如果礁体直接生长在岸上,则称为岸礁;若生长在海岸附近而又不与海岸连接,且平行海岸生长则称为堡礁;若生长在离岸有一定距离的外海且形成孤岛,则称为岛礁。在大洋中还存在有逼近海面而生长的环状礁体,特称为环礁,其内常发育有潟湖(图 2-13)。

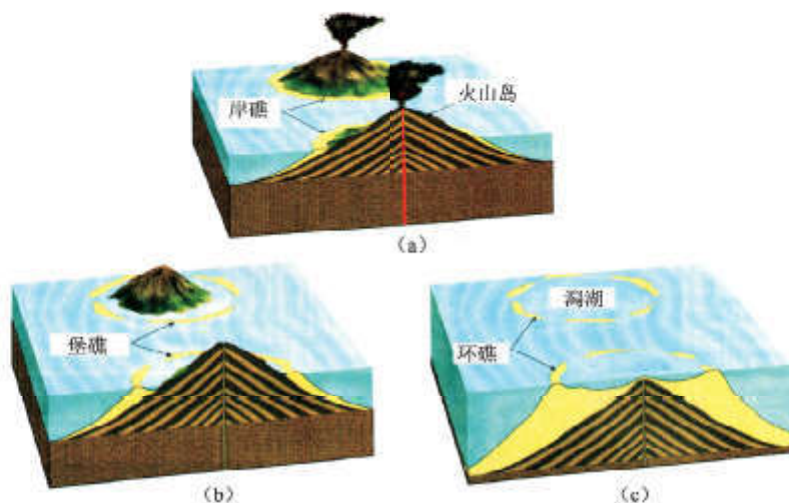


图 2-13 环礁构造及发育过程示意图

随着火山岛沉降,岸礁(a)逐渐变成堡礁(b)和环礁(c)(据 Fairbridge, 1957, 有改动)

环礁是深海中的另一种地貌,多数逼近海面,而且多半由珊瑚、双壳贝、有孔虫等钙质动物外壳和钙质藻堆积而成,并在其上茂盛地生长着椰子和红树林等。在赤道南、北大约 20° 的范围内存在着众多的环礁,尤以赤道西太平洋为最多。由于环礁多是从水深为4 000 m的四周海底升高到现今的海面附近,所以周围海面之下的坡度都相当陡,最大坡度接近 90° 。环礁内侧多是水深30~100 m的礁湖,湖底沉积着钙质生物碎屑。

环礁之下多是玄武岩海山。因此,人们推测环礁的成因是在早期形成的火山岛上先形成岸礁,随着海底的沉降和礁体的生长,火山被淹没于水下,形成现在所见到的环礁(图 2-13)。

三、无震海岭、海山链和岛链

在深海大洋盆地中,存在有高出周围海底2 000~4 000 m、宽250~400 m、长200~5 000 km不等、顶部起伏不大且无轴向裂谷的岭状地貌,因其无或很少地震活动而称为无震海岭。无震海岭主要分布在太平洋海盆中,如著名的夏威夷海岭和天皇海岭(图 2-14),但在其他大洋中也有分布,如大西洋的鲸鱼海岭和里岛格兰德海岭,印度洋的东经 90° 海

岭等。



图 2-14 太平洋的天皇海岭和夏威夷海岭

无震海岭主要由一系列呈线状排列的海底火山组成,如若没有露出海面,又称为海山链(如天皇海岭),若有断续链状的海底火山露出海面,则构成岛链,如夏威夷海岭南端的夏威夷群岛(岛链)。无震海岭(或海山链或岛链)通常远离大洋中脊,构造活动微弱,不存在有大洋中脊那种扩张和产生洋壳的现象,也没有在大洋中脊普遍存在的转换断层及其所形成的破碎带。组成海岭的火山的形成年龄一般要比下伏的洋壳年轻得多。无震海岭的另一个突出特征是现代火山活动只发生在海岭的一端,而且自该端起沿海岭向外年龄逐渐增大(图 2-15)。

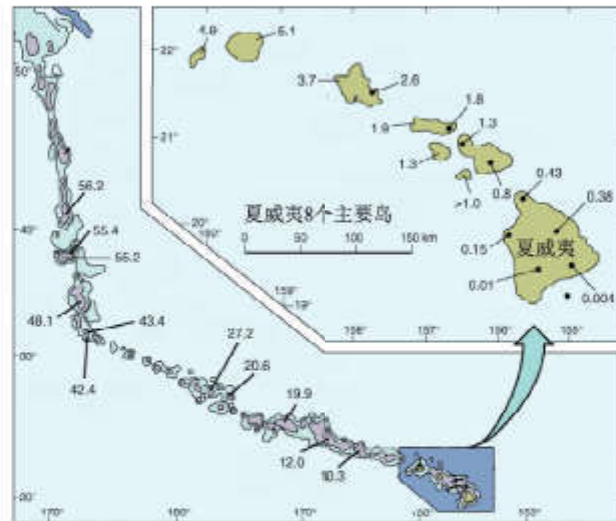


图 2-15 天皇—夏威夷海岭火山年龄的递变规律(据 John Wiley 和 Sons, 1999, 有改动)

关于无震海岭的成因主要有两种说法:① 热点说:认为这类海岭源于固定在外地核和上下地幔转换带的地幔柱,当洋底板块移动至热点(地幔柱顶部)之上时,随着热点处的岩浆喷发而形成火山,从而发育了无震海岭;② 板块裂缝说:认为无震海岭是由于洋底板块在海沟处的俯冲消亡中把洋底板块撕开裂口,导致地幔岩浆泄漏而形成。

四、深海盆地地形与海底年龄的关系

根据地球的演化模型和现今所能找到的证据,地球在距今大约 40 亿年出现了海洋。但是,迄今在海底的采样和钻探证明,大洋海底没有超过 2 亿年的岩石,而且在已确认的洋壳三层结构中上部的沉积层厚度平均只有 0.5 km 左右。如果按现在大洋的沉积速率 0.01 mm/a 计算,只要大洋存在 1 000 Ma(10 亿年)以上,就应当有厚约 10 km 以上的沉积层。以上事实表明,洋底比预期的要年轻得多。地震勘探和钻探还证明海洋沉积物的分布极不均匀,沉积厚度在大洋中脊顶部几乎为零,从中脊轴部向两翼随着距离的增大沉积层厚度逐渐增大。深海钻探最重要的发现是证明了现今大洋地壳的年龄不但非常年轻 (<170 Ma),而且年龄对称于大洋中脊轴部分布。从图 2-16 中可以看出,从大洋中脊轴部向两侧,海底年龄具有逐渐递增的规律性,并以大洋中脊为对称轴呈对称分布。

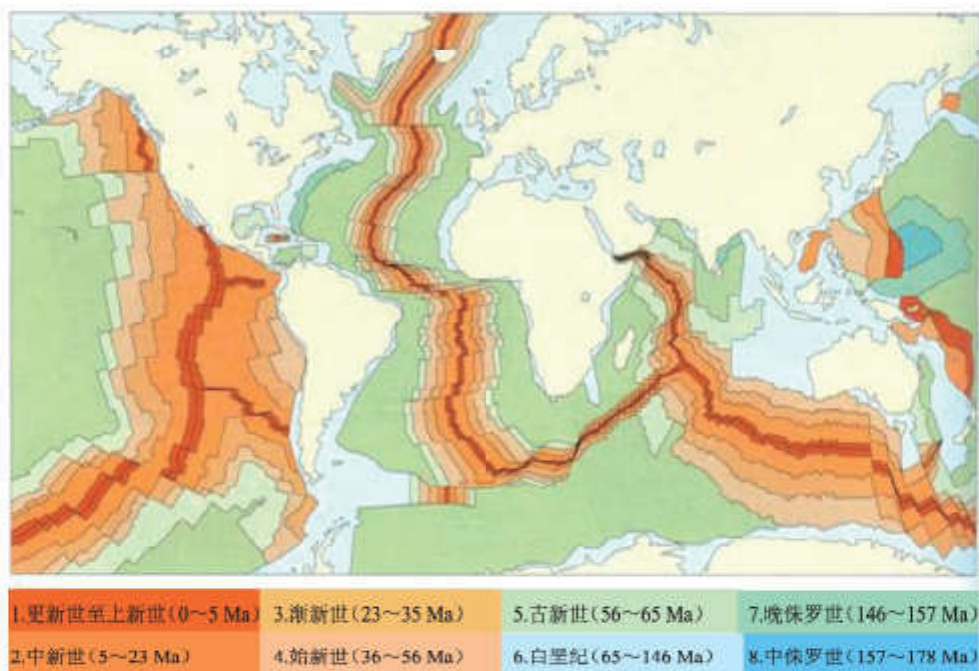


图 2-16 海底磁异常条带相对大洋中脊的对称性与世界大洋海底的年龄
(据 Hamblin W K 和 Christiansen E H, 1998, 有改动)

第四节 大洋中脊地貌

一、平面展布

在 20 世纪 20 年代,人类首先发现了存在于大西洋中部长达 17 000 km 的海底山脉。此后,回声测深技术的出现使得全球规模的大洋测深调查成为可能,相继在太平洋和印度洋发现了大洋中脊和中央裂谷。1965 年 B. C. Heezen 和 M. Ewing 总结了海底地貌资料,提出在世界洋底存在着一条贯穿各大洋的大洋中脊和裂谷体系,并识别出一系列与大洋中脊近似垂直的巨型断裂带。1967~1969 年,Heezen 和 M. Tharp 合作绘制的大洋立体地貌图被全世界广泛采用。大洋中脊体系是指贯穿世界各大洋、成因相同、特征相似的海底山脉系列的总称(图 2-17)。大洋中脊体系在各大洋中的展布并不完全相同,在大西洋中基本上沿大西洋的中轴线分布,在印度洋中则大体呈倒置的“Y”形展布于印度洋中部。大洋中脊体系在这两个大洋中多表现为两翼陡峭、沿中脊轴线有一明显的中脊裂谷,故分别被称为大西洋中脊(MAR)和印度洋中脊(IOR)(又分为北印度洋中脊、东南印度洋中脊和西南印度洋中脊)。大洋中脊体系在太平洋偏居大洋东南,并且因其边坡平缓,相对高度较小,又被特称为东太平洋海隆(EPR)。东太平洋海隆南部向西南延伸,与印度洋中脊的东南分支相接,其北端通过加利福尼亚湾后潜没于北美大陆的西部,至旧金山附近复出,称为戈达脊和 Juan de Fuca 脊,至温哥华岛附近再度潜入北美大陆西部。印度洋中脊东南分支与东太平洋海隆相连,北支延伸进入亚丁湾,一部分与东非大裂谷相连接,另一部分通过红海延伸进西南亚与死海裂谷相通;西南支则与大西洋中脊连接。大西洋中脊大体与大西洋两岸轮廓一致、呈“S”形弯曲,其南端与印度洋中脊西南分支相连,北端穿过冰岛成为北冰洋中脊,北冰洋中脊在勒拿河口附近潜没于西伯利亚。



图 2.17 全球大洋中脊体系(来自 www.cnrepair.com)

各大洋的洋中脊相互连贯构成全球大洋中脊体系。大洋中脊体系在太平洋、印度洋、大西洋和北冰洋内连续延伸,首尾相接,脊顶水深一般为 2 000~3 000 m,平均 2 500 m 左右,有些地方高出水面成为岛屿(如冰岛、亚速尔群岛,复活节岛等)。大洋中脊宽度变化较大,一般数百千米至数千千米,最宽(如东太平洋海隆)可达 4 000 km 以上。若从大洋中脊相对于深海平原隆起的地方算起,其面积约占大洋底的 1/3,可谓地球上规模最大的环球山系。

大洋中脊体系是全球性的现代火山活动带,全部由性质相对单一的拉斑玄武岩构成。中脊地形相当复杂,横向上表现为一系列的岭谷相间排列,纵向上呈波状起伏形态。大洋中脊体系具有较高的热流值(一般在 80 mW/m^2 以上),同时沿大洋中脊轴部有频繁的地震活动,是全球最主要的浅源地震活动带。所有特征表明,大洋中脊是当今地球上最为活跃的构造活动带之一。

二、中央裂谷

中央裂谷是指大洋中脊轴部的巨大地堑型裂谷(图 2-18),宽约 30 km,平均深度约 2 000 m,其内多分布有新鲜的席状熔岩和枕状熔岩,这是来自地幔的岩浆沿裂谷中的裂隙喷溢的产物。近几十年的调查还发现,在中央裂谷中或裂谷壁上还分布有众多的以黑烟囱著称的高温热液喷口(图 2-19),以及与热液喷溢伴生的不依靠光合作用生存的深海生物群落(图 2-20)。这种在极端环境(高压、高温、无光)条件下繁衍生息的生物在热液喷溢停止后即告死亡。海底喷出热液的最高温度可达 400°C 左右,并伴生有富含多种贵金属的热液多金属硫化物矿产。迄今,在三大洋(太平洋、大西洋和印度洋)和弧后盆地中已发现 500 多处热液喷口或热液活动所形成的多金属硫化物堆积体。例如,在 $\text{EPR}21^\circ\text{N}$ 处有热液活动所形成的丘状多金属硫化物,其矿石中含有 31% 的 Zn、14% 的 Fe、1% 的 Cu、5 盎司(每吨)的银和痕量金,金属总量达数千吨。

中央裂谷是由一系列正断层从中脊顶部下切而形成,总长约 80 000 km,并与大陆上的裂谷带首尾相接,从而构成了世界上规模最宏大的张性裂谷带。沿此裂谷带存在有熔融的上地幔物质,大量的熔融地幔以岩浆的形式涌出,冷凝后形成新的洋壳。中央裂谷谷底几乎全部为新火山物质组成,火山岩呈新鲜的玻璃光泽,玄武质熔岩流具有水下喷发特有的枕状构造,并为断裂所切割。

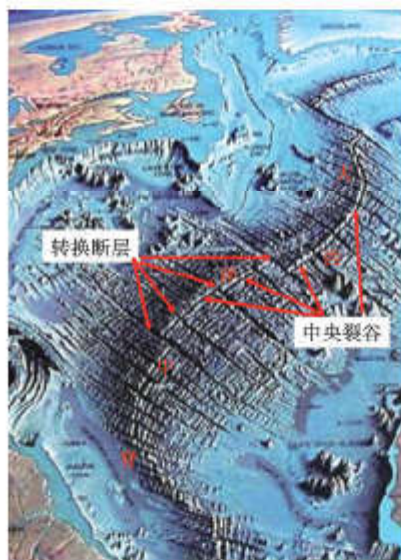


图 2-18 大西洋中脊及其中央裂谷和转换断层

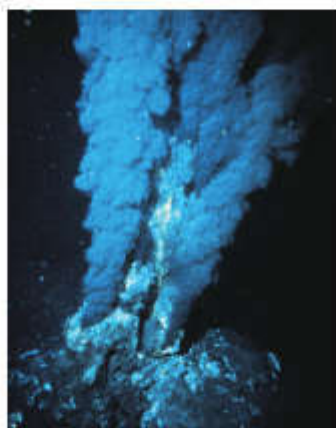


图 2-19 海底热液喷溢形成的“黑烟囱”



图 2-20 热液喷口周围的生物群落

三、转换断层与破碎带

大洋中脊在宏观上构成连续的全球性海底山脉,但在微观上并非连续不断的,它被一系列与脊轴垂直或近于垂直的横向大断裂所切割。横向大断裂把大洋中脊和中央裂谷错开,错移幅度数十千米至数百千米,如在赤道大西洋,最大错移距离超过 1 000 km。一系列大致平行的横向大断裂使大西洋中脊呈“S”形,并保持大体处在大西洋中央的位置(图 2-18)。

横切大洋中脊的大断裂不同于陆地上的平移断层,后者又称走滑断层,通常是指由来自两侧的剪切应力使两盘顺断层面走向相对位移而形成的断裂构造(图 2-21)。J. T. 威尔逊(1965)提出:大洋中脊为许多平行的貌似平移断裂的断层所错开,水平相对错动仅发生在两段大洋中脊之间,在大洋中脊的外侧,断层两侧地块不产生相对运动。这种由于海底扩张致使转换了性质的断层,特称为“转换断层”。转换断层是大洋中脊特殊环境下,由于不同脊段在扩张速度、方向和强度等因素上的差异所形成的断裂构造。

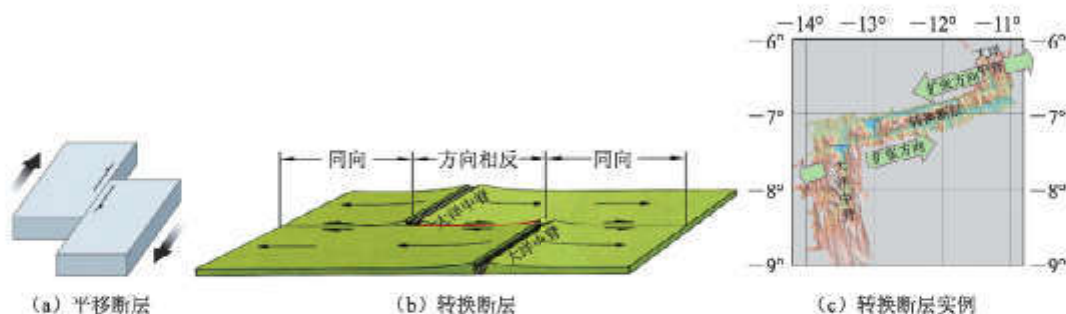


图 2-21 转换断层与平移断层的区别

(底图据 Hamblin W K 和 Christiansen E H, 1998, 有改动)

转换断层与平移断层的另一个突出区别在于平移断层的两盘通常没有垂直升降,而转换断层的两盘的高差可以达数百米,甚至数千米。由于水平方向的错动和垂向的升降

使得转换断层往往不是一个断层面,而是一个断层(破碎)带。Menard(1954)把这种地形极不规则、具线形脊和断崖的狭长断层带定义为破碎带。大洋中脊被破碎带错断,被错开的大洋中脊之间的一段破碎带上常常有地震发生。破碎带是地形参差不齐的线形延伸带,它以海槽、陡崖及其他如大型海山或陡峭的不对称性为标志,通常穿过海岭两翼再延伸很长距离。在有些情况下,作为表层或地下构造,破碎带可穿过洋壳直至地幔,甚至到达软流圈,成为软流圈地幔物质上侵或溢出的出口(图 2-22)。

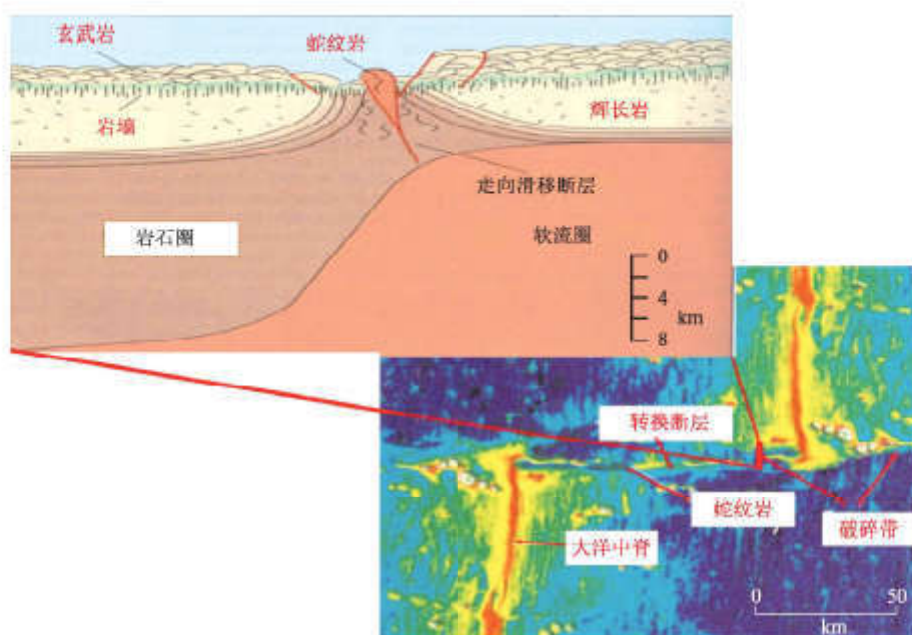


图 2-22 转换断层所形成的破碎带及其软流圈地幔溢出或出露
(底图据 Hamblin W K 和 Christiansen E M, 1998, 有改动)

四、剖面特征及区域性差异

大洋中脊的宽度变化较大,可以从数百千米到数千千米,最宽(如东太平洋海隆)可达 4 000 km 以上。大洋中脊地形相当复杂,在横向上,中脊顶部有一系列的岭谷相间排列;在纵向上,中脊呈波状起伏形态,并被一系列的巨型断裂所切割错断。慢速(超慢速)扩张洋脊与快速扩张洋脊在形态上明显不同。统计结果表明:在全扩张速率(两侧扩张速率之和)1~5 cm/a 的慢速扩张脊,如大西洋中脊和西南印度洋中脊,通常有 1.5~3 km 深和 10~30 km 宽的中央裂谷;在全扩张速率 5~9 cm/a 的中速扩张脊,如科科斯-纳兹卡板块之间扩张脊,有 50~400 m 深和 7~20 km 宽的裂谷;在全扩张速率 9~18 cm/a 的快速扩张脊,如东太平洋海隆,无中央裂谷,相反出现 200~400 m 高和 5~15 km 宽的轴部高地。图 2-23 给出了不同扩张速率脊段垂直于洋中脊走向的地形剖面。可以看出,大西洋中脊地形相对陡峭、狭窄,具有明显的中央裂谷(图 2-23A, B);印度洋中脊地形相对大西洋中脊平缓 and 宽阔,但也具有中央裂谷(图 2-23C, D);太平洋中脊地形相对而言是最宽、

最平缓的,不具有中央裂谷(图 2-23E)。

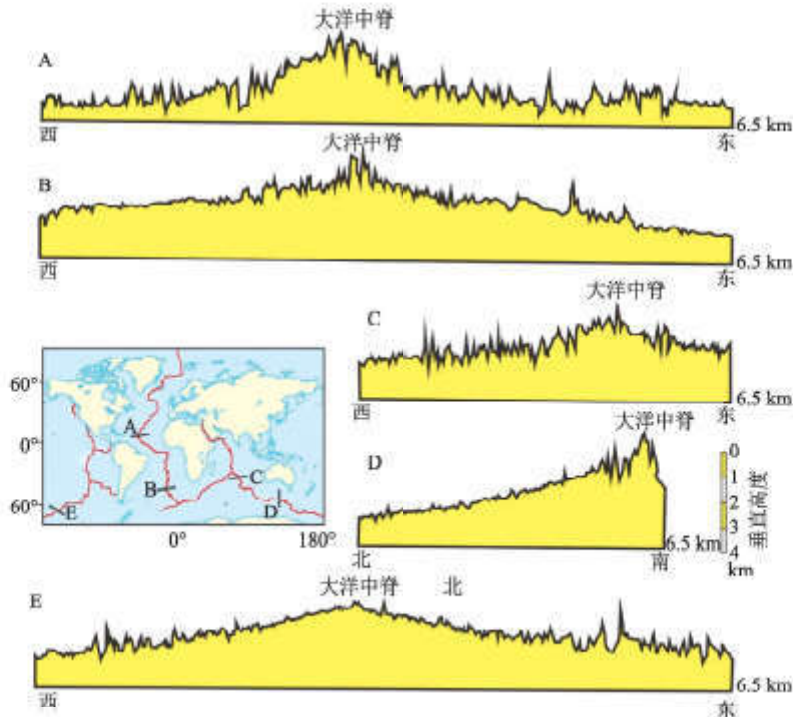


图 2-23 垂直于大洋中脊走向的地形剖面(据 Runcorn S K, 1962, 有改动)

沿大洋中脊,岩浆作用表现为熔岩喷发、岩墙侵入和深成岩体的冷凝结晶;机械拉张作用表现为近地表的断层和深层位的塑性拉张。岩浆活动和拉张作用是造成快速扩张脊与慢速扩张脊地形和构造差异的根源。在 EPR 发现了多处轴部岩浆房,说明快速扩张脊有充分的岩浆供给。慢速扩张脊的情况则相反,在 MAR 轴部地带不仅没有发现规模性的岩浆房,而且钻取到的多是蛇纹石化橄榄岩,洋壳底部或上地幔物质出露于洋壳表层,说明慢速扩张脊机械拉张作用占主导地位,岩浆供给明显不足。拉张作用导致慢速扩张脊出现典型的断块构造和裂谷地形。

在纵向上,大洋中脊具有明显的分段特征。一系列的转换断层将大洋中脊分割成相互错开的块体,错移幅度多在十千米至数百千米,在赤道大西洋,最大错移距离超过 1 000 km。转换断层是洋脊一级分段的标志,中脊区段长达 1 000 km 左右,存在寿命可达 10 Ma。大洋中脊还存在非转换型不连续带,包括叠复性扩张轴和不均一的岩浆作用等因素所造成的洋脊分段特征。次一级的分段间断出现在转换断层之间,中脊错位距离较小,分别表现为叠覆扩展中心、斜向剪切带、火山间隔和横向断错等,存在寿命也相应较短。

小 结

本章以介绍基本概念、基本现象等基础知识为特征,系统并重点介绍了海洋的自然地

理特征及主要的地形地貌单元。首先从地理角度或平面分布对比了海洋、大陆边缘、陆地的地理分布、地形特征及其次级划分。重点介绍了大陆边缘、深海盆地和大洋中脊地貌类型及其特征等。对大陆边缘的类型与特点,尤其是稳定陆缘与活动陆缘的地貌特征,进行了对比;对深海盆地地貌的次级单元、深海盆地地形与海底年龄等作了描述;对洋中脊地貌的平面展布、剖面形态、不同大洋的洋中脊地貌的区域性差异等作了介绍和对比。

思考题

1. 大陆边缘基本类型与特征有哪些?
2. 大洋盆地的基本地貌单元及其主要特征是什么?
3. 海底磁异常条带与海底年龄有何对应关系? 这种关系的成因机制是什么?
4. 你认为环礁及海底平顶山是怎样形成的?

第三章 地球结构与海底岩石圈

关于地球的生成众说纷纭,迄今最为经典或被大多数人接受的当属 18 世纪德国哲学家康德提出的“星云假说”。根据地球的星云成因说,太阳系在形成之前,是一片由炽热气体组成的星云。在大约 46 亿年前,由于气体冷却引起收缩,使得星云旋转起来。由于气体收缩和万有引力的作用,旋转速度逐渐加快,星云成为圆盘状。当旋转的星云边收缩边旋转,周围物质的离心力大于等于中心对它的引力时,就分离出了一个圆环来。一个又一个圆环逐步产生。最后,中心部分变成太阳,周围的圆环变成了行星,其中一颗就是地球(图 3-1)。因此,地球是在 40 多亿年前产生的。

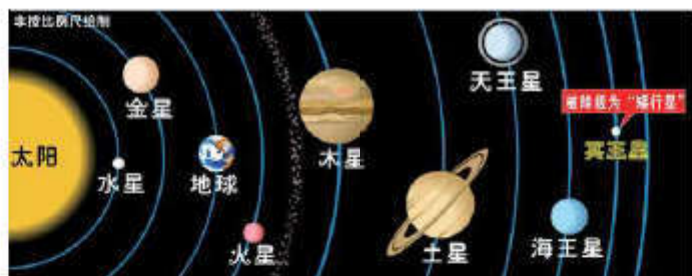


图 3-1 太阳系主要行星(来自网络)

在地球诞生后早期的大约 800 Ma(距今 4 600~3 800 Ma,天文时期)没有在现今的地球上保留有任何地质证据。当时的地质情况主要是根据对月球及其他天体(陨石)的研究,结合“将今论古”的原则推断的。在地球形成初期,冰冷的星云物质机械碰撞及地球内部放射性元素衰变产生大量的热能,使原始地球内部某深度发生物质重熔。高温地球在旋转过程中,重熔物质发生重力分异。重的物质,如铁、镍沉到地心,形成原始地核;轻的物质,如铁镁硅酸盐物质则上浮,围绕地核形成原始地幔和原始地壳。后者失热而变硬,逐渐形成地球最外层的刚性层——岩石圈。地球圈层构造的初步形成历时 500~600 Ma。由于太阳的照射,使地球温度慢慢升高,地球内部物质发生化学作用,地球放出大量二氧化碳、甲烷、氮气、水蒸气等。这些气体上升到地球外部,形成大气层。水蒸气在高空遇到冷气流后,便形成降雨。地球受大量雨水冲击,在低洼处汇成海洋、湖泊、河流,

于是也就有了植物、动物和人类。地球经历了几十亿年的演变,终于成为今天这个样子。由于地球内部放射热的积蓄和内部各圈层物质与能量交换,导致地球最外层的岩石圈破裂解体、碰撞拼合、升降移位等复杂的构造运动,形成地球表面上的高山峻岭、丘陵平原、江海湖泊、裂谷断涧。

第一节 地球的内部结构

地球内部的结构与物质组成主要是通过地震信号处理、对陨石和岩浆岩的研究、室内模拟实验和岩石地球物理特征分析等加以推断的。在垂向上,地球分成地壳、地幔和地核三个一级圈层(图 3-2 和 3-3)。这种圈层结构的内部分层知识来自人类的地震观测技术,浅层结构可利用地震波接收器的局部排列来获得,而深部结构可采用全球地震监测台网接收穿过地球内部的天然地震信号并对其进行研究分析获得。

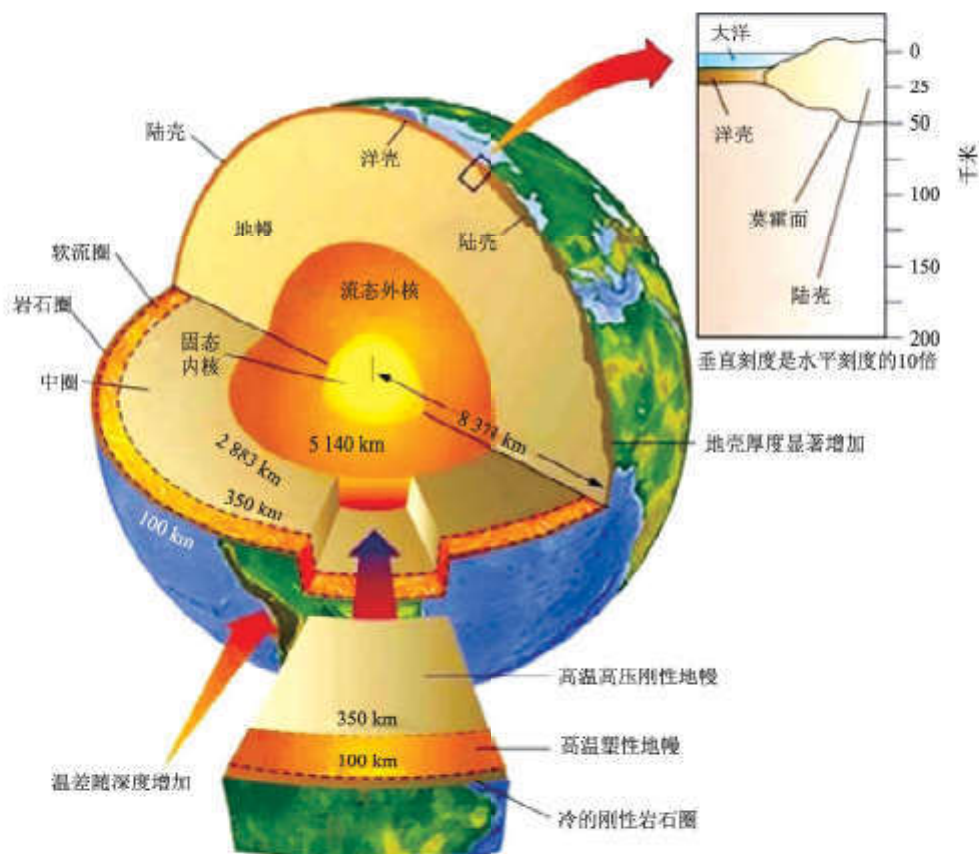


图 3-2 地球的结构分层(据 John Wiley 和 Sons,1999)

地壳约占地球总体积的 0.6%。大陆地壳(简称陆壳)首先由南斯拉夫的莫霍洛维奇(Mohorovicic)在 1909 年研究克罗地亚地震产生的地震波时发现。在距震中约 200 km 的范围内,初至波是 P 波(纵波,Primary Wave,又称初波),速度为 5.6 km/s,其地震相记

录为Pg。然而,在更大的范围内,初至波P波速度为7.9 km/s,其地震相记录为Pn。运用反射地震法的标准技术,这些数据表明地震波在大约54 km深处的一个不连续面发生了临界反射。这个不连续面随后被称为莫霍洛维奇不连续面或莫霍(Moho)面。后来的资料证实莫霍面在大陆下面广泛存在,以地震波速跃迁达到8 km/s为标志。大陆地壳平均厚度约35 km,在某些构造活动地区可以小于20 km,在年轻的褶皱造山带则可厚达80 km。大陆地壳内部的不连续面是由康拉德(Conrad)于1925年利用类似方法发现,地震P波速度由大约5.6 km/s跃迁到6.3 km/s,后来该不连续面被称为康拉德面。康拉德面将大陆地壳分为两部分:上部陆壳和下部陆壳。康拉德面与莫霍面不同,在地壳内它并不是处处存在的,没有全球意义。

大洋地震勘探资料证明,大洋中同样存在有类似陆上的莫霍面,其上的地壳被称为大洋地壳(简称洋壳),大部分洋壳的厚度在7 km左右。因此,陆壳和洋壳合称为地壳。地壳的最初含义是指那些地表之上或其附近的岩石。1955年以后,地壳才被专门指那些在莫霍面以上的岩石物质。地壳厚度变化很大,最小不足2 km,最大可超过70 km,全球平均厚度约15 km。地壳是一个不均匀的圈层,在水平和垂直方向上都有很大变化,主要表现在厚度、物质组成和结构进一步分层上。

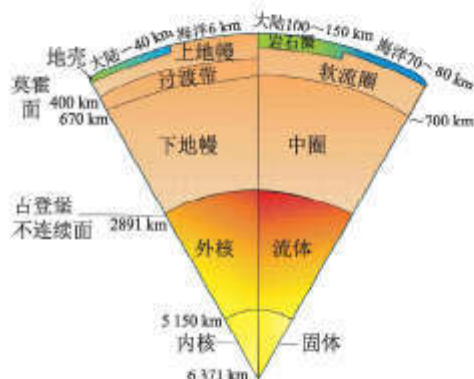


图 3-3 地球的成分分层和流变学
分层对比(据 Condie, 2001)

第二节 地壳

就目前的科学技术而言,在地球表面的绝大部分地区,人类只能(钻)采到地壳最上部的岩石样品。有关深部地壳的物质(矿物的、化学的)成分信息都是间接获得的,主要手段是依据地震波速随深度的变化与在相当于深部地壳温、压条件下进行的实验测定获得的速度进行对照分析。在通常静岩压力下,压力随深度增加的速率为30 MPa/km,局部地区可能因为构造作用力的存在而变化;温度随深度增加的速率为25℃/km,但在莫霍面附近该值变化较大。

一、陆壳

大陆地壳覆盖地球表面的45%,主要分布在大陆和大陆边缘的大陆架海区。大陆地壳平均厚度35 km,但很不均一。在构造稳定地区厚度较小,而在构造活动地区厚度则急剧增大。高山区最厚,可达60~70 km,如我国西藏地区。中国陆壳的平均厚度为47 km。其上地壳厚约31 km,沉积层厚约5 km。地壳的化学组成以硅铝质为特点,可分为上陆壳和下陆壳。

上陆壳——由相对未变形的沉积岩或火山岩组成,化学组成总体上相当于花岗闪长岩,因此又称为“硅铝层”。中国上陆壳包括沉积层和硅铝层,位于康拉德面之上,平均厚度为 31 km。其中硅铝层厚 26 km,主要由花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩、片岩、片麻岩、混合岩、混合花岗岩等岩类组成。沉积层和硅铝层的质量比为 1:6。中国陆壳内的康拉德面在各地的清晰程度和稳定程度不一。例如,在塔里木块体内,康拉德面清晰而稳定;华南块体的康拉德面清晰,华北块体的康拉德面却不明显,而在青藏块体内则不存在稳定的康拉德面。

下陆壳——由已经变形变质的沉积岩、火成岩和变质岩组成。早先的理论认为下陆壳为玄武质成分,也称为硅镁层。最近的研究表明:如果下陆壳是干的,它应该是由花岗闪长岩到闪长岩成分的高压相岩石组成,如果下陆壳是湿的,它应该是由相当于玄武质岩化学成分的斜长角闪岩组成。深部地壳析离体和地壳混染岩浆岩的研究结果表明,下陆壳在成分(矿物与化学)、年龄和热历史等方面都有着明显的区域性变化。深部地震反射资料证明了这种成分与结构的复杂性。中国的下陆壳就是硅镁层,主要由辉长岩、辉绿岩、基性麻粒岩和少量橄榄岩组成,具有基性岩的化学成分。在华北地区,下陆壳可能有较多的麻粒岩相岩石。

需要说明的是:① 陆壳的上下分层并不十分明显,其界限并不具有全球性;② 人类目前钻探只能取到陆壳最上部的岩石样品,更深部陆壳的成分都是间接获得的,主要手段是依据地震波速变化和岩浆“俘虏体”分析所获得的;③ 地壳承受了板块构造运动中的强烈改造,目前所找到的地壳最古老的岩石年龄是 38 亿年左右。

二、标准洋壳结构

利用钻探采样,对大洋地壳上部的物质组成已有了较为清晰的认识,但对于洋壳深部的结构与物质组成,仍然是主要依据地震探测法,其次是根据对海底岩浆岩的研究结果所推断。自 20 世纪 50 年代以来,尽管发现不同洋区及同一洋区中不同的构造单元,其洋壳结构都有明显的变化,但深地震探测确认了洋壳在全球大洋盆地中总体很薄,并且普遍具有三层结构。在此所谓的标准洋壳结构主要指大洋盆地的理想地壳结构。表 3-1 列举了 Bott(1982)划分的大洋标准地壳结构的速度与厚度特征。

表 3-1 大洋地壳结构(据 Bott,1982)

	v_p (km/s)	平均厚度(km)
水层	1.5	4.5
第一层	1.6~2.5	0.4
第二层	3.4~6.2	1.4
第三层	6.4~7.0	5.0
	莫霍面	
地幔层(第四层)	7.4~8.6	

第一层(层 I)为沉积层,区域性差别相当大,厚度为 0~2 km,平均厚度约 0.4 km。地震纵波速度(v_p)为 1.6~2.5 km/s。沉积物主要是由浊流搬运到深海的陆源碎屑、海洋生物和自生沉积物以及火山沉积物等,深海沉积物的分布通常受底流和等深流的再搬运作用的影响。沉积层通常在大洋中脊轴部缺失或极薄,随着远离大洋中脊而逐渐增厚,洋盆边缘最厚可达 2 km。

第二层(层 II)为基底层,亦叫火山岩层,是以玄武岩为主(图 3-4),夹有已固结的沉积岩,层面极不平坦,厚度变化较大,介于 1.0~2.5 km 之间,平均约 1.4 km; v_p 为 3.4~6.2 km/s。上部多为低钾拉斑玄武岩(即大洋拉斑玄武岩)、夹杂有深海沉积物的枕状熔岩及玻璃质碎屑岩。越往下沉积物越少,以至消失;下部多为呈岩脉或岩床形式的辉绿岩;底部为席状岩墙群。



图 3-4 大洋中脊出露的枕状熔岩

第三层(层 III)为基底层,又叫大洋层,是大洋地壳的主体。 v_p 为 6.4~7.0 km/s,由此推测可能是辉长岩、角闪岩或蛇纹石化橄辉岩等。其厚度相对变化不大,平均厚约 5.0 km。

需要说明的是,迄今人类的取样能力,只钻取到洋壳第二层的部分样品(ODP504B 孔)。各层的进一步细分是随着地球物理探测精度的不断提高和研究目的的不同而提出的,但仍多属推断。

洋壳在横向上变化较大,在大洋中脊或海底火山上往往缺失层 I,在局部热点或大洋中脊处有时没有层 III,取而代之的是壳幔混合层。壳幔混合层起初是指在中脊轴部年轻洋壳地震波速度剖面上发现的低速层或异常地幔,顶面埋深从海底之下数百米至 2.0~4.0 km。低速洋壳层一般见于年龄小于 1.5 Ma 的洋底之下,与洋中脊轴部之下岩浆房局部熔融作用有关。

三、洋壳与陆壳的主要区别

(1) 物质组成:洋壳主要由玄武质岩及超镁铁岩石组成,陆壳则以巨厚花岗岩质岩为

主。相对洋壳,陆壳富集 Si 和 K,而贫 Fe、Mg 和 Ca(表 3-2)。譬如,洋壳 SiO_2 含量不足 50%,而陆壳则在 60%以上;洋壳中 K_2O 的含量仅为陆壳的 1/7 左右。因此,在地球化学特性上,洋壳 Si 和 K 比陆壳低,而 Fe 和 Mg 高。

表 3-2 洋壳和陆壳各层的平均化学成分(wt%,据 A. B. Ronov 和 A. A. Yaroshevsky 1969)

地壳类型 含量组分	大陆型和次大陆型				大洋型			
	沉积层	花岗岩质层	玄武岩质层	平均	层 I	层 II	层 III	层 IV
SiO_2	50.0	63.9	58.2	60.2	40.6	45.5	49.6	48.7
TiO_2	0.7	0.6	0.9	0.7	0.6	1.1	1.5	1.4
Al_2O_3	13.0	15.2	15.5	15.2	11.3	14.5	17.1	16.5
Fe_2O_3	3.0	2.0	2.9	2.5	4.6	3.2	2.0	2.3
FeO	2.8	2.9	4.8	3.8	1.0	4.2	6.8	6.2
MnO	0.1	0.1	0.2	0.1	0.3	0.3	0.2	0.2
MgO	3.1	2.2	3.9	3.1	3.0	5.3	7.2	6.8
CaO	11.7	4.0	6.1	5.5	16.7	14.0	11.8	12.3
Na_2O	1.6	3.1	3.1	3.0	1.1	2.0	2.8	2.6
K_2O	2.0	3.3	2.6	2.9	2.0	1.0	0.2	0.4
P_2O_5	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
C	0.5	0.2	0.1	0.2	0.3	0.1	0.0	0.0
CO_2	8.3	0.8	0.5	1.2	13.3	6.1	—	1.4
S	0.2	0.0	0.0	0.0	—	—	0.0	0.0
Cl	0.2	0.1	0.0	0.1	—	—	0.0	0.0
H_2O	2.9	1.5	1.5	1.4	5.0	2.7	0.7	1.1

(2) 厚度:洋壳平均厚度仅 7 km 左右,而大陆型地壳厚度一般在 35~40 km 之间。陆壳厚度变化较大,通常地势越高厚度越大,如青藏高原(>70 km),而裂谷下可能只有几千米。大洋地壳厚度与地势的关系也相对复杂,如贯穿四大洋的大洋中脊体系,虽是洋底最突出的隆起地形,其洋壳厚度比正常洋盆还小,仅 2~5 km;而海底山脉——无震海岭(如夏威夷海岭),洋壳厚度却可达 20 km 以上。

(3) 地球物理特征:洋壳虽薄,却以正重力异常值为特点,大洋盆地的布格异常值可达 +500 mGal;陆壳虽厚,其重力异常值却主要表现为负值,高山地区布格异常值一般为 -500~-300 mGal。这种情况表明,构成陆壳的岩石密度较小,而洋壳密度要大得多,这就是通常所说的地壳均衡现象。

(4) 年龄:陆壳上最古老的岩石或矿物可达 39×10^8 a;而洋壳岩石一般都小于 1.6×10^8 a,最古老的洋壳也没有超过 1.8×10^8 a,而且 50%的大洋表面积形成于最近 65 Ma,这意味着 30%的地球表面是在地质历史的最近 1.5%的时间内形成的。因此,洋壳要比陆壳年轻得多。

(5) 火山活动:大部分陆地上很少有岩浆或火山活动,而大洋内火山活动相对普遍得多,尤以大洋中脊和大洋边缘的岛弧为火山与侵入活动最盛。大洋中脊以玄武岩和橄榄玄武岩等基性玄武质岩浆活动为主,大陆边缘则以安山岩、英安岩和流纹岩等中酸性火山岩为主。

(6) 构造活动:陆壳的褶皱和断裂构造都很发育,大部分山脉是由花岗岩质岩浆岩或(和)变形变质岩或(和)未变形变质的沉积岩组成;洋壳构造除大洋边缘沟—弧体系外,洋底是以断裂构造为主,特别是沿中脊轴分布的中央裂谷以及与之垂直的横向大断裂,是地球表面规模最大的两大断裂系统。

(7) 结构分层:陆壳的分层不明显,难以确定,变化较大,反映了其复杂的演化历史。尽管在有些地方可以分出上部的硅质陆壳和下部的镁铁质陆壳,但两层界面并不清晰连续,不具有全球性。相反,洋壳垂向上的三分结构在世界各大洋非常明显,尽管这些层(特别是层Ⅱ和层Ⅲ)的性质(岩性和厚度)在不同洋区随深度有明显变化,这只是反映了演化过程中的差异。

第三节 地幔和地核

一、地幔

地幔是指地壳下面(M面)直到地核(古登堡不连续面——Gutenberg Discontinuity)的中间层,厚度约2 865 km,约占地球总体积的83.2%,这是地球内部体积和质量都最大的一层。地幔又可分成上地幔和下地幔两层(图3-3)。上地幔顶部存在一个地震波传播速度减慢的层(古登堡低速层),一般又称为软流层,推测是岩石高温软化,并局部熔融造成的,很可能是岩浆的发源地。地幔主要由富Mg的岩石组成。根据地震波传播速度(表3-3),考虑岩石的矿物组合关系,推测上地幔岩石应该是富含橄榄石的超基性岩。地幔最上部与莫霍面最下面的岩石,其平均 v_p 为8.1 km/s,并具有各向异性。随着深度的增加其密度由3.3 g/cm³增大到5.5 g/cm³,地震波速也相应逐渐增大。密度的递增是不连续的。地幔在水平和垂直方向上都存在着明显的变化,通常以深度为400~1 000 km的过渡带把地幔分为上、下地幔,但现今通常将深度540~670 km作为过渡带下界面。上地幔和过渡带的界面与橄榄石相变为尖晶石的深度(400 km)一致,而过渡带与下地幔的界面则与矿物转变为钙钛矿结构的深度(640~670 km)一致。

表 3-3 地幔矿物的弹性波传播速度

矿物	密度(g/cm ³)	v_p (km/s)	v_s (km/s)
橄榄石	3.31	8.42	4.89
斜方辉石	3.34	7.85	4.76
单斜辉石	3.28	8.06	4.77
尖晶石	4.00	9.20	5.10
石榴石	3.70	9.00	5.00

上地幔是由原始地幔发生部分熔融,产生玄武质岩浆分离析出后剩余的产物。出露于阿尔卑斯山的橄榄岩被认为是其典型代表。林伍德(Ringwood)认为上地幔的化学成分相当于由3份阿尔卑斯型橄榄岩(橄榄石79%、斜方辉石20%和尖晶石1%)和一份夏威夷型拉斑玄武岩组成。据最近同位素和微量元素地球化学研究表明,地幔组成非常复杂,在地球化学上可以划分出6种地幔端元或储库(Reservoirs),通过这些地幔端元广泛的混合作用可以解释观察到的各种幔源岩浆岩的同位素和微量元素组成。

需要说明的是,人类迄今还无法确切地知道地幔的结构和物质组成,现有的知识是来自对地震波传播速度、陨石和深部岩浆源物质的研究所推断的。

二、地核

地球内部中心存在核的假设是 Oldham(1906)提出的,其依据是离地震震中 180° 角距离附近所记录的 P 波到达时间比预期的要晚得多。1913 年,在哥廷根大学,古登堡计算出在约 2 900 km 深处 P 波波速下降约 40%,这就是古登堡不连续面,它标志着地幔与地核的分界。

地核的密度非常大,虽然在体积上只占地球的 16.2%,但质量却占了约 32%,主要由 Fe 和 Ni 元素组成。地核物质的平均密度大约为 10.7 g/cm^3 ,温度非常高,推测可达 $6\ 680^\circ\text{C}$ 左右。

地核又有外核、内核之分(图 3-5),内核与外核的分界面大约是在深度 5 150 km 处。因为地震波的横波不能穿过外核,所以推测外核是由 Fe、Ni 和 Si 等物质构成的熔融态或近于液态的物质组成。液态外核会缓慢流动,故推测地球磁场的形成可能与此有关。由于纵波在内核是传播的,所以内核可能是固态的。关于内核的物质构成,学术界有不少争议,许多人认为主要是由 Fe 和 Ni 组成。此外,内、外核也不是截然分开的。有学者认为,在内、外核之间,还存在一个不大不小的“过渡层”,深度在地下 4 980~5 120 km 之间。

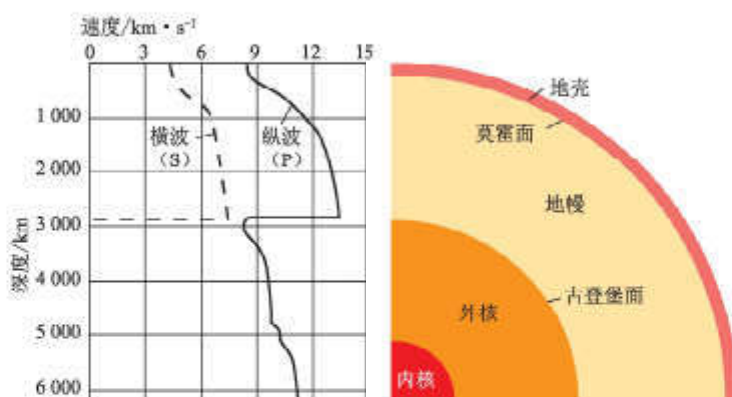


图 3-5 据地震资料推测的地核结构

第四节 低速层(软流层)

一、基本概念

根据对地震观测资料的分析,在地壳岩石圈以下 70~100 km 至地下约 640 km(有的地方可深达 1 000 km)之间,地震波的传播速度明显下降,地球的这一圈层在地球物理学上被称为低速层(带)。据推测,低速层内的温度约 1 300℃,压力达 3 万个大气压,这正是超铁镁质岩石的熔点。因此,低速层应是超铁镁物质的塑性体,在压力的长期作用下,以半黏性状态缓慢流动,故又被称为软流层。

软流层的深度各地不等、厚度各异。通常情况下,洋壳下的软流层厚度比陆壳下的软流层厚度大。早期认为洋壳下的软流层底界深度为 400 km,厚约为 350 km;而在陆壳之下,顶界深 100~150 km,底界深 200~300 km,厚为 100~150 km。最新研究多将 640 km 作为底界,也有人确定 670 km 相当于下地幔的上界。软流层的顶、底部都不是一个平整的面,而是逐渐过渡的轮廓不清的层带。软流层的岩石处于部分熔融或塑性状态,当它受到很小的剪切力作用时就会发生相应的形变,也就是说只要有微小的应力就能引起物质的流动。板块构造理论认为软流层中的地幔对流是驱动岩石圈板块运动的动力(见第五章),刚性的岩石圈板块“漂浮”在软流圈之上移动(图 3-6)。

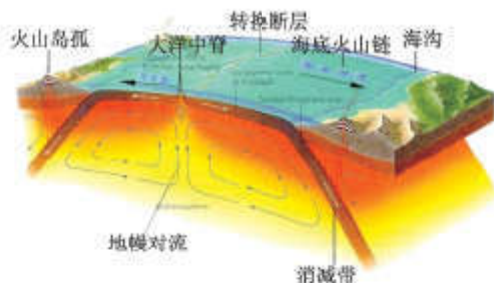


图 3-6 地幔对流驱动海底岩石圈板块运动模型(来自网络)

二、低速层的成因解释及力学特征

之所以在上地幔出现低速层,目前大致有三种解释(推测):① 物质组成不同——软流层可能是由目前人类还无法知道的物质组成,这种物质既可以表现为化学成分的不同,也可以是物质结构上的不同;② 高温层——推测这一低速层可能是放射性物质的聚集带,导致该层物质处于异常高温状态;③ 岩石部分熔融——低速层内岩石发生了部分熔融所致。根据实验室内高温高压实验和理论计算结果表明,只要有 1%~3% 的地幔物质处于熔融状态,就能引起地震波传播速度和电阻的急剧衰减,而对地震波的吸收率大大增加。因此,目前通常认为低速层是由于上地幔在相应深度的物质发生部分熔融的缘故。

高温高压实验结果表明,地幔中的橄榄石相在水的作用下熔点降低,产生部分熔融,

使得软流圈相对于地幔其他部分黏滞度变小,并且容易发生变形或流动。图 3-7 给出了理想情况下软流层的成因解释。随着深度的逐渐增大,地下温度也相应增高,在大约 100 km 的深度,有水参与的地幔物质固相线与地温线相交,表示地幔物质开始发生熔融;当深度超过大约 180 km 时,由于地温增加缓慢,压力增加,使得地温线与地幔物质固相线分开,说明地幔物质重归固相状态。近年来的研究中亦有把软流层(低速层)称为塑性层、低刚度层或地幔对流层。

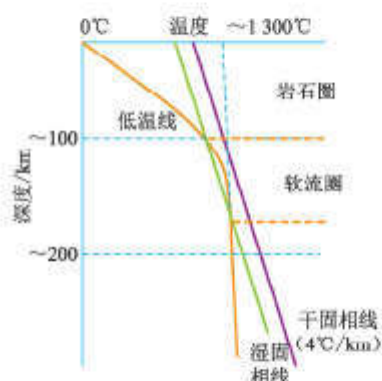


图 3-7 软流圈成因解释图

在很长一段时间内,国际学术界普遍认为, (引自 <http://gore.ocean.washington.edu/>) 软流圈对流导致元素扩散,并有效地消除软流圈中物质的不均一性,这得到了源于软流圈地幔的大洋中脊玄武岩地球化学性质相近的支持。然而,2008 年中国科学院学者刘传周等在 *Nature* 发表论文,指出在同一个采样点,地幔的 Os 同位素也存在着高度的不均一性。软流层虽有部分熔融,但地震横波仍能通过,说明熔融相当有限。有限的熔浆充填在难熔橄榄岩晶粒之间,橄榄岩构成软流层的岩石格架。对于地震波,岩石格架起着固体的功能,传播地震波。在晶体颗粒之间所充填的熔浆对晶体颗粒起着润滑作用,在哪怕非常微小但长期作用力下,软流层物质就会发生塑性变形或缓慢的流动。因此,这层呈软化或塑性状态的物质,不具有抗剪切应力的性能,长期成流动状态,不可能发生地震。

第五节 岩石圈

一、基本概念

从 18 世纪开始,人类开始探究地下深处,利用地震记录资料揭示固体地球是由不同圈层构成的。1914 年巴雷尔首先提出了岩石圈概念。1926 年,地震学家古登堡发现低速带(低速层或软流圈)。1950 年确定岩石圈下界为古登堡不连续面,深度约 100 km。

岩石圈是指地球最外面的刚性(固体)层圈,包括地壳和地幔的最上部,具有较高的刚性和弹性,厚度为 60~120 km,为地震高波速带。在地震学意义上,岩石圈是指上地幔低速层以上的物质,地震波速传播速度明显大于其下伏的低速层,是天然地震的主要震源带;在构造学上,是参与地球表层构造变形和构造运动的外部圈层,地球上的山海奇观无不是岩石圈构造变动的结果;在热力学意义上,岩石圈可以看作由蠕变强度和有效黏度控制的具有塑性特点的软流层之上的物质层。地壳和地幔间的莫霍面是岩石圈内部的结构界面之一。迄今人类所掌握的直接知识还只是岩石圈之上很小的一部分,还没有超出地壳的范围。岩石圈上覆水圈、大气圈和生物圈,下伏软流圈。因此,岩石圈同其他圈层相互作用的内容最为丰富,甚至包括同宇宙其他天体的相互作用。

岩石圈厚度(底界深度)变化很大,通常从大洋中脊之下接近于零,或只几千米,直到

大陆年轻造山带超过 150 km。岩石圈厚度与其年龄有一定的关系(但非线性关系)。在最年轻的洋壳下面,岩石圈最薄。在造山带最老的陆壳下面,岩石圈最厚。在中国东部,岩石圈厚约 100 km,其中包括中国东北、中朝克拉通、扬子克拉通东部和华南造山带。青藏高原和塔里木克拉通以南地区的厚度变化较大,厚度在 160~220 km 之间。整个大陆岩石圈厚度分布并没有显示出与地壳年龄的线性相关关系,却表现出了与大地构造格局的直接关系。受板块碰撞强烈影响的地区,岩石圈较厚。

二、岩石圈的特性

(1) 刚性:岩石圈是地球最外部的刚性固体圈层,但相比之下岩石圈的地壳比地幔部分更柔软,更易发生形变。在地幔岩石圈中,岩石的刚性系数随深度变大而增加,至岩石圈底界面时,能达上部刚性系数的 4 倍,因而它使板块具有刚性的特点。岩石圈上部的地壳因主要由沉积岩和变质岩组成,相对柔软易变形,造就了地球表面千姿百态的地貌景观。

(2) 物质组成:纵向和横向上都变化非常大,但大洋岩石圈物质组成相对稳定。最上部的地壳部分主要由花岗岩(陆壳)和玄武岩构成,而下部的上地幔部分(岩石圈主体),过去大都认为由榴辉岩构成,现在多数人则认为由橄榄岩构成。据 Jordan T H(1979)的研究,在深约 70 km 的上地幔物质主要由 4 种矿物构成:橄榄石 60%,斜方辉石 12%,单斜辉石 15%,石榴石 13%。这 4 种矿物构成的橄榄岩称作石榴石二辉橄榄岩,其中每一种矿物的熔融温度都不一样。岩石圈主要由岩浆岩、变质岩和沉积岩三大岩类组成,三者通过地下深部岩浆作用、大气和水圈的风化作用与沉积作用、区域变质作用等地质作用相互转化,构成了岩石圈内的物质循环系统(图 3-8),使岩石圈处于持续的动态平衡之中。

(3) 流变学特性:在垂向上,岩石圈具有流变学分层结构,韧性变形层分割了脆性层。岩石的强度取决于温度、压力和成分,因此,成分随深度的变化是导致大陆岩石圈具有“三明治”流变学分层结构(Ranalli 和 Murphy 1987)的原因。在大陆地区 10~50 km 深处为脆-韧性转换带(图 3-9),脆-韧性转换带的深度取决于当地的地温梯度,转换带以下的岩石力学强度较弱,极易变形。陆壳比洋壳厚,其下部温度在 400℃~700℃,其强度要比相应深度大洋岩石圈中橄榄岩软弱得多。因此,大洋岩石圈由于其较强的岩石圈基底而表现为单一的块体,而大陆岩石圈在下地壳深度有一特征的软弱层(图 3-9)。这种流变学分层性可以用来解释陆壳在板块碰撞期间为什么会与岩石圈地幔拆离并由地壳逆冲岩片发生堆垛而出现喜马拉雅山型山链。

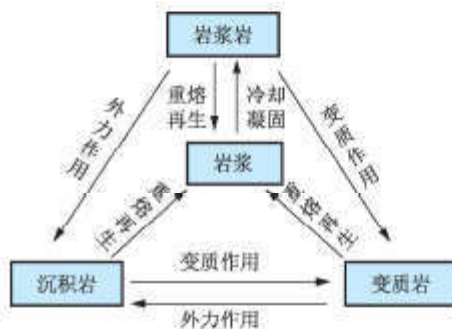


图 3-8 岩石圈内的物质循环

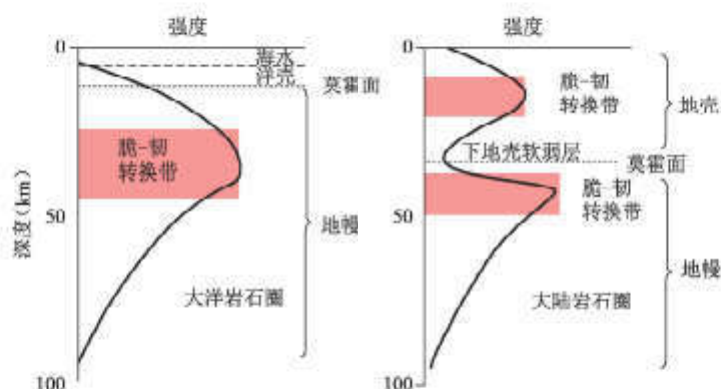


图 3-9 大陆和大洋岩石圈强度剖面示意图(据 Molnar, 1988, 有改动)

(4) 分块: 岩石圈表现出分块特性。根据研究目的或地质作用规模的不同, 板块可划分为大、中、小、微 4 个等级(详见第五章)。

三、岩石圈的形成

关于岩石圈的成因演化, 有各式各样的模式解释。早期主要有岩浆侵入生长模式和分异结晶生长模式。前者是指软流层中部分熔融岩浆向岩石圈底部侵入, 冷凝结晶而形成榴辉岩, 并使岩石圈增厚; 后者是指软流层中的熔融岩浆不是向岩石圈侵入, 而是在岩石圈底部缓慢冷却, 析出的晶体附着在岩石圈底部而使岩石圈逐渐变厚。

但是, 由于迄今对岩石圈的层状结构仍存在有争议, 正期待建立更准确的岩石圈演化模式。因此, 关于岩石圈的成因及演化解释也就存在众多的不确定性。例如, 在海洋岩石圈 50 km 以深部分, 有一个 P 波速度为 8.5~8.6 km/s, S 波速度为 4.9 km/s 的高速层。根据 Shimamura 等(1977)的研究, 在海洋岩石圈下部的温度、压力条件下, 该层对应的岩石其石榴石含量必须在 60% 以上, 而天然榴辉岩中所含石榴石在 50% 以下, 自然界中似乎不存在石榴石含量超过 60% 的岩石。上述岩石圈成长机理都很难产生含石榴石 60% 以上的高速岩层。

根据陈国能(2011)的研究, 岩石圈内能变化导致岩石的形成和消亡。组成岩石圈的三种不同类型岩石的形成和消亡过程在岩石圈表面引起不同的大地构造效应。大洋岩石圈和大陆岩石圈的演化效应存在互补关系: 前者内能升高导致岩石形成, 反之岩石消亡; 后者内能升高导致岩石消亡, 反之岩石形成。前者造成平面上自大洋中脊向外变老的岩石序列, 后者造成平面上自陆核向外变新, 剖面上自重熔界面向上和向下变新的岩石序列(图 3-10)。

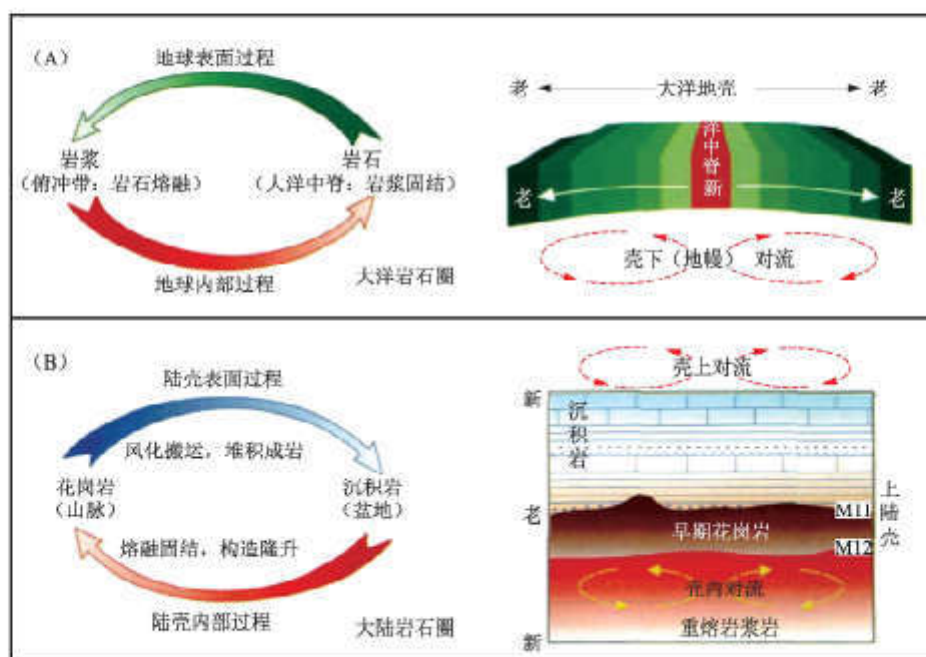


图 3-10 大洋(A)与大陆(B)岩石圈循环与岩石序列(据陈国能,2011)

小结

本章主要介绍了地球的结构,首先将其从纵向上分为三大基本圈层:地壳、地幔、地核。将地壳又进一步分为陆壳和洋壳,并进一步讨论了二者之间的差异。低速层或软流圈在海洋地质作用中占有突出的位置,重要的地质作用源于软流圈,因而重点讨论了低速层与软流圈的特性与成因解释。海洋地质学主要是研究被海水覆盖的地球岩石圈及其与地球其他圈层的相互关系和相互作用。因此,把岩石圈作为单独一节,重点讨论了岩石圈的基本概念、特性、分块及其成因机制。

思考题

1. 你认为低速层或软流圈是怎么形成的? 其存在的科学意义有哪些?
2. 软流圈不均一性的科学意义在哪里?
3. 大陆岩石圈与大洋岩石圈的主要区别?