



“十三五” 江苏省高等学校重点教材

物理海洋学导论

主 编 董昌明

副主编 禹 凯 刘 宇 王 锦 董济海



科学出版社



“十三五”江苏省高等学校重点教材(编号: 2017-2-093)

物理海洋学导论

主 编: 董昌明

副主编: 禹 凯 刘 宇 王 锦 董济海

科学出版社

北 京

内 容 简 介

本书为“十三五”江苏省高等学校重点教材,旨在全面、系统反映物理海洋学的原理方法以及相关学科知识。本书共分11章。首先,从海洋科学基础知识展开,通过物理海洋方程组阐述海水运动的基本规律;然后,介绍潮汐、地转流、埃克曼流与惯性流、风生大洋环流、深层环流、波浪、海洋中的大尺度波动和海洋内波等海洋中的关键物理过程;最后,以专题形式介绍海洋科学中的一些前沿研究方向。全书以学为主,深入浅出,内容容易被接受和理解;理论与实践相结合,重难点突出,读者可学以致用。

本书可供海洋科学以及相关学科师生教学使用,也可供海洋管理、海洋开发、海洋交通运输和海洋环境保护等部门的科技人员参阅。

图书在版编目(CIP)数据

物理海洋学导论/董昌明主编. —北京:科学出版社,2019.1

“十三五”江苏省高等学校重点教材

ISBN 978-7-03-060267-1

I. ①物… II. ①董… III. ①海洋物理学—教材 IV. ①P733

中国版本图书馆CIP数据核字(2018)第291882号

责任编辑:王腾飞 沈旭/责任校对:彭涛

责任印制:张伟/封面设计:许瑞惠双双

科学出版社 出版

北京东黄城根北街16号

邮政编码:100717

<http://www.sciencep.com>

北京中石油彩色印刷有限责任公司 印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2019年1月第一版 开本:787×1092 1/16

2019年1月第一次印刷 印张:14 3/4

字数:344 000

定价:79.00元

(如有印装质量问题,我社负责调换)

前 言

本书作为“十三五”江苏省高等学校重点教材，旨在全面、系统反映物理海洋学的原理方法以及相关学科知识。书中内容包括海洋地貌、物理海洋基础理论和前沿进展等，系统地叙述了海水的基本物理特征(如温度、盐度、密度)、海洋动力学过程(如海流、海浪、潮汐等)以及其他相关内容。本书可供海洋科学以及相关学科的师生教学使用，也可供海洋管理、海洋开发、海洋交通运输和海洋环境保护等部门的科技人员参阅。

本书共分 11 章，详尽充实地介绍了物理海洋学的相关知识。除南京信息工程大学董昌明教授及其物理海洋学教学团队(禹凯、刘宇、王锦、董济海)，“海洋数值模拟与观测实验室”的众多年轻学子也参与了本书的编写工作：第 1 章主要从历史背景、物理环境等引入，介绍海洋动力作用与热收支平衡等基础知识(王青玥、陆晓婕、徐瑾、王森和余洋)；第 2 章介绍物理海洋学基础运动方程，如纳维-斯托克斯方程(Navier-Stokes equation)，此外还介绍了尺度分析方法等(禹凯、张一鸣和徐瑾)；第 3 章介绍潮汐基本理论、潮汐调和预报、潮汐观测以及潮波系统的相关知识(董济海、曹玉晗、韩国庆、王青玥、王森和马兆越)；第 4 章介绍地转流理论与计算方法(刘宇、孙文金、徐广珺、蒋星亮、余洋和嵇宇翔)；第 5 章主要分析上层海洋对风的响应，介绍海表面风应力、朗缪尔环流、埃克曼输运和有限深海漂流等内容(刘宇、徐广珺、蒋星亮、余洋和嵇宇翔)；第 6 章介绍风生大洋环流理论(禹凯、时海云和陆晓婕)；第 7 章介绍深层环流理论(禹凯、季巾淋、韩国庆、陆晓婕和嵇宇翔)；第 8 章介绍线性波理论、波浪的传播变形、波浪的观测及极端灾害性海洋波动等(王锦、王海丽、曹玉晗、徐瑾、张一鸣和嵇宇翔)；第 9 章介绍海洋中的大尺度波动，包括庞加莱波、开尔文波、罗斯贝波的基本理论及动力学特征(董济海、张一鸣、蒋星亮、王青玥、王森和陆晓婕)；第 10 章介绍海洋内波的基本理论及动力学特征(董济海、张一鸣、王青玥、王森和陆晓婕)；第 11 章介绍物理海洋领域若干前沿研究，如赤道过程、极地过程、海洋中尺度涡旋、海洋次中尺度过程等(王海丽、高晓倩、曹玉晗、高慧、季巾淋和孙文金)。储小青和马静老师参加了本书的校读工作，Kenny Lim 帮助绘制了部分插图，部分南京信息工程大学海洋科学学院的本科生(满红聪、蔡於杞、马玉菲、滕芳园、谢文鸿和郑恒坤)对本书最初讲义的形成做了有益的工作。在“物理海洋学(湖泊河流)基础研究与教学研讨会”上，来自国内外 20 余所涉海单位的专家学者对本书的进一步完善提出了宝贵意见。此外，本书得到科技部重点研发项目(2017YFA0604100, 2016YFA0601803, 2016YFC1401407, 2018YFA0605904, 2016FYA0601804, 2017YFA0604103)、国家自然科学基金委(41476022, 41490643, 41606021, 41606022, 41806025)、江苏省双创团队

项目(2191061503801)以及“十三五”江苏省高等学校重点教材基金支持。本书还特别得到南京信息工程大学教务处和海洋科学学院的大力支持,特表感谢。

我们诚挚地希望本书能够让热爱海洋科学的师生们获得更好寻求相关知识的途径,使关心海洋科学的同道们能够拥有更加广阔的知识储备,给予各界友人们一个严谨而科学的学习渠道,以更为全面真切地接触、了解和学习物理海洋学,为我们当今蓬勃发展的海洋事业贡献些许力量。

目 录

前言

第 1 章 基础知识	1
1.1 历史背景	1
1.1.1 早期探索者	1
1.1.2 中国航海者	2
1.1.3 欧洲发现者	3
1.2 海洋物理环境	4
1.2.1 四大洋及边缘海	4
1.2.2 海洋的尺度	5
1.2.3 海底特征	6
1.2.4 海洋深度的测量	6
1.2.5 海洋中的声音	7
1.3 大气动力作用	8
1.3.1 大气风生系统	9
1.3.2 大气对海洋的影响	10
1.4 海洋热量收支	13
1.4.1 海洋热收支	13
1.4.2 影响热收支各项的因素	13
1.4.3 热收支的空间分布	15
1.5 海洋物理参数	17
1.5.1 温度	17
1.5.2 盐度	17
1.5.3 海表温度和盐度的空间分布	19
1.5.4 密度、位温和中性密度	20
1.5.5 温度的测量	25
1.5.6 电导率或盐度的测量	25
1.5.7 测量不同深度的温度和盐度	26
第 2 章 物理海洋方程组	28
2.1 纳维-斯托克斯方程的建立	28
2.1.1 连续介质假设	28
2.1.2 基本守恒定律	28
2.1.3 欧拉的理想流体	30
2.1.4 纳维-斯托克斯方程表达式	33

2.2	物理海洋方程的建立	35
2.2.1	连续性方程	35
2.2.2	运动方程的其他外力	37
2.2.3	热盐守恒过程及状态方程	44
2.3	物理海洋方程的处理方法	48
2.3.1	主要的近似和边界条件	48
2.3.2	尺度分析方法	49
2.3.3	散度与流函数、涡度与势函数	51
第3章	潮汐	54
3.1	潮汐现象	54
3.1.1	相关天体知识	54
3.1.2	潮汐要素	55
3.1.3	潮汐的类型	56
3.2	潮汐基本理论	57
3.2.1	引潮势	57
3.2.2	平衡潮理论	60
3.2.3	潮汐不等现象	62
3.3	潮汐调和与分析预报	64
3.4	潮波	65
3.5	潮汐观测	66
3.5.1	验潮站	66
3.5.2	卫星观测	67
3.6	我国近海潮汐特征	68
3.6.1	我国近海潮波系统	68
3.6.2	我国近海潮汐类型	69
第4章	地转流	73
4.1	静力平衡	73
4.2	地转方程组	74
4.2.1	地转方程组的推导	74
4.2.2	热成风关系	76
4.3	利用卫星高度计资料计算地转流	76
4.3.1	卫星高度计的发展简介	77
4.3.2	高度计资料计算地转流	80
4.4	利用温盐数据计算地转流	82
4.4.1	相对地转流的计算	82
4.4.2	P 矢量方法计算绝对地转流	87
第5章	埃克曼流与惯性流	90
5.1	海表风应力	90

5.1.1	风能的输入	90
5.1.2	朗缪尔环流	91
5.2	海表埃克曼层	92
5.2.1	海表埃克曼漂流	92
5.2.2	经验计算与海表观测	95
5.2.3	有限深海漂流	99
5.3	埃克曼质量输运及其应用	101
5.3.1	埃克曼质量输运	101
5.3.2	沿岸上升流	102
5.3.3	埃克曼抽吸	103
5.4	海底埃克曼流	105
5.5	惯性流	106
第 6 章	风生大洋环流	109
6.1	斯韦德鲁普风生环流理论	109
6.1.1	斯韦德鲁普方程	109
6.1.2	斯韦德鲁普方程物理意义	112
6.2	西边界流理论	113
6.2.1	斯托梅尔西边界流理论	113
6.2.2	蒙克西边界流理论	115
6.2.3	惯性西边界流理论	117
6.3	位势涡度守恒	118
6.3.1	海洋中的涡度	118
6.3.2	位涡守恒的推导	119
6.3.3	位涡守恒的意义	120
第 7 章	深层环流理论	123
7.1	深层环流结构	123
7.2	深层环流的重要性	125
7.2.1	全球热量再分配	125
7.2.2	海水固碳作用	126
7.3	深层环流理论	126
7.3.1	翻转环流与深层西边界流	126
7.3.2	深层环流的多平衡态	128
7.4	深层环流的观测	130
7.4.1	深层西边界流的观测	130
7.4.2	其他深层流的观测	131
第 8 章	波浪理论	134
8.1	波动现象	134
8.1.1	海浪的运动学特征	135

8.1.2	海浪运动控制方程和定解条件	138
8.2	线性波理论	140
8.2.1	线性波控制方程、定解条件和理论解	140
8.2.2	线性波的速度场和加速度场	141
8.2.3	线性波质点的运动轨迹	142
8.2.4	线性波的压力场	143
8.2.5	线性波的波能和波能流	143
8.2.6	波群和群速	145
8.2.7	驻波	147
8.3	非线性波理论	148
8.4	波浪的浅水变形、折射、绕射、反射和破碎	149
8.5	随机波浪理论	151
8.5.1	特征波法	151
8.5.2	两种常见的波浪谱	151
8.6	波浪的观测	153
8.6.1	波浪的现场观测	153
8.6.2	波浪的遥感观测	155
8.7	极端灾害性波动	155
8.7.1	风暴潮	155
8.7.2	风暴潮灾害及预防	155
8.7.3	风暴潮数值预报	156
8.7.4	风暴潮卫星观测	157
8.7.5	海啸	157
第 9 章	海洋中的大尺度波动	158
9.1	线性波动理论	158
9.2	庞加莱波	159
9.3	开尔文波	160
9.4	罗斯贝波	161
9.5	地形罗斯贝波	165
第 10 章	海洋内波	168
10.1	内波现象	168
10.2	内波基本控制方程	171
10.3	内波频散关系	173
10.3.1	垂向本征方程	173
10.3.2	内波频散关系	174
10.4	内波动力学特征	175
10.4.1	内波垂向本征模态	175
10.4.2	两层流体内波解及其流场特征	176

10.5 内波的反射与折射	179
10.5.1 海洋内波的反射	179
10.5.2 海洋内波的折射	180
10.6 内波观测	181
10.6.1 现场观测	181
10.6.2 卫星遥感观测	181
10.7 内潮和内孤立波	182
10.7.1 内潮	182
10.7.2 内孤立波	183
第 11 章 若干前沿专题	185
11.1 赤道过程	185
11.1.1 赤道海流	185
11.1.2 ENSO	188
11.1.3 ENSO 观测与预报	188
11.1.4 赤道开尔文波和罗斯贝波	189
11.2 极地过程	190
11.2.1 概述	190
11.2.2 北极地区	191
11.2.3 南极地区	197
11.3 海洋中尺度涡旋	203
11.3.1 海洋涡旋自动探测的必要性	204
11.3.2 海洋涡旋自动探测的方法	205
11.3.3 海洋涡旋的产生机制	206
11.3.4 大气对海洋中尺度涡旋的响应特征	206
11.4 海洋次中尺度过程	206
11.4.1 海洋次中尺度过程的时空特征	206
11.4.2 海洋次中尺度过程的种类	207
11.4.3 海洋次中尺度过程的生成机制	208
参考文献	212
主要符号列表	221
后记	223

第1章 基础知识

1.1 历史背景

我们生活的这个星球名为“地球”。但随着科学技术的发展，人类不断地了解所生活的世界，发现地球表面积的 70.8% 是海洋，地球上面积最大的生物栖息地是海洋，占据地表水量 97.2% 的也是海洋。海洋与我们息息相关，公元前 6000 年左右，人类便开始尝试探索海洋。

1.1.1 早期探索者

海洋，不仅是人类重要的食物源地，而且是高效率、高性价比的运输渠道。根据现有的考古研究发现，早在公元前 6000 年左右，人类便发明了船只。那些在太平洋群岛被广泛使用的双人独木舟和木筏，被当地人作为往来于各个零散小岛之间的主要交通工具。

密克罗尼西亚群岛、美拉尼西亚群岛以及面积较大的波利尼西亚群岛，是太平洋上人类活动较为频繁的地区，但直到 16 世纪欧洲航海者登陆之前，都缺乏关于这些群岛的相关的文字记录。人类最早是如何出现在这些孤悬海外的岛屿上的？又是如何在岛屿之间迁移的？现今考古表明，公元前 4000 年左右，新爱尔兰岛、斐济群岛和萨摩亚群岛都开始出现移居者。考古学家海尔达尔的研究也表明南美洲的航海者有能力到达波利尼西亚群岛。在腓尼基人的文字记录中，公元前 590 年他们已经完成针对地中海、红海、印度洋西海岸及非洲附近其他海域的海上探险。而后，古希腊文明也极大地推动了航海技术的发展。公元前 450 年，古希腊学者通过天文观测发现月食期间月球上会出现地球的影子。公元前 325 年，古希腊学者皮西亚斯通过测量北极星与观察者到北方地平线之间的夹角来确定观察者所在的纬度位置。公元前 3 世纪左右，古希腊亚历山大图书馆馆长埃拉托色尼用几何学原理计算出地球周长为 39690 km（目前我们观测得到的地球周长为 40032 km）。到公元 150 年，古罗马地理学家托勒密绘制出了世界地图，该地图不仅涵盖了欧洲、亚洲、非洲，而且还加上了垂直经线和水平纬线（张荣华等，2017）。

在早期的海洋探索者中，阿拉伯人与维京人的贡献是不容忽视的。阿拉伯人在罗马帝国衰败之后，继承了腓尼基、古希腊与古罗马的文化积淀，并且继续发展。在实际的海上贸易与扩张的需求驱动下，阿拉伯人充分掌握了利用季风（夏季的盛行西南风与冬季的盛行东北风）在印度洋航行的技能；维京人则利用 10 世纪末短暂的温暖气候，不断探索大西洋。公元 981 年，托瓦尔森发现了格陵兰岛与巴芬岛。公元 995 年，埃里克森发现了温兰德岛（今称纽芬兰岛）（张荣华等，2017）。

早期探索者利用简单的航海知识与简易的航海装备，凭借着探求未知的勇气不断地向着深蓝海域进行一次次尝试，为人类开启下一个更加辉煌的航海时代奠定了基础。

1.1.2 中国航海者

1405年7月11日,郑和带领当时世界上最恢宏的船队从江苏太仓港出发。从那一天起,古老东方的浩瀚历史中走出了一位伟大的航海家,推动着人类航海事业走进一个崭新的时代。历时28年,共计7次远航,郑和船队共探访了36个沿岸国家。在600多年后的今日,虽然从中国上海出发不足20天便可轻易抵达肯尼亚蒙巴萨港,但是回顾往昔,我们依然钦佩古代中国航海者的不朽功绩。

惊涛骇浪的海洋虽然艰险异常,但是不能困住中华民族勇敢的探索与笃定的脚步。唐代林銮勇开先河,开辟出夷州(台湾)航线,并曾首航渤泥(文莱)、琉球、三佛齐、占城(越南)等地。元朝,汪大渊自筹船队,航行列国,经由南海到达印度、波斯、埃及、摩洛哥等地,并出红海,到达东非索马里、莫桑比克等地,历时5年,写作《岛夷志略》一书,成为拓展国人海洋眼界的一扇明窗。随后,便是更盛名赫赫的明朝郑和船队,浩浩荡荡,出使列国。在文化历史上,郑和船队打破了眼界局限,让中国人再一次认识到天外有天,海外有海。在航海技术上,几乎聚全国能工巧匠、举上下文武之能组建的郑和船队为顺利航行,整合了历代航海的航线与导航图志,培育了通晓各国语言、礼仪的翻译使官,发展了航海必需的导航测向与造船技术等。这一切的筹备与工作,都浓墨重彩地书写着中国航海的历史,并且推动着中国航海技术的发展。在经济贸易方面,郑和船队满载着明代青瓷、清香茶叶与高贵丝绸等来自古老东方的好客之礼,每每抵达异国口岸,商贾蜂拥而至,货品供不应求。西方社会对于东方奢侈品的需求在此时得到充分满足,一时间来自遥远国度的瓷碗茶器、衣履鞋服皆成为西方贵族争相抢夺的陈设器具。如此蓬勃的商品需求积极地反馈到中国的商贸手工制作行业。彼时,中国工于计算的商人们汇聚沿海口岸,对外贸易发展呈现前所未有的迅猛又充满朝气。而在政治层面上,郑和率领的大型船队不仅以雄壮威武的大国之师姿态,彰显着大明王朝的恢宏铁腕,使四方高山仰止,各邦倾倒臣服,更是以大国谦逊得体的礼仪举止,恪守着朱元璋“永不征伐”的祖训,践行着朱棣“宣德化以柔远人”的愿景,赢得四海各国臣民的真心拥戴。强而不欺,威而不霸,这是一个伟大民族的宽广气魄,这更是一个泱泱大国的恢宏气度。期盼天下大同的中华民族从未忽视过海洋对面的任一国度,渴求世界一体的东方大国也从未停止过谦和友好地与海洋彼岸的所有异邦友人交流与沟通。

时至今日,我们站在一个崭新的历史时期。遥望往昔,对外交流的历史浩如烟海,厚重成史;展望未来,走向深蓝的重责付诸吾肩,任重道远。从秦汉两朝开始,海上丝绸之路在逐步探索开拓中成长为联通东西方经济、文化、政治交流交往的一座重要桥梁。而中华地区自古就是海上丝绸之路的重要枢纽和不可或缺的组成部分。着眼中国当前的蓬勃发展之势,立足于与东盟、南亚、西亚、北非等已然建立了牢固稳定的战略伙伴关系这一新的历史起点上,我们必须进一步深化中国与各个海上丝绸之路邻国的合作交流,构建更加紧密的命运共同体体系,提出充分为沿岸各国人民谋求福祉的战略构想。与此同时,在世界成为紧密联系的地球村的今日,我们也必须以全球化的视野来重新审视海上丝绸之路的复兴与发展。

1.1.3 欧洲发现者

公元 1492~1522 年,被欧洲人称为“发现时代”。在这段时间里,欧洲人的足迹绕地球一周。在“发现时代”,欧洲人不仅体会到海洋的广袤,还意识到地域间文化与历史的差异。

此前的近 100 年内,西方社会的政治、经济等方面都发生了一系列的震荡。尤其是在公元 1453 年,穆罕默德二世占领了拜占庭帝国首都——君士坦丁堡。此举不仅隔绝了地中海城市向印度、印度尼西亚和东亚等地的贸易沟通,而且限制了欧洲各国海洋扩张的企图。因此,发现一条沟通东方的新路线成为欧洲各国的当务之急。

15 世纪,拥有强大航海技术的西班牙与葡萄牙是当时的海上霸主。葡萄牙方面,亨利王子制定了航海制度,显著地提高了葡萄牙人的航海技术,并且利用不同的方式促进航海事业的发展。在多年的努力下,航海家迪亚士终于在公元 1486 年首次通过了厄加勒斯角,绕过非洲南端。航海家达伽马在 12 年后也绕过厄加勒斯角,并向印度航行,建立了一条通往亚洲的新贸易路线。

西班牙方面,为了找到一条穿过大西洋通向东印度群岛的新路线,西班牙君主资助了意大利航海家哥伦布。从公元 1492 年开始,哥伦布从西班牙出发向西航行,2 个月后登上了陆地(加勒比海域),并误以为自己登上的是印度尼西亚地区,在随后的 10 年里,哥伦布又进行了穿越大西洋的航行。哥伦布的航行无疑激励了当时的无数青年。1497 年,意大利航海家卡博特登陆北美东北沿岸;1513 年,航海家巴尔博亚横渡巴拿马地峡,标志着欧洲人首次看到太平洋。此后,“发现时代”热潮不断,在航海家麦哲伦发起环球航行时达到顶峰。公元 1519 年,同样在西班牙的资助下,麦哲伦带领 280 名水手与 5 艘船从西班牙出发,穿越大西洋,沿着南美东海岸,穿过一条位于 52°S 的海峡(今称麦哲伦海峡)驶入太平洋。在航行 2 年后,麦哲伦登陆菲律宾。虽然麦哲伦在一次战斗中遭遇不幸,但是剩余的 18 名船员仍然穿越印度洋,绕过非洲,在 1522 年抵达西班牙,完成了这次环球航行的壮举。此后,西班牙君主不满足于现状,还筹划了许多争取南美洲地区权益的探险活动。但是由于荷兰与英国等国家的造船技术不断发展,西班牙的海上控制权逐渐衰弱。公元 1588 年,西班牙无敌舰队被英国击败,标志着海上霸主地位的更替,而英国的海洋影响力一直持续到了 20 世纪初叶。

在海洋权利争夺中,英国首先意识到只有获得更多的海洋科学知识,才能更加长久地控制海洋。公元 1768 年开始,英国航海家詹姆斯·库克分别驾驶“奋勇号”、“决心号”和“冒险号”进行了 3 次以科学发现为目的的航行。库克不仅第一个穿越南极圈,探索了南极洲,标绘了佐治亚岛、南三明治岛和夏威夷群岛等众多未知地区的精确位置,而且他的航行极大地丰富了人类对海洋的科学认识。

得益于库克的航行,我们确定了太平洋的轮廓,获得了针对次表层海水温度、风速、洋流和水深的系统测量方法,明白了如何在珊瑚礁中采集数据,形成了能够预防船员患坏血病、保证船员行动能力的饮食方案。库克留给人类的财富不仅仅是沿用至今的第 1 幅精确地图,更是科学探索的精神。在向往海洋的精神鼓舞下,科学家们利用随船携带的采水器、网、绳子等设备开始早期的海洋研究,并不断改善,形成了今天我们仍在使

用的基本海洋采样方法。

今天,随着科学技术的不断发展,海洋学家们正在利用先进的海洋调查船、海底机器人、地球轨道卫星以及高精度的海洋数值模式等方式对海洋进行详细精致的分析。在本书后面的章节中,将会详细地介绍物理海洋学所涉及的基本理论方法以及海洋科学研究所使用的工具和手段。

1.2 海洋物理环境

地球是围绕自身的短轴旋转的椭球体。赤道半径 $R_e = 6378.1349 \text{ km}$ (West, 1982), 略大于极半径 $R_p = 6356.7497 \text{ km}$, 地球在赤道处的轻微隆起是由地球自身旋转所造成的。

人们使用很多不同的单位对地球上的距离进行测量,例如,最常见的经纬度、米、英里和海里。纬度是局地垂直表面与赤道平面之间的夹角。子午线是垂直于赤道面并穿过地球旋转轴的平面与地球表面的交线。经度是本初子午线(经过英国格林尼治皇家天文台的子午线)和其他任何一条子午线之间的角度。以格林尼治皇家天文台所处的子午线为经度的起点,向东为东经,向西为西经。

在赤道外,纬度每度的长度与经度不同。单位纬度是沿半径为 R 的大圆测量所得,其中 R 是地球的平均半径。而单位经度是沿半径为 $R \cos \varphi$ 的圆测量所得,其中 φ 为纬度。因此,纬度 $1^\circ = 111 \text{ km}$, 经度 $1^\circ = 111 \cos \varphi \text{ km}$ 。由于单位经度的长度不是常数,因此物理海洋学家们在地图上测量距离时使用纬度的度作为标准。

1.2.1 四大洋及边缘海

海洋占地球表面积的 70.8%, 可达 $3.61 \times 10^8 \text{ km}^2$ 。不同区域的海洋,其表面积差别很大(图 1.2.1 和图 1.2.2)。地球上的海洋可分为 4 个主要的大洋:太平洋、大西洋、印度洋和北冰洋。此外,海洋学家将环绕南极洲 50°S 附近的海域称为南大洋。除此之外,还有一些水域位于大陆与大洋的交界处,称为边缘海。

太平洋 从南极洲向北延伸到白令海峡的太平洋是地球上面积最大的海洋。它约占地球上海洋总面积的一半,是地球总表面积的 $1/3$ 。太平洋也是世界上最深的海洋,地球上最深的海沟马里亚纳海沟(11034 m)即位于西北太平洋。16 世纪上半叶,麦哲伦航海队进入这片海域时,为了庆祝他们经历恶劣海况之后遇到的好天气,他们将此大洋命名为“太平洋”。

大西洋 从南极洲向北延伸,包括欧洲的地中海和美洲的加勒比海(图 1.2.1)的大西洋,面积约为太平洋的一半,深度浅于太平洋。大西洋将旧大陆与新大陆相隔,名字是根据古希腊神话中的阿特拉斯命名的。

印度洋 从南极洲延伸到亚洲次大陆的印度洋,包括红海和波斯湾,其面积略小于大西洋,其平均深度与大西洋相差无几(图 1.2.1)。因为它紧邻印度次大陆,因此被命名为“印度洋”。

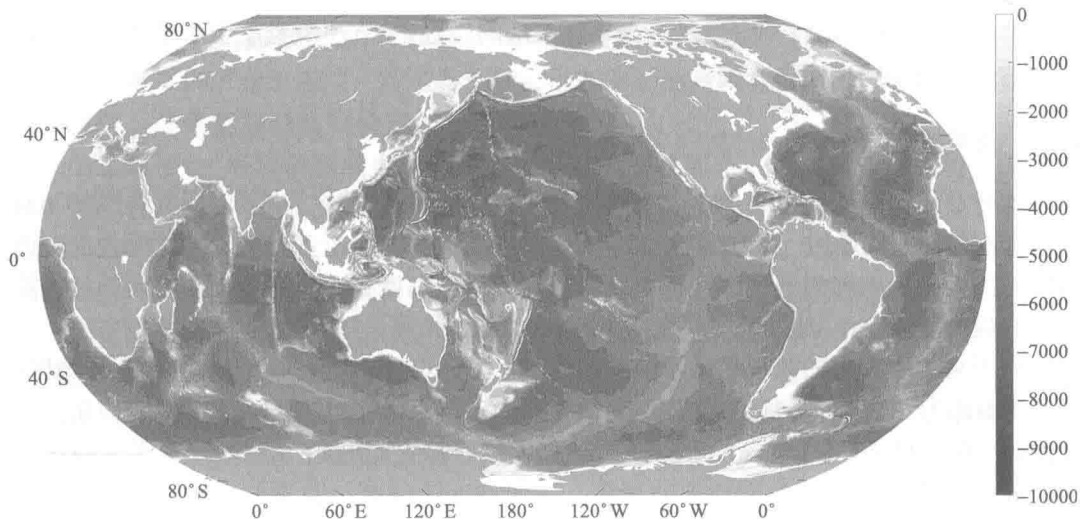


图 1.2.1 全球海洋深度分布图(深度资料来源于 ETOPO2 数据集, 单位: m)

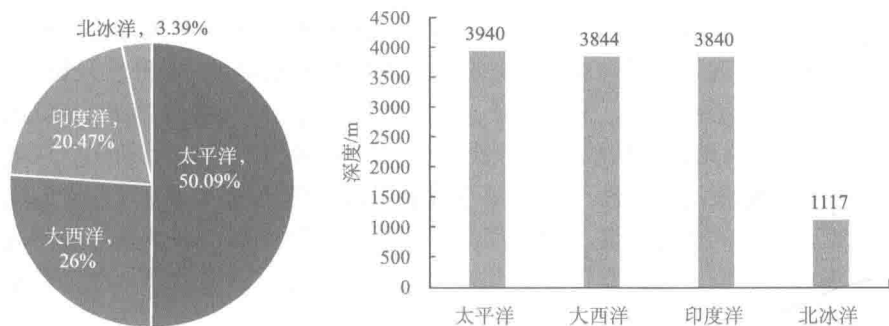


图 1.2.2 四大洋相对面积对比图(左)及平均深度对比图(右)

北冰洋 位于北极圈附近的北冰洋, 是四大洋中面积最小的, 其面积仅为太平洋的 7%, 深度仅为其他大洋的 1/4, 其表面常年覆盖永久性海冰, 由于分布在北极地区, 因此被命名为“北冰洋”。

南大洋 位于南极洲附近的南大洋, 由太平洋、大西洋和印度洋在 50°S 附近的海域组成。南大洋是根据其位于南半球的地理位置而得名的。

边缘海 四大洋周围分布着许多边缘海, 比如渤海、黄海、东海、南海、墨西哥湾、地中海、阿拉伯海和红海等。

1.2.2 海洋的尺度

海洋的尺度变化范围很大, 例如大西洋的最小宽度仅约 1500 km, 而南北方向的长度超过 13000 km。一般海洋深度只有 3~4 km, 因此海洋盆地的水平尺度是垂直尺度的 1000 倍。太平洋的尺度模型与纸张的尺寸相似: 当宽度 1000 km 缩小至 25 cm 时, 深度 3 km 将缩小至 0.08 mm, 仅为一张纸的厚度。

海盆的深度与宽度比值小, 这对我们了解海流是非常重要的。其垂向速度肯定比水

平速度小很多,即使是讨论水平尺度为几百千米的问题,垂直速度也小于水平速度的1%。这些信息稍后可用来简化方程。

1.2.3 海底特征

地球岩石表层分为两类:海洋岩石层,即很薄的一层密度较大的地壳,厚度约为10 km;大陆岩石层,即较厚的一层密度较小的地壳,厚度约为40 km。密度较小的大陆地壳在密度较大的地幔上比海洋地壳漂浮得更高,而地壳平均高度相对于海平面是不同的:大陆平均海拔为1100 m,海洋平均深度为3400 m(冯士筭等,1999)。

由于海洋中海水的体积超过了海盆的体积,所以一些海水会溢出到大陆的低洼地区。这些浅海即为大陆架。一些浅海较为宽广,如南海,宽度超过1100 km;大多数浅海是比较浅的,一般深度为50~100 m。世界上有几个比较重要的大陆架:中国东海、白令海、北海、纽芬兰大沙洲和西伯利亚大陆架等。浅滩有助于散潮,通常是生物生产力很高的地区,因此一般被作为其所邻国家的专属经济区,即指从海岸线向外海延伸200海里的区域。

地壳会逐渐被分解成彼此相对运动的大板块。新的地壳板块在大洋中脊形成,同时之前的板块在海沟处沉入地球内部。板块的构造和地壳的相对运动,产生了图1.2.3所描述的海底显著特征,包括海盆、大洋中脊、海山和海沟等。大陆架是靠近大陆(或环绕岛屿)从低水位线向深处延伸的区域,深度通常为120 m,而该处存在明显向更深处下降的趋势。大陆坡是从陆架边缘向海一侧倾斜下降到深海底的斜坡。大陆隆连接大陆坡和深海平原,靠近大陆坡的地方较陡,靠近深海平原的地方较平缓。海盆是海底的深凹陷,或多或少呈圆形或椭圆形。大洋中脊是长而窄的海底高地,边缘陡峭,地形粗糙。海山是孤立的或相对孤立的高地,由海底上升至海面以下1000 m左右,并且有小高峰区域。海沟是海底狭长而深的凹陷,有相对陡峭的边缘。

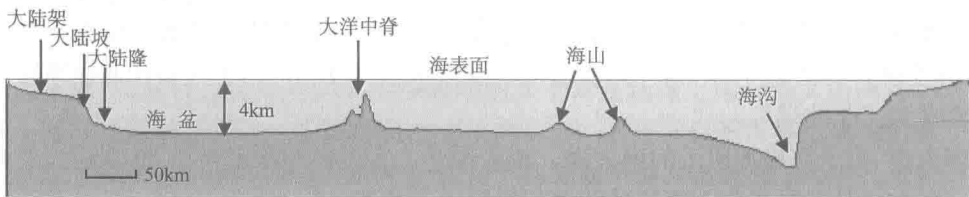


图 1.2.3 海洋剖面示意图,显示了海底的主要特征。需要注意的是图中海底的坡度被极度放大

海底特征对海洋环流有非常强的影响。大洋中脊将海洋深层水隔离到不同的海盆。两海盆中间的深度极深,以至于不能相互移动。整个海洋盆地中分散着成千上万的海山,海山会中断洋流,并产生导致海洋垂直混合的湍流。

1.2.4 海洋深度的测量

通常有两种方式测量海洋的深度:①船载声学回声测深仪;②卫星高度计。

回声测深仪 大多数的海洋地图都是基于回声测深仪的测量数据来进行绘制的。仪

器向海洋发射 10~30 kHz 的声波并接收海底反射的回声。脉冲发射和回声接收之间间隔时间的一半乘以声音的速度，即可得到海洋的深度。回声测深仪对海洋深度的测量是最为精确的，准确度为 $\pm 1\%$ （侍茂崇等，2000）。

卫星高度计 海洋的深度也可使用卫星高度计系统测量，该系统描绘了海平面的形状。重力会影响海平面，海底地形异常（比如海山）会增加局地重力，因为往往岩石的密度是海水的三倍，所以海山的质量大于它所置换的海水的质量，这将会增加局地引力，吸引海水流向海山。这些海底特征引起的重力异常将会影响海表面的局部形状。

为了避免此种误差，引入一个特殊表面：大地水准面。它是一个与海表相对静止的水平面。首先假设大地水准面是一个椭球面，流体没有内部流动，可以完全当作一个参考椭球面。当存在重力的局部变化时，大地水准面不同于椭球面。参考椭球面与大地水准面之间的偏差称为大地水准面起伏，也叫大地水准面变化，起伏的最大幅度为 $\pm 60\text{ m}$ 。又由于海洋不是静止的，海表面会偏离大地水准面。海表面与大地水准面之间的偏差，称为动力地形（图 1.2.4）。

卫星高度计可以足够精确地观测海底特征对大地水准面的影响。测量的海表面形状结合了船舶航行观测数据，深度精度为 $\pm 100\text{ m}$ ，水平精度为 $\pm 3\text{ km}$ 。

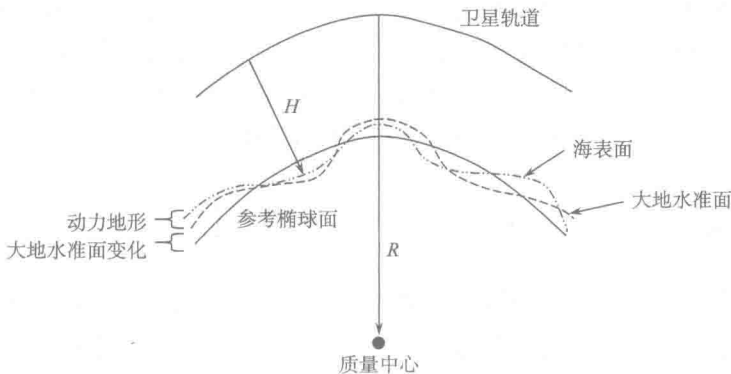


图 1.2.4 卫星高度计测高原理示意图。卫星轨道高度 R 减去 H 为相对地心的海表面高度。海表面形状为海表面偏离大地水准面的偏差，是由产生大地水准面起伏的重力异常和产生海洋地形的洋流造成的。参考椭球面是对大地水准面的最佳平滑近似。图中大地水准面、大地水准面变化和动力地形的变化被放大 (Stewart, 1985)

1.2.5 海洋中的声音

声音是海洋中远距离传递信息的唯一便利手段，由于海洋卫星遥感只能测量海表信息，因此海洋声学信号是几十米深度以下用于海洋遥感的唯一信号。声音可用于测量海底特征、海洋深度、温度和海流。鲸鱼和其他一些海洋动物也会利用声音进行导航、远距离联系和寻找食物。

在海洋中，声速随温度、盐度和压力而变化 (MacKenzie, 1981; Munk, et al., 1995)：