

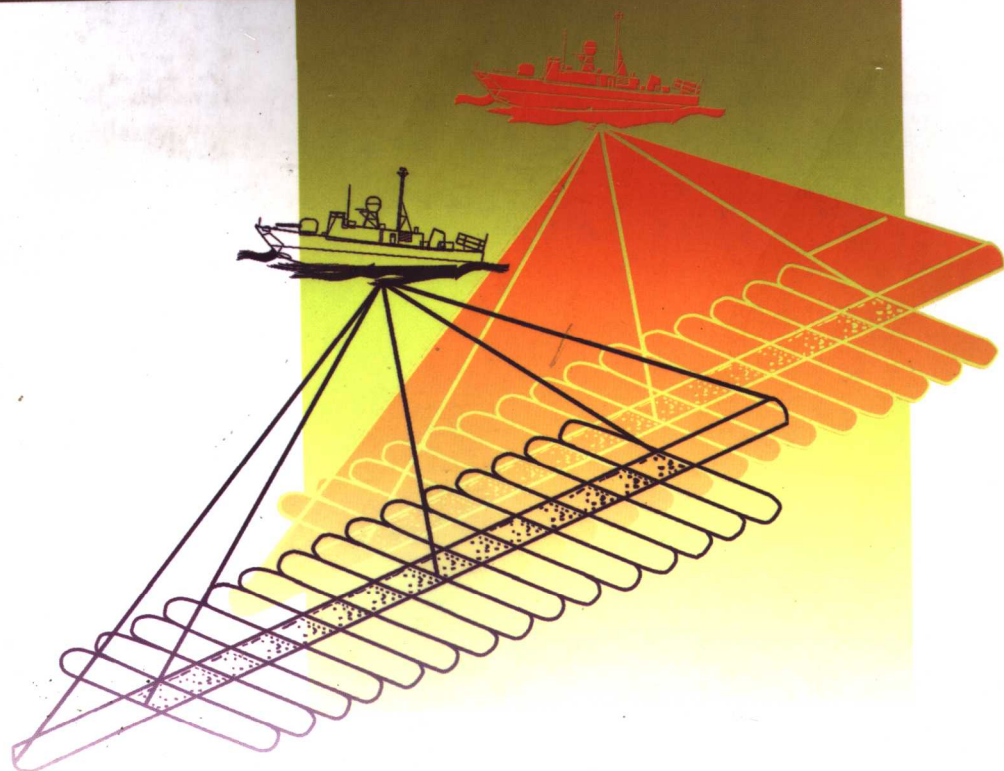
高等学校教材

海道测量学

刘雁春 肖付民
暴景阳 徐卫明

编 著

概论



INTRODUCTION TO HYDROGRAPHY

测绘出版社

高等学校教材

海道测量学概论

刘雁春 肖付民 暴景阳 徐卫明 编著

测绘出版社

· 北京 ·

内 容 简 介

本书系统介绍了海道测量学的基本知识和方法。内容涉及海洋环境基础,地球与海洋系统,海水基本特性与海洋物理参数、潮汐、潮流、海流及波动等测量,海道测量定位原理与方法,平均海面与垂直基准,海洋测深方法,海洋重力测量与磁力测量,海洋工程测量,近海地震测量等。本书内容覆盖了较宽的知识领域,并相对自成体系,所包含的海洋学和大地测量学知识为海道测量的介绍提供了必要的基础支撑,并反映出海道测量的新进展。

本书是高等学校大地测量与测量工程学科研究生教材,为海军重点研究生教材,也可供从事大地测量、工程测量、海道测量和海洋开发利用等方面的专业技术人员参考。

© 刘雁春 肖付民 暴景阳 徐卫明 2006

图书在版编目(CIP)数据

海道测量学概论/刘雁春等编著. —北京:测绘出版社,2006.11

ISBN 7-5030-1601-9

I. 海... II. 刘... III. 海道—测量学
IV. U612.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2006)第 134244 号

责任编辑:杨蓬莲/封面设计:杨晓明

测 绘 出 版 社 出版发行

地址:北京市西城区复外三里河路 50 号 邮编:100045

电话:(010)68512386 68531558 网址:www.sinomaps.com

北京通州区次渠印刷厂印刷 新华书店经销

成品尺寸:184 mm×260 mm 印张:16 字数:400 千字

2006 年 11 月第 1 版 2006 年 11 月第 1 次印刷

印数:0001—3000 册

ISBN 7-5030-1601-9/P·441

定价:33.00 元

如有印装质量问题,请与我社发行部联系

前 言

海道测量学是应用科学的一门分支,主要对海洋(包括海底)和海岸特征进行测量和描述,为船舶导航和其他与海洋有关的人类活动和目的服务,涉及近海及沿岸工程、海洋调查、环境保护、海洋预测等学科(国际海道测量组织 IHO 特殊出版物 S-32 定义)。从严格意义上讲,海道测量仅局限于地球上的水域部分;但现代海道测量的探测范围已拓展到对地球上的水域和相邻陆地部分,探测内容涵盖了这些区域的各种地理、物理和化学方面等各种信息。

目前,在国家经济发展需求和现代科学技术发展推动下,海道测量在技术和能力方面正经历着一场重大的变革。海道测量不仅仅是陆地基础测量向海域和其他水域的扩展,还包含着其他相关探测内容。全球卫星定位系统、水下定位系统、多波束系统、侧扫声呐系统、水下摄影系统、ADCP(声学多普勒水流剖面仪)、姿态传感器、海洋重力仪、海洋磁力仪等在海道测量中的应用,使得海道测量能够为国家经济和军事提供更为丰富、细致而准确的海洋和海岸空间地理、海水性质、海底特征等信息,同时也拓展了海道测量探测和理论研究内涵以及测量成果的应用范围,促进了现代海道测量学科体系的形成和完整。

本书力求系统总结和介绍海道测量及海道测量学的全貌,阐明基本理论与技术,为读者提供全方位的海道测量学知识体系,促进我国海道测量学理论和应用实践的发展。

全书共分 11 章,由海军大连舰艇学院刘雁春、肖付民、暴景阳、徐卫明编著。

在编著过程中,参照和综合了大量国内外相关文献和编著者近年来的研究成果,特别受益于国内有关专家的成果,在此表示诚挚感谢。

海道测量学又是由多学科相互渗透的一门学科,其理论和方法尚在不断完善和发展中。由于作者水平有限,书中难免有疏漏之处,敬请读者批评指正。

作 者

2006 年 3 月于大连

目 录

第 1 章 绪论	(1)
§ 1.1 海道测量与海道测量学	(1)
§ 1.2 本书的体系结构	(3)
第 2 章 海洋环境基础	(5)
§ 2.1 地球形状与海洋地形	(5)
§ 2.2 海水的物理性质	(19)
§ 2.3 海流	(30)
§ 2.4 海浪与波动	(43)
§ 2.5 海洋沉积与浅层地质	(56)
§ 2.6 海洋矿产资源	(62)
第 3 章 海洋水文测量	(66)
§ 3.1 海水温度测量	(66)
§ 3.2 海水盐度测量	(68)
§ 3.3 海水密度测量	(72)
§ 3.4 海水声速测量	(73)
第 4 章 海洋潮汐测量	(78)
§ 4.1 潮汐现象与水位观测	(78)
§ 4.2 潮汐基本理论	(83)
§ 4.3 潮汐的调和分析	(87)
§ 4.4 潮流	(89)
§ 4.5 潮汐动力学理论	(91)
第 5 章 海洋定位	(96)
§ 5.1 海洋定位的坐标系统与控制	(96)
§ 5.2 海上定位原理	(97)
§ 5.3 常用的海上定位系统	(105)
第 6 章 海洋测深	(112)
§ 6.1 回声测深原理	(112)
§ 6.2 单波束测深系统	(114)
§ 6.3 扫海系统	(117)
§ 6.4 侧扫声呐系统	(119)
§ 6.5 多波束测深系统	(124)
§ 6.6 机载激光测深原理	(130)
§ 6.7 测线布设	(134)
§ 6.8 测深精度标准	(137)
§ 6.9 水位控制	(140)

§ 6.10 航行障碍物探测与底质探测.....	(148)
第 7 章 海图深度基准面	(151)
§ 7.1 基准概述	(151)
§ 7.2 平均海面	(152)
§ 7.3 海图深度基准面	(155)
§ 7.4 基准的传递与推估	(160)
§ 7.5 海洋垂直基准统一框架	(164)
第 8 章 海洋重力测量	(166)
§ 8.1 海洋重力测量理论基础	(166)
§ 8.2 海洋重力仪	(171)
§ 8.3 海洋重力测量设计与实施	(173)
§ 8.4 海洋重力测量数据处理	(174)
§ 8.5 空基重力测量	(182)
第 9 章 海洋磁力测量	(188)
§ 9.1 海洋磁力测量理论基础	(188)
§ 9.2 海洋磁力测量仪器	(195)
§ 9.3 海洋磁力测量的技术设计与实施	(197)
§ 9.4 海洋磁力测量数据处理	(200)
第 10 章 近海地震测量	(206)
§ 10.1 地震测量的基本理论.....	(206)
§ 10.2 海上地震数据的采集.....	(210)
§ 10.3 海上地震数据的处理.....	(216)
第 11 章 海洋工程测量	(220)
§ 11.1 港口工程测量.....	(220)
§ 11.2 海底电缆、管线铺设测量	(227)
§ 11.3 海洋钻井测量保障.....	(230)
§ 11.4 海港泥沙回淤及其测量.....	(234)
§ 11.5 水下摄影测量.....	(240)
参考文献	(246)

第1章 绪 论

§ 1.1 海道测量与海道测量学

海道测量(Hydrographic Survey)又称水道测量或水域测量,是服务于水域交通运输和其他经济与军事活动的一项对水域及相关区域进行探测、数据获取的实用性测量工作,同时为研究地球形状、海底构造和空间信息提供基础性信息。

显然,从字面理解,海道测量、水道测量、水域测量的概念外延存在着直观的差异。三个概念自后向前似乎存在包容关系。而实质上,三个概念是等同的。只是从中可大体总结出这种测量工作的基本发展脉络。

航海业的兴起迫切需要航路的基础地理信息和辅助导航信息,因此,自航海探险工作开展伊始,古代航海家们便沿航路开展了零散的测量工作,包括探测水深,测量和收集助航资料 and 潮汐潮流信息等。这些工作使得以航海应用为目的的航海图海道测量日益完善化和系统化。

除海上交通外,江、河、湖泊上的船舶航行也需要与海上活动类似的测量保障工作。在这些水域为交通安全开展的测量与航海图海道测量有很明显的相似性,因此,也将其纳入航海图海道测量的范畴。从这一意义看,水道测量的称谓更具代表性。

在江河、湖、海所做的测量工作与陆地测量都存在着作业方法和技术上的差别。对这些区域开发、利用等应用需求的广泛化,需要像在陆地一样开展空间基础地理信息的测量和调查工作。因此,统称为水域测量,从概念上更为恰当。

当然,上述三个名词的使用有其吸收外来科技的历史渊源,对专业人员而言,不存在理解上的歧义。事实上,海道测量已成为水域基础空间地理信息测量的代名词,换言之,传统的海道测量已发展成为现代海道测量。

随着科学技术的发展及认识、开发海洋的深入,海道测量(学)的内涵及外延都产生了相应的变化,应该对海道测量学给出明确而全面的定义。本书在试图给出这样一个定义之前,先对海道测量工作所涉及的相关学科分支知识基础作一简单概括。

广阔水域,特别是海洋范围的测量工作,必须依据一个统一的坐标系,以便将测定的各种属性信息予以确切的位置标定。位置测定与标定的工作密切联系于大地测量学的理论与方法,不仅所参照的坐标系由大地测量的成果提供,而且,由于测量范围的空间尺度一般远大于测量学所涉及的平面近似区域,因此,定位实施和计算方法也必须顾及地球表面的弯曲形态,所以,有关的几何大地测量知识是海道测量学的必要基础之一。

水体总是处于不断的运动之中。因此,不论水面接触式测量(测船载体测量)模式还是空间测量(以飞机、卫星为载体的空间测量)模式都必须顾及这种动态特性,动态作用的表现主要有波浪、潮汐和海流等,这些属于水体的动力特性。另外,水域的多种测量工作又必须顾及水体介质的物理特性,如水体,特别是海洋水体的温度、密度和盐度决定着水中主要探

测信号——声的传播特性。因此,海道测量学与物理海洋学和海洋物理学等海洋学科分支也有着密切联系,即相关的海洋学知识也是海道测量学的有机组成部分。

海道测量除主要测定水下地形外,还包括重力场和地磁场参数测量,这些参数是物理大地测量和地球物理的重要基础信息,其测量也将涉及相关的物理学知识。另外,水下的浅地层结构和物质组成的测量又部分地联系于地质学的方法和概念。

综上所述,海道测量学是研究水域范围全面数据获取和处理的知识体系,是测量学科就空间区域的特殊性及由此决定的测量技术的特殊性而进行划分的分支学科,是以大地测量学、海洋学为基础的,顾及水体状态和特性的,关于海洋几何空间地理信息、水文信息、地球物理场信息和地质学信息探测的应用技术分支学科。从水域基础空间地理信息,即几何属性信息和物理属性信息的探测和处理来看,它具有基础研究的性质,同时更是服务于水域交通运输、水域开发与利用和军事活动的应用技术集成。

事实上,国际海道测量组织曾给出如下定义:海道测量学是一门应用科学分支,主要对海洋(包括海底)和海岸特征进行测量和描述,为船舶导航和其他与海洋有关的人类活动及目的服务,涉及近海及沿岸工程、调查、环境保护、预测等(国际海道测量组织 IHO 特殊出版物 S-32)。

曾作为海道测量学重要内容的海洋学(调查)和水文学,由于自身理论的完善和需求的生长,已形成独立的学科体系。目前,海道测量学根据其研究水域地理和属性信息探测的主要研究目的,从属于测绘科学与技术知识体系。

近年来,国内有关文献常将如上说明的海道测量学称为海洋测量学,根据其翻译的英文字义,常被理解为海洋调查,故本书避开这一术语。

海道测量学依据其学科本质,可划分为几何海道测量学和物理海道测量学。几何海道测量学的主要目的是精密测定水下地形,属于地形测量学在水域的扩展和延伸,形成水下地形测量学分支,当然,这一学科分支在基本理论概念和技术方法上还都没能实现系统化和理论化,通常以应用性的航海图海道测量学为主要内容。物理海道测量学的任务限定于测定地球物理场参数、地质构造特征在水域,特别是海洋区域的分布,分别构成海洋重力(测量)学、海洋磁力测量学和海洋地震测量学。

目前,国际海道测量组织将海道测量工作划分为航海图海道测量、航道测量、港口管理和工程测量、近海地震测量、近海工业测量、水域遥感测量、内陆水域测量和军事海道测量。可见,这些具体分支项目中,有的基于应用目的,有的基于采用的技术,有的基于区域分布而界定,不同的工作具有交叉和联系。掌握这些内容对海道测量工程师的技能训练是必需的和重要的。因此,它们是面向于职业技能培训的基本科目,在一定程度上反映了海道测量学知识构成的概貌,但并不是从学科专业体系方面的系统集成。本书在撰写过程中,尽量做到上述依学科体系和依海道测量所包含的工作这两种脉络的统一。

鉴于航海图海道测量的重要性,航海图海道测量学的发展也相对完整,以至于历史上海道测量学常狭义地理解为航海图海道测量学。该分支的主要任务是测量满足舰船安全航行所需的海洋空间几何数据,特别是水深信息,以编制航海图。航海图海道测量的技术内容可表达为精密动态定位、测深与水位控制。附加地涉及助航标志测量和碍航物测定、底质类型测定、潮和流等基本水文信息测量。定位和测深任务多依赖于技术和仪器设备的进展,如海上定位方法近年来实现了由几何光学定位的传统模式,经岸基无线电定位模式的过渡,发展

到目前以卫星定位为代表的空间技术的变革。位置确定的坐标系也渐由参心椭球坐标系过渡到地心地固坐标系,并实现不同坐标系之间的相互转换。这都使得定位的可靠性和精度得以提高,且使工作本身变得简单、快捷。在测深方面,多波束条带全覆盖测量方式正逐步取代单波束测深仪的离散性测线抽样测量方式,弱化了成果对测量比例尺的依赖性。水位控制包括测深成果表达的基准确定和动态海面变化的改正。在现代理论与技术条件下,海道测量工作的自动化与软件化、不同方面任务的测量设备与方法集成以及海量数据处理的理论与方法都正在成为海道测量学的重要组成部分。航海图海道测量学是几何海道测量学的典型代表,它涉及海洋空间基础几何地理信息,特别是地形地貌的测量理论和技术,部分地起着海底地形测量学的作用,尽管从测量手段和方法、成果表达形式等方面还与陆地地形测量存在差别。

海洋重力测量、海洋磁力测量、近海地震测量分属于海域地球物理场或地质参数测量。对这三项内容的研究形成物理海道测量学的知识体系。当然,海道测量学作为一门应用技术学科分支的部分内容,其主要研究对象是这些物理场参数的探测原理和基本方法。而更深入的数据分析、解释和应用则分属于作为整体地球科学一部分的物理大地测量学(地球重力学)、地球物理学和地质学的范畴。

另外,基于对基础任务和应用任务的分类,人们又常把海道测量学的部分内容整合为海洋大地测量学和海洋工程测量学。前者兴起于 20 世纪 60 年代末,其本来任务是建立岛礁和海底的大地控制网,实现陆域大地测量坐标框架向海洋区域的延伸,即是应用大地测量学研究区域的扩展。但是,由于观测技术和所能达到的精度的差异,这一方面的研究进展不大,且可并入海洋工程测量学的内容。而海洋大地测量学则转而关注大地测量的基本问题,如海洋区域大地水准面、海面地形、海平面变化等,研究方法则是借助现代空间大地测量技术和海洋监测技术手段实现数据获取,以大地测量学基本理论为基础进行分析和解释。后者主要涉及港口、航道及海洋区域工程建设、施工、维护等方面所需的测量技术和方法。

§ 1.2 本书的体系结构

本书的目的是全面介绍和阐述海道测量学的知识体系。

在我们研究海道测量的内容时不能离开海洋这一具体的空间与物理环境。有关的海洋学知识是认识和掌握海道测量学的必备基础。因此,本书第 2 章至第 4 章简要介绍与海道测量相关的海洋学及参数测量的基本知识。其中,第 2 章海洋环境基础,内容包括海底地势、海洋沉积与浅层地质构造特征及与海上测量活动密切相关的海洋动力因素和海水物理特性。第 3 章海洋水文测量,该工作本身即是海道测量学的有机组成部分,又密切联系于海洋学内容和海洋调查工作。第 4 章海洋潮汐测量,重点汇总介绍潮汐现象与潮汐观测方法,潮汐基本理论和潮汐计算等;海洋潮汐既是物理海洋学的重要组成部分,又是海道测量学的重要内容之一。

第 5 章至第 7 章按照几何海道测量学的核心内容,即定位、测深与水位控制三个组成部分展开,力图做到海洋空间探测的系统化。其中,第 5 章海洋定位,主要目的在于归纳海洋定位实施的基本理论和误差分析,而不涉及具体定位技术的实现;第 6 章海洋测深,尽量做到测深原理、作业模式和测深系统的全面概括,以测船载体回声测量方式为主,兼顾机载激

光测深这一空间方式,附带介绍航行障碍物探测与底质探测;第7章海图深度基准面,集中阐述海道测量工作垂直基准的定义、确定原则和算法等,是海道测量的特色内容之一,与海洋潮汐理论具有内在联系,又与第6章的水位控制一节形成较为完备的海道测量水位控制理论和方法。

第8章至第10章逐次介绍物理海道测量学的组成部分,分别是海洋重力测量、海洋磁力测量和近海地震测量。在这几章,基本都遵从基本测量原理、测量设备、测量工作的技术与实施、数据处理的一般步骤。重点在于讲清这些物理量测量的基本原理与方法。

第11章海洋工程测量介绍为海上工程任务服务的各种应用测量或特种测量方法。

第2章 海洋环境基础

海洋是海道测量人员主要的作业环境,本章将扼要地介绍地球学家、海洋学家和其他从事海洋研究人员的研究成果,使读者对地球和海洋的一些基本特性有一个初步的认识和了解。

§ 2.1 地球形状与海洋地形

2.1.1 地球形状与大小

地球是太阳系中八大行星之一,有大约 45 亿年的历史,从小型天体的吸引和碰撞产生原始地球,其内部物质的能量释放、物质对流和化学过程,导致地球内部成分分布极不均匀,发展到现在由地核、地幔、地壳、水圈和气圈的地球圈层结构。

人类很久以前就开始对地球的形状和大小展开研究,例如古希腊的亚里士多德(Aristotle),中国战国时期的哲学家惠施等。他们都对地球提出不同的看法,但精确地测量地球的形状和大小却是在空间测量技术发展之后。近年来,人造地球卫星观测结果表明,地球并不是一个真正的圆球,而是一个近似的三轴椭球体,地球的南北极不对称,有点像梨状的旋转体。此椭球体与一个月球组成一个天球系统——地-月系统,其绕地-月的公共质心旋转,同时又绕着太阳公转。

地球的自然表面是很不规则的,有高山、河谷、海洋和高原,其最高海拔为我国与尼泊尔交界处的珠穆朗玛峰,约 8 844.43 m(2005 年),最低处在太平洋西部的马里亚纳海沟,深约 11 034 m。如此高低起伏的地球表面很难做数学描述,为此人们研究地球采用了规则简单而接近真实地球的旋转椭球体,即把地球当作一个旋转椭球体。实际应用时,将这一规则的椭球几何面作为计算地球表面上点位置的基准,并将椭球几何面平行和垂直地轴方向划分为东西经 180°和南北纬 90°。针对不同的应用,还采用了其他的基准面,图 2.1、图 2.2 给出了 4 种比较常用的基准面及其近似关系。

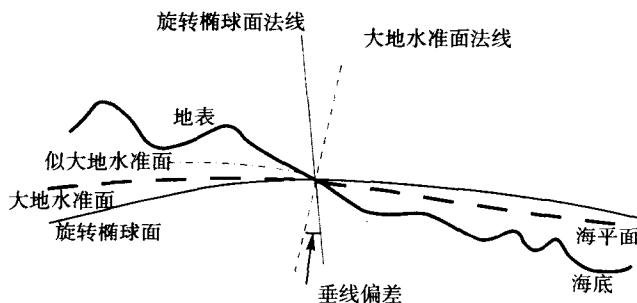


图 2.1 地球表面与基准面

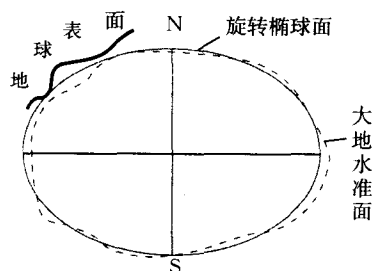


图 2.2 旋转椭球面、大地水准面和地球表面示意图

不同时期,由于受当时技术条件的限制,推算的旋转椭球参数也不同,确定的地球形状也不同,见表 2.1。

表 2.1 推算旋转椭球名称与椭球参数

椭球名称	推算年代	椭球长半轴 a/m	扁率 α
Everest	1830	6 377 276	1:300.8
Bessel	1841	6 377 397	1:299.152
Clarke	1866	6 378 206	1:294.978
Helmert	1907	6 378 200	1:298.3
Hayford	1910	6 378 388	1:297.0
Krassovsky	1940	6 378 245	1:298.3
IUGG-1967	1967	6 378 160	1:298.247
WGS-1984	1984	6 378 137	1:298.257

椭球短半轴比长半轴约短 21 km。经过科学工作者测定,在子午线上 1° 的平均长度为 111.1 km,在赤道上 1° 平均长度为 111.3 km。地球的尺度和其他参量见表 2.2。

表 2.2 地球的尺度和其他参量

项 目	数 值	项 目	数 值
赤道半径/m	6.378×10^6	大气质量/kg	5.3×10^{18}
极半径/m	6.357×10^6	海洋质量/kg	1.4×10^{21}
体积/ m^3	1.083×10^{21}	地壳质量/kg	2.6×10^{22}
扁率	1:298.24	地幔质量/kg	4.0×10^{24}
总面积/ m^2	5.100×10^{14}	外核质量/kg	1.85×10^{24}
陆地面积/ m^2	1.48×10^{14}	内核质量/kg	9.7×10^{22}
海洋面积/ m^2	3.62×10^{14}	自转角速度/ $(\text{rad} \cdot \text{s}^{-1})$	$7.292\,115 \times 10^{-6}$
平均密度/ $(\text{kg} \cdot \text{m}^{-3})$	5.520	赤道重力加速度/ $\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$	9.780
质量/kg	5.976×10^{24}	极重力加速度/ $\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$	9.832

(傅承义,1985)

2.1.2 地球构造

当今普遍认为地球是由固体地球、地球表层和地球空间三大部分组成。狭义地球仅指大气圈、水圈、生物圈和岩石圈,它的垂直结构如图 2.3 所示。

地球的构造一般用其圈层结构和组成来描述。其圈层结构经历了一个漫长的非线性递进式有序的发展历程。其有序的程度随时间而递增,而其子系统逐步增加,物质组成不断更新,圈层结构日趋复杂化。地球表层系统是一个固态、液态、气态、电离态、生物态等多态物质并存,相互转化的复杂系统。由于地壳构造运动,大规模的海进、海退,巨大的天文事件和物质事件导致地表物态变异、环境突变、气候突变以及人类社会的进化和变

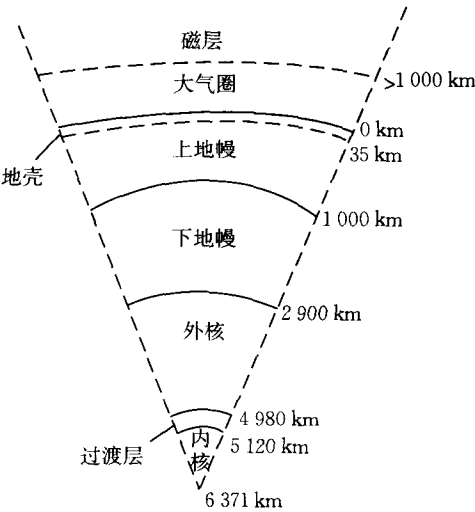


图 2.3 地球垂直结构(任振球,1990)

革等一系列事件,地表系统并非平衡态,具有开放性的特点。

大气圈是地表以上的一个圈层,它的质量约为 5.3×10^{18} kg,约占地球总质量的百万分之一。大气组成以氮、氧为主,它们占大气总体积的 99.96%,此外还含有 CO_2 、氩、氖、氦、氢、甲烷、臭氧以及水汽、悬浮的固体颗粒、液体杂质等。在这些组成成分中,气体成分含量基本保持不变,但其中的 CO_2 含量,由于全球人类对能量的过度消耗和环境的过度破坏等原因,呈增加趋势。国内外一些专家研究认为“厄尔尼诺”现象与 CO_2 含量的增加和臭氧层的破坏有很大的关系。由于地心引力的作用,大气质量 90% 聚集在离地表 15 km 以内的空间;在 85 km 以下对流、湍流盛行;2 000 km 以上的大气极为稀薄。根据大气圈内的温度和成分组成不同,又将其分为对流层(约离地表 8~18 km)、平流层(约对流层顶面至离地表 55 km 之间)、中间层(约离地表 55~90 km)、暖层(约离地表 90~800 km)和散逸层(暖层以上,此层构成地球的外磁场,又称磁层),其中,离地表 70 km 以上至大气顶端的一带,大气分子因紫外线等作用大部分发生电离,具有较高的带电粒子,从而影响电磁波传播,此层又称为电离层。

大气圈的下表面是海洋和陆地,其中海洋约占地球表面的 70.9%,而陆地仅占 29.1%,因而又称地球为水球。地球表面的液态水统称为水圈,水圈中水的体积约为 13.86 亿 m^3 ,其中淡水约占 2.53%,咸水约占 97.47%;陆地平均高度为 840 m,而海洋平均深度为 3 800 m;若将这些水均匀覆盖在地球表面,则地球会被约 2 646 m 水所覆盖(冯士筭等,1999)。这就是说,地球固体表面垂直起伏最大高差不超过 20 km。

1849 年英国科学家斯托克斯证实地震时产生两种弹性波,一种是质点振动方向与传播方向一致的纵波,其特点是速度快,总是领先,又称为 p 波;一种是质点振动方向与传播方向相垂直的横波,与 p 波相比速度慢,又称为 s 波。地震波向地球深部传播过程中,一般情况下波速随深度而增加,并沿多种曲折的路径传播,科学家就是根据地震波传播速度的变化反演地球的内部构造的。

地球固体表面首先为地壳,它是地表以下直到它与地幔物质的分界面(莫霍面)以上的高度。大陆地壳一般厚度为 35~50 km,主要由中性火成岩构成;海洋地壳一般为 5~15 km,由拉斑玄武岩构成。海洋地壳主要有三层:第一层是由未凝结的沉积,厚度变化很大,为 0~2 km, p 波(纵波)速度为 2 km/s;第二层是孔隙度很大的玄武岩碎屑,厚为 0.5~2 km, p 波速度为 4.6 km/s;第三层是海洋地壳的主要层次,厚度为 2~15 km, p 波速度为 6.7 km/s,多数认为此层是与玄武岩相近的一种铁镁质岩石。

Apel(1987)进一步将固体地球结构细化,他取 0~35 km 为地壳,35~135 km 为岩石圈,135~235 km 为软流层,235~400 km 为上地幔,400~1 050 km 为过渡层,1 050~1 885 km 为下地幔,1 885~5 255 km 为外核,5 255~6 370 为内核。按板块构造理论,全球的岩石层分成九个大的板块,它们“浮”在软流层上,且彼此之间有相对运动。自深度 350~1 000 km 附近为过渡层,而深于 1000 km 直到核幔界面为下地幔,它含有较多 FeO ,其含量可能随深度增加。地幔以下有一间断面——核幔界面, p 波速度从 13.68 km/s 突然降为零。它表明地核的物质组成与地幔不同,而且还可能是温度的不连续面,从地核顶部到地幔底部温度突然增大,可能是热流自地核向地幔流出的缘故。地核半径约为 3 480 km。地球各层的特征值如表 2.3 所示。

表 2.3 地球各层的容积、质量和理化特性

分层	厚度/km	体积/ (10^{27} cm^3)	平均密度/ ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	质量/ (10^{27} g)	质量分配 (%)	化学特征 物质组成	物理 性质
大气层	—		—	0.000 005	0.000 009	$\text{N}_2, \text{O}_2, \text{H}_2\text{O},$ CO_2 , 惰性气体	气体
水层	3.8(平均)	0.001 37	1.03	0.001 41	0.024	盐水、淡水、雪、冰	液体 (部分为液体)
地壳	17(平均)	0.008	2.8	0.024	0.4	普通硅酸盐岩石	固体
地幔	2 883	0.899	4.5	4.016	67.2	硅酸盐矿物	基本为固体
地核	3 471	0.175	11.0	1.936	32.4	铁-镍合金	外核为液体, 内核为固体
地球 总体	6 371	1.083	5.52	5.976	100.0		

(曹容龙, 1985)

地球表层是地表物质系统与人类社会相互联系、相互作用的区域,是人类赖以生存和活
动的主要区域;填海造陆、钻探、火山爆发等,使得地球表层系统运动必然具有动态性这一明
显的特征。

2.1.3 海陆分布基本特征

在地球表面,海陆分布不对称。先从陆高、海深看,陆地高度在 $0 \sim 1 \text{ km}$ 的面积占
 20.8% , $1 \sim 2 \text{ km}$ 占 4.5% , $2 \sim 3 \text{ km}$ 占 2.2% , $3 \sim 4 \text{ km}$ 占 1.1% , 高于 4 km 的面积仅占
 0.5% ;海洋深度在 $0 \sim 1 \text{ km}$ 的面积占 8.4% , $1 \sim 2 \text{ km}$ 占 3.0% , $2 \sim 3 \text{ km}$ 占 6.1% ,
 $3 \sim 4 \text{ km}$ 占 14.8% , $4 \sim 5 \text{ km}$ 占 22.6% , $5 \sim 6 \text{ km}$ 占 15.0% , 深于 6 km 的海沟面积占 1.0% 。
以纬度每 5° (以 10^6 km^2 表示)陆地和海洋所占的面积,陆地北纬 $45^\circ \sim 50^\circ$ 所占面积最大,约
为 $78 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。而海洋在北纬 $0^\circ \sim 5^\circ$ 和南纬 $0^\circ \sim 5^\circ$ 的面积,分别均约为 $174 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。可
以看出, $20^\circ \sim 55^\circ$ 陆地 在北纬占有最多的面积,而海洋在北纬 20° 到南纬 45° 所占面积最大。
因而,北半球有陆半球之称,南半球有水半球之称,这种海陆的不对称分布导致了两半球气
候变化的不一致性。

陆地与海洋呈正反对称现象存在。南极为陆,北极为海;欧亚非大部分为陆地,与南太
平洋洋面呈对称形态;北半球的大陆成环状分布,南半球的海洋也成环状分布。海水环绕南
极,向北极延伸在各大洋间是三大洋,其中大西洋水域最长,由南极直通到北冰洋,约覆盖地
球表面面积的五分之一。太平洋的水域占海洋面积最大,南连南极洲,北达白令海峡与北冰
洋连接,南北向比大西洋水域短,但东西向宽度大,约覆盖地球表面面积的三分之一。印度
洋水域为三者之中最小,约覆盖地球表面面积的七分之一。

2.1.4 海洋分布

地球表面辽阔的连续的咸水水体统称为海洋。它的面积约为 3.62 亿 km^2 ,而体积约为
 13.7 亿 km^3 。具体参见表 2.4 的三种不同的统计计算数据。但因范围的大小和位置的关
系,又有海与洋之分,并有不同的名称。

表 2.4 包括边缘海在内的四大洋的面积和体积

统计者	项 目		太平洋	大西洋	印度洋	北冰洋	世界大洋
H. 梅纳尔德 等(1966)	面积	/(10 ⁶ km ²)	181.3	94.3	74.1	12.3	362.0
		/ (%)	50	26.1	20.5	3.4	100
	体积	/(10 ⁶ km ³)	714.4	337.2	284.6	13.7	1 349.9
		/ (%)	53.0	24.9	21.1	1	100
K. A. 兹沃纳 列夫(1972)	面积	/(10 ⁶ km ²)	178.7	91.6	76.2	14.8	361.3
		/ (%)	49.4	25.4	21.1	4.1	100
	体积	/(10 ⁶ km ³)	707.1	330.1	284.3	16.7	1 338.2
		/ (%)	52.9	24.7	21.2	1.2	100
O. K. 列昂节夫	面积	/(10 ⁶ km ²)	178.7	91.2	76.8	15.2	361.9
		/ (%)	49.5	25.5	20.9	4.1	100

(甘子钧, 1987)

海分布在大洋的边缘,或受大陆的限制,潮波、海流受大洋控制,深度浅,沉积物多为陆相沉积。最大的海为珊瑚海,面积为 479 万 km^2 ,最小的海是马尔马拉海,面积只有 1.1 万 km^2 。另有湾,如孟加拉湾、墨西哥湾等,它被称为海也是可以的,只是习惯上称之为湾。

海一般又可分为边缘海、地中海、内陆海三类,例如白令海、日本海、东海属于边缘海。边缘海的特征是与大陆接近,为海洋嵌入大陆部分,同时被岛屿或半岛所包围;各个海的深度、形状和大小都不一致。地中海的特征是深入大陆内部,介于两个以上大陆之间;有浅的海峡与大洋相连;其深度与边缘海相当。如欧洲地中海、墨西哥湾等均属于地中海这一类型的海。内陆海的特征是海水受河水注入的影响极大,盐度较大;潮汐的影响因与大洋隔绝,而影响很小。如里海、黑海、死海、波罗的海等均是内陆海。

大洋是海洋的主体,特点是面积大、深度大,且盐度大致一定,具有独立的潮波系统和海流系统。世界大洋一般划分为太平洋、大西洋、印度洋和北冰洋。

太平洋的东界为南美洲南端的合恩角(Cape Horn)至南极洲格雷厄姆(Graham Land)半岛北方的南设得兰(South Shetland)群岛连线;西临印度洋,以马来半岛,经苏门答腊、爪哇、帝汶、澳大利亚、塔斯马尼亚(Tasmania)岛,再沿东经 147° 子午线向南至南极大陆的乔治五世海岸(Nianis Glacier)连线;北至白令海峡;南至南极大陆。东西方向最宽处从巴拿马到中南半岛的克拉地峡约为 19 900 km,约占地球面积的一半,南北方向最长,若从白令海峡到南极洲的罗斯冰障约为 15 900 km,总面积为 17 868 万 km^2 ,平均水深 3 960 m。岛屿 1 万多个,面积 440 多万 km^2 ,主要分布在其西部和中部。东海岸岸线平直,陆架狭窄;西海岸分布着岛弧,岸线曲折,海湾众多,陆架宽广。在太平洋四周分布着深于 6 000 m 的海沟,共有 20 条,海沟和岛弧多地震、火山。太平洋是世界大洋中最大、最深,地震、火山最多的大洋。

印度洋北边封闭南边开敞,介于亚洲、南极洲、大洋洲(澳洲)和非洲之间,与大西洋的界线为自非洲的好望角(Cape Good Hope)沿东经 20° 子午线向南至南极大陆的朗希尔德公主海岸连线。总面积 7 617 万 km^2 ,平均水深 3 711 m,最深处爪哇海沟为 7 209 m,印度洋的

锥形约形成于 1.5 亿年前,因此是比较年轻的大洋,是地球上的第三大洋。

大西洋东与印度洋相连,西与太平洋为邻,南端为南极洲,北连北冰洋。南北延伸约为 16 000 km,东西相对狭窄,最窄处只有大约 1 400 km,面积约为 9 165.5 万 km^2 ,平均深度约为 3 600 m,最深处在波多黎各海沟,为 9 218 m,大西洋是泛古大陆解体而来的。从岛屿的年龄来看,冰岛的岩石年龄不超过 1 000 万年,亚速尔群岛为 2 000 万年,百慕大群岛为 3 500 万年,佛得角群岛为 5 000 万年,非洲西岸的岛屿和普林比西岛为 12 000 万年。即离洋中脊愈远,岩石年龄愈古老,由此推断,大西洋是由中脊张裂扩展形成的,是世界第二大洋。

北冰洋面积约为 1 478.8 万 km^2 ,平均水深 1 097 m,最大水深 5 499 m,是四大洋中最浅、最小的大洋。它海岸线曲折,有浅而宽的边缘海,大陆架非常广阔,最宽处可达 1 200~1 300 km。

2.1.5 海洋形成假说

1. 冷缩假说

冷缩假说是 19 世纪中期,由欧洲学者 Elie de Beaumont (1852)与美国 James Dana (1847)提出,后经 H. Joffreys(1959)加以进一步阐述。H. Joffreys 假定地球当初有一定时期是液态,后因火山作用与内热向外辐射的结果,使其逐渐冷却。不过他认为大约 700 km 以下的地球内部并不冷却,体积也不改变。即冷却作用,只发生于 10~700 km 之间的地壳内。这一层次在收缩的时候由于 700 km 以下地球半径是固定的,所以只能使得本身减薄,于是发生张力,影响到厚约 10 km 的外层,发生切向压力,从而产生地壳挤压现象,使得地壳产生褶曲、断层、岩浆入侵与波动现象。

2. 等静力平衡假说

冷缩假说不能解释地壳的上下垂直运动,而利用等静力平衡观念解决了此问题。此假说由 Parrrt(1855)与 Airy(1855)两人提出,后由 Dutton(1922)加以进一步阐述。他们认为地球的平衡状态可以用地壳浮于密度较大的物质上面的观念来解释。沉积物的堆积,可使地壳下沉,侵蚀作用把物质移去,则地壳上升,如此可以圆满地解释地壳的上下运动。一些学者曾依此结合冷缩假说解释垂直与水平构造力的来源。但此假说违背物理学原则,密度小的物质不可能下沉到其下面密度大的物质中。

3. 脉动假说

此假说是由美国地质学家 Bucher(1933,1939)提出的。他认为地球与生物一样,其内部本是不断地进行脉动,使地壳产生一系列反复地膨胀和收缩,因此,Bucher 将把地球分为膨胀期和收缩期。他认为在地壳膨胀期,比较具有弹性的部分,受到极大地扩张而变薄,结果使得在表层上发生陷落、大地倾斜,最后充满沉积物;等到收缩期的到来,具有可塑性的地区,便发生褶曲。虽然后经 M. A. Usov(1936—1940)和 Obrucher(1940)进行改说,但此假说仍无法从物理学理论上解释内部各种作用发生的原因。

4. 放射性循环假说

这是 Joly(1925,1929)提出的。他认为花岗岩的物质是浮在玄武岩层上面。花岗岩与玄武岩都含有放射性物质,可以产生放射性热。此热能一部分进入大气,一部分在深处玄武岩层内,因受热传导能力较低的大部分物质覆盖的影响,便在大陆下方堆积,温度上升。达

到一定温度,玄武岩层开始熔化,体积膨胀,密度减小,地壳向下陷落,部分陆地被海水淹没,地壳发生裂缝时,可使岩浆流出,形成火山。此假说在物理学上叙述模糊,而且玄武岩的熔点低于花岗岩不符合事实。

5. 放射性转移假说

此假说由 V. V. Belousov 于 1942—1943 年间提出。他认为放射性物质分布广泛,且各地不同。放射性物质衰减释放能量,使得地球内部温度增加,地球膨胀,则地壳产生裂痕,熔岩流出,发生火山爆发。火山爆发使得热能丧失,招致地壳下方层次冷却。由于岩浆喷出程度不一,喷发的地点不同,所以冷却状况也因地而异,冷却快的,下方收缩较快,地壳下陷,冷却慢的,则相对上升。根据 V. V. Belousov 的推测,认为在太古时期,大地倾斜的状况是全球性的。随着时间的推移,大地倾斜逐渐局限于大陆平台之间。

6. 对流假说

Ampferer(1906)是最早提出此概念的人。他假定地壳下方物质的膨胀收缩是地壳升降的原因。当地下深处的物质发生膨胀,岩流便上升将地壳拱起。后来岩流流向趋于水平和向下运动,于是便和上方的地壳摩擦,并把地壳岩块带着一起位移。若位移受到阻碍,则发生地震。Vening Meinesz(1952)认为对流是成对发生,称为“对流圈”。它们以相对的方向,在地球内部循环。当它们沿着地壳的底部向下运动时,便使地壳向下褶曲形成根部,上面的沉积物因被迫减少占据的面积,而发生挤压褶曲现象,同时在另一个地方,则产生张力,形成重力断层。对流发生时,发生火山爆发、岩浆喷出。

7. 大陆漂移假说

此学说由 A. Wegner(1912)、F. B. Taylor(1923)、du Toit(1927, 1937)以及 Staub(1928)等提出,且至今得到广泛认同。A. Wegner 认为花岗岩质大陆是浮在地球内部玄武岩层的上面。后来受到太阳与月球引潮力的作用,使得地表物质自东向西推移,同时离心力又从两极向赤道产生压力,将它们堆积在一起,形成独特的陆块。A. Wegner 认为这一现象发生在古生代时期。到了中生代和新生代,同样力量再把这一陆块分裂开来,变成若干部分。美洲大陆是从欧洲和非洲的边缘分裂出来的,向西漂移,中间产生大西洋。在漂移的时候,美洲西部边缘的岩层因受到玄武岩层的阻挡,产生褶曲,形成了卡里拉多等高山。非洲大陆是从亚洲分裂出来的,它的南端层顺时针方向转动,产生了印度洋。这一假说已经从地质、形状等多方面得到有力证据。如各大陆外形可将其拼凑成整块;大西洋两岸的白垩纪海洋沉积,几乎可以完整地接合起来;各大陆虽被海洋分隔,但地质构造有连贯的迹象;南美、非洲、印度与澳洲古生代以前的动植物化石极为相似。但有人认为引潮力不足以使大陆漂移,所以此假说还没有解决漂移动力问题以及解释上下波动和褶曲现象。如图 2.4 所示。

地球的形成,一般有两种说法,一种是前面叙述的冷缩说,主张地球可能来自太阳的热气团,经冷却后凝结而成,山脉与陆地就是在冷却过程中形成的。但此说缺乏理论解释依据,所以已被抛弃。另一种假说就是膨胀学说,此学说主张地球系宇宙尘埃或陨石物质凝结,并由其本身内部放射热的部分熔化而发生膨胀而成。但地球膨胀本身仍难解释海陆形成的原因。

还有人认为太平洋是月球与地球脱离产生的,但美国人的登月采样分析则证明此说法不能成立。Dietz(1959)提出外星球撞击说,认为地壳表面系遭受外星球的撞击而扩散,各