

固体地球物理学

——地球构造、重力学与地磁学

孟令顺 杜晓娟 编著



地质出版社

固体地球物理学

——地球构造、重力学与地磁学

孟令顺 杜晓娟 编著

地质出版社

· 北 京 ·

内 容 简 介

本教材侧重固体地球物理学中的重力学与地磁学的基础理论, 兼顾部分勘探内容及实际应用。重点讲述重力学与地磁学在研究固体地壳构造及地球固体潮、重力异常与地球形状、古地磁学等相关领域的方法、理论以及取得的主要成果。

本教材是综合性大学地球物理学专业本科基础性教材, 宜可作为应用地球物理、地震学及地质学专业研究生的参考教材。

图书在版编目 (CIP) 数据

固体地球物理学: 地球构造、重力学与地磁学 / 孟令顺, 杜晓娟编著. — 北京: 地质出版社, 2013. 1

ISBN 978-7-116-07568-9

I. ①固… II. ①孟…②杜… III. ①固体地球物理学—高等学校—教材 IV. ①P31

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2012) 第 271293 号

责任编辑: 王春庆

责任校对: 关风云

出版发行: 地质出版社

社址邮编: 北京海淀区学院路 31 号, 100083

电 话: (010) 82324508 (邮购部); (010) 82324514 (编辑室)

网 址: <http://www.gph.com.cn>

电子邮箱: zbs@gph.com.cn

传 真: (010) 82324340

印 刷: 北京纪元彩艺印刷有限公司

开 本: 787mm×1092mm 1/16

印 张: 14

字 数: 341 千字

印 数: 1—1000 册

版 次: 2013 年 1 月北京第 1 版

印 次: 2013 年 1 月北京第 1 次印刷

定 价: 23.00 元

书 号: ISBN 978-7-116-07568-9

(如对本书有建议或意见, 敬请致电本社; 如本书有印装问题, 本社负责调换)

前 言

本教材是吉林大学现行本科教育计划和“百门精品课”教材建设规划内容中的一部分。

固体地球物理学是以物理学的方法研究固体地球的一门应用科学。人类赖以生存的地球是一个具有 46 亿年演化历史的庞大的行星，它具有非常复杂的内部结构。人类目前能够直接观测到的深度极为有限（地球半径平均 6370km，但目前超深钻深度只有 13km 左右），而且在实验室模拟具有如此漫长时间演化历史和大空间尺度的地球也是非常困难的。因此，人类对地球内部构造的认识，只能借助物理的方法间接的研究。固体地球内部构造主要包含两个涵义，一是表示内部各单元之间几何关系的结构，如分层、裂隙、断裂以及它们之间的接触关系等；二是表示内部物质组成的岩石、矿物或化学成分等。

固体地球物理学的研究目标是通过地震波、重力场、磁场以及电磁场等各种物理场，来研究固体地球的结构与构造。具体研究方法有：研究地震波在地球内部传播规律的地震学；研究地球形状的大地测量学；研究地球重力场的重力学；研究地球现代磁场及古地磁场的地磁及古地磁学；研究地球电学性质的地电学；研究地球内部热过程和热状态的地热学；研究地球历史事件年代的地质年代学等。

自 20 世纪 30 年代以来，由于工业化进程的加速，地球物理探矿方法有了长足的发展，同时对地球内部结构的研究也取得了很大的进展。其标志性的成果就是“板块构造理论”的建立。该理论可称为是地学发展史上的一个重要成果。另外，从 20 世纪 50 年代开始，国际上先后开展了几次大规模的地球物理协作活动，它们是：1957~1958 年，世界上共有 56 个国家联合开展了国际地球物理年活动，其主要任务是解决行星性质问题，研究范围包括气象学、地磁学、地震学、重力学、电离层、宇宙射线、核辐射、火箭、人造卫星等理论及使用的仪器和测量方法等；1960~1970 年国际上地幔计划，该计划是从静态方面研究地壳构造与地球物理场的关系；1974~1980 年进行了国际地球动力学计划，该计划从动态方面研究地球动力学及动力历史，把地表现象、地质构造、物理场与深部构造及运动学联合在一起进行综合研究；1981~1989 年又提出国际岩石圈计划，在全球布设了 194 条地学断面，其中中国布设 11 条，这个计划的目的是探讨岩石圈的现状、形成和演化的规律。

以上这些计划都是在国际地科联的主持下的探索地壳、上地幔结构和板块运动驱动力等大型国际性联合项目，为固体地球物理学的发展起着积极的推动作用。

固体地球物理各种方法中地震学是研究地球内部结构的最有效方法，而其他像重力、地磁、地电和地热等方法也都可以用来研究地球内部构造，但它们的分辨力都不如地震。这是因为重力、地磁和地电异常都是反映总体的（即体积效应）和准静态的，而地震波由于它的传播速度有限，是可以追踪的。虽然如此，当地下介质有明显的密度、磁性和电性差异时，重力、地磁和电法也就成为有效的工具，但必须注意，重力、地磁和地电的反演不是唯一的，有多解性。所以，这些方法应当尽可能地与地震成果联合应用。

本教材以讲述固体地球物理学中的重力学与地磁学的基础理论为主，兼顾其实际应用，主要内容是利用地面观测和试验的重力场与地磁场来推断地球内部构造。教材分三篇。第一篇为地球构造，主要讲述地球圈层构造和固体地球构造。第二篇为重力学，包括四章，分别讲述地球重力场与正常重力公式、重力测量与重力异常、利用重力异常确定大地水准面和地球形状的原理以及地球固体潮。需要指出的是本篇第三、四章即后两部分内容的编写主要参考管泽霖、宁津生 1981 年出版的《地球形状及外部重力场》一书，甚至个别章节是直接摘自该书的。第三篇为地磁学，包括四章，分别讲述地球的磁场、岩石的磁化、地磁场测量与磁异常以及古地磁学。

本教材由孟令顺、杜晓娟编著，孟令顺编写第一篇、第二篇，杜晓娟编写第三篇。

在教材编写过程中，编者参阅了大量国内、外出版的教材和相关论著、论文，有些经典部分被直接引用；在编写本教材过程中吉林大学教务处和教材科同志给予了大力支持和帮助；白兰图文工作室的有关同志清绘了全部附图，在此一并表示衷心的感谢。

由于编写者水平有限，特别是缺少编写这类教材的经验，书中的缺点和不当之处，在所难免，敬请读者给予赐教。

作 者

2012 年 2 月于长春

目 录

前 言

第一篇 地球构造

第一章 地球构造	(2)
第一节 地球的圈层结构	(2)
一、大气圈	(2)
二、水圈	(3)
三、生物圈	(3)
第二节 固体地球构造	(4)
一、研究固体地球结构的地球物理方法	(4)
二、固体地球表面形态	(5)
三、固体地球内部的圈层构造	(8)
四、地球内部的物质组成	(12)
五、固体地球各圈层之间的关系	(13)

第二篇 重 力 学

第二章 地球重力场与正常重力公式	(16)
第一节 地球重力场	(16)
一、重力	(16)
二、重力场	(16)
三、地球内部重力场	(17)
第二节 重 力 位	(17)
一、引力位	(17)
二、离心力位	(18)
三、重力位	(18)
四、利用人造地球卫星轨道测定大地水准面	(20)
第三节 正常重力公式	(23)
一、地球椭球体	(23)
二、正常重力公式	(24)
第四节 地球重力场模型	(31)

第三章 重力测量与重力异常	(34)
第一节 重力测量	(34)
一、重力测量形式	(34)
二、重力仪	(35)
三、野外工作	(37)
四、国际重力基准	(41)
第二节 重力异常的计算	(44)
一、重力资料整理	(44)
二、重力异常	(48)
三、重力异常的划分	(48)
四、重力异常的计算	(52)
第三节 重力异常与地质构造	(57)
一、决定重力异常的基本地质因素	(57)
二、海沟与洋脊	(59)
三、裂谷	(60)
四、区域地质与大地构造	(60)
五、重力异常与构造成矿	(62)
第四节 重力均衡理论	(62)
一、重力均衡假说	(62)
二、重力均衡异常的计算	(64)
三、自然界中的地壳均衡	(67)
第四章 利用重力异常确定大地水准面和地球形状的原理	(70)
第一节 大地坐标系与天球坐标系	(70)
一、大地坐标系	(70)
二、天球坐标系	(71)
第二节 扰动位、大地水准面差距和垂线偏差	(73)
一、扰动位	(73)
二、大地水准面的差距	(74)
三、垂线偏差	(74)
四、重力测量的基本微分方程	(76)
第三节 大地水准面上扰动位的解	(77)
第四节 斯托克司公式——大地水准面差距公式	(80)
第五节 维宁·曼乃兹公式——垂线偏差公式	(81)
第六节 利用地面重力异常确定地球形状的概念	(83)
一、概述	(83)
二、莫洛金斯基方法的概念	(84)
三、地形表面、似大地水准面以及地面重力异常	(86)
四、解算地面扰动位的概念	(87)

第五章 地球固体潮	(90)
第一节 引潮力	(91)
第二节 引潮力位及其展开	(94)
一、勒让德展开式	(95)
二、拉普拉斯展开式	(96)
三、杜德森展开式	(98)
第三节 地球固体潮的几种平衡潮现象	(102)
一、大地水准面潮汐	(102)
二、重力固体潮	(103)
三、地倾斜固体潮	(105)
第四节 重力固体潮理论值的计算	(106)
一、按天顶距算法	(106)
二、按杜德森展开式算法	(107)
第五节 弹性地球模型的潮汐响应——勒甫数	(108)
一、勒甫数	(108)
二、勒甫数的线性组合	(110)
第六节 固体潮的作用	(113)
一、在高精度重力基准网中的潮汐校正	(114)
二、重力的长期变化	(114)
三、在卫星轨道中的潮汐摄动	(114)
四、在长距离测量中的固体潮影响	(114)
五、固体潮与岁差—章动的关系	(115)
六、固体潮对地球自转速度的影响	(115)
七、固体潮和极移的关系	(116)

第三篇 地磁学

第六章 地球的磁场	(118)
第一节 磁学基础知识	(118)
一、磁场	(118)
二、物体的磁化	(119)
三、磁偶极子场	(120)
四、磁化率	(121)
五、物质的磁性	(122)
六、铁磁性物质的磁滞现象	(123)
第二节 地球的磁场	(123)
一、地磁要素	(123)
二、基本磁场与地磁极	(124)

三、外源磁场	(127)
四、磁异常	(128)
五、地磁场的起源	(128)
第三节 地球基本磁场的物理模式	(129)
一、地磁场的球谐模式	(129)
二、地磁场的偶极子模式	(137)
三、地磁场的电流环模式	(141)
第七章 岩石的磁化	(146)
第一节 岩石的感应磁化强度	(146)
第二节 岩石的剩余磁化强度	(147)
一、热剩余磁化强度 (TRM)	(147)
二、沉积剩余磁化强度 (DRM)	(148)
三、结晶或化学剩余磁化强度 (CRM)	(149)
四、等温剩余磁化强度 (IRM)	(149)
五、黏滞剩余磁化强度 (VRM)	(149)
第三节 大陆与海洋的磁性特征	(149)
第八章 地磁场测量与磁异常	(151)
第一节 磁异常的获取	(151)
一、磁测仪器	(151)
二、磁异常的野外观测	(153)
三、观测结果的各项改正	(153)
四、磁异常的图示	(154)
第二节 磁性体的磁场	(156)
一、柱体磁场的分析	(156)
二、球体磁场的分析	(158)
三、板状体磁场的分析	(158)
第三节 磁测资料的解释	(161)
一、磁异常的定性解释	(162)
二、磁异常的定量解释	(163)
第九章 古地磁学	(166)
第一节 古地磁场的特征	(166)
一、地磁场方向的长期变化	(166)
二、地磁场强度的长期变化	(166)
三、古地磁场的轴向地心偶极子场特征	(167)
第二节 古地磁学的研究方法	(167)
一、标本采集	(168)
二、古地磁学中的坐标和坐标变换	(170)
三、天然剩余磁化强度的测量	(171)

四、剩余磁化强度稳定性检验	(173)
第三节 古地磁资料的统计分析	(177)
一、磁化方向的图示法	(177)
二、计算磁倾角和磁偏角的平均值	(178)
三、磁极坐标的计算	(179)
四、古地磁方向离散度的估计	(180)
五、古地磁极的误差	(183)
第四节 古地磁学成果与应用	(184)
一、地磁场的倒转	(184)
二、极移与大陆漂移	(186)
三、海底扩张的古地磁证据	(188)
四、应用地磁场确定地质年代	(189)
五、应用古地磁研究地质构造及矿产预测	(191)
参考文献	(193)
附录 引潮力位的杜德森展开式	(195)
附表	(203)

第一篇 地球构造

地球是宇宙中正在运动和演变的一颗星体，它独特的圈层结构和地表环境成为人类赖以生存和发展的唯一家园。因此，了解和研究地球，包括对固体地球外部的圈层结构、固体地球表面以及内部构造的探测是人类的共同愿望。



第一章 地球构造

第一节 地球的圈层结构

地球由大气圈、水圈、生物圈和固体地球四个基本圈层组成。在讨论全球变化等问题时，通常以岩石圈代表固体地球，并将这个圈层作为狭义的地球系统。目前由于人类面临的环境、灾害等全球变化问题，仅单独考虑各圈层自身的变化是不能解决的，还要从空间对全球进行观测并考虑人类活动在全球变化中日益增长的作用等因素。所以，地球科学进入了打破圈层和学科的界限、针对一些至关重要的现象和问题对地球进行整体性研究的新阶段，同时地球各圈层间的相互作用和影响也越来越显示其重要性。根据本书的内容，本节只对大气圈、水圈以及生物圈给予简单介绍。

一、大气圈

大气圈为包围地球的空气总体。大气总质量约占地球总质量的百万分之一，大气总质量的 99.9% 集中在大气圈下部 48km 以内。按热力性质，可将大气圈分为对流层、平流层、中间层、热层和外逸层，如图 1-1 所示。

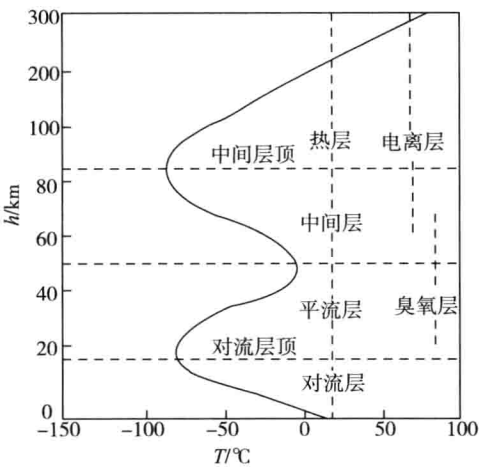


图 1-1 地球大气层结构示意图
(据马宗晋, 2003)

对流层 大气圈底层。其厚度在赤道地区为 17~18km；中纬度地区平均 12km；两极地区约 8km。对流层的温度随高度以 6.5°C/km 的递减率下降，并在层顶递减率发生突变。对流层影响天气变化并且 CO₂ 温室效应主要发生在此层。

平流层 从对流层顶至约 50km 高度的大气层。平流层顶位于离地面 50~55km 处，其温度约为 0°C。大气臭氧吸收紫外线辐射，使该层温度随高度增加而上升，也使地球上的生命免受太阳辐射。

中间层 从平流层顶至约 85km 高度的大气层。中间层顶距地面 80~85km，该处年平均温度约 -83°C。该层臭氧已稀少，层内温度随高度增加而下降。

热层 从中间层顶至 250km（太阳宁静期）或 500km（太阳活动期）的大气层，热层大气直接吸收太阳辐射，温度随高度增加而增加。热层顶是温度不随高度增加而增加的起始高度。

外逸层 热层顶距地表在 500km 以上的大气层。该层大气十分稀薄，大气粒子很少

互相碰撞，有些速度较大的中性粒子，能克服地球引力而逸入星际空间。

如按电磁特征，大气圈又可分为中性层、电离层和磁层。

中性层 从地表至大约 60km 高度的大气层。一般情况下该层带电粒子少，主要由中性气体组成。

电离层 地球大气的电离区域，其高度范围 60~1000km。按电子密度的大小，常从下而上将它分为 D 层（60~90km）、E 层（90~140km）和 F 层（140~500km 或 1000km）。各层的高度、厚度和电子密度随昼夜、季节、太阳活动而变化。电离层能反射无线电波，对电波通信极为重要。

磁层 完全电离的大气区域，高度范围大约从 1000km 向空间延伸至磁层顶。磁层顶是太阳风动能密度与地磁场能密度相平衡的曲面，即磁层的边界。朝向太阳一侧的磁层顶，距地心约 8~11 个地球半径，太阳激烈活动时，被太阳风压缩到 5~7 个地球半径。背向太阳一侧，磁层在空间可以延伸到几百个甚至 1000 个地球半径以外，形成磁尾。

地球大气的运动非常复杂，有些变化是有规律的，有些变化是无规律的。大气通过机械运动、热运动等多种运动形式，进行水平方向和铅直方向的物质和能量的传输和转换。大气圈中发生的各种变化都受其他圈层的影响；反之，大气圈也影响着其他圈层的变化。研究大气运动的能源，大气中的物质循环、能量转换和变化过程，大气环流及天气、气候的分布和变化，都必须考虑大气圈与水圈、生物圈和岩石圈的相互影响和相互作用。

二、水圈

地球表层水体的总称。水体是由自然形成的水的聚集体，如海洋、湖泊、河流、沼泽、地下水、冰川、积雪和大气中的水。这些水形成一个断断续续围绕地球表层的水壳，即水圈。假设地壳是一个平坦光滑的球面，若将水圈中的水均匀地平铺在地球表面上，那么地球将是一个被 2700 多米深的水所覆盖的“水球”。

全球海洋总面积约占地表总面积的 71%，全球海洋总水量占地球总水量的 97% 以上。因此，海洋是水圈的最大水体。海洋的中心主体部分称为洋，边缘附属部分称为海，海与洋彼此沟通组成统一的世界大洋。目前常把世界大洋分为太平洋、大西洋、印度洋和北冰洋四大洋。

水圈处于连续的运动状态。通过水文循环，水圈中的水互相交换，不断更新。水在循环过程中，不断释放或吸收热能，调节着地球上各圈层的能量，还不断塑造着地表的形态。由于大气圈中的水分参与水圈的循环，使地球上发生复杂的天气变化。海洋与大气的水量交换，导致热量与能量的频繁交换，交换过程对各地天气变化影响极大。因此，海—气相互作用研究是地球科学的热点之一。生物圈中的生物，受洪、涝、干旱影响极大，生物的种群分布和聚落形成也与水圈的时空分布密切相关。大气圈、生物圈和岩石圈中的水相互置换，关系极其密切，它们组成了地球上各种形式的物质交换系统，形成了千姿百态的地理环境。人类的生存发展与水息息相关，人类的大规模活动对水圈中水的运动过程也会产生一定影响。

三、生物圈

地球表层的大气圈、水圈和岩石圈中适于生物生存的范围就是生物圈。水圈中几乎到

处都有生物,在深度超过 11000m 的海沟最深处,还能发现深海生物,但主要还是集中在表层和浅水的底层。大气圈中的生物主要集中在下层,即与岩石圈的交界处,但在高达 22000m 的平流层中,也发现有细菌和真菌。在岩石圈中,大多数生物生存在地下几十厘米的土壤上层,但在地下 2500~3000m 处的石油中,也发现有石油细菌。无论如何,就厚度而言,生物圈只占地球表面薄薄的一层。

人是生物圈中占统治地位的生物,能大规模地改变生物圈,使其为人类的需要服务。然而,人类毕竟是生物圈中的成员之一,必须依赖于生物圈提供一切生活资料,一旦生物圈的动态平衡遭到破坏,人类的生存条件也要受到影响。20 世纪 60 年代以来,人口的膨胀、世界资源的相对短缺和大范围的环境污染,迫使人们从生物圈的角度考虑问题和解决问题。随着全球人口的猛增和生产力的高速发展,人类的经济和技术活动对大气圈、水圈和岩石圈的影响也越来越大。总之,人类正在对地球上重要的全球变化作出贡献,已成为地球系统的一个组成部分和影响地球变化的因素之一。人类如何协调其与自然的关系,达到保护环境和可持续发展,已是越来越紧迫的严峻问题。

第二节 固体地球构造

固体地球内部构造主要包含两个涵义:一是表示内部各单元之间几何关系的结构,如分层、裂隙、断裂等;二是表示内部物质组成的岩石、矿物或化学成分等。固体地球物理学是以物理学的方法研究地球的一门应用学科,其研究课题主要有:研究地震波在地球内部传播规律的地震学;研究地球形状的大地测量学;研究地球重力场的重力学;研究地球现代磁场及古磁场的地磁及古地磁学;研究地球电性质的地电学;研究地球内部热过程和热状态的地热学;研究地球历史事件年代的地质年代学等。固体地球物理学的目标之一就是利用地面观测和试验的各种地球物理场来推断地球内部深不可见的构造情况。

一、研究固体地球结构的地球物理方法

46 亿年演化历史的庞大的行星地球,具有非常复杂的内部结构。人类目前直接能够观测到其结构的深度极为有限(地球半径约 6370km,但目前超深钻深度只达 13km 左右),而且在实验室模拟具有如此漫长时间演化历史和大空间尺度的地球也是非常困难的。因此,我们对地球内部结构的认识只能借助物理的方法,如通过地震波、重、磁、电和热等各种物理场的研究。但物理方法所给的数据是间接性质的,还必须对它们做理论解释才能换成内部结构,而这种解释时常是不够肯定的。当然,间接数据比不上直接数据那样明确,但是目前仍无其他选择,因为直接观测的范围太有限。

地球物理各种方法中地震学是研究地球内部结构的最有效的方法。根据探测深度和精度的不同要求,地震方法可以分为体波法、面波法及理论地震图法等。

体波法是利用地震体波在地球内部传播时地震射线和走时曲线的分析来获取速度分布的信息进而判断地下结构的方法,是探测地球浅层和深部结构中用的最广泛、精度最高、研究程度最完善的方法。

地震面波法是利用瑞雷式和勒夫式的面波在成层介质中传播时发生频散,且依据频散曲线的形状与介质各层的参数有关性质来探测内部结构的方法。当给定了地壳的成层模

式，就可以计算出理论的频散曲线，将它与实测频散曲线进行对比，并依此对原来给定的参数模式进行修改，使其与实测结果更加接近。这样反复几次直至得到最佳的结果。

除了利用地震波的走时外，还可利用地震波的振幅。在给定震源类型和结构的参数后，地震波在不同时间的振幅是可以计算的，这就是所谓的理论地震图。将理论地震图与实际观测的地震图相比较，就可以修改原来给定的参数以求得更好的拟合。重复几次直至得到理想的结果。这虽不能证明是唯一的解答，但由于可以对比的震相常有好几个，所以可信的程度也就比较大。这个方法计算量很大，但对于研究细结构是一个强有力的方法。

重力、地磁、地电和地热等各种地球物理场也都可以用来研究地球内部构造，不过它们的分辨力都不如地震。这是因为重力、地磁和地电异常都是反映总体的和准静态的，而地震波由于它的传播速度不太大，是可以追踪的。虽然如此，当地下介质有显著的密度差别、磁性差别和电性差别时，重力、磁力和电法也就成为有效的工具。但必须注意，重力、地磁和地电的反演是不唯一的，这些方法应当尽可能地与地震法联合应用。

20 世纪 80 年代，成功将计算机层析成像技术应用到地球物理探查领域，利用地震波层析成像结果给出了全球三维速度结构，推断了新的全球密度三维分布、热流和大地水准面的变化，继而对大区域重力场的变化、地幔对流模式和板块学说提出了新看法。因此，地球物理层析成像技术的逐步完善会给人们带来更加丰富的地球新信息。

二、固体地球表面形态

现代测绘技术（包括陆地大地测量、海洋测量以及卫星测量等）已经达到了相当高的精度，并积累了丰富的数据，可以提供出有关全球地貌的基本情况。例如，大陆平均海拔 875m，珠穆朗玛峰最高，为 8844.43m（据人民网，2005）；海洋平均深 3729m，最深为马里亚纳海沟达 11034m（前苏联科学院，1957 年）。综观全球，地表形态在宏观上表现出两个明显的特点。

一是地球表面最大的地形区划是海、陆的划分。海洋约占地球表面的 71%。大陆和海底不仅仅是高度不同，从宏观上看，都具有平面的特点，分别代表了两个高低不同的平台。大陆平台大致高 800m，海底则以深 4000 多米的深海底为平面主体。两者相差约 5km。这个高差远远超过海、陆内部的一般相对高差。这一宏观的特征表明大陆和海洋的深部地质一定有着重要的区别。

二是不论海底或陆地，都有许多线状的特殊地形，如大陆和洋底的山脉、洋底的深沟等。它们之间的地带，则是相对较平坦的地块。大陆上按形态和成因最具典型意义的地形单元为呈线状延展的山脉、裂谷系和呈面状展布的平原、高原和丘陵等。洋底同样具有广阔的平原、高峻的山脉和深陡的裂谷，而且比大陆更为宏伟壮观，其重要的地形单元为洋脊、海沟、大洋盆地、岛屿和海山等。

整个洋底地形，大致可分为大洋中脊、大洋盆地和大陆边缘三个巨型单元。大洋中脊一般绵延于大洋的中部，大洋盆地位于大洋中脊与大陆边缘之间；大洋中脊与大洋盆地构成了大洋的主体。

（一）大陆边缘

大陆边缘是大陆表面和大洋底面之间的一个广阔的过渡带。它是一个巨大而复杂的斜

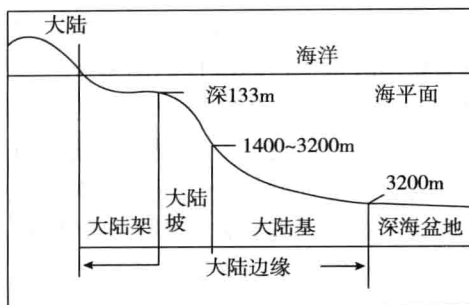


图 1-2 大陆架示意图

坡带。也是大陆地壳和大洋地壳之间的过渡带，属过渡型地壳。大陆边缘占全球表面积的 15.9% 左右。它又可细分为大陆架、大陆坡和大陆基三个部分，如图 1-2 所示。

1. 大陆架

又称大陆棚。是近岸浅水海域，大陆在水下自然延伸的部分。表面平坦，地形自海岸向外，缓缓倾斜，平均坡度仅 $0^{\circ}07'$ ，陆架外缘平均水深约 130m，深者可达 550m。陆架宽度变化较大，

有些海底，如南美洲西海岸外、日本、菲律宾东岸等，几乎没有大陆架；而我国黄海、东海和北冰洋等海域，陆架宽达数百米至几千米。世界陆架平均宽 75km。

2. 大陆坡

大陆架边缘向外，为一较陡的斜坡，即称为大陆坡。大陆坡是一个分开大陆和大洋的全球性的巨大斜坡。平均坡度为 4.3° ，最大可达 20° ，平均宽度为 28km，坡脚水深在 1400~3200m 之间。大陆坡是海底地形最复杂的地段，常常有许多通向大洋方向的深峡谷，这些峡谷深达数百米，两壁陡度可达 45° 以上，是真正的海底峡谷，在形态上与大陆山区的峡谷没有什么区别。

3. 大陆基

陆坡脚下，展布着宽广、坡度逐渐变缓的大陆基。其形如扇状，向深洋底展开，它的平均坡度不超过 $0^{\circ}25'$ ，通常以 2500~3000m 水深开始，平缓过渡到平均 5000m 水深的大洋盆底，宽度可达数百乃至上千千米。

根据大陆边缘的特点，可分为两种类型，即：

(1) 太平洋型大陆边缘：又称活动大陆边缘。其边缘环绕着火山岛弧，岛弧边坡陡峭，外侧边坡直落到海沟底部，海沟深度一般在 5000~10000m 之间，有频繁的火山和地震活动以及较强烈的构造运动。太平洋西岸，“岛弧—海沟”系十分发育，其内侧出现一系列宽广的弧后边缘盆地，为太平洋型大陆边缘的一种类型。太平洋东岸，特别是南美西海岸，大陆架和滨海平原不发育，沿岸为陡峻的安第斯山脉，其向海山脉即与海沟（秘鲁—智利海沟）相连接，成为太平洋型大陆边缘中的第二种类型，称为安第斯型大陆边缘。

太平洋型大陆边缘由大陆—大陆架—大陆坡—海沟—大洋盆地组成，以缺少大陆基为其特点。

(2) 大西洋型大陆边缘：又称被动大陆边缘或不活动大陆边缘。是不具活动带的大陆和大洋接触带，没有陆壳和洋壳间的相对运动。这种大陆边缘往往具有宽阔、平坦的大陆架，外接坡折明显的大陆坡和大陆基，整个边缘没有火山和地震，是一个较为稳定的海域。

大西洋型大陆边缘由大陆—大陆架—大陆坡—大陆基—大洋盆地组成，没有海沟为其特点。

(二) 洋脊

海底的山脉泛称海岭。海岭往往是由链状海底火山构成，其中最主要的是那些现在经常有地震（不包括火山地震）、正在活动的海岭，称为洋脊或洋中脊。

洋脊在地形上为一系列平行的鱼鳍状山脉，两侧较低，中间最高，而且在中心最高部位为裂谷。裂谷的两壁陡峭，宽数十千米，深可达 1000~2000m。洋脊总宽可达 1000~2000km，高出深海底 2000~4000m，各大洋都有分布，而且互相连接（图 1-3），全长近 65000km，是地球上最大的地形和地质单元。太平洋的洋脊中央裂谷不明显，又称为洋隆。

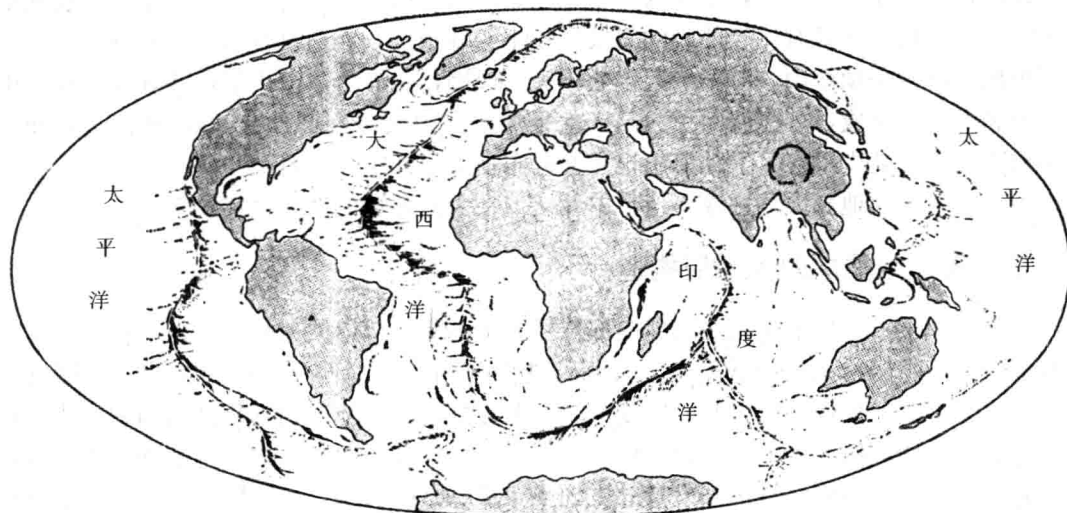


图 1-3 世界大洋中脊的分布示意图

洋脊经常被一系列断裂错开，这些断裂在地形上表现为深沟。已知洋脊错开的距离，最大累计可达 4000km，表明海底有大规模的水平运动。但是，到目前为止，从宏观上看，还没有发现有褶皱山，这是海底与大陆不同的地方。根据海底取样的结果，洋脊的基岩都是玄武岩，表明它们是火山作用形成的海底山脉。

在大洋中脊上，火山地形的发育异常广泛。中脊上的岛屿多属火山成因。火山主要顺着中脊轴向展布，少数火山则沿横向断裂带展布。

大洋中脊的发现，是近代地质学的一项重大成就。由此进一步导致了海底扩张说的建立，大洋中脊顶部是形成新海底的扩张中心。

（三）大洋盆地

大洋盆地的面积约占整个海洋的一半，是海洋的主体。它的一侧与中脊平缓的坡麓相接，另一侧与大陆基（大西洋型大陆边缘）或海沟（太平洋型大陆边缘）相邻。大洋盆地的轮廓受制于大洋中脊的分布格局。许多大洋盆地内，还展布着海岭或火山链，把洋盆分割成许多次一级的深海盆地。深海盆地的深度一般为 4000~6000m。

深海盆地底部的深海平原，是固体地球表面上最平坦区域。它的坡度极小，一般小于 1/1000，有时甚至小于 1/10000。深海平原的基底实际上并不平坦，但由于有较厚深海沉积物的覆盖把起伏的基底盖平。如果海底沉积物很少，则玄武岩基底表面控制了海底地形，呈现为深海丘陵。

在海盆区，尚分布着不少长条形洼地，泛称海槽，其中较深且边坡较陡者称海沟。海沟的深度一般超过 6000m，是固体地球表面最低的地段，也是地表规模仅次于洋脊的地形