

序

现今全球变化与社会可持续发展以及整体人类自然科学技术进步发展对地球科学提出了新的需求，需要我们整体认知地球系统，了解现状与其未来将会发生什么及其发展趋势。

现今我们知道，天体地球经历了 46 亿年，完成了从宇宙星尘到天体星球及生命的出现与发展的漫长演变。作为宇宙地球生命的最高形式，人类诞生的最近三百万年以来，在沧海桑田的变幻中，为了生存与发展 and 追求，人类逐步创造形成了对客观世界宇宙与地球等比较系统的自然科学知识体系。其中，地球科学就是人类自然科学中的一门重要基本科学系统。经长期发展，地球科学现仍主要处于多学科分学科研究为主的状态，如气象、海洋、环境、地理、地质（包括地球化学、地球物理）等近两百年来虽已取得一系列重大认知突破，为人类社会发展做出了巨大贡献，然而，这一状态却给理论研究和实际应用带来很大的束缚以及整体学科的分割。地球作为整体，大气圈、水圈、生物圈、岩石圈以及地球内部其他圈层等，本是天体地球内外部物质运动、能量转换的统一体，以往单一学科、单一系统的解剖研究及其方式方法，难以认清地球系统整体全貌。而现今面对全球变化和资源、能源、环境与灾害问题，亟待我们重新整体认识地球，了解它的过去、现状和新发展趋势与动态，知晓它将会发生什么，加之科学技术的发展包括地球科学自身发展也需要综合整体探索，以认知、解决更为深层错综复杂的科学问题。特别是进入 21 世纪以来，上天、入地、下海、登极观察研究的发展及地球观测技术的快速进步，通过宏观、整体、综合、长期、连续观测，人类研究地球各种自然现象、自然规律、追本求源的能力大大提高，同时，海量信息、图像声音、影像视屏、测试结果等构成的地球大数据，给地球科学带来了巨大冲击与发展空间。可以预见，21 世纪必将是地球科学进入地球系统科学的时代，秉持地球系统科学的理念意识，必将推动地球科学的新发展，也必将为海洋科学包括海底构造研究，带来新的发现、认知与理论突破。

地球系统，包括三大子系统：外部的日地系统（Solar-Terrestrial System），包括从太阳一直到地球表层；内部的地球深部系统（Deep Earth System），包括地壳、地

幔和地核；介于前两者之间的地球表层系统（Earth Surface System），简称地表系统，包括土壤圈、水圈、大气圈及生物圈和岩石圈等圈层复合交汇。

这些子系统各有其演化规律，各系统之间也始终存在密切而复杂的物质和能量交换。因此，地球各圈层间的相互作用必然是地球系统科学的重点研究内容和领域，包括不同层圈之间的相互作用、循环及其动力学过程、资源环境与全球变化等。近年来，地球系统科学、全球变化和地球动力学等已经被广泛列入各种相关的科学前沿研究发展规划。认识地球内部和外部层圈的结构、成分和动力学，阐明不同层圈物理、化学与生物的相互作用及其特点与规律是地球系统科学的主要目标之一。当前，地球系统科学研究以地球大气圈—水圈—生物圈—土壤圈—岩石圈—地磁圈等之间的相互作用为主题：一方面，以地球不同层圈的物质组成、结构和性质及其与生命起源、资源形成和环境演化之间的关系为主线，研究不同时空尺度的地质环境变化及其对地球系统的影响，揭示各个地质历史时期地球内部变化对资源环境灾害的制约；另一方面，以地球环境与生态系统为主线，涉及地球各层圈的相互作用及其对生命、人类和社会的影响与协同演化，人类活动对地球环境的反馈及其发展趋势。

地球系统科学研究的各圈层，岩石圈的形成和动力学演化是关键，因而，岩石圈在地球系统中占据着重要地位。岩石圈包括地壳和下伏岩石圈地幔，是人类最能接近且更直接影响人类生存的上部固体地球圈层。岩石圈的结构、组成与演化影响控制着壳幔演化、构造运动（包括地震和其他地质灾害）、岩浆活动及大规模成矿作用的发生以及对应的生态环境效应。故而，岩石圈的结构、组成与演化始终是地球动力学的主题之一，也是地球科学研究的核心主题之一，是研究地球演化的重要组成部分，其研究成果为矿产资源的勘探开发、生态环境保护治理、地震和其他地质灾害的预测预防提供了科学基础。因此，岩石圈与动力学也是地球固体系统动力学研究的主要内容。

岩石圈可以分为大陆岩石圈和大洋岩石圈。大陆岩石圈动力学及其资源、环境和灾害效应是大陆动力学研究的主题，而大洋岩石圈动力学及其资源、环境和灾害效应是洋底动力学的主题。

该书以地球系统科学理念，侧重固体海洋在地球系统中的关键过程和作用。海洋占地球总面积的 70.8%，而深海大洋占据海洋约 92.4%，因此，洋底更是了解众多地球过程的主要窗口之一。从空间展布和大地构造位置角度，洋底动力系统可以划分为洋脊增生系统、转换构造系统、深海盆地系统、俯冲消减系统和地幔动力系统等，基本对应动力学角度的伸展裂解系统、转换构造系统、俯冲消减系统等。不同于以往讲授板块构造理论时常划分为活动大陆边缘、被动大陆边缘、转换型大陆边缘逐个介绍的方式，该书改为俯冲消减系统、伸展裂解系统、转换构造系统论

述，这一改变，应是学术思想和系统研究的新发展与重要新思维。

通过这个“系统”观，综合认知地球物质运动，揭示运动的物质跨圈层、跨相态、跨时间尺度的变化，必然涉及相关学科和新的科技成果。当前海洋地质学已经摆脱单一学科制约，成为多学科交叉融合的起点，以物理海洋、海洋化学、海洋地球化学与海洋地球物理等高新探测和处理技术、观测网络建设为依托，国际上逐步开始实施一系列不同级别的海底观测网络建设计划，通过大量传感器，侧重探测海底各种大地构造背景各级尺度的结构、构造和过程以及动力学过程的各个变量要素，监测不同圈层界面和圈层之间的物质和能量交换、传输、转变、循环等相互作用的过程，为了解地球系统变化提供了技术保障。

针对深海大洋岩石圈动力学与物质循环中的洋脊增生系统、俯冲消减系统的构造动力-岩浆-流体系统之间的海陆耦合、深浅耦合、流固耦合关系研究，成为当今洋底动力学研究的重点，一些国际合作计划亦将其作为研究的重点。当前科学研究仪器设备日益更新，效率也越来越高，而且，探测手段和方法也从哥伦布时代的走航式、不连续、单点式、低效率、单一学科观察和测量，发展为原位、连续、实时、多学科、数字化、信息化、网络化、高效率观察和测量。例如，水深测量从重锤测深转变为多波束测深，重力测量从简单的海洋重力仪发展为卫星海洋重力测量，地震技术从浅剖发展为地震层析成像，使得不同深度的洋底结构构造显现出来，也揭示了板块构造学说没有阐明的俯冲洋壳的去向问题。目前，虽然研究对象依旧是按照板块构造理论为指导，集中于研究板块边缘，即主要集中在洋脊增生系统和大陆边缘的俯冲消减系统以及相关领域的科学研究，但是研究已更具有广泛国际性，具体表现在两个国际计划的设立上，即1992年开始的国际大洋中脊计划（Inter-Ridge）和1999年开始的国际大陆边缘计划（Margins）及后续的“地质棱镜”计划（GeoPRISMs），大大促进了该领域的发展。另外，不可忽视的是，深海大洋研究中关于大火成岩省的研究，将对地幔柱构造理论的发展和建立起着关键作用，这必将从更深层次揭示地球的动力学本质。

上述针对固体地球系统的国际研究计划不亚于地球系统科学联盟（ESSP）提出的世界上有关全球气候与环境变化的四大科学计划 [世界气候研究计划（WCRP）、国际地圈生物圈计划（IGBP）、全球环境变化人文因素计划（IHDP）、生物多样性计划（DIVER-SITAS）]。这些表层地球系统的全球计划针对地球系统及其变化、对全球可持续发展的影响，旨在促进各学科的深入和交叉，弥补观测和资料上的空白，以增强人类认识和理解复杂地球系统的能力。因此，人们一致认为建立描述地球系统内部的过程及其相互作用的理论模式，亦即“地球系统动力学模式”（曾庆存等，2008），不仅可以阐明全球（包括大地区）气候和环境变化的机理并进行预测，而且可以助于揭示地球动力学的本质，真正实现实时多圈层相互作用的研究。

国际上深海领域的竞争日趋激烈, 21 世纪初前后, 各海洋强国及国际组织纷纷制定、调整海洋发展战略计划和科技政策, 如《新世纪日本海洋政策框架 (2002)》《美国海洋行动计划 (2004)》和《欧盟海洋发展战略 (2007)》等, 并采取有效措施, 在政策、研发和投入等方面给予强力支持, 以确保在新一轮海洋竞争中占据先机。相应的国际和区域海洋监测网络逐步实施, 如美国的 OOI、HOBO、LEO-15、H2O、NJSOS、MARS、DEIMOS 等, 欧洲的 NEMO、SN-1、ESONET 等, 美国和加拿大联合建立的 NEPTURE 及其扩展成的全球 ORION, 日本的 ARENA 和之后的 DONET, 它们成为全球的 GOOS (Global Ocean Observing System) 对海观测网的一部分。GOOS 最终与全球环境监测系统 (GEMS, Global Environment Monitoring System)、全球陆地观测系统 (GTOS, Global Terrestrial Observing System)、全球气候观测系统 (GCOS, Global Climate Observing System) 共同构成世界气象组织的 WIGOS (WMO Integrated Global Observing Systems) 观测系统, 最终建成 2003 年倡导建立的名为 GEOSS (Global Earth Observation System of Systems) 的全球统一的综合网络, 并成为 GEOSS 的核心组成。GOOS 积极发展先进的机电集成技术、传感器、ROVs、AUVs、通讯技术、能源供应技术、海底布网技术、网络接驳技术, 建设海底观测站、观测链、观测网等不同级别和目标的海底观测平台, 实现天基 (space-based)、空基 (air-based)、地基 (land-based) 以及从岸基 (coast-based) 到海基 (ocean-based, 覆盖海面、海水、海床) 全面覆盖海洋的实时立体观测网。地质上它们以热液现象、地震监测、海啸预报、海洋环境变化、全球气候等为科学目标。我国“九五”期间 863 计划已逐步开始实施类似计划, 但类似前述国际性的具重大影响的监测网络建设才刚刚起步。

鉴于地球科学的发展, 尤其海洋科学发展和培养人才的需求, 中国海洋大学李三忠教授团队新编写了系列新教材, 《海底构造系统》(上、下册) 是其系列教材的第二本和第三本, 也是构建“完整海底构造系统”理论的核心内容, 系统介绍了岩石圈及地球更深层动力学的基本概念、基本规律、基本过程。这些知识是认知海底的基础, 也是为其他圈层研究或学科发展、深化、拓展所必需, 更是走向系统完整认知地球的起点, 其终极目标是揭示海底或洋底的本质与规律及其与其他圈层的关联。

洋底动力学旨在研究洋底固态圈层的结构构造、物质组成和时空演化规律及机制, 研究洋底固态圈层与其他相关圈层, 如软流圈、水圈、大气圈和生物圈之间相互作用和耦合机理, 以及由此产生的资源、灾害和环境效应。它以传统地质学和板块构造理论及其最新发展为基础, 在地球系统科学思想的指导下, 以海洋地质、海洋地球化学与海洋地球物理及其高新探测和处理技术为依托, 侧重研究伸展裂解系统、洋脊增生系统、深海盆地系统和俯冲消减系统的过程及动力学, 包括不同圈层

界面和圈层之间的物质和能量交换、传输、转变、循环等相互作用的过程，为探索海底起源和演化、发展海洋科学和地球科学，保障人类开发海底资源等各种海洋活动、维护海洋权益和保护海洋环境服务的学科。该书就是为其培养基础人才和普及基本知识的新编教材，是洋底动力学关注的核心内容，值得推荐。

中国科学院院士



2018年5月28日

前 言

海底构造是一门专门介绍海底物质组成、结构和构造特征及其演化的学科，是针对掌握了一定普通地质学、沉积岩石学、岩浆岩石学、变质岩石学、构造地质学、地球化学和地球物理学基础理论知识的高年级本科生而设立的，本书的部分高深知识是针对研究生而撰写的，需要阅读者掌握一些地震层析成像、地震学、岩石成因和成矿理论等知识。本书力求系统，读者在阅读时，也可跳跃看，涉及不熟悉的概念，在本书都可搜索到，因而本书也可以当做工具书。

撰写《海底科学与技术丛书》的初衷始于1998年，我刚从西北大学地质学博士后出站来到中国海洋大学任教，教授的第一门课就是《海洋地质学》本科生课程。由于该课程涉及面极广，从海底地形地貌、沉积动力、海底岩石到海底构造与现代成矿作用等，故当时该课程由4位教授承担。10多年来，我始终承担其中的海底构造部分教学。当时全国也仅有4本正式教材可参考，即李学伦主编的《海洋地质学》、朱而勤主编的《近代海洋地质学》、1982年同济大学海洋地质系主编的《海洋地质学概论》和1992年翻译的肯尼特主编的《海洋地质学》。

进入21世纪后，各大专院校也发现海洋地质学领域教材的匮乏，先后编写了多个版本的海底构造相关的教材，这些教材各有侧重，但依然不能全面反映海底构造的基本内容和前沿进展。2009年教学改革时，我曾提议将海底构造内容单独分列成系列深浅不一的四个层次来教授，建议分别称为海底构造原理、海底构造系统、区域海底构造、洋底动力学，依次侧重海底构造相关基本理论、海底构造基本知识、区域洋盆演化、洋底构造成因和机理，并由浅入深、由表及里分别向本科生、硕士生和博士生讲授。

通过18年的不断积累和讲授，本书综合国际最新学科动态和前沿进展，尽可能给读者选择和展示一些当下最美的图件、最前沿的成果和最创新的理念，以响应“一带一路”倡议以及适应当代中国走向深海大洋、海洋强国、创新驱动的国家战略需求。本书强调基本概念、基础知识、基本事实、基本系统，但也在不同的章节为高层次读者展示了当前研究中的前沿问题和历史争论，期望能从中体现一些地质思想，并让读者从地质思想的形成演变中训练形成自己独有的地质思维模式。本书

力求完整，在讲授时宜针对不同层次的学生有所选择，循序渐进地讲授。为了便于阅读或学科交叉，也插入了一些与之密切相关的其他学科的基本知识。而且，为了加强专业外语，本书在海底构造相关的基本概念首次出现时附注了英文。

在以往的课程体系中，关于海底构造系统的知识内容有的称为板块构造，并不断强化教授给学生。但是，正如《海底构造原理》一书中所展示的，海底构造不只是板块构造，还有地体构造、地幔柱构造、前板块构造体制等。例如，板块构造理论不能解释板块构造出现之前的太古宙海底的构造，也不能解决超越岩石圈演化的地幔动力学、地幔柱起源等。因此，本书对海底构造不再按照 *Global Tectonics* 一书中讲授的方案划分，即按裂谷、被动大陆边缘、活动大陆边缘和转换型大陆边缘这类概念来按顺序讲授，本书将这类术语改称或重新归并如下：伸展裂解系统、俯冲消减系统、深海盆地系统、转换构造系统、洋脊增生系统。例如，对于“活动大陆边缘”来说，它难以包括马里亚纳岛弧这类洋-洋俯冲形成的类似活动大陆边缘的现象。然而，马里亚纳岛弧从动力学和成因上与活动大陆边缘别无二致，都属于俯冲消减系统。这样的做法，主要是试图解决板块构造术语运用存在的局限性。再如，如果本书将“板块构造”这个概念拓展到板块构造体制尚未出现的早前寒武纪，就不会被人们所广泛接受。然而，很多地球化学家又通过岩石地球化学特征识别出了很多板块构造出现之前的活动大陆边缘地球化学特性，如岛弧型岩石地球化学特性，尽管“活动大陆边缘”这个概念可以用于早前寒武纪地质中，但是岛弧型岩石地球化学特性不一定是板块构造体制下的产物，因为俯冲消减系统也可以形成活动大陆边缘的岛弧型岩石地球化学特性，这样岛弧型岩石地球化学特性就与有无板块构造体制无关了。实际上，地球化学方法难以确定板块构造体制的存在与否。这是因为板块构造体制的出现是一种物理机制，化学记录只是其衍生产物。本书提出的用俯冲消减系统替代活动大陆边缘的概念，有助于强调系统性。从分类体系看，活动大陆边缘只是洋-陆型或陆-洋型俯冲消减系统的一种，并没包括洋-洋型俯冲消减系统。从平面上看，活动大陆边缘强调的只是大陆一侧的产物，如边缘海或弧后盆地、相关变形变质和岩浆、成矿等，而俯冲消减系统还强调俯冲的输入部分，也就是俯冲板块一侧；从深度或垂向上，俯冲消减系统还包括俯冲板片以及深部过程（如地幔楔对流循环、脱水脱碳等过程）。基于上述种种原因，无论是从时空范畴，还是从板块构造与前板块构造之间过渡过程的知识重构上，《海底构造系统》（上、下册）中的伸展裂解系统、俯冲消减系统、深海盆地系统、转换构造系统、洋脊增生系统的术语完全可以适用于前板块构造，也可以用于板块构造理论中，这应当是板块构造理论的一种延伸或发展。板块构造理论中的被动大陆边缘、活动大陆边缘和转换型大陆边缘术语当然同样也可以继续适用于对前板块构造描述。这样，可以将现有知识体系与新术语体系建立起一种紧密联系，逐渐将板块构

造理论拓展，并试图建立地球全史的统一动力学理论体系，回答从古至今的哲人或科学家的千年追问。

屈原在他的伟大诗篇《天问》里写道：“遂古之初，谁传道之？上下未形，何由考之？冥昭瞢暗，谁能极之？冯翼惟象，何以识之？明明暗暗，惟时何为？阴阳三合，何本何化？圜则九重，孰营度之？惟兹何功，孰初作之？”本书认为，2300多年前屈原《天问》篇的部分内容是先人的宇宙观，故结合现今宇宙学和地球系统科学理念，理解上述屈原之问如下：盘古开天，是谁首先认知和传承的？那时天地混沌未分，是怎么知道的？天地暗中有明，总体混沌晦暗，谁能彻底认清呢？光明广大的虚空也只是个表象，又是怎么理解呢？忽明忽暗之间，只是时间转换导致的吗？阴阳参差交错，天、地、人又是如何起源和如何演进呢？天上环绕运行的星辰，是什么控制的呢？如此浩大的体系，最初是谁创造呢？《天问》接着写道：“斡维焉系，天极焉加？八柱何当，东南何亏？九天之际，安放安属？隅隈多有，谁知其数？天何所沓？十二焉分？日月安属？列星安陈？出自汤谷，次于蒙汜。自明及晦，所行几里？夜光何德，死则又育？厥利维何，而顾菟在腹？女岐无合，夫焉取九子？伯强何处？惠气安在？何阖而晦？何开而明？”直译如下：天体运转的轴心系在天轴的什么地方？天轴的顶部，又安置在哪里？八根擎天柱又由什么支撑着呢？为什么东南角下沉了呢？天的中心和边界又在哪里、又是什么呢？宇宙角落有很多的时空弯曲，谁知道具体数目是多少呢？天地交合在何处？为什么将它十二分呢？在这个体系中，日月属于何处？所有的星星又如何摆放？太阳从汤谷这个地方升起，陨落于蒙汜这个地方，从白天到黑夜，要走多远呢？月光的什么特性以至于会阴晴圆缺、生灭变换呢？到底什么有利因素使月亮能孕育一只兔子呢？宇宙生命又是如何诞生的呢？可怕的瘟疫又起源何处呢？和生万物的氛围环境又在何处？什么关闭导致晦暗？什么开启导致明朗？本书认为，这部分是屈原处于当时盖天说或浑天说背景下，对当下现代科学也在追问的天体运行根源及对生命起源等的发问。

如同2005年7月 *Science* 杂志创刊125周年提出的125个重要科学问题（涉及生命科学的问题占46%，关系宇宙和地球的问题占16%，与物质科学相关的问题占14%以上，认知科学问题占9%），这些问题都反映了中国先人的宇宙观、世界观、历史观。这些问题也是当代科学前沿，是我们自然科学工作者千百年来乐此不疲、不断追求的本质和重大基础性科学问题。其中，部分问题已经在《海底构造原理》一书中进行了综合解释和阐述。作为地球科学工作者，要超越先人，站在现代科学理论之上，去深度认知宇宙、世界、社会、人类。为此，对于人居中心的地球，我们也要系统综合整体加以理解，以往西方国家的分科研究并不能全面认识这个庞大无垠而又各尺度多层次交织的体系，存在科学的局限性或非科学性。例如，上述提到的125个问题中与地球相关的有：宇宙是否唯一？是什么驱动宇宙膨胀？重力的本

质是什么？第一颗恒星与星系何时产生、怎样产生？驱动太阳磁周期的原因是什么？行星怎样形成？地球内部如何运行？使地球磁场逆转的原因是什么？是什么引发了冰期？水的结构如何？是否存在有助于预报的地震先兆？太阳系的其他星球上现在和过去是否存在生命？地球生命在何处产生、如何产生？谁是世界的共同祖先？什么是物种？什么决定了物种的多样性？地球上有多少物种？一些恐龙为什么如此庞大？生态系统对全球变暖的反应如何？外界环境压迫下，植物的变异基础是什么？能否避免物种消亡？迁徙生物怎样发现其迁移路线？地球人类在宇宙中是否独一无二？什么是人种，人种如何进化？自然界中手性原则的起源是什么？是什么提升了现代人类的行为？什么是人类文化的根源？地球到底能负担多少人口？……这些问题都不是孤立的，某种程度上存在千丝万缕的联系，需要整体系统分析。我们钦佩中国先人具有的科学思想，它增强了民族自信、文化自信，乃至科学自信。在新的地球认知历程中，在《海底构造系统》（上、下册）中，我们要系统地、科学地认知地球系统。

在本书即将付梓之时，索艳慧博士和刘博博士编撰了部分内容且整理重绘了所有图件，并进行了最后编辑整理和校稿工作，付出巨大辛劳。此外，编者感谢为本书做了大量内容整理工作的青年教师和研究生团队，他们是戴黎明、刘鑫、曹花花等副教授和郭玲莉、赵淑娟、王永明、王誉桦、李园洁等博士后及唐长燕博士；兰浩圆、张剑、郭润华、胡梦颖、李少俊、陶建丽、马芳芳等硕士为初稿图件清绘做出了很大贡献。同时，感谢专家和编辑的仔细校改以及提出的建设性修改建议。也感谢编者家人的支持，没有他们的鼓励和帮助，编者不可能全身心投入教材的建设中。为了全面反映学科内容，本书有些内容引用了前人优秀的综述论文成果、书籍和图件，精选了300多幅图件，涉及内容庞大，由于编辑时非常难统一风格，难免有未能标注清楚的，有些为了阅读的连续性，删除了一些繁杂的引用，敬请读者多多谅解。

特别感谢中国海洋大学的前辈们，他们的积累孕育了该系列的教材，也特别感谢中国海洋大学海洋地球科学学院很多同事和领导长期的支持和鼓励，编者也是本着为学生提供一本好教材的本意、初心，整理编辑了这一系列教材，也以此奉献给学校、学院和全国同行，因为本书中也有他们的默默支持、大量辛劳、历史沉淀和学术结晶；特别感谢中国地震局马宗晋院士、中国地质大学（武汉）的任建业教授、肖龙教授许可引用他们对相关内容的系统总结。由于编者知识水平有限，疏漏在所难免，遗漏引用也可能不少，敬请读者及时指正、谅解，我们将不断提升和修改。

最后，感谢以下项目对本书出版给予的联合资助：山东省泰山学者特聘教授计划、国家自然科学基金委员会国家杰出青年科学基金项目（41325009）、青岛海洋科学

与技术国家实验室鳌山卓越科学家计划（2015ASTP-0S10）、国家海洋局重大专项（GASI-GEOGE-01）、国家重点研发计划项目（2016YFC0601002，2017YFC0601401）、国家自然科学基金委员会-山东海洋科学中心联合项目（U1606401）、国家实验室深海专项西太平洋-印度洋关键地质过程与环境演化（2016ASKJ13）和国家科技重大专项项目（2016ZX05004001-003）等。

A handwritten signature in black ink, appearing to be '李强' (Li Qiang), written in a cursive style.

2017年11月10日

目 录

第 1 章 大洋岩石圈结构与构造	1
1.1 洋壳物质组成与垂向结构	1
1.1.1 标准洋壳组成	1
1.1.2 蛇绿岩套	16
1.1.3 混杂堆积体	22
1.1.4 增生楔状体	27
1.1.5 大洋岩浆源区	29
1.1.6 大洋板块的消亡	39
1.2 大洋岩石圈特性	44
1.2.1 大洋岩石圈厚度	44
1.2.2 大洋岩石圈弹性厚度	46
1.2.3 大洋岩石圈的流变学结构	52
1.2.4 岩石圈整体强度和影响因素	55
1.3 洋壳年龄与扩张速率	55
1.3.1 洋底年龄	55
1.3.2 洋底扩张速率	56
1.4 洋壳增生期	58
1.4.1 分期原则	58
1.4.2 四大洋增生期	60
1.5 洋壳增生区与平面结构	60
1.5.1 洋底分区原则	60
1.5.2 洋底分区结果	61
第 2 章 俯冲消减系统	68
2.1 基本构造单元划分	68

2.1.1	岛弧类型与概念	69
2.1.2	日本型活动大陆边缘	70
2.1.3	安第斯型活动大陆边缘	71
2.2	陆缘消减系统基本特征	73
2.2.1	地球物理特征	73
2.2.2	地震、火山等地质灾害	75
2.2.3	构造变形和变质	109
2.2.4	沉积成藏与岩浆成矿作用	114
2.3	弧后盆地	123
2.3.1	地质地球物理特征	123
2.3.2	弧后盆地类型	126
2.3.3	弧后盆地成因模式	133
2.4	岛弧体系	139
2.4.1	岛弧地貌特征及类型	139
2.4.2	岛弧演化与类型转换	143
2.5	洋内消减系统	145
2.5.1	洋内弧特征	147
2.5.2	洋内俯冲与大陆起源	158
2.5.3	洋内热液活动	159
2.5.4	洋内弧的演化	159
2.6	俯冲作用和俯冲工厂	161
2.6.1	俯冲作用	161
2.6.2	底侵作用	183
2.6.3	对开门与弧后盆地打开	187
2.6.4	板片窗	194
2.6.5	拆沉作用	208
2.6.6	俯冲工厂	211
第3章	伸展裂解系统	227
3.1	被动陆缘基本特征	227
3.1.1	地球物理特征	227
3.1.2	构造特征	229
3.2	被动陆缘类型与展布	234

3.2.1	火山型被动陆缘·····	235
3.2.2	非火山型被动陆缘·····	235
3.2.3	转换型陆缘·····	236
3.2.4	空间分布·····	236
3.3	被动陆缘形成与演化·····	238
3.3.1	大陆裂解和海底扩张·····	238
3.3.2	被动陆缘层序地层·····	244
3.4	被动陆缘构造成因模式·····	255
3.4.1	地壳裂解模式·····	256
3.4.2	沉积荷载模式·····	260
3.4.3	正断层模式·····	264
3.4.4	纯剪模式·····	265
3.4.5	单剪模式·····	272
3.4.6	洋-陆转换带·····	279
3.4.7	洋-陆转换带的深部过程·····	282
3.5	被动陆缘-安第斯型陆缘转换·····	290
3.5.1	被动陆缘转化成安第斯型陆缘·····	290
3.5.2	被动陆缘与岛弧碰撞形成安第斯型陆缘·····	292
参考文献	·····	294
索引	·····	317
后记	·····	319

1.1 洋壳物质组成与垂向结构

1.1.1 标准洋壳组成

大洋表层物质成分和结构的认识可以通过系统地观测、采样和钻探等方法来获得，但对于洋底深部地壳组成和结构的研究主要依赖各种地球物理方法，如反射地震探测法。20 世纪 50 年代以来，尽管发现不同洋区或同一洋区的不同构造单元之间洋壳结构都有明显的变化和差异，但经过反射地震探测确认，全球大洋盆地中的洋壳总体具有一致性，即普遍很薄且一般具有三层结构。基于这种一致性，可以建立标准洋壳结构，也就是大洋盆地的理想地壳结构。表 1-1 为 Bott (1982) 划分的标准洋壳结构的地震纵波速度和厚度特征。

表 1-1 标准洋壳结构的地震纵波速度和厚度特征

项目		$V_p/(km/s)$	平均厚度/km
水层		1.5	4.5
洋壳	第一层：沉积层	1.6 ~ 2.5	0.4
	第二层：基底层	3.4 ~ 6.2	1.4
	第三层：大洋层	6.4 ~ 7.0	5.0
莫霍面 (Moho)			
洋幔 (也称地幔层或第四层)		7.4 ~ 8.6	

资料来源：Bott, 1982。

1.1.1.1 洋壳分层

第一层为沉积层 (简称层 1)，厚度为 0 ~ 2km，平均厚度约为 0.4km，该层地震波速度与厚度的区域性差别相当大，地震纵波速度 (V_p) 为 1.6 ~ 2.5km/s。海床表面物质主要由未固结的生物、自生、火山成因的或浊流搬运到深海的陆源沉积物

等组成。这些深海沉积物经常受到洋内温度和盐度控制的底流和等深流的再搬运。沉积层通常在洋中脊轴部缺失或极薄，随着远离洋中脊而逐渐增厚，洋盆边缘最厚可达2km。

第二层为基底层（简称层2），亦称为火山岩层， V_p 多为3.4~6.2km/s。该层表面极不平坦，厚度变化较大，介于1.0~2.5km，平均厚度约为1.4km。层2上部为低钾拉斑玄武岩（即大洋拉斑玄武岩），主要是夹杂有深海沉积物的枕状熔岩（图1-1）及玻璃质火山碎屑岩，有时可见熔积岩。越往下沉积层越少，以至消失。该层下部还有呈岩脉或岩床形式的辉绿岩，底部为席状岩墙群，只有在远离洋中脊的一边单支岩墙才有冷凝边，这显著区别于具有双侧冷凝边特征的侵入陆壳的辉绿岩墙（图1-2）。

但是，自从声呐浮标被广泛应用以来，越来越多的证据显示，层2可分为两个或三个亚层（分别标注为2A和2B，或2A、2B和2C）。根据太平洋700多处反射地震资料得出，2A亚层的 V_p 为2.5~3.8km/s，2B亚层的 V_p 为4.0~6.0km/s，2C亚层的 V_p 为5.8~6.2km/s。深海钻探第83航次504B钻孔穿入层210余米，揭示了构造特征各异的三层玄武岩，自上而下分别是：①枕状玄武岩；②枕状玄武岩、玄武岩流和岩墙的互层；③块状玄武岩和岩墙，对应地震探测剖面中的2A、2B和2C亚层，但地震界面相对于玄武岩构造层的界面偏移约100m。看来，地震参数既取决



图1-1 大西洋洋中脊的枕状熔岩形态和冷却成因的复杂裂隙发育最大的枕状体约1m

资料来源：<http://www.earthhistory.org.uk/recolonisation/water-everywhere>

于岩石的原始成分，也取决于其随后的变化。DSDP 504B 孔的数据证实，大洋玄武岩波速随深度增加而增加，原因是岩石孔隙和裂隙逐渐被低温次生矿物所填充。在大洋中，层 2A 分布局限，产生于洋中脊轴部、海山或火山成因的隆起高地。

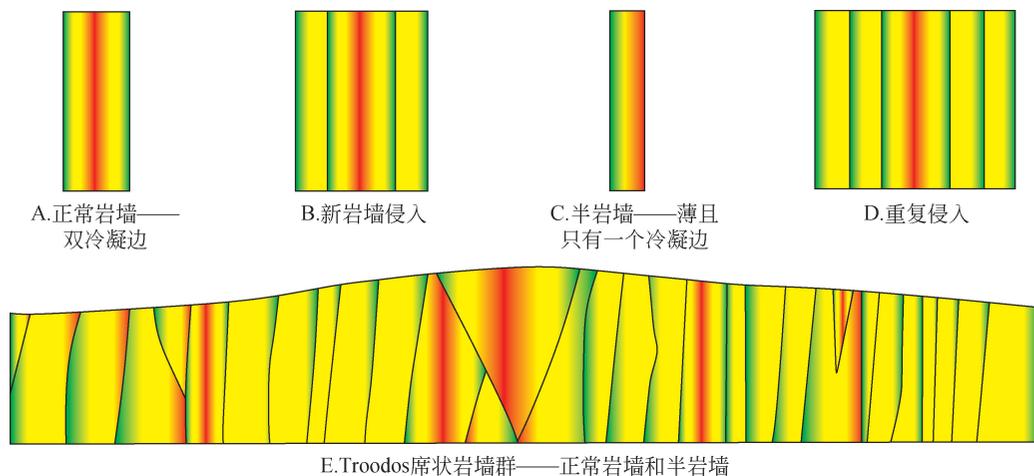


图 1-2 洋底席状岩墙群

当一条正常岩墙 (A) 中心还是热的且是熔融状态时，力学上较薄弱，此时 A 容易被一条更年轻的岩墙从其热的中心分离，(B) 分离为对称的具有单冷凝边的两条岩墙 (C)，这个过程重复进行就形成了洋中脊岩浆房之上的席状岩墙群 (D)。一条典型剖面 (E) 见于塞浦路斯的特罗斯多斯 (Troodos) 席状岩墙群。与正常大陆岩墙的双冷凝边对比，洋底一条岩墙只有单冷凝边。绿色为冷凝边；红色为热的中心

第三层为大洋层 (简称层 3)，是洋壳的主体。 V_p 为 $6.4 \sim 7.0 \text{ km/s}$ ，由此推测层 3 可能是辉长岩、角闪岩及蛇纹石化橄榄岩等，其厚度不均一，平均厚度约为 5.0 km 。层 3 可分为两个亚层 (3A 和 3B)。

根据太平洋 700 多处反射地震探测资料得出，层 3 分为 3A ($V_p = 6.5 \sim 6.8 \text{ km/s}$)、3B ($V_p = 7.0 \sim 7.7 \text{ km/s}$) 两个亚层。关于第三层的组分，是以地震探测结果和所采样品弹性波传播速度的实验室测量结果为依据推测的。综合各种研究资料，层 3A 由变粗玄武岩或上地幔的蛇纹岩化超基性岩组成；层 3B 可能由辉长岩或辉长岩和蛇纹岩或上地幔的蛇纹岩化超基性岩组成。

层 3B 的底板层是 Moho 面，Moho 面以下为大洋地幔最上层 (简称洋幔)，也称第四层，表现为 V_p 突变到 $8.1 \sim 8.2 \text{ km/s}$ ，变化范围在 $7.4 \sim 8.6 \text{ km/s}$ ，平均 V_p 为 8.0 km/s 。一般认为海底之下的地幔组分相同，但其上部速度波动很大，这可能是由地幔速度的各向异性所致。

此外，不同学科对标准洋壳组成或结构的认识存在巨大差异，图 1-3 概括了标准洋壳结构的地震、构造、变质和岩浆的可能模式。

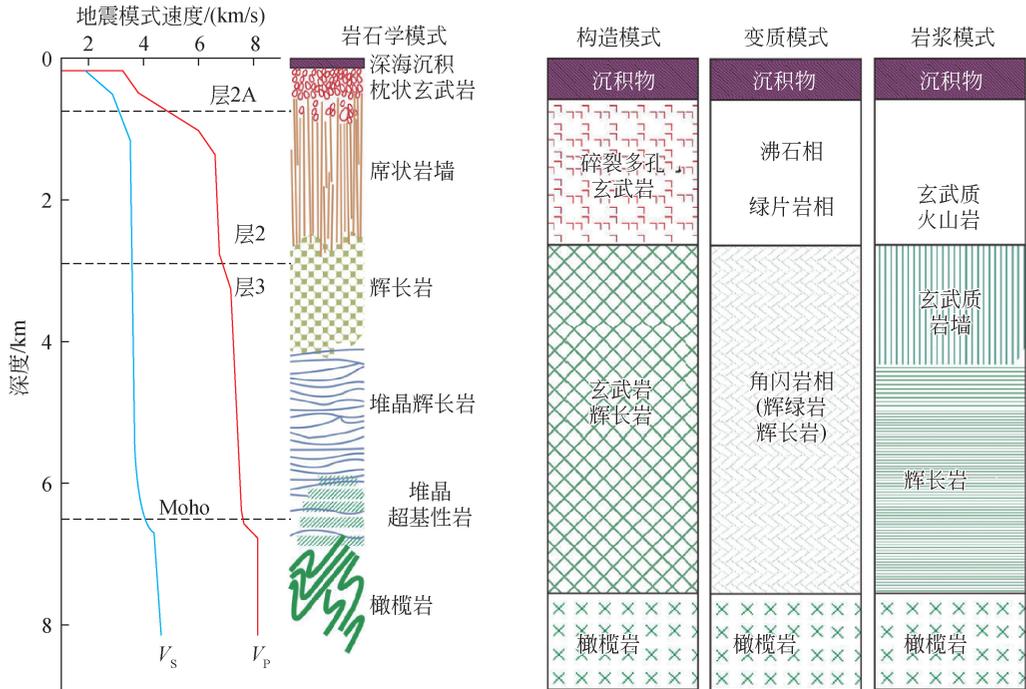


图 1-3 标准洋壳结构的地震、构造、变质和岩浆的可能模式

1.1.1.2 洋幔

上地幔岩石是超镁铁质岩石。根据矿物成分，超镁铁质岩划分为橄榄岩和辉石岩两类。大洋超镁铁质岩大都属于橄榄岩，其中，约 75% 是方辉橄榄岩 (harzburgite)，约 25% 是二辉橄榄岩 (lherzolite)。橄榄岩主要由橄榄石、斜方辉石、单斜辉石组成。此外，因岩浆起源深度 (压力) 不同，还可以出现斜长石、尖晶石及石榴子石中的一种。图 1-4 所示为洋壳、洋幔的岩石与矿物组合之间的关系模式。地震波速度可

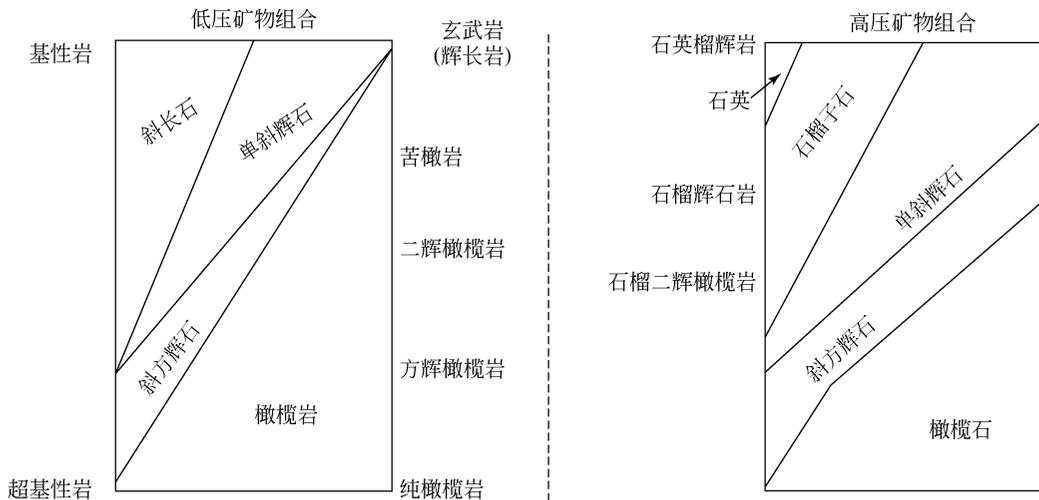


图 1-4 洋壳、洋幔的岩石与矿物组合之间的关系模式

以用来确定地幔岩的岩石组成。因此，上述地幔岩组成矿物的弹性波速度（表 1-2）对建立更准确的地幔岩石模式至关重要。

表 1-2 地幔中矿物的弹性波速度

矿物	密度/ (g/cm^3)	P 波速度 V_P / (km/s)	S 波速度 V_S / (km/s)
橄榄石	3.31	8.42	4.80 (4.89)
斜方辉石	3.34	7.95 (7.85)	4.76
单斜辉石	3.28	8.06	4.77
尖晶石	4.00	9.20	5.10
石榴子石	3.70	9.00	5.00

资料来源：Green and Liebermann, 1976。

地幔顶部岩石的 P 波平均速度为 $8.15\text{km}/\text{s}$ ，按表 1-2 和表 1-3 所揭示的矿物波速组合考虑时，地幔顶部岩石很可能是富含橄榄石的超基性岩。天然的超基性岩大都具有各向异性。在单斜辉石（绿辉石）与石榴子石组成的榴辉岩中，超基性岩具有较强的各向异性（表 1-3）。如果结晶方位趋向一致的岩石也具有各向异性，则也符合上述性质。地壳底部的岩石也可以认为是从地幔的平均成分中减去地壳成分后（斜长石与单斜辉石分离后）残留的超基性岩，而地幔顶部则是纯橄榄岩或方辉橄榄岩。

表 1-3 地幔中矿物弹性波速度各向异性 (单位: km/s)

矿物	最大的 P 波速度 V_P	最大的 S 波速度 V_S
橄榄石	9.89	7.72
尖晶石	8.30	7.04
石榴子石	9.12	6.96

资料来源：Kushiro, 1969。

这种超基性岩层能延续到哪一深度，至今仍不清楚。如果认为地幔的化学成分是均一的，同时考虑矿物的弹性波速度因温度、压力变化而产生的变化幅度，以及随深度增加而产生的温度上升（表 1-4），那么就可知深度增加时温度效应使地震波速度变慢，而深度增加时压力效应使地震波速度变快，且压力效应大于温度效应，所以，地震波速度必然随深度增加，但其增幅有所变小。

表 1-4 弹性波速度与温度、压力相关性

矿物	$1/V_P (\delta V_P/\delta P)_T$ /(1/mbar)	$1/V_S (\Delta V_S/\delta P)_T$ /(1/mbar)	$1/V_P (\delta V_P/\delta T)_P$ /[$\text{km}/(\text{s} \cdot \text{deg})$]	$1/V_S (\delta V_S/\delta T)_P$ /[$\text{km}/(\text{s} \cdot \text{deg})$]
橄榄石	1.21	0.74	-0.58×10^{-4}	-0.70×10^{-4}
石榴子石	0.92	0.46	-0.46×10^{-4}	-0.46×10^{-4}

资料来源：Green and Lieberman, 1976。

另外，地幔物质上涌时，海岭或洋中脊正下方的喷溢处洋壳厚度越薄，熔融越容易进行，因此，上地幔最上部为完全抽取地壳成分后的纯橄榄岩，其下部很可能为残留有地壳成分的橄榄岩。橄榄岩由于压力不同，自上而下分为斜长石橄榄岩、尖晶石橄榄岩与石榴子石橄榄岩三种。按这个顺序，其密度增高，地震波速度加快。因此，根据大洋岩石圈地幔的温度、压力条件，稳定的岩石组成模式是上部为斜长石橄榄岩，中部为尖晶石橄榄岩，下部为石榴子石橄榄岩 [图 1-5 (b)]。如果认为洋底岩石圈板块的最上部为纯橄榄岩，随深度增加向石榴子石橄榄岩过渡，那么洋底岩石圈板块可以绘成如图 1-5 (b) 所示的层状构造。

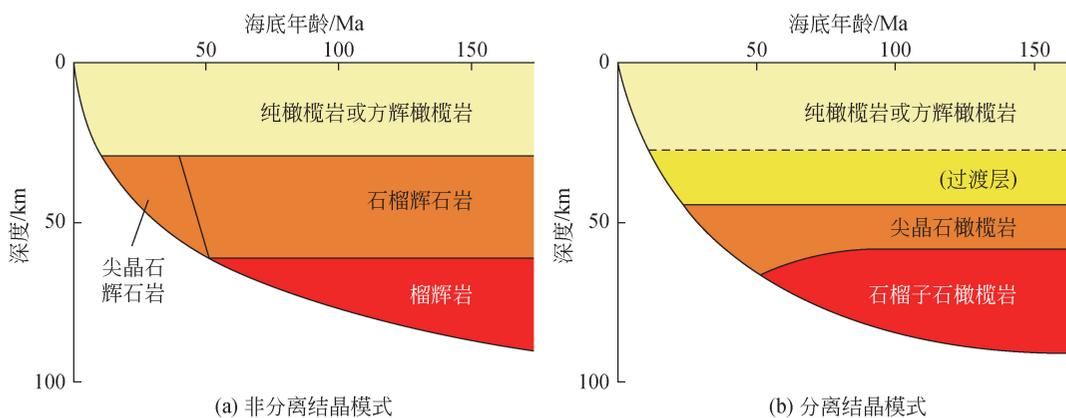


图 1-5 海洋岩石圈的层状结构 (Yoshii, 1973; Green and Liebermann, 1976)

根据大量人工地震观测的结果，大洋板块 50 ~ 60km 以下深度有一个 P 波速度为 8.5km/s 或更高的高速层。虽然人工地震方法不能测定 S 波速度，但采用海底地震仪，从天然地震的 S 波走时测定中，发现 S 波速度在 4.9km/s 以下，大概是 P 波速度为 8.6km/s 的那一层的 S 波速度。古老板块的 S_n 波速度为 4.8km/s，因此，速度大于 4.9km/s 的 S 波速度层可能存在。但是，Forsyth (1977) 认为，根据面波的解释，S 波速度必然随深度增加而降低，不存在 S 波高速层。S 波与 P 波上的这一差异是解析上的误差，还是 P 波所发现的高速层厚度薄而影响不了波长较长的 S 波，这个问题迄今尚不清楚。

从 P 波解析所得知的高速层，不能够用“上地幔 = 橄榄岩”这一认识来解释。如图 1-4 所示的岩石组合模式，由于岩石圈板块下部向石榴子石橄榄岩过渡，所以地震波速度也在增加，即使这种增加是微小的。在大洋板块下部的温度、压力下，P 波速度为 8.6km/s、S 波速度为 4.9km/s 的岩石，其石榴子石的含量必须在 60% 以上。石榴子石的弹性波速度不仅快，而且密度大。一般说来，密度大的矿物弹性波速度快，而石榴子石与同样弹性波速度的矿物相比较，密度更大，这是石榴子石含铁多的缘故。因此，如果能够精确地确定地幔密度分布，就能测定板块下部是否

有含大量石榴子石的岩石层或岩石圈地幔。

软流圈中的流体，由于温度高，所以黏度低。软流圈上部玄武质成分流体的黏度在几十泊^①（P）以下，这大体相当于甘油的黏度。这样轻的流体怎能会停留于晶体之间而不集聚于软流圈上部呢？事实上，在高温高压岩石熔融实验中，熔体/流体与残存晶体在容器中上下分离也十分棘手。但在研究板块运动方式和火山成因时，通常认为在板块下部可能有一薄的流体层，也许正是由于流体向板块下部迁移、聚集并冷却，而使板块逐渐增厚。将橄榄岩置于相当于板块底部的温度和压力条件下，使橄榄岩部分熔融。实验结果显示，其最初形成的流体化学成分为石榴辉石岩，所以，这种机制能够生成所谓的石榴辉石岩层 [图 1-5 (a)]。但是，由部分熔融熔体本身结晶而生成的石榴辉石岩中，石榴子石含量约为 50%。因此，含石榴子石 60% 以上的高速层就不可能由这一机制产生。

熔体不是侵入板块，而是在板块底部缓慢冷却，通过分离结晶析出的晶体附着于板块底部，从而使板块或上覆岩石圈变厚，但如此析出的晶体与岩浆的成分是不相同的。由于压力、部分熔融程度以及流体中水与二氧化碳含量的差异，其分离结晶过程有微妙的变化。例如，在 60km 以下深处压力条件下，发生“橄榄石+斜方辉石+流体→单斜辉石+石榴子石”反应，所以，分离结晶过程中 [图 1-5 (b)] 熔体析出单斜辉石与石榴子石，形成石榴辉石岩。这一机制虽然能形成石榴辉石岩层，但要形成含石榴子石 60% 以上的高速层岩石也绝非易事。

明确板块最下部是富含石榴子石的岩石，还是结晶方位有规律性的橄榄岩，这对确定板块与软流圈交界面的性质非常重要。无论哪种机制，只有软流圈熔融才能发生石榴子石富集这样的化学分异作用。另外，橄榄石结晶方位趋向一致时，表明它以固态发生过流动。

1.1.1.3 洋壳结构变化和洋底变质作用

实际上，洋中脊地壳结构与标准洋壳结构存在着明显差别。其影响因素如下。

1) 壳幔混合层的出现，壳幔混合层位于轴部年轻洋壳地震速度剖面上发现的低速洋壳层与异常洋幔的过渡带，异常洋幔 V_p 为 7.2 ~ 7.8 km/s，而低速洋壳层 V_p 约为 5.0 km/s，顶面埋深从海底之下数百米至 2.0 ~ 4.0 km。低速洋壳层一般产出于年龄小于 1.5 Ma 的洋底之下，这与洋中脊轴部之下岩浆房局部熔融的高温岩石有关。它导致该区厚度显著减小（轴部厚度为 2 km 或更小）。

2) 构造作用也可导致洋中脊某些地段轴部缺失层 3，层 2 直接覆于异常地幔之

^① $1P = 1 \text{ dyn} \cdot \text{S} / \text{cm}^2 = 10^{-1} \text{ Pa} \cdot \text{S}$ 。

上；或有的地方，层 2 虽较厚但因完全缺失层 3，整个洋壳厚度明显减薄，如大西洋。

3) 沉积厚度的不均一性，导致某些洋中脊地段的层 1（沉积层）缺失或极薄，如东太平洋海隆及其他一些洋中脊地段。

4) 洋壳中的热液活动，由于在层 2 底部，洋壳变质作用可达到绿片岩相和绿帘石角闪岩相的条件（温度约为 350℃），层 3 底部辉长岩也可变质成低角闪石相矿物组合，这导致洋中脊的洋壳结构在各地段表现不同。

多数研究人员对洋壳的变质作用和热液交代过程有着浓厚兴趣，区分洋壳的洋底变质作用和俯冲变质作用见 2.2.3 小节。洋底变质作用是指正常洋盆和洋中脊发生的热液交代变质作用，因为洋中脊下部存在一个热的岩浆房，上部海水层厚 3km 少量渗入下部地质环境。因而，这里有着非常多的科学问题。

- 1) 洋底变质作用强度如何，变质效应从洋中脊可拓展多远？
- 2) 强烈的热液活动（hydrothermal activity）是否会导致矿床广泛分布？
- 3) 变质作用是否会影响磁条带异常样式（magnetic anomaly patterns），从而影响洋壳定年？
- 4) 洋壳是否会水化，因为这涉及俯冲带流体的重要来源。
- 5) 热液交换（hydrothermal interchange）是否会影响海洋的化学收支（chemical budget）？

毫无疑问，超过 90% 的蛇绿混杂岩（ophiolite complexes）被交代过，从 20 世纪 60 ~ 70 年代就其是否为造山运动期间造山带变质作用或俯冲期间的俯冲变质作用的结果的疑问，到现在才有了一个合理的解释，原因是拖网获得的大量洋壳样品揭示其发生了交代作用。Cann（1979）识别出大洋玄武岩中 5 种不同矿物组合（表 1-5），岩石保存了火成岩结构。

1) 棕石相（brownstone facies）：由低温洋底风化或冷的热液交代作用形成（图 1-6），在氧化条件下，产物通常是棕黄色，褪色后为蓝灰色。矿物组合并没有达到平衡，只是替代了特定的原始矿物组合。在强烈交代作用下，橄榄石被绿磷石 [celadonite，即富钾的铁伊利石（illite）替代]。它们充填了玄武岩中的气孔（vesicles），交代了火山玻璃，交代程度较低时为皂石 [saponite，即富镁的三八面体的蒙脱石（smectite）]。黄铁矿（pyrite）非常普遍，因此，玄武岩中存在黏土交代的产物。尽管斜长石（plagioclase）在发生强烈交代作用时，也可能转化为钾长石（K-feldspar），但通常是新鲜的。玄武岩中普遍存在火山玻璃，而出现橙玄玻璃 [palagonite，即橘黄色无序排列的伊利石] 通常与低温沸石 [zeolite，即钙十字沸石（phillipsite）] 及方解石有关。

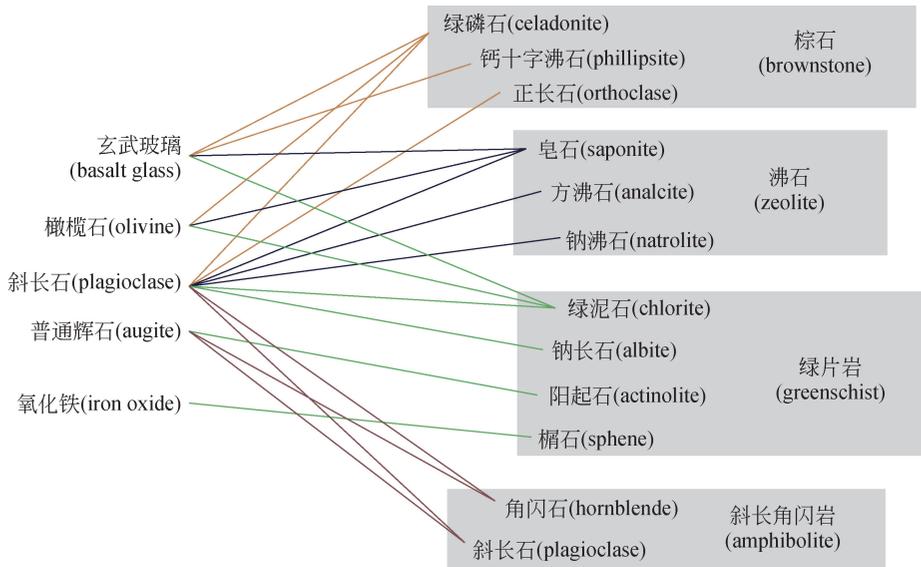


图 1-6 玄武岩中的矿物转变 (Cann, 1979)

2) 沸石相 (zeolite facies) (温度大于 230℃): 钙十字沸石被高温的沸石-方沸石 (analcite) 和钠沸石 (natrolite) 交代 (图 1-6), 如冰岛出现的沸石特征矿物带。基性矿物被皂石 (saponite) 或皂石-绿泥石交代成层状, 相对棕石相而言, 颗粒较粗。部分斜长石被皂石交代, 但普通辉石 (augite) 保持新鲜。该相上限以沸石和皂石的消失及钠长石 (albite) 和绿泥石 (chlorite) 的出现为标志。

3) 绿片岩相 (greenschist facies): 钠长石+绿泥石+阳起石 (actinolite) +绿帘石 (epidote) +楣石 (sphene) (图 1-6)。交代程度不同, 原始矿物组合可完全被置换。普通辉石通常是残余矿物, 脉体常含石英, 且非常普遍。矿物组合可能是平衡的, 也可能是不平衡的。该相上限以钠长石、绿泥石和阳起石的消失以及绿色铝质角闪石 (An₂₀₋₃₀) 的出现为标志。

4) 角闪岩相 (amphibolite facies): 角闪石 (hornblende) + 钙斜长石 (Ca-plagioclase) + 钛铁矿 (titanomagnetite) + 绿帘石 (epidote) (图 1-6)。在粗颗粒的岩石中, 如深源的岩墙和辉长岩, 这个组合非常发育。变质程度不同, 一些原生角闪石出现在辉长岩或闪长岩中, 但角闪岩相的变质矿物组合叠加在这些岩石中也非常清晰。变质作用往往紧随岩浆活动发生。

洋壳变质作用见下表 1-5, 注意这不只是被交代的基性洋壳 (玄武岩和闪长岩)。地幔本身也可以沿着断层、转换断层和破碎带而出露洋底, 在低于 450℃ 时, 地幔频繁地被交代为蛇纹石 (serpentine, 大约含 13% 的水), 蛇纹石有三种: 叶蛇纹石 (antigorite)、纤蛇纹石 (chrysotile) 和利蛇纹石 (lizardite)。但是, 在更高温度下, 其他含水矿物如滑石 (talc)、透闪石 (tremolite) 和绿泥石也可以形成。

表 1-5 交代的洋壳矿物组合

相	玄武岩	橄榄岩
棕石相	绿磷石	钙十字沸石 + 橙玄玻璃 + 皂石
沸石相	皂石+ 混合层 + 方沸石+钠沸石	?
绿片岩相	绿泥石+钠长石+阳起石+绿帘石+楣石	利蛇纹石、磁铁矿
角闪岩相	角闪石+斜长石+铁氧化物	透闪石+橄榄石+顽火辉石 (enstatite)
辉长岩	普通辉石+斜长石+紫苏辉石 (hypersthene) + 铁氧化物	橄榄石、顽火辉石+透辉石 (diopside)、铬铁矿 (chromite)

洋壳变质作用的绿片岩相和角闪岩相与区域变质作用的绿片岩相和角闪岩相区别如下：①洋壳变质作用的地温梯度高，每千米约几百摄氏度，而区域变质则为 30 ~ 50°C/km。②在基性岩中，因压力不够高，故无石榴子石。③前者岩石没有变形组构（除破碎带外）。④两者结晶程度不同，低级变质组合常叠加在早期高级变质组合之上，这是因为随着洋壳逐渐移离洋中脊，热液活动依然在较冷的条件下持续发生，而区域变质更多情况下是在一定温压条件下达到平衡。

尽管大洋钻探已经超过了 50 年，但洋壳中钻孔多为几百米，还没有达到棕石相和沸石相深度，最深的也不过 2500m，更没有穿到绿片岩相和角闪岩相深度。为了能看得更深，就有必要分析蛇绿混杂岩。

蛇绿混杂岩研究表明：①变质强度（重结晶，recrystallisation）在席状岩墙中最大，因为垂直的岩墙边缘有利于循环流体进入，且具有更高温度下的快速反应速率。这体现在强烈渗漏的席状岩墙带中水岩比较高，化学元素都不需要形成新的矿物（角闪石和绿泥石）就可以进入流体中，如 Rb、U、Th、K、Sr、Ba 和 Zn、Cu、Pb 等亲铜元素（chalcophile）都可从岩墙中移出。前一组元素可以被棕石相中的沸石和黏土再吸收。然而，剩下的进入海水中，亲铜元素形成大量的海底硫化物（黑烟囱主要组成）。总体上，热液活动在洋壳中形成大量垂直的化学分带。活动元素进入洋壳顶部，在洋壳俯冲和岛弧岩浆形成时会变得“活动”。②随着洋壳移离洋中脊，地热梯度下降，循环的海水导致低级变质矿物组合形成，并叠加在高级变质矿物组合之上。随着次生矿物的生长，循环通道变得不通畅，二次变质作用强度较低。玄武岩之上的沉积层逐渐加厚，也将破坏这种流体循环。

破碎带处的洋壳在其结构组成中可划分出 V_p 为 3.9 ~ 5.0km/s 厚 2km 的层 2A，直接覆于 V_p 为 7.6 ~ 7.8km/s 密度较小的地幔岩之上，其中，缺失层 2B、层 2C 和层 3。不过，这种缺失只局限于沿转换断层走向的狭窄（约宽 10km）地带。在该地带之外，层 2 之下重新出现层 3。破碎带处的异常洋壳基本上是强烈破碎和受热液蚀变的玄武岩、辉长岩以及由各种大洋辉长岩类形成的角闪石岩组成的薄层（厚度为 1 ~ 3km）。在某些地方，下伏地幔的超基性岩遭受强烈的蛇纹石化作用。异常洋