

绪 论

一、《地学概论》课程的性质与任务

《地学概论》是以地质学、地貌学基本知识为主体，并吸收了地理学、环境科学等有关知识组成的一门综合性课程。课程内容包括三个方面：一方面是地球，主要是地壳的组成物质及其形成、分布和演化，地表形态的发展过程及发育规律等地质学基础知识；第二方面是第四纪和地貌研究的基本知识，第四纪自然环境变化的重要方面，即第四纪气候、海平面、生物和古人类、新构造运动等基本情况；第三方面增加了地球资源及资源开发与环境变化和我国自然环境分区等自然地理学的内容。这是因为近年来人类活动的范围和空间不断扩大，对自然环境影响的程度加深，人类承受环境、生态、人口和资源的巨大压力。为使今后人类与自然之间能保持和谐，并使经济能持续发展，利用多学科交叉方法，研究人类生态环境的发展趋势与潜在重大灾害，已成为世界科学界关注的重大问题。因此《地学概论》课程在有限的学时内，除讲授主体学科最重要的基本知识与应用外，对地球资源与环境的关系和变化作了扼要介绍。

《地学概论》课程在环境生态类专业中是必修的专业基础课，与该专业开设的土壤学、气象学、水文与水资源学等课程关系十分密切，着重阐述地质学和地貌学的基础知识和基本理论。它的任务是为各专业课奠定基础理论和基本技能，使学生掌握有关地学方面的基本知识和研究方法，为今后开展有关的科学研究和生产实践活动准备必要的条件。

二、地学研究对象和研究方法

如上所述，本课程是以地球，主要是地壳和地表地貌形态、地球资源与环境为对象的一门课程，采用的研究方法与地质学研究地球的方法相似。其研究对象具有以下特点：

1. 时空的无限性

地球形成已有 46 亿年历史。现今地壳的结构和构造、地表海陆的分布、煤碳、石油等资源的形成，都经历了以百万年甚至千万年为时间尺度的漫长地质历史过程，因此在进行地学问题的研究时，不能把地球历史和人类历史相比拟，要充分考虑时间悠久性这一特点，建立起地质历史时间尺度的概念。

地球拥有巨大的空间，表面积为 $5.1 \times 10^9 \text{km}^2$ ，其中海洋面积 $3.61 \times 10^9 \text{km}^2$ ，陆地 $1.49 \times 10^9 \text{km}^2$ 。在如此大的空间范围，物质基础和外界条件有巨大的差异，因而表现出不同的变化过程。在漫长的地质历史过程中，整个全球范围内有着统一的发展规律，但各个地区的地质发展过程又存在很大差异。例如中国的北方和南方，由于地质经历不同，地质特点就有很大差别。因而在研究各地区的地质现象时，既要认识和掌握它们的共性，也要分析找出它们的差异性，也就是各地区的地质现象的个性。不能简单地根据一个地区的情况去推测其它地区甚至全球，而应根据地区具体情况，具体分析，从而得出符合客观规律的正确结论。

2. 变动的复杂性

地球不仅具有巨大的空间，而且组成复杂，既包括有机界，又包括无机界；既经历了漫长的历史，又有广阔的空间。在其发展和演化过程中，各种因素相互作用、相互联系和转化，因而决定了变动复杂性的特点。

3. 地质作用的不可逆性

地球在其形成的漫长历史过程中，始终处于永恒的不断运动之中，它的形成是由简单向复杂、由低级向高级的发展和演化，而不是简单的重复和循环。过去和今天不会完全一样，今天也不是过去简单的重复，地质作用具有不可逆性。

自然科学的研究方法，几乎都是运用观察、综合分析和实验的方法。但由于地质学的研究对象——地球，是一个庞大而复杂的星体，在漫长的演化过程中，始终处于永恒的运动中，我们现今见到的地球，仅是它全部运动和发展过程中的一个阶段。就岩石圈而言，也只代表地球演化的一个侧面。地质学研究对象的特殊性，就决定了地质学的研究方法与其它自然科学的研究方法有所不同。地质学的研究模式可以概括为：观察——分析归纳——上升为理论——通过实践——不断反馈——不断修正、提高理论——从定性描述向定量发展。地质研究，一般从以下几方面着手：

野外观察 这是进行地质研究的第一步，也是最基本的研究方法。由于地质现象的特殊性——规模宏大、过程漫长、条件复杂，在实验室内无法完全按照自然情况去进行实验，这就决定了必须以观察自然为主要研究方法，把自然界作为实验室。具体的讲就是通过生产实践和到大自然中去观察各种地

质现象，详尽地收集第一手资料。在此基础上，对收集到的资料进行综合分析，找出规律性的东西，总结归纳成为理论，然后再将这些理论用于实践，用这些理论去指导生产实践，并在实践中检验、补充、丰富和发展。

实验和模拟实验 为了研究矿物、岩石、化石和地下水等的化学成分、物理性质及内部结构等，必须采用各种方法进行室内实验和分析研究，如矿物和岩石的显微镜下观察、化学分析和力学性质实验等。由于许多地质现象都是规模大、条件复杂、形成时间漫长，一般实验方法在地质学研究中受到限制，所以主要采用模拟实验。如在室内模拟地球深部的高温高压环境，以观察地球内部物质状态及其变化，或者将规模巨大，历时漫长的地质现象和地质作用过程（如山脉及其形成过程、地壳变形等），按比例缩小规模、缩短时间，在室内使它们在短期内重现以进行观察。这有助于我们对很多地质现象和地质作用过程进行深入的了解。由于我们在室内不可能完全重现自然界复杂而多变的条件，故模拟实验也不可能完全重现地质作用的过程和结果，需要综合分析研究，不断的进行修正。

历史比较法 在地质学研究中，经常采用“将今论古”的推理方法，即以观察现代地质作用的结果为基础，再将过去的地质作用的结果与之对比，从而推断昔日产生这些结果的地质作用过程。也就是用现在的已知，去推断过去的未知。英国地质学家查尔斯·莱伊尔(Charles Lyell, 1797~1875)曾经说过“现在是认识过去的钥匙”。例如我们知道现代盐湖中的盐是在蒸发强烈的干旱和半干旱环境中沉积的；煤是在湿热地区湖泊沼泽中的植物沉积后被掩埋在地下，经过复杂的化学变化而形成的；珊瑚礁是在温暖清澈的海水中生成的等。如果我们发现某地有盐层、煤层或由珊瑚礁等组成的岩石时，就可推断该地区的环境曾分别是干旱的湖泊、潮湿炎热地区的沼泽和温暖清澈而平静的海区等。依此类推，如果我们发现某地有像现代火山喷出物形成的岩石存在，就可推断该地区过去曾发生过火山喷发。莱伊尔认为现在的地质作用与地史上的地质作用是一样的，不同的只是量的差别，这一观点被称为均变论。但事实上，地质作用的改变不只是量的变化，而且还有质的变化，不只是缓变，还有突变。我们在运用将今论古的推理方法时，不能简单地生搬硬套，将今论古不是将今等古。因为事物发展过程不是简单地重复和一成不变的。如在上述例子中，尽管成煤条件和生物习性等和现代生物有相似之处，但是过去的生物并不同于现代的生物，过去的环境也不同于现代的环境。所以，必须用历史的、辩证的和发展的思想作指导，而不是简单地、机械地以今论古，才能得出正确的结论。

飞速发展的科学技术，在地质学领域被大量应用，为地质科学的发展注

入了新的活力。过去在传统地质学研究中用锤子、罗盘、放大镜就可进行地质研究工作，现今则必须采用遥感、物探、同位素分析等多种新技术和新方法，野外与室内相结合，宏观与微观、定性与定量相结合，使地质领域的研究更为准确，更符合实际。

三、本课程主要学科发展概况

作为本课程主体的地质学是一门比较年轻的学科，它成为一门独立的学科的时间不足 200 年。地质学这个概念的形成是在人类长时期积累的矿物、岩石、矿石的性质和用途以及地表现象的最基本的知识的基础上建立和发展起来的，到 18 世纪最后 25 年，才开始奠定了科学的基础。当时欧洲资本主义的蓬勃兴起，促进了生产力的发展，地质学从单纯的现象描述开始进入理论的探讨，生产上对矿物原料的需求迅速增长，从找矿、勘探和开采活动中积累了丰富的资料，成为地质科学发展的重要推动力。随着生产发展的需要，地质学已由最初单纯的现象描述，发展成为一系列互有联系的学科体系的总称了，划分出了许多专门学科。进入 20 世纪以来，又不断产生和发展了一些新的学科，包括多学科、结合生产的边缘学科，以及应用地质学方面的应用学科，随着新技术应用而产生的一些新型学科等等。随着新技术的应用和发展，地质学的研究领域也在不断扩大，研究方向也发生了重要变化。现代地质学的研究范围已由大陆转向海洋，由地壳浅层深入到地球深部，由地球勘查扩大到太空探测，使地质学的研究进入一个向宏观世界和微观世界发展的新时期。

本课程的另一部分，地貌学与第四纪地质学都是从地质学和地理学中发展起来的。19 世纪末至 20 世纪初，探险、区域考察、运河、水坝建筑和建材与砂矿开采等活动推动了地貌学和第四纪地质学的发展。20 世纪前半叶，第四纪地质学在沉积物成因、动植物群、古气候、海平面变动和新构造运动等方面；地貌学在河流、冰川、喀斯特、海岸、荒漠和冻土等方面的研究都取得了重要的理论发展和应用成果。20 世纪 60 年代以来，在第四纪地质学与地貌学研究的深化过程中，气候地貌和构造地貌研究取得了明显进展。由于新技术、新方法的应用，第四纪海洋地质研究取得了重大突破。根据对深海沉积物钻孔岩芯试样和对黄土、冰芯的研究，提出了与传统陆地冰期方案不同的气候波动模式。这些研究成果为全球气候与环境变化研究打下了新的基础。现代第四纪研究日益向多学科交叉的综合性第四纪地球学科方向发展，成为近 30 年来环境、资源与应用研究并重，研究内容最丰富和发展最快的地球科学分支学科之一。

第 1 章

地 球

1.1 地球行星的特点

1.1.1 宇宙和太阳系

宇宙是物质的。它是不依赖于人的意识而客观存在的，并处在不断地运动和发展中，在时间上没有开始没有终了，在空间上没有边界没有尽头。宇宙是多样的而又统一的：它的多样性在于物质表现形态多种多样；它的统一性就在于其物质性。宇宙间的物质以各种形态存在着：有的是聚集态，构成各类星体；有的成弥散态，构成星云，即云雾状天体；还有弥散于广漠的星际空间，极其稀薄，称星际物质，包括星际气体和星际尘埃。所有这些物质统称天体。宇宙间最重要的天体是恒星，太阳就是恒星的一个典型代表。恒星和星云都拥有极其巨大的质量。相比较而言，太阳系内的行星、卫星、彗星和流星体等，其质量是微不足道的。

大量的恒星和星云构成巨大的天体系统，称为星系。它们是宇宙的基本构件。地球和整个太阳系所属的星系，叫银河系；银河系以外的无数星系，统称“河外”星系。

科学研究中一般谈到的宇宙，都是指我们目前所能观测到的部分宇宙，也就是总星系，或称有限的宇宙，必须与那无始无终，包罗万象的无限宇宙区分开来。恩格斯曾指出：“我们自然科学的极限，直到今天仍然是我们的宇宙，而在我们的宇宙以外的无限多的宇宙，是我们认识自然界时所用不着的”。随着天文望远镜等观测仪器的改进和观测技术的提高，宇宙的可观测范围日益扩大。这个范围已远远超出我们太阳系所属的银河系，而包括数以十亿光年计的河外星系。

太阳系是由太阳、行星、卫星、小行星、彗星、流星体和行星物质构成的天体系统。在太阳系中，太阳是中心天体。其它天体都在太阳的引力作用下，绕太阳公转。地球是太阳系中九大行星之一。

太阳是太阳系的中心天体，也是距地球最近的一颗能够自身发光、发热的恒星。对地球上的人类来说，它是最重要的天体。

日地距离，即地球公转轨道的半长轴，在天文学上作为一个长度单位，叫天文单位（A.U.）。A.U. 为 149 597 870km，光通过这一距离需 8 分 18 秒。太阳的半径为 6.96×10^5 km，是地球半径的 109 倍，太阳的质量为 2×10^{30} kg，相当于地球质量（ 6×10^{24} kg）的 33 万多倍，占太阳系总质量的 99.87%。由于太阳的巨大质量，使得行星、彗星等较小的天体在它的引力约束下，作公转运动，形成一个行星系统。

太阳每秒钟向宇宙空间辐射 3.89×10^{26} J 热量，太阳每年给地球的热能相当于 100×10^{16} kW·h 电力，为目前全世界总发电量的几十亿倍，太阳表面光球的平均有效温度为 5770K。在光球外层的色球和日冕温度随高度增加到 $100 \times 10^4 \sim 200 \times 10^4$ K；从光球向内，温度又随深度的增加而增加。据理论推算，太阳中心温度约达 1500×10^4 K。

太阳是个炽热的气体大火球，从结构上可分为两大部分：内部为稠密的气体，处于高温高压下，是我们无法看到的，外部可见的是稀薄的太阳外层气体。

除太阳外，组成太阳系的主要天体，是绕太阳旋转的九大行星。按其距太阳的远近，次序是：水星、金星、地球、火星、木星、土星、天王星、海王星和冥王星。这些行星的大小和质量相差很大，但都比太阳小得多。它们的总质量只有太阳的 $1/750$ ，总体积只有太阳的 $1/600$ 。行星一般不发射可见光，而以表面反射太阳光显得明亮。行星在以恒星组成的各个星座的天空背景上，有明显的相对移动。

根据行星的质量、大小和化学组成的不同可将行星分为以下几类：

类地行星——离太阳较近的水星、金星、地球和火星都属类地行星。它们的物理性质和地球差不多，质量小，密度大，中心有铁核，含金属元素比例高。

巨行星——木星和土星，是太阳系中最大的行星。它们质量大，密度小，主要由氢氦氖等元素组成。

远日行星——离太阳较远，有天王星、海王星和冥王星，它们的密度介于上述二者之间，主要由氮、碳、氧及其氢化物组成。

另外，太阳系中还有其他的一些小天体，如小行星、彗星、流星和陨星等。

1.1.2 地球行星的特点

地球是太阳系中一颗普通行星。按离太阳由近及远的次序，它是第三颗

行星。宇宙飞船上看到的地球，是一个被大气包裹着的蓝色星球。就大小和质量而言，地球在太阳系的行星中是很不显眼的。然而在九大行星中，唯独地球是一个繁荣昌盛、生气勃勃的有生命的世界。地球在太阳系中有一些独特的优越条件。首先它与太阳的距离适中，加上自转与公转周期适当，使得地球能均匀地接受适量的太阳辐射。整个地球表面平均温度约为 15°C ，适于万物生长，而且能使水在大范围内保持液态，形成水圈。水星和金星离太阳太近，表面温度很高。而距太阳较远的木星和土星所获得的太阳能仅为地球的 4% 和 1%。更远的天王星、海王星和冥王星所接收到的太阳辐射就更微弱了，它们的表面温度都在零下二百多摄氏度。显然，除了地球外的其他行星，由于表面温度过高或过低，都不利于生命的形成和发展。

地球的质量虽不大，但密度较大，由重元素组成，具有一层坚硬的岩石外壳，能贮存液态水。岩石上层经风化，发育形成土壤层，能为动、植物的生长发育提供良好的基地。其他类地行星虽然也有固态的外壳，但没有液态水贮存其上，同时由于其上的温度过高或过低，水汽含量极少。至于类木行星，则密度低，只有中心是由岩石或冰、铁组成的核，球体大部分都呈气态和液态。

在地球引力作用下，大量气体聚集在地球周围，形成包围地球的大气层，大气层对地面的物理状况和生态环境有决定性的影响。地球的大气经过长期的演化，目前主要是由氮和氧组成，并含足量的水汽。除了水星、冥王星以外，其他行星也有大气，但成分与地球上的大气截然不同，如金星和火星的大气主要成分是 CO_2 ；巨行星和远日行星的大气主要成分是氢、氦、氖和有毒的甲烷。地球的大气除了提供生物呼吸的氧外，还能调节地表温度。大气的循环使地面获得大范围的降水。大气还能保护地面不致受流星的直接撞击。

地球大气中含氧丰富，高空氧在太阳紫外线作用下，形成臭氧层。臭氧层吸收太阳紫外辐射使之不能到达地表。这在九大行星中也是绝无仅有的。

在类地行星中只有地球有较强的磁场。地球磁场在太阳风的作用下，形成了磁层，它对太阳风带来的高能粒子具有阻挡及捕获作用，使地球有机体免受侵害。

综上所述，可以看出，在太阳系九大行星中，只有地球才具备生命形成和发展所必需的自然条件。地球表面形成了岩石圈、大气圈和水圈，无机质逐渐转化为有机质，进而演化成原始生命，原始生命经过长期演化又发展成庞大的生物圈。这四个圈层相互作用，相互制约，组成一个复杂的自然综合体，这是其他行星所没有的。所以我们说地球是太阳系中一个既普通又特殊的行星。

1.1.3 地球的起源

形成太阳系的原始太阳星云的化学组成主要是由氢、氦和氖等气体组成，约占总质量的 98.5%。此外也包含一些尘粒，它们是由铁、硅、铝、镁、硫及其氧化物所组成的土物质，如 SiO_2 、 MgO 、 Fe_3O_4 和石墨等。此外还有一些氮、氧以及它们的氢化物组成冻结形式的小冰块，称冰物质，如 H_2O 、 $\text{NH}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ （水化氨）， $\text{CH}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ （水化甲烷）。这些尘粒的半径只有 $10\mu\text{m}$ 。土物质和冰物质共占星云物质的 1.5%。

根据太阳系形成的新星云说，原始星云不断收缩，中心部分的物质形成太阳，外围的物质由于惯性离心力作用，未曾向中心集中而演化成星云盘。当太阳成为一颗恒星之后，在光热辐射及太阳作用下，靠近太阳处星云盘中的气物质和冰物质逐渐跑掉，剩下土物质，它们只占原始星云含量的 0.4%。在演化过程中，这些土物质组成的尘粒向星云盘的赤道平面降落，密度增大，彼此碰撞，大的合并小的，逐渐增大成为星子。当星子半径大到 1km 左右时，其质量产生足够的吸引力。在引力吸积作用下，半径越来越大，大约经 1 亿年左右，在靠近太阳的区域，形成了由土物质组成的密度大，质量小的四个行星，地球就是其中之一。

地球形成以后，它的内部圈层发生分化、演变，同时形成地球的外部圈层。经过数十亿年的发展变化，地球成为现在我们所看到的太阳系中的一颗美丽的行星。

1.2 地球的形状与结构

1.2.1 地球的形状与大小

地球是一个巨大的实心椭球体，其主要参数如下：

赤道半径 a $6\,378.164\text{km}$

两极半径 c $6\,356.779\text{km}$

平均半径 R $6\,371.012\text{km}$

扁平率 $(a - c) / a$ $1: 298.25$

赤道周长 $40\,075.24\text{km}$

子午线周长 $40\,008.08\text{km}$

地球的表面积 $510\,110\,934\text{km}^2$

地球的体积 $1\,083\,157\,900\,000\text{km}^3$

地球的质量约 $600\,000 \times 10^3\text{t}$

地球的横向密度如果是均匀的，则其形状应是一个以大地水准面为准的

旋转椭球体。但实测结果，地球在形状上与上列数据所勾绘的理想椭球体之间稍有出入，其南、北两半球并不对称。北极略向外凸，南极稍向内凹，略呈梨形（图 1-1）。由于地球的扁率很小，且与理想椭球体的偏离也很小，所以地球的形态一般可看成是椭球体，也可认为是球体。尽管如此，因为地球的外部形状是内部状态的反映，所以虽然其扁率很小，却可引伸出地球的某些重要特征。地球成为扁球体（旋转椭球体）显然是地球自转离心力造成的结果，它表明地球具有塑性。

1.2.2 地球的物理性质

地球的物理性质包括密度、压力、重力、地磁、地电、放射性、弹性和地热等。

1.2.2.1 密度和压力

根据万有引力公式计算出地球的质量为 $5.98 \times 10^{21} \text{t}$ ，再用体积除其质量即可求出地球的平均密度值为 5.516g/cm^3 。但是，根据实际测定的地表岩石的平均密度为 $2.7 \sim 2.8 \text{g/cm}^3$ 。由此推测地球内部物质应具有比地表更大的密度。根据地震波速度变化计算结果，也证实如此。地球内部密度变化是随深度逐渐增加而增大，但并不均匀，在约 400、650、900、2 900、4 640km 的深度处都有明显的变化，其中尤以 2 900 公里处的变化最大，其余深度处则随深度增加而逐渐增大，直到地心达 12.5g/cm^3 的最大值。密度变化显著的深度处反映出该处地球内部物质成分和存在状态有明显的变化。

地球内部的压力主要指静压力，是由地球本身物质重量引起的。地球内部的压力可按公式 $P_h = h \times \rho_h \cdot g_h$ 求得（ h 为深度， ρ_h 为深度 h 的平均密度， g_h 为深度 h 处的平均重力加速度， P_h 为压力）。据计算，在地球内部压力的变化基本上是随深度增加而增大，大致为一均滑曲线。在地表以下 10km 处压力约为 3 000 个大气压，2 900km 处可达 150 万个大气压，地心则高达 350 万个大气压。这时的压力大致相当于每平方厘米面积上承受 3 000t 以上的压力，在这样大的压力下，物质状态和结构都会发生巨大的变化。

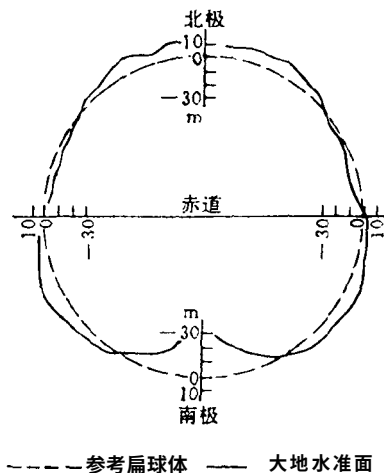


图 1-1 大地水准面（实线）对于参考扁球体（虚线）的偏离

1.2.2.2 重力

地球上某处的重力是指该处所受地心引力和地球自转产生的离心力的合力，据万有引力定律，地表某处物体所受到的地心引力 F ，可用公式求得：

$$F = G \cdot M_1 \cdot M_2 / R^2$$

M_1 为地球质量； M_2 为地表物体质量； R 为距地心距离； G 为万有引力常数。

由公式看出，地表引力以赤道最小，两极最大。离心力与地球自转的线速度成正比，故地表以赤道处离心力最大，两极为零。离心力比地心引力小得多，以赤道的离心力来看，也不过只有该处地心引力的 $1/289$ 。因为重力是地心引力和离心力的合力，所以重力值的变化也有一定规律，两极重力最大 (983cm/s^2) 向赤道逐渐变小，赤道地区 (978cm/s^2) 最小，平均为 980cm/s^2 。重力在垂直地表方向，随海拔高度的增加而减小，平均每升高 1000m ，重力减小 0.32% 。按照从两极到赤道的平均变化率和海拔高度变化，可以从理论上计算出各地区地表的重力值，称为理论值。但实际上各地实际测定的重力值与理论值并不相同，这种现象称为重力异常。实测值大于理论值，称正异常；实测值小于理论值，称负异常。引起重力异常的主要原因就是地下物质组成不同。在地下如由密度大的物质 (Fe、Cu、Pb 等) 组成，地表常显示为正异常。如为密度较小物质 (石油、盐) 组成，则显示为负异常。重力勘探就是利用这一原理，通过了解重力异常的分布来找矿和查明地下地质构造。

1.2.2.3 地磁

地球类似一个巨大的磁铁，所以在它周围空间存在着磁场，这种磁场称为地磁场。早在两千多年前，我国劳动人民就已经会利用地球的磁性，并发明了指南针。但直到 17 世纪人们才证实这个磁性来自地球，并发现地磁极和地理极是不一致的，地磁极的位置随时间变化而不断变化，如 1975 年磁北极在 $76^\circ 06' \text{N}$ 、 100°W ，磁南极位于 $65^\circ 48' \text{S}$ 、 $139^\circ 24' \text{E}$ ；1980 年磁北极位于 $78^\circ 12' \text{N}$ 、 $102^\circ 54' \text{W}$ ，磁南极位于 $65^\circ 36' \text{S}$ 、 $139^\circ 24' \text{E}$ 。

由于地磁极和地理极不一致，因此，地磁子午线与地理子午线之间有一夹角，这个夹角称为磁偏角，以指北针为准，偏东为正，偏西为负。磁针只在地磁赤道地区才能保持水平，而在磁极地区则处于直立状态，在其他地区都是倾斜的。磁针与各处水平面之间的夹角，称为磁倾角。以指北针为准，下倾为正，上仰为负。磁针的偏、倾程度实际上反映了磁针在地磁场中所受磁力的大小。

地磁场是随时间变化的，其变化有短期变化和长期变化。短期变化主要是由地球外部原因引起的。例如，太阳辐射，宇宙射线等。长期变化可能是由地球内部物质运动的不一致而引起的，我们把地磁场近似地看成均匀磁化

体产生的磁场，这种磁场称为正常磁场。实际观测的地磁场与正常磁场不一样，则称为磁异常。实测磁场值大于正常值为正磁异常，实测磁场值小于正常磁场值为负异常。大陆磁异常是地壳内部构造不均一引起的，其长宽可达数千千米，区域异常和局部异常均由地球表层被磁化的岩体和矿体等地质体引起。利用磁异常进行勘探称为磁法勘探。

1.2.2.4 放射性

地球内部有放射性元素存在，特别是在岩石圈中到处都有放射性元素，从而使地球显示出放射性。这些放射元素有铀 (U^{238} 、 U^{235})、钍 (Th^{232})、钾 (K^{40}) 等。放射性是放射性元素在不稳定原子的分裂或衰变过程中，即由不稳定的原子核衰变为稳定的原子核过程中，因能量释放而显示出来的一种现象。一般是通过发射 α 或者 β 粒子以及 γ 射线而释放出能量来。释放的能量相当大。以铀为例，1g 铀衰变产生的热量相当于燃烧 25t 煤的热量。镭释放的热量比铀还要大几百倍。因此这些元素在地球内部数量虽然很少，但它的衰变所产生的热能却是相当巨大的，据估计为 $5 \times 10^{14} \text{J/s}$ 。因此认为它是地热的主要来源之一。

放射性元素在地球各处分布很不均匀，一般集中在固体地球的表层，而且在酸性岩浆岩中的含量（花岗岩 $U=4.75\text{mg/kg}$ ， $Th=18.5\text{mg/kg}$ ， $K=37900\text{mg/kg}$ ）比基性岩和超基性岩浆岩中的含量（玄武岩 $U=0.60\text{mg/kg}$ ， $Th=2.7\text{mg/kg}$ ， $K=8400\text{mg/kg}$ ）多很多。位于地球 20km 内的上层岩石的放射性元素平均含量大致与花岗岩的含量相当，20~60km 深度内的放射元素含量大致接近玄武岩的含量。人们利用其放射性，用专门的测量仪器来寻找地壳中局部放射性强度较高的地段，即放射性异常区，进行寻找含放射性元素及与放射性有关的矿床，这种方法称放射性勘探法。另外，放射性元素衰变速度是基本稳定的，不同的放射性元素有不同的半衰期。如 U^{238} 半衰期 45 亿年， U^{235} 7.1 亿年， Th^{232} 139 亿年， C^{14} 5730 年。所以通过测定岩石或矿物中所含半衰期的放射元素及其衰变产物数量，便可计算出岩石或矿物的形成年龄。这种方法已形成一专门学科，称为放射性年代学。

1.2.3 地球的圈层结构

地球不是均质体，其组成物质的分布呈同心圈层结构。大致以地壳表层为界可分为地球的内部圈层和外部圈层。内、外圈层又可进一步划分成几个不同的圈层，它们都有其自身的物质运动特征和物理、化学性质。

1.2.3.1 地球的外部圈层

地球外部圈层是指包围着地球表层的地球组成部分，根据其物理性质和状态不同，可分为大气圈、水圈和生物圈。外圈是人类生活环境的基本要素，

也是外动力地质作用的主要场所。

1. 大气圈

大气圈是由包围在固体地球表面最外层的气体组成,其总质量为 $5.136 \times 10^{21} \text{g}$, 约为地球总质量的百万分之一。由于地心引力的吸引,大气密度以地表附近最大,随高度的增加迅速减小,最后逐渐过渡为星际气体,因而大气圈没有明显的边界。按组成和性质不同,由下到上将大气圈分为对流层、平流层、中间层、暖层和散逸层。与人类和地质作用关系最为密切的是对流层,其次为平流层。对流层是大气圈的最低层,其厚度在赤道为 17km ,中纬度区为 10.5km 。大气的主要成分是氧和氮(约占 98.5%)。此外,还有少量的二氧化碳,水汽和尘埃等固态杂质。氧是生物生命活动的重要条件,也是促进岩石等氧化分解的重要成分。二氧化碳平均含量为 0.03% ,多分布在大气圈最底部,主要来自有机物的氧化和生物的呼吸。由于二氧化碳强烈吸收地面长波辐射并放出热量,因而对地表起着保温作用;同时也是促进岩石分解的重要因素之一。对流层的组成直接或间接地影响着外动力地质作用的进行。

对流层的温度主要来自地面辐射热,故气温随高度而递减,平均每升高 100m 降低 0.6°C 。同时,由于地表各处吸收的太阳辐射热不均匀,会导致地面各处大气密度的差异,从而引起气压差,形成大气的对流。大气对流是对流层中最重要的特征,是产生风、雪、雨、雹等各种气象变化的主要原因。对流层直接影响生物的生长和对地表的改造,是大气产生地质作用的最重要圈层。

平流层是自对流层顶到 50km 高空的大气层,它的特点是大气以水平移动为主,其温度不受地面辐射热的影响,随高度增加而升高。增温是由于平流层中存在大量臭氧,臭氧吸收太阳的大量紫外辐射能而使大气温度增高,由于臭氧强烈吸收太阳辐射的紫外线,所以成为生物的天然保护层,使生物免受强烈紫外线的伤害。

2. 水圈

水圈由地球表层的水体组成。水大部分在海洋里,其余分布在大陆上的河流、湖泊,以及近地表的岩石和土壤的孔隙中,或以固体形式(冰川)分布在两极和高山地区。由这些水体构成一个连续的圈层,称水圈。其总体积为 $1370 \times 10^6 \text{km}^3$,其中海水占总体积的 97.2% ,大陆水体占 2.8% 。在大陆水体中极地和高山地区的冰体约占其总体积的 78.6% 。

水圈中的水接受太阳辐射热而大量蒸发,形成水蒸汽进入大气圈的对流层,广大海洋产生的水蒸汽可随空气对流带至大陆上空,在一定条件下凝结成雨、雪等降落到地面,落到地面的大气降水又可在重力作用下沿地表和地

下流回海洋，不断进行着水的循环。由于水分的不断循环和地形的影响，便在大陆上形成了河流、湖泊、地下水、沼泽以及冰川等不同特征的水体，这些水体在运动过程中不断改造地表，塑造出各种地表形态，同时水圈也为生物的存在和演化提供了必不可少的条件。

3. 生物圈

生物圈是地球表层生物（动、植物和微生物）分布和活动的圈层。从地下 3km 的深处和深海底一直到 10km 的高空均有生物存在，故生物圈与大气圈、水圈和地壳之间并没有截然的界线。自从地球上出现生物以来，便通过其生命活动不断直接和间接地改造大气圈和水圈，并使碳、氢、氧、氮以及钾、钠、硅、镁等产生复杂的化学循环，从而改变地壳表层的物质成分和结构。生物还直接参与风化、成岩、成矿等一系列地质作用。因此，生物对外动力地质作用具有十分重要的意义。

1. 2. 3. 2 地球的内部圈层

固体地球内部圈层的直接观测资料较少，目前最深的钻孔刚超过 12km，因地壳上升而被剥蚀出露的岩石，其原来的深度亦不超过 25km，与地球平均半径 6 371km 相比微不足道。尽管如此，目前根据已知的直接和间接的资料，归纳出一个较完善的内部圈层结构模式。

地球内部有两个最明显，最重要的地震波速度变化的界面，即莫霍面和古登堡面。根据这两个界面，可把地球内部分成地壳、地幔和地核三个一级圈层(图 1-2, 1-3)。莫霍面是 1909 年由南斯拉夫地震学家 A. 莫霍洛维契奇

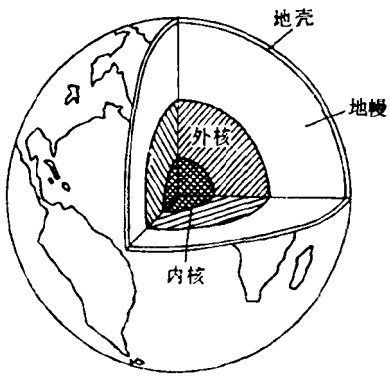


图 1-2 地球内部的圈层结构①

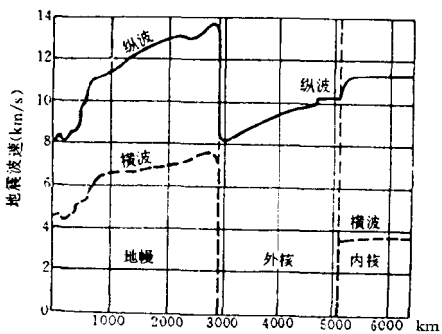


图 1-3 地震波的波速②

① ② 引自金祖孟，地球概论，1997

发现的，是地壳和地幔的分界面。古登堡面是 1914 年由美国地球物理学家 B. 古登堡提出，是地幔和地核的分界面。除两个一级界面外，还有次一级的界面，是进一步划分圈层的依据。

1. 地壳

地表以下至莫霍面以上的部分，是地表向下的第一层。地壳厚度各地有很大差异，大约变化在 5~70km。可分为大陆型地壳和大洋型地壳。大陆地壳厚度平均为 33km，大洋地壳平均 6~7km。根据地震波速变化以康拉德面为界，可又划分为上地壳和下地壳两层。

上地壳 平均密度 2.65g/cm^3 左右， $V_p=5.6\sim 6.0\text{km/s}$ 。主要分布在大陆区，而大洋底基本缺失。其化学成分以 O、Si、Al 为主，Na、K 也较多。所以把这层称为硅铝层或花岗岩层（与花岗岩成分近似）。

下地壳 平均密度 2.9g/cm^3 左右， $V_p=6.8\text{km/s}$ 左右。此层在洋底直接出露。其化学成分虽然仍以 O、Si、Al 等为主，但比起上地壳则相对减少而 Mg、Fe、Ca 等成分增多。所以把这层称为硅镁层或玄武岩层（成分与玄武岩近似）。

根据上地壳和下地壳的分布特征，把地壳在平面上划分为大陆型地壳（陆壳）和大洋型地壳（洋壳）。陆壳具有双层结构，即包括上地壳和下地壳；而洋壳只有下地壳，为单层结构。

2 地幔

地幔的上界为莫霍面，下界为古登堡面，厚度为 2898km，又可分为上、下两层。

上地幔：密度在 3.3g/cm^3 以上，平均密度为 3.5g/cm^3 左右，顶部 $V_p=8.0\text{km/s}$ 与地壳区别明显。根据密度、地震波速以及地质资料的分析，上地幔的物质成分基本上相当于含铁、镁很高的超基性岩，目前一般叫地幔岩。特别要指出的是地震波在深度 60~400km 范围内穿过时波速下降，在 100~150km 深处降低得最多，在 400km 以下波速又逐渐上升，恢复“正常”。这个带称为低速带。一般认为低速带是由于该带内温度增高至接近岩石的熔点，但尚未熔融的物态引起的。在低速带内有些区域不传播横波，表明该区已热至岩石熔点以上形成了液态区。由于低速带距地表很近，这些液态区很可能是岩浆的来源区。低速带的塑性较大，为上部固态岩石的活动创造了有利条件。构造地质学又把低速带称为软流圈，其上部的固态岩石称为岩石圈。也就是说，岩石圈包括地壳和地幔的最上层。

下地幔 密度较高，达 5.1g/cm^3 以上，一般认为其物质成分仍然是以铁，镁的硅酸盐矿物为主，其化学成分与上地幔无明显差别。但是，下地幔的压

力很大，同样化学成分的物质在这里会形成另外一些晶体结构更紧密的高密度矿物。

3. 地核

地核是古登堡面以下直至地心的部分。据地震波速变化可将地核分为外核、过渡层和内核，外核平均密度约 10.5g/cm^3 ，由于纵波波速急剧降低和横波不能通过，证明外核是液态物质，呈液态的原因是此处温度超过了岩石的熔点。过渡层波速变化复杂，且已测到速度不大的横波，可能是由液态开始向固态物质转变的一个圈层。内核平均密度 12.9g/cm^3 左右，纵波和横波都能穿过，从地面接收到的横波是由纵波转化而来，因此，肯定了内核由固态物质组成。

1.2.4 地球表面形态

地球表面形态最明显的特征是高低起伏不平，基本上可分为陆地与海洋两大部分。陆地面积为 $1.495 \times 10^8 \text{km}^2$ ，占地球表面积的 29.2%，海洋面积为 $3.61 \times 10^8 \text{km}^2$ ，占表面积 70.8%。67.5% 的陆地分布于北半球，32.5% 分布于南半球。陆地平均海拔 875m，最高为珠穆朗玛峰 8848.13m。海洋平均深度 3729m，最深为马里亚纳海沟 11034m。

1.2.4.1 陆地表面的形态

按照高程和起伏特征，陆地可分为山地、丘陵、平原、高原、盆地、洼地等类型。

1. 山地

一般把海拔高度大于 500m，地形起伏较大，相对高度大于 200m 以上的地区称为山地。根据海拔高度把山地划分为以下几个等级：(1) 大于 5000m 的山为极高山；(2) 3500~5000m 的山为高山；(3) 1000~3500m 的山为中山；(4) 小于 1000m 的山为低山。极高山的下限大致与现代雪线相符。呈线状分布的山地，称为山脉。例如：南北美洲西缘的海岸山脉，亚洲的喜马拉雅山脉和欧洲的阿尔卑斯山脉等。一般山地都成线状分布，所以大都称作山脉。另外，山地还可以根据成因分类，详细见地貌部分。

2. 丘陵

丘陵为陆地表面具有一定起伏的地区，一般海拔高度在 500m 以下，相对高差一般不超过 200m，大多相对高差在数十米。丘陵地形特征介于山地和平原之间。例如，我国的东南丘陵、川中丘陵等。

3. 平原

平原是面积较大的地势平坦或地形略具起伏的地区，其内部相对高差一般不超过数十米。平原在陆地上的分布比较有规律，一般分布在山地与海洋

之间,或者大陆内部的山岳之间。如我国的华北平原、松辽平原、成都平原等。世界上最大的平原是南美洲的亚马逊平原,面积有 560 万 km^2 。按海拔高程又可分为低平原 ($<200\text{m}$) 和高平原 ($200\sim600\text{m}$)。

4. 高原

高原为海拔 600m 以上,表面较为平坦或起伏较小的广阔地区,四周常有崖壁与较低的地形单元分界。世界上最高的高原是青藏高原,海拔 4 000m 以上,最大的高原是南美洲的巴西高原,面积达 500 万 km^2 。

5. 盆地

四周是高原或山地,中央低平(平原或丘陵)的地区,外形似盆状而得名。如我国塔里木盆地、四川盆地等。

6. 洼地

陆地上有些地区很低,海拔高程在海平面以下的地区。例如我国吐鲁番盆地中的艾丁湖水面便在海平面以下 150m,称克鲁沁洼地。

7. 裂谷

大陆上有一些宏伟的线状低洼地,这是地壳被拉张而开裂的地区。平面上这些谷地呈 90° 或更大角度的“之”字形曲折延伸,并有分枝、合并的现象。此类谷地称为裂谷或大陆裂谷系统。著名的东非裂谷,是由一系列峡谷和湖泊组成,全长约 6 500km,主要地段位于海拔 2 000~3 000m 的埃塞俄比亚、豪德等高原上。

1.2.4.2 海底表面的形态

根据海底地形的基本特征,可以把海底分为大陆边缘、大洋盆地、海沟、海岭等地形单元。

1. 大洋盆地 是海底地形的主体,约占海底面积的 $1/2$,平均水深 3 700m,大洋盆地总的来说比较平坦,虽然有起伏,但并不显著。

2. 大陆边缘 是大陆与大洋盆地之间的过渡带。占海底总面部的 $1/5$ 左右。又包括:a 大陆架:紧靠大陆分布的浅水台地,是大陆在水下的自然延伸部分,一般坡度很缓,小于 0.1° ; b 大陆坡:从大陆架外缘折线开始,沿较陡的斜坡一直到深海底。这个斜坡称为大陆坡,平均坡度 4.3° ,最大可达 20° ,宽度较窄,只有 20~40km,平均宽度为 28km,坡角的深度在 1 400~3 000m 左右;c 大陆基:大陆坡的坡角处坡度逐渐变缓,过渡为大洋盆地的地带,称为大陆基。

3. 海沟 海底长条形洼地称为海沟。其宽度很窄,一般小于 100km。但延伸可达数千千米以上。多位于大洋盆地的边缘,其两侧边坡中靠大洋侧较缓,靠大陆侧较陡,海沟的大陆侧常有平行海沟的海岸山脉和岛屿。

4. 海岭 海底的山脉泛称为海岭。位于大洋中间，经常发生地震，正在活动的海岭称为洋中脊。其宽度可达 1 000~2 000km，高出深海底 2 000~4 000m。每个大洋底有一个洋中脊，它们互相连接。主干洋中脊从北冰洋经大西洋进入印度洋，然后横跨南太平洋进入北美洲西海岸的加利福尼亚湾，全长在 65 000km，是地球表面最大的地形和地质单元（图 1-4）。



图 1-4 大西洋中脊①

5. 海山 大洋底上孤立或比较孤立的隆起地形，其高度大于 1 000m，一般多呈圆形，边坡较陡。由玄武岩构成。绝大部分海山都是由海底火山形成的。较大的海山，顶部出露于海面之上成为岛屿。

1.3 岩石记录与地质年代表

1.3.1 地质作用

在漫长的地球历史上，地壳每时每刻都在变化着。地壳在运动，地貌在发展，矿物和岩石在改变。例如，有些时候某些地方挤压褶皱成为高山，而另外一些地方则拗陷成为海洋。高山不断遭受剥蚀，夷为平地；而沧海又不断填充泥土，成为桑田。坚硬岩石风化破碎成松散的泥沙，而松散泥沙又不断沉积形成新的岩石。自从地壳形成以来，没有一粒矿物，一块岩石，一种地貌还停留在原来的地方或保持固有状态。组成地壳的物质，永远处在不断

① 引自金祖孟．地球概论．1997