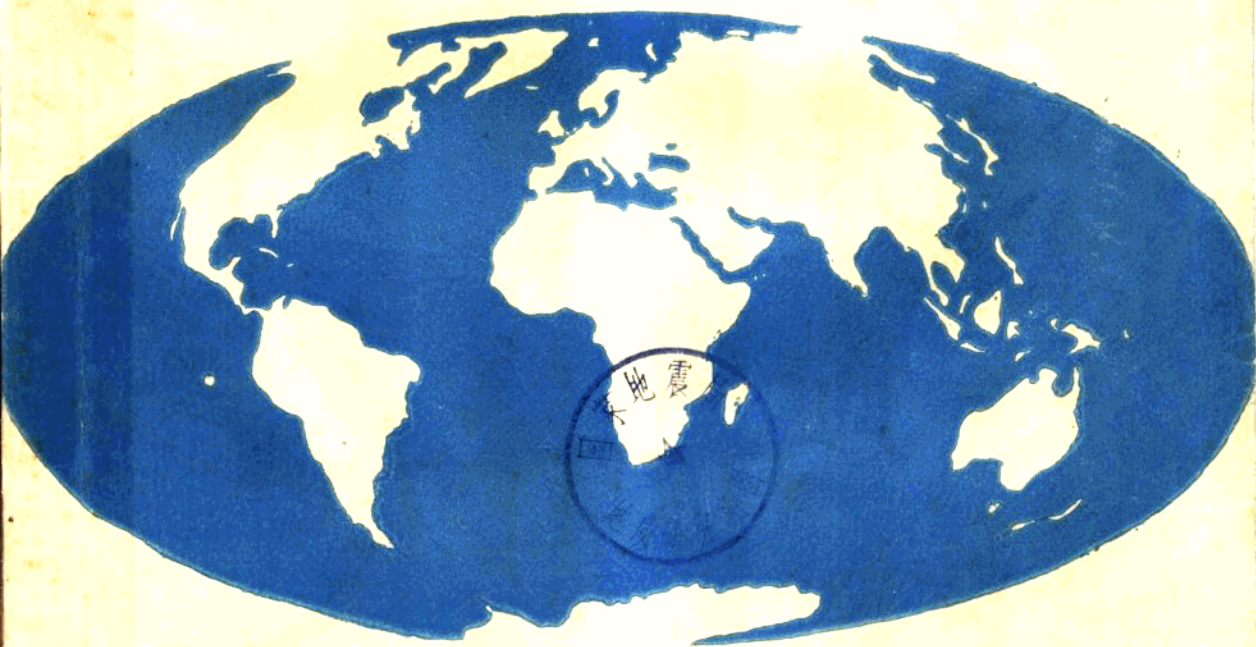


大陸漂移-板塊构造概论

张 朝 文



成 都 地 质 学 院

一 九 八 一 年 五 月

目 录

前 言

第一章 绪言	(2)
第二章 地球的内部结构及其物理性质	(4)
一 地球的形态	(4)
二 地震波与地球的内部结构	(7)
三 地球内部的物理性质	(15)
第三章 大陆漂移	(20)
一 魏格纳大陆漂移说之兴衰	(20)
二 古地磁学与大陆漂移说复活	(22)
三 大陆漂移的新证据	(24)
第四章 海底扩张	(30)
一 引言	(30)
二 海底地形	(30)
三 海底地质	(36)
四 海底磁异常	(40)
五 小结	(45)
第五章 板块构造	(47)
一 引言	(47)
二 地震与板块划分	(47)
三 板块边界类型和大陆边缘类型	(49)
四 板块运动	(52)
五 板块俯冲与地震、火山、变质、造山作用的关系	(54)
六 板块运动的驱动力	(61)
第六章 古板块俯冲带的标志	(66)
一 地槽褶皱山系	(66)
二 活动型复理石建造	(67)
三 超岩石圈断裂带	(67)
四 蛇绿岩套	(68)
五 混杂堆积	(70)
六 对变质带	(72)
七 岩浆岩的分布规律	(73)
八 内生矿产的分布规律	(78)

九	地震震中的线状分布.....	(79)
十	地磁极游移曲线.....	(97)
第七章	板块构造的研究意义.....	(81)
一	推动了地球科学的发展.....	(81)
二	修正了地槽的理论.....	(81)
三	开辟了研究、预报地震的新途径.....	(91)
四	提供了预测矿产的新依据.....	(92)
第八章	对板块构造的评价.....	(98)

前 言

板块构造，经过十多年的实践检验，在欧美及其它一些国家，已被广泛地接受。在我国，自1972年，由尹赞勋、傅承义、李春昱等系统介绍进来以后，对我国地质工作者也有很大的影响，有关板块构造的专著和论文日益增多。

为了满足广大地质工作者进一步学习板块构造理论的要求和普及这一理论，笔者在1975年以来的讲稿基础上，经过若干修改和补充，写成此书。

笔者是从便于教学和自学的角度来编写此书的，并力求准确、系统、通俗。但是，由于笔者知识、经验欠缺，错误难免，请予批评、指正。

本书所用图件，大部分由我院绘图室绘制，仅致谢意。

成都地质学院
区地教研室 张朝文
1980.5.

此书曾于1980年8月由四川省地质学会印刷过一次，书名《大陆漂移—板块构造》。现应广大读者要求，由我院重印。此次重印，比原先增添了第二章，其它章节也作了一些补充和修改，改名《大陆漂移—板块构造概论》。

张朝文 1981.3.

第一章 绪 言

板块构造,又名新全球构造,是六十年代以来兴起的一种新的大地构造理论,是活动论学派在现代的主要代表。

大陆是固定的还是移动的,或者说,地壳运动以垂直运动为主,还是以水平运动为主,是本世纪争论一直很激烈的一个地质课题。大陆固定论或者地壳垂直论长期占据着统治地位,被称之为传统观点。

本世纪初,魏格纳(Wigener, 1912)的大陆漂移说,首次系统地对这个传统观点提出挑战。后因大陆漂移机制存在问题,又缺乏对大陆内部地质构造的说明,等等,遂于三十年代开始衰落下去。代之而起的是地槽—地台理论和大陆固定论的发展、兴盛。

第二次世界大战后,特别是五十年代以来,大陆移(活)动论或水平论又日益活跃起来,大陆漂移说也从古地磁学那里得到支持,复活了。

到了六十年代,由于海洋地理、海洋地质和海洋地球物理学的迅猛发展,大陆漂移说又获得了许多新证据,并以海底扩张(1961)的名字获得新生。

以后,随着国际上地幔计划(1960—1970)的实施,通过深海钻探、海底打捞、人造地球卫星遥测、高温高压模拟试验以及使用了一些较完善的地球物理方法和进行深入的岩石地球化学研究等,对海底地质、地壳深部及上地幔的物质组成、物理状态等有了更多的了解,不但验证了海底扩张,而且海底扩张又进一步引伸、发展成为板块构造(1968)。故有“大陆漂移、海底扩张和板块构造是一个问题的三部曲”之说(傅承义, 1972),或者说大陆漂移、海底扩张包含于板块构造之中。由此可见,板块构造是多学科互相渗透、国际大协作的结果。

板块构造创建以后发展很快。初期研讨的对象几乎全在海洋及其大陆边缘地区,涉及的地质时期只限于中—新生代或最近1—2亿年。到了七十年代,特别是从1972年开始实施国际地球动力学计划(1972—1977)以后,板块构造的研究向纵深发展,被引向地幔深处,并逐步“登陆”和运用于地质历史时期,相继出现了用板块构造理论来探讨岛弧和边缘海的形成,来重新解释大陆上地槽褶皱山系的演化和发展,来阐明地震活动、岩浆活动、变质作用、成矿作用与板块构造环境的关系和规律;在大板块中又划分出许多小板块和古板块;板块运动驱动力的研究也出现新的进展。在大陆上的实践表明,板块构造这个模式不但适应于古生代以后,而且也适应于前寒武纪,至少是晚前寒武纪。板块构造的广泛应用,又进一步论证、修改、补充和发展了板块构造理论。板块构造理论目前已渗透到地球科学各个领域(如岩石学、矿床学、地貌学、地层古生物学、地震学、地球化学和地球物理学等),并与海洋水文、海洋沉积、海洋地貌等相结合,产生一门新的边缘学科—古海洋学。

板块构造在国际上作为一股强大的学术思潮,已引起很多国家的地质、地球物理和

地球化学工作者的重视和关注。在许多国际地质会议上，板块构造都被列为重要课题之一。有关板块构造的文章尤如雨后春笋。经过十多年的激烈论战和实践检验，在西方诸国，板块构造已被普遍接受。在我国也有很大的影响。板块构造已由基础科学跨入找寻自然资源的应用科学。

当然，板块构造也存在一些没有完全解决的问题，诸如板块运动的驱动机理，与板块构造相矛盾的一些事实，等等。因而，还有一些人怀疑板块构造的原理，甚至加以反对。尽管如此，它仍然是地质学或大地构造理论研究中一项突出成就，具有深远的理论和实践意义。

第二章 地球的内部结构及其物理性质

伴随着板块构造理论的提出和发展,地质构造的研究对象由原来局限于大陆,扩大到了海洋;由地球表层深入到地球的内部;由区域(局部)走向全球(整体)。研究成果表明,海洋地质构造与大陆地质构造尽管截然不同,却有着有机的统一的内在联系;地球岩石圈构造与岩石圈之下的地幔对流也密切相关。在讲板块构造理论之前,有必要将地球的形状和表面形态、地球的内部结构及其物理性质,作一概括的介绍。

一、地 球 的 形 态

1. 地球的形状

众所周知,地球的形状就是大地水准面的形状,它是一个扁球体。最显著的特征是地球的半径随纬度增高而变短:赤道半径最长,极半径最短。1971年第15届国际大地测量和地球物理协会,根据人造地球卫星轨道平面转动速度的观测,决议:

地球赤道半径(a)为6378.160公里;

地球极半径(b)为6356.755公里;

地球扁率(e)等于1:298.25。

严格地说,地球的真正形状,是一个不规则的扁球体:地球的纬线圈不是严格的正圆,经线圈也不是严格的椭圆,地球南北两半球并非相互对称,地球的几何中心也不是位于赤道平面内。相对说来,北半球细、长一些,南半球粗、短一些。

2. 地球表面的起伏—大陆和海洋

地球的表面高度是不均一的。最高点是珠穆朗玛峰,海拔8848.13米;最低点在马里亚纳海沟,深度为11055(或11521)米。二者之差大约为20公里,比大陆地壳平均厚度的一半还要多,非常接近于地球长、短半径之差(21405米)。

以海平面为界,出露于海平面以上者称为陆地;低于海平面以下者称为海洋。陆地总面积约148(或149) $\times 10^6$ 平方公里,占全球总面积(约510 $\times 10^6$ 平方公里)的29.2%;海洋总面积约362(或361) $\times 10^6$ 平方公里,占全球总面积的70.8%。海洋和陆地之比大约2.44:1。陆地的平均高程为875(或825)米,大洋的平均深度为3729(或3795)米。因此海洋深度远远超过陆地高度,大约成为4.6与1之比。大陆的平均水平在大洋底平均水平以上4604米。如果地球表面的起伏被夷平,那么整个地球将被水深为2440米的海洋所淹没(图2—1)。

从分布上来说,地球上所有海洋是相通的,而陆地是彼此分离的。是海洋包围陆地,而不是陆地分割海洋。陆地在地球上分布也不均衡,北半球、东半球的陆地多于南半球、西半球。在北半球,陆地占39.3%;在南半球,陆地占19.1%。在东半球,陆

地占 35%；在西半球，陆地占 20%。即便北、东半球陆地较多，与海洋相比，仍然是海洋多于陆地。

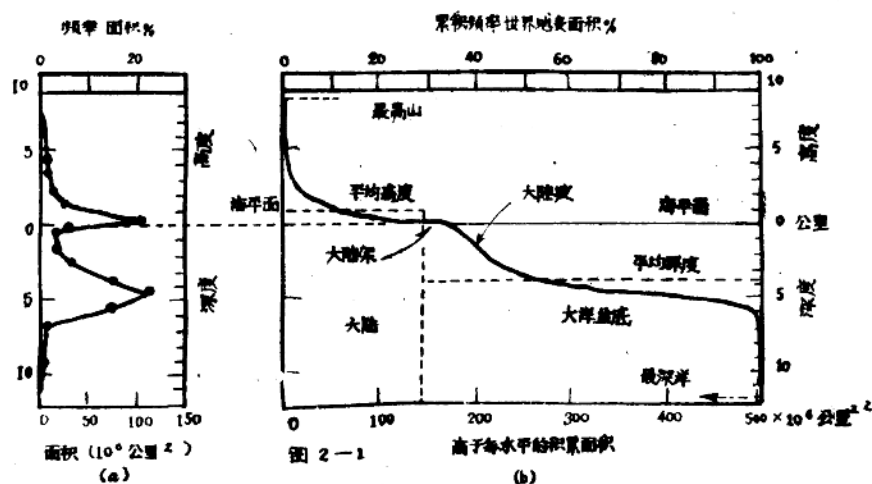


图 2—1 固体地球各个水平间的面积分配 (Wyllie, 1971)

(a) 频率分配；(b) 累积高深曲线

(1) 大陆

按照面积大小的不同，陆地可分为大陆和岛屿。二者没有绝对的标准。一般是把澳大利亚当作最小的大陆，把格陵兰当作最大的岛屿。全球共有六块大陆：欧亚大陆、非洲大陆、北美大陆、南美大陆、澳大利亚大陆和南极大陆。而岛屿通常都是归属于邻近大洲的 (表 2—1)。

表 2—1 各大洲的大陆、岛屿面积和平均高度 (金祖孟, 1978)

洲 名	总 面 积 (10^6 公里 2)	大 陆 面 积 (10^6 公里 2)	岛 屿 面 积 (10^6 公里 2)	平 均 高 度 (米)
亚 洲	44.2	41.50	2.70	950
欧 洲	9.95	9.20	0.75	300
非 洲	29.82	29.20	0.62	650
北 美 洲	24.10	20.00	4.10	700
南 美 洲	17.75	17.60	0.15	600
大 洋 洲	8.90	7.60	1.30	400
南 极 洲	14.07	14.00	0.07	2000
合 计	149.00	139.10	9.90	825

大陆表面是起伏不平的。按照高度和形态的不同，可将陆地地形分为平原、高原、丘陵、山地和盆地。

平原：海拔高度一般不大，宽广平坦或略有起伏，如华北平原，松辽平原等。世界

最大的平原是亚马逊平原。

高原：海拔高度一般大于 2000 米，内部起伏较小，边缘多为断裂，呈陡壁状。青藏高原海拔在 4000 米以上，是世界上最高的高原。世界上最大高原是巴西高原，面积为 500 万平方公里。

丘陵：海拔在 500 米以下，为高低不平的低矮山丘。我国东南沿海一带属之。

山地：海拔在 500 米以上的低、中、高山的总称。起伏大，坡度陡，通常呈条带状延伸，甚至可以贯穿整个大陆。例如科迪勒拉山、阿尔卑斯山—喜马拉雅山等。

盆地：四周高（山地或高原）、中间低的地区。如四川盆地，塔里木盆地等。

(2) 海洋

地球上的海水是连成一片的，构成统一的世界大洋。它的中心部分或主要部分称为洋，它的边缘部分或次要部分称为海。洋比海大，比海深。各个海的海水物理性质和化学成分可以不一样，而各个洋的海水性质基本上是一致的。

海按照它的位置和面积的不同，可分为地中海、内海和边缘海。地中海通常位于各大洲之间，面积广大，典型的地中海，就是欧、亚、非之间的地中海。

内海位于同一大陆的两部分之间，面积较小，如我国的渤海、欧洲的波罗的海和黑海等。至于里海和咸海，实际上只不过是陆上湖泊而已。

地中海和内海通常都以狭窄的水道和大洋相通。因此，它们的海水的物理性质和化学成分明显地不同于大洋。

边缘海属于海洋的边缘部分，只有一些岛屿或列岛将它同大洋隔开，因此边缘海的海水与大洋的海水没有多大差别。

大洋之间并没有明显的天然界限。太平洋和大西洋一般是以通过南美洲合恩角的西经 67° 为界；太平洋和印度洋是以通过塔斯马尼亚的东经 147° 为界；大西洋和印度洋是以通过非洲南端的厄加勒斯角的东经 20° 为界；大西洋和北冰洋是以汤姆逊海岭为界。四大洋的面积和平均深度列于表 2—2 中。

表 2—2 四大洋的面积和平均深度（金祖孟，1978）

四大洋	太平洋	大西洋	印度洋	北冰洋
面积 (10^6 公里 ²)	179.679	93.363	74.917	13.100
平均深度(米)	4028	3656	3897	1205

海底地形也是不平坦的。按深度和形态不同，可将海底地形划分为大陆架、大陆坡、大陆阶、海沟和岛弧、海岭、深海盆地、海底平顶山及其它岛屿等等。

大陆架：属大陆向海洋的自然延伸部份。其平均坡度只有 0.1° ，极为平缓。宽度变化大，零至 1500 公里，平均宽度 78 公里。水深通常不超过 200 米，平均深度 130 米左右。其上发育有较厚的沉积物，常常向海洋方向突然“厚灭”，蕴藏有丰富的石油资源。

大陆坡：位于大陆架向海的一侧，是海底坡度最大的地带，坡度角可达 $2^\circ \sim 3.5^\circ$ 。其上沉积物的稳定性大小不一，是倾斜梯度、堆积速率、沉积物性质以及后来搅动的函数。沉积物可以以陆源为主，以远洋为主，或者是混合的。

大陆架和大陆坡的总面积约 55.4×10^6 平方公里，占海洋总面积的 15.4%。大陆坡常常被海底（水下）峡谷深深切割。峡谷底部可低于两侧海底数百米—1000 米。呈“V”形。峡谷不但是向大陆坡底或深海盆地搬运沉积物的通道，也可向大陆坡上各种沉积环境（如边缘海台、陆坡盆地、大陆边陲）供给沉积物，本身也可以被沉积物充填。

大陆阶（大陆隆）：是由浊流或崩坍、滑移沉积在大陆坡下大洋底上的并合冲积扇和坡麓平原组成。大陆阶倾斜平缓，或差不多是平卧的。总面积约 19.2×10^6 平方公里，占海洋面积的 5.3%。

海沟和岛弧：总面积约 6.1×10^6 平方公里，占海洋面积的 1.7%（详见第四章，第二节）。

海岭：总面积约 118.6×10^6 平方公里，占海洋面积的 32.7%（详见第四章，第二节）。

深海盆地：总面积约 151.5×10^6 平方公里，占海洋面积的 41.8%（详见第四章，第二节）。

海底平顶山和其它岛屿：总面积约 11.1×10^6 平方公里，占海洋面积的 3.1%（详见第四章第二节）。

应当指出的是从地质和地球物理资料来看，大陆和大洋的真正分界线并不是海岸线，而应以大陆坡的中点或下限为界（见图 3—6），大陆架和大陆坡是大陆的边侧，应属于大陆的范畴。

二、地震波与地球的内部结构

1. 地震波和地球内部各圈层之划分

对地球内部的研究，除根据因构造关系而出露于地表的地幔岩和少量深钻井（到目前为止，最深钻孔只有 10 公里左右）外，只能依靠地球物理方法（如地震法、磁法、重力法和地热法等）进行间接的探索。地震法尤为重要。

地震分人工地震和天然地震两种。地震能量愈大、愈强烈，振动就传播得愈远、愈广，甚至可以穿透地心，传播至整个地球。

地震波是一种弹性波，它包括体波和面波两种。体波又分为纵波（P）和横波（S）。纵波（P）是一种压缩波和膨胀波，物质微粒的振动方向与波的运动方向一致，周期短，幅度小，传播速度快（每秒钟可达 5—13 公里）。不仅能在固体中传播，也能在液体和气体中传播。由于固体的弹性有利于提高波速，故纵波（P）在固体中的传播速度要高于在液体中的传播速度。横波（S）表现为物质微粒振动方向与波的运动方向垂直，周期长，幅度大，传播速度大约比纵波速度小一半。横波进入液体介质后即被吸收，因而不能在液体中传播。面波又可分为瑞利波（R）和勒夫波（Q）两种类型，都是沿地壳表面或层面传播。浅震的面波周期长，幅度大；深震的面波周期短，幅度小。面波速度一般都比体波速度小。对于研究地球内部结构来说，面波不如体波重要。

地震之所以能够利用来研究地球内部结构，是因为地震波的波速与地球内部物质的弹性和密度密切相关。而地球内部物质的弹性和密度又因深度不同而不同。总的来说，

地球内部地震波速是随着深度而增加的。因此根据地震波速之不同，即根据深度或物质的密度和弹性之不同，就可以将地球内部物质分成若干圈层。

当地震波从一种介质进入另一种介质时，尤其是当介质的性质急剧改变时，不但在两种介质的界面上波速度发生显著变化，而且地震射线还会发生折射和反射现象，即地震射线由直线变成曲线和折线（图 2—2，图 2—3）。当地震波从地幔进入外核时，纵波（P）不但速度急剧下降（图 2—4），而且由于折射的关系，还会在距震中 11600

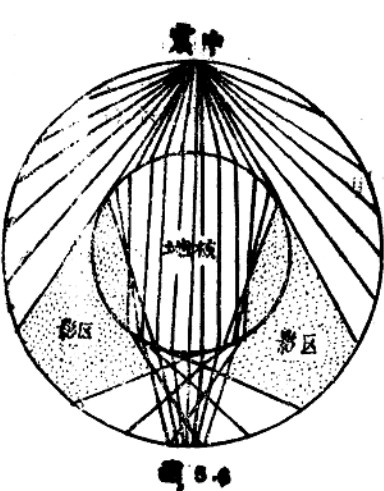


图 2—2 地震纵波（P）因内聚折射而造成的环形影区

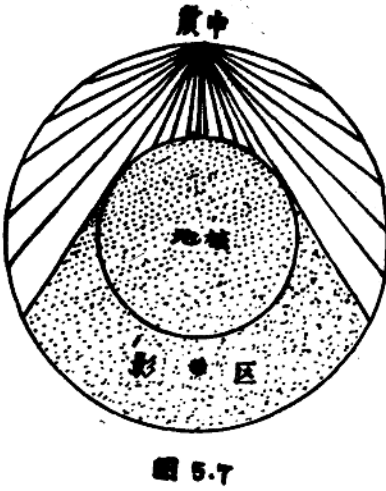


图 2—3 地震横波因无法通过地核而造成的圆形影区

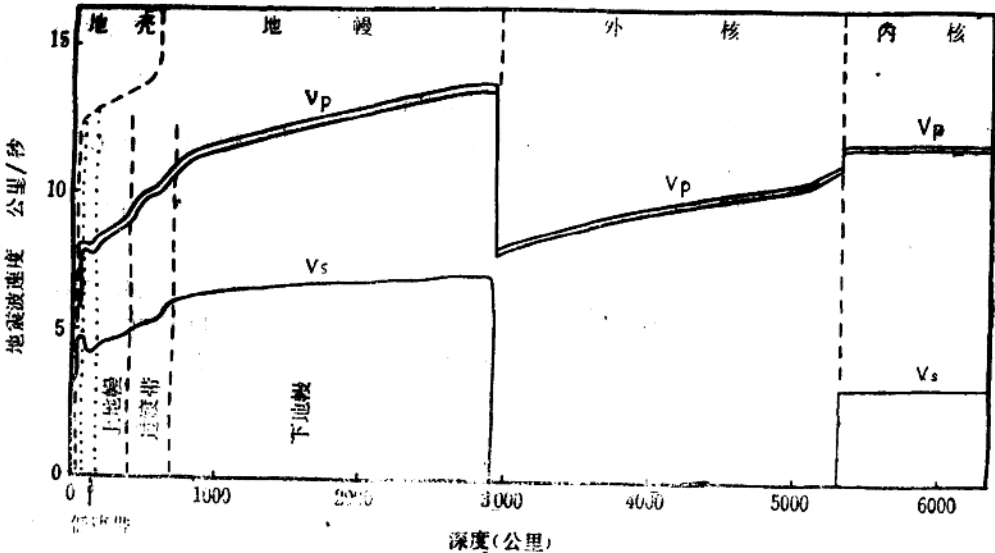


图 2—4 地震波速度剖面图 (Sawkins, 1978)

公里以外的地区出现一个宽达 4100 公里的环形影区（图 2—2），而横波（S）则突然消失，并在距震中 11600 公里以外的地区，出现一个半径为 8400 公里的圆形影区（图 2—3）。这说明外核的物质是液态的。当地震波从外核进入内核时，纵波（P）速度急剧增加，而横波（S）又再度出现，这说明横波（S）是由纵波（P）转换而成的，内核物质又转变为固态。地震波的折射、反射、转换现象与波速度变化一样，都可以用来了解地球的内部结构。

地震波速度发生突变的面叫做不连续面（或界面），它是用来划分地球内部各同心圈层的重要依据。根据地震波速的研究，地球内部有三个最显著的界面，将地球分为地壳、地幔、外核和内核（图 2—4）。1967年，布伦（Bullen）又进一步将地球内部划分为地壳、上地幔、过渡区、下地幔、外地核、过渡区和内地核（表 2—3）。

表2—3 地球的内部分层结构

分层名称及代号		深度 (公里)	地震波速度 (公里/秒)		P 和 S 波 速变化特征
			纵波 (P)	横波 (S)	
地壳	A	—33	5.5~7.7(7.8)	32.-4.2	复杂
地幔	上地幔 B	—410	8.0—7.8—8.2 8.97	4.6—4.4—4.6 5.0	正常梯度
	过渡区 C	—1000	10.2 11.42	5.65 6.3	大于正常梯度
	下地幔 D'	—2700	13.63	7.3	正常梯度
		—2900	13.64	7.31	梯度接近于零
地核	外地核 E	—4980	8.1—8.9 10.4	0	正常 P 梯度
	过渡区 F	—5120	11.0		负 P 梯度
	内地核 G		11.3	3.7	小于正常 P 梯度

2. 地壳和莫霍面的性质

(1) 地壳

地壳是地球最外部一个圈层。地壳的最初含义包含有内软外坚的概念，或指那些发生在地表之上或其附近的岩石。1955年以后，地壳才被专门限定于那些发生在莫霍界面以上的岩石物质。地壳厚度变化很大，最小不到 5 公里，最大可达 70 余公里，平均厚度约 15 公里。地壳的体积只有地球体积的 0.5%，质量不及地球质量的 1%。

地壳是一个不均匀的圈层。在水平、垂直方向上都有明显的变化。根据其结构、组成和厚度的不同，可以划分为两大类型：

A. 陆壳

又分为两层。

上壳层，即“花岗岩质”的硅铝层，成分介于花岗岩与闪长岩之间，或相当于花岗

闪长岩。密度约 2.7 克/厘米³，地震纵波速度 4.5—6.5 公里/秒，厚度 10—20 公里。

(2) 下壳层，即“玄武岩质”的硅镁层：主要成分为辉长岩或玄武岩，密度 2.8—3.1 克/厘米³，纵波速度 6.5—7.7 公里/秒。近来，也有人认为下壳层是由麻粒岩——一种酸性到中性岩石的高压形式所组成。若如此，上、下壳层之间的康拉德界面就不是一个明显的化学界面，而是呈逐渐过渡关系的相变界面了。甚至有人认为双层地壳并不存在。

除此之外，在上壳层之上还有厚度不大的 (0—5 公里) 的沉积岩层和变质岩层。

大陆地壳的厚度各地不一，由 30 至 70 余公里，平均厚度 35 (33) 公里。其面积约占整个地壳的三分之一。

根据地震和电导资料，在某些大陆地区之下 10—30 公里的深度，可以出现一个或几个低速、高导电层，原因可能决定于水的存在和局部熔融活动。

B. 洋壳

主要由硅镁层组成。陆壳中的硅铝层在向大洋延伸时，厚度很快变薄、尖灭以致缺失。也有人认为大西洋和印度洋的某些海域存在着较薄的硅铝层。

一般说来，洋壳剖面除去上部平均深约 4.0—4.5 公里的海水外，可分为三层 (自上而下) (图 2—5)：

第一层：是未固结的松散或半松散的沉积物，主要是由陆源的、生物成因的、自生的和火山的物质等所组成，形成各种软泥 (红色或棕色粘土、硅质、放射虫、碳酸盐、有孔虫软泥等)，并夹有少量浊流沉积层和磷灰石及铁—锰结核等。厚度 0—2 公里，平均厚度 0.5 公里，密度 1.46 克/厘米³，地震纵波速度 2 公里/秒；

第二层：是玄武岩和已固结的沉积岩的混合层，以玄武岩为主，厚度 0.5—2 公里，平均厚度 1.4 公里，密度 2.4 克/厘米³，地震纵波速度 4.6 公里/秒；

第三层：是辉长岩和蛇纹岩化橄榄岩，又叫大洋岩，厚度 3—7 公里，平均 4.7 公里，密度 3.0—3.1 克/厘米³，地震纵波速度 6.7 公里/秒。(1969

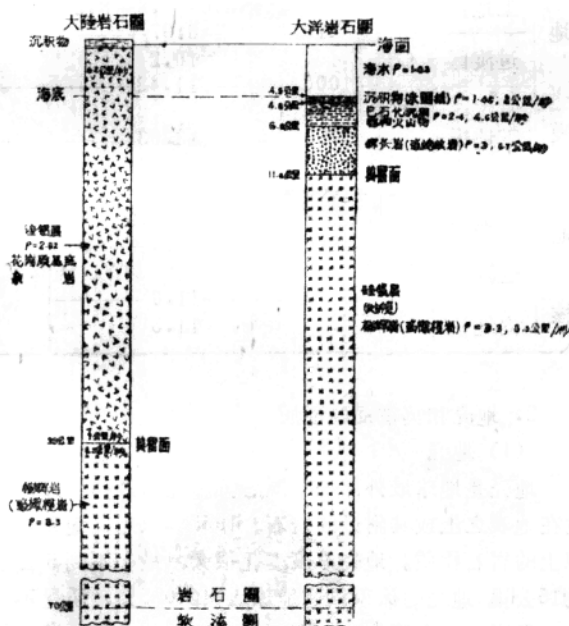


图 2—5 大陆岩石圈和大洋岩石圈的剖面图 (Dietz, 1961)

年在伦敦召开的一次国际海底岩石会议上,认为第三层基本上是由超基性岩组成)第三层之下就是莫霍界面、地幔了。

洋壳厚度远比陆壳厚度小,最薄5公里,最厚只有10(15)公里,平均厚度6公里。面积约占整个地壳的三分之二。

在一般情况下,陆壳与洋壳并不是以海岸线为界,而是在大陆坡处呈逐渐过渡关系。在有岛弧发育的大陆边缘地区,地壳虽然具有沉积层和花岗—玄武岩层,但厚度却只有15~30公里,在局部地区甚至缺失硅铝层(如某些弧后盆地中心),可称为过渡型地壳。

归纳起来,洋壳和陆壳的主要差别在于:

a. 洋壳缺失“花岗岩质”的硅铝层。换句话说,陆壳比洋壳多硅、钾,少铁、镁、钙(表2—4)。

b. 洋壳虽薄,在重力值上却是以正重力异常值为主(如大洋盆地的布格异常差不多达到+500毫伽);陆壳虽厚,却是以负重力异常值为主(布格异常的零强度相当于30公里的地壳厚度,高山地区布格异常可达-500毫伽)。这种情况表明,构成陆壳的岩石比重(密度)轻,而构成洋壳的岩石比重(密度)大,这就是通常所说的地壳均衡现象。

表2—4 地壳主要分层的平均化学成分,按重量%计(据罗诺夫和亚罗谢夫斯基,1969)

地壳类型	大陆的和次大陆的				大洋的			
层	沉积的	花岗岩质的	玄武岩质的	总计大陆的*	层 1	层 2	玄武岩质的	总计大洋的
SiO ₂	50.0	63.9	58.2	60.2	40.6	45.5	49.6	48.7
TiO ₂	0.7	0.6	0.9	0.7	0.6	1.1	1.5	1.4
Al ₂ O ₃	13.0	15.2	15.5	15.2	11.3	14.5	17.1	16.5
Fe ₂ O ₃	3.0	2.0	2.9	2.5	4.6	3.2	2.0	2.3
FeO	2.8	2.9	4.8	3.8	1.0	4.2	6.8	6.2
MnO	0.1	0.1	0.2	0.1	0.3	0.3	0.2	0.2
MgO	3.1	2.2	3.9	3.1	3.0	5.3	7.2	6.8
CaO	11.7	4.0	6.1	5.5	16.7	14.0	11.8	12.3
Na ₂ O	1.6	3.1	3.1	3.0	1.1	2.0	2.8	2.6
K ₂ O	2.0	3.3	2.6	2.9	2.0	1.0	0.2	0.4
P ₂ O ₅	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
C	0.5	0.2	0.1	0.2	0.3	0.1	0.0	0.0
CO ₂	8.3	0.8	0.5	1.2	13.3	6.1	—	1.4
S	0.2	0.0	0.0	0.0	—	—	0.0	0.0
Cl	0.2	0.1	0.0	0.1	—	—	0.0	0.0
H ₂ O	2.9	1.5	1.0	1.4	5.0	2.7	0.7	1.1

* 次大陆的总计与此十分近似。

c. 洋壳岩石比陆壳岩石年轻。陆壳岩石最老年龄可达 35—40 亿年，而洋壳尽管在某些角落里偶而会发现一些较老岩石，但一般都小于 2 亿年（或 1.5 亿年）。

d. 陆壳和洋壳上的火山岩成分不同。1912 年马歇尔发现环太平洋四周的火山活动带上，近大陆一侧以安山岩、英安岩和流纹岩等酸性火山岩为主，近大洋一侧以橄榄玄武岩、玄武岩等为主，并把二者分界线称之为安山岩线，作为陆壳与洋壳的分界。

e. 陆壳褶皱和断裂都很发育，构造比较复杂，大部分山脉是由已经褶皱或已经变质的沉积岩及花岗岩质的火成岩所组成；而洋壳断裂发育，褶皱不发育，构造比较简单，几乎所有的海底山脉和岛屿都是由玄武岩所组成。

在板块构造中，地壳不如岩石圈重要。岩石圈包括地壳，换句话说，地壳只是构成岩石圈的一部分。

(2) 莫霍面的性质

莫霍面自被发现 (Mohorovicic, 1909) 以来，一直被认为是一个非常显著的全局性界面。在此界面之上，地震纵波速度 6.8—7.2 公里/秒；以下为 8.0—8.2 公里/秒。但从 60 年代以来，主要是由于人工爆炸地震波的研究，发现在某些地区的地壳—地幔之间有一层厚度不等的地震纵波速度介于 7.2—7.7 之间的岩层，致使地壳—地幔之间呈过渡关系。它们究竟是异常下地壳还是异常上地幔？或者是地壳—地幔的混合带？这是 60 年代早期讨论的问题。现在通常把地壳定义为地震纵波速度增大到 7.7 公里/秒左右的地球外部壳层。这个“异常层”的厚度在大洋和稳定大陆地区（地盾、地台）最薄（0.1—0.5 公里），在造山带、大陆边缘等构造活动带最厚（几公里至 10—20 公里）。它们是构造活动地区的经常现象。德雷克和纳菲 (1968) 认为这个“异常层”可能是暂时性的，它们是在造山作用过程中，从地幔运移到地壳中的增添物质。这种物质会随着深处条件（温度和压力等）的改变而产生或者消失，这可能是引起地壳升、降以及地壳厚度改变的原因。特别有意义的是辉长岩、榴辉岩、闪岩、纯橄榄岩（或橄榄岩）的地震波速，与在下地壳和上地幔中测定的波速相称，因而德雷克和纳菲认为，这个地震波速“异常层”，在某种程度上同深部辉长岩-榴辉岩的相转换有关。

正是由于这个原因，莫霍面究竟是一个什么样的界面，就引起了争论。到目前为止，有三种看法：

A. 多数人认为它是一个化学界面。又有四种模式：

(a) 辉长岩（或玄武岩）-橄榄岩。这是最早的传统看法。

(b) 闪岩-橄榄岩。

(c) 麻粒岩（或中性高压变粒岩）-橄榄岩。麻粒岩是酸性到中性岩石的高压形式。

(d) 麻粒岩（或中性高压变粒岩）-榴辉岩。榴辉岩在深处仍要转化为橄榄岩。

B. 少数人认为它是一个相变界面。又有两种模式：

(a) 辉长岩（或玄武岩）-榴辉岩（费尔莫 Fermor, 1912）。辉长岩的主要矿物是斜长石、长石和辉石；榴辉岩的主要矿物则是典型的富铁石榴石和富钠辉石。榴辉岩的密度（3.4—3.5 克/厘米³）比辉长岩的密度（近于 3.0 克/厘米³）大 10%。因相转换而发生的压力和温度的改变，可引起地表的上升或下降。

(b) 蛇纹岩-橄榄岩（赫斯 Hess, 1959）。这种情况是专指大洋地区来说的。

蛇纹岩是由橄榄岩加水发生蛇纹岩化而形成的。这一作用需要在 500° (或 475°C) 的条件下进行。据此, 赫斯 (1962) 认为大洋底莫霍面原来是 500°C (或 475°C) 等温面的位置, 它在目前 $150-200^{\circ}\text{C}$ 的低温下已经变得“化石化”了或“冻结”了。换句话说, 蛇纹岩-橄榄岩界面标志一个古 500°C (或 475°C) 等温面的位置。

C. 威利 (Wyllie, 1963) 认为化学界面和相变界面二者不需要互相排除。他指出在地壳以下可能有两个不连续面: 一个是全球性的化学界面——玄武岩物质和橄榄岩物质之间的界面; 此外还可能存在着 (在适当的深度, 依赖于地热梯度) 第二个不连续面, 标志着辉长岩-榴辉岩的相变。不论是那一个不连续面靠近地球表面, 它都可以被地震波探测出来作为莫霍界面。换句话说, 在缺少辉长岩-榴辉岩相变的地区, 莫霍界面是化学界面; 在有辉长岩-榴辉岩相变的地区, 莫霍界面是相变界面。

3. 地幔和软流圈、岩石圈。

(1) 地幔

地幔位于莫霍面以下至 2900 公里深处。占有地球总质量的 68.1%, 总体积的 83.3%。密度由上部 3.4 克/厘米³ 向下逐渐增加到底部 6.0 克/厘米³, 平均密度 4.53 克/厘米³。

根据地震波速度的变化, 地幔具有明显的纵向变化, 一般可划分为三层:

A. 上地幔: 下界 410 公里。地震纵波速度由 8.1 公里/秒, 下降到 7.8 公里/秒, 又上升到 8.2 公里/秒。

B. 过渡带: 下界 1000 (984) 公里。地震波速度增加很快, 纵波速度从 9 公里/秒至 10.2 公里/秒。

C. 下地幔: 下界 2900 公里。地震波速度增加缓慢, 纵波速度由 11.42 公里/秒增至底部 13.64 公里/秒。

这些地震波速度变化表明不同深度的地幔物质的密度和弹性均有强烈的变化。

地幔物质大约有 80% 是呈固态的。上地幔成分一般认为与石榴石或球粒陨石相近, 主要由橄榄石、辉石、石榴石、斜长石和铁、镍合金组成。化学成分按重量计为 (%)

SiO ₂	45.16	Cr ₂ O ₃	0.43
MgO	37.47	NiO	0.20
FeO	8.04	CoO	0.01
Fe ₂ O ₃	0.64	TiO ₂	0.71
Al ₂ O ₃	3.54	MnO	0.14
CaO	3.08	P ₂ O ₅	0.06
Na ₂ O	0.57		
K ₂ O	0.13		

由此可见, 上地幔的原始组成是一种和橄榄岩相似的超基性岩, 或称之为地幔岩 (辉橄岩)。

1963 年格林 (Green) 和林伍德 (Ringwood) 认为上地幔是由三分纯橄榄岩和一分玄武岩组成, 谓之玄武橄橄岩。这种岩石在不同的温度、压力、水蒸气的条件下, 可以结晶成不同的低压相矿物组合, 即在不同深度可以形成闪岩、斜长石玄武岩、辉石玄

橄岩、柎榴石玄橄岩。

对下地幔成分研究很不够。根据地震波速度增加缓慢，可以认为成分仍与上地幔相似。可能是由于压力增加，引起物质密度增高，相变为铁、镁与硅氧的混合物。（这一相变在上地幔 400 公里深度就开始了，先是斜方晶系的橄岩变成等轴晶系的尖晶石，密度约增加 10%；然而又在 600 公里深度，尖晶石开始分解成更重的氧化物，如方镁石 MgO 、方铁石 FeO 和超石英），也可能是由于下地幔含有更多的铁（ FeO ）造成的。接近地核的下地幔底部可能混有少量的镍。

（2）软流圈和岩石圈

上地幔的地震波速虽然有随深度而增加的趋势，但在上地幔的上部有一个波速减小的带，通常称之为低速带（层）。对于纵波来说，这个层的深度约在 60—150 公里，速度最低处深约 100 公里；对于横波来说，这个层的深度约在 60—250 公里，速度最低处深约 150 公里。横波的低速层是全球性的，纵波低速层在个别地区，如加拿大地盾可能不存在。低速层内物质，由于温度接近于岩石熔点（700—1600℃），强度很小或不具强度，呈塑性流动状态，因而低速层又有软流圈之称，平均厚度约 100 公里。低速层以上的物质（包括上地幔顶部和整个地壳）主要系冷的固态结晶岩石，故称之为岩石圈，厚度各地不一，说去也不一致，大约为 50—100 公里，最大厚度有人认为是 150 或 250 公里。岩石圈和软流圈最早是由巴雷尔（Barrell, 1914）提出来的，二者之间的界面并不是处处都很明显，有时有一个过渡带。软流圈可能是原生玄武岩岩浆源。软流圈在板块构造理论中占有重要地位，它为其上岩石圈的增生、移动、消亡创造了条件。软流圈内部物质的上涌，为洋壳增生提供了物质来源，并引起海底扩张；软流圈内部物质的缓慢对流牵引了上部岩石圈呈水平方向移动，并起润滑作用，类似传送带一样，载运着上面岩石圈板块向两侧移动。因此，软流圈是海底扩张和板块运动的驱动力源所在。

4. 地核

自 2900 公里深度起一直到地心属地核，占地球总体积的 16.2%。地核可划分为三层：

（1）外核：深度由 2900 公里至 4980 公里。地震纵波速度由地幔的 13.6 公里/秒，跌落到外核的 8.0—8.1 公里/秒，随后又上升到外核底界的 10.4 公里/秒，横波速度由地幔 7.31 公里/秒至外核突然消失，指示外核可能是液态的。

（2）过渡带：介于 4980—5120 公里深度之间。地震纵波速度已回升到 11.0—11.2 公里/秒。

（3）内核：5120 公里以下直至地心。地震纵波速度 11.2—11.3 公里/秒。横波又再度出现（是由穿入内核的纵波转换成的），速度 3.7 公里/秒。因而认为内核是固态的。

关于地核的化学组成曾经有过不同的说法：

（1）地核可能是由金属氢组成的，后来被否定了，因为那里的压力还不够大；

（2）地核可能是硅酸物质的一种“高压”相，地幔物质在这里可能失去了电子壳层而变成一种高密度、低熔点和导电率高的物质。后来也被冲击波的（极）高压试验否定了；