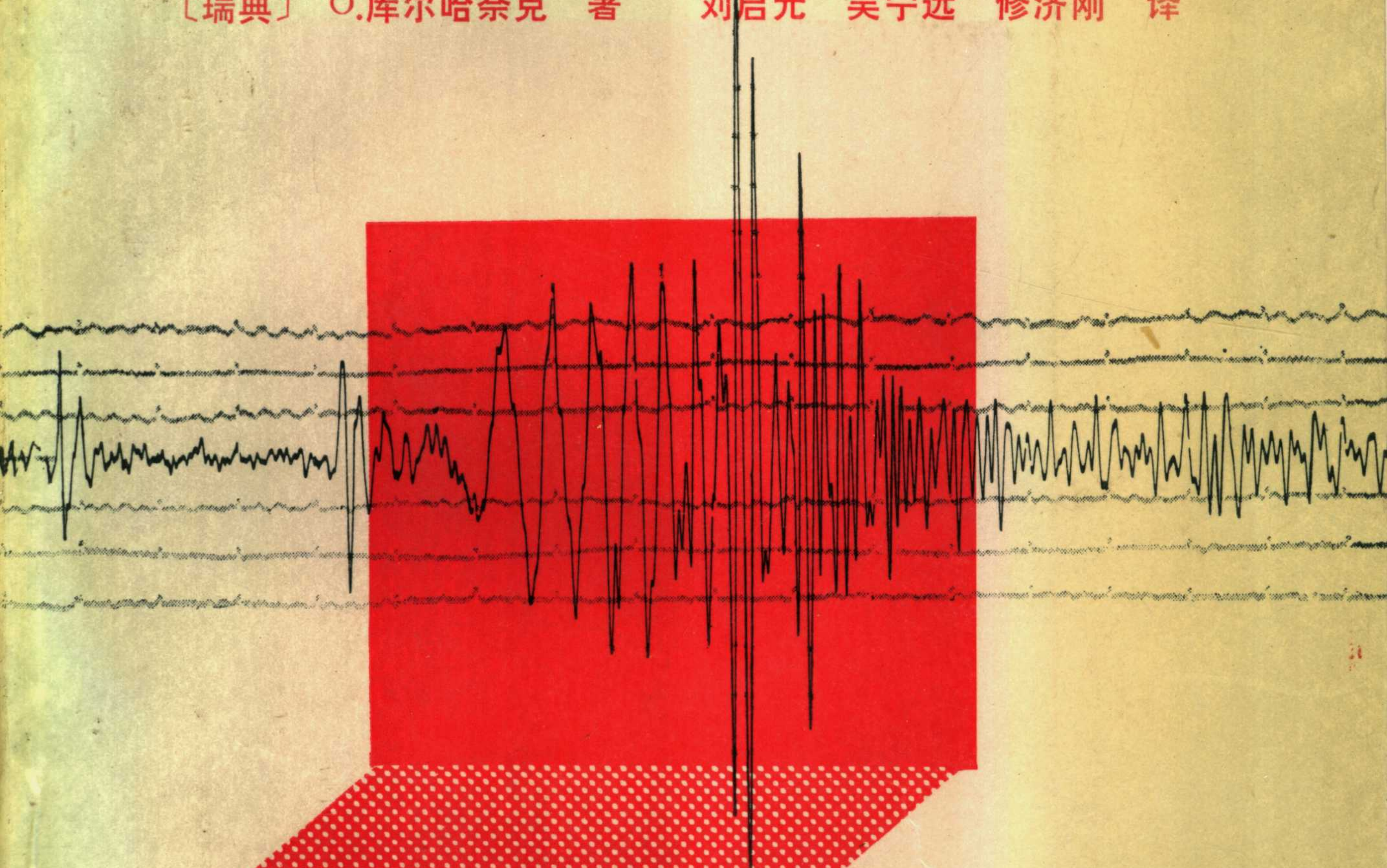


# 地震图解析

〔瑞典〕 O.库尔哈奈克 著 刘启元 吴宁远 修济刚 译



地震出版社



# 地震图解析

[瑞典] O. 库尔哈奈克 著  
刘启元 吴宁远 修济刚 译  
刘启元 校

地震出版社

1992



(京) 新登字 095 号

## 内 容 提 要

本书是由联合国教科文组织和国际地震学、地球物理学协会组织编写的。全书分两部分：文字描述（第一到第六章）和汇集的 55 幅实际地震图例（第七章）。文字部分简单地解释了地震图上所反映出的各种物理现象，介绍了各种类型地震波的识别方法以及如何判明它们在地球中的传播路径。汇集的实际地震图涉及了各种震源（包括构造地震、火山地震、核爆炸等）、各种类型的地震波、不同的震中距和震源深度情况以及在世界各地用不同仪器取得的记录。本书可做为地震图解释人员案头的常备书，也可做为地震专业学生及初学地震学的有关人员的入门书籍。

OTA KULHANEK

ANATOMY OF SEISMOGRAMS

Developments in Solid Earth Geophysics 18

ELSEVIER, 1990

\*

## 地 震 图 解 析

[瑞典] O. 库尔哈奈克 著

刘启元 吴宁远 修济刚 译

刘启元 校

责任编辑：姚家榴

责任校对：李 珩

地 震 出 版 社 出 版

北京民族学院南路 9 号

北京丰台区丰华印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行

全国各地新华书店经售

\*

787×1092 1/16 6.25 印张 15 插页 160 千字

1992 年 12 月第一版 1992 年 12 月第一次印刷

印数 0001—1000

ISBN 7-5028-0620-2/P·419

(1011) 定价：8.00 元



## 中译本序言

在过去的十年中，全世界数千个地震台每天采集到的地震数据，无论在数量上还是在质量上都有了很大的提高。利用高速计算机对大量地震数据的分析和解释现在可以揭示出地震震源和地球内部结构的细节，而这一点在十年前是难以作到的。新的处理技术正在迅速发展，而对于每天在大多数实验室中都在进行的日常数据分析工作来说计算机也已经成为必不可少的工具了。然而，这并不意味着没有有经验的分析人员的“眼睛”就能成功地作出合格的地震图解释。我常与我的在各地震观测机构工作的外国同事们讨论。这些讨论使我一再地确信地震记录的计算机分析和通常的目测分析之间有着互相补充的特点，而后者正是本书中要处理的课题。观测地震学，包括辨认地震图上那些常常是十分复杂的地震波列，对我来说是引人入胜的，尽管现在许多学校依然没有很好地强调它。我希望中国年轻的地震学家和学生们将能发现本书对于他们理解地震图上极为复杂的特征是有用处的。

O. 库尔哈奈克

(Ota Kulhanek)

1991年9月于乌普萨拉



## 前 言

在过去的几十年里，地震学家中流传着许多种有关地震图解释的著作。它们之中多数是某一具体的地震观测机构内部为指导地震分析人员而出版的手册。因而，它们只有地方性或区域性的价值。它们之中也有一些已经赢得了世界范围内的承认，并且有几本现在依旧在各国的地震观测常规处理工作中及各种培训工作中使用。例如，《地震图解释基本原理》(Principles Underlying the Interpretation of Seismograms)一书长期以来一直被用作标准参考读物。它是 1951 年美国海岸与大地测量局的地球物理学家 F. Neumann 写的。这本书还对该机构通常使用的常规分析处理技术作了必要的描述。1968 年，科罗拉多矿业学院的 R. B. Simon 也曾写过一本名为《地震解释》(Earthquake Interpretation)的书。她收集了一套令人印象深刻的地震图。它们是伯金公园（科罗拉多）和帕里萨茨（纽约）地震台记录到的。并且她还在书中给出了相应的震相解释和评注。1986 年 G. Payo 出版了他那本十分出色的书《地震图分析引论》(Introduction al Analisis de Sismogramas)。他的这本著作用西班牙文写成，包括了一个简短的引论和在西班牙南部多雷多地震台记录的 87 幅地震图。该书还给出了大量的评注。

上面提及的所有出版物都采用了标准窄带模拟地震仪所接收到的地震记录。它们很好地说明了自 1950 年以来所取得的进展。显然，任何类似的著作都很难被看作是最终完善的作品。其原因简单说来就是，我们对地球内部极不完整的认识，所采用的仪器设备，相关的解释和分析技术以及理论都正在不断地完善。因此，已有的解释规范和常规处理的不断更新不仅是受欢迎的，而且事实上也是现代地震图解释以及理论研究的先决条件。

本书的基本目的是要以一种多少有点像辅导教材那样的形式来提供与基本的地震图解释有关的必要资料和技术。本书对内容的处理采用了描述性的方式，而不是数学的形式。本书所强调的是那些特别有益于学生和地震台站以及地震观测机构的初级地震图解释人员的实际方面的内容。然而，即使那些在地震学方面有较深造诣的工作人员以及那些对详细辨认地震图中的奇特现象十分好奇的人们，也会发现本书的内容对他们是有用处的。

在本书中，我将严格地区分地震图解释和地震图分析这两个术语的含义。前者是本书将涉及的内容。它包括地震图上出现的各种类型的地震波的识别方法以及如何判明它们在地球中的传播路径。而后者则首先指的是基本震源参数（发震时刻、震中坐标、震级）的确定，而且还可能涉及到其它相当高深的研究内容（例如，波形拟合、速度分布的估计以及矩张量的确定）。地震图分析的大部分内容显然是属于研究领域的，因而超出了本书的范围。但是，震相识别是入门的必经之路，并且显然没有正确的地震图解释，那么任何地震分析工作也将是不可能进行的。



本书分为两部分：文字描述（第一章到第六章）和汇集的 55 幅实际地震图例（第七章）。文字描述部分简单地解释了在地震图上出现的各种物理现象。汇集的图例则向读者展示了地震图的大量实际例子，并给出了它们的相应解释。这些地震图涉及了各种震源、各种类型的地震波、不同的震中距和震源深度情况以及不同仪器的记录。

本书进一步完善了早期出版的一些著作，即本书不但考虑了模拟地震记录的情况，而且还包含了数字记录的内容；既给出了较为传统的窄带模拟地震记录，也给出了现代宽频带地震仪记录的地震图；既包括了构造地震，也包括了火山地震的记录。本书中展示的地震图取自世界上各地区，包括北美和中美洲、亚洲、欧洲以及新西兰等地区地震台的地震记录，因而涉及了各种不同类型的地质和构造环境。世界上不同地区的地震观测机构使用着各种不同的专业术语和惯常定义，而本书则采用了欧洲普遍使用的专业术语及习惯定义。

本书的出版是联合国教科文组织（Unesco）和国际地震学与地球内部物理学协会（IASPEI）合作努力的结果。双方都有意编辑一本有关地震图解释的综合性手册。早在 1981 年，IASPEI 在（加拿大）安大略省的伦敦市召开的全体大会上就开始了有关这本手册的讨论。然而，着手有关问题的第一个有决定意义的步骤是在 1985 年东京召开的 IASPEI 全体大会上才作出的。在这次会议期间，成立了联合国教科文组织和国际地震学与地球内部物理学协会的有关地震图解释工作小组。这个工作小组经过两次工作会议的讨论，拟定了对这本手册的总的要求。工作小组最初的成员为 G. L. Choy, V. I. Gorbunova, M. Hashizume(联合国教科文组织代表), O. Kulhanek(主席), D. Mayer-Rosa, L. Ruprechtova, M. E. Reyners, D. Seidl, R. A. Uhrhammer 以及 M. 山本。1986 年在联邦德国举行的欧洲地球物理学会及欧洲地震学委员会上对准备包括在本书中的材料进行了筛选。在这次会议上，G. Payo 成了这个工作小组的成员，而 M. E. Reyners 辞去了他的小组成员职务。1987 年在温哥华举行的国际大地测量与地球物理协会（IUGG）会议期间，工作小组经过若干次工作讨论，确定了本书的内容安排，并选定了准备采用的地震图例。

没有联合国教科文组织始终不渝的支持和鼓励，这本书将是不能完成的。下列工作组成员以及其他的同事们为本书提供了十分珍贵的地震图实例及所附的注解：

G. L. Choy 附图 40, 41, 55

D. Mayer-Rosa 附图 4

E. Molina 附图 15, 18

G. Payo 附图 23, 36, 43, 54

A. Plesinger 附图 2, 37

J. M. Protti 附图 16, 17, 19

M. E. Reyners 附图 8, 14

D. Seidl 附图 10, 12, 25, 47, 50, 51

R. A. Uhrhammer 附图 20, 21, 28—30, 34, 42, 46, 48, 49, 53

M. 山本 附图 1, 3, 6, 7, 9, 11, 13, 15—17, 19

余下的附图 5, 22, 24, 26, 27, 31—33, 35, 38, 39, 44, 45, 52 则是由作者收集汇编的。



我感谢我的同事 A. J. Anderson 和 J. Henderson, 他们仔细阅读了本书的初稿, 并对本书的各部分都提出了许多建议。我还非常感谢 R.O.Adams 和 G.L.Choy。他们花费了大量的时间来仔细阅读本书, 并把对本书初稿的全部内容所作的十分透彻的评述意见送给了我。这对我来说是非常有价值的。他们还对本书提出了许多非常好的建议。这些已经全都包含在本书的内容之中。H.Nilsson 准备了本书的插图。Anne-Marie Olsson 和 Siv Petterson 耐心而又细致地完成了在本书手稿无数次修改中的所有打字工作。

O. 库尔哈奈克  
乌普萨拉大学地震学系  
瑞典, 乌普萨拉



# 目 录

中译本序言  
前言

|                                                            |         |
|------------------------------------------------------------|---------|
| 第一章 引言 .....                                               | ( 1 )   |
| 第二章 地震, 发生的原因和地点 .....                                     | ( 2 )   |
| 第三章 地球内部结构 .....                                           | ( 7 )   |
| § 3.1 地壳 .....                                             | ( 7 )   |
| § 3.2 地幔 .....                                             | ( 8 )   |
| § 3.3 地核 .....                                             | ( 9 )   |
| 第四章 地震波 .....                                              | ( 10 )  |
| § 4.1 主要类型和基本性质 .....                                      | ( 10 )  |
| § 4.2 传播路径 .....                                           | ( 14 )  |
| 4.2.1 壳内传播的地震波, 震中距 $0^{\circ} - 10^{\circ}$ .....         | ( 15 )  |
| 4.2.2 体波, 震中距 $10^{\circ} - 103^{\circ}$ .....             | ( 21 )  |
| 4.2.3 体波, 震中距大于 $103^{\circ}$ .....                        | ( 23 )  |
| 4.2.4 中源和深源地震的体波 .....                                     | ( 28 )  |
| 4.2.5 面波 .....                                             | ( 30 )  |
| 第五章 走时 .....                                               | ( 34 )  |
| 第六章 地震仪和地震观测台站 .....                                       | ( 41 )  |
| § 6.1 概论 .....                                             | ( 41 )  |
| § 6.2 记录系统 .....                                           | ( 42 )  |
| § 6.3 仪器的频率特性 .....                                        | ( 43 )  |
| § 6.4 模拟和数字记录 .....                                        | ( 48 )  |
| 第七章 地震图及其解释 .....                                          | ( 52 )  |
| 附图 .....                                                   | ( 62 )  |
| 地方震和近震(附图 1—14) .....                                      | ( 62 )  |
| 火山地震(附图 15—19) .....                                       | ( 78 )  |
| 非地震事件(附图 20—21) .....                                      | ( 83 )  |
| 远震事件, $10^{\circ} < \Delta < 103^{\circ}$ (附图 22—52) ..... | ( 85 )  |
| 远震事件, $\Delta > 103^{\circ}$ (附图 53—55) .....              | ( 143 ) |
| 参考文献 .....                                                 | ( 149 ) |



# 第一章 引言

地震是地球上部长期积累的应变能突然释放的一种强烈表现。它释放出各种类型的地震波，而这些地震波从震源出发，穿过地球内部介质，向四面八方传播，并被设置在地表或地表附近距震源很远的灵敏地震观测仪器记录下来。实际的地震观测记录反映了震源、地震波传播路径、记录仪器的频率特性以及由具体观测场地条件所决定的环境噪音的综合效应。理解如此复杂的地震图性质不但需要震源物理、地球内部结构以及地震波传播的知识，而且特别需要实际分析日常地震记录的长期经验。一个训练有素的地震图分析人员常常可以揭示出，并且在许多情况下可以正确地解释其他人看不出来的记录特征及其细节。这正如 Emil Wiechert 所说的“……jede Zacke, jede Zunge zu erklären……”（这句德语的意思是“应该解释每一个脉冲和每一个波动……”）。如所周知，那些长期在某一地震台工作的老练的地震图解释人员，通常具有识别天然地震地震图特征以及在这个世界上任何地方实际发生的其他地震现象的非凡才能。

在以后的各章中，我们将简要地描述影响地震图特征的基本物理现象。本书的第二部分则给出了若干实际地震记录的例子以及它们的相应解释。应该强调指出的是，现今的地震图解释以及接下来要做的分析工作并不仅限于确定象震中位置、发震时刻、震源深度以及震级等这样一些基本震源参数。反射波和折射波还常常用来检验有关地球内部结构的假想模型，发现和确定地球内部新的间断面以及描述地球深部的其它特征。进一步发展的技术还用来详细研究震源及其附近区域的物理过程和应力分布。人们还利用数千个地震事件来研究地质的变迁运动和地震危险性的区域划分。地震记录还可以提供识别与大地震有关的各种前兆现象的第一手资料，从而对于地震预报有着极其重要的价值。毫无疑问，地震作为原始资料是用于根据地震学理论来推断有关地球内部结构及其动力学过程的现代知识中头等重要的部分。我们知道地震经常造成灾害，而我们却没有能力来解释发生在我们这个星球内部的过程。然而，通过了解这些过程，当然有许多东西还需要我们进一步地了解，我们就会有更多的机会来设法减轻地震对人类的威胁。

对地震学来说（地震学——Seismology 这个词来自希腊文 Seismos 和 Logos—Seismos 的意思是地震，Logos 的意思是科学），不管我们最终的任务是什么，我们的工作迟早都要归结到地震图的解释，即依赖于对记录的地震波的揭示和识别。学生们和初学地震图解释的人员长期以来一直特别想了解地震图解释所遵循的思路。本书中我的主要目的正是为这些人们提供一个辨认可以使用的地震图的综合性教学指南，而这件事，自从在观测地震学的早期出现第一张地震图以后至今的一百多年来，一直吸引着水平不同的所有地震学家，从纯粹的初学者到名噪一时的专家。



## 第二章 地震，发生的原因和地点

每一年地球这个行星都要被 10 多个破坏性大地震所震撼。这些地震在它们所波及的范围内杀死成千上万的人，造成了巨大的灾难性经济损失。如果我们排除地震是上帝生气的表示或者是由神奇的黑手造成的说法，那么什么是地震发生的真正原因？它们最易在哪些地方发生呢？现今的板块构造理论对这些问题以及其它许多问题都给出了答案。

在板块构造理论中，地球的最上部被认为是由变形性质不同的两个层组成的。上部的刚性层称为岩石圈。它们的厚度在大陆下面大约为 100 公里，在海洋下面大约为 50 公里。岩石圈由地壳和刚性的上地幔岩石组成。岩石圈下面的部分称为软流圈。它一直延伸到地下大约 700 公里的深度。在软流圈中，地幔岩石的脆性比岩石圈的要小，即更容易变形。刚性岩石圈分裂成若干个不规则的主板块（它并不与大陆的形狀一致）和许多较小的次一级板块。图 1 给出了地球表面上刚性主板块的分布情况。岩石圈板块并不是稳定的。相反，它们依照复杂的形式以大约 2—10 厘米/年的速度，在它下面的软流圈的软弱岩石上“漂移”，就好像在湖面上的木筏一样。这样一个有趣的板块漂移概念最早是由德国科学家魏格纳（A.Wegener）在 1912 年提出的。

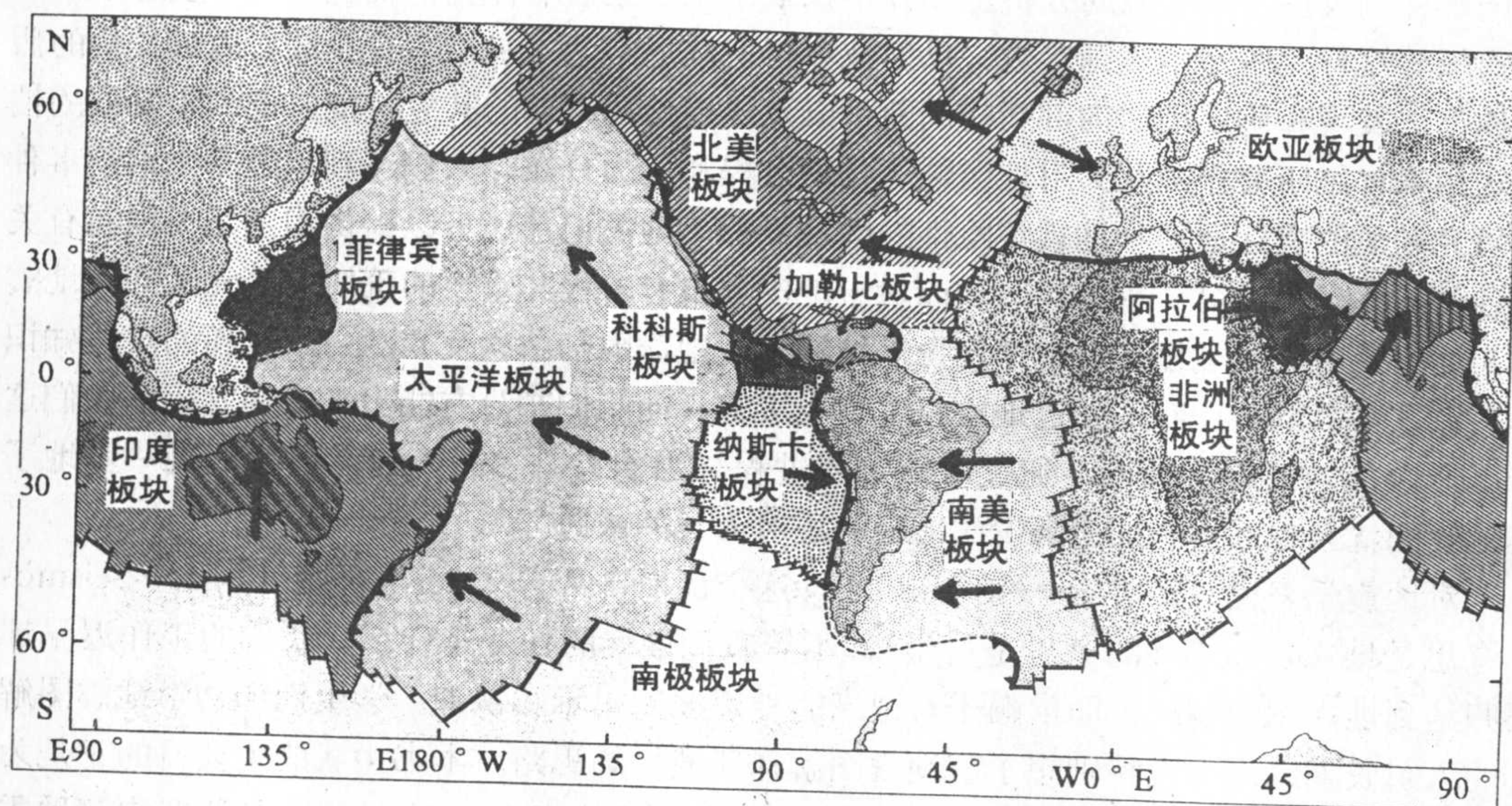


图1 主要构造板块的现今边界和相对运动。箭头表示水平运动的方向。大洋中脊（粗实线）被转换断层（细实线）所错断，剖面线表示消减带，而虚线则表示尚不确定的板块边界[主要依据 Press 和 Siever (1982) 发表的结果]。

板块的边界划分为以下三种类型。两个汇聚板块之间的边界称为海沟，两个正在散开的板块之间的边界称为洋脊，而水平方向上相对移动的两个板块之间的边界则称为转换断



层。海沟也是板块被歼灭的边界。当两个板块汇聚时，一个板块通常弯向另一个板块的下面，并沉降到软而热的软流圈内。人们把这样一个过程称为消减过程。沉降的板块也叫作消减带，或者和达-贝尼奥夫带。它在大约 700 公里的深度，即大约软流圈底部的深度被其周围的地幔岩石所同化。这是由于在这一深度的温度和应力状态所造成的。根据消减带内地震的分布就可以确定和达-贝尼奥夫带。洋脊也是增长板块的边缘。两个发散板块分开的地方不断地被上升的地幔物质所填充。

即使是根据这样一个大大简化了的板块构造过程的描述显然也可以看出沿板块边界的应力在地球的各个深度上不断积累。板块的变形（弯曲、压缩、伸展），碰撞板块之间的摩擦，消减板块内的巨大温度梯度等都对应力的增加起着很大的作用。当应力超过岩石的弹性程度时，岩石就会沿着它的软弱面发生破裂（断层），地震也就发生了。这样，岩石移动到它的新位置，而应变能则全部或部分地释放。岩石的破裂常常从接近断层面某一边的位置（震源）开始，并沿着断层面传播。典型的破裂传播速度大约为 3 公里/秒。震源在地球表面上的垂直投影称为震中。浅源大地震过后能观察到的地表位错可长达若干米，而实际上产生的断层长度则可超过数百公里。

由上所述，我们可以预想到世界上大多数地震并不是在地球上随机发生的，而是分布在沿海沟、洋脊和转换断层等相对来说比较窄的区域内，即沿着相对运动的板块边界分布。这些地方都是有形变发生的区域。只要看一下地图上被分成若干个坚硬板块的地球（图 1）和地震的全球分布（图 2），我们就可以确信它的确是这种情况。世界上某些

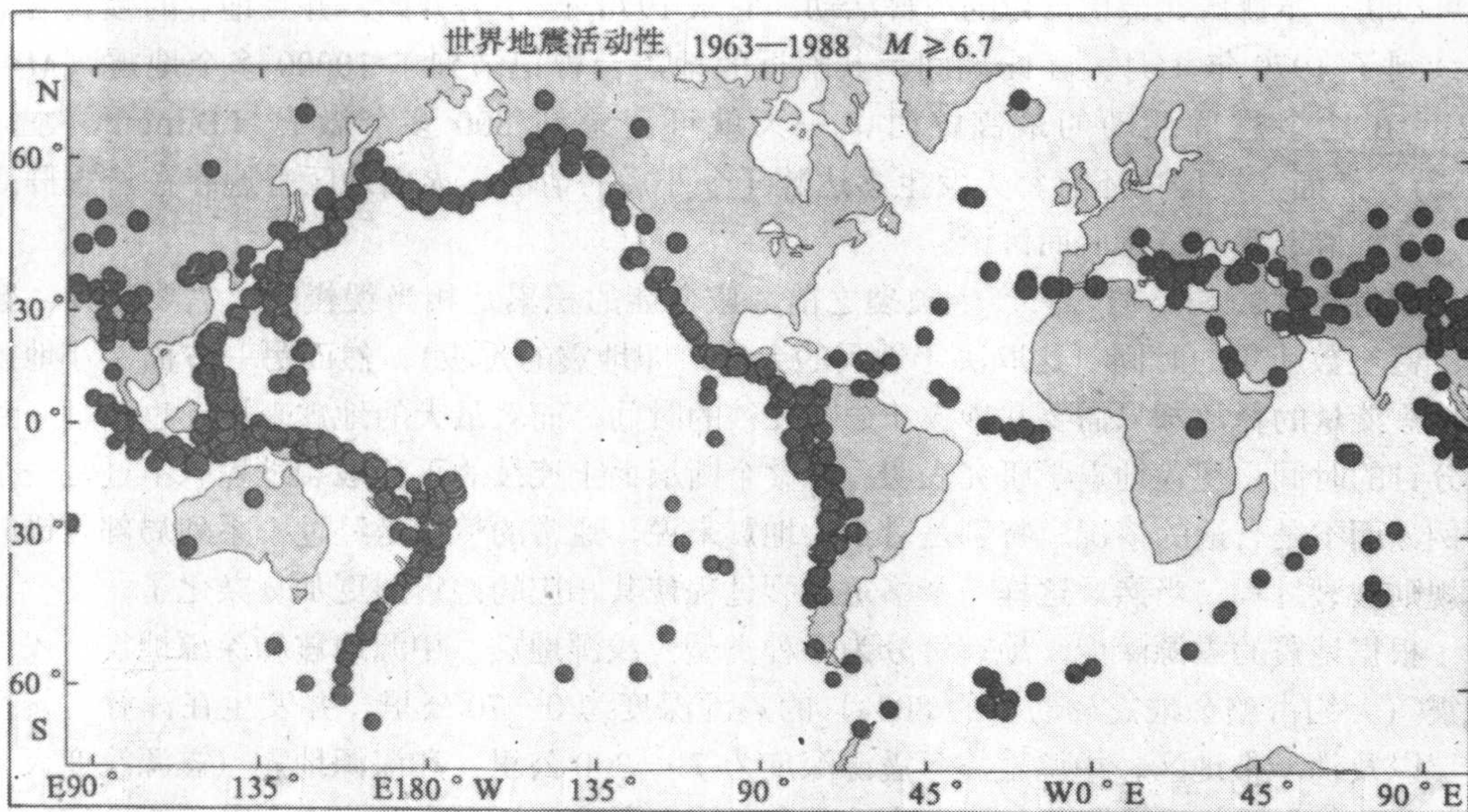


图2 1963年至1988年间面波震级等于或大于6.7的全球震中分布图。圆圈的大小与地震的震级成正比。这里总共画出了 1372 个地震（根据美国海洋气象局的 W.Rinehart 用计算机绘制的图）。



地方发生地震要比其它地方容易得多。震中的地理分布（板缘地震）和板块的边界之间有着很好的相关性。所有地震释放的能量大部分（80%）集中在沿太平洋板块边界，即所谓太平洋周边带的地区。沿中大西洋中脊的区域和从亚速尔到东南亚的阿尔派德地区（欧亚地震带），也可以看作地震能量释放集中的区域。地震不时也发生在距板块边界相当远的地方，例如美国中部（纽玛德拉德，1812年，查尔斯顿，1886年），澳大利亚西南部（珀斯，1968年），中国大陆的东北部（唐山，1976年）等地区的大地震。这些所谓的板内地震呈现出一种弥散式的地理分布，并且它们发生的原因现在还不能被很好的解释。这些地震可以是很大的，并且由于它们的不可预测性和不频繁发生的特点而可能造成很大的灾害。

大地震之后常常接着发生若干余震，即在主震之后，主震震源附近发生的较小的地震。余震序列可以持续数天、数周、数月，甚至若干年。例如，1952年3月4日坎哈特卡发生的大地震（ $M=8.6$ ）之后，该地区的地震活动性在三四年的时间里一直高于正常值（Bath, 1979a）。一般地，余震发生的频度（其量级有时可以是每天100次以上）随着时间的推移而不断减少。有时，主震之前还有前震。它通常是在主震之前不久，几天或几周，发生的较小的地震。应该强调指出，不遵循前震-主震-余震这样一个模式的情况也是相当普遍的。震级小于3.0的弱震称为微震。

震群是地震释放能量的另外一种模式。在这种情况下，在一周到几个月的时间段内，大量的地震发生在一个有限的区域范围内。震群的特点表现为没有任何明显的主震，并且地震的频度逐渐增加到它的某个最大值之后，地震的活动才逐步停止。作为一个例子，我们可以讲一下挪威北部梅洛伊的震群活动。它从1978年11月开始，并且地震的频繁活动持续到了1979年1月。在此期间，其附近的地震台曾记录到了10000多个地震（ $M<3.2$ ）。在这个震群活动的最高峰时，一天就可记录到800多个微震（Bungum等，1982）。然而，震群中还有每天发生多达数千个小震的情况。火山地区普遍存在着震群活动。这种情况我们将在后面讨论。

值得指出的是，在岩石产生破裂之前，应变能的积累是相当缓慢的，需要数日、数年、甚至数十年的时间（这取决于地震的大小，即地震的震级）。然而另一方面，小地震的地震能量的释放却只需要几秒或十分之几秒的时间，而对最大的地震来说，也不过一到几分钟的时间。现代地震学研究表明，在整个断层面上连续的平稳破裂过程只不过是一个特例，而不是普遍的情况。特别是对于大地震来说，通常的情况是经过一系列局部位错的不规则破裂过程。当然，这样一个多重破裂过程使其相应的地震图更加复杂化了。

根据地震的震源深度，地震可分为三种类型：浅源地震、中源地震和深源地震。浅源地震（大约占整个地震活动中的80%）的震源深度为0—70公里，并发生在洋脊、转换断层以及消减带地区。中源地震（震源深度为71—300公里）和深源地震（震源深度大于300公里）发生在消减带。大部分地震发生在地壳内。震源深度在莫霍面以下的地震数目急剧减少，并在大约700公里的深度上变为零。在洋脊地区，地震通常发生在小于10公里深度的范围内，并且地震的规模通常都是中等大小的。在转换断层上发生的地震，深度大约为20公里。最大的地震发生在消减带地区。

上面描述的地震，即由于两个或更多的板块相互作用所积累的应变能突然释放造成的地震，称为构造地震。其它类型的地震是火山地震和陷落地震。火山地震，1855年被维



苏威观象台的 L.Palmieri 发现。它是由于地壳内岩石通道突然裂开，岩浆运动状态迅速改变，地壳中天然气压力过量积累，以及喷发岩浆的地下通道的顶盖崩坍等原因造成的。根据 T.水上 (Minakami) (1959a, b, 1960) 以及 Tazieff 和 Sabroux (1983) 的研究，火山地震可分成三种类型：震源深度为 1—10 公里的 A 型地震，震源深度小于 1 公里的 B 型地震和发生在接近地表的爆炸型地震。Tokarev (1983) 还发现了另外一种火山地震的分类方法。在活动火山附近，我们常还记录到所谓的火山颤动。它是由于长时间的，时断时续的火山振动形成的。火山地震在时间上互相分隔成单个事件，而火山颤动则表现出一阵一阵的，或相当均匀和谐的特点。它与地下岩浆的流动，岩浆囊的振荡以及火山气体的爆炸等活动谐调一致。

许多构造地震和火山地震可以在较大的距离上监测到，而陷落地震由于是地下空穴的坍塌造成的，因而通常只有局部范围受到影响，并且实际上总是非常小的。

构造地震、火山地震、陷落地震以及将在 § 4.1 讨论的海洋脉动都属于天然震源范畴。另外还有一种是人工震源，例如工业或军事爆破以及各种类型的文化噪声（交通干扰、工业干扰、建筑施工）等。它们都是受控震源，即在地点、发生时间以及振动强度方面可以被预先确定，或者至少在很大程度上是可以被预测的。其它类型的人工震源是诱发或触发的事件。一般说来，有两种似乎可用来解释触发事件的机制。第一种是在开矿和采石时巨大土石方移动以及水库蓄水所造成的局部弹性应力变化。第二种是由于，比如说，液体注入时孔隙和裂隙压强增加，降低了岩石的强度（它的作用好像润滑剂），并因而出现局部的地震活动。最有证据说明触发地震的，是那些与在高压下向地壳岩石内注入液体有关的例子。虽然水库诱发地震的物理解释尚不完全清楚，但不难理解，大水库蓄水时既可以明显地改变局部的弹性应力场，又可以改变流体孔隙压力。必须强调的是，不管触发的机制如何，蓄水诱发的地震一般会释放那些长时间积累起来的构造应力。虽然某种程度上诱发地震的震中位置可以预测，但它的大小和发生的时间却是不可预测的。许多人为造成的地震，例如地下核爆炸和某些水库诱发地震的大小足以被世界各地的地震台站在远震距离上记录到。图 3 简要列出了主要的地震类型。

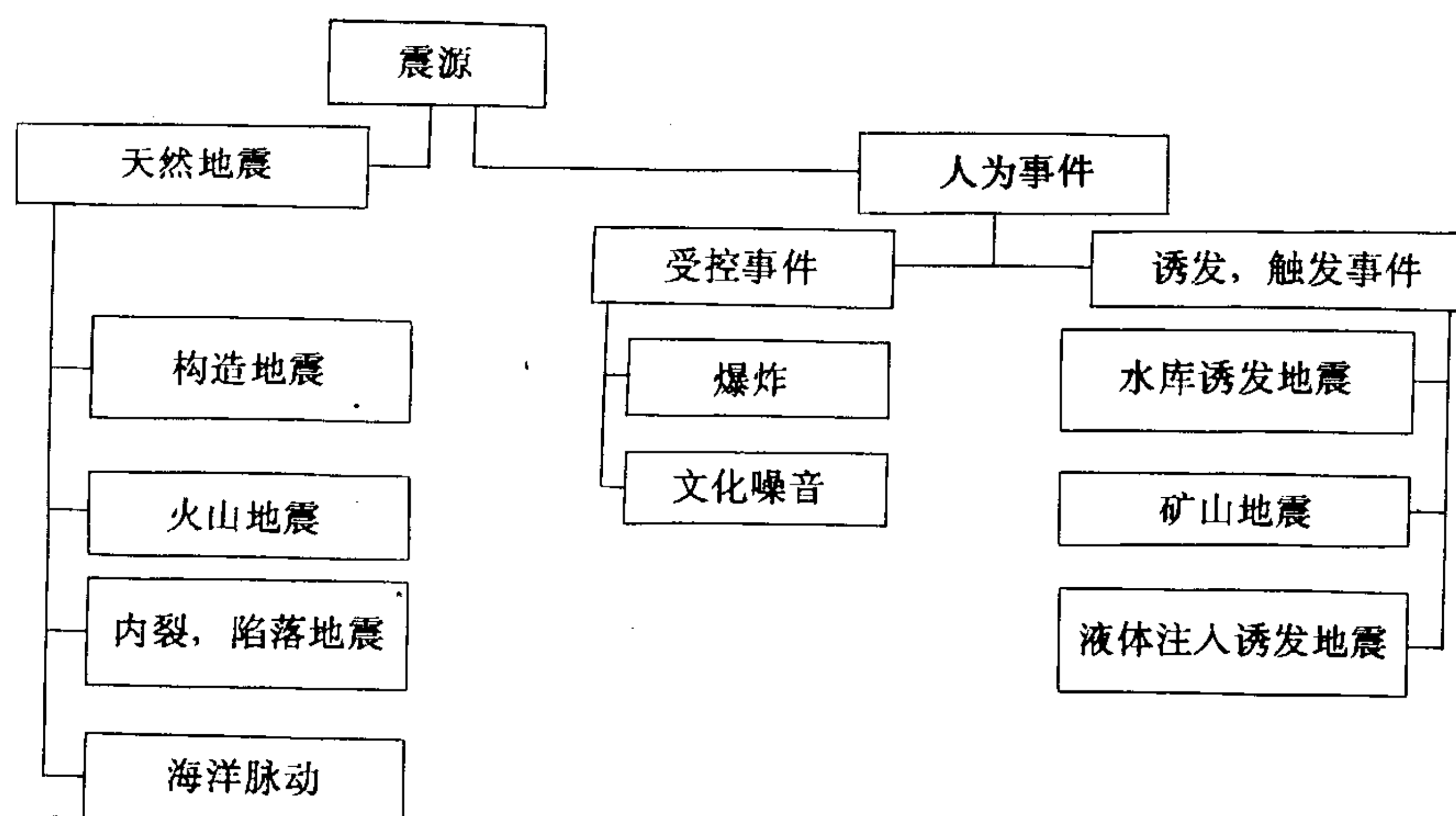


图 3 主要的地震类型

通常公众注意的只是大的破坏性地震。事实上，地震的数量远比大多数人所知道的要



多。在人烟稀少的边远地区（例如，海底），发生的小地震并没有为人们所注意。由许多地震学家作的所谓震级-频度的详细研究表明，地震的数量随着震级的减小而迅速增加。对于整个地球来说，平均每年有震级 8.0—8.9 的地震 2 个左右，震级 7.0—7.9 的地震 15—20 个，震级 6.9—6.9 的地震 100—150 个，如此等等。英国伯克郡的国际地震中心 (ISC 最近公布的地震目录表明，一年中可发生 25000 到 30000 个地震。有人曾指出 (Bath, 1979a)，每年在地球上发生一百万次左右的地震。这意味着每分钟大约发生两次地震。破坏性地震不时给历史加上了标点符号，每年都有几十次地震造成人员的伤亡、财产的损失和环境的破坏。



### 第三章 地球内部结构

如果不先有一个地震波穿过的地球内部结构模型，那么即使是地震台记录到的最基本的地震波，也是无法描述和讨论的。对地震学而言，人们通常假设地球是由地壳、地幔和地核组成的（图4）。这种大致的划分是在本世纪初通过分析地震波记录建立起来的，并且它现在依然是一个能够使用的合理模型。壳—幔边界以及核—幔边界是地震波速度上的明显间断面，并且也是入射地震波能量的有效反射和折射界面。

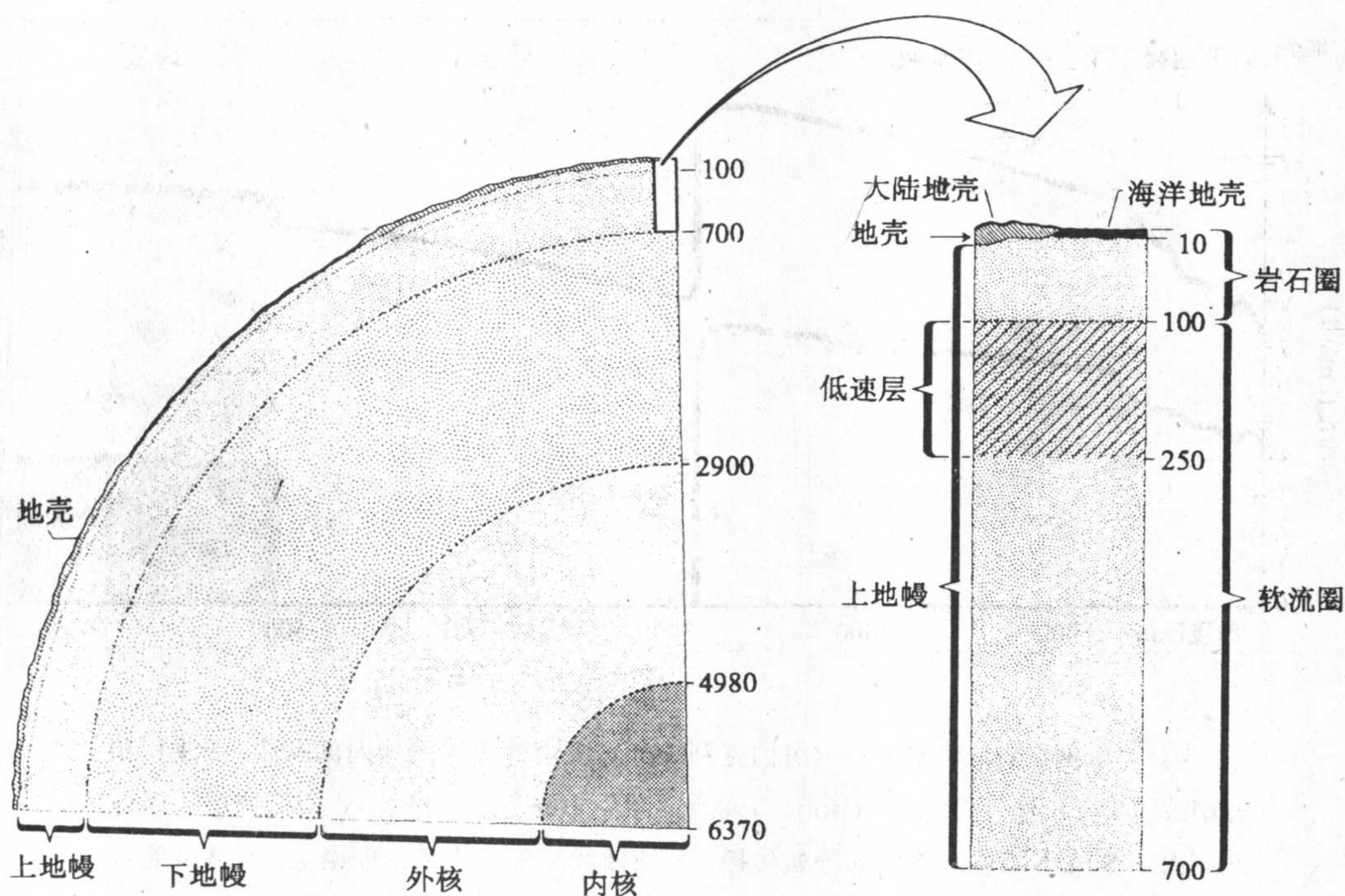


图4 用两种不同尺度给出的地球内部结构。图中按照地壳、地幔和地核之间的正确比例给出了主要构造间断面的位置。图中的数字表示距地球表面的公里数。

#### § 3.1 地 壳

壳—幔界面一般被称为莫霍洛维奇间断面(常常简写成 M 或莫霍)。它把纵波速度为 6.5 公里/秒的地壳底部岩石层与其下面的波速大约为 8 公里/秒的地幔岩石层分隔开来(图 5)。在大陆下面，地壳的平均厚度在 25—40 公里之间，而在高山下面，地壳厚度则



可达 60—70 公里。在深海区，地壳则薄得多。其厚度大约仅有 5 公里左右。在研究近震，即震中距小于 1000 公里的地震时，常常假定地壳是由厚度近似相同的两个水平岩层组成的，而它们的分界面被称康拉德（Conrad）界面。上层称为花岗岩层，下层则称为玄武岩层。对于深海下典型的地壳模型，我们通常认为花岗岩层可以忽略。

### § 3.2 地 幔

地幔从莫霍面向下延至 2900 公里的幔—核界面。现在人们将整个地幔看成基本上是固态的，并且在很大程度上是径向均匀的。其纵波速度从刚好在莫霍面下的大约 8 公里/秒增加到核幔边界处的 13.7 公里/秒（图 5）。地幔可分成上地幔和下地幔。上地幔包括

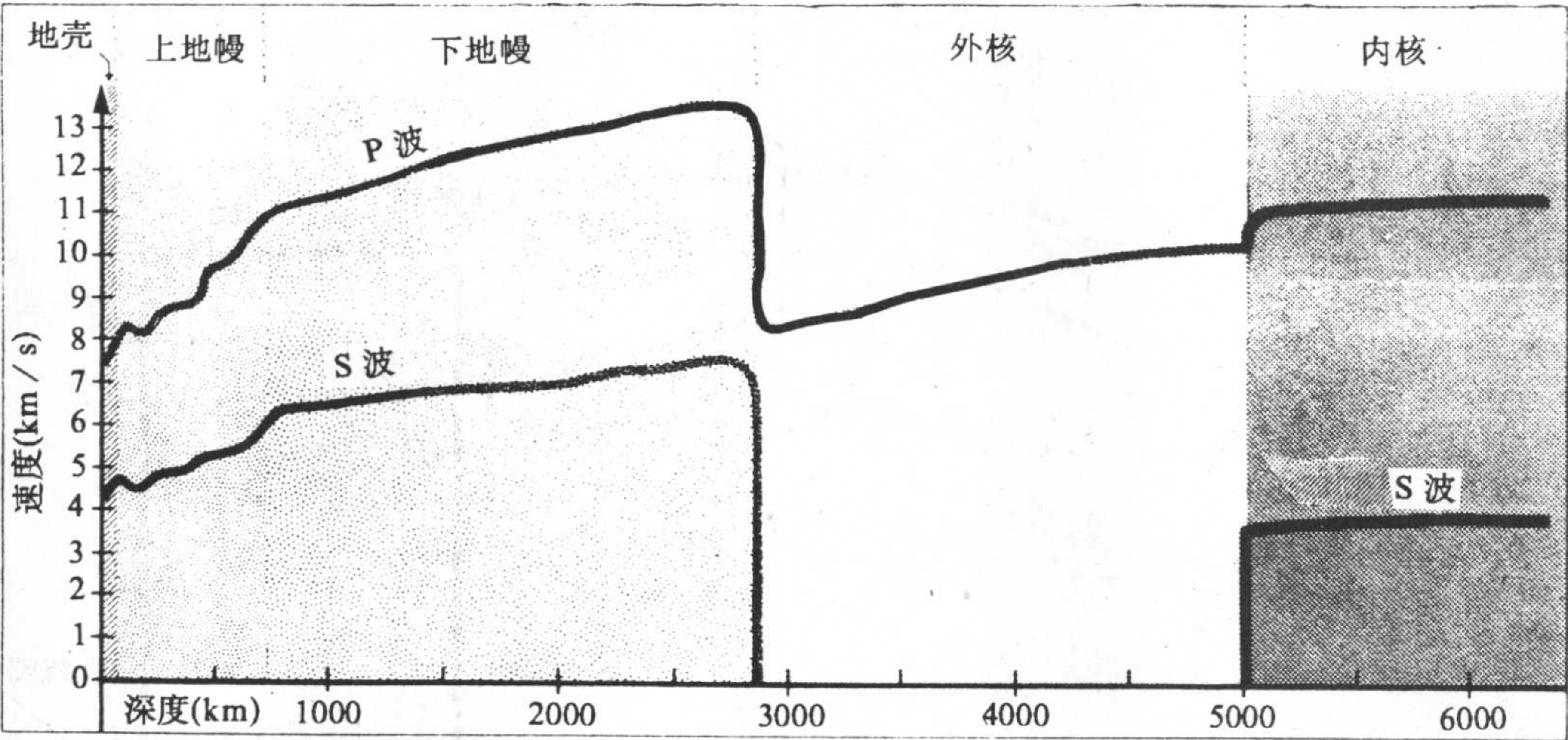


图5 依据CAL6地球模型，由伯克利的加州大学计算出地球内部纵波（P波）和剪切波（S波）速度分布图（Bolt, 1982）。图中 100—250 公里深处的低速层清晰可见。由于 S 波不能通过液体的外核传播，S 波曲线在外核中断。理论上，S 波可能会在固态的内核中重新出现（由于波入射或离开内核时，在内核和外核边界处的 P 波可转换成 S 波，而 S 波又可转换成 P 波）。尽管如此，并未肯定这个震相已被观测到。

除地壳以外的岩石圈和软流圈。它向下延伸至大约 700 公里处。在上地幔，其速度梯度突然减小，并且含有若干个间断面。这些间断面，例如，深度为 400 公里和 650 公里的间断面，存在的地震学证据是无可质疑的。但是，它们的测定精度却都比不上莫霍面。因而，有些研究人员宁愿使用含过渡带，或厚度为 50 公里量级的厚层模型，而不愿采用具有明确的，或突变的界面模型。人们假定过渡带内地震波波速随深度的增加要比其周围岩层中的更快。值得指出的是，最近的研究（即利用 P'dP'的短周期尖锐反射波，其标注方法见 4.2.2 节或表 3）已很好地证明了 650 公里处的界面为突变界面，但 400 公里处的界面则是不明显的。上地幔的重要特征之一是，在全球范围内的地下大约 100 公里和 250 公里深



度上都存在着低速层 (LVL)。在低速层内, 岩石是部分熔融的, 其刚度很低。在整个地幔中, 它的衰减作用最大, 并且地震波速度较莫霍界面正下方的速度要低 60% 左右。显然, 低速层在地震波的传播中起着相当重要的作用。下地幔范围包括从大约 700 到 2900 公里深的核-幔边界。1906 年它首先被 R.D.Oldham 发现, 并在 1913 年由 B.Gutenberg 给出了它的精确位置。在下地幔中, 地震波速度虽然也随深度逐渐增加, 但比上地幔中增加的速率明显要低。在下地幔内无显著的反射与折射界面。

### § 3.3 地 核

核-幔边界之下是半径近似为 3500 公里的地核。这个界面在物理性质上是一个很薄的突变面。例如, 该处的纵波速度从 13.7 公里 / 秒急剧下降到 8.1 公里 / 秒, 而剪切波则在这里消失了 (图 5)。尽管在观测上作了很多努力, 但并没有能从地震图上识别出通过地核的剪切波。人们普遍认为, 由于地核的流体性质 (没有剪切阻力, 也就是没有剪切强度), 在这个深度上剪切波不复存在。通过地震波的研究, 进一步又把地核分成流体的外核和固态的内核。某些早期的研究人员原先认为内外核是被一层厚度约为 150 公里的过渡层分开的, 并且这一层内纵波速度突然变小。但最新的研究并未证实它的存在, 并主张外核底部存在纵波速度急剧变化的间断面。内核中纵波速度则明显高于其周围外核的纵波速度。