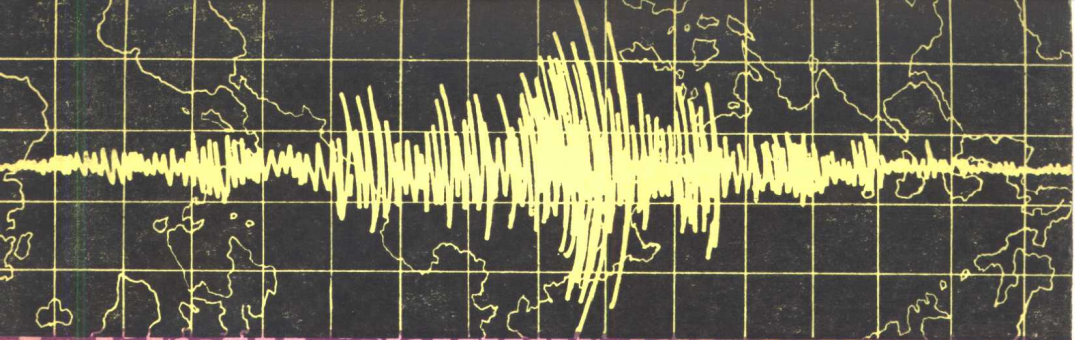




56.2
01307

物理地学

〔日〕力武常次 萩原幸男 著

郑建中 译

傅淑芳 孟桂之 校

地震出版社

物 理 地 学

[日] 力武常次 萩原幸男 著

郑建中 译

傅淑芳 孟桂之 校

地 震 出 版 社

1 9 8 0

内 容 提 要

本书为大学教科书。书中系统论述了地震、地磁和地电、测地学、重力、地球潮汐和地球年龄等有关固体地球物理的各个方面。介绍了物理地学的较新研究成果。每章都附有习题。可供广大地学工作者及有关大专院校师生参考。

物 理 地 学

[日] 力武常次 萩原幸男 著

郑建中 译

傅淑芳 孟桂之 校

地 震 出 版 社 出 版

北京三里河路 54 号

北 京 印 刷 一 厂 印 刷

新华书店北京发行所发行

各 地 新 华 书 店 经 售

850×1168 1/32 8 5/8 印张 224 千字

1980 年 3 月第一版 1980 年 3 月第一次印刷

印数：0001—6,700

统一书号：13180·70 定价：1.10元

中 文 版 序 言

《物理地学》一书是力武常次教授和萩原幸男教授在日本的一些大学讲授地学过程中写成的。该书较系统地讲述了有关物理地学各个方面的内容。地学观已由生物地学观和化学地学观发展到物理地学观。本书主要是用物理学的观点分析和讨论地学，因此命名《物理地学》。

本书具有下列特点：其一，书中各章均涉及了地学中一些较新内容和引进了较新研究成果，如卫星大地测量学，莫洛金斯基问题，人造地球卫星的重力位理论，地球振荡，地震预报，人造卫星和地球的惯性矩，地热通量分布，月球和行星的磁场，月球的电导率，地球的年龄，地磁极的转向，海底扩张，板块构造及其动力学，等等。这对于了解目前地学中的新动态、新课题和研究方向是有参考价值的；其二，它具有教科书的性质。内容和结构上都是按照教科书的特点写的。另外，每章末尾均附有习题。因此，可作为大专院校有关专业的教科书及有关人员的自学用书；其三，通俗易懂，深入浅出。虽然每章中均应用了一些数理推导，但都浅显地作了解释。因此该书的读者对象相应就更为广泛。

物理地学目前还处于发展之中。可以期待，今后会用物理学方法研究和探讨更多的地学现象，从而不断促进地学的发展。

本书可供地球物理工作者，地质工作者，地震工作者和大专院校有关专业的师生等参考。

顾 功 叙

1978 年 4 月 5 日

序 言

我们曾在东京工业大学、东京大学基础部和其他地方讲授过地学。本书所说的地学是指从物理学的观点进行讨论的地学，至于地质矿物学部分则不是我们的任务。通过讲授，从学生们的反映和考试的结果来看，使用合适的教科书，对于教学的效果是有一定作用的。

不使用固定的教科书，而大量引进新的科研成果进行讲课，可以认为这是大学的一个优点。学生们在大学中学习的课程是很多的，除专业课外，在基础课中，不仅要学习地学，而且还要学习数学、物理、化学和生物等。因此，提高教学效率尤其显得必要。

那么，若是使用教科书，什么样的教科书才合适呢？现有的地学方面的书很多，我们认为从中很难找到一本较合适的书。当然这些书的内容都是相当好的，但是由于这些书的作者都各自有自己的思路或构思方法，要将这些书作为教科书，总觉得有些为难。因为如果我们自己对这些书的内容还没有理解透，就进行讲课，大概不会得到令人满意的结果的。

反复考虑的结果，认为还是我们自己编写讲义，按照自己的思路进行讲课，可能是上策。这个想法可能有些冒昧，不过，人们大概会赞成的。上述乃是我们编写本书的动机。讲这种课的麻烦之一是必须看图，比如，地震发生在地球上的什么地方啦，重力和地磁如何分布啦，等等。因此书中就尽量多附一些图，以便帮助大家理解。另外，各章的末尾还附有习题。

本书的特点是，每章中有些地方应用了较深的高等数学来进行讨论，这对于刚入学的大学生来说可能会有些困难，然而这对

于地球科学来说却是必要的。但是学生可根据情况，有时跳过数学的讨论，而只掌握基本概念就行了。

幸好，东海大学出版社承担了这项出版任务，使我们的上述打算得以实现。在此向出版社的诸位编辑致谢。

著 者

1976 年 1 月

致 读 者

本书从第一章至第十章，讲解了有关所谓固体地球物理方面的知识，书中用到的球谐函数的解析和重力位系数表等都放在附录中。从第一章的《地球的大小和形状》开始，各章的分法与过去的教科书没有很大区别。而把最近飞速发展的有关地球动力状态的讨论作为《地球动力学》汇集在最后一章。

然而，书中各章都引进了由于最近地球物理学的飞速发展而提出的一些新的事实。例如，卫星大地测量学，莫洛金斯基问题，人造地球卫星的重力位理论，地球振荡，地震预报，人造卫星和地球的惯性矩，地热通量分布，月球和行星的磁场，月球的电导率，地球的年龄，板块构造等等，都是最近的新课题。

从本书可注意到，使用的符号不尽统一。例如希腊字母 σ ，根据不同情况，用它来表示诸如应力，泊松比，电导率等量，而这些量是完全不同的。但因为在各种情况下都有明确的定义，相信是不会混淆的。若是将其勉强地统一，而使用不常用的字母，当看到其他书或文献时，就会感到别扭。

本书不是专著，而是作为大学教学和基础性的教科书。因此，在每一部分论述中没有引出详细文献。但是，为便于深入了解其他作者的观点，也列出了一些有关这方面的较深的著作。除书未列出的文献外，我们没有过目的则从略。

目 录

第一章 地球的大小和形状	(1)
1.1 大地测量学	(1)
1.2 地球球形说向椭球说的发展	(2)
1.3 测量	(14)
1.4 地图	(23)
习题	(26)
第二章 重力	(27)
2.1 万有引力和重力	(27)
2.2 重力测量	(29)
2.3 重力和地球的构造	(38)
2.4 重力的长期变化	(48)
2.5 重力和地球的形状	(50)
2.6 人造卫星和重力位	(55)
习题	(59)
第三章 地震	(60)
3.1 地震仪	(60)
3.2 P 波和 S 波	(62)
3.3 走时曲线和震源位置的确定	(64)
3.4 面波	(73)
3.5 地球振荡	(76)
3.6 有关地核的一些问题	(77)
3.7 深震	(77)
3.8 发生地震的地区	(78)

3.9	烈度与震级	(81)
3.10	前震、余震和震群	(84)
3.11	震源机制	(85)
3.12	地震断层	(86)
3.13	伴随地震的一些现象	(88)
3.14	岩石破裂实验与扩容	(90)
3.15	地震的前兆现象	(92)
3.16	地震预报的可能性	(99)
	习题	(102)
第四章 地球内部的密度和压力		(104)
4.1	平均密度	(104)
4.2	惯性矩	(105)
4.3	密度和压力的分布	(110)
4.4	地球的粘滞性	(117)
	习题	(124)
第五章 固体潮		(125)
5.1	固体潮力学	(125)
5.2	潮汐观测	(133)
	习题	(139)
第六章 地热与地温		(140)
6.1	地温梯度	(140)
6.2	地热通量	(142)
6.3	热源	(150)
6.4	热对流	(152)
6.5	地球内部的温度	(156)
6.6	地热史	(159)
6.7	地热能	(161)
	习题	(166)

第七章 地磁与地电	(168)
7.1 地磁场的测量与分析	(168)
7.2 地磁的长期变化	(176)
7.3 古地磁学	(179)
7.4 地磁的成因	(183)
7.5 月球和行星的磁场	(189)
7.6 地磁异常	(191)
7.7 地电的性质	(194)
7.8 应变与地电磁	(200)
习题	(202)
第八章 地球内部的物质组成	(204)
8.1 陨石	(204)
8.2 地壳、地幔和地核	(209)
8.3 月球的内部构造	(217)
习题	(221)
第九章 地球的年代	(222)
9.1 年代的测定方法	(222)
9.2 地球、月球和陨石的年龄	(232)
9.3 地壳的年龄	(235)
习题	(239)
第十章 地球动力学	(240)
10.1 地球的大断裂与海底的形成	(240)
10.2 海底扩张	(241)
10.3 板块构造	(242)
10.4 岛弧与边缘海	(248)
10.5 应变积累与回跳	(248)
10.6 地壳附近的构造	(252)
习题	(253)

附录 I	球谐函数·····	(254)
附录 II	人造卫星重力位系数表·····	(256)
附录 III	星球的位置·····	(261)
参考文献	·····	(264)

第一章 地球的大小和形状

1.1 大地测量学

研究地球的大小和形状的科学叫作大地测量学。在日本的大学中将大地测量学作为地球物理学的一部分列入教学课程中；而西欧大多数国家传统地把大地测量学单独列为一门学科。本来，确定地球上一点的位置的经度和纬度是由天体观测得到的，因而，研究天体的位置 and 时间的所谓方位天文学也被列在广义的大地测量学中。若历史地看一下学科的形成过程，则可以说，大地测量学乃是地球物理学之母，同时它也加强了天文学的基础。

每个国家都要保障自己的领土主权。大地测量学者应用测量的数据，所研究的对象自然而然地被限制在国境范围内。于是测量的坐标系因国而异的情况就发生了。然而现在根据观测人造卫星的轨道来确定地球上某点的位置当然是越过国境的，这样就能准确地测量地球的大小和形状。卫星大地测量学，可测量地面大地测量所不能测及的广大区域。并用全球统一的大地测量系统来确定地球上的点的位置。

大地测量学按其方法可分为几何大地测量学和物理大地测量学。前者一般是指用光学的方法测量地球的大小和形状，如三角测量和三边测量等，这些将在第一章中加以研究。后者是考虑重力位的大地测量学，其内容主要在第二章加以叙述。然而地面上的大地测量或多或少是由重力来决定的，因此就此意义而言，几何大地测量学与物理大地测量学没有严格的区别。比如，确定地表高程的水准测量，水平面为一等重力位面，没有重力常识是不能理解高程的定义的。因此，读者为了便于理解第一章，同时必

须参考第二章的一部分。

1.2 地球球形说向椭球说的发展

1.2.1 地球球形说

地球是球形的想法，据说早在公元前古希腊就有了。站在海岸看一下由远驶近的船，首先看到桅杆，然后渐渐看到整个船身；或者由北向南旅行的时候会看到北极星的高度渐渐变低。根据这些现象，古希腊人便产生了地球是球形的想法。希腊哲学家阿里斯特雷(Aristotle, 公元前 384—322)，又把月蚀作为这种想法的根据之一。月蚀时，月亮处在太阳和地球连线的延长线上，地球的影子投影到月球上。从该影子是圆的这一事实来推测地球的形状。在当时，正确地理解月蚀现象是困难的，仅就考虑地球的影子不知花了多少时间。

当知道地球为球形后，公元前 220 年前后，埃及的伊拉托斯森尼斯(Eratosthenes, 公元前 275—195)开始计算地球的大小。当时在亚历山大，由于得到甫特莱玛伊奥斯王朝的保护，自然科学得以发展。伊拉托斯森尼斯就是在那里学习天文学和地理学的。

从亚历山大沿尼罗河往南，有一个赛印尼(现在的阿斯旺)镇，夏至那天的正中午，太阳光能照到阿斯旺的深井底部，也就是说，太阳在天空的正顶部。伊拉托斯森尼斯在同一个夏至的正中午，在亚历山大测定垂直立于日晷中央的杆子的影子长度，发现太阳光线与杆子有一个 $7^{\circ}06'$ 的夹角。这说明亚历山大与阿斯旺的纬度差为 $7^{\circ}06'$ 。这两个城镇之间有一商队之路，从旅行花费的时间来看，它们之间的距离大约为 920 公里。假定太阳光为平行光，那么计算出的地球子午线的长度为 46,000 公里。

该方法的原理如图 1.1 所示。A、B 分别为亚历山大和阿斯旺，S 为太阳的平行光线。另外，O 为地心，P 为北极，E 为赤

道。若弧长 AB 对应的纬度差 θ 为已知，则可算出包含 AB 的子午线的长度。伊拉托斯森尼斯所得之值与现在最准确之值比较，仅大 15%。从当时的技术看，他的测量是多么惊人的准确！由于这一功绩，现在人们把他称为大地测量学之父。

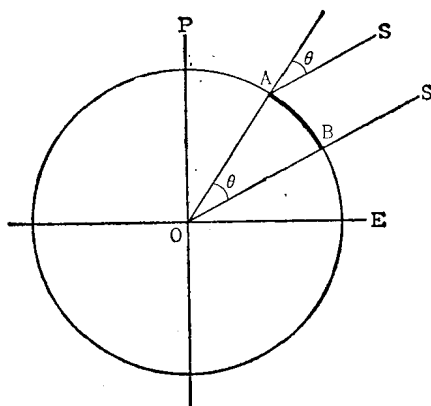


图 1.1 伊拉托斯森尼斯计算地球子午线长度的原理图

到中世纪，很多人根据类似方法测定了子午线的长度，精度虽稍有提高，但实质上没有多大发展。

1.2.2 地球椭球说的产生

1672 年法国的天文学家里歇 (J. Richer, 1630—1696) 在南美法国领地圭亚那的卡宴 (纬度 $4^{\circ}46'$)，安装了一单摆钟。此钟在巴黎已精确地进行过调节，但在卡宴却每天慢 2 分 28 秒。因此里歇把摆长调短 3 毫米。后来他把这只钟带回了巴黎，反而每天快 2 分 28 秒。

里歇是这样解释这一事实的。正如第二章所述，摆的周期与重力加速度的平方根成反比。钟变慢表示重力加速度变小，即意味着离地心远。因而推测地球不是完全的球体，而是赤道附近凸起的近于扁的椭球体。

对里歇的报告感兴趣的科学家中，有的认为钟的变慢是由于法国和赤道的温度差引起的。而牛顿 (I. Newton, 1643—1727) 则认为，里歇的报告恰好是地球为椭球体的有力证据。他假定地球为一均匀密度的旋转椭球体。当它绕短轴自转的时候，由椭球体质量引起的引力必须与由自转引起的离心力相平衡。即如图

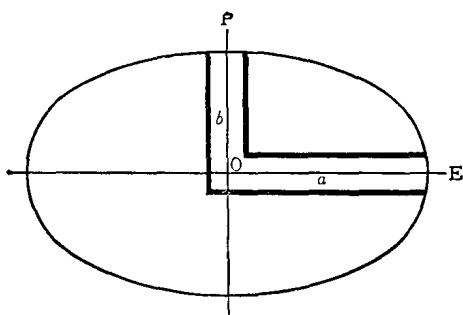


图 1.2 牛顿为解释地球椭球体而设想的深井

1.2 所示，从极 P 和赤道 E 向地心各挖一井，若其中充满不可压缩的液体，那么，深度为 $\overline{OE}=a$ 的井的底部压力等于深度为 $\overline{OP}=b$ 的井的底部压力。基于这种想法，牛顿求得了地球的扁率为

$$f = \frac{a-b}{a} \approx \frac{1}{230} \quad (1.1)$$

与此同时，荷兰的惠更斯 (G. Huygens, 1629—1695) 也研究了地球的形状。和牛顿的想法不同，他假定地球的全部质量集中在球心，得出 $f=1/578$ 。现在根据人造卫星的轨道观测得到的准确的扁率为 $f=1/298.25$ ，在牛顿和惠更斯所得的值之间。这表示地球内部密度的分布也在这两个假定值之间。

里歇的报告和牛顿、惠更斯的理论研究，在欧洲各国的学会中，在主张地球是扁的椭球体和主张地球是长的卵形体的人们之间引起了一场科学史上有名的国际争论。在这个背景下，法国科学院发起了一个实测地球是什么样的椭球体的运动。

十六世纪末，荷兰的斯内留斯 (W. Snellius, 1591—1626) 发明了三角测量法，从而相距很远的两点间的距离可以准确测定。从 1683 年到 1718 年，卡西尼父子 (J. D. Cassini, 1625—1712; J. Cassini, 1677—1756) 在法国境内广泛地进行三角测量，并且求出了通过巴黎的子午线上 1° 的弧长。

法国科学院 1735 年把以布格 (P. Bouguer, 1698—1758) 为队长的远征队派到接近赤道的厄瓜多尔，次年，又派出以莫波修斯 (P. Maupertuis, 1698—1759) 和克莱劳 (A. Clairaut, 1713—1765) 为首的另一支队到斯堪的纳维亚半岛北部的拉普兰德地区，测量

子午线上的 1° 的弧长。

若地球为一扁的椭球体，如图 1.3 所示，相当于纬度差为 θ 的子午线弧长，在高纬度处较长，而在赤道附近较短，即 $NN' > MM'$ 。

这些测量结果汇集在表

1.1 中。纬度越高子午

线弧长越长，清楚地表明地球为一扁的椭球体。

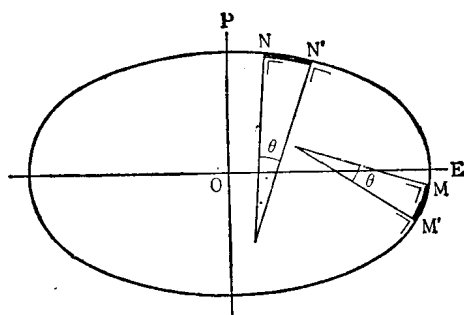


图 1.3 纬度差和子午线的弧长

表 1.1 相当于纬度为 1° 的子午线弧长

地 区	纬 度	相当于纬度为 1° 的子午线的弧长(米)
拉普兰德	$66^\circ 20' N$	111,992.6
法 国	$45^\circ N$	111,162.0
厄瓜多尔	$1^\circ 31' N$	111,657.0

莫波修斯根据这些观测结果，算出地球的扁率为 $1/178$ 。该值比现在的值大 1.5 倍左右，可见当时的测量还存在着相当大的误差。然而，不管怎么说，看来地球的形状接近于旋转椭球体。即使现在的看法也认为不必用三轴不等椭球体来表示。

1.2.3 大地水准面和地球椭球体

地球从表面看来并不是一个光滑的椭球体。它上面既有超过 8 公里的高山，又有比 10 公里还深的海沟。那么，以哪个面为基准用以决定山的高度和海的深度呢？研究这个基准面的形状是确定地球形状的最基本问题。

在封闭管的液体中注入气泡制成水平仪，我们用它就能确定水平面。地面上各地所测定的水平面，一般由于各地的高度不

同，因此就找不到一个共同的面。然而，覆盖地球的平均海平面，是有一个很好的共同水平面的。实际的海平面由于有潮汐、海浪、海流、风的作用或水温和盐分的不同而变化。假若取长期的平均值，则可确定一个接近于旋转椭球体的曲面。此面叫作平均海平面。假定这个面向陆地延伸，换言之，若向陆地开掘一条河，海水就会流进去。这个平均海平面就叫作大地水准面。当然，在大洋部分大地水准面与平均海平面相一致。

大地水准面与重力的方向即铅垂线的方向相垂直。假若把某种重的物质埋在地表下，如图 1.4 所示，由于此重物的影响，重力的方向会稍有偏斜。也就是说，该物之上的大地水准面会稍稍凸起。山区由于山体的质量(与图 1.4 情况类似)，大地水准面一般都稍稍向上凸起。因此可以说，大地水准面作为整体来说是一个接近于旋转椭球体而多少带点凹凸的曲面。

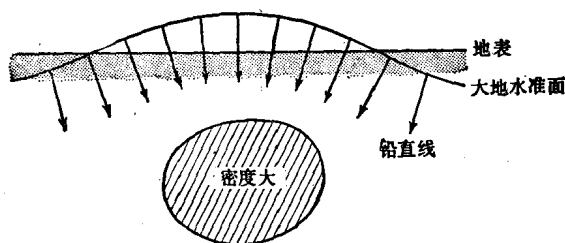


图 1.4 比周围重的物质引起的大地水准面的弯曲和铅直线方向

在测量中与大地水准面符合得最理想的旋转椭球体称之为地球椭球体。测定地球上不同纬度子午线上 1° 的弧长就可确定地球椭球体。为了再稍详细地说明这一原理，有必要简单介绍一下有关旋转椭球体的几何学。

取直角坐标系来表示旋转椭球体，则有方程

$$\frac{x^2 + y^2}{a^2} + \frac{z^2}{b^2} = 1 \quad (1.2)$$

此处 a 为赤道半径， b 为极半径，一般取旋转椭球体中心 O 向格