

测震仪器概论

C E Z H E N Y I Q I G A I L U N

主 编：洪 利 姚振静

副主编：蔡建美 韩智明 李亚南 高 强 高志涛



地 震 出 版 社

测震仪器概论

C E Z H E N Y I Q I G A I L U N

主 编：洪 利 姚振静

副主编：蔡建羨 韩智明 李亚南 高 强 高志涛



地 震 出 版 社

图书在版编目 (CIP) 数据

测震仪器概论 / 洪利, 姚振静主编. -- 北京: 地震出版社, 2018.6

ISBN 978-7-5028-4945-0

I. ①测… II. ①洪… ②姚… III. ①地震仪 — 高等

学校 — 教材 IV. ① TH762.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2018) 第 106182 号

地震版 XM4123

测震仪器概论

洪利 姚振静 主编

责任编辑: 樊钰 王思琦

责任校对: 凌樱

出版发行: 地震出版社

北京市海淀区民族大学南路 9 号

发行部: 68423031 68467993

门市部: 68467991

总编室: 68462709 68423029

<http://www.dzpress.com.cn>

邮编: 100081

传真: 88421706

传真: 68467991

传真: 68455221

经销: 全国各地新华书店

印刷: 北京地大彩印有限公司

版 (印) 次: 2018 年 6 月第一版 2018 年 6 月第一次印刷

开本: 787 × 1092 1/16

字数: 85 千字

印张: 5.5

书号: ISBN 978-7-5028-4945-0/TH(5648)

定价: 28.00 元

版权所有 翻印必究

(图书出现印装问题, 本社负责调换)

前言

本书针对初学测震仪器的非地震专业学生编写，通俗易懂，易于初学者学习，按照“地震如何产生—地震基本参数是什么—地震仪器有哪些—地震仪器如何设计—地震仪器如何应用”的思路系统化介绍了测震仪器，共分五章。第一章阐述地震机理及基本参数；第二章介绍测震仪器历史；第三章研究现代测震仪器及设计实例；第四章叙述地震台站与台网；第五章论述应用地震分析软件分析地震波。

在本书的编写过程中，各位作者结合教学与科研实践的经验，同时查阅和参考了大量文献。特别荣幸的是本书得到了地震预测研究所薛兵研究员的大力支持，薛研究员仔细审阅教材并提出了一些有益的建议。地震预测研究所周银兴副研究员提出了很多宝贵的建议，测震仪器研究专家赵子玉老师提供了大量测震仪器的历史资料，珠海市泰德企业有限公司罗新恒高级工程师给予了宝贵的修改意见，北京港震仪器设备有限公司提供了大量翔实的测震仪器技术资料。在此表示诚挚的感谢。

由于水平有限，书中难免有疏漏和不足之处，欢迎读者批评指正。

编者
2018年3月

目 录

1 地震机理及基本参数	1
1.1 地球内部结构	1
1.2 板块构造运动	2
1.3 地震机制	4
1.4 地震波及类型	5
1.5 地震分类	7
1.6 地震基本参数	9
2 测震仪器历史	11
2.1 早期测震仪器	11
2.2 模拟测震仪器	13
2.3 现代测震仪器	19
3 现代测震仪器	26
3.1 拾震器	26
3.2 数据采集器	33
3.3 智能化管理设备	37
3.4 辅助设备	40
3.5 测震仪器标定	45
3.6 设计实例	54

4 地震台站与台网 57

 4.1 地震台站..... 57

 4.2 地震台网..... 61

5 地震波分析..... 67

 5.1 地震分析软件..... 67

 5.2 地震震相识别..... 71

 5.3 人工测定地震基本参数..... 75

参考文献 80

1 地震机理及基本参数

自古以来地震和刮风、下雨一样，是一种常见的自然现象，全球每年约发生 500 万次地震，常常会造成严重的人员伤亡。地震发生在地下，地表为什么会震动？地震究竟从何而来？如何衡量地震的大小？地震如何分类？本章以地球内部结构、板块构造运动为基础阐述地震产生机理，在此基础上介绍地震波及类型、地震基本参数及分类。

1.1 地球内部结构

地球内部结构是指地球内部的分层结构。依据地震波在地下不同深度传播速度的变化，通常将地球内部分为三个同心球层：地核、地幔和地壳。中心层是地核、中间是地幔、外层是地壳。地核分为内核和外核，内核是铁、镍等构成的固态物，外核是熔化的铁等金属粘稠状液体。地幔分为下地幔和上地幔，下地幔是高温软化的岩石层，上地幔是硬度较高的岩石层。地球内部固态层和液态层之间存在界面，地壳与地幔之间是壳幔界面，地幔与地核之间是幔核界面，内核与外核之间是内外核分界面，如图 1.1 所示。

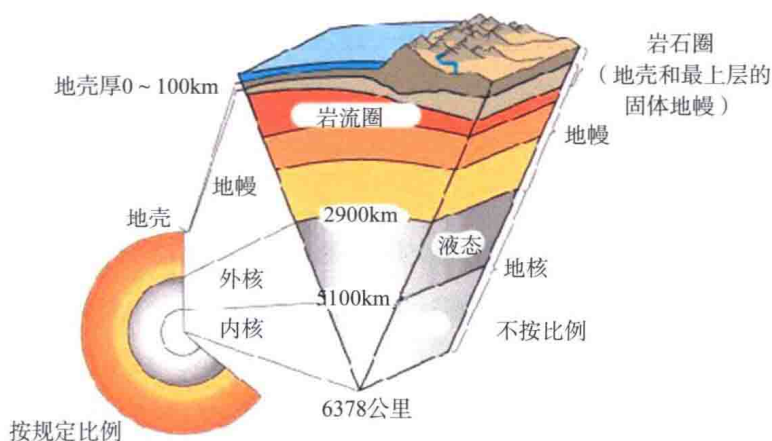


图1.1 地球内部圈层结构

1.1.1 壳幔界面

在地下 30 ~ 60km 深度处，纵波速度从 6 ~ 7km/s，跳到 8km/s 以上，由于纵波在不同介质中的传播速度不同，表明此处存在不同介质的分界面，即地壳与地幔的分界面，它是莫霍洛维奇在 1909 年研究 Pn 震相时提出来的，该界面又称为莫霍面（M 界面）。

1.1.2 幔核界面

在地幔内，纵波传播速度随地下深度而增加。大约在地下 2900km 处，纵波速度突然从 13km/s 下降到 8km/s 左右，出现地球内部第二个分界面，它是古登堡在 1914 年首先较精确地计算出其深度的，该界面又称为古登堡界面（G 界面）。

1.1.3 内外核分界面

地核在地下 2900km 以下，纵波传播速度逐渐从 8km/s 增加，横波速度恒为零，直到在地下 5000km，横波速度不为零，纵波速度发生明显跳跃，出现地球内部的第三个分界面，它是莱曼在 1936 年首先发现的，该界面又称为莱曼界面（L 界面）。

1.1.4 上下地幔的过度层

从 1956 年开始，布伦对地幔做了进一步分层的研究，认为地幔由上地幔（与 20° 走时曲线的间断相联系）、过渡层（速度变化不均匀）和下地幔（速度变化均匀）组成。

1.2 板块构造运动

地球最上层约不到 100km 处是上地幔的一部分和地壳，它由坚硬的岩石组成，称为岩石层。地球内核温度高达 6000℃，外核温度约 3000℃，在高温作用下，下地幔岩石被软化，可以发生流变，称为软流层。软流层遇热上浮和遇冷下沉产生对流运动，于是带着地幔上层的岩石层缓慢移动，就好比软流层像传送带一样推着岩石层做运动。

依据板块构造学说，地球的岩石层并非整体一块，而是被一些构造活动所割裂，形成几个单元，叫做岩石层板块。板块构造学说认为：地球上层的大地构造运动和地震活动主要是板块相互作用的结果。勒比雄最早曾将全球岩石层分为六大板块，即亚欧板块、美洲板块、非洲板块、太平洋板块、印度洋板块和南极洲板块，如图 1.2 所示。

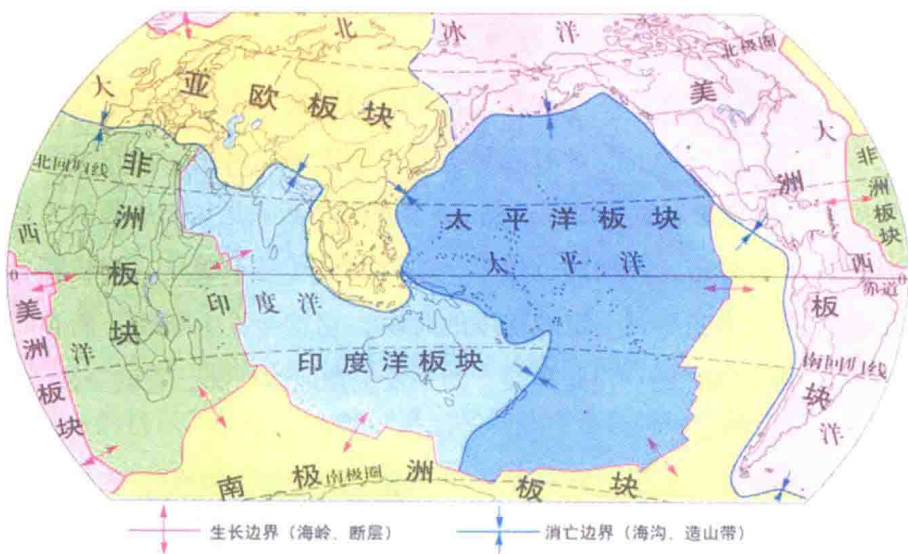


图1.2 六大板块

- 板块边界往往就是地震活动带，全球范围内主要有下列地震带：
- ①环太平洋岛弧海沟俯冲带地震带。它是太平洋板块与亚欧板块、美洲板块的边界。
 - ②东太平洋转换断层、海沟俯冲带地震带，是太平洋板块与美洲板块的边界。
 - ③地中海—喜马拉雅地震带，是亚欧板块与非洲板块、印度洋板块的边界。
 - ④大西洋洋脊、转换断层地震带，是美洲板块与亚欧板块、非洲板块的边界。
 - ⑤印度洋洋脊、转换断层地震带，是非洲板块与印度洋板块的边界。
- 中国大陆地处亚洲东部，是亚欧板块的一部分，在太平洋板块及印度洋板

块的长期作用下，岩石层结构复杂，现代构造运动强烈，地震活动频繁。中国是世界上大陆内部发生地震最多、强度最大的国家。

1.3 地震机制

地震成因的假说历史上有很多，最早的时候认为是火山岩浆上涌导致岩石热膨胀系数不一样发生破裂，或认为直接是岩浆冲击作用造成的等等。目前，被人们普遍接受认可的是板块构造学说。

基于板块构造学说，地球表面上有不同的板块，当板块之间互相挤压产生力，力使板块发生变形，变形有能量积累，当能量积累到一定的程度，板块内部产生断裂，也就是发生了地震。图 1.3 举例说明板块运动与地震的关系，拿一根树枝并用手来掰它，在掰的过程中，不管明显还是不明显，树枝都会先有一个变形的过程，当变形到一定的程度的时候，它就会发生断裂。断裂时就会听到“啪”的一声，“啪”的一声是声波。如果发生在地震内部，它就变成了地震波。

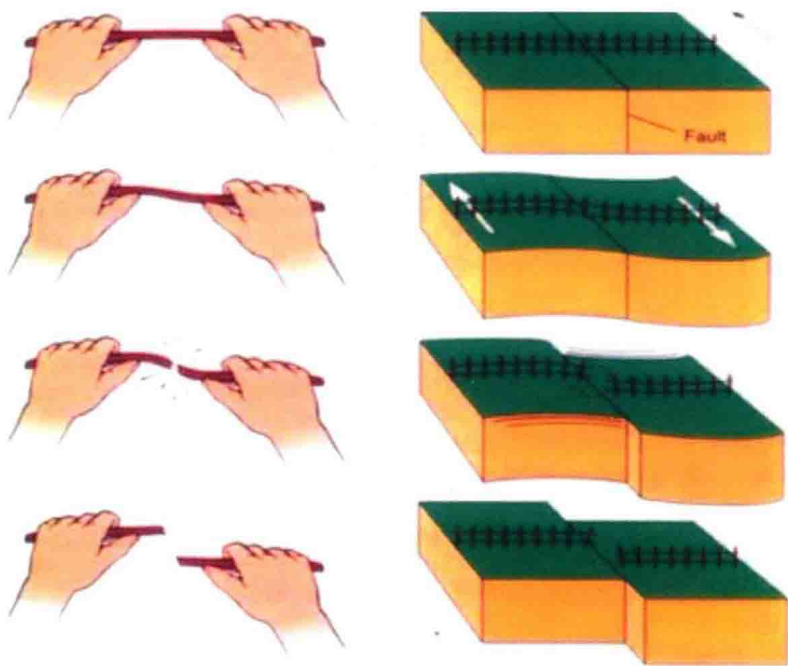


图1.3 板块运动与地震成因关系

1.4 地震波及类型

地震波与水波类似，都是一种能量传播形式。当向池塘水中央扔一块石头，以石头入水处为中心有波纹向外扩散。波纹是水波附近的水颗粒运动形成的，水颗粒把运动传给临近的另一个颗粒，水颗粒携带的能量依次传向池塘边激起浪花，地震波与此类似，人们感受到的摇动就是由地震波的能量引起弹性岩石的震动。

地震波按传播方式可分为三种类型：纵波、横波和面波。在地球内部传播的波称为体波，体波分为纵波和横波。纵波是推进波，反映的是地球介质的体应变；横波反映地球介质的剪切应变。纵波既能在固体中传播，又可以在液体中传播，而横波只能在固体中传播。在地震波中，还有一类沿着地球表面传播的波，称为面波。

1.4.1 纵波

当弹性岩石发生断裂时，有两种弹性波从源向外传播。第一类弹性波是在空气中由交替的挤压和扩张而传播。第二类弹性波是在弹性物质中使物体剪切和扭动而传播。固体岩石、液体、气体都能够被压缩，第一类弹性波可以在固体岩石、液体及气体中传播。第一类弹性波从断裂处向所有方向传播，交替地挤压和扩张所穿过的岩石，岩石颗粒在波传播的方向上向前和向后运动，即岩石颗粒的运动与波传播方向一致，称为纵波，它是首先到达的波，所以又叫做P波（Primary wave），见图1.4。

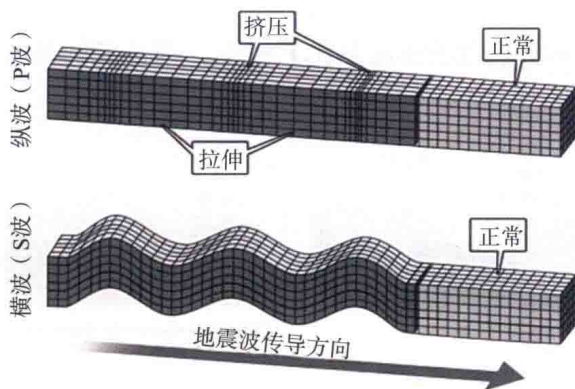


图1.4 P波、S波传播示意图

1.4.2 横波

液体和气体不能剪切变形，而弹性岩石存在剪切变形，弹性岩石使物体剪切和扭动传播第二类弹性波。岩石颗粒的运动方向与波传播方向垂直，称为横波，它是地震产生后第二个到达的波叫 S 波 (Secondary wave)，如图 1.4 所示。因为液体或气体内不可能发生剪切运动，所以 S 波不能在液态和气态介质中传播。地震波中 P 波和 S 波同时存在，使得地震波具有独特性质，与光波或声波具有不同的物理现象。因此地震波可被用来探测地球深部流体带的存在。

1.4.3 面波

面波是指沿地球表面传播的波，在与界面相垂直的方向上，波动的振幅急剧衰减，主要分为瑞利波 (Rayleigh wave) 和洛夫波 (Love wave)，见图 1.5。这两种面波的区别是传播所在的介质质点振动方式不同。瑞利波介质质点既有垂直向振动，又有水平向振动，质点运动轨迹是一个逆进的椭圆。瑞利波存在于地球表面之下，随着深度增加，振幅呈指数形式缩减。洛夫波只有水平方向的振动。

从地震波记录上发现，面波的振幅一般比体波大。体波是在三维中传播，而面波的能量大部分集中于地面附近，近似于二维传播，所以体波位移随距离的递减率要比面波快。在离开震源一定距离后，地震记录上的面波比较显著。由于面波的能量在表面沿着或近地表传播，否则将被向下反射进入地球内部。因此，面波短暂出现在地表。面波类似在伦敦的圣保罗大教堂“耳语长廊”或中国天坛回音壁的墙面上捕获的声波，只有耳朵靠近墙面时才能听到从对面墙上传来的低语。洛夫波和瑞利波的速度总比 P 波小，与 S 波的速度相等或小一些。

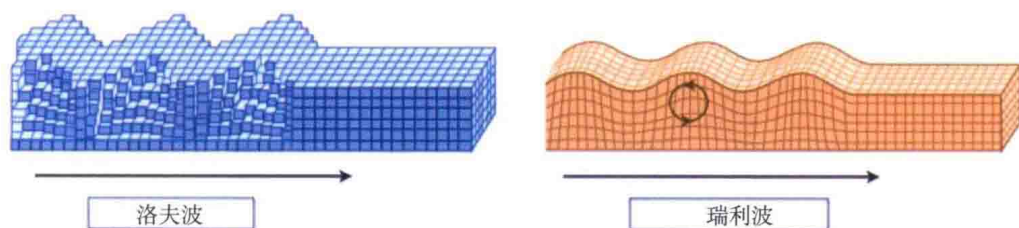


图1.5 瑞利波和洛夫波传播示意图

1.5 地震分类

为研究方便，按震动的性质，地震可分为天然地震、人工地震及脉动三类。对于天然地震，有下述分类：

1.5.1 按成因划分

(1) 构造地震：由于地下岩层错动而破裂所造成的地震称为构造地震。全球90%以上的天然地震都是构造地震，见图1.6。

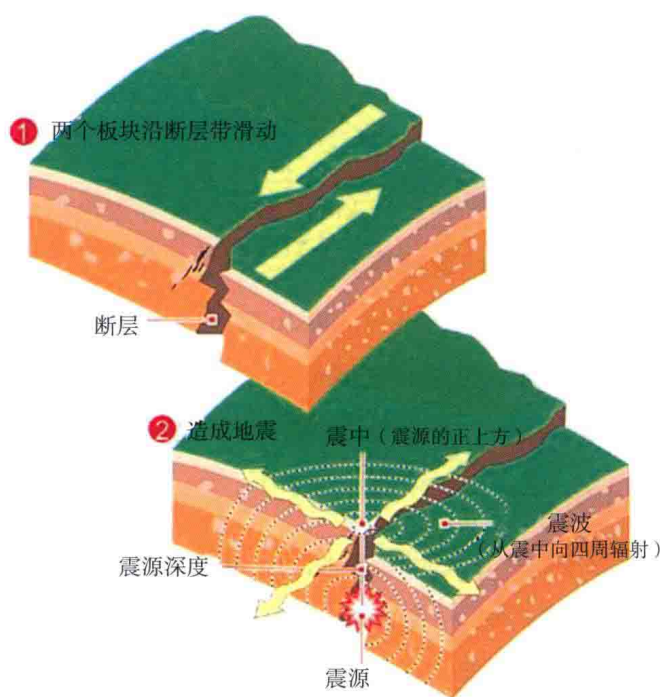


图1.6 构造地震

(2) 火山地震：由于火山作用（喷发、气体爆炸等）引起的地震称为火山地震。占全球发生地震数的7%，见图1.7。

(3) 陷落地震：由于地层陷落（如喀斯特地形，矿坑下塌等）引起的地震称为陷落地震。占总数的3%，见图1.8。



图1.7 火山地震

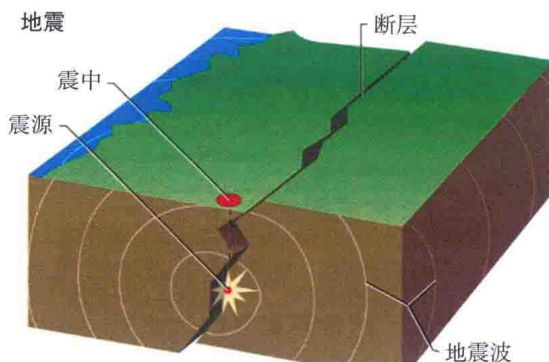


图1.8 陷落地震

1.5.2 按震源深度划分

(1) 浅源地震：震源深度小于 60 km 的天然地震称为浅源地震，也称为正常深度地震，大多数地震都为浅源地震。

(2) 中源地震：震源深度在 60 ~ 300km 之间的地震称为中源地震。

(3) 深源地震：震源深度大于 300km 的地震称为深源地震。已记录到的最深地震的震源深度约 700km。有时也将中源地震和深源地震统称为深震。

1.5.3 按震中距划分

(1) 地方震：震中距小于 100km 的地震，称为地方震。

(2) 近震：震中距为 100 ~ 1000km 的地震，称为近震。

(3) 远震：震中距大于 1000km 的地震，称为远震。

1.5.4 按震级划分

(1) 弱震： $M < 3$ 的地震，称为弱震。

(2) 有感地震： $3 \leq M \leq 4.5$ 的地震，称为有感地震。

(3) 中强震： $4.5 < M < 6$ 的地震，称为中强震。

(4) 强震： $M \geq 6$ 的地震，称为强震。其中 $M \geq 8$ 的地震又称为巨大地震。

1.6 地震基本参数

1.6.1 发震时刻

发震时刻是指震源体开始破裂的时刻。国际上发震时刻使用格林尼治时间，中国使用北京时间标示。在地震分析中，无论近震或者远震都可以根据走时表求出发震时刻。如果已知某一台站的震中距，则可在走时表中查得相应的 P 波走时，然后将 P 波到时减去走时，得到发震时刻。现代地震目录中给出的地震的发震时刻通常是通过分析地震所在区域台网记录所计算出来的结果。

1.6.2 方位角

震中方位角是指过地震台站的子午线与地震台站到震中连线间的夹角，沿顺时针方向量取为正。在地震分析中，通常利用单台 P 波三分向初动确定震中方位角。震中方位角是地震预警中的关键参数。

1.6.3 震中距

地震波发源的地方，叫做震源。震源在地面上的垂直投影，地面上离震源最近的一点称为震中。它是接受振动最早的部位。地面上任何一点到震中的直线距离称为震中距。

1.6.4 震源深度

震源深度是从震源到地面（震中）的垂直距离。浅源地震的发震频率高，占地震总数的 70% 以上，所释放的地震能量占总释放能量的 85%，是地震灾害的主要制造者，对人类影响最大。

1.6.5 震源位置

震源所在的地理空间位置称为震源位置。综合方位角、震中距和震源深度等基本参数便可确定震源位置。在地震分析中确定震源位置有多种方法，常用的定位方法有石川法、和达法、高桥法等。还有用于单台定位的方位角法和用于速报的交切法，这两种方法精度较低。主地震法和震源联合测定法是两种精确的定位法，但其应用条件苛刻，只用于一些专门研究中。

1.6.6 震级

震级是表示地震大小的等级，它表征地震的强弱，是地震的基本参数之一。地震分为不同震级，震级越高，释放能量越多，破坏力越大。常用的震级有近震震级、面波震级、体波震级和振动持续时间震级，另外，对巨大地震描述还有矩震级和谱震级等。世界上常用“里氏震级”标准区分地震震级。“里氏震级”最初由地震学家查尔斯·里克特（Charles Richter）1935年在美国加州理工学院创建。“里氏震级”是按照地震仪器探测到的地震波振幅划分地震等级即震级，定义如下：

$$M_L = \lg B - \lg B_0 \quad (1-1)$$

式中， B 为地震仪器探测到的地震波振幅， $\lg B_0$ 为零级地震。

零级地震规定：用伍德·安德森标准地震仪（ $V_0=2800$ ， $T_0=0.8s$ ， $D=0.8$ ）记录地震，在震中距等于 100km 处记录，如果记录的最大振幅 $B=1\mu m$ ，那么这次地震为零级地震，对应的 $-\lg B_0$ 是起算函数。

2 测震仪器历史

测震仪器是观测地震所引起地面振动的仪器，能够自动记录地面运动。它由地面振动的拾取和调理、数字化转换、数据的传送、汇集、处理、存储等设备组成。测震仪器作为一种重要的地震观测仪器，经历了早期测震仪器、模拟测震仪器、现代测震仪器三个阶段的发展历史。本章介绍测震仪器各发展阶段的代表性测震仪器，配以仪器图片具体阐述仪器的研制时间、观测年代、工作原理、技术特点、技术参数等。

2.1 早期测震仪器

2.1.1 候风地动仪

早在公元 132 年的东汉时期，我国著名的科学家张衡发明了候风地动仪，它是世界上第一台测震仪，比国外同类型测震仪的发明早了 1700 多年。

候风地动仪系青铜铸造，整体造型宛若汉代的酒樽，如图 2.1 所示。仪体圆形鼓腹，直径八尺（汉建初尺，1 尺=0.2368 米），下附圈足，上面有可以启闭的圆盖，通高约一丈一尺五寸。在仪器体外围按八方附设八条垂龙，龙口中各衔铜丸，地上并设八个张口铜蟾蜍，与龙头上下对应。龙头下部仪器表面雕刻四灵图案，象征二十八宿，八龙方位下书刻卦文（乾、坎、艮、震、巽、离、坤、兑），以示八方。圈足的上部刻有山阜之形，表示地的平面。

候风地动仪是利用惯性原理，在仪器内底部中央，立有一根都柱，即倒立惯性震摆。围绕都柱设有八



图2.1 候风地动仪