

一、地球科学概况

1、地震学：研究地震及其相关现象

2、四大起源问题：行星（宇宙）、地球、生命、人类

第一章——地震学的研究范围和历史

地震是一种自然现象。全球每年发生 500 万次地震，人们可以感觉的仅占 1%，造成严重破坏的 7 级以上的大地震约有 18 次，8 级以上的特大地震 1~2 次。**全世界有 6 亿多人生活在强震带上，上个世纪约有 200 万人死于地震，预计二十一世纪将有约 1500 万人死于地震。**我国是个多地震国家，20 世纪以来，我国发生了 800 多次 6 级以上的地震，平均每年约 8 次；历史记载全球死亡超过 20 万人的地震有 6 次，其中在中国就有 4 次。地震有两面性，虽然是一种自然灾害，但人们对地球内部的了解主要来自地震给我们带来的信息，地震相当于一盏照亮地球内部结构的明灯。

地震学是关于地震的科学，它是以地震资料为基础，用数学、物理和地质知识研究地震机理及地震波传播的规律，以防御地震灾害、研究地壳和地球内部的构造以及促使研究结果在经济建设和国防建设中得以应用。

地球物理学就是用**物理学**的方法研究地球的问题

固体地球物理学则是通过观测地球表面上的物理效应来研究地球内部的物质的性质，和地质学密切相关，无论从观点上还是从研究方法上看都截然不同。地球物理学包含固体地球物理学，固体地球物理学包含地震学

烈度：按一定的宏观标准，表示地震对地面影响和破坏程度的一种量度。

按烈度值的大小排列成表，称为烈度表。

将地面上等烈度的点联成线，称为等震线。

震级：按一定的微观标准，表示地震能量大小的一种量度。

震级和烈度都是衡量地震强度的一种量度。两者之间的关系复杂。用字母 M 表示。

地震序列：地震在有限的空间和时间范围内有成丛发生的倾向。这种成丛发生的地震称地震序列。按时间顺序和震级分布，地震序列分为：主震型和震群型。

①主震型：通常包括主震和大量的余震。有些地震序列还包括一系列前震。若地震序列中，特别大的地震只有一次，则称之为**主震**；发生在主震之前的中、小地震叫**前震**；发生在主震之后的大量较小地震叫**余震**。

②震群型：在一个地震序列中包含着若干个震级相差不多的地震，而无一特大震级的地震时，称之为震群。在中国几个主要地震区都有震群发生，但其规模较小。

天然地震的分类

按震源深度分：1) 浅源地震：震源深度小于 60 公里的天然地震称为浅震；也称正常深度地震。大多数地震都为浅源地震。2) 中源地震：震源深度在 60 公里至 300 公里之间的地震称为中源地震。3) 深源地震：震源深度大于 300 公里的地震称为深震。已记录到的最深地震的震源深度约 700 公里。有时也将中源地震和深源地震统称为深震。

按震中距分：1) 地方震：震中距小于 100 公里的地震。2) 近震：震中距小于 1000 公里的地震。3) 远震：震中距大于 1000 公里的地震。

按震级分：1) 弱震： $M < 3$ 的地震。2) 有感地震： $3 \leq M \leq 4.5$ 的地震。3) 中强震： $4.5 < M < 6$ 的地震。4) 强震： $M \geq 6$ 的地震。其中 $M \geq 8$ 的地震又称为巨大地震。

地震的成因：中国——阴阳论、天诫论 古希腊——气动说 日本——地震鲶

弹性回跳理论：美国地震学家里德(H.F.Reid)，1910 年

1966 年 3 月，河北邢台发生了灾害性的大地震，损失巨大。为了统一地震工作的部署和加强领导，1971 年成立了国家地震局

第二章 地震波

波动是振动的传播过程。机械波：机械振动在介质中的传播过程。电磁波：变化的电场和变化的磁场在空间的传播过程。当波源作简谐振动时，介质中各个质点也作简谐振动，这时的波动称为简谐波(正弦波或余弦波)

横波：质点的振动方向和波的传播方向垂直。

纵波：质点的振动方向和波的传播方向一致。

在固体中可以传播横波或纵波，在液体、气体(因无剪切效应)中只能传播纵波。

纵波速度比横波速度大(一般为： $V_p \approx \sqrt{3} V_s$)

因此，在地震记录上纵波总是首先到达。

所以，纵波也被称为 P 波 (Primary wave) 横波也被称为 S 波 (Secondary wave)

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}G}{\rho}} \quad V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}}$$

波阵面：在波动过程中，把振动相位相同的点连成的面(简称波面)。垂直于波线。

波前：在任何时刻，波面有无数多个，最前方的波面即是波前。波前只有一个。

波线：沿波的传播方向作的一些带箭头的线。波线的指向表示波的传播方向。垂直于波阵面

体波：S 波平行于界面的位移分量为 SH 波，S 波在入射线和界面法线构成的平面上的位移分量为 SV 波

P 波与 S 波总共有六个方面差异

第三章 地震波传播理论

地球自由震荡分为：环形震荡、球形震荡

地震波序：P 波、S 波、勒夫 (Love) 面波、瑞利面波、地震尾波

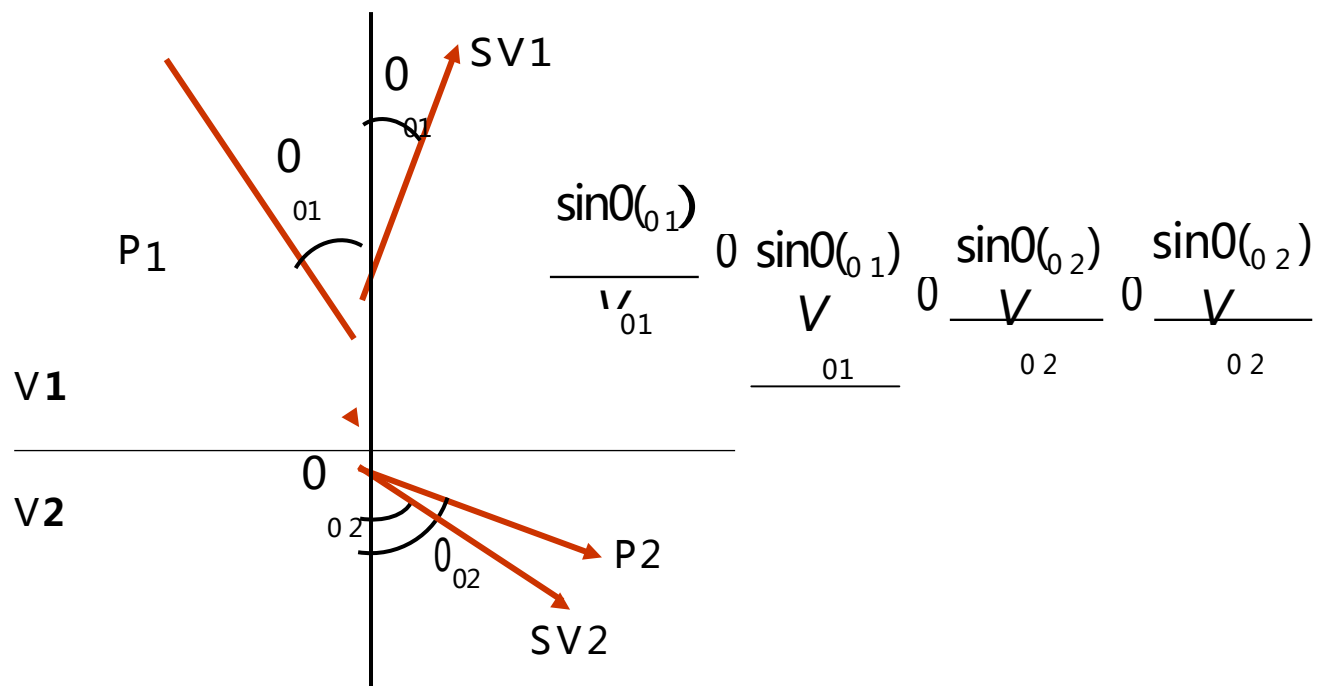
用角度测量震中距：**震中距 (度) = 震中距 (千米) / 地球半径 (千米) * 180/π。**

估算：1 度约等于 110 千米

Fermat 定理：地震波在介质中传播的路径为走时最小的路径，**是地震波的高频近似解。**

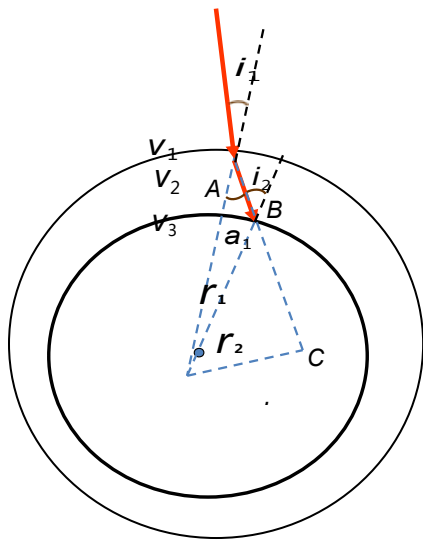
Snell 定律： $\frac{\sin(\theta_{inc})}{V_1} = \frac{\sin(\theta_t)}{V_2} = p$ (p 为射线参数，是一个常数)

地震波入射到层之间的界面上时，会产生折射、反射和波型转换等现象。P 波入射时，界面上会产生**反射 P 波、折射 P 波、反射转换 SV 波和折射转换 SV 波**，SV 波入射时与 P 波类似；**SH 波入射时只有反射 SH 波和折射 SH 波产生，没有转换波出现。**



第三章 地震波传播理论

对于远震而言,地球曲率不能忽略,地球介质性质随深度的变化也应加以考虑。



$$\frac{r_1 \sin i_1}{v_1} + \frac{r_2 \sin i_2}{v_2} = p$$

以观测点的震中距为横坐标,地震波到达时间为纵坐标,绘成的曲线称为走时曲线。地震波到达时间与震中距关系的方程称为走时方程。

震源在地表首波走时方程：
$$T(X) = \frac{2h}{v_1 \cos \theta_c} + \frac{X \sin \theta_c}{v_2}$$

震源不在地表，首波走时方程：

$$T_{Pn} = \frac{2H_0 h_0}{V_1 \cos i} + \frac{X_0 (2H_0 h_0) \tan i}{V_2}$$

$$T_{Sn} = \frac{2H_0 h_0}{V_1 \cos i} + \frac{X_0 (2H_0 h_0) \tan i}{V_2}$$

走时表（用于识别震相）提供的地球内部信息：

- 1) 地震波的速度随地球深度而增加。
- 2) 瑞利（Rayleigh）面波和洛夫(Love)面波的走时曲线为直线，说明速度恒定，可以得出这些波是沿着某些地层传播的，这种层只能是表面层。
- 3) S-P 的走时差较多依赖于距离而较少依赖于深度，估算震中距

第四章 地球内部的结构

为什么地球内部不可能真空——1798年，英国的卡文迪什勋爵确定地球的平均密度为 5.45，比普通岩石的密度大一倍(普通岩石密度为 2.5；水的密度为 1)。差异如此之大，表明在地球内部决没有空洞，那里的物质必定是非常致密的。

为什么地球内部不可能液态——如果地球内部都是液体的话，地球的岩石表面将像大洋潮汐一样涨落，其结果是在海岸边会看不到大洋潮汐。

1906 年 外核，是奥尔德姆研究影区发现的

1909 年 地壳，是莫霍洛维奇研究首波发现的（莫霍面）

1914 年 古登堡面（G 面），是古登堡发现的

1936 年 内核，是英格.莱曼在影区中发现地震信号 —————→存在内核，且为固体

大陆地区地壳平均厚度 35 公里（大陆稳定地区地壳厚度 35-45 公里）

下地幔的特点：1、地震少

2、地震波速度梯度较小

3、地震波速度变化较为均匀

第五章 地震机制

受力状态下，岩石发生变形。冷的脆性岩石容易发生脆性破裂（断层），从而导致天然地震。地球深部的岩石由于温度较高，在受力状态下岩石容易发生弯曲或流动

断层重要术语：

断层上盘/断层下盘：在上面的地层叫上盘，在下面的地层叫下盘

走向：走向方向与正北的顺时针夹角叫断层的走向。

倾角：断层线与地面的锐角夹角

滑移：描述断层的上盘滑动的方向

断层四种基本类型：

正断层：上盘向下运动

逆断层：上盘向上运动

走滑断层

斜滑断层

地震发生时，只有百分之几的应变能转化为地震波。因而产生“热流佯谬”——观测热流值比理论值小十倍

地震能 = 克服摩擦力消耗的热能 + 地震波能量

地震效率 = 地震波能量 / 地震能 = 7.5 % - 15 %

第五章 地震机制

1、弹性回跳理论

以上内容仅为本文档的试下载部分，为可阅读页数的一半内容。如要下载或阅读全文，请访问：

<https://d.book118.com/008100053045007006>