

地震勘探仪器

信号特征和仪器的技术要求

[英] N. A. 安斯提 著

科学出版社

内 容 简 介

本书译自《地震勘探仪器》第一卷。书中首先概述了地震勘探方法的原理、地震信号(波)的产生及其传播机制;随后介绍了地震波形、反射技术及影响仪器的各种因素;并提出了对地震勘探仪器的技术要求。

本书供从事地震勘探的生产部门,科研单位,教学以及地震仪器设计部门参考。

SEISMIC PROSPECTING INSTRUMENTS

B.S. EVENDEN, D.R. STONE and N.A. ANSTEY

Volume I

Signal Characteristics and Instrument Specifications

by N.A. ANSTEY

GEBRÜDER BORNTAEGER-BERLIN-STUTT GART

1970

地 震 勘 探 仪 器

信号特征和仪器的技术要求

[英] N.A. 安斯提 著

牛毓荃 陈俊生 方云飞 杨桂林 译

*

科 学 出 版 社 出 版

北京朝阳门内大街137号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1976年5月第一版 开本: 787×1092 1/32

1976年5月第一次印刷 印张: 6 1/2

印数: 0001—10,450 字数: 143,000

统一书号: 13031·323

本社书号: 494·13—15

定 价: 0.68 元

譯 者 序

为了适应地震勘探事业发展的需要，遵照毛主席关于“洋为中用”的教导，我们译出了这本书。

地震勘探方法在石油、煤田、水文、工程地质以及其他矿产勘探中的应用，日益广泛。近年来发展很快，需要介绍一些系统地阐述地震勘探原理、方法以及仪器设备方面的参考书籍。

原书于1970年出版，共分两卷。根据工作需要，我们翻译了第一卷。这本书主要叙述地震信号的特征和对仪器的技术要求。作者对地震勘探方法的原理、地震信号的产生及其传播机制、地震信号的波形处理、反射法野外技术以及影响仪器性能的各种因素等均作了追本溯源的详细分析。最后提出了地震勘探仪器的技术要求，并对这些要求进行了讨论。所涉及到的都是地震勘探工作的基本问题。诸如如何根据具体的地震地质条件、干扰及噪声的特点，选择并使用最佳仪器因素等等，既有实际经验的总结，也有理论上的探讨，这对于最大限度地发挥现有仪器的性能，取得最佳地质效果很有意义，对于地震仪器的研制工作也有一定参考价值。

本书避免了烦琐的数学推导，物理概念叙述得比较清楚，同时还反映了地震勘探“数字革命”之后的仪器特点。但未能把最近出现的浮点增益控制仪器以及备有现场处理计算机的由程序系统控制的地震仪器包括进去，是本书的欠缺之处。此外，书中个别地方尚有不切合实际的现象，希望读者予以注意。

解放二十多年来，我国地震勘探队伍不断壮大，在地震勘探仪器的使用和制造方面也积累了不少经验。应当批判地吸收外国的长处，为我国地震勘探事业的发展服务。

译 者

1973年10月

作 者 序

本书试图对一切地震学者们，无论他们是从事于天然地震学、地壳研究，或者是地震勘探的主要部分之一，如数据采集、数据处理以及数据解释工作的，都能有某些贡献。

然而，本书主要是为新参加地震勘探中的数据采集工作的青年地震观测员而写的。

地震观测员的补充来源是物理系毕业生和电子技术人员。这肯定是一个过去一直行之有效的很好的经验。但是，由于他们的知识背景不同，为这两类人员写作而不使某些人感到琐细就有困难。我们只能这样说，已经做了看起来是适当的一切。但是，一些不满意的读者总可以翻过某页不读。

显然，一本这种性质的书，不能透彻地论述现在地震仪器中运用的先进电子学的全貌。因此，这两方面人员还需要补充参考专门的电子学教本。本书在物理学领域里的要求标准大概不超出大学的入学水平。几乎完全避免了数学，甚至在有关波形处理的章节中也是如此，目的是希望这些章节对那些主要是学地质的地震解释人员也有价值。

本书的写作跨过了地震技术的“数字革命”时期。虽然，我们觉得对既定的模拟记录方法，应有相当的讨论。然而总的篇幅的分配是力图反映我们自己的观点，即未来是属于数字方法的。这就使我们可以集中于野外数据采集中所使用的仪器，直至以磁带为代表的接口设备。

我们认为，不仅要描述地震仪器本身，而且还要解释它们为什么是现在这样的。因此，对地震方法中影响仪器的那

些特征作了初步讨论（第一至三部分），并运用这些结果（第四部分）构成适当的技术要求。这四部分组成第一卷。第二卷说明这些技术要求在实践中是如何解决的。全书使用的方法与其说是设计人员的，不如说是仪器使用人员的研究方法。

1969年于英格兰伦敦

目 录

译者序	v
作者序	vii
一、地震勘探方法原理	1
1.1 地震勘探方法原理	1
1.1.1 简述	1
1.1.2 地震扰动	2
1.1.3 球面扩展	2
1.1.4 地震速度	3
1.1.5 波前与射线	3
1.1.6 反射系数	6
1.1.7 透射系数	8
1.1.8 ρV 测井曲线和基本地震记录	9
1.1.9 波型转换	11
1.1.10 面波	12
1.1.11 外界噪声	13
1.1.12 地震记录技术的任务	14
二、波形的处理	16
2.1 波形的一些基本概念和定义	16
2.1.1 波形与因子	16
2.1.2 正弦波	17
2.1.3 频带宽度与倍频程	18
2.1.4 分贝标度	19
2.1.5 线性	20
2.2 波形的详细说明	23
2.2.1 时间域与频率域	23
2.2.2 傅里叶级数	24

2.2.3	线谱	26
2.2.4	傅里叶积分	28
2.2.5	连续振幅谱	29
2.2.6	连续相位谱	32
2.3	线性因子和褶积	37
2.3.1	线性因子	37
2.3.2	频率响应	37
2.3.3	高逼真度准则	39
2.3.4	一个典型例子	40
2.3.5	单位脉冲	41
2.3.6	脉冲响应	42
2.3.7	叠加	43
2.3.8	褶积	44
2.3.9	完整的傅里叶方式	47
2.3.10	微分	48
2.3.11	积分	53
2.3.12	最小相位因子	55
三、	地震反射技术	60
3.1	地震信号	60
3.1.1	引言	60
3.1.2	主要的物理概念	60
3.1.3	近源效应	67
3.1.4	地层效应	69
3.1.5	反射效应	77
3.1.6	一些数量	83
3.2	噪声和面波	86
3.2.1	需要的和不需要的信号	86
3.2.2	外界地震噪声	88
3.2.3	面波	90
3.2.4	人为地震噪声	92
3.2.5	震源产生的地震噪声	93
3.2.6	高压线干扰	95
3.2.7	电暴	95

3.2.8 仪器噪声	95
3.3 野外布置	96
3.3.1 基本排列和它的大小	96
3.3.2 排列	99
3.3.3 多少个组合	101
3.3.4 连续覆盖	103
3.3.5 共深度点叠加排列的布置	104
3.3.6 变化	106
3.4 地震反射记录	106
3.5 完整的地震道	119
3.5.1 震源到检波器	119
3.5.2 检波器到放大器	120
3.5.3 放大器	122
3.5.4 视觉监视器	124
3.5.5 记录仪	124
3.5.6 外理中心	129
3.5.7 野外处理基地	130
四、理想的仪器性能	132
4.1 简单的一组	132
4.1.1 记录长度	132
4.1.2 计时准确度	132
4.1.3 振幅频率响应	133
4.1.4 相位频率响应	134
4.1.5 一致性	137
4.1.6 结构特征	138
4.2 非线性问题	139
4.2.1 引论	139
4.2.2 偶次和奇次谐波	140
4.2.3 畸变的测定	142
4.2.4 注意事项	142
4.2.5 确定容许范围的问题	143
4.3 系统噪声的问题	147

4.3.1	动态范围的概念	147
4.3.2	噪声特征	149
4.3.3	仪器系统的噪声源	154
4.3.4	问题及其解决	157
4.3.5	适切的滤波	166
4.3.6	噪声对技术要求的影响	167
4.4	综合技术要求	170
4.4.1	前提	170
4.4.2	技术要求	173
附 录		189
1.1	国际单位制	189
1.2	分贝换算表	191
1.3	最小相位因子的相位频率响应	192
参考文献		195

一、地震勘探方法原理

1.1 地震勘探方法原理

1.1.1 简述

如何才能确定一个远处不能到达的物体的距离呢？

一个成熟的方法是向该物体发射一个适当的扰动，并测定其回声时间。这种回声测距技术的典型有雷达，声纳，海洋测深，超声探伤和地震反射法。

例如，海洋测深中的扰动是在海水中产生的短促声脉冲，反射体为海底；根据回声时间和已知声波在海水中的传播速度算出水的深度。在此例中，允许声波以窄的射线束辐射，并可用图1的简单射线图形表示。

作为一级近似，可以同样地考虑地震反射法在地表附近发生一个扰动，该扰动由地壳中地层间的分界面反射回来，然后测定它们到达地面的回声时间。

因此，地震仪器起码的功能是检测这个回声反射，将它们放大到适当的强度，并且以准确的时间标度将它们显示出来。

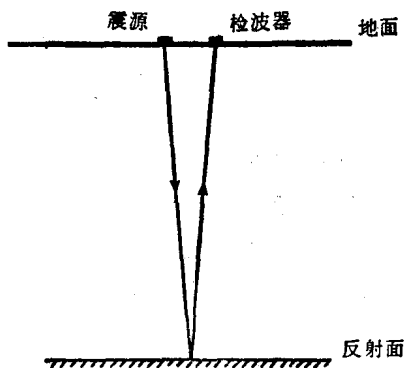


图1 基本的回声测距系统

如果这就是全部工作，自然不需要写这本书了。然而，地震勘探的实际与图1的简单情况尚有很大不同，而且作为地震仪器研究的基础，我们必须了解与此简单情况的某些差别。其中许多差别是由于在地震工作中采用的扰动特性引起的，所以，首先简要地讨论这种扰动及其特性。

1.1.2 地震扰动

传统的地震震源是埋在地下的炸药引起的化学爆炸。其直接的作用是使爆炸区的压力突然升高：爆炸周围岩层的质点受到一个放射状向外的作用力，因此产生一个径向位移，结果在爆炸周围形成一个球形壳，其中质点局部地被压缩。径向质点位移传送给直接在压缩区外面的质点，受压缩的球形壳就这样从震源向外传播。

从物理学来看，地震扰动是形成地球的质点的局部的而又瞬时的压缩。这种扰动是一个声波，它遵从在固体中声波传播的规律。

从仪器上看，可以用测量(剩)余压(力)、物质形变，或者测量振动时地层质点运动的办法来测量地震扰动。在这前几章里，将假定测量的是余压。我们认为某一测点上覆盖的岩石的作用是静压力，而我们研究的是当地震扰动通过该测点时叠加在此静压力上的变量。

1.1.3 球面扩展

我们已经说过地震扰动包括质点的压缩。显然，质点压缩的程度必定与地震扰动的初始强度有关。而且，随着波前面的扩展其压缩程度一定减小，这种减小必然受能量守恒定律支配。如在光学中一样，这意味着扰动的强度(单位波前面的功率)与波前半径的平方成反比。但是，在光学中可以适当地测量强度(例如用眼睛或用光电装置)，而在地震工作中却并非如此。它测量的是余压的振幅，它与地震波的

功率的平方根有关。所以，从能量守恒定律中引伸出来的地震波传播定律往往表达成：

在一个点上测量到的地震扰动的余压振幅反比于该点到震源的距离。

1.1.4 地震速度

压缩的地震扰动的传播速度反映地层介质的一个特性，即声波在岩石中的传播速度。这些速度与介质的化学成分有关，而且可以直观地认为与介质的致密程度有关。前一特点意味着速度与局部的地质条件有关，而后者则说明速度有随深度而增加的趋势。

地层中速度变化的范围从地表处的每秒几十米到很深地层的约每秒一万千米的数值。一般到几百米深反射面的平均速度可能是2000米/秒，而到很深反射面的平均速度则可达5000或6000米/秒。相比之下，在空气中的声速大约是330米/秒，而在水中约为1500米/秒。

“在岩石中压缩扰动的速度”这句话，在地震惯用语中常被省略成“岩石速度”。当然，扰动才具有速度，而不是说岩石有速度。

1.1.5 波前与射线

已经讲过，地震扰动的物理实质是一个扩展的球形壳，壳中的地层质点局部地被压缩。图2表示关于这个概念的后两个横截面的轨迹。可以看到在扰动刚开始不久就得到一个半径小而压缩力强的球形壳。当扰动通过时，放在这个区域内的检波器便给出一个非常大的输出。随后如果地震速度随深度逐渐增加，那么这个壳不再是球形了，且在壳内的压缩程度大为减小。

现在，让我们来看看地震波速度突然增加时的影响。例如，速度为3000米/秒的表层砂岩下伏有速度为5000米/秒的

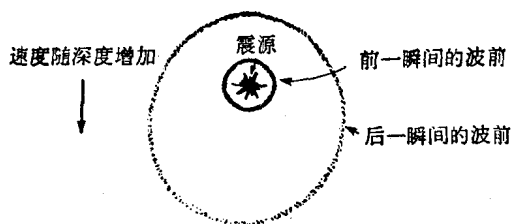


图2 当速度随深度逐渐增加时的扩展波前

块状灰岩的情况。图3a展示了这种情形，假定砂岩厚度为400米和初始扰动位于地表附近，该图示出每隔0.1秒时压缩波的相继位置。我们特别注意到在一个特定时间，波前失去其简单形状，即在砂岩与灰岩的分界面上发生间断。

实际上，地壳是由数以百计的地层组成的。在每一分界

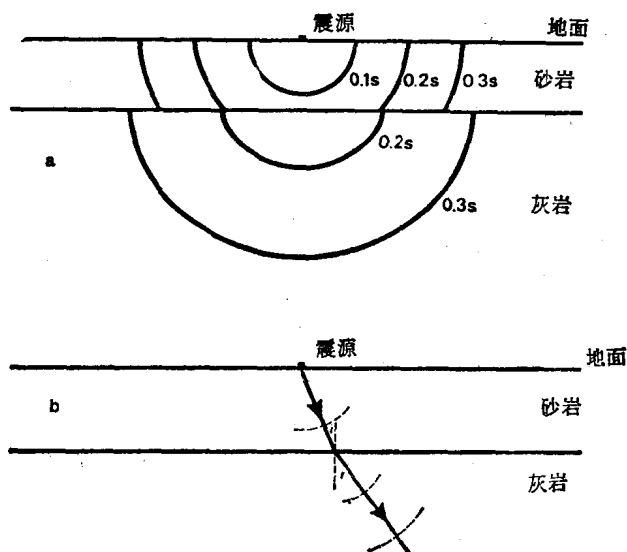


图3 用波前和射线表示的折射

面上扩展的波前按图3a那样出现间断，而在每一层中波前则像图2那样是畸变了球面。所以，在实际地层中的详细波前图形是非常复杂的。由于这个原因用射线来研究问题，通常比用波前更方便。但是，当这样做时，必须记住并不是真的存在有射线。在地层中真实存在的是扩展着的球形波前，其中质点局部地被压缩。

对于一个压缩扰动来说，在一个点上射线的方向取决于该点的质点运动方向，显然它垂直于该点的波前。这样与图3a的波前图相对应的典型射线图在图3b中给出。就现在讨论的较简单的情况，可以说射线在分界面上的折射，与几何光学一样，受如下定律支配：

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{\text{上层介质中的速度}}{\text{下层介质中的速度}}$$

所以，如果下伏介质有较高的速度，则射线折向分界面；若下伏介质有较低的速度则射线折向分界面的法线。

前面提到过，在地层中地震波速度随深度增加而逐渐升高。如果把这样的介质看成是由许多薄层组成的，而且每一薄层的速度都高于上一层，则很容易看出在这样的介质中射线必然是曲线。图

4示出这种情况的一个典型射线，这时只有铅垂射线仍然是直线。

图3b表示在砂岩和石灰岩的分界面上射线的折射。通常，在入射波中的部分能量通过分

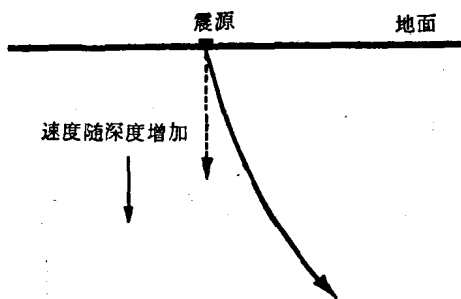


图4 当速度随深度逐渐增加时的一个典型曲线

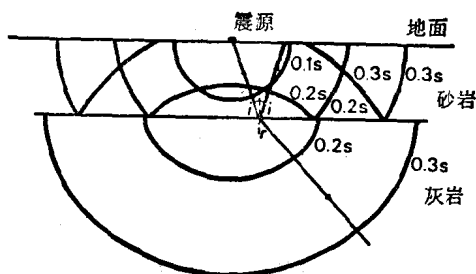


图5 用波前和射线表示的反射和折射

1.1.6 反射系数

当入射线垂直于分界面时(“法线”入射),有一简单公式来表达被反射的入射扰动的比例。用 K_r 定义法线入射的振幅反射系数(这里简称为反射系数)是完全有效的,在这里

$$K_r = \frac{\text{反射扰动的振幅}}{\text{入射扰动的振幅}}$$

所以,为了求出反射系数与分界面上下的介质特性的关系,不仅需要知道速度而且还要知道密度。利用图6标明的各项代号可以得到这个反射系数的表达式:

$$K_r = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1}$$

这是一个有意义的关系,既简单又重要。它意味着,一个强反射界面两边的密度和速度乘积(ρV)的差异较大。这个差异既可以是 ρV 增大,也可以是 ρV 减小。假如差异是 ρV 增大,则反射为正——一个入射

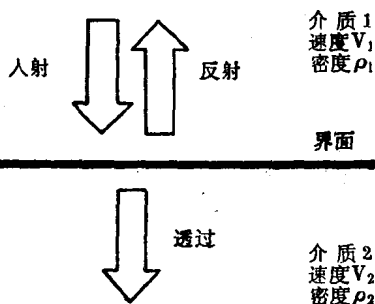


图6 法线入射时的反射和透射

的压缩扰动被反射后仍为压缩扰动。如果差异是减小，则反射为负——一个入射的压缩扰动被反射后不再是压缩扰动，而成为膨胀扰动。

试举几个例子。首先回顾图3a的例子。在该图中，速度为3000米/秒的砂岩覆盖在速度为5000米/秒的灰岩之上。它们相应的密度一般是2300和2600公斤/米³。将这些数值代入方程式得到一个0.3左右的正反射系数，这就是说，如果向下的扰动是振幅为1的压缩，则从界面反射的扰动是振幅为0.3的压缩。

第二个例子利用同样的介质，但高速介质覆盖于低速介质之上。这时的反射系数是-0.3，所以，如果向下的扰动是振幅为1的压缩，则从界面来的反射扰动是一个振幅为0.3的膨胀。

在实际地层中 ± 0.3 的值是异乎寻常的。并不是因为所给定的速度和密度稀有，而是地质上这样相差悬殊的物质很少相互接触。所以再举两个较一般的例子，一个适合于浅层，另一个适合于深层。对于浅层情况，可假定上层介质速度为2000米/秒、密度为2100公斤/米³；下层介质速度为2300米/秒和密度为2200公斤/米³。因此，反射系数约为0.09，反射扰动的振幅为入射振幅的9%。对于深层，可以假定上层介质速度为5000米/秒和密度为2600公斤/米³；下层介质速度为5300米/秒和密度为2650公斤/米³，由这些数字可以得出约0.04的反射系数，即产生4%的反射。

后两个例子说明，在反射系数公式里由于分母的影响，深层不太可能产生强反射（在深层所有速度都偏高）。实际上，通常观察到的强反射一般出现于较浅的深度。当然，这是不幸的，我们宁愿与此相反。

上述例子还说明，在地层中所碰到的速度变化范围大于