

目 录

引 言

第一章 地震勘探方法概述

第二章 地震波及其描述

第三章 地震波传播的动力学特征

第四章 粘弹介质地震波的动力学问题

第五章 地震波的反射、透射和折射

第六章 地震波运动学（几何地震学）

第七章 地震勘探野外工作方法

第八章 地震波速度的影响因素及测定方法

第二章 地震波及其描述

2-1 地震子波的概念

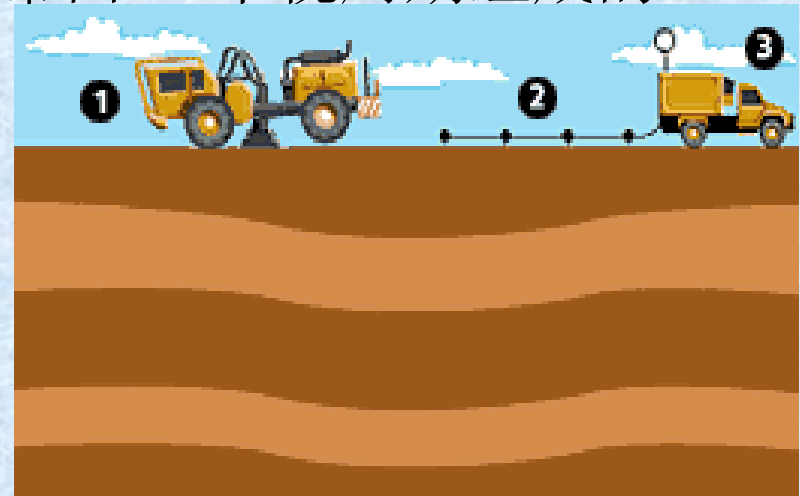
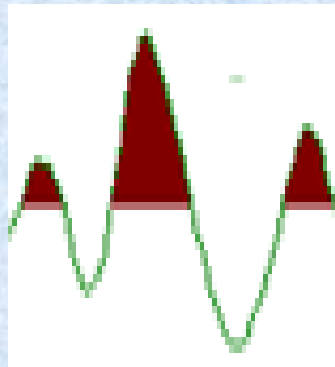
一、子波的概念

子波术语是源于信号分析领域，是个广义概念，在信号分析领域中，子波定义为：

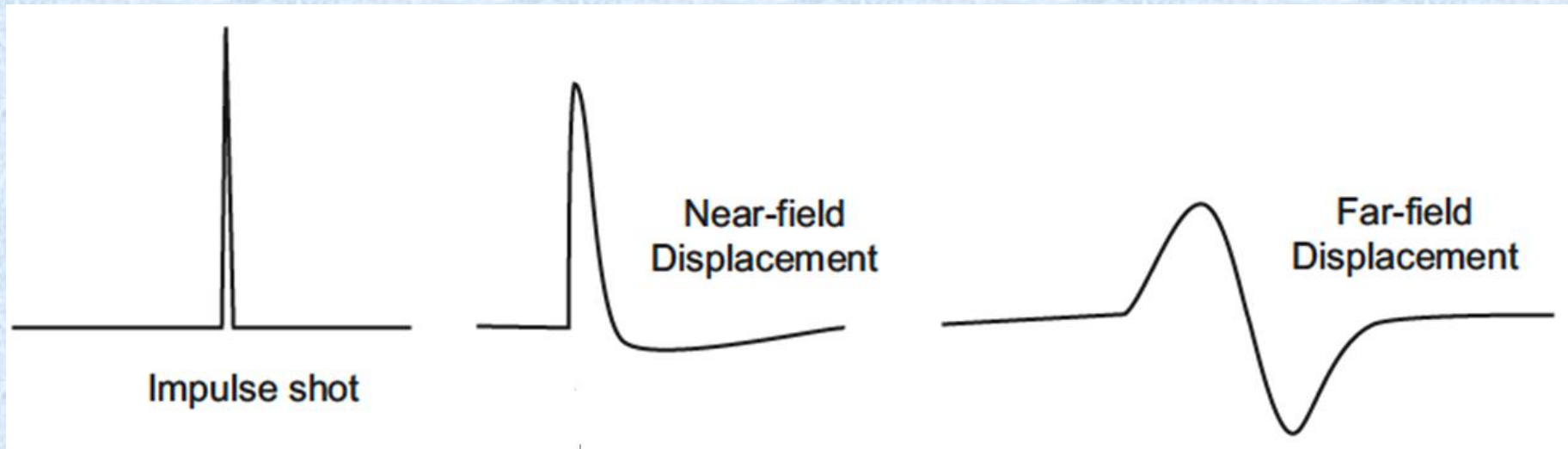
具有确定起始时间，能量有限的信号，广义地讲，输入信号经某一系统作用后有新的输出，子波（wavelet）

二、地震子波的概念（seismic wavelet）

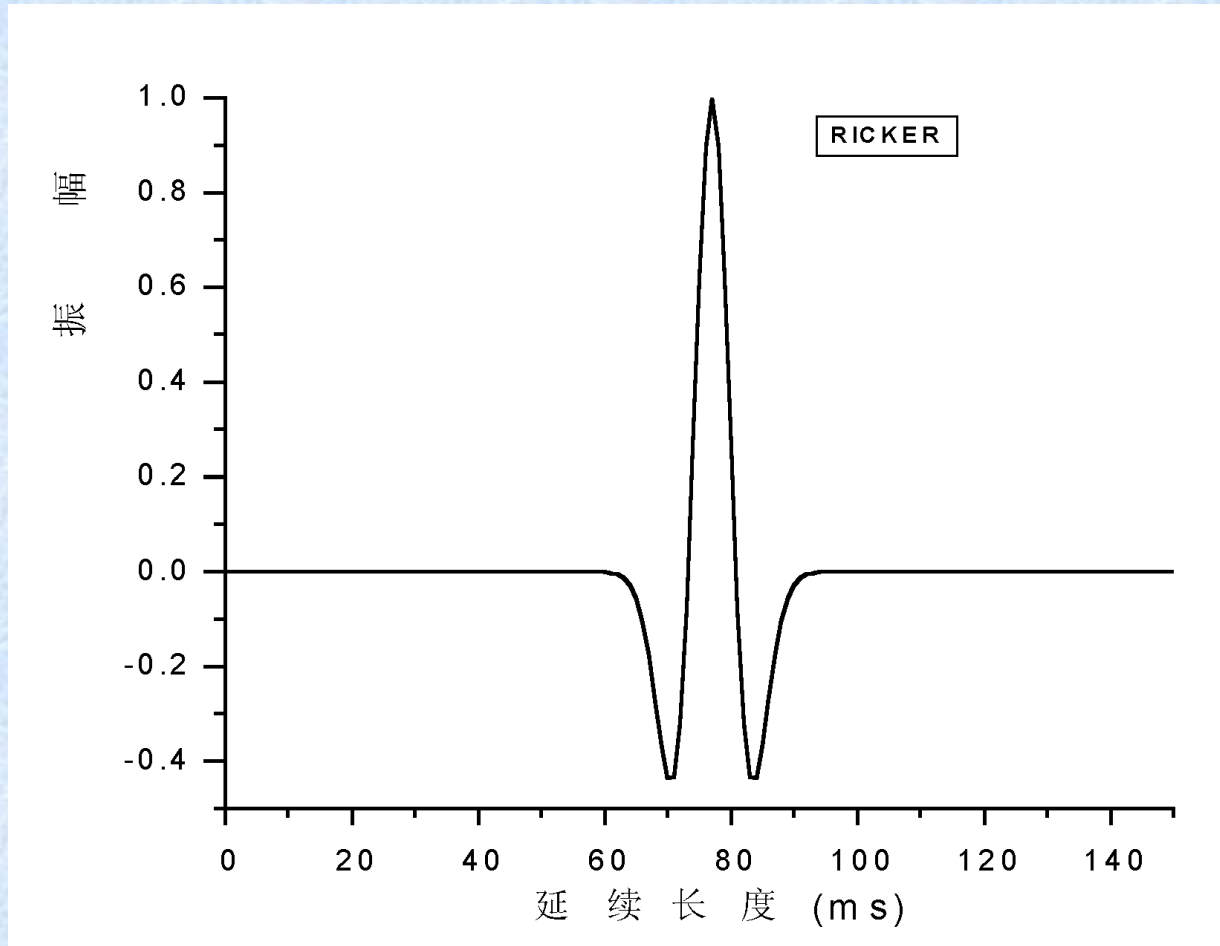
由人工震源激发的，经地下介质传播一定距离后，波形趋于稳定，具有确定起始时间和有限能量、短时间内衰减的一个非周期性脉冲振动。通常由1-2个视周期组成的地震脉冲。

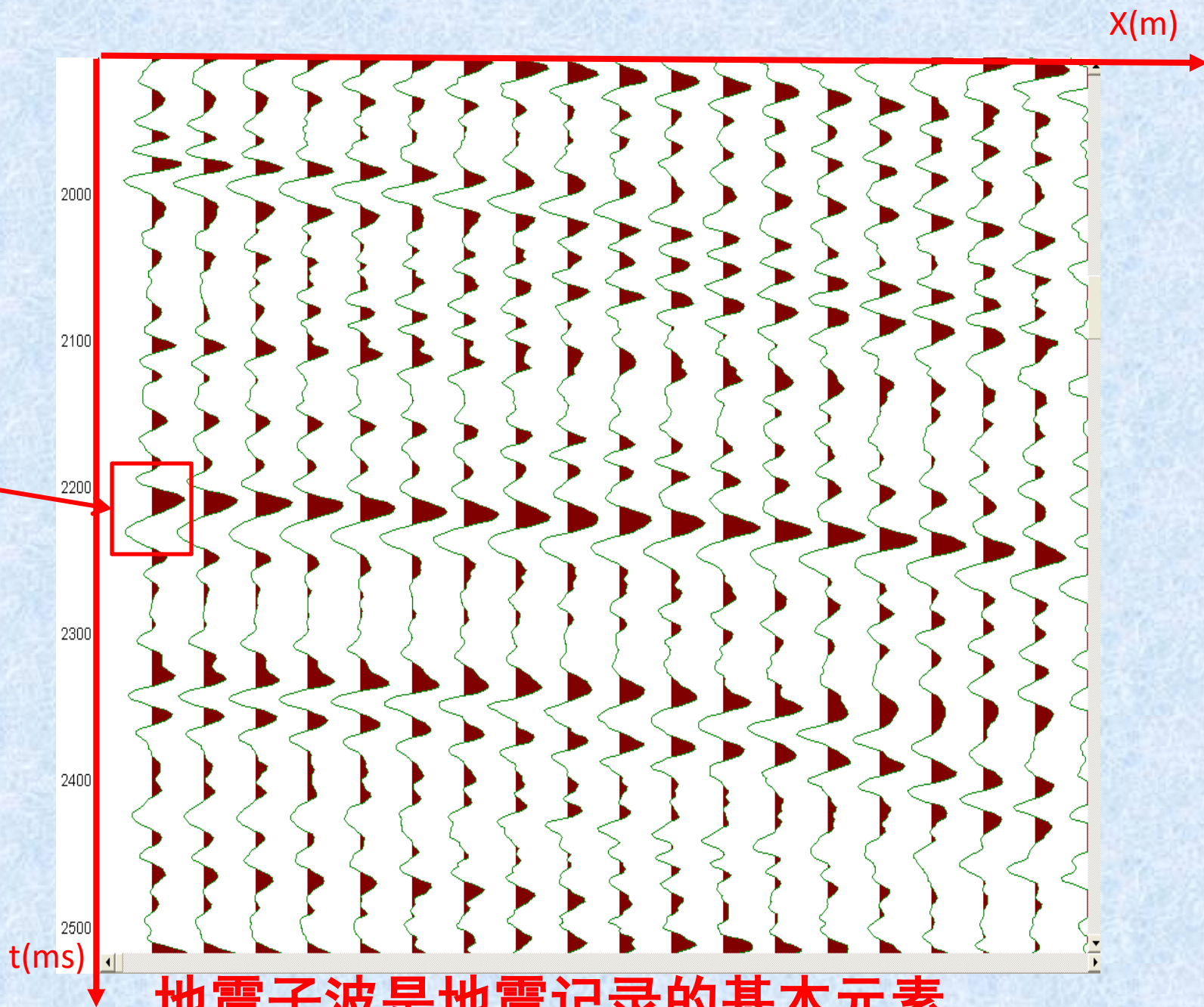


理解地震子波:



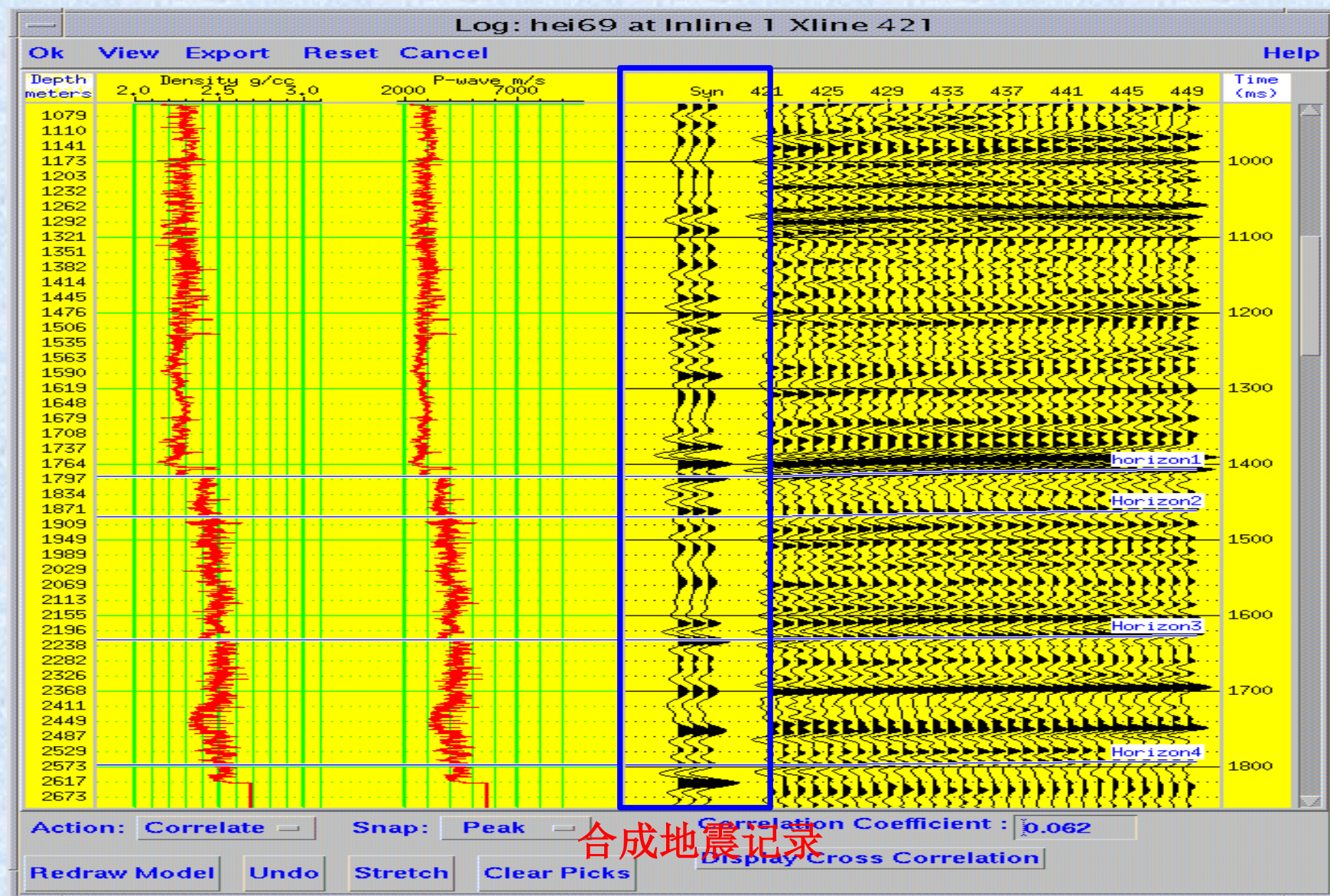
子波





地震子波是地震记录的基本元素

地震子波是地震记录的基本元素



测井记录

$$\text{反射系数: } R = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1}$$

地震剖面

§ 2-2 地震子波的静态描述

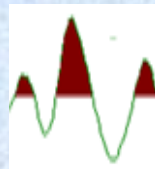
通常采取两种途径来描述地震子波，即静态描述和动态描述。

一、地震子波频谱分析（静态描述）

地震子波其振动的一个基本属性是振动的非周期性，因此，对于它的描述应有别于描述周期振动的振幅、频率、相位等参数，而用振幅谱、相位谱（或合称为频谱）等概念来描述。

地震子波在时间域内表示，是个时间函数：

$$b(t) = \begin{cases} b(t) & t \geq 0 \\ 0 & t < 0 \end{cases}$$



地震子波



周期振动

利用Fourier变换理论:

$$b(t) = \int_{-\infty}^{\infty} B(f) e^{i2\pi ft} df \quad (2-1)$$

$$B(f) = \int_{-\infty}^{\infty} b(t) e^{-i2\pi ft} dt \quad (2-2)$$

$B(f)$ 称为子波 $b(t)$ 的频谱，一般是复变函数，表示一个非周期振动 $b(t)$ 与周期的谐和振动之间的关系。

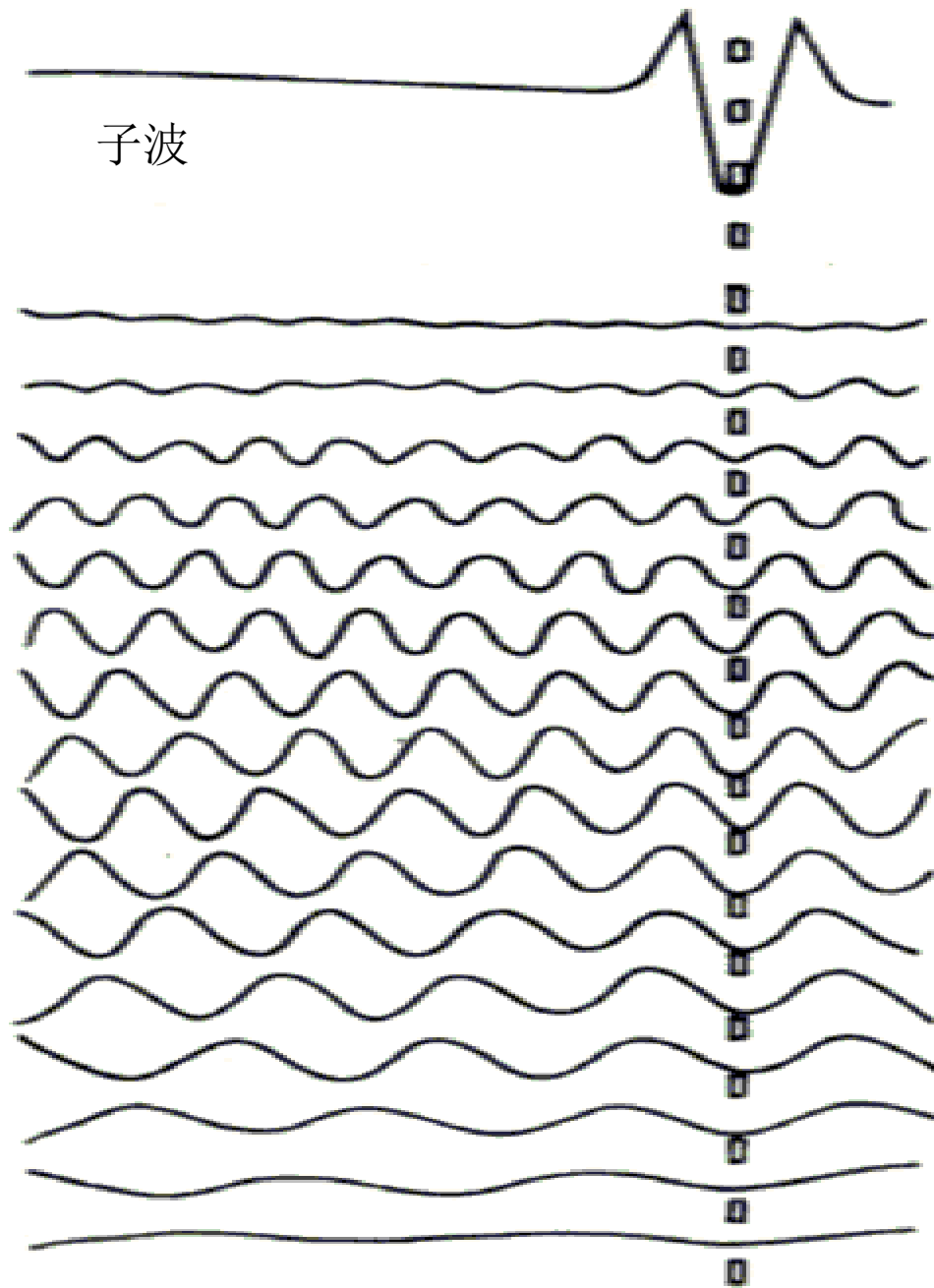
它的物理意义是：任何一个非周期振动 $b(t)$ 是由无限多个不同频率、不同初始相位、不同振幅的简谐振动之和构成。

$$B(f) = |B(f)| e^{i\varphi(f)}$$

$|B(f)|$ ：表示每一个简谐振动分量的振幅，称为振幅谱

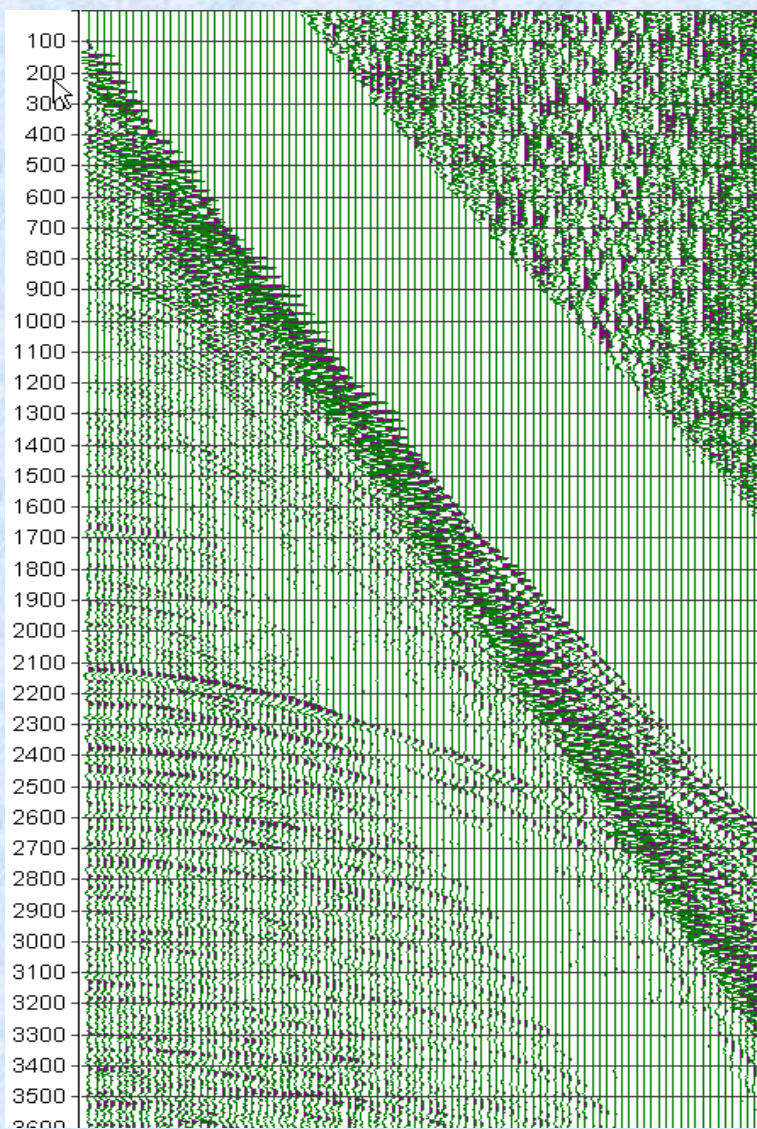
$\varphi(f)$ ：表示每一个简谐振动分量的初始相位，称为相位谱

子波

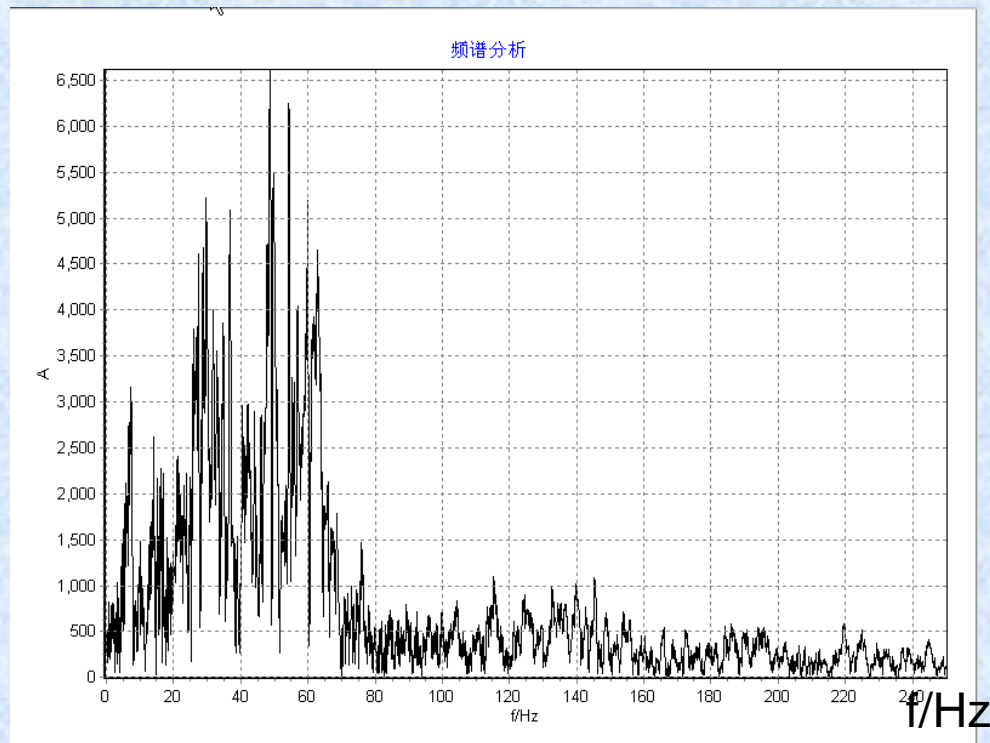


不同频率、不同初始相位、不同振幅的简谐振动

实际地震数据及其频谱

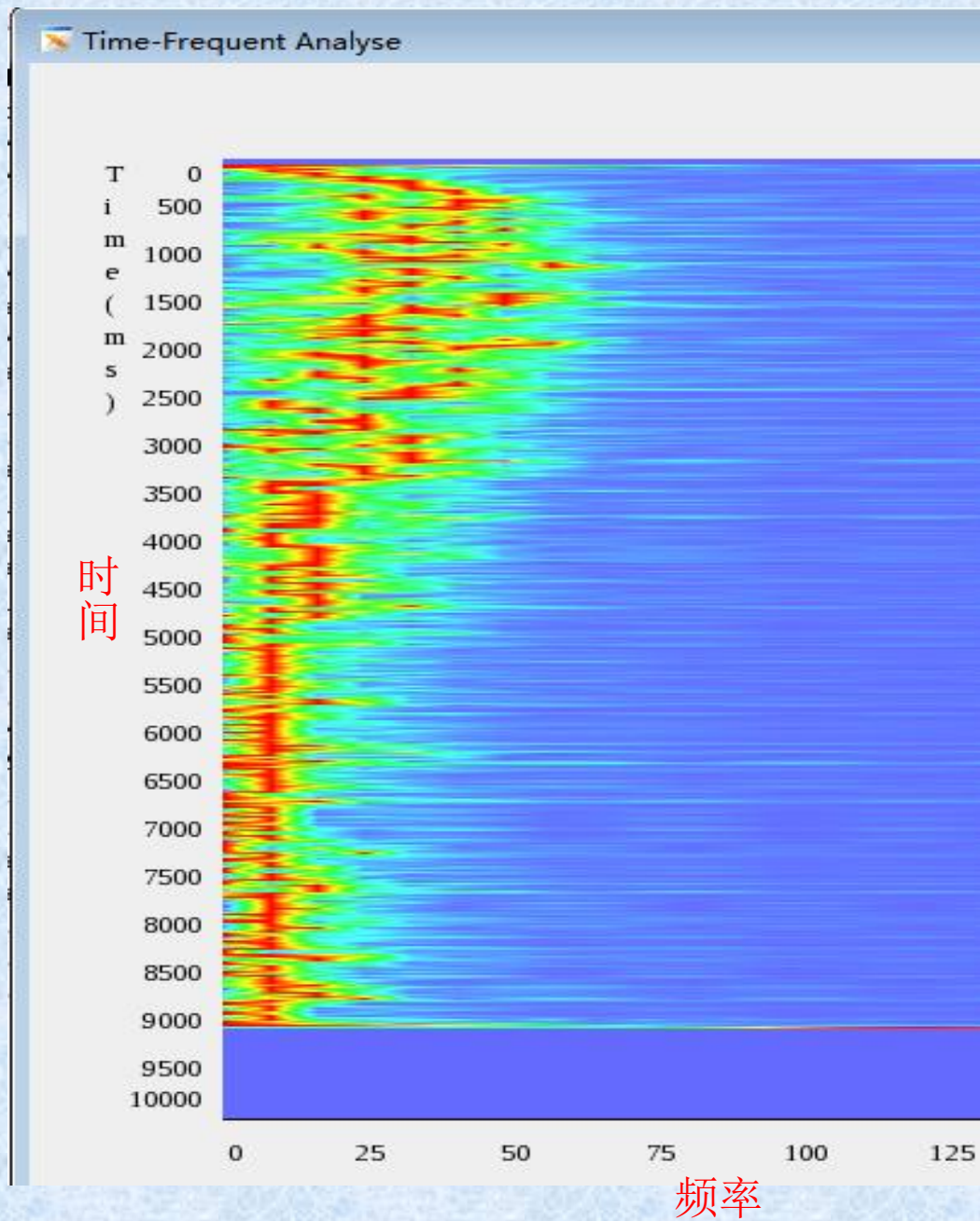


一炮地震记录

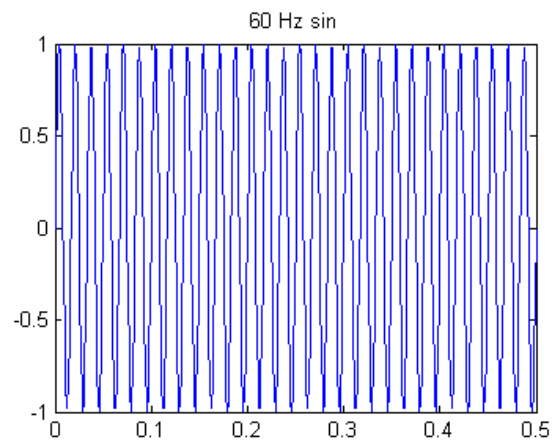
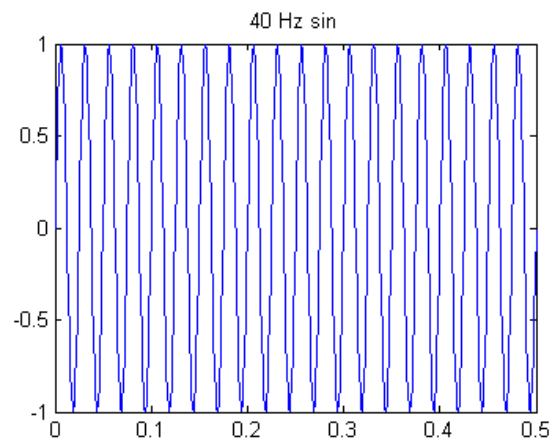
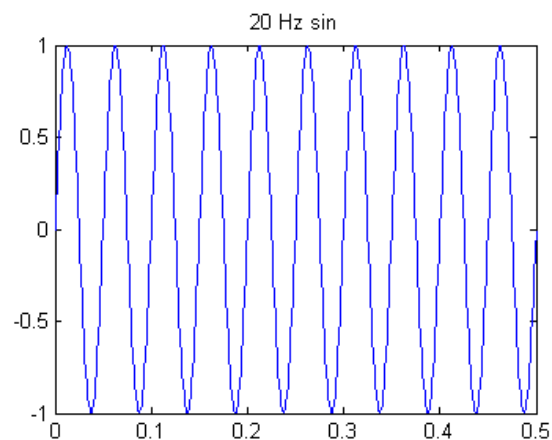
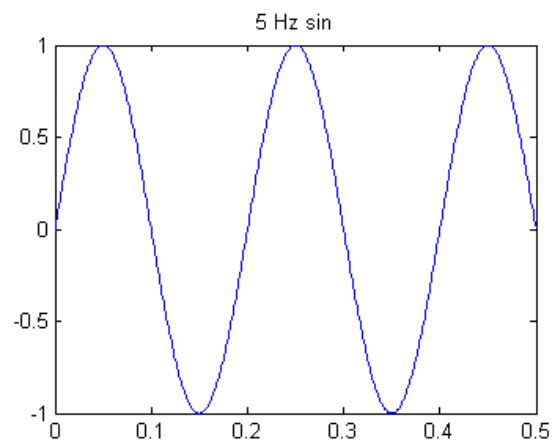


振幅谱

地震数据的 时频分析

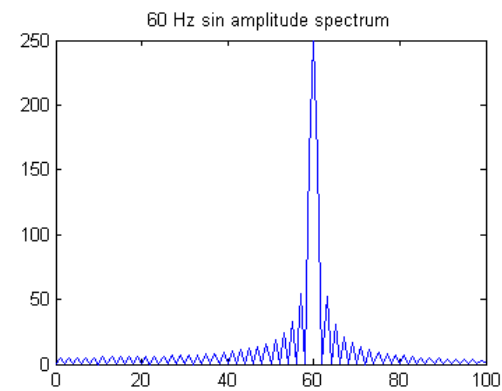
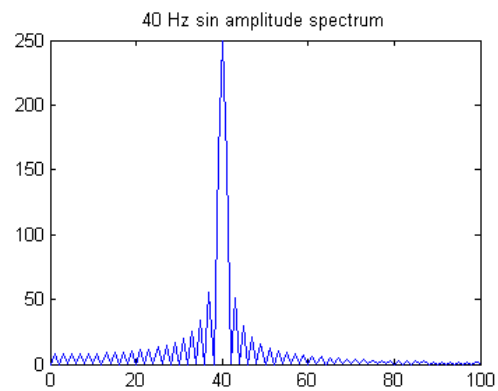
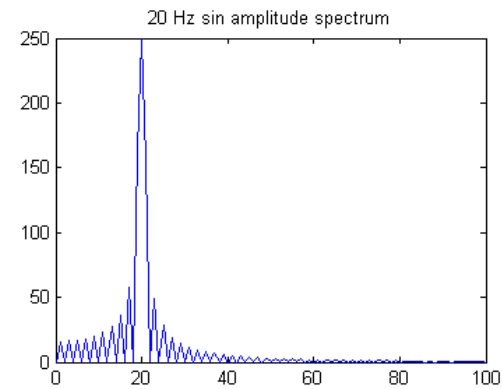
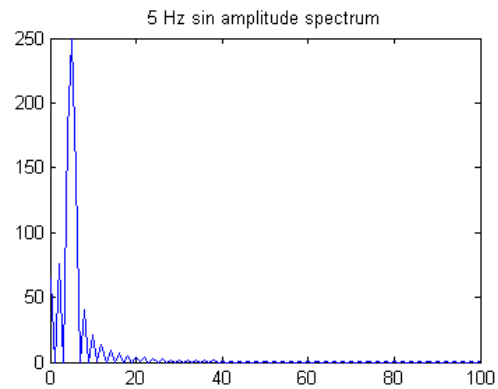


地震波频谱分析的物理意义



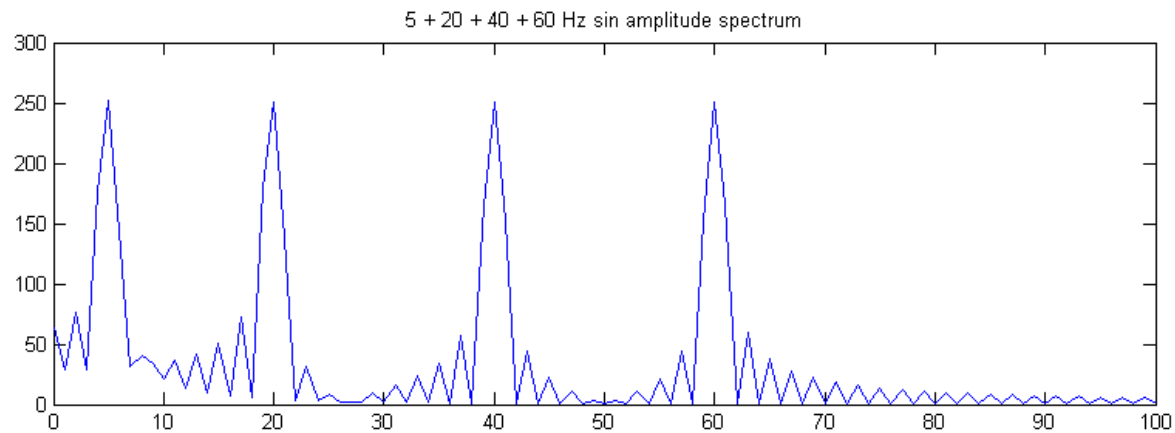
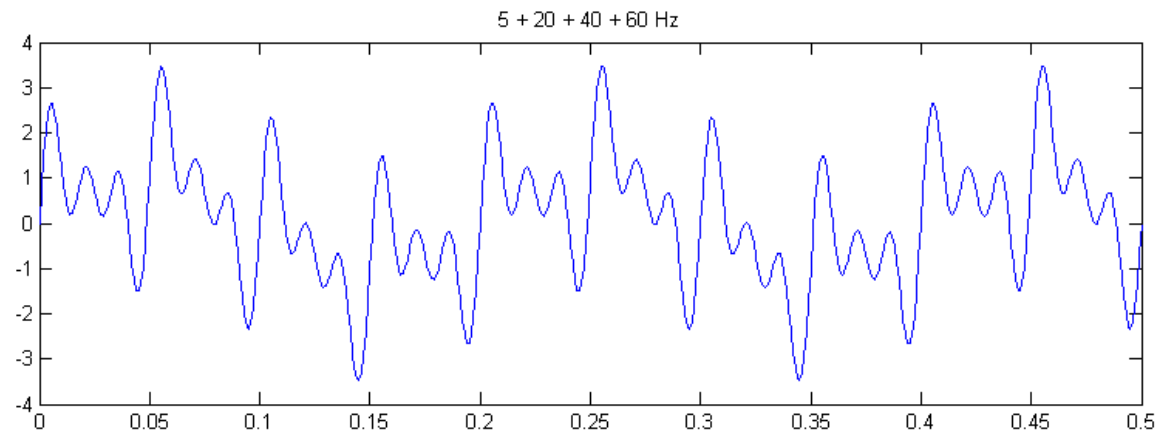
时间域不同频率的简谐振动

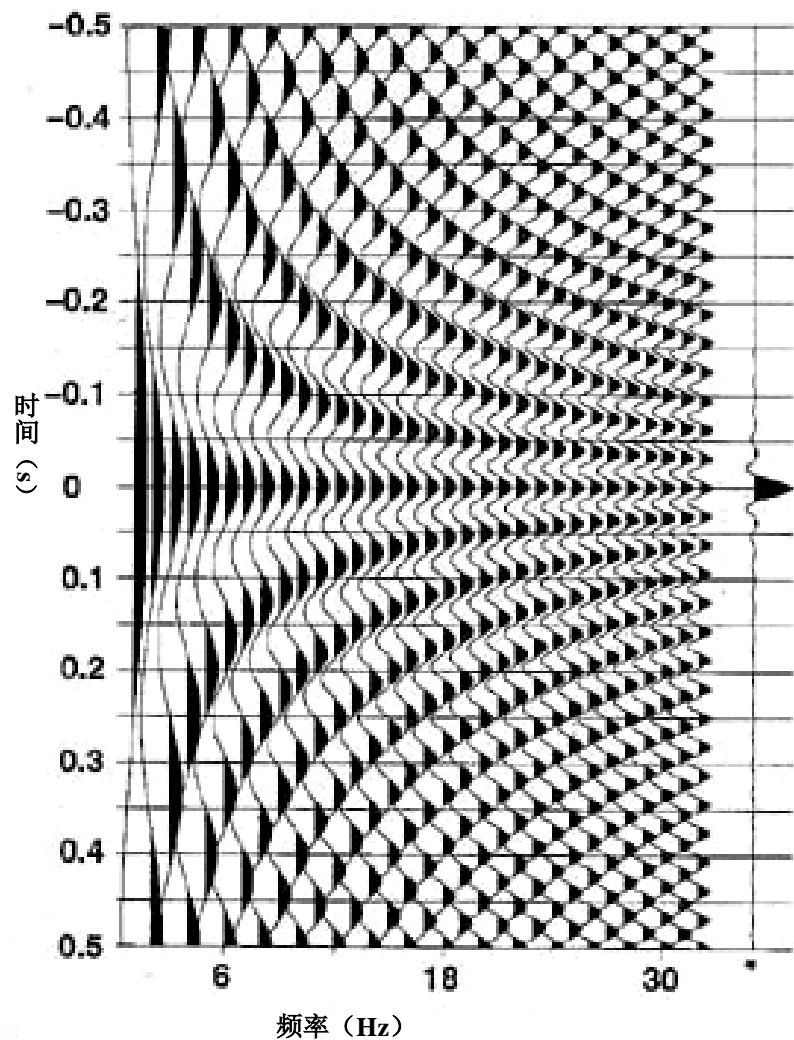
地震波频谱分析的物理意义



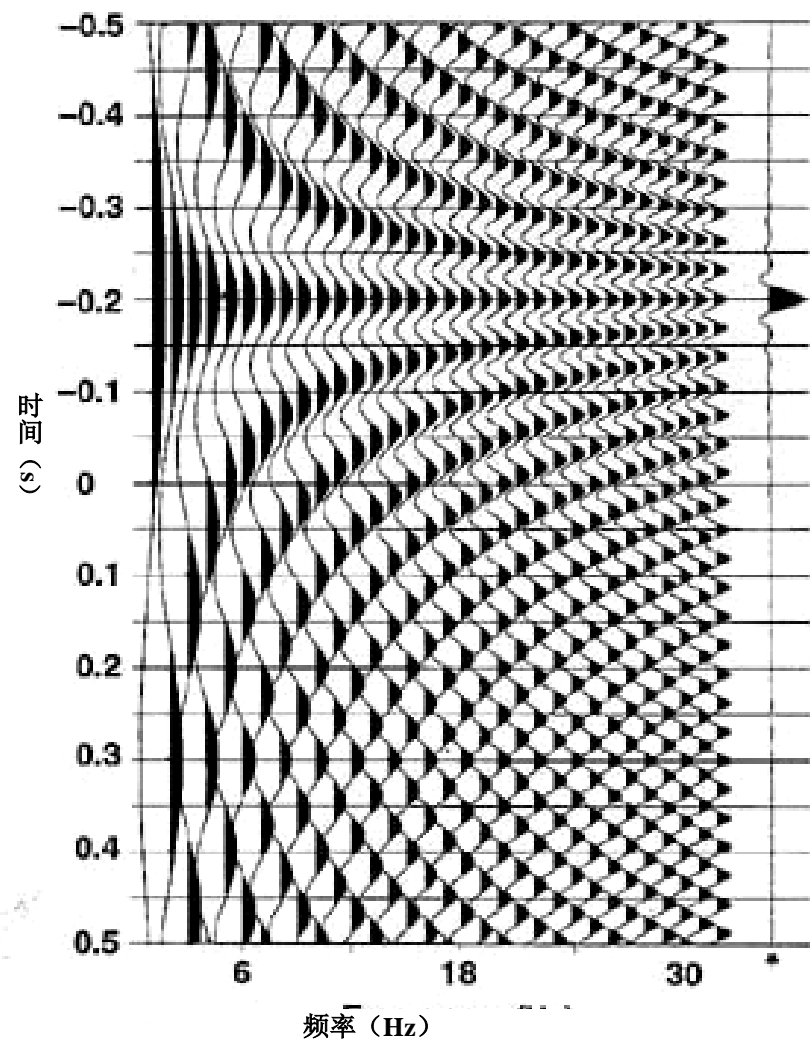
对应频率域的振幅谱

地震波频谱分析的物理意义

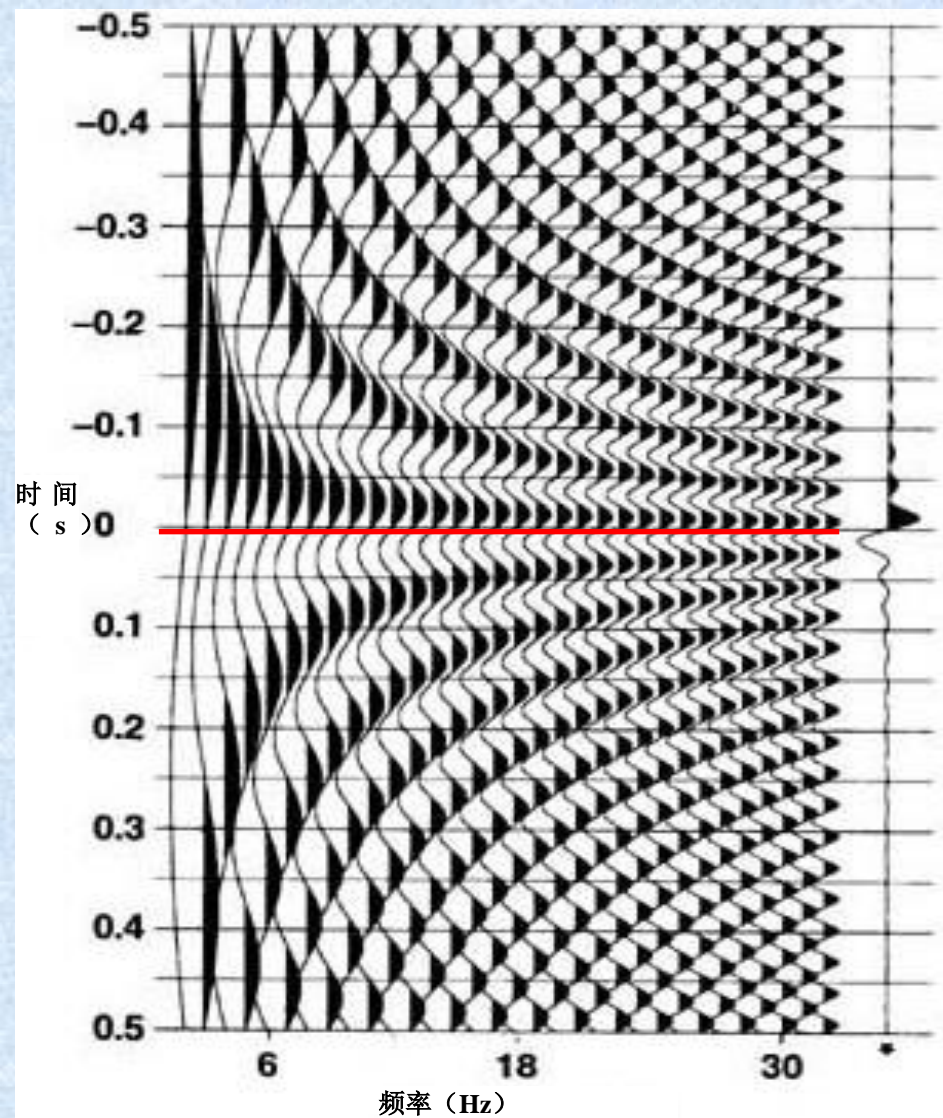




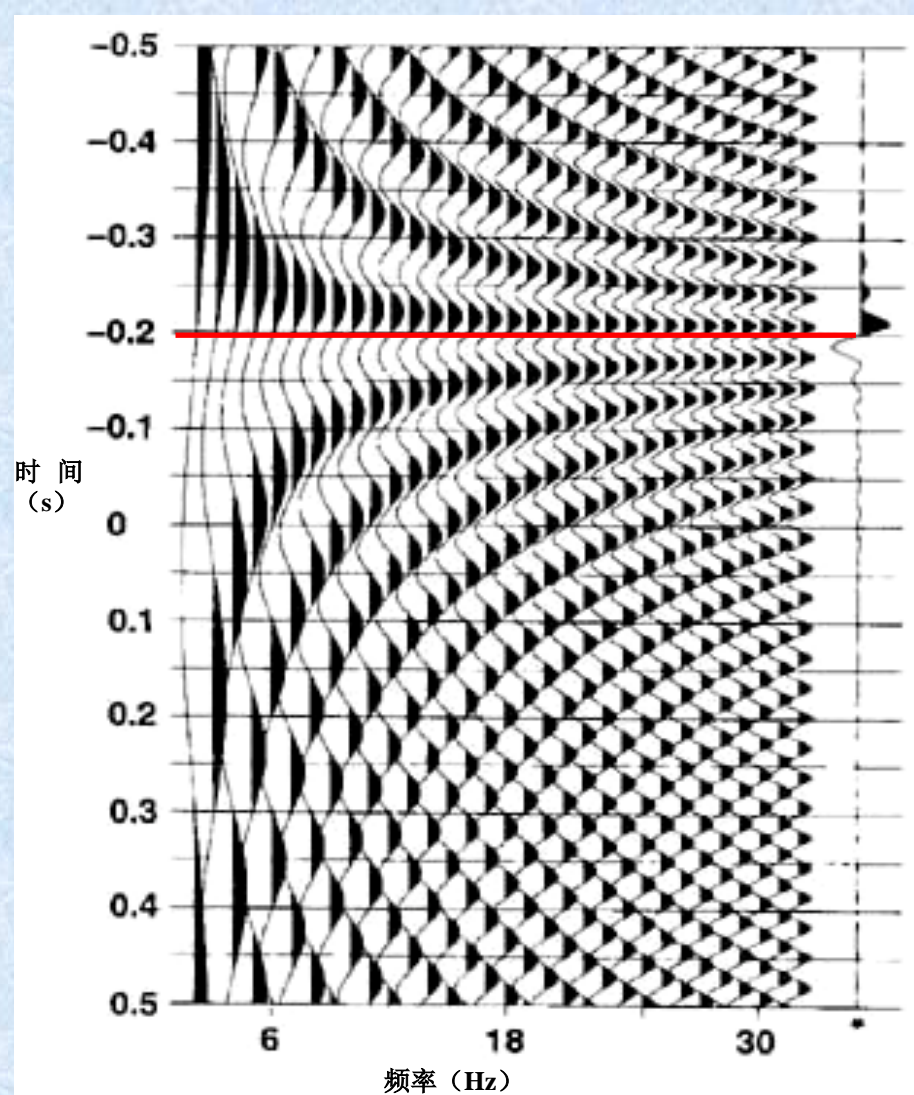
几个没有相位延迟、振幅相同的余弦波的总和产生一个带限对称子波



与前图中相同的余弦波成分，但有-0.2s的常数时移。



相同的余弦分量，但对每一个有90度的常数相移，零点跨过 $t=0$ 线，这些余弦波的总和产生一个不对称子波



线性相移与常数相移的组合产生一个时移不对称子波

地震子波的频率范围可能很宽，也可能很窄，取决于激发条件、地层因素、接收条件和仪器因素。一般频谱范围在几到几十Hz→上百 Hz→几百Hz

通过频谱分析可见，地震波不是单一频率的，所以用频谱表示

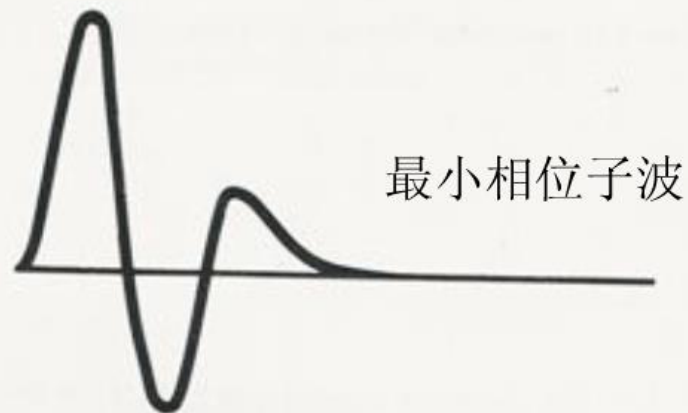
二、地震子波的相位特征

地震子波通常是非零相位的，分为：

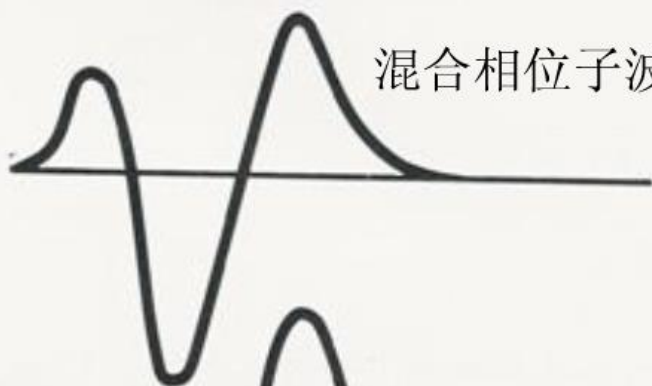
最小相位子波：能量延迟最小，主要能量集中在前部分

最大相位子波：相位延迟谱最大，主要能量集中在后部

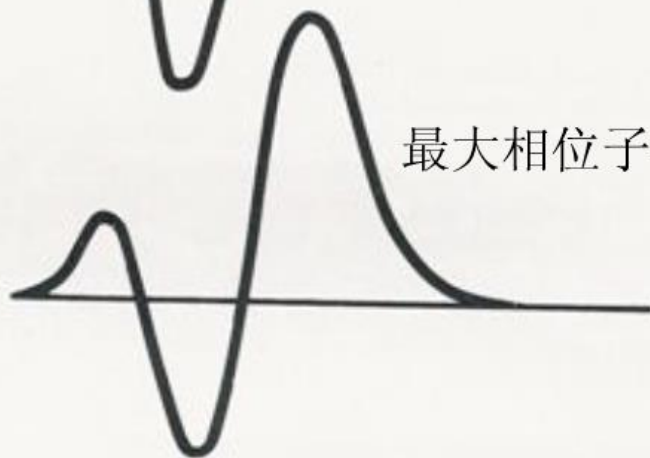
混合相位子波：子波耦合时（多个褶积）既有最大又有最小称混合相位子波，子波能量集中在子波的中部。



最小相位子波



混合相位子波

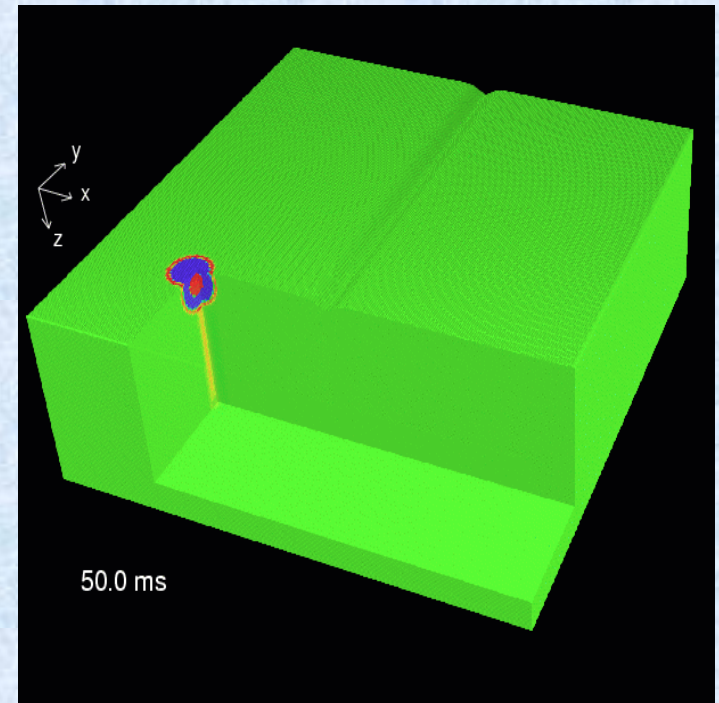


最大相位子波

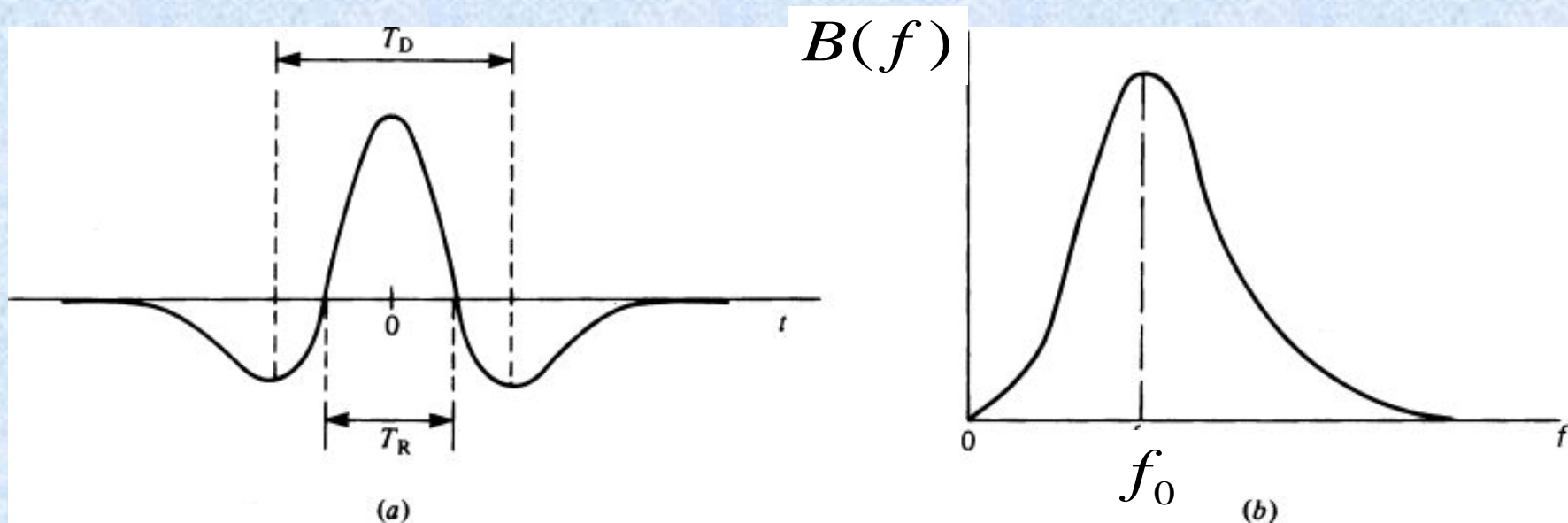
在地震勘探理论研究（如数值模拟）及数据处理中还经常使用零相位子波，最典型且常用的是**Ricker子波**，其数学表达式及其频谱如下：

$$b(t) = \left[1 - 2(\pi f_0 t)^2 \right] \cdot e^{-(\pi f_0 t)^2}$$

$$B(f) = \left(\frac{2}{\sqrt{\pi}} \right) \left(\frac{f^2}{f_0^2} \right) e^{-\left(\frac{f}{f_0} \right)^2}$$

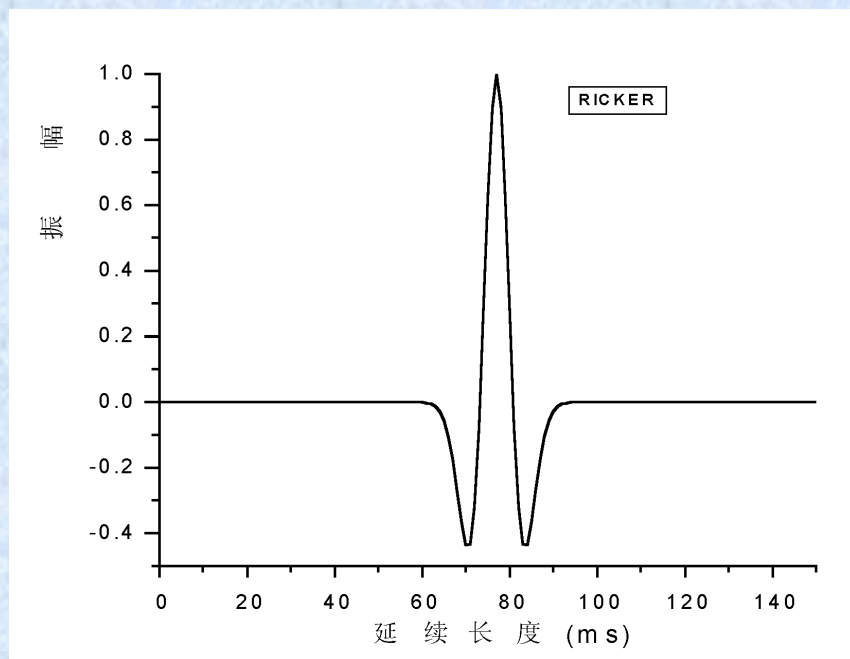


Ricker子波及其频谱

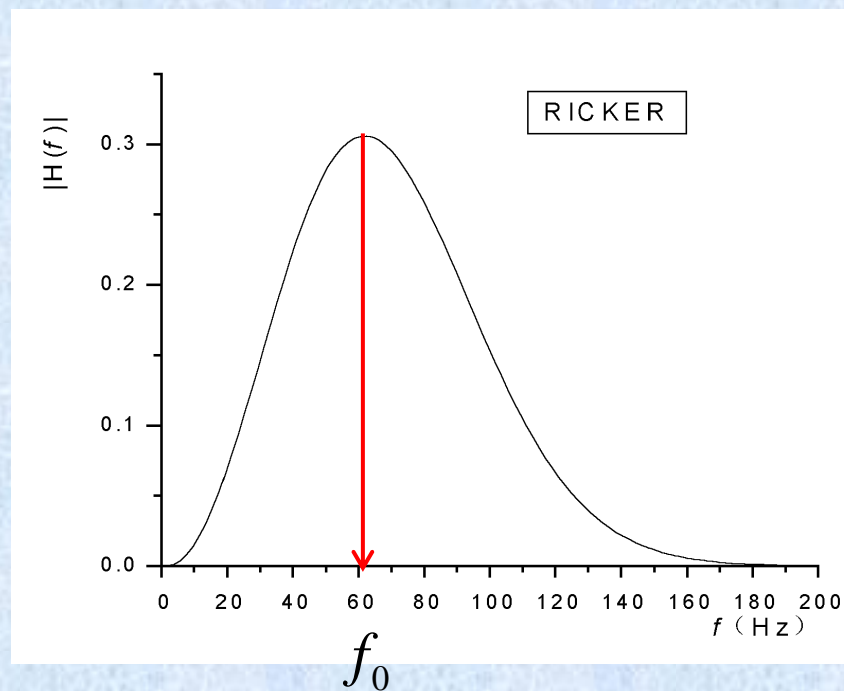


$$b(t) = (1 - 2\pi^2 f_0^2 t^2) \exp(-\pi^2 f_0^2 t^2)$$

Ricker子波及其频谱



时间域

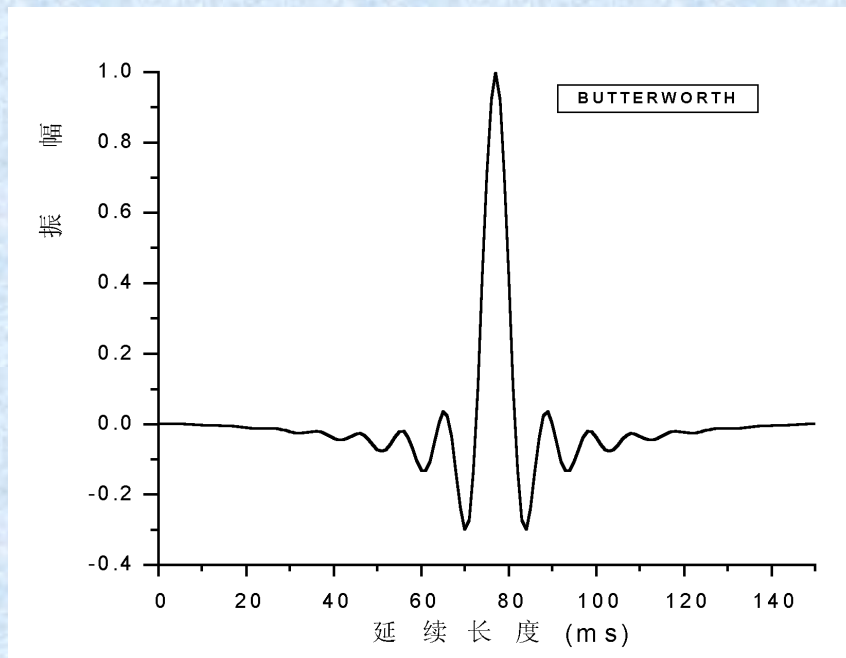


频率域

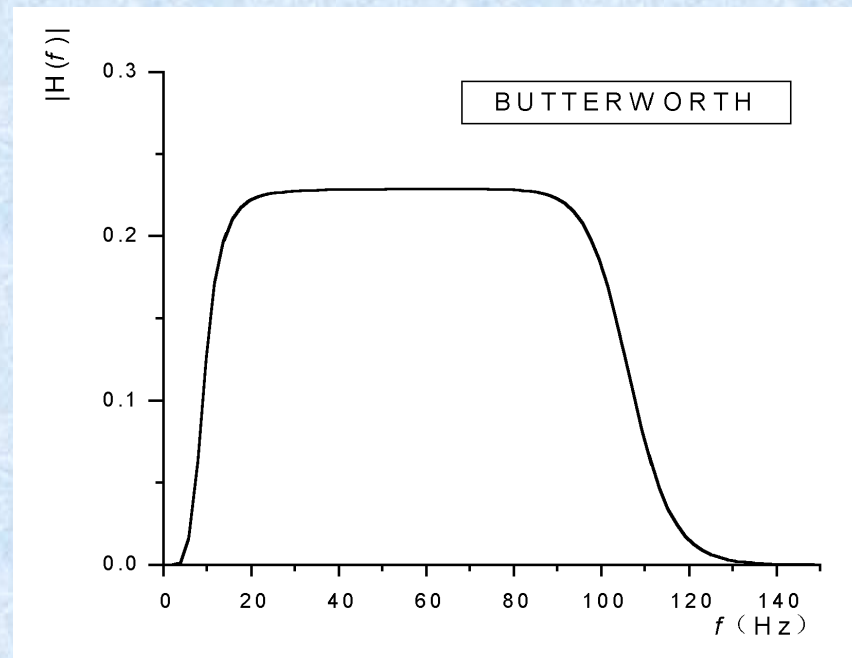
$$b(t) = (1 - 2\pi^2 f_0^2 t^2) \exp(-\pi^2 f_0^2 t^2)$$

f_0 : 主频, 或称峰值频率

Butterworth带通子波



时间域



频率域

$$B(\omega) = \frac{1}{(\omega - \beta_1)(\omega - \beta_2) \dots (\omega - \beta_n)}$$

$$\beta_k = e^{i \left(\frac{2\pi k - \pi}{n} \right)}; k = 1, 2, \dots, n$$

通常可以作为带通滤波器来使用

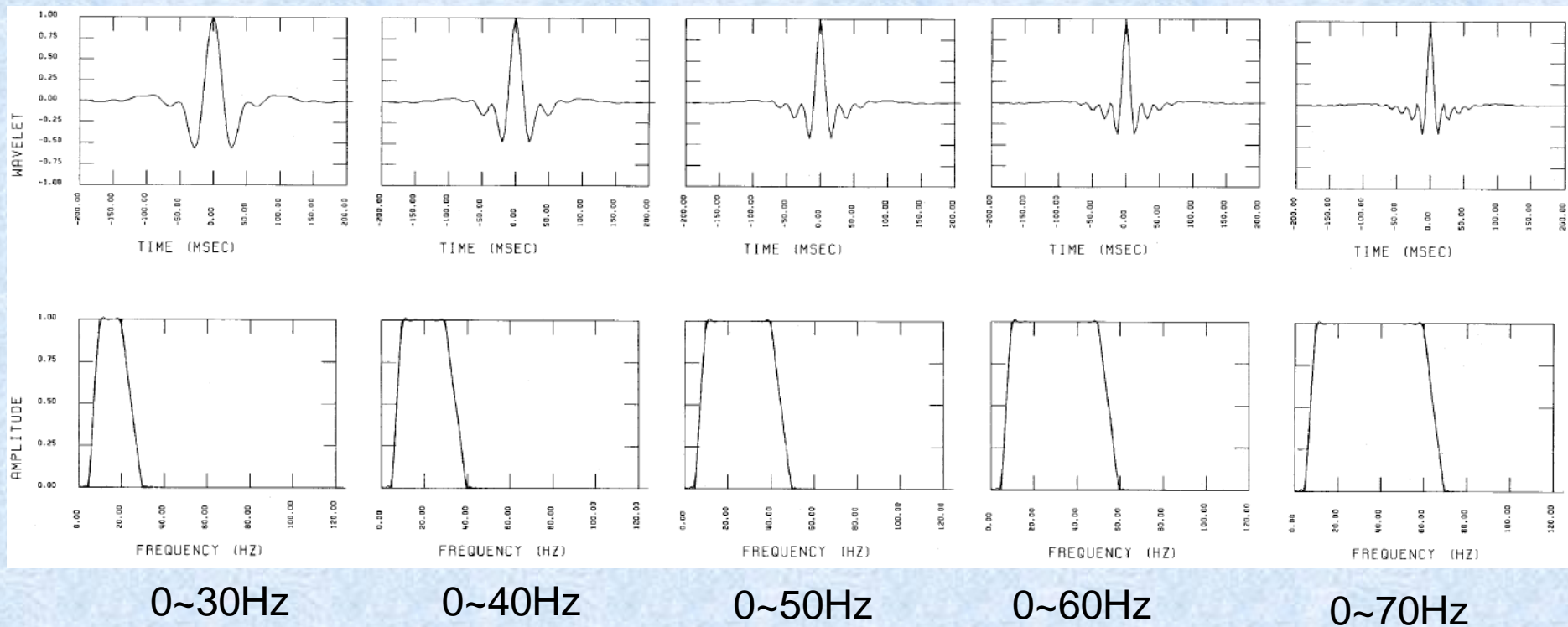
三、地震子波（地震波）的动力学参数

动力学基本参数：振幅谱、相位谱

$$b(t) = \int_{-\infty}^{\infty} B(f) e^{i2\pi ft} df \quad (2-1)$$

$$B(f) = \int_{-\infty}^{\infty} b(t) e^{-i2\pi ft} dt \quad (2-2)$$

式（2-1），式（2-2）是一对傅氏变换对，具有单值对应关系，即任何形状的地震波都有单一地对应它的频谱，反之任何一个频谱都唯一地确定着一个地震波波形。地震波（子波）的时间域表示与频率域表示是一一对应的，是等效的。



不同带宽的零相位子波

在时间域内，地震波（或子波）是有一定延续时间的，称**延续度**，与其频谱范围相反，频谱范围越宽，越丰富，则时间延续越窄，越趋于尖脉冲，反之越窄，越长。

四、地震波动力学参数在地震勘探中的应用

1、可用于分析、表示地震波（子波）的组成

识别不同类型的波

2、可表示或说明地震勘探分辨率

如子波的延续度小、频率高、分辨率越高

3、可用于解释岩性

特别是瞬时振幅，瞬时频率和瞬时相位

瞬时振幅主要与反射强度→波阻抗差→地层岩性

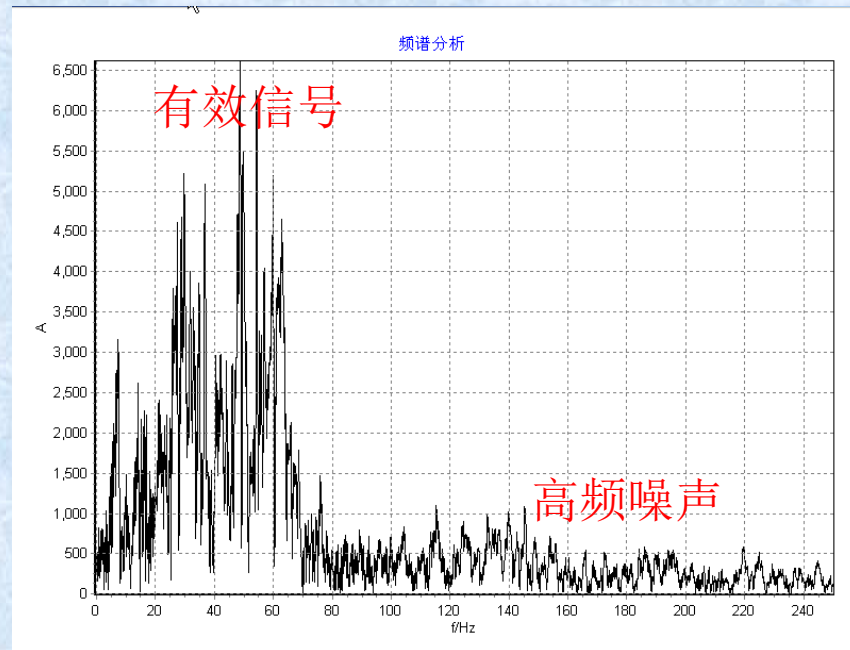
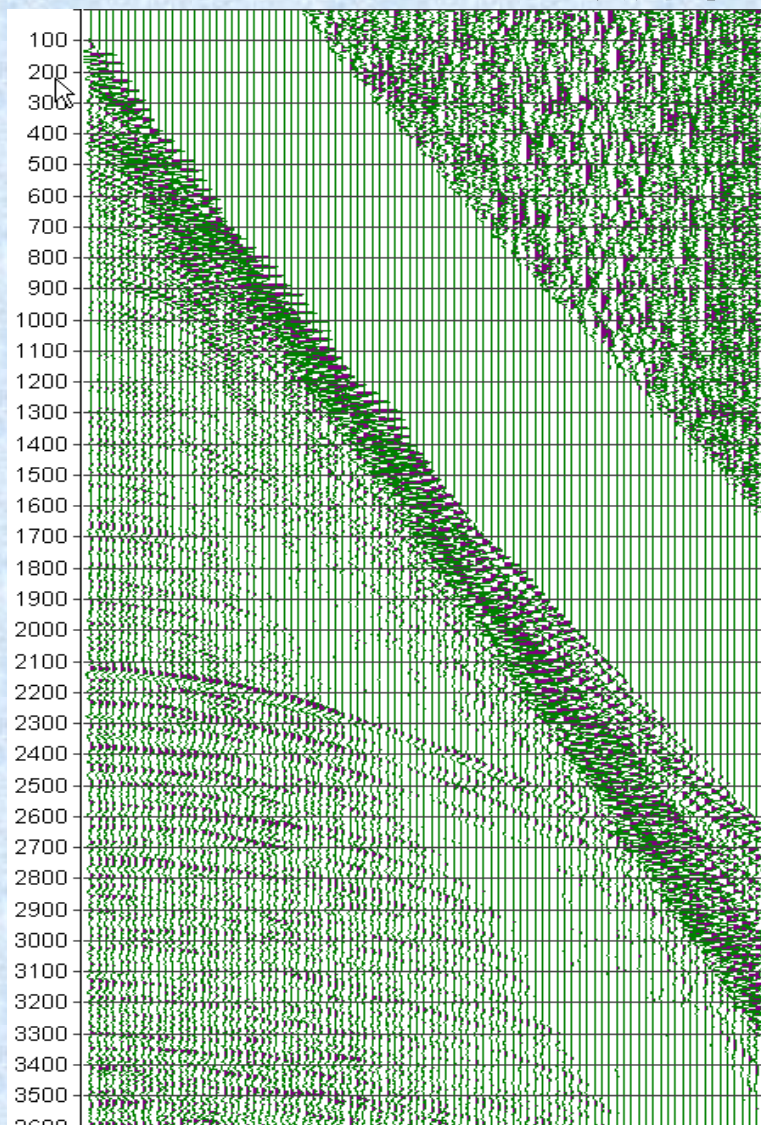
瞬时相位与波的连续性有关，用于研究地层尖灭、断裂、超复，强调地震剖面上同相轴的连续性。

瞬时频率：地层岩性不同，瞬时频率不同；油气在岩层的聚集部位，对高频吸收严重，有波的频率变低的现象，配合波的瞬时速度变低，发现油气

四、地震波动力学参数在地震勘探中的应用

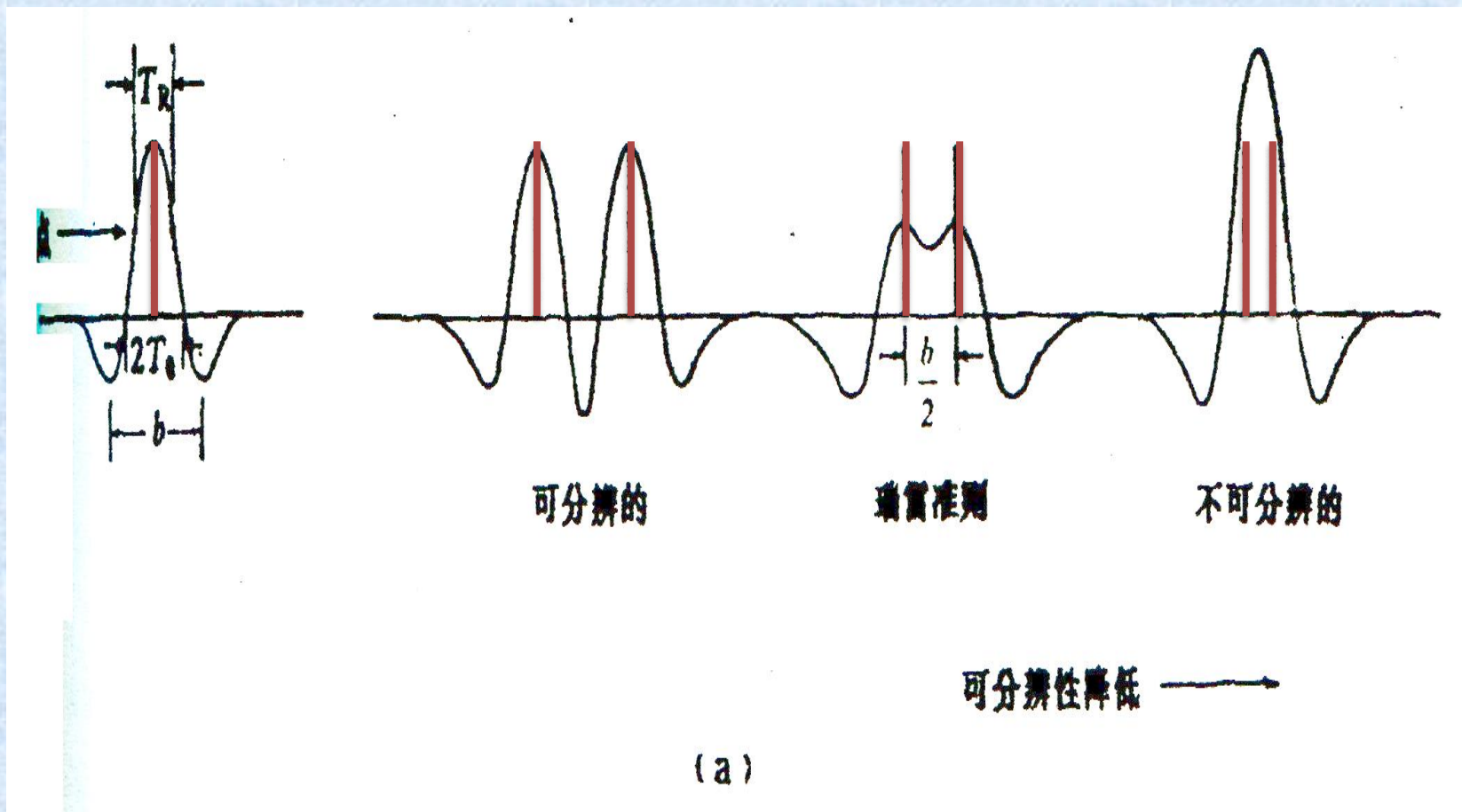
1、可用于分析、表示地震波（子波）的组成

识别不同类型的波



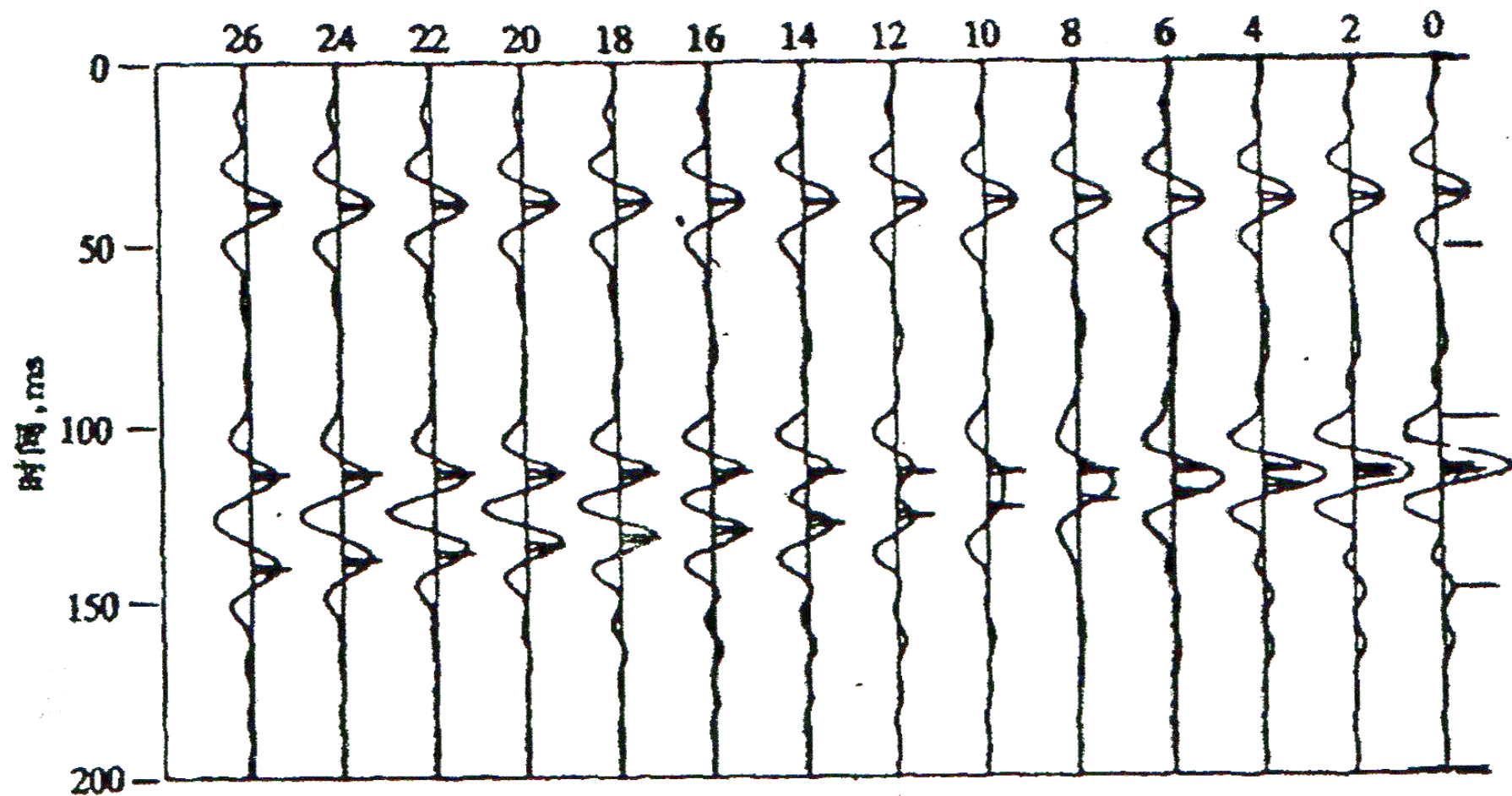
振幅频谱

2、可表示或说明地震勘探分辨率



子波的延续度越小、频率越高、分辨率越高

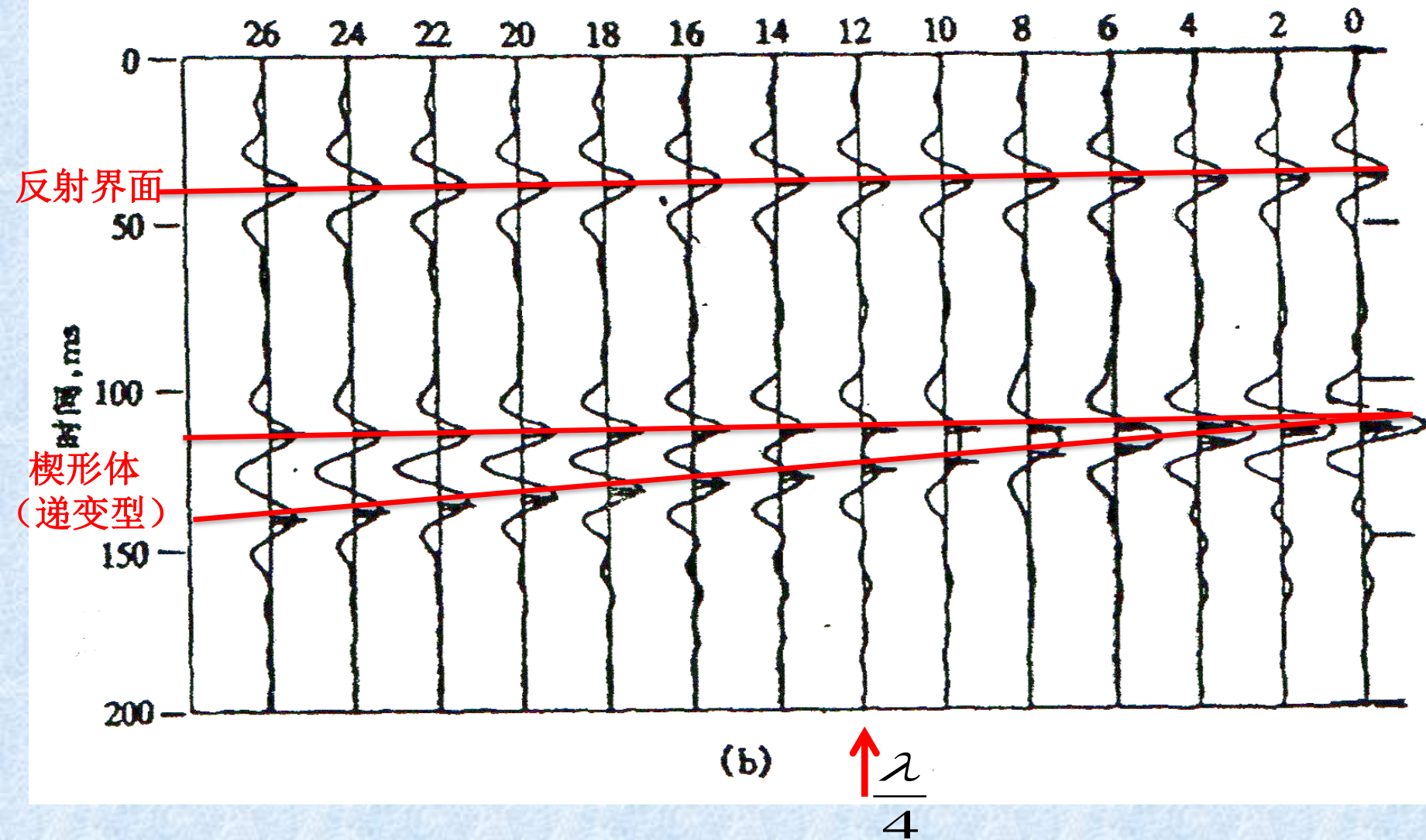
双程旅行时表示的层厚,ms



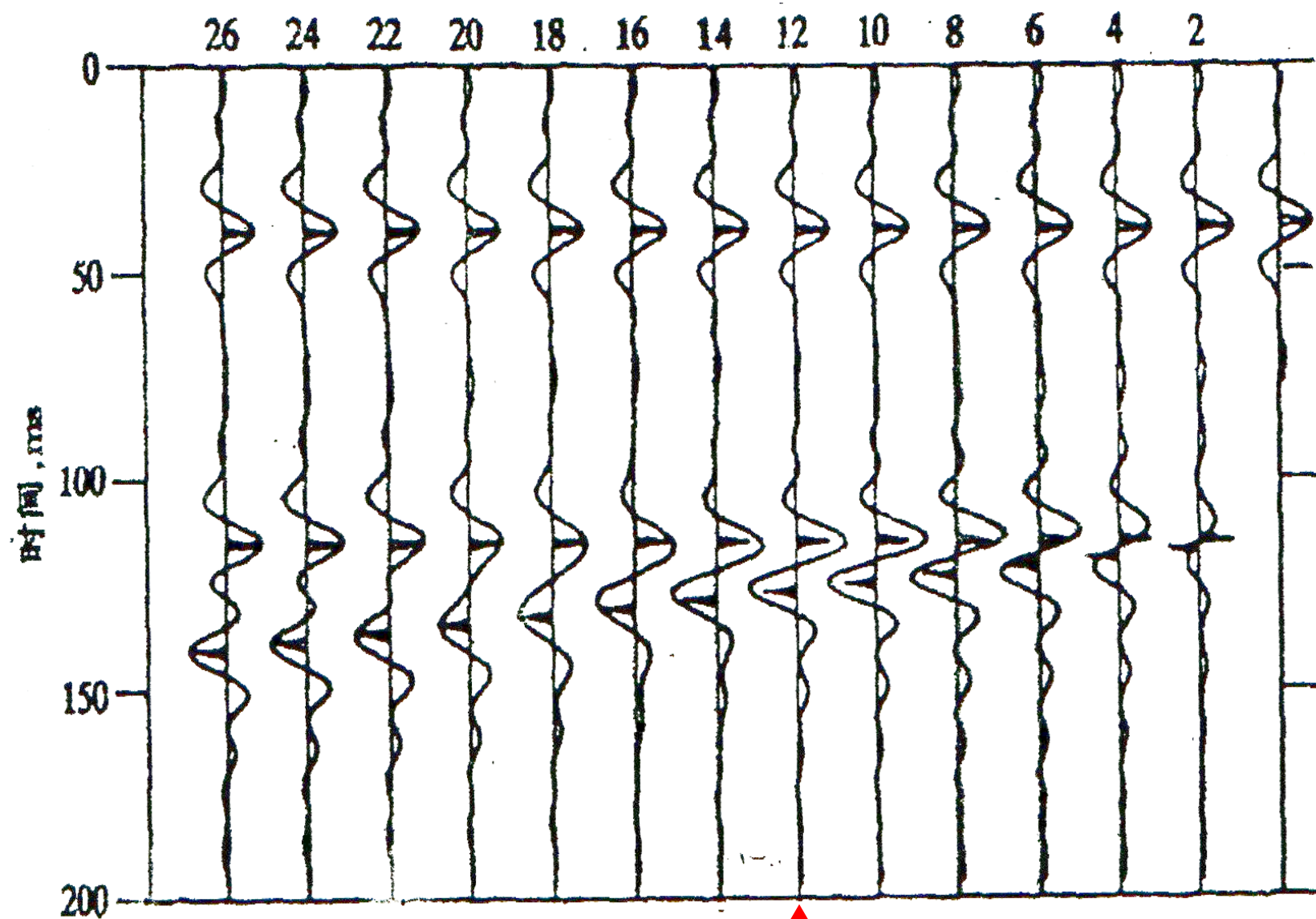
(b)

$$\frac{\lambda}{4}$$

双程旅行时表示的层厚,ms



各位置上的电压示波图, 10V



(c)

$\frac{\lambda}{4}$

不同深度时的反射系数, dB

26 24 22 20 18 16 14 12 10 8 6 4 2

0

反射界面

50

时间, ms

100

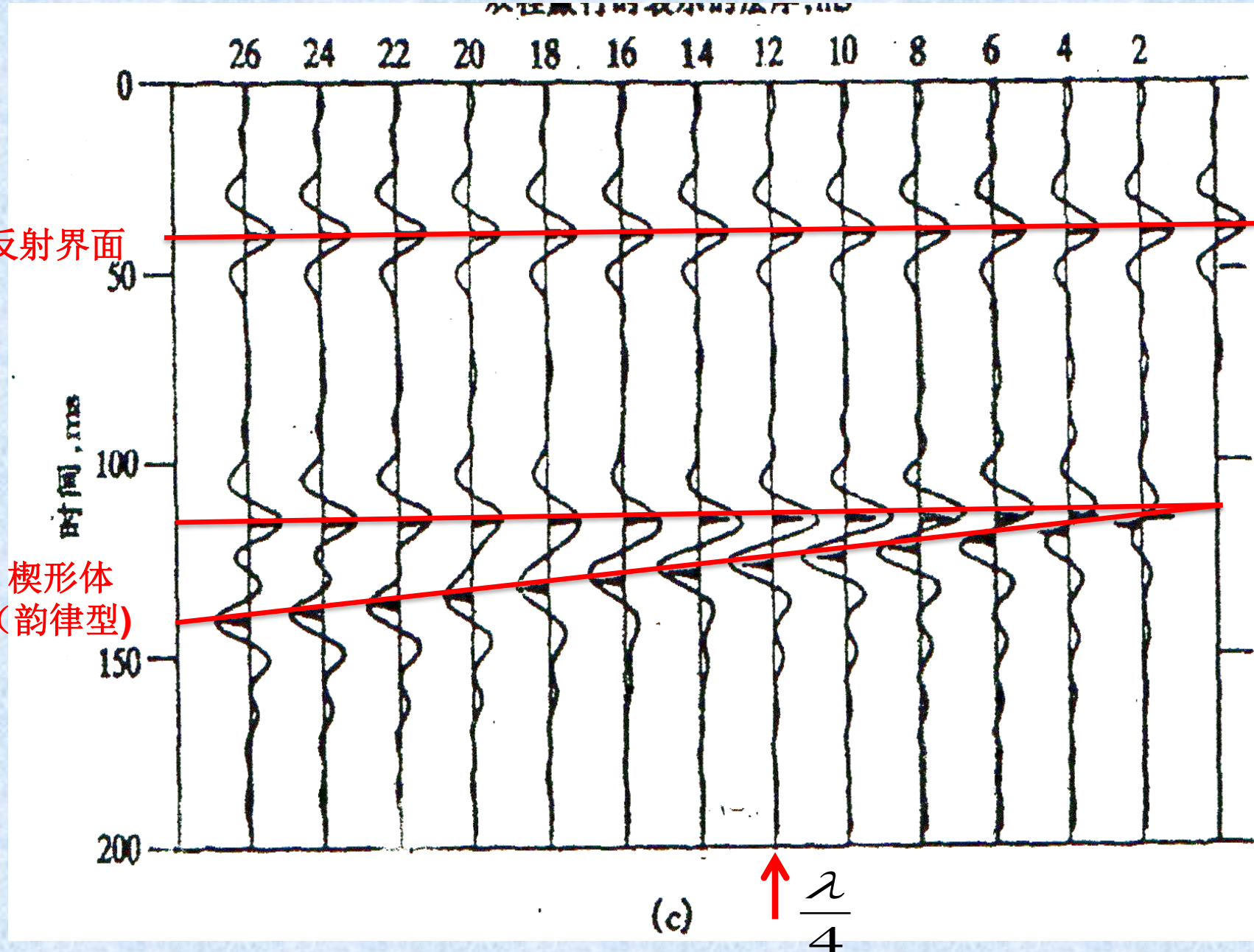
楔形体
(韵律型)

150

200

(c)

$\uparrow \frac{\lambda}{4}$



3、可用于解释岩性 地震瞬时属性

地震道可表达为一个复数函数。一个解析信号可用随时间变化的复数变量 $u(t)$ 表示：

$$u(t) = x(t) + iy(t) \quad (11-57)$$

式中， $x(t)$ 为记录道本身，而 $y(t)$ 为 90 度相位差，即记录道的 90 度相移结果。它是通过 $x(t)$ 的 Hilbert 变换得到的：

$$y(t) = \frac{1}{\pi t} * x(t) \quad (11-58)$$

代入方程(11-57)可得：

$$u(t) = \left[\delta(t) + i \frac{1}{\pi t} \right] * x(t) \quad (11-59)$$

于是得到地震道 $x(t)$ 的解析信号 $u(t)$ ，需要对地震道应用复数算子 $[\delta(t) + i/\pi t]$ 。当在付里叶变换域分析时，对于负频率，该算子为零。因此，复数道 $u(t)$ 不包含负频率成分。

一旦得到 $u(t)$ ，它可以用极坐标形式表达：

$$u(t) = R(t) \exp[i\phi(t)] \quad (11-60)$$

I 式中：

$$R(t) = \sqrt{x^2(t) + y^2(t)}$$

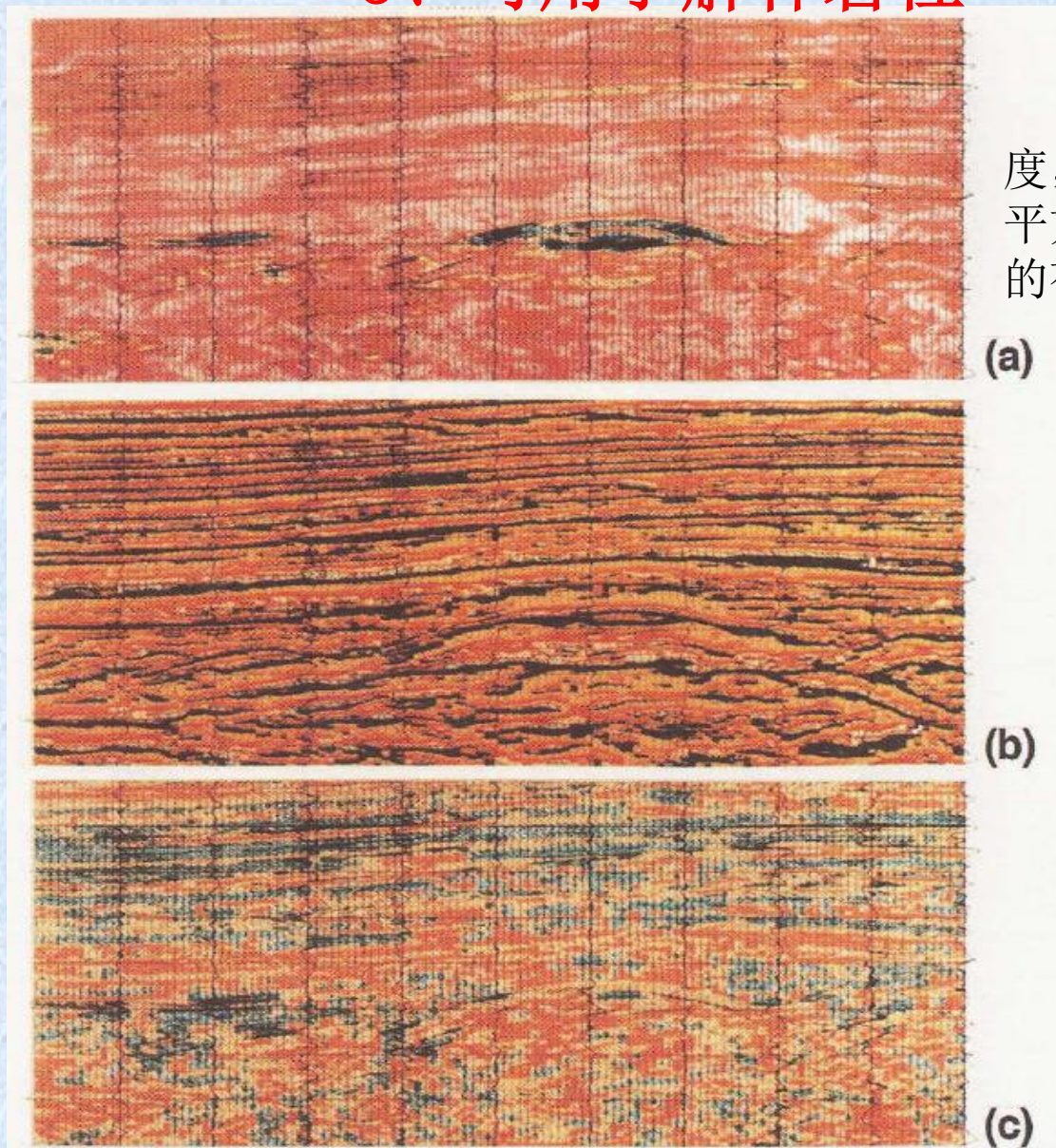
$$\phi(t) = \arctan \frac{y(t)}{x(t)}$$

式中， $R(t)$ 为瞬时振幅， $\phi(t)$ 为时间 t 的瞬时相位。

瞬时频率 $\omega(t)$ 是瞬时相位函数的时间变化率：

$$\omega(t) = \frac{d\phi(t)}{dt}$$

3、可用于解释岩性



瞬时振幅：主要测定的是反射强度，与某一瞬间地震信号总能量的平方根成正比。是确定亮点和暗点的有效工具。

瞬时相位与波的连续性有关，用于研究地层尖灭、断裂、超复，强调地震剖面上同相轴的连续性。

瞬时频率：地层岩性不同，瞬时频率不同；油气在岩层的聚集部位，对高频吸收严重，有波的频率变低的现象，配合波的瞬时速度变低，发现油气

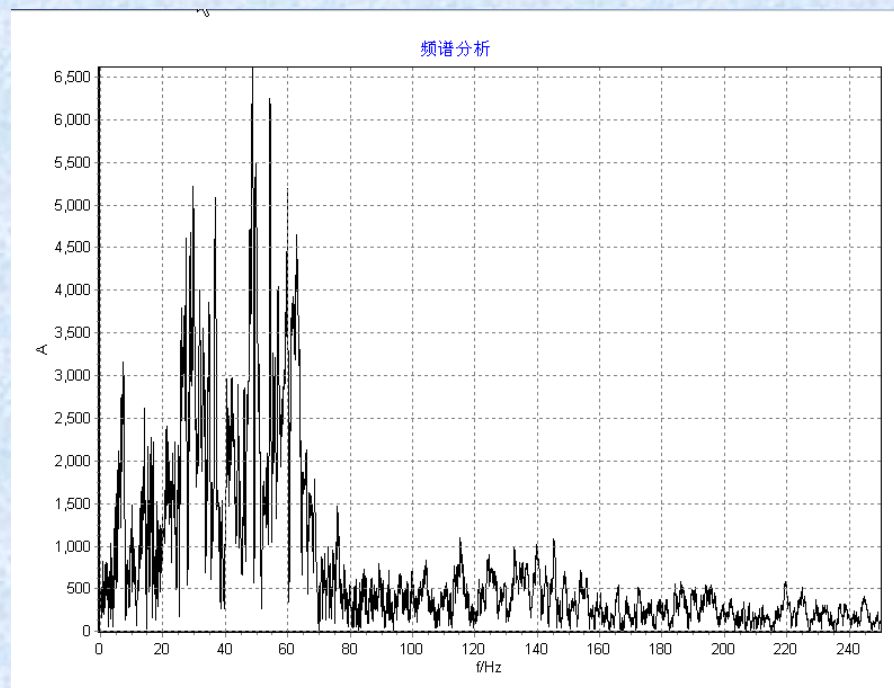
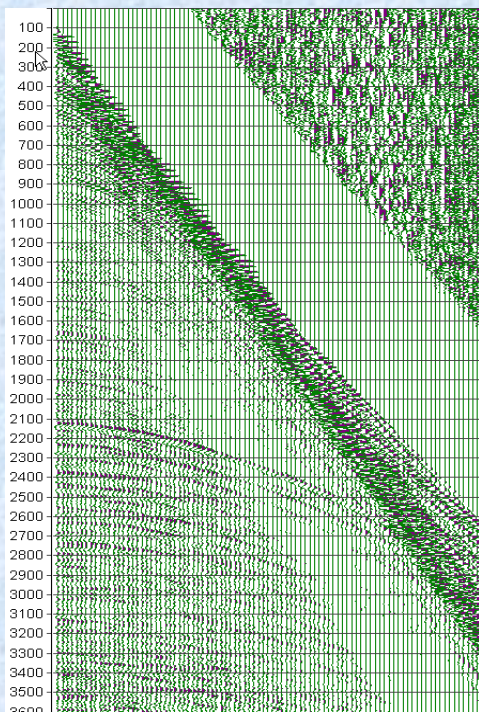
(a)瞬时振幅 (b)瞬时相位 (c)瞬时频率

4、在地震数据处理中的应用

指导处理参数的选取，如滤波

5、在地震勘探正、反演问题研究的应用

地震子波是地震记录的基本元素，很多反演中需要进行地震子波估计



2-3 地震波的动力描述

地震波是在三维空间中传播的动态场，波场是空间和时间的函数，可以从不同角度描述波动

一、振动图

某一固定质点，在振动状态下，质点位移随时间变化的图形，纵轴为位移 $u(t)$ ，横轴为时间 t 。表示振动质点的波形图。

①相位：极值(正或负)

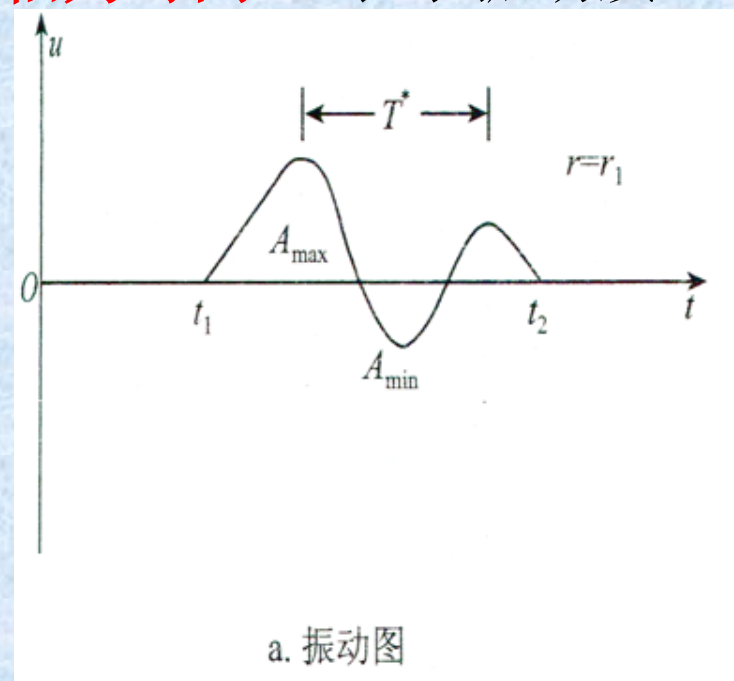
②振幅：极值的大小

③视周期：相邻极值间间隔 T^*

④视频率： $f^* = \frac{1}{T^*}$

⑤起始时间： t_1

⑥延续长度 $t_2 - t_1$



在地震勘探中，任一检波点处的**振动图**就是地震波形图

二、波剖面图

某一固定时刻，正在振动的所有质点的位移随传播距离 r 而变化的图形：以位移 $u(r)$ 为纵轴，传播距离 r 为横轴

参数：

①视波长：相邻波峰间的距离

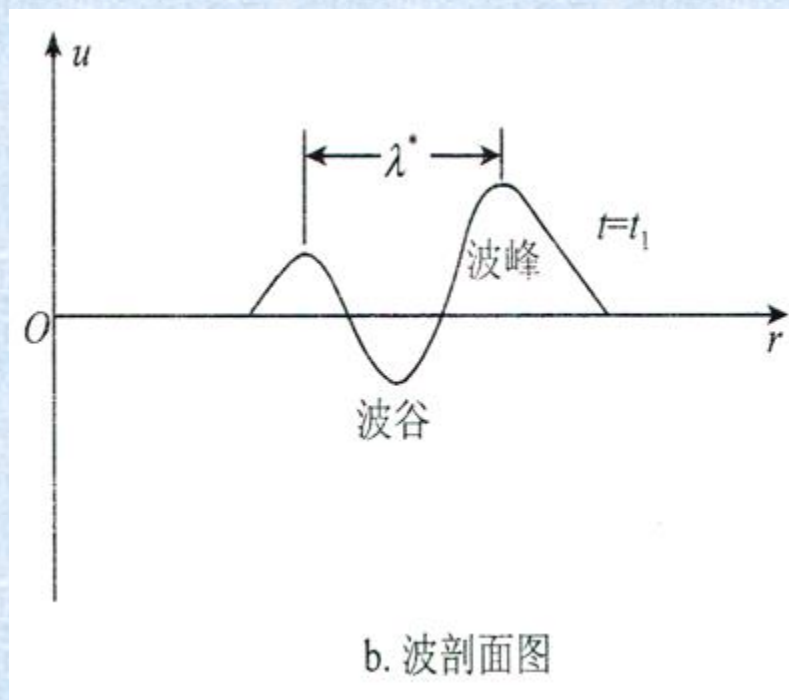
②波峰，波谷

③波前面，波尾面，扰动区

④波数：视波长的倒数

$$k = \frac{1}{\lambda^*} = \frac{f}{V^*}$$

$$V^* = \lambda^* f$$



波在介质中传播将介质划分为三个球形层（**波前面**，**波尾面**，**扰动区**）。

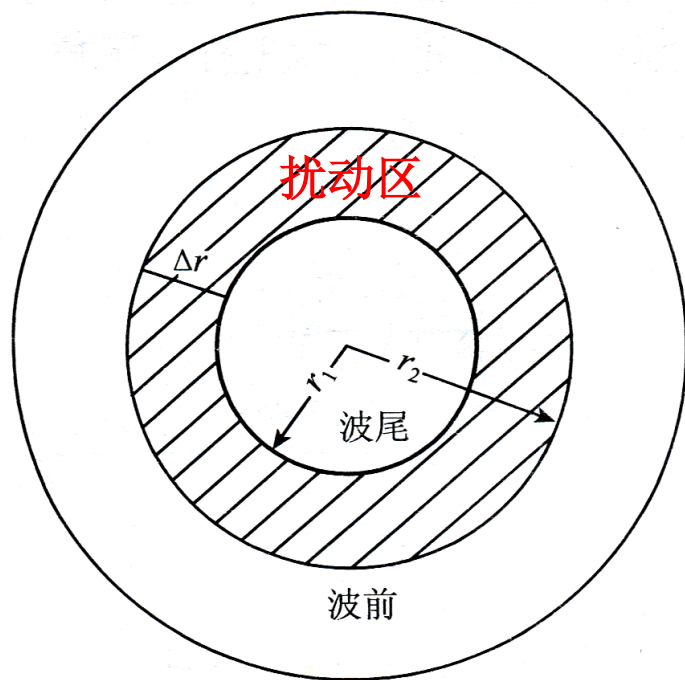


图 1-8 波前传播原理

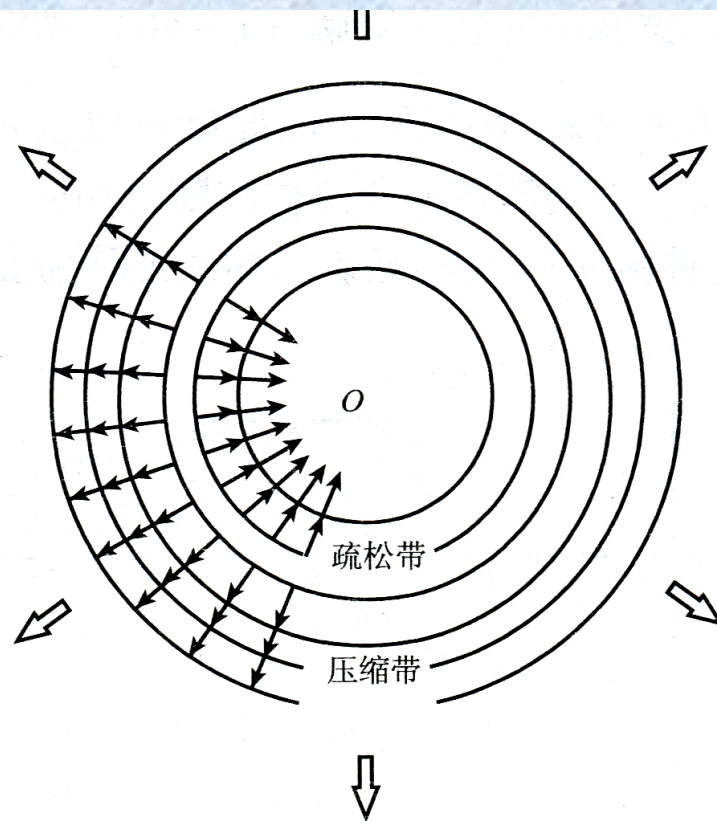
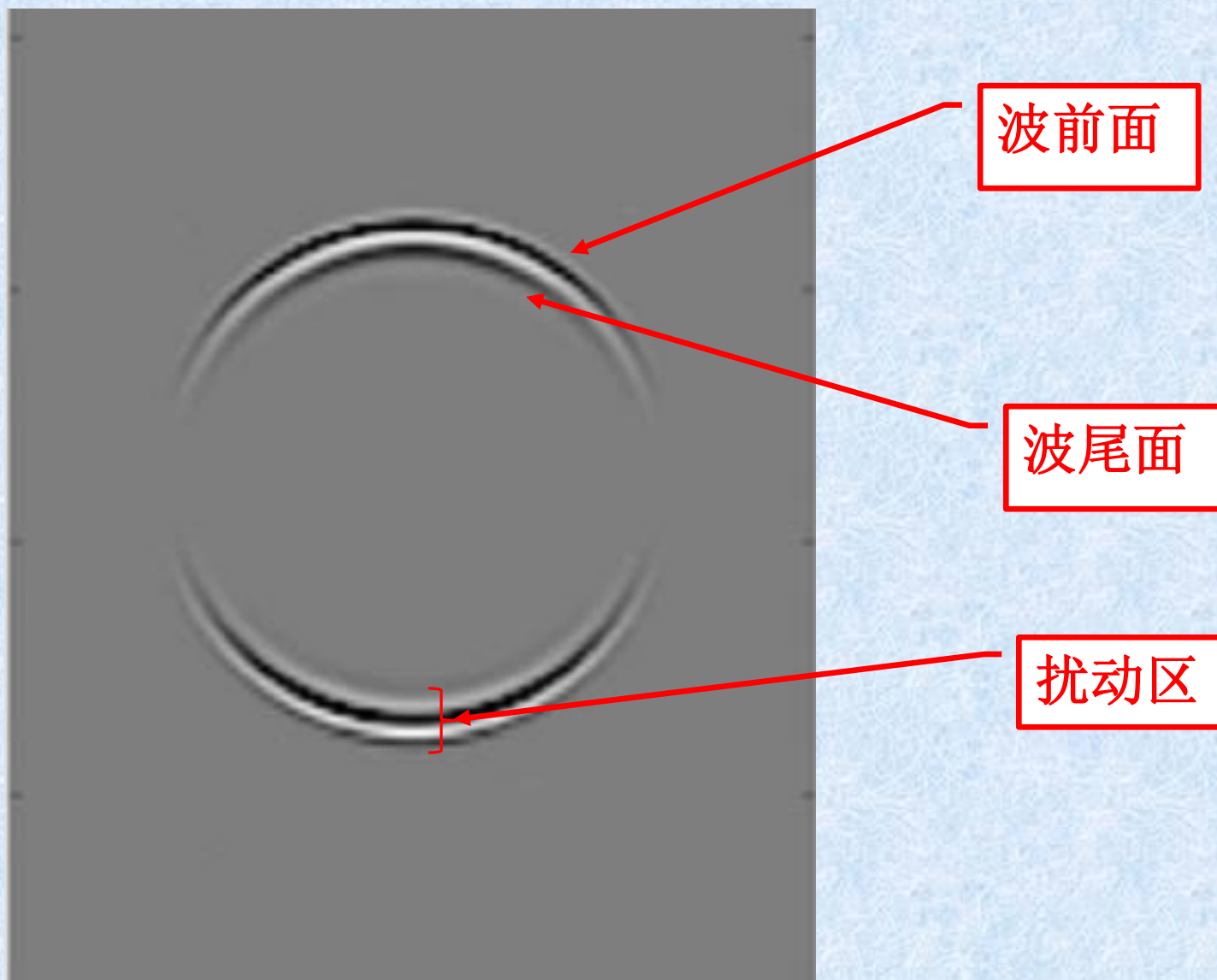


图 1-9 纵波传播原理

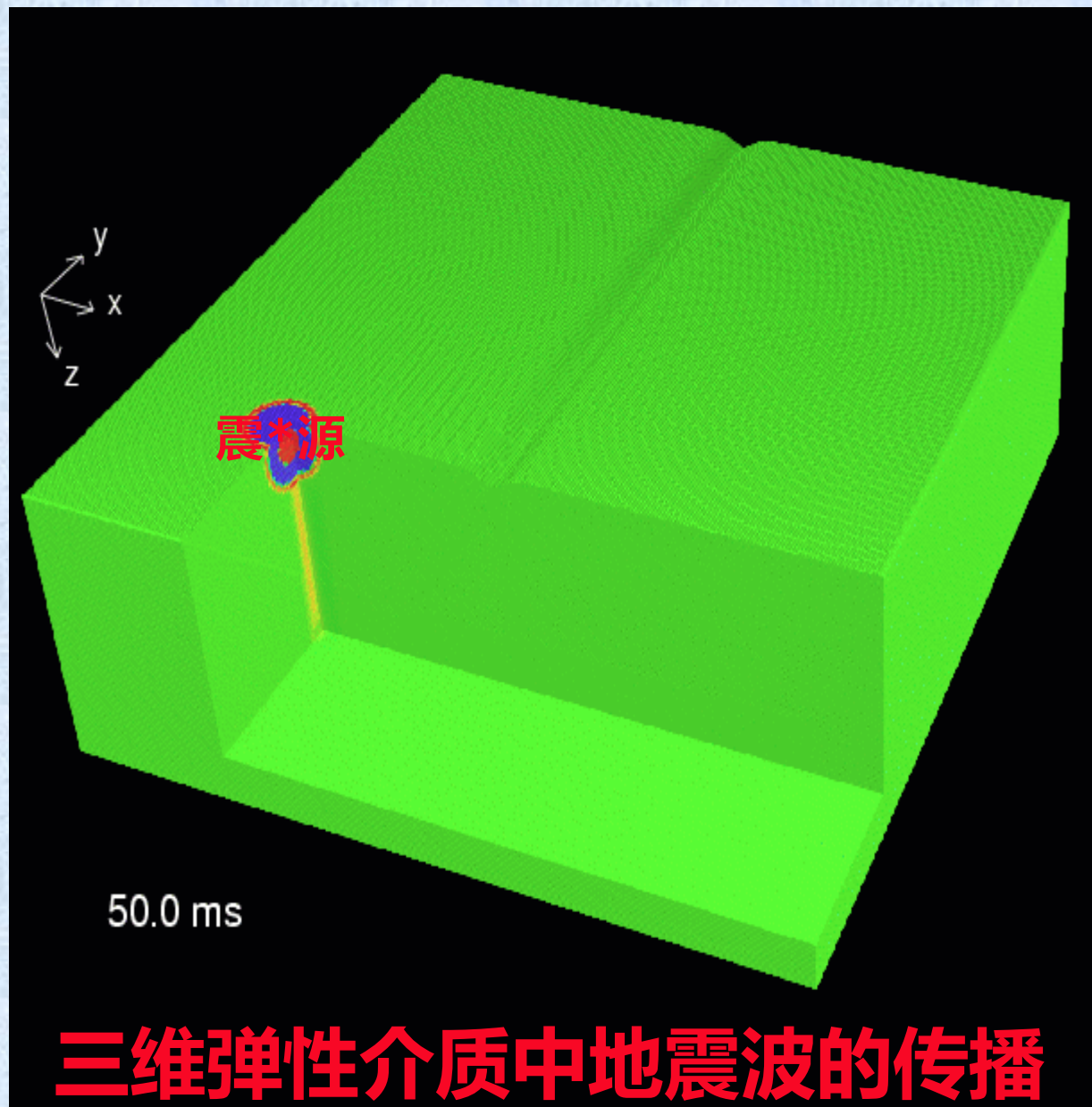
阴影线区域内的质点以各自的状态振动，该区域称为**扰动区**

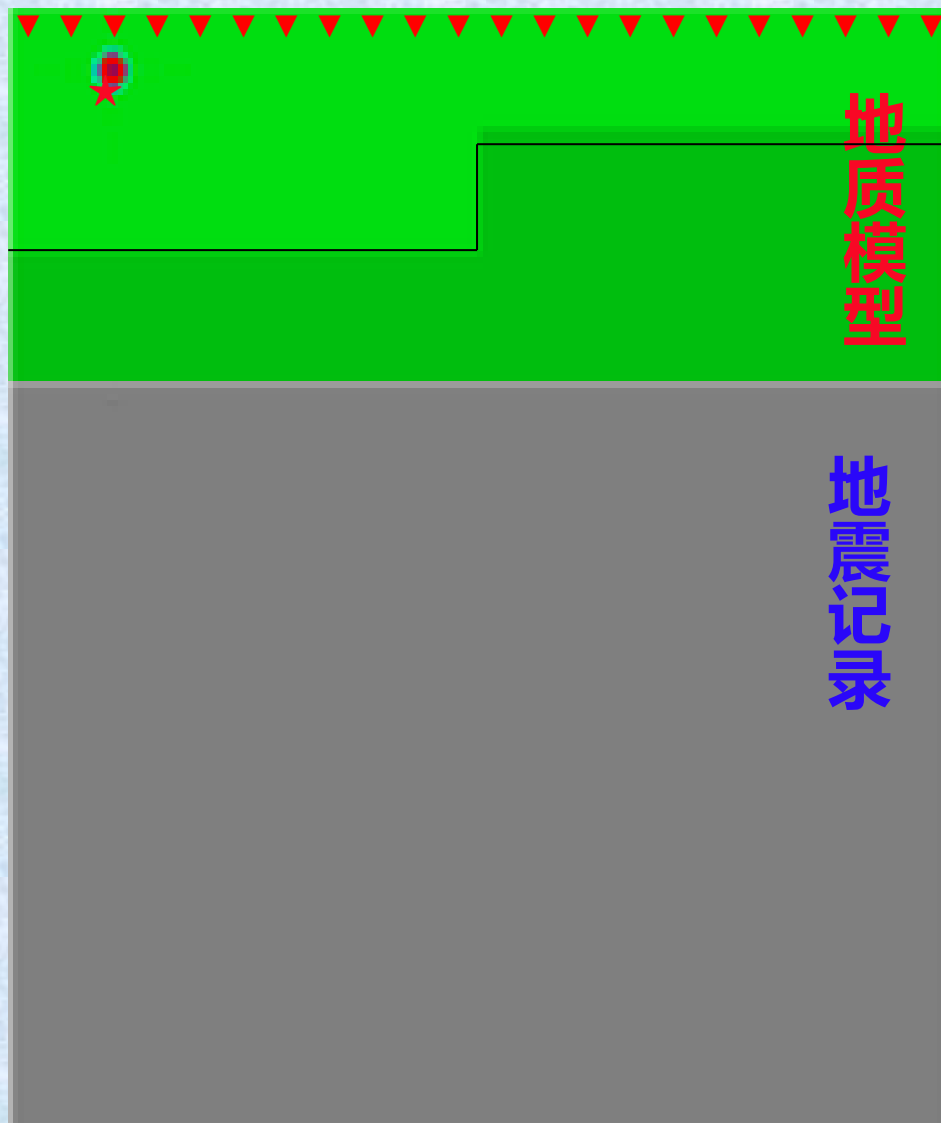
扰动区的**最前端**刚开始振动的质点与尚未振动的质点间的分界面称为**波前面**

扰动区的**末端**将要停止振动与已经停止振动的质点间的分界面称为**波尾面**



波场传播快照





▼ 检波器

★ 震 源

一炮地震记录的形成过程