目　　录

第一章 地震勘探中的岩石物理性质 …… (1)

第一节　地震波速度及影响因素 …… (1)

一、岩石矿物成分对速度的影响 …… (1)

二、岩石密度的影响 …… (3)

三、孔隙度的影响 …… (5)

四、埋深的影响 …… (6)

五、孔隙流体对波速的影响 …… (11)

六、温度影响 …… (20)

七、横波速度问题 …… (25)

八、石灰岩速度的特殊性 …… (30)

第二节　地震波的吸收衰减 …… (33)

一、介质的品质因数 Q …… (33)

二、恒定 Q 值模型 …… (34)

三、衰减的影响因素 …… (37)

四、粘弹性介质中的反射波 …… (53)

五、关于衰减的机制 …… (56)

参考文献 …… (57)

第二章　岩性预测方法 …… (60)

第一节　砂泥岩含量预测 …… (60)

一、层速度计算及平滑 …… (61)

二、量板法计算砂岩含量 …… (62)

三、Mahajan 公式法 …… (67)

四、多参数法估算砂岩含量 …… (70)

五、资料解释举例 …… (70)

第二节　用地震资料识别岩性 …… (73)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

一、综合用纵横波资料作岩性识别……（73）
二、用纵波资料作岩性预测—约束反演法……（87）
参考文献……（90）
第三章　储层参数预测……（92）
第一节　孔隙度预测……（92）
一、碎屑岩孔隙度预测方法……（92）
二、石灰岩孔隙度预测……（104）
第二节　用地震资料预测地层压力……（112）
一、基本知识……（113）
二、用地震资料预测地层压力的方法……（116）
第三节　吸收系数的提取及其应用……（128）
一、吸收系数的提取……（128）
二、吸收系数的应用……（133）
参考文献……（135）
第四章　用地震资料作烃的直接检测……（138）
第一节　地震剖面上烃的直接标志……（138）
一、影响反射波振幅的主要因素……（138）
二、地震剖面上烃的直接标志……（146）
三、假亮点及其鉴别……（156）
四、几点注意……（160）
第二节　地震振幅炮检距分析（AVO）……（165）
一、AVO 分析原理……（165）
二、AVO 资料处理要点……（173）
三、含气砂岩的 AVO 特征……（175）
四、AVO 用途的扩展……（191）
五、AVO 资料解释……（196）
六、AVO 的影响因素……（210）
第三节　神经网络油气预测方法……（224）
一、生物神经网络概述……（225）
二、人工神经网络简述……（225）

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

三、油气层横向预测方法…… (231)
参考文献…… (237)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

第一章　地震勘探中的岩石物理性质

在地震勘探中，决定地震波特点的因素除激发、接收条件外，主要是岩石的弹性模量、密度和吸收特性。岩石的弹性模量和吸收特性又与岩石成分、孔隙度、孔隙内流体性质、密度、埋藏条件、地质年龄及岩层各向异性等密切相关。

本章主要讨论地震波速度、吸收特性及它们的影响因素等问题。

第一节　地震波速度及影响因素

岩层中地震波传播速度是地震勘探中最重要的一个参数，它不仅是地震时深转换必须的参数，也是储层物性预测中不可缺少的参数。它的影响因素多而复杂，并且同一个因素对纵波速度和横波速度的影响又不尽相同。

一、岩石矿物成分对速度的影响

经典弹性力学指出，在均匀各向同性完全弹性介质中，波速取决于介质的弹性模量，即

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \tag{1.1}$$

或

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \tag{1.2}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \tag{1-3}$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

式中，ρ 为介质体积密度；λ 为拉梅常数；μ 为剪切模量；$K=\lambda+\frac{2}{3}\mu$，称为体积模量。

岩石通常是由不同矿物成分组成的，不同的矿物具有不同的弹性模量，因此波速受岩石矿物成分的影响就是自然的了。

如果岩石无孔隙和节理，那么波速仅决定于岩石的矿物成分。Voigt 和 Reuss 分别给出了计算无孔隙岩石弹性模量的理论公式。Voigt 公式是：

$$\begin{cases} K_v = N_1K_1 + N_2K_2 + \cdots + N_nK_n \\ \mu_v = N_1\mu_1 + N_2\mu_2 + \cdots + N_n\mu_n \end{cases}$$

Reuss 公式是：

$$\begin{cases} \dfrac{1}{K_r} = \dfrac{N_1}{K_1} + \dfrac{N_2}{K_2} + \cdots + \dfrac{N_n}{K_n} \\ \dfrac{1}{\mu_r} = \dfrac{N_1}{\mu_1} + \dfrac{N_2}{\mu_2} + \cdots + \dfrac{N_n}{\mu_n} \end{cases}$$

式中，K_i、μ_i 为岩石中第 i 种组分矿物的体积模量和剪切模量，N_i 为该种组分所占的体积百分比，n 为矿物总数。

利用上述理论，根据岩石的矿物成分及其比例，查出各矿物成分的弹性模量，便可计算出该岩石的弹性模量来。Voigt 计算值为岩石弹性模量上界，而 Reuss 计算结果为下界。作速度计算时取二者平均值：

$$\overline{K} = \frac{1}{2}(K_v + K_r)$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

$$\bar{\mu} = \frac{1}{2}(\mu_v + \mu_r)$$

岩石密度由下式计算:

$$\rho = N_1\rho_1 + N_2\rho_2 + \cdots + N_n\rho_n$$

式中，ρ_i 为第 i 种组分矿物的密度。有了 $\bar{K}$、$\bar{\mu}$和 ρ 就可按 (1.2)、(1.3) 式计算出无孔隙岩石的纵横波速度，只要将式中的 K 和 μ 分别取为 $\bar{K}$ 和$\bar{\mu}$就可以了。

二、岩石密度的影响

大量实际观测资料表明，几乎所有各种岩石的波速都随密度增大而增大，这种关系十分明显。图 1.1、图 1.2 为砂泥岩和石灰岩纵横波速度与密度的关系图。它是根据我国某油田 48 口井测井资料共 67000 个数据绘制的。我们看到波速随岩石密度增大而增大。

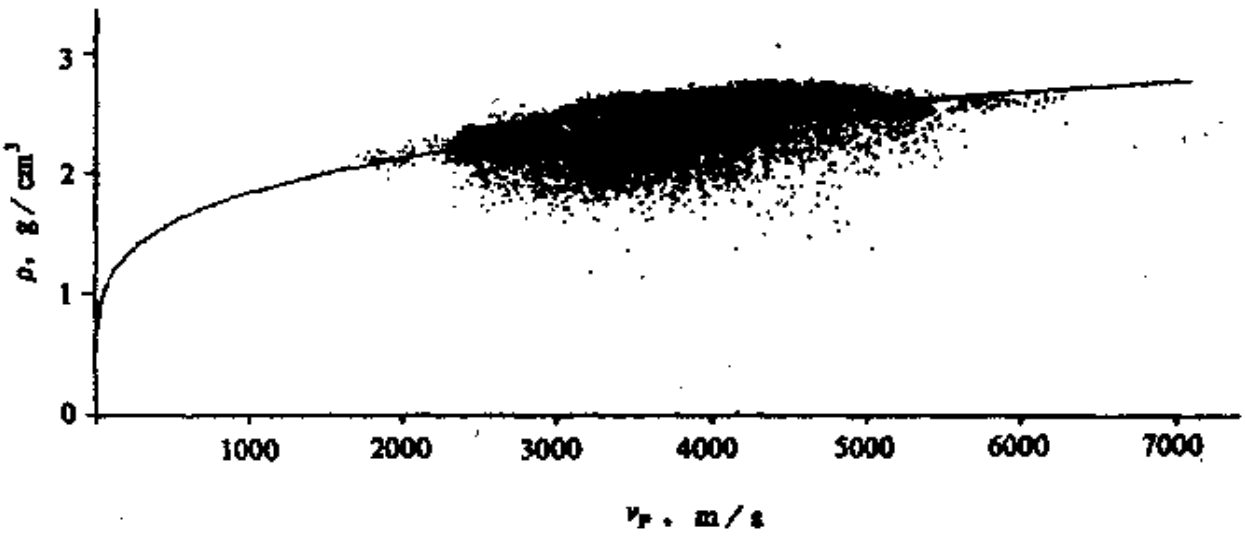


图 1.1　砂泥岩纵波速度密度关系 ($\rho = 0.414V_p^{0.214}$)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

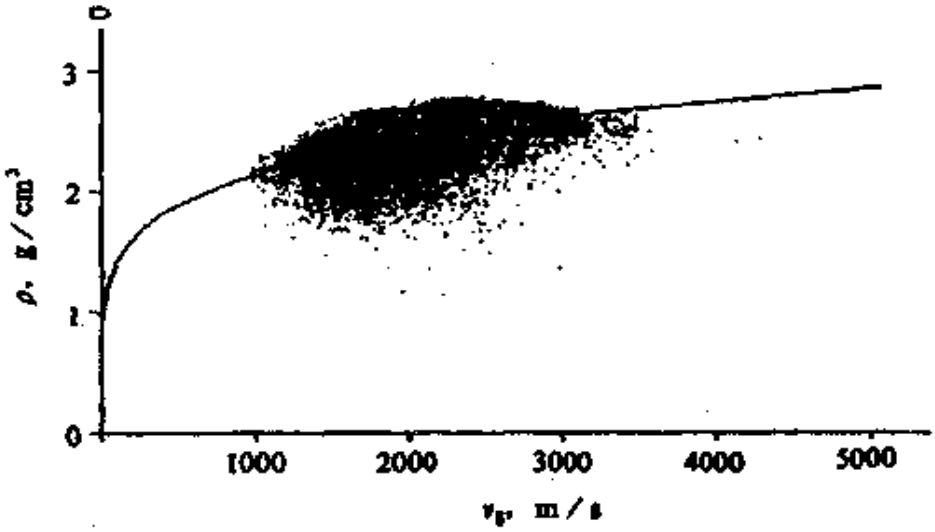


图 1.2　砂泥岩横波速度密度关系（$\rho=0.600V_S^{0.183}$）

早在 1974 年，G.H.F.Gardner 等根据大量的实验测量和野外观察资料，统计得出沉积岩中纵波速度 V_P 与体积密度 ρ 的关系式（1.4）。

$$\rho=0.31V_P^{0.25} \tag{1.4}$$

式中，P 的单位 g / cm^3；V_P 的单位 m / s。

根据我国某油田 48 口井全波测井资料统计分析，得到下面经验公式和对应速度密度关系图（图 1.1、图 1.2），

$$\rho=0.414V_P^{0.214} \tag{1.5}$$

$$\rho=0.600V_S^{0.183} \tag{1.6}$$

式中速度、密度单位同上。经国内外五套文献数据（实验室岩芯测量值）验算，（1.5）式平均相对误差为 4.5%，（1.6）式为 5.2%。大庆、江汉、南阳、新疆等油田实际测井资料检验，（1.5）式平均误差为 4.5，（1.6）式为 5.3%。这些结果表明，（1.5）、（1.6）式有很高精度，验算还证明，（1.5）式的精度高于

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Gardner 公式（1.4）。（1.6）式无前人公式可比较，但其精度略低于（1.5）式，这说明（1.5）式更适合我国各陆相沉积盆地使用。

上面所述速度密度关系似乎与前面给出的纵横波速度公式相矛盾，其实不然。因为岩石密度增大的同时，其弹性常数发生变化，并且弹性常数变化率大于密度变化率，从而导致波速随密度增大而增大。

三、孔隙度的影响

在其它因素相同时，孔隙度大的岩石波速低。这是因为岩石孔隙度的变化会有效地改变岩石密度，而且有效弹性模量同孔隙度随应力变化而变化的变化率相关。这种变化率有赖于孔隙形状。研究指出，孔隙总体积对速度的影响是主要的，孔隙大小和形态及矿物颗粒大小和形状对速度的影响要小得多。在相同应力条件下，圆形孔隙形变比狭长孔隙形变小得多。当孔隙度相同时，骨架颗粒细、孔隙小的岩石比颗粒粗、孔隙大的岩石的速度高约百分之几。考虑到这一点，在理论研究时，作为第一级近似，可以假定固结岩石的固体物质成分和性质是均匀分布的，其骨架则为宏观均匀的各性同性介质。

随着孔隙度的不同，同一种岩石的速度值可以在很大范围内变化。另一方面，固相成分不同的岩石也可能具有相同的波速。

Wyllie（1956）提出了一个描述波速与孔隙度关系的实验公式，即“时间平均方程”：

$$\frac{1}{v}=\frac{\varphi}{v_f}+\frac{1-\varphi}{v_m}$$

式中，v 为流体饱和岩石中波速；v_f 为孔隙所含流体的波速；v_m 为岩石骨架波速；φ 为孔隙度。

这个公式适用于处于较深地层的岩石，特别是为盐水饱和的固结良好的岩石。在沉积盆地的最上层岩石是未固结的，孔隙度

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

主要随颗粒大小分布和随泥质含量而变化，并且速度随深度迅速增大，通常一直增大到速度逼近于符合时间平方方程的速度。在此深度下，地层表现得象固结良好的岩石，速度主要取决于孔隙度，v 和 φ 二者满足于时间平均方程。尽管如此，大量现场观测和实验室测定数据证明，时间平均方程对大多数沉积岩是适用的，所以它在测井中得到广泛使用。

人们曾希望找到岩石中孔隙度和速度之间的简单关系式，后来发现，这种关系是不存在的。广泛使用的 Wyllie 公式也仅仅是个有条件使用的经验公式，超越使用限制是危险的。原因是岩石的有效弹性模量是同孔隙度随应力而变化的变化率有关，本身无直接关系，因此，速度与孔隙度的关系是复杂的。

四、埋深的影响

岩石成分不变，埋深增加时波速通常要增大。在实际介质中岩石成分往往随深度而变化。因此速度增长不是单调变化的，速度的垂直梯度往往完全被岩石成分和孔隙度的变化所引起的速度值变化复杂化。图 1.3 中曲线表示速度随深度和地质年龄变化的情况，这是根据北美大量岩石年代相同、砂泥岩中测井资料绘制的。由图可见速度随深度增大，随年龄而增大，速度的垂向梯度浅层大、深层小。苏联学者（A.Г.阿维尔布赫，1982）的资料也指出，埋深不大时，速度增长最明显。在 2～3km 内，速度增长是非线性的，而且梯度显然逐步减小。再深，速度与埋深的关系几乎呈线性关系。

早在 1951 年，Faust.L.Y 就根据美国和加拿大的 500 多口井约 3×10^5m（1×10^6ft）的剖面实际测量结果，统计得出砂泥岩剖面中岩石的纵波速度与深度关系的经验公式，即：

$$v = a_m H^{1/6} \tag{1.7}$$

或

$$v = a(HT)^{1/6} \tag{1.8}$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

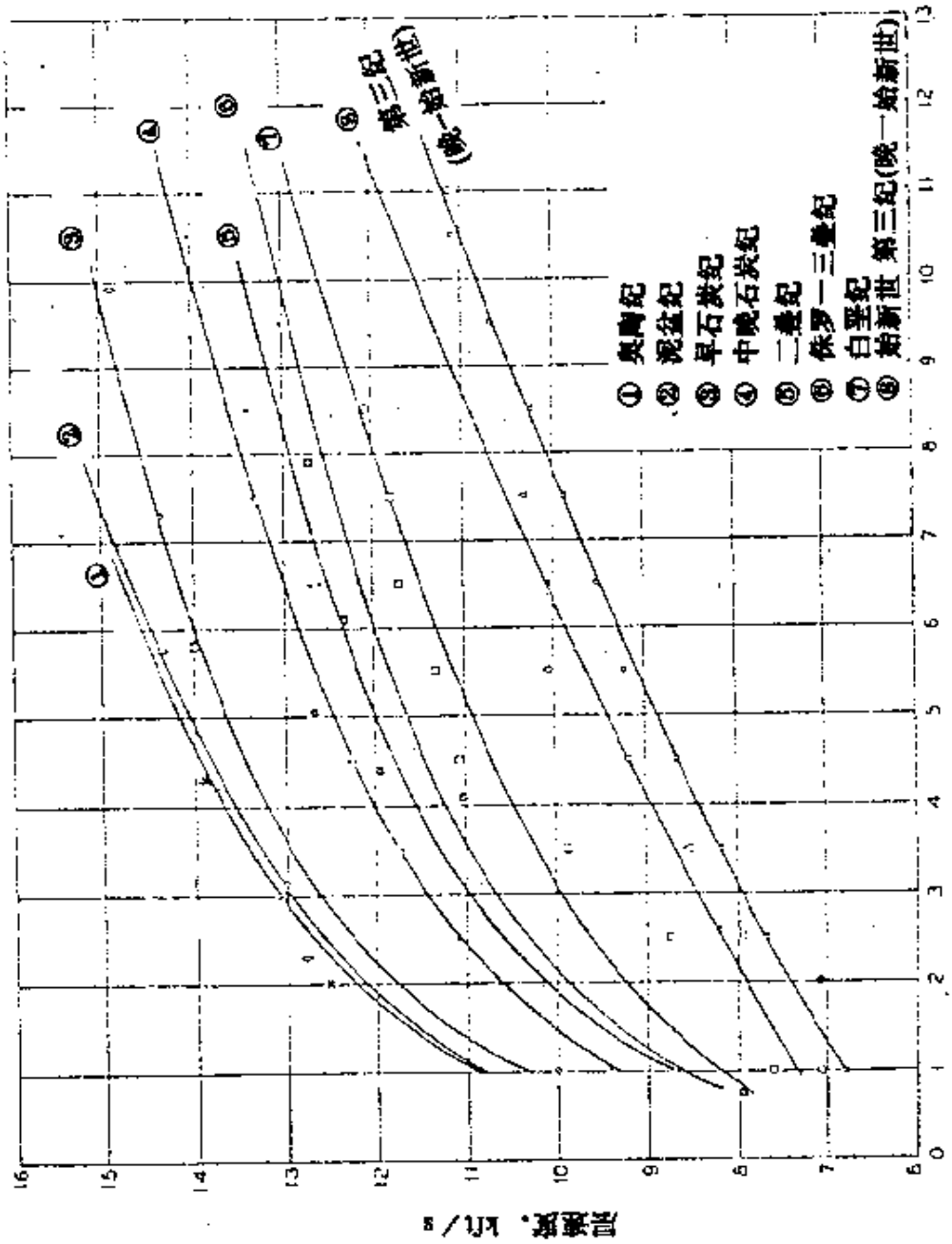


图 1.3　层速度随深度和地质年龄的变化

(据 L. Y. Faust, 1951)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

式中，v 为纵波速度；H 为深度；T 为地质年龄；a 为常数。

当 v 的单位取 ft／s，H 单位取 ft，T 单位取年并按 Holmes 地质年代表计算地质年龄时，$a=125.3$。

这个公式被后人广泛引用，常称为 Faust 公式，直至今日该公式仍充满活力。

注意这个公式的使用条件是砂泥岩剖面，深度不太大。式中 v 应理解为中心点深度为 H 的一段地层的层速度平均值。

速度随深度变化的主要原因是岩石后生作用上覆截荷的压力引起的压实作用和非弹性变形导致孔隙度下降，最终使岩石整体弹性模量和体积密度的变化。在浅层数百米以内，岩石胶结程度增高，疏松岩石过渡为固结岩石也会对波速产生影响。

压力对致密岩石和多孔隙岩石中波速的影响是不同的。

1.致密介质

对相同矿物成分的均匀致密介质，影响波速的只有外压力。压力增大使晶格的原子靠拢，从而使弹性模量增大。在地震勘探深度上的压力与原子间的力相比不算很大，因而造成原子间距离的变化不太大，对介质的弹性模量的影响实际上可以忽略。因此，无孔隙岩石中波速取决于它的矿物成分。

例如岩盐是孔隙度很低的岩层，从其内部结构来看，与致密介质接近。在压力增加 22MPa 即相当于致密岩盐深度增加 1km 时，仅使纵波速度上升 10～22m／s 的结果。因此可以认为实际地质剖面里岩盐中波速是不随深度而变化的（A.Г.阿维尔布赫，1982）。

但是，如致密岩石中存在微裂隙，那么将会观测到波速随深度而增大的现象。G.H.F.Gardner 等（1974）曾指出，这种现象是因为深度增大时压力增大，使低压时所存在的微裂隙在高压时闭合，从而使速度增大。

2.孔隙介质

地下孔隙介质处于来自围岩的外压力及孔隙内流体的压力的作用之下。为了便于理解，先就"压力"这一术语作一说明。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

1）关于地学中“压力”术语

首先我们指出“上覆压力”、“流体压力”一类术语中的“压力”，在地学文献中系指“单位面积上受到的压力”。从严格的物理学定义讲应当称为压强。但地学文献中一直用“压力”这一术语，人们也习惯于这种用法。因此“上覆压力”、“流体压力”等单位不是力的单位，而是压强的单位。在国际单位制中压强的基本单位是“帕斯卡”，简称“帕”（符号 Pa），$1Pa=1N/m^2$。欧美人习惯用“Psi”为单位，$1Psi=1bf/in^2$；有人喜欢用“kg/cm^2”作压强单位，也有人使用“巴”（符号 bar）为单位的，$1bar=10^6 dyn/cm^2$，或使用标准大气压（简称大气压）为单位。$1atm=10^6 dyn/cm^2$，它相当于 76cmHg。国际单位与这些非标准单位间的换算关系是：

$$1Pa=1.451\times10^{-4}bf/in^2$$
$$1Pa=0.102\times10^{-4}kg/cm^2$$
$$1Pa=10^{-5}bar$$
$$1Pa=9.869\times10^{-6}atm$$
$$1bf/in^2=6.895\times10^{3}Pa$$
$$1kg/cm^2=9.807\times10^{4}Pa$$
$$1bar=10^{5}Pa$$
$$1atm=1.013\times10^{5}Pa$$

由于帕斯卡单位太小，所以工程学中常用单位为千帕（kPa）或兆帕（MPa）

$$1kPa=10^{3}Pa$$
$$1MPa=10^{6}Pa$$

上覆压力（Overburden Pressure）：地层上方所有固体和流体物质所引起的垂直压力。又译为“积土压力”、“负载压力”、“静

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

岩压力”、“总垂直压力”等。

流体压力（Fluid Pressure）：与地层相平衡的自由流体所产生的压力。也就是“孔隙压力”或“孔隙流体压力”。

2）孔隙岩层的弹性、压力与速度的关系

岩石骨架所受到的压力，即“骨架压力”是上覆压力与孔隙内流体压力之差。骨架的弹性模量随骨架压力增大而增大，从而引起速度增大。弹性模量的增大是由于骨架压力增大时骨架中颗粒之间接触更紧密，骨架中微裂隙闭合和减小。上覆压力引起骨架的弹性压缩，而孔隙内流体压力则使骨架颗粒之间错动，减小其弹性。因此，当上覆压力和流体压力都变化时，仅仅是二者之差才是引起骨架弹性模量改变的原因。因此，只有上覆压力和流体压力之差才决定孔隙介质中的速度变化值。当骨架压力，即上覆压力与流体压力之差增大时，速度变大；上覆压力与流体压力之差为常数时，则速度保持不变（见图 1.4）。骨架压力又称“有效压力”

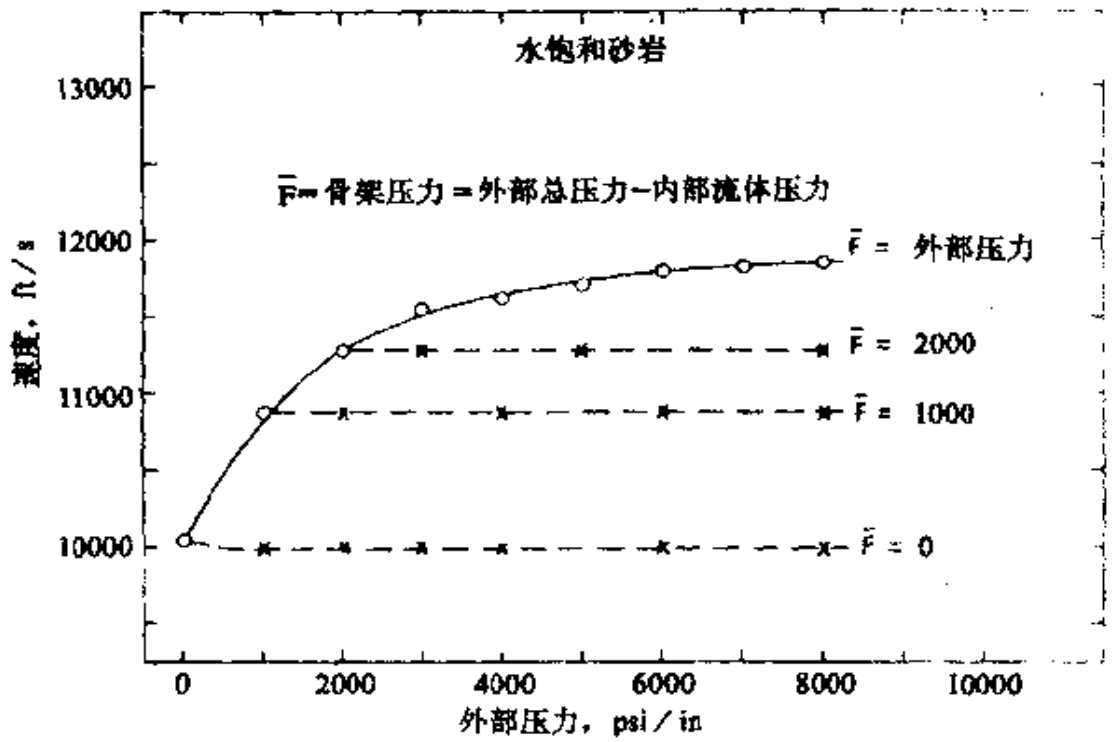


图 1.4　纵波速度与压力关系

（据 Gardner 等，1974）

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

087460

研究表明，深度不大时，在压力增加的影响下，速度变化最快；深度增加时，由压力引起的速度增长明显地变慢。

D.E.Phillips 等（1989）给出了波速与有效压力的实验公式：

$$v_P = 5.77 - 6.94\varphi - 1.73\sqrt{c} + 0.446(0.01p - e^{-0.167P}) \qquad (1.9)$$

$$v_S = 3.52 - 4.91\varphi - 1.57\sqrt{c} + 0.361(0.01p - e^{-0.167P}) \qquad (1.10)$$

式中，v 是纵波或横波速度，单位 km／s；φ 是孔隙度；c 是泥质含量；p 为有效压力，单位 MPa；e 为自然对数的底。

Phillips 指出，在有效压力低（深度浅）时，速度与有效压力近似为指数关系，而在高有效压力时，速度与有效压力近似为线性关系。还指出该式即适合于结晶岩，也适合于沉积岩。速度与深度关系可能与岩性有关，至少对横波如此。E.Hamilton（1976）指出，在 0～12m 深的砂中，横波速度是深度的指数函数，而在 0～40m 深的粘土粉砂海洋沉积物中，横波速度与深度是线性关系。

实验指出，岩石孔隙度小，即岩石越接近于致密介质，压力增大时速度增长越小。如孔隙度为 1%～3%时，压力增加 50～60MPa，速度的增长总共才 5%～7%；当孔隙度为 20%时，类似压力增长将使速度增长 30%～40%。沉积岩的孔隙度一般随深度而减小，因此，压力对波速的影响在深度为 2～3km 内为最大。

研究弹性形变对速度的影响，不但要考虑到压力的变化，还要考虑到温度随深度的增长。

五、孔隙流体对波速的影响

1.孔隙流体性质的影响

关于弹性波在含流体的孔隙固体中传播问题，早在 1956 年 Biot 就发表了一篇经典性论文，建立了粘滞流体饱和的孔隙固

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

体中弹性波的传播理论，他所研究的孔隙流体具有可压缩性，并可相对固体骨架而流动。Biot 发现在这种双相弹性系统中，存在两种纵波和一种横波。他将这两种纵波分别称为第一类纵波和第二类纵波。他指出第二类纵波被高度阻尼而迅速衰减，传播不远。第一类纵波才是真正的波。后来，J.Geertsma 和 D.C.Smith (1961) 将 Biot 理论（低频域）应用到地球物理研究中。他们用压缩系数 C 和孔隙度 φ 代替 Biot 有关公式中形变常数，求出第一类纵波波速 v 及衰减公式分别写成：

$$v^2 \approx \frac{H}{\rho} \frac{(\gamma_c + \sigma_1 - 2\gamma_1\sigma_k)^2 + \left(\frac{\omega_c}{\omega}\right)^2}{(\gamma_c - \gamma_1^2)(\gamma_1 + \sigma_L - 2\gamma_1\sigma_k) + \left(\frac{\omega_c}{\omega}\right)^2} \tag{1.11}$$

$$\frac{1}{Q} \approx \frac{\frac{\omega_c}{\omega}(\gamma_1^2 + \sigma_L - 2\gamma_1\sigma_k)}{(\gamma_c - \gamma_1^2)(\gamma_1 + \sigma_L - 2\gamma_1\sigma_k) + (\frac{\omega_c}{\omega})^2} \tag{1.12}$$

式中，$\sigma_L = L / H$，$\sigma_K = K / H$，L、H、K 为流体饱和的固体系统弹性常数；$\gamma_1 = \rho_1 / \rho$ ，为无量纲常数；$\gamma_c = \rho_c / \rho$ ，为无量纲常数；ρ_1 为固体骨架密度；ρ_2 为孔隙流体密度；ρ 为流体饱和固体系统的密度；$\rho_c = \rho_{22} / \varphi$ ；$\rho_{22} = \rho_2 - \rho_{12}$，其中 ρ_{12} 为流体与固体间质量耦合参量；φ 为孔隙度；ω 为角频率；$\omega_c = \mu / k\rho$ 为特征角频率。其中 μ 为流体粘滞性，k 为渗透率。

上述理论研究结果说明，流体饱和固体中波的性质决定于固体骨架、孔隙流体的特征参数。这些参数主要包括密度、粘滞性、压缩系数、孔隙度和渗透率等。

油气储集层正是这种含流体的孔隙固体。岩石骨架的质量、压缩系数与孔隙流体不同，而不同孔隙流体（即油气水）的质量、压缩系数、粘滞性又大不相同。这些参数又随不同地质环境

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

(如埋深等) 而不同。骨架、油、气和水的密度、压缩系数随深度变化的方向也不相同；骨架、水、气的压缩系数随深度而减小，但石油的压缩系数却随深度而明显增大。水的密度几乎不受深度影响。骨架、气的密度随深度而增大，但油的密度却随深度而明显减小。油的这种特点是因随深度增大油内溶解气增多所致。还可看到气的压缩系数比水的压缩系数大 3 (深约 0.5km 处) 到 2 (深约 4km 处) 个数量级，而油的压缩系数仅为水的压缩系数的 3 倍 (深约 1km) 到 6.5 倍 (深约 4km)。因此，砂岩孔隙的流体，以气取代水时对波速的影响比以油取代水时波速的影响大得多。因此可以知道，孔隙流体性质对含流体岩石中波的性质影响甚大。

G.H.F.Gardner 等人 (1974) 根据测井资料得到的盐水饱和页岩和砂岩 P 波速度数据，利用 Gassmann (1951) 给出的岩石弹性参数关系式，从理论上计算了砂岩中含气和含油时对砂岩中波速的影响，其计算结果示于图 1.5。图中，盐水饱和页岩 (虚线) 及含盐水砂岩速度随深度变化曲线，是从实际测井资料得来的，其余曲线皆是按上述方法计算出来的。由图可见，在深度约为 5000ft 以上时，含油和含气砂岩波速显著低于含盐水页岩速度，特别是含气砂岩波速与页岩波速差异悬殊，而同深度上含盐水砂岩与页岩波速差异却小得多。由此可以推知，在地下深度不太大时，含油砂岩—页岩界面，特别是含气砂岩—页岩界面上反射系数要远远大于含盐水砂岩—页岩界面上的反射系数。这一推论为后来大量实际资料所证实。但在更深的地方含油、含气砂岩与含盐水砂岩、页岩间的速度差异就小得多了。

实验和理论研究表明，孔隙中流体饱和度对波速等也有非常明显的影响。流体饱和度的影响对固结岩石和非固结岩石又不尽相同，下面将分别讨论。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

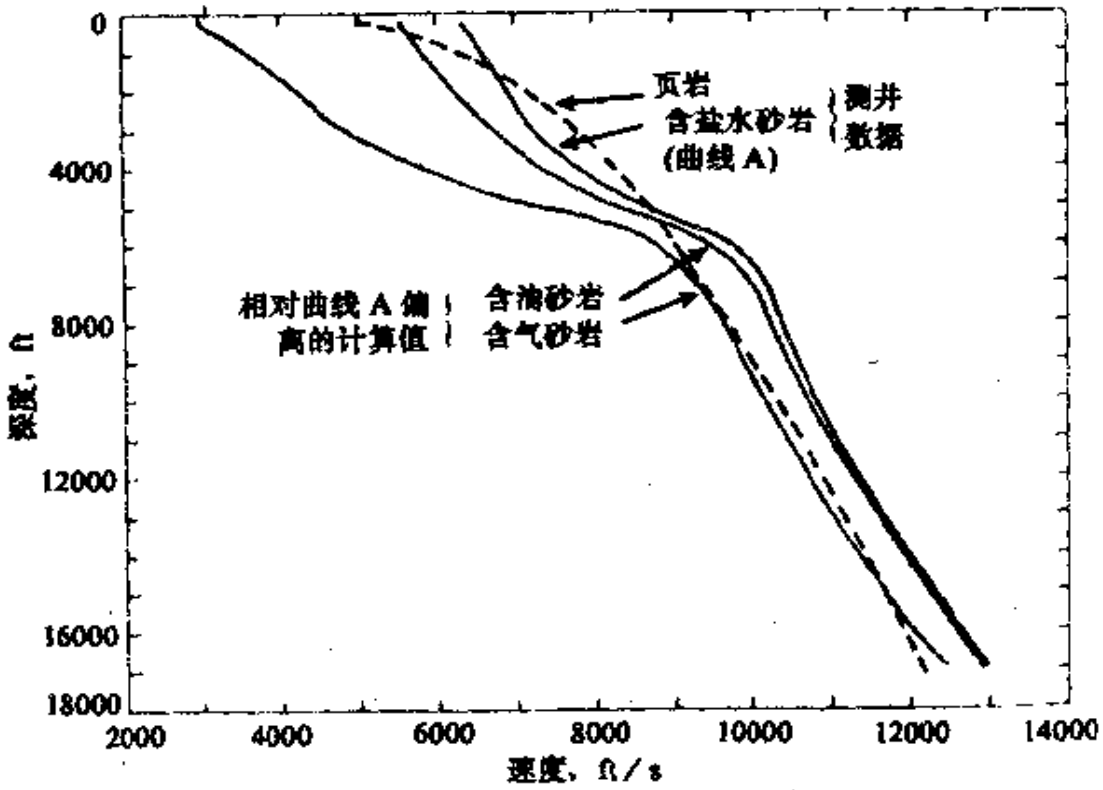


图 1.5　页岩、含油、气、水砂岩的速度随深度变化关系

(据 Gardner 等，1974)

2.未固结砂岩中流体饱和度对 P 波速度影响

Domenico（1974）从理论上研究了嵌在页岩中含气水混合物的孔隙砂岩的波速及反射系数问题。他利用 Geertsma 公式计算了砂岩中 P 波速度与含水饱和度的理论关系曲线（图 1.6）。结果表明，当含水饱和度 S_w 从零（$S_w=0$，即完全油饱和）变化到 1.0（$S_w=1.0$，即完全水饱和）时，油砂岩的波速是单调增大的。当深度增大时，总的变化值减小。而气砂岩则相反，当含水饱和度从 0 增大到约为 0.8 时，波速是随之缓缓减小的，然后随含水饱和度 S_w 的增大而增大。在 $S_w=0.95$ 附近波速急剧增大到完全水饱和的波速。

图 1.7 为 Domenico 对上述砂页岩界面上垂直反射系数绝对值的理论计算结果。由图可见，在三个深度上（2000；6000；

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

10000ft）页岩上的垂直反射系数绝对值$|A_r/A_i|$随含水饱和度S_w的增大而减小，但无急剧变化；相反，页岩—气砂岩界面上$|A_r/A_i|$，在S_w高于0.9时出现急剧变化：即垂直反射系数绝对值急剧减小到完全水饱和时的值。进一步分析可知：页岩—气砂岩界面$|A_r/A_i|$值在含水饱和度从$S_w=0.9$到$S_w=1$时的变化值，是S_w从零到0.9时变化值的1.8倍（深10000ft）到3.7倍（深2000ft）。因此，未固结砂岩中很少量的气（例如占总孔隙空间的5%）就可以使页岩—气砂岩界面反射系数绝对值显著增大。由此可见，反射波振幅的变化并不与含气量成简单的线性关系。

上述结论是对未固结砂岩的理论计算结果。两年后，Domenico又在实验室里通过岩样的实验测量，研究了未固结砂岩中气—水混合物对波速的影响。通过对实测数据的分析得出下述结论：

（1）当实验室测量的未固结砂岩中含有气水混合物时，P波速度随含水饱和度的变化是非线性的（图1.8）。

（2）当含水饱和度S_w从零（$S_w=0$，完全气饱和）变化到含水饱和度约0.85时，测得的P波速度近似为常数。当含水饱和度大于0.85时，P波速度随含水饱和度的增大而急剧增大，直至达到完全水饱和（$S_w=1$）时P波速度（图1.8）。

（3）孔隙中气和水分布的均匀性对P波速度有明显影响。水气均匀分布时P波速度大大低于不均匀分布时的P波速度。

（4）理论计算和实验测量结果是定性一致的。二者差别在于：速度v_p急剧变化前理论计算值是随含水饱和度的增大而降低，而实验测量结果是不变的；理论计算的速度急剧变化发生在含水饱和度大于0.95附近，而实测值是发生在大于0.85附近（图1.8）。此外，理论计算的速度值明显小于实测值，这是因为理论计算公式仅适用于孔隙中气水均匀分布情况。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

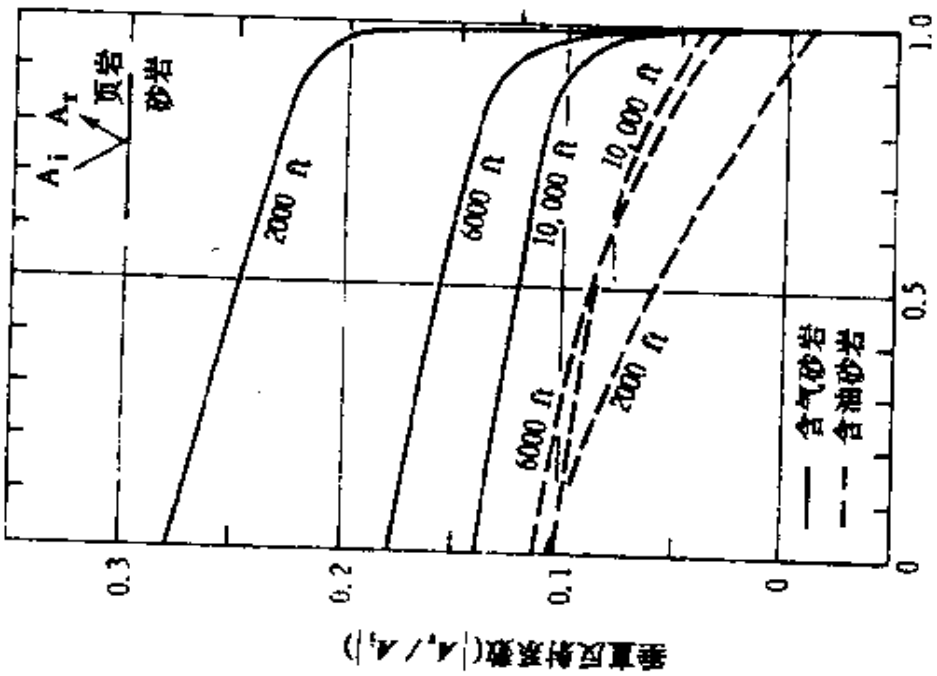


图 1.7 砂泥岩界面上反射系数与砂岩含油、气饱和度关系
(据 Domenico, 1974)

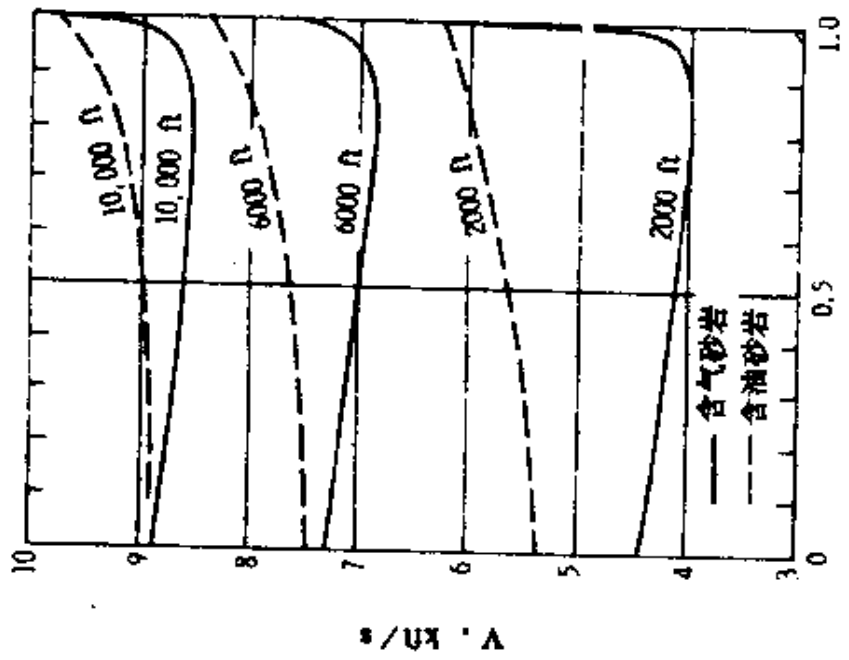


图 1.6 速度与含油气饱和度关系
(据 Domenico，1974)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

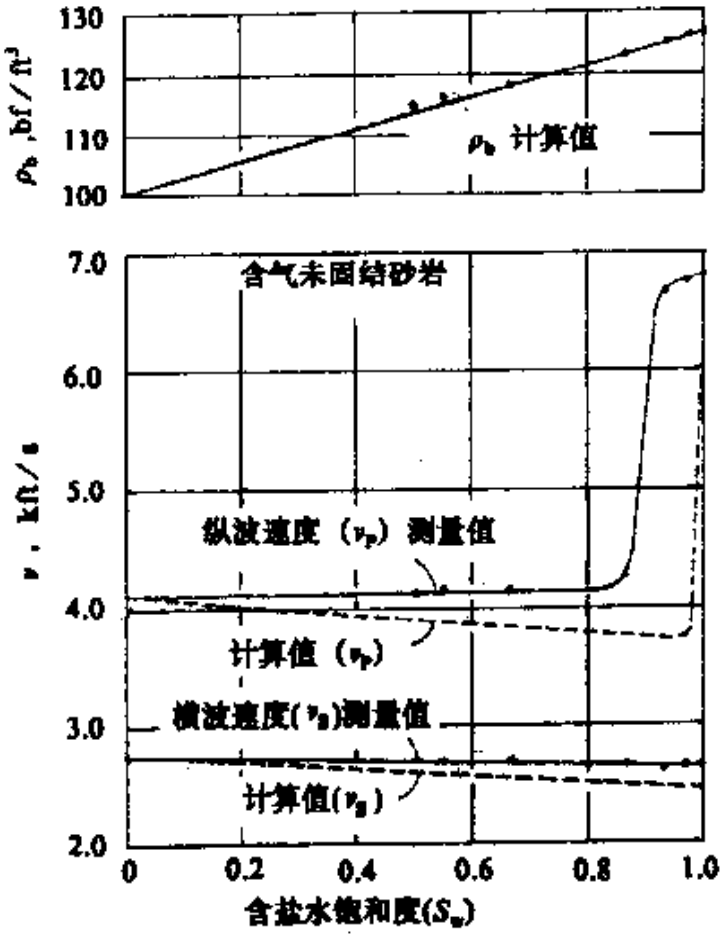


图 1.8　实测未固结砂岩速度随含水饱和度的变化

（据 Domenico，1976）

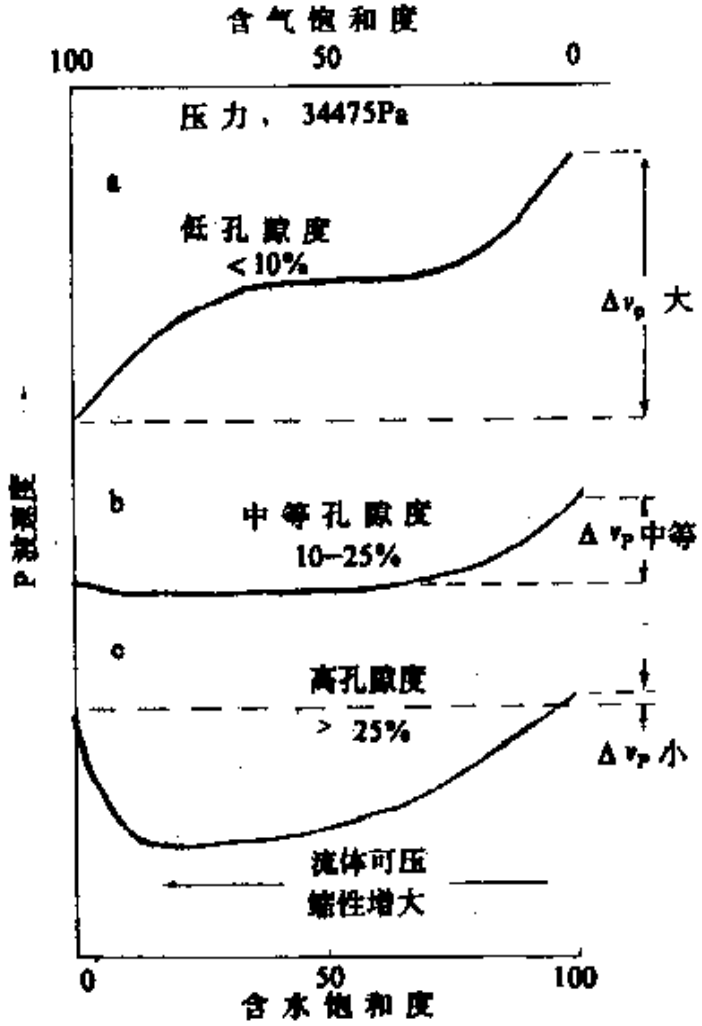


图 1.9　中等压力下不同孔隙度固结砂岩速度随含水饱和度的变化

（据 Gregory，1976）

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

3.固结岩石中流体饱和度对P波速和反射系数的影响。

A.R.Gregory（1976）在实验室里对不同的固结岩石样品进行了实验测量，研究孔隙中流体饱和度对固结岩石的波速、反射系数等的影响，他得出如下结论：

（1）不同孔隙度岩石中P波速度随含水饱和度变化特点是不同的。图1.9为中等压力下三类不同孔隙度的固结岩石对应的v_P—S_w曲线。在低孔隙度（小于10%）岩石中，在含水饱和度较低时v_P随含水饱和度的增大而增大，变化较快；在中等含水饱和度（S_w约为0.4～0.6）时，v_P几乎不随S_w变化；在较高含水饱和度时，v_P随S_w变化最快。并且$S_w=0$与$S_w=1.0$时v_P相差很大。在中等孔隙度（10%～25%）固结岩石中，最初（$S_w=0$附近）v_P随含水饱和度增大而略有减小，然后v_P几乎不随S_w变化，直至S_w增大到0.6左右，此后v_P随S_w的增大而增大。$S_w=0$与$S_w=1.0$时v_P值之差较低孔隙度岩石的小。在高孔隙度＞25%的固结岩石中，v_P先随S_w的增大而急剧下降，到$S_w=0.2$左右，v_P随S_w的增大而增大，变化率越来越大，直至$S_w=1.0$。但$S_w=1.0$时v_P值比$S_w=0$时v_p值仅仅稍微大一点。

我们看到中孔隙度固结岩石中P波速度随含水饱和度变化曲线与未固结岩石的类似。但低孔隙度和高孔隙度时变化曲线与未固结砂岩的不相同。

（2）P波速度随围压的增大而增大，不同围压时v_P随含水饱和度变化曲线有所不同，围压增大时，速度随含水饱和度的变化率有减小趋势（图1.10）。

（3）不同岩石中P波速度随含水饱和度变化特点有差异，但这种差异远小于孔隙度变化的影响。

（4）从实验室测定的结果看，含气—原油混合物与含气—水混合物的固结岩石，速度随含液体饱和度变化特征的差别是不确定的。研究表明：对Nicholsdi砂石，上述两种情况有明显差别，但对Boise砂岩二者几乎相同。无论对P波还是S波都如此。因此单从实验室数据看，速度对判别固结砂岩中含水还是含

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

油是没有价值的。但是由于在沉积的早期阶段聚积的烃可以推迟成岩过程，使石油储集层比含水的相同地层有较大的孔隙度和较低的密度，因而具有较低的速度。即实际地下埋藏的含油和含水地层可能比实验室的容易区别。

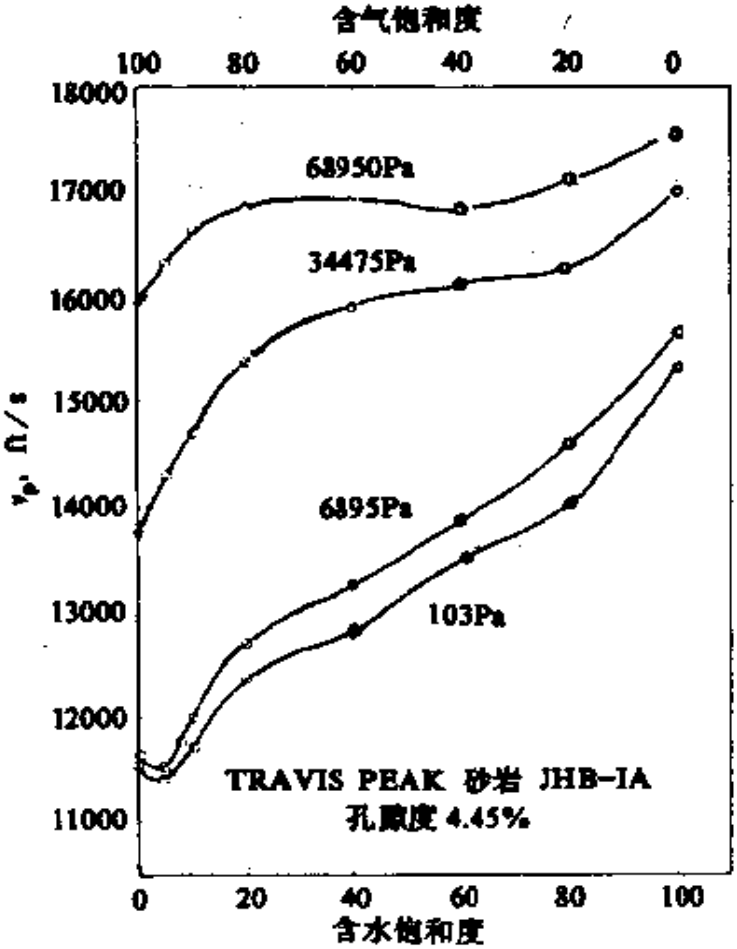


图 1.10　不同围压下固结砂岩 P 波速度与含水饱和度关系

(据 Gregory，1976)

从上面研究我们看到，孔隙流体及其饱和度对 P 波速度影响特点，在固结和非固结岩石中虽然有一定差别，但在以下几点上是一致的。

(1) 饱含液体时比饱含气时 P 波速度要高；

(2) P 波速度随含水饱和度的变化是明显非线性的；

(3) 当原先交满液体的孔隙空间变成含有少量气时，P 波速

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

度会明显降低。

六、温度影响

许多研究者，如 Tosaya.C 和 Amos. Nur 及 Wang Zhijing 等作了大量实验室研究，对储层受热后的波速、吸收特性等进行了分析，得到许多重要结论，有关波速部分概括如下：

(1) 完全重油饱和未固结砂岩对温度变化非常敏感，比对压力变化敏感得多。Tosaya 等 (1987) 实验的两种样品，在温度由 25℃增大到 150℃时 (有效压力保持在 10MPa 或 30MPa 不变)，纵波速度降低 22%～40%。图 1.11 为马拉开波湖

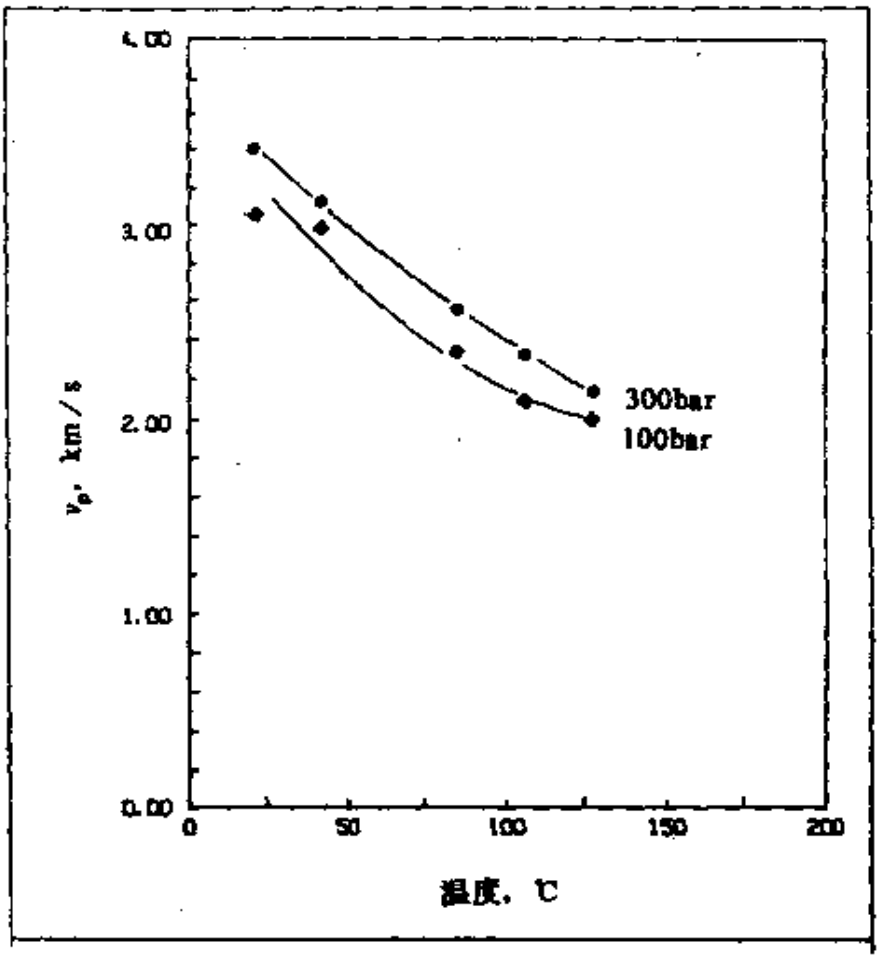


图 1.11 100%重油饱和未固结砂岩在两种有效压力下纵波速度随温度的变化

(据 C.Tosaya 等，1987)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Venezulan 未固结砂岩（含重油饱和度 100%）试验结果。由图可见，在 30MPa（300bar）或 10MPa（100bar）固定有效压力下，随着温度升高纵波速度急剧下降。图 1.12 为 100%盐水饱和时情况，除样品孔隙空间里重油变为盐水外，其它样品特征及外部条件都与图 1.11 完全相同。我们看到，同样的未固结砂岩，水饱和时的纵波速度几乎与温度没有关系。

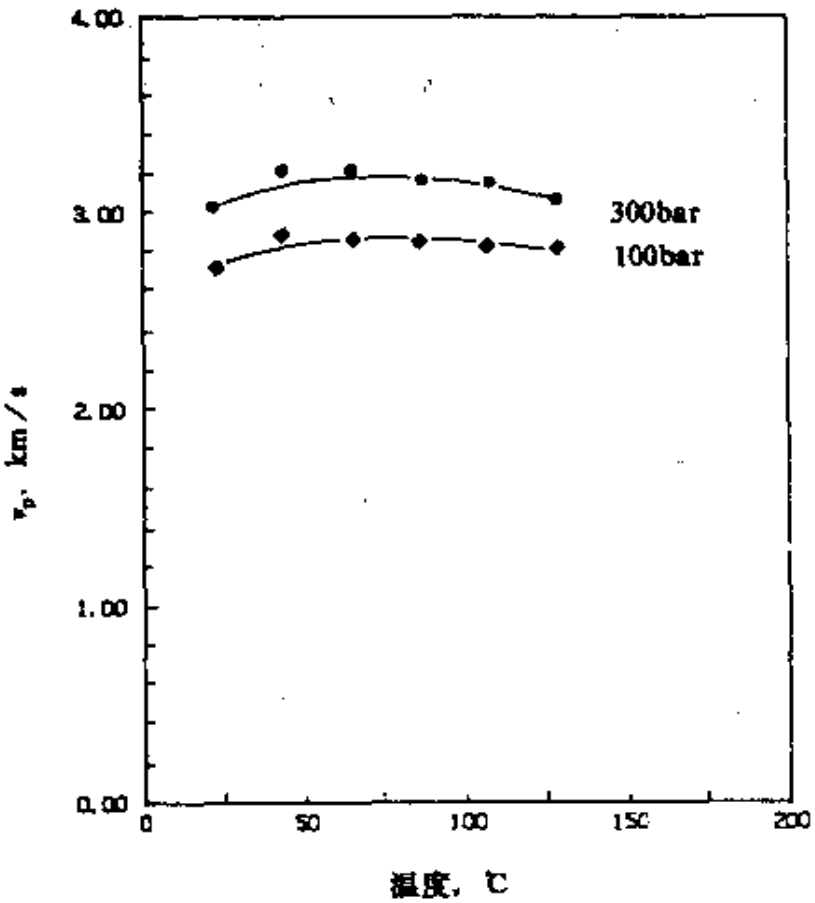


图 1.12　100%盐水饱和未固结砂岩在两种有效压力下纵波速度随温度的变化

（据 C.Tosaya 等，1987）

(2) 含重油未固结砂岩纵波速度随温度升高而降低的幅度与含油饱和度有关。含油饱和度越高，降低幅度越大。

图 1.13 与图 1.11 中砂岩样品完全一样，仅图 1.13 砂样孔隙

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

空间里重油和盐水各占 50%，其它试验条件也相同。我们看到，此时纵波速度依然随温度升高而降低，但在同一温度范围内降低幅度仅为 20%，即介于重油饱和与盐水饱和情况之间。

(3) 含沥青未固结砂岩实验结果，实验有效压力 15MPa，一条曲线对应含 5%和 11%沥青（重量比），另两条曲线分别含沥青（重量比）为 11%和 20%。由图 1.14 可见，纵波速度随温度升高而急剧降低（约降低 30%）。同时，我们看到，沥青含量在 10.7%～20%之间变化时，对速度降低的幅度影响很小。但当部分含水时，则速度较高而随温度下降轻慢（Wang Zhijing 等，1990）。

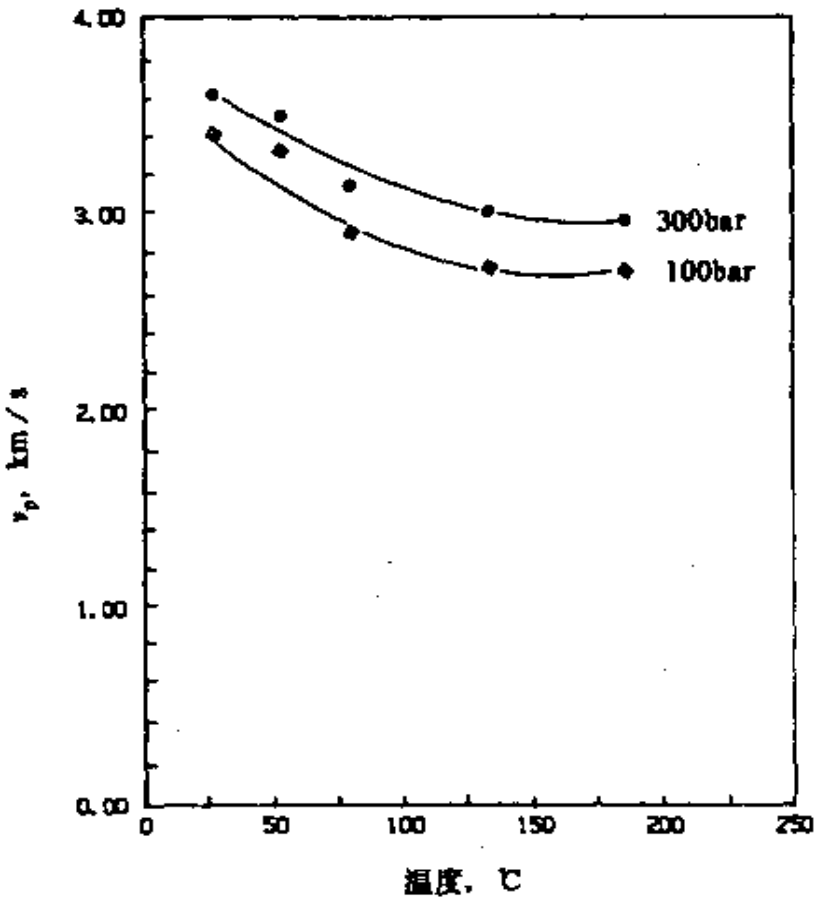


图 1.13 含重油和盐水各 50%的未固结砂岩在两种有效压力下纵波速度随温度的变化

(据 C.Tosaya 等，1987)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

(4) 含重油或沥青的固结良好砂岩中，纵波速度也随温度升高而降低，这与未固结砂岩类似，但速度降低幅度较小。Britton.M.W 等指出：当温度在 20℃～120℃之间变化时，纵波速度降低约 10%～15%。

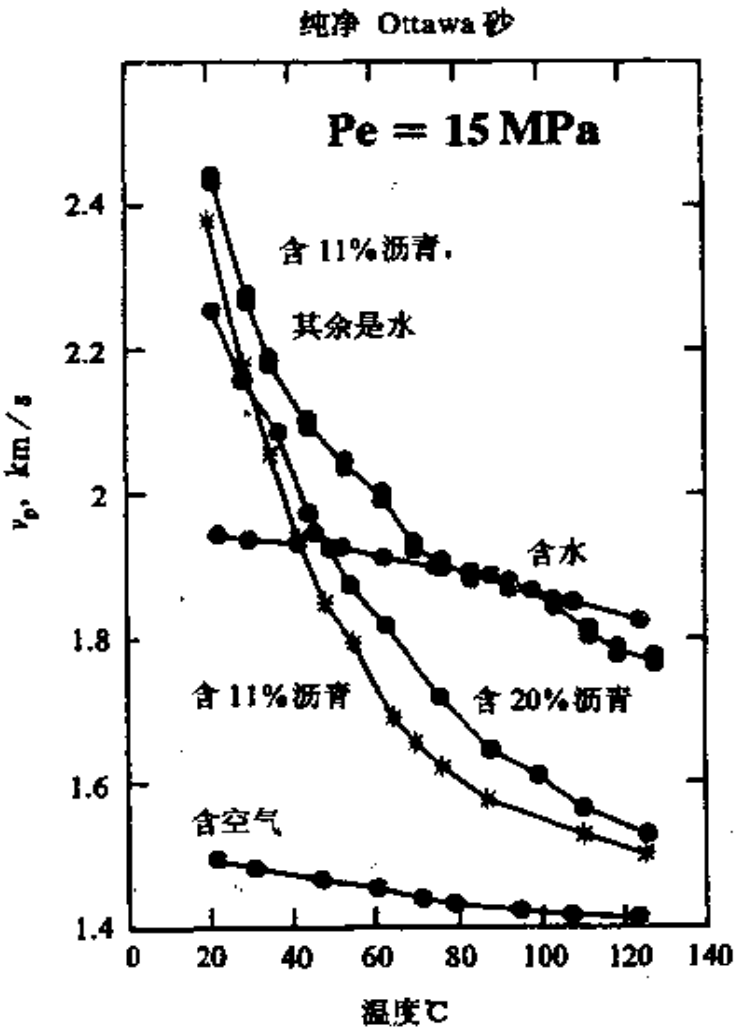


图 1.14　未固结砂岩含分别含气水沥青时纵波速度随温度的变化

(据 Wang Zhijing 等，1990)

图 1.15 为含重油固结砂岩（固结良好）的实验结果。可以看到，随温度升高，含重油比含水或含气时纵波速度降低的幅度大许多，含气和含水时速度随温度升高而降低的幅度相近，但含气比含水时速度明显得低。含水和重油时，横波速度随温度变化

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

很相近，但含气横波速度却较高，而随温度变化幅度较小(Wang Zhijing 等，1990)。

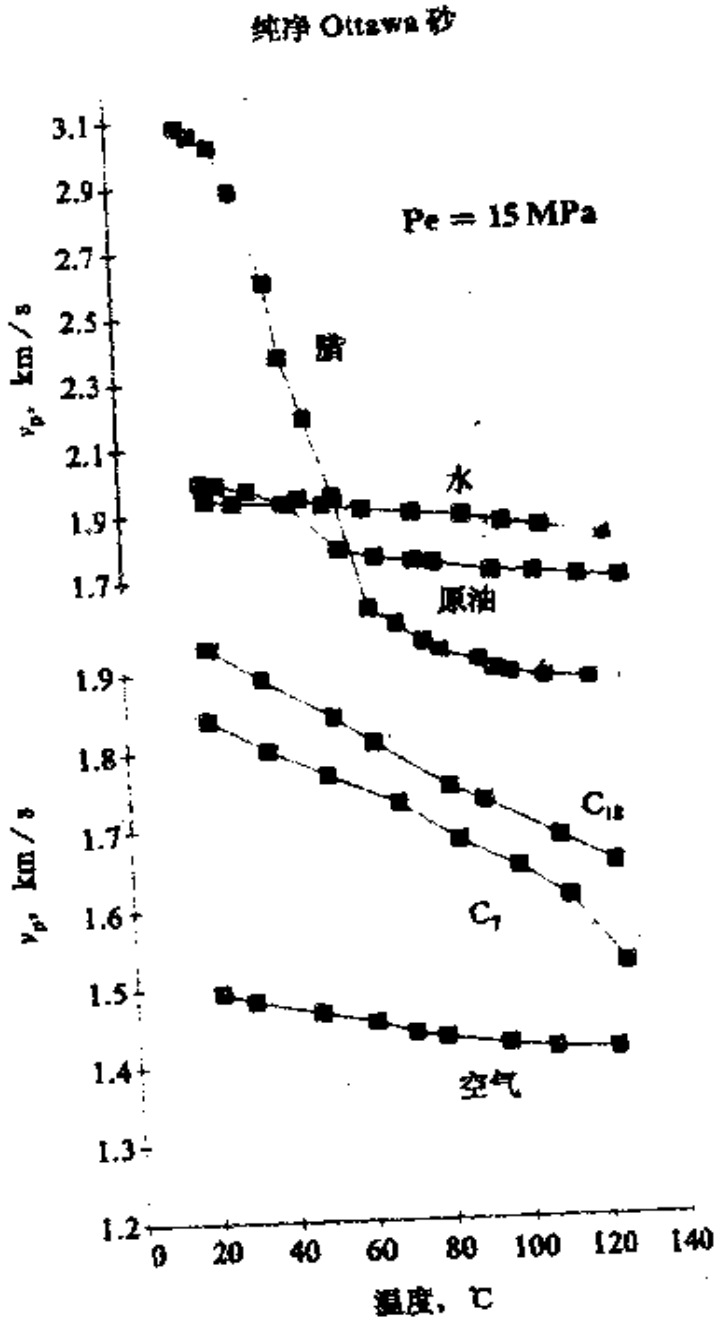


图 1.15　重油、水、气分别饱和时 Bois 砂岩纵横波速度随温度的变化
(据 Wang Zhijing 等，1990)

值得指出的是，上述实验室研究结果业已得到大量油田现场试验结果的支持。例如 R.J.Greaves 等（1987）报道过火烧后地层测量到的声波测井速度减小 15%～35%，平均减小 25%左

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

右。

七、横波速度问题

1.影响 v_S 的因素

上述影响波速的因素大多是针对 P 波研究的。对 S 波速度研究后发现，影响 v_P 的因素对 v_S 都有影响。即矿物成分、密度、孔隙度、埋深、压力、孔隙流体及温度等对 v_S 都有影响。

图 1.16 为 Hamilton（1976）根据实验数据建立的 v_P 及 v_S 随有效压力变化关系图。我们看到，v_S 象 v_P 一样受到压力的明显影响。但注意这个结果只适用于较浅地层，因试验最大有效压力约相当于地下 700m 深。图 1.17 为 Han 等根据 75 块砂岩样品实验结果绘制的图。由图可见，v_S 和 v_P 都随孔隙度明显变化。下面我们将看到 Tosaya（1982）。Castana（1985）。Eberatr Phillips（1989）的经验公式及 Wang Zhijing（1990）的实验成果都清楚说明影响纵波速度的因素也是影响 S 波速度的因素。

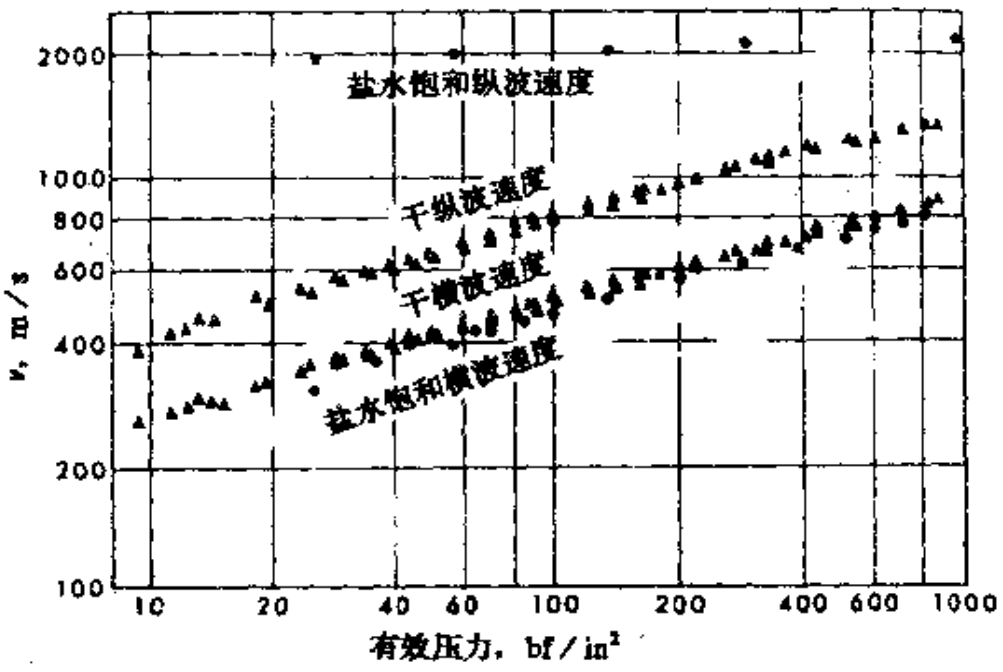


图 1.16　纵横波速度随骨架压力变化情况。
盐水饱和砂岩实验室测量结果
(据 Hamilton, 1976)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

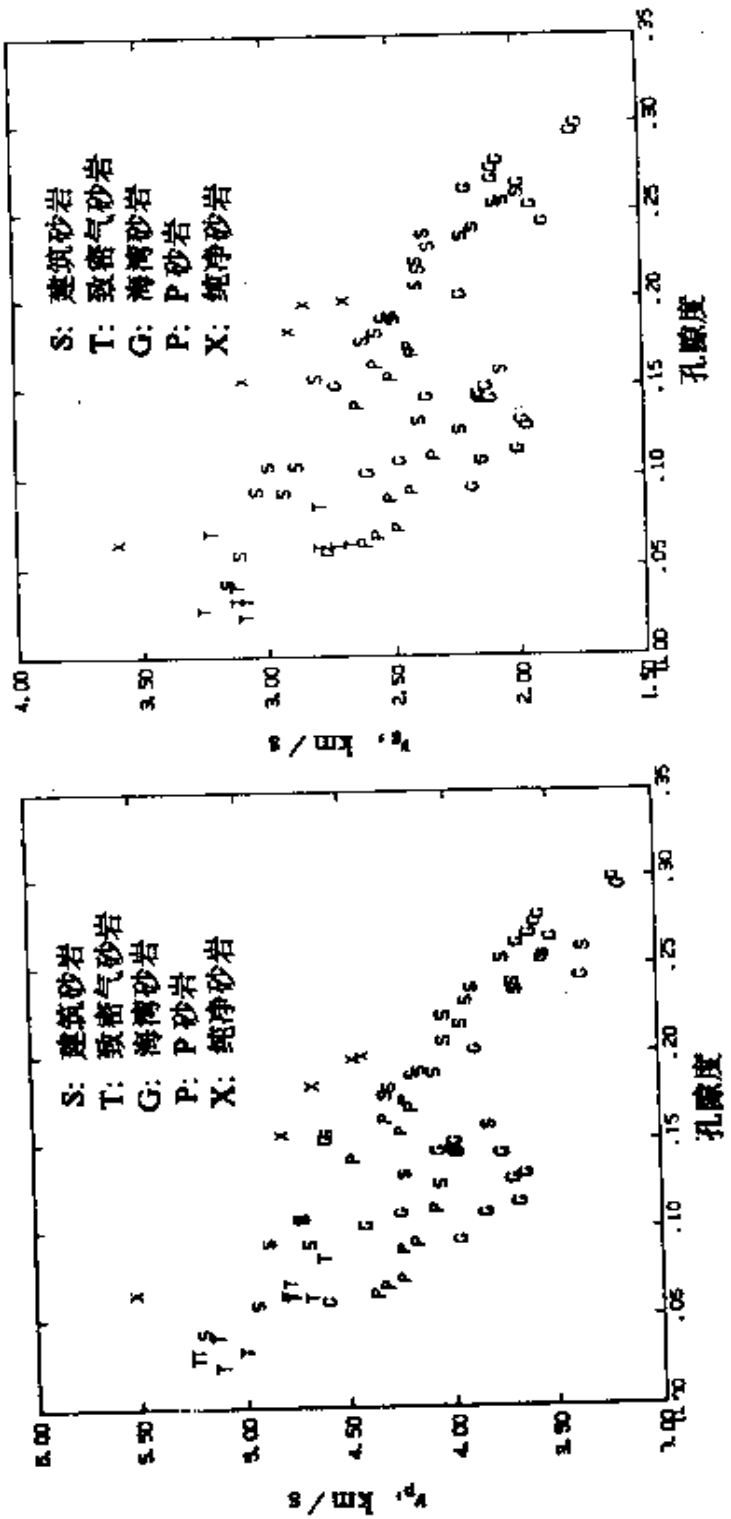


图 1.17　v_P 和 v_S 随孔隙度变化情况比较

（据 De hun han 等，1986）

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

2.影响程度

尽管 v_P、v_S 的主要影响因素相同，但受影响的程度不同。就绝对变化值讲，同一因素往往对 v_P 影响较大，对 v_S 影响较小。

从前述，D.Eberhart—Phillips 等（1989）关于水饱和砂岩中有效压力 p、孔隙度 φ 及泥质含量 c 对纵横波速度的影响的经验公式（1.9）和（1.10）可以清楚看到，孔隙度、泥质含量、有效压力都对 P 波速度和 S 波速度有明显影响，且 v_P、v_S 在三个因素影响下变化方向都是一样的。

从上两式 φ、c、p 前的系数（不管正负号）看，v_P 式中的系数都大于 v_S 式中的，这明确地表明，φ（或 c、p）变化同样幅度时引起 P 波速度变化大于 S 波速度变化。换言之，在同一因素影响下，v_P 变化较明显而 v_S 变化较缓慢，这已为众多实验与野外观测所证实。

事实上，不同的研究者根据不同的数据也得到类似结果。Tosaya（1982）、J.P.Castagna 等（1985）对砂岩研究后得到相同形式的经验公式：

$$v_P = a_1 - a_2\varphi - a_3 c$$
$$v_S = b_1 - b_2\varphi - b_3 c$$

Tosaya 和 Castagna 得到的系数 a_i、b_i 虽然不相同，但都是 $a_i > b_i$。由此我们又一次看到，在同一影响因素下，v_P 变化较为急剧，而 v_S 变化较为平缓。

3.影响方向

有的影响因素使 v_P、v_S 的变化方向是相同的，如 v_P、v_S 都随密度的增大而增大；随孔隙度的增大而减小；随埋深（有效压力）增大而增大等等。但有些因素引起 v_P、v_S 变化方向却不一样，特别是孔隙流体对纵横波速度影响有明显不同。

前面谈到，砂和砂岩孔隙在含水、含油、含气时 v_P 是依次

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

变小；但砂或砂岩中的 v_S 在含气时较大，在含水时较小，含油时居中（E.Hamilton，1976）。并且，v_S 随含水饱和度增大而微微减小些，这是因为水在岩石骨架颗粒间起润滑作用，降低了岩石骨架剪切模量；此外，孔隙流体剪切模量为 0，S 波仅仅在骨架中传播，孔隙流体由气变为水时，只是使岩石总体密度有所增大，从而导致 v_S 稍稍降低。这种现象在高孔隙度砂岩中更为明显。

4. v_P 与 v_S 关系

80 年代初以来，由于地震正反演模拟等各方面的实际需要。人们对沉积岩中纵横波关系提出各自的经验公式：

A.Г.阿维尔布赫（1982）针对砂泥岩和石灰岩给出：

$$v_P = 1.59v_S + 0.79$$

J.P.Castagna 等（1985）针对硅质碎屑岩给出

$v_P = 1.5v_S$（适用于干砂岩）

$v_P = 1.16v_S + 1.36$（适用于含水砂岩和泥岩）

Han De-hua 等（1986）针对水饱和砂岩得到：

$$v_P = 1.26v_S + 1.07$$

由我国某两个大油田的资料得到：

$v_P = 1.33v_S + 1.07$（砂泥岩为主，夹少量灰质岩）（见图 1.18）

$v_P = 1.46v_S + 0.66$（砂泥岩剖面）

季仲霖等（1993）根据新疆准噶尔盆地资料得到：

$$v_P = 1.26v_S + 1.07$$

S.Chacko（1989）分析大量石灰岩数据后得到：

$v_P = 1.9v_S$（参见图 1.19）

上述公式中速度单位都取千米／秒（km／s）。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

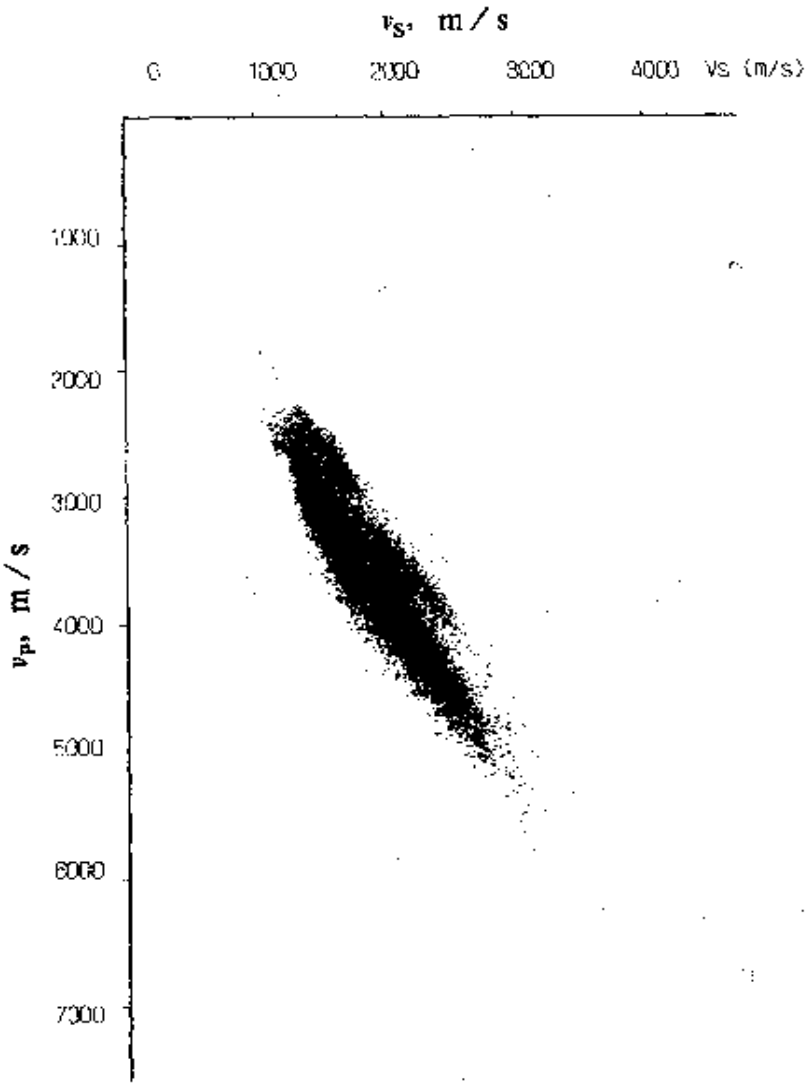


图 1.18　我国某油田以砂泥岩为主夹少量灰质岩地层中纵横波速度关系，回归线性方程为 $v_P = 1.33v_S + 1.07$

从上面叙述可以看到，无论是碎屑岩还是碳酸盐岩，纵横波速度是线性相关的，也有人认为二次曲线能更好地描述 v_P 与 v_S 关系（李庆忠，1992）。无论是简单线性关系还是二次曲线关系，这些经验公式都表示出常数 a、b 明显的地区性差异。因此不同地区应建立自己的经验公式。另外可以看到，这些经验公式有明显岩性差异，这是由于不同岩石的 v_P / v_S 比值不同，实际上它隐含着岩石泊松比的差异。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

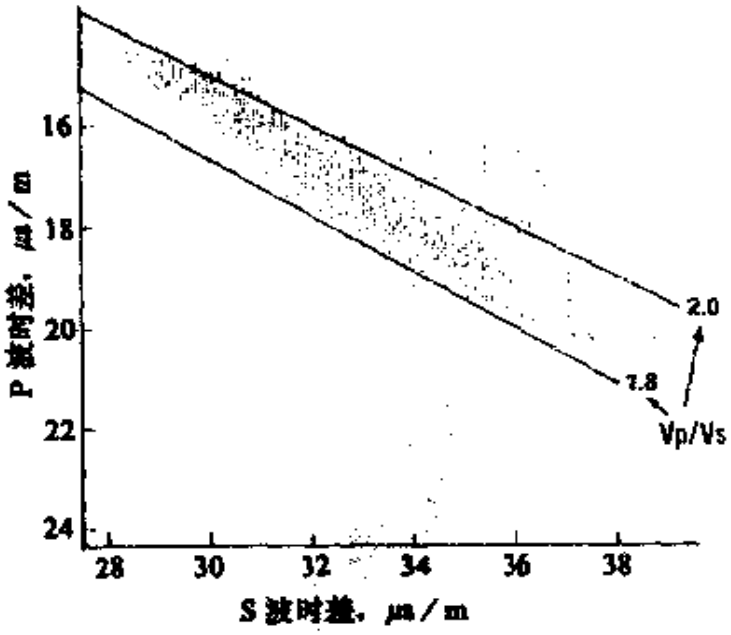


图 1.19　石灰岩中 P 波与 S 波慢度关系

(据 Chacko, 1989)

八、石灰岩速度的特殊性

石灰岩速度变化规律与前面讲的泥质岩和碎屑岩都有一些明显的特殊之处。

S.Chacko（1989）根据自己及前人大量实验资料研究后认为，石灰岩中 v_P / v_S 值主要取决于矿物成分，他的根据是自己观测的南苏门答腊 Baturja 灰岩，其孔隙度在 5%～40%间变化，v_P / v_S 实际平均值为 1.9，上下变化 10%，但他同时举出的加拿大 Alberta 盆地石灰岩（孔隙度在 0～18%），v_P / v_S 比值在 1.8～2.0 间变化。

Roy Wilkens 等（1984）指出：硅质灰岩的 v_P / v_S 值取决于钙质含量和孔隙几何形状。

当石灰岩的成分均匀，变化很小时，决定 v_P / v_S 值的重要因素是孔隙和裂隙的几何形状。

因此，可以认为石灰岩的 v_P / v_S 值首先决定于矿物成分，其次是孔隙几何形状。Wilkens（1984）指出硅质灰岩中 v_P 及 v_S

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

随密度 ρ 和钙质含量变化方向大不相同:

v_P 随 ρ 增大而增大，这与砂泥岩等一样;

v_S 在 ρ 变大时稍稍减小一点（见图 1.20）

v_P 随钙质含量增加而变大;

v_S 随钙质含量增加而减小（图 1.21）。

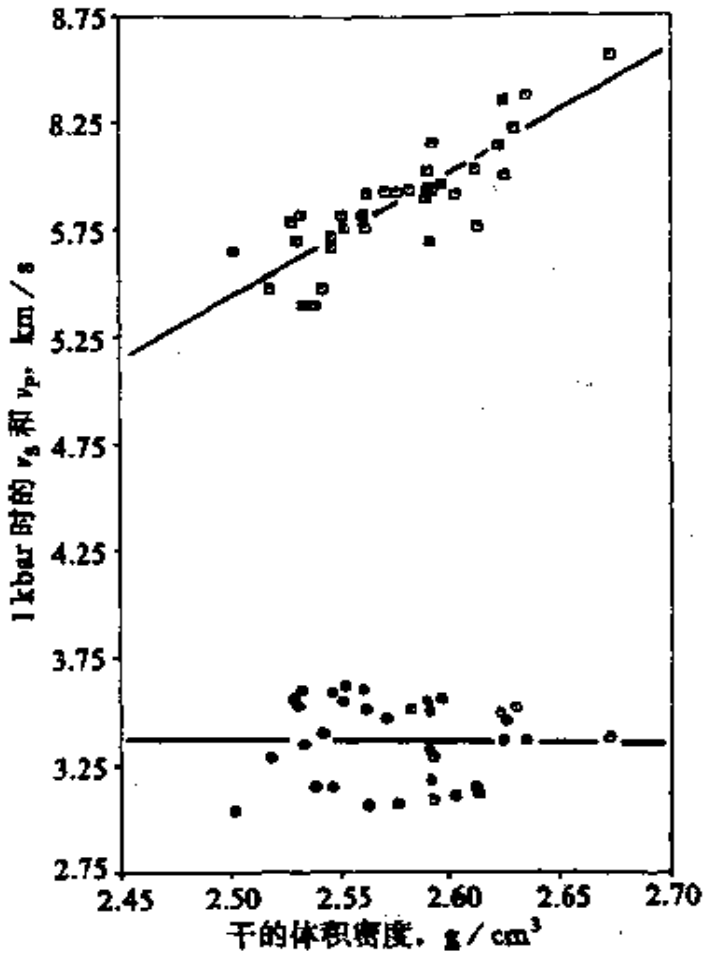


图 1.20 石灰岩 v_P、v_S 与密度关系

(据 Wilkens, 1984)

这样就使钙质岩中 v_P / v_S 值对钙质含量变化更加敏感，当钙质含量增加时，v_P / v_S 值明显变大。

影响硅质灰岩中 v_P、v_S 变化特征的主要是其特定的矿物组成，它主要由方解石和石英两种矿物组成，当然绝大多数是方解石成分。而方解石的密度和 v_P 值都比石英的高，但 v_S 值都比石英的低（表 1.1）。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Chacko（1989）指出，南苏门答腊孔隙灰岩（礁灰岩），在很宽的孔隙度范围内（5%～40%），相同孔隙度时，孔隙中含水还是含气对 P 波速度几乎没有什么影响，而孔隙流体对 v_S 是没有什么影响的，因此孔隙流体对 v_P / v_S 值就没有什么影响了。造成这种特点的原因是石灰岩孔隙是溶模孔隙和空穴孔隙，而不象砂岩那样是颗粒间孔隙。

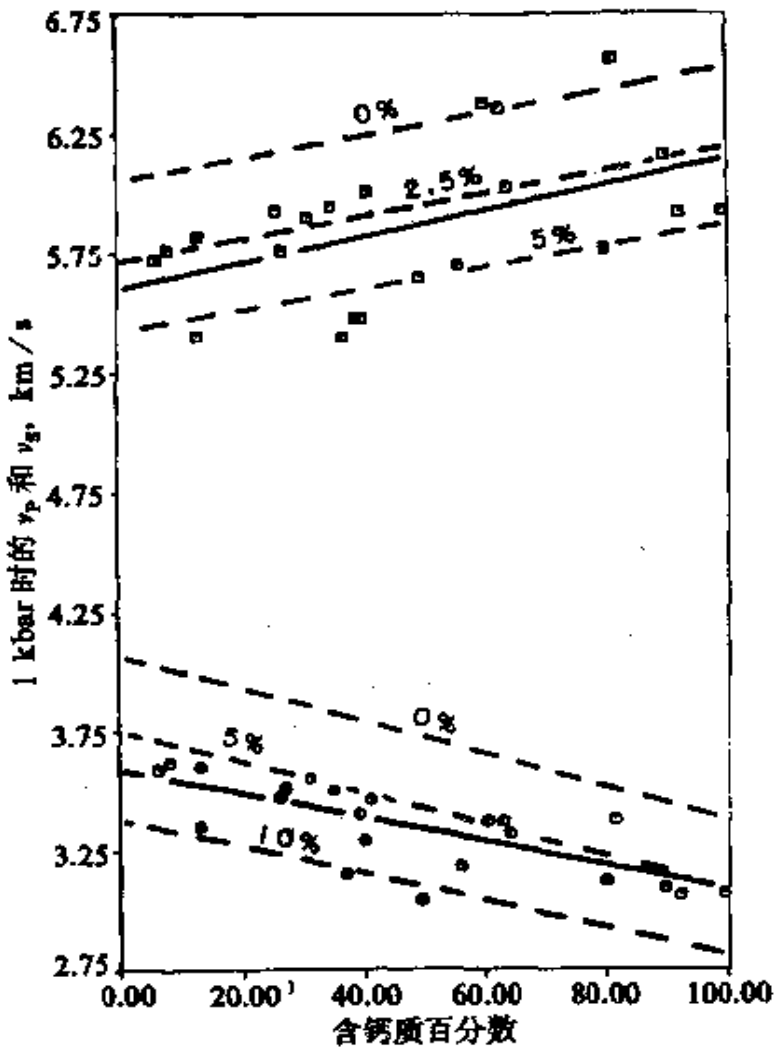


图 1.21　石灰岩 v_P，v_S 与钙质含量关系

（据 Wilkens, 1984）

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

表 1.1　引自 Roy Wilkens 等（1984）

矿　物	v_P km / s	v_S km / s	v_P / v_S
方解石	6.53	3.36	1.94
石　英	6.05	4.09	1.48

第二节　地震波的吸收衰减

地震波的吸收是指地震波在传播过程中部分能量不可逆地转化为热的过程。在现代地震勘探中，由于烃的直接探测、开发地震的发展，关于地震波吸收衰减问题越来越受到重视。可靠地测定地震波的吸收量，在油气勘探的实际生产和理论研究上都是重要课题。下面我们在地震勘探的远源场、小应变和小衰减等条件下讨论吸收问题。

一、介质的品质因数 Q

品质因数（qulity factor）是对介质固有的衰减特性的定量描述，通常以 Q 表示，所以常常将介质的品质因数称为 Q 值。根据应力应变关系它可定义为

$$Q(\omega) = M_R(\omega) / M_I(\omega) \tag{1.13}$$

式中，$M_R(\omega)$ 和 $M_I(\omega)$ 分别是复数模量 $M(\omega)$ 的实部和虚部。对无损耗完全弹性介质的复变模量的虚部为零，因此，Q 值无穷大；如介质的 Q 为零则表示该介质衰减无穷大，即该介质中波不能传播。

对于最一般的线性粘弹性介质，应力应变间的相位移 φ 可用下式与 Q 相关连

$$\frac{1}{Q} = \tan\varphi \tag{1.14}$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

根据正弦形变一个周期内损耗的能量 ΔW 和平均存储能量 W 的关系，Q 可定义为

$$Q=\frac{4\pi\Delta W}{W} \tag{1.15}$$

在小损耗（$Q>10$）的假设下，(1.15)、(1.3) 二式是等效的。

衰减可用准静态法或动力学法测量，由此可得到不同模式的 Q 值，即 Q_E、Q_K、Q_P 和 Q_S。Q_E^{-1} 表示杨氏模量对应的伸缩波的衰减，Q_K^{-1} 表示体积压缩模量 K 的衰减，Q_P^{-1} 和 Q_S^{-1} 分别表示纵模波的衰减。对地震勘探讲更感兴趣的是 Q_P 和 Q_S。在线性、小衰减和各向同性介质假设下，不同模式的 Q 值间有下述关系（Winkler 等，1982）。

$$(1-\sigma)(1-2\sigma)/Q_P=(1+\sigma)/Q_E-2\sigma(2-\sigma)/Q_S \tag{1.16}$$

$$(1+\sigma)/Q_K=3(1-\sigma)/Q_P-2(1-2\sigma)/Q_S \tag{1.17}$$

$$(1-2\sigma)/Q_K=3/Q_E-2(1+\sigma)/Q_S \tag{1.18}$$

式中，σ 是泊松比，如 $0\leqslant\sigma\leqslant0.5$，则下式之一成立：

$$Q_K>Q_P>Q_E>Q_S \tag{1.19}$$

$$\text{或}\quad Q_K=Q_P=Q_E=Q_S \tag{1.20}$$

$$\text{或}\quad Q_K<Q_P<Q_E<Q_S \tag{1.21}$$

二、恒定 Q 值模型

对于粘弹性介质，人们已提出多种理论模型。近些年来，恒定 Q 值（CQ）模型受到越来越多的重视。CQ 模型是

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Kjartansson（1979）提出的，它基于两个基本假设，即线性介质假设和 Q 与频率无关假设。在地震勘探中这两个假设都可近似满足。CQ 模型在数学分析上比较方便，它只要两个参数就可完全确定，即参考频率对应的相速度 c 和品质因数 Q。已经证明，对于 CQ 介质，其复变模量 $M(\omega)$为:

$$M(\omega)=M_0\left(\frac{i\omega}{\omega_0}\right)^{2\gamma}=M_0\left|\frac{\omega}{\omega_0}\right|^{2\gamma}\exp[i\pi\gamma\cdot\mathrm{sgn}(\omega)] \tag{1.22}$$

式中，M_0 是对应参考频率 ω_0 的复变模量的模。

$$\mathrm{sgn}(\omega)=\begin{cases}1 & \omega>0\\ -1 & \omega<0\end{cases}$$

$\gamma=\varphi/\pi$，即 $\pi\gamma$ 等于应力应变间的相差。这样便有

$$\frac{1}{Q}=\tan(\pi\gamma) \tag{1.23}$$

或

$$\gamma=\frac{1}{\pi}\tan^{-1}\left(\frac{1}{Q}\right)\approx\frac{1}{\pi Q} \tag{1.24}$$

对于线性粘弹性介质的一维波动方程，它的解可以写为

$$u(t,\ x)=\exp[i(\omega t-kx)] \tag{1.25}$$

式中，k 为复波数。

$$k=\frac{\omega}{c}=[\rho\omega^2/M(\omega)]^{\frac{1}{2}} \tag{1.26}$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

其中，c 为相速度，ρ 为密度。

将（1.10）和（1.14）式代入（1.13）式可得

$$u(t,\ x)=\exp(-\alpha x)\exp\left[i\omega\left(t-\frac{x}{c}\right)\right] \tag{1.27}$$

式中，α 通常叫吸收系数或衰减率，它表示在吸收介质中波的振幅随传播距离 x 成指数衰减，α 即表征其衰减的快慢。

$$c=c_0\left|\frac{\omega}{\omega_0}\right|^{\gamma} \tag{1.28}$$

$$c_0=\frac{(M_0/\rho)^{\frac{1}{2}}}{\cos\left(\frac{\pi\gamma}{2}\right)} \tag{1.29}$$

$$\alpha=\tan\left(\frac{\pi\gamma}{2}\right)\cdot\operatorname{sgn}(\omega)\cdot\frac{\omega}{c} \tag{1.30}$$

其中 c_0 为任意参考频率对应的相速度。由（1.16）式可见相速度 c 是频率 ω 的函数。由（1.18）式可见吸收系数 α 也是频率 ω 的函数。因此，说 Q 与 ω 无关并不是说吸收系数与 ω 无关，α 也不严格与 ω 成正比。

由上述讨论可以看到，在吸收介质中相速度与频率有关，即有速度波散现象，因此地震波的衰减必然伴有波散现象。相速度的频率依赖关系强弱与 Q 的大小有关，能量耗损越大，波散也越明显。

在小变形条件下 γ 很小，则

$$\frac{c}{c_0}=\left|\frac{\omega}{\omega_0}\right|^{\gamma}\approx 1$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

即这种条件下 c 与 ω 的关系很弱，可近似看成与 ω 无关。由(12)式可得

$$\frac{1}{Q} \approx \pi\gamma \tag{1.31}$$

则有

$$\alpha \approx \frac{\pi\gamma}{2} \cdot \frac{\omega}{c} \cdot \mathrm{sgn}(\omega) = \frac{1}{Q} \cdot \frac{\omega}{2c} \cdot \mathrm{sgn}(\omega) \tag{1.32}$$

上式表明，吸收系数 α 近似与$\frac{1}{Q}$成正比，而小变形时可近似认为 c 与 ω 无关，而 Q 与 ω 无关。因此可近似认为 α 与 ω 一次方成正比，所以有

$$\alpha \approx \alpha_0 f$$

式中，α_0 为常数，f 是频率。α_0 的大小由 Q 和 c 决定。有的文献称 α_0 为有效吸收系数。

阿维尔布赫（1982）曾给出实测 P 波吸收系数与频率 f 相关图，可明显看出吸收系数与频率间有良好的线性关系。也就是说上述理论分析中关于吸收系数与频率关系已得到现场测量结果的支持。

当然恒 Q 模型并不是关于衰减的唯一模式，实际地层是很复杂的，不能认为所有岩石的 Q 值都与 ω 无关，也不存在一个简单万能的模式完全能描述所有岩石的吸收特性。

三、衰减的影响因素

影响地震波的衰减因素很多，主要有孔隙流体性质，孔隙流体饱和度、岩石成分、孔隙度、压力及频率等。

1.衰减与频率关系

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

一般认为大多数岩石中 Q 值与频率无关。大量的实验结果一致指出，干岩石的 Q 值的确与频率无关，或关系很弱。图 1.22 是 Winkler 等（1982）给出的实例，可以看到 Q_E，Q_S 与频率关系很微弱。Gordon 等（1968）的实验结果表明花岗岩和石英岩中 Q_P 几乎与频率无关（图 1.23），实验频率 0.6MHz～1MHz。然而在孔隙介质中，无论是部分饱和还是完全饱和，Q 对频率有明显相依性。图 1.24 是水饱和 Berea 砂岩实验结果（Winkler 等，1982）；图 1.25 是不同含水饱和度 Massillon 砂岩衰减与频率关系图（Murphy，1982）；图 1.26 是致密含气砂岩的实验结果（Tutuncu 等 1994）。我们看到衰减的峰值大多出现在 5～10kHz 间，注意这个频段很接近于声波测井频率。尽管含流体岩石的衰减与频率有关，但在低频端一个不大的频段内，例如 0～200Hz 范围内 Q 对 ω 的依赖性弱，这一点从上述图 1.24～图 1.26 和下面的图 1.28 中可以清楚地看出来。这个频段正是我们地震勘探中使用的频段。因此在地震勘探中可近似认为 Q 值与频率无关，恒 Q 模型不失为一个良好的模型。

2.孔隙流体及其饱和度的作用

在地壳上部，在地震波衰减中起主导作用的是孔隙流体，而且衰减对部分饱和度更为敏感（Winkler 等，1982）。无论是纵波还是横波，在干岩石中的衰减都是最小。例如在 Massillon 砂岩中部分饱和时纵波衰减约为干岩石时 3～6 倍；横波衰减约为干岩石时 2～4 倍。

在含孔隙流体介质中纵横波衰减随饱和度变化特征有明显不同。在干岩石中衰减都是最小。在低饱和度时、随含水饱和度增大纵横波的衰减都随之增大（图 1.27、图 1.28），当饱和度达到相当高时（约为 60%～90%）纵波衰减和伸缩衰减（Q_E^{-1}）都出现一个明显峰值。然后很快降低，甚至低于低饱和度时衰减；而横波却一直慢慢变化，在饱和度高达 90%以上时，横波衰减急剧增大、在完全水饱和时达最大衰减。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

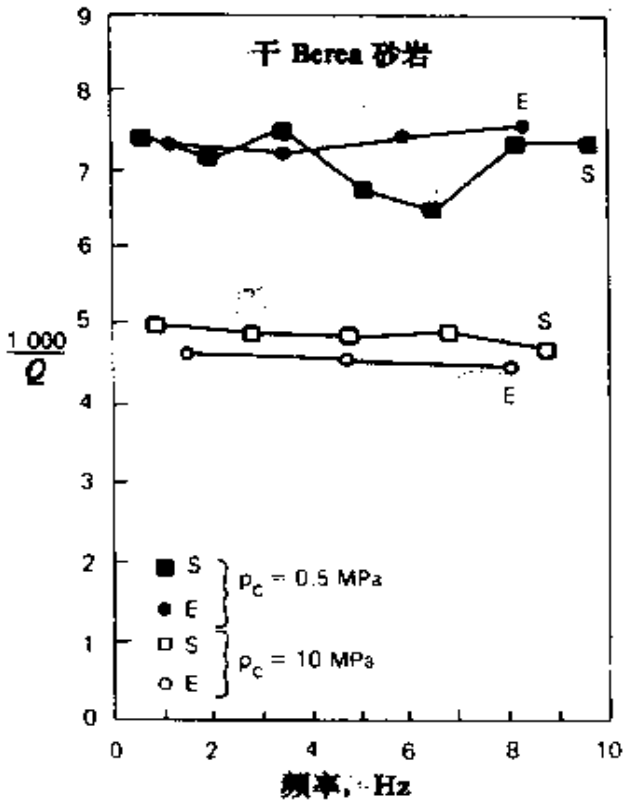


图 1.22　干 Berea 砂岩衰减随频率的变化

(Winkler 等，1982)

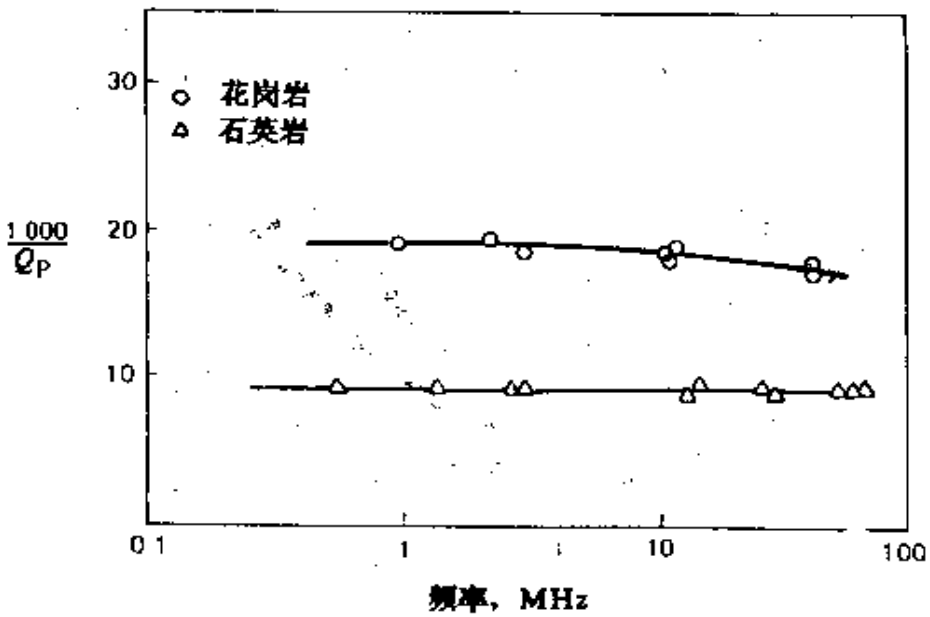


图 1.23　花岗岩和石英岩中衰减对频率的依赖关系

(据 Gordon 等，1968)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

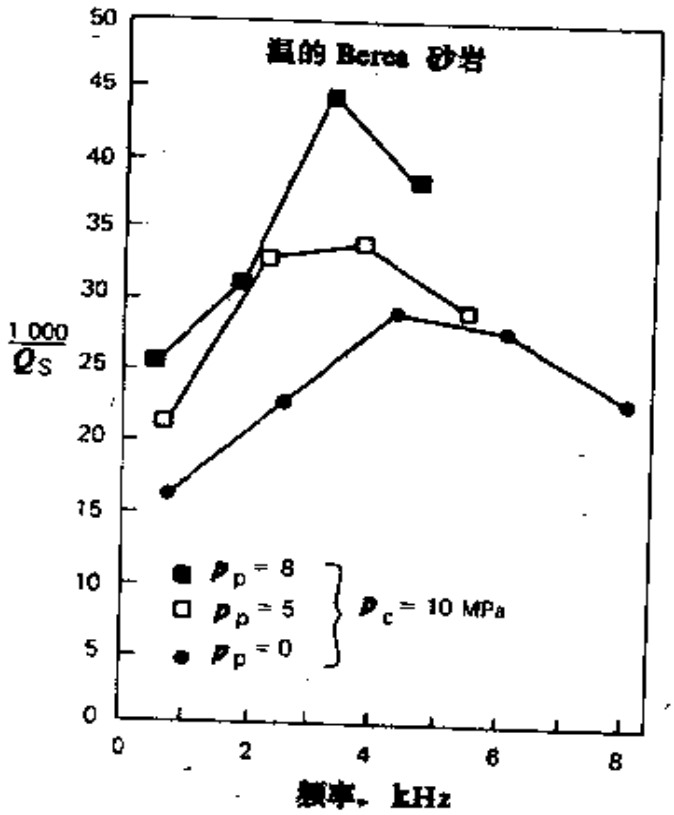


图 1.24　水饱和 Berea 砂岩中衰减与频率关系

(据 Winkler, 1982)

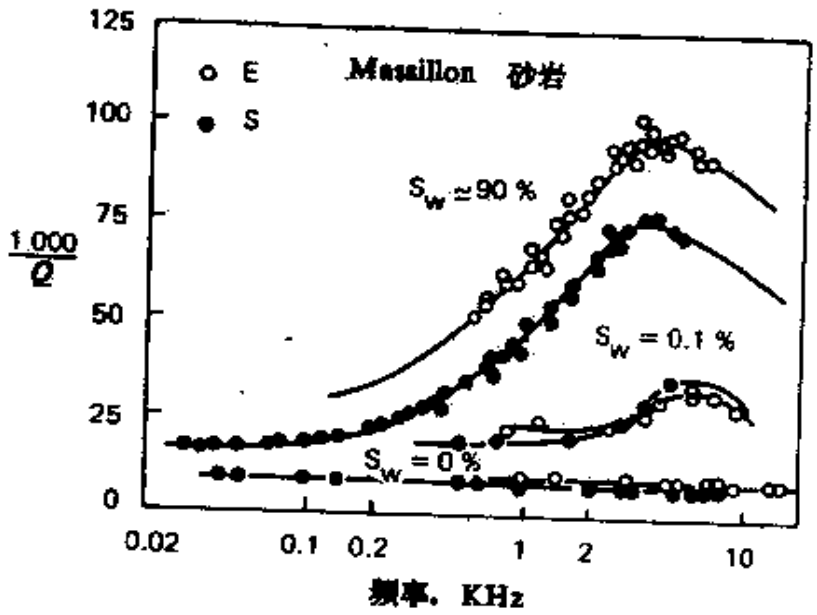


图 1.25　不同含水饱和度 Massillon 砂岩衰减与频率关系

(据 Murphy, 1982)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

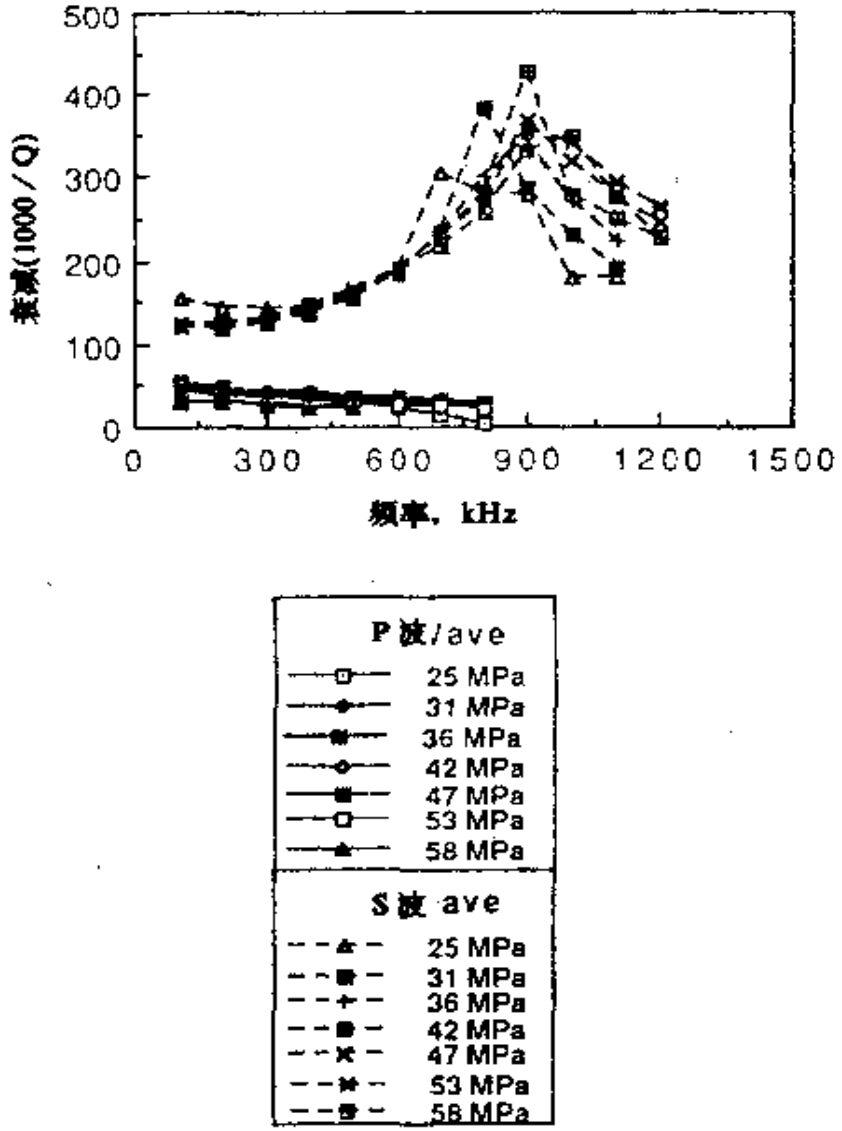


图 1.26　致密含气砂岩衰减与频率关系。试验时围压 25MPa

(据 Tutuncu 等，1994)

D.H.Johnson 指出，文献中所谓“干岩石”大多数是在空气中作干燥处理的，这种条件下“干”岩石的孔隙中吸附有少量水，在孔隙内表面形成若干单分子层吸附水。如将这种“干”岩石抽成高度真空，则岩石 Q 值就会大幅度增大，即衰减大幅度降低。从孔隙内表面覆盖着 1～2 个单分子层到出现冷疑水前，吸附水的增多对衰减有明显影响。Bourbie 也指出，实验中使用的“干”

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

岩石样品的含水饱和度一般在 0～0.5%之间。Murphy 测量到的含水饱和度在 0～10%间的衰减随饱和度变化如图 1.29。可以看到含水饱和度由零变到含痕量水时，衰减急剧升到，并很快达到一个峰值。然后随含水饱和度增大而下降，并逐渐趋于平稳，直至到较高含水饱和度。

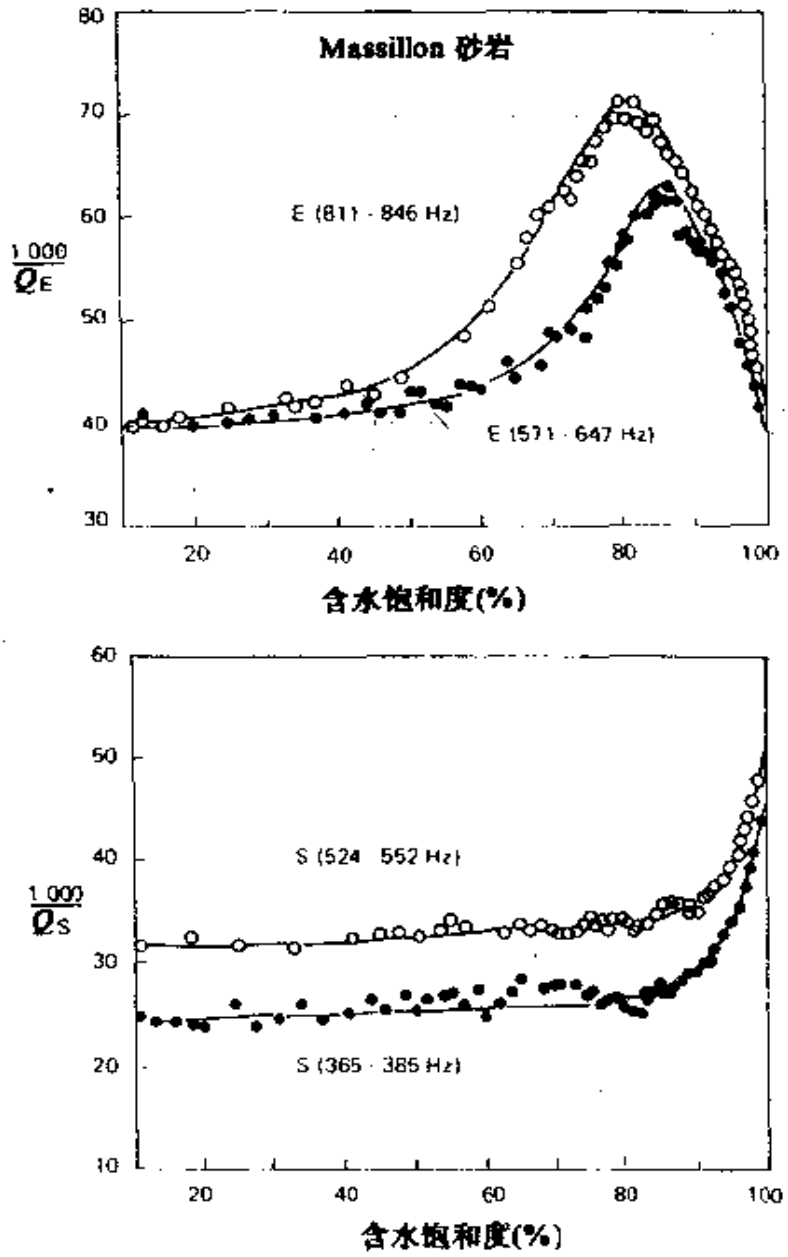


图 1.27　Mossillon 砂岩中衰减随饱和度变化情况

(据 Murphy, 1982)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

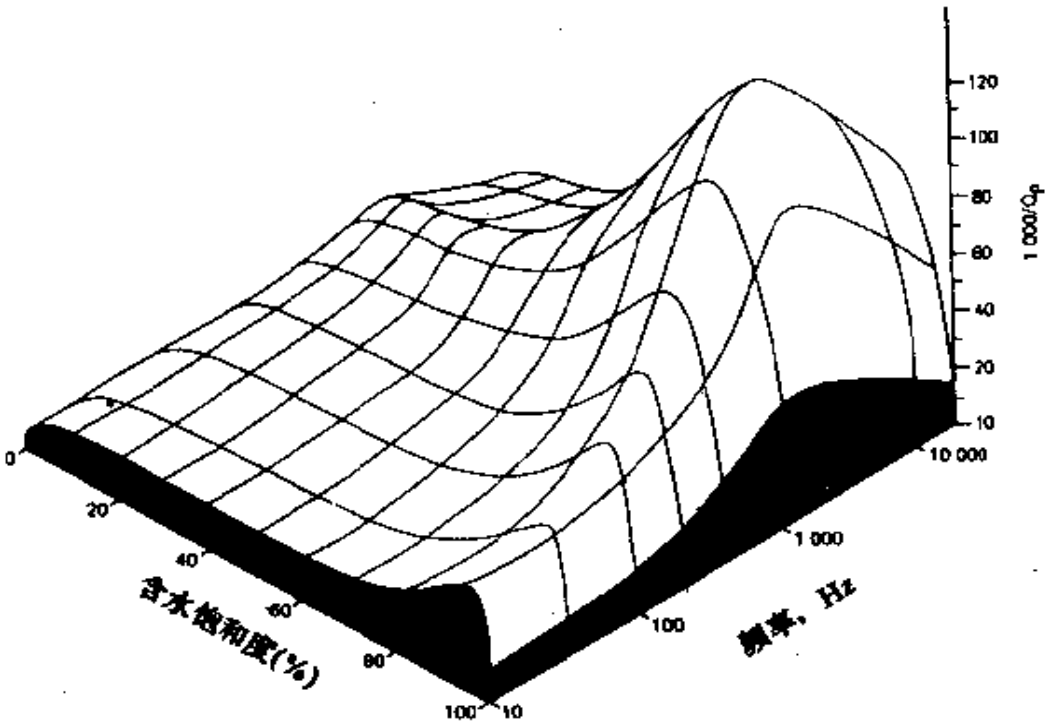


图 1.28　P 波衰减随频率和含流体饱和度变化图

(据 Murphy. 1982)

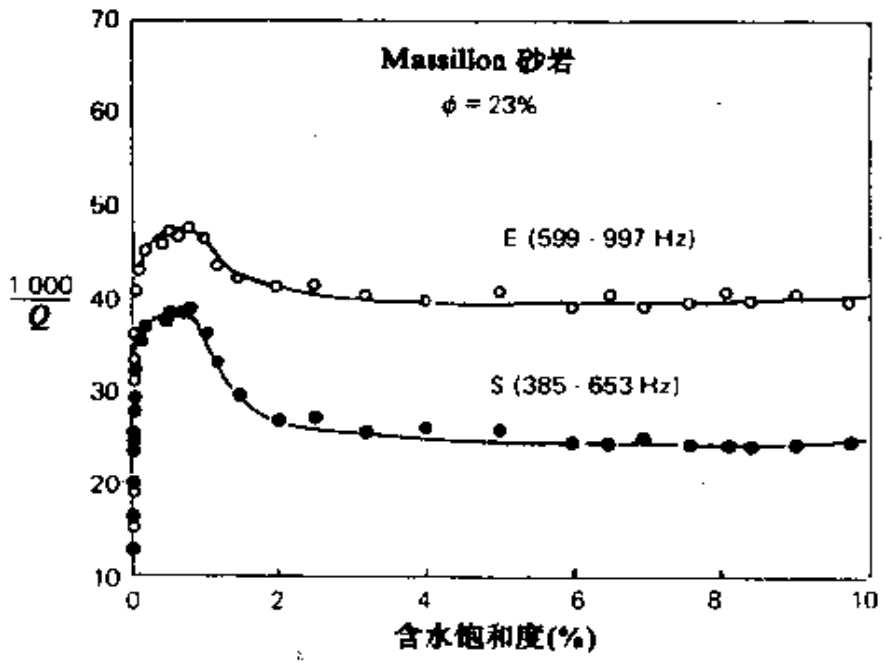


图 1.29　Massillon 砂岩在含水饱和度从零变到 10%之间衰减的变化

(据 Murphy, 1982)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

3.压力的影响

研究者们一致认为，地震波的衰减随有效压力增大而减小。在实验室使用的各种不同频率和饱和度条件下测量结果都证实这种依赖关系。当达到一定高的压力时，衰减便趋于稳定。图 1.30～图 1.33 是两种砂岩中纵横波衰减随压力变化图。可以看到，无论是干砂岩还是部分饱和或完全饱和时，衰减都随压力增大而减小，即 Q 随压力增大而增大。压力达到某个数值后衰减便趋于稳定。衰减趋于稳定时的压力随岩石及其饱和度而变化。

比较 Massillon 砂岩（图 1.30、图 1.31）和 Berea 砂岩（图 1.32、图 1.33）衰减随压力变化图可以看出，Q_P 与 Q_S 的相对大小，随压力的变化率的相对关系都无明显规律。Johnston (1980) 在研究过砂岩、石灰岩和油页岩的 Q 值后指出，衰减随压力变化率取决于岩石类型、孔隙度、裂隙及其分布等。事实上，比较 Johnston 等（1980）和 Winkler 等（1982）研究过的几种砂岩的衰减特征后看到，即使同是砂岩，它们衰减随压力变化率及 Q_P、Q_S 相对关系也是复杂的。

4.温度的影响

温度对波的衰减有明显影响，当温度升高时衰减降低。如水饱和 Berea 砂岩，当温度从 20℃升高到 120℃时，横波衰减降低约 50%（图 1.34）衰减随温度的变化率受压力影响，当有效压力增加时，衰减随温度变化的幅度减小（图 1.35）。温度变化方向对衰减变化幅度有影响。图 1.36 表明，当温度由低到高变化时，衰减降低的幅度较大，而温度由高到低变化时，衰减降低的幅度较小。（见图 1.36）。另外可以看到，温度对衰减的影响大于对波速影响。对于部分饱和岩石，温度对衰减影响似乎较小 (Bourbie 等，1987)。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

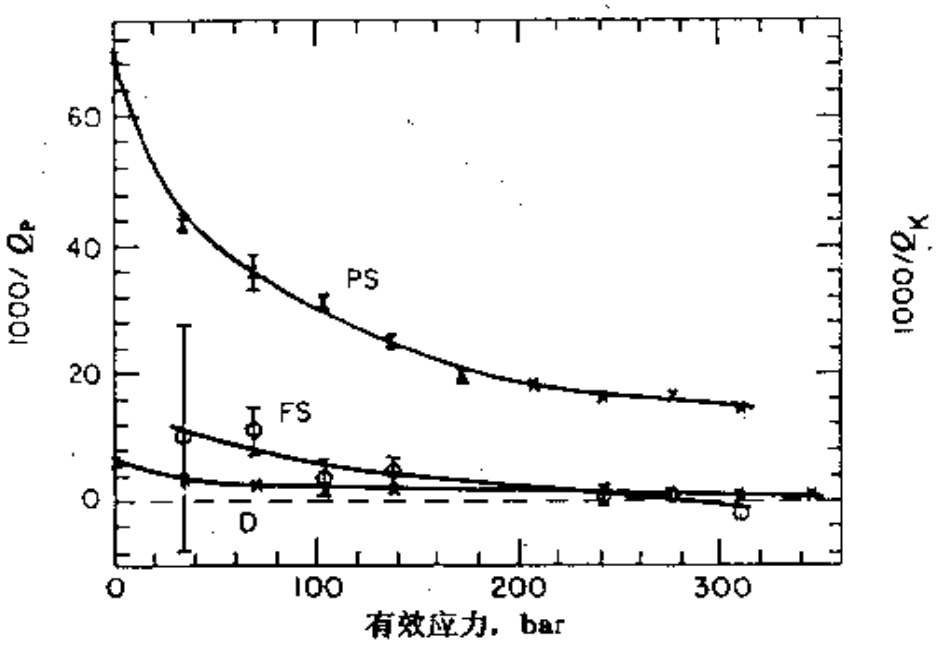


图 1.30　Massillon 砂岩中 P 波衰减随有效压力的变化情况。图中 PS、FS 及 D 分别代表部分含水、完全水饱和及干砂岩

(据 Winkler 等，1982)

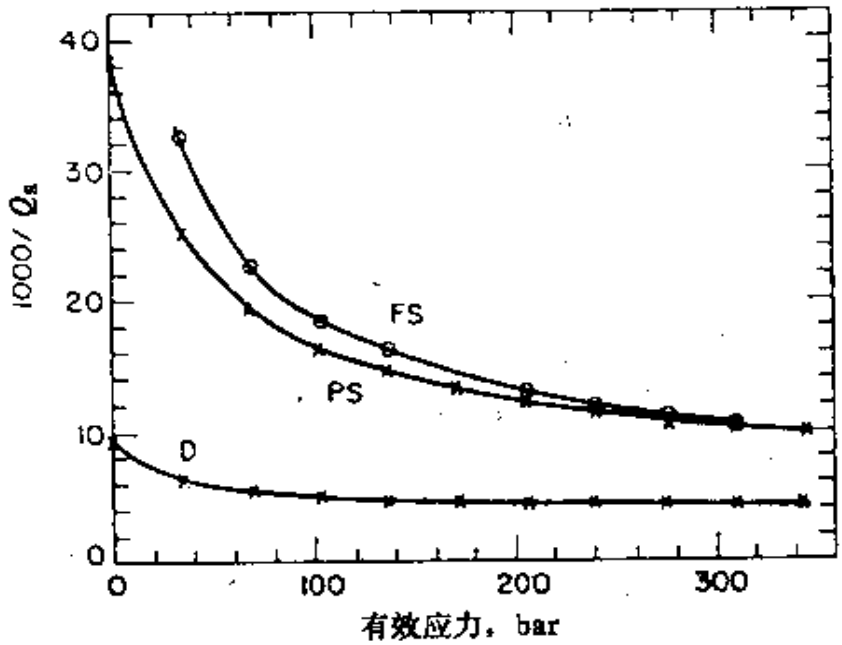


图 1.31　Massillon 砂岩中 S 波衰减随有效压力变化图。图中 PS，FS 和 D 含义同图 1.30

(据 Winkler 等，1982)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

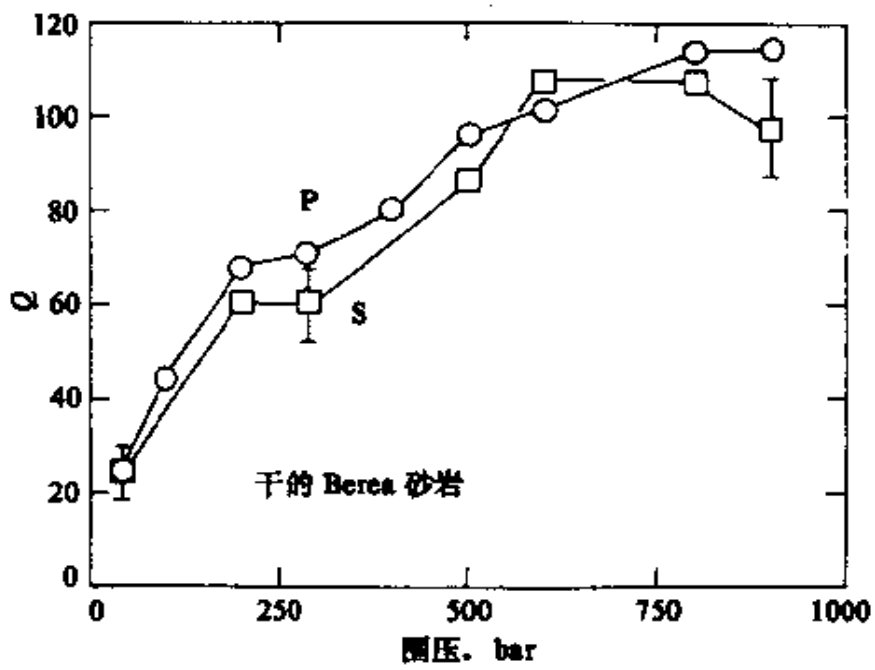


图 1.32　干的 Berea 砂岩中 P 波和 S 波 Q 值随有效压力变化图

(据 Johnston, 1980)

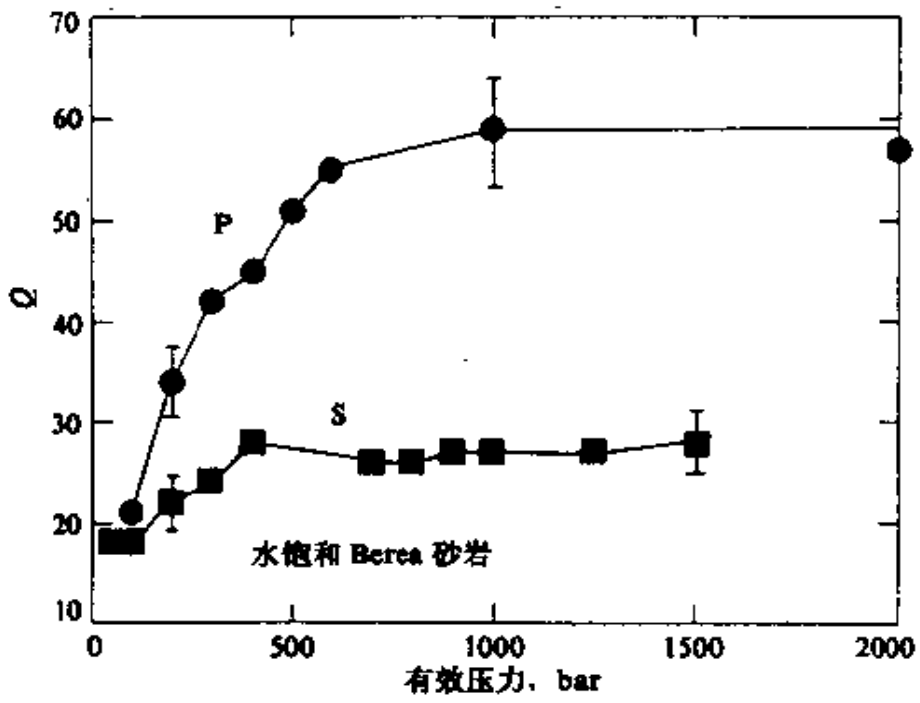


图 1.33　水饱和 Berea 砂岩中 P 波和 S 波 Q 值随有效压力变化图

(据 Johnston, 1980)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

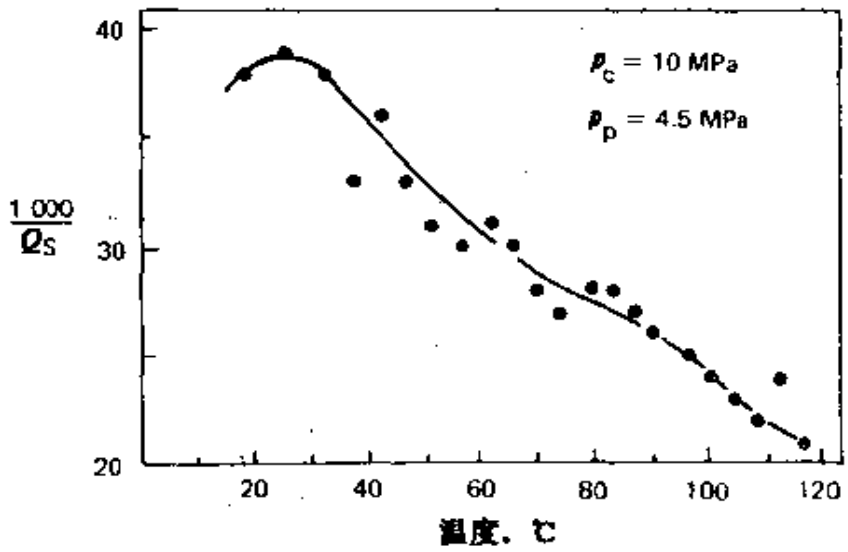


图 1.34　水饱和 Berea 砂岩中衰减（共振棒法）随温度的变化图。
（测量时孔隙压力 p_p=4.5MPa，围压 p_c=10MPa）

（据 Jones, 1983）

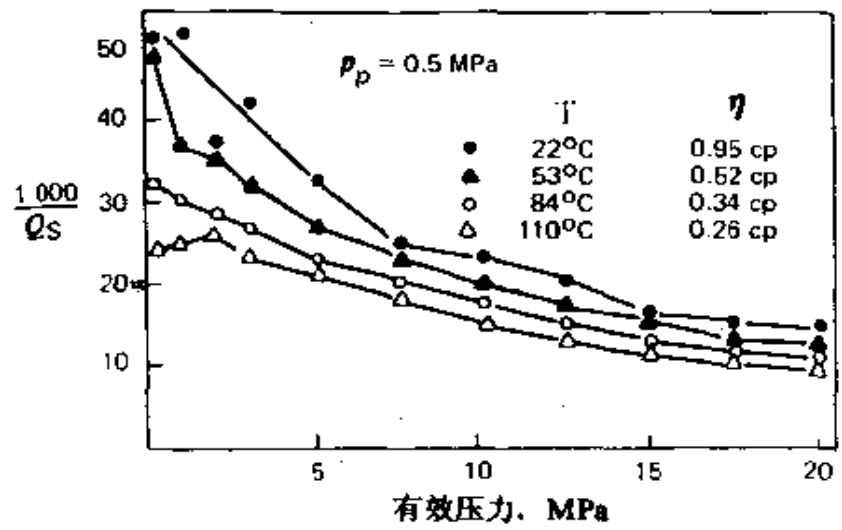


图 1.35　水饱和 Berea 砂岩中，温度对衰减影响随压力而变化，（共振棒法测量，孔隙压力 p_p=0.5MPa 保持不变），图中 T 表温度，η 表粘滞度

（据 Jones, 1983）

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

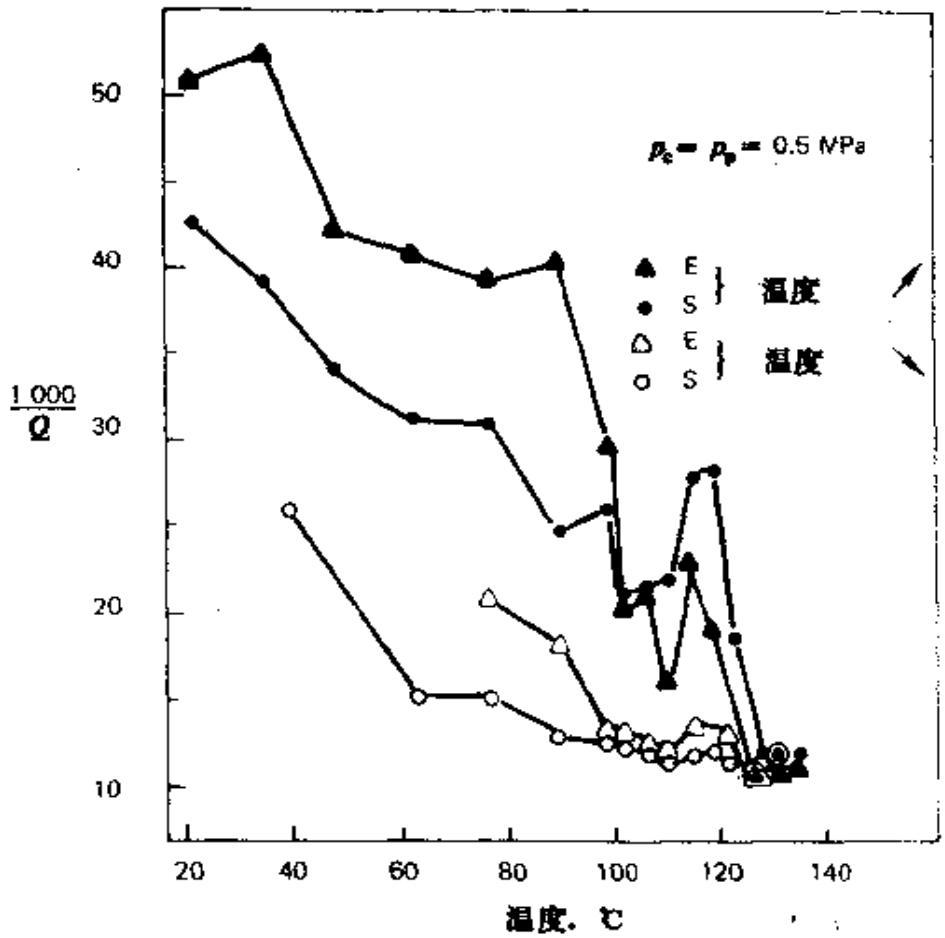


图 1.36　部分水饱和 Berea 砂岩中温度变化方向对衰减（共振棒法）的影响。图中 p_p、p_c 分别表示孔隙压力和围压

（据 Jones, 1983）

孔隙流体的相变对衰减有影响，如同对速度影响一样。在由水蒸汽变为水的相变带里，纵横波的衰减都有明显变化，但变化方向不同：纵波衰减急剧减小（波的振幅急剧变大）（图 1.37）；横波衰减急剧增大（振幅急剧减小）（图 1.38）。Bourbie′ (1987) 等指出，上述相变影响只在完全饱和岩石中看到，在部分饱和岩石中是观测不到的。

孔隙流体的粘滞度对波的衰减也有影响，但粘滞度又明显受到温度影响，三者之间关系复杂。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

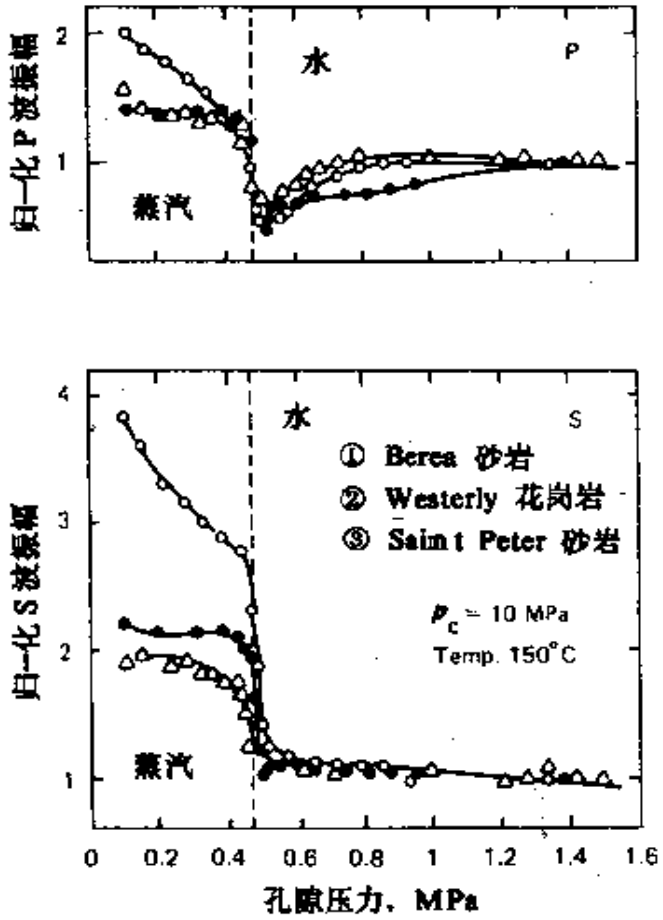


图 1.37　完全水饱和砂岩和花岗岩中孔隙流体的相变（水／水蒸汽）对横波衰减影响（超声波测量结果）

（据 D. Vilbess, 1980）

5.石油和天然气的影响

对油气勘探讲，更感兴趣的是油气饱和度对衰减的影响。理论计算表明，油气饱和时 P 波衰减的增长并不太大。这为鉴别储层中油气水带来困难。由于衰减对流体的部分饱和度比较敏感，而油气藏在漫长的地质年代里会缓慢地不断向周围地层扩散而形成扩散晕，甚至形成非工业气体聚集。这又为储层预测带来方便。阿维尔布赫（1982）对前人的现场研究成果分析后认为，实际生产中的确观测到油气藏分布区内地震波衰减较大，纵波在

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

含油气地层中的传播衰减较明显，比周围非油气地层的衰减值明显地大。少的大 0.4 倍，多的大一个数量级。在国内也曾观测到波的衰减在油气田上明显地大，特别是一些浅层气田。

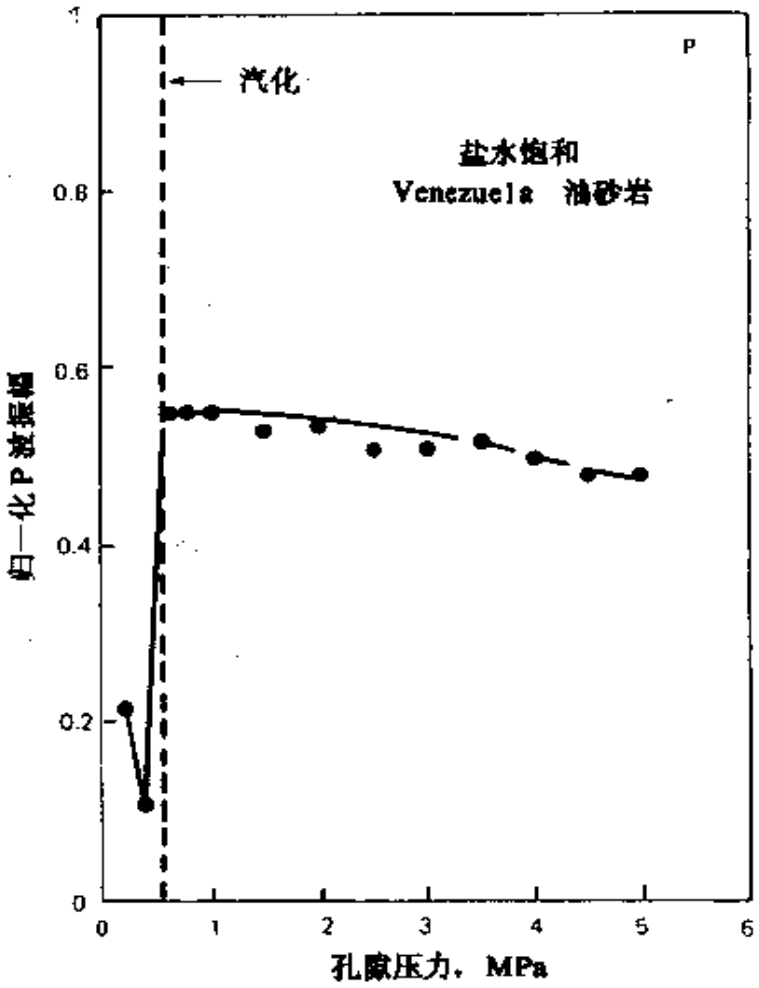


图 1.38　Venezuela 油砂中（盐水饱和）孔隙流体相变（水／水蒸汽）对纵波吸收的影响（超声波测量结果）

（据 Tosoya 等，1985）

6.其它

Q 值既然是岩石物性的一种固有特征，那么影响岩石力学性质的矿物成分、孔隙度、孔缝的形状及分布、渗透率等对 Q 值可能都有不同程度的影响，近些年来陆续出现了有关论文。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

研究指出，纵横波 Q 值与岩石的泥质含量有明显关系。当泥质含量增多时纵横波 Q 值明显降低即衰减变强（Tutunch 等 1994; Best 等 1994)。当孔隙空间的泥质含量增多时，同样明显表现出上述相关性（Klimentos 等，1990)。还观测到泥质含量增大时纵横波频谱的中心频率向低频移动，即高频损耗增大(Tutunch 等，1994)。Q 值随泥质含量增多而降低的原因主要是泥质增多使岩石骨架变得疏松，杨氏模量降低而泊松比升高所致。

当孔隙度增大时 Q 值有减小的趋势，但二者关系弱，即孔隙度不是影响 Q 值的重要因素（Klimentos 等，1990; Best 等 1994)。当渗透率增大时 Q 值增大，Q 与渗透率也是弱相关，但这种关系比 Q 与孔隙度关系稍强（Best 等，1994)。

7.Q_P / Q_S 与 v_P / v_S 的比较

Winkler 等曾研究过同一岩样中纵横波 Q 值比与速度比的相对大小。研究结果指出 Q 值比对孔隙流体饱和度变化更为敏感。图 1.39、图 1.40 画的是 Massillon 砂岩的观测结果。图 1.39 是 v_P / v_S—v_P 交会图。可以看到，完全饱和数据与干岩石数据或部分饱和（饱和度约 90%）数据明显分开；但干岩和部分饱和岩石数据却分不开，即这种图对饱和度变化不灵敏。图 1.40 画的是 Q_S / Q_P 与 v_P / v_S 交会图。由图可见，干岩石与部分饱和岩石及完全饱和岩石数据三者可明显分开，其中以 Q_S / Q_P 等于 1 为分界线，$Q_S / Q_P > 1$ 表示岩石部分饱和，$Q_S / Q_P < 1$ 表示干岩石或完全饱和岩石，而且干岩石和完全饱和岩石数据区也明显分开。干岩石处于 v_P / v_S 低值区，完全饱和岩石处于 v_P / v_S 高值区。这说明 Q_S / Q_P 值对饱和度比较敏感，$\frac{Q_S}{Q_P}\frac{v_P}{v_S}$ 交会图有能力区分干岩石、部分饱和岩石及完全饱和岩石。上述结论得到其它许多人数据的支持，这些数据绝大多数是实验室得到的，只有一个是现场测量结果。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

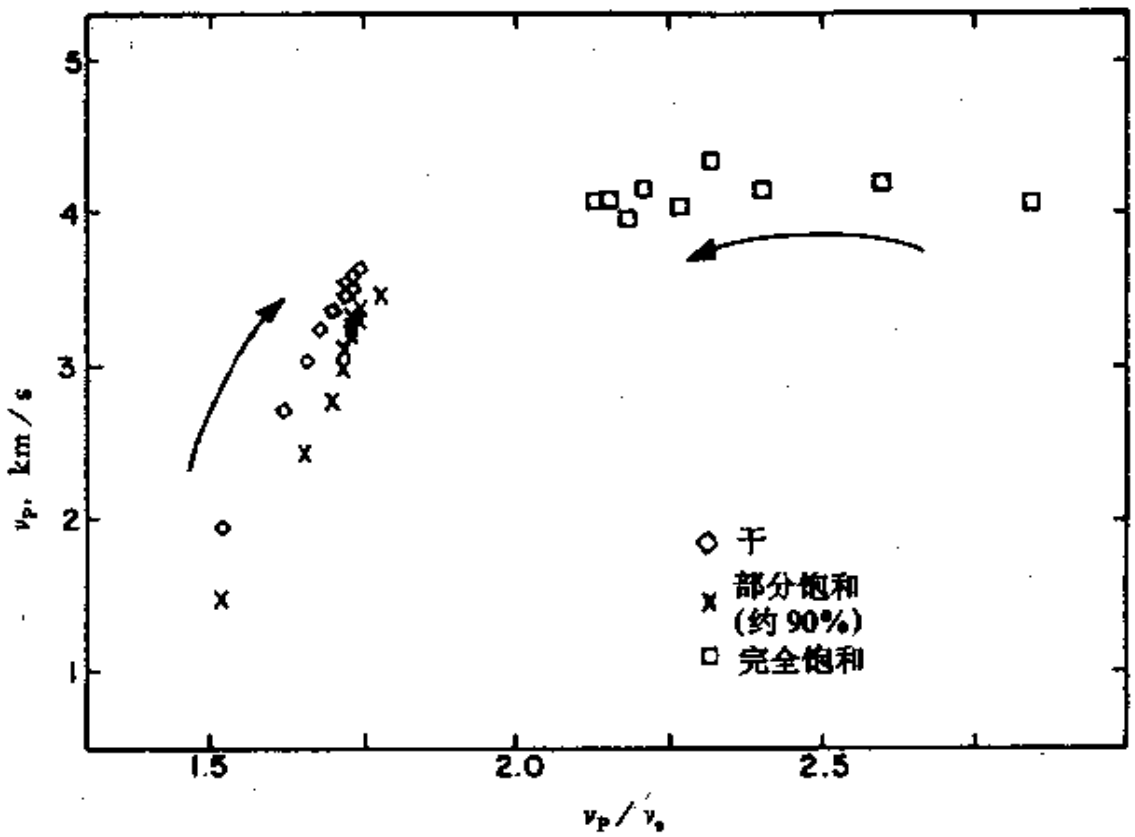


图 1.39　Massillon 砂岩$\frac{v_P}{v_S}$ — v_P 交会图，箭头表示有效应力增大方向

(据 Winkler 等，1982)

纵波 Q 值与纵波速度是弱相关，而横波 Q 值与横波速度是强相关（Best 等，1994）。

最后我们指出，上述 Q 值及各种影响因素的有关结论基本上都是在实验里的超声测量结果。实验所用条件与地震勘探现场条件是大不相同的，因此许多结论只是定性地与地震勘探相符合，实际应用时应当慎重。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

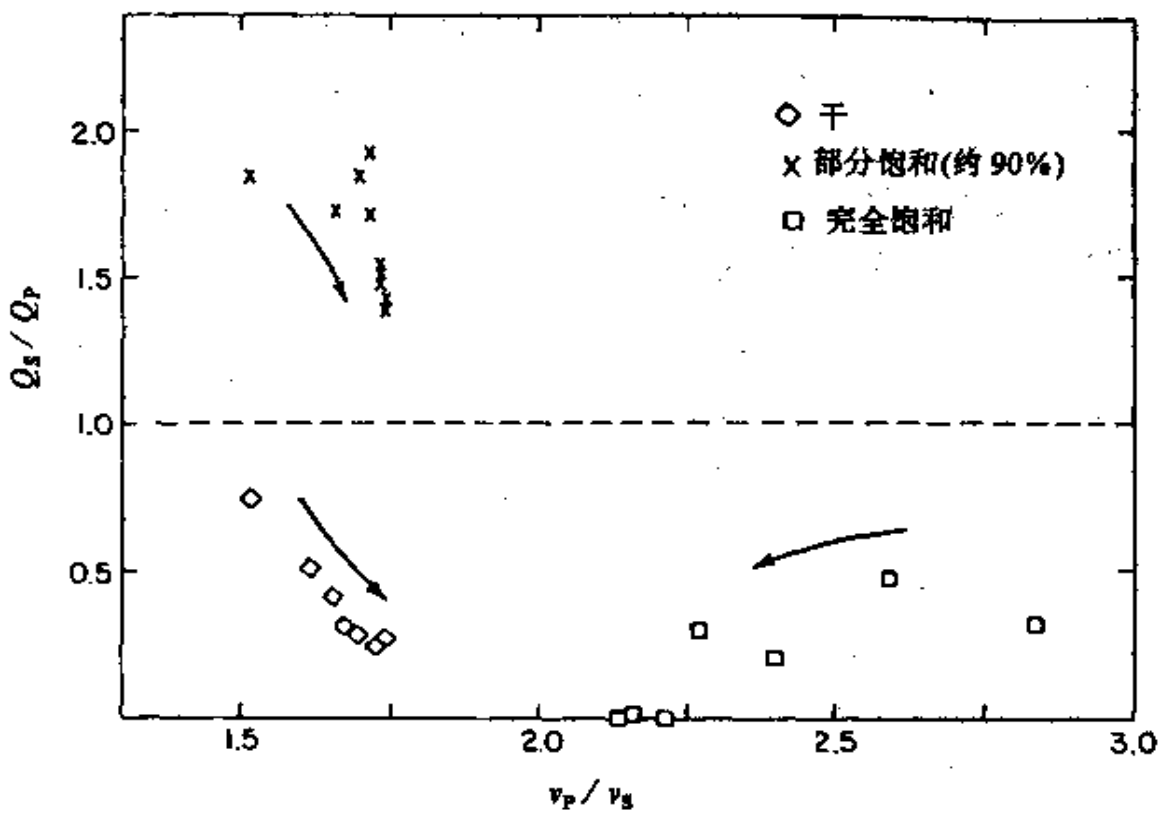


图 1.40　Massillon 砂岩$\frac{Q_S}{Q_P}-\frac{v_P}{v_S}$交会图，箭头表示有效应力增大方向

(据 Winkler 等，1982)

四、粘弹性介质中的反射波

在完全弹性介质中，两种介质分界面上的反射波仅决定于界面两边介质的密度、速度及入射角；在法向入射时仅决定于波阻抗。然而在吸收介质中，反射波不仅决定于上述因素，而且决定于介质的吸收特性和频率。为了简便，下面用恒 Q 模型讨论两种粘弹性介质分界面上波的反射问题。在法向入射时平面波位移反射系数可写为：

$$R=\frac{\rho_1 c_1-\rho_2 c_2}{\rho_1 c_1+\rho_2 c_2} \tag{1.33}$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

式中，ρ 为密度，c 为类似于速度的量，下标 1 和 2 分别表示属入射波所在介质和透射波所在介质。我们看到，上式与我们熟知的完全弹性介质中法向反射系数在形式上完全一致（有一个正负号差异是对位移正方向规定不同引起的）。但上式中的 c 是频率的函数，是复数。将恒 Q 介质的相速度代入上式可得：

$$R=\frac{(\rho_1 c_{01}/\rho_2 c_{02})(i\omega/\omega_0)^{\gamma_1-\gamma_2}-1}{(\rho_1 c_{01}/\rho_2 c_{02})(i\omega/\omega_0)^{\gamma_1-\gamma_2}+1} \tag{1.34}$$

式中，ω_0 为任意参考频率，$c_0=\sqrt{M_0/\rho}$，参数 γ 与 Q 的有下面关系：

$$\gamma=\frac{1}{\pi}\tan^{-1}\left(\frac{1}{Q}\right)$$

利用自然对数的幂级数展开式，即：

$$\frac{1}{2}\ln x=\frac{x-1}{x+1}+\frac{1}{3}\left(\frac{x-1}{x+1}\right)^3+\frac{1}{5}\left(\frac{x-1}{x+1}\right)^5+\cdots$$

则由 1.34 式可有：

$$\frac{1}{2}\ln\left(\frac{\rho_1 c_{01}}{\rho_2 c_{02}}\right)+\frac{1}{2\pi}\left(\frac{1}{Q_1}-\frac{1}{Q_2}\right)\ln\left(\frac{i\omega}{\omega_0}\right)$$
$$=R+\frac{1}{3}R^3+\frac{1}{5}R^5+\cdots$$

在地震勘探里，反射系数 R 数值很小，因此可以忽略 R 三次方及更高次幂，于是上式简化为：

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

$$R=\frac{\rho_1 c_{01}-\rho_2 c_{02}}{\rho_1 c_{01}+\rho_2 c_{02}}+\frac{1}{2\pi}\left(\frac{1}{Q_1}-\frac{1}{Q_2}\right)\ln\left|\frac{\omega}{\omega_0}\right| +\frac{i}{4}\left|\frac{1}{Q_1}-\frac{1}{Q_2}\right| \tag{1.35}$$

由上式可见，粘弹性介质中的反射系数 R 由两部分组成：第一部分，即等式右边第一项是与频率无关的实数部分，第二部分，即右边其余两项，是与频率和 Q 有关的复数。上式表明，只要界面两边介质的 Q 不同，整个反射系数 R 就是个复数，并且是频率和 Q 值的函数。当界面两边介质的品质因数 Q 相同时，上式 R 是实数，并且与频率和 Q 无关，也就是说此时介质的吸收特性对反射系数无影响，即与完全弹性介质时完全一样。

上式虽然是根据恒 Q 模型导出，Bourbie（1986）指出，上式适用于任意一种粘弹性介质模型，包括广义 Maxwell 模型、广义 Voigt 模型。

实验室测量和现场测定表明，含流体孔隙岩石在有围压情况下，Q 值变化比速度变化的灵敏度要高一个数量级，局部饱和岩石比完全饱和岩石的衰减要大得多。因此某些地区观测到的反射波中，界面两边介质 Q 值差异的贡献可能相当大。即使界面两边介质的弹性波阻抗相同，Q 值差异仍会形成一定能量反射波。

Bourbie'等（1984）在实验室里研究了水与固体吸收介质分界面上的反射波，并得到下述认识：

（1）界面两边介质的吸收差异对反射波的影响实际上是对振幅的影响；

（2）只有在弹性反射系数（相当于（1.35）式右边第一项）很小（小于 0.05 至 0.1）时，才能观测到吸收差异对反射波的影响；而地震勘探中的反射系数往往正是这么小；

（3）吸收差异对反射系数的影响取决于入射角，只有在小角度时才能看出吸收差异对反射波的影响。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

苏联学者指出，当吸收不强时，反射系数的模随频率变化不大，并与弹性反射系数相差不大。当衰减很强时则反射系数的模随频率变化大，与弹性反射系数差别也明显，特别在界面两边速度差异不大时更是这样。衰减对透射系数的影响也和对反射系数影响一样，只有当吸收强时才明显（A.Г.阿维尔布赫，1986）。这些看法与 Bourbie′看法相吻合。

五、关于衰减的机制

在地震勘探中，地震波衰减的原因是什么，它的衰减过程是怎样的？在理论研究上尽管已发表了大量论文，但对衰减的认识仍然很不够，已提出各种衰减机制仅仅是一些假说。这些假说有颗粒间摩擦（intergranulal friction），晶粒错位（dislocation in quartz），毛细管力（capillary forces），热驰豫（thermal relaxation），化学平衡变化（change in chemical equilibrium），流体与固体的惯性偶合（fluid / solid inertial coupling），隙间流体粘滞性驰豫（viscous relaxation of the interstitial fluid），区域流（regional flux），喷流或压流（"squirt"or"squish"flow），化学键耗损（breakage of chemical bonds）等。

在这十种假说中，大多数不适用于地震勘探，有的因不能解释已观测到的衰减现象，或与已有观测结果相矛盾；有的因要求的频率或应变远远超出地震勘探的范围，因此不能被接受。

目前认为地震波的衰减的基本原因是孔隙流体的存在。Bourbie′等（1987）认为低饱和（饱和度＜10%）时衰减机制与部分饱和（＞10%）及完全饱和时衰减机制不同。前者主要是微毛细管迟滞作用和流体流动有关机制的综合；在部分饱和与完全饱和孔隙介质中波的衰减、喷流（有时称局部流）是一种较好的假说。喷流是由岩石孔隙的不均匀性导致流体流动，从而产生能量损耗。喷流可部分地定性地解释已观测到的衰减现象，是目前可以接受的一种假说。

需要指出的是迄今还没有一种理论可以很好地定量解释衰减现象。考虑到实际地震介质的复杂性，企图用一种单一的基于简

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

单假设的假说来详尽而完美地描述地震波的衰减是困难的。

参 考 文 献

李庆忠. 1992. 岩石纵横波速度规律. 石油地球物理勘探, Vol.27, No.1: 1～12

季仲霖, 李建林, 熊舜华等. 1993. 含油岩石弹性特征及其与油气关系. 地球物理学报, Vol.36, No.2: 242～255

蒋宏辉译. 1986. 地震勘探中岩石成分和性质的研究. 北京: 石油工业出版社

Nur. A. 1986. 双相介质中波的传播. 徐云译. 北京: 石油出版社, 1～44; 63～134

Biot M A. 1962. Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid, low frequenc range. J. Acoust. Soc. Am. Vol. 28

Best A I, Mc Cann C and Sothcott J. 1994. The relationships between the velocities, attenuations and petrophysical properties of reservoir sedimentary rocks. Geophysical Prospecting, Vol. 42, No.1: 151～178

Bourbie′ T and Nur A 1984. Effects of attenuation on reflections: experimental test. J. Geoph. Res, Vol. 89, No.B7:6197～6202

Bourbie′ T Coussy O and Zinszner B. 1987. Acoustics of porous media. Editions Technip Paris. 104～141, 245～297

Domenico S N. 1974. Effect of water Soturotion on seismic reflectivity of Sand reservoirs encased in shale. Geophysics, Vol. 39,No.6

Domenico S N. 1976. Effect of brine—gas mixture on velocity in an unconsolidated sand reservoir. Geophysics, Vol.41, No.5

Faust L Y. 1951. Seismic velocity as a function of depth and time. Geophysics, Vol.16, No.2

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Faust L Y. 1953. A velocity function including Lithologic Variation. Geophysics, Vol.18, No.2:271～288

Gardner G H F et al. 1974. Formation Velocity and density — the diagnostic basics for stratigraphic trops. Geophysics, Vol.39, No.6

Geetsma J, Smit D C. 1961. Some aspects of elastic wave propagation in fluid–Saturated porous solids.Geophysics, Vol.26, No.2:169～181

Gregory A R, 1976, Fluid Saturation effects on dynamic. elastic properties of sedimentary rocks. Geophysics, Vol.41, No.5

Hamilton F. 1976. Shear wave velocity versus depth in marine sediments: A review. Geophysics, Vol. 41,No.5

Iverson W P. 1987. Combining attenuation by Q and spherical divergence. Geophysics, Vol. 52, No. 6

Johnston D H Toksoz M N and Timur A. 1979. Attenuation of seismic wave in dry and saturated rocks: II Mechanisms. Geophysics, Vol.44, No.4:691～711

Johnston D H and Nur A. 1980. Ultrasonic Pand S wave attenuation in dry and saturated rocks under pressure.J. Geoph. Res, Vol.85,No. B2:925～936

Movko G M and Nur A. 1979, Wave attenuation in partially saturated rocks. Geophysics, Vol. 44, No.2: 161～178

Marion D Nur A and Yin H et al. 1992. Compressional velocity and porosity in sand –clay mixtures. Geophysics, Vol. 57, No.4:554～563

Newman J P et al. 1982. In–situ investigation of seismic body wave attenuation in heterogeneous. Geophysical Prospecting, Vol.30. No.4

Phillips D E, Han D H and Zoback M D 1989. Empirical relationships among seismic velocity, effective pressure, porosity

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

and clay content in sandstone. Geophysics, Vol.54, No.1,82～89

Spencer J W. 1981. Stress relaxations at low frequencies in fluid–saturated rocks: Attenuation and modulus clispersion. J. Geoph. Res, Vol.86, No.B3:1803～1812

Spencer J W Sonnad J R and Butler T W 1982. Seismic Q–Stratigraphy or dissipation. Geophysics, Vol.47, No.1:16～24

Toksoz M N Johnston D H and Timur A. 1979 Attenuation of seismic waves. in clry and saturated rocks: I. Laboratory measurements. Geophysics, Vol.44, No.4: 681～690

Tutuncu A N Podio A L and Sharma M M. 1994. An experimental investigafion of factors influencing compressional–and shear–wave velocities and attenuations in tight gas sandstones, Geophysics, Vol.59, No.1:77～86

Timur A. 1977. Temperature dependence of compressional and shear wave velocities in rocks, Geophysics, Vol.42. No.5

Tosaya C, Nur A and Thanh D V et al. 1987. Laboratory seismic methods for remote monitoring of thermal EOR, SPE Reservoir Engineering, May. 235～242

Wang Zhijing and Nur A. 1990. Wave velocities in hydro–carbon–saturated rocks: Experimental results. Geophysics, Vol.55, No.6: 723～733

Winkler K W and Nur A. 1982. Seismic attenuation: Effects of pore fluids and frictional sliding. Geophysics, Vol.47, No.1:1～15

Winkler K W 1983. Frequency dependent ultrasonic properties of high porosity sandstone. J. Geoph. Res, Vol.88: 9493～9499

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

第二章　岩性预测方法

第一节　砂泥岩含量预测

砂泥岩含量预测是岩性预测中应用最早最普遍的一种方法，它有一套较为完整的工作程序，发展出各种具体工作方法。

我们已经知道，不同岩石的波速不同，并且速度是深度的函数。例如在深度和其他条件相同时，纯砂岩和纯泥岩速度有明显差异。通常，砂岩波速大于泥岩波速，二者之差少者 500～600m／s，多者达 km／s 以上。含泥砂岩的波速介于纯砂岩和纯泥岩波速之间，并随含砂量的增大而增大。用地震速度预测地层含砂岩百分比的方法就是基于以上事实。

显然，只有在砂泥岩速度足够分开时才可能用层速度估算砂岩含量。M.拉沃金等（1979）指出，砂泥岩速度需要相差 20%～30%以上，如达不到这一要求，就不能根据层速度估计砂泥岩含量。一般来说，在一定深度以下（500m～1000m）即可达到这一要求。图 2.1 为我国东部某地区的砂泥岩层速度随深度变化图，由图可见，在 500m 深度以下，砂岩速度明显高于泥岩速度。二者相差 600m／s（深度 600m）到 1400m／s（深度 4000m），这说明该区适宜用层速度估算砂泥岩含量。

用地震层速度预测砂泥岩含量的方法有多种，最常用的一种是量板法，此法发展较早，应用最广；另一种是反演法，由井外推储层岩性的反演法（R.H.Seymour，1989），就是其中之一；也有人用经验公式直接估算砂岩含量（N.K.Mahajan，1989）。反演法在下一节再讨论，本节只讲述其余几种方法。

用地震层速度计算砂泥岩含量的一般先计算：层速度量板法要制作岩性指数量板（Litrology Number Chart），有人称为“砂岩指数量板”、“岩性量板”或“砂泥岩量板”；接着计算砂岩含量，

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

绘制砂岩含量平面图或剖面图；最后对这些图件进行解释。

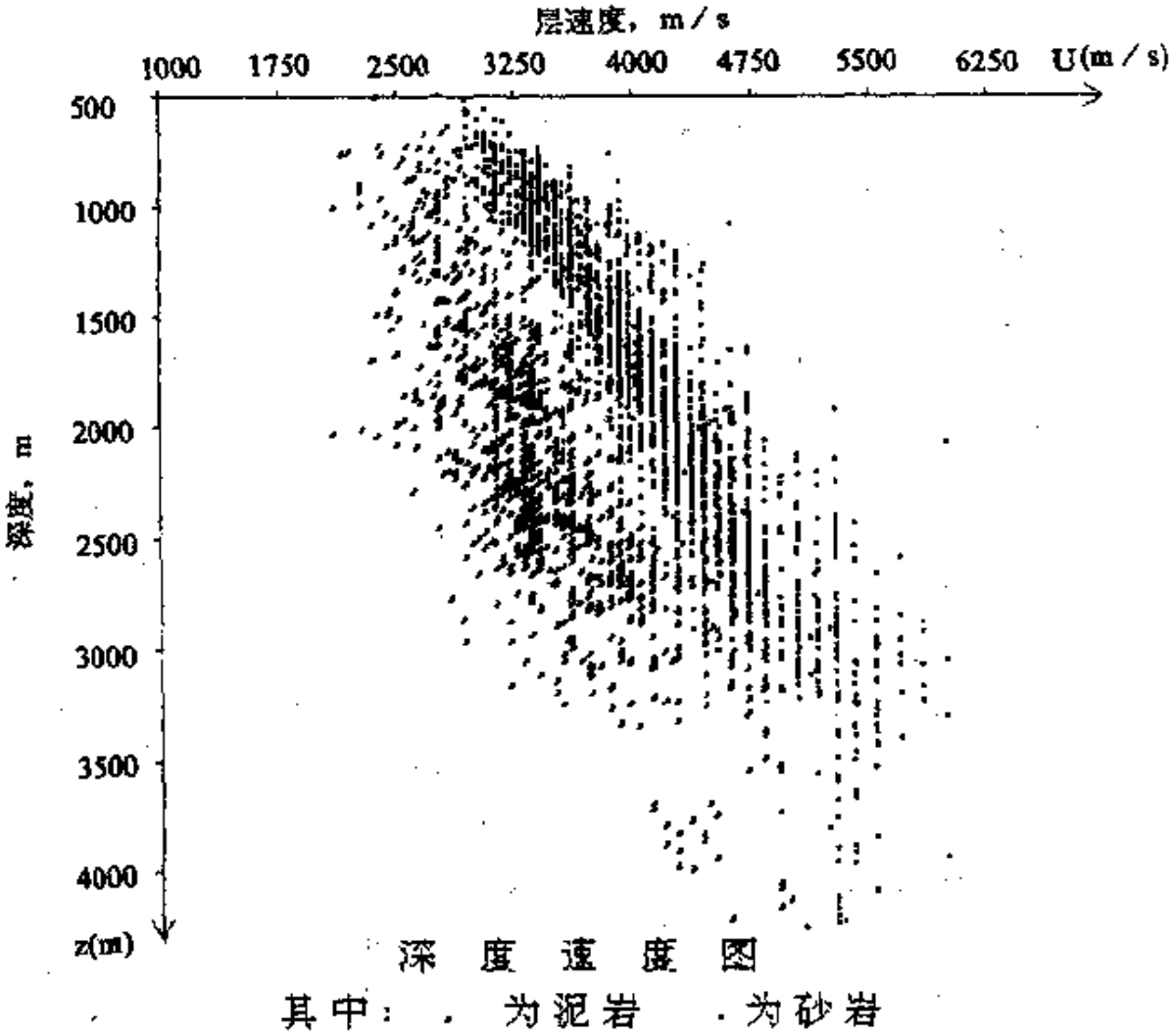


图 2.1 井中实测纯泥岩速度（左）与纯砂岩速度（右）比较

一、层速度计算及平滑

层速度计算是基础工作。依据的资料是地震道或叠加速度谱，通常用的是后者，这时速度谱质量决定了所计算出的层速度数据质量。

计算层速度的方法很多，最常用、最古老的方法是 Dix 公式，这种方法精度较低。近年发展出各种新的高精度层速度计算方法，如模型迭代法（甘永忠，1992），可得到较高精度的层速

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

度。计算层速度的方法可在有关文献中找到，这里不作具体讨论。

将所有速度点上的层速度计算好后，便可根据研究的需要将层速度显示成剖面图和平面图。

层速度剖面是在构造解释或地震地层学解释后的剖面上，打出各层所有层速度数据，以备研究解释使用。也有的沿测线按速度点绘制成阶梯曲线形式供使用的。

层速度平面图也是在构造解释或地震地层学解释的基础上按层显示的，即将某两个地震层序界面（或某两个标准层）间的层速度数据打印出来。每一层打印一张平面图，层数多少由研究任务所决定。这些层速度数据在平面图上一般比较紊乱。尽管在这之前我们已经做了各种校正处理，但使用层速度计算公式仍有较大误差等原因，所得层速度图上数据仍显得紊乱。因此必须对层速度数据加以平滑，才能看出平面变化规律。

平滑的方法是采用一定范围的方格网（如埃克森公司采用8km×8km的方格网），把落在方格内的所有层速度数据加起来求得平均值，将该平均值置于方格的中心，最后，再由中心点上的平均值做等值线图，即为平滑后层速度平面图。

关于平滑时方格的大小，有的西方公司在海域采用6km×6km；邱荣华（1982）考虑到所研究的午阳盆地较小，采用2km×2km方格网，取得较满意效果❶；李庆忠（1982）则认为应该使用20km到30km见方的大方格网，原因是层速度的变化范围是由构造单元、古地形所决定的，一般在小范围内不可能产生突变。看来格网的大小是要因地制宜。

层速度剖面上的平滑，采用横向上五个点的层速度平均值作为中点的层速度值，方法较为简便。

二、量板法计算砂岩含量

❶邱荣华，1982，午阳凹陷的速度分析和岩性预测，石油地球物理勘探学会第二届年会论文汇编。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

1.岩性量板的制作

所谓"岩性量板"，就是纯砂岩、纯泥岩及含泥质砂岩、砂质泥岩层速度与深度关系曲线，如图 2.2 示。根据掌握的实测速度数据的性质，制作岩性量板方法可分两大类，即拟合曲线法和包络线法。

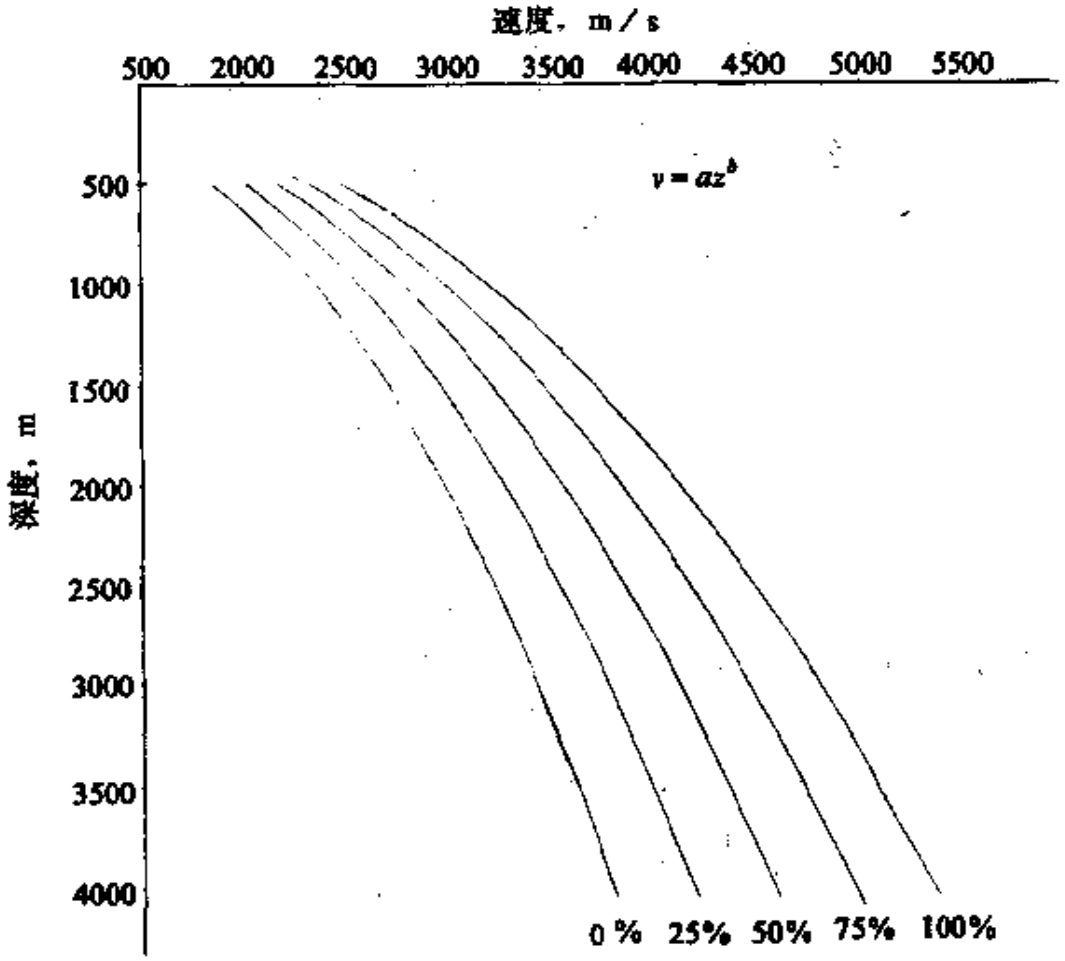


图 2.2　砂泥岩量板

1）拟合曲线法

我们知道速度是深度的函数，不少学者提出各种各样的经验公式。这些公式便是制作岩性量板的数学模型。同一地区砂岩、泥岩的速度—深度函数都取相同形式。M.拉沃金（1979）的文章列出三种公式都是比较实用的形式，这三种公式是：

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

$$v = az^b \tag{2.1}$$

$$v = ke^{nz} \tag{2.2}$$

$$v = c + dz \tag{2.3}$$

式中，z 为地层中心点深度，v 为对应层速度，a、b、c、d、k、n 为常数，e 为自然对数的底。实际上（2.1）式是 Faust，L.Y，公式的一种修正式。

曾洪流等（1988）曾使用高次曲线函数形式

$$v = a_0 + a_1 z + a_2 z^2 + a_3 z^3 \tag{2.4}$$

式中，a_0、a_1、a_2、a_3 为常数，v、z 意义同上。

我国南海一些地区适用于（2.1）式，即幂函数形式●。陈继松等（1982）所述应用于南黄海南部凹陷的实际上是线性关系，即（2.3）式。曾洪流等用于廊固凹陷的是（2.4）式，即高次曲线形式。编者根据某盆地大量钻井资料，用（2.1）、（2.2）、（2.3）、（2.4）式分别拟合实测数据，研究后发现，（2.1）式即幂函数拟合效果最好。

由此可见，不同地区速度——深度关系是不同的。实际工作中应该用不同函数形式去拟合实测数据（v_i，z_i），选取效果最好者作为制作岩性量板的数学模型。但也有时候不能用一种简单函数式拟合（于近芳，1983；周长祥，1983）。

当手中掌握大量钻井及测井资料时，可按下述步骤实际制作量板；

第一步：由工区内声波测井资料自然伽马测井资料，微电极

●李庆忠，1982，速度资料解释和岩指数量板，石油地球物理勘探技术报告集，90～95。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

测井、自然电位测井、电阻率测井及井径曲线，对应的岩性柱状图等（录井资料）作综合解释，分别挑选含砂量 0（纯泥岩）、25%、50%、75%及 100%（纯砂岩）地层，计算出其层速度 v_i 并读出对应深度 z_i。

第二步：对数学模型作适当变化。例如选择（2.1）式作为量板的数学模型时，可将公式（2.1）作适当变化❶，导出适合计算参数 a 和 b 的公式：

$$b=\frac{N\sum_{i=1}^{N}(\ln v_i\cdot\ln z_i)-(\sum_{i=1}^{N}\ln v_i)(\sum_{i=1}^{N}\ln z_i)}{N\sum_{i=1}^{N}(\ln z_i)^2-(\sum_{i=1}^{N}\ln z_i)^2} \tag{2.5}$$

$$\ln a=\frac{1}{N}\left(\sum_{i=1}^{N}\ln v_i-b\sum_{i=1}^{N}\ln z_i\right) \tag{2.6}$$

式中，v_i、z_i 为第 i 对实测数据；其中 v_i 为层速度；z_i 为中心埋深；N 为实测数据对数目。

第三步：根据实测数据 v_i，z_i，计算纯砂岩、纯泥岩和其它不同含砂量的速度深度曲线，即得岩性量板。例如，选用公式（2.1）时，便可由（2.5）、（2.6）式求出各条曲线对应的 a 和 b，从而作出量板。不少研究者将不同含砂量的曲线参数 b 取相同值。事实上，纯砂岩、纯泥岩的压实规律是不同的，同一地区，不同含砂量对应的 a 不同，b 也不同，不必强行将不同含砂量对应的 b 取为相同值。

实际工作时应注意下述事项：首先注意选择纯砂岩、纯泥岩及不同含砂量岩层时，一般应选择层厚 2m 以上，声波曲线无畸变者，以保证层速度的计算精度；二是声波测井的井数应足够

❶柴继棠，1984，岩性指数量板及其制作，地球物理勘探技术汇编（4）。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

多。一般讲，有十口井声波测井及录井资料就可得到满意的效果(邱荣华，1982)。井数越多越好。第三由于频散、各向异性等原因，对同一岩层声波测井与地震资料测得的速度是不同的，有时差异较大，应给以校正（朱广生等，1991)。

在大多数情况下很难读出足够多的含砂量分别是0、25%、50%、75%、100%的层速度数据来，有时这几组数据点在速度深度坐标中互相迭合，不能分清。在井数少的时候尤其如此。这种情况下仍可用上述方法制作岩性量板，只是仅作纯砂岩、纯泥岩两条曲线，分别代表含砂量为100%和0。然后对介于二者之间的含砂泥岩地层，内插出其余几条曲线，这可用简单的线性内插法，也可用下面公式计算。

在正常压力水饱和情况下，在单位厚度的砂泥岩层中波的旅行时等于波分别在砂岩和泥岩中旅行时的和。因此砂泥岩层的速度 v 与纯砂岩速度 v_S、纯泥岩速度 v_h 及砂岩含量 P_S、泥岩含量 P_h 间的关系可用下式表示：

$$\begin{cases} \dfrac{1}{v} = \dfrac{p_s}{v_s} + \dfrac{p_h}{v_h} \\ p_s + p_h = 1 \end{cases} \tag{2.7}$$

由上式可写出

$$v = \frac{v_s v_h}{v_h p_s + v_s p_h} \tag{2.8}$$

这样根据已有的纯砂岩、纯泥岩曲线便可内插出任意含砂量的曲线来。

2) 包络线法

在缺少钻井资料的初探区，无法利用测井和录井资料制作岩性量板，这时可用大量速度谱作统计分析。将校正后的速度谱求出的层速度与深度 z 或 t_0 作交会图。图上数据点应有规律地分

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

布在一定区间，取其密集带的高速边界为纯砂岩层速度 v—z 曲线；取低速边界为纯泥岩层速度 v—z 曲线。这样，我们便得到了纯砂岩、纯泥岩两条曲线，然后用线性内插得到其它几条曲线，便得到了完整的量板。但这种方法制作的量板精度不高。

研究结果表明，根据速度谱数据用包络线法作出的量板，与根据井孔资料用拟合曲线法作出的量板有明显区别。在同一深度上前者速度明显高于后者；并且这种差别纯砂岩曲线大，纯泥岩曲线差别较小。笔者对某盆地研究结果表明，在 500m～3500m 深度范围内速度谱纯泥岩曲线速度平均高约 7%；纯砂岩曲线高约 20%。曾洪流等（1988）在廊固凹陷的研究结果也有类似现象，造成这种差异的主要原因是沉积岩的各向异性。尽管不同地区这种差异大小不同，但这种差异是普遍存在的。

三、Mahajan 公式法

N.K.Mahajan（1989）提出的估算砂泥岩含量的方法，只需知道两口井的资料就可工作，当然井越多越好。

1.原理

设一个砂页岩两层互层，总厚度为 z，该层段被观测到的层速度为 v，z_1 表示速度为 v_{c1} 的岩性（如砂岩）厚度，z_2 表示速度为 v_{c2} 的岩性（如页岩）厚度，p_1、p_2 分别表示两种岩性（砂岩、页岩）含量的百分比，则波通过 z 的旅行时等于波通过 z_1 旅行时加通过 z_2 旅行时，即：

$$\frac{z}{v}=\frac{z_1}{v_{c1}}+\frac{z_2}{v_{c2}} \tag{2.9}$$

因此有

$$\frac{1}{v}=\frac{p_1}{v_{c1}}+\frac{p_2}{v_{c2}} \tag{2.10}$$

和

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

$$P_1 = \frac{v_{c1}(v - v_{c2})}{v(v_{c1} - v_{c2})} \tag{2.11}$$

v_{c1}、p_{c2} 称为组分速度。

假设已知有两口井（A 和 B）资料：

A 井目的层中砂岩含量 p_{1A}，页岩含量 p_{2A}，层速度 v_A；

B 井目的层中砂岩含量 p_{1B}，页岩含量 p_{2B}，层速度 v_B。

将上述假设代入（2.10）式，可得：

$$v_{c1} = (v_A \cdot p_{1A} \cdot v_{c2}) / (v_{c2} - v_A \cdot p_{2A}) \tag{2.12}$$

或

$$v_{c1} = (v_B \cdot p_{1B} \cdot v_{c2}) / (v_{c2} - v_B \cdot p_{2B}) \tag{2.13}$$

合并以上二式可得：

$$v_{c2} = \frac{v_A \cdot v_B \cdot (p_{1A} \cdot p_{2B} - p_{2A} \cdot p_{1B})}{v_A \cdot p_{1A} - v_B \cdot p_{1B}} \tag{2.14}$$

即由两口井的资料便可求得目的层砂岩和页岩的组分速度 v_{c2} 和 v_{c1}。

根据地震资料可获得目的层层速度 v，前面已获得了组分速度 v_{c1} 和 v_{c2}。这样，由（2.11）式便可算出砂岩含量 p_1，而页岩含量 $p_2 = 1 - p_1$。

当一条地震测线上有两口井，则可由这种方法求得该测线上各点的砂岩和页岩含量来，条件是这条测线上砂岩和页岩组分速度不变。

2.实例

N.K.Mahajan 等（1989）给出了达布蒂地区的一个实例。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

在一条测线上有两口井 A 和 B，目的层是渐新统里的一个地震层序。这两口井中砂页岩百分比及层速度是根据测井资料计算出的，并列于表 2.1，由地震资料计算出的沿测线各速度点的层速度数据列于表 2.2。

表 2.1　两口已知井中目的层层速度和砂页岩含量

(据 Mahajan, 1989)

	A 井	B 井
层速度	2786m / s	2758m / s
砂岩百分比	25.75	18.00
页岩百分比	74.25	82.00

根据表 1 中数据，得到砂岩和页岩组分速度为：

$v_{c1}=3087\text{m/s}$　　(砂岩组分速度)

$v_{c2}=2695\text{m/s}$　　(页岩组分速度)

根据 v_{c1}、v_{c2} 及表 2.2 中各速度点的层速度 v，可算出各点的砂岩百分比 (表 2.2)

由表中看出速度点 5、6、7 得不到合理的砂岩含量 (按 (2.11) 式计算出的 p_1 为负值)，因此这三个点是不正常的。我们可以看到这三个点上层速度小于页岩组分速度，原因可能是计算错误；或是该层段在这三点处含有第三种岩石组分；还有一种可能是异常高压的存在。因此对这些异常点的情况应仔细分析。

表 2.2　根据地震层速度计算出的砂岩含量

(据 Mahajan, 1989)

速度点	层速度 v_1	砂岩百分比	速度点	层速度 v_1	砂岩百分比
1	2755	17.15	8	2778	23.53
2	2806	31.15	9	2791	27.09
3	2892	53.65	10	2988	77.22
4	2786	25.75	11	2934	64.15
5	2534	?	12	2758	18.00
6	2476	?	13	2701	1.750
7	2485	?	14	2812	32.77

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Mahajan（1989）指出，这种方法的主要优点是在岩相频繁变化的三角洲地区是很有用的。另外，它只要有两口井资料就可以正常工作，而不需要量板法中那么多口井的资料去建立量板。

但我们也看到，该法仅适用于正常压力层段，并且没有第三组分才可靠；它的另一个缺点是没有作深度校正，在目的层从一口井到另一口井深度变化很大时，可能会引起较大误差。

四、多参数法估算砂岩含量

从上面讨论可以看到，无论是量板法，还是 Mahajan 法，求砂岩含量的根据仅仅是地震资料得到的层速度，即仅用一种地震参数作砂岩含量计算，精度不高是预料中的事。目前的各种反演方法主要也是用波阻抗。它的优点是充分利用地质信息，并且用井孔资料标定更加严格，但它使用的地震参数仍然是有限的。因此，反演法所得的砂岩含量精度也不高。实际上砂泥岩含量变化不仅改变岩层速度、波阻抗等，还会因各弹性模量及吸收特征等变化，导致频谱、波形等各种地震特征的复杂变化，因此应充分利用地震的多方面信息，提高砂岩含量计算精度。例如利用地震资料提取波形、频率、能量等多种特征。用神经网络作模式识别或函数逼近，对砂岩含量进行估算，可将砂岩含量绝对误差降低到 10%以下，其精度明显高于常用的量板法或 Mahajan 公式。

图 2.3 为东部某油田的一个实例，该例由地震资料提取了目的层频率的积分能谱，振幅的积分能谱及旅行时差三个参数，用 BP 网络作模式识别，最后给出目的层砂岩厚度，所得结果与现有钻井及地质资料吻合较好（刘力辉等，1984）。

五、资料解释举例

图 2.4 为一幅砂岩含量平面图，该研究区位于我国东部一个陆相小盆地内。由图可见，东北部、西北部等值线数值较高，为 80%，东南部最高达 100%。表示这些地方岩相较粗，砂岩含量较高；在 B7 井一带等值线数值很小，仅为 20%，表示这一地区含砂量很低，是泥岩相带。与钻井揭示的较深湖相相吻合。中部

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

李店一带等值线数值也达 100%，但这不是砂岩含量高的表现，而是较深湖的白云岩相带的反映。可以看出，本区沉积由西北、东北、东南向中南部由粗逐渐变细，在 B7 井一带最细。这与本区是由东部、南部断裂控制的南深北浅的箕状凹陷相一致。

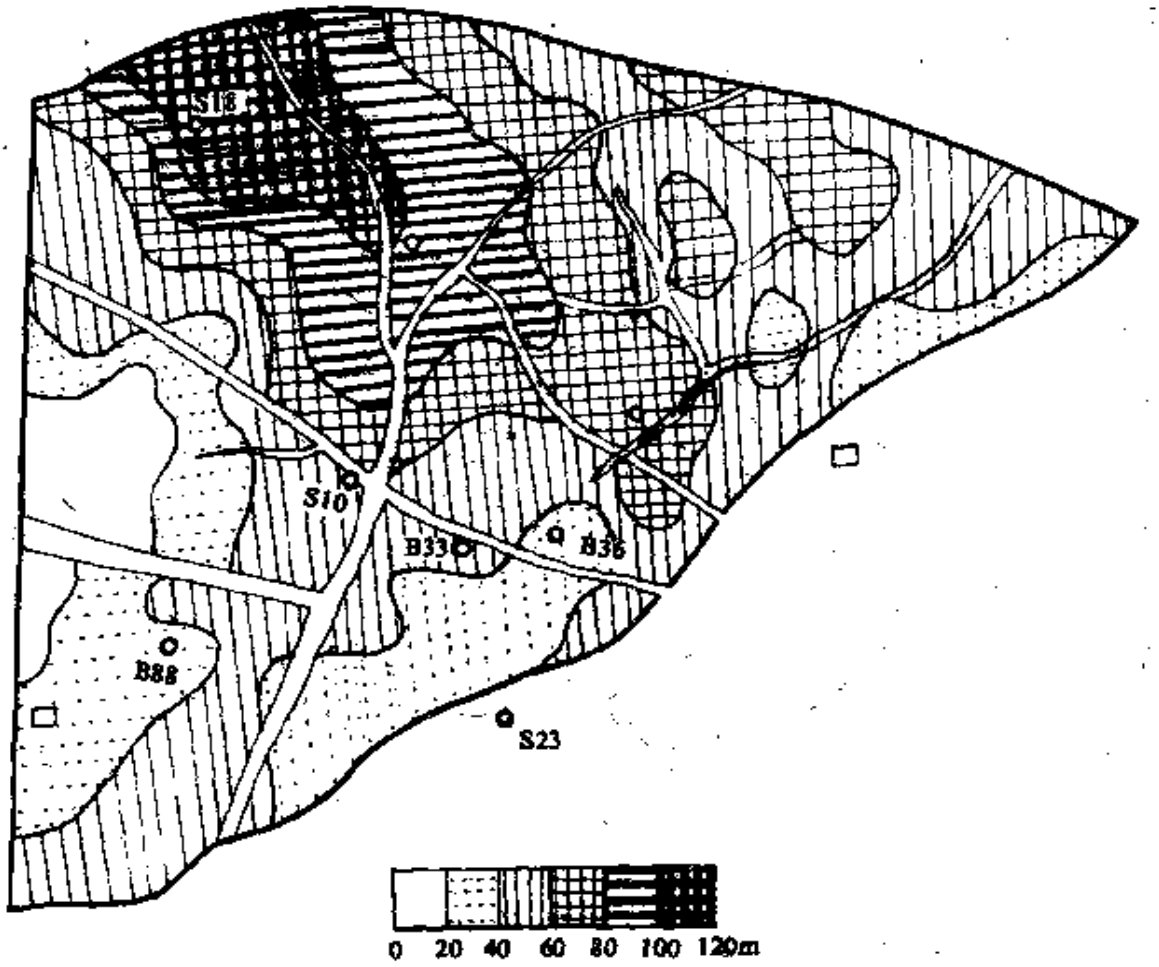


图 2.3　用神经网络法预测的某油田砂三 3 段砂岩含量分布图

(据刘力辉等，1994)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

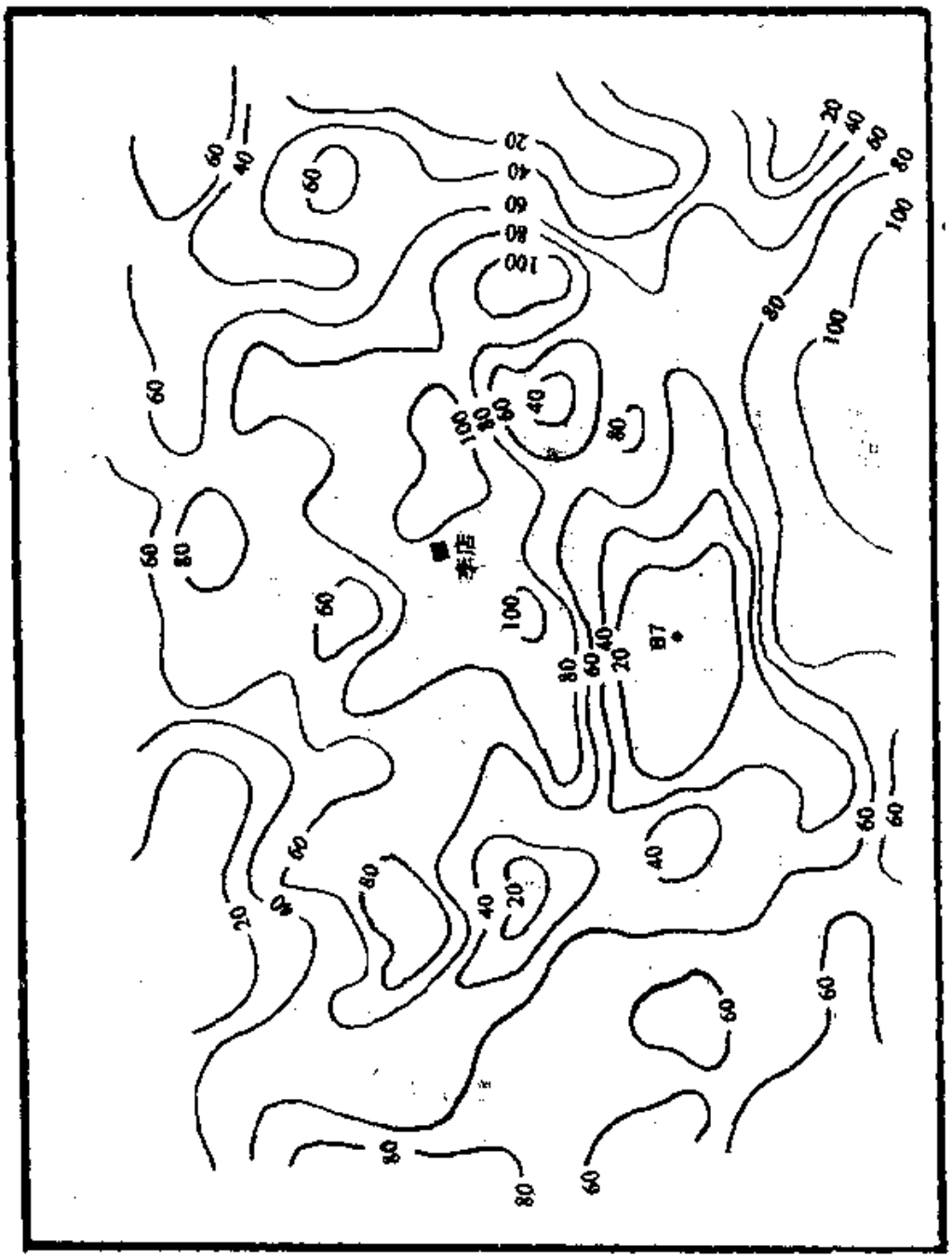


图 2.4　砂岩含量平面图（HB 油田）

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

第二节　用地震资料识别岩性

本节分两种情况讨论岩性识别，一种是同时具有纵横波两种地震资料，一种是只有纵波资料时的岩性识别。

一、综合用纵横波资料作岩性识别

1.方法原理

我们知道，在岩层中地震波的速度决定于岩石的弹性模量和密度。岩石的弹性模量又首先决定于岩石的矿物成分，其次是孔隙度、孔隙流体性质以及压力、温度等环境因素。孔隙度、孔隙流体及环境因素是通过影响岩石弹性模量和密度而影响速度的，所以决定岩石速度的最重要因素是岩石成分。因此人们自然想到用速度来判断岩性。

然而遗憾的是，就判断岩性来讲，各种岩石的速度范围太宽了。孔隙度、孔隙流体以及环境因素是造成各种岩石都有很宽速度范围的主要原因。这样，各种岩石的速度范围互相重迭，使人们很难仅根据速度来判断岩性。

在均匀各向同性弹性介质中纵横波速度比为

$$\frac{v_P}{v_S}=\sqrt{\frac{1-\sigma}{0.5-\sigma}} \tag{2.15}$$

式中，σ 为泊松比。该式表明，虽然纵波速度或横波速度本身要由 3 个或 2 个弹性模量决定，但纵横波速度比可以仅用一个弹性模量来确定。(参见图 2.5)。也就是说，v_P 或 v_S 与岩性关系复杂，而 v_P/v_S 与岩性关系较简单。早在 60 年代初，Pickett (1963) 根据实验室及野外测量资料研究指出不同岩石的 v_P/v_S 值不同，其中石灰岩为 1.9；白云岩为 1.8；砂岩为 1.6～1.75，进而提出用纵横波速度比作为识别岩性的标志。80 年代以来，这方面的研究十分活跃 (Thomas.F.Woods, 1986; J.G.Gallogher, 1988; R.A.Ensley, 1989)。R.A.Ensley

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

(1989) 概括石油地震勘探中最常见的几种岩性的纵横波速度比如表 2.3。

关于表 2.3 有以下补充叙述:

(1) 大量研究证明，石灰岩的 v_P / v_S 值最稳定，在 1.8～2.0 间，平均值约为 1.9。石灰岩的 v_P / v_S 值所以稳定，主要是石灰岩的成分比碎屑岩要简单，其主要成分是方解石，方解石晶体的 v_P / v_S 值为 1.94，这是石灰岩的 v_P / v_S 值在 1.8～2.0 间的主要原因；其次，石灰岩的孔隙不同于碎屑岩，因此它们的纵横波速度主要决定于矿物成分而不是孔隙度 (Wilkens, 1984; Chacko, 1989)，当孔隙度小时，石灰岩的 v_P / v_S 值几乎与孔隙度无关。而石灰岩的孔隙度一般不大，因此有的文献就说石灰岩 v_P / v_S 值与孔隙度无关 (Chacko, 1989)。

表 2.3 三种主要岩性的 v_P / v_S 值

(据 Ensley, 1989)

岩　性	v_P / v_S
砂　岩	1.6～1.75
石灰岩	1.8～2.0
页　岩	>2.0

(2) 由于地球物理学家说到“页岩”和“泥岩”这两个名词时通常比较含糊，因此在不同文献中谈到“页岩”的 v_P / v_S 时数值常常不一致。事实上地球物理文献中的页岩、泥岩通常说的是一回事。Castagna (1985) 指出“泥岩”的 v_P / v_S 值是高度可变的，从小于 1.8 (富含石英的泥岩) 到大于 5 (疏松水饱和沉积物) 的都有。表 2.3 中列出页岩 v_P / v_S 值大于 2，范围很宽。但就实际地震勘探讲，页岩地层的 v_P / v_S 值一般并没那么宽，通常在 1.8～3.0 间 (R.L.Brown 等, 1989)。

(3) 砂岩的 v_P / v_S 值实际上比表 2.3 列出的要宽。因为砂岩

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

的 v_P/v_S 值受到泥质含量明显影响（V.A.Clark，1992），而且与孔隙度关系比石灰岩要密切得多。

进一步研究指出，孔隙度较小时 v_P/v_S 值几乎与孔隙度无关。而孔隙度较大时，v_P/v_S 值不仅与孔隙有关而且与孔隙形状有关。低纵横比时 v_P/v_S 随孔隙度增大；高纵横比时 v_P/v_S 值随孔隙度而减小（图 2.6）（R.L.Brown 等，1989）。

由上述讨论可以看到，与单一的 v_P 或 v_S 相比，v_P/v_S 与岩性关系较简单，然而不同岩石的 v_P/v_S 值范围仍有重迭（图 2.6），因此也不能仅凭 v_P/v_S 值来判断岩性。

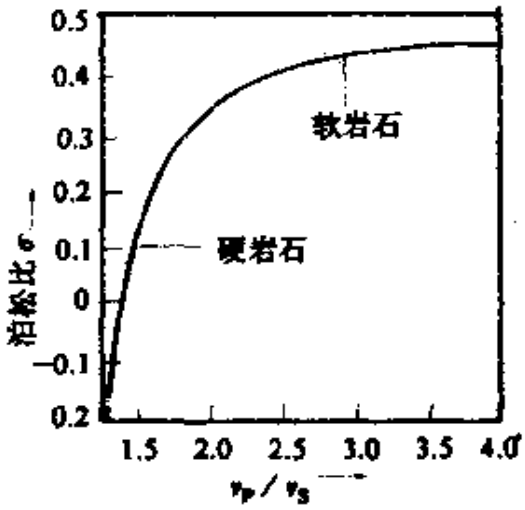


图 2.5　泊松比与 v_P/v_S 关系

（据 R.L.Brown, 1989）

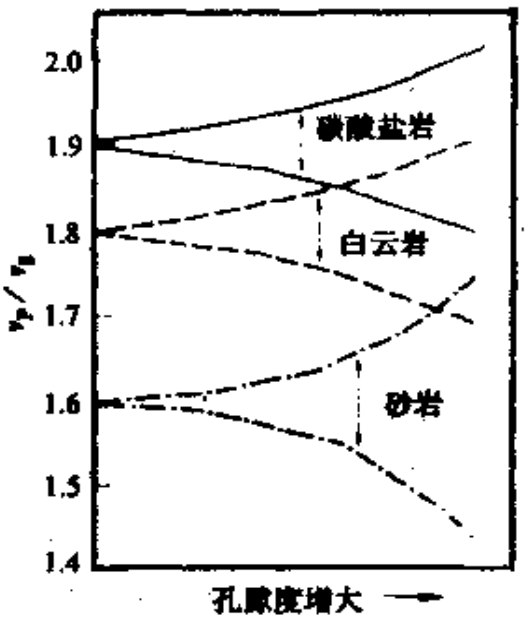


图 2.6　v_P/v_S 与孔隙度、孔隙形状关系

（据 R.L.Brown, 1989）

Pickett（1963），Domenico（1984）研究结果指出，各种岩石的纵波速度与横波速度具有相当形式的经验公式：

$$\frac{1}{v_P} = A_P + B_P\varphi \tag{2.16}$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

$$\frac{1}{v_S} = A_S + B_S\varphi \tag{2.17}$$

式中，A_P，A_S，B_P，B_S 为常数，实际上 A_P，A_S 分别为岩石骨架里纵横波速度的倒数。K.C.Ikwouakor（1988）由上面两个经验公式得出：

$$\frac{v_P}{v_S} = D + Kv_P \tag{2.18}$$

式中

$$D = \frac{B_S}{B_P} \tag{2.19}$$

$$K = A_S - DA_P \tag{2.20}$$

由（2.18）式可见，岩石的纵横波速度比不是常数，而是 v_P 的线性函数，截距为 D，斜率为 K。Ikwuakor（1988）根据 Pickeft（1963）和 Domenico（1984）的数据计算出砂岩和石灰岩的截距 D 和斜率 K（表 2.4）。根据 Wilkens（1984），Castagna 等（1985）及 Han（1986）的数据，计算出硅质灰岩、砂岩的截距和斜率如表 2.5。

从表 2.4 和表 2.5 可以看到，不同岩石的 D 和 K 不同，并且受有效压力的影不同；砂岩的斜率 K 为负，石灰岩的 K 为正，有效压力对 K 的正负无影响。即斜率 K 的正负只与岩性有关而与埋深无关；砂岩的截距 D 比石灰岩的 D 大，二者变化范围不相重迭。据现有资料，砂岩 D 界于 1.9～2.7 之间，而石灰岩 D 值界于 1.3～1.8 之间。当有效压力（埋深）增大时，D 和 K 的数值有变化，但变化不大。砂岩的 D 值随有效压力增大而略有增大，石灰岩的 D 值随着有效压力的增大略有减小（个别情况例外）。斜率 K 随压力变化没有明显规律。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

表 2.4　砂岩、石灰岩的$\frac{v_P}{v_S}$～v_P拟合直线的截距 D 和斜率 K

(据 K. C. Ikwuakor, 1988)

岩　性	有效压力 (MPa)	截　距 D (无量纲)	斜　率 K (μs / m)
砂　岩	3.45	2.3	−141
	6.90	2.3	−140
	13.8	2.3	−143
	20.7	2.4	−166
	27.6	2.4	−167
	34.5	2.4	−167
	41.4	2.4	−168
石灰岩	3.45	1.8	25.3
	6.90	1.6	53.5
	13.8	1.6	50.8
	20.7	1.6	48.5
	27.6	1.5	64.3
	34.5	1.5	63.0
	41.4	1.5	62.3

表 2.5　硅质灰岩、砂岩的$\frac{v_P}{v_S}$～v_P拟合直线的截距 D 和斜率 K

岩　性	有效压力 (MPa)	截　距 D (无量纲)	斜　率 K (μs / m)	孔隙流体
硅质灰岩	10	1.5	50.0	水饱和
	50	1.3	74.9	
	100	1.5	51.2	
砂　岩	5	2.1	−65.9	水饱和
	10	1.9	−47.9	
	20	1.9	−39.0	
	30	1.9	−41.0	
	40	1.9	−49.9	
砂　岩	不明	2.7	−241	不明

(1) 硅质灰岩栏是根据 R. Wilkens 等 (1984) 数据计算;

(2) 砂岩栏最低一行是根据 J. P. Castagna 等 (1985) 数据计算;

(3) 砂岩栏其它各行是用 De-hua Han 等数据 (1986) 计算的。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

值得指出的是，当砂岩中含有钙质时，其斜率 K 由负变为正。图 2.7、图 2.8 是实测的 v_P/v_S—v_P 交会图，其原始数据取自中原油田三口井的全波测井资料。其中图 2.7 岩性是普通砂岩，泥质含量小于 30%，不含钙质；图 2.8 岩性是灰质砂岩，钙质含量在 6%～18%之间。我们看到，图 2.7 拟合直线斜率为负值（−22），截距 $D=1.84$，与前述 Ikwuakor 理论相一致，而图 2.8 斜率为正值（+40）截距 D 为 1.64，表明当砂岩中含有钙质成分时，会使斜率由负变为正，截距变小，即表现出石灰岩拟合直线的斜率和截距特点。这一规律为理论计算（图 2.9）所证明，图 2.9 中岩性相当于致密钙质胶结石英砂岩，其 v_P 和 v_S 是按方解石和石英的弹性模量根据 Voigt 公式和 Reuss 公式计算的。由图 2.9 见，其斜率为正。将同一套数据画成 v_P/v_S—v_S 交会图时，斜率为负。

图 2.10、图 2.11 是实测 v_P/v_S—v_S 交会图，绘图数据分别用图 2.7、图 2.8 中同一套数据，仅是将横轴取为 v_S。我们看到，无论砂岩是否含钙质，拟合直线斜率不变，皆为负值；图 2.12 是用图 2.9 中同一套理论数据绘制的致密钙质石英砂岩 v_P/v_S—v_S 交会图，理论上证明了图 2.10、图 2.11 的合理性。

由此可知，在岩性预测中应使用 v_P/v_S—v_P 交会图，它能灵敏反映砂岩中是否含有钙质成分，而 v_P/v_S—v_S 交会图没有这种能力，不宜单独用来识别岩性。

2.方法和实例

利用纵波和横波地震资料求出目的层纵横波速度，由纵横波速度比预测岩性的方法有两种。一种方法是直接根据 Ikwuakor 公式（2.18），求拟合直线 $\frac{v_P}{v_S}=D+Kv_P$ 的截距 D 和斜率 K。如 K 为负值而 D 较大（大于 1.9），则可判断目的层为砂岩或偏砂相；如 K 为正值而 D 较小（1.8 以下），则可判断目的层为石灰岩或偏石灰岩相。注意要充分利用井孔资料标定解释结果。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

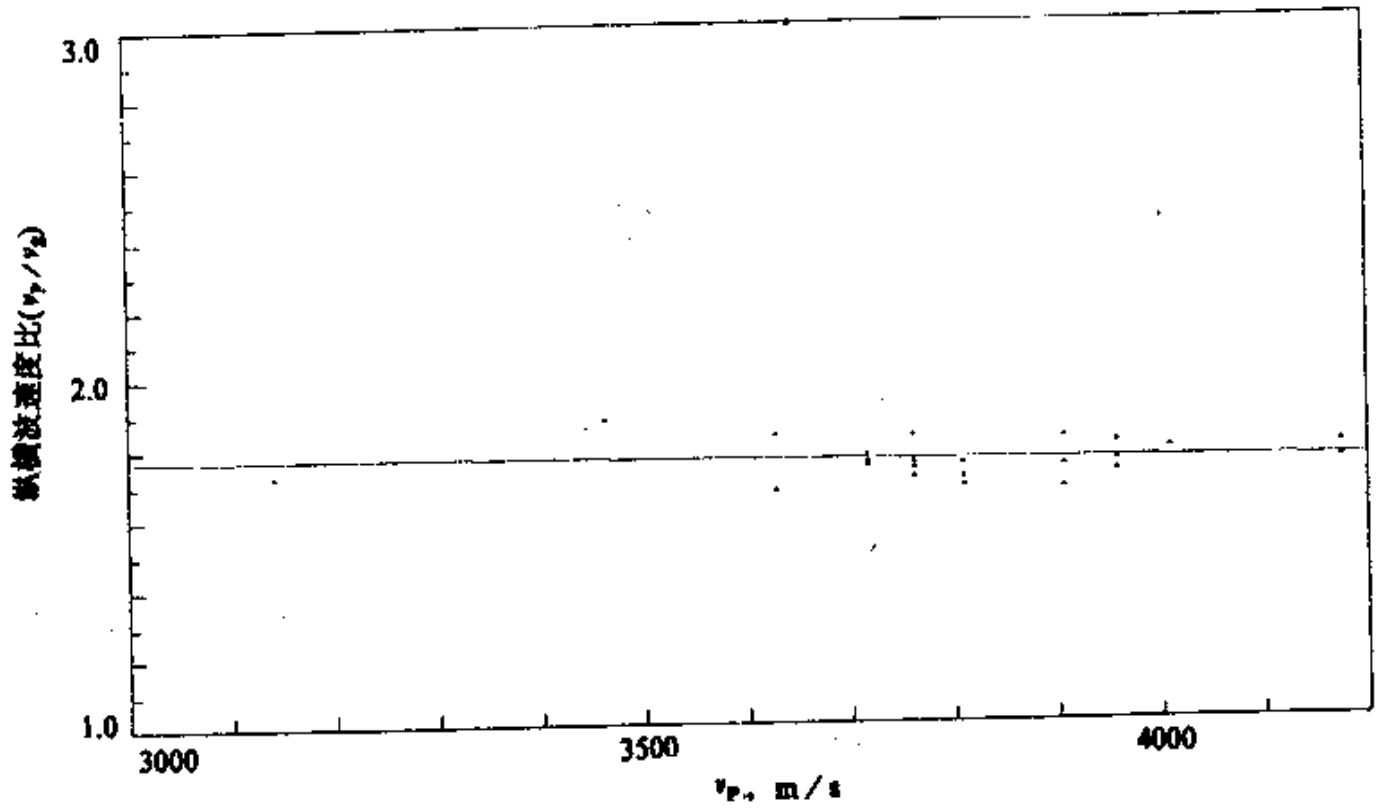


图 2.7　实测砂岩（不含钙质）纵横波速度比—纵波速度交会图

图中数据砂泥含量比＞70%，图中拟合直线方程为：$v_P / v_S = -22v_P + 1.84$

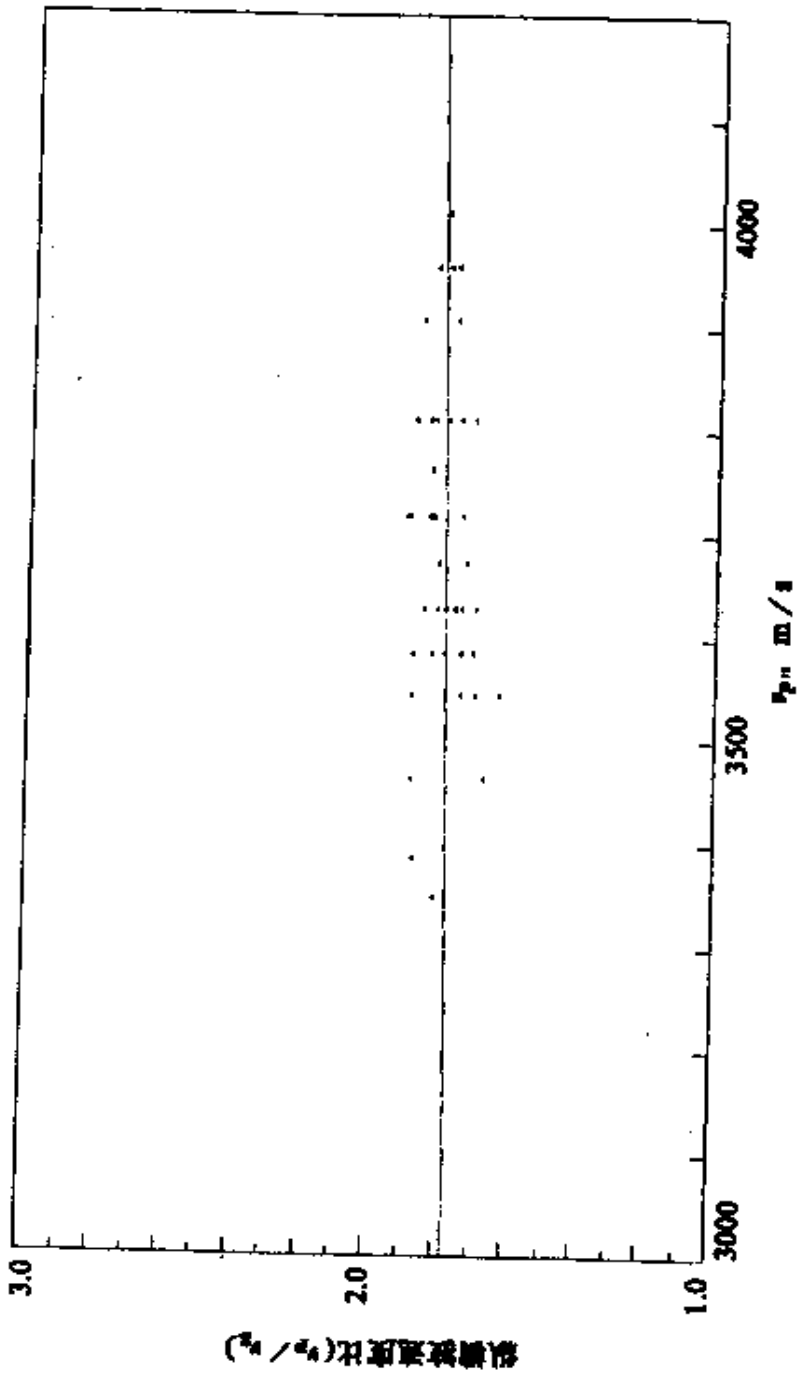


图 2.8　实测钙质砂岩纵横波速度—纵波速度交会图

图中拟合直线方程为：$v_P / v_S = 40v_P + 1.64$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

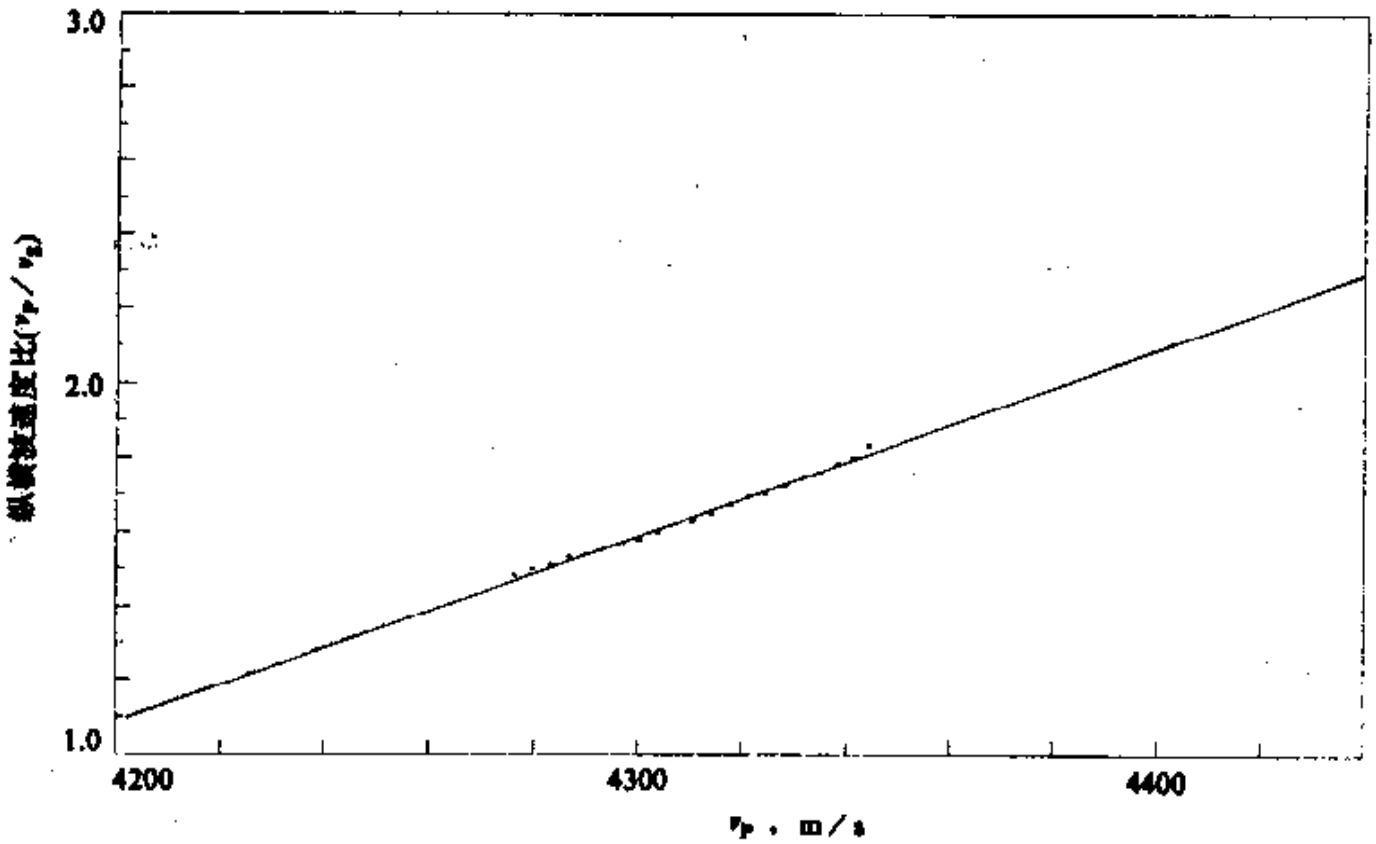


图 2.9　理论致密无孔隙钙质石英砂岩纵横波速度比—纵波速度交会图

图中拟合直线方程：$v_P / v_S = 4992 v_P - 19.8$

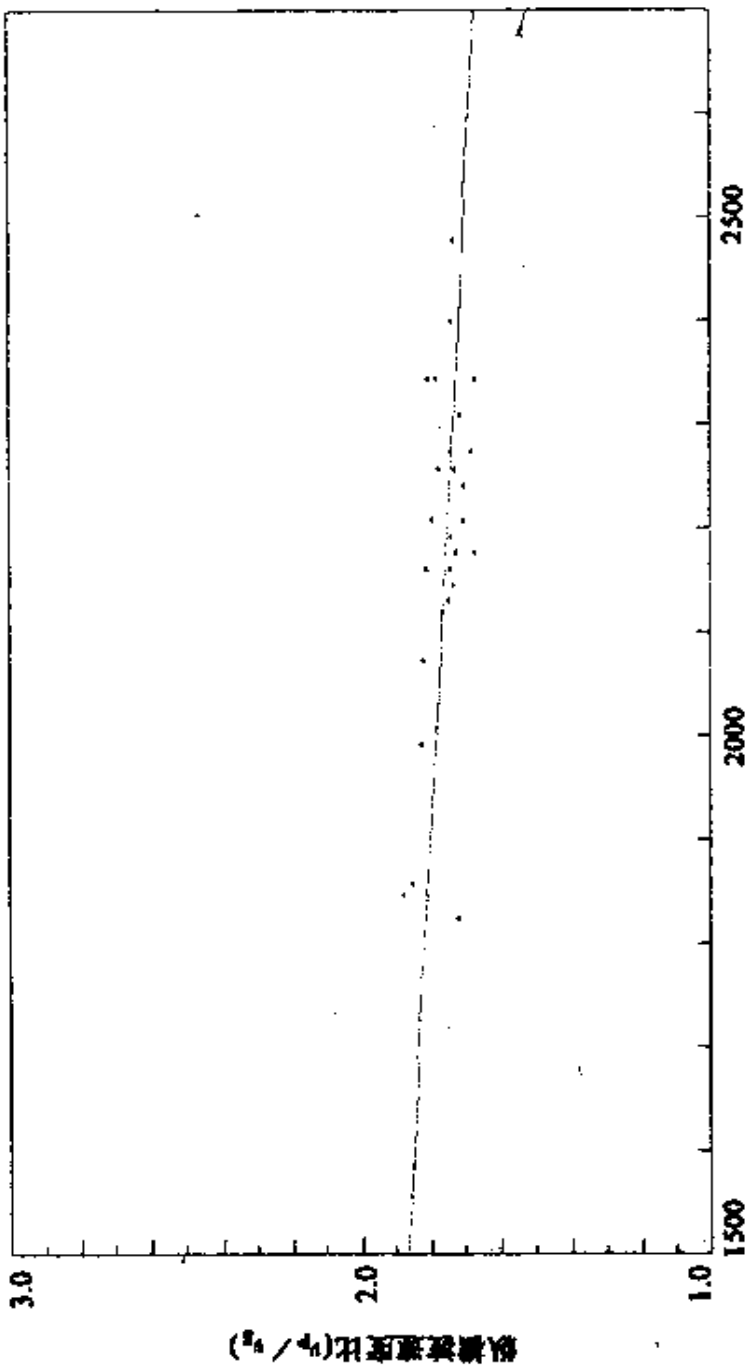


图 2.10　实测砂岩（不含钙质）纵横波速度比—横波速度交会图

图中数据砂泥含量比＞70%，图中拟合直线方程为：$v_P / v_S = -1.63 v_S + 2.10$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

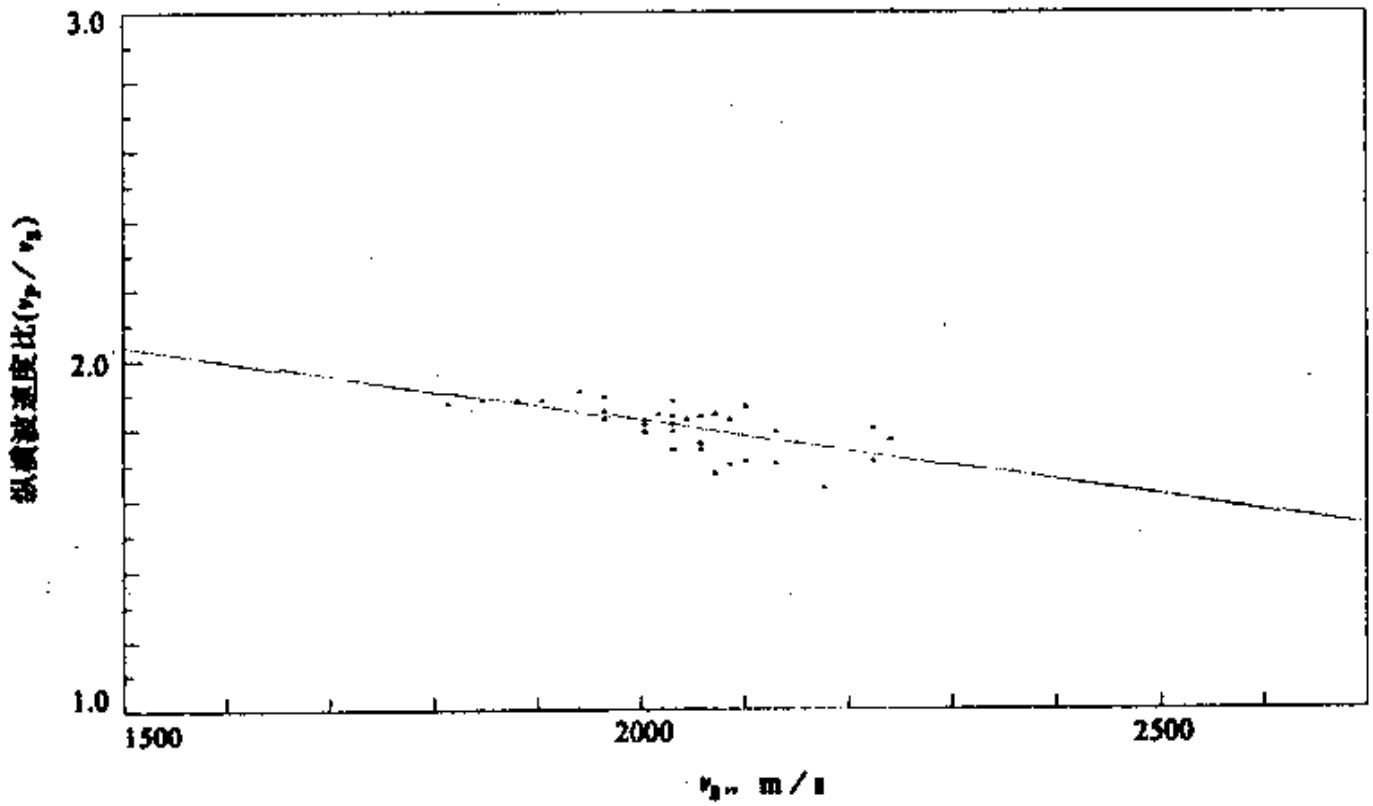


图 2.11　实测钙质砂岩纵横波速度比—横波速度交会图

图中拟合直线方程为：$v_P / v_S = -426 v_S + 2.67$

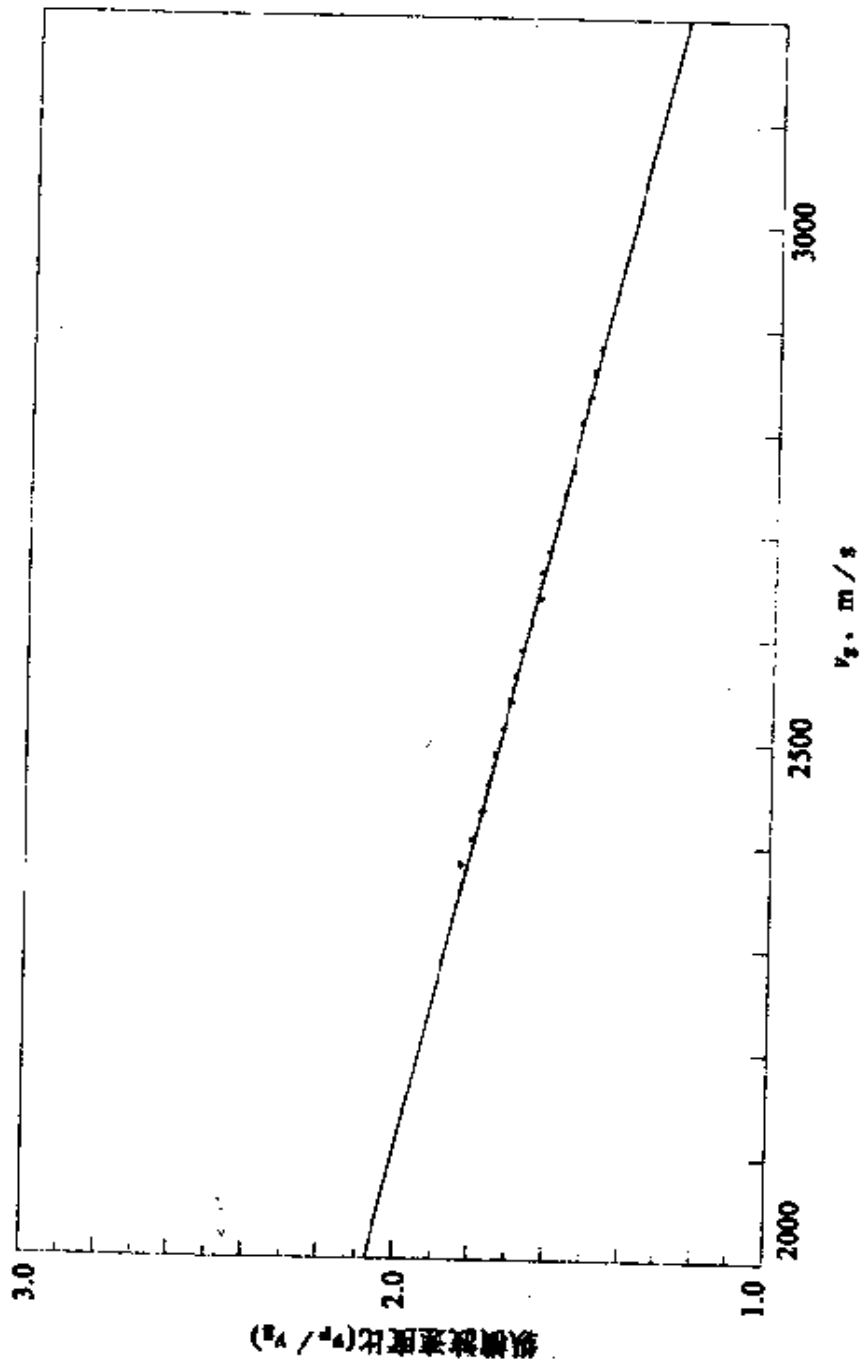


图 2.12　理论钙质砂岩（致密无孔隙）纵横波速度比—横波速度交会图

图中拟合直线方程为：$v_P/v_S=-670v_S+3.42$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

另一个方法是作$\frac{v_P}{v_S}$与v_P交会图。R.A.Ensley（1989）给出了如下一个实例：

在穿过阿拉斯加的 Prudhoe 湾油田的一条长 32km 的测线上，作了纵横波测量。对纵横波两套资料，用类似的处理流程作了叠加和偏移处理。所得到的纵波剖面的质量很好，横波剖面的质量也令人满意，两套剖面上的反射同相轴连续性和分辨率都很好。

在 1.5S 前（S 波时间），S 波分辨率比 P 波好。1.5～3.5S (S 波时间)，S 波与 P 波有相同的分辨率。3.5S 以上，P 波分辨率较高。

通过地震层序分析，在 P 波和 S 波剖面上识别出若干对应层段。两种剖面的对应关系是根据两者共有的层序特征建立的(上、下层接触关系，外形、振幅特征等)。

利用这条测线上四口井的 P 波合成记录，建立地震剖面与已知的区域地层关系。为了与区域地层对比及分析研究方便，将地震剖面分为六个层序，其中每个层序都代表一套厚的地层。每个层序都含有一个主要岩性。这些岩性是根据基准井的测井资料确定的。层序 *A* 和 *B* 以砂砾岩为主，含有页岩夹层；层序 *S* 主要是页岩并含有砂岩夹层；层序 *K* 也是以页岩为主，含有薄层砂岩和石灰岩；层序 *I* 以砂岩为主。该层序下有砾岩和页岩夹层；层序 *L* 是以石灰岩为主，含有砂页岩夹层。

确定了地震层序与区域地层对应的关系后，关键是测定间隔速度和旅行时。每个层序，无论是 P 波还是 S 波，都仔细地用速度分析方法测定了速度值，每十个炮点测定一次。每个层序的旅行时是手工拾取的。速度测定后发现，间隔速度 v_P 和 v_S 横向变化很平滑，而间隔旅行时 T_P 和 T_S 的横向变化则急剧起伏，有的层序的横向变化明显比其他层序的变化大。如地层是各向同性的，T_S / T_P 应与 v_P / v_S 相等。

将 v_P、v_P 及 T_P、T_S 与岩性对比后看到，各种岩性的 v_P / v_S

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

值是：偏砂相为 1.1～4.0；偏页岩相为 1.6～2.0；偏碳酸盐岩相为 1.7～2.2；而 T_S / T_P 分别为：偏砂相为 1.1～2.5；偏页岩相为 2.1～2.9；偏碳酸盐岩相为 1.6～2.1。显然，无论是 v_P / v_S 还是 T_S / T_P，单个参数自身都不是岩性的良好标志。因为，不同岩性的 v_P / v_S 值（或 T_S / T_P）大多数互相重迭。

另外看到，各个层序的 v_P / v_S 值和 T_S / T_P 值都表现出一定程度的分散，其原因有三：一是旅行时测量误差及不良分辨率导致的误差；二是各层序单元是多岩性大套岩层而非单一岩性；三是岩性及其组合的横向变化。

为了区分不同层序的岩性。作 T_S / T_P 与 v_P 交会图（图 2.13）。我们看到，六个层序明显分开。归纳起来，各种岩性在交会图上的数值范围是：偏砂相 T_S / T_P 为 1.6～1.8，v_P 低致中等；偏页岩相 T_S / T_P 大于 2.0，v_P 低致中等；偏碳酸盐岩相为 1.8～2.0，而 v_P 相对较高。同样可作出 T_S / T_P 与 v_S 交会图并可作出类似分析。

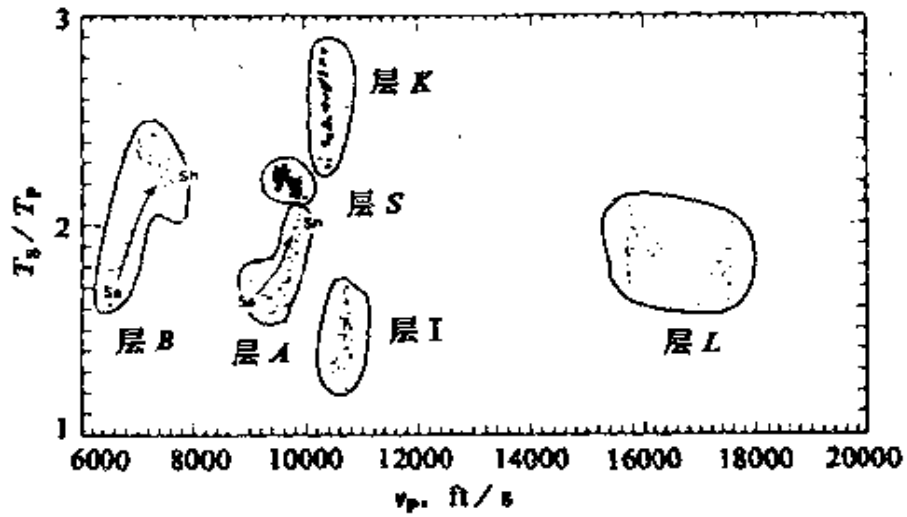


图 2.13　纵横波速度比—纵波速度交会图

（据 R.A.Ensley, 1989）

这样，对该工区内的无井测线，根据间隔速度按上述归纳的规律便可预测各层段的总岩性，即预测出偏砂相、偏泥相或偏碳

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

酸盐岩相。限于地震分辨率，还很难预测单独岩层的单一岩性，除非是个厚层。

需要指出的是，图 2.13 各种岩性特征与前述 Ikwuakor 理论中砂岩、石灰岩特征不一致，其原因可能有二：一是图 2.13 中的纵坐标不是 v_P / v_S，而是 T_S / T_P。由于地层的各向异性，T_S / T_P 与 v_P / v_S 有较大差异；二是 Ensley 例子里的六个层序都是大套地层，不是单一岩性。

二、用纵波资料作岩性预测——约束反演法

单独用 P 波资料作岩性预测，早期的方法是将地震道反演获得伪速度测井剖面（Seislog）或伪层速度剖面（PIVT），然后由井外推作人工解释；或根据地震反演得到的波阻抗剖面尤其是宽带波阻抗剖面作岩性解释。解释成果的优劣在很大程度上取决资料质量，并且对人的经验依赖性很强。

这些年来，开展了一种综合应用地震、测井、地质及岩性测量值的地震岩性反演方法，可得到最优的储层模型。它包括储层岩性、孔隙度、甚至孔隙流体性质、饱和度及岩石弹性参数等（R.D.Martinez 等，1988；R.H.Seymour，1989；R.D.Martinez 等，1991；E.Robein 等，1991）。尽管不同研究者或厂家命名不同，但具体作法大同小异。下面以 E.Robein 等（1991）的方法为主，简述这类反演的方法步骤。

E.Robein 等的岩性反演分三步：地震资料处理与井孔标定；建立波阻抗模型；确定储层物性参数（参见图 2.14）。方法强调综合应用地震、测井、地质、岩石物性资料，由多学科专家协同工作。

第一步：地震资料处理和井孔标定。

由测井分析家与 VSP 专家合作，根据测井和 VSP 资料等提取波阻抗、速度、时深转换信息，并制作合成记录，提取子波。由地震资料处理专家制作高分辨率的精确偏移的零相位叠加剖面，它模拟真振幅无多次波带限的零炮检距反射系数序列。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

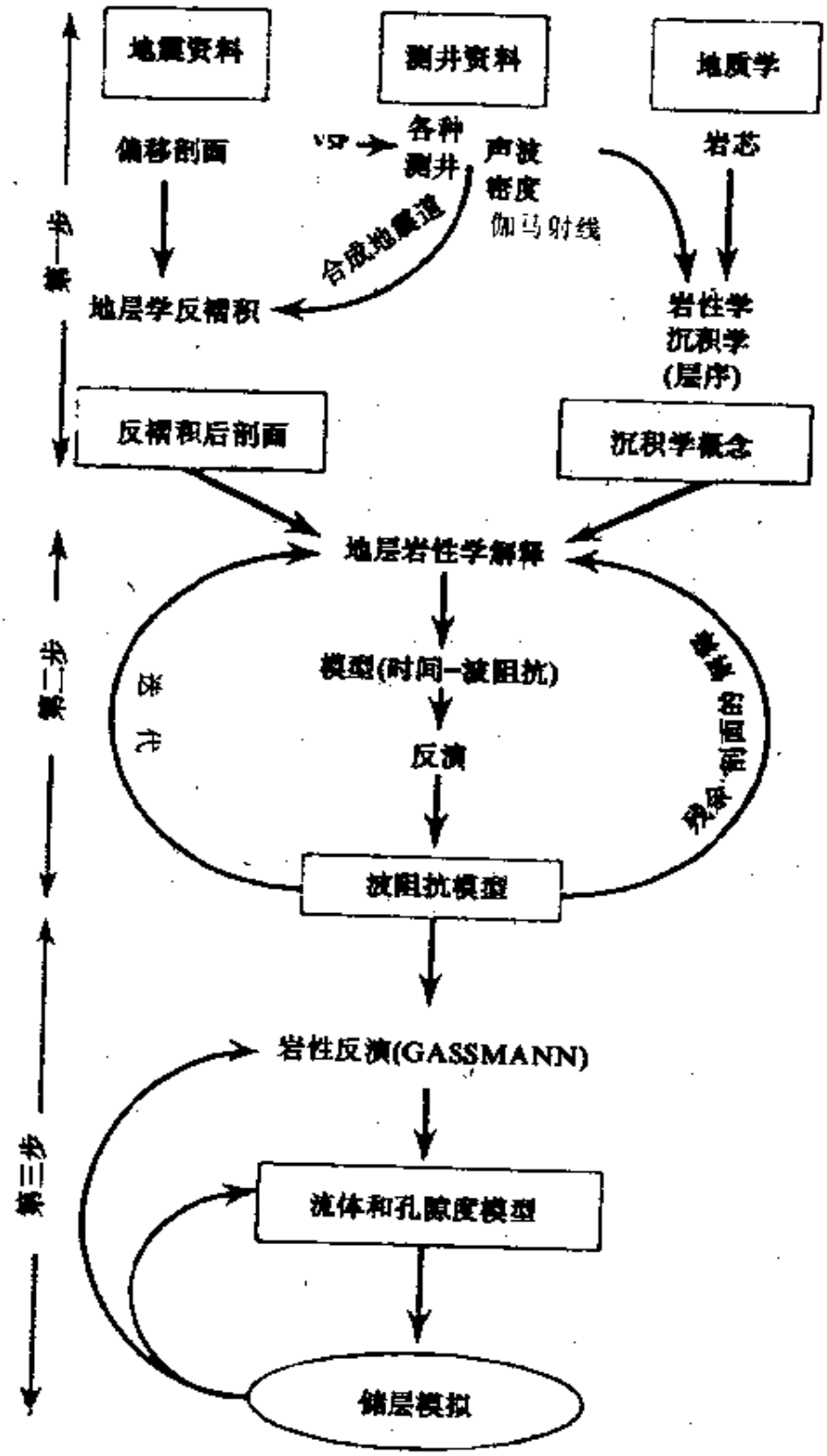


图 2.14 岩性地层反演流程

(据 E.Robein 等，1991)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

第二步：建立波阻抗模型。

这一步由地震解释专家、沉积学专家、地层学专家及测井分析家组成专家组协同工作，综合应用第一步得到的测井波阻抗曲线、地震叠偏剖面及地质信息，建立波阻抗模型；根据初始波阻抗模型作合成地震剖面，并将其与实际叠偏地震剖面相减可得残差剖面，综合地质、测井、地震信息，修改初始波阻抗模型，重复上述步骤，直至残差小到可以接受为止，便得到最优宽带波阻抗模型（R.H.Seymour，1989；E.Robein 等，1991；周竹生等，1993）。

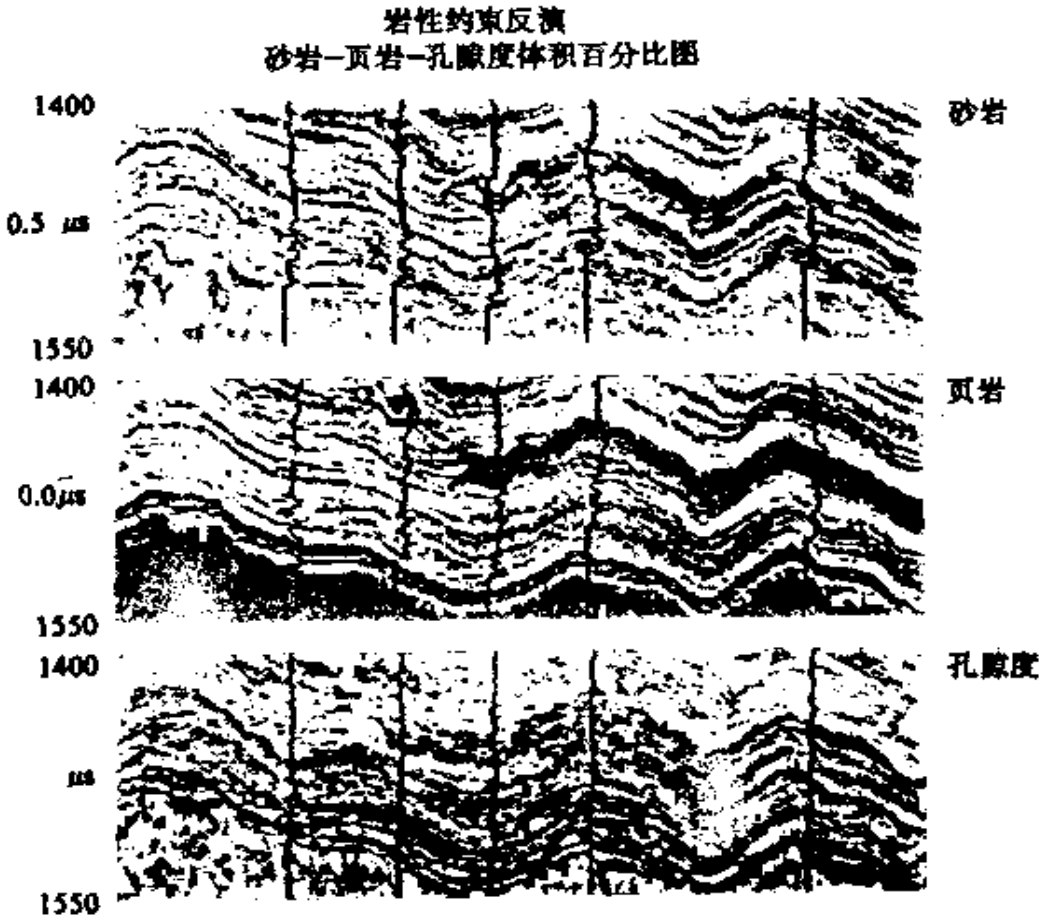


图 2.15　R.D.Martinez 反演法得到的砂岩百分比剖面（上），泥岩百分比剖面（中），孔隙度剖面（下）

（据 R.D.Martinez, 1991）

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

第三步：确定储层物性参数。

根据上一步得到的波阻抗模型，由测井、钻井、岩芯实验室测量等得到的井孔物性参数，及各种地质先验信息，建立初始储层模型，由初始模型计算波阻抗，并与第二步得到的波阻抗比较，求出残余误差，作迭代运算，在迭代过程中要用井孔数据作约束条件，直至残差足够小。此时储层模型即为最终解释成果。R.H.Seymouv 法（1989）得到的是分别绘制的砂岩体积百分比剖面、泥岩体积百分比剖面及孔隙度剖面；R.D.Martinez 等的方法除得到砂岩百分比。泥岩百分比及孔隙度剖面外（图 11），还可得到密度剖面和可能的储层范围剖面；E.Robein 等除能给出上述成果外，还可得到孔隙流体饱和度及岩石弹性模量等资料。

参 考 文 献

于近芳. 1983. 制作岩性指数量板中的一个问题. 石油地球物理勘探，Vol.18, No.4

陈继松，马秀萍. 1982. 应用地震层速度确定砂泥岩含量. 石油地球物理勘探，Vol.17, No.3

周长祥. 1983. 岩性指数量板的研究现状和应用. 石油地球物理勘探，Vol.18, No.5

周竹生，周熙襄. 1993. 宽带约束反演方法. 石油地球物理勘探，Vol.27, No.5:523～536

曾洪流，张万选，张厚福. 1988. 实现速度—岩性定量解释的几个步骤. 石油地球物理勘探，Vol.23, No.4

樊林虎. 1983. 用层速度计算泥岩比值的方法. 石油物探，Vol.22,No.2

拉沃金·M，维尔姆·C，拉卡兹·J. 1979. 沙泥岩中岩性的确定. 石油地球物理勘探，Vol.14, 增 3

Mahajan.N. H 等. 1989. 达布蒂地区砂—页岩比的地震测定法. 国外油气勘探，Vol.1, No.6

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Seymour R H. 1989. 利用地震—地质控制由井外推储集层岩性. EAEG 第 51 届年会报告. 国外油气勘探, 1990.2

Brown R L et al. 1989. How useful is Poissons ratio for finding oil / gas? World oil, Vol.209, No.4

Castagna J P, Batzle M L and Eastwood R L. 1985. Relationships between compressional—wave and shear—wave velocities in clastic silicate rocks. Geophysics, Vol.50, No.4:571～581

Chacko S. 1989. Prosity identification using amplitude variations with offeset, Examples from South Sumatra, Geophysics, Vol.54, No.8:942～951

Ensley R A. 1989. Analysis of compressional—and shear—wave seismic data from the Prudhoe Bay field, The Leading Edge. Vol.8, No.11: 10～13

Han De-hua, Nur A and Morgan D. 1986. Effects of porosity and clay content on velocities in sandstones. Geophysics, Vol.51, No.11:2093～2107

Ikwuakor K C. 1988 v_P / v_S revisited Pitfalls and new interpretation techniques. World oil, Vol.207, No.3:41～46

Rafavich F, Kendall C H St C and Todd T P 1984. The Relationship between acoustic propertics and the petrographic character of carbonate rocks. Geophysics. Vol.49, No.10:1622～1636

Tatham R H. 1982. v_P / v_S and Lithology. Geophysics, Vol.47, No.3

Wilkens R, Simmons G and Caruso L. 1984. The ration v_P / v_S as a discrimenant of composition for siliceous lime stones. Geophysics, Vol.49, No.11:1850～1860

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

第三章　储层参数预测

第一节　孔隙度预测

孔隙度是最重要的储层参数之一。用地震资料预测孔隙度，对油气田勘探和开发都是十分重要的。

用地震资料预测孔隙度比预测岩性更为困难。用地震资料预测孔隙度的初期，是用 Wyllie 公式的修正式进行的，而且不管是碎屑岩储层还是石灰岩储层都用一样的估算公式 (G.P.Angeleri et. al，1982)。目前，这两大类储层的地震孔隙度预测方法已逐渐分开。对碎屑岩储层，主要是用时间平均方程或其它经验公式，具体估算孔隙度值；对石灰岩储层，一般只区分开是致密无孔隙型石灰岩还是孔隙型石灰岩 (S.Chacko，1989；刘雯林，1990)；而在地质条件良好时，也可对孔隙度值，甚至孔隙形状作出估计 (J.D.Robertson，1987)。

一、碎屑岩孔隙度预测方法

地震资料预测碎屑岩孔隙度方法，基本上可分为两大类：一类是基于时间平均方程；另一类是基于纵横波速度、孔隙度及泥质含量导出的特定工区的经验公式。

1.时间平均方程法

1) Wyllie 公式及其修正式

众所周知，Wyllie 等 (1956) 提出的波速与孔隙度经验公式，即时间平均方程是：

$$\frac{1}{v_P} = \frac{\varphi}{v_f} + \frac{1-\varphi}{v_{pm}} \tag{3.1}$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

$$\text{或}\qquad \varphi=\frac{\frac{1}{v_p}-\frac{1}{v_{pm}}}{\frac{1}{v_f}-\frac{1}{v_{pm}}} \tag{3.2}$$

式中，φ 为孔隙度；v_p 是流体饱和砂岩中 P 波速度；v_f 为孔隙度流体中 P 波速度；v_{pm} 岩石骨架中 P 波速度。

上式常称为 Wyllie 公式，该式的物理含义是：岩层中波在单位长度上的旅行时等于波在岩石骨架中旅行时与孔隙流体中旅行时之和。

(3.1) 式只适用于固结良好的纯砂岩。为了克服泥质含量的影响，声波测井中常用的计算孔隙度的公式加上一个修正项：

$$\frac{1}{v_p}=\frac{\varphi}{v_f}+\frac{1-\varphi}{v_{pm}}+R\left(\frac{1}{v_h}-\frac{1}{v_{pm}}\right) \tag{3.3}$$

或：

$$\varphi=\frac{\frac{1}{v_p}-\frac{1}{v_{pm}}}{\frac{1}{v_f}-\frac{1}{v_{pm}}}-R\frac{\frac{1}{v_h}-\frac{1}{v_{pm}}}{\frac{1}{v_f}-\frac{1}{v_{pm}}}$$

式中，R 为泥质含量（体积百分比）；v_h 为泥质中 P 波速度；其余符号意义同上。

事实上，Angeleri 等（1982）就是按上式由地震资料求孔隙度的，测井解释中也一直使用这个公式。式中 v_f、v_{pm} 可由岩石物性手册之类工具书中查出。如硅质碎屑岩中常取 $v_{pm}=5500\text{m}/\text{s}$，而 v_f 常取为 $1610\text{m}/\text{s}$。式中泥质含量 R 及泥岩波速 v_h 都可由其他测井方法得到，或由岩芯得到。但用地震资料估算孔隙度时，R 和 v_h 值是很难得到的。一般可由井孔测

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

得的 R 和 v_h 值外推估计，显然是不准确的，也可用砂泥岩量板估计，其误差更大。

2) Pickett 公式

Pickett (1963) 提出的纵波速度与孔隙度的经验公式是:

$$\frac{1}{v_p} = a + b\varphi \tag{3.4}$$

式中，a 和 b 为常数。将该式用于地震资料预测孔隙度时，须事先由井孔资料统计得出 a 和 b。

Pickett 公式实质上也是时间平均方程。为了说明这一点，我们可以将 (3.1) 式改写为:

$$\frac{1}{v_p} = \frac{1}{v_{pm}} + \left(\frac{1}{v_f} - \frac{1}{v_{pm}}\right)\varphi \tag{3.5}$$

式中，v_{pm}、v_f 都是常数。于是可以看出，Pickett 公式中的常数 a 和 b 分别相当于 (3.4) 式中的常数 $\frac{1}{v_{pm}}$ 及 $(\frac{1}{v_f} - \frac{1}{v_{pm}})$。只不过使用时 Wyllie 公式中的常数由岩石物性手册中查出，而 Pickett 公式中的常数须由井孔资料统计得出。

王永红等 (1990) 用地震资料估算孔隙度时，使用的公式是:

$$\varphi = A\frac{1}{v_p} + B \tag{3.6}$$

实际上这就是 Wyllie 公式或 Pickett 公式，只是写法不同而已。

王永红等 (1990) 根据 W 地区声波测井资料用统计方法确定了 (3.6) 式中的两个常数 A 和 B，将 (3.6) 式写为:

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

$$\varphi = 0.226 \times 10^6 \frac{1}{v_p} - 41.37 \tag{3.7}$$

(3.7) 式中速度单位为 m／s，φ 单位为百分数。

利用上述常用的 v_f 和 v_{pm} 值代入 (3.1) 式，可得：

$$\varphi = 0.228 \times 10^6 \frac{1}{v_p} - 41.50 \tag{3.8}$$

比较 (3.7)、(3.8) 式可以看到，二式右边的两个常数基本上是相同的，相差很小。这进一步证明，Pickett、王永红公式是与 (3.1) 相当的经验公式，也属于时间平均方程公式。

在有较多测井资料，而且目的层泥质含量在工区内变化不大时 (3.4) (3.6) 式是一个较好的估算孔隙度公式，它不要参数 R 和 v_h，就可以求出孔隙度，而且由于常数项由工区实际孔隙度资料统计得出，这就在一定程度上作了泥质校正。但如目的层泥质含量变化急剧，这个公式就难以求得准确的孔隙度值，然而在这种情况下也更难得到准确的 R 值。因此 Pickett 与王永红公式仍有使用价值。

3) 横波公式

J.P.Castagna 等 (1985) 模仿 Wyllie 公式提出一个用横波速度求孔隙度的公式。

$$\varphi = \frac{\dfrac{1}{v_s} - \dfrac{1}{v_{sm}}}{1.12 - \dfrac{1}{v_{sm}}} \tag{3.9}$$

式中，v_s 为岩石中横波速度，v_{sm} 为岩石骨架中横波速度，可在岩石物性手册中查出，或由经验给出，单位为 km／s。常数 1.12 用来表示孔隙流体中假想的横波旅行时。，Castagna 等认为

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

该式优于使用纵波速度的 Wyllie 公式，后来的研究发现，该式的精度远低于 Wyllie 公式（朱广生，1992）。尽管如此，该式提供了一个仅用横波速度就可估算孔隙度的方法，仍是有价值的。

4）应用举例

（1）例 1：G.P.Angeleri 方法实例。

G.P.Angeleri 的研究区位于一个地质情况复杂的盆地，该盆地早期发育阶段发生过块断活动，一系列侵蚀旋回形成若干非常明显的区域性不整合。目的层段是一个近海碎屑岩层序（砂岩和泥岩）的一段。其上不整合地覆盖着外陆架环境中生成的海相石灰岩。G.P.Angeleri 等（1982）利用地震资料，按修正的 Wyllie 公式（3.3）估算了碎屑岩储层和石灰岩储层的孔隙度。二者工作程序相同，我们以碎屑岩储层为例，说明 Angeleri 的工作程序及效果。他的孔隙度计算工作流程见图 3.1。主要步骤如下：

①层速度计算

用地震资料求孔隙度，必须先求出层速度绝对值，为此需要完成下述工作。

先进行地震道反演，将地震道转换为伪声阻抗曲线，再消去密度项，将声阻抗曲线转换成层速度曲线，然后将低频层速度趋势加到层速度曲线上，形成绝对层速度曲线，便可得到伪层速度剖面（图 3.2 上部）。

②孔隙度计算

在孔隙度计算前，应完成地震资料的构造解释和地层解释，并且已知目的层的岩性、岩石物性甚至孔隙流体性质。对地震剖面作了尽可能准确的地层解释后将地震剖面转换为伪层速度剖面，然后就可逐道按修正 Wyllie 公式计算孔隙度，逐道将绝对层速度曲线变换为孔隙度值，最后用井孔实测孔隙度值对地震资料计算出的孔隙度值进行标定，便可得到孔隙度剖面了。

Angeleri 等估算孔隙度方法强调对资料的综合研究。利用一切可以得到的地震、地质、钻井及测井资料进行综合分析，将地质、井孔资料与地震资料结合起来，以取得可靠的计算孔隙度必

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

须的参数，并对计算结果进行标定。

Angeleri 法的主干部分是地震资料处理。但在各个不同阶段，为不同目的充分利用地质及井孔资料对地震处理加以控制。井孔资料包括测井分析、中途测试或生产测试结果。岩芯测量所得的岩性、岩石物性等一整套资料，这些资料为地震处理提供必须的计算参数，并且在最后对孔隙度计算结果进行标定。

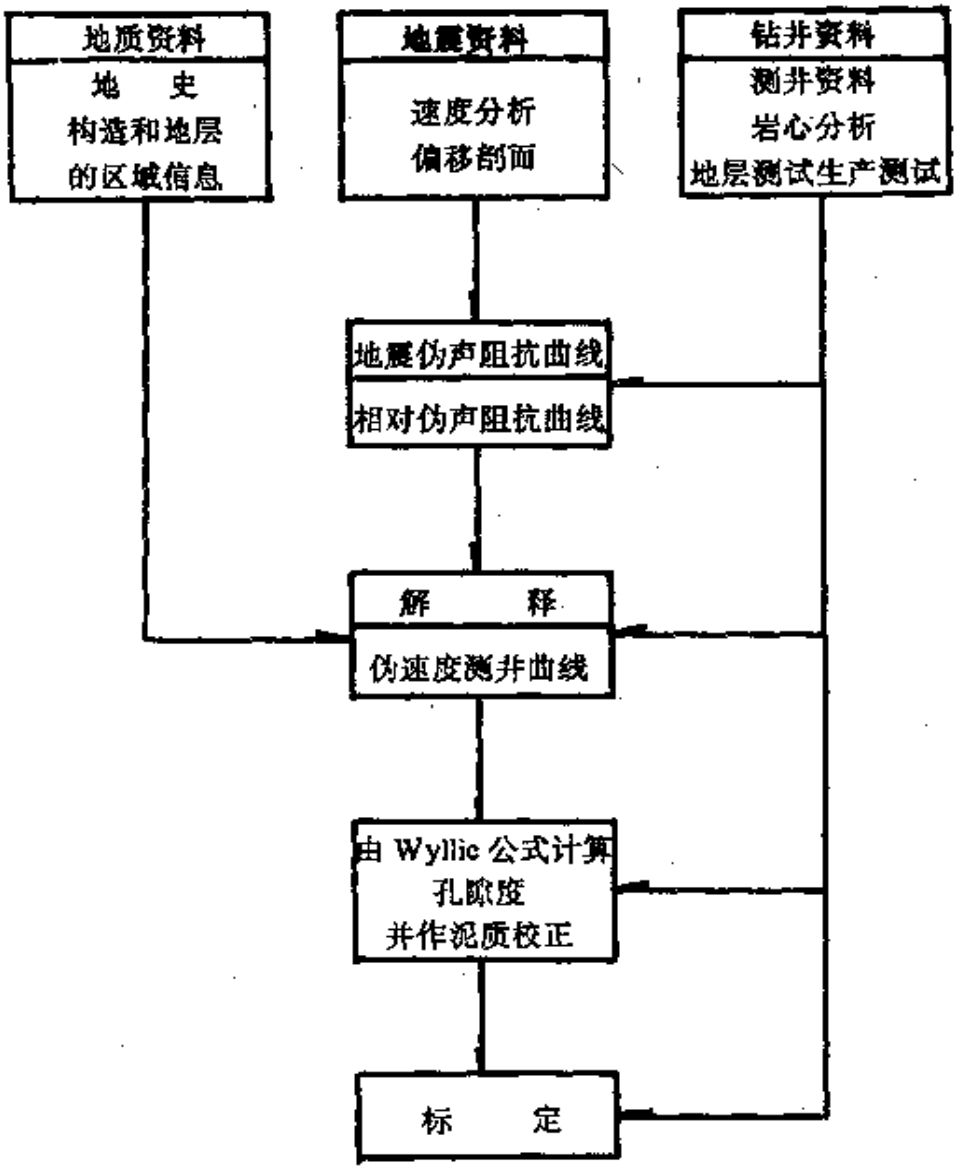


图 3.1　Angeleri 孔隙度预测方法流程图

(据 G.P.Angeleri, 1982)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Angeleri 用修正 Wyllie 公式时，实际使用的参数是 $v_{pm}=5500m/s$；$v_f=1610m/s$。图 3.2 是所研究测线中的一段，即 1 号井附近的 *A* 段。上图为伪层速度剖面，并对目的层段作了地质解释。下图是对应的孔隙度剖面，这段剖面的特征是厚层砂岩与厚层页岩互层。孔隙度从 0 到大于 20%共分为 6 个等级。由图可见不同等级的孔隙度分布大多呈扁豆状。孔隙度值从构造顶部向底部减小。图中孔隙度值是标定后的。

图 3.3 画出了 1 号井和 2 号井处，根据地震资料估算的孔隙度（标定后）与各种测井资料由计算机程序解释出的孔隙度比较图，图中同时画出了泥质含量曲线。可以看到 1 号井上，除某些薄层外两种曲线吻合很好。在有薄层的地方地震资料算出的孔隙度高于井孔资料计算的孔隙度，这是因为地震分辨率不高造成的。在 2 号井，即图的右边部分，情况比较复杂。那里在较高层段，地震资料算出的孔隙度高于井孔资料算出的孔隙度，这是石灰岩影响没被完全校正掉引起的。就在下面一层出现相反情况，这一层为夹有多个石灰岩薄层的砂岩层；在更深处是砂页岩层段，那里根据地震资料算出的孔隙度与井孔资料算出的孔隙度吻合得很好。

在另一条石灰岩储层剖面上，Angeleri 等用地震资料估算孔隙度的效果比上述碎屑岩储层中孔隙度估算效果差。

(2) 例 2：王永红方法实例

王永红等（1990）用地震资料研究了 *W* 地区下第三系地层的孔隙度。其工作流程与例 1 大体一致。与前例不同的有以下几点：第一，孔隙度计算公式用的是（3.7）式而不是 Wyllie 公式，式中的两个常数是根据研究区测井资料等统计得到的；第二，地震反演得到的层速度值，在计算孔隙度之前，用声波测井速度作了标定；第三，用 P.M.Doyen（1988）的固有相关模型对测井得到的孔隙度值与地震资料估算出的孔隙度值作了相关加权，然后作出目的层孔隙度平面等值线图。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

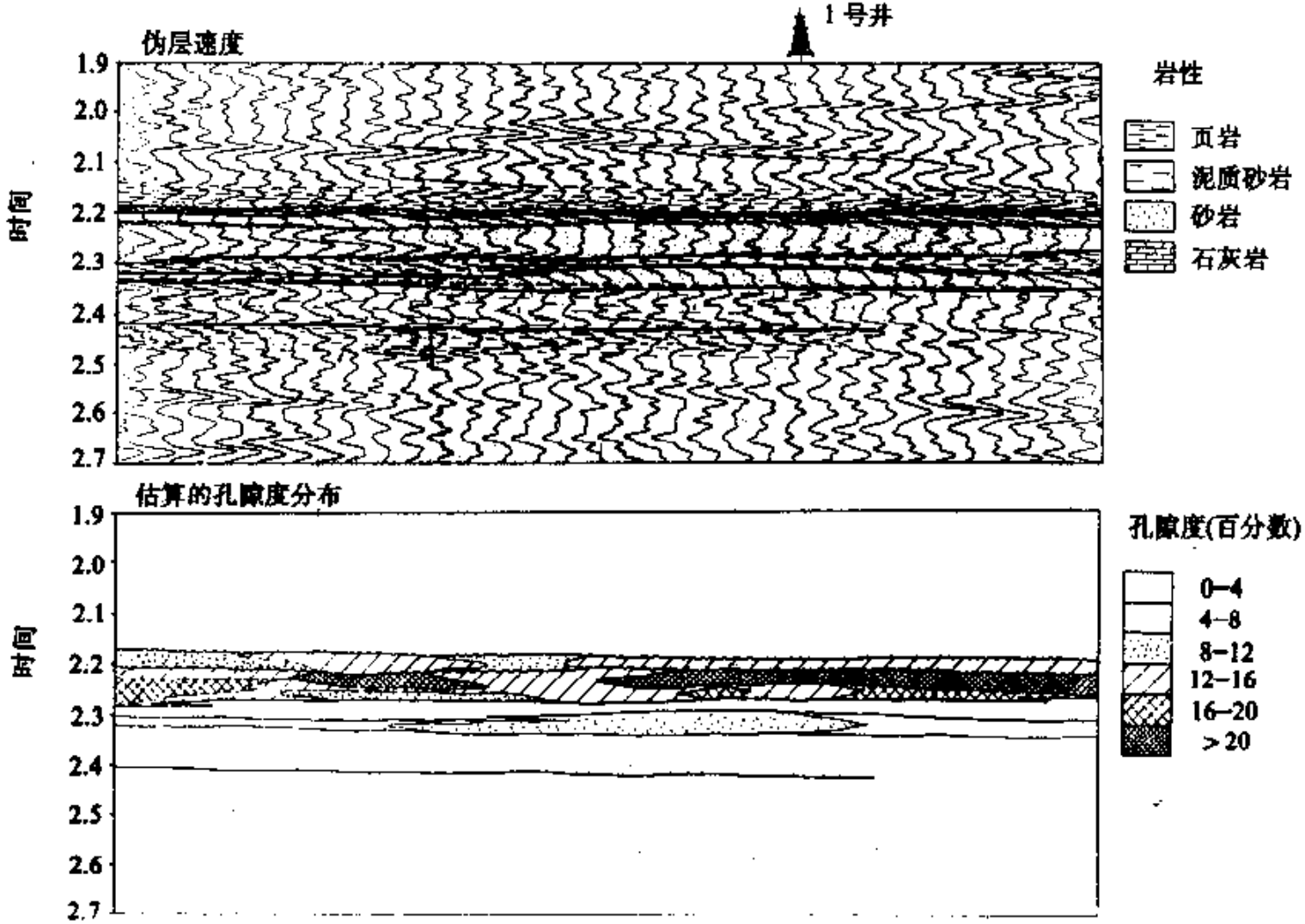


图 3.2　由地震剖面反演得到的伪层速度剖面及对应的预测孔隙度剖面

(据 Angeleri, 1982)

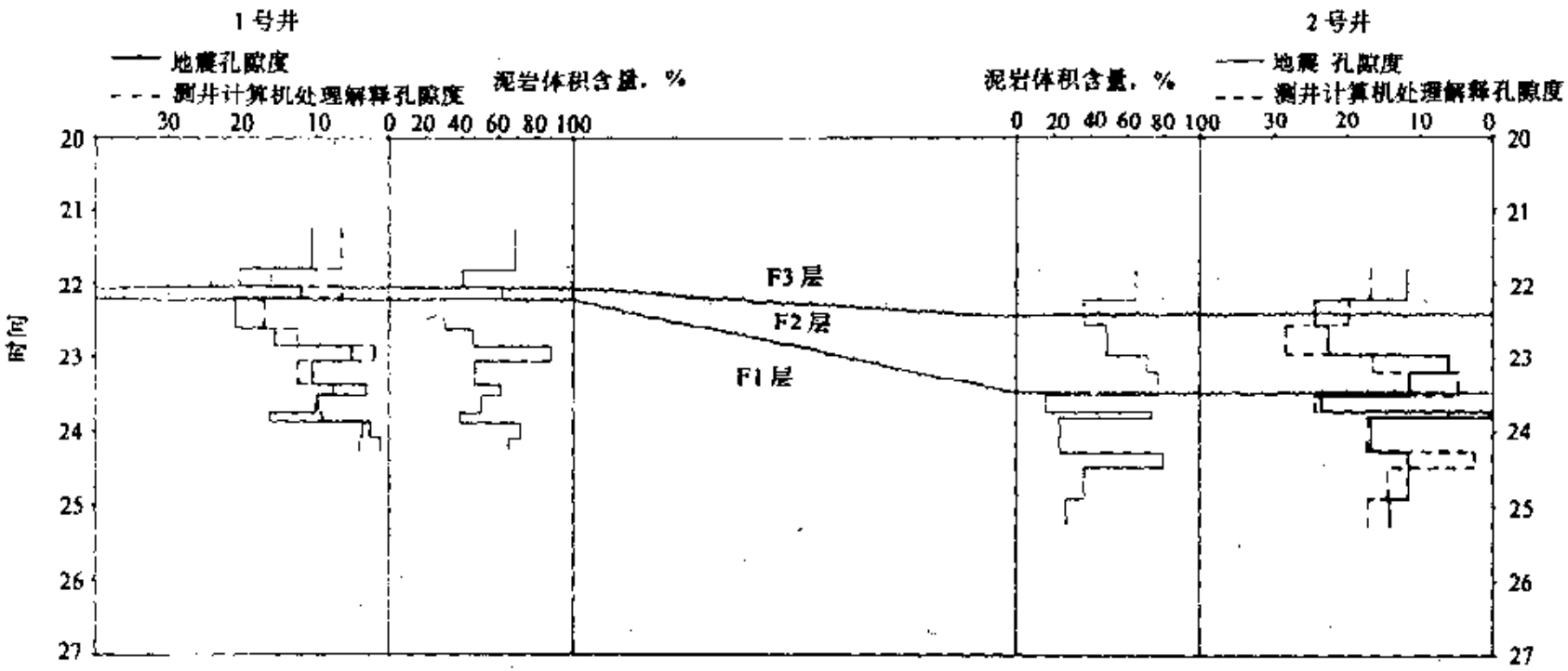


图 3.3　地震预测孔隙度与测井资料计算的孔隙度比较

(据 Angeleri, 1982)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

王永红方法的优点在于充分利用测井和地震资料所得孔隙度数据的各自优势，即前者可信度较高，后者数据密度大、较好地反映出孔隙度平面变化趋势，因此取得良好效果。

2.联合使用纵横波速度估算孔隙度的双波速公式

许多研究者指出，碎屑岩中 P 波与 S 波速度与孔隙度、泥质含量间有着相同形式的线性关系。如

Tosaya（1982）给出 Frio 层 v_P 和 v_S 与孔隙度 φ，泥质含量 c（体积百分比）间存在下述线性关系：

$$v_P = 5.8 - 8.6\varphi - 2.4c \tag{3.10a}$$

$$v_S = 3.7 - 6.3\varphi - 2.1c \tag{3.10b}$$

而 J.P.Castagna 等（1985）对同一地层得到的经验公式是：

$$v_P = 5.81 - 9.42\varphi - 2.21c \tag{3.11a}$$

$$v_S = 3.89 - 7.07\varphi - 2.04c \tag{3.11b}$$

De—HuaHan 等（1986）在实验室对 75 块不同砂岩样品在 39MPa 有效压力下，测得 v_P 和 v_S 的经验公式为：

$$v_P = 5.59 - 6.93\varphi - 2.18c \tag{3.12a}$$

$$v_S = 3.52 - 4.91\varphi - 1.89c \tag{3.12b}$$

D.Eberhart—Philips 等（1989）考虑到地层压力的影响，得到的经验公式是：

$$v_P = 5.77 - 6.94\varphi - 1.73\sqrt{c} + 0.446G \tag{3.13a}$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

$$v_S = 3.52 - 4.91\varphi - 1.57\sqrt{c} + 0.361G \qquad (3.13b)$$

式中，$G = p - e^{-16.7P}$

其中，e 为自然对数的底；P 为有效压力，单位 kbar。

以上四组公式中速度单位皆为 km / s。

我们看到，前三组公式的形式完全相同，仅常系数有所差别。这三组式子可以统一写成：

$$v_P = a_1 - a_2\varphi - a_3 c \qquad (3.14a)$$

$$v_S = b_1 - b_2\varphi - b_3 c \qquad (3.14b)$$

a_i、b_i 为大于零的常数。

由前三组式子可以看到，a_1 和 b_1 是孔隙度和泥质含量都等于零时的速度值，即纯砂岩骨架波速。显然矿物成分不同，a_i 和 b_i 就不相同，另外还可看到 $a_1 < 6$，而 $b_1 < 4$，即实际上 a_1、b_1 都小于纯砂岩骨架速度。这是因为泥质含量很小就可明显改变速度值，骨架中稍加一点泥就可使速度降低很多，而纯砂岩很少。统计资料中纯砂岩影响就很小。

根据 (3.10)、(3.11)、(3.12) 式，显然 φ 与 v_P 及 v_S 间存在良好的线性关系，消去 (3.14a，b) 式中的泥质含量 c，可以得到：

$$\varphi = m_1 + m_2 v_P + m_3 v_S \qquad (3.15)$$

其中：

$$m_1 = \frac{a_1 b_3 - b_1 a_3}{a_2 b_3 - b_2 a_3}$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

$$m_2 = \frac{-b_3}{a_2 b_3 - b_2 a_3}$$

$$m_3 = \frac{a_3}{a_2 b_3 - b_2 a_3}$$

这就是说，如果同时具有纵横波速度资料，就可不要泥质含量 R 和泥岩速度 v_h 而直接估算出孔隙度值。从而可避开求泥质含量 R 和泥岩速度 v_h 这个困难的参数问题。我们称（3.15）式为双波速公式。

(3.10)、(3.11)、(3.12) 式是忽略掉压力影响的经验公式。可以证明 8000m 深度以上（这大体相当目前已开发油气田的最大深度了）因忽略了有效压力影响而引起的孔隙度预测误差不大于 3.2%。

实际预测孔隙度时，我们应根据测井资料，用回归分析的方法统计确定（3.15）式中的常系数 m_1、m_2 和 m_3，分层建立经验公式（3.15）。

用实验室岩样测量的数据计算证明双波速公式预测孔隙度的精度明显高于 Wyllie 公式和 Castagna 横波公式。即如同时具有纵横波速度，不要泥质含量和泥岩速度这两个参数，利用双波速公式可以较高精度预测出孔隙度值。

在具有纵横波速度时，双波速公式法简单易行，但它仍存在目前经验公式法的缺点，即认为孔隙度与波速间存在简单的线性关系。事实上岩石的有效弹性模量是同孔隙度随应力而变化的变化率有关，波速与孔隙度本身无直接关系，因此将孔隙度与波速间的关系看作简单线性的，只是一种粗略的近似。

3.用神经网络建立孔隙度计算模型

用 v_P 和 v_S 计算孔隙度还可借助人工神经网络，普遍使用的多层感知器是由许多非线性神经元组成，它具有高度非线性映射能力，一个层数大于 3 的多层感知器有逼近任意复杂函数的能

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

力。利用这一性质，用多层感知器可建立孔隙度预测模型。

实际数据计算指出，与回归分析得到的双波速公式相比，神经网络法计算的孔隙度值，其相对误差和均方差都有所降低，孔隙度计算误差变化较平稳。

理论和实验研究指出，岩层孔隙度改变后，不仅引起波速变化，而且使地震波的能量、频谱等发生变化。因此，提取地震波能量、频谱等多种特征，与波速一起输入神经网络，可提高孔隙度计算精度。但这种方法操作起来比回归分析法复杂些。

二、石灰岩孔隙度预测

石灰岩属化学岩或生物化学岩，砂岩是碎屑岩，因此二者孔隙类型不同：石灰岩孔隙是溶模型和空穴型孔隙；砂岩是颗粒间孔隙。石灰岩的纵横波速度 v_P、v_S 几乎不受孔隙流体性质的影响，而决定于矿物成分和孔隙度，而且 v_P/v_S 值稳定，通常为1.9，变化范围 1.8～2.0。

石灰岩不同于砂岩的上述特点，决定了石灰岩孔隙度预测比砂岩更困难，迄今未见公认的行之有效的经验公式。在三大储层中，石灰岩是仅次于砂岩的分布广泛的岩层，其孔隙度预测意义很大。因此，尽管石灰孔隙度预测困难，但仍有越来越多的文献在讨论石灰岩孔隙度预测问题（刘雯林，1990；Rubbens，I.B.H.M 等。1993；Robertson，J.D.1987；Chacko S，1989），这些文献提供的方法可分两类：一是仅将致密石灰岩和孔隙性石灰岩区分开，圈定孔隙发育带；二是具体估算孔隙度值。

1.圈定石灰岩孔隙发育带的方法

1）用 AVO 方法识别石灰岩孔隙发育带

该方法实质是根据目的层 AVO 特征定性区分致密灰岩和孔隙石灰岩；条件有利时还可识别含气孔隙灰岩和含水孔隙灰岩。

（1）方法

致密灰岩和孔隙灰岩具有相同 v_P/v_S 值，但 v_P 和密度 ρ 不同，当与上覆介质（如泥岩）具有明显不同的 v_P/v_S 值及 v_P 和密度 ρ 时，致密灰岩和孔隙灰岩反射系数随入射角变化特点不

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

同（见图 4.36）。因此可根据目的层 AVO 特征来区分致密灰岩与孔隙灰岩。

资料处理与一般 AVO 资料处理相同，要尽量保护真振幅信息。对目的层 AVO 特征及模型计算结果作如下内容的分析：

①根据井孔资料建立介质模型，计算出工区内不同类型灰岩的理论反射系数曲线以明确不同石灰岩的 AVO 特征。

②根据振幅随炮检距变化特点识别致密灰岩和孔隙灰岩。当为致密灰岩时，随炮检距的增大，反射振幅先是急剧减小，然后变化缓慢，并稍有增大，振幅的极性为正；孔隙灰岩反射振幅随炮检距的变化特点与孔隙流体性质有关，振幅极性为负。振幅极性正负的判断可辅以普通叠加剖面，分析目的层的反射波极性是否有反转现象。

③区分含气和含水孔隙灰岩：当地震资料质量比较高时，可区分孔隙灰岩是含气的还是含水的。孔隙灰岩含水，振幅绝对值较小，振幅随炮检距增大而增大（绝对值，下同）；含气的孔隙灰岩振幅明显大于含水振幅；炮检距变大时振幅基本不变，或有不大的变化（减小或增大，视 v_P/v_S 值大于 1.9 或小于 1.9 而定）。

(2) 使用该方法的地震地质条件

S.Chacko (1989) 使用这种方法在南苏门答腊 Petar 探区进行钻前孔隙度预测取得成功。当地的地震地质条件是：

①石灰岩 $v_P/v_S=1.9$，无论是致密灰岩还是孔隙灰岩都如此，而且不随孔隙流体性质而变化。

②孔隙灰岩含水或含气时，对 v_P、v_S 的影响很小，但两种情况下密度不同，含气时密度明显下降。

③致密灰岩 v_P、v_S 都高于孔隙灰岩。

④石灰岩上覆介质为泥岩，具有低于石灰岩的 v_P，但其 v_P/v_S 值为 2.1，明显高于石灰岩的 v_P/v_S 值；泥岩密度为 2.5，也明显高于石灰岩。

2) 根据暗点和低速异常圈定孔隙发育带

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

许多文献指出，致密灰岩的波速高于孔隙灰岩的波速，无论孔隙灰岩中含水、还是含油含气（Chacko.S.1989；刘雯林，1990；祝文亮等，1990）。因此低速是孔隙灰岩的重要特征。在一定条件下，例如石灰岩上覆岩层速度较低时，则致密灰岩反射波较强而孔隙灰岩反射波较弱，这种条件下孔隙灰岩具有弱反射振幅或暗点特征。因此人们提出暗点或弱振幅为主要特征（祝文亮，1990），或弱振幅加低速特征（刘雯林，1990）来圈定孔隙灰岩发育带。

祝文亮等（1990）用暗点特征研究了SNS地区生物灰岩的孔隙发育带。使用的基础资料是经保持振幅处理的地震剖面。先拾取生物灰岩对应的反射振幅，并绘制振幅等值线平面图，圈定弱振幅区，然后结合构造及井孔资料确定含油气孔隙发育带。根据这一方法确定的*N*32井经钻探试油获日产107t工业油流。

刘雯林（1990）全面分析了百色盆地的地震地质条件后，以弱振幅和小断层发育的特征圈出孔缝发育带，确定油田范围，取得了成功。在陕甘宁天池地区利用低速特征研究了奥陶系下统石灰岩孔隙度。其方法首先是根据测井资料统计得出孔隙灰岩声波时差范围，作为孔隙灰岩声波时差标志。以上述时差标志对Seislog剖面上的目的层作出解释，划出低速发育区，从而圈定孔隙灰岩发育带。这一方法在天池地区取得良好效果（刘雯林，1990）。

2.石灰岩孔隙度的估算方法

1）由波阻抗剖面估算孔隙度

在1983年中东石油工程会议上I.B.H.M.Rubbens提出用地震波阻抗剖面估算石灰岩孔隙度的方法。

（1）方法的物理基础

岩层声阻抗ρv是岩层本身的特性，当孔隙度变化时，其ρ和v都要改变，因而波阻抗也随之变化。Rubbens（1983）给出的卡塔尔近海的例子里，声阻抗值与石灰岩孔隙度成线性关系（图3.4）。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

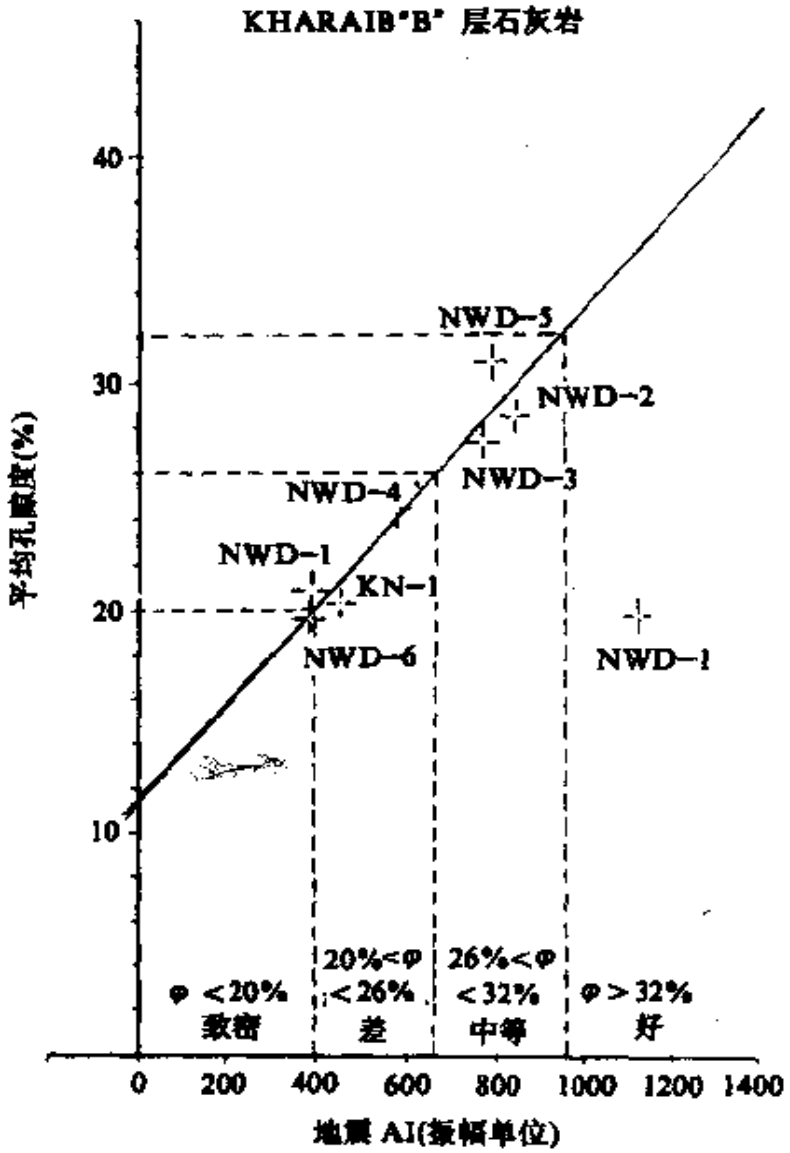


图 3.4 声阻抗与孔隙度关系

(据 Rubbens, 1983)

石灰岩孔隙流体对声阻抗是有影响的，并且孔隙度越大，这种影响就越大。但在孔隙度小于 10%时，孔隙流体成分对声阻抗的影响可以忽略不计，这与 S.Chacko (1989) 的研究结果相一致：石灰岩孔隙流体成分对波速——无论是纵波还是横波，几乎都无影响，而对密度却有影响。孔隙度越大，孔隙流体对总体积密度影响越大，当孔隙度很小时，如象 Rubbens 指出的小于

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

10%，这种影响就小到可以忽略不计。

(2) 工作方法

①根据工区声波测井资料计算孔隙度值。当有密度和中子测井资料时可综合使用计算孔隙度值。若有足够的岩芯孔隙度实测数据则更好；

②计算测井声阻抗曲线。根据测井资料对每口井计算声阻抗曲线（下面简称测井 AI），这时得到的测井 AI 曲线是随深度变化的，需根据该井速度测井资料作时深转换，将测井 AI 曲线转换为时间比例尺的，并进行带通滤波，滤波通带根据工区地震道频率成分选择。

③计算地震声阻抗剖面，进行地震道声阻抗反演，将地震剖面逐道转换为声阻抗曲线，称为地震 AI。这种地震声阻抗剖面通常用彩色显示，也可显示成黑白图（图 3.5），在对地震 AI 剖面作解释之前必须首先检查地震 AI 与测井 AI 是否一致。只有二者匹配良好，才可对地震 AI 进行有效解释。图 3.5 剖面中间 NWD—3 井与井旁地震 AI 特征一致，是匹配良好的例子。

④分析目的层 AI 特征。将滤波后的井与地震 AI 匹配良好的测井 AI 曲线再转换成深度比例尺的，以便对每口井的各个目的层 AI 特征进行分析，找出全工区每个目的层 AI 特征。

⑤建立孔隙度与地震 AI 值的关系。根据测井资料得到的各井各层孔隙度值及井位上对应地震 AI 值，作孔隙度与地震 AI 值的交会图（图 3.4），作图时地震 AI 可以任意单位表示。因为各层的 AI 特征不同，因此要分层作交会图，以求得每个目的层的孔隙度——地震 AI 值关系。在卡塔尔近海工区，Rubbens 得到的是线性关系。

⑥测量目的层地震 AI 值。将解释后的地震 AI 输入计算机，测量剖面上各目的层 AI 值，单位与作交会图使用的单位相同。

⑦计算孔隙度。根据孔隙度——地震 AI 值关系，将各目的层地震 AI 值换算成孔隙度值。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

⑧作孔隙度平面分布图。按目的层将换算出的孔隙度值标在对应地震测线上，并作等值线图（图 3.6）。

⑨成果解释。可将各层孔隙度分布图迭画在该层顶面构造图上，并根据孔隙度大小分级，再从致密灰岩形成的不渗透阻挡层向下倾方向寻找高孔隙度发育带，这是有利的油气聚集带，可解释为可能的油藏范围（图 3.6）。

(3) 实例

在卡塔尔近海的一个研究区内，有三口探井在白垩系石灰岩层中钻遇油气。而所观测到的流体接触面与构造油藏条件不相一致，因此推断可能是渗透性地层尖灭形成的地层油藏，在进一步勘探前对本区地震预测可行性作了研究，并得出如下结论：

测井 AI 与地震 AI 曲线在对应井位上匹配良好；

含油层与含水层的 AI 响应差异太小，以致在现有条件下不能直接判断油气层的存在。

储层孔隙度变化在地震 AI 上可反映出来，并可用计算机进行测量。

因此，需要找出孔隙灰岩与致密灰岩的分布范围，从而圈定有利的油气聚集带。为此专门作了 1000km 的地震测线，格网为 2×3km，面积约为 2000km^2。

将工区内所有 8 口井都计算了孔隙度，作了测井 AI 曲线；将 1000km 地震剖面都转换成地震 AI 剖面。结果发现，所有 8 口井的测井 AI 曲线与井位上地震 AI 都很好地匹配（例如图 3.5）。根据测井数据计算的孔隙度与地震 AI 值交会图，建立了两个目的层（Kharaib--B 层，Kharaib—C 层）的孔隙度与地震 AI 值关系，图 3.4 就是其中一层的孔隙度与地震 AI 振幅交会图及所得的直线关系。

研究后发现，Kharaib—B 层和 Kharaib--C 层为孔隙发育的石灰岩，并有良好的顶部和底部密封层；而且在测井 AI 和地震 AI 曲线上特征明显而稳定；即滤波后的 AI 特征为明显的负值，它的顶部和底部密封层 AI 是正值。因此这两层是非常适合

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

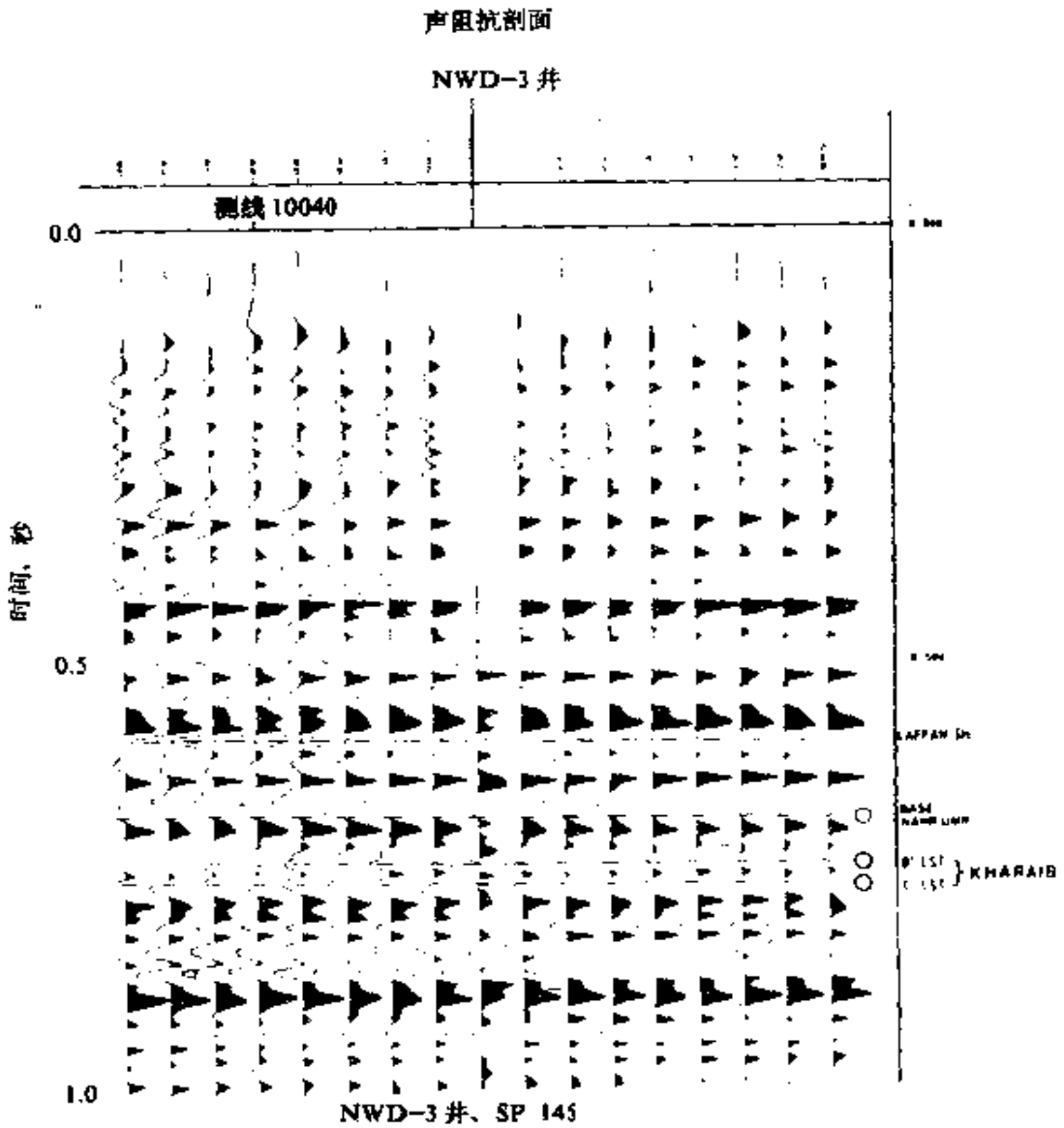


图 3.5　地震声阻抗剖面

(据 Rubbens, 1983)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

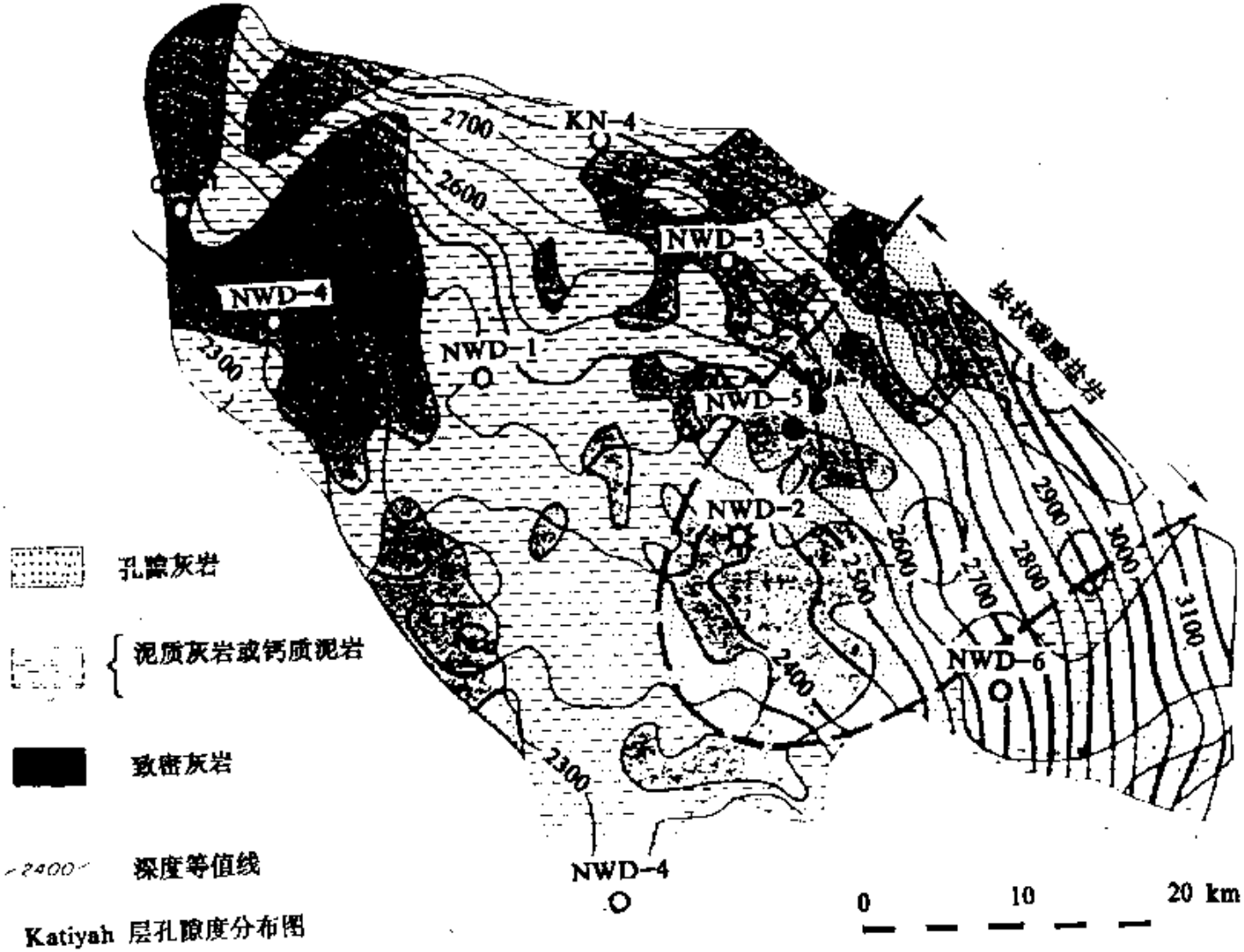


图 3.6　孔隙度平面分布图的实例

(据 Rubbens, 1983)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

用 AI 进行预测的。

在地震 AI 剖面上对目的层（Kharaib—B 和 C 层及另一层）进行了对比追踪，根据对比结果作出了这三层顶面构造图(等深线图)。

将解释后的地震 AI 剖面输入计算机，测量了目的层的 AI 值，并根据孔隙度与地震 AI 关系换算成孔隙度，由此作出了孔隙度分布图。将孔隙度分布图迭画在对应层顶面构造图上（图 3.6 是其中一层)。根据孔隙度渗透率关系（取自邻区)，将孔隙度分级、并从致密灰岩形成的不渗透阻挡层向下寻找孔隙灰岩发育带，圈定了有利的油气聚集区（图 3.6)。根据本项研究所定的第一口井（KNA—1 井)，钻探结果与预测的一致。

2) 由反射振幅估算孔隙度—厚度

与弱振幅分析方法类似，Stanulonis. S.F 等（1992）也是用反射振幅研究碳酸盐岩孔隙度问题，为此他们提出一个新的术语“孔隙基”（pore foot)，并将孔隙基定义为储层厚度与孔隙度的乘积。首先由井孔资料和井旁地震道统计得出孔隙基值与地震振幅关系，然后根据地震振幅计算出孔隙基值，并用井中实测孔隙基值标定计算值，最后作出平面图。在阿拉斯加 Lisburne 油田碳酸盐岩储层的研究中，这一方法得到了成功的应用(Stanulonis.S.F 等，1992)。

第二节　用地震资料预测地层压力

在钻井之前，预测异常高地层压力对于加快钻井速度、降低钻井成本、保证钻进安全是非常重要的。此外，探明高压异常的空间展布规律对研究各种地质问题，如烃的运移及油气田形成都有重要意义。

过去，都是利用各种测井资料和钻井岩屑分析等测定地层压力。这些方法虽然是比较直接，但都是在钻井以后进行的，是“事后”技术。而用邻区资料推算井下异常压力带误差很大，而且受到各种条件的限制。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

随着地震勘探数据采集和处理水平的提高，人们开始用地震资料在钻井之前预测异常地层压力。1968 年，E.S.Pennebaker 最先发表了利用地震资料预测异常地层压力的方法，并取得好效果，以后又在许多地区取得成功（Reynolds,E,B，1970；Bilgeri 等，1978；Saibal.B，1990），该法基于利用“正常压实趋势线”。但他的方法在意大利波河流域盆地遇到了困难，因此意大利通用石油公司 P.Bellotti 等人（1978）提出了基于层速度与参考速度之比的“R”曲线法，并获得了成功。后来，D.Bilgeri 等人（1982）又提出了“地震压力测井（Seismopressure Logs）”方法，W.R.Fillippone 提出了一套计算异常压力的公式。

国外许多公司利用地震资料预测地层压力，成功地预报了高压异常带的顶部深度和压力大小，使钻井事故大为减少。我国自 80 年代以来也逐步开展了这项工作并在一些地区取得成功（卢贵和，1986；陈洪丽，1993）。

一、基本知识

1.基本术语

什么是“地层压力”？所谓“地层压力”是“地层流体压力”的简称，也就是孔隙压力，即作用于地层孔隙空间里流体上的压力。

什么是“异常地层压力”呢？为了说明这个概念，先谈另一个术语——“静水压力”的概念。

静水压力（Hydrostatic pressure），是由液柱单位重量和高度所形成的压力，它可由下式表示：

$$p = \rho g h$$

式中，p 为静水压力；ρ 为液体密度；g 为重力加速度；h 为液柱高度。

可见静水压力的大小不受液柱形状和粗细的影响。

在任何地质环境中，正常地层压力都等于静水压力。因此，凡偏离正常地层压力（或静水压力）的地层压力都称为异常压

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

力。异常压力分为异常高地层压力和低于正常压力两类。

异常高地层压力，简称高压（Surpressure）：超过静水压力的地层压力。异常高压被不同的作者称为“地压”（Geopressure）；“超压”（Overpressure）等。也有人将“异常高压”定义为“超过正常静水压力20%～30%以上的流体压力（A.Г阿维尔布赫，地震勘探中岩石成分和性质的研究，石油工业出版社，中译本1982年版，192页）。

低于正常压力，简称低压（Subpressure）：低于正常静水压力的地层压力。

异常地层压力是世界性普遍存在的，并且高压比低压更为常见。高压的极限通常是上覆压力。上覆压力可用下式求出：

$$p_z = \bar{\rho} g h_z$$

式中，p_z为上覆压力；$\bar{\rho}$为饱含水岩石的平均体积密度；h_z为深度。

我们知道，岩石密度通常为深度的函数，并随深度而增大，所以若已知密度函数，则可用积分代替上式。如密度函数未知，则可采用$\bar{\rho}$的经验数据，一般习惯采用2.3g／cm^3，作为沉积岩的平均密度。由此算出上覆压力梯度为22.5kPa／m。

应该指出，尽管高压的上限通常为上覆压力，但在许多地区曾局部遇到过更高的压力梯度，甚至超过上覆压力梯度达40%的。其原因可能与烃的生成和流体随温度增高而膨胀有关。

根据上述定义知道，正常地层压力是随深度增大而增大的，在深度方向上正常地层压力梯度（简称“正常压力梯度”）与孔隙中含水的矿化度有关。当孔隙中含的是淡水时，正常压力梯度为9.8kPa／m。在孔隙中水为150000ppm咸水时，则正常压力梯度为10.9kPa／m。因此凡地层压力梯度在9.8～10.9kPa／m范围内的都是正常的。通常取正常压力梯度为10kPa／m。

压力梯度的国际单位和英美制单位的换算公式为：

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

$1kPa/m = 0.0444bf/in^2 \cdot ft = 0.852bf/Usgal$。

上式中 Usgal 为美国加仑。

2.异常压力形成概述

沉积物最初在水中沉积，刚沉积不久的粘土及砂的孔隙度很高，非常松散。当沉积不断进行时，在粘土上的重量随之加大。加大了的重量把水挤出粘土，使粘土压实、脱水、致密，从而引起孔隙度不断减小，体积密度不断加大。

在一些地区有足够的砂子，它们是连续的，且对着海和地面是敞开的。在这些地区，水从泥岩中挤出来后，穿过有渗透性的砂子，最后排到海里或地表。这样就使得泥岩不断压实。在另一些地区，砂子不发育，或者由于泥岩的沉积或断层封闭，虽然泥岩中的水受到挤压但不能顺利排出，而水又是几乎不可压缩的，所以当泥岩中的水承受上覆岩层重量时，岩石骨架不再承受上覆岩层重量，泥岩就不再被压实。即泥岩孔隙水的排出受到某种阻碍，泥岩中保留了一部分多余的孔隙水。孔隙水承受上覆岩体重量而产生异常高压。此时泥岩出现与埋藏深度不相适应的异常高的孔隙压力与异常低的密度。

关于低异常地层压力，即低压，往往比高压地层发生的要少。尽管如此，在世界许多地区还是常常遇到。如美国、前苏联、伊郎等国，在钻探油气时都遇到过低压。

低压的形成可以是从地下可渗透的岩层中采油、采气或采水而人为地形成。油气储层中流体的大量开采可以急剧降低地层压力，如没有强烈水驱补充它的话，取出流体（如采油、抽水）就会造成孔隙流体压力降低，其结果使地层被压实。有时，这种原地的压力降低的地区表现为地面沉降，这在世界许多大城市中屡见不鲜。

二、用地震资料预测地层压力的方法

自 1968 年 E.S.Pennebaker 公布用地震资料预测地层压力的

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

方法以来，人们在使用过程中不断进行改进和完善，使这一技术得到了进一步发展，并陆续提出了一些新的方法，但万变不离其宗，这些方法所依据的基本原理都是一样的，即地层孔隙压力增大将使岩层的地震波速度降低。因此，可以由地震资料计算出层速度，进而预测地层压力，这些方法所用的基础资料是地震反射波资料，个别有用 VSP 资料的（Shapiro.B.E 等，1990）。层速度可由地震资料的速度分析得出。关于这方面的文献之多，可谓汗牛充栋，读者可以很方便地找出，这里我们只提层速度的使用，不谈其具体计算方法。

下面我们就公布时间先后，介绍目前使用的几种用地震资料预测地层压力的主要方法。

1.彭尼贝克（Pennebaker）趋势线法

1）方法原理

地球物理学家早就认识到了深度对速度的影响，墨西哥湾沿海地区 350 口井的地震测井资料，证明该区层速度随深度呈指数增长。当以层间旅行时为横坐标，以深度为纵坐标，把这一关系画在双对数坐标纸上时，可以看到时间随深度增大呈直线减小，直线的斜率为 1／4。只要钻遇的是正常压力的砂页岩层系，所有各井都表现为这一斜率。

图 3.7 为得克萨斯州南部沿 AA' 线的正常压力下层间旅行时与深度之间的关系。图上各直线斜率相同，但当接近海湾时直线向右移动。不难理解，这种移动是由于内陆有较老的沉积层，而海湾为疏松的现代沉积所致。

上述层间旅行时与深度关系直线称为正常压力趋势线（或称正常压力基线，正常压实趋势线）。

当地层压力异常时，层间旅行时—深度关系线将偏离正常趋势线，例如存在异常高压时，因层速度降低，层间旅行时 Δt 增大，则层间旅行时—深度关系线将向 Δt 增大一侧偏移（图 3.8）。异常高压越高，偏离正常趋势线越远。图 3.9 表示了这种关系，该图是由实际井底压力测量电缆测试、感应测

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

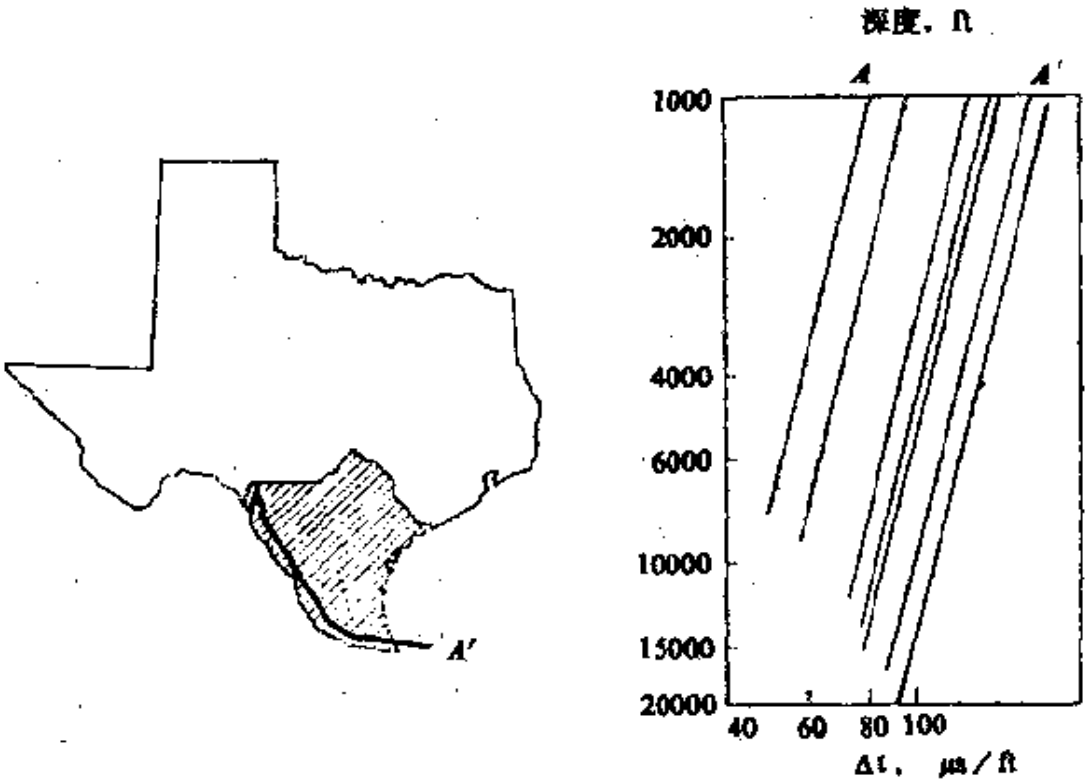


图 3.7　南得克萨斯州 AA' 线层间旅行时随深度变化趋势线

(据 Pennebaker, 1968)

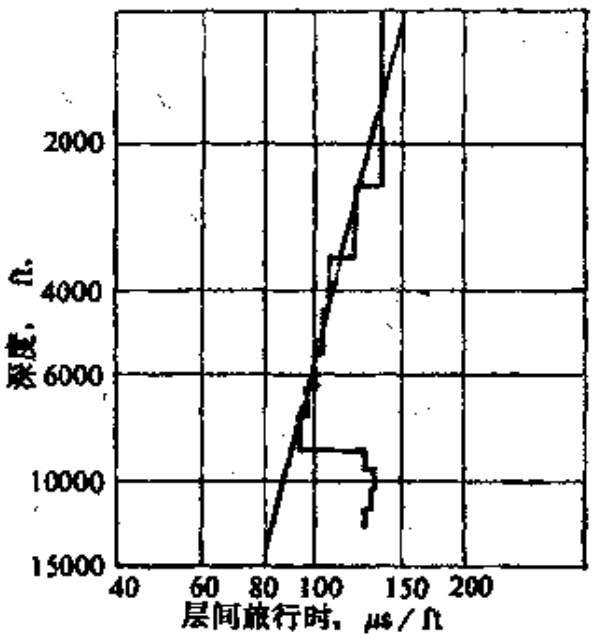


图 3.8　得克萨斯州 Kleberg 县的 A 井层间旅行时对数图，该图表明在 8500ft 以下压力异常

(据 Pennebaker, 1968)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

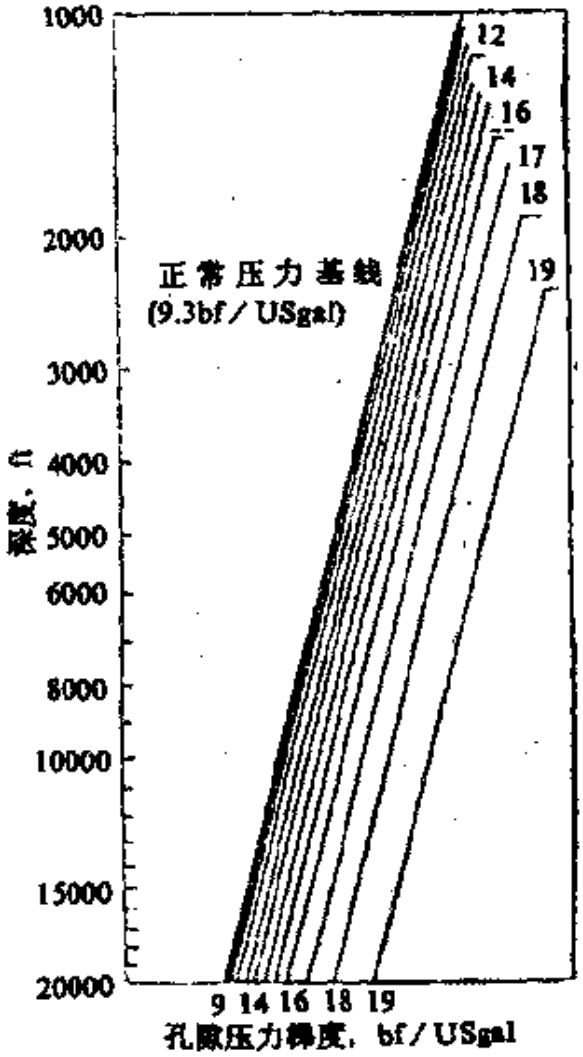


图 3.9 异常压力与偏离正常压力基线程间的关系图
(据 Pennebaker, 1968)

井、声波测井得到的异常压力数据统计画出。

将图 3.9 制成透明图板，便可方便地用来根据层间旅行时—深度曲线量度异常压力的大小了。使用时，把图板放在实测的层间旅行时—深度曲线上，使深度坐标重合，然后横向平移图板，直至图板的正常压力趋势线与实测曲线的浅层具有正常压力部分重合（图中为相当于 9.2bf／USgal，即 10.8kPa／m 的孔隙压力），然后看实测曲线异常部分与图板中哪条线一致，则该直线所标压力即为实测曲线异常部分压力，例如图 3.8 上 10000ft 深处有相当于 18.6bf／USgal 的孔隙压力，Pennebaker (1968) 指出，这样确定的地层压力梯度的精度可达 1.0bf／USgal（相当于 1.17kPa／m），而且常可取得更好精度。

钙质砂岩和页岩常使问题复杂化，因为这种岩层中层间旅行变小了。在得克萨斯州等地，有厚层钙质砂岩和页岩覆盖在深部的异常压力带上。这样使层间旅行时变小，如图 3.10 所示。该图 *A* 例中 8000ft 和 12500ft 就是这样的一个层段，它的下面是一个异常压力带，*B* 例表现为一个较薄的钙质层段。为了在这种情况下计算地层压力，图板的正常压力趋势线必须向左移动，直到正好与异常压力带上面确定的实测曲线的新趋势线相重合。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

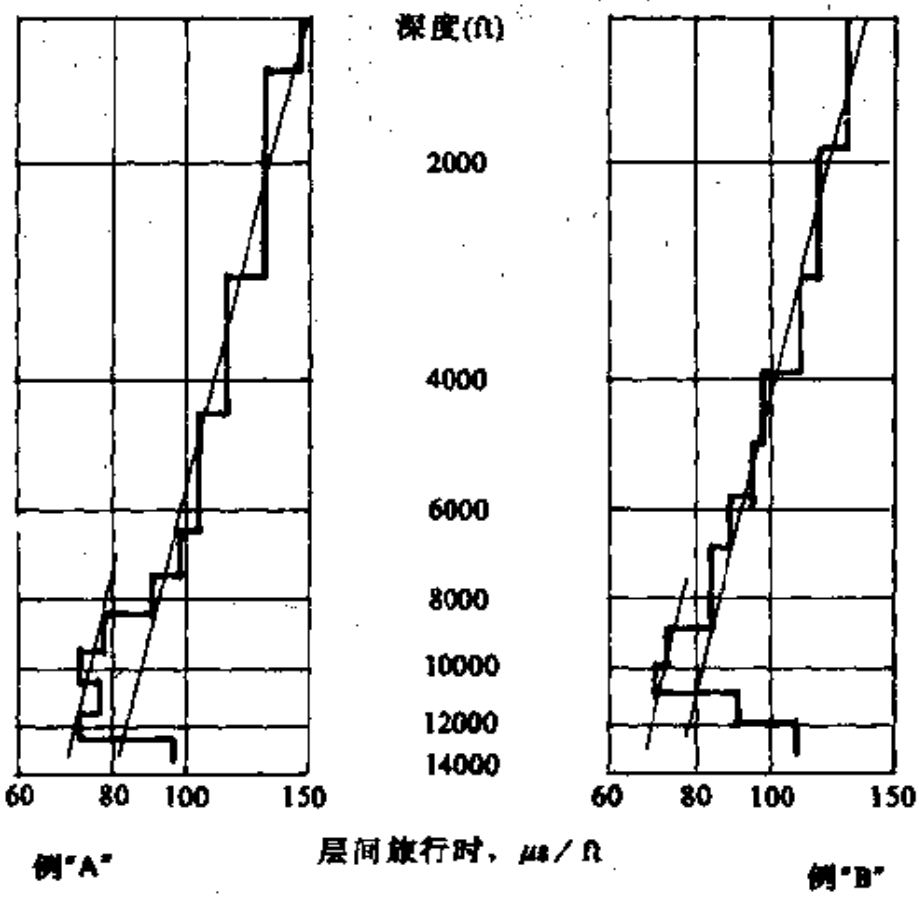


图 3.10　因钙质砂岩页岩存在导致偏离正常压力基的两个例子

(据 Pennebaker, 1968)

2) 实例

由地震资料计算出的层间旅行时—深度曲线示于图 3.11。由图 3.11 可见，实测曲线在深约 11000ft 处偏离正常压力趋势线，即 11000ft 深度以下存在高压地层，并向深处逐渐升高，其顶面深就是 11000ft。利用图 3.9 的图板，由图 3.11 估算出在 11100ft 处地层压力梯度相当于 12.0bf／USgal；在 13000ft 深为 17.5bf／USgal；在 16000ft 深约为 18.0bf／USgal。这样地震资料就揭示在 11100ft 以下应下保护套管，而且在泥浆密度安全地提高到完钻深度所需的最大值 18.0bf／USgal 以前，可能要装保护衬套。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

图 3.11 中实测曲线在深约 9000ft～11000ft 段向左偏移了些，这被解释为钙质砂岩和页岩层直接盖在异常压力带上，因此量板的正常趋势线是与这一段曲线相重合的。

由完钻后的实际流体测定结果得出，异常压力带顶部在深约 10600ft 处，在 10525 到 11306ft 层段间地层压力梯度达 12.0bf／USgal。

这种方法仅适用于异常压力是由压实现象引起的盆地

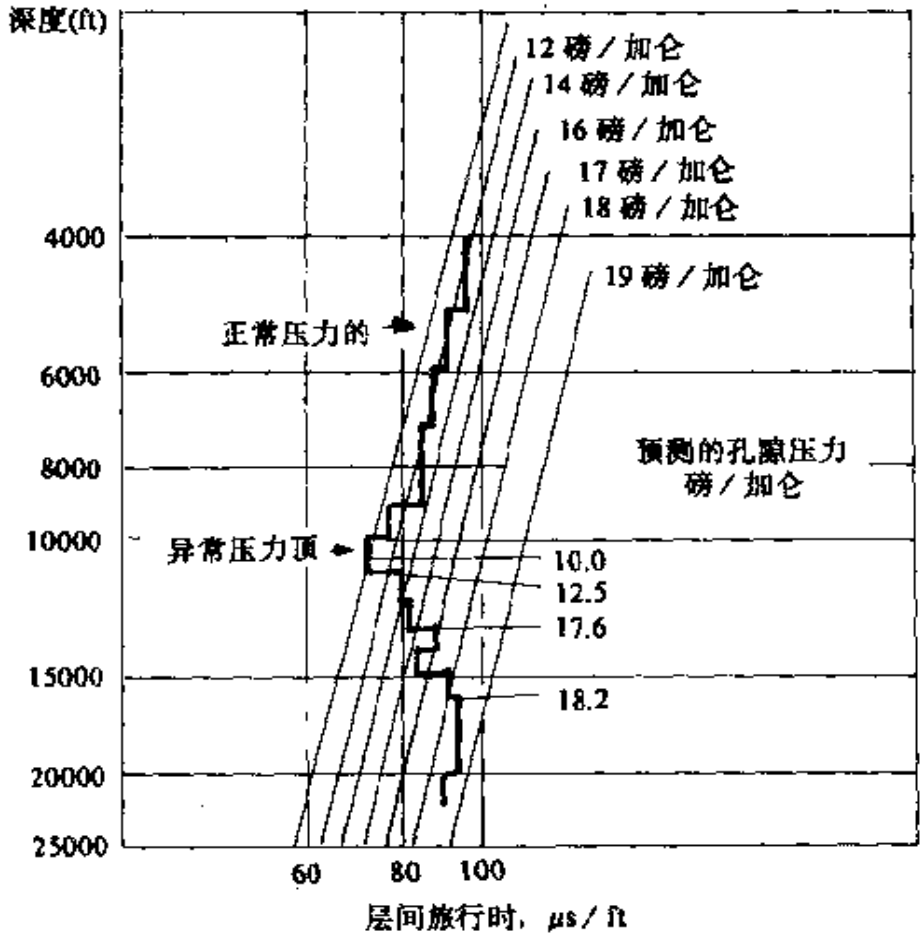


图 3.11 由 B 井近野外地震资料计算的层间旅行时图，预测在 10000ft 之下有异常压力

（据 Pennebaker，1968）

2.贝罗悌（Bellotti）“R 比值法”

用 Pennebaker 法预测地层压力在意大利波河盆地遇到了困难，使用时发现有多解性并会出现错误解释。意大利通用石油公

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

司的 P.Bellotti 和他的同事 D.Giacca（1987）提出了一种用地震资料预测异常地层压力的新方法。这种方法是基于研究实测层速度 v_i 与参考速度 v_s 的比值 R，我们称之为贝罗悌“R 比值法”。这种方法在波河盆地取得了成功。

1）方法原理

由大量钻井资料统计分析得知，页岩和碳酸盐岩声波速度是骨架压力的函数，图 3.12 画的就是页岩和碳酸盐岩波速随骨架压力变化曲线。由图中曲线可见，高孔隙度砂岩位于页岩之下，过压实页岩位于其上；碳酸盐岩的变化范围很宽，并且以白云岩为其变化范围的上界

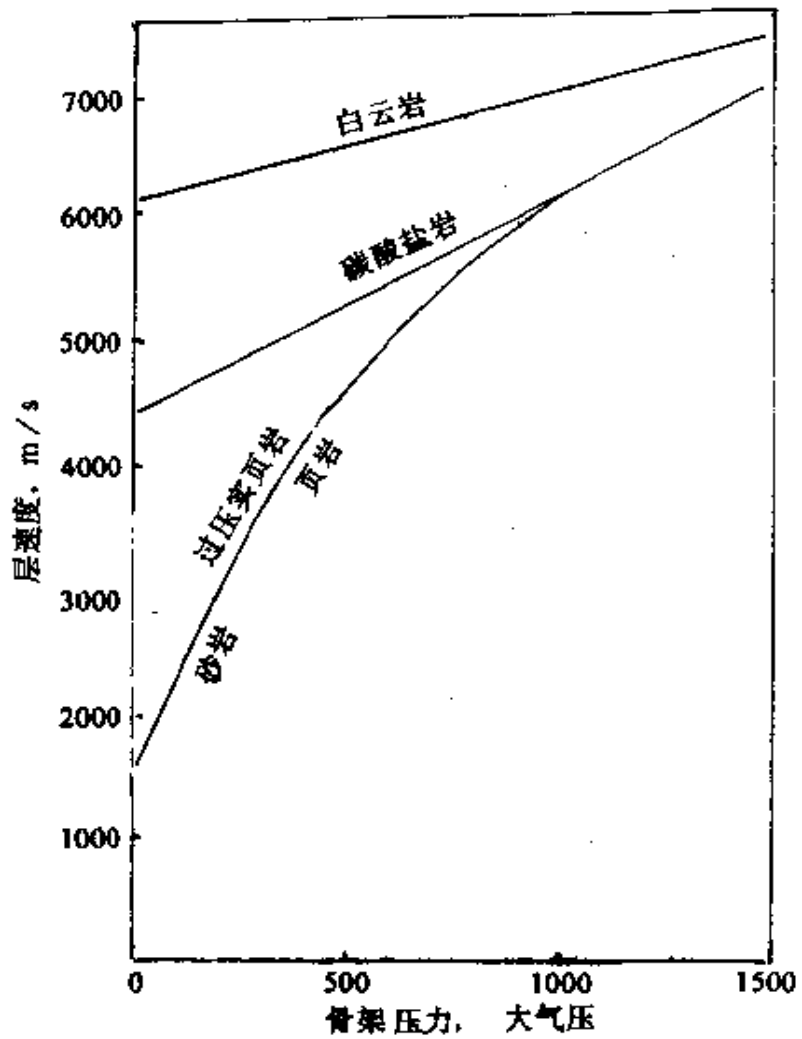


图 3.12　砂岩、页岩及碳酸盐岩波速随骨架压力变化图

（据 Bellotti, 1978）

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

实验发现，图 3.12 中关系，即泥岩中声波速度 v_s 与骨架压力 p_c 间的关系可用下面经验公式描述：

$$v_s = \frac{v_{mx} p_c}{A p_c + B} + v_{min} \tag{3.16}$$

式中，v_{mx} 为骨架速度，单位 m／s，设其平均值为 7000m／s；v_{min} 为土壤最低速度，设为 1500m／s；A、B 为常系数。

我们知道，骨架压力 p_c 与上覆压力 p_{0v}，孔隙压力 p_p 的关系为：

$$p_c = p_{0v} - p_p \tag{3.17}$$

而上覆压力 p_{0v} 可由层速度用下式计算：

$$p_{0v} = \sum_{i=1}^{n} (d_{mx} - 2.11)(H_i / 10)[(1 - v_i) / v_{mx}] / [(1 + v_i) / v_{min}] \tag{3.18}$$

式中，D_{mx} 为骨架密度，设为 2.75g／cm^3；v_i 为层速度；H_i 为厚度；v_{mx}、v_{min} 意义同前。

利用上式可由声波测井资料求出上覆压力。

如地质剖面上部大多数为页岩或其它碎屑岩地层，并假设孔隙压力为正常（即相当于地层压力梯度 G_p 为 10.4kPa／m，这样便可由（3.16）、（3.17）、（3.18）式计算出可靠的声波参考速度 v_s 值，图 7 为计算出的 v_s 曲线与对应骨架压力下层速度 v_i 曲线比较图。由图可见，当为超压实地层时，$v_i > v_s$；正常压实地层时，$v_i = v_s$；高压地层时，$v_i < v_s$。因此，我们可以根据 v_s 与 v_i 的关系绘制上述曲线，从而判断高压地层的存在。但这种图使用起来不太方便，所以我们取 v_i 与 v_s 的比值，并以 R 表示：

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

$$R = v_i / v_s$$

计算出不同深度上的实测层速度 v_i 与参考速度 v_s 比值 R，便可画出 R 与深度关系曲线（图 3.14），这里的深处就相当于前图中骨架压力，因为深度增大将使骨架压力增大。这样，一条 R 与深度关系曲线可按下述原则解释：

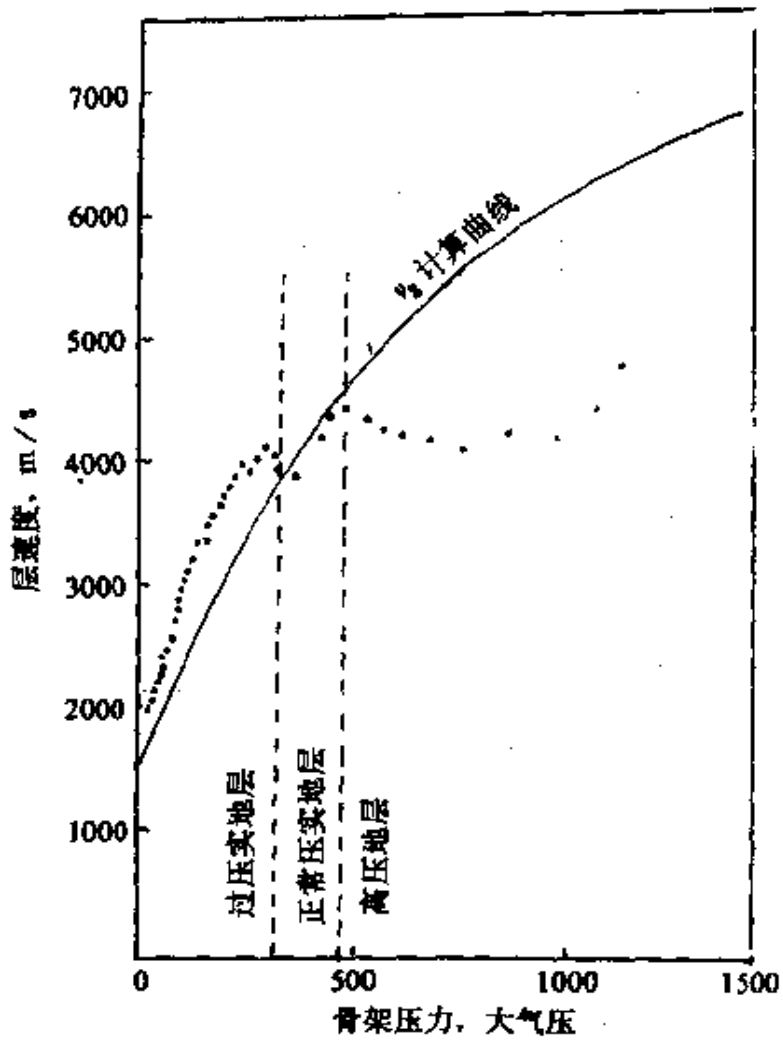


图 3.13　计算出的参考速度 v_s 曲线与层速度曲线的比较

（据 Bellotti, 1978）

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

如 $R\approx1$：地层为正常压实页岩或高骨架压力下的碳酸盐岩；

如 $R>1$：地层为超压实页岩、碳酸盐岩或浅层胶结地层；

如 $R<1$：为高压地层或高孔隙度地层（即砂岩）。

R 与深度关系曲线比较直观也较易于解释。

2）实例

例 1：图 3.14 为意大利波河盆地的 R 曲线实例，根据 R 曲线变化特点，作出解释如下：

200～2400m 层段（$R>1$）：过固结沉积岩（Overconsolidated sediments），在约为 2400m 深处为正常孔隙压力，并可能有条断层穿过；

2400～3100m 层段（$R\approx1$）：地层为正常压实和正常孔隙压力。

3100～5000m 层段（$R<1$）：地层逐渐变为高压地层；在 4000m 深以下，$R\approx0.8$，表明地层压力梯度很大。

上述解释成果已为声波测井和西格玛测井资料的对比所证实，仅在 200～600m 井段有差别。

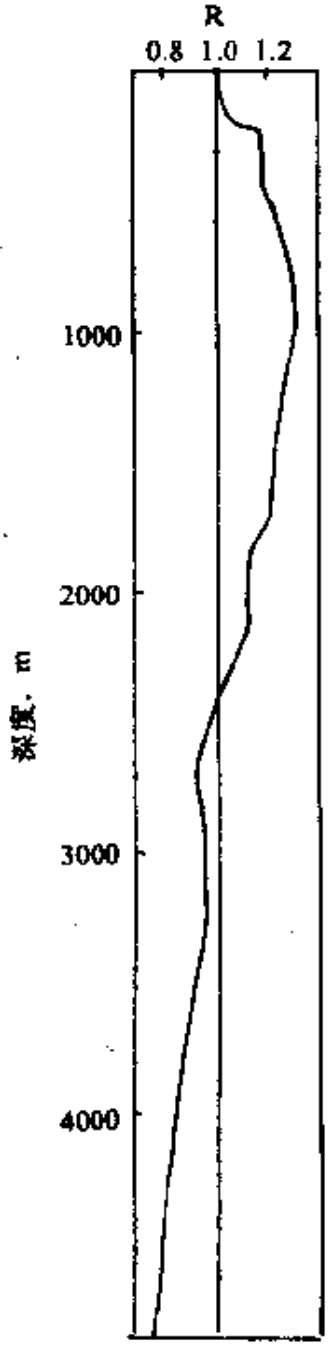


图 3.14　意大利波河盆地实测 R 曲线的例子

（据 Bellotti, 1978）

例 2：图 3.15 是根据通过同一个交点的三条地震测线的资料作出的该交点上的三条 R 曲线。三条 R 曲线在整个测量层段上的良好相似性说明地震资料的高质量和处理系统的可靠性。由图 3.15 可将整个层段划分为五个部分，并解释如下：

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

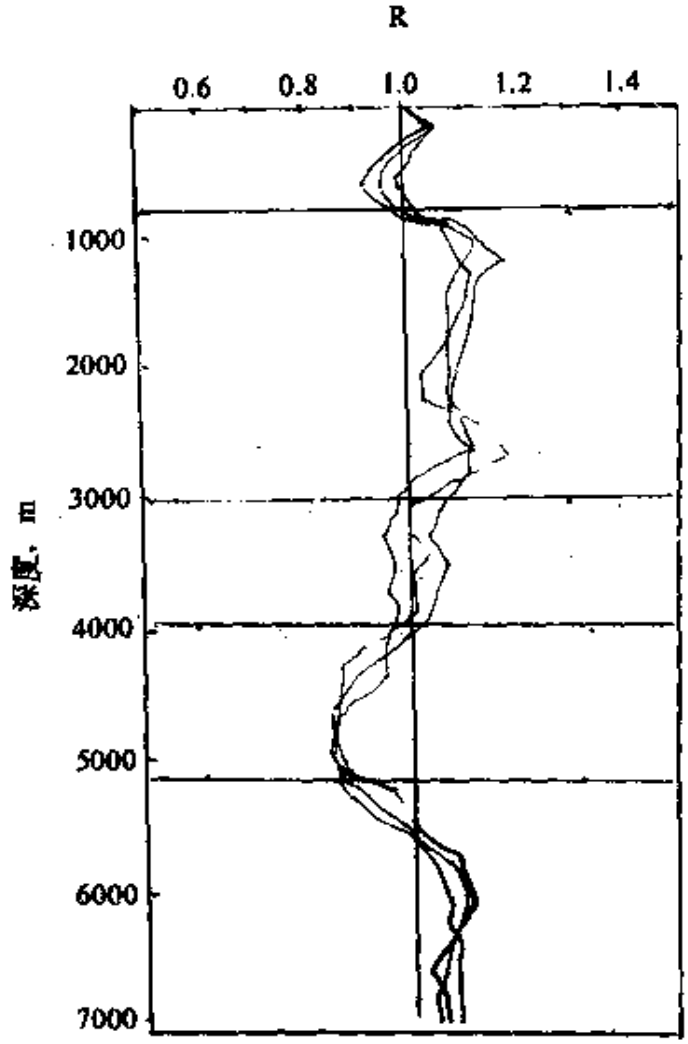


图 3.15　用过同一个交点的三条地震测线资料作出的三条 R 曲线

(据 Bellotti, 1978)

0～800m 层段，$R\approx1$：浅层正常压实地层；

800～3000m 层段，$R>1$：过固结地层；

3000～4000m 层段，$R\approx1$：正常压实地层；

4000～5100m 层段，$R<1$：并且 R 随深度减小，为高压地层；

5100～7000m 层段，$R>1$：并且 R 随深度变大，为高骨架压力下碳酸盐岩地层。

上述解释为后来的声波测井和西格玛测井资料所证实。

从上述例子可以看到，R 比值法比起前一方法来，可为钻井设计提供较为详细的指导性资料。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

如条件允许，可将整条剖面作层速度分析，并每隔几个炮点计算一条 R 曲线。这样便可得到剖面图，在图上可连续画出异常高压地层顶面位置来。

最后我们要说明，上面（3.16）、（3.18）式中所给出的常数，是针对原作者所研究地区给出的，在不同地区使用上述公式应考虑这些常数的取值问题。

*3.*菲力浦（Fillipone）计算公式

地层压力也可直接用经验公式计算。菲力浦（Fillipone，W.R.1979），根据岩芯、钻井泥浆样品、压力测试、声波测井；密度测井、电测井等所测出的岩石性质来确定各种岩石特性参数的关系，并由此建立了用地震层速度计算地层压力的公式，即：

$$p_f(z)=\frac{v_{max}-v_i(z)}{v_{max}-v_{min}}\cdot p_{ov}(z)$$

式中，$p_f(z)$为 z 深度地层压力；$v_i(z)$为 z 深度层速度；v_{max} 为 z 深度孔隙率趋于零时速度，一般用骨架速度代替；v_{min} 为 z 深度刚度趋于零时波速，一般近似取为孔隙流体速度。$p_{ov}(z)$为 z 深度上覆压力，可用下式计算：

$$p_{ov}(z)=0.465\bar{\rho}z$$

式中，z 的单位用 ft；

$\bar{\rho}$为 z 深度以上岩层的平均体密度。

上述参数中的 v_{max}、v_{min} 等也可由专门的计算公式计算。

显然用上面公式可以方便地进行计算，对地震道进行反演，求出层速度，利用上述公式便可直接获得地层压力的估值。

在成果显示上，除了上述方法外，也可将地震剖面逐道转换成层间旅行时或层速度，或 R 值与深度的关系曲线，然后转换成地层压力与深度关系曲线。沿整条地震测线计算这种曲线，便

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

得到剖面图，可方便地分析整个剖面上压力变化情况(D.Bilgeri，1982，R.D.Martinez 等，1989)。

4.标准速度曲线法

苏联地球物理学家提的用地震资料预测地层压力的主法是基于"标准速度曲线"(A.Г.阿维尔布赫，1982)。所谓"标准速度曲线"是指正常压实和热力条件下的速度与深度关系曲线。这种压力预测方法首先要建立标准速度曲线，它是由先期作出的研究区实际地质剖面和正常速度深度关系曲线相结合制作而成的。如研究区内无现成地质剖面可用预测的地质剖面代替。正常速度深度关系是指同一地质时代、同一岩性的岩石在单调沉降和压实条件下的速度和深度关系，并且这里的沉降和压实是在正常压力（固相静岩压力和静水压力）和正常温度下产生的。

本方法象其它方法一样，需由地震资料计算出层速度，并且作出层速度深度关系曲线。计算层速度时要做各种校正。

压力预测分两方面内容：一是确定高压地层上下界；二是计算高压地层内的压力值。

将地震层速度深度曲线与研究区标准速度曲线相比较。如地震层速度及垂向梯度系统低于标准速度曲线的速度及垂向梯度，则说明可能存在异常高压地层。在出现速度垂向梯度差的区间标出假定异常区顶部位置，然后综合分析地质等各种资料，如无其它因素引起上述速度异常，便可肯定作出是异常高压地层的结论。异常区地层压力的定量计算可用"等价深度法"，具体计算方法在有关专著（A.Г 阿维尔布赫，1982）上有详细叙述。

由上述讨论知道，绝大多数用地震资料预测地层压力的方法，实际就是用地震资料计算出的层速度来预测地层压力的，尽管具体操作方法各不相同。

苏联地球物理学家指出，要发现 10～15MPa 的压力异常，速度测定误差不应超过 100m／s，即对 1～2km 深度上的典型层速度来说误差为 3%。在发现更大的压力异常（30～40MPa 或更大）时，速度测定的误差可放宽到 200～300m／s，即偏离典

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

型层速度为 7%～10%。为了定量估算压力异常，速度测定误差一般不应超过每秒几十米，因为选择钻井工艺，可接受的压力预测误差为±2.5MPa。

第三节 吸收系数的提取及其应用

在第一章里我们已叙述过关于吸收的概念和机制，以及吸收系数、品质因数的概念。这里要讨论的是如何从实际的地震记录中提取吸收系数或品质因数 Q，以及吸收系数在资料解释中的应用。

一、吸收系数的提取

根据地震勘探中的地震资料提取吸收系数，目前已提出的主要方法有频谱比法（The spectral amplitude ratio method）、脉冲展宽法（The pulse—broadening method）、Futterman 因果衰减算子法（Futterman causal attenuation operator method）、以及振幅比法、升时法（The rise—time method）等。其中，升时法和脉冲展宽法受震源波形影响较大；Futterman 算子法是把通过完全弹性介质的信号用一个滤波器改造后，作为合成地震记录，滤波器设计是基于 Futterman（1962）提出的一个因果算子。该滤波器的输入参数有：速度、品质因数 Q 值、到参考检波器的距离及那里的波形等。然后将合成地震记录与实际地震记录比较，如二者不一致，则修改检波器输入参数中的 Q 值，直至二者最佳一致，则此时输入滤波器的参数 Q 值，即为所研究的实际地震记录对应地层的 Q 值。但有人认为，这种方法的应用表明，对波前的球面扩散所作的补偿就足以解释到震源距离不同的两个观测点上的振幅衰减了。因此从根本上怀疑 Futterman 算子法的计算结果；至于振幅比法，一般认为它比较粗糙。这样，在提取吸收系数的现有方法中，频谱比法就是很好的方法了。下面，我们主要介绍这种方法。

1.频谱比法求吸收系数原理

根据第一章我们知道，考虑到介质的吸收系数 α，则一维波

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

动方程的解为:

$$u(t,\ x) = \exp(-\alpha x) \cdot \exp\left[i\omega\left(t - \frac{x}{c}\right)\right] \tag{3.19}$$

式中，c 为相速度，在地震勘探频带内（小于 200Hz）可以近似认为是常数。

α 是吸收系数，且:

$$\alpha = \alpha_0 f \tag{3.20}$$

α_0 由介质的品质因数 Q 及相速度 c 决定，f 是频率。

我们先不讨论反射波问题，而是先讨论由直达波计算吸收系数。设 $F_1(\omega)$是从震源传播过距离 x_1 的脉冲波复变谱，$F_2(\omega)$是从震源传播过距离 x_2 的脉冲波复变谱。则由 (3.19) 式和有关频谱定理可知，在均匀介质中 $F_2(\omega)$、$F_1(\omega)$关系可写为:

$$F_2(\omega) = F_1(\omega) \cdot \exp\left[-\alpha(x_2 - x_1) - i \cdot \frac{\omega}{c}(x_2 - x_1)\right]$$

即

$$F_2(\omega) = F_1(\omega) \cdot \exp[-\alpha(x_2 - x_1)] \cdot \exp\left[-i\frac{\omega}{c}(x_2 - x_1)\right] \tag{3.21}$$

如介质是不均匀的，则 α 和 c 可看成一段距离上的平均值。

如将 $F_1(\omega)$、$F_2(\omega)$的模和相位谱分别写成 $|F_1(\omega)|$、$|F_2(\omega)|$和 $\varphi_1(\omega)$、$\varphi_2(\omega)$，则有:

$$|F_2(\omega)| = |F_1(\omega)| \cdot \exp[-\alpha(x_2 - x_1)]$$

$$\frac{F_2(\omega)}{F_1(\omega)} = \exp[-\alpha(x_2 - x_1)]$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

$$-\alpha(x_2-x_1)=\ln[|F_2(\omega)|/|F_1(\omega)|] \tag{3.22}$$

并且有

$$c(\omega)=-\frac{\omega(x_2-x_1)}{\varphi_2(\omega)-\varphi_1(\omega)} \tag{3.23}$$

上面的(3.22)、(3.23)二式是由直达波求吸收系数和品质因数 Q 的基本公式。方法是求二观测点振幅谱比值的自然对数，作该自然对数与频率关系曲线，根据吸收系数与频率 f 的线性关系，上述关系曲线应是直线，其斜率就是有效吸收系数 α_0，并可由 3.23 式求出相速度，进而求得 Q 值。

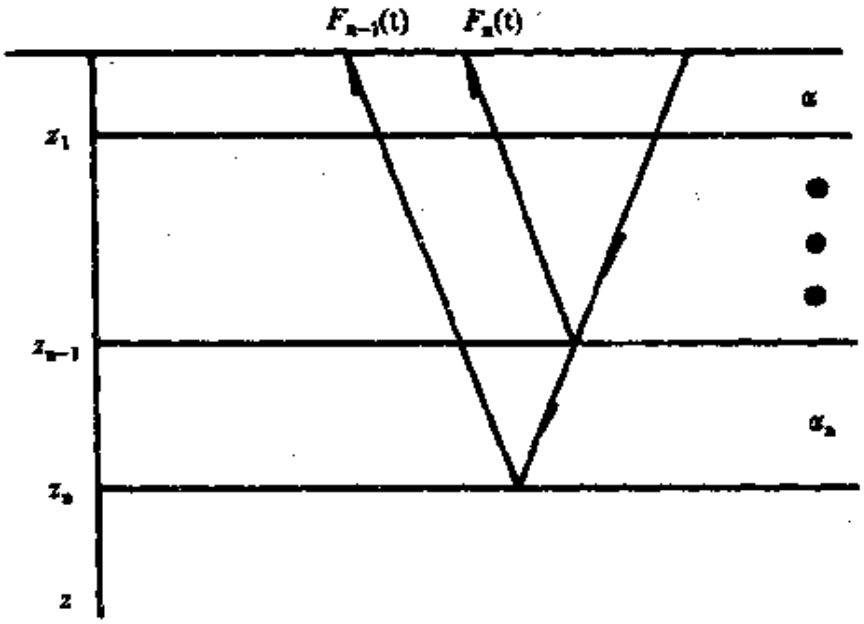


图 3.16　水平层状吸收介质中的反射波

为研究由反射波提取吸收系数问题，设水平层状吸收介质模型如图 3.16 示。第 i 层吸收系数 α_i，底面深 z_i，反射系数 R_i。各层品质因数 Q 与频率无关，即属恒 Q 介质。设地震波是自激自收的。现在要讨论如何提取任意一层的吸收系数，如第 n 层的吸收系数。为了清晰，故意将自激自收的入射与反射射线画成倾斜的。设第 n 层顶面底面反射波分别为 $F_{n-1}(t)$、$F_n(t)$。忽略该层内吸收作用对脉冲波形的改造，并忽略吸收作用对反射系数的

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

影响，则底顶反射波振幅谱$|F_n(\omega)|$、$|F_{n-1}(\omega)|$之比可写为：

$$\frac{|F_n(\omega)|}{|F_{n-1}(\omega)|}=\frac{D_nR_n}{D_{n-1}R_{n-1}}(1-R_{n-1}^2)\cdot\exp[-2\alpha_n(z_n-z_{n-1})] \tag{3.24}$$

式中，D 表示波前发散因子；R 表示反射系数；z 表示界面深度；下角码 $n-1$ 表示目的层顶面；n 表示底面；α_n 为目的层吸收系数。两边取对数得：

$$\ln[|F_n(\omega)|/|F_{n-1}(\omega)|]=-2\alpha_n(z_n-z_{n-1})+\ln[(1-R_{n-1}^2)D_nR_n/D_{n-1}R_{n-1}]$$

即

$$\frac{\ln[|F_n(\omega)|/|F_{n-1}(\omega)|]}{2(z_n-z_{n-1})}=-\alpha_n+\frac{\ln[(1-R_{n-1}^2)D_nR_n/D_{n-1}R_{n-1}]}{2(z_n-z_{n-1})} \tag{3.25}$$

根据（3.20）式，并考虑到前述假设，则上式是关于频率 f 的线性方程，其斜率就是有效吸收系数 α_0，于是将上式写为：

$$p=-\alpha_0 f+q \tag{3.26}$$

式中

$$p=\frac{\ln[|F_n(\omega)|/|F_{n-1}(\omega)|]}{2(z_n-z_{n-1})}$$ 是频率的函数

可近似看作常数

$$q=\frac{\ln[(1-R_{n-1}^2)D_nR_n/D_{n-1}R_{n-1}]}{2(z_n-z_{n-1})}$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

可近似看作常数。

目的层厚度不大时，D_n 和 D_{n-1} 差别不大，则可忽略波前发散的影响，截距 q 可简化为：

$$q = \frac{\ln[(1 - R_{n\ 1}^2)R_n / R_{n-1}]}{2(z_n - z_{n-1})} \tag{3.27}$$

当然，由（3.26）式可见，是否考虑波前发散因子，只影响到直线方程截距，并不影响斜率 α_0。根据（3.26）式，就可用反射波资料求得有效吸收系数 α_0，而由第一章第二节知：

$$\alpha_0 = \frac{\pi}{Qc}$$

其中相速度 c 可由顶底反射的相位谱按（3.23）式求出，也可因在地震勘探频带内可视 c 为常数，取其为目的层层速度。有了 c 便可求得 Q：

$$Q = \frac{\pi}{\alpha_0 c} \tag{3.28}$$

2.计算方法简述

频谱比法求吸收系数是按（3.26）式进行的，具体操作步骤包括：（1）拾取反射波；（2）计算各层反射波频谱，进而求振幅谱和相位谱；（3）计算邻界面振幅谱比并求其自然对数；（4）按（3.26）式作拟合直线，求取斜率即为有效吸收系数；（5）在作拟合直线前也可对振幅谱比的自然对数作横向平滑。这是考虑到各种干扰的存在，使所得振幅谱比值的自然对数与频率 f 的关系不可能为真的直线。因此根据单个记录道求 α_0 误差较大，故要求采用横向平滑等手段以消除干扰影响。事实上前述拟合直线是

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

在前述假设下才成立的。

二、吸收系数的应用

吸收系数可用于岩性解释和油气贮存情况的预测，以及用于地震资料数字处理。

1.吸收系数在预测岩性和油气藏方面的应用

油气藏常常具有层状性质，油气储层的一部分孔隙中含油气，另外一部分孔隙中含矿化水。同一岩层含油气部分与含矿化水部分相比，有纵波速度低，波阻抗小，吸收系数大等特点。有的资料说明，还有瞬时频率降低的特点（对于这一点，有的学者特有异议。在第一节中，我们曾指出不同岩石吸收系数不同（表3.1）。特别是含油气地层吸收系数可比相同岩性不含油气地层高很多倍甚至一个数量级（A.Г.阿维尔布赫，1982）。可见吸收系数与速度、波阻抗等一样，是研究岩性的重要参数之一。

表 3.1　50 赫兹地震波的吸收系数（引自 M.B.DOBRIN，1976）

岩石及样品产地	吸收系数 $\alpha\times10^{-5}$
花岗岩	
昆西（美、麻萨诸塞州）	0.21～0.32
罗克波特（美、缅因州）	0.237
韦斯特利（美、罗德岛）	0.384
玄武岩	
佩因斯伐尔（美、密执安州）	0.414
闪长岩	0.21
石灰岩	
苏林霍芬（德、巴伐利亚州）	0.04
亨顿（美、俄克拉荷马州）	0.366
砂岩	
阿默斯特（美）	0.71
纳瓦霍（美）	1.77
页岩	
皮尔（美、科罗拉多州）	2.32
锡尔方（美、俄克拉荷马州）	0.68

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

下文中，将谈到油气层吸收作用强可作为判别油气存在的一个 DHI 标志。但那只是个定性解释方法。因吸收造成透过波波振幅衰减是同含油气层厚度有关的。苏联学者研究后指出：由于油气藏内外吸收差别所引起的脉冲包络和中心极值强度的相对变化，在小的和中等厚度的油气藏（到 50m）条件下与固结岩石一般特征相比，吸收变化在 100%以下时不会引起透射波强度的明显变化。在厚油气藏条件下（100～200m），强度降低可达 10%～20%。如含油气性引起的吸收变化大于 100%～200%，或不仅在储层有吸收变化，而且在围岩中也有变化，则由异常吸收引起振幅衰减可达百分之几十。因此，地震波通过厚油气层后振幅可能明显降低，而薄油层则不会。所以直接提取吸收系数来研究地层岩性和油气贮存情况将会更有效。

韩震、李荫堂和张秀平（1984）曾用吸收系数结合其它地震信息（速度、瞬时频率等）成功地预测过油气藏的存在。他们用的是振幅比法，所提取的吸收系数显示成三种图件：一种是低频吸收系数剖面，它是将地震道先作低通滤波，滤波器通频带包含含油气地层的频率，然后用振幅比法求吸收系数，这种剖面是用于岩性和含油气特点解释的主要资料；第二种叫高频吸收系数剖面，它是先将地震道作高通滤波，滤波器通频带包含有基本有效波的频率，然后提取吸收系数，这种剖面主要是作为不同频率范围吸收特点比较用的；第三种图显示的是高频吸收系数（即第二种方法求得的吸收系数）减去低频吸收系数（即第一种方法求得的吸收系数）的差值，称为差值剖面。

在对已知含油气地层吸收系数研究后，韩震等（1984）指出，含气地层在吸收系数剖面上有明显反映，即吸收作用很强(吸收系数大)，尤以含气地层更为明显。在上述低频吸收系数剖面、高频吸收系数剖面及差值剖面上，含油气地层分别显示为“强、强、近零”或“较强、较强、近零”特征。当含油气地层单层厚度增大或层数增多时，测得的吸收系数明显增大。他们对一个含油气情况未知的测线，根据一个层段上出现上述“强、强、近

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

零"的吸收特征，结合该层段显示层速度低、瞬时频率低的特点，将该层段解释为含油气层。后经钻探后证实，这个层段是以含气为主的油气层。他们还指出，砂岩在上述三种系数剖面上显示特征为"较弱、弱（或较弱）、近零（或很小的正值）"；泥岩则显示出"较强、强、正值"的吸收特征；火成岩显示为"强、强、零"的特点，与含油气地层颇为相似，但细节上有差别。由此可以看出，高低频吸收系数差别对岩性解释的作用值得重视。

刘企英（1987）公布的计算吸收系数实例也表明含油气地层的吸收系数明显的大。他们的研究成果表明，吸收系数在岩性解释和预测含油气情况方面是有用的。但也可看到，目前提取的吸收系数是大套层段吸收系数的平均效应，分辨率还相当低，解释成果的稳定性也差。

参 考 文 献

王永红，周正南，张书法. 1990. 利用地震和测井资料估算孔隙度. 石油地球物理勘探，Vol.25, No.5: 572～577

卢贵和. 1986. 大港地区应用地震速度估算地层压力的效果. 石油地球物理勘探，Vol.21, No.2: 189～196

刘大恒. 1983. 地层压力的形成与预测技术. 石油物探，Vol.22, No.3: 21～32

刘雯林. 1990. 灰岩储层孔缝预测方法. 石地球物理勘探，Vol.25, No.4: 429～443

刘企英. 1987. 用频谱比法提取衰减吸收信息. 石油地球物理勘探，Vol.22, No.5

李庆忠. 1987. 含油气砂层的频率特性及振幅特性. 石地球物理勘探，Vol.22, No.1

陈洪丽. 1993. 地震法预测异常地层压力. 石油地震勘探技术交流会论文集（下册）. 北京：石油工业出版社

欧庆贤. 1974. 求取一个新参数—吸收系数. 石油物探

赵圣亮. 1987. 对含气层反射波频率降低现象的认识. 石油

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

地球物理勘探，Vol.22, No.1

原海涵. 1981. 对声波测井解释中的两个参数—流体时差和骨架时差的看法. 测井技术，1981, 3

韩震，李荫堂，张秀平. 1984. 吸收系数的提取和应用. 石油物探，Vol.23, No.3

Martinez R D. 1985. 用地震资料用确定性方法估算孔隙度和地层压力. 国外石油地球物理勘探，1986, 2.(1), 41～46

Martinez R D 等. 1989. 墨西哥湾地震资料的地层压力预测. 国外油气勘探，Vol.1, No.5: 24～31

Angeleri G P, Carpi R. 1982. Porosity prediction from seismic data, Geophysical prospecting. Vol.30, No.5:580～607

Badri et al. 1987. Q Measurements from Compressional Seismic waves in unconsolidated Sediments Geophysics. Vol.52, No.6

Bilgeri D and Ademeno E B. 1982. Predecting abnormally pressured sedimentary rocks. Geophysical Prospecting, Vol.30, No.5: 608～621

Bellotti P and Giacca, D. 1978. Seismic data cand etect overpressures in deep drilling. Oil and Gas Journal, Vol.76, No.34

Chacko S. 1989. Prosity identification using amplitude variations with effect, Examples from South Sumatra. Geophysics, Vol.54, No.8: 942～951

Domenico S N. 1984. Rock lithology and porosity determination from shear and compressional wave velocity. Geophysics, Vol.49, No.8: 1188～1195

Doyen P M. 1988. Porosity from seismic data: a geostatistical approach. Geophysics, Vol.53, No.10: 1263～1275

Edrington T S etal. 1984. Sound speed and attenuation meusurements in gassy sediments in the gult of Mexico.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Geophysics, Vol.49, No.3

Ganley D C and Kanasewich E R. 1980,Measurement of absorption and dispersion from check shot surveys. Journal of Geophysical Research, Vol.85, No.B10

Pennebaker E S. 1968. Seismic data indicate depth, magnitude of abnormal pressures. World Oil, Vol.166, No.7: 73~77

Reynolds E B. 1970. Predicting overpressured zone with seismic data. World Oil, Vol.171, No.5: 78~82

Robertson J D. 1987. Carbonate porosity from S / P traveltime ratios. Geophysics, Vol.52, No.10: 1346~1354

Stanulonis S E and Tran H V. 1992. Method to determine porosity–thickness directly from 3–D seismic amplitude within the Lisburne carbonate pool, prudhoe Bay. The Leading Edge, Vol.11, No.1: 14~20

Saibal Basu, 1990. Clay mineralogy and pressure analysis from seismic information in Krishna–Godavari basin, India. Geophysics, Vol.55, No.11: 1447~1454

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

第四章　用地震资料作烃的直接检测

地震资料的构造解释方法主要利用地震波的运动学特征，研究反射界面的空间形态，寻找可能聚集石油知天然气的地质构造，但不能直接判断该构造中是否存在着石油和天然气。因此，长期以来人们一直力图用地震方法直接判明地下是否存在油气藏。经过几十年的不懈努力，在 1972 年有两家西方石油公司宣布，他们根据反射地震资料成功地直接预测了浅海天然气田的存在。从此，地震勘探进入了直接探测油气藏的发展阶段。

事实上，70 年代前五年中，地球物理勘探的最主要进展就是从地震记录上辨认烃的直接标志（Direct Hydrocarbon Indicators—缩写为 DHI）方法的应用。利用地震资料直接探测油气，既可用地震剖面进行人工解释，也可结合钻井、测井、地质等资料设计专门软件，在计算机上进行自动分析。近年来，在用地震资料油气预测方面，人工神经网络法获得了成功，明显地提高了预测成功率。

第一节　地震剖面上烃的直接标志

本节讲述在普通地震剖面或特殊处理地震剖面上，寻找烃的直接标志（DHI）的方法，即人工解释或在地震工作站上解释的方法。在将讲到的十个 DHI 中，有五个与地震波的能量有关。地震剖面上反映地震波能量的是振幅，所以本节先讨论影响反射波振幅因素。

一、影响反射波振幅的主要因素

影响反射波振幅的因素是十分复杂的，主要有：球面发散和射线曲率、吸收、散射、中间界面的透射作用、微曲多次波的影响、反射系数的作用、入射角变化、反射界面曲率及不光滑性、

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

波的干涉及噪音、地表附近的衰减等。除后两条件外，其余都与地下信息有关。现分述如下：

1.反射系数的作用

影响反射振幅大小的最基本原因是反射界面的反射系数。垂直入射时的位移反射系数

$$R=\frac{\rho_2 v_2-\rho_1 v_1}{\rho_2 v_2+\rho_1 v_1}$$

式中，$\rho_1 v_1$、$\rho_2 v_2$ 分别表示入射波所在介质与透射波所在介质的波阻抗。反射波振幅与 R 成正比。R 是界面两侧介质波阻差异的度量，二者差愈大，R 愈大，反射愈强，反则反之。而反射波振幅极性决定于 R 的正负，波阻抗由介质本身的物理性质决定。

波阻抗 ρv，其中 ρ 比 v 小得多，因此，对波阻抗起决定性作用的是波速 v。我们已经知道，影响地震波速的因素很多，其中大多与岩石本身的物理性质有关。因此，反射振幅的差异就包含着岩石物性有关的信息。此外，我们还知道岩石孔隙中所含流体的多少及其性质对波速亦有明显影响。

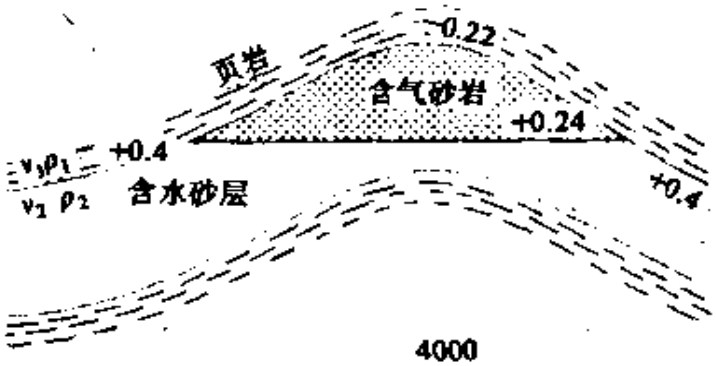
当岩石孔隙中含油气时特别是含气时，其纵波波速将比含水时要低，因此其波阻抗将比含水时低；特别在含气时，其纵波波阻抗将明显降低，而对横波速度影响不大。

在大多数沉积岩中，反射系数一般是很小的，当反射系数为 ± 0.1 时就产生强反射，± 0.2 的反射系数可认为是很大的了，更大的反射系数很少见到（近地表处除外）。而含气砂岩与页岩分界面的反射系数可达 0.29。这远大于一般反射系数，将产生很强的反射振幅，这就是所谓"亮点技术"的物理基础。

图 4.1 为马来盆地一个背斜油藏实例。各岩层岩性、波速及密度、各界面反射系数都标在图中。我们看到，沿页岩砂岩分界面，由于砂岩孔隙中充填物的差异，导致横向反射系数巨大变

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

化，含气砂岩顶面反射系数比含水砂岩大得多。在经过相对振幅保持处理的地震剖面上，只有含气砂岩顶面反射振幅显得很明显，而其上下左右却弱得多，甚至几乎看不出明显的同相轴，所以称含气砂岩顶面强反射为亮点。我们在图上还可看到气水分界面上的反射系数也特别大，当然也会产生特别强的反射。由于气水界面（有时是气油分界面）一般是水平面，它的反射同相轴一般也是水平的，通常称这个特别强的流体分界面上的水平反射同相轴为"平点"。



4000

	速度	密度	反射系数
页岩	6500	2.1	-22%
含气砂层	5200	1.7	
含水砂层	7300	2.0	+24%

图 4.1　马来盆地一个背斜气藏实际剖面图，图中标出了反射系数

（据 T.G.Garson, 1982）

从图 4.1 还可看到，砂岩顶面反射系数的正负是变化的：在含气砂岩段为负，在含水砂岩段为正。即沿该砂岩顶面反射波极性将发生变化，极性变换点在气水分界面处。

应当指出，页岩—含油（或含气）砂岩界面同页岩—含水砂岩界面上反射系数的差别并非在各种深度上都是如此明显的。在第一章中曾谈到 Gardner 研究过这一问题，计算出关于含气、油、砂岩中波速与深度关系曲线（见第一章）。图中曲线表明，各介质速度间的差异随深度而减小。当深度小于 5000ft 时，含

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

气含油砂岩与页岩间波速差是很大的，大于这个深度时这种差别逐渐减小，岩石中的波速与孔隙中流体性质关系就不大了。因此，在深于 10000ft 处很少见到亮点。而平点，尽管在反射强度上与周围同相轴无明显差别，但这种水平状同相轴却依然可见到。

2.波前扩散

地震勘探中的震源一般都为点震源。在讨论扩散影响时，我们先不考虑介质吸收的影响。这样，在均匀介质中波的振幅与传播距离成反比。波前是球面。然而实际介质并非均匀介质，其波速随深度增加，波前就不是球面，因此波的能量衰减还受到附加的与射线弯曲有关的影响（图 4.2）。

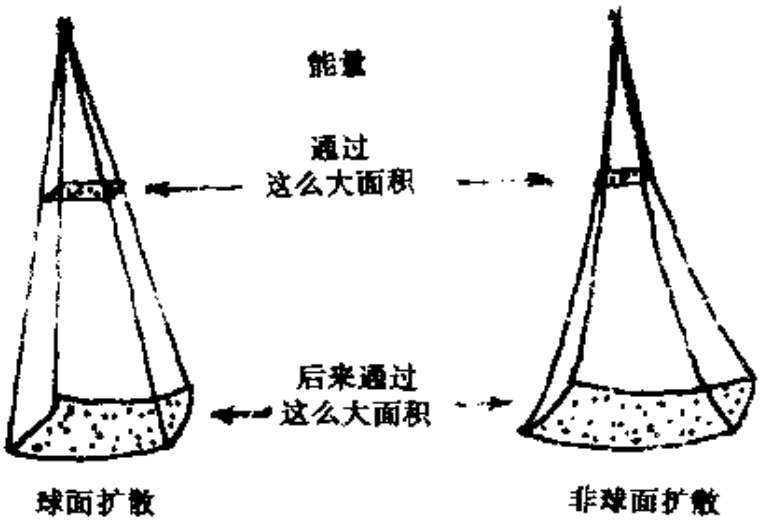


图 4.2　波前扩散示意图

应该指出，现代震源多用组合法，有时候组合震源有方向性，在此情况下就表现出较低的扩散衰减。

扩散仅仅是能量在介质中分布的变化，并不带有任何能量损失。

3.吸收

介质的吸收作用在前面已有论述，此处不再重复，仅强调两

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

点：一是当砂岩中含石油和天然气时，其吸收系数将明显增大，因而吸收系数能灵敏地反映出地下油气藏的存在。这里主要是定性地用作油气藏存在的标志。第二点是含气砂岩对高频成分的吸收更加强烈。

4.透射损失

根据反射系数公式我们很容易得出，波往返垂直透过同一界面时，两次透射系数的积 η_i 为：

$$\eta_i = 1 - R_i^2$$

式中，R_i 为该界面的反射系数。

当波由地面震源经 R_n 界面垂直反射回地面时，它往返两次垂直透过中间各个界面 R_1、R_2、R_3……R_{n-1}（图 4.3）。由于透射作用，波的振幅衰减因子 η 为：

$$\eta = \prod_{i=1}^{n-1}(1 - R_i^2)$$

波如果仅透过单个界面，即使其反射系数很大，其透射损失也是很小的。但实际地层中反射界面是很多的，因此总的透射损失则较大，且对不同类型的地层透射损失情况亦不相同。

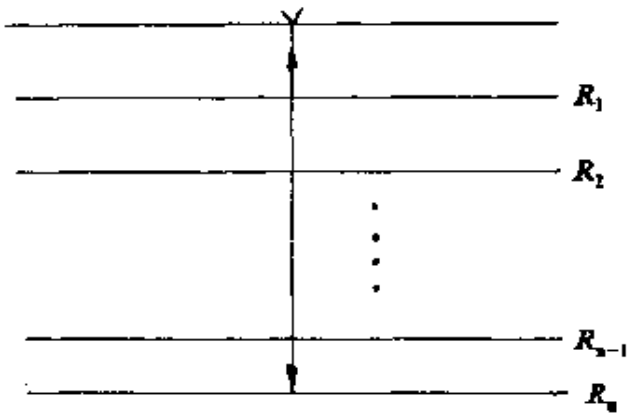


图 4.3　透射损失示意图

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

一般地层可分为三类：周期型、过渡型、极厚和较厚地层。

所谓过渡型地层是由波阻抗随深度系统增加的，没有明显的反射系数的极薄地层组成，这些极薄层的上下反射系数符号相同。波透过过渡型地层系统时，透射损失是很小的。这种地层在地下是非常多的，我们只要稍微注意一下沉积岩的露头就会明白。

周期型地层是由成套的高速与低速薄层组成的，薄层上下界面有明显反射系数，并且符号正负相间。波透过这种周期型地层系统时有较大的透射损失。这种地层在地下也是大量存存的，但没有过渡型的多。

较厚和极厚地层在地下数量较少，其界面反射系数大，这些界面由于数量较少，因此透射损失也是小的。

透射损失一般不是随深度均匀分布的，它与剖面上的速度、密度分布有关。

5.微曲多次波的影响

当地震波通过薄层时，被下界面反射上来的能量又被上界面反射下去；或相反。这种反射在各界面之间又重复多次（图4.4），这种现象叫微曲多次反射。

我们将图4.4（a）中的某一层放大如图4.4（b）示，可以看到，当某一薄层从上向下（或从下向上）看时，若两个界面反射系数符号相反（即从层内向外时，反射系数符号相同），则层间多次波的振幅极性与直接透射波的极性相同。因为是薄层，所作层间反射的时间是很短的。也就是说这种微曲多次波比直接透射波的时间延迟极小，又极性相同，它必然叠加在直接透射波上并使之增强。

当薄层上下界面反射系数符号相同时，则微曲多次波和直接透射波极性相反，从而削弱直接透射波。

前面说过，周期性地层是一些高速低速相间的薄层，其薄层上下有明显的反射系数并符号相反，因此周期性地层的微曲多次波将加强直接透射波。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

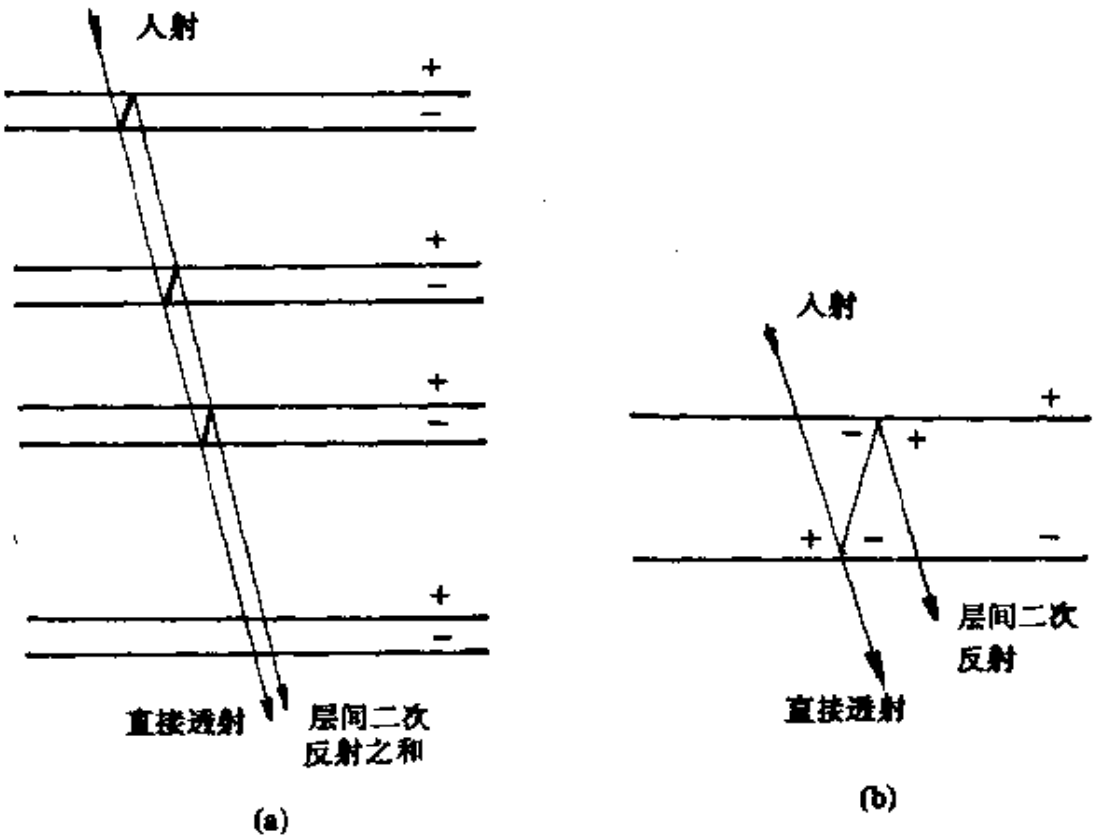


图 4.4　微曲多次波、直接透射波干涉示意图

如图 4.4 (a) 画的情况，虽然单层的加强作用是有限的，即使反射系数高达 0.5，二次反射的振幅也只有直接透射的$\frac{1}{4}$，但如果透过四个这样的薄层，则二次反射的振幅就等于直接透射的振幅。对双程透射波，则这种二次反射振幅将二倍于直接透射振幅。

当然，实际反射系数要小得多，但当周期型薄层很多时，微曲多次波的作用可以补偿大部分的透射损失。

由于微曲多次波比直透射波有个延迟，将使叠加加强后的脉冲展宽。因此，周期性透射过程由于微曲多次的作用而呈现高频衰减，这个作用与吸收作用的效果是一致的，虽然机制完全不同。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

同样可以理解，过渡型地层的微曲多次波削弱直接透射，但由于过渡地层反射系数很小，因此，微曲多次波虽会使透射损失加大，但由于微曲多次波振幅极小而可以忽略。

6.入射角变化的影响

当地震波非垂直入射时，反射系数不光是界面两侧介质弹性参数的函数，而且是入射角的函数。当入射角较小时，入射角的变化对反射系数的影响不大；当入射角较大时，它的变化对反射系数的影响是不可忽略的。当排列较短界较深时入射角不大；当界面较浅或排列较长时，入射角就比较大。反射系数随入射角的变化通常用曲线表示。

对入射角的不同引起反射系数的变化，含气地层的反应比不含气地层的反应要灵敏得多。

7.反射界面的几何效应

反射界面的曲率对来自该界面的反射波振幅有重要影响。如果界面是上凸的，则由于凸面镜的散焦作用使射线散开，因而界面上方任一点的能量密度减小。因此该构造上方记录到的反射振幅小于两边平界面上记录到的反射振幅。如果面是上凹的，例如在向斜中，由于凹面镜的聚焦作用使射线聚焦，因而在此构造上方的能量密度大，以致于反射振幅异常高。

8.波的干涉及噪音等的影响

当反射波与反射波、绕射波、或多次波及不同类型的波被同时接收到时，将引起波的互相干涉，其作用可能增强也可能削弱有效波。这种作用是可以理解的，但却不易进行定量分析，也不易补偿或削除。

各种噪音的干扰，如面波、声波和微震等对反射波振幅的影响是多样的。这些复杂的干扰因素主要通过提高信噪比的方法来消除其影响。

9.激发接收条件的影响

与地震波激发接收条件有关的因素有：震源强度及耦合情况；检波器的灵敏度及耦合情况；震源及检波器组合的方向特

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

性；记录仪器的有关特性；地表附近地层的衰减和散射等。因此在数据采集时保持各炮记录中上述因素的稳定性是很重要的。

综上所述，反射振幅是一个极不稳定的量，它受多种因素的影响，其中主要有反射系数、球面扩散、透射、吸收、微曲多次波、激发接收条件等。其中除末一项外，都与地质因素直接相关。前三项的概念是很清楚的，并且球面扩散影响能够相当可靠地给以补偿，有的因素作用效果似乎是明白的，但其作用机制至今还不明白，象吸收作用；有的作用机理虽然是明白的，但对反射振幅的影响效果的大小却是不甚清楚的，如透射作用等。正因反射振幅是个受地层多种因素影响的量，它便带有更丰富的地质信息，因此一直是人们很注意的研究课题。

在有利条件下，除了反射系数外的其它所有因素都保持为常数，可利用数字处理加以消除，这样反射波振幅的横向变化，就表示反射系数的横向变化。特别是海洋地震勘探，由于产生信号的重复性好，水中检波器耦合好，多半都具有这样的有利条件。

二、地震剖面上烃的直接标志

根据理论研究、实验及近些年来公布的生产实践中利用地震资料直接找油气的有关文献，对地震剖面上烃类的直接标志，归纳为以下十条。

1.亮点

所谓亮点，是指特别强的反射同相轴，它比周围的同相轴显得特别突出。

由于含气砂岩中地震波速度明显降低，使气顶反射系数异常高，这样就在含气砂岩顶面产生特别强的反射波，形成“亮点”。

图 4.5 中从 1.1s 和 2.0s 左右的强同相轴就是含气砂岩顶面形成的亮点；图 4.6 为马来盆地的一个实例，剖面中部 0.65s 和 1.2s 左右的亮点也是含气砂岩顶面产生的强反射波。

有人曾断言，大于 5000ft 的深度就不会出现亮点，而图 4.5 中 2s 处亮点对应深度已超过 5000ft 深。但大于 2s 深的亮点的确少见。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

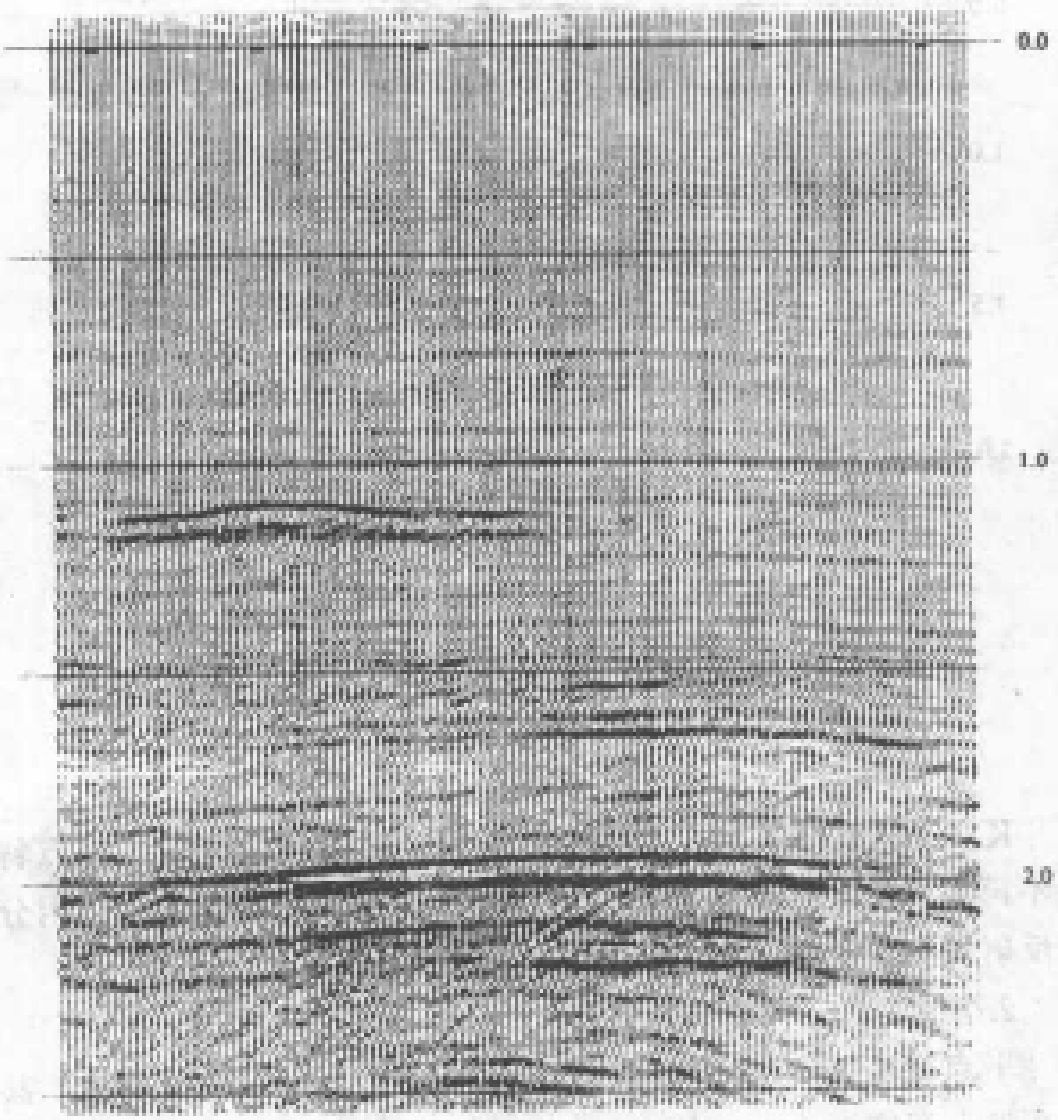


图 4.5　典型疙点地震剖面

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

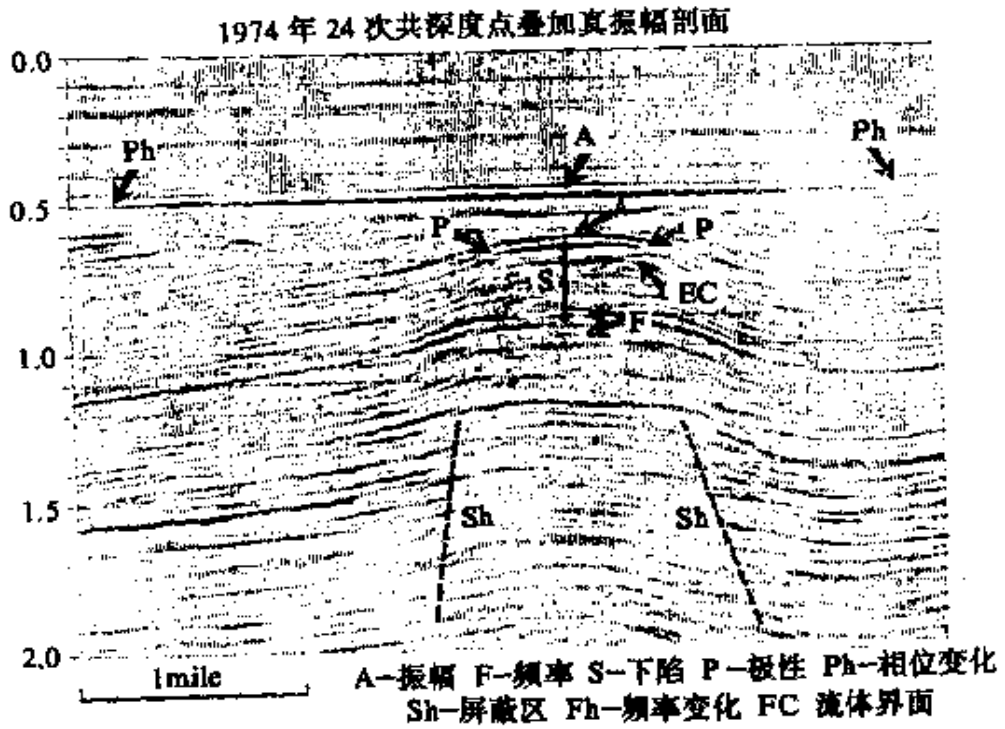


图 4.6 亮点、平点、屏蔽区、相位反转等 DH1 同时出现在一张记录上的例子

(据 Garson, 1982)

K. KHATTRI 等人（1979）指出，在薄层情况下，亮点特征不再发育，上述直观的定性的标志难以出现，因此他指出用分析反射波频谱和相关函数的方法进行推断。

2.平点

平点就是气—水；气—油，或油—水分界面上的反射波，甚至在较大深度上由于一般岩层是倾斜的或弧状的。这就使得平点显得很突出。

含有这样的两种流体分界面的岩层越厚，看到平点的可能性越大；反之，在薄层情况下，由于波的干涉等原因而使平点消失，如所有其他条件相同，而勘探分辨率能有所提高，则观测到平点的机会将会增多。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

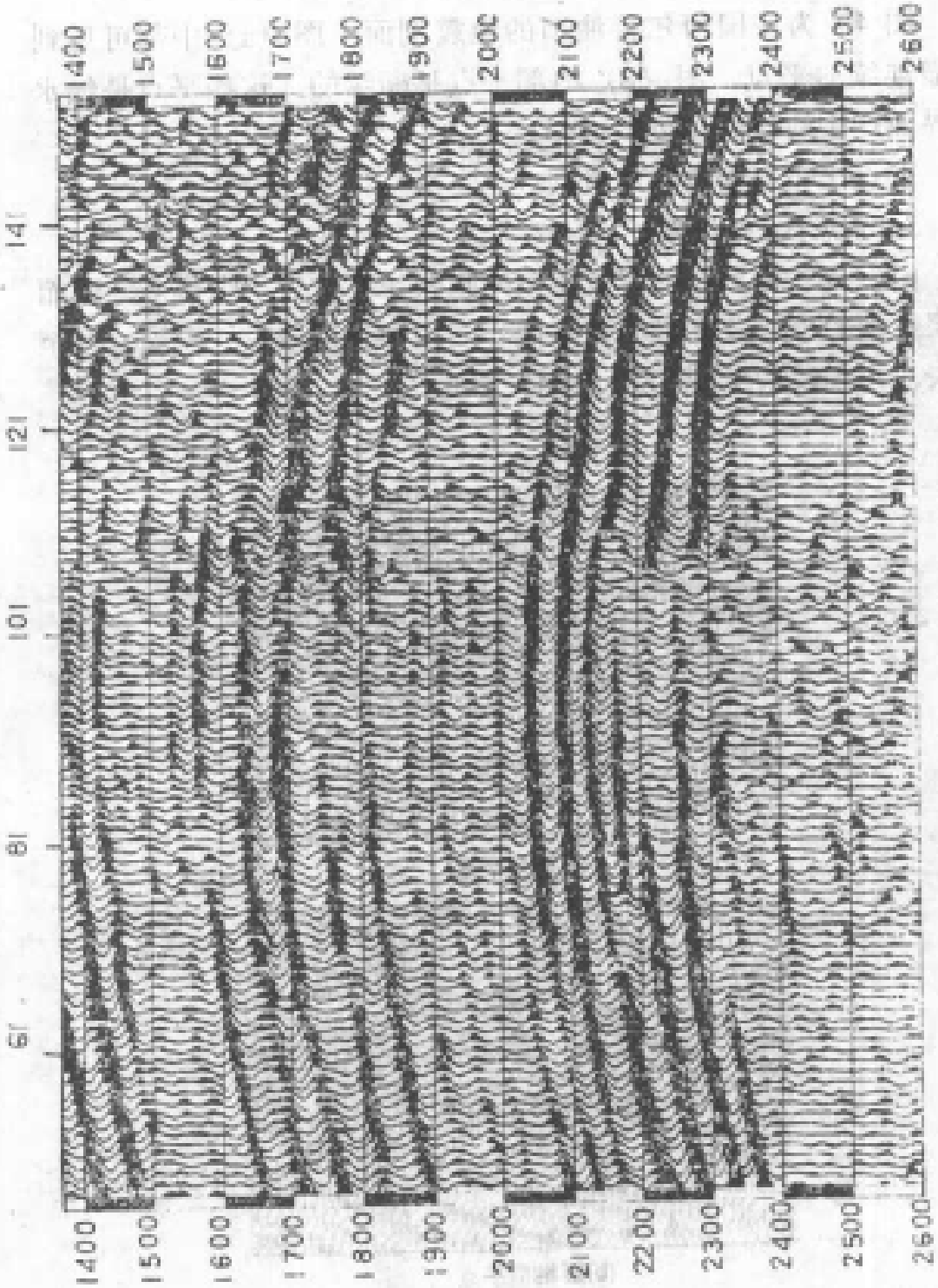


图 4.7 陆上普通叠偏剖面，在 CDP75～110 间的 2.16s 处可见明显平点，两端可见相位反转

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

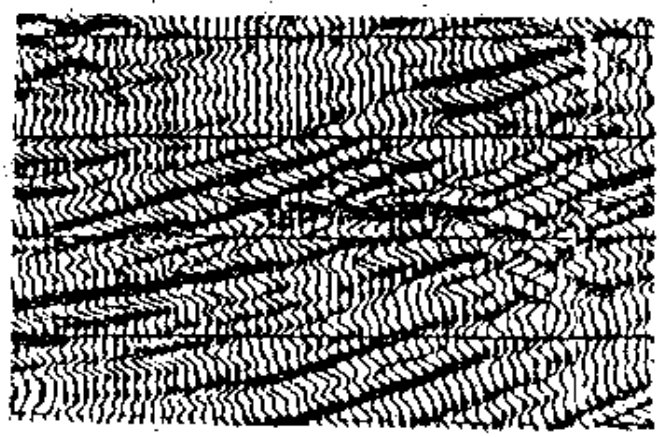
图 4.7 为我国某探区中的一条陆上剖面，在 1.8s 和 2.16s 左右出现明显的平点，那是气—油分界面上的反射波。

图 4.8 为我国阿尔善油田的地震剖面，图 (a) 中部可见到明显连续的平点，图 (b) 中部平点是断续的。这些平点是气水分界面产生的 (洪月英，1993)。

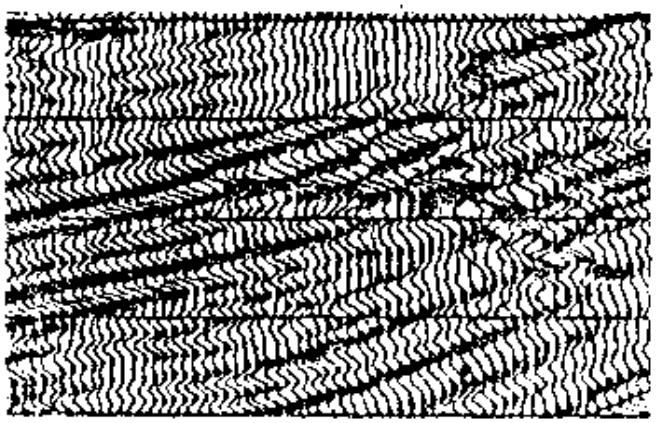
平点比亮点能更多地看到。

3.“屏蔽区”的出现

由于含气地层对地震波能量的吸收比其它岩层强得多，因而气层下面的反射波能量明显降低，同相轴数量减少、模糊，甚至消失，出现所谓“屏蔽区”(或称“影区”)。



(a)理想平点



(b)短轴型平点

图 4.8　阿尔善地区平点典型剖面

(据洪月英等，1993)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

图 4.9 中钻台下方 1.1s 以下，反射同相轴明显减少，并且明显地变弱。图 4.6 中 1.2s 以下（图中两条虚线之间）也出现同相轴明显变弱、减少甚至消失的屏蔽区。在图 4.10 中也可看到相同现象，这是青海柴达木盆地一个浅层气田的例子。这些现象都是由于上部气藏存在所造成的。

当存在多层气层，或很厚气层时，屏蔽区将更加明显。

K.KHATTRI 等人（1979）经理论计算后指出，影区内的反射振幅比周围正常反射振幅仅多衰减 50%左右，因此，只有较高质量的记录上才能明显看到这一特征。

4.同相轴下弯

由于含气层波速明显降低，不但影响到反射波的强弱，而且影响到地震波通过气层的旅行时，使波通过气层的旅行时增大，致使气层下面反射同相轴向下弯曲（有人称之为"速度下拉效应"）。图 4.9 中井台下方 1.1s 以下同相轴都表现出不同程度的下弯。越向下，下弯的越明显。这说明波通过气藏时旅行时增大量累积的越来越大。有时候同相轴的这种下弯现象会使一个平缓隆起的背斜在时间剖面上呈现为一个"向斜"的假象，图 4.10 就是一个实例。在井的下方 1.5s 以下，同相轴下弯呈向斜状。经证实，那里实际是一个平缓的隆起，"向斜"是气层引起的同向轴下弯造成的假象（王松贵等，1993）。

5.低频效应

这是由于气层对波的高频成分吸收的比其它地层更强烈所致。在气层下方的反射波其频率比两侧的要明显的低。这种现象在普通地震剖面上难以看清。在特殊处理的"瞬时频率"彩色剖面上则很明显。

6.相位反转

即同相轴由波峰变为波谷，或相反。这是由于反射系数符号因岩层所含流体性质而变化。

这种现象会使亮点向两侧同相轴过渡处发生相位反转。或使平点向两侧同相轴过渡处发生相位反转（如图 4.7 示）。图 4.7

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

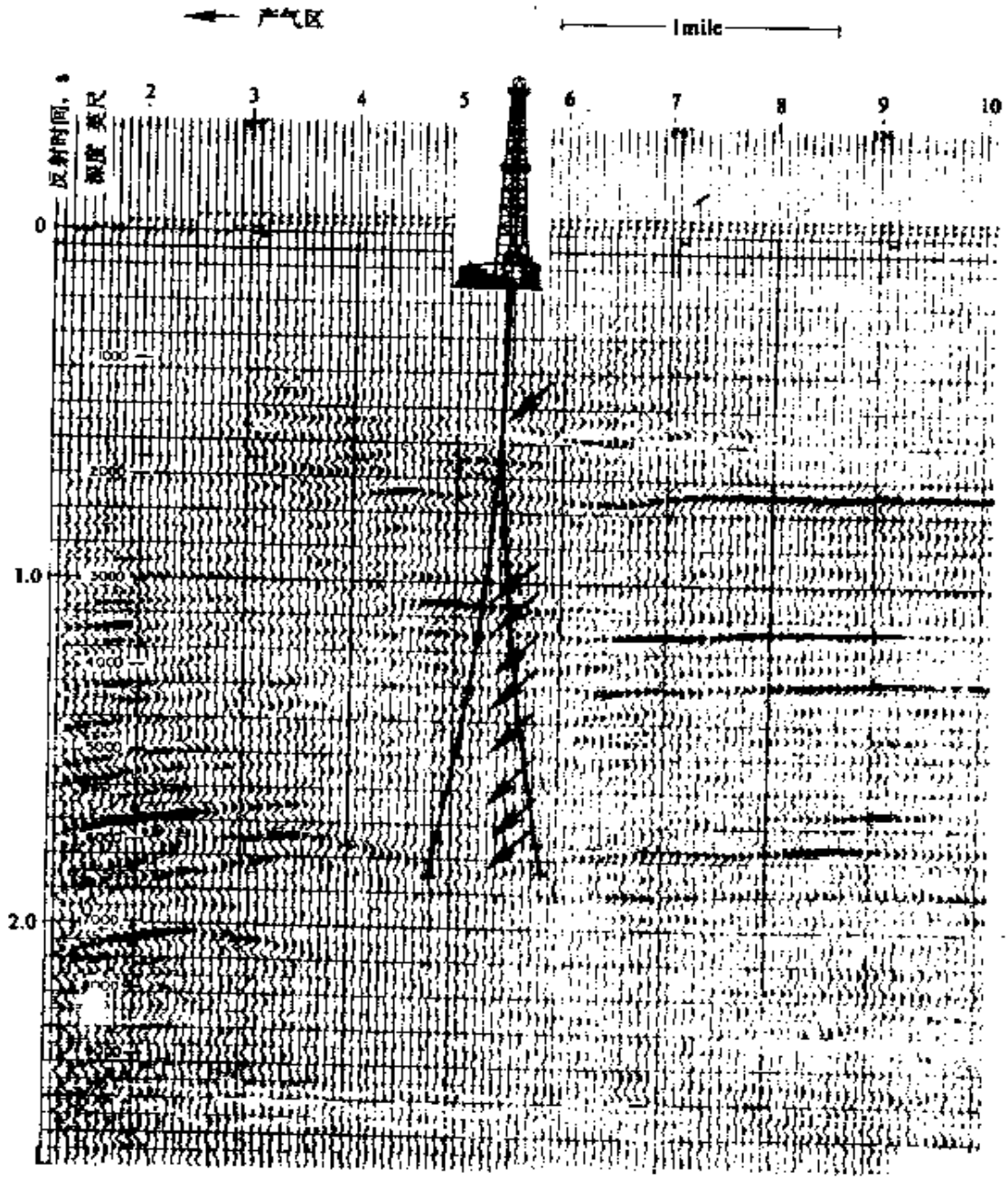


图 4.9　因气层引起的同相轴下弯和影区

(据 Dobrin, 1976)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

中 2.16s 处的平点（波峰）两端与波谷相遇，即发生相位反转。

相位反转现象在特殊处理的“瞬时相位”彩色剖面上表现的更加明显。

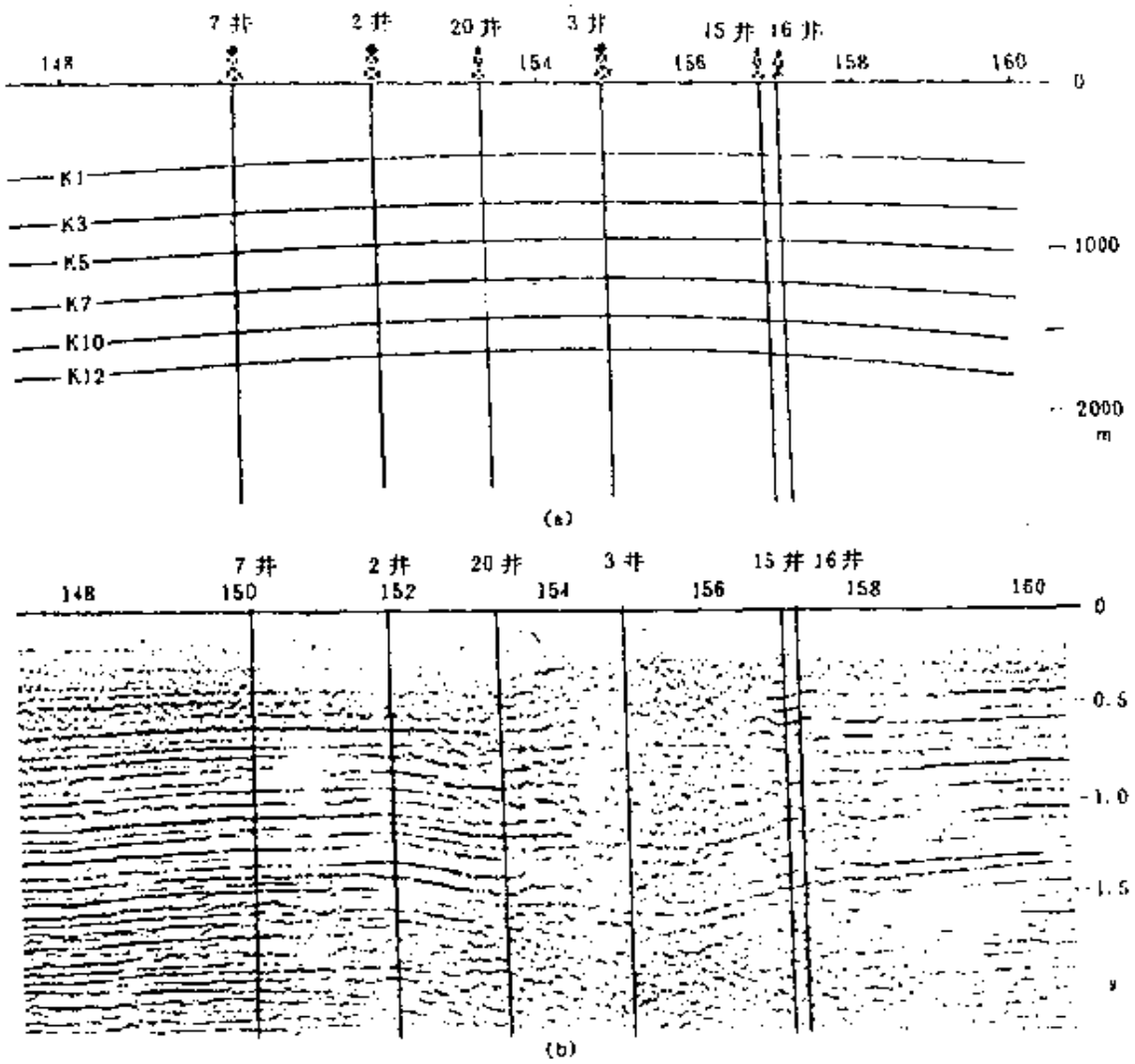


图 4.10 穿过柴达木盆北一号气田的地震剖面(b)和对应钻井剖面(a)，7井产水，2井有气显示，其余为产气井。地震剖面上在产气部位可见明显同相轴下弯，使原本背斜（a）显示为“向斜”

（据毛松贵等，1993）

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

7.同相轴中断

这是第二条"屏蔽区"的伴随现象，即含气区两侧同相轴向含气区下方延伸时，在含气层边缘附近中断消失（参见图 4.9，图 4.10）。

8.绕射波的出现

即在油或气层尖灭处会出现绕射波，这种现象虽然少见，却是可能存在的。

9.与构造的一致性

上述现象不是偶然出现的，它往往是与背斜等各种储油构造形态一起出现的。上述标志除亮点，低频效应必须用特殊处理的剖面，相位反转最好用特殊处理的剖面外，其它各种标志在普通剖面上均可见到。但很难在同一张剖面上同时见到五种以上的标志。

10.暗点

暗点是与亮点相对的一个术语，指的是比周围反射波振幅明显弱的，甚至消失的反射波。

上面谈到含油气砂岩特别是含气砂岩会产生亮点等标志。但要强调指出，并非所有油气藏都会产生亮点。如砂泥岩中波速的关系符合第一节中的 Gardner 曲线浅层特征，即含水砂岩波速低于泥岩波速时，最可能出现亮点。因为这种情况下砂岩孔隙流体由水变为气，使波速明显降低，从而使泥岩和含气砂岩界面反射系数明显增大，产生亮点。不言而喻，如不具备上述条件，就难以出现亮点。不少情况下，岩层含气反而使反射振幅变弱，甚至无反射，出现暗点。

产生暗点的主要原因是储层含水时波速高于盖层波速，当含气时储层波速明显降低，而使储层与盖层间的波阻抗差减小，导致反射系数降低，出现暗点。这种情况无论在碳酸盐岩储层（K.M.Barry 等）还是碎屑岩储层中（顾先觉，1990；王松贵，1993）都会出现。图 4.11 是一张海上地震剖面，在深度约为 1.4s 处的构造上的反射是与多孔隙碳酸盐岩相关联的，其上沉积

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

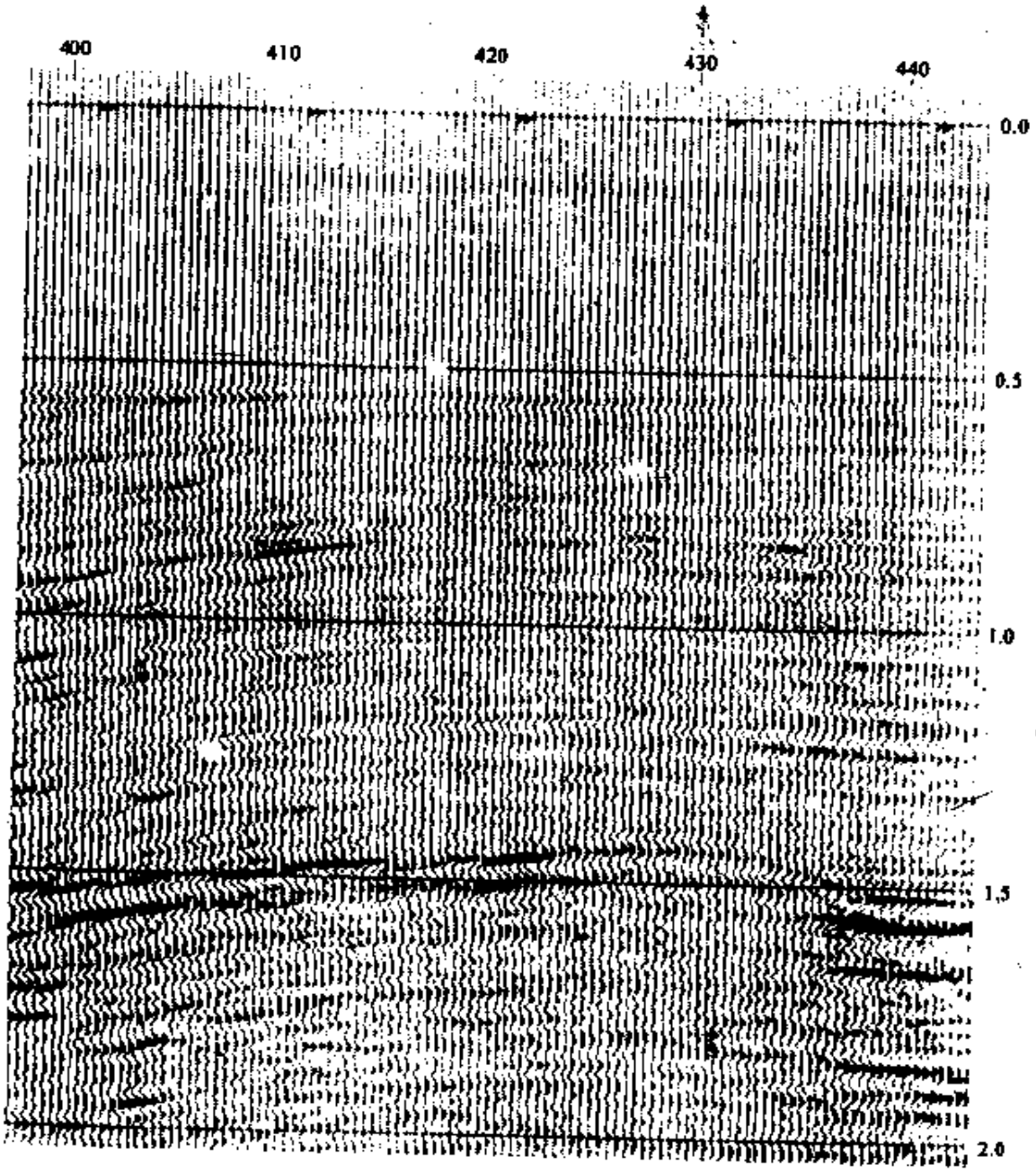


图 4.11　碳酸盐岩气藏形成的暗点(约 1.5s 处，井架下方)

(据 Barry 等)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

为砂泥岩互层。在画有井架的位置上钻了一口井，在该碳酸盐岩中发现了工业气藏。我们在构造顶部看到的不是亮点，而是暗点——即顶部反射波比两边反射波明显地弱。前苏联的古比雪夫油田的碳酸盐岩储油构造顶部反射波也是暗点。

图 4.10 是碎屑岩储气层产生暗点的例子（王松贵等，1993）由图可见，剖面两侧明显的同相轴在剖面中部消失，在右侧中断处还可见到下拉现象。该图是通过柴达木盆地东部一个气藏的水平叠加剖面，气藏为多层薄层粉砂岩和泥质粉砂岩，被厚度不等的泥岩隔开。该粉砂岩、泥质粉砂岩不含气时 v_p 大于泥岩，因而形成明显反射，而含气时 v_p 降低到与泥岩 v_p 相当，致使反射系数近似为零，加之气藏的吸收系数较大，波通过多层气藏后能量衰减较大，故气层处形成典型暗点。

我国工程师们曾用暗点标志等在大港油田成功地预测出生物灰岩中油气藏，获得高产油流（祝文亮等，1990）

暗点型油气藏也会伴随出现平点、同相轴下弯、频率异常、同相轴中断、相位反转、出现绕射波等特征，也常常与构造相一致。

值得指出的是，我国许多沉积盆地，特别是东部陆相沉积盆地，在深度大于 1km 时，油气层与盖层的速度关系大多属于暗点型。从公开发表的文献和内部资料看，我国东部地区应用 DHI 法除少数几个成功的例子外，并无大的发现，其主要原因就在于此。我们应当注意暗点这个特征。

三、假亮点及其鉴别

所谓“假亮点”、“假平点”，指的是非油气层产生的亮点或平点。几乎在 DHI 法开始使用不久，就有人指出存在假亮点的危险（Menabb.D.1974），继而人们发现了假平点。产生假亮点、假平点的主要原因有：

(1) 煤层、火成岩甚至石灰岩、高速砾岩也会产生“亮点”，这些岩层中波速很高，在其与别的岩石分界面上形成很强的反射波，出现亮点。所以在有煤层、火成岩等岩层地区要特别注意寻

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

找亮点以外的其它标志。

(2) 多次波造成的假平点。浅层水平界面的多次波会在中深层剖面上造成假平点，使人产生错误解释。例如美国佛罗里达州新墨西哥湾有一个标准的大构造，剖面上还有很好的平点。很多公司标价，结果埃克森公司以 500 万美元标去，花了几千万美元打十二口井都是干井！原来"平点"是浅层多次波形成的假象。

关于真假亮点的鉴别，人们已作了很多研究，行之有效的办法有：

(1) 用正演模型来验证解释结果。正演模型验证解释结果是一个十分重要的方法。因为亮点或暗点都是反射振幅异常，而反射振幅不仅取决于反射层的岩性特征，而且决定于地层的几何特征。反射振幅不仅是孔隙流体饱和度的函数，而且是反射层厚度及围岩岩石类型的函数（H.Almoghrabi 等，1986）。作模型计算时应充分考虑各种波的干涉叠加，其中包括转换波。

(2) 用 AVO 分析识别真假亮点。有关 AVO 分析的内容将在下节专门讨论。

(3) 用纵横波资料综合解释。

纵横波综合解释识别真假亮点的方法是一种定性解释方法，现简述如下：

这种方法的实质是用 S 波剖面检验 P 波剖面上的亮点。根据实验室研究和理论分析结果，人们认识到，当气代替砂岩孔隙中液体时，将使砂岩体积模量明显降低，但剪切模量和密度变化甚小。因此，P 波速度明显降低而 S 波速度基本不变。砂岩由含水变为含气，v_P / v_S 值将降低 10%～20%。这样含气砂岩顶面 P 波反射形成亮点（或暗点），而 S 波反射振幅基本无变化。若是非含气因素引起的 P 波振幅急剧变化，S 波振幅也会发生相应变化。这些就是利用 S 波资料检验 P 波亮点真假的基本原理（R.A.Ensley，1984；J.D.Robertson 等，1985）。

在对纵横波资料作解释之前，要作好下述准备工作：

(1) 将 P、S 波剖面分别作振幅保持处理；

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

(2) 将两种剖面上同相轴强度作归一化处理，使 P、S 波剖面上除含气层外其它同相轴强度一致。目的是消除两种剖面因震源强度、检波器及近地表衰减等因素不同造成的同相轴强度差异；

(3) 对比识别 P、S 波两种剖面上同一界面的反射波同相轴。

做了这些工作后，就可研究亮点问题了，真假亮点的判别方法是：对含气砂岩，在 P 波剖面上是亮点，在对应 S 波剖面上对应同相轴很弱，比同界面 P 波同相轴弱得多；对含水砂岩或其它岩性界面引起的 P 波强反射，在对应 S 波剖面上强度相似。下面举两个例子：

例 1：(J.D.Robertson 等，1985)。

图 4.12、图 4.13 为美国加里福尼亚 Willow Slough 油田同一条测线的 P 波和 S 波剖面，都已作了上述准备工作。有四口井在测线上或在测线旁边。主要产气层是 Starkey 层，储层岩性是砂岩，盖层为页岩，在 P 波剖面上，较厚的几个 Starkey 层显得很突出，表现为异常高振幅，即亮点。例如第三 Starkey 层的底是强同相轴，时间为 1.3s，在 40 炮点左边该强同相轴消失，直到炮点 50 重新出现；而 S 波剖面上炮点 40 右边第三 Starkey 层底的同相轴比 P 波剖面上弱得多，尤其在炮点 30 以右，这层反射几乎消失。这是气层的典型响应，与对应井孔资料一致。这一层同相轴在炮点 40～50 间在 P 波剖面消失，S 波剖面上却表现较强；在炮点 50 以左，P 波和 S 波剖面上第三 Starkey 层底的反射波能量大致相同；这些特征表示炮点 40 向左，产气层逐渐消失，这与剖面左端那口井的资料一致，该井资料说明第三 Starkey 层都是含水砂岩。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

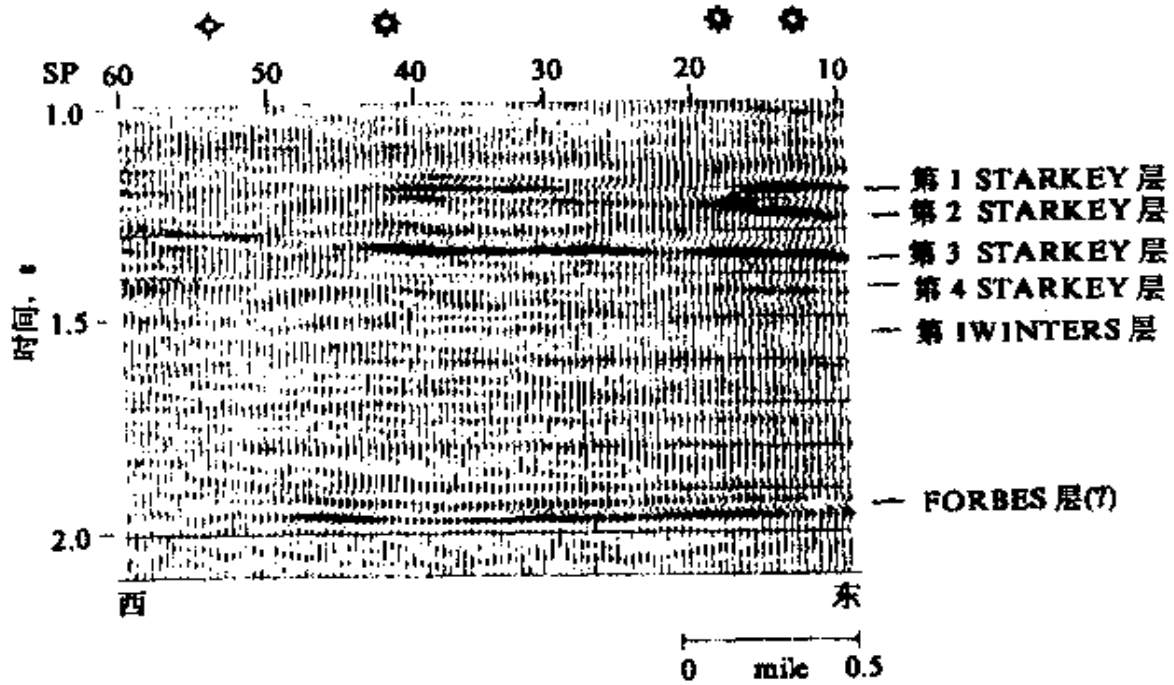


图 4.12　美 Willow Slough 油田上一条 P 波剖面

(据 Robertson 等，1985)

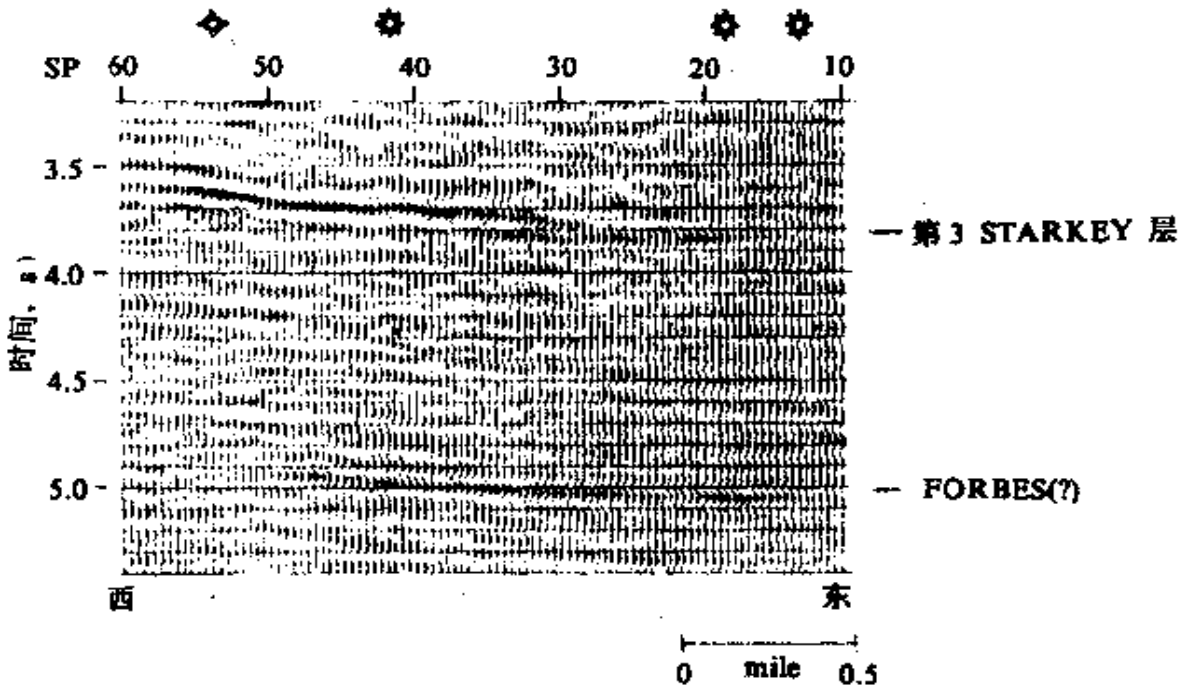


图 4.13　与图 12 对应的 S 波剖面，二条剖面对应地下同一位置

(据 Robertson 等，1985)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

例 2：（R.A.Ensley, 1984）。

图 4.14、图 4.15 为同一段测线的 P 波和 S 波剖面。该测线穿过美国加利福尼亚州 Putah Sink 油田的一个已知气藏，测线长 8mile。储气层为深海相砂岩，上下岩层为页岩，厚达 95ft，孔隙度为 28%，测井资料表明含气砂岩层的波阻抗明显低于围岩（页岩）。由图 4.14、图 4.15 可见，纵横波剖面上，反射波都具有良好的连续性和分辨率，二者表现出相同的构造和断层特征。经过对比解释，气层反射波在 P 波剖面上约为 1.81s，在 S 波剖面上约为 4.7s，图中都用虚线标出。

我们在 P 波剖面上炮点 80～110 间 1.81s 处，可以看到明显的强的反射，对应储气层仔细辨认后可在 80 炮点下 1.81s 看到一小段平同相轴，这是气水分界面上的平点。在对应的 S 波剖面上，对应反射波很弱，断断续续，也看不到平点。合成记录证明了上述解释的正确性。在剖面左半边，这个储气层上方 P 波剖面上还有一组双相位强同相轴，对应的 S 波剖面上也是一组双相位强同相轴，这就说明 P 波部面上的这组强反射不是气层反射，而是岩性所致。测井资料表明，这里高速砂岩和低速页岩界面的反射。

尽管有各种假象影响 DHI 的成功率，但 DHI 技术在实际解释中发挥的重要作用是不容置疑的，在 80 年代初到 80 年代初的大约十年里，据 Mobil 石油公司统计，在墨西哥湾第三系的油气评价中，DHI 的预测成功率在 63%左右，具体见表 4.1。

四、几点注意

（1）上述烃的直接标志通常是含气地层所具有的，含油地层一般不会出现。然而，当石油中含有大量溶解气时，也会出现亮点（图 4.16）、平点等地震响应。因为石油中含有大量溶解气时会明显降低含油地层的纵波速度，而且石油本身的密度也大大降低（V.A.Clark, 1992）。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

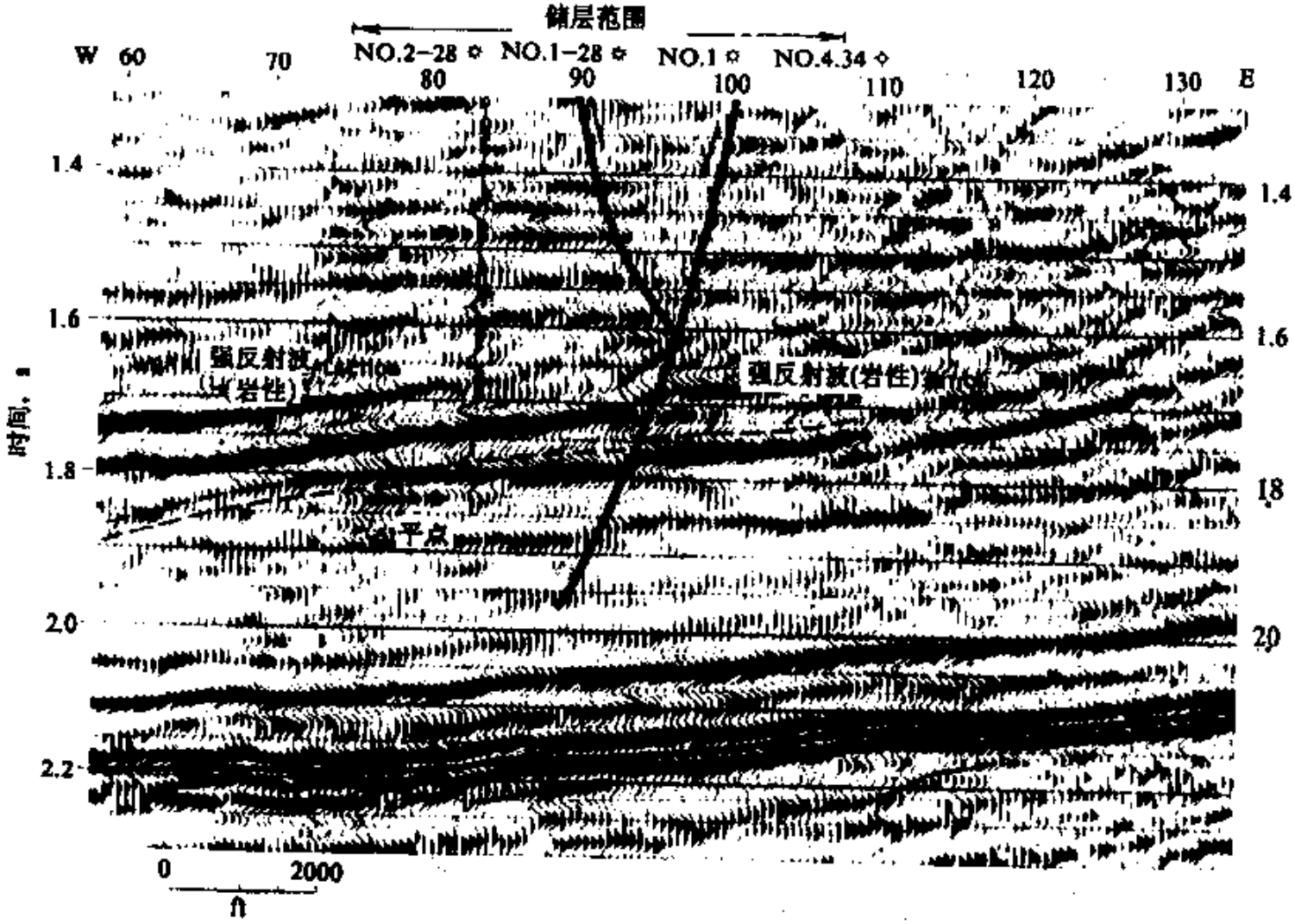


图 4.14　与图 15 属同一段测线上的 P 波剖面

(据 Ensley, 1984)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

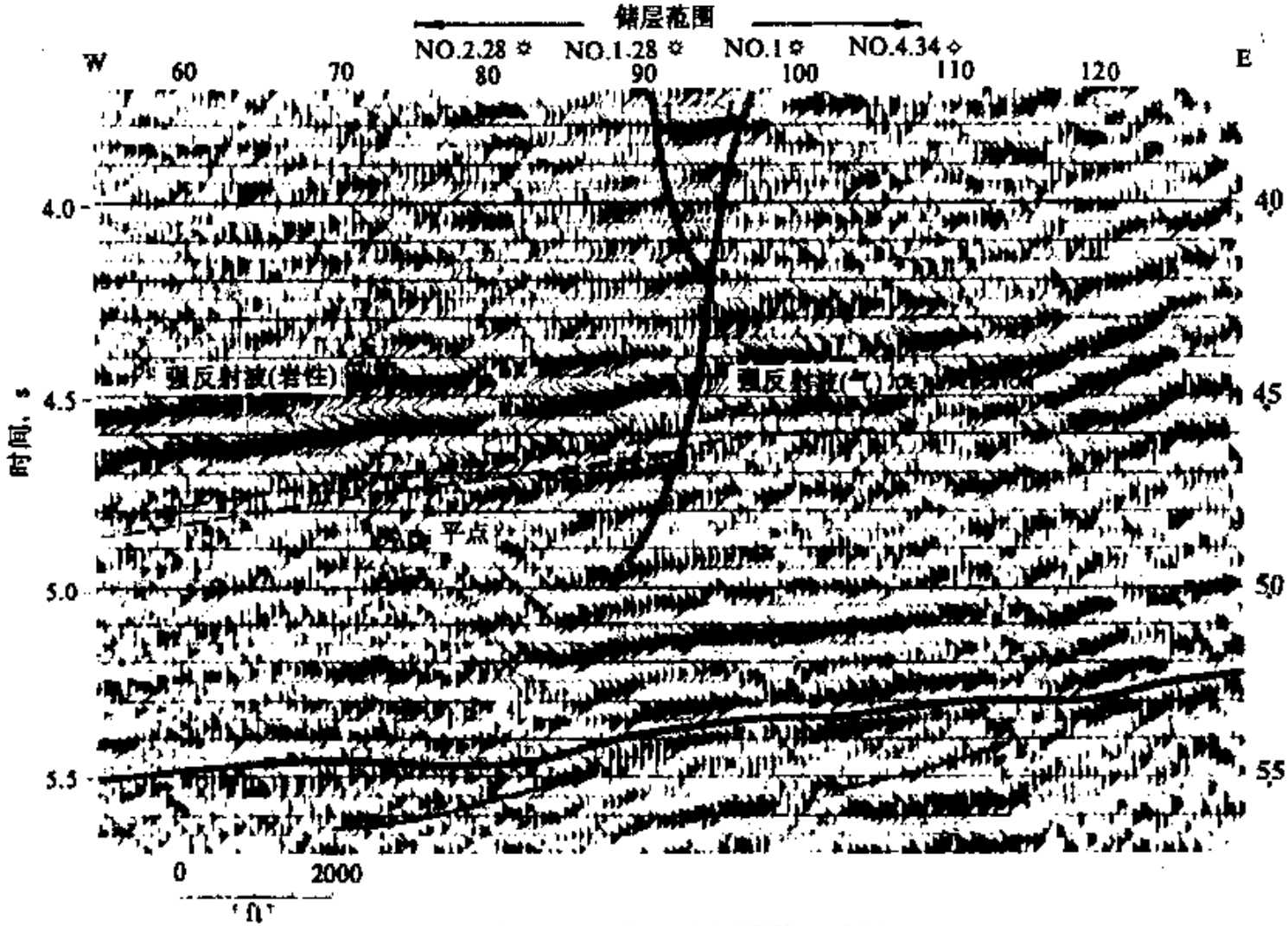


图 4.15　与图 14 属同一段测线的 S 波剖面

(据 Ensley, 1984)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

(2) 亮点显示的含气层不一定是工业气藏。第一章中已经指出，反射系数与砂岩含气饱和度不是线性关系。只含有少量天然气的砂岩波速降低与高含气饱和度砂岩波速降低并无明显差别，前者甚至降低的更多些。即非工业性气藏形成的亮点与工业性气藏形成的亮点没有明显区别，前者也可能更"亮"些。

例如，壳牌石油公司在马什岛南 131 区块的大盐丘翼部的许多层段上发现亮点，首次钻探便获得工业油流；在水平距离仅隔 2mile，经过一个向斜后的另一个构造翼部同一层上出现同样强度的亮点，钻探后发现是一个低含气饱和度的含水砂岩 (Menabb，D.1974)。

(3) 努力提高资料质量。高质量的地震剖面才会有 DHI 预测的高成功率。不少实例证明，原来资料上烃的标志并不明显，重新作了高质量的地震资料处理后，许多标志就很清楚了。

(4) 在世界各地数量巨大的油气田中，地震剖面上出现明显 DHI 的是很少的。这就是说，绝大多数油气田，尤其是一般油田和深层气田不出现 DHI。我们不能指望用本节的方法能发现所有油气田，但是，如地震剖面上出现可靠的 DHI，尤其是同时出现若干个 DHI 时，那你很可能是发现油气田了。

表 4.1　墨西哥湾第三系地层油气评价中 DHI 的成功率

DHI 等级	估计成功率	已钻井数	成功井数	成功率
1	> 80%	77	65	84%
2	50%～80%	81	44	54%
3	20%～50%	73	36	49
总计		231	145	63%

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

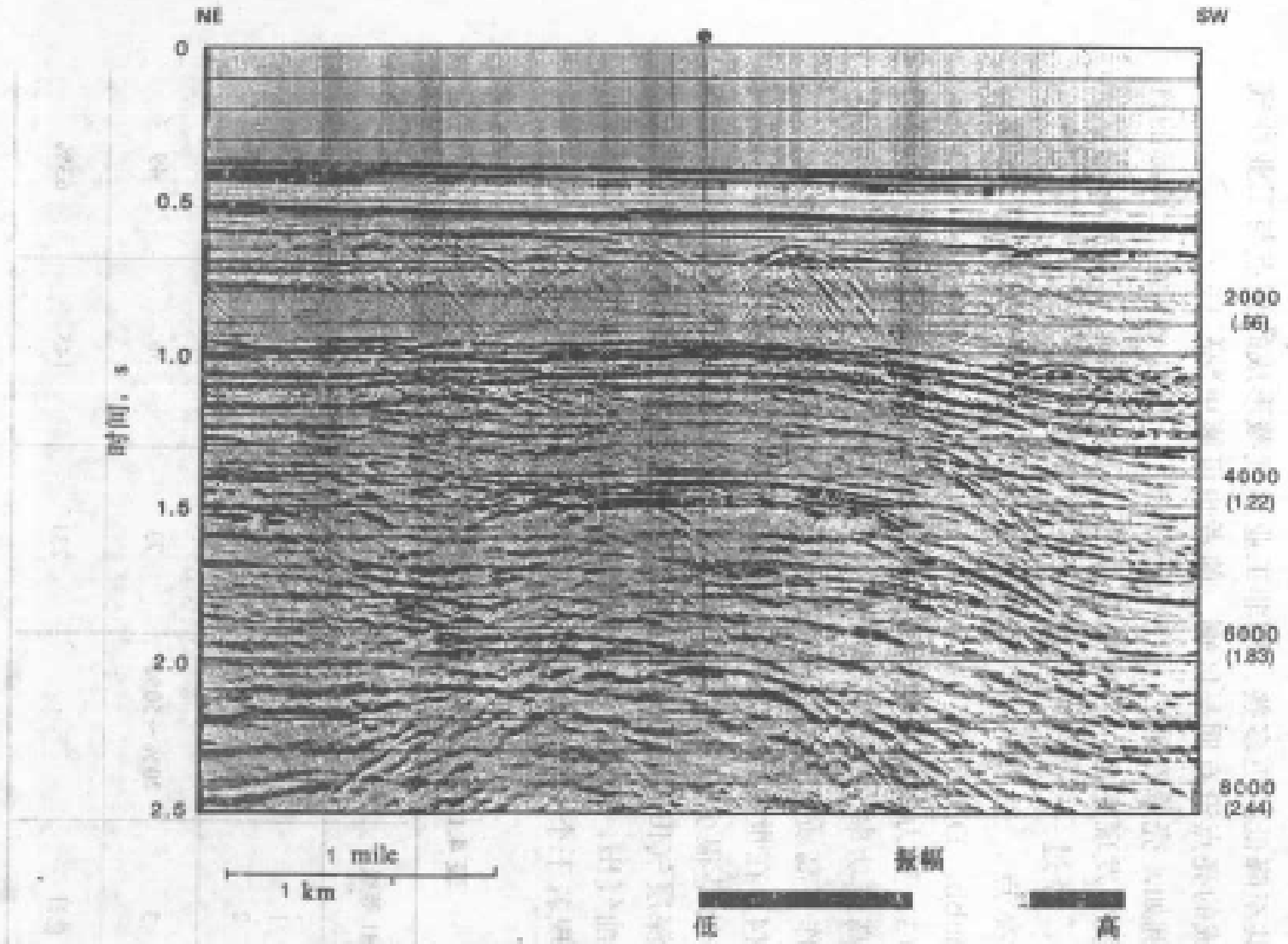


图 4.16　由高气／油比的石油所引起的亮点（图中部 1.45s）

（据 V.A.Clark, 1992）

第二节　地震振幅炮检距分析（AVO）

一、AVO 分析原理

AVO（Amplitude Versus Offset）分析方法，是在叠前对地震反射振幅随炮检距变化特征进行分析，借此对岩石中孔隙流体性质和岩性作出推断。

反射系数是反射界面两边介质参数及入射角的函数，这早已是众所周知的常识了。然而自从 Ostrander（1982）的杰出论文发表以来，这个问题又重新燃起物探界的热情，原因是 Ostrander 的这篇论文令人惊异地看到，非零炮检距反射系数分析在烃的检测、岩性识别上有着重要作用。

1982 年以来，AVO 发展很快，对 AVO 的原理、资料处理、解释方法、作用、局限性都有了深入的研究。

AVO 的理论基础是 Zoeppritz 方程。这个方程描述了平面波非零入射角的反射系数、透射系数与界面两边介质弹性模量及入射角等的关系。

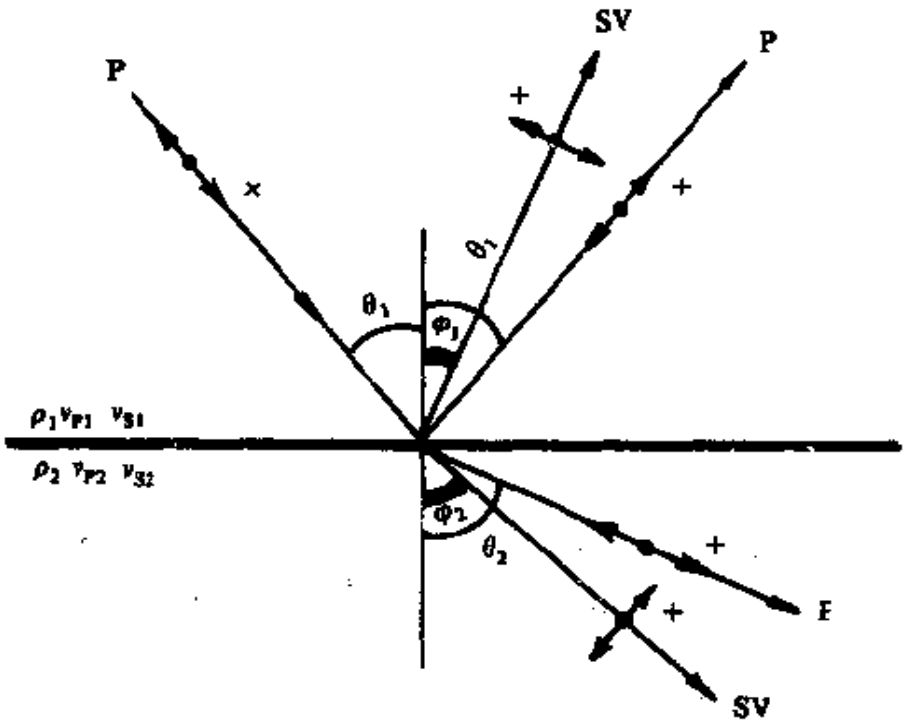


图 4.17　平面波在界面上的反射和透射

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

当一个平面波投射到两种介质分界面上时，就要产生反射波和透射波。如入射波是 P 波或 SV 波，那么一般就会产生四种波，即反射 P 波、反射 SV 波、透射 P 波和透射 SV 波。而入射波为 SH 波时则产生反射 SH 波和透射 SH 波。下面我们就分析 P 波入射的情况。SV 波入射情况与此类似不作单独分析。

如图 4.17，一个平面 P 波投射到两个介质分界面上，上下介质参数如图所示。各种波引起介质质点振动正方向规定如图所示，即 P 波引起的质点位移以向波的传播方向位移为正；SV 波以迎着波的传播方向看，质点向右位移为正。在界面上，根据应力连续性和位移连续性可得

$$\begin{bmatrix} \sin\theta_1 & -\cos\varphi_1 & -\sin\theta_2 & -\cos\varphi_2 \\ -\cos\theta_1 & -\sin\varphi_1 & -\cos\theta_2 & \sin\varphi_2 \\ \sin 2\theta_1 & -\dfrac{V_{p1}}{V_{s1}}\cos 2\varphi_1 & \dfrac{\rho_2 V_{s2} V_{p1}}{\rho_1 V_{s1}^2 V_{p2}}\sin 2\theta_2 & \dfrac{\rho_2 V_{s2} V_{p1}}{\rho_1 V_{s1}^2}\cos 2\varphi_2 \\ \cos 2\varphi_1 & \dfrac{V_{s1}}{V_{p1}}\sin 2\varphi_1 & -\dfrac{\rho_2 V_{p2}}{\rho_1 V_{p1}}\cos 2\varphi_2 & \dfrac{\rho_2 V_{s2}}{\rho_1 V_{p1}}\sin 2\varphi_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R_{pp} \\ R_{ps} \\ T_{pp} \\ T_{ps} \end{bmatrix}$$

$$= \begin{bmatrix} -\sin\theta_1 \\ -\cos\theta_1 \\ \sin 2\theta_1 \\ \cos 2\varphi_1 \end{bmatrix} \tag{4.1}$$

式中

$R_{pp} = \dfrac{\text{反射}P\text{波位移振幅}}{\text{入射}P\text{波位移振幅}}$；称为$P$波位移反射系数；

$R_{ps} = \dfrac{\text{反射}SV\text{波位移振幅}}{\text{入射}P\text{波位移振幅}}$；称为$SV$波位移反射系数；

$T_{pp} = \dfrac{\text{透射}P\text{波位移振幅}}{\text{入射}P\text{波位移振幅}}$；称为$P$波位移透射系数；

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

$T_{ps}=\dfrac{\text{透射}SV\text{波位移振幅}}{\text{入射}P\text{波位移振幅}}$；称为$SV$波位移透射系数；

这就是有名的 Zoeppritz 方程。

上式中 θ_1、θ_2、φ_1、φ_2、各角意义见图 4.17。我们要讨论的是反射系数、透射系数与入射角及介质参数的关系。因此，对上式中各角的三角函数仅保留入射角的三角函数，其余都化为入射角三角函数和介质参数形式。为了方便，引入下列符号：

$$\bar{f}=k_1^2k_2^2\delta(a_1c_2-a_2c_1)$$

$$f=k_1^2k_2^2\delta(a_1c_2+a_2c_1)$$

$$\bar{\tau}=b^2\eta^2-a_1c_1\nu^2$$

$$\tau=b^2\eta^2+a_1c_1\nu^2$$

$$\bar{æ}=a_2c_2(\xi^2-4a_1c_1\zeta^2b^2)$$

$$æ=a_2c_2(\xi^2+4a_1c_1\zeta^2b^2)$$

$$\eta=\delta\varepsilon_2-\varepsilon_1$$

$$\zeta=\delta-1$$

$$\nu=\delta\varepsilon_2+2b$$

$$\xi=\varepsilon_1+2\delta b^2$$

$$\varepsilon_i=k_i^2-2b^2$$

$$\delta=\mu_2/\mu_1$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

$$b = h_1 \sin\theta_1$$

$$a_i^2 = h_i^2 - b^2$$

$$c_i^2 = k_i^2 - b^2$$

$$h_i = \frac{1}{V_{pi}}$$

$$k_i = \frac{1}{V_{si}}$$

$$\mu_i = \rho V_{si}^2$$

其中下角码 $i=1$ 表示属于入射介质；$i=2$ 表示属于下伏介质。其余各符号意义如前述。

可以证明，方程组（4.1）的系数行列式不为零，因此方程组（4.1）有解，可解得位移反射系数，位移透射系数如下：

$$R_{pp} = \frac{\bar{f} - \bar{\tau} - \bar{æ}}{f + \tau + æ} \tag{4.2}$$

$$R_{ps} = \frac{2ba_1k_1(\delta^2\varepsilon_2^2 + 2a_2c_2\xi\zeta - \varepsilon_1\nu)}{h_1(f + \tau + æ)} \tag{4.3}$$

$$T_{pp} = \frac{2h_2a_1k_1^2(c_1\nu + c_2\xi)}{h_1(f + \tau + æ)} \tag{4.4}$$

$$T_{ps} = \frac{-2ba_1k_2[(\varepsilon_1 + 2b^2)(2a_2c_1\zeta - \eta) + 2b^2c_1(a_1 - a_2)]}{h_1(f + \tau + æ)} \tag{4.5}$$

我们看到，Zoeppritz 方程解过于复杂，也难于直接看清各参数对反射系数及透射系数的影响。因此通常使用作图法或近似

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

公式法来讨论有关问题。

对理论曲线研究发现，反射系数对介面两边泊松比的变化很敏感，从图 4.18、图 4.19 上我们可以明显地看到这一点。

另一方面，研究发现，当砂岩中含气时，P 波速度 v_p 迅速降低，并且含气时泊松比明显低于含水时泊松比。

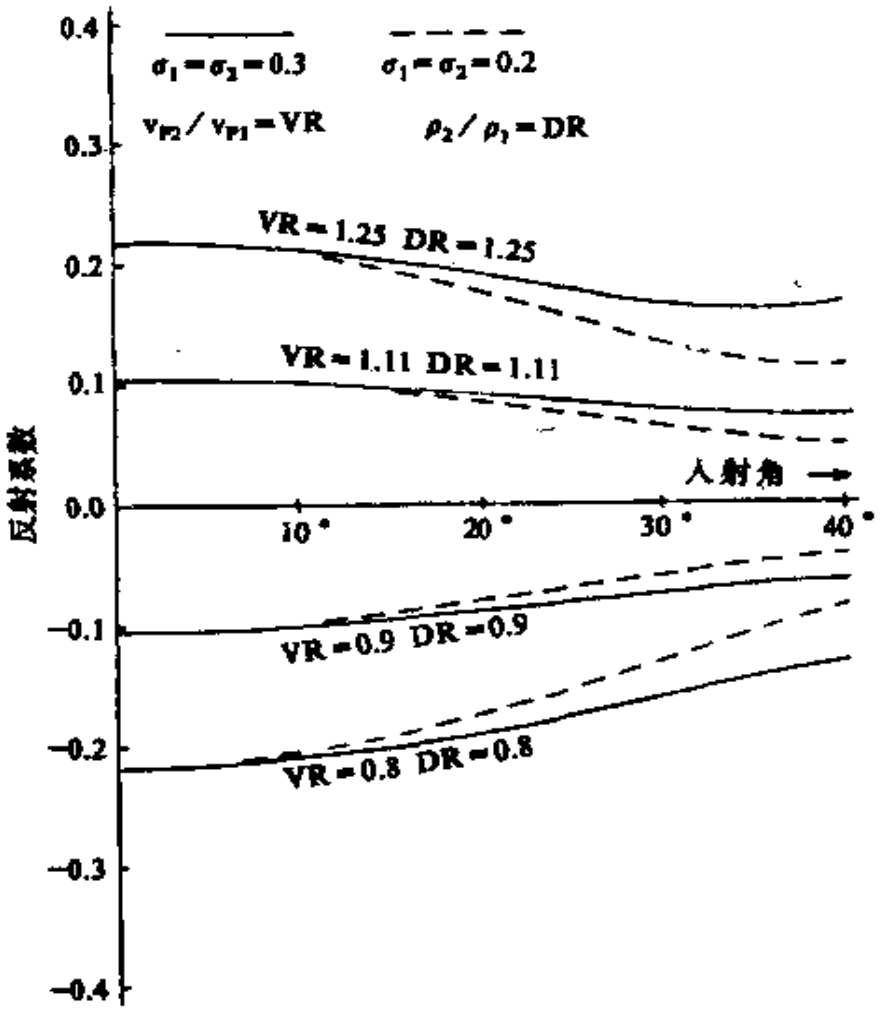


图 4.18　界面两边泊松比相同时反射系数随入射角的变化

(据 W.J.Ostrander, 1982)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

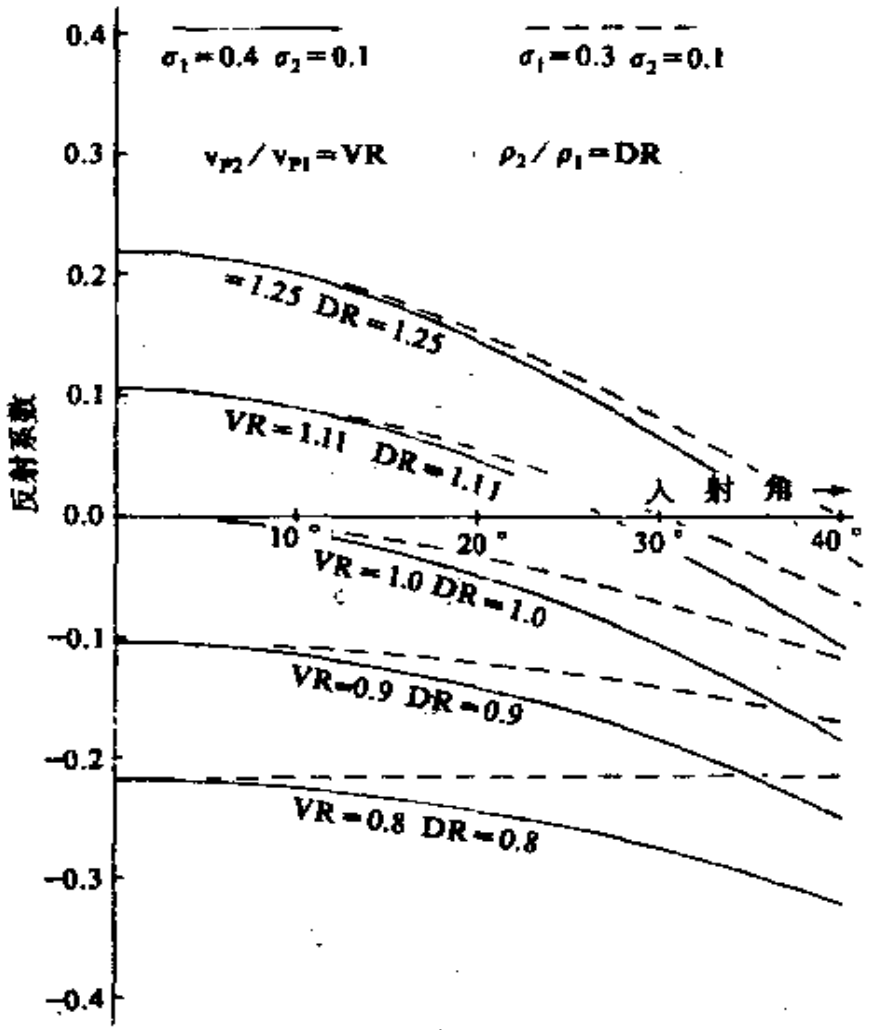


图 4.19　界面两边泊松比不同时反射系数随入射角变化更明显

（据 W.J.Ostrander，1982）

Zoeppritz 近似解的公式很多，近几年在 AVO 研究中颇受注意的是 Shuey.R.T（1985）的近似公式实际上是根据 Aki.K 等（1988）得出的 Zoeppritz 近似解进一步简化导出的。Aki 等在 $\Delta\rho/\rho$；$\Delta v_P/v_P$；$\Delta v_S/v_S$ 都远远小于 1 的假设条件下，得到 Zoeppritz 方程的近似解，其中 P 波入射时的 P 波反射系数公式 $R(\theta_1)$为：

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

$$R(\theta_1) \approx \frac{1}{2}\left(1 - 4\frac{V_s^2}{V_p^2}\sin^2\theta_1\right)\frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{\sec^2\theta_1}{2} \cdot \frac{\Delta V_p}{V_p} \cdot \frac{4V_s}{V_p}\sin^2\theta_1 \frac{\Delta V_s}{V_s} \tag{4.6}$$

式中符号含义由（4.8）式及图 4.17 给出。Shuey（1985）又加上两个假设条件，即：

$$\theta_1 \approx \theta$$

$$V_s^2 = V_p^2 \frac{1-2\sigma}{2(1-\sigma)}$$

在这些严格的假设条件下，Shuey 得到 P 波入射时 P 波反射系数简化公式：

$$R(\theta) \approx R_0 + \left[A_0 R_0 + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2}\right]\sin^2\theta + \frac{1}{2}\frac{\Delta V_p}{V_p}(\mathrm{tg}^2\theta - \sin^2\theta) \tag{4.7}$$

上式及假设条件中：

$$\theta = \frac{1}{2}(\theta_1 + \theta_2)$$

$$\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$$

$$\rho = \frac{1}{2}(\rho_2 + \rho_1)$$

$$\Delta V_p = V_{p2} - V_{p1}$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

$$V_p = \frac{1}{2}(V_{p2} + V_{p1})$$

$$\Delta V_s = V_{s2} - V_{s1} \tag{4.8}$$

$$V_s = \frac{1}{2}(V_{s2} + V_{s1})$$

$$\Delta\sigma = \sigma_2 - \sigma_1$$

$$\sigma = \frac{1}{2}(\sigma_2 - \sigma_1)$$

其中 σ_1、σ_2 分别为上下介质泊松比，并且：

$$V_s^2 = V_p^2 \frac{1 - 2\sigma}{2(1 - \sigma)}$$

$$R_0 = \frac{1}{2}\left(\frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{\Delta V_p}{V_p}\right) \tag{4.9}$$

$$A_0 = B - 2(1 + B)\frac{1 - 2\sigma}{1 - \sigma} \tag{4.10}$$

$$B = \frac{\dfrac{\Delta V_p}{V_p}}{\dfrac{\Delta V_p}{V_p} + \dfrac{\Delta\rho}{\rho}} \tag{4.11}$$

其余符号如图 4.17 示。

Shuey 指出，近似公式 (4.7) 由三部分组成：右边第一项 R_0 近似等于垂直反射系数；右边第二项近似等于中等角度入射 ($0 < 30^\circ$) 时的反射系数；第三项近似为临界角附近反射系

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

数。并可较清楚地看到介质参数对反射系数的作用，尤其 $\Delta\sigma$，Δv_p，$\Delta\rho$ 等。在 $\theta_1<30°$ 时，Shuey 将（4.7）式进一步简化为

$$R(\theta_1)\approx R_0+\left[A_0R_0+\frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2}\right]\sin^2\theta_1 \qquad (4.12)$$

这表明，在入射角小于中等角度时，P 波反射系数近似与入射角正弦平方成线性关系。

AVO 分析方法问世后，人们最初把它当作鉴别真假亮点的工具，因为在适当地质条件下，含气砂岩与泥页岩界面上的反射振幅会随炮检距增大而增大。

二、AVO 资料处理要点

AVO 分析的资料处理目的是为解释员提供可信的足够的资料去观测和量度振幅随炮检距或入射角的变化，对处理质量要求的核心是：尽可能好地恢复和保护振幅信息。

处理流程一般包括：几何扩散校正；对地层吸收的 Q 补偿；振幅表层一致性处理；反褶积；动静校正；以及基于统计学的随时间和炮检距变化的剩余振幅综合校正。处理的每一步都要小心地保护正确的振幅与入射角或炮检距的关系。这些处理最好在偏移前进行。

AVO 处理程序同样要有提高信噪比的功能，因为信噪比低了，就难以正确认识振幅随入射角或炮检距的变化特征。道相加（trace summing）是一种常用的方法（W.J.Ostrander，1982），该法可以提高信噪比而不太多损害振幅随炮检距变化规律。该法原理示于图 4.20。图中右下角为多次覆盖观测系统的一部分，左上角为右下角方框内的放大图。图中观测系统的记录参数为：48 道仪器，单边放炮，24 次覆盖。近炮检距为 247m，远炮检距为 2180m。图中铅垂竖线上为 CDP 道集；同一水平横线上的记录炮检距相同。45 度斜线上为共炮点道。每个记录道以一个小圆圈表示。每个小方框内共有 10 个记录道，他们分属五个

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

CDP 道集，有四种不同炮检距。将落在小方框内的所有记录道相加起来，作为一道输出。这样的输出道是 10 次相加结果，因此信噪比可以提高到约为原来的 3 倍。相邻五个 CDP 道集共 24 × 5 道，可分出上述小方框 12 个。对每个小方框作如上程序，共可产生 12 个输出道（每个都是 10 次相加结果）。将这些输出道按平均炮检距大小依次显示出来，便得到振幅随炮检距变化的 CDP 道集。这实质上是将 5 个 24 次覆盖的 CDP 道集作相加处理，重新组合成一个 12 道的道集。

获得目的层振幅可信的，有足够信噪比的 CDP 道集是 AVO 资料处理最基本的任务。一般讲最终都要提供处理好的 CDP 道集，因为 AVO 分析的基本方法是研究 CDP 道集上振幅随炮检距变化规律，并作出合理的地质解释。

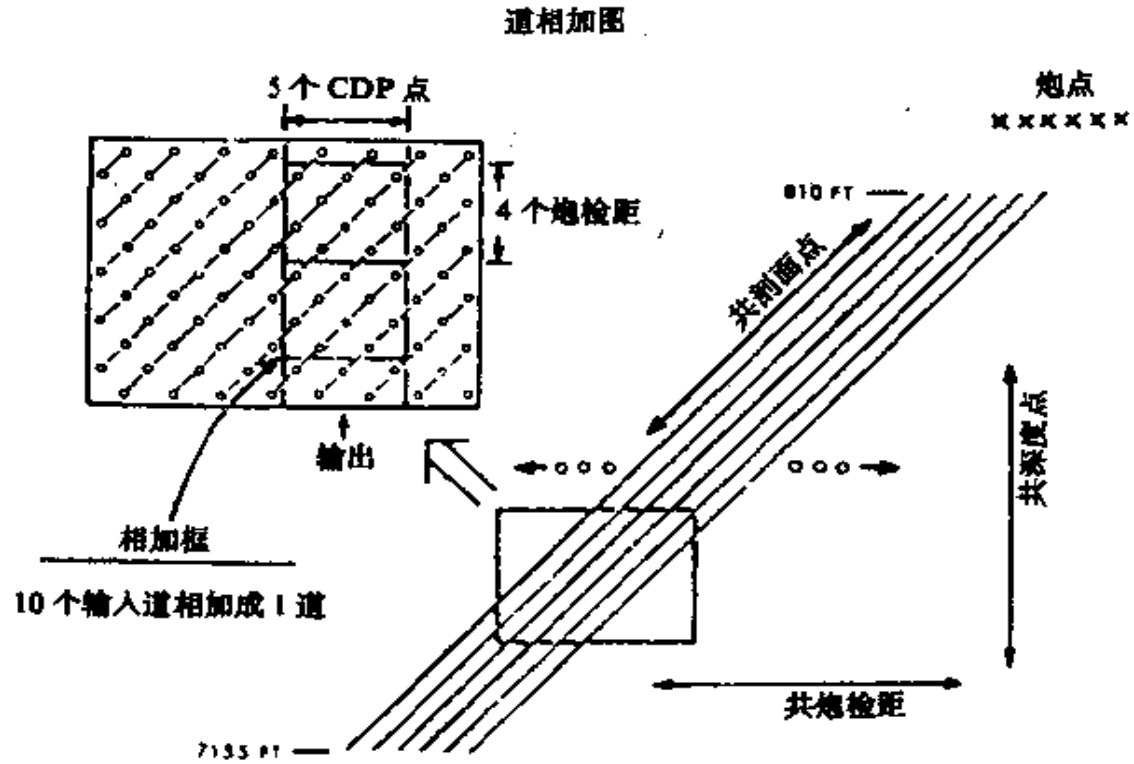


图 4.20　AVO 资料处理时道相加示意图

（据 W.J.Ostrander, 1982）

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

虽然用于一般 CDP 叠加的提高信噪比的处理方法很多，但在 AVO 处理时要慎用，有人甚至认为少用为妙。对于反褶积，也有些人主张不用，理由是，反褶积对振幅的精确影响还难以估计，特别对陆上资料。

陆上 AVO 资料处理的困难在于消除下述因素对振幅的影响：表层介质不均匀性，不同检波点检波器耦合差异，不同激发点上震源耦合差异、组合效应、低信噪比等。对海上资料讲，上述困难多不存在，或影响很小。

合理的处理流程确定以后，良好的处理效果取决于正确的处理参数的选择。因此要仔细研究有关资料，精确选取处理参数，有效地恢复和保护振幅信息。

AVO 资料处理大多在改善直观信噪比和保护振幅间取得一种平衡。

用于辅助分析的各种图表，用 AVO 分析研究各种专门问题（如薄层分析等），要设计专用处理程序。

三、含气砂岩的 AVO 特征

岩石物性研究发现，当砂岩中含气时，P 波速度 v_P 明显降低，并且含气时泊松比也明显低于含水时泊松比（图 4.21、图 4.22），反射系数公式及理论曲线研究指出，在中等入射角以下，反射系数对界面两边泊松比的变化很敏感，从图 4.18、图 4.19 上可以清楚看到这一点。

Rutherford 等（1989）根据波阻抗的大小将含气砂岩分为三类：

第 1 类：高阻抗含气砂岩；

第 2 类：波阻抗差近于零的含气砂岩；

第 3 类：低阻抗含气砂岩。

这三类含气砂岩的反射系数曲线如图 4.23 所示。图中曲线 1、2、3、分别对应上述三类砂岩，其中有两条曲线标有 2，这两条曲线表示第 2 类砂岩反射系数的可能变化范围。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

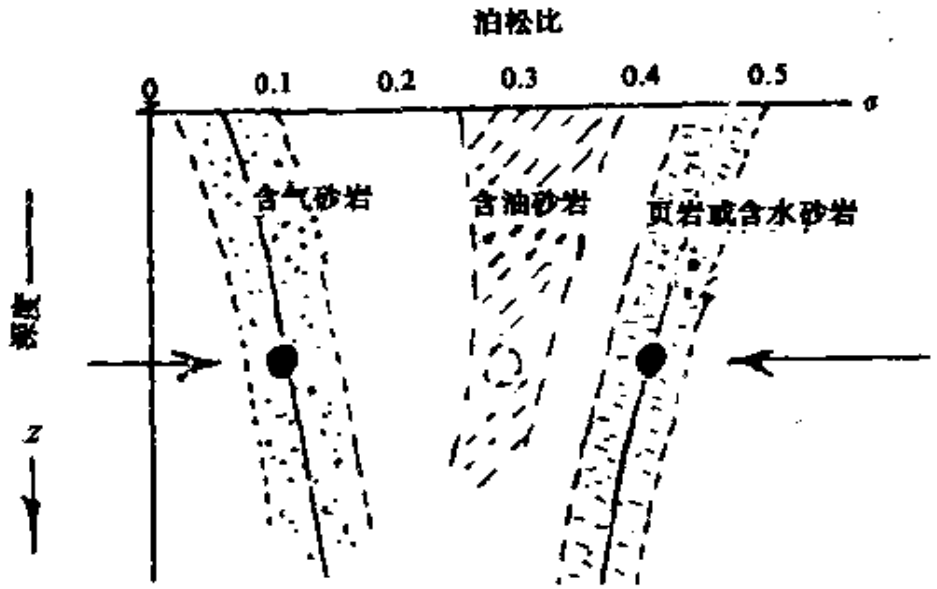


图 4.21　含油、气、水砂岩泊松比关系示意图

(据 Graul)

1.低阻抗含气砂岩

Ostrander (1982) 曾给出的含气砂岩模型 (图 4.24) 就是低阻抗含气砂岩，这类砂岩多出现在海相地层中，往往是未经压实和固结的。常常在 P 波反射剖面上形成亮点，它的上覆地层为 v_P 较高的泥岩或页岩时，因为页岩、泥岩的 v_P 和泊松比 σ 通常较大 (0.3～0.4) 大于含气砂岩的 v_P 和 σ，这时的反射系数曲线如图 4.24 所示，即反射系数 (绝对值) 随入射角的增大而增大。而泥页岩和含水砂岩界面的反射系数却非如此，它是随入射角的增大而稍稍变小 (绝对值)，原因是含水砂岩的 v_P 和 σ 都比含气砂岩的大 (图 4.21、图 4.22)。其他岩层分界面上的反射系数一般也不具备上述含气砂岩界面反射系数特点。这就是 Ostrander 提出的用 AVO 方法识别含气砂岩的理论基础。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

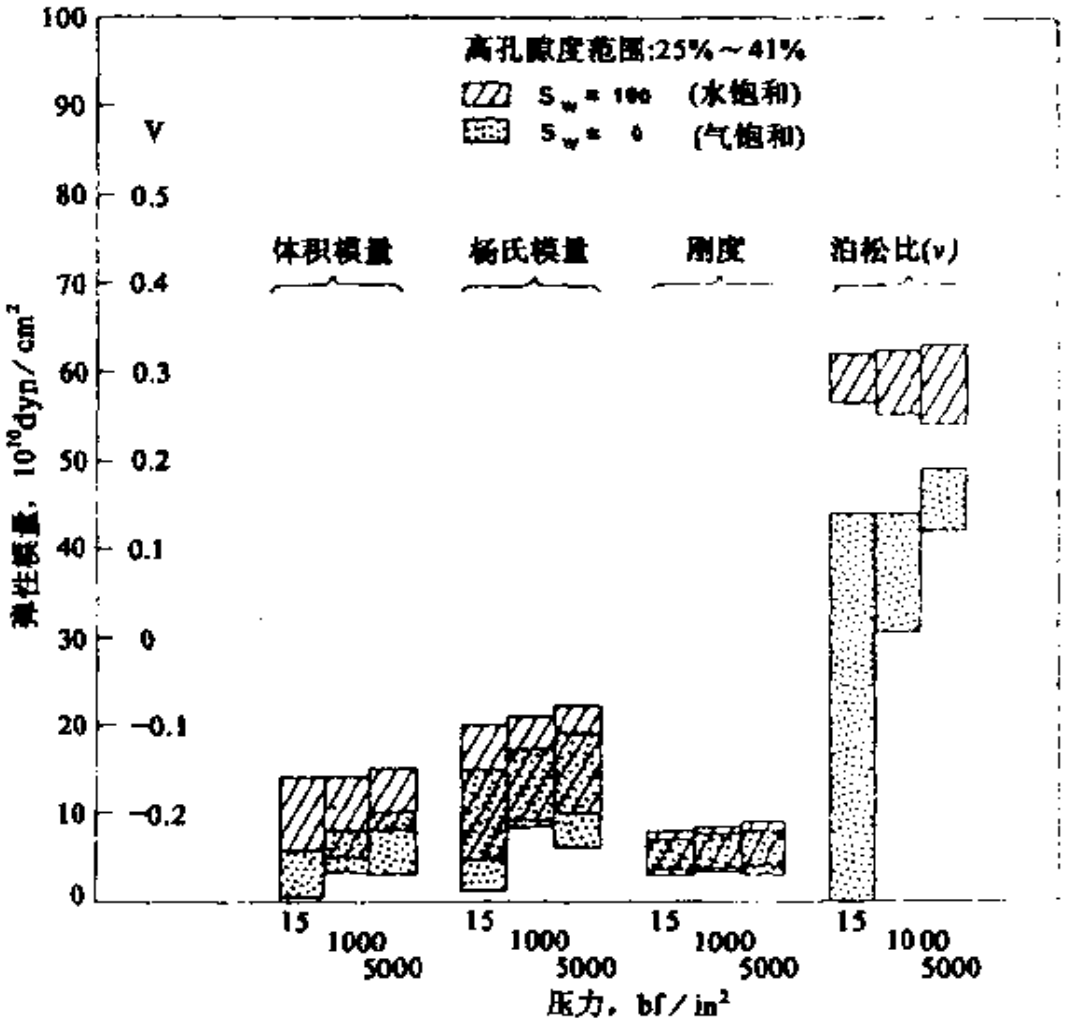


图 4.22　孔隙流体为气和水时高孔隙度砂岩弹性模量的差异。当孔隙度变小时，泊松比差异变小，甚至含气砂岩泊松比与含水砂岩泊松比重迭

(据 Gregory, 1976)

在 CDP 道集上低阻抗含气砂岩的反射波特征是反射振幅随炮检距的增大而增大。根据这个特征识别含气砂岩，在国内外已有不少成功的实例。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

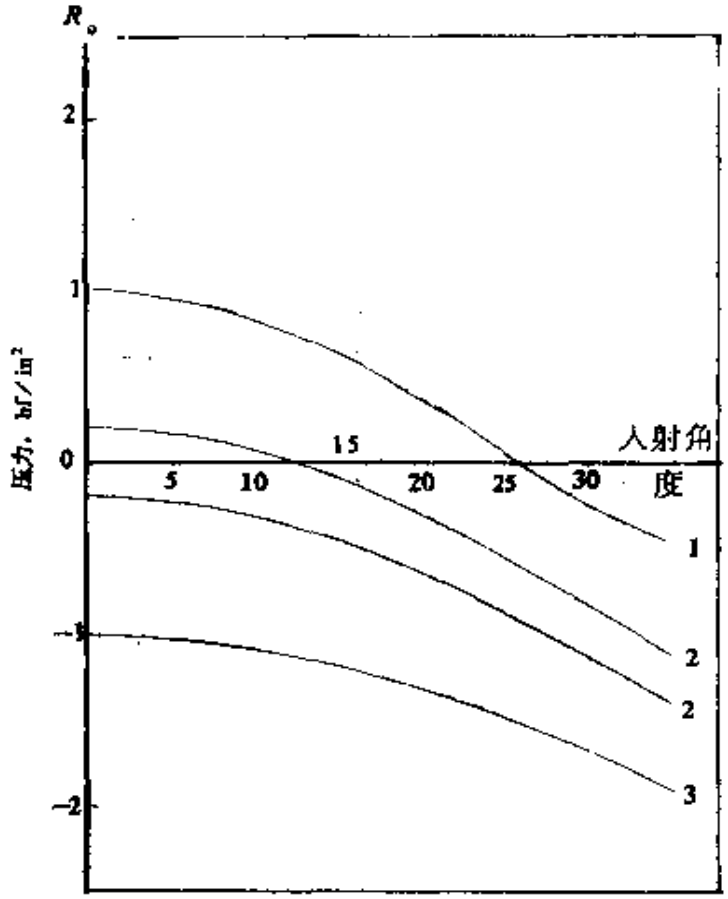


图 4.23　三种含气砂岩的反射系数曲线

（据 S.R.Rutherford 等，1989）

例 1：图 4.25 所示为 Sacramento 谷地大气田上的一段地震测线的 24 次覆盖剖面。含气砂岩深度约为 7000ft。对应于 1.7s 处的振幅异常。这层含气砂岩厚约 100ft，几乎为天然气所饱和。发现井位于 86 号炮点附近。今开发的油田部分位于 75～115 炮点间。

取自 A、B、C 三点的 CDP 道集显示于图 4.26，A、B 两个道集各显示出 1 倍和 10 倍相加处理后的道集，C 点道集仅显示出 10 倍相加后道集。在这些道集上，炮检距都是以右向左增大的，在相加后道集上的距离变化是由于 4 种炮检距作一次相加结果。近炮检距对应的入射角仅为 5 度，而远炮检距对应的入射角为 35 度。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

A、B 二道集上可以看到强振幅随炮检距增大而增大。其中 10 倍相加道集的信噪比明显地改善了。可以看到从近炮检距道到远炮检距道。振幅增大约 3 倍。在道集 C 上没有看到振幅随炮检距增大而增大的情况，事实上是振幅稍微减小。这可以看成是 C 点附近没有天然气。钻井发现的气水接触面位置证实上述判断。根据井孔资料，含气区在炮点 120 附近终止。

例 2：图 4.27（a）是墨西哥湾的 GM−1 测线的一段地震剖面，其上有两处振幅异常是含气地层引起的，其中剖面左半边的一个异常 A 较浅，约为 0.65s；靠近剖面中部的另一个异常 B 较深，约为 1.35s，A 点的浅层异常和 B 点的较深异常的道集示于图 4.27（b）。这两处异常上，从道集 A 和 B 可以清楚地看到振幅随炮检距增大增大，在道集 A 的浅层异常里，第五个非零炮检距道的组合衰减效应和正常时差校正的拉伸效应非常明显。

例 3：图 4.28（a）是 Alaska 一个浅层气田的一段剖面，12 次水平叠加，该气田天然气产自约 2700ft 深处一端厚约几百英尺的多层薄层砂岩。气层对应的振幅异常位于剖面上大约 0.85s 处。图中所示标明的七个 CDP 道集（未作相加处理）示于图 4.28（b）。正如所看到的，尽管未作相加处理，道集的信噪比较低，但仍可看到振幅随炮检距增大而增大。道集上炮检距从左向右增大，最小炮检距为 300ft，最大炮检距为 2400ft。振幅随炮检距增大而增大的情况不如前面两个例子明显。这可能是因气层是由多层薄层砂岩组成，薄层调解作用对振幅变化产生不良影响。

例 4：SV−6 地震剖面（图 4.29（a））其上出现两个振幅异常，一个在 270～310 号炮点间，时间约 1.3s；另一个出现在 250～300 号炮点间，时间约 1s。图 4.29（b）为 A 点和 B 点的道集。道集 A 上，较深的那个异常显示清楚，可以清楚地看到强振幅随炮检距的增大而增大的情况。较浅的振幅异常在 B 点显示最明显。这个较浅异常与一个被低速页岩截断的气砂岩有关。

70 年代末，曾在 A 点处钻了一口井以探明 1.3 秒那个振幅

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

异常，结果使人们失望，仅在目的层附近遇到气显示，并没获得工业气藏。现在，AVO 分析结果认为 1.3s 处是含气砂岩，这是否是炮检距振幅分析作出了错误的判断？不是，这是低含气饱和度与含气饱和度为 100%时引起的地震响应是相同的。

下面两个例子是业已证实不是含气地层引起的振幅异常。

例 5：图 4.30（a）为内华达州一个盆地内所获得的一段 CDP24 次叠加剖面。在剖面中间 1.6s 处有一个振幅异常。后来在 127 号炮点（A 点）处钻一口井，结果发现这个强振幅异常是由一层厚约 160ft 的玄武岩层引起的，而不是含气层引起的。

A 点处 CDP 道集示于图 4.30（b）。由图可见，1.6s 处的那个强振幅，它随炮检距增大而明显减小，这与产生这个强反射振幅是玄武岩而非含气地层是相一致的。也与沉积岩和玄武岩的泊松比相一致。

例 6：70 年代中期，事先没有作任何炮检距振幅分析就在南 Sacramento 谷地的一个非常明显的振幅异常上钻了一口井。图 4.31（a）就是有这个异常的 SV—4 剖面的一段。在剖面上这个异常出现在 1.5s 处，对应于炮点 45～90 间，井钻在炮点 61。钻井发现，这个振幅异常并不是含气地层引起的，而是一个高速砾岩层引起的。图 4.31（b）是井位 A 处以及井西约半英里 B 处的单次 CDP 道集。A 处道集上，1.5s 处的振幅异常是振幅不随炮检距增大而增大，即振幅炮检距分析结果的确不存在含气层。B 处的道集却显示出该层同相轴振幅随炮检距增大而增大。即表明 B 处有天然气存在。如仔细研究一下图 4.31（b）的剖面，1.5s 的强同相轴在 A、B 两点间似乎存在一个极性反转。如情况属实，既然 A 处振幅异常指示的是一个高速层，那么 B 点的振幅异常应该指示一个低速层，即含气层。

2.波阻抗差近于零的含气砂岩

这类含气砂岩多出现于近海和陆上沉积中，常常是中度到高度压实的成熟砂岩，与其上覆泥页岩波阻抗几乎相同，因此法向反射和小入射角时反射振幅近于零。与一般噪音水平相当而难以

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

检测。在较大入射角时，反射振幅随入射角增大而增大（绝对值），而且变化率比低阻抗含气砂岩的大。这类含气砂岩的AVO特征与低阻抗型含气砂岩的基本相同。它在叠加剖面上不形成亮点，并且，在噪音水平较低炮检距足够大时才能检测出它的AVO特征。

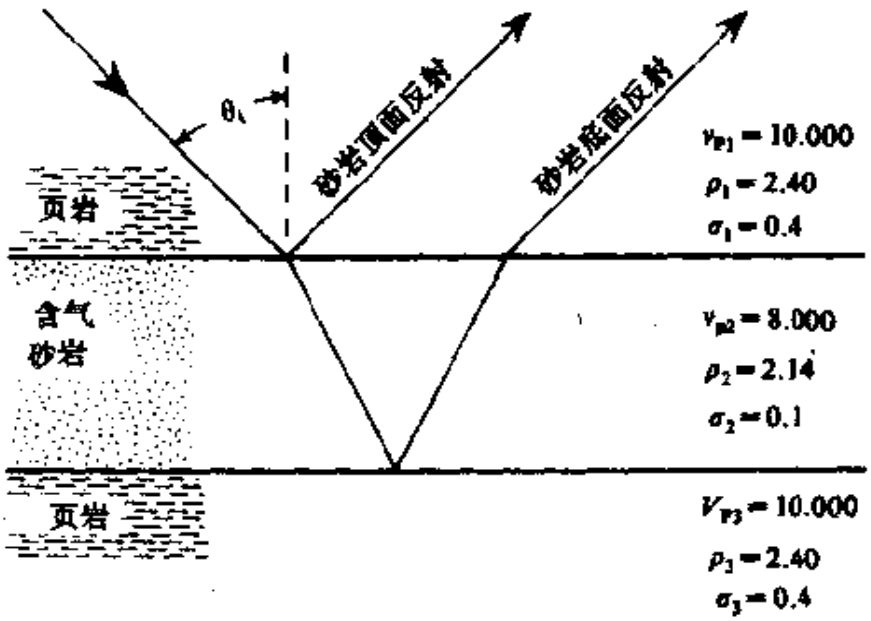
3.高阻抗含气砂岩

这类含气砂岩存在于陆上硬质岩层中，是中度到高度压实的成熟砂岩。它具有高于上下泥页岩的波阻抗，其P波反射系数曲线如图4.23中曲线1。当入射角由零逐渐增大时，反射系数先为正值，并逐渐减小，直至为零，然后反射系数变为负值，其绝对值随入射角的继续增大而增大。这类含气砂岩在P波叠加剖面上有时会表现为"暗点"，但这类暗点不是反射系数近于零而产生的，而是叠加时正负极性振幅相消干涉所致。

Rutherford等（1989）给出了高阻抗含气砂岩的一个实例。该例为Arkoma盆地宾夕法尼亚纪Hartshorh砂岩，在深约1000m的河道砂中钻遇高产气层。图4.32（a）为产气的Hartshorn河道砂岩的地震剖面。产气层对应剖面方框中的暗点。P波声波测井曲线证明该层砂岩为高阻抗地层。这种地层含气砂岩的反射系数曲线对应图4.23中的曲线1类型，随炮检距增大反射波极性会变化。图4.32（b）为图4.32（a）暗点位置的三个CDP道集，可以清晰地看到，该层反射波在中等炮检距上发生极性反转，证实了这类高阻抗含气砂岩的反射系数曲线确属图4.23中第1条曲线那个类型。合成地震记录也证实了这一点。正因有极性反转现象，普通叠加剖面上因正负极性相消而出现暗点。

这个例子生动说明，并非所有含气砂岩的AVO特征都是"振幅随炮检距增大而增大"，高阻抗气砂岩的AVO特征是"随炮检距增大而增大振幅先减小，并发生极性反转，然后振幅随炮检距增大而增大"。只要排列足够长，就可能观测到极性反转前后的整个AVO特征。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



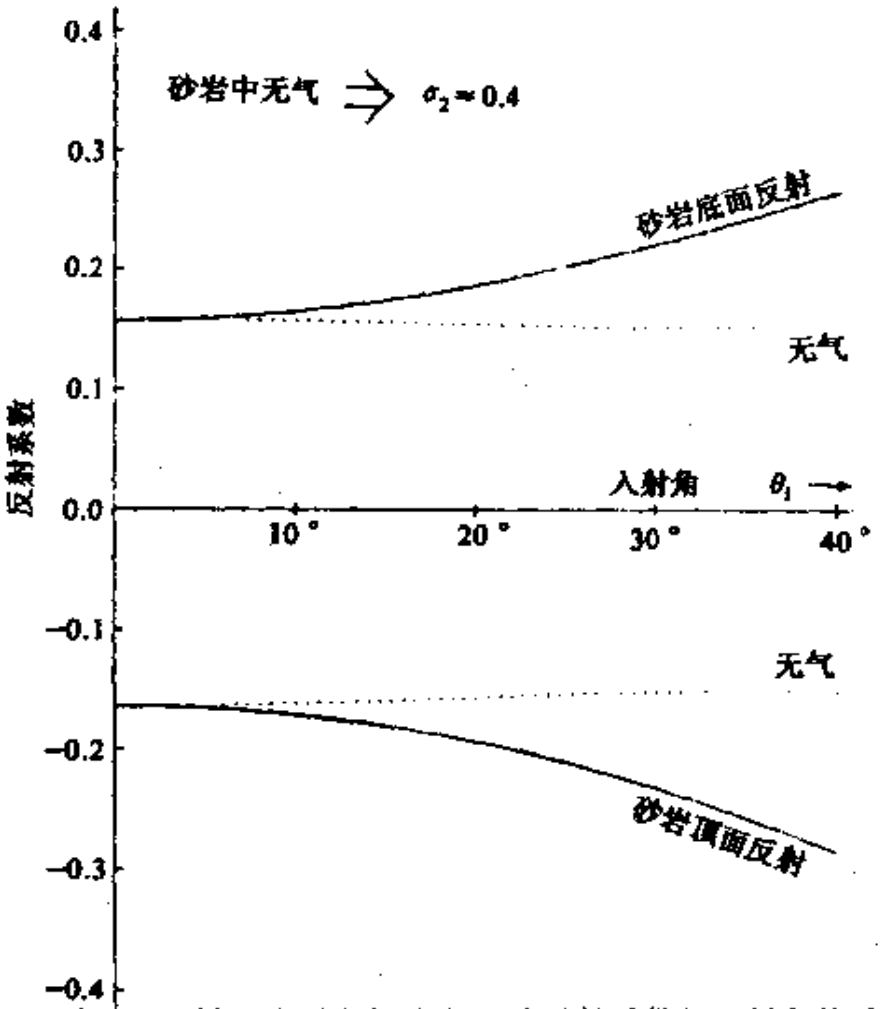


图 4.24 低阻抗型含气砂岩 P 波反射系数与入射角关系：反射系数绝对值随入射角增大而增大

(据 W.J.Ostrander, 1982)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

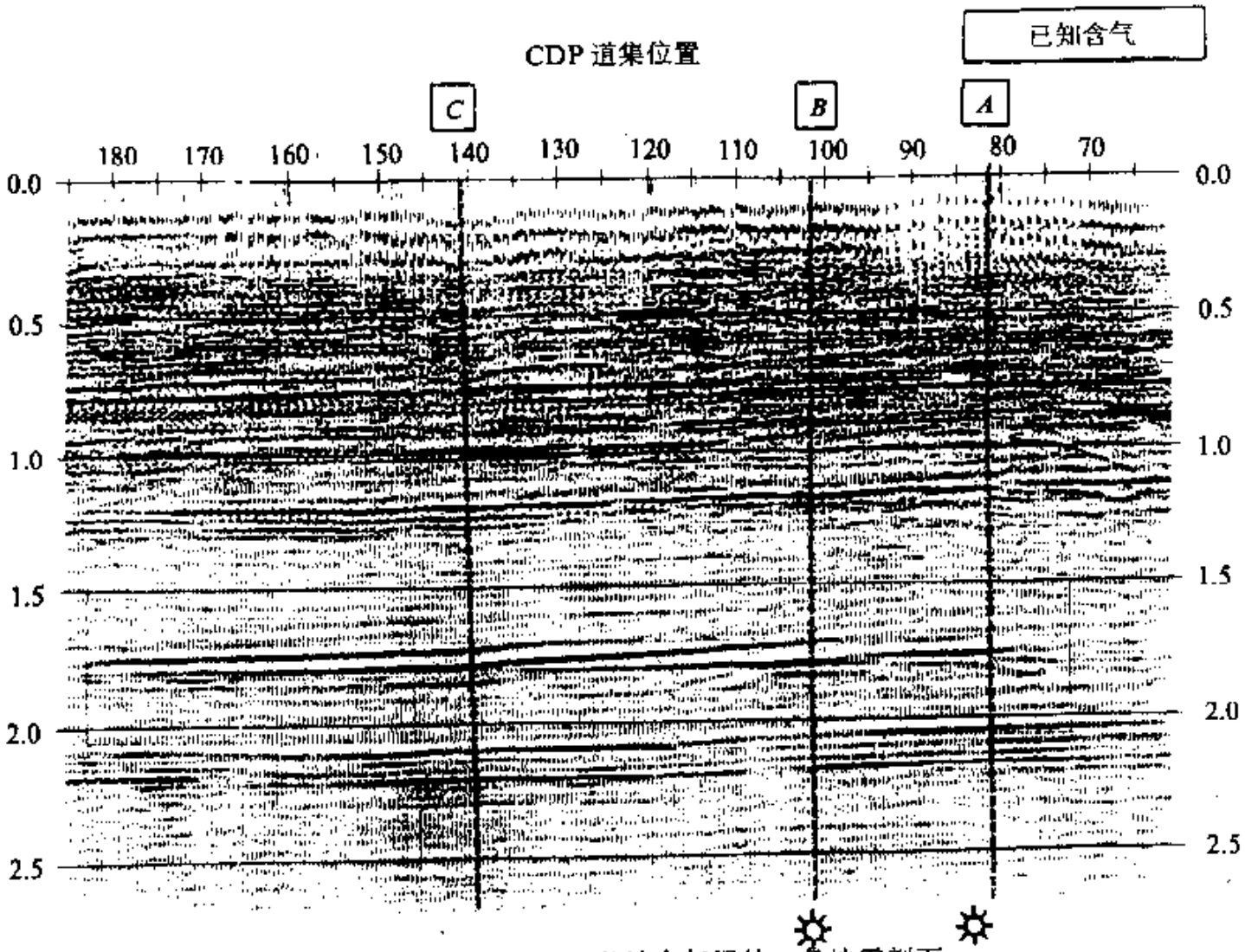


图 4.25　Sacramento 谷地大气田的一条地震剖面，

注意约 1.7s 处的振幅异常

（据 W.J.Ostrander，1982）

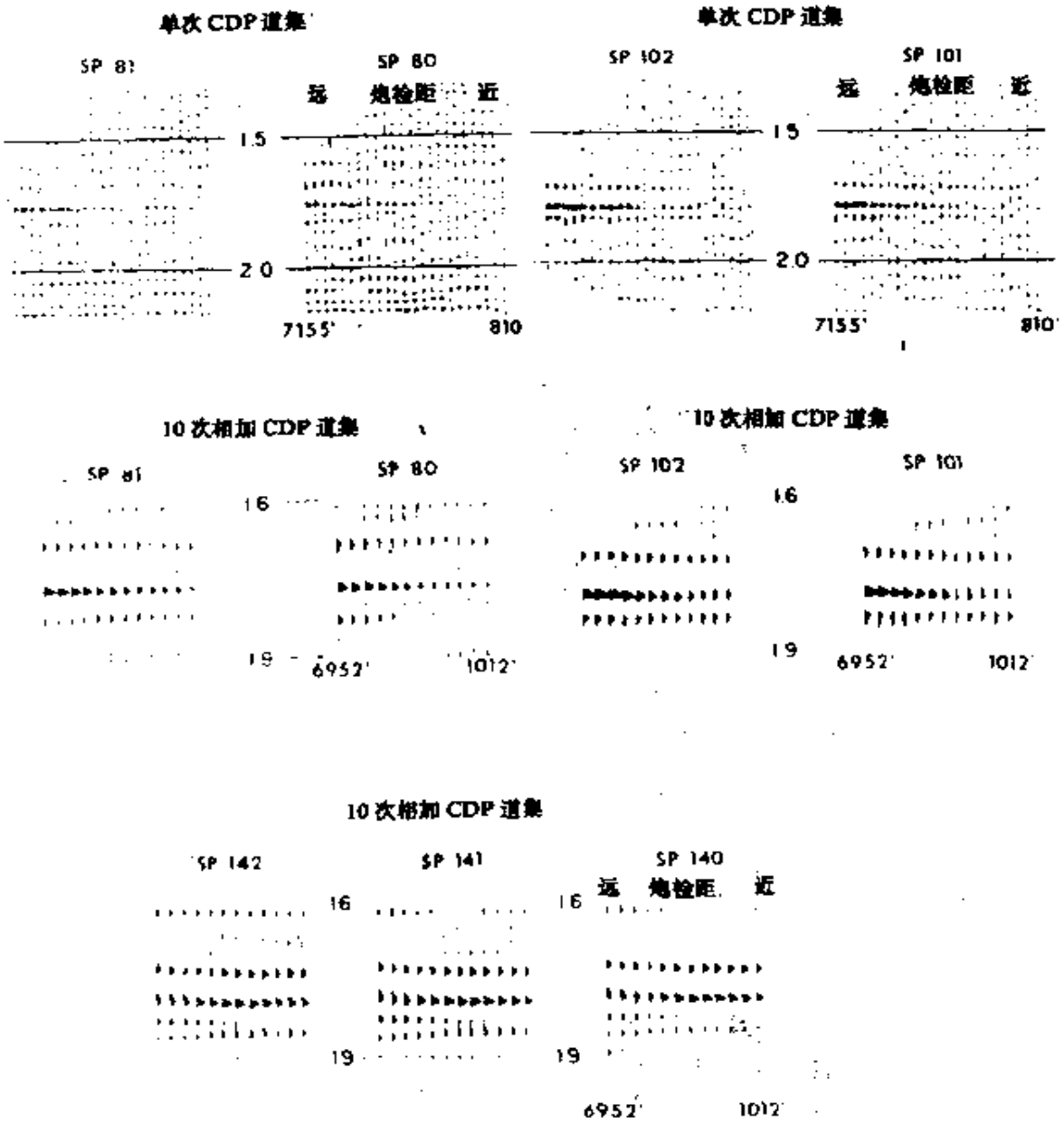


图 4.26 对应图 9 中 CDP 点 A.B.C 的共中心点道集。其中 A.B. 两点同时给出未作道相加处理的道集的 10 次道相加后的道集，后者振幅随炮检距增大特征更清晰

(据 W.J.Ostrander, 1982)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

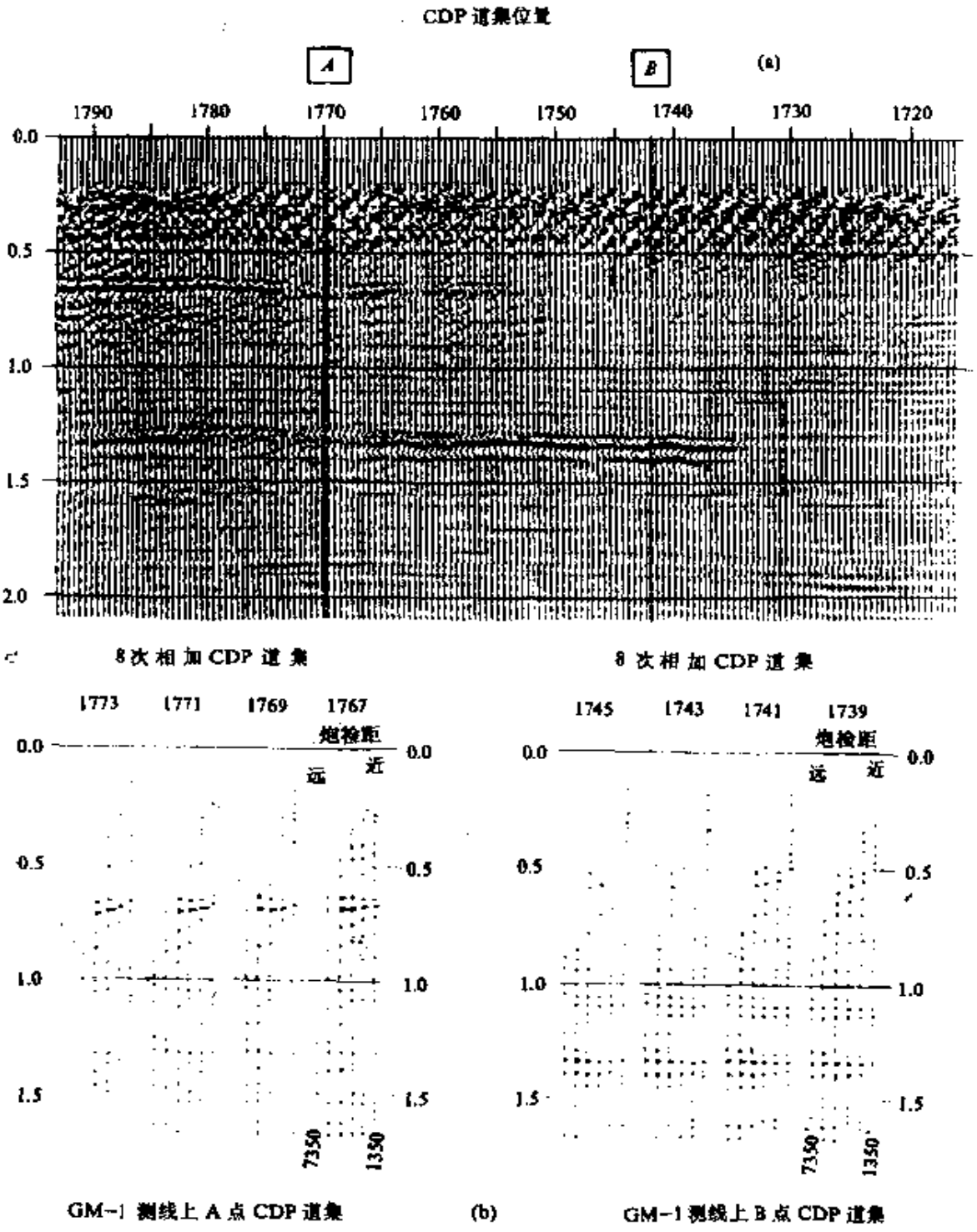


图 4.27　墨西哥湾一条地震剖面(a)，注意 A 点在 0.65s 的强反射、B 点 1.35s 的强振幅，(b)图为对应 A 点和 B 点的 CDP 道集

(据 W.J.Ostrander, 1982)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

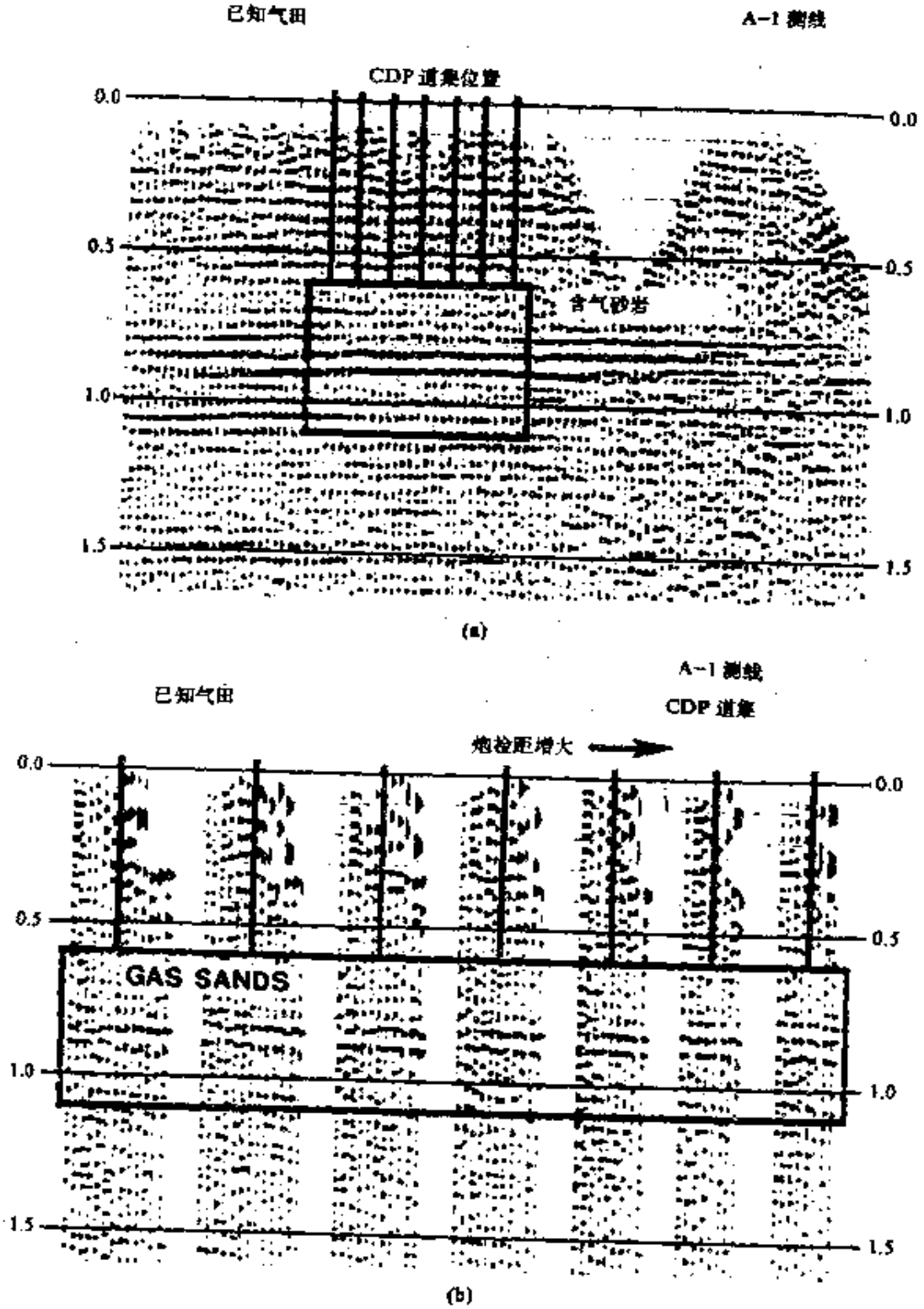


图 4.28　Alaska 一个浅层气田的地震剖面（a 图）及七个 CDP 道集（b 图），这些道集都没作道相加处理，信噪比低，勉强可以看出振幅随炮检距而增大

（据 M.Graul）

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

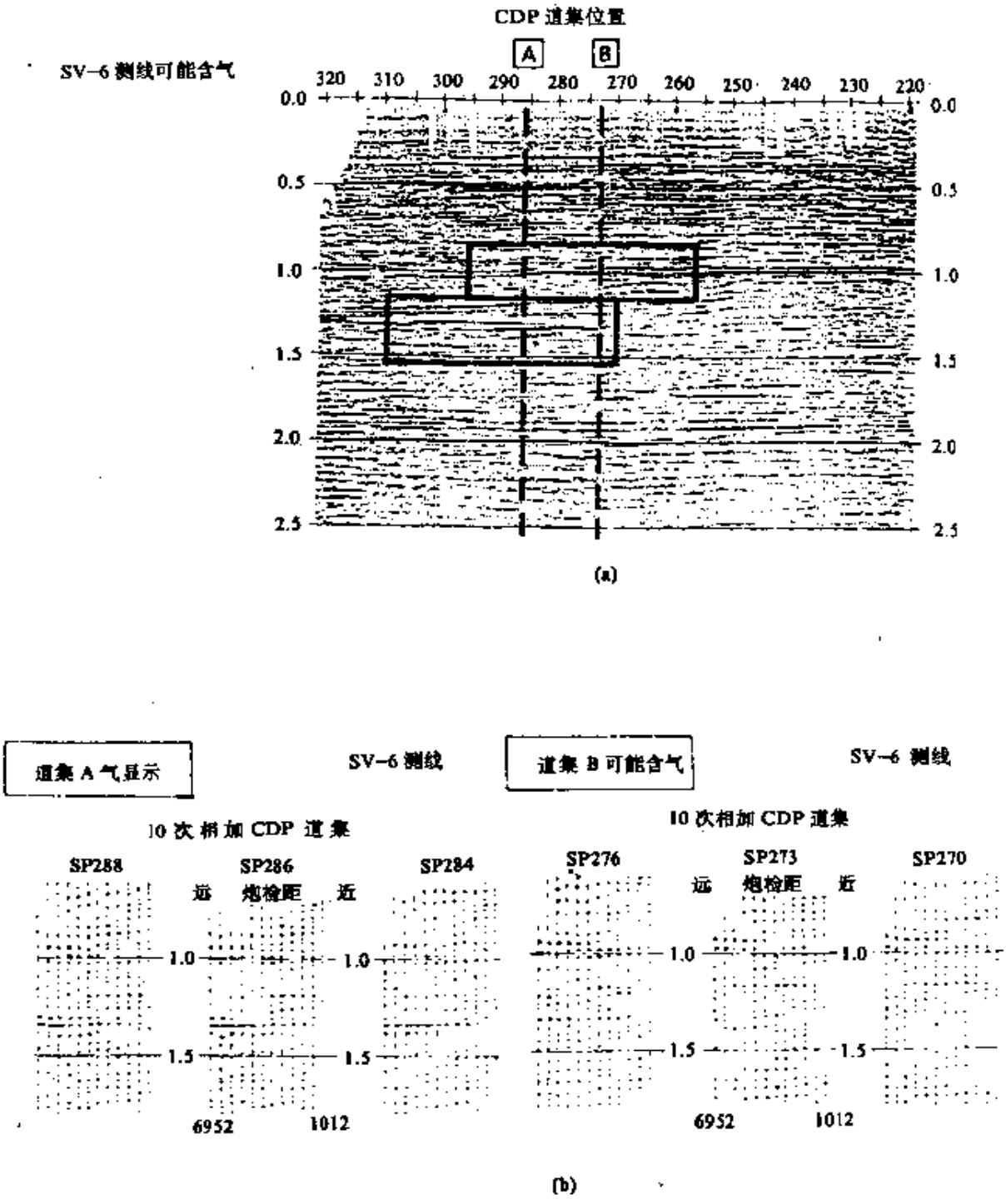


图 4.29　SV-6 测线地震剖面（a），其上有两个振幅异常，A 点约 1.3s，B 点约 1.0s。（b）为对应 A、B 两点的 CDP 道集，它们都显示为含气特征。但 A 点钻探结果只有气显示，说明含少量气和工业气的 AVO 特征没什么不同

（据 M.Graul）

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

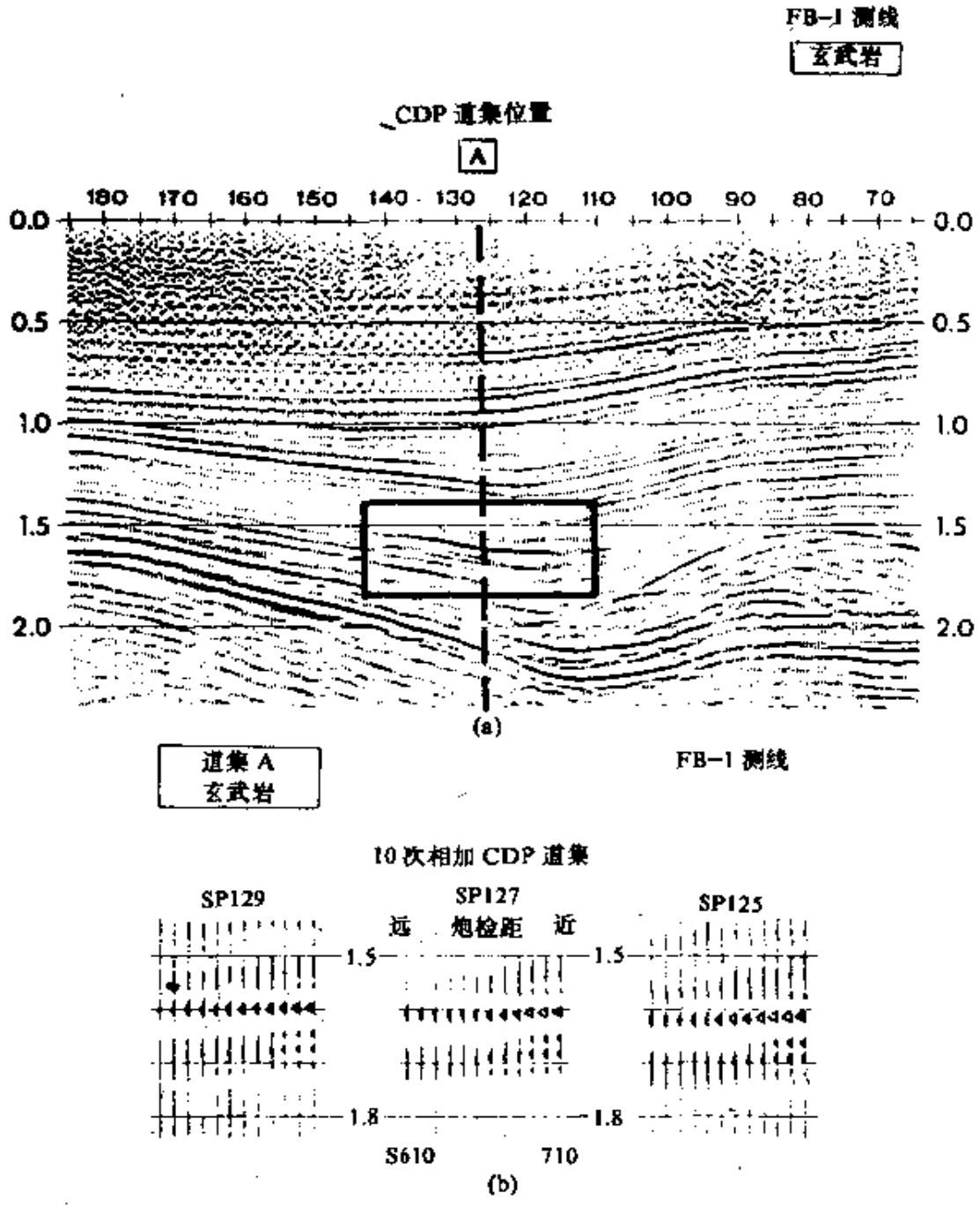


图 4.30 内华达州的一条地震剖面 (a)，注意 A 点 1.6s 处的振幅异常。(b) 为 A 点对应的 CDP 道集，它表示该异常不是气层产生，钻井资料指出它是一层厚约 50m 的玄武岩引起的。

(据 W.J.Ostrander, 1982)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

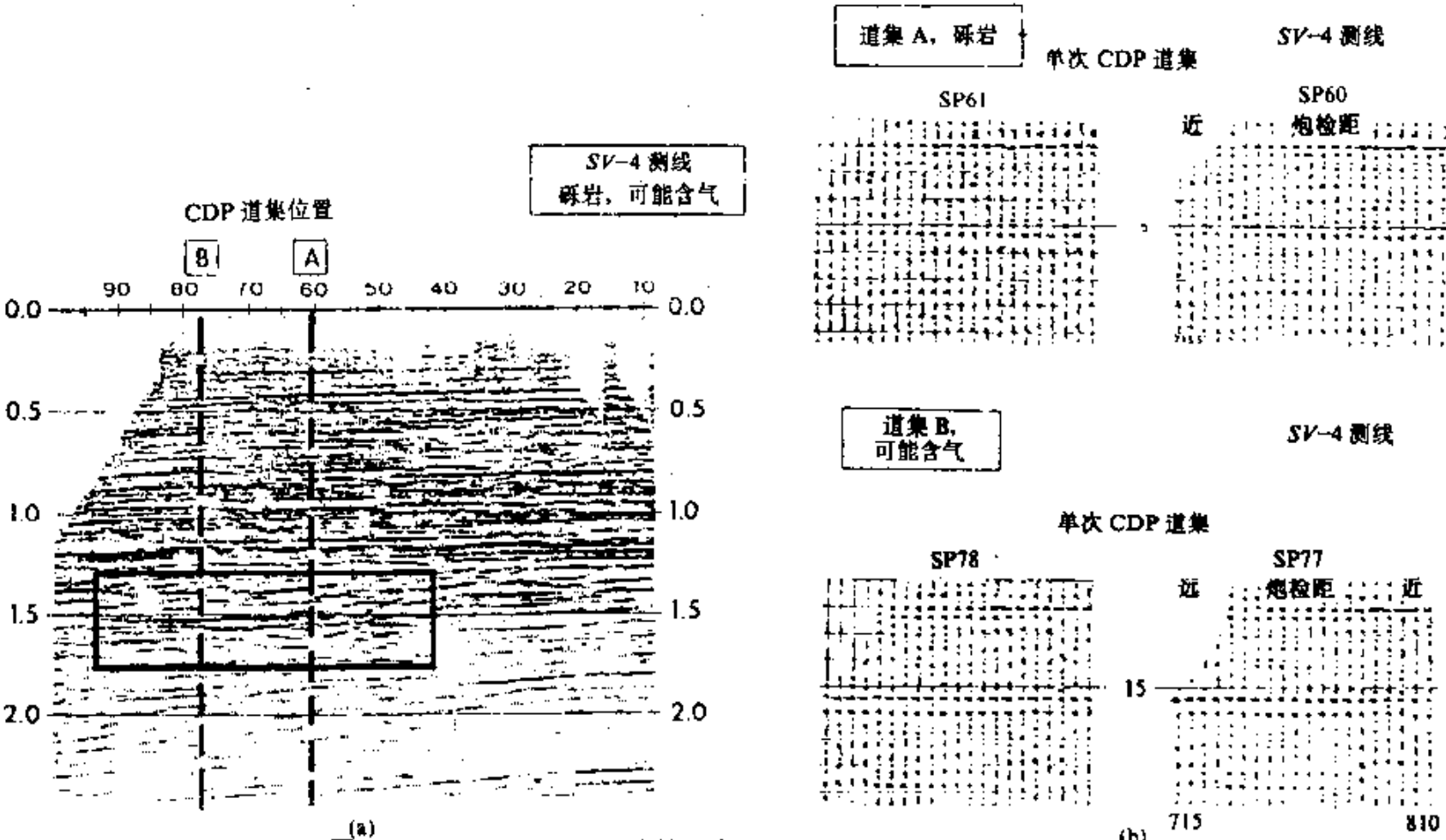


图 4.31　Sacramento 谷地的一条地震剖面，在 A 和 B 点有明显振幅异常，深约 1.5s (a) 对应 A 点的 CDP 道集指明它不是气层引起，钻井资料表明它是高速砾岩引起的，但 B 点道集 AVO 特指出 B 点的振幅异常可能是气层引起的

(据 M.Graul)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

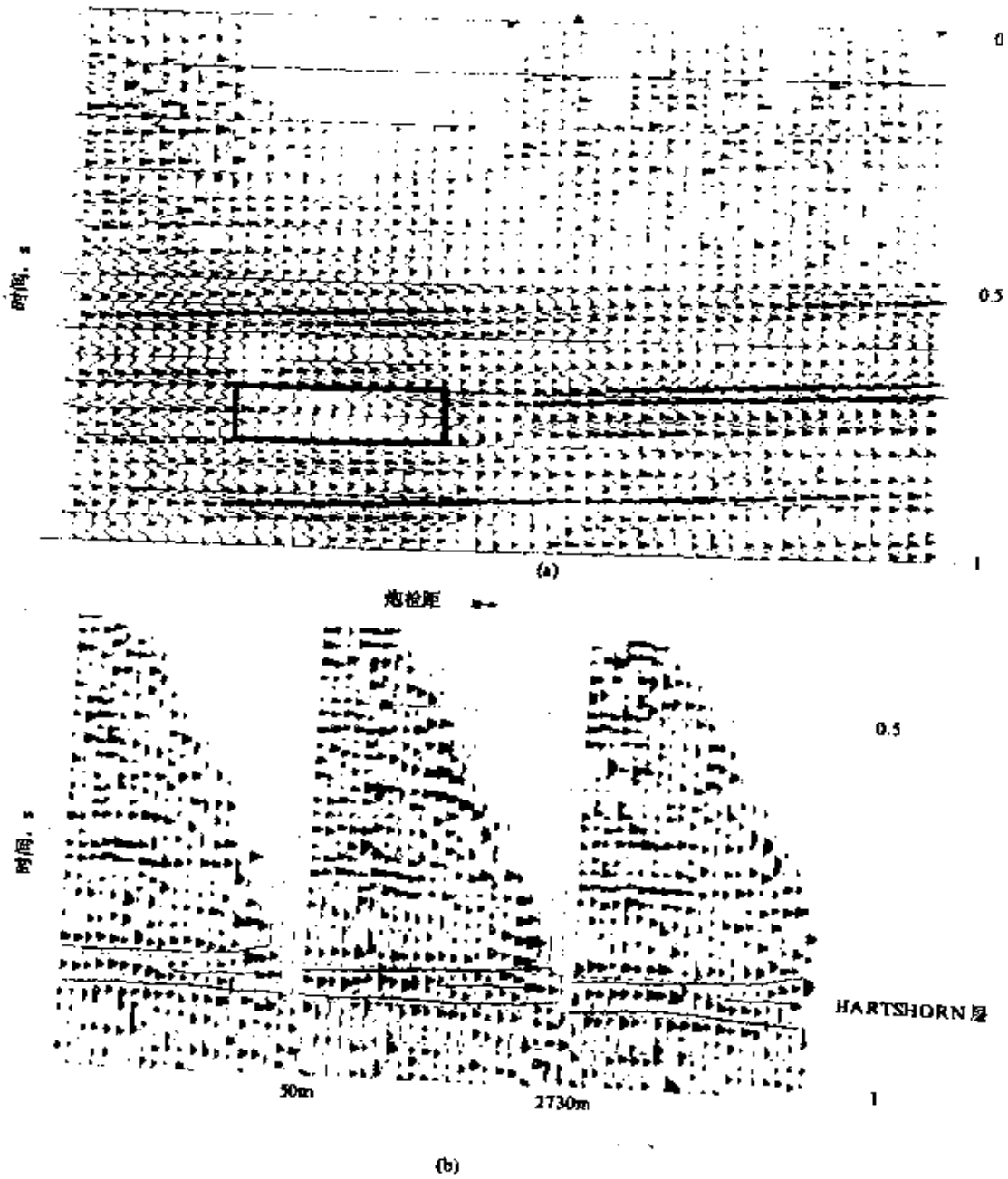


图 4.32　Arkoma 盆地一条地震部面（a），图中方框内的暗点对应 Hartshorn 河道砂。（b）是对应上图方框内暗点的 CDP 道集，注意 Hartshorn 河道砂对应反射波极性反转

（据 S.R.Rutherford 等，1989）

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

四、AVO 用途的扩展

目前，AVO 分析除前述检测含气砂岩储层外，还应用到许多其它方面。

1.检测含油储层

通常含油砂岩与含水砂岩地震响应的差异，远远小于含气砂岩与含水砂岩地震响应的差异。因此，一般认为含油储层是很难用地震方法检测的。但是，对高气油比（GOR）油层仍可用 AVO 方法检测。高 GOR 油层的原油中溶解气比较大，使油的体积模量 k_0 大幅度降低，与此同时体积密度 ρ 减小，但 ρ 减小的速率比 k_0 减小的速度小得多。例如原油的 GOR 从 O 提高到 3000 时，k_0 减小为原来的 1／5，而 ρ 仅变化为原来的 1／2 还要大点，因而使 P 波速度降低（Long—Far Huang 等，1988）。图 4.33，图 4.34 分别表示压缩率（k_0 的倒数）和密度与 GOR 的关系。这种速度很低的含油砂岩表现出与含气砂岩相似的特点，应该是可检测的。

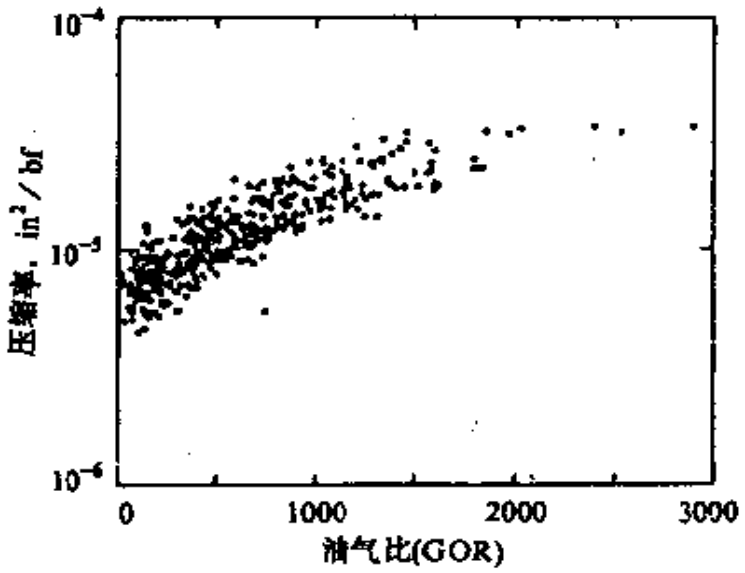


图 4.33

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

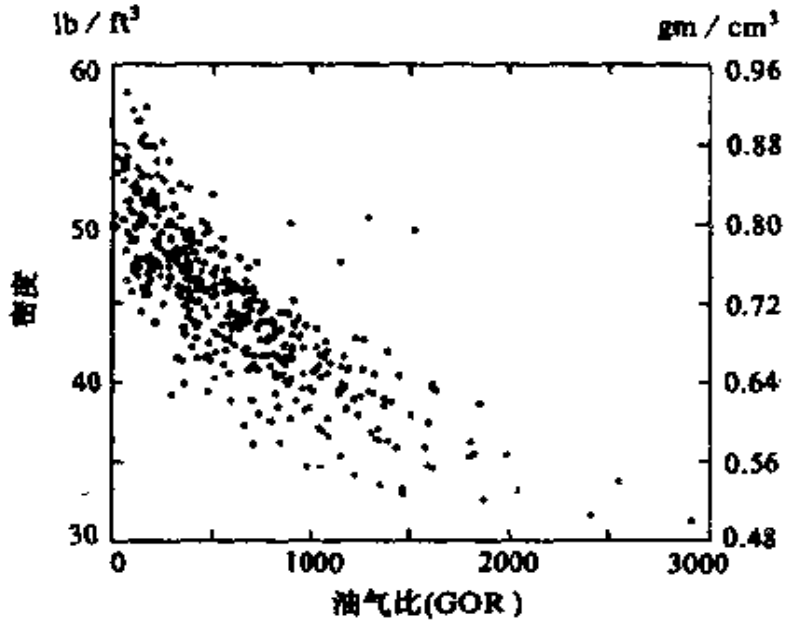


图 4.34

Chiburis（1987）列举在沙特阿拉伯 AVO 分析的七个实例中有三个是成功检测出含油储层的例子，其中一个是浅海的，两个是陆上的。陆上的两个中有一个成功地划出了油水边界。

2.检测含油气碳酸盐岩储层

Chiburis、E.F 等（1987）报道了在沙特阿拉伯近海三条测线上 AVO 的研究成果，储层是碳酸盐岩。深 2000m，孔隙度 15%～20%，测线跨过三个小构造，一个已知含油，另两个未钻井，AVO 分析在已知含油构造上显示出强的正"AVO"值，范围与已知油田一致；还有一个构造上也显示出正"AVO"值，推断为含油；第三个无正"AVO"显示，推断为不含油。这后两个构造的解释结果还没有得到证实。上述正"AVO"值是指振幅随炮检距增大而增大。

Dcbork R.Milcs 等（1989）报道了加拿大艾伯塔中生代复合礁体上的 AVO 研究，结果证明 AVO 分析是该区区分含油气与不含油气碳酸盐岩的唯一有效的方法。在已知的产油区内，

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

AVO 特征是：振幅随炮检距的增大而缓慢减小；而不含油气区（致密灰岩或灰质页岩）振幅随炮检距增大而增大，或振幅基本上不随炮检距变化。

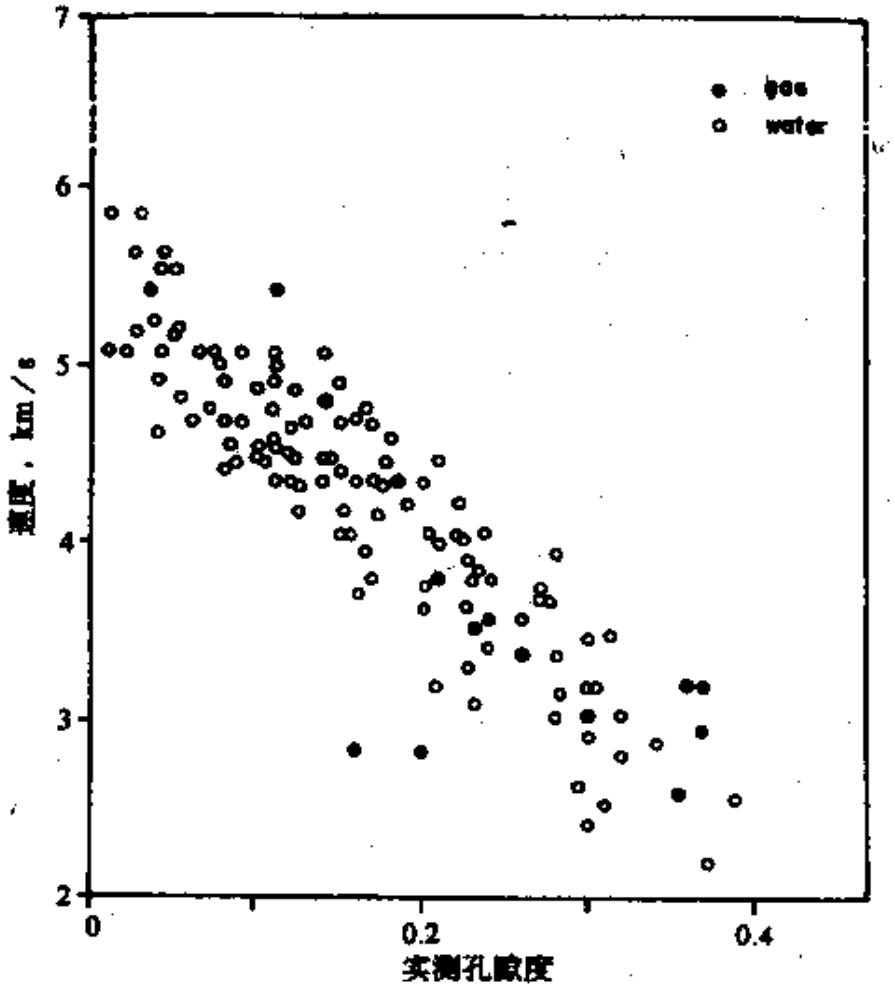


图 4.35　石灰岩中 P 波速度与孔隙度关系

（据 S.Chacko, 1989）

这里有两点应予注意：

第一，上述二例都不能算是真正的 AVO 预测成果，而是在已知产油气区对 AVO 方法的检测能力的试验。尽管如此，但至少可以说，在良好的碳酸盐岩储层上，AVO 仍能显示出砂岩储

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

层同样的效果，含油气与不含油气的 AVO 特征有明显的区别。

第二，不同地区的碳酸盐岩储层、含油气时的 AVO 特征可能是不同的，要用模型作具体分析。

3.用 AVO 分析检测岩相变化

Chacko（1989）在南苏门答腊盆地用 AVO 分析方法，成功地检测了石灰岩地层的岩相变化，预测了一个含气的多孔礁相灰岩，并为以后的钻探所证实。

在研究区内，根据区内一个已知多孔礁相灰岩气田的测井等资料，结合其它有关文献研究，区内 Lemback 石灰岩具有两个主要沉积相，即致密台地相和多孔礁相，后者是良好的储层。一般方法很难预测这两个相间的变化。但研究发现，致密台地相灰岩和多孔礁相灰岩的岩石物理性质有下述特征：

Ⅰ.两种灰岩的 v_P / v_S 比值与孔隙度及孔隙流体性质无关，而主要取决于灰岩矿物成分；

Ⅱ.v_P 及 v_S 值本身也与孔隙流体性质无关；

Ⅲ.v_P 及 v_S 值本身是孔隙度的函数，孔隙度增大时，v_P 和 v_S 都明显降低（图 4.35）；

Ⅳ.致密台地相灰岩与多孔礁相灰岩的体积密度差异明显，尤其当孔隙中含气时（见图 4.36 中数表）。

此外两种灰岩的矿物成分也有不同。

这两种灰岩上的盖层都是页岩，性质比较稳定，其纵横波速度皆低于上述台地相和礁相灰岩；而体积密度却都大于上述灰岩。

以上岩石物理性质及与盖层物性差异，造成致密台地相灰岩和多孔礁相灰岩的 AVO 响应明显不同，不仅反射系数绝对值随入射角变化特征不同，而且反射系数正负相反（图 4.36）。即这里石灰岩地层沉积相的变化，将伴随反射波极性反转。

Chacko 利用以上 AVO 特征差异，对另一个岩相和含油气情况未知的区块进行了研究，推断为含气礁相灰岩，后经钻井证实这一推断是正确的。仅多孔礁相灰岩的反射系数具体数值，预

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

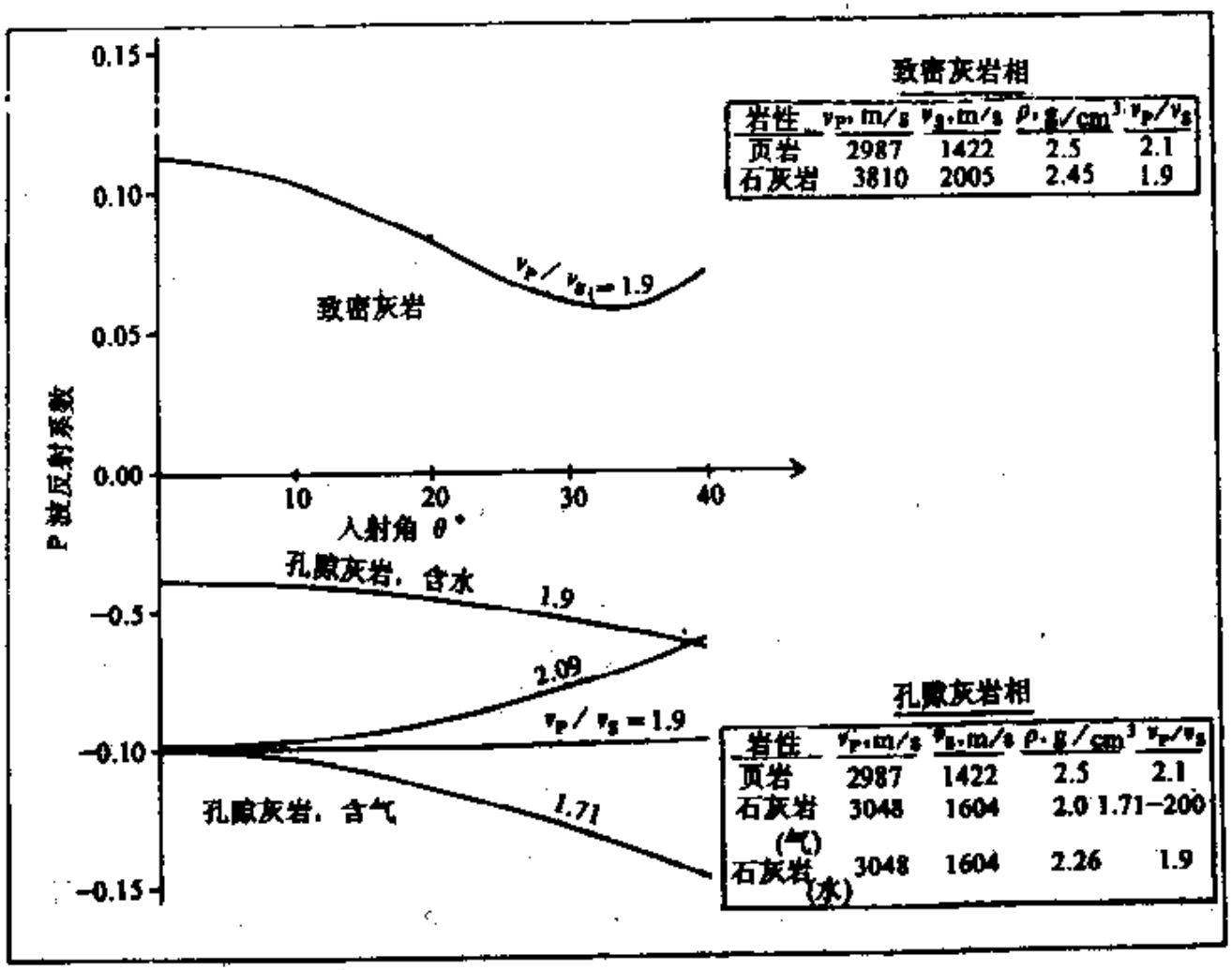


图 4.36　致密灰岩与含水、含气的孔隙灰岩反射系数随入射角变化特征的差异

(据 S.Chacko, 1989)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

测值和钻井后实测的相比有误差。但预测的 AVO 基本特征是正确的，预测是成功的。

4.用 AVO 研究薄层

这种方法的用途是，通过分析薄层的振幅随炮检距变化，分解出薄层顶部和底部界面反射系数随炮检距变化曲线，从而判断岩性和含油气特征。

方法是根据子波分析求得子波的主瓣／旁瓣比 Q，测量薄层反射的波峰与波谷振幅差 $C(x)$，作者指出，$C(x)$ 与薄层厚度无关，而是炮检距的函数。根据 $C(x)$ 及 Q 值，即可分解出薄层顶面和底面反射响应随炮检距变化关系，曲反响应随炮检距变化特征分析岩性变化及含油气情况。

此法仅适用于厚度小于调谐厚度（单程时等于子波宽 1／4）的薄层，不适用于厚层；但对太薄（厚度小于调谐厚度的 1／2）薄层误差也大。

五、AVO 资料解释

1.AVO 特征的图示及辅助图件

AVO 资料处理结果，提供适当的图件、数据，可为解释员提供可信的、充足的资料，方便地观察和量度振幅随炮检距或入射角的变化。最初使用的处理结果只是一些单个 CDP 点道集，虽然这种基本图件今天仍是重要的，但不充分。随着 AVO 的发展，陆续出现许多新的显示方法和各种辅助图件。常用的有以下几种。

1）棒状图

这是附加在 CDP 道集下部的辅助图件，可方便解释员准确看到振幅的变化，避免主观性误差。棒状图是在 CDP 道集中对所分析的反射层每一道都用一条黑竖线表示该道振幅大小（图 4.37）。它是在目的层附近开一个适当的时窗，计算出每道在时窗内的均方根振幅值，并在该道下方以黑竖线长短表示均方根振幅值的大小，就是所谓棒状图。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

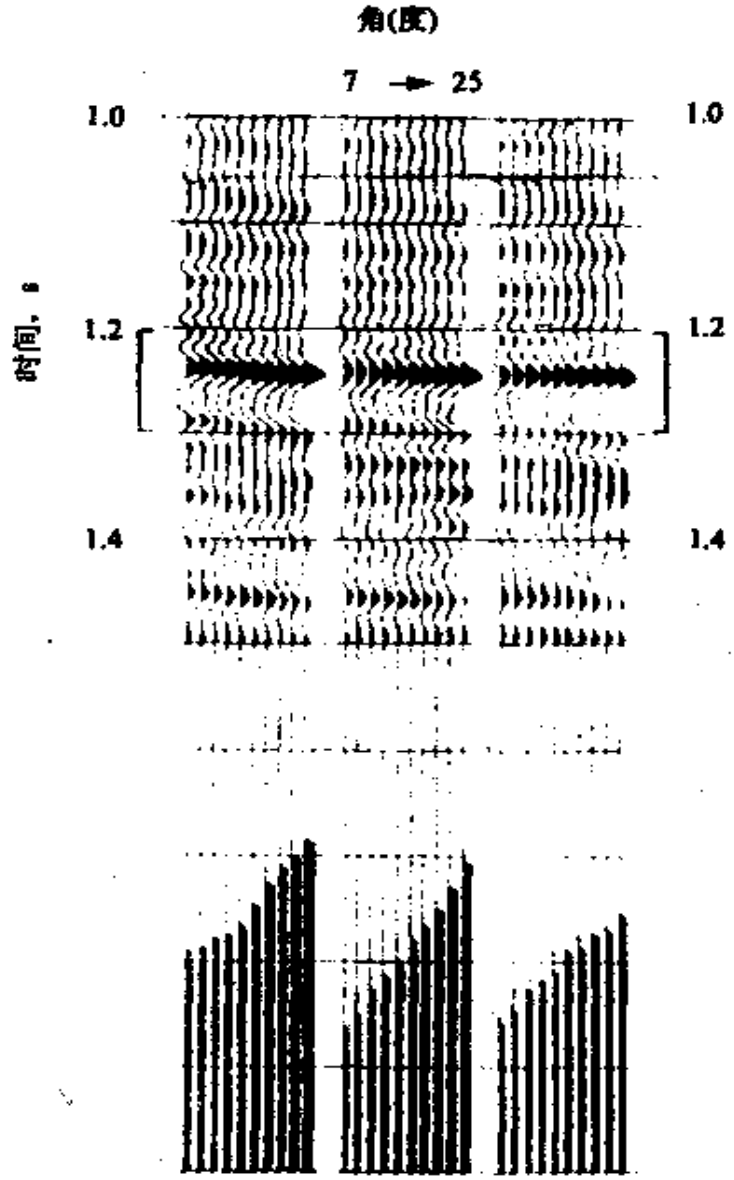


图 4.37　棒状图

2）振幅随炮检距变化趋势线

虽然理论反射系数曲线都是很光滑的，但一般 CDP 道集中同相轴的振幅随炮检距变化并不那么光滑，原因是有各种噪音干扰。因此后来发展了用拟合曲线表示振幅随炮检距变化趋势。

Chiburis（1987）提出了一种方法，将各个 CDP 道集的 AVO 特征量化，他不直接取目的层反射振幅，而是拾取目的层振幅与浅层某选定基准层振幅比，对这些比值作最小平方抛物线

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

拟合，以确定 AVO 趋势（图 4.38），然后取道集中最大最小炮检距振幅比差值，并归一到最小炮检距振幅比上，他称之为“AVO”值，即 Chiburis 定义。

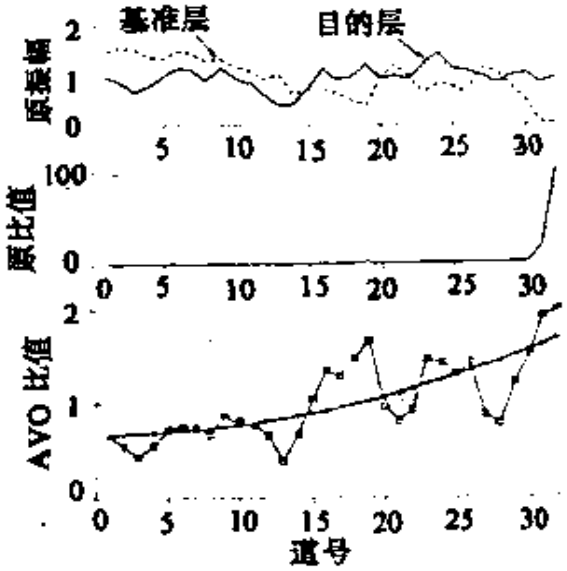


图 4.38　AVO 趋势线的例子

(据 Chibunis, 1987)

$$AVO=\frac{\text{最大炮检距上振幅比}-\text{最小炮检距上振幅比}}{\text{最小炮检距上振幅比}}$$

即一个 CDP 道集中振幅比在最大最小炮检距上的变化值与最小炮检距上振幅比的比值。

沿测线逐个计算各 CDP 点的 AVO 值，并沿测线显示各 CDP 道集的 AVO 值（图 4.39）。含油气地层对应的 AVO 值为正值。

实例：图 4.40 为沙特阿拉伯近海三条地震测线上 AVO 分析结果，这里的目的层深 2000m，储层为石灰岩，孔隙度为 15%—20%。该区有三个小构造高点，即构造Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ，其中构造Ⅰ为已知的含油构造，另两个未钻探。测线位置如图。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

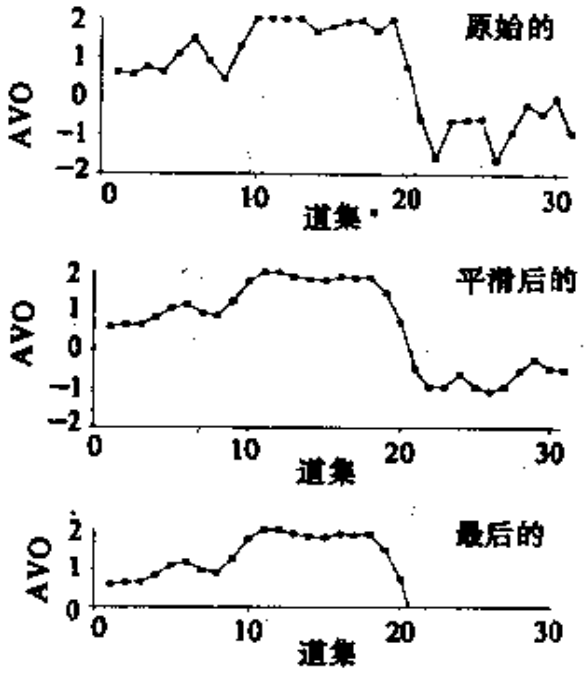


图 4.39　沿测线显示的 AVO 值

(据 Chiburis, 1987)

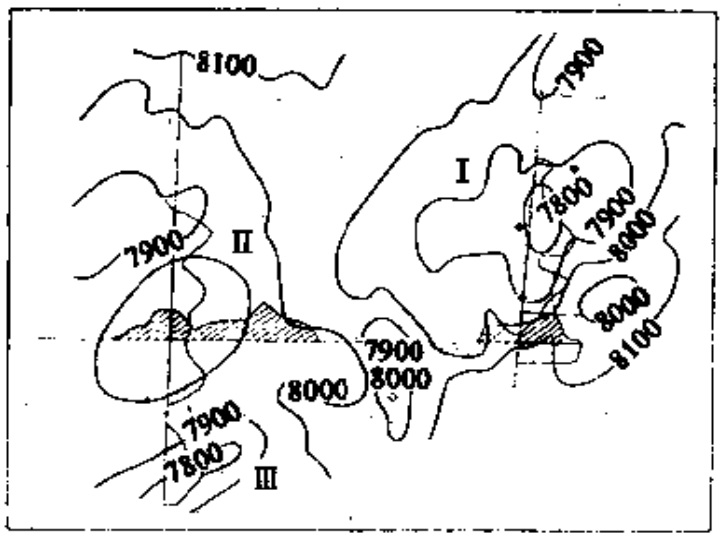


图 4.40　跨过三个构造的三条测线上的 AVO 值

(据 Chiburis, 1987)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

跨过构造Ⅰ的两条测线都显示出大的正 AVO 值，与已知含油气构造一致。更值得注意的是穿过构造Ⅱ、Ⅲ上的两条测线，其中穿过构造Ⅱ的东西测线显示出大的 AVO 值，两端急剧收尾；南北向的测线在构造Ⅱ上显示出类似特征。而在构造Ⅲ上却无 AVO 显示，这说明构造Ⅱ和Ⅲ间 AVO 突变；构造Ⅰ和Ⅱ上都有大的正 AVO 值显示，但二者之间却是非正 AVO 值。这说明构造Ⅲ无油气；构造Ⅰ、Ⅱ是含油构造，但这两个构造是分开的相互独立的含油构造。这个方法的前提是承认含油的石灰岩储层 AVO 特征为振幅随炮检距增大而增大。

Chiburis 这套方法有利于检测气水或油水分界面，他成功地预测出油水分界面。

3）振幅炮检距梯度显示

该法与上述方法相类似，"振幅炮检距梯度显示法"实质是对振幅炮检距关系作最小平方直线拟合，并称拟合直线的斜率为振幅炮检距关系的"梯度"。对每个时间切片求这种梯度值，显示时以剖面形式表示，可明显看出何处有 AVO 异常出现。图 4.41 (a) 为普通 CDP 叠加剖面。图 4.41 (b) 为对应的 AVO 梯度剖面。在普通 CDP 叠加剖面上产油井（中间黑圆点示）与两边干井间，产油层 Minnclusa*A* 的反射面看不出任何明显变化，而在梯度剖面上，产油井附近有明显的异常，并向两边逐渐消失 (W.E.Johnson，1988)。

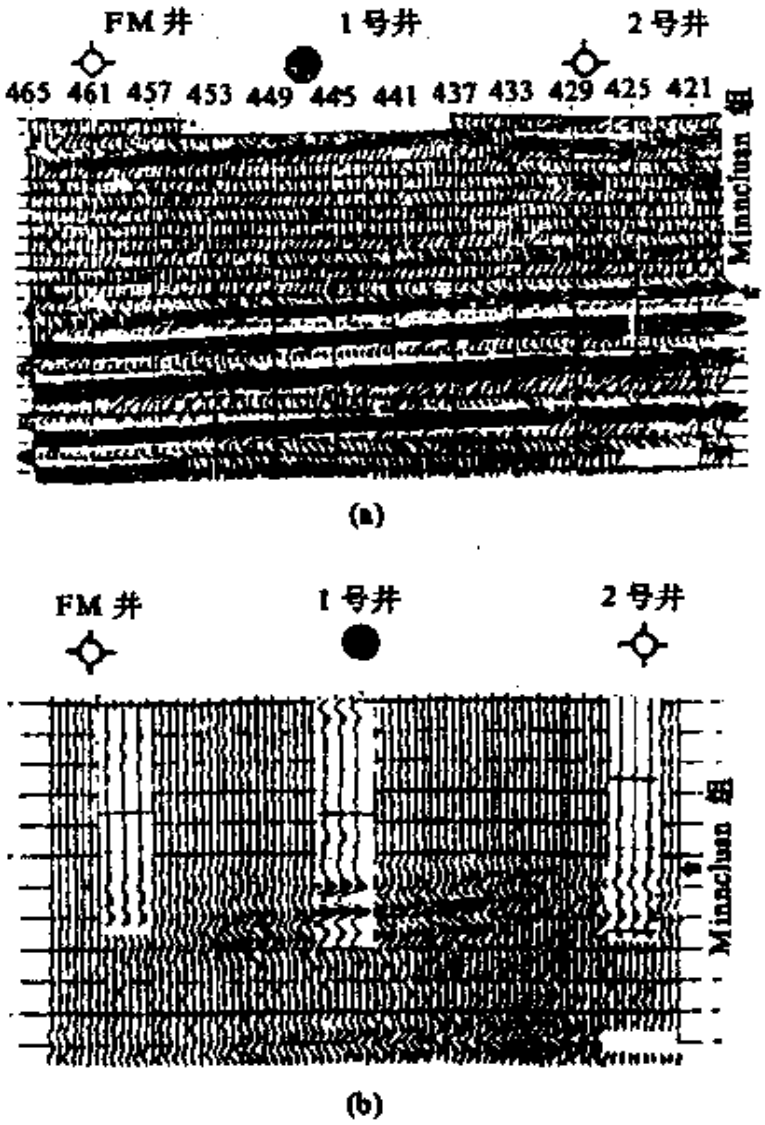
4）CMP 角道道集

CMP 角道道集（CMPanglegather）是由"角道"组成的 CMP 道集。一个角道是从不同记录道上截取某一部分相加在一起构成的，所截取的部分都是具有规定的入射角（或一定角度范围）。对不同入射角（或角度范围）重复这一拼接处理，便得到不同入射角（或角度范围）的角道，将这些角道按角度大小依次排列起来便是 CMP 角道道集（图 4.43 (b)）。

角道道集可改善信噪比及同相轴光滑性。当同时研究不同深度（或时间的反射界面）时，用角道道集更方便，因为它每道从

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

浅到深都是同一个入射角（或同一角度范围），因此可以对比不同界面在同一角度范围内的振幅变化。而普通固定炮检距的CMP道集中（图4.42）不同界面的角度的变化范围不同。



4.41 常规叠加地震剖面（a）和对应的AVO梯度剖面（b）

（据 W.E.Johnson, 1988）

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

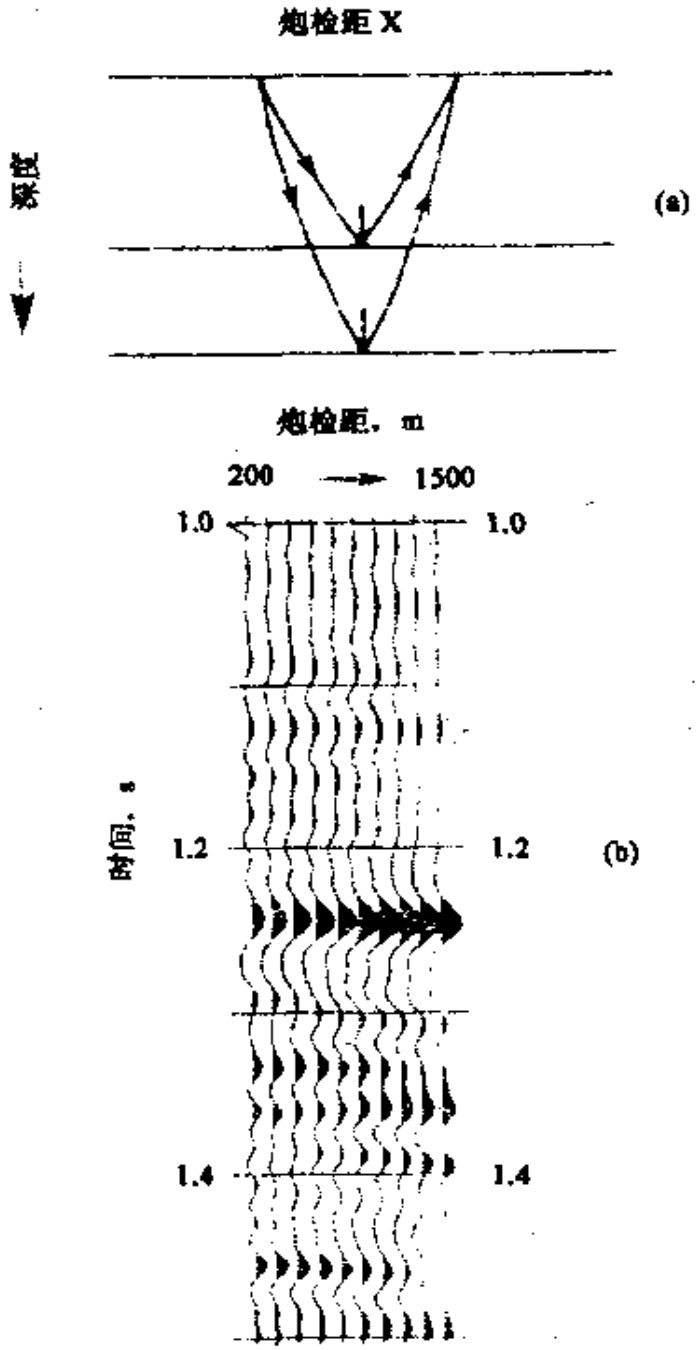


图 4.42　普通的固定炮检距 CMP 道集显示

图 4.42（a）为普通 CMP 固定炮检距道集对应的射线路径图，炮检距是固定的选择好的；图 4.42（b）为普通炮检距 CMP 实例；图 4.43（a）为角道道集相同入射角射线路径图，这些射线路径表示对规定入射角的一个角道，需用从不同炮检距

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

记录上取下一段相应部分加在一起构成；图 4.43（b）是与图 4.42（b）为同一个 CMP 点的角道道集，图中所示角度为角束中心角。

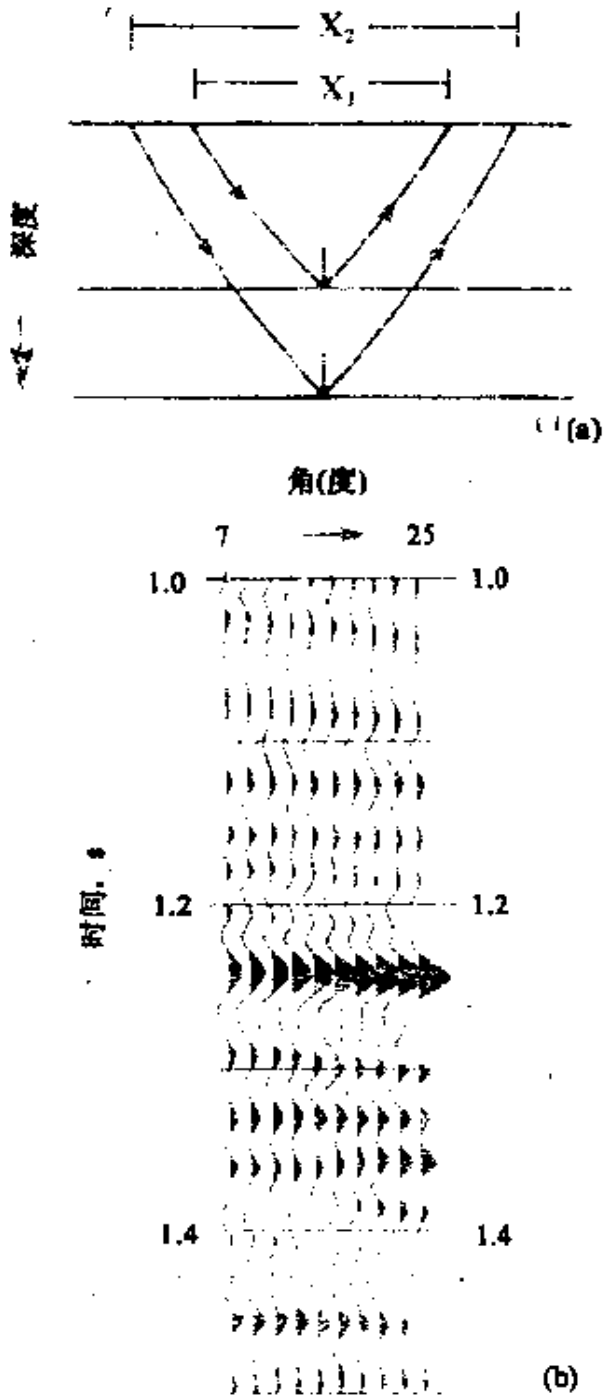


图 4.43　CMP 角道道集显示

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

5）与 Shuey 公式有关的特征叠加剖面

前文中的（4.12）式可写成下面形式

$$R(\theta_1) \approx P + G \cdot \sin^2\theta_1 \tag{4.13}$$

式中，

$$P = R_0 \tag{4.14}$$

$$G = A_0 R_0 + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \tag{4.15}$$

如以入射角正弦平方为横轴，以反射系数 $R(\theta_1)$为纵轴，求反射系数 R 对 $\sin^2\theta_1$ 的拟合直线，则截距为 P，斜率为 G，实际处理时，纵轴可近似以反射振幅表示（这近似相当于 P 和 G 都乘一常数）〔见图 4.44〕。

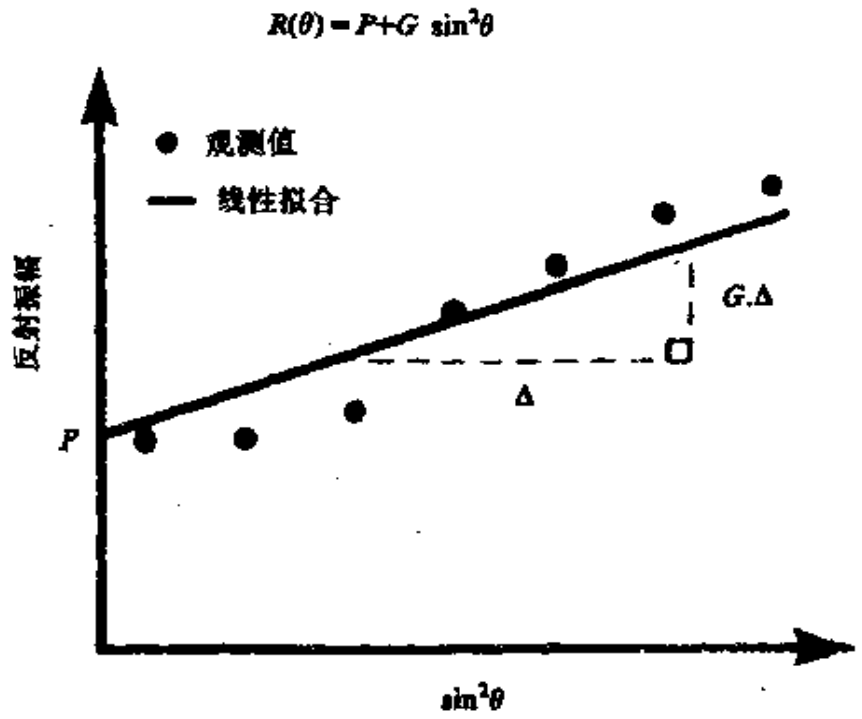


图 4.44　振幅与入射角正弦平方关系的线性拟合

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

根据线性拟合所得参数 P 和 G，或由 AVO 分析提取的其它参数，单独或联合使用，并用类似于常规迭加剖面的方法显示成剖面形式。称这种剖面为“特征叠加剖面”（attribute stack），主要有以下几种：

(1) P 波叠加（P—wave stack）：即根据动校正后的 CDP 道集计算出的截距 P 值，将 P 值以时间剖面形成显示出来，该剖面上的每一道都是 P 值的时间序列。Western Geophysical (1983) 有关文献将它看成相当于垂直反射剖面，而且认为它比常规 CDP 叠加剖面更接近于垂直反射剖面。实际上，可以得到：

$$P=\frac{2(\rho_2 v_{P2}-\rho_1 v_{P1})}{(\rho_2 v_{P2}+\rho_1 v_{P1})+(\rho_2 v_{P1}+\rho_1 v_{P2})} \tag{4.16}$$

因此，将 P 波叠加剖面看成零炮检距 P 波反射振幅剖面是不恰当的。虽然这样，P 值中的确含有波阻抗变化信息，因此 P 波迭加剖面是有用的辅助图件。

(2) 梯度叠加（gradient stack）将 CDP 道集中提取的斜率 G 以时间剖面形式显示出来叫梯度叠加剖面，它表示振幅随炮检距变化特征：振幅绝对值随炮检距增大是变大还是变小。该剖面可以连续观测到振幅随炮检距的变化率横向变化情况，因此是有用的辅助图件；

(3) 烃显示叠加剖面：将 P 与 G 之积显示成时间剖面形式，称为“烃显示迭加剖面”。因为 P 反映 P 波波阻抗变化信息，G 是振幅随入射角变化的响应，所以该剖面能使“亮点”更突出，有利于解释。

(4) S 波叠加（S—wave stack）：将 P 与 G 之差显示为时间剖面形式，Yu，Xu，McDonald.J.A（1988）称之为 S 波叠加剖面，并认为它模拟了零炮检距 S 波勘探记录，表示 S 波波阻抗差异的响应。实际上 P–G 可写成：

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

$$P-G=\frac{\Delta\rho}{2\rho}-\frac{1-2\sigma}{1-\sigma}\cdot\frac{\Delta\rho}{\rho}+\frac{2(1-2\sigma)}{1-\sigma}\left(\frac{\Delta\rho}{\rho}+\frac{\Delta v_S}{v_S}\right) \tag{4.17}$$

可见将这种剖面看成 S 波波阻抗差异响应是不适当的。它是 S 波信息、密度信息和泊松比信息的复合响应。

(5) 泊松比叠加 (Poisson's ratio stack)：将 P 与 G 之和显示成时间剖面，称为“泊松比迭加”剖面，Yu Xu，Mc Donald.J.A (1988) 认为它显示了泊松比变化的响应。实际上

$$P+G=\frac{-1+3\sigma}{2(1-\sigma)}\left(\frac{\Delta\rho}{\rho}+\frac{2\Delta v_P}{v_P}\right)+\frac{2(1-2\sigma)}{1-\sigma}\left(\frac{\Delta v_P}{v_P}-\frac{\Delta v_S}{v_S}\right) \tag{4.18}$$

它不仅含有泊松比的影响，还含有纵横波速度变化信息。密度变化信息等。因此将它简单地看作泊松比变化响应是不恰当的。

我们看到，所谓“S 波叠加”和“泊松比叠加”剖面对解释来讲是没有多少用处的。其它三种属性剖面虽然是有用的辅助图件，但要理解它物理含义。这里强调指出，Shuey 公式是在 Aki 简化式的假设条件下，又增加一些假设条件后得出的，这些假设条件的最本质的物理含义是：界面两侧介质的特征参数差异很小。这对 AVO 分析目的，即烃的检测来讲，假设条件与分析目的是根本对立的。亮点型含烃地层的存在使界面两边介质差异变大，它不满足 Shuey 公式的假设条件。因此，在 AVO 分析上借助 Shuey 公式要慎重，尽管 Shuey 公式本身对解释反射系数与入射角的关系上是成功的。

2.AVO 资料解释方法

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

从上述 AVO 分析的讨论中可以看到，不同的油气储层 AVO 特征是不同的。因此，不能简单地根据 CDP 道集上振幅是否随炮检距增大来判断是否含气，最好的办法是用正演模型方法指导 AVO 解释。

1）有完整纵横波数据

条件理想时，异常点附近或工区内有井，并有完整的目的层纵横波速度和密度的测井资料，以及上下地层的纵横波速度和密度数据，这种情况下解释工作分为两步进行：

(1) 根据地震剖面及上述纵横波速度、密度数据，设计地质模型，作 AVO 分析正演。主要是计算理论反射系数曲线和(或) 理论 CDP 道集，或其它 AVO 理论分析，这样就可以知道目的层含油气 AVO 特征和含水时 AVO 特征。

(2) 将实测的 CDP 道集（经过仔细处理的、可信的 CDP 道集）的振幅炮检距变化特征与理论反射系数曲线或理论 CDP 道集相比较，即可对实测 CDP 道集 AVO 特征作出合理解释。

2）无横波速度数据时

AVO 模型设计的困难在于很难得到横波速度数据或泊松比，因为全波列测井开展得还不普遍，国内尤其如此。但通常纵波速度测井是常规测井方法，纵波速度 v_P 通常是可以得到的。因此，我们建立 AVO 分析模型之前，必须根据 v_P 估计横波速度 v_S。有关经验公式如下：

含气砂岩：$v_P = 1.5v_S$ （v_P / v_S范围在1.30～1.69）
(Gregory，1976，Castagna等，1985) (4.19)

含水砂岩：$v_P = 1.26v_S + 1.07$ (De－huaHan等，1986)

泥　　岩：$v_P = 1.16v_S + 1.36$ (Castagna等，1985)

或写成：

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

含水砂岩：$v_S = 0.79v_P - 0.85$ (4.20)

泥　　岩：$v_S = 0.86v_P - 1.17$ (4.21)

Castagna（1985）指出式（4.21）也可用于含水砂岩，但由该式计算出的 v_S 稍偏小（对含水砂岩讲）。

对于石灰岩，v_P / v_S 值较稳定，它取决于成分而与孔隙流体无关，v_P / v_S 值变化范围为 1.8～2.0，一般可取为 1.9 (Chacko，1989)，因此，

含气、油、水石灰岩：$v_P = 1.9v_S$ (4.22)

(4.19) ～ (4.22) 式中速度单位为 km / s。

若无密度 ρ 的实测数据，可根据 Gardner（1974）由 v_P 计算，即：

$$\rho = 0.31v_P^{0.25} \tag{4.23}$$

式中，ρ 单位为 g / cm^3；v_P 的单位为 m / s。

对上述经验公式，我们要说明的一点是，这些经验公式都是国外文献给出的，他们是根据国外岩石样品或现场测量数据统计分析后得出的。上述公式是否适合我国实际情况尚待实践，当然，我们希望能有自己的经验公式。

有了 v_P、v_S，就可计算出 σ 来。

$$\sigma = \frac{1}{2}\left[\frac{\left(\frac{v_P}{v_S}\right)^2 - 2}{\left(\frac{v_P}{v_S}\right)^2 - 1}\right]$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

有了全套 v_P、v_S、ρ 和 σ 数据就可进行模型计算了，(实际上用 Zoeppritz 方程计算反射系数是不需要 σ 的，但有的近似解需要用 σ)。然后进行实测 CDP 道集等 AVO 资料的解释。

3.AVO 的陷井

Ostrander (1982) 指出，在适当地质条件下，含气砂岩表现出振幅随炮检距增大而增大的特点。

但是，后来研究发现，振幅随炮检距增大而增大的现象并不是含气砂岩独有的特征。Gassway (1986) 指出，其它普通地质条件也可产生振幅随炮检距增大而增大的现象，如砂泥岩层中出现碳酸盐岩透镜体时，就会使反射振幅随炮检距增大而增大。这种碳酸盐岩中的纵波速度及泊松比都比围岩 (砂泥岩) 的高。

事实上，理论研究早已指出 (M.Graul 等)，界面下介质中纵波速度密度和泊松比比上介质 (入射波所在介质) 大时，反射系数随入射角增大而增大，直至临界角。Gassaway 举出的砂泥岩中碳酸盐岩透镜体的例子，正是这种情况。

在石灰岩含气储层中 AVO 特征与含气砂岩 AVO 特征相比要复杂些。当上复介质都是同一种页岩时 (波速低于石灰岩而密度高于石灰岩)，含水和含气孔隙灰岩，(入射角小于 40 度时)，都会显示出"振幅随炮检距增大而增大"现象，而含气孔隙性灰岩既可显示出"振幅随炮检距增大而增大"，也会表示为"振幅随炮检距增大而减小"或"振幅不随炮检距变化"现象，这取决于灰岩的成分 (参见图 4.36)。

因此不可一看到振幅随炮检距增大而增大就解释为储层含气，否则会导致错误结论；也不要一见振幅随炮检距增大而减小就认为是非含气地层，我们已经知道含气砂岩可分为三种类型，第 1 类就可能表现出振幅随炮检距增大而减小的现象。

正确的解释方法是先作模型正演，计算理论反射系数曲线和 (或) 理论 CDP 道集。根据正演模型研究所得 AVO 特征再来解释实测的 CDP 道集或其它图件。要充分利用各种 AVO 分析的辅助图件及其它地震资料进行综合解释。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

特别值得注意的是，我国许多陆相沉积盆地里储层的速度高于盖层，含气时也可能与盖层速度相近，这种含气储层属于Rutherford（1989）第2类砂岩或第1类砂岩。

从现有资料看，我国的陆相盆地，尤其是东部盆地。1000m以下含气砂层大多属于第1类砂岩，有些属于第2类砂岩。要防止将第3类砂岩的AVO特征与我们实测的AVO资料相混淆，要认真做好正演模型的计算，才有合理地解释AVO资料的基础。

国外有的公司已发展了用于AVO自动解释的程序。如西方地球物理公司的"扩展SLIM（扩展地震岩性模拟—Extended Seismic Lithologic Modeling)，就是基于AVO分析的地震岩性解释程序。大大方便了解释工作。

我们明白，七十年的物探技术发展史证明，在地球物理勘探中，没有任何单项技术可以单独使用而不导致多解性，AVO分析也不例外。我们再次强调，要将AVO分析与其它物探、测井、地质资料结合起来进行综合解释。

六、AVO的影响因素

AVO影响因素很多，现将主要的简述如下。

1.薄层影响

最初讨论AVO技术时，用的都是厚层模型（Ostrander. W. J, 1982）（见图4.24)，实际上储层往往是薄层，我国东部的含油气盆地，储层几乎都是薄层。因此，AVO技术问世后不久就不断有人讨论薄层影响（M.Graul, 1983; G.S.Gassway等1986; 徐仲达等1988)。

M.Graul根据含气砂岩薄层（38ft，约11.6m）模型（图4.45（a))，计算了薄层的调谐效应，在10kft（3050m）炮检距上，这个薄层调谐引起的振幅衰减达20%。

徐仲达等（1988）从理论上计算了薄层调谐影响，得出的结果表明，薄层复合反射振幅随炮检距的变化比厚层模型复杂得多。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

G.S.Gassaway（1986）却认为薄层调谐效应"初看起来可能影响振幅与炮检距关系特征，其实并无明显影响"。

事实上，入射角在0～90°整个范围内变化时，薄层反射振幅随炮检距变化不是简单地增大，而是时起时伏。但当入射角在25°之内时（开始适当大），低阻抗薄层含气砂岩AVO特征与厚层的AVO特征是相似的，即振幅随炮检距增大而增大，只是薄层反射振幅因调谐作用削弱，振幅随炮检距增大变缓和而已。这从图4.45上可以看到，薄层调谐引起的振幅衰减曲线在0～10kft炮检距内是单调下降的。徐仲达等（1988）给出的理论曲线在入射角小于25°时，除太薄的（厚度为$\lambda/8$）外，基本上也是单调变化的。

在生产实践中使用的最大炮检距，对应的入射角大多在30°以内，因此，可以认为薄层气砂岩特征与厚层气砂岩基本一致。但有一个条件应注意，这里讲的气砂岩是前面谈到过的第3类气砂岩，即这种砂岩的P波速度低于盖层泥岩（或页岩等）。图4.45（a）为图4.45（b）理论曲线对应的地质模型；徐仲达（1988）的地质模型是Ostrander模型（图4.24），仅厚度不同。即Graul及徐仲达的理论曲线都是针对第3类气砂岩计算的。

国内外都有薄层AVO实例公布（杨辉，1990；Graul，1983）其AVO特征与上面理论研究一致。

杨辉（1990）给出了江汉潭口地区浅层气AVO分析实例，是一次成功的AVO预测例子。该气层在潭32井下深618m，为厚仅7m的砾岩，上下均为泥岩。该含气层P波速度仅1380m/s，下伏泥岩为3077m/s，上覆泥岩P波速度也高于含气砾岩但比下伏泥岩低。实际AVO道集显示出振幅随炮检距增大的特征（图4.46），钻井证实的非含气区的AVO特征却不是这样。图4.46上部为对应地震剖面。用测井数据制作的合成AVO道集也显示出同样AVO特征：振幅随炮检距增大而增大。根据上述AVO特征及其它资料预测了该砾岩层为气层。

应该指出，薄层反射振幅是随薄层厚度、层数、弹性参数而

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

变化的，因此上述结论只有当薄层特征稳定时才是可靠的。

2.浅层强反射界面的影响

当一个含气砂岩之上较浅处存在另一个含气砂岩时，较深的含气砂层可能被掩盖，理论和实践都证明了这一点。

对低阻抗型含气砂岩讲浅层气砂岩 AVO 特征是振幅随炮检距增大，因而透射波振幅就随炮检距的增大而减小。较深气砂岩的反射系数原本也是随入射角而增大的，但由于浅层气砂岩的强烈影响，使入射波在较大入射角能量减小，因而使反射能量减小。即浅层强反射界面使深处气砂岩反射振幅有减小趋势。这样就会掩盖较深气砂岩 AVO 本来特征。

图 4.47（a）是一段 CDP 叠加剖面，SIII 井钻遇两层低阻抗气砂岩。如图示，较浅气砂岩为强反射，较深气砂岩反射较弱。SIII 的 CDP 道集示于图 4.47（b）。我们看到浅层（1.0s）气砂岩显出振幅随炮检距增大的特征，而较深气砂岩（约 1.25s）的 CDP 道集却不是这样，其反射振幅随炮检距的变化明显地无规律。由井中参数制作的合成记录研究了这个问题。图 4.48 是去掉浅层气砂岩影响的合成记录，我们看到 1.25s 处的较深气砂岩的 CDP 道集显现出明显的含气砂岩 AVO 特征——振幅随炮检距增大而增大。当加上浅层气砂岩影响时（图 4.49），合成 CDP 道集上 1.25s 处较深气砂层的含气 AVO 特征就消失了。

由此可见，浅层气砂岩会掩盖深层气砂岩的含气 AVO 特征。

事实上任一浅层界面的透射作用对深层气砂层的 AVO 特征都有影响，只不过是浅层气砂岩掩盖深层气砂岩现象更引人注目而已。不难理解浅层界面系数的横向变化也必然影响深层界面 AVO 特征，这是值得注意的。

3.组合影响

众所周知，组合将使振幅随炮检距增大而衰减，并且，组合的跨度（组长）越大，衰减越明显。M.Graul 等（1983）给出

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

了组合衰减的计算实例：在 10kft（3050m）炮检距上，组长为 90ft（27.5m）的组合，使 $t_0=1.28s$ 的反射波振幅衰减达 13%（见图 4.45（b））。

这里的“组合”，既指检波器组合，也指震源组合。

M.Graul 等还指出单个检波器的垂直响应的影响，他认为这种影响比组合影响还大。组合衰减的影响还受表层低速带结构的制约。

因此 AVO 资料处理应作组合衰减补偿。但是，组合衰减影响虽然容易理解，但要在实际资料处理中准确测出衰减系数，并精确地加以消除是很困难的。因此，专门用于 AVO 分析的地震数据采集，应尽量使用小组长组合，以从根本上减少组合衰减影响。当然这同提高信噪比是矛盾的，所幸却与地震分辨率目标一致。

4.噪音影响

噪音会使振幅随炮检距变化复杂化，信噪比低时甚至淹没了真正地质因素引起振幅变化信息。还应注意的是，振幅测量偏差（即有噪音时测量到的峰值振幅与无噪音峰值振幅之差的平均值）有以下特点：

（1）与随机噪音的频谱频带关系不大；

（2）与有效信号的波形周期有密切关系；有效信号周期越大，振幅测量偏差越大；有效信号是平顶状的比尖峰状的振幅测量误差大。

（3）与信噪比有关；信噪比越低，振幅测量误差越大。

（4）由于振幅测量误差的影响因素随炮检距变化，如远道的信噪比较低，周期较大等。因此，有噪音情况下测量到的振幅随炮检距变化中有一部分是振幅测量误差引起的。例如 CDP 道集中，同相轴近道信噪比 $S/N=4$，周期 $T=30ms$；远道 $S/N=2$，周期 $T=40ms$，则噪音引起的振幅误差近道为 1%，远道猛增至 30%。

J.A.Powell（1985）认为要减小噪音对 AVO 的影响，最好

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

的办法是相邻道求平均振幅值，即 AVO 处理时的道相加技术是不可缺少的。

5.陆上近地表地震地质条件的影响

文献分析及实际 AVO 研究的经验表明，陆上 AVO 资料处理和海上 AVO 资料处理相比，陆上的要困难得多。主要原因是近地表地震地质条件对数据采集的影响。

(1) 陆上激发条件不稳定。由于低速带变化，使相邻炮点激发的地震子波，无论形状和强度都可能大不相同。无论何种震源都避不开低速带的这种影响。

(2) 陆上接收条件不稳定。因地表条件多变，同一排列上检波器与土壤耦合情况可能变化很大，而理论上却认为它们是一样的。

(3) 低速带参数横向变化。低速带除产生上述 (1)、(2) 两种影响外，低速带校正本身就是个难题。作精确的低速带校正本身就是很困难的。这个问题对普通 CDP 叠加固然存在，对 AVO 说则更困难，因为 AVO 要分析的是振幅变化，对低速带校正当然比一般叠加要求要高。由此看来，AVO 处理要求更精细的低速带研究。此外寻求突出振幅随炮检距变化的更好方法，象 E.F.Chiburis (1987) 那样用目的层与浅层标准层振幅比来代替振幅本身也许是个适用于陆上 AVO 处理的一种好方法。

6.界面倾角影响

AVO 的基本理论和大量的论文都是在水平界面的假设条件下讨论问题的，因此有人提出倾斜界面的倾角对 AVO 分析的影响 (J.R.Resnick 等，1987)，认为倾角有三方面影响：(1) 使反射点不清。即认为同一 CDP 道集中各道信号是不同地下反射点信息的混合；(2) 影响正确的 NMO 校正；(3) 造成波组错位和波组干涉，从而导致假的振幅信息。

我们认为，第 (1) 点是从纯几何地震学观点分析的，AVO 是研究振幅信息的，主要是非几何地震学的问题。实际上 AVO 资料处理必须做道相加处理，也是“不同反射点”信息相加，(这

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

些反射点的最大距离与同一 CMP 点中反射点散开的距离是同一数量级）并没有引起 AVO 信息的混乱。因此，第（1）点似乎不必多虑；第（2）点实质上是 NMO 校正的速度正确选择问题，诚然这个问题对 AVO 处理十分重要，但并非是存在倾角时才有此问题的。但这至少说明 NMO 校正速度问题十分重要，倾斜地层是否更加敏感尚待分析，第（3）点中的干涉问题，实际上是 J.R.Resnick 模型中界面中断引起的，而不是界面倾斜所致，仅仅是界面倾斜不会产生上述干涉问题，因此也不会由此引起假的振幅信息。

这就是说，一般倾角对 AVO 分析不会产生明显的影响，只要做好 NMO 校正就可以了。

7.速度各向异性及速度纵向横向变化影响

J.Wright（1987）指出，地下介质有的具有各向异性，如页岩、白垩等。页岩各向异性可使 P 波速度在水平方向比在垂直方向上高出 20%。他认为，各向异性对 AVO 特性会产生明显影响，他在计算后指出，当页岩 P 波速度低于砂岩时，如页岩各向异性使水平方向 P 波速度比垂直方向高 20%，页岩水平方向 P 波速度有可能高于砂岩，这样 P 波反射系数随炮检距增大而减小，情况与各向同性 AVO 特征相反。因此他认为在地震勘探常用的入射角范围内，因地层各向异性可能使 AVO 特征与各向同性时相反。

另一方面，大多数 AVO 分析都是将目的层以上介质当作速度均匀的（或均匀层状），即认为速度在纵向上或横向上都是不变的。实际上速度纵向变化是众所周知的事实，速度横向变化有时也是很大的，特别是我国东部一些小的陆相沉积盆地。

Yu Xu（1988）研究后指出，速度纵向和横向变化使 AVO 特点“失真”，或说带来误差（以无速度变化 AVO 为“真的”），这种失真的大小与界面深度、速度变化梯度有关。

当垂直速度梯度为正（速度随深度增大），或横向速度梯度为正（速度向炮检距增大方向增大）时，引起反射振幅随炮检距

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

额外增大，即含气砂岩的 AVO 特征被夸大。

而非含气砂岩（即含水砂岩）可能会出现假的“振幅随炮检距增大而增大”的特征。负的横向变化梯度会使振幅先随炮检距增大而后减小，从而使振幅变化复杂化。

Yu Xu（1988）以深 610m，最大炮检距为 1250m，含气砂岩上覆介质速度随深度线性增大，即 $v(z)=v_0+kz$。当速度梯度 $k=0.5$ 时，振幅误差达 7%；当 $k=1.0$ 时，振幅误差达 14%；当横向速度变化也是线性的，即 $v(x)=v(x_0)+k(x-x_0)$ 时，若 $k=0.2$，振幅误差达 13%。

根据我们掌握的资料，我国许多沉积盆地中都可将地下介质看成线性介质，而且非常逼近，即垂向速度线性变化，并随深度而增大。其 k 值，一般在 0.50～0.80 左右；而在一些小盆地时速度横向变化很急剧。因此，在我国研究 AVO 问题，速度变化是不可忽视的。

为了解决速度横向、纵向变化影响，首先要认真研究工区速度垂直和横向变化规律，加强速度参数的基础研究工作。

在 AVO 异常解释上要考虑工区速度变化影响，尤其对小幅度振幅变化的异常更应谨慎对待。

8.震源性质的影响

为了比较研究不同的震源类型产生的噪音对振幅随炮检距变化的影响，在同一个地区分别用可控震源和炸药震源作了两条地震剖面，分别独立进行野外施工和室内处理。记录的是同一段测线，对应地下界面和炮点都相同。工作地区是一个已知气田，两种资料的记录和处理方法是不同的，每一种都有增强各自资料的特点。所得地震剖面示于图 4.50（a）和图 4.50（b）。

由图可见，图 4.50 中可控震源剖面显得更加“清晰”，而炸药震源剖面上同相轴较多，并且干涉现象比较严重些。与天然气藏有关的振幅异常对应深度为 1.5s 左右，在 A 点和 B 点，可控震源剖面上该异常比炸药震源剖面上要明显得多，而炸药震源可能具有较宽的频带和较高的分辨率。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

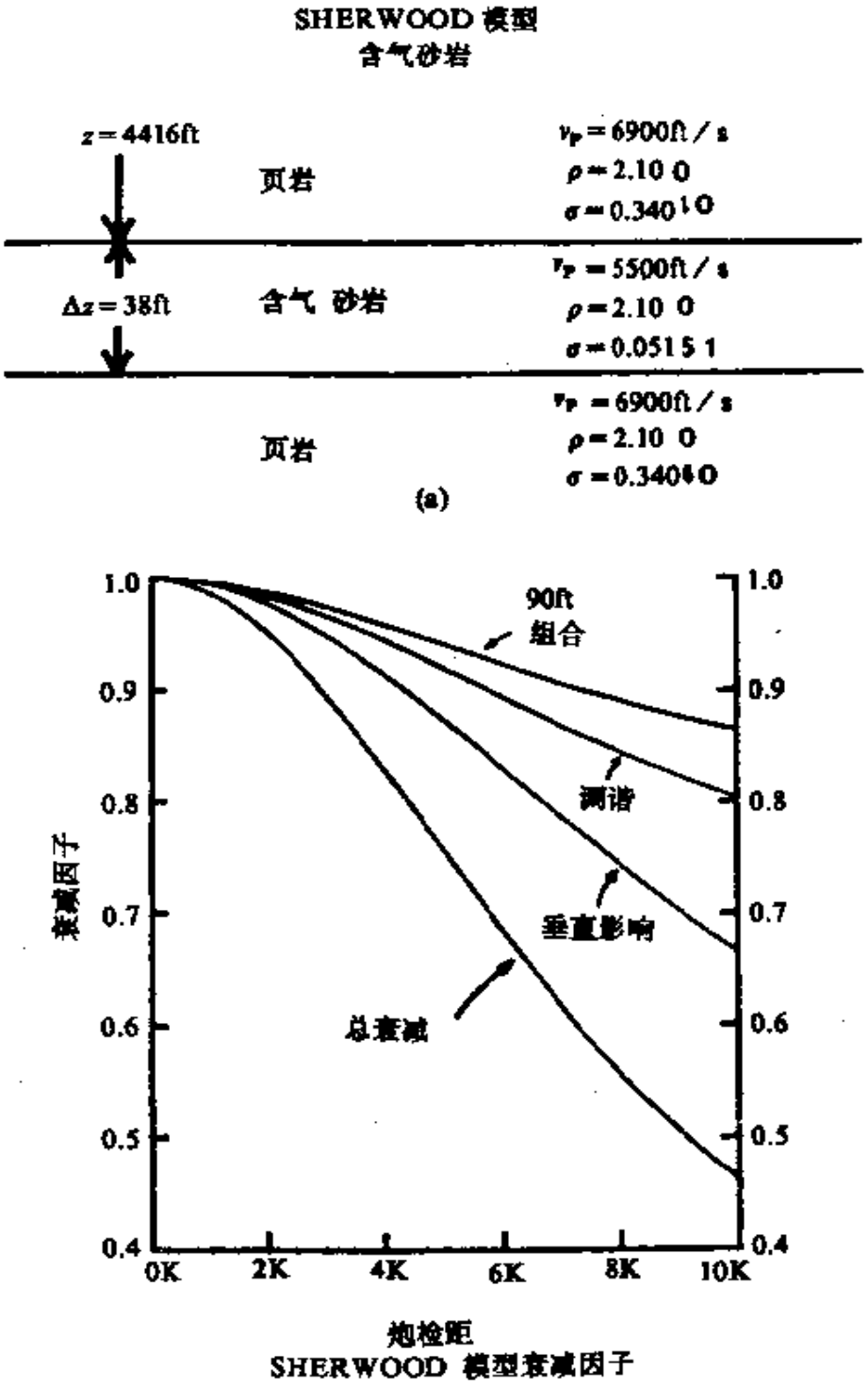


图 4.45　薄层调谐、组合及检波器垂直响应对 AVO 的影响 (b) 及对应的薄层地质模型 (a)

(据 M.Graul)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

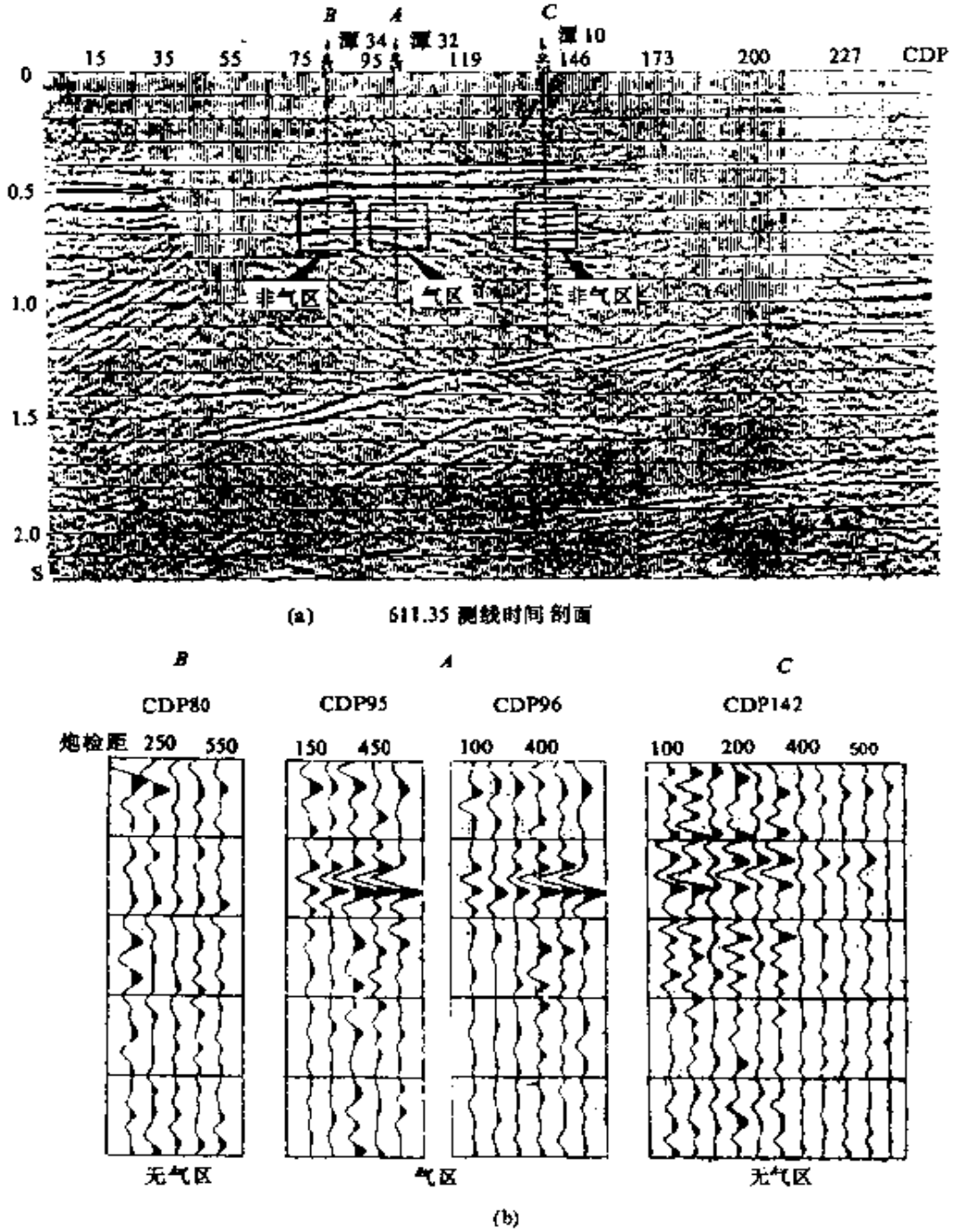


图 4.46　江汉油田潭口地区薄层气层 AVO 特征(b)及对应地震剖面(a)

(据杨辉，1990)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

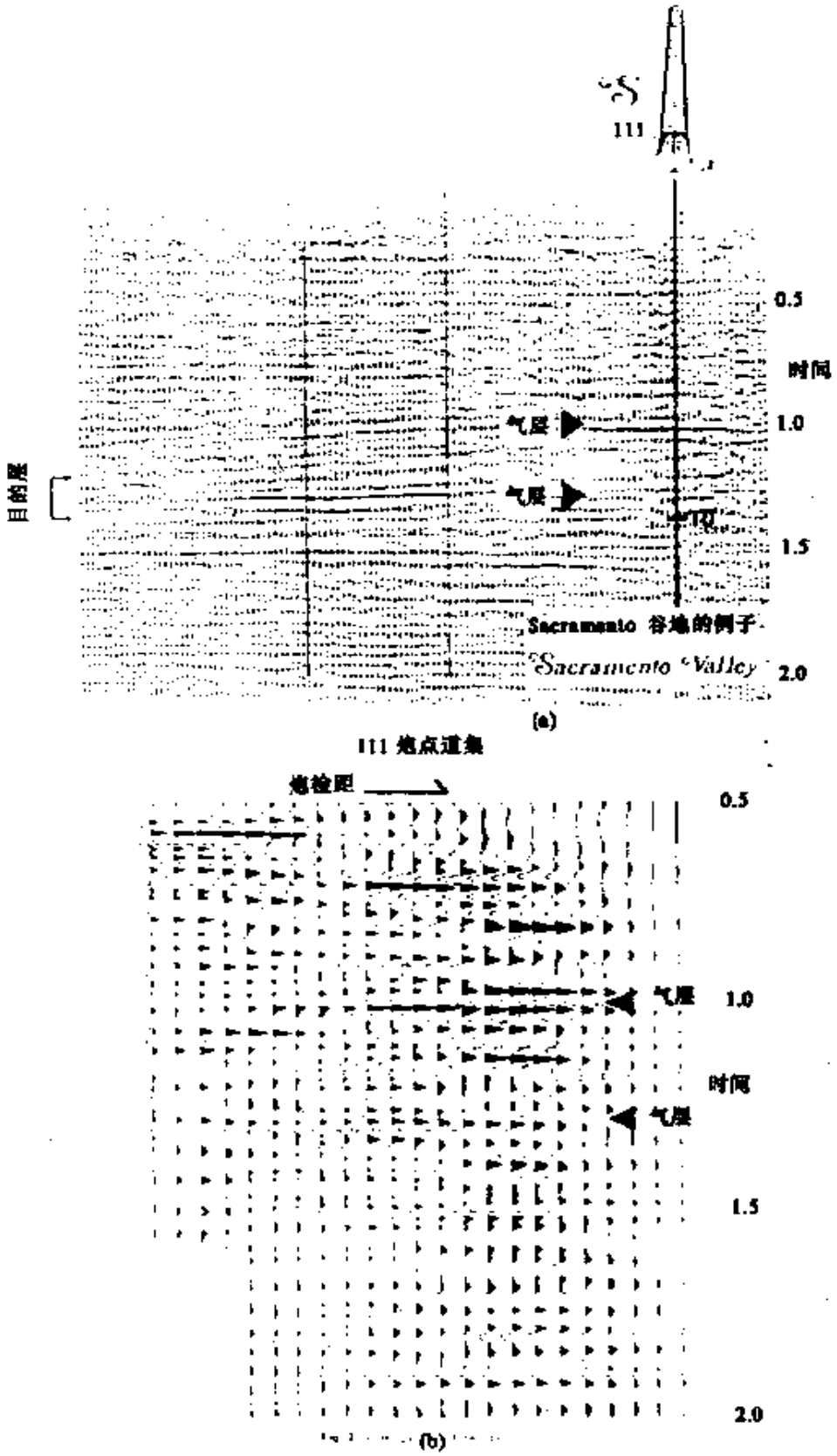


图 4.47　浅部气层对深部气层 AVO 特征的影响 (b)

及对应地震剖面 (a)

(据 G.S.Gassaway, 1985)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

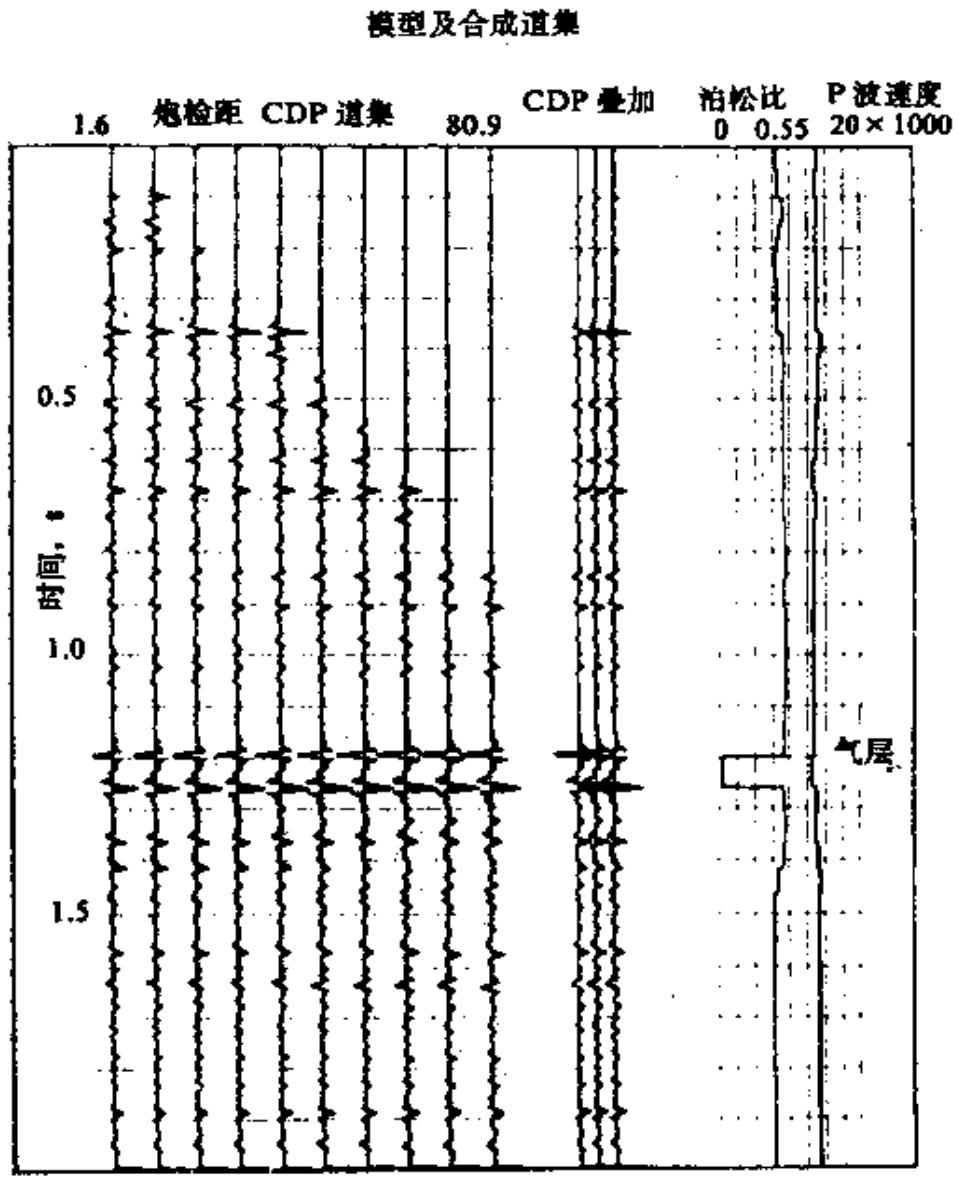


图 4.48　对应图 47 的合成 CDP 道集，该道集已去掉了浅层气层影响

（见图右边的速度与泊松比曲线）

（据 G.S.Gassaway. 1985）

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

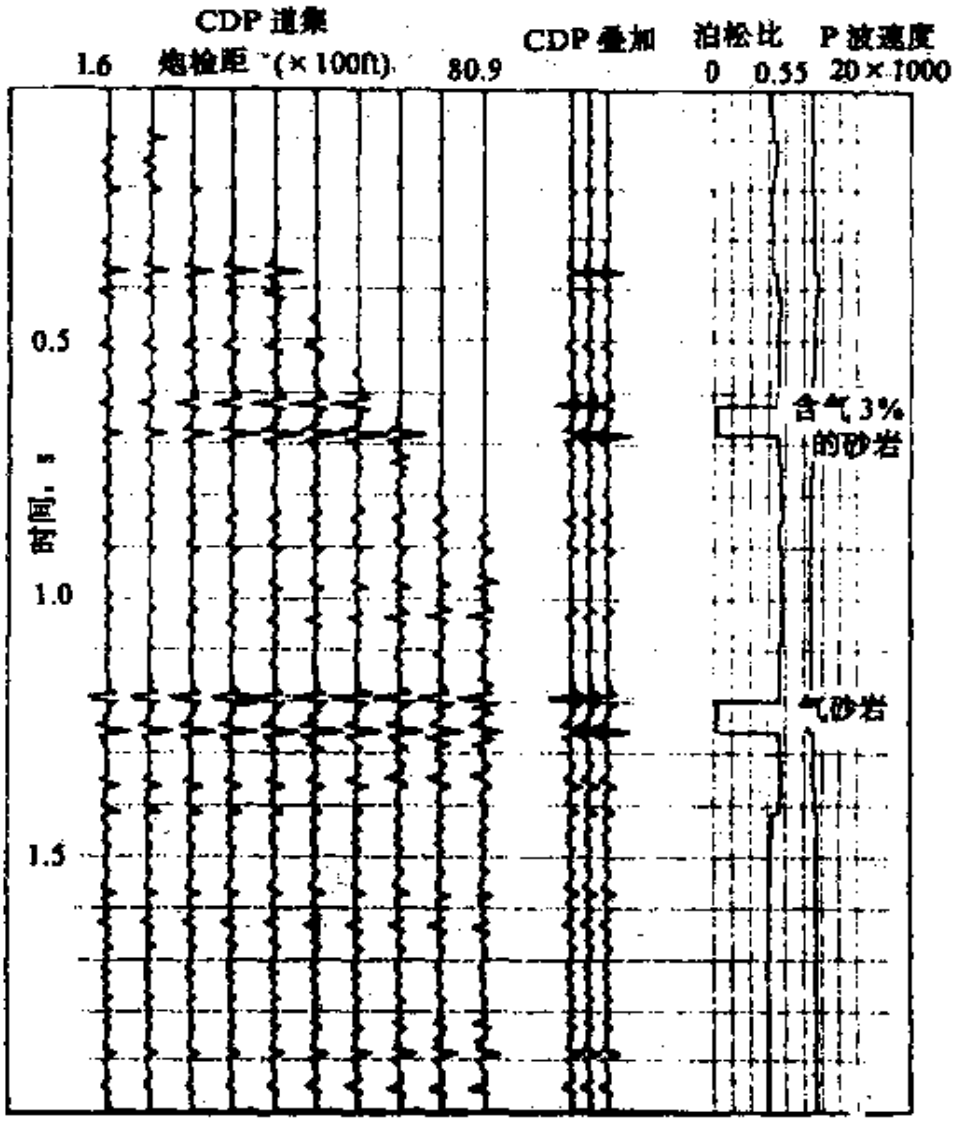


图 4.49　对应图 47 的合成 CDP 道集，本图保留了浅层气层对较深处气层的影响，它使较深气层 AVO 含气特征消失

(据 G.S.Gassaway, 1985)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

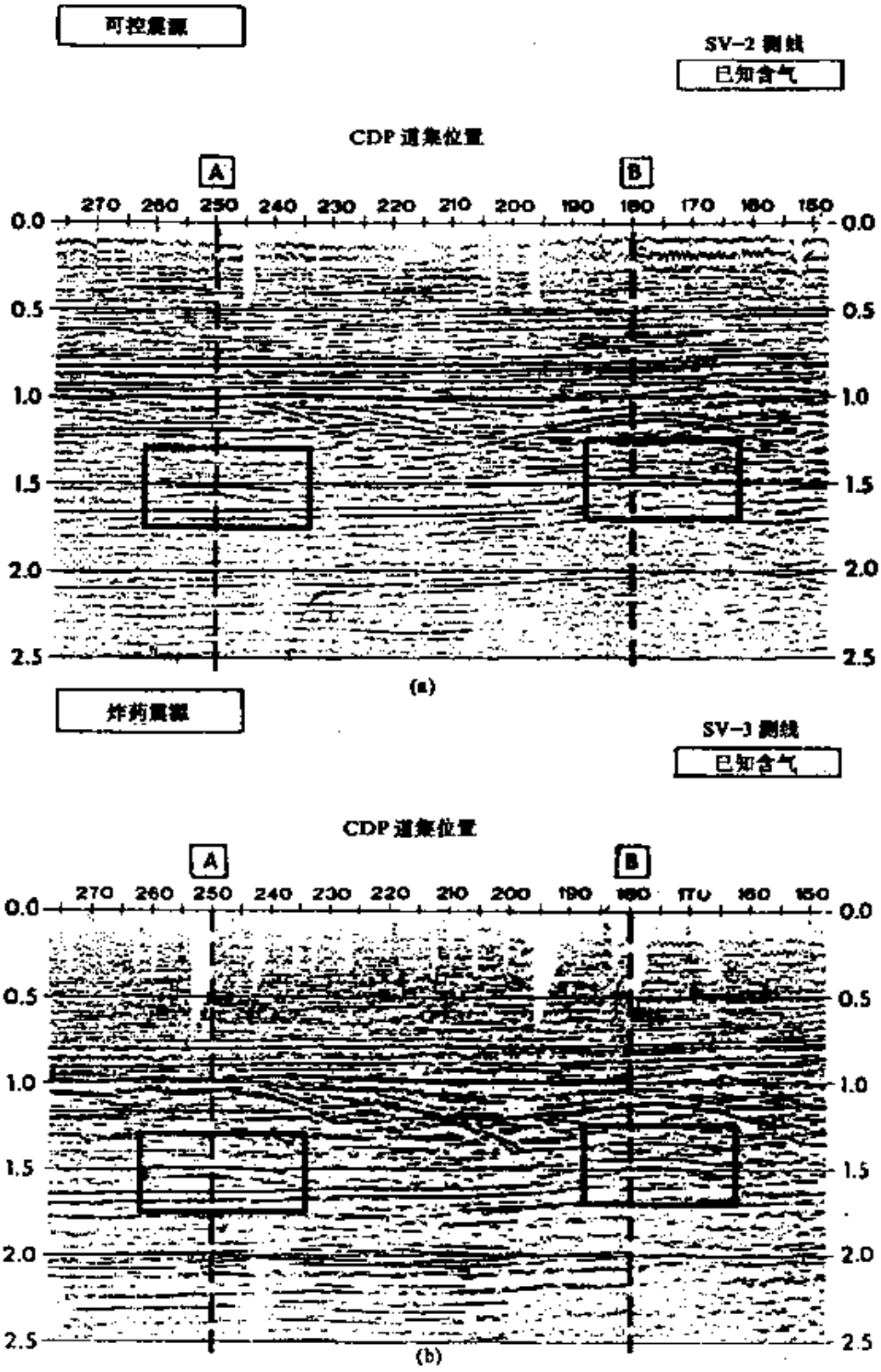


图 4.50　同一段测线上用可控震源作的地震剖面（a）和用炸药震源得到的地震剖面（b），含气层在 *A*、*B* 点深度约 1.5s

（据 M.Graul）

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

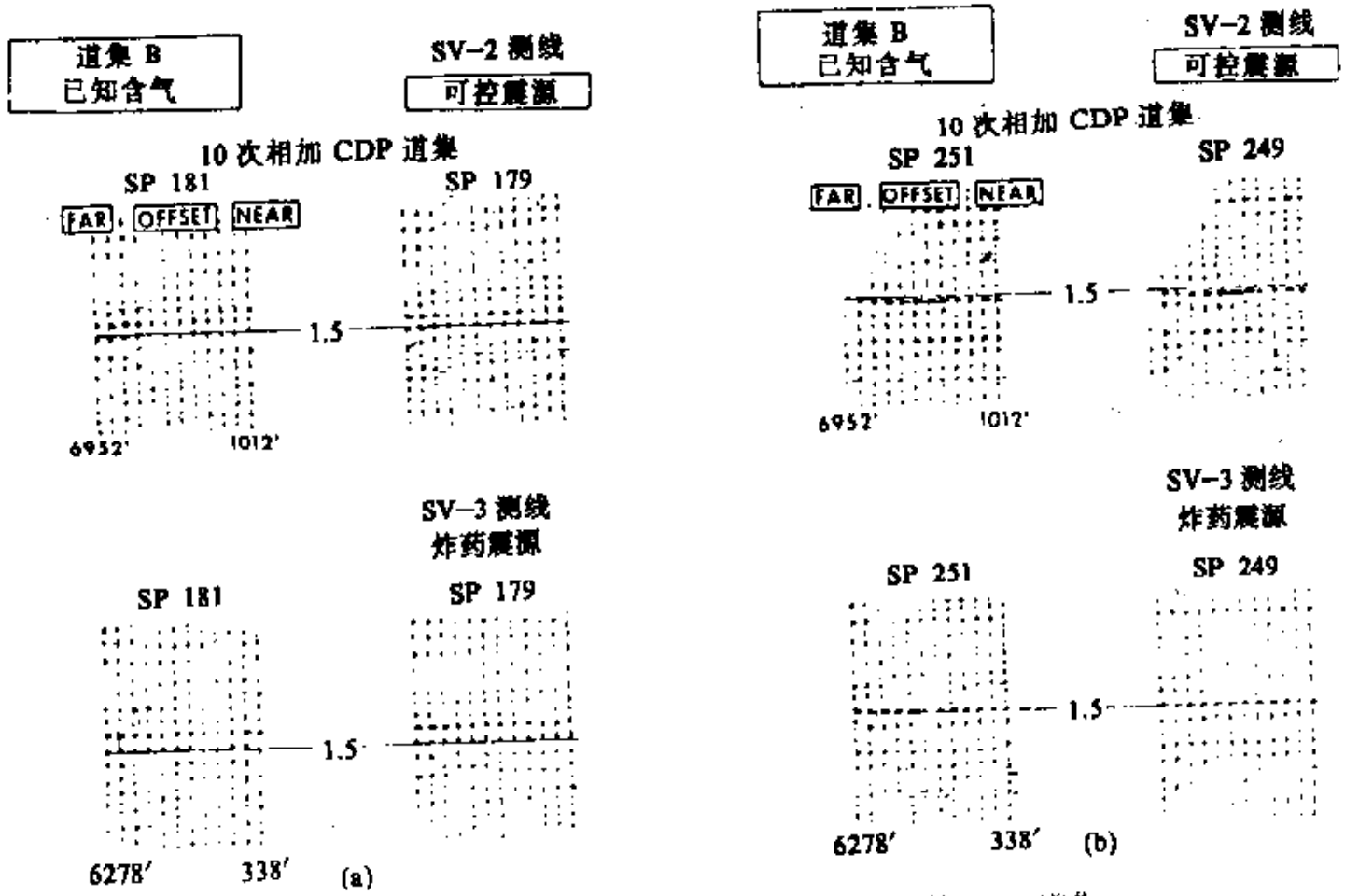


图 4.51　对应图 4.50 地震剖面上 *A*、*B* 两点的 CDP 道集。

上部为可控震源道集，下部为炸药震源道集。前者差不多已失去含气 AVO 特征，而后者却表现出明显的 AVO 含气特征

(据 M.Graul)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

两种震源剖面上 A、B 两处 CDP 道集比较示于图 4.51。两者都经过 10 次相加处理。可控震源的道集 A 里，可以看到振幅有重复衰减现象，而其它道集则无。可控震源道集 A 中的振幅峰值出现在中等炮检距上，而炸药震源的则是随炮检距增大而稳定增大。在 B 点，炸药震源的道集 B 再次显示出振幅随炮检距增大而稳定增大；但可控震源的道集 B 里，最大振幅却出现在远炮检距的第 3～4 道上。这些差异可能是不同震源产生的噪音差异造成的。我们看到，就振幅随炮检距变化来讲，炸药震源的资料比可控震源的更好些。

最后指出，AVO 尽管有指示天然气存在的独特优点，但必须看到它基本上是仅凭单一地震参数——振幅去分析问题的，因此必然有多解性。并且由于深层含油、含气、含水储层的反射系数差异变小，以及浅层强反射的遮掩等原因，使深界面 AVO 特征变弱，甚至消失。此外，AVO 通常不能检测出油的存在。

第三节　神经网络油气预测方法

尽管我们已掌握了 DHI 和 AVO 等油气检测方法，但它们仅在少数合适的地震地质条件下才有效。绝大多数油田和深层气田的地震响应异常是很微弱的。众所周知，地震信号除受孔隙流体（油、气或水）影响外，同时还决定于岩性、孔隙度、储层深度等埋藏条件，甚至岩石骨架结构、孔隙形状以及薄层调谐、各向异性等众多地质因素，并受到各类噪音的影响。上述因素中任何一项的变化都会不同程度地使孔隙流体变化的地震响应畸变，甚至被掩盖。然而，其中每一个因素，特别是孔隙流体的变化会在地震信号的波形、能量、频谱等各方面有所响应。因此人们逐渐认识到应该用地震信号的多个特征，而不是单一特征来检测油气。近几年来国内学者开展多参数油气检测方法研究取得成功（杜世通等，1993；钱绍新，1993）。然而统计学的方法往往对数据分布有依赖性，并对原始资料质量要求较高，因此局限性较大。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

80 年代重新兴起的人工神经网络，它的并行处理能力，分布式信息处理方式，自组织自学习能力，高度的鲁棒性和容错性等等优点，吸引了各个领域的人们。地球物理学家对它的模式识别能力特别感兴趣，因为它优于传统的统计方法和人工智能方法，因此很快被引入到地球物理学领域（Mc Cormack M.D, 1991），并力图解决油气识别之类问题（Huang Kou-Yuan 等，1989; H.Z.Yang 等，1991; Feng-Mei Yang 等，1991），国内学者首先取得突破（朱广生，刘端林等，1994），几个油气田的实际生产应用证明，神经网络油气识别方法简便易行，效果良好。

一、生物神经网络概述

人工神经网络（Artificial Neural Network）简称神经网络，它力图模拟人类大脑的某些功能。现代神经科学指出，人的大脑表层里疏密交替地分布着大量的神经细胞，也称神经元，约有 $10^{11}\sim10^{12}$ 个，它们数量巨大而排列高度有序，相互连接交织成神经网络，生物神经元（图 4.52）能感受体外刺激和传导信息。神经元通过相互联系，把传入信号加以分析、调整并发出信息。

神经元由细胞体和突起两部分组成。胞体是神经元的营养和机能中心。突起有两种：树突和轴突。树突有一个或多个，每个有许多树状分支；轴突只有一个。就功能而言，树突和胞体能接受输入信息，胞体对输入的信息进行加工处理。轴突将信息传递给其它一些神经元。神经元间的联系是靠彼此接触，其接触部位叫突触。每个神经元有一千个甚至一万个以上突触，因此每个神经元可以收到数百个甚至数千个其它神经元来的信息，同时也可将信息传递给几百至几千个其它的神经元。神经网络根据神经元间的连接强度对信息进行编码，实现信息传递和存储。连接强度是由突触决定的。

二、人工神经网络简述

勘探地球物理学中常用的神经网络有多层感知器、自组织特

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

征映射网络及 Hopfield 网络等。用于油气层横向预测和道编辑的是多层感知器，下面仅对它作简要介绍。

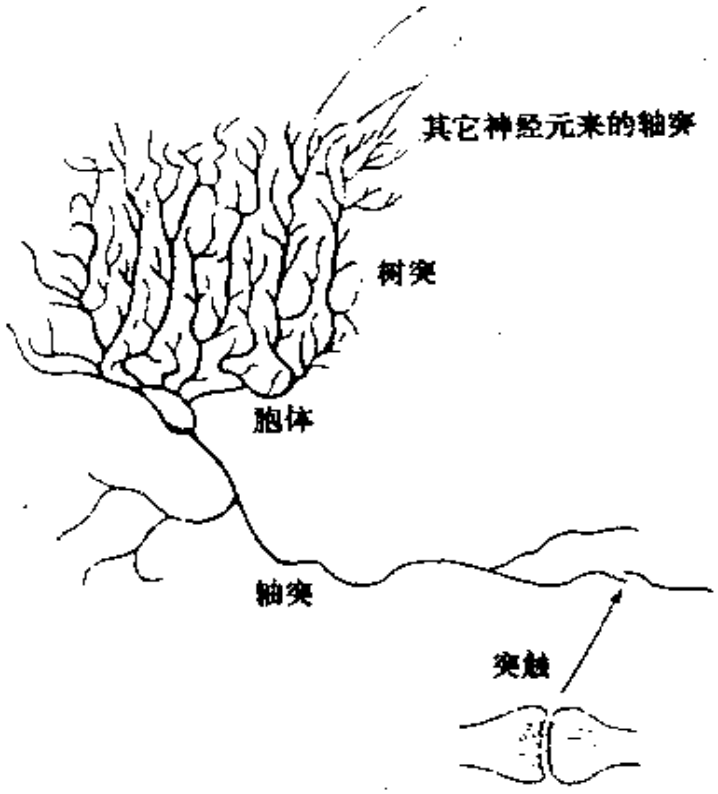


图 4.52　大脑神经元示意图

(据 J.E.Dayhoff, 1990)

1.基本处理单元

尽管神经网络的种类很多，但它们都是由大量简单的基本处理单元广泛连接而成的。这种基本处理单元叫神经元，或叫神经节、节点，它是生物神经元的模拟物。最简单的处理单元如图 4.53 所示，这也是最常用的处理单元。它计算所有输入的加权和，然后通过一个非线性函数输出结果。这个非线性函数称为激活函数 (active function)，常用的激活函数有三种，如图 4.54 所示。神经网络各节点间通过可变权相连接。第 j 个节点的总输入为：

$$\mathrm{net}_j = \sum_i W_{ji} O_i \tag{4.24}$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

式中，W_{ji} 是节点 j 与节点 i 之间的连接权，表示各节点间信息传递时连接强度，它是模拟生物神经元突触功能的；O_i 为节点 i 的输出。节点 j 的输出为

$$O_j = f(\text{net}_j - \theta_j) \tag{4.25}$$

式中，f 为激活函数；θ_j 为节点 j 的阈值。节点的性质由激活函数和阈值所决定。在勘探地球物理学中，应用最多的激活函数是 S 型函数:

$$f(x) = \frac{1}{1 + e^{-x}} \tag{4.26}$$

本节在油气层横向预测中使用的正是这种 S 型函数。

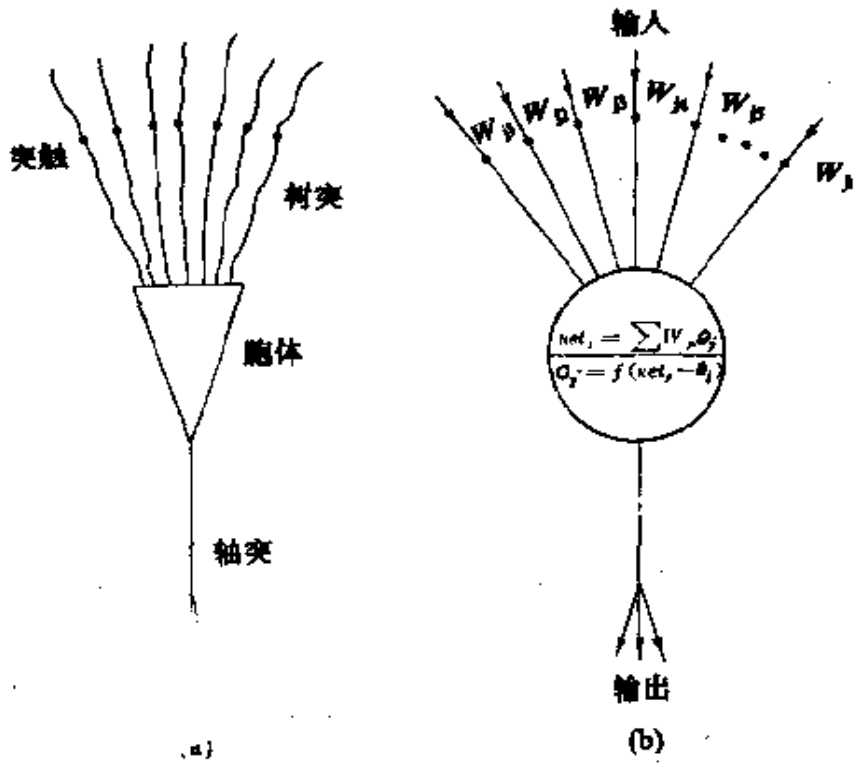


图 4.33 (a) 生物神经元示意图；(b) 人工神经元基本处理单元

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

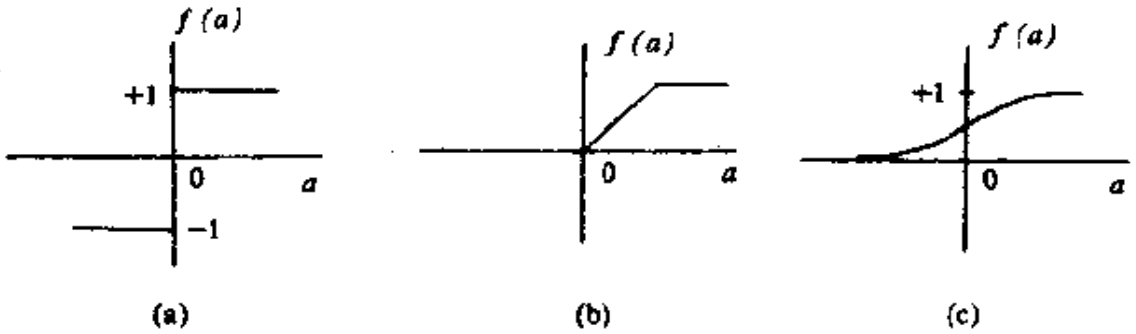


图 4.54　三种常用的激活函数

(a) 硬限幅器 (b) 阈值逻辑 (c) S 型函数

2. 多层感知器

多层感知器是一种层状结构的前馈神经网络，它由一个输入层、一个输出层、一个或多个中间层组成（图 4.55），中间层也称隐蔽层或隐层。在多层感知器里，每个节点只与邻层节点相连

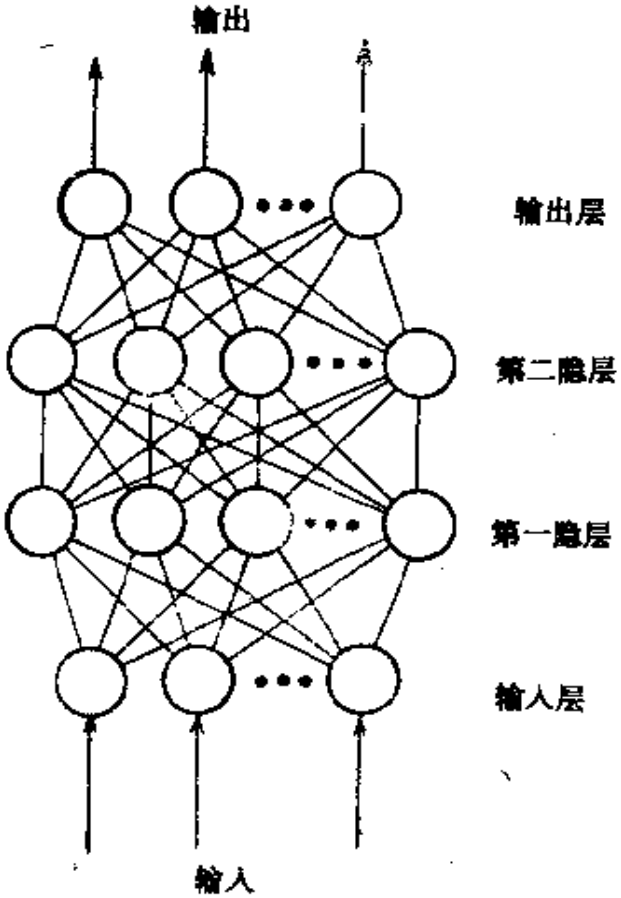


图 4.55　多层感知器

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

接，同一层里的节点互不相连。图 4.55 为一个三层感知器，它有两个隐层。一个三层感知器可形成任意复杂的判决区。

神经网络设计好后，必须对其进行训练，以调节各节点间的权值。按训练方式讲，多层感知器属监督学习型网络，即需提供学习样本。多层感知器常用的训练方法叫误差反向传播算法(Error Back Propagation)，简称 BP 算法。因此，多层感知器也常称 BP 网格。

3.误差反向传播算法

我们以双层感知器为例说明这种算法。它是根据提供的输入矢量及期望输出矢量来进行计算的。

首先置初始权值为一个小的随机数。然后将样本集输入网络，对网络进行训练，目的是使经网络运算后的实际输出尽量接近期望输出。实际上二者间总是有误差的。对于第 P 个样本，输出层的误差平方和为:

$$E_P = \frac{1}{2}\sum_k (T_{pk} - O_{pk})^2 \tag{4.27}$$

式中，O_{pk} 是输出层第 k 个节点对于第 P 个样本的实际输出，T_{pk} 为对应的期望输出。通常用梯度下降法使这个误差向误差曲面最陡的方向下降，由此可给出加权的修正量。

对于第 P 个样本，网络输出层节点 k 与隐层节点 j 之间的连接权修正量 $\Delta_p W_{kj}$ 按下式计算:

$$\Delta_p W_{kj} = \eta \delta_{pk} O_{pj} \tag{4.28}$$

式中，O_{pj} 为隐层节点 j 的输出，η 为学习率常数；δ_{pk} 为误差项:

$$\delta_{pk} = (T_{pk} - O_{pk}) f_k'(net_{pk}) \tag{4.29}$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

式中，f'(net)表示激活函数 f 对节点总输入 net 的导数。

对于隐层节点 j 与输入层节点 i 间连接权，其修正量 $\Delta_p W_{ji}$ 为:

$$\Delta_p W_{ji} = \eta \delta_{pj} O_{pi} \tag{4.30}$$

式中，O_{pi} 为输入层节点 i 的输出；δ_{pj} 为误差项

$$\delta_{pj} = f_j'(net_{pj}) \sum_k \delta_{pk} W_{kj} \tag{4.31}$$

由于我们取 S 型函数作激活函数，因此，

$$f_k'(net_{pk}) = O_{pk}(1 - O_{pk}) \tag{4.32}$$

$$f_j'(net_{pj}) = O_{pj}(1 - O_{pj}) \tag{4.33}$$

则

$$\delta_{pk} = (T_{pk} - O_{pk}) \cdot O_{pk} \cdot (1 - O_{pk}) \tag{4.34}$$

$$\delta_{pj} = O_{pj}(1 - O_{pj}) \cdot \sum_k \delta_{pk} W_{kj} \tag{4.35}$$

由上二式我们看到，计算某层的误差项 δ 必须用到上一层的误差。因此，误差的计算过程是始于输出层的反向传播的递推过程。这称之为“误差反向传播算法”。

理论上，梯度下降法要求步长无穷小。但实际计算时为了加速迭代，必须使 η 足够大，为避免 η 大而引起振荡，可增加一个冲量项。这样，权值修正量便写成:

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

$$\Delta_p W_{ji}(n+1) = \eta \delta_{pj} O_{pi} + \alpha \Delta_p W_{ji}(n) \tag{4.36}$$

式中，α 为冲量项比例常数；$n+1$ 和 n 分别表示第 $n+1$ 步和第 n 步迭代。式中 δ_{pj} 按式 (4.35) 计算。$\Delta_p W_{kj}$ 的计算方法类似式 (4.36)。对整个样本集：

$$\Delta W_{ji} = \sum_p \Delta_p W_{ji} \tag{4.37}$$

当神经网络的结构、节点性质、训练方法三者确定以后，网络的性质也就确定了。

三、油气层横向预测方法

对油气层横向预测，我们用模式识别方法进行。它主要包括两部分工作，即特征提取和分类器设计。

1.特征提取

特征提取的任务是从资料中抽出各类模式的本质信息及模式类之间的区分性。对油气层横向预测而言，就是要从地震道中抽取反映目的层里油气变化的特征。我们共提取四组二十多个，它们是：

(1) 线性预测系数：6～8 个；

(2) 最大熵功率谱参数：8 个；

(3) 自相关函数特征：4 个；

(4) 瞬时振幅、瞬时频率及瞬时相位：3 个。

我们沿测线从目的层中逐道抽取上述参数，供神经网络学习和识别油气层横向变化。

BP 模型把一个 1／0 问题变为非线性优化问题，使用优化中最普通的梯度下降法，用迭代运算求解权相当于学习记忆问题，加入隐节点使优化问题的可调参数增加，从而提供更精确的解，如把 BP 网络看成输入到输出的映射，则这是个高度非线性

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

的映射，如输入节点为 n 输出节点为 m，则网络是从 R^n 到 R^m 的映射，即有 F: $R^n \rightarrow R^m$。

2.神经网络分类器

这里使用的分类器是双层感知器，输入层节点数等于特征参数个数，隐层 7 个节点，输出层 2 个节点。

我们沿测线从目的层时窗内提取上述特征。用已钻井附近的地震道特征构成训练集，供网络学习。网络训练好以后，逐道输入已提取出的特征，网络便作出是否含油气的判断。

3.实例

我们用两条实际地震剖面对神经网络油气层横向预测效果进行了检验。

例 1：砂岩储层的油气预测。这条剖面取自中原油田濮城地区的 331 测线。野外资料是 1982 年采集的，48 道接收，24 次覆盖，质量良好。我们取这条测线上约 5km 的一段叠偏剖面（图 4.56 上部）作为原始数据，输入上述神经网络模式识别系统。研究的目的层是沙二上段，为砂岩储层，在叠偏剖面上的时间约在 1.90s 至 2.00s 之间，是一组三个相位的强波。在图的中部，它被濮城断层切为左右两半。这段测线上及其附近共有四口井：P2 井、W35 井、P3 井、P21 井。其中 P21 井已超出这段剖面，在最右一个 CDP 点右边数十米处。W35 井是一口高产井，而 P21 井目的层无油气。

按前述方法逐道提取 21 个特征参数，取 W35 井附近，断层右边 15 道作含油气样本，取剖面右端（即 P21 井附近）12 道作无油气样本，共同构成训练集，对神经网络进行了训练。网络训练好以后，对剖面上目的层逐道进行含油气情况判断，并用图 4.56 下部曲线表示判断结果，这条曲线相当于目的层含油气概率。其上一条横线表示含油气概率为 1，其下一条横线表示含油气概率为零。

由图可见，目的层在 W35 井与 P3 井之间含油气，P3 井以右无油气。这与实际资料相一致：P3 井实际钻在油水边界上，

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

其左有油气，其右无油气。在断层左边，神经网络判断无油（剖面最左一小段除外），这与 P2 井目的层无工业性油气流相一致。虽然，这段剖面看起来是个背斜，但因它处于一个背斜的倾没部分，又位于濮城断层的下降盘，位置较低，实际不含油，这是钻井证实了的。网络预测剖面最左一小段含油气，这一结果尚无资料检验。

例 2：砂岩岩性油藏预测实例。图 4.57 为一条三维剖面，取自我国东部某陆相小盆地。作油气预测时剖面上的 A330 井正在钻进，A304 是一口已知干井。目的层深约 1.5s。训练样本由剖面附近两口井旁的地震道组成。神经网络预测结果指出目的层在 CDP83—111 及 CDP125—135 间含油，其它地方无油。A330 井完钻后试油，于目的层获工业油流。预测结果也与 A304 是干井相吻合，证明预测结果完全正确。

例 3：裂隙性碳酸盐岩气藏的油气检测实例。该例取自四川丹凤场气田，图 4.58 上部为一条连井剖面，共通过 9 口井。目的层在 D9 井附近约在 1.17s 到 1.27s 间，是典型裂隙型碳酸盐岩气藏，近 20 年的钻探证明储气层具有明显的不均匀性。神经网络用 D9 井（气井）和 D14 井（干井）附近地震道作样本训练后，对整条剖面作了油气检测，结果示于图 4.58 下部。与沿剖面的 9 口已知井对照表明，有两口井判断错误，即将一口微含气井（D12）误判为气井，将一口气井（D2）误判为干井。其余 7 口井（D6、D19、D9、D1、D18、D14、D11）判断结果与实际钻探一致，将两口样本井（D9、D14）除外，检测正确的有 5 口井，即成功率 71.4%。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

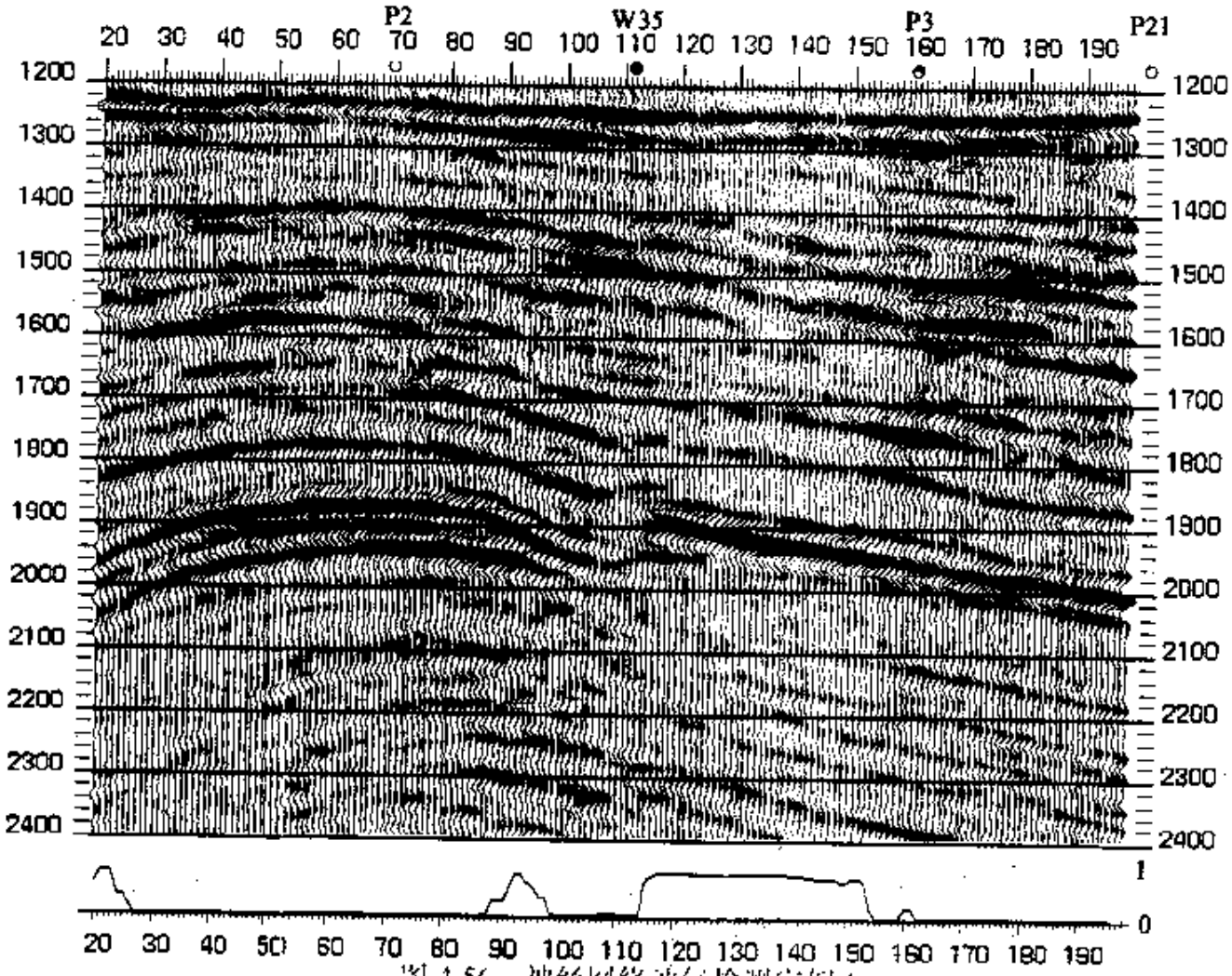


图 4.56 神经网络油气检测实例 1

中原油田 331 剖面，目的层顶面深约 1.90～2.00s 间。神经网络判断目的层在 CDP115—155 间含油气，其余地方无油气。这一结果与钻井情况全部吻合。图中实心圆、空心圆、半实心圆分别表示工业油井、干井和微含油井

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

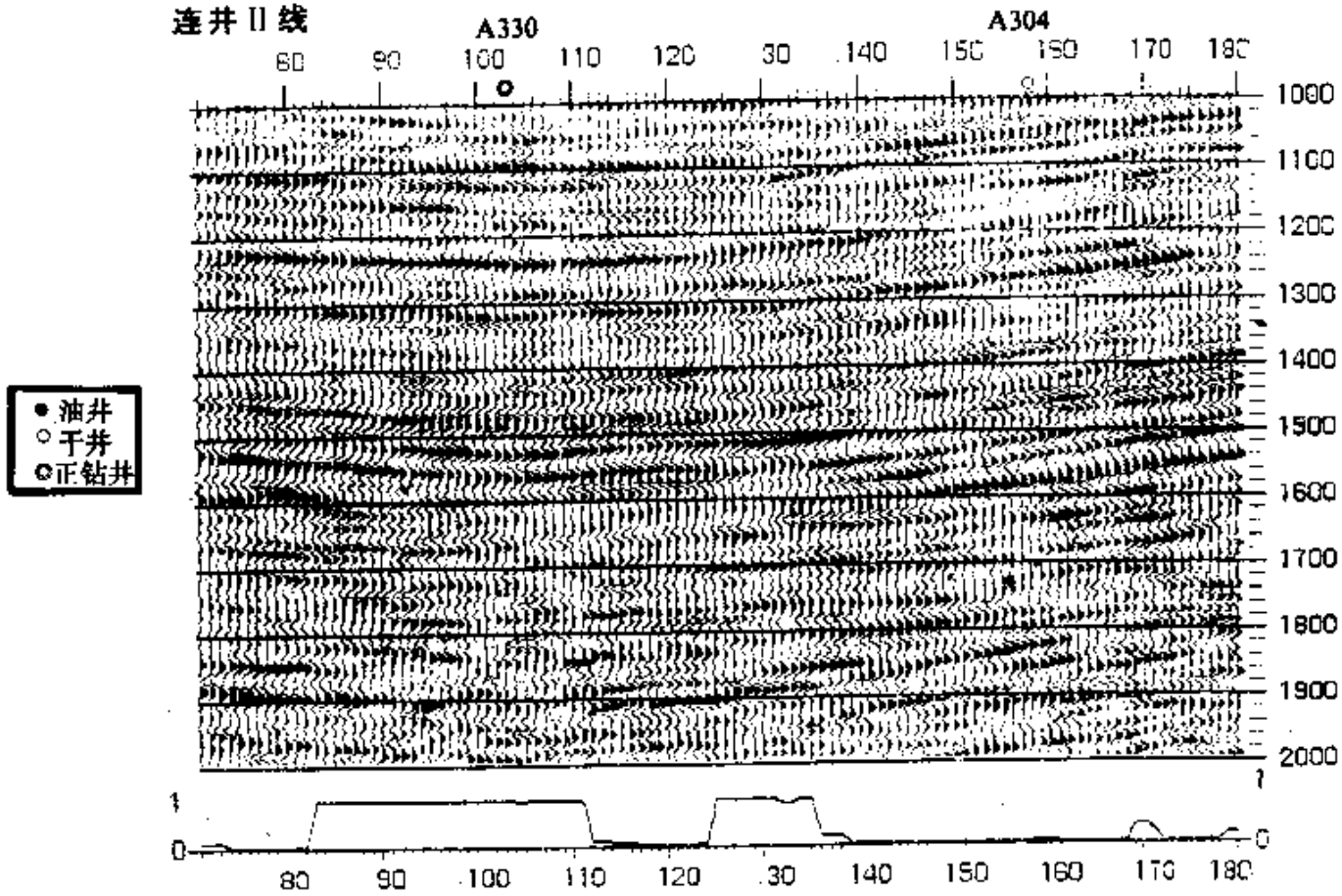


图 4.57　岩性油藏预测实例

目的层深约 1.5s。进行油气检测时 A330 井正在钻进尚未达目的层。训练集取自本剖面外两口井旁地震道，神经网络检测结果指出 CDP83—111 及 CDP125—135 间目的层含油，其它地方无油。A330 井完钻试油后获工业油流，而 A304 井是已知干井，即预测结果成功率 100%。注意本剖面上 A330 井恰位于目的层最低部位

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

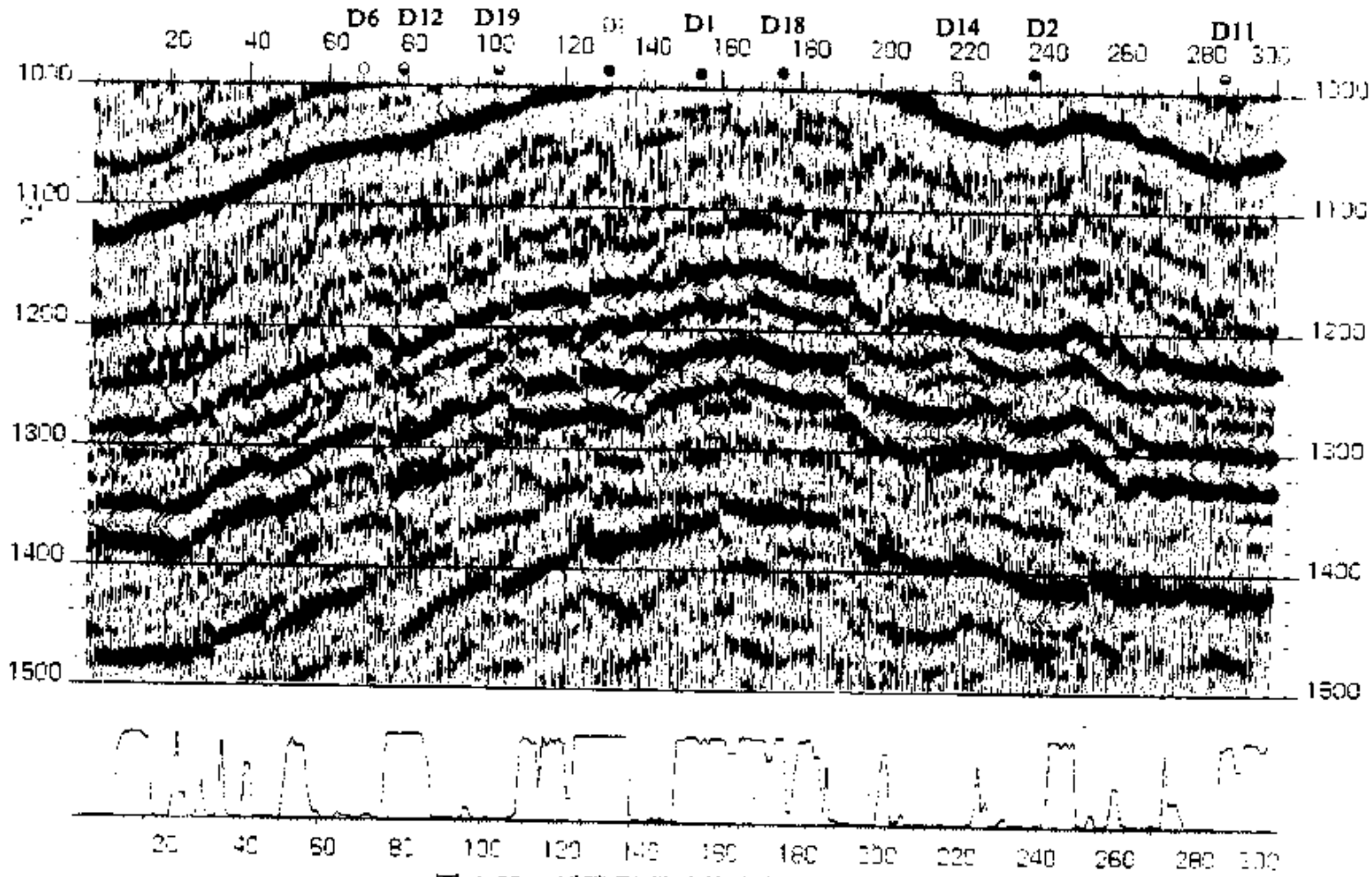


图 4.58　裂隙型碳酸盐岩气藏检测实例

四川丹凤场气田。目的层在 D9 附近约为 1.17～1.27s，训练样本取自 D9 井（气井）、D14 井（干井）。检测结果表明 5 口井（D6、D19、D1、D18、D11）检测完全正确，成功率 71.4%。图中实心圆、空心圆、半实心圆分别表示工业气井、干井、微含气井

参 考 文 献

王达昌. 1982. 陆相地层中亮点的检测效果. 石油地球物理勘探, Vol.17, No.4

王良全. 1984. 常规地震剖面上的亮点. 石油地球物理勘探, Vol.19, No.1

王松贵. 1993. 柴达木盆地三湖地区含气地震异常分析. 石油地震勘探技术交流会论文集（上册）. 北京: 石油工业出版社

朱广生, 刘瑞林. 1993. 人工神经网络——勘探地球物理学家的新工具, 国外油气勘探, Vol.5, No.2

朱广生, 刘瑞林, 王庭阁. 1994. 神经网络生油气层横向预测和地震道编辑中的应用. 石油物探, Vol.33, No.1

朱惠铭, 王松贵. 1990. 地震找气技术在台南气田勘探中的应用. 石油地球物理勘探, Vol.25, No.6

沙锡鉴. 1984. 荆丘构造的地震地质解释. 石油地球物理勘探, Vol.19, No.6

杜世通, 王永刚, 陆蓉等. 1993. 探索用地震资料研究油藏参数的技术. 地震勘探术交流会论文集（下册）. 北京: 石油工业出版社

阿肖克·K·内斯. 1975. 暗点—礁体的记录特征. 石油地球物理勘探, Vol.11, No.1

洪月英, 巩庆林, 林金逞等. 1993. 阿尔善地区连片三维地震资料解释与地质效果. 石油地震勘探技术交流会论文集（上册）. 北京: 石油工业出版社

钱绍新. 1993. 应用模式识别方法进行储集层横向预测. 地震勘探技术交流会论文集（下册）. 北京: 石油工业出版社

顾先觉. 1990. 柴达木盆地东部第四系气藏低速异常解释. 石油物探, Vol.29, No.1

徐仲达等. 1988. 叠前振幅分析直接指示气田的前提条件. 石油物探, Vol.27, No.1

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Barry K M. 1975. 烃的地震标志和模型. 石油物探, Vol.14, No.1

Garson T G. 1982. 马来盆地地震 DHI 分析的勘探应用. 油气勘探译丛, 1983

Almoghrabi H and Lange J. 1986. Layers and Bright Spots. Geophysics, Vol.51, No.3: 699～709

Clark V A. 1992. The Effect of Oil Under In-Situ Conditions on the Seismic Properties of Rocks. Geophysics, Vol.57, No.7: 894～901

Ensley R A. 1984. Comparison of P-and S-wave Seismic Data: A New Method for Detecting Gas Reservoirs. Geophysics, Vol.49, No.9: 1420～1431

Gary Yu. 1985. Offset-amplitude variation and controlled amplitude processing. Geophysics, Vol.50, No.12

Hilterman F. 1990. Is AVO the seismic signature of lithology? A case history of ship shoal-South Addition. The Leading Edge, Vol.9. No.6

Khattri K, Mithal R and Gaur V.1979. Pattern Space of Seismic Anomalies Associated with Hydrocarbon Deposits Geophysical Prospecting, Vol.27, No.2: 339～359

Lippmann R P. 1987, An Introduction to Computing With Neural Nets. IEEE ASSP Magazine, 4, 4～22

McCormack M D. 1991. Neural Computing in Geophysics. The Leading Edge, Vol.10, No.1: 11～15

Powell J A. 1985. A Bais in amplitude measurements. Geophysics, Vol.50. No.B

Rumelhart D E and McClelland J L. 1986. Parallel Distributed Processing: Explorations in the Microstructure of Cognition. MIT. Press, 318～330

Robertson J D. 1985. Direct Hydrocarbon Detection Using

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

Comparative P—wave and S—wave Seismic Sections. Geophysics, Vol.50,No.3

Rutherford S R et al. 1989.Amplitude—versus—offset variations in gas sand. Geophysics, Vol.54. No.6

Shuey R T. 1985. A Simplification of the Zoeppritz equations. Geophysics, Vol.50, No.4

White B et al. 1988. Random ray and seismic amplitude anomalies. Geophysics, Vol.53 No.7

Wright J. 1987. The effects of transvers isotropy on reflection amplitude versus offset. Geophysics, Vol.52 No.4

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com