

CAMBRIDGE

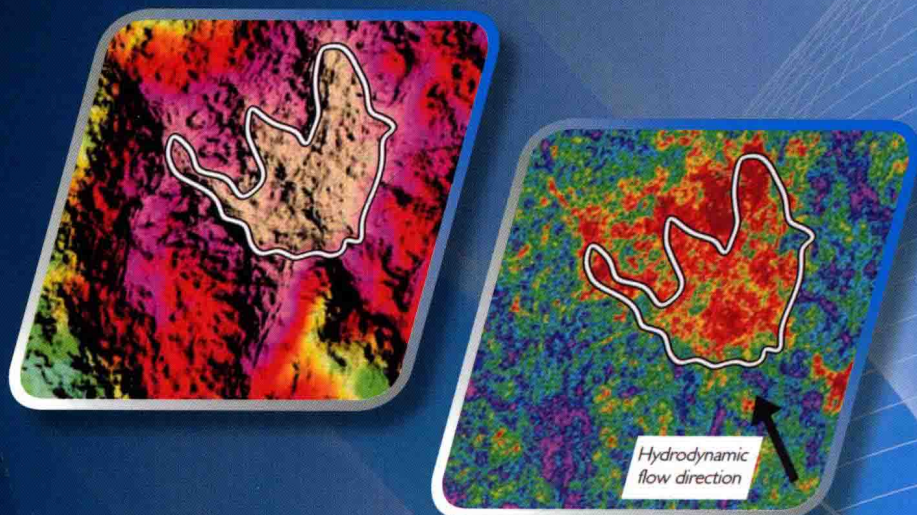
Seismic Amplitude: An Interpreter's Handbook

地震振幅解释与应用

[英] Rob Simm [英] Mike Bacon ©著

高建虎 李胜军 马 龙
桂金咏 刘炳杨 闫国亮 译

雍学善 校



石油工业出版社

地震振幅解释与应用

[英] Rob Simm [英] Mike Bacon 著

高建虎 李胜军 马 龙 译
桂金咏 刘炳杨 闫国亮
雍学善 校

石油工业出版社

内 容 提 要

本书包括地震解释模型、解释性处理、地震子波、岩石物理、AVO 分析、地震反演及应用实例等内容。作者通过总结前人及自己的研究成果,阐述了地震解释的基本原理,为地震振幅解释和分析提供了一套详细的流程。通过实例分析,深入浅出地指导解释工作。

本书理论阐述清楚易懂,技术方法新颖可靠,实例典型,地质分析透彻。书中介绍的内容在理论和方法研究方面具有很强的系统性和先进性。因此,该书既可作为从事地质、地球物理、岩石物理等相关专业技术人员的参考书,也可作为石油高等院校研究生的参考书。

图书在版编目 (CIP) 数据

地震振幅解释与应用:引进版/(英)西姆(Simm, R.), (英)培根(Bacon, M.) 著;高建虎等译. —北京:石油工业出版社, 2015. 12

书名原文: Seismic Amplitude: An Interpreter's Handbook

ISBN 978-7-5183-1019-7

I. 地…

II. ①西…②培…③高…

III. 地震勘探-地质解释

IV. P631.4

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2015) 第 295986 号

Seismic Amplitude: An Interpreter's Handbook, 1st edition (978-1-107-01150-2) by Rob Simm and Mike Bacon first published by Cambridge University Press 2014

All rights reserved.

This simplified Chinese edition for the People's Republic of China is published by arrangement with the Press Syndicate of the University of Cambridge, Cambridge, United Kingdom.

© Cambridge University Press & Petroleum Industry Press 2015

This book is in copyright. No reproduction of any part may take place without the written permission of Cambridge University Press and Petroleum Industry Press.

This edition is for sale in the People's Republic of China (excluding Hong Kong SAR, Macau SAR and Taiwan Province) only.

此版本仅限在中华人民共和国境内 (不包括香港、澳门特别行政区及台湾地区) 销售。

本书经 Cambridge University Press 授权石油工业出版社有限公司翻译出版。版权所有, 侵权必究。

北京市版权局著作权合同登记号: 01-2015-8720

出版发行: 石油工业出版社

(北京安定门外安华里 2 区 1 号 100011)

网 址: www.petropub.com

编辑部: (010) 64523533

图书营销中心: (010) 64523633

经 销: 全国新华书店

印 刷: 北京中石油彩色印刷有限责任公司

2015 年 12 月第 1 版 2015 年 12 月第 1 次印刷

787×1092 毫米 开本: 1/16 印张: 16.5

字数: 420 千字

定价: 128.00 元

(如出现印装质量问题, 我社图书营销中心负责调换)

版权所有, 翻印必究

目 录

1 绪论	(1)
1.1 简介	(1)
1.2 思路、概念和范围	(1)
1.3 地震岩石物理实践	(2)
2 基本原理	(3)
2.1 简介	(3)
2.2 地震基础	(3)
2.3 地震解释模型	(6)
3 地震子波和分辨率	(22)
3.1 简介	(22)
3.2 地震数据: 带宽和相位	(22)
3.3 零相位和最小相位	(24)
3.4 子波形状随深度的变化	(25)
3.5 理论子波	(27)
3.6 子波相位和处理	(27)
3.7 分辨率	(30)
3.8 检测能力	(34)
4 井震标定	(36)
4.1 简介	(36)
4.2 井校正——深度到时间转换	(36)
4.3 VSP 作用	(38)
4.4 用合成记录进行井标定的方法	(40)
4.5 井标定实例	(44)
4.6 井标定问题	(47)
5 岩石性质和 AVO	(54)
5.1 简介	(54)
5.2 AVO 响应描述	(54)
5.3 岩石性质对 AVO 的影响	(57)
5.4 岩石模型及其应用	(82)
5.5 岩石性质、AVO 反射系数和阻抗	(85)
5.6 地震噪声与 AVO	(98)
6 地震处理问题	(101)
6.1 简介	(101)
6.2 常规处理问题	(101)

6.3 AVO 分析时的数据处理 (108)

7 振幅和 AVO 解释 (115)

7.1 简介 (115)

7.2 AVO 和振幅现象 (116)

8 地震岩石物理建模 (139)

8.1 简介 (139)

8.2 岩石物理模型及其关系 (140)

8.3 岩石物理研究的需求 (167)

8.4 数据质量控制和测井编辑 (170)

8.5 流体替换中的实际问题 (181)

8.6 岩石表征和建模问题 (185)

9 地震反演 (186)

9.1 简介 (186)

9.2 确定性反演 (186)

9.3 随机反演 (202)

10 地震振幅的应用 (207)

10.1 简介 (207)

10.2 地震预测岩性/流体相 (207)

10.3 地震储层参数 (210)

10.4 时移地震 (221)

10.5 振幅在勘探前景评估中的作用 (230)

10.6 利用地震振幅技术进行储量估算 (235)

参考文献 (237)

1 绪 论

1.1 简介

本书主要从物理方面解释地震振幅如何用于油气勘探开发。在适当的地质条件下，地震振幅解释对油气勘探开发的“下限”有明显的影响。在油气工业上游的各个阶段，地震振幅分析技术是技术评价和决策的基本组成部分。例如，对地震振幅特征的识别是认识勘探阶段直接烃类指示（DHI_s）、油气田开发阶段储层连通性评价或注水前缘监测的关键。考虑到地震振幅信息在远景评价和风险评估中的重要性，所有技术专家、勘探与资产管理者都需要熟知地震振幅。

1.2 思路、概念和范围

从事勘探和评价的地震解释员需要借助物理模型来理解从特定地质体产生的地震振幅响应中能够发现的信息和期望得到的信息。通常需要利用测井资料来制作不同岩性和流体情况下的合成地震记录。在普通勘探区域，不确定性仅仅是广泛的概念，还需利用假设和近似等手段进行分析。相比之下，在数据比较充足的油气田开发区，借助物理模型就能够用地震数据量化油藏参数（存在相关的误差带!）。

在地震解释中，进行地震模拟的基础是多学科数据的综合利用，包括地质、地球物理、岩石物理和油藏工程等。数据集成的核心是岩石物理，定义为研究测量的弹性参数（地面数据、井筒、实验室）、岩石的固有特性（矿物、孔隙度、孔隙形状、孔隙流体、孔隙压力、渗透率、黏滞度和压力敏感度）和岩石整体结构（成层性和裂缝）的关系（Sayers 和 Chopra, 2009）。岩石物理可为地震模拟提供准确的岩石和流体参数。

Pennington（1997）介绍了一种“地震解释中简单而有针对性地利利用岩石物理数据和理论进行分析的方法”，并称其为“地震岩石物理（Seismic Petrophysics）”。其他常见命名是“岩石物理（Rock Physics）”（广义）、“地震岩石物理学（Seismic Rock Physics）”（Wang, 2001）或“定量解释（Quantitative Interpretation, QI）”。当然这种思路由来已久，但是现代数据提供了新的研究内容。现在比过去任何时候都有更多的机会去诠释 Sheriff（1980）提到的“揭示波形的意义”。在此，作者要感谢过去和现在的许多学者，他们的名字在后续的章节中会经常出现。

本书介绍了地震反射的基本原理（第2章），确定了诸如相位、极性和井震匹配（第3章、第4章）等支撑地震解释的一些关键问题；在此基础之上，研究了界面两侧不同岩石特性对比关系如何引起地震反射率的变化（第5章）；地震资料品质非常重要，在很大程度上控制了地震解释的可信性，第6章从解释员的视角描述了这个问题；在第7章中，列举了许多运用振幅随偏移距变化（AVO）技术进行不同地质情况岩性和流体解释的例子；在第8

章中，阐述了进行地震模拟的岩石物理关键要素；在第9章介绍了地震反演的一些概念；第10章概述了地震振幅的一些重要应用，比如利用地震数据进行油藏描述，利用地震振幅信息进行远景评价和储量估算。

1.3 地震岩石物理实践

地震岩石物理实践在很大程度上依赖于应用。一方面，需要利用干井进行简单的流体替代并生成含不同流体时的合成地震记录，从而确定含油气时的地震响应特征；另一方面，用统计学反演进行储层预测和不确定性评估时，需要用到所有的岩石物理数据，包括有效压力下不同岩相的弹性特性和分布范围。无论如何，对解释人员而言，精通地震岩石物理分析技巧需要掌握很多知识。

地震岩石物理学的范围较广，必然要求地球物理学家与岩石物理学家、地质学家和工程师密切合作，但通常说起来容易做起来难。Ross Crain (2013) 指出：“从事地震解释的地球物理学者很少将测井数据运用得淋漓尽致。当然，这主要是由于大多数地球物理学者不是测井分析专家，他们很大程度上依赖于其他人员去编辑和分析测井数据。但是，许多岩石物理学家和测井分析人员不知道地球物理学者需要什么样的测井数据，也不知道如何能得到他们想要的结果”。

实际上，在地震振幅解释中岩石物理的应用模糊了不同地质研究学科的界限。本书从实用的观点介绍地震振幅解释，并且阐述了如何发挥它的作用，以及相关学科之间的联系。虽然有很好的振幅应用实例，但还需要形成简单通用的工作流程。希望本书提出的观点将成为促进渴望从事这一领域科技人员的原动力，同时为油气勘探开发提供创新性的思路。

2 基本原理

2.1 简介

地震资料解释需要掌握地震资料采集、资料处理，以及描述和评价声学特性的正演模拟等相关知识。每个主题都出版有单独的书籍，它们都比本章描述得更详细。本章仅为解释人员提供进行地震振幅解释所需基本信息的框架。

2.2 地震基础

2.2.1 地震观测系统

利用声波震源和检波器可采集地震数据。勘探需求和施工环境的不同决定了地震观测系统的多样性。无论是陆地数据还是海洋数据，进行地震振幅分析时都需要多次覆盖且具有一定入射角范围。海洋环境是进行地震数据采集的理想环境，图 2.1a 是典型的空气枪和拖缆排列。震源向地下激发声能，拖缆上的检波器记录与地质界面相关的声阻抗界面反射能量。利用垂直波前面的射线可以方便地描述声能传播的路径，也说明了入射角的概念（图 2.1a 中的 θ ）。通常，近道反射记录的入射角小，远道反射记录入射角大。

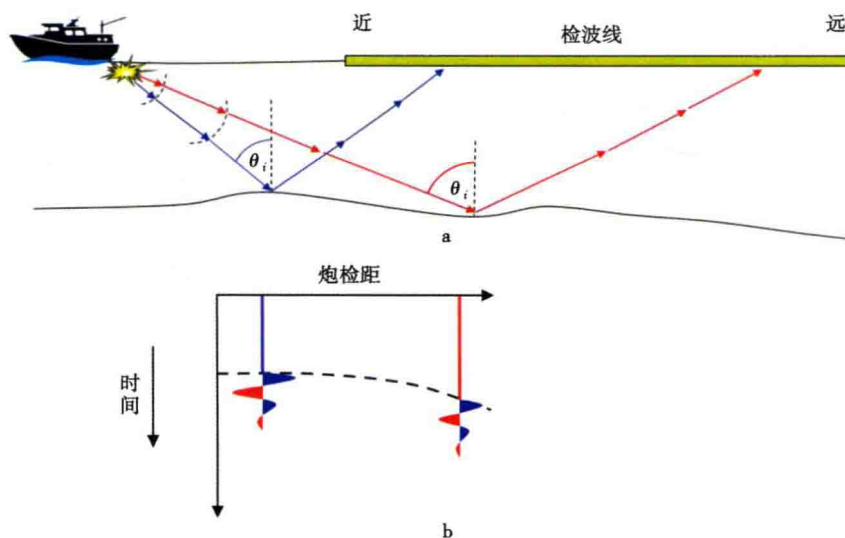


图 2.1 海洋地震观测系统 1

a—展示波前的炮点和检波点结构图，射线（垂直于波前）和入射角随着偏移距增大；
b—反映记录能量的炮集。对于一个水平地层，炮集上反射同相轴是双曲线。道集的反射振幅与反射界面两侧的岩石差异有关，且因波前发散而减小

图 2. 1b 是沿图 2. 1a 中蓝色和红色射线路径所记录的信号。根据时间（即从炮点到检波点的旅行时）绘制每个检波器记录，将每个记录道按照炮点到检波点的距离（即偏移距）由小到大进行排列。将特定炮点的所有检波器记录排列起来，就可以得到单炮记录。图 2. 1 中用波形来反映反射能量，孤立界面的反射信号描述了该界面地震脉冲（地震子波）的形状。由于传播路径的不同，地质界面反射波到达时间随偏移距的增大而增大。通常情况下，旅行时和偏移距的关系呈近似双曲线。反射振幅不仅与界面两侧声学参数差异的大小有关，也与传播距离有关，主要是由能量的波前扩散引起的。实际上波前面的形状介于球形和椭圆形之间，通常称这种现象为球面扩散。地震资料处理的目标是消除与传播路径有关的效应，得到仅与反射界面差异有关的地震记录振幅（通常称为真振幅处理）。对陆上数据而言，由于震源和检波器与地面的耦合及近地表特性横向变化快等因素，会导致相邻地震道之间差异很大，进行真振幅处理非常困难。

2. 2. 2 道集和叠加

地震采集通常是激发一炮，多个检波器同时接收。图 2. 2 的单炮记录反映了地下不同位置的反射。由此可知，单炮记录中混合了地下不同位置的反射能量，很少直接用于解释。假设地球是由相对平缓的地层构成，因此不同炮检对地震道构成的共中心点（CMP）道集（图 2. 2）的地下反射点也相同，是进一步分析的基础。当地下不是水平层状地层时，如果能准确获取地下的几何形态和地震波速度，就有可能得到共反射点道集。地震偏移的目的是获取地下反射点的真实空间位置，偏移方法很多，相关文献也有很多，Jones（2010）对这些方法进行了详细的回顾。本书假设道集是经过处理的，其所有道任一反射时间的信号都来自地下相同位置的反射。

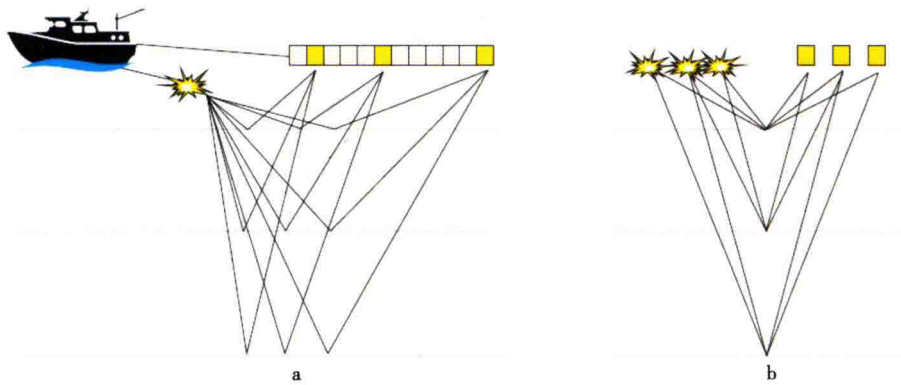


图 2. 2 海洋地震观测系统 2

a—地震采集；不同检波器记录了不同深度和不同反射角的同一炮激发信号；
b—共中心点道集（CMP）。假设地层是平的，可以根据反射位置进行数据排序，即不同的炮检对应地下相同的采样点。上覆速度更为复杂时需要复杂的成像方案

为了使道集易于解释，需要对道集进行一些处理。图 2. 3 列出了一些常用的处理步骤。时变增益用来消除波前扩散效应，切除不需要的信号（特别是在给定时间，在较远偏移距记录上近地表直达波和折射波的强振幅），用叠前偏移将地震道归位到地下正确几何位置。正如图 2. 3 左边所示，原始道集上任一界面的反射时间都随着偏移距的增大而增大。图 2. 3



图 2.3 地震道集处理关键步骤

右边展示的步骤非常重要，它对道集内每道进行不同的时移处理从而使道集内的反射同相轴平直。在常规处理中需要用到这个步骤，因为接下来需要进行数据叠加，也就是沿着同一个时间（如图 2.3 所示的水平线）将道集内的所有道进行求和。叠加对增强信号和压制噪声很重要。道集的水平一致性对研究振幅随偏移距的变化（AVO）也很重要，这将在本章后续部分和第 5 章中进行阐述。利用时移来拉平反射界面的过程称为时差校正，常用的时差校正方法为正常时差校正（NMO），是反射界面无倾角的特殊情况。

图 2.4 列举了 AVO 分析中常用的叠加方法。将近偏移距数据和远偏移距数据分别进行叠加得到对应的地震剖面，就可以直接观察 AVO 响应，也为定量分析提供信息（见第 5 章和第 7 章）。本例中，近道和远道差异很大，但也说明如果仅用“全叠加”剖面（即将道集中的所有道加起来）进行分析，解释员就可能漏掉许多有用信息。

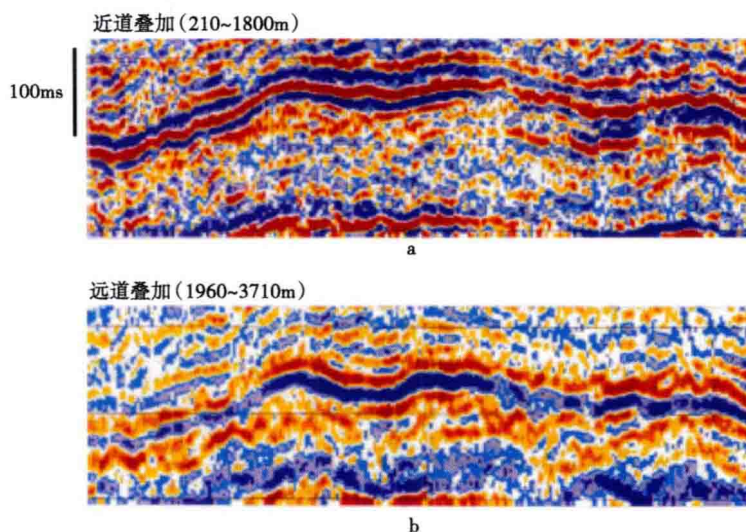


图 2.4 偏移距叠加例子

a—小偏移距，210~1800m；b—大偏移距，1960~3710m；偏移距范围的选择取决于可利用的偏移距范围和目标层的深度。本例偏移距的选择避免了相位反转区域的叠加

2.3 地震解释模型

地震波在地下的传播现象很复杂。图 2.5 列举了许多与地质和采集相关的因素，目的是建立地震振幅与反射界面两侧岩石特性差异的关系，但除地质因素之外，还有一些其他因素也会影响振幅。有些与地震勘探仪器有关，包括不同炮之间能量与耦合的差异，不同检波器的灵敏度与耦合差异，检波器排列的方向性（即在某些入射角比其他角度更灵敏），以及记录仪器的保真度。海洋地震勘探中，震源和检波器具有很好的可重复性，但是陆上勘探却难以做到。由于地表条件的变化，从一炮到另一炮震源和检波器与地面的耦合会发生很大的变化。实际资料处理中，处理员会估算和考虑这些影响因素。

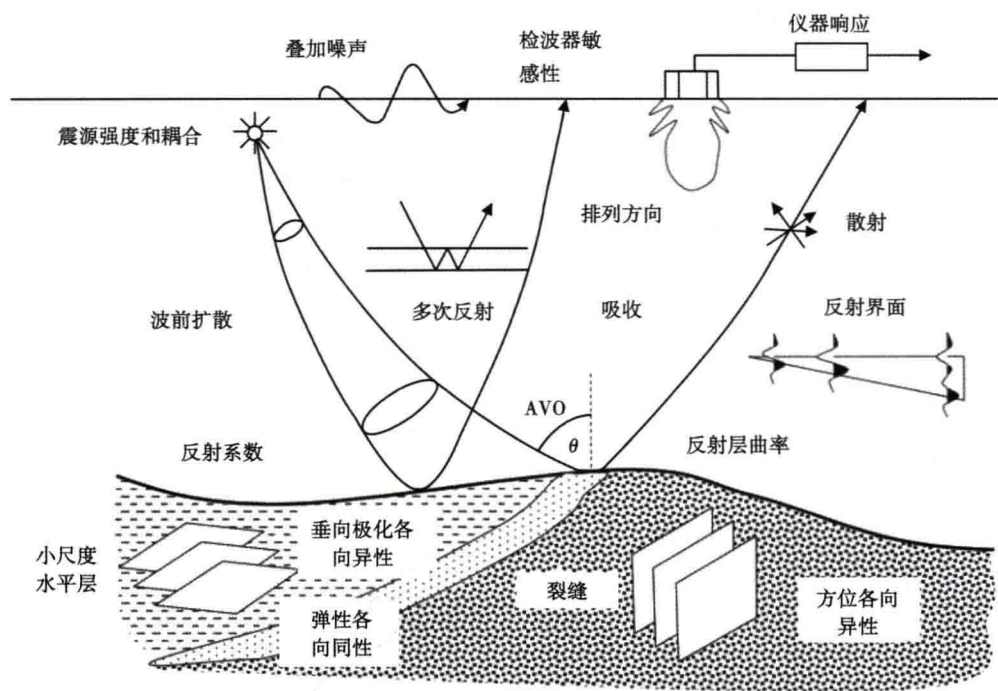


图 2.5 影响地震振幅的因素（修改自 Sheriff, 1975）

有些振幅响应与地质特征关系不大，在地震资料处理中要尽可能地消除它们，包括扩散效应、多次波、散射、反射界面的弯曲褶皱及叠加噪声。依靠单一数据，很难在不损伤有效振幅的情况下消除这些响应。例如，处理员很难做到在保持有效信号保真度的同时来衰减多次波。如果能够很好地理解吸收衰减和各向异性等因素影响地震振幅的机理，这些因素产生的响应也可能成为有用的信息。处理员在压制由地震采集和传播等因素引起的噪声和增强与地质体相关的信号方面，无疑面临着巨大的挑战。

地震振幅解释需要模型来指导，最重要的地震模型是褶积模型，认为地震道是子波和反射系数的褶积，反射系数与界面两侧的岩石参数差异有关。地震资料处理和地震模拟大多都是基于褶积模型。地震资料处理是为了消除由地震采集和波传播产生的无效信息，从而得到相对保幅的数据体。解释中的正演模拟通常（至少在最初阶段）关注目标区主要地质体的地震响应。由于地震剖面中通常存在未去除掉的噪声（比如多次波和其他噪声），在正演模

拟时，如果考虑这些噪声，就需要选择更复杂（和更耗时）的模拟方法，而且会降低地震振幅信息的有效性。

从物理的角度来看，地震反射反映的是不同复杂程度的地质信息。多数情况下，可以用简单的物理模型来描述地质特征。当地震波传播产生的应力和应变都较小时，可以认为岩石是完全弹性的（即当外力消除时，它们能够完全恢复到最初的尺寸和形状），并且遵循胡克定律（即应变或形变与施加的应力成正比）。另一个假设是岩石是各向同性的（岩石的特性与测量方向无关）。经验表明，在相对简单的层状地层中，各向同性/弹性模型非常有用，是井震标定（第 4 章）和地震反演（第 9 章）的基础。

然而，仍然有一些不可忽视的复杂问题，大体可分为：（1）吸收和散射等引起的信号衰减现象；（2）与水平层状沉积（垂直极性各向同性）和垂直裂缝（方位各向异性）有关的各向异性现象（见 5.3.7 节）。吸收会引起地震信号的衰减，导致地震子波形状随着深度的增大而发生变化，这些通常不容忽视。衰减很难直接从地震数据中得到，但理论上可以利用这些信息进行烃类识别（Chapman 等，2006；Chapman，2008）。同时有许多理论可以很好地描述各向异性（Thomsen，1986；Lynn，2004），但是目前这些理论很难用于实际勘探，因为很难从地震数据中提取有效的各向异性参数。利用实际地震数据分析各向异性现象，迄今为止，仅局限于消除地震速度和正常时差拉伸畸变现象（例如，拉平远偏移距道集）（第 6 章），以及确定是否发育裂缝和裂缝方向（第 7 章）。

2.3.1 褶积模型、地震子波和极性

褶积模型是地震模拟的基础，地震道可以看作是反射系数序列和地震子波的褶积。通常认为反射系数 R 与声阻抗（ AI ）的变化有关，声阻抗是速度（ v ）和体密度（ ρ ）的乘积（图 2.6）。

$$R = \frac{AI_2 - AI_1}{AI_2 + AI_1} \tag{2.1}$$

式中， AI_1 是入射射线一侧的声阻抗； AI_2 是透射射线一侧的声阻抗。反射系数可正可负。在图 2.6 的模型中，石灰岩的顶界（界面 6）为正反射系数，而含气砂岩的顶界（界面 1）是负反射系数。

需要注意，上式只适合零入射角的情况。在本章后续部分会详细讨论反射系数随入射角的变化（即反射系数随偏移距变化）。由反射系数公式可以得到描述反射系数与波阻抗关系的近似公式，即

$$R = 0.5 \Delta \ln AI \tag{2.2}$$

实际上，总的反射能量决定了向下传播能量的大小。入射角为零时，透射系数 T （垂直入射）定义为

$$T = 2AI_1 / (AI_2 + AI_1) \tag{2.3}$$

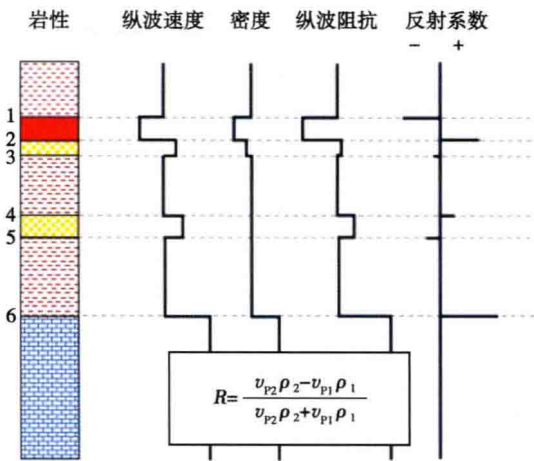


图 2.6 按照声阻抗差异定义反射系数
(重绘修改自 Anstey, 1982)

假定满足压力连续和能量守恒边界条件，则总的反射能量与 R^2 成正比，透射能量与 (AI_2/AI_1) 成正比。因此，强声阻抗差异界面（如硬质海底或玄武岩层顶部）的透射能量很少。特殊情况下，声阻抗差异的横向变化可能会引起地震剖面深层振幅幅值的变化。

传播效应对理解地震记录能量的共性非常重要。O’Doherty 和 Anstey（1971）指出深层地震振幅大于利用单界面（垂直入射）反射和透射模型计算的振幅。由此可知，由于薄层顶底界面反射系数符号相反，增强了地震反射能量（Anstey 和 O’Doherty，2002）。由于许多韵律层地震反射的累积效应很明显，导致观测到的地震反射通常与年代地层边界相平行。

制作合成地震记录时，需要知道地震子波形状和反射系数序列，地震子波通常有 3 个主周期，子波的相对振幅随震源特性、地质特征和数据处理而变化（第 3 章）。假设未做子波整形且不改变起始时间，那么地震子波的时间序列将从零时间开始（即子波具有因果关系）。图 2.7 是图 2.6 中的反射系数与地震子波的褶积，说明了利用单个反射系数相加得到合成记录的过程。

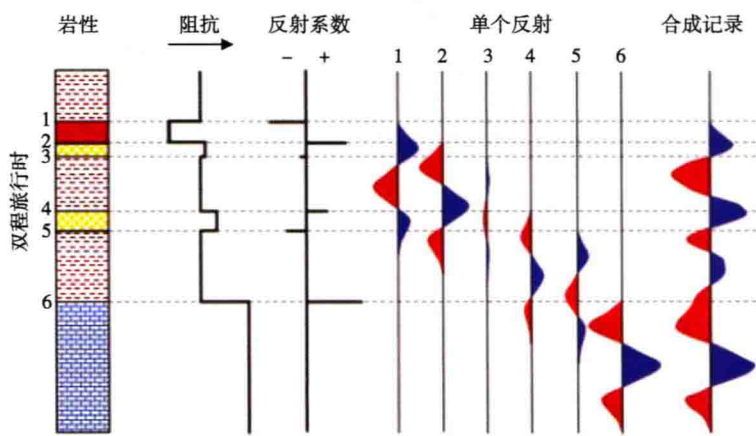


图 2.7 用 SEG 标准极性的因果（即可记录的）子波制作的合成地震记录（重绘修改自 Anstey，1982）

图 2.7 中地震子波的极性，参考了 Thigpen 等（1975）发表的 SEG 委员会关于子波极性的建议。它指出，当检波器向上运动或压力增加时，记录为负数且显示为波谷（SEG 标准极性）（图 2.8），地震记录普遍遵循这个定义。其含义是，正反射系数 [正的（Positive）或硬的（Hard）的反射] 的反射将始于波谷。需要指出正反射是解释员的参考极性。因此，图 2.7 符合 SEG 标准极性，比如像石灰岩顶界的正反射信号始于波谷，而负反射（比如含气砂岩顶）始于波峰。

对于因果子波（及其他子波）反射界面与对应的反射信号能量存在位置时移，使得“地质”与“地震”相关起来很难。因此，需要将地震子波处理成对称形式，以便使反射能量能够与地质界面保持一致。图 2.9 与图 2.8 合成记录相同，但利用了对称地震子波，解释员可以在地震剖面上更加清楚地拾取不同地质界面对应的同相轴。

针对对称子波，Sheriff 和 Geldart（1995）参考正反射定义了常用的极性协定。如果用波峰（即正值）表示正反射，那么就称为“正标准极性”，然而，如果用波谷（即负值）表示正反射，那么就称为“负标准极性”（图 2.8）。在历史上，使用这两种协定有明显的地域性，分别称为“美国标准”和“欧洲标准”（Brown，2001，2004）。有时这些协定也称为“SEG 正”和“SEG 负”极性。然而，用“正”和“负”的术语很容易引起混淆，建议

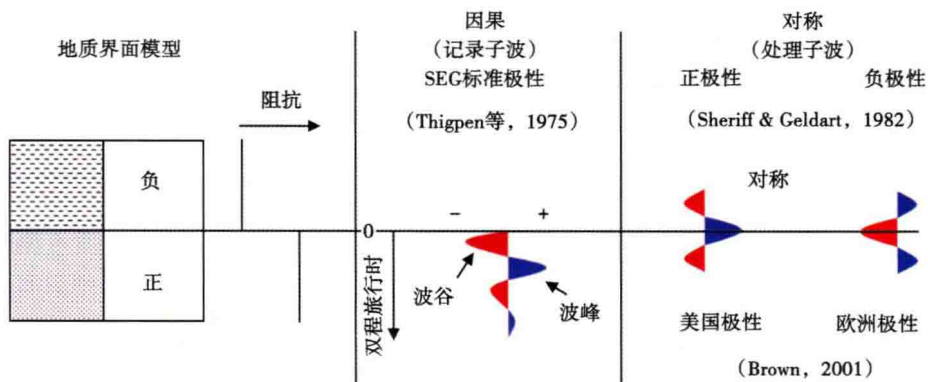


图 2.8 地震极性约定

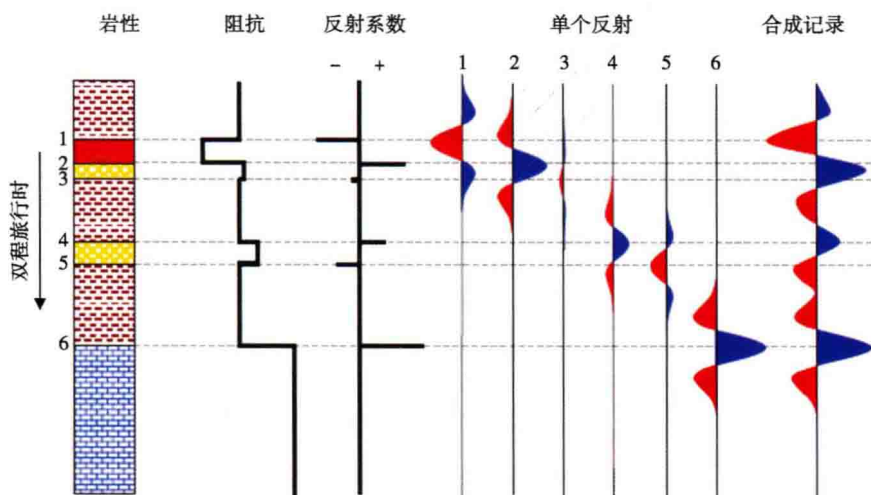


图 2.9 应用正标准极性的对称子波制作的合成地震记录 (重绘修改自 Anstey, 1982)

说明了零相位对解释的重要性。用处理的对称子波比用记录的非对称子波 (图 2.7) 更容易识别主要的地层边界

避免使用。

在地震振幅和 AVO 研究中, 建议使用正标准极性, 可以减少由于显示产生的干扰。根据该协定, AVO 图表中正值代表正反射系数, 并且积分类处理技术 [比如有色反演 (第 5 章)] 生成的带限阻抗具有明确的地质意义 (如界面两侧由负到正对应正反射) (见 5.5.3 节)。

关于颜色, 通常用红色代表波谷, 用黑色或蓝色代表波峰。但也有例外, 例如在南非, 虽然使用正标准极性, 但是蓝色表示波谷, 红色表示波峰。在现代软件中, 不再局限于红色和蓝色, 解释员可以任意选择颜色。关于颜色在地震解释中作用的更多论述, 读者可以参考 Brown (2004) 和 Froner 等 (2013) 相关文献。

对于从事地震研究的解释员而言, 极性和颜色编码问题 (以及资料处理的不确定性) 显然带来了许多潜在的误解和错误。在仔细解释层位之前, 解释员需要正确地认识地震子波的形态 (第 3 章和第 4 章)。

2.3.2 各向同性和岩石的弹性性质

2.3.2.1 纵波速度、横波速度和体密度

地震勘探模型主要利用测井数据的速度和密度来构建（第 8 章），在后续的章节中会涉及相关内容。计算与偏移距有关的反射系数时需要用到两类速度（纵波速度和横波速度）和体密度。图 2.10 展示了三维地震勘探中的纵波和横波。其中，纵波的质点振动方向和波的传播方向一致；横波传播方向和纵波一致（速度约为纵波的一半），但是质点振动方向与波传播方向垂直，严格地说，这种横波是垂直极化横波。然而海洋地震资料中只有纵波。对于解释员而言，横波信息很重要，因为振幅随入射角的变化与界面两侧纵波速度和垂直极化的横波速度差异有关。相比之下，在陆地勘探中，比较水平和垂直极化横波（三分量检波器记录到的），就能够检测地下是否存在裂缝和裂缝方向（Lynn, 2004）（第 5 章和第 7 章）。

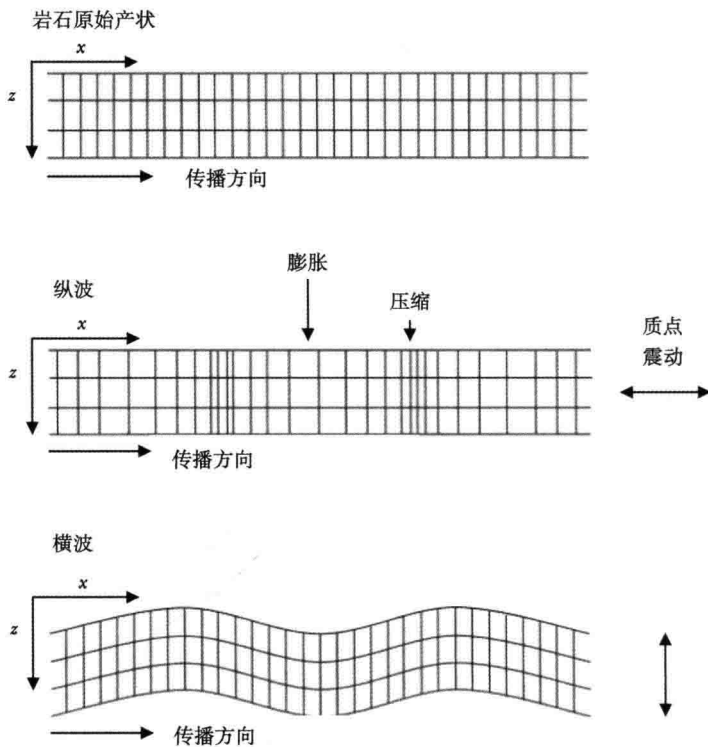


图 2.10 纵波和横波的结构图

体密度 ρ_b 比较简单，通过对各个组分的密度进行加权平均来计算（图 2.11）。

$$\rho_b = \rho_0 - (\rho_0 - \rho_n) \phi \tag{2.4}$$

式中， ϕ 是孔隙度； ρ_n 和 ρ_0 分别是孔隙流体和岩石骨架的密度。如果有多种流体和矿物，按照不同成分的比例对密度进行加权就可得到等效密度。改写式（2.4）就可以用体密度计算孔隙度，即

$$\phi = (\rho_0 - \rho_b) / (\rho_0 - \rho_n) \tag{2.5}$$

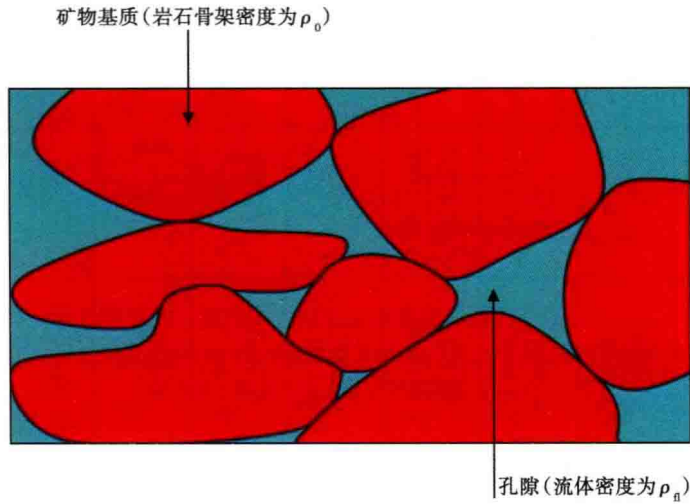


图 2.11 具有粒间孔隙岩石的密度组分

2.3.2.2 各向同性和弹性模量

仅仅有速度和体密度是不够的，还需要了解速度和密度的各向同性和弹性背景，目的是在地震模拟时优选岩石物理参数。例如，当计算充填流体的变化对砂岩速度和密度的影响时（即流体替换），需要首先计算弹性模量，然后才能合理地分析其对速度和密度的影响（第 8 章）。

描述岩石各向同性和弹性特性的弹性参数很多，表 2.1 是很有用的参考资料（据 Smidt, 2009），表明利用两个独立的参数就可以计算任意其他参数。弹性模量表示岩石对不同类型应力（即施加在单位面积的外力）的响应。例如，体积模量 K 表示从不同方向对单位面积岩石施加正应力的岩石响应，与体积变化率 ΔV 和 V 均匀的压应力 S 有关，即

$$K = \frac{S}{\Delta V/V} \quad (2.6)$$

因此体积模量可指示岩石压缩程度，有时也用它的倒数 $1/K$ ，叫做压缩率（Compressibility）。剪切模量（ μ ）是对切向或剪切压力的响应，定义为

$$\mu = \frac{\text{剪切应力}}{\text{剪切应变}} \quad (2.7)$$

这里，通过剪切角来测量剪切应变（图 2.12）。因此剪切模量指示岩石的刚度或岩石摆动的阻力。大多数流体不能抵抗剪切形变，因此流体的剪切模量通常假定为 0。

有些学者（如 Goodway 等，1997）更喜欢拉梅参数（ λ 和 μ ），而不是 K 和 μ ，他们认为拉梅参数的物理意义更明确。拉梅常数 λ 定义为

$$\lambda = K - \frac{2\mu}{3} \quad (2.8)$$

泊松比是在单轴压缩下，宽度 w 的变化率与长度 l 变化率的比值（图 2.13），定义为

$$\text{泊松比}(\sigma) = -\frac{\Delta w/w}{\Delta l/l} = -\frac{\text{横向应变}}{\text{纵向应变}} = \frac{3K - 2\mu}{2(3K + \mu)} \quad (2.9)$$

表 2.1 各向同性介质中的弹性常数表(模量单位为 GPa, ν 单位为 km/s, ρ 单位为 g/cm³)

符号 标记	E 杨氏模量	σ 泊松比	K 或 k 体积模量	M 纵波模量	λ 拉梅参数	μ 拉梅参数	λ/μ 拉梅阻抗比	v_p 首波速度	v_s 次波速度	v_p/v_s 纵横波速度
(E, σ)			$\frac{E}{3(1-2\sigma)}$	$\frac{E(1-\sigma)}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}$	$\frac{E\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}$	$\frac{E}{2(1+\sigma)}$	$\frac{20}{1-2\sigma}$	$\sqrt{\frac{E(1-\sigma)}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}}\rho$	$\sqrt{\frac{E}{2(1+\sigma)}}\rho$	$\sqrt{\frac{1-\sigma}{1/2-\sigma}}$
(E, k)		$\frac{3k-E}{6k}$		$\frac{3k+E}{3k}\frac{9k-E}{9k-E}$	$\frac{3k-E}{3k}\frac{9k-E}{9k-E}$	$\frac{3kE}{9k-E}$	$\frac{3k}{E}-1$	$\sqrt{\frac{3k(3k+E)}{\rho(9k-E)}}$	$\sqrt{\frac{3kE}{\rho(9k-E)}}$	$\sqrt{\frac{3k+E}{E}}$
(E, μ)		$\frac{E-2\mu}{2\mu}$	$\frac{\mu E}{3(3\mu-E)}$	$\frac{4\mu-E}{\mu}\frac{3\mu-E}{3\mu-E}$	$\frac{E-2\mu}{\mu}\frac{3\mu-E}{3\mu-E}$			$\sqrt{\frac{\mu(4\mu-E)}{\rho(3\mu-E)}}$	$\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$	$\sqrt{\frac{4\mu-E}{3\mu-E}}$
(σ, k)	$3k(1-2\sigma)$			$\frac{1-\sigma}{3k}\frac{1+\sigma}{1+\sigma}$	$\frac{3k}{3k}\frac{\sigma}{1+\sigma}$	$\frac{3k}{2}\frac{1-2\sigma}{1+\sigma}$	$\frac{2\sigma}{1-2\sigma}$	$\sqrt{\frac{3k(1-\sigma)}{\rho(1+\sigma)}}$	$\sqrt{\frac{3k(1-2\sigma)}{2\rho(1+\sigma)}}$	$\sqrt{\frac{1-\sigma}{1/2-\sigma}}$
(σ, μ)	$2\mu(1+\sigma)$		$\frac{2\mu(1+\sigma)}{3(1-2\sigma)}$	$\frac{1-\sigma}{2\mu}\frac{1-2\sigma}{1-2\sigma}$	$\frac{20}{\mu}\frac{1-2\sigma}{1-2\sigma}$			$\sqrt{\frac{2\mu(1-\sigma)}{\rho(1-2\sigma)}}$	$\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$	$\sqrt{\frac{1-\sigma}{1/2-\sigma}}$
(σ, λ)	$\lambda\frac{(1+\sigma)(1-2\sigma)}{\sigma}$		$\frac{1+\sigma}{\lambda}\frac{1}{3\sigma}$	$\frac{1-\sigma}{\lambda}\frac{1}{\sigma}$		$\frac{1-2\sigma}{\lambda}\frac{1}{2\sigma}$		$\sqrt{\frac{\lambda(1-\sigma)}{\rho\sigma}}$	$\sqrt{\frac{\lambda(1-2\sigma)}{\rho 2\sigma}}$	$\sqrt{\frac{(1-\sigma)}{1/2-\sigma}}$
(k, μ)	$\frac{9k\mu}{3k+\mu}$	$\frac{3k-2\mu}{2(3k+\mu)}$		$k+4\mu/3$	$k-2\mu/3$			$\sqrt{\frac{k+4\mu/3}{\rho}}$	$\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$	$\sqrt{\frac{k+4\mu/3}{\mu}}$
(k, λ)	$\frac{k-\lambda}{9k}\frac{3k-\lambda}{3k-\lambda}$	$\frac{\lambda}{3k-\lambda}$		$3k-2\lambda$		$3(k-\lambda)/2$		$\sqrt{\frac{3k-2\lambda}{\rho}}$	$\sqrt{\frac{3(k-\lambda)}{2\rho}}$	$\sqrt{\frac{k-2\lambda/3}{2}\frac{1}{k-\lambda}}$
(μ/λ)	$\frac{3\lambda+3\mu}{\mu}\frac{\lambda+\mu}{\lambda+\mu}$	$\frac{\lambda}{2(\lambda+\mu)}$	$\lambda+2\mu/3$	$\lambda+2\mu$				$\sqrt{\frac{\lambda 2\mu}{\rho}}$	$\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$	$\sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}}$
(v_p, v_s)	$\frac{\rho v_s^2(3v_p^2-4v_s^2)}{v_p^2-v_s^2}$	$\frac{v_p^2-2v_s^2}{2(v_p^2-v_s^2)}$	$\rho(v_p^2-4v_s^2/3)$	ρv_p^2	$\rho(v_p^2-2v_s^2)$	ρv_s^2	$\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2-2$			