

N.A. 安斯蒂 著

砂岩油气藏的 地震勘探



石油工业出版社

北京)

21

3

砂岩油气藏的地震勘探

N.A. 安斯蒂 著

牛毓荃 译

石油工业出版社

内 容 提 要

随着地震勘探资料采集、处理、显示方法的不断改进及地震地层学技术的出现,用地震寻找地层圈闭已有了突破性的进展。本书即综述了地震技术、地震地层学和砂岩地质学等几门有关学科。书中首先讨论了什么样的砂岩地质特征在地震剖面上可以观察得到,什么是观察不到的;接着研究了什么是砂岩体的、由沉积物和沉积环境决定的地震信号特征,以及在地震剖面上如何寻找这些特征;最后论述了砂岩储集层勘探中的地震地层学、油气田扩边及垂直地震剖面法等问题。

本书可供物探解释人员及有关院校师生参考。

NIGEL A. ANSTEY

Seismic Exploration for Sandstone Reservoirs

International Human Resources
Development Corporation 1978, 1979, 1980

砂岩油气藏的地震勘探

N. A. 安斯蒂 著
牛毓荃 译

石油工业出版社出版
(北京安定门外外馆东后街甲36号)
北京顺义燕华营印刷厂排版印刷
新华书店北京发行所发行



787×1092 毫米 16 开本 5³/₄ 印张 141 千字 印 1—1,800

1987 年 9 月北京第 1 版 1987 年 9 月北京第 1 次印刷

书号: 15037·2826 定价: 1.20 元

目 录

§1 绪论	(1)
§2 我们有希望找到砂岩储集层吗?	(3)
2.1 砂岩储集层给出反射吗?	(3)
2.2 重要岩性简述 (SITPA51~99)	(4)
2.3 反射强度和极性的复杂化因素	(10)
2.4 薄层问题	(11)
2.5 过渡层及过渡层的反射	(16)
2.6 岩性的横向变化	(18)
2.7 不整合	(22)
2.8 砂体边缘的价值	(24)
§3 典型砂岩储集层的地震信号特征	(26)
3.1 大规模厚层砂岩	(27)
3.2 薄层砂岩	(33)
3.3 不整合圈闭	(40)
3.4 生长断层储集层	(42)
3.5 河成砂岩体	(48)
3.6 三角洲	(59)
3.7 滨海砂体	(62)
3.8 海底扇与浊积岩	(67)
3.9 注意事项	(72)
§4 地震法在砂岩储集层勘探中的地位	(74)
4.1 地震地层学	(74)
4.2 油气田扩边问题	(75)
4.3 记录与处理因素	(78)
4.4 地面震源加井中检波器的反射工作	(80)
§5 综合提要	(82)
§6 结束语	(85)
参考文献	(87)

§1 绪 论

有人曾经说“地震？用地震寻找地层圈闭？此路不通。我可以告诉大家，寻找地层圈闭需要的是：勇气、信心、乐观、富于进取精神的体制加上打34口干井所需的费用”。

他们这样说，在那时是中肯的评论。因为当时地球物理学家们谈论用地震法检测非构造砂岩油气藏已持续数十年了，但都只不过是说说而已。

随后，出现了亮点技术，并取得了引人注目的成功。但是这些成功只限于气田，而且只限于那些有利的气藏类型，事实上仍然是没有多少队伍专门去（亮点区除外）寻找地层圈闭。

这并不是说已经放弃了希望。在我们确知某地有地层性砂岩油气藏以后，有许多次大家都在地震剖面上看到了他们，其表现是反射特征的微小异常。问题在于地震剖面上满是这种小异常，见到他们就打井是不可能的。我们需要的是能保证某个具体的异常确实是异常，还需要一种解释上的手段使我们能选择出那些多半是代表油气藏存在状态的异常。

在这1979年的时候，我们谁也不敢自命已经解决了这个问题。但是，我们正在进步。当然，与往常一样，进步并不是由一项单独的突破达到的，而是由我们这个学科的各部分大量的稳定进展完成的，特别突出的是以下几个方面：

（1）地震记录和处理不断改进，已经达到了使我们开始相信波形曲线中之微细特征的程度；

（2）地震显示的不断改进，已达到我们再也不会漏看这些微细特征的程度；

（3）对形成砂岩储集层的沉积环境的了解改进了；

（4）出现了地震地层学技术，它确定了沉积环境的继承性及其在地震上的表现之间的关系；

（5）最后一点，但绝非最不重要的一点，地质学家和地球物理学家之间的对话及相互了解改善了。

看起来现在已经是该总结一下我们在这些发展方向上达到了什么程度的时候了，这就是本书的宗旨。

我们要研究的是以下几点。

首先，我们将简要地回顾一下什么样的地质特征在地震剖面上是可以观察得到的，什么是观察不到的。

其次，我们将把上述结论应用到地质学家所划分出的许多种类的砂岩储集层上去。

在那些我们断定一个勘探目标多半是能够观察到的地方，我们将直接用地震法进行查找。如果一个勘探目标仅仅当已知它确实在那里的情况下（例如在打了发现井以后）才能观察得到的时候，我们可用地震法确定扩边井。

在那些我们断定勘探目标多半是不能直接观察到的地方，我们将用地震法去寻找那些在地质上很可能会形成砂岩储集层的环境。

再其次，我们将要讨论，一旦已知勘探目标的性质时，为了改进其地震迹象，能够做些什么。

最后，我们要谈一谈井中检波器对划定储集层的作用。

所以，本书是地震技术、地震地层学和砂岩地质学的综合体。对于前者曾反复参考了作者的另一著作《地震解释：物理特征》(Seismic Interpretation: Physical Aspects, 缩写为SITPA)。对于第二点，反复参考了经典的美国石油地质学家协会的论文集26《地震地层学》(缩写为SS, 中译本由石油工业出版社出版，牛毓荃等译)。对于砂岩地质学，反复参考了美国石油地质学家协会论文集21《砂岩中的地层圈闭》(Stratigraphic Traps in Sandstones)，勘探技术(Exploration Techniques, Busch著)和美国石油地质学家协会论文集16《地层油气田：分类、勘探方法和史例》(Stratigraphic Oil and Gas Fields: Classification, Exploration Methods, and Case Histories)。在Busch, Klein, Berg, Selley 和其他人编写的大量教材中也阐述了砂岩地质学，录像带采用了Klein的教材。

§2 我们有希望找到砂岩储集层吗？

在这一节中我们要问的是关于地质特征，那种确定地震方法能否观测得到的地质特征。对此，我们将只作少量的讨论，对较完整的阐述感兴趣的读者可参考本书中注出的SITPA的那些页码，在SITPA中也给出了原来论文的许多参考文献。

2.1 砂岩储集层给出反射吗？

决定是否产生反射的地质属性是声波阻抗；我们可以粗略地把声波阻抗看作是“声学上的硬度”。当然，用地质学家描述硬度的标准进行衡量，这根本不是硬度；但是按普通人的标准衡量，即用一块石头捏动与否为标准，则声波阻抗较象是硬度。（SITPA 45~47）。

在两个有不同波阻抗的介质界面之间产生反射（SITPA 101~110）。两种介质的硬度差别越大，反射越强。

如果第一种介质比第二种软，反射是正的；如果第一种介质比较硬，则反射是负的。如果剖面上的正反射具有一定的脉冲形态，则负反射与其形态相同，但是上下颠倒，每个波峰变成波谷，每个波谷变成波峰。

因此，两种地质介质之间的差异确定他们之间界面之反射的强度和极性。

地层并不能引起反射，只是由于地层与其上覆层之间的差异才能引起反射。

许多或者说大多数地震反射都对应于时代-地层界面或层面（SS51; Sangree and Widmier, 1979）。我们将会发现，对此有一些明显而重要的例外，但我们仍然承认这是一个普遍成立的法则。

应当强调指出，具有重大地质意义的时代-地层界面，不一定会产生明显的反射；当然，名义上的反射是存在的，只不过碰巧这种界面上下两侧的声波阻抗近似相等，反射的振幅近似为零而已。

这样，当我们设想包括有相变的近海沉积物、而且假定海侵速度很快以致接触面实际上是时代-地层界面，则在某些地方接触面可视为强反射，而在另外一些地方则相当不明显。究竟是强是弱完全取决于海侵前后沉积物之间的声波阻抗差异（图2.1—1）。

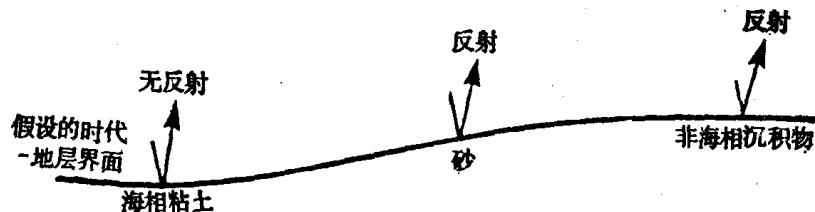


图2.1—1

正如不能保证一个时代-地层界面一定产生一个明显的反射一样，也不能保证岩性界面一定会产生明显的反射。不同的岩性确实常常具有不同的声波阻抗，因此会产生地震反射；但并不能确保这一点。原因在于一种岩石样品的声波阻抗是随许多因素而变化的，这些因素

有：其深度，构造压缩程度，掩埋史，粒间孔隙度，裂缝孔隙度，裂缝类型，胶结程度以及其他饱和剂等（图2.1—2）。

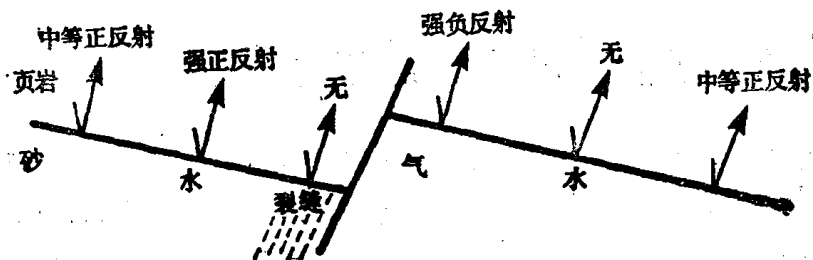


图2.1—2

具体地说，一个页岩和砂岩之间的界面，按上述那些因素的不同，其波阻抗既可以增大，也可以减小，所以它可以产生一个正反射，也可产生负反射，甚至也可完全不产生反射。

即使是在一般情况下，我们都会看到这样的剖面，有些地段的反射时有时无，有些地方明明肯定是连续的时代—地层界面，但那里却没有连续的反射。

因此，这显然是一个重要问题。所以，我们应当对其进行稍稍详细一点的研究。

2.2 重要岩性简述（SITPA 51~99）

在地震方面，重要的岩石性质是他们的速度（可决定地震射线的路径）和他们的声波阻抗（可以决定反射的强度）。

声波阻抗或声学硬度是速度与密度之积。因此，密度也是一个重要的性质。这样，我们就有三个重要的性质：速度、密度和波阻抗——已知任何两个可以确定出第三个。

有一种意见说，吸收是区分岩石类型的一个有用的性质，但实际上测定吸收有很大的问题（SITPA 118~134, 142, 213~219, 230, 251, 252, 277~284, 299, 318, 333, 389, 390）。所以，这里我们集中讨论速度、密度及他们的乘积——波阻抗。

2.2.1 页岩

页岩的一个重要特点是在沉积之后易于压缩。就地质意义上讲，这一特点说明为什么经常观测到页岩沉积物披覆在砂岩和碳酸盐岩体上。从地震意义上讲，这一特点说明了为什么其速度和密度都对深度有显著的依从关系。

当然，我们可以同样肯定地说，这个依从关系也就是对孔隙度的依从关系。在沉积时，细粒的粘土物质的含水量可达60%或更多一些，相对密度为1.7，速度可能是1600米/秒（5250英尺/秒）；在埋深增加且水被逐渐挤到表面以后，其含水孔隙度可能只有百分之几，密度为2.6，速度为3700米/秒（12000英尺/秒）。这是些非常大的范围——密度范围是1.5比1；速度范围是2.3比1；波阻抗范围则是3.5比1。造成这么大变化的原因是压实作用。

图2.2.1—1给出页岩中可能具有的速度和密度的一个范围。左边的垂直比例尺是深度；下面是速度坐标；上边是密度比例尺。密度有个范围，意味着有一个对应的孔隙度范围（在此情况下，说含水量的范围更确切些），图右边给出了其百分比的数字。密度和孔隙度的变化集中在浅部；速度则随孔隙度之比变化而不断变化，即使在绝对孔隙度变化很小时也是如此。留在孔隙中少量的水，对密度的影响是微不足道的，但对速度却有显著影响。

因此，深度是影响页岩地震性质最重要的因素。

当在相同深度上的两种页岩其性质不同时，形成的原因通常是，

- (1) 其中一种先前曾埋藏在更大的深度；
- (2) 其中之一除受到过上覆层的压实作用之外，还经历过构造压实作用；
- (3) 其中之一受过显著的碳酸盐侵染；
- (4) 两者掩埋的速度明显不同；
- (5) 有一种至少部分地受到了变质作用；
- (6) 一种含有大量有机物或气体；
- (7) 一种变得相当脆，容易破裂。

其中第(4)条，不同的掩埋速度突出了两种状态之间的差异：即每次上覆层压力的增加量，在下次压力增加之前造成适量挤出孔隙水的正常状态，以及孔隙水来不及适时挤出的异常状态。后一种状态，并非真的意味着是异常，而是代表了页岩中的一种过压(或欠压实)的程度；相对密度和速度的值大为降低——极端情况下可低至1.8和2150米/秒。(7000英尺/秒)(SITPA 57~62, 69, 72, 579~587)。

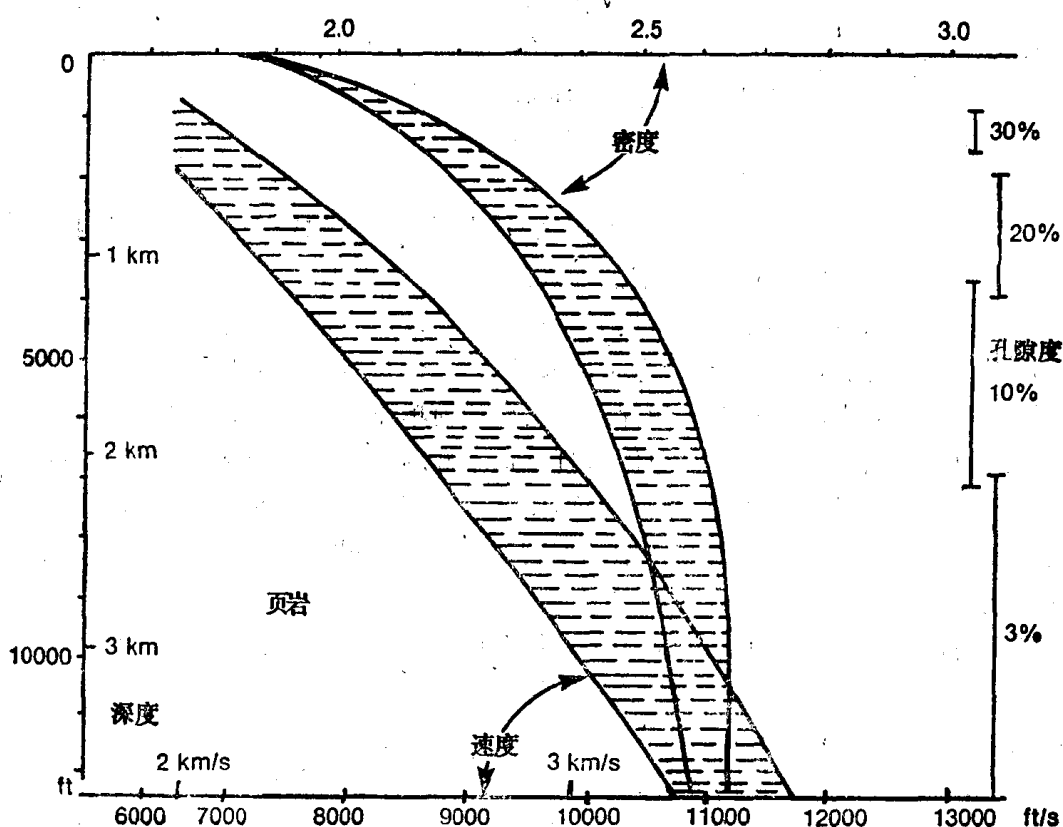


图2.2.1—1

2.2.2 砂岩

有些地质学家运用术语“砂”，除指颗粒大小外没有其他意思。就地震而言，或许我们还需要区分其化学组成；让我们把这里的简单讨论局限于硅质碎砂的情况。

我们首先要考虑的最简单的情况就是分选良好的海滨砂层。一直被波浪冲蚀了若干世纪的砂粒是光滑的，滚圆的。颗粒的压实是有效的，近似成为理想的六方球形。深埋造成的压力既不能使颗粒重新排列而大为压实，也不会因水分挤出而高度致密；粒间接触是贴切的，颗粒本身是坚硬的。因此，这种砂层的速度和密度仅表现出微弱的对深度的依赖关系。壮年砂丘的砂层也是如此。

但切割河道砂层则是不同的情况。它们多半只经过短距离的搬运，被快速掩埋并未经过加工。颗粒分选不好而有棱角，并且沉积过程中也没有有效的压实的保护。当这种砂受到深埋的压力时，易于重新排列成较有效的压实状态，而且加在那些“承载负荷”的少数几个有棱角颗粒的接触面上的强压力会引起这些接触面上局部变形和破裂，直至负荷较平衡的分配为止。因地震波由一个质点透射到另一质点主要发生在颗粒的接触面上，所以我们在直观上可以感觉到地震特征（尤其是速度）伴随着这种掩埋过程的调整，会产生明显的变化。

胶结作用会使砂岩的特性进一步复杂化。

在分选和磨圆都良好的砂粒情况下，很容易想到会发生如下情况：孔隙度肯定降低，固体物质与流体物质之比必然增大，密度一定增加，岩石愈益坚硬，速度也必增高。所有这些变化多半是逐渐发生的，正象住在假日旅馆里一样，没有什么可大惊小怪的。

但是，对于有棱角的砂层，最初沉淀在角砾接触面上（或接触面附近）的坚硬胶结物，把岩石转变为非常类似于磨圆度良好的砂的物质。

因此，我们看到有两种因素可以造成在有棱角的砂岩中速度对深度有异常大的依赖关系。其一是有棱角的砂粒重新排列，更紧密的压实，这是仅在深度一种条件影响下发生的。另一种是因固体胶结物在颗粒周围与颗粒之间的发育而消除了与不同应力角度接触有关的奇特性质，由于与胶结有关，这一效应也常随深度而增加。

由上述可知，构成总体概念的各个要素是：

- (1) 磨圆和分选良好的砂层的基本特性，是表现出速度和密度对深度的依赖关系较小。
- (2) 速度和密度随胶结程度的增加而逐渐、均匀的增加。
- (3) 角砾状的、分选不好的砂层的异常特性，是表现在浅部有异常低的速度。
- (4) 即使是稍微有点胶结也会产生巨大的影响，使棱角状砂大为接近于磨圆的砂。

因此，深度对砂岩的影响并不像深度对页岩的简单压实作用那么明显。砂岩对深度有依赖关系，但通常比页岩小，除非是角砾状且分选不好的砂岩。对胶结的依赖关系也是变化不定的，而且由于胶结是下述诸因素的函数而使这种依赖关系进一步复杂化了，这些因素是通过砂层而运移的水的容量、溶解在水中的矿物成分、压力梯度、温度梯度、时代、有无烃类存在及其他诸种因素。

如果我们需要做一个简单地概括，那么最精确的说法莫过于：

- (1) 砂岩中非常高的密度和速度值必然意味着低孔隙度；
- (2) 低密度值肯定表示有高孔隙度；
- (3) 低速度值可能表示高孔隙度或未固结（或两者都有）。

图2.2.2—1意欲说明高孔隙度和低孔隙度砂岩（孔隙度分别为20%和5%，深度4000米）的情况。密度随深度的变化非常简单（但不显著），这种密度随深度的增加，部分原因是胶结程度增加的结果，部分（次要的）是由于压实的影响。速度范围标志着各式各样的条件：高速一侧代表滨海沙和沙丘沙，它们即使在浅部也有些胶结；而低速一侧代表棱角状砂，它们在浅部是松散未固结的，但在中等深度上就变得胶结作用相当明显。

孔隙度的值标在对应的密度和速度曲线的直线上。对于相同的孔隙度，砂岩和页岩的密度大致一样，但砂岩的速度较高。正如我们由上面的讨论所能想到的那样，分选与磨圆良好的砂层表现出速度随深度逐渐增加，这种变化实际上多半是由于胶结作用造成的，因为它会降低孔隙度。棱角状砂岩在速度曲线上有“奇特的弯曲”现象，在压实作用改善棱角状接触以及胶结作用消除棱角状接触的深度范围内，速度成正比的急剧增加。

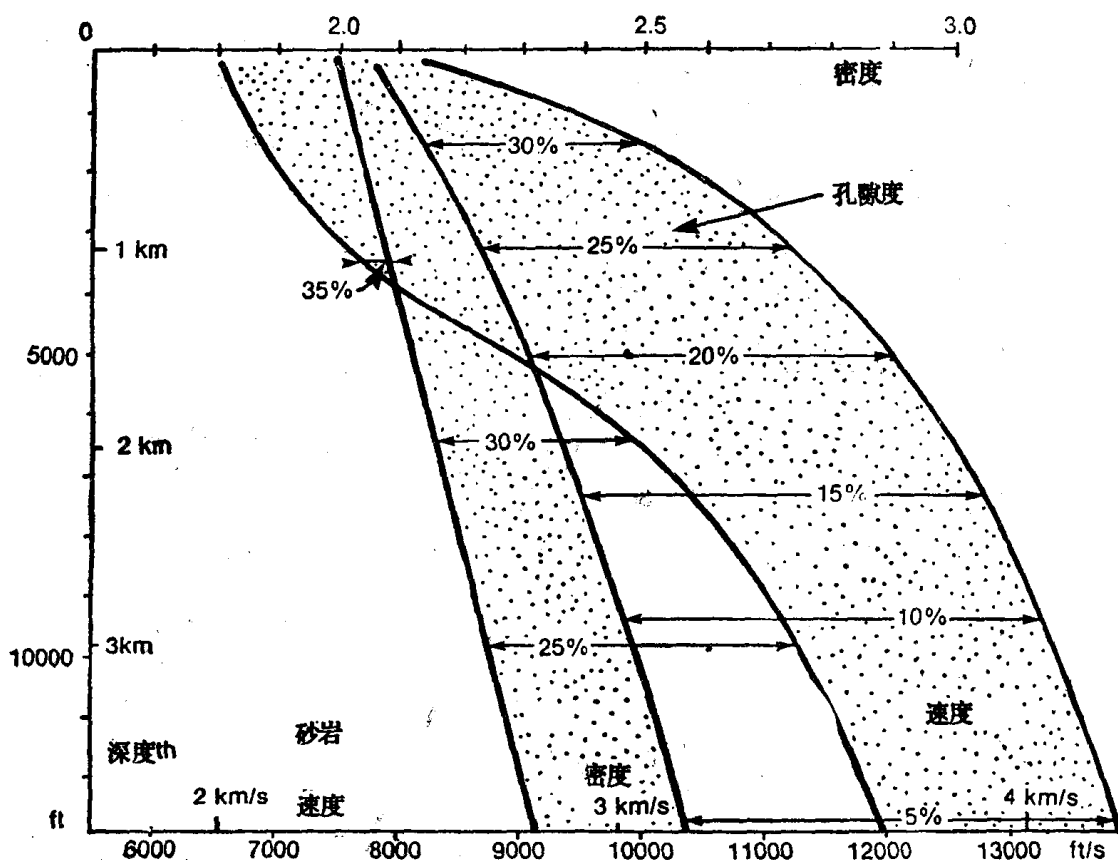


图2.2.2—1

图2.2.2—2利用前两图的数据显示出典型的声波阻抗值与深度的函数关系。高孔隙度砂岩的曲线保留了与固结过程有关的“奇特的弯曲”现象，而且一般来说比页岩曲线低。低孔隙度砂岩的波阻抗曲线却比页岩曲线高得多。

现在我们可以清楚地看出为什么在砂页岩层系的地震剖面上会出现一些令人不快的特点了。页岩—砂岩界面反射的强度决定于其波阻抗差，我们可以看出，页岩和低孔隙度砂岩之间的波阻抗差异极其显著，足以产生良好的正极性反射。（虽然差异随深度而加大，但在此例中，反射系数实际上不变，因而反射振幅实际上也是不变的）。但是，我们也看到，页岩和高孔隙度砂岩之间的差异要小得多，只够产生非常微弱的反射；反射在深部实际上是零，可能仅在弯曲段内反射才是可见的，在该段内阻抗差是明显的负值。在这种情况下，砂岩、页岩剖面的浅部会显示出一连串微弱但可以看得到的反射，而在深部实际上表现不出有反射；这是在北海北部第三系中常可见到的观测结果。

在该图的高孔隙度砂岩中只须再稍加一点胶结，就会抹掉所有深度上的反射，但它们仍然是极好的储集层。我们不得不承认：“砂岩、页岩层系中许多极好的砂岩储集层在地震剖面上表现不出来”，倒是不良储层却多半能在地震剖面上表现出来。

有若干种因素可能在某种程度上修改上述结论：

（1）局部地看，页岩密切接近良好砂岩的区域多半是较其他地方更为压实的区域（SIT-PA 60,582）。这就使该图页岩曲线的大部分向右移，有可能提高高孔隙度砂岩的地震可见性，但这只是在牺牲中等孔隙度砂岩的条件下才有可能。

（2）储集层中有油而不是上面假设的水，有使高孔隙度砂岩的曲线稍向左移的作用，这又有可能在一定程度上提高高孔隙度砂岩的可见性。

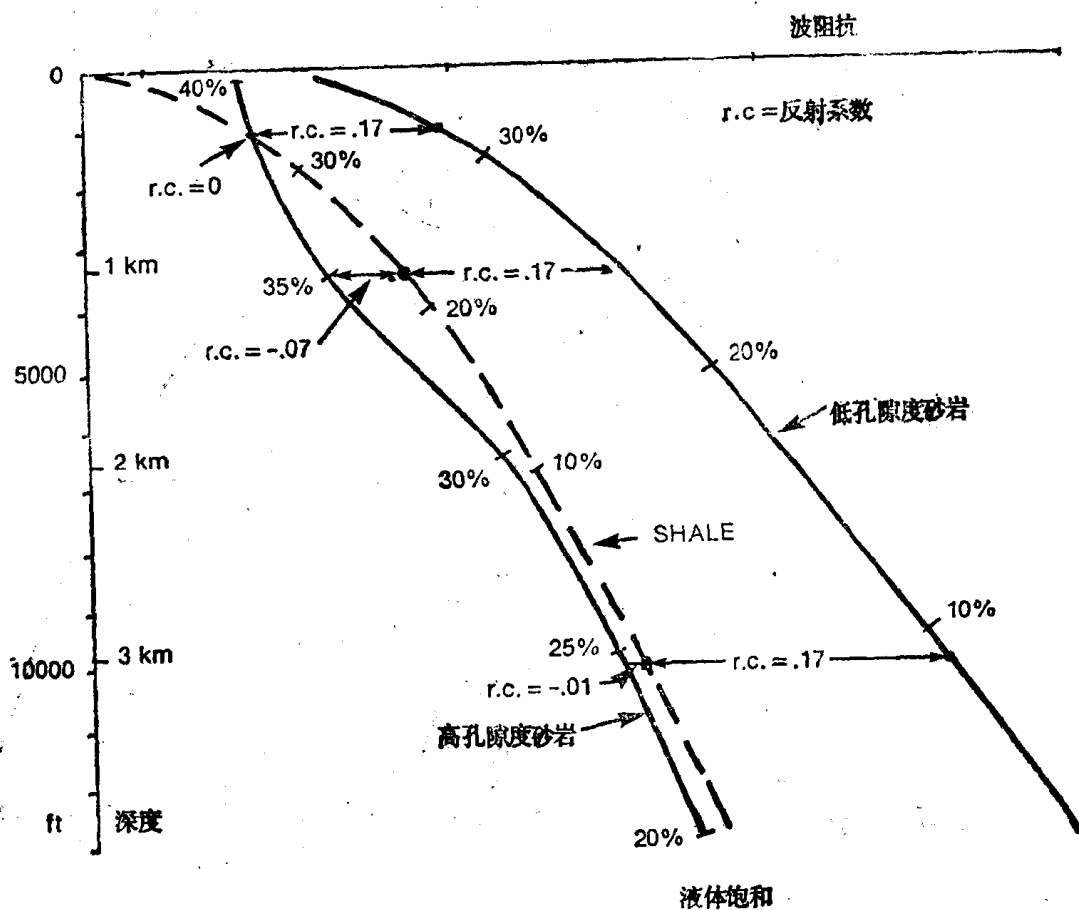


图2.2.2—2

(3) 储集层中含气具有将砂岩曲线显著向左移的作用 (SITPA94~100.112)。这可能使较低孔隙度的曲线接近页岩曲线, 从而使高孔隙度的砂岩十分明显 (如亮点), 同时丢失了低孔隙度砂岩。

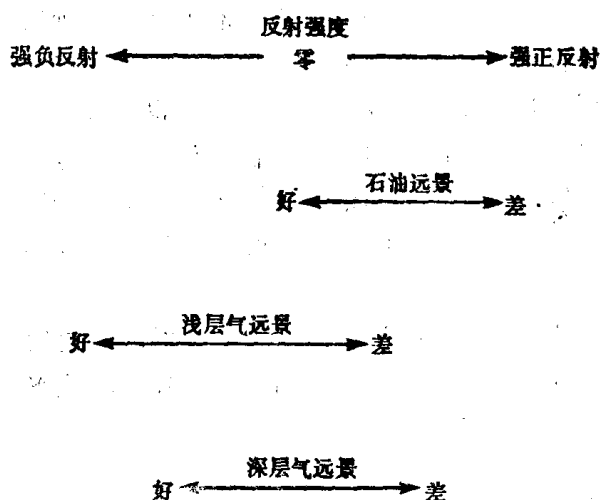


图2.2.2—3

但是, 不管出现什么情况, 我们总无法避开这个令人不快的事实, 即页岩的波阻抗往往居于非常好的砂岩储集层与差的砂岩储集层的波阻抗之间; 因此, 总会有一个孔隙度, 对于这个孔隙度, 不论砂岩的深度和饱和介质如何, 这种砂岩在地震上是不可见的。

图2.2.2—3表示一般情况, 细节可能会有变化, 这取决于许多因素, 但其主要结论都是成立的。

但是, 能够把这一切向普通工作人员解释清楚吗? 我们来试一试。

(1) 毫无疑问, 砂岩比页岩硬, 这也是砂岩为什么会成为比较好的建筑材料的一个原因。

(2) 除非它本身就是疏松的, 否则砂岩的硬度在其变疏松时降低。

(3) 由硬度概念 (主要涉及到对变形的阻力), 很容易看出为什么硬度依赖于孔隙度。如果岩石没有孔隙, 则只有压缩岩石颗粒本身才会发生变形, 而岩石颗粒是结实的。一旦岩

石有了孔隙，颗粒可变形进入孔隙空间，这是比较容易的，因为液体比岩石容易压缩。

(4) 如果孔隙中含有气——哪怕只是少量的气，其余都是液体——此时对岩石变形进入孔隙空间实际上没有阻力，因此岩石是软的（在我们的概念下）。

(5) 所以，具有中等到不良孔隙度的砂岩比页岩硬，具有良好孔隙度砂岩的硬度可能与页岩差不多；而当含气时砂岩甚至还要软一些。

(6) 现在考虑地震反射。我们知道反射的强度决定于硬度差。这就是石头墙的回声为什么比木头墙好的原因。

(7) 页岩与致密砂岩之间有良好的（正的）硬度差，因此我们由不理想的地方得到良好的反射（致密砂岩没有含油气性，所以不理想——译注）。

(8) 在页岩与非常疏松的气饱和砂岩之间有明显的（负的）硬度差，至少在浅层是如此。这就是我们能得到亮点的原因，亦即亮点是一种由有希望地方来的强反射的原因。但是，我们还要看看其成因：只需一点点气，大部分是水，就会给出同样好的反射，但却是来自不理想的地方的反射。

(9) 在这两者之间（大多数人大部分时间最常见的地方），孔隙度良好到好但充满液体，或孔隙度中等到良好但充气都会使砂岩的硬度非常接近于页岩，因此使得在这种找油良好的地方没有可检测到的反射。

这样，一个弱的页岩—砂岩反射局部变强，既可能表示由孔隙度良好变到没有孔隙（这是不利的），也可能表示由良好的液体饱和孔隙转变为良好或优质的气饱和孔隙（这是理想的）。我们只能用反射的极性来区分这两种情况。

仅仅对于天然气来说，反射强度与储集层的特征之间才有相当直接的联系。很可能得训练我们自己去谈论“强”反射而不是“好”反射，因为在勘探含油砂岩时，“好”反射并不好（意为对含油不理想——译注）。

2.2.3 碳酸盐岩

对于任何一个给定的孔隙度，页岩和砂岩具有大致相同的密度，但碳酸盐岩则要致密得多（SITPA 55）。

在孔隙度为零时，碳酸盐岩的速度高于砂岩的速度，也就更加高于页岩的速度。

所以，我们可以获得砂岩与完全胶结的碳酸盐岩界面的良好反射，而且可得到页岩与同一碳酸盐岩界面的更好的反射。

但是，当我们考虑到孔隙度时，也有一些复杂化的因素。

第一个复杂因素涉及到碳酸盐岩的原生孔隙度随深度变化的规律。通常这种变化的一部分是由压实造成的（与页岩一样），而另一部分、可能还是主要的一部分是由胶结造成的（与成熟的砂岩一样）。总的效果是速度随深度的变化有点类似于页岩。所以，这是非常令人满意的，因为这至少可以使我们相信，无论在什么深度上都可以得到页岩—灰岩以及砂岩—灰岩界面的良好或好的反射。

第二个复杂因素关系到在碳酸盐岩中常常观察到的次生孔隙度。裂隙可以使速度显著降低，而无须有多大的孔隙度或密度变化。大量的晶洞也可使整个介质的速度明显降低，而在声波测井曲线上可能表现不出来，等等。

但是，由于在这本书里我们不考虑碳酸盐岩作储集层的情况（也因为在一节之后我们要作一切可能作的简化），从现在起我们将假设所有碳酸盐岩都是坚硬致密的。我们将有意不看一切由于孔隙而变软的碳酸盐岩与坚硬的砂岩相接触的情况，也就是我们预期的良好正

反射会变成弱反射、无反射、甚至是（在碳酸盐岩含气时）负反射的情况。

在勘探砂岩油气藏时碳酸盐岩引人注目之处，在于它们产生标准反射的价值，产生的标准反射常常是强、连续（除非有正当的中断理由）而且突出。它们是我们乐意用来进行对比的反射，它们是我们用作基准和作图层位的反射，它们是我们希望填满砂的河道与海底峡谷切过的反射，它们是我们用来校准反射系数的反射。

2.3 反射强度和极性的复杂化因素

全部上述资料都综合在表2.3—1和2.3—2中。当然，这两张表是大为简化了，简化到只包括三类岩石，并忽略了大量修正因素。但是，对于任何象地球这样复杂的事物，我们都必须简化才能看清一些整体的规律。

表2.3—1归纳了页岩—砂岩界面反射的强度和极性。

表2.3—2则是对砂岩—碳酸盐岩的同样内容。

假定在一个砂页岩层系中（没有其它判断标准的情况下），我们看到了上部储集层的反射由强变到弱，那么我们打算在何处打井呢？

如果我们有井控制，首先当然是与井的资料进行比较。无井时：

表2.3—1 反射强度与极性——页岩—砂岩

深 度	砂 岩 孔隙度	砂岩中的 饱 和 剂	强 度	反 射 极 性
浅	差	液 体	强	正
		气 体	中等	正
	中等	液 体	中等	正
		气 体	弱	正
	好	液 体	弱	正或负
		气 体	极强 ^①	负
深	差	液 体	强	正
		气 体	中等	正
	中等	液 体	中等	正
		气 体	弱	正或负
	好	液 体	弱	正或负
		气 体	弱到中等	负

砂岩—页岩的反射，在同样条件下强度与表列相同，但极性相反。

① 亮点的情况。

（1）如果可以确定反射是负的，我们就会在强振幅带打井并希望获得天然气。

（2）如果可以确定反射是正的，我们就愿意在弱振幅带打井寻找石油。

（3）如果不能确定反射的极性，我们就会在有希望含气的浅层强振幅带打井，而在其他条件下把井位定在弱振幅带。

但是，在实际情况下我们必须把许多复杂化的因素考虑在内，其中最重要的一点就是下一节的议题。

表2.3—2 反射强度与极性——砂岩—碳酸盐岩

砂岩 孔隙度	砂岩中的 饱和剂	反 射	
		强 度	极 性
差	液 体	弱到中等	正
	气 体	中等	正
中等	液 体	中等到强	正
	气 体	强	正
好	液 体	强	正
	气 体	极强 ^①	正

碳酸盐岩—砂岩的反射，在同样条件下，强度与表列相同，但极性相反。此表中没有划分深度，因为深度的影响比页岩—砂岩情况的影响小。此表假设碳酸盐岩的孔隙度是可以忽略的，碳酸盐岩孔隙度的影响多半是使反射减弱，但一般不改变极性。可以想像致密砂岩和含气疏松碳酸盐岩之间的界面是负的。

①也是亮点情况，但在地质上是少见的。

2.4 薄层问题

夹在均匀页岩中的低孔隙度液体饱和砂岩，其顶面产生正的反射，而其底面产生（振幅与顶面相同的）负的反射。同一页岩中夹有高孔隙度气饱和砂岩时则不同，其顶面产生负的反射，而其底面产生正的反射，至少在浅部是如此。

若砂岩非常厚，则其顶面与底面的反射是清楚分开的，而且能够看到他们相反的极性。当砂岩逐渐变薄消失时，两个反射最终必定相消，以至不出现反射。因此，我们要研究一下在砂岩非常厚和变薄消失之间将出现什么情况。在这样做的时候，我们可以假设表2.3—1所列是基本强度和极性的期望值，然后研究地层厚度变薄是如何修改这些反射的面貌特征的。

一般原则如下：

- (1) 区分一个地层之顶面与底面反射的能力，叫做垂直分辨力。
- (2) 垂直分辨力决定于地震脉冲的尖锐程度，脉冲越尖锐，可以分辨的地层越薄。
- (3) 脉冲尖锐程度主要取决于频带宽度，它所代表的频带越宽越好（见图2.4—1（a）和（b））。利用好的震源、适当的野外观测系统与记录滤波器以及反褶积技术可以获得良好的频带宽度，达到大地滤波本身所制约的极限程度。
- (4) 脉冲的尖锐程度也和其相位有关，最好的情况是零相位的波形（图2.4—1（a）和（d））。在零相位条件下，正反射脉冲是关于其波峰（黑色）对称的，负反射则是关于其波谷（白色）对称的（图2.4—2）。为使脉冲达到这种条件，要求在处理中有一个零相位化的步骤。
- (5) 我们必须清楚地了解分辨力的关键是频带宽度，而并不只是高频成分。当然，无论任何时候我们都可以提高地震剖面的视频率，这只需滤去低频成分就可以了。但是，这样做并不能提高分辨力，只不过是使脉冲延续许多周期而失去尖锐性，从而变长而已（比较图2.4—1（a）和（c））。

(6) 对于了解分辨力，记住脉冲的长度不会小于其带宽的倒数这一点是很有用的。这

样一来，具有10到20赫带宽的脉冲与90到100赫带宽的脉冲，其有效长度相同，而不论其频率成分有多大的差别。

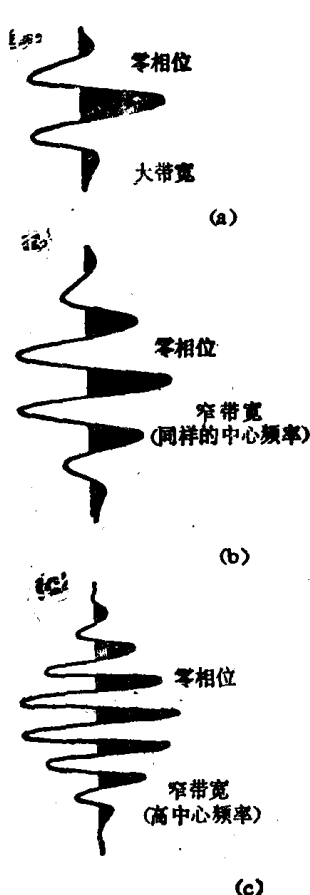


图2.4—1

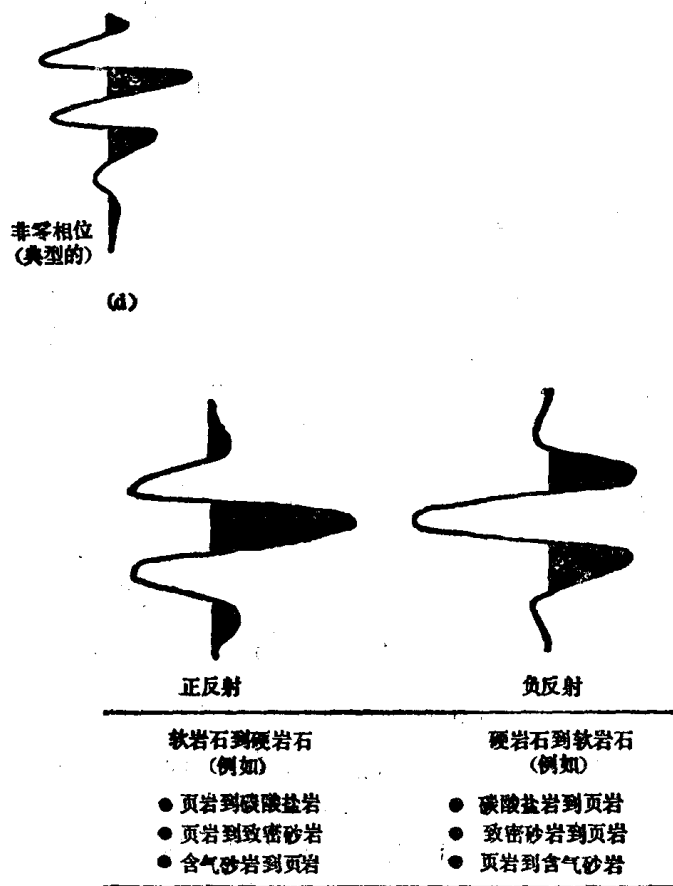


图2.4—2

注：图中的极性显示方法虽与勘探地球物理学家协会 (SEG) 推荐的极性显示方法 (SITPA 538) 不同，但仍为本书采用，而且也正日益为地球物理界所接受。因为只有这种显示才是与合成声波测井曲线的显示相一致。一切地震剖面，不管是由处理中心代做的还是买来的，都应当注明极性的显示方式

(7) 因此，分辨薄层的秘诀是频带宽度，带宽是关键，而零相位化是辅助条件。

(8) 为了研究两个反射脉冲之间的干涉效应，我们需知道脉冲的视周期。如果我们有一个估计是来自一个单独反射面的反射，则我们可以直接从剖面上量出视周期，或者我们可以用其他各种方法找出视周期 (SITPA 213~219)。一般地说，视周期约等于频带中心频率的倒数。

(9) 这样一来，对于频带宽度比较窄的10~40赫可控震源扫描信号，我们可能得到一个长达40毫秒的周期。对于平常我们可望得到的最佳频带宽度，即用相当小的炸药量在深炮井中激发所得到的频带宽度，我们也不大可能会看到短于20毫秒的周期。因此，我们将用40毫秒到20毫秒这个范围，作为在一般工作中所能见到的周期的范围。

现在，让我们应用经典的Widess曲线图，给它加上一些数并归纳一下在SITPA 中第169~172页、193页、556~561页对这个问题的讨论。在这样做的时候，让我们非常肯定的宣布，Widess所用的术语 λ (波长) 具有他自己独特的含义；他指的是像他所画脉冲的总长度，而且把它画成使字母 λ 代表地震脉冲周期的两倍 (例如，是波峰到波峰周期的两倍)。

在图2.4—3的Widess曲线图中，最上面那条曲线 (注有 1λ) 代表一个厚度大到足以给

出顶、底反射完全分开的地层。脉冲是零相位的，两个对比符号·和○分别代表顶面和底面的反射（在这种情况下分别是负的和正的）。在该图中地层的时间厚度是其顶面反射的波峰到波峰周期的两倍（或底面反射的波谷到波谷周期的两倍）。因此，对于上述10~40赫可控震源的例子，这个时间厚度是80毫秒，或者对于最佳情况的例子是40毫秒，其比值是2比1。

80毫秒时间在2000米/秒的低速度时相当于80米，或在4000米/秒的高速时相当于160米（即6500英尺/秒时260英尺或13000英尺/秒时520英尺），这是另一个2与1之比。最佳带宽的时间是这个厚度的一半，因此，对最坏的情况和最佳的情况，最终的比例是4与1之比。所以，对于浅层（在这些部位我们可以期望有较低的速度和最佳的频带宽度）气饱和砂岩，总的分辨率可能是40米或130英尺厚。深部（高速度、窄频带宽度）的总分辨能力可能是160米或520英尺厚。

我们必须得这么幸运才行。

当地层薄时，两个反射脉冲干涉形成一个复波。复波按以下诸因素辨认，即其长度、其包络中的鞍部、波形中的扭曲以及其振幅变化，即使在已不能清楚地辨认出它有两个分量时也是如此。有一个最大振幅（注出了 $\lambda/4$ ），位于地层厚度等于波谷到波谷周期之半（相应于上述最好情况下的10米或33英尺，最坏情况下的40米或130英尺）的地方，这就是调谐。

因此，地震剖面上浅层的真正的调谐振幅很可能代表一个厚度数量级约为10米（33英尺）的含气砂层，它的顶面反射和底面反射之间形成相长干涉。当带宽低于20毫秒所要求的带宽时，这个厚度要大一些。

在这个厚度时，脉冲变成奇对称的（即关于一个零点对称而不是象原来那样相对于一个波峰或波谷对称）。假定我们将其与观测结果联系在一起，这种对称性就成为直至地层减薄到这个厚度为止，脉冲周期未发生变化的有力佐证。

对于较此再薄一点的砂岩层，复合反射的振幅减小，脉冲形态继续发生的唯一变化，就是视频率提高（具有更短一点的周期）。

由于这个原因，关键的地层厚度是 $\lambda/8$ （相当于5~20米或16~64英尺的一个厚度范围，至于究竟多厚，则如上所述，决定于频带宽度和速度）。在这个厚度上，复合反射保持有比单独一个顶面反射更大的振幅，而脉冲的形态一直稳定为一种具有特色的形状。这种形状的特点表现为：

比顶面和底面反射有更高的频率，多了半个周期，奇对称的形态。

我们称这种形状为微分波形。如前所述，奇对称表示产生复合波形的砂层，其厚度在最佳情况下小于5米（16英尺）或在最坏情况下小于20米（64英尺），而频率的提高以及多出的半个周期（在那些可以见到这一点的地方）表明地层厚度是这些数字的一半或更小一些。当薄层是软地层时（我们感兴趣的），奇对称的对称中心是即将向上移的零点（按图2.4—1的极性标准），而当薄层是硬地层（意义不大，有时甚至是危险）时，对称中心是即将向下移动的零点。关于这种对称中心的另外一种说法就是：对于疏松的含气砂岩，最大的振幅是波谷到波峰，而对于致密的砂岩或坚硬的碳酸盐岩相似物，则是波峰到波谷。

该图最后的三条曲线脉冲波形没有表现出变化，关于地层厚度的唯一线索是振幅。

倒数第2条曲线表现出波谷到波峰的振幅约为单个顶面或底面反射振幅的三分之二。在我们的最佳情况下，其对应的地层厚度是2米或6英尺，而在最差的情况下是8米或25英尺。最后一条曲线的振幅仍约有单个反射振幅的40%，最佳情况下对应的地层厚度是1米或3英尺，最差情况下是4米或13英尺。