井眼声波基础

在井眼和地层中传播的声波与地层一样，可能非常简单，也可能非常复杂。了解声波传播的基础知识对于利用好现代声波测井技术是十分必要的。

Jakob B.U. Haldorsen
David Linton Johnson
Tom Plona
Bikash Sinha
Henri-Pierre Valero
Kenneth Winkler
美国康涅狄格州 Ridgefield

在编写本文过程中得到以下人员的帮助，谨表谢意：得克萨斯州休斯敦 的 Jeff Alford，得克萨斯州 Sugar Land 的 Andy Hawthorn 和 Don Williamson。

我们平常听到的声音来自许多声源，如敲击键盘的声音，蟋蟀的鸣叫声，电话铃声以及人们的笑声等等。我们一般无需多加思考就能理解这些声音所包含的信息。对大多数人而言，重要的是理解他们所听到声音的内容，而不是知道声波是什么，以及声波是如何传播的。

但是，对地学家以及其他必须了解在地下传播的声波所包蕴涵信息的人来说，就必须知道声波是什么以及它是如何传播的。本文概述了声源的基本类型以及声波在近井岩石中的传播，并对岩石特性变化对声波的影响进行了讨论。

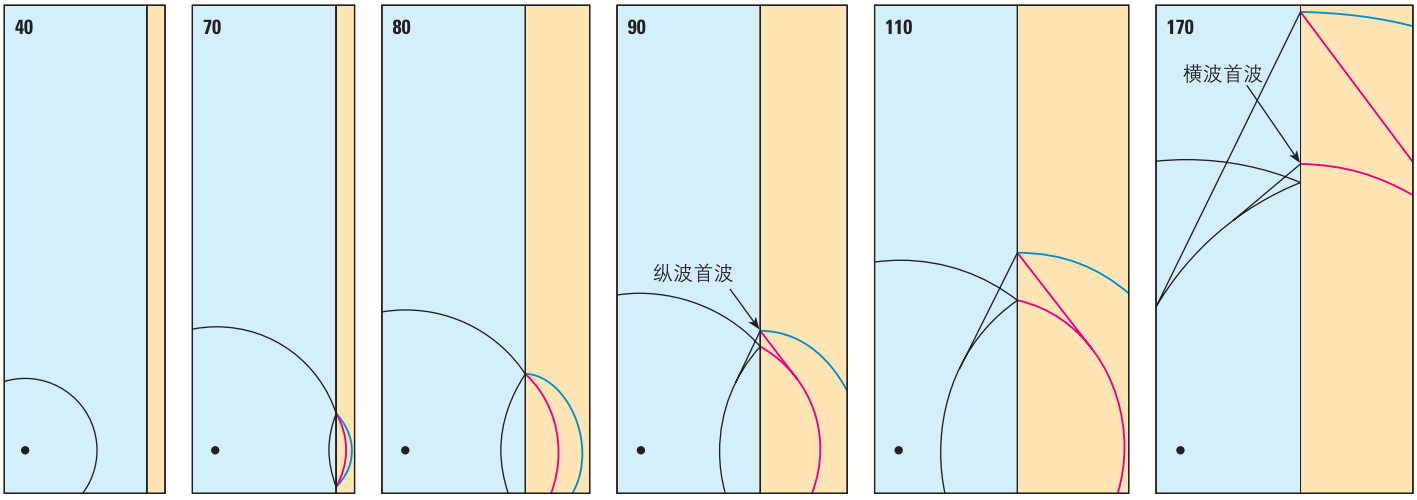
声波测井仪器记录的声波取决于声能源、路径以及地层和井筒的特性。在电缆测井中，有两种主要形式的声源，即单极和偶极声源。单极发射器从其中心向各个方向发射相同的能量，而偶极发射器则优先向某一方向发射能量。

从位于井筒中心的单极发射器开始，球形波前在井内流体中传播一小段距离后传播至井壁。部分能量反射回井筒，部分能量则使声波在地层中传播（下一页，上图）。波传播的方向总是垂直于波前，这种简单的情况还假设地层为均质各向同性，而且声波仪器本身对波的传播没有其它影响[1]。

但井筒的三维圆柱结构使这种解释复杂化，可以通过研究经过直井轴线的垂直平面使其简化。在简化的二维体系中，球形波前变成圆环，在一个平面内传播。在三维体系中，波前从声源向外的各个方向传播，并且沿井筒各个方向的传播对称。

在简化的二维体系中，当井内泥浆中的波前碰到井壁后，产生三个新的波前。反射波前以速度 V_m 返回井筒中心，纵波（P 波）和横波（S 波）在界面发生反射或折射，分别以速度 V_p 和 V_s 在地层中传播。在地层为硬地层（即快速地层）这一最简单的情况中，$V_p > V_s > V_m$。

一旦折射 P 波与井壁平行后，它就沿着井筒 - 地层界面以速度 V_p 传播，其传播速度比反射的井内流体波快。根据惠更斯原理，界面上每个被 P 波激发的点都成为井内的 P 波以及地层中的 P 波和 S 波的二次声源。井内的这些次波产生一个新的线性波前，即首波[2]。泥浆中的第一个首波就是纵波首波，其到达接收器就记为 P 波至。接收器离波源越远，P 波到达接收器的时间就越长。P 波波至时间差除以传播距离就是声波时差（Δt），或称慢度，它是速度的倒数。声波时差是最基本的声波测井测量数据[3]。



^ 来自单极发射器的简化波前在充满流体的井筒（蓝色）和快地层（褐色）传播的最初片刻。假设两种介质都为均匀各向同性介质，仪器影响忽略不计，时间顺序从左向右。左上角的数字对应于声源发射后的时间，单位为微秒。泥浆中的波前用黑色表示，地层中的纵波波前用蓝色表示，地层中的横波波前用红色表示。90 微秒时见到纵波首波，170 微秒时见到横波首波。

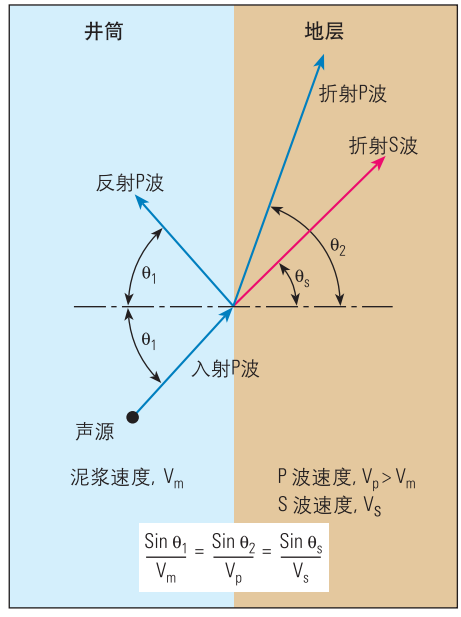
继续传播进入地层的 P 波被称为体波，体波向地层深部传播，直至遇到反射层，后者使其返回井筒，此时的 P 波被称为反射 P 波。标准声波测井忽略反射 P 波，但一些特殊应用，如本文最后所述，充分利用了包含在反射 P 波中的额外信息。

折射 S 波的变化与折射 P 波类似。当折射 S 波与井壁平行后，就作为横波扰动以速度 V_s 沿井筒 - 地层界面传播，并在地层流体中产生另外一个首波。其到达接收器记为 S 波。这样，尽管 S 波不能通过流体传播，还是可以利用井下仪器来测量快速地层的横波慢度。

当横波速度小于泥浆波速度时 – 所谓的慢地层情况 – 地层中的横波波前不能与井筒形成直角，因此在流体中就不会形成横波首波。在快地层和慢地层中，S 体波会继续向地层传播。

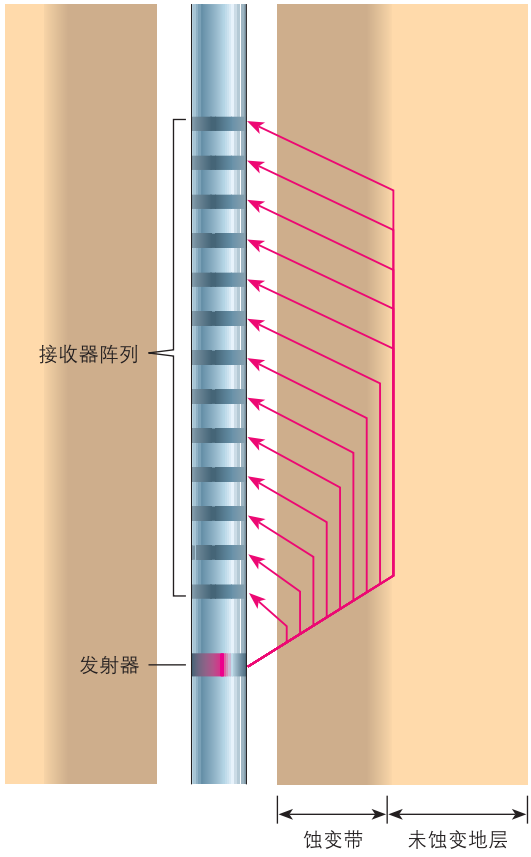
观察 P 波和 S 波首波以及体波近井传播方式的另一个方法是通过射线追踪。严格地讲，只有当波长远小于井筒直径，或者当波前可以近似为平面而不是球形或锥形时，射线追踪方法才有效。多数井筒声波模式，特别是低频率时，并不能满足这些条件，但射线追踪仍然有用。射线只是垂直于波前的一条线，显示了传播方向。两个点间的射线路径代表最快的传播路径。射线路径在界面发生改变，并遵循斯奈尔定律。斯奈尔定律是射线在界面两边传播的角度与波速的关系式（右图）。此外，斯奈尔定律还解释了首波形成的条件以及慢地层为什么不能形成首波。

射线追踪对于理解射线传播方向以及对声波仪器设计基础的模拟非常有用，如确定发射器 – 接收器（TR）间距，确保对于典型的井筒尺寸和地层 P 波和 S 波波速，地层路径比直接的泥浆路径快，从而保证仪器测量的是地层特性而不是井内泥浆的特性。



^ 波前在界面的反射与折射以及斯奈尔定律。θ_1是入射和反射 *P* 波的角度。θ_2是折射 *P* 波角度。θ_S是折射 *S* 波角度。V_m是泥浆波速度，V_p是 *P* 波在地层中的速度，V_s是 *S* 波在地层中的速度。当折射角等于 90° 时就产生了首波。

1. 均质地层是指波速均匀的地层，换句话说，波速与地层位置无关。各向同性地层是指波速与传播方向无关的地层。
2. 在三维空间首波有锥形波前。
3. 慢度单位一般为微秒 / 英尺。



^ 应用斯奈尔定律进行射线追踪以模拟射线路径。图中对径向速度有变化的地层蚀变带内的射线进行了追踪。近井地带速度较低，随着距井筒距离的增加速度增大，在钻井诱发近井破坏时会出现这种情况。传播到距离发射器最近的接收器的射线只经过了蚀变带（深棕色），传播到远接收器的射线经过了未蚀变地层（浅棕色）。

射线追踪还能说明TR间距与近井蚀变地层厚度和速度差异的关系（上图）。另外，射线追踪还用于反演技术中，如层析成像重建，用于求解提供波至时间信息的慢度模型。

在P波首波和S波首波后，从单极波源到达接收器的下一个波是直接和反射泥浆波。接着是与井筒的圆柱体属性有关的集中震荡波和界面波。集中震荡波来自于井筒的内部多次反射。特定波长的波前在井壁间来回反射，相互干涉，产生一系列回波。集中震荡波并不总能在测井曲线上见到，并且可能受井筒条件的影响。在慢地层中，集中震荡波以辐射到地层的波的形式损失部分能量，这被称为漏泄模式，以介于P波和S波之间的速度传播。漏泄波是频散的，也就是说其不同的频率组分以不同的速度传播。

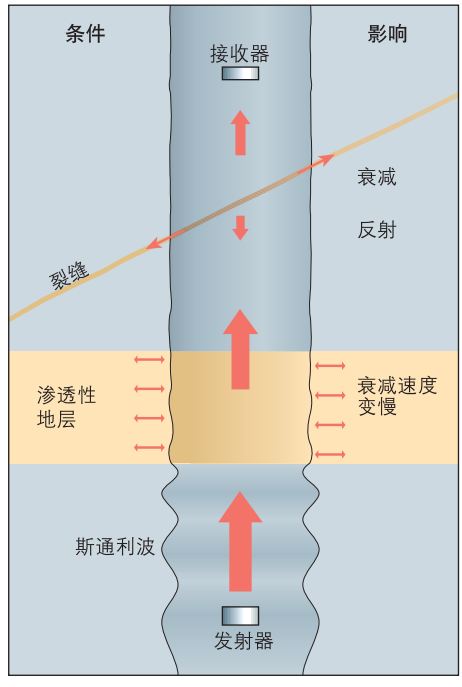
斯通利波

从单极源最后达到的是界面波或表面波。表面波是瑞利勋爵于1885年首次提出的[4]。他研究了弹性材料接触真空后在平面的响应，发现一种波沿表面传播，并且质点运动的幅度随距表面的距离减小。瑞利的发现预测了沿地球表面传播的波的存在，这种波引起地震时毁灭性的震动。这种作用也导致了地面地震探测中地滚波噪音，只不过规模小得多。

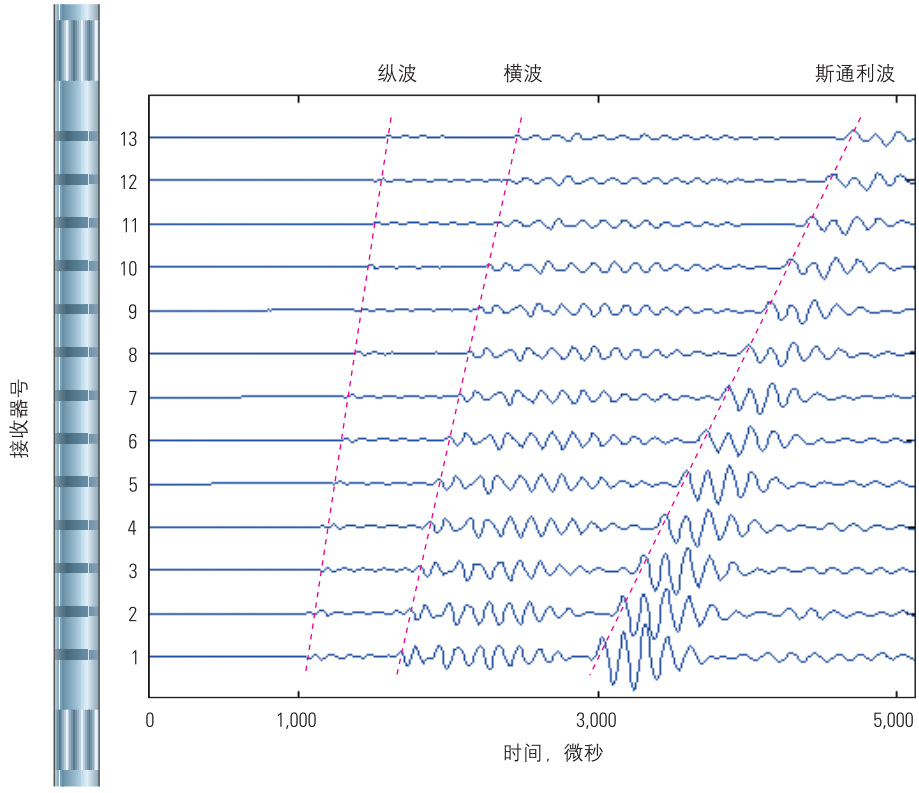
1924年，斯通利对波在两个固体界面的传播进行了研究，发现了表面波的类似形式[5]。对充满流体的井筒对应的特殊情况，即固体和流体界面首次进行研究的人是Scholte而不是斯通利[6]。不过在流体-井筒表面传播的波仍然被称为斯通利波。在地球物理学的其它领域，如海洋地震测量中，在流体-固体界面传播的波被称为Scholte波或者Scholte-斯通利波[7]。

斯通利波几乎出现在所有单极声波测井资料中，其速度低于横波和泥浆波速度，并且存在轻微频散，因此不同频率以不同速度传播。

斯通利波的波幅随距界面的距离增加而衰减，衰减与频率也有关系。在高频时，波幅衰减速度很快。但在低频－或者在波长与井筒直径相当时－斯通利波的波幅随距井壁的距离增加衰减很少。在频率足够低时，从井壁的一边到另一边的波幅几乎不变，产生所谓的管波。管波的一个例子就是水锤效应，当流动突然中断时在管道中有时可以听到。



^ 在井筒和地层界面传播的斯通利波。斯通利波会产生频散，其质点运动对称于井轴。在低频率时，斯通利波对地层渗透率很敏感。声波经过渗透性裂缝和漏失地层，粘滞扩散使波幅衰减，慢度增加。在开启裂缝处，斯通利波既反射又衰减。井筒中心的红色箭头代表斯通利波波幅。



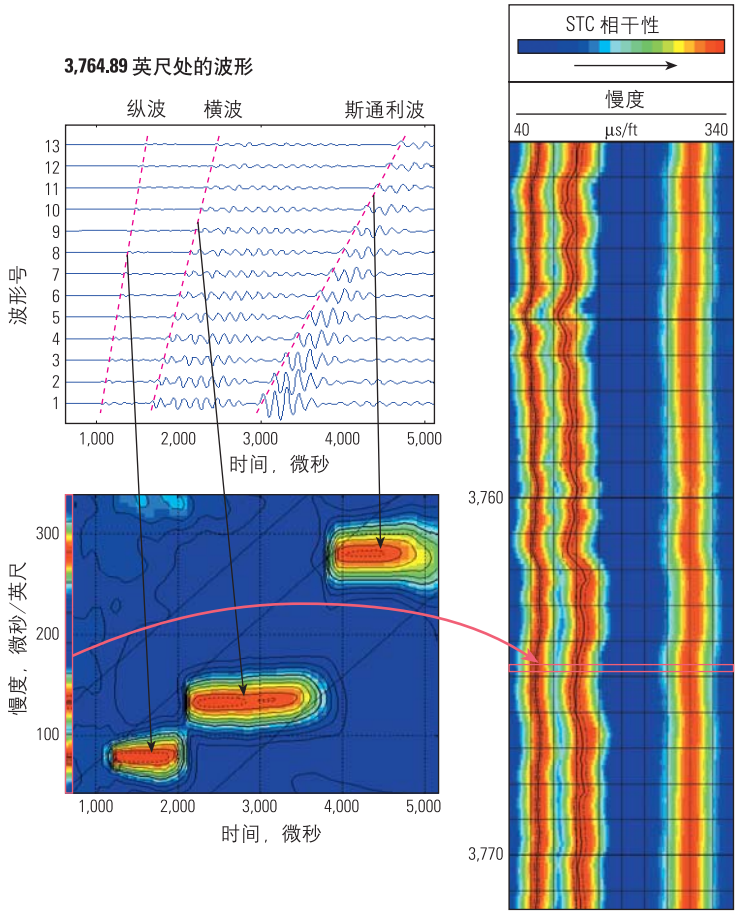
^ 快地层单极发射器的典型波形，显示纵波、横波和斯通利波。粉红色虚线是波至时间。声波测井仪器的接收器阵列显示在左侧。

低频率斯通利波对地层渗透率非常敏感。当波遇到渗透性裂缝或地层时，流体相对于固体震动，在这些地层中产生粘滞扩散，使波产生衰减，而且速度变慢（前一页，右图）。斯通利波能量和速度的减低随频率而变。可以对高带宽范围内的斯通利波频散数据进行反演以便估计地层渗透率[8]。开启裂缝也能导致斯通利波反射回发射器。反射波能量与入射波能量之比与裂缝开度有关。在硬地层中用这种技术探测渗透性裂缝效果非常好[9]。

上述所有波都沿井筒上下对称传播，可以被单极接收器（检波器）探测到。检波器对井内流体的压力变化非常敏感，并有全方位响应，也就是说它对于来自任何方位的压力变化都产生响应。

在某已知深度记录的波形开始时显示为来自接收器阵列的时间序列（上图）。在一些记录中，可以清楚地看到P波、S波和斯通利波的波至时间，但在更多情况下，要用数据处理技术正确拾取时间。波至时间差除以接收器间距便可得到每种波的慢度。但是，在许多记录中，噪音高、井筒条件差或其它因素会使这些波至不清晰或相互混淆。在这种情况下，无法通过目视或自动提取波至时间得到正确慢度。

4. Strutt JW，瑞利勋爵："On Waves Propagated Along the Plane Surface of an Elastic Solid"，*伦敦数学学会学报*，17 卷（1885 年）：4。
地球表面的瑞利波具有垂直和水平运动分量。由A.E.H. Love发现的其它表面波有两个水平运动分量。
5. Stoneley R："Elastic Waves at the Surface of Separation of Two Solids"，*皇家学会学报*，Series A 106（1924 年）：416-428。
6. Scholte JG："On the Large Displacements Commonly Regarded as Caused by Love Waves and Similar Dispersive Surface Waves" *Koninklijke Nederlanse Akademie van Wetenschappen 学报*，51 卷（1948 年）：533-543。
7. Bohlen T，Kugler S，Klein G 和 Theilen F："Case History 1.5D Inversion of Lateral Variation of Scholte-Wave Dispersion"，*Geophysics*，69 卷，第 2 期（2004 年 3-4 月）：330-344。
8. Winkler KW，Liu HL 和 Johnson DJ："Permeability and Borehole Stoneley Waves：Comparison Between Experiment and Theory"，*Geophysics*，54 卷，第 1 期（1989 年 1 月）：66-75。
9. Hornby BE，Johnson DL，Winkler KW 和 Plumb RA："Fracture Evaluation Using Reflected Stoneley Wave Arrivals"，*Geophysics*，54 卷，第 10 期（1989 年 10 月）：1274-1288。



^ 单极波至的慢度-时间-相干性（STC）处理。在时间窗口和一系列角度域内对某一给定深度的波形（*左上*）进行扫描，并建立与慢度的关系。当窗口内波形上的信号对比关系最好时，相干性就最大。这一深度的STC图（*左下*）在慢度-时间平面内用颜色显示相干性，最大的相干性用红色表示。相干性值投影到沿慢度轴的垂直条上，然后以薄水平带的形式显示在STC投影曲线的对应深度（*右*）。将所有深度的相干性最大值连起来，就得到每种波的慢度曲线。

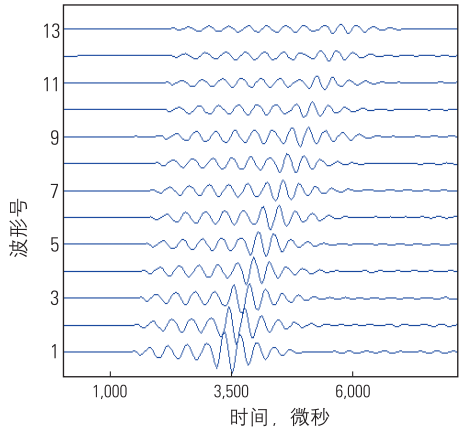
采用信号处理技术寻找经过接收器阵列的波形的相似性－即数学上所称的相似性或相干性－是一种以最小的人为干扰估计慢度的可靠方法[10]。这种方法先对每种波形假设一个波至时间和慢度，然后寻找其时间和慢度具有最大相干性的一组波。不同慢度和时间值的相干性曲线称为慢度-时间-相干（STC）图，从中可以识别相干等值图的局部最大值（上图）。与每个深度的纵波、横波和斯通利波慢度对应的最大值生成慢度曲线。通过将相干性峰值投影到慢度轴上，将STC图的二维压缩成一维。当水平绘制在对应深度后，这种颜色代码表示的垂直条带就形成了STC投影曲线的单元，即一种标准的声波测井输出。每种波的慢度绘制在STC投影的上部。

偶极源

至此，所有讨论都集中在单极源产生的波上，但在一些应用中，需要另外一种源。例如，在单极源不能产生横波的慢地层，偶极源就可能有效。偶极源主要激发弯曲波及纵波和横波首波。弯曲波沿井筒的传播可以想象成类似于某人站在树下摇晃树干时，扰动沿树上行的情形。如果树干顶部固定而且直径也不变，这种类比更形象。

用于产生弯曲波的仪器一般有两个沿X和Y轴正交的偶极源。偶极发射器分开发射。首先X偶极发射，并记录一个弯曲波形。然后Y偶极发射，进行另一次测量。弯曲波在产生波的偶极源平面内沿井筒传播。弯曲波的质点运动与波传播方向垂直，与S波类似，而且弯曲波慢度与S波慢度相关。从弯曲波数据提取S波慢度需要经过多个步骤。

弯曲波是频散的，表明其慢度随频率变化（下图）。在许多弯曲波形中，可以看出波形在经过接收器阵列时不断变化，这是因为不同频率的组分以不同速度传播。由于经过接收器阵列的波形变化，所以估计慢度的标准方法，如以波形相似为基础的STC处理，必须经过修正才能用于处理频散波。频散STC处理可识别单个频散组分的慢度[11]。



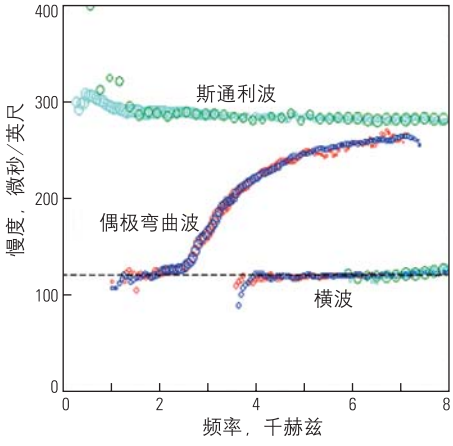
^ 弯曲波波形，表明在接收器阵列上波形出现变化。在本例中，波形从近接收器（下）到远接收器（上）逐渐伸展开。波形变化是由频散引起。

弯曲波慢度与频率之间的关系曲线称为频散曲线（下图）。频散曲线分析将均匀各向同性模拟声波频散曲线与井筒声波仪器测量的曲线进行对比[12]。

弯曲波的径向探测深度大概为一个波长。低频弯曲波的探测深度较大，而高频弯曲波的探测深度则较小。将弯曲波作为频率的函数进行分析可以提供有关井筒附近及远处地层的详细信息。

在频率为零时，弯曲波慢度是地层真实横波慢度。做出弯曲波慢度与频率关系曲线并识别曲线的零频率极限，就能估计地层横波慢度。这样，通过分析弯曲波频散就能估计快地层和慢地层的横波慢度[13]。

到目前为止，本文主要讨论了均匀各向同性地层以及单极和偶极源的最简单情况。这种地层有一个P波慢度、一个斯通利波慢度和一个S波慢度。用声波测井结果推断地层孔隙度、渗透率、流体类型、弹性模量、岩性和矿物组分的大多数应用是为均匀各向同性地层开发的。非均匀或各向异性地层会出现其它复杂情况。本文以下部分先讨论各向异性，然后再讨论非均匀地层的情况。



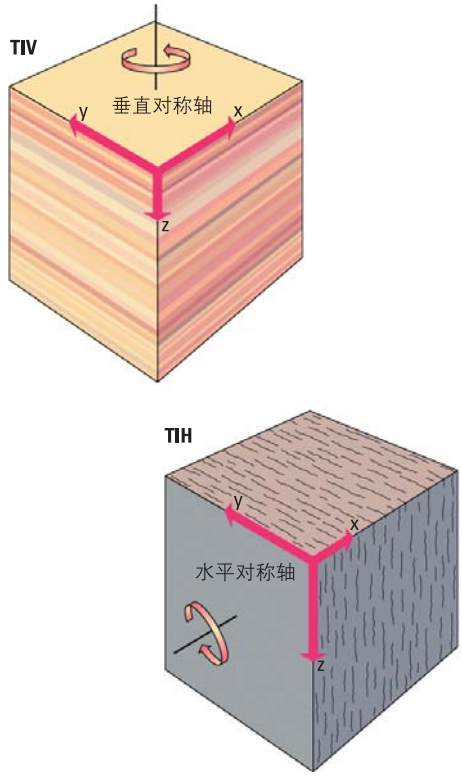
^ 频散曲线表征各向同性地层在不同频率的慢度。横波不频散，所有频率组分以同样的慢度传播。斯通利波只存在轻微频散。偶极源激发的弯曲波在这种地层显示出很明显的频散。在零频率极限，弯曲波慢度趋近于横波慢度（虚线）。

各向异性

矿物颗粒、层理、裂缝或应力的空间排列引起波速随方位而变化，这种属性称为各向异性[14]。在地震测量中，众所周知，上覆页岩的各向异性会引起成像问题，所以需要进行校正以使油藏目标处于正确位置。当需要了解岩石力学属性时，也需要有关各向异性的信息。定向钻井、在地质构造活跃地区钻井、设计定向射孔、设计水力压裂作业以及制定压力维持开采计划等都得益于对弹性各向异性的了解。

导致各向异性的自然过程也会使其有两个主要方位中的其中一个：水平或垂直。对于首次近似，可以认为水平层理产生的各向异性介质在水平各个方向是各向同性的，而在垂直方向是各向异性的。这种介质就是具有垂直对称轴的横向各向同性（TIV）介质（右上图）。同理，可以认为垂直裂缝产生的简化各向异性介质在与裂缝面一致的任何方位是各向同性的，在与裂缝面垂直的方向上是各向异性的。这种介质就是具有水平对称轴的横向各向同性（TIH）介质。

声波对物质属性这种方向上的变化非常敏感。当质点运动方向，即偏振平行于最大刚度方向时，声波的传播速度最快。纵波质点沿传播方向运动，因此P波在平行于层理和裂缝的方向传播速度最快，在垂直于层理和裂缝的方向运动较慢。



^ 简化的弹性各向异性几何示意图。在水平层中（上），弹性属性可能在水平方向均匀，但垂直方向不同。这种介质可以近似为具有垂直对称轴的横向各向同性（TIV）介质，意味着地层可以绕该轴旋转得到有同样属性的介质。在有垂直裂缝的地层（下），弹性属性在平行于裂缝的垂直平面内可能是均质的，但在垂直方向则不同。这种介质可以近似为具有水平对称轴的横向各向同性（TIH）介质。

10. Kimball CV和Marzetta TL：“Semblance Processing of Borehole Acoustic Array Data”，*Geophysics*，49卷，第3期（1984年3月）：274-281。

11. Kimball CV：“Shear Slowness Measurement by Dispersive Processing of the Borehole Flexural Mode”，*Geophysics*，63卷，第2期（1998年3-4月）：337-344。

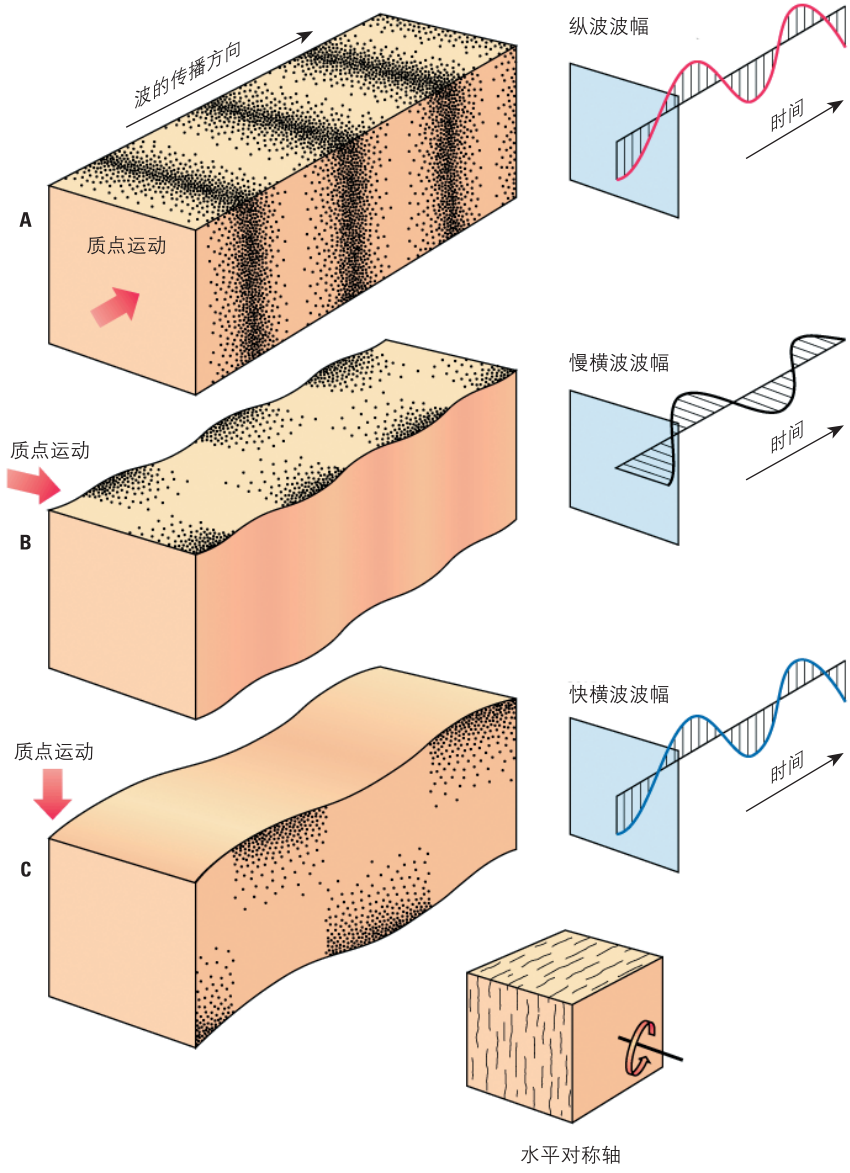
12. Murray D，Plona T和Valero H-P：“Case Study of Borehole Sonic Dispersion Curve Analysis”，*SPWLA第45届测井年会论文集*，2004年6月6-9日，荷兰Noordwijk，BB篇。

进行频散曲线模拟所需的关键参数包括地层慢度、地层密度、井筒流体速度、井筒流体密度和井筒直径等。

13. Sinha BK和Zeroug S：“Geophysical Prospecting Using Sonics and Ultrasonics”，Webster JG（编辑）：*Wiley Encyclopedia of Electrical and Electronic Engineers*，8卷。纽约市：John Wiley and Sons公司（1999年）：340-365。

14. 该情况只对比本文所论波长小的排列比例有效。

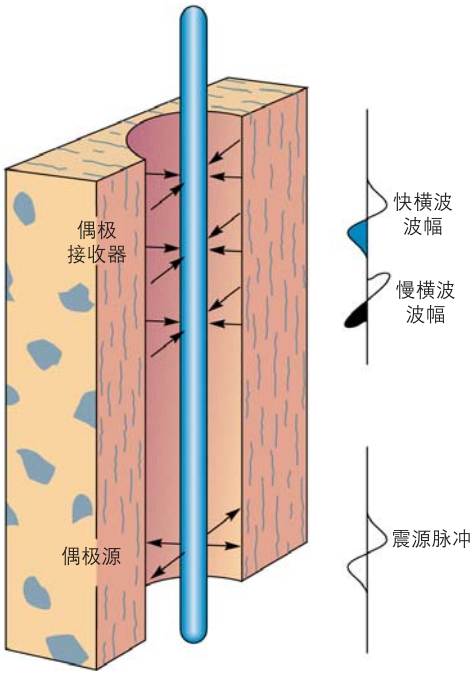
Armstrong P，Ireson D，Chmela B，Dodds K，Esmersoy C，Miller D，Hornby B，Sayers C，Schoenberg M，Leaney S和Lynn H：“The Promise of Elastic Anisotropy”，*Oilfield Review*，6卷，第4期（1994年10月）：36-47。



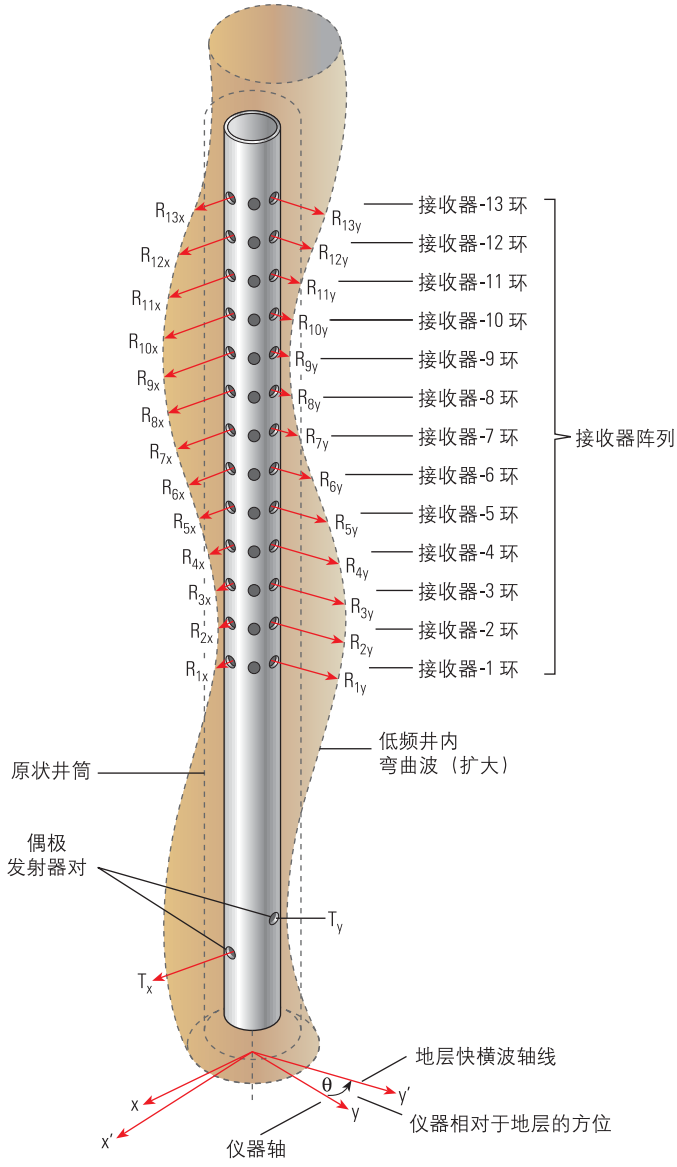
^ 纵波和横波质点运动和传播方向。纵波（A）质点沿传播方向运动，横波质点垂直传播方向运动。在TIH各向异性介质中（下），平行于裂缝传播的横波分裂。质点运动平行于裂缝、垂直偏振的S波（C）比质点运动偏振垂直于裂缝的S波（B）快。

横波的质点运动方向垂直于传播方向（上图）。在各向同性地层中，S波的质点运动限制在包含P波和S波射线路径的平面内。在各向异性介质中，一个S波分裂成具有不同偏振和速度的两个横波。偏振平行于层理和裂缝的S波比偏振垂直于层理或裂缝的S波快。弯曲波的变化类似于S波，因此按同样的方式分裂。在下面的讨论中，S波和弯曲波互换使用。

如果仪器几何尺寸和各向异性轴一致，则可将声波测井用于探测和确定各向异性的方位和大小。在TIH介质中，如在垂直裂缝地层中，沿着直井传播的S波分裂成两个波，快波在裂缝平面内偏振（下一页，左图）。同样，在TIV介质中，如在页岩或薄层中，在水平井中传播的S波分裂，快波在层理面平面内偏振。



^ 横波在有垂直裂缝的 TIH 介质直井中的分裂。无论偶极源相对于快慢方向的方位如何，横波都分裂成快慢分量。快分量平行于裂缝平面，慢分量垂直于裂缝平面。



^ 各向异性地层井内弯曲波在周向分布的接收器上的纵向和横向响应。弯曲波由 X 偶极发射器 Tx 激发，见下部。在这种 TIH 介质中，弯曲波分裂成快波和慢波，质点运动组分分布在所有接收器上，而不仅仅是与仪器 X 轴平行的接收器。

各向异性 S 波分裂偏振无法由单个单极接收器探测，需要定向接收器。用两对或多对单极接收器代替单个单极接收器就可以得到合适的定向接收器。每对单极接收器作为一个偶极接收器。为了充分记录弯曲波，每个偶极发射器至少要配备一个偶极接收器。偶极源每次发射后，信号就被纵向偶极接收器记录下来，也被横向偶极源记录下来（右上图）[15]。该实例显示了13个接收点记录的弯曲波，每个接收点环状布置了 8 个接收器[16]。

在各向同性地层中，偶极源产生的弯曲波在发射源平面内偏振，只有与该平面对应的偶极接收器才能探测到。但是，在各向异性地层中，弯曲波分裂成与地层各向异性对应的快慢组分。除非仪器轴线恰好与地层的快慢方位对应，否则纵向和横向接收器都会记录到弯曲波能量。

快慢横波或弯曲波方向或方位在交叉偶极测井曲线上可以看出来。需要多个步骤才能生成交叉偶极测井曲线。第一步是分解和重组每个接收点所有传感器获取的波形，得到每个深度对应于两个正交发射器的纵向和横向响应的四个波形。接着，这些波形经过数学旋转，将其放在与最大和最小横向波形能量方向对应的坐标系中[17]。然后，对应于快慢横波方向的波形经过相似性处理，得到快慢横波慢度[18]。快慢横波慢度相等的地层为各向同性地层，而快慢横波慢度差别较大的地层具有较大的各向异性。

15. 横向有时也指交叉线。

16. Pistre V，Kinoshita T，Endo T，Schilling K，Pabon J，Sinha B，Plona T，Ikegami T 和 Johnson D：“A Modular Wireline Sonic Tool for Measurements of 3D (Azimuthal，Radial，and Axial) Formation Acoustic Properties”，*SPWLA 第 46 届测井年会论文集*，新奥尔良，2005 年 6 月 26-29 日，P 篇。

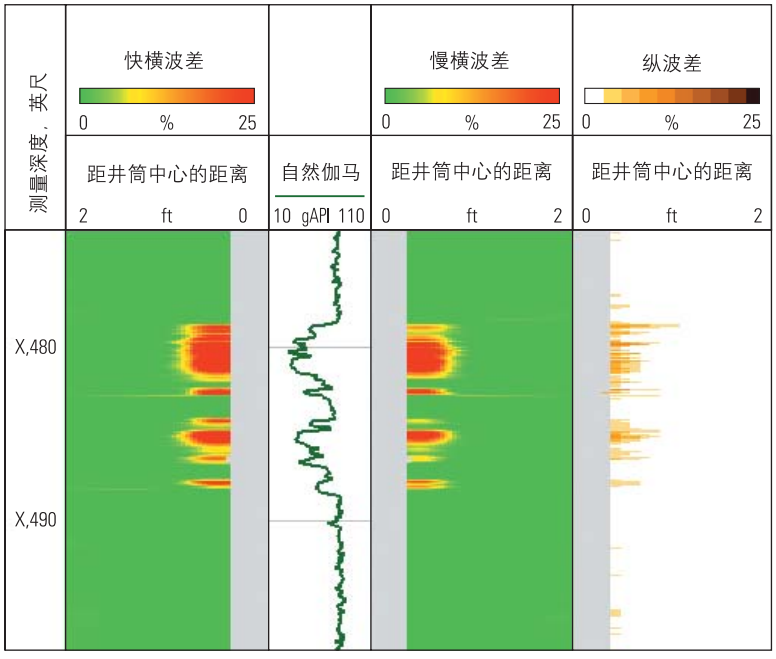
快慢横波以及P波和斯通利波慢度－声波测井在各向异性介质中可以测到的四个慢度－被转换成四个各向异性模量。这四个模量几乎能表征最简单的各向异性介质。而要全面表征TIV和TIH介质则需要五个模量。对更复杂的各向异性，就需要更多的测量数据，如在不同方位和倾角传播的P波，或垂直和水平传播的S波。地面地震和井下地震测量通常可以提供这些信息。

非均质性

在所谓的非均质地层中，地层属性可能不仅只是像在各向异性地层中随测量方向而变，可能还会因位置不同而不同。同各向异性一样，利用声波方法探测并定量确定非均匀性将取决于地层变化类型以及其相对于井筒轴线的几何结构。

标准的声波测井能够表征沿井筒变化的地层属性。早期在直井中使用的声波测井仪器是以水平层边界的形式识别非均匀性（请参见“电缆声波测井发展史”，*第32页*）。其它非均匀性如横截井筒的高渗透层和开启裂缝，可以通过斯通利波探测，具体见前面的论述。

井眼径向方向上变化的地层特性是钻井过程的证据，其评价分析更加困难。钻井作业过程引起原地应力以弹性方式沿井筒重新分布或集中[19]。另外，钻井不仅钻开岩石形成井筒，而且会对井筒周围的岩石造成机械损害[20]。这种形式的破坏称为塑性变形，是一种与可逆的弹性变形相反的变形。除了塑性变形外，钻井液还可能与粘土发生反应，导致粘土膨胀，改变近井速度。侵入孔隙中的钻井液替换了可能具有不同特性的地层流体，同样会改变声速。与层理界面的变化相比，钻井诱发的变化是一个渐变的过程。



^ 各向异性非均质地层的纵波和横波径向剖面。纵波慢度差剖面（第4道）是由层析成像重建的，该方法的基础是在特性从井眼逐渐向外变化的模拟地层中进行射线追踪。观察到的慢度与未蚀变地层的慢度差百分比画在不同的颜色和距离坐标上，显示差异随与井眼距离远近的变化。如第2道的自然伽马测井曲线所示，在这些砂岩地层中，近井筒的纵波慢度与远场的纵波慢度差异达15%，变化范围距离井筒可达12英寸（30厘米）。井筒用灰色表示。横波径向剖面显示快横波慢度与远场慢度的差异（第1道）以及慢横波慢度与远场慢度的差异（第3道）。横波慢度差异较大的地层距离井筒中心的距离达10英寸（25厘米）。纵波和横波慢度径向变化是由钻井诱发的。

17. Alford RM:“Shear Data in the Presence of Azimuthal Anisotropy：Dilley，Texas”，*详细摘要*，SEG第56届国际年会，休斯敦（1986年11月2-6日）：476-479。

Brie A，Endo T，Hoyle D，Codazzi D，Esmersoy C，Hsu K，Denoo S，Mueller MC，Plona T，Shenoy R和Sinha B：“声波测井发展的新方向”，《油田新技术》，10卷，第1期（1998年春季刊）：40-55。

18. Esmersoy C，Koster K，Willliams M，Boyd A和Kane M:“Dipole Shear Anisotropy Logging”，*详细摘要*，SEG第64届国际年会，洛杉矶（1994年10月23-28日）：1139-1142。

Kimball和Marzetta，参考文献10。

19. Winkler KW，Sinha BK和Plona TJ：“Effects of Borehole Stress Concentrations on Dipole Anisotropy Measurements”，*Geophysics*，63卷，第1期（1998年1-2月）：11-17。

20. Winkler KW:“Acoustic Evidence of Mechanical Damage Surrounding Stressed Borehole”，*Geophysics*，62卷，第1期（1997年1-2月）：16-22。

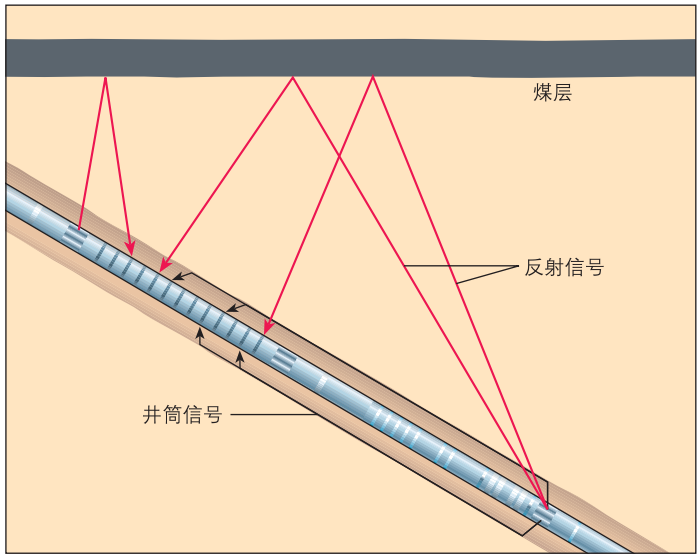
21. Zeroug S，Valero H-P和Bose S：“Monopole Radial Profiling of Compressional Slowness”，准备发表在SEG第76届国际年会上，新奥尔良（2006年10月1-3日）。

22. Sinha B，Vissapragada B，Kisra S，Sunaga S，Yamamoto H，Endo T，Valero HP，Renlie L和Bang J:“Optimal Well Completions Using Radial Profiling of Formation Shear Slownesses”，SPE 95837，发表在SPE技术年会暨展览会上，达拉斯，2005年10月9-12日。

Sinha BK:“Near-Wellbore Characterization Using Radial Profiles of Shear Slownesses”，*详细摘要*，SEG第74届国际年会，丹佛（2004年10月10-15日）：326-329。

23. Chang C，Hoyle D，Watanabe S，Coates R，Kane R，Dodds K，Esmersoy C和Foreman J：“地下构造局部成像”，《油田新技术》，10卷，第1期（1998年春季刊）：56-66。

24. Hornby BE:“Imaging of Near-Borehole Structure Using Full-Waveform Sonic Data”，*Geophysics*，54卷，第6期（1989年6月）：747-757。



^ 声波成像数据采集几何示意图。声波成像技术记录距离井筒几十英尺的界面的反射信号（红线），能够探测地层边界和其它大致平行于井筒的非均质特征。井筒信号（黑线）必须被滤掉。

相对于未蚀变或远场地层，近井地层特性变化可能会引起速度增加或降低。通常情况下，钻井诱发的变化会降低地层刚硬性，导致近井筒速度下降。但是，如果钻井液替换了气体而成为孔隙充填流体，则地层刚度变大，近井纵波速增加。

岩石和流体的径向变化对纵波和横波产生不同影响。降低岩石结构刚度的变化，如钻井诱发破裂或弱化，使P波和S波的速度都降低。但孔隙流体变化对S波速度几乎没有影响，但P波速度却可能发生明显变化。例如，当钻井液替换了气体后，P波速度增加，而S波速度相对不受影响。需要对纵波和横波慢度的径向变化进行分析才能完全表征径向非均质性。

通过采集从近井地层到远场未蚀变地层多个探测深度的P波数据可以得到纵波慢度径向剖面。这就需要各种发射器-接收器间距情况下的记录数据。射线追踪技术对折射纵波至进行反演，得到纵波慢度与距井筒距离的关系[21]。可以沿径向变化深度做出近井纵波慢度与远场纵波慢度差曲线（前一页图）。在本实例中，也画出了横波慢度径向变化曲线。

可以通过弯曲波和斯通利波的宽带频散反演量化横波慢度径向变化[22]。在高频率时，这些频散波探测近井地层，在低频率时，则探测远离井筒的未蚀变地层。利用较宽频率范围的频散数据可以得到可靠的横波慢度径向变化剖面。

对那些不经过井筒的非均质性进行描述难度非常大。这些非均质性可能是靠近直井的垂直裂缝或断层，或者是靠近水平井的层理界面。对这种非均质性进行探测需要使用一种能够深入地层而且能够探测地层特性突然变化的方法。

声波成像技术，有时也称为井筒声波反射探测，可以提供距离井筒几十英尺的反射层的高清晰度定向图像（上图）[23]。因此，该技术在水平井中具有很重要的潜在应用价值。为了生成图像，仪器记录来自单极发射器较长时间内的波形。接收器必须绕着仪器分布，以识别反射方位。

与地面地震探测技术类似的复杂数据处理技术需要多个步骤才能实施。首先，采用P波首波得到近井筒地层的纵波速模型。然后，必须从各次波形中过滤出传统波至，包括P波首波、S波首波和斯通利波，以便提取反射能。滤波道被输入到深度偏移中，深度偏移是一种采用速度模型将反射置于其正确空间位置的处理过程。

偏移过程将一套声幅和传播时间测量数据转换成地层的空间图像。可以将其视为一种三角测量过程，其中，利用具有不同TR间距的接收器记录的信号确定反射层相对于井筒的距离和倾角。在井筒不同方位的接收器根据反射层相对于井筒的方位和倾角测量井筒到反射层的不同距离。

声波成像技术是在20世纪80年代开发的，随着声波仪器和处理技术的改进，其结果也不断得到改善[24]。该技术被用于在接近垂直的井筒中获得高倾角地层图像，以及获得水平井的地层沉积边界。有关声波成像和声波测量的其它应用，请参见*第14页*的“声波测井新技术”。 —LS