



[12] 发 明 专 利 说 明 书

[21] ZL 专利号 96191049.6

[45] 授权公告日 2004 年 5 月 5 日

[11] 授权公告号 CN 1148585C

[22] 申请日 1996. 10. 3 [21] 申请号 96191049. 6

[30] 优先权

[32] 1995. 10. 6 [33] US [31] 08/540,174

[86] 国际申请 PCT/US1996/015925 1996. 10. 3

[87] 国际公布 WO97/013165 英 1997. 4. 10

[85] 进入国家阶段日期 1997. 5. 12

[71] 专利权人 阿莫科公司

地址 美国伊利诺斯州

[72] 发明人 迈克尔·C·米勒 利昂·汤姆森

伊利娅·茨万科林

审查员 杨永康

[74] 专利代理机构 中原信达知识产权代理有限责
任公司

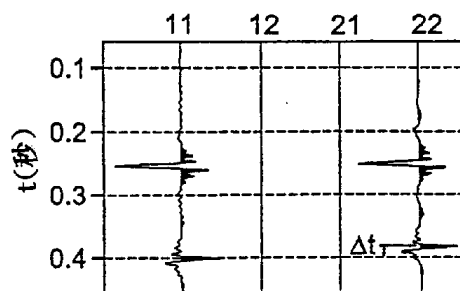
代理人 郑 立

权利要求书 3 页 说明书 36 页 附图 6 页

[54] 发明名称 反射剪切波地震方法

[57] 摘要

一种在煤层构造层中测量及采用各向异性的方法。该方法包括以下步骤：通过对与慢剪切波极化方向重合的数据分量作一静平移以及对既不与慢剪切波极化方向重合又不与快剪切波极化方向重合的数据分量做上述静平移量一半的平移来分离指明了极化变化的各层；获得煤层的快极化轨迹包络的幅值量度；将煤层数据组旋转偏离主方向 45°；获得煤层至少一个混合/不匹配极化轨迹包络的幅值量度；以及获得煤层中快极化轨迹包络幅值与一个混合/不匹配极化轨迹包络幅值的比值。



5 1. 一种评估地表层随深度变化的方位各向异性属的表面反射数据的方法，所述地表层包括紧邻地表面（18）的最浅层（10）和至少一个下层（20），该方法包括如下步骤：

I) 采用多源和多接收器，单源和多接收器以及多源和单接收器中之一方法，采集一剪切波数据组；

10 II) 将每个上述剪切波数据组的轨迹旋转一个相应于上述数据组方位与最浅层方位各向异性方向之差的角度；

III) 确定上述最浅层中各向异性方向垂直变化的方位；

IV) 通过确定上述最浅层慢方向极化轨迹相对于快方向极化轨迹的总延迟测量上述层方位各向异性的程度；

15 V) 完成上述数据组的层分离以获得上述层的主时间序列，上述层分离包括上述数据组的慢极化轨迹和上述方位各向异性数据组的混合极化轨迹的修正；

其特征在于，

将上述数据组慢方向极化轨迹在时间上向后平移上述总时间延迟；

20 将上述数据组不谐调方向极化的轨迹在时间上向后平移上述总延迟的一半；

将修正的数据组旋转一个相应于最浅层的方位各向异性方向与下层方位各向异性方向之差的角度以识别上述下层的方位各向异性主方向。

25 2. 如权利要求 1 所述的方法，其特征在于上述数据组包括一个最浅层和两个相邻的下层；该方法包括至少对上述下层及上述下层下面的一层重复步骤（III） - （V）。

30 3. 如权利要求 1 所述的方法，其特征在于步骤(I)的数据组是四分量数据组，包括：一个顺线源和顺线接收器分量；一个顺线源和横线接收器分量；一个横线源和顺线接收器分量；一个横线源和横线源接收顺分量。

35 4. 如权利要求 1 所述方法，其特征在于步骤(V)还包括对小于对应于上述最浅层的底部的时间，将上述数据组轨迹静噪的步骤。

5. 如权利要求 1 所述的方法, 其特征在于还包括下述步骤: 获得上述下层的快极化轨迹的幅值 A 的量度。

5 6. 如权利要求 1 所述的方法, 特征在于还包括下述步骤: 将下层的数据组旋转到偏离主方向 45° 的方向上; 获得至少一个旋转数据组的混合/不匹配极化轨迹的幅值 A_{45} 的量度。

10 7. 如权利要求 6 所述的方法, 还包括形成混合/不匹配极化轨迹的幅值 A_{45} 的量度与快极化轨迹的幅值 A_0 的量的比值以识别裂纹的方位的步骤。

15 8. 如权利要求 6 所述的方法, 还包括步骤: 对至少一个混合/不匹配极化轨迹的幅值 A_{45} 的量度进行归一化。

 9. 如权利要求 7 所述的方法, 其特征在于所述地表层包括碳质的一个各向异性覆盖层和多个下面的包含多个割理的煤层; 并且还包括通过上述煤层的泊松比和割理密度来校正上述比值的步骤。

20 10. 一种分析表面反射地震剪切波数据组以评估剪切波极化随深度变化的方法包括分离层的步骤, 该步骤中通过对与剪切波极化方向相一致的数据分量作一静平移以修正方位各向异性来指明极化的变化, 其特征在于包括步骤:

 a) 对与慢剪切波极化方向一致的数据分量作一静平移;
25 b) 对既不与慢剪切波极化方向一致又不与快剪切波方向一致的数据分量作上述静平移一半的平移, 其中上述静平移代表着上述层中慢方向极化轨迹相对于快方向极化轨迹的总时延迟。

 11. 如权利要求 10 的方法, 还包括步骤:

30 c) 将主时间序列数据组旋转一个相应于最浅层方位各向异性方向与后一层方位各向异性方向之差的角度。

 12. 如权利要求 11 所述的方法, 其特征在于剪切波数据组是从一包括至少一层相对薄的煤层的多个随深度变化的方位各向异性层中采集的, 其特征还在于包括步骤:

35 d) 对于向下至上述煤层的各层重复(a)到(c)的步骤;

-
- e)获得上述煤层快极化数据分量幅值的一个量度；
- f)将上述煤层的上述数据分量从主方向上旋转开 45° ；
- g)获得上述煤层混合/不匹配极化数据分量中之一的包迹幅值的量度；
- 5 h)采用一个混合/不匹配极化数据分量的包迹幅值的量度与快极化数据分量包迹幅值的量度的比值来评估所述煤层的裂纹方向。

反射剪切波地震方法

5 本发明是属于一般的石油和天然气勘探领域,特别是关于利用各向异性层上的表面反射剪切波进行地震勘探的方法。

识别和开发煤床的甲烷资源变得越来越重要。为达到这一目的,就需要有助于煤层及其厚度,几何构造,岩性学,结构和纹的预钻探识别
10 方法。在特殊的地点,先后的钻探,开采和其它地质研究可以提供这些信息,但是,许可开采的区域常常位于已有矿区和芯孔位置之外。除此之外,这些煤层参数中横向迅速变化的蕴藏量也意味着这些传统的数据太稀疏以致不能提供出许可开采的煤资源的恰当面貌(见 Henson,Jr.,H.和 J.L.Sexton 的“采用高解析地震反射方法预矿研究浅煤层”,地球物理学,56, (9), 第 1494-1503 页, 1991)。

地震覆盖在揭示局部细节中可以起着重要作用。压缩波地震数据已经被采矿业用来提供有关煤层埋藏位置、厚度,几何构造和结构的信息,从而指导开采活动(见 Gochioco,L.M.和 S.A.Cotten 的“采用高解析地震反射技术定位地下煤矿中的断层”,地球物理学,54, (12), 第 1521-1527 页, 1989; Gochioco,L.M.的“来自薄床和煤层的转动效应和干涉反涉”,地球物理学,56, (8), 第 1288-1295 页, 1991; 以及 Gochioco,L.M.的“在由煤层包围的薄层介质中的干涉反射的模型研究”,地球物理学,57, (9), 第 1209-1216 页, 1992;
20 poole,G.G.Duncan、L.Leung 的“用于煤勘探的水平断错垂直地震断面勘查”,“SEG 1991 Exp.Abs.,第 562-563 页;以及 urosevic,M.、B.J.Evans、以及 P.J.Hatherly 的“三维地震方法在煤层精细断层探测中的应用”,SEG 1992 Exp.Abs.,第 254-256 页)。通常采矿业的目的是避开完全的割理和完全断裂的煤层以便减少煤层甲烷渗透进煤矿中从而增加长墙操作的安全性。相反,高割理和裂纹区却对钻探孔的煤层甲烷生产有益(见 Ting,F.T.C.的“在煤床中的割理的起源和隔开”,压力容器技术杂志, 第 624-626 页, 1977; Ayoub,J.、L.Colson、D.Johnston、J.Levine 的“学会生产煤床沼气”,油田概览, 第 27-40 页, 1991); Gash,B.W.的“用于煤床沼气生产的煤中‘岩性’的测量”,
30 SPE 22909, 1991, 第 221-230 页;以及 Gash,B.W.、R.F.Volz 和
35

J.M.Corgan 的“割理取向和约束压力在煤的割理多孔性、渗透性以及相对渗透性方面的影响”，1993 年国际煤床沼气发展研讨会，1993 年 5 月 17 日至 21 日，第 247-255 页)。

5 既然割理和裂纹的存在是所希望的，因此那些在钻探前可从远处识别这些裂纹和割理的方法将对煤层甲烷资源的优化经济开采提供潜力。

10 曾经发展了一种识别裂纹和裂纹区集气点的剪切波方法(见 Thomsen,L.的“在方位角各向异性介质方面的反射地震学”，地球地理学，53，(3)，第 304-313 页，1988；以及 Alford,R.M.,的“在方位角各向异性存在时的剪力数据”，SEG 公约扩展的摘要，第 476-479 页，1986)，该方法并被应用于有裂纹的碳质碎岩中(见 Mueller,M.C.的“采用多分量剪切波表面地震作为水平钻探的前驱波预测断裂强度的横向变异性”，地球地理学国际杂志，107，(3)，第 387-408 页，1991)。

 在推广这些原始技术过程中，面临的主要挑战是来自煤层的三个特性，即：

20 煤层的薄层特性(相对于典型的地震波长度)

 煤层极低的声阻(该声阻导致反系数比典型的沉积层大五倍)

25 对于对裂纹敏感的波，这一阻抗在强裂纹区域甚至减少的更低这一事实。

 当煤层在一个煤层系(CBS)中垂直堆叠时，这三个特性就同时存在，因此层间的多次复合可导致极有害的煤层反射并在 CBS 中产生不可解释的地震波震幅。(见 Pietsch,K.和 R. Slusarczyk 的“高解析地震探测法在波兰煤矿中的应用”，地球地理学，57，(1)，第 171-180 页，1992；Gochioco,L.M.的“来自薄床和煤层的转动效应和干涉反射”，地球地理学，56，(8)，第 1288-1295，1991；以及 Gochioco,L.M.的“在由煤层围绕着的薄层介质中的干涉反射的模型研究”，地球地理学，57，(9)，第 1209-1216 页，1992)。因此，传统剪切波旋转和震幅技术的任何推广都应适应于这些地震波的挑战。

此外, 裂纹引起的各向异性的理论, 只对于单组环形裂纹的特殊情况研究得比较透彻。通常文献中讨论的单组环形裂纹引起的各向异性是由 Hudson 给出(见 Hudsonm,J.A.的“断裂固体的整体特性”, Math Proc.Camb.phil.Soc.,88,第 371 页, 1980 年)。Thomsen(见 Thomsen,L.的“在多孔岩石中因裂纹对齐而产生的弹性各向异性”, 欧洲协会勘探地球地理学公约摘要, 53, 第 244-245 页, (1991); Geoph.Prospectg., 第____-____页, 1995)指出如果裂纹是存在于多孔岩石中(相对于实体而言), 那么多孔性对各向异性起作用, 即使(按照定义)对各向异性没有更优先的方位。这一现象的发生是由于在地震频率点, 裂纹和孔中流体间的流体压力的平衡。这一现象的普遍性由 Rathore 等的试验所证实(见 Rathore,J.S.、Fjaer,E.、Holct,R.M.、Renlie,L.的“具有受控制断裂几何形状的人工合成沙夺的声学各向异性”, Geoph.Prospectng., 第____-____页, 1995)。

因此, 当前对裂纹引起的各向异性的认识明显不充分, 至少需要推广到水平长、垂向短的正交裂纹组。相信带裂纹的集气点的直接探测要比间接探测更可取。Thomsen 通过分析地震剪切波的极化方向来直接探测方位各向异性这一课题作过一个介绍(见 Thomsen,L.的在方位角各向异性介质的反射地震学, 53, (3), 第 304-313 页, 1988, 以及所引用的参考资料)。裂纹的间接探测(例如, 采用超常的 P 波方法, 探测近地表下构造并假设这些构造一定引起裂纹), 由于其在特点, 很难令人满意。当然, 这种直接探测依整于裂纹引起的方位各向异性的探测。然而, 采用 P-波进行方位各向导性的探测在历史上其它裂纹工作中(例如, Austin Chalk)还没有成功过; 因此, 对在 CBS 范围内的应用能否成功还不容乐观。

由于大部分岩石是方位各向导性的, 因此, 一般来说, 垂直传播的剪切波并不按照波源建立的极化来传。而是, 向量分解成两个垂直传播的波, 两个波(在相当近似的程度上)相互正交极化, 且传播速度不同。一般来说, 这两个波极化方向既不是横线方向也不是顺线方向; 而是由岩石不是由源确定的特殊极化方向。(熟悉这门学科的人会知道自然界很少存在“SH”和“SV”波; 这两种波主要存在于教课书中!)

在最简单情况下(其中方位各向异性是由另外的各向同性的基质中的单组垂直裂纹或割理引起), 垂直传播波的两个特殊的极化方向是沿着裂纹并垂直于裂纹的。当然, 两个都与传播方向成横向并且传播速度

不同, 因此剪切波分裂开。各向异性(即, 在这种情况下根据方向的不同速度的不同以及极化方向的不同)可定义为:

$$\gamma = \frac{v^{\parallel} - v^{\perp}}{v^{\perp}} \quad (1)$$

5

(即垂直传播的剪切波其与裂纹平行($\parallel$)的极化波和与裂纹垂直($\perp$)的极化波速度的相对差)由于 $v^{\parallel}$ 比 $v^{\perp}$ 大, γ 为正。选择的记号与 Thomsen 一致(见 Thomsen, L. 的“弱弹性各向异性”, 地球地理学, 51, (10), 第 1954-1966 页, 1986)。

10

两个波向下独立传播, 在交界面(这里假设为水平)反射开并回到表面, 在表面记录下两个波。一般来说, 横线接收器可接收到两个来波; 顺线接收器也同样可做到。一般来说, 无论源方向是顺线还是横线, 都有上述结果; 源的方位仅影响依赖于向量三角形分解的两个模式的相对激励。

15

常规的多源/多接收器(MS/MR)采集(具有顺线和横线, 顺线和横线接收器)可得到四个轨迹, 这些轨迹构成带有依赖于时间的分量的 2×2 张量 S 。选择“x”作为顺线方向(由于通常把 X-Z 作为横截面方向, 这样显得更自然,)选择“y”作为横线方向, 其指标为通常的方式(x, y)=(1, 2), 那么顺线源, 顺线接收器的轨迹记作 $s_{11}(t)$ 。那么横线/横线轨迹就为 $s_{22}(t)$, 不匹配的源和接收器的轨迹, 为 $s_{12}(t)$ 和 $s_{21}(t)$, 位于非角线元。

20

25

一般说, 如果两种剪切模式间的延迟不可忽略但比波列持续时间小, 那么(两种模式间)复杂的干涉就会出现在四个轨迹的每一个上, 导致对轨迹解释的困难。但是在源与岩石的两个特殊方向重合的特殊情况, 只有一个波被激起。例如, 如果顺线源碰巧与“快”方向平行, 那么只有快模式被激起, 它被顺线接收器记录而不匹配接收器接收不到信号。另一模式只能被横线源激起并且只能由横线接收器接收。

30

由于四个观测到的轨迹 s_{ij} (通常不可解释)是一张量, 它可以通过张量旋转操作; 旋转到一与岩石特殊方向重合的新坐标系中。Alford(见 Alford, R.M. 的“在方位角各向异性存在时的剪力数据”, SEG 公约扩展摘要, 第 476-479 页, (1986)和美国专利 4, 817, 061; 4, 803, 666; 5, 029, 146 以及 4, 903, 244), 指出, 通过 MS/MR 旋转

35

技术(该技术以他的名字命名), 可以(从四个不可解释的轨迹中)计算出:

5 *一个“快”轨迹(标记为 22, 图 1), 记录了一个不受裂纹影响的剪切波(在一组垂直平行裂纹的简单情况下)

 *一个“慢”轨迹(标记为 11, 图 1), 记录了一个受裂纹强烈影响的剪切波;

 *两个近似为零的轨迹(标记为 12 和 21, 图 1).

10 Thomsen(见 Thomsen,L.的在方位角各向异性介质的反射地震学, 地球物理学, 53, (3), 第 304-313 页, 1988 年)揭示了一种向量旋转方法. Thomsen 给出基本 Alford 方法和一个只采用一个极化源的备选方法的推导(即一个单元/多接收器, SS/MR 技术, 也见美国专利 4, 888, 743 和 4, 933, 913)

15 这些旋转方法假设在向下达到反射层整个深度上(可能除去几个薄层)只有单一的各向异性轴方向。这意味着剪切模式只分裂一次。假设了垂直传播, 然而它是典型地应用于堆叠轨迹的。这需要进一步假设这样的堆叠轨迹是减噪的垂直入射轨迹的合理近似。使旋转方法可能正确的条件现在还不甚了解。

20 然而, Willis(见 Willis,H.A., Rethford,G.L., Bielanski,E.的“方位角各向异性一剪切波数据质量上的发生和影响”, SEG 1986 Exp.Abs., 第 479 页, 1986)指出, 找出一个单一的(不随深度变)不确定性在 $\pm 10^\circ$ 左右, 并满足上述结果的旋转角 θ 通常是可能的。典型地, 将采集的四分量数据组(即顺线, 横线/顺线, 横线接收器), 用不同的角度(例如 $\theta = 15^\circ, 30^\circ, 45^\circ, 60^\circ, 75^\circ$ 等)旋转, 选择出旋转后使非对向线分量极小化的角度。自动处理过程是可取的, 但并不真真需要。

30 得到(即旋转得到)的两个对角轨迹(“主轨迹”)通常都象 P 波轨迹一样容易解释, (即, 它们通常表现出好的反射层连续性, 即使是大深度情况下。)与好的 P-波数据一样, 这些轨迹可用传统的剪切波处理方法(例如: 岩性学识别, 亮点解释等)来处理。此外, 两种轨迹间的比较通常可显示出一小的相应反射层间的时间变化的延迟。在粗糙化的间隔上, 延迟的增加作出了这一粗糙间隔上平均各向异性的一个量度, 因此给出该间隔上裂纹的一个量度。

35 因此, 可以说, 旋转以后, 每个对角轨迹可让人透过裂纹来勾划出

地质构造并利用剪切数据达到“传统目的”。另一方面，两个对角轨迹的差别也让人看到了裂纹。这一差别(两个相应反射层间延迟时间的增加)的提供的一种各向异性(从而是裂纹)的量的空间分辨率必然较差。

5

图 1 显示了这种方法在非常厚(70m)的煤层中应用的可能情况主岩层是各向同性的， $\gamma=10\%$ ，勘察线垂直于于煤层裂纹。这当然不是一个真实的构造，但是这一例子说明了前面用于识别粗糙化层的各向异性的方法的原理(见 Martin,M.和 T.Davis 的“剪切波双折射：估算断裂矿藏的新工具”，前沿，6(10)，第 22-28 页，1987)。第一个反射波(在 0.25 秒到达)标明了煤层的顶部位置；由于这些波路经完全在碎覆盖层(这里假设为各向同性)中，所以两个主轨迹线 11 和 22 同时到达。第二个反射波(从厚煤层底部反射的波)中，“快”22 轨迹到达的略早，表明煤层是方位各向异性。当然，以毫秒计的延迟时间 Δt 取决于平均各向异性与层厚度(用毫秒表示)的积；对于下面讨论的薄煤层系也有同样的结果。在许多应用中，各向异性要比图 1 计算中采用的要小得多，因此相应的垂直分辨率非常差。

10

15

20

25

30

Thomsen(见 Thomsen,L.的方位角各向异性介质的反射地震学，地球地理学，53，(3)，第 304-313 页，1988)提出分裂剪切波正入射幅值的差异给出了反射层处各向异性(从而，裂纹强度差)突变的高可解量度。Thomsen 的建议是一进步，尽管其幅值(相对于到达时间)的不可靠性是众所周知的，这是因为传播时间方法的总的成功(通过旋转)证明各种分量的幅值在相互比较时的确有意义，虽然其绝对幅值本身没有意义。Thomsen 的建议由 Mueller(见 Mueller,M.C.的“采用多分量剪切波表面地震作为水平钻探的前驱波预测断裂强度的横向可变性”，Geoph.J.Intlo，107，(3)，第 387-408 页，1991)所证实，Muller 发现在 Texas 中部的 Austin Chalk，裂纹的高强度区可通过慢极化段的模糊点识别。

35

Thomsen 的建议，在其最早的情形中，是基于正入射剪切波的反射。考虑一位于无裂纹的入射岩层(下标为 1)下的具有垂直向裂纹的反射岩层(下标为 2)，快模式(极化的 $\parallel$ 于裂纹)的反射系数为 1。

$$R_{\parallel} = -\frac{\rho_2 V_2^{\parallel} - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2^{\parallel} + \rho_1 V_1} \quad (2)$$

剪切速度 $V_2^\perp$ (为快剪切波, 极化方向平行于裂纹) 不受裂纹的影响, 因此, 对于 Austin Chalk 例子, $V_2^\perp$ 是比 V_1 大的数, 为上层页岩的剪切速度。此外, 在这一范围内, $P_2 > P_{100}$ 因此, 在 Mueller 的证实文献(见 Mueller, M.C. 的“采用多分量剪切波表面地震作为水平钻探的前驱波预测断裂强度的横向可变性”, *Geoph.J.Intl.*, 107, (3), 第 387-408 页, 1991) 中, $R_\perp$ 是一大的(负)数。方程 2 中前面的负号是由于剪切位移的习惯符号引起(也参见 Aki, K. 和 P.G. Richards 的量子地震学: 理论和方法, W.H. Freeman & Co., 旧金山, 1980)。

同样, 慢模式(极化的 $\perp$ 于裂纹)的反射系数为:

$$R_\perp = -\frac{\rho_2 V_2^\perp - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2^\perp + \rho_1 V_1} = R_\parallel + \gamma/2 \quad (3)$$

其中 γ 为剪切波各向异性。剪切速度 $V_2^\perp$ 由于裂纹小于 $V_2^\parallel$, 因此 $V_2^\perp$ 接近页岩速度 V_1 , (例如, 前面引用的 Mueller 的 Austin Chalk 情况)。因此, 在裂纹强的那些地方, $R_\perp$ 的绝对值较小(即较小的负数)。如果 γ 在 10% 的量级, $R_\parallel$ 大约为 5%, 那么 $R_\perp$ 约为零(即, 大约 100% 的衰减)。Mueller 在慢($\perp$)段中得到的“模糊点”, 识别出强裂纹的集气点, 该点被以后的水平钻探证实。

此外, 封闭在碎沉积岩中的薄煤层是前面没有提到的一种特殊情况。传播时间方法和反射幅值方法均不完全令人满意。传播时间方法由于薄层几何构造常常导致煤层系内短延迟回响间的复杂干涉而不能令人满意, 因此, 除一些非规则的 CBS 外, 顶部和底部的反射均不清晰。因此, 测量到的煤层系上积累的时间延迟不可靠。反射幅值方法的失败是由于薄的煤层构造, 也是由于煤层的非裂纹蓄积速度小于顶层岩石的剪切速度等其它原因。

因此, 需要找到一种用于探测封闭在或镶嵌在快沉积碎岩中的薄煤层示的增强的方位各向异性(从而增强的裂纹)区的地震特征。这一特征应不依赖于薄煤层的细部几何构造, 也不应依赖于从原煤层上限定好的反射。此外, 还应当认识到煤层系内内部多复合 Coda 的复杂性。

本发明总的目的是提出一种利用煤层系(CBS)表面反射剪切波特征的过程和方法;

然而本发明的另一目的是提出一种利用煤层系各向异性特性来识别自然裂纹区的过程和方法。

5 本发明的一个目的是识别一个可用来表征 CBS 各向异性特征的参数, 该数对煤层中各向异性的量值敏感, 对煤层系内各向异性材料的组成敏感, 对各向异性层的厚度敏感, 并且实际上不依赖于几何构造的细节。

10 本发明的另一目的(从广义上说)是提供一种识别和勾画地表层裂纹的过程和方法, 从狭义上说也就是识别和勾画煤层甲烷勘探中的集气点的过程和方法。

15 本发明再一个目的是提供一种补偿 CBS 的覆盖层的各向异性的方法。

本发明的一个特殊目的是揭示煤的特性和其在煤层系中的几何构造是如何影响剪切波的特征以及这些特征的模型是如何导出补偿煤层系覆盖层各向异性和探测及评估割理方位的过程的。

20 按照本发明, 实现了一种处理方位各向异性随深度变化的地层上的表面反射数据的方法。在本发明的一个实施例中, 这种方法包括下列步骤: 从一组多源和多接收器采集一剪切波数据堆积; 将每个剪切波数据堆积的轨迹旋转一相应于数据堆积方位与最浅层方位各向异性方位之差的角
25 度; 确定最浅层各向异性方位的垂直变化方位。测量线层方位各向异性程度; 完成数据堆积的层分离以获得最浅层的主时间序列, 其中层分离包括考虑方位各向异性而修正数据堆积的慢极化轨迹和数据堆积的混合极化轨迹的步骤; 对最浅层下面的一层重复上述步骤; 将上面形成的数据旋转一相应于下层的方位各向异性方向与最浅层方位各向异性方向之差度以识别下面层的方位各向异性主方向。

30 在本发明的一个特殊实施例中, 分离方法包括下述步骤: 识别与慢剪切波极化方向重合的数据分量, 识别与快剪切波极化方向一重合的数据分量以及识别与慢剪切波极化方向和快剪切波极化方向均不重合的不匹配数据分量, 确定快剪切波轨迹和慢剪切波轨迹间的明显的延迟,
35 确定快剪切波和慢剪切波的自然极化方向, 对与慢剪切波极化方向重合的数据分量做一静平移; 对既不与慢剪切波极地方向重合也不与快剪切

波极化方向重合的分量做上述静平移量一半的平移;对时间小于层底部的数据组分量静噪。

5 本发明还揭示了一种量度和评估象煤层系这样的地表层中各向异性的方法。在本发明的一特殊实施例中,这一方法包括步骤:采集煤层系上的一个多分量表面反射地震剪切波数据组;将指明了极化变化的最浅层深度上的上述数据组的所有数据旋转一由一煤层上指明了极化变化的最浅层所确定的方位角以建立该煤层中各向异性主方向;将指明了极化变化的最浅层深度下的数据组的所有数据从该煤层各向异性主方向
10 旋转开大约 45° ;获取旋转数据的混合不匹配极化轨迹中至少一个的包迹幅值的一个平均量度。

本发明的一个特殊实施例,揭示一种量度碳质层系中各向异性的方法。该方法包括下列步骤:通过对与慢剪切波极化方向一致的分量做一
15 静平移以对与慢剪切波极化方向和快剪切波极化方向均不一致的分量做上述静平移量的一半的平移来分离极化变化指明了的层;将主时间序列数据组旋转一相应于最浅层方位各向异性方向与后一层方位各向异性方向之差的角度。其后,本发明的方法还可包括一附加的获得快极化轨迹包迹幅值量度的步骤;将该数据组从主方向上旋转开 45° ;获取
20 至少混合/不匹配极化轨迹中之一个的包迹幅值的量度;获取快极化轨迹包迹平均幅值与混合/不匹配极化轨迹之一的包迹幅值的比值。

本发明所讨论的情形(即封闭在碎沉积岩中的薄煤层)不同于前面所述两种众所周知的方法,(即传播时间方法和反射幅值方法),而是两种方法的改进。传播时间方法不完全令人满意,因为薄层几何构造常导致煤层系内短延迟回响(“桩一腿”复合)间的复杂干涉,使得顶部和底部的反射(一般情况下)都不清晰,(虽然在一些 CBS 的特列下可能清晰)。因此,量测到的煤层系中传播所积累的时间延迟不可靠。反射幅值方法失败的原因是由于薄层几何构造,也还由于在这种情况下煤层的
25 非裂纹蓄积速度小于覆盖层岩石的该速度。并且,方程(2)中 $P_2 < P_1$,使得 R_1 很大且为正。对于 $\perp$ -极化, $V_2^\perp$ 甚至更小,使得 $R_\perp$ 甚至比 R_1 还大。因此,裂纹区的集气点导致慢 $\perp$ -一段的亮点而不是模糊点。此外,由于无裂纹的(即固有的)反射系数如此大(R_1 约为 5%,图 1),使得小的 γ 值不能显著改变幅值只能以一个定量方式改变。这一效应在图 1 中很
30 明显,其中顶部反射层的幅值对两个极化方向都非常小。

本发明的许多其它优点，从下面本发明的详细说明，实施例，权利要求书，以及附图中就可明显看到。

5 图 1 为从各向同性基质岩中的有裂纹煤床上采集的四分量多源/多接收器(MS/MR)数据的例子。

图 2 为 Narellan 模型煤层的几何说明。

图 3 表示的为沿图 2 所示 Narellan 模型煤层各向异性主轴所采集的四分量数据组。

10 图 4 表示的为沿图 2 所示 Narellan 模型煤层主断裂走向的 45° 方向上所采集的四分量数据组。

图 5 描述的是一个特殊的有兴趣的区域的 CBS 特性校正曲线

图 6 是 Silesian 模型煤层的几何描述；

图 7 表示的为沿图 6 silesian 模型煤层裂纹方向的 45° 轴方向采集的四分量数据组。

15 图 8 是 San Juan 模型煤层的几何描述。

图 9 表示的为沿图 8 san Juan 模型煤层断裂方向的 45° 轴方向采集的四分量数据集。

20 图 10 表示的是从带有轻 向异性并具有与煤层裂纹走向成 30° 角的有裂纹的覆盖层的图 2 Narellan 模型煤层中计算出的零偏移反射假想数据。

图 11 和 12 表示的是图 10 的原始数据相对于初始坐标系分别旋转 20° 和 30° 度的结果。

图 13 描述的是进行了覆盖层补偿后的图 12 的数据。

图 14 表示了图 13 轨迹的旋转结果以寻找各向异性煤层主轴。

25 图 15 表示的是为得到参数 R_a ，将图 14 数据正则旋转 45° 的结果。

图 16A， 16B， 16C 表示的是原始数据，优化旋转数据和旋转 45° 的分离数据。

30 附图所表示以及下面将要详细描述的是本发明的一个特殊实施例，但本发明可以有許多不同形式的实施例。应当认识到，这里揭示的内容是从例举本发明原理的角度考虑的，并不想使本发明仅限于所例举说明的具体实施例。

35 如图 2 所示，煤层几何构造近似地模拟了澳大利亚新南威尔士(NSW)Narellan 芯孔处最厚的 40 层煤床结构。最厚的煤层位于地下大约 3000 英尺的页岩和沙石处。在此盆地其它地方以及其它有兴趣的盆地

(例如, San Juan,Silesia)具有不同的煤层结构(见图 6 和图 8)。

沿图 2 煤层主裂纹带垂直方向, 采集的一个 MS/MR 剪切线的四分量数据组结果(仅垂直传播)表示在图 3 中。假设各向同性覆盖层 $\gamma = 20\%$ 并且 x 轴垂直于煤层的断裂带。最快的极化轨迹 22 由煤层的顶层反射(接近 0.5 秒), 接着是从煤层内部反射的复杂的混合回响, 而最底下煤层的反射则不清晰。本文中, 虽然在各煤层内部有复杂的回响, 但它们都有同样的极化。对应于慢极化轨迹 11 的反射到达时间是相同的(因为在本模型中覆盖层是各向同性的), 并且也跟随着一个复杂的回响(细节不同)。不谐调轨迹 12 和 21 在这种特殊的采集环境中如上所示均为零。如果没有一点裂纹, 这些轨迹将类似, 而不管线的方向如何, 并且所显示的两个轨迹是一致的而不只是类似。

沿与主裂纹走向相交 45° 的线上, 同样的采集结果表示于图 4。顺线/顺线轨迹 11 含有快模式和慢模式二者的成份, 信号比图 3 更复杂。

横线/横线轨迹 22 也有与上相同的特点。直观来说, 图 3 与图 4 最明显的区别是不匹配轨迹的强信号, 该信号总体幅度可与对角线轨迹的信号相比。这一现象的出现是因为快模式和慢模式都在煤层内回响, 但它们不同的速度使这些回响相互不匹配。由于这些不匹配的回响, 不匹配向量分量不能自动的相互抵消, 结果造成一个强的合成信号。对于这一方位的线, 两种模式在顺线和横线两个方向都有向量分量, 因此都显示出不匹配轨迹。

在另一文章中, Alford(见 Alford,R.M.的在方位角各向异性存在时的剪切数据, SEG 公约扩展摘要, (1986)第 476-479 页)指出 MS/MR 数据集中不匹配轨迹的高能量是方位各向异性的灵敏的指示。在那里所指的各向异性位于覆盖层中。这里, 覆盖层是各向同性; 所指的各向异性位于煤层内, 因此这些不匹配轨迹的能量值是煤层各向异性的量度, 因此也就是断裂强度的量度。

当然, 实际上不必沿与(初始未知)的裂纹走向成 45° 的线上采集数据。可以沿任一方便的线采集数据并对数据做数值旋转以找到能产生最近似图 3 结果的角度。这一方法建立了裂纹走向相对地图坐标系的方向。接着旋转 45° 就产生图 4 的等效结果, 这里不匹配轨迹的幅度成为断裂强度的一个量度。我们可以预想断裂强度将各处不相同, 因此这

为直接探测断裂点提供了一种量度，一种地震特征或一种诊断方法。特别是，不匹配轨迹 12 或 21(位于 45°) 的包迹幅度可看作是煤层平均各向异性(和厚度)的一个好的量度。这一不匹配轨迹是沿各向异性主轴采集的主轨迹 11 和 22(见图 3)之差_差的直接函数。在没有方位各向异性情况下，主轨迹将是一致的，并且 45° 方向的不谐调轨迹是零。为定义一个无量纲的平均 CBS 各向异性的量，将完全依赖于方位各向异性(见图 4)的不匹配轨迹的包迹幅值 $A_{12}(45^\circ)$ 或 $A_{21}(45^\circ)$ 用最佳方位的快轨迹的包迹幅值 $A_{22}(0^\circ)$ (该幅值完全独立于这样的各向异性，而依赖于煤层几何结构来正则化：

$$R_a = \frac{A_{12}(45^\circ)}{A_{22}(0^\circ)} \quad (4)$$

当然，幅值是 CBS 区域的平均值。只要 R_a 值大就意味着是一块高各向异性(因此高断裂强度)或大煤层厚度或二者皆有的区域。

模拟结果

剪切波地震在煤层断裂探测上的应用标志着分离剪切波技术的一种新的适用领域。虽然上述这种方法是基于现场证明了的物理原理，但数值模拟可以深入了解这种效果的强度，它与煤层断裂强度间的关系以及可能由覆盖层引起的失真。

下面讨论的人工剪切波地震反射是从 Sydeny,silesian 和 San Juan 盆地的典型煤层采集获得。模型是从已有的声波和强度曲线建立。虽然这些曲线提供了煤层的几何构造以及密度和垂直的 P 波和 S 波的速度，但煤层断裂系统的参数仍很难量化。对煤层的穿透性起主要作用的贯穿裂纹(大的割理)太大不能通芯样的测量来描述，因此模型中采用的断裂特性必须假定。

在模拟中假设煤层的各向异性是由在所有煤层中具有相同方位的单个平行垂直裂纹系引起。在煤层中通常存在的第二个割理系所引起的复杂性将被忽。这一假设的结论将被检验。

模型中另一忽略的效应是薄的水平层叠，这一层叠(在没有裂纹情

况下)在地震频率上导致一种有效的具有垂直对称轴的横向各向同性介质(垂直横向各向同性即 VTI)。对于垂直传递的剪切波 VTI 的存在可以合理地忽, 但对于斜向入射波 VTI 会变得更重要。

5 在大部分例子中, 覆盖层模拟成均匀的各向同性层。但是对于具有方位各向异性的覆盖层(或许方位各不相同)也做了考虑, 并提出了这种覆盖层对剪切波反射影响的一种修正方法。

10 众所周知, 纯各向同性基岩中的单组平行裂纹使介质横向各向同性, 其对称轴垂直于裂纹平面。在现在的垂直裂纹情况下, 对称轴为水平向(水平横向各向同性, 即 HTI)。均匀横向各向同性的介质可完全由其密度以及由 Thomsen 导出的五个弹性参数来描述(见 Thomsen,L.的“弱弹性各向异性”, 地球地理学, 51, (10), 第 1954-1966 页, 1986):

15 *速度 V_{P0} (对于 P 波)和 V_{S0} (对于 S 波)方向为对称轴方向(在这里为水平向)

 *三个无量纲各向异性系数(ϵ , δ 和 γ)

20 本文中垂直传播的剪切波的速度和幅值主要依赖于两个参数: S 波速度(V_{S0})和各向异性参数 γ , 这些参数确定了垂直入射波剪切分高度(即方程 1)。应当注意在弹性平面波的近似中, 其它三个参数对垂直传播波 S 波没有影响。对于更真实的点源辐射情况, 比率 V_{P0}/V_{S0} , 系数 ϵ 和 δ 通过缓慢表面的形状影响剪切波幅值。然而, 这些影响可认为是次等重要的。因此, 煤层各向层性的程度可由参数 γ 来描述(即, 说 20% 各向异性 “意指 $\gamma=0.2$ 等等)。附录 A 证明了 γ 正比的断裂强度的值。

25

 在所有模型中, 下列参数用于基质岩和煤:

 基质岩(沙石): $V_P=4.5\text{km/s}$, $V_S=2.65\text{km/s}$, $\rho=2.37\text{g/cm}^3$

 各向同性煤: $V_P=2.3\text{km./s}$, $V_S=1.045\text{km/s}$, $\rho=1.39\text{g/cm}^3$

 各向异性煤: $V_{P0}=2.3\text{km/s}$, $V_{S0}=1.045\text{km/s}$, $\rho=1.39\text{g/cm}^3$

30

$\gamma=0.2$; $\epsilon=0$; $\delta=-0.16$

35 模拟采用基于反射方法的全波形程序来完成(参见 Garmany,J.的“在分层介质中弹性动力学特征解析的一些特性”, Geoph.J.R.A.S., 78,565-569,1983).这一程序计算位于自由表面的实际点源的反射响应(包括所有可能的复合与转换)下面讨论的结果代表一个来

自具有不同方向的点水平力的零偏移反射。采用的是拐角频率为 10 , 20 , 90 和 120Hz 的 Ormsby-弱波。图 1 中的以形状接近于波源脉冲。采用有限元程序对其中一个模形的计算检验了反射程序的精确性。两种方法的结果表明是近似的, 因此证明了我们的方法的精确性。

5

下面的讨论主要集中在 Narellan 模(图 2), 该模型表示了 Sydney 盆地一个芯孔处煤床的几何结构。该模拟得出了下列结果:

1. 参数 R_a 对煤层的各向异性程度非常灵敏。参照图 2 的 Narellan 模型, 保持模型的几何结构和基岩参数不变, 煤层各向异性程度(相应地, 断裂强度)改变了。对于小的和中等的各向异性, 参数 R_a 实际上正比于各向异性 γ , 对于 $\gamma=0.15$, R_a 达到了 23%。虽然, 对于高各向异性, 曲线开始平缓, 但做为可操作的有用的各向异性的量度, 可以认为 R_a (在最重要的范围 $\gamma=0$ 到 25% 内对各向异性足够灵敏。无疑, 对于 $\gamma>0.1$ 到 0.15, R_a 的值超过了噪声水平, 可以可靠地在现场测量到。

15

2. 参数 R_a 对于煤的各向异性量, 煤层内各向异性材料的裂纹以及各向异性煤层的厚度相当灵敏, 但实际上独立于煤层的几何细节(即煤层的位置)。复合干涉特性不仅由煤层的弹性参数确定, 而且由煤层的几何结构确定。如果煤层与主波长相比非常薄, 并且互相非常接近, 各层特性就会象一单个的均匀的层一样, 其有效参数由各层的弹性参数的平均值确定, 而不依赖于各层的位置细节。然而, 至今所考虑的模型还没有超过这一长波长限制。

20

例 I

为测试参数 R_a 对层结构细节的灵敏度, 将 Narellan 模型(图 2)每个煤层向上或向下(随机)移动 1m, 而不改变层的厚度以及其弹性参数。虽然每个波列的形状改变了, 但参数 R_a 保持相同(4%以内)。因此 R_a 作为各向同性的最度实际上不依赖于 CBS 的任何几何细节。

25

例 II

在另一测试中, 所有煤层的厚度(在 $\gamma=0.2$ 的 Narellan 模型中)都增加 20%。新模型的参数 R_a 相对原始模型的 28.3%增加到 40.5%。这并不感到奇怪, 因为各向异性材料的裂纹的增加导致 CBS 内快和慢模式间回响延迟的增大。因此, 45° 线上的不匹配轨迹的幅值变高(虽然各向异性煤层的裂纹对 R_a 的影响不是光滑的)。

35

当然，很有可能对于 CBS 内不同的煤层其各向异性的量也在变化。这些变化的影响可通过假定 Narellano 模型中所有奇数层(由上数 1, 3, 5, ...) $\gamma=5\%$ ，所有偶数层(2, 4, 5 ...) $\gamma=20\%$ 来检验。这样模型的 R_a 值计算结果为 11%，该结果更接近于均匀的 5% 的各向异性的结果 ($R_a=8.7\%$)，而不是均匀的 20% 的各向异性结果 ($R_a=28.3\%$)。这一现象可用前三层煤层(特别是第一层，Bulli 层)对不匹配轨迹的最大振幅的影响来解释。从原理上讲，通过在移动的时间窗来计算参数 R_a 以获得原始的依赖于深度的各向异性量度来改进所提出的方法是可行的。

3. 这一技术可以应用于其它领域。曾经对从波兰的 Silesian 盆地以及科罗拉多和新墨西哥的 San Juan 盆地分别地的芯孔记录所确定的煤层几何构造所表示的模型做过研究。在两种模型中覆盖层都假设为各向同性；为了比较，煤层中 S-波的各向异性假设为 20%。

Silesian 模型(图 6 和 7)的剪切波特征非常近似于 Narellan 模型的剪切波特征(见图 2)，其参数 R_a 接受 30%。对不匹配分量起主要作用的是靠近上部的几个煤层。

San Juan 模型(图 8 和 9)有点不同于前两个模型。它含有几个相对厚的煤层，该煤层引起“coda”波列中的低频反射。由于在这些厚层中快和慢模式间时间延迟的增大，其对不匹配分量的作用也相对增大。与煤层各向异性程度相同的 Narellan 模型相比， R_a 参数由 28.3% 达到了 47%。不匹配轨迹上的最大能量是由最厚的几个煤层产生。这一结果进一步证实了 R_a 值不仅依赖于各向异性的程度而且依赖于 CBS 内各向异性材料的裂纹的观察结论。在定量分析中，对任何特殊区域的 CBS 特征建立类似于图 5 的校正曲线可能是最好的方法。

4. 覆盖层的各向异性的影响可以修正。在前面所有例子中覆盖层都假设为纯各向同性。然而，由于上表层中普遍存在着方位各向异性(见 Willis, H.A., Rethford, G.L., Bielanski, E. 的“方位角各向异性—剪切波数据质量的发生和影响”，SEG 1986 Exp. Abs., 第 479 页，1986)，很可能 CBS 上的碎屑层也具有轻度裂纹，并且这一裂纹的方向很可能不同于煤层的割理方向。覆盖层方位各向异性的存在显著地改变了 CBS 的剪切波特征，这需要分开讨论。

开始，计算了图 2 但具有弱各向异性覆盖层的 Narellan 模型的零偏

移反射(图 10)。覆盖层的 γ 参数是 0.02, 比煤层的 γ 参数($\gamma=0.2$)小 10 倍。虽然覆盖层各向异性很弱, 但由于其厚度, 积累的延迟时间(在煤层顶部)却很显著(即大约 10 毫秒)。

5 在这一例子中, 覆盖层的裂纹方向与煤层的割理方向成 30° 。如图 3 所示, 图 10 的合成数据是沿煤层各向异性主轴(x 轴垂直于割理)采集。然而, 在 CBS 时间窗中不匹配轨迹信号非常强, 这在 CBS 上没有各向异性覆盖层的模型计算结果图 3 中是不存在的。明显这是前面分析方法的一个问题。

10

 如果覆盖层是各向异性的, 入射 S 波方解成与覆盖层裂纹(分别)成水平和垂直极化的快和慢模式。在最上层煤层顶部, 两种模式又分解成与煤层裂纹(割理)平行和垂直极化的两个分量。这四种模式在 CBS 内回响, 引起柱-腿复合, 并且(在它们返回表面时)在覆盖层底部又分解。这
15 形成了非常复杂的波场, 这一波场不仅反映了煤层, 也反映了覆盖层裂纹的影响。

 如果煤层的裂纹与覆盖层相同, 这一场面将大大减化。这种情况下, 每个在覆盖层分离的 S 波在煤层中只产生一个 S 波(具有相同极化的 S 波), 并且覆盖层的影响被限制在一个附加的时间延迟内。然而,
20 这附加的延迟引起不匹配轨迹的非零信号, 即使 CBS 是各向异性的, 这是因为两个波互不同相。因此, 不分离出上层的各向异性上述简单的方法就不能应用。这一分析的最后结论是必须考虑覆盖层的方位各向异性的效应。下面的讨论将表明覆盖层和 CBS 裂纹方位不同的更一般的情况并不特别复杂。因此, 这一层分离方法有广泛的应用, 甚至超出
25 CBM 的范围, 这将在下一段分开讨论。

 总体上说, 作为一种裂纹区集气点的诊断方法, 这一模拟方法表明地震特征/参数 R_a 确定是煤层系各向异性好的整体量度。虽然这一特征
30 对 CBS 几何构造的细节不灵敏, 但却不仅依赖于煤层各向异性程度, 而且还依赖于 CBS 内各向异性物质的裂纹。

各向异性方向沿垂直方向变化的模拟

 Winterstein 和 Meadows(见 Winterstein,D.F.和 M.A.Meadows 的“在
35 Lost Hills 矿场的剪切波极化和表面下应力方向, 地球地理学, 56, 第 1331-1348 页, 1991; 以及美国专利 5, 060, 203 及 5, 060, 204)

曾提出一种层分离技术作为解决零偏移 VSP 中不同深度的裂纹方位的方法。他们认为他们的 VSP 技术同样可用于表面反射的范畴;但他们没有给出例子。他们解释为: 对于表面反射数据信噪比太低; 并且如果各向异性改变方向的地层与强反射层不精确重合, 这一技术的假设就失败, 且导致精度的损失。

虽然这两个观察结果是正确的, 因为两个分离模式之间的时间延迟随传播路径逐渐发展(即, 延迟并不在各向异性改变的地层立刻出现), 但(各向异性改变的地层和反射层之间)精确的重合并不需要。除此之外, 最近关于二极剪切各向异性记录的经验(见 M.C.Mueller 的“ Interpretation of Dipole Shear Anisotropy Log in a Thrust Belt Setting”, SEG 扩展摘要, 第___页, 1995)表明各向异性变化的地层用地层边界很难修正, 即使是采用与煤层尺度相同或更低的分辨率的研究方法。这样的经验使人有信心认为不精确的重合通常不是一个问题。同样地, 表面反射数据的信噪比也没发现有严重问题(参见 T.A.Chaimov、G.J.Beaudoin、W.W.Haggard 和 M.C.Mueller 的“剪切波各向异性和煤床沼气预测性”, SEG 扩展摘要, 第___页, (1995), 以及其人中的现场数据例子)。

Winterstein 和 Meadows 注意到 Alford 旋转要求两个不匹配轨迹(在噪声限制的范围内)是一致的, 因此进一步指出垂直变化的各向异性方向在 VSP 范围内破坏了这一对称性。然而, 在(具有真实的垂直传播目的)反射情况下, 由于互逆原理(考虑到源与接收器位置的互换), 具有或不具有垂直变化的各向异性方向, 不匹配轨迹都是一致的。在实践中这已被普遍观测到, 即使是采用堆垒轨迹而不是真实垂直轨迹的情况也是如此。

回到本发明的方法, 象 Winterstel 和 Meadows 一样, 各向异性的主方向假设成是粗糙化层基深度的分段常数。对于各向异性的量设有如下的限制, 该限制定义为(见 Thomsen,L.的“方位角各向异性介质的反射地震学”, 地球地理学, 53, (3), 第 304-313 页, 1988):

$$\gamma(z) = \frac{V_{\parallel}^2 - V_{\perp}^2}{2 V_{\parallel}^2} = \frac{V_{\parallel} - V_{\perp}}{V_{\perp}} \quad (5)$$

$\gamma(z)$ 的变化可以是缓慢的或剧烈的或随 $V_{\perp}(z)$ 本身变化。这里,

$V_{\perp}$ 是平行于“快”主方向极化的垂直传播剪切模式的速度, $V_{\perp}$ 是垂直于“快”主方向极化的垂直传播剪切模式的速度。应当知道, 如果 γ 太大($> 10\%$), 并且岩石的弹性对称元素不包括一个水平对称平面, 那么下述方法的应用是近似的, 而不是精确的。

5

按照早期的工作, 堆叠波被认为是垂直入射轨迹的精确替代, 尽管这种情况有效的条件不十分清楚。下面的模拟结果是从垂直变化的 HT1(水平横向各向同性)对称性介质中真实的垂直传播得到的。

10

解决方法是从反射剪切波数据中分离出上层各向异性的影响。我们将发现, 处理覆盖层和 CBS 中裂纹方向不同的更一般的模型并不比上面所讨论的简单模型更困难。

多分量数据反射层分离

15

层分离的基本目标是将所记录的反射轨迹变换为相应于 CBS 上面的纯各向同性层的新的一组轨迹。即, 各向异性效应只需从数据中分离出。从地震特征/参数 R_a 的高度讲, 基本目标就是去除覆盖层的影响, 获得表征 CBS 内各向异性特征的特征参数 R_a (即方程 4)。应当知道, 本发明的反射层分离方法可以用于其它方面, 而不能仅限于 R_a 的求解。它还可用于许多沉积层的方面, 而不只是 CBS 模型; 如上说过, 煤层只是增强了覆盖层各向异性的效应。从某种意义上说, (即从反射的角度上说)它是对 Winterstein 和 Meadows 所提出的一种解决零偏 VSP 中随深度变化的裂纹方位问题即所谓的“极化层分离”技术的改进。假定认为各向异性主方向沿垂直方向变化是普遍的, 就可推断出这项技术将可用于探测有裂纹区的集气点(即煤床的甲烷和密闭天然气)。

20

25

30

这一方法是在源层的基础上完成的(即, 按照 Winterstein 和 Meadows 所做假定), 认为各向异性方向(虽然不需要其数值)在粗糙化的层内是分段常数。这一似乎真实的假设一般与各向异性最终的原因也即局域应力场有关。下面所述方法的成功肯定了这一假设在实际中的有效性。与 Winterstein 和 Meadows 一样采用了相同的准则来确定这些粗糙化的层的顶层和底层, 即层的厚度足以带来明显的(两种剪切模式之间的)时间延迟。在实践中, 这并不是一个困难问题, 虽然如前面 Winterstein 和 Meadows 所建议的需对判据做出解释。

35

第一步是通过对图 10 中数据组做 MS/MR 旋转找出覆盖层的各向

异性主方向。通常，四分量场数据的旋转每隔 10° 或 15° 完成一次，以便选择出使不匹配轨迹的能量最小化的角度。图 11 和 12 显示了原始数据相对于初始坐标系分别旋转 20° 和 30° 的结果。从煤层最顶层反射即第一个和最突出的到达波)的不匹配分量在旋转 30° 后几乎消失(图 12)。 20° 的旋转(图 11)明显不充分。因此， 30° 的旋转将数据变换到覆盖层的主轴方向，从而确定了覆盖层的各向同性方向(当然，初始的采集可以是任何角度)。应当想起煤层最快的方向是南北向而覆盖层最快的方向是北偏东 30° 。

由于来自第一个煤层底部的反射的影响以及 CBS 顶部快和慢模式间的偶合效应，图 12 中第一个来波的不匹配分量并没完全消失，然而按照本方法覆盖层的各向异性主方向通过数据旋转很容易确定。图 12 中(慢)11 轨迹和(快)22 轨迹到达时间间的差异给出了覆盖层快和慢反射模式间的时间延迟(10 毫秒)。这一差别用肉眼无法观测到但通过横向相关的方法很容易确定。图 12 中不匹配轨迹上 CBS 时间窗内回响/信号的存在是 CBS 和覆盖层两者裂纹方向不同引起的各向异性效应。为了确定它，必须消除覆盖层各向异性对图 12 中数据的影响。

层分离方法的目的是将从覆盖层各向异性主轴获得的反射轨迹(图 12)变换成对应于 CBS 上面纯各向同性层的一组不同的数据。因此，在建立起最上一层粗糙层(具有均匀的各向异性方向，但任意的各向异性和阻抗变换)的底限后，下一步骤是通过将慢模式 11 踪迹上移 10 毫移来对从底部(也即 CBS 顶部)反射的慢模式 11 轨迹和快模式 22 轨迹做时间补偿。然而，不匹配轨迹 12 和 21 只上移该量值的一半(5 毫秒)，因为这两种轨迹传播的一个路程(例如，向下)只作为慢模式，而另一路程是快模式。快模式轨迹 22 一点也没平移；最后轨迹结果如图 13 所示。这一方法消除了由覆盖层各向异性引起的时间延迟。覆盖层中两种剪切模式间的衰减和几何发散的差异假设小得可以忽略。这一假设在层分离方法的现场应用中已得到证明(后面将对一个例子做详细说明)。

熟悉这一技术领域的人将会意识到对不匹配轨迹的特殊处理只是本反射层分离方法区别于 Winsterstein 和 Meadows 的 VSP 层分离方法的一个方面(见 Winterstein, D.F. 和 M.A. Meadows 的“在 Lost Hills 矿场的剪切波极化和表面下应力方向”，地球地理学，56，第 1331-1348 页，1991；以及美国专利 5,060,203 和 5,060,204)。按 Winsterstein 和 Meadows 的方法对三个延迟轨迹做同样的处理不会给出正确的结

果。

做了这样的修正以后，可以完成下一步3。图13的数据组完全可以按照仿佛它们是从一纯各向同性的覆盖层采集而来的方式处理。通过对图13的轨迹做张量旋转(这种情况是 30° 旋转)，就找到了煤层的各向异性主轴(见图14)。不匹配分量的零能量证明层分离方法是正确的。不匹配轨迹的零值也告诉我们在CBS顶层的反射/传播过程中，两种剪切模式的耦合是非常弱的。

图14中的轨迹作为图10中的原始数对应于同样的座标系；两种图间的差别完全是由于为使轨迹从煤层各向异性角度更易解释的层分离方法造成的。当然，除这一教学方法以外，关于图10的方法没有什么特别；尤其是，本方法不需要以前的关于各向异性，煤层几何构造等的知识。

最后，进行一个 45° 的正则的旋转以获得参数 R_a ，即CBS各向异性的总体量度。将图15与图14做一比较是有趣的，图4是对同样模型做的同样的采集，但却具有各向同性的覆盖层。这些图(和 R_a 的值)实际是一致的，这一进一步证实了这一层分离方法的可靠性。

应当强调本发明的极化层分离方法可以重复多次，只有手头拥有具有几个裂纹方向不同的层的介质资料。

然而，层分离方法的多次应用可能会导致误差随深度的积累，因此这一方法应区别应用。

详细实施例

上述煤层中裂纹探测的剪力波方法曾在新南威尔士的Sydney盆地做过现场测试。采用的是通常的多源/多接收器(MS/MR)采集技术；但是处理方法和各向异性的评估设计成适合于由薄的多层煤层系引起的特殊情况。

在Sydney盆地感兴趣的区域，上部煤层(Bulli煤层)出现在400到900的深度范围(见图12所示的一个典型煤层系的代表)。近表面由三叠纪时期的Hawkesbury砂石构成(即这些单元的外露部分形成了悉尼壮观的海岸礁石。表面状况为土壤层厚度变化的起伏的牧场和乡村丛林。由

于目标相对浅, 并且 CBS 裂纹群实质上相当小(即, 100 米的量级或更小), 减小了采集深度点的间距。勘察区域大到足以探测到可能的集气点, 而不管可能的变化的数据质量。

5 记录设备包括两个 Geosource Dss-10 24 通道系统, 3-分量地音探测器
和 2 Hertz 型 M-13 水平振动器。记录电子仪器是带有地力相位和地力控制的 Pelton Model5 Advanc I。振动器产生 50, 000 磅的力, 其地力信号与参考信号同相位。拥有的记录能力(即 48 个通道), 均分给三分
10 量地音探测器, 也即对探测器的每次使用只有 16 个通道/模式。因此在采集计划的安排上充分利用与地音探测器相对来说更扣动的振动器。也
即, 对地音探测器的每次使用, 振动点都要占用多次。计划扫描长度为 16 秒范围为 8 到 80Hz, 记录成 20 秒的记录文件。横相相关性由当地的
Vendor 完成。剪切模式(即顺线/横线)分离和记录设备是常规的, 数据通过一个 ufh 程序来整理(即多分量数据一边进行顺线, 横线记录的多路传
15 输, 一边进行多分量数据的整理), 以后采用 PROMAX 来完成这项工作。

由于使用的是有限的列(即接收器和源), 表面波主导着原始现场普通探测采集。看到由顺限源相对于横线源的运动激发的不同表面模式被
记录进顺线、横线和垂直地音探测器是可能的。例如, 纵向波的第一个
20 折线很容易从顺线源对垂直接收器的记录认出, 然而各种剪切和表面模式常相互关联, 并且影响整个记录, 使所有反射都模糊不清。各种波的速度为:

	直接纵波	400 m/sec
	直接剪切波	1900 m/sec
25	表面模式	750 m/sec 到 1500 m/sec
	目标剪切堆叠速度	2000 m/sec
	目标间隔 Vs	1000 m/sec
	目标间隔 Vp	2500 m/sec
	覆盖层间隔 Vs	2100 m/sec
30	覆盖层间隔 Vp	3600 m/sec

多分量方法一个可能发生混乱的方面是模式的分离和组合。每个现场记录相应于一特定的源模式, 顺线或横线。每个多分量记录的轨迹将被多通道传输: 顺线, 横线和垂直。一旦完成正确的分离, 数据就被汇
35 集成 3-, 4-, 6-或 9-分量的图线。这些记录可推导出一个 6 分量的数据组(即, 横线振动器和顺线振动器对顺线接收器, 横线接收器和垂直接

收器)。前面所述分析需四个水平分量。一旦这些分量被分离处理它们是简单的, 因为所有分量都是同一处理流程。

5 处理需要折射静力学(即, 从横线/模线分量计算), 然后, 通常需要一个简单的放大或者减噪技术来保持(各不同分量)相对的幅值。这意味着, 如果例如需要自动增益(AGC)定标量必须计算一次并储存起来对所有分量级统一的应用。这一计算方法可以通过堆积由每个单个分量派生出的标定量文件来提供/给“多分量”。类似地, 减噪技术不应当涉及难以追踪的放大技术。扩散速度计算应当进行一次, 然后一致应用于所有
10 四个分量。计算以横线/横线分量做为典型进行完成, 虽然任何具有好的(预-旋转)反射层强度的分量都可用来计算。通常, 预旋转剪切波数据质量并不适合于外观速度的分析。在这种情况下, 常速度堆迭是非常有用的。

15 各向异性评估可通过预旋转或后旋转完成。但是通常不鼓励采用预旋转, 因为可得到的旋转算法是用于正入射路径。标准的首先通过的各向异性分析是由强堆叠完成。四个分离的堆积可认为是一个 2×2 的矩阵。旋转分析通过保持记录为这一矩阵格式, 并对每一旋转产生一个分离的矩阵来大大地简化。

20 首先通过的旋转的标准角度为 0° , 15° , 30° , 45° , 60° , 75° 和 90° (对这方面知识熟悉的人会知道 90° 旋转只是转换了主元和非对角元的位置, 即矩阵变换操作)。附录 B 给出的是完成这一多次旋转和适当显示工作的一个 C 语言程序。旋转完以后, 顺线和横线术语
25 不再合适。需要用相对于罗盘方向的粒子运动来规定分量。在完成了一系列的旋转后, 就容易通过研究非对角分量的反射器强度来观察到最佳的旋转。非对角元素反射器强度最小化的地方, 就达到了最佳的旋转(即, 图 16B)。在这首次通过的角度附近用较小的角度差, 重复这一步骤, 就可保证得到最佳角。附录 C 是四分量(4C)向反射和 VSP 剪切波数据
30 层分离的数学描述。

35 非对角区上相关能量的存在表明了方位各向异性。通过旋转使这一能量较小化, 就修正了勘察(线)方位与覆盖层主轴之间的不同轴性。由于在覆盖层时间窗内任何时间非对角区都不存在有相于能量, 可以给出这一最后结论。

按照本发明，在补偿了覆盖层各向异性后，将最优旋转矩阵完成一
45° 的旋转，展现出 CBS 时间窗内非对角区的相干能量。这指出和量
度了覆盖层下 CBS 内的各向异性区域。由于指明了高裂纹渗透性，其
方向是沿着 CBS 内各向异性的快方向，这些区域被解释为高裂纹强度
5 的集气点的指示(见 T.A.Chaimov、G.J.Beaudooin、W.W.Haggard 和
M.C.Mueller 的“剪切波各向异性和煤床沼气预测性”，SEG 扩展摘要，
第___页，1995)。根据本发明，由于在此没有看到显著的相关能量(见
图 16C)，可以得出结论，有很少或没有 CBS 方位各向异性，因此在此
地点有很少或没有 CBS 裂纹。这一试验结论由下面得到证实：

- 10 *芯棒分析(芯中无裂纹)，以及
 *VSP 分析(即，采用 4 分量 VSP 数据组的下孔旋转)。

对于那些熟悉此行的人，从前面的描述，可以看到，众多的变化，
选择和修改是显而易见的。因此，本描述只能解释为说明，其目的是传
授那些精通此行的人完成本发明的方法。可以进行各种改变，材料可代
替，本发明的特点可以利用。例如，虽然本发明是从煤层的范围来描述
15 的，但它的方法可以推广到其它碳质系例如 a n t r i u m 和泥盆纪页
岩。除此这外，在覆盖层实质上是方位各向同性的情况，不必进行层分
离。同样，本发明的层分离方法不限制在碳质层素的范围内，它可用于
具有垂直变化的各向异性的地表下几何构造的广阔范围内。最后，应当
认识到如果地面下构造事实上是由分段常数的多向异性方向来描述，那
么在每个连续的粗糙化层内，数据矩阵无论是从 VSP 的角度还是反射的
20 的角度讲都是对称的。根据试验构造按照上述方法或者 Winsterstein 和
Meadows 的方法，就可成功地分离出各个层的各向异性。因此，应当承
25 认在不脱离所附权利要求所界定的本发明的精神实质和范畴的情况下
可以做出各种修改、选择、变化等。当然，我们要把所有这些在权利要
求范围内的修正包容在所附的权利要求中。

附录 A：各向异性与割理

5 煤床中的割理通常为张拉裂纹(即，位移为割理平面法向，而不是象剪切裂纹在平面内方向)。通常有两组割理，均为垂直向(或为煤层的法向，如果煤层是倾斜的)，两组割理互折正交。这一正交特性并非偶然，而是应力张量正交性的结果。从宏观的角度，这是一基本物理规律的表现。

10 尤其是，割理方位受局部水平应力场控制。如一些人所指出的，如果割理是由于煤(在煤化过程中)处在垂直压缩场中产生体积收缩而引起，那么割理方位将是多边形的方位，正如泥土裂纹或玄武岩中柱状连接一样。这样的体积收缩无疑存在，但割理方位由水平应力场确定，并且这一方位在与一个地震 Fresnel 区相比要大的水平距离上是稳定的。

15 这两个正交的裂纹组通常是不等同的。一组(面割理)较长，另一组(碎割理)通常在碰到前一组割理时终断开。液压传导性明显依赖于割理的长度和宽度两者，而地震各向异性只依赖于割理的长度(见后面的讨论，这一特性导出了方程 Sa)。因此，用单组裂纹(即，面裂纹)来近似地震各向异性是合理的。

20 文献中通常讨论的单组环形裂纹引起的各向异性是由 Hudson 给出(见 Hudson,J.A.的“断裂固体的整体特性”，Math Proc.Camb.Phil.Soc.,88,第 371 页，1980)。Thomsen(见 Thomsen,L.的“多孔岩石中因对齐的裂纹而产生的弹性各向异性”，欧洲协会勘探地球地理学公约摘要，53,第 244-245 页，1991；Geoph.Prospectg.,1995)表明，如果裂纹发生在多孔岩(相对于土壤)，那么多孔性对各向异性起作用，即使(按定义)对各向异性没有优先的方向性。这一现象的发表是由于在地震频率点，裂缝中流体与孔中流体处于压力平衡。这一判断为 Rathore 等的实验所证实(见 Rathore,J.S.、Fjaer,E.、Holct,R.M.、Renlie,L.的“具有受控制的裂纹几何图形的人工合成沙岩的声学各向异性”，Geoph.Prospectng.，第____-____页，1995)。

35 在煤层中，煤基质的渗透性太慢使这种效应可以忽略。方程减少为 Hudson 方程(见 Hudson,J.A.的“断裂固体的整体特性”，Math Proc.Camb.Phil.Soc.,88,第 371 页，1980)的表示法，这些方程为

$$V_p(\theta) = V_p(90^\circ) [1 + \delta \cos^2\theta \sin^2\theta + \epsilon \cos^4\theta] \quad (1a)$$

$$V_s^\perp(\theta) = V_s(90^\circ) [1 + \sigma \cos^2\theta \sin^2\theta] \quad (1b)$$

$$5 \quad V_s^\parallel(\theta) = V_s(90^\circ) [1 + \gamma \cos^2\theta] \quad (1c)$$

这里, $V_p(90^\circ)$ 和 $V_s(90^\circ)$ 是波沿对称方向传播的 P 和 S 速度 (即, 由于裂纹是垂直的, 水平波方向与垂直方向成 90°); θ 是波的入射角, 以垂直于裂纹的平面的垂直方向开始量度。各向异性参数, Thomsen 是以弹性模量给出, 还可通过下面方程以裂纹密度给出 (参见 Thomsen L. 的 “多孔岩石中因对齐的裂纹所产生的弹性各向异性”, 欧洲协会勘探地球地理学公约摘要, 53, 第 244-245 页, 1991; Geoph.Prospctg., 第 ____-____ 页, 1995) 方程为:

$$\epsilon = 0 \quad (2a)$$

$$15 \quad \delta = -\frac{16}{3} \left(\frac{1-2\nu}{2-\nu} \right) \eta \quad (2b)$$

$$\gamma = \frac{8}{3} \left(\frac{1-\nu}{2-\nu} \right) \eta \quad (2c)$$

$$20 \quad \sigma = \left[\frac{V_p(90^\circ)}{V_s(90^\circ)} \right]^2 (\epsilon - \delta) \quad (2d)$$

其中 ν 是煤基质的泊松比, 无量纲裂纹密度是

$$25 \quad \eta = N_v \left\langle \frac{d^3}{8} \right\rangle \quad (3a)$$

其中 N_v 是单位体积的裂纹数目, d 是裂纹直径。括号表示体积平均。

30 对于垂直入射速度:

$$V_p(0^\circ) = V_p(90^\circ) \quad (4a)$$

$$V_s^\perp(0^\circ) = V_s(90^\circ) \quad (4b)$$

$$V_s^\parallel(0^\circ) = V_s(90^\circ) (1 + \gamma) \quad (4c)$$

35

方程(4b)和(4c)与方程 3 明显一致。

在这种特殊情况下(即垂直传播无孔),可进一步推导出关于煤层范围内的更满意的理论。考虑到裂纹对着 1-方向(即 x-方向),并将相关的(面)裂纹密度记作 η_1 。下一步,作为替代,考虑沿 2-方向的一组(碎)裂纹,裂纹密度为 η_2 。最后,考虑这两组裂纹的结合;在线性低裂纹密度范围内,很明显裂纹效应可假设为线性,因此剪切各向异性为:

$$\gamma_{12} = \frac{V_{s1}(0^\circ) - V_{s2}(0^\circ)}{V_{s1}(90^\circ)} = \frac{8}{3} \left(\frac{1-\nu}{2-\nu} \right) (\eta_1 - \eta_2) \quad (5a)$$

对于煤,泊松比 $\nu=0.33$ 似乎是可取的(见 Greenhalgh,S.A.和 D.W.Emerson 的“来自新威尔士的悉尼盆地的煤测量岩石的弹性特性”,勘探地球地理学, 17, 第 157-163 页, 1986),所以方程(5a)的系数是 16/3。

从方程(5a)可清楚看到裂纹的大小强烈地影响着各向异性。如果碎割理为面割理的一半长,并且数量一样多,那么碎裂纹密度 η_2 为面裂纹密度 η_1 值的八分之一。两个正交的裂纹组通常不等价。一组(面割理)较长;另一组(碎割理)在第一组处终结。液体传导性明显依赖于割理的长度和宽度二者,而地震各向异性只依赖于割理的长度。因此,用单组裂纹(即面割理)来近似地震的各向异性是合理的。因此,至少在现在在方程(5a)以及以后的讨论中忽略碎割理,相信是合理的。

附录 B：旋转程序

下面是一 C 语言程序，该程序可允许用户采用四数据矩阵文件(以一个“根名”后跟 .11，.12，.21，.22 扩展名命名)并且可使其按要求的“起始角度”：“终结角度”和“增量角度”来旋转。该程序然后将四输入文件转换成一输出文件中的单个记录，如图 16a 所示，其中完成的每一旋转作为含有 4-分量数据矩阵的分开的记录附在输出文件上。

```

10  #! /bin/csh
    # this is a C-shell script for ITERATIVE CONSTANT ANGLE
    # INCREMENT ROTATIONS
    #
    #   data set name (root) NM
    #   start angle,          sa
    #   end angle,            ea
    #   angle increment,      da
    #
15  # the "@" sign assigns a numeric value to the name
    # immediately following it and the number in "[]" denotes
    # the position of the nth argument on the# command line

    unset noclobber filec
    if ( $#argv < 3 ) then
        echo " "
        echo " "
        echo " "
        echo "rotzs2.x: Iterative constant angle rotations"
20  echo " "
        echo " "
        echo " Input:"
        echo " "
        echo "   File Name (root)      -N[NM]"
        echo "   Start angle          -sa[sa]"
        echo "   End angle             -ea[ea]"
        echo "   Angle Increment       -da[da]"
        echo " "
        echo "Usage:"
25  echo " "
        echo "rotzs2.x -N[] -sa[] -ea[] -da[] "
        exit
    endif

    set NM = `usparg -N " " $*`

    @ sa = `usparg -sa "0" $*`
    @ ea = `usparg -ea "0" $*`
30  @ da = `usparg -da "0" $*`

```

35

```

@ nsamp = `getval -NSNM.11 -LNumSmp`
@ nsi   = `getval -NSNM.11 -LSmpInt`
@ nrecs = `getval -NSNM.11 -LNumRec`
@ tnrecs = 2 * $nrecs
5 @ te = $nsamp * $nsi
  @ dte = 2 * $te
  @ mte = -1 * $te

  if ( $sa == $sea ) then
    echo "You must provide reasonable rotation parameters
    (-sa[], -ea[], -da[])"
    exit 1
  endif

10 echo "Data Set Name (root) = "$NM
   echo "Start Angle = "$sa
   echo "End Angle = "$sea
   echo "Angle Increment = "$da

   # initialize the internal parameter vv to start at sa
   @ vv = $sa

   # initialize a iteration counter
15 @ numiter = 1

   # initialize a temp parm
   @ temp = -1
   @ vw = 0

   # loop for as long as vv is less than or equal to ea
   ##### start while loop
   #####
20 while ( $vv <= $sea )

   # print to stdout then current value of vv
   echo "starting on angle = "$vv
   echo "at "`date`
   echo " this is iteration number= "$numiter

   # for the angle vv do const. angle rotations (on cdp stacked
   # data)

25 rotzs2 -NSNM -R$vv

   # each const. angle rotation is a record appended to the
   # final output file for each component 11, 12, 21, 22

   # Assemble a rotation matrix for each angle output from
   # rotzs2.
   #           11,12
   #           21,22
30 # give each component twice the input samples (time) for
   # vertical stacking

   if ( $vv > -1 && $vv < 10 ) then

       wind -e$dte -NSNM.R"+"0$vv.11 -OSNM.11.wind
       wind -e$dte -NSNM.R"+"0$vv.12 -OSNM.12.wind
       wind -s$mte -NSNM.R"+"0$vv.21 -OSNM.21.wind
       wind -s$mte -NSNM.R"+"0$vv.22 -OSNM.22.wind

35 /usr/bin/rm $NM.R"+"0$vv.11

```

```

        /usr/bin/rm $NM.R"+"0$vv.12
        /usr/bin/rm $NM.R"+"0$vv.21
        /usr/bin/rm $NM.R"+"0$vv.22

    endif
5   if ( $vv > -10 && $vv < -1 ) then

        @ vw = $vv * $temp
        wind -e$dte -N$NM.R"-0$vw.11 -O$NM.11.wind
        wind -e$dte -N$NM.R"-0$vw.12 -O$NM.12.wind
        wind -s$nte -N$NM.R"-0$vw.21 -O$NM.21.wind
        wind -s$nte -N$NM.R"-0$vw.22 -O$NM.22.wind

10    /usr/bin/rm $NM.R"-0$vw.11
        /usr/bin/rm $NM.R"-0$vw.12
        /usr/bin/rm $NM.R"-0$vw.21
        /usr/bin/rm $NM.R"-0$vw.22

    endif

    if ( $vv < -9 ) then

15        wind -e$dte -N$NM.R$vv.11 -O$NM.11.wind
        wind -e$dte -N$NM.R$vv.12 -O$NM.12.wind
        wind -s$nte -N$NM.R$vv.21 -O$NM.21.wind
        wind -s$nte -N$NM.R$vv.22 -O$NM.22.wind

        /usr/bin/rm $NM.R$vv.11
        /usr/bin/rm $NM.R$vv.12
        /usr/bin/rm $NM.R$vv.21
        /usr/bin/rm $NM.R$vv.22

20    endif

    if ( $vv > 9 ) then

        wind -e$dte -N$NM.R"+"$vv.11 -O$NM.11.wind
        wind -e$dte -N$NM.R"+"$vv.12 -O$NM.12.wind
        wind -s$nte -N$NM.R"+"$vv.21 -O$NM.21.wind
        wind -s$nte -N$NM.R"+"$vv.22 -O$NM.22.wind

25        /usr/bin/rm $NM.R"+"$vv.11
        /usr/bin/rm $NM.R"+"$vv.12
        /usr/bin/rm $NM.R"+"$vv.21
        /usr/bin/rm $NM.R"+"$vv.22

    endif

    # vertically stack the 11 on top of the 21 and the 12 on top
    # of the 22

30    vstak -N1$NM.11.wind -N2$NM.21.wind -O$NM.col1
        vstak -N1$NM.12.wind -N2$NM.22.wind -O$NM.col2

        /usr/bin/rm $NM.11.wind
        /usr/bin/rm $NM.12.wind
        /usr/bin/rm $NM.21.wind
        /usr/bin/rm $NM.22.wind

    # append col2 next to (after) col1

35    append -N$NM.col2 -O$NM.col1

```

```

# get record numbering and traces cleaned up before assembly
# in output file

# note that when modifying trace headers you must use a
# different -O from -N
5      utop -R1 -LStnrecs -k0RecNum=$numiter -NSNM.col1
      -OSNM.temp

      if ( $numiter == 1 ) mv $NM.temp $NM.matrix
      if ( $numiter > 1 ) append -NSNM.temp -OSNM.matrix

# now increase the current (numeric) value of vv by the
10    # value da
      @ vv = $vv + $da

      # increase the iteration counter by 1
      @ numiter = $numiter + 1

      rmprint

end

15    ##### end "while" loop
      #####

      # clean up your mess buster...
      /usr/bin/rm $NM.col1
      /usr/bin/rm $NM.col2
      /usr/bin/rm $NM.temp
      exit 0

20

```

附录 C

垂直变化的方位各向异性的剪切波数据

粗糙层分离

5

本发明的原理表示在图 A 和 B 中。

10

图 A 大略地表示出地表的两个层 10 和 20，每层中都散布着一组平行排列的垂直裂纹 12 和 14(该裂纹形成了每层的方位各向异性)，但每层的方位各向异性又不同。箭头表示的是表面 18 上产生的固定极化方向的剪切波的传播路径。当波向下传播时，波在层 10 中分成两个波 16a 和 16b，然后在第二层中分成 4 个波，在通过第一层反射回来时又分成 6 个波，等等。记录的信号(含有所有这些到达波)是非常复杂的，没有处理是很难解释的。

15

图 B 大略表示了本发明是如何处理图 A 的数据使数据仿佛是出自图 B 简单的构造。本发明以上层 10 中“分离”出各向异性，使其成为有效的各向同性，并且波 16 在该层中向下传播或向上返回过程中没有分裂。这将问题减化为单层中波的分裂分析。

20

反射层分离(4C)

4 分量(4C)反射地震学装置或试验的接收信号(即源的两横相方位，接收器的两个横向方位)可写为：

25

$$S_0(2t_1 - 2t_2) = 2R(-\theta_1)P_1 \otimes T^{21}R(\theta_1 - \theta_2)P_2 \otimes RP_2 \otimes R(\theta_2 - \theta_1)T^{12}P_1 \otimes R(\theta_1)s_0w(t)S_0 \quad (\text{方程 1})$$

这里，除非另外注明，黑体字的项都为矩阵。

30

$S_0(2t_1+2t_2)$ 是一个 2×2 的地震数据轨迹矩阵，每一列代表由相应源分量激起的接收器的两个分量。按照通常的实际作法，通过对向外移进行修正，每一个这种轨迹由一个代替的法向入射轨迹构成，这一入射轨迹通过几个模糊的轨迹堆叠而成。下标“o”表示该向量是相对于勘察坐标系。自变量 $(2t_1+2t_2)$ 表示通过近似层 1 和层 2 穿过两个路径(即向下和向上回来)的波，如图 A 和图 B 所示。

35

目标是求解方程(1)中的“主时间序”(即，解出穿过层系，相应于

纯模式，快或慢的束波)。从这些束波中，就推导出各个层各向异性的方位和值。变量注释顺序从右边开始：

没有自变量的 S_0 是源的方位矩阵。假设一个顺线源和一个强度相

等的横线， S_0 可记作 $S_0 = \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix} = I$;

5 $w(t)$ 是地震扰波。

S_0 是初始幅值；

$R(\theta)$ 是旋转矩阵，使向下传播波主坐标系中的矩阵调整到层 1 中更优化的方向(即在图 A 和 B 的例子中，层 1 的裂纹走向)，并且

$$10 \quad R(\theta_1) = \begin{bmatrix} \cos \theta_1 & \sin \theta_1 \\ -\sin \theta_1 & \cos \theta_1 \end{bmatrix} \quad (\text{方程 2})$$

P_1 是顶层的传播矩阵，

$$15 \quad P_1 = \begin{bmatrix} A_1^f \otimes \delta(t - t_1^f) & 0 \\ 0 & A_1^s \otimes \delta(t - t_1^s) \end{bmatrix} \quad (\text{方程 3})$$

“ $\otimes$ ” 指卷积；

A_1^f 是考虑了几何传播、衰减、发散等用于快分量的传播“滤波器”；

$t_1^f = z_1/v_1^f$ 是单向路程的传播时间；

20 A_1^s 和 t_1^s 是慢分量的对应量。

T^{12} 是层 1 和层 2 间的比例传递系数。

$R(\theta_2 - \theta_1)$ 进一步旋转到层 2 的角度。

P_2 是层 2 的传播算子为：

$$25 \quad P_2 = \begin{bmatrix} A_2^f \otimes \delta(t - t_2^f) & 0 \\ 0 & A_2^s \otimes \delta(t - t_2^s) \end{bmatrix} \quad (\text{方程 4})$$

R 是层 2 的底层反射系数矩阵(假设为对角矩阵)

$$30 \quad R = \begin{bmatrix} R_{11} & 0 \\ 0 & R_{22} \end{bmatrix} \quad (\text{方程 5})$$

注意以下的旋转矩阵(例如 $R(\theta_2 - \theta_1)$, $R(-\theta_1)$, 等)的自变为前面旋转自变量的负号，表示相反旋转的意思。因子“2”是考虑到与自由表面相互作用。

通过对 $S_0(2t_1+2t_2)$ 左乘 $R(\theta_1)$ 右乘 $R(-\theta_1)$, 数据可旋转到与层 1 各向异性主方向相重合的坐标系。方程(1)左侧就变成以层 1 坐标系表示的 4C 数据:

$$\begin{aligned} S_1(2t_1+2t_2) \\ = R(\theta_1)S_0(2t_1+2t_2)R(-\theta_1) \end{aligned} \quad (\text{方程 6})$$

$$= P_1 R(\theta_1 - \theta_2) P_2 \otimes 2T^{-1} R s_0 w(t) T^{12} \otimes P_2 \otimes R(\theta_2 - \theta_1) P_1 \quad (\text{方程 7})$$

在两个角度相同的特殊情况, 表达式减化成各向异性方位均匀的情况, 即, Alford(见 Alford, R.M. 的“方位角各向异性存在时的剪切数据”, 第 56 届 Ann.Internat.Mtg.Soc.Exploc.Geophys., 扩展摘要, 476-479, (1986))以及 Thomsen(见 Thomsen, L. 的“方位角各向异性介质的反射地震学”, 地球地理学, 53(3), 304-313, (1988))所考虑的情况, 方程(7)减化到他们的方程。在小于 t_1^f 的时间内, 初始未知 θ_1 角的选择应使方程(2)旋转后的数据的非对角元极小。在大于 t_1^f 的时间上非对角元上大的能量可以用来识别 t_1^f 。

定义模式之间在层 1 底部的时间延迟为

$$\Delta t_1 \equiv t_1^s - t_1^f.$$

层 1 各向异性的分离可利用一模式促进算子完成:

$$D_1 = \begin{bmatrix} \delta(t) & 0 \\ 0 & \delta(t - \Delta t_1) \end{bmatrix} \quad (\text{方程 8})$$

方程(7)左右乘 D_1 并假设传播算子 A_1^f 和 A_1^s 相同, 那么:

$$P_1 \otimes D_1 = \begin{bmatrix} A_1^f & 0 \\ 0 & A_1^s \end{bmatrix} \otimes \delta(t - t_1^f) \approx A_1 \otimes \delta(t - t_1^f) = D_1 \otimes P_1 \quad (\text{方程 9})$$

因此 D_1 的应用, 促进了慢模式(即分离了层 1 的各向异性)分离层方程(7)左边项为:

$$S_1(2t_1+2t_2) \equiv D_1 \otimes S_1(2t_1+2t_2) \otimes D_1 \quad (\text{方程 10})$$

$$S_1(2t_1 + 2t_2) = \quad (\text{方程 11})$$

$$A_1 \otimes \delta(t - t'_1) R(\theta_1 - \theta_2) \otimes P_2 \otimes 2T^{21} R s_0 w(t) T^{12} \otimes P_2 \otimes R(\theta_2 - \theta_1) \delta(t - t'_1) \otimes A_1$$

$$= R(\theta_1 - \theta_2) \left[A_1 \otimes \delta(t - t'_1) \otimes P_2 \otimes 2T^{21} R s_0 w(t) T^{12} \otimes P_2 \otimes \delta(t - t'_1) \otimes A_1 \right] R(\theta_2 - \theta_1) \quad (\text{方程 12})$$

5

方程(12)方括号中的量是“层分离的主时间序”：

$$s(t) = A_1 \otimes \delta(t - t'_1) \otimes P_2 \otimes 2T^{21} R s_0 w(t) T^{12} \otimes P_2 \otimes \delta(t - t'_1) \otimes A_1 \quad (\text{方程 13})$$

10

$$= 2s_0 T^{21} T^{12} A_1 \otimes R \begin{bmatrix} A_2' \otimes w(t - 2t'_1 - 2t'_2) & 0 \\ 0 & A_2^s \otimes w(t - 2t'_1 - 2t'_2 - 2\Delta t_1) \end{bmatrix} \quad (\text{方程 14})$$

注意 22 分量较大的延迟。

15

按照前述方法，层 2 各向异性的方位和值可以确定。解方程(14)，

$$s(t) = R(\theta_2 - \theta_1) S_1(2t_1 + 2t_2) R(\theta_1 - \theta_2) \quad (\text{方程 15})$$

20

上式完全类似于方程(6)。从表面看，分离层主时间序只是分离层再旋转的数据。

层分离方法由下式给出(参见方程(10)):

25

$$S_1(2t_1 + 2t_2) =$$

$$\begin{bmatrix} \delta(t) & 0 \\ 0 & \delta(t - \Delta t_1) \end{bmatrix} \otimes \begin{bmatrix} S_{11}^1(t) & S_{12}^1(t) \\ S_{21}^1(t) & S_{22}^1(t) \end{bmatrix} \otimes \begin{bmatrix} \delta(t) & 0 \\ 0 & \delta(t - \Delta t_1) \end{bmatrix} \quad (\text{方程 16})$$

30

$$= \begin{bmatrix} S_{11}^1(t) & S_{12}^1(t - \Delta t_1) \\ S_{12}^1(t - \Delta t_1) & S_{22}^1(t - 2\Delta t_1) \end{bmatrix} \quad (\text{方程 17})$$

35

按方程(6)，上面矩阵元素中的上标“1”表示该数据已旋转到层 1 坐标系。自变量表明非对角线轨迹作了向后的单程模式延迟平移，而 22

踪迹作了向后的双程延迟平移(即两倍)。后面的层的分离可以用此方法推广完成。

VSP 层分离(4C)

5 从 VSP 角度, 那些熟悉此行的人会知道来自 4-分量(4C)VSP 装置或试验(即接收器与源坐标系重合)的接收信号可写为:

$$S_0(t_1 + t_2) = R(-\theta_2)P_2 \otimes R(\theta_2 - \theta_1)T^{12}P_1 \otimes R(\theta_1)s_0w(t)S_0 \quad (\text{方程 18})$$

10

假设顺线和横线源相等, 并旋转到层-1 的主轴, 上式成为:

$$S_1(t_1 + t_2) = \quad (\text{方程 19})$$

$$R(\theta_1 - \theta_2)P_2 \otimes s_0w(t)T^{12}R(\theta_2 - \theta_1) \otimes P_1$$

15

仅采用一个模式促进算子 D_1 (因为仅向下传播)进行层分离, 方程(19)成为:

$$S_1(t_1 + t_2) \equiv S_1(t_1 + t_2) \otimes D_1 \quad (\text{方程 20})$$

20

$$= R(\theta_1 - \theta_2) \left[P_2 \otimes s_0w(t)T^{12} \otimes A_1 \otimes \delta(t - t_1^f) \right] R(\theta_2 - \theta_1) \quad (\text{方程 21})$$

方括号中的量是分离层主时间序列:

25

$$s(t) = s_0T^{12}A_1 \otimes \begin{bmatrix} A_2^f \otimes w(t - t_1^f - t_2^f) & 0 \\ 0 & A_2^s \otimes w(t - t_1^f - t_2^f - \Delta t_1) \end{bmatrix} \quad (\text{方程 22})$$

象前面一样通过解方程(21)可以得到:

30

$$s(t) = R(\theta_2 - \theta_1)S_1(t_1 + t_2)R(\theta_1 - \theta_2) \quad (\text{方程 23})$$

表面看, 分离层主时间-序列只是分离层再旋转数据。因此, 层分离方法为:

35

$$\mathbf{S}_1(t_1 + t_2) = \begin{bmatrix} \mathbf{S}_1^{11}(t) & \mathbf{S}_1^{12}(t - \Delta t_1) \\ \mathbf{S}_1^{21}(t) & \mathbf{S}_1^{22}(t - \Delta t_1) \end{bmatrix} \quad (\text{方程 24})$$

5

10

按照方程(6)在这些矩阵元素中，下标“1”表示该数据已旋转到层-1 坐标系。自变量表明只有第二列的(旋转的)数据作了时间平移。这一方法不同于 Winterstein 和 Meadow 的方法(见 Winterstein,D.F.和 M.A.Meadows 的“ Los Hills 矿场中的剪切波极化和表面下应力方向”，地球地理学， 56(9)， 1331-1348，以及“在 Cymric 和 Aairoad 空隙油田具有深度的热波极化方位角的变化”，地球地理学， 56(9)， 1331-1348(1991)，在其中对其它非对角轨迹也作了时间平移。他们给出了启发性的自变量，而没有推导和例子。

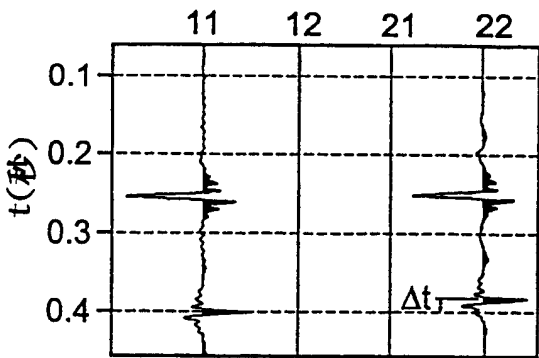


图 1

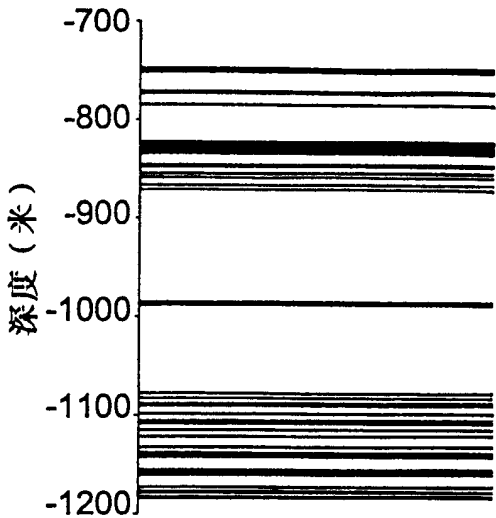


图 2

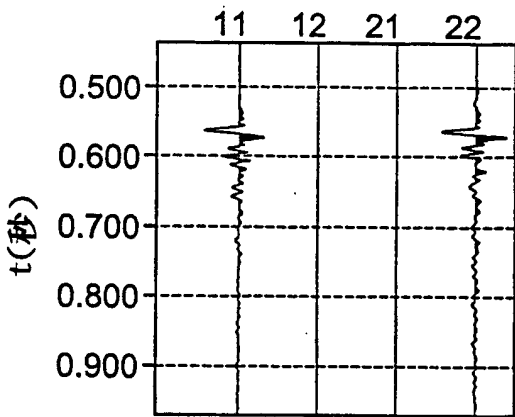


图 3

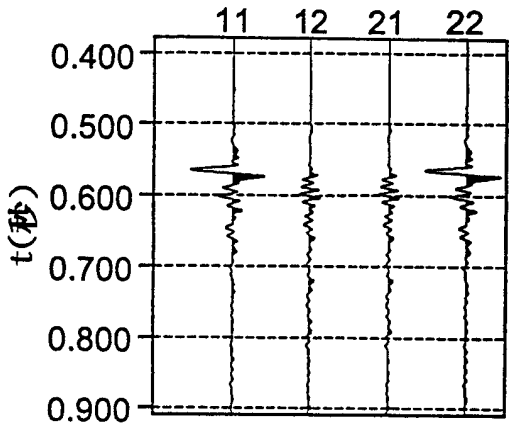


图 4

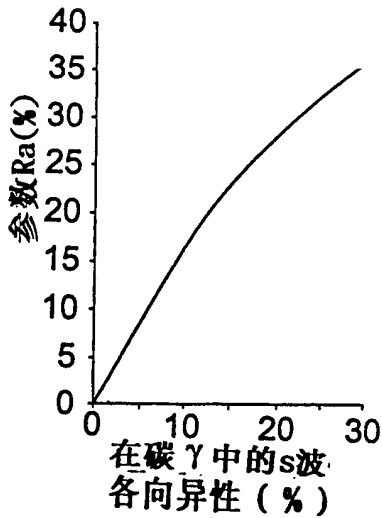


图 5

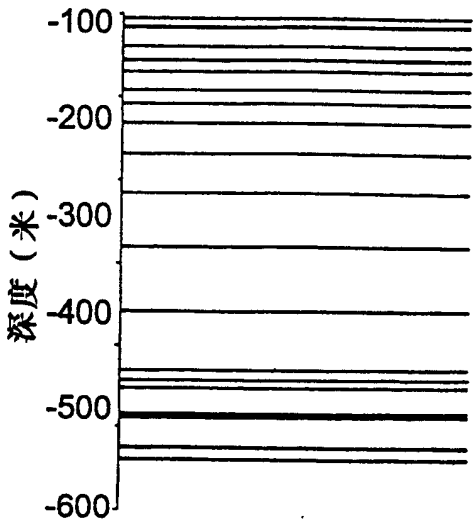


图 6

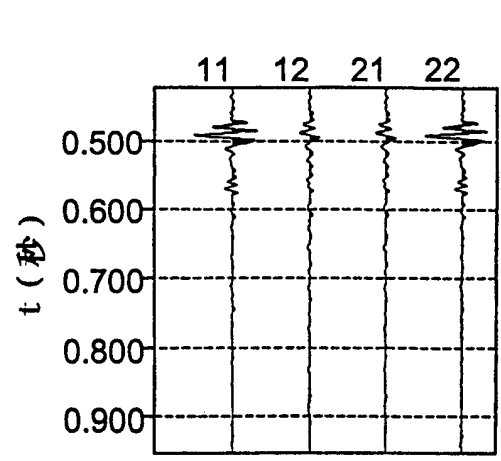


图 7

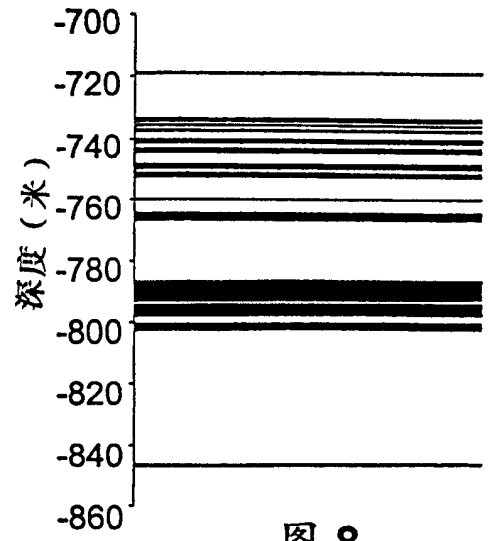


图 8

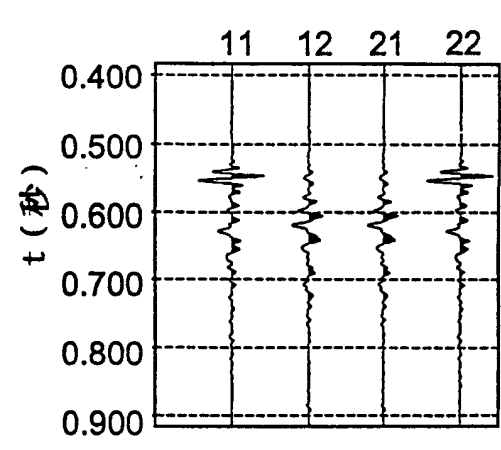


图 9

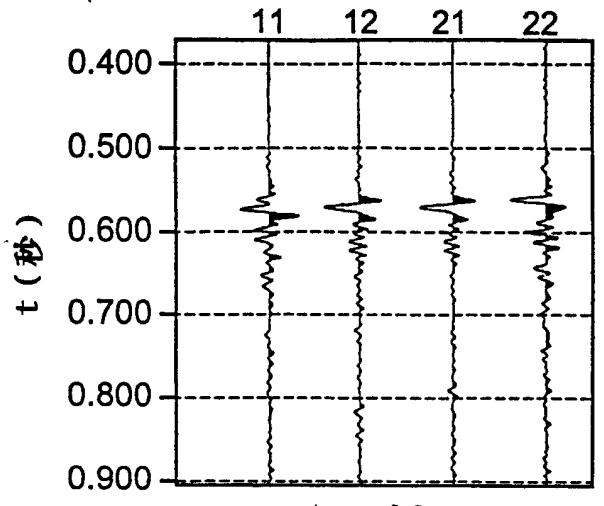


图 10

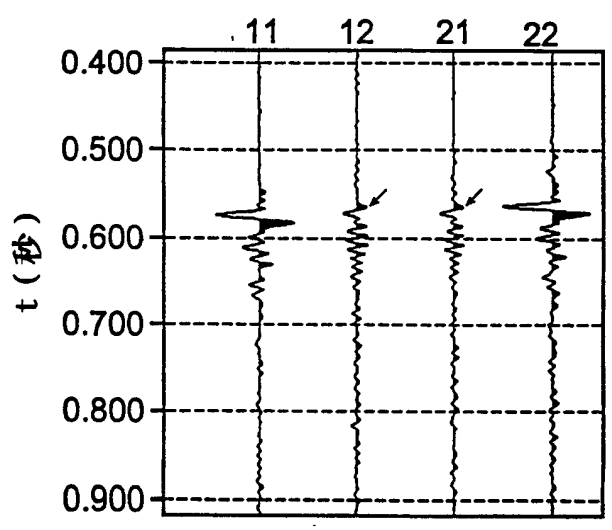


图 11

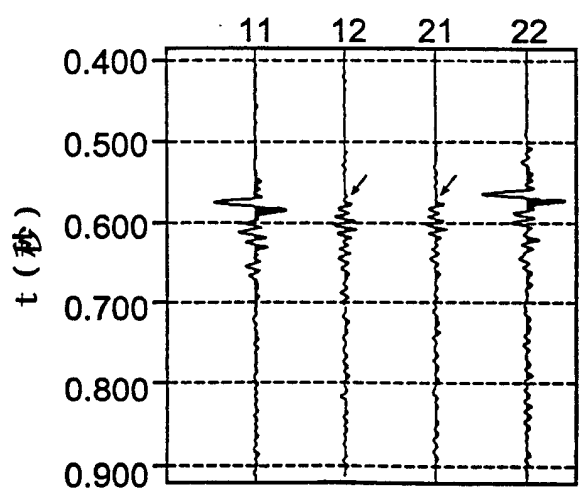


图 12

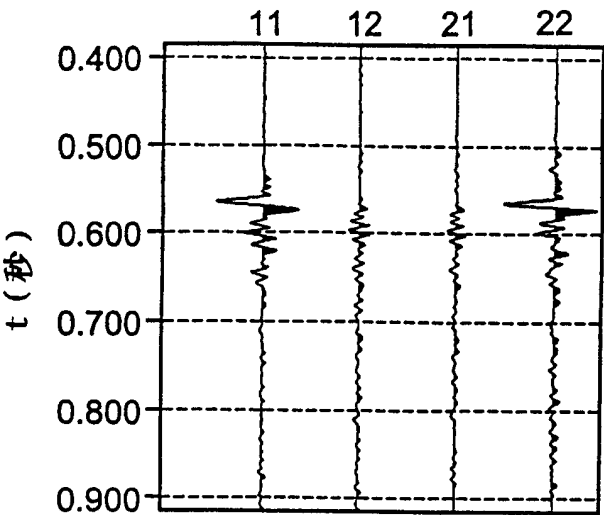


图 13

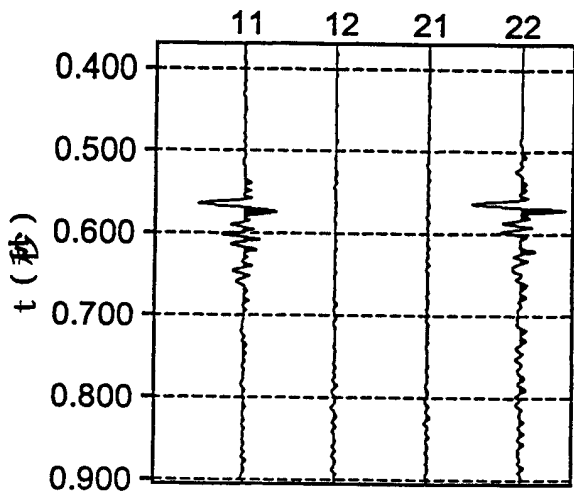


图 14

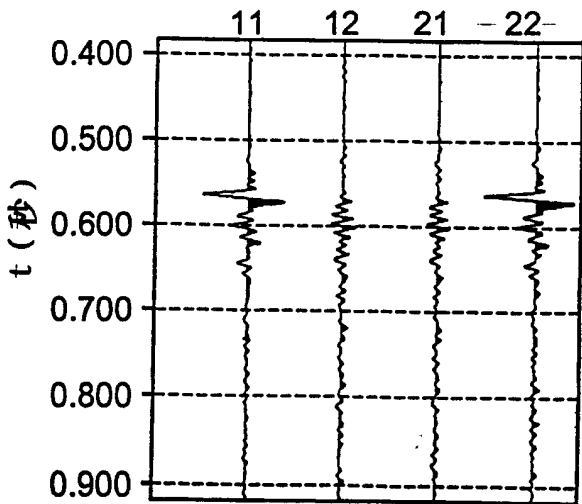


图 15

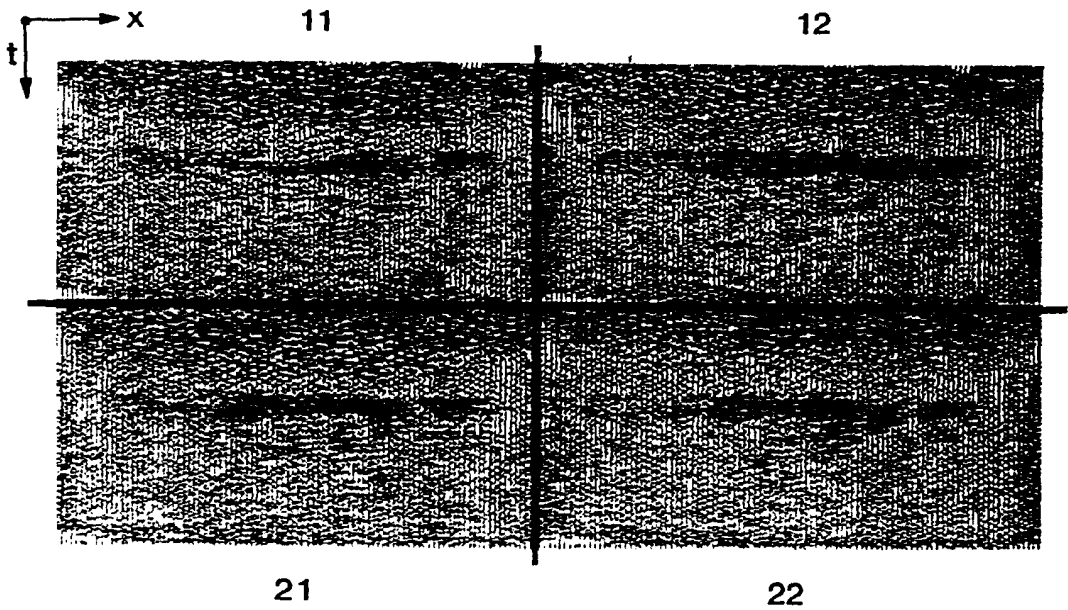


图 16A

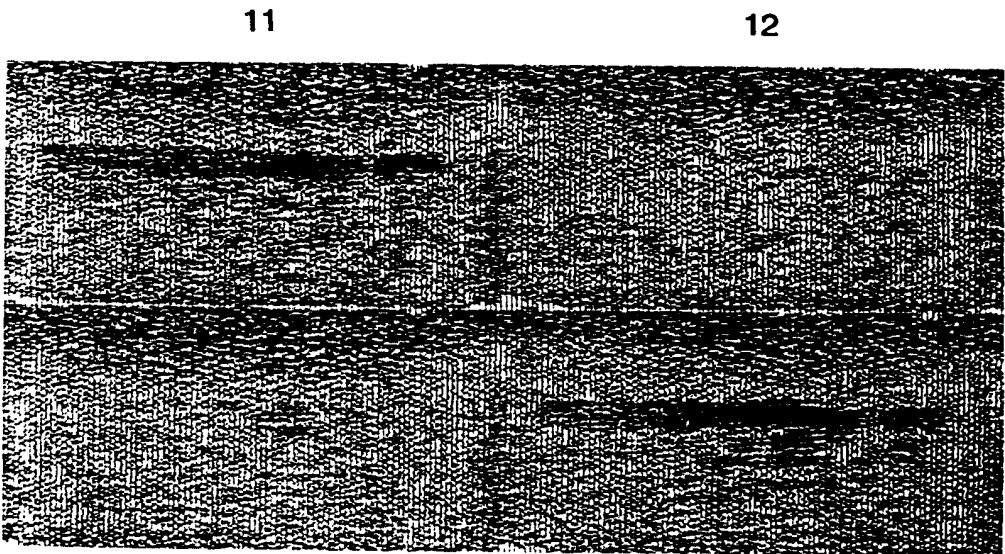


图 16B

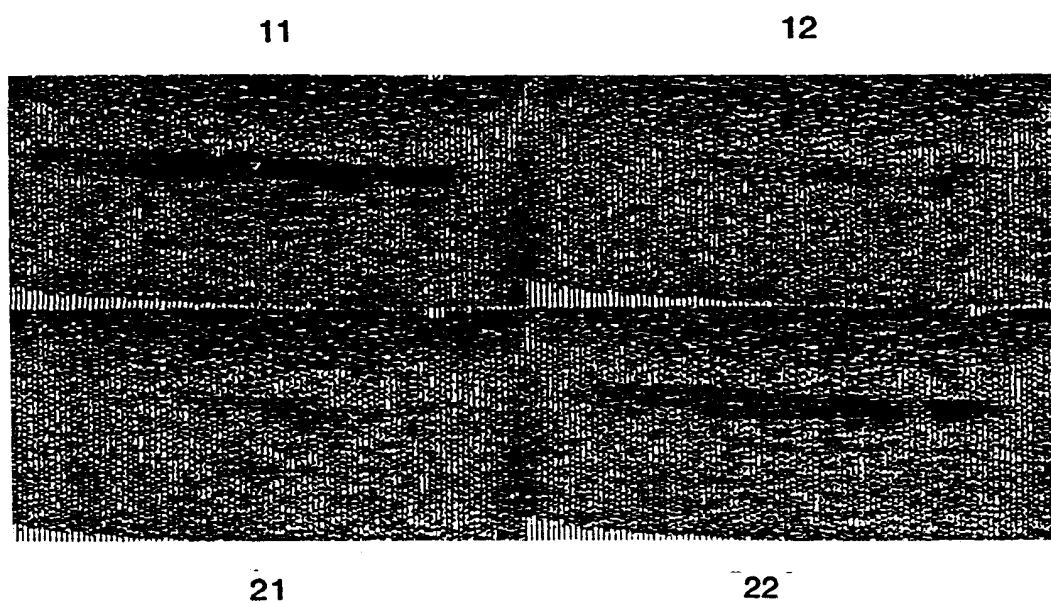


图 16C

