

压裂诱发的微地震震源机制及信号传播特性

唐杰* 方兵 蓝阳 孙成禹

(中国石油大学(华东)地球科学与技术学院,山东青岛 266555)

唐杰,方兵,蓝阳,孙成禹. 压裂诱发的微地震震源机制及信号传播特性. 石油地球物理勘探,2015,50(4):643-649.

摘要 随着仪器、处理和解释技术的进步,微地震在描绘储层内的压裂和断裂系统方面的应用愈来愈广,在储层管理上发挥了越来越大的作用。本文分析了压裂产生的脆性变形以及微地震产生机制,探讨了裂隙动态变化及产生的微地震响应特性,分析了利用微地震数据研究裂隙时空分布规律的可能性。主要内容包括:裂纹的产生诱发微地震,在水力压裂过程中裂纹尖端效应和漏泄效应是产生微地震的主要原因;微地震震源矩张量用特征值分解法可以分解为双力偶成分、补偿线性矢量极偶成分和各向同性成分;通过有限差分正演模拟分析了微地震信号的传播特性,微地震源特性和速度模型会显著影响微地震波形。

关键词 微地震 破裂机制 震源机制解 矩张量 裂隙演化

中图分类号:P631 文献标识码:A doi: 10.13810/j.cnki.issn.1000-7210.2015.04.010

1 引言

微地震是地下岩石因应力场变化导致岩石破坏而引起的小型地震事件,微地震能够用于研究地下应力状态和岩体破裂过程^[1],可以描绘震源和接收点之间岩体的地震属性在时空上的变化^[2]。通过对微地震特征的分析,可以研究地下裂纹体系的断裂机理及评估水压致裂效果等^[3]。微地震震源频率能够在很宽范围内变化,取决于岩体中的应力分布的强度(如注入压力)以及内部软弱部分的规模。越弱的微地震事件,其频率越高,持续时间越短;由于微地震往往能量较小,因此易受噪声影响^[4]。Aki等^[5]系统地描述了矩张量 MT 理论,利用矩张量分析可以研究微地震的复杂机制^[6]。基于射线的方法常用来量化速度模型对微地震同相轴定位的影响^[7~9],然而该类方法往往忽略了地震波频率的影响和通过非几何路径到达的情况(如首波),适合于平滑的速度模型(即非均质体的长度规模大于主震波长时)。如果真实的速度模型具有尺寸在 100m 或以下的速度异常体,与频率相关的波形影响会很

显著^[10,11],射线方法可能忽略重要的波动现象,本文采用有限差分法研究微地震信号的传播。

研究微地震信号的震源机制和传播特性具有重要意义^[12],本文分析了岩石的破裂机制,研究了微地震信号震源表示方法,并通过有限差分正演模拟探讨了微地震信号的传播特性。

2 岩石破裂机制与微地震震源表示方法

裂纹的产生诱发微地震,利用岩石物理微地震模型可以研究储层压裂过程的激活体积及裂纹位移等信息,利用这些信息可以研究裂纹网络的分布,判断压裂效果。为了研究压裂诱发的微地震,首先需要通过地质力学分析压裂过程中的岩石破裂机制。

2.1 岩石破裂机制

当材料受力时,应力会在微裂隙末端集中,当末端的拉应力达到抗拉强度时,微裂隙开始发生扩展、联结,导致材料的破坏。根据 Griffith 破裂准则和 Mohr 准则^[13,14],如图 1 所示,Mohr 圆与库伦准则表示的破裂线相切,切点的纵轴截距为横轴截距的

* 山东省青岛市中国石油大学(华东)地球科学与技术学院,266555。Email: tangjie@upc.edu.cn

本文于 2014 年 5 月 20 日收到,最终修改稿于 2015 年 6 月 9 日收到。

本研究受山东省自然科学基金(ZR2013DQ020)、国家自然科学基金(41374123)与国家科技重大专项(2011ZX05006-002)联合资助。

两倍。图 1 中岩石的破裂类型包括张破裂、混合张破裂、纯剪破裂和剪破裂。破裂机制受很多因素的影响,其中最主要的是孔隙压力,干燥岩石与饱和岩石的岩石强度有很大的差别,干岩石与饱和岩石的强度包络线是相互平行的,干燥岩石的抗压强度高于饱和岩石,随着含水量的增加(即孔隙压力的增大),岩石抗压强度降低。根据亚临界裂纹扩张理论,随着裂纹尖端应力强度因子的增大,破裂扩展速度不断增加,造成这种裂纹扩展的机制与各种环境条件有关,主要是应力腐蚀效应。位于裂纹尖端周围的液态水、气态水等物质通过弱化学反应促进裂纹的扩展,比如石英—水系统的反应,强的硅氧键被弱得多的氢键取代。随流体压力增大, Mohr 圆向左移动,岩石更容易发生裂纹扩展现象。

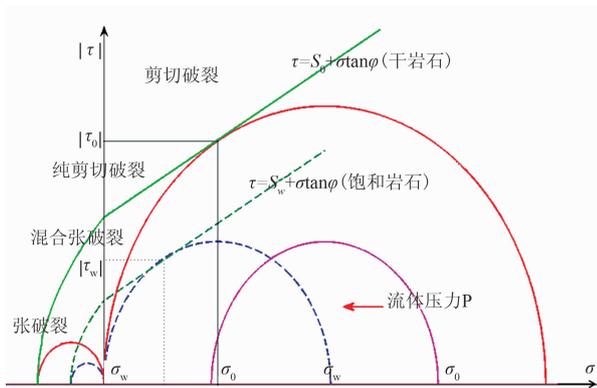


图 1 岩石破裂曲线及破裂类型

σ 表示正应力; τ 表示剪应力; S 表示内聚力; φ 表示破裂角度; 下标“0”代表干燥岩石,“w”代表饱和水岩石

裂纹的扩展诱发微地震,在水力压裂的过程中裂纹尖端效应和漏泄效应是产生微地震的主要原因。裂纹尖端效应指的是在孔隙压力增大时,在裂缝尖端前产生张应力,导致裂缝尖端附近区域发生剪切破裂并诱发微地震。漏泄效应则是指孔隙流体压力增大,流体漏泄到岩石天然裂隙节理等构造中,引起剪切滑动诱发微震信号^[15,16]。

2.2 微地震震源矩张量与震源辐射方式

■ 用特征值分解法可以将微地震震源矩张量分解为双力偶成分(DC)、补偿线性矢量极偶成分(CLVD)以及各向同性成分(ISO),后二者之和被称为非 DC 成分。以往的数据质量不足以给出全矩张量的可靠结论^[17],所以通常忽略非 DC 成分;近年来高质量数据结果表明非 DC 成分是重要的一部分。Šílený 等^[18]发现在气体水合物储层中水力喷

射诱发的微地震中有明显的非 DC 成分, Julian 等^[19]在地热场地注入诱发的微地震中也有同样的发现。爆炸源对应于裂纹张开,塌陷源对应于裂纹的闭合; CLVD 成分决定了张开型裂纹和拉伸型裂纹; DC 成分决定了剪切型裂纹,即滑开型裂纹和撕开型裂纹。震源矩张量可写为三项之和

$$\mathbf{M} = \mathbf{M}^{\text{ISO}} + \mathbf{M}^{\text{CLVD}} + \mathbf{M}^{\text{DC}} \quad (1)$$

式中

$$\left\{ \begin{array}{l} \mathbf{M}^{\text{ISO}} = \frac{1}{3} \text{tr}(\mathbf{M}) \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \\ \mathbf{M}^{\text{CLVD}} = |\epsilon| \mathbf{M}_{[\text{Max}]}^* \begin{bmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 2 \end{bmatrix} \\ \mathbf{M}^{\text{DC}} = (1 - 2|\epsilon|) \mathbf{M}_{[\text{Max}]}^* \begin{bmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \end{array} \right. \quad (2)$$

其中: tr 表示计算矩阵的迹; CLVD 和 DC 成分之和被称为 \mathbf{M}^* , 即 $\mathbf{M}^* = \mathbf{M}^{\text{DC}} + \mathbf{M}^{\text{CLVD}}$; 参数 ϵ 是 CLVD 相对于 DC 成分的大小^[20,21], 定义为

$$\epsilon = - \frac{\mathbf{M}_{[\text{Min}]}^*}{|\mathbf{M}_{[\text{Max}]}^*|} \quad (3)$$

$\mathbf{M}_{[\text{Min}]}^*$ 和 $\mathbf{M}_{[\text{Max}]}^*$ 是 \mathbf{M}^* 本征值最小和最大绝对值。对于纯 CLVD 源, $\epsilon = \pm 0.5$; 对于纯 DC 源, $\epsilon = 0$; 膨胀源 ϵ 为正, 收缩源 ϵ 为负。

根据 Aki 和 Richards 的研究^[5], 从矩张量 \mathbf{M} 辐射的体波满足

$$u_n = \mathbf{M}_{pq} * G_{np,q} \quad (4)$$

其中“*”代表褶积; G 为格林函数。根据震源和接收器间距离的差异, 位移 u_n 能够分解成五个分量

$$u_n = u_n^{\text{N}}(t) + u_n^{\text{IP}}(t) + u_n^{\text{IS}}(t) + u_n^{\text{FP}}(t) + u_n^{\text{FS}}(t) \quad (5)$$

其中: 第一项为近场变形位移(N); 第二和第三项为 P 波和 S 波的中间场位移(I); 后二者为 P 波和 S 波的远场波动位移(F), 远场震相是观测到的主要震相^[22,23]。

利用微地震定位和微地震震源机制可以研究微地震震群分布、裂隙尺度与压裂过程的关系。图 2 给出了一些不同震源机制条件下的 P 波辐射花样, 上图中的 P 指的是压应力轴, T 指的是张应力轴, 下图中的红色代表初动为正, 蓝色则代表初动为负的

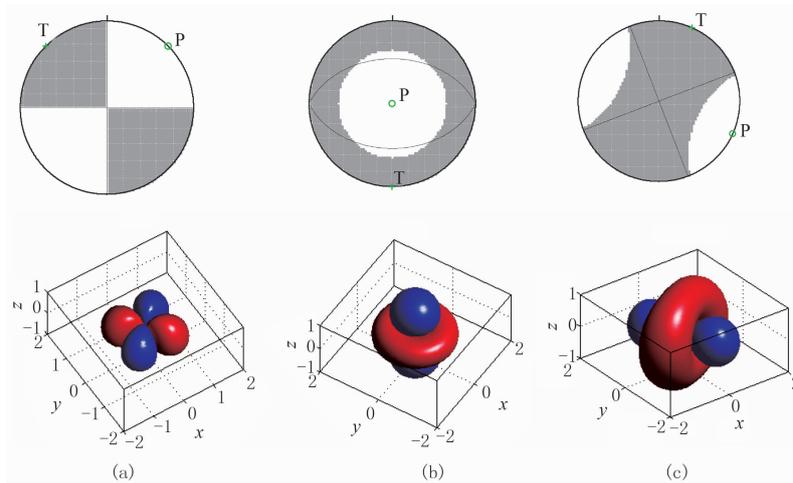


图 2 微地震震源机制(上)及其 P 波辐射花样(下)
(a)DC 震源; (b)CLVD 震源; (c)混合机制(COMBO)震源

成分。其矩张量分别为

$$\left\{ \begin{aligned} \mathbf{M}^{\text{DC}} &= \begin{bmatrix} 0 & -1 & 0 \\ -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \\ \mathbf{M}^{\text{CLVD}} &= \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -2 \end{bmatrix} \\ \mathbf{M}^{\text{COMBO}} &= \begin{bmatrix} 1.7741 & 1.7741 & 0 \\ 1.7741 & -1.4193 & 0 \\ 0 & 0 & 1.7741 \end{bmatrix} \end{aligned} \right. \quad (6)$$

其中混合机制震源中含有 20% 的 ISO 成分, 30% 的 CLVD 成分和 50% 的 DC 成分。从图中可知不同类型震源的辐射花样差异较大。

3 有限差分波传播模拟

微地震震源频率能在很宽广范围内变化, 取决于岩体中的应力分布的强度(如注入压力)以及内部含裂缝和节理的软弱部分的规模。理论上, 低幅度微地震同相轴通常比高幅度同相轴主频更高, 与破裂面的大小有关; 然而在实践中, 记录的地震波频率范围受到限制并且依赖于监测项目的规模(即采集观测系统的大小和摆布), 其敏感性与仪器的耦合度、背景噪声和传播路径等都有关系。假设 P 波和 S 波速度分别为 4800m/s 和 3000m/s, 一个 40Hz 的微地震同相轴将具有 100m 的主波长, 而 150Hz 的微地震同相轴的波长则为 30m, 如果真实的速度

模型具有在 100m 或以下的速度异常体, 与频率相关的波形变化将很显著。射线方法可能会忽略重要的波动现象, 因此应用有限差分方法研究微地震信号的传播, 且采用 CPML 边界条件^[24]。

震源项可以既通过应力分量表示, 也可以利用速度分量表示。利用广义的矩张量形式, 每个分量代表的是加载到每个单独的速度分量上的体力项。震源的矩张量可表示为

$$\mathbf{M} = \begin{bmatrix} m_{xx} & m_{xy} & m_{xz} \\ m_{xy} & m_{yy} & m_{yz} \\ m_{xz} & m_{yz} & m_{zz} \end{bmatrix} \quad (7)$$

根据 Graves^[25] 的震源矩张量在有限差分方法中实现方法, 矩张量能够表示为分布在网格位置 ($x = ih, y = jh, z = kh$ (h 为网格间距)) 处的体力偶。在分析时, 首先考虑矩张量在 x 方向的体力 f_x , 与之相关的三个分量分别是 $m_{xx}(t)$ 、 $m_{xy}(t)$ 和 $m_{xz}(t)$, 表示为

$$\left\{ \begin{aligned} f_{x_{i+\frac{1}{2}, j, k}} &= \frac{m_{xx}(t)}{h^4} & f_{x_{i-\frac{1}{2}, j, k}} &= -\frac{m_{xx}(t)}{h^4} \\ f_{x_{i-\frac{1}{2}, j+1, k}} &= \frac{m_{xy}(t)}{4h^4} & f_{x_{i+\frac{1}{2}, j+1, k}} &= \frac{m_{xy}(t)}{4h^4} \\ f_{x_{i-\frac{1}{2}, j-1, k}} &= -\frac{m_{xy}(t)}{4h^4} & f_{x_{i+\frac{1}{2}, j-1, k}} &= -\frac{m_{xy}(t)}{4h^4} \\ f_{x_{i-\frac{1}{2}, j, k+1}} &= \frac{m_{xz}(t)}{4h^4} & f_{x_{i+\frac{1}{2}, j, k+1}} &= \frac{m_{xz}(t)}{4h^4} \\ f_{x_{i-\frac{1}{2}, j, k-1}} &= -\frac{m_{xz}(t)}{4h^4} & f_{x_{i+\frac{1}{2}, j, k-1}} &= -\frac{m_{xz}(t)}{4h^4} \end{aligned} \right. \quad (8)$$

y 方向和 z 方向的体力满足相似的形式。此外相邻

两个力偶之间必须做平均处理,以确保所有的源都以合适的位置为中心。

4 微地震震源特性影响分析

研究微地震震源特性的影响,分析微地震信号的传播特征,需要建立模型进行有限差分正演^[26]。为了减小数值频散、满足稳定条件和提高计算效率,网格和时间参数都要随频率变化。如模型网格间距为 h ,则时间增量 Δt 要满足: $\Delta t \leq 0.606h/V_{\max}$,其中 V_{\max} 是最大速度。通过不同微地震震源类型、微地震源频率和微地震源分布的波场快照和地震记录正演分析,研究微地震震源特性对微地震波形和微

地震定位的影响。

4.1 微地震震源类型

首先计算一个均匀介质模型的微地震响应,模型的纵波速度为 3000m/s ,横波速度为 1760m/s ,密度为 2.4g/cm^3 。模型网格为 501×501 ,空间离散间隔为 $4\text{m} \times 4\text{m}$,震源函数为 Ricker 子波,主频为 30Hz ,时间采样间隔为 0.5ms ,震源位于模型中心 $(1000\text{m}, 1000\text{m})$ 。图3为不同类型震源的垂直分量记录波场快照,不同类型震源的波场快照明显不同。由图3可知非 ISO 震源激发的信号中 S 波振幅和能量较大,如果微地震信号能量较弱、信噪比较低, P 波可能会淹没于噪声中,利用 P 波和 S 波联合进行震源定位可以提高定位精度。

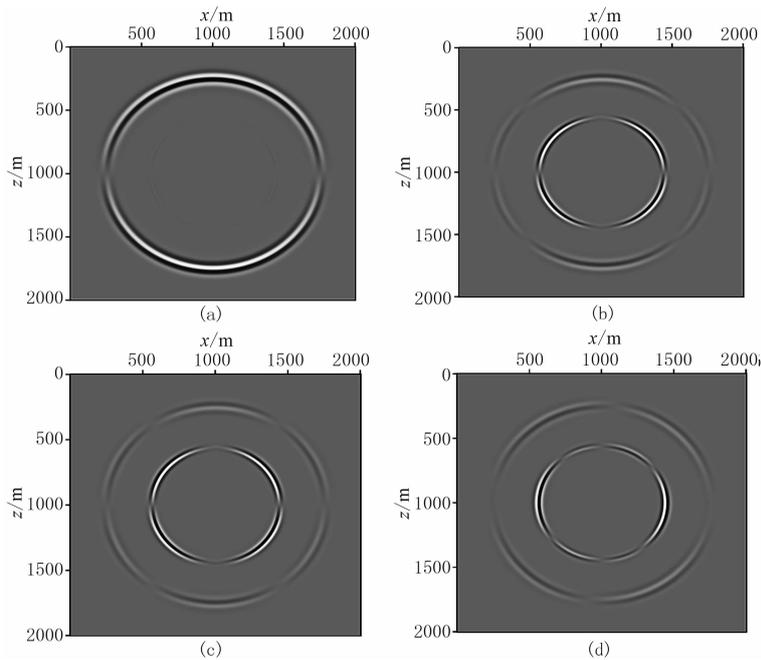


图3 不同类型震源的0.25s波场快照

(a)ISO震源;(b)DC震源;(c)CLVD震源;(d)COMBO震源

在页岩气储层微地震激发与传播研究中,由于压裂会导致地下岩层形成破碎带,破碎带的物理性质和几何形态以及尺寸等因素都可能对微地震信号产生不可忽略的影响。建立三层页岩气储层模型,其中第一层和第三层介质的纵波速度为 5700m/s ,横波速度为 3000m/s ,密度为 2.6g/cm^3 ,第一层厚度为 220m ;第二层为页岩气储层,其纵波速度为 4400m/s ,横波速度为 2250m/s ,密度为 2.23g/cm^3 ,厚度为 60m 。如考虑各向异性情况,页岩气储层的Thomson参数取为: $\epsilon=0.2$, $\delta=0.1$, $\gamma=0.15$ 。将页岩气储层模型离散为 $2\text{m} \times 2\text{m}$ 网格,震源位置在

$(250\text{m}, 250\text{m}, 250\text{m})$ 处,震源类型分别为 ISO、DC 和 CLVD,震源函数为 Ricker 子波,主频为 100Hz ,时间采样间隔为 0.2ms 。图4为页岩气储层模型在 80ms 时的波场快照,可以清晰地观察到来自各个界面的反射以及界面之间的多次反射,由于薄层的存在,地震波的大部分能量“陷入”薄层内,从而形成“导波”。

图5为不同类型震源的单道地震记录,接收点在 $(0, 250\text{m}, 250\text{m})$ 处,从中可以明显看到震源类型和介质各向异性对地震波走时和振幅的影响。由于页岩层和围岩存在较为明显的速度差异,页岩层会

对地震波振幅产生影响。对比波场快照和地震记录可知,不同类型的震源产生的波场存在较为明显的差异,ISO 源纵波能量较强,DC 源和 CLVD 源包含

较为丰富的剪切波成分,其纵波能量较弱。对于 ISO 源,介质各向异性会对地震波产生较大影响;对于 DC 源和 CLVD 源而言,则相对变化较小。

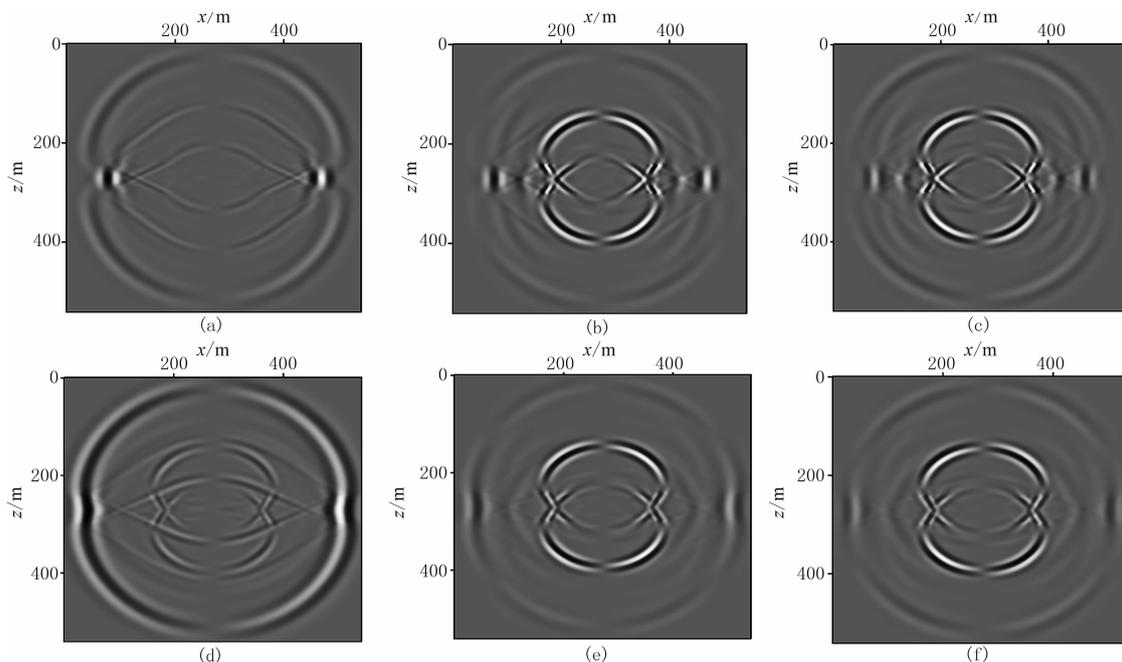


图 4 页岩气储层模型的波场快照

(a)各向同性介质,ISO 震源;(b)各向同性介质,DC 震源;(c)各向同性介质,CLVD 震源;
(d)各向异性介质,ISO 震源;(e)各向异性介质,DC 震源;(f)各向异性介质,CLVD 震源

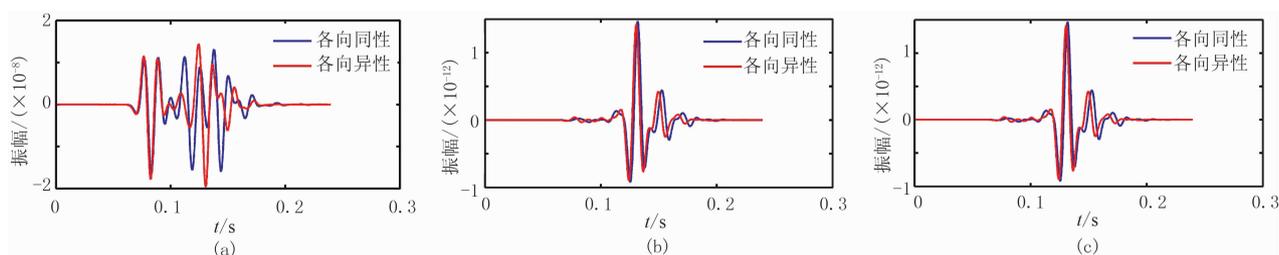


图 5 不同类型震源的合成地震记录

(a)ISO 震源;(b)DC 震源;(c)CLVD 震源

各向同性情况下导波能量较大,这在波场快照中较为明显。各向异性介质由于选择的是 VTI 介质,其水平方向的速度大于垂直方向的速度,导波能量有所减弱。因此,对于针对页岩气的地震资料要十分谨慎地考虑各向异性的影响,若采用各向同性的技术去处理页岩气的地震资料,将会得到不准确的定位结果。

4.2 微地震震源频率与介质非均质性

岩石破裂过程中,随着时间的推移,微小破裂逐渐集结为较大的破裂^[5]。假定在距离 l 上滑动受阻, l 越长,在初始阶段滑动越慢,当 l 比较短时,特征时间常数 t 为

$$t = \frac{l}{v} = \frac{\pi\mu E[1 - (v^2/V_s^2)]^{1/2}}{2\sigma^2 v} \quad (14)$$

其中: μ 为介质的剪切模量; V_s 为横波波速; v 是破裂速度; σ 为单位面积上的内聚力; E 为表面能。破裂信号的截止频率随着裂纹长度增加而降低。微破裂发生过程中,频率具有向低频移动的趋势,并且裂缝越大频率越低。

对于圆形裂纹模型,S 波拐角频率 f_c 满足^[5]

$$f_c = \frac{1}{2\pi} C_s V_s \sqrt{\frac{16\Delta\sigma}{7N_0}} \quad (15)$$

其中: $\Delta\sigma$ 为应力降; N_0 是地震矩; C_s 是常数。随着地震矩的增加,拐角频率减小。矩震级 N_w 满足^[27]

$$N_w = \frac{2}{3} \lg N_0 - 10.7 \quad (16)$$

Eisner 等^[4]的研究结果表明,对于震级 N_w 为 -1 时的微地震,其震源拐角频率可达 $10^2 \sim 10^3$ Hz 量级;震级 N_w 为 0 时的微地震,其震源拐角频率可达 $10 \sim 10^2$ Hz 量级。

由于页岩十分致密,页岩气的开发需要水平井压裂,清楚地知道页岩的顶、底边界对于后期水平井开发是十分重要的。以往的研究表明,在页岩气开发过程中,用于监测裂缝的微地震资料的主频可达数百甚至上千赫兹,因此高频信号的数值模拟是必要的。在微地震信号检测中,所测得的信号波形,由于地下介质特性和地面接收条件等的影响而变得非常复杂,与源波形在一定程度上不同。

建立参数如表 1 所示的多层模型,将 DC 震源置于(750m,700m)处,采用 Ricker 子波。图 6 为不同频率震源在 180ms 时的波场快照,图 7 为(700m,0)处的单道地震记录。可以看出,低频波有更长的波

长,因此有较大的速度空间;高频波的波长较小,对局部速度变化更为敏感。以往的研究表明微地震信号一般具有较宽的初始频带范围,而传播过程中由于介质的吸收衰减效应以及检波器的接收响应特性会导致微地震信号主频的降低。如果考虑介质的黏弹性的存在,高频信号衰减较快,低频信号衰减相对较慢。对于初至波而言,P 波和 S 波相位在各频率上的到时都基本相同,然而在野外信号采集中,环境和仪器噪声使得真实数据中初至波的识别变得困难。

表 1 多层模型参数

层号	深度 m	V_p m/s	V_s m/s	ρ g/cm
1	200	3000	2000	2.2
2	600	3500	2200	2.5
3	800	4000	2500	2.8
4	900	3600	2300	2.6
5		3100	2100	2.3

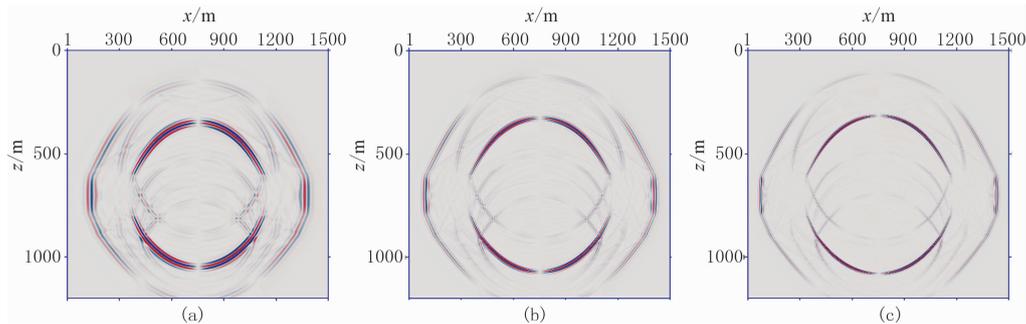


图 6 不同频率震源情况下接收到的波场快照

(a)60Hz; (b)100Hz; (c)150Hz

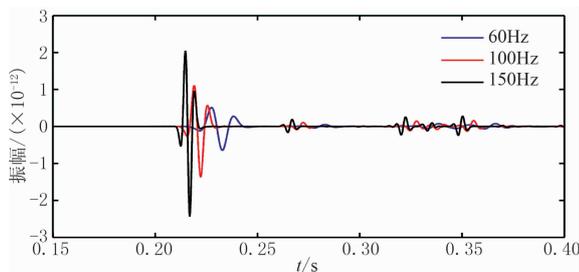


图 7 不同频率震源的单道地震记录

5 结论

本文从微地震震源机制出发,通过有限差分正演模拟分析了微地震信号的传播特性。根据微地震事件的理论分析和数值模拟结果,可以更清楚认识

微地震的波场特征,指导地面压裂监测观测系统的设计。

(1)材料受力时,应力在有利于发生破裂的微裂隙末端集中导致裂纹的产生,裂纹的产生诱发微地震。在水力压裂的过程中裂纹尖端效应和漏泄效应是产生微震的主要原因;

(2)微地震震源矩张量 ■ 用特征值分解法可以分解为双力偶部分(DC)、补偿线性矢量极偶成分(CLVD)和各向同性部分(ISO),非 DC 成分是重要的一部分。考虑到微地震信号能量较弱,信噪比较低,P 波可能会淹没于噪声中,利用 P 波和 S 波联合进行震源定位可以提高定位精度;

(3)有限差分正演结果表明微地震震源特性和速度模型会显著影响微地震波形。不同类型的震源

产生的波场存在较为明显的差异,ISO源纵波能量较强,DC源和CLVD源包含较为丰富的剪切波成分,其纵波能量较弱。随震源频率增加,速度模型对于正演模拟结果的影响程度也在增加,任何不考虑速度模型误差和有限频率效应的定位算法,将明显降低定位精度。对于ISO源而言,介质的各向异性会对地震波产生较大的影响;对于DC源和CLVD源而言,则相对变化较小。

参考文献

- [1] Staněk F, Eisner L and Moser T J. Stability of source mechanisms inverted from P-wave amplitude microseismic monitoring data acquired at the surface. *Geophysical Prospecting*, 2014, 62(3): 475-490.
- [2] Jiao W J, Davidson M and Sena A. The matter of size: On the moment magnitude of microseismic events. *Geophysics*, 2014, 79(3): KS31-KS41.
- [3] Baig A and Urbancic T I. Microseismic moment tensors: A path to understanding frac growth. *The Leading Edge*, 2010, 29(3): 320-324.
- [4] Eisner L, Gei D and Hallo M. The peak frequency of direct waves for microseismic events. *Geophysics*, 2013, 78(6): A45-A49.
- [5] Aki K and Richards P G. *Quantitative Seismology (2nd Edition)*. University Science Books, 2002.
- [6] 孟昭波, 杨丽华. 地震勘探正演问题中震源机理的数值模拟. *石油地球物理勘探*, 1990, 25(1): 45-52. Meng Zhaobo, Yang Lihua. Numerical simulation of source mechanism in seismic prospecting. *OGP*, 1990, 25(1): 45-52, 62.
- [7] Eisner L, Hulsey B J, Duncan P et al. Comparison of surface and borehole locations of induced seismicity. *Geophysical Prospecting*, 2010, 58(5): 805-816.
- [8] Maxwell S C. Microseismic: Growth born from success. *The Leading Edge*, 2010, 29(3): 338-343.
- [9] Jansky J, Plicka V and Eisner L. Feasibility of joint 1D velocity model and event location inversion by the neighbourhood algorithm. *Geophysical Prospecting*, 2010, 58(2): 229-234.
- [10] Angus D A. A one-way wave equation for modeling seismic waveform variations due to elastic heterogeneity. *Geophysical Journal International*, 2005, 162(3): 882-898.
- [11] Angus D A, Kendall J M, Fisher Q J et al. Modelling microseismicity of a producing reservoir from coupled fluid-flow and geomechanical simulation. *Geophysical Prospecting*, 2010, 58(5): 901-914.
- [12] 刘振武, 撒利明, 巫芙蓉等. 中国石油集团非常规油气微地震监测技术现状及发展方向. *石油地球物理勘探*, 2013, 48(5): 843-853. Liu Zhenwu, Sa Liming, Wu Furong et al. Microseismic monitor technology status for unconventional resource E&P and its future development in CNPC. *OGP*, 2013, 48(5): 843-853.
- [13] Fischer T, Guest A. Shear and tensile earthquakes caused by fluid injection. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(5): L05307.
- [14] Hudson J, Pearce R and Roberts R. Source type plot for inversion of the moment tensor. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1989, 94 (B1): 765-774.
- [15] Grechka V, Yaskovich S. Azimuthal anisotropy in microseismic monitoring: A Bakken case study. *Geophysics*, 2014, 79(1): KS1-KS12.
- [16] Eaton D W and Forouhideh F. Solid angles and the impact of receiver-array geometry on microseismic moment-tensor inversion. *Geophysics*, 2011, 76(6): WC77-WC85.
- [17] Nolen-Hoeksema R and Ruff L. Moment tensor inversion of microseisms from the B-sand propped hydrofracture, M-site, Colorado. *Tectonophysics*, 2001, 336(1): 163-181.
- [18] Šílený J, Hill D P, Eisner L et al. Non-double-couple mechanisms of microearthquakes induced by hydraulic fracturing. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2009, 114(B8): B08307.
- [19] Julian B R, Foulger G R. Time-dependent seismic tomography. *Geophysical Journal International*, 2010, 182(3): 1327-1338.
- [20] Song F X, Warpinski N R and Toksöz N. Full-waveform based microseismic source mechanism studies in the Barnett Shale: Linking microseismicity to reservoir geomechanics. *Geophysics*, 2014, 79(2): KS13-KS30.
- [21] Vavryčuk V. Tensile earthquakes: Theory, modeling, and inversion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2011, 116(B12): B12320.
- [22] Lay T and Wallace T C. *Modern Global Seismology*. Academic Press, New York, 1995.
- [23] Shi Z and Ben-Zion Y. Seismic radiation from tensile and shear point dislocations between similar and dissimilar solids. *Geophysical Journal International*, 2009, 179(1): 444-458.
- [24] Zhang W and Shen Y. Unsplit complex frequency-shifted PML implementation using auxiliary differential equations for seismic wave modeling. *Geophysics*, 2010, 75(4): T141-T154.
- [25] Graves R W. Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite difference. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1996, 86(4): 1091-1106.
- [26] Drossaert F H and Giannopoulos A. Complex frequency shifted convolution PML for FDTD modeling of elastic waves. *Wave Motion*, 2007, 44(7): 593-604.
- [27] Kanamori H. The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1977, 82(10): 2981-2987.

(本文编辑:宜明理)

作者简介

唐杰 博士,副教授,1980年生;2003年本科毕业于中国科技大学地球物理专业,2008年博士毕业于中国科技大学地球物理专业;现在中国石油大学(华东)地球科学与技术学院主要从事地震岩石物理方面的研究。

