微地震震源机制研究进展

李晗^{1,2}, 常旭^{1,2*}

1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 中国科学院油气资源研究重点实验室, 北京 100029;

2. 中国科学院地球科学研究院, 北京 100029

* 通讯作者, E-mail: changxu@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2020-03-29; 收修改稿日期: 2020-06-26; 接受日期: 2020-07-08; 网络版发表日期: 2020-09-22

国家自然科学基金项目(批准号: 41974156、41804050)和国家“十三五”重大专项项目(编号: 2017ZX05049002)资助

摘要 非常规油气开采中实施的储层改造, 通常是利用水力压裂技术向储层注入高压流体, 改变储层原有的孔缝连通结构, 实现油气开采. 水力压裂会改变储层应力并使岩石破裂, 从而产生微地震事件. 微地震研究的重要内容之一是其震源破裂的机制. 通过对微地震震源机制的研究, 可揭示微地震的产生机理和地下储层的应力变化规律, 有效地优化水力压裂和储层改造设计以提高采收率. 文章主要回顾了近年来非常规油气水力压裂微地震震源机制的研究进展, 在阐述其原理和方法的同时, 总结了震源模型、合成记录正演方法和震源机制反演算法等三方面的研究成果, 并结合目前微地震震源机制研究中存在的问题对下一步的研究思路 and 方向进行了分析和展望.

关键词 非常规油气, 微地震监测, 微地震事件, 震源机制研究

1 引言

近年来, 非常规油气资源(包括页岩油气、致密油气和煤层气等)在降低能源危机、提供低碳能源方面发挥着越来越重要的作用. 受益于页岩油气产量的快速增加, 美国的能源结构甚至全球的能源市场都受到了显著影响(Hughes, 2013; Soeder, 2018). 中国政府也高度重视非常规油气资源的勘探和开采, 中国南方(特别是四川地区)的页岩气田目前已具有较大的商业规模(Li等, 2016; 邹才能等, 2020).

在非常规油气开采过程中, 水力压裂和微地震监测是广泛采用的关键技术手段. 水力压裂即向致密储层中注入高压流体以产生或扩展裂缝网络, 通过新裂缝的产生及其与天然裂缝的连通, 可显著增加地下储

层的孔隙度和渗透率, 从而提高非常规油气资源的产能和采收率(唐颖等, 2011; Michael和Kenneth, 2013). 水力压裂的目的是使储层岩石破裂, 因此自然会扰动地下应力而产生微小的地震, 这些地震事件的矩张量震级(moment magnitude, M_w)通常在-3~3级(Bohnhoff等, 2009; Warpinski等, 2012; McGarr, 2014), 因此称为微地震事件. 微地震监测则是一种观测和分析这类事件的地球物理技术. 微地震监测技术首先通过在压裂区域附近的监测井中或地面布置检波器(分别对应井中观测和地面观测两种方式), 获得微地震事件的波形记录, 然后对记录到的波形数据进行有效微地震事件的自动识别、定位及震源机制反演等分析研究(Warpinski, 2009; Maxwell, 2010; Wang等, 2016; 常旭和王一博, 2019).

中文引用格式: 李晗, 常旭. 2021. 微地震震源机制研究进展. 中国科学: 地球科学, 51(3): 325–338, doi: 10.1360/SSTe-2020-0081

英文引用格式: Li H, Chang X. 2021. A review of the microseismic focal mechanism research. Science China Earth Sciences, 64(3): 351–363, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9658-7>

非常规油气的水力压裂储层改造通常会长时间持续进行, 每次作业可产生成百上千的微地震事件, 监测到的微地震事件的波形呈现不连续、间歇性的特点(Maxwell, 2014; Li L等, 2019). 微地震监测首先需要在海量波形记录中识别和检测出有效的微地震事件, 其数据处理分析方法与常规地震勘探不同, 微地震监测中震源的位置、激发时间、震级和发震机制等信息均为未知, 此外大多数微地震事件信号频率高(井中和地面监测的波形频率通常分别为15~200+和10~70Hz)、能量弱、信噪比低(Mueller, 2013), 这些因素都导致对微地震记录的处理和解释更加复杂. 早期关于微地震的研究多集中于事件位置的确定(即震源定位)上, 通过对微地震事件震源的空间位置定位成像, 可描绘水压致裂裂缝网络的时空分布特征, 以估算有效压裂体积(stimulated reservoir volume, SRV)(Maxwell, 2011; 张云银等, 2017).

近年来微地震的研究受到地震学、地震勘探和油气资源勘探开发等领域越来越多的关注, 相关研究文章也呈现快速增长态势(图1), 随着微地震研究的深入及相应技术手段的发展, 其研究重点也逐渐从传统的标准处理工作流程(弱事件检测、震源定位等)向先进的处理和解释技术(震源机制反演、地质力学分析等)转移(Li L等, 2019). 通过微地震震源机制的研究, 可揭示地下岩石的破裂机理和储层的应力方向及其变化规律, 更好地了解裂缝产生和扩展原理, 为优化水力压裂和储层改造设计提供帮助(Eisner等, 2010; Baig和Urbanic, 2010; 李政等, 2019).

值得指出的是, 微地震事件除了由非常规油气开采中水力压裂工程产生外, 还可由构造、火山爆发等自然活动(Bohnhoff等, 2006), 以及采矿(Bischoff等, 2010)、水库蓄水(李胜乐等, 2003; do Nascimento等, 2005)、废水注入(Ellsworth, 2013)、二氧化碳封存(Verdon, 2011)、地热田作业(Brodsky和Lajoie, 2013)等其他工业活动产生. 而研究微地震震源机制, 则有助于监测和了解上述活动中破裂过程的动力学性质及背景应力场的扰动, 检测弱化区域并评估危险破裂的风险, 从而为安全的采矿或地质力学作业提供保障(姜福兴等, 2006; Cesca等, 2014).

本文主要回顾了近年来在非常规油气开采过程中水力压裂微地震的震源机制研究, 并结合作者及所在研究团队的微地震震源研究工作, 在介绍微地震震源

图1 微地震相关的文章数量随时间演化图(1980~2019)

数据统计自Google Scholar website(<https://scholar.google.com>)

机制反演的基本方法原理同时, 从微地震震源的表征理论、波形记录的正演模拟和震源机制的反演策略等三方面系统阐述了其进展, 并对各类研究方法的特点进行了对比分析, 最后结合目前微地震震源机制研究中存在的问题和挑战, 对今后研究提出建议并进行展望.

2 微地震震源机制研究的方法原理

所谓微地震震源机制, 是指震源破裂时的力学特征. 微地震震源机制的研究, 建立在有效微地震事件的识别及其精确定位基础上, 该研究的输入参数包括检波器位置、介质模型和实际微地震记录等. 微地震震源机制的研究是一种反演研究, 可描述为根据期望的震源模型, 通过再现观测数据来确定震源参数的过程(Cesca和Grigoli, 2015), 这里的观测数据通常指位于地表或地下井中检波器记录的微地震波形数据. 参考天然地震震源机制的求解思路(岳汉等, 2020), 研究原理可概括为

$$\mathbf{F}(\mathbf{s}) = \mathbf{d}, \quad (1)$$

式中, $\mathbf{s}$ 为特定的震源模型参数, $\mathbf{d}$ 为观测数据, $\mathbf{F}(\mathbf{s})$ 为用震源参数 $\mathbf{s}$ 合成的模拟数据. 通过反演算法, 使得模拟数据和观测数据在特定方面(初动极性、振幅或波形等)的差别最小, 即可得到符合观测数据的微地震震源机制参数.

具体求解时, 需模拟得到基于特定模型和震源位

置的理论波形记录, 这就需要建立微地震信号的正演理论. 依据地震学的相关原理, 时间域微地震波形记录可表示为震源项 $\mathbf{s}$ 、介质响应项(格林函数) $\mathbf{G}$ 和仪器响应项 $\mathbf{I}$ 的卷积(Aki和Richards, 2002):

$$\mathbf{F}(\mathbf{s}) = \mathbf{s} * \mathbf{G} * \mathbf{I}. \quad (2)$$

在实际处理时仪器响应通常已知, 因此微地震震源机制反演的核心内容就包括震源模型 $\mathbf{s}$ 的选择、模拟数据 $\mathbf{F}$ (或格林函数 $\mathbf{G}$)的计算和反演算法的确定三部分, 方法流程可概括为图2形式. 本文将从这三方面介绍微地震震源机制研究的具体方法理论及相应进展.

3 正演: 微地震震源的表征

考虑到微地震震级通常较小, 因此多数研究均在点源近似下描述微地震震源. 在地震学研究中, 点源近似是对地震震源最简单、方便的描述理论. 关于微地震, 目前被广泛使用的点源模型有两种, 分别是剪切位错(或双力偶, double couple, DC)模型和矩张量(moment tensor, MT)模型.

3.1 剪切位错模型vs.矩张量模型

剪切位错震源模型, 基于地震的断层成因学说(Reid, 1910)和弹性位错理论(Steketee, 1958), 是关于天然地震震源过程的最简单运动学模型, 已广泛应用于天然地震震源的研究中(Aki和Richards, 2002). 剪切位错震源模型由断层平面的三个角度(走向 ϕ 、倾角 δ 、滑动角 λ , 详见图3)及标量地震矩 M_0 等4个参数描述, 其中断层面解(即走向、倾角和滑动角)定义了震源断层的地理几何特征及其移动方向, 标量地震矩则表征地震释放能量的强弱, 可用于计算震级.

剪切位错模型从运动学角度描述震源, 而矩张量模型则从动力学角度, 用施加于震源的等效体力来解释震源破裂. Burridge和Knopoff(1964)、Gilbert(1971)引入了地震矩张量概念, 它被定义为作用在介质上等效力的一阶矩. 用矩张量表示震源, 无需对震源作任何限定, 可描述任意机制的地震, 因此该模型在天然构造地震(Jost和Herrmann, 1989; Aki和Richards, 2002)及火山、滑坡和地热等领域的震源研究(Julian等, 1998; Miller等, 1998)中都有广泛应用. 由角动量和

图2 微地震震源机制研究的方法流程图示

图3 剪切位错震源模型图示

$\phi/\delta/\lambda$ 分别表示断层的走向、倾角和滑动角

线性动量守恒, 震源矩张量可用 3×3 对称矩阵 $\mathbf{m}$ 表示, 包含6个独立参数(Aki和Richards, 2002):

$$\mathbf{m} = (M_{11}, M_{22}, M_{33}, M_{12}, M_{13}, M_{23})^T. \quad (3)$$

在分析震源矩张量时, 可将其分解为DC、ISO(各向同性膨胀或收缩)、CLVD(补偿矢量偶极)三部分(Knopoff和Randall, 1970), 进而求得这三种成分的百分比含量(Vavryčuk, 2015), 相应断层面解(走向、倾角、滑动角)也可由DC成分进一步求得(Jost和Herrmann, 1989).

3.2 微地震震源表征理论的进展

在微地震震源机制研究初期, 很多研究仿照天然地震使用剪切位错模型来描述微地震破裂机制, 这是

有一定观测和理论依据的: 一些学者(Phillips等, 1998; Warpinski等, 1998)观测发现微地震记录的S波振幅通常显著大于P波, 而张裂机制并不能解释该现象(Pearson, 1981); 早期大多数监测到的微地震事件均与已存在断层的再活化相关, 而研究证明这类地震并没有显著的非剪切成分(Julian等, 1998). 随着对微地震研究的深入, 矩张量模型因其普适性也开始被逐渐使用, 而这也引发了关于微地震震源究竟是否真实存在非剪切成分的争论.

一些研究认为微地震震源机制反演得到的非剪切成分可能是误差造成的结果. 理论研究证明, 震源矩张量的非DC分量, 除了由于震源破裂真实存在该机制(比如爆炸源)外, 还可能由数据噪音、速度模型不准、各向异性、正反演算法的计算误差等因素所导致(Dufumier和Rivera, 1997). Vavryčuk等(2008)研究了德国KTB地区注水实验的微地震事件, 发现在考虑各向异性后, 计算得到的震源机制中非DC成分显著减少.

另一些学者则认为微地震发震机制中确实存在非DC成分. Frohlich(1994)通过研究发现, 一些小型浅源地震的震源机制存在着明显的各向同性(ISO)成分. Ječumtálová和Eisner(2008)发现单井监测下, 张裂机制微地震事件可能被错误地反演为纯剪切机制, 即使考虑了噪音、位置和模型的不确定性, 不少微地震的震源机制反演结果仍存在非DC成分. Šílený等(2009)研究了美国Cotton Valley地区的水力压裂微地震, 发现高信噪比事件的震源机制包含显著的非DC成分, 并认为这些微地震是由高压流体注入造成裂缝张开所致. Pesicek等(2016)研究了加拿大Montney地区地表密集台阵记录的高质量微地震事件, 发现使用纯剪切模型并不能解释其中的大部分记录.

关于微地震震源机制的认识目前仍存在争议, 近年来除上述两种模型外, 一些研究还使用了“剪切+张裂”一般位错(general dislocation, GD; 图4)模型(Dahm等, 1999; Šílený等, 2014)来描述微地震震源.

同剪切模型相比, 一般位错模型额外考虑了垂直于断层面的张裂错动, 可能更接近微地震真实发震机制; 同矩张量模型相比, 该模型则将震源限定为由断层移动产生, 能直观求出震区各方向的破裂尺度信息(Li等, 2018), 并有效规避矩张量反演时得出的结果可能不符合岩石破裂机制这一问题. 目前关于一般位错模型的理论研究及其应用可大致分为两类.

图4 “剪切+张裂”一般位错震源模型示意图

断层滑动矢量的张裂和剪切分量用 u_T 和 u_S 表示, α 为滑动方向同剪切分量的夹角. 修改自Vavryčuk(2001), 已获取John Wiley and Sons使用许可

(1) 对剪切位错模型进行延拓. He等(2003)推导了分层介质模型中剪切和张裂震源的静态位移表达, Ou(2008)探讨了一般位错模型的理论表达及其同矩张量模型的关系, 李晗和姚振兴(2018)建立了适用于地面和井中两种微地震监测方式的一般位错模型波形正演理论, 并将其应用于国内实际微地震数据的处理解释.

(2) 对矩张量模型进行限制约束. Shimizu等(1987)初步探讨了矩张量形式的一般位错表达. Minson等(2007)限定震源矩张量模型仅包含断层的剪切和张裂移动, 并推导建立了相应矩张量分析理论. Vavryčuk(2001, 2011)基于矩张量模型系统研究并建立了张裂地震的正反演理论. 唐杰等(2018, 2020)研究了剪张型震源的地震波传播特征, 并基于此模型提出了一种井中微地震震源机制反演方法. 应用方面: Dahm等(1999)在进行微地震震源矩张量反演时, 引入了一般位错约束以提高反演稳定性; Šílený(2012)研究认为在单井微地震监测时一般位错模型较矩张量模型的震源机制反演更稳定, 并将其应用于美国Cotton Valley地区的实际微地震数据处理中; Song等(2014)应用一般位错的矩张量理论研究了美国Barnett Shale地区的微地震震源机制, 并将结果与矿藏地质特点联系在一起; Šílený等(2014)使用矩张量和一般位错两种模型对比分析了注水引发微地震的震源机制反演结果.

值得指出的是, 上述两类基于一位错模型的理论研究虽出发点不同, 但得到的震源表征形式基本一致, 其主要区别在于采用的微地震波形正演和反演方法不同. 综合已有研究, “剪切+张裂”一般位错模型的震源参数有5个: 标量地震矩 M_0 、断层面解(即走向

φ 、倾角 δ 、滑动角 λ , 图3)、张裂错动和剪切错动的距离之比 R_{TS} (或滑动方向偏离断层平面夹角 α , 图4)。

三种微地震震源模型的对比详见表1, 其中剪切位错和一般位错模型均可看作加入特定约束的矩张量震源, 并能转化为矩张量形式(Jost和Herrmann, 1989; Ou, 2008)。具体的, 剪切位错模型由于明确地震由断层的剪切错动产生, 因此表征参数最少(4个); 一般位错模型则介于剪切位错和矩张量之间, 震源参数为5个; 矩张量模型由于未对震源做任何限定, 震源参数最多(6个)。

4 正演: 微地震理论记录的合成

在选定震源模型之后, 需选用合适的正演方法模拟合成微地震波形记录。微地震波形的正演研究, 除为震源机制反演提供理论和数据支撑外, 还可帮助理解弹性波在复杂介质的传播规律并揭示其波形特征, 为反射地震勘探数据处理中的逆时偏移和震源成像提供理论基础(Baysal等, 1983; Virieux和Operto, 2009)。此外, 精确高效的正演模拟可显著减少反演不确定性, 提高结果的可信程度(Shi等, 2018)。目前理论微地震记录的合成方法多基于天然地震和人工地震勘探领域的研究, 按其计算原理的不同, 可大致分为基于波动方程和基于射线理论两种。

4.1 基于波动方程的正演方法

此方法的计算原理基于弹性介质的动力学波动方程(Julian等, 1998):

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + f_i, \quad (4)$$

式中, ρ 为介质密度, u_i 表示质点位移的 i 分量($i=1, 2, 3$

分别对应笛卡儿坐标分量 $x/y/z$, 下同), σ_{ij} 表示应力张量, f_i 为外力。对于不同性质的弹性介质, 其应力应变关系也各不相同。基于波动方程的正演方法, 可模拟地震波传播的所有信息, 且具有较高的计算精度, 但也存在一些不足。具体求解波动方程时, 此方法又可细分为半解析类和数值类两类, 下面分别进行介绍。

4.1.1 半解析类方法的原理及应用

该类方法的基本思路可概括为: 通过引入各种合理假设(比如介质是水平层状、各向同性且理想弹性的, 震源处无外力等), 使偏微分波动方程(式(4))退化为齐次常微分方程, 然后通过数学物理方法求得满足一定初始、震源和边界条件的方程解析解(积分形式), 最后运用数值手段求解积分, 合成地震记录(Yao和Harkrider, 1983; Aki和Richards, 2002)。常用的半解析类方法有广义射线法(Helmberger, 1983)、反射率法(Fuchs和Müller, 1971)和广义反透射系数矩阵法(Kennett, 1980; Yao和Harkrider, 1983)等, 常用的积分求解技术则为离散波数法(Bouchon, 1979, 2003)。

以广义反透射系数法为例: 该方法用震源处位移和应力间断作为震源条件(物理意义为震源辐射的P、SV、SH波)来表征震源, 通过柱坐标系描述平行层介质, 在频率波数域求出波动方程的积分形式解析解, 离散求解其积分后将结果变换至时间域, 最终完成波形正演模拟。具体的质点三分量位移可表示为(Yao和Harkrider, 1983)

$$\begin{cases} w_z(t) = \frac{M_0}{4\pi\rho} \frac{d}{dt} \left[\dot{D}(t) * \sum_{m=0}^2 A_m W_m(t) \right] \\ q_r(t) = \frac{M_0}{4\pi\rho} \frac{d}{dt} \left[\dot{D}(t) * \sum_{m=0}^2 A_m Q_m(t) \right] \\ v_\theta(t) = \frac{M_0}{4\pi\rho} \frac{d}{dt} \left[\dot{D}(t) * \sum_{m=1}^2 A_{m+3} V_m(t) \right] \end{cases}, \quad (5)$$

式中, M_0 为标量地震矩, $\dot{D}(t)$ 为震源时间函数, $W_m(t)$ 、 $Q_m(t)$ 和 $V_m(t)$ 分别为沿垂向、径向和切向的介质响应(格林函数), A_m 为震源和检波器的相对方向性因子。对于不同震源模型(剪切位错、一般位错和矩张量模型), 正演模拟时的区别在于方向性因子 A_m 和震源条件的表达不同。

半解析类正演方法的优点是计算稳定且效率高, 但局限性在于需对介质模型的形态做较严格限定(均

表 1 不同震源模型对比^{a)}

震源模型	地震起因	表征参数	个数
剪切位错	断层的剪切错动	$(M_0, \varphi, \delta, \lambda)$	4
一般位错	断层的剪切和张裂移动	$(M_0, \varphi, \delta, \lambda, R_{TS})$	5
矩张量	震源内的体力分布	$(M_{11}, M_{22}, M_{33}, M_{12}, M_{13}, M_{23})$	6

a) M_0 为标量地震矩, $\varphi/\delta/\lambda$ 分别为断层的走向、倾角和滑动角, R_{TS} 为断层的张裂和剪切错动距离之比

匀或水平层状). 在微地震监测的研究中, 当速度模型是由测井数据(有时仅有P波)近似建立的一维(沿深度方向)模型时, 微地震震源机制的研究可使用半解析类方法来合成理论波形数据. 具体应用时, 若检波器位于地表(地面微地震采集系统), 可直接使用此类方法进行模拟; 若检波器位于监测井中(井中微地震采集系统), 则需对常规方法进行推导(原因在于半解析类方法多针对天然地震建立, 其观测台站多分布于地表). Li等(2011a)基于反射率法(Müller, 1985)给出了适用于井中微地震采集系统的理论格林函数计算公式. 李晗和姚振兴(2018)则基于广义反透射矩阵法(Yao和Harkrider, 1983)推导建立了检波器位于地下时的波形正演理论.

4.1.2 数值类方法的原理及应用

同半解析类方法不同, 该类方法往往不对波动方程做简化处理, 而采用相应工具离散化、近似地直接求出方程中的偏微分项, 从而实现地震波的模拟. 常用的数值类方法包括有限差分法(Kelly等, 1976; Virieux, 1984, 1986)、有限元法(Zienkiewicz等, 1977)和谱元法(Tromp等, 2008)等. 其中有限差分法因其灵活高效而被广泛使用(Moczo等, 2014), 具体计算原理可概括为使用有限差分近似求解波动方程式(4)中的偏微分项(Li H等, 2019):

$$\frac{\partial f}{\partial a} = \frac{1}{\Delta a} \sum_{m=1}^L k_m [f(a + \frac{2m-1}{2}\Delta a) - f(a - \frac{2m-1}{2}\Delta a)], \quad (6)$$

式中, k_m 为有限差分系数, $2L$ 为有限差分算法的阶数, 这里 f 和 a 并非特指, 仅表示需近似计算的物理量. 具体求解时, 需将波场分量沿时间和空间方向离散化并分布在相应数值网格上, 而交错网格法(Virieux, 1984, 1986)则是一种常用的高效率、低内存的建模方法.

数值类正演方法的优点是可模拟复杂介质(含各向异性、三维)的地震波传播, 但往往计算的时间成本较高, 且模拟结果易受频散影响. 对于缺少三维反射地震勘探资料的微地震工区, 通常无法建立较精确的三维介质模型(仅由测井数据近似建立), 这就给数值类方法在应用中发挥其可模拟复杂介质波传播的优势带来了挑战(若仅使用简单的一维模型, 半解析类方法快且稳定). 尽管如此, 数值类方法适用于复杂介质的优点是非常有用的, 在微地震监测数据正演模拟的研究

中有着不可替代的重要作用. 研究表明, 含裂缝的页岩储层常呈现较强的各向异性特征(Johnston和Christensen, 1995), 且各向异性会对震源机制反演造成影响: 纯剪切的矩张量震源在各向异性介质中会含有显著的非剪切成分(Vavryčuk, 2005; Grechka, 2020), 而已有的半解析类方法并不能很好地模拟含各向异性复杂地层的地震波传播. 因此为得到准确可靠的微地震震源机制, 使用数值类方法进行正演模拟是十分必要的. Shi等(2018)基于有限差分法开发了一种适用于各向异性介质和矩张量震源的微地震波形正演算法, 并详细分析了地面和井中观测时各向异性对微地震数据的影响.

4.2 基于射线理论的正演方法

与基于波动方程(半解析类和数值类)的正演方法不同, 此方法将地震波动理论简化为射线理论(射线理论可看作波动方程的高频近似(张钊等, 2000)), 通过射线追踪(Julian和Gubbins, 1977; Um和Thurber, 1987)的方式获取地震波场信息. 常规的射线类正演方法只考虑地震波传播路径和走时信息, 因此又称运动学射线追踪(Julian和Gubbins, 1977; Moser, 1991; 王辉和常旭, 2000; 杨颖航等, 2018), 此外人们还发展了能模拟振幅信息的动力学射线追踪方法(Gajewski和Pšenčík, 1990; Vinje等, 1993; 邓飞和刘超颖, 2009; 印兴耀等, 2016), 使得射线追踪的结果不仅可获得走时信息还可获得相对振幅信息.

由于微地震震源机制研究主要基于地震波的极性、振幅和波形等信息, 因此使用动力学射线追踪方法进行正演模拟是可行的. 常用的动力学射线追踪方法包括波前构建法(Vinje等, 1993)、高斯射线束法(Červený等, 1982)和菲涅尔束法(Červený和Soares, 1992)等. 微地震方面: Wong等(2011)分别使用射线类方法和有限差分法进行了微地震记录的正演模拟研究; 宋维琪和杨晓东(2012)分析对比了不同射线追踪方法在正演模拟微地震波场时的适用性和局限性; Staněk等(2014)根据地面微地震监测的特点优化了射线追踪算法, 并使用该方法评估了微地震震源机制反演的稳定性.

基于射线理论的正演方法由于避免了对波动方程式(4)的求解, 因此计算效率普遍高于波动方程方法, 且能直观反映地震波传播路径并灵活处理起伏地表等

情况,但由于简化了计算原理,因此应用时有一定限制,且存在精度低、难以获得地震波场全部信息等不足.对于微地震,目前射线类方法在震源定位研究中应用广泛(Oye和Roth, 2003; Maxwell, 2009),而在震源机制反演方面,多数研究更倾向于使用基于波动方程的正演方法,其主要原因是射线类方法通常忽视与频率相关的效应(比如衰减)并要求速度模型较为平滑(Usher等, 2013),且存在焦散区、阴影区等缺陷,而震源机制反演对地震波场的模拟精度和信息完备程度均有较高要求,因此这些因素限制了射线类方法在微地震震源机制研究中的应用.

5 反演: 约束条件和算法的选择

在确定微地震震源模型并针对性建立正演方法之后,即可选择特定的约束条件构建目标函数,使用相应反演算法求解微地震震源机制.对微地震震源机制反演结果的评价,则主要基于实际和模拟数据的匹配程度,理想情况是二者完全吻合,但实际由于各种不确定性因素(数据噪音、模型不准、震源定位偏差、正反演算法误差等),只能得到二者在某一方面相近的拟合结果,而这一方面即反演时选用的约束条件.目前的微地震震源机制反演方法,采用的约束条件可分为单一约束和混合约束两类.

5.1 基于单一约束的微地震震源机制反演

使用该策略的微地震震源机制反演方法按具体使用的约束条件可大致分以下三类.

(1) 基于初动极性约束.当微地震事件周围的检波器方位覆盖良好时,可利用各检波器记录波形的初动极性,找到划分极性的两个正交平面,从而得出基于剪切位错模型的微地震震源机制解.该方法通常利用记录中的初至纵波(P波),近年来也有研究使用了横波(S波)的初动极性来辅助确定检波器数目较少时微地震事件的震源机制(Nakamura, 2002).此外,Hardebeck和Shearer(2002)提出了一种考虑震源位置和速度模型不确定性的、基于P波初动极性反演震源机制的新方法.

基于P波初动极性的震源机制求解方法简便快捷且结果较为可靠,适用于震源机制的快速粗略估计,但该方法对观测系统的方位覆盖和信号记录的质量均有

很高的要求,因此在微地震震源机制研究的应用较为局限(井中监测检波器方位局限,地面监测的弱微地震事件数据信噪比低).尽管如此,该方法仍可被应用于地面观测的强微地震事件震源机制研究之中: Rutledge和Phillips(2003)综合利用P波和SH波的极性信息分析了美国Cotton Valley地区水力压裂微地震事件的震源机制,并认为其由天然裂缝的滑动产生; Tibi等(2013)基于剪切位错模型、利用P波初动极性信息求解了一组微地震事件的震源机制,并进而分析评估了水压致裂裂缝网络的复杂程度; Zeng等(2014)利用短周期宽频地震仪记录的P波初动极性信息,研究了中国西南某页岩气开采区水力压裂微地震的震源机制,并对其发震成因进行了分析; 杨心超等(2015)利用P波初动极性信息求解了中国四川某页岩气压裂井的地面观测微地震事件震源机制,得到了合理的单裂缝解释结果.

(2) 基于振幅相关信息约束.基于振幅约束的微地震震源机制反演,通常利用P波(或S波)的绝对振幅或S波和P波的振幅比信息. Hardebeck和Shearer(2003)通过研究发现使用S/P波振幅比约束,能够得到较准确的小震级地震事件的震源机制,但同时也指出这类反演易受信号噪音的影响. Godano等(2011)基于模拟退火算法提出了一种利用直达P、SV和SH波振幅反演微地震震源矩张量的方法,并通过数值测试和实际数据处理发现,矩张量反演的非DC成分误差相对较高,不能确定其是由数据噪音、速度模型、事件位置误差导致还是真实客观存在的.

值得指出的是,在仅基于振幅约束的微地震震源机制反演中,由于未考虑P波和S波的极性,实际求解时可能出现理论波形同实际记录极性相反的情形从而影响结果可信度.因此振幅约束很少被单独使用,通常会和其他信息(初动极性、波形等)一起被同时使用(即基于混合约束).

(3) 基于波形信息约束.除上述基于初动极性和振幅的约束外,还有些微地震震源机制研究使用波形信息作为反演时的约束条件,这里的波形(或全波形)信息指的是实际检波器记录的部分(或整个)微地震记录.该类方法并不提取微地震记录的某一特征(如P波初动极性、振幅等),而是直接使用整个记录构建目标函数进行反演.常用的目标函数可用理论和观测记录的L2范数表示(Song和Toksöz, 2011):

$$Misfit = \sum_{n=1}^N \sum_{i=1}^{N_c} \|\mathbf{d}_i(n) - \mathbf{F}_i(n)\|, \quad (7)$$

式中, N 为检波器个数, N_c 为反演中使用的检波器记录分量个数(1~3), $\mathbf{d}$ 和 $\mathbf{F}$ 含义和式(1)相同, 分别表示观测记录和理论模拟数据. 除式(7)外, 一些研究还使用了理论和观测数据的相关系数来建立目标函数(Helmburger和Engen, 1980), 该类目标函数对地震波振幅的绝对大小不敏感, 而强调波形间的拟合, 比较符合地震记录的实际情况(姚振兴等, 1991).

应用方面, Nolen-Hoeksema和Ruff(2001)基于矩张量模型、综合使用了P、SH和SV波的波形信息研究了美国Colorado地区水力压裂微地震事件的震源机制. Song和Toksöz(2011)提出了一种适用于单井微地震监测的、使用全波形信息反演震源矩张量的方法, 处理解释了美国East Texas地区的水力压裂微地震数据. Kühn和Vavryčuk(2013)基于有限差分正演和全波形信息约束, 分析了芬兰地区微地震事件的震源机制.

5.2 基于混合约束的微地震震源机制反演

基于初动极性、振幅或波形等单一约束的微地震震源机制反演, 往往因使用的信息局限, 导致得到的理论和实际数据拟合结果在某一方面拟合度较差. 为使理论和实际记录在各方面都能相近, 基于多种信息混

合约束的反演策略开始被应用于微地震震源机制反演的研究中. 该类方法在反演时, 从初动极性、P波(或S波)绝对振幅、S/P振幅比、全波形信息(振幅或相关系数)等信息中选择两个及以上作为约束条件构建目标函数.

目前多数关于微地震震源机制反演的研究均基于多信息的混合约束. 国外方面: Bohnhoff等(2004)使用振幅、振幅比和初动极性的组合建立目标函数, 研究了德国KTB地区注水实验的微地震事件; Jechumtállová和Šílený(2005)则利用SH/P、SV/P、SV/SH振幅比和P波初动极性等约束对同一地区微地震事件的震源机制进行了研究; Fojtíková等(2010)使用初动极性、振幅和波形等约束分析了斯洛伐克地区的微地震事件, 发现这些地震的ISO和CLVD分量大多为正且有很好的相关性, 并将其解释为可能由断层的张裂活动产生; Li等(2011a, 2011b)提出了一种基于网格搜索和多信息混合约束的微地震震源机制反演方法; Kuang等(2017)在Li等(2011a, 2011b)方法的基础上加入了SH/P的振幅比约束, 研究了美国Barnett Shale地区微地震的震源机制. 国内方面: 李晗和姚振兴(2018)基于一般位错模型及P波初动极性和频率域振幅谱相关约束, 分别研究了国内某实际非常规油气开采过程中地面和井中观测的微地震事件震源机制(结果示例详见图5和图6); 谭玉阳等(2019)基于初动极性、振幅及波形等多种约束,

图5 基于一般位错模型和混合约束的地面观测微地震震源机制反演实例

(a) 实际地面微地震观测系统及震源位置图示, 共6条测线1771个单分量检波器; (b) 震源机制反演结果及不同方位12个检波器的实际(黑)和理论(红)波形拟合情况. 修改自李晗和姚振兴(2018), 已获取《地球物理学报》使用许可

图6 基于一般位错模型和混合约束的井中观测微地震震源机制反演实例

(a) 实际井中微地震观测系统及震源位置图示, 共12个三分量检波器; (b) 震源机制反演结果及12个检波器的实际(黑)和理论(红)三分量波形拟合情况. 修改自李晗和姚振兴(2018), 已获取《地球物理学报》使用许可

提出了一种基于邻域算法分级优化确定微地震震源机制的方法, 并将其应用于国内某页岩气田水力压裂微地震监测数据; Tan等(2020)还利用该方法研究了中国四川页岩气开采地区的地震事件, 并将其机制解释为水力压裂活动触发的原有断层滑动及新的小断层破裂。

6 目前微地震震源机制研究的问题及展望

随着非常规油气开采规模的日益扩大以及观测仪器和计算机等硬件水平的发展, 关于微地震震源机制的研究也在逐渐深入, 这里从以下三方面总结现有研究存在的一些问题, 并对下一步的研究进行展望。

(1) 对微地震发震机制的认识及震源建模. 目前关于水力压裂微地震破裂机理的认识仍存在争议(究竟是否存在非剪切成分), 这是微地震震源机制研究的核

心, 也对应着震源建模这一关键问题. 目前已有研究进行了从常规点源模型(剪切位错和矩张量)延拓建立非常规点源模型(一般位错)的尝试, 而在地震学研究中除点源模型外, 还有在其基础上扩展建立的有限震源模型(Trifunac, 1974). 该模型是由多个点源叠加而成, 这些点源有相同或可变的震源机制, 通过求解不同位置点源的破裂机制和持续时间, 可确定震源破裂区域的长度和宽度, 以及破裂传播的方向和速度(Ji等, 2003; Hao等, 2017). 使用多种不同震源模型处理同一微地震数据并进行分析对比, 能有效地推动微地震震源表征理论的进一步完善和对微地震发震机制的正确认识. 除此之外, 开展实验室岩石水力压裂实验, 获取岩石破裂过程中的声发射数据, 对声发射数据进行震源机制反演, 如能在实验中结合CT成像技术对岩石内部的破裂形态实现实时成像, 将会对水力压裂微地震的震源机制研究提供更为实际的震源建模辅助信息。

(2) 理论微地震记录的正演模拟. 微地震震源机制的求解, 依赖于理论记录的高精度模拟. 目前多数研究在正演模拟时, 采用基于一维水平层状模型的半解析类方法, 而实际地层结构十分复杂, 介质模型的偏差势必会影响理论记录的精度, 从而影响震源机制结果的可靠性. 虽然受限于各种因素, 有限差分等数值类方法还没有广泛地应用于微地震震源机制研究中, 但随着观测手段、计算效率和建模方法的进步, 数值类方法可模拟各种复杂介质(含各向异性、三维结构)的优势将逐步体现出来, 其耗时长效率低的缺点也将被改善. 基于数值类方法的理论微地震记录精确模拟, 可降低反演的不确定性, 从而有助于对微地震震源机制的深入认识.

(3) 微地震震源机制反演策略. 求解微地震震源机制时, 针对数据特征选用合适的反演方法, 亦是获得可靠结果的关键. 当采用地面监测(接收器位于地表)时, 地震波的离源角分布有限; 而采用单井监测(接收器位于监测井中)时, 观测系统的方位覆盖局限. 这些因素都给震源机制反演带来了挑战, 也是目前微地震研究遇到的困难. 数据方面, 改善观测方式(多井-地面联合监测)并尝试使用新型记录仪器(分布式光纤传感器, Distributed fiber Acoustic Sensing, DAS; Becker等, 2017; Karrenbach等, 2018), 应该有助于更准确的震源机制反演. 反演方法方面, 常规的微地震震源机制反演多在时间域进行, 目前已有研究尝试从频率域、小波域等求解震源机制(Cesca等, 2006; 郝金来和姚振兴, 2012), 同一微地震信号在不同域表示时, 其特性存在差异, 这些特性有可能为稳定的震源机制反演提供帮助. 此外随着人工智能、深度学习、大数据等计算机技术的飞速发展, 微地震震源机制同震源位置、速度模型等其他参数的联合反演(Willacy等, 2019), 以及产生海量理论波形库并用实际数据直接搜索求得震源机制(Zhang和Zhang, 2016)等新型研究, 也能促进微地震震源机制研究的不断完善.

7 结论

本文介绍了近年来微地震震源机制的研究进展, 从震源建模、波形正演模拟和反演策略三个方面说明了微地震震源机制研究的方法原理, 分析了优势和不足. 总而言之, 微地震震源机制的研究在非常规油气

开发中有着重要的用途. 微地震震源机制的求解可给出储层岩石受压破裂后裂缝的产状以及张开或挤压的特征, 从而估算压裂形成的裂缝体积并解释其产生机理, 还可给出震源局部的应力变化以评估储层的应力状态, 最终达到评价非常规油气储层改造效果的目的. 震源机制的差异可反映储层岩石力学性质的不同, 深入研究这些差异与震源辐射的地震波之间的关系, 不仅为非常规油气储层评价提供有用的方法, 还对天然地震震源机制的研究具有借鉴意义. 目前的微地震震源机制研究虽然取得了很多进展, 为水力压裂效果的评估和裂缝扩展机理的认知提供了帮助, 但这些进展仍然具有很多局限性, 其主要原因是微地震震源机制反演的可信度和准确性还不能满足工程评价的需要. 适用于水力压裂的震源机制反演理论方法还存在很多问题需要研究, 介质参数的影响、观测数据的影响、计算方法的误差、实际资料的复杂性等, 都可能成为震源机制反演的不确定因素. 建立可靠的、普适的分析方法并实时获得储层破裂的正确信息, 是未来微地震震源机制研究的重点.

致谢 感谢所有在微地震震源机制研究中做出努力的科研工作者. 特别感谢中国科学院姚振兴院士在研究工作中给予的指导和帮助, 以及中国石油东方地球物理公司、长庆油田分公司提供实际微地震资料. 感谢编委和两位评审专家对本文提出的建设性意见和建议.

参考文献

- 常旭, 王一博. 2019. 微地震反演研究. 北京: 科学出版社
- 邓飞, 刘超颖. 2009. 三维射线快速追踪及高斯射线束正演. 石油地球物理勘探, 44: 158-165
- 郝金来, 姚振兴. 2012. 小波域反演确定区域地震震源机制. 中国科学: 地球科学, 42: 191-201
- 姜福兴, 杨淑华, 成云海, 张兴民, 毛仲玉, 徐方军. 2006. 煤矿冲击地压的微地震监测研究. 地球物理学报, 49: 1511-1516
- 李晗, 姚振兴. 2018. 基于“剪切+张裂”一般位错模型频率域求解微地震震源机制. 地球物理学报, 61: 905-916
- 李胜利, 严尊国, 薛军蓉, 王育, 廖武林. 2003. 长江三峡水库蓄水后的首发微震群活动. 大地测量与地球动力学, 23: 75-79
- 李政, 常旭, 姚振兴, 王一博. 2019. 微地震方法的裂缝监测与储层评价. 地球物理学报, 62: 707-719
- 宋维琪, 杨晓东. 2012. 基于射线追踪的微地震多波场正演模拟. 地球物理学进展, 27: 1501-1508

- 谭玉阳, 胡隼, 张海江, 苗园园, 查华胜, 廖雷, 钱佳威. 2019. 利用全波形匹配方法确定水力压裂诱发地震震源机制. *地球物理学报*, 62: 4417–4436
- 唐杰, 李聪, 刘英昌, 陈学国. 2020. 剪张源约束的井中微地震震源机制反演方法. *石油地球物理勘探*, 55: 126–135
- 唐杰, 王浩, 温雷, 张文征. 2018. 剪张型微地震震源机制与振幅分布特征. *石油地球物理勘探*, 53: 502–510
- 唐颖, 唐玄, 王广源, 张琴. 2011. 页岩气开发水力压裂技术综述. *地质通报*, 30: 393–399
- 王辉, 常旭. 2000. 基于图形结构的三维射线追踪方法. *地球物理学报*, 43: 535–541
- 杨心超, 朱海波, 崔树果, 王瑜, 庞锐, 李华昌. 2015. P波初动震源机制解在水力压裂微地震监测中的应用. *石油物探*, 54: 43–50
- 杨颖航, 王真理, 徐涛, 杨长春. 2018. 三维TTI介质高效射线追踪方法. *地球物理学报*, 61: 1421–1433
- 姚振兴, 郑天愉, 曹柏如, 王凯. 1991. 用P波波形资料测定中强地震震源过程的方法. *地球物理学进展*, 6: 1–26
- 印兴耀, 王欣, 杨继东. 2016. 基于子波重构的时-空域高斯束正演方法. *石油地球物理勘探*, 51: 106–114
- 岳汉, 张勇, 盖增喜, 王腾, 赵里. 2020. 大地震震源破裂模型: 从快速响应到联合反演的技术进展及展望. *中国科学: 地球科学*, 50: 515–537
- 张钊, 刘洪, 李幼铭. 2000. 射线追踪方法的发展现状. *地球物理学进展*, 15: 36–45
- 张云银, 刘海宁, 李红梅, 王维波, 沈财余. 2017. 应用微地震监测数据估算储层压裂改造体积. *石油地球物理勘探*, 52: 309–314
- 邹才能, 杨智, 孙莎莎, 赵群, 拜文华, 刘洪林, 潘松圻, 吴松涛, 袁懿琳. 2020. “进源找油”: 论四川盆地页岩油气. *中国科学: 地球科学*, 50: 903–920
- Aki K, Richards P G. 2002. *Quantitative Seismology*. 2nd ed. Sausalito: University Science Books
- Baig A, Urbancic T. 2010. Microseismic moment tensors: A path to understanding frac growth. *Lead Edge*, 29: 320–324
- Baysal E, Kosloff D D, Sherwood J W C. 1983. Reverse time migration. *Geophysics*, 48: 1514–1524
- Becker M W, Ciervo C, Cole M, Coleman T, Mondanos M. 2017. Fracture hydromechanical response measured by fiber optic distributed acoustic sensing at milliHertz frequencies. *Geophys Res Lett*, 44: 7295–7302
- Bischoff M, Cete A, Fritschen R, Meier T. 2010. Coal mining induced seismicity in the Ruhr area, Germany. *Pure Appl Geophys*, 167: 63–75
- Bohnhoff M, Baisch S, Harjes H P. 2004. Fault mechanisms of induced seismicity at the superdeep German continental deep drilling program (KTB) borehole and their relation to fault structure and stress field. *J Geophys Res*, 109: 1–3
- Bohnhoff M, Dresen G, Ellsworth W L, Ito H. 2009. Passive Seismic Monitoring of Natural and Induced Earthquakes: Case Studies, Future Directions and Socio-Economic Relevance. In: Cloetingh S, Negendank J, eds. *New Frontiers in Integrated Solid Earth Sciences*. International Year of Planet Earth. Dordrecht: Springer. 261–285
- Bohnhoff M, Rische M, Meier T, Becker D, Stavrakakis G, Harjes H P. 2006. Microseismic activity in the Hellenic Volcanic Arc, Greece, with emphasis on the seismotectonic setting of the Santorini-Amorgos zone. *Tectonophysics*, 423: 17–33
- Bouchon M. 1979. Discrete wave number representation of elastic wave fields in three-space dimensions. *J Geophys Res*, 84: 3609–3614
- Bouchon M. 2003. A review of the discrete wavenumber method. *Pure Appl Geophys*, 160: 445–465
- Brodsky E E, Lajoie L J. 2013. Anthropogenic seismicity rates and operational parameters at the salton sea geothermal field. *Science*, 341: 543–546
- Burridge R, Knopoff L. 1964. Body force equivalents for seismic dislocations. *Bull Seismol Soc Am*, 54: 1875–1888
- Červený V, Popov M M, Pšenčík I. 1982. Computation of wave fields in inhomogeneous media—Gaussian beam approach. *Geophys J Int*, 70: 109–128
- Červený V, Soares J E P. 1992. Fresnel volume ray tracing. *Geophysics*, 57: 902–915
- Cesca S, Buforn E, Dahm T. 2006. Amplitude spectra moment tensor inversion of shallow earthquakes in Spain. *Geophys J Int*, 166: 839–854
- Cesca S, Grigoli F. 2015. Full waveform seismological advances for microseismic monitoring. *Adv Geophys*, 56: 169–228
- Cesca S, Şen A T, Dahm T. 2014. Seismicity monitoring by cluster analysis of moment tensors. *Geophys J Int*, 196: 1813–1826
- Dahm T, Manthei G, Eisenblätter J. 1999. Automated moment tensor inversion to estimate source mechanisms of hydraulically induced micro-seismicity in salt rock. *Tectonophysics*, 306: 1–17
- Dufumier H, Rivera L. 1997. On the resolution of the isotropic component in moment tensor inversion. *Geophys J Int*, 131: 595–606
- Eisner L, Williams-Stroud S, Hill A, Duncan P, Thornton M. 2010. Beyond the dots in the box: Microseismicity-constrained fracture models for reservoir simulation. *Lead Edge*, 29: 326–333
- Ellsworth W L. 2013. Injection-induced earthquakes. *Science*, 341: 1225–1229
- Fojtíková L, Vavryčuk V, Cipciar A, Madarás J. 2010. Focal mechanisms of micro-earthquakes in the Dobrá Voda seismoactive area in the Malé Karpaty Mts. (Little Carpathians), Slovakia. *Tectonophysics*, 492: 213–229
- Frohlich C. 1994. Earthquakes with non-double-couple mechanisms.

- Science, 264: 804–809
- Fuchs K, Müller G. 1971. Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations. *Geophys J Int*, 23: 417–433
- Gajewski D, Pšenčík I. 1990. Vertical seismic profile synthetics by dynamic ray tracing in laterally varying layered anisotropic structures. *J Geophys Res*, 95: 11301–11315
- Gilbert F. 1971. Excitation of the normal modes of the Earth by earthquake sources. *Geophys J Int*, 22: 223–226
- Godano M, Bardainne T, Regnier M, Deschamps A. 2011. Moment-tensor determination by nonlinear inversion of amplitudes. *Bull Seismol Soc Am*, 101: 366–378
- Grechka V. 2020. Moment tensors of double-couple microseismic sources in anisotropic formations. *Geophysics*, 85: KS1–KS11
- Hao J, Ji C, Yao Z. 2017. Slip history of the 2016 M_w 7.0 Kumamoto earthquake: Intraplate rupture in complex tectonic environment. *Geophys Res Lett*, 44: 743–750
- Hardebeck J L, Shearer P M. 2002. A New method for determining first-motion focal mechanisms. *Bull Seismol Soc Am*, 92: 2264–2276
- Hardebeck J L, Shearer P M. 2003. Using S/P amplitude ratios to constrain the focal mechanisms of small earthquakes. *Bull Seismol Soc Am*, 93: 2434–2444
- He Y M, Wang W, Yao Z. 2003. Static deformation due to shear and tensile faults in a layered half-space. *Bull Seismol Soc Am*, 93: 2253–2263
- Helmberger D V. 1983. Theory and application of synthetic seismograms. In: Kanamori H, Boschi E, eds. *Earthquakes: Observation Theory and Interpretation*. Amsterdam: Elsevier. 174–222
- Helmberger D V, Engen G R. 1980. Modeling the long-period body waves from shallow earthquakes at regional ranges. *Bull Seismol Soc Am*, 70: 1699–1714
- Hughes J D. 2013. A reality check on the shale revolution. *Nature*, 494: 307–308
- Jechumtálová Z, Eisner L. 2008. Seismic source mechanism inversion from a linear array of receivers reveals non-double-couple seismic events induced by hydraulic fracturing in sedimentary formation. *Tectonophysics*, 460: 124–133
- Jechumtálová Z, Šílený J. 2005. Amplitude ratios for complete moment tensor retrieval. *Geophys Res Lett*, 32: L22303
- Ji C, Helmberger D V, Wald D J, Ma K F. 2003. Slip history and dynamic implications of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *J Geophys Res*, 108: 2412
- Johnston J E, Christensen N I. 1995. Seismic anisotropy of shales. *J Geophys Res*, 100: 5991–6003
- Jost M L, Herrmann R B. 1989. A student's guide to and review of moment tensors. *Seismol Res Lett*, 60: 37–57
- Julian B R, Gubbins D. 1977. Three-dimensional seismic ray tracing. *J Geophys*, 43: 95–113
- Julian B R, Miller A D, Foulger G R. 1998. Non-double-couple earthquakes 1. Theory. *Rev Geophys*, 36: 525–549
- Karrenbach M, Cole S, Ridge A, Boone K, Kahn D, Rich J, Silver K, Langton D. 2018. Fiber-optic distributed acoustic sensing of microseismicity, strain and temperature during hydraulic fracturing. *Geophysics*, 84: D11–D23
- Kelly K R, Ward R W, Treitel S, Alford R M. 1976. Synthetic seismograms: A finite-difference approach. *Geophysics*, 41: 2–27
- Kennett B L N. 1980. Seismic waves in a stratified half space—II. Theoretical seismograms. *Geophys J Int*, 61: 1–10
- Knopoff L, Randall M J. 1970. The compensated linear-vector dipole: A possible mechanism for deep earthquakes. *J Geophys Res*, 75: 4957–4963
- Kuang W, Zoback M, Zhang J. 2017. Estimating geomechanical parameters from microseismic plane focal mechanisms recorded during multistage hydraulic fracturing. *Geophysics*, 82: KS1–KS11
- Kühn D, Vavryčuk V. 2013. Determination of full moment tensors of microseismic events in a very heterogeneous mining environment. *Tectonophysics*, 589: 33–43
- Li H, Chang X, Yao Z, Wang Y. 2018. General dislocation model based microseismic focal mechanism inversion in frequency domain. Copenhagen: 80th EAGE Conference and Exhibition. 1–5
- Li H, Liu X, Chang X, Wu R, Liu J. 2019. Impact of shale anisotropy on seismic wavefield. *Energies*, 12: 4412
- Li J, Sadi Kuleli H, Zhang H, Nafi Toksöz M. 2011a. Focal mechanism determination of induced microearthquakes in an oil field using full waveforms from shallow and deep seismic networks. *Geophysics*, 76: WC87–WC101
- Li J, Zhang H, Sadi Kuleli H, Nafi Toksöz M. 2011b. Focal mechanism determination using high-frequency waveform matching and its application to small magnitude induced earthquakes. *Geophys J Int*, 184: 1261–1274
- Li L, Tan J, Wood D A, Zhao Z, Becker D, Lyu Q, Shu B, Chen H. 2019. A review of the current status of induced seismicity monitoring for hydraulic fracturing in unconventional tight oil and gas reservoirs. *Fuel*, 242: 195–210
- Li Y, Li Y, Wang B, Chen Z, Nie D. 2016. The status quo review and suggested policies for shale gas development in China. *Renew Sustain Energy Rev*, 59: 420–428
- Maxwell S. 2010. Microseismic: Growth born from success. *Lead Edge*, 29: 338–343
- Maxwell S. 2011. Microseismic hydraulic fracture imaging: The path toward optimizing shale gas production. *Lead Edge*, 30: 340–346

- Maxwell S. 2014. Microseismic imaging of hydraulic fracturing: Improved engineering of unconventional shale reservoirs. Society of Exploration Geophysicists. doi: 10.1190/1.9781560803164
- Maxwell S C. 2009. Microseismic Location Uncertainty. CSEG Rec, 34: 41–46
- McGarr A. 2014. Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection. *J Geophys Res-Solid Earth*, 119: 1008–1019
- Michael J E, Kenneth G N. 2013. Reservoir Stimulation. 3rd ed. New York: Wiley. 18
- Miller A D, Foulger G R, Julian B R. 1998. Non-double-couple earthquakes 2. Observations. *Rev Geophys*, 36: 551–568
- Minson S E, Dreger D S, Bürgmann R, Kanamori H, Larson K M. 2007. Seismically and geodetically determined nondouble-couple source mechanisms from the 2000 Miyakejima volcanic earthquake swarm. *J Geophys Res*, 112: 1–20
- Moczo P, Kristek J, Gális M. 2014. The Finite-difference Modelling of Earthquake Motions: Waves and Ruptures. Cambridge: Cambridge University Press
- Moser T J. 1991. Shortest path calculation of seismic rays. *Geophysics*, 56: 59–67
- Mueller M. 2013. Meeting the challenge of uncertainty in surface microseismic monitoring. *First Break*, 31: 89–95
- Müller G. 1985. The reflectivity method: A tutorial. *J Geophys*, 58: 153–174
- Nakamura M. 2002. Determination of focal mechanism solution using initial motion polarity of P and S waves. *Phys Earth Planet Inter*, 130: 17–29
- do Nascimento A F, Lunn R J, Cowie P A. 2005. Modeling the heterogeneous hydraulic properties of faults using constraints from reservoir-induced seismicity. *J Geophys Res*, 110: 1–7
- Nolen-Hoeksema R C, Ruff L J. 2001. Moment tensor inversion of microseisms from the B-sand propped hydrofracture, M-site, Colorado. *Tectonophysics*, 336: 163–181
- Ou G B. 2008. Seismological studies for tensile faults. *Terr Atmos Ocean Sci*, 19: 463–471
- Oye V, Roth M. 2003. Automated seismic event location for hydrocarbon reservoirs. *Comput Geosci*, 29: 851–863
- Pearson C. 1981. The relationship between microseismicity and high pore pressures during hydraulic stimulation experiments in low permeability granitic rocks. *J Geophys Res*, 86: 7855–7864
- Pesicek J D, Cieřlik K, Lambert M A, Carrillo P, Birkelo B. 2016. Dense surface seismic data confirm non-double-couple source mechanisms induced by hydraulic fracturing. *Geophysics*, 81: KS207–KS217
- Phillips W S, Fairbanks T D, Rutledge J T, Anderson D W. 1998. Induced microearthquake patterns and oil-producing fracture systems in the Austin chalk. *Tectonophysics*, 289: 153–169
- Reid H F. 1910. The California earthquake of April 18, 1906. Rep state Earthq Investig Comm, 2: 16–18
- Rutledge J T, Phillips W S. 2003. Hydraulic stimulation of natural fractures as revealed by induced microearthquakes, Carthage Cotton Valley gas field, east Texas. *Geophysics*, 68: 441–452
- Shi P, Angus D, Nowacki A, Yuan S, Wang Y. 2018. Microseismic full waveform modeling in anisotropic media with moment tensor implementation. *Surv Geophys*, 39: 567–611
- Shimizu H, Ueki S, Koyama J. 1987. A tensile—Shear crack model for the mechanism of volcanic earthquakes. *Tectonophysics*, 144: 287–300
- Šílený J. 2012. Shear-tensile/implosion source model vs. moment tensor-Benefit in single-azimuth monitoring, cotton valley set-up. Copenhagen: 74th European Association of Geoscientists and Engineers Conference and Exhibition. 1977–1981
- Šílený J, Hill D P, Eisner L, Cornet F H. 2009. Non-double-couple mechanisms of microearthquakes induced by hydraulic fracturing. *J Geophys Res*, 114: B08307
- Šílený J, Jechumtálová Z, Dorbath C. 2014. Small scale earthquake mechanisms induced by fluid injection at the enhanced geothermal system reservoir soultz (Alsace) in 2003 using alternative source models. *Pure Appl Geophys*, 171: 2783–2804
- Soeder D J. 2018. The successful development of gas and oil resources from shales in North America. *J Pet Sci Eng*, 163: 399–420
- Song F, Toksöz M N. 2011. Full-waveform based complete moment tensor inversion and source parameter estimation from downhole microseismic data for hydrofracture monitoring. *Geophysics*, 76: WC103–WC116
- Song F, Warpinski N R, Toksöz M N. 2014. Full-waveform based microseismic source mechanism studies in the Barnett Shale: Linking microseismicity to reservoir geomechanics. *Geophysics*, 79: KS13–KS30
- Staněk F, Eisner L, Jan Moser T. 2014. Stability of source mechanisms inverted from P-wave amplitude microseismic monitoring data acquired at the surface. *Geophys Prospect*, 62: 475–490
- Steketee J A. 1958. On Volterra's dislocations in a semi-infinite elastic medium. *Can J Phys*, 36: 192–205
- Tan Y, Hu J, Zhang H, Chen Y, Qian J, Wang Q, Zha H, Tang P, Nie Z. 2020. Hydraulic fracturing induced seismicity in the Southern Sichuan Basin due to fluid diffusion inferred from seismic and injection data analysis. *Geophys Res Lett*, 47: e84885
- Tibi R, Vermilye J, Lacazette A, Rabak I, Luh P, Sicking C, Geiser P. 2013. Assessment of hydraulic fracture complexity and stress field variability in an unconventional reservoir from composite moment tensor of double-couple microseismic event. SEG Technical

- Program Expanded Abstracts 2013. 2183–2187
- Trifunac M D. 1974. A three-dimensional dislocation model for the San Fernando, California, earthquake of February 9, 1971. *Bull Seismol Soc Am*, 64: 149–172
- Tromp J, Komatitsch D, Liu Q. 2008. Spectral-element and adjoint methods in seismology. *Commun Comput Phys*, 3: 1–32
- Um J, Thurber C. 1987. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. *Bull Seismol Soc Am*, 77: 972–986
- Usher P J, Angus D A, Verdon J P. 2013. Influence of a velocity model and source frequency on microseismic waveforms: Some implications for microseismic locations. *Geophys Prospect*, 61: 334–345
- Vavryčuk V. 2001. Inversion for parameters of tensile earthquakes. *J Geophys Res*, 106: 16339–16355
- Vavryčuk V. 2005. Focal mechanisms in anisotropic media. *Geophys J Int*, 161: 334–346
- Vavryčuk V. 2015. Moment tensor decompositions revisited. *J Seismol*, 19: 231–252
- Vavryčuk V. 2011. Tensile earthquakes: Theory, modeling, and inversion. *J Geophys Res*, 116: B12320
- Vavryčuk V, Bohnhoff M, Jechumtálová Z, Kolář P, Šílený J. 2008. Non-double-couple mechanisms of microearthquakes induced during the 2000 injection experiment at the KTB site, Germany: A result of tensile faulting or anisotropy of a rock? *Tectonophysics*, 456: 74–93
- Verdon J. 2011. Microseismic monitoring and geomechanical modeling of CO₂ storage in subsurface reservoirs. *Geophysics*, 76: Z102–Z103
- Vinje V, Iversen E, Gjøystdal H. 1993. Traveltime and amplitude estimation using wavefront construction. *Geophysics*, 58: 1157–1166
- Virieux J. 1986. P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *Geophysics*, 51: 889–901
- Virieux J. 1984. SH-wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *Geophysics*, 49: 1933–1942
- Virieux J, Operto S. 2009. An overview of full-waveform inversion in exploration geophysics. *Geophysics*, 74: WCC1–WCC26
- Wang H, Li M, Shang X. 2016. Current developments on micro-seismic data processing. *J Nat Gas Sci Eng*, 32: 521–537
- Warpinski N. 2009. Microseismic monitoring: Inside and out. *J Pet Tech*, 61: 80–85
- Warpinski N R, Branagan P T, Peterson R E, Wolhart S L, Uhl J E. 1998. Mapping hydraulic fracture growth and geometry using microseismic events detected by a wireline retrievable accelerometer array. SPE Gas Technology Symposium. 335–346
- Warpinski N R, Du J, Zimmer U. 2012. Measurements of hydraulic-fracture-induced seismicity in gas shales. *SPE Prod Oper*, 27: 240–252
- Willacy C, van Dedem E, Minisini S, Li J, Blokland J W, Das I, Droujinine A. 2019. Full-waveform event location and moment tensor inversion for induced seismicity. *Geophysics*, 84: KS39–KS57
- Wong J, Manning P M, Lejia H, John B. 2011. Synthetic microseismic datasets. *CSEG Rec*, 36: 31–38
- Yao Z, Harkrider D G. 1983. A generalized reflection-transmission coefficient matrix and discrete wavenumber method for synthetic seismograms. *Bull Seismol Soc Am*, 73: 1685–1699
- Zeng X, Zhang H, Zhang X, Wang H, Zhang Y, Liu Q. 2014. Surface microseismic monitoring of hydraulic fracturing of a shale-gas reservoir using short-period and broadband seismic sensors. *Seismol Res Lett*, 85: 668–677
- Zhang X, Zhang J. 2016. Microseismic search engine for real-time estimation of source location and focal mechanism. *Geophysics*, 81: KS169–KS182
- Zienkiewicz O C, Taylor R L, Nithiarasu P, Zhu J Z. 1977. The Finite Element Method. London: McGraw-Hill

(责任编辑: 印兴耀)