基于水力压裂实验的龙马溪组页岩各向异性特征研究

翟鸿宇^{1,2,3}, 常旭^{2,3*}, 朱维⁴, 雷兴林⁵, 薛自求⁶

1. 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081;

2. 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;

3. 中国科学院地球科学研究院, 北京 100029;

4. 中国石油大学(北京)油气资源与探测国家重点实验室, 北京 102249;

5. Geological Survey of Japan, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST), Ibaraki 305-8567, Japan;

6. Research Institute of Innovative Technology for the Earth, Kyoto 619-0292, Japan

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

收稿日期: 2020-04-05; 收修改稿日期: 2020-09-21; 接受日期: 2020-10-22; 网络版发表日期: 2021-01-18

国家自然科学基金项目(批准号: 41704140, 41974156)和国家“十三五”重大专项项目(编号: 2017ZX05049002)资助

摘要 水力压裂储层改造技术是页岩气开发的关键技术手段. 大量高压流体注入页岩储层会显著改变岩石的纵横波速度、岩石力学参数及其各向异性特征. 文章在伪三轴应力加载条件下对龙马溪组页岩开展了差异化的水力压裂岩石物理实验, 对比了应力加载方式和水-岩物理化学反应对于页岩纵横波速度和岩石力学参数的影响. 实验结果表明, 对于干燥页岩样品, 各向同性应力加载可以增大其纵横波速度和杨氏模量, 并减弱对应的各向异性特征, 而差应力加载可以提高杨氏模量的各向异性特征, 并使页岩垂直沉积层理方向上的抗压强度下降速率加快. 另一方面, 水力压裂引发的水-岩物理化学反应能够“软化”页岩样品, 降低其杨氏模量. 这一“软化”作用对页岩纵横波速度的影响较小, 而使Thomsen参数、杨氏模量和泊松比的各向异性特征显著下降. 此外, 页岩样品泊松比之间的负线性关系也由于压裂流体对页岩的“软化”作用失去了对于应力加载的敏感性. 研究结果可以为龙马溪组页岩岩石力学性质研究提供良好的借鉴和数据支持.

关键词 龙马溪组页岩, 各向异性参数, 水力压裂实验

1 引言

随着页岩油气勘探开发的发展, 页岩的岩石力学物性越来越受到学术和工程领域的关注(印兴耀等, 2015; 陈勉等, 2017; 潘新朋等, 2018; Soeder, 2018; 李

晗和常旭, 2020). 研究人员利用地表露头样品、井下原位样品以及人工合成样品进行了一系列的岩石物理实验, 并详细研究和对比分析了世界范围内的页岩储层岩石矿物成分、孔隙结构、物性参数和各向异性特征(Kuila等, 2011; Luan等, 2016; Zadeh等, 2017; 何柏

中文引用格式: 翟鸿宇, 常旭, 朱维, 雷兴林, 薛自求. 2021. 基于水力压裂实验的龙马溪组页岩各向异性特征研究. 中国科学: 地球科学, 51(3): 380–397, doi: 10.1360/SSTe-2020-0091

英文引用格式: Zhai H, Chang X, Zhu W, Lei X, Xue Z. 2021. Study on anisotropy of Longmaxi Shale using hydraulic fracturing experiment. Science China Earth Sciences, 64(2): 260–277, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9691-2>

等, 2017; Gong等, 2018). 页岩作为一种层状黏土岩, 表现出明显的非均质性、各向异性和低渗透性(Sarout和Guéguen, 2008a, 2008b). 特别是页岩储层的速度各向异性特征, 会给地震资料处理解释的准确度带来显著的影响. 页岩各向异性特征的主要决定因素有: (1) 矿物成分及其分布状态(Sayers, 2013; Sone和Zoback, 2013), (2) 有机质含量(Zadeh等, 2017), (3) 内部微裂缝分布(Best等, 2007; Henriques等, 2018; Wang等, 2018), (4) 沉积环境(Ilgen等, 2017). 其中, 黏土矿物的含量与定向排列对于页岩各向异性强度的影响较大, 而不同的沉积环境决定了世界范围内的页岩各向异性特征间有着显著的差异(Rybacki等, 2015; 刘子淳等, 2019).

Eagle Ford页岩是美国具有代表性的页岩之一, 经过一系列三轴压缩、拉伸和直接剪切试验后, Hsu和Nelson(2002)对其各向异性强度和本构模型进行了研究. Ong等(2016)对于加拿大阿尔伯塔省杜韦奈地层(Duverney formation)中的钙质页岩岩石力学特性研究表明, 即使对于相对较大的围压加载, 页岩的纵横波速度依然保持明显的各向异性特征, 并且波速与弹性模量在垂直于层理面方向上对于加载压力具有高度非线性依赖性, 而平行层理面方向则几乎没有类似特性. 通过对惠特比泥岩组地层中页岩样品的研究发现, 纵横比大的孔和微裂纹的闭合似乎是控制岩石各向异性特征变化的主要机制(Zhubayev等, 2016). 此外, 随着页岩分层特性和地层沉积角度的变化, 页岩的泊松比各向异性参数会出现反转变化, 而杨氏模量在垂直层理面方向上始终小于平行层理面方向的数值(Qian等, 2020). 与天然页岩相比, 实验室合成页岩样品可以有效地控制页岩的矿物组分、密度、孔隙度、渗透率和各向异性参数, 其对应的岩石力学参数(杨氏模量和泊松比)各向异性特征要比纵横波速度各向异性特征对于应力加载变化更加敏感(Luan等, 2016; Gong等, 2018).

在四川盆地的东部和南部, 海相沉积的龙马溪组页岩是中国非常规油气开发的目标储层之一, 其岩石力学特性对中国页岩气开发具有重要意义(Ma等, 2016). 龙马溪组页岩的地质沉积演化环境和区域应力场作用使其具有有机质含量高、各向异性强度变化范围大、微裂缝较发育等特点(Liang等, 2014; 陈旭等, 2017). Deng等(2014)研究发现, 武峰-龙马溪组页岩的

高有机质含量对应低纵波阻抗和纵横波速度比, 并且页岩的各向异性特征与黏土矿物含量有很强的相关性. 但是, 受到有机质分布的结构变化及其伴生石英矿物含量的影响, 五峰-龙马溪组页岩的各向异性强度并没有表现出与有机质含量的正相关性(刘子淳等, 2019). 根据单轴和三轴压缩实验分析结果, 龙马溪组页岩样品中微裂缝的闭合和膨胀控制着纵横波速度和各向异性特征的变化, 当加载压力垂直于沉积层理时, 可以在实验中观察到速度各向异性反转的现象(Wang和Li, 2017; 何柏等, 2017; Li等, 2018). 此外, 平行沉积层理面的构造主应力使得龙马溪组页岩在垂直最大主应力方向上发育了更多的裂缝网络, 这使得龙马溪组页岩在低围压加载状态下不一定满足横向各向同性介质的假设条件(Chen等, 2018). 进一步的研究发现, 龙马溪组页岩纵波速度对于应力加载变化比较敏感, 横波速度对于页岩样品中裂缝的发育更加敏感, 而两者的各向异性特征均受到页岩沉积层理的影响(Wang和Han, 2020). 类似的, 龙马溪组页岩的脆性指数各向异性特征也受到沉积层理方向角度的控制, 其数值随着围压的增加逐渐减小(Geng等, 2016).

在页岩气开发过程中, 水力压裂储层改造技术和热处理增强回收技术能够改变页岩孔隙与裂缝结构形态, 增强地层的油气渗透输送能力, 从而有效提高页岩气的采收率(庄茁等, 2016; Cao等, 2020). 另一方面, 页岩遇水后会发生一系列的微观物理化学反应从而出现自发吸水膨胀现象, 其膨胀潜力与初始含水量和围压对数值呈负线性关系, 与黏土含量成线性关系(Lyu等, 2015). 并且, 水-岩物理化学反应越明显, 页岩中裂缝表面强度和单层支撑裂缝的导流能力下降幅度也会越剧烈(Zhou等, 2016). 页岩的这一自发吸水膨胀过程还会产生诱导张应力从而促使新的裂缝产生, 而总有机质含量的增大会降低页岩的吸水效果(Lan等, 2014). 但是, 在各向同性的应力加载下页岩吸水膨胀会使原有微裂缝闭合从而降低页岩的渗透率, 只有在各向异性应力加载的作用下吸水膨胀作用才能够促进页岩样品中剪切诱发裂缝的发育(Zhang和Sheng, 2018). 此外, 利用压裂液沉浸实验, Bai等(2020)发现排斥水合力和双电层排斥力的共同作用使得龙马溪组页岩中出现了大量的微裂缝, 其对应弹性模量和泊松比分别下降了85%和54%. 因此, 水力压裂造缝作用和水-岩间的物理化学反应控制着页岩地层中的裂缝网络发育和孔隙

结构变化, 这会影响页岩物性和岩石力学参数的各向异性特征, 在实际的页岩气开发中必须考虑这一动态变化(Zhai等, 2017; 卢运虎等, 2017).

根据前人的研究, 我们发现地层的构造应力状态、黏土矿物含量、裂缝分布特征、水-岩物理化学反应等因素共同影响着页岩的岩石物性和各向异性特征. 对于龙马溪组页岩, 前人的研究主要集中在矿物组分、有机质含量、裂缝分布特征以及应力加载方向对于岩石物性和各向异性特征的影响, 而相关的压裂液沉浸实验研究仍显不足. 此外, 不同的应力加载模式也会影响龙马溪组页岩内部微裂缝的开合和压裂流体在裂缝网络中的运移, 从而改变页岩样品中水-岩物理化学反应效率, 使其对应纵横波速度与岩石力学参数发生变化. 因此, 设计龙马溪组页岩的水力压裂岩石物理实验, 评估不同应力加载条件下高压流体对龙马溪组页岩纵横波速度、岩石力学参数以及各向异性特征的影响十分必要.

在本研究中, 我们利用四川地区采集的龙马溪组页岩样品进行了伪三轴应力加载条件下的水力压裂实验. 为了研究纵横波速度以及岩石力学特征的各向异性参数变化特征, 我们设计了不同的伪三轴应力加载方式和水力压裂流程. 在计算了超声纵波和横波沿特定传播方向的速度后, 我们分析了页岩样品对应Thomsen参数、杨氏模量和泊松比在不同实验阶段的变化特征. 然后, 我们对比了纵横波速度、岩石力学性质及其对应的各向异性特征对于各向同性应力和差应力加载的依赖性, 分析了水-岩物理化学反应对于龙马溪组页岩各向异性特征的影响. 本文实验与分析结果, 可为页岩气勘探开发提供理论依据和实验数据支持.

2 水力压裂实验

2.1 页岩样品

实验中所使用的页岩样品来自于中国西南四川地区的龙马溪组沉积地层露头. 沿着平行沉积层理面的方向, 我们制备了页岩样品(直径50mm, 长度125mm)用于本次实验分析研究. 根据矿物成分分析, 样品中黏土含量为36.5%, 其余脆性矿物含石英40.8%、长石21.8%、方解石0.9%, 平均密度为 2.65 g cm^{-3} . 在测试之前, 我们使用医用X光计算机断层扫描设备(Aquilion ONE TSX 301A, 日本)对样品内部结构特征进行

了分析. 该设备的扫描图像分辨率为每像素0.1mm. 因此, 我们可以从图像中清晰地分辨出宏观原生裂缝. 图1给出了本次实验中的两块样品(L-1、L-2)的图像, 从图中可见页岩样品比较均匀, 没有明显的沉积层理面, 但是, 两个样品中均有明显的原生裂缝. 对于L-1样品, 一条原生裂缝已贯通整个页岩样品中部(图1b), 而L-2样品的上部区域也可观察到两条未贯通裂缝(图1d). 考虑到后续水力压裂实验的需求, 我们利用这些原生裂缝作为注水通道, 无需再钻取专门的流体注入孔.

在水力压裂实验前, 页岩样品表面被安装了多个压电陶瓷探头用于激发和接收超声纵波和横波信号. 利用这些探头, 我们可以测量沿特定传播方向的超声纵横波速度值, 以此评价龙马溪页岩样品的超声纵横波速度变化, 岩石力学参数与各向异性特征. 此外, 用胶水将4个应变片(型号: KFG-5-120-D16-11L30C2S, KYOWA)沿圆柱面等间隔安装在岩石样品的中上部; 同时需要保证应变片中十字形分布的电阻丝与样品的轴向和径向保持一致, 从而测量样品在实验过程中的水平和垂直应变. 随后, 样品被密封胶封装后安装进三轴压缩容器中(图2a). 在本研究中, 根据页岩沉积层理特性, 我们选取了如图2b所示笛卡尔坐标系. 页岩的对称轴(垂直沉积层理面方向)为坐标系中的 z 轴(x_3 , V). 当横波平行沉积层理面传播时, 其振幅极化方向平行或垂直层理面时则分别对应于 S_H 和 S_V 波. 另外, 应用原点位于页岩样品中心的圆柱坐标系(沉积层理面平行于 $0^\circ\sim 180^\circ$ 的轴向平面), 各个压电陶瓷探头被安装在了样品的特定位置处(图2c). 其中, 20个压

图1 页岩样品L-1 ((a), (b))和L-2 ((c), (d))沿平行和垂直沉积层理方向的CT扫描切片

(a)、(c)为沿平行沉积层理方向扫描, (b)、(d)为沿垂直沉积层理方向扫描

电陶瓷传感器(共振主频: 2MHz, 直径: 5mm, 厚度: 2mm)包含12个纵波探头(1~12号)和8个横波探头(13~20号). 当一个压电陶瓷探头激发超声波信号时, 其余探头都处于接收超声信号的状态. 因此, 我们可以选取特定的激发与接收序列, 从而获得不同传播路径下的纵横波数据.

2.2 实验装置

本次实验在日本产业技术综合研究所的伪三轴压缩装置及多通道声发射波形采集系统下进行. 利用该实验系统, 我们可以模拟野外龙马溪页岩沉积地层中的应力状态, 并由此开展水力压裂岩石物理实验. 该实验系统主要包含4个子系统(图3): 高压流体注入系

统、应力加载及控制系统、应力/应变记录和转换系统和超声波波形记录系统(雷兴林等, 1998). 其中, 应力加载及控制系统包含轴压加载及围压加载, 压力容器放置在2000t单轴压缩实验机内, 液压油通过管线进入到压力容器中, 对岩样施加围压. 超声波波形记录系统由放大器及两套12通道最高采样速率为100MHz、采样精度为16bit (动态范围90dB)的全波形高速模数转换卡组成. 探头接收到的信号经过40dB的放大器后传递给声发射波形采集卡. 在本次实验中, 主动源超声信号与被动源声发射信号的采样频率和记录长度分别为25MHz和4096个样点. 此外, 我们选取任意两个PZT探头作为声发射事件的波峰能量探测探头, 当监测到的能量大于0.45mV时, 对应的声发射累积个数就会增

图2 页岩样品预处理流程与探头分布示意图

(a)为页岩样品预处理流程; (b)为笛卡尔坐标系; (c)为超声纵横波压电陶瓷换能器和应变片(e1~e4)的位置分布图, 据Zhai等(2017), 采用柱坐标系. 超声纵波和横波换能器分别对应橙色“+”符号和紫色箭头符号, 横波的偏振极化方向由紫色箭头的方向表示. 其中, 红色序号表示相应的压电陶瓷换能器被用作超声波纵波和横波信号发射探头, 黑色序号表示用于超声波信号的接收探头

图3 伪三轴应力加载水力压裂实验装置结构图

该装置主要包括4个子系统: 高压流体注入系统、应力加载及控制系统、应力/应变记录 and 转换系统和超声波形记录系统, 据Zhai等(2020), 已获得Elsevier使用许可

大1. 但只有经过声发射触发逻辑运算器判断为真的事件才会被采集系统保存并输出到数据库中。在实验中, 多通道快速开关能够使得多个探头在声发射事件接收器和发射源之间切换(Lei和Ma, 2014; Li等, 2017)。基于已知的龙马溪页岩岩石力学性质, 本实验中最大的轴向压力加载(P_a)和围压(P_c)加载分别设置为150和40MPa。水力压裂的高压流体来自于ISCO注射泵。实验过程中, 我们可以从样品的顶部(注射泵A)和底部(注射泵C)同时开启流体注入, 但保持顶部的流体压力(f_i)大于底部的流体压力(f_o), 这使得流体在页岩内部保持单一的渗透运移方向。实验中, 应力/应变记录系统以1ms的采样频率记录实验过程中的轴向加载压力、围压、流体注入压和样品应变数据。通过显示系统, 我们可以对样品所处的弹性状态得以准确的评估, 从而判断样品的屈服时刻。

2.3 实验流程

为了对比分析高压流体对龙马溪组页岩岩石物性的影响, 页岩样品在伪三轴应力加载条件下采用了差异化的水力压裂模式。同时, 我们需要忽略因页岩含水量变化而引起的页岩渗透率改变对流体在页岩中渗透过程的影响(Achang等, 2019)。样品L-1在开始水力压裂实验前进行了流体注入测试, 其目的是测试样品中原生裂缝的连通性。在正式的应力加载及水力压裂实验前, 设定流体注入泵为定流量模式, 初始流速 0.05 mL min^{-1} , 围压与轴压为5MPa; 然后, 逐渐增大流体注入速率至 2 mL min^{-1} , 当注入端流体压力升高至4MPa时, 流出端检测到有流体流出, 此时原生裂缝已被流体贯通。随后, 我们逐渐增大围压和轴压加载至20MPa, 流体注入端和流出端的压差也逐渐增大, L-1

样品中的原生裂缝通道依然保持贯通. 这表明流体运移通道已在页岩的原生裂缝中建立, 我们可以在随后水力压裂实验中利用该原生裂缝进行流体注入操作. 而L-2样品则是干燥状态下开始了对应的水力压裂实验. 根据实验的应力加载和流体注入流程, 每个实验可分为4个阶段: 各向同性加载阶段(轴压和围压保持近似相等的数值增大至目标压强值, $P_{\text{iso}}=P_a=P_c$)、差应力加载阶段(保持围压稳定, 轴压持续增加至目标值, $P_{\text{diff}}=P_a-P_c>0$)、页岩水力压裂阶段(保持围压和轴压加载稳定, $P_a=150\text{MPa}$, $P_c=40\text{MPa}$)和页岩屈服破坏与应力卸载阶段. 整个实验过程中, 样品的超声纵横波速度通过超声透射激发接收系统被定时地进行观测. 对于L-1和L-2样品, 4个实验阶段中的应力加载速率和注水流程有一定的差异(图4).

首先, L-1样品的水力压裂实验过程持续了约10.6h. 对于该样品, 在各向同性压缩和差应力加载阶段, 我们利用原生裂缝同时开展流体注入的操作. 其对应4个实验阶段的围压、轴压和流体注入压变化如图4a所示.

阶段 I : 样品的轴压和围压保持一致, 并逐渐增加

到40MPa的目标值. 该过程持续约8.8h. 伴随着各向同性压缩, L-1样品中的 f_i 也在缓慢上升, 最终达到10MPa. 这一操作使得样品中流体运移通道在各向同性压缩过程也保持畅通.

阶段 II : 该阶段为差应力加载阶段. 在短时间内将 f_i 和 f_o 分别提高到22和20MPa, 使原裂隙隧道进一步扩大. 然后, 在稳定的应力加载和流体注入状态下, 样品的 P_a 被迅速增加到150MPa.

阶段 III : 该阶段为水力压裂阶段. 在稳定轴压和围压加载条件下, f_i 首先增加到36MPa. 不久之后, f_o 也升至30MPa.

阶段 IV : 水力压裂作用使得页岩样品开始出现非线性变形和明显裂缝发育. 由于样品破裂, 所加载的 P_a 和 P_c 已无法维持, 开始快速下降. 在样品完全断裂后, 整个水力压裂实验结束.

对于L-2样品, 整个实验过程持续了约6.4h. 该样品内部没有贯通的原生裂缝发育, 我们是在干燥状态下进行的各向同性压缩和差应力加载. 对应4个实验阶段的围压、轴压和流体注入压变化如图4b所示.

阶段 I : 样品进行各向同性压缩, 加载围压和轴压

图4 页岩样品L-1和L-2的应力加载曲线与水力压裂实验流程
(a)为L-1样品; (b)为L-2样品. P_a : 轴向压力加载; P_c : 围压; f_i/f_o : 样品顶/底部的流体压力

快速达到40MPa. 该过程经历了约0.75h. 并且, 此阶段没有注入高压流体.

阶段II: 该阶段为差应力加载阶段. 由于围压油注入阀门出现微渗露, 围压出现了短暂的下降波动. 在修复后, 围压恢复至40MPa. 此阶段没有进行注水操作, 其 P_a 被直接增加到150MPa.

阶段III: 该阶段为水力压裂阶段. 在稳定轴压和围压加载条件下, f_i 在1h内逐渐增加到33MPa, 然后保持了2h左右的稳定注入阶段. 最后, 继续增加 f_i 达到38MPa. 由于高压流体注入管道泄漏, 实验出现了约15min的中断.

阶段IV: 水力压裂作用使得页岩样品开始出现明显的非线性形变. 所加载的 P_a 已无法保持稳定, 开始下降. 但从流出端的ISCO泵C中并没有观察到流量与压力变化. 为加强水力压裂作用, 我们迅速提高了 f_o 的数值, 页岩样品进一步破裂. 随后, 整个水力压裂实验结束.

3 纵横波速度与岩石力学特征

岩石的弹性特性可以用刚度矩阵精确描述. 根据前人的研究, 页岩是一种弱各向异性材料, 可以定义为横向各向同性(transversely isotropic, TI)介质. 当选择 z 轴作为笛卡尔坐标中的对称轴时, 相应的弹性刚度矩阵可写成

$$\mathbf{C} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{12} & c_{11} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{13} & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{66} \end{bmatrix}, \quad (1)$$

其中, $c_{66} = \frac{1}{2}(c_{11} - c_{12})$. 刚度张量中只有5个独立分量(c_{11} 、 c_{12} 、 c_{13} 、 c_{33} 、 c_{44}). 这5个分量可以从5个速度测量值($V_{P(0^\circ)}$ 、 $V_{P(45^\circ)}$ 、 $V_{P(90^\circ)}$ 、 $V_{SH(0^\circ)}$ 和 $V_{SH(90^\circ)}$)中计算出来(Mavko等, 2009):

$$c_{11} = \rho V_{P(90^\circ)}^2, \quad (2)$$

$$c_{33} = \rho V_{P(0^\circ)}^2, \quad (3)$$

$$c_{44} = \rho V_{SH(0^\circ)}^2, \quad (4)$$

$$c_{12} = c_{11} - 2\rho V_{SH(90^\circ)}^2, \quad (5)$$

$$c_{13} = -c_{44} + M, \quad (6)$$

$$M = \sqrt{(c_{11} + c_{44} - 2\rho V_{P(45^\circ)}^2)(c_{33} + c_{44} - 2\rho V_{P(45^\circ)}^2)}, \quad (7)$$

其中, $V_{P(0^\circ)}$ 、 $V_{P(45^\circ)}$ 和 $V_{P(90^\circ)}$ 分别是与介质对称轴呈 0° 、 45° 和 90° 方向传播的纵波速度; $V_{SH(0^\circ)}$ 和 $V_{SH(90^\circ)}$ 分别是平行沉积层理面极化的横波沿垂直层理面和平行层理面传播的速度. 本次实验中, 这5个特定速度的传播路径如图5a所示.

另一方面, 杨氏模量和泊松比也是描述介质岩石力学物性的基本参数. 对于具有明显沉积层理的页岩, 其对应的杨氏模量和泊松比也具有各向异性特征. 基于TI介质理论, 可以利用胡克定律得出不同方向上杨氏模量(E_V 和 E_H), 泊松比(ν_V 、 ν_{HV} 和 ν_{HH})与岩石弹性参数间的关系如下(Banik和Egan, 2012; Yan等, 2016):

$$E_V = \frac{c_{33}(c_{11} - c_{66}) - c_{13}^2}{c_{11} - c_{66}}, (= E_{33}) \quad (8)$$

$$E_H = \frac{4c_{66}(c_{33}(c_{11} - c_{66}) - c_{13}^2)}{c_{11}c_{33} - c_{13}^2}, (= E_{11} = E_{22}) \quad (9)$$

$$\nu_V = \frac{c_{13}}{2(c_{11} - c_{66})}, (= \nu_{31} = \nu_{32}) \quad (10)$$

$$\nu_{HV} = \frac{2c_{13}c_{66}}{c_{11}c_{33} - c_{13}^2}, (= \nu_{13} = \nu_{23}) \quad (11)$$

$$\nu_{HH} = \frac{c_{33}(c_{11} - 2c_{66}) - c_{13}^2}{c_{11}c_{33} - c_{13}^2}, (= \nu_{12} = \nu_{21}) \quad (12)$$

其中, 所选取的坐标系如图2b所示, 介质对称轴为 x_3 轴. 此外, 杨氏模量与泊松比之间还存在以下的关系:

$$\frac{\nu_{HV}}{\nu_V} = \frac{E_H}{E_V}, \quad (13)$$

其中, TI介质岩石的水平层理方向要比垂直沉积方向更加坚硬, 这导致 E_H 总是比 E_V 大. 因此, ν_{HV} 也应该总是大于 ν_V . 而三个泊松比数值也减少成为两个独立值: $\nu_{HV} \propto \nu_V$ 和 ν_{HH} (Zhubayev等, 2016).

在本研究中, 我们主要关注各向同性和差应力加载阶段中页岩超声纵横波速度和岩石力学特性的变化. 首先, 实验过程中, 纵横波的速度通过拾取对应初至波的到达时刻进行计算. 为了保证压电陶瓷探头与页岩样品间保持良好的耦合, 只有加载压力大于5MPa

图 5 纵横波速度测量路径与纵横波初至时间拾取结果示意图

(a)为特定传播路径的纵横波对应PZT探头分布,页岩样品的沉积层理面平行于笛卡尔坐标系的 x - y 平面,对称轴方向为 z 轴方向;(b)、(c)分别为垂直沉积层理面方向的纵波和横波记录波形与初至时间拾取结果

时的测量数据被用于本次研究分析. 基于日本地质调查综合中心实验地震物理研究组开发的声发射信号处理软件(TSpro),我们选取超声纵横波沿特定路径下的波形信号进行初至自动拾取工作. 数据处理过程中,初至时刻自动拾取算法假设包括初动信号的地震波时间

序列($X_n, n=1, \dots, N$)由两段平稳信号组成,即初动到达前的噪声时间序列(x_n^1)和初动到达后的地震波信号序列(x_n^2),它们可以利用自回归模型(auto-regressive model, AR model)表示为

$$\begin{aligned} x_n^1 &= \sum_{m=1}^{M(1)} \alpha_m^1 x_{n-m} + u_n^1, (1 \leq n < k), \\ x_n^2 &= \sum_{m=1}^{M(2)} \alpha_m^2 x_{n-m} + u_n^2, (k \leq n \leq N), \end{aligned} \quad (14)$$

其中, $M(i)$ 和 $\alpha_m^i (m=1, \dots, M)$ 分别表示第 i 个自回归模型的阶数和自回归系数, u_n^i 是均值为零的高斯白噪声, k 对应未知的初至时刻. 应用自回归模型拟合地震时间序列时, 首先要确定自回归系数以使(14)式中每个阶数下的 u_n 平方和最小. 然后, 通过赤池信息准则 (Akaike's information criterion, AIC) (Akaike, 1998) 来寻找这两段信号的分界点 k 和自回归模型的阶数 $M(i)$, 从而判断初至时刻的位置 (Yokota, 1981; 佐藤隆司等, 1987):

$$\begin{aligned} AIC &= k \ln(\sigma_1^2) + (N-k) \ln(\sigma_2^2) + N \ln(2\pi) \\ &\quad + N + 2M(1) + 2M(2) + 4, \end{aligned} \quad (15)$$

其中, σ_1^2 和 σ_2^2 为两个自回归模型的方差. 当(15)式具有最小值时对应的 k 值即为所求初至时刻.

纵横波速度的计算误差主要来自于实验过程中样品的形变和初至时刻的拾取误差. 本次实验分析中, 我们忽略了样品形变所带来的纵横波传播距离的变化. 但是, 初至时刻的拾取精度, 受到噪声水平、拾取方法、应力加载条件和样品衰减特征变化的影响. 因此, 软件自动拾取的初至时间还需要进行二次人工检查和校正 (图5b、5c). 基于 Yin(1992) 所提出的速度测量相对误差分析公式:

$$\frac{\Delta V}{V} = \frac{\Delta L}{L} + \frac{\Delta t_m(ij)}{t_m(ij) - t_c(ij)} + \frac{\Delta t_c(ij)}{t_m(ij) - t_c(ij)}, \quad (16)$$

其中, ΔL 表示样品长度测量的绝对误差, $t_m(ij)$ 表示所测量的初至到时, $t_c(ij)$ 表示超声信号激发时刻, $\Delta t_m(ij)$ 和 $\Delta t_c(ij)$ 表示对应波形信号的分辨率, 我们估计了纵横波速度的相对误差分布范围与概率 (图6), 从图中可以看到纵波速度 (图6a) 与横波速度 (图6b) 的相对误差主要分布于 0.5~1.2%, 平均相对误差小于 1%, 能够满足实验误差要求.

如表1和表2所示, 我们统计了沿不同传播路径的纵横波速度 ($V_{P(0^\circ)}$ 、 $V_{P(45^\circ)}$ 、 $V_{P(90^\circ)}$ 、 $V_{SH(0^\circ)}$ 和 $V_{SH(90^\circ)}$) 在不同应力加载时刻的数值. 虽然 L-1 样品从实验开始就经历了长时间注水, 但与 L-2 样品所测量的纵波速度值相差不大 (图7). 随着加载应力的增加, 两个样品的纵波速度值趋近一致 (图7a、7b). 横波速度具有与纵波速度相似的变化规律, 尤其是对于 $V_{SH(90^\circ)}$ 值 (图7c、7d). 在各向同性加载过程中, 纵波和横波速度都表现出明显的增加趋势, 这一变化结果与 Li 等 (2017) 利用干燥龙马溪组页岩进行各向同性压缩时纵横波速度基本保持不变的结论有所不同, 但符合 Deng 等 (2014) 利用五峰-龙马溪组页岩进行岩石物理实验的研究结果. 因此, 这也验证了页岩样品内部微裂缝和屈服孔隙在各向同性应力压缩作用下产生的闭合效应是引起速度增大的主要因素. 当只有轴向载荷增加时 (差应力加载阶段), 页岩样品沿平行层层面的 y 轴方向变得更加致密. 然而, 本研究所选取的纵横波传播路径位于 x - z 平面, 其数值在整个差应力加载阶段并没有明显的变化. 横波速度值的稳定不变也间接说明轴向载荷增大的过程中并没有使页岩样品中的微裂缝重新激活.

根据纵横波速度与岩石刚度矩阵、杨氏模量和泊松比之间的关系, 我们计算获得了杨氏模量和泊松比

图6 纵波(a)与横波(b)速度相对误差分布

图7 纵波速度值与横波速度值在各向同性应力与差应力加载过程中的变化特征

(a)、(c)为各向同性应力加载; (b)、(d)为差应力加载; 页岩样品L-1(红色)和L-2(黑色)在同一应力加载过程中具有相似的纵横波速度变化规律

随应力加载过程的变化结果(图8、9)。由于前期流体的注入过程, 页岩样品与流体发生物理化学反应, 这导致L-1样品的杨氏模量在实验开始时明显小于L-2样品的杨氏模量(E_V 和 E_H 的减小幅度分别为17.5%和14.2%)。对比Bai等(2020)的实验结果(龙马溪组页岩样品经过2、5和7天的压裂液沉浸实验, 其杨氏模量分别下降了29.4%、60.7%和85.2%), 本研究中页岩样品与流体的物理化学反应时间约为15h, 反应时间的下降导致杨氏模量的降幅有所减弱。在各向同性加载过程中(图8a、8c), L-2样品的杨氏模量数值始终大于L-1样品的杨氏模量数值, 这一结果表明L-2样品的抗压强度大于L-1样品。虽然L-1、L-2两块样品的纵横波速度保持相似的应力依赖性, 但其对应的杨氏模量变化趋势却出现明显的差异。在干燥的L-2样品中, 各向同性压缩作用使杨氏模量的增加并不明显。根据线性拟合结果, E_V 和 E_H 的增加幅度分别约为7.7%和2.8%。对于L-1样品, 对应的 E_V 和 E_H 的增加幅度分别约为19.2%和11.1%。在这一阶段中, L-1样品具有更显著的杨氏模量相对变化量, 其验证了流体对于页岩的“软化”作用。随后, 各向同性应力加载逐渐增大, “软化”的L-1样品

被进一步压缩, 因此其杨氏模量出现了更大的相对变化量。对比图5a、5c中特定传播方向纵横波速度的变化特征可知, L-1与L-2样品的速度差异主要体现在沿平行沉积层理面传播的纵波($V_{P(90^\circ)}$)和横波($V_{SH(90^\circ)}$)。随着各向同性应力加载的增大, 这两类波的传播速度差异逐渐减小并趋向一致, 最终导致两个样品对应杨氏模量的差异也逐渐减小。在差应力加载阶段, 不断增大的轴向压力并没有对特定方向传播的纵横波速度产生显著的影响, 对应L-1与L-2样品的杨氏模量在层理面方向保持平稳波动(图8d), 而在岩石对称轴方向出现波动下降的特征(图8b)。

本研究中, 所施加的轴向应力加载平行于页岩的沉积层理面方向(y轴), 泊松比 ν_{HV} 和 ν_{HH} 能够展示出页岩样品在z轴和x轴方向相对于y轴方向的相对形变特征(图9)。首先, 水-岩物理化学反应使得L-1样品的 ν_{HV} 数值增大, ν_{HH} 数值减小, 这表明页岩在垂直层理面上的可压缩性增强, 在平行层理面上的可压缩性减弱。在各向同性和差应力加载阶段, L-1样品的 ν_{HV} 和 ν_{HH} 值波动相对剧烈, 并没有表现出与加载应力的明显依赖性关系。并且, ν_{HV} 的值大部分比0.38大。这主要是由于 c_{13}

表1 L-1与L-2页岩样品在各向同性加载阶段($0\text{MPa} < P_{\text{iso}} < 40\text{MPa}$)纵波速度(V_{p})与横波速度(V_{sh})(km s^{-1})

样品编号	$P_{\text{iso}}(\text{MPa})$	$V_{\text{p}(0^\circ)}$	$V_{\text{p}(45^\circ)}$	$V_{\text{p}(90^\circ)}$	$V_{\text{sh}(0^\circ)}$	$V_{\text{sh}(90^\circ)}$
L-1	5.3	3.83	4.25	4.60	2.29	2.80
	7.6	3.83	4.21	4.58	2.28	2.79
	9.7	3.85	4.31	4.63	2.28	2.80
	12.1	3.85	4.31	4.61	2.31	2.81
	14.2	3.87	4.31	4.61	2.31	2.80
	16.4	3.86	4.29	4.65	2.31	2.84
	18.8	3.88	4.27	4.70	2.32	2.84
	21.3	3.94	4.40	4.72	2.33	2.87
	23.8	3.96	4.42	4.75	2.33	2.87
	27.5	3.96	4.38	4.73	2.35	2.88
	29.9	3.97	4.40	4.77	2.35	2.88
	32.6	3.98	4.42	4.79	2.37	2.90
	39.2	4.01	4.44	4.83	2.37	2.91
L-2	3.3	3.75	4.15	4.70	2.31	2.92
	6.1	3.79	4.15	4.72	2.31	2.91
	9.0	3.80	4.21	4.77	2.31	2.93
	12.2	3.83	4.21	4.75	2.32	2.93
	15.2	3.87	4.27	4.77	2.34	2.93
	18.5	3.87	4.29	4.77	2.35	2.93
	21.2	3.88	4.29	4.77	2.36	2.94
	25.3	3.92	4.31	4.79	2.36	2.94
	28.1	3.94	4.38	4.79	2.39	2.98
	31.6	3.97	4.33	4.83	2.38	2.96
	34.2	3.97	4.42	4.86	2.38	2.96
	37.2	3.99	4.40	4.88	2.40	2.98
	40.0	4.01	4.38	4.86	2.40	2.98

对 $V_{\text{p}(45^\circ)}$ 的高敏感性导致的。根据Yan等(2012)的实验研究, 1%的 $V_{\text{p}(45^\circ)}$ 误差能够导致 c_{13} 出现40%的误差。另外, 横波速度的误差也会给 c_{13} 带来显著的误差。从图7中可知, $V_{\text{p}(45^\circ)}$ 相对于其他方向传播的纵横波速度值波动较大, 这是导致 c_{13} 出现较大波动的主要原因。对于L-1样品, 流体在宏观裂缝和微观孔隙空间的非均匀分布也会对所测量的速度结果产生影响, 从而产生较大的 c_{13} 计算误差。对于L-2样品, 没有流体的影响, 其泊松比与加载应力间有一定的依赖性。在各向同性和差应力加载过程中, 随着加载应力的增大, v_{HV} 和 v_{HH} 分别出现了增大和减小的趋势, 这表明页岩的相对可压缩性在垂直层理面方向要优于平行层理面方向。

4 各向异性特征

在弱各向异性假设下, Thomsen(1986)提出了描述TI介质弹性各向异性的三个参数, 定义为

$$\varepsilon = \frac{c_{11} - c_{33}}{2c_{11}}, \tag{17}$$

$$\gamma = \frac{c_{66} - c_{44}}{2c_{44}}, \tag{18}$$

$$\delta = \frac{(c_{13} + c_{44})^2 - (c_{33} - c_{44})^2}{2c_{33}(c_{33} - c_{44})}, \tag{19}$$

其中, ε 和 γ 分别表示纵横波速度各向异性特征, 在一定程度上可以近似为纵波和横波速度分别在平行与垂直对称轴方向的速度分数差异; δ 是波前的椭圆度, 表示

表 2 L-1与L-2页岩样品在差应力加载阶段(10MPa<P_{diff}<110MPa)纵波速度(V_p)与横波速度(V_{SH}) (km s⁻¹)

样品编号	P _{diff} (MPa)	V _{p(0°)}	V _{p(45°)}	V _{p(90°)}	V _{SH(0°)}	V _{SH(90°)}
L-1	13.1	4.01	4.44	4.84	2.38	2.93
	22.1	4.06	4.46	4.83	2.38	2.95
	30.3	4.05	4.46	4.84	2.38	2.96
	40.2	4.03	4.40	4.83	2.39	2.94
	51.0	4.01	4.44	4.83	2.39	2.94
	58.7	4.03	4.44	4.84	2.39	2.95
	70.9	4.05	4.49	4.83	2.39	2.95
	80.4	4.01	4.44	4.84	2.39	2.96
	89.5	4.03	4.46	4.83	2.39	2.95
	100.2	4.05	4.49	4.84	2.39	2.96
L-2	111.9	4.08	4.46	4.84	2.39	2.95
	13.9	3.99	4.40	4.90	2.39	3.01
	30.3	4.01	4.33	4.88	2.40	3.00
	42.9	4.02	4.40	4.86	2.40	3.00
	49.6	4.01	4.42	4.90	2.41	3.01
	60.1	4.02	4.31	4.83	2.41	3.00
	70.3	4.03	4.40	4.86	2.42	3.00
	79.5	4.02	4.38	4.86	2.41	3.00
	82.9	4.03	4.40	4.84	2.43	3.00
	89.4	4.01	4.35	4.86	2.42	3.01
	99.5	4.02	4.51	4.90	2.41	3.00
	109.3	4.02	4.46	4.86	2.42	3.02

纵波波前偏离椭球几何的情况。

另一方面, 杨氏模量和泊松比也具有各向异性特征。为了描述其各向异性特征随加载应力和水力压裂作用的变化, ΔE 和 $\Delta \nu$ 值可以定义为

$$\Delta E = \frac{E_V}{E_H} = \frac{c_{11}c_{33} - c_{13}^2}{4c_{66}(c_{11} - c_{66})}, \quad (20)$$

$$\Delta \nu = \frac{\nu_{HV}}{\nu_{HH}} = \frac{2c_{13}c_{66}}{c_{33}(c_{11} - 2c_{66}) - c_{13}^2}. \quad (21)$$

4.1 Thomsen参数

页岩纵横波速度的各向异性特征如图10所示。在各向同性压缩阶段, 随着应力载荷的增加, L-2样品变得更加致密和硬化。页岩内部微裂缝和屈服孔隙的闭合导致 ϵ 和 γ 值下降(图10a、10c), 这表明纵横波速度各向异性特征减弱。同时, δ 值逐渐增大表明纵波的波前面逐渐从椭球面向球面转变(图10e)。进一步对比 ϵ 和 γ 的变化幅度可知, 在整个各向同性压缩过程中, 纵横

波速度各向异性参数分别下降了约19.0%和10.0%, 这表明页岩的纵波速度的各向异性特征对于各向同性压缩作用更加敏感。对于L-1样品, 注入的高压流体与页岩发生物理化学反应, 引起的微裂缝闭合和黏土矿物空间分布结构改变(Zhang和Sheng, 2018), 同时也减小了页岩的纵横波各向异性参数幅值。在实验开始阶段, L-1样品的 ϵ 和 γ 值相对L-2样品的数值分别减小了14.6%和16.7%。随着各向同性压缩作用的增强, ϵ 和 γ 值在L-1样品中也没有出现明显的下降趋势。其中, γ 值随着加载应力的增加还出现了异常的增大趋势, 其对应增大幅度约为2.0% (图10c)。同时, δ 值随着各向同性应力加载的增大出现波动下降的趋势(图10e)。

在差应力加载阶段, 持续增加的轴压使L-1和L-2样品在轴向上进一步被压实, 但纵横波速度各向异性参数与加载应力间的关系明显减弱。对于L-2样品, 其 ϵ 和 γ 值在加载应力差增大85MPa后仅下降了约12.7%和5.3%; 但当应力差大于85MPa后, ϵ 和 γ 值的下降趋势停

图8 杨氏模量(E_V 和 E_H)在各向同性应力和差应力加载过程中的变化特征
(a)、(c)为各向同性应力加载; (b)、(d)为差应力加载

止并转变为上升趋势(图10b、10d), 这是页岩样品径向扩容膨胀和微裂缝重新打开的结果. 另外, 对应的 δ 值在加载差应力大于85MPa后突然增大到约0.24也验证了这一推测. 对于L-1样品, ε 、 γ 和 δ 值则随着加载差应力值的增大保持振荡变化, 失去了与加载应力间的依赖性关系. 最终, 综合分析纵横波速度各向异性参数变化特征可知, 纵波速度相对于横波速度, 其各向异性参数对于加载应力变化更加敏感; 但是, 流体的作用可以抵消压实作用对于页岩纵横波速度各向异性特征的削弱效应.

4.2 杨氏模量各向异性特征

另一方面, 我们分析了各向同性压缩和差应力加载过程中页岩样品杨氏模量的各向异性特征, 即垂直沉积层理与平行沉积层理间的抗压强度之比. 如图11a、11b所示, 我们发现 E_V 与 E_H 随着加载围压和轴压

的增加而呈线性分布规律, 不同加载方式对应不同的 E_V - E_H 拟合直线斜率. 由此可知, 杨氏模量的各向异性特征对于应力加载大小不敏感, 仅受加载方式的影响. 在各向同性压缩过程中(图11a), L-1样品 E_V - E_H 拟合直线的斜率接近于1, 而L-2样品 E_V - E_H 拟合直线的斜率(1.16)相比L-1样品增大了20.8%, 这说明流体对于页岩的“软化”作用降低了页岩杨氏模量的各向异性特征, 并在垂直沉积层理面方向具有更强的作用效果. 这是因为除了页岩矿物颗粒被流体溶解, 微孔隙增多, 岩石结构变得松散外, 更多的微裂缝也沿着平行层理面发育(Lan等, 2014). 在各向同性应力加载增大到40MPa时, L-1样品中的 E_V 与 E_H 依然没有恢复至实验初始时刻干燥状态下的数值(对比L-2样品), 这说明流体作用引起的页岩微观结构改造相对于应力加载对于页岩杨氏模量的影响更大. 在差应力加载中(图11b), 两块样品则保持近似的抗压强度变化趋势, 所拟合的

图9 泊松比(ν_{HV} 和 ν_{HH})在各向同性应力和差应力加载过程中的变化特征
(a)、(c)为各向同性应力加载; (b)、(d)为差应力加载

两条直线具有近似的斜率(分别为1.45与1.47). 与阶段I对比, 拟合直线斜率的增大也表明杨氏模量的各向异性特征明显增强. 水-岩物理化学反应所引起的页岩“软化”在这一阶段中仅体现在L-1样品中 E_V 与 E_H 的数值相对L-2样品较小, 并没有对两个方向的抗压强度(E_V 和 E_H)差异造成显著的改变. 但是, 与各向同性应力加载过程中 E_V 与 E_H 数值随加载应力增加而增大的变化趋势相反, 本阶段 E_V 与 E_H 数值随着轴向压缩不断增强而减弱. 因此, 两条拟合直线斜率的增加说明垂直层理面方向的抗压强度下降速率更快. 轴向上不断增大的差应力压缩作用在平行层理面方向产生了更多裂缝, 这些裂缝的发育速度要显著快于水-岩物理化学反应所形成的裂缝发育过程.

4.3 泊松比各向异性特征

与杨氏模量随加载应力变化规律不同, 泊松比 ν_{HV} 与 ν_{HH} 随着加载围压和轴压的增加呈负线性关系(图11c、11d), 不同的应力加载方式也会改变泊松比的各

向异性特征. 在无流体作用下的L-2样品中, 各向同性应力和差应力加载增大都会引起 ν_{HH} 数值减小和 ν_{HV} 数值增大, 这说明随着加载应力增大龙马溪组页岩在平行层理面方向逐渐变得难以被压缩, 而垂直层理面方向由于新生裂缝的增多而出现更明显的形变. 但是, 当页岩受到流体的物化作用后, ν_{HV} 与 ν_{HH} 间的负线性关系失去了对于应力加载的依赖性, ν_{HV} 与 ν_{HH} 数值不再随加载应力的增大而单调增大或减小. 在两个应力加载阶段, 特别是差应力加载过程中, 干燥页岩(L-2)对应的 ν_{HV} - ν_{HH} 拟合直线斜率相比流体作用页岩的拟合斜率数值明显偏小, 这表明流体的作用减弱了页岩泊松比各向异性特征. 另一方面, 当应力加载方式从各向同性压缩转变为差应力加载时, 干燥页岩所拟合的 ν_{HV} - ν_{HH} 直线斜率从-1.83减小至-2.04 (减大幅度: 11.5%), 这表明泊松比各向异性参数得到了明显的增强(图11d). 但是, 根据L-1样品的分析结果, 当应力加载方式转换时, 所对应的 ν_{HV} - ν_{HH} 拟合直线斜率由-1.62异常增大到-1.59 (增大幅度: 1.9%). 相较于干燥样品中11.5%的减

图 10 Thomsen参数(ϵ 、 γ 和 δ)在各向同性应力和差应力加载过程中的变化特征
(a)、(c)、(e)为各向同性应力加载; (b)、(d)、(f)为差应力加载

小幅度, 泊松比各向异性参数由于压裂流体对页岩的“软化”作用失去了对于应力加载变化的敏感性。

5 结论

本研究中, 我们利用两块四川地区的龙马溪组页岩样品开展了伪三轴应力加载条件下的水力压裂岩石物理实验, 调查了龙马溪组页岩在各向同性和差应力加载过程中的纵横波速度、岩石力学特性及其对应的Thomsen参数、杨氏模量和泊松比的各向异性参数变化特征。根据分析结果, 我们获得了如下结论。

(1) 两块页岩样品的纵横波速度在各向同性和差应力加载过程中表现出相似的变化规律, 压裂流体的作用并没有使页岩纵横波速度发生明显的变化。并且, 当轴压加载至大于50MPa后, 纵横波速度会失去对于轴压加载的依赖性。

(2) 水-岩间的物理化学反应会引发页岩的自发吸水膨胀现象, 并“软化”页岩样品, 从而降低其杨氏模量, 而各向同性压缩作用会明显减弱这一“软化”作用。由于页岩黏土矿物的沉积排列特征, 流体作用使得页岩 v_{HV} 数值增大, 而 v_{HH} 数值减小, 但两类应力加载方式都不能有效地抵消流体作用对泊松比的影响。

图 11 杨氏模量与泊松比各向异性特征在各向同性应力和差应力加载过程中的变化

(a)为各向同性应力加载下 E_V 与 E_H 交汇图; (b)为差应力加载下 E_V 与 E_H 交汇图; (c)为各向同性应力加载下 v_{HV} 与 v_{HH} 交汇图; (d)为差应力加载下 v_{HV} 与 v_{HH} 交汇图; 图标颜色从浅到深表示加载的各向同性应力和差应力数值逐渐增大

(3) 页岩样品的Thomsen参数对于各向同性压缩更加敏感. 但当页岩样品受到流体“软化”作用后, 纵横波速度各向异性参数(ϵ 和 γ)均出现明显下降, 其对应力加载的敏感性也显著减弱. 随着各向同性应力加载的增大, ϵ 值保持相对稳定, 而 γ 值出现小幅度增强.

(4) 杨氏模量 E_V 与 E_H 间随着加载围压和轴压的增加而呈线性关系, 其各向异性特征对于应力加载大小不敏感, 仅受应力加载方式变化的影响. 差应力加载能够明显提高其各向异性特征, 使得垂直层理面方向的抗压强度下降速率更快. 水-岩物理化学反应对于页岩的“软化”作用降低了页岩杨氏模量的各向异性特征, 并在垂直沉积层理面方向产生更强的作用效果.

(5) 泊松比 v_{HV} 与 v_{HH} 随着加载围压和轴压的增加呈负线性关系, 但是, 当页岩受到流体的物化作用后, v_{HV} 与 v_{HH} 间的负线性关系失去了对于应力加载的敏感

性. 与杨氏模量的各向异性特征相似, 水-岩物理化学反应同样减弱了页岩泊松比各向异性特征.

总的来说, 水力压裂作用和水-岩物理化学反应对龙马溪组页岩的岩石力学参数、Thomsen参数、杨氏模量和泊松比的各向异性特征产生了不同程度的影响, 同时减弱了这些参数对应力加载的敏感性. 这一新的认识表明野外非常规页岩储层水力压裂完成后, 其地层岩石力学特性仍处于一个动态演化过程中, 这将给非常规页岩气储层的多井压裂施工及其随后的压裂液反排等工程带来挑战. 但是, 受限于实验过程所使用页岩样品数目, 本文所获取的研究结果仍需要进一步的完善. 首先, 压裂液与页岩的反应时间也是影响其“软化”效果的重要因素, 本研究中缺乏水-岩物理化学反应时间对页岩物性变化影响的讨论与分析. 其次, 实验过程中使用原生裂缝作为水力压裂的流体注入通道

会导致不同样品中的流体运移效率不一致, 流体饱和度分布不均匀, 这也会给实验数据带来局部误差, 影响最终分析结果。因此, 对于龙马溪组页岩的水力压裂实验研究仍需要进一步完善和补充。例如, 采用更丰富的页岩样品进行实验, 利用可实时监测水-岩物理化学动态变化的实验技术来获取应力加载和水-岩反应时间等因素与页岩物性和岩石力学特性变化间的动态关系, 最终为非常规页岩气开发的工程施工提供理论和岩石实验数据支持。

参考文献

- 陈勉, 金衍, 卢运虎. 2017. 页岩气开发: 岩石力学的机遇与挑战. 中国科学: 物理学 力学 天文学, 47: 114601
- 陈旭, 樊隽轩, 王文卉, 王红岩, 聂海宽, 石学文, 文治东, 陈冬阳, 李文杰. 2017. 黔渝地区志留系龙马溪组黑色笔石页岩的阶段性渐进展布模式. 中国科学: 地球科学, 47: 720–732
- 何柏, 谢凌志, 李凤霞, 赵鹏, 张瑶. 2017. 龙马溪页岩各向异性变形破坏特征及其机理研究. 中国科学: 物理学 力学 天文学, 47: 114611
- 雷興林, 佐藤隆司, 西沢修. 1998. 室内岩石破壊実験のためのリアルタイム AE 震源モニタリングシステム. 地質調査所月報, 49: 353–363
- 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: 325–338
- 刘子淳, 张峰, 李向阳. 2019. 中国南方富有机质海相页岩弹性各向异性特征和影响因素. 中国科学: 地球科学, 49: 1801–1816
- 卢运虎, 梁川, 金衍, 陈勉. 2017. 高温下页岩水化损伤的各向异性实验研究. 中国科学: 物理学 力学 天文学, 47: 114614
- 潘新朋, 张广智, 印兴耀. 2018. 岩石物理驱动的正交各向异性方位叠前地震反演方法. 中国科学: 地球科学, 48: 299–314
- 印兴耀, 宗兆云, 吴国忱. 2015. 岩石物理驱动下地震流体识别研究. 中国科学: 地球科学, 45: 8–21
- 庄茁, 柳占立, 王涛, 高岳, 王永辉, 付海峰. 2016. 页岩水力压裂的关键力学问题. 科学通报. 61: 72–81
- 佐藤隆司, 楠瀬勤一郎, 西沢修. 1987. ミニコンピュータを用いた AE 波形計測処理システム - 高速デジタル記録と自動震源決定. 地質調査所月報, 38: 295–303
- Achang M, Pashin J C, Atekwana E A. 2019. The influence of moisture on the permeability of crushed shale samples. *Pet Sci*, 16: 492–501
- Akaike H. 1998. Information theory and an extension of the maximum likelihood principle. In: *Selected Papers of Hirotugu Akaike*. Heidelberg: Springer. 199–213
- Bai J, Kang Y, Chen Z, You L, Chen M, Li X. 2020. Changes in retained fracturing fluid properties and their effect on shale mechanical properties. *J Nat Gas Sci Eng*, 75: 103163
- Banik N C, Egan M S. 2012. Effects of VTI anisotropy on shale reservoir characterization. Paper presented at the SPE Middle East Unconventional Gas Conference and Exhibition
- Best A I, Sothcott J, McCann C. 2007. A laboratory study of seismic velocity and attenuation anisotropy in near-surface sedimentary rocks. *Geophys Prospect*, 55: 609–625
- Cao Y H, Chen W, Wang T X, Yuan Y N. 2020. Thermally enhanced shale gas recovery: Microstructure characteristics of combusted shale. *Pet Sci*, 17: 1056–1066
- Chen J, Lan H, Macciotta R, Wu Y, Li Q, Zhao X. 2018. Anisotropy rather than transverse isotropy in Longmaxi shale and the potential role of tectonic stress. *Eng Geol*, 247: 38–47
- Deng J, Shen H, Xu Z, Ma Z, Zhao Q, Li C. 2014. Dynamic elastic properties of the Wufeng-Longmaxi formation shale in the southeast margin of the Sichuan Basin. *J Geophys Eng*, 11: 035004
- Geng Z, Chen M, Jin Y, Yang S, Yi Z, Fang X, Du X. 2016. Experimental study of brittleness anisotropy of shale in triaxial compression. *J Nat Gas Sci Eng*, 36: 510–518
- Gong F, Di B, Wei J, Ding P, Pan X, Zu S. 2018. Ultrasonic velocity and mechanical anisotropy of synthetic shale with different types of clay minerals. *Geophysics*, 83: MR57–MR66
- Henriques J P, de Figueiredo J J S, Santos L K, Macedo D L, Coutinho I, da Silva C B, Melo A L, Sousa M, Azevedo F L. 2018. Experimental verification of effective anisotropic crack theories in variable crack aspect ratio medium. *Geophys Prospect*, 66: 141–156
- Hsu S C, Nelson P P. 2002. Characterization of eagle ford shale. *Eng Geol*, 67: 169–183
- Ilgen A G, Heath J E, Akkutlu I Y, Bryndzia L T, Cole D R, Kharaka Y K, Kneafsey T J, Milliken K L, Pyrak-Nolte L J, Suarez-Rivera R. 2017. Shales at all scales: Exploring coupled processes in mudrocks. *Earth-Sci Rev*, 166: 132–152
- Kuila U, Dewhurst D N, Siggins A F, Raven M D. 2011. Stress anisotropy and velocity anisotropy in low porosity shale. *Tectonophysics*, 503: 34–44
- Lan Q, Ghanbari E, Dehghanpour H, Hawkes R. 2014. Water loss versus soaking time: Spontaneous imbibition in tight rocks. Paper presented at the SPE/EAGE European Unconventional Resources Conference and Exhibition
- Lei X, Ma S. 2014. Laboratory acoustic emission study for earthquake generation process. *Earthq Sci*, 27: 627–646
- Li X, Lei X, Li Q. 2018. Response of velocity anisotropy of shale under isotropic and anisotropic stress fields. *Rock Mech Rock Eng*, 51: 695–711
- Li X, Lei X, Li Q, Li X. 2017. Experimental investigation of Sinian

- shale rock under triaxial stress monitored by ultrasonic transmission and acoustic emission. *J Nat Gas Sci Eng*, 43: 110–123
- Liang C, Jiang Z, Zhang C, Guo L, Yang Y, Li J. 2014. The shale characteristics and shale gas exploration prospects of the Lower Silurian Longmaxi shale, Sichuan Basin, South China. *J Nat Gas Sci Eng*, 21: 636–648
- Luan X Y, Di B R, Wei J X, Zhao J G, Li X Y. 2016. Creation of synthetic samples for physical modelling of natural shale. *Geophys Prospect*, 64: 898–914
- Lyu Q, Ranjith P G, Long X, Kang Y, Huang M. 2015. A review of shale swelling by water adsorption. *J Nat Gas Sci Eng*, 27: 1421–1431
- Ma Y, Pan Z, Zhong N, Connell L D, Down D I, Lin W, Zhang Y. 2016. Experimental study of anisotropic gas permeability and its relationship with fracture structure of Longmaxi Shales, Sichuan Basin, China. *Fuel*, 180: 106–115
- Mavko G, Mukerji T, Dvorkin J. 2009. *The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis of Porous Media*. Cambridge: Cambridge University Press
- Ong O N, Schmitt D R, Kofman R S, Haug K. 2016. Static and dynamic pressure sensitivity anisotropy of a calcareous shale. *Geophys Prospect*, 64: 875–897
- Qian K R, Liu T, Liu J Z, Liu X W, He Z L, Jiang D J. 2020. Construction of a novel brittleness index equation and analysis of anisotropic brittleness characteristics for unconventional shale formations. *Pet Sci*, 17: 70–85
- Rybacki E, Reinicke A, Meier T, Makasi M, Dresen G. 2015. What controls the mechanical properties of shale rocks?—Part I: Strength and Young's modulus. *J Pet Sci Eng*, 135: 702–722
- Sarout J, Guéguen Y. 2008a. Anisotropy of elastic wave velocities in deformed shales: Part 1—Experimental results. *Geophysics*, 73: D75–D89
- Sarout J, Guéguen Y. 2008b. Anisotropy of elastic wave velocities in deformed shales: Part 2—Modeling results. *Geophysics*, 73: D91–D103
- Sayers C M. 2013. The effect of anisotropy on the Young's moduli and Poisson's ratios of shales. *Geophys Prospect*, 61: 416–426
- Soeder D J. 2018. The successful development of gas and oil resources from shales in North America. *J Pet Sci Eng*, 163: 399–420
- Sone H, Zoback M D. 2013. Mechanical properties of shale-gas reservoir rocks—Part 1: Static and dynamic elastic properties and anisotropy. *Geophysics*, 78: D381–D392
- Thomsen L. 1986. Weak elastic anisotropy. *Geophysics*, 51: 1954–1966
- Wang Y, Han J. 2020. Geomechanical and ultrasonic characteristics of black shale during triaxial deformation revealed using real-time ultrasonic detection dependence upon bedding orientation and confining pressure. *Geotech Geol Eng*, 38: 6773–6794
- Wang Y, Li C H. 2017. Investigation of the P- and S-wave velocity anisotropy of a Longmaxi formation shale by real-time ultrasonic and mechanical experiments under uniaxial deformation. *J Pet Sci Eng*, 158: 253–267
- Wang Y, Li C H, Hao J, Zhou R Q. 2018. X-ray micro-tomography for investigation of meso-structural changes and crack evolution in Longmaxi formation shale during compressive deformation. *J Pet Sci Eng*, 164: 278–288
- Yan F, Han D-H, Yao Q. 2012. Oil shale anisotropy measurement and sensitivity analysis. Paper Presented at the 2012 SEG Annual Meeting
- Yan F, Han D H, Yao Q. 2016. Physical constraints on c_{13} and δ for transversely isotropic hydrocarbon source rocks. *Geophys Prospect*, 64: 1524–1536
- Yin H. 1992. Acoustic velocity and attenuation of rocks: Isotropy, intrinsic anisotropy, and stress induced anisotropy. Dissertation for Doctoral Degree. Department of Geophysics, School of Earth Sciences, Stanford University
- Yokota T. 1981. An automatic measurement of the arrival time of seismic waves and its application to an on-line processing system. *Bull Earthq Res Inst Univ Tokyo*, 55: 449–484
- Zadeh M K, Mondol N H, Jahren J. 2017. Velocity anisotropy of Upper Jurassic organic-rich shales, Norwegian Continental Shelf. *Geophysics*, 82: C61–C75
- Zhai H, Chang X, Wang Y, Lei X, Xue Z. 2020. Analysis of acoustic emission events induced during stress unloading of a hydraulic fractured Longmaxi shale sample. *J Pet Sci Eng*, 189: 106990
- Zhai H Y, Chang X, Wang Y B, Xue Z Q, Lei X L, Zhang Y. 2017. Sensitivity analysis of seismic velocity and attenuation variations for longmaxi shale during hydraulic fracturing testing in laboratory. *Energies*, 10: 1393
- Zhang S, Sheng J J. 2018. Effect of water imbibition on fracture generation in Mancos shale under isotropic and anisotropic stress conditions. *J Geotech Geoenviron Eng*, 144: 04017113
- Zhou T, Zhang S, Yang L, Ma X, Zou Y, Lin H. 2016. Experimental investigation on fracture surface strength softening induced by fracturing fluid imbibition and its impacts on flow conductivity in shale reservoirs. *J Nat Gas Sci Eng*, 36: 893–905
- Zhubayev A, Houben M E, Smeulders D M J, Barnhoorn A. 2016. Ultrasonic velocity and attenuation anisotropy of shales, Whitby, United Kingdom. *Geophysics*, 81: D45–D56

(责任编辑: 杨顶辉)