含裂隙储层中的天然气水合物分布: 来自地震各向异性测量的启示

刘圣彪¹, 韩同城^{1,2*}, 符力耘^{1,2}

1. 中国石油大学(华东)地球科学与技术学院, 青岛 266580;

2. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室, 海洋矿产资源评价与探测技术功能实验室, 青岛 266071

* 通讯作者, E-mail: hantc@upc.edu.cn

收稿日期: 2020-08-20; 收修改稿日期: 2020-12-15; 接受日期: 2021-01-21; 网络版发表日期: 2021-04-08

国家自然科学基金项目(批准号: 41821002、41874151)、中央高校基本科研业务费项目(编号: 18CX05008A)和中国石油大学(华东)研究生创新工程项目(编号: YCX2020002)资助

摘要 不同的天然气水合物分布对储层地震性质的影响存在显著差异, 深入认识储层中的水合物分布, 对基于地震性质定量评价水合物资源具有重要意义。然而, 目前对含裂隙储层中水合物分布的认识仍然严重不足。为此, 文章设计并开展了针对性岩石物理实验, 测量了含硬币状定向裂隙岩石在水合物生成过程中的各向异性速度, 并进一步分析了不同水合物饱和度条件下裂隙中的水合物分布, 及其对各向异性速度和各向异性参数的影响。实验结果表明: 随着水合物饱和度的增加, 各向异性速度均呈现出整体增加的趋势; 当水合物饱和度大于10%时, 各向异性速度的增加幅度变得更大, 且各向异性速度间的增加速率也表现出强烈差异, 具体表现为, 垂直于层理面与裂隙面传播的纵波速度和偏振方向垂直于层理面的横波速度分别比其他纵波和横波速度增加得更快。对各向异性结果的深入解释表明: 在水合物饱和度小于10%时, 水合物可能倾向于黏结在裂隙表面的矿物颗粒上, 而当水合物饱和度大于10%时, 以黏结矿物颗粒分布的水合物演化为连接裂隙上下表面的桥接分布。研究结果提出了对含裂隙储层水合物分布及其对各向异性地震性质影响的新认识, 为含裂隙水合物储层的定量评价提供了重要依据。

关键词 含裂隙水合物储层, 水合物分布, 地震各向异性, 各向异性速度测量

1 引言

天然气水合物是一种类冰状结晶物质, 是由天然气(主要是甲烷)和水在低温高压条件下形成的笼型化合物(Sloan和Koh, 2007)。天然气水合物广泛分布于海洋沉积物和永久冻土层中, 是未来最具潜力的替代型新能源(Boswell和Collett, 2011)。另一方面, 水合物在

储层温压条件改变的情况下极易发生分解, 进而成为诱发海底地质灾害(Archer等, 2009)和加剧全球气候变暖(Sultan等, 2004)的重要因素。准确估算水合物饱和度不仅是定量评价水合物资源、深入研究水合物对海底地质灾害和全球气候变化影响的基础, 还是认识水合物成藏机理和指导水合物成功开采的重要前提。研究表明, 利用储层地震性质可以对水合物饱和度进行

中文引用格式: 刘圣彪, 韩同城, 符力耘. 2021. 含裂隙储层中的天然气水合物分布: 来自地震各向异性测量的启示. 中国科学: 地球科学, 51(5): 725–733, doi: 10.1360/N072020-0281

英文引用格式: Liu S, Han T, Fu L Y. 2021. Distribution of gas hydrate in fractured reservoirs: Insights from anisotropic seismic measurements. Science China Earth Sciences, 64(5): 744–752, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9725-0>

准确评估(Priest等, 2005, 2006; Best等, 2013; Liu等, 2018; Pan等, 2019; Sahoo等, 2019). 然而, 不同的水合物分布对储层地震性质的影响存在显著差异, 因此成为准确评价水合物储层的关键.

基于实验室实验或现场勘查的直接观测, 以及对实验数据的概念解释, 前人提出了多种水合物分布类型(Ecker等, 1998; Hu等, 2014; Priest等, 2005, 2009; Schindler等, 2017; Sahoo等, 2018a). 从岩石物理建模的角度, 水合物可分为承载型和非承载型两种主要分布形式, 不同的分布形式对储层弹性性质的影响存在显著差异(Ecker等, 1998; Helgerud等, 1999; Lee, 2002; Winters等, 2004). 承载型水合物分布是指水合物紧密黏结矿物颗粒、桥接或胶结相邻的矿物颗粒, 而非承载型水合物分布是指水合物悬浮在孔隙中或与矿物颗粒接触. 与非承载型水合物相比, 承载型水合物可作为背景介质固体骨架的一部分, 能够显著增加储层的弹性性质(Ecker等, 1998; Dvorkin等, 1999; Helgerud等, 1999; Priest等, 2005, 2009; Sahoo等, 2018a; 杨志强等, 2020). 上述认识均基于各向同性介质获得, 并已成功应用于各向同性水合物储层的评价工作中(例如, Dai等, 2004; Konno等, 2015). 然而在含裂隙储层中, 裂隙通常沿某一特定方向排列(Wang和Tang, 2005; Xu等, 2018), 使得储层地震性质表现出强烈的各向异性特征(Eshelby, 1957; Hudson, 1980; Thomsen, 1995), 所以上述研究结果并不适用于含裂隙水合物储层. 因此, 深入了解含裂隙储层中的水合物分布及其对地震各向异性的影响, 对该类储层水合物资源的定量评价具有重要意义.

随着含裂隙水合物储层的广泛发现, 研究者已围绕该类储层的地震各向异性开展了大量研究(Kumar等, 2006; Lee, 2009; Lee和Collett, 2009; Cook, 2010; Ghosh等, 2010; Sriram等, 2013; Qian等, 2017). 然而, 大多数研究工作均基于现场观测和理论建模开展, 主要针对水合物饱和度对各向异性地震性质的影响进行研究, 而忽略了水合物分布对储层各向异性地震性质的重要影响. 截至目前, 针对含裂隙储层中的水合物分布及其对储层地震各向异性影响的实验研究仍未见报道.

本文通过设计并实施针对性岩石物理实验, 研究了水合物形成过程中含定向裂隙人造砂岩样品的各向异性地震性质, 在此基础上进一步分析了含裂隙储层

中的水合物分布. 首先, 利用自主研发的地震各向异性测量系统(Han等, 2020), 测量了水合物生成过程中含定向裂隙人造岩石的五种各向异性速度, 以系统表征岩石样品(Thomsen, 1986; Mavko等, 2009)的地震各向异性特征. 然后, 研究了随着水合物饱和度的增加, 各向异性速度之间增加速率的差异及相应地震各向异性参数的变化. 最后, 对岩石的地震各向异性进行分析和解释, 以获得裂隙中水合物分布的启示.

2 实验测量

2.1 含定向裂隙人造砂岩样品

本文选用含定向裂隙人造砂岩样品开展实验研究. 该人造样品以不同粒径的石英、长石和高岭石等作为原材料, 采用与Ding等(2017)制备砂岩样品相似的方法制作而成. 含定向裂隙人造砂岩样品的制作过程可细分为以下五个步骤(如图1所示): (1) 将预定体积的上述原料混合物装入样品模具中并铺平; (2) 将一定数量的硬币状高分子聚合物均匀地平铺在每一层表面上; (3) 重复上述两步骤, 直到模具被完全填满; (4) 对模具中的混合物施加10MPa的机械压力并持续10h, 以固结样品; (5) 随后将固结好的样品加热至900℃, 以促使硅酸钠溶液与高岭土矿物发生反应, 形成硅酸盐胶结物, 同时使高分子聚合物圆盘分解并溢出, 留下与层理面平行的硬币状孔隙, 即可得到含定向裂隙砂岩样品. 所得样品可视为横向各向同性(TI)岩石.

对制作的含定向裂隙砂岩样品进行加工处理, 将其切割成直径为2.539cm、高为3.058cm的圆柱状样品. 圆柱状样品的顶面和底面同时垂直于裂隙(均匀地平铺在层理面上)及样品侧表面, 即为实验所需的含定向裂隙圆柱状样品(横向各向同性岩石), 如图2所示. 硬币状高分子聚合物的直径和厚度分别为3mm和0.045mm, 样品中的裂隙纵横比约为0.015, 裂隙密度(Tillotson等, 2012)约为6.1%. 利用CMS 300覆压孔渗测量系统测得岩石样品在20MPa围压条件下的孔隙度为23.38%. 圆柱状岩石样品的体积密度为1.904g cm⁻³.

2.2 水合物生成和地震各向异性测量

把样品装入地震各向异性测量系统之前, 首先将其放入60℃的烘箱中干燥, 并称取干燥样品的重量,

图 1 含定向裂隙砂岩样品制作流程示意图

然后在 -0.1MPa 的真空压力下,使用除气的 35g L^{-1} 氯化钠和 0.1g L^{-1} 十二烷基硫酸钠溶液对样品进行部分饱和,并称量部分饱和样品的重量.十二烷基硫酸钠为促进水合物生成的催化剂.根据干燥样品和部分饱和样品重量,结合样品的体积和孔隙度计算得到盐水饱和度,以确保能够提供足够的水量与样品中已知体积的甲烷气体生成水合物(Ellis, 2008; Sahoo等, 2018a).在此水合物生成条件下,可通过实验系统监测的孔隙压力和温度变化计算得到水合物饱和度.

将部分饱和的样品迅速装入实验系统后(图3)对其施加 20MPa 的围压,以密封岩石样品,并向样品中注入甲烷气体直到孔隙压力达到 8.40MPa .基于实验系统记录的温度和孔隙压力,采用精度为 $\pm 1\%$ 的气体体积流量计准确测量和标定样品中注入甲烷气体的初始体积,标定方法为使用气体体积流量计记录的甲烷气体总体积减去管线中甲烷气体体积.实验系统的温度和孔隙压力分别通过精度为 $\pm 0.1\%$ 的温度传感器和精度为 $\pm 0.25\%$ 的气体压力传感器监测.将实验系统静置 24h ,使得岩石样品孔隙系统中的流体(甲烷气体和盐水)尽可能均匀地重新分布.此后,打开低温恒温装置并设置温度为 2°C ,使实验系统从室温($20\pm 0.5^\circ\text{C}$)开始冷却,以达到水合物的生成条件.

在整个实验过程中,对样品施加的围压保持在 20MPa .在水合物生成完成后,实验系统监测的孔隙压力和温度分别稳定在 5.48MPa 和 2°C .根据样品的体积和孔隙度,以及水合物生成过程中记录的温度和孔隙压力,能够计算得到样品中甲烷气体的体积变化,进而利用 P - T 方法计算得到水合物饱和度(即水合物占

样品总孔隙的体积分数). P - T 方法基于真实气体方程,假设样品孔隙系统中甲烷气体的摩尔质量是守恒的,分别以游离气体、水合物和盐水中溶质的形式存在,更为详细的介绍已由Sahoo等(2018b)给出.该水合物饱和度计算方法的相对误差小于 0.5% (Sahoo等, 2018b).

在将低温恒温装置的温度设置为 2°C 后,便开始测量在含定向裂隙样品中传播的各向异性超声波形,测量时间间隔为 20min ,直到孔隙压力趋于稳定,即表明水合物生成已经完成(Sahoo等人, 2018a).随后将实验系统放置数小时,再恢复超声测量,以确保能够获得最

图 2 含硬币状定向裂隙人造砂岩样品示意图

蓝色虚线框代表层理面.虚线框中的灰色椭圆表示硬币状裂隙,裂隙平行于层理面

图3 实验系统示意图

(a)、(b)分别代表声波换能器在地震各向异性测量系统内的整体和平面布局。纵波和横波换能器的中心频率分别为0.7和0.4MHz。纵波和横波速度的测量误差分别约为 $\pm 0.8\%$ 和 $\pm 1.2\%$ (Han等, 2020)。在三分量声波换能器的中轴线处, 有一条管状通道经气体管线与装有减压阀的甲烷气体钢瓶相连, 用以向样品中注入甲烷气体

大水合物饱和度条件下的各向异性速度。在本实验中, 采用Han等(2020)自主设计研发的地震各向异性测量系统(如图3所示), 测量了五种各向异性声波速度, 分别为 $V_P(0^\circ)$ 、 $V_P(45^\circ)$ 、 $V_P(90^\circ)$ 、 $V_{SV}(90^\circ)$ 和 $V_{SH}(90^\circ)$, 用于系统表征含定向裂隙岩石(即横向各向同性岩石, 见Thomsen, 1986; Mavko等, 2009)的地震各向异性。根据前人研究(Thomsen, 1986; Mavko等, 2009), $V_P(0^\circ)$ 、 $V_P(45^\circ)$ 和 $V_P(90^\circ)$ 分别表示测量方向与层理面夹角为 90° 、 45° 和 0° 的纵波速度, $V_{SV}(90^\circ)$ 和 $V_{SH}(90^\circ)$ 分别表示传播方向平行于层理面但偏振方向垂直于层理面的横波速度和入射方向平行于层理面且偏振方向平行于层理面的横波速度。

2.3 实验数据处理

根据测量得到的超声波形拾取声波的到达时间, 并结合样品尺寸计算得到各向异性速度, 更为具体的

实验数据处理方法已由Han等(2020)给出。用实验获得的各向异性速度来计算弹性常数(Mavko等, 2009), 进而计算得到Thomsen各向异性参数(Thomsen, 1986), 计算公式如下:

$$C_{11} = \rho V_P^2(90^\circ), \quad (1)$$

$$C_{33} = \rho V_P^2(0^\circ), \quad (2)$$

$$C_{44} = \rho V_{SH}^2(0^\circ) = \rho V_{SV}^2(90^\circ), \quad (3)$$

$$C_{66} = \rho V_{SH}^2(90^\circ), \quad (4)$$

$$C_{13} \quad (5)$$

$$= \sqrt{(C_{11} + C_{44} - 2\rho V_P^2(45^\circ))(C_{33} + C_{44} - 2\rho V_P^2(45^\circ)) - C_{44}},$$

$$\varepsilon = \frac{C_{11} - C_{33}}{2C_{33}}, \quad (6)$$

$$\gamma = \frac{C_{66} - C_{44}}{2C_{44}}, \quad (7)$$

$$\delta = \frac{(C_{13} + C_{44})^2 - (C_{33} - C_{44})^2}{2C_{33}(C_{33} - C_{44})}, \quad (8)$$

其中, ρ 为样品的密度, 取决于实验过程中固体骨架、盐水、甲烷气体和水合物在样品中的体积分数。

3 结果与讨论

3.1 各向异性速度随水合物饱和度的变化

图4展示了水合物生成过程中含定向裂隙岩石的各向异性速度与水合物饱和度(S_h)随时间的变化。由图4可以看出, 五种各向异性速度具有明显差异, 这是由裂隙引起的含定向裂隙岩石(横向各向同性介质)的各向异性特征。在水合物形成之前, 五种速度随时间平缓地增加, 这是由于有效压力(围压减孔隙压力)的轻微增大所致。实验系统温度的降低使得样品中甲烷气体收缩, 导致孔隙压力下降, 而对样品施加的围压始终保持恒定, 从而引起有效压力的增加。随着水合物的生成, 五种速度均呈现出与水合物饱和度相似的增加趋势。这一现象很容易被理解, 因为随着水合物饱和度的增加, 水合物在孔隙系统(包括常规孔隙和裂隙)中持续聚集, 弹性模量较大的水合物取代了具有较小弹性模量的水和甲烷, 从而增加了岩石的弹性模量, 导致声波速度显著增加。然而, 尽管孔隙系统中持续增加的水合物含量可以合理解释声波速度的增加, 但不同水合物饱和度范围内声波速度增加速率的显著差异(如图4所示), 这只能通过孔隙系统中不同的水合物分布进行解释。因此, 为更好地分析孔隙系统中水合物分布对含裂隙岩石声波速度增加速率的影响, 我们在图5中更为明确地展示了各向异性速度随水合物饱和度的变化。

从图5中可以看出, 随着水合物饱和度的增加, 各向异性速度均呈现出整体增大的趋势。这种整体的增加趋势能够表明, 孔隙系统中的水合物能够显著增强背景介质的弹性模量, 即可推测孔隙中水合物分布形式为承载型。另一方面, 声波速度的增加速率在不同水合物饱和度范围内存在明显差异。在水合物生成的初始阶段($S_h < 10\%$), 各向异性速度的增加趋势相对较为平缓, 而随着水合物饱和度进一步增加($S_h > 10\%$), 各速度的增加趋势变得更加陡峭。该现象与基于各向

同性介质的实验结果非常相似(如Sahoo等, 2018a; 杨志强等, 2020), 可以通过具有不同承载类型的水合物分布进行解释。当 $S_h < 10\%$ 时, 速度的缓慢增加可以归因于水合物黏结在矿物颗粒上, 导致岩石弹性模量轻微地增强。而当 $S_h > 10\%$ 时, 声波速度增加斜率突然变大表明岩石弹性模量显著地增强, 这是由于持续生成的水合物不断连接黏结在矿物颗粒上的水合物, 使其开始彼此接触, 进而演化为以桥接分布的水合物。当水合物生成接近结束时, 声波速度的增加趋势变得较为平缓, 这是因为新生成的水合物可能继续与以桥接分布的水合物连接, 而其影响则远小于水合物分布从黏结到桥接演变时的影响。

3.2 各向异性速度之间增加速率的差异

尽管孔隙系统中水合物分布的演化, 可以合理地解释五种速度随水合物饱和度的整体变化趋势, 但不能解释各向异性速度之间增加速率的差异。为更好地研究各向异性速度之间增加速率的不同, 进而分析裂隙中的水合物分布情况, 本文将测得的各向异性速度进行归一化处理。图6显示了归一化的各向异性速度随水合物饱和度的变化。

总体而言, 当水合物饱和度超过10%时, 各向异性速度的增加趋势均比其在低饱和度范围内的增加趋势更加陡峭。在前文中, 我们已经利用孔隙系统中的水合物分布对这一现象做出了解释。此外, 在不同水合物饱和度和范围内, 各向异性速度(特别是纵波速度)之间增加速率的差异更为突出。在低水合物饱和度条件下($S_h < 10\%$), 各向异性纵波速度之间的增加速率并没有明显不同, 而当水合物饱和度超过10%时, 纵波速度之间的增加速率表现出强烈差异, 其中 $V_p(90^\circ)$ 的增加速率变得最小, 而 $V_p(0^\circ)$ 的增加速率最大。另一方面, 尽管在低水合物饱和度条件下, $V_{sv}(90^\circ)$ 的增加速率大于 $V_{sh}(90^\circ)$ 的增加速率, 但在高水合物饱和度条件下, 相对于 $V_{sh}(90^\circ)$, $V_{sv}(90^\circ)$ 的增加速率变得更大。

在 $S_h > 10\%$ 时, 各向异性速度之间增加速率的显著差异显然是由裂隙中的水合物分布引起。具体来说, 在垂直于裂隙方向上传播的纵波速度(即 $V_p(0^\circ)$)和偏振方向垂直于裂隙的横波速度(即 $V_{sv}(90^\circ)$)的快速增加, 更是裂隙中水合物分布演化的有力依据。如前文所述, 当 $S_h > 10\%$ 时, 孔隙系统中的水合物可能会桥接相邻的矿物颗粒。对于岩石中随机排列的常规孔隙, 由于孔隙

图 4 各向异性速度和水合物饱和度随时间的变化

(a) 各向异性纵波速度与水合物饱和度(S_h)随时间的变化; (b) 各向异性横波速度与水合物饱和度(S_h)随时间的变化

图 5 各向异性速度随水合物饱和度的变化

(a) 各向异性纵波速度; (b) 各向异性横波速度

图 6 归一化的各向异性纵波速度(a)和各向异性横波速度(b)随水合物饱和度的变化

归一化的速度由各向异性速度除以每种速度的初始值得到

中桥接分布的水合物同样是随机的, 固其对所有速度的影响基本相同。然而, 对于本文所选用的含有定向裂隙岩石, 因裂隙的厚度要比其长度小得多, 所以持

续生成的水合物将更容易桥接裂隙的上下两个表面, 这对垂直于裂隙方向弹性模量的增强作用更为突出, 而对平行于裂隙方向弹性模量的增强作用则相对较

弱, 所以垂直于裂隙传播的纵波速度($V_p(0^\circ)$)和偏振方向垂直于裂隙的横波速度($V_{sv}(90^\circ)$)增加得更快, 而平行于裂隙传播的纵波速度($V_p(90^\circ)$)和偏振方向平行于裂隙的横波速度($V_{sh}(90^\circ)$)表现出较小的增加速率. 同理, 在 $S_h < 10\%$ 时, 各向异性速度的增加速率基本相同, 表明裂隙中的水合物以黏结矿物颗粒的分布类型存在, 对岩石各方向上弹性模量的增强作用近似一致.

3.3 水合物饱和度对各向异性参数的影响

本文已经展示了各向异性速度随水合物饱和度的变化, 并从裂隙中水合物分布演化的角度对其进行了合理的解释. 对比分析各向异性速度之间的差异, 是研究地震各向异性的有效方法之一. 此外, Thomsen各向异性参数(Thomsen, 1986)是另一系统表征横向各向同性介质地震各向异性的常用方法.

图7展示了各向异性参数随水合物饱和度的变化. 由图7可知, 纵波各向异性参数 ϵ 的值要明显大于各向异性参数 δ , 而 δ 又大于横波各向异性参数 γ . 这一现象表明, 尽管横波分裂已被广泛应用于裂隙的表征(Tilotson等, 2012; Amalokwu等, 2014), 但较大的纵波各向异性 ϵ 可能是更好的表征参数. 从图7中还可以看出, 横波各向异性随着水合物饱和度的增加而轻微地降低, 而各向异性参数 δ 似乎不太依赖于水合物饱和度的变化. 值得强调的是, 水合物饱和度对纵波各向异性的影响更为显著. 在水合物饱和度为10~25%范围内, ϵ 急剧下降, 这一现象表明随着水合物饱和度的增加, 垂直于裂隙传播的纵波速度(即 $V_p(0^\circ)$)的增加速率明显大于平行于裂隙传播的纵波速度(即 $V_p(90^\circ)$), 该现象进一步肯定了本文对裂隙中水合物分布的推断, 即水合物桥接了裂隙的上下表面. 在水合物饱和度低于10%时, 各向异性参数 ϵ 的变化较为平缓, 表明两种纵波速度(即 $V_p(0^\circ)$ 和 $V_p(90^\circ)$)的增加速率基本相同, 这再一次说明水合物在定向裂隙中以黏结矿物颗粒的形式分布.

本文基于各向异性速度随水合物饱和度的变化, 推测在水合物饱和度约为10%时, 裂隙中的水合物分布由黏结矿物颗粒演变为桥接裂隙的上下表面. 需要注意的是, 本文所述的水合物饱和度是指水合物占据总孔隙的体积分数, 而非水合物占据裂隙的体积分数. 当实验系统达到水合物生成条件时, 水合物会同时在孔隙和裂隙中生成, 因此无法准确区分裂隙中的水合

图7 Thomsen各向异性参数 ϵ 、 γ 和 δ 随水合物饱和度的变化

各向异性参数 ϵ 和 γ 分别代表纵波和横波各向异性

物饱和度. 事实上, 并不需要对孔隙和裂隙中水合物饱和度的进行区分, 因为在实际水合物评估工作中就是要估算整个孔隙系统中的水合物饱和度. 还应指出, 基于本文使用的含定向裂隙人造样品, 我们提出裂隙中水合物分布演化的饱和度为10%, 但这一水合物饱和度可能并不适用于具有不同孔隙度、裂隙密度或裂隙尺寸的其他样品. 因为使用这些样品开展实验, 分别在常规孔隙和裂隙中生成的水合物体积可能与在本实验样品中的水合物体积存在一定差异. 然而, 无论这一水合物饱和度如何变化, 本工作所揭示的裂隙中水合物分布及其对各向异性地震性质的影响都将具有重要意义.

4 结论

本文旨在研究含裂隙储层中的天然气水合物分布及其对储层各向异性地震性质的影响. 为此, 本文设计并开展了针对性岩石物理实验, 利用自主研发的地震各向异性测量系统, 首次在水合物生成过程中, 测量了用于系统表征含定向裂隙人造砂岩地震各向异性的五种声波速度. 实验表明, 水合物饱和度的增加能够显著增强各向异性速度, 但在不同水合物饱和度范围内, 各向异性速度的增加幅度明显不同, 且各向异性速度之间的增加速率也存在显著差异. 各向异性速度和相应各向异性参数随水合物饱和度的变化, 可通过裂隙中水合物分布的演化进行解释, 即在低水合物饱和度时, 裂隙中的水合物主要以黏结矿物颗粒分布, 而当水合物饱和度超过10%时, 持续生成的水合物开始桥

接裂隙的上下表面。本文研究结果不仅对含裂隙储层中的水合物分布及其对地震各向异性的影响提出了新认识, 更对基于各向异性地震性质准确评价含裂隙水合物储层具有重要意义。

参考文献

- 杨志强, 何涛, 朱贺, 蓝坤, 卢海龙. 2020. 含甲烷水合物松散沉积物超声波性质的实验研究. *北京大学学报(自然科学版)*, 56: 271–282
- Amalokwu K, Chapman M, Best A I, Sothcott J, Minshull T A, Li X Y. 2014. Experimental observation of water saturation effects on shear wave splitting in synthetic rock with fractures aligned at oblique angles. *Geophys J Int*, 200: 17–24
- Archer D, Buffett B, Brovkin V. 2009. Ocean methane hydrates as a slow tipping point in the global carbon cycle. *Proc Natl Acad Sci USA*, 106: 20596–20601
- Boswell R, Collett T S. 2011. Current perspectives on gas hydrate resources. *Energy Environ Sci*, 4: 1206–1215
- Best A I, Priest J A, Clayton C R, Rees E V. 2013. The effect of methane hydrate morphology and water saturation on seismic wave attenuation in sand under shallow sub-seafloor conditions. *Earth Planet Sci Lett*, 368: 78–87
- Cook A E. 2010. Gas Hydrate-Filled Fracture Reservoirs on Continental Margins. Doctoral Dissertation. New York: Columbia University
- Dai J, Xu H, Snyder F, Dutta N. 2004. Detection and estimation of gas hydrates using rock physics and seismic inversion: Examples from the northern deepwater Gulf of Mexico. *Lead Edge*, 23: 60–66
- Ding P, Di B, Wang D, Wei J, Li X. 2017. Measurements of seismic anisotropy in synthetic rocks with controlled crack geometry and different crack densities. *Pure Appl Geophys*, 174: 1907–1922
- Dvorkin J, Prasad M, Sakai A, Lavoie D. 1999. Elasticity of marine sediments: Rock physics modeling. *Geophys Res Lett*, 26: 1781–1784
- Ecker C, Dvorkin J, Nur A. 1998. Sediments with gas hydrates: Internal structure from seismic AVO. *Geophysics*, 63: 1659–1669
- Ellis M H. 2008. Joint seismic and electrical measurements of gas hydrates in continental margin sediments. Doctoral Dissertation. Southampton: University of Southampton
- Eshelby J D. 1957. The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems. *Proc R Soc Lond A*, 241: 376–396
- Ghosh R, Sain K, Ojha M. 2010. Effective medium modeling of gas hydrate-filled fractures using the sonic log in the Krishna-Godavari basin, offshore eastern India. *J Geophys Res Solid Earth*, 115: B06101
- Han T, Boris G, Fu L Y, Qi Q, Wei J, Chen X. 2020. Combined effects of pressure and water saturation on the seismic anisotropy in artificial porous sandstone with aligned fractures. *J Geophys Res Solid Earth*, 125: e19091
- Helgerud M B, Dvorkin J, Nur A, Sakai A, Collett T S. 1999. Elastic-wave velocity in marine sediments with gas hydrates: Effective medium modeling. *Geophys Res Lett*, 26: 2021–2024
- Hu G, Ye Y, Liu C, Best A I, Li C. 2014. Gas hydrate distribution in sediment pore space and its impact on acoustic properties of hydrate-bearing sediments. In: Proceedings of the 8th International Conference on Gas Hydrates (ICGH8-2014). Beijing
- Hudson J A. 1980. Overall properties of a cracked solid. *Math Proc Camb Phil Soc*, 88: 371–384
- Konno Y, Jin Y, Yoneda J, Kida M, Egawa K, Ito T, Suzuki K, Nagao J. 2015. Effect of methane hydrate morphology on compressional wave velocity of sandy sediments: Analysis of pressure cores obtained in the Eastern Nankai Trough. *Mar Pet Geol*, 66: 425–433
- Kumar D, Sen M, Bangs N, Wang C, Pecher I. 2006. Seismic anisotropy at Hydrate Ridge. *Geophys Res Lett*, 33: L01306
- Lee M W, Collett T S. 2009. Gas hydrate saturations estimated from fractured reservoir at Site NGHP-01-10, Krishna-Godavari Basin, India. *J Geophys Res Solid Earth*, 114: B07102
- Lee M W. 2009. Anisotropic Velocities of Gas Hydrate-Bearing Sediments in Fractured Reservoirs. US Geological Survey Scientific Investigations Report
- Lee M W. 2002. Biot-Gassmann theory for velocities of gas hydrate-bearing sediments. *Geophysics*, 67: 1711–1719
- Liu X, Yin X, Luan X. 2018. Seismic rock physical modelling for gas hydrate-bearing sediments. *Sci China Earth Sci*, 61: 1261–1278
- Mavko G, Mukerji T, Dvorkin J. 2009. The Rock Physics Handbook. Cambridge: Cambridge University Press. 35
- Pan H J, Li H B, Grana D, Zhang Y, Liu T Y, Geng C. 2019. Quantitative characterization of gas hydrate bearing sediment using elastic-electrical rock physics models. *Mar Pet Geol*, 105: 273–283
- Priest J A, Best A I, Clayton C R. 2005. A laboratory investigation into the seismic velocities of methane gas hydrate-bearing sand. *J Geophys Res Solid Earth*, 110: B04102
- Priest J A, Best A I, Clayton C R. 2006. Attenuation of seismic waves in methane gas hydrate-bearing sand. *Geophys J Int*, 164: 149–159
- Priest J A, Rees E V, Clayton C R. 2009. Influence of gas hydrate morphology on the seismic velocities of sands. *J Geophys Res Solid Earth*, 114: B11205
- Qian J, Wang X, Collett T S, Dong D, Guo Y, Su P, Liang J. 2017. Gas hydrate accumulation and saturations estimated from effective medium theory in the eastern Pearl River Mouth Basin, South China

- Sea. *Interpretation*, 5: SM33–SM48
- Sahoo S K, Madhusudhan B N, Marín-Moreno H, North L J, Ahmed S, Falcon-Suarez I H, Minshull T A, Best A I. 2018a. Laboratory insights into the effect of sediment-hosted methane hydrate morphology on elastic wave velocity from time-lapse 4-D synchrotron X-ray computed tomography. *Geochem Geophys Geosyst*, 19: 4502–4521
- Sahoo S K, Marín-Moreno H, North L J, Falcon-Suarez I, Madhusudhan B N, Best A I, Minshull T A. 2018b. Presence and consequences of coexisting methane gas with hydrate under two phase water-hydrate stability conditions. *J Geophys Res Solid Earth*, 123: 3377–3390
- Sahoo S K, North L J, Marín-Moreno H, Minshull T A, Best A I. 2019. Laboratory observations of frequency-dependent ultrasonic P-wave velocity and attenuation during methane hydrate formation in Berea sandstone. *Geophys J Int*, 219: 713–723
- Schindler M, Batzle M L, Prasad M. 2017. Micro X-ray computed tomography imaging and ultrasonic velocity measurements in tetrahydrofuran-hydrate-bearing sediments. *Geophys Prospect*, 65: 1025–1036
- Sloan E D, Koh C. 2007. *Clathrate Hydrates of Natural Gases*. Boca Raton: CRC Press
- Sriram G, Dewangan P, Ramprasad T, Rama Rao P. 2013. Anisotropic amplitude variation of the bottom-simulating reflector beneath fracture-filled gas hydrate deposit. *J Geophys Res Solid Earth*, 118: 2258–2274
- Sultan N, Cochonat P, Foucher J P, Mienert J. 2004. Effect of gas hydrates melting on seafloor slope instability. *Mar Geol*, 213: 379–401
- Thomsen L. 1986. Weak elastic anisotropy. *Geophysics*, 51: 1954–1966
- Thomsen L. 1995. Elastic anisotropy due to aligned cracks in porous rock. *Geophys Prospect*, 43: 805–829
- Tillotson P, Sothcott J, Best A I, Chapman M, Li X Y. 2012. Experimental verification of the fracture density and shear-wave splitting relationship using synthetic silica cemented sandstones with a controlled fracture geometry. *Geophys Prospect*, 60: 516–525
- Wang T, Tang X. 2005. Multipole acoustic responses of a prestressed formation: An effective medium approach. *Geophysics*, 70: F35–F44
- Winters W J, Pecher I A, Waite W F, Mason D H. 2004. Physical properties and rock physics models of sediment containing natural and laboratory-formed methane gas hydrate. *Am Mineral*, 89: 1221–1227
- Xu S, Tang X, Torres-Verdin C, Su Y. 2018. Seismic shear wave anisotropy in cracked rocks and an application to hydraulic fracturing. *Geophys Res Lett*, 45: 5390–5397

(责任编辑: 郑永飞)