

文章编号 :1671-8585(2003)05/06-0387-15

岩石物理性质研究技术

马中高,邓道静

(中国石化石油勘探开发研究院南京石油物探研究所,江苏南京 210014)

摘要:主要介绍了 2003 年 EAGE 岩石物性测试分析技术取得的新进展。从本届年会看,岩石物理内容主要涉及岩石物理模型建立、时延地震岩石物理与岩石各向异性分析、喷射频率和流体饱和度及其分布预测、岩石物理模拟等新方法、新技术、新成果。在充分考虑岩石物理受当地地质因素影响后,提出岩石物理模版概念,目的是为地质专家方便对岩性和流体的解释提供一种工具。

关键词:岩石物理;模型;模拟;模版;速度;衰减;压力;交会图;模量;岩石物理分析

中图分类号: P631.4

文献标识码: A

Research in rock physical properties

Ma Zhonggao, Deng Daojing

(Institute of Geophysical Prospecting, SINOPEC Research Institute of Petroleum Exploration and Development, Nanjing 210014, China)

Abstract: This paper introduced the advances in test and analysis for rock physical properties reflected from the 65th EAGE annual meeting. Topics included establishment of rock physics models, rock physics analysis for time-lapse seismic and properties of anisotropic rocks, estimations of the squirt-flow frequency, fluid saturation, and fluid distribution, as well as rock physics modeling. Taking local or regional geological factors into full account, rock physics templates was introduced that provide geoscientists with a tool of modeling for efficient lithology and pore fluid interpretation of well log and seismic inversion data.

Key words: rock physics; model; modeling; template; velocity; attenuation; pressure; crossplot; modulus; rock physics analysis

研究一个盆地或地区的地球物理资料可以认识这个地区的地质构造和油气成藏规律,如何将积累的认识和经验应用到另一个盆地或地区,是油气矿藏勘探的基本问题。为了解决这个问题,学者们研究了包括储层矿物组成、岩性、压实作用、压力、温度、流体、尺度等各种沉积环境以及埋藏历史对岩石物理模型的影响,在此基础上,提出了岩石物理模版的概念。笔者将 2002 年 EAGE 有关岩石物性方面文章,归纳成以下 5 个方面分别予以介绍。

1 物性测试及分析

1.1 流体饱和度及其分布

在四维地震储层监测中,一个主要目的就是各种流体的分布及其接触界面成图。最新提出的气体流动实验方法能够同时对流体分布和岩石速度进行测量。用特别设计的将高压力和 X 射线透射相结合的声学容器(图 1),可研究储层压力状态

下的速度与流体饱和度关系。



图 1 同时测速度和流体分布 CT/声波实验装置

收稿日期:2003-07-30。

第一作者简介:马中高(1964—),男,高级工程师,1988年毕业于成都地质学院,获硕士学位,现为成都理工大学博士研究生,长期从事岩石物理研究工作。

在流动实验前,对干燥岩心进行静态和动态弹性模量研究,测量 100 % 气体饱和时的速度。接着,用萘烷饱和岩心,围压增加一直达到 30 MPa 为止,岩心孔隙压力也增加到相应的水平。在这个阶段完成第一次扫描,此后,岩心中逐步注入氮气,每次注气后在扫描岩心和测量速度前等待一段时间让液体/气体系统状态稳定。CT 图像显示气体流过岩心过程。根据气体替代液体后体积密度变化引起的 CT 值的变化,可以计算气体饱和度。

综合 CT/声学流动系统对部分流体饱和和岩石弹性波特征的定量解释,可以从整个岩心 CT 扫描的薄片构造出高分辨率三维图像,显示不同饱和度的流体分布情况。岩心 CT 扫描可提供空间分辨率非常高的流体分布图像,该方法快速、可信,可测量储层压力下岩心流体流动和对应的地震速度。实验观测与 Brie 方程(例子中 $e = 1.5$) 一致(图 2),似乎不支持 Wood 流体混合定律。

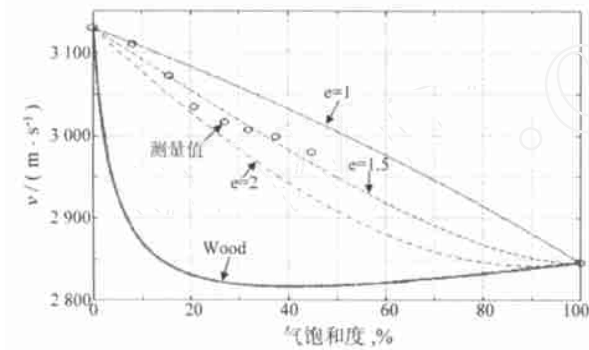


图 2 测量和预测的 P 波速度

1.2 地震速度和润湿性关系

从强烈水湿到强烈油湿,润湿性范围变化很大。既然润湿性和流体含量在开采期间会变化,了解这些变化对储集岩石的地震速度和衰减影响就非常重要。四维地震勘探的发展进一步强调了这种需要。在实验室系列不同饱和度和润湿状态下,从完全水饱和和水润湿到部分油/水饱和(水润湿和油润湿)到完全油饱和、中等油润湿,测量了 2 个砂岩样(露头 Berea 和 Red 砂岩样)的超声波 v_p 和 v_s 。另外,对每类一个岩样测量了完全水饱和、水润湿,再清洗和化学处理变成油润湿,再水饱和,反复测量。测量数据可计算 v_p/v_s 和差分剪切模量。

岩心从水饱和、水湿到混合相水湿再到混合相油润湿的状态变化时, v_p 和 v_s 变化不大。当岩样变成完全油饱和时, Berea 的 v_p 变化不大,但是 Red 砂岩样的 v_p 有明显增加。在 PEGASUS 项目的早期研究提到过 2 种储集岩有类似 Red 砂岩那样变化的记录,当跟其他 3 个岩心样比较时,发现

Berea 砂岩是对饱和度的典型响应。完全原油饱和后,所有岩石类型的 v_s 都有类似的增加。一旦岩样浸泡后变成油湿, v_p 和 v_s 都有小的降低。

用饱和与干模量计算差异剪切模量证明 v_s 的变化与骨架变软和变硬有关;当孔隙中存在水时骨架变软,存在油时骨架变硬(图 3)。孔隙流体从水或油水混合变到完全原油饱和,显示有更清楚的影响,特别是 v_p/v_s 更明显(图 4)。所有数据都是在 40 MPa 的等效压力下测量的。

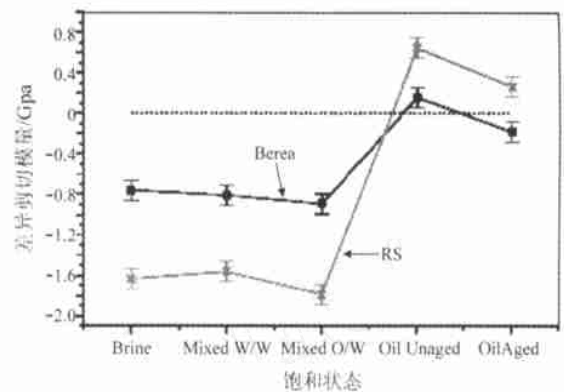


图 3 Berea 和 Red 砂岩骨架随饱和度的变化情况

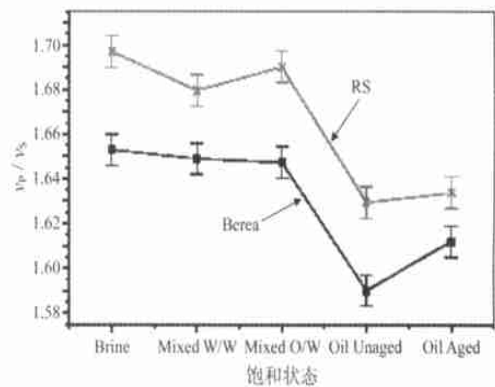


图 4 Berea 和 Red 砂岩 v_p/v_s 随饱和度的变化情况

在油田可能遇到的条件范围内,润湿性变化对超声波速度的影响很小。孔隙流体从水变到原油引起 v_p/v_s 的明显变化。不同流体类型对剪切波速度的影响是因为孔隙流体导致岩石结构变化。

1.3 各向异性

对于多数岩石,孔隙压力与地震速度及所有弹性参数的关系,主要受弹性压力敏感系数(Shapiro, 2002)的控制。在水静力负载变化(即孔隙压力变化)和岩石非线性近似各向同性情况下,对所有方向的速度和弹性模量,压力敏感系数近似为常数。

从 AVO、速度分析到超压预测和四维地震检测,地震速度的压力敏感性对各种不同的地震数据都非常重要。通常,孔隙压力与速度关系,速度与

有效压力关系都可用下列简单的关系来描述

$$v(P) = A + KP - B \exp(-PD) \quad (1)$$

式中, $P = P_c - P_p$ 是有效压力, $P_c = -\sigma_{ij}/3$ 是围压, σ_{ij} 为总压力张量的分量(这儿压引力为负,假设重复下标表示求和), P_p 为孔隙压力。方程(1)的系数 A, B, K, D 为一定测量数据的拟合参数。

各向同性多孔岩石的干骨架岩石体积模量 K_{dry} 的压力关系可写成

$$K_{dry}(P) = \underbrace{K_{dryS}}_A + \underbrace{K_{dryS} \theta_s \left(\frac{1}{K_{dryS}} - \frac{1}{K_0} \right)}_K P - \underbrace{K_{dryS} \theta_c \varphi_{c0} \exp \left(-\theta_c P \frac{1}{K_{dryS}} \right)}_D \quad (2)$$

式中, K_0 是矿物骨架的体积模量;参数 K_{dryS} 是假设的骨架体积模量; φ_{c0} 是初始柔顺孔隙度,因为它定义了有效压力 $P=0$ 时柔顺孔隙闭合的骨架;参数 θ_s 和 θ_c 是新的岩石特征参数,后者主要控制了弹性参数和地震速度的压力关系,我们称它为压

力敏感系数。

同样,在水静压力变化情况下,根据柔顺度,我们可以导出任意各向异性岩石压力方程

$$S_{ijkl}(P) = S_{0ijkl} + \theta_{sijkl} \left(\frac{1}{K_{dryS}} - \frac{1}{K_0} \right) P - \theta_{cijkl} \varphi_{c0} \exp \left(-\theta_c P \frac{1}{K_{dryS}} \right) \quad (3)$$

式中, $K_{dryS} = S_{0iikk}^{-1}$
 $\theta_c = \partial S_{iikk} / \partial \varphi_c \cdot K_{dryS}$

所有 S_{iikk} 都是常数, φ_c 是裂缝孔隙度。

进行压力敏感性实验的10个变质岩岩心取自德国大陆深钻。图5a显示某岩样在方向1传播的最佳拟合(虚线和实线)与测量数据(十字和圆)值的比较。符号 v_{ij} 代表在 i 方向传播,而质点在 j 方向震动的波,图5b显示了对应的拟合误差。实验测试数据与理论预测完全一致:无论是各向同性还是各向异性介质,多孔裂缝岩石的压力关系主要受参数 D 控制。

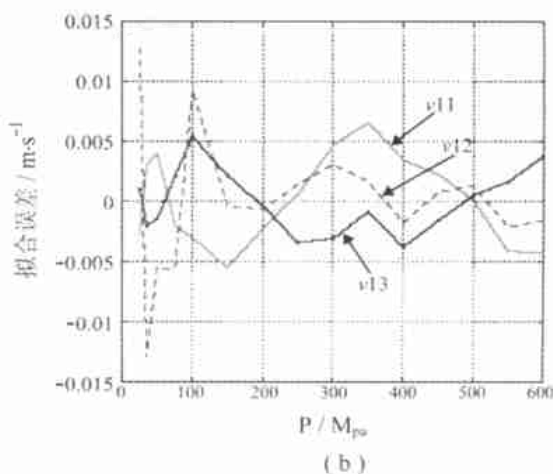
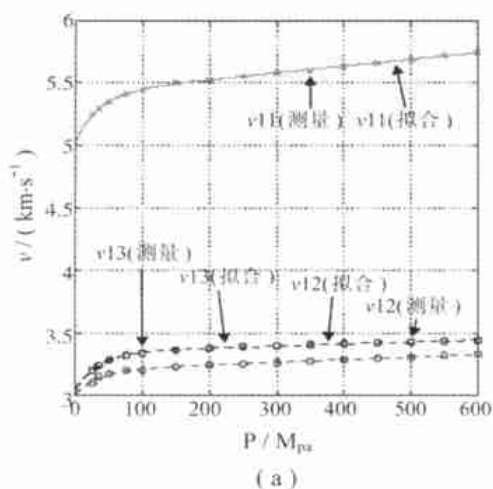


图5 测量速度(×/○)和最佳拟合速度(—/---)的比较(a)以及对应的偏差(b)

1.4 $m - \sigma - \varphi$ 关系

从4口井测井数据对北海 Ekofisk, Tor 和 Hod 地层,由 Archie 方程计算白垩的胶结因子(m)和地层因子(F),由声波测井计算出 Biot 系数(β)。在 $\beta - \log F$ 交会图(图6)中,发现梯度与 m 相关,所以低 m 的高梯度代表胶结的白垩,反之亦然。通常 m 随 φ 和泊松比 σ 降低而降低,但是对低孔隙度水饱和白垩而言,我们观察到 m 随 σ 上升而下降。在 $\sigma - \varphi$ 交会图中,胶结白垩呈现 U 形变化趋势,最小值孔隙度在 15%~20% 处。

低 Biot 系数和对应的低胶结因子分别是颗粒间接触胶结增强的指示器,它指示胶结程度的增

加,泊松比也受胶结程度的影响。低孔隙度白垩呈现 U 形状趋势,是因为低孔隙度孔隙压缩刚度增强,也可能是胶结程度增加。

用 Gassmann 理论对水饱和白垩作流体替换,地层侵入带烃含量正好与预测的弹性特征吻合(图7)。因此,一般的声波测井记录的流体响应受泥浆侵入带的影响,在使用声波测井前需要进行泥浆侵入校正。

声波阻抗-泊松比交会图可用于预测孔隙度,但是定量预测油气并不准确。我们强调指出,在白垩储层中从中、高油饱和度中区分低饱和度气是困难的,交会图只能作为定性烃类指示器。

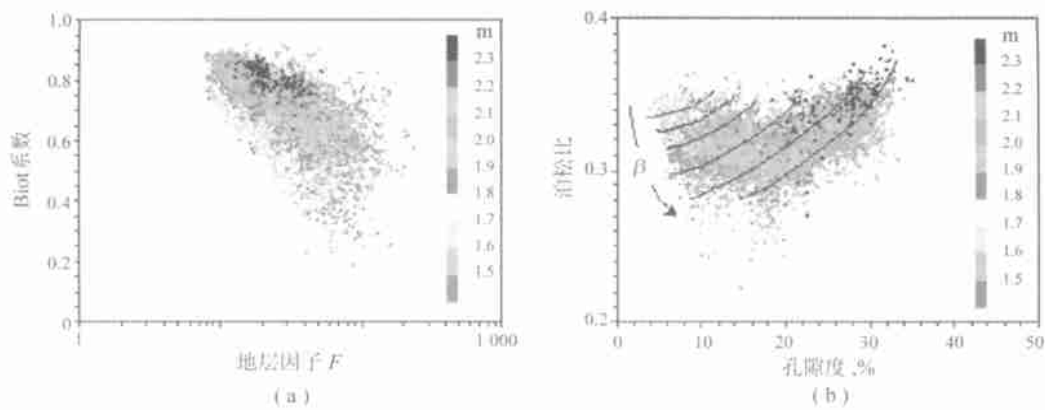


图 6 Biot 系数 β 与 $\log F$ 交会图(a) , β 的泊松比与孔隙度交会图(b)

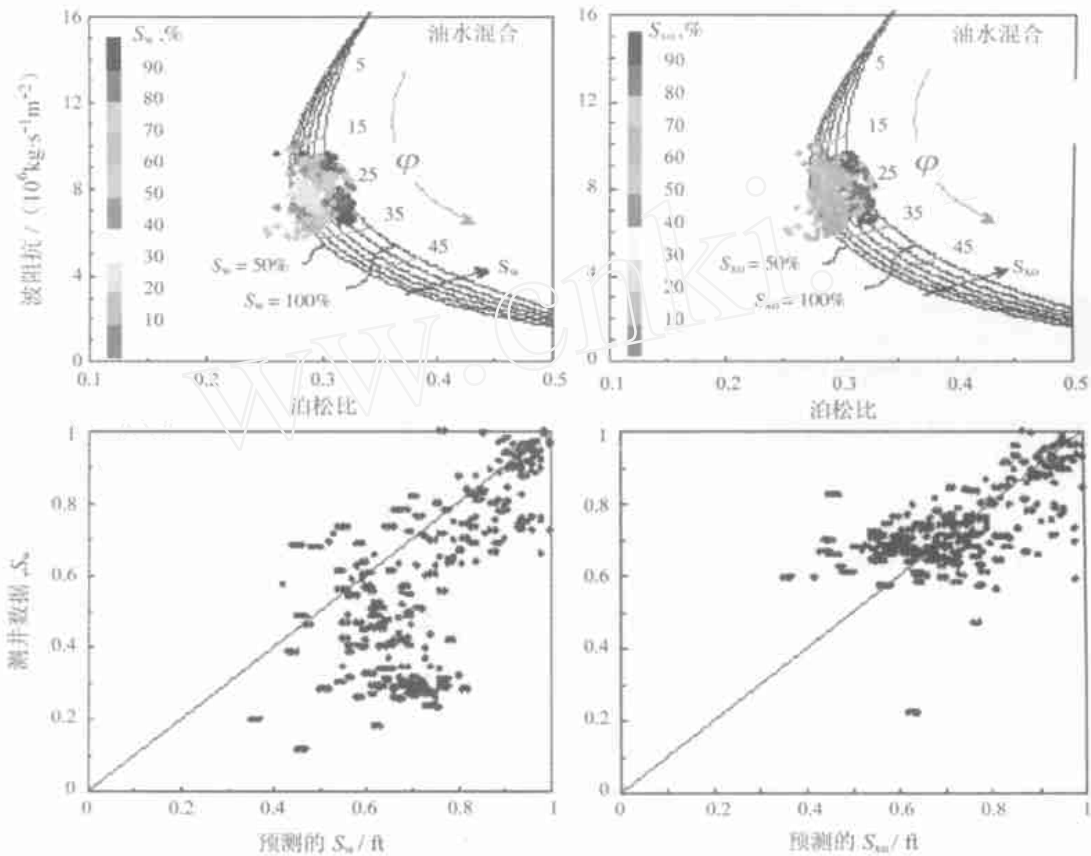


图 7 2 口含油井测井和模型预测的波阻抗 - 泊松比及含水饱和度交会图

1.5 薄层的速度和衰减

在等效压力为 60 Mpa ,频率为 0.85 MHz 和 0.7 MHz 情况下测量了苏格兰 WhiteChester Borehole 油田在饱和条件下石炭系砂岩和粉砂岩的 v_P, v_S 及其衰减。测量的 9 个岩样的孔隙度低(平均 8 %) ,渗透率非常低(平均 $< 0.01\text{mD}$) ,主要由石英、长石、粘土及原生物质 ,少量的碳酸矿物组成。其中 6 个岩样有 0.8 比例的高速矿物成分(即石英和长石) ,而剩余 3 个岩样的高速矿物占 0.5。

测量时用 Marion(1994)的长波近似模型分析实验数据。图 8 显示高速矿物成分占 0.8 的岩样

在 $\lambda/d \approx 86$ 时 ,长波近似与实验结果一致。注意 $\lambda/d \approx 88$ 的速度对应于第二组高速成分占 0.5 的岩样。短波长近似到第二组长波长近似的过渡期望在较大的 λ/d 处。周期性薄“砂/页岩”层序中从短波长近似速度到长波长近似速度的过渡在 λ/d 值 6 和 7 之间处。

图 9 是在 60 Mpa 压力下岩石的 P 波、S 波衰减与 λ/d 关系图。可认为衰减因子随着 λ/d 增加而增加只是由于成层衰减机制(如喷射和层内流体流动理论)引起 ,因为每组的矿物组成是相同的。当 λ/d 进一步增加 ,衰减也进一步增大。 $\lambda/d > 7$

的衰减是由层理(如层内流动)和粘土以及原生矿物含量更高的衰减机制共同造成的。估计结构层理机制(即循环层间层内流体流动)占总衰减的6%。希望 Biot 流动机制对测量到的衰减也有贡献,至少在砂层内。

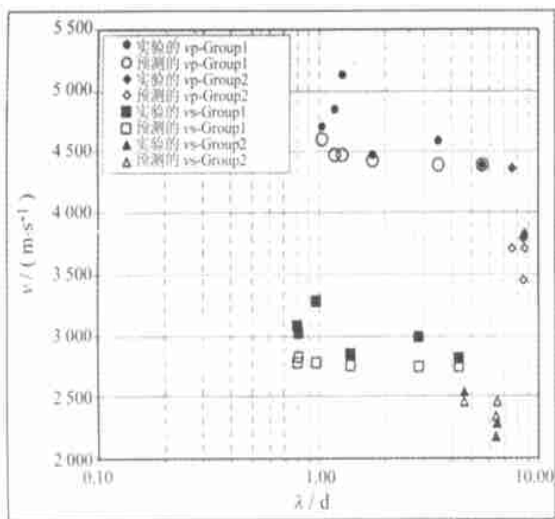


图8 60 Mpa 压力下测的和模型计算的 v_p , v_s 与波长和薄片周期比 λ/d 关系图

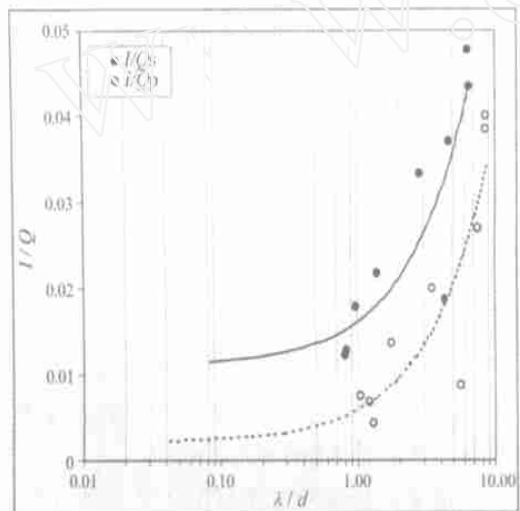


图9 60 Mpa 压力下岩石的 P 波、S 波衰减与 λ/d 关系图

2 组岩石所有的 λ/d , S 波衰减大于 P 波衰减。P 波和 S 波衰减趋势说明衰减主要是固有衰减而不是散射造成的。

完全煤油饱和的砂/页岩互层速度可以用长波长近似,特别是 $\lambda/d > 6$ 时。进一步,P 波和 S 波衰减随着 λ/d 增加而增大,这是喷射(不同柔顺流体间)、层内流体流动(砂/页岩层序间)和 Biot 全部流体流动(层序的砂岩部分内部)的原因。

1.6 页岩速度

Horsrud(2001)研究发现速度与页岩的强度有关,因此利用超声波测量、测井和地震数据可以预

测井壁跨塌。岩样包括 4 个露头 and 16 个北海岩心,深度范围 1 500 ~ 5 000 m,在三轴测试装置中进行测量。结果为:

- 1) P 波速度随孔隙度增加而减少,速度变化趋势类似于砂岩和碳酸盐岩的趋势;
- 2) P 波速度是各向异性的,沿着层面传播的速度比垂直层面传播的速度大,各向异性系数小于 20%,低孔隙度的各向异性比高孔隙度的大;
- 3) 应力的影响是小的,特别对高孔隙度页岩。

1.7 时延地震岩石物理分析

岩石物理分析的主要目的,是用实验岩心测量数据求出干岩石体积模量 (K_{dry}) 和剪切模量 (G_{dry}) 与孔隙度和等效压力的关系。在北海 Schiehallion 油田的时延地震岩石物理分析过程中,Meadows 等人对遇到的一系列问题进行研究。油田开发商 BP 提供 4 口井的资料,包括 4 套不同层序单元岩心的干岩石 v_p 和 v_s 、干体积密度和 11 个岩心变压测量的孔隙度等数据。

1) 用对数还是多项式拟合。考虑每个岩心的 K_{dry} 、 G_{dry} 与 P_{eff} 是对数还是多项式拟合。对多数岩心,数据的对数拟合和 2 阶多项式拟合都相当精确,根据它们的相关程度要区分哪个更好是困难的。图 10 显示了从 Schiehallion 岩心数据的多项式拟合。储层平均压力为大约 19 MPa,多项式在高压区出现“翻转”现象,即多项式拟合结果随压力增加而下降。一般情况下,这种特征并不代表储层原位条件,在后面的反演中会产生没有物理意义和不唯一的结果。相同数据的对数拟合没有翻转现象,因为对数函数是单调函数。因此,是对数,而不是多项式对这些数据拟合更好。

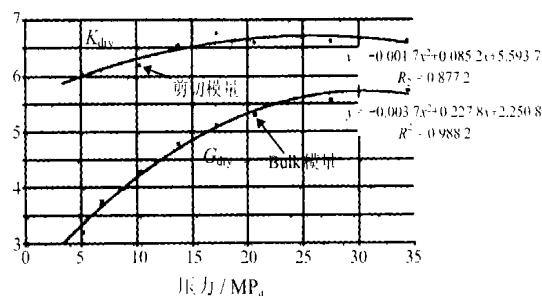


图10 2 号井岩心的多项式拟合出现没有物理意义的“翻转”现象

2) 一维还是二维拟合。岩石物理分析包括每个岩心的 K_{dry} , G_{dry} 与 P_{eff} 的对数或多项式拟合,一维拟合不考虑孔隙度随着压力的变化。如果测量了足够多的各种岩心的 K_{dry} , G_{dry} , 象在 Schiehallion, 就可以做二维拟合,图11为拟合 K_{dry} 的二维

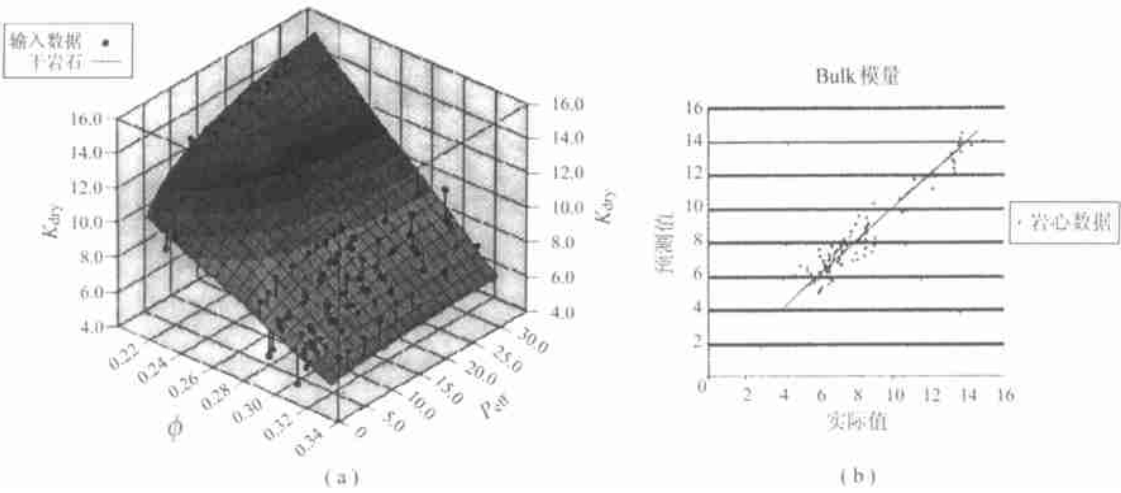


图 11 体积模量与压力和孔隙度的二维曲面拟合

曲面。预测和测量值的偏差显示于图 b, 相关系数大。二维曲面拟合对每个岩心单独拟合是非常好的, 因为它可调节这种微细的孔隙度变化, 而一维拟合就不行。

3) 岩石物理不确定性。通过定量分析岩心测量数据的分布情况, 估计 $K_{dry}(\phi, P_{eff})$ 和 $G_{dry}(\phi, P_{eff})$ 的不确定性。不确定性特别重要, 因为 $K_{dry}(\phi, P_{eff})$ 和 $G_{dry}(\phi, P_{eff})$ 的不确定性传递到模拟和反演算法的每一步, 最终在模拟地震数据或压力和饱和度估计中产生不确定性。这些误差曲面在正、反演研究中用来定量不确定性。

1.8 介电常数

在岩土学中, 精确确定岩、土的电磁特征, 特别是复电阻率 ϵ^* 非常重要。但在高频段 (MHz 至 GHz), 精确的介电常数测量是复杂的, 测量值与介电常数本身的关系具有强的非线性性。将样品放到多节同轴传输线中, 用 NetWork Analyer 仪器测量装置的 S 参数, 测试频率范围为 300 KHz ~ 3 GHz。根据多节同轴传输线路的传播常数, 得到介电常数的解析表达式为

$$\epsilon_{pr}^* = - \frac{c_0^2}{\omega^2 d_p^2} [\cosh^{-1}(\beta)]^2 \tag{4}$$

式中, c_0 为自由空间的光速; ω 为角频率, 所以, 从每个独立频率的数据可计算出介电常数值; d_p 是样本容器长度。

对作为标准材料的乙醇 (已知介电常数) 进行实验, 计算的 2 个结果与乙醇的德拜介电常数非常吻合。图 12 非常清楚地显示了测量的反射系数和透射系数的绝对误差, 一个是用德拜模型计算的乙醇介电常数, 另外 2 个是用不同系数计算的介电常数, 说明介电常数重建的工具具有非常高的精度。据了解, 提出这种方法是首次。

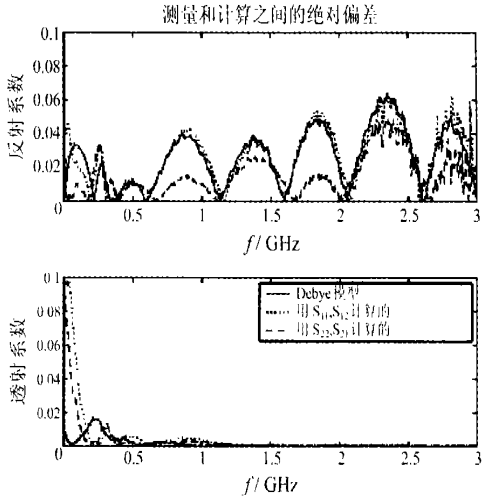


图 12 计算结果与德拜介电常数吻合

1.9 金伯利岩及其围岩

金伯利岩与围岩范围有关, 选矿通过梯段 (Benching) 技术实现。因此, 支持工程师设计复杂矿的选矿操作, 建立精确的地震模型。

测量 2 个金伯利岩样 (HKQ 来自采石场, HKDC 来自未知深度) 与 6 个围岩样 (大理石、石英-长石片麻岩 (QFG) 各 1 个, 2 个不同的黑云母片麻岩 (Bio Gneiss 和 BGDC), 闪岩 (Amphib) 和石榴石产生的黑云母片岩 (GBS) 各 1 个) 的声波特征 (纵横波速度及纵横波品质因子 [衰减的倒数])。金伯利岩和石榴石产生的黑云母片岩纵波速度明显比其余岩样的低, 前者为最低。这 2 个金伯利岩的速度差异大 (图 13), 说明可以用不同的特征试验从围岩中区分出每一种金伯利岩。金伯利岩的声波特征与薄片分析确定的岩石成分变化有关系。测井和超声波测量金伯利岩的频散小, 说明用超声波测量 v_p 和 v_s 能给出精确的金伯利岩和围岩的速度。

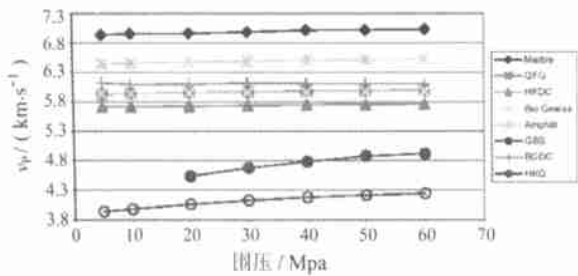


图 13 金伯利岩及围岩的测量速度

2 岩石物理模型

2.1 水合物模型

在太平洋大陆架下的沉积层存在大量甲烷气水合物。这些水合物是将来潜在的能源,也是平衡全球气候的重要因素。目前天然气水合物的勘探工具还是地震剖面,但在原理上,天然气水合物储层检测和定量描述不同于传统的油气勘探。

为了用地震数据刻画天然气水合物,首先必须了解和研究水合物的物理性质,建立沉积岩弹性特征与天然气间的关系。一种方法就是通过岩石物

理等效介质模拟,J. Dvorkin 和 A. Nur 提出了一种适用于胶结程度差,含水合物的高孔隙洋底沉积的主因子等效介质模型。将洋底高孔隙沉积岩的弹性模量与孔隙度、流体压缩性、矿物组成和等效压力联系起来,在临界孔隙度,用 Hertz-Msindlin 模型计算了干岩石骨架的等效体积和剪切模量;对低于临界孔隙度的情况,干岩石骨架的体积和剪切模量用修正的 Hashin-Shtrikman 下边界计算;大于临界孔隙度的情况,干岩石骨架的体积和剪切模量用 Hashin-Shtrikman 上边界计算;对混合矿物成分,从单个矿物的模量中用 Hill 平均公式计算固体弹性常数。将水合物作为骨架组成部分,水合物的存在减少了水的储藏空间,同时改变了复合固体骨架的弹性特征。

模型分析显示天然气水合物聚集越多,波阻抗越大,泊松比越小(图 14)。P 波阻抗与泊松比交会图(图 15)告诉我们在哪个部位为最好的水合物储层。图 16 总结了在泊松比/波阻抗属性中含气和水合物的位置情况。可见,用这个模型在弹性属性空间中可以识别水合物和预测自由气位置。

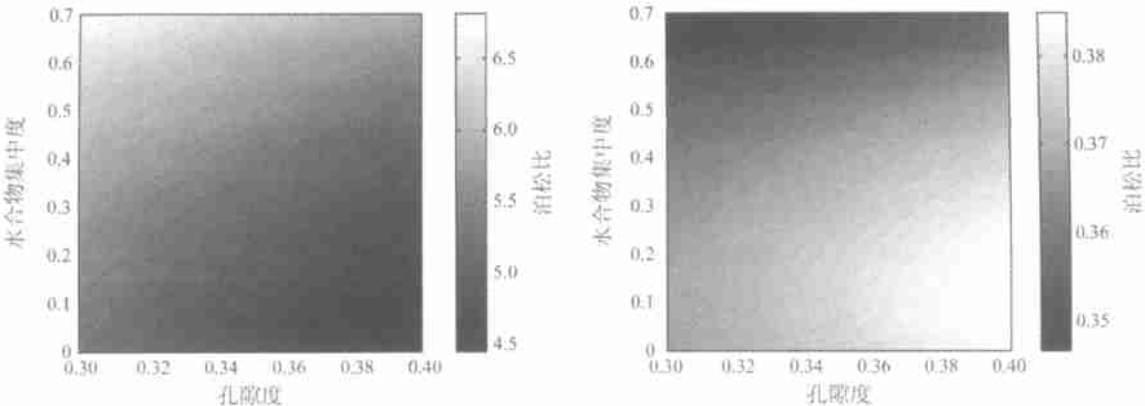


图 14 模型分析 P 波波阻抗与孔隙度和水合物聚集程度关系

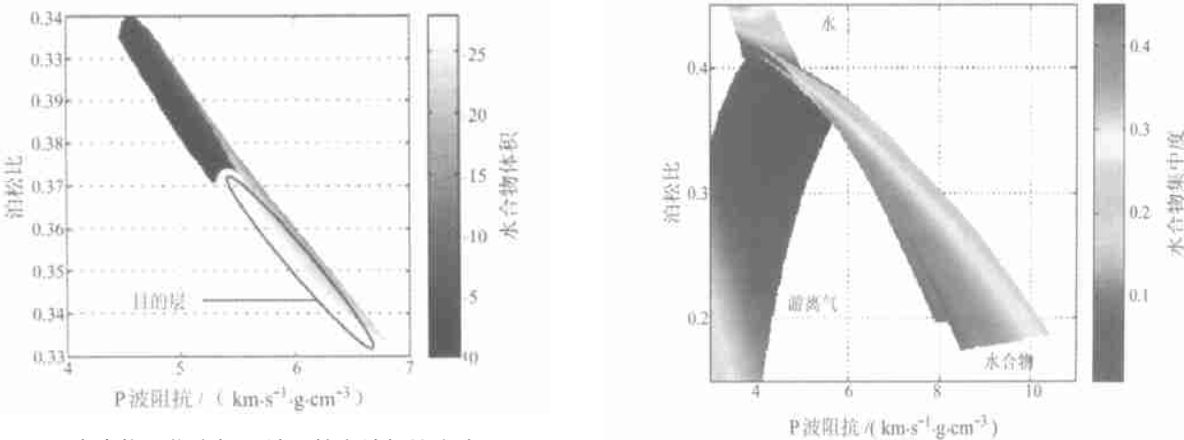


图 15 水合物聚集度与 P 波阻抗和泊松比交会图

图 16 水合物、气和水的弹性属性相对特征

2.2 页岩速度模型

根据对 4 个露头 and 16 个北海页岩岩心的实验测量数据以及 Hashin-Shtrikman (1963) 上下边界

提出了图 17 的模型——组成相 1 的球体被组成相 2 的外壳包围;当介质 1 刚性大时就得到了系统的 Hashin-Shtrikman 下边界 (K_{HS}^- 和 G_{HS}^-), 而介

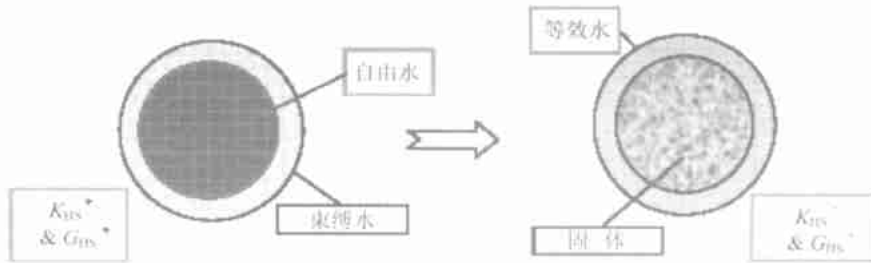


图 17 Hashin-Shtrikman 边界应用方案示意图

质 2 的刚性大时,就得到上边界 (K_{HS}^+ 和 G_{HS}^+)。页岩的等效体积模量 (K) 和剪切模量 (G) 为

$$K = K_w + \frac{(1 - \phi_{tot})}{\frac{1}{K_s - K_w} + \frac{\phi_{tot}}{K_w + \frac{4}{3} G_w}} \quad (5)$$

$$G = G_w + \frac{(1 - \phi_{tot})}{\frac{1}{G_s - G_w} + \frac{2\phi_{tot}(K_w + 2G_w)}{5G_w(K_w + \frac{4}{3}G_w)}} \quad (6)$$

式中, ϕ_{tot} 是总孔隙度,包括束缚水和自由水所占的孔隙空间。

等效水系统体积模量 (K_w) 和剪切模量 (G_w) 按下列模型计算

$$K_w = K_{bw} + \frac{(1 - f_{bw})}{\frac{1}{K_{fw} - K_{bw}} + \frac{f_{bw}}{K_{bw} + \frac{4}{3} G_{bw}}} \quad (7)$$

$$G_w = G_{bw} + \frac{(1 - f_{bw})}{\frac{1}{G_{bw}} + \frac{2f_{bw}(K_{bw} + 2G_{bw})}{5G_{bw}(K_{bw} + \frac{4}{3}G_{bw})}} \quad (8)$$

式中,下标 fw 表示自由水,bw 表示束缚水。已知自由水特征,用 Batzle 和 Wang (1992) 给出的值作为 K_{fw} 值,它是温度、压力和矿化度的函数, f_{bw} 是孔隙流体内部束缚水所占体积百分比。从 XRD 分析、比面积测量和双层静电理论估计束缚水体积。

图 18 是测试的 v_p 与模拟 v_p 交会图,一致性非

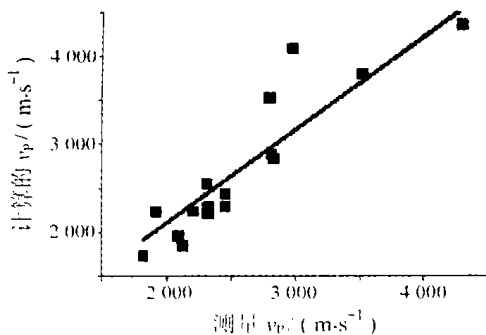


图 18 计算的和测量的 P 波速度交会图

常不错。图 19 为低孔隙度 (3 %) 页岩的实验数据,与模拟的一致。

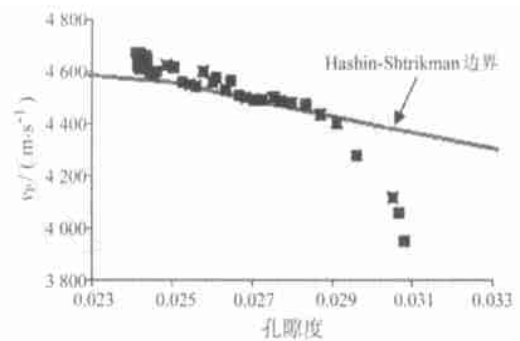


图 19 计算的和测量的 P 波速度与孔隙度交会图

2.3 Xu-White 模型的改进

应用广泛的 Xu-White 模型 (1995),是根据 Kuster 和 Toksoz (1974) 的散射理论建立的差异等效介质 (DEM) 岩石物理模型。岩石模型通过在模拟过程中每次增加少量与砂或泥有关的孔隙度来建立,每次增加所需的孔隙度后重新计算弹性特征。

解释致密岩石速度时,Xu-White (1995) 没有考虑平均纵横比小于 0.01 的裂缝。在 Xu-White 模型中等效纵横比 0.01 的速度往往与 WOOD 方程计算的速度类似,对悬浮体状态也相同。因此,可以将孔隙划分为 2 个组: 控制干岩石压力敏感性的纵横比小于 0.01; 控制高压极限速度的纵横比大于 0.01。在单压力下 v_p/v_s 可以用估计等效孔隙纵横比的方法精确预测。

Kuster 和 Toksoz (1974) 根据关系式 $(1 - v_p/v_{Pr}) = \psi(1 - v_s/v_{Sr})$,描述了干岩石 v_p/v_s 随压力的变化关系。下标 r 指高压极限, ψ 为 1.2 左右,在高压下干岩石泊松比稍有变化 (± 0.1)。通过增加每种类型的孔隙,等效介质模型 (包括 Xu-White 模型) 可以模拟不同类型间孔隙的相互作用。

2.4 衰减模型

在斑块饱和储层中,孔隙压力诱导的流体在斑块饱和与含气的围岩之间的相互流动存在粘弹效应和衰减。用均匀和斑块饱和方程计算的弹性模量差异,基本上就是弹性模量的低频和高频值间的差异。视弹性模量随着频率变化而变化称之为模量频散(如果是弹性波速度随频率变化,则称为速度频散)。低(均匀饱和度)体积模量值和高(斑块)体积模量值间的过渡事实上为低频、高频的过渡。根据线性粘弹系统的 Kramer-Kronig 关系,相应的弹性模量散射必须伴随着吸收。

为了定量这种吸收和了解当频率在低频和高频间变化时,弹性模量是如何变化的,Stanford 大学 J. Dovorkin 提出一个最大品质因子倒数与低频和高频压缩模量 M_0, M_∞ 差异有关(压缩模量 = 体积模量 + 3/4 剪切模量)的粘弹模型

$$Q_{\max}^{-1} = 0.5(M_\infty - M_0) / \sqrt{M_0 M_\infty} \quad (9)$$

图 20 显示了部分饱和岩石的纵波模量在低、高频间的变化情况和品质因子倒数如何与模量-散射一致。

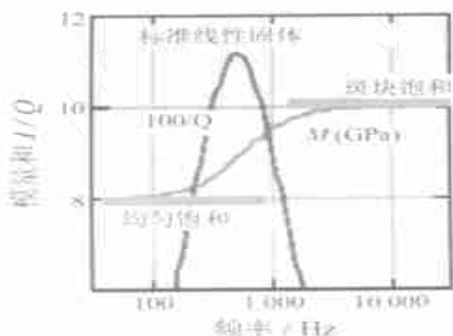


图 20 P 波模量与衰减的频散

按照上述描述的方法计算了气井的品质因子的倒数即衰减,在气饱和段衰减最大,这个衰减异常可作为非生产性气层段(fizz water 带)的指示器。目前基本上没有实验数据可以直接用于验证衰减模型。唯一方法是在井附近用地震数据计算衰减,再与从测井数据所作的理论预测相比较。图 21 为用 RSI 公司的吸收衰减软件根据地震数据计算出的井旁衰减。地震衰减结果与 fizz water 带上测井数据的模型预测结果吻合。理论模型十分精确,为从测井资料预测衰减及考虑衰减的合成地震模拟提供了正演模拟方案。

2.5 骨架和流体间的压力与孔隙度关系

为了预测构造应力引起的流体压力,求解著名的 Betti 位移场弹性波积分方程,推导出如下结果。

1) 在小孔隙度裂缝介质中,主要的无量纲孔隙几何特征是 2 个孔隙结构参数,即 δ/a 与 a/l_0 (δ



图 21 用图 20 的井模型计算的利用 RSI 软件从地震数据计算的衰减

为裂缝面的平均宽度, a 为孔隙平均半径, l_0 为孔隙平均距离),它们正比于孔隙度的平方根,而不是孔隙度本身。在其他情况下,这 2 个几何结构参数与孔隙度没有这种关系。

2) 无论骨架压力大于流体压力还是流体压力大于骨架压力,骨架和流体压力均依赖于物理因子 $\rho_0 c_0^2 / (\lambda_0 + 2\mu_0)$ 和几何因子 a/δ , 下标 0 代表没有裂缝情况。

3) 骨架泊松比越小,流体和骨架间的压力比越小。

3 岩石物理模版

测井和地震数据的岩石物理解释一般由岩石物理专家来做。引入岩石物理模版作为测井数据和弹性反演数据的模型工具,供地质学家进行流体和岩性解释之用。模版包括不同岩性和深度的 v_p/v_s 与波阻抗的岩石物理模型。针对特殊的沉积盆地或地区制作的模版,应考虑局部或区域地质参数,如岩性、矿物组成、埋深、压力和温度梯度、成岩作用和流体特征。岩石物理模版为改进地质学家和地球物理学家间的联系提供了一个重要的工具,也有助于降低地震勘探和探区评价的风险。

在制作碎屑岩的岩石物理模版中,只包括页岩、砂页岩和纯砂岩。要求输入参数包括温度和压力,盐水矿化度和气体密度,油参考密度(API)和油的汽油比(GOR),矿物成分及泥浆滤液。在模版中只考虑气、水饱和砂岩。

3.1 岩石物理模版制作

碎屑岩岩石物理模版就是在不同埋深情况下,叠置了模拟的岩性、孔隙度和气体饱和度趋势后得

到的声阻抗与 v_P/v_S 交会图。

1) 岩性-孔隙度模拟。首先计算不同深度各种岩性的深度-孔隙度变化趋势,应用 Hertz-Mindlin 接触理论计算高孔隙度边界模量的压力相依性

$$K_{NM} = \left[\frac{n^2(1 - \phi_c)^2 G^2}{18\pi^2(1 - \sigma)^2} P \right]^{\frac{1}{3}} \tag{10}$$

$$G_{HM} = \frac{5 - 4\sigma}{5(2 - \sigma)} \left(\frac{3n^2(1 - \phi_c)^2 G^2}{2\pi^2(1 - \sigma)^2} P \right)^{\frac{1}{3}} \tag{11}$$

式中, K_{NM} 和 G_{NM} 分别为高孔隙度 ϕ_c 边界的体积模量和剪切模量; P 是等效压力(上覆压力与孔压的差); G 和 σ 是固体的剪切模量和泊松比, n 是条件数(每个颗粒的平均接触数)。

2) 水和气饱和岩石的模拟。用 Gassmann 方程计算水和气饱和岩石的特征

$$\frac{K_{sat}}{K - K_{sat}} = \frac{K_{dry}}{K - K_{dry}} + \frac{K_{fluid}}{\phi(K - K_{fluid})}$$
$$G_{sat} = G_{dry} \tag{12}$$

这些饱和的模量与 P 波和 S 波速度有关

$$v_P = \sqrt{(K_{sat} + (4/3) G_{sat}) / \rho_{sat}} \tag{13}$$

$$v_S = \sqrt{G_{sat} / \rho_{sat}} \tag{14}$$

式中, ρ_{sat} 是体积密度, $\rho_{sat} = \phi \rho_{fluid} + (1 - \phi) \rho_{mineral}$ 。用速度和密度,我们计算声波阻抗 $AI = v_P \rho_{sat}$ 和 v_P/v_S 。

将模拟 v_P/v_S 与 AI 的交会图与实际声波测井和地震数据比较进行定量解释。 v_P/v_S 与 AI 估计是地震反演的典型输出,这也是在 v_P/v_S 与 AI 域定义岩石物理模版的主要原因。

3.2 岩石物理模版应用

图 22 是叠加了岩石物理模版的测井数据交会图。落在页岩趋势线上的点代表页岩,总孔隙度约为 8%~18%。另一组点位于分选性好的纯砂岩趋势附近。砂岩可能含有一些粘土,因为含水砂岩的点落在分选性好的净砂岩趋势线稍微上面一点,朝页岩线方向。最纯砂岩的总孔隙度在 20%~25% 附近。第三组点位于模拟的气砂岩趋势顶部,是含气砂岩,总孔隙度在 20%~25% 范围内(与含水砂岩的孔隙度相同)。岩石物理模版与测井数据的应用将指导我们选择地震反演数据的模版。

在图 23 中,弹性反演数据交会于相应的岩石

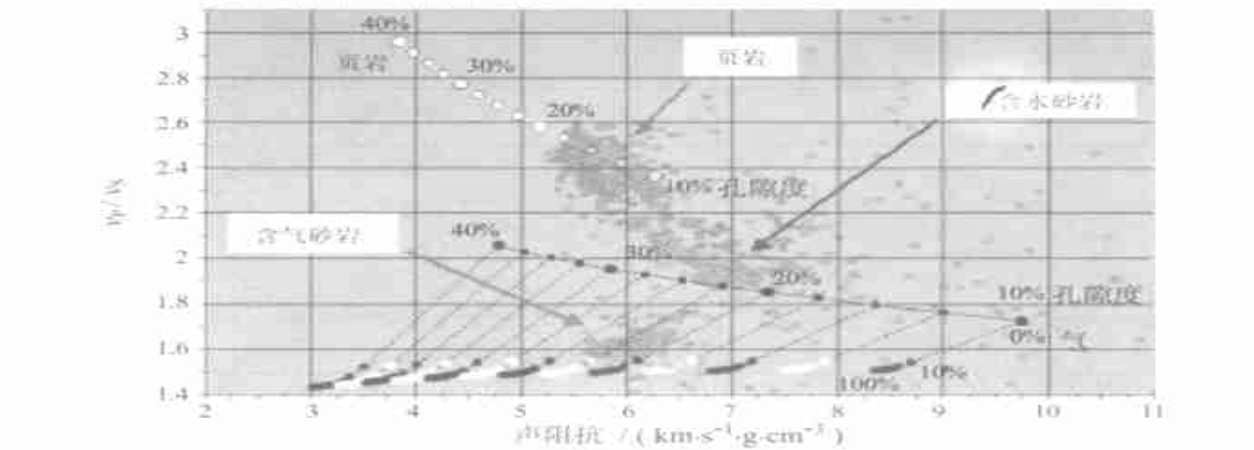


图 22 测井数据(v_P/v_S 与波阻抗)交会图加岩石物理模版

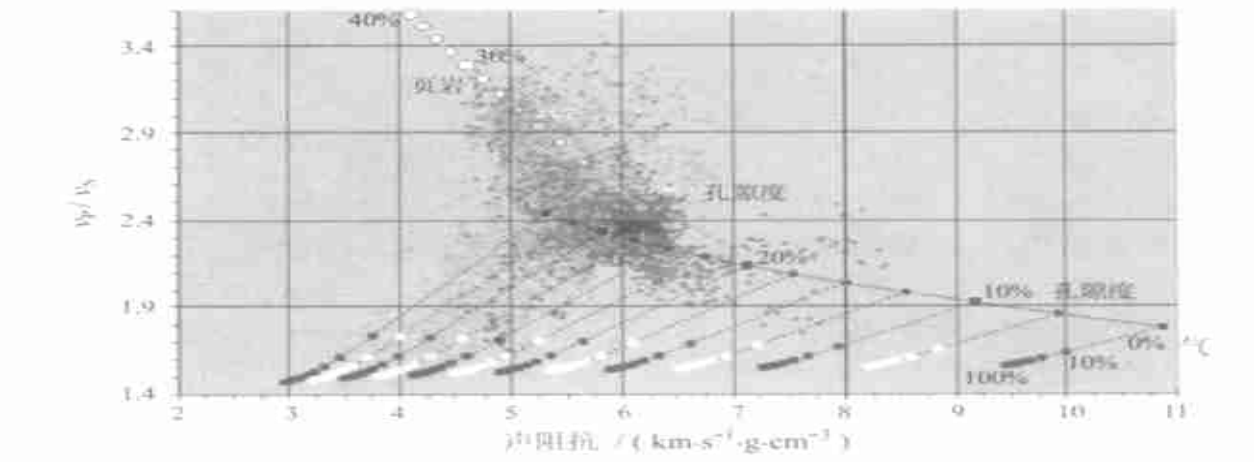


图 23 弹性反演数据交会于相应的岩石物理模版的顶部

物理模版的顶部。根据测井资料交会图分析选择模版。弹性反演数据的大部分位于页岩趋势和页岩石英砂趋势线周围,分别代表页岩和砂页岩。在砂页岩趋势线下面的点可能是较纯净砂岩。向含气砂岩延伸的点指示了油气的存在。图 23 的岩石物理模版也可指示某些压力异常带,位于页岩线上面的点为明显的超压。

图 24 为北海沉积系统的速度-孔隙度关系。这是下第三系深水系统,砂岩非常纯净,页岩的粘土含量很高。如图 24a 所示,从顶部到底部随着箭头方向是页岩增加方向,代表沉积趋势。另外,砂岩单元

(低伽马值)表现出与分选和胶结程度增加有关的不同趋势。在图 24b 中,我们看到了成岩作用随深度的变化趋势,从高孔隙度、低速度到低孔隙度、高速度。

图 25 是巴西类似的交会图,从上新世到下第三系为浅海沉积层序,上覆厚度与北海情况相当。值得注意的是巴西例子虽然地质趋势与北海相同,而数据特征则完全不同。在北海沉积系统中从砂岩到页岩速度有大的跳跃,而巴西例子是逐渐过渡的。表明这里的岩石非均质性强,正好与北海的均质性相反。

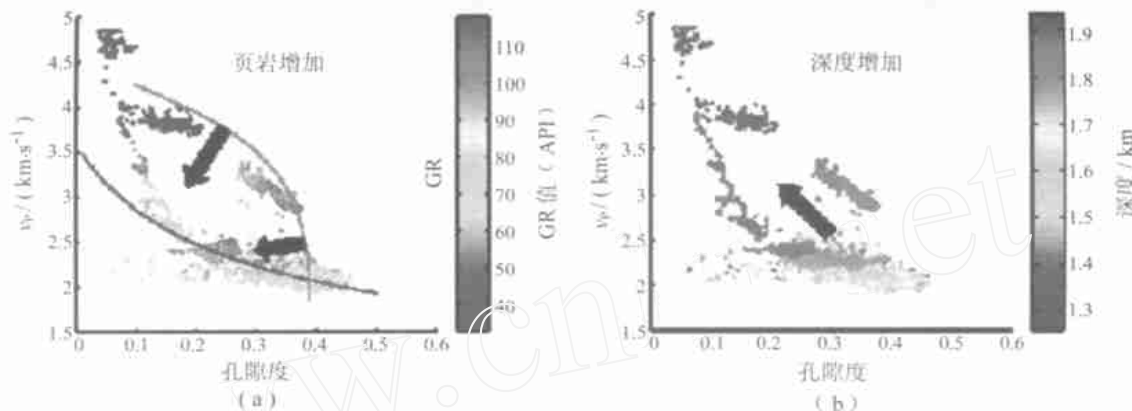


图 24 北海的速度 - 孔隙度关系
(a) 页岩趋势; (b) 沉岩作用趋势。

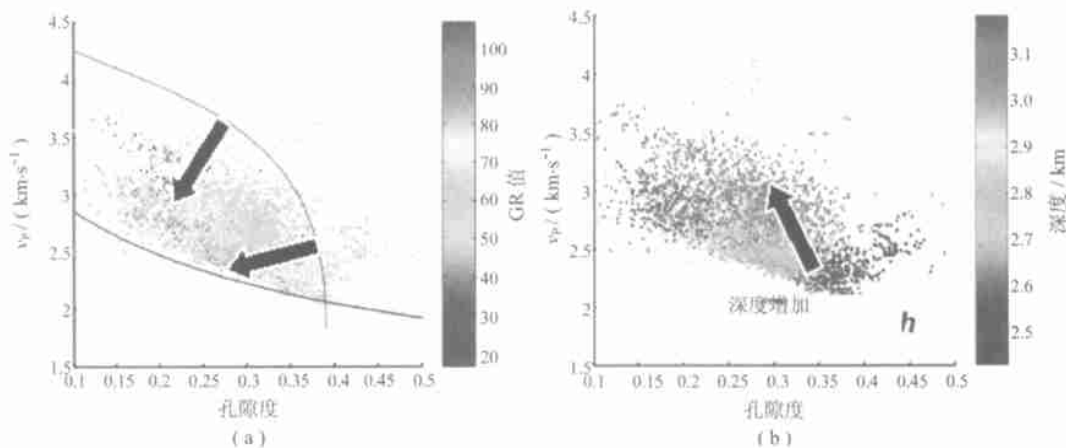


图 25 巴西浅海的速度—孔隙度关系
(a) 页岩趋势; (b) 沉岩作用趋势。砂岩和页岩非均质性强。

图 26 是从测井数据得到的挪威海 v_p/v_s 和 AI 交会图,当地岩石物理模型也显示在同一张图上。由图可见,该系统非均质性强,井中致密砂岩和页岩相互靠得很近。油、气饱和砂岩处在相对低的 v_p/v_s 区。

图 27 为安哥拉大陆架油气田类似的交会图。我们看到一个大的页岩趋势与模型趋势吻合。从页岩到砂岩是逐渐过渡的,也有一个内在的流体变化

趋势,含油气砂岩的 v_p/v_s 相对低。显然这个数据不同于挪威海的数据,但是岩石物理趋势都是通用的。因此我们期望更深埋藏的安哥拉大陆架岩石应该处在模型所示的轨迹上,即在图的右下角。

必须谨慎使用模版,抽取的信息可信度依赖于输入数据的质量和模型的假设。模版不应该认为精确定量,而只是作为增强测井和地震反演数据的定性解释工具。人们应该意识到测井和地震间的

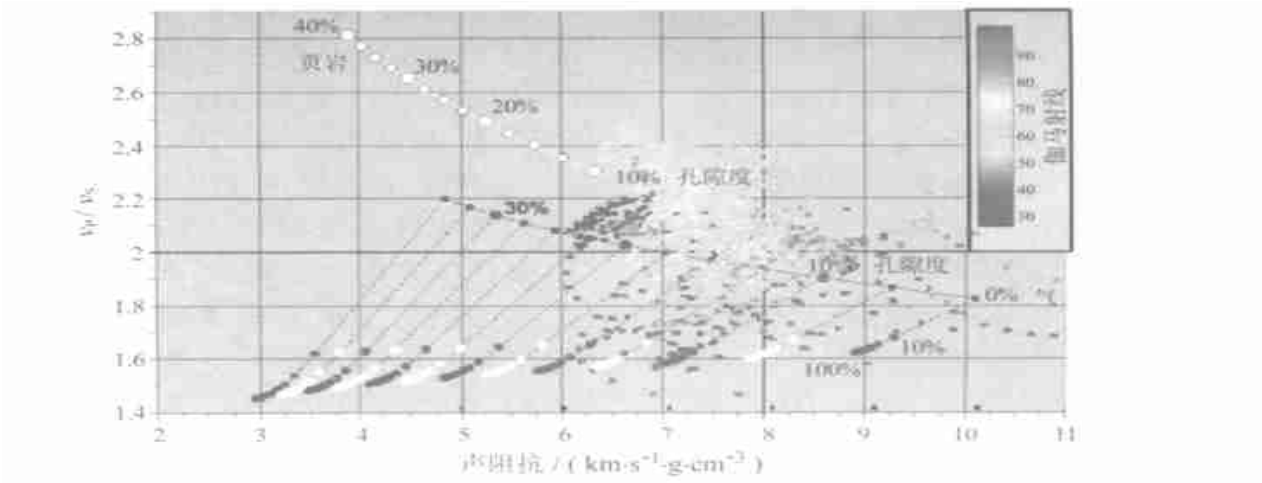


图 26 挪威测井数据得到的 v_p/v_s 和 AI 交会图 + 当地岩石物理模型

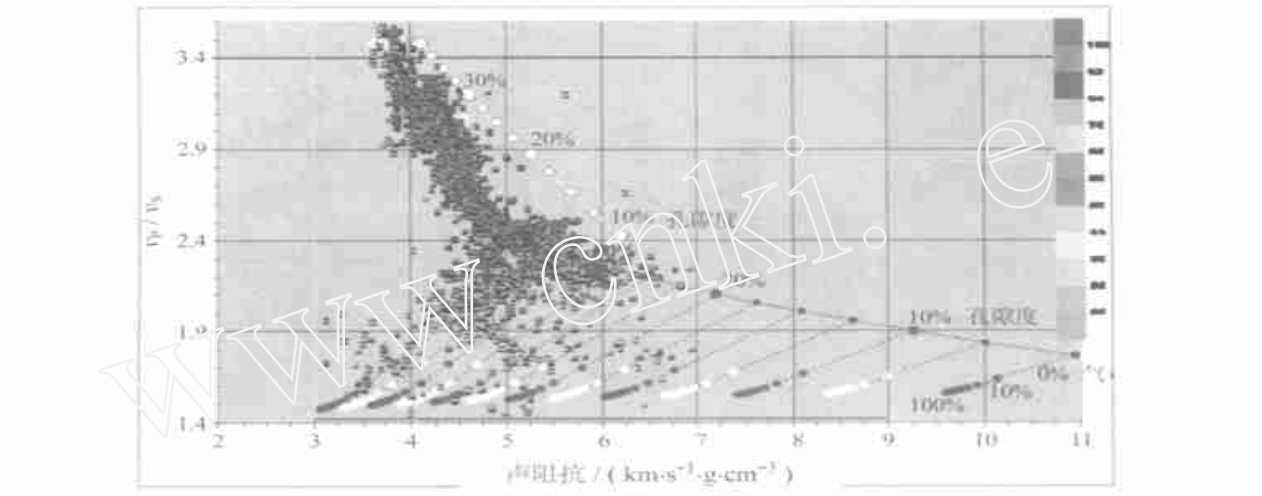


图 27 安哥拉大陆架油田 v_p/v_s 和 AI 交会图 + 当地岩石物理模型
岩石相对未胶结,孔隙度高。

尺度不同带来的畸变。

4 岩石或储层的岩石模拟

4.1 微震模拟

在识别有商业价值的油气聚集和以监测油气为目标的地球物理技术中,一般不考虑地震波动本身对储层流体流动特征和状态的影响,而这种影响会造成错误的解释。

流体脱气过程的实验研究指出,在弱刺激过程中相当数量的气体小泡泡从孔隙和裂缝中释放出来,小泡泡半径为 $10^{-5} \sim 10^{-4}$ m。因此,相对于脱气前初始值,饱和压力增加 20 % ~ 30 %。流体在地震波场刺激下,气体饱和和压力增加,导致脱油相体积增加和地层含油饱和度的增加,这种状态能保持(弱波动刺激结束后)几个月到 1 年。

天然砂岩样和岩心的实验研究指出,地震波场中的流体渗透率增加 5 ~ 6 倍(图 28)。渗透率增加

是因为孔隙通道的表层结构分解。停止刺激后渗透率开始下降,等 8 ~ 10 个小时后可恢复初始值。

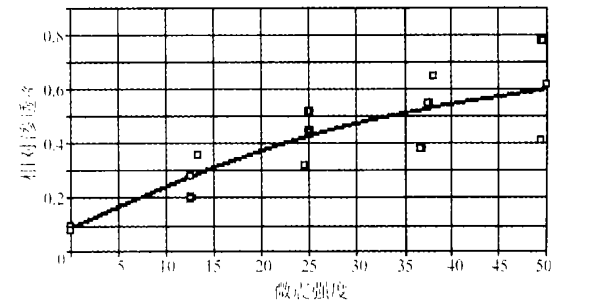


图 28 岩心相对渗透率随地震波强度增高而增加

在地震波场中,油、水相渗透率和毛细管压力比增大了。野外和实验研究表明这些变化是地震驱油过程所致。不过,地震波动刺激并不影响相渗透率和毛细管压力与介质水(油)饱和度的关系。

4.2 岩石特征与尺度

非均质储层的岩石物理特征描述是个挑战。测

量或估计的许多参数与尺度有关,这影响了数据的综合和尺度放大。在潮汐沉积中,象挪威中部海岸的 Tljlje 地层,影响储层特征的非均质的主要尺度是毫米到厘米级。在沉积期受到水动力的影响,砂、粉砂和泥相互作用的岩石物理特征变化尺度小于岩心尺度。

典型体积单元(REV) (Bear, 1988) 是用来评估岩石物理特征如何随着样品体积变化的。在非均质介质中,测量参数的特征与测量参数的尺度有关系。在岩心柱中连续出现的泥层在某些大尺度取样中可能是断续的,孔隙度和渗透率也很可能不同。图 29 显示了含 20 % 泥质的一个样品不同尺度的交会图,地层渗透率随体积尺度的变化非常明显。小体积样品测量特征变化极大,因为它强烈依赖于样品所在位置。在某些尺度 REV 变化最小,趋于稳定,样品等效于均质的。既然岩心尺度低于 REV,那么岩心柱样品一般是非典型性的。它强调了直接从岩心柱样(尺度放大和测井解释)得到的岩石物理特征具有不确定性。

岩石特征变化是尺度的函数,假定岩心柱分布具有典型代表性可能是误导,通过尺度放大,在较大尺度上可能得到更好的典型代表特征。

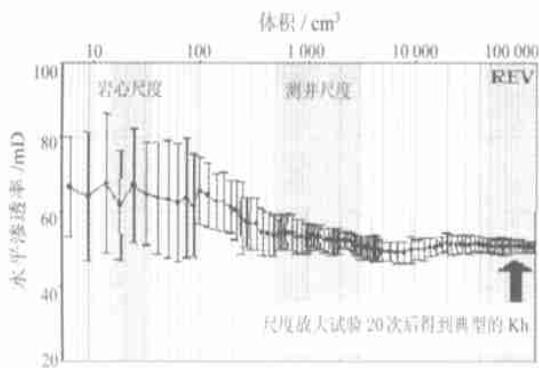


图 29 地层水平渗透率随尺度大小变化情况

4.3 水力要素

在碎屑岩储层中,水力要素经常用结构定义,岩石物理学家可以应用水力要素数目进行岩石物理分类,就象沉积学家应用颗粒尺度(细、中、粗等)进行岩石分类。

水力(流动)单元(HU)定义为总储集岩的 REV,即影响流体流动的地质特征和岩石物理特征本质上是一致的,它不同于其他岩石特征。Amaefule 等(1993)提出了从岩心分析数据确定 HU 的技术,包括流动带指示器(F)的计算和储层品质指示(R)。识别 HU 的流动带指示器的计算公式为

$$F = \frac{R}{\phi_z} = \frac{0.0314 \sqrt{k}}{\left[\frac{\phi}{1-\phi} \right]} \quad (15)$$

式中, ϕ_z 为孔隙体积与骨架体积之比。对一定孔隙度,计算渗透率要重新写方程

$$K = \phi \left(\frac{(F) \times \left(\frac{\phi}{1-\phi} \right)}{0.314} \right)^2 \quad (16)$$

用这个方程,可确定 HU 边界。HU 分类受结构控制,分类结果得到颗粒和分选间的相关性,因此 HU 单元代表与沉积结构的基本关系,根据这个关系建立沉积学和岩石物理间的联系。新提出的水力要素方法,用 HU 作为类间的边界,方法上类似沉积岩学家通过颗粒的半径大小将砂岩分类,为工程研究提出了有用的简单模拟模型。目前它正指导沙特阿拉伯浅海相侏罗系储层的研究。

4.4 波的传播模拟

为了正确解释地震资料,尤其是时延地震资料,建立速度与应力状态和应力变化过程的关系非常重要。用商业软件 PFC(质点流动编码, Itasca Consulting Group 公司的产品)为平台,圆盘(2D)或球(2D/3D)作为基本单元(质点),先确定质点间的接触定律(即线性定律或 Hertz-Mindlin 定律),按照牛顿第二定律进行波传播的数学模拟。

图 30a 为用 Hertz-Mindlin 接触定律的数学模型,剪切模量 8 GPa,泊松比 0.8,颗粒质点的 PFC 计算结果与实验测量结果的比较。按照指数拟合,拟合的指数比 Hertz-Mindlin 接触定律计算的大 1/16。图 30b 是 Thomsen 各向异性参数 ϵ , δ 和 γ 随垂直应力变化情况。各向异性参数的绝对值随压实压力而增加。

要指出的是,数学模型中所用的颗粒剪切模量比一般石英的剪切模量(约 40 MPa)低很多,但数学模型计算的值还是比实验测量的值高,说明 Hertz-Mindlin 接触定律的应用是有某些限制的。

在图 31 中,开始的速度随纵向压力增加而增大,象非线性接触定律那样,当样品近乎破碎时,速度达到最大值。各向异性是由颗粒的定向排列和压力各向异性所致,样品破碎后各向异性变强了。模拟结果与实验测量结果是一致的。

描述速度和压力关系正是评价油藏监测四维地震可行性的中心环节,结果显示离散质点模拟对描述速度和压力关系是一个非常好的工具。

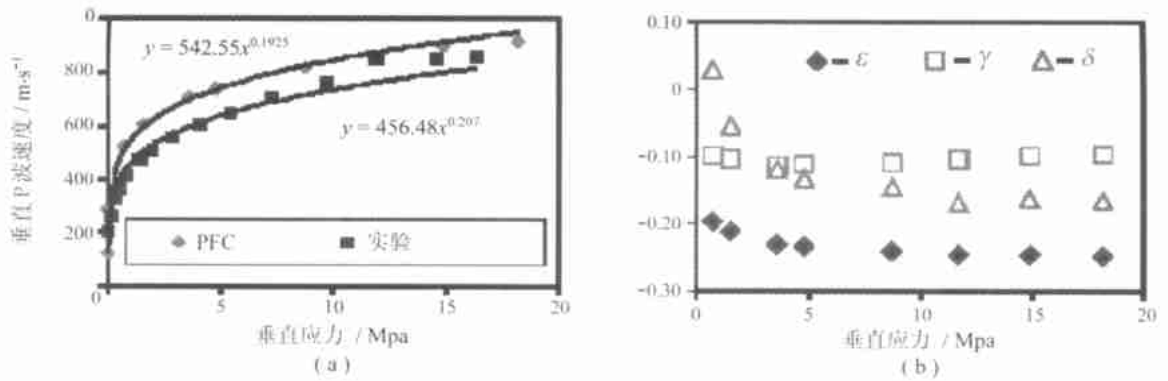


图 30 (a) 实验测量的和 PFC 模型模拟的 v_p 与垂直应力关系;(b) Thomsen 参数 ϵ , δ 和 γ 随垂直应力变化情况

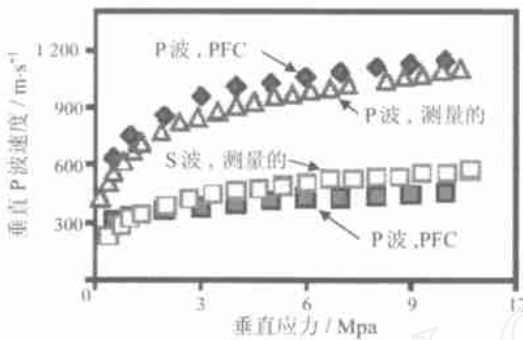


图 31 单轴承压实验中测量的与 PFC 模拟的 v_p, v_s 随垂直压力的变化

5 其他

5.1 喷射频率

最近提出了许多描述裂缝型储层动态地震响应的模型。这些模型都要求一个未知的过渡频率,这个频率一般不同于标准的“喷射频率”,是一个在实验岩石物理测量中难以理解的频率。

早已认识到波动诱发的流体“喷射”作用对岩石物理解释是重要的。虽然提出的许多理论似乎相互矛盾,但是 Mavko 等(1998)指出解的定量特征对所有方法都是通用的。它们是低频极限速度(作为“松弛状态”的参考),高频极限速度(作为“未松弛状态”参考)和过渡带。我们将这个过渡带的中心频率称为“喷射频率”。各种理论模型的共同特征是喷射频率正比于渗透率,反比于饱和流体的粘滞系数。

Chapman 等(2002)提出用孔隙几何形态描述各向同性多孔弹性模型。与 Biot-Gassmann 多孔弹性主要特征一致,该模型包含喷射的概念,特别是喷射频率,记喷射频率为 ω_c 。

Chapman 等(2003)在原来的几何形态中引入一组各向异性的大裂缝,发现了 2 个不同的喷射频率:一个是与 ω_c 一致的,用实验测量的喷射频率来表

示;另一个频率较低,记为 ω_f 。主要的是,发现这两个频率有如下关系

$$\omega_f = \frac{\xi}{r} \omega_c \tag{17}$$

式中, ξ 为颗粒大小, r 为裂缝半径。根据标准实验喷射频率,就可以识别与喷射频率相关的裂缝。如果我们找出 ω_c , 那么在反问题解释中,即可估计裂缝诱导的喷射频率 ω_f 。

5.2 频率指数定律

如果介质为裂缝性介质,那么等效声波速度 c 在特征长度 R 上的平均值是 $c(\omega) \propto \omega^{1-a}$, ω 为角频率,参数 a 刻画体积模量 K 或剪切模量 G 对尺度的依赖关系。引进特征波长 λ 后可得到频率指数定律(FPL)

$$c(\lambda) \propto \lambda^{-(\eta + D - d)/2} \tag{18}$$

式中, d 为空间维数, $\eta = \log n[K(l)/K(nl)]$ 。一般讲,参数 η 和 a 可以变化,由裂缝介质结构来确定它们。若 $D = \eta + d$, 方程(18)导出没有频散的完全弹性模型 $c = c_\infty$ 。已经证明,从 FPL 关系式(18)导出具有部分指数偏导算子的波动方程,对应的点源解(即 $d = 3$ 的格林函数)形式为

$$G_a^{(3)}(r, r + \tau) = \frac{H(\tau)}{4\pi r} \left\{ \frac{1}{r^a} f_a \left(\frac{\tau}{r^a} \right) - \left(\frac{ar + \tau}{ar} \right)^2 - \frac{(1-a)}{a^2 r^{2-1/a}} \int_0^\tau d\zeta \cdot \zeta f_a(\zeta) \right\} \tag{19}$$

式中, r 为用背景波速度 c_∞ 归一化后的炮检距, $|r| = \sqrt{x_1^2 + x_2^2 + x_3^2}$; 时间 τ 从波前 Ω 的到达时: $t = r$ (即 $\tau = t - r \geq 0$, 当 $t > 0$) 开始计量; $H(\tau)$ 是(单位) Heaviside 函数,定义为

$$H(\tau) = 1, \tau \geq 0;$$

$$H(\tau) = 0, \text{其他}$$

和函数

$$f_a(t) = L_{s \rightarrow t}^{-1} [\exp(-S^a)] \tag{20}$$

$L_{s \rightarrow t}^{-1}$ 为单边 Laplace 逆变换, $t \in [0, \infty]$ 。在方程

(19) 中, 第一项对应于在 Ω 附近的高频极限 FPL 衰减, 而第二项代表远离 Ω 的粘滞效应。方程 (19) 的所有偏导在 Ω 附近都趋于零, $f_a(t) \rightarrow \delta(t)$, $a \rightarrow 0$ 。因此, 粘滞效应使得当 $\tau \rightarrow 0$ 时波场变平滑。另外, 明显的 FPL 脉冲延迟清楚可见 (图 32)。实际上, 这个时间延迟是分析偏移速度时测量出来的。FPL 特征对非弹性深度成像、反 Q 滤波、裂缝检测和综合地球物理油藏监测都非常重要。

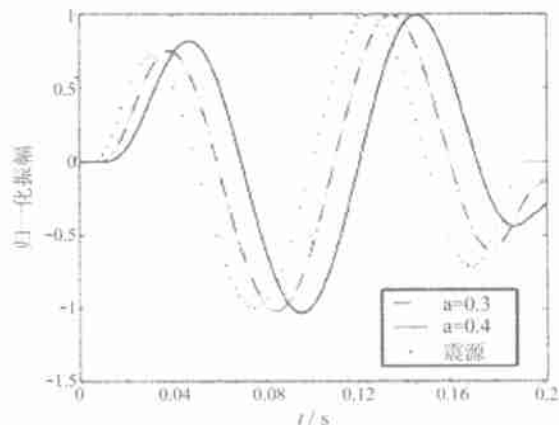


图 32 原始震源信号与 $a = 0.3, 0.4$ 的 FPL 信号

5.3 用 Lamé 参数识别储层

Lamé 参数 λ 和 μ 给解释员直接的岩石物理意义, 避免用速度和波阻抗进行间接解释。Goodway (1999, 2001) 和 Dewar 与 Downton (2002) 建立了用 Lamé 参数进行储层描述的方法 (图 33)。在加拿大 Newfoundland 大陆架探区的储集层识别中, 用 Lamé 参数刻画 Gabriel 储层, 识别油气的地震指示, 并确定钻井位置。

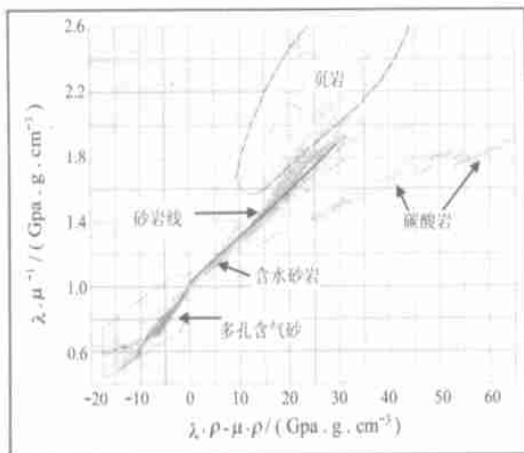


图 33 根据 λ 和 μ 的岩石分类 (Goodway, 2001)

图 34 显示了 Gabriel 储层和油气的储集带, 我们很容易区分出储层, 识别出含气、油和水储层。由于尺度问题, 反演的精度受到限制, 不可能计算出流

体含量。

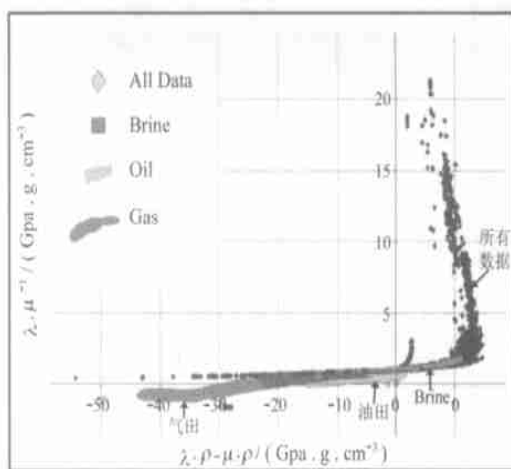


图 34 加拿大 Gabriel 油田模型

图 35 为时间构造上显示的油气异常, 既然在某个时间异常终止, 这个时间线就可能是流体接触面。根据储层油气分布情况, 可以确定流体接触面和构造的最佳井位。由此可见, 用 Lamé 参数与结构解释结合起来进行储层描述, 对探区非常有意义。

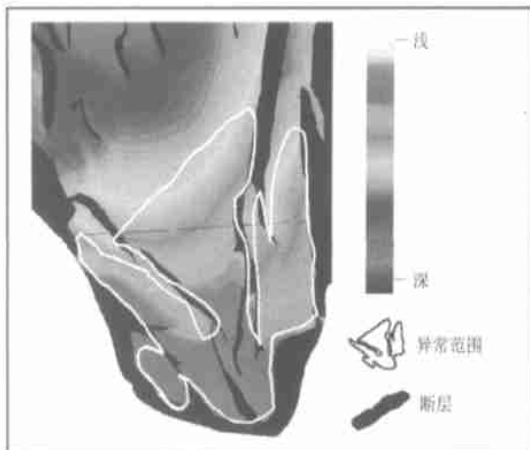


图 35 识别出的油气异常重叠显示

6 结束语

最近 20 多年, 岩石物性一直是地球物理研究的热点。岩石物性研究大大推动了地球物理新技术的发展, 导致了两个重大技术, AVO 和四维地震技术出现。在大量实验基础上, Thomsen 提出了弱各向异性理论及著名的 Thomsen 各向异性参数。

岩石物性研究既是理论研究的基础, 又是实用技术。岩石物性研究将建立起地震参数与介质物性参数、状态之间的关系, 为定量地震解释提供基本工具。