



Estimativa dos parâmetros anisotrópicos de Thomsen e parâmetros físicos de fissuras a partir de dados de poço

Caio L. P. Castro* e Jose Jadsom S. de Figueiredo (IG-UFGA, Brazil and INCT-GP-Brazil)

Copyright 2015, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica.

This paper was prepared for presentation at the 14th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, held in Rio de Janeiro, Brazil, August 03-06, 2015.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 14th International Congress of The Brazilian Geophysical Society and do not necessarily represent any position of the SBGf, its officers or members. Electronic reproduction or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of The Brazilian Geophysical Society is prohibited.

Resumo

Estimar as propriedades elásticas de rochas anisotrópicas na subsuperfície da Terra é uma tarefa com muitos desafios. O principal objetivo deste trabalho é estimar os parâmetros anisotrópicos de Thomsen a partir dos coeficientes de rigidez elástica utilizando dados de dois poços do campo de Norne, localizado na Noruega e comparar os resultados desses parâmetros utilizando o método empírico de Li com as médias de Backus. Além disso, a densidade de fraturas e razão de aspecto das fraturas ou fissuras são calculados a partir dos resultados dos coeficientes de rigidez elástica. O meio de investigação é considerado como sendo transversalmente isotrópico com eixo de simetria na vertical-VTI. Os resultados obtidos para os dois métodos mostraram similaridades na estimativa dos parâmetros anisotrópicos, razão de aspecto e densidade de fraturas. A anisotropia da área de estudo é fraca com algumas regiões que apresentam anisotropia moderada. Alguns padrões nos valores obtidos sugerem a possibilidade de calcular os parâmetros anisotrópicos para os poços adjacentes e interpolar os valores para uso no processamento sísmico.

Introdução

Anisotropia é a variação de uma determinada propriedade física com a direção de investigação. Em folhelhos, por exemplo, muitos fatores podem provocar anisotropia. Dentre estes, destacam-se o alinhamento de placas de argila, matéria orgânica, estresses e fraturas ou fissuras alinhadas dentro de uma rocha isotrópica (Shearer, 2009). Quando as camadas apresentam orientação preferencial, a permeabilidade do reservatório é afetada por essa orientação, e assim, as rotas de fluxo de óleo podem ser determinadas, ajudando a melhorar a produção de petróleo. Esta é uma das razões da anisotropia ser levada em consideração no contexto sísmico (Ikelle and Amundsen, 2005).

Devido a presença de folhelhos em muitas bacias sedimentares, o entendimento de como as ondas sísmicas se comportam nesse tipo de rocha é fundamental. Atualmente, o entendimento das propriedades elásticas de folhelhos é insuficiente, pois este é baseado em um

número limitado de observações (Ougier-Simonin et al., 2009). Determinar tais propriedades significa encontrar o tensor de rigidez elástica. Uma vez que as constantes elásticas de tal meio são conhecidas, as características de propagação de ondas elásticas através deste podem ser modeladas (Douma, 1988). Dados de poço são uma das fontes que permitem a reconstrução do tensor de rigidez elástica.

Neste trabalho utilizaremos um procedimento para estimar os parâmetros anisotrópicos a partir de medidas de poço. Especificamente, o perfil de raio gama será utilizado para calcular o IGR (índice de radioatividade) e o volume de folhelho, e os perfis sônicos serão convertidos em perfis de velocidade das ondas P e S. Vamos relacionar os parâmetros anisotrópicos de Thomsen com os coeficientes da matriz de rigidez elástica, densidade de fratura e razão de aspecto, obtidos por duas metodologias, Li (2006) e Backus (1962). Aplicaremos estas metodologias em dois poços localizados no campo de Norne na Noruega e, baseado nestes, verificar se existe consistência na estimativa dos parâmetros anisotrópicos para as duas metodologias mencionadas.

Embasamento Teórico

Meio transversalmente isotrópico

Meios transversalmente isotrópicos são assim denominados pois, qualquer direção normal ao eixo de simetria, possui as mesmas propriedades. O eixo de simetria está associado ao acamamento e à regiões de estresse. Um meio VTI pode ser encontrado em camadas arenito-folhelho e a velocidade das ondas P neste meio diferem se estas se propagam ao longo do eixo de simetria (z) e ao longo da direção normal a este (plano (x,y)). Para as ondas S, se esta se propagar paralelamente ao eixo de simetria, as componentes S_V e S_H são iguais, enquanto que perpendicularmente existirão duas ondas S e ocorrerá o fenômeno de birrefringência da onda, ou seja, S_V é diferente de S_H . O tensor de rigidez elástica de um meio VTI é dado por:

$$C_{ij}^{VTI} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{11} - 2C_{66} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{11} - 2C_{66} & C_{11} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{13} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{55} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{66} \end{bmatrix}$$

As constantes C_{11} (onda P horizontal) e C_{33} (onda P vertical), além de C_{55} (S_V vertical) e C_{66} (S_H horizontal) diferem umas das outras. Para as ondas S que se propagam ao longo do eixo z , as componentes horizontal e vertical são iguais ($C_{44} = C_{55}$).

Parâmetros Anisotrópicos

O tensor mostrado acima mostra que um meio transversalmente isotrópico requer cinco constantes elásticas independentes para ser caracterizado. Thomsen (1986) apresentou um conjunto de constantes anisotrópicas para descrever meios VTI. Tais constantes são dadas pelas velocidades das ondas compressional e cisalhante perpendiculares ao acamamento, denotadas por V_{P_0} , V_{S_0} , respectivamente, e por três parâmetros anisotrópicos adimensionais (Equações (2)-(6)), onde ε e γ denotam a diferença fracionária entre as velocidades das ondas, rápida e lenta, das ondas P e S, respectivamente, e δ está relacionada à variação de velocidade da onda P com ângulos polares em relação ao eixo de simetria do meio (Ikelle and Amundsen, 2005; Zhu et al., 2004).

$$V_{P_0} = \sqrt{\frac{C_{33}}{\rho}}, \quad (1)$$

$$V_{S_0} = \sqrt{\frac{C_{55}}{\rho}}, \quad (2)$$

$$\varepsilon = \frac{C_{11} - C_{33}}{2C_{33}}, \quad (3)$$

$$\gamma = \frac{C_{66} - C_{55}}{2C_{55}}, \quad (4)$$

$$\delta = \frac{(C_{13} + C_{55})^2 - (C_{33} - C_{55})^2}{2C_{33}(C_{33} - C_{55})}. \quad (5)$$

Estes parâmetros medem o grau de anisotropia para um meio VTI, descrevendo assim a variação da velocidade das ondas compressionais e cisalhantes em função do ângulo polar ao eixo de simetria (Gurevich, 1999).

Densidade e razão de aspecto de fraturas ou fissuras

Schoenberg and Douma (1988) definiram uma relação entre três parâmetros; incluindo densidade de fraturas, razão de aspecto e rigidez elástica, para descrever um meio fraturado. A relação entre a razão de aspecto (α) com os coeficientes de rigidez elástica pode ser escrita por

$$\alpha = \frac{K_f}{\pi.C_{44}H} \quad (6)$$

e

$$H = \frac{8(2C_{11} + C_{13})(C_{66} - C_{44})}{C_{44}(2C_{66} - C_{33} + C_{13})} - \frac{C_{33} + C_{13}}{2C_{33}},$$

e

$$K_f = \left(\frac{S_w}{K_w} + \frac{1 - S_w}{K_{hc}} \right)^{-1}, \quad (7)$$

no qual K_f é o módulo de incompressibilidade volumétrica do fluido contido na fratura ou fissura, S_w é a saturação de água e K_w e K_{hc} são os módulos de incompressibilidade da água e hidrocarboneto, respectivamente. Uma maneira calcular a densidade de fratura (e) é utilizando a complacência tangencial (E_T) de Schoenberg, dada pela expressão:

$$E_T = \frac{16e}{3(3 - 2\Gamma_b)} \quad (8)$$

no qual

$$\Gamma_b = \left(\frac{V_S}{V_P} \right)^2$$

e V_P e V_S são as velocidades das ondas P e S normais ao acamamento. Se o parâmetro γ for conhecido, é possível obter E_T através da relação

$$\gamma = \frac{E_T}{2}, \quad (9)$$

e a densidade de fraturas pode ser encontrada substituindo (12) em (10). Baseado nessas equações, obtendo os cinco parâmetros de Thomsen para descrever um meio anisotrópico a partir de dados de poço, a densidade de fraturas e a razão de aspecto podem ser estimadas quantitativamente.

Metodologia

Geologia

Os dois poços investigados neste trabalho possuem informações de diferentes formações geológicas do campo de Norne. Este campo possui vários grupos, dos quais dois são de maior interesse: Grupo Fangst e o Grupo Båt Statoil (2001).

• Grupo Fangst

O Grupo Fangst é composto pelas Formações Garn, Not e Ile. A Formação Garn consiste de arenitos com grãos de quartzo claros a castanhos, apresentando em alguns casos matriz de calcita. Os grãos são subarredondados e bem selecionados. Possui também argilitos e calcários. A transição entre as Formações Garn e Not é marcada pelo primeiro aparecimento de camadas de areia siltosa. A Formação Not é composta por folhelhos cinzentos acastanhados escuros, além de traços de micas e materiais carbonosos. A Formação Ile consiste de arenitos compostos por quartzo de coloração clara a marrom. Os grãos são finos, moderadamente a bem selecionados e subarredondados. Ocasionalmente ocorrem calcários e folhelhos intercalados.

• Grupo Båt

O Grupo Båt é representado pelas Formações Tofte, Tilje e Åre. A Formação Tofte consiste de intercalações de arenitos e folhelhos com calcário ocorrendo ocasionalmente. Os grãos são médios a finos e variam de moderado a bem selecionados.

A formação Tilje consiste de arenitos e folhelhos intercalados com ocorrência de lâminas de calcário. Casualmente são observadas camadas altamente carbonosas. Os grãos são muito finos a médios, apresentando, eventualmente, granulação grossa a muito grossa.

A Formação Åre consiste de arenitos siltosos a argilosos intercalados com camadas de folhelho e lâminas

Tabela 1: Profundidade das Formações Geológicas para os cinco poços

Formação	B4AH	B4H
Garn	3196-3328.5m	2573.5-2605.5m
Not	3328.5-3368m	2605.5-2614m
Ile	3368-3602.5m	2614-2658m
Tofte	3602.5-3741m	2658-2720m
Tilje	3741-3888m	2720-2838.5m
Åre	3888-3900m	2838.5-2914m

esporádicas de calcário. As areias são compostas por quartzo com granulação muito fina a fina, seleção moderada e subangular.

É possível prever as componentes C_{33} e C_{55} aplicando a inversão das equações (2) e (3) utilizando os perfis sônico e de densidade. Na ausência de plugs para obter as demais constantes, uma alternativa é obter os parâmetros de Thomsen a partir de métodos empíricos, que tem como entrada os perfis de velocidade convertidos através do perfil sônico e o perfil do volume de folhelho.

Cálculo do volume de folhelho

Folhelhos são mais radioativos que arenitos e carbonatos devido à presença de K^{40} na sua composição. Assim, o perfil de raio gama pode ser utilizado para calcular o volume de folhelho de uma determinada formação. Diferentes autores apresentaram expressões, empíricas ou experimentais, não lineares, para o cálculo do volume de folhelho, as quais levam em consideração alguns fatores, como por exemplo, a idade da rocha. Tais expressões requerem o estabelecimento do índice de radioatividade (I_{GR}), para então calcular o volume de folhelho Nery (2013)

$$V_{sh} = 0.33 \times (2^{2I_{GR}} - 1), \quad (10)$$

onde

$$I_{GR} = \frac{GR_{log} - GR_{min}}{GR_{max} - GR_{min}}. \quad (11)$$

A equação (13) foi proposta por Larionov (1971), para rochas antigas. Sendo as formações sob análise de idade Jurássica, tomaremos como base esta equação.

Cálculo dos parâmetros de Thomsen

Método Empírico

Li (2006) propôs um método para estimar ϵ , γ e δ a partir das seguintes relações:

$$\epsilon = \frac{0.6 * V_{sh} * (V_{P0} - V_{Pwater})}{V_{Pquartz} - V_{Pwater} - 2.65 * V_{sh}}, \quad (12)$$

$$\gamma = \frac{0.67 * V_{sh} * V_{S0}}{V_{Squartz} - 2.29 * V_{sh}}, \quad (13)$$

$$\delta = 0.32\epsilon. \quad (14)$$

no qual V_{P0} e V_{S0} são os perfis de velocidade das ondas compressional e cisalhante que se propagam perpendicularmente ao acamamento, V_{sh} é o volume de folhelho, V_{Pwater} é uma aproximação da velocidade da onda

compressional à porosidade crítica, $V_{Pquartz}$ é a velocidade da onda P no quartzo e $V_{Squartz}$ é a velocidade da onda S no quartzo. As constantes usadas nas equações (x) e (x) são: $V_{Pwater} = 1.5$ km/s, $V_{Pquartz} = 6.05$ km/s e $V_{Squartz} = 4.09$ km/s.

Média de Backus

O cálculo para obter as propriedades de um meio efetivo utilizando a média de Backus, consiste em primeiro obter a matriz dos coeficientes de rigidez elástica utilizando os perfis das ondas P, S e densidade, e posteriormente aplicar as médias (Kumar, 2013). Para isso, entraremos com os três parâmetros anisotrópicos de Thomsen do campo de Viking Graben (mar do norte), para encontrar os coeficientes da matriz da equação (1). A Tabela (2) mostra as propriedades das rochas, arenito e folhelho, usadas neste estudo.

Tabela 2: Parâmetros anisotrópicos para calcular a média de Backus (1962). Estes parâmetros foram tirados de Kumar (2013) para formação Viking Graben. Esta formação fica próximo da formação Norne.

Litologia	ϵ	γ	δ
Folhelho	0.23	0.38	0.1
Arenito	0	0	0

Diversos estudos mostram que folhelhos são intrinsecamente anisotrópicos (VTI), enquanto que arenitos são isotrópicos na maioria das vezes, como apresentado na Tabela (2). No nosso caso, considerando o folhelho com responsável pela anisotropia do meio, temos que os parâmetros de Thomsen em função do volume de folhelho é dado por:

$$\begin{aligned} \epsilon &= 0.23V_{sh}, \\ \gamma &= 0.38V_{sh}, \\ \delta &= 0.1V_{sh}. \end{aligned} \quad (15)$$

O sistema de equações acima mostra que quando o meio é inteiramente composto por arenito limpo ($V_{sh} = 0$), o meio efetivo é isotrópico, e quando é constituído inteiramente por folhelho ($V_{sh} = 1$), o meio efetivo é VTI, como esperado. A média de Backus é usada em modelos de camadas finamente estratificados com o objetivo de representar camadas homogêneas individuais (Mavko et al., 2009). A espessura para o cálculo da média nesse estudo é de 20 m, sendo que esta pode assumir outros valores (Liner and Fei, 2006). Tal média, para cada camada rochosa ao longo de um perfil, é dada por:

$$C_{33}^e = \left\langle \frac{1}{C_{33}} \right\rangle^{-1}, \quad (16)$$

$$C_{44}^e = C_{55}^e = \left\langle \frac{1}{C_{44}} \right\rangle^{-1}, \quad (17)$$

$$C_{13}^e = C_{23}^e = \left\langle \frac{C_{13}}{C_{33}} \right\rangle \left\langle \frac{1}{C_{33}} \right\rangle^{-1}, \quad (18)$$

$$C_{66}^e = \langle C_{66} \rangle, \quad (19)$$

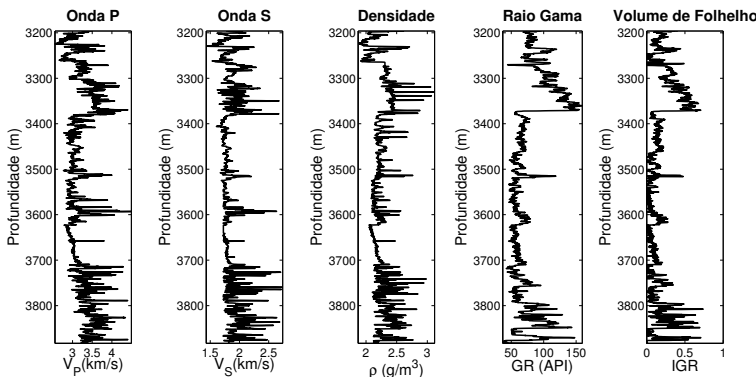
$$C_{11}^e = C_{22}^e = \langle C_{11} \rangle + \left\langle \frac{C_{13}}{C_{33}} \right\rangle^2 \left\langle \frac{1}{C_{33}} \right\rangle^{-1} - \left\langle \frac{C_{13}^2}{C_{33}} \right\rangle, \quad (20)$$

$$C_{12}^e = \langle C_{12} \rangle + \left\langle \frac{C_{13}}{C_{33}} \right\rangle^2 \left\langle \frac{1}{C_{33}} \right\rangle^{-1} - \left\langle \frac{C_{13}^2}{C_{33}} \right\rangle = C_{11}^e - 2C_{66}^e, \quad (21)$$

Resultados

A metodologia descrita acima para obter os parâmetros anisotrópicos de um meio, utilizando dados de poço, foi aplicada em dois poços do campo de Norne. As Figuras (1) e (2) mostram os dados de entrada fornecidos pela NTNU para o cálculo dos parâmetros de Thomsen dos cinco poços estudados aqui, onde as colunas representam, da esquerda para direita, os perfis de velocidade da onda P, velocidade da onda S, densidade, raio gama e volume de folhelho.

Figura 1: Perfis de velocidade P e S, densidade, raio gama e volume de folhelho para o poço B4AH.



Fonte: Autor

um meio VTI apresenta um eixo de simetria na vertical, onde há variação na velocidade das ondas de acordo com a direção de investigação. Assim, os parâmetros anisotrópicos de Thomsen podem ser calculados, e a partir deles, os coeficientes de rigidez elástica invertidos. Assumindo tal meio para os poços estudados e utilizando as metodologias de Li (2006) e Backus (1962), temos os seguintes resultados para os parâmetros anisotrópicos obtidos em cada poço mostrados nas Figuras (3) e (4):

Existem quatro curvas nas colunas dos parâmetros anisotrópicos. A curva em vermelho é a resposta supondo que o meio é VTI utilizando as médias de Backus (1962), e a curva em azul utilizando Li (2006). As três colunas, da esquerda para direita, mostram os parâmetros de Thomsen e a quarta coluna mostra a relação entre o perfil do volume de folhelho com o seu equivalente calculado utilizando Larionov (1971) para rochas antigas.

Figura 2: Perfis de velocidade P e S, densidade, raio gama e volume de folhelho para o poço B4H.

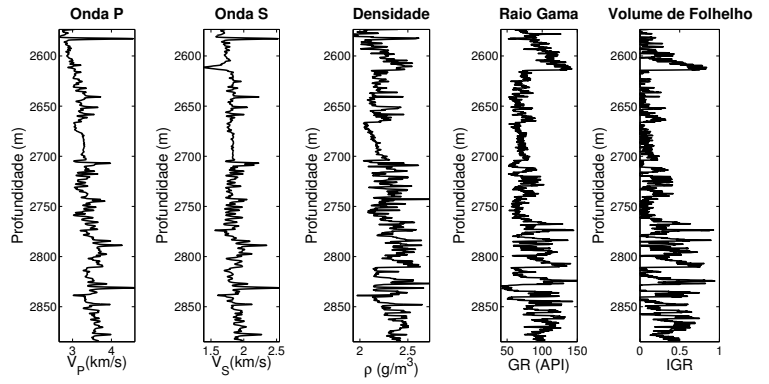
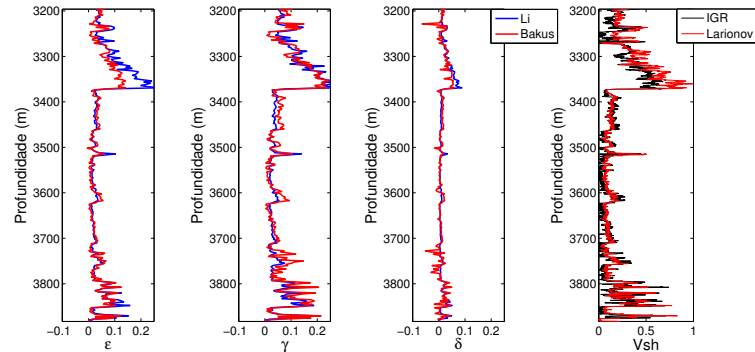
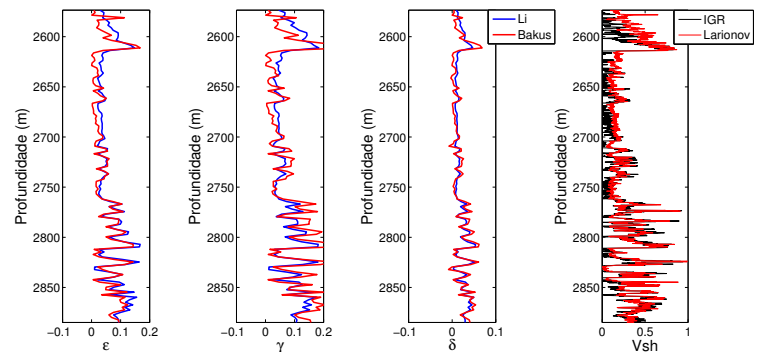


Figura 3: Perfis dos parâmetros anisotrópicos e do cálculo do volume de folhelho para o meio VTI referente ao poço B4AH.



Fonte: Autor

Figura 4: Perfis dos parâmetros anisotrópicos e do cálculo do volume de folhelho para o meio VTI referente ao poço B4H.



É notável a relação entre os parâmetros anisotrópicos com o perfil do volume de folhelho, onde os maiores valores de anisotropia estão localizados nas mesmas profundidades em que o perfil do volume de folhelho apresenta os maiores valores. Esta análise já era esperada, pois sabemos que folhelhos são intrinsecamente anisotrópicos.

É possível notar que os valores absolutos dos parâmetros anisotrópicos ϵ , γ e δ variam entre 0 e 0.2 na maior parte de todos os perfis, indicando que estamos lidando com anisotropia fraca a moderada (Thomsen, 1986), eventualmente excedendo este valor máximo. As curvas geradas a partir das duas metodologias apresentam comportamento razoavelmente similar.

Com os resultados apresentados acima, é possível obter as cinco constantes de rigidez elástica e , a partir delas, estimar a densidade de fratura e razão de aspecto do meio, equações (7) a (12). Para tal, os valores utilizados na equação (9) foram os dos perfis de saturação de água, Figura (5), e os valores para os módulos de incompressibilidade da água e do hidrocarboneto foram de 2,2 GPa e 0,37 GPa, respectivamente. As Figuras (6) e (7) mostram a densidade de fratura e a razão de aspecto para os poços.

Figura 5: Perfis de saturação de água de todos os poços.

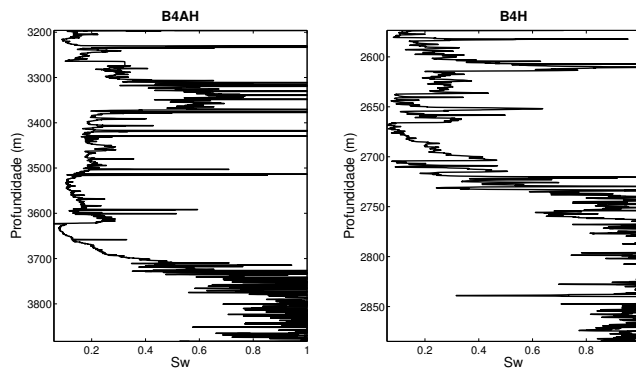


Figura 6: Perfis de densidade de fratura ou fissura e razão de aspecto para o meio VTI referente ao poço B4AH.

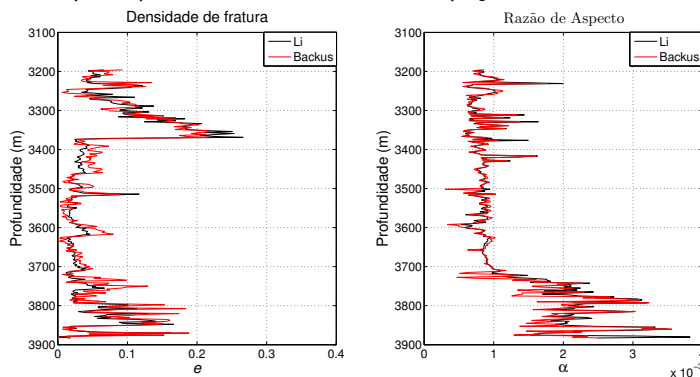
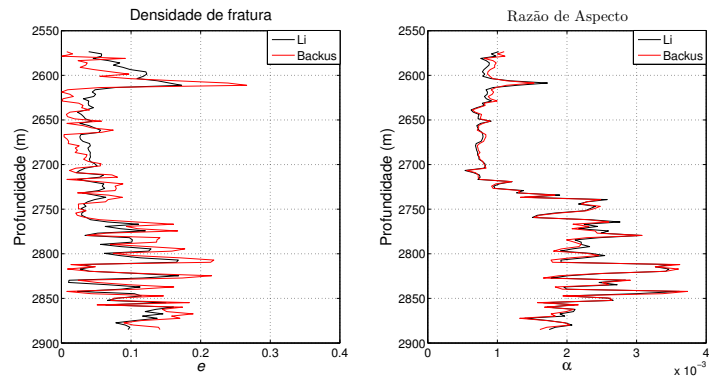


Figura 7: Perfis de densidade de fraturas ou fissura e razão de aspecto para o meio VTI referente ao poço B4H.



Analisando as Figuras acima, nota-se que existe um bom ajuste entre as curvas para a razão de aspecto em todos os poços. Já para a densidade de fraturas os valores obtidos pelas duas metodologias apresentam comportamento similar, porém deslocados ao longo de todo o perfil. Como a densidade de fraturas está diretamente relacionada ao parâmetro γ através das equações (10) e (12) e analisando os perfis deste parâmetro, percebe-se que este deslocamento ocorre devido a diferença dos valores obtidos pelas duas metodologias, sendo que tais deslocamentos estão em torno de 5%.

Discussão e Conclusão

Para os perfis dos parâmetros anisotrópicos adimensionais, existem dois intervalos de profundidade onde ocorrem os maiores valores. O primeiro está localizado na parte superior, e consultando a Tabela 1, é possível inferir que tais valores estão associados à Formação Not, composta principalmente por folhelhos, que são intrinsecamente anisotrópicos. O outro, na parte inferior dos perfis, corresponde às Formações Tilje e Åre, que também apresentam folhelhos em sua composição. Os maiores valores de densidade de fratura estão localizados nas seções onde ocorrem os maiores valores de volume de folhelho, flutuações máximas nos valores de velocidade das ondas P e S, nas máximas flutuações dos valores de saturação de água, e consequentemente nos valores dos parâmetros anisotrópicos, enquanto que os valores de razão de aspecto variam com a profundidade mas apresentam similaridades entre cada poço. Os máximos valores de densidade de fraturas alcançam os 15% em poucas partes da curva e em média 20% apenas na formação Not do poço B4AH, enquanto não excede 1% na maior parte dos perfis. Dessa forma, podemos inferir que tais fraturas estejam relacionadas às camadas que apresentam folhelho em sua composição.

As duas metodologias mostraram resultados satisfatórios, levando-se em consideração que apresentam formas bem diferentes para o cálculo dos parâmetros anisotrópicos. Li (2006) leva em consideração a propagação de ondas elásticas em minerais de quartzo, enquanto que a teoria de Backus (1962) não requer este detalhe. Por outro lado, a teoria de Backus (1962), neste estudo, para o

cálculo das constantes elásticas, necessita de valores iniciais das constantes anisotrópicas. Apesar de as formações geológicas apresentarem composição diferente de apenas quartzo, e os valores iniciais dos parâmetros anisotrópicos virem de uma região próxima, conclui-se que, apesar dessas limitações, os resultados foram satisfatórios utilizando tais metodologias. Desse modo, caso os valores iniciais das constantes ε , γ e δ não forem conhecidos, é possível entrar com os valores calculados a partir do método de Li (2006) e calcular os coeficientes C_{ij} usando as médias de Backus (1962). A densidade de fraturas pode ser facilmente calculada uma vez que os coeficientes de rigidez elástica forem conhecidos. Para calcular a razão de aspecto, além de tais coeficientes, é necessário que a saturação de água seja conhecida.

Examinando os perfis dos parâmetros anisotrópicos calculados para os cinco poços estudados localizados no campo de Norne, a seção estratigráfica desta região apresenta um caráter fracamente anisotrópico, com exceção de picos locais que ultrapassam o valor de 0.2 para ε e γ . Os valores do parâmetro δ são pequenos, não passando de 0.05. Dados experimentais para a corroboração desses resultados não estão disponíveis. Este teste é fundamental para uma análise mais apurada com respeito aos resultados obtidos utilizando as duas metodologias.

Agradecimentos

Agradecemos à Universidade de Ciência e Tecnologia da Noruega pelos dados fornecidos para a confecção deste trabalho. Ao CNPQ, INCT-GP e Universidade Federal do Pará pelo apoio e infra-estrutura para a realização deste trabalho.

Referências

- Backus, G. E., 1962, Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering: *Journal of Geophysical Research*, **67**, 4427–4440.
- Douma, J., 1988, The effect of the aspect ratio on crack-induced anisotropy: *Geophysical Prospecting*, **36**, 614–632.
- Gurevich, B., 1999, Elastic properties of saturated porous rocks with aligned fractures: *Journal of Applied Geophysics*, 203–218.
- Ikelle, L., and L. Amundsen, 2005, *Introduction to petroleum seismology*: SEG Books.
- Kumar, D., 2013, Applying backus averaging for deriving seismic anisotropy of a long-wavelength equivalent medium from well-log data: *Journal of Geophysics and Engineering*, **10**, 055001.
- Larionov, V. V., 1971, Borehole radiometry.
- Li, Y., 2006, An empirical method for estimation of anisotropic parameters in clastic rocks: *The Leading Edge*, **25**, 706–711.
- Liner, C. L., and T. W. Fei, 2006, Layer-induced seismic anisotropy from full-wave sonic logs: Theory, application, and validation: *Geophysics*, **71**, D183–D190.
- Mavko, G., T. Mukerji, and J. Dvorkin, 2009, *The rock physics handbook: tools for seismic analysis of porous media*, 2nd edition ed.: Cambridge University Press.
- Nery, G. G., 2013, *Perfilagem geofísica em poço aberto: fundamentos básicos com ênfase em petróleo*.
- Ougier-Simonin, A., J. Sarout, and Y. Guéguen, 2009, A simplified model of effective elasticity for anisotropic shales: *Geophysics*, **74**, D57–D63.
- Schoenberg, M., and J. Douma, 1988, Elastic wave propagation in media with parallel fractures and aligned cracks: *Geophysical Prospecting*, **36**, 571–590.
- Shearer, P. M., 2009, *Introduction to seismology*, 2 edition ed.: Cambridge University Press.
- Statoil, 2001, *Norne field reservoir management plan*: Technical Report PL-128.
- Thomsen, L., 1986, Weak elastic anisotropy: *Geophysics*, **51**, 1954–1966.
- Zhu, P., J. Wang, W. Yu, and G. Zhu, 2004, Inverting reservoir crack density from p-wave AVOA data: *Journal of Geophysics and Engineering*, **1**, 168.