



Metodologias de estimativa das velocidades sísmicas em ensaios de laboratório

Márcio Morschbacher, Guilherme Vasquez, Júlio Justen, Petrobras

Copyright 2010, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

Este texto foi preparado para a apresentação no IV Simpósio Brasileiro de Geofísica, Brasília, 14 a 17 de novembro de 2010. Seu conteúdo foi revisado pelo Comitê Técnico do IV SimBGf, mas não necessariamente representa a opinião da SBGf ou de seus associados. É proibida a reprodução total ou parcial deste material para propósitos comerciais sem prévia autorização da SBGf.

Resumo

Neste trabalho são apresentadas e discutidas diferentes metodologias que podem ser utilizadas para a estimativa da velocidade de propagação de pulsos ultrassônicos em amostras de rocha. Os ensaios de laboratório foram realizados com amostras secas de arenitos, folhelhos e calcários, submetidas a pressões de confinamento hidrostático superiores a 3500 psi. As velocidades foram calculadas usando métodos tradicionais de estimativa de tempo de trânsito através de “picagem” da primeira quebra e do máximo do primeiro pico. A velocidade de fase e o fator de qualidade das rochas foram calculados através da técnica da razão espectral. Os resultados indicam que, quando comparados com amostras de arenitos e folhelhos, os carbonatos podem apresentar atenuação sísmica elevada associada a uma significativa variabilidade nas velocidades sísmicas determinadas.

Introdução

Medidas de atenuação e, principalmente, de velocidade de propagação de ondas elásticas são amplamente utilizadas em estudos relacionados ao comportamento sísmico de rochas e fluidos. Uma das técnicas mais usadas em laboratório é a de transmissão de pulsos ultrassônicos, na qual transdutores piezelétricos são utilizados como fontes e receptores de ondas compressoriais e cisalhantes. Usualmente a velocidade de propagação da onda é calculada pela relação entre o comprimento da amostra e o tempo efetivamente gasto pela onda para percorrer a amostra. Uma forma mais elaborada consiste em determinar a chamada velocidade de fase (Zinszner & Pellerin, 2007), que é determinada a partir do espectro de fase do pulso transmitido, exigindo, porém, a utilização de padrões de referência.

Amostras que apresentam heterogeneidades de tamanho comparável ao comprimento de onda utilizado (da ordem de meio centímetro) podem apresentar efeitos significativos de dispersão e espalhamento das ondas sísmicas, o que pode gerar incertezas na estimativa do tempo de propagação do pulso e, conseqüentemente, na velocidade da onda. Embora alguns autores afirmem que a velocidade de fase estimada através da técnica da razão espectral (*phase spectral ratio*) seria a mais adequada (Rasolofasaon & Zinszner, 2004; Lucet & Zinszner, 2006), ainda são poucos os resultados

disponíveis na literatura nos quais a velocidade é inferida simultaneamente em uma mesma amostra de rocha pelas diferentes metodologias.

Este trabalho apresenta resultados experimentais de ensaios de transmissão de pulsos ultrassônicos em amostras de rochas sedimentares brasileiras. Diferentes métodos de determinação de velocidade de ondas compressoriais são comparados. Os resultados são discutidos em termos do fator de qualidade das rochas e do tipo litológico.

Metodologia

O método mais tradicional usado em experimentos de laboratório para o cálculo da velocidade de propagação de um pulso ultrassônico em uma amostra consiste na “picagem” do tempo de um determinado evento como, por exemplo, o máximo do primeiro pico ou a primeira quebra. Neste contexto, a “picagem” da primeira quebra, i.e., o tempo da primeira energia oscilatória que atravessa a amostra, é o método mais reportado na literatura. Contudo, nem sempre é fácil se identificar este evento, especialmente em amostras heterogêneas, nas quais o sinal pode estar contaminado com ruídos e outras interferências. Nestes casos, a utilização do tempo correspondente à amplitude máxima do primeiro pico de amplitude no cálculo da velocidade fornece resultados mais precisos.

Um método mais elaborado de medida de velocidades sísmicas consiste em analisar o sinal da onda transmitida no domínio da frequência, através da transformada de Fourier do sinal, a chamada técnica da razão espectral. Neste método, a velocidade de fase de uma amostra de determinado material é calculada comparativamente à velocidade de uma amostra de referência, em geral de alumínio, material que apresenta baixa atenuação, i.e., cuja velocidade independe da frequência. Todavia, é preciso se utilizar amostras de geometrias similares (idealmente idênticas), sendo também imprescindível manter a mesma configuração eletrônica em todos os ensaios.

A amplitude de uma onda sísmica plana pode ser expressa como:

$$A(f, x) = G(x)e^{-\alpha(f)x} e^{i(2\pi ft - kx + \varphi_0)} \quad (1)$$

onde A = Amplitude, f = frequência, x = distância, t = tempo, $k = 2\pi f/V$ = número de onda, V = velocidade, $G(x)$ representa um fator geométrico, $\alpha(f)$ o coeficiente de atenuação e φ_0 a fase inicial. Considerando as fases de ondas propagadas em uma amostra de referência

(subscrito ref) e uma amostra de rocha (subscrito r) se tem, respectivamente:

$$\varphi_{ref} = k_{ref}L_{ref} + \varphi_0 \quad \text{e} \quad \varphi_r = k_r L_r + \varphi_0 \quad (2)$$

onde L representa o comprimento das amostras. A diferença de fase entre os dois sinais é dada por:

$$\Delta\varphi = \varphi_{ref} - \varphi_r = 2\pi \left(\frac{L_{ref}}{V_{ref}} - \frac{L_r}{V_r(f)} \right) f \quad (3)$$

Considerando a amostra de referência como não atenuativa, então, o termo L_{ref} / V_{ref} representa o tempo de trânsito do pulso na referência. Em geral a diferença de fase apresenta um comportamento linear na faixa de frequências utilizada em laboratório, e a velocidade de fase da amostra é, então, determinada a partir da inclinação da reta no gráfico $\Delta\varphi$ versus frequência. Um exemplo desta metodologia está ilustrado na Figura 3. Segundo Rasolofasaon *et al.* (2008), o resultado obtido desta análise depende da qualidade do espectro calculado, ou seja, da porção da forma de onda que é utilizada. Para contornar essa dependência, foram realizadas diversas análises utilizando diferentes porções das formas de onda (primeiro período, 1,5 períodos, 2 períodos e onda completa), e também realizando regressões lineares em diferentes intervalos de frequência. Adotou-se para a velocidade de fase de uma determinada amostra o valor médio destas diferentes estimativas.

As análises de atenuação do pulso sísmico são realizadas conforme a técnica da razão espectral (Toksöz *et al.*, 1979), e consistem basicamente na comparação dos espectros de amplitude da onda transmitida na amostra de rocha e numa amostra de referência, com geometrias iguais. Por apresentar atenuação muito baixa, utiliza-se o alumínio como padrão. Em geral, o resultado é expresso em termos do fator de qualidade Q da rocha, que é inversamente proporcional à atenuação:

$$\alpha = \frac{\pi}{QV} f \quad (4)$$

No intervalo de frequências utilizado, o coeficiente de atenuação é diretamente proporcional à frequência, e um gráfico $\ln(A_{ref}/A_a)$ versus frequência, onde A_{ref} e A_a representam, respectivamente, os espectros de amplitudes da amostra de referência e da amostra de rocha, pode ser ajustado por uma reta. Assumindo que a atenuação no alumínio seja desprezível, uma vez que possui um fator Q da ordem de 150000, o fator Q da rocha pode ser obtido diretamente da inclinação da reta ajustada aos dados de $\ln(A_{ref}/A_a)$ versus frequência, conforme ilustrado na Figura 4. As análises de atenuação foram realizadas utilizando a metodologia descrita por Vasquez (2000). Este cálculo é feito em paralelo à determinação da velocidade de fase das ondas.

Para se evitar uma baixa amostragem no domínio da frequência dos espectros de amplitude e principalmente na fase, devem-se acrescentar amostras com amplitudes nulas na série temporal da forma de onda, processo

usualmente referido como “zero padding” no jargão de análise de sinais.

Resultados

Foram analisadas amostras de rochas sedimentares de diferentes tipos litológicos, extraídas de afloramentos e testemunhos de poços, algumas das quais anteriormente estudados por Moreira *et al.* (2009). Os ensaios foram realizados com as amostras na condição seca, confinadas sob pressão hidrostática superior a 3500 psi.

A Figura 1 apresenta as formas de onda correspondentes à resposta do sistema de medidas (sem amostra entre o transdutor emissor e o receptor) e com amostras de alumínio, arenito e calcário, bem como exemplifica a metodologia de estimativa do tempo de trânsito do pulso na amostra através da “picagem” da primeira quebra ou do primeiro pico (ou máximo do primeiro pico). Observa-se que a amplitude do pulso, ou a atenuação sísmica, varia de acordo com o tipo litológico da amostra.

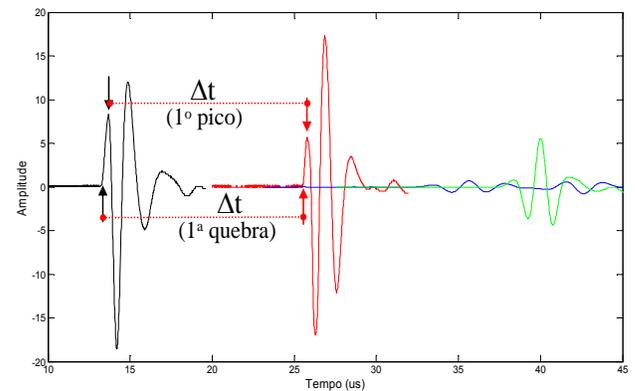


Figura 1 – Esquema de “picagem” do tempo de trânsito pelos métodos da primeira quebra e primeiro pico. As curvas em preto, vermelho, azul e verde representam, respectivamente, as formas de onda registradas para a resposta do sistema e com amostras de alumínio, carbonato e arenito.

Após se normalizarem as amplitudes dos pulsos e se deslocar a posição do primeiro pico para o tempo zero (Figura 2) percebe-se o alargamento do sinal (perda do conteúdo de altas frequências) na amostra de arenito e, principalmente, na de carbonato. A Figura 2 também indica que a velocidade estimada pelo método da primeira quebra privilegia as componentes de frequência que se propagam mais rapidamente pela amostra, sendo o seu valor sempre maior que a velocidade estimada pelo método do primeiro pico.

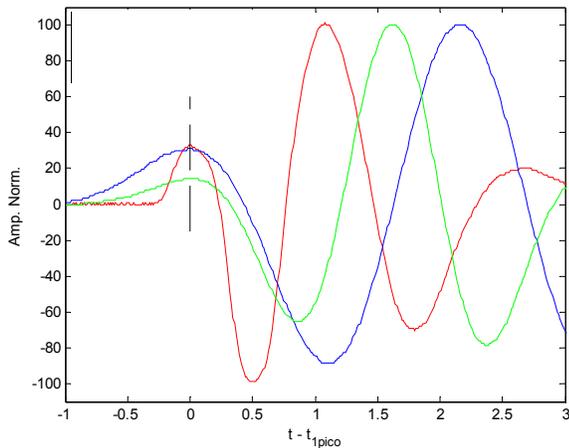


Figura 2 – Formas de onda da figura anterior com amplitudes normalizadas e deslocadas em tempo para comparação do primeiro pico.

Na Figura 3 se procura ilustrar a metodologia de estimativa da velocidade de fase para os casos de uma amostra de arenito e de calcário. Nesta figura são representados os pulsos referentes às ondas compressoriais que se propagaram ao longo da amostra de alumínio de referência (em preto), de arenito (em vermelho) e de calcário (em azul), bem como os espectros de amplitudes e fases correspondentes, utilizando a mesma convenção de cores (Fig. 3 a, b e c). Pode-se observar, na Figura 3(b), um evidente deslocamento da frequência correspondente ao máximo do espectro de amplitudes referente à amostra de calcário para valores menores em relação àquele referente à amostra de arenito que, por sua vez, também apresenta o valor máximo em uma frequência menor que a correspondente ao máximo da amostra de referência. O próprio valor máximo de amplitude de cada espectro também é distinto: a referência apresenta amplitude máxima superior à do arenito que, por sua vez, é maior que a do calcário. Esta perda seletiva de amplitudes correspondentes a maiores frequências concorda intuitivamente com o esperado do fenômeno de absorção sísmica. Na Figura 3(d) são ilustradas as diferenças entre os espectros de fase da referência de alumínio e aqueles referentes à amostra de arenito (em vermelho) e de calcário (em azul). São ilustrados, também, os ajustes lineares para as diferenças $\Delta\phi$ em função da frequência, correspondentes à Equação (3).

A Figura (4) ilustra o gráfico dos logaritmos das razões espectrais para o arenito (em azul) e o calcário (em vermelho) em função da frequência e os ajustes lineares para a obtenção do coeficiente de atenuação e do fator Q.

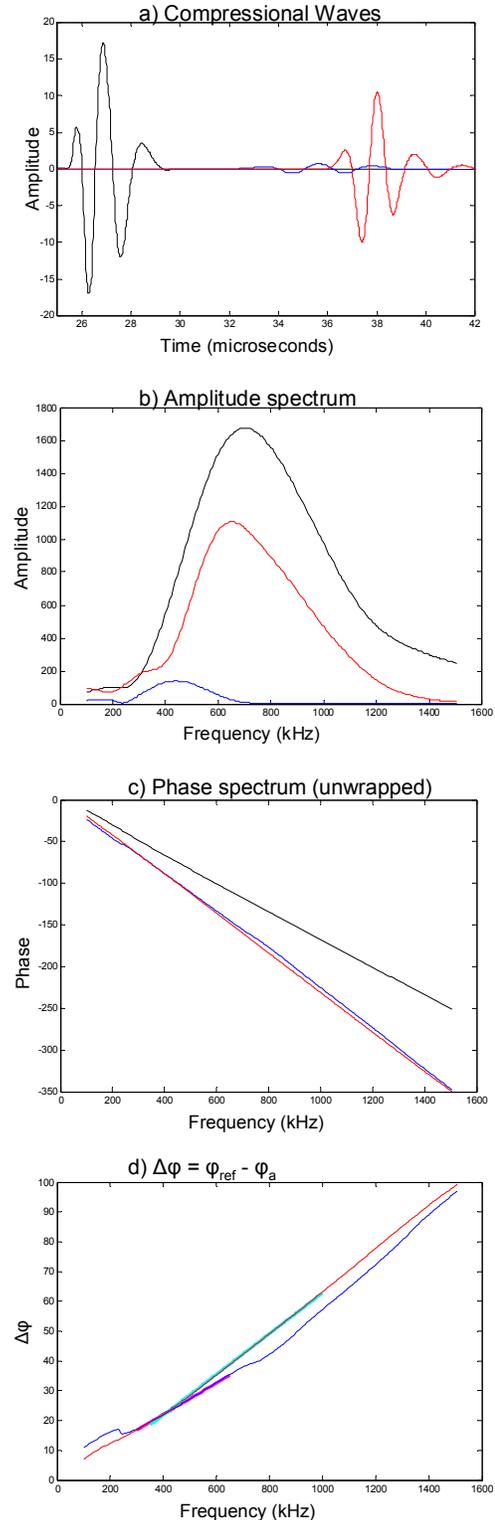


Figura 3 – a) Formas de onda registradas em amostras de alumínio (preto), arenito (vermelho) e carbonato (azul); b) Espectros de amplitude; c) Espectros de fase; d) Diferença de fase entre o sinal de referência (alumínio) e da amostra e ajustes lineares no intervalo de frequências dominantes.

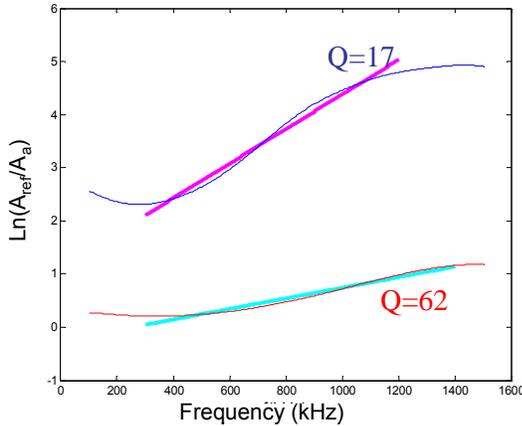


Figura 4 – Resultados da análise de atenuação para a amostra de arenito (vermelho) e de carbonato (azul) e os respectivos ajustes lineares para estimativa do fator Q.

A comparação dos resultados das diferentes metodologias de cálculo das velocidades de propagação das ondas compressoriais está ilustrada nas Figuras 5 e 6. Nestas figuras, os valores do fator de qualidade Q de cada rocha estão representados pelos tamanhos dos símbolos, numa escala de $Q=10$ (símbolos menores) a $Q = 65$ (símbolos maiores).

Na Figura 5, a leitura do eixo horizontal representa os valores de velocidade calculados pela “picagem” do primeiro pico. No eixo vertical estão representadas as velocidades calculadas pela “picagem” da primeira quebra (estabelecida como o tempo para o qual a amplitude é 2% da amplitude máxima) e pela técnica espectral (velocidade de fase), representados por símbolos nas cores vermelha e azul, respectivamente.

Conforme esperado, a velocidade de primeira quebra é sempre maior que as velocidades calculadas a partir do primeiro pico ou pela diferença de fase, que é sistematicamente a menor das três velocidades. No caso das amostras de arenito, com fatores de qualidade entre 20 (areias mal selecionadas) a 65 (bem cimentadas) e folhelhos ($Q \sim 45$), estas diferenças são da ordem de $\pm 1\%$, o que equivale aproximadamente à resolução do sistema de medidas. Contudo, observa-se que as diferenças de velocidades se tornam significativas nas amostras de calcários, especialmente naquelas com fator Q baixo (entre 10 e 20).

Analisando os resultados das Figuras 6 e 7, percebe-se que as amostras que apresentaram maiores desvios nas estimativas de velocidades foram as de carbonatos com fator Q entre 10 e 20, ou seja, aquelas nas quais as ondas sofreram maior atenuação sísmica. Nestas amostras, as diferenças entre as velocidades de primeira quebra e de fase podem chegar a 10%, mesma faixa de valores reportada por Rasolofosaon & Zinszner (2004).

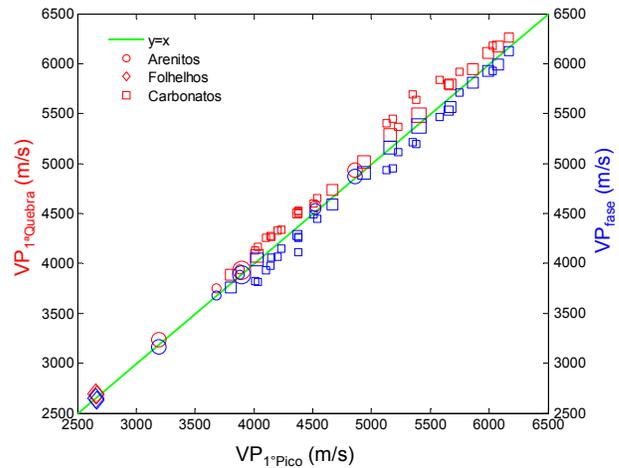


Figura 5 – Comparação entre as velocidades de propagação das ondas compressoriais obtidas pelos métodos da 1ª quebra (em vermelho) e razão espectral (em azul) e 1º pico (eixo horizontal). O fator Q da rocha está representado pelo tamanho do símbolo, com valores entre 10 e 65. Arenitos, folhelhos e calcários são representados respectivamente por discos, losangos e quadrados.

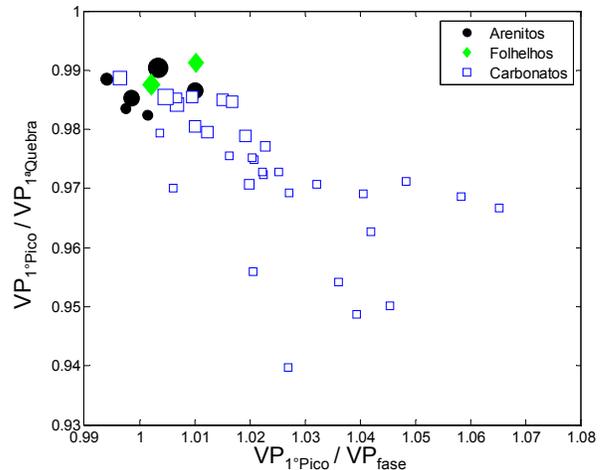


Figura 6 – Relação entre as razões das velocidades de propagação das ondas compressoriais calculadas pelos métodos do 1º pico, 1ª quebra e fase. O fator Q da rocha está representado pelo tamanho do símbolo, com valores entre 10 e 65.

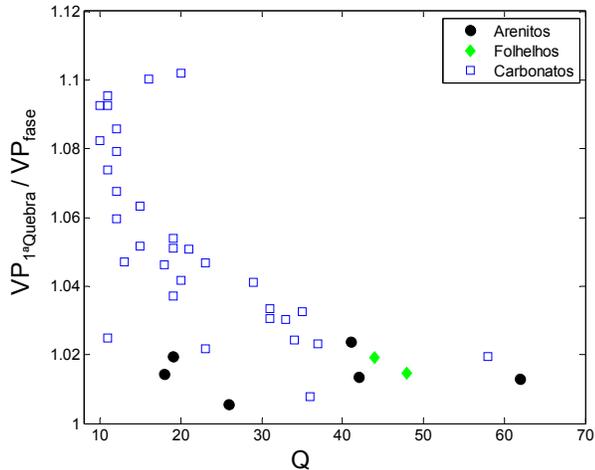


Figura 7 – Relação entre as razões das velocidades de propagação das ondas compressoriais calculadas pelos métodos do 1º pico, 1ª quebra e fase.

Discussão e Conclusões

Apresentamos neste trabalho um estudo sistemático da análise de velocidades de propagação e da atenuação de ondas sísmicas em experimentos de transmissão de pulsos ultrassônicos em amostras de rocha. Diferentes metodologias de cálculo da velocidade foram utilizadas.

Os resultados experimentais indicam que grande parte das amostras de calcário analisadas apresenta acentuada atenuação sísmica na banda de frequências ultrassônicas (rocha de baixo fator de qualidade Q). Além disso, nestes casos foram observadas variações significativas entre os resultados obtidos pelos diferentes métodos de estimativa da velocidade de propagação das ondas compressoriais.

Segundo Lucet & Zinszner (1992), ao contrário de arenitos, os carbonatos podem apresentar heterogeneidades de densidades com aspecto granular, com dimensões similares aos do comprimento de onda dos pulsos ultrassônicos. Desta forma, a forte dispersão nas velocidades observada nestas amostras é então associada a estas heterogeneidades. Tal hipótese é corroborada pelos resultados reportados por Lucet & Zinszner (2006), comprovando que a atenuação na escala sônica é bem inferior a observada na escala ultrassônica.

Agradecimentos

Os autores agradecem à Petrobras pela oportunidade de divulgação deste trabalho e aos colegas Tagore Ostape, Irapoan Alves e Marcos Leão pela realização dos ensaios de laboratório.

Referências

Lucet, N. & Zinszner, B., 1992. Effects of heterogeneities and anisotropy on sonic and ultrasonic attenuation in rocks. *Geophysics*, 57: 1018-1026.

Lucet, N. & Zinszner, B., 2006. Frequency dependence of velocity in carbonate rocks. *SEG New Orleans 2006 Annual Meeting*, 1898-1901.

Moreira, Z.M., Soares, J.A., Landau, L., 2009. Extração de atributos de atenuação de ondas elásticas em rochas sedimentares. 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society – Salvador, Brasil.

Rasolofosaon, R., & Zinszner, B., 2004. Laboratory petroacoustics for seismic monitoring feasibility study. *The Leading Edge*, 252-258.

Rasolofosaon, R., Lucet, N., Zinszner, B., 2008. Petroacoustics of carbonate reservoir rocks. *The Leading Edge*, 1034-1039.

Toksöz, M.N., Johnston, D.H., Timur, A., 1979. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: I. Laboratory measurements. *Geophysics*, 44/4, 681-690.

Vasquez, G.F., 2000. Comportamento viscoelástico do Arenito Namorado e suas relações com atributos faciológicos. Dissertação de Mestrado – Universidade Estadual de Campinas.

Zinszner, B. & Pellerin, F.M., 2007. A geocientist's guide to petrophysics. IFP Publications, Editions TECHNIP.