



# Modelagem Sísmica Viscoelástica Aplicada na Caracterização de Reservatórios

Roberto Hugo M. dos Santos, Marco Antônio Barsotteli Botelho

Copyright 2009, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation during the 11<sup>th</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Salvador, Brazil, August 24-28, 2009.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 11<sup>th</sup> 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.

## Abstract

The rock in earth crust, such as the Earth as a whole, are largely anelastic. This feature affects the propagation of waves in both its cinematic aspects and in its dynamic aspects.

The algorithms used for the treatment of seismic data in the industry for exploration of hydrocarbons, usually employ the equation of the acoustic wave, which is a simplification of the spread of the wave. Sometimes the search for hydrocarbons consider the S wave, using the equation of elastic wave, such as data processing of the three components (3C). However, when it is the means investigated a maximum of complexity, as elastic. The concept of anelasticidade, is the modeling of seismic data, either in the construction of algorithms for processing of seismic data is the subject of recent research, namely the last decade.

Have been developed seismic modeling algorithms that simulate realistic wave of the seismic response of the Earth, with special attention on the phenomenon of absorption of seismic signal. These algorithms employ the techniques of finite difference (FD) to solve the equation of elastic wave and viscoelasticity, and the results for various models calibrated with those provided by analytical solution. In this research were simulated various degrees of complexity in the description of a reservoir of oil, initially considered to be isotropic elastic media, then anisotropic elastic media and, finally, means viscoelastic.

The developed algorithms were applied on different 2-D geological models, with various structural configurations, the presence of anisotropy in a certain range geological and viscosity. We note the effects on the seismic data (seismograms and remote section of zero) when compared to the isotropic case, and, possibly, compared to equivalent models elastic.

Among the models simulated is a realistic model of the "Falha de Pedras", located within the northeastern "Bacia do Recôncavo", where we use the resource of viscoelasticity.

## Introdução

Devido à dificuldade crescente em se descobrir novos e significantes reservas de hidrocarbonetos, é cada vez maior o interesse na caracterização de reservatórios de hidrocarbonetos com o objetivo de recuperar campos de óleo, obtendo-se como resultado final o aumento da produção. A caracterização do reservatório consiste em usar os métodos geofísicos para descrição detalhada da arquitetura estrutural e sedimentar da rocha reservatório e sua influência nos fluxos de seus fluidos.

O emprego de técnicas numéricas para efetuar modelamento sísmico tem sido muito utilizado na prospecção sísmica, onde, por meio de um procedimento direto, é possível simular a propagação de ondas e estudar todos os parâmetros que são necessários para a caracterização de reservatório.

A modelagem sísmica numérica é uma importante técnica para simulação da propagação de onda, seja nas rochas de uma bacia sedimentar, seja no interior da Terra. O objetivo é prever o sismograma registrado por um conjunto de sensores, a partir da estrutura idealizada como modelo da subsuperfície. Essa técnica simples é uma valiosa ferramenta para a interpretação sísmica e uma parte essencial dos algoritmos de inversão.

Para resolver a equação do movimento por métodos diretos, o modelo geológico é aproximado por uma malha numérica; isto é, o modelo é discretizado num número finito de pontos. Essas técnicas são também chamadas de método de grade ou método da equação completa da onda, já que a solução implícita é o campo de onda. Métodos diretos não têm restrições na variabilidade do material e podem ser tão precisos quanto for suficiente fina a malha usada. Porém, eles são mais dispendiosos, que os métodos analíticos e o do raio, em termo do consumo de tempo computacional.

Como os modelos de interesse para exploração geofísica, particularmente aqueles destinados ao estudo detalhado de reservatórios, apresentam-se mais complexos, são necessárias técnicas de modelagem mais sofisticadas e que representem, da forma mais realística e completa possível, estes modelos. Isso nos leva ao desenvolvimento do método numérico empregando a técnica de diferenças finitas como meio de obtenção da solução completa da equação da onda, e à utilização de equações diferenciais descritas de meios realísticos (sejam eles: elásticos, anisotrópicos, ou viscoelásticos).

**Sistema de Equações para Ondas P-SV**

Para a propagação de ondas P-SV, no plano x-z, a relação tensão-deformação da equação matricial é dada por:

$$\begin{bmatrix} \sigma_{xx} \\ \sigma_{zz} \\ \sigma_{xz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{13} & 0 \\ c_{13} & c_{33} & 0 \\ 0 & 0 & c_{55} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \epsilon_{xx} \\ \epsilon_{zz} \\ \epsilon_{xz} \end{bmatrix}, \quad (1)$$

Utilizando estas relações na equação do movimento, obtemos

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z}, \quad (2)$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z}. \quad (3)$$

Estas equações descrevem a propagação das ondas q-P e q-SV em meios transverso isotrópicos. As equações (2) e (3) põem ser reescritas na forma de derivadas nas direções x e z e não das derivadas segundas dos deslocamentos nestas direções, gerando

$$\frac{\partial}{\partial t} \begin{bmatrix} \sigma_{xx} \\ \sigma_{zz} \\ \sigma_{xz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{13} & 0 \\ c_{13} & c_{33} & 0 \\ 0 & 0 & c_{55} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \frac{\partial v_x}{\partial x} \\ \frac{\partial v_z}{\partial z} \\ \frac{\partial v_z}{\partial x} + \frac{\partial v_x}{\partial z} \end{bmatrix}. \quad (4)$$

**Viscoelasticidade e Propagação da onda**

Os sólidos elásticos e os fluidos viscosos diferem amplamente nas suas características de deformação. Os corpos deformados elasticamente voltam ao seu estado inicial não deformado, logo que se retiram as forças aplicadas. Os fluidos viscosos, não apresentam nenhuma tendência a uma recuperação de sua condição inicial de deformação. Além disso, as tensões elásticas estão diretamente relacionadas com as deformações, sendo que, em um fluido viscoso, as tensões (exceto para as componentes hidrostáticas) estão relacionadas com a velocidade de deformação.

Muitos sólidos apresentam um comportamento intermediário entre os regimes ideais extremos anteriormente mencionados. Este tipo de comportamento que combina aspectos de líquido viscoso e sólido elástico é denominado de viscoelasticidade. O comportamento viscoelástico pode ser entendido como um desvio do comportamento ideal elástico de deformação, em que a tensão não depende apenas do módulo elástico, mas também da magnitude e tipo de tensão inicial aplicada, do tempo e da taxa de deformação. O comportamento viscoelástico pode ser modelado por uma associação de

molas e amortecedores, como proposto por Maxwell e por Kelvin-Voigt.

**Modelo de Zener ou Sólido Linear Padrão**

Uma representação mais realística do meio material, assim como rochas, metais e polímeros, é dada pelo modelo de Zener (1948), que consiste numa mola associada em série com o modelo de Kelvin-Voigt, mostrado na figura 1. Este modelo foi introduzido por Poynting, J. H. & Thomson, J. J. (1902).

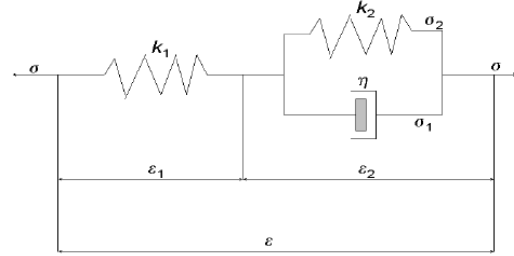


Figura 1: Modelo mecânico para um material de Zener

A relação esforço-deformação para os elementos separadamente são

$$\begin{aligned} \sigma &= k_1 \epsilon_1, \\ \sigma_1 &= \eta \dot{\epsilon}_2, \\ \sigma_2 &= k_2 \epsilon_2, \end{aligned} \quad (5)$$

Com  $k_1 \geq 0, k_2 \geq 0$  e  $\eta \geq 0$ . Além disso,

$$\sigma = \sigma_1 + \sigma_2, \quad \epsilon = \epsilon_1 + \epsilon_2. \quad (6)$$

A solução dessa equação para  $\sigma$  e  $\epsilon$  dão a relação esforço-deformação

$$\sigma + \tau_\sigma \partial_t \sigma = M_R (\epsilon + \tau_\epsilon \partial_t \epsilon) \quad (7)$$

Onde

$$M_R = \frac{k_1 k_2}{k_1 + k_2}, \quad (8)$$

É o módulo relaxado e

$$\tau_\sigma = \frac{\eta}{k_1 + k_2}, \quad \tau_\epsilon = \frac{\eta}{k_2} \geq \tau_\sigma, \quad (9)$$

São os tempos de relaxação.

Aplicando a transformada de Fourier na relação 7, e escrevendo no domínio do tempo, temos:

$$\sigma = \psi * \partial_t \epsilon, \quad \epsilon = \chi * \partial_t \sigma, \quad (10)$$

Onde a relaxação e a função fluência “creep” para o módulo de Zener são dados por:

$$\begin{aligned} \psi(t) &= M_R \left[ 1 - \left( 1 - \frac{\tau_\varepsilon}{\tau_\sigma} \right) \exp(-t/\tau_\sigma) \right] H(t), \\ \chi(t) &= \frac{1}{M_R} \left[ 1 - \left( 1 - \frac{\tau_\sigma}{\tau_\varepsilon} \right) \exp(-t/\tau_\varepsilon) \right] H(t). \end{aligned} \quad (11)$$

Onde H(t) é a função de Heaviside.

A dissipação pode ser quantificada pelo fator de qualidade Carcione (2001). O fator de qualidade é o quociente entre duas vezes a energia cinética e a energia dissipada.

**Operadores de Diferenças Finitas**

Com o objetivo de aumentar a precisão dos cálculos e a estabilidade do algoritmo, é possível utilizar malhas ditas escalonadas “staggered grid”, (Madariaga, 1976), expandindo a série de Taylor em valores fracionários. A derivada em tempo, de segunda ordem, é assim formulada:

$$\left( D_t^+ F \right)_{m,n}^k = \left( \frac{\partial F}{\partial t} \right)_{m,n}^k = \frac{1}{\Delta t} \left\{ F_{m,n}^{k+1/2} - F_{m,n}^{k-1/2} \right\} \quad (12)$$

A derivada primeira em x, de quarta ordem (Levander, 1988), é assim formulada:

$$\left( D_x^+ F \right)_{m,n}^k = \left( \frac{\partial F}{\partial x} \right)_{m,n}^k = \frac{1}{\Delta x} \left\{ \frac{9}{8} \left[ F_{m+1/2,n}^k - F_{m-1/2,n}^k \right] - \left[ F_{m+3/2,n}^k - F_{m-3/2,n}^k \right] \right\} \quad (13)$$

Este tipo de derivação é utilizada na modelagem com as equações esforço-velocidade, nas quais uma dada quantidade pode ser definida nos pontos com posição inteira, e a outra quantidade em posição fracionária. A vantagem evidente é a própria proximidade dos pontos com maior peso em relação ao ponto de cálculo da derivada, o que deve levar a uma maior precisão.

**Modelo de duas camadas planas e horizontais**

A figura 2 mostra o modelo geológico de duas camadas planas e horizontais representando meios elásticos isotrópicos e anisotrópicos, assim como viscoelástico isotrópico e anisotrópico. Nos modelos anisotrópicos, temos uma anisotropia do tipo “Dog Creek Shale”, que é um meio considerado fracamente anisotrópico, com  $\varepsilon = 0,22$  e  $\delta = 0,05$ , já para meios isotrópicos  $\varepsilon = \delta = 0$ . As propriedades do meio estão indicadas na tabela 1, resaltar que para os meios elásticos  $Q_p$  e  $Q_s$  não são utilizados.

meio	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	$\rho(kg/m^3)$	$Q_p$	$Q_s$
1	2600	1800	2000	40	30
2	3000	1900	2420	100	78

Tabela 1: Propriedades do material do modelo de duas camadas planas e horizontais.

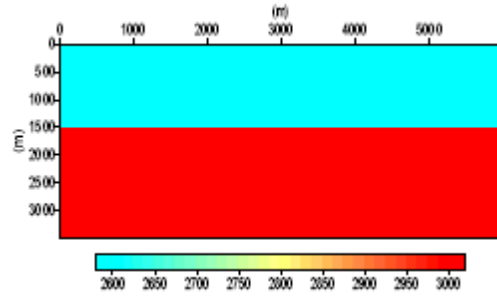


Figura 2: Modelo de duas camadas com interface horizontal.

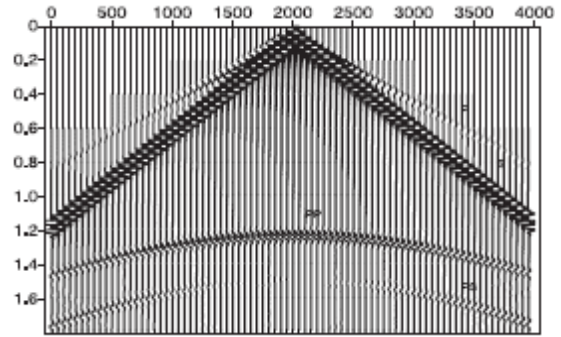


Figura 3: Sismograma elástico isotrópico da componente  $U_z$ , gerado sobre o modelo geológico de duas camadas horizontais  $dt = 0,001$  e  $dx = dz = 10$  m.

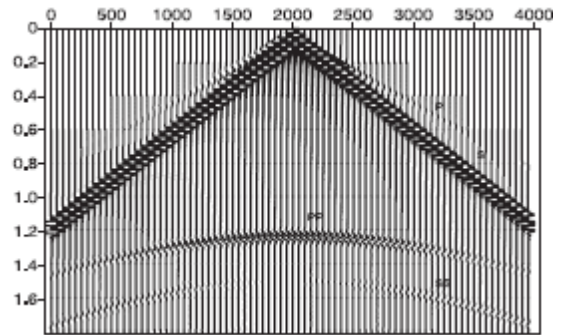


Figura 4: Sismograma viscoelástico isotrópico da componente  $U_z$ , gerado sobre o modelo geológico de duas camadas horizontais  $dt = 0,001$  e  $dx = dz = 10$  m.

Os sismogramas da componente vertical do campo de onda, para os modelos de duas camadas planas horizontais, foram gerados com as fontes e os receptores na superfície com intervalo de amostragem de 0.001 s, espaçamento vertical e horizontal de 10 m e frequência dominante de 20 Hz. A fonte está localizada na superfície do modelo em  $x = 3000$ , são utilizados 100 geofones, onde o primeiro está em  $x = 500$ , com 50 m de espaçamento entre geofones.

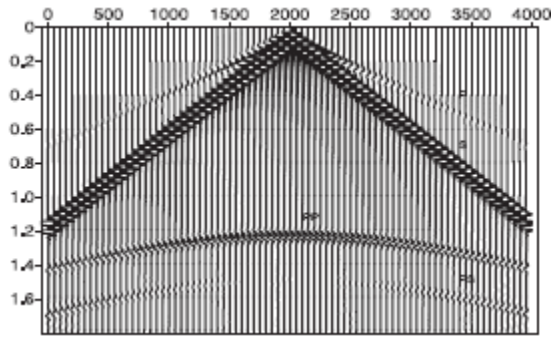


Figura 5: Sismograma elástico anisotrópico da componente  $U_z$  gerado sobre o modelo geológico de duas camadas horizontais  $dt = 0,001$  e  $dx = dz = 10$  m.

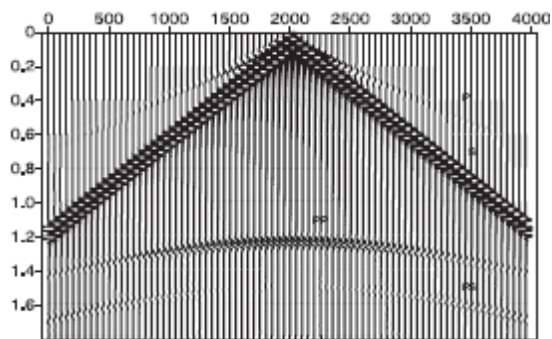


Figura 6: Sismograma viscoelástico anisotrópico da componente  $U_z$  gerado sobre o modelo geológico de duas camadas horizontais  $dt = 0,001$  e  $dx = dz = 10$  m.

**Modelo de uma Falha Normal com uma Armadilha de Gás**

Este modelo foi obtido a partir de uma falha normal que contém uma hipotética armadilha de gás na parte mais alta da segunda e terceira camada (vide figura 7). O principal motivo desta simulação é observar o efeito atenuante causado nos refletores abaixo da camada de gás.

As características físicas de cada camada do modelo podem ser vistas na tabela 2.

meio	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	$\rho(kg/m^3)$	$Q_p$	$Q_s$
1	2650	1600	2100	80	60
2	3200	1700	2200	30	25
3	3600	2100	2300	110	85
4	3800	2300	2400	115	90
5	5000	3000	2800	160	120

Tabela 2: Propriedades do material de uma falha normal com uma camada de gás.

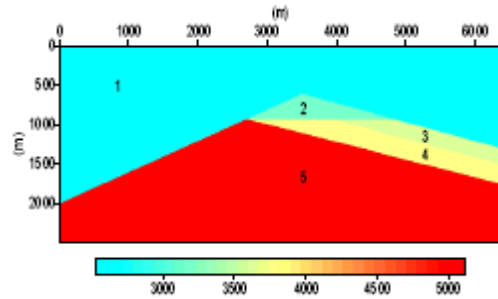


Figura 7: Modelo geológico de uma falha normal com presença de gás na parte mais alta das camadas 3 e 4.

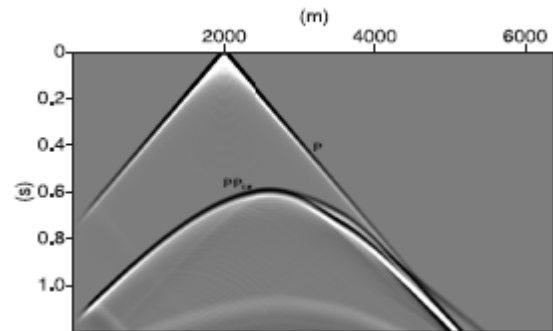


Figura 8: Sismograma acústico sintético da componente  $U_z$  do modelo de uma falha normal com uma camada de gás.

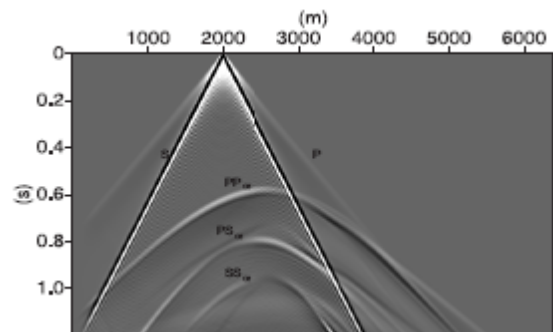


Figura 9: Sismograma elástico sintético da componente  $U_z$  do modelo de uma falha normal com uma camada de gás.

A malha construída para gerar este modelo tem o espaçamento entre os traços  $\Delta x = \Delta z = 10$  m. O modelo tem uma distância de 6400 m por 2600 m de profundidade. O intervalo de amostragem foi de 1 milissegundos, e tempo máximo de registro foi de 1,2 segundos um total de 1200 amostras por traço.

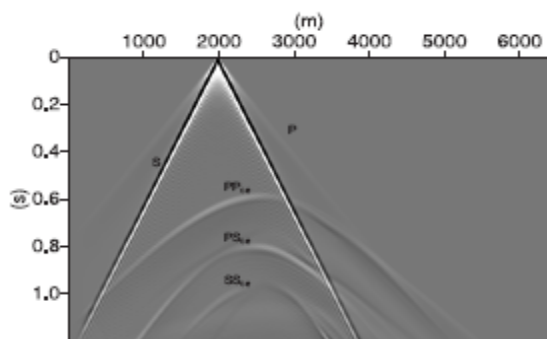


Figura 10: Sismograma viscoelástico sintético da componente  $U_z$  do modelo de uma falha normal com uma camada de gás.

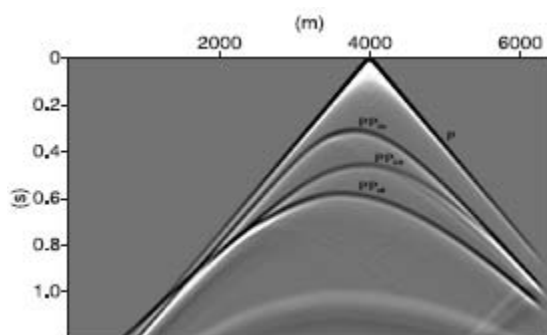


Figura 11: Sismograma acústico sintético da componente  $U_z$  do modelo de uma falha normal com uma camada de gás.

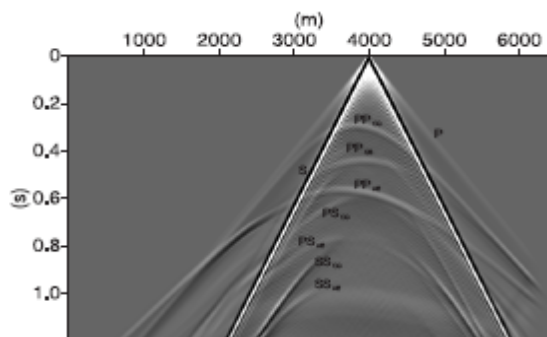


Figura 12: Sismograma elástico sintético da componente  $U_z$  do modelo de uma falha normal com uma camada de gás.

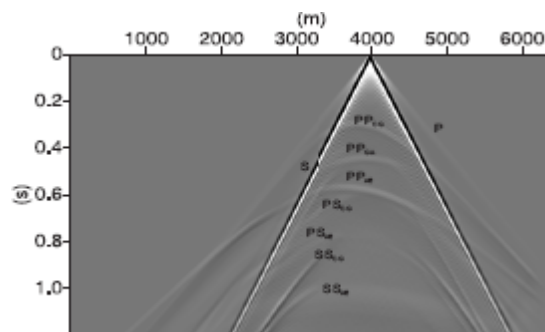


Figura 13: Sismograma viscoelástico sintético da componente  $U_z$  do modelo de uma falha normal com uma camada de gás.

## Resultados

Com o objetivo de mostrar as diferenças entre os quatro sismogramas gerados, inicialmente por uma onda elástica que propaga em um meio isotrópico, ora pela propagação em um meio transversalmente isotrópico, e ainda pela propagação em um meio isotrópico e viscoelástico e finalmente, através de um meio transversalmente isotrópico apresentando o comportamento viscoelástico. Comparando os sismogramas da Figura 2 com a Figura 4, pode-se observar os efeitos da anisotropia nos dados, ou seja a variação da velocidade de propagação da onda com o ângulo de propagação, fato que é mais evidente nos tempos de registros mais afastados. Comparando os sismogramas da Figuras 2 e 3 podemos notar o efeito da viscosidade, principalmente para os tempos de registros mais distantes e com maior ângulo de propagação, ou seja existe uma maior atenuação da amplitude da onda direta  $P$ , e das ondas refletidas  $PP$  e  $PS$  no meio viscoelástico em relação a estas mesmas ondas no meio elástico.

Analisando os sismogramas acústicos das Figuras 8 e 11 podemos notar nitidamente a onda direta  $P$  e as reflexões nas interfaces do meio de acordo com a posição da fonte. Na figura 8 onde a fonte está localizada em  $x = 2000 \text{ m}$  temos a reflexão  $PP_{CE}$  da interface Formação Candeias-Embasamento com uma pequena alteração na forma da onda causada pela camada de gás, na figura 11 com a fonte localizada em  $x = 4000 \text{ m}$  temos as reflexões  $PP_{CG}$ ,  $PP_{GS}$  e  $PP_{AE}$ , que correspondem respectivamente, as interfaces Formação Candeias-Gás, Gás-Sergi e Formação Aliança-Embasamento.

Nos sismogramas elásticos representados pelas figuras 9 e 12 notamos que a amplitude das ondas diretas secundárias  $S$  são muito maiores que as das ondas diretas primárias  $P$ . Para a figura 9 em que a fonte está localizada na posição  $x = 2000 \text{ m}$  temos de forma clara as reflexões na interface Formação Candeias-Embasamento das ondas  $PP_{CE}$ ,  $PS_{CE}$  e  $SS_{CE}$ ; para a figura 12 com a fonte posicionada em  $x = 4000 \text{ m}$ , podemos identificar, de cima para baixo, as reflexões nas

interfaces Formação Candeias-Gás, interface Gás-Formação Sergi e Formação Aliança-Embasamento  $PP_{CG}$ ,  $PP_{GS}$ ,  $PP_{AE}$ ,  $PS_{CG}$ ,  $PS_{AE}$ ,  $SS_{CG}$  e  $SS_{AE}$ , as reflexões na interface Formação Sergi-Aliança não têm como serem identificadas, devido a relação comprimento de onda e espessura da camada.

Na figura 10 e 13, que representam os sismogramas viscoelásticos, podemos notar praticamente os mesmo eventos observados nas figuras dos sismogramas elásticos, exceto pela diminuição das amplitudes nos sismogramas viscoelásticos em comparação com os sismogramas elásticos com a mesma posição da fonte, efeito esse causado pela a viscosidade que é função do fator de qualidade ( $Q_P$  e  $Q_S$ ) para cada uma das camadas do meio.

### Conclusão

A viscosidade proporciona uma poderosa ferramenta de modelagem da subsuperfície terrestre. A função relaxação viscoelástica pode ser facilmente adaptada em função da atenuação e dispersão, efeitos estes presentes nos materiais terrestres durante a propagação da onda sísmica. Nós usamos a técnica de diferenças finitas para resolver a equação da onda elástica e viscoelástica, por que esta técnica numérica é muito precisa e eficiente para resolver problemas de propagação de ondas sísmicas em meios efetivos como o meio viscoelástico. A aplicação do método em modelo simples de duas camadas com uma interface horizontal, permitiu observar de maneira clara as diferenças registradas nos sismogramas, diferenças essas, geradas pela anisotropia e/ou viscoelasticidade.

Como resultado dessas modelagem podemos citar as seguintes conclusos:

1- A propagação dos pulsos de ondas  $P$  e  $S$  refletidas em meios viscoelásticos sofreram uma atenuação de sua amplitude de até 50% se comparadas com as amplitudes dos mesmos eventos propagando em meios elásticos, para fatores de qualidades  $Q_P = 30$  e  $Q_S = 25$ , valores esses típicos de uma camada de gás.

2- O tempo de percurso da onda sísmica é alterado quando os modelos isotrópicos se tornam anisotrópicos, os sismogramas gerados a partir de meios isotrópicos apresentam eventos cujos tempos de trânsito são diferentes dos tempos de trânsito dos eventos correspondentes nos sismogramas gerados a partir de meios anisotrópicos. Esse efeito pode dificultar a interprete a localizar corretamente uma interface.

3- A atenuação presente nas reflexões dos modelos viscoelásticos, deve-se ao coeficiente de atenuação presente nos materiais em subsuperfície também chamados de fator de qualidade ( $Q$ ), que é função dependente da frequência. Portanto, usando valores constantes de acordo com o tipo de material, podemos ter uma atenuação ao ponto de mascarar eventos e dessa maneira dificultando a interpretação dos sismogramas.

Os resultados indicam a necessidade da modelagem viscoelástica para uma apropriada interpretação dos dados sísmicos. A nova técnica será muito útil para resolver problemas de propagação de ondas sísmicas em reservatórios de hidrocarbonetos, que de modo geral são meios viscoelásticos e muitas vezes anisotrópicos. A necessidade de uma boa precisão na simulação das ondas sísmicas de modelos realísticos será possível com o eficiente algoritmo desenvolvido.

### Agradecimentos

Ao Centro de Pesquisa de Geologia e Geofísica – CPGG/UFBA.

### Referencias

- Carcione, J. M. (2001) Wave field in real media. Theory and numerical simulation of wave propagation in anisotropic, anelastic and porous media, pergamonPress.
- Levadre, A. R. (1988) Fouth-order finite-diference P-SV seismograms, Geophysics, 53:1425-1436.
- Madariaga, R. (1976) Dynamics of an expanding circular fount, Bull. Seis. Soc. Am., 66:639-666.
- Poynting, J. H. & Thomson, J. J. (1902) Properties of matter, C. Griffin an Co.
- Zener, C. (1948) Elasticity and anelasticity of metals, Univ. of Chicago Press.