

SÍSMICA DE ALTA RESOLUÇÃO

HIGH RESOLUTION SEISMIC

Rui Dias de Carvalho¹ e Wander Nogueira de Amorim¹

RESUMO — Até meados da década passada, considerava-se que o método de reflexão sísmica multicanal não era útil para o mapeamento de estruturas pequenas em área, e situadas a baixas profundidades. As fontes convencionais não geravam ondas sísmicas com o largo conteúdo de freqüências desejado, e as reflexões rasas eram mascaradas pelo ruído da fonte, por refrações, etc. Nos últimos anos, ocorreram grandes avanços nas áreas de geração de altas freqüências e de supressão de ruídos que tornaram muito atraente a sísmica de alta resolução. No Brasil, existem diversas áreas em que as acumulações são pequenas, rasas e apresentam alta complexidade estratigráfica e estrutural. Assim sendo, a utilização do método sísmico com parâmetros de alta resolução é bastante recomendável. Para se obter resultados com alta resolução é fundamental a seleção adequada dos parâmetros de campo. A escolha destes parâmetros é determinada pelos objetivos do levantamento e pelos recursos disponíveis. Neste trabalho, serão discutidos os conceitos de resolução, de detecção, os principais parâmetros de aquisição de dados, e será realizado um exercício de cálculo destes parâmetros para um levantamento de alta resolução. (Originais recebidos em 23.08.90).

ABSTRACT — *Up to the middle of the past decade, multi-channel seismic reflection was not considered useful for mapping small and low depth shaped basin structures. The conventional sources did not generate the broad range of desired frequencies. In the last few years, there have been great advances in high frequency generation and noise suppression that have made high-resolution seismic very attractive. In Brazil, there are many small shallow accumulations with complex stratigraphy and structure. Thus, the use of a seismic method with high-resolution parameters is highly recommend. To obtain high-resolution results, the proper selection of the field parameters is fundamental. The choice of these parameters is determined by the objectives of the survey and the resources available. In this work, resolution and detection concepts and the principal parameters of data acquisition will be discussed. A calculation using these parameters for a high-resolution survey will be made.*

(Expanded abstract available at the end of the paper).

1 — INTRODUÇÃO

O objetivo principal da aplicação do método sísmico com parâmetros de alta resolução é obter mapeamento preciso de feições, estruturais ou estratigráficas, pequenas, rasas e situadas em áreas onde a sísmica convencional não tem dado bons resultados.

A qualidade dos resultados obtidos com sísmica de alta resolução é função, principalmente, da seleção adequada dos parâmetros de aquisição dos dados de campo. A escolha dos parâmetros de campo é determinada pelos objetivos do levantamento e pelos recursos disponíveis. Os principais parâmetros de campo são: razão de amostragem temporal, intervalo entre estações, intervalo entre pontos de tiro, afastamentos máximo e mínimo, características da fonte e arranjos espaciais. A geração e o registro de altas freqüências, temporais, e espaciais, dependem da combinação adequada destes parâmetros.

O fluxograma de processamento, embora semelhante ao usado no tratamento de dados convencionais,

é também muito importante. Alguns cuidados especiais têm que ser tomados para que as altas freqüências adquiridas no campo sejam preservadas ou, melhor ainda, realçadas com o processamento dos dados.

2 — RESOLUÇÃO SÍSMICA

A resolução de um método é a sua capacidade de distinguir dois pontos próximos um do outro. Em sísmica, temos que considerar dois tipos de resolução: a vertical, relacionada à separação entre pontos em profundidade (ou em tempo), e a horizontal, ligada à separação lateral entre dois pontos.

O principal parâmetro a ser considerado com relação à resolução vertical é o comprimento de onda dominante. A resolução horizontal está, principalmente, ligada ao raio da zona de Fresnel.

Neste item, serão discutidos os limites teóricos aceitos historicamente, os limites adotados na prática

1 - Setor de Geofísica (SEGEF), Superintendência de Exploração e Produção (SUPEP), Centro de Pesquisas (CENPES), Cidade Universitária, Quadra 7, Ilha do Fundão, CEP 21910, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

diária, o conceito de detecção e o que pode ser feito, e é feito, para se mapear eventos além do limite de resolução.

2.1 — Resolução Vertical

Inicia-se examinando os limites teóricos estabelecidos por Rayleigh e Ricker, discutidos em Kallweit e Wood (1982). O critério de Rayleigh foi estabelecido, originalmente, na Ótica e, posteriormente, adaptado à sísmica. Através desta adaptação, temos que o limite de resolução é definido como a separação, em tempo, entre o ponto máximo do lobo principal e o ponto mínimo do primeiro lobo adjacente (separação pico-vale = $b/2$) de uma assinatura da fonte (AF) de fase zero (fig. 1). Assim, segundo este critério, dois pontos serão distinguíveis em profundidade, desde que separados, em tempo, de um intervalo maior ou igual a $b/2$. Kallweit e Wood (1982) mostram que o limite de resolução de Rayleigh está relacionado à derivada primeira da assinatura da fonte. Tomando-se a derivada primeira da mesma, os pontos de máximo e de mínimo da AF ficam determinados. A separação entre as coordenadas do ponto máximo e de um dos mínimos adjac-

tes define o limite de resolução. Isto é importante na definição matemática deste limite para os diferentes tipos de assinaturas existentes. Adiante, serão mostrados estes limites para as assinaturas da fonte de Ricker e sinc.

Ricker e Rayleigh estudaram a forma da onda composta pela convolução da assinatura da fonte com uma função refletividade formada por dois *spikes*, em função da separação entre estes *spikes*. O limite de resolução de Ricker é a separação entre os dois *spikes*, que faz com que a forma de onda composta tenha um *flat spot* no seu máximo central (fig. 1). Ricker mostra que este limite é igual à separação em tempo entre os pontos de inflexão, T_R , da assinatura da fonte original. Os pontos de inflexão e, conseqüentemente, o limite de resolução de Ricker podem ser estabelecidos através da derivada segunda da assinatura da fonte. Derivando-se duas vezes a assinatura da fonte e igualando-se o resultado a zero, determina-se os pontos de inflexão da mesma. A separação entre eles é o limite de Ricker. Assim, segundo o critério de Ricker, dois pontos serão distinguíveis se estiverem separados por um intervalo de tempo maior do que a separação entre os pontos de inflexão da assinatura original.

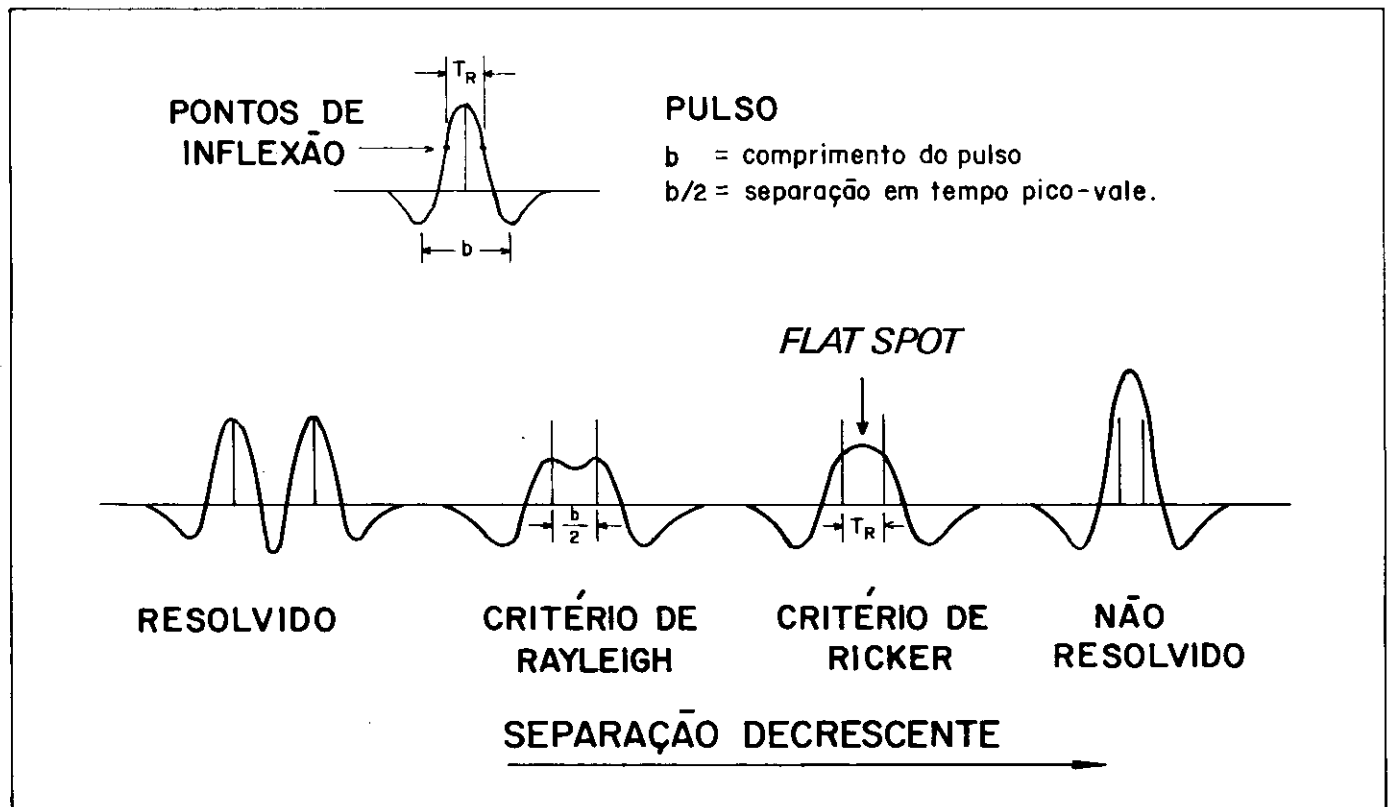


Fig. 1 - O limite de resolução do Rayleigh ocorre quando dois *spikes* estão separados pelo intervalo de tempo entre pico e vale do pulso. O limite de Ricker ocorre quando estes *spikes* estão afastados de um intervalo de tempo igual à separação entre os pontos de inflexão do pulso (modificado de Kallweit e Wood, 1982).

Fig. 1 - The Rayleigh resolution limit occurs when two *spikes* are separated by an interval of time between the peak and valley of the pulse. The Ricker limit occurs when these *spikes* are separated by an interval of time equal to the separation between the points of inflection of the pulse (modified from Kallweit and Wood, 1982).

– Os Limites de Resolução de Rayleigh e Ricker Aplicados às Assinaturas da Fonte de Ricker e Sinc

O limite de resolução de Rayleigh, $b/2$, para a AF de Ricker, segundo desenvolvimento de Kallweit e Wood (1982), pode ser obtido a partir da expressão analítica desta AF:

$$K(t) = [1 - 2(f_p \pi t)^2] \exp[-(\pi f_p t)^2] \quad (1)$$

onde:

$K(t)$ = AF de Ricker

f_p = frequência de pico

t = tempo

A frequência de pico é definida como a componente de maior amplitude do espectro da assinatura da fonte. Derivando-se $K(t)$ em relação a t , obtém-se:

$$\frac{dK(t)}{dt} = 2(\pi f_p)^2 t [2(\pi f_p t)^2 - 3] \exp[-(\pi f_p t)^2] \quad (2)$$

igualando a zero, obtém-se o limite de resolução de Rayleigh para AF de Ricker:

$$\left(\frac{b}{2}\right) = \frac{1}{2,6f_p} \quad (3)$$

Derivando-se $K(t)$ uma segunda vez e igualando-se o resultado a zero:

$$\frac{d^2K(t)}{d^2t} = (2\pi^2 f_p^2)^2 t^4 - 12(\pi f_p)^2 t^2 + 3 = 0 \quad (4)$$

obtém-se o limite de resolução de Ricker, TR, para AF de Ricker:

$$TR = \frac{1}{3,0f_p} \quad (5)$$

Tanto o limite de resolução de Rayleigh, quanto o de Ricker, para AF de Ricker, dependem apenas da frequência de pico desta assinatura da fonte. Estes limites são dados em função de f_p , pois esta é a mais importante característica deste pulso sísmico.

Ainda segundo Kallweit e Wood (1982), deduz-se os limites de resolução para uma AF sinc. Esta assinatura da fonte caracteriza-se por apresentar todas as frequências com amplitudes iguais entre uma frequência mínima, f_b , e uma máxima, f_a . Com desenvolvimento semelhante ao realizado para AF de Ricker chegamos aos seguintes limites de resolução de Rayleigh e Ricker para AF sinc, cuja banda de frequências, entre f_b e f_a , inclua pelo menos duas oitavas:

$$\left(\frac{b}{2}\right) = \frac{1}{1,4f_a} \quad (6)$$

$$TR = \frac{1}{1,5f_a} \quad (7)$$

Conclui-se, daí, que a resolução vertical para AF sinc depende apenas do limite superior de frequências, contido nesta assinatura da fonte.

Calcula-se o limite de resolução para AF de Ricker em termos de espessura da camada e não mais em tempo. Tem-se, para Rayleigh:

$$V = \frac{2\Delta Z}{\Delta t} = \lambda_p f_p; \Delta t = \left(\frac{b}{2}\right) = \frac{1}{2,6f_p}$$

onde:

V = velocidade da camada

Δt = tempo duplo na camada

ΔZ = espessura da camada

λ_p = comprimento de onda de pico

$$\rightarrow \frac{2\Delta Z}{[1/(2,6f_p)]} = \lambda_p f_p \rightarrow \Delta Z_{(b/2)} = \frac{\lambda_p}{5,2} = \frac{V}{5,2f_p} \quad (8)$$

Para Ricker, segundo desenvolvimento semelhante:

$$\Delta Z_{TR} = \frac{\lambda_p}{6,0} = \frac{V}{6,0f_p} \quad (9)$$

Calcula-se o limite de resolução para AF sinc, em termos de espessura da camada:

$$V = \frac{2\Delta Z}{\Delta t} = \lambda_{\min} f_a; \Delta t = \left(\frac{b}{2}\right) = \frac{1}{1,4f_a}$$

$$\frac{2\Delta Z}{[1/(1,4f_a)]} = \lambda_{\min} f_a \rightarrow \Delta Z_{(b/2)} = \frac{\lambda_{\min}}{2,8} = \frac{V}{2,8f_a} \quad (10)$$

Para Ricker:

$$\Delta t = TR = \frac{1}{1,5f_a} \rightarrow \Delta Z_{TR} = \frac{\lambda_{\min}}{3,0} = \frac{V}{3,0f_a} \quad (11)$$

Um ponto importante a se destacar é que não se considerou qualquer tipo de ruído na dedução dos limites de resolução discutidos. Portanto, estes limites podem ser considerados, realmente, como limites teóricos superiores. Na prática, dificilmente serão atingidos.

– O Limite Prático de Resolução

Passa-se a discutir o limite de resolução vertical adotado na prática. O valor deste limite, largamente

difundido na literatura, é um quarto do comprimento de onda dominante:

$$\Delta Z = \frac{\lambda_d}{4} = \frac{V}{4f_d} \quad (12)$$

onde:

f_d = frequência dominante

λ_d = comprimento de onda dominante

A frequência dominante é definida como o recíproco da separação em tempo entre os dois pontos mínimos dos lobos laterais de uma AF de fase zero. Na prática, é a frequência medida nas seções sísmicas.

Na tabela I, são mostrados os limites de resolução vertical obtidos ao se aplicar o método sísmico com parâmetros convencionais e com parâmetros de alta resolução. São consideradas faixas de velocidades geralmente encontradas em subsuperfície. As velocidades sísmicas aumentam e as frequências diminuem com a profundidade. Assim, as espessuras que se consegue resolver são cada vez maiores. Nesta tabela, é mostrada a situação em que se consegue quadruplicar a frequência dominante ao se usar parâmetros de alta resolução. Como o limite de resolução é inversamente proporcional a esta frequência, passa-se a ter capacidade de resolver camadas com espessuras quatro vezes menores.

Uma situação real em que a resolução vertical é muito importante ocorre quando se quer mapear pequenas falhas. A figura 2 mostra um conjunto de falhas verticais com rejeitos iguais a 1, 1/2, 1/4, 1/8 e 1/16 do λ dominante. Percebe-se que, apenas quando o rejeito é maior ou igual a $\lambda/4$, limite de resolução ver-

TABELA I / TABLE I
LIMITES DE RESOLUÇÃO VERTICAL EM
FUNÇÃO DA VELOCIDADE DA CAMADA E DA
FREQÜÊNCIA DOMINANTE
LIMITS OF VERTICAL RESOLUTION AS A FUNCTION
OF THE VELOCITY OF THE BED AND OF THE
DOMINANT FREQUENCY

V(m/s)	F(Hz)	ΔZ (m)	F(Hz)	ΔZ (m)
2 000	50	10	200	2,5
3 000	40	18	160	4,5
4 000	30	33	120	8,3
5 000	20	62	80	15,5

tical consagrado, é que se consegue mapear, com segurança, a falha.

— Detecção Versus Resolução

Um outro importante conceito na prática diária é o de detecção, que é diferente do conceito de resolução. Resolver uma camada implica em identificar as reflexões individuais provenientes do topo e da base desta camada. Detectar uma camada implica apenas em registrar uma forma de onda composta (pela convolução da assinatura da fonte com os coeficientes de reflexão do topo e da base da camada) com suficiente razão S/R, a despeito de se conseguir identificar topo e base da camada. Assim, um evento pode ser detectável, mas não resolvível.

Para avaliar os critérios de resolução estabelecidos por Rayleigh e Ricker, Kallweit e Wood (1982) rea-

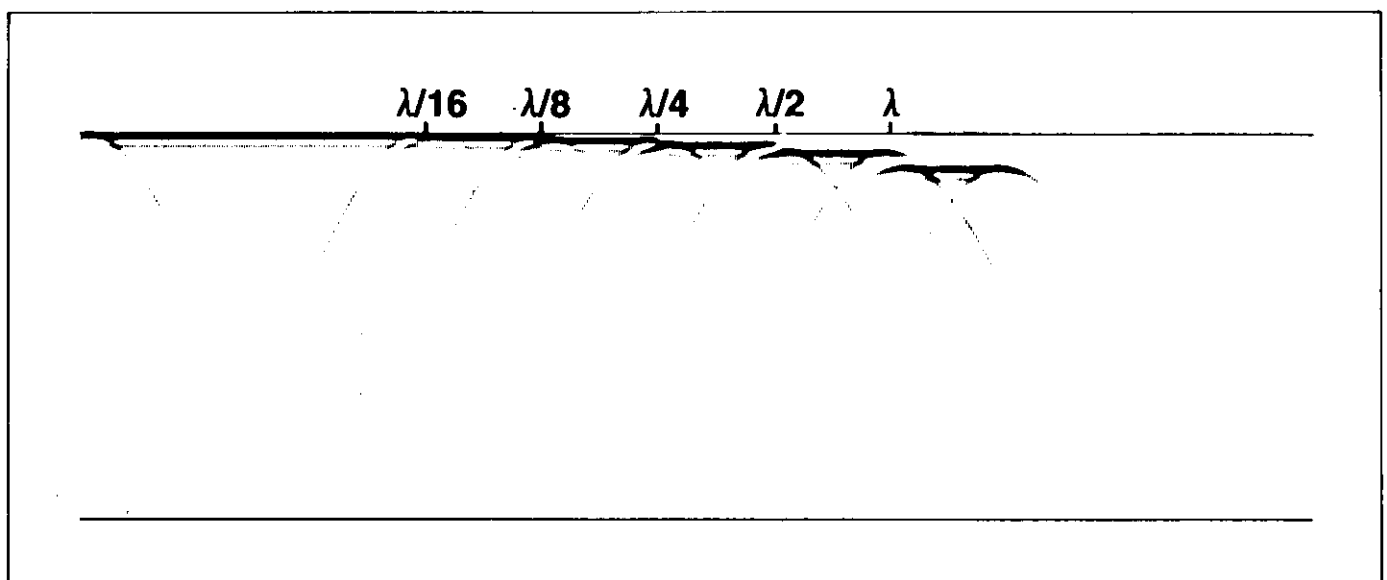


Fig. 2 - Falhas com diferentes rejeitos expressos como frações de comprimento de onda dominante (extraído de Yilmaz, 1987).
 Fig. 2 - Faults with different rejections expressed as fractions of the dominant wavelength (extracted from Yilmaz, 1987).

lizaram alguns testes com modelos bastante simples. Além desta avaliação, aproveitamos estes testes para fazer importantes observações acerca de espessura e de amplitude, que auxiliarão na detecção de eventos além dos limites de resolução.

O modelo fundamental consiste de uma cunha limitada acima e abaixo por materiais diferentes. A partir desta situação, gera-se um modelo formado por dois *spikes* com amplitudes e polaridades iguais, que já havia sido usado por Rayleigh e Ricker, e um outro com dois *spikes* de mesmas amplitudes e polaridades opostas, que havia sido usado por Widess (1973).

Na figura 3, é mostrada a resposta sísmica resultante da convolução de uma AF de fase zero com dois *spikes*, de amplitudes e polaridades iguais. A forma da onda-resposta varia em função da separação entre os *spikes*, isto é, da espessura da cunha. Esta espessura, em milissegundos, é mostrada na parte superior da figura. Observe, nesta figura, que para grandes separações entre os dois *spikes*, a curva-resposta exibe dois picos distintos. À medida que a separação entre os *spikes* diminui, os dois picos passam a interferir construtivamente até que formem um único pico central. O limite de resolução de Ricker, TR, ocorre, como dissemos anteriormente, quando a separação real entre

estes *spikes* é tal que a curva-resposta apresenta um *flat spot* no máximo central. Este limite é mostrado na figura 3. O limite de resolução de Rayleigh, $b/2$, também conhecido na literatura como *tuning thickness*, é o ponto em que a espessura aparente (separação em tempo entre os dois picos da curva-resposta) é exatamente igual à espessura verdadeira, em tempo, da camada. Este ponto, não apresentado na figura, está imediatamente à esquerda do limite de Ricker.

Na figura 4, são apresentadas as espessuras verdadeira e aparente e a amplitude máxima absoluta do modelo da figura 3, obtido usando-se AF Ricker, com $f_p = 25$ Hz. Estudando-se as duas figuras, conclui-se que as espessuras real e aparente são muito parecidas para espessuras maiores que a *tuning thickness* (o que significa dizer, como esperado, que a cunha é resolvível nesta região). Para o modelo da figura 4, a espessura aparente é um pouco maior do que a real a partir do ponto em que a espessura da cunha atinja 33 ms até a *tuning thickness*, quando, então, as duas espessuras se igualam. Para espessuras abaixo da *tuning thickness*, como há apenas um pico central positivo, Kallweit e Wood (1982) e Yilmaz (1987), dizem que a espessura aparente se aproxima de zero.

Nas figuras 3 e 4, vemos que para grandes espessuras da cunha, a amplitude máxima absoluta da curva

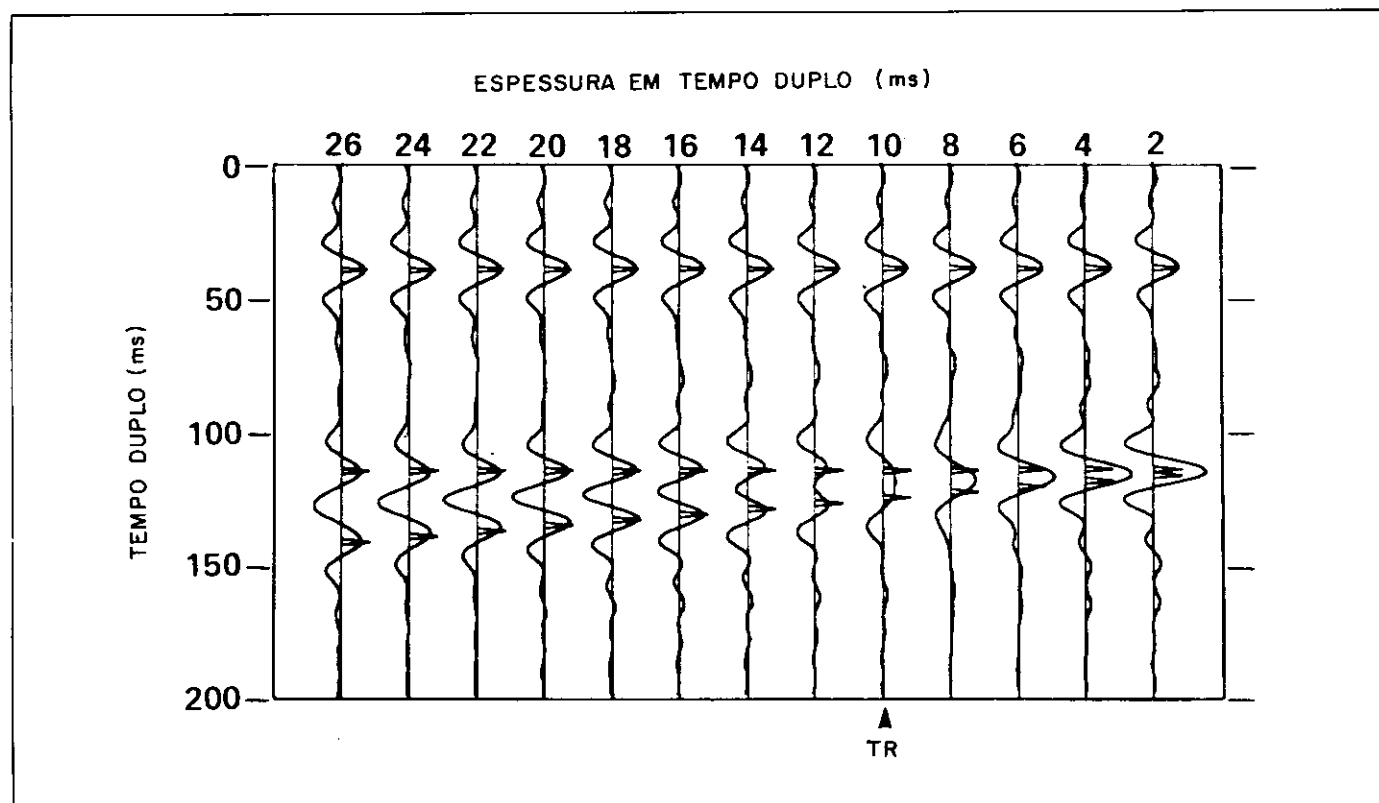


Fig. 3 - Resposta sísmica obtida com a convolução de uma assinatura da fonte com dois *spikes* de amplitudes e polaridades iguais. A forma da onda-resposta varia em função da separação entre os *spikes*. Esta separação, que corresponde à espessura em tempo de uma cunha geológica, é mostrada na parte superior da figura (modificado de Kallweit e Wood, 1982).

Fig. 3 - Response obtained with a convolution of a source signature with two *spikes* of equal amplitude and polarity. The form of the response wave varies as a function of the separation between the *spikes*. This separation, that corresponds to the thickness in time of a geological wedge, is shown in the upper part of the picture (modified from Kallweit and Wood, 1982).

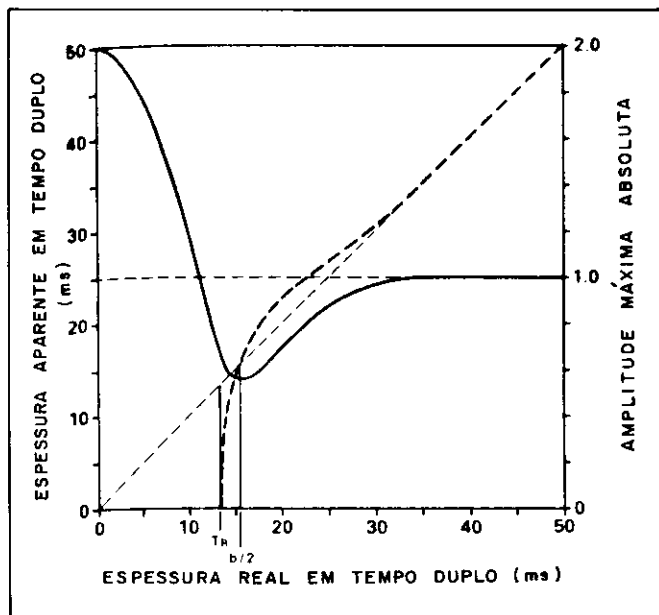


Fig. 4 - Curvas de espessuras verdadeira e aparente e de amplitude máxima absoluta para a resposta sísmica obtida ao convolver-se a AF Ricker com frequência de pico de 25 Hz e os dois *spikes* de mesmas amplitudes e polaridades (modificado de Kallweit e Wood, 1982).

Fig. 4 - *Real and apparent thickness and absolute maximum amplitude curves for a seismic response obtained by convoluting the AF Ricker with a peak frequency of 25 Hz and the two spikes of the same amplitude and polarity (modified from Kallweit and Wood, 1982).*

resposta é simplesmente o resultado da convolução da assinatura da fonte com um dos *spikes*. À medida que a separação entre os *spikes* diminui, e passa a haver interferência significativa, há um decréscimo do valor de amplitude. O ponto mínimo da amplitude ocorre na *tuning thickness* e corresponde à superposição do pico positivo central de um pulso com um pico negativo do outro. A partir deste ponto, a amplitude aumenta, atingindo o seu valor máximo na borda da cunha.

Façamos o mesmo tipo de análise para o modelo em que os dois *spikes* têm amplitudes iguais e polaridades opostas. Na figura 5, está a resposta sísmica deste modelo. Nesta figura, observa-se que, novamente, para grande espessura da cunha, a mesma é facilmente resolvida. À medida que esta espessura diminui, compõe-se uma forma de onda complexa que, segundo Widess (1973), tem a aparência da derivada da assinatura da fonte original. O critério de Widess para o estabelecimento do limite de resolução é contestado por Kallweit e Wood (1982), e não será discutido aqui. Na figura 6, são apresentadas as espessuras real e aparente e a amplitude máxima absoluta para a resposta obtida ao convolver-se a AF Ricker - 25 Hz com a função refletividade formada por dois *spikes* de mesmas amplitudes e polaridades opostas. Observa-se, novamente, que para espessuras maiores do que a *tuning thickness*, as espessuras real e

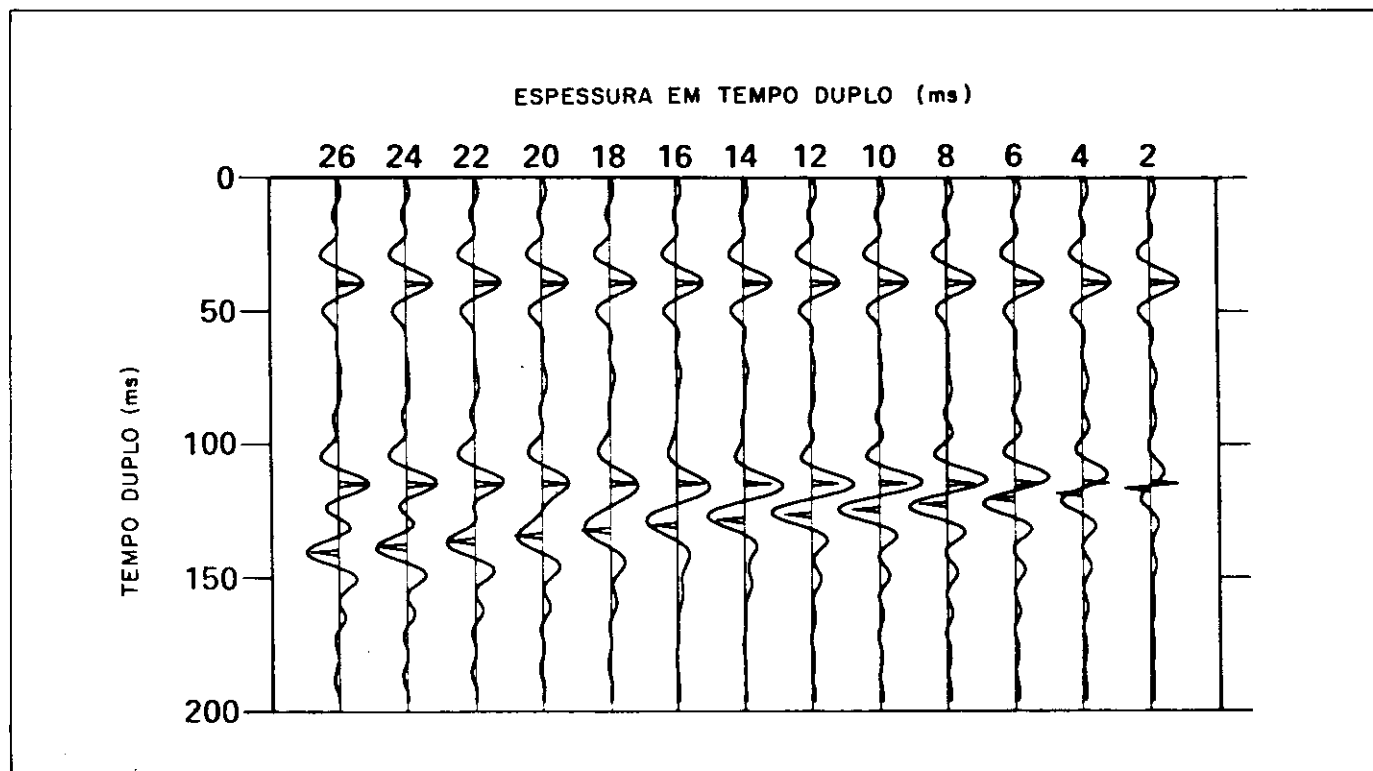


Fig. 5 - Resposta sísmica obtida com a convolução de uma AF de fase zero com dois *spikes* de mesmas amplitudes e polaridades opostas (modificado de Kallweit e Wood, 1982).

Fig. 5 - *Seismic response obtained by the convolution of a zero phase AF with two spikes of the same amplitude and opposite polarities (modified from Kallweit and Wood, 1982).*

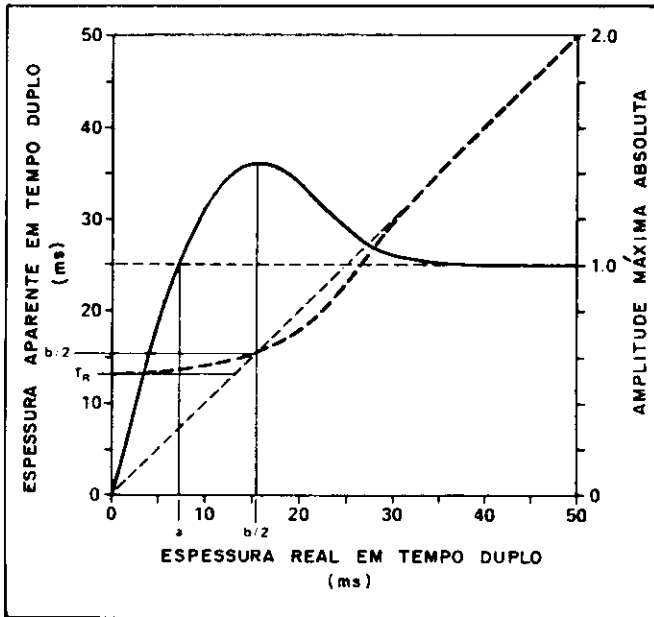


Fig. 6 - Curvas de espessuras verdadeira e aparente e de amplitude máxima absoluta para a resposta sísmica obtida ao convolver-se a AF Ricker com frequência de pico de 25 Hz e os dois *spikes* de mesmas amplitudes e polaridades opostas (modificado de Kallweit e Wood, 1982).

Fig. 6 - *Real and apparent thickness and absolute maximum amplitude curves obtained by convolving the AF Ricker with a peak frequency of 25 Hz and two spikes of the same amplitude and of opposite polarities (modified from Kallweit and Wood, 1982).*

aparente são muito próximas. Ao contrário do que acontece para o modelo anterior, a espessura aparente é um pouco menor do que a real para pontos imediatamente à direita do limite de resolução de Rayleigh, $b/2$ (fig. 6). Abaixo deste ponto, a espessura aparente se apresenta maior do que a real, tendendo a um limite que, segundo Kallweit e Wood (1982), é igual ao limite de resolução de Ricker. Quanto à amplitude, observa-se que à medida que a espessura real diminui, a amplitude aumenta até atingir o ponto máximo na *tuning thickness*, que corresponde à soma do pico central positivo de um pulso com um pico adjacente positivo do outro pulso. A partir daí, a amplitude diminui até atingir o valor zero na borda da cunha.

Assim, a partir da discussão acima, conclui-se que é possível, e aconselhável, usar-se informações de amplitude e de espessura para se detectar camadas finas. Usando estas informações, mapeia-se eventos além dos limites de resolução historicamente aceitos.

Silveira e Gélio (1989) apresentam casos reais em que finas camadas de arenito são detectáveis, embora não resolvíveis. O modelo geológico, semelhante ao último modelo discutido, é formado por lentes de arenito encaixadas em folhelhos. A velocidade de propagação nestes arenitos é de 2 890 m/s e a frequência dominante é de 27 Hz, o que dá limite prático de resolução vertical de 27 m. Na seção sísmica 32-RL-28, figura 7, estão destacados estes corpos de arenito. As

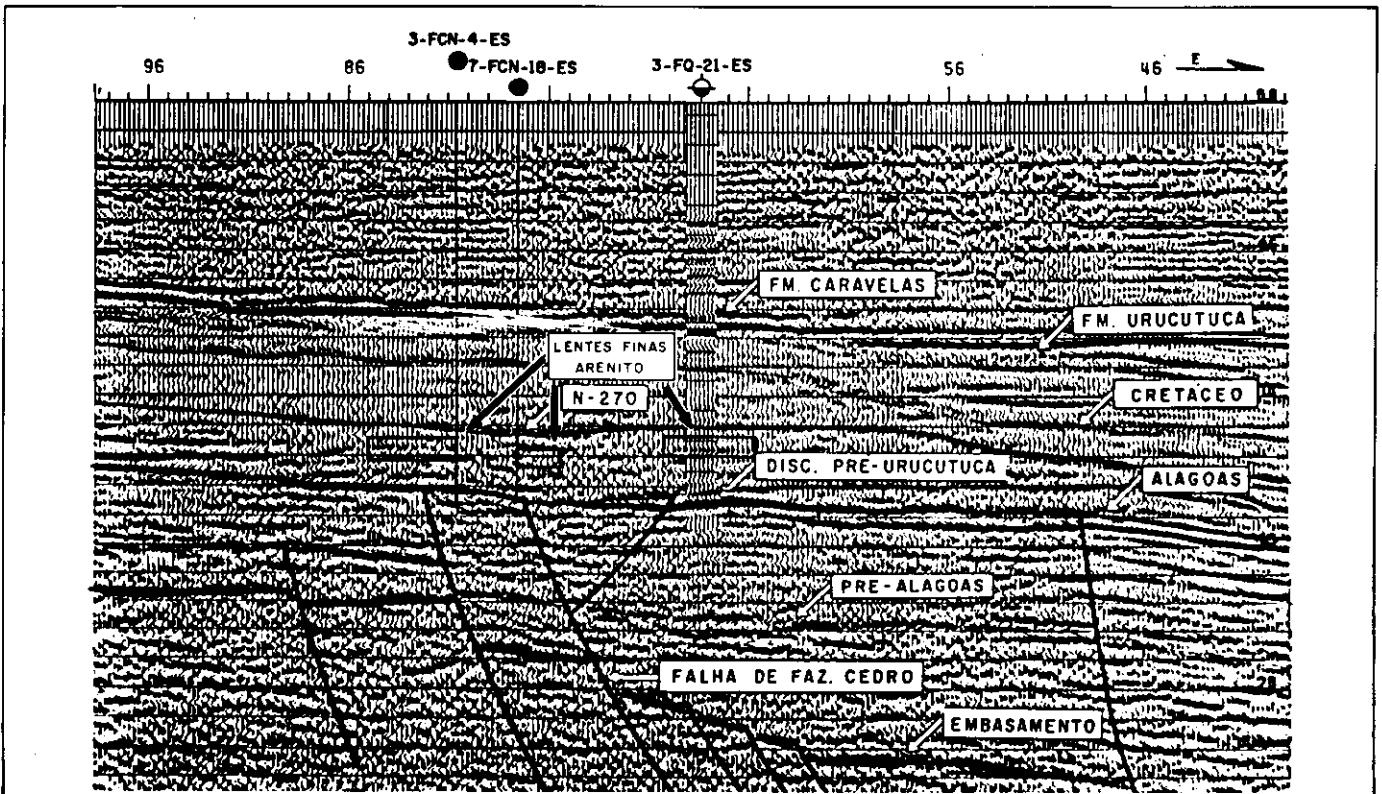


Fig. 7 - Seção sísmica 32-RL-28 com o sismograma sintético do poço 3-FQ-21-ES. Destaque para as camadas finas de arenito (extraído de Silveira e Gélio, 1989).

Fig. 7 - *Seismic section 32-RL-28 with a seismogram of the well 3-FQ-21-ES. Special attention to the fine sandstone beds (extracted from Silveira and Gélio, 1989).*

espessuras dos níveis de arenito com óleo nos poços 3-FCN-4-ES e 3-FQ-21-ES são de 12 e 7 m, respectivamente. Estes corpos foram interpretados pelo geofísico Silveira, levando em consideração, principalmente, informações biocronoestratigráficas e as variações de amplitude ao longo dos mesmos. O sismograma sintético do poço 3-FQ-21-ES mostra uma boa correlação com os sinais da linha sísmica.

— Resolução e Banda de Frequências

Vamos estudar as relações existentes entre resolução e banda de frequências, número de oitavas contidas num pulso, frequência máxima, largura da faixa de frequências (definida como: freq. máx.-freq. mín.) e amplitudes dos lobos laterais das assinaturas da fonte.

A resolução é determinada pelo comprimento do pulso, desde que se considere a inexistência de ruídos. É interessante notar o relacionamento entre comprimento do pulso e a banda de frequências contida neste pulso. Considerando esta questão em termos de número de oitavas, é claro que um pulso com banda de frequências de duas oitavas terá maior poder de resolução se esta banda for composta por frequências altas. Isto é mostrado na figura 8, onde são comparadas duas assinaturas da fonte com mesmo número de oitavas mas em diferentes faixas do espectro. A assinatura com banda de frequências (10, 40 Hz) tem forma muito parecida com a da assinatura da fonte com banda de frequências (40, 160 Hz). O que as diferencia, é que o primeiro pulso é

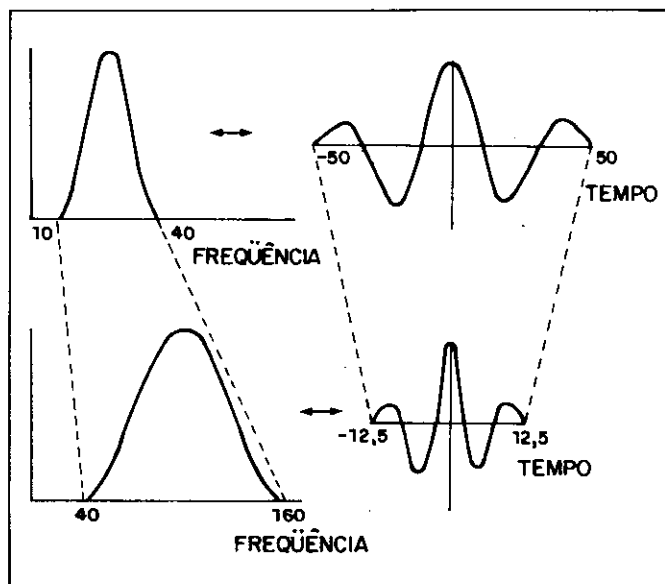


Fig. 8 - Pulsos sísmicos com duas oitavas de frequências situadas em diferentes pontos do espectro de amplitude (modificado de Knapp e Steeples, 1986).

Fig. 8 - Seismic pulses with two frequency octaves from two different points of the amplitude spectrum (modified from Knapp and Steeples, 1986).

quatro vezes mais longo do que o segundo. A assinatura da fonte com mais altas frequências tem maior poder de resolução.

Kallweit e Wood (1982) estudam a relação existente entre resolução, banda e largura da banda de frequências, número de oitavas e frequência máxima de um pulso. Este estudo é feito usando o modelo da figura 5, ou seja, dois *spikes* de mesmas amplitudes e polaridades opostas. Na figura 9, são mostradas as respostas obtidas ao convolver-se este modelo geológico com três AF sinc com as seguintes bandas de frequências: (3, 48Hz), (12, 47Hz) e (22, 43Hz). Observa-se que estes pulsos têm limite de resolução idênticos a quatro, duas e uma oitava, respectivamente. Interpretando-se topo e base da cunha, conclui-se que os resultados obtidos para os pulsos com duas e quatro oitavas são, praticamente, os mesmos e diferem dos obtidos com a AF sinc com uma única oitava.

Comparando-se os pulsos com duas e quatro oitavas, percebe-se que quase todos os parâmetros usados para descrever conteúdo de frequências (banda de frequências, número de oitavas e largura de faixa de frequências) são bastante diferentes entre si. O único parâmetro que permanece, quase constante, é a frequência máxima, f_a .

Os autores, acima citados, fazem um segundo exercício sobre o mesmo tema. Tomam o mesmo modelo geológico e o convolvem com uma assinatura da fonte de duas oitavas (12,5, 50Hz) e com um pulso passa baixas frequências (0, 50Hz). Novamente, o único parâmetro comum aos dois pulsos é a frequência máxima. Na figura 10, é apresentado um gráfico de espessura aparente contra a espessura real. As curvas de espessura aparente para ambos os pulsos são praticamente idênticas. Os limites de resolução também são iguais. Então, novamente, temos limites de resolução iguais para dois pulsos com apenas frequência máxima em comum.

A conclusão é que, desde que a AF sinc tenha duas oitavas de frequências, a resolução vertical depende, apenas, da frequência máxima.

Outro ponto a se considerar é o efeito provocado pelos lobos laterais dos pulsos. Pode-se fazer dois tipos de observação. A primeira é que a amplitude dos lobos laterais diminui à medida que se aumenta a banda de frequências. O pulso ideal é o *spike* que tem infinita banda de frequências e nenhum lobo lateral; com ele, resolve-se qualquer camada. À medida que a banda de frequências diminui, aumentam as amplitudes dos lobos laterais. A pior situação possível ocorre quando a AF tem apenas uma única frequência. Neste caso, não se distinguem lobos centrais e laterais e nem se consegue resolver camada alguma.

A segunda observação diz respeito à influência dos lobos laterais, considerando-se a largura da faixa de frequências constante, mas situada em diferentes pontos do espectro. Na figura 11a, é apresentado um

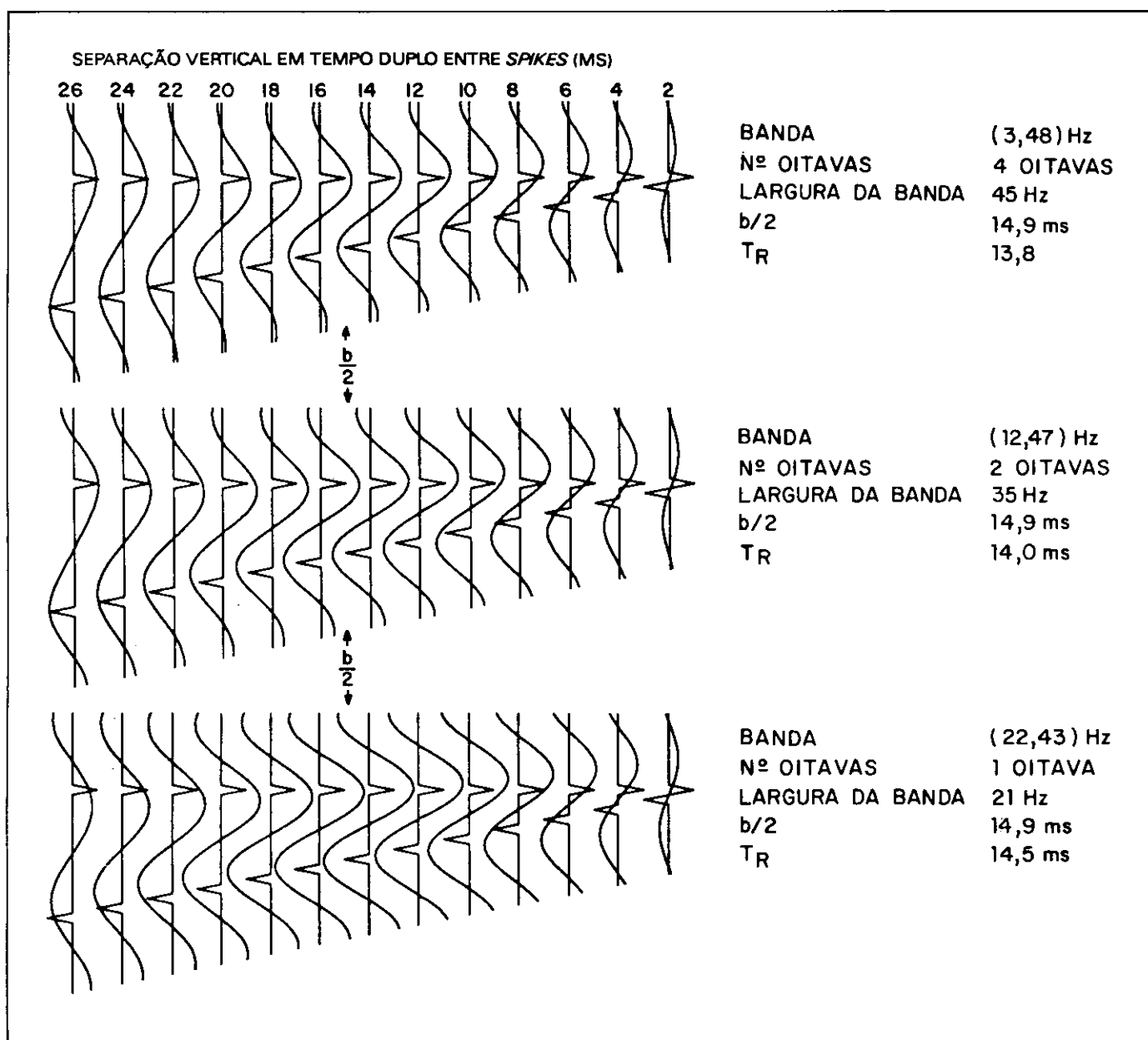


Fig. 9 - Respostas sísmicas obtidas pela convolução de dois *spikes*, de mesmas amplitudes e polaridades opostas, e três AF sinc com diferentes conteúdos de freqüência (modificado de Kallweit e Wood, 1982).

Fig. 9 - *Seismic response obtained by the convolution of two spikes of the same amplitude and of opposite polarities, and three AF sinc with different frequency contents (modified from Kallweit and Wood, 1982).*

pulso com banda de freqüências (10, 50Hz) e, na figura 11b, uma assinatura com banda (160, 200Hz). Ambos os pulsos têm a mesma largura da faixa de freqüências de 40 Hz. Vemos que no pulso (160, 200Hz) os lobos laterais têm amplitudes significativamente maiores do que no pulso (10, 50Hz). Certamente, o poder de resolução da assinatura (10, 50Hz) é maior do que a de (160, 200Hz). É interessante notar que o pulso (160, 200Hz) não contém duas oitavas de freqüências. Na verdade, contém apenas 1/4 de oitava. A prática tem demonstrado que é muito difícil trabalhar com pulsos sísmicos que tenham menos do que 1,5 oitavas.

Juntando-se todas as observações feitas, conclui-se que, para conseguir a melhor resolução, deve-se tentar obter pulsos sísmicos com, pelo menos, duas oitavas de freqüências, situadas na porção mais alta do espectro.

Estas observações são importantes quando se vai estabelecer os parâmetros de campo. Obter uma assinatura da fonte nas condições acima descritas é fundamental. Estes parâmetros devem ser escolhidos de tal modo a gerá-la e a registrá-la. No processamento, todo esforço deve ser feito para realçar as altas freqüências adquiridas no campo. O principal processo envolvido no alargamento do

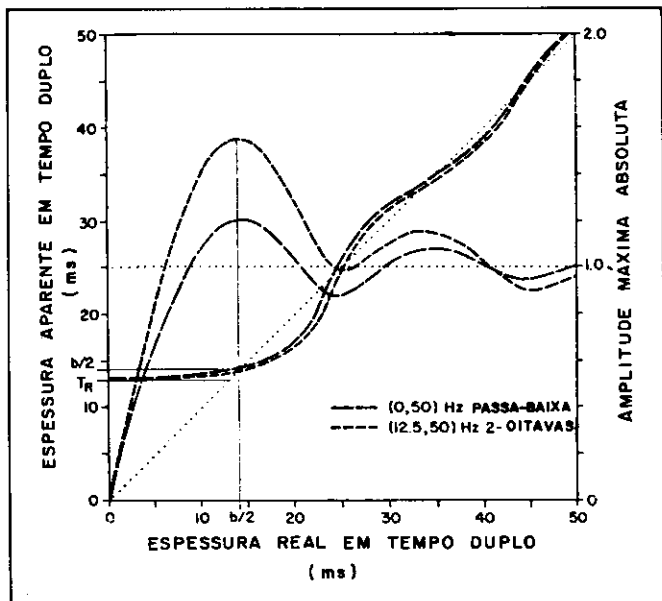


Fig. 10 - Curvas de espessuras verdadeiras e aparentes e amplitudes máximas absolutas obtidas ao convolver-se dois pulsos com bandas de frequência de (12,5, 50 Hz) e (0, 50 Hz) com dois spikes de mesmas amplitudes e polaridades opostas (modificado de Kallweit e Wood, 1982).

Fig. 10 - Real and apparent thickness and absolute maximum curves obtained by convolving two pulses with frequency ranges (12,5, 50 Hz) and (0, 50 Hz) with two spikes of the same amplitude and of opposite polarities (modified from Kallweit and Wood, 1982).

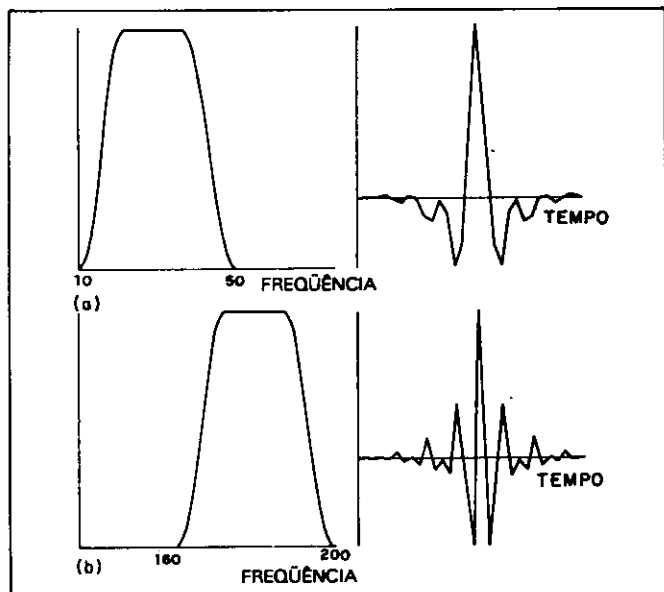


Fig. 11 - (a) Pulso sísmico com banda de frequências (10, 50 Hz); (b) pulso sísmico com banda de frequências (160, 200 Hz). Estes pulsos têm larguras iguais de bandas de frequências, mas estas bandas estão situadas em diferentes pontos do espectro, o que se reflete no poder de resolução das assinaturas da fonte (modificado de Knapp e Steeples, 1986a).

Fig. 11 - (a) Seismic pulse with bandy frequency (10,50 Hz); (b) Seismic pulse with band frequency (160, 200 Hz). These pulses have equal widths but the frequency ranges are located at different points of the spectrum. This is reflected in the resolution power of the source signatures (modified from Knapp and Steeples, 1986a).

espectro de frequências dos sinais é a deconvolução. Este filtro é a melhor arma disponível para se aumentar a resolução vertical no processamento dos dados.

2.2 - Resolução Horizontal

A resolução horizontal de um método consiste na sua capacidade em distinguir dois pontos lateralmente próximos um do outro. Para analisar resolução horizontal em sísmica considerar a figura 12, em que uma frente de onda esférica incide sobre o refletor plano AA'. Segundo o princípio de Huygens, este refletor pode ser encarado como constituído por um conjunto contínuo de pontos difratores. Para fonte e receptor no ponto S, o sinal proveniente do ponto O demorará $T_0 = 2Z_0/V$ para fazer a trajetória SOS. Pode ser considerado que a frente da onda avançou de $\lambda/4$ em profundidade. Isto faz com que os pontos situados entre A e A' passem a emitir energia em direção a S. A energia proveniente dos pontos A e A' levará $T_1 = 2(Z_0 + \lambda/4)/V$ para ir e voltar a S. Todos os sinais emitidos pelos pontos situados no disco com raio OA atingirão o receptor com intervalos de tempo entre T_0 e T_1 . Segundo Yilmaz (1987), Tesis (1984), e outros autores, a energia total que atinge o receptor dentro do intervalo $(T_1 - T_0)$, que corresponde à metade do período dominante, interfere construtivamente. Ainda segundo estes autores, pode ser calculado o raio do círculo AA':

$$(OA)^2 = (Z_0 + \frac{\lambda}{4})^2 - Z_0^2 =$$

$$Z_0 \frac{\lambda}{2} + \frac{\lambda^2}{16} \approx Z_0 \frac{\lambda}{2} \quad (13)$$

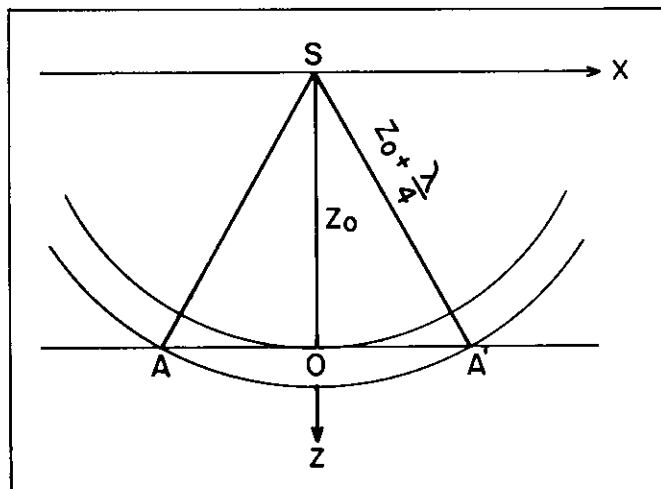


Fig. 12 - Zona de Fresnel no plano (X, Z) (modificada de Yilmaz, 1987).

Fig. 12 - Fresnel Zone on the X, Z plane (modified from Yilmaz, 1987).

temos: $\lambda_d = \frac{V}{f_d}$ e $Z_0 = \frac{V\Delta t}{2}$, daí:

$$OA \cong \frac{V}{2} \sqrt{\frac{\Delta t}{f_d}} \quad (14)$$

onde:

V = velocidade média até o refletor

Δt = tempo duplo

O disco refletor AA' é chamado de primeira zona de Fresnel (Sheriff, 1977). Dois pontos refletores situados dentro desta zona não são distinguíveis quando observados da superfície. Portanto, a primeira zona de Fresnel constitui o limite de resolução horizontal do método sísmico.

Na tabela II, são apresentados os limites de resolução horizontal obtidos com sísmica convencional e de alta resolução. Foram usadas velocidades comumente encontradas em subsuperfície e consideramos ter quadruplicado os valores de frequência ao usar parâmetros de aquisição de alta resolução. É interessante notar que, como a resolução horizontal é inversamente proporcional a $f_d^{1/2}$, ao multiplicar-se por quatro as frequências, consegue-se, apenas, dividir pela metade o raio da zona de Fresnel. Comparando-se as tabelas I e II, conclui-se que ao se conseguir, com o emprego de sísmica de alta resolução, multiplicar por n os valores de frequência, melhora-se n vezes a resolução vertical e $n^{1/2}$ vezes a resolução horizontal.

A equação (14) indica que a resolução horizontal diminui com a profundidade. A figura 13 mostra quatro interfaces refletoras, cada uma delas com quatro segmentos não refletores. As dimensões destes segmentos são indicadas pelas barras na parte superior da figura. Na seção sísmica, algumas reflexões são contínuas ao longo dos segmentos não refletores. É difícil reconhecer-se o segmento A em

qualquer das quatro reflexões; B é reconhecível a 0,5 s; o segmento C é razoavelmente identificável até 2,0 s e o D é reconhecível em todos os níveis. O não reconhecimento destes segmentos ocorre quando o tamanho dos mesmos é menor do que o limite de resolução horizontal do método.

Na figura 13, nota-se que há difrações ao longo dos segmentos não refletores em todos os horizontes refletores. O objetivo da migração é efetuar o colapso de difrações e corrigir a posição de corpos refletores em subsuperfície. Assim, a migração pode ser encarada como um processo de filtragem realizado para melhorar a resolução horizontal.

Considerando que tanto o limite de resolução vertical quanto o de resolução horizontal são inversamente proporcionais à frequência, conclui-se que quanto mais altas frequências se conseguir gerar e registrar no campo e reforçar no processamento, melhor para a resolução sísmica.

3 — DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS DE CAMPO

Existem, na PETROBRÁS, alguns trabalhos bastante completos à cerca da seleção de parâmetros de aquisição de dados sísmicos de campo. Dentre eles destacam-se "Determinação de Parâmetros de Campo", Tassis (1984) e "Determinação de Parâmetros de Campo na Sísmica de Reflexão", Baccar (1984). Além destas publicações, existem diversos informes geofísicos, relatórios, etc., que tratam, particularmente, de um assunto, como por exemplo, falseamento espacial, arranjos espaciais longos, etc.

O objetivo desta parte do trabalho é discutir, especificamente, a determinação de parâmetros de campo voltados para a obtenção de dados sísmicos com alta resolução.

O primeiro passo para a correta seleção dos parâmetros de campo é determinar, o mais precisamente possível, o problema exploratório que se quer resolver. As mais importantes informações sobre o objetivo geológico específico que se quer resolver são: tempo-duplo do objetivo, velocidade média até o objetivo, mergulho máximo, velocidade do objetivo e mais alta frequência de interesse. As quatro primeiras informações podem ser medidas diretamente do material, em geral, disponível, da área. A frequência máxima de interesse ou a frequência dominante são calculadas em função da resolução a ser obtida com o levantamento. Usando a equação (12), determina-se a frequência dominante necessária para se obter uma dada resolução. Sabendo-se a frequência dominante, calcula-se a frequência máxima considerando que $f_a = 1,4 \times f_d$ (dado prático).

Um levantamento sísmico de alta resolução é, em geral, realizado em áreas, pelo menos parcial-

TABELA II / TABLE II
LIMITES DE RESOLUÇÃO HORIZONTAL EM FUNÇÃO DA VELOCIDADE, FREQUÊNCIA E TEMPO DUPLO ATÉ O REFLETOR
LIMITS OF HORIZONTAL RESOLUTION AS A FUNCTION OF VELOCITY, FREQUENCY, AND DOUBLE TIME TO THE REFLECTOR

V(m/s)	Δt (s)	F(Hz)	OA(m)	F(Hz)	OA(m)
2 000	0,5	50	100	200	50
3 000	1,0	40	237	160	118
4 000	1,5	30	447	120	223
5 000	2,0	20	790	80	395

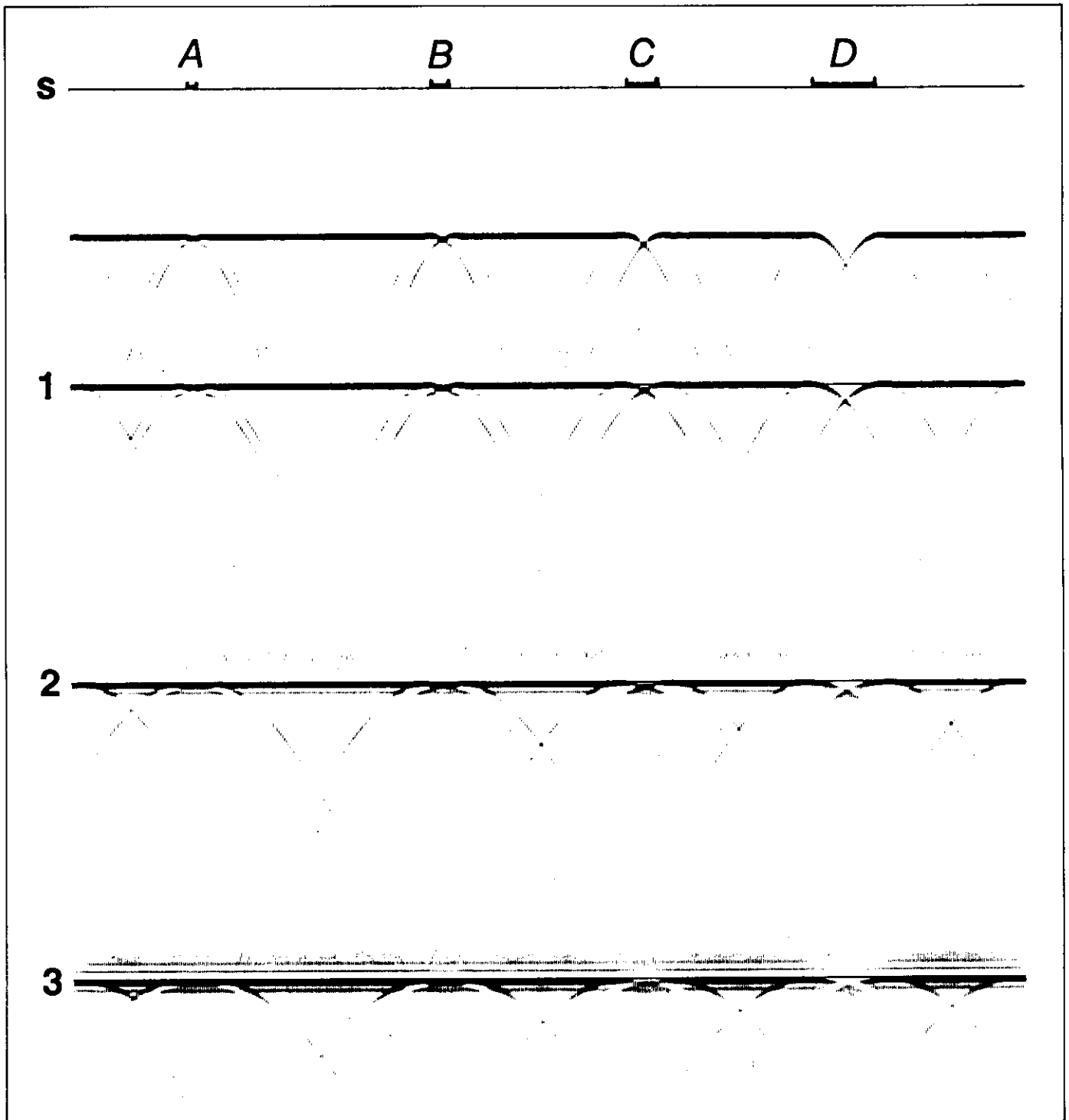


Fig. 13 - Seção com afastamento zero de um modelo constituído por quatro interfaces refletoras, cada uma delas com quatro segmentos, A, B, C e D, não refletoras (modificada de Yilmaz, 1987).

Fig. 13 - Section with zero offset of a model made up of four reflector interfaces, each one having four non-reflector segments, A, B, C, and D (modified from Yilmaz, 1987).

mente, conhecidas. Assim, deve-se usar todas as informações disponíveis, tais como: seções sísmicas antigas, sismogramas, perfis de ruídos, modelagens, etc., para se obter, com precisão, as informações acima mencionadas.

Os principais parâmetros de campo que serão aqui discutidos são: afastamentos fonte-receptor

máximo e mínimo, intervalo entre traços na seção empilhada, intervalo entre estações de geofone, intervalo entre pontos de tiro, razão de amostragem, multiplicidade, comprimento do registro, filtro corta-baixa e propriedades da fonte. As relações entre as características do objetivo exploratório e os parâmetros de campo são dadas por diversos

autores. Neste relatório será adotada, apenas para estabelecer uma seqüência de discussão dos parâmetros de campo, a usada por Anstey (1986) (fig. 14). Ao final deste relatório, será feito um exercício prático de seleção de parâmetros de campo para um objetivo exploratório na Bacia Potiguar.

3.1 — Afastamentos Fonte-Receptor Máximo e Mínimo

As separações fonte-receptor máxima e mínima são escolhidas de tal modo que as reflexões fiquem

situadas numa janela onde a presença de ruídos é pequena.

— Afastamento Máximo

Alguns aspectos conflitantes têm que ser levados em consideração na determinação do afastamento máximo. Em relação à análise de velocidade, temos que, quanto maior for o NMO, mais fácil a interpretação da mesma. A correção de NMO é calculada, aproximadamente, usando:

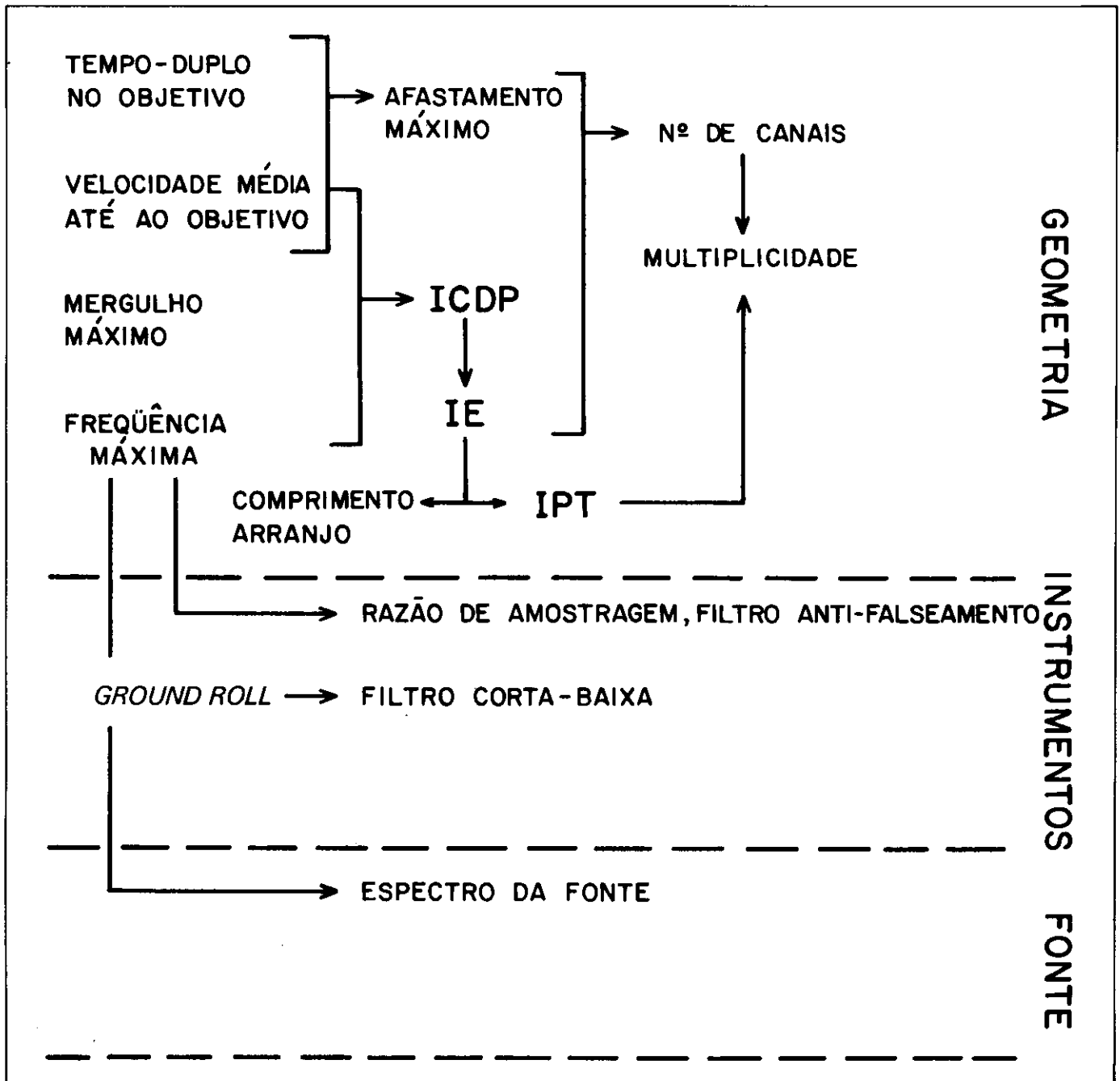


Fig. 14 - Relações principais entre as características do objetivo exploratório e os parâmetros de campo e destes entre si.
 Fig. 14 - Principal relationships between the characteristics of the exploratory objective and the field parameters and between their individual characteristics.

$$\Delta t_{nmo} = \frac{X^2}{2t_0 V_{nmo}^2} \quad (15)$$

onde:

X = separação fonte-receptor

t_0 = tempo de trânsito duplo para separação fonte-receptor igual a 0

V_{nmo} = velocidade de empilhamento

Assim, quanto maior for o afastamento fonte-receptor, maior será Δt_{nmo} e, conseqüentemente, mais fácil será a análise de velocidade.

Por outro lado, durante o processamento dos dados sísmicos, aplica-se um silenciamento aos traços, que consiste em zerar a porção inicial dos mesmos, principalmente nos traços com maiores afastamentos, com dois objetivos principais. O primeiro é remover distorções provocadas pelo estiramento dos traços, causado pela correção de NMO. Quando este estiramento atinge 12%, segundo Tassis (1984), os dados devem ser zerados. A segunda razão para a aplicação do silenciamento é a remoção de reflexões distorcidas que ocorrem após o ângulo crítico. Este ângulo é dado por:

$$\theta = \arcsen \left(\frac{V_1}{V_2} \right) \quad (16)$$

V_1 é a velocidade de uma camada, superposta a uma camada de velocidade V_2 . Se a mudança de velocidade é abrupta e considera-se trajetória reta para as reflexões, a separação fonte-receptor para a reflexão que volta, no ângulo crítico, à superfície, é:

$$X = 2z \tan \theta \quad (17)$$

onde:

z = profundidade da interface refratora

Segundo Knapp e Steeples (1986a), em função dos modelos de velocidade comumente encontrados, o afastamento máximo fica entre 0,7 e 2,0 vezes z .

Caso se selecione afastamento máximo maior do que o indicado e os dados assim obtidos sejam, posteriormente, eliminados durante o processamento (ou, de qualquer maneira, não sirvam por estar fortemente distorcidos), a conseqüência evidente é a perda de cobertura nominal na porção mais rasa da seção, o que diminuirá a razão S/R para esta parte da linha. Como os objetivos da sísmica de alta resolução são, em geral, rasos, deve-se ter redobrada atenção ao se escolher este parâmetro.

Como regra prática, largamente difundida na indústria, estabelece-se que o afastamento máximo deve ser igual à profundidade do objetivo exploratório. Em sísmica de alta resolução, isto implica em que raramente os afastamentos máximos ultrapassem os 1 000 m.

— Afastamento Mínimo

Na seleção da menor separação fonte-receptor, temos, também, que levar em consideração necessidades conflitantes. A favor de se usar afastamentos mínimos curtos estão duas razões. A primeira, é que com afastamentos curtos garante-se multiplicidade nos horizontes rasos. A segunda, é a importância em se garantir o registro de primeiras quebras com boa qualidade, que poderão ser usadas no cálculo das correções estáticas. Em geral, estas primeiras quebras são melhor definidas nos traços com menores afastamentos.

Contra o uso de pequenos afastamentos fonte-receptor estão os ruídos coerentes gerados pela fonte, isto é, o *ground roll*. Em geral, a amplitude do *ground roll*, nos traços muito próximos da fonte, é muito maior do que a amplitude dos sinais. O *ground roll* chega a estar mais de 40 dB acima do sinal, em traços próximos da fonte. Em algumas situações, este ruído pode até saturar o instrumento de registro, impedindo que as altas freqüências sejam registradas.

Como o aumento de resolução é função, principalmente, da presença de altas freqüências nos dados, faz-se um esforço maior para se atenuar o *ground roll* nos levantamentos de alta resolução. São usados filtro corta-baixa com freqüência de corte mais alta do que a usada convencionalmente, geofones com freqüências naturais também mais altas e arranjos espaciais curtos (estes tópicos serão discutidos adiante). Entretanto, mesmo com todo este esforço, é importante que se escolha um afastamento mínimo fonte-receptor que fuja da zona mais ruidosa.

A escolha deste parâmetro é muito facilitada pelo estudo dos sismogramas de campo e/ou de modelagens representativas da área em que se vai trabalhar.

3.2 — Intervalo entre Traços na Seção Empilhada

O que determina o intervalo entre traços na seção empilhada (ICDP) é a necessidade de se obter amostragem espacial adequada para a realização da migração. Isto implica em se evitar o falseamento espacial.

A expressão que fornece ICDP é a bem conhecida:

$$ICDP \leq \frac{V}{4f \sin \alpha} \quad (18)$$

onde:

V = velocidade média (até o refletor de interesse)

f = freqüência máxima

α = ângulo máximo de mergulho

Assim, para se determinar o ICDP, temos que estimar a velocidade do meio, e saber tanto a freqüência máxima quanto o mergulho máximo que se deve migrar corretamente.

Para que se possa determinar os parâmetros de campo a serem usados num levantamento de alta resolução é necessário, como já foi dito anteriormente, que o objetivo exploratório esteja bem definido. Isto implica em se ter boas estimativas de V , f e α . A velocidade do meio pode ser tomada de algum processamento anterior ou de poço. O mergulho máximo dos refletores pode ser estimado usando-se informações de poço ou seções sísmicas da área. A frequência máxima necessária para atingir os objetivos do levantamento deve ser medida em modelagens realizadas a partir de dados de poços e/ou calculada a partir da resolução desejada, equação (12), para a área.

A figura 15 é um gráfico de ICDP x f x α para uma velocidade (= 3 280 m/s) fixa. De posse deste gráfico,

o geofísico determina o ICDP mínimo necessário para amostrar corretamente os refletores da área.

Para diminuir custos, pode-se considerar a possibilidade de usar ICDP maiores, que irão provocar a perda das frequências mais altas dos refletores mais mergulhantes. Em sísmica de alta resolução, esta última possibilidade deve ser evitada ao máximo. Como se procura obter frequências significativamente mais altas do que as registradas convencionalmente, em geral, o ICDP é bem menor do que os usados normalmente. Na figura 15, o ponto A corresponde a um conjunto de "características" obtidas convencionalmente, frequência máxima de 50 Hz e $\alpha = 45^\circ$, o que indica ICDP = 23 m. O ponto B corresponde a resultados conseguidos com alta resolução, frequência máxima de 150 Hz e $\alpha = 60^\circ$, implicando em ICDP = 6 m.

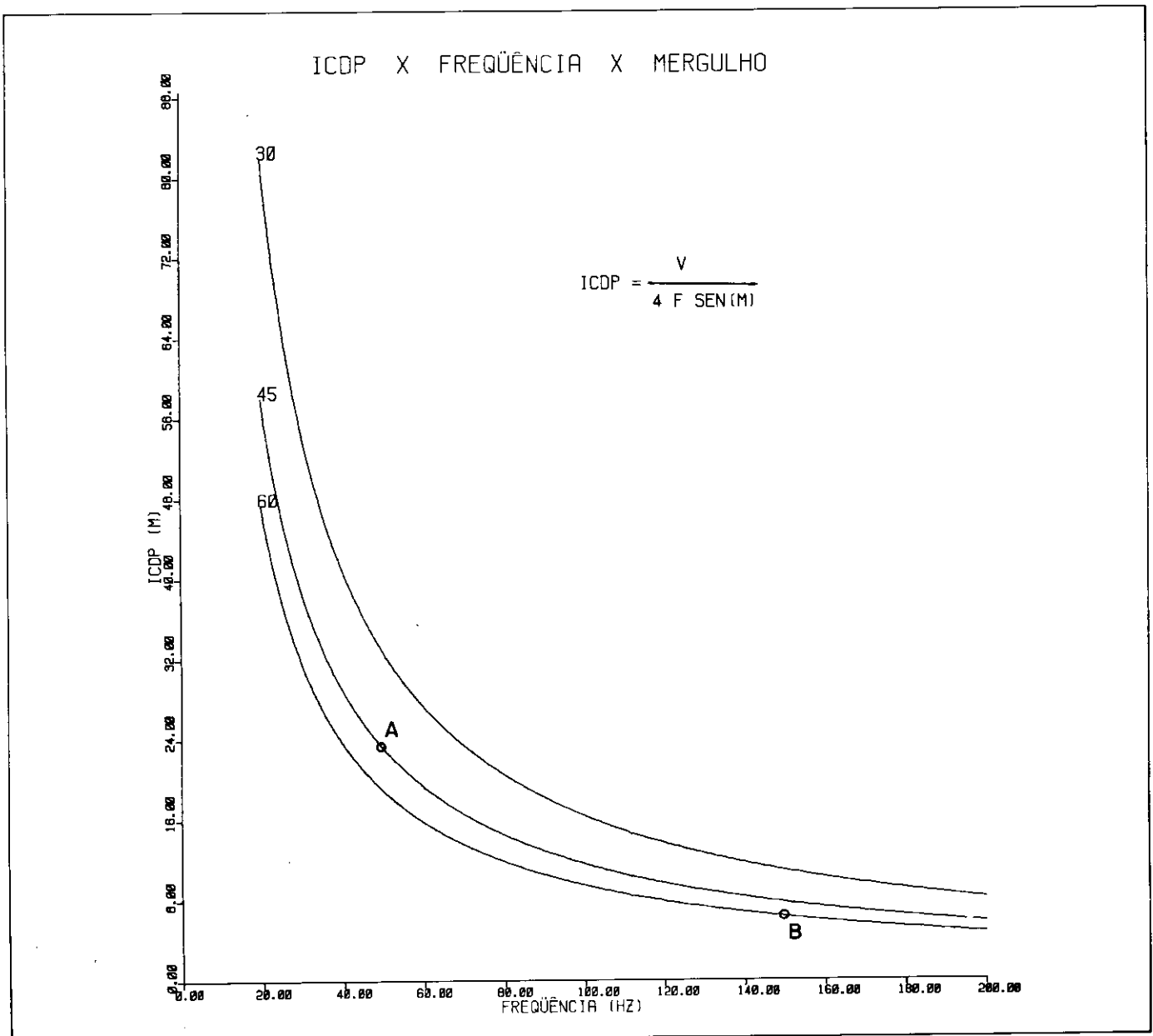


Fig. 15 - Relações entre ICDP, frequência e ângulo de mergulho para uma velocidade de 3 280 m/s.
 Fig. 15 - Relationships between ICDP, frequency, and angle of dip for a velocity of 3 280 m/s.

3.3 — *Stackarray* — Intervalo entre Estações, Intervalo entre PT e Comprimento do Arranjo de Campo

STACKARRAY

Em sismica de alta resolução, os objetivos são rasos, e pelas razões apontadas no item 3.1, o afastamento máximo fonte-receptor é pequeno. O *ground roll* é, quase sempre, um ruído muito forte nos traços próximos à fonte. Como em sismica de alta resolução todos os traços estão próximos à fonte, atenuar este ruído é uma das principais tarefas a ser perseguida ao selecionar-se os parâmetros de campo e o tratamento a ser aplicado aos dados. A maneira mais óbvia de tentar atenuar o *ground roll* é usar longos arranjos de campo. Entretanto, estes arranjos irão eliminar, também, as altas frequências, o que implica em perda de resolução. Assim, o uso de arranjos de campo longos é descartado.

Nos últimos anos tem se adotado, cada vez mais freqüentemente, um esquema de aquisição de dados em que se combina adequadamente arranjos de campo curtos, intervalos entre estações e intervalos entre pontos de tiro. Este esquema ficou conhecido sob a determinação de *stackarray*. Romanelli e Tassini, no Informe Geofísico — Efeitos Nocivos de Arranjos Longos, 1982, advogam o uso deste esquema de aquisição no Brasil. Hoje, na PETROBRÁS, é usado em diversas áreas.

Em levantamentos convencionais, costuma-se receitar este esquema em áreas onde o *ground roll* é particularmente severo. Como em sismica de alta resolução este ruído é freqüentemente um problema, deve-se sempre estudar a possibilidade de ser aplicado o esquema de aquisição *stackarray*.

Neste trabalho, discute-se esta geometria de aquisição considerando o uso de arranjos de geofones e lançamento do tipo *end-on*.

Morse e Hildebrandt (1989), no artigo *Ground roll suppression by the stackarray*, onde discutem detalhadamente o esquema de aquisição *stackarray*, definem o arranjo CDP como sendo o arranjo formado pelos n elementos que constituem uma família CDP, com separação entre elementos sendo igual à separação entre os traços desta família. No domínio do afastamento, tem-se que, desprezando a correção de NMO, a resposta do *stackarray* é o resultado da convolução do arranjo de campo, cuja saída é uma soma realizada antes do registro dos dados, com o arranjo CDP, cuja saída (um traço empilhado) é o resultado da soma de traços após o registro dos mesmos (lembramos que a resposta combinada da aplicação simultânea, no campo, de arranjos de tiros e de receptores é a convolução destes dois arranjos). Portanto, a resposta do *stackarray* no domínio número de onda, k , é o produto das respostas dos arranjos de campo e CDP. A figura 16 explica a eficiência deste esquema na atenuação do *ground roll*. Nesta figura, mostra-se o resultado

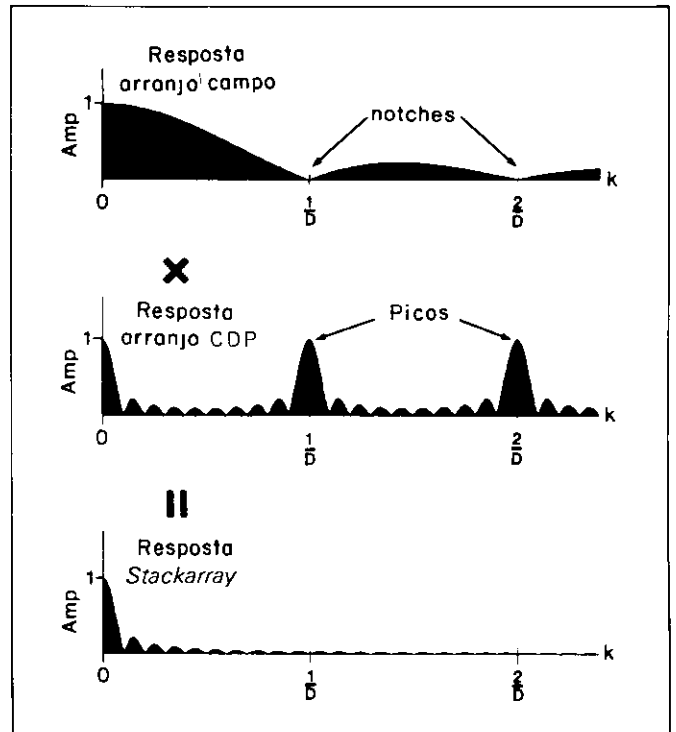


Fig. 16 - A resposta final obtida ao se aplicar o *stackarray* é o resultado do produto, no domínio número de onda, dos espectros de amplitude do arranjo de campo e do arranjo CDP (modificada de Morse e Hildebrandt, 1989).

Fig. 16 - Final response obtained by using *stackarray* is the product, in the wave number domain, of the field array amplitude spectrum, by the CDP array amplitude spectrum (modified from Morse and Hildebrandt, 1989).

obtido quando o comprimento efetivo do arranjo linear de campo e a separação entre elementos na família, ou arranjo, CDP é igual entre si e a D . O que se deve notar neste esquema é que nos números de onda onde o arranjo CDP tem um pico, a resposta do arranjo de campo tem um zero. Assim, a resposta combinada dos dois arranjos proporciona grande atenuação do *ground roll*.

Em levantamentos terrestres com geometria *end on*, esta resposta é obtida usando-se intervalo entre estações, IE , igual ao intervalo entre pontos de tiro, IPT , e comprimento do arranjo linear de receptores, D , igual a $2 \times IE$.

A correção de NMO produz um efeito significativo sobre os dados, o que implicará numa mudança da geometria de aquisição. Corrigindo-se de NMO uma família CDP, os refletores ficam horizontalizados e o alinhamento e conteúdo de frequências do *ground roll* são mudados.

Morse e Hildebrandt (1989) mostram que para resolver este problema, para a geometria *end-on* terrestre, deve-se continuar usando $IE = IPT$ mas, ao invés de usar o comprimento do arranjo igual a $2 \times IE$, deve-se usar este comprimento igual a, apenas,

IE. Além disso, deve-se fazer um *mix* de dois traços na seção empilhada. Morse e Hildebrant (1989) apresentam exemplo com dados sintéticos que comprovam que esta última geometria associada ao *mix* dá o melhor resultado de atenuação do *ground roll*.

Os mesmos autores apresentam também um exemplo obtido com dados reais que foram levantados usando laço *end-on* com $IPT = IE = 7,6$ m. Foram simuladas geometrias A, B e C, usando-se arranjos com comprimentos (D) de 7,6 m ($D = IE$), 15,2 m ($D = 2 \times IE$) e 23,0 m ($D = 3 \times IE$), respectivamente. Na figura 17, são apresentadas as seções preliminares obtidas após idêntico processamento. Nas figuras 17a-c, estão os resultados obtidos a partir das geometrias A, B e C, respectivamente. Na figura 17d apresenta-se o resultado obtido ao se tomar os dados registrados com geometria A e aplicando-se *mix* de dois traços na seção empilhada. Foram considerados ainda que os resultados obtidos com geometria B e geometria A mais *mix* são de qualidades equivalentes. Isto se deve ao fato da velocidade do *ground roll* ser muito menor do que a V_{nmo} , o que faz com que as mudanças nas características do *ground roll*, citadas anteriormente, sejam pequenas. Entretanto, chamam a atenção para o fato de que o resultado obtido com geometria A mais *mix* nada fica a dever com o obtido com a geometria B.

Afinal, recomenda-se que a geometria A seja a usada nos levantamentos de alta resolução. Assim, determinando o ICDP pelos meios já discutidos, seleciona-se $IE = 2 \times ICDP$, daí, segundo a teoria do *stackarray*, $IPT = IE$ e arranjo de campo linear com comprimento igual a IE.

3.4 — Multiplicidade e Número de Canais

Tendo determinado os afastamentos mínimo e máximo e o intervalo entre estações, os parâmetros multiplicidade e número de canais ficam, a princípio, já estabelecidos. Entretanto, fatores de ordem prática: a não existência do número total de canais desejados; ou de qualidade: multiplicidade reconhecidamente baixa para a área em questão, podem provocar um reestudo dos afastamentos e de IE.

A multiplicidade pode ser determinada pela comparação de qualidade de seções processadas com o mesmo dado, com coberturas diferentes.

Determinando-se uma cobertura mínima aceitável e, ainda, os afastamentos e o IE, vamos supor que o número de canais disponíveis seja maior do que o pré-selecionado. Na prática esta situação deve ocorrer com certa facilidade, visto que os afastamentos máximos, em sísmica de alta resolução, são pequenos e o número de canais disponíveis nos sismógrafos é cada vez maior. Como se sabe, quanto mais fina a amostragem do *ground roll*, melhor será a sua atenuação. Assim, respeitando-se o devido aumento de custos, deve-se considerar inicialmente

a possibilidade de diminuir o intervalo entre estações para permitir o aumento do número de canais a serem utilizados. Como $IPT = IE$, além de maior supressão do *ground roll*, será obtida maior multiplicidade.

3.5 — Razão de Amostragem, Filtro Anti-Falseamento e Comprimento do Registro (A Importância das Altas Frequências)

A razão de amostragem e a frequência de corte do filtro anti-falseamento estão diretamente relacionados com a frequência máxima que se quer preservar. Temos que garantir que a frequência de Nyquist esteja acima da frequência máxima, F_{max} . Alguns autores usam a frequência de Nyquist como sendo igual ao dobro da F_{max} desejada (Knapp e Steeples, 1986a), estabelecendo, então, a frequência de corte do filtro anti-falseamento como sendo $2 F_{max}$. Outros preferem usar frequência de corte maior que $2 F_{max}$ e declividade do filtro mais forte do que as convencionais.

Nos sismógrafos, a razão de amostragem e o comprimento do registro estão relacionados, pois estes instrumentos só podem registrar um número máximo fixo de amostras. Assim, a seleção do intervalo de amostragem determina o comprimento do registro. Deve-se garantir que este comprimento seja tal que os "sorrisos" provocados pelo operador de migração não atinjam o refletor mais profundo de interesse.

3.6 — Filtro Corta-Baixa

A prática tem demonstrado que ruídos de baixas frequências podem ter amplitudes suficientemente altas a ponto de saturar a faixa dinâmica do sismógrafo e impedir o registro de sinais com altas frequências. Estes ruídos podem ser ambientais, tais como, vento, chuva, tráfego, etc., ou gerados pela detonação das fontes sísmicas. Neste último caso, serão ruídos coerentes. Além disso, a Terra atua como um filtro corta-alta, absorvendo mais as altas frequências do que as baixas.

Uma das maneiras de tentar atenuar estes ruídos é usar arranjos de campo. Este tipo de possibilidade foi discutida no item 3.3. Como os arranjos de campos são curtos, os comprimentos de ondas atenuados são, também, pequenos. Considerando ruídos com velocidade constante, isto implica que as frequências destes ruídos serão altas. Assim, mesmo com a aplicação do *stackarray*, deve-se usar filtro corta-baixa com frequência de corte elevada.

Mayne (1986) diz que a frequência dominante devolvida pela Terra é de 20 Hz e que a declividade do filtro corta-alta (a Terra) é de 0,8 dB/Hz. Além disso, Knapp e Steeples (1986a) consideram que um evento, para ser significativo, sua amplitude pode estar, no

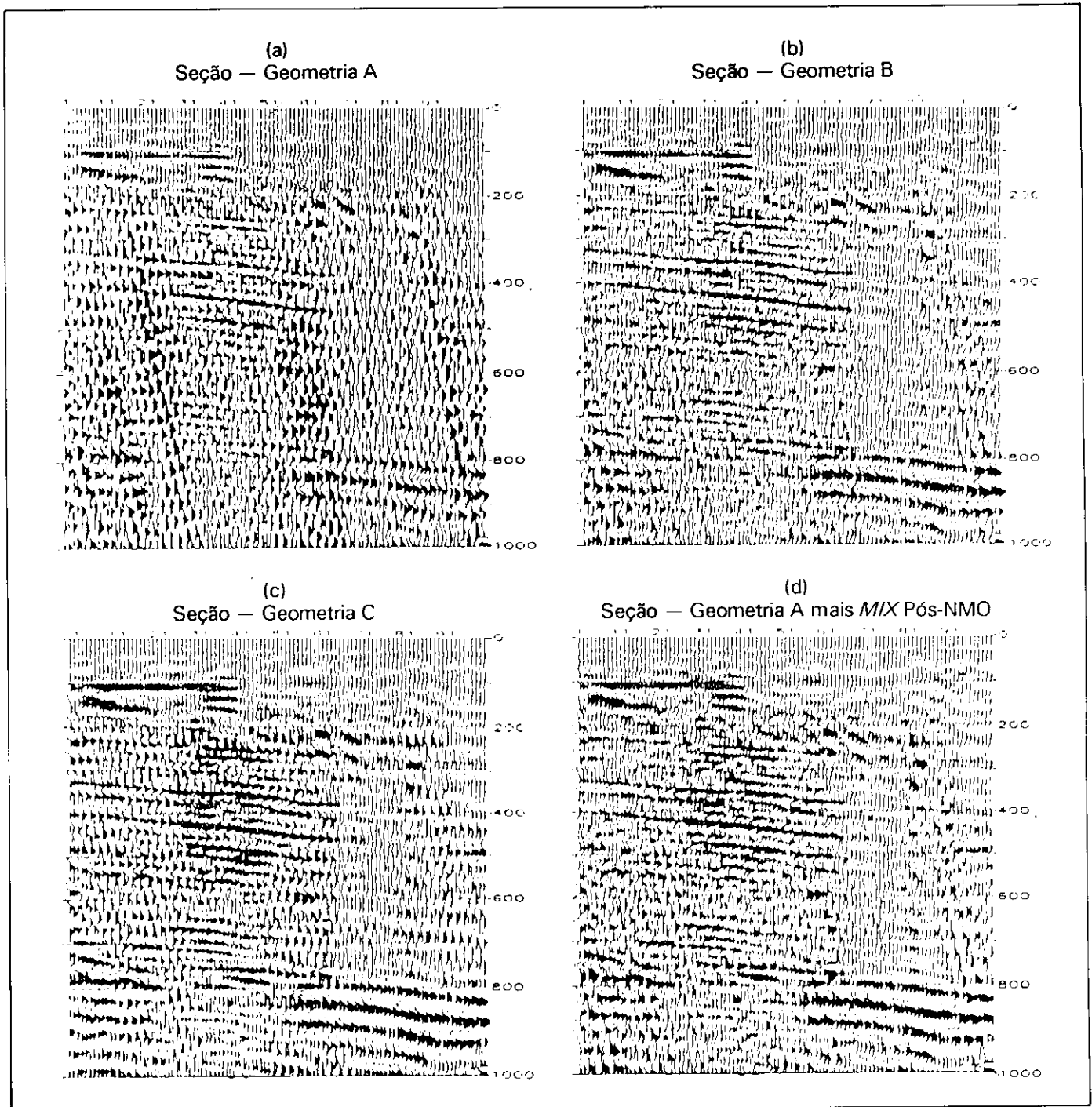


Fig. 17 - Seções empilhadas obtidas com (a) geometria A, (b) geometria B, (c) geometria C e (d) geometria A + *mix* de dois traços na seção empilhada (modificada de Morse e Hildebrandt, 1989).

Fig. 17 - Stacked sections obtained by (a) geometry A, (b) geometry B, (c) geometry C, and (d) geometry A + *mix* of two traces in the stacked section (modified from Morse and Hildebrandt, 1989).

máximo, 48 dB abaixo da amplitude de um outro evento qualquer (isto é, que um evento seja, no máximo, 251 vezes mais fraco que outro). Assim sendo, estudemos o que será registrado pelo sismógrafo (fig. 18). Sem a aplicação de qualquer filtro, os sinais até 20 Hz serão registrados sem qualquer atenuação. Os eventos com 50 Hz, atenuados pela Terra de 24 dB ($30\text{Hz} \times 0,8 \text{ dB/Hz}$) e os eventos com 80 Hz, serão atenuados de 48dB, atingindo o "limite

de significação". Acima de 80 Hz, segundo os autores acima citados, nada teríamos de significativo.

Para se conseguir registrar eventos com frequências superiores a 80 Hz, é preciso aplicar filtro corta-baixa antes da conversão analógico/digital (conversão A/D). Por exemplo, usemos um filtro corta-baixa de 80 Hz e 24 dB/oit. Como pode-se ver na figura 18, a aplicação deste filtro promove um balanceamento do espectro de amplitude. Os eventos com

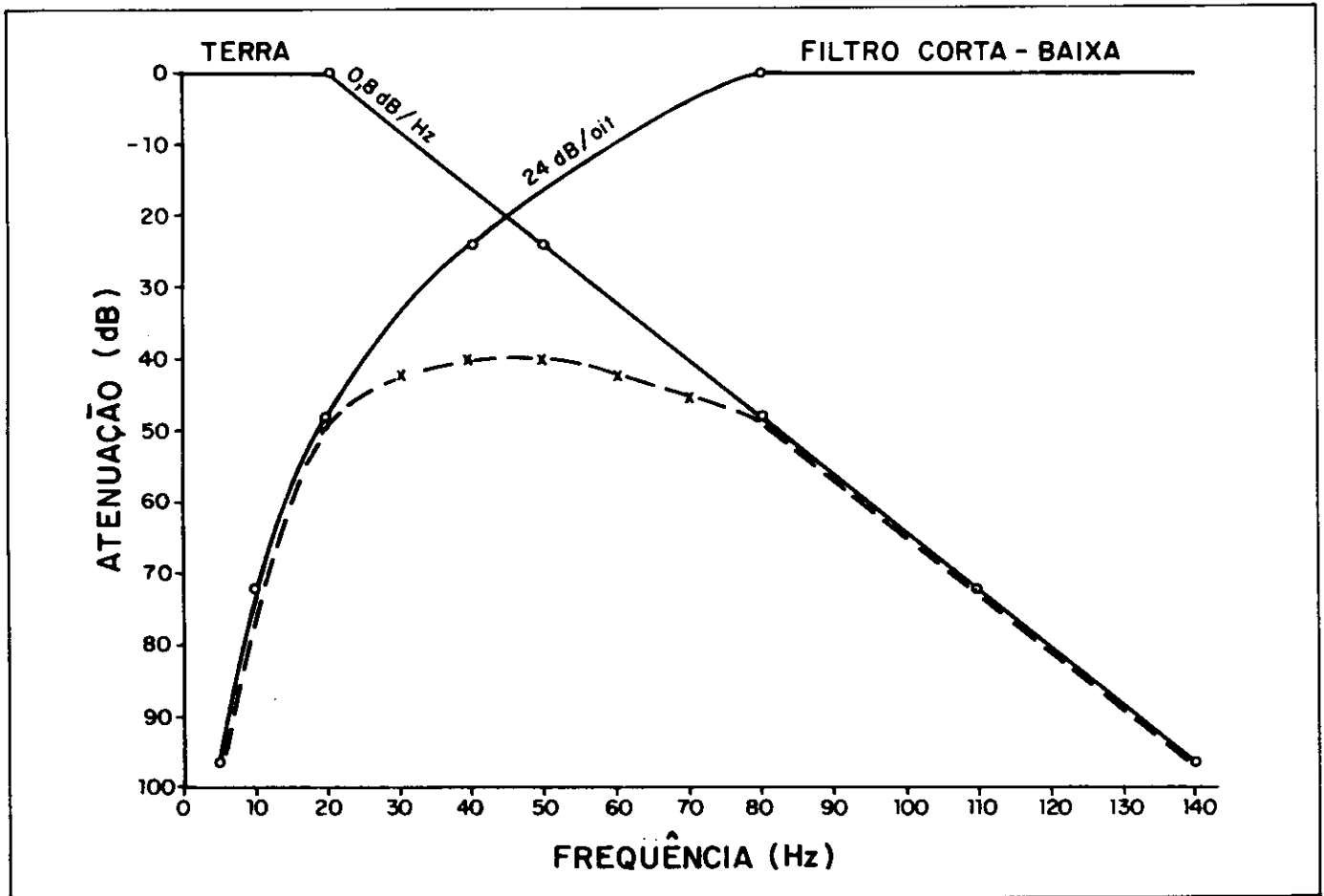


Fig. 18 - A linha TERRA representa o efeito corta-alta provocado pela Terra. A linha FILTRO representa o efeito provocado pelo filtro corta-baixa de campo. A linha tracejada representa o resultado da ação conjunta da Terra e do Filtro.

Fig. 18 - The line TERRA represents the high-cut effect of the earth. The line FILTER represents the effect of the low-cut filter of the field filter. The broken line represents the combined action of the earth and filter.

freqüências entre 20 e 80 Hz seriam registrados, aproximadamente, com as mesmas amplitudes (linha pontilhada). A 110 Hz, a atenuação seria de 24 dB e a 140 Hz, a atenuação seria de 48 dB atingindo-se, então, o novo limite de significação. No lado das freqüências baixas este limite seria atingido em 5 Hz. Mesmo desprezando-se freqüências abaixo de 35 Hz, fica-se com duas oitavas para trabalhar, o que, como vimos, é muito bom.

Knapp e Steeples (1986a) fizeram um teste de campo em que registraram os dados com e sem filtro corta-baixa. A freqüência de corte usada foi de 220 Hz e a declividade de 24dB/oit, todas as demais variáveis, tanto de aquisição quanto de processamento, foram as mesmas nos dois trabalhos. Na figura 19, são apresentados os espectros de amplitude obtidos nos dois casos. Os dados registrados com o filtro desligado apresentam banda de freqüências mais estreita do que os registrados com o filtro ligado. Os dados não filtrados têm pouca energia acima dos 250 Hz. As baixas freqüências saturaram o sistema de registro. Os dados que sofreram filtragem corta-baixa apresentam uma banda mais

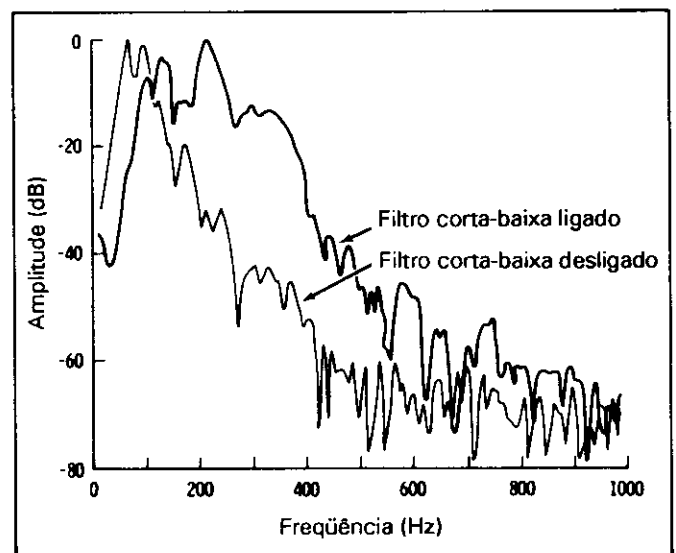


Fig. 19 - Espectros de amplitude normalizados obtidos ao se registrar dados com o filtro de campo ligado ou desligado (modificada de Knapp e Steeples, 1986).

Fig. 19 - Normalized amplitude spectra obtained by registering data with the field filter on and off (modified from Knapp and Steeples, 1986a).

larga de freqüências e energia significativa para sinais com freqüências de até 500 Hz.

3.7 — Fonte Sísmica

Neste artigo limita-se a discussão de fontes explosivas usadas em levantamentos sísmicos terrestres.

Ziolkowski e Lerwill (1979) chegaram às seguintes relações sobre comprimento e forma da assinatura da fonte e a massa, M , da carga, no campo remoto:

- I) a duração do pulso é proporcional a $M^{1/3}$;
- II) a amplitude do pulso é proporcional a $M^{1/3}$;
- III) a banda de freqüências é inversamente proporcional a $M^{1/3}$;
- IV) o espectro de amplitude do pulso é proporcional a $M^{2/3}$.

A partir de (I) e (III), conclui-se que a diminuição da quantidade de carga explosiva é favorável ao aumento da resolução. Como já vimos, quanto mais curto e mais rico em altas freqüências, maior o poder de resolução da assinatura da fonte. Entretanto, de (II) e (IV), conclui-se que o preço a pagar é a diminuição da razão sinal/(ruído de fundo).

A grande questão que, em geral, é resolvida através da realização de testes de campo, é até que ponto se pode diminuir a quantidade de carga, mantendo uma razão S/R aceitável. Na figura 20, ilustra-se o efeito obtido ao se reduzir a quantidade de carga. Os dados foram obtidos usando-se oito canais de registro, um único geofone por estação, separados por 12 m e cargas colocadas a 7 m de profundidade. A carga original é $M = 0,45$ Kg.

O registro *a* apresenta um sinal forte em 0,5 s. À medida que se diminui a quantidade de carga, o conteúdo de freqüências e, conseqüentemente, a resolução, aumentam. No registro *c*, o sinal em 0,5 s se subdivide em dois eventos. Ainda neste registro, passa a ser reconhecido um evento a 0,33 s. Quando se diminui ainda mais a carga, registro *d*, a razão S/R fica muito baixa. Estudando-se estes registros, certamente o escolhido seria o *c*, obtido com $M/4$.

Testes de comparação entre diferentes quantidades de carga, semelhantes ao discutido, também foram feitos por Pullin *et al.* (1986) e Baccar (1984). Os resultados obtidos ratificam os aqui apresentados.

Além da quantidade, a profundidade da carga também afeta o conteúdo de freqüências do pulso e a razão S/R do registro. Em geral, cargas mais profundas propiciam maiores bandas de freqüências e razão S/R. O que se verifica na literatura é que a profundidade da carga é determinada experimentalmente, escolhendo-se a mais rasa, que proporciona sismogramas de boa qualidade. É interessante frisar que tanto Ziolkowski e Lerwill (1979) quanto Pullin *et al.* (1986), em trabalhos onde foram obtidos dados de excelente qualidade, posicionaram a fonte abaixo da ZBV.

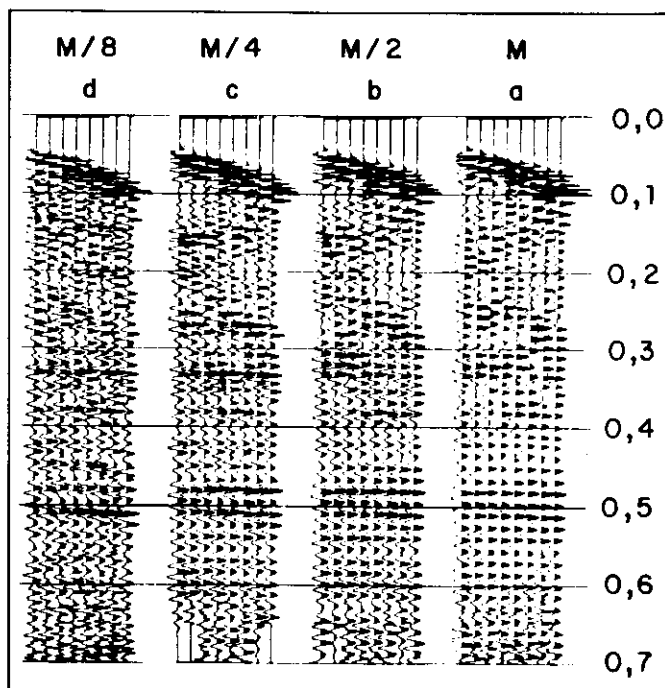


Fig. 20 - Ilustração do efeito obtido ao se reduzir a quantidade de carga (modificada de Ziolkowski e Lerwill, 1979).

Fig. 20 - Illustration of the effect obtained if the quantity of the charge is reduced (modified from Ziolkowski and Lerwill, 1979).

4 — DADOS REAIS

Neste item, será realizado um exercício de cálculo dos parâmetros de campo para um levantamento de alta resolução. Apenas como complementação, será apresentada a seção final obtida a partir de um levantamento de alta resolução, feito na Bacia Potiguar, e comparada com a seção convencional da área.

4.1 — Um Exemplo de Determinação de Parâmetros de Campo

Para a realização deste exercício, será usada uma área na Bacia Potiguar. Nesta área, foi realizado um levantamento experimental de alta resolução, cujos resultados serão resumidamente discutidos no próximo item. Como dados existentes, que devem ser consultados antes de se selecionar os parâmetros de campo, deve-se considerar, também, os dados obtidos com este levantamento. Serão usados, ainda, dados de um poço da área.

— Objetivo Exploratório

O perfil geológico da área é apresentado na figura 21. O objetivo exploratório principal é resolver uma fina camada de arenito com 6 m de espessura, situada a aproximadamente 271 m de profundidade com velocidade de 2 600 m/s. Os objetivos secun-

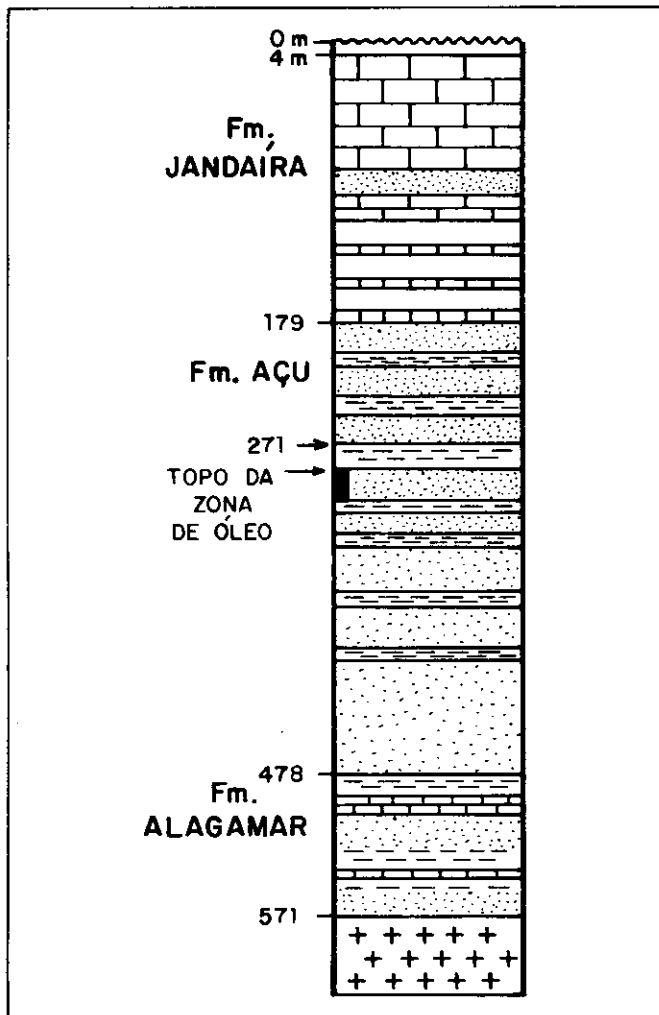


Fig. 21 - Perfil geológico da área a ser levantada.
 Fig. 21 - Geological section of the area to be surveyed.

dários são mapear os topos das formações Açú e Alagamar e o embasamento.

— Informações Necessárias

De acordo com o item 3 deste relatório e, ainda, segundo a figura 14, as informações mais importantes necessárias ao cálculo dos parâmetros de campo são: tempo-duplo do objetivo, velocidade média até o objetivo, mergulho máximo e frequência máxima. Consultando os dados disponíveis, basicamente, o perfil geológico, figura 21, uma modelagem obtida a partir deste perfil (o poço fornece as velocidades da área), figura 22, e as seções finais apresentadas nas figuras 23 e 24, obtém-se:

- Tempo-duplo do objetivo = 176 ms
- Velocidade média = 3 080 m/s
- Mergulho máximo = para tornar o trabalho mais interessante, considera-se importante mapear corretamente a falha observada na figura 24. O mergulho da mesma, no topo do Açú, é de 60°.

- Frequência máxima = este é um parâmetro fundamental e está intimamente relacionado com a resolução esperada. Na prática, observa-se que, a grosso modo, a frequência máxima é 40% maior do que a frequência dominante. A frequência dominante necessária para se resolver um objetivo pode ser medida num sismograma sintético ou calculada diretamente a partir da equação (12). A partir daí:

$$f_d = \frac{V}{4\Delta Z}$$

No caso em questão:

$$f_d = \frac{2\ 600\text{m/s}}{4 \times 6\text{m}} = 108\text{Hz}$$

Assim:

$$f_{\text{max}} = 1,4 \times 108\text{Hz} = 150\text{Hz}$$

Os parâmetros de campo serão estabelecidos segundo a ordem dada na figura 14.

— Afastamentos Mínimo e Máximo

- Afastamento máximo: usando diretamente a regra prática, estabelece-se este afastamento em 270 m. São feitas duas observações. A primeira é que não se pode usar a equação (17), pois não há refração no topo da camada de arenito (a velocidade da camada de arenito é menor do que a da camada acima dela). A segunda é que, após o cálculo do IE, multiplicidade e número de canais, em geral, os valores de alguns parâmetros têm que ser modificados. Como o perfil geológico indica que esta camada se situa no topo da zona de óleo, desde já considera-se a possibilidade de aumentar este afastamento (para se atingir profundidades maiores do que a do topo desta zona).
- Afastamento mínimo: analisando a modelagem com *ground roll*, figura 22, vemos que este ruído é muito forte nos traços mais próximos da fonte, mas que a partir de 60 m pode-se definir, com boa qualidade, as primeiras quebras. Assim, selecionou-se 60 m como afastamento mínimo.

— Intervalo entre Traços na Seção Empilhada (ICDP)

Para escolher este parâmetro, foram usados gráficos ICDP x frequência x mergulho. Estes gráficos são particularmente interessantes quando, com o objetivo de economizar, se quer usar ICDP maior do que o estabelecido teoricamente. Usando-se este gráfico, sabe-se imediatamente as frequências que serão sacrificadas ao se usar determinado ICDP.

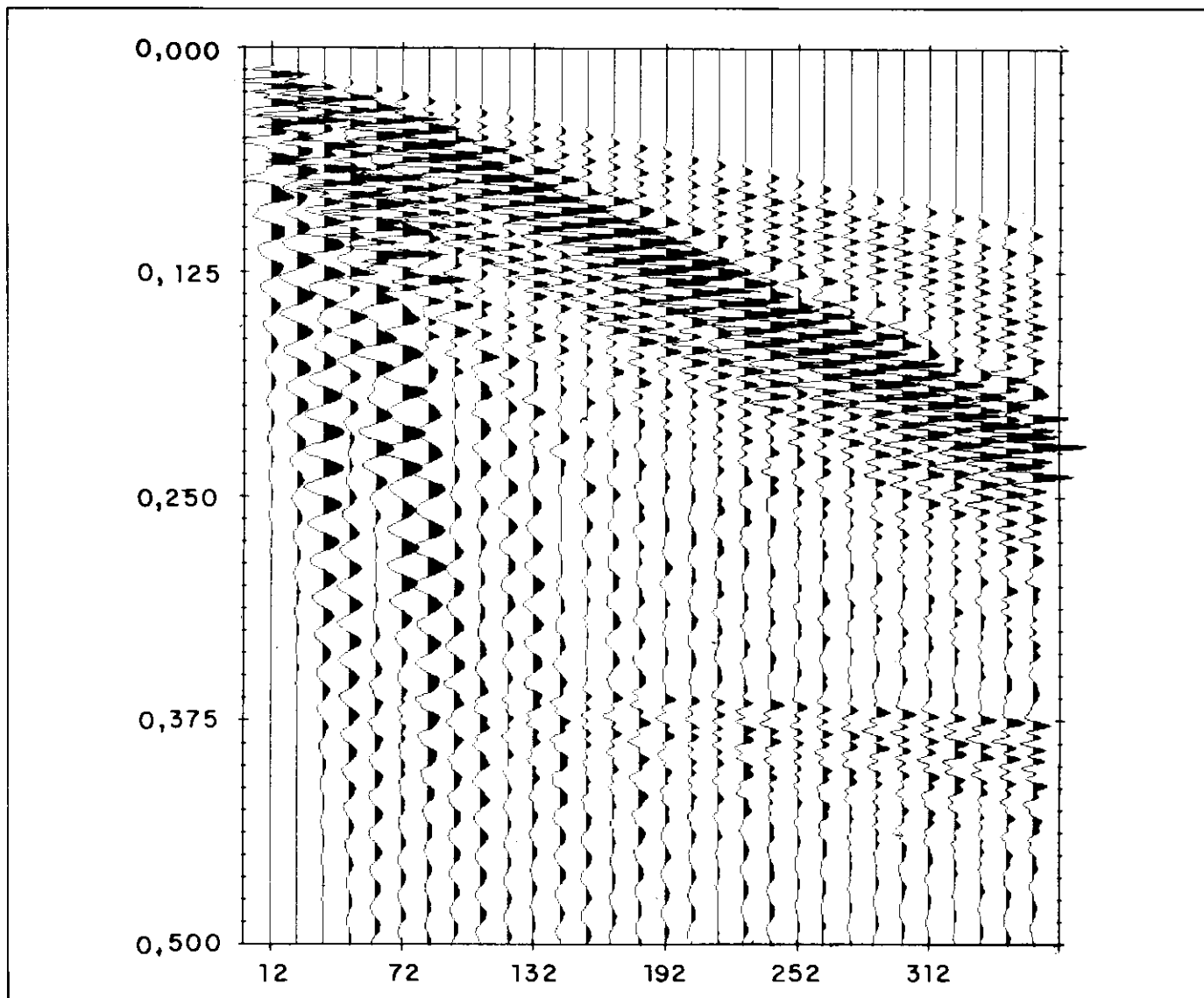


Fig. 22 - Modelagem realizada a partir dos dados da área de interesse.
 Fig. 22 - Modeling based on data from the area of interest.

Para o cálculo do ICDP, usou-se a equação (18). Para se garantir migração correta em toda a seção, calculou-se o ICDP com o objetivo de amostrar corretamente o evento de maior mergulho presente na seção, que é a falha no topo da Formação Açú. Neste caso, a velocidade será de 3 280 m/s e $\alpha = 60^\circ$, daí:

$$ICDP = \frac{3280 \text{ m/s}}{4 \times 150 \text{ s}^{-1} \times \sin 60^\circ} = 6 \text{ m}$$

Obviamente, esta é uma opção bastante segura. Optando-se por usar menores frequências e mergulhos, aumenta-se ICDP e diminui-se os custos do levantamento.

STACKARRAY

Segundo este esquema, tem-se:

- Intervalo entre estações (IE) = 2 x ICDP = 12 m

- Intervalo entre pontos de tiro (IPT) = IE = 12 m
- Arranjo linear de geofones com comprimento efetivo = IE = 12 m

- Multiplicidade e Número de Canais

Considerando que a seção mostrada na figura 24 é de boa qualidade, e sabendo que a multiplicidade é de 12, estabeleça-se 1 200% como cobertura aceitável para o levantamento. Para determinação do número de canais, usa-se:

$$NC = M \frac{IPT}{ICDP} \quad (19)$$

onde:

- M = multiplicidade
- NC = número de canais

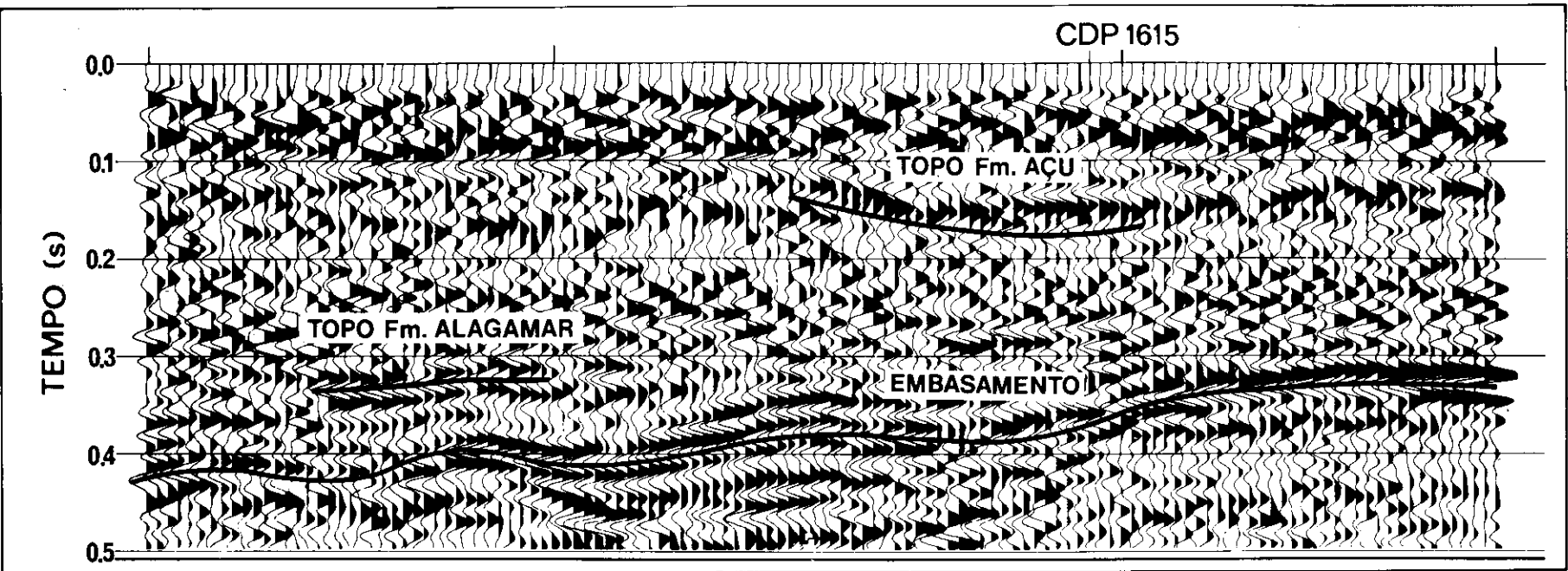


Fig. 23 - Seção sísmica convencional.
Fig. 23 - Conventional seismic section.

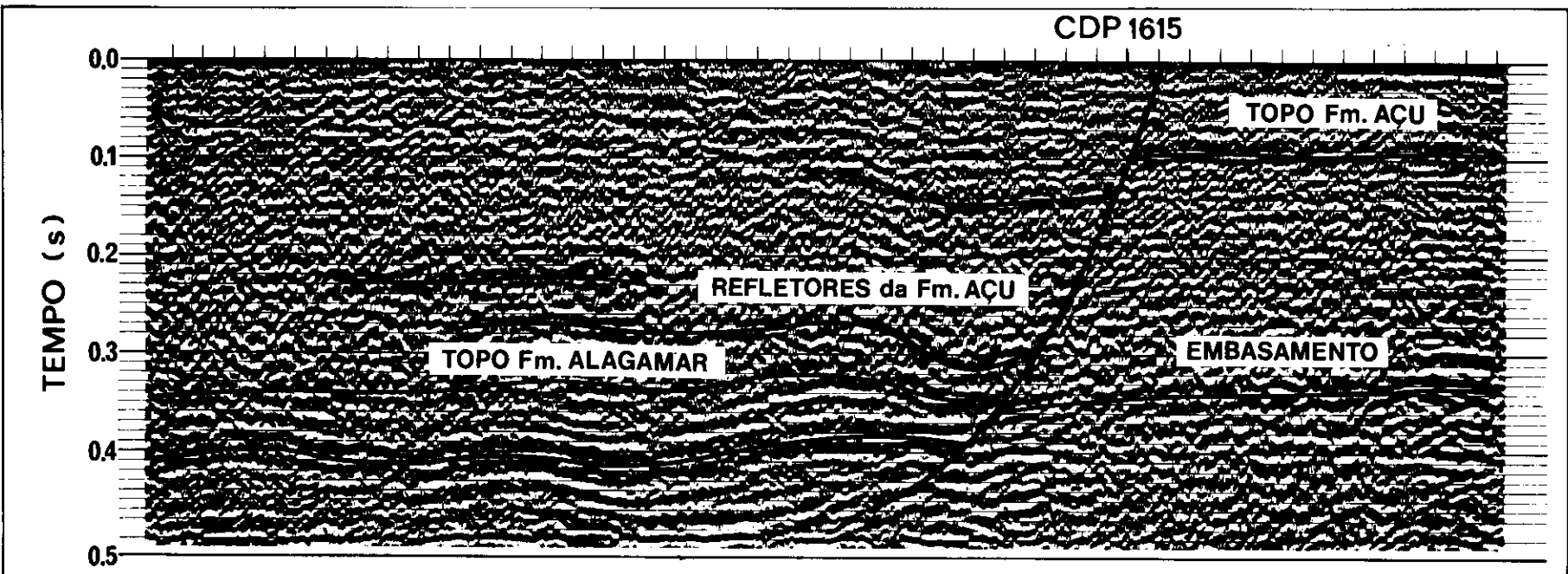


Fig. 24 - Seção sísmica de alta resolução.
Fig. 24 - High-resolution seismic section.

Daí, $NC = 24$. O número de canais também é dado por:

$$NC = \frac{\Delta X}{IE} + 1 \quad (20)$$

onde:

ΔX = afastamento máximo - afastamento mínimo

Para compatibilizar todos os parâmetros, altera-se o ΔX (até agora, $\Delta X = 270 - 60 = 210$ m):

$$\Delta X = (NC - 1) IE = 276 \text{ m} \quad (21)$$

Mantendo o afastamento mínimo em 60 m e aumentando o afastamento máximo dos 270 m, anteriormente calculado, para 336 m, o novo lançamento será:

— Lanço: 0 - 60 - 336 m

— Razão de Amostragem e Filtro Anti-Falseamento

Como a frequência máxima é de 150 Hz, usa-se intervalo de amostragem $\Delta t = 2$ ms ($F_{nyq} = 250$ Hz) e frequência de corte do filtro anti-falseamento em 150 Hz.

— Filtro Corta-Baixa

Estudando a modelagem (com *ground roll*), figura 22, vê-se que a frequência dominante do *ground roll* é de aproximadamente 25 Hz. Considerando que boa parte deste ruído será atenuado pelo *stackarray*, e que se deve tentar preservar duas oitavas de frequências nos dados (neste caso, 38-75-150 Hz), seleciona-se 38 Hz como frequência de corte do filtro corta-baixa.

Estes são os principais parâmetros a serem calculados quando da realização de um levantamento de sísmica de alta resolução.

4.2 — Seções Convencional e de Alta Resolução da Bacia Potiguar

Apenas a título de complementação do presente trabalho serão discutidas, resumidamente, as seções obtidas com parâmetros convencionais e com parâmetros de alta resolução, figuras 23 e 24, respectivamente. Estes resultados finais foram obtidos através dos melhores tratamentos que se conseguiu aplicar a cada conjunto de dados. Os principais parâmetros de aquisição da linha de alta resolução foram: $IE = 12$ m; $IPT = 3$ m; $ICDP = 1,5$ m; $\Delta t = 0,5$ ms e $M = 1$ 200% (usou-se $IE = 12$ m e $IPT = 3$ m por problemas operacionais). Os problemas que se teve foram criados pelo fato de se ter usado um sismógrafo Abem Terraloc com apenas 24 canais, 2 cabos sismográficos, 8 bits de precisão e ganho com ponto fixo. Os principais parâmetros da linha convencional foram: $IE = 50$ m; $IPT = 50$ m; $ICDP = 25$ m; $\Delta t = 2,0$ ms e $M = 1$ 200%.

A interpretação das seções foi feita em conjunto com geofísicos do Distrito de Exploração da Bacia Poti-

guar — DEBAR. As seções estão plotadas, aproximadamente, nas mesmas escalas. As principais vantagens da linha de alta resolução sobre a convencional são:

- identificação de uma falha com rejeito aproximado de 60 m (CDP 1615);
- mapeamento mais extenso do topo da Formação Alagamar. Na seção convencional, identifica-se apenas um trecho deste refletor;
- mapeamento descontínuo de dois refletores dentro da Formação Açú. O objetivo principal do levantamento experimental de alta resolução era o de possibilitar a definição de refletores dentro da Formação Açú onde, com a seção convencional, não se obtém qualquer informação;
- mapeamento parcial do topo da Formação Açú, um pouco mais extenso do que se obtém na seção convencional.

Os dados obtidos com o levantamento experimental de alta resolução são de qualidade entre razoável e boa e, sem dúvida, fornecem mais informações do que as obtidas convencionalmente.

Esses dados foram coletados usando-se equipamentos não recomendáveis para estudos de alta resolução (sismógrafo, geofones). A simples utilização de equipamentos atualmente disponíveis, tais como, sismógrafo de 14 bits, geofone com frequência natural de 60 Hz e a realização de alguns testes de campo para definição do tipo, quantidade e profundidade da fonte, frequência do filtro corta-baixas, cobertura, etc., certamente proporcionarão a obtenção de resultados finais melhores do que os obtidos com este primeiro experimental.

5 — CONCLUSÕES

Com o avanço nas áreas de geração de altas frequências e de supressão de ruídos, que ocorreram nos últimos anos, a sísmica de alta resolução se tornou bastante atraente.

Neste trabalho, discutem-se conceitos básicos de resolução sísmica, determinação de parâmetros de aquisição para obtenção de alta resolução e apresentam-se os resultados obtidos ao se aplicar esta técnica em Alto do Rodrigues, na Bacia Potiguar.

Um dos objetivos deste trabalho é divulgar a aplicação do método sísmico com parâmetros de alta resolução na PETROBRÁS. Além da sua evidente aplicação em exploração, esta técnica é útil em geofísica de reservatório, geologia rasa e geotecnia. A sísmica de alta resolução vem dando os seus primeiros passos, na Empresa, em todas estas áreas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANSTEY, N.A. Whatever happened to ground roll? *The Leading Edge*, v. 5, n. 3, 1986.
- _____. Field techniques for high resolution. *The Leading Edge*, v. 5, n. 4, 1986.

- BACCAR, M.A. *Determinação de parâmetros de campo na sísmica de reflexão*. [s.l.: s.n.], 1984. (Relatório interno).
- BROUWER, J.H., HELBIG, K. *High resolution seismic processing: the upper limit*. [s.l.: s.n., 19].
- HUNTER, J.A. *et al.* Field experience with the "optimum window" hammer seismic reflection technique. *In: ANNUAL INTERNATIONAL MEETING SEG, 52. Proceedings*. [s.l.: SEG].
- KALLWEIT, R.S., WOOD, L.C. The limits of resolution of zero-phase wavelets. *Geophysics*, v. 47, n. 7, 1982.
- KNAPP, R.W., STEEPLES, D.W. High-resolution common — depth — point seismic reflection profiling: instrumentation. *Geophysics*, v. 51, n. 2, 1986.
- . High-resolution common-depth-point reflection profiling: field acquisition parameter design. *Geophysics*, v. 51, n. 2, 1986b.
- KOFOED, O. Aspects of vertical seismic resolution. *Geophysical Prospecting*, v. 29.
- MAYNE, W. H. Letter on "high resolution common — depth — point profiling: field acquisitions parameter design". *Geophysics*, v. 51, n.º 10, 1986.
- MILLER, R.D. *et al.* Field comparison of shallow seismic source. *Geophysics*, v. 51, n. 11, 1986.
- MORSE, P.F., HILDEBRANDT, G.F. Ground roll suppression by the stackarray. *Geophysics*, v. 54, n. 3, 1989.
- PULLIN, N.E., MATTHEWS, L.W., HIRSHE, W.K. Techniques applied to obtain very high resolution 3-D seismic imaging at an Athabasca tar sands thermal pilot. *In: ANNUAL INTERNATIONAL MEETING, 56. Proceedings...* [s.l.: SEG, 1986].
- RICKER, N. Wavelet contraction, wavelet expansion, and the control of seismic resolution. *Geophysics*, v. 18, n. 4, 1953.
- ROSA, A.L.R., TASSINI, J. Efeitos nocivos de arranjos longos. *In: Informe Geofísico*, n. 40, 1982.
- SHARPE, J.A. The production of elastic waves by explosion pressures. *Geophysics*, v. 7, 1942.
- . The effect of charge size on reflection records. *Geophysics*, v. 9, n. 2, 1944.
- SHERIFF, R. C. Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics. *Society of Exploration Geophysicists*. Tulsa, 1974.
- SILVEIRA, D.P., GÉLIO, A.B. Resolução sísmica vertical no Paleocanion de Fazenda Cedro na Bacia do Espírito Santo. *In: CONGRESSO DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA*, 1, 1988. *Anais...* [s.l.: SBG, 1988].
- SOUZA, J.M. *História evolutiva dos explosivos sísmográficos "minilite" e "minitrato"*. [s.l.: s.n., 1988]. (Relatório interno).
- STEEPLES, D.W., MILLER, R.D., KNAPP, R.W. *Dowhole 50 — caliber rifle: an advance in high resolution seismic sources*. [s.l.: s.n.].
- TESSIS, J.F. *Determinação de parâmetros de campo*. [s.l.: s.n., 1984]. (Relatório interno).
- WIDESS, M.B. How thin is a thin bed? *Geophysics*, v. 38, n. 6, 1973.
- . Quantifying resolving power of seismic systems. *Geophysics*, v. 47, n. 8, 1982.
- ZIOLKOWSKI, A., LERWILL, W.E. A simple approach to high resolution seismic profiling for coal. *Geophysical Prospecting*, v. 27, 1979.
- YELMAZ, O. Seismic data processing. *Society of Exploration Geophysicists*.

EXPANDED ABSTRACT

The main purpose of applying the seismic method with high resolution parameters is to map in detail small, shallow structural or stratigraphic features located in areas where conventional seismic has not produced good results. In the last few years, there have been great advances in the generation of high frequencies and noise suppression that have made high-resolution seismic very attractive.

The vertical resolution of a seismic method is its capacity to distinguish between two points separated in depth. The practical limit of resolution, broadly defined in the literature, is a quarter of the length of dominant wave: $\lambda d/4 = V/4Fd$. V is the mean velocity and Fd , the dominant frequency, is the frequency measured in the seismic section. All acquisition and processing efforts are carried out with the objective of obtaining this dominant frequency as high as possible in the final seismic section. Kallweit and Wood conducted studies of the relationship between vertical resolution and frequency range, the number of octaves contained in a pulse, maximum frequency and length of the frequency band. Taking together all the observations made, it was concluded that, to obtain the best resolution, seismic pulses with, at least, two frequency octaves from the highest portion of the spectrum should be obtained. These observations are important in establishing the field parameters. It is fundamental to obtain a source signature under the conditions described above. These parameters must be chosen in a manner to generate and register the source signature.

The seismic source is one of the fundamental field parameters when attempting high resolution acquisition. Ziolkowski and Lerwill determined the important relationship between length and source signature form and explosive mass. These authors concluded that, with a reduction in charge size, a shortening of the seismic

pulse and enlargement of the frequency band was obtained, or that is, an increase in resolution. Meanwhile, the reduction in charge also resulted a reduction in the signal amplitude, where it was concluded that the price to be paid was a decrease in the signal-to-background noise ratio. The main question is resolved through field tests, which determine the point to which it is possible to reduce the charge size while maintaining a acceptable signal-to-background noise ratio.

In high-resolution seismic the objectives are shallow and, therefore, the maximum source-to-receiver offset should be small. In this manner, the ground roll becomes the strongest noise contained in the data. Weakening the ground roll is one of the principal tasks to be undertaken in defining the field parameters. In the last few years, a plan that adequately combines short field arrays, intervals between stations, and intervals between shot points has been adopted. This plan has become known as stackarray. Morse and Hilderbrandt showed that the geometry that provided the greatest weakening of the ground roll, in land surveys, is obtained when $IE = IPT$ and the linear array of the receivers has a length equal to IE .

Practice has shown that low frequency noises can have amplitudes sufficiently high as to saturate the dynamic range of the seismograph and to inhibit the registration of high frequency signals. These noises can be environmental or generated by the detonation of the seismic source, that is, the ground roll. Thus, even with the application of the stackarray plan, low-cut filters with elevated low cut frequency should be used.

High-resolution seismic is a fundamental tool to obtain geologic detailing of areas of interest. This tool is beginning to be used by Petrobras in exploration, reservoir geophysics, and geotectonics.